鹿児島県の再造林放棄地の急斜面における森林の遷移と 表層崩壊の発生の予測

寺本行芳¹・下川悦郎²・岡 勝³・河野修一⁴・全 權雨⁵・金 錫宇⁶・土居幹治⁷・松本淳一⁸

Succession of Woody Vegetation and Prediction of Shallow Landslides on Steep Slopes in an Abandoned Forest after Plantation Clear Cutting, Kagoshima Prefecture

Yukiyoshi Teramoto¹, Etsuro Shimokawa², Masaru Oka³, Shuichi Kohno⁴, Kun-Woo Chun⁵,
Suk-Woo Kim⁶, Mikiharu Doi⁷ and Junichi Matsumoto⁸

Abstract: We investigate the succession of woody vegetation and use our results to predict the occurrence of shallow landslides on susceptible steep slopes in an abandoned forest after plantation clear cutting in Kagoshima Prefecture. We installed quadrats on six slopes to conduct vegetation surveys and measure topsoil thickness: four on steep slopes of $\geq 40^\circ$ and two with gentle slopes of $< 20^\circ$. The results show that steep slopes have a smaller diameter at chest height, maximum tree height, tree age, number of trees and tree species, chest height cross-sectional area, Fisher-Williams index of diversity, topsoil thickness, and rate of topsoil development than those on gentle slopes. Vegetation was less abundant on steep slopes prone to shallow landslides than on gentle slopes. We also conducted a field survey to predict the occurrence of shallow landslides on steep slopes. The minimum values of topsoil thickness caused by shallow landslides decreased with increasing slope inclination. If the value of topsoil thickness caused by a shallow landslide exceeds the minimum values of topsoil thickness caused by shallow landslides, shallow landslides were generated.

Keywords: Abandoned forest after plantation clear cutting; Succession of woody vegetation; Development of topsoil; Prediction of shallow landslide

1 はじめに

林業における採算性悪化、労働者の高齢化および減少によって、スギなどの人工林の伐採後、再造林を行わない再造林放棄地が増加している(村上ら, 2006; 吉田, 2011). 再造林放棄地では、森林の衰退に伴う水文・侵食環境の変化によって、土砂災害防止機能、土壌保全機能および水源涵養機能が低下する恐れがある(日本学術会議, 2001; Teramoto and Shimokawa, 2011). 再造林放棄地の斜面においては、土砂災害防止機能の低下に起因した表層崩壊の発生の可能性が指摘されている(Teramoto

and Shimokawa, 2011). 表層崩壊とは、豪雨などによって、地表を覆う表層土が基盤岩を境に崩落する現象である(Shimokawa, 1984; Trustrum and Derosé, 1988; 下川ら, 1989; 塚本, 1998). 表層崩壊は、傾斜 30 度以上の急斜面で起こりやすい一方で、傾斜 20 度以下の緩斜面では起こりにくいことが、全国各地で報告されている(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989; 塚本, 1998; 松本ら, 1999). さらに、再造林放棄地において、表層崩壊が起こりやすい傾斜 30 度以上の急斜面では傾斜 20 度以下の緩斜面に比べ、森林の生育環境は厳しいと考えられることから、森林の遷移の進行が低下すると予想されるため、表層崩壊の発生の危険性は高くなることが指摘されている(Teramoto and Shimokawa, 2011).

再造林放棄地の急斜面における表層崩壊の発生は、多量の土砂生産をもたらすだけでなく、土石流の発生を誘発し、下流域では土砂災害を引き起こす恐れがある. このような土砂災害を防止・軽減するためには、再造林放棄地の急斜面における森林の遷移の実態把握を行い、実態に即した森林整備を行うとともに、表層崩壊の発生の予測を行うことが急務の課題である.

再造林放棄地の斜面における森林の遷移については、遷移初期段階における森林の侵入状況とその分布様式(Yamagawa *et al.*, 2006; Nagashima *et al.*, 2009, 2012)に関する研究が挙げられる程度である. しかしながら、これらの研究は、表層崩壊が起こりにくい緩斜面で実施されてい

¹鹿児島大学農学部准教授, Associate Professor, Faculty of Agriculture, Kagoshima University, 1-21-24, Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan (Corresponding Author) E-mail: sabot@agri.kagoshima-u.ac.jp

²鹿児島大学名誉教授, Emeritus Professor, Kagoshima University, 1-21-40, Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan

³鹿児島大学農学部教授, Professor, Faculty of Agriculture, Kagoshima University, 1-21-24, Korimoto, Kagoshima 890-0065, Japan

⁴愛媛大学農学部技術長, Chief engineer, Faculty of Agriculture, Ehime University, 3-5-7 Tarumi, Matsuyama, 790-8566, Japan

⁵江原大学校山林環境科学大学教授, Professor, College of Forest and Environmental Sciences, Kangwon National University, 1 Kangwon-daehakgil, Chuncheon 200-701, Republic of Korea

⁶江原大学校山林環境科学大学助教授, Associate Professor, College of Forest and Environmental Sciences, Kangwon National University, 1 Kangwondaehakgil, Chuncheon 200-701, Republic of Korea

⁷マルトモ株式会社常務執行役員, Managing executive officer, Marutomo CO. LTD., 1696, Kominato, Iyo, Ehime, 799-3192, Japan

⁸マルトモ株式会社副部長, Deputy director, Marutomo CO. LTD., 1696, Kominato, Iyo, Ehime, 799-3192, Japan

るため、急斜面の森林の遷移については不明な点が多い。さらに、再造林放棄地の斜面における表層崩壊の発生の予測に関する研究については、これまで報告例はない。

本研究では、再造林放棄後 13 年が経過した急斜面において実施した現地調査の結果に基づき、森林の遷移と表層崩壊の発生の予測について検討した。

2 調査地と方法

2.1 調査地の概要

調査地は、鹿児島大学農学部附属高限演習林内(鹿児島県垂水市)の再造林放棄地である(図 1)。調査地の地質は、下層から順に、中生代に属する堆積岩(砂岩・頁岩)、大隅降下軽石層、表層土となっている(荒牧, 1969; 下川ら, 1978)。調査地ではこれまで、スギを主とした人工林の伐採と再造林を継続的に行ってきたが、2006 年に人工林が伐採され、その後再造林放棄地となった。放棄前の人工林は 1938 年に再造林されたもので、2006 年の伐採時の樹齢は 68 年であった(鹿児島大学附属高限演習林, 2010)。

図 1: 調査地(国土地理院の地形図より作成)

調査地の気象条件は、最寄りの気象庁鹿屋測候所の平年値(1981~2010 年)によると、年平均気温は 17.3 度、年平均降水量は 2,351mm である(気象庁, 1981~2010)。

2.2 方法

2.2.1 植生調査と表層土厚の測定

調査地において、表層崩壊が起こりやすい傾斜 40 度以上の急斜面に 4 箇所(No.1~No.4)と、その対照斜面として、表層崩壊が起こりにくい傾斜 20 度以下の緩斜面に 2 箇所(No.5, No.6)の調査区画をそれぞれ設け(図 1 中の●印)、植生調査と表層土厚の測定を実施した。表 1 は各調査区画の概要である。調査区画は、遷急線下部の斜面上に設定した。No.1~No.4 の調査区画の最上部は、遷急線から約 1m 下部(匍行土)に位置し、鈴木(1997)による斜面型の基本分類では、凹形谷型斜面であった。No.5, No.6 の調査区画は、斜面上部からの土砂が主として重力

によって移動、堆積した斜面下部(残積土)に位置し、鈴木(1997)による斜面型の基本分類では、凹形直線斜面であった。調査区画の面積は 25m²(等高線方向 5m, 最大傾斜方向 5m)である。調査区画の森林は、再造林放棄後に自然侵入したものであり、人為的な影響は受けていない。現地調査は 2019 年に実施した。

植生調査では、調査区画に出現する全ての木本植物を対象に、樹種の同定、樹高および胸高直径の測定(樹高 1.3m 以上の個体)を行った。さらに、調査区画における最大樹齢の測定も実施した。調査結果より、調査区画における木本植生の遷移度を評価するため、多様度指数を計算した。遷移の進行に伴って植物群落の種構成は複雑化するが、この複雑さを示す指標として多様度指数が用いられる。多様度指数は、数学的には種数と個体数によって決まる量である(Tagawa, 1964; 田川・沖野外, 1979)。本研究では、Fisher-Williams の多様度指数 a を用いた。多様度指数 a と個体数 N および種数 S の関係式は $S = a \log_e(1 + N/a)$ で与えられる(Tagawa, 1964; 田川・沖野外, 1979)。 a の計算方法は以下の通りである(田川・沖野外, 1979)。 $\textcircled{1}$ N と S より $\log_e(N/S)$ を計算する。 $\textcircled{2}$ 計算値より、Fisher-Williams による $\log_e(N/a)$ の値を読み取る。 $\textcircled{3}$ 読み取った $\log_e(N/a)$ の値より a を計算する。 a は、 N が一定であれば、 S が大きいほど大きくなる。さらに、 a は、 S が一定であれば、 N が小さいほど大きくなる(Tagawa, 1964; 田川・沖野外, 1979)。

表 1: 調査区画の概要

調査区画 No.	面積 (m ²)	傾斜 (度)	向き	標高 (m)
1	25	41	南西	550
2	25	42	南西	552
3	25	41	南西	550
4	25	40	南西	551
5	25	18	南西	550
6	25	19	南西	552

表層土厚の測定は、検土杖による測定と土壌断面の調査の結果に基づいて行った。以下に測定方法の概要を示す。調査区画における表層土(A 層, B 層および C 層の風化部分)と比較して、その下位の層(C 層の弱風化部分)は硬く、検土杖の挿入が人力では困難である。したがって、表層土厚は、地表から検土杖の挿入が可能な部分までの深さとなる。同時に、検土杖の挿入地点における土壌断面を作成し、土の色調からも表層土厚の調査を行った。C 層の風化部分の下層は白色となっており、C 層の風化部分の色(灰白色)と異なっているため、区別は可能である。以上のように、検土杖と土の色調に基づいて表層土を明らかにするとともに、その層厚を測定した。表層土厚は、調査区画において縦横断方向に 1m 間隔の計 36 箇所 で測定した。

2.2.2 表層崩壊の発生に必要な表層土厚の測定

表層崩壊の被崩壊物質となる表層土には、表層崩壊の発

生に必要な厚さが存在し(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989; 塚本, 1998), 表層土の厚さは, 斜面傾斜に応じて変化することが指摘されている(下川ら, 1989; 塚本, 1998). 表層崩壊の発生に必要な表層土厚を調査するため, 表層崩壊における表層土厚と斜面傾斜を測定した. 測定は, 2016年9月の記録的豪雨(垂水市, 2016)によって, 調査地周辺の斜面において発生した表層崩壊を対象として行った. なお, 調査地周辺の斜面の地質は調査地と同様であり, 表層崩壊の発生前における斜面の森林はスギを主とした人工林であった(鹿児島大学附属高隈演習林, 2010).

表層崩壊跡地における現地調査によると, 表層崩壊はC層の弱風化部分をすべり面として発生していた. さらに, 地表からすべり面までの表層土の構造は, 上層から順に, A層, B層, C層の風化部分となっていた. 以上の結果から, 記録的豪雨(垂水市, 2016)によって, 調査地周辺の斜面において発生した表層崩壊における表層土は, 前節で述べた, 調査区画の表層土と同じ構造(上層から順に, A層, B層およびC層の風化部分)であると考えられた.

表層土厚は, 表層崩壊の発生に伴って露出したすべり面と, 滑落崖および側方崖における最表層の間の厚さを測定することにより求めた. 表層土厚の測定は, 滑落崖, 右岸側および左岸側の側方崖において各3箇所(1つの表層崩壊あたり計9箇所)測定した. 本研究では, 9箇所の測定値の平均値を表層崩壊における表層土厚とした. 斜面傾斜は, 表層崩壊の発生前に実施された地形測量結果に基づく地形図(鹿児島大学農学部附属高隈演習林, 2010)により求めた. 調査対象とした表層崩壊は29箇所である(図10印).

なお, 表層崩壊の発生前に作成された地形図(鹿児島大学農学部附属高隈演習林, 2010)によると, 表層崩壊跡地における崩壊発生前の斜面形状は, 凹形谷型斜面(鈴木, 1997)が大部分を占めた. これ以外に, 凹形直線斜面(鈴木, 1997)が僅かであるがみられた. また, 表層崩壊跡地の最上部は, 遷急線から約1m~数m下部の範囲に位置していた.

3 結果と考察

3.1 構成樹種と構造

表2は, No.1~No.6における構成樹種と個体数を整理したものである. 急斜面(No.1~No.4)では概ね似たような構成樹種であり, ヒサカキ, イヌビワ, アカメガシワなどが多く出現した. 一方, 緩斜面(No.5, No.6)では, 急斜面で出現した樹種に加え, アラカシ, ヤブニッケイ, タブノキ, イズセンリョウなどが出現した.

図2は, No.1~No.6における木本植生の樹高の分布である. 緩斜面(No.5, No.6)の方が急斜面(No.1~No.4)に比べ, 相対的に樹高の大きな個体が多く出現した. 調査区画において林冠を構成する樹種は, 急斜面ではアカメガシワ, 緩斜面ではヤブツバキとヤブニッケイであった. なお, 林冠とは, 森林群落の最上層で直射日光を浴びている部分をいう(田川・沖野外, 1979).

図3(a)および図3(b)は, No.1~No.6における木本植

生の最大胸高直径および最大樹高である. 最大胸高直径および最大樹高は, 急斜面(No.1~No.4)の方が緩斜面(No.5, No.6)に比べ小さかった. 最大胸高直径および最大樹高を示した樹種は, 急斜面ではアカメガシワ, 緩斜面ではヤブツバキであった.

表 2: 構成樹種と個体数

調査区画 No.	1	2	3	4	5	6
構成種	個体数 (25m ²)					
常緑針葉樹						
クロマツ	4	2	3	1	2	4
小計 (25m ²)	4	2	3	1	2	4
常緑広葉樹						
アラカシ					1	3
マテバシイ						1
ヤブニッケイ					3	3
タブノキ					1	2
シロダモ						1
ヤブツバキ			1		3	2
ヒサカキ	12	10	9	4	16	19
アオキ	7		3			
イズセンリョウ						15
ネズミモチ	2	3		3	17	13
ハクサンボク		2	3	10	14	1
小計 (25m ²)	21	15	16	17	55	60
落葉広葉樹						
エノキ					1	
イヌビワ	18	8	8	11	22	12
アオモジ	3	2	3	3	1	6
マルバウツギ				2	1	
カラスザンショウ		2			2	1
アカメガシワ	7	10	12	9	10	10
ハゼノキ			4	2	3	4
ヌルデ	2	7	4	4	4	2
ヤブムラサキ	5	4	3	6	13	1
ヤブウツギ	2	4	2	3	1	4
小計 (25m ²)	37	37	36	40	58	40
合計 (25m ²)	62	54	55	58	115	104

図4は, No.1~No.6における木本植生の最大樹齢である. 最大樹齢は, 急斜面(No.1~No.4)の方が緩斜面(No.5, No.6)に比べ小さかった. 最大樹齢を示した樹種は, 急斜面ではアカメガシワ, 緩斜面ではヤブツバキであった. 調査地では, 再造林放棄後から調査実施年まで13年が経過していたことから, 最大樹齢を示した樹種は, 急斜面では再造林放棄後5年あるいは6年後, 緩斜面では再造林放棄直後に侵入している.

3.2 森林の遷移と表層土厚

図5(a), 図5(b)および図5(c)は, それぞれ No.1~No.6における木本植生の個体数, 種数および胸高断面積合計である. 急斜面(No.1~No.4)の方が緩斜面(No.5, No.6)に比べ, 木本植生の個体数, 種数および胸高断面積合計は小さかった.

図 2: 調査区画における樹高の分布

図 3: 調査区画における最大胸高直径 (a) および最大樹高 (b)

図 4: 調査区画における最大樹齢

図 5: 調査区画における木本植生の個体数(a), 種数(b)および胸高断面積合計(c)

図 6(a)および図 6(b)は, No.1~No.6 における Fisher-Williams の多様度指数 a および全出現木本植物の個体数に占める常緑広葉樹の個体数の割合 (以下, 常緑広葉樹の出現率と呼ぶ) である. a および常緑広葉樹の出現率は, 木本植生の個体数 (図 5(a)), 種数 (図 5(b)) および胸高断面積合計 (図 5(c)) と同様に, 急斜面 (No.1~No.4) の方が緩斜面 (No.5, No.6) に比べ小さかった.

以上のように, 緩斜面 (No.5, No.6) の方が急斜面 (No.1

～No.4) に比べ、相対的に樹高の大きな個体が多く、最大胸高直径、最大樹高および最大樹齢の大きな個体が生育し(図 2～図 4)、木本植生の個体数、種数および胸高断面面積合計は大きく(図 5)、多様度指数 a および常緑広葉樹の出現率は大きかった(図 6)。

a および常緑広葉樹の出現率は、木本植生の遷移の進行とともに増加する(Tagawa, 1964; 松本ら, 1999)。調査地の位置する鹿児島県の極相林では、木本植生の a は 10 程度、常緑広葉樹の出現率は 90% 以上であった(Tagawa, 1964; 松本ら, 1999)。極相林と比較すると、調査地の木本植生は、 a においても常緑広葉樹の出現率においても十分に遷移が進行していない(図 6)。

a および常緑広葉樹の出現率は、急斜面(No.1～No.4)の方が緩斜面(No.5, No.6)に比べ小さかった理由として、急斜面の方が雨水に伴う侵食によって土砂移動が生じやすく(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989; 塚本, 1998)、木本植物の成長に必要な水分と養分が乏しいために(Olson, 1963; Tagawa, 1964; 松本ら, 1999)、木本植生の遷移の進行が低下したことが考えられる。

図 6: 調査区画における木本植生の多様度指数(a) および常緑広葉樹の出現率(b)

図 7 は、No.1～No.6 における表層土厚の分布である。緩斜面(No.5, No.6)の方が急斜面(No.1～No.4)に比べ、相対的に階級値の大きな表層土厚の割合が高かった。また、各調査区画における表層土厚の分布には大きなばらつきがみられた。

この理由として、急斜面では、すべり面(C 層の弱風化部分)の地形が一様ではないことや、調査区画内に新旧の表層崩壊跡地が形成されているために、表層土厚が場所によって異なる(古い崩壊地ほど表層土厚が厚くなる)ことなどが関係していると考えられる。現地調査によると、急斜面の調査区画では、表層崩壊に伴って形成されたと考

えられる滑落崖が複数確認された。調査地の位置する鹿児島県の火砕流堆積物あるいは花崗岩からなる 40 度以上の急斜面における表層土厚の分布を調査した結果、分布にはばらつきがあり、その理由として、新旧の表層崩壊の発生に伴って形成された複数の滑落崖が関係していることを指摘している(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989)。この結果は、本研究結果と調和する。また、緩斜面では、斜面上部から生産される土砂の粒径ごとに堆積する場所が異なっていることなどが関係していると考えられる。

図 7: 調査区画における表層土厚の分布

3.3 表層土の発達と表層土厚からみた表層崩壊の発生

図 8(a)および図 8(b)は、急斜面(No.1～No.4)の調査区画における表層土厚および表層土の発達速度である。なお、図 8(a)の表層土厚は、調査区画において縦横断方向に 1m 間隔で実施した計 36 箇所の測定値の平均値である。図 8(b)の表層土の発達速度は、図 8(a)の表層土厚を表層土の発達期間で除した値である。表層土の発達期間を明らかにするためには、再造林放棄前の人工林が再造林された時点(1938 年)における、調査区画の表層土厚を知る必要があるが、この値を確認することはできなかった。このため本研究では、再造林された時点(1938 年)では、表層崩壊の発生によって、表層土(A 層、B 層および C 層の風化部分)と斜面を覆っていた植生は、全て斜面の下部に流出していたと仮定した。この条件で計算され

る表層土の発達速度は、表層土が存在しない時点(1938年)からの値を表すことから、発達速度が最も早い場合を仮定していることになる。なお、表層土の発達期間は、再造林された1938年から調査実施年(2019年)までの81年間である。

図8(a)および図8(b)によると、急斜面における表層土厚は約30cm、表層土の発達速度は約 0.4cm/yr^{-1} であり、No.1～No.4は似たような値を示した。

急斜面における表層土の発達過程は2つから成り、両過程には、斜面に侵入した植生が深く関与する(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989; 塚本, 1998; 松本ら, 1999)。1つ目は、斜面の微凹地や侵入した植生の幹によって、侵食や崩落に伴う土砂が捕捉されるものである。また、調査地のように、火山周辺に位置する斜面では、火山噴出物が表層土の発達に大きく寄与する(竹下, 1985)。2つ目は、基岩の原位置での風化である。2つ目の過程では、侵入した植生がもたらす根系の呼吸作用や有機物の供給によって物理的・化学的風化が促される(Olson, 1963; Tagawa, 1964; Kumlung and Takeda, 1991; Edwards and Sugg, 1993)。表層土の発達過程においては、1つ目の過程が先行し、その後2つ目の過程がゆっくりと進行する(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989; 塚本, 1998; 松本ら, 1999)。

調査地の急斜面では、上述したような過程(Shimokawa, 1984; 竹下, 1985; 下川ら, 1989; 塚本, 1998)を経て、表層土が発達したと考えられる。

図8: 急斜面の調査区画における表層土厚(a)および表層土の発達速度(b)

図9は、2016年9月の記録的豪雨(垂水市, 2016)に伴って発生した、表層崩壊の表層土厚と斜面傾斜の関係である。図中の実線は、測定データを考慮した、斜面傾斜に対する表層土厚の最小値を表している。

図によると、表層崩壊による表層土厚の最小値は、斜面傾斜によって支配されており、斜面傾斜が大きくなるほど小さくなっていった。また、表層土の発達に伴って、表層土厚がそれぞれの斜面傾斜に対する最小値(図中実線)に達し、それ以上の値となると、表層崩壊が発生している。このことから、この実線が、表層土厚からみた、表層崩壊の発生に必要な表層土厚の最小値と考えられる(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989; 塚本, 1998)。

さらに、急斜面(No.1～No.4)における斜面傾斜は 40° ～ 42° (表1)、表層土厚は30cm以上(図8)であることから、これらの値は、図9における表層崩壊の発生に必要な表層土厚の最小値を上回っている。しかし、実際に表層崩壊が発生するためには、崩壊の誘因としての降雨が生じる必要がある。これを考慮すると、本研究で実施した表層崩壊の発生に必要な表層土厚(図9)から推定される発生周期よりも、実際の崩壊の発生周期は遅くなると考えられる(Shimokawa, 1984; Trustrum and Derosé, 1988; 下川ら, 1989; 塚本, 1998)。

表層崩壊の表層土厚と斜面傾斜の関係(図9)は、表層崩壊の発生の予測を行う上で極めて有効なデータと考えられているが(塚本, 1998)、現地での調査に多大な労力がかかることから、実測データに基づいた報告は、火砕流堆積物の急斜面における研究例(下川ら, 1989)が挙げられる程度で数少ない。再造林放棄地の急斜面における表層崩壊の発生の予測のために、更なるデータの収集が不可欠である(Shimokawa, 1984; 下川ら, 1989; 塚本, 1998)。これについては今後の重要な研究課題としたい。

図9: 表層崩壊の表層土厚と斜面傾斜の関係

4 まとめ

本研究で得られた主な結果は以下の通りである。

- (1) 表層崩壊が起こりやすい傾斜 40° 以上の急斜面(No.1～No.4)の方が、表層崩壊が起こりにくい傾斜 20° 以下の緩斜面(No.5, No.6)に比べ、最大胸高直径、最大樹高および最大樹齡、木本植生の個体数、種数および胸高断面積合計、多様度指数 a および常緑広葉樹の出現率は小さかった。この理由として、急斜面の方が木本植生の生育環境が厳しいため、木本植生の遷移の進行が低下したことが考えられた。

- (2) 急斜面における表層土の発達速度は、表層土が全く存在しない状態から発達したと仮定した場合、約 0.4cm/yr^{-1} となった。また、表層崩壊の発生に必要な表層土厚の最小値は、斜面傾斜が大きくなるほど小さくなっていった。さらに、表層土厚が、それぞれの斜面傾斜に対する最小値に達し、それ以上の値となると、表層崩壊が発生していた。

引用文献

- [1] 荒牧重雄 (1969): 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物, 地質学雑誌, 75, pp.425-442.
- [2] Edwards, J.S. and Sugg, P. (1993): Arthropod fallout as a resource in the recolonization of Mount St. Helens, *Ecology*, 74, pp.954-958.
- [3] 鹿児島大学農学部附属高隈演習林 (2010): 業務資料.
- [4] 鹿児島地方気象台 (1981-2010): 気象資料, pp.1-20.
- [5] Kumlung, A. and Takeda, Y. (1991): Changes of soil properties in relation to lapse years of hillside works on a granite area, *Journal of Japanese Forestry Society*, 73(5), pp.327-338.
- [6] Nagashima, K., Yoshida, S. and Hosaka, T. (2009): Patterns and factors in early-stage vegetation recovery at abandoned plantation clearcut sites in Oita, Japan: possible indicators for evaluating vegetation status, *Journal of Forest Research*, 14, pp.135-146.
- [7] Nagashima, K., Yoshida, S., Hosaka, T., Sasaki, S., Kuwano, Y., Saho, K., Shimizu, M., Miyazaki, J., Fukuzato, K., Oda, M. and Shimozone, H. (2012): Patterns and determinants of early-stage vegetation development in abandoned plantation clearcut sites in Kyushu, Japan: toward prioritizing sites for restoration, *Journal of Forest Planning*, 17, pp.43-52.
- [8] 松本舞恵・下川悦郎・地頭蘭隆・黒木 健 (1999): しらす急斜面の表層崩壊跡地における植生回復と表層土の発達, 砂防学会誌, 52(4), pp.4-12.
- [9] 村上拓彦・太田徹志・溝上展也・吉田茂二郎 (2006): 時系列リモートセンシングデータから得られた森林変化点の抽出精度－再造林放棄地実態把握を目指して－, 九州森林研究, 59, pp.285-288.
- [10] 日本学術会議 (2001): 地球環境・人間生活にかかわる農業及び森林の多面的な機能の評価について (答申), pp.56-90.
- [11] Olson, J.S. (1963): Energy-storage and balance of producers and decomposers in ecological-systems, *Ecology*, 44(2), pp.322-331.
- [12] 下川悦郎・春山元寿・伊達木仁一郎・藤 幸男 (1978): 降下軽石と火山灰土でおおわれた堆積岩地域の山地崩壊, 鹿児島大学農学部演習林報, 6, pp.63-93.
- [13] Shimokawa, E. (1984): A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins, *Proc. IUFRO Symp. Effects of Forest Land Use on Erosion Control and Slope Stability*, pp.99-107.
- [14] 下川悦郎・地頭蘭隆・高野 茂 (1989): しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測, 地形, 10(4), pp.267-284.
- [15] 鈴木隆介 (1997): 建設技術者のための地形図読図入門第1巻 読図の基礎, 古今書院, 200p.
- [16] Tagawa, H. (1964): A study of the volcanic vegetation in Sakurajima, south-west Japan I. Dynamics of vegetation, *The Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series E(Biology)*, 3(3-4), pp.166-228.
- [17] 田川日出夫・沖野外輝夫 (1979): 生態遷移研究法, 共立出版, pp.1-74.
- [18] 竹下敬司 (1985): 森林山地での土層の生成を考慮した急斜面の生成過程に関する考察, 地形, 6, pp.317-332.
- [19] 垂水市 (2016): 気象観測資料, pp.1-2.
- [20] Teramoto, Y. and Shimokawa, E. (2011): Revegetation on steep slopes prone to shallow landslides in an abandoned clear-cut plantation forest, Kuma-mura, Kumamoto Prefecture, *Journal of the Japanese Society of Coastal Forest*, 10(1), pp.15-19.
- [21] Trustrum, N. and Derosé, R. (1988): Soil depth-age relationship of landslides on deforested hillslopes, Taranaki, New Zealand, *Geomorphology*, 1, pp.143-160.
- [22] 塚本良則 (1998): 森林・水・土の保全－湿润変動帯の水文地形学－, 朝倉書店, 134p.
- [23] Yamagawa, H., Ito, S., Mitsuda, Y. and Fukuzato, K. (2006): Effects of topography and management history on natural forest recovery in abandoned forest after clear-cutting in Miyazaki, Japan, *Journal of Forest Research*, 11, pp.99-106.
- [24] 吉田茂二郎 (2011): 再造林放棄地に関する研究を特集とした背景, 日本森林学会誌, 93, pp.277-279.

この論文の公開の質疑または討議は2021年6月30日まで受け付けます。