HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	日高山脈西部の豪雨低頻度地域における航空写真解析に基づく拡大崩壊の推移評価
Author(s)	輿水, 健一
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(農学)
Dissertation Number	乙第7220号
Issue Date	2025-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.r7220
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/95031
Type	doctoral thesis
File Information	KOSHIMIZU_Kenichi.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

日高山脈西部の豪雨低頻度地域における航空写真解析に基づく拡大崩壊の推移評価

輿水　健一

—目次—

第１章　緒論 1
1.1　豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移評価に関する現状と課題 1
1.1.1　豪雨低頻度地域において拡大崩壊の推移評価に着目する社会的重要性 . . 1
1.1.2　豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移評価に関する研究 4
1.1.3　豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移評価に関する課題 7
1.2　研究目的 8

第２章　調査地概要 9
2.1　日高地方における豪雨災害と 2003 年豪雨のリターンピリオド 9
2.2　宿主別川流域の概要 14

第３章　研究方法 19

第４章　豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の実態 22
4.1　はじめに 22
4.2　調査方法 24
4.2.1 使用した航空写真と崩壊地の判読 24
4.2.2 崩壊地の分類と崩壊面積 25
4.2.3 長期スケールにおける豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移解析 28
4.2.4 2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の実態 30
4.2.5 地質別の拡大崩壊に関する分析 32
4.3　解析結果 35
4.3.1 長期スケールにおける豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移 35
4.3.2 2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の実態 44
4.3.3 地質別の拡大崩壊の実態 48
4.4　考察 53
4.5　まとめ 61

第５章　豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移を規定している要因の解明 63
5.1　はじめに 63
5.2　解析方法 64
5.3　解析結果と考察 68
5.3.1　拡大崩壊の推移と残存崩壊の推移との関係 68
5.3.2　新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数および残存崩壊面積の推移 72
5.3.3　拡大崩壊の推移と新規崩壊発生後の最大日雨量との関係 78
5.4　まとめ 83

第６章　残存崩壊地の推移を考慮した拡大崩壊の影響期間の評価 85
6.1　はじめに 85
6.2　解析方法 85
6.3　解析結果 91
6.3.1　各時期の新規崩壊面積の頻度分布 91
6.3.2　新規崩壊面積ごとの経過年数に伴う植生回復率の推移 95
6.3.3　経過年数に伴う残存崩壊地の推移の経験式の算定 101
6.3.4　経過年数に伴う残存崩壊地の推移の経験式の精度検証 109
6.3.5　拡大崩壊の推移の経験式の算定および精度検証 112
6.4　考察 116
6.5　まとめと今後の展望 123

第７章　結論 126
摘要 128
引用文献 132
謝辞 141

第 1 章　緒論

1.1　豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移評価に関する現状と課題

1.1.1　豪雨低頻度地域において拡大崩壊の推移評価に着目する社会的重要性

近年の気候変動に伴い，1 時間降水量 50mm 以上の年間発生件数は，1976 年からの 10 年間と直近 2013 年からの 10 年間の約 40 年間で約 1.5 倍になっており，全国的に増加傾向にある（気象庁, 2023）．これに伴い，豪雨に伴う土砂災害も近年増加傾向にある（国土交通省, 2023a）．豪雨による崩壊については，豪雨の頻度が低い地域（以下，豪雨低頻度地域とする）と豪雨の頻度が高い地域（以下，豪雨高頻度地域とする）とでは崩壊の発生状況が異なることが報告されている（難波・秋谷, 1970;　大村, 1980;　林, 1985; 飯田, 1993; 飯田，2012；植村ほか, 2022）．なお，豪雨低頻度地域は本研究では，台風等による豪雨の発生頻度が低く，日雨量 200mm 以上が過去 50 年間で 5 回未満の地域を指す（岩橋・山岸, 2010; 輿水・内田, 2017）．一方，豪雨高頻度地域は台風等による豪雨の発生頻度が高く，日雨量 200mm 以上が過去 50 年間で 5 回以上の地域を指す（塚本ほか, 2001; 石垣ほか, 2006）．日雨量 200mm 以上を一つの基準としたのは，気象庁(2020)において日雨量 200mm 以上は災害をもたらすような大雨としているためである．先行研究から，豪雨低頻度地域は，豪雨高頻度地域と比較して，最大日雨量の増加に対する崩壊面積率の増加率が大きくなることが報告されている（難波・秋谷, 1970）．つまり，同じ最大日雨量を観測しても，豪雨低頻度地域の方が豪雨高頻度地域よりも崩壊が多く発生することを意味する．さらに，豪雨低頻度地域と豪雨高頻度地域とでは崩壊が始まるまでの崩壊限界雨量が異なるため，同程度の降雨規模であっても，崩壊発生数が異なることが報告されている（大村, 1980; 林, 1985; 飯田, 1993; 飯田，2012; 植村ほか, 2022）．特に，豪雨低頻度地域では，崩壊発生にまでは至っていない不安定な斜面が多

数存在しているため，ほんの少し降雨量が増加しただけで崩壊発生頻度は急増してしまうといった事態が生じるとされている（平松, 2012）．さらに，豪雨低頻度地域は豪雨が襲来する機会が少ないため，斜面崩壊が発生しないことにより土層が除去されず，豪雨高頻度地域と比較し，崩壊予備物質となる土層が厚いことが報告されている（飯田, 2012）．以上のことから，豪雨低頻度地域は豪雨高頻度地域と比べ，少ない雨でも，大量の土砂が生産される可能性がある．Osakada and Nakakita（2018）によれば，これまで降水量が多くなかった北海道は，今後，集中豪雨が発生するようになると予想され，北海道は本邦において特に土砂災害のリスクが高まっているとされている（Wu et al., 2020）．現在，国土交通省(2023b)では，「気候変動を踏まえた水災害対策のあり方」について検討が行われており，今後の気候変動を踏まえた砂防施設の配置・計画等について，新たな検討が進められているが，北海道のような豪雨低頻度地域は，今後の気候変動を踏まえると，特に優先的に検討する必要がある状況である．

さらに，豪雨によって同時多発的な斜面崩壊が生じると，長期間にわたって下流域へ土砂を流出し，流域の土砂動態や環境に影響を及ぼすことが報告されている（例えば，Imaizumi and Sidle, 2007; Korup , 2012）．このため豪雨後は流域一環としての土砂動態の把握が極めて重要な期間となる（例えば，内田ほか, 2014; Izumiyama et al., 2020）．

豪雨後の土砂動態の把握においては，大きく３つの土砂動態プロセスがある．1 つ目は，ⅰ)河道内に堆積した土砂の再移動プロセス（図-1 の①）であり，土砂の再移動の推移評価が明らかになってきた（例えば，Marutani et al., 1999; Kasai et al., 2004; Rainato et al., 2017）．2 つ目は，ⅱ）崩壊裸地斜面および崩積土からの土砂生産・流出（図-1 の②）であり，「硬質土壌や風化岩盤が露出し，植生が回復するまでの期間」や「崩積土から継続的に流出する土砂量の推移」が

定量的に評価されてきた（沼本ほか, 1999 ； 塚本ほか, 2001; 輿水ほか, 2016）．3つ目は，ⅲ）崩壊斜面の拡大による土砂生産（図-1 の③）であり，崩壊斜面周辺では，斜面崩壊により斜面が不安定化し，新たな崩壊が多発するなど，土砂生産が多い状態が継続することが明らかにされてきた（例えば，Samia et al., 2017a）．このように，崩壊地周辺が拡大するなど，崩壊が起こりやすくなることは指摘されているが，拡大崩壊の推移の評価については十分把握できていない．これを明らかにできれば，ⅰ），ⅱ）の推移評価とともに総合的に検討することで，豪雨後における土砂量の推移がより高度化され，砂防施設の配置・設計等の検討においても有益な情報となる．

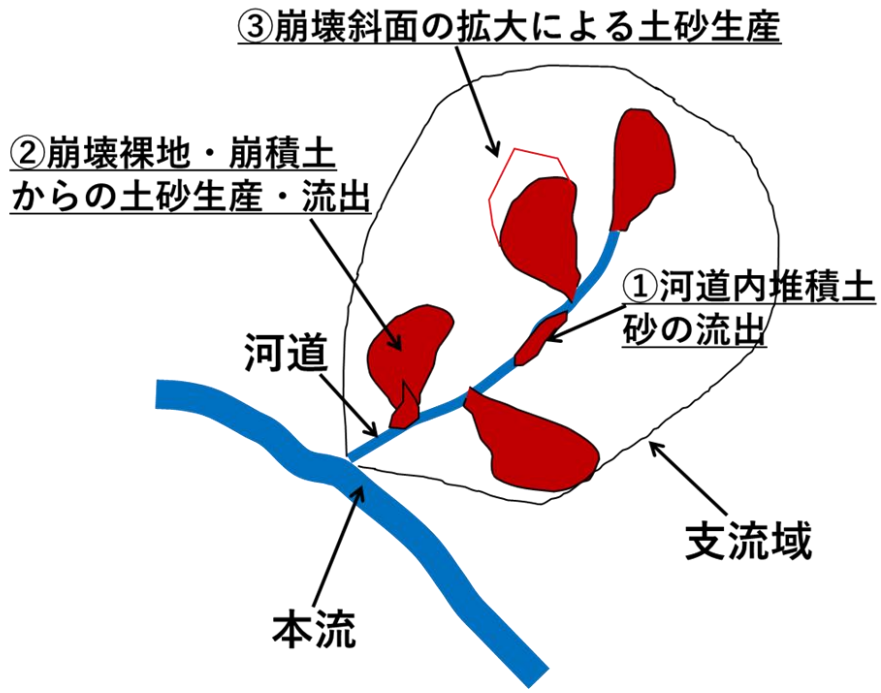


図-1　支流域からの土砂流出機構

Fig.1　Mechanism of sediment runout from tributaries

1.1.2　豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移評価に関する研究

流域土砂管理を進めるためには，支流域からの流出土砂量の把握が重要となる．Koshimizu et al. (2024)は支流域からの流出土砂量の把握に向けて，沖積錐の存否を手掛かりに，沖積錐の存否を目的変数，支流域の地形条件を説明変数とした決定木分析により，支流域の地形条件から支流域の土砂流出ポテンシャルを簡便に評価する手法を提案した．この手法の検討過程において，地質により流域の地形因子の閾値が異なることが明らかにされた(Koshimizu et al., 2024). 流域からの土砂流出においては，生産源である崩壊地からの土砂生産の発生状況が直接的あるいは間接的に影響することが報告されている（Nishiguchi and Uchida, 2022; Tai et al., 2019）．すなわち，地形因子の閾値の違いは，流域内の崩壊の発生状況の違いが直接的あるいは間接的に影響していると考えられる．このため，支流域からの流出土砂量の把握において，主要な土砂生産源である崩壊の発生状況に着目する必要がある．崩壊による土砂生産は，新規崩壊と拡大崩壊による土砂生産が考えられるが，新規崩壊による土砂生産の把握については検討が十分なされているが（例えば，Guzzetti et al., 2009），拡大崩壊による土砂生産の把握については新規崩壊に比べ，検討が十分進んでいない.

拡大崩壊は，主に，豪雨により発生した新規崩壊地が拡大する場合と地震により発生した新規崩壊地が拡大する場合がある．豪雨や地震で発生した新規崩壊地がその後拡大したと報告された論文を整理すると表-1 のとおりとなる．表－1 からもわかるとおり，豪雨により発生した新規崩壊地の方が地震により発生した新規崩壊地と比較して，拡大崩壊に関する報告事例が少ない状況 (例えば，塚本ほか, 2001; 石垣ほか, 2006; Tseng et al., 2021)である．

豪雨により発生した崩壊地の拡大に関して，豪雨高頻度地域と豪雨低頻度地域に分けて見てみる．豪雨高頻度地域においては，i）拡大崩壊の発生に関する

研究，ii）拡大崩壊の推移およびその要因解明に関する研究，iii）拡大崩壊の推移評価手法に関する研究が行われてきた．i）に関しては，豪雨後の地震（Saito et al., 2018）や豪雨後の豪雨（鈴木, 2001; 塚本ほか, 2001; 石垣ほか, 2006; Tseng et al., 2021）といった誘因により，拡大崩壊が生じることが明らかにされてきた．ii）に関しては，特定の崩壊地を対象にした定性的な推移解析（鈴木, 2001），流域内の多数の崩壊地を対象に，2 時期の航空写真の比較により複数期間の拡大崩壊数や拡大崩壊面積の推移解析（塚本ほか, 2001; 石垣ほか, 2006)が行われてきた．鈴木（2001）は，黒部川上流の廊下沢流域において，崩壊直後は崩壊地の拡大現象が見られ，崩壊後 8 年以降は次第に崩壊地の拡大が生じにくくなることを定性的に明らかにした．塚本ほか(2001)は，長野県南部南木曽岳南東斜面において，1959 年の伊勢湾台風により生じた新規崩壊地が 1969 年までに拡大する崩壊地数の割合はおよそ 56%であることを報告した．石垣ほか（2006）は，神奈川県西丹沢地域において，1967 年から 1978 まで確認された新規崩壊地数に対する同期間の拡大崩壊地数の割合を算定したところ，24%であることを報告した．さらに，同期間の拡大面積は，2.55 ha であり，同期間の新規崩壊面積（3.88 ha）のおよそ 7 割に相当することを報告した．また，塚本ほか(2001)や石垣ほか（2006）の研究から，拡大崩壊が発生した要因の 1 つとして，新規崩壊発生後の豪雨が起因していることが報告されている．さらに，iii）拡大崩壊の推移評価手法に関しては，Tseng et al. (2021)により，2009 年～2011 年の 3 年間に 6 回の台風・豪雨が襲来した台湾南部の Baolai Village と Jianshan Village を事例に，新規崩壊発生後の Effective Accumulative Rainfall（実効累積降雨量）から崩壊地面積を推定する指数関数の回帰式が提案されてきた．

一方，豪雨低頻度地域については，i）拡大崩壊の発生に関する研究が行われてきた．小野寺（1978）は崩壊地の拡大プロセスに着目し，崩壊地の滑落崖部

分の植生がオーバーハングし崩落することによる上方への拡大，崩壊地の側方にクラックが形成され崩落することによる側方への拡大について報告した．岩橋・山岸（2010）は，崩壊地が拡大する方向に着目した結果，上方に拡大する崩壊地が多いことを明らかにした．さらに，地質構造と拡大崩壊の発生数を調べた結果，柾目盤（流れ盤）構造で拡大崩壊が起こりやすいことを明らかにした．村上ほか（2008）は，誘因は定かでないが，現地観察から，特定の崩壊斜面が崩壊から 5 年後に上方へ拡大したことを報告した．一方で，豪雨高頻度地域と異なり，ii）拡大崩壊の推移およびその要因解明に関する研究は検討事例が少なく，iii）拡大崩壊の推移を評価する手法も提案されていない．

既往研究を整理すると，以下のようにまとめられる．

・ 豪雨により生じた新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移については地震により生じた新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移の研究よりも報告事例が少ない．

・豪雨により生じた崩壊地の拡大について，拡大崩壊の発生に関しては豪雨高頻度地域と豪雨低頻度地域ともに研究はあるものの，拡大崩壊の推移およびその要因解明に関する研究は豪雨低頻度地域では検討事例が少ない．

・拡大崩壊の推移を評価する手法については，豪雨高頻度地域においては実効累積降雨量から推定する手法が提案されているが，豪雨低頻度地域については具体的な評価手法は提案されていない．

表 - 1　拡大崩壊の報告事例

Table.1　List of research papers on the expanding landslide

1．地震により生じた崩壊地の拡大

崩壊発生年	地震名	国	引用文献
1929	Buller	ニュージーランド	Parker et al. (2015)
1995	兵庫県南部	日本	冨田ほか（1996）
1999	Chi－Chi	台湾	Dadson et al.(2004)
2004	新潟県中越	日本	松岡ほか（2009）
2005	Kashmir	パキスタン	Khattak et al.(2010)
2007	鳥取県西部	日本	小山ほか(2009)
2008	Wenchuan	中国	Li et al. (2018)
2008	岩手・宮城内陸	日本	大丸ほか(2013),村上ほか(2017)
2016	熊本	日本	石川ほか（2016）

2．豪雨により生じた崩壊地の拡大

崩壊確認年	地域	国	引用文献
1959	長野県南部南木曽岳	日本	塚本ほか(2001)
1961	新潟県出雲崎地域	日本	岩橋・山岸（2010）
1967	神奈川県西丹沢	日本	石垣ほか(2006)
1969	富山県廊下沢	日本	鈴木（2001）
2003	北海道沙流川流域	日本	村上ほか（2008）
2009	Taoyuan District and Liouguei District, Southern Taiwan	台湾	Tseng et al.(2021）
2012	熊本県阿蘇山	日本	Saito et al.(2018）

1.1.3　豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移評価に関する課題

1.1.1 でも述べた通り，豪雨が生じた後は，大規模な土砂生産が生じるため，流域の土砂管理を検討する上で重要な期間である．特に，豪雨低頻度地域においては，今後集中豪雨の発生頻度が高まることが予想され，これまで崩壊が生じなかった地域でも上流域から崩壊による土砂生産が生じる可能性がある．加えて，斜面崩壊が発生しなかったことにより土層が除去されず，崩壊予備物質となる土層が厚くなっていることから，崩壊により不安定な土層が崩壊地周辺に存在しており，拡大崩壊による土砂生産も多くなることが予想される．このため，豪雨低頻度地域の流域土砂管理を検討する上で，拡大崩壊の推移を評価

する手法は社会的に見ても喫緊に検討する必要がある．

しかしながら，既往研究を整理した結果，拡大崩壊の推移評価に関する研究の多くは豪雨高頻度地域については検討があるものの，豪雨低頻度地域ついては検討事例がほとんどない．このため，豪雨低頻度地域の流域土砂管理を検討する上で，新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移を評価する手法は社会的に見ても重要である一方，研究が進んでいないのが現状である．

1.2　研究目的

本研究では，1.1 節を踏まえて，今後，気候変動の影響を受けやすい豪雨低頻度地域を対象として，拡大崩壊数と面積の推移を評価する手法を提案することを目的とする．

豪雨低頻度地域として，2003 年の豪雨（リターンピリオド：210 年～320 年の豪雨）により崩壊が多発し，拡大崩壊が認められた北海道沙流川支流宿主別川流域を選定した．この流域を対象に，複数の崩壊地の長期的な拡大崩壊の推移解析が可能な航空写真を用いて，以下２つを解明し，最終的に拡大崩壊の推移評価手法を提案する．

ⅰ）豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移の実態

ⅱ）拡大崩壊の推移を規定している要因

2 章 調査地概要

本研究では，豪雨低頻度地域として，北海道日高地方沙流川支流の宿主別川流域を調査地として選定した．北海道は亜寒帯気候地域に位置し，台風などの影響をあまり受けない地域に属する．そのため，北海道は豪雨高頻度地域に比べ，豪雨に伴う斜面崩壊や土砂移動現象の発生頻度が低いとされている(Saito et al., 2014)．本調査地では，2003 年に襲来した台風によって，観測史上最大の豪雨を記録し，同時多発的に斜面崩壊が発生した．

本章では，沙流川流域を含む日高地方のこれまでの豪雨災害を整理した上で，豪雨低頻度の本地域において 2003 年の豪雨がどの程度特異かを示すため，2003 年豪雨のリターンピリオド（超過確率雨量）について述べる．さらに，調査地とした宿主別川流域の概要について述べる．

2.1　日高地方における豪雨災害と 2003 年豪雨のリターンピリオド

まず，日高地方におけるこれまでの豪雨災害について文献を基に整理した．豪雨が襲来した地域の降雨特性や崩壊・土砂移動現象の詳細は下記のとおりである．

・1962 年の豪雨災害（Nakamura and Kikuchi, 1996）

沙流川本流と本流に流入する支流において，2 日間で 200mm を越える豪雨により土砂移動が生じたことが報告されている．

・1981 年の豪雨災害（遠藤ほか, 1984）

8 月 5 日の 1 日間で 200mm を越える豪雨を記録した．豪雨が襲来した地域は

日高沿岸部（波恵川水系，日高門別川水系，慶能舞川水系，賀張川水系，厚別川水系）であり，多数の斜面崩壊が発生したことが報告されている．

・1992 年の豪雨災害（清水，1998）

8 月 9 日，台風 10 号から変わった低気圧が北海道の太平洋沿岸を通過し，沙流川流域において大規模な豪雨が発生した．日雨量は日高で 169mm，日高門別で 194mm を記録した(日本気象協会北海道本部，1992)．また沙流川の中流域においては，北海道開発局によって観測された雨量記録によると，9 日の日雨量が，ルベシュベナイ川試験流域から約 2km 離れた岩知志で 217mm，パラダイ川・オノマップ川・ポンオサツナイ川の各試験流域から約 3km に位置する箇所で 255mm であった．このように，沙流川流域のほぼ全域で総雨量が 200mm を超えており，とくに中流域において雨量が多かった．この豪雨により，ルベシュペナイ流域では 101 箇所，パラダイ流域では 86 箇所の斜面崩壊が確認された．

・2003 年の豪雨災害（土木学会，2004）

8 月 7 日から 10 日にかけて，前線と台風 10 号の影響により，沙流川および厚別川において観測史上最大の豪雨を観測した．これにより多大な被害をもたらした．この豪雨の総降雨量の等雨量線図は図-2.1 の通りとなり，沙流川の中流部で特に激しい雨が降った．この豪雨は，8 月 9 日未明から 8 月 10 日朝まで 3 波をなして降り，特に 3 波目の 9 日 20 時頃から 10 日 1 時頃にかけての雨が強かった．3 日間総雨量は 300 ㎜を超えたが，大部分が 8 月 9 日の 1 日に集中し，夜の 5，6 時間で全体の半分程度の雨が降ったことが 2003 年の豪雨の特徴である．AMEDAS 観測所の中で旭観測所が最も降雨量が多く，最大日雨量が 358 mm，最大時間雨量が 76 mm を観測した．また，水文水質データベースによれ

ば，旭観測所近傍の宿主別川流域（本調査地）では，最大日雨量が 388mm，最大時間雨量が 64 mm を観測している．この豪雨により，宿主別川流域本流の額平川流域では崩壊・流木ともに多く発生した．

・2016 年の豪雨災害（小山内ほか，2016）

8 月 28 日～31 日にかけて，台風 10 号の接近によって，十勝・上川・日高地方を中心に水害・土砂災害が多発した．日高山脈の東側から大雪山系の南側にかけて雨量が多くなっており，日高山脈や大雪山系の一部で総雨量 500mm を超える雨量となり，日高地方と十勝地方の分水界である日勝峠周辺で多数の斜面崩壊・侵食が発生した．主に，日高山脈の東側に位置する十勝地方で土石流や河岸侵食が生じ，インフラへの被害が生じた．一方で，日高山脈の西側に位置する日高地方においても沙流川上流域のウェンザルで 2 日間にわたって降雨が継続し，累積雨量が 414 mm に達した．この豪雨により，沙流川上流域において，浮遊土砂をはじめ，大規模な土砂生産が生じたことが報告されている（水垣, 2022）．

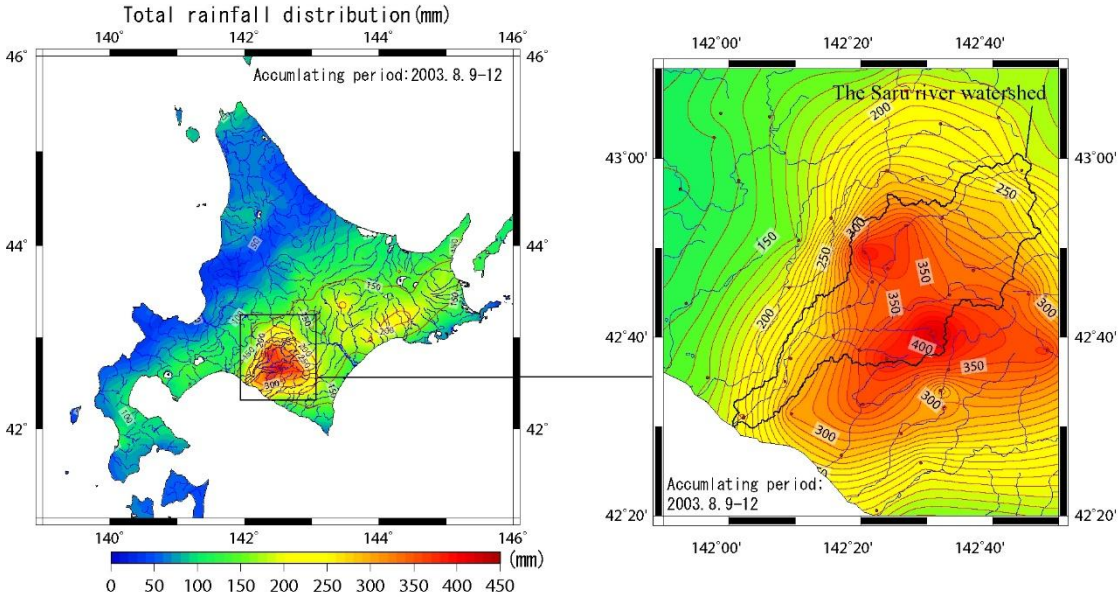


図-2.1　2003 年豪雨時（2003 年 8 月 9 日～12 日）の総降雨量の等雨量線図
独立行政法人土木研究所寒地土木研究所ホームページ
(https://river.ceri.go.jp/newpage/05_tool/gmt/gmt_gallery1.html) **より転載**
Fig.2.1　Isohyetal map of the total rainfall during the 2003 storm (from 8th to 12th of August 2003), reprinted from the web site of the Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Independent Administrative Agency under the Ministry of Land, Infrastructure and Transport (CERI).

次に，2003 年豪雨の 1 時間降雨量のリターンピリオド（超過確率雨量）について述べる．ここでは，2003 年豪雨の 1 時間降雨量のリターンピリオド（超過確率雨量）が過去の豪雨と比べて，どの程度特異であるかを 1992 年の豪雨と比較しながら示す．

超過確率雨量の算出については，アメダス確率降雨量計算プログラムを用いた（土木研究所, 2003）．このプログラムでは，確率降雨強度式として，以下に示すフェア式を利用している．降雨の継続時間とその間の降雨量（降雨強度）からリターンピリオドが求まる．解析に用いたアメダス観測所は調査地近傍の日高と親和である．

$$r_t^T = \frac{bT^m}{(t+a)^n} \qquad (2.1)$$

r_t^T :確率年 T の t 継続時間確率降雨量[mm/時]

T：確率年[年]

T:継続時間[時]

a,b,m,n:フェア式パラメータ

まず，両地域の 1992 年のリターンピリオドについて述べる．親和観測所では，降雨継続時間が 9 時間，その間の降雨量が 125mm であり，降雨強度は 13.89（mm/hour）であった．この結果，1 時間降雨量のリターンピリオドは 12.8(year)と算定された．日高観測所では，降雨継続時間が 12 時間，その間の降雨量が 158mm であり，降雨強度は 13.17（mm/hour）であった．この結果，1 時間降雨量のリターンピリオドは 45.5(year)と算定された．

次に両地域の 2003 年の豪雨のリターンピリオドについて述べる．親和観測所では，降雨継続時間が 28 時間，その間の降雨量が 341mm であり，降雨強度は 12.18（mm/hour）であった．この結果，1 時間降雨量のリターンピリオドは 129.9(year)と算定された．日高観測所では，降雨継続時間が 15 時間，その間の降雨量が 282mm であり，降雨強度は 18.8（mm/hour）であった．この結果，1 時間降雨量のリターンピリオドは 331.5(year)と算定された．

以上の結果から，1992 年の豪雨については概ね 10 年～50 年に一度の豪雨であるのに対し，2003 年の豪雨については概ね 100 年～300 年に一度の豪雨であり，リターンピリオドで見ると，約 6～10 倍程度の違いがみられていた．した

がって，2003年の豪雨は1992年の豪雨に比べて，１時間降雨量のリターンピリオドが非常に長いことがわかる．

2.2　宿主別川流域の概要

宿主別川流域は流域面積が 54 km^2 である (図-2.2)．国土地理院発行の10mDEM に基づくと，流域内の標高は海抜 145～1317 m であり，平均傾斜は28.5°である．調査地の地質は神居古潭帯に属し（日本地質学会編, 2010），20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2（産総研地質調査総合センター，2023）に基づくと，白亜紀後期の堆積岩類 (砂岩，シルト岩，泥岩) (流域面積：16 km^2)，古生代ペルム紀から中生代ジュラ紀中期の付加体玄武岩ブロック（流域面積：35 km^2)，三畳紀後期から白亜紀後期のチャートブロック（流域面積：2 km^2)，白亜紀のメランジュ基質（流域面積：1 km^2）が分布している（図-2.2)．堆積岩類地域は岩石のスレーキングにより細粒化が進行し，崩積土の粒度は概ね 1～2 ㎝程度であった（図-2.3)．同様の現象は，隣接する流域の堆積岩類分布域においても確認されている（村上ほか, 2007)．一方で，玄武岩ブロック地域の崩積土は堆積岩類よりも粗粒で，粒度は概ね 10～20 cm 程度であった（図-2.4)．また地質ハンマーによる踏査より，玄武岩ブロックは堆積岩類よりも硬岩であった．植生は山体の一部でトドマツ（*Abies sachalinensis*）やカラマツ（*Larix kaempferi*）の造林地に改変されているものの，大半は天然生針広混交林に覆われている（木村ほか, 2012)．

調査地近傍の平均気温は 6.6℃である．沙流川流域では，4 月から 5 月にかけての融雪出水量が年間流出量の 35%を占めるが（Mizugaki et al., 2012)，地すべりや土石流の主な原因は夏季の大雨によるものである（木村ほか, 2012)．宿主

別川流域は2003年の豪雨が沙流川流域の中でも特に激しかった地域である．流域内に設置された観測所（宿主別観測所）の記録によると，宿主別川流域における年平均降水量は1359 mmである．2003年豪雨の際に，宿主別観測所は最大時間雨量64 mm，最大日降雨量388 mm，総降雨量434 mm（2003年8月8日から8月10日の3日間）が記録されており，いずれも観測期間中の最大値であった．

降水量の長期変動を把握するため，宿主別観測所での記録がない1988年以前については，木村ほか(2012)によって近傍の平取観測所および紫雲古津観測所の観測値を用いて補完したデータを用いた．調査流域の最大日雨量を整理した結果は図-2.5 の通りである．宿主別川流域では，2003 年豪雨以前の 1981 年と2001年に，最大日雨量が200 mmを超える降雨を記録していた．

2003 年に発生した崩壊地は，北海道開発局室蘭開発建設部（2004）による豪雨後に行われた災害調査から，深さ10 mに達する崩壊が認められたものの，流域内に発生したほとんどの崩壊地は深さ 2 m 未満であった（図-2.6）．また，最大 1 時間雨量が増大するにつれ，崩壊地面積と崩壊地箇所数が増加しており，短時間降雨が崩壊の発生に寄与していることが報告されている（土木学会, 2004）

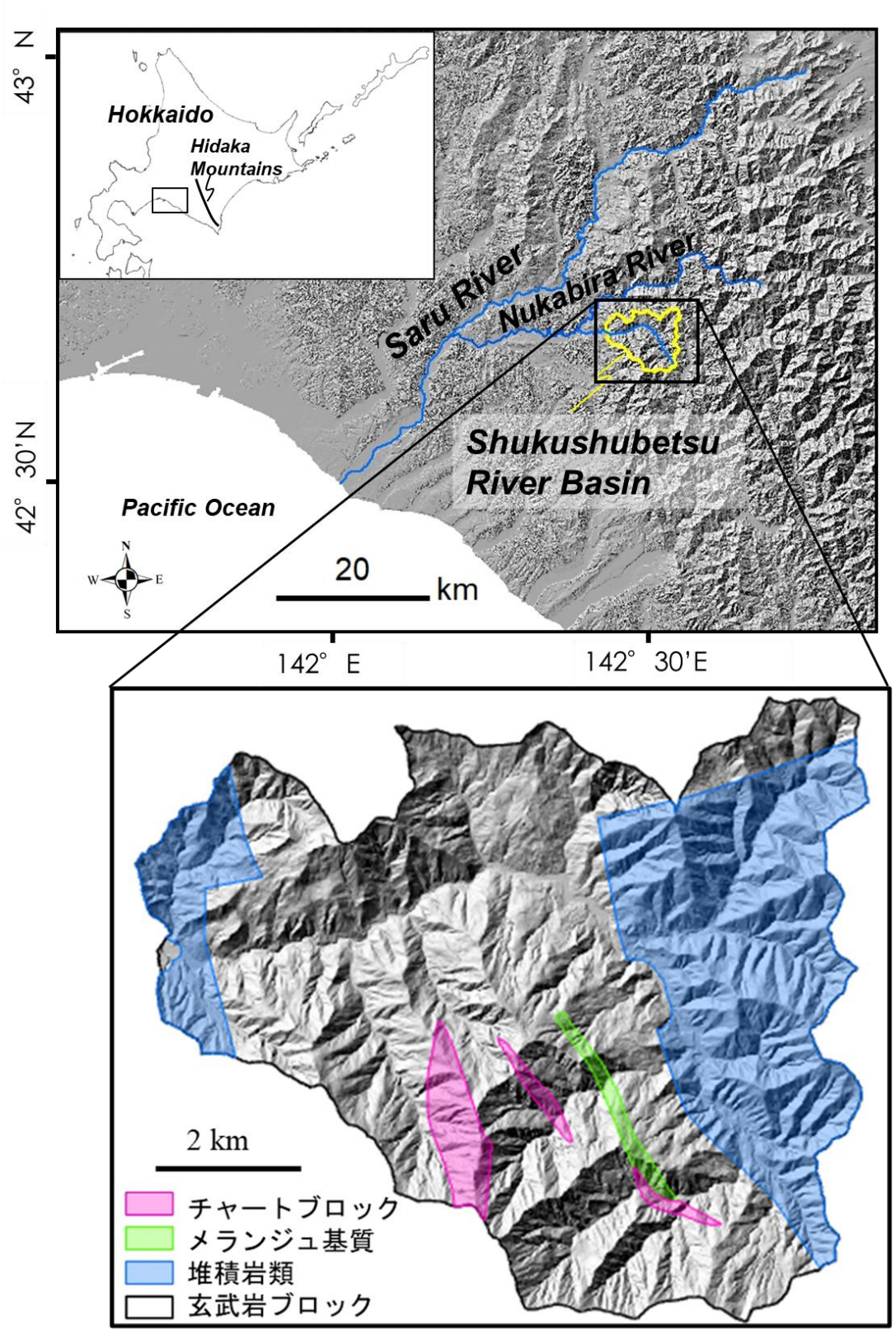


図-2.2 調査位置図と流域の地質

Fig.2.2 Location of the study site and geology of the basin



図-2.3 堆積岩類地域の崩積土

Fig.2.3　Colluvium in sedimentary rocks area



図-2.4 玄武岩ブロック地域の崩積土

Fig.2.4　Colluvium in basalt block area

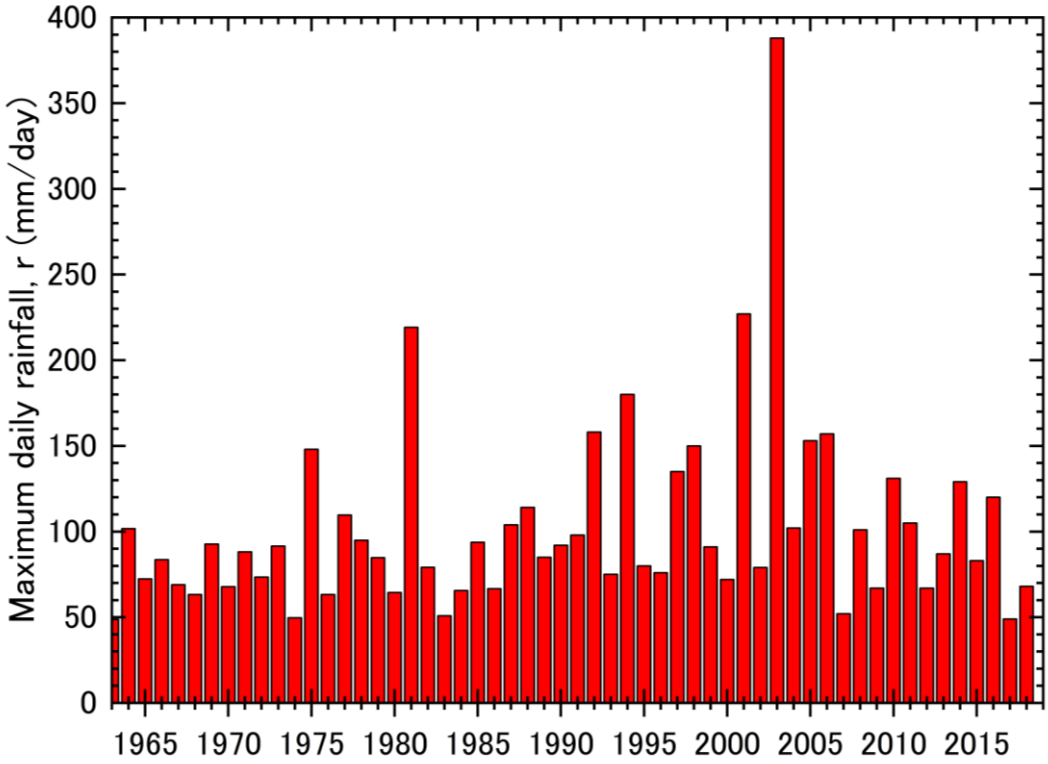


図-2.5　宿主別川流域における 1963 年から 2018 年の年最大日雨量

Fig.2.5　The maximum daily rainfall in the Shukushubetsu River Catchment, 1963-2018



図-2.6　2003 年豪雨により発生した崩壊地（北海道開発局室蘭開発建設部撮影）

Fig.2.6　Landslide caused by heavy rainfall in 200

第 3 章　研究方法

研究方法を図-3.1 に示す．本論文の構成と概要は以下のとおりである．Koshimizu et al. (2024) の論文から，岩石強度が大きく異なる２つの地域（古第三紀付加体地域と新第三紀堆積岩類地域）を対象に，土砂流出に寄与する後背流域の地形条件を決定木分析により調べた．その結果，古第三紀付加体では流域の起伏比が 0.29 以下では土砂が流出しにくく，新第三紀堆積岩類では流域の起伏比が 0.36 未満でも土砂が流出しやすい傾向があり，地質の違いにより地形因子の閾値が異なることがわかった．起伏比は流域の侵食の度合いを示す指標とも考えられており，山地斜面の侵食が小さい（崩壊が少ない）と起伏比は高くなることが報告されている（Schmidt and Montgomery, 1995;Kühni and Pfiffner, 2001;Moore et al., 2009）．つまり，地形因子の閾値の違いには様々な要因が考えられるが，山地斜面（崩壊地）からの土砂の生産状況の違いが土砂流出の違いに直接的あるいは間接的に影響することが考えられた．先行研究においても，生産源である崩壊地からの土砂の生産状況は流域からの土砂流出に直接的あるいは間接的に影響することが報告されている（Nishiguchi and Uchida，2022; Tai et al., 2019）．このため，流域の主要な土砂生産源である崩壊の発生状況に着目する必要があると考えられた．とりわけ，豪雨低頻度地域は今後の気候変動に伴い，大量の土砂が流出すると考えられるが，拡大崩壊による土砂生産が流域全体で見た場合にどの程度となるか，さらには時間経過とともにどのように推移していくかについては，実態が明らかにされていない．さらに，拡大崩壊の推移は何に規定されているかについても明らかにされていない．そこで，本論文の構成と概要を以下のとおり示す．

第 1 章では，豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移評価

に関する課題として，以下 2 つを示した.

i）豪雨低頻度地域における「拡大崩壊の推移（拡大崩壊数および面積の推移)」および「推移を規定している要因」

ii）新規崩壊発生後の拡大崩壊地数および面積の推移を評価する手法

本研究では，i）,ii）を解明することを目的とした.

第 2 章では，豪雨低頻度地域として選定した北海道日高地方沙流川支流宿主別川流域の概要を述べた.

第 3 章では，本論文の研究の構成と方法を示した.

第 4 章では，第 1 章であげた課題i）の豪雨低頻度地域における「拡大崩壊の推移（拡大崩壊地数および面積の推移)」を明らかにするため，豪雨低頻度地域として選定した北海道日高地方沙流川支流宿主別川流域を事例として，結果を示した.

第 5 章では，第 1 章であげた課題i）の「推移を規定している要因」を明らかにする．そのため，第 4 章の結果から推察された推移に寄与するパラメータを示し，パラメータの推移と拡大崩壊の推移との関係性について調査した.

第 6 章では，第 4，5 章から得られた結果をもとに，第 1 章であげた課題 ii ）の「新規崩壊発生後の拡大崩壊地数および面積の推移を評価する手法」を提案した.

最後に，第 7 章において，結論として，研究によって得られた成果を総括する.

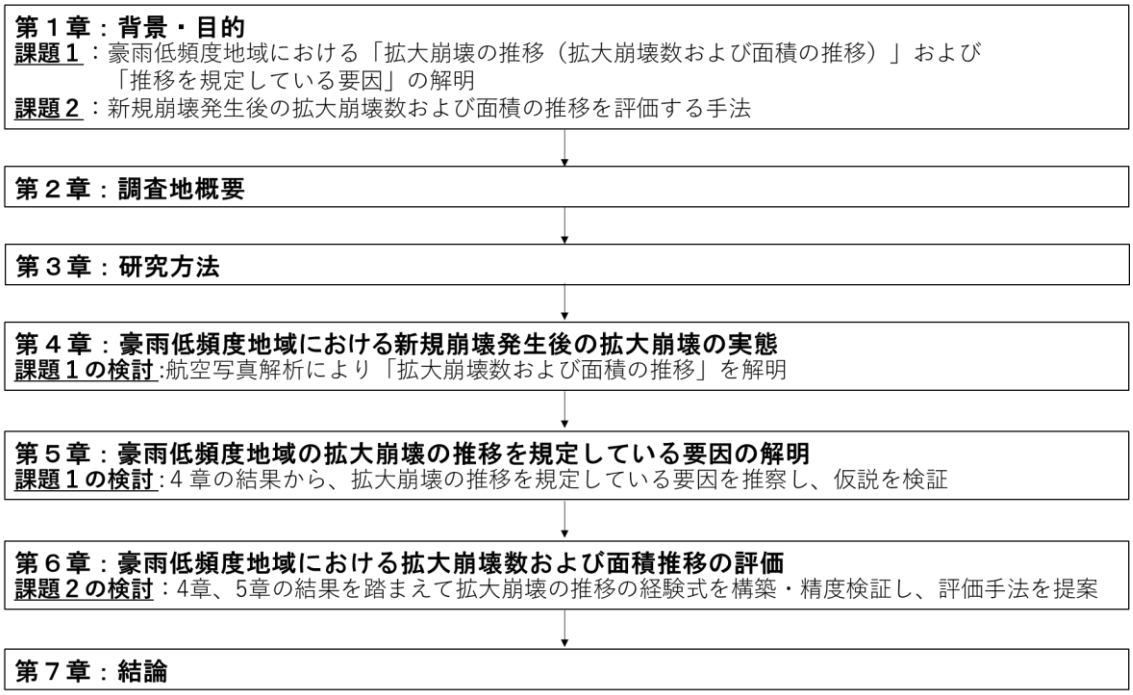


図-3.1　研究のフローチャート

Fig.3.1　Analysis flow chart

第 4 章　豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の実態

4.1　はじめに

前章でも述べたように，流域からの土砂流出に関しては生産源である崩壊地からの土砂生産の発生状況が直接的あるいは間接的に影響することが報告されている（Nishiguchi and Uchida，2022; Tai et al., 2019）．このため，崩壊地からの土砂生産の発生状況を調べることは，流域全体の土砂動態を評価する上で重要である．

崩壊地からの土砂生産は，新規崩壊による土砂生産のみならず拡大崩壊による土砂生産もある（例えば，鈴木, 2001）．拡大崩壊の推移の実態に関する研究として，豪雨高頻度地域では，特定の崩壊地を対象にした定性的な推移解析（鈴木, 2001），流域内の多数の崩壊地を対象に，2 時期の航空写真の比較により複数期間の拡大崩壊数や拡大崩壊面積の推移解析（塚本ほか, 2001; 石垣ほか, 2006)が行われてきた．その一方で，豪雨低頻度地域においては，拡大崩壊の推移に関する報告は少なく，拡大崩壊が長期的に見て顕著になる期間や拡大崩壊の推移については明らかにされていない．そのため，本章では，豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移の実態を調べることを目的とした．

第 2 章で述べたように，北海道日高地方沙流川流域支流宿主別川流域は，2003 年豪雨以前の約 40 年間で際立った豪雨が観測されず，2003 年の豪雨で観測史上最大の豪雨を記録し，同時多発的な斜面崩壊が発生し，拡大崩壊が生じた．このため，宿主別川流域は豪雨低頻度地域の解析を行う適地であると判断した．そこで，本章では，豪雨低頻度地域として，宿主別川流域を対象にして解析を行った．また，本研究では航空写真を用いることにより，拡大崩壊の推移を長期的(55 年間：1963 年～2018 年)に解析した．

本章では，主に，3 つの事項について調査する．

１）長期スケール（1963 年～2018 年）における豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移

２）2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の実態

３）地質別の拡大崩壊の発生状況

１）を解析するのは，豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移の特徴を明らかにするためである．ここでは，①長期スケールにおける拡大崩壊の発生数，②長期スケールにおける拡大崩壊の面積の推移，③解析期間内の降雨特性を分析する．

２）を解析するのは，2003 年の豪雨によって生じた崩壊地の，その後の個々の拡大状況を把握するためである．ここでは，１）の結果に基づいて，2003 年の豪雨以降の拡大崩壊が最も顕著になった期間を対象に個々の拡大崩壊の実態を調べる．具体的には，先行研究でも報告がある，①拡大崩壊が発生する割合（塚本ほか, 2001; 石垣ほか, 2006），②個々の崩壊地の拡大崩壊の面積（塚本ほか, 2001），③拡大方向（岩橋・山岸, 2010）を詳細に解析する．

３）を解析するのは，岩石強度が大きく異なる２つの地質（堆積岩類と付加体）の違いによって，拡大崩壊の発生状況に差異が見られるかを調査するためである．ここでは，「長期スケール（1963 年～2008 年）における拡大崩壊の発生状況」と「2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の発生状況」を解析する．

4.2　調査方法

4.2.1　使用した航空写真と崩壊地の判読

本研究の崩壊範囲はすべて航空写真を用いて判読した．判読に用いた航空写真は 1963 年，1974 年，1983 年，1993 年，2003 年，2008 年，2013 年，2018 年の 8 時期の林野庁発行の航空写真である．航空写真の撮影時期等は表-4.1 に示すとおりである．

表-4.1 解析に用いた航空写真の諸元

Table.4.1　Specifications of aerial photographs used in the analysis

Year	Date	Scale
1963	30-May,17-Jun,19-Jun,28-Jun	1:20000
1974	1-Aug	1:20000
1983	29-Sep, 8-Oct, 19-Oct, 21-Oct	1:16000
1993	6-Jul, 31-Aug, 2-Sep, 15-Sep, 17-Sep	1:16000
2003	16-Sep	1:16000
2008	6-Aug, 10-Sep	1:16000
2013	6-Sep, 13-Sep, 27-Sep	1:16000
2018	21-Sep, 5-Oct, 19-Oct, 20-Oct	1:16000

各年代の航空写真について，オルソ化した写真を用いて，判読を行った．1963 年，1974 年，1983 年，1993 年，2003 年，2008 年の各時期のオルソ写真は，各時期の航空写真をスキャナーで PC に取り込んで画像化（解像度：1,200 dpi）し，画像処理ソフト ERDAS IMAGINE9.3 により簡易オルソ化処理を行った．2013 年，2018 年のオルソ写真については，（一財）日本地図センターにより作成された．崩壊地の抽出および個々の崩壊地面積の算出は，すべてオルソ写真

を背景にして，ArcGIS(ver.10.8.1)上で行った．

本調査地の丘陵斜面は森林に覆われている．加えて，調査期間中，人為的な森林伐採は行われていなかった．したがって，植生に覆われていない裸地斜面は崩壊地とみなした．本研究では，多時期のオルソ写真を用いて裸地斜面を崩壊地として抽出した．なお，裸地斜面には，崩壊の発生域と堆積域が含まれている場合がある．これらを厳密に区別するのは崩壊地の規模や崩壊地の形態などにより困難である．本研究では，崩壊地の判読に際し，ステレオペアの航空写真を実体視することにより，明らかに土砂が堆積している範囲を可能な限り除いて，崩壊発生域のトレースを行い，崩壊地を抽出した．

4.2.2 崩壊地の分類と崩壊面積

本研究では，崩壊の発生・拡大・縮小・消滅を，オルソ写真を用いて，1 つ前の時期に撮影した航空写真と対象とする時期に撮影した航空写真との差異に基づいて抽出した．対象とする時期の一つ前の時期に撮影された航空写真で植生に覆われており，対象時期の航空写真において新たな崩壊を引き起こしたことが確認できる場合，この期間に発生した新規崩壊地または拡大した崩壊地と定義した．「新規崩壊地」は，対象時期よりも前に発生した崩壊地と交差または重なり合わない崩壊地として定義した．対照的に，崩壊地が対象時期よりも前に発生した別の崩壊地に接触した場合，既存の崩壊地が拡大したとみなし，「拡大崩壊地」と定義した．例えば，図-4.1 の左画像のように，植生に覆われていた場所において，その後の期間(図-4.1 の中央画像)に裸地が確認された際に，その領域を「新規崩壊地」(黒い実線で囲まれた範囲)としてオルソ写真から抽出した．図-4.1 の右画像に示すように，その後の期間に，新規崩壊範囲(黒い実線で囲まれた範囲)に隣接して拡大した裸地(赤い実線で囲まれた範囲)が確認で

きた場合，オルソ写真から「拡大崩壊地」として抽出した．

一方，対象時期よりも前の時期と比較して，対象時期の航空写真上で植生の回復が認められた場合，崩壊地が縮小または消滅したと考えられる．このため，崩壊範囲が完全に植生に覆われて消滅した崩壊地を「消滅崩壊地」，崩壊範囲の一部に裸地が認められる場合は「残存崩壊地」と分類した．例えば，図-4.2 の左画像で確認された新規崩壊範囲 (黒色の実線範囲)が，図-4.2 の右画像で示された次の期間で崩壊範囲が減少した場合(赤色の実線範囲)，「残存崩壊地（縮小崩壊地）」に分類される．なお，拡大崩壊地も，新規崩壊発生時から裸地が継続的に確認されているため，残存崩壊地に含まれる．つまり，残存崩壊地には，縮小崩壊地と拡大崩壊地の両方が含まれる．オルソ写真では，航空写真が不明瞭であったり，樹木の影があったりして，崩壊箇所周辺の状況が十分に確認できないものもあった．このような場合，崩壊範囲を正確にトレースすることが困難であるため，解析から除外した．

なお，新規崩壊地の面積は図-4.1 の中央画像の黒い実線で囲まれた範囲を「新規崩壊面積」と定義して算出した．拡大崩壊地の面積は，図-4.1 の右図の赤い実線で囲まれた拡大範囲を「拡大範囲面積」と定義して算出した．残存崩壊地の面積は，図-4.2 の右図の赤色実線で囲まれた残存崩壊範囲を「残存崩壊面積」と定義して算出した．なお，残存崩壊面積は新規崩壊が発生した領域内における裸地面積を指す．

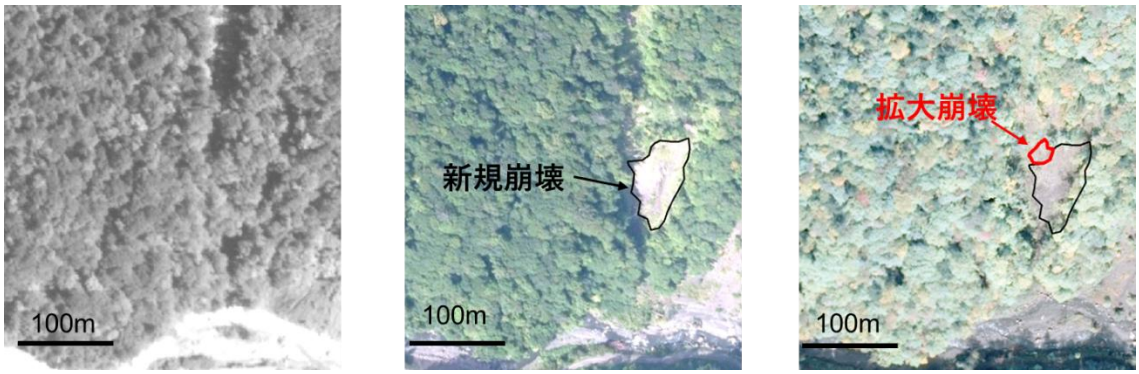


図-4.1 オルソ写真を用いた新規崩壊地と拡大崩壊地の分類

新規崩壊地：対象とする時期より前の撮影時期に植生に覆われた箇所(左画像)と比較して，対象とした撮影時期に裸地が観測された崩壊地(中央画像の黒枠)．
拡大崩壊地： 前の撮影時期（中央画像)と比較して，崩壊地に隣接する範囲(右図の赤枠)まで裸地が拡大した崩壊地

Fig.4.1 Classification of the original and expanding landslides using orthophotography.
Original landslide: landslides where a bare area was observed during a set photography period (black outline in the center image), compared with the area covered by vegetation during the previous photography
period (left image). Expanding landslide: landslides where the bare area has expanded to the area (red outline in the right image) adjacent to the landslide, compared with the previous photography period (center image)

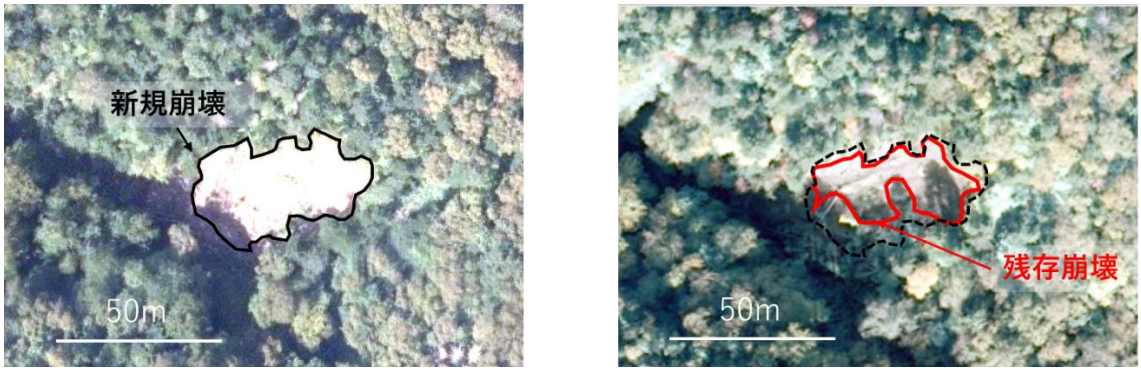


図-4.2 残存崩壊地(縮小崩壊地)の抽出

残存崩壊地:対象時期より前の時期（左図）の崩壊面積(左図の黒色実線)と比較して，対象時期（右図）に裸地が継続的に観測された崩壊地(右図の赤色実線)

Fig.4.2 Extraction of remaining landslides (shrunk landslides).
Remaining landslide: a landslide where a bare area was continuously observed during the current period of interest (red solid line in the right image), compared with the landslide area during the previous period of interest (black solid line in the left image)

4.2.3　長期スケールにおける豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移解析

長期スケールの解析期間は，航空写真が撮影された 8 時期（1963 年，1974 年，1983 年，1993 年，2003 年，2008 年，2013 年，2018 年）から，以下の 7 つの期間に設定した.

期間１：1963 年～1974 年

期間２：1974 年～1983 年

期間３：1983 年～1993 年

期間４：1993 年～2003 年（2003 年豪雨時を含む期間）

期間５：2003 年～2008 年（2003 年豪雨時以降の期間）

期間６：2008 年～2013 年

期間７：2013 年～2018 年

上記の期間１～７のそれぞれの期間を対象にし，以下に示す１）～３）の項目について解析し，豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移にどのような特徴があるかを明らかにする.

１）年平均拡大崩壊数と年平均新規崩壊数およびそれらの比（以下,「拡大崩壊個数率」とする）の推移

２）1km^2 あたりの年平均新規崩壊総面積と拡大崩壊総面積および拡大崩壊総面積率の推移

３）最大日雨量

１）の解析に関して述べる．各期間に生じた拡大崩壊の発生数のみならず，同期間における新規崩壊がどの程度発生したかについても解析することにより，

各期間における拡大崩壊の影響が評価できると考えた．そこで，本研究では，各期間における拡大崩壊および新規崩壊の発生数を調べた．なお，各期間の年数は期間により異なっているため，本研究では各期間の年数で除すことにより，年平均拡大崩壊数と年平均新規崩壊数を算出した．年平均拡大崩壊数については，どの時期の新規崩壊が拡大したかを内訳として示した．さらに，同一解析期間の年平均拡大崩壊数を年平均新規崩壊数で除すことにより，拡大崩壊個数率を算出した．

次に，２）の解析に関して述べる．１）と同様に，それぞれの期間の新規崩壊総面積および拡大崩壊総面積を解析期間の年数で除し，1km^2 あたりに換算することにより，1km^2 あたりの年平均新規崩壊総面積および年平均拡大崩壊総面積を算出した．なお，1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積については，どの時期の新規崩壊が拡大したかを内訳として示した．さらに，1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積を年平均新規崩壊総面積で除すことにより，拡大崩壊総面積率を算出した．

次に，３）の解析に関して述べる．最大日雨量を求めるのは，期間ごとの拡大崩壊との関係性を調べるためである．斜面崩壊の降雨規模を解析する際には，10 分間雨量や時間雨量といった短時間の降雨強度（地頭園・下川，1991；池田ほか, 1998）や発生までの累加雨量（寺本ほか，1996; Crozier, 1999）を考慮することが望ましいとされている．しかしながら，現地観測が行われていない地域でこれらのデータを入手するのは困難である．木村ほか(2012)によると，本調査地では，水文水質データベースで得られた 1988 年以降の各日のピーク時間雨量と日雨量との間には高い正の相関が認められている（r=0.81）．そこで，本研究では，日雨量が時間雨量とも正の相関を持つと仮定し，各年の最大日雨量を用いることとした．なお，最大日雨量については長期的なデータが観測されて

いる．以上のことから，降雨規模の指標として最大日雨量を用いることにした．

4.2.4 2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の実態

既述の通り，2003 年豪雨後において拡大崩壊が最も顕著になった期間を対象に個々の拡大崩壊の実態として，以下３つを解析する．

①拡大崩壊が発生する割合

②個々の崩壊地の拡大面積

③拡大方向

なお，本研究で用いた 2003 年の１つ前の航空写真は 1993 年に撮影されたものであり，2003 年の豪雨時に発生した崩壊と 1993～2003 年までの別な期間に発生した崩壊とを正確に分離できない．しかし，本調査地の最大日雨量（図-2.5）を見ても，1993～2003 年の期間においては 2003 年の豪雨の規模が圧倒的に大きかったこと，2003 年豪雨直後の航空写真で判読された新規崩壊地に植生被覆が見られないなど，概ね崩壊直後のものとみなせたことから，2003 年時点で新規崩壊として抽出された崩壊地の大半は，2003 年の豪雨で発生したものと仮定した．

①の解析については，2003 年に発生した新規崩壊地のうち，拡大崩壊が最も顕著になった期間において，拡大崩壊が生じた崩壊地数の割合（以下，「拡大崩壊個数率」とする）を算出した．また，新規崩壊面積との関係性についても明らかにした．

②の解析については，2003 年から拡大崩壊が最も顕著になった期間までの拡大範囲面積と，2003 年の新規崩壊面積に対する 2003 年から拡大崩壊が最も顕著

になった期間までの拡大範囲面積の割合（以下，「拡大範囲面積率」とする）を算出した．①の解析同様，新規崩壊面積との関係性についても明らかにした．

③の解析については，岩橋・山岸（2010）の分類を参考に，拡大方向別の崩壊数および拡大範囲面積と拡大範囲面積率を求めた．岩橋・山岸（2010）は，重複，斜面下方，側方，斜面上方，中間，重複・大と６つのタイプに分類している．このうち，斜面下方タイプは崩積土の再移動による崩壊地の拡大と区別することが困難と考え，本研究では拡大崩壊から除いた．

また，重複・大は同じ斜面で崩壊が重なって起きたもののうち，新規崩壊はごく小規模だったが，次期崩壊がはるかに大きいものとされているが，本研究の調査範囲内には全ての方向に崩壊地が拡大するような崩壊はなかったため，除いた．一方で，側方にも斜面上方にも拡大するタイプが本調査地で確認されたため，このようなタイプを本研究では重複として扱った．

以上より，本研究で扱う拡大する方向は，岩橋・山岸（2010）を参考に，以下の通り定義し，図－4.3 に示した．

・重複：新規崩壊地の側方と上方で崩壊が起きたもの
・側方：新規崩壊地の側方の斜面で崩壊が起きたもの
・上方：新規崩壊地の上方の斜面で崩壊が起きたもの
・中間：新規崩壊地に挟まれた斜面で崩壊が起きたもの

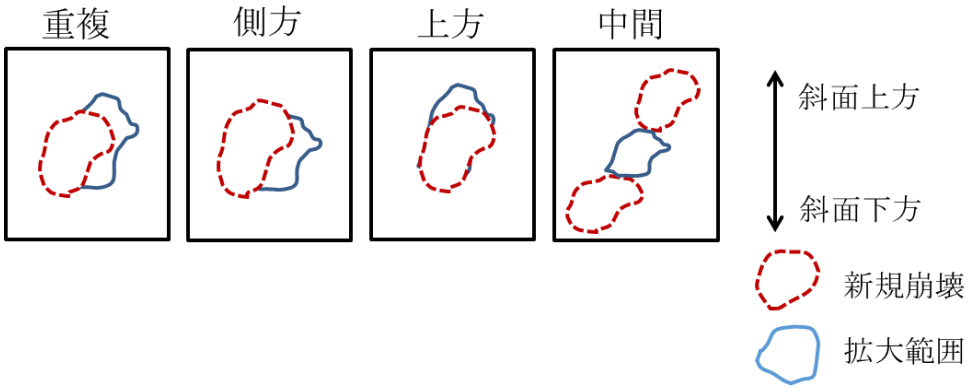


図-4.3 拡大方向の分類

Fig.4.3　Classification of expanding direction of landslide

4.2.5 地質別の拡大崩壊に関する分析

本流域では，調査地概要でも述べたように，堆積岩類と付加体（玄武岩ブロック）が流域の多くを占める．Koshimizu et al. (2024) は堆積岩類と付加体は岩石強度が大きく異なり（堆積岩類：7.4Mpa 以下，付加体：7.4 ～ 64.8MPa），土砂流出に寄与する後背流域の地形条件が地質により異なることを決定木分析から明らかにした（図-4.4）．このため，地質の違いによって，拡大崩壊の発生状況が異なっている可能性も考えられる．

本研究では，堆積岩類と付加体（玄武岩ブロック）の 2 地域において，新規崩壊発生後の拡大崩壊の発生状況を調べる．具体的には，以下の解析を行った．

１）2003 年豪雨後において拡大崩壊が最も顕著な期間における個々の拡大崩壊の発生状況

解析したのは，以下５つの項目である．

①「拡大崩壊数」

②「拡大崩壊個数率」

③「拡大範囲面積」

④「拡大範囲面積率」

⑤「新規崩壊面積と拡大崩壊個数率との関係」

①～④に着目したのは，拡大崩壊の発生数および面積が地質によってどの程度差異が見られるかを調べるためである．⑤については，新規崩壊面積が大きいほど，拡大崩壊個数率が大きくなるかを地質別に調べるためである．

２）長期スケール（1963 年～2018 年）における拡大崩壊の発生状況

ここでは，７つの解析期間（1963 年～1974 年，1974 年～1983 年，1983 年～1993 年，1993 年～2003 年，2003 年～2008 年，2008 年～2013 年，2013 年～2018 年）の年平均拡大崩壊総面積（各期間の拡大範囲面積の合計を期間の年数で除した値）と年平均新規崩壊総面積（各期間の新規崩壊面積の合計を期間の年数で除した値）を算出し，以下の推移を調べた．

①1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積

②年平均拡大崩壊総面積と年平均新規崩壊総面積との比（以降，「拡大崩壊総面積率」とする）

①に着目したのは，年平均拡大崩壊総面積の推移が地質により差異が見られるかを明らかにするためである．②に着目したのは，同期間の新規崩壊総面積と比較して，拡大崩壊総面積がどの程度の割合を占めるかをそれぞれの期間で調べ，その推移が地質によって差異が見られるかを明らかにするためである．

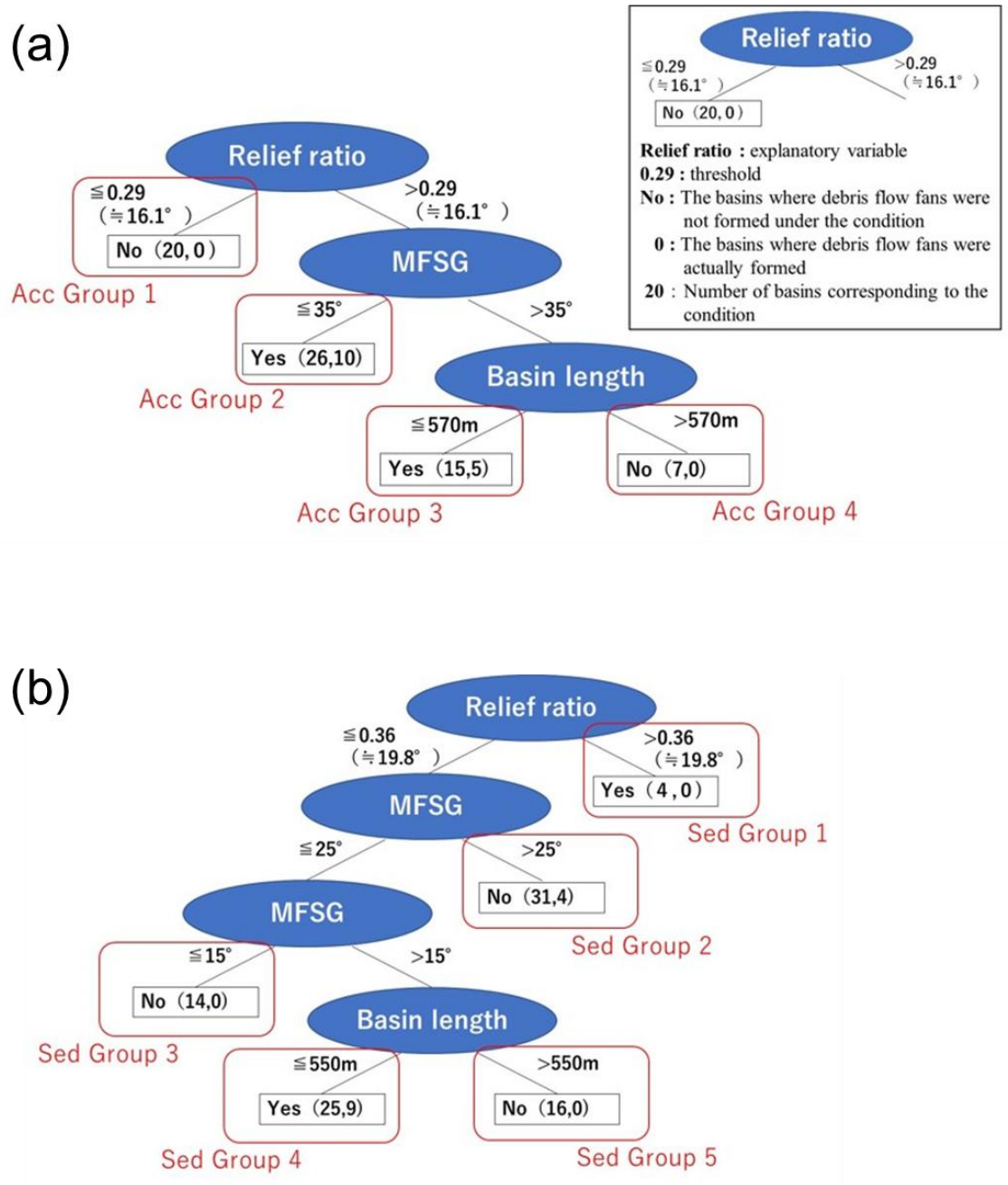


図-4.4 決定木分析の結果　（a）付加体，(b)堆積岩類

Fig.4.4　Result of decision tree analysis（a） accretionary complex site, (b) sedimentary rocks

4.3 解析結果

4.3.1　長期スケールにおける豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移

１）年平均新規崩壊と拡大崩壊数の推移

宿主別川流域の年平均新規崩壊数および年平均拡大崩壊数を図-4.5 に示す．年平均新規崩壊数は，全期間平均すると，8.8（個/y）であった．年平均新規崩壊数が最も多い期間は，2003 年豪雨を含む 1993 年～2003 年であった（38.3/y)．対照的に年平均新規崩壊数が最も少ない期間は1974年～1983年の期間であった（0.6 個/y)．続いて，年平均拡大崩壊数についてみる．年平均拡大崩壊数を全期間平均すると，3.8（個/y）であった．年平均拡大崩壊数が最も多い期間は，年平均新規崩壊数が多かった期間（2003年豪雨を含む1993年～2003年の期間）と異なり，2003 年豪雨後の 2003 年～2008 年であった（13.4/y)．対照的に年平均拡大崩壊数が最も少ない期間も年平均新規崩壊数が少なかった期間と異なり，1983 年～1993 年の期間であった（0.1 個/y)．

以上の結果から，年平均新規崩壊数が多い期間（1993 年～2003 年）と年平均拡大崩壊数が多い期間（2003 年～2008 年）は一致せず，年平均新規崩壊数が多い期間（1993 年～2003 年）の次の期間（2003 年～2008 年）に年平均拡大崩壊数が最も多かった．

さらに，年平均拡大崩壊数の内訳を図-4.6 に示す．年平均拡大崩壊数が最も多かった 2003 年豪雨後の 2003 年～2008 年の期間は，2003 年の新規崩壊が拡大したものが 12.3 (個/y)と最も多く，この期間の 93%を占めていた．続く，2008 年～2013 年，2013 年～2018 年のそれぞれの期間の年平均拡大崩壊数においても，2003 年の新規崩壊が拡大したものが最も多くを占めていた．

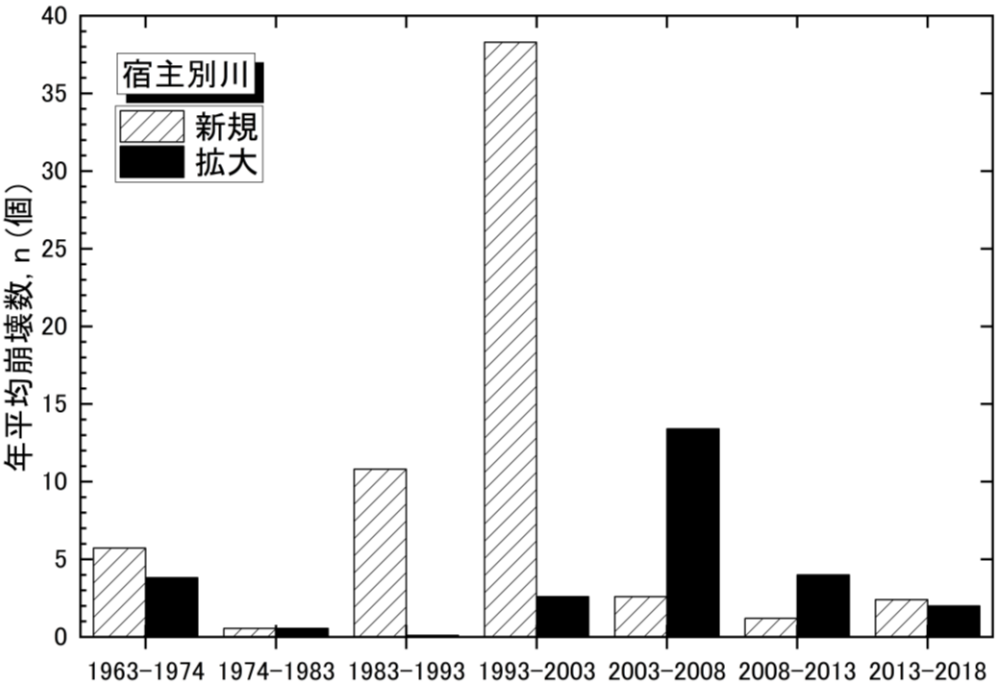


図-4.5　宿主別川流域における解析期間中の年平均新規および拡大崩壊数

Fig.4.5　Annual average number of original and expanding landslides during the analysis period in the Shukushubetsu River Basin

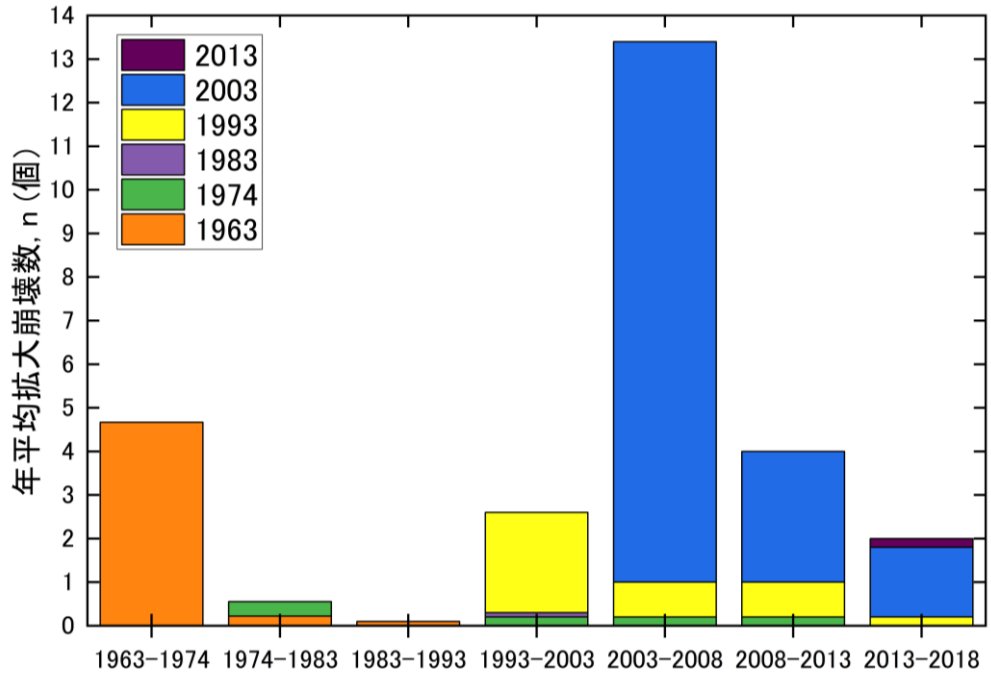


図-4.6　年平均拡大崩壊数の新規崩壊別の内訳

Fig.4.6　Breakdown of the annual average number of expanding landslides by original landslides

２）拡大崩壊個数率の推移

宿主別川流域の拡大崩壊個数率の結果を図-4.7 に示す．拡大崩壊個数率を全期間で平均すると，1.58 であった．2003 年の豪雨以前は，拡大崩壊個数率の平均は0.44であった．拡大崩壊個数率が最も高かったのは2003年豪雨直後の2003年～2008年であり，次いで2008年～2013年であった．それぞれの期間の値は，5.15，3.33 であり，両期間ともに，拡大崩壊数が新規崩壊数を上回った．2003年～2008 年と 2008 年～2013 の両期間の拡大崩壊個数率は，2003 年の豪雨以前の拡大崩壊個数率の平均（0.44）と比較して，8～12 倍高かった．後続の期間にあたる 2013 年～2018 年は拡大崩壊個数率が，0.83 となり，2003 年～2008 年や 2008 年～2013 と異なり，拡大崩壊数が新規崩壊数を下回った．したがって，2003 年豪雨以降は 2003 年～2013 年までは拡大崩壊数が新規崩壊数を上回り，その後（2013 年～2018 年）は拡大崩壊数が新規崩壊数を下回る傾向にあることがわかった．

以上の結果から，宿主別川流域では 2003 年豪雨直後の期間に拡大崩壊個数率が急激に増加して，拡大崩壊個数率が 1 を上回り（拡大崩壊数が新規崩壊数を上回り），その後時間経過とともに次第に減少する傾向にあった．また，解析期間の拡大崩壊個数率は 0.01～5.15 と変動の幅が大きかった．

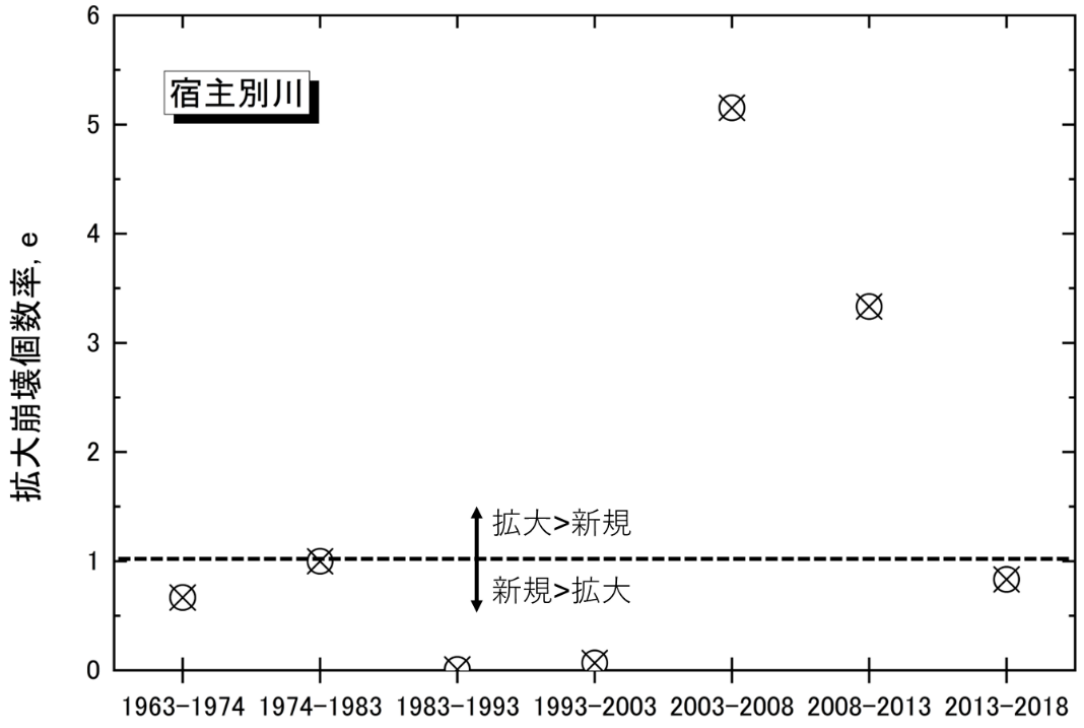


図-4.7　宿主別川流域における各時期の拡大崩壊個数率

Fig.4.7　The rate of the number of expansion landslides on each period in the Shukushubetsu River Basin

３）1㎢²あたりの年平均新規崩壊総面積と拡大崩壊総面積の推移

1km² あたりの年平均新規崩壊総面積と拡大崩壊総面積をそれぞれ，図-4.8 に示す．1km² あたりの年平均新規崩壊総面積は，全期間平均すると，150（m²/km²/y）であった．1km² あたりの年平均新規崩壊総面積が最も大きい期間は，2003 年豪雨を含む 1993 年～2003 年であった（735 m²/km²/y）．対照的に 1km² あたりの年平均新規崩壊総面積が最も小さい期間は 1974 年～1983 年の期間であった（9 m²/km²/y）．続いて，1km² あたりの年平均拡大崩壊総面積についてみる．1km² あたりの年平均拡大崩壊総面積を全期間平均すると，29（m²/km²/y）であった．1km² あたりの年平均拡大崩壊総面積が最も大きい期間は，新規崩壊総面積が大きかった期間と異なり，2003 年豪雨後の 2003 年～2008 年であった（120 m²/km²/y）．対照的に 1km² あたりの年平均拡大崩壊総面積が最

も小さい期間も新規崩壊総面積が小さかった期間と異なり，1983 年～1993 年の期間であった（0.4 $m^2/km^2/y$）.

以上の結果から，宿主別川流域では 1km^2 あたりの年平均新規崩壊総面積が大きい期間（1993 年～2003 年）と 1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積が大きい期間（2003 年～2008 年）が一致せず，1km^2 あたりの年平均新規崩壊総面積が大きい期間（1993 年～2003 年）の次の期間（2003 年～2008 年）に 1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積が最も大きかった.

さらに，1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積の内訳を図-4.9 に示す．1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積が最も多かった 2003 年豪雨後の 2003 年～2008 年の期間は，2003 年の新規崩壊が拡大したものが 119 ($m^2/km^2/y$)と最も多く，この期間の 97%を占めていた．続く，2008 年～2013 年，2013 年～2018 年のそれぞれの期間においても，2003 年の新規崩壊が拡大したものが最も多くを占めていた.

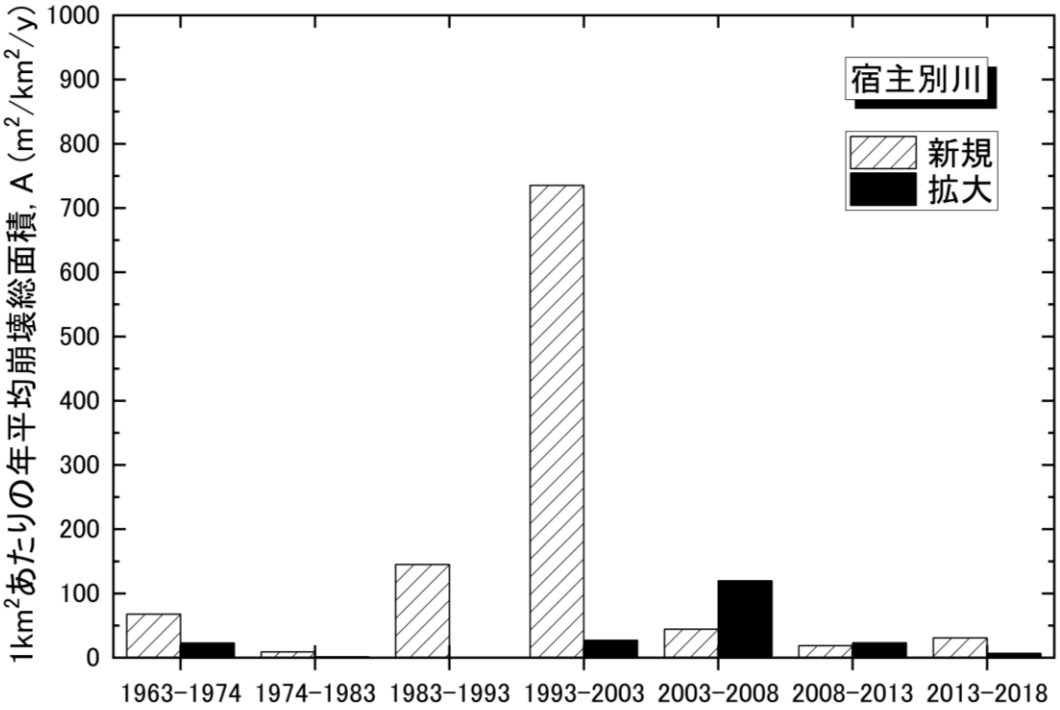


図-4.8　宿主別川流域における年平均新規および拡大崩壊総面積

Fig.4.8　Annual average total area of new and expanding landslides in the Shukushubetsu River Basin

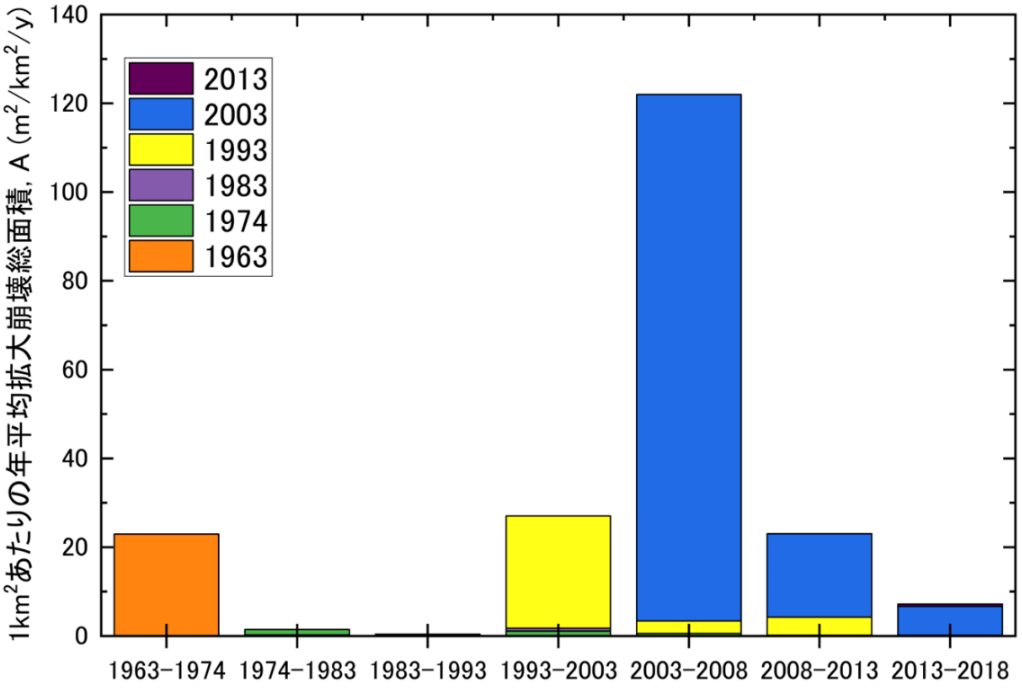


図-4.9　1km² あたりの年平均拡大崩壊総面積の新規崩壊別の内訳

Fig.4.9　Breakdown of the annual average total area of expanding landslides by original landslides

４）拡大崩壊総面積率の推移

拡大崩壊総面積率の推移を図-4.10 に示す．拡大崩壊総面積率を全期間で平均すると，0.67 であった．2003 年の豪雨以前は，拡大崩壊総面積率の平均は 0.13 であった．拡大崩壊総面積率が最も高かったのは 2003 年豪雨直後の 2003 年～2008 年であり，次いで 2008 年～2013 年であった．それぞれの期間の値は，2.70, 1.24 であり，両期間ともに，拡大崩壊総面積が新規崩壊総面積を上回った．2003 年～2008 年と 2008 年～2013 の両期間の拡大崩壊総面積率は，2003 年の豪雨以前の拡大崩壊総面積率の平均（0.13）と比較して，9～20 倍高かった．後続の期間にあたる 2013 年～2018 年は拡大崩壊総面積率が，0.22 となり，2003 年～2008 年や 2008 年～2013 と異なり，拡大崩壊総面積が新規崩壊総面積を下回った．したがって，2003 年豪雨以降は 2003 年～2013 年までは拡大崩壊総面積が新規崩壊総面積を上回り，その後（2013 年～2018 年）は拡大崩壊総面積が新規崩壊総面積を下回る傾向にあることがわかった．

以上の結果から，宿主別川流域は 2003 年豪雨以降に拡大崩壊総面積率が急激に増加し，拡大崩壊総面積率が 1 を上回り（拡大崩壊総面積が新規崩壊総面積を上回り），その後時間経過とともに次第に減少する傾向にあった．また，解析期間の拡大崩壊総面積率は，0.04～2.70 と変動の幅が大きかった．

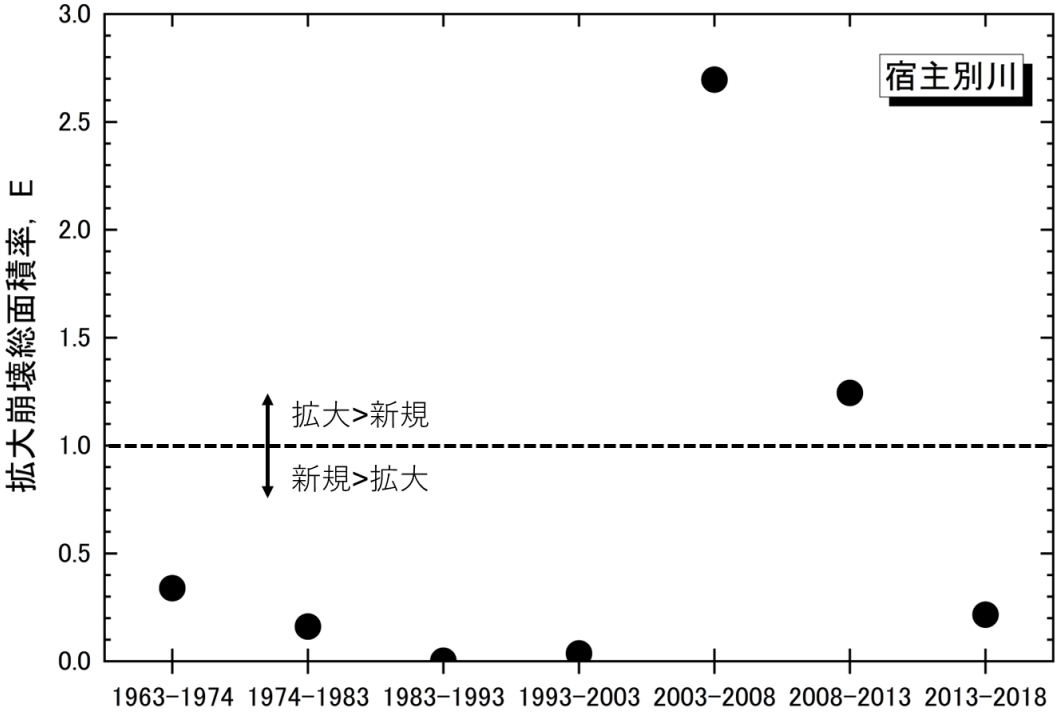


図-4. 10　宿主別川地域における各時期の拡大崩壊総面積率

Fig.4.10　The ratio of the area of expanding landslides on each period in the Shukushubetsu River Basin

５）最大日雨量

解析期間ごとの結果を図-4.11 の通り示す．調査地概要でも示したとおり，最大日雨量が 200 mm を超えた年は，1981 年（219 mm），2001 年(227 mm)，2003 年(388 mm)の 3 回であった（図-4.11）．期間を通じた最大日雨量の平均値は，102 mm であった．期間ごとの最大日雨量の平均値は，1963 年～1974 年は 75 mm，1974 年～1983 年は 102mm，1983 年～1993 年は 95mm，1993 年～2003 年は 148 mm，2003 年～2008 年は 113 mm，2008 年～2013 年は 91 ㎜，2013 年～2018 年は 90 mm であり，それぞれの期間の年数に違いはあるものの，1993 年～2003 年で最も高かった．また，2003 年豪雨の後の期間は，2003 年の豪雨に匹敵するような豪雨は記録されなかった．さらに，この期間の最大日雨量の平均値は 98mm であり，この規模を上回る最大日雨量は，2003 年豪雨以前の期間

（1963 年～2003 年）において 13 回観測されていた．すなわち，2003 年豪雨後の期間の降雨は，それ以前の期間においても同等規模の降雨が生じていた．さらに，2003 年豪雨後の期間の各期間の最大日雨量は，2003 年～2008 年が 157 ㎜(2008 年時観測)，2008 年～2013 年が 131 ㎜（2010 年時観測），2013 年～2018 年が 129mm（2014 年時観測）であった．調査地概要でも述べたが，2016 年に調査地近傍で豪雨が襲来したが，本調査地は最大日雨量が 120 mm であった．したがって，2003 年以降は 2003 年の最大日雨量の約半分程度に相当する降雨強度であった．

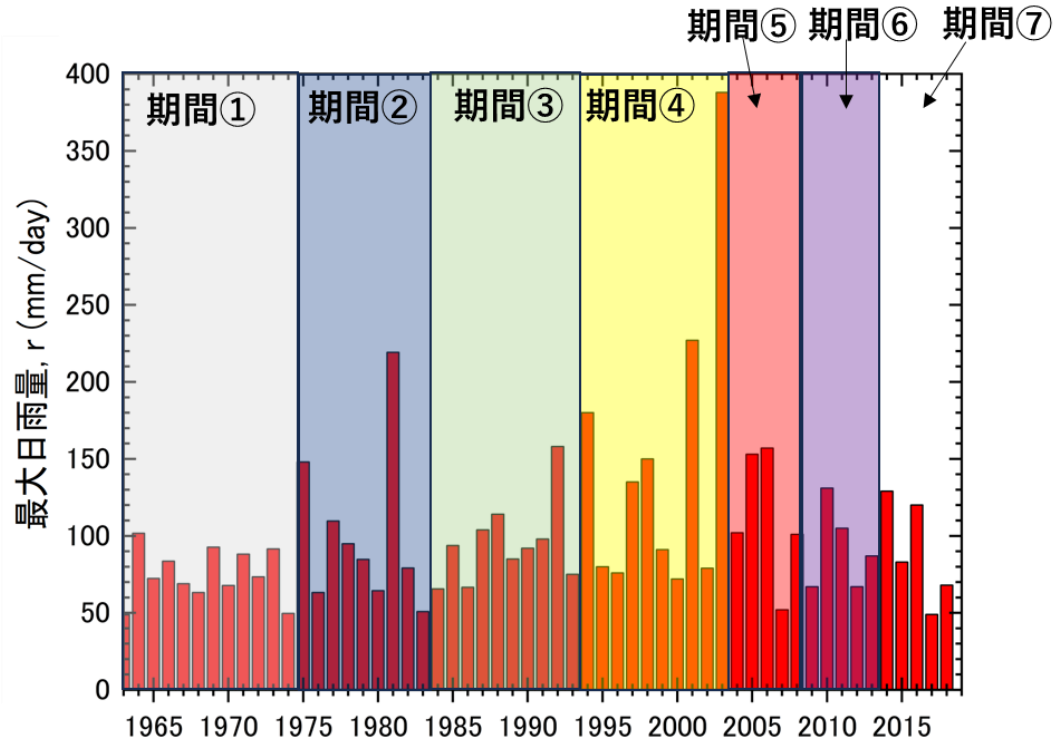


図-4. 11　宿主別川流域における解析期間中の最大日雨量

Fig.4.11　Maximum daily rainfall during the analysis period in the Shukushubetsu River Basin

4.3.2　2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の実態

4.3.1 より 2003 年豪雨後において拡大崩壊が最も顕著になった期間は，2003 年～2008 年の期間であった．そのため，この期間における個々の拡大崩壊の実態を調べた．2003 年に発生した 388 個の崩壊地のうち 2008 年のオルソ画像で陰になっていない範囲にある 275 個の崩壊地（71%）を対象にした場合，拡大した崩壊地数は 62 個であり，拡大崩壊個数率は 23%であった．対象とした 275 個の崩壊地の 2003 年時点の崩壊地面積の平均は 1,062 m^2 であり，75% の崩壊地で面積は 1,142 m^2 以下であった．また，図-4.12（a）より新規崩壊面積別の拡大崩壊個数率の関係を見た場合，拡大崩壊が確認された新規崩壊面積 0～6,000 m^2 の範囲においては，新規崩壊面積の増大に従い，拡大崩壊個数率の明瞭な増加傾向が見られた（R^2=0.77）．

また，拡大範囲面積の最大値は 3,154 m^2 であり，平均は 534 m^2 であった．拡大範囲面積率の最大値は 158%であり，平均は 51%であり，拡大範囲面積率が 25% 以下の割合が 13%，25～50%，50～100%，100% 以上の割合がそれぞれ 50%，30%，7% であった（図-4.12（b））．図-4.12（b）より，拡大範囲面積および拡大範囲面積率と新規崩壊面積は，有意水準 α を 0.05 と仮定した場合，有意な相関は見られたが，相関自体の強さは小さかった（それぞれ，R^2＝0.25，p＝1.45×10^{-6}，R^2＝0.08，p＝0.02）．2003 年に発生したすべての新規崩壊地のうち，新規崩壊面積と同程度以上の拡大範囲面積を占める（拡大範囲面積率が 100% 以上）割合は，拡大崩壊個数率 23% に拡大範囲面積率が 100%以上の割合 7%（図-4.12(b)）を乗じた 1.6%であった．

次に，2003～2008 年の期間に拡大した崩壊地の拡大方向について述べる．2003～2008 年の期間に拡大した崩壊地は，上方に拡大する場合が最も多く（43%），次いで重複，側方の順であった（表-4.2）．最も頻度の高い上方拡大

の拡大範囲面積と拡大範囲面積率の中央値は，それぞれ 267m^2，42%であった（表-4.2）．拡大範囲面積の分布について，上方拡大と重複拡大または側方拡大の間で t 検定を行ったところ，有意差はなかった（それぞれ，p＝0.056，p＝0.35）．また，拡大範囲面積率で見た場合においても，同様に拡大方向によって有意な差は見られなかった（p＝0.64（上方と重複），p＝0.78（上方と側方））．中間拡大はサンプル数が 2 個と少なかった（図-4.13（c），表-4.2）．

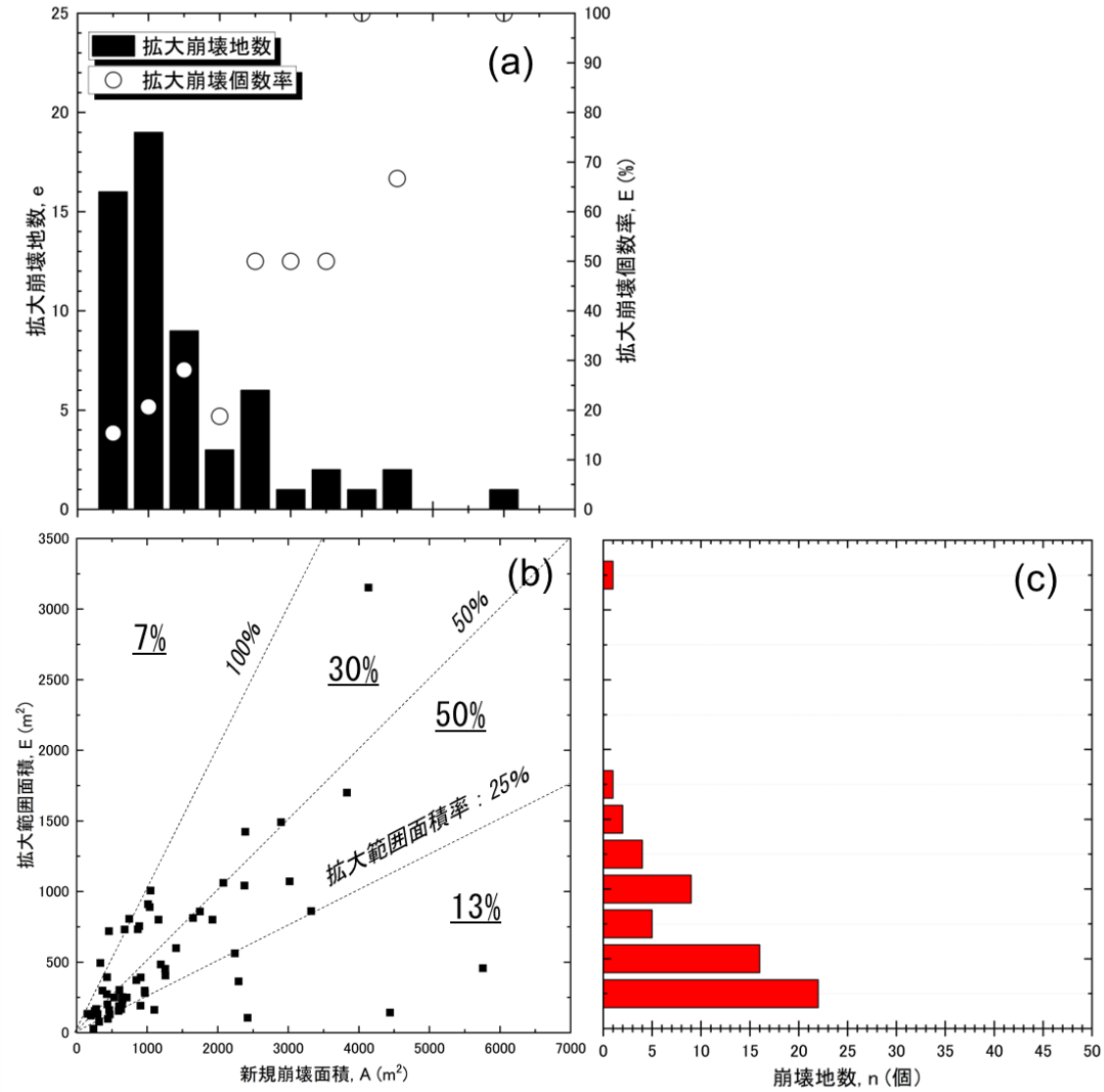


図-4.12 拡大崩壊地の概要（a）新規崩壊面積と拡大崩壊地数および拡大崩壊個数率との関係，（b）新規崩壊面積と拡大範囲面積の関係，（c）拡大範囲面積と崩壊地数の分布

Fig.4.12　Outline of expanding landslide (a) Relationship between original landslide area and number of expanding landslides and probability of expansion; (b) relationship between original landslide area and expanding landslide area; (c) frequency of expanding landslide area

表-4.2 拡大方向別の拡大崩壊地諸元

Table.4.2　Characteristics of expanding landslides for each expanding direction

	拡大 崩壊数	拡大崩壊全数 に対する割合(%)	拡大範囲面積 (m^2)			拡大範囲面積率 (%)		
			最大値	中央値	標準偏差	最大値	中央値	標準偏差
上方	26	43	1043	267	291	158	42	40
重複	17	28	1701	563	489	108	44	25
側方	15	25	3154	304	741	92	41	21
中間	2	4						

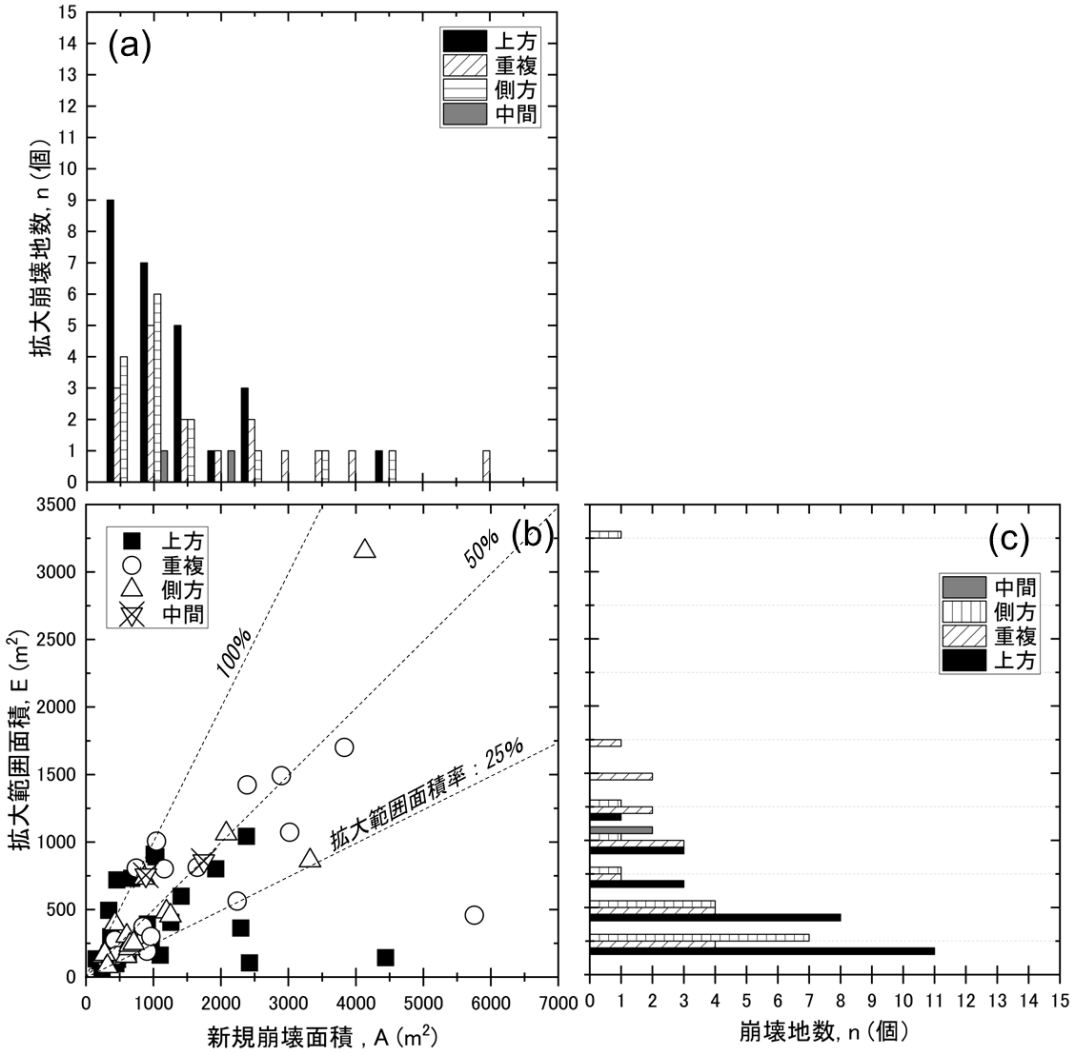


図-4.13 拡大する方向ごとの（a）新規崩壊面積と拡大崩壊地数の関係，（b）新規崩壊面積と拡大範囲面積の関係，（c）拡大範囲面積と崩壊地数の分布

Fig.4.13　In each expanding direction, (a) relationship between original landslide area and number of expanding landslides (b) relationship between original landslide area and expanding landslide area ; (c) frequency of expanding landslide area

4.3.3 地質別の拡大崩壊の実態

１）2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の発生状況

4.3.2 と同様に，ここでも 2003 年豪雨後において拡大崩壊が最も顕著になった 2003 年～2008 年の期間を対象にして，地質別に整理した結果を述べる．2003 年に発生した崩壊地数は，堆積岩類地域が 85 個，玄武岩ブロックが 185 個，チャートブロックが 5 個であり，メランジュ基質では崩壊が発生していなかった．このうち，2008 年までの拡大崩壊個数率は堆積岩類が 29%（拡大した崩壊地数：25 個），玄武岩ブロックは 18%（拡大した崩壊地数：33 個），チャートブロックは 2003 年の崩壊地数が少ないものの 80%（拡大した崩壊地数：4 個）であった(表-4.3)．比較的事例数の多い堆積岩類，玄武岩ブロックに分類して，新規崩壊面積と拡大崩壊個数率との相関を見ると，堆積岩類は拡大崩壊が確認された新規崩壊面積 0～6,000m^2 の範囲において R^2＝0.33 であり，玄武岩ブロックは拡大崩壊が確認された新規崩壊面積 0～3,500m^2 の範囲において R^2＝0.40 となった．

堆積岩類と玄武岩ブロックの地域の拡大範囲面積はそれぞれ平均が 413m^2, 558m^2 であり（表-4.3），両者の間で t 検定を行ったところ，拡大範囲面積の頻度分布に有意差はなかった（p＝0.16）．また，堆積岩類と玄武岩ブロックの地域の拡大範囲面積率はそれぞれ平均が 43%，57% であった（表-4.3）．堆積岩類，玄武岩ブロック，チャートブロックのすべてが拡大範囲面積率 25～50%で拡大した崩壊地が最も多くを占め，それぞれ，44%，52%，50% を占めた（図-4.14（b））．一方，堆積岩類は次に多かったのは拡大範囲面積率が 0～25%の事例（28%）であったのに対し，玄武岩ブロックでは 50～100% の事例（39%）であった（図-4.14（b））．

表-4.3 地質別の拡大崩壊地諸元

Table.4.3　Characteristics of expanding landslides for each lithology

	新規崩壊数	拡大崩壊数	地質別の拡大崩壊率 (%)	拡大崩壊全数に対する割合 (%)	拡大範囲面積 (m^2)				拡大範囲面積率 (%)			
					最大値	平均値	中央値	標準偏差	最大値	平均値	中央値	標準偏差
堆積岩類	85	25	29	40	1062	413	251	299	108	43	35	30
玄武岩ブロック	185	33	18	53	1701	558	394	437	158	57	46	32
チャートブロック	5	4	80	6								

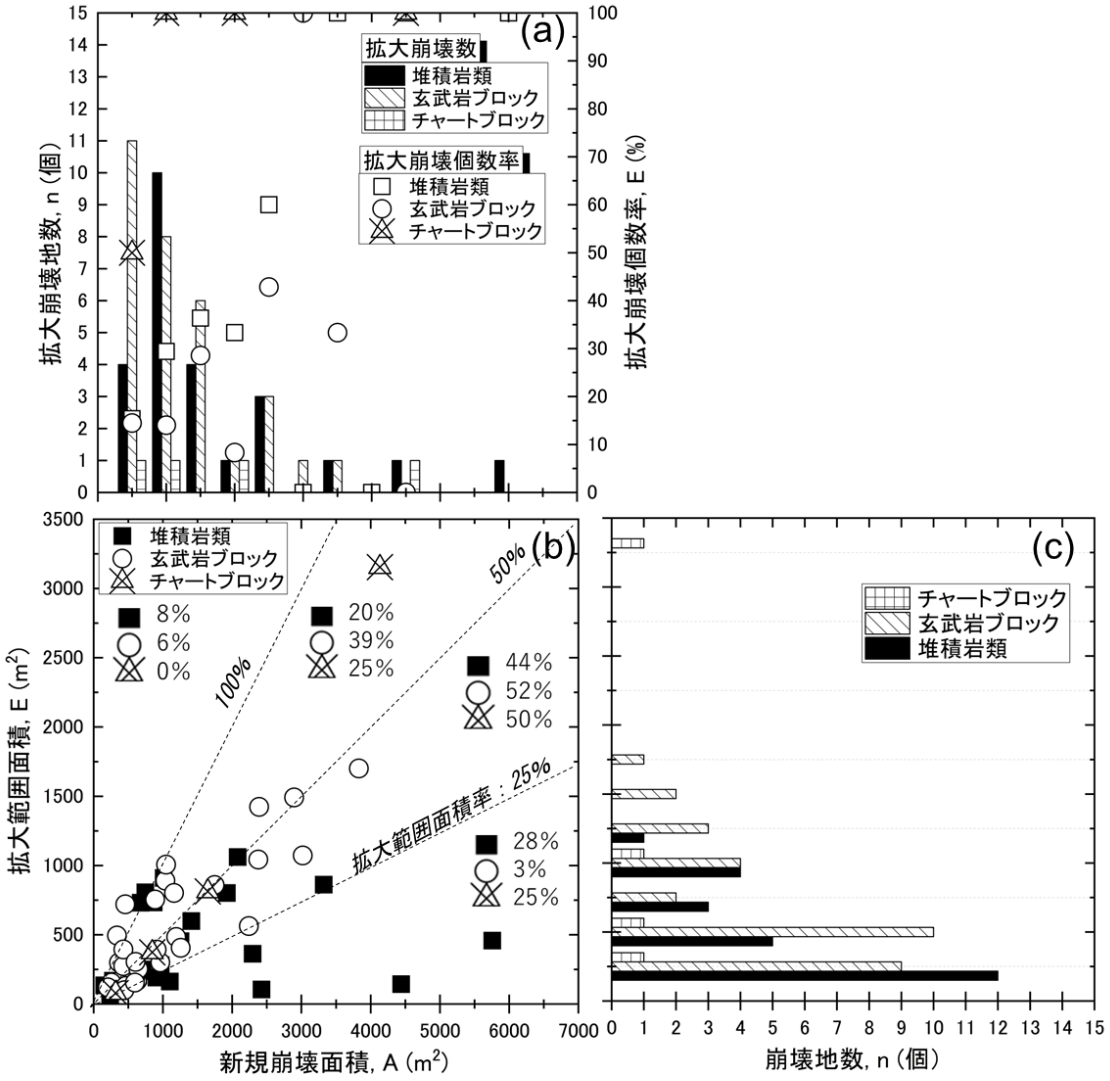


図-4.14 地質別における（a）新規崩壊面積と拡大崩壊地数および拡大崩壊個数率との関係，（b）新規崩壊面積と拡大範囲面積の関係，（c）拡大範囲面積と崩壊地数の分布

Fig.4.14　Relationship between lithology and each expanding landslide. (a) relationship between original landslide area and number of expanding landslides and probability of expansion; (b) relationship between original landslide area and expanding landslide; (c) frequency of expanding landslide area.

２）長期スケール（1963 年～2018 年）における拡大崩壊の発生状況

1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積と年平均新規崩壊総面積および，拡大崩壊総面積率について，1963 年から 2018 年までにおいて，それぞれの推移を地質別に整理した結果を述べる．ここでは，新規および拡大崩壊のサンプル数が十分な堆積岩類および玄武岩ブロック地域の結果を示す.

１km^2 あたりの対象範囲内の年平均拡大崩壊総面積は，全期間平均すると堆積岩類が 10（m^2/y/km^2），玄武岩ブロックが 16（m^2/y/km^2）であった．１km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積が最も大きい期間は，どちらも 2003 年豪雨後の 2003～2008 年であり，それぞれ堆積岩類が 40（m^2／km^2／y），玄武岩ブロックが 65（m^2／km^2／y）であった（図-4.15）．この値は，2003～2008 年の期間を除いた全期間の１km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積の平均値のそれぞれ 7.3 倍，8.7 倍であった．期間を通じた１km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積の推移は，堆積岩類と玄武岩ブロックの間に明瞭な差異は見られなかった.

一方，１km^2 あたりの対象範囲内の年平均新規崩壊総面積は，堆積岩類と玄武岩ブロック地域は 2003 年の豪雨を含む 1993～2003 年の期間を除くと，それぞれ 21（m^2／km^2／y），30（m^2／km^2／y）となった．期間ごとに見ると，堆積岩類は，2（m^2／km^2／y）から 67（m^2／km^2／y），玄武岩ブロックは，5（m^2／km^2／y）から 68（m^2／km^2／y）となった．また，大規模な豪雨があった 2003 年を含む 1993～2003 年の期間は，堆積岩類が 227（m^2／km^2／y），玄武岩ブロック地域が 487（m^2／km^2／y）であった．期間を通じた１km^2 あたりの年平均新規崩壊総面積の推移についても，堆積岩類と玄武岩ブロックの間に明瞭な差異は見られなかった.

次に，拡大崩壊総面積率は，全期間を平均すると，堆積岩類が 0.86，玄武岩ブロックが 0.78 であり，2003～2008 年までの期間を除くと，堆積岩類が 0.27，

玄武岩ブロックが 0.60 であった．拡大崩壊総面積率が最も大きくなる期間は，堆積岩類と玄武岩ブロックで異なり，堆積岩類は 2003～2008 年であったが，玄武岩ブロックは 2008 年～2013 年であった．

以上より，拡大崩壊総面積率が最も大きくなる期間を除けば，2003 年～2008 年までの個々の拡大範囲面積の分布ならびに，長期スケール（1963 年～2008 年）における $1km^2$ あたりの年平均拡大崩壊総面積と年平均新規崩壊総面積の推移のいずれも，堆積岩類と玄武岩ブロックの間に明瞭な差異は見られなかった．

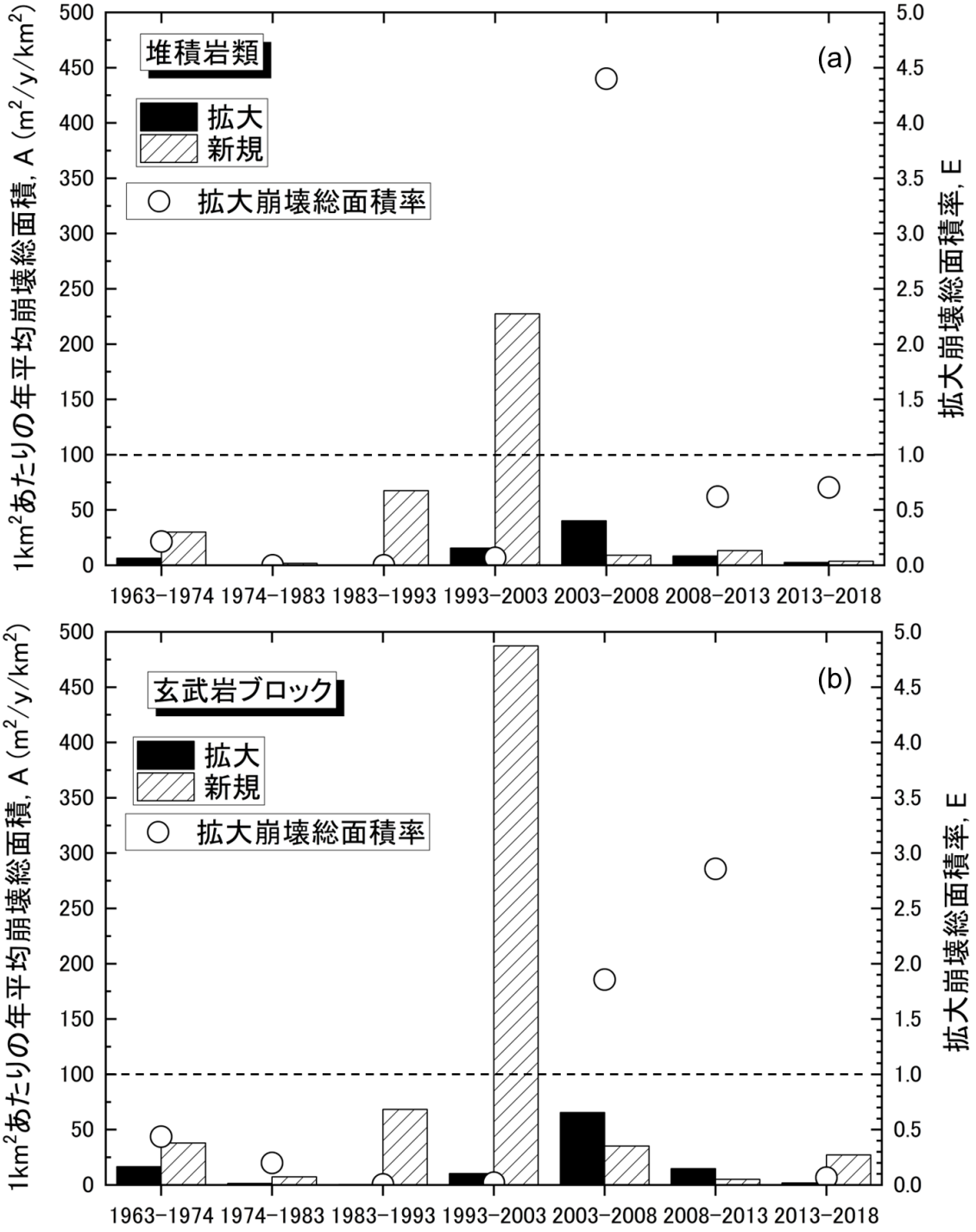


図-4.15　地質別における各期間の１㎢ あたりの年平均拡大崩壊総面積および新規崩壊総面積とその比（a）堆積岩類分布域，（b）玄武岩ブロック分布域

Fig.4.15　Temporal variations in total expanding landslide rate and total original landslide rate, and the ratio of total expanding landslide rate to total original landslide rate for each lithology. (a) Sedimentary rocks area, (b) Basaltic block area

4.4　考察

１）2003 年豪雨により発生した新規崩壊地のその後 5 年間の拡大

塚本ほか（2001）は豪雨高頻度地域である長野県南部の南木曽岳東南斜面を対象に，1959 年の伊勢湾台風により生じた崩壊地において 10 年後の拡大崩壊個数率は 56%と報告している．本調査地は 2003 年の豪雨により生じた崩壊地の 5 年後の拡大崩壊個数率は 23%となり，塚本ほか（2001）の事例に比べ小さかった．塚本ほか（2001）は新規崩壊発生後に連続雨量 565 mm を観測したのに対し，本調査地では新規崩壊発生後 5 年間で最大日雨量が 157mm であったことから，新規崩壊発生後の降雨規模の違いが影響していると考えられる．Tseng et al. (2021)は降雨規模の指標として，Effective Accumulative Rainfall（EAR）を用い，EAR が大きいほど拡大崩壊面積が大きいとしている．EAR は直接雨量と間接雨量の和として算出されている．直接雨量は時間雨量が 4mm 以上を観測してから拡大崩壊に至る（連続雨量のピーク）までの積算雨量，間接雨量は降雨イベントの前の 7 日間に蓄積された積算雨量である．このため，塚本ほか（2001）の連続雨量や本研究の最大日雨量とは異なる指標であるが，雨量が大きいほど，拡大崩壊が大きくなる点は共通していると考えられる．

個々の拡大範囲面積率について，塚本ほか（2001）は上記と同様の調査地および期間において，最大で 200%（拡大範囲面積が新規崩壊面積の 2 倍）に相当することを報告している．鈴木（2001）は黒部川上流廊下沢において，1969 年の豪雨により生じた崩壊地が，定性的ではあるものの，崩壊後 25 年間で拡大範囲面積が新規崩壊面積の 2 倍程度に相当したと報告しており，塚本（2001）と同様の結果であった．本調査地では，個々の拡大範囲面積率の最大値が 157%（拡大範囲面積が新規崩壊面積の 1.57 倍）となり，塚本ほか（2001）や鈴木（2001）の 200%に比べ，やや小さいものの，ほぼ同程度の値を示してい

ると考えられた.

次に拡大方向について，岩橋・山岸（2010）は，「重複」が最も頻度が高く，次いで「上方」,「側方」となり，これら３つの拡大方向は「中間」に比べて，圧倒的に頻度が高かった．本調査地は「上方」が最も頻度が高く，次いで，「重複」,「側方」となり，これら３つの拡大方向は「中間」に比べて，圧倒的に頻度が高かった．岩橋・山岸（2010）と上位 3 つの拡大方向の順番はやや異なるものの,「中間」が極めて頻度が少ないという点は同様の傾向が見られた.

以上より，本調査地と既往研究の結果を整理すると,「個々の拡大範囲面積率」および「拡大方向」については，既往研究と概ね調和的な結果が得られた.一方で,「新規崩壊発生後の拡大崩壊個数率」は新規崩壊発生後の降雨強度の差異に伴い，違いが見られていると考えられた．具体的には，塚本ほか（2001）や本研究で取り扱った連続雨量（日雨量）の差異によって，新規崩壊発生後の拡大崩壊個数率に違いが見られると考えられた.

２）地質別の拡大崩壊の発生状況

拡大崩壊総面積率が最も大きくなる期間は，堆積岩類は2003年～2008年であったのに対し，玄武岩ブロックでは 2008 年～2013 年となり，両地域で異なった．一方で，拡大崩壊総面積が最も大きくなる期間は両地域で共通して，2003年～2008 年であった．拡大崩壊総面積率は，拡大崩壊総面積と新規崩壊総面積率の比である．したがって，拡大崩壊総面積率が最も大きくなる期間が地質により異なったのは，2003 年～2008 年と 2008 年～2013 年の期間でそれぞれの地質において新規崩壊総面積の量に違いが見られたためと考える．しかし，これを除けば，長期スケール（1963 年～2008 年）における 1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積の推移は，堆積岩類と玄武岩ブロックともに同様の傾向を示した.

加えて，2003 年～2008 年までの個々の拡大範囲面積の分布も堆積岩類と玄武岩ブロックの間に明瞭な差異は見られなかった.

拡大崩壊の発生プロセスに関しては，高標高地域における凍結融解作用によって崩壊地周辺の不安定表土が滑落することが報告されているほか（塚本ほか, 2001），崩壊地周辺の地形条件が影響していることが報告されている（小野寺, 1979; 陳ほか, 2007；西井, 2008；Bedoui et al., 2009；大丸ほか，2013； 村上ほか, 2017）．小野寺(1979）は，滑落崖部分の植生がオーバーハングし崩落することによる上方に拡大するプロセスや，崩壊地の側方にクラックが形成され崩落することによる側方に拡大するプロセスを報告している．さらには崩壊発生により上方・側方が応力解放によって崩落する拡大プロセスなどが報告されている（陳ほか, 2007；西井, 2008；Bedoui et al., 2009；大丸ほか，2013； 村上ほか, 2017）．つまり，斜面崩壊が発生して，崩壊により地形的に不安定となった箇所が崩落して拡大崩壊する可能性が考えられる．従って，本調査地の拡大崩壊の発生は地質の差異よりも地形的特徴が強く影響している可能性が高いため，堆積岩類と玄武岩ブロックの間には明瞭な差異が見られなかったと考えられる.

さらに，堆積岩類と玄武岩ブロックの間には明瞭な差異が見られなかった要因として，本研究で取り扱った地質の分類方法が影響していることも可能性の一つとして考えられる．本研究では，拡大崩壊のサンプル数を考慮し，20 万分の１シームレス地質を用いて，地質を細かく分類しなかった．そのため，地質と拡大崩壊との関係をより詳細に検討出来ていない可能性も考えられる．サンプル数を増やすことができれば，5 万分の１の地質図幅を用いて地質と拡大崩壊との関係性を検討することが望ましいと考えられる．また拡大崩壊地の現地踏査から，地質構造（流れ盤や受け盤）も崩壊地の拡大に影響していると推察され，岩橋・山岸（2010）も流れ盤が拡大崩壊の発生に影響していることを指

摘している．このため，拡大崩壊と岩相との関係のみならず，地質構造との関係についても今後検討する必要があると考える．

３）豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移の特徴

豪雨低頻度地域の宿主別川流域の結果を 4.3.1 に基づいて，表-4.4 に整理した．本研究では豪雨低頻度地域の一つの事例として，日高山脈西部に位置する沙流川支流の宿主別川流域を選定した．ここでは，他の豪雨低頻度地域との共通点や相違点は十分検討できていない点には留意しつつ，豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移の特徴を考察する．また，豪雨低頻度の特徴を明らかにするために，豪雨高頻度地域との比較を行った．厳密には豪雨の発生頻度以外の様々な条件（地質条件など）をできる限りそろえて比較する必要がある．しかしながら，拡大崩壊の推移に関する事例が限られているため，ここでは豪雨高頻度地域として本研究とは地質条件が異なっている点には留意しつつ，石垣ほか（2006）の西丹沢地域の報告結果（表-4.5）を参照して考察する．

豪雨低頻度地域である宿主別川流域について，最大日雨量と年平均崩壊数との関係を見ると，最大日雨量が最も大きい期間（1993 年～2003 年）に新規崩壊数が多くなる点は，豪雨高頻度地域である西丹沢地域と同様の傾向が見られた(表-4.4,表-4.5)．対照的に，拡大崩壊数については，豪雨高頻度地域と異なり，最大日雨量が最も大きい期間に拡大崩壊数が最も多くはならなかった（表-4.4, 表-4.5)．最大日雨量と 1 ㎢ ^{2} あたりの年平均崩壊総面積との関係も，崩壊数と同様に，豪雨低頻度地域である宿主別川流域では最大日雨量が最も大きい期間に新規崩壊総面積が最も大きくなったが，拡大崩壊総面積は最も大きくはならなかった．航空写真の撮影期間などの違いにより，傾向が異なることも想定されるが，それぞれの地域で撮影された航空写真に基づき解析した結果，豪雨低

頻度地域の宿主別川流域において拡大崩壊が顕著になる時期は，豪雨高頻度地域の西丹沢地域と異なっている可能性が考えられた．

一方で，年平均拡大崩壊数と 1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積が最も大きい時に，拡大崩壊個数率および拡大崩壊総面積率がそれぞれ最も大きくなる点は豪雨高頻度地域の西丹沢地域と共通していた．ただし，西丹沢地域では拡大崩壊個数率，拡大崩壊総面積率ともに 1 以下となったのに対し，宿主別川流域では拡大崩壊個数率，拡大崩壊総面積率ともに 1 以上となり，違いが見られた．豪雨低頻度地域の宿主別川流域では，拡大崩壊が起こる期間に新規崩壊がそれほど発生しなかったため，拡大崩壊総面積率が 1 以上になったと考えられる．

宿主別川流域において，拡大崩壊総面積率が 1 以上になった期間は，2003 年豪雨以降の 2003 年～2008 年，2008 年～2013 年の期間に相当していた．それぞれの期間の最大日雨量は 2003 年豪雨以前にも同程度の日雨量を記録しており，この期間で拡大崩壊が顕著になったのは，最大日雨量が直接的な要因とは考えにくかった．一方で，本地域を含めた豪雨低頻度地域は，崩壊の発生頻度が低いため，崩壊の材料となる崩壊予備物質が多く蓄積された条件下にある（例えば，飯田，1993；飯田, 2012）．さらに，2003 年の豪雨により，崩壊地周辺は崩壊により応力解放された条件下にあると考えられる（陳ほか, 2007；西井, 2008；Bedoui et al., 2009；大丸ほか，2013； 村上ほか, 2017）．このため，2003 年の豪雨によって生じた個々の崩壊地は，これらの条件が重なり，崩壊地周辺が不安定化したため，拡大崩壊が生じやすくなったと考えられる．加えて，2003 年の豪雨により崩壊地が急激に増えたため，流域全体として見た場合に，拡大崩壊の箇所数も多くなり，拡大崩壊が顕著になったと考えられる．

2003 年豪雨後の拡大崩壊の推移を見ると，2003 年～2008 年の次の期間（2008 年～2013 年）は拡大崩壊個数率と拡大崩壊総面積率ともに前期間（2003 年～

2008 年）に次いで大きく，拡大崩壊が新規崩壊を上回った．続く，2013 年～2018 年は前期間（2008 年～2013 年）の拡大崩壊個数率と拡大崩壊総面積率の値をそれぞれ下回り，拡大崩壊が新規崩壊を下回った．したがって，2003 年の豪雨直後の期間（2003 年～2008 年）に拡大崩壊の影響が最も顕著になり，その後の 2008 年～2013 年までは拡大崩壊が新規崩壊を卓越する状況が続くが，2013 年～2018 年にかけては拡大崩壊が新規崩壊を下回り，拡大崩壊の影響が次第に減少していくと考えられた．2003 年豪雨後の期間（2003 年～2008 年，2008 年～2013 年，2013 年～2018 年）の拡大崩壊の内訳を調べた結果，2003 年の新規崩壊が拡大したものが多くを占めていた．すなわち，2003 年豪雨後の期間の拡大崩壊の推移は，2003 年の新規崩壊地の拡大状況に左右されるものと考えられた．輿水ほか（2016）は本調査地において，2003 年豪雨によって発生した崩壊地のうち，定点観察を行った崩壊地における地表面の経年変化を調査した．その結果，2003 年 10 月から 2009 年 6 月にかけて，崩壊地の地表面が次第に植生被覆され，その後の 2015 年 10 月にかけて，さらに植生が被覆した（図-4.16）．加えて，拡大崩壊が生じる可能性がある滑落崖や側方崖周辺を 2015 年 10 月に現地調査したところ，植生が被覆していた（図-4.17）．以上のことから，時間経過とともに土砂移動が次第に減少し，崩壊地が安定化した結果，崩壊地に植生が侵入し，最終的に崩壊地が完全に消滅（植生被覆）していくことが可能性の一つとして考えられた（図-4.18）．このことは，時間経過とともに残存崩壊の数や面積が減少することを意味する（図-4.18）．つまり，拡大崩壊が時間経過とともに次第に減少するのは，残存崩壊の数や面積が減少するためと推察された．

表-4.4　宿主別川流域の結果のまとめ

Table 4.4　Summary of results for the　Shukushubetsu　River Basin

		1963-1974	1974-1983	1983-1993	1993-2003	2003-2008	2008-2013	2013-2018
最大日雨量　(mm/day)		102	220	158	388	157	131	129
年平均崩壊数(個/y)	新規	5.7	0.6	10.8	38.3	2.6	1.2	2.4
	拡大	3.8	0.6	0.1	2.6	13.4	4	2
拡大崩壊個数率		0.67	1	0.01	0.07	5.15	3.33	0.83
1km2あたりの年平均崩壊総面積($m^2/km^2/y$)	新規	68	9	145	735	44	19	31
	拡大	23	1	0.4	27	122	23	7
拡大崩壊総面積率		0.34	0.16	0.002	0.04	2.75	1.24	0.22

表-4.5　西丹沢地域の結果のまとめ

Table 4.5　Summary of results for the Nishi-Tanzawa region

		1923-1967	1967-1978	1978-1988	1988-1999
最大日雨量（mm/day）		243	425	292	313
年平均崩壊数(個/y)	新規	1	6.4	3.3	2.5
	拡大	0	1.5	0.2	0.5
拡大崩壊個数率		0	0.24	0.06	0.21
1km2あたりの年平均崩壊総面積($m^2/km^2/y$)	新規	341	962	290	320
	拡大	0	634	53	122
拡大崩壊総面積率		0	0.66	0.18	0.38

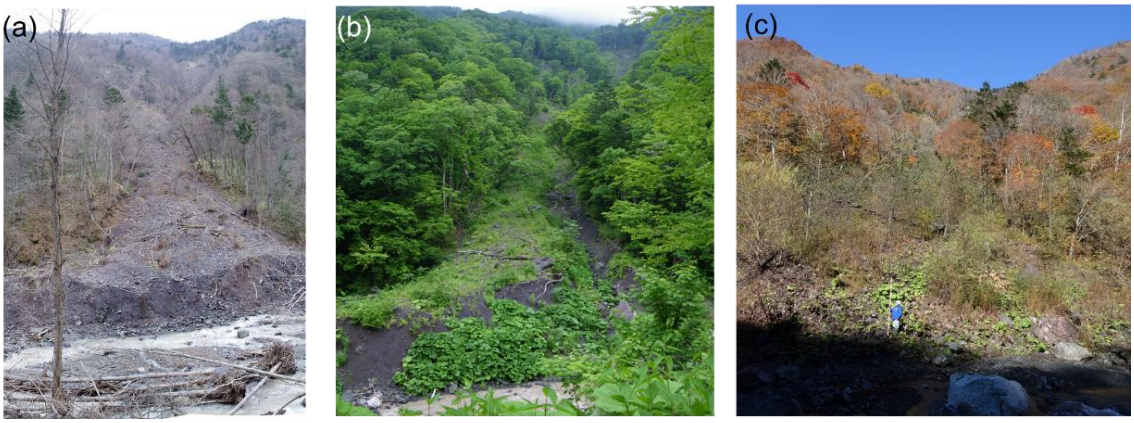


図-4.16 2003 年豪雨による崩壊地のその後の地表面変化
(a). 2003 年 10 月, (b). 2009 年 6 月, (c). 2015 年 10 月

Fig.4.16 Changes in the ground surface after the landslide due to heavy rainfall in 2003
(a). October 2003, (b). June 2009, (c). October 2015



図-4.17 2015 年 10 月に滑落崖および側方崖周辺で認められた植生被覆の様子
（a）滑落崖, (b) 側方崖

Fig.4.17 Vegetation recovery observed around the landslide scarp and flank scarp in October 2015
(a) landslide scarp, (b)flank scarp

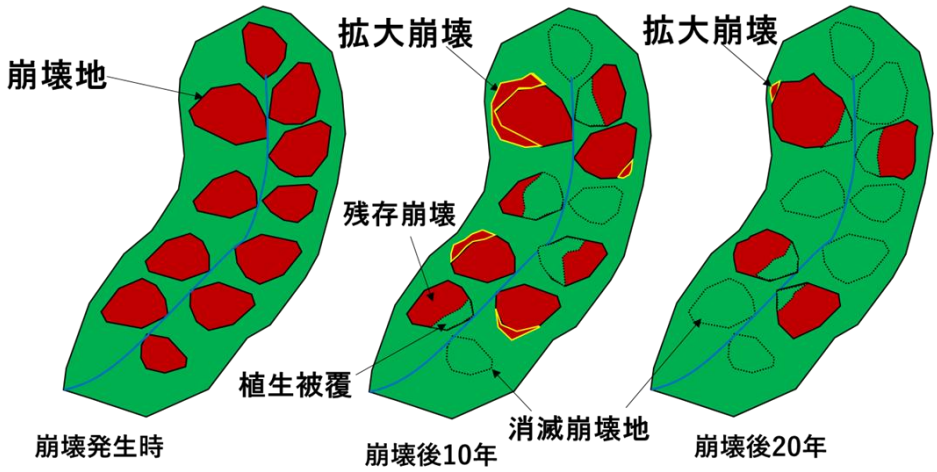


図-4.18　新規崩壊発生後の崩壊地の推移の概念図

Fig.4.18 Conceptual diagram of the transition of landslides after original landslides

4.5　まとめ

本章では，「2003 年豪雨後の個々の拡大崩壊の実態」や「地質別の拡大崩壊の発生状況」の解析を行うと共に，最終的に「豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移の特徴」を明らかにした．要約すると以下のとおりである．

１）2003 年の豪雨後 5 年間の拡大崩壊個数率は 23%であり，既往研究の値に比べ小さく，拡大崩壊個数率は豪雨後の降雨規模に依存している可能性が示唆された．一方で個々の拡大範囲面積率は既往研究とほぼ同程度の値を示し，拡大方向も既往研究と同様の傾向を示した．

２）岩石強度が大きく異なる堆積岩類と付加体玄武岩ブロックの 2 つの地質の違いに着目し，2003 年豪雨後の個々の拡大範囲面積の分布と長期スケール（1963 年～2018 年）における 1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積と年平均新規崩壊総面積および，拡大崩壊総面積率の推移の比較を行った．その結果，拡

大崩壊総面積率が最も大きくなる期間を除けば，2003 年～2008 年までの個々の拡大範囲面積の分布ならびに，長期スケール（1963 年～2018 年）における 1km^2 あたりの年平均拡大崩壊総面積と年平均新規崩壊総面積の推移のいずれも，堆積岩類と玄武岩ブロックの間に明瞭な差異は見られなかった．本調査地の拡大崩壊の発生は地質の差異よりも，崩壊により不安定となった箇所が崩落する地形的特徴が強く影響している可能性が高いと推察された．

３）拡大崩壊が最も顕著になる期間について，豪雨低頻度地域（宿主別川流域）は最大日雨量が最も多い期間の次の期間に相当した．豪雨低頻度地域は豪雨が発生し，新規崩壊が一時的に増えた期間に拡大崩壊が最も顕著になり，その後時間経過とともに拡大崩壊は次第に減少する特徴があった．時間経過とともに次第に拡大崩壊が減少する要因に関しては，崩壊地が時間経過とともに次第に安定化した結果，崩壊地に植生が侵入し裸地面積が次第に減少し，最終的に崩壊地が完全に植生に覆われ消滅することが可能性の一つとして考えられた．つまり，拡大崩壊が時間経過とともに次第に減少するのは，残存崩壊の数や面積が減少するためと推察された．

5 章　豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移を規定している要因の解明

5.1　はじめに

4 章では，宿主別川流域を事例にとり豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移を明らかにした．その結果，豪雨低頻度地域（宿主別川流域）は豪雨（2003 年の豪雨）により新規崩壊が一時的に増えた期間に拡大崩壊が最も顕著になり，その後時間経過とともに拡大崩壊は次第に減少する特徴が見られた．また，時間経過とともに次第に拡大崩壊が減少した理由に関しては，崩壊地が時間経過とともに次第に安定化した結果，崩壊地に植生が侵入し裸地面積が次第に減少し，最終的に崩壊地が完全に植生に覆われ消滅することが可能性の一つとして考えられた．つまり，拡大崩壊が減少するのは残存崩壊の数や面積が減少するためと推察された．加えて，4 章において，本調査地の拡大崩壊個数率は塚本ほか（2001）より小さく，この違いは崩壊後の降雨規模によると推察された．Tseng et al. (2021)でも，拡大崩壊は崩壊発生後の降雨規模（Effective accumulative rainfall）に依存すると報告しており，拡大崩壊は新規崩壊発生後の降雨規模に依存することが予想された．

以上より本章では，豪雨低頻度地域において新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移を規定している要因について明らかにすることを目的とする．具体的には拡大崩壊の推移を規定している要因として，以下の２つの仮説を設けて，その検証を行う．

仮説 1：新規崩壊発生後の残存崩壊地の推移が拡大崩壊の減少に影響をもたらすのではないか？

仮説 2：新規崩壊発生後から崩壊地が消滅するまでの期間における降雨規模に拡大崩壊は影響するのではないか？

5.2 研究方法

本章では，5.1 で述べた仮説 1 を調べた上で，仮説 2 を調べる．仮説の検証方法は以下のとおりである．

まず，仮説 1 の検証方法について述べる．検証は，図-5.1 に示したフローに従い行う．

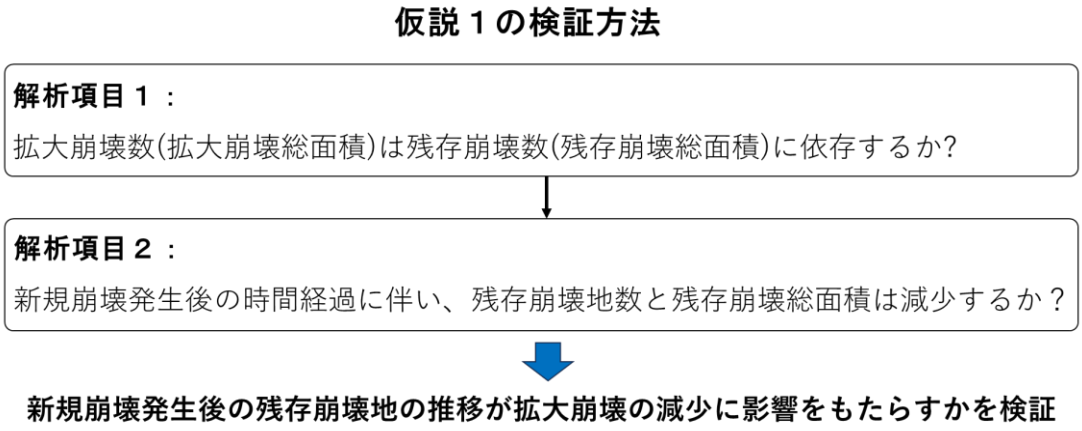


図-5.1 仮説１の検証方法

Fig.5.1 Verification analysis of hypothesis 1

解析項目１については，以下２つの関係性について調べる．

① 各時期の残存崩壊数と拡大崩壊数の関係

② 各時期の残存崩壊総面積と拡大崩壊総面積の関係

①については，6 時期（1974 年，1983 年，1993 年，2003 年，2008 年，2013 年）の新規崩壊地を対象にして，新規崩壊発生後の各時期の残存崩壊数と同時期の拡大崩壊数を算出する．その上で，残存崩壊数と拡大崩壊数の散布図を作

成し，拡大崩壊数は残存崩壊数と関係性があるかを調べる．なお，関係性が認められた場合は，近似式を算出する．なお，1963 年についてはそれ以前の航空写真との比較が困難であり，新規崩壊の発生時期を特定することが困難であったため，解析から除いた．さらに，2018 年の新規崩壊もそれ以降の推移を追うことができないため，解析から除いた．②についても，①と同様の 6 時期の新規崩壊地を対象にして，新規崩壊発生後の各時期の残存崩壊面積の合計（以下，「残存崩壊総面積」）と同時期の拡大崩壊総面積を算出する．その上で，残存崩壊総面積と拡大崩壊総面積の散布図を作成し，拡大崩壊総面積は残存崩壊総面積と関係性があるかを調べる．なお，関係性が認められた場合は，近似式を算出する．

解析項目２については，以下２つの関係性について調べる．

① 新規崩壊発生後の経過年数と残存崩壊数の関係

（残存崩壊数：拡大崩壊地数＋縮小崩壊地数）

② 新規崩壊発生後の経過年数と残存崩壊総面積の関係

(残存崩壊総面積：新規崩壊範囲内の裸地面積の合計値)

①，②の新規崩壊発生後の経過年数を算定する上で，新規崩壊がいつ発生したかを特定することは困難である．同様に，崩壊地の消滅が確認されても，消滅時期を特定することは困難である．そこで，本研究では，崩壊発生または消滅した時期は当該写真と前の写真の間で生じたとし，期間の中央の時期で代表させ，整理・図化した．その上で，崩壊が発生したと考えられる時期および崩壊地が消滅したと考えられる時期の年数については，当該時期に撮影された航空写真と 1 つ前の時期に撮影された航空写真の時期との差分を年数の幅として

示した．以上により，新規崩壊発生後の経過年数を算定した．ここでも，6 時期（1974 年，1983 年，1993 年，2003 年，2008 年，2013 年）の新規崩壊地を対象にする．

なお，残存崩壊地数の推移と残存崩壊総面積の推移の解析に際しては，新規崩壊地が確認された箇所が次期以降のオルソ画像上で影になっているものについては，残存の有無の特定が困難であるため，検討から除外した．

以上の解析により，解析項目１）において，拡大崩壊数(拡大崩壊総面積)は残存崩壊数(残存崩壊総面積)に依存するかを明らかにする．加えて，解析項目２）において，上記に示した 6 時期の新規崩壊地を対象に，時間経過に伴う残存崩壊地数の推移と残存崩壊総面積の推移を調べ，時間経過に伴い減少するかを明らかにする．これにより，新規崩壊発生後の残存崩壊地の推移が拡大崩壊の減少に影響をもたらすかを検証する．

次に，仮説２の検証方法について述べる．仮説２では，具体的に，新規崩壊発生後から崩壊地が消滅するまでの同一期間において，拡大崩壊はその期間の降雨規模の多寡に影響するかを明らかにする．仮説１で拡大崩壊の推移が残存崩壊の推移に依存しているとの結果が得られた場合は，拡大崩壊を残存崩壊で正規化することで，拡大崩壊と降雨規模との関係を調べることができると考えた．そこで，拡大崩壊地数（あるいは拡大崩壊総面積）を残存崩壊数（あるいは残存崩壊総面積）で正規化し，降雨規模との関係性を調べる．本章でも降雨規模の指標として，最大日雨量を用いることとした．その理由は，既述の通り，本地域において長期的に観測している降雨指標であり，長期的なデータから拡大崩壊との関係性を検討できるためである．

解析の手順は以下のとおりである．まず，1974 年，1983 年，1993 年，2003

年，2008 年，2013 年の 6 時期の新規崩壊地を対象にし，崩壊後の経過年数に伴う「残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比」および「残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比」をそれぞれ算出する．その上で，それぞれの崩壊後の期間に相当する最大日雨量の値を確認し，崩壊後の経過年数に伴う「残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比」および「残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比」との関係を整理する．例えば，2003 年の新規崩壊地については，崩壊発生から 5 年後（2008 年時），崩壊発生から 5 年～10 年後（2013 年時），崩壊発生から 10 年～15 年後（2018 年時）の「残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比」および「残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比」をそれぞれ算出する．その上で，崩壊発生から 5 年後（2003 年～2008 年）の最大日雨量，崩壊発生から 5 年～10 年後（2008 年～2013 年）の最大日雨量，崩壊発生から 10 年～15 年後（2013 年～2018 年）の最大日雨量を確認し，崩壊後の経過年数ごとに，「残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比」および「残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比」と最大日雨量との関係を整理する．なお，最大日雨量のデータについては，異なる 2 時期の航空写真が撮影された期間中の最大日雨量が拡大崩壊に影響を及ぼすという仮定のもと，4 章の図-4.11 に示した①の期間を除く 6 期間（1974 年～1983 年，1983 年～1993 年，1993 年～2003 年，2003 年～2008 年，2008 年～2013 年，2013 年～2018 年）のそれぞれの期間の最大日雨量を用いた．

また，6 時期の新規崩壊地について，新規崩壊発生後の経過年数ごと（崩壊後同一の期間）に整理することで，植生回復の影響が排除できると考えた．そこで，新規崩壊発生後の経過年数ごとに凡例を整理し，崩壊後の同一期間において，最大日雨量の違いにより，「残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比」および「残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比」に差異が見られるかを調べた．なお，崩壊後の経過年数の分類は，概ね 5 年間隔になるように，新規崩壊

発生後 5 年，新規崩壊発生後 9 年～10 年，新規崩壊発生後 15 年～20 年，新規崩壊発生後 25 年，新規崩壊発生後 29 年～44 年の 5 つに分類した．

以上の解析により，新規崩壊発生から同一の経過年数の期間において，拡大崩壊地数（あるいは拡大崩壊総面積）を残存崩壊数（あるいは残存崩壊総面積）で正規化したそれぞれの値はその期間の降雨規模の増加に伴い，大きくなるかを調べる．その上で，全体として拡大崩壊を残存崩壊で正規化したそれぞれの値が降雨規模の増加に伴い，大きくなるかを明らかにする．

5.3 解析結果と考察

5.3.1 拡大崩壊の推移と残存崩壊の推移との関係

各時期の残存崩壊数と拡大崩壊数との関係を図-5.2, 各時期の残存崩壊総面積と拡大崩壊総面積との関係を図-5.3 に示す．

まず，各時期の残存崩壊数と拡大崩壊数との関係について述べる．なお，各時期の新規崩壊数を調べたところ，1983 年，2008 年，2013 年は新規崩壊数が 5 個，13 個，6 個と少なく，時間経過に伴う残存崩壊数の推移を調べることが困難であった．このため，1983 年，2008 年，2013 年の新規崩壊は解析から除き，1974 年，1993 年，2003 年の新規崩壊地を対象にした．また，1974 年新規崩壊地については，1983 年時の航空写真で陰になり判読が困難である崩壊地が 1 個確認されたため，これを除く，62 個の崩壊地を対象にした．1993 年新規崩壊地については，2003 年時および 2008 年時の航空写真において陰で判読が困難である崩壊地がそれぞれ 3 個，11 個と確認されたため，これを除く，94 個の崩壊地を対象にした．2003 年新規崩壊地については，2008 年時および 2018 年時の航空写真において陰で判読が困難である崩壊地がそれぞれ 108 個，3 個と確認されたため，これを除く，272 個の崩壊地を対象にした．

残存崩壊数の平均値は 55 個，中央値が 19 個であり，最大値が 248 個であった．一方で，拡大崩壊数の平均値は 10 個，中央値が 3 個であり，最大値が 62 個であった．図-5.2 より残存崩壊数が多くなるにつれ，拡大崩壊数も多くなっていた．残存崩壊数が多い時は少ない時と比べ，不安定な状態となっている崩壊地数が多いため，拡大崩壊数が急激に多くなることが予想される．つまり，残存崩壊と拡大崩壊は必ずしも線形の関係にあるとは限らないと考える．そのため，ここでは線形ではなく，非線形で近似性を調べた．その結果，以下のような二次近似式と決定係数が得られた．

$$E_n = 0.001 \times R_n^2 - 0.0162 R_n + 2.3966 \quad (R^2 = 0.86) \qquad (5.1)$$

（E_n:各時期の拡大崩壊数，R_n:各時期の残存崩壊数）

以上より，残存崩壊数と拡大崩壊数との間には，高い決定係数が得られ，二次近似式が成立した．

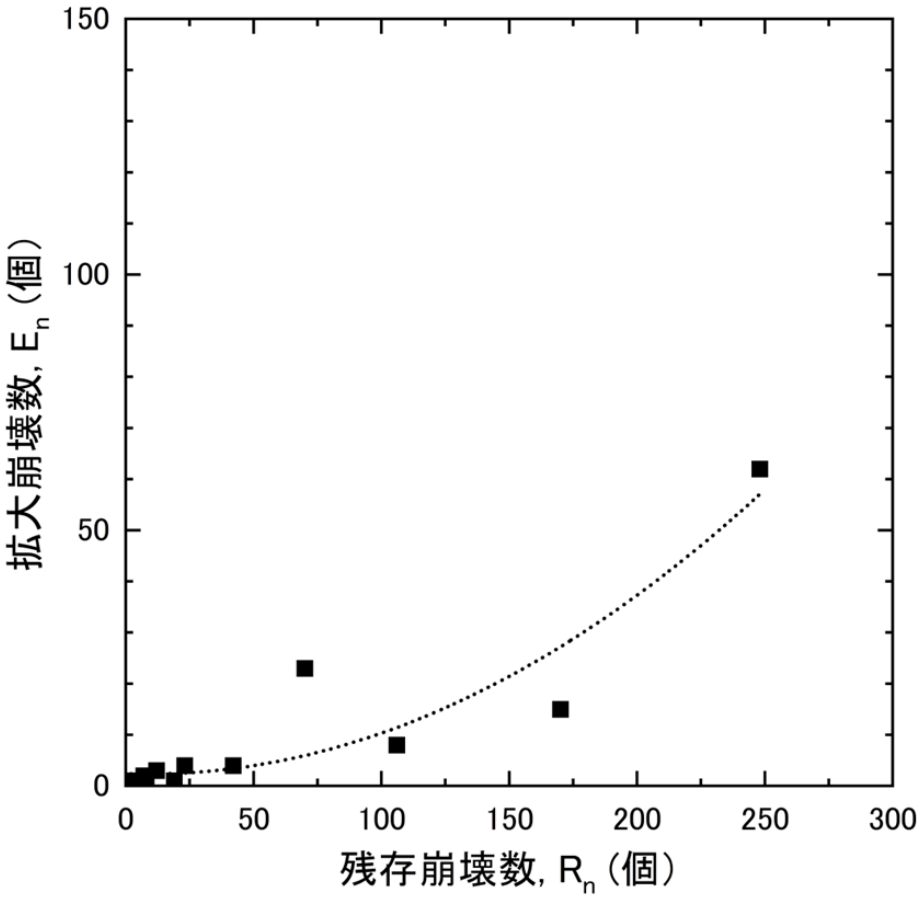


図-5.2 各時期の残存崩壊数と拡大崩壊数との関係

Fig.5.2　Relationship between the number of remaining landslides and the number of expanding landslides in each period

次に，各時期の残存崩壊総面積と拡大崩壊総面積との関係について述べる．ここでも，１）と同様に1974年，1993年，2003年の新規崩壊地を対象にした．また，1974年新規崩壊地については，1983年時の航空写真で陰になり判読が困難である崩壊地が484 m^2確認されたため，これを除く，39,828 m^2の崩壊地を対象にした．1993年新規崩壊地については，2003年時および2008年時の航空写真において陰で判読が困難である崩壊地がそれぞれ1,989 m^2，4,009 m^2と確認されたため，これを除く，72,280 m^2の崩壊地を対象にした．2003年新規崩壊地に

ついては，2008年時および2018年時の航空写真において陰で判読が困難である崩壊地がそれぞれ 107,525 m^2，3,146 m^2 と確認されたため，これを除く，286,410 m^2 の崩壊地を対象にした．

残存崩壊総面積の平均値は 255,911 m^2，中央値が 7,851 m^2 であり，最大値が 144,672 m^2 であった．一方で，拡大崩壊総面積の平均値は 4,293 m^2，中央値が 592 m^2 であり，最大値が 32,023 m^2 であった．ここでも，残存崩壊数と拡大崩壊数の関係と同様の理由により，非線形の二次近似式で関係性を調べた．その結果，以下のような二次近似式と決定係数が得られた．

$$E_a = 7.0\times10^{-7}\times R_a^2 + 0.1139R_a - 134.43 \quad (R^2=0.88) \tag{5.2}$$

（E_a:各時期の拡大崩壊総面積，R_a:各時期の残存崩壊総面積）

以上より，残存崩壊総面積と拡大崩壊総面積との間には，高い決定係数が得られ，二次近似式が成立した．

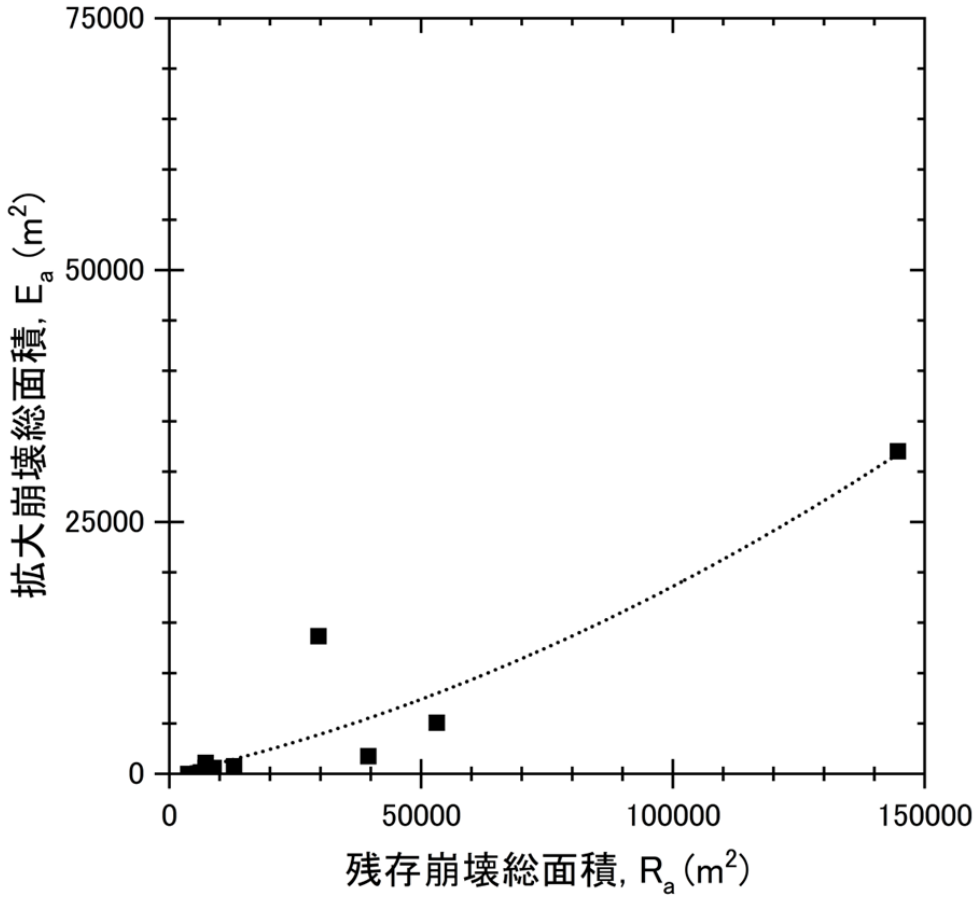


図-5.3 各時期の残存崩壊総面積と拡大崩壊総面積との関係

Fig.5.3 Relationship between the total area of remaining landslides and the total area of expanding landslides for each period

5.3.2 新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数および残存崩壊面積の推移

新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数の推移を図-5.4 および図-5.5，残存崩壊総面積の推移を図-5.6 および図-5.7 に示す．なお，ここでも，サンプル数が少ない，1983 年，2008 年，2013 年の新規崩壊は解析から除き，1974 年，1993 年，2003 年の新規崩壊地を対象にした．また，各時期ともに判読不能を除いた崩壊地を対象に，新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊の推移について述べる．まず，新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数の推移について

述べる.

1974年，1993年，2003年の新規崩壊地の時間経過に伴う残存崩壊数の推移を全体で示した結果を図-5.4に，時期ごとに示した結果を図-5.5に示す．全体で見ると，残存崩壊数の推移は時間経過に伴い指数関数的に減少していた（図-5.4）.

図-5.5より時期ごとに見ると，1974年新規崩壊地は対象とした62個のうち，崩壊発生直後の9年~20年の残存崩壊数は12個となり，50個は植生回復し，その後，崩壊発生後 44 年～55 年で残存崩壊数は 2 個まで減少した．1993 年の新規崩壊地の推移を見ると，対象とした 94 個のうち，崩壊発生直後の 10 年～20 年の残存崩壊数は 70 個となり，24 個は植生回復し，その後，崩壊発生後 25 年～35 年で残存崩壊数は 19 個まで減少した．2003 年の新規崩壊地の推移を見ると，対象とした 272 個のうち，崩壊発生直後の 5 年～15 年の残存崩壊数は 245 個となり，27 個は植生回復し，その後，崩壊発生後 15 年～25 年で残存崩壊数は106個まで減少した.

以上より，各時期の新規崩壊地のその後の残存崩壊地数は時期により減少数は異なるものの，いずれの時期も時間経過とともに減少しており，崩壊地は次第に植生回復することが確認された.

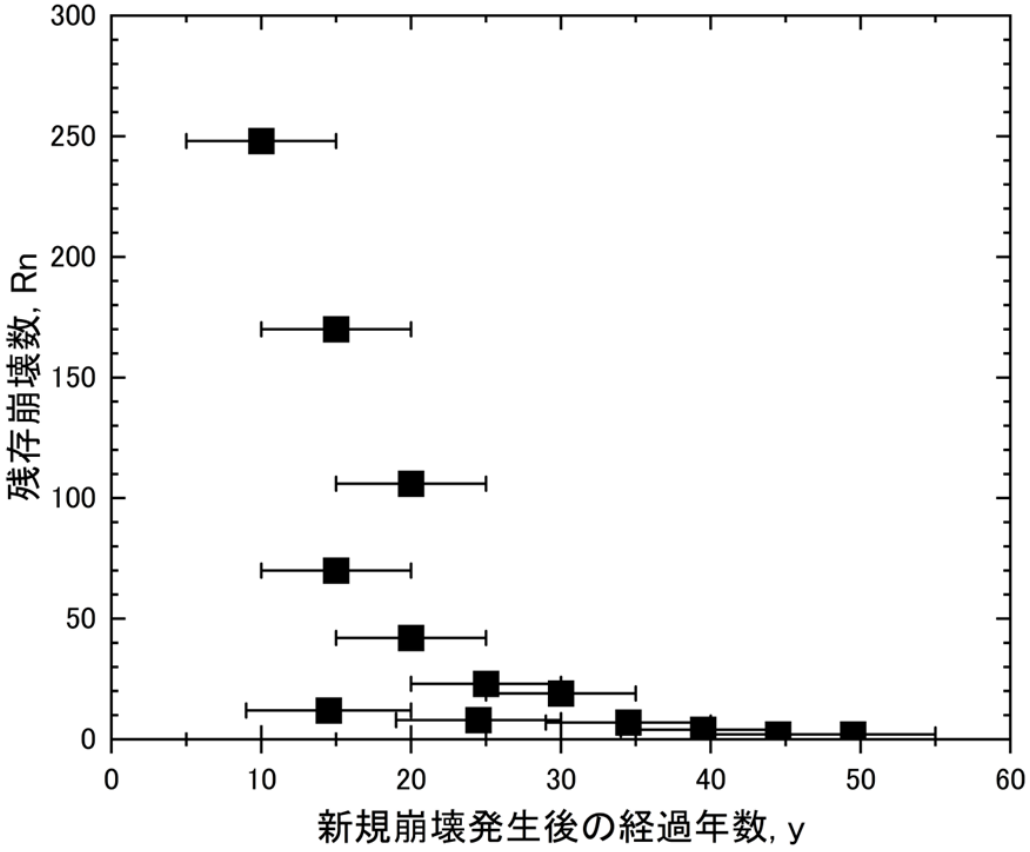


図-5.4　新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数の推移

Fig.5.4 Transition in the number of remaining landslides over time after new landslides occurred

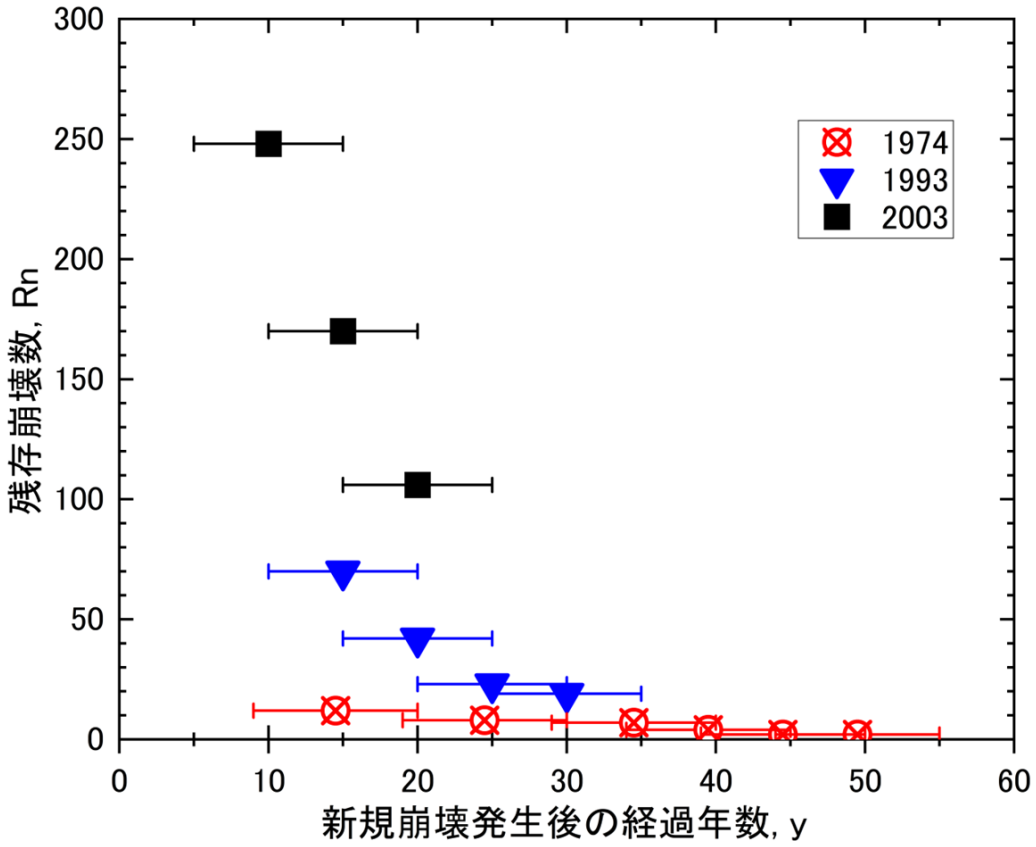


図-5.5　各時期の新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数の推移

Fig.5.5 Transition in the number of remaining landslides over time after new landslides occurred in each period

次に，新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊総面積の推移について述べる．1974 年，1993 年，2003 年の新規崩壊地の時間経過に伴う残存崩壊総面積の推移を全体で示した結果を図-5.6 に，時期ごとに示した結果を図-5.7 に示す．全体で見ると，残存崩壊総面積の推移は時間経過に伴い指数関数的に減少していた（図-5.6）．

図-5.7 より時期ごとに見ると，1974 年新規崩壊地は対象とした 39,828 m^2 のうち，崩壊発生直後の 9 年～20 年の残存崩壊総面積は 8,750 m^2 となり，31,078 m^2 は植生回復し，その後，崩壊発生後 44 年～55 年で残存崩壊総面積は 3,734 m^2 ま

で減少した．1993 年の新規崩壊地は対象とした 72,280 m^2 のうち，崩壊発生直後の 10 年～20 年で残存崩壊総面積は 29,600 m^2 となり，42,680 m^2 は植生回復し，その後，崩壊発生後 25 年～35 年で残存崩壊総面積は 7,205 m^2 まで減少した．2003 年の新規崩壊地は対象とした 286,410 m^2 のうち，崩壊発生直後の 5 年～15 年で残存崩壊総面積は 144,672 m^2 となり，141,738 m^2 は植生回復し，その後，崩壊発生後 15 年～25 年で残存崩壊総面積は 39,483 m^2 まで減少した．

以上より，各時期の新規崩壊地のその後の残存崩壊総面積は，時期により減少する崩壊面積に違いが見られたものの，いずれの時期も時間経過に伴い減少する傾向にあった．したがって，残存崩壊数および残存崩壊総面積の両方の結果から，新規崩壊発生後の崩壊地は時間経過に伴い次第に植生回復していくと考えられた．

Hovius et al. (2011) と Liu et al. (2013) は，豪雨高頻度地域である台湾において，Chi－Chi 地震後の台風の襲来が植生の回復を著しく遅らせたと報告している．本調査地では，新規崩壊発生後に，新規崩壊を発生するような規模の降雨が生じなかったため，時間経過に伴い崩壊地が安定化して，その結果植生が侵入したと考えられた．

以上より，拡大崩壊の推移は残存崩壊の推移に依存し（5.3.1 節の結果），残存崩壊の推移は時間経過に伴い次第に減少することがわかった．すなわち，新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊の推移が拡大崩壊の減少に影響をもたらすという仮説は正しいことが明らかになった．次項では，拡大崩壊地数（あるいは拡大崩壊総面積）を残存崩壊数（あるいは残存崩壊総面積）で正規化し，最大日雨量との関係性を明らかにする．

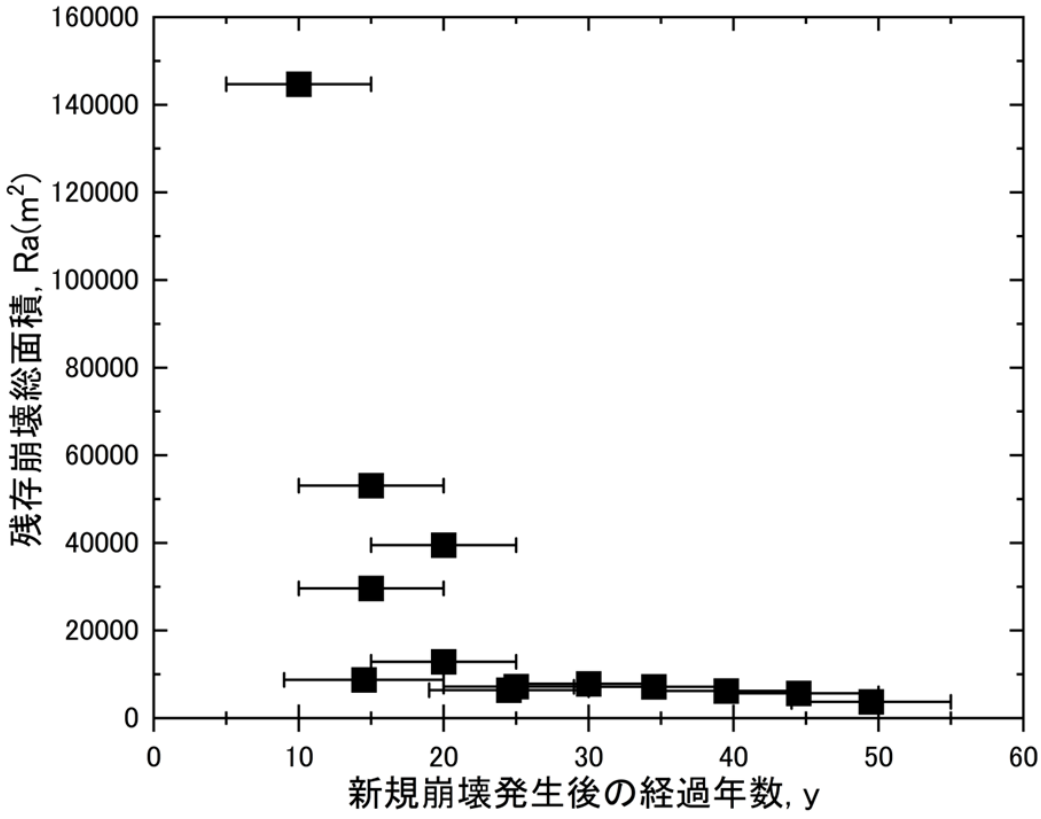


図-5.6　新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊総面積の推移

Fig.5.6　Transition in the total area of remaining landslides over time after new landslides occurred

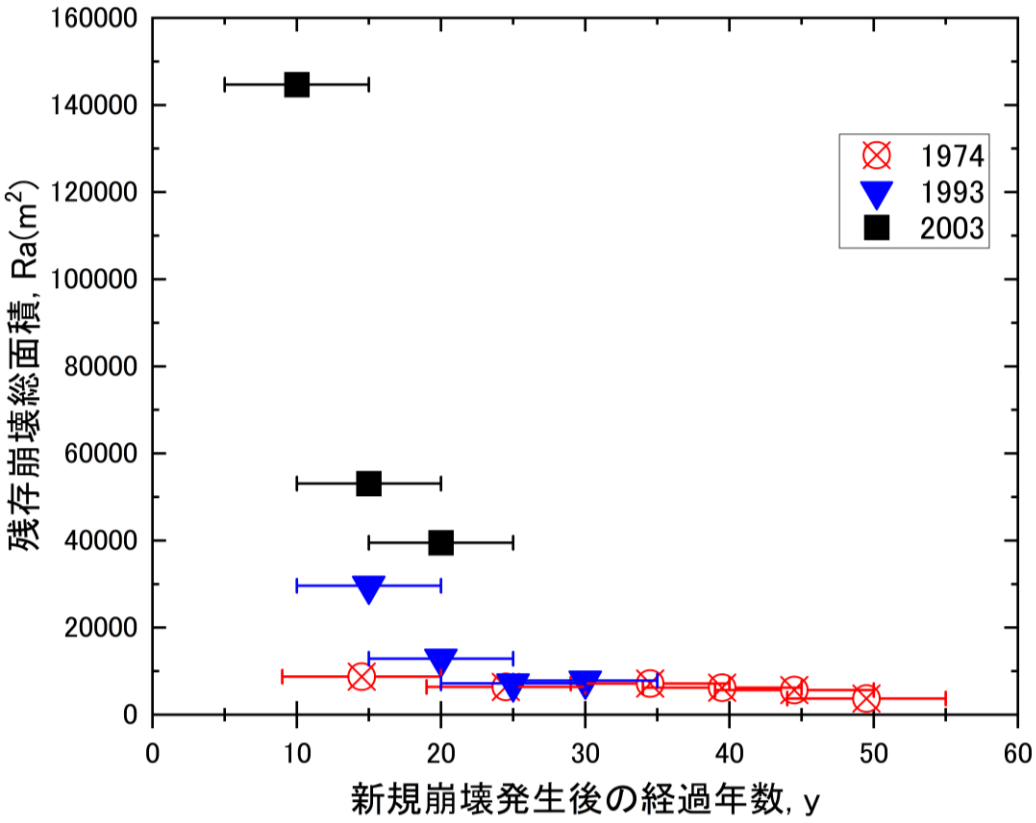


図-5.7　各時期の新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊総面積の推移

Fig.5.7　Transition in the total area of remaining landslides over time after new landslides occurred in each period

5.3.3　拡大崩壊の推移と新規崩壊発生後の最大日雨量との関係

残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比と最大日雨量との関係を図-5.8, 残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比と最大日雨量との関係を図-5.9 に示す．新規崩壊発生後の最大日雨量は，6 つの期間（1974 年～1983 年，1983 年～1993 年，1993 年～2003 年，2003 年～2008 年，2008 年～2013 年，2013 年～2018 年）の最大日雨量に相当し，それぞれ，219 mm (1981 年に観測)，158 mm (1992 年に観測)，388 mm (2003 年に観測)，157 mm (2006 年に観測)，131 mm (2010 年に観測)，129 mm (2014 年に観測)であった．本調査地では，期間ごとの新規崩壊発生後の最大日雨量の値にばらつきが少なく，2003 年の豪雨（388 mm）に次ぐ，最大日

雨量が 219mm であり，それ以下は 129mm～158mm に集中していた．なお，ここでも前節と同様に，新規崩壊地数が少なかった 1983 年，2008 年，2013 年のそれぞれの新規崩壊地のその後の残存崩壊地は解析から除外した．

まず，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比と最大日雨量との関係（図-5.8）について見ていく．最大日雨量のばらつきに富む崩壊後 9～10 年について，最大日雨量と残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比との関係に着目する．最大日雨量が 131 mm 時に残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比は 6%, 最大日雨量が 219 mm 時に残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比は 4.8%とやや減少したが，最大日雨量が 388 mm 時には残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 21.9%と最も高かった．つまり，崩壊後 9～10 年と同一の期間においては，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比は最大日雨量の増加に伴い，大きくなる傾向が見られた．次に，新規崩壊発生から一番経過時間が長い崩壊後 29 年～44 年について，最大日雨量の増加に伴う残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比の推移に着目する．最大日雨量が 129 ㎜時は，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 0%，最大日雨量が 131 ㎜時は，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 25%，最大日雨量が 157 ㎜時は，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 14.3%，最大日雨量が 388 mm 時には，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 25%となった．この結果から，最大日雨量が 131 ㎜時において，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 25%と高い値を示すものの，最大日雨量の増加に伴い，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が大きくなる傾向が見られた．さらに，最大日雨量が最も大きい 388 mm 時における残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比に着目すると，崩壊発生後 9～10 年は残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 21.9%であったのに対し，崩壊発生後 29～44 年は残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比が 25%とやや大きいか同程度であった．

以上のように，個別に見た場合は，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比は最大日雨量の増加に伴い，大きくなる傾向も見られた．しかしながら，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比と最大日雨量との関係を全体で見ると，高い決定係数は得られなかった（R^2=0.28）．したがって，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比は最大日雨量の増大に伴い大きくなるとは言い難い．

次に，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比と最大日雨量との関係について見ていく．最大日雨量のばらつきに富む崩壊後 9～10 年について，最大日雨量と残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比との関係に着目する．最大日雨量が 131 mm 時に残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比は 3.6%, 最大日雨量が 219 mm 時に残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比は 1.5%とやや減少したが，最大日雨量が 388 mm 時には残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が 18.9%と最も高かった．つまり，崩壊後 9～10 年と同一の期間においては，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比と同様に，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比は最大日雨量の増加に伴い，大きくなる傾向が見られた．次に，新規崩壊発生から一番経過時間が長い崩壊後 29 年～44 年について，最大日雨量の増加に伴う残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比の推移に着目する．最大日雨量が 129 ㎜時は，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が 0%，最大日雨量が 131 ㎜時は，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が 0.6%，最大日雨量が 157 ㎜時は，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が 2.2%，最大日雨量が 388 mm 時には，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が 9.2%となった．この結果から，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比と同様に，最大日雨量の増加に伴い，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が大きくなる傾向が見られた．次に，最大日雨量が最も大きい 388 mm 時における残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比に着目する．崩

壊発生後 9～10 年は残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が 18.9%であったのに対し，崩壊発生後 29～44 年は残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が 9.2%と小さかった．この結果は，残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比の結果と異なり，新規崩壊発生後の経過時間が短い方が，同じ最大日雨量 388mm を受けた場合に，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比が大きくなることを示す.

以上より，個別に見た場合は，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比は最大日雨量の増加に伴い，大きくなる傾向も見られた．しかしながら，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比と最大日雨量との関係を全体で見ると，高い決定係数が得られなかった（R^2=0.49）．したがって，残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比も残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比と同様に，最大日雨量の増大に伴い大きくなるとは言い難い.

したがって，新規崩壊発生後から崩壊地が消滅するまでの期間における降雨規模に拡大崩壊は影響するという仮説について，少なくとも最大日雨量を降雨指標と考えた場合は，拡大崩壊に影響するとは言い難いと考える.

Tseng et al. (2021)は，台湾南部において 2009 年～2012 年の短期間に 6 回の台風・豪雨が襲来した地域を対象にして，新規崩壊発生後の Effective Accumulative Rainfall と新規崩壊発生後の拡大範囲面積の推移との関係を調べた．その結果，新規崩壊発生後の Effective Accumulative Rainfall の増加に伴い，拡大範囲面積が増加することを示した．Effective Accumulative Rainfall を求めるためには，時間雨量のデータが必要になる．本研究では，時間雨量のデータが長期間観測されていなかったため，Effective Accumulative Rainfall を求める代わりに，長期的に観測が行われている最大日雨量を降雨規模の指標として用いた．今後データを増やし，Effective Accumulative Rainfall との関係性を見るなど，最大日

雨量以外の指標も踏まえて，拡大崩壊と降雨規模との関係性を議論していく必要があると考えられる．

以上より，本章の結果から，豪雨低頻度地域において拡大崩壊の推移を規定している要因として，仮説 1 で示した新規崩壊発生後の「残存崩壊地の推移」が重要なファクターと考えられた．

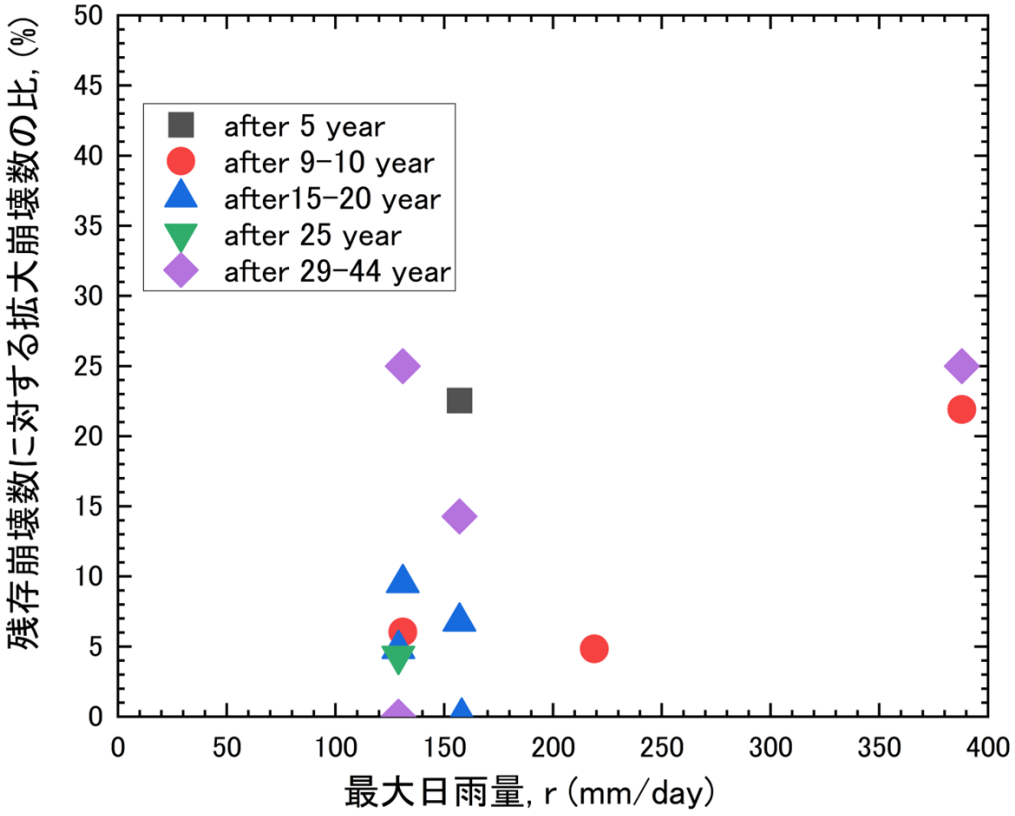


図-5.8　最大日雨量と残存崩壊数に対する拡大崩壊数の比との関係

Fig.5.8　Relationship between the maximum daily rainfall and the ratio of the number of expanding landslides to the number of remaining landslides

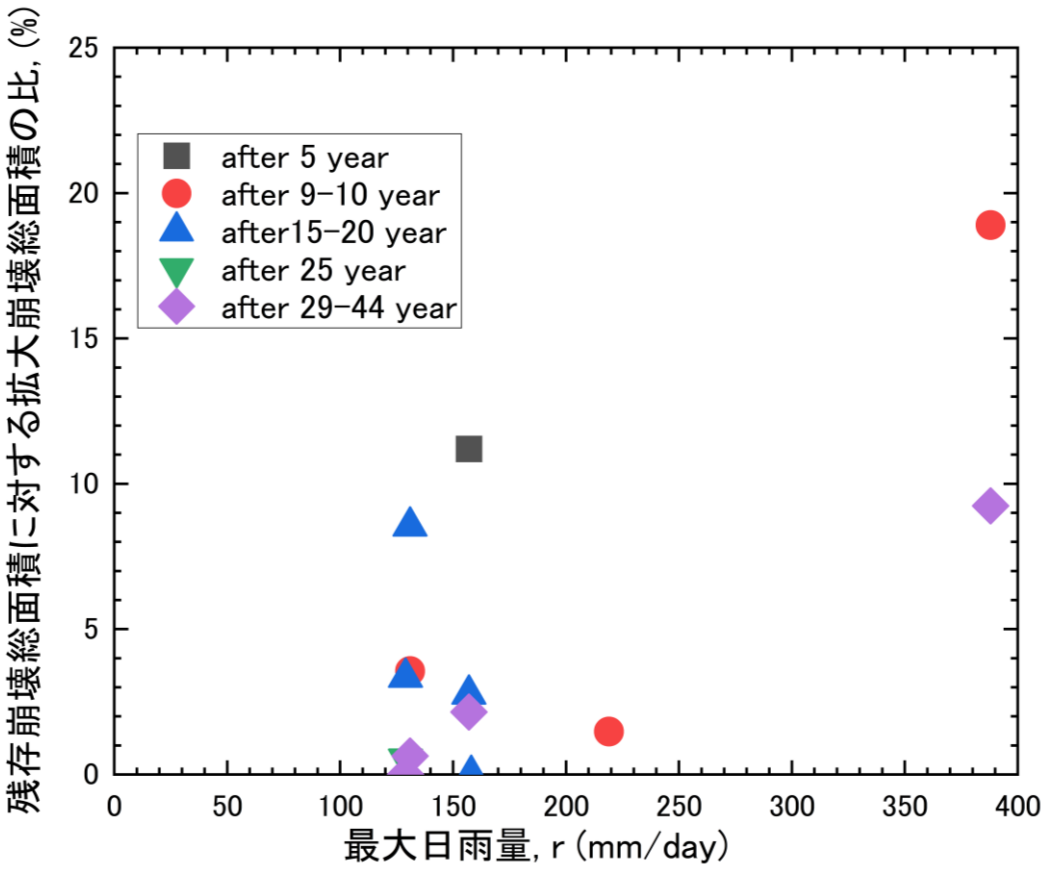


図-5.9　最大日雨量と残存崩壊総面積に対する拡大崩壊総面積の比との関係

Fig.5.9　Relationship between maximum daily rainfall and the ratio of the total area of the expanding landslides to the total area of the remaining landslides

5.4　まとめ

本章では，拡大崩壊の推移を規定している要因について明らかにした．具体的には拡大崩壊の推移を規定している要因として，以下の２つの仮説を設けて，その検証を行った．

仮説 １：新規崩壊発生後の残存崩壊地の推移が拡大崩壊の減少に影響をもたらすのではないか？

仮説２：新規崩壊発生後から崩壊地が消滅するまでの期間における降雨規模に

拡大崩壊は影響するのではないか？

仮説１に関しては，「拡大崩壊の推移と残存崩壊の推移との関係」および「新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数および残存崩壊総面積の推移」を調べた．

その結果，残存崩壊の推移と拡大崩壊の推移との間には高い決定係数が得られ，二次近似式が成立した．さらに，新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊数および残存崩壊総面積の推移は指数関数的な減少を示した．このことから，新規崩壊発生後の残存崩壊の推移が拡大崩壊の減少に影響をもたらすという仮説１は正しいことが明らかになった．

次に，仮説２に関しては，仮説１において拡大崩壊の推移が残存崩壊の推移に依存しているとの結果が得られたため，拡大崩壊地数（あるいは拡大崩壊総面積）を残存崩壊数（あるいは残存崩壊総面積）で正規化し，最大日雨量との関係性を調べた．その結果，新規崩壊発生後の同一期間として個別に見た場合は，残存崩壊数（総面積）に対する拡大崩壊数（総面積）の比は最大日雨量の増加に伴い，大きくなる傾向も見られた．しかしながら，残存崩壊数（総面積）に対する拡大崩壊数（総面積）の比と最大日雨量との関係を全体で見た場合は，高い決定係数が得られなかった．したがって，仮説２で示した「崩壊地が消滅するまでの期間における降雨規模に拡大崩壊は影響するのではないか？」については，降雨指標を最大日雨量とした場合は，少なくとも拡大崩壊の推移と明瞭な関係性が見られなかった．

以上より，本章では豪雨低頻度地域において拡大崩壊の推移を規定している要因として，新規崩壊発生後の「残存崩壊地の推移」が重要なファクターであることが明らかとなった．

6 章　残存崩壊地の推移を考慮した拡大崩壊の影響期間の評価

6.1　はじめに

5 章では，豪雨低頻度地域において拡大崩壊の推移を規定している要因を明らかにした．その結果，新規崩壊発生後の「残存崩壊地の推移」が重要なファクターであることが明らかとなった．そこで，本章では，残存崩壊地の推移を用いて，豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移の評価手法を検討する．この検討において，残存崩壊地の推移に関しては，「時間経過に伴う残存崩壊地数や残存崩壊総面積の推移の経験式」が必要である．そこで，新規崩壊発生後の時間経過から残存崩壊数および残存崩壊総面積を算出する経験式を構築する．この際に，経験式の適用可能な時間スケールを明らかにすることが重要になる．ここで想定している時間スケールは崩壊が発生してから崩壊裸地が完全に植生回復（崩壊地が消滅）するまでの時間スケールである．沼本ほか(1999)や塚本ほか（2001）によれば，新規崩壊地の崩壊規模が大きいほど崩壊地が消滅までに時間を要すとしている．このため，経験式の適用可能な時間スケールを検討する際には，新規崩壊地の崩壊規模を考慮する必要がある．

そこで，本研究では，新規崩壊地の崩壊規模を考慮して経験式に適用可能な時間スケールを検討した上で，新規崩壊発生後の経過年数から残存崩壊数および残存崩壊総面積を算出する経験式を構築する．その上で，豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移の評価手法を提案する．

6.2　解析方法

本章では，豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移の評価手法を提案する．具体的には，以下の２つの検討により行う．

検討 1：経過年数に伴う残存崩壊数・残存崩壊総面積の推移の経験式の構築

検討 2：拡大崩壊の推移評価の経験式の構築

まず，検討１の解析方法について述べる．検討１の解析の流れは以下のとおりである．

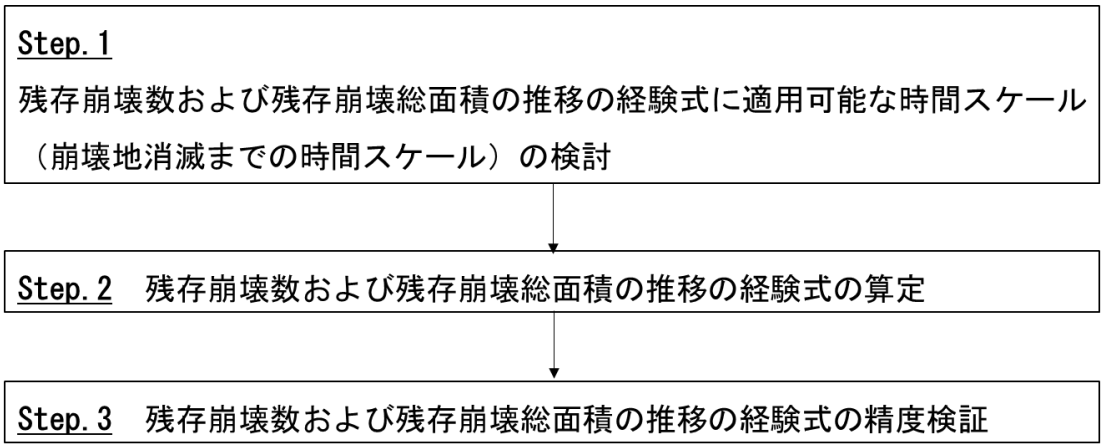


図-6.1 検討１の解析フロー

Fig. 6.1 Analysis flow for research 1

Step.1 では，１）各時期の新規崩壊の面積頻度分布と崩壊密度の算出，２）新規崩壊面積ごとに時間経過に伴う植生回復率（経過年数に伴う消滅崩壊数/新規崩壊数）の推移を解析する．これにより，経験式に適用可能な時間スケールを把握する．

１）については，1963 年を除く，7 時期（1974 年，1983 年，1993 年，2003 年，2008 年，2013 年，2018 年）の新規崩壊地を対象にする．1963 年を解析から除外したのは，1963 年以前の航空写真は不鮮明な写真しか存在せず，新規崩壊地か否かを過去の航空写真と比較することが困難なためである．各時期の新

規崩壊地は，500 m^2 区切りで頻度分布を整理する．また，崩壊密度は，各時期の新規崩壊総数に対する各区間に含まれる新規崩壊地数の割合として算出する．

２）については，新規崩壊面積を 5 つの階層（0-250 m^2, 250-500 m^2, 500-750 m^2, 750-1,000 m^2, 1,000m^2 ~）に分類する．その上で，それぞれの階層ごとに，新規崩壊数に対する経過年数に伴う消滅崩壊数の割合（以下，「植生回復率」とする）の推移を調べる．対象にする新規崩壊地は，上記 7 時期のうち，1974 年，1993 年，2003 年の 3 時期とした．5 章でも述べた通り，1983 年，2008 年，2013 年はいずれも新規崩壊地数が 10 個前後と少なく，時間経過に伴う残存崩壊数の推移を調べることが困難であるため，解析から除いた．また，2018 年も新規崩壊発生後の残存崩壊数の推移を追うことができないため，解析から除いた．

以上より，3 時期ともに，新規崩壊面積が小さいほど時間経過に伴う植生回復率が高い傾向にあるかを明らかにする．また，1974 年の新規崩壊地に関しては，新規崩壊発生後の崩壊地の時間経過を最も長く観察できる．このため，1974 年の新規崩壊地を対象にして，時間経過に伴う植生回復率の推移から，崩壊地が完全に植生回復する（植生回復率が 100%）までに要する期間を検討する．

次に，Step.2 の解析方法について述べる．Step.2 では，１）新規崩壊数に対する新規崩壊発生後の経過年数における残存崩壊数の割合（以下，「残存崩壊個数率」とする）の経験式，２）新規崩壊総面積に対する新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊総面積の割合（以下，「残存崩壊面積率」とする）の経験式を算定する．

１）については，新規崩壊数に対して，新規崩壊発生後のある経過年数における残存崩壊数がどの程度の割合かを経験式で示すことにより，経験式に新規崩壊数を乗じれば，経過年数ごとの残存崩壊数を求めることができる．

そこで，上述の 3 時期（1974 年，1993 年，2003 年）の時間経過に伴う残存崩壊個数率のデータから，新規崩壊発生後の経過年数：t と残存個数係数：α_n を用いて，以下の通り，残存崩壊個数率を $r_n(t)$ とした経験式の算定を検討する．

残存崩壊個数率の経験式：$r_n(t)=\alpha_n^t$　　（6.1）

このような関数形で表すことにより，新規崩壊発生時（t=0）は残存崩壊個数率が 1 となり，現象として正しく評価でき，係数 α_n を用いることで，毎年，当該年にあった崩壊地のうち何割の崩壊地が残存するかを表現できる．例えば，α_n が 0.8 の場合は，毎年 8 割の崩壊地が残存することを意味する．よって，このような経験式を算定することによって，新規崩壊後の経過年数から，残存崩壊個数率が明らかにできると考えた．

α_n を求めるにあたり，まず 3 時期（1974 年，1983 年，2003 年）の時間経過に伴う残存崩壊個数率のデータをプロットする．プロットしたデータから，近似式を算定し，近似式と上記に示す式(6.1)から，α_n を求める．これにより，本調査地の残存崩壊個数率の経験式を算定する．

２）についても，１）と同様に 3 時期の時間経過に伴う残存崩壊面積率のデータから，新規崩壊発生後の時間経過：t と残存面積係数：α_a を用いて，以下の通り，残存崩壊面積率を $r_a(t)$ とした経験式の算定を検討する．

残存崩壊面積率の経験式：$r_a(t)=\alpha_a^t$　　（6.2）

α_a を求めるにあたり，まず 3 時期の時間経過に伴う残存崩壊面積率のデータ

をプロットする．プロットしたデータから，近似式を算定し，近似式と上記に示す式(6.2)から，α_a を求める．これにより，本調査地の残存崩壊面積率の経験式を算定する．

また，１），２）ともに新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊の推移は各時期の新規崩壊地ごとに減少の程度が異なっている可能性が考えられる．そこで，各時期の新規崩壊地ごとに，解析した期間の年数と解析期間の残存崩壊個数率（面積率）の減少量から，減少率を算出する．

減少率は以下のとおり算定する．

残存崩壊個数率（面積率）の減少率=

「残存崩壊個数率（面積率）の減少量」/「解析した期間の年数」　(6.3)

最後に，Step.3 の解析方法について述べる．Step.2 で算定された「残存崩壊個数率の経験式：$r_n(t)=\alpha_n^t$」と「残存崩壊面積率の経験式：$r_a(t)=\alpha_a^t$」から計算値を求めて，実測値と比較する．計測値は，3 時期（1974 年，1983 年，2003 年）の新規崩壊地の経過年数を代入して，求める．これにより，実測値と計測値の散布図を作成し，比較を行う．

次に，検討２の解析方法について述べる．検討２の解析の流れは以下のとおりである．

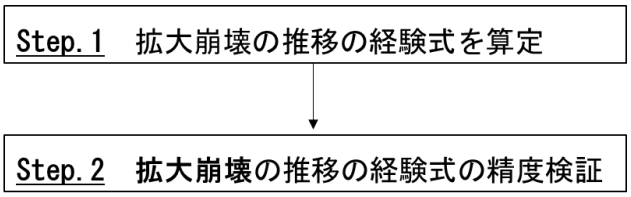


図-6.2　検討 2 の解析フロー

Fig.6.2　Analysis flow for research 2

Step.1 では，検討 1 で構築した「残存崩壊の推移の経験式」と「残存崩壊と拡大崩壊の関係式（4章の結果：式(6.4)，式(6.6))」から，「拡大崩壊の推移の経験式」を算定する．拡大崩壊数(E_n)の推移については，以下の式(6.4)の $R_n(t)$に式(6.5)を代入することで，算定する．

$$E_n(t)=0.001\times R_n(t)^2-0.0162\times R_n(t)+2.3966 \quad (6.4)$$

（E_n：拡大崩壊数，R_n：残存崩壊数，t：経過年数）

$$R_n(t)=O_n\times\alpha_n^t \quad (6.5)$$

（R_n：残存崩壊数，O_n：新規崩壊数，α_n：残存個数係数，t：経過年数）

拡大崩壊総面積(E_a)の推移については，以下の式(6.6)の $R_a(t)$に式（6.7）を代入することで，算定する．

$$E_a(t)=7.0\times10^{-7}\times R_a(t)^2+0.1139\times R_a(t)-134.43 \quad (6.6)$$

（E_a：拡大崩壊総面積，R_a：残存崩壊総面積，t：経過年数）

$$R_a(t)=O_a\times\alpha_a^t \quad (6.7)$$

（R_a：残存崩壊総面積，O_a：新規崩壊総面積，α_a：残存面積係数，t：経過年数）

最後に，Step.2 の解析方法について述べる．Step.1 で算定された「拡大崩壊数の経験式：$E_n(t)=0.001\times R_n(t)^2-0.0162\times R_n(t)+2.3966$」と「拡大崩壊総面積の経験式：$E_a(t)=7.0\times10^{-7}\times R_a(t)^2+0.1139\times R_a(t)-134.43$」から計算値を求めて，実測値と比較をする．拡大崩壊数の計測値は，3 時期（1974 年，1983 年，2003 年）の新規崩壊数と経過年数を代入して，求める．また，拡大崩壊総面積の計測値は，3 時期（1974 年，1983 年，2003 年）の新規崩壊総面積と経過年数を代入して，求める．これにより，実測値と計測値の散布図を作成し，比較を行う．

6.3 解析結果

6.3.1 各時期の新規崩壊面積の頻度分布

各時期の新規崩壊地の流域内の分布は図-6.3 の通りとなる．各時期の新規崩壊の面積頻度分布と崩壊密度を図-6.4～6.8 に示す．1983 年および 2013 年については，新規崩壊数がそれぞれ 5 個，6 個と突出して少ないため，解析から除外した．全期間の新規崩壊面積の頻度分布および密度は，新規崩壊面積が 0-500m^2 の区間で最大となるポアソン分布を示した．以下，期間ごとに見る．

1974 年の新規崩壊地は崩壊総数が 63 個であり，崩壊面積が 0～500 m^2 の区間では崩壊密度が 59%と全体の半数以上を占めていた．崩壊面積の最大値は 6,312 m^2 であり，この崩壊地は 1974 年の新規崩壊地の中でも突出して崩壊面積が大きかった．1993 年の新規崩壊地は崩壊総数が 108 個であり，崩壊面積が 0～500 m^2 の区間では崩壊密度が 56%と全体の半数以上を占めており，崩壊面積の最大値は 3,419 m^2 であった．2003 年の新規崩壊地は崩壊総数が 383 個と全解析期間

内の最大であり，崩壊面積が 0～1,000 m^2 の区間では崩壊密度が 70%で全体の半数以上を占めていた．崩壊面積の最大値は解析期間内で最も大きく，11,466 m^2 であった．2008 年の新規崩壊地は崩壊総数が 13 個と解析期間内で 4 番目に少なく，崩壊面積が 0～1,000 m^2 の区間では崩壊密度が 77%で全体の半数以上を占めており，崩壊面積の最大値は 2,790 m^2 であった．2018 年の新規崩壊地は崩壊総数が 12 個と解析期間内で 3 番目に少なく，崩壊面積が 0～500 m^2 の区間では崩壊密度が 67%で全体の半数以上を占めており，崩壊面積の最大値は 1,584 m^2 であった．

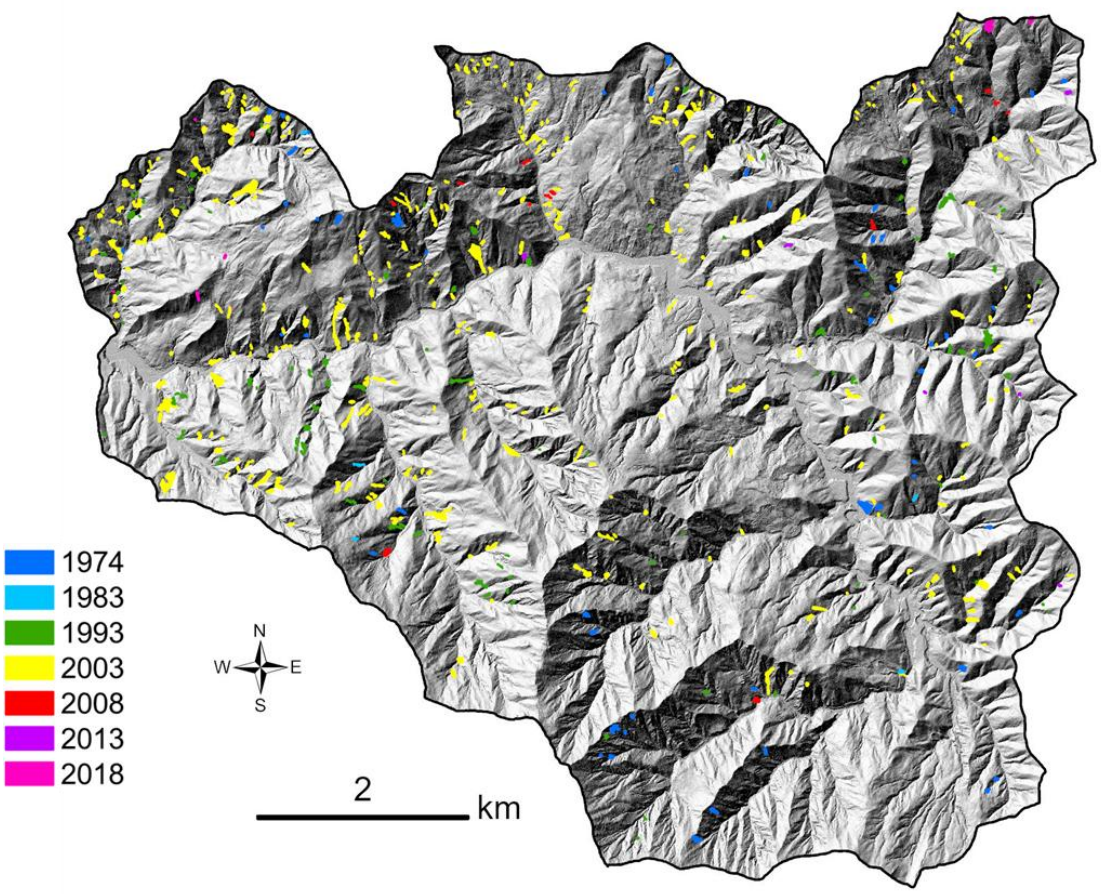


図-6.3 各時期の新規崩壊地の分布

Fig.6.3　Distribution of new landslide areas in each period

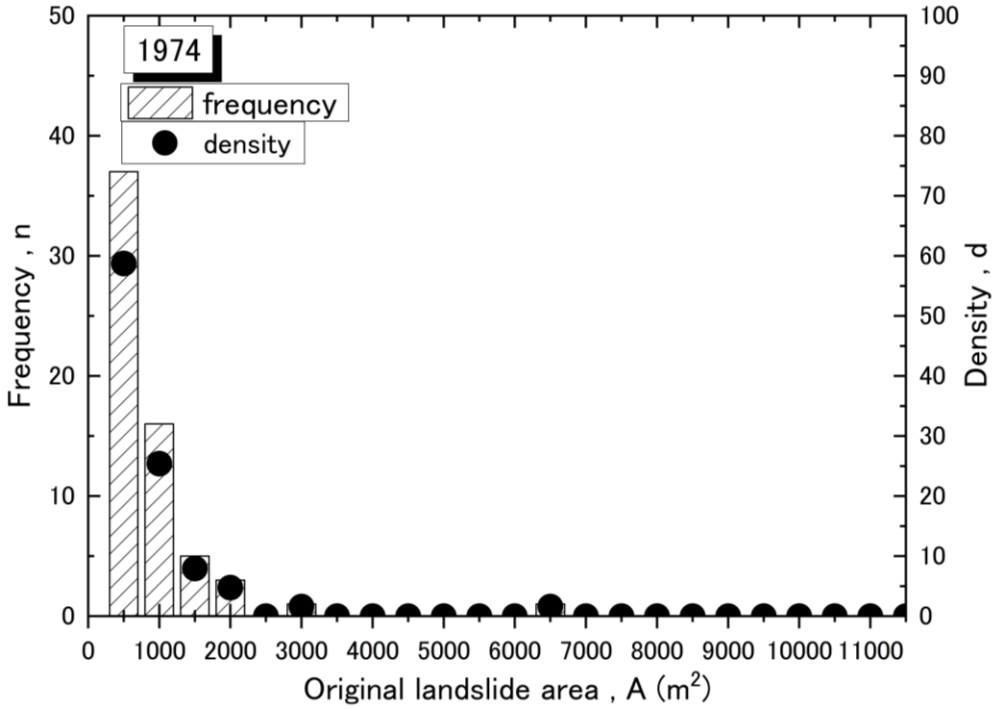


図-6.4　1974 年の新規崩壊の面積頻度分布と崩壊密度

Fig.6.4　Area of frequency distribution and landslide density of original landslides in 1974

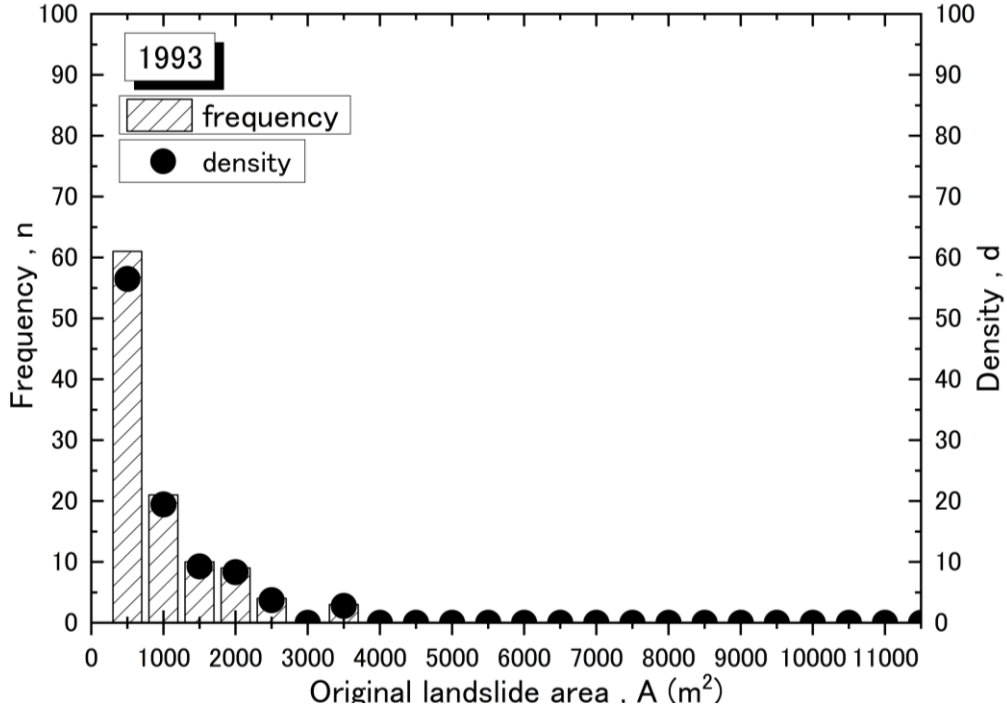


図-6.5　1993 年の新規崩壊の面積頻度分布と崩壊密度

Fig.6.5　Area of frequency distribution and landslide density of original landslides in 1993

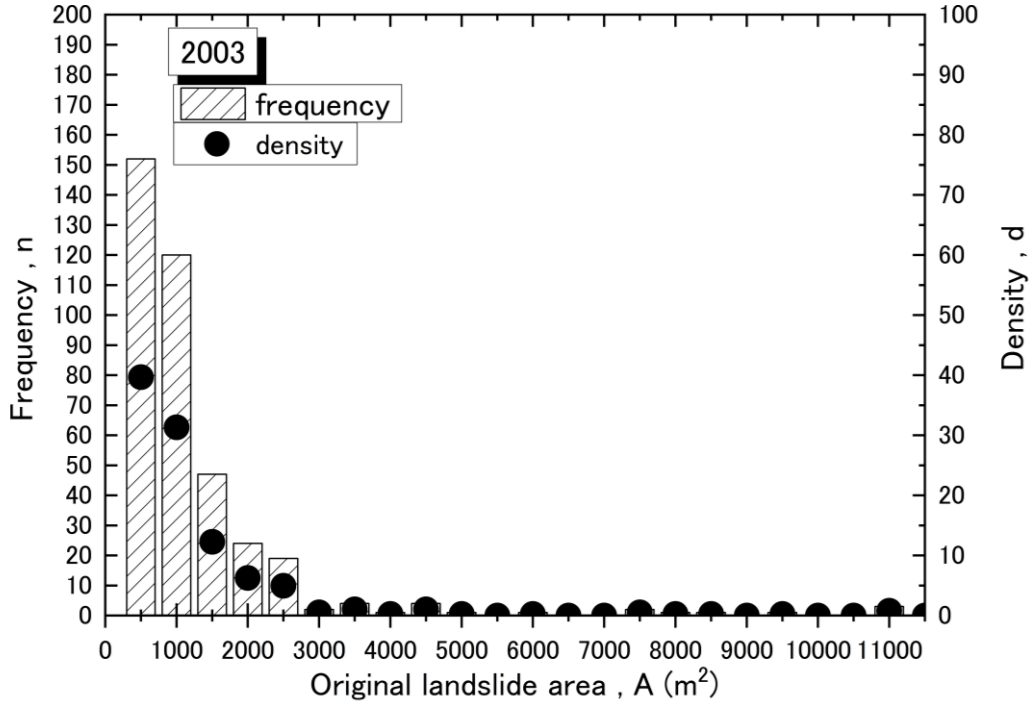


図-6.6　2003 年の新規崩壊の面積頻度分布と崩壊密度

Fig.6.6　Area of frequency distribution and landslide density of original landslides in 2003

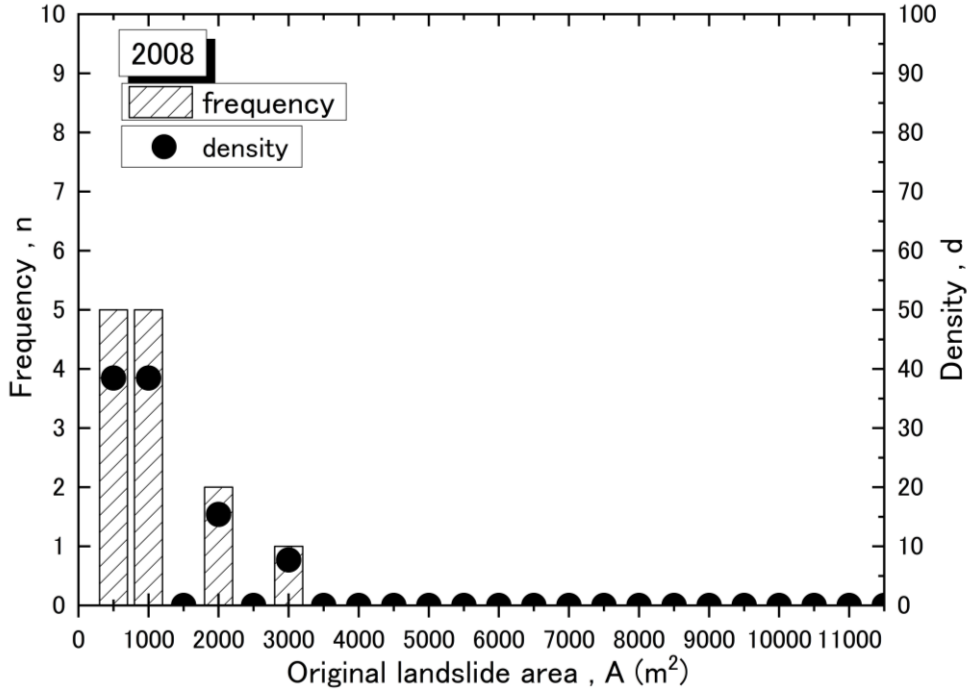


図-6.7　2008 年の新規崩壊の面積頻度分布と崩壊密度

Fig.6.7　Area of frequency distribution and landslide density of original landslides in 2008

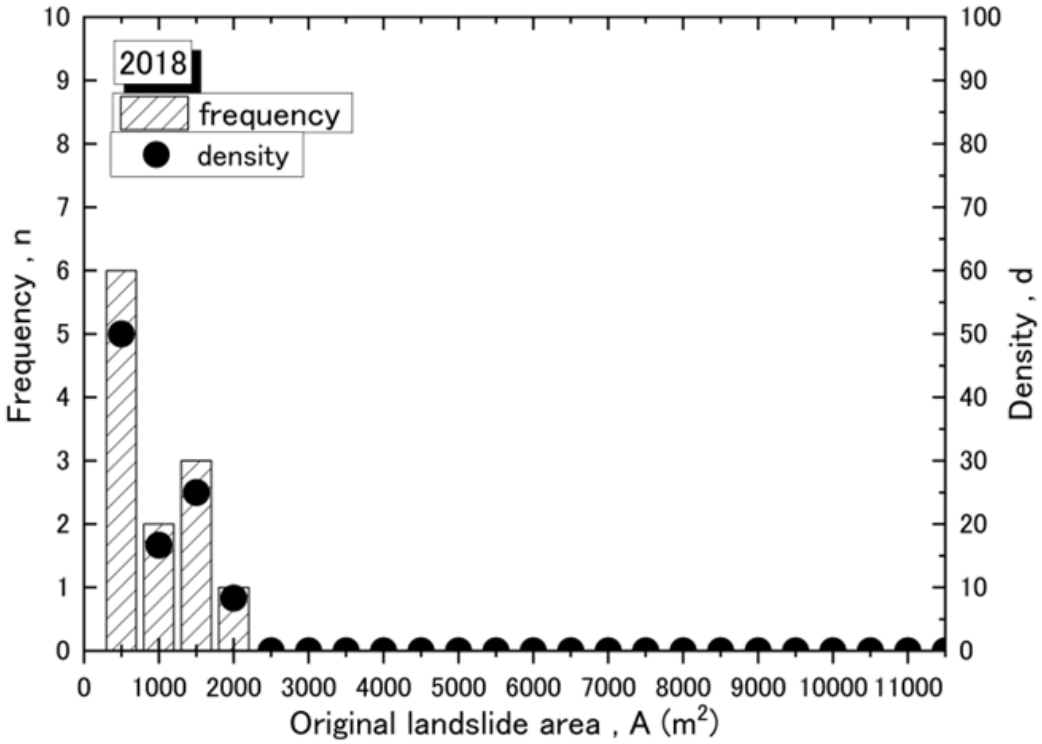


図-6.8　2018 年の新規崩壊の面積頻度分布と崩壊密度

Fig.6.8　Area of frequency distribution and landslide density of original landslides in 2018

6.3.2 新規崩壊面積ごとの経過年数に伴う植生回復率の推移

新規崩壊面積が 0～250 m^2 を図-6.9(a)，新規崩壊面積が 250～500 m^2 を図-6.9(b)，新規崩壊面積が 500～750 m^2 を図-6.9(c)，新規崩壊面積が 750～1,000 m^2 を図-6.9(d)，新規崩壊面積が 1,000 m^2 以上を図-6.9(e)にそれぞれ示す．1974 年，1993 年，2003 年のそれぞれの時期において，新規崩壊面積の増大に伴う，植生回復率の推移を見る．

まず，1974 年の結果について見ていく．1974 年新規崩壊地のうち，新規崩壊面積が 0～250 m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 9 年～20 年の植生回復率が 94%であった．その後，新規崩壊発生後 19 年～30 年の期間以降は植生回復率が 100%を示した．すなわち，1974 年の新規崩壊面積が 0～250m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 19 年以降には完全に消滅した．新規崩壊面積が 250～500m^2 の崩

壊地は，新規崩壊発生後 9 年～20 年の植生回復率が 89%，新規崩壊発生後 19 年～40 年の植生回復率が 94%であり，新規崩壊発生後 34 年～45 年の期間以降に植生回復率が 100%を示した．新規崩壊発生後 9 年～40 年までにおける新規崩壊面積 250～500m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 0～250m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．新規崩壊面積が 500～750m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 9 年～20 年の植生回復率が 75%，新規崩壊発生後 19 年～30 年の植生回復率が 92%であり，新規崩壊発生後 29 年～40 年の期間以降に植生回復率が 100%を示した．新規崩壊発生後 9 年～30 年までにおける新規崩壊面積 500～750m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 250～500m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．新規崩壊面積が 750～1,000m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 9 年～45 年の植生回復率が 75%，新規崩壊発生後 39 年～50 年の期間以降に植生回復率が 100%を示した．新規崩壊発生後 9 年～45 年までにおける新規崩壊面積 750～1,000m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 500～750m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．新規崩壊面積が 1000m^2 以上の崩壊地は，新規崩壊発生後 9 年～40 年の植生回復率が 50%，新規崩壊発生後 34 年～45 年の植生回復率が 70%，新規崩壊発生後 39 年～55 年の植生回復率が 80%を示した．新規崩壊面積が 1000m^2 以上の崩壊地は，新規崩壊面積が 750～1000m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．

以上の結果から，新規崩壊発生後の同一期間において，新規崩壊面積が小さいほど時間経過に伴う植生回復率が高い傾向にあることがわかった．すなわち，1974 年の新規崩壊地は，新規崩壊面積が小さいほど，崩壊地が消滅しやすかった．

次に，1993 年の結果について見ていく．1993 年新規崩壊地のうち，新規崩壊面積が 0～250m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 34%，

新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 72%であり，新規崩壊発生後 20 年～30 年の期間以降に植生回復率が 79%を示した．新規崩壊面積が 250～500m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 32%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 68%，新規崩壊発生後 20 年～30 年の植生回復率が 81%，新規崩壊発生後 25 年～35 年の植生回復率が 87%を示した．新規崩壊発生後 10 年～25 年までにおける新規崩壊面積 250～500m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 0～250m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．新規崩壊面積が 500～750m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 29%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 57%，新規崩壊発生後 20 年～30 年の植生回復率が 86%，新規崩壊発生後 25 年～35 年の植生回復率が 100%を示した．新規崩壊発生後 10 年～25 年までにおける新規崩壊面積 500～750m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 250～500m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．新規崩壊面積が 750～1,000m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 42%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 58%，新規崩壊発生後 20 年～35 年の植生回復率が 92%を示した．新規崩壊面積が 1,000m^2 以上の崩壊地は，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 31%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 38%，新規崩壊発生後 20 年～30 年の植生回復率が 65%，新規崩壊発生後 25 年～35 年の植生回復率が 69%を示した．新規崩壊面積が 1,000m^2 以上の崩壊地は，新規崩壊面積が 750～1,000m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．

以上の結果から，新規崩壊面積が 750～1,000m^2 の崩壊地を除けば，新規崩壊発生後の同一期間において，新規崩壊面積が小さいほど時間経過に伴う植生回復率が高い傾向にあることがわかった．すなわち，1993 年の新規崩壊地も 1974 年の新規崩壊地と同様，新規崩壊面積が小さいほど，崩壊地が消滅しやすかっ

た．

次に，2003 年の結果について見ていく．2003 年新規崩壊地のうち，新規崩壊面積が 0～250m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 5 年～15 年の植生回復率が 20%，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 67%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 90%を示した．新規崩壊面積が 250～500m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 5 年～15 年の植生回復率が 11%，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 48%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 76%を示した．新規崩壊面積が 250～500m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 0～250m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．新規崩壊面積が 500～750m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 5 年～15 年の植生回復率が 11%，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 33%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 59%を示した．新規崩壊面積が 500～750m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 250～500m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．新規崩壊面積が 750～1000m^2 の崩壊地は，新規崩壊発生後 5 年～15 年の植生回復率が 9%，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 34%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 56%を示した．新規崩壊面積が 750～1,000m^2 の崩壊地は，新規崩壊面積 500～750m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率と同程度かやや小さい値を示した．新規崩壊面積が 1,000m^2 以上の崩壊地は，新規崩壊発生後 5 年～15 年の植生回復率が 4%，新規崩壊発生後 10 年～20 年の植生回復率が 25%，新規崩壊発生後 15 年～25 年の植生回復率が 40%を示した．新規崩壊面積が 1,000m^2 以上の崩壊地は，新規崩壊面積 750～1,000m^2 の崩壊地の同期間の植生回復率よりも小さい値を示した．

以上の結果から，新規崩壊発生後の同一期間において，新規崩壊面積が小さいほど，植生回復率が高いことがわかった．すなわち，2003 年の新規崩壊地も

1974年および1993年の新規崩壊地と同様，新規崩壊面積が小さいほど，崩壊地が消滅しやすかった．

一方で，崩壊地が消滅しにくい新規崩壊面積が 1,000m^2 以上の崩壊地のうち，崩壊後の経過時間を最も長く観察できる1974年の崩壊地を見ると，新規崩壊発生後 50 年程度経過しても植生回復率が 80%であった．つまり，20%は残存することが確認された（図-6.9(e)）．さらに，6.3.1の結果から，1974年の新規崩壊面積が 1,000m^2 以上の割合は16%であった．したがって，1974 年の新規崩壊面積において1000m^{2}以上の崩壊地が，50年程度経過しても残存する割合は，20%と 16%を乗じた 3%程度と推定された．すなわち，本流域においては，1,000m^2 以上の崩壊地を除き，新規崩壊発生から50年程度経過すると，崩壊地がほぼ完全に消滅していた．

以上より，経験式に適用可能な時間スケールは，概ね50年程度であると推察された．

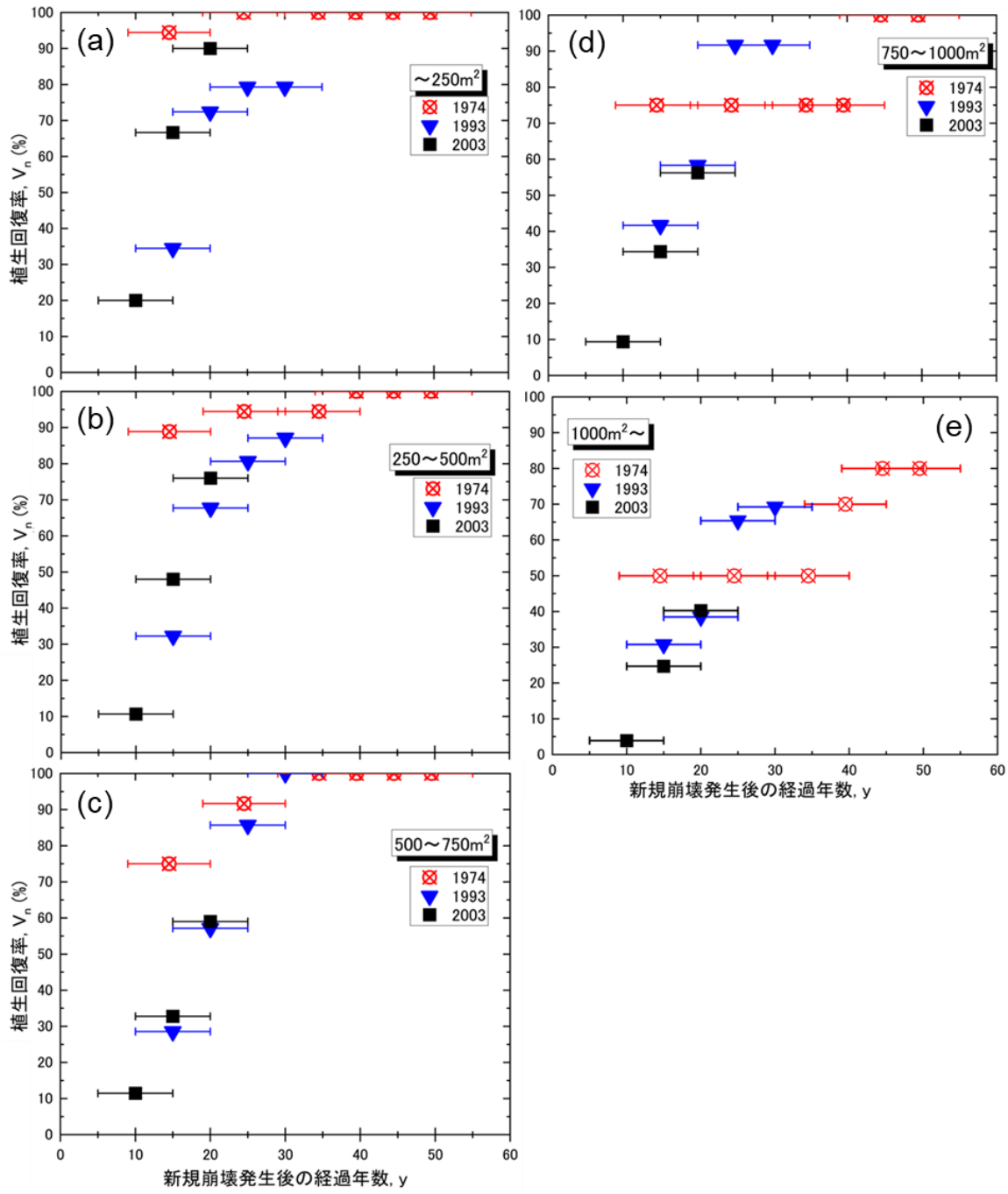


図-6.9　新規崩壊面積ごとの経過年数に伴う植生回復率の推移 (a)： 0-250 ㎡, (b)： 250-500 ㎡, (c)： 500-750 ㎡, (d)： 750-1000 ㎡, (e)： 1000 ㎡以上.

Fig.6.9　Transitions of the vegetation recovery rate of landslides over time for various original landslide areas (**a**): 0–250 m^2, (**b**): 250–500 m^2, (**c**): 500–750 m^2, (**d**): 750–1000 m^2, (**e**): over 1000 m^2.

6.3.3　経過年数に伴う残存崩壊地の推移の経験式の算定

１）新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊個数率

新規崩壊発生後の経過年数と残存崩壊個数率との関係を図-6.10 および図-6.11 に示す．まず，全ての時期の新規崩壊地を対象にした新規崩壊発生後の経過年数と残存崩壊個数率との関係についてみたところ，残存崩壊個数率は新規崩壊発生後の経過年数に伴い指数関数的に減少していた（図-6.10）．新規崩壊発生後の時間経過に伴う推移の近似式を求めたところ，式(6.8)のように表された．

$$r_n(t)=1.7695e^{-0.083t} \quad (R^2=0.78) \qquad (6.8)$$

式(6.8)から各経過年数 t の r_n（残存崩壊個数率）の計算値を算定し，算定された計算値 r_n（残存崩壊個数率）から α_n(残存個数係数)を求めた結果が表-6.1 である．この結果から，α_nの中央値を計算したところ，0.94 と算定された．したがって，新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊個数率の経験式は，以下のように算定された．

残存崩壊個数率の経験式：$r_n(t)=0.94^t$ (6.9)

次に，図-6.11 をもとに各時期の残存崩壊個数率の推移について見ていく．各時期の残存崩壊個数率は，新規崩壊発生直後の期間（新規崩壊発生後 5～20 年程度）で最も高く，その後，減少率は時期により異なるものの，いずれの時期とも単調に減少していた．以下，時期ごとに具体的に見る．1974 年は，新規崩壊発生後 9～20 年で残存崩壊個数率が 19%となり，その後，新規崩壊発生後 44 年～55 年までの期間にかけて，残存崩壊個数率は 3%まで減少した．新規崩壊

発生後 39 年～50 年までの期間とその次の期間（新規崩壊発生後 44 年～55 年）の残存崩壊個数率はともに，3%であり，経過年数に伴い，残存崩壊個数率は一定の値を示した．1974 年の解析期間を通じた残存崩壊個数率の減少率：a_n は a_n=－0.5 であった．1993 年は，新規崩壊発生後 10～20 年で残存崩壊個数率が 74%となり，その後の新規崩壊発生後 25 年から 35 年までの期間にかけて，残存崩壊個数率は 20%まで減少した．新規崩壊発生後 20 年～30 年までの期間の残存崩壊個数率が 24%，その次の期間（新規崩壊発生後 25 年～35 年）の残存崩壊個数率が 20%となり，経過年数に伴い，残存崩壊個数率の減少が次第に小さくなった．1993 年の解析期間を通じた残存崩壊個数率の減少率：a_n は a_n=－3.6 であった．2003 年は，新規崩壊発生後 5～15 年で残存崩壊個数率が 91%となり，その後の新規崩壊発生後 15 年から 25 年までの期間にかけて，残存崩壊個数率は 39%まで減少した．2003 年の解析期間を通じた残存崩壊個数率の減少率：a_n は a_n =－5.2 であった．以上より，新規崩壊発生直後の残存崩壊個数率は，1974 年が最も小さく（19%），2003 年が最も大きかった（91%）．残存崩壊個数率の減少率も，1974 年が最も小さく（a_n=－0.5），2003 年が最も大きかった（a_n=－5.2）．さらに，1974 年および 1993 年は新規崩壊発生後の時間経過とともに残存崩壊個数率の減少量が小さくなった．

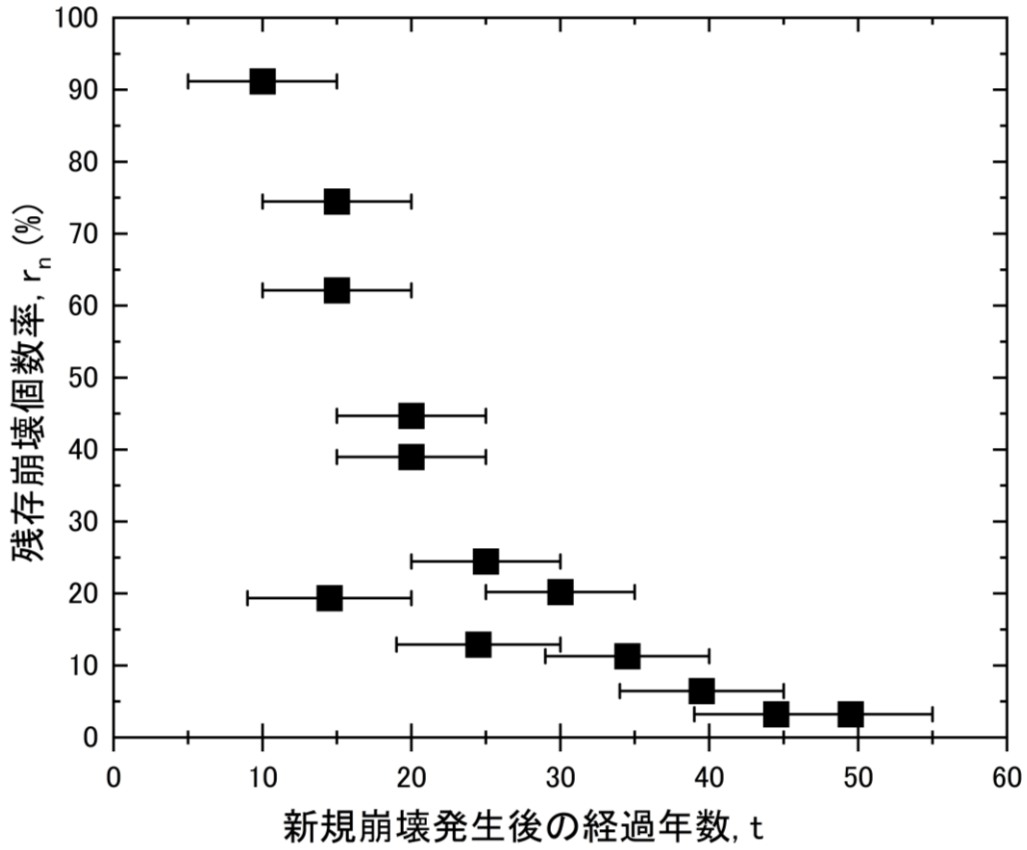


図-6.10　新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊個数率の推移

Fig.6.10　Transition in the ratio of the number of remaining landslides since the occurrence of original landslides

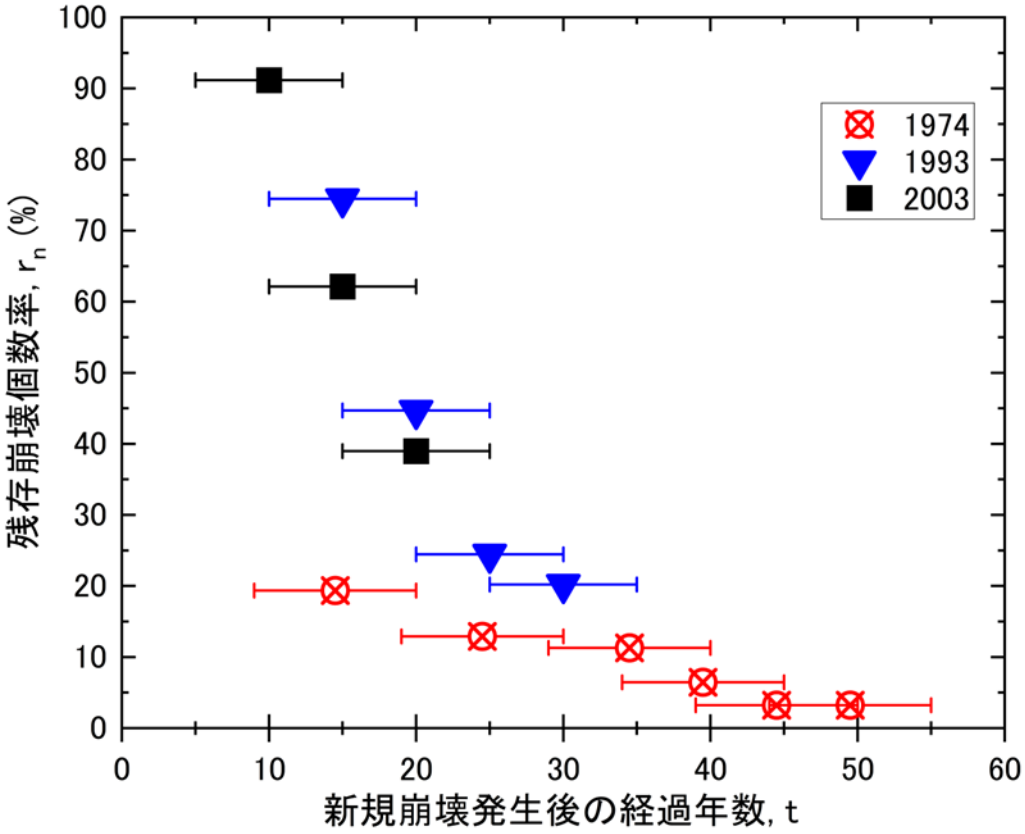


図-6.11　各時期の新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊個数率の推移

Fig.6.11　Transition in the ratio of the number of remaining landslides since the occurrence of original landslides in each period.

表-6.1　各経過年数の残存個数係数（α_n）の結果

Table.6.1　Results of remaining number coefficient (α_n) for each year

t	実測値：$r_n(t)$）	計算値：$r_n(t)$	$\ln(\alpha_n)$	α_n
14.5	0.19	0.53	-0.02	0.96
24.5	0.13	0.23	-0.03	0.94
34.5	0.11	0.10	-0.03	0.94
39.5	0.06	0.07	-0.03	0.93
44.5	0.03	0.04	-0.03	0.93
49.5	0.03	0.03	-0.03	0.93
15	0.74	0.51	-0.02	0.96
20	0.45	0.34	-0.02	0.95
25	0.24	0.22	-0.03	0.94
30	0.20	0.15	-0.03	0.94
10	0.91	0.77	-0.01	0.97
15	0.62	0.51	-0.02	0.96
20	0.39	0.34	-0.02	0.95

２）新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊面積率

新規崩壊発生後の経過年数と残存崩壊面積率との関係を図-6.12 および図-6.13 に示す．なお，1974 年崩壊地については，1974 年崩壊地の中に崩壊面積が突出して大きい崩壊地が 1 つ含まれており，大規模崩壊地の影響が結果に生じると考えたため，大規模崩壊地を除いた場合の結果として，図-6.12 に示した．新規崩壊発生後の経過年数と残存崩壊面積率との関係についてみたところ，残存崩壊面積率は新規崩壊発生後の経過年数に伴い指数関数的に減少していた（図-6.12）．新規崩壊発生後の時間経過に伴う推移の近似式を求めたところ，式(6.10)のように表された．

$$r_a(t)=1.6487e^{-0.129t} \quad (R^2=0.75) \qquad (6.10)$$

式(6.10)から各経過年数 t の r_a（残存崩壊面積率）の計算値を算定し，算定された計算値 r_a（残存崩壊面積率）から α_a(残存面積係数)を求めた結果が表-6.2 である．この結果から，α_a の中央値を計算したところ，0.90 と算定された．したがって，新規崩壊発生後の時間経過に伴う残存崩壊面積率の経験式は，以下のように算定された．

残存崩壊面積率の経験式：$r_a(t)=0.90^t$ (6.11)

次に，図-6.13 をもとに各時期の残存崩壊面積率の推移について見ていく．各時期の残存崩壊面積率は，新規崩壊発生直後の期間（新規崩壊発生後 5～20 年程度）で最も高く，その後，残存崩壊面積率の減少率は時期により異なるものの，いずれの時期とも単調に減少していた．時期ごとに見ると，大規模崩壊地を含めた場合の 1974 年の推移は新規崩壊発生後 9～20 年で残存崩壊面積率が 22%となり，その後の新規崩壊発生後 44 年から 55 年までの期間にかけて，残存崩壊面積率は 9%まで減少した．1974 年の解析期間を通じた残存崩壊面積率の減少率：a_a は a_a=-0.4 であった．なお，1974 年について大規模崩壊地を除いた場合は，新規崩壊発生後 9～20 年で残存崩壊面積率が 8%となり，その後の新規崩壊発生後 44 年から 55 年までの期間にかけて，残存崩壊面積率は 0.4%まで減少した．すなわち，1974 年の新規崩壊地については，大規模崩壊地を除けば，新規崩壊発生後 44 年から 55 年でほぼ崩壊地が消滅していた．大規模崩壊地を除いた 1974 年の残存崩壊面積率の減少率：a_a は a_a=-0.2 であった．1993 年は，新規崩壊発生後 10～20 年で残存崩壊面積率が 38%となり，その後の新規崩壊発生後 25 年から 35 年までの期間にかけて，残存崩壊面積率は 11%まで減少した．1993 年の解析期間を通じた残存崩壊面積率の減少率：a_a は a_a=-1.8 であった．

2003 年は，新規崩壊発生後 5～15 年で残存崩壊面積率が 50%となり，その後の新規崩壊発生後 15 年から 25 年までの期間にかけて，残存崩壊面積率は 14%まで減少した．2003 年の解析期間を通じた残存崩壊面積率の減少率：a_a は a_a=-3.6 であった．

以上より，新規崩壊発生直後の残存崩壊面積率は，大規模崩壊地を除いた 1974 年が最も小さく（9%），2003 年が最も大きかった（50%）．残存崩壊面積率の減少率も，大規模崩壊地を除いた 1974 年が最も小さく（a_n=-0.2），2003 年が最も大きかった（a_n=-3.6）．

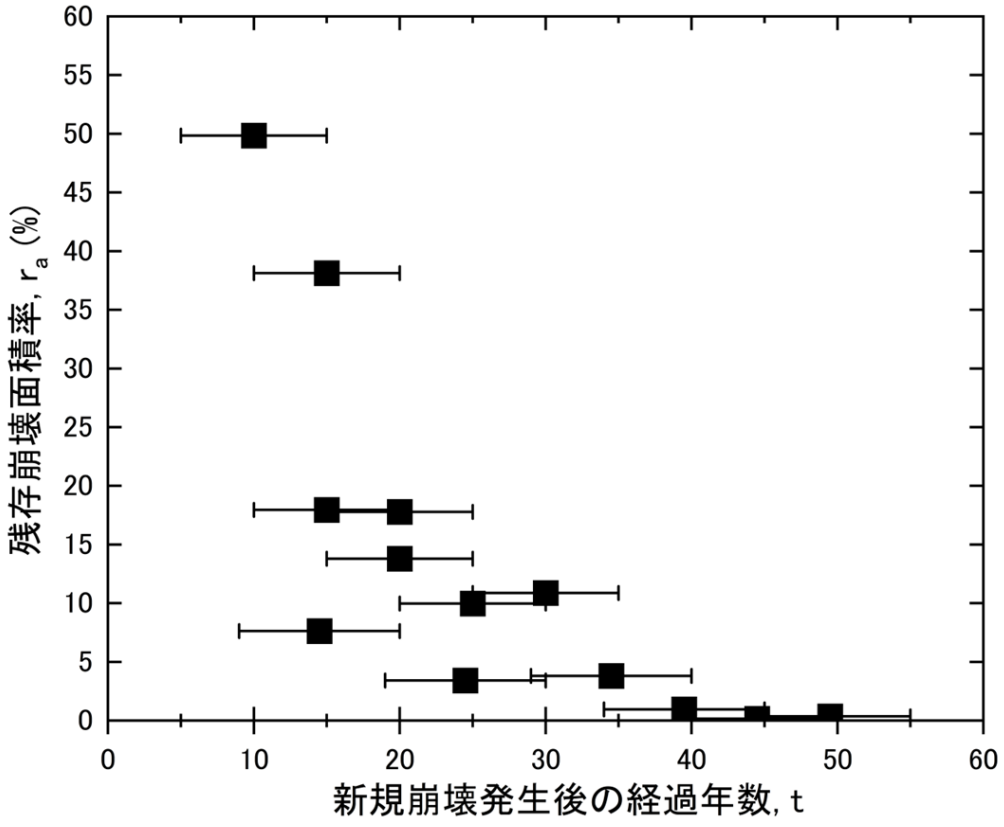


図-6.12　新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊面積率の推移

Fig.6.12　Transition in the ratio of the area of remaining landslides since the occurrence of original landslides

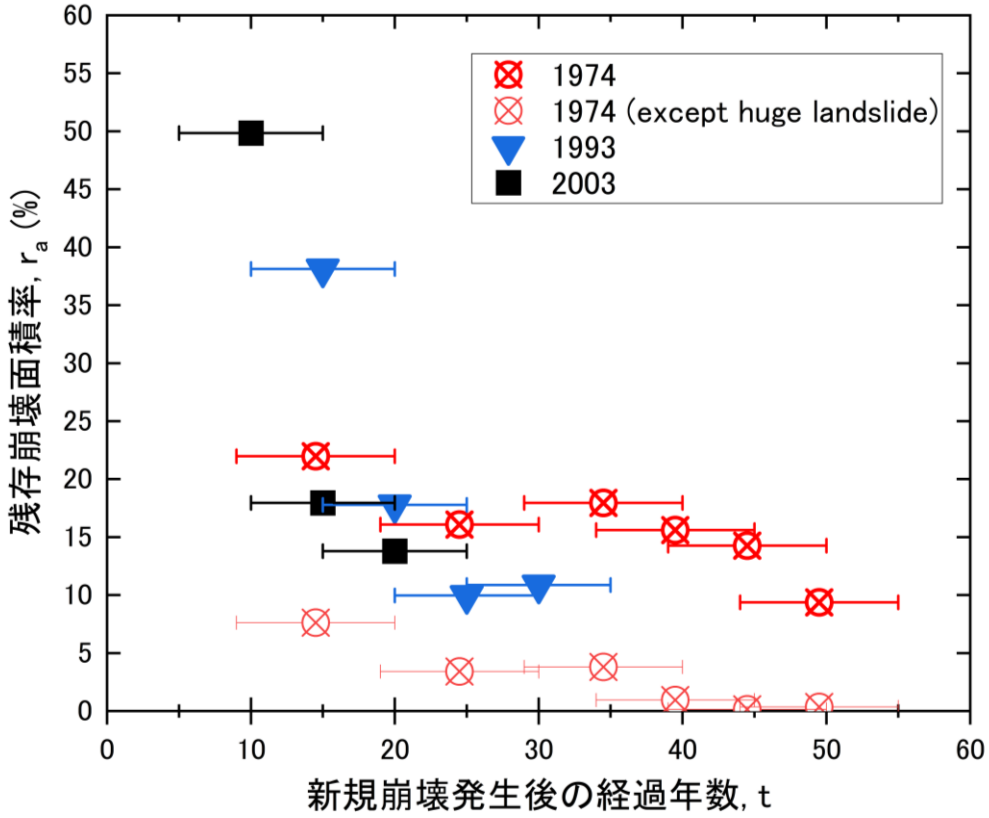


図-6.13　各時期の新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊面積率の推移

Fig.6.13　Transition in the ratio of the area of remaining landslides since the occurrence of original landslides in each period

表-6.2　各経過年数の残存面積係数(α_a)の結果

Table.6.2　Results of remaining area coefficient (α_a) for each year

t	実測値：$r_a(t)$	計算値：$r_a(t)$	$\ln(\alpha_a)$	α_a
14.5	0.08	0.25	-0.04	0.91
24.5	0.03	0.07	-0.05	0.90
34.5	0.04	0.02	-0.05	0.89
39.5	0.01	0.01	-0.05	0.89
44.5	0.00	0.01	-0.05	0.89
49.5	0.00	0.00	-0.05	0.89
15	0.38	0.24	-0.04	0.91
20	0.18	0.12	-0.05	0.90
25	0.10	0.07	-0.05	0.90
30	0.11	0.03	-0.05	0.89
10	0.50	0.45	-0.03	0.92
15	0.18	0.24	-0.04	0.91
20	0.14	0.12	-0.05	0.90

6.3.4　経過年数に伴う残存崩壊地の推移の経験式の精度検証

残存崩壊個数率の実測値と残存崩壊個数率の計算値の散布図を図-6.14 に，残存崩壊面積率の実測値と残存崩壊面積率の計算値の散布図を図-6.15 にそれぞれ示す．

まず，残存崩壊個数率の実測値と残存崩壊個数率の計算値の比較について述べる．残存崩壊個数率の実測値が 39%以下について見ると，残存崩壊個数率の実測値が 19%のプロットは残存崩壊個数率の計測値が 41%と局所的に 20%ほど高い値を示したが，このプロット以外は残存崩壊個数率の計測値が実測値に概ね近似した．一方，残存崩壊個数率の実測値が 45%以上は計測値の方が低くなった．

残存崩壊個数率の計測値が実測値に近似しなかった，5 つのプロットの時期を見てみる．残存崩壊個数率の実測値が 19%の崩壊地は 1974 年新規崩壊地が

1983 年に残存していた崩壊地に該当していた．残存崩壊個数率の実測値が 45%の崩壊地は 1993 年の新規崩壊地が 2008 年に残存していた崩壊地，残存崩壊個数率の実測値が 62%の崩壊地は 2003 年の新規崩壊地が 2013 年に残存していた崩壊地，残存崩壊個数率の実測値が 74%の崩壊地は 1993 年の新規崩壊地が 2003 年に残存していた崩壊地，残存崩壊個数率の実測値が 91%の崩壊地は 2003 年の新規崩壊地が 2008 年に残存していた崩壊地にそれぞれ該当していた．

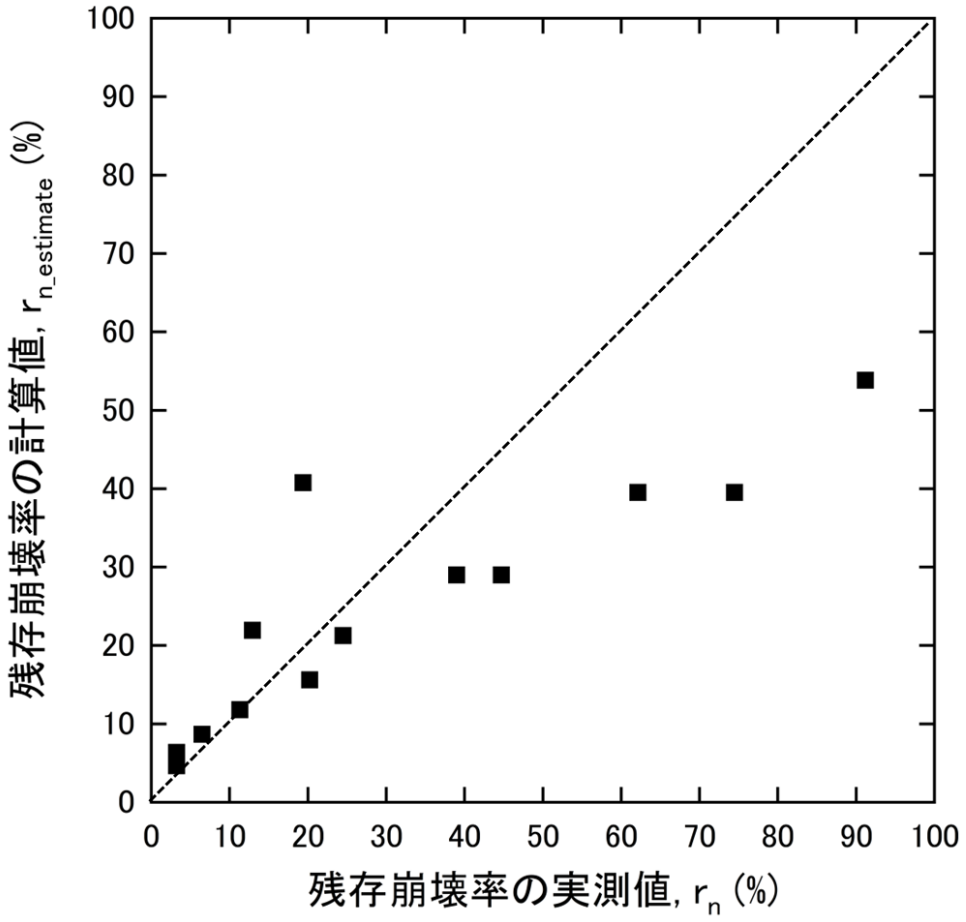


図-6.14　残存崩壊個数率の実測値と計測値の比較

Fig.6.14　Comparison of actual and measured values of the ratio of the number of remaining landslides

次に，残存崩壊面積率の実測値と残存崩壊面積率の計算値の比較について述べる．残存崩壊面積率の実測値が 18 %以下について見ると，残存崩壊面積率の実測値が 7%のプロットは残存崩壊面積率の計測値が 22%と局所的に 15%ほど高い値を示したが，このプロット以外は残存崩壊面積率の計測値が実測値に概ね近似した．一方，残存崩壊面積率の実測値が 38%以上は計測値の方が低くなった．

残存崩壊面積率の計測値が実測値に近似しなかった，3 つのプロットの時期を見てみる．残存崩壊面積率の実測値が 7%の崩壊地は 1974 年新規崩壊地が 1983 年に残存していた崩壊地，残存崩壊面積率の実測値が 38%の崩壊地は 1993 年の新規崩壊地が 2003 年に残存していた崩壊地，残存崩壊面積率の実測値が 50%の崩壊地は 2003 年の新規崩壊地が 2008 年に残存していた崩壊地にそれぞれ該当していた．

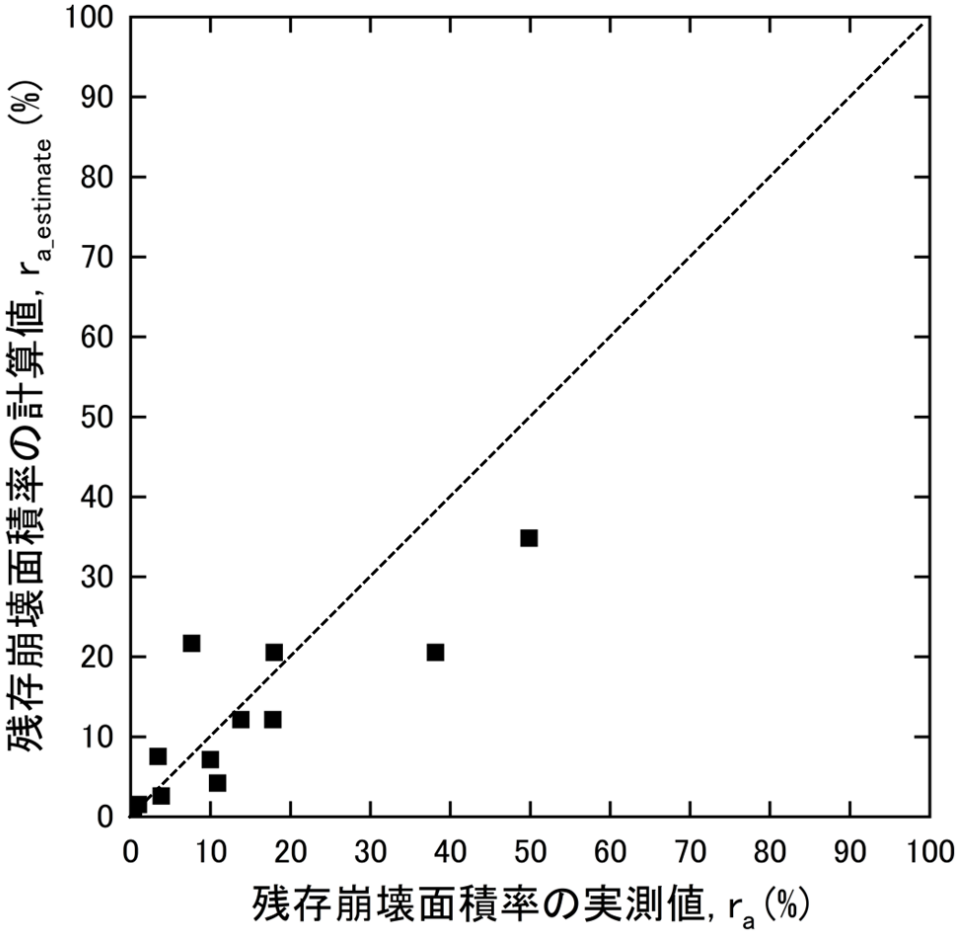


図-6.15　残存崩壊面積率の実測値と計測値の比較

Fig.6.15　Comparison of actual and measured values of the ratio of the area of remaining landslides

6.3.5　拡大崩壊の推移の経験式の算定および精度検証

まず，拡大崩壊数の推移の経験式について述べる．6.3.3 より，残存個数係数 α_n は 0.94 と求まった．ここで，式(6.5)に α_n＝0.94 を代入すると以下の式(6.12)のように算定される．

$$R_n(t)=O_n \times 0.94^t \quad (t \leq 50) \tag{6.12}$$

（R_n：残存崩壊数，O_n：新規崩壊数，t：経過年数）

式(6.12)を式(6.4)に代入すると，拡大崩壊数の経験式は最終的に，式(6.13)のように算定された．

$$E_n(t)=0.001\times(O_n\times 0.94^t)^2-0.0162\times O_n\times 0.94^t+2.3966 \quad (t\leq 50) \qquad (6.13)$$

次に，拡大崩壊総面積の推移の経験式について述べる．6.3.3 より，残存面積係数 α_a は 0.90 と求まった．ここで，式(6.7)に $\alpha_a=0.90$ を代入すると以下の式(6.14)のように算定される．

$$R_a(t)=O_a\times 0.90^t \quad (t\leq 50) \qquad (6.14)$$

（R_a：残存崩壊総面積，O_a：新規崩壊総面積，t：経過年数）

式(6.14)を式(6.6)に代入すると，拡大崩壊総面積の経験式は最終的に，式(6.15)のように算定された．

$$E_a(t)=7.0\times10^{-7}\times(O_a\times 0.90^t)^2+0.1139\times O_a\times 0.90^t-134.43 \quad (t\leq 50) \qquad (6.15)$$

上述のとおり算定された拡大崩壊の推移の経験式の精度検証について以降述べる．拡大崩壊数の実測値と拡大崩壊数の計算値の散布図を図-6.16 に，拡大崩壊総面積の実測値と拡大崩壊総面積の計算値の散布図を図-6.17 にそれぞれ示す．

まず，拡大崩壊数の実測値と拡大崩壊数の計算値の比較について述べる．拡大崩壊数の実測値が 15 個以下の 11 時期の崩壊地については，計測値が実測値に概ね近似した．一方，拡大崩壊数の実測値が 23 個以上の 2 時期の崩壊地は計測値の方が低くなった．

拡大崩壊数の計測値が実測値に近似しなかった，2 つのプロットの時期を見てみる．拡大崩壊数の実測値が 23 個の崩壊地については 1993 年新規崩壊地が 2003 年に拡大した崩壊地に該当していた．拡大崩壊数の実測値が 62 個の崩壊地

については 2003 年の新規崩壊地が 2008 年に拡大した崩壊地に該当していた．

以上より，2 時期を除く，全 13 時期中の 11 時期（85%）の大半の崩壊地は，計算値に近似した．

次に，拡大崩壊総面積の実測値と拡大崩壊総面積の計算値の比較について述べる．拡大崩壊総面積の実測値が 5,075 m^2 以下の 11 時期の崩壊地についてみると，拡大崩壊総面積の実測値が 1,762 m^2 のプロットは拡大崩壊総面積の計測値が 4,680 m^2 と 2,918 m^2 ほどやや高い値を，拡大崩壊総面積の実測値が 5,075 m^2 のプロットは拡大崩壊総面積の計測値が 9,016 m^2 と 3,941 m^2 ほどやや高い値を示したが，拡大崩壊総面積の計測値が実測値に概ね近似した．一方，拡大崩壊総面積の実測値が 13,671m^2 以上の 2 時期の崩壊地は計測値の方が低くなった．

拡大崩壊総面積の計測値が実測値に近似しなかった，2 つのプロットの時期を見てみる．拡大崩壊総面積の実測値が 13,671m^2 の崩壊地については 1993 年新規崩壊地が 2003 年に拡大した崩壊地に該当していた．拡大崩壊総面積の実測値が 32,023 m^2 の崩壊地については 2003 年新規崩壊地が 2008 年に拡大した崩壊地に該当していた．

以上より，2 時期を除く，全 13 時期中の 11 時期（85%）の大半の崩壊地は，計算値に近似した．

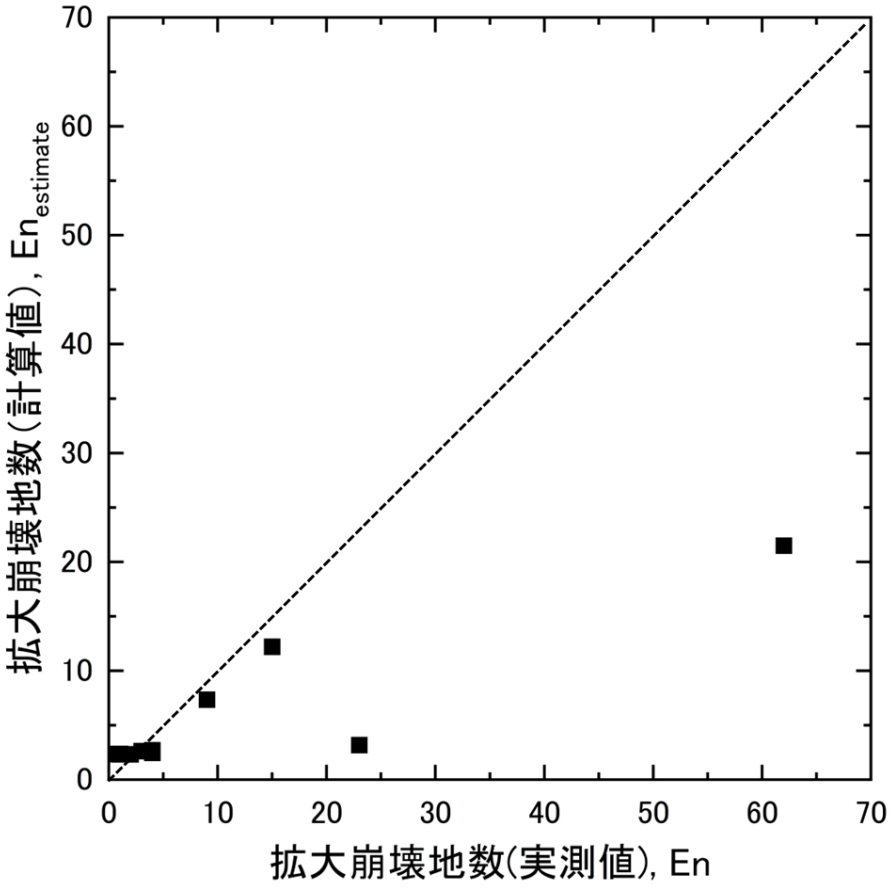


図-6.16　拡大崩壊数の実測値と計測値の比較

Fig.6.16　Comparison of actual and measured values of the number of expansion landslides

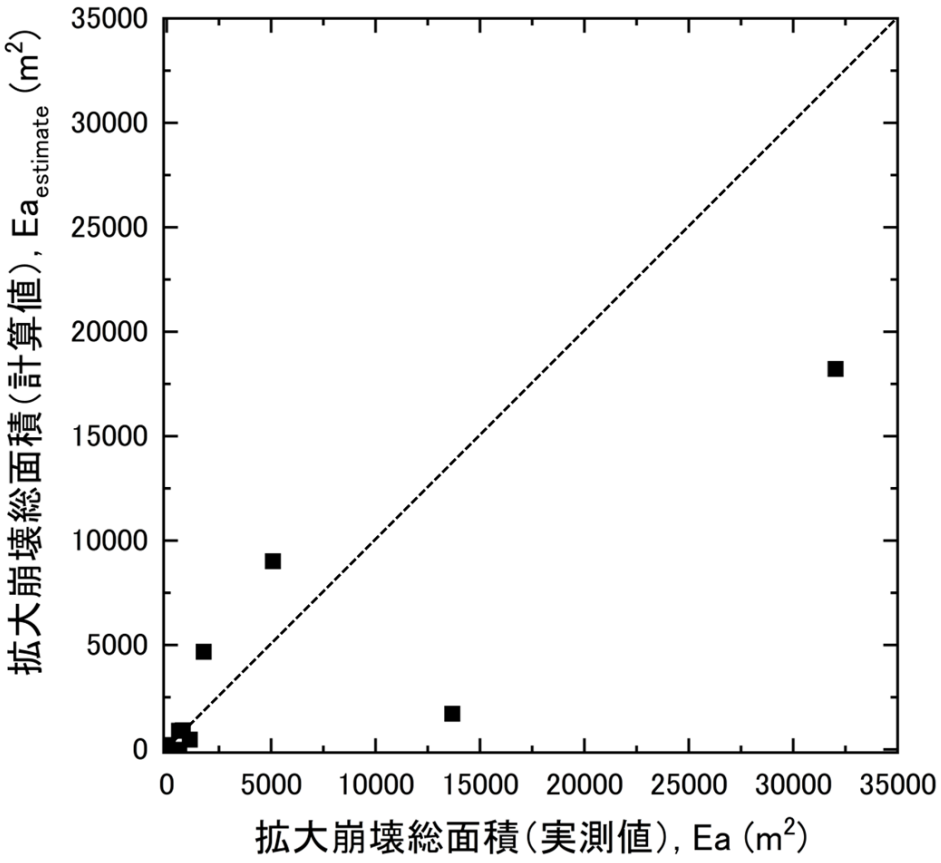


図-6.17　拡大崩壊総面積の実測値と計測値の比較

Fig.6.17　Comparison of actual and measured total area of expanding landslides

6.4 考察

１）残存崩壊の推移の経験式

残存崩壊個数率および残存崩壊面積率の推移の経験式の精度検証を行った結果，両方の推移の経験式にともに，1974 年の新規崩壊地が 1983 年に残存，1993 年の新規崩壊地が 2003 年に残存，2003 年の新規崩壊地が 2008 年に残存した崩壊地はいずれも，実測値と差異が見られた．いずれの時期も新規崩壊発生直後の期間に相当する．新規崩壊発生直後は崩壊地周辺が不安定な状況にあり，加えて，新規崩壊が発生した時期の状況の違い等により，残存崩壊個数率および残存崩壊面積率が変動するため，実測値と差異が見られたと考えられる．さら

に，1993 年の新規崩壊地が 2003 年に残存した崩壊地と，2003 年の新規崩壊地が 2008 年に残存した崩壊地については，残存崩壊個数率および残存崩壊面積率ともに計測値が実測値よりも低かった．この 2 時期は残存崩壊個数率および残存崩壊面積率が上位 2 時期に相当していた．今回取り扱った残存崩壊個数率および残存崩壊面積率のサンプルが全体的に低い値に集中しており，低い値を中心として近似されたことにより，2 時期の残存崩壊個数率および残存崩壊面積率は，実測値よりも低く算定されてしまったと考えられる．

残存崩壊個数率については，上述の 3 時期以外に 2 つの時期においても計測値と実測値との間に乖離が見られたが，全 13 時期中 8 時期（62%）は計測値が実測値に概ね近似した．加えて，残存崩壊面積率は上述の 3 時期を除く，全 13 時期中 10 時期（77%）の大半の崩壊地は，計測値が実測値に概ね近似した．このため，残存崩壊個数率および残存崩壊面積率の経験式は，本地域の残存崩壊個数率および残存崩壊面積率の推移を概ね再現できていると考えられた．

次に，本調査地における残存崩壊個数率の経験式（$r_n(t)=0.94^t$）について，他地域の結果と比較・検討する．塚本ほか(2001)は長野県南部の南木曾岳の東南斜面を対象に，1959 年時点の崩壊地における新規崩壊発生後 10 年の残存崩壊個数率は 41%と報告している．本研究の経験式による新規崩壊発生後 10 年の残存崩壊個数率は 54%であり，本研究の方が比率にして 1.3 倍程度高かったが概ね調和的な結果となった．塚本ほか（2001）の調査地は，台風が複数回襲来するなど豪雨高頻度地域に相当するが，新規崩壊発生後 10 年間で見た場合は，豪雨低頻度である本調査地の方が，崩壊地がやや残存しやすいか同程度の傾向にあった．この要因の１つとして，両地域の新規崩壊面積の違いが影響していると考えられる．つまり，本調査地は塚本ほか（2001）よりも新規崩壊面積が大きいものが多く，崩壊地が完全に植生回復するまでには，時間を要し，残存しや

すかったと考えられる．本調査地では，崩壊面積が 1000m^2 を超えるものが約 2～3 割程度含まれていた．一方で塚本ほか（2001）では，崩壊面積が 100～150m^2 の崩壊地が多く含まれており，500m^2 以上となる崩壊地はほとんど存在しなかった．6.3.2 の結果より，本調査地では，新規崩壊面積が小さい崩壊地ほど崩壊地が植生回復しやすかった．この傾向は沼本ほか(1999)や塚本ほか（2001）でも同様のことが報告されている．したがって，本調査地の計算値が塚本ほか（2001）の実測値よりも残存崩壊個数率がやや高いか同程度となったのは，新規崩壊面積の崩壊規模の違いが要因の一つと考えられる．

Samia et al (2017b)は，イタリア中部ウンブリアのコラッゾーネ地域において，およそ 70 年間の新規崩壊地の残存崩壊地の推移について定量的に調べている．この研究では，豪雨によって発生した崩壊地を対象にしたか定かではなく，残存崩壊の推移を残存崩壊個数率と流域面積に対する残存崩壊面積の割合の積として算出しているため，本研究の推定式と直接的に比較はできないが，新規崩壊発生後 10 年と 40 年の残存崩壊率はそれぞれ 25%，1%と報告している．本研究の経験式では，新規崩壊発生後 10 年は 54%となり，新規崩壊発生後 40 年は 8%となり，Samia et al. (2017b)よりも比率にしてそれぞれ，2.2 倍，8 倍ほど高い値となった．新規崩壊発生後 40 年については，8 倍程度の違いがみられたが，本研究で得られた残存崩壊個数率が 8%と極めて小さいことによる可能性も考えられる．以上より，塚本ほか（2001）と同様に，新規崩壊発生直後の期間（新規崩壊発生から 10 年後）については，本調査地の方が残存崩壊個数率がやや高い値か同程度の値となった．加えて，長期スケール（新規崩壊発生から 40 年後）で比較した場合も，本調査地の方が残存崩壊個数率がやや高い値となった．

新規崩壊地が消滅するまでの期間については，新規崩壊地の規模，地質によ

り異なることが報告されている（Shimokawa, 1984; Trustrum and De Rose, 1988; 沼本ほか, 1999; 塚本ほか, 2001; 塚本, 2002; Samia et al., 2017b; Wu, 2017)．このため，本研究で算定された残存個数係数：α_n は地域により異なるものと考えられる．例えば，同一の地質条件下，豪雨頻度地域で見た場合，新規崩壊地の規模が大きいほど，崩壊地が残存しやすいため（沼本ほか, 1999；塚本ほか, 2001），残存個数係数：α_n が高くなると考えられる．さらに，同一の地質条件下，新規崩壊地の規模で見た場合，豪雨高頻度地域は豪雨低頻度地域よりも降雨の影響を受け，植生が侵入しづらくなることが想定されるため（Hovius et al., 2011 ; Liu et al., 2013)，豪雨高頻度地域の方が豪雨低頻度地域よりも残存個数係数：α_n が高くなると考えられる．また，同一の豪雨頻度地域，新規崩壊地の規模で見た場合，まさ土のように崩壊が繰り返し起こりやすい地質条件下（例えば，Shimokawa, 1984）は，植生が侵入しづらくなることが想定されるため，残存個数係数：α_n が高くなると考えられる．以上より，残存崩壊地の推移の経験式は地域ごとに係数が異なることが想定されるため，地域ごとに作成する必要があると考えられる．また，本調査地で検討した経験式に適用可能な時間スケールもそれぞれの地域により植生回復の速度が異なるため，地域に応じて検討する必要があると考えられる．

他方で，時間経過に伴い，残存崩壊個数率が指数関数的に減少する点は，塚本ほか（2001），Samia et al.(2017a,b)でも同様の報告をしている．残存崩壊個数率が指数関数的に減少する要因について，塚本ほか（2001）は新規崩壊の崩壊面積の頻度分布曲線が非対称性（ポアソン分布）であることに加え，植生回復速度が一定であるためと報告している．本研究で解析を行ったすべての時期の新規崩壊地の崩壊面積の頻度分布曲線は，非対称性であり，各時期の新規崩壊面積の崩壊密度は崩壊面積が小さいほど高い傾向を示していた（図-6.4~6.8）．

さらに，すべての時期に共通して，新規崩壊面積が小さいほど，植生回復率が高い傾向を示していた(図-6.9)．このため，残存崩壊個数率が指数関数的に減少するのは，塚本ほか（2001）と同様に，新規崩壊面積が小さい崩壊地が多い非対称性（ポアソン分布）を示したことに加え，新規崩壊面積が小規模な崩壊地から順に植生回復していくためであると考えられる．

２）豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移の評価

拡大崩壊数および拡大崩壊総面積の推移の経験式の精度検証を行った結果，両方の推移の経験式ともに，1993 年の新規崩壊地が 2003 年に拡大した崩壊地と 2003 年の新規崩壊地が 2008 年に拡大した崩壊地の 2 時期は計測値が実測値よりも小さくなった．

小さくなった要因として，大きく 2 つの可能性があると考えられる．1 つ目は残存崩壊の推移の経験式に依存した可能性である．本研究では，拡大崩壊数（総面積）の推移の経験式は，残存崩壊個数率（面積率）の推移の経験式に基づき算定されている．1993 年の新規崩壊地が 2003 年に拡大した時期，2003 年の新規崩壊地が 2008 年に拡大した時期は，残存崩壊個数率（面積率）の経験式による計測値が実測値よりも小さかった．つまり，両時期ともに，残存崩壊個数率（面積率）の計測値が実測値よりも小さく見積もられる時期に相当しており，その結果が拡大崩壊の推移の経験式にも反映され，拡大崩壊の推移についても実測値よりも小さくなったと考えられる．

2 つ目は，拡大崩壊数（総面積）の推移の経験式に雨量のファクターが入っていない可能性である．1993 年の新規崩壊地が 2003 年に拡大した時期については，2003 年の豪雨で拡大した崩壊地である．この時期の崩壊地の拡大状況を見ると，拡大範囲面積が大きく，滑落崖近傍以外でも拡大していた（図-6.18(a)）．

滑落崖近傍以外の拡大は，2003 年の豪雨の影響がより支配的となり，経験式に雨量のファクターが入っていないため，計算値が小さく見積もられたと推察される．

一方で，上記 2 時期を除いた全 13 時期中の 11 時期（85%）の大半の崩壊地は，実測値に近似し，本研究で提案した残存崩壊の推移を考慮した拡大崩壊の推移の経験式は本地域の拡大崩壊数および拡大崩壊総面積の推移を再現できていると考えられた．11 時期の崩壊地は拡大崩壊数（総面積）が小さい時期に相当しており，経過年数が長く，残存崩壊数（総面積）が小さかった．この時期の崩壊地の拡大状況を見ると，拡大範囲面積が小さく，滑落崖近傍で拡大崩壊しているところが多かった（図-6.18(b)）．滑落崖近傍では，凍結融解（塚本ほか, 2001）や地震動（Saito et al., 2018）でも拡大する場合があるので，必ずしも雨量のファクターを考慮しなくても実測値に近似したと推察される．

ただし，Tseng et al.(2021)が報告したように，拡大崩壊総面積の推移と関係性があるとしている拡大崩壊を引き起こす前の連続的な時間雨量のデータが本調査地では長期的に整備されておらず，時間雨量のファクターを入れた場合と入れなかった場合とで十分な検証ができていない．この点については今後詳細な検討が必要になると考える．

これまで，拡大崩壊の推移については，地震によって発生した崩壊地が後の降雨を受けた際に生じることがしばしば報告されてきた（富田ほか，1996; Dadson et al., 2004; Lin et al., 2005; 小山ほか，2009; 松岡ほか，2009; Khattak et al., 2010; 大丸ほか, 2013; Marc et al., 2015; 石川ほか，2017; 村上ほか，2017）．これは地震により崩壊地周縁部で亀裂が生じたことにより，亀裂が弱線となって，その後の降雨により崩壊が生じるためと考えられている（小山ほか，2009，村上ほか，2017）．また，地震後の降雨規模が地震前の 5〜7 割程度の小規模な降

雨でも崩壊地が拡大するとしている（富田ほか, 1996）．さらに，残存崩壊地が地震の影響を受けた際にも拡大崩壊が顕著になることが報告されてきている（石垣, 2005；Saito et al., 2018）．このように，拡大崩壊が顕著になる時期について，これまでは地震による崩壊が降雨の影響を受けること，もしくは既存崩壊が地震の影響を受けることなど，崩壊発生後の誘因によって拡大崩壊が顕著になることが報告されてきた．

一方で，豪雨による新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移については，豪雨高頻度地域については，報告事例はあるものの（塚本ほか, 2001; 石垣ほか, 2006; Tseng et al., 2021），豪雨低頻度地域については，報告事例が少なく，推移評価については着目されてこなかった．5 章の結果より，豪雨低頻度地域における拡大崩壊の推移には，「残存崩壊地の推移」が影響していることが明らかになった．そこで，新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移を評価するため，「残存崩壊地の推移の経験式」を用いて，「新規崩壊発生後の時間経過に伴う拡大崩壊数と拡大崩壊総面積の推移を推定する手法」を提案した．

既述のとおり，「残存崩壊地の推移の経験式」については，調査地で発生した崩壊地の規模等に依存するため，それぞれの地域ごとに係数が異なる可能性がある．今後，それぞれの地域ごとに係数が算出できれば，「新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移の経験式」が一般化できると考えられる．

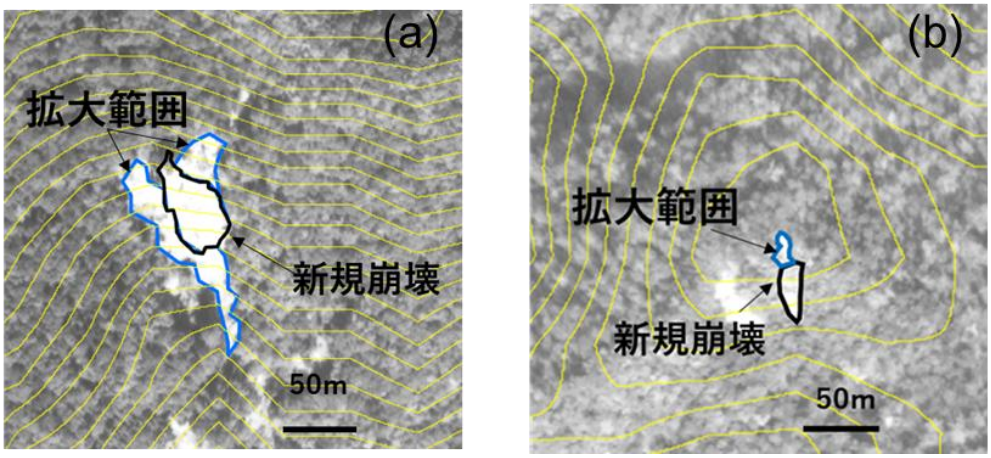


図-6.18 拡大崩壊の発生箇所
(a)滑落崖近傍以外の拡大(1993 年の新規崩壊地が 2003 年の豪雨で拡大した例),
(b)滑落崖近傍の拡大
Fig.6.18 Location of the expanding landslides
(a) Expanding beyond the area around the landslide scarp (example of the original landslide in 1993 that expanded due to heavy rainfalls in 2003), (b) Expansion near the landslide scarp

6.5 まとめと今後の展望

本章では，5 章で明らかとなった，「残存崩壊地の推移」のファクターを用いて，豪雨低頻度地域における新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移の評価手法を提案した．残存崩壊地の推移については，「時間経過に伴う残存崩壊個数率や残存崩壊面積率の推移」の経験式を算定した．その結果，以下のように示された．

時間経過に伴う残存崩壊個数率の経験式：$r_n(t)=0.94^t$

時間経過に伴う残存崩壊面積率の経験式：$r_a(t)=0.90^t$

また，それぞれの式の適用可能な時間スケールを崩壊が発生してから崩壊裸

地が消滅（崩壊地が消滅）するまでの時間スケールと想定し，新規崩壊地の崩壊規模と崩壊地消滅までの期間との関係を見た．具体的には，新規崩壊面積別に，時間経過に伴う植生回復率の推移を調べた．その結果，新規崩壊発生後の同一期間において，新規崩壊面積が小さいほど，植生回復率が高いことがわかった．すなわち，新規崩壊面積が小さいほど，崩壊地が消滅しやすいことが明らかとなった．

新規崩壊発生後の経過時間を最も長く観察できる 1974 年の崩壊地において，新規崩壊面積が 1000m^2 以上の崩壊地が 50 年程度経過しても残存する割合は 3% 程度と推定された．すなわち，本流域においては，新規崩壊発生から 50 年程度経過すると，崩壊地がほぼ完全に消滅しているため，経験式に適用可能な時間スケールは，概ね 50 年程度であることがわかった．

さらに，「時間経過に伴う残存崩壊個数率および残存崩壊面積率の推移の経験式」と「残存崩壊の推移と拡大崩壊の推移の関係式（二次近似式）」から「拡大崩壊数および拡大崩壊総面積の推移の経験式」を算定した．その結果，以下の経験式が得られた．

拡大崩壊数（E_n）の推移の経験式：

$$E_n(t)=0.001\times(O_n\times 0.94^t)^2-0.0162\times O_n\times 0.94^t+2.3966 \quad (t\leq 50)$$

（O_n：新規崩壊数，t：経過年数）

拡大崩壊総面積（E_a）の推移の経験式：

$$E_a(t)=7.0\times10^{-7}\times(O_a\times 0.90^t)^2+0.1139\times O_a\times 0.90^t-134.43 \quad (t\leq 50)$$

（O_a：新規崩壊総面積，t：経過年数）

両方の経験式ともに，拡大崩壊数が 15 個以下および拡大崩壊総面積が 5000m^2 以下となる 13 時期中 11 時期（85%）の大半の崩壊地において，実測値に近似し，今回提案した拡大崩壊の経験式を用いることで，拡大崩壊数および面積の推移を評価できた．

実測値に近似しなかった 2 時期は 2003 年の豪雨の影響を十分評価できなかった可能性がある．この点については，引き続き降雨のデータを蓄積し，拡大崩壊の推移と様々な降雨指標との関係性を検討した上で，拡大崩壊数（総面積）の推移の経験式に降雨のファクターを入れることができれば，経験式の確度が増すことが期待される．

さらに，今回提案した拡大崩壊総面積の推移の経験式に今後平均崩壊深を設定できれば，拡大崩壊による土砂量の推移の評価も可能になり，砂防施設の配置・設計等の検討においても発展できる．

7 章　結論

本研究では，今後，気候変動の影響を受けやすい豪雨低頻度地域を対象にして，航空写真解析により，拡大崩壊数と面積の推移を評価する手法を提案することを目的とした．豪雨低頻度地域として，2003 年の豪雨（リターンピリオド：210 年～320 年の豪雨）により，多数の崩壊が発生し，拡大崩壊が認められた北海道日高地方沙流川支流の宿主別川流域を事例に調査した．

豪雨低頻度地域は豪雨高頻度地域と異なり，豪雨が発生し，新規崩壊が一時的に増えた期間に拡大崩壊が最も顕著になり，その後時間経過とともに拡大崩壊は次第に減少する特徴があることがわかった（4 章）．

4 章で明らかとなった特徴を踏まえて，豪雨低頻度地域において拡大崩壊の推移を規定しているパラメータを検討した．その結果，「残存崩壊地の推移」が重要なファクターであり，残存崩壊の推移と拡大崩壊の推移との間には非線形の二次近似式が成立した（5 章）．

4，5 章の結果を踏まえて，時間経過に伴う残存崩壊個数率（面積率）の経験式を算定し，残存崩壊の推移と拡大崩壊の推移の二次近似式から，残存崩壊の推移を考慮した拡大崩壊の推移の経験式を構築した．その結果，全 13 時期中 11 時期（85%）の大半の崩壊地（拡大崩壊数（総面積）が小さい時期の崩壊地）において，経験式により算定された計算値が実測値に近似し，今回提案した拡大崩壊の推移の経験式を用いることで，拡大崩壊数および面積の推移を評価できた．（6 章）．

今後，本手法を様々な地域で適用することで，新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移評価の一般化が可能になる．さらに今回提案した拡大崩壊総面積の推移の経験式に，今後，平均崩壊深を設定し，拡大崩壊による土砂量を推定すること

で，豪雨後における流域内の土砂量の推移評価に発展できる．

摘要

近年，土砂災害の発生件数は増加傾向にあり，今後の気候変動に応じた対策・計画が重要である．豪雨低頻度地域は豪雨高頻度地域と比べ，少ない雨でも，大量の土砂が生産される可能性がある．さらに，豪雨によって同時多発的な斜面崩壊が生じた後は，長期間にわたって下流域へ土砂が流出することにより，流域の土砂動態や環境に影響を及ぼす．このため，豪雨後の土砂動態の把握は極めて重要である．豪雨後における土砂動態プロセスに関しては，i）河道内に堆積した土砂の流出，ii）崩壊裸地・崩積土からの土砂生産・流出，iii）拡大崩壊による土砂生産がある．このうち，i)，ii）に関しては，定量的な推移評価が行われてきた．一方で，iii）に関しては，崩壊発生後，しばらくの間は崩壊地周辺部で崩壊が生じやすい状況であることが指摘されてきたが，拡大崩壊の推移の定量的な評価については研究が進んでいない．これを明らかにできれば，i)，ii）の推移評価とともに総合的に検討することで，豪雨後における土砂量の推移がより高度化され，砂防施設の配置・設計等の検討においても有益な情報となる．

そこで，本研究では，豪雨低頻度地域の拡大崩壊の推移に着目した．豪雨低頻度地域として，2003年の豪雨（リターンピリオド：210年～320年の豪雨）により崩壊が多発し，拡大崩壊が認められた北海道日高山脈西部の沙流川支流宿主別川流域を選定した．この流域を対象に，長期的な拡大崩壊の推移解析が可能な航空写真を用いて，課題１）「拡大崩壊の推移（拡大崩壊数および面積の推移)」と「推移を規定している要因」を明らかにし，課題２）「拡大崩壊数および面積の推移を評価する手法」を提案することを目的とした．

4 章では，課題１）の「拡大崩壊の推移（拡大崩壊数および面積の推移)」を検討した．解析は，1963 年，1974 年，1983 年，1993 年，2003 年，2008 年，

2013 年，2018 年の 8 時期の航空写真を用いて，7 期間（1963 年～1974 年，1974 年～1983 年，1983 年～1993 年，1993 年～2003 年，2003 年～2008 年，2008 年～2013 年，2013 年～2018 年）を対象にした．それぞれの期間内で，拡大崩壊数と新規崩壊の範囲から裸地が拡大した領域の面積を個々の拡大範囲面積として，その合計（拡大崩壊総面積）を算出した．その結果，拡大崩壊数および拡大崩壊総面積の推移は共に，2003 年豪雨直後の期間（2003 年豪雨を含まない 2003~2008 年）に急激に増加し，その後時間経過とともに次第に減少する特徴が明らかになった．拡大崩壊が急激に増加した 2003 年豪雨直後の期間（2003~2008 年）の最大日雨量は，2003 年に匹敵するような雨量ではなく，他の期間でも同程度の降雨を記録していた．このため，拡大崩壊の急激な増加は最大日雨量が直接的な要因とは考えにくく，2003 年の豪雨で崩壊が生じたことにより，不安定箇所が崩落したことが要因の一つとして推察された．さらに，豪雨低頻度地域の宿主別川で見られた豪雨直後の期間に拡大崩壊が増加する傾向は，豪雨で拡大崩壊が増加する豪雨高頻度地域（神奈川県北西部西丹沢山地）の特徴と異なる傾向を示した．一方，時間経過とともに次第に拡大崩壊が減少した理由に関しては，崩壊地が時間経過とともに次第に安定化した結果，崩壊地に植生が侵入し裸地面積が次第に減少し，最終的に崩壊地が完全に植生に覆われ消滅することが可能性の一つとして考えられる．つまり，拡大崩壊の推移は拡大崩壊が起きる前に存在する崩壊地の残存状況に依存しているのではないかと考えられる．

5 章では，この可能性を検証するため，課題１）の「拡大崩壊の推移を規定している要因」として，「崩壊地の残存状況（崩壊斜面が裸地である状況）の推移」が影響しているかを明らかにすることにした．ここでは，崩壊地が安定化したところは，植生回復した箇所とみなした．つまり崩壊地の残存について

は，新規崩壊発生後の崩壊斜面が完全に植生に覆われず，裸地が確認されている崩壊地を残存崩壊地とし，新規崩壊の裸地面積と植生回復した面積との差分を個々の残存崩壊の面積とし，その合計（残存崩壊総面積）を算出した．以上をもとに，検討①：新規崩壊発生後の各時期の拡大崩壊数（総面積）と残存崩壊数（総面積）を算出し，拡大崩壊は残存崩壊と関係性があるかを調べた．その上で，検討②：新規崩壊発生後の経過年数に伴う残存崩壊数（総面積）の推移を調べた．その結果，検討①については，残存崩壊数（総面積）と拡大崩壊数（総面積）との間には，高い決定係数が得られ，二次近似式が成立した．このため，拡大崩壊の推移は残存崩壊の推移に関係していることが明らかになった．検討②については，新規崩壊発生後の残存崩壊数および残存崩壊総面積の推移は共に，経過年数に伴い指数関数的な減少を示した．このことから，残存崩壊地が時間経過とともに次第に減少することにより，拡大崩壊も減少していくことが考えられた．したがって，拡大崩壊の推移は残存崩壊の推移が影響していることが明らかになった．

6 章では，4 章，5 章の結果より，課題１）において，拡大崩壊の推移を規定している要因として，残存崩壊の推移が影響していることが明らかとなったため，課題２）の「拡大崩壊数および面積の推移を評価する手法」については，時間経過に伴う残存崩壊の推移を考慮した拡大崩壊の推移を評価する手法を構築した．まず，「経過年数に伴う残存崩壊数・残存崩壊総面積の推移の経験式」を構築し，その上で，この経験式を「残存崩壊の推移と拡大崩壊の推移の関係式（二次近似式)」に代入することで，「拡大崩壊数・拡大崩壊総面積の推移の経験式」を算定した．さらに，得られた経験式による拡大崩壊の推移の計算値を実測値と比較し，拡大崩壊の推移の経験式の精度検証を行った．精度検証はサンプル数が十分かつ崩壊後の推移を追うことが可能な 13 時期の崩壊地を対象

にした．精度検証の結果，拡大崩壊数の実測値が 20 個以上の 2 時期の崩壊地については，計算値が低く見積もられたが，拡大崩壊数の実測値が 15 個以下の 11 時期の崩壊地については計算値に近似した．さらに，拡大崩壊総面積についても，実測値が 13,000m^2 以上の 2 時期の崩壊地については，計算値が低く見積もられたが，拡大崩壊総面積の実測値が 5,000m^2 以下の 11 時期の崩壊地については，計算値に近似した．

以上より，拡大崩壊数が 15 個以下および拡大崩壊総面積が 5,000m^2 以下となる 13 時期中 11 時期（85%）の大半の崩壊地においては，今回提案した拡大崩壊の経験式を用いることで，拡大崩壊数および面積の推移を評価できた．本手法を様々な地域で適用することで，今後，新規崩壊発生後の拡大崩壊の推移評価の類型化が可能になる．さらに，今回提案した拡大崩壊総面積の推移の経験式に，今後，平均崩壊深を設定し，拡大崩壊による土砂量を推定することで，豪雨後における流域内の土砂量の推移評価に発展できる．

引用文献

Bedoui, S. E., Guglielmi, Y., Lebourg, T., Perez, J.L. (2009) Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. Geomorphology 105, 232-238.

陳伝勝，宜保清一，佐々木慶三，中村真也（2007）沖縄，島尻層群泥岩分布地域の地すべり類型区分の試みー地すべりの危険度評価に関連してー. 日本地すべり学会誌 43(6), 339-350.

Dadson, S.J.; Hovius, N.; Chen, H.; Dade, W.B.; Lin, J.C.; Hsu, M.L.; Lin, C.W.; Horng, M.J.; Chen, T.C.; Milliman, J, Stark, C.P. (2004) Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. Geology 32, 733–736.

大丸裕武, 黒川潮, 村上亘, 松浦純生（2013）多時期地理情報からみた千頭地域の深層崩壊発生斜面の地形的特徴. 日本地すべり学会誌 50(1), 24—33.

土木学会水工学委員会 (2004) 平成 15 年台風 10 号北海道豪雨災害調査団報告書. 土木学会水工学委員会(編), 55pp.

土木研究所 (2003) アメダス降雨確率解析プログラム, https://www.pwri.go.jp/jpn/results/offer/amedas/top.htm, 参照 2022-09-27

遠藤祐司・山岸宏光・岡村俊邦（1984）1981 年 8 月豪雨による日高地方の斜面崩壊. 地下資源調査所報告 55, 69-81.

Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Rossi, M., Valigi, D. (2009) Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. Earth and Planetary Science Letters 279, 222-229.

林拙郎（1985）崩壊面積率と水文データとの二,三の関係. 日本林学会誌 67(6), 209-217.

平松晋也（2022）気候変動による影響の地域性. 機関誌 sabo 132, 1

北海道開発局室蘭開発建設部（2004）平成 14 年度沙流川総合開発事業・沙流川土砂生産調査検討業務報告書.

Hovius, N.; Meunier, P.; Lin, C.W.; Chen, H.; Chen, Y.G.; Dadson, S.; Horng, M.J.; Lines, M. (2011) Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. Earth Planet. Sci. Lett 304, 347–355.

飯田智之（1993）表層崩壊の免疫性と崩壊確率モデル. 地形 14(1), 17-31.

飯田智之（2012）技術者に必要な斜面崩壊の知識. 鹿島出版会, 237pp.

Imaizumi, F., Sidle, R.C. (2007) Linkage of sediment supply and transport processes in Miyagawa Dam catchment, Japan. Journal of Geophysical Research, Earth Surface 112 (F3), F03012.

石垣逸朗, 蛭間敦子, 大河和夏, 松崎紀雅, 阿部和時, 鈴木雅一, 内山佳美 (2006) 76 年間における崩壊地の長期変動と植生回復過程. 日本緑化工学会誌 32(1), 171-176.

石川芳治, 赤澤史顕, 植弘隆, 大野宏之, 小山内信智, 海堀正博, 久保田哲也, 古賀省三, 権田豊, 坂島俊彦, 地頭薗隆, 清水収, 武士俊也, 樽角晃, 鳥田英司, 中濃耕司, 西真佐人, 野呂智之, 平川泰之, 平松晋也, 藤田正治, 松尾新二朗, 山田孝 (2016) 平成 28 年熊本地震後の降雨による二次土砂移動と二次土砂災害. 砂防学会誌 69 (4), 25-36.

岩橋純子, 山岸宏光 (2010) 新潟県出雲崎地域の 1961 年 8 月豪雨および 2004 年 7 月豪雨による崩壊地の空間分布の再検討. 日本地すべり学会誌 47(5), 274-282.

Izumiyama, H., Uchida, T., Horie, K., and Sakurai, W.（2020）Characteristics of sediment dynamics following large-scale sediment supply events in mountain watersheds in Japan. Geomorphology 367, 107301.

Kasai, M., Marutani, T., Brierley, G. (2004) Channel bed adjustments following major

aggradation in a steep headwater setting: Findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan. Geomorphology 62, 199–215.

Khattak, G.A., Owen, L.A., Ulrich, K., Harp, E.L. (2010) Evolution of earthquake-triggered landslides in the Kashmir Himalaya, northern Pakistan. Geomorphology 115, 102–108.

木村誇, 笠井美青, 戎信宏, 丸谷知己 (2012) 北海道の源頭部流域における扇状地の年輪年代解析に基づく土砂流出パターンの推定. 地形 33(1), 61-81.

気象庁（2020）特集　激甚化する豪雨災害から命と暮らしを守るために, https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/hakusho/2020/index1.html, 参照 2024-07-21.

気象庁 (2023) 気候変動監視レポート 2022, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2022/pdf/ccmr2022_all.pdf, 参照 2024-07-21.

国土交通省（1998）流砂系の総合的な土砂管理に向けて, 河川審議会総合土砂管理小委員会報告.

国土交通省（2023a）令和 4 年の土砂災害, https://www.mlit.go.jp/river/sabo/jirei/r4dosha/r4doshasaigai.pdf, 参照 2024-07-21.

国土交通省(2023b) 気候変動を踏まえた砂防技術検討会令和５年度版とりまとめ, https://www.mlit.go.jp/river/sabo/committee_kikohendo/231225/r5torimatome.pdf, 参照　2024-07-21.

Korup, O. (2012) Earth’s portfolio of extreme sediment transport events. Earth-Sci. Rev 112, 115–125.

輿水健一, 石丸 聡, 内田太郎 (2016) 山地河川側方斜面における崩壊土砂のその後の動態：北海道沙流川流域の大規模崩壊地の例. 第 8 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, 25-30.

Koshimizu, K., Ishimaru, S., Imaizumi, F., Kawakami, G. (2024) Morphological characteristics and conditions of drainage basins contributing to the formation of debris flow fans: an examination of regions with different rock strength using decision tree analysis. Natural Hazards and Earth System Sciences 24(4), 1287-1301.

小山敢, 藤田亮, 前田雄一, 多田泰之, 落合博貴, 三森利昭, 大丸裕武, 村上亘, 河合隆行, 岩村尚樹 (2009) 2007 年 9 月 4 日の集中豪雨により鳥取県琴浦町で生じた斜面崩壊の特徴. 砂防学会誌 62(1), 52-59.

Kühni, A. and Pfiffner, O. (2001) The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. Geomorphology 41(4), 285–307.

Leonarduzzi, E., & Molnar, P. (2020) Deriving rainfall thresholds for landsliding at the regional scale: daily and hourly resolutions, normalisation, and antecedent rainfall. Natural Hazards and Earth System Sciences 20(11), 2905-2919.

Li, C., Wang, M., Liu, K. (2018) A decadal evolution of landslides and debris flows after the Wenchuan earthquake. Geomorphology 323, 1–12.

Lin,W.T., Chou,W.C., Lin, C.Y., Huang, P.H., Tsai, J.S. (2005) Vegetation recovery monitoring and assessment at landslides caused by earthquake in Central Taiwan. For. Ecol. Manag 210, 55–66.

Liu, S.H., Lin, C.W., Tseng, C.M. (2013) A statistical model for the impact of the 1999 Chi-Chi earthquake on the subsequent rainfall-induced landslides. Eng. Geol 156, 11–19.

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Uchida, T., Hayashi, S. (2015) Transient changes of landslide rates after earthquakes. Geology 43, 883–886.

Marutani, T., Kasai, M., Reid, L. M., & Trustrum, N. A. (1999). Influence of storm-related

sediment storage on the sediment delivery from tributary catchments in the upper Waipaoa River, New Zealand. Earth Surface Processes and Landforms 24(10), 881-896.

Mizugaki, S., Abe, T., Murakami, Y., Maruyama, M., Kubo, M. (2012) Fingerprinting suspended sediment sources in the Nukabira River, northern Japan. International Journal of Erosion Control Engineering 5(1), 60-69.

水垣滋（2022）平成 28 年 8 月北海道豪雨に伴う鵡川及び沙流川からの浮遊土砂流出. 寒地土木研究所月報 834, 28-39.

Moore, J. R., Sanders, J. W., Dietrich, W. E., and Glaser, S. D. (2009) Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs, Earth Surf. Proc. Land., 34(10), 1339–1352.

村上泰啓, 山下彰司（2007）山地流域における地質成因に着目した土砂生産と河道堆積土砂の移動実態について. 水工学論文集 51, 919-924.

村上泰啓, 赤岩孝志, 菊地 渉 (2008) 2003 年 8 月豪雨により発生した斜面崩壊地からの土砂再移動調査. 第 52 回（平成 20 年度）北海道開発局技術研究発表会

村上亘, 大丸裕武, 金子守男 (2017) 2008 年岩手・宮城内陸地震後の降雨により崩壊が発生した山地斜面の地形的特徴. 日本地すべり学会誌 54(1), 3-12.

Nakamura, F., Kikuchi, S. (1996) Some methodological developments in the analysis of sediment transport processes using age distribution of floodplain deposits. Geomorphology 16(2), 139-145.

難波宣士, 秋谷孝一（1970）治山調査法. 千代田出版 , 365pp.

日本地質学会編 （2010）日本地方地質誌 1 北海道地方．日本地質学会，朝倉書店，631pp.

日本気象協会北海道本部（1992）北海道の気象. 36(8)，139pp.

Nishiguchi, Y., Uchida, T. (2022) Long-runout-landslide-induced debris flow: the role of

fine sediment deposition processes in debris flow propagation. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 127(2), e2021JF006452.

西井稜子（2009）飛騨山脈の花崗岩山域における斜面崩壊が線状凹地の分布に及ぼす影響. 地学雑誌 118(2), 233-244.

沼本晋也, 鈴木雅一, 長友幹, 蔵治光一郎, 佐倉詔夫, 太田猛彦 (1999) 航空写真を用いた崩壊地植生回復過程の検討. 砂防学会誌 52(2), 14-20.

小野寺弘道（1979）積雪地帯の山地浸食防止に関する基礎的研究. 北海道大学農学部演習林研究報告 36(2), 255-315.

大村寛（1982）ガンマー分布モデルによる崩壊面積率の予測方法. 砂防学会誌 35(1), 31-37.

Osakada, Y., Nakakita, E. (2018) Future Change of Occurrence Frequency of Baiu Heavy Rainfall and Its Linked Atmospheric Patterns by Multiscale Analysis, SOLA 14, 79−85.

小山内信智, 笠井美青, 林真一郎, 桂真也, 古市剛久, 伊倉万理, 高坂宗昭, 藤浪武史, 水垣滋, 阿部孝章, 布川雅典, 吉井厚志, 紅葉克也, 渡邊康玄, 塩野康浩, 宮崎知与, 澤田雅代, 早川智也, 松岡暁, 佐伯哲朗, 稲葉千秋, 永田直己, 松岡直基, 井上涼子（2016）平成 28 年台風 10 号豪雨により北海道十勝地方で発生した土砂流出. 砂防学会誌 69(6), 80-91.

Parker, R., Hancox, G., Petley, D., Massey, C., Densmore, A., Rosser, N. (2015) Spatial distributions of earthquake-induced landslides and hillslope preconditioning in the northwest South Island. New Zealand. Earth Surf. Dyn 3, 501–525.

Rainato, R., Mao, L., García-Rama, A., Picco, L., Cesca, M., Vianello, A., Preciso, E., Scussel, G.R., Lenzi, M.A. (2017) Three decades of monitoring in the Rio Cordon instrumented basin: Sediment budget and temporal trend of sediment yield. Geomorphology 291 (15), 45–66.

Saito, H., Korup, O., Uchida, T., Hayashi, S., Oguchi, T. (2014) Rainfall conditions, typhoon frequency, and contemporary landslide erosion in Japan. Geology 42(11), 999-1002.

Saito, H., Uchiyama, S., Hayakawa, Y. S., Obanawa, H. (2018) Landslides triggered by an earthquake and heavy rainfalls at Aso volcano, Japan, detected by UAS and SfM-MVS photogrammetry. Progress in Earth and Planetary Science 5, 1-10.

Samia, J., Temme, A., Bregt, A., Wallinga, J., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Rossi, M. (2017a) Do landslides follow landslides? Insights in path dependency from a multi-temporal landslide inventory. Landslides 14, 547–558.

Samia, J., Temme, A., Bregt, A., Wallinga, J., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Rossi, M. (2017b) Characterization and quantification of path dependency in landslide susceptibility. Geomorphology 292, 16-24.

産総研地質調査総合センター（2023）20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2，オリジナル版．https://gbank.gsj.jp/seamless/, 参照　2023-07-01.

Schmidt, K. M. and Montgomery, D. R. (1995) Limits to relief. Science, 270, 617–620,

清水収 (1998) 土砂収支解析による流域土砂輸送の時空間特性に関する研究. 北海道大学農学部演習林報告 55, 123-215.

Shimokawa, E. (1984) A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. In Proceedings of the Symposium on Effect of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability Environment and Policy, East and West Center, Honolulu, HI, USA, 99–107.

Stolle, A., Schwanghart,W., Andermann, C., Bernhardt, A., Fort, M., Jansen, J.D., Wittmann, H., Merchel, S., Rugel, G., Adhikari, B.R., Korup, O. (2018) Protracted river response to medieval earthquakes. Earth Surf. Process. Landf 44 (1), 331–341.

鈴木雅一（2001）黒部川上流，廊下沢崩壊地の推移－航空写真を用いた崩壊発生後 25 年間の変化の検討－. 砂防学会誌 54(2), 13-18.

Tai, Y. C., Heß, J., Wang, Y. (2019) Modeling two-phase debris flows with grain-fluid separation over rugged topography: Application to the 2009 Hsiaolin Event, Taiwan. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 124(2), 305-333.

冨田陽子, 桜井亘, 中庸充 (1996) 六甲山系における地震後の降雨による崩壊地の拡大について. 砂防学会誌 48(6), 15-21.

Trustrum, N., De Rose, R. (1988) Soil depth-age relationship of landslides on deforested hillslopes, taranaki, New Zealand. Geomorphology 1, 143–160.

Tseng, C. M., Chen, Y. R., Chang, C. M., Chue, Y. S., Hsieh, S. C. (2021) Assessment of Rainfall-Induced Landslide Distribution Based on Land Disturbance in Southern Taiwan. ISPRS International Journal of Geo-Information 10(4), 209.

塚本良則, 小坂泉, 滝沢英紀, 石垣逸朗, 大越真澄, 福田喬（2001）表層崩壊の発生と崩壊裸地の消滅過程. 砂防学会誌 54 (4), 63-72.

塚本良則（2002）ハゲ山モデル－小起伏山地における森林と表土の荒廃・回復過程の分析－. 砂防学会誌 54(5), 66-77.

Tsunetaka, H. (2021) Comparison of the return period for landslide-triggering rainfall events in Japan based on standardization of the rainfall period. Earth Surface Processes and Landforms 46(14), 2984-2998.

内田太郎, 丹羽諭, 蒲原潤一（2014）大規模土砂生産後の土砂流出. 土木技術資料 56(10), 24-27.

植村昌一, 平松晋也, 鈴木博人（2022） 気候変動による土砂崩壊の将来変化. 日本地すべり学会誌 59(6), 237-247.

Wu, Y. H., Nakakita, E., Kunitomo, M. (2020) Future change of rainfall-triggered

landslide risk using NHRCM05 based on critical line method. 土木学会論文集 B1(水工学) 76(2), I_67-I_72.

Wu, C.H. (2021) Evaluating the landslide stability and vegetation recovery: Case studies in the Tsengwen reservoir watershed in Taiwan. Water 13, 3479.

山本晴彦, 岩谷潔, 鈴木賢士, 早川誠而, 鈴木義則（2001）神奈川県丹沢地方において熱帯低気圧の通過に伴い 1999 年 8 月 13 日から 14 日にかけて発生した豪雨と災害の特徴. 自然災害科学 19(4), 425-436.

謝辞

北海道大学大学院農学研究院の山田孝特任教授には，博士論文の構成段階から現在まで，終始懇切な御指導を賜り，深甚の謝意を表します．筑波大学大学院生命環境科学研究科の内田太郎教授には，本研究の検討から科研費申請，投稿論文の推敲まで長年に渡りご指導を頂きました．北海道大学大学院農学研究院の笠井美青教授には大学院時代からご指導を頂き，本論文の副査として貴重なご意見を賜りました．

北海道大学大学院農学研究院の丸谷知己名誉教授には，流域砂防学研究室在籍時から指導教官として，その後も北海道道立総合研究機構の理事として，研究面において多大なるサポートを賜りました．愛媛大学大学院農学研究科の木村誇准教授には，大学院時代に沙流川の現地調査で様々なご指導をいただいたと共に，その後も沙流川に関する情報提供を頂きました．国立研究開発法人土木研究所・寒地土木研究所（現　土木研究所　研究評価・国際室）の水垣滋博士には，沙流川の現地調査において，有益なご意見を賜りました．

静岡大学農学部の今泉文寿教授，名古屋大学大学院生命農学研究科の五味高志教授，東京大学大学院農学生命科学研究科の堀田紀文准教授，宮崎大学農学部の清水收教授ならびに，元・北海道立地下資源調査所の山岸宏光博士（故人）には，本研究を進める上で有益な助言と励ましを頂きました．

北海道立総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所の石丸聡部長，川上源太郎研究主幹には本研究の中心となる科研費助成プログラムの遂行においてご助言をいただき，長年に渡り研究のご指導・サポートを頂きました．

北海道森林管理局日高北部森林管理署の職員の方々には，調査の便宜をはかっていただきました．国土交通省北海道開発局室蘭開発建設部の職員の方々には，2003 年台風第 10 号の被災調査資料および沙流川流域で行われた航空レー

ザー測量データを提供していただきました.

本研究は，JSPS 科研費 JP 26870830（研究課題名：大規模土砂災害後における崩壊地の経年変化を考慮した流出土砂量評価，研究代表者：輿水　健一），JSPS 科研費 JP21K05674（研究課題名：沖積錐に着目した機械学習による土石流危険流域の抽出手法の構築，研究代表者：輿水　健一）の助成を受けて行なわれました.

最後に，本論文の執筆に費やした期間に渡って，様々な面で支え，励ましてくれた両親，妻，娘，職場の同僚，友人に，心よりお礼申し上げます.