

表層崩壊危険度評価を目的とした花崗岩山地における土層厚の空間分布測定

国土交通省中国地方整備局太田川河川事務所 ○瀧口茂隆, 阿部 徹
土木研究所 田村圭司 内田太郎, 盛 伸行
中電技術コンサルタント 門藤正幸, 林 和男

1. はじめに

広島西部山系のように風化花崗岩山地においては、表層崩壊が土石流の発生要因となることが多い。そのため、土石流危険渓流の危険度評価を行う上で、表層崩壊の発生の恐れの高い斜面を抽出することが重要である。これまで、表層崩壊の発生場所の予測手法として、浸透流解析と斜面安定解析を組み合わせた、いわゆる物理モデルに基づく手法が提案されてきた（例えば、平松ら、1990）。これらの手法において、表層土層厚は入力条件であり、出力結果である斜面崩壊危険度に及ぼす影響は大きいことが示されている（例えば、内田ら、2007）。しかし、これまで山地斜面における表層土層厚の測定事例が必ずしも多くなく、山地斜面の土層厚分布の実態は明らかになっているとは言い難い。そのため、表層崩壊発生予測に関する物理モデルを用いる場合、流域の代表値か少数の点のデータを内搜していることが多い。

一方、表面地形等比較的容易に手に入るデータから土層厚を推定する手法の構築が試みられている。しかし、これまでのところ、表層崩壊発生危険度を予測する上で十分な精度で、土層厚を推定する手法は構築されていないのが現状ある。そこで、本報告では、まず、広島西部山系内の2地域で簡易貫入試験を用いて、表層土層厚の測定を行い、表層土層厚の空間分布の実態を把握した。その上で、表層土層厚と地形の関係について考察を行った。

2. 調査箇所と方法

調査は荒谷流域および宮内流域で行った。いずれも花崗岩を基岩とする地域である。以下では、荒谷流域の結果を中心に述べる。荒谷流域は、広島市佐伯区五日市町北西方に位置する八幡川の上流域の支流であり、1999年6月の豪雨時に多数の崩壊が発生し、多大な被害が出た荒谷川流域内に位置する。流域面積は約1.4ha、斜面の勾配は概ね40°程度である。植生は、斜面下部から中腹部までは主として針葉樹の植林が目立ち、一部、広葉樹が分布している。

土層厚の測定は、土研式簡易貫入試験機を用いて行った。荒谷流域では全域を対象とした。測定は10から15m間隔で面的に行った（図1参照）。本研究では、崩壊地内の貫入試験結果より、概ねNd値が20以上の部位は崩れ残っていることから、表層崩壊として崩れる恐れのある土層として、Nd値が20以下の部位の厚さを「土層厚」として計測した。

3. 測定結果

土層厚の測定結果を図1に示す。図に示したとおり、15～417cmまで差が見られた。隣り合った測定点であっても、100cm以上の差がある場合もあった。

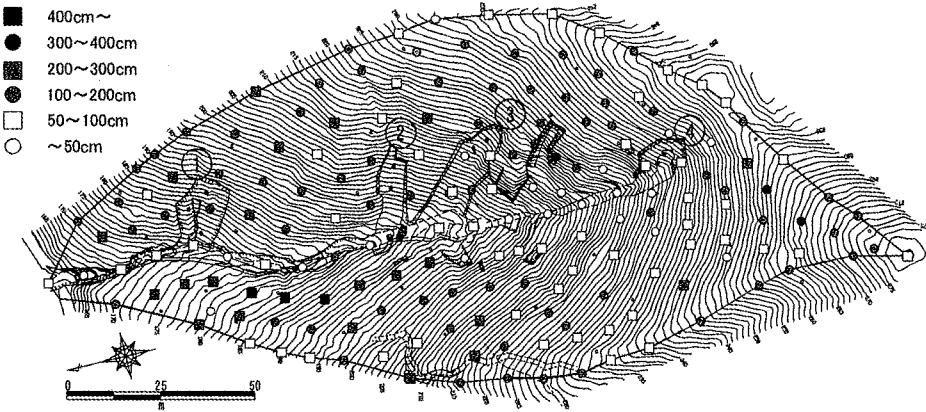


図1 荒谷試験流域（図中のプロットは貫入試験実施箇所、丸数字の箇所は崩壊地を示す。等高線間隔は1m）

4. 考察

4.1 限界土層厚の算出

内田ら(2007)など、土層内の間隙水圧が定常状態に達した状態を想定し求めた安全率により、表層崩壊箇所をある程度再現できることを示した。そこで、本研究においても、この考えに従い、下記の式で安全率(Fs)が算出できると仮定した。

$$Fs = \frac{c + (\gamma h \cos I - \gamma_w \frac{Ar}{K_s \tan I}) \cos^2 I \cdot \tan \phi}{\gamma h \cos I \cdot \sin I}$$
 式1

ここで、cは粘着力、Aは集水面積、rは降雨強度、Ksは飽和透水係数、Iは斜面勾配、φは土の内部摩擦角、hは土層厚、γ、γwは土層及び水の単位重量とする。ここで、崩れ残っている斜面の安全率は1以上である

表1 限界土層厚算出に用いたパラメータ

土質パラメータ	採用値
飽和透水係数	Ks
粘着力	C
内部摩擦角	φ
飽和単位体積重量	γs
湿潤単位体積重量	γt
水の単位体積重量	γw

とし、土層厚についてとくと、式2が得られる。

$$h \leq \gamma_w \frac{Ar \cos^2 I \tan \phi}{K_s \tan I (\gamma \cos^3 I \tan \phi - \gamma \cos I \cdot \sin I - c)} \quad \text{式 2}$$

式より、土層厚は斜面勾配及び集水面積により決まるある土層厚（この土層厚を以下では、「限界土層厚」とよぶ）より小さいことが分かる。ここで、限界土層厚の算出結果を図2に示す。算出にあたっては、荒谷流域で計測した土質強度（表1）と同地域で崩壊が多発した1999年6月の豪雨時の最大時間降雨強度の63mm/hを用いた。図から分かるように、斜面勾配が内部摩擦角より大きく、60度までの範囲では、集水面積および斜面勾配が大きいほど、限界土層厚は小さくなった。

4.2 地形量と土層厚の関係

4.2.1 地形量の算出

前節の考察から、斜面の土層厚は、斜面勾配と集水面積で決まる限界土層厚以下であると考えられることが分かった。そこで、本研究では、測定点ごとの斜面勾配及び集水面積を求めた。斜面勾配と集水面積は基岩地形（基岩表面はNd値は20であると仮定した）を用いて求めた。地形量の算出には、D-Infinity Flow Direction法（Tarboton, 1997）を用いた。

4.2.2 地形量と土層厚の関係

各測定点の地形量と土層厚の測定結果を図2上にプロットした。図より、1点を除いて、計測された土層厚は、式2で求めた限界土層厚以下であることが分かる。さらに、集水面積が40m²以上の測定点のうち、5点は限界土層厚（図の破線）付近にプロットされていた。この結果は、斜面の土層厚が式2で求まる範囲内であるとした前節の考察と矛盾しない。

次に、斜面勾配、集水面積ごとの土層厚の頻度分布を図3、4に示した。勾配が大きくなるに従い、全体的に土層厚が薄い方に偏っており、限界土層厚の傾向と一致した。例えば、200cm以上の割合は、勾配30°以下では48%、30°～40°では18%であるのに対し、勾配40°以上では5%以下であるように、勾配が大きくなりに従い、厚い土層厚の地点が存在する可能性が低い。

一方、集水面積による土層厚の頻度分布の違いは比較的小さく、集水面積が土層厚に及ぼす影響は、斜面勾配に比べて小さかった。

5. まとめ

以上の結果に基づくと、土層厚の限界値は、地形及び土質強度から求まる可能性があると考えられる。しかしながら、図2～4に示したように、同じ流域内で斜面勾配及び集水面積が概ね近い値であっても、土層厚は1～2m異なることがあり、地形から決定論的に土層厚を推定することは困難であると考えられる。

一方、図5に示したように、土層厚の頻度分布はほぼ対数正規分布に近い関係を示した。なお、このとき式2で求める限界土層厚（390cm）の累積頻度0.994であり、式2で求めた土層厚を限界とした考えと矛盾しない。この結果より、今後、土層厚の平均値、標準偏差と地形量の関係が定式化できれば、土層厚を確率論的に推測することでき、表層崩壊発生確率が求まる可能性が指摘できる。

参考文献：平松ら（1990）砂防学会誌43(1), 5-15/内田ほか（2007）斜面災害における予知と対策技術の最前線に関するシンポジウム論文集、185-190/Tarboton DG（1997）WRR, 33, 309-319

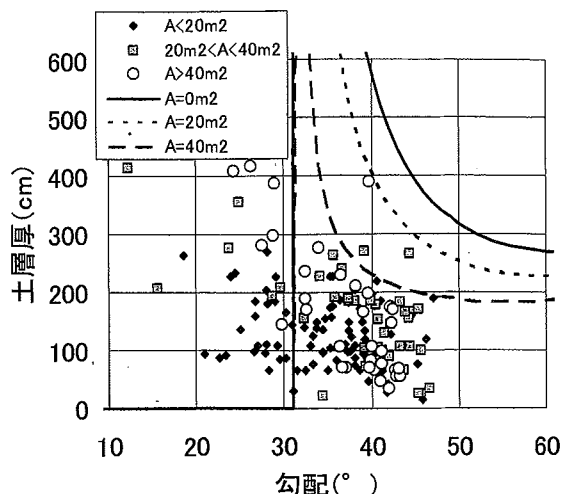


図2 基岩地形より求めた集水面積・斜面勾配と土層厚の関係（図中の線は式2を用いて算出した限界土層厚の算出結果、プロットは測定結果）

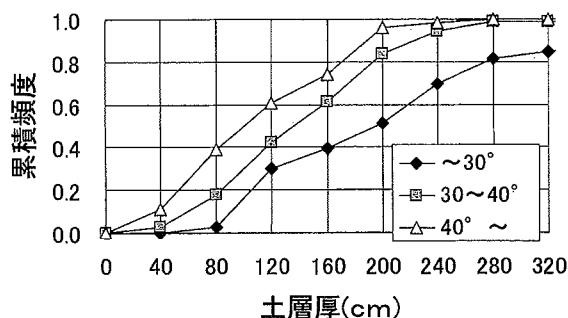


図3 勾配ごとの土層厚分布

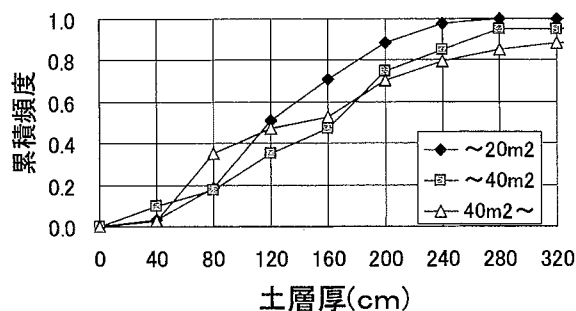


図4 集水面積ごとの土層厚分布

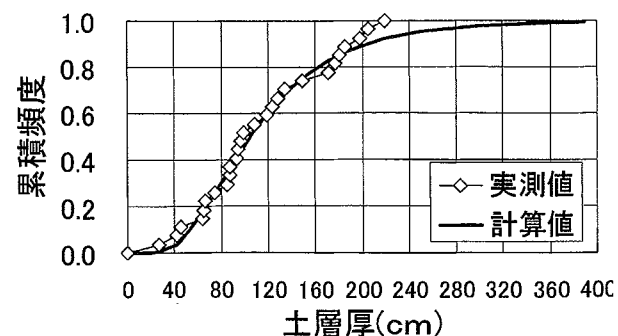


図5 土層厚頻度分布（斜面勾配 37.5～42.5, 集水面積 20m² 以下）