

博士論文

広島市安佐北区と安佐南区周辺地域の  
土石流発生履歴の復元に関する研究

Study on reconstruction of debris flows  
frequency around Asakita-ku and  
Asaminami-ku, Hiroshima city

2019年3月

松木 宏彰

山口大学大学院創成科学研究科



## 目 次

第1章 序論	1
1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的	2
1.3 本論文の構成と内容	4
第2章 既往の研究	8
2.1 広島地域の過去の土砂災害	8
2.2 土石流発生メカニズムに関する研究事例	9
2.3 土石流発生頻度の推定に関する研究事例	11
2.4 災害リスクを評価する調査法の現状	15
2.5 災害リスクの低減方法の現状	16
2.6 履歴の復元と災害リスクの予測	18
第3章 2014年8月広島土砂災害	21
3.1 被害状況	21
3.2 調査地域の地形地質と降雨特性	23
3.2.1 調査地域の地形地質	23
3.2.2 降雨特性	26
3.3 土石流堆積物の調査方法と年代測定結果	28
3.4 安佐北区の調査結果	36
3.4.1 三入南地区の堆積物の特徴と試料年代	36
3.4.2 可部東地区の堆積物の特徴と試料年代	40
3.5 安佐南区の調査結果	44
3.5.1 八木地区の堆積物の特徴と試料年代	44
3.5.2 八木地区上山川の堆積物の特徴と試料年代	48
3.5.3 緑井地区の堆積物の特徴と試料年代	51
3.6 まとめ	55
第4章 土石流堆積物の土質性状	58
4.1 土石流堆積物の土質特性	58
4.2 静穏期の堆積物	64
4.3 堆積物の土質特性と堆積環境	67
4.4 まとめ	71
第5章 土石流発生頻度に関する総合的考察	73
5.1 広島市周辺地域の活断層トレンチ調査との関係	73

5.2	年代測定結果と歴史資料に基づく土石流発生年表	76
5.3	他の花崗岩地帯における土石流発生頻度との比較	81
5.4	異なる地質帯における土石流発生頻度との比較	83
5.5	土石流発生頻度のメカニズム	85
5.5.1	崩壊の免疫性の概念	85
5.5.2	岩盤の風化速度	85
5.5.3	土石流発生頻度のメカニズムの検討	86
5.6	まとめ	88
第6章 結論		91
6.1	各章の結論とその総括	91
6.2	今後の研究課題	94

## 第1章 序論

### 1.1 研究の背景

広島市南部には、中生代白亜紀の花崗岩類が広く分布しており、表層部には花崗岩類が風化した、まさ土と呼ばれる土砂部が存在することが多い。まさ土は降雨や浸食に弱く、これまでも多くの土砂災害が発生し、人的被害を生じてきた。

1945年以降、広島市周辺地域の花崗岩分布地域で発生した主な土砂災害としては、1945年9月の枕崎台風、1967年7月および1999年6月の豪雨による被害が挙げられる。枕崎台風の際には、廿日市市大野町や旧呉市街地周辺で土石流や斜面崩壊が多発し、広島県内で2,012名の死者が発生した。1967年7月の豪雨では、呉市で斜面崩壊や河川の氾濫が発生し、呉市周辺部で合計159名の死者が発生している。

広島県内には、約32,000か所の土砂災害危険箇所があり、これは全国一位の数であり、そのうち広島市内の箇所数は6,040箇所、約1/5を占めている（広島県土木局砂防課、平成14年4月1日公表値）。またその内訳は、土石流危険渓流が2,402箇所、急傾斜地崩壊危険箇所が3,634箇所、地すべり危険箇所が4箇所となっている。

近年では、1999年6月29日の豪雨により広島市佐伯区周辺で死者・行方不明者32名という被害を生じた<sup>1)</sup>。この災害は『土砂災害防止法』制定の契機となった。この法律の目的は、土砂災害から国民の生命を守るため、土砂災害のおそれのある区域について危険の周知、警戒避難態勢の整備、住宅等の新規立地の抑制、既存住宅の移転促進等のソフト対策を推進しようとするもので、2001年4月に施行された。この法律をもとに都道府県が基礎調査を実施し、土砂災害警戒区域（イエローゾーン）や土砂災害特別警戒区域（レッドゾーン）を指定するものである。土砂災害警戒区域では住民への危険の周知、警戒避難体制の整備が行われ、土砂災害特別警戒区域では特定の開発行為に対する許可制や、建築物の構造規制等が義務付けられるものであった。しかしながら、広島市安佐北区や安佐南区では、警戒区域の指定が遅れており、住人への周知が十分でなかった。

このような状況で、2014年8月20日に広島市周辺で集中豪雨が 발생し、安佐南区から安佐北区にかけての渓流で土石流が発生し、多くの人的被害が発生した。これは、同じ広島市内において1999年に発生した災害の死者数を超える土砂災害であった。さらに2018年7月の豪雨災害では、広島市や呉市を含む、より広範な地域で土砂災害が発生し、広島県内の死者は115名、全国では237名であった<sup>2)</sup>。

土砂災害による被害を低減するためには、一般にハード対策とソフト対策がある。例えば我々が取り組めるソフト対策としては、住人に対して土石流災害が過去にも繰り返して発生してきたことや住んでいる地域の危険性と災害リスクを周知すること、過去の災

害記録を振り返り災害記録を継承していくことなどが挙げられる。またハード対策については、土石流危険渓流は数多く存在しているため、要対策箇所の絞り込みが必要である。そのため、過去の災害履歴から災害の危険度が高い場所を選定するなどの対応を行うことで、効果的な減災対策に結び付けられると考えられる。

## 1.2 研究の目的

本研究は、広島市周辺の花崗岩分布域の土石流の履歴を復元し、その発生頻度を解明するとともに、土石流堆積物の地層構成と土質特性を把握し、今後の防災対策や災害リスクの低減に貢献することを目的として行ったものである。

土石流に関しては、従来砂防学分野で研究が進められており、その発生メカニズムや流動化に関する研究は、現地調査や室内実験などをもとにシミュレーションや被害予測などの手法も進展してきている。しかしながら、過去に発生した土石流の発生年代やその詳細な履歴に関しては、散点的な年代に関するデータの報告はあるものの、特定の地域において複数の渓流に関して系統的に研究された事例は少ない。

これまで筆者らは、2009年7月21日に山口県防府市で発生した土石流の発生履歴を解明するため、現地調査と土石流堆積物中の木片等に含まれる放射性炭素 ( $^{14}\text{C}$ ) の測定を行い、古文書との対比を行うことにより、過去の土砂災害の発生履歴を調査してきた<sup>3) 4) 5) 6)</sup>。この山口県防府市の土石流災害に関しては、杉原ほか<sup>7)</sup>、阪口ほか<sup>8)</sup>によって防府地域における土石流の発生頻度の報告が、大川ほか<sup>9)</sup>による地形地質的特性の研究がなされている。また、2014年8月20日の広島土石流災害に関しては、楮原ほか<sup>10)</sup>によって土石流堆積物の編年、鈴木ほか<sup>11)</sup>によって防府地域と広島地域の土石流の長期的発生頻度の比較がなされている。中国地方以外では、西山・若月<sup>12)</sup>によって、和歌山県那智川流域の花崗斑岩の分布域の土石流発生年代が、西山・若月<sup>13)</sup>によって、日本国内の斜面崩壊・土石流の発生頻度に関する論文の収集と整理がされている。

この他に、長野県木曾郡南木曾町の梨子沢では、2014年7月9日に土石流が発生し、人家や鉄道などに多くの被害を生じた。南木曾町周辺の土石流発生域の地質は広島地域や防府地域と同じ花崗岩で、明治以降の記録に残っているだけでも1904年以降8回の土石流が発生し、その度に被害が発生している<sup>14)</sup>。このため韓ら<sup>15)</sup>は、南木曾町梨子沢周辺の渓流において土石流の発生頻度に関する調査報告を行っている。

以上のような研究から、花崗岩地帯における土石流発生箇所の地形・地質的特徴や頻度の特徴などが徐々に解明されつつある。

防府地域と同様に、広島市周辺には風化花崗岩が広く分布し、周辺地域においても過去に土砂災害がたびたび発生している。2014年8月20日の土砂災害では、広島市安佐北区と安佐南区の多くの渓流で土石流が発生した。特に広島市安佐南区八木周辺には、谷の出口付近に土石流堆積物が放射状に堆積することによって形成された沖積錐が発

達しており、地形の変遷をみると、過去に繰り返し土石流が発生して現在の地形が形成されたことがかかえる。そのため、当地域においては、土石流は過去にもある程度の頻度で繰り返し発生しており、将来も同様に起こりえることが予想される。

そこで、過去の土石流の発生状況と発生時期と頻度を解明し、沖積錐とその形成過程を解明することは、将来の土石流の発生時期と、災害発生の規模の予測に役立てることができると考えられる。

また、土砂災害の発生履歴を解明することで、将来遭遇する土砂災害のリスクを把握することが重要である。また宅地化の進行により地形の形成過程が不明となり、災害の危険性が忘れられている地域においても、過去の災害履歴と地形の形成プロセスを理解し、住人にその危険性を周知することで災害発生のリスクを低減することができると期待される。

地層を観察し、イベント堆積物の識別とその発生時期を炭化物の<sup>14</sup>C年代から推定するという調査手法は、活断層調査<sup>16)</sup>や津波堆積物の調査<sup>17)</sup>などで行われている方法である。しかしながら、土石流堆積物は巨石や砂礫主体の堆積物であり、その中から年代測定に有効な炭化物試料を見出すことが困難であることから、堆積物の詳細な観察を行い地層の年代測定を詳細に行った研究は、2014年の広島災害については、楢原ほか<sup>10)</sup>が初めてである。また、沖積錐の末端部などでは、露頭が少なく地層の観察と試料採取が難しい。ただし、そのような場所は地形勾配が緩いため細粒成分が主体の堆積物となり、炭化物などが堆積しやすいことから、ハンディタイプのジオスライサーで定方位試料を採取することで、年代試料の採取と地層構造の観察を行うことが可能である。

本研究では、これまでに実施した調査結果と<sup>14</sup>C年代（以下、年代と略す）の測定データをもとに、調査区域周辺の土石流発生頻度について総合的に検討した。また、広島市周辺の活断層トレンチ調査で報告された土石流堆積物の年代結果についても検討を加えた。さらに、花崗岩地帯における過去の土石流の発生頻度を解明する調査手法の適用可能性について検討した。

そのため本研究では、以下の点を研究目的として、1) 活断層調査や地質学の分野の調査手法を応用することで、土石流の堆積場における地盤の特徴と地形の形成過程を明らかにし、土石流堆積物の履歴復元を可能とすること、2) 複数の溪流で過去の土石流堆積物の分布状況と土石流の発生年代を調査し、その履歴を系統的に解明すること、3) 歴史資料や関連資料との対比により土石流の詳細な発生時期を明らかにすること、4) 土石流の発生間隔を解明することで、将来の土石流の発生予測や市民への災害リスクの周知などに活用し、災害リスクの低減に貢献することとした。

### 1.3 本論文の構成と内容

本論文は、以下の6章から構成されている。図-1.3.1に本論文の構成を示す。

第1章では、研究の背景と目的を述べるとともに、本論文の内容と構成をとりまとめ、各章の関係をフローで示した。

第2章では、土石流に関する既往の研究を取り上げ、土石流発生のメカニズムに関する研究事例と、土石流発生頻度の推定に関する研究事例を整理した。そして本研究で取り上げた、土石流堆積物中の年代測定法と資料の採取方法、測定精度やその課題、歴史資料との対比や発生時期の推定方法などについて述べた。

第3章では、2014年8月に発生した広島土砂災害についての具体的な研究結果について述べ、被害状況の概要と、土石流堆積物の調査方法の説明を行った。次に各論として、広島市安佐北区三入南地区、可部東地区、安佐南区八木地区、緑井地区の調査について記述した。ここでは各地区の土石流の発生した溪流の地形状況、堆積物の特徴、試料年代、年代の評価について詳述を行った。このうち、溪流の下流域で溪岸露頭が確認できない地区については、ハンディータイプのジオスライサーを用いて地表面下1.0～1.5m程度の定方位試料を採取し、堆積物の状況を観察して年代試料のサンプリングを行った。

第4章では、土石流堆積物の土質特性について解明するために、露頭で採取した土石流堆積物と、ジオスライサーで採取した試料の土質試験を行った。それらの結果をもとに、土石流堆積物の粒度特性、マトリックス部の物理特性および土石流堆積物に挟在される有機質土の物理特性とその違いについて検討した。特に土石流堆積物中に挟在する静穏期の堆積物である、有機質土層の土質特性と堆積環境についても検討した。

第5章では、総合的考察として、堆積物の年代測定から得られた結果と歴史資料との対比を行い、これまでの検討結果を土石流発生年表にとりまとめた。さらに、広島市周辺で活断層調査の目的で実施されたトレンチ調査結果による土石流堆積物の年代結果の検討を行い、これらの調査データが今回の研究結果と整合しており、過去の土石流発生時期の推定にも活用できることを提示した。また、広島市以外のほかの花崗岩地帯における土石流発生頻度の比較として、山口県防府地区の研究結果や長野県南木曾町の事例について検証した。花崗岩以外の地質の分布域である、福岡県朝倉市、熊本県阿蘇市、東京都大島などとの比較についても検討した。土石流発生頻度のメカニズムとして、土石流の発生要因となる溪床堆積物の堆積と、発生誘因となる降雨の再現期間、岩盤の風化や浸食の影響について考察した。また、溪流のリスクマネジメントとして、中長期的なリスク評価手法について提案した。

第6章では、結論として各章で述べたまとめを行い、今後の研究課題について言及した。

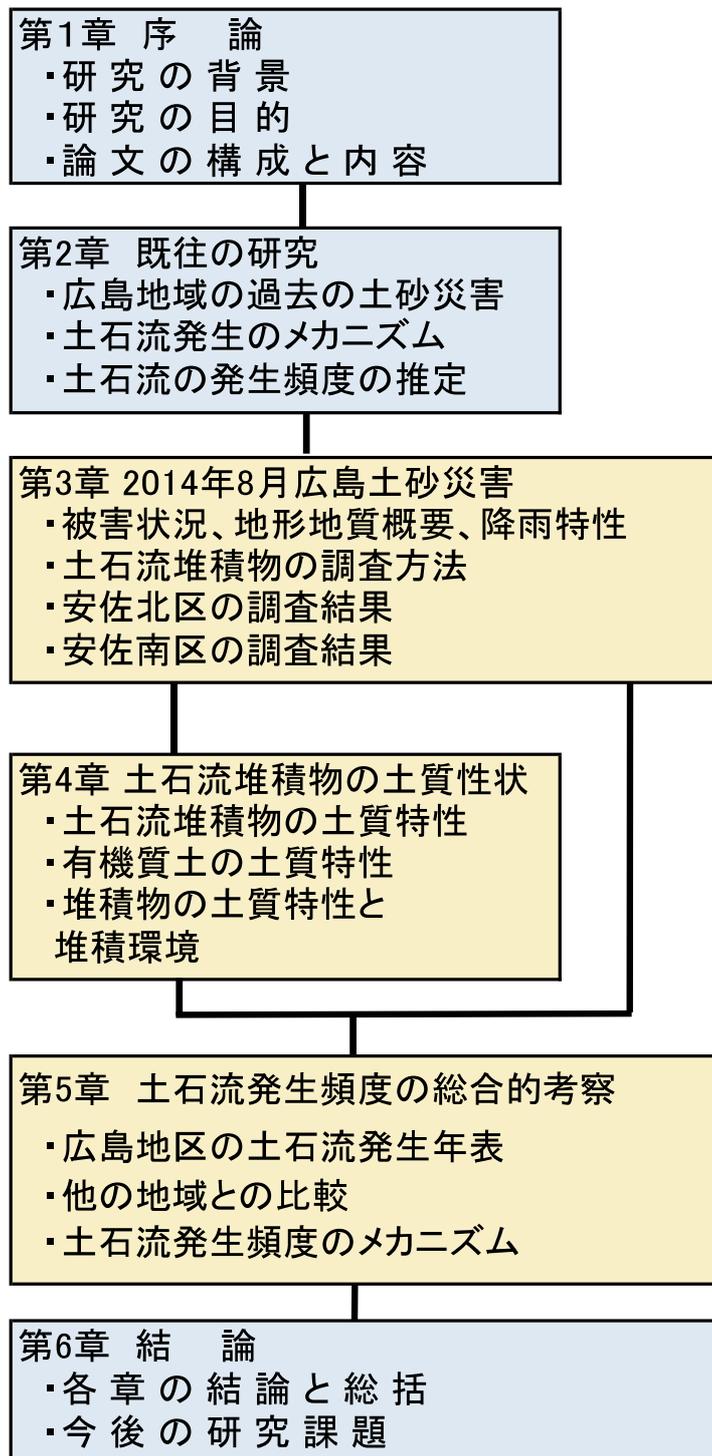


図-1.3.1 本論文の構成

## 参考文献

- 1) 日本応用地質学会中国四国支部災害調査チーム：1999. 6. 29 広島・呉土砂災害速報—花崗岩地域における土砂災害—, 応用地質, 第40巻, 第5号, pp. 316-321, 1999.
- 2) 消防庁応急対策室：平成30年7月豪雨及び台風第12号による被害状況及び消防機関等の対応状況（第59報）, 平成31年1月9日発表災害情報, 2019.
- 3) 阪口和之, 楮原京子, 松木宏彰, 鈴木素之, 山口県防府地域における大規模土石流の発生周期：第7回土砂災害に関するシンポジウム論文集, pp. 19-24, 2014.
- 4) 鈴木素之, 「時間防災学」の視点による土石流災害の発生リスク評価に関する研究：地盤と建設, 第33巻, 第1号, pp. 9-18, 2015.
- 5) 鈴木素之, 阪口和之, 楮原京子：山口県防府市における土石流の特徴と土砂災害発生年表, 地盤と建設, 第33巻, 第1号, pp. 105-113, 2015.
- 6) 鈴木素之, 阪口和之, 楮原京子, 松木宏彰：地形・地質条件による土石流発生頻度のちがい, 地盤工学会誌, 第64巻, 第4号, pp. 8-11, 2016.
- 7) 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, 第63巻, 第3号, pp. 27-33, 2010.
- 8) 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, 地質的特性と過去の土石流, 崩壊発生サイクル, 地盤工学会誌, 第61巻, 第9号, pp. 26-29, 2013.
- 9) 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, 第52巻, 第6号, pp. 248-255, 2012.
- 10) 楮原京子, 鈴木素之, 松木宏彰, 阪口和之, 稲垣秀輝, 小笠原洋, 松原輝明：2014年広島土石流災害発生 2 溪流沖積錐を形成する土石流堆積物の編年, 自然災害科学, 第34巻, 第4号, pp. 295-308, 2016.
- 11) 鈴木素之, 阪口和之, 松木宏彰, 楮原京子：時間防災学の視点による2009年7月防府災害および2014年8月広島災害における土石流の長期的発生頻度の推定について, 地域性を考慮した地盤防災減災技術に関するシンポジウム, 地盤工学会九州支部, pp. 65-70, 2015.
- 12) 西山賢一, 若月 強：和歌山県那智川流域における土石流の発生頻度, 地形, 第35巻, 第4号, pp. 351-366, 2014.
- 13) 西山賢一, 若月 強：日本の山地斜面における豪雨に起因した斜面崩壊・土石流の発生頻度 応用地質, 第55巻, 第6号, pp. 325-333, 2015.
- 14) 南木曾町：南木曾町誌, 南木曾町誌編纂委員会, 1982.
- 15) 韓 森, 後藤 聡, Mega Lia ISTIYANT, 郝 春睿, 松木宏彰, 楮原京子, 阪口和之, 片岡 知, 鈴木素之：長野県南木曾町梨子沢における過去の土石流堆積物に関する年代測定と土質力学的考察, 第14回地盤工学会関東支部発表会, pp. 286-288, 2017.

- 16) 岡田篤正, 堤 浩之 : 四国中・東部における中央構造線の断層露頭と地形面の編年に関する資料, 活断層研究, 第8号, pp.31-47, 1990.
- 17) 岡村 眞, 松岡裕美 : 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, 科学, 第82巻, pp.182-191, 2012.

## 第2章 既往の研究

### 2.1 広島地域の過去の土砂災害

表-2.1.1 に大正後期以降の広島県の主な土砂災害の年表を示す(広島県砂防災害史をもとに編集)<sup>1)</sup>。

1923年の豪雨では、広島市矢野町や坂町で豪雨による土砂災害が発生し、1926年には広島市祇園町、高陽町、瀬野町、安芸郡府中町で被害が発生した。これは2018年7月6日から7月7日にかけての西日本豪雨災害で、広島県南部で発生した土砂災害と一部重なる地域である。

広島市周辺地域の花崗岩分布地域で発生した主な土砂災害としては、1945年9月の枕崎台風や1967年7月および1999年6月の豪雨による被害が挙げられる。枕崎台風の際には、廿日市市大野町や旧呉市街地周辺で土石流や斜面崩壊が多発し、広島県内で2,012名の死者が発生した。1967年7月の豪雨では、呉市で斜面崩壊や河川の氾濫が発生し、呉市周辺部で合計159名の死者が発生している。

近年では、1999年6月29日の豪雨により広島市佐伯区周辺で死者・行方不明者32名という被害を生じた<sup>2)</sup>。この災害は『土砂災害防止法』制定の契機となった。しかし、2014年8月20日に広島市周辺で集中豪雨が発生し、安佐南区から安佐北区にかけての溪流で土石流が発生し、多くの人的被害が発生した。これは、同じ広島市内において1999年の死者数を超える土砂災害であった。

表-2.1.1 広島県の主な土砂災害年表<sup>1)</sup>

発生年月	西暦	被災原因	主な被災場所	人的被害
大正12年7月	1923年	豪雨	広島市矢野町、坂町	死者 15名
大正15年9月	1926年	豪雨	広島市祇園町、高陽町 瀬野町、安芸郡府中町	死者 103名
昭和20年9月	1945年	枕崎台風	呉市、廿日市市大野町 江田島町	死者行方不明者 2012名
昭和26年10月	1951年	ルース台風	大竹市、廿日市市	死者行方不明者 166名
昭和42年7月	1967年	豪雨	呉市	死者行方不明者 150名
昭和47年7月	1972年	豪雨	三次市	死者行方不明者 39名
昭和63年7月	1988年	豪雨	安芸太田町加計町	死者行方不明者 14名
平成11年6月	1999年	豪雨	広島市、呉市	死者行方不明者 2名
平成18年9月	2006年	台風13号	広島市、北広島町 安芸高田市	死者行方不明者 33名
平成26年8月	2014年	豪雨	広島市安佐北区、安佐南区	死者行方不明者 74名
平成30年7月	2018年	豪雨	広島市、坂町、呉市	死者行方不明者 120名 (広島県内分)

## 2.2 土石流発生のメカニズムに関する研究事例

土石流とは、巨礫や土砂が大量の土砂を含んで流動化する現象である。

土石流の発生素因は、以下の場合が挙げられる。

- ① 斜面崩壊などによって溪流に流れ込んだ土砂が流水と混じることで、崩壊土砂などが流動化を生じる場合。
- ② 山腹斜面などの崩壊物が溪流をせき止め、一時的な水位のダムアップを生じ、さらなる水位上昇で崩積土が急激な崩壊を生じる場合。
- ③ 溪床堆積物が洪水流などで急激に移動しはじめ、多量の土砂を巻き込みながら流下する場合。
- ④ 火山灰や火山性の堆積物が厚く堆積している場所で、泥流化しやすい地形条件が形成されている場合。
- ⑤ 斜面上部の掘削や盛土や山林の伐採など、不安定な地形条件への人工的改変をしている場合。

土石流発生の誘因としては、これらの素因をもった地形条件の場所で、台風や集中豪雨による大雨、地震や火山活動による地形変化など、斜面の不安定化につながるものが引き金となることで、土石流が発生することが考えられる。

また土石流の発生する地形的特徴は、一般に溪床勾配が $15^\circ$ 以上の箇所が発生し、 $10^\circ$ 以下の勾配になると堆積しやすくなり、 $2^\circ$ 以下になると水と土石が分離して停止することが一般的である(図-2.2.1)。

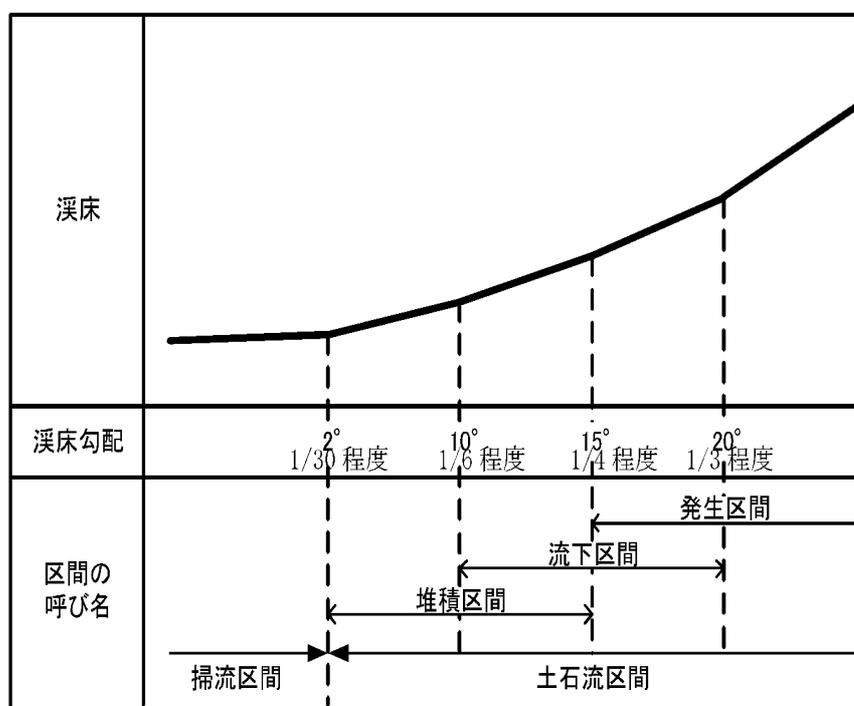


図-2.2.1 土砂移動の形態と溪床勾配の目安

(建設省河川局, 土石流危険溪流および土石流危険区域調査要領 (案)<sup>3)</sup>)

またその特徴としては、以下のことが挙げられる。

- ① 土石と水が一体となって流下する現象であり、岩塊や巨礫、流木を含むことが多く、土石流の先頭部には巨礫や岩塊などが回転・滑動しながら流下する。
- ② 比重が大きく直進性があり、溪流などの屈曲部でも側部への浸食などをしながら下流へと流下する。
- ③ 溪流沿いに堆積している不安定土砂を侵食し、これらを巻き込みながら流下し、流下速度は、20～40 km/hとされている。
- ④ このため、これらの土石流に人家や構造物が巻きこまれた場合には、甚大なる被害を生じることになる。

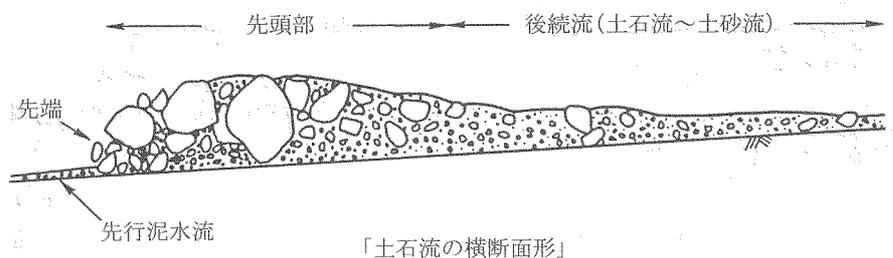


図-2.2.2 巨礫を含む土石流の流下方向の断面図<sup>4)</sup>  
(砂防学講座：溪流の土砂移動現象，山海堂より)

また、土石流堆積物の特徴は、図-2.2.2に示すように、先頭部に巨礫が集中し、後方にはより細粒な礫・砂・シルトなどが水を含んで流下し、地層の上位に礫径の大きなものが分布する、上方粗粒化を示す。

さらに淘汰の悪い巨礫や大礫を含み、巨礫などの碎屑物は、細粒砂やシルトなどの基質（マトリックス）が礫を取り囲んだ状況で分布することが多い<sup>5)</sup>。写真-2.2.1に示すように、安佐北区可部沢では、2014年8月20日に発生した土石流堆積物の直下に過去の土石流堆積物が分布し、直径10～40cmの花崗岩の亜角礫を多く含むが、これらの礫と礫は直接接触せず、細粒の基質に取り囲まれて分布し、基質支持の特徴を有している。



写真-2.2.1 安佐北区可部沢に分布する基質支持の土石流堆積物

### 2.3 土石流発生頻度の推定に関する研究事例

土石流の発生機構や流動化に関しては、災害発生箇所の現地調査や室内実験などをもとに、砂防学の分野でこれまで多くの研究が行われている。

そのなかで、1960年代には、土砂生産流出の周期性に関し、砂防学会のシンポジウムなどで、議論されている（例えば、大石<sup>6)</sup>。

また、土石流の短期的な発生予測に関する研究は、最近では気象分野で土砂災害の誘因となる降雨状況を分析し、避難警報を出す指標となる土砂災害発生危険基準線（Critical Line）に関する研究などが行われている（国土交通省河川局砂防部ほか、2005）<sup>7)</sup>。

また、土石流堆積物の形成された年代に関する研究は、主に地形学や応用地質学の分野で行われている。そのうち、土石流の発生要因となる斜面崩壊の周期性については、以前から小出<sup>8)</sup>などの議論が行われている。川上ほか<sup>9)</sup>は、湖底堆積物とそれには含まれる土石流堆積物の堆積状況と年代を調査し、土石流の発生と内陸地震の発生周期について検討している。また今村（2007）<sup>10)</sup>は、富士山大沢の土石流について調査を行い6～8年の周期性を挙げている。

考古学と地形地質学の共同での調査としては、六甲土石流団研グループ<sup>11)</sup>が、六甲山地山麓部の埋蔵文化財の遺跡調査の際に、土石流・洪水堆積物の調査を行い、それらの発生年代を遺跡の含有層の年代から整理し、土石流・洪水堆積物は古墳時代中期の地震直後に扇頂～扇央で16地点、伏見地震直後に扇央～扇端および低地で10地点確認した。それらの結果、土石流・洪水堆積物は地震以後に増加する傾向と、時代とともにその堆積場が扇状地から低地に移動させたと述べている。

最近では、西山・若月<sup>12)</sup>は、和歌山県那智川流域の花崗斑岩の分布域の河道堆積物の炭化物の放射性炭素年代を測定し、土石流発生年代について報告している。また西山・若月<sup>13)</sup>は、日本国内の斜面崩壊・土石流の発生頻度に関する論文の収集を行い、それらの年代と頻度に関して

整理を行っている。その論文に整理されているもので、土石流や崩壊の発生頻度に関する文献リストを表-2.3.1に示す。これによると、土石流の発生頻度に関する文献は13件であり、データとしては十分なものではない。

中国地方における土石流の発生年代に関しては、杉原ほか<sup>14)</sup>による防府市の土石流堆積物の年代に関する報告がされ、その後阪口ほか<sup>15)</sup>により防府地区における土石流の発生サイクルに関する報告がある。ただし、これらの土石流堆積物の年代に関する報告は、地点も限られたもので、年代データを系統的に収集したものではない。その後、阪口ほか<sup>16)</sup>は、防府市石原地区の調査を進め、堆積物の堆積環境と氾濫堆積域に到達した土石流が2009年の土石流を含め、1230年以降に少なくとも4回以上生じていたことを突き止めた。

また2014年の広島土石流災害に関しては、鈴木ほか<sup>17)</sup>による防府と広島地区の土石流の長期的発生頻度の検討を行い、楮原ほか<sup>18)</sup>は、安佐北区と安佐南区の土石流堆積物中に含まれる炭化物の分析と土性の検討を行うとともに、歴史史料との対比を行い、土石流堆積物と土砂災害の編年を行っている。

年輪年代法による土石流堆積物の研究例としては、井上ほか<sup>19)</sup>による、山梨県の富士川支川のドンドコ沢で、岩砕なだれ堆積物中の倒木を調査し、その年輪年代法による高精度の年代測定を行い、887年の仁和地震に関連した崩壊であると推定している。

このほか、海外における土石流発生頻度の研究として、以下に代表的な研究事例を取り上げる。

R. Irmiler<sup>20)</sup>は、イタリア北部のLago湖の湖底堆積物の中に含まれる土石流堆積物の発生頻度と規模に関し、周辺の溪流から流入した土石流堆積物について、湖の底にたまった堆積物をコアリングし、その分析を行っている。湖の堆積物を解析し、その地層の特徴から複数の土石流堆積物が識別され、<sup>137</sup>Csと<sup>14</sup>Cの同位体を用いて、その堆積年代を推定している。その分析結果では、主な土石流の発生頻度は10-35年と短い、土石流の規模と周期との関連性は明確でないと言われている。この研究では、湖の堆積物の特徴である、地層の連続性と詳細な堆積変化の歴史が残されていることを利用することで、詳細な過去の歴史を解明できるというメリットがある。ただし湖の周辺に複数の溪流から土石流堆積物が流れ込むため、個々の溪流ごとの発生周期については特定できないのが、私の研究との相違点である。

Manuela Pelfini Maurizio Santilli<sup>21)</sup>は、イタリア北部のアルプス山脈南側の扇状地で、土石流堆積物の中に含まれる数多くの樹木の年輪年代分析を利用して、詳細な土石流の発生年と降水量との関連について検討を行っている。

この研究では、土石流の発生で倒壊した樹木の年輪年代分析により、詳細な年代の分析と近年の降雨記録の対比を行っている。多くのデータを分析することで、これらの対比を可能としている。日本では、欧米に比べ保存状態の良い樹木がそのまま残ることが少ないため、このような研究はまだ少ないが、先に述べた井上<sup>19)</sup>が同様の手法で研究をおこなっており、今後の発展が期待される。

表-2.3.1 沖積錐・段丘・扇状地・崖錐堆積物ならびに溪流内の谷壁・谷底堆積物を用いた崩壊発生頻度の推定に関する既往文献リスト<sup>13)</sup>

推定方法	対象	場所	地質	層相	現象	年代推定法	発生年代(最新)	発生年代(最古)	イベント回数	発生頻度	文献
沖積錐・段丘・扇状地・崖錐堆積物	沖積錐堆積物	岐阜県神通川上流	更新統火山岩類	土石流堆積物	土石流	<sup>14</sup> C	1910~1970年間	約50 ka BP	4回以上	10 <sup>3</sup> 年に1回	39
	段丘・扇状地堆積物	新潟県五頭山地	白亜紀花崗岩類	土石流堆積物	土石流	層序	AD1967	中期更新世	7層準	本文中に記載なし	40
	沖積錐堆積物	岩手県北上山地北部	古生界堆積岩類	土石流堆積物	土石流	<sup>14</sup> C	約1,100 yBP	約13,000 yBP	認定不能	本文中に記載なし	41
	崖錐堆積物	岩手県北上山地北部	古生界堆積岩類	斜面崩壊堆積物	斜面崩壊	<sup>14</sup> C, テフラ	約2,500 yBP	約7,000~8,000 yBP	4回	10 <sup>3</sup> 年に1回	42
	崖錐・沖積錐堆積物	岩手県北上山地北部	古生界堆積岩類	斜面崩壊堆積物	斜面崩壊	<sup>14</sup> C, テフラ	約1,100 yBP	約5,500 yBP	数回	10 <sup>3</sup> 年に1回	43
	崖錐・沖積錐・扇状地堆積物	北海道胆振支庁	新第三系堆積岩類	斜面崩壊・泥流堆積物	斜面崩壊	テフラ	AD1980~1983	約300 yBP以降	4回	崖錐・扇状地では50~150年に1回、沖積錐では300年に1回	44
	沖積錐堆積物	北海道胆振支庁	白亜系堆積岩類	土石流堆積物	土石流	テフラ, <sup>14</sup> C, 空中写真	1970-1981年間	約950 yBP	5回	10 <sup>3</sup> 年に1回	45
	扇状地堆積物	新潟県飯豊山地	古生界堆積岩・花崗岩	土石流堆積物	土石流	層序, <sup>14</sup> C	AD1967	中期更新世	6回	10 <sup>3</sup> ~10 <sup>4</sup> 年に1回	46
	扇状地堆積物	兵庫県六甲山地南麓	白亜紀花崗岩類	土石流・洪水堆積物	土石流	考古遺物, <sup>14</sup> C, テフラ	20世紀	5~6 ka BP	10回以上	10 <sup>3</sup> 年に1回	47
	段丘堆積物	岩手県岩手火山南麓	第四系火山岩類	土石流堆積物	土石流	<sup>14</sup> C	AD2006	5.5~5.1 cal ka 以降	5回	10 <sup>3</sup> 年に1回	48
扇状地堆積物	京都市	白亜紀花崗岩類	土石流・洪水堆積物	土石流	考古遺物, テフラ	5.2 cal ka BP	10.2 cal ka BP	9~10回	6 cal ka BP 以降は200~300年に1回	49	
溪流内の堆積物	沖積錐堆積物	北海道日高地方	新第三系堆積岩類	土石流堆積物	土石流	テフラ	AD2000	AD1667以降	6回	50~60年に1回	50
	沖積錐堆積物	熊本県阿蘇	第四系火山岩類	土石流堆積物	土石流	<sup>14</sup> C	AD2012	約22,000 yBP	5回以上	大規模土石流は10 <sup>3</sup> 年に1回	51
	谷底堆積物	宮城県利府町	新第三系堆積岩類	斜面崩壊堆積物	斜面崩壊	<sup>14</sup> C	AD1898-1953間	なし	1回	計算不能	52
	谷壁堆積物	山口県防府市	白亜紀花崗岩類	土石流堆積物	土石流	<sup>14</sup> C	AD2009	AD1130前後	4~7回	145~220年に1回	53
	谷壁堆積物	山口県防府市	白亜紀花崗岩類	土石流堆積物	土石流	<sup>14</sup> C	AD2009	AD1050前後	6回	80~300年に1回	54
谷壁堆積物	和歌山県那智山	新第三紀花崗岩類	土石流堆積物	土石流	<sup>14</sup> C	AD2011	約13,700 yBP	11回	小規模土石流は10 <sup>3</sup> 年に1回、大規模土石流は10 <sup>4</sup> 年に1回	55	

M. Jakob P. Friele<sup>22)</sup> は、カナダのブリティッシュコロンビアの河川下流部付近の土石流堆積物の頻度と規模に関する研究を行い、堆積物の<sup>14</sup>Cの同位体による年代分析と年輪年代学による土石流の発生年代の推定と、扇状地の形成の歴史と堆積物の土砂量の推定を行っている。土砂量と堆積構造の算定には、数多くのピット掘調査や地下レーダーなどを用いている。また、調査区域での既往調査データなどを収集し、扇状地の過去の土石流の時期とその土砂量を検討し、270-500 万m<sup>3</sup> オーダーの大規模など土砂量をもたらしたイベントと20-80 万m<sup>3</sup> オーダーのイベントの識別を行っている。このうち、小さいものは通常の斜面崩壊などが要因であるが、大規模なものは天然ダム形成とその決壊によるものと推定している。調査手法のうち、土砂量の算定には、物理探査のデータを用いるなど、多面的な視点からの検討手法を用いている点が特徴的である。

本研究の端緒となったのは、山口県防府市で2009年に発生した災害である。ここでは、防府市石原地区を中心に溪流沿いの露頭だけでなく、複数の箇所地表面下の堆積物をジオスライサーを使って採取し、過去の地層の堆積状況と堆積環境の変遷を連続的に観察することで、詳細な災害履歴を解明する研究を実施してきた。また、古文書や過去の災害記録の資料などとの対比を

行うことで、その妥当性を検証し、その結果、防府市周辺の花崗岩地帯では100～200年周期で土石流が発生したことが解明されている<sup>16)</sup>。

防府地域と同様に、広島市周辺には風化花崗岩が広く分布し、周辺地域においても過去に土砂災害がたびたび発生していることから、このような災害履歴を解明することは、将来の災害発生の可能性や発生要因などを探るうえで重要である。また、土砂災害の発生履歴を解明することで、将来遭遇する土砂災害のリスクを把握するとともに、後世に伝えることで災害発生のリスクを低減することができるかと期待される。

これらの経緯を踏まえ、本研究では2014年8月20日に土砂災害の発生した広島市安佐北区・安佐南区を対象に、同様の手法を用いて花崗岩地帯における過去の土石流の発生履歴を解明し、これらの調査手法が普遍的に適用できることを検討するものである。

## 2.4 災害リスクを評価する調査法の現状

災害リスクの想定のためには、「いつ（時間）」「どこで（場所）」「どれくらい（規模）」の要素が必要である。以下にそれらの3項目について述べる。

### (1) 時間の要素

土石流発生 of 短期的な予測に関する研究としては、矢野による降雨要因による研究<sup>23)</sup>、平松ほかによる物理モデルによる研究<sup>24)</sup>、高橋ほか<sup>25)</sup>の統計的手法による地形と降雨要因を組み合わせた研究、篠崎ほか<sup>26)</sup>の災害発生確率を用いた土砂災害発生危険度に関する研究などがある。

1960年代ごろまでは、有人による気象観測が主体で、観測データやその速報性も限られていたが、1974年より地域気象観測システム（アメダス）が稼働することで、気象データの自動化や分析が迅速にできるようになってきた。これらの研究をもとに、誘因となる降雨の状況を監視し、気象レーダーや地域気象観測システム（アメダス）などの情報から、気象庁の発表による「大雨特別警報」や「大雨警報」などで実用化されてきている。これらの気象情報などをもとに、市町村による「避難勧告」や「避難指示」などに活用されている。

中期的には、台風情報や週間天気予報などによる気象情報によって、大雨などの予測があげられる。長期的には、過去の災害記録をもとに、同様の現象が将来的にも起こるものとして、履歴を知ることによって予測につなげることが考えられる。

### (2) 場所の要素

発生場所の予測は困難なことが多いが、そのためには発生する可能性のある地形調査と、地質・土質調査が基本となる。地形調査の方法としては、地形判読、航空写真判読、航空測量、現地調査があげられる。地質・土質調査としては、現地踏査、ボーリング調査、物理探査などがあげられる。

平成16年の新潟県中越地震や平成20年岩手・宮城内陸地震などの際の被害状況の把握と、土砂災害予測について航空レーザー測量などによる微地形データを広域的に取得する技術が活用されて来た。その後技術の進歩により、変状地形を事前に把握することで、災害予測に活用されつつある。また、被災地において災害前後の計測データがあれば、その前後の解析を行うことで、崩壊土砂量の算定などを行うことが可能となった。2014年の広島豪雨災害や2017年の九州北部豪雨災害などでも、これによって被害状況の早期の把握と公表が国土交通省などで活用されている。

### (3) 規模の要素

発生規模は、地形条件と降雨の条件などをもとに推定することが一般的で、対象溪流の生産土砂量、流出土砂量（砂防基準点に流出してくる土砂量）と降雨指標（時間雨量、日雨量、実効雨量など）をもとに算定する。生産土砂量は、計画規模の降雨によって、山腹斜面などから河道に

流出する土砂量で、現地調査や既往の災害資料などから決定される。流出土砂量は、砂防基準点（谷の出口や土石流の下流端）に流出してくる土砂量で、現地調査や既往の災害資料、河道特性などをもとに決定される。

なお、土石流発生と降雨条件にする研究としては、土砂の供給条件によって異なるため一律には決められないが、降雨量にのみ着目した研究としては、建設省砂防部<sup>27)</sup>の累加雨量や実効雨量を指標とした手法などが挙げられる。国の砂防基本計画策定指針では、土石流の対策計画の計画規模（「計画規模の土石流」）は、流域の特性によって一般に流出土砂量あるいは降雨量の年超過確率の降雨量（原則として時間雨量または日雨量の100年超過確率）に伴って発生する可能性が高いと判断される土石流で評価するとされている。

## 2.5 災害リスクの低減方法の現状

### (1) 災害リスク低減に関する研究

従来は、土石流の災害リスクを低減するための災害予測については、地形学的な手法や砂防分野での手法がとられてきた。地形学的な手法としては、礫ほかによる土石流によって形成された土石流扇状地の地形分析や地形発達史などの研究<sup>28)</sup>などが挙げられる。また、砂防学の分野では、1970年から1980年代の多くの土石流災害についての調査結果をもとに、土木研究所によって土石流の発生区間、流下区間、堆積区間、堆積範囲などの分析が行われ、災害対策に活用されるようになった（池谷、水山）<sup>29)</sup>。また、土石流の理論や実験的な研究のほか、最近では土木研究所による数値計算により土石流の氾濫範囲を想定する研究<sup>30)</sup>も実用化されつつある。

### (2) 低減方法について

災害リスクの低減方法としては、ソフト面の対策とハード面の対策があげられる。1999年6月の広島土砂災害をきっかけに、翌年「土砂災害防止法」が制定された。その目的は、災害から人命や財産を守るため、土砂災害防止工事等のハード対策と併せて、危険性のある区域を明らかにして、その中で警戒避難体制の整備や危険箇所への新規住宅等の立地抑制等のソフト対策を充実させようとするものである。そのため、基礎調査を実施し、土砂災害の恐れのある区域を指定するものである。指定区域には、土砂災害計画区域（通称：イエローゾーン）、土砂災害特別警戒区域（通称：レッドゾーン）の2種類が設けられ、それぞれ以下の内容となっている。

土砂災害警戒区域：急傾斜地の崩壊等が発生した場合に、住民等の生命又は身体に危害が生じるおそれがあると認められる区域であり、危険の周知、警戒避難体制の整備が行われる。

土砂災害特別警戒区域：急傾斜地の崩壊等が発生した場合に、建築物に損壊が生じ住民等の生命又は身体に著しい危害が生ずるおそれがあると認められる区域で、特定の開発行為に対する許可制、建築物の構造規制等が行われる。

しかしながら、基礎調査の実施と区域指定は、まだ実施途中の都道府県が多く完了した都道府県は、限られている。広島県においても2014年の災害発生時には、被災箇所周辺の区域指定は

完了しておらず、事前の避難に結び付けることができなかつた。この反省をもとに、指定作業を加速させている段階である。

### (3) 低減のための方策

土砂災害（土石流災害）のソフト面の被害リスク低減方法としては、以下の方策が考えられる。

- ① 災害発生の起こる前に、自分の住んでいる場所や周辺地区が、危険な場所かどうかを確認する。具体的には、法的規制区域（地すべり防止区域、急傾斜地、砂防指定地、土砂災害防止法によるイエローゾーン、レッドゾーン）の指定区域の有無を確認することや、ハザードマップによる確認をしておくことが災害への備えにつながる。
- ② 降雨時には、気象庁による局所的豪雨情報や、地方自治体からの土砂災害警戒情報などの情報収集に努める。近隣住民とも連絡を取り合い、いざというときに避難できる準備をしておく。
- ③ 市町村からの避難勧告や避難命令などの警戒情報発令時には、早期に安全な場所に避難する。
- ④ 行政としては、避難場所について、それらの場所の安全性を確認しておくとともに、施設の耐震化や防災対策や物資の備蓄などに取り組んでおく必要がある。

ハード面での対策としては、砂防施設（砂防堰堤、流路工の整備など）や、治山施設や森林の整備などがあげられる。ただし、ハード対策を行うに当たっては多額の費用を要するが、予算には制約があるため、優先度を設けて順次行っている状況であり、完成には多くの年月と費用を要する。このため、ソフト面とハード面での組み合わせによって、災害リスクを低減する必要がある。

水山<sup>31)</sup>は、土石流災害発生直後には溪流内に移動する土砂がなくなっており、豪雨が発生しても大きな土石流は発生しないが、100年以上経過後には、溪床内に土砂が堆積し、再び土石流が発生する可能性があるとして述べている。そのため、砂防堰堤等の施設は100年以上の長期的災害防止と理解できるとしている。このことは、ハード対策を考える場合にも、時間の効果を考慮すべきであるとも受け止めることができる。

国の砂防基本計画策定指針では、土石流の対策計画の計画規模（「計画規模の土石流」）は、流域の特性によって一般に流出土砂量あるいは降雨量の年超過確率の降雨量（原則として時間雨量または日雨量の100年超過確率）に伴って発生する可能性が高いと判断される土石流で評価するとされる。計画流出土砂量は、現地調査を行い、地形図や過去の土石流の記録等から総合的に判断するものとされる。流出土砂量は、流域内の移動可能土砂量と、「計画規模の土石流」によって運搬可能な土砂量を比較して、小さい値を採用するとしており、これらは現地調査によって移動可能土砂量の算定を行うとされている。

## 2.6 履歴の復元と災害リスクの予測

近年の広島県の主な土砂災害の記録としては、表-2.1.1に示すように1999年の土砂災害、2014年の土砂災害、2018年7月の土砂災害の記録がある。ただしこれらは、それぞれ別の場所で発生したものであるため、個別の箇所における発生周期を知ることはできない。本研究では、個別の溪流ごとの土石流の年代データを測定することで、発生周期を推定し、将来の災害発生リスク算定につなげるものである。

古文書や近年の災害記録をもとに周期を把握することで、中長期的な予測につなげることができると考えられる。具体的な調査方法としては、以下の方法を実施する。

- ①災害記録や古文書による災害履歴の調査：過去の地震記録（活断層の履歴）を調査する歴史調査手法の応用
- ②歴史記録に残されていない情報については、地層に残された情報から読み解くことが可能である。具体的には活断層調査や津波痕跡調査の応用で、地表面下の地層を定方位で簡易に採取して地層を観察し、正常時の堆積物とイベント堆積物を識別する。さらにイベントの発生年代を地層中に含まれる炭化物試料の年代測定を行い、それによりイベント発生時期を推定することが可能である。

## 参考文献

- 1) 広島県土木建築部砂防課：広島県砂防災害史，1997.
- 2) 日本応用地質学会中国四国支部災害調査チーム：1999. 6. 29 広島・呉土砂災害速報—花崗岩地域における土砂災害—，応用地質，第40巻，第5号，pp. 316-321，1999.
- 3) 建設省河川局砂防部：土石流危険渓流および土石流危険区域調査要領(案)平成11年4月，p17，1999.
- 4) 砂防学講座：渓流の土砂移動現象，第4巻，pp. 164-316，山海堂.
- 5) 八木下晃司：岩相解析および堆積構造，pp. 95-97，2001.
- 6) 大石道夫：土砂生産流出の連続性と周期性について，新砂防，68，pp. 3-6，1968.
- 7) 国土交通省河川局砂防部，気象庁予報部，国土技術政策総合研究所危機管理技術研究センター：国土交通省河川局砂防部と気象庁予報部の連携による土砂災害警戒避難基準雨量の設定手法(案)，2005.
- 8) 小出 博：山崩れ(応用地質Ⅱ)，古今書院，形成選書，pp. 15-23，1955.
- 9) 川上紳一，金折裕司，荒川崇史，長屋啓子，長谷川ゆか：縞状堆積物に認められる土石流堆積物と層内しゅう曲 土石流発生と内陸地震の周期を探る 第32巻，第1号，pp. 9-18 1991.
- 10) 今村遼平：山地災害の「免疫性」について，応用地質，第48巻，第3号，pp. 132-140，2007.
- 11) 六甲土石流団研グループ：六甲山地南麓扇状地での土石流・洪水堆積物の堆積時期・堆積場の変遷，第55巻，4号 pp. 201-216，2001.
- 12) 西山賢一，若月 強：和歌山県那智川流域における土石流の発生頻度 地形，第35巻，第4号，pp. 351-366，2014.
- 13) 西山賢一，若月 強：日本の山地斜面における豪雨に起因した斜面崩壊・土石流の発生頻度 応用地質，第55巻，第6号，pp. 325-333，2015.
- 14) 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，第63巻，第3号，pp. 27-33，2010.
- 15) 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・地質的特性と過去の土石流・崩壊発生サイクル，地盤工学会誌，第61巻，第9号，pp. 26-29，2013.
- 16) 阪口和之，鈴木素之，楮原京子，松木宏彰，金折裕司，櫻井正明，片岡 知：山口県防府市石原地区における土石流の発生頻度とその堆積物特性，地盤工学ジャーナル，第13巻，第3号 pp. 237-247，2018.
- 17) 鈴木素之，阪口和之，松木宏彰，楮原京子：時間防災学の視点による2009年7月防府災害および2014年8月広島災害における土石流の長期的発生頻度の推定について，地域性を考慮した地盤防災減災技術に関するシンポジウム，地盤工学会九州支部，pp. 65-70，2015.
- 18) 楮原京子・鈴木素之・松木宏彰・阪口和之・稲垣秀輝・小笠原 洋・松原輝明：2014年広島土石流災害発生 2 溪流沖積錐を形成する土石流堆積物の編年 自然災害科学 第34巻，第4号，pp. 295-308，2016.

- 19) 井上公夫：巨大（深層）崩壊の高精度編年研究会の3年間の活動報告—年輪年代法による巨大崩壊の発生年代の推定と歴史史料との対比—，平成30年度砂防学会研究発表会概要集，T4-01，2018.
- 20) R. Irmeler , G. Daut, R. Mäusbacher : A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy), *Geomorphology* , Vol.77, pp. 69-78, 2006.
- 21) Manuela Pelfini , Maurizio Santilli : Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the , Central Alps, Italy, *Geomorphology* , Vol.101, pp. 721-730, 2008.
- 22) M. Jakob, P. Friele : Frequency and magnitude of debris flows on Cheekye River, British Columbia *Geomorphology* , Vol.114, pp.382-395, 2010.
- 23) 矢野勝太郎：前期降雨の改良による土石流の警戒・避難基準雨量設定方法の研究, *砂防学会誌*, 第43巻, 第4号, pp. 3-13, 1990.
- 24) 平松晋也, 水山高久, 石田芳治：雨水の浸透・流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究, *砂防学会誌*, 第43巻, 第1号, pp. 5-15, 1990.
- 25) 高橋 透, 松岡允宏, 瀬尾克己, 荒木義則, 古川浩平, 水山高久 (2000)：地形特性を考慮した土石流警戒避難基準雨量の設定, *砂防学会誌*, 第53巻, 第1号, pp. 35-46.
- 26) 篠崎嗣浩, 福田賢司, 大石博之, 杉原成満, 古川浩平：ロジスティック回帰分析を用いた土砂災害発生危険基準線の確率的評価, *土木学会論文集F*, 第66巻, 第1号, pp.122-131, 2010.
- 27) 建設省河川局砂防部：総合土石流対策（Ⅱ）土石流災害に関する警報の発令と避難の指示のための降雨量設定指針（案），1984.
- 28) 磯 望, 山川克己, 米澤 宏, 松原敏子：岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度, *地理学評論*, 第53巻, 第11号, pp.699-720, 1980.
- 29) 池谷 浩, 水山高久：土石流の流動と堆積に関する研究, *土木研究所報告*, No. 157, pp. 89-153, 1982.
- 30) 土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム：深層崩壊に起因する土石流の流下・氾濫計算マニュアル（案）土木研究所資料, No4240, 2012.
- 31) 水山高久：大規模な崩れの影響を考える, *砂防学会誌*, 第69巻, 第3号, p. 86, 2016.

## 第3章 2014年8月広島土砂災害

### 3.1 被害状況

本災害をもたらした局所的集中豪雨は、2014年8月19日深夜から20日早朝にかけて発生したものである。気象庁三入観測所のデータでは、最大時間雨量は121mm、24時間雨量は284mmである。国土交通省所管の高瀬雨量観測所では、最大時間雨量は87mm、24時間雨量は247mmである。また、広島市安佐北区と安佐南区では8月20日の午前2時から午前4時にかけて時間雨量が約80mmと非常に激しくなり、各地で土石流や斜面崩壊が多発し、直接死の死者は74名であった<sup>1)</sup>。8月20日の3時までの累積雨量は150mmである。広島市の土砂災害の発生時刻は3時から4時とされ<sup>1)</sup>、これらの降雨が土石流をもたらしたと推定される。

図-3.1.1に被害の大きかった安佐南区八木地区と緑井地区の斜め写真<sup>2)</sup>を示す。また、写真-3.1.1および写真-3.1.2に、安佐南区の上山川の土石流発生部の源頭部の状況写真を示す。

この土砂災害に関しては、地盤工学会<sup>3)</sup>、日本応用地質学会<sup>4)</sup>、海堀ほか<sup>5)</sup>によって調査報告がなされている。また、土田ほか<sup>6)</sup>による雨量と土砂災害危険度評価、福岡ほか<sup>7)</sup>による再現シミュレーションの研究報告、蒲原ほか<sup>8)</sup>による土砂の到達範囲と氾濫開始点の地形分析の研究などがある。



図-3.1.1 安佐南区の斜め写真（国土地理院2014年8月20日撮影）<sup>2)</sup>



写真-3.1.1 上山川源頭部の状況 巨礫混りの崖錐層が2m以上分布する



写真-3.1.2 上山川源頭部 直径0.3m程度のパイピングホールが分布する

## 3.2 調査地域の地形地質と降雨特性

### 3.2.1 調査地域の地形地質

広島市とその周辺地域の地形は、山地列と太田川およびその支流の氾濫原や三角州からなる低地帯に大別される。これらの地形の多くは、この地域の地質構造を反映して北東-南西方向に延びる線状の特徴を示す。これらの山麓部には、複数の沖積錐が分布する。図-3.2.1 (a)<sup>9)</sup>に示すように、山地の大部分は白亜紀後期の広島花崗岩類からなる。太田川沿いにはジュラ紀付加体が分布し、広島花崗岩の貫入による接触変成作用を受け、ホルンフェルス化している。また斎藤ほか(2015)<sup>10)</sup>は、安佐北区と安佐南区周辺の土石流発生地域の地質について現地調査結果の報告を行っている。

本研究では、図-3.2.1 (b)に示す広島市安佐北区三入南地区・可部東地区と広島市安佐南区八木地区・緑井地区周辺の広島型花崗岩が卓越する溪流を対象に詳細調査を実施した。それらの溪流の緒元を表-3.2.1に示す。広島市とその周辺地域の地形は、山地列と太田川およびその支流の氾濫原や三角州からなる低地帯に大別される。これらの地形の多くは、この地域の地質構造を反映して北東-南西方向に延びる線状の特徴を示す。

図-3.2.2<sup>11)</sup>に示す1925(大正14)年の地形図によると、当時の八木村(現在の安佐南区八木)の「山手」や「上楽地」「小原」の集落は山麓から東側に形成された支川が合流する扇状地の扇端(緩傾斜地)に立地し、集落と山麓の間(扇頂~扇央)は畑や林地として利用されていたことがわかる。また、現在、市街地化している国道54号沿いには旧河川流路と周辺の氾濫平野が判別される。1965(昭和40)年代以降の空中写真や地形図を時系列に沿って判読すると、1960年代から山麓の扇状地で宅地開発が急速に進み、現在の住宅密集地へと変化したことがうかがえる。

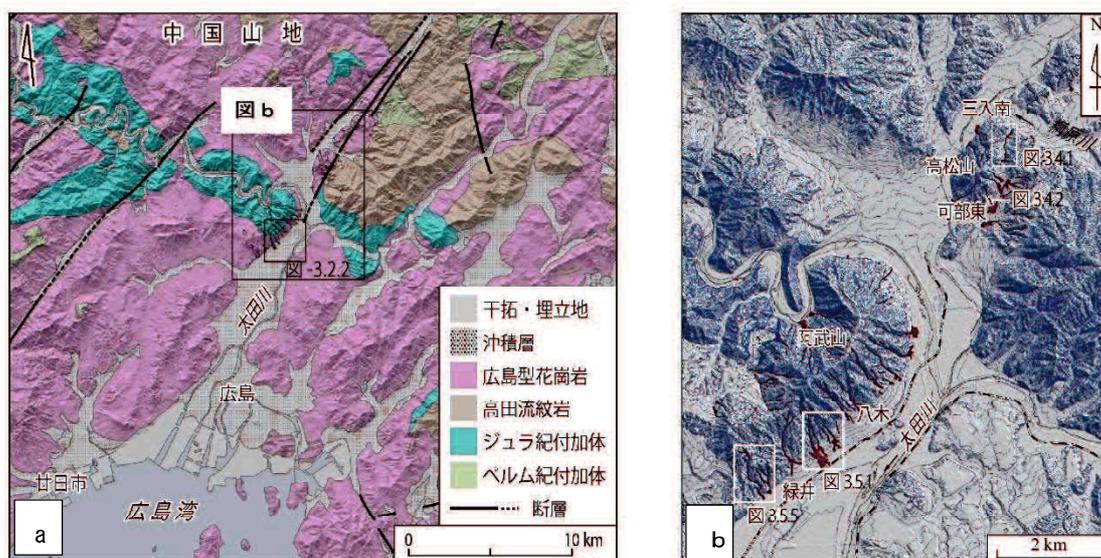


図-3.2.1 調査地区の位置図と地質図(シームレス地質図より)<sup>9)</sup>  
(着色部が土石流発生の溪流)

表-3.2.1 調査地区の溪流の諸元

地区名	安佐北区三入南	安佐北区可部東	安佐南区八木		安佐南区緑井	
溪流名	桐原川支川	可部沢	上染地川	上山川	古川支川	宮下川
流域面積 (m <sup>2</sup> )	94,000	38,400	33,800	238,900	37,800	168,600
比高 (m) *	120	140	150	470	130	220
<sup>14</sup> C年代決定試料数	8	5	17	6	8	7
調査内容	溪岸部で露頭調査	溪岸部で露頭調査	溪岸部で露頭調査 扇端部4箇所での ジオスライサー調査	溪岸部で露頭調査	扇端部4箇所での ジオスライサー調査	溪岸部で露頭調査
堆積物の特徴	中流部は土石流堆積物主体 下流部に複数の有機質土層を挟在	中流から下流域は直径1m以上の巨礫を少量含む	中流部は土石流堆積物主体 下流部に有機質土層が分布	直径3m以上の巨礫を含む土石流堆積物主体	中流域は直径2m以上の巨礫を含み扇端部は土石流堆積物が分布	上流部の緩斜面は土石流堆積物主体

\* 比高は滑落崖から土石流の先端部までの高低差を表示

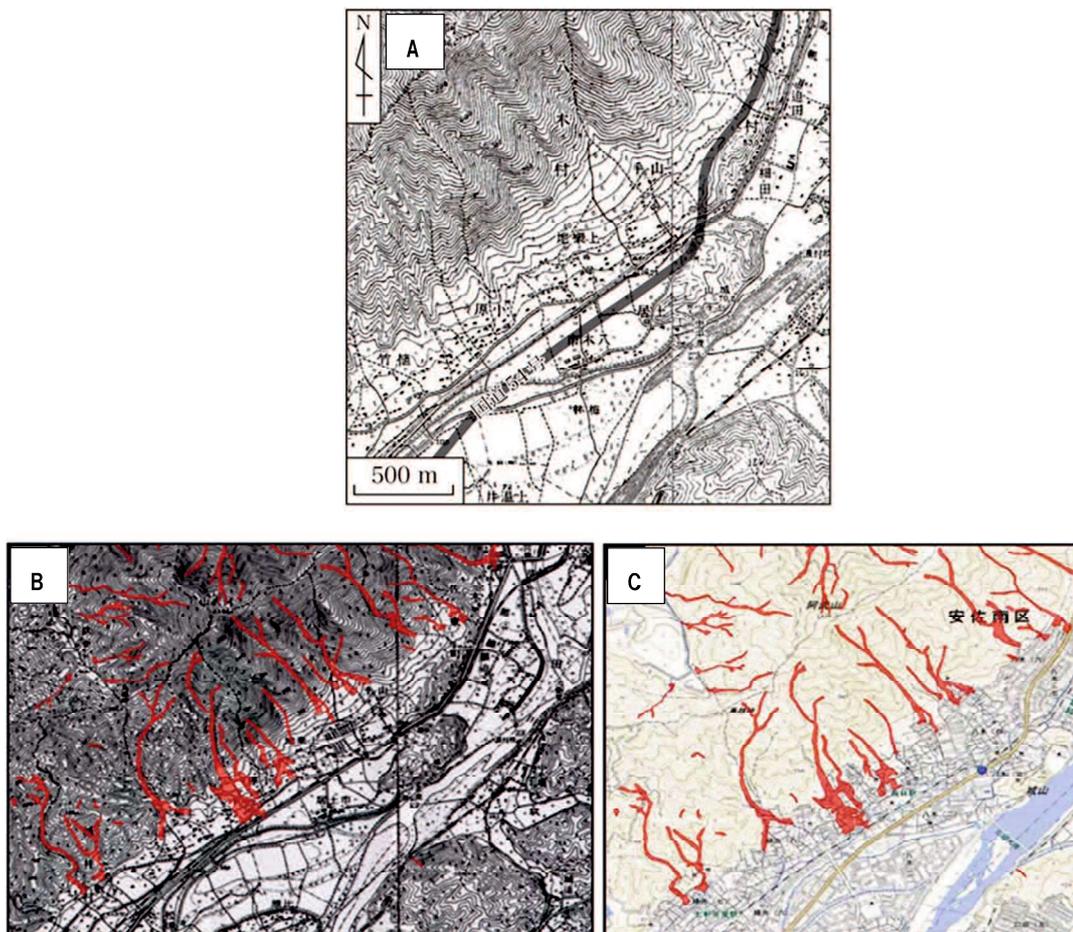


図-3.2.2 大正時代の安佐南区付近の地形図 (図A) と地形の変遷<sup>11)</sup>  
(BとCの図には、今回の土石流の分布を赤色で示した)

また、今回土石流が発生した上山川の溪床部の、過去の土石流堆積物の状況写真-3.2.1に示す。ここでは、最下部に直径10cm～20cm程度の亜角礫を含む淘汰の悪い土石流堆積物が分布する。その上位には、地層境界をはさんで層状の中粒砂～シルト層が分布し、上方粗粒化を示す地層状況が確認できる。このことから、少なくとも過去2回の土石流堆積物が確認でき、過去に繰り返し土石流が発生することで現在の地形が形成されたことがうかがえる。



上方粗粒化を示す土石流堆積物

下位は層状の中粒砂～シルト層が分布

地層境界

亜角礫を多く含む淘汰の悪い土石流堆積物

写真-3.2.1 上山川の土石流堆積物の堆積状況

### 3.2.2 降雨特性

図-3.2.3 に災害発生時の降雨記録を示す。安佐南区八木町に位置する、国土交通省所管の高瀬雨量観測所では、最大時間雨量は87mm、24時間雨量は247mmである（図-3.2.3）<sup>12)</sup>。また、広島市安佐北区と安佐南区では8月20日の午前2時から午前4時にかけて時間雨量が約80mmと非常に激しくなり、各地で土石流や斜面崩壊が多発した。松四ほか<sup>13)</sup>は、今回の土石流発生の原因となった斜面崩壊を引き起こした降雨特性として、最大3時間雨量が160mm以上、1時間降雨強度が70mm/h以上の二つの条件を満たした雨域で発生したと述べている。

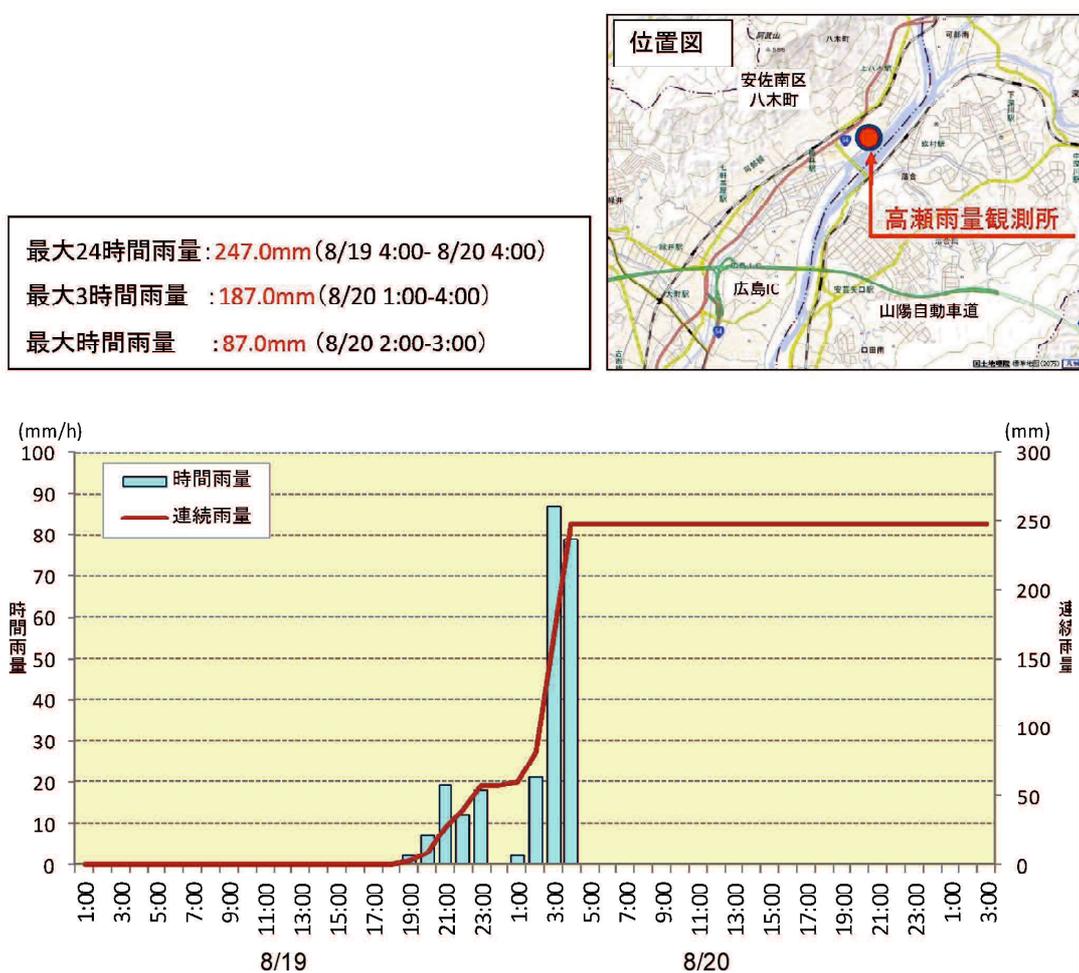


図-3.2.3 災害発生時の降雨記録（国土交通省砂防部資料より）<sup>13)</sup>

土田ほか<sup>6)</sup>は、長期実効雨量と短期実効雨量を組み合わせた雨量指標 $R'$ を用いて土砂災害の危険度評価手法について検討を行い、土砂災害の発生状況と降雨指標がうまく適合することを述べている。図-3.2.4に安佐南区高瀬観測所と安佐北区三入東観測所の $R'$ の経時変化図を示す。ここでは、土石流の推定発生時刻である午前3時から午前5時にかけての、土石流の発生基準値を超える指標値の推移と土砂災害の発生状況がよく対応している。

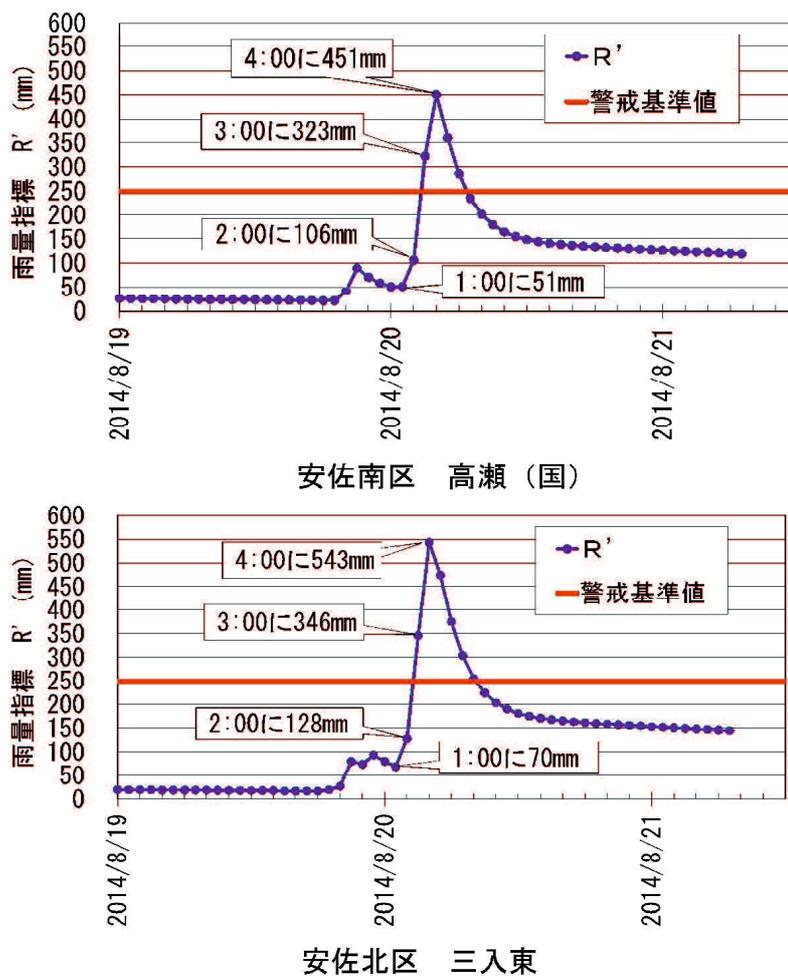


図-3.2.4  $R'$  の経時変化図<sup>6)</sup>

### 3.3 土石流堆積物の調査方法と年代測定結果

本研究では、溪流での現地調査からのアプローチと過去の歴史を検討し、歴史時代に発生した土石流の履歴を調査し、その発生頻度を解明することを主眼とする。土石流の発生履歴を調査するための方法としては、図-3.3.1に示す手順で実施した。まず現地調査では災害溪流および周辺の地形・地質や土石流堆積物を観察・記載した。中流域では、露頭調査によって堆積物の分布状況の観察と炭化物試料のサンプリングを行った。沖積錐の末端部では地形勾配が緩くなり、細粒成分が主体の堆積物となり、炭化物などが堆積することが予想されるが、そのような場所は平坦地形となっており堆積物を直接観察することは困難である。そのため、下流域の土石流扇状地の適地がある個所を選定し、地表面下においてジオスライサーを用いた連続試料採取を行った（図-3.3.2参照）。調査は、広島市安佐北区と安佐南区の4地区の6溪流で実施した。

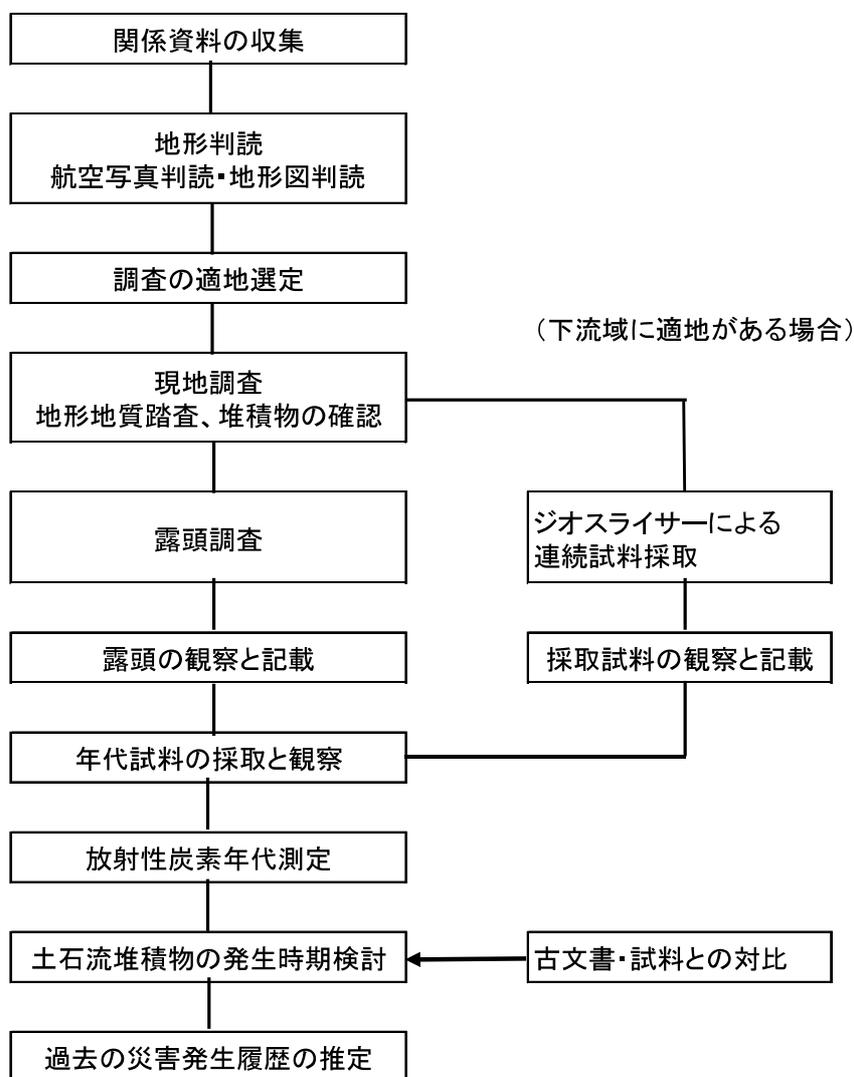


図-3.3.1 土石流調査と発生履歴解明のフロー

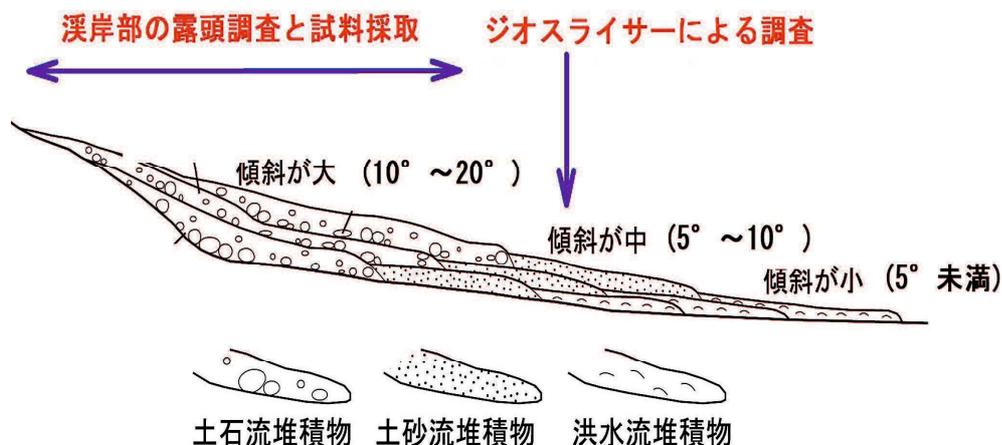


図-3.3.2 沖積錐の堆積構造の模式図とその調査方法 (楢原ほか<sup>14)</sup> を改変)

調査方法としては、現地調査、土質試験、年代測定および歴史資料調査を行った。現地調査では土石流発生溪流および周辺部の地形・地質や土石流堆積物を観察・記載した。溪流の中流域では、露頭調査によって堆積物の分布状況の観察と炭化物試料のサンプリングを行った。土石流堆積物は、一般的に巨礫や転石などの粗粒物が卓越するが、土石流の流下域から停止域にかけての緩傾斜地では細粒な堆積物が卓越する。このため、調査では溪流の緩傾斜域を重点的に観察し、写真-3.3.1に示すような年代測定可能な炭化物等の存在に特に注意した。また、土石流堆積物の土質特性を把握するため、代表的な溪流で礫径調査と採取した堆積物の物理試験を行った。

土石流扇状地の扇端では、宅地・農地化が進んでいる上に太田川氾濫原との比高も小さいため、過去の土石流堆積物が洪水氾濫堆積物や表土等に覆われている可能性が高い。そのため、写真-3.3.2に示す方位の連続試料が採取可能なハンディータイプのジオスライサー<sup>15) 16)</sup>を用いた。装置は幅約10cm、長さ1.5~2.0mのステンレス製のサンプラーを、小型電動バイブレーターを用いて地面に貫入し、試料を採取するものである。採取した試料は目視による地層区分を行い、地層の年代を解明するために露頭調査と同様に堆積物中の樹木片や炭化物などを採取した。放射性炭素年代測定の原理を図-3.3.3に示す<sup>17)</sup>。

試料の<sup>14</sup>C年代(yrBP)は、1950年を基準年として何年前かを示した年代で、数字が増えるほど過去にさかのぼり、基準年以降はマイナス表示となり、その幅は通常68.2%信頼限界の1σで表示する。<sup>14</sup>C年代の算出の半減期は、提唱者であるLibbyによる5568年を用いるが、放射性炭素の濃度は、経年変動しており較正曲線を用いて暦年代への較正を行う必要があり、暦年較正にはOxCal4.2(較正曲線データ: IntCal13)を使用した<sup>18) 19)</sup>。較正曲線からの暦年代結果は年代幅を持つため確率法で表示される。その2σ範囲は、OxCalの確率法による<sup>14</sup>C年代誤差相当の95.4%信頼限界の暦年代範囲であり、通常2σの値で暦年代を評価する。また、1950年代の核実験の影響を考慮するため、1950年以降の試料については、Post-bomb atmospheric NH<sub>2</sub> 2013を使

用して校正した<sup>20)</sup>。1800年代の暦年校正データは、炭素同位体の変動による誤差が大きく複数の年代の可能性があるが、本論文では2 $\sigma$  暦年代のうち確率値の高い年代値を採用した。

年代測定結果表-3.3.1に示す。採取試料を含有する地層については、露頭状況や地層状況から、巨礫などを伴い逆級化構造が認められるなど、その起源が明確なものは土石流堆積物と明記した。また、巨礫を含まない砂質土主体のものは、土砂流堆積物とした。ジオスライサー試料のうち、その起源が不明確なものは、土質名の明記にとどめた。同一の地層から複数の年代値が得られた場合は、再堆積試料として新しい年代値を地層の形成年代と判断した。また、広島県内の古文書や歴史資料<sup>21) 22) 23)</sup>をもとに推定された土石流発生時期と広島県の災害史との照合を行うとともに、既往調査結果<sup>14)</sup>と総合して土石流の発生年代結果を総括した。



写真-3.3.1 地層中の炭化物の分布状況



写真-3.3.2 ジオスライサー（ハンディー型）による試料採取状況

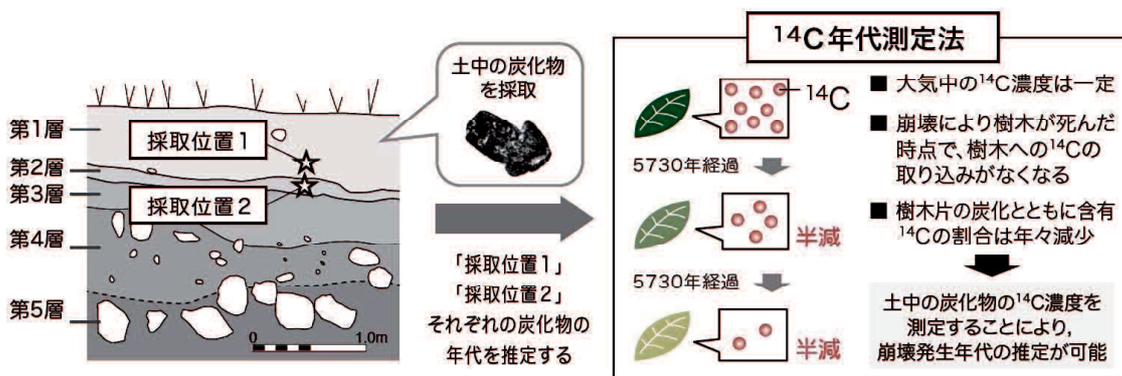


図-3.3.3 放射性炭素年代測定の方法

(山口大学時間学研究所：時間学の構築 I 防災と時間<sup>17)</sup> より)

表-3.3.1 (a) 放射性炭素年代測定結果

試料番号	測定番号	測定試料	試料採取層	$\delta^{13}\text{C}$ : 炭素同位体比 (‰)	$^{14}\text{C}$ 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )	2 $\sigma$ 暦年代範囲(cal AD: 紀元後 BC: 紀元前)
TG-03	PLD-32306	種実	有機質土	-29.29 $\pm$ 0.22	1605 $\pm$ 20	401-475 cal AD (47.9%)、484-536 cal AD (47.5%)
TG-10	PLD-32307	樹皮付材	有機質土	-33.36 $\pm$ 0.17	1540 $\pm$ 20	427-498 cal AD (51.5%)、506-576 cal AD (43.9%)
TG-11	PLD-32308	樹皮付材	有機質土	-29.42 $\pm$ 0.17	1560 $\pm$ 20	427-547 cal AD (95.4%)
TG-12	PLD-32309	炭化物	炭化物層	-29.71 $\pm$ 0.18	290 $\pm$ 15	1521-1576 cal AD (57.6%)、1585-1590 cal AD (1.1%)、 1626-1654 cal AD (36.7%)
TG-14	PLD-32310	材	有機質土	-27.47 $\pm$ 0.15	600 $\pm$ 15	1302-1367 cal AD (74.4%) 1382-1404 cal AD (21.0%)
TG-16	PLD-32311	材	土石流堆積物中の 挟在粘性土	-27.41 $\pm$ 0.14	1010 $\pm$ 15	991-1032 cal AD (95.4%)
TG-17	PLD-32312	植物片	土石流堆積物	-32.33 $\pm$ 0.21	22430 $\pm$ 60	25111-24500 cal BC (95.4%)
TG-18	PLD-32313	炭化物	粘性土砂層	-27.83 $\pm$ 0.17	585 $\pm$ 15	1310-1361 cal AD (67.7%)、1386-1410 cal AD (27.7%)
KBH-8	PLD-29517	木材片	土石流堆積物	-30.81 $\pm$ 0.14	-735 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1957-1958 cal AD (5.7%)、1998-2001 cal AD (89.7%)
KBH-11	PLD-29519	炭化物	土石流堆積物	-27.04 $\pm$ 0.15	930 $\pm$ 20	1035-1158 cal AD (95.4%)
KBH-13	PLD-29520	炭化物	土石流堆積物	-26.44 $\pm$ 0.15	1485 $\pm$ 20	543-630 cal AD (95.4%)
KBH-14	PLD-29521	炭化物	土石流堆積物	-30.19 $\pm$ 0.19	12155 $\pm$ 40	12223-11956 cal BC (93.6%) 11941-11913 cal BC (1.8%)
KBH-15	PLD-29522	炭化物	土石流堆積物	-24.82 $\pm$ 0.16	805 $\pm$ 20	1206-1270 cal AD (95.4%)

yrBP: 1950年基点の換算年代

Post-bomb NH2 2013: 1950年以降の場合の較正

表-3.3.1 (b) 放射性炭素年代測定結果

試料番号	測定番号	測定試料	試料採取層	$\delta^{13}\text{C}$ : 炭素同位体比 (‰)	$^{14}\text{C}$ 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )	2 $\sigma$ 暦年代範囲 (cal AD: 紀元後 BC: 紀元前)
YG1-0.42m	PLD-34453	土壌	有機質土	-25.29 $\pm$ 0.28	4045 $\pm$ 20	2625-2546 cal BC (47.6%)、2541-2488 cal BC (47.8%)
YG2-0.30m	PLD-34457	炭化物	耕作土	-26.07 $\pm$ 0.28	555 $\pm$ 15	1320-1350 cal AD (36.9%)、1391-1422 cal AD (58.5%)
YG2-0.93m	PLD-34459	炭化物	土石流堆積物	-29.75 $\pm$ 0.28	285 $\pm$ 15	1521-1575 cal AD (50.2%)、1585-1590 cal AD (0.6%) 1626-1659 cal AD (44.6%)
YG2-1.11m	PLD-34460	炭化物	土石流堆積物	-29.40 $\pm$ 0.32	185 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1664-1683 cal AD (19.3%)、1735-1805 cal AD (54.8%) 1931-1954 cal AD (21.3%)
YG3-0.62m	PLD-34461	炭化物	礫混じり砂層	-27.33 $\pm$ 0.33	145 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1669-1700 cal AD (15.2%)、1703-1706 cal AD (0.4%) 1719-1780 cal AD (32.2%)、1798-1819 cal AD (10.9%) 1832-1881 cal AD (17.0%)、1915-1945 cal AD (18.0%) 1951-1954 cal AD (1.7%)
YG3-0.88m	PLD-34462	炭化物	粘性土砂層	-31.96 $\pm$ 0.32	85 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1694-1727 cal AD (25.6%)、1812-1855 cal AD (25.6%) 1856-1862 cal AD (1.9%)、1866-1918 cal AD (42.0%) 1954-1955 cal AD (0.3%)
YG3-0.99m	PLD-34463	炭化物	砂質土層	-28.73 $\pm$ 0.29	485 $\pm$ 15	1415-1444 cal AD (95.4%)
YG3-1.28m	PLD-34465	炭化物	礫混じり砂層	-30.28 $\pm$ 0.29	-75 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1955-1956 cal AD (95.4%)
YG4-0.27m	PLD-34466	炭化物	礫混じり砂層	-27.10 $\pm$ 0.33	105 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1688-1730 cal AD (26.9%)、1809-1897 cal AD (55.6%) 1902-1926 cal AD (12.7%)、1954-1955 cal AD (0.2%)
YG4-0.52m	PLD-34467	炭化物	礫混じり砂層	-28.59 $\pm$ 0.27	415 $\pm$ 15	1439-1486 cal AD (95.4%)

yrBP: 1950年基点の換算年代

Post-bomb NH2 2013: 1950年以降の場合の較正

表-3.3.1 (c) 放射性炭素年代測定結果

試料番号	測定番号	測定試料	試料採取層	$\delta^{13}\text{C}$ : 炭素同位体比 (‰)	$^{14}\text{C}$ 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )	2 $\sigma$ 暦年代範囲 (cal AD: 紀元後 BC: 紀元前)
30501	PLD-29959	炭化物	土石流堆積物	-27.94 $\pm$ 0.19	-320 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1956-1956 cal AD (83.1%), 2009-2009 cal AD (12.3%)
30503	PLD-29960	炭化物	土石流堆積物	-22.96 $\pm$ 0.19	6565 $\pm$ 25	5559-5478 cal BC (95.4%)
30504	PLD-29961	炭化物	土石流堆積物	-28.37 $\pm$ 0.37	-600 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1957-1957 cal AD ( 9.8%), 2002-2004 cal AD (85.6%)
30505	PLD-29962	炭化物	土石流堆積物	-23.09 $\pm$ 0.20	5750 $\pm$ 20	4686-4536 cal BC (95.4%)
30506	PLD-29963	炭化物	土石流堆積物	-29.85 $\pm$ 0.26	-325 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1956-1957 cal AD (79.6%), 2009-2009 cal AD (15.8%)
30507	PLD-29964	土壌	有機質土	-24.16 $\pm$ 0.24	5235 $\pm$ 20	4221-4211 cal BC ( 1.7%), 4155-4134 cal BC ( 4.5%) 4064-3975 cal BC (89.2%)
30508	PLD-29965	炭化物	土石流堆積物	-24.94 $\pm$ 0.17	375 $\pm$ 15	1450-1523 cal AD (68.0%), 1575-1585 cal AD ( 1.8%) 1590-1623 cal AD (25.6%)
OH-10	PLD-29032	炭化物	土石流堆積物	-27.70 $\pm$ 0.16	1810 $\pm$ 20	131-252 cal AD (95.4%)
OH-11	PLD-29033	土壌	土石流堆積物	-24.76 $\pm$ 0.21	1765 $\pm$ 20	219-338 cal AD (95.4%)
OH-12	PLD-29034	炭化物	土石流堆積物	-28.12 $\pm$ 0.13	1945 $\pm$ 20	5- 89 cal AD (88.4%) 101-123 cal AD ( 7.0%)
OH-14	PLD-29036	炭化物	土石流堆積物	-28.41 $\pm$ 0.13	2725 $\pm$ 25	915-818 cal BC (95.4%)
OH-12'	PLD-29037	炭化物	土石流堆積物	-27.47 $\pm$ 0.16	1965 $\pm$ 20	36-30 cal BC ( 1.3%) 23-10 cal BC ( 3.4%) 3 cal BC-81 cal AD (90.7%)
OH-18	PLD-29042	材	土石流堆積物	-28.95 $\pm$ 0.15	140 $\pm$ 20	1673-1708 cal AD (15.5%), 1718-1779 cal AD (26.2%) 1798-1887 cal AD (36.8%), 1912-1943 cal AD (16.9%)

yrBP:1950年基点の換算年代

Post-bomb NH2 2013:1950年以降の場合の校正

表-3.3.1 (d) 放射性炭素年代測定結果

試料番号	測定番号	測定試料	試料採取層	$\delta^{13}\text{C}$ : 炭素同位体比 (%)	$^{14}\text{C}$ 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ )	2 $\sigma$ 暦年代範囲 (cal AD: 紀元後 BC: 紀元前)
MD1-0.47m	PLD-34941	炭化物	耕作土	-28.69 $\pm$ 0.18	170 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1667-1687 cal AD (16.7%)、1730-1783 cal AD (48.8%) 1796-1809 cal AD ( 9.5%)、1927-1954 cal AD (20.4%)
MD1-0.77m	PLD-34942	炭化物	土石流堆積物	-29.10 $\pm$ 0.14	90 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1694-1727 cal AD (27.0%)、1812-1855 cal AD (26.9%) 1856-1862 cal AD ( 1.8%)、1866-1918 cal AD (39.4%) 1954-1955 cal AD ( 0.3%)
MD2-0.91m	PLD-34943	炭化物	耕作土	-28.99 $\pm$ 0.13	90 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1694-1727 cal AD (26.6%)、1812-1863 cal AD (30.0%) 1866-1919 cal AD (38.5%)、1954-1955 cal AD ( 0.2%)
MD3-0.58m	PLD-34944	炭化物	土石流堆積物	-27.68 $\pm$ 0.16	115 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1683-1734 cal AD (27.4%)、1806-1893 cal AD (55.9%) 1906-1929 cal AD (11.9%)、1954-1954 cal AD ( 0.2%)
MD3-1.07m	PLD-34945	炭化物	粘性土層	-24.87 $\pm$ 0.12	185 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1664-1682 cal AD (20.4%)、1736-1759 cal AD (14.0%) 1760-1805 cal AD (39.7%)、1935-1954 cal AD (21.3%)
MD4-0.57m	PLD-34946	炭化物	土石流堆積物	-25.32 $\pm$ 0.22	235 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1645-1668 cal AD (61.6%)、1782-1797 cal AD (32.9%) 1949-1951 cal AD ( 1.0%)
MD4-1.00m	PLD-34947	炭化物	土石流堆積物	-27.27 $\pm$ 0.11	185 $\pm$ 15	Post-bomb NH2 2013: 1664-1683 cal AD (19.6%)、1735-1787 cal AD (43.6%) 1791-1806 cal AD (10.4%)、1930-1954 cal AD (21.8%)
MD4-1.30m	PLD-34948	植物の根	土石流堆積物	-33.52 $\pm$ 0.16	110 $\pm$ 20	Post-bomb NH2 2013: 1685-1732 cal AD (27.3%)、1808-1894 cal AD (55.9%) 1904-1927 cal AD (11.9%)、1954-1954 cal AD ( 0.2%)
MY-03	PLD-32299	材	土石流堆積物	-27.87 $\pm$ 0.14	990 $\pm$ 20	997-1006 cal AD ( 1.8%)、1011-1048 cal AD (72.1%) 1089-1123 cal AD (18.0%)、1138-1149 cal AD ( 3.5%)
MY-04	PLD-32300	炭化物	土砂堆積物	-28.69 $\pm$ 0.15	905 $\pm$ 20	1041-1107 cal AD (52.7%)、1116-1189 cal AD (42.7%)
MY-05	PLD-32301	草本	土砂堆積物	-31.71 $\pm$ 0.15	430 $\pm$ 20	1432-1472 cal AD (95.4%)
MY-10	PLD-32302	炭化物	土砂堆積物	-27.86 $\pm$ 0.18	945 $\pm$ 20	1027-1059 cal AD (23.6%)、1065-1155 cal AD (71.8%)
MY-11	PLD-32303	炭化物	土砂堆積物	-29.33 $\pm$ 0.15	955 $\pm$ 20	1022-1055 cal AD (29.7%)、1077-1154 cal AD (65.7%)
MY-12	PLD-32304	炭化物	土砂堆積物	-27.61 $\pm$ 0.14	940 $\pm$ 20	1029-1059 cal AD (21.8%)、1064-1154 cal AD (73.6%)
MY-13	PLD-32305	炭化物	有機質土	-26.83 $\pm$ 0.14	1130 $\pm$ 20	881-978 cal AD (95.4%)、

yrBP: 1950年基点の換算年代

Post-bomb NH2 2013: 1950年以降の場合の較正

### 3.4 安佐北区の調査結果

#### 3.4.1 三入南地区の堆積物の特徴と試料年代

##### (1) 土石流堆積物の分布状況

三入南地区は、図-3.4.1 に示すように桐原川の南側の支川流域に位置する。支川は高松山(標高 338.7m)の東側に端を発し山地の東側を北向きに流れ、その流路長は約1000mである。図-3.4.1 にその平面図と断面図を示す。上流では複数の溪流で崩壊が起こり、土石流となって支川に合流した。大量の土砂は下流域に流出し、道路や田畑への土砂の堆積による被害が生じたが幸い人的被害や家屋損壊は生じなかった。また、この支川には桐原川の合流点より約300m上流部付近にため池がある。このため池付近の溪流勾配は緩く、この付近で土石流は停止した。

支川崩壊が発生した源頭部から上流部の勾配は約 $30^{\circ}$ で、下流部の勾配は $5^{\circ}$ ～ $6^{\circ}$ であった。地層の観察箇所は下流部に位置し、一般的には土石流の停止域にあたる。写真3.4.1 に示すように溪流の中流から下流域には、花崗岩起源の直径30～50cmの転石混じりの土砂からなる土石流堆積物が30cm程度の層厚で堆積した。被災時の溪流浸食のため、流路に沿って高さ約0.5～1mの浸食崖が形成された。浸食崖の露頭においては下位から土石流堆積物、細粒堆積物へ漸移し、黒褐色の有機質土層への上方細粒化が認められた。有機質土層は暗褐色を呈し、シルト質粘土をマトリックスとし、腐植土等を含んでいる。この有機質土層に類似する地層は、写真5地点付近の溪流沿いに分布する湿地部の表層付近で確認できた。

写真3.4.2 に示す溪岸部の有機質土層の上位には、直径10cm前後の礫を含む土石流堆積物が累重する状況が確認できた。この有機質土層は10cm程度の層厚を有し、粗粒な成分を含んでいないことから、静穏な時期に安定的に堆積したことを示す。これらの有機質土層は土石流堆積物の直上を覆うことから、有機質土層の年代から、その堆積前に発生した土石流堆積物の年代を推測することができる。このため、土石流堆積物と有機質土の分布および堆積状況を詳細に観察するとともに、年代測定用の炭化物試料と土質試験試料を採取した。

被災後の現地調査では、桐原川支川の両岸に段々畑状の平坦面が複数あり、表層は湿地状で水田として利用されていたが、写真3.4.2 に示すように2014年の土石流堆積物がこれらの平坦部を覆って堆積した状況が確認できた。したがって、過去にも同様の土石流が発生したと推測できる。

以上のように、三入南地区の堆積物の確認状況は、溪流の縦断方向に散点的であるが、写真3.4.1～写真3.4.3 に示すように、土石流堆積物の地層はA～C層の少なくとも3層が識別できた。

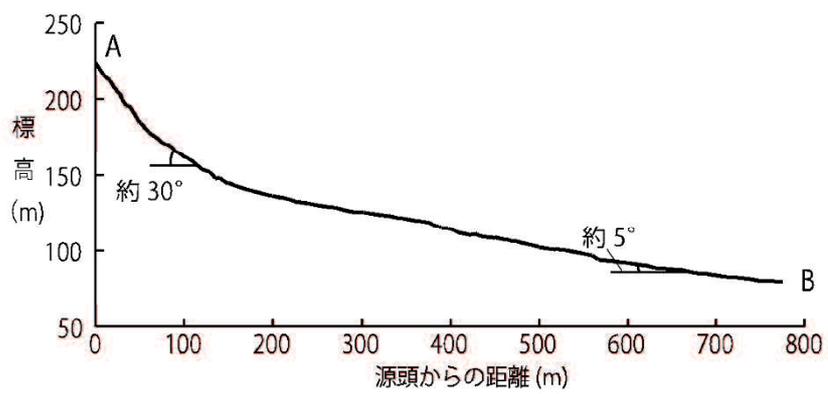
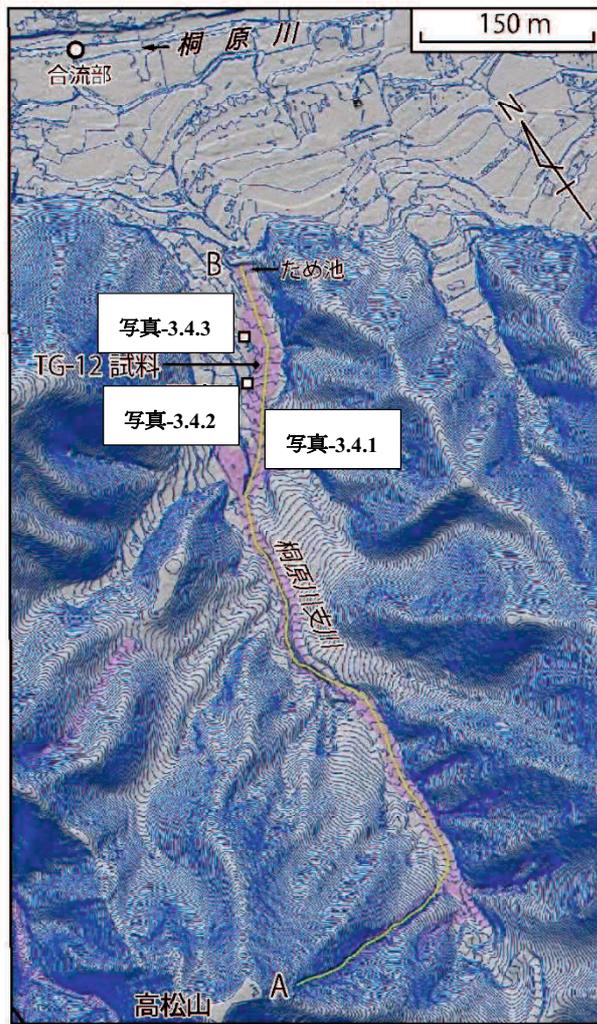


図-3.4.1 安佐北区三入南地区平面図と断面図（着色部は土石流の流下域を示し、黄色線は断面図位置を示す）



写真-3.4.1 溪流の土石流堆積物の分布状況



写真-3.4.2 溪岸部の有機質土層および土石流堆積物の状況



写真-3.4.3 有機質土層と過去の土石流堆積物の分布状況

## (2) 三入南地区の年代測定結果

当地区では、TGシリーズの試料番号で表す8点の放射性炭素年代データが得られた。このうち地層の年代決定に関係する主な試料採取位置は、図-3.4.1と写真-3.4.1～3.4.3に示した。ここでは地層の上位からA～C層の土石流堆積物の層が識別され、それらの年代が推定できた。

土石流堆積物C層は、写真-3.4.1に示すように有機質土層に覆われ、その上位に土石流堆積物B層が分布する。TG-03の試料はB層直下の有機質土層上部から採取した種実であり、その年代はcalAD. 401-475である。写真-3.4.2に示す土石流堆積物層B層下の幅0.1mの厚さの有機質土中のTG-10の試料年代もほぼ同時期のcalAD. 427-576である。土石流堆積物A層の直下の炭化物層から採取したTG-12の試料年代はcalAD. 1521-1576である。ただし、TG-12とTG-14の間の地層の連続が途切れており、この直下の土石流堆積物の連続性が明確に区分できないので、B層として扱うこととした。

写真-3.4.3に示すように、土石流堆積物中の有機質土の挟在部のTG-16の試料年代はcalAD. 991-1032で、土石流堆積物B層の直上を覆う有機質土から採取したTG-14の試料年代はcalAD. 1302-1367であった。

## (3) 三入南地区の測定試料の評価

以上のように、TG-10、TG-12、TG-16の試料年代は土石流堆積物に挟在される炭化物または有機質土層中の年代を示すことから、その堆積前後に発生した土石流堆積物の年代を推定することができると判断できる。

### 3.4.2 可部東地区の堆積物の特徴と試料年代

#### (1) 土石流堆積物の分布状況

高松山の南側の可部東地区の可部沢において調査を実施した。図-3.4.2 にオルソ写真と断面図を示す。可部東地区の可部沢は高松山の南東側に分布する溪流で、流域幅は約100～140mと細長く、溪床勾配は源頭部で33°、その中流部で約18°、下流部で10°である。このうち、詳細調査を行った下流からb地点までは、溪床勾配は10°前後であるが、a地点は15°程度で勾配がやや増加する場所で、巨礫を多く含んでいる。

楮原ほか<sup>14)</sup>は、礫径や分級度、堆積物の粒度や固結度などの特徴から、可部東地区の溪流に分布する堆積物をⅠ層からⅥ層に区分した。楮原による調査時点では、露頭の一部が斜面堆積物などに覆われ、地層の連続性が確認できず、それら全体の層序関係は不明確であった。追加調査で溪流の露頭状況が一部変化し、写真-3.4.4に示すように、断片的ではあるが、地層の連続性を一部確認することができた。新たな地層の観察結果を表-3.4.1の対比表にまとめるとともに、地層の特徴と地層との模式断面図を図-3.4.3に整理した。

溪流の地表部には流木を含み非常に緩い2014年の土石流堆積物が分布するが、溪流中央部の浸食部にはこれらと層相の異なる過去の堆積物が分布する。本調査では、分布する地層区分は楮原ほか<sup>14)</sup>を踏襲したが、上流側で新規に確認した地層をⅦ層と命名し、図に整理した。下流からb地点の溪床勾配は10°前後で、a地点は15°程度で勾配がやや増加し、巨礫を多く含む。a地点、b地点、c地点は、工事による地形改変のため地層の連続性は不明である。

このうちc地点とd地点は新たに地層の連続性が確認できた。c地点では目視観察では類似の地層構成のためⅣ層とⅡ層の境界は識別できなかったが、後述するKGH-11の年代結果から、Ⅳ層の上位にⅡ層が分布すると判定した。

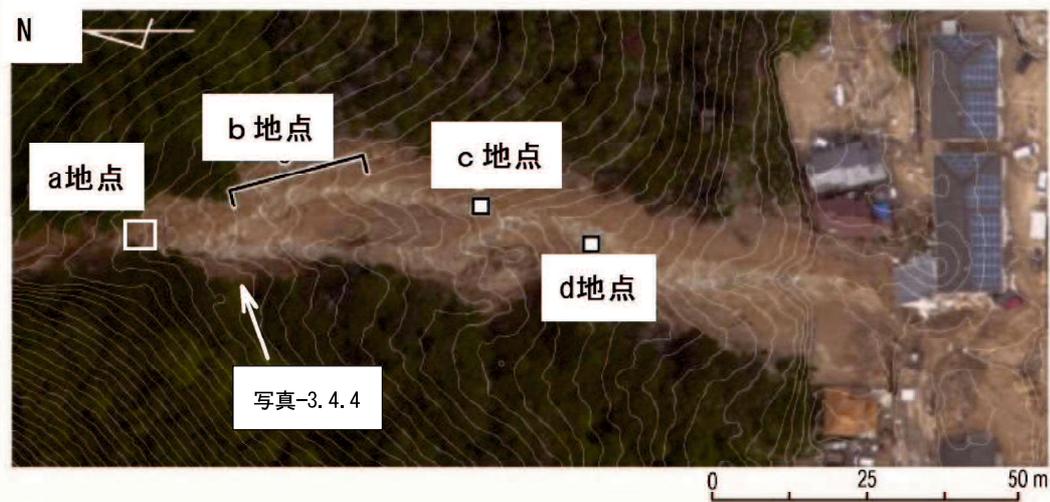
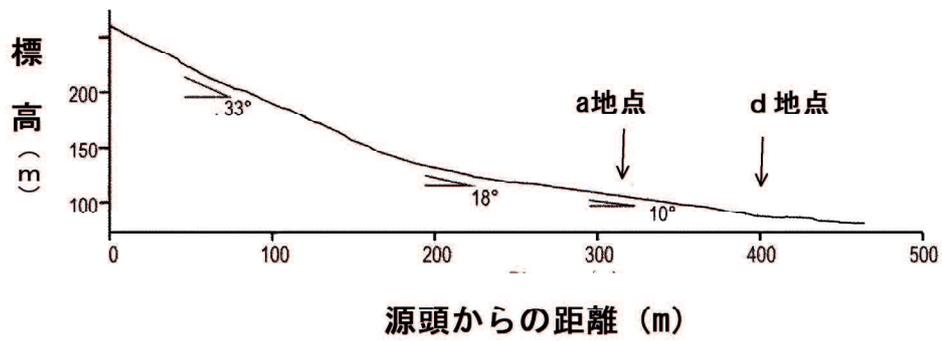


図-3.4.2 安佐北区可部東地区のオルソ写真と断面図  
(文献 14 に加筆)



写真-3.4.4 表層の新期土石流の下層に分布する過去の土石流堆積物

表-3.4.1 可部東地区の地層対比表

地層名	分布箇所	地層の特徴	堆積環境
I層	c, d地点	2014年の土石流堆積物直下に分布し黄褐色の比較的緩い細粒分の多い堆積物で直径10cm未満の角礫を含む	掃流による堆積物
II層		I層の直下に分布し、直径60cm未満の角礫を含む、礫主体の堆積物	過去の土石流性堆積物
III層	b地点 c地点 d地点	II層の下位に分布し赤色風化を帯び、締まった細粒土を基質とする 地層の上位には、黄褐色で淘汰の良い細粒の砂質土が分布	上位の砂質土は、溪流堆積物で基質部は古期崖錐及び溪流堆積物
IV層	c地点	直径20~50cmの角礫を含む、礫主体の堆積物 基質は砂質土である	過去の土石流性堆積物
V層	b地点	角礫を多く含み、淘汰の悪い堆積物で灰褐色の細粒堆積物をレンズ状にはさむ	過去の土石流性堆積物 静穏期には部分的に有機質土が堆積する
VI層		V層の上流側で、上位に分布する淘汰の良い灰褐色を帯びる有機質に富む細粒土	
VII層	a地点	b~d地点よりも上流の地点に分布し直径10~20cmの角礫を含む礫主体の堆積物 暗褐色の有機質土を一部レンズ状にはさむ	過去の土石流性堆積物 静穏期には部分的に有機質土が堆積する

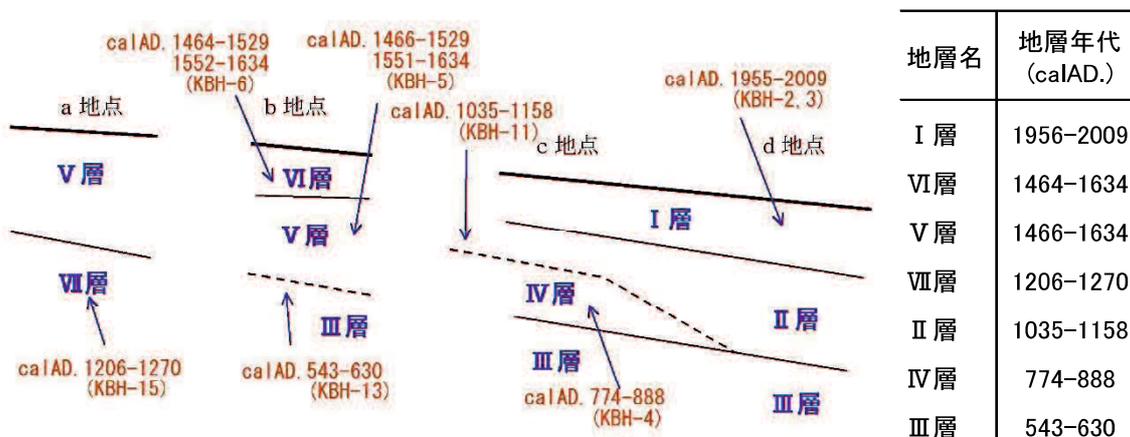


図-3.4.3 可部東地区の各地層の特徴と時間層序による模式断面図  
 実線は地層境界が識別できたもの、破線は地層境界が不明瞭で推定したものを示す

## (2) 可部東地区の年代測定結果

当地区では、楮原ほか<sup>14)</sup>が報告した5試料に加えて、KBHシリーズの試料番号で示す5点の追加年代データが得られ、それらと地層の関係を、これまでの調査で得られた年代値を加えて模式化したものが図-3.4.3である。KBH-13はb地点付近のV層の下位層の土石流堆積物中のやや締まった細粒砂～中粒砂層中から採取した炭化物である。その年代はcalAD. 543-630を示し、楮原ほか<sup>14)</sup>による調査結果よりも古い土石流堆積物の年代が確認された。KBH-11はb地点の7m下流の場所でI層に覆われ、II層に類似した土石流堆積物中の炭化物であり、その年代はcalAD. 1035-1158である。VI層はV層を覆うが地層年代はほぼ同じで、土石流の発生はcalAD. 1466-1634ごろの時期と推定される。KBH-15は、a地点の土石流堆積物中の炭化物であり、その年代はcalAD. 1206-1270であり、これらの試料から前回調査に加えて新たな土石流堆積物の年代が検出された。

## (3) 可部東地区の測定試料の評価

既往調査と現地の堆積物の観察状況から、調査溪流の地層を7層に区分したが、年代データの得られていない地層もあるため、年代の関係や地層の連続性については一部不明な点が残る。それらを踏まえて年代を整理すると、土石流堆積物層の年代のうち、III層はcalAD. 543-630ごろ、IV層はcalAD. 774-888ごろ、VII層はcalAD. 1206-1270ごろ、V層はcalAD. 1466-1634ごろであり、I層はcalAD. 1956-2009ごろと考えられる。なお、KBH-8については、I層中の木材片であり、2014年の土石流よりも下位に位置しており、楮原ほか<sup>14)</sup>で述べたように、掃流による土砂移動時の堆積物と考えられる。b地点とc地点の中間部の地層状況は土石流性の砂礫主体であり、地層区分は明瞭でないが、図5に示すようにKBH-11、KBH-4、KBH-13の年代値から、古い年代からIII層、IV層、II層、I層の順で形成されたと考えられる。また、VII層については、a地点とb地点の間の露頭の連続性が不明であることと、calAD. 1206-1270の年代に対応する堆積物が下流側で確認されていないことから、この時期の土石流は上流側付近のみに分布すると推定した。

### 3.5 安佐南区の調査結果

#### 3.5.1 八木地区の堆積物の特徴と試料年代

##### (1) 上楽地川とジオスライサー調査部の土石流堆積物

図-3.5.1に調査地区の平面図と断面図を示す。上楽地川は上山川の北東側の溪流で、溪床勾配は上流側で $13^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 、下流側で $5^{\circ} \sim 7^{\circ}$ である。常時の流水はほとんどなく、溪流と市道との交差部より下流では、谷幅が広くなるとともに溪床勾配が緩くなり、溪流の形状は不明瞭になっている。発生した土石流により10軒以上の家屋が被災した。また、空中写真判読と現地調査によると、標高30m付近から下流側にかけて、細粒分を主体とする土砂が住宅周辺や道路を覆って扇状に堆積した。ただし、微高地があるため、枝分かれして流下した。

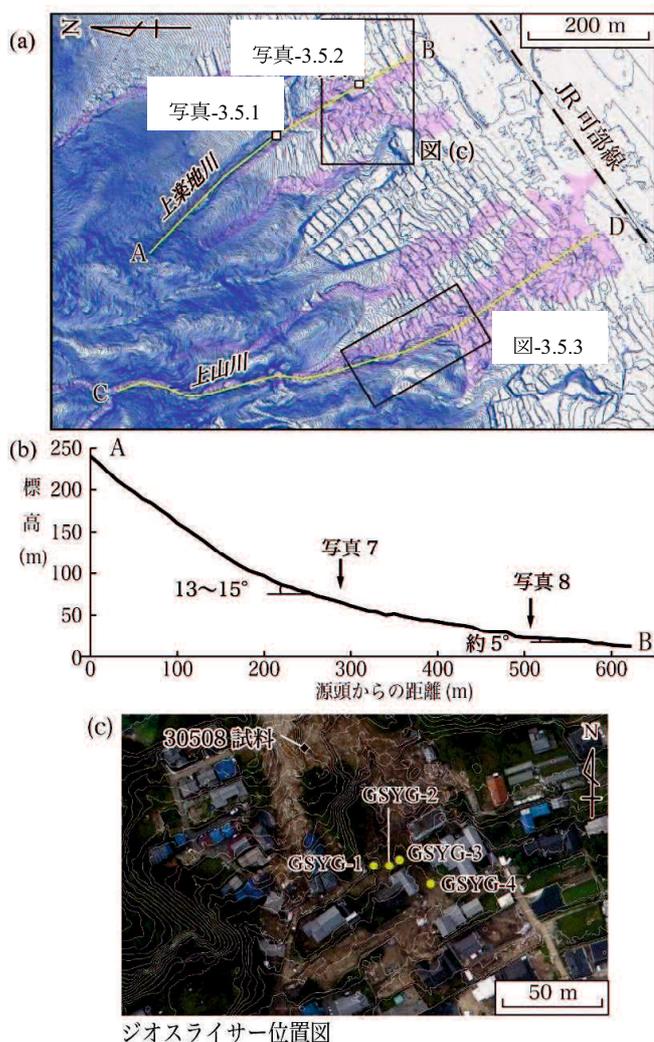


図-3.5.1 安佐南区上楽地川の平面図と断面図（ピンクの着色部は土石流の流範囲を示し、黄色線は溪流の断面図位置を示す）

当地区では、写真-3.5.1 に示す中流域の巨礫を含む土石流堆積物の卓越部で溪流側部の浸食された崖の地層観察と年代試料採取を行った（試料番号 30501～30506）。また、写真-3.5.2 に示すように、標高 25m 付近の地点の一部に層厚約 0.2m の有機質土層が確認された。この有機質土層は下位の花崗岩起源の細粒砂層から漸移し、上位は暗黒色の有機物主体となり、その上位は土石流堆積物に覆われる。さらに下流の標高 20m 付近の緩傾斜部では、堆積物の状況を確認できる浸食崖などがなく、地盤状況の把握と試料採取を目的として、長さ 2m のハンディータイプのジオスライサーを用いて宅地空地で調査を行った。その結果、耕作土の下位には砂質土を主体とする土砂流堆積物が確認された。その認定は、上流の上楽地川の溪流部の露頭観察結果をもとに、黄褐色のまさ土を主体とすることや、堆積物の淘汰状況、基質支持の礫の分布形態から判断した。



写真-3.5.1 上楽地川右岸の土石流堆積物の状況



写真-3.5.2 上楽地川下流域の有機質土の分布状況

図-3.5.2 に採取した試料の柱状図と写真を示し、その観察結果を以下に述べる。試料採取は4箇所を実施し、長さ0.9m~1.38mの試料を採取した。GL-0.2m付近までは表土または盛土主体で、その下位に各地点で過去の土石流堆積物が確認された。

GSYG-1 地点ではGL-0.27~GL-0.47m付近に礫混じりの腐植土が分布し、GL-0.47~GL-0.55m付近に粘性土質砂をはさみ、その下位には青灰色の粘性土質砂が分布する。

GSYG-2 地点ではGL-0.20~GL-0.60m付近に礫混じり砂質土からなる耕作土が分布する。GL-0.60~GL-1.30m間は黄褐色の粘性土質砂が分布し、まさ土起源の細粒分を多く含むその様相は土砂流起源のものに類似する。

GSYG-3 地点では、GL-0.20~GL-0.8m付近に暗褐色の礫混り砂が分布し、GL-0.8~GL-0.97m付近に粘性土質砂をはさむ。GL-0.90~GL-0.97m間とGL-1.07~GL-1.36m間には、まさ土起源の細粒分を含む黄褐色の砂質土が分布し、GL-1.0~GL-1.07m付近には、暗褐色の腐植土をはさむ。

GSYG-4 地点では、GL-0.10~GL-0.66m付近に褐色の礫混り砂が分布し、GL-0.66m以深は、黄褐色の細粒分の卓越する土砂流堆積物で、粘性土質砂と礫混り粘性土質砂が分布する。

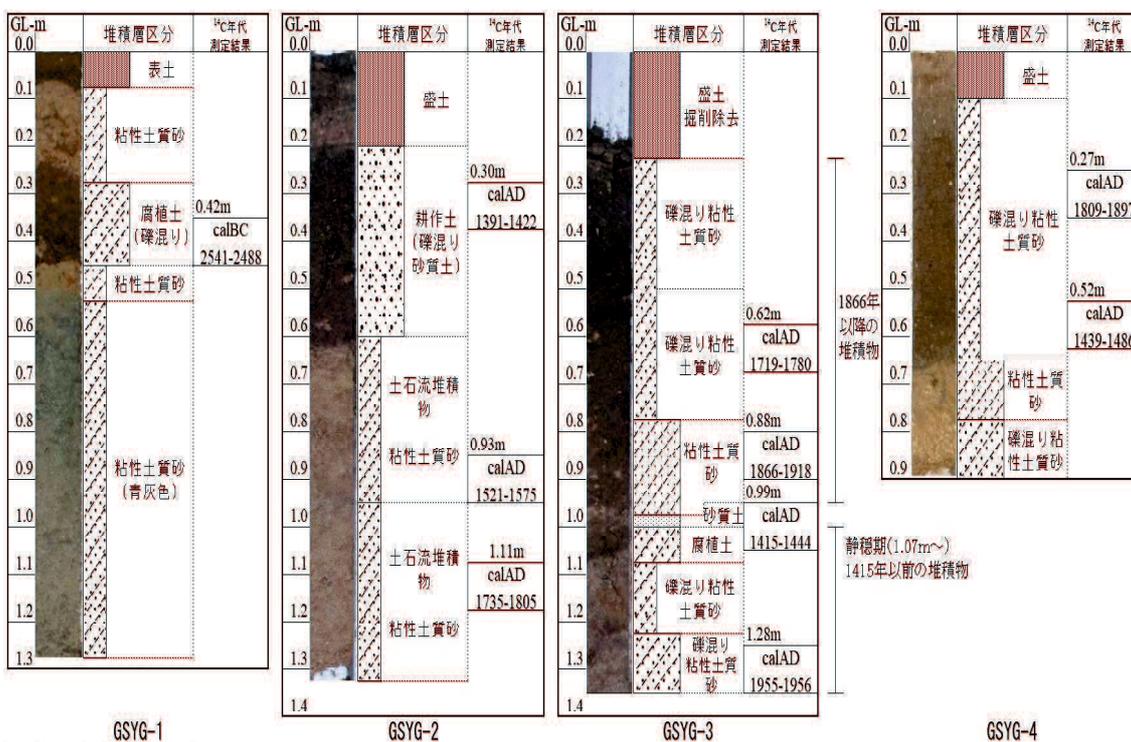


図-3.5.2 八木地区のジオスライサーによる採取試料の柱状図と地層区分 (表中の年代値は試料の暦年較正年代を示す)

## (2) 上楽地川の試料の年代測定結果

上楽地川で採取した試料 30507 は溪流下流域に当たる有機質土層（写真-3.5.2）であり、それ以外は中流域の土石流堆積物中に含まれる炭化物である。試料 30503 は土石流堆積物中の炭化物で、その年代は calBC. 5559-5478 である。試料 30505 は土石流堆積物中の炭化物で、その年代は calBC. 4686-4536 を示す。試料 30508 は土石流堆積物中の炭化物で、その年代は calAD. 1450-1523 である。一方、有機質土層から採取した試料 30507 の年代は calBC. 4064-3975 である。

## (3) 上楽地川の試料の評価

試料 30508 から、過去の土石流の発生日代は calAD. 1450-1523 と推定される。試料 30503 と試料 30505 は周囲の年代に比べて明らかに古いことから、いずれも再堆積したものと考えられる。

溪流の下流側に分布する有機質土層の厚さは約 0.2m であり、下位の砂質土から有機質土層へ漸移することから、本層が堆積していた紀元前 5 世紀ごろは、土砂の流下していた環境から粗粒な堆積物の流下の少ない湿地などの静穏な堆積環境へと変化した時期であったことを示す。

## (4) 八木地区ジオスライサー試料の年代測定結果

当地区では、YG シリーズの試料番号で示す年代データが得られた。ジオスライサーによる地層は地表面を GL-0m として採取しており、深度の浅いものが地層の上位であり、深度の深い下位ほど古い年代に堆積したものである。

YG1-0.42m の試料は有機質土から採取したものであり、calBC. 2625-2546 の年代を示す。YG2-0.30m の試料は耕作土中の炭化物で、年代は calAD. 1320-1350 である。YG2-0.93m と YG2-1.11m の試料の年代は、それぞれ calAD. 1521-1575 と calAD. 1735-1805 で、上記の YG2-0.30m の試料年代は下位の地層の年代と逆転している。YG3-0.62m および YG3-0.88m の試料の年代はそれぞれ calAD. 1719-1780 と calAD. 1866-1918 であり、YG3-0.99m の試料の年代は calAD. 1415-1444 である。YG3-1.28m の試料は calAD. 1955-1956 で、上位の地層と年代が逆転している。さらに YG4-0.52m の試料年代は、calAD. 1439-1468 であると判明した。

## (5) 八木地区のジオスライサー試料の評価

YG1-0.42m の試料の年代は他の試料に比べて明らかに古い年代を示すことから、再堆積したものと考えられる。耕作土中の試料で、年代が下位と逆転しているものは、耕作などにより古いものが紛れ込んだものと判断され、YG3-1.28m の試料はその年代と産状から樹木の根が入り込んだものと判断した。YG3-0.99m の試料は細粒分主体の土砂流堆積物の一部とみられ、calAD. 1415-1444 の年代を示す。したがって、当箇所では、1400 年代以降と 1735~1805 年ごろの土石流堆積物の年代を推定した。

### 3.5.2 八木地区上山川の堆積物の特徴と試料年代

#### (1) 上山川の土石流堆積物

図-3.5.3 に調査地区のオルソ写真と断面図を示す。上山川は阿武山の南東麓に源を發し南東方向に流れる約1kmの溪流である。複数の谷で発生した土石流が下流域の住宅地と県営住宅に流下し、家屋や人命の被害が発生した。上山川の上流部の勾配は約30°で、試料採取箇所は沖積錐上部付近である。この付近の勾配は7°前後であり、土石流堆積物の堆積区間（土石流の停止域）に相当する勾配に当たる。県営住宅から下方斜面にかけて勾配がさらに緩くなり、主に細粒堆積物が卓越して流下し、一部はJR可部線付近まで達した。当地区の土石流堆積物は直径1~3mを超える巨石や角礫を含み、全体的に淘汰の悪い粗粒分が主体である。県営住宅の約150m上流では土砂や流水によって堆積物が洗掘され、過去の堆積物の状況が目視できる状況であった。目視観察の結果、本溪流でも礫の構成やマトリックスの固結度などから、過去の土石流堆積物を複数確認することができた。

図-3.5.4 に楮原ほか<sup>14)</sup>による図面に追加調査結果を加えた溪流右岸側の露頭の写真とスケッチを示す。ここでは、応急工事により斜面の一部が掘削され、大型土のうが設置されている箇所があるものの、過去の堆積物の状況を把握することができた。今回、地層の状況を観察するとともに、年代測定のための炭化物試料を採取し、追加調査結果を加えて、i層からv層に地層を区分した。ii層は灰褐色から黄褐色を呈するやや締まったシルト混じりの砂質土である。図の右側の上流部では礫を一部含み、花崗岩の基盤を覆って分布する。i層は暗褐色から灰褐色の砂質土で、ii層を覆うように地表付近に分布する。iv層はii層とi層の溪流側部を覆って薄く分布する地層で、緩い礫混り土砂よりなる。

#### (2) 上山川の試料年代測定結果

図-3.5.4 に示したように上山川の右岸側の溪流部では、追加調査により新たに6点の年代データが得られた。OH-10, OH-11, OH-12, OH-12'の試料は図-3.6.2の下流側のi層の延長部にあたり、それぞれcalAD.131-252, calAD.219-338, calAD.5-89, calBC.3-calAD.81の年代である。OH-14は土石流堆積物中の炭化物であり、その年代はcalBC.915-818である。OH-18は土石流堆積物中の材であり、calAD.1798-1887の年代である。

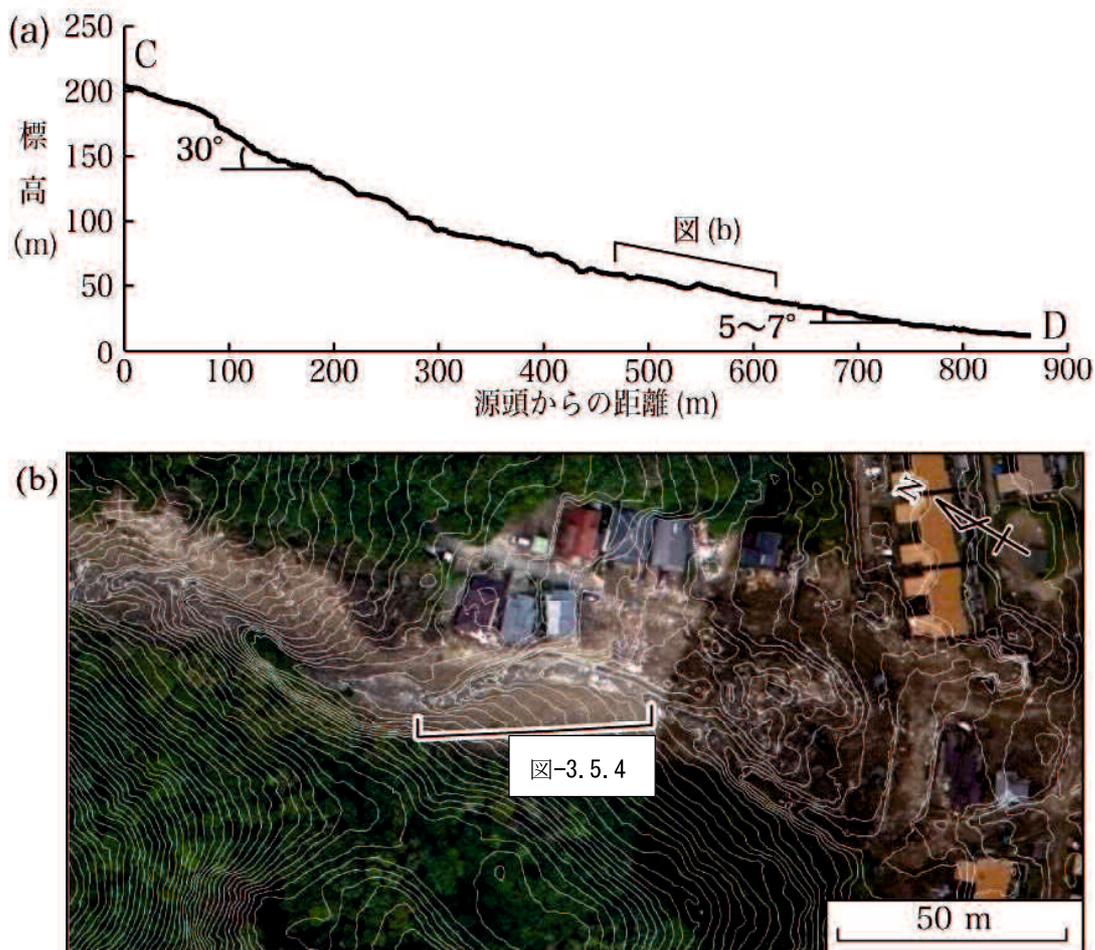


図-3.5.3 八木地区上山川のオルソ写真と断面図  
 (楮原ほか 2016 に加筆)<sup>14)</sup>

### (3) 八木地区の測定試料の評価

新たに得られた i 層の試料は、OH-1 と OH-2 とほぼ同様の年代を示すが、OH-14 の年代は calBC-915-818 であり、1000 年以上も古い年代を示した。このため、OH-14 については古い時代のものが再堆積したと考えられる。また、OH-18 の年代は calAD. 1798-1887 であり、OH-3 の年代よりも 1000 年程度新しく、i 層よりもさらに新しい地層がこれを覆っていると考えられる。

以上のことから、八木地区の溪流では上楽地川と上山川を合わせると、複数の過去の土石流堆積物が確認され、前回調査の結果<sup>14)</sup>と合わせると、それぞれ calAD. 25-140, calAD. 426-554, calAD. 658-774, calAD. 1450-1523, calAD. 1801-1892 に土石流が発生したと推定した。

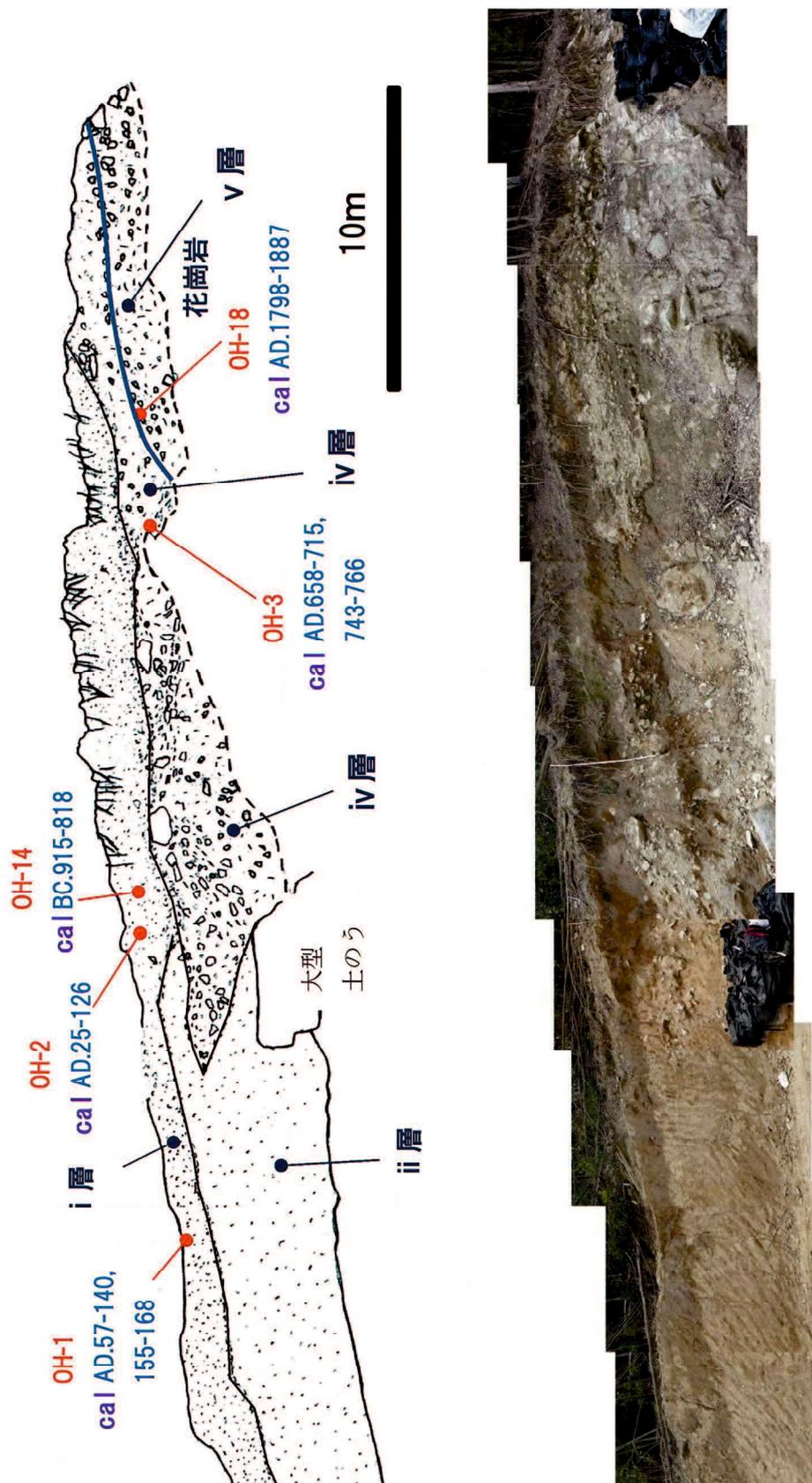


図-3.5.4 安佐南区上山川右岸の土石流堆積物の写真とスケッチ  
 (右側が上流で、赤字で年代測定試料の採取地点を示し、青字で暦年較正年代を示す)

### 3.5.3 緑井地区の堆積物の特徴と試料年代

#### (1) ジオスライサー調査部の土石流堆積物

緑井地区では、今回の災害で土石流の発生した溪流のうち、古川支川の下流部で調査を行った。図-3.5.5 に調査区域位置図と溪流断面図を、図-3.5.6 に採取した試料の柱状図と写真を示す。

古川支川は宮下川の北東の溪流であり、その下流部は2014年の土石流災害で住宅が被災した地域である。調査はほぼ平坦な地形の空地部で、八木地区と同様にジオスライサー調査を実施した。その結果、耕作土の下位には砂質土を主体とする土石流堆積物が確認された。土石流堆積物の認定は、近隣の宮下川の溪岸部の露頭観察結果をもとに、黄褐色のまさ土主体とすることや、堆積物の分級状況から判断した。

この箇所での観察結果を以下に述べる。試料採取は4箇所（GSMD-1～4地点）で実施し、長さ1.3～1.4mの試料を採取した。いずれの試料も、おおむねGL-0.5～0.6m付近までは礫混じり砂を主体とする耕作土または盛土である。

GSMD-1地点ではGL-0.15～GL-0.60m付近に耕作土が分布する。GL-0.60～GL-1.30m間は灰褐色の細粒砂～中粒砂が分布し、上方細粒化が認められ、まさ土起源の粒子を多く含み、その様相は土砂流起源のものに類似する。GL-1.13～GL-1.2m付近は暗灰色の粘土質砂で、さらにその下位は礫混じり粘土質砂となる。

GSMD-2地点ではGL-0.20～GL-1.05m付近に暗灰色の礫混じり粘性土（一部埋戻し土）よりなる耕作土が分布する。また、GL-1.15m以深は礫質砂、礫混じり粘性土質砂等が分布する。

SMD-3地点ではGL-0.60mまで暗褐色の耕作土が分布する。GL-0.60～GL-1.05m間は灰褐色の細粒砂～中粒砂が分布し、上方細粒化が認められ、まさ土起源の粒子を多く含み、その様相は土砂流起源のものに類似する。GL-1.0～GL-1.11m付近は暗灰色の腐植質の粘土で、GL-1.11～GL-1.18mは粘土混り砂と粘土質礫質砂が分布する。

GSMD-4地点ではGL-0.10～GL-0.63m付近に耕作土が分布する。GL-0.63～GL-0.84m間は灰褐色の直径2cm程度の垂角礫を含む粘性土質礫質砂が分布する。GL-0.84～GL-1.09m間は灰褐色の細粒砂主体の礫質砂が分布し、まさ土起源の粒子を多く含み、その様相は土砂流起源のものに類似する。GL-1.09m以深は暗灰色の粘性土質砂質礫が分布する。

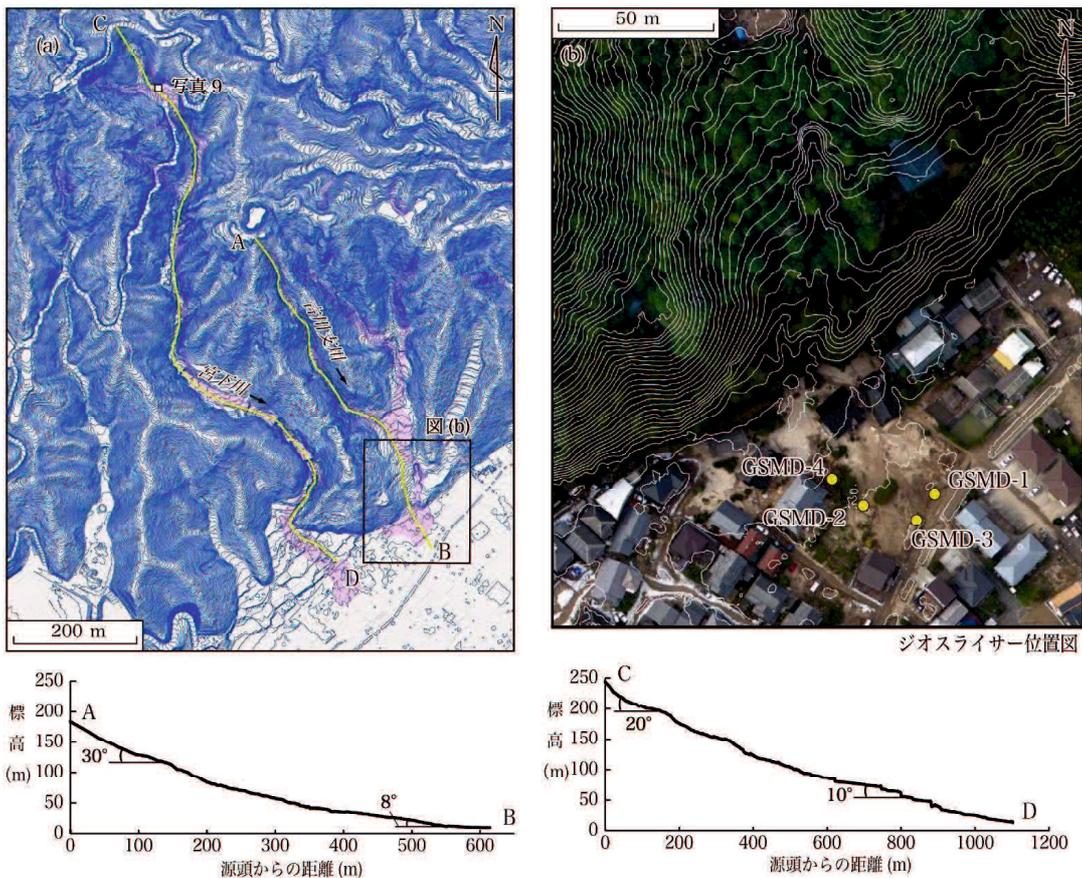


図-3.5.5 安佐南区の平面図と横断図  
 (着色部は土石流の流下域を示し、黄色線は断面図位置を示す、  
 溪流長が違うため、それぞれの断面図の縦横比の違いに注意)

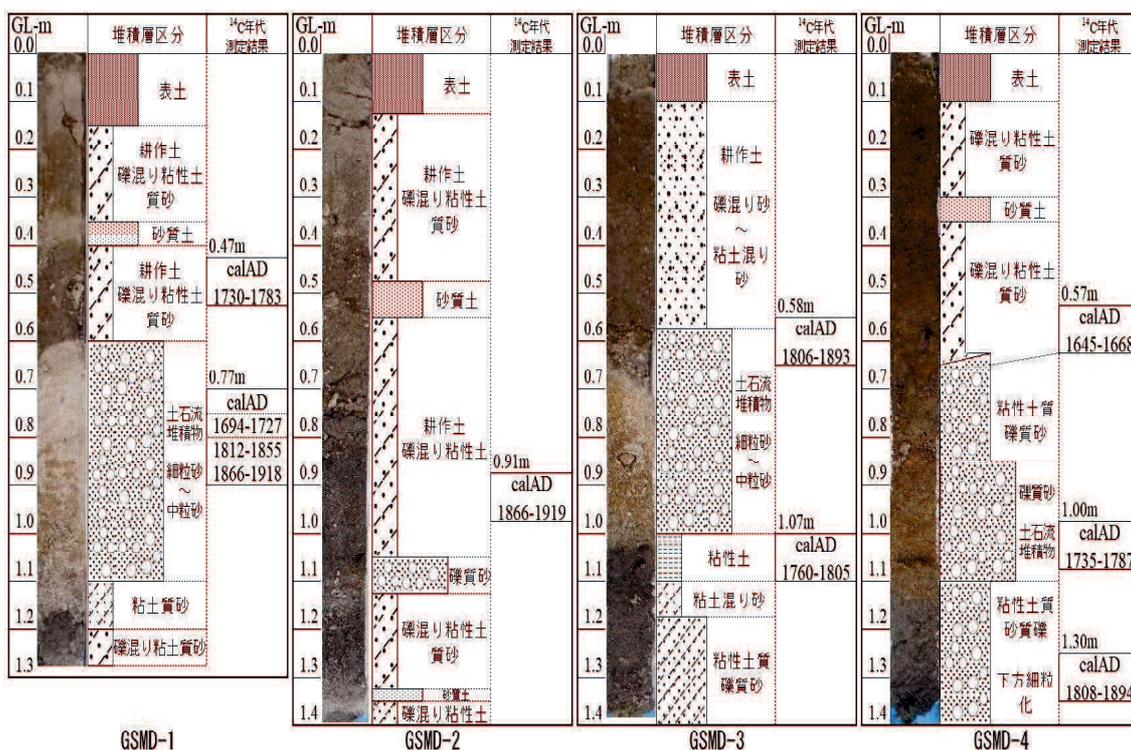


図-3.5.6 緑井地区のジオスライサーによる採取試料の柱状図と地層区分  
(表中の年号は試料の較正年代を示す)

### (2) 緑井地区ジオスライサー試料の年代測定結果

当地区では、MDシリーズの試料番号で示す8点の年代データが得られた。MD1-0.47mの試料は耕作土中の炭化物で、その年代はcalAD.1730-1783を示す。MD1-0.77mの試料は土石流堆積物中の炭化物で、年代はcalAD.1866-1918を示し、MD1-0.47mの試料の年代と逆転している。MD2-0.91mの試料は耕作土中の炭化物で、calAD.1866-1919の年代である。

MD3-0.58mの試料は土石流堆積物中の炭化物で、calAD.1806-1893の年代で、MD3-1.07mの試料は粘性土中の炭化物で、その年代はcalAD.1760-1805である。MD4-0.57mの試料は土石流堆積物中の炭化物で、calAD.1645-1668の年代である。MD4-1.00mとGL-1.30mの試料も土石流堆積物中の炭化物で、年代はそれぞれcalAD.1735-1787とcalAD.1808-1894で年代が逆転している。

### (3) 緑井地区のジオスライサー試料の評価

MD1-0.47mの試料とMD4-0.58mの試料は下位の地層と年代が逆転しており、再堆積したものと判断される。MD3-1.07mの試料は、土石流堆積物の直下の粘土層より採取したもので、1760-1805年の年代を示すことから、土石流の発生時期はこの年代以降であると示唆される。

#### (4) 宮下川の土石流堆積物

図-3.5.5 に示したように宮下川は古川支川の西側に位置し、複数の溪流で土石流が発生し、下流側の建物被害と人的被害を生じた。源頭部付近である標高 250m 付近の上流部の勾配は 20° 程度であるが、その 50m 程度下流の勾配が約 10° で部分的に緩傾斜となる溪岸部で地層観察と試料採取を行った。基盤岩は花崗岩であるが、写真-3.5.3 に示すように、最下部には、直径 20~40cm の転石混じりの土石流性の堆積物があり、その上位に直径 1~2cm の垂角礫混じりの土砂層が分布し、その上位に層厚 2m 以上の層理の少ないまさ土起源の砂質土主体の土砂流堆積物が分布する。ここでは、少なくとも 2 層の土石流堆積物が識別できた。



写真-3.5.3 宮下川の土石流堆積物とその上位の砂質土層

#### (5) 宮下川の試料年代測定結果

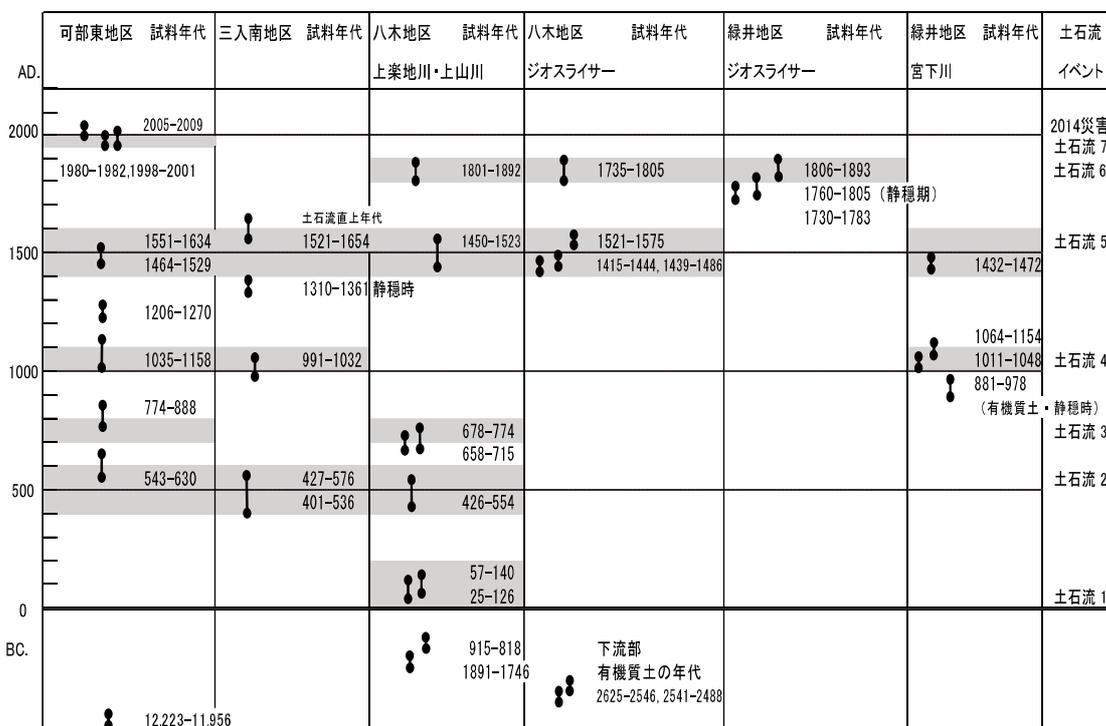
当地区では、MY シリーズの試料番号で示す 7 点の年代データが得られた。MY-13 の試料は礫混じりシルト層中の有機質土の炭化物で、その年代は calAD. 881-978 である。その上位の MY-04 の試料は土砂流堆積物中の炭で、calAD. 1041-1107 の年代を示す。MY-10, MY-11, MY-12 の試料もほぼ同じ細粒分に富む土砂流堆積物中の炭化物で、それぞれ calAD. 1011-1048, calAD. 1065-1155, calAD. 1077-1154, calAD. 1064-1154 とほぼ同様の年代を示す。MY-05 の試料は MY-04 の 2m 上流側で採取した土砂流堆積物中の植物の茎部で、calAD. 1432-1472 の年代を示す。

### (6) 宮下川の測定試料の評価

土石流堆積物の下位に分布する有機質土層の年代は MY-13 の測定結果から calAD. 881-978 であり、宮下川の上流部における西暦 800 年後半～西暦 1000 年頃の古環境は粗粒な堆積物の流出が少ない静穏な状況であったと推察される。その直上に分布する土砂流堆積物中から採取した MY-10, MY-11, MY-12 の試料の年代はいずれも AD. 1064-1155 の間に集中している。MY-03 と MY-04 の試料の年代もこの時期とほぼ重なり、これらの試料を含む堆積物の層厚は 1m 程度であることから、土砂流性の堆積物が短期間に堆積したことが示唆される。また、その後の土石流は 1400 年代後半以降に発生したと考えられる。

### 3.6 まとめ

現地調査により土石流堆積物の識別を行い、それぞれの堆積物に含まれる炭化物試料の年代測定を行い、地層年代と土石流イベントを図-3.6.1 に整理した。それによると、紀元後これまでに 7 回の土石流イベントが発生したことが判明した。



\* 黒線は試料の暦年較正年代の範囲、着色部は土石流の推定発生時期を示す

図-3.6.1 広島市安佐南区と安佐北区周辺地域の土石流発生の履歴

3章のまとめを以下に示す。

- (1) 2014年8月の土砂災害のあった、広島市安佐北区と安佐南区の4地区6溪流において、土石流堆積物の調査を行い、過去に発生した複数の土石流堆積物を識別することができた。さらに、堆積物中に含まれる炭化物試料を採取して年代測定を行うことで、堆積物の年代を把握した。
- (2) 複数の箇所では、土石流堆積物に挟在される有機質土層の存在が確認された。土石流堆積物と有機質土の分布状況と、その堆積状況を検討することにより、土石流の発生時期とその前後の堆積環境を推定することができることが判明した。
- (3) 溪流部の現地調査と地表面下の堆積物の検討による土石流堆積物の識別と、堆積物に含まれる炭化物や有機質土の年代分析による地層の形成年代を調査し、土石流発生時期と有機質土の堆積する静穏な堆積環境の時期を把握した。その結果、宮下川では9世紀から10世紀頃、可部東地区では13世紀頃、緑井地区下流部では18世紀後半頃に静穏な堆積時期があると判明した。

#### 参考文献

- 1) 土木学会中国支部：平成26年8月広島豪雨災害調査報告書，2017.
- 2) 国土地理院：<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h26-0816heavyrain-index.html>，2014.
- 3) 地盤工学会中国支部まさ土地帯の風化及び降雨浸透特性と斜面災害に関する研究委員会：まさ土地帯の風化及び降雨浸透特性と斜面災害に関する研究報告書，地盤工学会中国支部，2003.
- 4) 日本応用地質学会広島大規模土砂災害調査団：平成26年広島大規模土砂災害調査団報告書―土地の成り立ちを知り土砂災害から身を守る―，2015.
- 5) 海堀正博，石川芳治，里深好文，松村和樹，中谷加奈，長谷川祐治，松本直樹，高原晃宙，福塚康三郎，吉野弘祐，長野英次，福田真，中野陽子，島田徹，堀大一郎，西川友章：2014年8月20日に広島市で発生した集中豪雨に伴う土砂災害，砂防学会誌，Vol. 67，No. 4，pp. 49-59，2014.
- 6) 土田孝，森脇武夫，田中健路，中井真司：2014年8月20日の広島豪雨災害における雨量を用いた土砂災害危険度価に関する考察，地盤工学ジャーナル，Vol. 11，No. 1，pp. 53-68，2015.
- 7) 福岡尚樹，橋本晴行，高岡広樹：2014年8月20日広島市阿安佐南区八木地区で発生した土石流災害について，自然災害科学 J. JSNDS 34 -特別号 pp. 111-119，2015.
- 8) 蒲原潤一，内田太郎，田中健貴，松原智生，池田幸太郎，戸館 光：土石流災害における土砂の到達範囲及び氾濫開始点の地形的特徴に関する近年の事例分析，砂防学会誌，Vol. 70，No. 1，pp. 38-45，2017.
- 9) 地質調査総合研究センター：20万分の1日本シームレス地質図，数値地質図，2009.

- 10) 斎藤 眞, 川畑大作, 佐藤大介, 土志田正二, 新井場公德: 2014年8月20日広島豪雨による土石流発生地域の地質, 地質学雑誌, 121, pp. 339-346, 2015.
- 11) 谷 謙二: 今昔マップ on the web. <http://ktgis.net/kjmapw/> (2017年5月16日閲覧).
- 12) 国土交通省砂防部: [http://www.mlit.go.jp/river/sabo/H26\\_hiroshima/141031\\_hiroshimadosekiryu.pdf](http://www.mlit.go.jp/river/sabo/H26_hiroshima/141031_hiroshimadosekiryu.pdf), 2014.
- 13) 松四雄騎, 渡壁卓磨, 鄒青穎, 平田康人, 千木良雅弘: 2014年広島災害における表層崩壊の発生メカニズムと降雨閾値, 京都大学防災研究所年報, 第58号A, 2015
- 14) 楮原京子, 鈴木素之, 松木宏彰, 阪口和之, 稲垣秀輝, 小笠原洋, 松原輝明: 2014年広島土石流災害発生 2 溪流沖積錐を形成する土石流堆積物の編年, 自然災害科学, 第34巻, 第4号, pp. 295-308, 2016.
- 15) 中田 高, 島崎邦彦: 活断層研究のための地層抜きとり装置(Geo-slicer), 地学雑誌, Vol. 106, No. 1, pp. 55-69, 1997.
- 16) 原口 強, 島崎邦彦, 小島圭二, 中田 高: 地層抜きとり装置による定方位連続地層採取方法, 地盤工学会誌, Vol. 46, No. 2, pp. 24-26, 1998.
- 17) 山口大学時間学研究所: 時間学の構築I 防災と時間, P. 116, 2015.
- 18) Bronk Ramsey, C.: Bayesian analysis of radio carbon dates, Radiocarbon, Vol. 51, pp. 337-360, 2009.
- 19) Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J.: Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, Vol. 55, pp. 1869-1887, 2013.
- 20) Hua, Q., Barbetti, M., & Rakowski, A. J.: Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950-2010. Radiocarbon, Vol. 55, No. 4, pp. 2059-2072, 2013.
- 21) 頼 杏坪, 加藤株鷹, 頼舜壽, 黒川方栴, 津村聖山, 吉田吉甫, 正岡元翼編: 芸藩通志, 第一巻, p. 456, 1981.
- 22) 香川正矩編: 陰徳太平記, 合本 I (巻 1-18), 犬山仙之助, p. 232, 1911.
- 23) 祇園町誌編纂委員会編: 祇園町誌, 1970.

## 第4章 土石流堆積物の土質性状

### 4.1 土石流堆積物の土質特性

2014年8月に土石流が発生した溪流のうち、人的被害の大きかった安佐南区上山川と古川支川、被害の少なかった安佐北区桐原川支川の土石流堆積物の違いを比較するため、マトリックス部の粒度特性等について調査した。

安佐南区上山川での土石流堆積物の粒径分布を図-4.1.1に示し、その採取位置のオルソ写真と断面図を図-4.1.2に示す。それによれば、a地点の新期土石流堆積物は直径75mm以上の粗石と巨石の合計が62%、礫分が34%で、巨石を多く含む粗粒成分に富む堆積物で、分級の悪い堆積物である。またその下位のb~d地点の古期土石流堆積物は、砂分が35~56%であり、新期の堆積物に比べると、砂質土の含有率が多い分級の悪い堆積物が主体である。

また、今回発生した土石流堆積物の石礫の粒径の特性を把握するため、礫径調査を実施した。調査は安佐北区三入南地区の桐原川支川と安佐南区緑井地区の古川支川で、それぞれの調査地点の200m区間において表層に分布する土石流堆積物の石礫を200個計測した。調査の結果を表-4.1.1に示す。また、桐原川支川と古川支川の礫径の累加曲線と頻度分布図を図-4.1.3に示す。

三入南地区の桐原川支川石礫の平均粒径  $D_{50}$  は 0.4m であり、最大の礫の直径  $D_{max}$  は 1.4m であった。安佐南区緑井地区の古川支川では、石礫の  $D_{50}$  は 0.3m であり、 $D_{max}$  は 2.0m であった。

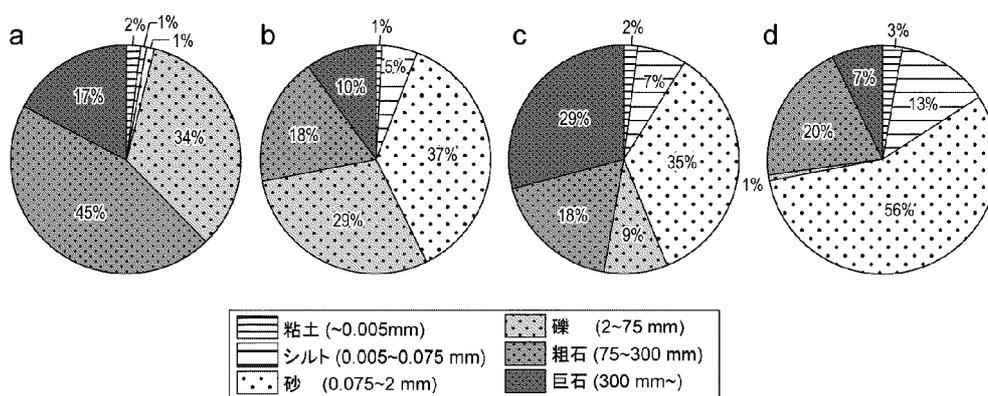


図-4.1.1 八木地区の上山川の土石流堆積物の粒径分布  
 a : 新期土石流堆積物    b : 下位の古期土石流堆積物  
 c : OH-6 試料採取層    d : OH-8 試料採取層

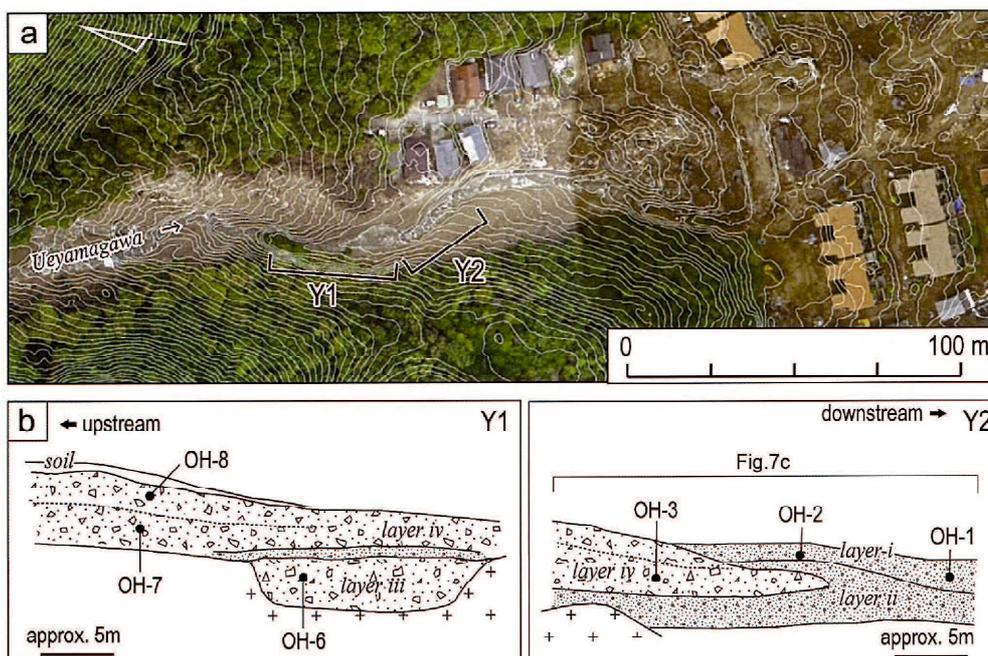


図-4.1.2 八木地区上山川の粒径分析試料の採取位置のオルソ写真と断面図  
OH-6 と OH-8 地点の採取位置は、図 (b) に示す

表-4.1.1 土石流堆積物の礫径調査結果

	安佐北区三入南 桐原川支川	安佐南区緑井 古川支川
最大の礫の直径 (Dmax)	1.4m	2.0m
最大礫径 (D <sub>95</sub> )	0.7m	1.0m
平均礫径 (D <sub>50</sub> )	0.4m	0.3m

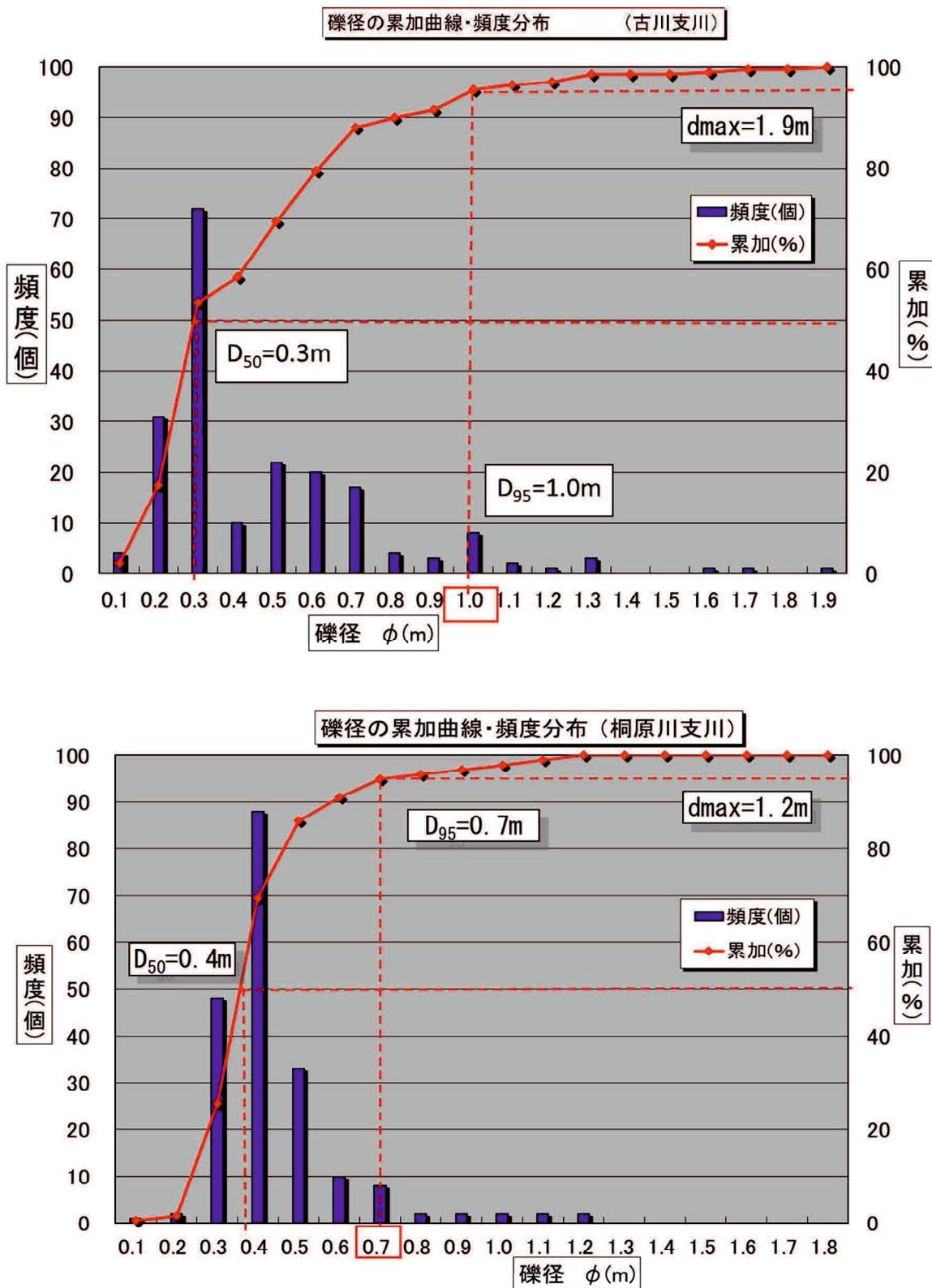


図-4.1.3 桐原川支川と古川支川の礫径の累加曲線と頻度分布図

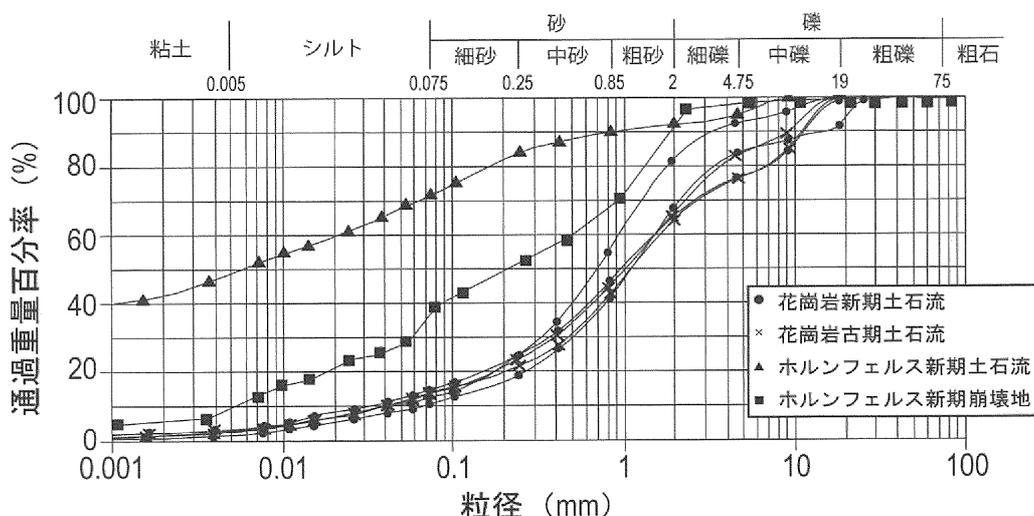


図-4.1.4 土石流堆積物の粒径加積曲線

花崗岩新期土石流と花崗岩古期土石流の試料は、安佐南区上山川で採取し、ホルンフェルスの試料は、安佐南区八木4丁目の溪流で採取した

表-4.1.2 安佐南区八木地区と緑井地区のジオスライサー試料の物理特性

採取地点	安佐南区八木				安佐南区緑井					
	GSYG-2				GSMD-1	GSMD-3		GSMD-4		
試料番号										
深度 (m)	0.6-0.7	0.8-0.9	1.0-1.1	1.2-1.3	0.6-0.7	1.0-1.1	0.7-0.8	0.9-1.0	0.9-1.0	
土粒子の密度 $\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.585	2.545	2.587	2.571	2.627	2.629	2.618	2.623	2.607	
自然含水比Wn(%)	15.71	16.19	17.2	19.6	2.4	3.36	0.45	1.03	7.93	
強熱減量Li(%)	4.57	4.46	4.68	5.22	0.94	0.96	0.77	0.64	0.29	
粒度	礫分(%)	1.7	2.7	2.3	1.9	10.6	16.0	27.8	26.5	15.6
	砂分(%)	64.3	63.7	59.7	58.3	84.3	81.0	68.7	71.8	71.1
	シルト分(%)	13.9	13.1	16.2	15.6	1.2	1.0	1.5	0.7	8.9
	粘土分(%)	20.1	20.1	22.0	24.2	3.9	2.0	2.0	1.0	4.5
	最大粒径 (mm)	2	2	2	2	2	2.0	9.5	9.5	9.5
	均等係数Uc	-	-	-	-	4.0	3.7	5.4	5.2	27.0
分類名	細粒分質砂	細粒分質砂	細粒分質砂	細粒分質砂	細粒分礫まじり砂	礫質砂	礫質砂	礫質砂	細粒分まじり礫質砂	
分類記号	SF	SF	SF	SF	S-FG	SG	SG	SG	SG-F	

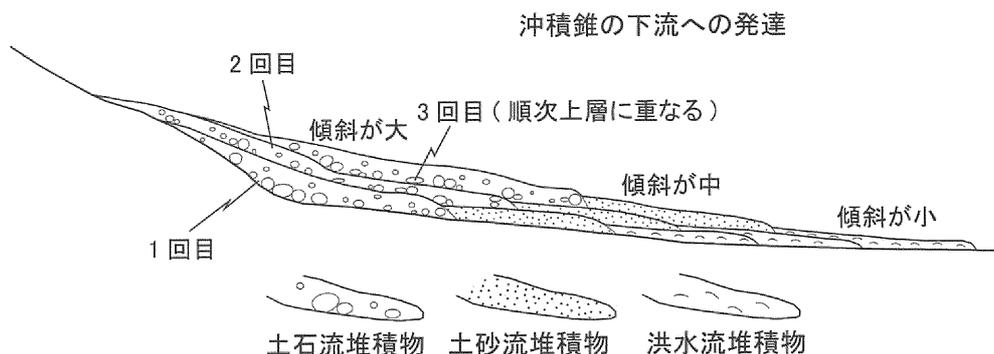


図-4.1.5 沖積錐の下流方向への発達状況の模式図<sup>1)</sup>

花崗岩とホルンフェルスの土石流堆積物のマトリックスの粒度分析結果では、ホルンフェルス地域のものが細粒分に富んでおり、これはホルンフェルス地域の崩壊部のマトリックスの風化が進行している影響と考えられる。稲垣ほか<sup>2)</sup>は、広島災害の発生した沖積錐を調査して室内の簡易実験を行い、沖積錐の傾斜と土石流の粒度組成や流域の地質との関係を述べている。今回、上山川下流部の右岸側では複数の土石流堆積物が堆積した状況が観察できたが、古期土石流のほうが今回発生した土石流堆積物よりもやや細粒分が多い傾向にある。これは土石流堆積物の堆積する場が下流へと発達することによって形成されたと考えられる。その模式図を図-4.1.5に示す。

また、土石流堆積物（土砂流堆積物）のマトリックス部の土質特性を検討するために、安佐南区八木地区と緑井地区のジオスライサー試料について粒度分析を行い、それらの粒径加積曲線を図-4.1.6に示す。それによれば、緑井地区に比べ八木地区の試料がいずれも細粒分を多く含むことが判明した。これは、図-4.1.7に示すように、八木地区の試料箇所は、谷出口から約150m下流の場所で、溪流の平均地形勾配は $5^{\circ}$ 以下と緩くなっている箇所であるが、緑井地区の試料箇所は、谷出口から約60m下流の場所で、平均地形勾配は $5^{\circ} \sim 8^{\circ}$ であることに関係する。つまり、八木地区は谷出口からの距離がより離れていることと、地形勾配もより緩くなっているため、細粒分を多く含む（土石流よりも土砂流が卓越する）堆積物であると考えられる。

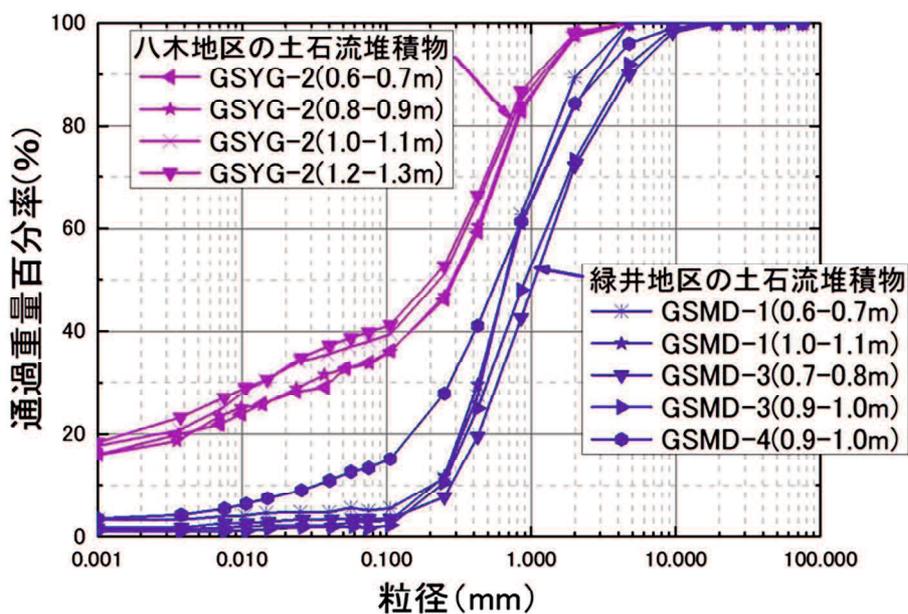


図-4.1.6 ジオスライサーによる採取試料の粒径加積曲線



図-4.1.7 八木地区（写真左）と緑井地区（写真右）の試料採取位置のオルソ写真  
（八木地区の谷出口は写真枠外の上部に分布）

## 4.2 静穏期の堆積物

### (1) 有機質土の分布状況

安佐北区三入南地区の桐原川支川の浸食崖の露頭においては下位から土石流堆積物、細粒堆積物へ漸移し、黒褐色の有機質土層への上方細粒化が認められる。有機質土層は暗褐色を呈し、シルト質粘土をマトリックスとし、腐植土等を含んでいる。写真-4.2.1に示す溪岸部の有機質土層の上位には、直径10cm前後の礫を含む土石流堆積物が累重する状況が確認できた。この有機質土層は10cm程度の層厚を有し、粗粒な成分を含んでいないことから、静穏な時期に安定的に堆積したことを示す。この有機質土層に類似する地層は、写真-4.2.2に示すように、溪流沿いに分布する湿地部の表層付近に分布する。これらは、土石流堆積物中に挟まれて分布することから、水流の影響の少ない静穏な環境で細粒分や有機質土が堆積しやすい場に堆積したことを示す。よって、土石流堆積物を覆う有機質土の年代がわかれば、その下位の土石流の発生年代を推定することができる。

また、写真-4.2.3に示すように、安佐南区の上楽池川の下流部に当たる標高25m付近の地点の一部に層厚約0.2mの有機質土層が確認された。この有機質土層は下位の花崗岩起源の細粒砂層から漸移し、上位は暗黒色の有機物主体となり、その上位は土石流堆積物に覆われる。



写真-4. 2. 1 土石流堆積物に挟在する有機質土層の分布状況  
(安佐北区三入南 TG-53 地点)



写真-4. 2. 2 安佐北区三入南地区の湿地部の地表部に堆積する有機質土



写真-4. 2. 3 安佐南区上楽地川の有機質土層の分布状況

(2) 土質特性

土石流堆積物に挟在する有機質土の物理特性を把握し、土石流堆積物のマトリックス部との違いを把握するためそれぞれの試料について土質試験を行った。安佐北区三入南地区のTGシリーズと、安佐南区八木地区のASシリーズは有機質土層であり、上山川と宮下川の試料は石礫分の少ない土石流堆積物である。また安佐南区の上楽池川の下流部で採取したAS2017シリーズの黒色の有機質土の3試料の粒度分析結果では、細粒分は38%~46%で、分類名は礫混り粘性土質砂および粘性土砂である。

TG-51とTG-53の試料の土粒子の密度 $\rho_s$ は2.438~2.568g/cm<sup>3</sup>とやや小さく、強熱減量は4.7~11.9%である。一方、土石流堆積物は、 $\rho_s=2.593\sim 2.591\text{g/cm}^3$ であり、粗粒分がいずれも80%以上であった。

表-4.2.1 有機質土と土石流堆積物のマトリックス部の土質特性

採取地点		安佐北区三入南			安佐南区八木				
試料番号		TG-51	TG-52	TG-53	AS2017-01	AS2017-02	AS2017-03	上山川303	宮下川294
土粒子の密度 $\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )		2.438	2.691	2.568	2.561	2.585	2.537	2.593	2.591
自然含水比 $w_n$ (%)		71.8	48.9	36.5	33.6	23.3	47.3	—	—
強熱減量 $L_i$ (%)		11.9	10.4	4.7	8.4	6.3	10.0	—	—
粒 度	礫分 (%)	6	6	4	6	6	4	46	33
	砂分 (%)	40	65	69	54	56	50	36	58
	シルト分 (%)	30	13	13	22	19	23	11	5
	粘土分 (%)	24	16	14	18	19	23	7	4
	最大粒径 (mm)	19	9.5	9.5	9.5	9.5	9.5	53	37.5
	均等係数 $U_c$	-	-	-	310.9	-	31.2	233.1	14.2
分類名		礫混り砂質粘性土	礫混り粘性土質砂	粘性土質砂	礫混り粘性土質砂	礫混り粘性土質砂	粘性土質砂	粘性土質砂質礫	粘性土混り礫質砂
分類記号		CsS-G)	(SCs-G)	(SCs)	(SCs-G)	(SCs-G)	(SCs)	(GCsS)	(SG-Cs)

### 4.3 堆積物の土質特性と堆積環境

#### (1) 土質特性と堆積環境

土石流堆積物と有機質土の粒度分析結果とその分布状況から、それぞれの土質特性と古堆積環境について検討を行った。その結果、三入南地区や上楽地川下流の有機質土層の土質試験結果では、粗粒分が少ないこと、土粒子の密度が小さいこと、強熱減量の値が大きいことなどの特性を有することが判明した。地層の堆積状況は、層厚が10cm～20cmの厚さを有して堆積していることから、ある程度の期間、粗粒分が混入しない安定的な堆積環境であったことが推定される。そのため、これらの有機質土層は、溪流の後背湿地のような場所に静穏時に堆積した腐植物などに起源をもつと考えられる。

#### (2) 土石流堆積物の粒径特性と家屋被害との関係

土石流堆積物のうち、安佐南区緑井地区の古川支川では溪流に巨石が多く確認され、礫径調査による $D_{max}$ は1.0mであり、粗粒成分が卓越する。一方、三入南地区の桐原川支川では巨石は少なく、 $D_{max}$ が1.4mであった。これは古川支川の上流や中流域には、写真-4.3.1に示すように硬質の花崗岩の露岩部や岩塊が多く分布していた。図-4.3.1と図-4.3.2に、安佐南区緑井地区と三入南地区の被害状況図を示す。緑井地区では、人的被害や家屋被害が多く発生した。これは溪流周辺の露岩部が一部崩壊し、これらの巨石が今回の土石流で多く流下し、下流域の家屋に被害を生じた一因と考えられる。三入南地区で被害が少なかったのは、上流域は岩塊部が少なく巨石などの流下が少なかったことと、写真-4.3.2に示すように、土石流が途中のため池で停止し、家屋への直撃を免れたことが一因と考えられる。



写真-4. 3. 1 古川支川の中流域の土石流の流下部に分布する  
直径 2m 以上の巨石



写真-4. 3. 2 桐原川支川の下流域のため池上部の状況  
直径 0.1m 程度の砂礫主体

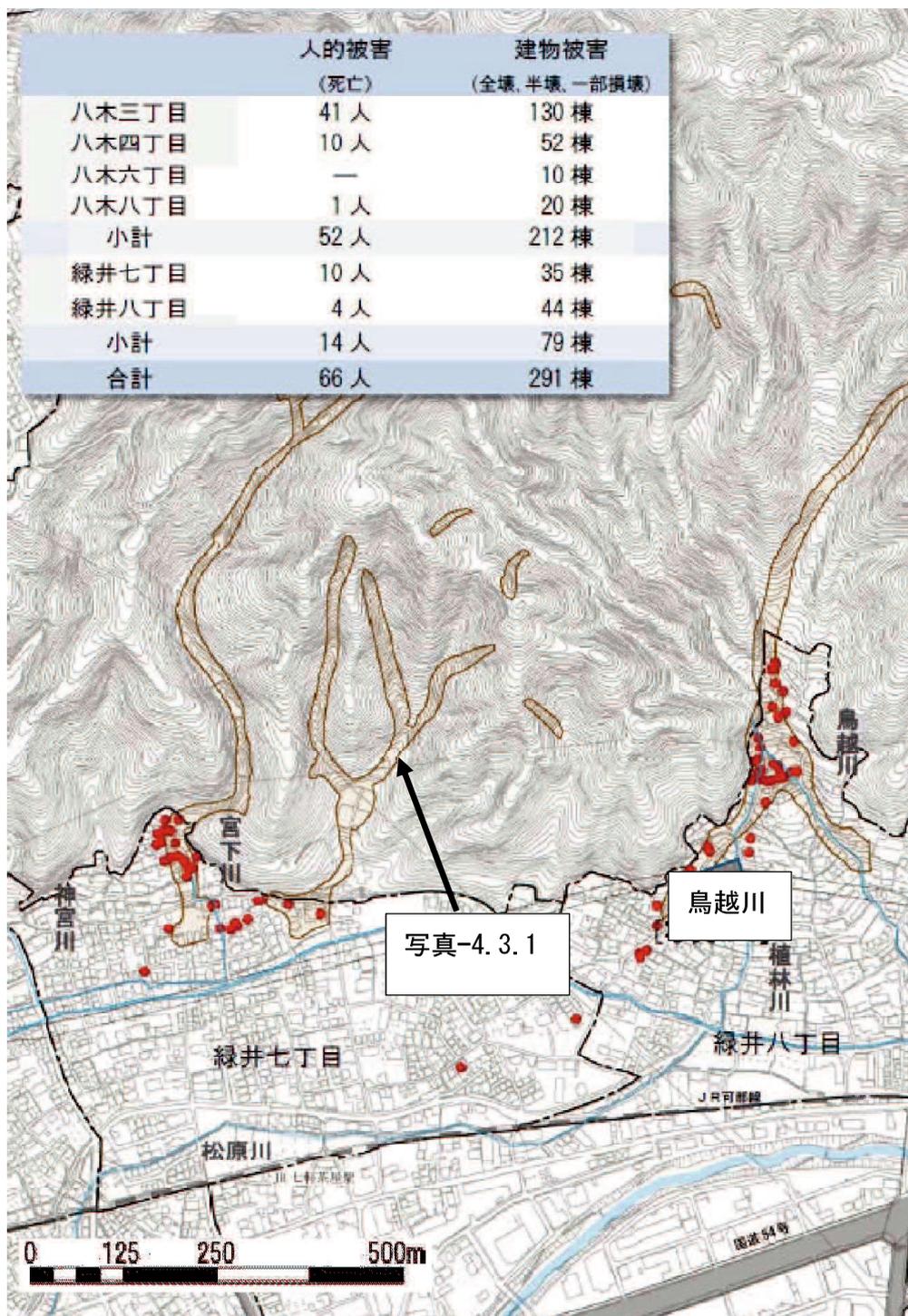


図-4.3.1 広島市安佐南区緑井地区周辺の被害状況図<sup>3)</sup>  
赤丸は被害家屋を示す

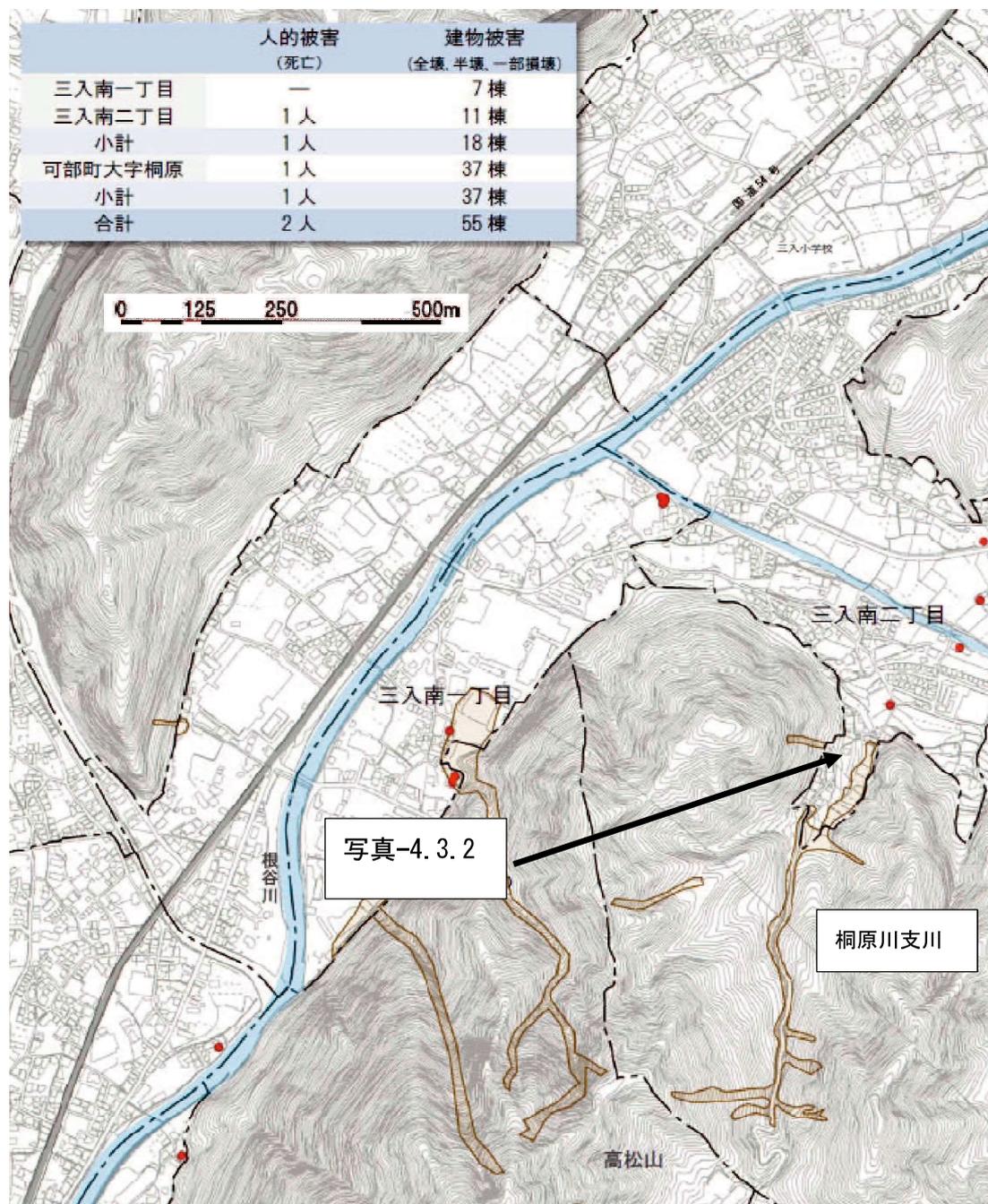


図-4.3.2 広島市安佐南区緑井地区周辺の被害状況図<sup>3)</sup>  
赤丸は被害家屋を示す

阪口ほか<sup>4)</sup>は、山口県防府市の石原地区の扇状地端で、ジオスライサーを用いて地表面下1~2m程度の試料採取を行い、土石流堆積物と河川性氾濫堆積物、湖沼性堆積物が指交状に堆積する状況を解明している。

本研究においても、土石流堆積物と細粒な土砂流堆積物や有機質土の分布状況から、過去の堆積環境を解明し、扇状地の地形発達と堆積の場の変遷を検討した。その結果、堆積場の変遷として、谷出口から離れるほど細粒分が卓越する土砂流堆積物が分布し、扇状地の下流部への発達が明らかとなった。さらに、安佐北区三入南地区や安佐南区の八木地区や緑井地区の複数の溪流で、土石流の発生時期の間には有機質土が堆積する静穏期が存在することが明らかとなった。

#### 4.4 まとめ

以下に4章のまとめを述べる。

- (1) 土石流堆積物とそれに挟在される有機質土層の物理特性を把握するため、土質試験を行い、それぞれの物理特性を把握した。その結果、土石流堆積物の土粒子の密度は2.438-2.591 g/cm<sup>3</sup>で粗粒分は80%以上であるが、有機質土層は粗粒分が少なく、土粒子の密度が小さく(2.438-2.691g/cm<sup>3</sup>)、強熱減量の値が大きい(6.3-11.9%)特性を有することが判明した。
- (2) 土石流堆積物のマトリックス部の土質特性を把握するため、安佐南区の八木地区と緑井地区のジオスライサー試料について粒度分析を行った。その結果八木地区の試料は緑井地区の試料に比べ、細粒分を多く含むことが判明した。この理由は、八木地区の調査箇所緑井地区に比べ、谷出口からより離れていることと、地形勾配がより緩いため細粒分を多く含む堆積物よりなると考えられる。
- (3) 土石流堆積物と土砂流堆積物の分布状況や、堆積環境の変遷の検討結果から、堆積物は谷出口から離れるほど細粒分が卓越しており、扇状地の上流部から先端へかけての堆積場の変遷が明らかとなった。
- (4) 複数の溪流で、有機質土層が土石流堆積物の間に10~20cmの層厚で分布する状況が確認されたことから、これらの有機質土層は一定期間粗粒分の混入しない、静穏な環境で堆積したと推定される。
- (5) 土石流堆積物の礫径調査を安佐北区桐原川支川と安佐南区宮下川で実施した。桐原川支川の石礫の平均粒径D<sub>50</sub>は0.4mで、最大の礫の直径D<sub>max</sub>は1.4mであった。安佐南区緑井地区の古川支川では、石礫のD<sub>50</sub>は0.3mでD<sub>max</sub>は2.0mで、宮下川のほうが礫径が大きいことが判明した。この粒径の違いは、古川支川では上流部の露岩部から巨石などの流下が多く、下流部の家屋へ被害を生じたが、桐原川支川では巨石などの流下はなく、家屋への被災は免れたことを裏付けるものである。

### 参考文献

- 1) 楮原京子, 鈴木素之, 松木宏彰, 阪口和之, 稲垣秀輝, 小笠原洋, 松原輝明: 2014年広島土石流災害発生 2 溪流沖積錐を形成する土石流堆積物の編年, 自然災害科学, 第34巻, 第4号, pp. 295 -308, 2016.
- 2) 稲垣秀輝, 大野博之, 磯部有作: 平成26年8月広島土砂災害の粒度構成の違いによる沖積錐の形成過程, 日本地すべり学会誌, 第53巻, 第5号, pp. 185-195, 2016.
- 3) 広島市ホームページ:<http://www.city.hiroshima.lg.jp/www/contents/index.html>. (2017年 5月17日閲覧 )
- 4) 阪口和之, 鈴木素之, 楮原京子, 松木宏彰, 金折裕司, 櫻井正明, 片岡 知: 山口県防府市石原地区における土石流の発生頻度とその堆積物特性, 地盤工学ジャーナル, 第 13 巻, 第 3 号, pp. 237-247, 2018.

## 第5章 土石流発生頻度に関する総合的考察

### 5.1 広島市周辺地域の活断層トレンチ調査との関係

広島市による活断層調査として、己斐断層と五日市断層の調査が実施され、そのトレンチ調査の記録では、断層の記載と、土石流堆積物およびその年代が記載されている<sup>1)</sup>。これらのデータは広島市南西部の土石流の発生時期の資料として活用できると考えられ、それらとの関係について以下に考察する。

広島市周辺の活断層の分布図と土石流調査の位置図を図-5.1.1 に示す。五日市断層は、広島市安佐北区から同市佐伯区を経て広島県廿日市市に至る断層である。長さは約20km でほぼ北北東-南南西方向に延びる右横ずれ断層である。己斐-広島西縁断層帯は、広島市安佐南区から同市西区に至る長さ約10km の断層帯で、五日市断層の東側約6km の位置をほぼ同一走向で並走する右横ずれ断層である<sup>1)</sup>。

広島市の調査によると、五日市断層の最新活動時期は7世紀以後、12世紀以前であったと推定され、平均活動間隔は不明とされる。また、己斐-広島西縁断層帯の最新活動時期は約2万3千年以前であった可能性があるが、平均活動間隔は不明とされる<sup>2)</sup>。

己斐地区のトレンチ調査記録では花崗岩の礫を含む土石流堆積物中にレンズ状に有機質土がはさまれ、その年代はcalAD. 1035-1205である。この上位には別の土石流堆積物と、calAD. 1165-1285の有機質土層の層が分布し、さらにその上位にcalAD. 1485-1660の礫混り砂質土が分布する。これらの記録から、2回の土石流の時期と静穏期に堆積した有機質土層の年代が推定できる。一方、五日市地区では、土石流堆積物中の試料年代はcalAD. 980-1035の年代を示すとされる。これらの年代は、本研究で他の地区で実施した土石流堆積物の年代とほぼ同様の時期である。

なお、安佐北区南部と安佐南区の土石流調査区域には活断層の分布は推定されていない。地震活動により、基盤岩の緩みや斜面の不安定化が進行する可能性は考えられるが、両者が同時期に発生したとの記録もないため、現在のところ、断層活動と土石流発生の直接的な因果関係は見いだせない。しかしながら、活断層調査のトレンチ調査資料を活用することで、過去の土石流堆積物の年代や静穏期の有機質土層の堆積状況と時期を知ることができることは、今後の土石流調査に意義があると考えられる。

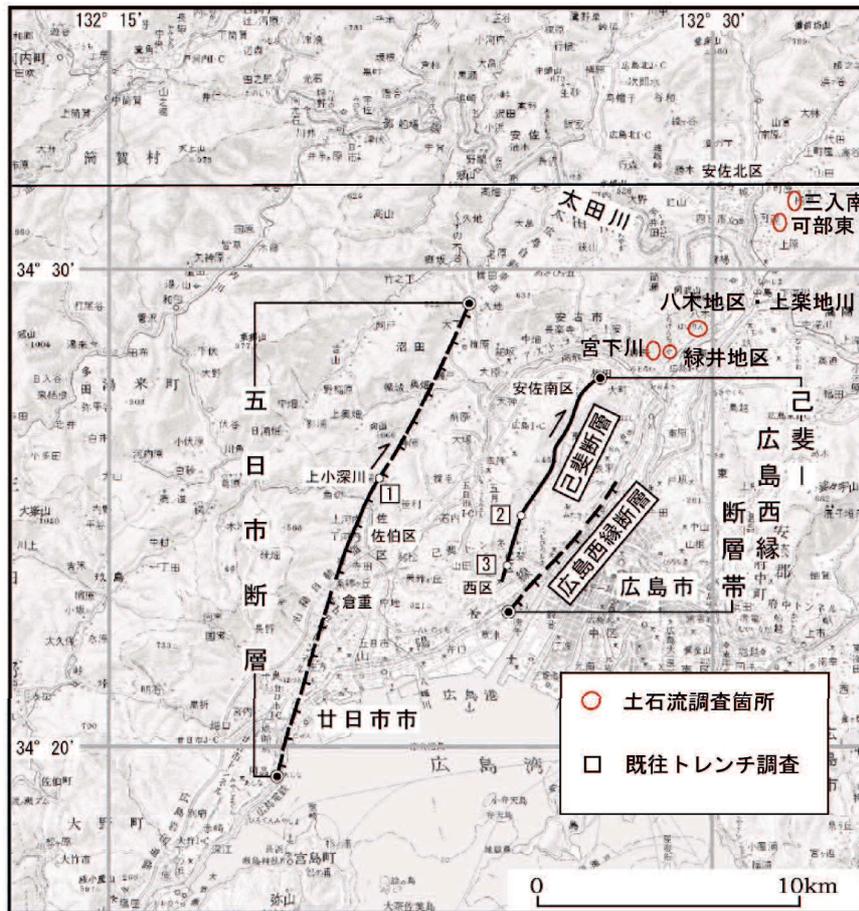


図-5.1.1 既往トレンチ調査位置と本研究箇所の分布図<sup>1)</sup>



## 5.2 年代測定結果と歴史資料に基づく土石流発生年表

本研究では土石流堆積物中や、その上下の有機質土および炭化物を含む地層から採取された炭化物、木片、有機質土などの<sup>14</sup>C年代を測定することにより、その堆積物の年代を検討しその結果を3章に述べた。さらに、これらの年代データを具体的な過去の災害記録などと比較させ、ある程度の幅を持つ<sup>14</sup>C年代から災害の発生年代を絞り込むため、歴史資料との検証を行った。その結果を図-5.2.1に示す。

西暦800年前後の土石流3については、芸藩通史<sup>3)</sup>記載の809年(大同4年)の災害に対応する可能性がある。1000年前後の土石流4については、今回3地区で確認されたが、16世紀以前は戦国時代以前であり、歴史資料が少ないことや、災害の場所の詳細が不明であるので、史料との対比が難しい。1600年前後の土石流5に対応する歴史資料としては、陰徳太平記<sup>4)</sup>に1532年4月2日に土石流災害の発生をうかがわせる伝説がある。軍記であるため、その信憑性がやや低いものの、活断層のトレンチ調査も含めると5地区の土石流堆積物の年代試料がいずれも1500年前後を示していることから、この時期に発生した土石流とこの伝説の記述は対応していると考えられる。また、1800年代の土石流6は、4地区の土石流堆積物で確認されており、祇園町誌<sup>5)</sup>記載の1850年の土砂災害に対応すると推定される。

土石流堆積物に挟在される有機質土層の年代値は、土石流の発生時期でなく、静穏期を表すものである。ただし、土石流5の発生年代は、土石流堆積物の直上を覆う有機質土層の年代から、1300年の後半から1500年の前半に発生したと推定される。このようにして、土石流堆積物と有機質土の分布状況とその堆積状況を観察することで、土石流の発生時期を推定する年代情報として活用できることが明らかになった。

図-5.2.1に、これまでの調査結果<sup>6)</sup>に、追加調査結果を加えた土石流発生履歴図を示す。図には過去の古文書などによる災害記録と堆積物の<sup>14</sup>C年代値をあわせて示した。

また、それぞれの土石流イベントの推定発生時期を比較すると、いくつかの時期に集約できることから、紀元後のものから土石流1から土石流7と順に番号を記した。また、それらの土石流の発生間隔を合わせて示した。ただし、以下に述べるように土石流3、土石流5、土石流6はそれぞれ歴史記録との対比から発生時期の推定ができたが、それ以外は発生時期の特定ができなため、発生間隔は暦年較正年代をもとに100年オーダーでの記載とした。

八木地区と緑井地区で実施したジオスライサー調査では、採取できた試料長が1.0～1.5mであり、より深い部分の地層が得られていないため、西暦1400年以前の履歴は不明である。己斐地区と五日市地区のトレンチ調査では、基盤の花崗岩を覆う堆積物の層厚は3m程度であり、地層の浸食などにより全ての地層の記録が残されていないが、己斐地区のトレンチで確認された土石流堆積物の年代は、土石流4と土石流5のイベントに対比できる。また、五日市地区のトレンチでは、土石流堆積物中の試料年

代は calAD. 980-1035 の年代を示すことから、土石流 4 のイベントに対応すると考えられる。以上のことを総合すると、1～2 世紀, 5～6 世紀, 7～8 世紀, 11 世紀, 16 世紀, 1850 年ごろの土石流の発生年代が推定できる。

土石流イベントと歴史記録が対応させると、土石流 5 の発生時期は 1532 年, 土石流 6 の発生時期は 1850 年と考えられる。その場合、土石流 5 から 2014 年の災害までの土石流の発生間隔は、それぞれ 318 年と 164 年と考えられる。土石流 5 以前の記録は、土石流 3 以外は、歴史資料との対比ができないものの、約 300 年から 400 年の間隔である。ただし、これらの時期については地層の欠落や年代試料の未発見の可能性もあり、発生間隔が近年よりも短かったとは断定できないが、広島市周辺の土石流の発生間隔はおおむね 150～400 年であると推測される。



上山川のほか、これまで調査してきた安佐北区と安佐南区の土石流堆積物の年代測定の結果から、少なくとも過去7回の土石流が識別されている<sup>7) 8)</sup>。

その後、2018年7月6日から7月7日にかけて新たな豪雨により、広島県周辺部で土砂災害が多発した。特に、広島市安芸区、安芸郡坂町では土石流が発生し家屋の被災や人的被害が出た。

藤本ほか<sup>9)</sup>は広島県内の土石流や洪水に関する石碑を調査し、その碑文の内容を整理集約している。その抜粋を表-5.2.1に示し、図-5.2.2に江戸時代後期以降に安佐南区から坂町周辺で発生した土石流の記録と発生位置をまとめた。これによれば、安佐南区では1850年から164年経過後の2014年に土砂災害が発生したことがわかる。広島市東区温品では、この石碑の地点までは土砂は到達していないが、1926年から92年後の2018年7月にこの溪流の上流部の大谷川で土石流が発生し、人家や道路が被災している。同様に、広島市安芸区矢野地区や、安芸郡坂町小屋浦地区でも、前回の災害から111年経過後に土石流による被害が発生した。

以上のことから、広島市周辺では近年の土石流発生の約100年前にも同様の土石流災害が発生したことが確認できる。本研究で明らかになったように、広島市安佐北区および安佐南区周辺の溪流では、2014年以前にも土石流が繰り返し発生しており、その発生間隔は、おおむね150～400年であると推定される。このように、土石流が繰り返し発生していることがわかれば、将来もほぼ同じような頻度で発生することが予想され、予防対策を考慮するうえで重要な情報となる。

表-5.2.1 広島の近年の水害に関する石碑記録

地点番号	場 所	発生年月日	経過年数	備考
1	広島市安佐南区	1850年6月 1日	164年	祇園町誌
2	広島市東区温品	1926年9月11日	92年	水害の碑
3	広島市安芸区矢野東五丁目	1907年7月15日	111年	水害の碑
4	安芸郡坂町小屋浦四丁目	1907年7月15日	111年	水害碑



図-5.2.2 過去の土石流記録と2018年の土砂災害の代表的な発生位置図

### 5.3 他の花崗岩地帯における土石流発生頻度との比較

広島市と同様の花崗岩地帯である山口県防府市でも、2009年に土石流災害が発生している。鈴木ほか(2016)<sup>10)</sup>による研究では、図-5.3.1に示すように、防府地区の土石流の発生頻度は、おおよそ100年~200年と判明している。また長野県南木曾町では単独の溪流ではないが、図-5.3.2に示すように近年だけでも1904年から2014年の間に8回の土石流災害が記録されている。<sup>11)</sup>それ以前の土石流堆積物の年代については、大梨子沢と小梨子沢を合わせたデータであるが、1600年頃と1956年の年代が得られている。ただし年代データは少ないため、過去の発生頻度については明らかになったとは言えない。

表-5.3.1に示すように、木曾町の大梨子沢と小梨子沢の流域面積は、それぞれ2.5km<sup>2</sup>と0.75km<sup>2</sup>で、広島市の上山川と宮下川の流域面積は、それぞれ0.24km<sup>2</sup>と0.17km<sup>2</sup>と南木曾の溪流の1/10~1/5の面積であり、比高も広島市の溪流のほうが小さい。このため、南木曾町の溪流の流域面積が広く比高も大きいことから、生産土砂量も大きいことなどが土石流発生頻度の高さに関係していると推定される。

これらの違いの要因は、地山の風化度合、流域面積や地形条件、降雨条件など複数の要因が関係していると考えられるため、今後のデータの集積と検討が必要である。

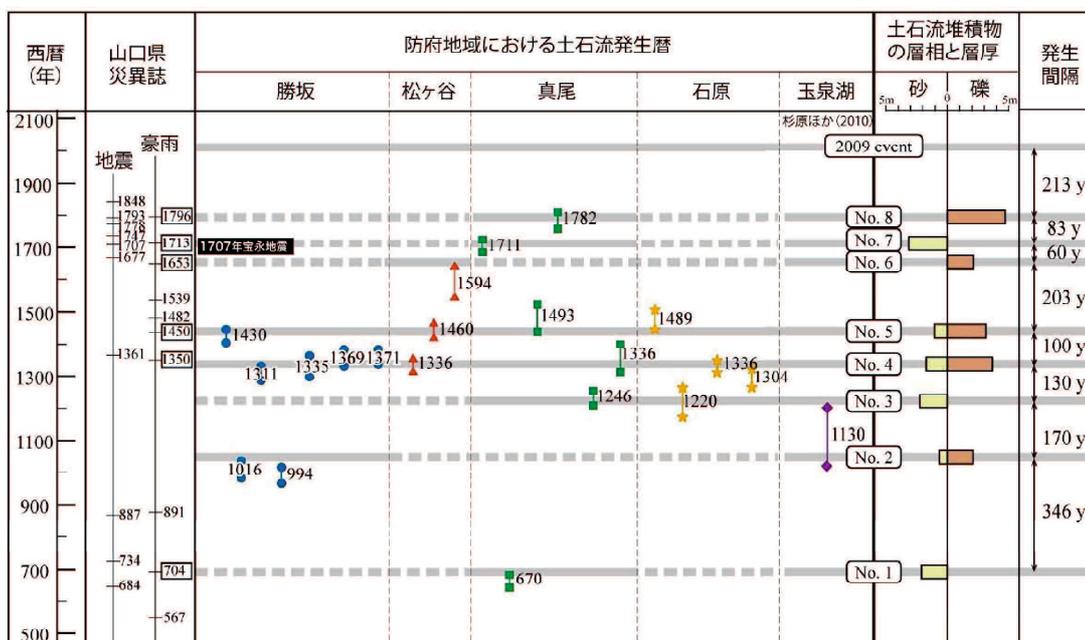


図-5.3.1 山口県防府市の土石流災害履歴図<sup>10)</sup>

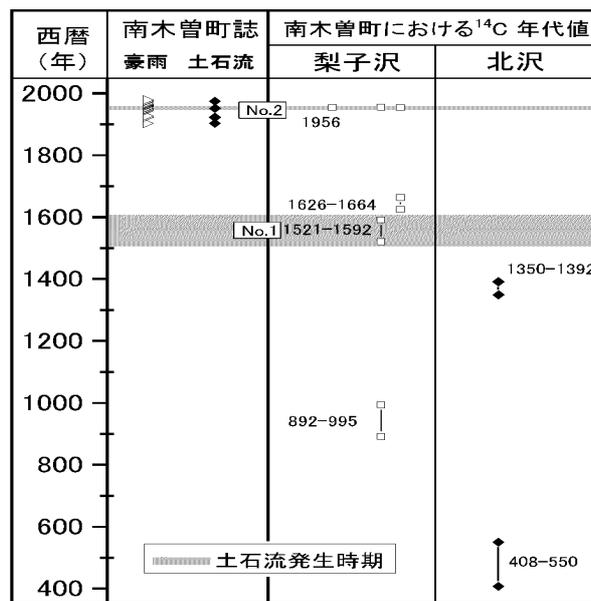


図-5.3.2 長野県南木曾町の土石流の履歴<sup>11)</sup>

表-5.3.1 南木曾町と広島市の溪流の比較

所在地	南木曾町		広島市	
	大梨子沢	小梨子沢	上山川	宮下川
流域面積 (k m <sup>2</sup> )	2.5	0.75	0.24	0.17
比高 (m)	900	700	470	220

## 5.4 異なる地質帯における土石流発生頻度との比較

鈴木ほか<sup>10)</sup>は、近年大規模な土砂災害が発生した山口県防府市、熊本県阿蘇市、東京都大島町、広島市安佐南区、同安佐北区の土石流発生溪流とその扇状地を対象に、土砂災害の発生頻度を推定することを目的に調査を行っている。

そしてこれら4地域の検討結果をもとに地形・地質条件の違いと土砂災害発生頻度について考察を行っている。

その結果、花崗岩地帯の1溪流での土石流の発生頻度は、数100年に1回程度で、第四紀火山地域である大島町の1地区と阿蘇市の2地区では、表層崩壊と土砂流・土石流が発生する頻度は、概ね数10年に1回程度と推察している。そして、第四紀火山地域で土砂流・土石流発生頻度が高いのは、地表に透水性の高い火山灰層が斜面に緩く堆積し、降水に対する脆弱性のためであると推定している。

また、鈴木ほか<sup>12)</sup>は、2017年7月5日～6日にかけての九州北部豪雨で発生した土砂災害では、2009年と2012年にも同様の被害を受けており、過去に同様の土砂災害があったと考えた。そこで三郡変成岩の分布域である朝倉市山田地区の山の神ため池を対象として、過去の災害の発生状況の推移を調べ、西暦1151-1276年の間と西暦1875-1976年の間に土石流が発生したことを明らかにした。さらにこの2回の土石流の他に土石流堆積物層が確認できており、複数の土石流が発生していた可能性を指摘している。

以上のように、地形地質条件によって浸食や風化の状況が異なり、溪流の生産土砂量にも違いが生じることで、発生頻度の違いを生じた可能性が考えられる。地質ごとの頻度データが集積されれば、この特性を活用して地形地質条件による中長期的な発生頻度の推定に利用できる可能性が挙げられる。

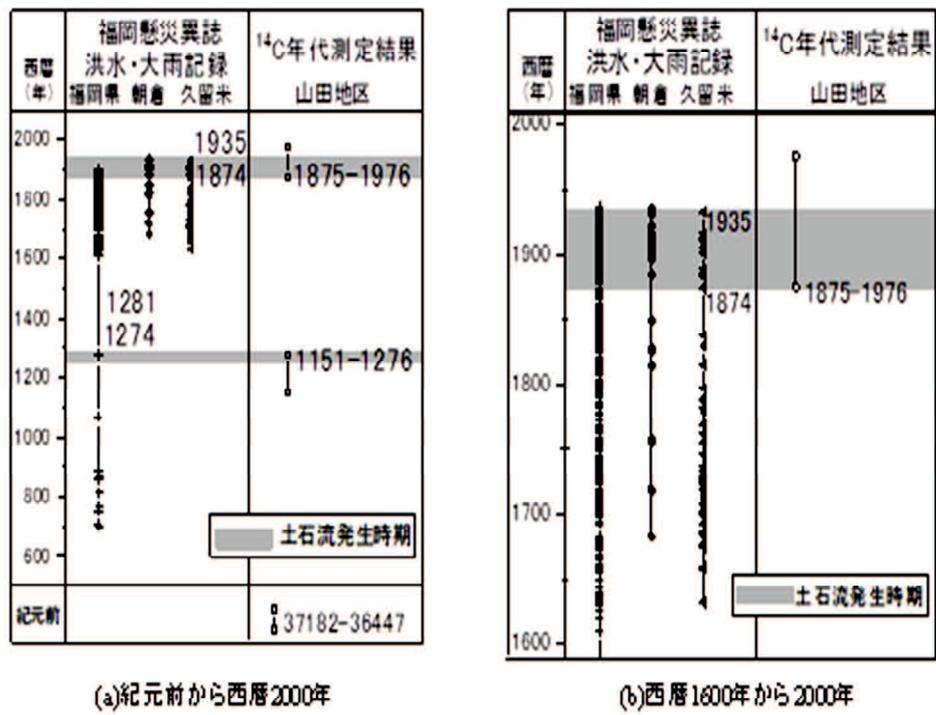


図-5.4.1 朝倉市の土石流発生年表<sup>12)</sup>

## 5.5 土石流発生頻度のメカニズム

### 5.5.1 崩壊の免疫性の概念

小出<sup>13)</sup>は、山地災害において、一度崩れや土石流が発生した場合、同じ場所において同じ現象は数百年程度発生しないという、“免疫性”の概念を述べている。また、土砂生産流出の連続性と周期性について、大石<sup>14)</sup>は、1回の豪雨で斜面上の風化度が全て流出するとは考えにくく、一部の土砂は斜面に残るかもしれないが、風化土砂が蓄積するまでは、豪雨が発生しても土石流は発生しないとの議論があったと述べている。

さらに今村<sup>15)</sup>は、山地災害における“免疫性”の本質は、ある空間における土砂などの貯留現象の有無にあると述べ、貯留の行われる場の空間規模と、そこに供給される土砂の量によって免疫性の有効期限が決まることを明らかにした。このことは、上記の条件が満たされて有効期限が過ぎれば、同じような土砂災害が、同じ場所で繰り返し発生することと考えられる。

### 5.5.2 岩盤の風化速度

周辺岩盤の風化、浸食による供給については、岩盤の風化速度が関係する。図-5.5.1に示すように、松倉<sup>16)</sup>は、建築年代や建立年代の判明している建造物や墓石を利用して、岩種ごとの風化速度を整理している。岩石の種類や建造物の立地する気候条件によって風化速度は異なるが、日本における花崗岩の風化速度を見ると2.5-15mm/1000年の値が得られている。このため、単純な岩盤の風化だけでは堆積土砂の量は増加しないことが見込まれ、阪口ほか<sup>17)</sup>で述べられている花崗岩のシート状節理からの崩壊や岩塊の細片化や、斜面上方からの崩積土の流下などによる溪床への土砂堆積が不安定土砂の主要な供給源と考えられる。

岩石	速度* (mm/1,000 y)	地域	出典	備考
石灰岩	1,320	カカイ	Akimtzev (1932)	要塞
凝灰岩 (大谷石)	250-33	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
石灰岩	200	エジプト	Emery (1960)	ギザのピラミッドからの剥落
石灰岩	100-50	ヨークシャー	Goodchild (1890)	墓石
大理石	90	エジンバラ (スコットランド)	Geikie (1880)	墓石
石灰岩	78	ロンドン	Trudgill et al. (1989)	セントパウル寺院の欄干
大理石	35	インディアナ (USA)	Winkler (1966)	墓石の上部
大理石	34-2	フィラデルフィア (USA)	Feddema and Meierding (1987)	墓石 (都市域で大)
大理石	15	USA	Meierding (1981)	墓石
花崗岩	15	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
砂岩	14-11	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
砂岩 (アワクス)	11	コネチカット (USA)	Matthias (1967)	墓石
大理石	10-2	北イングランド	Attewell and Taylor (1990)	墓石
花崗岩	9	エジンバラ (スコットランド)	Geikie (1880)	墓石
安山岩	9-5.6	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
花崗岩	7.6	ニューヨーク	Winkler (1965)	クオアトニードル
花崗岩	7.1-2.9	香川県五色台 (日本)	飯島 (1974)	石塔
大理石	6-1	東オーストラリア	Neil (1989)	墓石
花崗岩	5.7-3.6	エジプト	Barton (1916)	古代建築物の剥落
石灰岩	平均 2.5	リージュ (ベルギー)	Kupper and Pissart (1974)	墓石 (工業地区で大)
石灰岩	2.5	イスラエル	Klein (1984)	墓石
大理石	2.5-1.7	東オーストラリア	Dragovich (1986)	墓石 (工場地帯で大)
大理石	1	南オーストラリア	Cann (1974)	墓石
砂岩	200年でも風化程度小	エジンバラ (スコットランド)	Geikie (1880)	墓石

図-5.5.1 墓石や人工構造物の岩石ごとの風化速度<sup>16)</sup>

### 5.5.3 土石流の発生頻度のメカニズムの検討

土石流の発生頻度についても地震と同様にある程度の発生間隔をもつことが推測される。土石流災害の発生間隔が推定できれば、今後の土砂災害発生の予測につなげることができると考えられる。

活断層調査などで用いられる、現地調査と露頭での放射性炭素年代試料を採取して、過去のイベントを解明するという調査手法は、土石流災害の履歴調査にも活用することができることが本研究で明らかとなった。また、これまで数多くの地点で実施されてきた活断層のトレンチ調査のデータを見直すことで、地震以外の土砂災害などの記録に役立てることができる可能性がある。

土石流の発生と地震との関係は、過去の歴史を振り返ると、2004年10月23日に新潟県中越地方で発生した中越地震 (M6.8) では、崖崩れや斜面の地すべりなどが発生した。この後の夏から秋にかけての台風により、地すべり活動が活発化した例や大規模な斜面崩壊による河道閉塞が知られている。<sup>18)</sup> しかしながら、地震が直接の引き金となり、土石流が同時に発生した例は明らかではない。

六甲土石流団研究グループ<sup>19)</sup> は、六甲山地山麓部の埋蔵文化財の遺跡調査の際に、土石流・洪水堆積物の調査を行い、それらの発生年代を遺跡の含有層の年代から整理している。その結果、例えば1596年の慶長地震の発生後などに土石流・洪水堆積物は増加傾向にあるとしている。

また、松島<sup>20)</sup> は、長野県伊那谷の過去の土石流災害と地震の活動期との関連につい

て整理を行い、地震の活動期には土砂災害の発生件数が増加するという関連性について述べている。

以上のことから、斜面不安定化や溪流への土砂の流下など、地震がきっかけで、斜面や岩盤の劣化を引き起こし、そのことが土石流の発生場所の増加や発生の誘発につながった可能性はある。

## 5.6 まとめ

以下に5章のまとめを述べる。

- (1) 広島市安佐北区と安佐南区周辺の6地区の検討結果と、活断層の既往トレンチ調査を集積し土石流発生年表にとりまとめた。その結果、広島市安佐南区、安佐北区周辺の溪流では、過去に繰り返し土石流が発生しており、その発生間隔はおおむね150～400年であることが判明した。
- (2) 広島市による活断層調査として実施された、己斐地区のトレンチ調査記録と五日市断層のトレンチ調査記録の土石流堆積物の年代記録を溪流等のデータと対比すると、それらは11世紀と16世紀の災害に対比された。このことから、活断層調査のトレンチ調査資料を活用することで、過去の土石流堆積物の年代や静穏期の有機質土層の堆積状況と時期を知ることができ、それらのデータを土石流調査に利用できることが判明した。
- (3) 2009年7月に土砂災害の起こった山口県防府地区の土石流の発生頻度は、おおむね100年～200年と判明している。また長野県南木曾町では単独の溪流ではないが、1904年から2014年の間に8回の土石流災害が記録されており、花崗岩地帯でも発生頻度は異なっている。第四紀火山地域では、表層崩壊と土砂流・土石流が発生する頻度は、数10年に1回程度と推察している。これらの違いの要因は、地山の風化度合、流域面積や地形条件、降雨条件、地震による岩盤の劣化などが関係していると考えられ、今後のデータの集積と検討が必要である。
- (4) 広島市周辺では、近年の土石流発生の約100年前にも同様の土石流災害が発生したことが確認できた。広島市周辺の溪流では、2014年以前にも土石流が繰り返し発生しており、その発生間隔は、最短で111年であり、おおむね150～400年であると推定される。このように、土石流が繰り返し発生していることがわかれば、将来もほぼ同じような頻度で発生することが予想される。発生間隔がわかることで、今後の土石流発生の予測をするうえで重要な情報となると期待される。

## 参考文献

- 1) 地震調査研究本部地震調査委員会：五日市断層の評価，[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04feb\\_itsukaichi/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04feb_itsukaichi/index.htm)，2004（2017年5月16日閲覧）。
- 2) 広島市：五日市断層，己斐断層及び広島西縁断層に関する調査報告書。本編，広島市，1996。
- 3) 頼 杏坪，加藤株鷹，頼舜壽，黒川方栴，津村聖山，吉田吉甫，正岡元翼編：芸藩通志，第一巻，p.456，1981。
- 4) 香川正矩編：陰徳太平記，合本 I（巻 1-18），犬山仙之助，p.232，1911。
- 5) 祇園町誌編纂委員会編：祇園町誌，1970。
- 6) 楳原京子・鈴木素之・松木宏彰・阪口和之・稲垣秀輝・小笠原 洋・松原輝明：2014年広島土石流災害発生 2 溪流沖積錐を形成する土石流堆積物の編年 自然災害科学，第 34 巻，第 4 号，pp.295 -308，2016。
- 7) 松木宏彰，鈴木素之，楳原京子，阪口和之，片岡 知：広島市の土石流災害の発生履歴と環境変遷，土木学会中国支部研究発表会概要集，pp.235-236，2017。
- 8) 片岡 知，鈴木素之，阪口和之，松木宏彰，楳原京子：近年土砂災害が発生した防府市および広島市の土石流発生頻度の推定，第 52 回地盤工学研究発表会発表講演集，pp.1875-1876，2017。
- 9) 藤本理志，小山耕平，熊原康博：広島県内における水害碑の碑文資料，広島大学総合博物館研究報告第 8 巻，pp.91-113，2016。
- 10) 鈴木素之，阪口和之，楳原京子，松木宏彰：地形・地質条件による土石流発生頻度のちがい，地盤工学会誌，第 64 巻，第 4 号，pp.8-11，2016。
- 11) 片岡 知，鈴木素之，阪口和之，松木宏彰，楳原京子，後藤 聡，韓 森，Mega Lia ISTIYANT，郝 春睿：長野県南木曾町梨子沢における土石流の発生時期の推定，第 70 回土木学会中国支部発表会発表概要集，Ⅲ-25，2018。
- 12) 鈴木素之，大石博之，矢野健二，阪口和之，松木宏彰，西山浩司：平成 29 年九州北部豪雨被災エリアの土砂災害発生歴と三郡変成帯の土石流発生頻度，地盤工学会誌，第 66 巻，第 8 号，pp.6-9，2018。
- 13) 小出 博：山崩れ（応用地質Ⅱ），古今書院，15-23，1955。
- 14) 大石道夫：土砂生産流出の連続性と周期性について，新砂防，第 68 巻，pp3-6，1968。
- 15) 今村遼平：山地災害の「免疫性」について，応用地質，第 48 巻，第 3 号，pp.132-140，2007。
- 16) 松倉公憲：斜面を構成する岩石・岩盤の風化速度，応用地質，第 38 巻，第 4 号，pp.224-231，1997。
- 17) 阪口和之，鈴木素之，楳原京子，松木宏彰，金折裕司，櫻井正明，片岡 知：山口県防府市石原地区における土石流の発生頻度とその堆積物特性，地盤工学ジャーナル，巻.13，No.3，pp.237-247，2018。
- 18) 土木学会：平成 16 年新潟県中越地震被害調査報告書，2006。
- 19) 六甲土石流団研グループ：六甲山地南麓扇状地での土石流・洪水堆積物の堆積時期・堆積場の変遷，第55 巻，4号 pp. 201-216，2001。

- 20) 松島信幸：伊那谷の土石流災害『満水』の歴史から-地震の活動期との関連性にふれて-, 伊那谷自然史論集1. pp.11-15, 2000.

## 第6章 結論

### 6.1 各章の結論とその総括

中国地方には、中生代白亜紀の花崗岩類が広く分布し、風化の進行したまさ土は降雨や浸食に弱く、多くの土砂災害が発生してきた。広島市南部においても同様であり、最近では1999年6月、2014年8月、2018年7月に土砂災害が発生してきた。

本研究では、2014年8月の土砂災害により多くの土石流の発生した、広島市安佐北区および安佐南区を対象に現地調査と堆積物中に含まれる炭化物の<sup>14</sup>C年代の測定データをもとに、調査区域周辺の土石流発生間隔について総合的に検討した。過去の発生時期の推定には、古文書との対比、石碑に残された記録、広島市周辺の活断層トレンチ調査で報告された土石流堆積物の年代結果についても検討を加えた。さらに、花崗岩地帯における過去の土石流の発生頻度を解明する調査手法として、これらを総合的に組み合わせることが有効であることを示した。

本研究で得られた主な成果を示した第3章から第5章に示した結論は、それぞれ以下のとおりである。

第3章では、2014年8月に発生した広島土砂災害についての具体的な研究結果について述べ、被害状況の概要と、土石流堆積物の調査方法の説明を行った。次に各論として、広島市安佐北区三入南地区、可部東地区、安佐南区八木地区、緑井地区の調査について記述した。ここでは各地区の土石流の発生した溪流の地形状況、堆積物の特徴、試料年代、年代の評価について詳述を行った。このうち、溪流の下流域で溪岸露頭の確認できない地区については、ハンディータイプのジオスライサーを用いて地表面下1.0～1.5m程度の定方位試料を採取し、堆積物の状況を観察して年代試料のサンプリングを行った。

以上の調査を実施した結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) 溪流部の現地調査と地表面下の堆積物の検討による土石流堆積物の識別と、堆積物に含まれる炭化物や有機質土の年代分析による地層の形成年代を調査し、63個の炭化物の年代データが得られた。それらの年代データをもとに、土石流発生時期と有機質土の堆積する静穏な堆積環境の時期を把握した。その結果、宮下川では9世紀から10世紀頃、可部東地区では13世紀頃、緑井地区下流部では18世紀後半頃に静穏な堆積時期があると判明した。
- (2) 土石流堆積物とそれに挟在する有機質土層の分布状況の観察を行い、有機質土の堆積した年代データを得ることで、土石流発生時期の推定と絞り込みを行うこと

ができることを明らかにした。

- (3) 安佐北区と安佐南区の土石流堆積物の年代測定の結果から、広島市周辺では少なくとも過去7回の土石流が識別された。このうち、6世紀以降の過去6回と2014年の土石流については、複数の地域でほぼ同じ時期に発生したと推定できる。したがって、広島市周辺の複数の溪流では、2014年以前にも繰り返し土石流が発生してきたことが明らかとなった。

第4章では、土石流堆積物の土質特性について解明するために、現地で採取した土石流堆積物と、ジオスライサーで採取した試料の土質試験を行った。それらの結果をもとに、土石流堆積物の粒度特性、マトリックス部の物理特性および土石流堆積物に挟在される有機質土の物理特性とその違いについて検討した。さらに土石流堆積物中に、挟在する静穏期の堆積物である有機質土層の土質特性と堆積環境について検討した。

その結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) 土石流堆積物は粗石や礫分が卓越するが、石礫の少ない堆積物においても、粗粒分が80%以上であった。有機質土層の土質特性として土粒子の密度が小さいことと強熱減量の値が大きい特性を示すことが判明した。
- (2) 扇状地端で採取したジオスライサー試料では、緑井地区に比べ八木地区の試料がいずれも細粒分を多く含むことが判明した。この理由としては、緑井地区は谷出口からの距離がより離れていることと、地形勾配もより緩くなっているため、細粒分を多く含む（土砂流が卓越する）堆積物であると推定した。
- (3) 現地調査や礫径分析の結果から、安佐南区の古川支川の上流や中流域には硬質の花崗岩の露岩部や岩塊が多く分布し、それらの露岩部が一部崩壊し、これらの巨石が今回の土石流で多く流下し、下流域の家屋に被害を生じたと考えた。安佐北区三入南地区については、上流域は岩塊部が少なく巨石などの流下が少なかったことと、土石流が途中のため池で停止し、家屋への直撃を免れたことで被害が少なかったと考えられる。
- (4) 土石流堆積物と細粒な土砂流堆積物や有機質土の分布状況と粒度特性などから、過去の堆積環境を解明し、扇状地の地形発達と堆積の場の変遷を検討した。その結果、堆積場の変遷として、谷出口から離れるほど細粒分が卓越する土砂流堆積物が分布し、扇状地の下流部への発達が明らかとなった。さらに、安佐北区三入南地区や安佐南区の八木地区や緑井地区の複数の溪流で、土石流の発生時期の間には有機質土が堆積する静穏期が存在することが明らかとなった。

第5章では、総合的考察として、堆積物の年代年代測定から得られた結果と歴史資料との対比を行った。さらに、土石流発生頻度のメカニズムとして、土石流の発生要因となる溪床堆積物の堆積と、発生誘因となる降雨の再現期間、岩盤の風化や浸食の影響に

について考察した。以下に得られた成果を示す。

- (1) 広島市安佐北区と安佐南区周辺の6地区の検討結果と、活断層の既往トレンチ調査を集積し土石流発生年表にとりまとめた。その結果、広島市安佐南区、安佐北区周辺の溪流では、過去に繰り返し土石流が発生しており、その発生間隔はおおむね150～400年であることが判明した。
- (2) 己斐地区のトレンチ調査記録と五日市断層の既往トレンチ調査記録の土石流堆積物の年代記録を溪流等のデータと対比すると、それらは11世紀と16世紀の災害に対比された。このことから、活断層調査のトレンチ調査資料を活用することで、過去の土石流堆積物の年代や静穏期の有機質土層の堆積状況と時期を知ることができ、それらのデータを土石流調査に利用できることが判明した。
- (3) 山口県防府地区の土石流の発生間隔は、およそ100年～200年と判明している。また長野県南木曾町では単独の溪流ではないが、1904年から2014年の間に8回の土石流災害が記録されており、花崗岩地帯でも発生頻度は異なっている。第四紀火山地域では、表層崩壊と土砂流・土石流が発生する間隔は、数10年に1回程度と推察している。これらの違いの要因は、地山の風化度合、流域面積や地形条件、降雨条件、地震による岩盤の劣化などが関係していると考えられ、今後のデータの集積と検討が必要である。
- (4) 広島市周辺では近年の土石流発生の約100年前にも同様の土石流災害が発生したことが確認できた。広島市周辺の溪流では、2014年以前にも土石流が繰り返し発生しており、その発生間隔は、おおむね150～400年であると推定される。このように、土石流が繰り返し発生していることがわかれば、将来もほぼ同様な頻度で発生することが予想される。発生頻度がわかることで、将来の土石流の発生予測や市民への災害リスクの周知などに活用でき、災害リスクの低減や対策工事の優先度選定などに重要な情報となると期待される。

## 6.2 今後の研究課題

土砂災害に関する災害リスクの現在の課題と、解決方法について以下に述べる。

### (1) 斜面変状の早期発見

土石流は、斜面や尾根の上部の源頭部での崩壊が引き金となることが多い。そのため、これらの発生箇所での変状を早期に発見できれば、災害予知につなげることができる。そのためには、広域的なモニタリングや、リモートセンシング技術の活用などが考えられる。

課題としては、変状発生箇所などに計器を設置し、変状の有無をリアルタイム計測することで、異常の有無を検知することが可能となる。しかしながら、事前にこれらの変状が発見されていた場合は別として、個別の溪流の土石流の発生頻度は高くなく、平時においては変状発生場所の事前予測は困難であり、計器の設置は現実的ではない。このため異常時には、代表箇所あるいは近隣の観測可能な情報をもとにして、災害発生の予測をする方法や、類似の事例をもとに予測するなどの方法が考えられる。

### (2) 気象情報の高度化と豪雨の予測

降雨については、アメダスによる気象データの計測や「雨雲レーダー」による監視が可能となっている。気象庁による局所的集中豪雨に対する予測がされ、徐々にその予測精度は向上してきているが、急激な積乱雲の発達による豪雨予測は万能でない。解決方法は、観測機器の進歩や事前予測精度の向上に期待することになるが、早期にできるわけではない。このため、災害リスクを受容したうえで、余裕を持った早期の避難やその準備などソフト面でカバーする必要がある。

### (3) 「災害リスク評価」の高度化

災害リスクは、その発生確率と被害の大きさを評価され、図-6.2.1に示すようにリスクカーブとして表現できる。土砂災害については、地震や津波発生の予測と同様に、「いつ」起こるかを発生することは、予知情報が不明確なため、困難である。このため、解決策としては過去に起こった同様の地形条件や類似条件での事例を分析し、その評価を行うことで、災害予測を行い、ソフト対策（避難体制の整備など）、ハード対策（砂防施設の整備など）の対策を行うことで、災害リスクを低減することが可能となる。

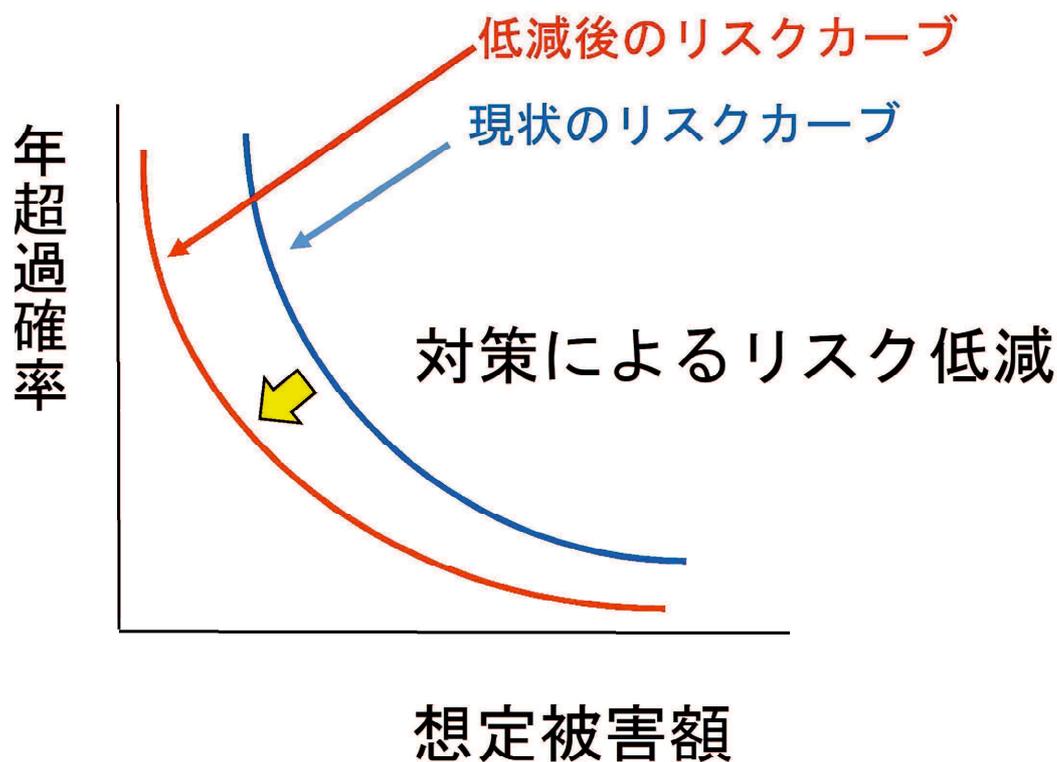


図-6.2.1 災害リスクの低減のイメージ図

#### (4) 人材や技術の高度化

災害に対応するためには、危険を判断するための体制の構築が重要であり、そのための技術者や研究者の育成も重要である。近年における広島県の土砂災害の記録としては、第5.2章の図-5.2.1に示したように土砂災害の記録がある。ただしこれらは、それぞれ別の場所で発生したものであるため、個別の箇所における発生間隔を調査する必要がある。本研究では、個別の溪流ごとの土石流の年代データを測定することで、発生周期を推定し、将来の災害発生リスク算定につなげることを目的とした。そのためには、古文書や近年の災害記録をもとに周期を把握することで、今後の予測につなげることができると考えられる。具体的な調査方法としては、以下の方法を実施することが考えられる。

- 1) 災害記録や古文書による災害履歴の調査：過去の地震記録（活断層の履歴）を調査する歴史調査手法の応用
- 2) 歴史記録に残されていない情報については、地層に残された情報から読み解くことが可能である。具体的には活断層調査や津波痕跡調査の応用で、地表面下の地層を定方位で簡易に採取して地層を観察し、正常時の堆積物とイベント堆積物

を識別する。さらにイベントの発生年代を地層中に含まれる炭化物試料の年代測定を行い、それによりイベント発生時期を推定することが可能である。

主要活断層帯の地震や海溝型地震は繰り返し発生し、その活動間隔は BPT 分布 (Brownian Passage Time 分布) に従うと考えられている。BPT 分布は、次の模式図の例では左のような確率密度関数となり、例えば過去の最新活動時期から 2500 年後～2530 年後に再び地震が発生する確率は水色部分の面積となる。仮に現在「最新活動から 2500 年経過」していると、「今後 30 年以内に地震が発生する確率」は「水色の面積 ÷ (水色の面積 + 黄色の面積)」となる。最新活動からの経過年数とその時点から 30 年以内に再び地震が発生する確率は、次の模式図の例では右のようになる。

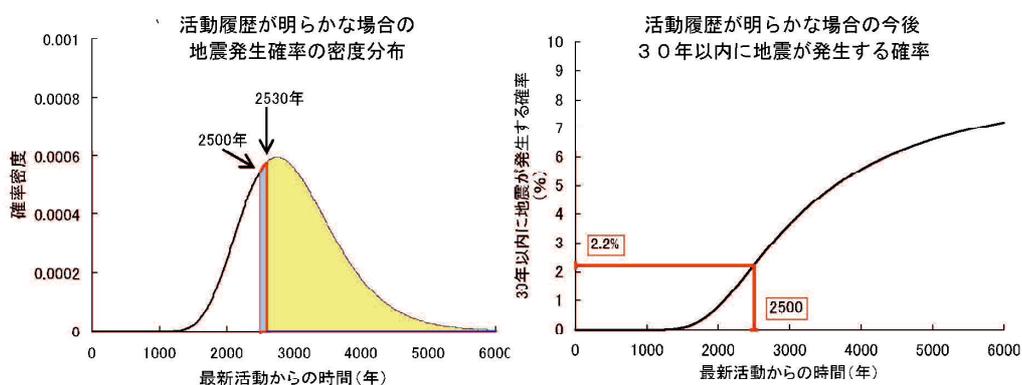


図-6.2.2 地震の発生確率の考え

(地震調査研究推進本部. HP. [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/10\\_yosokuchizu/k\\_keisan](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/k_keisan). 2017. 5. 15 閲覧)

以下に土石流発生に対する長期リスク相対評価法の提案を行う。

活動周期が判明している地震の場合では、図-6.2.2 に示す方法で発生確率が計算できるとされ、活断層の将来の地震発生確率が公表されている。この場合、ある程度の過去の履歴データが必要となるが、この方法を応用することで、土石流災害についても、中長期的な発生確率の予測につなげることができると考えられる。

土石流発生の条件としては、溪流への不安定土砂の堆積と誘因となる豪雨の2つの要因が必要である。溪流への不安定土砂の堆積は、河床部や周辺部の岩盤の風化と上流からの土砂供給、溪流周辺斜面からの土砂の供給が主体と考えられる。これは、時間経過とともに比例的に増加すると考えられる。そして、土石流発生時には不安定土砂は、一部は溪流に残存すると推定されるが、ここではモデルを簡素化するため下流へ土砂が全て流下してゼロリセットされると仮定する。

豪雨の発生は、突発的なものであるが、統計的には時間雨量 100mm, 200mm といった豪雨については、確率降水量としてモデル化できる。図-6.2.3 に示すように、それぞれを縦軸に、時間経過を横軸にとると、両者が交わったときに土石流発生条件がそろふことになり、これらはある程度周期的に発生することが推測される。これらは、まだ予察段階であり、これらの裏付けとなるデータを集積し、理論的な裏付けをすすめることが今後の課題と考えられる。

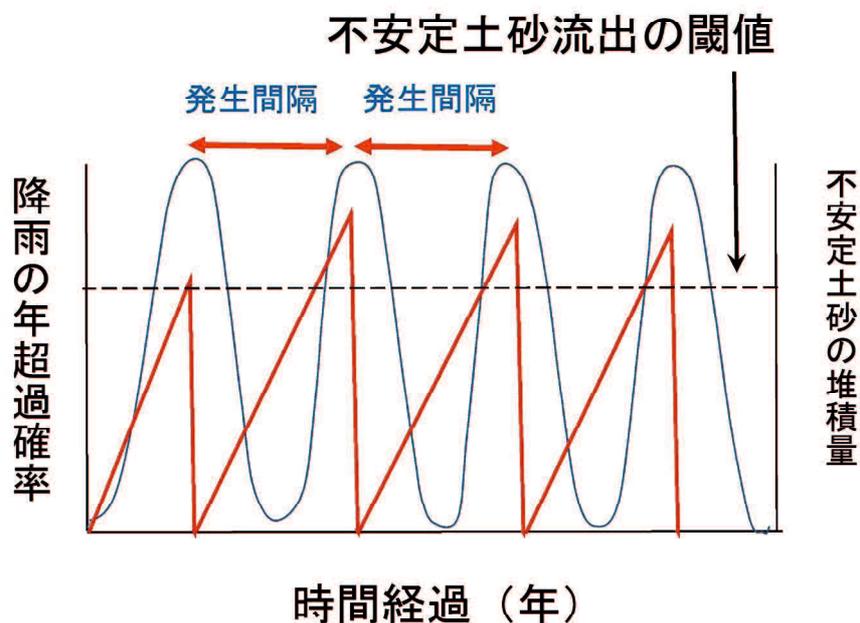


図-6.2.3 土石流の周期的な発生のモデル図  
不安定土砂の堆積量が閾値を超えた状況で豪雨が誘因で土石流が発生する

土石流発生の短期的予測については、累積雨量や実効雨量などを用いた研究がされており、将来予測に関する今後の研究課題を述べる。

土石流の発生頻度については、地形地質条件によって浸食や風化の状況が異なり、溪流の生産土砂量にも違いが生じることで、発生頻度に違いを生じる可能性が考えられる。地質ごとの頻度データが集積されれば、この特性を活用して地形地質条件による中長期的な発生頻度の推定に利用できる可能性が挙げられる。一般に花崗岩地帯では、まさ土は黄褐色を呈しており、まさ土起源の土石流堆積物に含まれる黒色の炭化物試料は識別可能で、地層の年代データの収集を丹念に行うことでデータの集積を行うことができる。これに対して、火山岩や堆積岩は、源岩が黒色系であり、炭化物試料の発見が難しく、年代データの集積は容易ではない。よって、花崗岩地帯以外の場所においても、さらなるデータの収集を期待したい。

現在主要な活断層については活動履歴の調査が全国で進められており、地震調査研究推進本部から長期評価による地震発生確率値が公表されている。その活動履歴を知る方法としては、現地でのトレンチ調査によるイベントの認定と古文書などの歴史記録との対比する手法が用いられている。この現地調査と露頭での放射性炭素年代試料を採取して、過去のイベントを解明するという調査手法は、土石流災害の履歴調査にも活用することができることが明らかとなった。また、これまで数多くの地点で実施されてきた活断層のトレンチ調査のデータを見直すことで、土石流堆積物の年代データの洗い出しなど、地震以外の土砂災害などの記録に役立てることができる可能性がある。

地震の長期予測については、過去の地震の発生履歴をもとに発生確率が計算できるとされ、活断層の将来の地震発生確率が公表されている。これらの方法を応用することで、土石流災害についても、データの集積が進み、理論的な解明ができれば中長期的な発生確率の予測につなげる可能性が考えられる。土石流災害の発生間隔が推定できれば、中長期的な土砂災害発生の予測につなげることができると考えられる。その発生頻度を調査するためには、過去の複数のデータが必要である。さらに、類似の地形地質条件の場所で豪雨が起っても崩壊や土石流が発生していない場所が、次は危ないことが予想され、対策の優先度を決定する際にこれらの条件を活用することが考えられる。

## 謝 辞

本論文をまとめるにあたり、ご指導いただいた山口大学大学院創成科学研究科工学系領域社会建設工学分野の鈴木素之教授には、共同研究をきっかけとして博士課程への進学を勧めていただくとともに、現地調査から論文の作成に至るまで、終始一貫してご指導いただき深く感謝いたします。山口大学教育学部楮原京子准教授には、現地調査をはじめとして、論文作成にあたりご指導いただきました。

清水則一教授，進士正人教授，中田幸男教授，赤松良久准教授には、副査として論文内容と完成度の向上にご指導いただき、感謝いたします。また坂口有人教授には、研究内容に対するご助言等をいただき、感謝いたします。

岡村眞高知大学名誉教授には、学部時代と大学院修士課程を通じて、地質学の基本を指導いただき、博士論文の作成にあたって内容や方向性についてご助言をいただき感謝申し上げます。中田 高広島大学名誉教授は、ジオスライサーの開発者でもあり、各地の活断層調査におけるご指導と、広島市周辺の活断層に関する資料の提示とご助言をいただき感謝申し上げます。

アジア航測株式会社の阪口和之氏には、共同研究のメンバーとして、現地調査や論文作成にご協力いただきました。山口大学大学院生の片岡 知氏と鈴木研究室の学生諸氏には、現地調査や論文作成にご協力いただきました。

株式会社ケイズラブ代表取締役の河内義文博士には、学会や研究会などにおいて折に触れご助言やご指導をいただき、お礼を申し上げます。

復建調査設計株式会社の小田秀樹社長，向井雅司本部長，藤本睦本部長，來山尚義本部長には、博士課程に入学する機会を与えていただき、感謝いたします。復建調査設計株式会社渡邊真悟博士，佐藤秀政博士には、研究の進め方などについてご助言をいただき、地盤環境部の皆様には、現地調査や原稿作成と研究に関して協力いただきましたことに対し、お礼を申し上げます。

最後に著者の研究活動を支え、協力してくれた家族に感謝いたします。