

大規模地すべり

Gigantic landslides

千木良雅弘／京都大学防災研究所 地盤災害研究部門

Masahiro CHIGIRA／Geohazards division, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

キーワード：地すべり，岩石なだれ，地質構造

Key words：Landslide, rockslide-avalanche, geologic structure

1. はじめに

地すべりには、小規模なものから一山全体が崩れてしまうような非常に大規模で破壊的なものまであり、また、発生のメカニズムにも多様なものがある。そのため、広域的な安定性評価を行う場合には、規模とメカニズムに応じて行う必要がある。小規模なものは、道路法面や宅地に隣接する斜面のような特定場所のものを除くと、ある程度広域的に評価する必要がある。また、大規模なものは、いったん発生すれば、それから避難することはほとんど不可能であることから、発生場所をあらかじめ特定して予測しておくことが不可欠である。さらに、大規模な地すべりは岩屑なだれを伴うことが多く、その場合には被災範囲はkmから10kmオーダーとなることもある。大規模な地すべりの災害を軽減するには、その発生場所を予測すること、発生した場合の土砂の移動範囲と災害を予測すること、そして、これらに基づいて対策を講じておくことが本質的に重要である。幸い、大規模な地すべりは、固有の地質と地形条件に起因して発生することが多く、また、前兆的な地形を示す場合が多いことから、これらを鍵として、個々の発生場所を予測することがある程度可能である。このように大規模な地すべりは発生頻度が小さいことから、それらを理解するには過去の事例を十分に吟味しておく必要がある。

本講座では、従来知られている大規模な地すべり、中でも最大規模の地すべりについて概観し、特にそれらの発生場について整理する。これらは体積が0.1km³程度以上ある巨大なものである。海底にはさらに大規模な地すべりがあるが、ここでは対象を陸上のものに限る。また、ここで対象とする現象は、狭義の地すべりとともに巨大な崩壊も含むものである。陸上で発生する崩壊では火山体に発生するものが特に巨大であるが、そのメカニズムや挙動の理解のためには火山活動そのものの理解が不可欠であることから、これらについては概観するにとどめる。

2. 従来のとりまとめ研究

大規模な地すべりについては、いくつかのとりまとめ

が行われてきた。Voight (1978) は、欧米で発生した大規模な地すべりの事例をまとめた。その後、EisbacherとClague (1984) が科学的記録のあまりないカナダの地すべりの参考にするために、ヨーロッパアルプスの137の事例をまとめた。しかしながら、ここで事例として集められているのは、地形図と写真のみで、地質図や地質断面図はほとんど示されていない。その後、EvansとDeGraff (2002) が1978年以降の研究事例を特集した。火山体の崩壊については、Siebert (2002) がとりまとめている。

わが国では、町田他 (1987) が大規模な崩壊の総括を行った。町田他 (1987) は、わが国すべてにわたって、2.5万分の1地形図を用いて水平面積1 km²以上の巨大崩壊のリストを作成した。それによれば、合計333の巨大崩壊が認められた。北海道に132箇所、東北地方に126、関東・中部に47、中国・四国に9、九州に19箇所である。ただし、彼らは歴史時代に発生したもの以外、体積の見積もりを行っていない。これは、見積もり自体がかなり困難なことによるのであろう。これらの内地質的に最も多いのは、第四紀後期の安山岩 (30%)、次に鮮新世・更新世前期の火山岩23%、次に中新世前・中期火山岩地域 (12%)、同後期の火山岩地域 (9%) である。そして、次に先新第三紀の堆積岩 (8%) である。このように圧倒的に火山岩地域が多い。しかしながら、火山岩地域にある多くは火山活動に起因して発生したものと考えられるが、歴史時代に発生したもの以外、火山活動との関係を厳密に明らかにすることは難しい。町田他 (1987) は、狭義の地すべりは抽出しなかったようであるが、地すべりと崩壊の中間的なもの—つまり、崩壊源にかなりの崩土が残存すると同時に数キロメートル先まで崩土が分布するといったもの—も多かったと記している。

3. 大規模地すべりの事例

3.1 大規模地すべりの概観

表-1に大規模地すべりを規模順に整理した。ここに示すように、大規模地すべりには、火山活動に起因するものと、それ以外とがあり、一般に火山活動に起因する火山体の崩壊が圧倒的に大規模である。表-1内の順番

表一

地すべり(非火山)	国	発生時	死者	体積 (km ³)	移動 様式	地質	地質構造		すべり層	地層 の傾 斜 (°)	すべっ た層の 厚さ (m)	岩石の 硬軟	移動速 度	誘因	急激な動き の場合の前兆	地すべりダム	引用文献
							証目	平行逆目その他									
1 Baga Bogd ハガボグド	Mongolia	第4紀 後期より 70前	—	50 S	第四系礫岩、角 礫岩	〇	〇	蒸発岩?	3	150-200	土~軟岩	?	地震??	?	?	Philip and Ritz (1989)	
2 Saidmarreh サイマレ	Iran	有史前	—	25 S-A	中新統石灰岩、 中新統泥灰質石 灰岩	〇	〇	泥灰質石灰岩	15-25	390	中硬岩?	急速	地震??	座屈による膨 出?	形成	Harrison and Falcon (1937)	
3 Flims フリムス	Switzerland	間氷期	—	12 S-A	ジュラ系石灰岩	〇	〇	?	7-12	600-800	中硬岩?	急速	?	?	形成	Heim (1932), 町田 (1984)	
4 Tsergo Ri ツェルゴリ	Nepal	40 ka	—	10 S	片麻岩、ミグマ イト、優白花崗 岩	〇	?	硫化物鉱床と 関連	?	?	硬岩	?	地震?	—	?	Weidinger et al. (1996) Ibetsberger (1996) Schramm et al. (1998)	
5 Rondu (Mendi) ロンドウ	Pakistan	有史前	—	1.5 S-A?	深成岩、変成岩			?	?	?	硬岩	急速	?	?	形成	Hewitt (1998)	
6 Gol-Ghona ゴルゴン	Pakistan	有史前	—	1.1 S-A?	深成岩			?	?	?	硬岩	急速	?	?	形成	Hewitt (1998)	
7 Mayunmarca マユンマルカ	Peru	1974	451	1 S-A	ペルム系砂岩、 シルト岩	〇	〇	不明	25?	不明	軟岩?	130 km/h	雨?	4ヶ月前から 動きが顕在化 した(古い地 すべり)	形成(決壊、 洪水)	Kojan and Hutchinson (1978)	
8 Downie ドゥニー	Canada	有史前	—	1 S	雲母片岩、花崗 岩質片麻岩	〇	〇	熱水変質帯の ソープストーン?	20	125	硬岩	休止中?	?	—	—	Piteau et al. (1978)	
9 Villavil (III, IV, V) ビラビル	Argentina	有史前	—	0.9 S	第三系火砕岩		〇	層面断層(赤 色、凝灰質泥 質物)	30-45	80	軟岩?	急速	地震?	斜面中・下部 に衝上断層 (座屈に類似)	形成	Fauque and Tchilinguirian (2002)	
10 Haldi ハルジ	Pakistan	有史前	—	0.6 S-A?	深成岩、変成岩			?	?	?	硬岩	急速	地震?	?	形成	Hewitt (1998)	
11 Blackhawk ブラックホーク	California, USA	18000y BP	—	0.3 A?	大理石、片麻 岩、砂岩			?	?	?	硬岩	急速	?	?	—	Shreve (1968)	
12 Vaiont バイアント	Italy	1960, 1963	2500	0.25 S	石灰岩、泥灰岩	〇	〇	泥灰岩をばさ む石灰岩が破 砕して形成(1- 2m)	35-40 椅子 形	200-300	中硬岩?	急速	ダムの水	クリープ?	形成(決壊洪 水で2500名 死亡)	Muller (1964), Broili (1967)	
13 Baijram バイラマン	Papua New Guinea	1985	0	0.2 S-A	石灰岩	〇	〇	上位のスパー ライトと下位の ミクライトとの境 界	8	300	中硬岩?	急速	地震 (Mw 7.1)	崩壊地の後方 決壊洪水(建 物の結果死 者0)	地すべりダム	King et al. (1989)	
14 梶乃助谷 ツアオリ	日本	有史前	—	0.2 S	ジュラー白亜系 砂岩質頁岩	〇	?	?	?	20-40	硬岩	10cm/y	—	—	—	建設省北陸地方建設局 金沢工事事務所(2000)	
15 草嶺 ツアオリ	台湾	1999	29	0.13 S-A	中新統砂岩、頁 岩	〇	〇	頁岩	14	180	軟岩	急速	地震 (ML 7.3, Ms7.7)	小滑落崖	形成	Chigira et al. (2003)	
20 大谷	日本	1707(以 前も)	—	0.12 S-A	古第三系粘板 岩、砂岩			クリープ (トツアリン シク)?	多様 (褶 曲)	?	硬岩	急速	地震 (MB.4)	線状凹地?	地すべりダム	町田(1959), 目代・千木 良(2004)	
16 Huascarán フスカラン	Peru	1970	18000	0.1 F-A	花崗閃緑岩	〇	?	節理?	?	280	硬岩	280km/h	—	?	?	Plafker et al. (1971)	
17 池口	日本	715	—	0.1 S-A	白亜系遷在岩、 緑色岩、砂岩		〇	地層横断	50-60	110	硬岩	急速?	地震	小滑落崖?	形成(決壊し て洪水被害)	千木良(2002)	
18 内山	日本	1983	—	0.06 S	新第三系泥岩、 凝灰岩	〇	〇	凝灰岩	5-10	70	軟岩	1.5m/h	雨 (450mm/1 3日)	二重山稜	—	藤井他(1984)	
19 九份二山 チュウフアンウー シヤン	台湾	1999	39	0.05 S-A	中新統砂岩、頁 岩	〇	〇	頁岩	22-36	50	軟岩	急速	地震 (ML 7.3, Ms7.7)	濃急線、線状 凹地	地すべりダム	Wang et al. (2003)	

表-1 (続き)

地すべり(火山)	国	発生時	死者	体積 (km ³)	様式
Shasta	Cascades	有史前		46.0	A
Nevado de Colima	Mexico	有史前		27.5	A
Socompa	Chile	有史前		26.0	A
Raung	Indonesia	有史前		25.0	A
Pico de Orizaba	Mexico	有史前		20.0	A
Galunggung	Indonesia	有史前		16.0	A
Meru	Tanzania	有史前		10.5	A
Antuco	Chile	有史前		15.0	A
Fuego	Guatemala	有史前		15.0	A
Canlaon	Philippines	有史前		13.0	A
Wrangell	Alaska	有史前		>12.6	A
Shiveluch	Kamchatka	有史前		>10	A
Planchon-Peteroa	Chile	有史前		>10	A
磐梯山	福島	1888	461	1.5	A
眉山	長崎	1792	>14500	0.3	A

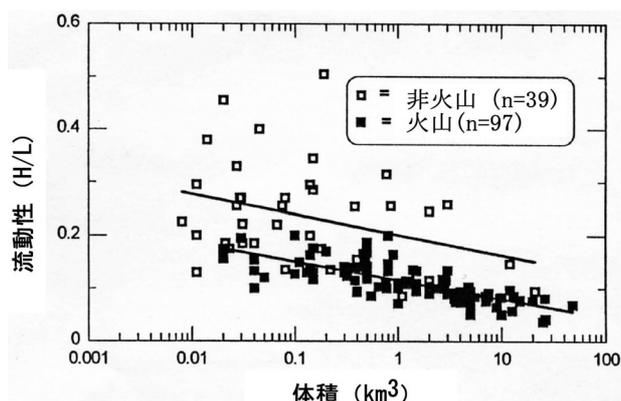


図-2 岩屑なだれの流動性 (Siebert, 2002)

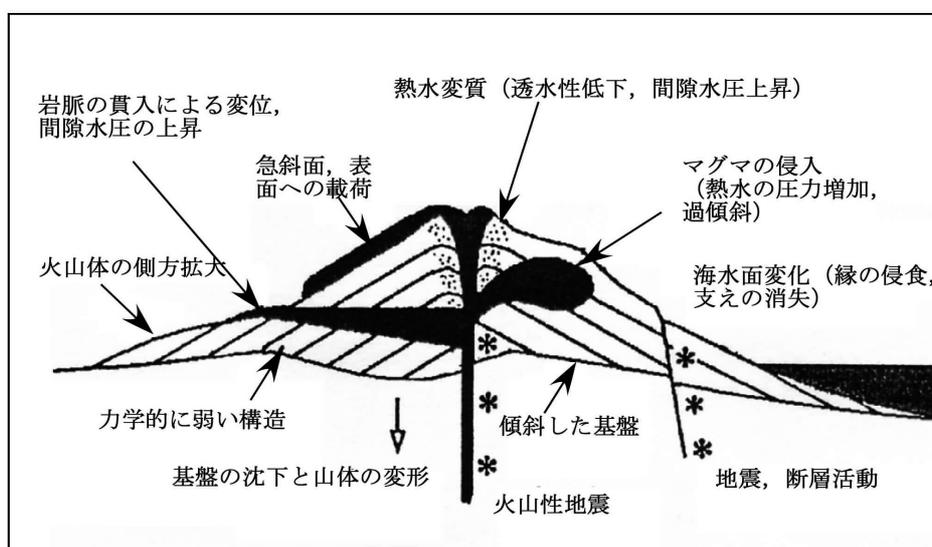


図-1 火山体を不安定にする要因 (Siebert, 2002)

は体積によっており、その見積もりにはかなりの誤差がともなっているものと思われる。しかしながら、比較的誤差の少ない地すべりの面積も、発生域と堆積域との単純合計では地すべりの規模を適切に表すとは言えないので、体積の順に配置してある。体積の見積もりにあたって、幅が示されているものについては、その中間値を記載した。また、地すべりによっては文献にすべり面の深さの記述のないものもあり、それらについては、筆者が断面図や地形図からすべり面深さを読み取ったので、多少正確でないかも知れない。

1) 火山体の地すべり (崩壊, Siebert, 2002)

カリフォルニア州Cascadesのシャスタ (Shasta) 火山の崩壊が最大規模で、体積46km³と推定されている。つまり、一辺3.6kmの立方体分の体積の物質が崩れ落ちたことになり、これは50km遠方まで流れくだった。これは、有史前の発生であり、実際にこの火山体の崩壊があったことは、1980年のセントヘレンズの崩壊を調査した研究者によって初めて認識された (Crandel, 1989)。

表-1に挙げたのはいずれも10km³以上のもので、有史前に発生したものである。有史後に発生したものには、1792年の雲仙眉山、1888年の磐梯山、1980年のセントヘレンズなどがあるが、それぞれ、0.3、1.5、3 km³であり、表-1に含まれるべくもない規模であった。歴史時代に発生した火山活動に起因する火山体の巨大崩壊では発生過程を理解することが可能であるが、発生記録がなく、単に火山体が崩壊した地形のみ認められるものでは、その発生過程を明らかにすることは難しい。発生の要因として考えられるものが図-1に模式的に示されている。一般的に火山活動に起因する火山体の崩壊は一過性であり、繰り返し間歇的に活動する狭義の地すべりとは異なる。

Siebert (2002) がVoight (1987) のデータも用いてまとめた岩屑なだれの流動性を図-2に示す。この場合の流動性は、崩壊地の最上部と堆積物の末端とを結ぶ直線の傾斜 (比高/水平距離, H/L) で示されており、これが小さいほど流動性が高い。この図からわかるように、

体積が大きくなるほど流動性が高くなり、また、火山の崩壊の方が流動性が一般に高い。その理由として、熱水やマグマ流体の存在、火山岩の破片と流体との反応、熱水変質で形成された粘土などが、火山の崩壊の流動性を高めているものと考えられている。

2) 非火山体の地すべり

図-3に非火山体の主要な大規模地すべりの平面図を示す。非火山地域の地すべりで現在までのところ広く知られているものでは、モンゴルのバガボグド(Baga Bogd)地すべりが最大のものである。それを初めて報告したPhilip and Ritz(1999)は、ネパールにあるツェルゴリ(Tsergo Ri)地すべりの体積を100km³として、そちらが世界最大の地すべりであるとしているが、彼らがツェルゴリ地すべりの研究として引用したIbetsberger(1996)は、その体積を10¹⁰m³としているので、これは10km³の誤りである。そうすると、今まで知られている中ではツェルゴリ地すべりは世界第4位の規模ということになる。

第2位の地すべりは、イランのサイマレ(Saidmarreh)地すべりである。これは、1999年にバガボグド地すべりが報告されるまで長く世界最大の地すべりとして知られてきたものである。これは、Harrison and Falconによって1937年に詳細に報告されており、それ以来、Watson and Wright(1967)の報告があるものの、長い間世界一の座にあった割に報告されることが少なかった。

第3位の地すべりは、スイスのフリムス(Flims)の地すべりであり、これはスイスのHeimが1920年に報告したものである(Heim, 1932)。そして、第4位がネパールのツェルゴリ地すべりと続く。このツェルゴリ地すべりは、わが国で一般的にみられる徐動性の地すべりのようであるが、その輪郭や構造断面を明確に示した論文は公開されていないようである。第5位と6位はパキスタンで最近Hewitt(1998)によって報告されたものである。そして、第7位によりやく歴史時代に発生したマユ

ンマルカ(Mayunmarca)地すべりが登場する。上位10位以内で歴史時代に発生したものはこのマユンマルカ地すべりのみである。

第8位は、カナダのドウニー(Downie)地すべりで、発生は有史前であるが、現在も一部は活動しているようである(Piteau *et al.*, 1978)。これが、内部構造が明確になっている徐動性の地すべりで最大規模のものである。第9位がアルゼンチンのピラビル(Villavil)地すべり(Fauque and Tchilinguirian, 2002)、第10位がやはりパキスタンのHaldi地すべりである。

上記にもパキスタンの例がいくつか含まれているが、最近になってヒマラヤなどの山奥から非常に大規模な地すべりの報告が続いており、大規模地すべりの順位表は書き換えられていくに違いない。

わが国で最大の地すべりは、富山県の甚乃助谷地すべりのようであるが、その体積は明確になっていない(建設省北陸地方建設局金沢工事事務所, 2000)、続いて静岡県の大谷崩れ(町田, 1959)、長野県の池口崩れ(千木良, 2002)、富山県の内山地すべり(藤井他, 1984)と続くようである。なお、未公表で体積は未確認であるが、石川県の湯の谷地すべり(手取層群)、岩手県の下嵐地すべり(焼山火砕流)、秋田県の砥沢地すべり(第三紀堆積岩の上に安山岩が載る)といった地すべりも上記に匹敵する程度に大きいようである。

歴史時代に発生した地すべりは、マユンマルカ、イタリアのバイオント(Vajont, 1963年)、パプアニューギニアのバイラマン(Bairaman, 1985年)、台湾のツァオリン(草嶺, 1999年)、ペルーのワスラカン(Huascarán, 1970年)といったところがトップ5である。

3.3 大規模地すべりの地質構造と地すべりの原因

表-1に示すように、大規模な地すべりは、大谷崩と構造の不明確なパキスタンの地すべりとブラックホーク地すべりを除いてすべて流れ盤構造をしている。大谷崩

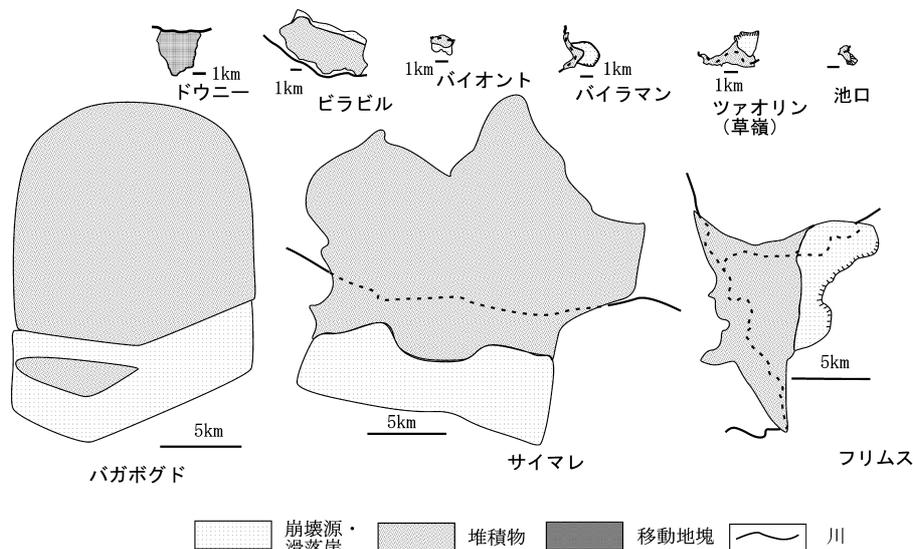


図-3 大規模地すべりの平面図 (出展は表-1 参照)

は1707年の宝永地震の時に発生したと推定されているが、その堰止湖の堆積物から、それ以前にも発生したことが知られているので、1707年の崩壊物質の量はこれよりも小さいものかもしれない（町田，1959；目代・千木良，2004）。流れ盤構造には3種類，すなわち，鈴木（2000）の平行盤，柁目盤，逆目盤がある（図-4）。これらの内柁目盤は流れ目とも呼ばれ，狭義の流れ盤とされることもある。大規模地すべりに最も多いのは，平行盤と柁目盤である。平行盤は，斜面と地層の層理面（あるいは片理面や節理面などの不連続面）とが平行な構造である。柁目盤は，斜面よりも層理面の方が緩傾斜で，斜面内の地層が下方で斜面に露出する，つまり斜面下方からの支えがない構造である。逆目盤は，逆に地層の方が斜面よりも急傾斜で，斜面内部の地層が下方で斜面に露出しない構造である。堆積岩の場合には層理面が第1級の不連続面であり，それと斜面との相対関係は斜面の安定性に対して最も重要であるといえる。主要な大規模地すべりの地質断面図を図-5，6に示す。

1) 平行盤の大規模地すべり

平行盤では，特定の層順にすべり面ができたとしても，斜面内の地層は，斜面に平行であるため，“すべり面”は直接地表に出ることがない。したがって，地層がすべるためにはすべり面が地層を横断して地表に露出する必要がある。そのため，平行盤の地層は次に述べる柁目盤よりもすべりにくく，結果的に大規模な不安定地塊を構成しやすい。図-5，6に示すように，バガボグド，サイマレともに平行盤の地すべりである。その他に，ドウニー，甚之助，チューフンウーシャン（九份二山）の地すべりがある。上位20位のうち5つまでが平行盤の地すべりである。これらは，甚之助を除いて地質構造が良く調べられて論文に公表されている。マユマルカも平行盤の地

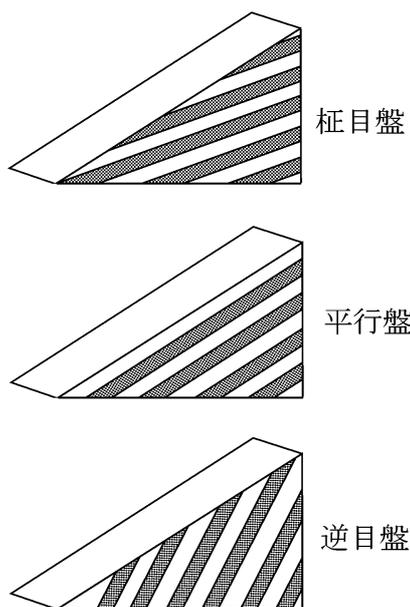


図-4 層理面などの面構造と斜面との関係を示す図（鈴木，2000）

すべりである可能性があるが，その内部構造は明確にはなっていない（Kojan and Hutchinson, 1978）。

興味深いことは，平行盤の多くの地すべりで地層が斜面下部で座屈していた，あるいは層理面に平行なすべり面が衝上断層に移り変わって地表につきぬけていたと推定されることである。

バガボグド地すべり（モンゴル，Philip and Ritz, 1999）

これはわずか3°の傾斜の地層上を厚さ150-200mの礫岩と角礫岩が数kmすべったもので，すべり面の位置する石膏質の粘土が流動化したものと考えられている。すべる前の地形的特徴は明らかにはなっていないが，すべり面は斜面下部で逆断層となり，地層は地すべり末端で覆瓦状構造をなしている。これは現在は乾燥地域にあるが，発生した時にはもっと湿潤であったと推定されている。これは活断層のごく近傍に位置していることから，

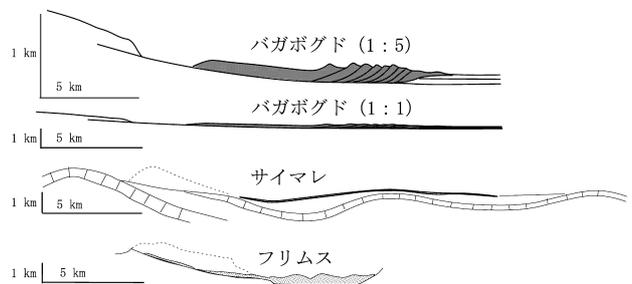


図-5 大規模地すべりの地質断面図（最大規模のもの）

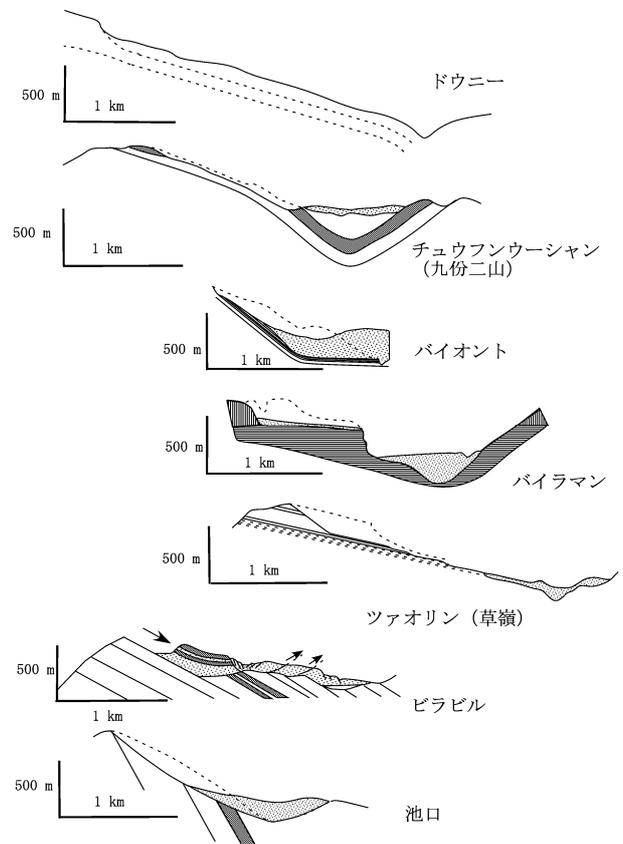


図-6 大規模地すべりの地質断面図

発生の原因はおそらく地震動であったと考えられている。

サイマレ地すべり (イラン, Harrison and Falcon, 1937)

石灰岩と泥灰質石灰岩の厚さ390mの地層が傾斜15から25°の層理面に沿ってすべり、斜面下方の平坦地に広く堆積した。この地すべりは古くHarrison and Falcon (1937) によって調査がなされ、急激な動きの前に地層が徐々にすべり、斜面下部で座屈して地形的膨らみを形成していたと推定された。これを彼らはCollapse structure (崩壊構造) と呼び、ザグロス地域には一般的に見られる構造であると記している。このように不安定になっていたところに、おそらく地震動が加わり、急激なすべりと岩屑なだれが発生したと推定されている。

ドウニー地すべり (カナダ, Piteau et al., 1978)

斜面方向長さ約2 kmの範囲の片岩および片麻岩がすべり、長大な滑落崖が形成されている。すべり面の平均深さは125m。ここでは、片理面の傾斜は地すべり末端では20から30°であるのに対して、斜面上方に向けて緩くなり、中央部で15から20°、滑落崖付近では10°からほとんど水平になっている。この傾斜の変化はテクトニックなものと考えられているが、重力による座屈である可能性も十分にある。このすべり面は、熱水変質によってできた弱帯に形成されている。

チュウフンウーシャン (九份二山, 1999年, 台湾, Wang et al., 2003)

上に凸形に褶曲した砂岩頁岩の厚さ約50mの層が1999年集集地震によってすべりおちた。地層は斜面下方で36°、上方で22°傾斜しており、地震の前から地層が重力によって座屈していたことが明らかになっている (Wang et al., 2003)。また、地震の後にも崩壊地内の地層が次々に座屈してすべり落ちてきていることが知られている (Wang Wen-Nen氏私信)。この場合のすべり面は曲げスリップ褶曲時にできた層面断層に沿っている。また、地震前の座屈とクリープは、地形的な直線的遷急線として認められていた。

2) 柵目盤の大規模地すべり

柵目盤は、層理面の傾斜が斜面の傾斜よりも緩く、層理面 (すべり面) の傾斜方向端が斜面に露出する構造である。したがって、すべり面よりも上の地層を斜面下方から支えるものがないことになる。フリムス、バイオント、バイラマン、ツァオリン (草嶺) 地すべりがこの構造を持ち、ツェルゴリ地すべりもそのようであるが、詳細は不明である。

フリムス地すべりとツェルゴリ地すべりは有史前の発生であるが、他のバイオント、バイラマン、ツァオリンは、それぞれ1963年、1985年、1999年の発生である。そして、これらの有史後に発生したものには、いずれも地形的な前兆が認められている。

フリムス地すべり (Heim, 1932 ; 町田, 1984)

傾斜7-12°で厚さ600-800mの石灰岩が層理面に沿ってすべり落ち、麓に流れ広がった。発生前には、斜

面の下方は崖になっており、下方からの支えはなかったことが断面図から読み取れる。

バイオント地すべり (1963年, イタリア, Muller, 1964 ; Broili, 1967)

これは近傍の山の名前からトック山 (Mt. Toc) 地すべりともよばれる。この直接の誘因は当時世界一高かったバイオントダムの貯水池の湛水であった。地すべりによって津波が発生し、ダム下流に洪水となって流下し、甚大な災害を引き起こした。すべったのは石灰岩と泥灰岩であり、地層の層理面は斜面上方で35-40°傾斜し、下方でほとんど水平になる椅子形をしていた。層理面に沿うすべり面が形成され、厚さ200-300mの地層がすべった。1960年にクリープ的な動きがあり、1963年に急激なすべりが発生した。これらの発生前に動きがあったか否か、あるいはそれを示す地質構造や地形があったかどうか、については未だ議論があるが、地形図を見る限り、1963年の地すべりの輪郭は緩傾斜斜面として読み取れるので、すでに前兆的なクリープ変形があったと推定される。すべり面の形成された層準は斜面下方の川沿いに露出していたことが断面図からも読み取れる。すべり面は泥灰岩を挟む石灰岩が破碎して形成された1-2mの層にできたと考えられている。

バイラマン地すべり (1985年, パプアニューギニア, King et al., 1989)

斜面下方に8°と緩傾斜する石灰岩層に地震によって発生した。上位の厚さ300mの石灰岩 (バイオスパーライト) が下位の石灰岩 (バイオミクライト) の上を崩壊しながら移動した。バイオスパーライトはバイオミクライトに比べて弱く、その地表面にはカルストが広く形成されていた。両者の境界に弱層が推定されている。発生前に、崩壊源の最上部付近にその輪郭にほぼ平行な溝が形成されていた。これは地震前の前兆的な動きによって形成されたものと考えられる。堆積物によってせき止められたダムは決壊し、下流に洪水を及ぼしたが、人は避難したために人的被害はなかった。

ツァオリン地すべり (草嶺, 1999年, 台湾, Chigira et al., 2003)

極めて平面的で傾斜14°の層理面を持つ砂岩頁岩の互層中に地震 (集集地震) によって発生した。厚さ180mの地層がすべった。すべり面は頁岩および頁岩砂岩互層内に形成され、頁岩が除荷および化学的風化によって劣化したことが原因と考えられている。ここは1862年以来、活動を繰り返してきているが、いわゆる再活動地すべりではなく、崩壊が後方に後退してきたものである。1999年の地震時の崩壊の上限に沿って、地震前に溝が形成されていたことが空中写真から認められ、事前にクリープ的な動きがあったものと判断されている。

ツェルゴリ地すべり (ネパール, Weidinger et al., 1996 ; Ibetsberger, 1996 ; Schramm et al., 1998)

ツェルゴリ地すべりについては、1996-1998にオース

トリアのグループによって3つの論文が書かれているが、いずれにも明瞭に判読できる地形図は示されておらず、その形態をはっきり識別することができない。Philip and Ritz (1999) は、Ibetsberger (1996) を引用してツェルゴリ地すべりの体積を100km³として、世界最大の地すべりとしているが、実際にはIbetsberger (1996) は、体積を10¹⁰m³としている。すべり面は風化した硫化物鉱床と関連があると考えられている。

3) 逆目盤

逆目盤は、地層が斜面下方に傾斜するものの、斜面よりも急傾斜であるため、平行盤や柵目盤斜面に比べて安定である。しかしながら、地質的長期間にわたってクリープ変形が起り、結果的に地層が座屈して大規模で急激な地すべりが発生することもある。

ビラビル地すべり (アルゼンチン, Fauque and Tchilinguirian, 2002)

これはホグバックをなす第三系火山砕屑岩・堆積岩山地に発生したもので、7つの類似地すべりからなる。表-1に示したデータは、その中でもほぼ一体となっている3つの地すべりをまとめたデータである。傾斜30-45°で厚さ80mの地層がすべった。すべり面は斜面上方では層理面に沿う層面断層沿いであり、下方で地層を横断して地表に連続している。発生前に地層や地表の変形があったか否かは不明確である。この構造は前述の平行盤と類似しているが、地層横断部分の比率が高いので逆目盤に含めた。このような地すべりは、コロラド州のフロントレンジにも多数認められる (Braddock, 1978)

池口地すべり (長野県南信濃村, 千木良, 2002)

これは715年の地震の時に発生したと推定されている。堆積物は一時池口川と遠山川をせき止め、後に決壊して下流の静岡県磐田郡に大災害を引き起こしたと推定されている。四万十帯の緑色岩、混在岩、塊状砂岩が斜面より急に50°から60°傾斜しており、斜面下部に位置する塊状砂岩層 (厚さ150m) がバットレスのような役割をして斜面上方の地層を支えており、それが地震時に破壊して、急激な大崩壊が発生したものと推定されている。崩壊が明瞭な馬蹄形の滑落崖を伴い、深層に及んでいることから、地層はおそらく座屈タイプの変形をしていたものと推定されている。ここと同じ地質地形的条件下にある隣接斜面に小滑落崖が認められ、上述の変形の地形的表現と考えられている。

これと類似の地質構造の地すべりにマジソン地すべり (Madison, 米国, 1959年ヘブゲンレーク地震によって発生) がある (Hadley, 1964)。

4) その他

以上、地質構造の明確になっているものについてまとめたが、その他に特筆すべき大規模な地すべりとしてワスカラン (Huascarán) の崩壊がある (Plafker, *et al.*, 1971)。これは、ペルーで地震によって発生したもので、雪に覆われた山頂が崩壊し、平均時速280kmの高速で16

km流動し、18000人の命を奪ったものである。崩壊した体積は雪と岩石とあわせて0.4km³と見積もられている。これは花崗閃緑岩の崩壊であり、流れ盤の節理に沿って岩盤がすべり落ちたものと考えられている。

4. おわりに

以上、地上で認められている“超”大規模地すべりについて、それらの形態や地質構造と地形についてとりまとめた。紙面と私の専門上、移動様式や移動のメカニズムについては触れられなかったが、適宜引用文献などを参照していただきたい。また、中国やヒマラヤの山奥でさらにもっと巨大な地すべりも発見される可能性が高いが、今までに広く知られている巨大な地すべりについて身近に感じて頂けたならば幸いである。

引用文献

- Braddock, W.A. (1978) : Dakota Group rockslides, northern Front Range, Colorado, U.S.A. In B. Voight, (ed.) Rockslides and avalanches, pp. 439-479.
- Broili, L. (1967) : New knowledges on the geomorphology of the vaiont slide slip surfaces, Rock Mech. Eng. Geol., Vol.5, pp. 38-88.
- 千木良雅弘 (2002) : 南アルプス池口崩れの地質構造. 第41回日本地すべり学会研究発表会講演集 (徳島), pp. 113-114.
- Chigira, M., Wang, W.-N., Furuya, T. and Kamai, T. (2003) : Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan, Engineering Geology, Vol. 68, pp. 259-273.
- Crandell, D.R. (1989) : Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation, U.S. Geological Survey, Bulletin, Vol. 1861, pp. 0-32.
- Eisbacher, G.H. and Clague, J.J. (1984) : Destructive mass movements in high mountains: hazard and management, 230p.
- Evans, S.G. and DeGraff, J.V. ed. (2002) : Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms., Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, 411p.
- Fauque, L. and Tchilinguirian, P. (2002) : Villavil rockslides, Catamarca Province, Argentina, In Evans, S.G. and DeGraff, J. V., (ed.) Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms., Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, pp. 303-324.
- 藤井昭二, 竹村利夫, 佐藤幸生 (1984) : 富山県小矢部市内山地すべり, 地すべり, Vol. 21, pp. 42-44.
- Hadley, J.B. (1964) : Landslides and related phenomena accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, Vol. 435, pp. 107-138.
- Harrison, J.V. and Falcon, N.L. (1937) : An ancient landslide at saidmarreh in southwestern Iran, Geog. Jour., Vol. pp. 42-47.
- Heim, A. (1932) : Bergsturz und Menschenleben, Fretz und Wasmuth, Zurich.
- Hewitt, K. (1998) : Catastrophic landslides and their effects on the Upper Indus streams, Karakoram Himalaya, northern Pakistan, Geomorphology, Vol. 26, pp. 47-80.
- Ibetsberger, H.J. (1996) : The Tsergo Ri landslide: an uncommon area of high morphological activity in the Langthang valley, Nepal, Tectonophysics, Vol. 260, pp. 85-93.
- 建設省北陸地方建設局金沢工事事務所 (2000) : 甚之助地すべり, 11p.
- King, J., Loveday, I. and Schuster, R.L. (1989) : The 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow, Papua New Guinea, Quarterly Journal of Engineering Geology, Vol. 105,

- pp. 257 - 270.
- Kojan, E. and Hutchinson, J.N. (1978) : Mayunmarca rockslide and debris flow, Peru In B. Voight (ed) *Rockslides and Avalanches*, pp. 315 - 364.
- 町田洋 (1959) : 安倍川上流部の堆積段丘 - 荒廃山地にみられる急速な地形の変化の一例 -, 地理学評論, Vol. 35, pp. 157 - 174.
- 町田洋 (1984) : 巨大崩壊, 地形, Vol. 5, pp. 155 - 178.
- 町田洋, 古谷尊彦, 中村三郎, 守屋以智雄 (1987) : 日本の巨大山地崩壊. 新藤静夫 (編) 文部省科学研究費自然災害特別研究崩災の規模, 様式, 発生頻度とそれに関わる山体地下水の動態, pp. 165 - 188.
- 目代邦康, 千木良雅弘 (2004) : 赤石山脈南部, 大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形, 地理学評論, Vol. 77-2, pp. 55-76.
- Muller, C.L. (1964) : The rock slide in the Vajont valley. *Rock Mechanics & Engineering Geology*, Vol. 2, pp. 148 - 212.
- Phillip, H. and Ritz, J.-F. (1999) : Gigantic paleo-landslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia), *Geology*, Vol. 27, pp. 211 - 214.
- Piteau, D.R., Mylrea, F.H. and Blown, I.G. (1978) : Downie slide, Columbia River, British Columbia, Canada In B. Voight, ed. (ed) *Rockslides and avalanches*, pp. 365 - 392.
- Plafker, G., Ericksen, G.E. and Fernandez, C.J. (1971) : Geological aspects of the May 31, 1970, Peru Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 61, pp. 543 - 578.
- Schramm, J.M., Weidinger, J.T. and Ibetsberger, H.J. (1998) : Petrologic and structural controls on geomorphology of prehistoric Tsergo Ri slope failure, Langtang Himal, Nepal, *Geomorphology*, Vol. 26, pp. 107 - 121.
- Shreve, R.L. (1968) : The Blackhawk landslide, *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 108, pp. 0 - 47.
- Siebert, L. (2002) : Landslides resulting from structural failure of volcanoes, In Evans, S.G. and DeGraff, J.V., (ed.) *Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms.*, Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, pp. 209 - 235.
- 鈴木隆介 (2000) : 建設技術者のための地形図読図入門第3巻 段丘・丘陵・山地, 古今書院, 東京, 942p.
- Voight, B. (1978) : *Rockslides and avalanches*, 1, Elsevier, Amsterdam, 833p.
- Wang, W.-N., Furuya, T. and Chigira, M. (2003) : Geomorphological Precursors of the Chiu-fen-erh-shan Landslide Triggered by the Chi-chi Earthquake in Central Taiwan, *Engineering Geology*, Vol. 69, pp. 1 - 13.
- Watson, R.A. and Wright, H.E. (1967) : The saidmarreh landslide, Iran, *Geological Society of America Special Paper*, Vol. 123, pp. 115 - 139.
- Weidinger, J.T., Schramm, J.M. and Surenian, R. (1996) : On preparatory causal factors, initiating the prehistoric Tsergo Ri landslide (Langtang Himal, Nepal), *Tectonophysics*, Vol. 260, pp. 95 - 107.

(原稿受付2005年3月4日, 原稿受理2005年3月18日)