

無降雨時に土石流が発生する溪流の判別方法と 土石流発生タイミングの評価指標に関する研究

STUDIES ON THE DISTINCTION METHOD OF STREAM DEBRIS FLOW

OCCURS WHEN NO RAINFALL AND

EVALUTION METHOD OF DEBRIS FLOW GENERATION TIMING

中野 泰雄¹・嶋 大尚²・宮崎 新二³・伊藤 仁志⁴

Yasuo NAKANO, Hironao SHIMA and Shinji MIYAZAKI and Hitoshi ITO

¹一般財団法人砂防・地すべり技術センター (〒102-0074 東京都千代田区九段南 4-8-21 番地)

E-mail: y-nakano@stc.or.jp

²一般財団法人砂防・地すべり技術センター (〒102-0074 東京都千代田区九段南 4-8-21 番地)

E-mail: shima@stc.or.jp

³一般財団法人砂防・地すべり技術センター (〒102-0074 東京都千代田区九段南 4-8-21 番地)

E-mail: s-miyazaki@stc.or.jp

⁴国土交通省中部地方整備局多治見砂防国道事務所 (〒507-0023 多治見市小田町 4-8-6)

(前 鹿児島県砂防課)

Key Words: debris flow, specific runoff, groundwater, caldera, effective rainfall

1. はじめに

鹿児島県南大隅町船石川2で平成22年7月4日夜～8日午前11:00にかけて7波の土石流が発生した。それらの土石流により100,000m³を超える土砂が下流へ流出した。船石川付近の登尾観測所では7月4日までの1ヶ月間に1000mmを越す降雨が観測されているが、7波の土石流のうち第4波目を除く土石流は無降雨時に発生している。

第1波目の土石流は7月4日の夜に発生したが、その日の日雨量は73mm/day、最大時間雨量は午前11:00～12:00にかけての18mm/hr、16:00以降は7月6日の午前10:00まで無降雨であった。

一方、同年6月19日には時間雨量102mm/hrの降雨を観測しているが土石流は発生していない。

また、船石川2の流域は写真-1に示すように源頭部より上流が台地状になっており、表面地形からは源頭部より上流の流域面積がほとんど判別できず、土石流を発生させるほどの集水面積も無いが、崩壊地付近で湧き



写真-1 船石川2流域

水が確認されており、これら一連の土石流は地下水の流出によって発生した可能性が高い¹⁾と考えられる。

このように、表面地形から判読できる崩壊発生箇所より上流の集水面積が小さくても、崩壊箇所付近での地下水の湧水がある流域では、湧水のピークが降雨ピー

クより遅れて発生する可能性があるため、通常の土石災害警戒避難基準に加えて、地下水を考慮した警戒避難基準の考え方が必要であると考えられる。

本稿では、船石川2と同様な源頭部付近で湧水が発生する可能性が高い阿多カルデラ壁および始良カルデラ壁を流域にもつ溪流を対象として、通常の土石災害警戒避難基準では危険度評価が困難な地下水の影響が大きく土石流の発生タイミングが降雨ピークより遅れる、もしくは先行降雨の影響が大きく降雨強度の比較的小さい降雨で土石流が発生する可能性が高い溪流を無降雨時の流量計測により判別できるかどうかを検証した。また、このような特徴を持つ溪流において、長期間の先行降雨を評価できる指標の必要性の検討を行った。

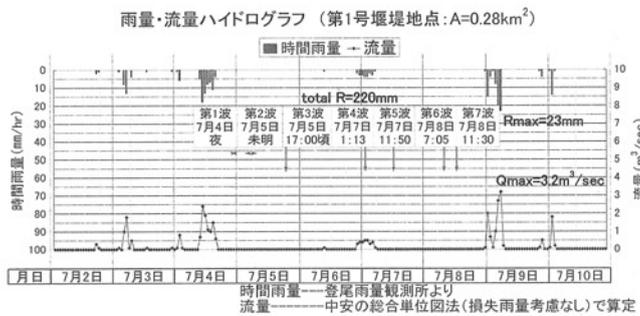


図-1 降雨と土石流発生時刻（登尾観測所）

2. 船石川2における土石流ピーク流量

船石川2（崩壊が発生した支川）で土石流が発生した無降雨時の流量を推定するために、降雨後1日経過した7月16日の船石川2の流量を計測した。その結果、流量は $0.0075\text{m}^3/\text{s}$ と小さく、土石流を発生させる程の流量はなかった。また、図-1に示すように、降雨中に発生した第4波の土石流を中安の単位図法で流出解析を行うと、流量は $0.5\text{m}^3/\text{s}$ 程度にしかならない。さらに、第3波目の土石流は、発生前の約1日程度は無降雨期間が継続した後に発生している。

このことから土石流の発生には湧水が関与していると考えられる。

土石流発生時の船石川2での土石流ハイドログラフは計測されていないが、土石流発生時の湧水の流量を推定するため、土石流氾濫数値シミュレーションで7波の土石流の土砂堆積状況を再現できる土石流ハイドログラフを試算した。

ただし、計算に用いたパラメータである土石流の摩擦角度や土石流体積濃度は計測によって設定することは困難であるため、摩擦角度や体積濃度は土石流ハイドログラフと同様に一般的な範囲内でトライアル的に変化させて、土石流の堆積形状が最も一致するように設定した。また、土石流ハイドログラフの波形は、前方集中型の三角形とし、ピーク流量は土石流総流量の関係であ

る式（土石流ピーク流量 = $0.01 \times$ 土石流総流量）を用いて決定した（この場合、継続時間を200秒とすると最大流量は土石流総流量となる）。

(1) 7波の土石流と生産土砂量

平成22年7月4日～8日に発生した7波の土石流（表-1）について、それぞれの土石流で発生した生産土砂量（崩壊・侵食）を把握した。

平成19年災害後（除石済み）の地形データと図-2に示す3時期（7/6, 7/7, 7/8）の空中写真撮影で得られた地形標高をもとに、それぞれの時期の地形標高の差分を行い、各土石流による生産土砂量（崩壊・侵食）を計測した。

表-1 船石川における土石流発生時刻

第1波	2010年7月4日 夜
第2波	2010年7月5日 未明
第3波	2010年7月5日 17:00
第4波	2010年7月7日 01:13
第5波	2010年7月7日 11:50
第6波	2010年7月8日 07:05
第7波	2010年7月8日 11:30

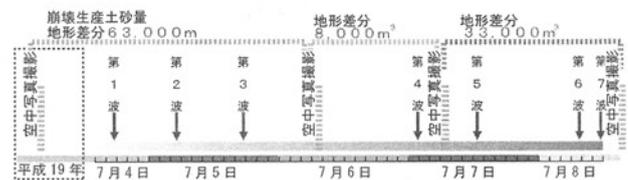


図-2 土石流発生時刻と地形計測時期

これらの検討から得られた結果は以下の通りである。

第1波～第3波で発生した土石流による生産土砂量（崩壊・侵食）の合計は約 $63,000\text{m}^3$ である。

第4波の土石流による生産土砂量（崩壊・侵食）の合計は約 $8,000\text{m}^3$ である。

第5波～第7波で発生した土石流による生産土砂量（崩壊・侵食）の合計は約 $33,000\text{m}^3$ である。

【第1波～第3波の土石流の生産土砂量の内訳】

第1波～第3波の土石流の生産土砂量の内訳についての正確な計測はなされていないが、第1波・第2波の土石流は、上流側の第2号堰堤でほぼ捕捉されることが確認²⁾されている。

また、2号堰堤の貯砂容量は $16,000\text{m}^3$ であるが、国土交通省国土技術政策総合研究所の調査によると異常堆積も確認されているため、第1波の生産土砂量（崩壊・侵食）は $15,000\text{m}^3$ ・第2波を $15,000\text{m}^3$ と想定³⁾されている。

また、第1波～第3波の土石流の生産土砂量総量が $63,000\text{m}^3$ ということは空中写真から計測されているため、第3波の土石流の生産土砂量（崩壊・侵食）を $33,000\text{m}^3$ ($63,000\text{m}^3 - 15,000\text{m}^3 - 15,000\text{m}^3$) と推定した。

【第5波～第7波の土石流の生産土砂量の内訳】

第5波～第7波の土石流の生産土砂量の内訳についても正確な計測はなされていない。このため、空中写真から計測された第5波～第7波の土石流の生産土砂量の総量(33,000m³)を第5波～第7波に均等に配分し、各土石流による生産土砂量(崩壊・侵食)は11,000m³と想定した。

【第1波～第7波の土石流の生産土砂量のまとめ】

想定した各土石流での生産土砂量(崩壊・侵食)を表-2に示す。

表-2 土石流の生産土砂量

土石流	生産土砂量(m ³)
第1波	15,000
第2波	15,000
第3波	33,000
第4波	8,000
第5波	11,000
第6波	11,000
第7波	11,000

(空隙を含む)

(2) 7波の土石流のピーク流量と土砂堆積形状

トライアル的に計算を行い実際の土砂堆積状況を再現できる7波の土石流のピーク流量(前方集中型の三角形ハイドログラフ)を表-3に示す。

表-3 7波の土石流のピーク流量

土石流	生産土砂量(m ³)	内部摩擦角(deg)	土石流ピーク流量(m ³ /s)	平均粒径(cm)	土石流の体積濃度(%)
第1波	15,000	30	187.5	5	48
第2波	15,000	30	187.5	5	48
第3波	33,000	25	412.5	5	48
第4波	8,000	25	160	5	30
第5波	11,000	25	165	5	40
第6波	11,000	25	165	5	40
第7波	11,000	25	165	5	40

(空隙を含む)

(3) 推定した土石流ピーク流量の検証結果

表-3に示した7波の土石流ハイドログラフで計算した土砂堆積形状・範囲と実際の土砂堆積形状を縦断、平面的に比較し、推定したハイドログラフの妥当性を示す。図-3に堆積形状を比較する縦断側線を示す。7波後の縦断的な土砂の堆積形状の比較図を図-4に示し、平面的な実際の土砂堆積形状を図-5、計算結果を図-6に示す。

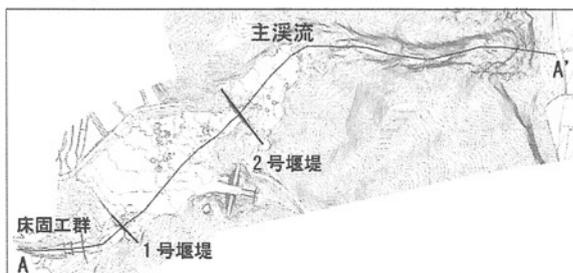


図-3 縦断測線

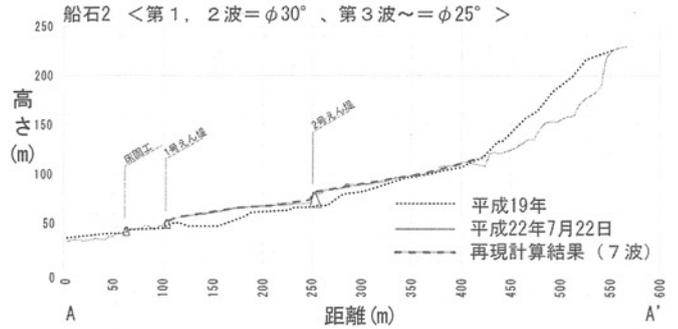


図-4 第7波後の縦断地形比較(実測・計算結果)

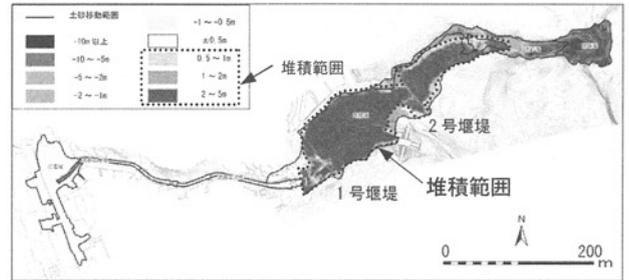


図-5 第7波後の氾濫範囲(実測)

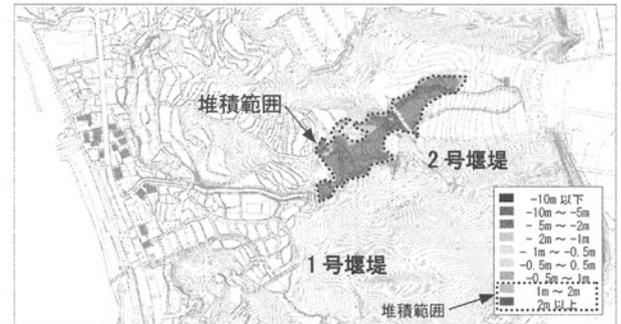


図-6 第7波後の氾濫範囲(計算結果)

また、船石川に設置されている2基の砂防堰堤に堆積した土砂量の比較を表-4に示す。

表-4 砂防堰堤に堆積した土砂量の比較

	実績	再現計算結果
1号堰堤	6.9万m ³	6.7万m ³
2号堰堤	2.1万m ³	2.1万m ³

7波後の土砂堆積形状の実測測量図と再現計算結果を比較した結果、今回推定した土石流ハイドログラフで土石流の流下・堆積状況がほぼ再現できることがわかる。

これらの結果から、無降雨時に発生した第3波の湧水量は土石流濃度を考慮すると約200 m³/s、その他の土石流でも約45~100 m³/sの湧水が瞬間的に発生したのではないかと推測できる。これらの流量は下流流路断面での氾濫状況からも概ね妥当であると判断できた。

3. 船石川2の地下集水面積と土石流ハイドログラフ

地下構造の3次元モデルを構築し、数値シミュレーション

ンによって推定した土石流の引き金となった湧水量を供給した地下集水面積の検討を行った。

(1) 船石川の地質概要

船石川の土石流の発生原因となった崩壊斜面を構成する地質は、四万十層と四万十層に貫入した細粒の花崗岩を基盤として上位から7万年～8万年前に堆積した田代火砕流より若い時代の火山灰層、田代火砕流、その下位に分布する8万年～9万年前の阿多火砕流からなる。

このうち、阿多火砕流は崩壊地周辺では非溶結でいわゆるシラスといわれている地層である。田代火砕流は溶結しており、柱状節理が発達し、地形的には急崖を形成している。田代溶結凝灰岩は非溶結層に挟まれており、上部非溶結層は地形的には比較的緩やかな斜面を形成している。また、田代火砕流堆積上面は平坦な火砕流台地となっており、この台地を覆って若い時代の火山灰層が分布している。

また、土石流発生直後には溶結部下部からの湧水が見られた。これは阿多火砕流からなる非溶結部に比べて、柱状節理が発達した溶結部の透水性が高いためだと考えられる。

(2) 船石川の地下集水面積の検討

柱状節理の発達した溶結部の下面が地下の集水面となっていると考えられる。また、図-7に示すように溶結部の断面は急崖部となっているため、表面地形のコンター間隔に着目することにより、溶結部の下部の湧水面の位置が推定できる。

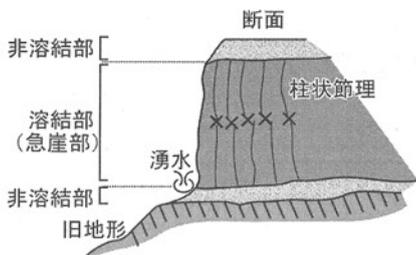


図-7 船石川崩壊斜面断面図

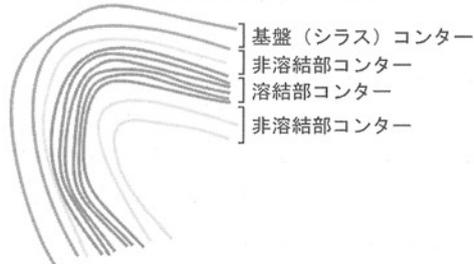


図-8 崩壊斜面コンター模式図

図-8に示すような狭いコンター間隔となっている溶結部下部地点を平面図上にプロットし、プロット地点の標高から地下の不透水層の役割をしている非溶結層の推

定面コンター図を図-9に示す。(黄色)

また、図-9に示す点線で囲んだ範囲は、船石川の湧水地点より上流の集水面積(不透水層の役割をしている地下の非溶結層の推定面のコンター図と南部の表面地形から判読した集水面積)を示す。この結果、船石川の集水面積は0.67km²となり、地表面から推定される集水面積0.23km²に比べて約3倍の地下の集水面積を有している可能性があることが分かった。

ただし、台地の北側に位置する場所にもU字上に刻まれた谷頭斜面(表面流無し)があり、図-9に示した集水面積から一部は北側のU字谷の方に流出している可能性もある。

また、地下水は表面流に比べて流出速度が小さいことから船石川2のような地下の集水面積が大きい溪流では、先行降雨がある一定値以上に達した場合には、降雨ピークより遅れて発生する土石流を考慮する必要がある。



図-9 不透水層面と地下集水面積

4. 地下集水面積の大きな溪流の抽出方法

鹿児島湾には図-10に示すように、始良カルデラや阿多カルデラがあり、カルデラ周辺にはカルデラ壁が分布する。カルデラ壁を流域に持つ溪流は船石川2と同様の地質構造を持っているため、急崖部の背後に大きな地下の集水域を持っている可能性がある。このため、カルデラ壁を流域に持つ溪流の中には、船石川2と同様に先行降雨や湧水の影響を考慮した個別の警戒避難基準が必要となる可能性がある。

このように大きな地下集水域を持つ溪流は、他の溪流に比べて流域面積が小さくても、降雨後の流量の減衰はより緩慢であると考えられる。無降雨時(降雨後2～3日経過時点)の溪流の流量と計測地点より上流の流域面積に対する比流量が他の溪流よりも大きければ、船石川2と同様な特徴を有する溪流の可能性が高い。

また、比流量が大きな溪流で過去に先行降雨を考慮する必要のある土石流の発生の有無を確認し、無降雨

時の比流量計測による先行降雨の影響が大きい溪流抽出方法の有効性を検証する。

(1) 調査地点と降雨量

比流量の調査は過去に土石流が発生しており、土石流発生時刻が明確な溪流を対象とした。無降雨時の比流量調査を実施した 13 溪流を図-10 に示す。

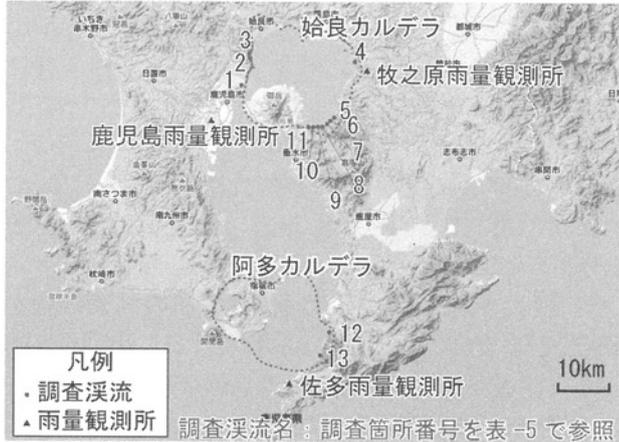


図-10 調査地点と雨量観測所位置図

また、調査範囲での降雨が全域でほぼ同様であることを確認するために、調査地域全域を代表する鹿児島、牧之原、佐多雨量観測所での平成 24 年 4 月の累加雨量を図-11 に示す。図-11 から調査 2 日前の 4 月 25 日に日雨量約 50mm/day の比較的大きな降雨があり、その後、調査を実施した平成 24 年 4 月 27 日～28 日まで、ほぼ無降雨状態であった。

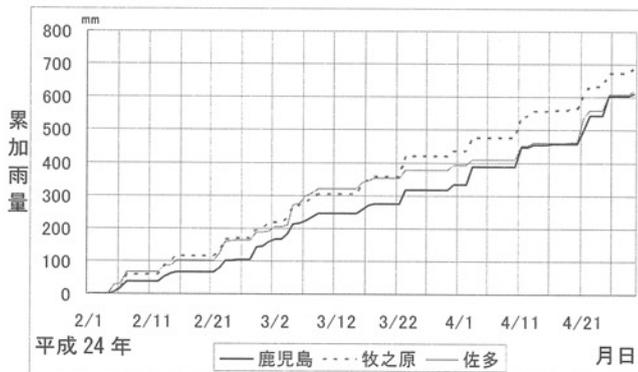


図-11 鹿児島、牧之原、佐多雨量観測所の累加雨量

(2) 無降雨時の比流量計測

表-5 に調査溪流と無降雨時の比流量を示す。

調査の結果、各溪流の比流量は $0.01 \sim 0.21 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ と有意な差があることが分かった。

船石川 2 の比流量は $0.12 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ であり、比流量が $0.1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ 以上であった溪流は、花倉第 4 谷、中浜谷、平野川、辺田川、冷川の 5 溪流であり、これらの溪流での地下水の影響が大きいと考えられる土石流災害が発生していないか調査を実施した。

調査の結果、これらの溪流のうち花倉第 4 谷以外の

溪流での過去の土石流発生タイミングは、通常の土石流警戒避難基準で対応可能な豪雨時に発生しているため、地下水の影響が大きな土石流が発生しているかどうかの判断は困難であったが、比流量 0.06 の第 1 白浜川においても源頭部付近からの多量の湧水が滝となっていることが確認できた。(写真-2)

表-5 無降雨時の比流量

No	溪流名	地表流域面積 A(km ²)	流量 Q(m ³ /sec)	比流量Q/A (m ³ /sec/km ²)
1	花倉第4谷	0.011	0.0013	0.12
2	(仮)平松神社本流北	0.059	0.0034	0.06
3	第1白浜川	0.153	0.0092	0.06
4	浦町谷2	0.028	0.0005	0.02
5	中浜谷	0.108	0.0115	0.11
6	第4中浜川	0.161	0.0085	0.05
7	観音川	0.920	0.0383	0.04
8	平野川	1.782	0.1785	0.10
9	辺田川	2.370	0.3213	0.14
10	冷川	0.159	0.0340	0.21
11	大迫川	1.213	0.0126	0.01
12	船石川2(崩壊側支川)	0.029	0.0035	0.12
13	炭屋川2	0.823	0.0184	0.02



写真-2 第 1 白浜川の湧水

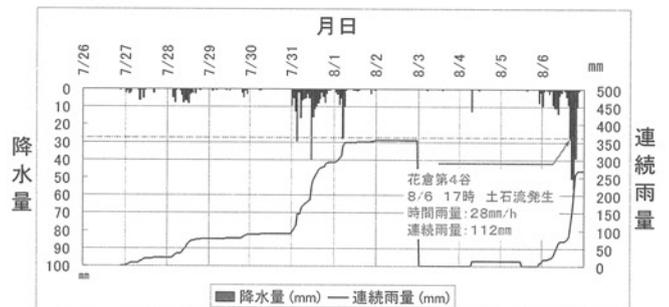


図-12 降雨と土石流発生タイミング (花倉第 4 谷)

図-12 に示す平成 5 年 8 月 6 日の花倉第 4 谷における土石流発生時の降雨強度は 28 mm/hr であり、発生までの連続雨量 112 mm であったが、約 1 週間前の 7 月 31 日には降雨強度 28 mm/hr 、連続雨量 350 mm の降雨があつたにもかかわらず、土石流は発生していない。

そのため花倉第 4 谷での土石流の発生は地下水が大きく関係している可能性があることが分かった。

これらのことから、湧水の位置等にもよるが無降雨時の比流量が大きな溪流ほど、降雨ピークから遅れたタイミングで土石流が発生したり、先行降雨が大きい状況では比較的小さな降雨の時でも土石流が発生する可能性があることが分かった。

(3) 船石川 2 および花倉第 4 谷における土砂災害の危険度評価手法

地下水の影響を考慮した土砂災害発生の危険度を評価する最もシンプルな指標として実効雨量が挙げられる。地下水の影響が大きい流域では、通常の実効雨量に比べて長期間の先行降雨が影響を及ぼしている可能性があるため、半減期を長く設定する必要があるが、地質構造が流域毎に異なるため、流域毎に半減期を設定する必要がある。

船石川 2 における半減期の設定においては、今回の土石流と平成 19 年 7 月 14 日に発生した土石流の発生タイミングを説明できる実効雨量の半減期を検討した。

また、図-12 に示したように花倉第 4 谷では平成 5 年 7 月 31 日に比較的大きな降雨が発生したが土石流は発生せず、それよりも降雨量が少ないと考えられる 8 月 6 日の 16:30 時点で土石流が発生したことに着目し、これらの土石流の発生タイミングを説明できる半減期をトライアル的に算出した。その結果、図-13 に示すように船石川 2 では半減期 1100 時間(約 6 週間)の実効雨量が約 1100 mm を超えた時点でこれらの 2 回の土石流が発生している。(半減期の時間をトライアル的に増やして算出した場合、2 回の土石流発生時刻がともに実効雨量を超えるのは、1100 mm に達したときであった。)

船石川 2 で 7 回発生した土石流の第 1 波は、上記の半減期で発生しているが、その後は、先行して発生している土石流により、湧水箇所の詰まりや抜けの影響があるため、正確には実効雨量だけでは説明できない。

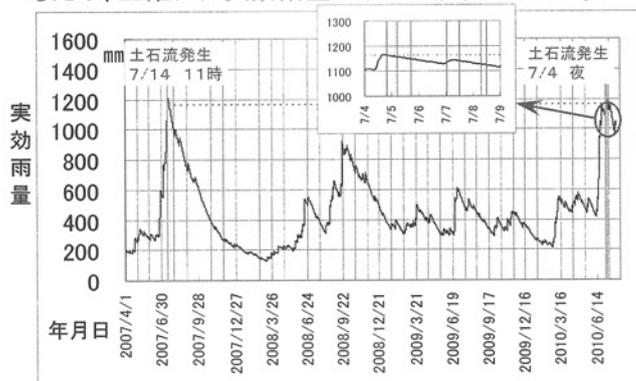


図-13 船石川の土石流発生時の実効雨量(半減期 1100 時間)

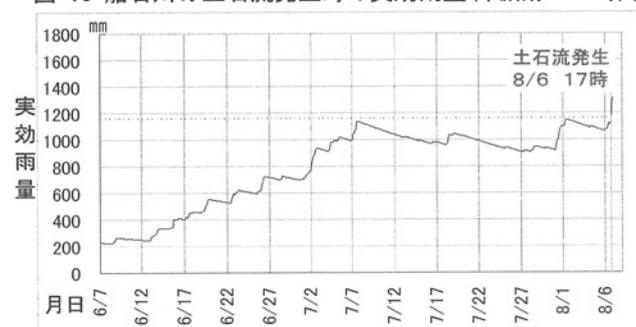


図-14 花倉谷の土石流発生時の実効雨量(半減期 800 時間)

また、花倉第 4 谷では、図-14 に示すように、7 月 31 日の豪雨時よりも 8 月 6 日の実効雨量の値が大きくなるようにするためには、半減期を 800 時間以上に設定する必要があることが分かった。

5. 結論

警戒避難基準を検討するうえで、地下水の影響が大きく比較的長期間の先行降雨を考慮すべき溪流の抽出方法として、無降雨時の比流量の計測はある程度有効であることが分かった。また、危険度評価に用いる実効雨量の半減期は流域によって異なる⁴⁾と考えられるが、半減期 1000 時間程度の比較的長期の降雨を対象とした実効雨量と土石流の発生タイミングに関係が有ることも分かった。

今後は、無降雨時の比流量およびその減衰過程を調査し、比流量の減衰速度と危険度評価に用いる実効雨量の半減期の関係をとらまとめ、カルデラ壁を流域に持つ溪流の危険度評価に役立てたい。

さらに、比流量計測のために必要な構造物等がない溪流における精度の高い流量計測方法の確立や地下水の温度が年間を通して一定であることに着目し、流水温度による表面流に対する地下水の寄与率等の研究を行っていきたい。

謝辞：本研究の実施にあたり、ご助言を頂いた北海道大学大学院丸谷知己教授、笠井美青準教授、鹿児島大学下川理事、資料提供していただいた瀬戸口氏、門前氏、稲氏をはじめとする鹿児島県砂防課の皆様感謝いたします。

参考文献

- 1) 地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳：南九州の火山地域における崩壊の水文地形学的検討，地すべり，Vol.36，No.4，pp.14-21，2000.
- 2) 小山内信智・武澤永純：南大隅町土石流災害調査概要 国総研砂防研究室
- 3) 消防防災博物館 HP「鹿児島県南大隅町の深層崩壊について 鹿児島大学農学部教授 下川悦郎」
http://www.bousaihaku.com/cgi-bin/hp/index2.cgi?ac1=B414&ac2=B41407&ac3=6304&Page=hpd2_view
- 4) 森池寛通・恩田裕一・辻村真貴・堀内成郎・赤沼隼一・唐木理富：異なる流域面積の流量観測による長期雨量指標の設定方法の検討，砂防学会誌，62(1)，pp.32-39，2009-05-15 砂防学会