

## 山口県防府市における土石流の特徴と土砂災害発生前年表

Features of Debris Flows and Sediment Disaster Calendar in Hofu City, Yamaguchi  
Prefecture

鈴木 素之 Motoyuki SUZUKI (山口大学大学院理工学研究科)

阪口 和之 Kazuyuki SAKAGUCHI (アジア航測(株))

楮原 京子 Kyoko KAGOHARA (山口大学教育学部)

2009年7月21日に山口県防府市を中心に発生した土石流災害の現地調査の際、土石流発生溪流の側岸に過去の土石流堆積物が幾重に堆積する状況が確認された。その後の勝坂、松ヶ谷、真尾、石原の4地区における地形解析と現地踏査の結果から、この災害で最大の土砂移動があった勝坂地区では2009年のときと同規模の土石流が過去3回以上発生していたことが確認された。また、特別養護老人ホームが被災した真尾地区でも同程度かそれ以上の履歴があることがわかった。さらに、土石流堆積物に含まれる木片炭化物に対する放射性炭素年代測定結果と地域に残る災害記録を比較検討した。その結果、防府地域での土石流の発生間隔はおおよそ60~300年で、土石流が紀元以降に少なくとも8回発生していたことが判明した。

キーワード：土石流、まさ土、花崗岩、発生頻度、年代測定、古文書 (IGC : B-9, B-11, C-1)

## 1. はじめに

豪雨や地震が頻発する日本では、いつ・どこで・どのような災害が発生したのかを明らかにし、それを後世に伝承するとともに、何世代もわたるタイムスパンで防災対策を考えることが重要である。本研究では、2009年7月豪雨による山口県防府市の土砂災害の特徴と発生素因を航空測量データの解析と現地調査の2つの面からまとめるとともに、土砂災害の過去の発生頻度を明らかにするために放射性炭素( $^{14}\text{C}$ )年代測定法を用いて、土石流堆積物の形成年代を測定し、本地域の土石流・崩壊発生頻度について検討した。

この災害は、山口県および福岡県の広い地域において2009年7月21日から7月26日までの期間の記録的な豪雨によって起こったものであり、多くの箇所でも崩壊や土石流が発生した。特に、山口県防府市では観測史上最多となる24時間雨量で275mmを記録した。これにより、防府市真尾地区の特別養護老人ホームが土石流に襲われたことをはじめに、山口県内で22名もの死者を出した。防府地域は1993年8月2日の集中豪雨でも複数箇所でも崩壊が発生するなど土砂災害の発生頻度の多い地域であることから、過去何度も土砂災害を繰り返している可能性が考えられる。

本災害に関しては、災害の全容が地盤工学会<sup>1),2)</sup>、砂防学会<sup>3)</sup>において調査報告されている。その他、土砂移動頻度に着目した杉原ほか<sup>4)</sup>、地質と土石流の分布についてまとめた大川ほか<sup>5)</sup>、崩壊と土石流発生域の地形的な特徴をまとめた阪口<sup>6)</sup>の研究結果が報告されている。筆者らの調査<sup>2)</sup>によれば、本豪雨で土砂流や土石流

が発生した各溪流には幾層もの旧土石流堆積物が累積していることから、1993年以前に何回もの土石流が発生してきたことを伺うことができる。

花崗岩・まさ土地帯では豪雨時に崩壊・土石流が発生しやすいことは一般に知られており、本災害と地質および土質の様相が類似する1999年に広島で発生した土石流の発生状況・特徴が報告されている<sup>7),8)</sup>。崩壊・土石流の発生頻度に関しては、年代測定法として樹木編年学、放射性炭素年代測定、宇宙線核種生成年代測定などが確立されている。崩壊土砂に巻き込まれた樹木に対しては $^{14}\text{C}$ 年代測定によって崩壊・土石流の発生頻度や間隔の推定・検討がなされているが<sup>4), 9)-12)</sup>、溪流沿いの累積する新旧の土石流堆積物層に対する年代測定はこれまでほとんど実施されていない。また、崩壊の発生間隔や頻度が残存する歴史資料に記録された崩壊イベントと照合し、その信頼度が評価された事例もほとんどない。

本研究は、放射性炭素( $^{14}\text{C}$ )年代測定と古文書調査の文理融合研究アプローチから、土砂災害に対する長期リスク評価手法を確立することを目的として、土石流災害発生地域の広域にわたった調査とその結果に基づいて土石流層序区分を行い、基盤岩を直接被覆もしくは層序的に連続する土石流堆積物に巻き込まれた樹木片の炭化物に対して $^{14}\text{C}$ 年代測定を実施し、土石流堆積物の形成年代および土石流発生のインターバルタイムを明らかにしようとしている。さらに、土石流の発生年代と地域に残る古文書の災害イベントと照合したうえで、地域の『土砂災害発生前年表』を作成することを試みている。

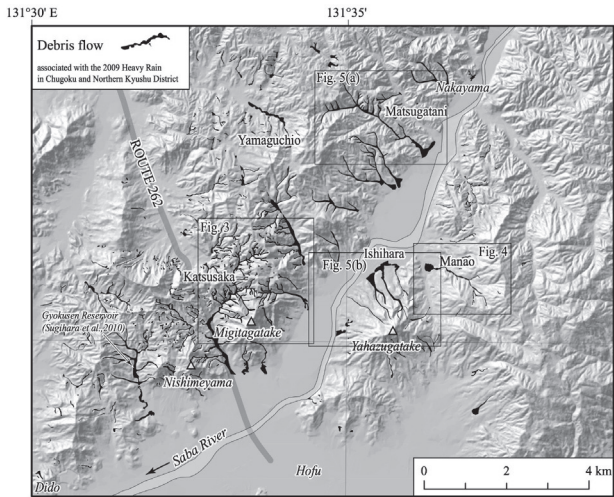


図-1 山口県防府市各地区における土石流の発生状況

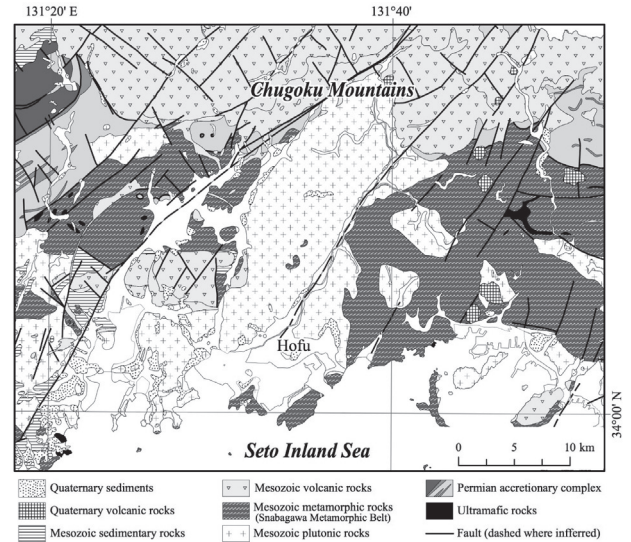


図-2 防府市の地質状況

## 2. 2009年防府・山口地区の崩壊・土石流発生状況

平成 21 年 7 月 21 日の豪雨によって防府地域で多くの崩壊や土砂流・土石流（以降、土石流と記す）が同時多発的に発生した。土石流の発生箇所は図-1 に示すとおりである。対象区域はすべて花崗岩類の分布域である。空中写真判読と現地踏査によって確認できた崩壊総数は 600 箇所を超え、480 以上の溪流で土石流が生じたことが判明した<sup>1), 5), 6), 14)</sup>。その分布は、北が防府市中山から南が防府市大道までの狭い区域に限定されているが、右田ヶ岳、西目山、山口尾、矢筈ヶ岳の斜面での発生が際立っており、その中でも図-1 に示す勝坂地区のような崩壊・土石流が多発した区域と真尾地区のような少ない区域に分けることができた<sup>2), 14)</sup>。また、流域単位でもすべての沢に崩壊や土石流が生じた溪流、ほとんど生じていない溪流など発生域にもバラツキが認められた。崩壊の多くは源頭部の 0 次谷で生じており、多量の雨水を含む崩落土砂が急勾配の溪床を流下する中で堆積物を巻き込んで土石流となり、河川本流に到達する形態がほとんどであった。また、土石流が流下する過程で溪岸を削剥して側部崩壊が誘発された箇所も多く認められた。ただし、一部には崩壊のみでとどまったケースや崩土が主溪流に到達せずに活動が停止したケース、本流に到達せずに活動が停止したケースも認められた。源頭部崩壊の崩壊面積は 200m<sup>2</sup> から 600m<sup>2</sup> が多く、土石流の流長は 100m 程度から数 km まで広範であるが、500m までのものがほとんどであった。また、崩壊や土石流によって侵食・堆積などの影響を受けた面積は 3.35km<sup>2</sup> であり、対象流域 150km<sup>2</sup> の 2.2%にあたる。

## 3. 地形・地質的特性

### 3.1 地質特性<sup>1), 2), 14)</sup>

図-2 に対象区域内の地質図を示す。主な地質は深層までまさ土状に風化した花崗岩であり、一般的にも豪雨に弱い岩質である。また、風化の残留核が玉石状に斜面や尾根に分布し、トアといわれる景観を呈している。この花崗岩内にはアブライト・ヒン岩・ペグマタイトの岩脈が認められる。これらの岩脈は風化に強いいため、溪床などに堅岩として露出することが多い。山地の尾根付近には、一部三郡変成岩がループペンダント状に分布し、土石流の礫中にもこれらの岩石が混入している。真尾地区においては、上田南川によって形成された扇状地の南側と北側には大規模な斜面崩壊によって形成された崖錐地形が存在し、複合扇状地のような山麓斜面を形成する。地質は広く分布する花崗岩と局所的に分布する結晶片岩、ひん岩等の岩脈類であり、花崗岩は深層までまさ土状に風化が進んでいる。また、溪床付近に分布する新鮮な花崗岩には水平に近い節理が発達し、薄く剥がれやすい状況にある。扇状地堆積物の露頭の一部ではクサリ礫が含まれるため、中位段丘形成時期に対比される 10 万年オーダー前の堆積物と考えられている<sup>15)</sup>。

### 3.2 地形特性<sup>6), 14)</sup>

多数の崩壊・土石流が発生した佐波川流域は左右岸で異なる地形形状を示す。ここで特徴的な溪流の状況を示す。右岸の勝坂地区（剣川溪流）の斜面を覆う植生は灌木などの低木や松などの針葉樹が主体で、露岩が見られるところもあり、植生は乏しいと言える。剣川に合流する小規模な支流は 50 溪流以上あり、そのうち 40 溪流以上で崩壊・土石流が発生した。図-3(a)に勝坂地区の赤色立体図を示す。また、図-3(b)に災害発生



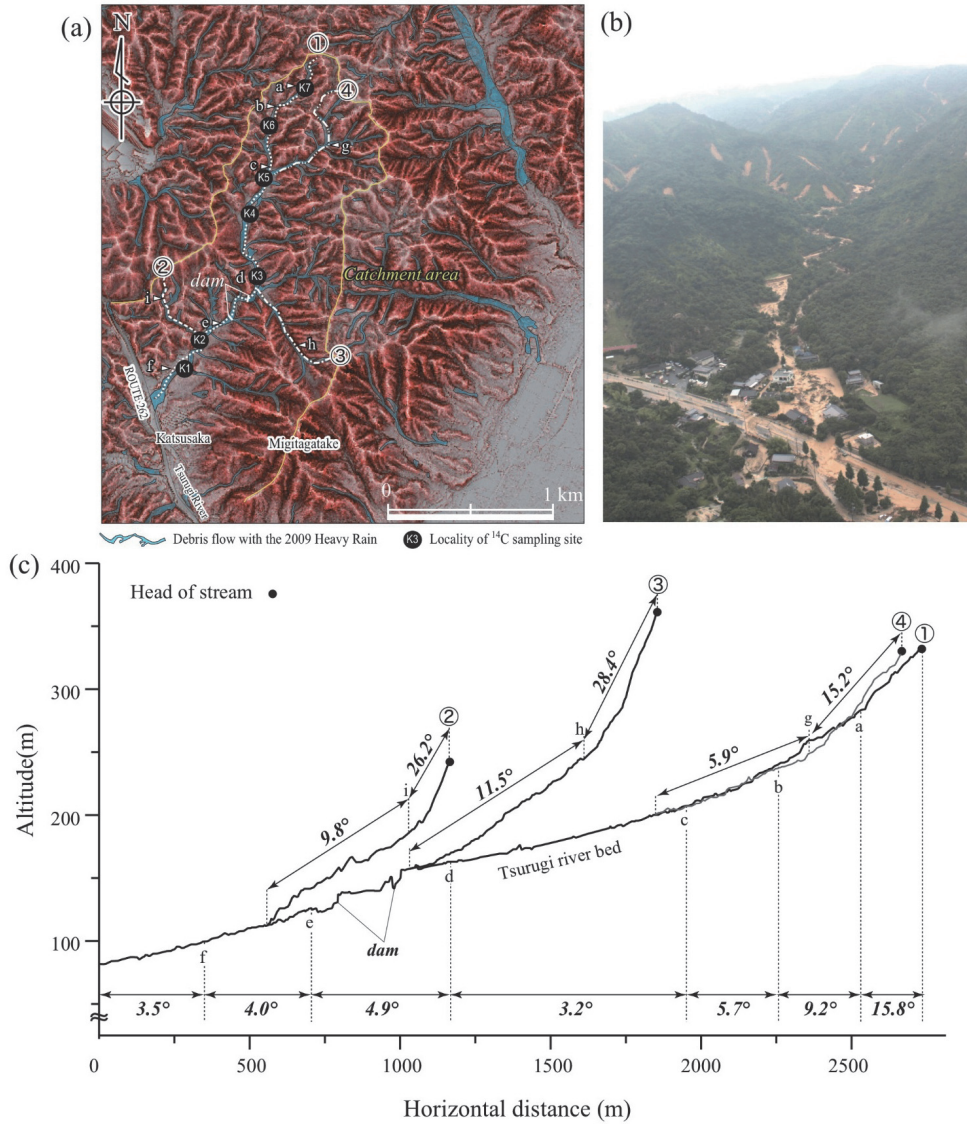


図-3 勝坂地区の(a)赤色立体図(試料採取箇所を示している), (b)土石流の発生状況, (c)各測線の溪床縦断面図(文献 14)の図をもとに再作成)

時の状況を示す。勝坂地区では侵食によって、地表がえぐられる様にして侵食を繰り返したため、多方向に痩せ尾根が分布し、痩せ尾根頂部から谷に向かい多くの小規模な沢が発達している。剣川本流域は尾根を示す白色部や沢部を示す灰色部はいずれも幅が狭く、大きく開析が進んだ地形であることが読み取れる。図-3(c)に航空レーザ測量で得られた剣川溪流の溪床縦断面図を示す。本図には各区間の溪床勾配も記した。溪床勾配は最急勾配でも15.8°程度であり、概ね5°未満の緩勾配を示している。一般的には土石流が停止する勾配は2°とされている。

一方、左岸の真尾地区(上田南川溪流)は、多くの支流から流下した土砂が合流して大きな土石流となった勝坂地区とは異なり、数箇所の支流から土砂が流出したことが分かる。崩壊・土石流発生地周辺の植生は勝坂地区と比べると豊かで、灌木などの低木は見られ

なかった。図-4(a), (b)に真尾地区の赤色立体図および被災時の状況を示す。真尾地区は南北に伸びる主稜線からいくつかの副稜線が分岐し、それらが円弧状に広がる地形が読み取れる。これらの円弧状の稜線は下流に広がる大きな崩壊堆積物と合わせて大規模崩壊の滑落崖であることが推察される。この滑落崖から下位の斜面中腹までには明瞭な沢地形を認めることなく、下流域に沢地形が突如現れる状況にある。これは雨水が崩壊堆積物中を伏流して湧水地点付近から再び沢地形を形成するためと考えている。

図-4(c)に上田南川溪流の溪床縦断面図を示す。本溪流では溪床勾配は老人ホームがある末端部で6.9°あり、支流が合流する中流域では10.8°、崩壊が発生した源頭部では13.4°と、上流に向かい勾配が急激に増える傾向がある。地域内では勾配20°以上の源頭斜面で発生した崩壊土砂が土石流となって流下し、勾配10°付近で溪床・

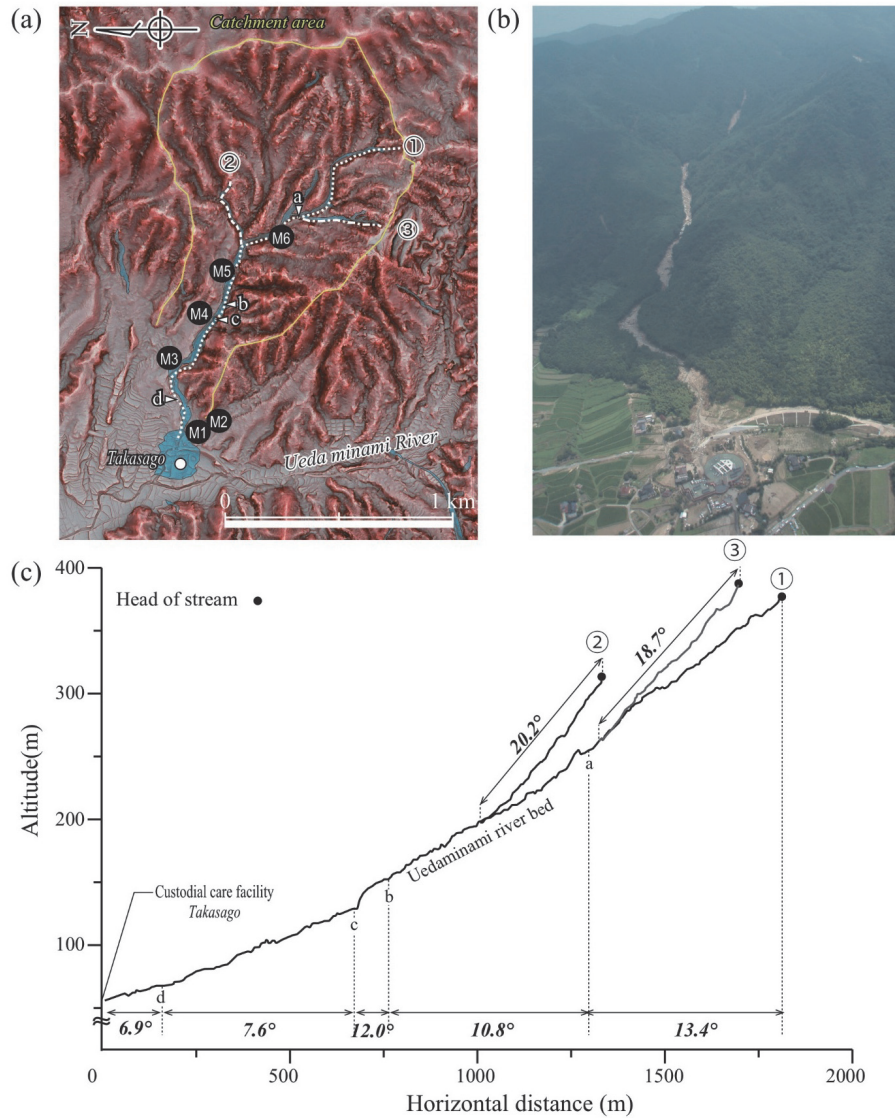


図-4 真尾地区の(a)赤色立体図(試料採取箇所を示している), (b)土石流の発生状況(写真提供:田上愛仁氏), (c)各測線の溪床縦断面図(文献14)の図をもとに再作成)

溪岸を侵食しつつ、概ね 5°前後の老人ホーム付近で停止している。ただし、勝坂・真尾両地区ともに、一部は土砂流となって佐波川氾濫原の平地まで到達している。

#### 4. 土石流発生域各溪流の状況と試料採取箇所

先に述べたように、地域内では多くの溪流で崩壊やそれに伴う土石流が頻発しているが、それぞれの流域内における土石流の発生規模が異なる等の特徴が見られた。ここでは発生規模が大きく多量の土砂が流出した右田ヶ岳を主峰とする地域の勝坂(図-3)と松ヶ谷、矢筈ヶ岳を主峰とする地域の真尾(図-4)と石原の計4地区に着目し、現地踏査によって土石流堆積物の層序区分を行い、土石流堆積層中に炭化物が確認できた 21

箇所では放射性炭素年代測定試料を採取した。図-5(a), (b)にはそれぞれ松ヶ谷地区、石原地区の赤色立体図と試料採取箇所を示した。また、各地区の試料採取箇所の位置とその露頭を図-6に示した。以下では各溪流における土石流堆積物の状況を述べる。

##### 4.1 勝坂地区

勝坂地区の溪流長は約 6.7km であり対象溪流の中で最も長く、溪流の平均勾配は 6.6°である。本溪流で土石流を引き起こした源頭部崩壊は稜線直下で生じたものが多く、周辺の勾配は 20°未満と緩い。崩壊部付近の至る所で開口したシーティングジョイントが認められ、付近には新鮮な破断面を持つ岩石が散在していた。中流の堆積域では 50cm 以下の大玉礫が所々に散在するものの、そのほとんどは粗砂状のまき土であった(図-6(a))。本災害での侵食面を見ると旧土石流堆積物が



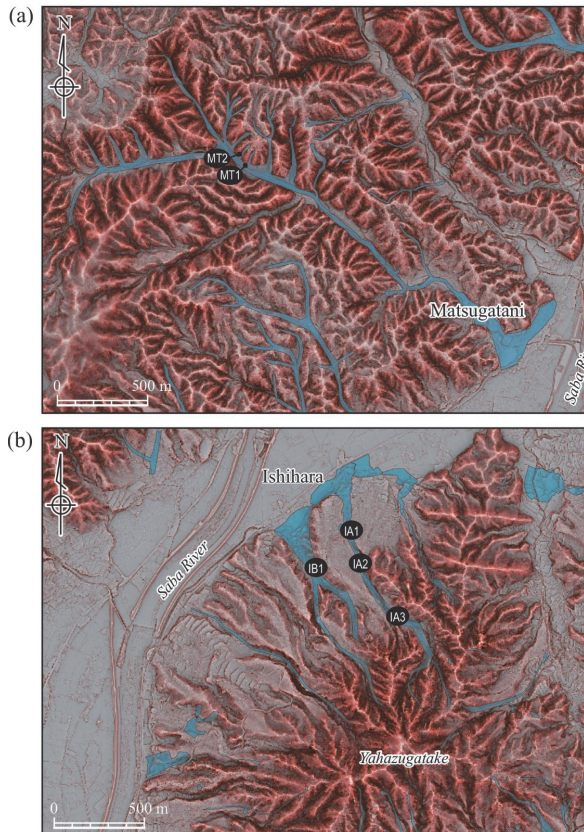


図-5 (a)松ヶ谷地区、(b)石原地区の赤色立体図(図中に試料採取箇所を示している)

数層認めることができ、大川ら<sup>9)</sup>は3度以上の土石流イベントがあったと述べている。施工中のダム掘削面を見ても基盤上に逆級化層理の土石流堆積物が今回を含めて3層確認できた。

勝坂地区では溪流全般で8試料を採取した。勝坂1・2の採取位置と箇所スケッチを図-6(a)に示すが、勝坂1は今回の土石流堆積物の直下層から、勝坂2は勝坂1の直下層から採取した(図中の★:採取位置)。露頭では勝坂2の以深には二層の土石流堆積物が認められた。勝坂地区は砂主体の堆積物が主であり、勝坂2と3のみが砂礫主体であった。

#### 4.2 松ヶ谷地区

松ヶ谷地区の溪流長は約3.4km、平均勾配5°で比較的緩勾配を示す(図-5(a))。溪流は下流から上流まで10°未満の緩勾配が続き、溪流最上位部で30°前後の勾配となる。本地区も多くの支流源頭で崩壊が発生し、崩土は本川に到達している。堆積物は粗砂状まさ土が主体である(図-6(b))。本溪流は中流～上流域では屈曲部や狭窄部直上流に一部堆積物は見られるものの、堆積物は概ね下流に流下し、中流域から上流にかけては溪床に新鮮な花こう岩が露出する箇所が多く見られる。溪流内には旧土石流堆積物は3層確認できたが、いずれも平面的な広がり小さく、土石流堆積物の層厚は薄い。

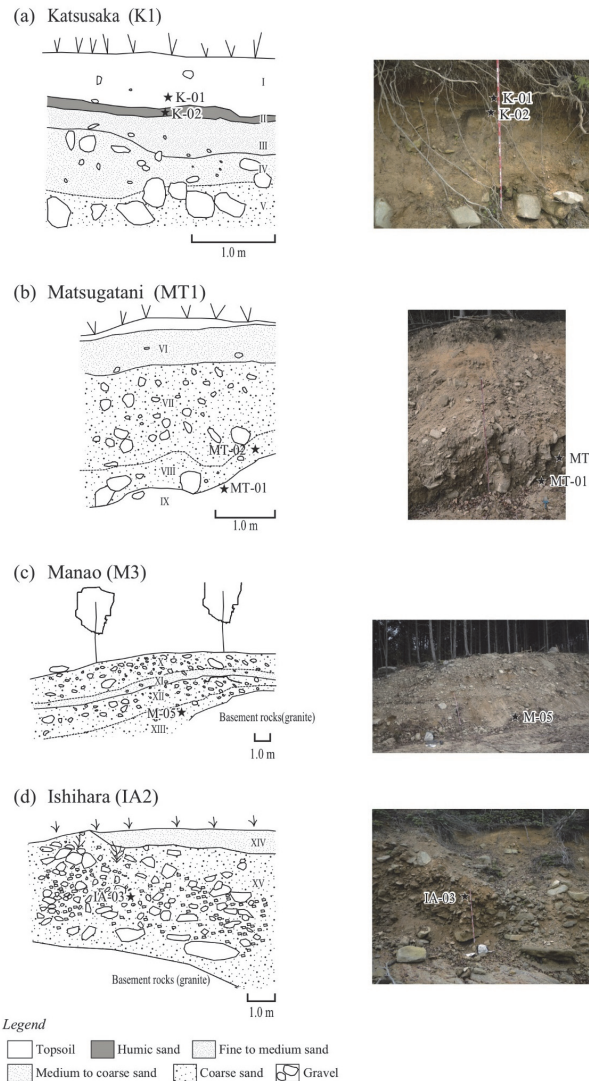


図-6 各地区の代表的な土石流堆積物の構造と試料採取箇所のスケッチ:(a)勝坂地区、(b)松ヶ谷地区、(c)真尾地区、(d)石原地区

各土石流堆積物は一部で石礫が散在するものもあるが、概ね粗砂状まさ土である。

松ヶ谷地区では溪流中流部で3試料(試料名:松ヶ谷1~3)を採取した(図中の★:採取位置)。松ヶ谷1と松ヶ谷2を採取した箇所のスケッチを図-6(b)に示すが、松ヶ谷1と松ヶ谷2は直接に接しており、境界には勝坂とは異なって明瞭な旧表土を確認できなかった。松ヶ谷3はこの箇所から100m上流にあたるが、松ヶ谷2を被覆する堆積物と同一層である。松ヶ谷1は粗砂主体の堆積物であるが、松ヶ谷2は石礫主体、松ヶ谷3は粗砂主体である。

#### 4.3 真尾地区

真尾地区の溪流長は約2.7km、平均勾配8°である。本溪流周辺には10万年オーダーの古い時代の大規模崩壊堆積物が扇状地として周囲に分布する。本溪流は上

表-1 土石流堆積物から採取した試料の<sup>14</sup>C年代測定結果と土石流堆積物の層相

Locality	Sample no.	Code-no.	Sampling point*1	Depth (m)	Measure <sup>14</sup> C age (yr. BP)	δ <sup>13</sup> C (‰)	Conventional <sup>14</sup> C age (yr. BP)	2σCalibrated age*2 (BCE/CE)*3	Median age (BCE/CE)*3	Remarks
Katsusaka (Tsurugi river, Fig. 3)	K1	PLD- 19347	D	0.3	486 ± 18	-25.8	485 ± 20	1414 - 1444 CE	1429 CE	fine sand, upper layer on K-02 deposit
	K1	PLD- 19348	D	0.6	1003 ± 19	-27.1	1005 ± 20	986 - 1043 CE	1016 CE	gravel and fine sand, under layer of old top soil (0.1m thickness)
	K2	PLD- 20110	D	2.2	625 ± 19	-27.43	625 ± 20	1292 - 1329 CE	1311 CE	gravel, layer on base rock
	K3	PLD- 24187	M	0.7	1061 ± 17	-28.6	1060 ± 15	966 - 1021 CE	994 CE	coarse sand, under layer of debris flow deposit on 2009
	K4	PLD- 24191	M	1.4	603 ± 17	-27.35	605 ± 15	1301 - 1369 CE	1335 CE	gravel, under layer of debris flow deposit on 2009
	K5	PLD- 24188	M	1.3	619 ± 16	-27.8	620 ± 15	1340 - 1397 CE	1369 CE	medium sand, midlayer debris flow deposit on 2009 and base rock
	K6	PLD- 24189	U	1.0	3603 ± 19	-24.54	3605 ± 20	2024 - 1900 BCE	1962 BCE	medium and fine sand, midlayer new medium sand and base rock
K7	PLD- 24190	U	0.9	637 ± 17	-27.99	635 ± 15	1350 - 1392 CE	1371 CE	coarse and medium sand, midlayer old top soil and base rock	
Matsugami (Nami river, Fig. 5)	MT1	PLD- 20116	M	4.3	569 ± 19	-26.14	560 ± 20	1318 - 1353 CE	1336 CE	fine sand
	MT1	PLD- 20115	M	3.6	423 ± 19	-23.81	425 ± 20	1435 - 1485 CE	1460 CE	gravel, upper layer on MT-01 deposit
	MT2	PLD- 24186	M	1.0	346 ± 16	-28.8	345 ± 15	1554 - 1634 CE	1594 CE	gravel
Munao (Uedaminami river, Fig. 4)	M1	PLD- 19349	D	1.2	68 ± 18	-26.8	70 ± 20	1696 - 1726 CE	1711 CE	coarse and medium sand
	M2	PLD- 24185	D	2.0	1340 ± 17	-30.9	1340 ± 15	650 - 689 CE	670 CE	fine sand, midlayer new coarse sand and base rock
	M3	PLD- 20111	D	3.0	356 ± 19	-27.16	355 ± 20	1460 - 1525 CE	1493 CE	gravel, layer on base rock
	M4	PLD- 20112	M	6.0	214 ± 18	-26.4	215 ± 20	1764 - 1800 CE	1782 CE	gravel and coarse to medium sand
	M5	PLD- 19350	U	0.3	785 ± 19	-26.3	785 ± 20	1220 - 1271 CE	1246 CE	gravel, layer on base rock
	M6	PLD- 24184	U	1.0	565 ± 17	-29.9	565 ± 15	1318 - 1353 CE	1336 CE	gravel, layer on base rock
Ishihara (Fumyoji rive, Fig. 5)	IA1	PLD- 20113	D	4.0	365 ± 19	-28.88	365 ± 20	1453 - 1524 CE	1489 CE	coarse sand, layer on base rock
	IA2	PLD- 24182	M	1.0	825 ± 17	-29.3	825 ± 15	1179 - 1260 CE	1220 CE	coarse sand
	IA3	PLD- 24183	M	3.0	578 ± 16	-28.1	576 ± 16	1314 - 1357 CE	1336 CE	gravel, midlayer new coarse to medium sand and base rock
	IB1	PLD- 20114	M	1.0	644 ± 21	-24.49	645 ± 20	1286 - 1321 CE	1304 CE	coarse sand, layer on base rock

\*1 D: Downstream, M: Midstream, U: Upstream  
 \*2 Calibrated ages were estimated using Oxcal 4.2 and the IntCal09 dataset.  
 \*3 BCE and CE mean before the Christian Era and the Christian Era, respectively.

記 2 溪流に比べて溪床勾配が急で所々に滝を形成している。本溪流は勝坂や松ヶ谷とは異なり、支流は少なく崩壊箇所数も同様である。発生した土石流は直径 1m 以上の巨礫が点在し、中流から上流にかけては 50cm 程度の石礫が散在する (図-6(c))。下流域では粗砂状まさ土が主体になる。土石流堆積物は一部の勾配変換部や狭窄部直上流に石礫が散在するが、粗砂主体のまさ土は概ね下流に流下した。本溪流にも旧土石流堆積物が見られ、下流域では 1 層以上、中流域では基盤上に 2 層の堆積物が確認できた。

真尾地区では下流から上流にかけて 6 箇所 で 6 試料 (試料名: 真尾 1~6) を採取し、真尾 3 の採取位置と箇所スケッチを図-6(c)に示す。真尾 1, 2 は小規模な砂主体の堆積物層から、その他は砂礫主体層から試料を採取した。真尾 3 では、基盤上に二層の逆級化堆積物が認められ、試料はその下層から採取した (図中の★: 採取位置)。

#### 4.4 石原地区

溪流長は約 1.7km, 平均勾配 13°で対象溪流の中で最も勾配が急な溪流である (図-5(b))。本溪流の土石流を引き起こした源頭部崩壊は勾配が 35~40°であり、露岩にはシート状の節理が発達していた。真尾地区と同

様に支流と崩壊数は少ない。本溪流の土石流堆積物は、上下流で粗砂主体部が見られるが、概して石礫が主体で、なかには 4m 径に達するものも認められた (図-6(d))。石原地区にも侵食断面に旧土石流堆積物が確認でき、地盤工学会調査団<sup>1)</sup>では 5 層の土石流堆積物に区分している。

石原地区には 2 つの溪流があり、それぞれ石原 A・石原 B と呼ぶ。石原 A から 3 試料、石原 B から 1 試料の計 4 試料を採取した。石原地区は基盤が溪床に露出する区間が多く、A-2 を除いて基盤直上にある礫主体堆積物の最下位部の粗砂薄層部から採取した。石原地区で代表的な砂礫堆積物である A-3 箇所のスケッチを図-6(d)に示す。ただし、図中の★: 採取位置である。

### 5. 年代測定結果に基づく土石流発生頻度の評価

#### 5.1 <sup>14</sup>C 年代測定結果

著者らはこれまでに上記の採取試料に対して放射性炭素年代測定 (AMS 法) を実施している<sup>16), 17)</sup>。その測定結果を表-1 に示す。年代測定は、試料の調製後、加速度質量分析計 (コンパクト AMS, NEC 製, 1.5SDH) を用いて実施された。得られた <sup>14</sup>C 濃度に対して同位体



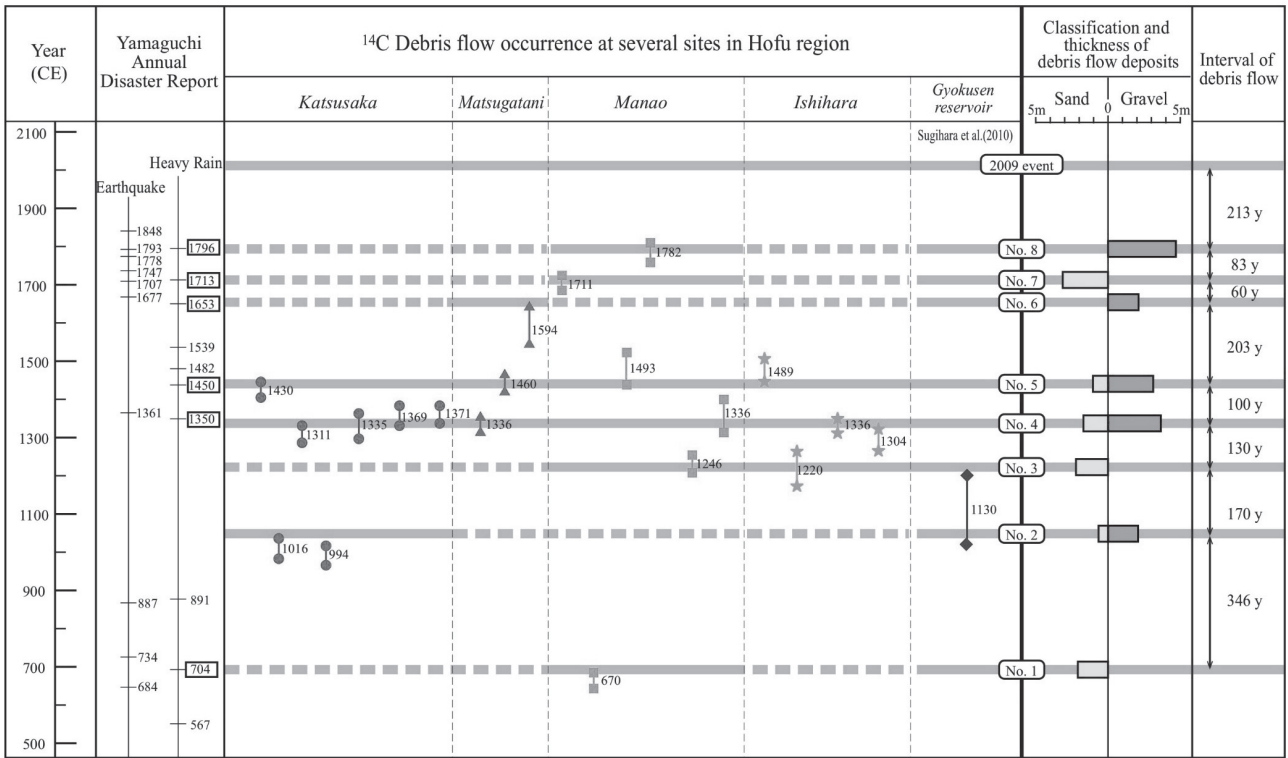


図-7 山口県防府市の土砂災害発生年表の試作版

分別効果の補正（炭素同位体比  $\delta^{13}\text{C}$ ）を行った後、 $^{14}\text{C}$  年代および暦年代を算出した。ただし、暦年較正には OxCal4.1（較正曲線データ：IntCal109）を使用した。西暦年代の中央値で見れば、勝坂地区の-1962年が最も古く真尾地区の1782年が最も新しかった。その間隔は3744年であり、古い時代から現在に至るまで土石流が頻発していたことがわかる。しかし、紀元前を示す堆積物は1箇所のみで、同じ勝坂の次のイベントまでの間が2956年のギャップがあり、紀元前1962年から994年まで土石流が発生していないように見えるが、その後の土石流の発生頻度を考慮すると、より新しい土石流や洪水によって過去の堆積物は流出した可能性が高い。なお、このような流出によって、上流に古い年代の堆積物が残り、下流に新しい年代の堆積物が移動・再堆積するとは必ずしもならない。地形の勾配や局所的な凹凸などによって土石流堆積物の層構造は一様ではなく複雑なものとなると考えられる。

また、表-1から、4地区すべてにおいて中央値が1335～1336年を示す年代が得られており、それに近い年代も含めると1300年代を示すものが全体の1/3以上あり、この時期に各地区にまたがる規模が大きな土石流災害が発生したことがわかる。土石流は勝坂4の994年以降には頻繁に発生しており、直接被覆関係から認められる発生間隔が最も長いものは1016年と1311年の間の295年間であり、最も短いものが1711年と1782年の間の71年間であった。

## 5.2 土石流発生頻度の評価

現地調査で土石流堆積物の層数・連続性・規模を考慮して認定した土石流堆積物に対する放射性炭素年代測定結果から、2009年の土石流を除くと、勝坂地区では3回以上、真尾地区では6回以上、石原地区では3回以上の土石流が、ある時期に一斉あるいは個別に発生していたことが確認できた。なお、地盤工学会調査団<sup>1)</sup>は石原地区では5回の土石流の発生した可能性を指摘している。次に、図-7は紀元前を示す試料を除いて横軸に各地区、縦軸に西暦年代をとって、各試料の測定結果をまとめたものである。ただし、本図に示したデータは現時点で取得したデータの一部<sup>16), 17)</sup>である。この図から、本地域では土石流①から土石流⑧まで8回の土石流が発生していたことがわかる。そこで、筆者は上記のデータに対して地域の歴史資料の記事との整合性について検討した。その一つが『山口県災異誌』<sup>13)</sup>であり、西暦500年頃からの災害関係の資料がまとめられている。特に1350年以後の豪雨・地震の災異記録が詳細に記載されている。その記録と放射性炭素年代測定結果と照合して、土石流発生年代を確定した。

今回の調査では全ての地区で同時期の試料を得ることができなかったが、図-7からは少なくとも土石流②～⑤は複数箇所が発生したことがわかる。また、勝坂地区では、下流部に位置する勝坂1、勝坂2の上流域の勝坂3で、その間を埋める1350年前後の堆積物が分布すること、石原地区で最も古い年代を示す杉原ほか<sup>4)</sup>

の試料や真尾地区で最も古い年代を示す試料が各々の最上流域にとどまっていることなどから、各地区の土石流規模が発生時期毎に異なったことが推定できる。得られた年代は勝坂地区の-1900年前後の堆積物が最も古い、次いで古い真尾の670年まで約2600年の間隔を有し、その間に何回か土石流が発生した可能性を有する。

今回の結果から1713年の土石流⑦と1653年前後の土石流⑥の間隔が60年と極めて短時間で土石流が発生したことがわかった。『山口県災異誌』<sup>13)</sup>では1677年以降に頻繁に地震が発生したことが記されている。特に1707年には我が国最大級の地震の一つである宝永地震があり、防府市近郊の秋穂地区で大きな被害があったことが記録されている。宝永地震直後の土石流の発生間隔が特に短くなっていることは、これらの地震の影響によって風化岩や緩みが生じていた岩塊が崩落し、その後の豪雨で土石流が生じた可能性が考えられる。古川ほか<sup>3)</sup>は地元住民への聞き込みから、石原地区では200年以上は災害が発生していないことを聞き及んでいる。2009年より前の最後のイベントである土石流⑧の1796年の間隔は213年であり、地元聞き込みと整合する。しかし、その間に被害が出なかった、もしくは小さかった土石流が起こっていた可能性はある。

### 5.3 土石流構成物質の時間遷移

これまでの調査の結果から図-7に示したように、土石流堆積物には砂礫主体と砂主体に区分できた。砂礫主体の土石流は図-7に示すように5回(No.2, 4, 5, 6, 8)ほど発生していた。真尾地区では、砂礫主体の土石流(No.4, 5)の前後では砂主体(No.1, 7)の土石流であることがわかった。これは防府地域の土石流堆積物は砂主体であるが、ある時期に石礫を生産する機会が生じて、その石礫が土石流として流下することを示唆している。また、砂礫主体の堆積物は概して溪流中流域にとどまっているものの、分布面積が広く層厚も厚いことから、石礫は大規模に生産されたことが伺える。『山口県災異誌』<sup>13)</sup>では同時期に大規模な地震等の記録はないが、1361年に南海地震由来の非常に大きな地震が県内に大きな被害を与えた記載があり、この時期の地震によってそれまで緩んだ岩盤斜面や風化岩が大規模に崩落し、その後の豪雨によって崩落石礫が土石流として流下した可能性が考えられる。防府地域では土石流⑤から土石流⑥間で200年以上の静穏期が見られるが、宝永地震以降は局所的に短間隔で土石流が発生していることから、地震が土石流ソースを供給する役割を担い、土石流が一度発生するとしばらくは溪流が不安定になって土石流が頻発する可能性を示唆している。2009年の大規模な土石流発生は過去の状況と重ね合わせると今後は数十年間隔で土石流が発生する危険性を示すものと考えられる。

## 6. 結論

本研究で得られた結果は以下のとおりである。

- (1) 防府地域の土石流は紀元以降では2009年を除いて過去8回以上発生し、そのうち4回は複数溪流にまたがる大規模なものであった。
- (2) 当地域で年代が確定できた最も古い土石流発生は西暦紀元前1962年前後であり、2009年以前では1796年にさかのぼる。
- (3) 年代値をもとにした土石流の発生間隔は、最も長いものが勝坂地区の1016年と1311年の間の295年間で、最も短いものが真尾地区の1711年と1782年の間の71年間であった。様々な要因により、この間隔は変化する可能性はあるが、本測定結果と古文書との対比から、本地域の土石流発生間隔はおおよそ60年間から300年間といえる。

以上の結果をまとめると、本地域では長期的なサイクルで土砂災害が発生してきたことが判明した。今後は、土石流・崩壊の発生年代とその発生間隔を更に追究し、地域の歴史をふまえた『土砂災害年表』を完成させるとともに、各種年代測定法や歴史資料(古文書・古地図・国絵図)の解読による歴史的災害リスクの評価手法の確立を目指していきたい。

## 謝辞

本研究は、地盤工学会中国支部「平成21年7月21日豪雨による山口県防府地区の土砂災害に関する調査研究委員会」(委員長:兵動正幸 山口大学教授)の活動の一つとして実施したものである。航空測量データは国土交通省中国地方整備局山口河川国道事務所から提供いただいた。放射性炭素年代測定はパレオ・ラボに依頼した。なお、本研究では平成25年度山口大学「呼び水プロジェクト」(戦略的研究推進プログラム)(代表:鈴木素之)ならびに科研費挑戦的萌芽研究(代表者:鈴木素之, No.26560185)の費用の一部を使用した。ここに記して、関係各位に謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 地盤工学会 2009年7月21日豪雨による山口県土砂災害緊急調査団:2009年7月21日豪雨による山口県防府地区での斜面災害, 地盤工学会誌, Vol.57, No.12, pp.39-42, 2009.
- 2) 鈴木素之, 兵動正幸, 阪口和之, 河内義文, 川崎秀明, 中田幸男, 朝位孝二, 吉本憲正, 石蔵良平:2009年7月21日豪雨による山口県防府地区での土石流災害の実態とその発生メカニズムの多角的検討, 地盤と建設, Vol.28, No.1, pp.185-194,



- 2011.
- 3) 古川浩平, 海堀正博, 久保田哲也, 地頭園隆, 権田豊, 杉原成満, 林真一郎, 池田暁彦, 荒木義則, 柏原佳明: 2009年7月21日山口県防府市での土砂災害緊急調査報告, 砂防学会誌, Vol.62, No.3, pp.62-73, 2009.
  - 4) 杉原成満, 海堀正博, 久保田哲也, 柏原佳明, 古川浩平: 放射性炭素年代測定法を用いた山口県防府市の土砂移動頻度に関する一考察, 砂防学会誌, Vol.63, No.3, pp.27-33, 2010.
  - 5) 大川侑里, 金折裕司, 今岡照喜: 白亜紀防府花こう岩体で発生した土石流の分布と性状, 応用地質, 52-6, pp.248-255, 2012.
  - 6) 阪口和之: 平成21年7月中国・九州北部豪雨における防府地域の斜面崩壊形状とその特徴, 地盤と建設, Vol.28, No.1, pp.87-94, 2010.
  - 7) Chigira, M.: Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan, *Engineering Geology*, Vol.59, pp.219-231, 2001.
  - 8) Wang, G., Sassa, K. and Fukuoka, H.: Downslope volume enlargement of a debris slide-debris flow in the 1999 Hiroshima, Japan, rainstorm, *Engineering Geology*, Vol.69, pp.309-330, 2003.
  - 9) Lang, A., Moya, J., Corominas, J., Schrott, L. and Dikau, R.: Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements, *Geomorphology*, Vol.30, pp.33-52, 1999.
  - 10) Corominas, J. and Moya, J.: A review of assessing landslide frequency for hazard zoning purposes, *Engineering Geology*, Vol.102, pp.193-213, 2008.
  - 11) Unkel, I., Ehret, D. and Rohn, J.: Recurrence analysis of the mass movement activity at Stambach (Austria) based on radiocarbon dating, *Geomorphology*, Vol.190, pp. 103-111, 2013.
  - 12) Irmeler, R., Daut, G. and Mäusbacher, R.: A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy), *Geomorphology*, Vol.77, pp.69-78, 2006.
  - 13) 山口県災異誌: 下関測候所, 1953.
  - 14) 阪口和之, 鈴木素之, 松原輝明, 高山陶子: 平成21年7月に山口県防府市で発生した土砂災害における源頭部崩壊と土石流の状況とその地形的特徴, 地盤工学ジャーナル, Vol.10, No.3, pp.403-414, 2015.
  - 15) 土木学会地盤工学委員会斜面工学研究小委員会: 2009年7月山口豪雨災害調査報告書(速報版), 土木学会, 2009.
  - 16) 阪口和之, 鈴木素之, 中田幸男, 兵動正幸: 平成21年7月山口県防府市で発生した土石流の特徴と発生頻度の歴史的評価, 第6回土砂災害に関するシンポジウム論文集, 土木学会西部支部, pp.77-82, 2012.
  - 17) 阪口和之, 鈴木素之, 松原輝明, 兵動正幸: 山口県防府市における土石流発生域の地形・地質特性と過去の土石流・崩壊発生サイクル, 地盤工学会誌, Vol.62, No.9, pp.26-29, 2013.

(2015年6月22日 受付)

