

積雪地域における斜面崩壊地の植生・土層の回復速度に関する研究

研究代表者： 若月 強¹⁾
研究分担者： 西井 稜子²⁾, 渡部 直喜³⁾

1) 防災科学技術研究所, 水・土砂防災研究部門 2) 新潟大学 研究推進機構 3) 新潟大学災害・復興科学研究所

研究要旨

積雪地域において、崩壊による斜面の裸地化は、流域の土砂流出量の増加だけでなく雪崩の発生頻度を高める可能性があるため、崩壊発生後の植生や土層の回復速度を知ることが、流域の土砂流出量や雪崩リスクの経時的な変化を予測する上で重要である。本研究は、1967年羽越災害と1998年新潟豪雨災害による五頭山地の花崗岩斜面の崩壊跡地を対象に、現在までの約20～50年間の植生や土層の回復量を明らかにし、既存研究と比較しながら積雪地域の特徴および両災害の崩壊発生密度の違いをそれぞれ検討した。その結果、積雪地である五頭山地の植生回復速度(崩壊面積100m²以下ならば約10年で回復)は、非積雪地域(千葉)に比べやや低い傾向を示した。一方、土層の回復速度は、崩壊後50年間の土層回復量(軟弱土層が約20cm)が非積雪地域(愛知・茨城)と同程度であった。また、1967年災害は1998年災害よりも崩壊や土石流が多発したが、その理由は雨量の違いではなく、崩壊の免疫性と林齢の影響が考えられた。

A. 研究目的

積雪地域において、崩壊による斜面の裸地化は、流域の土砂流出量の増加だけでなく雪崩の発生頻度を高める可能性がある。現に、中越地震の被災域では、地震後の雪崩の約4割が、地震による表層崩壊地において発生したことが報告されている(関口ほか, 2006)。したがって、積雪地域において、崩壊発生後の裸地斜面の植生回復速度を明らかにすることは、流域の土砂流出量や雪崩リスクの経時的な変化を予測する上で重要と考えられる。また、土層の回復速度は、崩壊発生周期や土砂流出量を推定するために重要な情報となる。

本研究は、1967年羽越災害と1998年新潟豪雨災害による五頭山地の斜面崩壊跡地を対象に、現在までの約20～50年間の植生や土層の回復量を明らかにし、既存研究と比較することで、積雪地域における斜面崩壊地の植生・土層の回復特性や、両災害の崩壊発生密度の違いを検討する。研究対象地域は、斜面崩壊が頻発し比較事例の多い花崗岩が主な基盤岩である。

B. 研究方法

花崗岩を基盤岩とする、五頭山地西側斜面の約

33km²程度を調査対象に、以下の調査を実施した。

(1) 1967年災害と1998年災害における斜面崩壊分布図を作成した。

(2) 植生回復速度については、上記の分布図を基に、1.1km²のモデル流域を対象に、空中写真(1961, 1967(災害直後), 1978, 1988, 1997, 1998(災害直後), 2015年撮影)を用いて、裸地となった崩壊地の植被率の経年変化をGISソフトウェア上で整理し、単位時間あたりの植生侵入速度(=植生回復速度)を算出した。また、スギ林における林齢と崩壊発生との関係を検討した。さらに、1967年と1998年の崩壊跡内での最古の樹木の年齢を計測した。

(3) 土層回復速度については、崩壊分布図を基に選定した1967年と1998年の崩壊跡地を対象に、現地において簡易貫入試験(筑波丸東製)を実施し、崩壊発生50年後と19年後の土層深の回復量を計測した。

(4) 以上の結果と既往研究を比較して、積雪地域における斜面崩壊地の植生・土層の回復特性や、1967年災害と1998年災害の崩壊発生密度の違いを考察した。

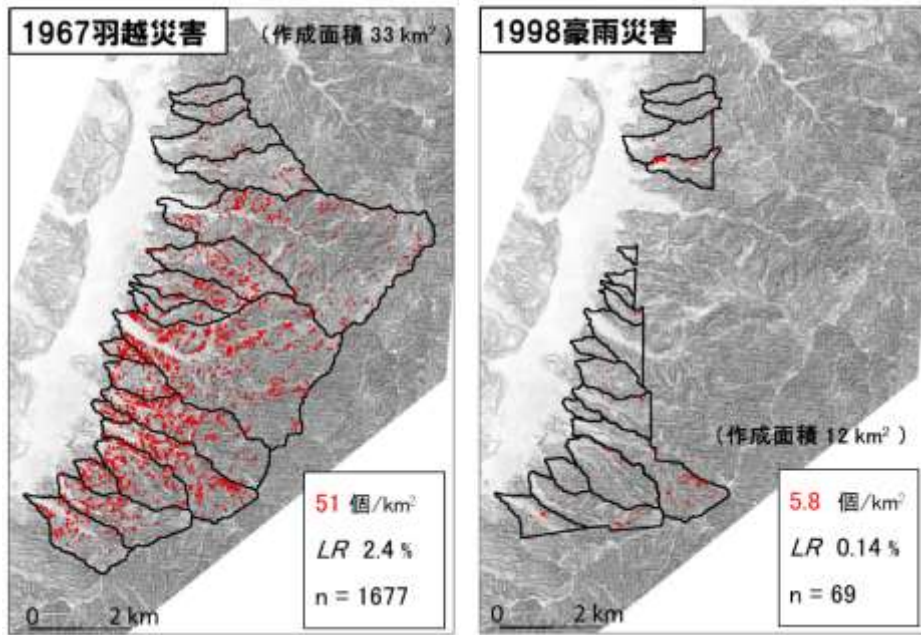


図1 崩壊分布図。 LR:崩壊面積率, n:崩壊数

C. 研究結果

(1) 1967年羽越災害と1998年豪雨災害における斜面崩壊分布図

作成した崩壊分布図を図1に示す。両災害は表層崩壊が多く、1967年災害では300 m²以下の崩壊地が約6割を占める。また、1967年災害は1998年災害よりも、崩壊密度が約10倍も大きく、個々の崩壊面積も大きい傾向がある。土石流に関しても、1967年は多発したが、1998年は少なかった。

(2) 植生回復速度

(2-1) 空中写真判読による植生回復速度

空中写真判読による1961~2015年における崩壊による裸地面積率の経時変化を図2に示す。裸

地面積率は、1967年災害から約10年で約1/6まで急激に減少する。なお、1998年災害による崩壊数は少なかったため、1998年の位置にピークが現れていない。

空中写真判読による崩壊地への植生回復状況(1967~2015年)を図3に示す。橙線を植生回復閾値と呼び、この線の下側は回復(植生回復して裸地が見えない状態)のプロットだけが存在する。この図によると、崩壊面積が大きくなるほど、植生回復までの時間が長くなり、例えば約100 m²の崩壊地の植生回復時間約10年であることが明らかになった(図2の赤丸)。

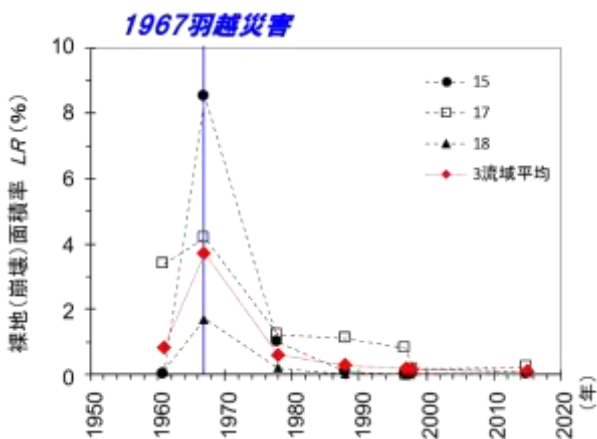


図2 1961~2015年における崩壊による裸地面積率の経時変化。

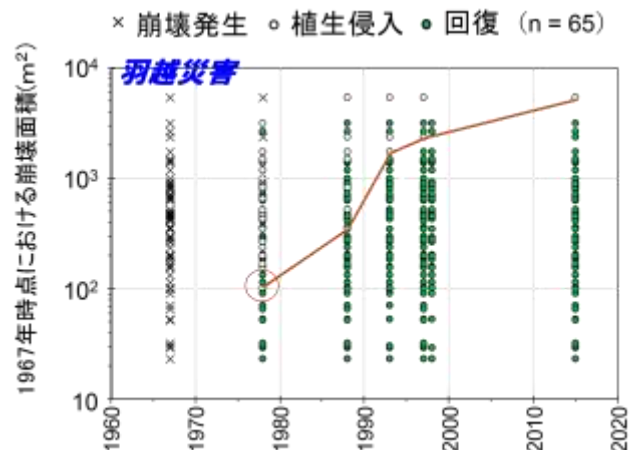


図3 1967~2015年における崩壊地への植生回復状況

(2-2) 崩壊地内の最古の樹木の年齢

1967年崩壊と1998年崩壊の計7つの崩壊地の形状と崩壊地内の最古の樹木の年齢を表2に示す。崩壊はいずれも平均勾配38°~40°，平均崩壊深約1mの表層崩壊である。最古の樹木は，1998年崩壊地（調査時は崩壊19年後）では崩壊約1~12年後から，1967年崩壊地（崩壊50年後）では崩壊約10~16年後から生長し始めており，崩壊19年後の方が生長し始める時期が早い。

表1 崩壊形状と最古の樹木の年齢

	斜面勾配				最も古い樹木		傾度	樹高
	傾度	崩壊厚	崩壊深	崩壊幅	樹種	樹齢		
1967年崩壊								
G ₁ -A	37	1.0	1.2	13	ナラガシワ	34	+1~2?	0.27
G ₁ -E	42	0.7	0.9	14	-	-	-	-
G ₁ -G	42	0.8	0.8	18	アカマツ (立ち枯れ)	35	+1~2?	1.15
G ₁ -H	40	0.8	1.0	8	アカマツ	38	+1~2?	1.21
平均	40	0.7	1.0	13	-	35.7	-	-
標準偏差	2	0.1	0.1	4	-	1.7	-	-
1998年崩壊								
G ₁ -C	40	0.8	1.0	8	マツ	7	-	0.22
G ₁ -D	31	1.1	1.3	18	広葉樹	18	-	-
G ₁ -F	42	0.7	1.0	26	アカマツ	13	-	0.64
平均	38	0.9	1.1	17	-	12.7	-	-
標準偏差	6	0.2	0.2	8	-	5.5	-	-

(2-3) スギ林における林齢と崩壊発生の関係

スギ林における林齢と崩壊発生の関係を検討した。その結果，林齢が若い場所で崩壊発生率が高くなることが明らかになった。根系の支持力が小さくなるためと考えられる。また，1967年災害時は，1998年災害時よりも，樹齢が若い斜面が多いことが明らかになった。

(3) 土層回復速度

表1に示した7つの崩壊地で，それぞれ崩壊地内9点と崩壊地脇3点で，簡易貫入試験により土層厚を計測した。簡易貫入試験値(Nc値)が5未満の土層は潜在崩土層であり軟弱土層，5以上25未満を硬質土層，25未満を全土層とそれぞれ呼ぶ。崩壊19年後と50年後における各点の軟弱土層の厚さの平均値を図4，全土層の厚さの平均値を図5に示す。土層厚は重力方向に計測した値である。これらの図によると，軟弱土層と全土層は，崩壊後19年間で約13cmと32cm，50年間で約24cmと57cmそれぞれ形成されていた。また，崩壊19年後から50年後までの，軟弱土層の増加量は約11cm，硬質土層の増加量は約14cm，全土層の増

加量は約25cmであった。

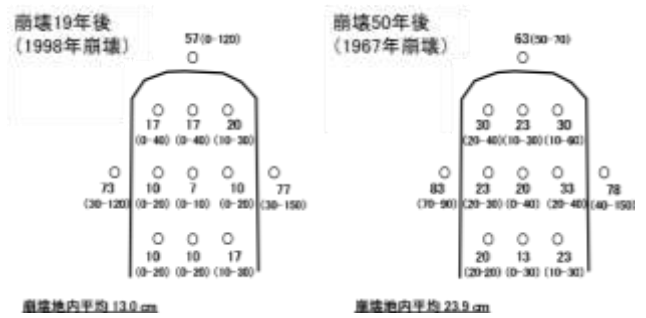


図4 軟弱土層 (Nc < 5, 潜在崩土層) の厚さ。括弧内は範囲。

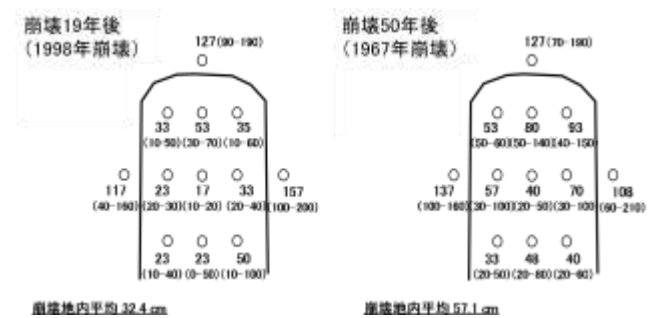


図5 全土層 (Nc < 25) の厚さ。括弧内は範囲。

D. 考察

(1) 積雪地域における斜面崩壊地の植生・土層の回復の特徴

植生回復に関しては，本地域の植生回復閾値は（図3），沼本ほか（1999）による非積雪地域（千葉県）のデータに比べ，やや低い傾向を示した。また，樹齢の現地調査から，崩壊19年後の最古の樹木は崩壊50年目が到達する前に枯死する可能性があると考えられる。

土層回復に関しては，既往研究と本地域の崩壊後経過年数と土層厚の関係を図6に示す。ここでの土層厚は軟弱土層厚にほぼ相当し，図4，5とは異なり，斜面法線方向の厚さが示されている。この図によると，本地域は，非積雪地域（北茨城や愛知県）の花崗岩と同程度の土層回復量であることがわかる。また，軟弱土層厚（法線方向）が崩壊厚である0.7~0.8mまで回復するまでに，最低300年程度は必要であることが推察される。

以上のように，日本海側の積雪地である五頭山域は，植生回復速度は太平洋側に比べやや低い値を示した。一方，土層回復については，その速度

や量は太平洋側の非積雪地域との違いは見られなかった。顕著な違いが生じなかった理由として、五頭山地の低標高部は雪崩などの積雪地域特有の侵食がそれほど活発ではないことや、凍結破砕などによる土砂生産は不活発であることが考えられるので、更なる検討が必要である。

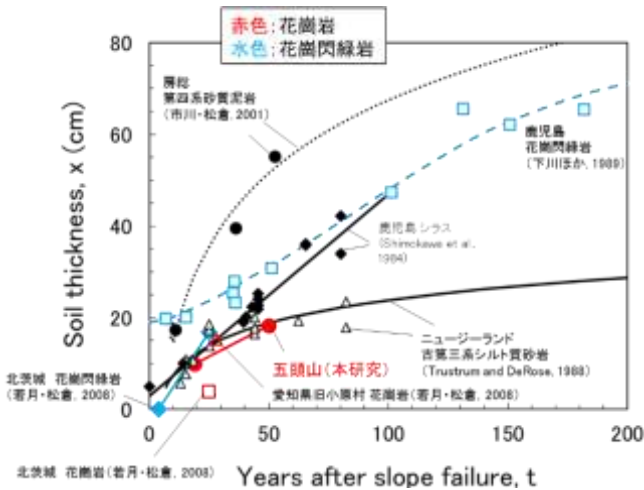


図 6 崩壊後経過年数と土層厚の関係（松倉（2008）を加筆修正）。土層厚は斜面法線方向の厚さ。

(2) 1967 年災害と 1998 年災害の崩壊発生密度の違い

C(1) で述べたように、1967 年災害は 1998 年災害よりも、崩壊密度が約 10 倍も大きく、土石流も少なかった。この理由について若干の検討を行なう。表 2 に、本地域を含む各花崗岩地域の災害時の雨量を整理した。これらの地域の土層は本地域と同様に薄い（全土層厚が 1~2 m 以下）ことが確認されている。この表より、1967 年災害の降雨量（特に 6 時間までの積算雨量）は、1998 年災害や他の災害と比べて小さい（ただし、雨量観測点が調査範囲から約 5~15 km 離れているので、調査地の真の値は若干異なる可能性がある）。一方、1998 年災害の降雨量は、1972 年旧小原村災害、2009 年防府市災害などと同程度の雨量であり、斜面崩壊や土石流が多発し得る豪雨だったと考えられる。

このような豪雨にも関わらず、1998 年災害は 1967 年災害ほどの崩壊や土石流が発生しなかった理由としては、崩壊の免疫性の影響と林齢の違いが考えられる。崩壊の免疫性に関しては、C(3) 節や D(1) 節で述べたように、1967 年から 1998 年までの約 30 年程度の土層回復量は少なく、同じ場所で崩壊が再発しないと考えられることが論

表 2 花崗岩地域の災害時の雨量

	1時間 雨量 mm	2時間 雨量 mm	3時間 雨量 mm	6時間 雨量 mm	12時間 雨量 mm	24時間 雨量 mm	48時間 雨量 mm	年平均 降水量 mm
1967年羽越豪雨								
赤谷	52	62	87	146	245	343		3,235
二王子岳	39	69	88	128	210	339		
1998年豪雨								
宝珠山	74	116	203	240	275	298	305	
(参考)								
日光市災害(2015/9/9-10)								
中三依	57	100	141	230	380	502	579	1,596 (五十里)
みなかみ町災害(2015/7/20)								
土合	73	138	140	140	140	145	145	1734 (みなかみ)
広島市災害(2014/8/20)								
上原	115	207	237	254	285	285	285	1,690 (三入)
岩国市災害(2014/8/6)								
岩国土建	56	109	149	186	199	210	231	1,727 (岩国)
南木曾町災害(2014/7/9)								
蘭	76	124	126	126	126	142	143	2,413 (南木曾)
防府市災害(2009/7/21)								
防府	64	88	126	220	229	244	286	1,638 (防府)
高萩市災害(1977/9/19)								
花園	56	99	125	159		257	257	2,012 (花園)
旧小原村災害(1972/7/12-13)								
小原大草	77	142	195	239	251	285	257	1,612 (小原)

拠の1つである。一方、林齢の違いに関しては、C(2-3)節で述べたように、林齢が若い場所で崩壊発生率が高く、1967年羽越豪雨における崩壊の多発はスギの林齢が若いことが影響している可能性があることが論拠である。

E. 結論

1967年羽越災害と1998年新潟豪雨災害による五頭山地の花崗岩斜面の崩壊跡地を対象に、現在までの約20～50年間の植生や土層の回復量を明らかにし、既存研究と比較を行なった。その結果、積雪地である五頭山地の植生回復速度は非積雪地域(千葉)に比べてやや低い値を示した。一方、土層の回復量は五頭山地と非積雪地域(愛知・茨城)の差異はほとんど無かった。今後その原因を検討する必要がある。また、1967年災害は1998年災害よりも崩壊や土石流が多発したが、その理由は雨量の違いではなく、崩壊の免疫性と林齢の影響が考えられた。

F. 研究発表

なし

G. 知的財産権の出願・登録状況(予定を含む)

なし