

はげ山跡地の花崗岩山地0次谷における土層発達の実態

東京大学大学院農学生命科学研究科 ○前田悠月, 浅野友子
 沖縄大学経法商学部 糸数哲

1. はじめに

表土層の厚さは表層崩壊の危険度を規定する重要な条件の一つであり、崩壊予測の精度向上のためには土層発達にともなう土層厚の時空間変動を把握することが重要である。これまで、土層発達過程は基岩の風化作用と表土の移動・堆積作用により説明できること(逢坂ら, 1992)、植生の侵入は表土の流出を抑制し土層発達を促進すること(松本ら, 1999)などが明らかにされてきた。しかし、原位置で一定期間が経過する前後の土層厚の変化を調べた研究は、花崗岩崩壊地(若月ら, 2002)での事例などわずかであり、実際の山地斜面における土層発達に関する情報は少ない。また、土壌が一度完全に流亡したはげ山における土層発達に関する研究事例も数少なく、はげ山回復時の土層発達速度やその影響要因について不明な点が多い。そこで本研究では、土層発達の実態解明を目的に(1)はげ山跡地の花崗岩山地0次谷において25年間の土層厚の変化を観測し、(2)土層発達に対する影響要因の検討を行った。

2. 研究方法

2.1 調査地

愛知県瀬戸市に位置する東京大学生態水文学研究所の赤津研究林は、かつて窯業のための過剰な森林利用によりはげ山化した。現在では大部分で森林が回復している。過去の土層厚測定記録があり、かつ植生被覆期間(=土層発達期間)が異なる5つの0次谷を調査区として、現地観測を行った(表1)。

2.2 土層発達量の観測

糸数(2000)、白木(2000)が1995-2001年に簡易貫入試験で土層厚を測定した地点で同じ試験を行い、土層厚の変化を観測した。簡易動的コーン貫入試験器を用い、 N_c 値=30を基岩とした。過去の測定地点はコンパス測量、地形図や記録写真との照合により特定した。

2.3 土層発達過程の評価と影響要因の検討

2019年に取得された0.5mメッシュDEMと、ArcGIS Pro(ver.3.3.0)を用いて2024年と1995-2001年の土層厚空間分布を地図上に示すと同時に差分を算出し、土層厚変化の空間分布を評価した。2時点の土層厚空間分布は、スプライン法によって1mメッシュで土層厚を補間することで求めた。地形解析を行い、土層発達に対する地形の影響を検討した。標高と地形曲率を算出し、尾根、斜面、谷の3種類に地形を分類した。各地点の傾斜角、傾斜方位を算出した。

3. 結果

3.1 25年間での土層発達

58地点で土層厚の変化を観測した。各地点における1995-2001年の土層厚(H_{2000})と2024年の土層厚(H_{2024})の関係を見ると、調査区A・Bでは土層が2mを超える地点も多く、土層厚の変動幅は ± 200 cm程度と大きかった(図1)。対して、調査区C~Eでは全地点で土層は2m以下で、土層厚の変動幅は ± 50 cmの範囲に収まっていた。各0次谷での平均土層厚は双方の年で $A > B > D > C > E$ で、植生被覆期間が長いほど厚かった(表1)。25年間での変動幅は $-1 \sim 18$ cmで、変化の大きさは $E > A > D > B > C$ で植生被覆期間との関係は明瞭でなかった。

3.2 土層発達過程と影響要因

2000年と2024年の土層厚分布を比較した結果、調査区B~Eでは大きな変化はみられなかった。B・D・Eでは、両年とも斜面上部で薄く下部で厚かった。Cでは、斜面上部の南東向き斜面で厚く下部で薄い分布がみられた。Aでは2000年に斜面上部および下部で厚く中部で薄かったが、2024年には上部で薄く下部で厚い分布となり、空間分布に変化がみられた。土層厚変化の空間分布では、C~Eにおいて斜面上部で厚さが減少し斜面下方で増加する共通の傾向がみられた(図2)。A・Bでは斜面の位置による傾向は明瞭でなかった。

表1 調査区概要および2000年と2024年の土層厚の平均値と標準偏差

	観測地点	面積	平均傾斜	植生被覆期間*	平均 H_{2000} (cm)	平均 H_{2024} (cm)
A	14点	0.07 ha	33.8°	120年以上	181 ± 90	197 ± 103
B	14点	0.09 ha	36.1°	100年以上	100 ± 58	104 ± 53
C	12点	0.07 ha	35.2°	30年程度	49 ± 54	48 ± 28
D	14点	0.08 ha	26.9°	斜面上方に裸地	56 ± 29	68 ± 26
E	4点	0.08 ha	39.9°	斜面上方に裸地	22 ± 20	40 ± 30

* 斜面全体が植生に被覆されてからの期間。年輪解析、古地図、空中写真等から推定した。

2000年、2024年の両調査で、傾斜が大きい地点で土層厚の最大値が小さくなる傾向がみられた(図3)。図3中の H_{max} は傾斜に対して安定が保たれる最大土層厚、 H_{cr} は飽和時に安定が保たれる最大土層厚を示す(D'Odorico & Fagherazzi, 2003)。 H_{max} を超える土層厚は観測されず、 H_{cr} を超える土層厚は2000年に2地点、

2024年に1地点で確認された。 $H_{2000} > H_{cr}$ であった2地点では、2024年には土層が減少し、 H_{cr} 以下の厚さになっていた。標高、地形曲率、傾斜方位と、土層厚および土層厚の変化量の間に関係はみられなかった。

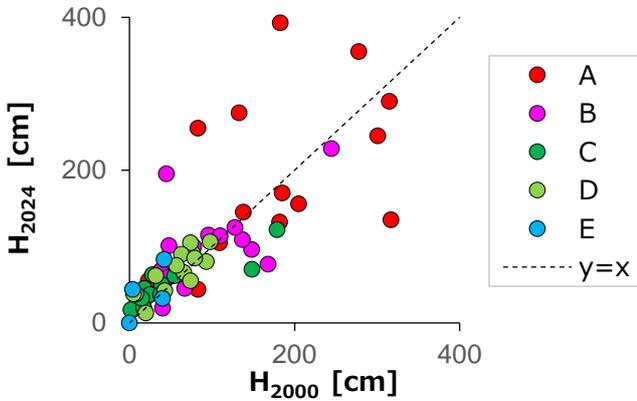


図1 同一地点における2時点の土層厚の関係

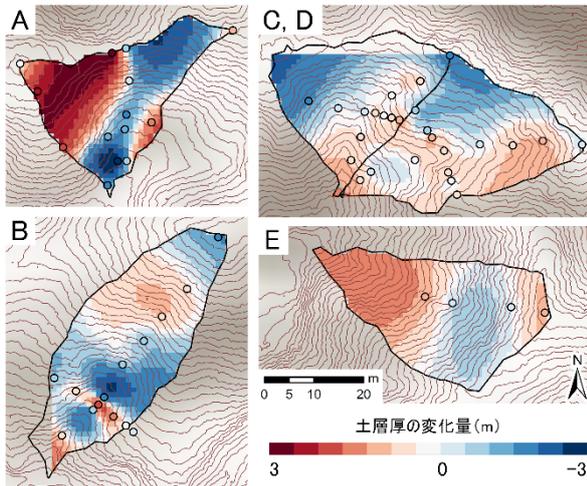


図2 2000から2024の土層厚の変化の空間分布

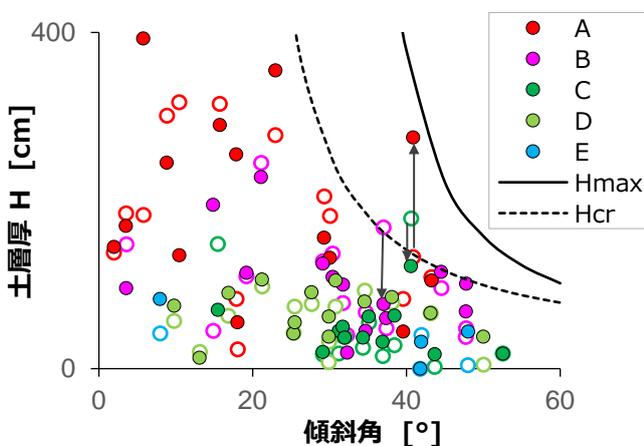


図3 土層厚 H と傾斜の関係

●は2024年、○は2000年の測定結果。矢印は同一地点での H_{2000} から H_{2024} を結ぶ。 H_{max} 、 H_{cr} は降雨による表層崩壊に対する斜面安定性モデル(D'Odorico & Fagherazzi, 2003)による。

4. 考察

土層発達と傾斜の関係性について、調査区C~Eでは斜面上方で土層厚が減少し下方で増加する傾向が観察されたことから、裸地が最近まで残る0次谷では土層厚の分布には表土の侵食・移動・堆積が主要な影響をもたらしていることが示唆された。一方、植生回復から100年以上経過した調査区A・Bでは土層厚の分布に斜面位置による明確な違いは見られなかったが、両年の土層厚のばらつきが大きく、局所的な変動幅も大きかった。これは植生被覆により長期的に地表の侵食が抑制され、基岩の風化による土層形成と局所的に発生する土塊の移動・堆積の影響が卓越するためと考えられる。

土層厚と傾斜の関係性について、D'Odorico & Fagherazzi のモデルが示す安定限界 (H_{max} ・ H_{cr}) と整合的な結果が得られた。特に2000年時点で土層厚が H_{cr} を超えていた地点で25年後には H_{cr} 以下に土層が減少していたことから、一定厚さ以上になると土層が飽和した際に局所的に不安定になり、小規模の崩壊等による移動が起こっていた可能性が考えられる。これは急傾斜な0次谷の内部では土層厚がより安定する側に調整されるような移動機構がある可能性を示唆している。

5. まとめ

本研究では、はげ山跡地の花崗岩山地において約25年間の土層厚変化を観測し、植生回復段階が異なる0次谷での土層発達の実態を明らかにした。5つの0次谷の平均土層厚の25年間での変動幅は-1~18cmであり、花崗岩0次谷での平均的な土層発達速度を定量化できた。対象地では、土層厚は傾斜に対する安定限界土層厚の範囲内で変動しており、土層発達には傾斜が大きく影響することが示された。

引用文献

- 糸数(2000): 植生回復程度の異なる山地小流域における降雨流出特性および土砂流出特性, 筑波大学修論
- 松本ほか(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)
- 逢坂ほか(1992): 花崗岩斜面における土層構造の発達過程に関する研究, 砂防学会誌, 45(3), p. 3-12
- D'Odorico・Fagherazzi(2003): A probabilistic model of rainfall-triggered shallow landslides in hollows: A long-term analysis, WRR, 39(9)
- 白木(2000): 簡略化された3次元飽和不飽和浸透数値計算による森林山地流域土中水挙動の長期再現計算, 日林誌, 82(4), p. 364-372
- 若月ほか(2002): 愛知県小原村, 粗粒花崗岩山地における簡易貫入試験からみた表層崩壊後28年の土層形成, 筑大陸環研セ報, No.3, p. 35-47