

土石流・斜面崩壊の監視・観測技術に関する研究

研究予算：運営費交付金

研究期間：平 27～平 29

担当チーム：土砂管理研究グループ

(火山・土石流チーム)

研究担当者：石井靖雄、千田容嗣、武澤永純、

秋田寛己、水野秀明、木下篤彦、

高原晃宙

【要旨】

土砂災害に対する適切な警戒避難体制の構築には、斜面の危険度評価を低コスト・低労力で実施し、土砂災害の発生を効率的に監視・観測する手法が求められる。危険度評価には不均一な土層厚分布の推定が不可欠であり、監視・観測手法には CCTV カメラ等の既存設備の有効活用も重要と考えられる。そこで本研究では、土層厚分布の推定手法ならびに CCTV 画像を活用した土石流発生の検知手法を検討した。土層厚分布は気候・地質・地形によらずに対数正規分布を示すため、確率密度関数による分布曲線を用いてある程度推定できる可能性があった。一方で、土石流発生に伴う濁りの変化を画像解析した結果、土石流到達前の RGB 値の G 値と B 値は大きく、土石流到達時には R 値が相対的に大きく上昇していた。このことから RGB 値の R 値の増加によって、土石流発生を検知できる可能性が示された。

キーワード：監視、観測、土層厚、土石流、画像解析

1. はじめに

平成 29 年 7 月九州北部豪雨災害や平成 26 年 8 月広島豪雨災害、平成 23 年紀伊半島豪雨災害に見られるように、広域的な表層崩壊や土石流が各地で多発し、人命や財産に甚大な被害を及ぼしている。土砂災害による被害を軽減するには、降雨発生時に危険度が高まる箇所を事前に把握し、広域的な監視・観測を行い、警戒避難体制を構築することが重要と考えられる。

危険度が高まる箇所を把握する手法としては、過去の災害事例を統計的に解析し、災害に深く関連する要因を明らかにして、危険度を推定する統計的手法と、災害の発生プロセスに関する物理モデルに基づく評価手法に大別される。後者については、種々の手法が提案されているが、精度を高めていくにはパラメータの適切な設定が重要であり、評価結果は不均一な土層厚分布の影響を受けることが指摘されている¹⁾。また、評価手法を広域で実施するには、高密度な簡易貫入試験が必要であり、コストと労力がかかることが課題となる。そのため、気候・地質・地形といった地域毎に異なる特色をふまえた土層厚分布の傾向がある程度推定できれば、簡易貫入試験の効率化も期待できる。

一方、抽出した危険箇所の監視には、土石流検知センサー等の監視機器を活用した警戒避難体制の構築が行われている。しかし、危険箇所が多数抽出される場合は、監視機器の設置によるコスト増や監視労力の増加が課題となる。全国の砂防堰堤等には、山地流域で発生する土石流を監視するための CCTV カメラが設置される事例もみられる。これら既存設備を有効活用しつつ、画像から自動的に土石流発生が検知できれば、効率的な警戒避難が期待できる。

以上をふまえた上で、本研究課題では土層厚分布の推定手法ならびに CCTV 画像を活用した土石流発生の検知手法の提案を目的とする。

2. 土層厚分布の推定手法

2. 1 目的

表層土の形成には、風化による作用と、地形に寄与する移動及び堆積による作用が影響を及ぼすことが示唆されており²⁾、岩石の風化には気候や地質が関わるとされる³⁾。これまでの研究では、特定の地域での簡易貫入試験データに基づいた、移動及び堆積による作用と関連付けた研究が多い⁴⁾。しかしながら、風化に関わる気候や地質による土層厚への影響の検討には全国的なデータを必要とするため、研

究例がほとんどないのが現状である。

そこで、本研究は全国的な簡易貫入試験データを用いた統計的な分析を行うことで、地域毎の土層厚分布の傾向を分析し、さらに土層厚へ影響を与える気候・地質・地形の要因を検討する。

2. 2 研究方法

(1) 土層厚データの整理

表-1に調査対象地の概要を示す。調査対象地は全国43箇所(測点数:5,816)とし、2009年~2016年に実施された簡易貫入試験結果を収集した。

土層厚は気候・地質(時代・岩石)の区分を設定し、調査対象を区分して、平均値・標準偏差・最小値・最大値・四分位数(25%・50%・75%の各確率値)を計算した。ここでの計算値は、土層厚分布に及ぼす影響を評価するための指標とした。

表-1. 調査対象地の概要

No.	測定点数	平均値	標準偏差	Kolmogorov-Smirnov test		実施場所		気候区分	地質区分(時代・岩石)
				D-value	P-value	都道府県	市町村		
1	99	1.46	0.87	0.10	0.28 *	北海道	上川町	北海道	第四紀・火山岩類
2	97	1.35	1.00	0.06	0.85 *	北海道	上川町	北海道	中生代・付加コンプレックス
3	99	1.99	0.96	0.06	0.84 *	北海道	上川町	北海道	第四紀・火山岩類
4	100	1.96	0.90	0.12	0.13 n.s.	北海道	上川町	北海道	第三紀・火山岩類
5	101	0.83	0.39	0.07	0.65 *	北海道	日高町	北海道	第三紀・深成岩類
6	99	1.63	0.87	0.08	0.46 *	北海道	石狩市	北海道	第三紀・火山岩類
7	99	1.01	0.72	0.06	0.78 *	北海道	日光市	内陸性	中生代・火山岩類
8	96	1.22	0.93	0.07	0.72 *	栃木県	日光市	内陸性	中生代・火山岩類
9	100	1.47	0.93	0.16	0.01 n.s.	栃木県	日光市	内陸性	中生代・火山岩類
10	222	1.34	0.77	0.05	0.52 **	山梨県	北杜市	内陸性	第三紀・深成岩類
11	255	1.40	1.09	0.06	0.27 *	山梨県	北杜市	内陸性	第三紀・堆積岩類
12	50	2.43	1.22	0.17	0.08 n.s.	静岡県	伊豆市	太平洋岸式	第三紀・堆積岩類
13	56	1.97	0.99	0.10	0.56 *	静岡県	伊豆市	太平洋岸式	第四紀・火山岩類
14	41	2.02	1.03	0.10	0.73 *	静岡県	伊豆市	太平洋岸式	第三紀・火山岩類
15	109	2.27	1.09	0.09	0.26 *	静岡県	伊豆市	太平洋岸式	第三紀・火山岩類
16	40	2.72	1.24	0.12	0.61 n.s.	静岡県	伊豆市	太平洋岸式	第四紀・堆積岩類
17	52	2.08	1.15	0.10	0.68 *	静岡県	伊豆市	太平洋岸式	第四紀・堆積岩類
18	150	1.92	1.06	0.06	0.70 *	静岡県	伊豆市	太平洋岸式	第三紀・火山岩類
19	95	0.70	0.36	0.10	0.25 *	兵庫県	神戸市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
20	163	1.51	0.74	0.09	0.14 *	兵庫県	神戸市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
21	231	1.38	0.92	0.06	0.31 *	兵庫県	神戸市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
22	124	0.79	0.56	0.12	0.05 n.s.	兵庫県	神戸市	瀬戸内式	中生代・付加コンプレックス
23	212	1.19	0.87	0.05	0.54 **	兵庫県	神戸市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
24	181	0.98	0.65	0.08	0.14 *	兵庫県	神戸市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
25	239	1.45	0.63	0.16	0.00 n.s.	兵庫県	神戸市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
26	142	0.64	0.23	0.08	0.32 *	広島県	広島市	瀬戸内式	中生代・付加コンプレックス
27	129	0.58	0.18	0.10	0.15 *	広島県	広島市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
28	284	0.60	0.19	0.07	0.13 *	広島県	廿日市市	瀬戸内式	中生代・付加コンプレックス
29	267	0.52	0.22	0.06	0.31 *	広島県	広島市	瀬戸内式	中生代・深成岩類
30	285	0.37	0.14	0.08	0.06 *	広島県	大竹市	瀬戸内式	中生代・付加コンプレックス
31	307	0.53	0.19	0.08	0.05 *	広島県	広島市	瀬戸内式	中生代・付加コンプレックス
32	141	1.30	0.79	0.06	0.74 *	高知県	大川村	瀬戸内式	中生代・変成岩類
33	66	2.08	1.27	0.09	0.62 *	高知県	土佐町	太平洋岸式	中生代・付加コンプレックス
34	101	1.48	1.07	0.07	0.74 *	高知県	大川村	瀬戸内式	中生代・変成岩類
35	167	0.66	0.37	0.07	0.32 *	徳島県	三好市	瀬戸内式	中生代・変成岩類
36	99	0.84	0.59	0.04	1.00 **	徳島県	三好市	瀬戸内式	中生代・変成岩類
37	59	0.85	0.43	0.16	0.08 n.s.	高知県	大豊町	太平洋岸式	中生代・付加コンプレックス
38	217	0.78	0.41	0.08	0.09 *	愛媛県	東温市	瀬戸内式	第三紀・火山岩類
39	84	0.70	0.49	0.09	0.47 *	愛媛県	東温市	瀬戸内式	第三紀・火山岩類
40	91	0.90	0.50	0.06	0.85 *	愛媛県	東温市	瀬戸内式	中生代・堆積岩類
41	72	1.75	1.09	0.08	0.75 *	熊本県	五木村	太平洋岸式	中生代・付加コンプレックス
42	101	1.68	1.06	0.12	0.09 n.s.	熊本県	五木村	太平洋岸式	中生代・付加コンプレックス
43	94	0.78	0.39	0.12	0.10 n.s.	新潟県	南魚沼市	日本海	第三紀・深成岩
計	5,816								

** : 有意水準0.05で有意、* : 有意水準0.1で有意、n.s. : 有意でない

上記試験では、SH型簡易貫入試験機を用いて、10cm貫入するまでの打撃回数からNd値を求めている。本研究では、Nd値が20以上となる深度より上部を表層土とし、地表面からNd値が20になる深さまでを土層厚と定義した。なお、Nd値20は、地質に関わらず、表土~強風化層までの厚さに相当し、崩壊深はNd値20までの範囲におさまること

が多いという報告⁵⁾を参考に設定した。

土層厚分布は不均一に厚い値が出現し、正方向に裾野をもつ分布を示すと推察し、式1に示す対数正規分布の確率密度関数の適用を試みた。

$$f(x) = \frac{1}{\sigma x \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \mu}{\sigma} \right)^2} \quad \dots \text{式1}$$

ここで、μ:平均値、σ:標準偏差、x:階級値

(2) 気候・地質・地形データの整理

気候区分は、日本の地理的な区分⁶⁾を用い、北海道・日本海・内陸性・太平洋岸式・瀬戸内式・南西諸島に区分した。土層厚と気候の関係を分析するため、対象地から最も近いアメダス観測所データを収集し、年平均降水量・年平均気温・Langの雨量因子(=年平均降水量/年平均気温)・気温較差の積算値・年平均日照時間を計算した。計算期間は、世界気象機関で定められている平年値(1981年~2010年:30年間)とした。

地質区分は日本シームレス地質図⁷⁾に準じ、時代を中生代・第三紀・第四紀とし、岩石区分は火山岩類・深成岩類・堆積岩類・付加コンプレックス・変成岩類とした。

土層厚と地形の関係を分析するため、平均勾配・集水面積・標高・起伏量をGISでDEM(5m間隔)から計算した。平均勾配と集水面積は、隣接メッシュによるD-Infinity Flow Direction法⁸⁾を用いた。この方法により、メッシュの全方位を0.01°刻みで最急勾配を算出した上で、対象地内の全メッシュの値を平均化した。

2. 3 結果と考察

(1) 確率密度関数による土層厚分布の推定

図-1(a)と(b)に土層厚分布への確率密度関数の適用例を示す。表-1に示すKolmogorov-Smirnovの適合度検定の結果、土層厚分布は気候・地質・地形によらず、対数正規分布の確率密度関数で近似できることが確認される。したがって、簡易貫入試験結果の平均値μと標準偏差σから分布曲線を求めることで、土層厚分布の傾向をある程度推定できる可能性が考えられる。そのため、確率密度関数を用いることで、地域毎に異なる土層厚分布を推定する一手法になることが示唆される。例えば、(a)のように土層厚の薄い値がよく出現する対象地は、分布曲線のピークが高くなり、(b)のように土層厚の厚い値が

出現する対象地は、分布曲線のピークが低くなる。

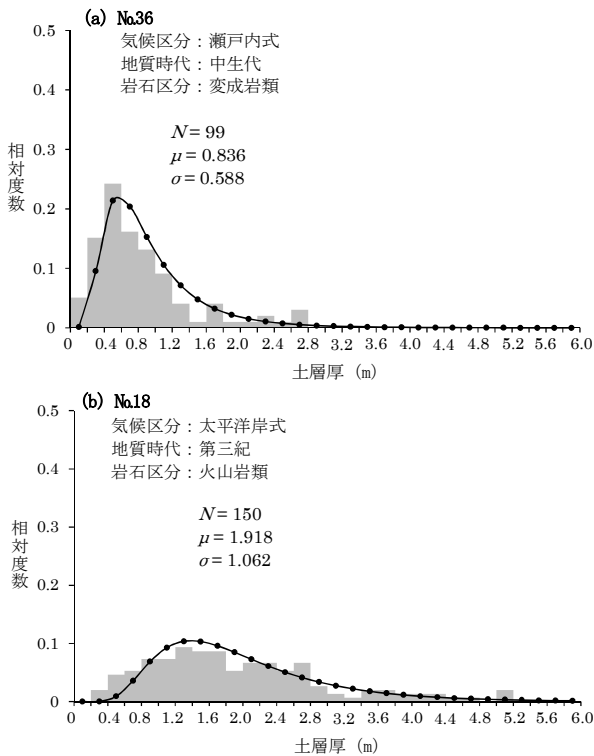


図-1. 確率密度関数の適用例

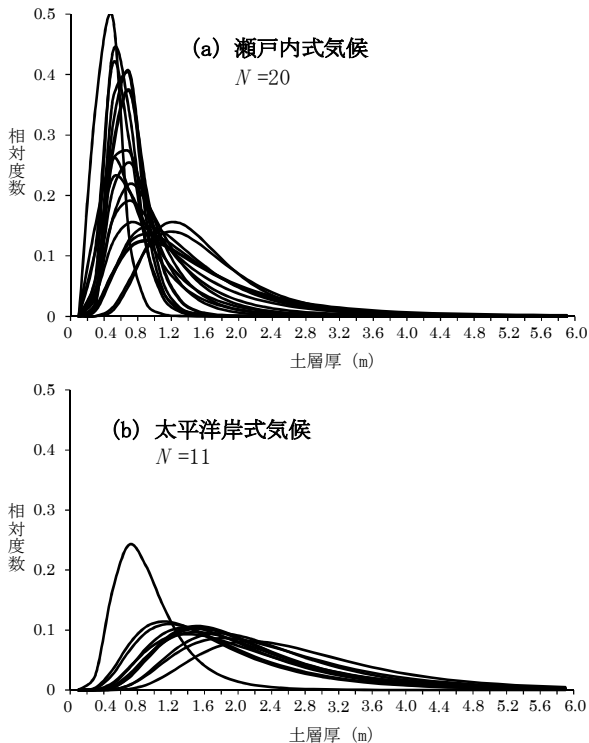


図-2. 分布曲線による比較

図-2 (a)と(b)に瀬戸内式気候と太平洋岸式気候に該当する対象地の分布曲線を示す。一部例外は認めら

れるが、(a)の対象地は土層厚が薄く、(b)の対象地は厚い傾向が認められ、土層厚は気候による影響を受けている可能性が考えられる。(b)の太平洋岸式気候の中では、一箇所ピークが立ち上がった対象地が例外的に見られ、これは付加コンプレックスによる岩石区分の影響が一因として考えられる。

(2) 土層厚分布と気候・地質・地形の関係

図-3に土層厚と年平均降水量の関係を示し、図-4に土層厚と地表面の平均勾配の関係を示す。土層厚は、年平均降水量との間には弱いながらも正の相関が認められ、地表面の平均勾配との間にも同様に弱い負の相関が認められる。一方、それら以外の因子との間には、明瞭な傾向が認められなかった。このことから、土層厚に影響を与える因子は、年平均降水量と地表面の平均勾配の2つと考えられる。

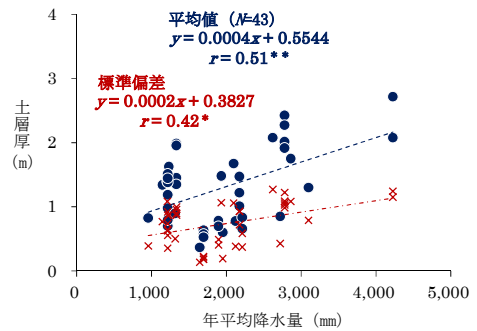


図-3. 土層厚と年平均降水量の関係

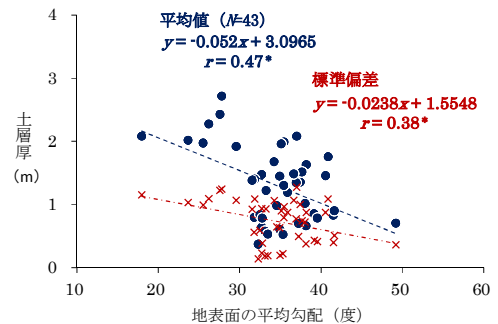


図-4. 土層厚と地表面の平均勾配の関係

図-5に気候・岩石区分・年平均降水量の区分毎に整理した土層厚のボックスプロットを示す。ボックスプロットは同一の気候区分内で右側に向かうほど、年平均降水量が多い対象地になるように、並べて表示している。

図-2の比較結果と同様に、瀬戸内式気候は土層厚の四分位範囲が狭く、太平洋岸式気候は広くなる傾向が認められる。年平均降水量と土層厚の両者には、比例的な関係が見られる。太平洋岸式気候のように降水量の多い地域では基岩の風化が進みやすく、土層厚が

厚くなることが考えられる。同一気候区分における岩石区分では、堆積岩類で土層厚が厚く、ばらつきも大きい傾向が見られる。

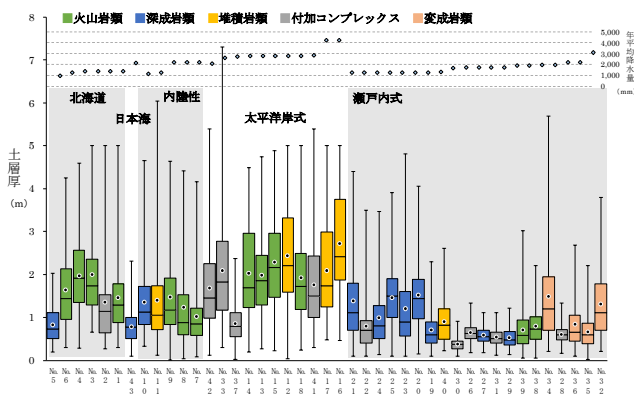


図-5. 土層厚のボックスプロット
(気候・岩石区分・年平均降水量)

2. 4 まとめ

土層厚分布は気候区分による違いが見られ、土層厚の形成には、年平均降水量が影響を与える一つの要因になることが示唆された。一方で地形については、崩積土といった堆積形態毎にデータ区分し分析することも考えられる。今後、今回整理したデータを活用し、土層厚の平均値 μ や標準偏差 σ を推定しつつ、簡易貫入試験等の現地調査を効率的に実施する手法の検討につなげていくことが重要と考えられる。

3. CCTV画像を活用した土石流発生の検知手法

3. 1 目的

土石流発生を検知する手法の一つとして、CCTVカメラを活用した画像解析がある。これまでの画像解析の研究では、PIV (particle image velocimetry) を用いた土石流の水位・流量の推定を目的とした研究^{9) 10)} や斜面崩壊の検知に向けた研究¹¹⁾ が進められてきた。また、河川区間では、画像解析による水位・流量の推定手法の研究が進められ、マニュアル案^{12) 13)} が作成されている。

一方で、山地流域は、急峻な地形や局地的な豪雨に起因した水位・滲筋の変化が生じやすく、土石流の急激な濁りの変化や水位変化といった現象を、画像解析で表現した研究例は少ない。画像解析から土石流の発生を検知するには、土石流の現象がもたらす変化を捉える必要がある。本研究では、土砂を含むことによる濁りの変化に焦点を絞り、画像解析を用いることで、渓流水の濁りの変化から土石流発生を検知する手法を検討する。

3. 2 研究方法

(1) 解析対象

平成28年8月23日に、北海道石狩川水系黒岳沢川で発生した土石流¹⁴⁾を対象とした。動画は、北海道開発局所管のCCTVカメラで撮影された。なお、動画の時間は6:53:45から6:57:13までの208秒間である。動画は、6:53:45時点において、河道を流れる水は茶褐色に濁っている。6:56:00頃に土石流の段波が上流から流れてくる様子が確認出来た。また、土石流は河道全幅を流下し、流路は茶褐色の水の流れで覆われた。一方で、流路の右岸側において、土石流水位よりも高い位置では画像の乱れが少なく、ほとんど変化は見られないことが確認出来る。

(2) 画像解析の方法

渓流水が濁る際に起こる色の変化に着目し、画像を構成する画素情報である R (赤色; $\lambda=700\text{nm}$)、 G (緑色; $\lambda=546.1\text{nm}$)、 B (青色; $\lambda=435.8\text{nm}$) の三原色を用いた。画像からRGB値を抽出し、RGB値を用いた濁りの検知手法を試みた。ここで画素情報とは、画像の色が数値化された指標の一つであり、RGBの三原色で構成される。一般的なテレビ等のモニターで見える色は、画素という小さな点の集合体であり、この個々の点は明るさ等の異なるRGBの三色を混ぜ合わせることで、きわめて多くの色の組合せが表現される。画像の色は色相 (色の種類) ・明度 (明るさ) ・彩度 (鮮やかさ) のバランスによって決まる。

図-6に土石流到達時の濁水画像を示す。画像上では、任意の矩形の解析対象領域を設定し、その領域内のRGB値を抽出し平均化した。領域①は、水位の上昇によって対象領域が濁りを検知できることから、土石流発生に伴う渓流の水位変化を予想し設定した。領域②は水面の濁りの変化を捉えるために設定し、各々の領域内の画素のRGB値を平均化し、輝度値を時系列で整理した。



図-6. 土石流到達時の濁水画像 (6:56:40 時点)

3. 3 結果と考察

図-7に解析対象領域①におけるRGB値と輝度値の時間変化を示す。土石流到達前のRGB値は、*G*値と*B*値が大きく、6:56:40頃に土石流が到達すると、解析対象領域①に濁水が映り、RGB値および輝度値が90前後から100以上へと上昇している。そのうち、*R*値が85から107へと1.25倍に増加している。これは、土石流の到達時に、解析対象領域①に濁水が映り込む面積が増加し、*R*値が相対的に増加したことが考えられる。

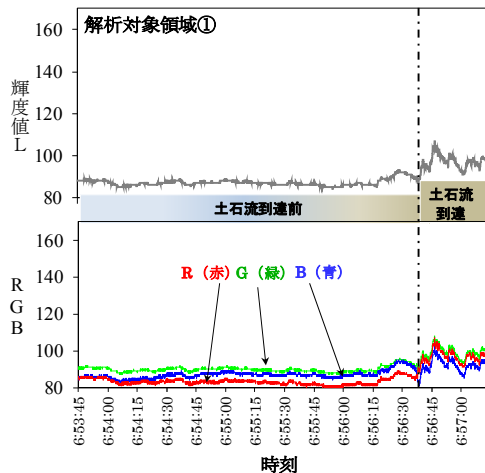


図-7. RGB値と輝度値の時間変化
(解析対象領域①)

図-8に解析対象領域②におけるRGB値と輝度値の時間変化を示す。解析対象領域②による濁水の水面を対象にした場合、RGB値のうち*R*値が常に大きな値を示している。さらに、解析対象領域①の右岸岸壁と比較し、②の水面では輝度値とRGB値が全体的に高い値を示しており、これは日射の影響を受けていることが考えられる。

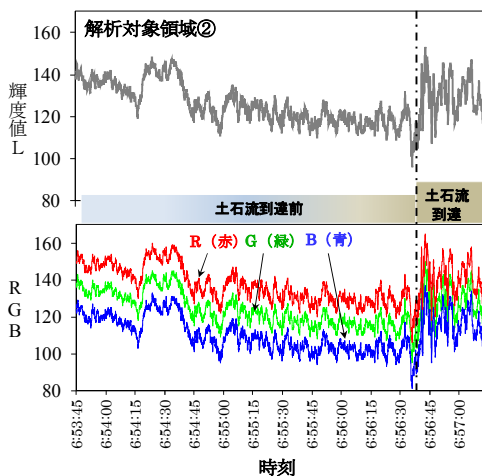


図-8. RGB値と輝度値の時間変化
(解析対象領域②)

解析対象領域①と②の画像解析結果から、RGB値の*R*値の全体に対する相対的な増加を把握することで、土石流発生を検知につながる可能性があるとする唆される。

3. 4 まとめ

RGB値を用いた画像解析によって、土砂を含んだ濁りの変化は、土石流発生を検知につながる可能性があるとして推察された。今後は他の土石流事例における一連の動画を手直し、今回の検知手法を検証していくことが重要となる。

4. おわりに

本研究により、以下のことが示された。

(1) 土層厚分布の推定手法

- 土層厚分布は気候・地質・地形によらず、対数正規分布を示していた。そのため、平均値 μ と標準偏差 σ からの分布曲線を求めることで、確率密度関数から土層厚分布の傾向をある程度推定できる可能性が考えられた。
- 土層厚に影響を与える因子は、年平均降水量と地表面の平均勾配の2つが考えられた。
- 降水量の多い地域では基岩の風化が進みやすく、土層厚が厚くなることが考えられた。

(2) CCTV画像を活用した土石流発生を検知手法

- 土石流到達前のRGB値は、*G*値と*B*値が大きい値を示し、土石流到達時のRGB値は、*R*値が相対的に上昇した。
- 水面の画像解析では、*R*値が常に大きい値を示していた。以上の解析結果から、RGB値の*R*値の全体に対する相対的な増加は、土石流発生を検知につながる可能性があるとする唆された。

謝辞

北海道開発局と各地方整備局の関係各位には、簡易貫入試験結果を提供頂いた。北海道開発局旭川開発建設部には、平成28年8月に黒岳沢川で発生した土石流の動画を提供頂いた。ここに記して、感謝の意を申し上げます。

参考文献

- 内田他：「場の条件の設定手法が表層崩壊発生箇所予測に及ぼす影響」, 砂防学会誌, 62(1), p.23-31, 2009.
- 逢坂：「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, 1996.
- 千木良：「風化と崩壊」, 近未来社, 204pp, 2005.
- Heimsath et al.: The soil production function and

landscape equilibrium, Nature, vol. 388, p. 358-361, 1997.

- 5) 小山内他: 「簡易貫入試験を用いた崩壊の恐れのある層厚推定に関する研究」, 国総研資料, 第261号, 2005.
- 6) 関口: 「日本の気候区分 -気候区分の基礎的問題について-」, 経済安定本部資源調査会事務局, 61pp, 1950.
- 7) 産総研地質調査総合センター: 「1/20万日本シームレス地質図」, <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>, 2017.
- 8) Tarboton, DG.: A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, Water Resources Research, vol. 33, p. 309-319, 1997.
- 9) 平川他: 「土石流の表面流速計測におけるPIV適用の試み」, 砂防学会誌, 59(2), p. 49-54, 2006.
- 10) 横田他: 「底面水抜きスクリーン上における土砂移動状況の画像解析」, 砂防学会誌, 65(4), p. 45-49, 2012.
- 11) 柳原他: 「粒子画像流速測定法(PIV)を用いた崩壊の動画像解析」, 砂防学会誌, 57(1), p. 33-38, 2004.
- 12) (国研)土木研究所水工研究グループ水文チーム: 「流量観測の高度化マニュアル Appendix D CCTV カメラを活用した流量観測」, 25pp, 2016.
- 13) (国研)土木研究所水工研究グループ水文チーム: 「流量観測の高度化マニュアル Appendix E 遠赤外線カメラを活用した流量観測」, 68pp, 2016.
- 14) 北海道開発局旭川開発建設部: 黒岳沢川CCTVカメラ動画 (No.2, No.3 CCTV), 2016.

STUDY ON DETECTION AND OBSERVATION TECHNOLOGIES FOR DEBRIS-FLOWS AND SHALLOW RAPID LANDSLIDES

Budgeted : Grants for operating expenses General account

Research Period : FY2015-2017

Research Team : Sediment Control Research Group
(Volcano and Debris flow)

Author : ISHII, Yasuo, CHIDA, Yoji, TAKEZAWA, Nagazumi,
AKITA, Hiromi, MIZUNO, Hideaki, KINOSHITA,
Atsuhiko, TAKAHARA, Teruyoshi

Abstract : In order to establish a warning and evacuation system, risk evaluation methods on detection and observation systems with low cost and low labor on sediment-disasters are required. Estimation of unevenness soil thickness distribution is essential for the risk evaluation. And the detection and observation systems need to make the most of existing equipment such as CCTV. Therefore we studied the estimation methods and the detection system of debris-flows using CCTV images. Since unevenness soil thickness distribution shows a log-normal distribution regardless of climate, geology and topography, there was a possibility of estimating to some extent using probability density function. On the other hand, according to the image analysis on the change of turbidity accompanying the occurrence of debris-flows, G values and B values of RGB values before arrival of debris-flows became large, and R values rose relatively greatly when debris-flows arrival. As a result, there is possibility that occurrence of debris-flows can be detected by the increase of R values of RGB values.

Key words : detection, observation, soil thickness, debris-flows, image analysis