

3. 厚真川山地小流域を対象とした水・土砂流出および地形特性

Characteristics of runoff, sediment transport and topography over the sub-catchment in Aduma river basin

宮崎功太郎¹・星野 剛²・山田 朋人³・泉 典洋⁴・橋場 雅弘⁵
Kotaro MIYAZAKI, Tsuyoshi HOSHINO, Tomohito YAMADA,
Norihiro IZUMI and Masahiro HASHIBA

¹ 北海道大学大学院工学院環境フィールド工学専攻河川流域工学研究室 修士課程1年

² 北海道大学大学院工学研究院土木工学部門河川流域工学研究室 博士研究員

³ 北海道大学大学院工学研究院土木工学部門河川流域工学研究室 准教授

⁴ 北海道大学大学院工学研究院土木工学部門河川流域工学研究室 教授

⁵ (株) 福田水文センター

要 旨

2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震により、胆振地方では多数の土砂崩れが発生した。崩壊面積は明治以降、我が国最大の22.06km²である。崩壊斜面から厚真川への土砂流出量の増加リスクの推定は喫緊の課題となっている。本研究の目的は1降雨イベントの降雨による土砂流出量の算出、1年間に想定される土砂浸食リスク、その地震前後の変化量の推定である。土砂流出量は厚真川富里地区の一支川における流量、濁度の観測によって算出し、2019年の3つの降雨イベントにおける土砂流出量を算出した。観測結果から総降水量に大きな差がなくとも、土砂流出量は大きく異なることが明らかになった。1年間の土砂浸食量を経験的な土壌流出式 (USLE) を用いて推定した結果、2019年の年間土砂浸食量は321t/yrと推定され、裸地もしくは急勾配の斜面において特に土砂浸食が大きいことが判明した。さらに、地震前後の地形それぞれから降雨の影響を除いて年間土砂浸食量を算出した。その結果、地震後の土砂浸食量は地震前よりも13.7倍程度大きくなったと推定され、その要因は土砂崩れによる裸地化であることが示唆された。地震後の土砂浸食量を既往最小、最大の年降雨量を記録した年の降雨を与えて算出したところ、194t/yrから546t/yr発生する可能性があるという結果となった。今後の土砂浸食の予測には降雨、地形条件に加え、植生の遷移といった地形と相互に干渉する条件が必要となると考えられる。

《キーワード：地震；土砂崩れ；経験的な降雨-土砂流出式；衛星画像解析；正規化植生指数 (NDVI)》

3. 1. はじめに

土砂災害による社会への影響は多岐にわたる。その一つである降雨による土砂崩壊面からの土砂流出は、ダムや河道、河口域での土砂堆積や水質汚染を引き起こすことが考えられる。単一土砂崩壊面、本川流域またはそれに準ずる規模の支川流域の土砂流出量を明らかにすることは土砂流出リスクの評価につながり、ひいては土砂崩壊地域の土砂管理方策を講じる上での重要な論拠となる。2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震による厚真川上流域の土砂崩壊は広範囲に及び、土砂崩壊面積は明治以降、我が国最大の22.06km²である¹⁾。このような大規模土砂災害の土砂流出リスクの評価方法は確立されていない。また、降雨と水・土砂流出の対応関係は明瞭となっておらず、それらの対応関係の把握には小流域での観測が適していると考えられる。

本研究は厚真川流域における今後の降雨時の土砂流出量及びその長期変動の表現を可能にするため、厚真川支川流域を対象とした水文、気象観測を実施し、経験的な土壌浸食式 (USLE) を用いた土砂流出量の算出と地震による土砂流出リスクへの影響を評価した。

3. 2. 観測対象流域と地震による地理的变化

3. 2. 1. 観測対象支川，流域の概要

図3-1、図3-2に示す厚真町富里地区の厚真川の一を対象に観測を行った。標高データを解析した結果、この支川の流域面積は0.76km²であると算出された。また衛星画像から土砂崩壊面積は0.41km²であると判別され、流域面積の54%を占めている。著者らのドローンによる観測から二箇所の天然ダムと多数の窪地の水たまりを確認した。また土質は道央の火山噴火、カルデラ形成に由来する火山灰質土である。下層から支筋カルデラ (Spfa-1)、恵庭岳 (En)、樽前山 (Ta-d, Ta-b) の順に堆積している。地質研究所報告書によると、本地震で起こった厚真町桜丘から吉野地区の土砂崩壊はTa-d直下の粘土層を滑り面として崩落している²⁾。本流域においても同様の滑り面で土砂崩壊が起きたと推測される。以上述べた本流域の特徴に加え、現地調査の結果を図3-3から図3-4に示す。



図3-1 厚真川の位置

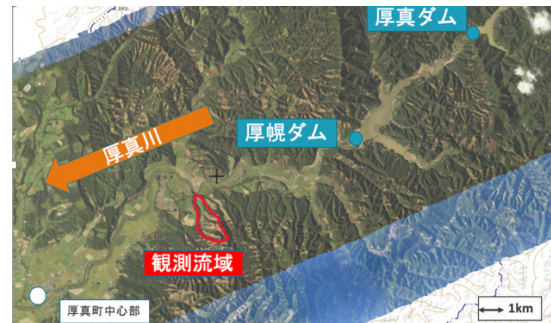


図3-2 地震後の胆振東部地域及び厚真川と解析対象支川の位置関係

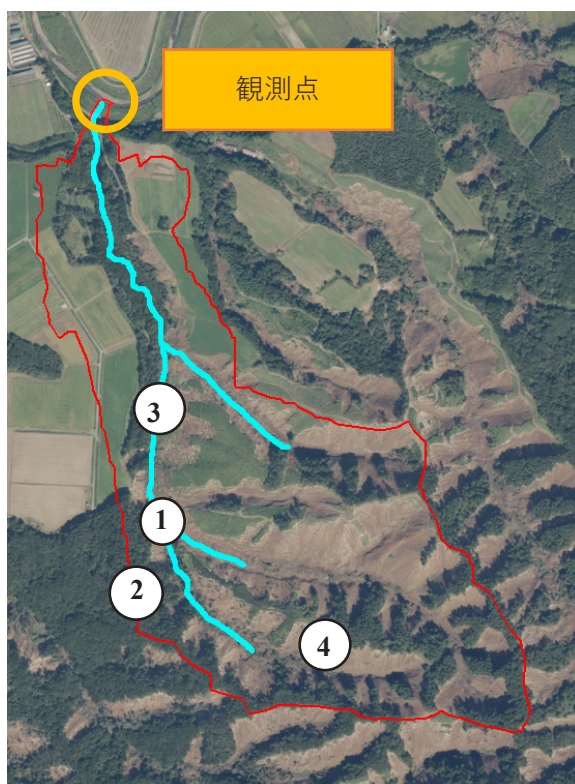


図3-3 解析対象流域 土砂崩壊面は流域の54%を占めている



図3-4 現地調査時にドローンで撮影された対象流域の概観



図3-5 地震後に形成された天然ダム①



図3-6 地震後に形成された天然ダム②



図3-7 流木の集積場



図3-8 支川最上流部の土砂崩壊面



図3-9 土砂崩壊面のガリ侵食



図3-10 土砂崩壊面で発見されたマツ科と思われる植物



図3-11 支川沿いのブナ、シラカバ林



図3-12 峰付近に残ったカラマツ林

3.2.2. 地震による地形変化の把握

地震前後の地形変化を捉えるために、標高と地形勾配の比較を行った。標高データは地震前（国土院、基盤地図情報サイト）と地震直後（国土交通省北海道開発局2018年9月）のLPデータを用いた。空間解像度はそれぞれ5 m、0.5 mである。結果を図3-13、図3-14に示す。なお比較のため、2018年の標高データの解像度を0.5 mから5 mに内挿した図も加えた。

対象流域全体の標高分布は大きな変化がない一方で、勾配分布は顕著に変化している。2018年の0.5 m解像度の勾配分布図では土砂崩壊斜面の周縁と、下部の支川沿いに急勾配斜面が形成され、縞模様が見られる。この特徴的な急勾配斜面の分布は土砂崩壊形態に起因すると考えられる。つまり斜面の崩落時、崩落斜面の上方境界と崩落土塊の下部に形成された不連続な地形がこの急勾配斜面であると推測される。また最大勾配は地震前が51度であるのに対し、地震後は0.5 m解像度では74度、5 m解像度では50度と解像度に依存した結果が示された。地震前後の5 m解像度の勾配のヒストグラムの比較から、地震後は全体として緩勾配傾向となっていることが確認される。

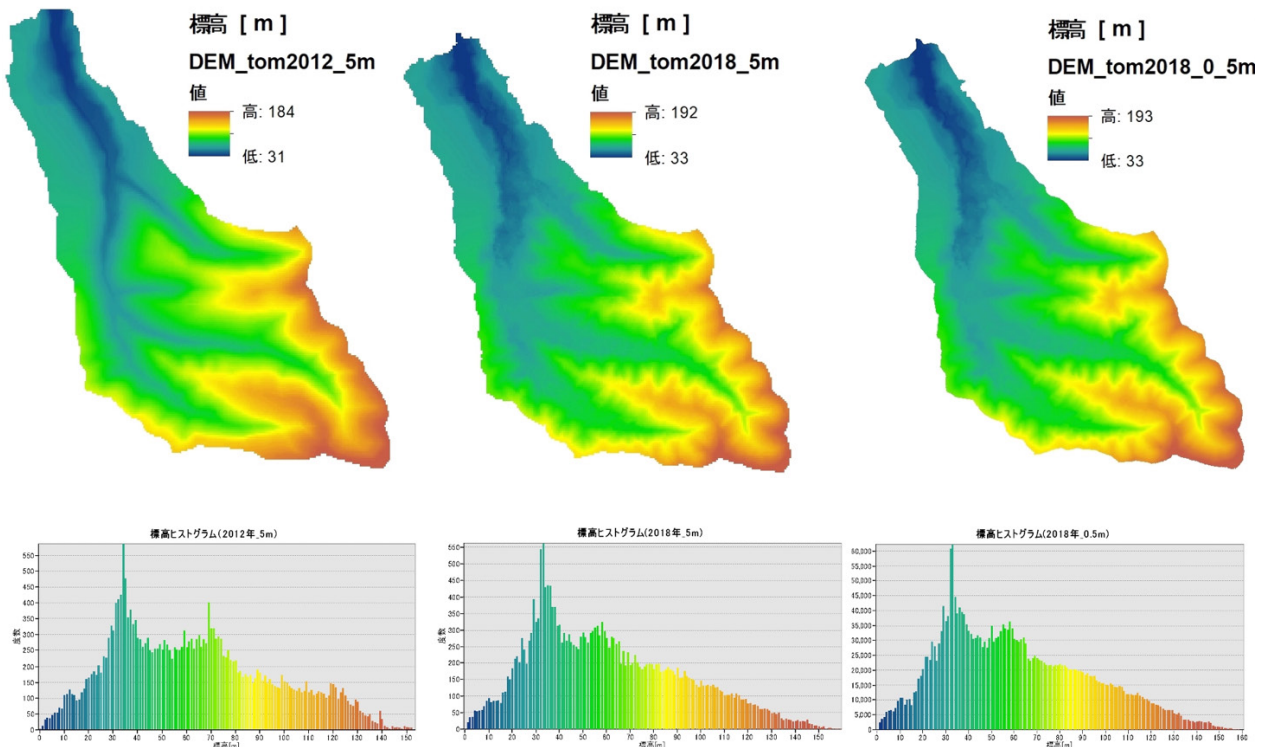


図3-13 厚真川富里流域の標高[m]

左：2012年（5mメッシュ）、中：2018年9月（5mメッシュ）、右：2018年9月（0.5mメッシュ）

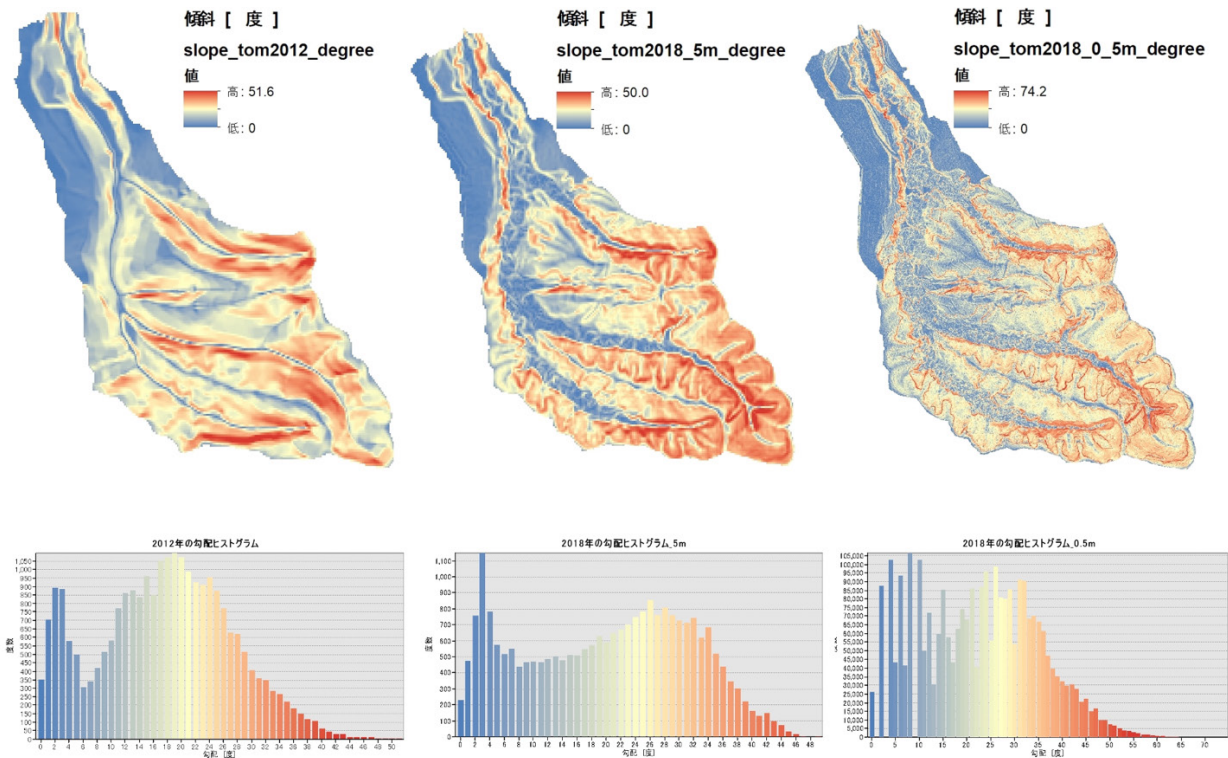


図3-14 厚真川富里流域の勾配[度]

左：2012年（5mメッシュ），中：2018年9月（5mメッシュ），右：2018年9月（0.5mメッシュ）

3. 2. 3. 地震による被覆変化の把握

対象流域の被覆変化を客観的に観測するために、LANDSAT衛星画像から正規化植生指数NDVI（Normalized Difference Vegetation Index）を算出し、地震前後の比較を行った。正規化植生指数は植生の活性度を示す指数であり、次式から算出される。

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad (1)$$

ここで、 NIR :任意のグリッドの近赤外線の反射率、 R :任意のグリッドの赤色光の反射率である。葉は近赤外線をよく反射し、赤色光をあまり反射しない（吸収する）性質がある。したがってNDVIが大きい（近赤外線と赤色光の反射率の差が大きい）グリッドでは植物の活性度が大きく、逆に小さいグリッドでは植物の活性度は小さい、あるいは他の物質で被覆されていることを意味する。対象流域でのNDVIの算出結果を図3-15に示す。地震直後では崩壊斜面のNDVIは顕著に減少している。このように地震により本流域の被覆が森林から裸地に変わったことが衛星観測から客観的に確認できる。

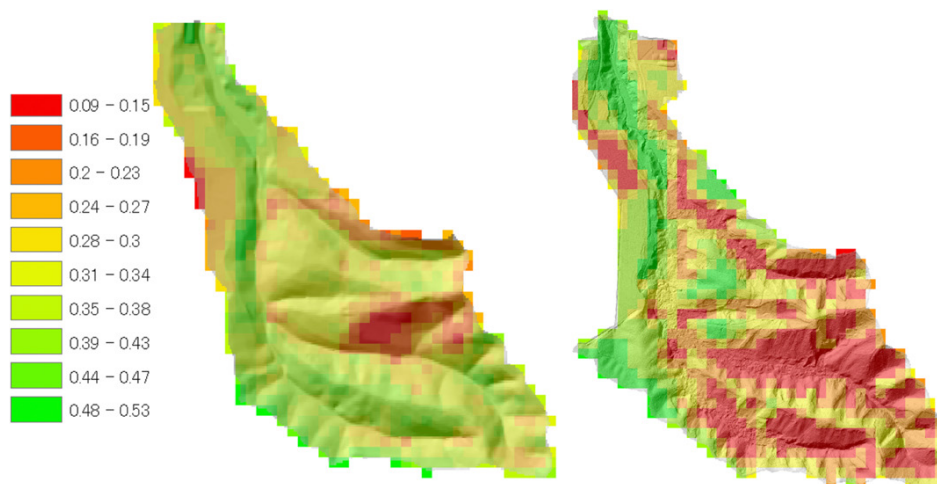


図3-15 NDVIの分布図（左：2017年，右：2019年）

3. 3. 観測手法と観測結果

3. 3. 1. 観測諸量

2019年7月25日から11月13日にかけて現地水文，気象観測を行った。水文観測地点は厚真川本川と観測支川との合流部のボックスカルバートである（図3-16）。水深[cm]，濁度[ppm]を計測するために，圧力式水深計，超音波式水位計，複合濁度計（赤外後方散乱式濁度計，圧力式水深計）を設置した（図3-17，図3-18）。観測インターバルは圧力式水深計が10分間，その他の計器が5分間である。なお複合濁度計は5分毎に10回濁度の計測が行われる。複合濁度計は7月25日から8月14日まで河床に，8月14日から9月13日まで河道中央の水面上方に設置されていたが，それぞれ出水時に流れてきた土砂にセンサーが覆われる，流下物がひっかかるなど計測に不適な状態になった。そのため9月13日以降は左岸水面上方に設置した。よって濁度は濁度計が水中に浸かる高水時のみ計測される（図3-19）。このように本観測地点では流出土砂によって河床形状が頻繁に変化する。また，水文観測地点から堤防沿いに東へ500 m離れた地点に，雨量[mm]を計測するために転倒マス式雨量計，雨滴衝撃式雨量計を設置した。観測インターバルは5分間である。



図3-16 水文観測地点の概観
7月25日撮影。右岸に設置された複合濁度計
水面上方に設置された超音波水深計



図3-17 画面中央に超音波水深計



図3-18 複合濁度計
11月13日撮影



図3-19 出水で浸かった濁度計

表面流速[m/s]の定量化のために、河道近傍に30フレームレート（30枚/秒）のトレイルカメラ（昼間は可視カメラ，夜間は近赤外線カメラ）を設置し，Space-Time Image Velocimetry（STIV）法により水表面の流速を推定した．STIV法は主として次元（主流方向）の平均流速を求める非接触型流速測定法で，水表面の流れ方向に想定した検査線上の輝度分布の時間変化を時空間プロットし，そこに現れる縞パターンの勾配から表面流速を求めるものである³⁾．なお断面平均流速は表面流速に浮子観測の更生係数である0.85を乗じた数値とし⁴⁾，断面平均流速から流量 Q [m³/s]を算出した．各イベントの水位と流量から，水位流量曲線式を算出することで各イベントの連続的な流量を求めた（図3-20）．

浮遊物質濃度[mg/L]の算出のために，採水分析を行った．濁度はカオリンを基準とした光の反射度[ppm]であるため，採水サンプルから濁度-浮遊物質濃度関係を作成し，濁度観測結果に適用することで連続した浮遊物質濃度が得られる（図3-21）．採水日は10月4日降雨イベント時である（以下1004イベント）．1004イベントにおけるピーク流量は0.31 m³/sと観測期間において比較的大きい．採水サンプルは6:30，10:00，10:15，10:30，12:05に採水された5つであり，ピーク流量を記録した10:40に近い時間のサンプルである（図3-22，図3-23）．採水結果を表3-1に示す．分析方法はGFPろ過法を用いた．これは網目2 mmのふるいを通過したサンプルを孔径1 μmのGFP（ガラス繊維ろ紙）でろ過した後，乾燥させて質量を計測する方法である．分析結果を表3-1に示す．この1004イベントの濁度-浮遊物質関係を他イベントにも適用することで各イベントの連続した浮遊物質濃度および流砂量を算出した．

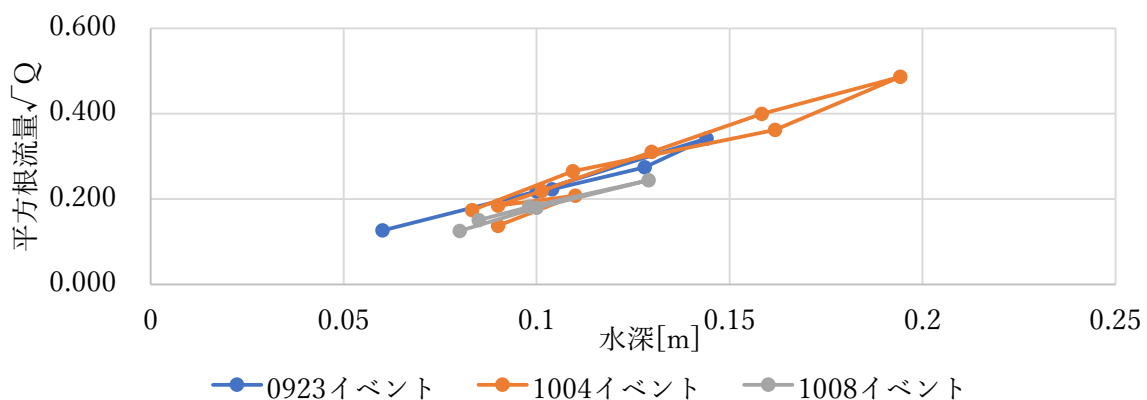


図3-20 画像解析から得られた流速と観測された水深から作成された $h-\sqrt{Q}$ 関係

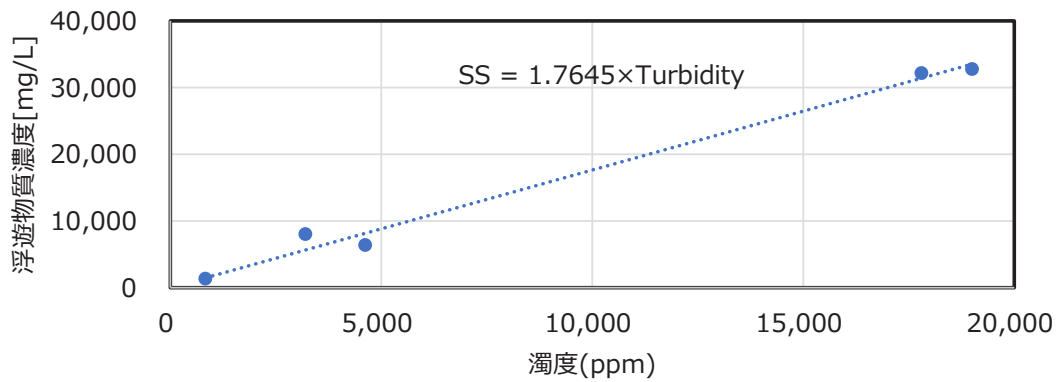


図3-21 採水，水質分析により作成された濁度—浮遊物質濃度関係

表3-1 水質分析結果

調査地点名		富里				
		6:30	10:00	10:15	10:35	12:05
調査月日	月日	10月4日	10月4日	10月4日	10月4日	10月4日
濁度	度	831	3200	19000	17800	4620
浮遊物質濃度	mg/L	1370	8050	32800	32200	6430
有機物濃度率		0.15	0.13	0.13	0.13	0.15



図3-22 10月4日イベント時の採水風景



図3-23 10月4日イベントの採水サンプル

3.3.2. 解析対象とした降雨イベント

9月13日以降で総降水量が大きい順に3つの降雨イベントを解析対象とした（図3-24から図3-26）。7月から9月12日までのイベントは濁度計が埋没，流木がひっかかるなど計測に不適な状態になっていたため，解析の対象外とする。以下は各イベントの降雨，流出特徴である。

0923イベント

- ・降雨量がピークに達してから約30分後に流砂量がピークに達し約1時間後に流量がピークに達する。
- ・降雨ピークが2度見られ，それに対応して流量のピークも2度見られる。

1004イベント

- ・初めに降雨量がピークに達してから流量がピークに達するまでの時間遅れは約2時間である一方，2度目のピークの時間遅れは約1時間である。

- ・流量と流砂量のピークが一致している。
- ・本イベント時に現地調査を行ったところ、出水の前期と後期で洪水流の色が黒茶色から白茶色に変化する、厚真川本川よりも支川の方が明るい茶色であるなどの事象が見られた（図3-27から図3-30）。

1008イベント

- ・初めに降雨量がピークに達してから流量がピークに達するまでの時間遅れは約1.5時間である一方、2度目のピークの時間遅れは約40分である。
- ・流量と流砂量のピークが一致している。

イベントが発生する度に土砂の堆積、洗掘により河床形状が変化している。ハイドログラフがピーク後に横ばいになっても流量がピーク前よりも大きいままであるのは、河床がイベント前よりも高くなっていることが原因であると推測される。

各イベントで共通する特徴は3つある。まず降雨ピークが2度発生している場合、時間遅れは1度目よりも2度目の方が短いことである。次に直接流出継続時間の長さである。直接流出は流量が増加し始めた時間から平水時流量に戻るまでの時間とした。3イベントで2日から4日と、小流域としては長いことが確認された。最後に流出率の小ささがあげられる。流出率を（総直接流出量[m³]/（流域平均総降雨量[m³]）により求めたところ、0923、1004、1008イベントそれぞれで0.18、0.13、0.24となった。つまり降雨の約80%が本流域に留まっていることになる。これは崩壊土砂面が火山灰性質土であるため保水容量が大きいこと、上流の天然ダムの貯留効果によって流出が抑制されていることを示唆する。

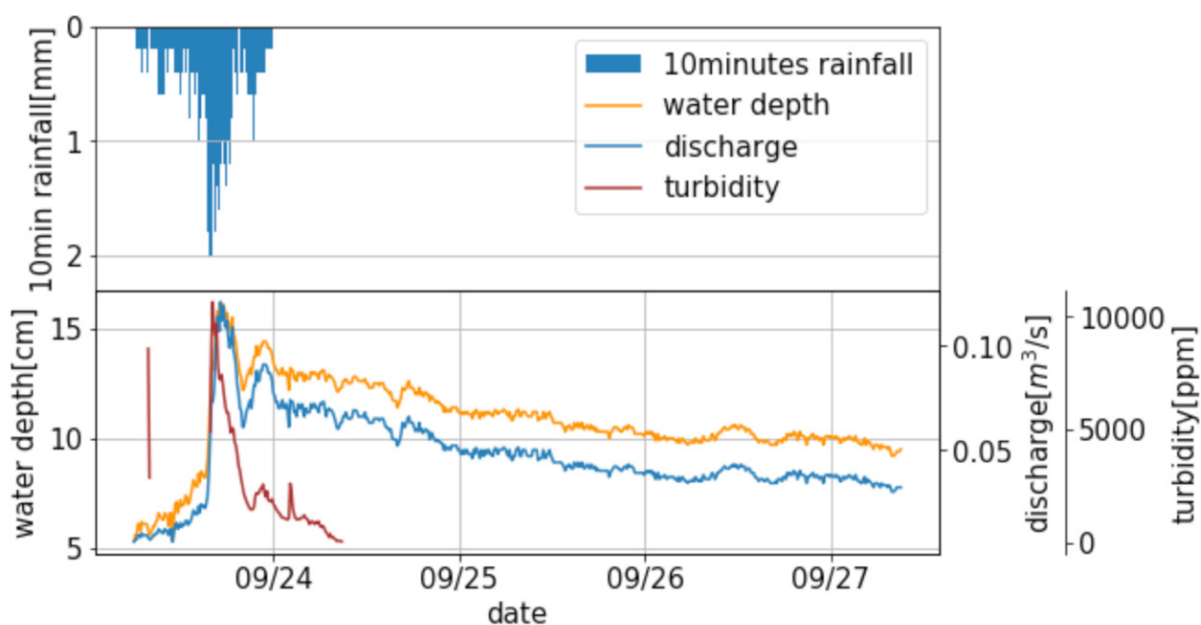


図3-24 9月23日イベントの観測結果

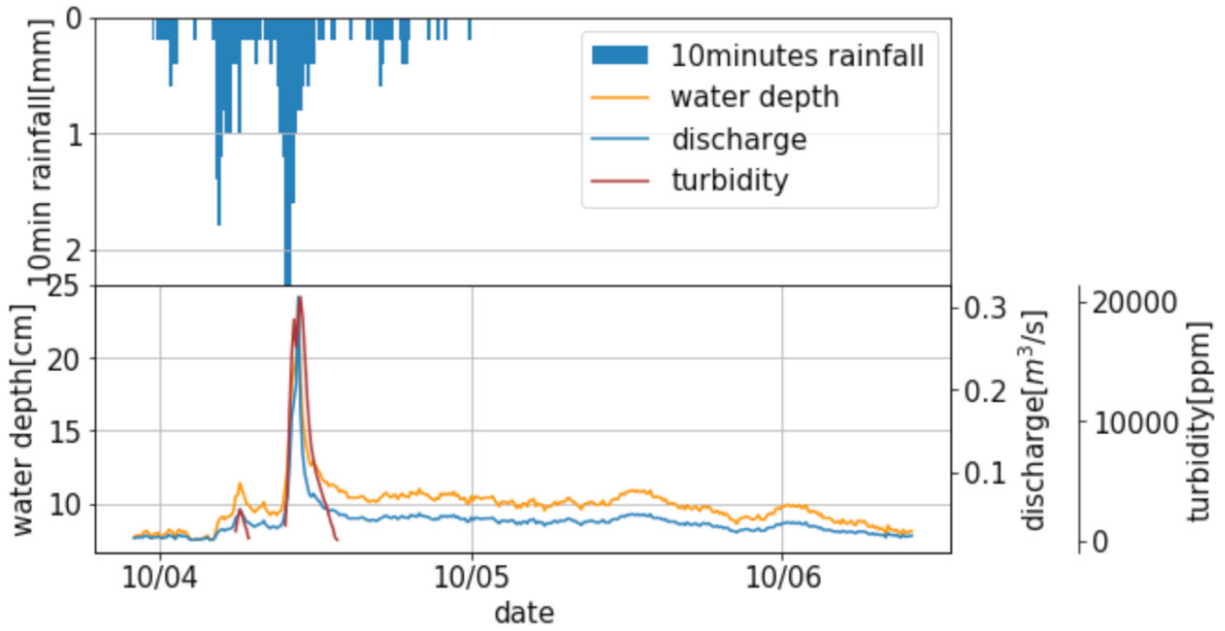


図3-25 10月4日イベントの観測結果

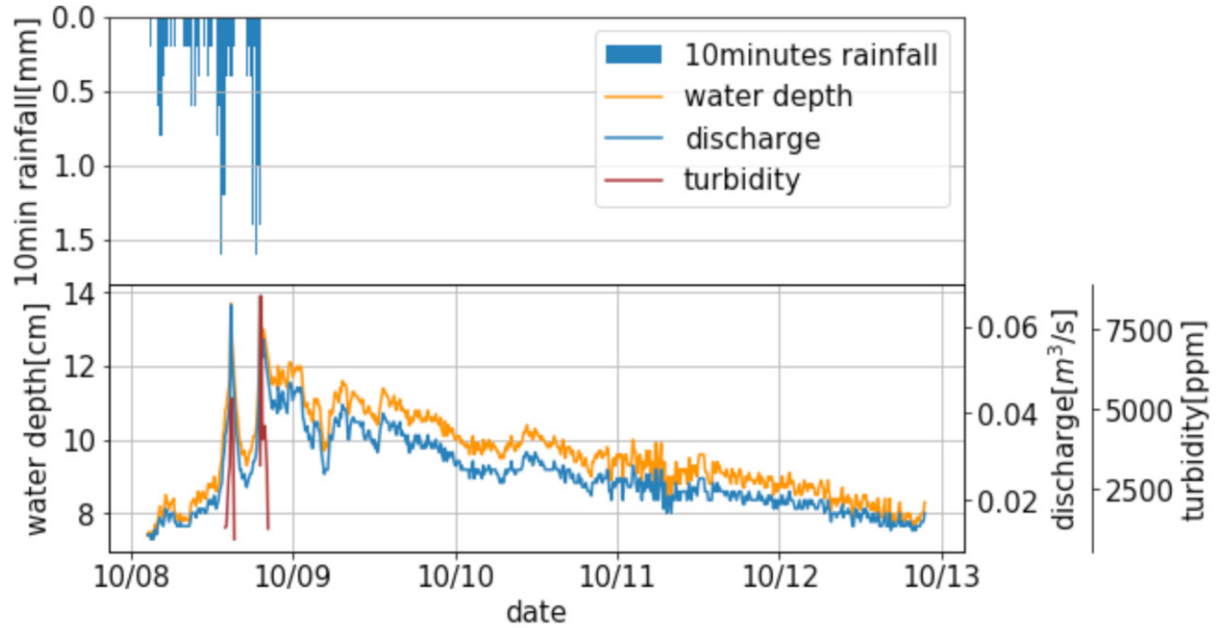


図3-26 10月8日イベントの観測結果



図3-27 河道近傍のインターバルカメラ平水時画像



図3-28 出水時画像



図3-29 観測支川と厚真川本川の水の色の差



図3-30 崩壊面から天然ダムへの流入

各イベントの総流出土砂量は流砂量を時間積分することで求めた。結果を表3-2に示す。括弧内は総流出土砂量を流域面積で除した値である。各イベントにおいて総降水量に大きな差はないが、総流出土砂量は大きな差がある。0923イベントと1008イベントで比較すると、総降水量が約2倍大きいだけで総流出土砂量は約7倍大きくなる。

さらに土砂流出の特徴をとらえるために、流量-浮遊物質濃度関係を作成した(図3-31)。その結果、各イベントで共通して二価性の関係にあることが示された。0923イベントでは右回りのループを、1004, 1008イベントでは左回りのループを描いている。右回りは流量ピークよりも浮遊物質濃度ピークが早い初期濃度型(ファーストフラッシュ型)、左回りは流量ピークよりも浮遊物質濃度ピークが遅い後期高濃度型である。また、1004イベントでは2つのループが描かれている。小さいループは1回目の流

表3-2 各イベントの特徴と総流出土砂量の算出結果

イベント	気象場	総降水量[mm]	降雨継続時間	総流出土砂量[t] ([g/m ²])
0923	台風17号から変わった温帯低気圧による降雨	57.8	17時間40分	23.6 (31.2)
1004	台風18号から変わった温帯低気圧による降雨	39.8	14時間	31.23 (41.3)
1008	日本海の低気圧と前線による降雨	26.4	16時間40分	3.3 (4.4)

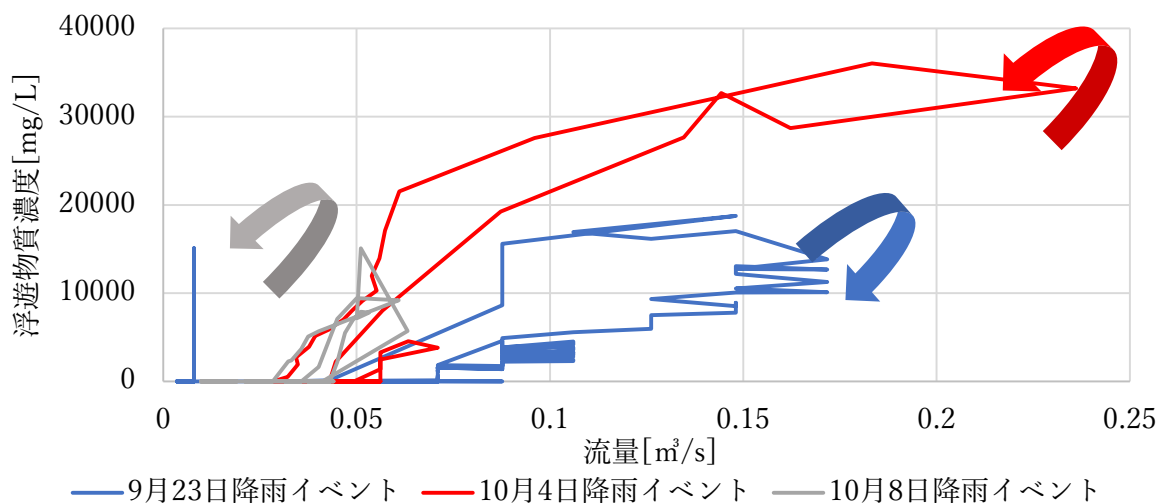


図3-31 各イベントの流量-浮遊物質濃度の散布図

量ピーク，大きいループは2回目の流量ピークにそれぞれ対応している．ループの形は相似していることから，1004イベントの間は1度目と2度目の出水の両方が後期高濃度型であったことが示唆される．他の特徴として，各イベントで同一流量であっても浮遊物質濃度は最大で2.5倍近い差が存在することがあげられる．このことから，流出土砂を求めるモデルの構築にあたり，変数として流量だけでなく浮遊物質濃度も算定しなければならないことが示唆される．

3. 4. USLEの適用

3. 4. 1. USLEの係数の決定

降雨による土砂浸食の経験式であるUSLE (Universal Soil Loss Equation) は多くの事例で適用されている．本式はWischmeier, Smith (1977) らが提案した傾斜枠試験を基にした農場における土壌流出を算出するための経験式である⁵⁾．傾斜枠試験は農地末端にコの字型の木枠を設置し，降雨により流出した土砂を堆積させることで土壌流出量を計測する試験である (図3-32)．本式はアメリカ農務省が中心となって1940年代から開発と改良が続けられている．本式を国内外の山地，森林における土壌流出へ適用した事例は多数あげられる．Karki and Shibano (2006) は愛知県内の小流域にUSLEの検討を行い，山地流域においても適用できることを明らかにした⁶⁾．一方，長澤 (1999) はタイの森林が農地に転換された際の土壌流出量の変化をUSLEで算出している⁷⁾．Wen⁸⁾ らは，台湾のJou-Jou山地の土砂崩壊面でUSLEを適用し，地震前後の土壌侵食深さを比較し，将来の植生遷移予測から土壌侵食量が6年後に大幅に減少することを明らかにした．また，Astillero and Yamada (2019) は過去気候及び将来気候における降雨データを用いて釧路川流域にUSLEを適用し，気候変動による土壌流出量の変化を調べた．厚真川流域においても，植生遷移は将来の土壌浸食量予測を行う上で重要な要素となることが予想される．

USLEのパラメータは降雨，地理的要素に基づいて決定される．次式に示す．

$$A = R K L S C P \quad (2)$$

ここで， A :年間土壌流出量 [$\text{tf} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$]， R :降雨係数 [$\text{tf} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$]， K :土壌係数 [$\text{h} \cdot \text{m}^2$]， LS :地形係数， C :作物係数， P :保全係数である．

降雨係数 R は次式より算出される．

$$R = \sum EI_{30} \div 100 \quad (3)$$

$$E = (210 + 89 \log_{10}(\bar{r})) r_{total} \quad (4)$$

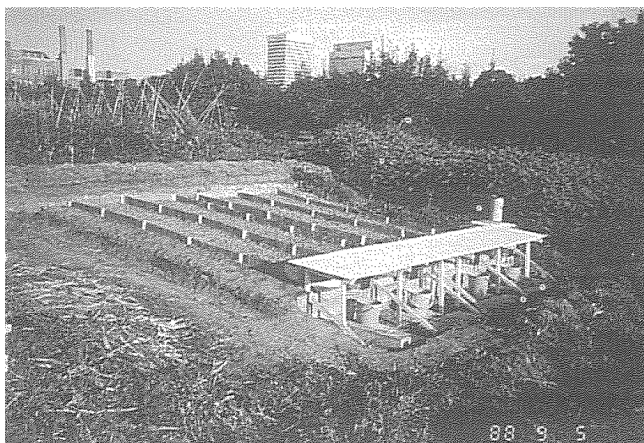


図3-32 USLEの基となった傾斜枠試験⁹⁾

ここで E :一連降雨の降雨エネルギー， \bar{r} :1イベント雨量の平均降雨強度 [$\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$]， I_{30} :1イベント雨量の最大30分間降雨強度 [$\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$]， r_{total} :1イベント総雨量 [cm]である．対象となる土壌浸食性降雨イベントは総降水量12.7 mm以上か，30分間降雨強度が12.7 mm以上のイベントである．2017年，2019年の降雨係数 R_{2017} ， R_{2019} をアメダスの2017年，2019年の4月から11月にかけて厚真町における10分間降雨データから算出した．算出結果は $R_{2017}=75$ ， $R_{2019}=152$ である．また降雨とは別に降雪係数による土壌浸食も考慮可能ではあるが，本研究では降雨による土砂流出のみ

を対象とするため、降雨係数のみを適用した。また、将来の年間土壌浸食量の予測のために、既往最小・最大の年降雨量の降雨係数を算出した。既往最小、最大の年降雨量は1984年の473 mm、1981年の1239 mmであり、降雨係数は $R_{1984}=92$ 、 $R_{1981}=259$ である。

土壌係数 K は土質に起因する土砂流出のしやすさを表す係数である。谷山（2003）によって農耕地の代表的な土質に対応した土壌係数がまとめられている¹⁰⁾。土質と土壌係数の対応表を表3-3に示す。本流域の土質は、道央の噴火によってもたらされた火山灰性土質である。前述したとおり、今回の地震で起きた吉野地区の土砂崩壊滑り面は、樽前山の火山灰に由来する樽前dであるとの報告がされている。著者らのドローンによる土砂崩壊面の観測より、土砂崩壊面の土を樽前dと判別した。土壌係数表から樽前dは黄土中粗粒土にあてはまるとし、対応する土壌係数である0.033を採用した。また森林被覆面の土質は、厚真町で行われたボーリング調査の結果、同じく樽前山由来の火山灰性土質である樽前b、cだったため、同様に土壌係数0.033を採用した。

地形係数 LS はそれぞれ斜面長、斜面勾配の係数である。本研究の対象流域は本来USLEが適用される農地よりも複雑な山岳地形であるため、Desmet and Govers (1996) らによって提案された斜面長勾配 L と、McCool et al. (1989) によって提案された勾配係数 S を適用する。前者は農地では無視される水流が土砂を押し流す効果が、後者は農地よりも急峻な勾配について考慮されている。これらは地形解析ソフトによる標高データからの算出を前提としている。各グリッドの地形係数は次式より算出される。

$$L = \frac{(A+D^2)^{m+1} - A^{m+1}}{22.13^m D^{m+2} (\sin\theta + \cos\theta)} \quad (5)$$

$$m = \frac{\beta}{1 + \beta} \quad (6)$$

$$\beta = \frac{\sin\theta}{0.2688((\sin\theta)^{0.8} + 0.56)} \quad (7)$$

$$S = 10.8\sin\theta + 0.03 \quad (8)$$

$$S = 16.8\sin\theta - 0.50 \quad (9)$$

$\theta < 9\%$ ならば(8)式、 $\theta > 9\%$ ならば(9)式を適用する。ここで A :対象グリッドの上流域に位置するグリッド群の面積[m²]、 D :標高データの1グリッド幅[m]、 θ :対象グリッドの勾配である。標高データは、地震前の5 m解像度データと地震後の0.5 m解像度データである。なお地震後の標高データは0.5 mから5 mに内挿して適用した。算出結果を図3-33に示す。地形係数 LS は対象支川の流路で顕著に大きくなっている。これは地形係数 LS が勾配 θ よりも流入グリッド面積 A の影響を受けやすいことを示す。また、2012年の地形係数は流路から斜面に向かって一様に分布しているのに対し、2018年の地形係数は流路から斜面に向かって樹状に LS が分布していることも特徴である。セル全体の地形係数の平均値は2012年が12.3、2018年が12.1と、その差は小さい。これは図3-34で示されたように、地震により崩落斜面のような急勾配斜面は増加した一方で、同時に崩落土塊の堆積部のような緩勾配斜面も同様に増加し、全体としては緩勾配傾向となったことが原因として考えられる。

表3-3 谷山（2003）による土質と土壤係数Kの対応表

土壤類型			土壤係数	土壤類型			土壤係数	土壤類型			土壤係数
記号	土壤群名	土壤統群名		記号	土壤群名	土壤統群名		記号	土壤群名	土壤統群名	
01A	岩屑土			08A		細粒	0.043	13A		細粒、灰色系	0.049
02A	砂丘未熟土		0.019	08B	グライ台地土	中粗粒	0.024	13B		中粗粒、灰色系	0.05
03A		厚層多腐植質	0.001	08C		礫質		13C		礫質、灰色系	0.046
03B		厚層腐植質	0.013	09A		細粒	0.029	13D		細粒、灰褐色	0.045
03C	黒ボク土	表層多腐植質	0.001	09B	赤色土	中粗粒		13E	灰色低地土	中粗粒、灰褐色	0.047
03D		表層腐植質	0.011	09C		礫質	0.049	13F		礫質、灰褐色	0.043
03E		淡色	0.032	10A		細粒	0.038	13G		細粒、下層黒ボク	0.038
04A		厚層多腐植質	0.012	10B		中粗粒	0.033	13H		中粗粒、下層有機質	0.036
04B		厚層腐植質	0.019	10C	黄色土	礫質	0.033	13I		礫質、斑紋なし	0.071
04C	多湿黒ボク土	表層多腐植質	0.012	10D		細粒、斑紋有り	0.042	14A		細粒強グライ土	0.039
04D		表層腐植質	0.025	10E		中粗粒、斑紋有り	0.029	14B		中粗粒強グライ土	0.047
04E		淡色	0.037	10F		礫質、斑紋有り	0.044	14C		礫質強グライ土	0.044
05A		多腐植質		11A	暗赤色土	細粒	0.026	14D	グライ土	細粒	0.041
05B	黒ボクグライ土	腐植質	0.042	11B		礫質		14E		中粗粒	0.048
05C		淡色		12A		細粒、斑紋無し	0.05	14F		下層黒ボク	
06A		細粒	0.028	12B		中粗粒、斑紋無し	0.059	14G		下層有機質	0.036
06B	褐色森林土	中粗粒	0.033	12C		礫質、斑紋無し	0.048	15A	黒泥土		0.03
06C		礫質	0.024	12D	褐色低地土	細粒、斑紋有り	0.051	16A	泥炭土		0.019
07A		細粒	0.04	12E		中粗粒、斑紋有り	0.052				
07B	灰色台地土	中粗粒	0.04	12F		礫質、斑紋有り	0.048				
07C		礫質	0.042								
07D		石灰質									

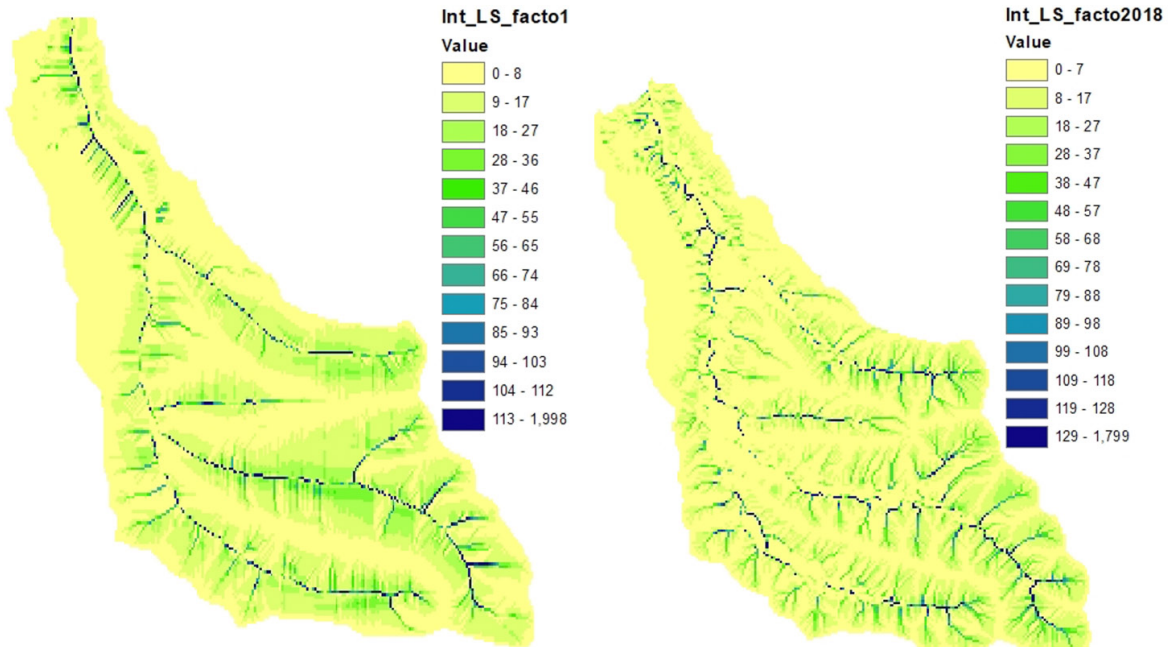


図3-33 地形係数LSの分布図（左：2012年，右：2018年）

作物係数Cは土地の被覆状況を示す式である。農地の作物に対する係数に加えて、渡辺、長塚が農地以外の被覆に対応する値を示している（表3-4）¹¹⁾。本流域の被覆は森林と崩壊土砂面（裸地）から構成されているため、それぞれに対応する0.005、1.0を採用した。崩壊土砂面と森林は著者が衛星画像から判別した。判別結果に基づく作物係数Cの分布図を図3-34に示す。なお地震前の作物係数は、被覆が一樣に森林であったため、流域全域で0.005とする。

保全係数Pは畑における畝立て方向、等高線栽培などの土壤保全耕作の効果を示す係数である。本流域では考慮に入れず、1.0とした。

表3-4 渡辺, 長塚による被覆状態と作物係数Cの対応表

土地利用区分	作物係数
森林	0.005
農地(小麦)	0.2
農地(小麦以外)	0.4
農地(草地)	0.02
人工構造物	0.01
ビニールハウス	0.01
舗装道路	0.01
未舗装道路	1
荒地・その他	0.05
裸地	1.0
水域	0

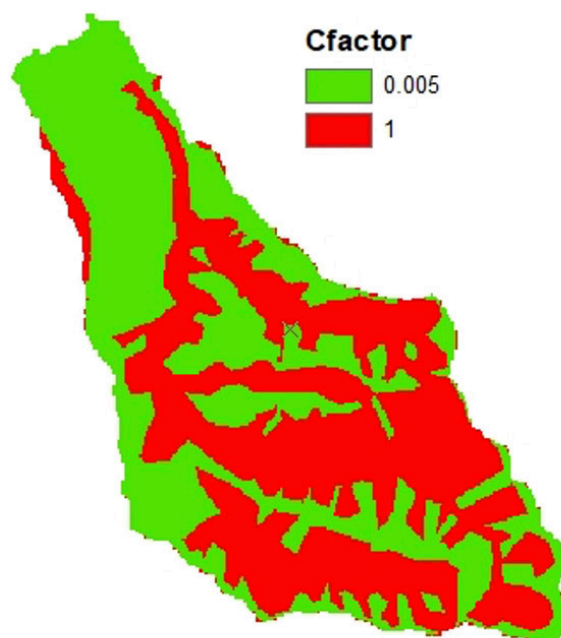


図3-34 2018年の作物係数Cの分布図

3. 4. 2. 年間土壌浸食量の算出結果

以上より決定された係数からグリッドごとに算出された2019年の年間土砂浸食量を図3-35の左に示す。なお地形係数LS, 作物係数Cは2018年の値を適用した。地形係数LSの影響で、流路と崩壊斜面中央の土砂浸食量は局所的に大きい値を示している。流域全体の平均値は $423 \text{ t} \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$ である。古市¹²⁾らによる報告によると、厚真川支川の東和川南流域では2019年4月から12月にかけて、 $382 \text{ t}/\text{km}^2$ の浮遊土砂が流出している。これら数値を比較すると、USLEは年間土砂浸食量をオーダー単位で精度よく算出できている。しかし、次の2点は比較において留意されるべきである。第一に東和川南流域の崩壊面積率は0.23と、本研究の対象流域における崩壊面積率0.54の半分程度の数値であることである。第二に東和川南流域の浮遊土砂流出量は流域末端の観測値であるため、あくまで東和川に流入した浮遊土砂の観測量であることである。東和川流域に存在する天然ダム、窪地によってその上流域からの流出土砂は捕捉され、東和川に流入しない。また2019年の本流域における年間土砂浸食量は流域全体の平均値に流域面積を乗じて算出したところ、 $321 \text{ t}/\text{yr}$ となった。

地震前後の土砂浸食量の増加を定量的に評価するため、2017年と2019年の年間土砂浸食量を算出し、比較した。なお降雨の影響を除くため、降雨係数は2017年と2019年の平均値とした。結果を図3-35の中

央、右に示す。それぞれの年間土砂浸食量[t/yr]を算出したところそれぞれ18 t/yr, 247 t/yrとなった。したがって、地震後の土砂浸食量は地震前後で13.7倍大きくなったと推定される。USLEの諸係数において、地震によって変化した係数は地形係数 LS と作物係数 C である。それぞれの係数の流域平均値を地震前後で比較すると、地形係数 LS が0.9倍小さくなり、作物係数 C が15倍大きくなっている。このことから、地震による土砂リスクの増加は作物係数 C （被覆）が支配的であると言える。

さらに将来の厚真町で既往最小、最大の年降雨量のイベントが起こった場合の土砂浸食量を算出した。それぞれの降雨係数 R_{1984} , R_{1981} を地震後の対象流域に与えると、年間土砂浸食量は194 t/yr, 545.7 t/yrと算出された。このように将来、降雨量次第で年間土砂浸食量は194 t/yrから545.7 t/yr（最小、最大の差は約2.8倍）発生する可能性がある。なお降雨量と地震による地理変化が土砂浸食量の増加へ及ぼす影響は、降雨量が最大2.8倍、土砂崩壊による地形・植生変化が13.7倍と、地震による影響の方が大きいことが示唆される。

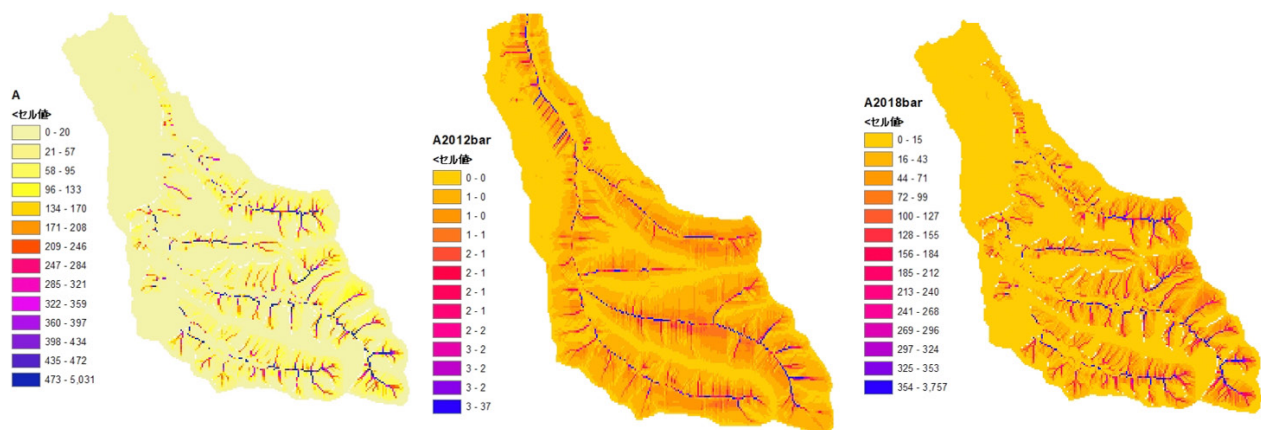


図3-35 年間土壌浸食量[tf・ha⁻¹・yr⁻¹]

左：2019年の実際の土壌浸食分布図，
中：平均降雨係数を用いた2017年，右：2019年の土壌浸食分布図

3.5. まとめ

本研究では、次の事象について示した。

- ・1イベントの土砂流出量は、総降水量26.4 mmから57.8 mmに対し、3 tから31.2 tと大きく異なることがわかった。
- ・流量-物質濃度関係は二価関係であり、同流量でも土砂濃度の差は最大で2.5倍程度であった。
- ・厚真川富里支川流域の2019年の年間土砂浸食量は321 t/yrである。土砂浸食は流路、崩壊斜面中央で大きく発生する。
- ・本流域の土砂浸食量は地震前後で13.7倍増加したと推定される。土砂浸食量の増加は森林から裸地への被覆の変化が支配的な要因である。
- ・将来、既往最小、最大降雨量が発生した場合、年間土砂浸食量は194 t/yrから546 t/yr（最小、最大の差は約2.8倍）発生する可能性がある。また、降雨量と地震による地理変化が土砂浸食量の増加へ及ぼす影響は、降雨量が最大2.8倍、土砂崩壊による地形・植生変化が13.7倍と、地震による影響の方が大きいことが示唆される。

気象・水文観測からイベントごとの土砂流出量を算出した。また気象・水文観測の結果、降雨後の出水が日単位で続くことから、本流域の貯留効果は小流域としては比較的大きいことが確認された。これは土砂堆積により形成されたと考えられる天然ダムや多数の窪地が貯留に寄与していることを示す。さ

らに崩壊斜面は火山灰性土質であるため、降雨が斜面に浸透して貯留されることも示唆される。土砂流出機構に関しては、総降水量と土砂流出量は線形の関係ではないことが確認された。土砂流出機構に影響を与える条件として降雨の特徴（降雨強度、雨の時空間分布）と土地の特徴、状態（異なる土質の分布、初期水分量）などが考えられる。加えて、流量ピークと濁度ピークの時間的前後関係がイベントごとに異なることも特徴である。またイベント中においても濁水が白っぽい色に変わるといった出水前後期の流出形態の変化が見られた。これは降雨時に河道近傍の土砂が先に流出し、河道から離れた土砂が後から流出するといった事象が起きたと考えられる。これらから本流域の土砂流出モデルを構築する際に、降雨だけではなく濁度も変数として与える必要があると示唆される。現在、降雨量、浮遊土砂濃度を用いた降雨—土砂流出式の適用を試みている。

本研究では解析対象としなかったが、将来の本流域の土砂浸食リスクは気候変動による降雨量の増加、地震によって形成された天然ダムの容積推移によっても増加する。2018年9月時点では図3-6、図3-7の天然ダムや多数の小さな窪地よりも上流域で発生する流出土砂は、天然ダムに貯留されているが、将来容積が満たされた時点で厚真川本川に流入し始める。反対に植生の回復といった土砂流出量を減少させる現象もまた発生する。植生遷移は数十から数百年単位で推移する¹³⁾ため、植林などの手段を講じる必要があることも予想される。今後の課題として、これらの土砂流出リスクを変化させる変動的な要素を含めた予測を行うことが重要である。

参考文献

- 1) Fengrui Wang: Coseismic landslides triggered by the 2018 Hokkaido, Japan (Mw 6.6), earthquake: spatial distribution, controlling factors, and possible failure mechanism
- 2) 廣瀬亘, 川上源太郎, 加瀬善洋, 石丸 聡, 興水健一, 小安浩理, 高橋良: 平成30年北海道胆振東部地震に伴う厚真町およびその周辺地域での斜面崩壊調査 (速報), 北海道地質研究所報告, 第90号, pp.33 - 44, 2018年
- 3) 藤田一郎: 河川表面流速の画像計測ソフトウェアKU-STIV開発の背景とその応用, 建設工学研究所論文報告集第57号[報告], 2015年11月
- 4) 国土交通省: 河川砂防技術基準調査編, 第2章第4節
- 5) Wischmeier, W.H and D.D, Smith: Predicting Rainfall Erosion Losses, Agriculture Handbook 537, 1977 2)
- 6) Astillero S. G. C., Yamada T. J. 2019: SOIL EROSION ASSESSMENT ON THE INFLUENCE OF CLIMATE CHANGE IMPACT”, 土木学会第27回地球環境シンポジウム講演集, 83-85.
- 7) Karki KB, Shibano H. 2006. Soil loss in a forested watershed underlain by deeply weathered granite: comparison of observations to predictions of a GIS-based USLE. Bull. Tokyo Univ. For. 115:1-36.
- 8) 長澤良太 1999. GIS-USLEを用いたタイ北部, ナン県における土壌浸食量の推定. 写真測量とリモートセンシング38 (6) :24-33.
- 9) Wen-Tzu Lina, Chao-Yuan Linb, Wen-Chieh Chouc: Assessment of vegetation recovery and soil erosion at landslides caused by a catastrophic earthquake: A case study in Central Taiwan, ecological engineering28 (2006) pp.79-89
- 10) 傾斜枠試験による土壌浸食挙動の研究 (1), 長沢徹明, 梅田安治, 井上京・李里漫, 北大農邦文紀要17 (1) :p11-17, 1990
- 11) 谷山一郎: 農耕地からの表面流去水の発生に係わる土壌要因の解明とMIの作成, 農林水産業および農林水産物貿易と資源・環境に関する総合研究, 農業環境技術研究所・研究成果第414号, 2003年
- 12) 古市剛久・水垣滋・小山内信智・村上泰啓・山田孝・厚井高志: 厚真川支流域 (上流域) からの流出観測, 厚真研究助成報告書 (本誌)

13) 中村太士:地表変動と森林の成立についての一考察,生物科学,Vol.42,pp.57.67, 1990年