

防府市と山口市で発生した土石流の性状と 発生メカニズム

CHARACTERISTICS AND GENERATING MECHANISM OF DEBRIS FLOWS IN
HOFU AND YAMAGUCHI CITIES, YAMAGUCHI PREFECTURE

大川 侑里¹・金折 裕司¹・今岡 照喜¹

Yuri OKAWA, Yuji KANAORI, Teruyoshi IMAOKA

¹山口大学大学院理工学研究科 (〒753-8512 山口県山口市吉田 1677-1)

E-mail: n001vd@yamaguchi-u.ac.jp

Key Words: debris flow, rainstorm, Granite, piping, weathering

1. はじめに

平成 21 (2009) 年 7 月 21 日明け方から山口県では集中豪雨に襲われ, 防府市では午前 9 時に 63.5mm, 7 月 19 日から 21 日までの 72 時間降水量は 332mm を記録した. この豪雨に伴って洪水や斜面崩壊・土石流が発生し, 防府市において特別養護老人ホームでの 6 名を含む 14 名の死者を出す被害が発生した. 気象庁は 7 月 19 日から 26 日の中国地方及び九州地方で発生した豪雨を「平成 21 年 7 月中国・九州北部豪雨」と命名した¹⁾. また, 内閣府は, 平成 21 年 6 月 9 日から 8 月 2 日までの間の豪雨による災害を激甚災害として指定した²⁾.

防府市北部では平成 5 (1993) 年 8 月 2 日にも花崗岩地域で土石流が発生し, 5 名の死者が出ている³⁾. 一方, 平成 11 (1999) 年 6 月 29 日広島豪雨でも花崗岩分布域で土石流が多発し, 広島県内で 32 名の死者・行方不明者が出た⁴⁾.

本研究では, 地域防災に関する基礎資料を得るために, 今回発生した土石流の分布と性状を詳細に記載するとともに, 花崗岩地域における土石流発生メカニズムを考察する.

2. 土石流分布

図-1 に平成 21 年に防府市北部と山口市南部で発生した土石流分布を示す. 灰色で示した土石流は, 国土交通省によって空中写真判読されたもの⁵⁾であり, そのうち黒色で示したものは, 筆者らが実際に現地踏査で確認した土石流分布である. また, 白抜きで示したものは平成 5 年に発生した土石流分布である.

今回土石流は, この地域を流れる大部分の小河川と溪流で発生しており, 源頭部は 528 か所にのぼり, このうち現地踏査によって 220 か所を確認した. 1 つの土石流は数多くの源頭部を有し, 同時多発型に分類される. これらのうち, 最大の土石流は剣川で発生しており, ここでの土石流は 129 か所の源頭部を持ち, 流下した距離は約 4.5km に及ぶ.

一方, 平成 5 年の土石流は小規模な崩壊が多く, 流下長は主としては 500m 以下であり, 最大のものは約 1km であった. この時の源頭部は 141 か所であった.

3. 花崗岩と土石流の分布

ここでは花崗岩の岩相と風化分帯について, 土石流

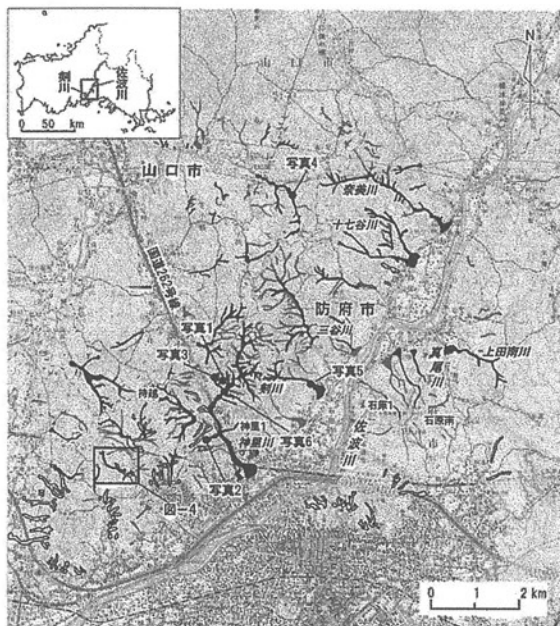


図-1 平成21年中国・九州北部豪雨で山口市と防府市で発生した土石流の分布
 黒塗り：現地踏査で確認，灰色：国土交通省による空中写真判読結果⁵⁾，白抜き：平成5年の土石流

との関係を詳しく述べる。

3.1 花崗岩の岩相と風化分帯

現地調査から、この地域に分布する花崗岩を粒径によって3タイプに分けるとともに、風化分帯を行った。

(1) 花崗岩の岩相と粒径

土石流が多発した地域は山口市と防府市にまたがり、白亜紀広島花崗岩に属する防府花崗岩体が分布する⁶⁾。

この土石流の集中する地域は主として粗粒花崗岩・中粒花崗岩・細粒花崗岩、その南東部には花崗閃緑岩、周防変成岩が分布し、これらに石英斑岩・珪長岩・ひん岩などの岩脈が貫入している(図-2)。地質構造的には、中粒花崗岩の上位にほぼ水平に粗粒花崗岩が分布し、それらを花崗閃緑岩が貫き、最後に細粒花崗岩が貫入している。遷緩線より標高の低い地域には、多量の旧土石流堆積物が分布する。

細粒花崗岩は主要構成鉱物の粒径が1mm以下であり、粒度分布には粒径0.25~0.50mmのピークがある。中粒花崗岩は粒径1~2mmにピークを持つ。粗粒花崗岩は粒径3~5mmに緩いピークを有し、1~15mmと幅

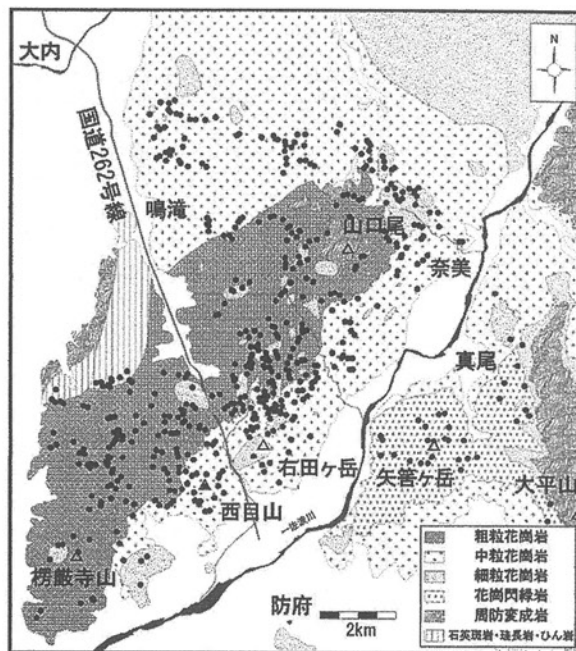


図-2 地質図に重ねた源頭部の位置(黒丸)
 地質図は山本ほか⁶⁾を今回の調査で一部修正した

広い粒径をもつことで特徴づけられる。

(2) 風化分帯

表-1に本研究で使用した風化分帯の基準を示す。この表は基本的に、木宮⁷⁾の分帯基準に基づいているが、木宮⁷⁾のマサAとマサBを一括してマサ状風化花崗岩とした。

3.2 花崗岩の粒径と源頭部

土石流の源頭部は528か所にのぼり、そのうち484か所が花崗岩地域に源頭部を持ち、全体の9割以上を占めている。地質図に源頭部の位置を重ねて図-2に示す。土石流の源頭部は南東部の^{りよごんじ}楞嚴寺山周辺から東部の山口尾周辺にかけて、NE-SW方向に分布する粗粒花崗岩地域に源頭部の集中が認められる。さらに、それを取り囲む中粒花崗岩地域にも源頭部が多く確認できる。

花崗岩の粒径別に源頭部の数を見ると、粗粒花崗岩分布地域では236か所、中粒花崗岩分布地域では207か所、細粒花崗岩分布地域では41か所である。また図-3には、点格子法からそれぞれの地質の分布面積を求め、単位面積当たりの源頭部の数を示した。粗粒花

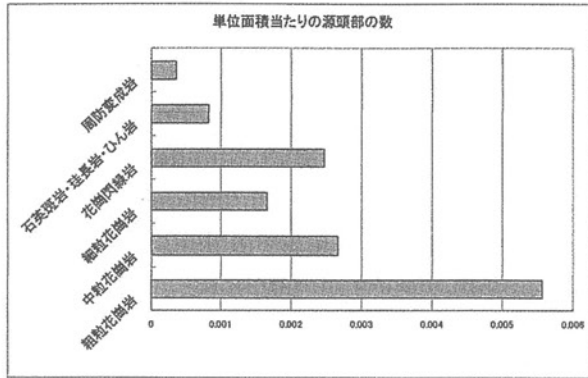


図-3 単位面積当たりの源頭部の数
粗粒花崗岩の面積は 42500km²、中粒花崗岩は 78000km²、
細粒花崗岩は 24750km²、花崗閃緑岩は 13000km²、石英斑
岩等は 5750km²、周防変成岩は 12250km²であった。

表-1 風化分帯の基準

調査地域における花崗岩の風化分帯の特徴	
風化分帯	野外での特徴
マサ状風化花崗岩	全体が一様に風化し、砂状を呈する。長石や黒雲母は変質を受け粘土化しているためにほとんど認められない。節理面は認められない。風化花崗岩Bとは急変する。
風化花崗岩B	長石は指頭で粉碎でき、岩石全体としてもかなり風化しており、岩盤としての組織はほとんど残っていない。節理面は残っている。ハンマーで軽打すると食い込み、砂状になる。
風化花崗岩A	黒雲母は茶褐色を呈し、長石は白濁するが、岩盤としての組織は残っており、節理面も明瞭である。ハンマーで軽打しても食い込みず、軟らかい部分は砂状となり、硬い部分は岩塊となる。風化花崗岩Bとは漸移する。
花崗岩B	黒雲母周辺に赤褐色のくまが生じている。節理面がはっきりとしている。ハンマーで打撃すると節理面に沿って岩塊が剥離する。岩塊はハンマーで軽打しても割れない。風化花崗岩Aとは急変する。

崗岩が 5.55×10^{-3} 個/km²、中粒花崗岩で 2.65×10^{-3} 個/km²、花崗閃緑岩が 2.46×10^{-3} 個/km²である。このことから、今回の土石流発生の地質的な素因は花崗岩のなかでも、特に粗粒花崗岩に関係していることがわかる。

4. 地形

土石流発生と水系および起伏量との関係を、以下に検討する。

4.1 水系パターンと谷のオーダー

この地域には花崗岩地域特有の樹枝状パターンが明瞭に発達し、土石流の全体的な形態もそれを反映し

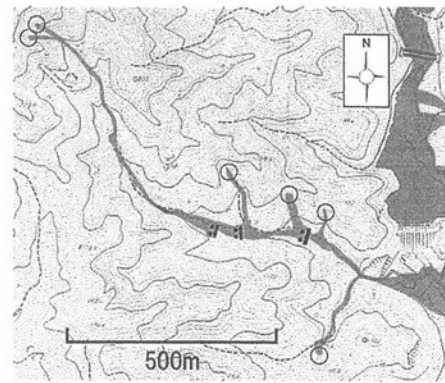


図-4 源頭部の位置と谷との関係
○は0次谷を示す
図の範囲は図-1に示す

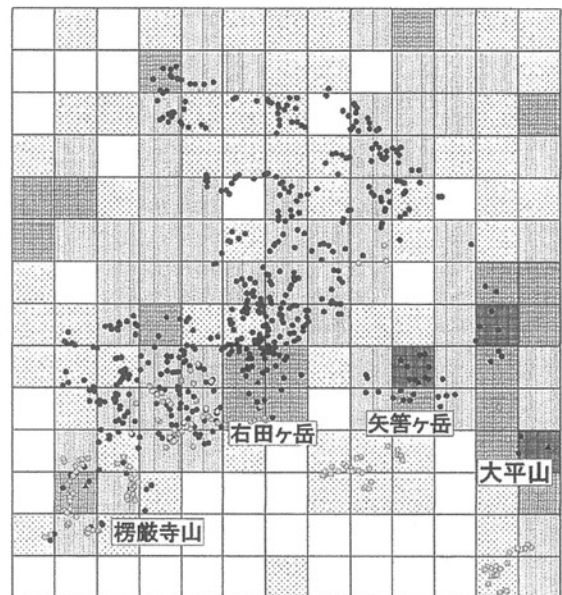


図-5 起伏量分布と源頭部の位置
1km×1kmメッシュ内の最高高度と最低高度から起伏量を求めた

ている。特に、剣川および周辺の小河川にはその特徴がよく現れている。

図-4に示した例のように、土石流の源頭部は0次谷や山腹に位置している。右田ヶ岳の北から流れる剣川で発生した土石流では、粗粒花崗岩の源頭部 129 か所のうち 107 か所が0次谷や山腹であった。

4.2 起伏量と源頭部

図-5には 1km×1kmメッシュの起伏量分布と、平成21年と平成5年の土石流の源頭部の位置を示す。起伏量は大平山山頂付近で最大 464mを示し、矢筈ヶ岳山頂付近で412m、その東北東で402mとなっている。右田

ヶ岳周辺で 350～375m, 楞巖寺山山頂付近で 330m である。源頭部の位置は必ずしも起伏量に関係していないが、右田ヶ岳北で起伏量の 201～250m 区域に源頭部の集中が認められる。

起伏量の分布から作成した 50m ごとの起伏量における源頭部数を図-6に示す。平成 21 年の土石流では、201-250m に最大のピークがあり、351-400m に弱いピークが存在する。平成5年の土石流では、201-250m に最大のピークがあり、101-150m に弱いピークが認められる。このことから今回の土石流の多くは、花崗岩地域で起伏量が 201-250m の区域において、斜面崩壊や土石流が発生していることがわかる。これは、マサ状風化花崗岩とその侵食によって供給された二次堆積物が起伏量 201-250m に最も多く分布し緩斜面を形成し、それより

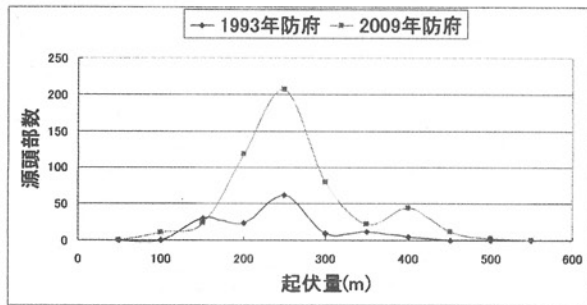


図-6 起伏量ごとの源頭部数
50mの起伏量ごとに源頭部を数え、最大値の位置にプロットした



写真-1 粗粒花崗岩から発生している土石流の源頭部
(剣川支流の中流部)
崩壊後の斜面には風化花崗岩Bの露出が認められ、その上位にはパイピングホールが発達している

上位は風化層が薄く急斜面が発達することから、この遷緩線が土石流の源頭部の形成に関係していると推定される。

5. 土石流の性状

土石流はその発生場と堆積学的特徴から、源頭部、移動域、堆積域にわけることができる。この地域の一部には、過去の土石流発生を物語る旧土石流堆積物が厚く堆積している。

以下に、それぞれの特徴について詳しく説明する。

5.1 源頭部

写真-1は粗粒花崗岩分布域に認められる源頭部の一例である。崩壊発生後の斜面には風化花崗岩Bが露出しており、その上位を覆っていたマサおよび旧土石流



写真-2 中粒花崗岩から発生している土石流の源頭部
(剣川支流の上流)
源頭部のさらに上位にコアストーンが認められる



写真-3 旧土石流堆積物(剣川中流)
写真中央に見られる堆積物には礫の多い部分と少ない部分が相乗に重なっている堆積層の違いからここでは3回の土石流イベントが読み取れる

堆積物との境界で崩壊が発生したことがわかる。さらに、マサおよび旧土石流堆積物の下位で風化花崗岩 B の直上にパイピングホールが認められる。崩壊の下位には斜面に沿って押し倒された灌木が認められ、この部分はほとんど崩壊していないことがわかる。これらのことから、斜面崩壊で発生した物質はこの部分を滑走して、斜面下方に滑落したと推定される。

写真-2は中粒花崗岩の源頭部の一例である。源頭部のさらに上位や、土石流堆積物中にコアストーンが認められる。これらのコアストーンは数十 cm から大きいもので2mを超える。

5.2 旧土石流堆積物の性状と移動域

地形の遷緩線よりも下位には、旧土石流堆積物が厚く堆積している。今回発生した土石流によって、これらの堆積物が削剥され、剣川本流の随所でその堆積断面が確認された。

写真-3に国道262号線から北東約1km上流の地点で厚い旧土石流堆積物の例を示す。ここでは旧土石流堆積物の逆級化を示す堆積構造から、過去に少なくとも3回の土石流イベントがあったと推定される。

移動域は大きく分けて、2つのタイプが存在する。多量のマサや旧土石流堆積物が削剥されているものと、それらがほとんど削剥されていないものである。

写真-4は多量のマサや旧土石流堆積物が削剥さ



写真-4 土石流の移動域（剣川支流の上流）
渓流底には風化花崗岩 B が見られ、両側に削剥を免れたマサや旧土石流堆積物が残っている

れている移動域の例である。この例は剣川支流の上流域で削剥部の底には粗粒を示す風化花崗岩 B が現れており、両側には削剥を免れたマサおよび旧土石流堆積物が認められる。写真-5では中粒の花崗岩 B の基盤が直接現れており、その上位の旧土石流堆積物がすべて削剥されていることがわかる。ここでは、花崗岩 B の上位を直接旧土石流堆積物が覆っており、風化花崗岩とマサを欠いていることから常に移動域であり、土石流物質の供給源であったことがわかる。

5.3 堆積域

河床勾配が 2° 以下になったところや、急な湾曲部には土砂が厚く堆積している。写真-5は堆積域の一例である。写真左側が土石流の端であり、右側にあたる土石流の中心よりも巨礫が集中していることがわかる。これは、土石流が流下するときに、前面と側面に巨礫を集中させ、その内側に細粒なものを集める性質を残しながら堆積したことを示している。

6. 土石流の発生モデル

図-7における粗粒花崗岩での土石流発生モデルを示す。粗粒花崗岩中の源頭部の多くには、マサ状風化花崗岩と風化花崗岩との境界付近に泥水が噴き出した孔（パイピング・ホール）が確認された。このことは、マサ状風化花崗岩へ降雨が浸透していく時に、透水性の高

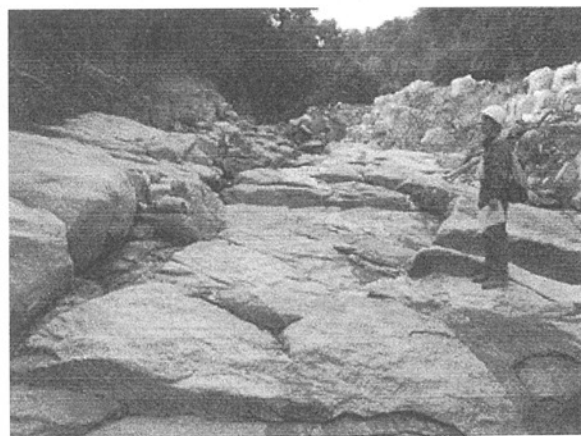


写真-5 土石流の移動域（椴畑）
花崗岩 B の上位を直接旧土石流堆積物が覆っている

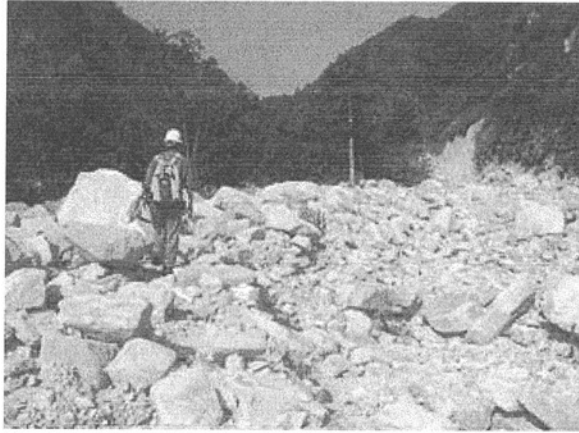


写真-5 土石流の堆積域（上右田）
土石流が流れた外側に巨礫が多く残っている

いマサ状風化花崗岩と透水性の低い風化花崗岩との透水性の差により、風化花崗岩へ浸透できなかった水がその境界を流れ、さらにマサ状風化花崗岩や旧土石流堆積物中で飽和したために浸透破壊が起こったことを意味している。

7. まとめ

平成 21 年防府市の源頭部は、518 か所中 484 か所が防府花崗岩体に位置している。花崗岩の粒度の違いによる発生箇所数の違いが顕著であり、粗粒花崗岩地域に最も多く分布し、次に中粒花崗岩地域であり、細粒花崗岩地域にはほとんど源頭部がない。花崗岩以外の地域では、花崗閃緑岩地域で土石流の発生数は少ないながらも、大きな被害が出ている。一方平成5年の土石流では 141 か所中 140 か所が中粒～粗粒花崗岩地域であった。これらのことから、土石流発生の素因として粗粒花崗岩が関与していたことが指摘される。

花崗岩地域での起伏量と源頭部の関係に基づくと、平成 21 年と平成5年の両年ともに、起伏量が 201-250m の区域に源頭部の発生頻度が高いことがわかった。

現地調査結果に基づいて土石流発生モデルを考察した。マサ状風化を示す中粒花崗岩・粗粒花崗岩地域で、マサ状風化花崗岩と風化花崗岩との境界でパイピ

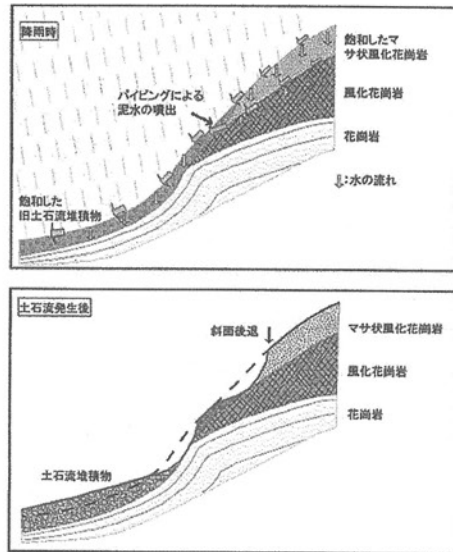


図-7 粗粒花崗岩における土石流発生モデル

ングが発生して表層崩壊が誘発され、旧土石流堆積物を巻き込みながら大規模な土石流に成長した。土石流堆積物は河床勾配が 2° 以下になったところや、急な湾曲部に厚く堆積し、土石流の流下後は外側に巨礫、内側により細粒な堆積物の分布が認められた。

謝辞：京都大学防災研究所千木良雅弘教授の調査グループと日本応用地質学会中国四国支部災害調査団のメンバーには現地調査において有意義な議論を頂いた。また、山口県総務部危機管理課から災害時の写真の提供を受けた。ここに謝意を表します。

参考文献

- 1) 気象庁：平成 21 年 報道発表資料，平成 21 年 7 月 19 日から 26 日に中国地方及び九州北部地方で発生した豪雨の命名について，10p，2009.
- 2) 内閣府：「平成二十一年六月九日から八月二日までの間の豪雨による災害についての激甚災害およびこれに対し適用すべき措置の指定に関する政令」について，3p，2009.
- 3) 山口県防府土木建築事務所[編]：山が崩れた！～防府市土砂災害～，23p，1995.
- 4) 千木良雅弘：群発する崩壊，近未来社，228p，2002.
- 5) 国土交通省：山口県防府市で発生した山腹崩壊，土砂流出位置図について，1p，2009.
- 6) 山本慎一・今岡照喜・金丸龍夫・田結庄良昭：山口県中南部，白亜紀防府花崗岩パソリスの岩石学的特徴と帯磁率異方性：貫入・定置機構の解明に向けて，地球科学，60 巻，5 号，415-429，2006.
- 7) 木宮一邦：花こう岩類の物理的風化指標としての引張強度-花こう岩の風化-第1報-，地質学雑誌，81，349-364，1975.

(2010. 5. 14 受付)