

博士論文

火砕流噴火後の土石流発生要因の変遷に  
関する研究

(A Study on Temporal Change of Debris-flow  
Causative Factors after Pyroclastic Eruption)

2019年9月

平川 泰之



立命館大学審査博士論文

火砕流噴火後の土石流発生要因の変遷に関する研究

( A Study on Temporal Change of Debris-flow  
Causative Factors after Pyroclastic Eruption )

2019 年 9 月

September 2019

平 川 泰 之

HIRAKAWA Yasuyuki

主査： 里深 好文 教授

Principal referee: Professor SATOFUKA Yoshifumi



## 論文要旨

火山噴火後には、細粒火山灰による浸透能低下によって土石流が頻発化する事例が多いことが広く知られている。しかし従来、この分野の研究対象は主に噴火中～噴火直後を対象としており、一定期間が経過した後の土石流発生実態についてはあまり着目されてこなかった。雲仙普賢岳においては噴火終息から 20 年を経過した近年においても年 1 回程度の頻度で土石流が発生しているが、細粒火山灰による浸透能低下を土石流発生の主要原因とする従来理論では、この実態を説明できない。我が国には多くの活火山が有るため、噴火中および直後の著しい土石流頻発期間が終わっても、その後もある程度の高頻度で土石流発生が継続するのであれば、その発生要因や発生場所を予測することは、土砂災害対策の上で重要である。そこで本研究では、その予測を行うための基礎研究として、雲仙普賢岳における近年の土石流発生場所の特徴を明らかにし、発生要因を考察することを目的とした。

まず、航空レーザ計測等による地形解析や現地観測によって、近年の土石流発生源を特定し、その地形・地質特性を整理した。その結果から、「上流斜面は新規火砕物に覆われているが、溪流の途中で難透水性の地山が露出すると表流水が発生しやすくなり、その下流に急勾配な堆積土砂が存在すれば土石流が発生しやすくなる」という土石流発生モデル(仮説)を提案した。次に、噴火前後の地形データを用いた地形解析の結果、土石流発生モデルと同じ(または近い)条件にある場合に近年土石流が発生しやすいことを確認できた。さらに、土石流発生源より上流の地山露出地点付近で現地水文観測を行い、降雨流出応答を評価した結果、地山露出地点で地下水が湧出、あるいは浸透流が地表に流出していることが示唆され、土石流発生モデルと整合的であった。これらによって土石流発生モデルの妥当性を検証した。

これらの研究結果を踏まえて、火砕流噴火後の土石流発生主要因は、細粒火砕物による浸透能低下(第Ⅰステージ)から、地山と新規火砕物の不連続性に起因する表流水集中と差別侵食(第Ⅱステージ)に移行するというステージ移行の概念を提案した。さらに噴火前後の地形解析結果を基にして、第Ⅱステージにおいては「溶岩流地形の周辺で、火砕流堆積深 50m 程度以下かつ勾配 15 度以上のエリア」を目安として、土石流発生の要注意溪流を予測できる可能性があることを示した。

平川 泰之  
2019 年 9 月



# 目次

## 内容

第 1 章 序論 .....	1
1.1. 研究の背景と目的.....	1
1.2. 用語の定義.....	1
1.3. 本論文の構成.....	1
第 2 章 雲仙普賢岳における平成噴火とそれによる土石流の概要 .....	3
2.1. 平成噴火の概要 .....	3
2.2. 土石流および土砂流出の概要 .....	6
2.2.1. 土石流発生状況と氾濫範囲.....	6
2.2.2. 土石流発生回数と流出土砂量の推移.....	8
第 3 章 近年の主要な土石流発生源の特定と土石流発生モデル（仮説）の提案 .....	12
3.1. 概説.....	12
3.2. 研究対象流域.....	12
3.3. 調査方法.....	15
3.4. 調査結果.....	17
3.4.1. 主要な土石流発生源の特定.....	17
3.4.2. 侵食部と地形・地質の関係.....	22
3.5. 考察 ～炭酸谷における土石流発生モデル（仮説）の提案～.....	25
3.6. 本章のまとめ.....	26
第 4 章 各溪流の地形データ解析による土石流発生モデル適合性の検証.....	28
4.1. 概説.....	28
4.2. 研究対象流域.....	28
4.3. 調査方法.....	31
4.3.1. 使用した地形データ .....	31
4.3.2. 縦横断測線の設定と堆積・侵食深算出方法 .....	32
4.3.3. 地山の透水性の評価 .....	33
4.3.4. 土石流発生状況の評価.....	36
4.4. 調査結果および考察 .....	37

4.4.1.	炭酸谷における土石流発生モデルとの整合性確認.....	37
4.4.2.	他の溪流における土石流発生モデル適用可能性の検証 .....	39
4.4.3.	土石流発生を助長する地形・地質的条件.....	46
4.5.	本章のまとめ.....	48
第 5 章	現地水文観測に基づく降雨流出応答による土石流発生モデルの検証.....	49
5.1.	概説.....	49
5.2.	研究対象流域.....	49
5.3.	研究方法.....	52
5.3.1.	現地水文観測の方法 .....	52
5.3.2.	降雨・流出応答の解析方法.....	54
5.4.	調査結果と考察 .....	57
5.4.1.	降雨・流出の概況.....	57
5.4.2.	CSI による最適半減期・最適積算時間の評価.....	60
5.4.3.	土石流発生モデルとの対応.....	62
5.5.	本章のまとめ.....	63
第 6 章	火砕流噴火後の土石流発生主要因の変遷と発生場の予測方法 .....	64
6.1.	概説.....	64
6.2.	噴火中および噴火直後の土石流発生要因に関するレビュー .....	64
6.3.	現地浸透能試験 .....	67
6.3.1.	調査方法 .....	67
6.3.2.	調査結果.....	69
6.4.	土石流発生主要因に関するステージ移行の概念.....	70
6.5.	新規火砕物と地山の不連続性に起因する土石流発生場の予測方法.....	71
第 7 章	結論 .....	74

## 第 1 章 序論

### 1.1. 研究の背景と目的

一般に、火山噴火によって斜面に火砕物が堆積すると、地形や水文環境の激変によりリル・ガリの発達や生産・流出土砂量の増加、土石流の頻発化といった影響がもたらされるが、噴火活動終息後の時間経過とともに急速にそれらの影響が減少していくことが知られている。このような実態は例えば、有珠山の 1977～78 年噴火（門村ら，1988）、セントヘレンズ山の 1980 年噴火（Collins and Dunne, 1986）、雲仙普賢岳の 1990 年～1995 年噴火（寺本ら，1996，1997，2002，2003，2004；山越・諏訪，1998）などで研究されている。一般的には土石流頻発化とその後の収束の主な要因は、細粒火山灰による浸透能低下と、その後の細粒分流出や植生回復であると考えられている（例えば、西田ら，1996；山越ら，2001；寺本ら，2003 など）。この点に関する詳細なレビューは 6.2 で後述する。

一方、雲仙普賢岳周辺の火砕流堆積斜面においては、噴火直後よりは土石流発生頻度は低下したとは言え、1995 年の噴火活動終息から 20 年が経過した近年においてもなお、一部の溪流で年 1 回程度の高頻度で土石流が発生している（詳細は第 2 章で述べる）。火砕流堆積斜面のほぼ全域が植生に覆われ、浸透能が噴火前と同程度にまで回復していると考えられる現状（寺本ら，2004）を踏まえると、上述の理論では近年も高頻度で土石流が発生している実態を説明できない。すなわち近年の雲仙普賢岳は、細粒火山灰による浸透能低下を主要因とした土石流頻発期間は既に過ぎており、何か別の要因によって土石流発生が支配される新たなステージに移行しているのではないかと、筆者は考えた。

我が国には多くの活火山が有り、今後も雲仙普賢岳と同様、火砕流噴火とその後の土石流頻発が発生する可能性がある。噴火中および直後の著しい土石流頻発期間が終わったとしても、その後もある程度の高頻度で土石流発生が継続するのであれば、その発生要因や発生場所を予測することは、噴火後の土砂災害対策の上で重要であると考えられる。そこで本研究では、その予測を行うための基礎研究として、雲仙普賢岳における近年の土石流発生場所の特徴を明らかにし、発生要因を考察することを目的とした。

### 1.2. 用語の定義

本研究では、雲仙普賢岳における 1990 年～1995 年の一連の噴火活動を「平成噴火」と呼ぶ。平成噴火によって堆積した火砕流堆積物を「新規火砕物」と呼び、それ以前から存在した地盤を「地山」と呼ぶ。航空レーザ計測のことは Laser Profiler を略して「LP」と呼ぶ。

### 1.3. 本論文の構成

本論文の構成は以下のようである。

第 1 章は序論であり、研究の背景と目的、および各章の構成と概要を述べる。

第 2 章では、平成噴火とそれに伴う土石流の実態について、既往の報告・研究をレビュー

一しながら概要を述べる。

第 3 章では、近年の主要な土石流発生源の特定と土石流発生モデル（仮説）について述べる。航空レーザ計測等による地形解析や現地観測の結果から、近年の土石流発生源を特定した。地形・植生判読や現地踏査の結果を基に、土石流発生源付近の地形・地質特性を整理した。その結果、上流斜面は新規火砕物に覆われているが、溪流の途中で難透水性の地山が露出すると表流水が発生しやすくなり、その下流に急勾配な堆積土砂が存在すれば土石流が発生しやすくなる、という土石流発生モデル（仮説）を提案した。

第 4 章と第 5 章では、第 3 章で提案した土石流発生モデルの検証について述べる。第 4 章では、噴火前後の地形データを用いた地形解析を行い、各溪流で「地形・地質条件が土石流発生モデルを満たすか否か」と「近年土石流が発生しているか否か」の整合状況を確認した。その結果、土石流発生モデルで実際の土石流発生状況を概ね説明可能であった。

第 5 章では、土石流発生源より上流の地山露出地点と非露出地点で現地水文観測を行い、両者の降雨流出応答を比較した。その結果、地山露出地点で地下水が湧出、あるいは浸透流が地表に流出していることが示唆され、土石流発生モデルと整合的であった。これらの土石流発生モデルの検証結果から、難透水性の地山の露出によって表流水が発生しやすくなることから、近年の土石流発生の主要因であると考えた。

第 6 章では、火砕流噴火後の土石流発生要因の変遷について述べる。はじめに火砕流噴火後の土石流発生要因に関する従来の研究をレビューした上で、筆者が近年行った現地浸透能調査の結果を示し、従来の土石流発生要因とされた「細粒火砕物による浸透能低下」は既に解消していることを確認した。この結果と第 5 章までの研究結果を踏まえて、火砕流噴火後の土石流発生主要因の時間的変遷についてステージ移行の概念を提案した。すなわち土石流発生の主要因は、第 I ステージでは細粒火砕物による浸透能低下、第 II ステージでは地山と新規火砕物の不連続性に起因する表流水集中と差別侵食であると考えた。さらに第 4 章で行った噴火前後の地形解析結果を基にして、第 II ステージにおける土石流発生場の予測方法を提案した。

第 7 章では、本研究成果の要約と今後の研究課題について述べる。

## 第 2 章 雲仙普賢岳における平成噴火とそれによる土石流の概要

長崎県島原半島に位置する雲仙岳では、1990 年～1995 年の平成噴火によって溶岩ドームが形成されるとともに、溶岩ドーム崩壊に起因する火砕流が多発した。また、噴火後の降雨によって土石流が頻発した。本章では、既往の調査・研究のレビューによって、これらの概要を述べる。

### 2.1. 平成噴火の概要

以下に平成噴火の概要を述べるが、特に断らない限り出典は Nakada et al. (1999), Ui et al. (1999) および雲仙岳災害記念館 (2003) である。

長崎県島原半島に位置する雲仙岳普賢岳では、1990 年 11 月 17 日、山頂近くの地獄跡火口と九十九島火口で小規模な水蒸気噴火が発生した。その後しばらくは噴火は無かったが、1991 年 2 月 12 に屏風岩新火口で火山灰放出を伴う噴火が発生し、マグマ水蒸気噴火が断続した後、1991 年 5 月 20 日には地獄跡火口内にデイサイト溶岩が出現しているのが確認された。溶岩は火口内で破碎しながら成長を続けて溶岩ドームとなり、やがて火口東縁を越え、溶岩ドーム崩壊型（メラピ型）火砕流となって流下するようになった（図- 1）。最初の火砕流が確認されたのは 1991 年 5 月 24 日である。

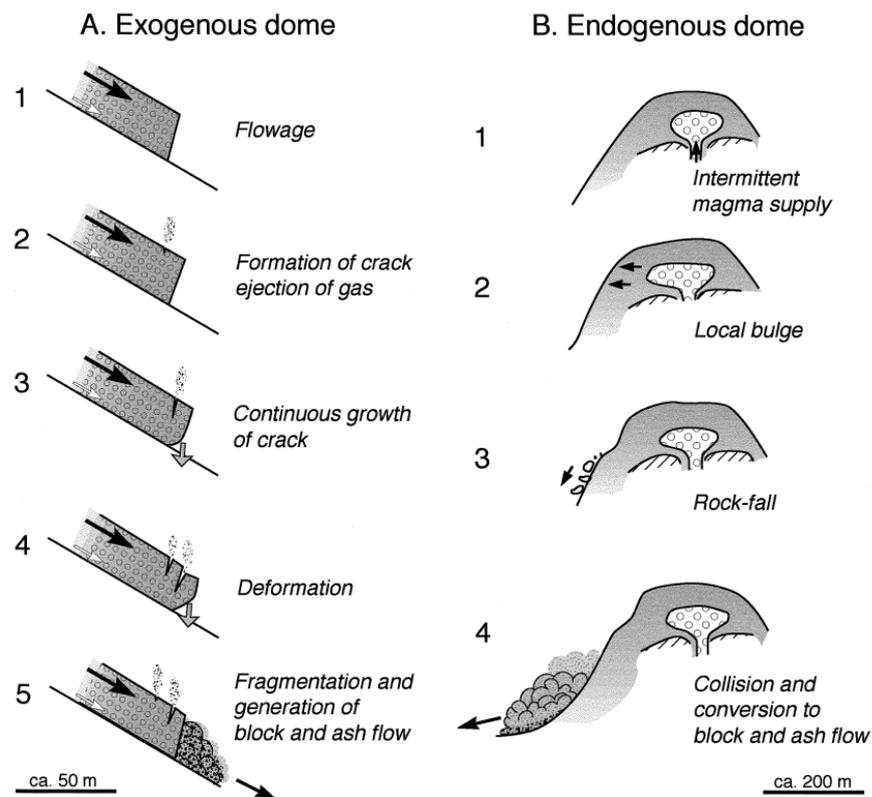


図- 1 溶岩ドーム崩壊による火砕流発生モデル図 (Ui et al., 1999)

Fig. 1 Models for the initiation of block and ash flows generated by gravitational collapse (Ui et al., 1999)

その後、溶岩ドームの形成と崩壊、およびそれによる火砕流が頻発した。溶岩ドームは途中からは斜面上に垂れ下がるように定置したため溶岩ローブと呼ばれるようになり、最終的には13個の溶岩ローブが出現した。現在、普賢岳東斜面に見られる大きな岩塊は、第11ローブにあたる(図-2)。火砕流の発生回数は約9400回に及び、そのうち1回(プレー型)を除く全てが溶岩ローブ崩壊によるもの(メラピ型)である。特に大規模な火砕流は1991年の6月3日(DRE換算50万 $m^3$ )、6月8日(同70万 $m^3$ )、および9月15日(同100万 $m^3$ )の3回で、このうち6月3日の火砕流では43名が死亡した。

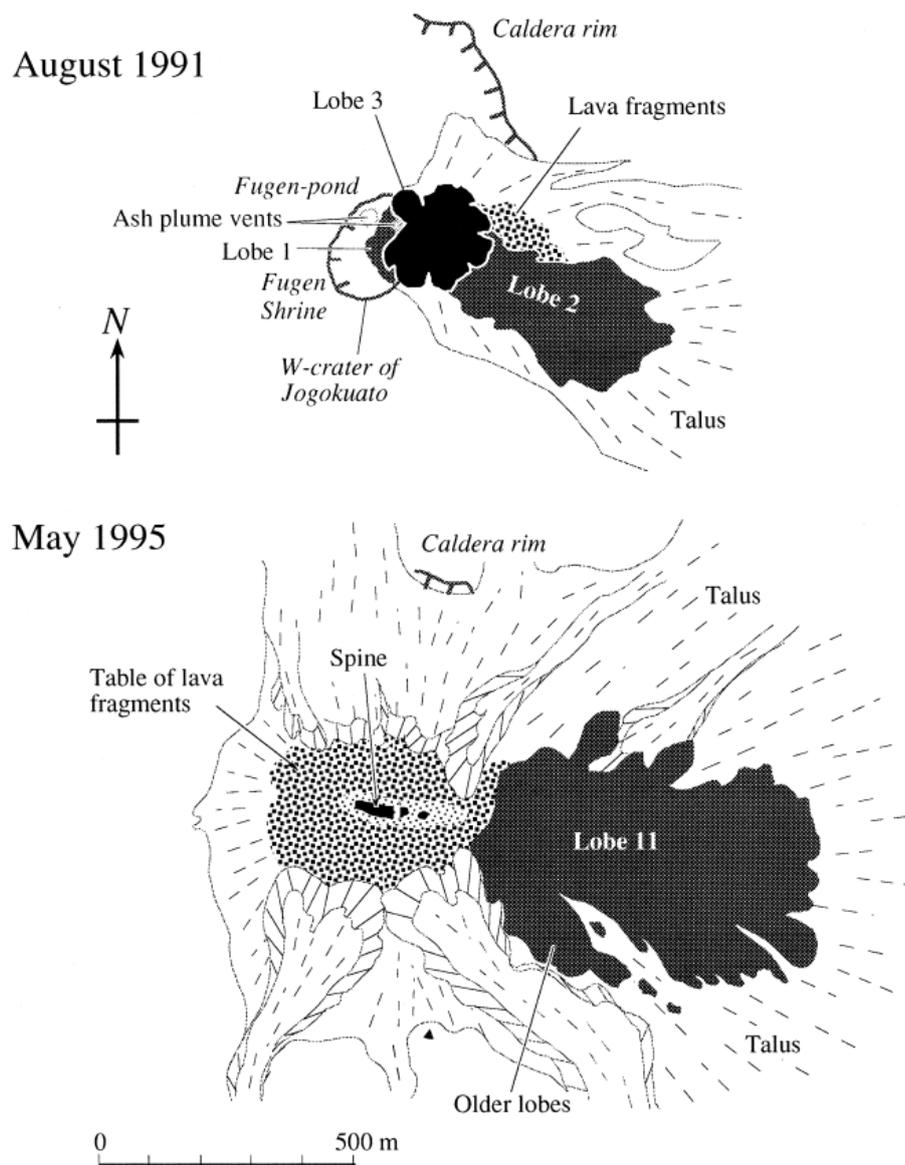


図-2 噴火活動初期と最終期における溶岩ドームの見取り図(Nakada et al., 1999)

Fig. 2 Map views of lava domes in early and later stages of the activity

火砕流は、普賢岳東側の周辺の水無川（赤松谷とおしが谷を含む）や中尾川流域に流下し、火砕流堆積物からなる広大な裾野を作った。火砕流の到達距離は次第に延びていき、1991年6月8日の火砕流は溶岩ドーム崩壊地点から5.5km下流にあたる国道57号付近まで流下した（図-3）。

1993年頃から火砕流の発生回数は次第に減少し（図-4）、1996年5月30日には、九州大学島原地震火山観測所が「噴火終息」を発表した。1995年までに噴出したマグマの総量はDRE換算2.1億m<sup>3</sup>で、そのうち火砕流堆積物の総量は同1.2億m<sup>3</sup>とされる（石川ら、1996）。

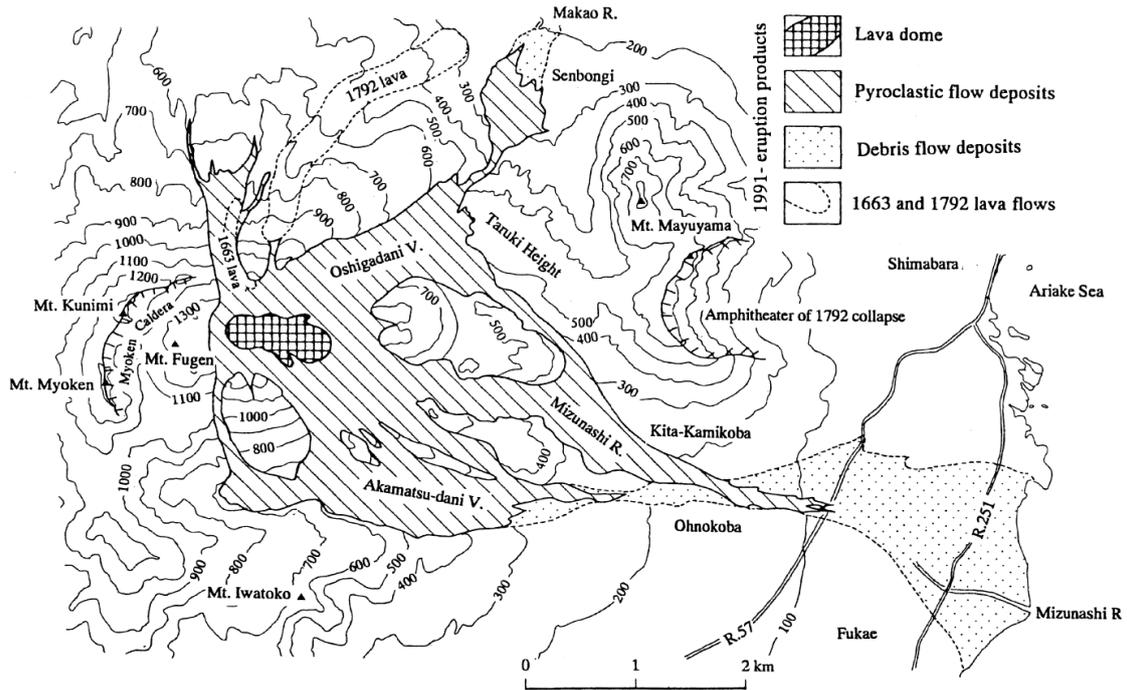


図-3 1991-1995年の火砕流・土石流堆積物の概略分布(Nakada et al., 1999)  
 Fig. 3 Map showing simplified distribution of pyroclastic-flow and debris-flow deposits during 1991-1995 (Nakada et al., 1999)

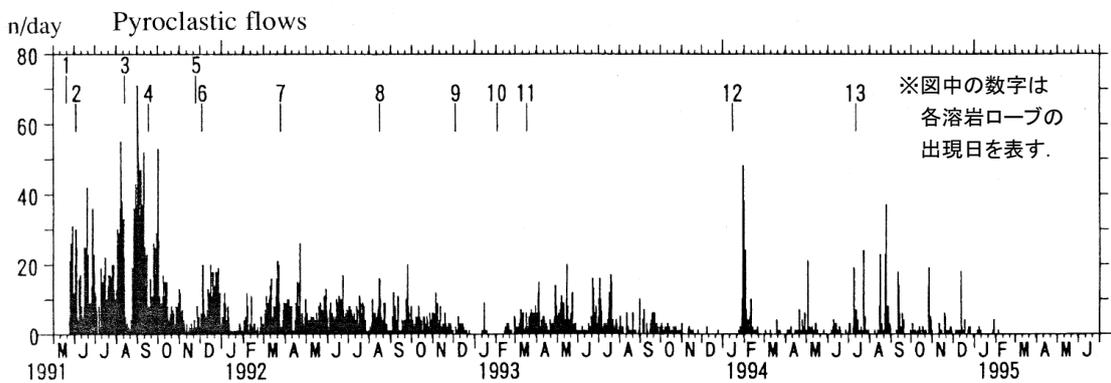


図-4 1991年5月～1995年6月の火砕流の日発生回数(modified Nakada et al., 1999)  
 Fig. 4 Daily numbers of pyroclastic flows during May 1991 - June 1995 (modified Nakada et al., 1999)

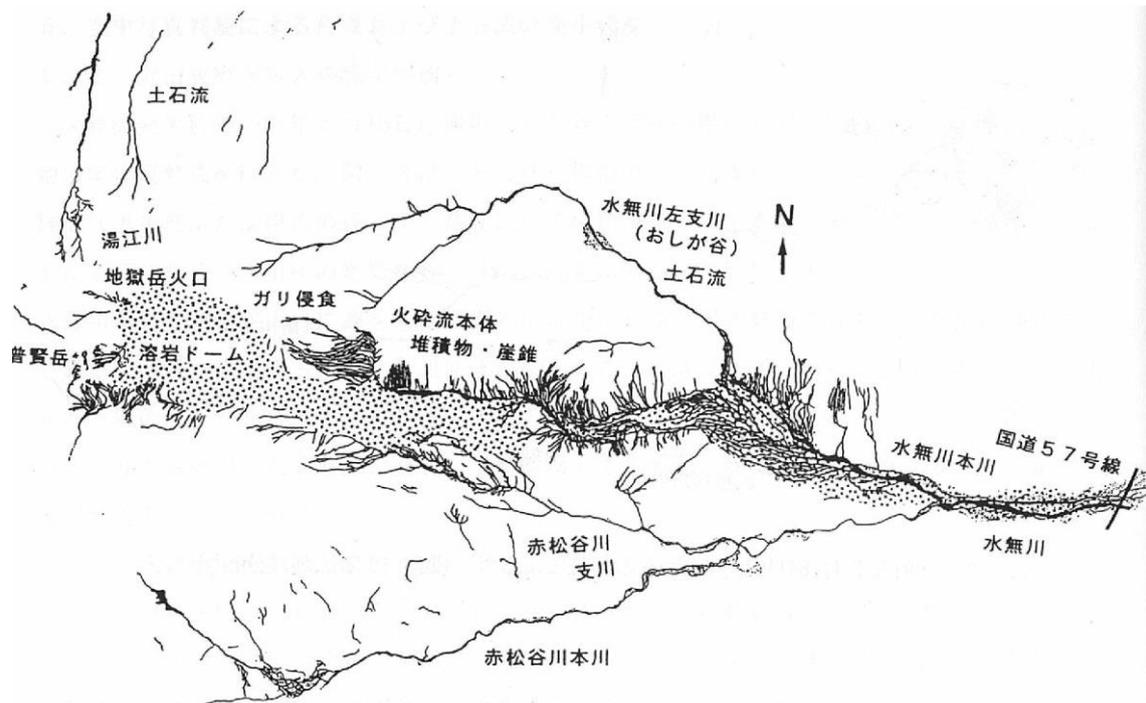
## 2.2. 土石流および土砂流出の概要

### 2.2.1. 土石流発生状況と氾濫範囲

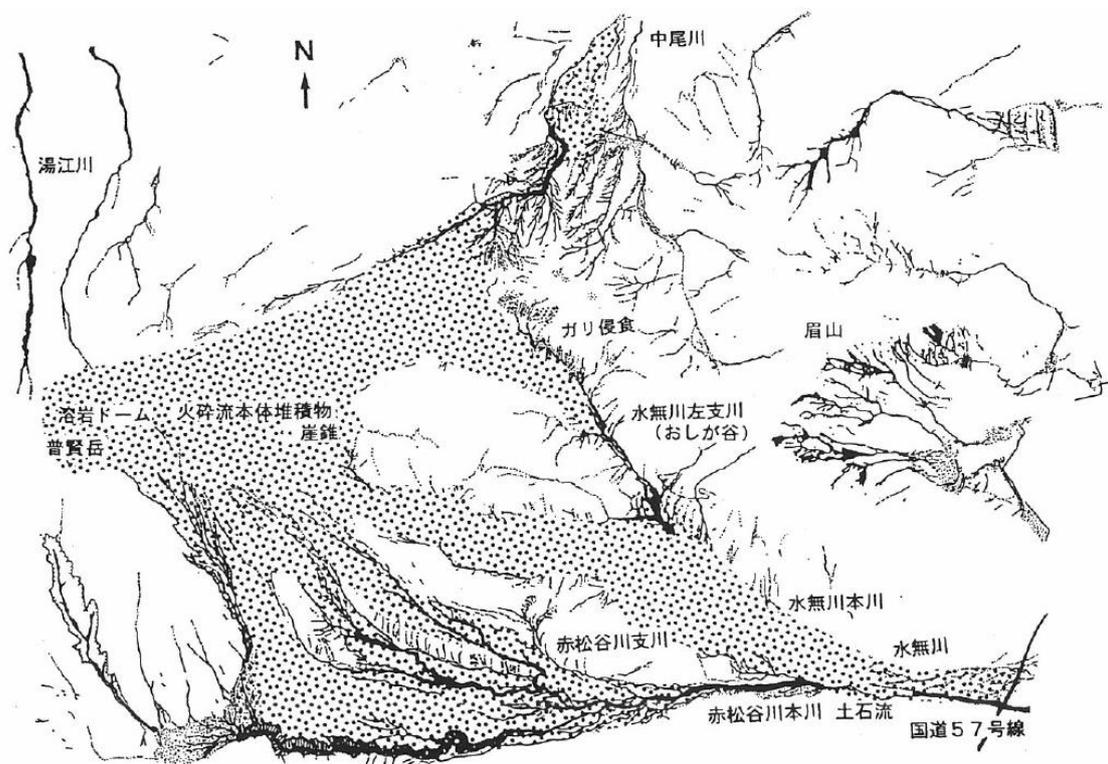
平成噴火に追隨して，土石流が頻発するようになった。

下川・地頭藪（1994）によれば，最初に土石流が確認されたのは1991年5月15日で，これは最初の火山灰放出（2月12日）から約3ヶ月後であり，流出土砂量は約7万 m<sup>3</sup>であった。一方，火砕流発生が開始（5月24日）してからは，流出土砂量数万～100万 m<sup>3</sup>程度の土石流が何度も発生した。当初は，火砕流堆積物上のガリ発達は貧弱で，細粒火砕物に覆われた斜面のガリ侵食が土石流発生源となり，その下流の火砕流堆積物を侵食していた（図－5(a)）。さらに1993年以降は火砕流堆積物上での大規模なガリ侵食が主要な土石流発生源になったとされ（図－5(b)），これに対応するように1993年には大規模な土石流が発生した。

土石流の流下到達点は，1991年6月30日に既に有明海まで達した。その後も何度も水無川下流では土石流が氾濫し，最終的には図－3で示されたように，水無川下流域の広い扇状エリアが土石流氾濫原となった。



(a) 1991年7月8日撮影

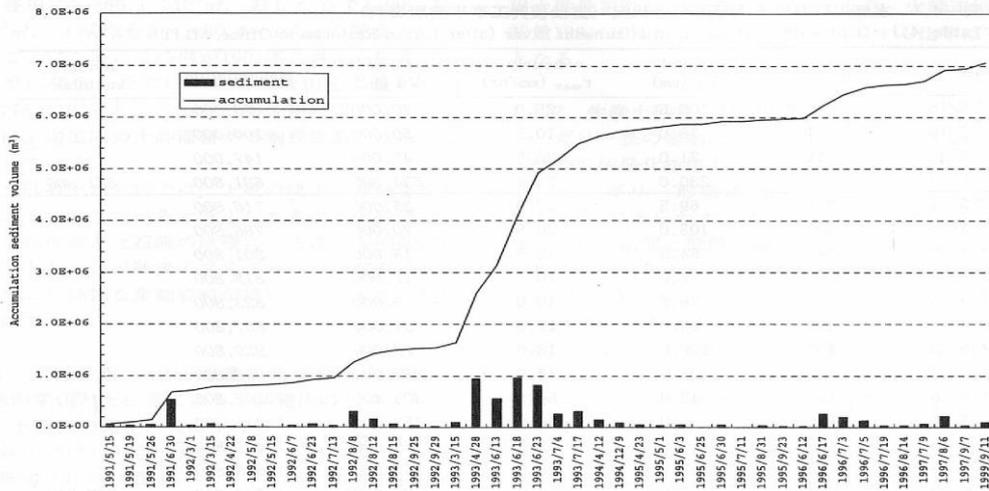


(b) 1993年7月24日撮影

図一 5 空中写真判読によるガリ侵食・土石流跡地分布図(下川・地頭蘭, 1994)  
 Fig. 5 Distribution of gully and debris flow trace interpreted from aerial photographs

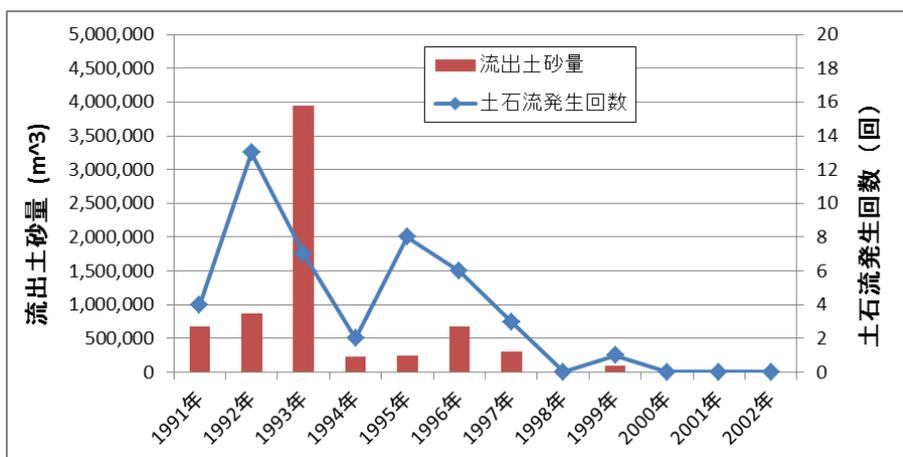
## 2.2.2. 土石流発生回数と流出土砂量の推移

安養寺（2004）によると、水無川における1991年～1999年の土石流の流出土砂量は図－6に示すようである。1回の流出土砂量が50万 m<sup>3</sup>を超える大規模な土石流は、1991年に1回、1993年に4回発生したが、その後は発生していない。ここでは国道57号（図－3参照）まで到達した場合を1回の土石流としてカウントしている。また安養寺（2004）が示したデータを元に1年間の土石流流出土砂量と発生回数をグラフ化したものが図－7である。流出土砂量は1993年、発生回数は1992年をピークとしてそれ以降は明瞭な現象傾向にあることがわかる。1998年以降の5年間では1回、10万 m<sup>3</sup>の流出があったのみである。



図－6 水無川で発生した土石流の累加土砂量曲線(安養寺, 2004)

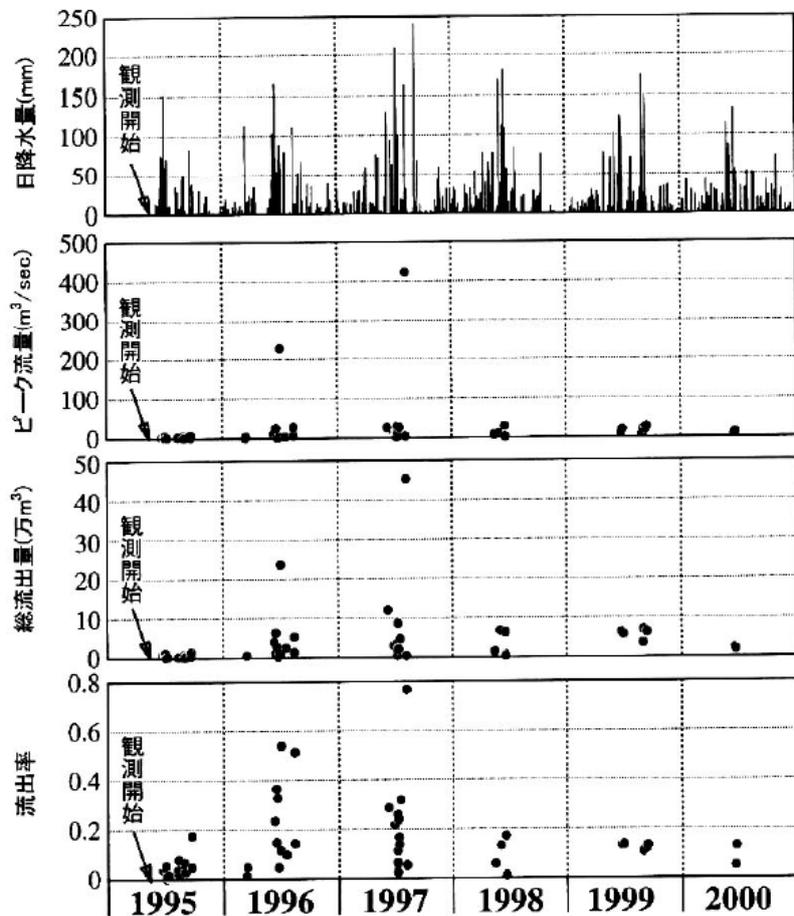
Fig. 6 Accumulated sediment discharge volume of debris flows in Mizunashi River (Anyoji, 2004)



図－7 水無川で発生した土石流の年間流出土砂量と年間発生回数  
(安養寺(2004)のデータを元に作成)

Fig. 7 Annual sediment yield and annual occurrence number of debris flow in Mizunashi River (based on data shown in Anyoji (2004))

寺本ら（2002）は赤松谷川における現地観測結果から、1995年～2000年における土石流の流出土砂量等の経年変化を図示した（図－8）。ただし土石流発生の確認地点が安養寺（2004）よりも上流であるため、土石流発生回数が多くカウントされている。図－8を読み取ると、年間土石流発生回数は1995年～1997年はそれぞれ十数回程度であるが、その後漸減し2000年には2回となっている。1回あたりの総流出量は1997年に1回突出して大きいものがあるが、それを除くと1996年をピークとして漸減している。さらに寺本ら（2003）は赤松谷川について、複数時期の空中写真判読によって期間内の生産土砂量を算出し、また現地観測結果から同期間内の流出土砂量を算出した。この結果（図－9）からは、1997年9月以降は生産・流出土砂量が経年的に減少していることがわかる。



図－8 赤松谷川における土石流のピーク流量，総流出量および流出率の経年変化  
（寺本ら，2002）

Fig. 8 Temporal variation of peak discharge, total runoff and runoff ratio of debris flow  
in Akamatsu-dani river (Teramoto et al., 2002)

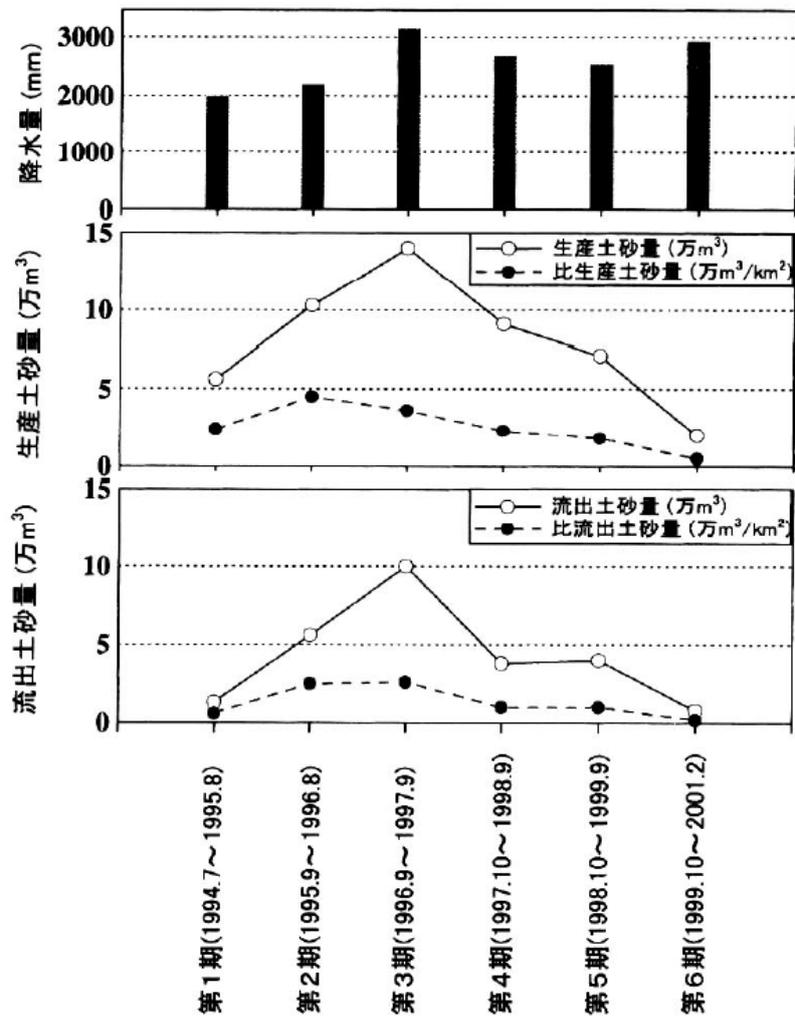


図- 9 赤松谷川における期間別の生産土砂量および流出土砂量の経年変化(寺本ら, 2003)

Fig. 9 Temporal variation of sediment production and sediment yield in Akamatsu-dani river (Teramoto et al., 2003)

一方、雲仙復興事務所では2009年以降、直轄砂防工事区間まで土石流が流下した場合に「土石流発生」としてカウントしている。その結果は表－1に示すようであり、平均的には毎年1回程度の頻度で土石流が発生している。

表－1 2009年以降の土石流発生回数

Table 1 Annual occurrence number of debris flow since 2009

年	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
回数	0	1	1	1	0	0	2	1
発生日	-	6/30	6/20	6/24	-	-	6/11 8/25	6/20

以上をまとめると、噴火活動終息（1995年）の後の数年の間に土石流発生回数や土石流による流出土砂量は減少したが、近年においても毎年1回程度の頻度で土石流が発生し続けていると言える。

## 第 3 章 近年の主要な土石流発生源の特定と土石流発生モデル(仮説)の提案

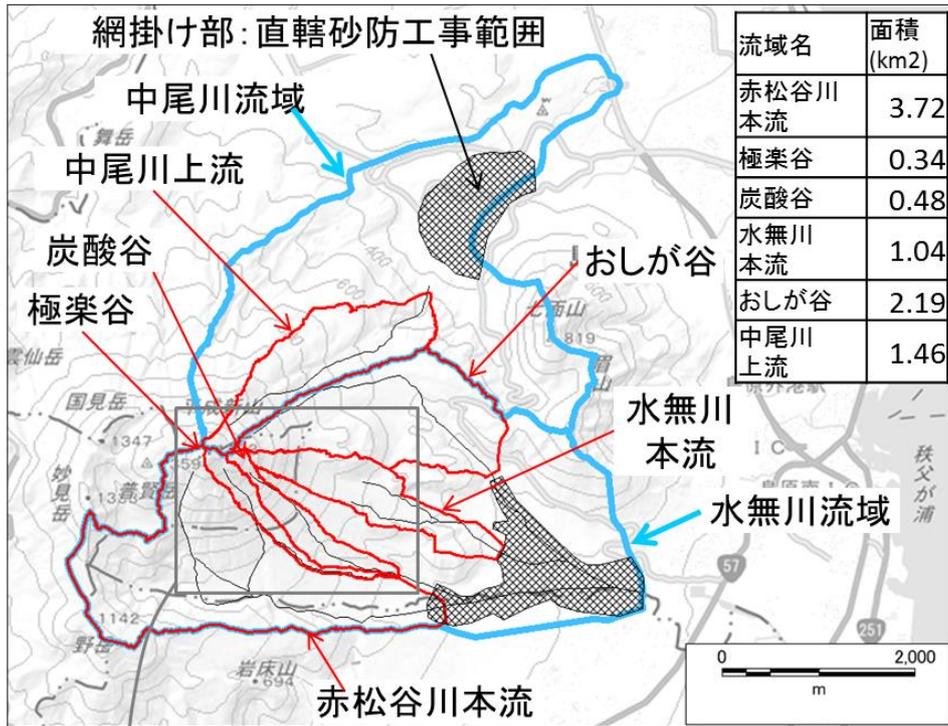
### 3.1. 概説

1.1 で述べたように、本研究の目的は、雲仙普賢岳における近年の土石流発生場所の特徴を明らかにし、発生要因を考察することである。そのために、本章ではまず航空レーザ計測等による地形解析や現地観測の結果から、近年の土石流発生源を特定する。次に地形・植生判読や現地踏査の結果を基に、土石流発生源付近の地形・地質特性や湧水等の情報を整理する。その結果から、「上流斜面は新規火砕物に覆われているが、溪流の途中で難透水性の地山が露出すると表流水が発生しやすくなり、その下流に急勾配な堆積土砂が存在すれば土石流が発生しやすくなる」という土石流発生モデル(仮説)を提案する。

### 3.2. 研究対象流域

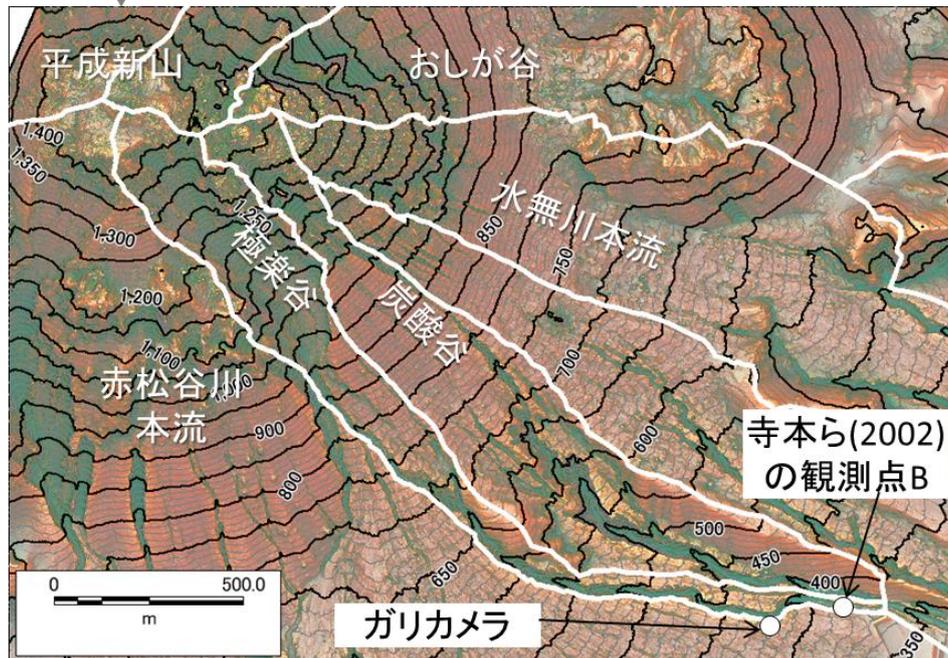
本章の対象流域は、雲仙普賢岳の東側に位置する水無川流域の 5 溪流、およびそれに隣接する中尾川流域に含まれる 1 溪流である。溪流の名称は資料によって多少異なるが、本研究の中では図- 10 に示すように呼称する。寺本ら(1996)、寺本ら(1997)および寺本ら(2003)が研究対象とした「赤松谷川流域」は、図- 10 の赤松谷川本流および極楽谷にあたり、炭酸谷は含んでいない。いずれの溪流も新規火砕物が堆積し、平常時には河床は乾燥しており、降雨時のみ流水が発生する。図- 10 に網掛けで示したエリアでは直轄砂防工事が実施されており、また一部の溪流内やその下流では治山工事が実施されている。対象流域においては、噴火活動終息(1995年)の後の数年の間に土石流発生回数や土石流による流出土砂量は減少したが、近年においても毎年1回程度の頻度で土石流が発生し続けている(2.2 参照)。

土石流発生源については、1993年頃までは各溪流でリル・ガリの発達やそれに伴う土石流の発生が確認された(下川・地頭菌, 1994; 平野ら, 1999)。一方、寺本ら(2002)は1998年~2000年にかけて、本研究で言う極楽谷の標高380m地点(図- 10 (b)中の観測点B)において現地観測を行い、1999年9月11日にピーク流量190~272m<sup>3</sup>/sの2回の大きな土石流を観測した。さらに2005年以降は雲仙復興事務所によって極楽谷右岸の標高430m付近に「ガリカメラ」が設置され(図- 10 (b)参照)、複数回の土石流の流下が確認されてきた(山口ら, 2006; 渡部ら, 2009)。これらから、従来、近年の主要な土石流発生源は極楽谷であると考えられていた。しかし2010年を最後に極楽谷ガリカメラでは土石流流下が確認されておらず、それ以降に発生した土石流の発生源は極楽谷または炭酸谷であることは確実であるが、そのどちらであるかは本研究以前には特定されていなかった。



基図には国土地理院の地理院地図を使用した。

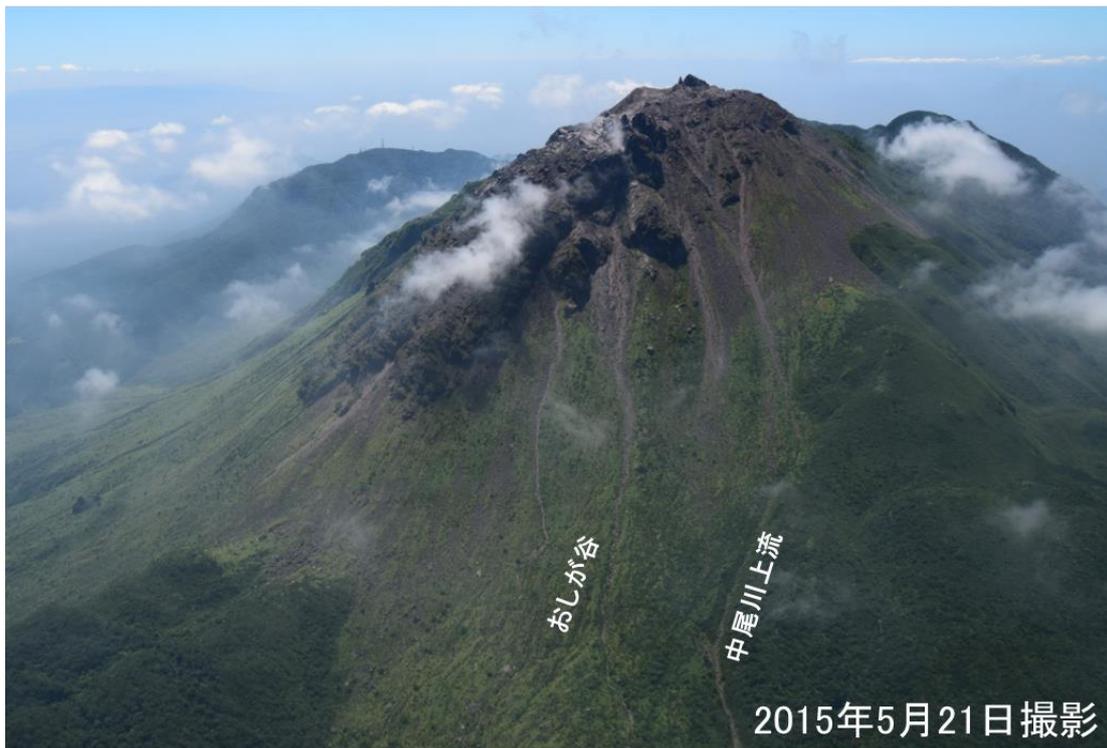
(a) 全体図



(b) 拡大図

図- 10 研究対象流域位置図

Fig. 10 Map of study area



図一 11 研究対象流域上流部の空撮写真

Fig. 11 Aerial photographs of upstream of study area

### 3.3. 調査方法

図-2に示す各種調査を組み合わせ、その結果をもとに土石流発生モデルを考察した。各種調査内容と方法について以下に記す。

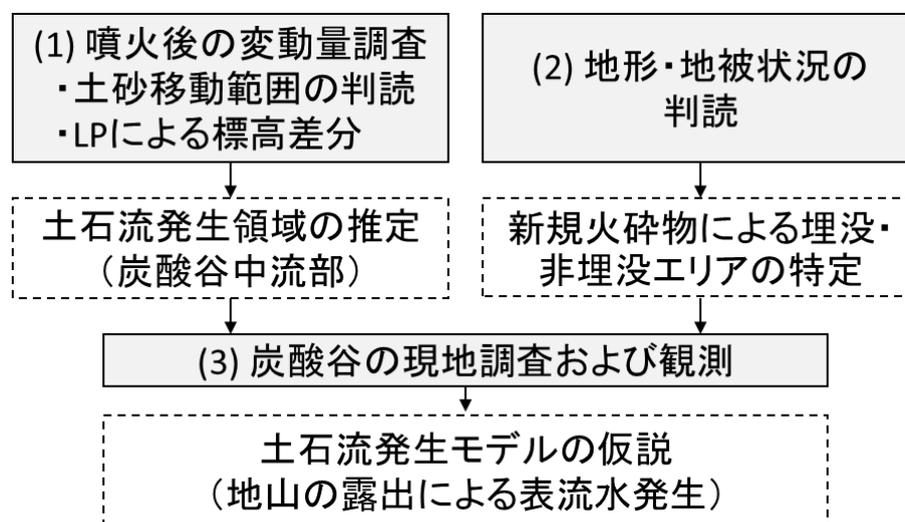


図- 12 調査フロー

Fig. 12 Flowchart of study

(1)噴火後の地形変動量調査では、2 時期の LP による地形データを用いて、標高差分図や比較縦横断図を作成した。差分解析には GIS ソフトを使用した。これによって侵食深の分布を把握し、土石流発生領域を推定した。ただし LP データには植生等による計測誤差が存在するため、侵食深の分布の評価に当たっては、オルソフォトや赤色立体地図（千葉・鈴木，2004）によって土砂移動範囲を判読し、該当範囲内のみの標高差分結果を使用することとした。(1)に使用した LP データの一覧を表- 2 に示す。研究対象流域で存在する最も古いものと直近のものとして、2003 年計測と 2015 年計測の LP データを使用した。2015 年の計測は公共測量作業規程の地図情報レベル 500 に準拠しており、その精度は 25cm 以内である。2003 年当時は上記規程に LP 計測が規定されていなかったが、平均計測点間隔では現在で言う地図情報レベル 1000 に相当する。

表- 2 使用した LP データ一覧

Table 2 List of terrain data by LiDAR used in this study

計測年月	取得方法・諸元	帰属
2003 年 8 月 19～23 日	平均計測点間隔 0.53m 地図情報レベル 1000 相当	雲仙復興事務所
2015 年 11 月 4～6 日	平均計測密度 6.4 点/m <sup>2</sup> 地図情報レベル 500 相当	〃

(2)地形・地被状況の判読では、既存資料（渡辺・星住，1995；石川ら，1996）を参照しつつ，LP データから作成した赤色立体地図（千葉・鈴木，2004）とオルソフォトを使用して，新規火砕物が厚く堆積し地山地形が埋没したエリアと，そうでないエリア（以下，地山露出エリアと呼ぶ）に区分した。

(3)現地調査および観測では，(1)の結果から近年の主要な土石流発生領域であると推定された炭酸谷のガリ内および側岸尾根上において，侵食状況，土石流堆積物，表層地質（新規火砕物か地山か）と透水性，および湧水の発生状況を確認した。さらにガリ内の比較的安全と考えられた岩盤上にインターバルカメラ（Bushnell 社製 Trophy Cam および Brinno 社製 Time Laps Camera）を設置し，土石流の流下状況を撮影した。撮影期間は 2014 年 6 月 11 日～7 月 15 日，および 2015 年 5 月 26 日～9 月 11 日で，5 分ごとの一定間隔および移動物検知時に静止画像を取得する設定とした。これにより，炭酸谷で土石流が発生していることを確認した。

(1)(2)(3)の結果より，炭酸谷中流部が主要な土石流発生源となっている理由を，地形・地質との関係から考察した。

### 3.4. 調査結果

#### 3.4.1. 主要な土石流発生源の特定

2003年と2015年のLPデータの標高差解析による侵食深分布を図-13に示す。図中には判読結果による土砂移動範囲と地山露出エリアも示している。また2015年時点の最深河床に縦断測線をとった場合の河床縦断図と2003年～2015年の河床変動高を図-14に示す。

まず図-13(a)の等高線と図-14(a)によって地形の概観を述べる。概ね標高700～800m程度より上流は、新規火砕物が厚く円錐状に堆積しており、赤松谷川本流を除くと地山はほとんど埋没している。最上流部の河床勾配はいずれも30～35度前後である。それより下流では新規火砕物の侵食によりガリが形成されているが、河床勾配やガリの深さは溪流によって様々である。各溪流末端の河床勾配は7～12度程度となり、扇状地状の堆積域に連続する。

次に図-13の侵食深分布と図-14(b)により、侵食状況を述べる。両図から、炭酸谷と極楽谷、中でも炭酸谷の標高450～700m付近（横軸の距離3200m～3850m付近に相当）の侵食が顕著である事がわかる。当該区間の河床勾配は10度～40度程度であり、大部分で一般的な土石流発生限界勾配とされる15度（国土技術政策総合研究所，2016）を超えている。その他の溪流の中では、中尾川上流ではほぼ全区間に渡って侵食傾向にあり、また図-13(a)では垂木台地から北東に流下する急崖部に比較的広く侵食が発生しているのが認められるが、炭酸谷・極楽谷ほどの侵食深はない。なお、図-14(b)の横軸2500m付近より右側の侵食・堆積の大部分は、砂防・治山工事の影響によるものである。

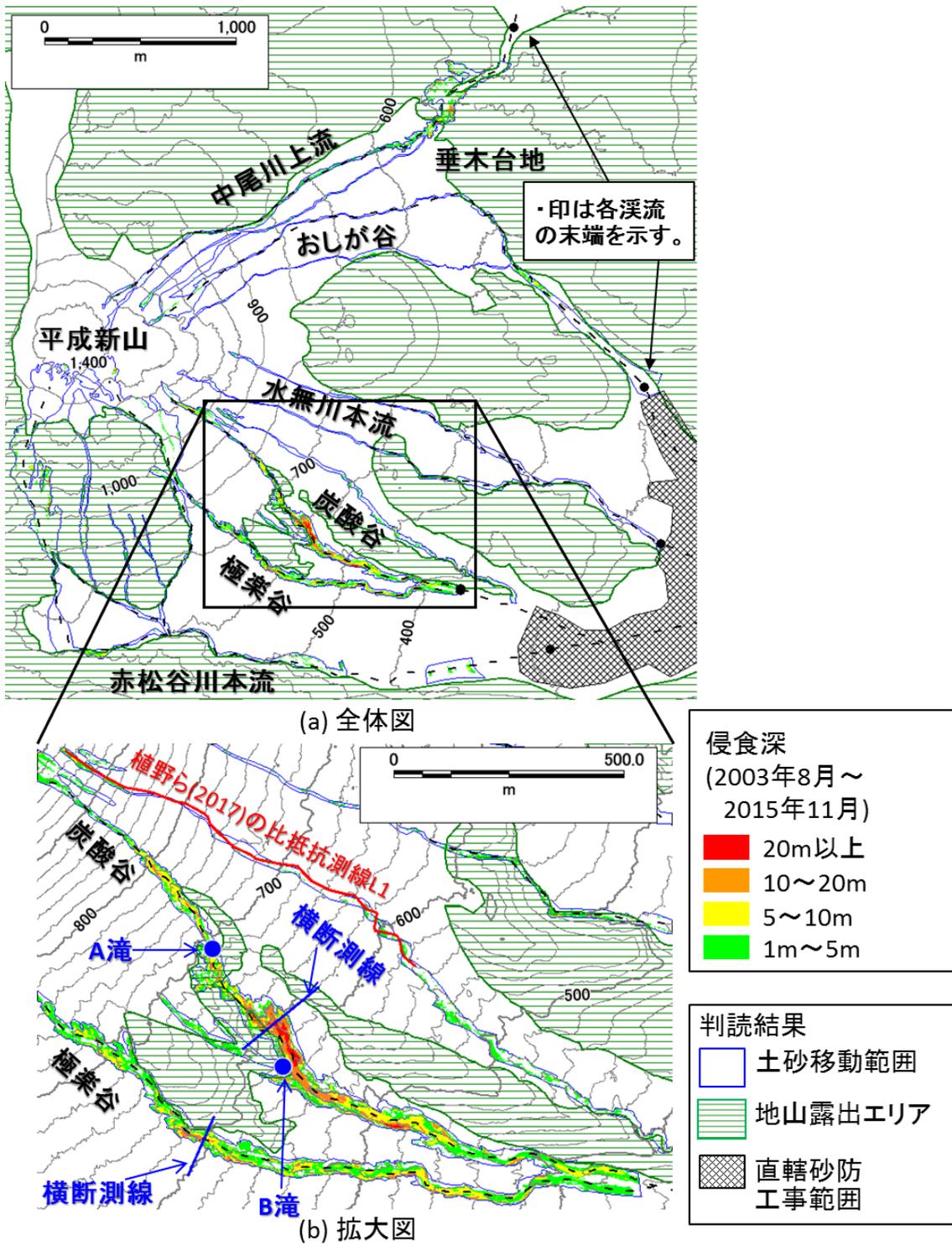
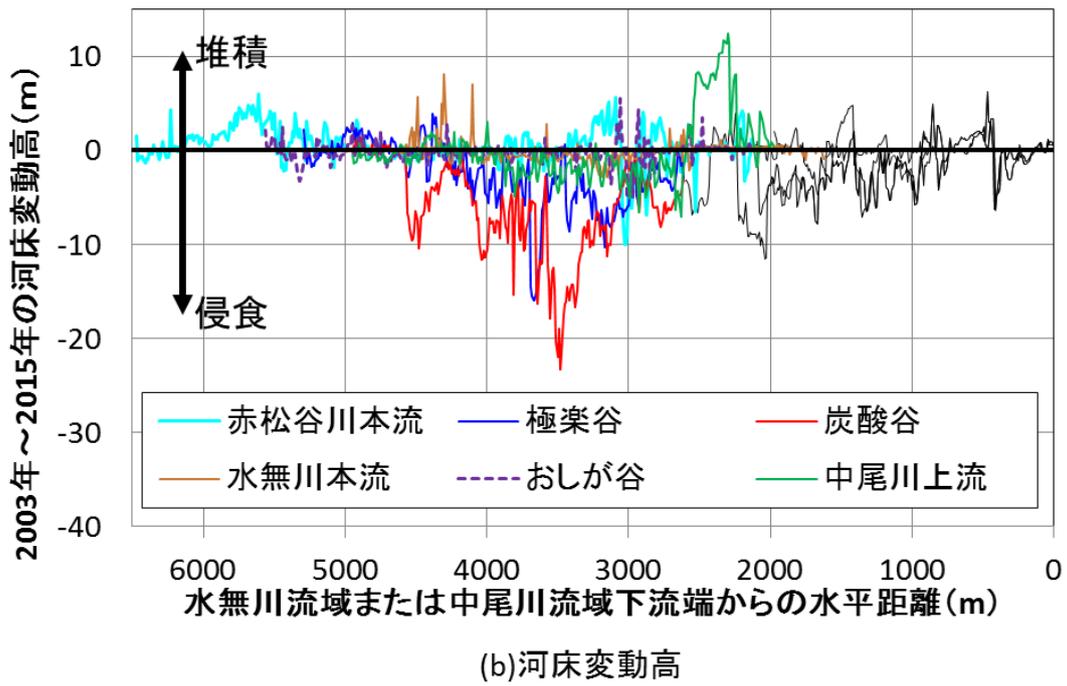
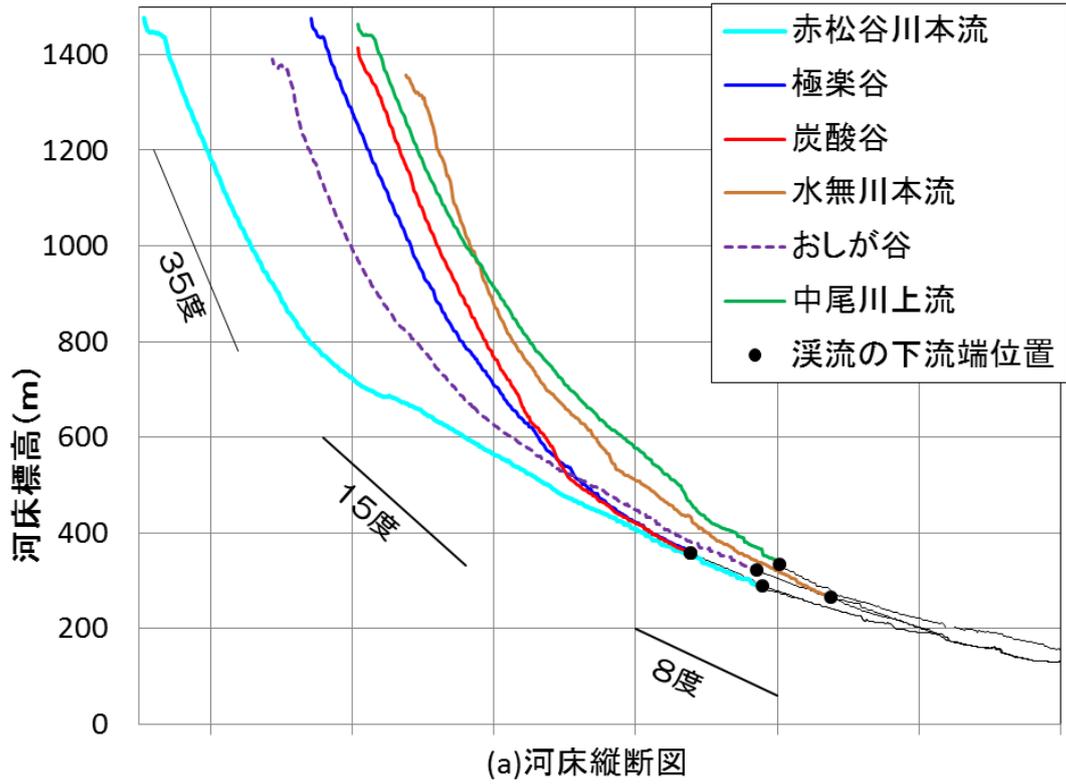


図- 13 LP データの解析による侵食深分布

Fig. 13 Distribution map of erosion depth calculated from LiDAR DTMs



図一 14 河床縦断面図および河床変動高

Fig. 14 Longitudinal profiles and variations of channel beds

最も侵食が著しい炭酸谷の標高 560 m 付近について、2 時期の横断面図を重ねて図- 15 に示す。図中には地形・写真判読と現地確認による 2015 年時点の地盤状況（地山か新規火砕物か）も合わせて示した。図より、地山と新規火砕物の境界で、12 年間に 20 m 程度河床低下するとともに、ガリ幅は 30 m 拡大していることがわかる。極楽谷の標高 580 m についても同様の横断面図を作成したところ（図- 16）、同様にガリ侵食が進んでいるものの、その規模は炭酸谷よりも小さかった。これらの侵食状況から、炭酸谷の標高 450~700m 付近が近年の主要な土石流発生源となっていると考えられた。

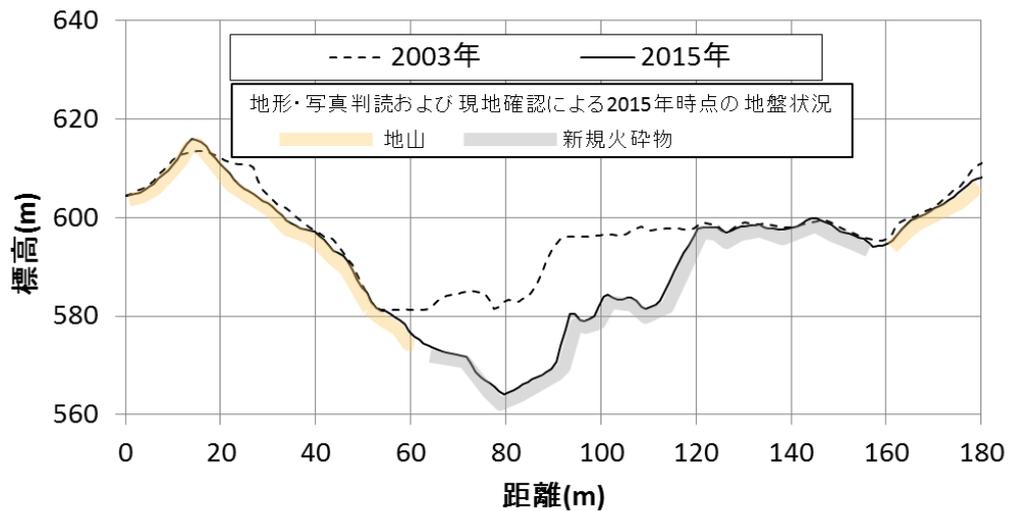


図- 15 炭酸谷の横断形状の経年変化

Fig. 15 Temporal change of cross section of Tansan-dani stream

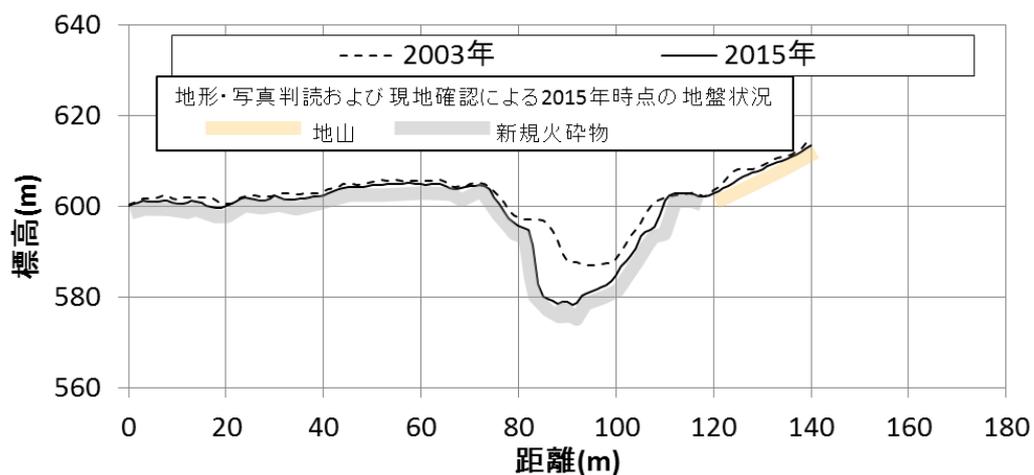


図- 16 炭酸谷の横断形状の経年変化

Fig. 16 Temporal change of cross section of Gokuraku-dani stream

上記の結果を踏まえ、図－ 13 (b)に示した B 滝付近にインターバルカメラを設置して観測を行った結果、2014 年 7 月 3 日に土石流状流下映像が撮影された (図－ 17)。またこの前後の 5 月と 9 月の現地調査の結果、カメラ設置地点よりも下流の河道内の随所で比高数 m の河床変動が発生し、巨礫と細粒土砂の混在したローブ状の土石流堆積物が新たに堆積したことが確認された。これらから、炭酸谷で土石流が発生している事実を初めて確認できた。ただしこの時の土石流は小規模で、下流の直轄砂防工事区間 (図－ 10 (a)の網掛け部) まで到達しなかったため、土石流発生回数としてはカウントされていない。次に 2015 年 6 月 11 日には、より大規模な土石流が土石流の画像が撮影され、この土石流は直轄砂防工事区間まで流下し堆積した。



図－ 17 炭酸谷の 2014 年 7 月 3 日の土石流

Fig. 17 Debris flow at Tansan-dani stream on July 3rd, 2014

### 3.4.2. 侵食部と地形・地質の関係

図- 13(b)からは、炭酸谷の標高 680m 付近の河床に位置する A 滝より下流側の侵食深や侵食範囲が、上流側に比較して急に大きくなっていることがわかる。しかし集水面積が A 滝付近で急増する訳ではない。これを踏まえ、侵食の著しい炭酸谷の標高 450~700m 付近に着目して、侵食に影響を与えると考えられる地形・地質状況の調査結果を述べる。

図- 18 に A 滝~B 滝付近の見取り図を示す。A 滝から、標高 560m 付近の右岸側に位置する B 滝付近までにかけては、右岸側に地山の溶岩が連続して露出する。現地調査では、右岸側の地山は密実で亀裂の少ない難透水性の溶岩、左岸側の新規火砕物は間隙の多い砂礫堆積層からなり、両者の境界で新規火砕物が大きく侵食されている状況が確認され（図- 19）、図- 15 の横断図による侵食状況が裏付けられた。このような新規火砕物と地山の境界部への流水の集中や差別侵食については、下川・地頭菌（1994）や西田ら（1998）が噴火直後から発生していたことを指摘しているが、本研究では 2003 年以降にもそのような現象が継続していることがわかった。

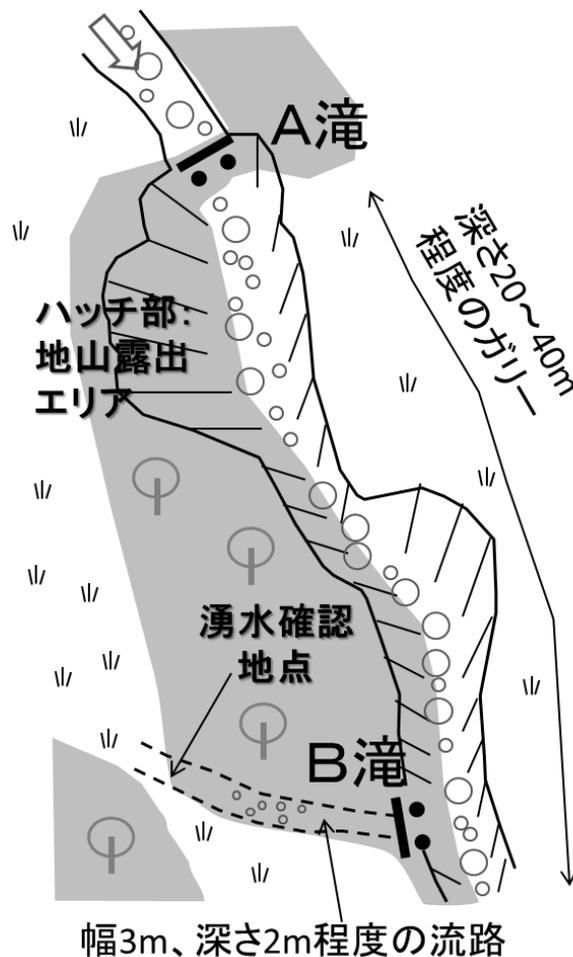


図- 18 A 滝~B 滝付近の見取り図

Fig. 18 Sketch map of location around the waterfall A and B



図－ 19 炭酸谷・B 滝付近の現地状況(上流を見る)

Fig. 19 Appearance of Tansan-dani stream adjacent to the waterfall B (seeing upstream)

B 滝は、炭酸谷の右岸尾根上から地山の岩盤を流下して河床に落下する滝である。B 滝の流量は常時は全くまたはほとんど無いが、降雨時には約 600m 離れた極楽谷ガリカメラの映像で明確に視認できる程度にまで増大する(図－ 20)。2014 年 5 月 31 日の現地調査で B 滝の上流(炭酸谷右岸尾根上)を遡ると、標高 605m 付近で地山の岩盤と新規火砕物との境界から湧水が認められた(図－ 21)。湧水地点より上流の溪相は、2015 年 5 月 27 日時点までは低木を含む植生が河床に繁茂し、降雨時であっても溪流水が流下することは想像できない状況であったが、同年 8 月 25 日の土石流発生後には湧水地点より上流から侵食痕跡が確認され、以降は明るく開けた溪相に変化した。これらから、地山と新規火砕物の境界付近から発生する湧水や表流水が、炭酸谷における著しい侵食に影響を与えていることが示唆された。



図一 20 極楽谷ガリカメラによる B 滝の映像

Fig. 20 Images of Fall B captured by a camera set up at a gully of Gokuraku-dani Stream

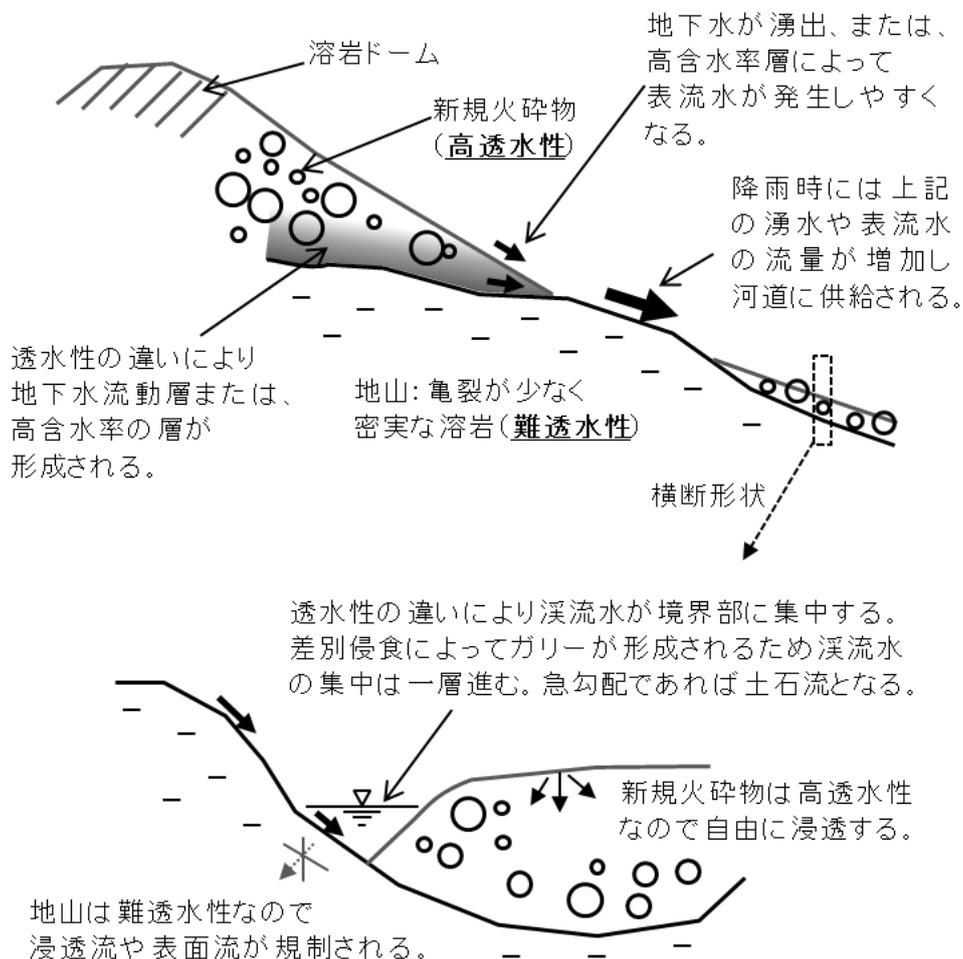


図一 21 B 滝上流における湧水状況

Fig. 21 Spring water at the upstream site of Fall B

### 3.5. 考察 ～炭酸谷における土石流発生モデル（仮説）の提案～

上記の調査結果をもとに、炭酸谷における近年の土石流発生機構を示す仮説として、溪流の途中で難透水性の地山が露出すると表流水が発生しやすくなり、その下流に急勾配な堆積土砂が存在すれば土石流が発生しやすくなる、というモデルを提案する（図－ 22）。すなわち、①新規火砕物と地山の境界部に、透水性の違いによって地下水流動層が形成され地山露出部で湧出する、または高含水率の層が形成され地山深度が小さい領域で地表流が発生しやすくなる。②降雨時にはそれらの流量が増加して溪流に流入する。③その下流では地山の谷地形を新規火砕物が埋積した横断形状をなしているため、渓流水は両者の境界部に集中する。④土石流発生限界を超える急勾配であるために、十分な不安定土砂が存在すれば集中した渓流水によって急激な侵食が発生して土石流となる、というモデルである。より詳細な説明を次頁以降に補足する。



図－ 22 炭酸谷における土石流発生モデル

Fig. 22 Schematic diagram of the proposed initiation model of debris flow in Tansan-dani stream

B 滝上流においては、①の新規火砕物と地山の境界からの湧水の存在を現地確認し、②の流量増加を極楽谷ガリカメラで確認できた。A 滝および A 滝～B 滝間右岸側の露岩部では①②の事実を確認できていないが、B 滝と同様の地形・地質条件であることから同様の現象が発生すると考えられ、またそう考えると A 滝直下から急激に侵食深・侵食幅が大きくなることが説明される。

①②の現象が発生しうることは、植野ら (2017) による次の研究成果からも支持される。植野ら (2017) は極楽谷から水無川本流にかけての上部斜面において、渇水期と豊水期に空中電磁探査と比抵抗探査を行った。図- 13 (b)に示した測線 L1 における比抵抗断面と、渇水期～豊水期にかけての比抵抗変化量を、植野ら (2017) を一部改変して図- 23 に示す。図- 23 (a)の地下水位ラインは、地山露出部の湧水地点における比抵抗値を参考に設定されたものである。このラインより下位では渇水期～豊水期の比抵抗変化がほとんどない (図- 23 (b)) ことから、年間を通じて地下水に飽和されている基底地下水面であると解釈されている。一方でこの基底地下水面より上位では豊水期に飽和度が上昇していることが図- 23 (b)で示されている。測線 L1 は炭酸谷と完全に一致しないが、図- 23 には本稿で言う A 滝および B 滝と同標高地点を投影して示した。この図より、A 滝～B 滝付近で基底地下水位がかなり浅くなること、およびその上流では地表面付近の飽和度が渇水期から豊水期にかけて上昇することが示唆される。

③の新規火砕物と地山の境界に渓流水が集中する点は、図- 15 や図- 19 に見られる侵食状況から明らかである。このような渓流水の集中が発生する理由は、地山に接する領域において、新規火砕物上の表面流や新規火砕物内の浸透流が、難透水性である地山の内部へ流動できないため、および耐侵食性の違いにより差別侵食が発生するためと考えられる。上記の仮説により、炭酸谷の標高 450～700m 付近での著しい侵食発生を説明することが可能であると考えられる。

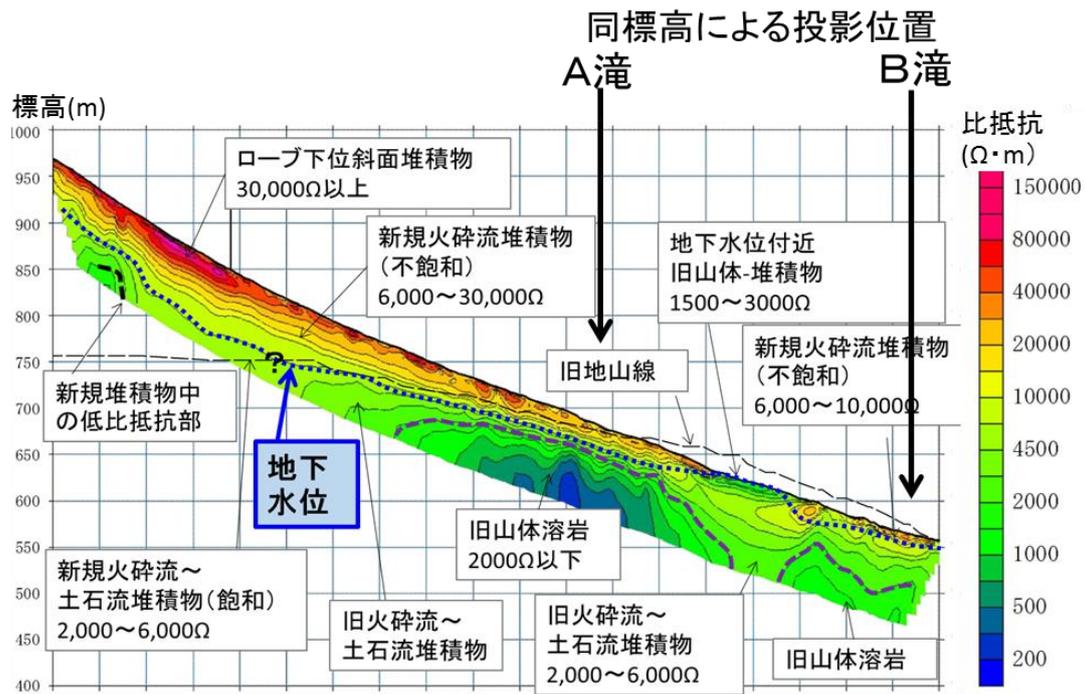
なお、図- 13 (a)に示したように地山露出エリアは他の溪流でも存在するが、炭酸谷や極楽谷ほどの著しい侵食は認められない。この理由については第 4 章で検討する。

### 3.6. 本章のまとめ

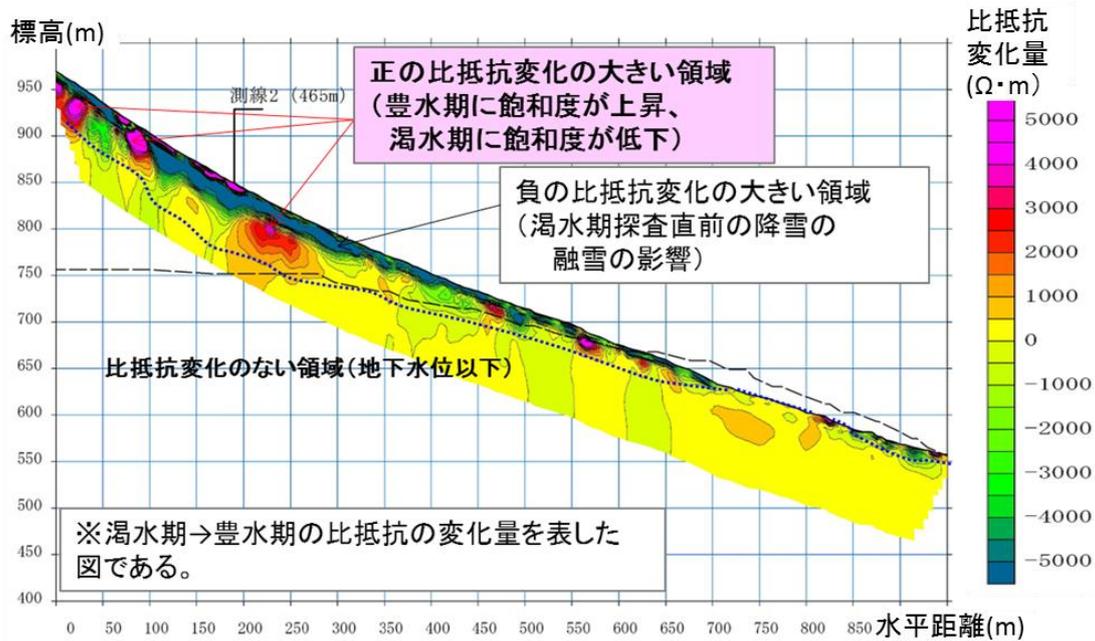
本章の調査・研究で得られた結論は以下の通りである。

- (i) 噴火後の地形データの標高差分解析や現地調査結果から、近年の主要な土石流発生源は炭酸谷の標高 450～700m 付近であると考えられる。
- (ii) 炭酸谷における近年の土石流発生機構を示す仮説として、地山と新規火砕物の透水性の違いに起因する地下水の存在と、差別侵食が主要因となって土石流が発生する、というモデルを提案した (図- 22)。

上記の土石流発生モデルの検証は、第 4 章および第 5 章で行う。



(a) 豊水期の比抵抗探査結果



(b) 渇水期から豊水期にかけての比抵抗変化量

図- 23 測線 L1 における比抵抗探査結果(植野ら, 2017 を一部改変)

Fig. 23 Results of electromagnetic survey on traverse line "L1"

(modified Ueno et al., 2017)

## 第 4 章 各溪流の地形データ解析による土石流発生モデル適合性の検証

### 4.1. 概説

本章では、第 3 章で提案した土石流発生モデルの検証を目的とした。

第 3 章では、近年炭酸谷で年 1 回程度の頻度で土石流が発生し続けている要因として、難透水性の地山が露出することにより地表流が発生しやすくなっていると考え、図- 22 で示した土石流発生モデルを提案した。しかし炭酸谷の周辺には、同様に地山露出エリアが存在するにもかかわらず近年土石流が発生していない溪流が存在する。そこで本章では、噴火前後の地形データを用いて溪流ごとの地形・地質特性と土石流発生実態の関係を比較検討することにより、土石流発生モデルの妥当性を検証する。さらにその結果を踏まえて、現在の雲仙普賢岳周辺において土石流発生を助長する地形・地質的条件を整理する。

### 4.2. 研究対象流域

研究対象流域は雲仙普賢岳の東側に位置する水無川流域の 4 溪流、およびそれに隣接する中尾川流域に含まれる 1 溪流である (図- 24)。これは第 3 章の研究対象流域とほぼ同じであるが、極楽谷の南西に位置する赤松谷川本流については近年の土石流発生・非発生を判定する情報が得られないため研究対象流域としない。

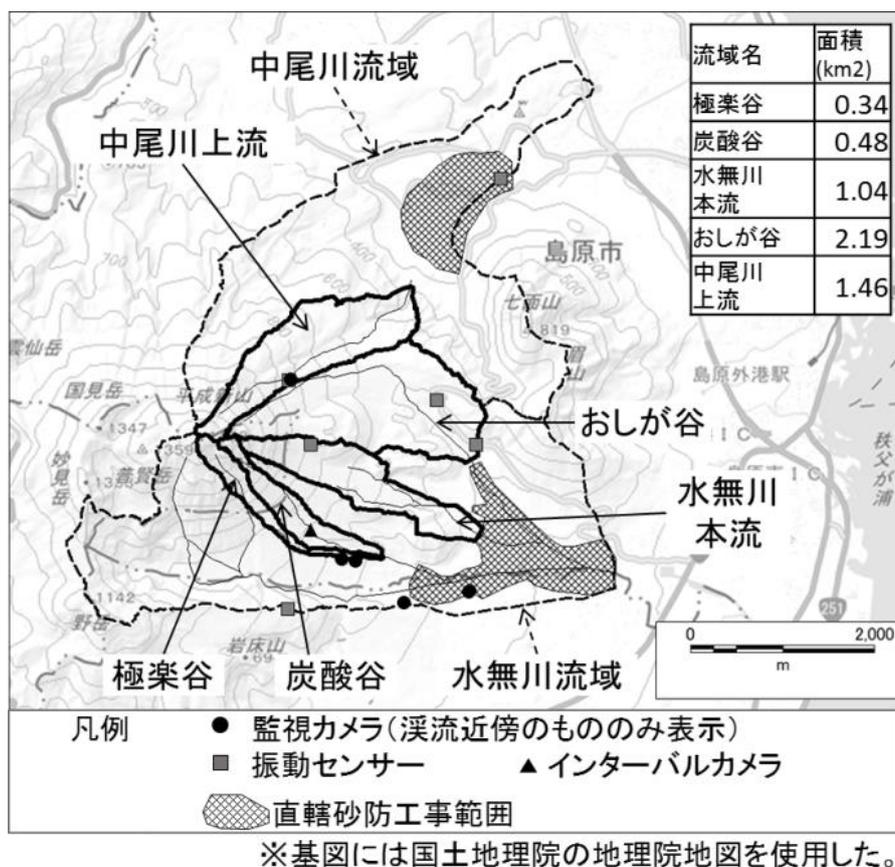


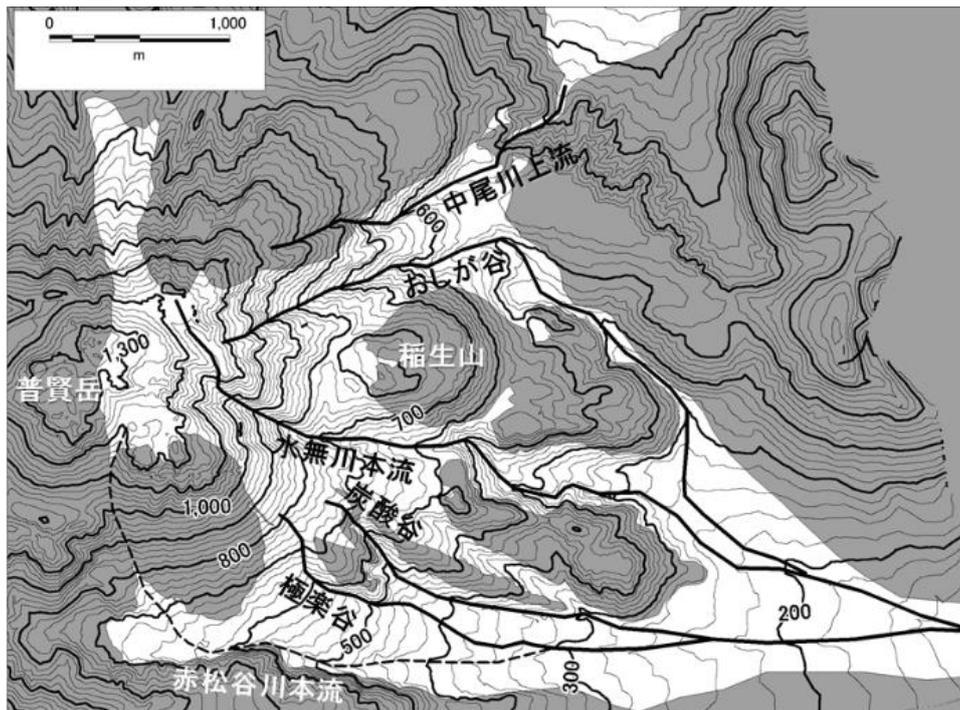
図- 24 研究対象流域

Fig. 24 Map of study areas

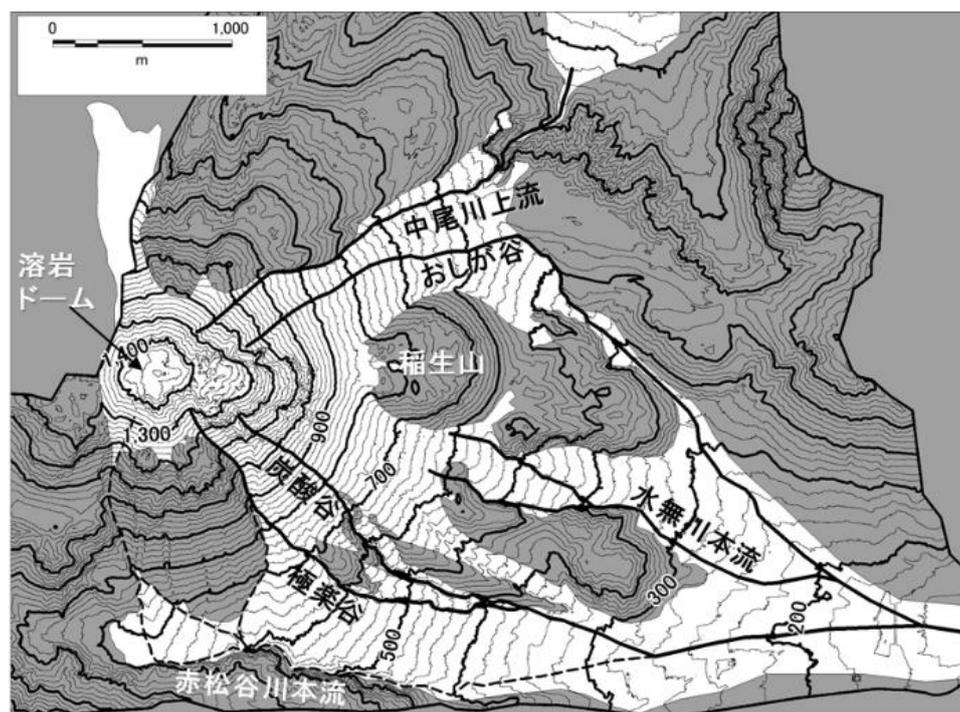
いずれの溪流も新規火砕物が堆積し、平常時には河床は乾燥しており、降雨時のみ流水が発生する。図－ 24 に網掛けで示したエリアでは直轄砂防工事が実施されており、また一部の溪流内やその下流では治山工事が実施されている。雲仙復興事務所では 2009 年以降、直轄砂防工事範囲まで土石流が流下した場合に「土石流発生」とみなしており、それによれば近年の土石流発生頻度は年 1 回程度で、発生時の最大時間雨量は気象庁雲仙岳での観測値で 39mm～115mm である。

平成噴火前後の 1972 年と 2015 年の地形図を図－ 25 に示し、噴火による地形変化の概観を述べる。使用した地形データの諸元は後述する。図－ 25 (b)の灰色着色部は地山露出エリアであり、既存資料（渡辺・星住，1995；石川ら，1996）を参照しつつ、LP データから作成した赤色立体地図とオルソフォトを使用して判読した。本研究では平成噴火前の地盤を地山と呼ぶため図－ 25 (a)では当然、全体がそれに該当するが、位置関係を分かりやすくするために(b)と同じ範囲に灰色着色している。なお溶岩ドーム南面の赤松谷側本流に向かう急斜面と、中尾川上流の標高 550m程度の台地から北東に流下する急斜面では、火砕流は流下したものの現状では新規火砕物の堆積はほとんど見られず、むしろ地山を侵食しているので、地山露出エリアとして灰色で着色した。

水無川本流とおしが谷の上流部では、噴火前の明瞭な谷地形が溶岩ドームと新規火砕物で広く厚く埋積され、扇状堆積斜面にわずかにガリが認められるのみとなった。水無川本流とおしが谷の上流部の埋積に伴い、その南北に位置する炭酸谷・極楽谷・中尾川上流に向う斜面が形成され、それらの溪流の上流部はガリ及び崩壊地として溶岩ドームに接するまでに延伸した。このような地形変化によって各溪流の河道位置は大きく変化した。



(a) 噴火前: 1972年



(b) 噴火後: 2015年

図一 25 平成噴火による地形変化(灰色着色部は地山露出エリア)  
 Fig. 25 Topographical change before and after the Heisei eruption  
 (gray shading shows exposed areas of pre-eruptive ground surface)

### 4.3. 調査方法

図－ 22 (p.25) の土石流発生モデルに従えば、河床と側岸での地山露出の有無、新規火砕物の堆積深、および河床勾配といった諸要素とその位置関係が、土石流発生・非発生を支配する要因となるはずである。そこで噴火前後の地形データを用いて実際に各溪流の縦横断面図を描き、上記の諸要素およびその位置関係や流域面積と、土石流発生状況との比較を行った。

#### 4.3.1. 使用した地形データ

使用した地形データを表－ 3 に示す。平成噴火前と終息直後として、石坪ら (2008) が作成した 1972 年と 1996 年の地形モデルを使用した。作成の元となった森林基本図と空中写真の縮尺、精度等は記されていないため、不動と考えられる尾根の位置や、地山と新規火砕物の境界位置、侵食範囲などについて、標高差分図や横断面図と、地形判読および現地観察結果とを比較することによって精度を検討した。その結果、森林基本図を鉛直下方に 14m オフセットした上であれば、新規火砕物の堆積深 (森林基本図と他時期の比較) については大きく見積もって±20m 以内、噴火後の河床変動高 (空中写真測量と LP データの比較) については概ね±3m 以内の精度を有していると判断した。

高精度な侵食状況の評価には LP データが適している。研究対象流域で存在する最も古いものと直近のものとして、第 3 章と同様、2003 年計測と 2015 年計測の LP データを使用した。

なお、平成噴火において溶岩ドームのごく近傍では数メートルの地盤の隆起が生じたことが報告されている (松島・山科, 1994) が、ドームから離れた斜面ではそのような報告は見当たらない。また噴火による噴出物量を算出した石川ら (1996) の研究でも、斜面の隆起は考慮されていない。これらから本研究においては、数十メートルの新規火砕物の堆積に着目する上では、地盤の隆起は無視できる程度に小さいと考えた。

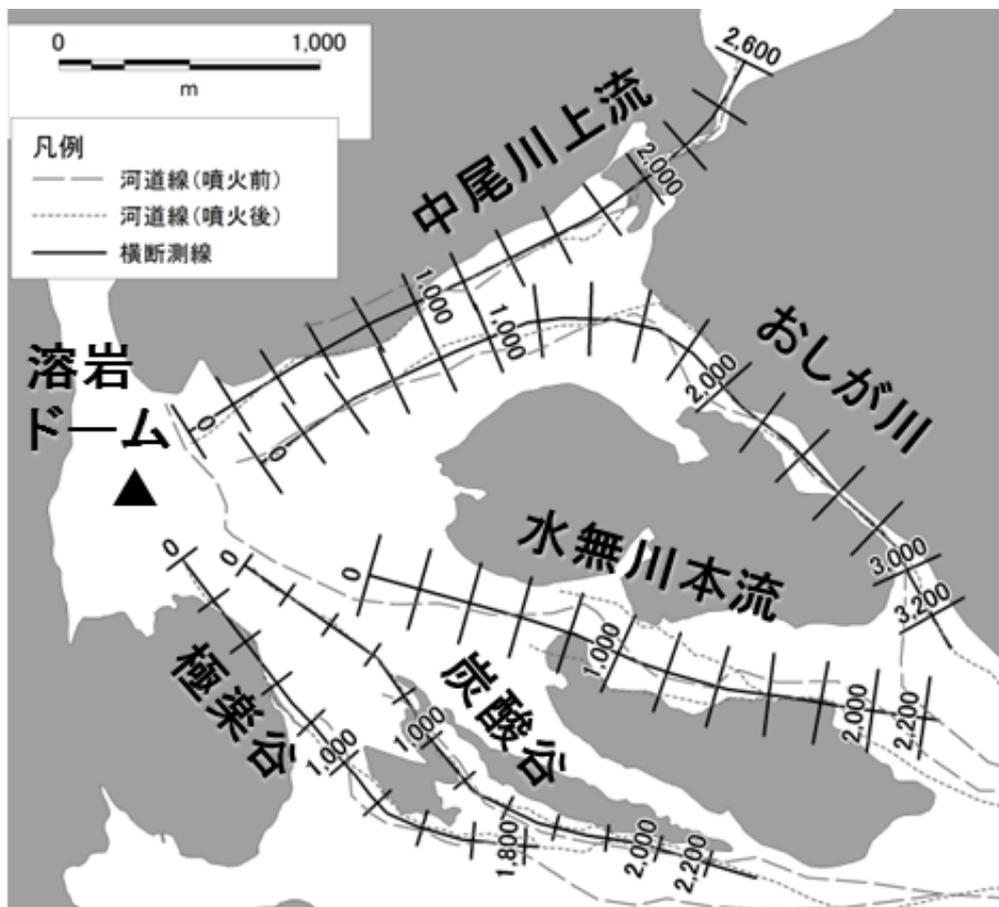
表－ 3 使用した地形データ一覧

Table 3 List of terrain data used in this study

計測年月	取得方法・諸元	帰属
1972 年	森林基本図を基に 石坪ら (2008) が作成	長崎県 島原振興局
1996 年 9 月 15 日	空中写真を基に 石坪ら (2008) が作成	〃
2003 年 8 月 19～23 日	LP 計測 平均計測点間隔 0.53m 地図情報レベル 1000 相当	雲仙復興事務所
2015 年 11 月 4～6 日	LP 計測 平均計測密度 6.4 点/m <sup>2</sup> 地図情報レベル 500 相当	〃

#### 4.3.2. 縦横断測線の設定と堆積・侵食深算出方法

先述したように平成噴火に伴う地形変化によって、各溪流の河道位置は噴火前後でかなり異なっている。そこで、噴火前後の両方の河道中心線方向におおむね整合するように縦断測線を設定し、それに直交する 20m ピッチの横断測線を設定した（図－ 26：ただし煩雑を避けるため横断測線は 200m ピッチで表示している）。横断測線の長さは、噴火前後の両方の河床位置をまたぐように設定した。各横断測線上で各時期の地形データより最深河床標高を取得し、最深河床標高の差によって新規火砕物の堆積深や河床変動高を算出した。縦断図上では新規火砕物堆積深がゼロ以下の区間が地山露出エリアに相当し、平面図の位置と概ね一致するが、上述した地形データ精度のために厳密には一致しない。また 200m ピッチで流域界を描いて流域面積の縦断変化を把握したが、支川合流により流域面積が急激に変化する区間では 100m ピッチとした。



図－ 26 縦横断測線位置

Fig. 26 Arrangement of longitudinal and transverse lines of cross sections

### 4.3.3. 地山の透水性の評価

地山の透水性について述べる．本研究では平成噴火以前に存在した地盤を，地質・土質にかかわらず地山と呼んでいるが，その大部分は噴火前には樹林に覆われていた．そのため樹林内では高透水性の森林土壌が発達していた可能性がある．しかし炭酸谷での露頭観察によれば，噴火前に存在したであろう高透水性の森林土壌は，新規火砕物の下で厚さ10cm前後に圧密された細粒土層となっているか（図－27），または失われていた．森林土壌が失われた理由としては火砕流流下に伴う擾乱や削剥が考えられる．



図－27 火砕流堆積物の下で圧密された森林土壌の状況

Fig. 27 Forest soil consolidated beneath pyroclastic-flow deposits

次に森林土壌の下位にあたる表層地質について述べる．図－28は平成噴火前の雲仙岳火山地形分類図（関口，1992）（縮尺42万分の1程度）の一部を拡大し，新規火砕物による埋没範囲の概略形状を移写した上で，埋没範囲を地形分類ごとに着色したものである．ただし平成噴火後の火山地質図（渡部・星住，1995）と火山土地条件図（国土地理院，1997），および筆者らの現地露頭観察結果に基づき，炭酸谷周辺および垂木台地北東側急斜面では細部の地形分類を溶岩流に変更した．さらに図－28を平成噴火後の火山地質図（渡辺・星住，1995）と対比し，埋没している地山の構成物や年代を表－4に整理した．

土石流発生モデルを提案した炭酸谷の地山露出地点は密実な溶岩からなるが，図－28と表－4から，埋没範囲全体では様々な堆積物が存在することがわかる．しかし現地で地山の溶岩や火砕岩などを確認したところ，いずれも間隙が土壌等の細粒物質でかなりの程度充填されていた．これは各地質の形成年代が古いことによると考えられる．一方で，第6章で述べる現地浸透能調査の結果，新規火砕物の浸透能は，噴火直後に一旦低下した浸透能に比べて高い値を示し，周辺樹林内で調査された噴火前の値と同程度まで回復したことが確認された．これらから，細粒分で充填された古い地層に比較すると新規火砕物の透水性

は大きいと推察される。また比較的新しい年代に属する沖積錐・新規扇状地も細粒分で充填され固く締まっており、例えば 2015 年の土石流発生 の 5 日後に行った現地調査では、新規火砕物に覆われた河床では流水がなく、地山（沖積錐・新規扇状地面に該当する古い土石流堆積物）が露出した河床にのみ流水が存在するのが確認された（図-7）。

以上から、地山の透水性は構成する地質によって異なるとしても、少なくとも新規火砕物よりは小さく、その境界部に透水性の不連続面が存在すると考えた。

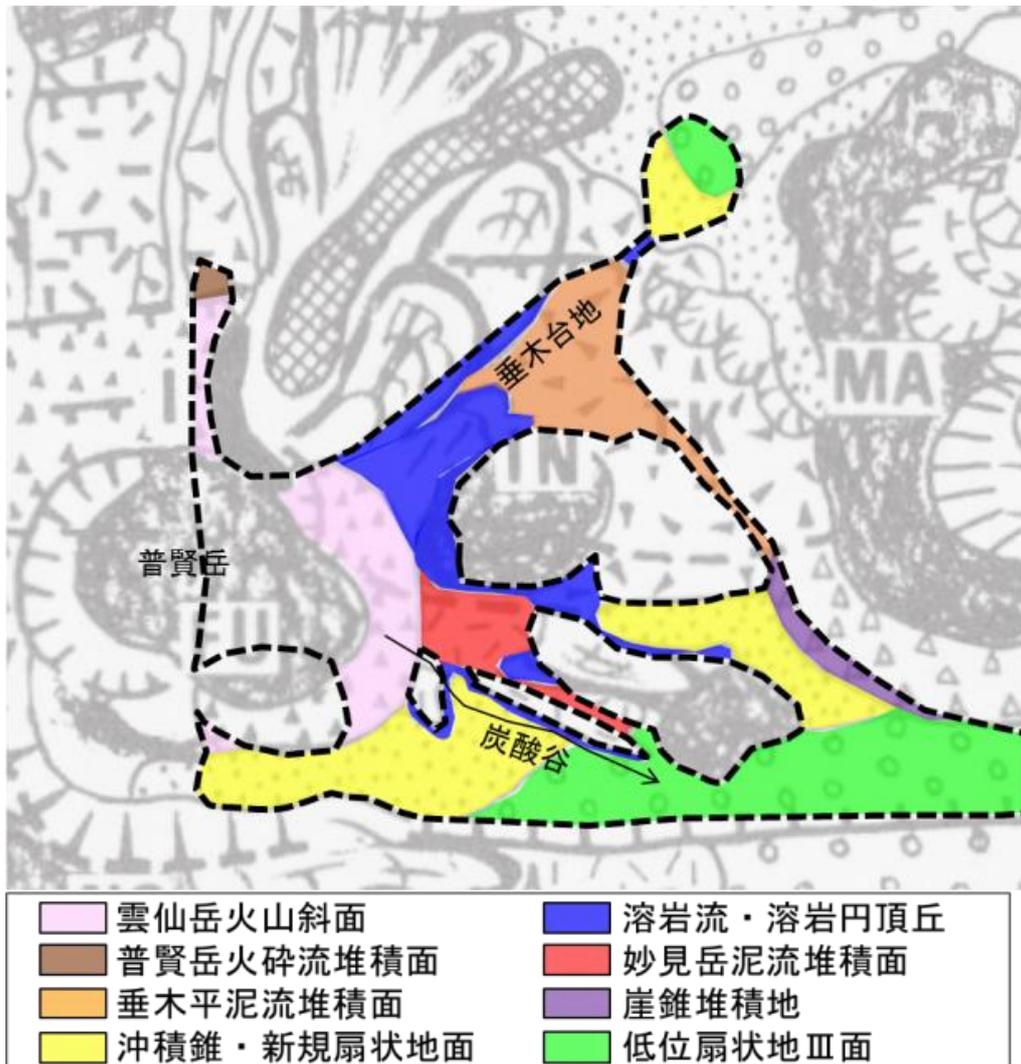


図- 28 新規火砕物による埋積範囲の平成噴火前の地形分類(関口, 1992 に加筆)

Fig. 28 Pre-eruptive landform classification covered with the pyroclastic-flow deposits of Heisei eruption (modified Sekiguchi, 1992)

表－ 4 新規火砕物による埋積範囲の地質区分

Table 4 Geological classification in the area covered with the pyroclastic-flow deposits of Heisei eruption

火山地形分類図 (関口, 1992)	火山地質図(渡辺・星住, 1995)			
区分	区分	記号	構成物	年代
雲仙岳火山斜面	水無川火砕流堆積物	Fm	デイサイト岩塊, 火山礫及び火山灰	4ka
	礫石原火砕流堆積物	Fk	デイサイト岩塊, 火山礫及び火山灰	14ka, 19ka
普賢岳火砕流堆積面				
溶岩流・溶岩円頂丘	千本木溶岩	Fb	安山岩溶岩	13±3ka
	稲生山溶岩	Fi	デイサイト溶岩	13±3kaより前?
	妙見岳火山-主火山体	M	安山岩(一部デイサイト)溶岩及び火砕岩	28±2ka, 25±10ka
	古期雲仙火山の噴出物	U	安山岩(一部デイサイト)溶岩及び火砕岩	170-500ka
妙見岳泥流堆積面	該当なし	-	-	※1
垂木平泥流堆積面	垂木台地岩屑なだれ堆積物	Mt	岩屑	25±12kaより前
低位扇状地Ⅲ面	扇状堆積物-4	f4	礫及び砂	完新世 ※2
崖錐堆積地				
沖積錐・新規扇状地面				

※1: 妙見岳崩壊によるものとすれば25±12kaより前。  
 ※2: 関口(1992)は低位扇状地Ⅲ面は14kaとしている。



図－ 29 地山の古い土石流堆積物上で確認された流水

Fig. 29 Surface water running on exposed pre-eruptive ground surface which consists of old debris-flow deposits

#### 4.3.4. 土石流発生状況の評価

2009年以降、雲仙復興事務所では、図－24に示す直轄砂防工事範囲まで土石流が流下した場合に「土石流発生」として発生回数をカウントしている。しかし上流部で土石流が発生しても必ず直轄砂防工事範囲まで流下するわけではない。例えば2014年7月3日には図－24に示したインターバルカメラによって土石流の流下が確認されたが、直轄砂防工事範囲までは到達しなかった(3.4節参照)。発生した土石流が直轄砂防工事範囲まで流下するか否かは、土石流の規模のほかに各溪流の地形条件や砂防・治山施設の存在によって異なるため、上記の発生回数のカウント基準では各溪流の土石流発生・非発生状況を公正に評価できない。

そのため本研究では、図－24に示した監視カメラと振動センサー(いずれも雲仙復興事務所が設置・管理)、および筆者らが炭酸谷に設置したインターバルカメラによって得られた情報をもとにして、直轄砂防工事範囲まで流下したか否かにかかわらず2009年以降の土石流発生実績を評価することとした。一方、観測体制が充実していない溪流については土石流発生実績が評価しにくい、常時流水のない溪流で数メートルオーダーの河床侵食が縦断的に連続して発生している場合には土石流の発生または流下が考えられるため、侵食深の大きさも土石流発生を示唆する情報として取り扱った。

## 4.4. 調査結果および考察

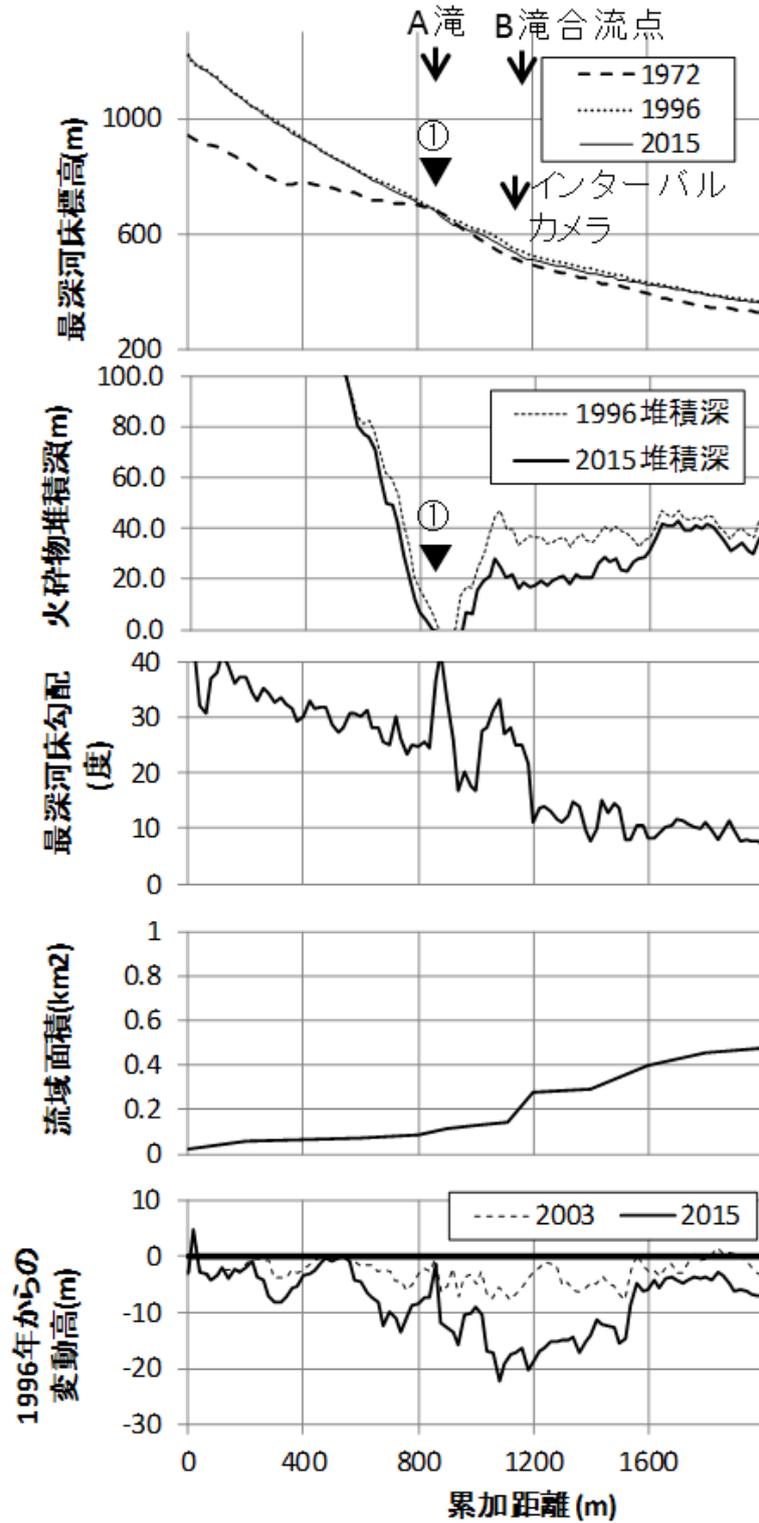
### 4.4.1. 炭酸谷における土石流発生モデルとの整合性確認

第3章では炭酸谷における土石流発生モデルを概念図として示したが、実際の噴火前後の最深河床縦横断面図等を用いた確認は示していない。まず、その確認を行う。炭酸谷は、2014年7月3日と2015年6月11日にインターバルカメラによって土石流発生が確認されたほか、LPデータの標高差解析結果から、近年の主要な土石流発生源と考えられている溪流である。

図-30には炭酸谷について、噴火前後の3時期の最深河床標高、1996年および2015年時点の新規火砕物堆積深（1972年との最深河床の差）、2015年の最深河床勾配、流域面積、および1996年からの最深河床変動高の縦断方向変化を示した。主に火砕物堆積深がゼロとなる地点（すなわち地山露出地点）や極小となる地点を、着目点として図中に▼印で示した。以下、他溪流についても同様の図のセットを「縦断プロファイル」と呼び、着目点も同様に▼印で示す。

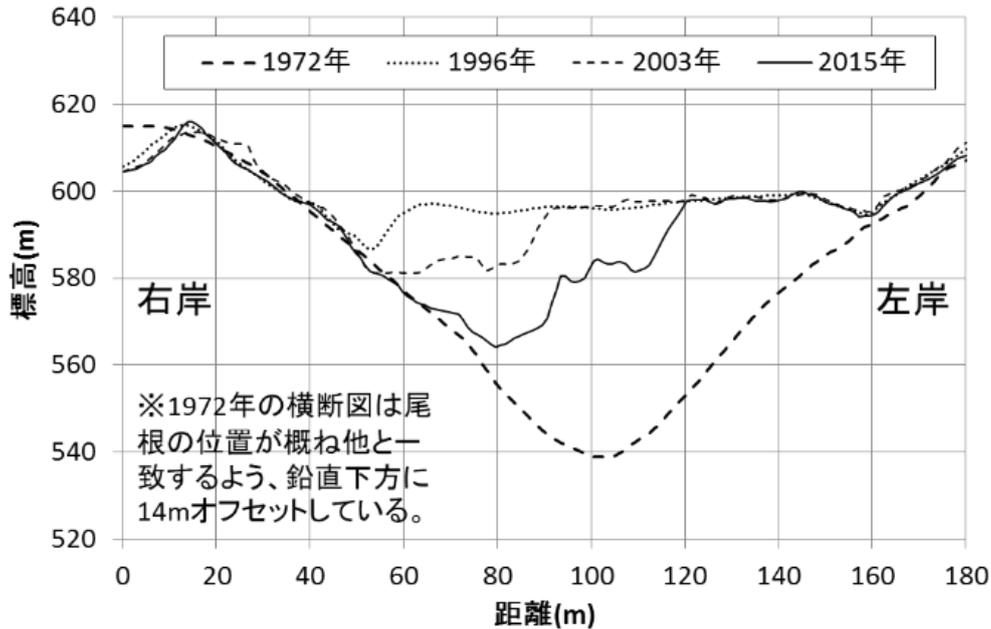
図-30を見ると、上流端で100m以上ある新規火砕物堆積深が①地点で0になり、これが図-18(p.22)でいうA滝の地山露出部となっている。図-22の土石流発生モデルに従えば、降雨時にはこの地点から多量の表面流が河道に供給されると考えられる。A滝直下で火砕物堆積深がマイナスになっているのは地山が侵食されていることを意味し、現地での観察結果と一致する。その下流では図-18(p.22)でいうB滝合流地点までの約300mに渡って、河床勾配がほぼ20度以上の急勾配をなす区間が連続し、かつ新規火砕物の厚さは一部を除いて1996年時点で20m～50m程度をなしており、さらに図-31の横断面図（累加距離1080m地点に当たる）で示したように側岸が地山（1972年の地盤）で形成されている。このため流水の集中と差別侵食によって、著しい侵食が発生して土石流が発生しやすい条件である。この結果、A滝の下流約600m程度の区間に渡って1996年～2015年の間に10～20mもの河床侵食が発生しており、これが主要な土石流発生源となっていると解釈できる。①地点の流域面積は0.12km<sup>2</sup>である。なおB滝合流点で流域面積が2倍程度に増加するが、それより上流のインターバルカメラで土石流発生を確認できているので、流域面積の急増だけが土石流発生の主要因であるとは考えにくい。

以上から、実地形データを用いた縦断プロファイルによって、土石流発生モデルと整合性を確認できた。



図一 30 炭酸谷の縦断プロフィール

Fig. 30 Longitudinal profiles of the Tansan-dani stream



図－ 31 炭酸谷の累加距離 1080m 地点の横断形状の経年変化

Fig. 31 Temporal change of cross section at a cumulative distance of 1080 m in the Tansan-dani stream

#### 4.4.2. 他の溪流における土石流発生モデル適用可能性の検証

炭酸谷以外の溪流について、土石流発生・非発生実態を述べると共に、河床縦断形状や地山露出位置、河床変動状況などの調査結果を示しながら、土石流発生モデルによってその実態が説明可能かを検証する。

##### (1) 極楽谷

極楽谷では 2005 年以降、監視カメラによって複数回の土石流の発生が確認され（山口ら，2006；渡部ら，2009），2009 年以降には少なくとも 2010 年 6 月 30 日に 1 回の土石流発生が確認された。このため土石流発生溪流と位置づける。

図－ 32 に極楽谷の縦断プロファイルを示す。②地点で地山が露出し、その下流で急勾配区間が連続し、流域面積も  $0.15 \text{ km}^2$  と小さくないが、1996 年～2015 年の侵食深はあまり大きくない。これは、②地点で多量の表面流が発生したとしても、③地点まで連続して河床に地山が露出しており、侵食されやすい新規火砕物が少ないためであると考えられる。③地点より下流では新規火砕物の堆積深が大きくなるのに伴い、1996 年～2015 年の侵食深も 10 m 前後へと大きくなっている。図－ 33 に累加距離 1340m 地点の横断形状を示すが、炭酸谷と同様に側岸が地山で形成されており、地山と新規火砕物の境界への流水集中と差別侵食が明瞭である。すなわち提案した土石流発生モデルによって土石流発生実態が説明可能である。

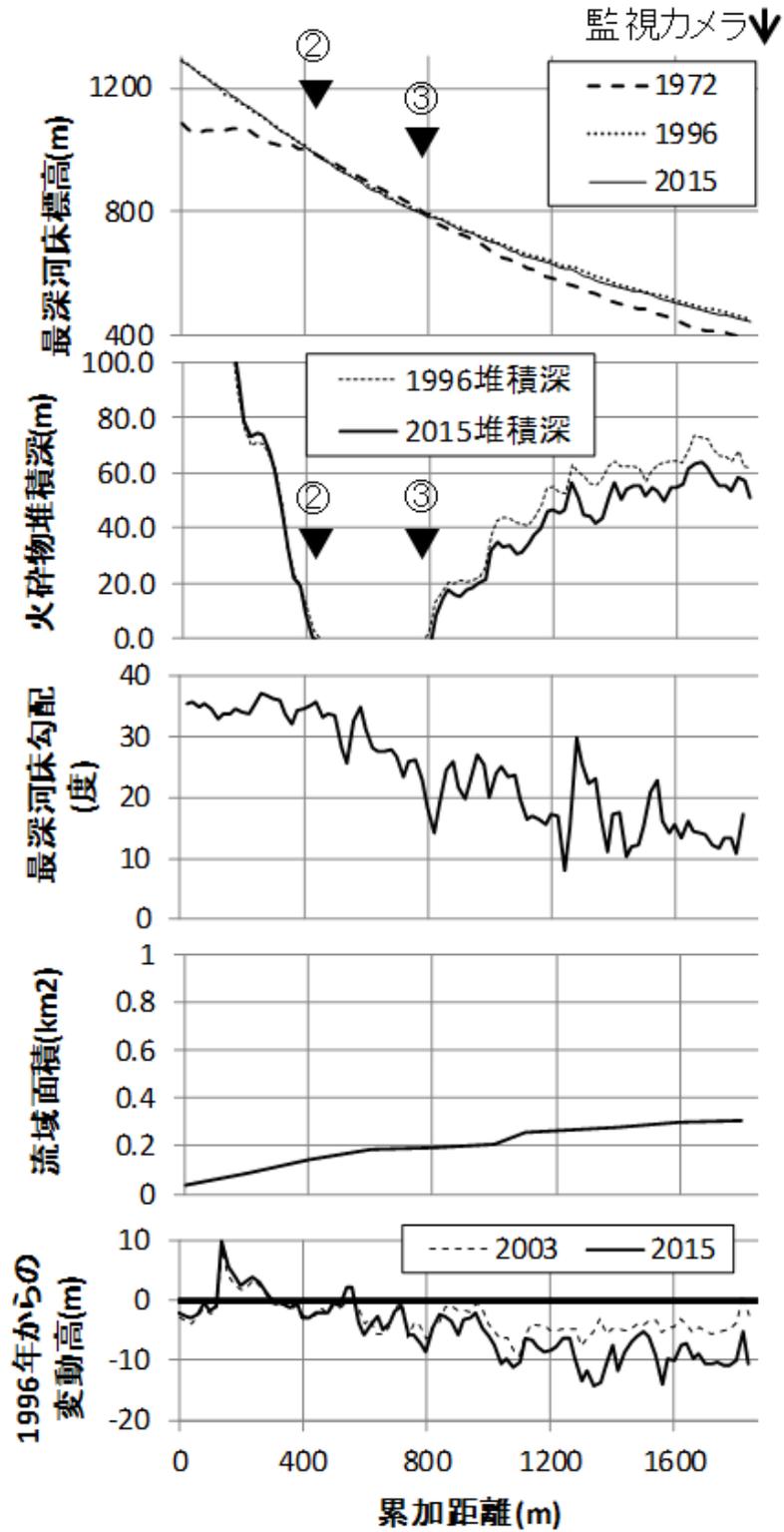
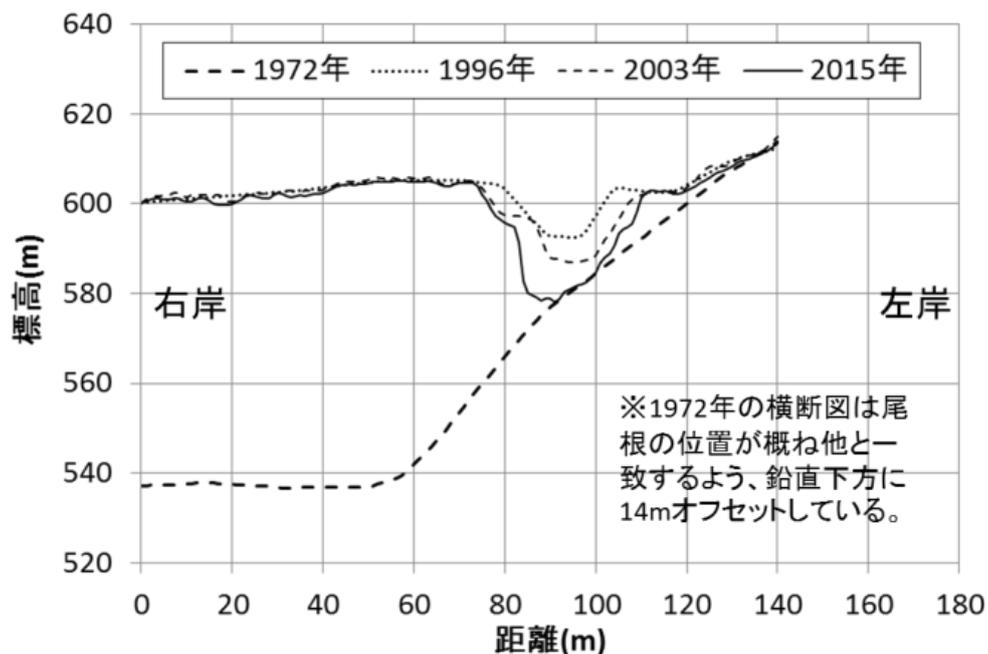


図- 32 極楽谷の縦断プロファイル

Fig. 32 Longitudinal profiles of the Gokuraku-dani stream



図一 33 極楽谷の累加距離 1340m 地点の横断形状の経年変化

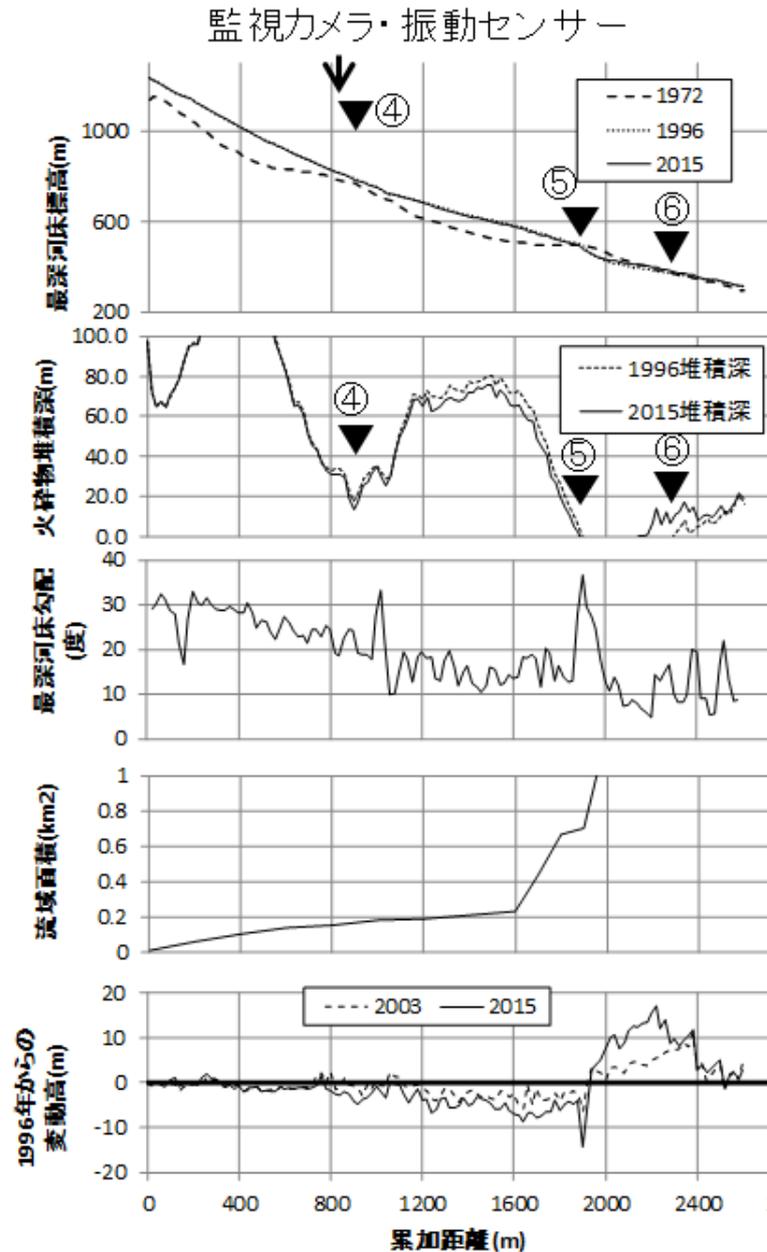
Fig. 33 Temporal change of cross section at a cumulative distance of 1340 m in the Gokuraku-dani stream

## (2) 中尾川上流

中尾川上流では少なくとも 2009 年以降は、監視カメラで土石流発生が確認された事例、および直轄砂防工事範囲に到達した事例はない。しかし 2015 年と 2016 年に炭酸谷または極楽谷で土石流が発生した際に、溪流近傍の振動センサーで数十分～1 時間以上継続する大きな振動波形が記録されたことから、本研究では土石流発生溪流と位置づける。

図一 34 に中尾川上流の縦断プロファイルを示す。④地点で新規火砕物堆積深が 20m 弱の極小値をとり、その下流の急勾配区間で次第に侵食深が大きくなる。土石流発生モデル (図一 22) のように地山が露出には至らなくとも比較的浅い位置に存在することによって、降雨時に地下水流動層や高含水率層の増大によって地表流が発生しやすくなり、それによって土石流が発生している可能性がある。

次に図一 34 の⑤地点では新規火砕物堆積深がゼロになり (現地でも地山露出を確認した)、その直下で侵食深が 14m と大きな値を示しているため、土石流発生モデルと整合的なように見える。しかし同地点付近で流域面積が急増し、かつ河床勾配も 37 度と局所的に著しく大きいため、地山露出による地下水流出が支配的な要因となっているかは判断しがたい。なお⑤～⑥間で 1996 年以降堆積傾向となっているのは治山ダム工事によるものである。



図－ 34 中尾川上流の縦断プロファイル

Fig. 34 Longitudinal profiles of the Nakao-gawa upstream

### (3) おしが谷

おしが谷では上記 3 溪流ほどの観測体制が整っていないため、他の状況証拠から土石流発生・非発生実績を推定した。まず図－ 35 に示した縦断プロファイルのうち 1996 年の変動高を見ると、全体的に河床侵食高が小さい。また LP データによる標高差分解析の結果（平川ら、2018）でも、土石流を示唆する侵食・堆積形状は認められない。少なくとも 2009 年以降は、直轄砂防工事範囲に顕著な土砂流出は確認されていない。筆者らの溪流内の現地踏査によっても、新鮮な土石流堆積物は認められなかった。これらから、おしが谷は土石流非発生溪流と位置づけた。

次に図－ 35 において土石流発生モデルとの対応を検討する。なお図面接合部の地形

データ不具合により縦断図の一部が欠落している。上流部では河床勾配が15度を上回るが新規火砕物の堆積深が100m以上ある。新規火砕物堆積深は⑦地点で極小をなすが、それでも30m以上あり、地山が露出するには至っていない。これに対応して⑦地点より下流の侵食深は0m～せいぜい4m程度と小さい。

提案した土石流発生モデルと対応させると、地山上面に地下水が存在しても、新規火砕物堆積深が厚いため伏流したままで表面流になりやすく、その結果侵食深が小さいという解釈が可能である。さらに⑦地点以下で火砕物堆積深が20m程度まで小さくなっている箇所もあるが、河床勾配が10度前後と土石流発生限界勾配を下回っているため、仮に表面流が発生しても土石流が発生しないと解釈できる。

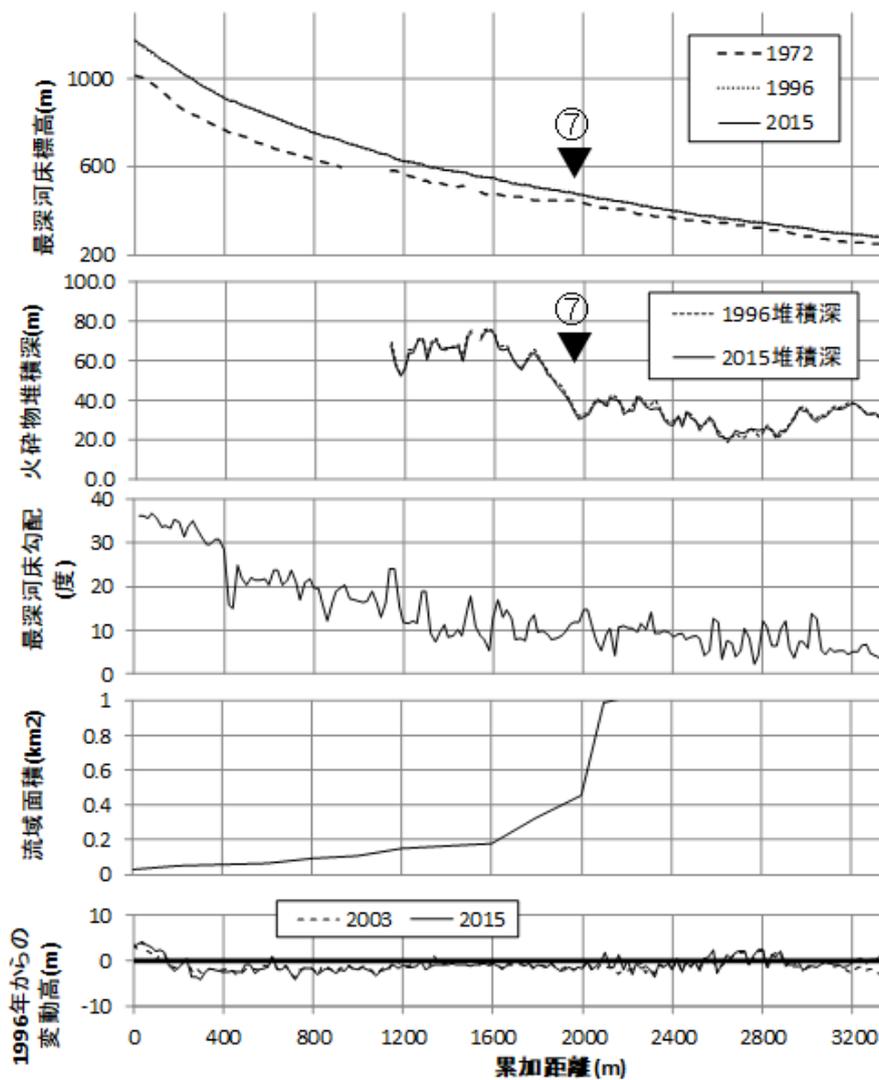


図- 35 おしが谷の縦断プロファイル

Fig. 35 Longitudinal profiles of the Oshiga-tani stream

#### (4) 水無川本流

水無川本流でも観測体制が整っていないため、おしが谷と同様に他の状況証拠から土石流発生・非発生実績を推定した。図-36に示した縦断プロファイルのうち1996年の変動高を見ると、累加距離1600mより下流では2003年までの間に河床低下しているものの、それ以降はほとんど変動していない。またそれ以外の区間については全体的に河床侵食高が小さい。その他、LPデータによる標高差解析結果、直轄砂防工事範囲への土砂流出状況、現地踏査結果等の面でおしが谷と全く同様であることから、水無川本流は土石流非発生溪流とした。

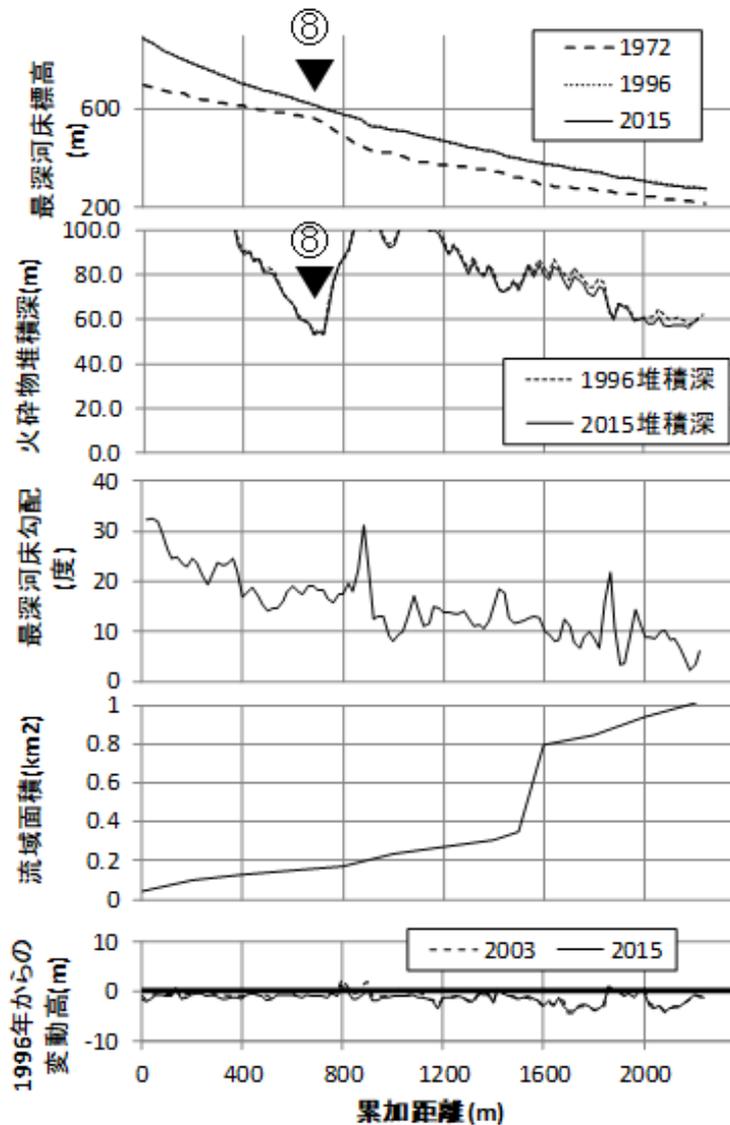
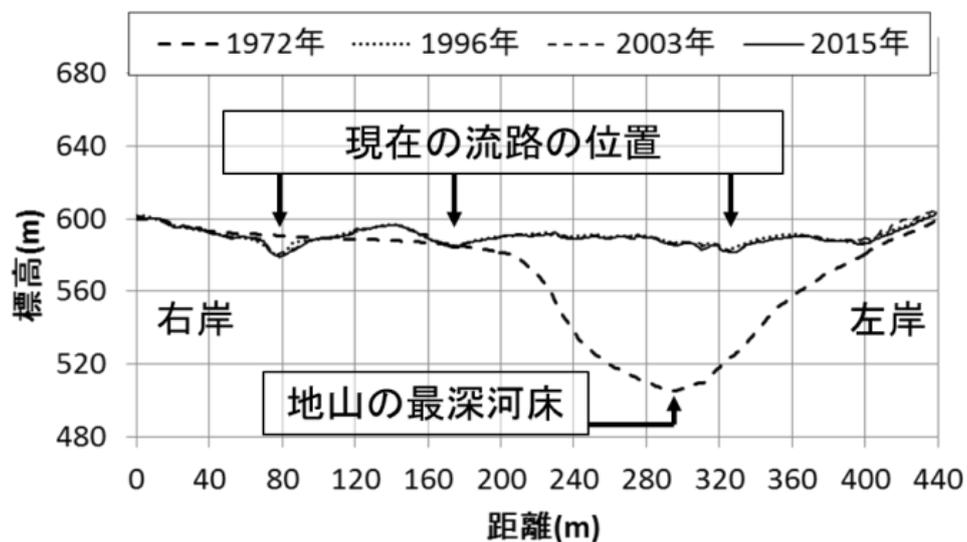


図-36 水無川本流の縦断プロファイル

Fig. 36 Longitudinal profiles of the Mizunashi-gawa main stream

次に図－ 36 において土石流発生モデルとの対応を検討する．⑧地点で新規火砕物堆積深が極小をなすが，それでも 50m 以上あり，地山が露出するには至っていない．縦横断測線位置図（図－ 26）を見ると同地点（累加距離 720m）より下流で兩岸に地山が露出しているが，噴火前の河道は新規火砕物に厚く埋積されたままである．土石流発生モデルと比較すると，もし表面流が十分に発生すれば図－ 22 下図のように側岸との境界で著しい侵食が発生するであろうが，それ以前に厚く堆積した新規火砕物の底部を地下水が伏流し，表面流が発生しにくいと考えられる．このことは横断図（図－ 37：他の横断図とスケールが異なることに注意）をみると理解しやすい．⑧地点では炭酸谷・極楽谷・中尾川上流の土石流発生地点（0.1 km<sup>2</sup>～0.2 km<sup>2</sup>程度）と同程度の流域面積を持ち，その下流 200m 程度にわたって河床勾配 15 度以上の区間が連続するにも関わらず侵食がほとんど認められず，土石流発生が確認されていないのは，そういった理由によると解釈できる．



図－ 37 水無川本流の⑧地点の横断形状の経年変化

Fig. 37 Temporal change of cross section at focus point No. 8 of the Mizunashi-gawa main stream

#### 4.4.3. 土石流発生を助長する地形・地質的条件

以上の検証から、炭酸谷と極楽谷については土石流発生モデルによって土石流発生実績を説明することができた。おしが谷と水無川本流については地山が深く埋没し土石流発生モデルの状態を満たさないために、近年土石流が発生していないと解釈できた。また中尾川上流の④地点では、地山が露出には至らなくとも比較的浅い位置にあるために地表流が発生しやすくなり、それにより土石流が発生している可能性が示唆された。

上記の結果から、概ねの傾向としては、提案した土石流発生モデルと同じ又は近い地形・地質を持つ場合に、土石流が発生しやすいことが示唆されたと言える。そこで図- 22 をもとにして、土石流発生を助長する地形・地質的条件を下記の3点に整理した(図- 38)。

- (ア) 縦断方向のある地点で、難透水性の地山の横断方向最深部が、河床に露出する、あるいは比較的浅い位置にあること。
- (イ) 上記の地山露出地点の下流に、新規火砕物が厚く堆積し、土石流発生限界勾配を超える急勾配河床が連続していること。
- (ウ) 上記(イ)の急勾配区間において、側岸に地山が露出すること。

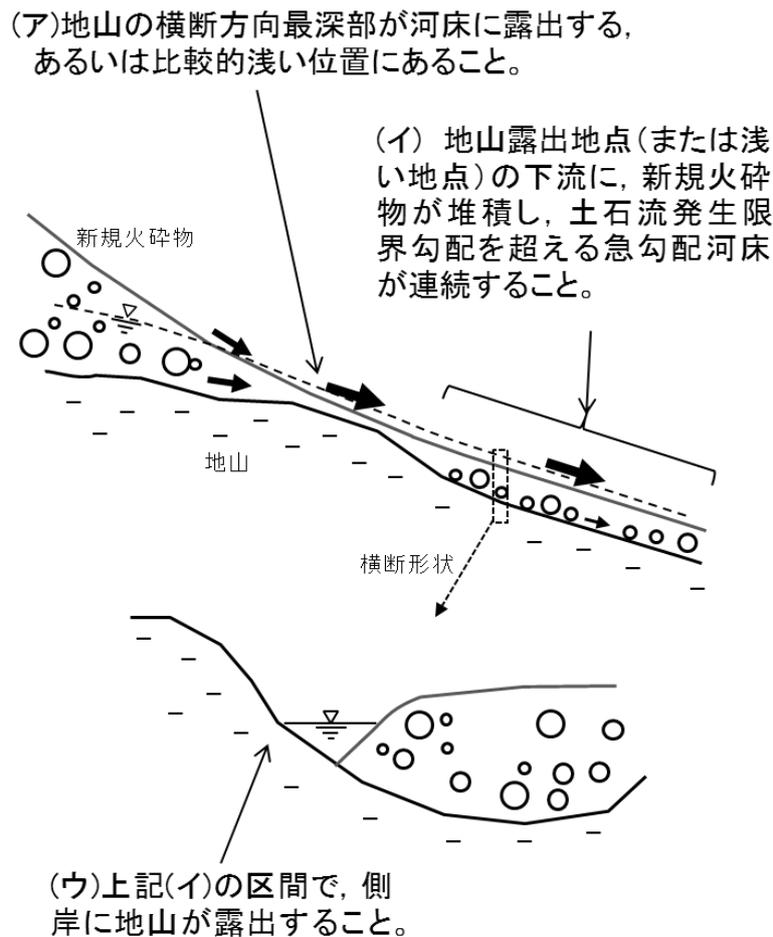


図- 38 近年の雲仙普賢岳における土石流発生を助長する地形・地質的条件の概念図  
Fig. 38 Schematic diagram of factors to advance debris flows occurrences in recent years in Mt. Unzen-Fugen-dake

上述した各溪流における検証結果をふまえ、条件（ア）～（ウ）を満たすかを判定した結果を表－ 5に示す。条件（ア）の「比較的浅い」という表現が定性的であるが、ここでは明確に地山が露出しているものを○とし、新規火砕物の深さによって相対的に△と×に分けた。新規火砕物堆積深に関する定量的な考察は 6.5 で述べる。

提案した土石流発生を助長する条件の中で、新たな知見と言える最も重要なポイントは条件（ア）である。表－ 5 より、概ねの傾向としては条件（ア）を満足するほど、土石流が発生しやすいことがわかる。条件（イ）は新規火砕物を溪床堆積土砂と読み替えれば一般的な土石流発生条件と同じ概念である。条件（ウ）については該当区間の無いおしが谷を除いていずれの溪流でも満たす結果となったため、結果的に本研究の対象溪流では土石流の発生・非発生の分離には寄与しない結果となった。しかし図－ 31 や図－ 33 に示したように、また西田ら（1998）が指摘したように、新規火砕物と地山の境界部でガリ発達が著しいことは明らかなので、条件（ウ）は土石流発生を助長する条件として不適切では無いと考える。水無川本流については条件（イ）（ウ）のいずれも満たし、⑧地点の流域面積も炭酸谷等の土石流発生地点と同程度であるのに土石流が発生していないのは、条件（ア）を満たしていないためと解釈できる。

表－ 5 各溪流の土石流発生実績と土石流発生を助長する条件の有無

Table 5 Estimation if the factors to advance debris flows occurrence are completed or not and actual condition of its occurrence at each stream

近年の 土石流 発生状況	溪流名	条件(ア): 地山が河床に露出する, または浅い位置にあるか		条件(イ): 条件(ア)の地点の下流に新規火砕物の堆積した急勾配河床が連続しているか		条件(ウ): 条件(イ)を満たす区間の側岸に地山が露出しているか
		○	△	○	△	(判読による)
発生	炭酸谷	○	①	○	①の下流 300m	○
	極楽谷	○	②～③	○	③の下流 640m	○
	中尾川 上流	△ (17m)	④	○	④の下流 140m	○
非発生	おしが谷	× (32m)	⑦	×	該当区間 なし	—
	水無川 本流	× (54m)	⑧	○	⑩の下流 180m	○

※ ()内の値は1996年時点の新規火砕物堆積深である。

#### 4.5. 本章のまとめ

本章では、第3章で提案した土石流発生モデル（図－22）の検証を目的とした。噴火前後の地形データを用いて、各溪流の地山露出エリア、新規火砕物の堆積深、および河床勾配といった諸要素の位置関係を確認し、土石流発生・非発生実態との整合性を検討した。この結果、下記の結論が得られた。

- (i) 土石流発生溪流のうち、炭酸谷と極楽谷については土石流発生モデルとよく整合し、中尾川上流についても土石流発生モデルに近い地形・地質条件を満たしていた。また土石流非発生溪流では土石流発生モデルを満たしていないという点で矛盾はなかった。このように土石流発生モデルは土石流発生・非発生実績と概ね整合的であった。
- (ii) 現在の研究対象流域においては、下記の地形・地質的条件によって土石流発生が助長されていることが示唆された（図－38）。中でも下記（ア）は、本研究で新たに指摘した重要なポイントである。
  - （ア）縦断方向のある地点で、難透水性の地山の横断方向最深部が、河床に露出する、あるいは比較的浅い位置にあること。
  - （イ）上記の地山露出地点の下流に、新規火砕物が堆積し、土石流発生限界勾配を超える急勾配河床が連続していること。
  - （ウ）上記（イ）の急勾配区間において、側岸に地山が露出すること。

## 第 5 章 現地水文観測に基づく降雨流出応答による土石流発生モデルの検証

### 5.1. 概説

本章では第 4 章に引き続いて、第 3 章で提案した土石流発生モデルの検証を目的とした。

第 3 章では、近年の炭酸谷における土石流発生 of 主要因として、難透水性の地山が露出することにより地表流が発生しやすくなっていると考え、図一 22 で示した土石流発生モデルを提案した。さらに第 4 章では、炭酸谷以外の溪流について土石流発生モデルとの比較を行った結果、新規火砕物の堆積深がある程度小さくかつ急勾配菜地点では、土石流発生モデルと同じ（又はそれに近い）状態になりやすいため、土石流発生が助長されることを示した。このモデルの重要なポイントは地山の存在によって地下水が流出、または地表量が発生しやすくなり、それが土石流発生源に供給されるという点であるが、その現地観測データが存在しないことが課題となっていた。

そこで本章では、炭酸谷の土石流発生源の上流でインターバルカメラ等による現地水文観測を行い、降雨流出の応答関係を把握することによって、図一 22 の土石流発生モデルで想定した降雨流出過程が実際に発生しているかを検証することを目的とした。

### 5.2. 研究対象流域

研究対象流域は、第 3 章で近年の主要な土石流発生源であると推定された炭酸谷である（図一 39）。平成噴火によって形成された溶岩ドームに源頭部を持ち、標高 1,100 m 付近より下流では厚く堆積した新規火砕物の中に深さ数 m～数十 m のガリが形成されている。平常時には河床は乾燥しており、降雨時のみ表流水が発生する。標高 680 m 付近の河床に存在する A 滝より下流で急激にガリが深くなり（図一 40）、その下流 650 m 程度の区間が近年の主要な土石流発生源になっていると考えられている（第 3 章参照）。その区間の途中、A 滝の 350 m 程度下流で右岸尾根上から B 滝が合流する。A 滝～B 滝付近では右岸側に地山の緻密な溶岩が連続して露出する。B 滝の流量は常時は全くまたはほとんど無いが、降雨時には炭酸谷に隣接する極楽谷のガリカメラ（B 滝から約 600 m の位置）で明確に視認できる程度にまで増大する（図一 20）。また B 滝の上流では、数度の現地調査時には地山の岩盤と新規火砕物との境界から湧水が認められたが、どの程度恒常的なものであるかは不明である。

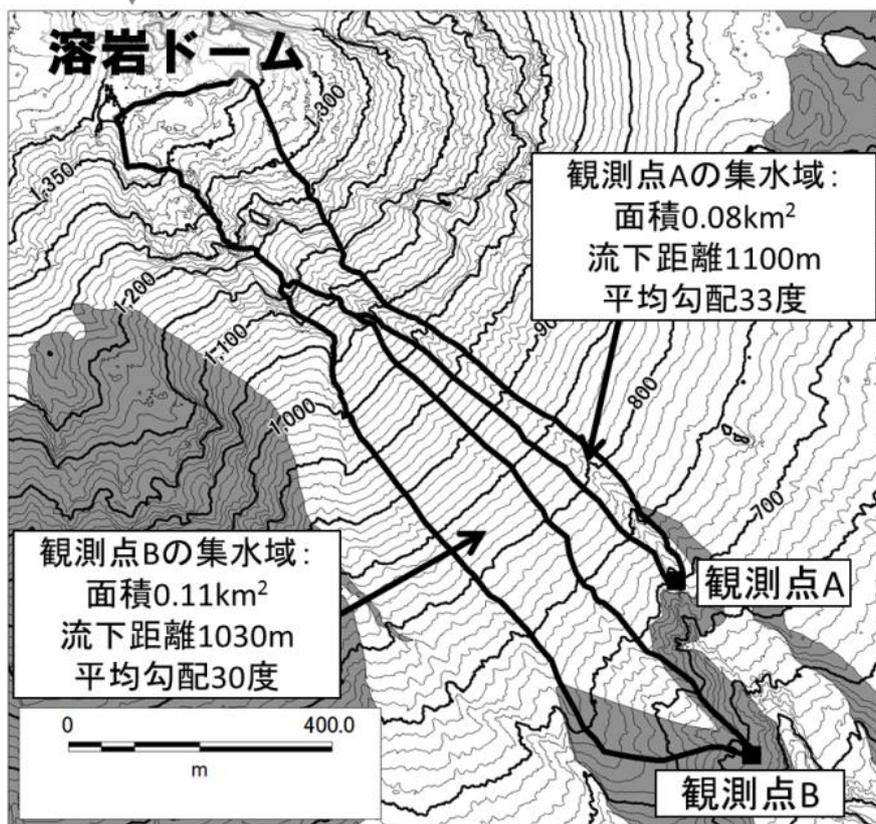
本章では図一 22 の土石流発生モデルに対応して、地山露出地点での出水状況を観測するために、B 滝より上流約 30 m～90 m の区間に観測点 B を設けた（図一 40）。またこれと対比するために、地山が露出しておらず地下水の影響が少ないと考えられる地点として、A 滝より約 20 m 上流に観測点 A を設けた。観測点 A、B の位置と、それぞれの集水域およびその諸元を図一 39 (b) に示す。集水面積はいずれも 0.1 km<sup>2</sup> 前後であるが、観測点 B の方がやや大きい。また観測点 A の集水域は溶岩ドームまで達しているのに対して、観測点 B の集水域は新規火砕物堆積斜面からなる。地被状態としては、溶岩ドームの大部分は破砕岩塊に覆われているが、一部には密実な岩盤の露出や草本の定着が認められる。新規火砕

物堆積斜面には草本および一部に灌木類が生育している。ガリ内には新規火砕物（二次移動堆積物含む）、および一部に地山岩盤が露出している。



基図には国土地理院の地理院地図を使用した。

(a) 全体図

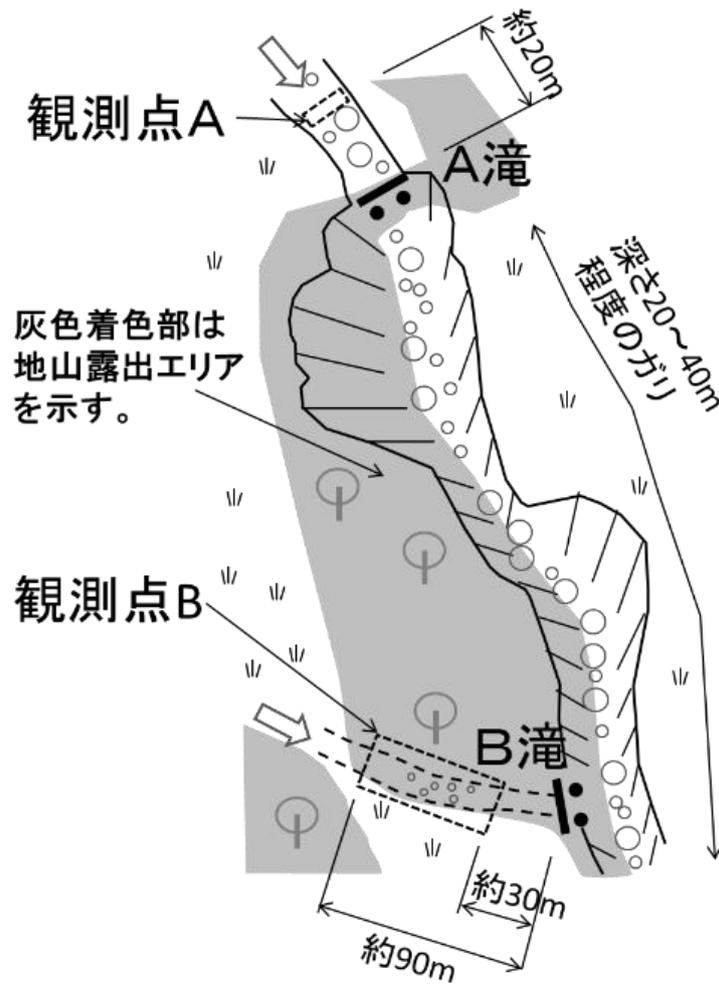


灰色着色部は地山露出エリアを示す。

(b) 拡大図

図一 39 研究対象流域と観測点の位置

Fig. 39 Map of studied areas and observation sites



図一 40 観測点 A, B 付近の見取り図

Fig. 40 Sketch map around the observation sites A and B

## 5.3. 研究方法

### 5.3.1. 現地水文観測の方法

現地水文観測には、インターバルカメラ（Bushnell Trophy Cam およびハイカム SP108-J）と静電容量式水位計（TruTrack SE-TR/WT1500）を使用した。有効なデータを回収できた観測機器の一覧を表-6に、設置位置の模式縦断図を図-41に、設置状況の例を図-42に示す。観測点Aでは新規火砕物からなるガリ底部を、右岸尾根上に設置したインターバルカメラで観測する形である。

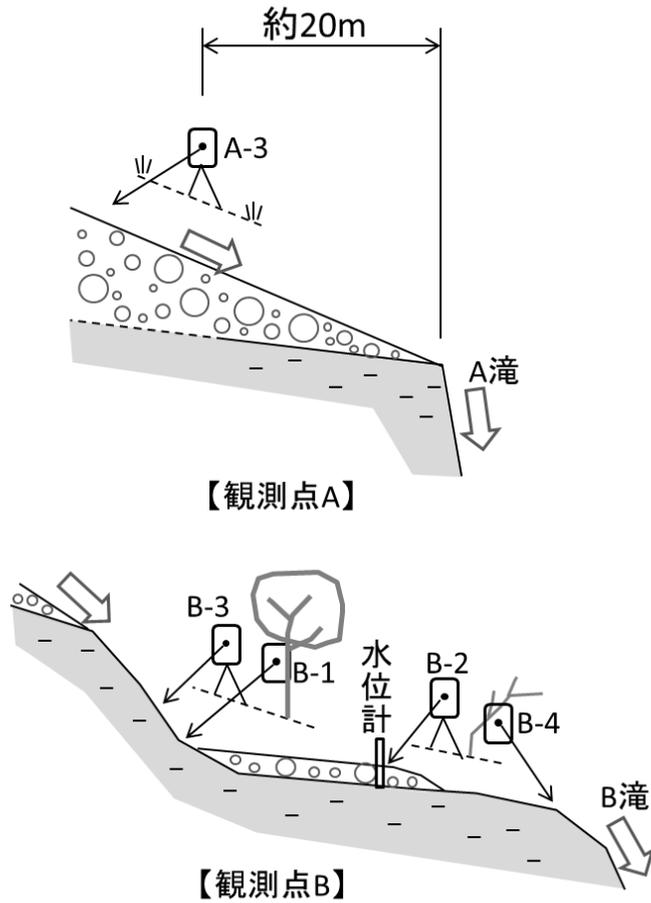
観測点Bでは河床に地山が露岩している部分が多いが、一部に礫が堆積している。露岩部ではごくわずかな流量であっても表流水として流下するのに対し、河床礫堆積部では流量が少ないときには伏流し、ある程度流量が大きくなった場合のみ表流水が発生する。そこで露岩部と河床礫堆積部（堆積深1m程度の位置）のそれぞれを観測できる位置にインターバルカメラを設置し、流量規模の変化を把握できるようにした。また河床に堆積した大礫に水位計を固定した。なお、この他にさらにカメラ3台と水位計1台を設置したが、土石流発生時に流失、あるいは画角が不適切なために有効なデータが得られなかった。

観測開始日はいずれも2016年5月24日だが、バッテリー持続期間によって観測終了日は表-6のように異なる。インターバルカメラの撮影間隔は5分ごとの一定間隔および移動物検知時に静止画像を取得する設定とした。水位計の計測間隔は10分とした。

表-6 観測機器の一覧(有効なデータが回収できたもののみ)

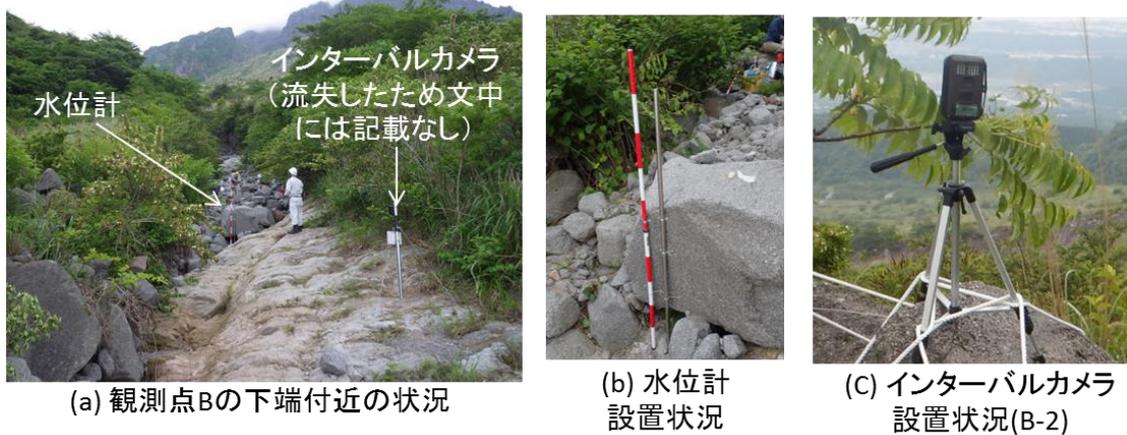
Table 6 List of observation instruments (only ones that could obtain valid data)

観測点	種別	台数	カメラ 番号	観測終了日 (2016年)
A	カメラ	1台	A-3	9月11日
B 露岩部	カメラ	3台	B-1	7月27日
			B-3	7月24日
			B-4	7月19日
B	カメラ	1台	B-2	7月24日
河床礫堆積部	水位計	1台	—	10月25日



図一 41 観測点 A,B の模式縦断面図

Fig. 41 Schematic cross-sections of observation sites A and B



図一 42 観測機器の設置状況(2016年5月24日撮影)

Fig. 42 Views of installed observation instruments as of May 24, 2016

### 5.3.2. 降雨・流出応答の解析方法

現地水文観測によって得られた表流水有無や概略流量規模の時系列変化を、実効雨量や一定時間内の積算雨量と対比させることにより、降雨流出応答を評価した。

#### (1) 降雨指標値

降雨流出応答を評価するための降雨指標値として、実効雨量と積算雨量を使用した。

実効雨量は、斜面内部に貯留された雨水量を示す指標としてとして用いられてきた(例えば、鈴木・小橋, 1981; 矢野, 1990 など)が、近年では地下水位変動(例えば、海野ら, 2008; 小杉ら, 2013 など)や、湧水量(藤野, 2015; 京都大学防災研究所徳高砂防観測所, 2017)の降雨に対する応答の評価にも適用されている。本研究で観測したのは溪流の表流水であるが、図-22の土石流モデルで提案したように地山上層の地下水によって表面流が発生するならば、その発生期間は地下水位や湧水量と密接に関連すると予想されるため、実効雨量との対比が有効であると考えた。

実効雨量はいくつかの算出方法があるが、ここでは10分間雨量に対応できるよう、10分刻みの時間ステップ*i*ごとに下記の式で算出した。

$$R_e(i) = r(i) + 0.5^{1/6T} \cdot R_e(i-1) \dots \dots \dots (1)$$

ここに、 $R_e(i)$ は時間ステップ*i*における実効雨量(mm)、 $r(i)$ は時間ステップ*i*における10分間雨量(mm)、 $T$ は半減期(時間)である。 $T \rightarrow 0$ のとき $R_e$ は降雨強度となり、 $T \rightarrow \infty$ のとき $R_e$ は無限の過去からの連続雨量となる。すなわち半減期は降雨強度と先行降雨の関与する重み付けを与えるものと位置づけられる(鈴木・小橋, 1981)。

一方、積算雨量は下式によって算出した。

$$R_c(i) = \sum_{j=0}^{6\tau-1} r(i-j) \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 $R_c(i)$ は時間ステップ*i*における積算雨量(mm)、 $\tau$ は積算時間(時間)である。実効雨量と積算雨量のいずれにおいても、観測開始よりも前の降雨の影響を評価するために、2016年4月1日午前0時を*i*=0とした。

## (2) 解析の手順

具体的な実効雨量の算出および出水状況との適合度合いの評価の手順を図-7 に示し、以下に説明する。積算雨量の場合には「半減期」を「積算時間」に読み替えれば同様である。

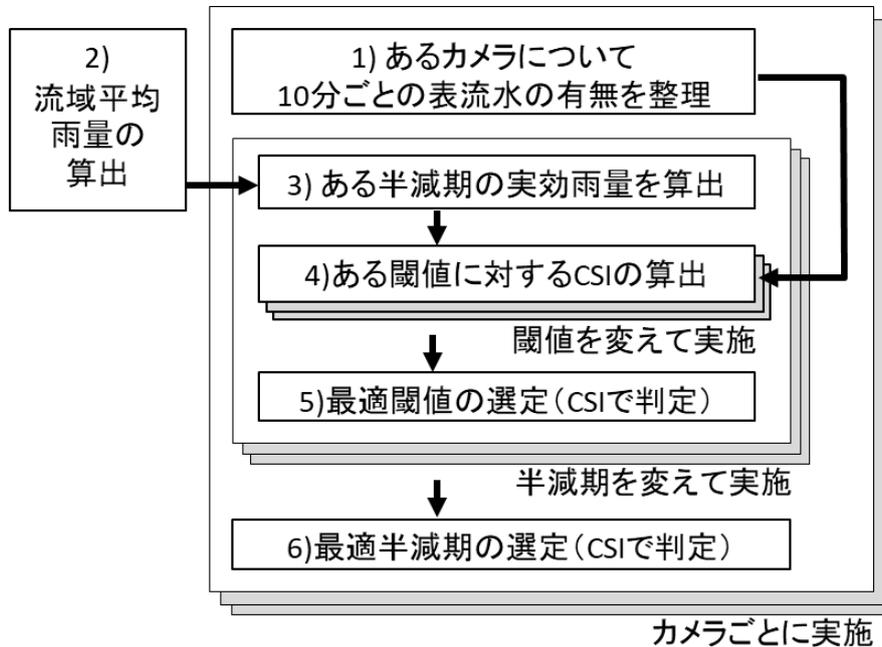


図- 43 実効雨量算出および出水状況との適合度合いの評価の手順

Fig. 43 Procedure for calculating antecedent precipitation index and evaluating its consistency with runoff condition

1) インターバルカメラから得られた8万7千枚の静止画像を目視確認して表流水の有無を判定し、表流水の発生期間を特定した。夜間など視界不良時の表流水の有無は、前後の降雨状況と表流水発生状況から類推して補完した。画像撮影時刻は正時から10分刻みの時刻に一致していないため、10分刻みにリサンプリングして雨量データの時刻と対比できるようにした。さらに、B-1、B-3、B-4の3つのカメラは一連の露岩部を撮影しているものであるため(図- 41 参照)、「B 露岩部」としてひとまとめにし、3つのカメラのうちいずれか1つで表流水が確認された場合には「表流水あり」とした。結果的には3つのカメラによる表流水発生期間にはほとんど差異はなかった。

観測点 B では、流量が少ない時には B 露岩部でのみ表流水が発生し、B-2 でも表流水が発生するのはある程度流量が増加した時であると考えた。この理由は、B-2 の河床堆積物表層は直径数十センチメートルの石礫に覆われているため、強雨時であってもその表面に Horton 型地表流が発生するとは考えにくいこと、また堆積物内部の含水率上昇によって表面流が発生したとしても、流量が小さければ表層の石礫の間隙を流下するためカメラで確認できないと考えられることからである。

2) 雨量データは、図- 39 (a)に示した野岳(長崎河川国道事務所管轄)、岩床山(雲仙復興事務所管轄)および大野木場(同)の10分間雨量観測値からティーンセン分割によって流域平均雨量を算出した。ただし2016年6月20日の強雨時にはデータ伝送停止や

異常値の観測が発生したため、雲仙岳（気象庁管轄）と大野木場の観測値の平均値を使用した。

3) 流域平均雨量を基に、実効雨量と積算雨量をそれぞれ式(1)と式(2)によって算出した。半減期および積算時間は 10 分、20 分、30 分、1 時間、1.5 時間、2 時間、3 時間、6 時間、9 時間、12 時間、24 時間、2 日、3 日、4 日、5 日、および 10 日としたが、出水状況との対応が低いことが明らかなケースは算出を省略した。

4) 実効雨量の増減と実際の出水状況の適合度合いを評価する指標として、CSI (Critical Success Index) を用いた。CSI はスレットスコアとも呼ばれ、天気予報など比較的稀な現象の予測精度の評価に用いられる（例えば、立平、1986）。原田ら（1999）は雲仙・水無川を対象として、また今泉ら（2004）は静岡県大谷崩れを対象として、土石流発生限界雨量とそれを規定する参照時間の探索に CSI が有効であることを示した。本研究では 10 分ごとの実効雨量と出水観測データを用いて、半減期と閾値をある値に設定した場合に表- 7 の分割表の各欄に該当する回数を計上し、下式によって CSI を算出した。

$$CSI = TP / (TP + FP + FN) \cdots \cdots \cdots (3)$$

ここに、TP、FP、および FN は表- 7 の各欄に該当する回数である。ただし夜間の表流水発生有無については判定誤差が大きい可能性があるため、夜間観測データを除外して CSI を算出した。

表- 7 CSI 算出のための表流水発生と実効雨量の対応表

Table 7 Matrix of surface water condition and antecedent precipitation index for calculating CSI

		カメラによる出水状況	
		表流水あり	表流水なし
実効雨量の 閾値超過 状況	超過	TP(的中)	FP(空振り)
	非超過	FN(見逃し)	TN(ありふれた事象)

5) 半減期をある値に固定して、閾値を 1 mm 単位で変更し、CSI が最も大きくなる場合を最適閾値とした。これにより、1 つの半減期に対して 1 つの最適閾値とその時の CSI が求められる。

6) 上記 3)~5)の手順を半減期を変えて実施し、最適閾値に対する CSI が最も大きくなる場合を最適半減期とした。これにより、1 つのカメラに対して 1 つの最適半減期と、その時の最適閾値および CSI が求められる。

## 5.4. 調査結果と考察

### 5.4.1. 降雨・流出の概況

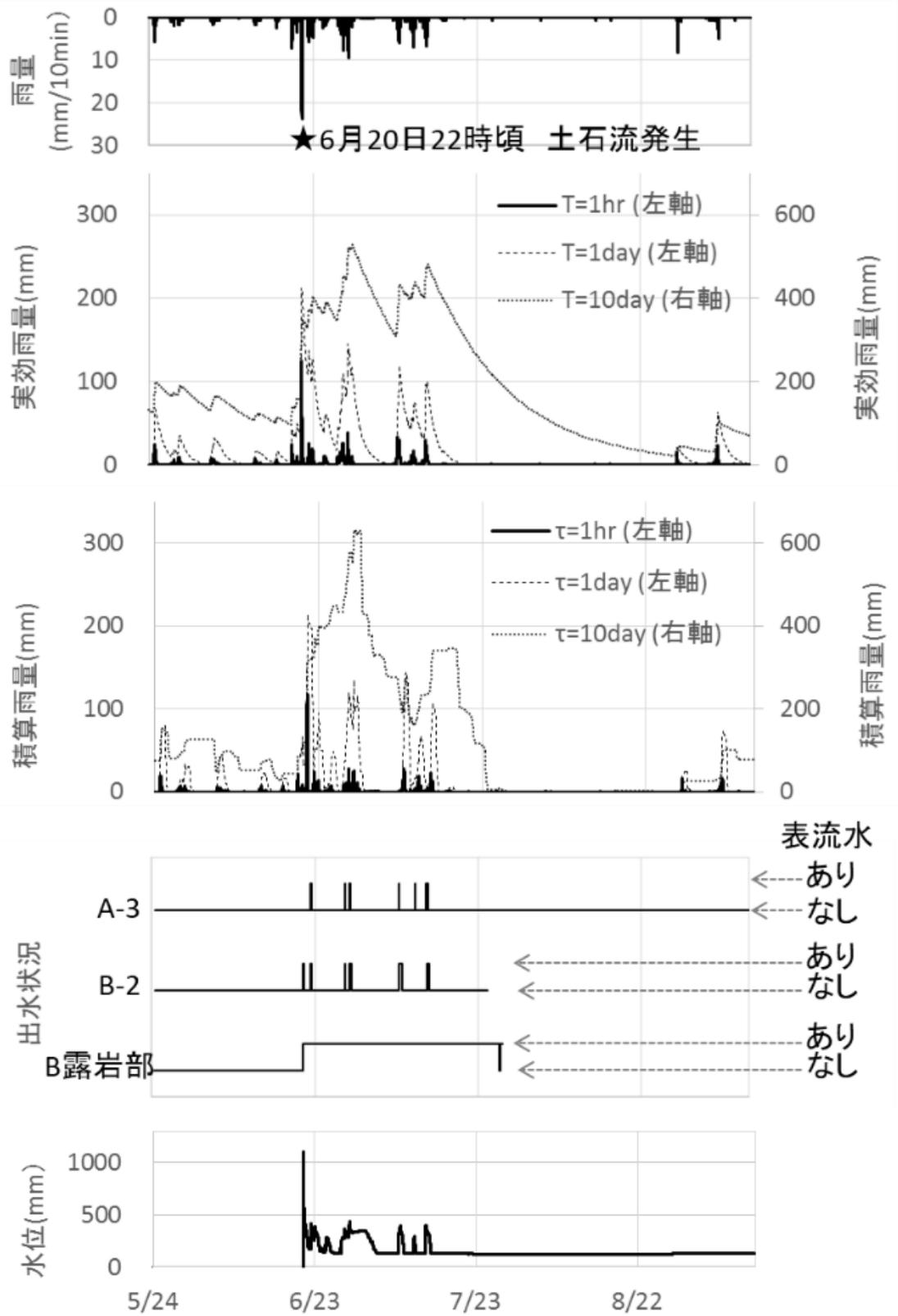
図一 44 に、流域平均雨量と実効雨量・積算雨量、各カメラの表流水発生期間および観測水位の時系列変化を示す。

観測期間中の最大の降雨イベントは、6月20日に流出土砂量 5.8 万 m<sup>3</sup>の土石流を発生させたものであり(雲仙復興事務所, 2016), ピーク時の 22:40 には 10 分間雨量 23.8 mm, 60 分間雨量 116.5 mm (いずれも流域平均雨量) を記録した。この土石流発生時に水位計は若干屈折し、また水位計を覆う保護管の水抜き穴が土砂で目詰まりしたため水位減少過程の水位を正確に計測できなくなった。このため水位計データは水位上昇のタイミングや概ねの流量規模変化の把握にとどまり、定量的データとして解析に供することはできなかった。

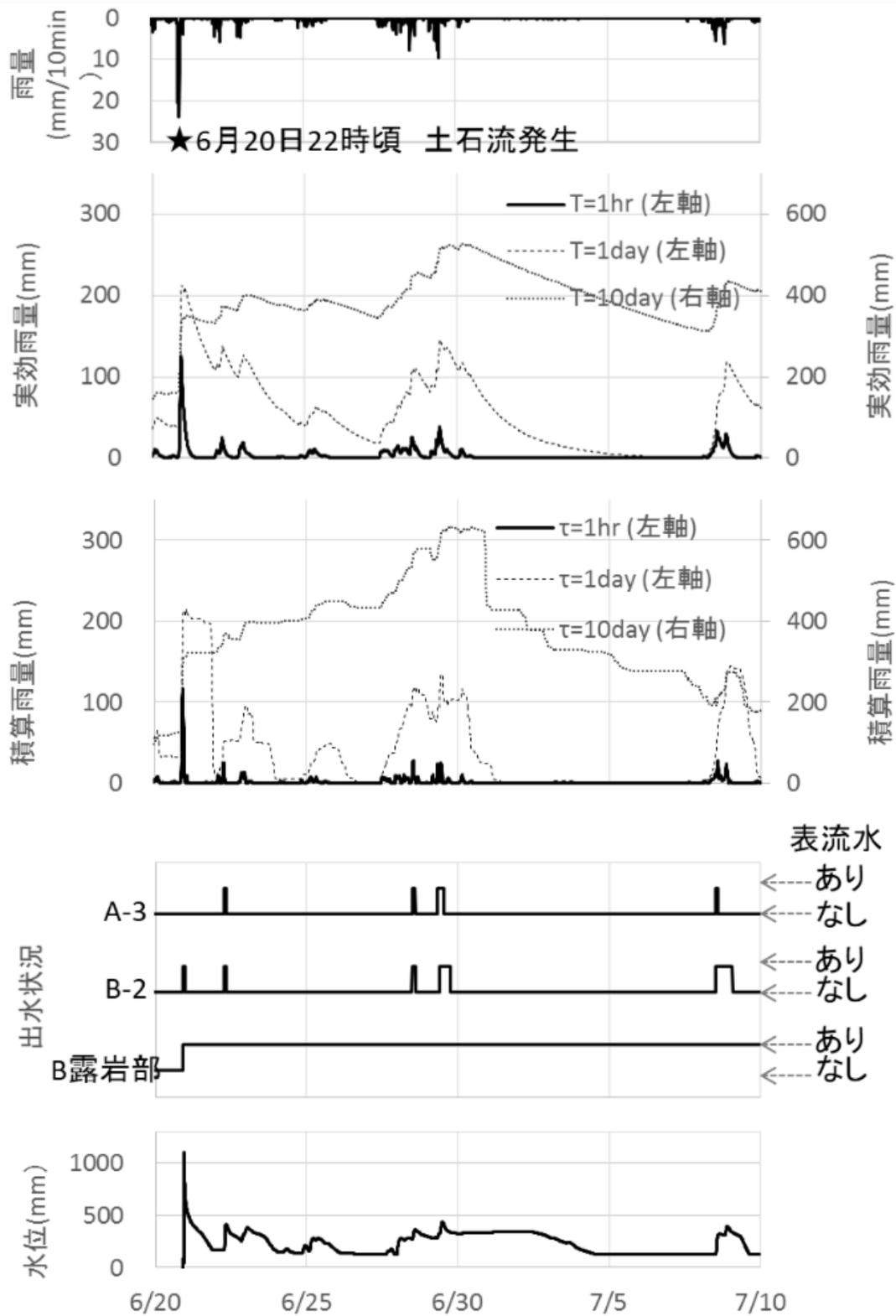
A-3 と B-2 の表流水発生状況を見ると、図一 44 の横軸スケールにおいてはほぼ同じタイミングで、ある程度の降雨強度があった際に表流水が発生していた。水位の上昇もこれらとほぼ同じタイミングで認められた。ただし後述するように、より詳細に見るとタイミングは異なる。降雨指標値との対応を見ると、半減期 1 時間～1 日程度の実効雨量や、積算時間 1 時間～1 日程度の積算雨量との対応が良いことが予想される。

これに対して B 露岩部は 6 月 20 日の土石流発生以降、7 月 27 日までのほぼ全期間にわたって表流水が認められた。これには地下水のしみ出しと思われるごく僅かな流量のものも含む。ただし前後の画像を比較して水面等の変化が認められない場合には、表流水なし(たまり水のみ)と判定した。観測可能期間終了の直前に 7 時間ほど表流水なしの期間が存在するが、最後は表流水ありの状態になって観測期間を終えた。降雨指標値との対応を見ると、半減期 10 日程度の実効雨量または積算時間 10 日程度の積算雨量との対応が良いことが予想される。

図一 44 のうち、土石流の発生した 6 月 20 日から 20 日間を拡大したものが図一 45 である。A-3 と B-2 の表流水発生タイミングは概ね同じであるが、B-2 の方が若干、表流水発生期間が長いことが分かる。6 月 20 日の土石流発生時は 22 時と夜中であったため、A-3 カメラで河床が視認できず表流水なしと判定されたが、実際には表流水があった可能性がある。



図一 44 雨量, 実効雨量, 積算雨量, 出水状況および水位の時系列推移(観測の全期間)  
 Fig. 44 Temporal change in precipitation, antecedent precipitation index, cumulative rainfall, emergence of surface water and water level (throughout the observation period)



図一 45 雨量, 実効雨量, 積算雨量, 出水状況および水位の時系列推移  
(6月20日の土石流から20日間)

Fig. 45 Temporal change in precipitation, antecedent precipitation index, cumulative rainfall, emergence of surface water and water level (for 20 days from the debris flow on June 20)

### 5.4.2. CSIによる最適半減期・最適積算時間の評価

観測された出水状況と降雨指標値との対応の良さを、CSIによって評価した結果を以下に記す。

まずA-3とB-2における出水状況と実効雨量との対応について、半減期を変えた場合の閾値とCSIの関係を図-46に例示した。ここで例示したのは、最終的にA-3およびB-2の最適半減期と判定されたケースを含む4ケースである。A-3においては半減期1時間の場合に明瞭なピークを持ち、最適閾値19mmにおいてCSIが最大値0.61を示す。B-2ではA-3に比較するとピークの鋭敏さは劣るが、半減期3時間の場合に、最適閾値29mmにおいてCSIが最大値0.69を示す。

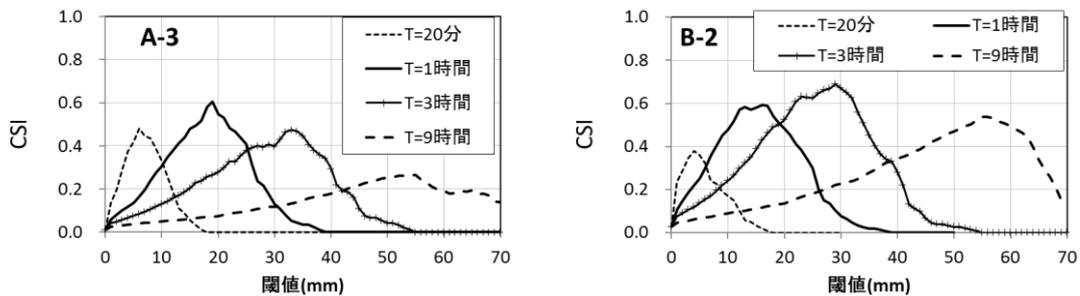


図-46 実効雨量における閾値とCSIの関係

Fig. 46 Relationship between the threshold of antecedent precipitation index and CSI

同様に積算雨量について、積算時間を変えた場合の閾値とCSIの関係を図-47に例示した。いずれも比較的明瞭なピークを持ち、A-3では積算時間2時間の場合に最適閾値22mmにおいてCSIが最大値0.62を示し、B-2では積算時間6時間の場合に最適閾値43mmにおいてCSIが最大値0.73を示す。

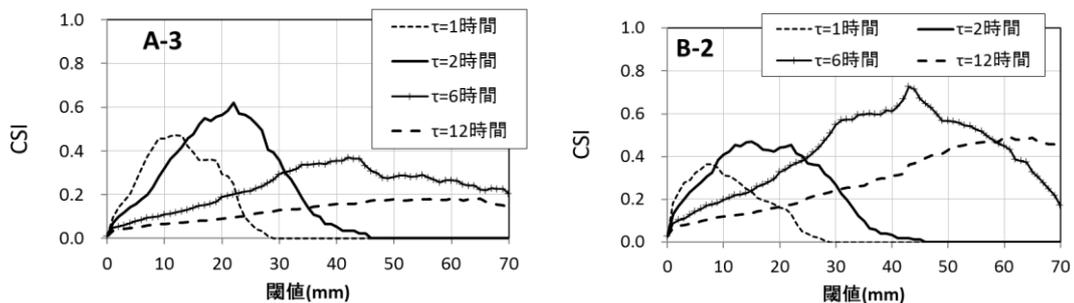
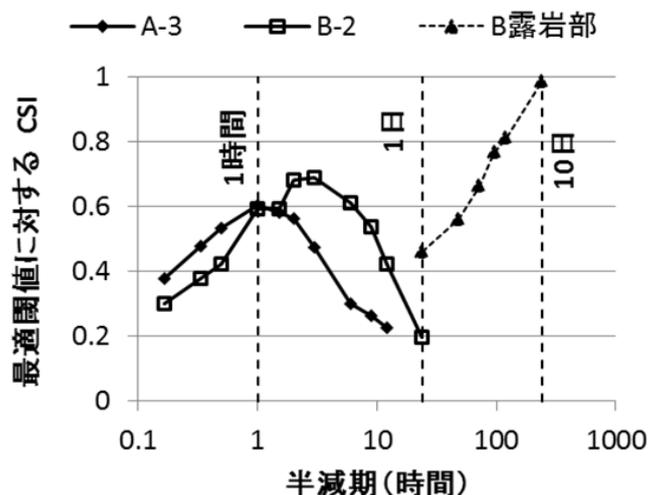


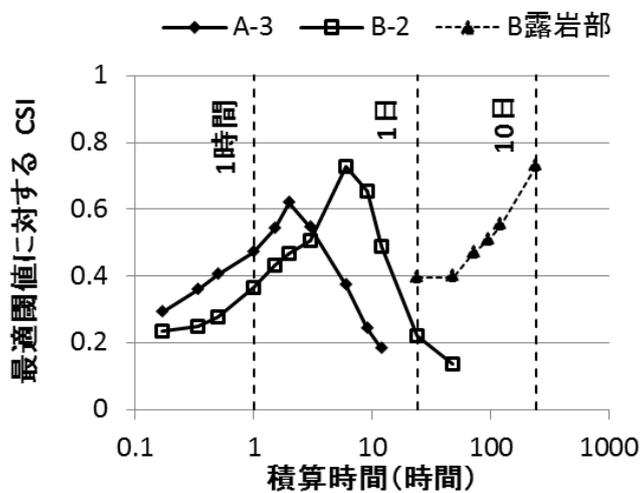
図-47 積算雨量における閾値とCSIの関係

Fig. 47 Relationship between the threshold of accumulative rainfall and CSI

上記のようにして半減期・積算時間を変化させ、それぞれに対する最大の CSI を算出した結果を、図- 48 に示した。この結果から CSI が最大となる最適半減期・最適積算時間を選定し、その時の最適閾値および CSI を、表- 8 に示した。また積算雨量については、最適積算時間と最適閾値から換算される降雨強度もあわせて示した。



(a) 実効雨量



(b) 積算雨量

図- 48 半減期および積算時間と、最適閾値における CSI の関係

Fig. 48 CSI corresponding to the optimum threshold over (a) half-life time and (b) accumulating time-window

表－ 8 地点別の最適半減期・最適積算雨量および最適閾値と CSI

Table 8 Optimized half-life time, accumulating time-window, threshold and CSI at each site

		A-3	B-2	B 露岩部
実効 雨量	最適半減期	1 時間	3 時間	10 日間
	最適閾値	19 mm	29 mm	199 mm
	CSI	0.61	0.69	0.99
積算 雨量	最適積算時間	2 時間	6 時間	10 日間
	最適閾値	22 mm	43 mm	103 mm
	換算降雨強度	11 mm/hr	7.2 mm/hr	0.4 mm/hr
	CSI	0.62	0.73	0.73

A-3 については半減期 1 時間の実効雨量および積算時間 2 時間の積算雨量と対応が良く、B-2 については半減期 3 時間の実効雨量および積算時間 6 時間の積算雨量と対応が良いことが分かった。それらの場合の最適閾値に対する CSI はいずれも 0.6～0.7 前後であった。

一方で B 露岩部については、半減期 10 日の実効雨量との対応が最も良く、半減期 199 mm の場合に CSI は最大の 0.99 となった。ただし表流水がなくなる前に電池切れにより観測期間が終了し、表流水消失のタイミングと実効雨量の減衰過程の比較ができていない。B 露岩部における半減期を正確に評価するためには数年間の観測データが必要と考えられる。しかし図－ 44 を見る限り、少なくとも半減期 1 日以下の実効雨量では B 露岩部の出水状況と全く対応しないことは明らかである。ここでは、半減期数日程度かそれ以上の実効雨量との対応が良い、と解釈する。

#### 5.4.3. 土石流発生モデルとの対応

以上から、観測点 A、B における降雨流出応答は下記のように要約できる。

- (i) 地山露出部より 20m 上流の新規火砕物上に設けた観測点 A では、降雨強度に鋭敏に反応する流出が見られた。表流水発生期間は半減期 1 時間の実効雨量および積算時間 2 時間の積算雨量によく対応した。
- (ii) 地山露出部に設けた観測点 B では、地下水のしみ出しと思われる微少なものも含めれば 1 ヶ月以上にわたって流出が継続し、加えて降雨強度に対して比較的鋭敏に反応する流量増加が認められた。長期間にわたる流出は半減期数日以上の実効雨量との対応が良く、降雨強度に反応する流量増加は、半減期 3 時間の実効雨量および積算時間 6 時間の積算雨量との対応が良かった。

図－ 22 で提案した土石流発生モデルにおいては、「新規火砕物と地山の境界部で、透水性の違いによって表面流が発生しやすくなる。降雨時にはそれらの流量が増加して溪流に流入する。」という溪流への水供給システムが重要なポイントとなっている。これと比較すると、上記の観測成果のうち(ii)は、地山上の地下水の存在を強く示唆する。また B の流量増加に対応する半減期や積算時間が A の流出に対するそれより 3 倍大きいことは、観測点

Bへの降雨流出過程が観測点Aよりも長いことを示し、例えば浸透流が地山露出地点付近で地表に流出していることを示す可能性がある。このような点では、土石流発生モデルと整合的であると言える。ただし観測期間の短さや観測点の少なさ、および検討材料が表流水発生有無のみである点、といった制約条件があるため、結論を出すのは難しい。今後も現地観測を行い、その観測成果に基づいてより詳細な降雨流出応答の解析を行うことが課題である。

## 5.5. 本章のまとめ

雲仙普賢岳における近年の主要な土石流発生溪流である炭酸谷において、土石流発生源の上流側2地点で現地水文観測を行い、表流水の発生期間を明らかにした上で降雨流出応答を評価した。その結果、地山露出地点で地下水が湧出、あるいは浸透流が地表に流出していることを示唆する降雨流出応答がみられた。これは、第3章の土石流発生モデルで想定した降雨流出形態が、実際に発生していることを支持するものである。

## 第 6 章 火砕流噴火後の土石流発生主要因の変遷と発生場の予測方法

### 6.1. 概説

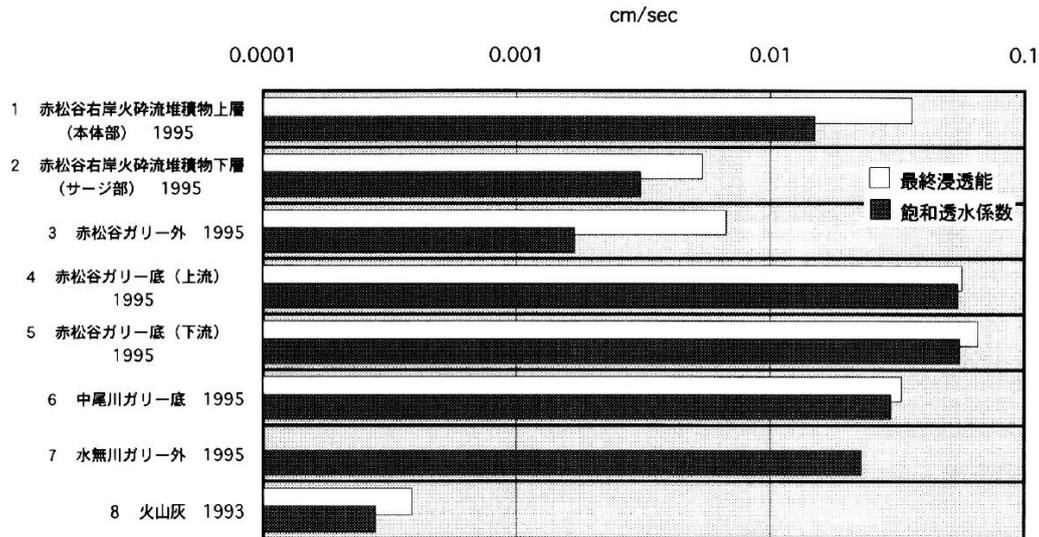
本章では、火砕流噴火後の土石流発生の主要因の変遷について述べる。はじめに、火砕流や火山灰を放出する噴火後の土石流発生要因に関する従来の研究をレビューした上で、筆者が近年行った現地浸透能調査の結果を示し、従来の土石流発生要因とされた「細粒火砕物による浸透能低下」は既に解消していることを確認する。この結果と第 5 章までの研究結果を踏まえて、火砕流噴火後の土石流発生主要因の時間的変遷についてステージ移行の概念を提案する。すなわち土石流発生の主要因は、第 I ステージでは細粒火砕物による浸透能低下、第 II ステージでは地山と新規火砕物の不連続性に起因する表流水集中と差別侵食であると考えられる。さらに第 4 章で行った噴火前後の地形解析結果を基にして、第 II ステージにおける土石流発生場の予測方法を提案する。

### 6.2. 噴火中および噴火直後の土石流発生要因に関するレビュー

噴火中から噴火直後にかけて生産・流出土砂量や土石流発生頻度が増加し、その後の時間経過とともにそれらが減少する理由に関しては、次のような研究があげられる。

セントヘレンズ火山 1980 年噴火では、山体崩壊とそれに伴う火砕サージによって広範囲の植生が壊滅すると共に、細粒な火砕物によって斜面が被覆された。Collins and Dunne (1986) は斜面における安定したリルネットワークの形成と、透水性で耐侵食性の高い地盤の形成または露出によって、1980 年から 1983 年までの間にリル侵食や表面侵食が 1~2 オーダー減少したことを示した。

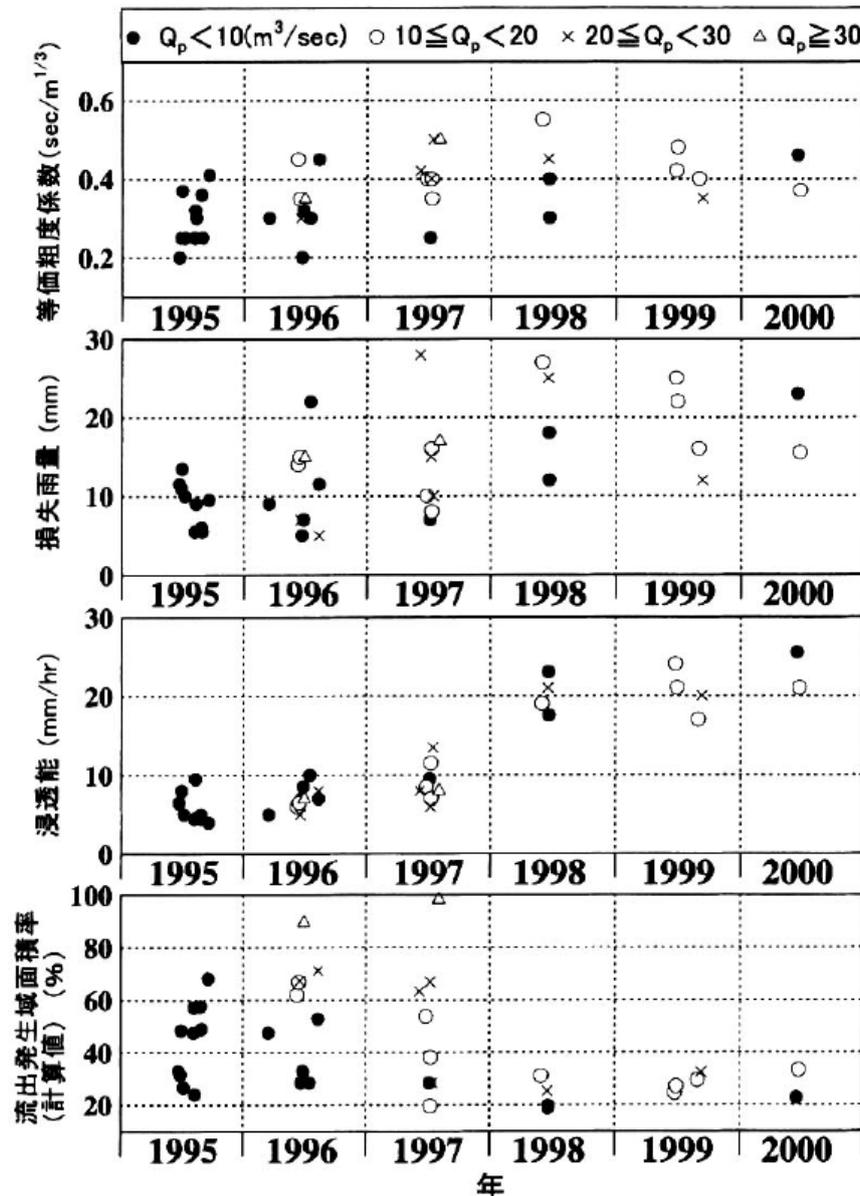
雲仙普賢岳の平成噴火後の土石流や土砂流出に関しては多くの研究がある。小橋ら (1994) は島原市内に降った火山灰を用いて浸透試験を行った結果、最終浸透能が 14mm/hr であり、現地の土石流発生限界降雨強度とほぼ一致していることを示した。西田ら (1996) は 1995 年に雲仙普賢岳の火砕流堆積斜面で最終浸透能と飽和透水係数を計測した結果、小橋ら (1994) が示した 1993 年の火山灰よりも 10 倍~100 倍の大きな値であることを明らかにし (図- 49)、その理由を細粒物質の移動・除去であると推測した。



図一 49 雲仙普賢岳における最終浸透能と飽和透水係数(西田ら, 1996)

Fig. 49 Final infiltration rate and saturated conductivity (Nishida et al., 1996)

山越・諏訪 (1998) は雲仙普賢岳・赤松谷川の火砕流堆積斜面で降雨流出・土砂流出の観測を行った結果, 航空実播による植生回復によって斜面の耐侵食性が高くなったとした. さらに Yamakoshi and Suwa (2000) は有効降雨を考慮した流出解析モデルを用いて上記の観測結果の再現計算を行って, 最適パラメータの時系列推移によって航空実播による植生の影響を評価した. この結果, 植生の繁茂によって最終浸透能, 初期損失雨量および斜面の粗度が上昇し, 降雨流出や土砂流出の減少に寄与したと結論づけた. さらに山越ら (2001) は焼岳についても同様のモデルを適用し, 20年間の流出特性の変化を解析した結果, 植生回復によって上記と同様の効果に加えて, 流出寄与域 (斜面のうち比較的低い浸透能を有し流出に寄与する部分) の面積率の減少も認められたとした. 一方で寺本ら (2003) および寺本ら (2004) は水無川の赤松谷川と湯江川を対象とし, 空中写真判読によってガリ侵食面積の経年変化を測定した上で, 流出解析モデルによる再現計算によって最適パラメータの変遷を検討した. その結果, ガリ侵食の拡大による流出発生域 (上述の流出寄与域と同義と解釈される) の減少と, 浸透能の回復, および初期損失雨量の増加によって, 土石流の頻度・規模の経年的な減少がもたらされたことを示した (図一 50).



図一 50 流出解析により求められたパラメータ最適値の経年変化(寺本ら, 2003)

Fig. 50 Temporal variation of optimal parameters by runoff analysis (Teramoto et al., 2003)

これらの研究から、噴火中および直後に生産・流出土砂量や土石流発生頻度が増加し、その後の時間経過とともにそれらが減少する理由は、かなり明らかにされ、一般的な概念として広く普及しつつあるように思われる。すなわち、生産・流出土砂量や土石流発生頻度の増加の主要因は細粒火山灰による浸透能低下であり、その後の減少の理由は植生回復や細粒分流失による最終浸透能や初期損失雨量の上昇、リル・ガリの形成・延伸による流出寄与域の減少、植生の根茎による耐侵食性の向上、といった点に概ね集約される。

### 6.3. 現地浸透能試験

雲仙普賢岳周辺の浸透能については、地頭菌ら（1996）および寺本ら（2004）が継続的な調査を実施している。それによれば、火山灰が堆積した林地や、赤松谷川南側（右岸側）の火砕サージ堆積物上では浸透能の上昇が確認されているが、火砕流本体の堆積物（本研究で言う新規火砕物）では調査が実施されていない。そこで、新規火砕物の浸透能の回復状況を確認するために、現地浸透能測定を実施した。

#### 6.3.1. 調査方法

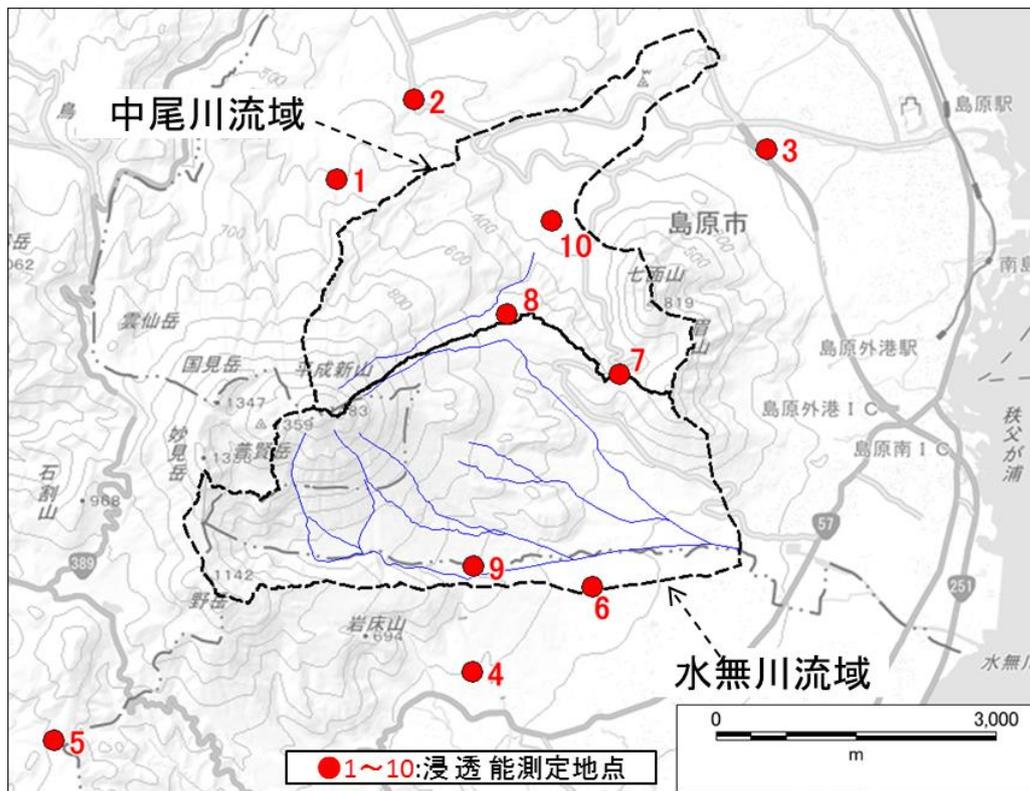
測定日は2010年7月27日～同30日で、測定方法は先行研究と比較するために地頭菌ら（1996）による如雨露を使用した散水方式を用いた。これは傾斜10度～20度程度の斜面に長さ100cm×幅50cmの方形区を設置して如雨露で散水し、散水量と表面流出量から浸透量を算出し、浸透量を流出時間で割って浸透能とするものである。散水状況を図一51に示す。



図一 51 浸透能試験における散水状況

Fig. 51 Water sprinkling in infiltration rate survey

測定地点は図－ 52 に示す 10 箇所である．このうち No.9 と No.10 の 2 地点は，直径 1～2m の巨礫を含む新規火砕物が厚く堆積した地点であり，現在はその上に草本が密生している．その他の地点は噴火前からの樹林が残存している地点や，火砕サージによって樹林が焼損したが現在は植生が侵入している地点である．No.1～No.6 は寺本ら（2004）が示した樹林内における測定地点であり，その測定結果と対比するために可能な限り同一地点に測定地点を設定した．ただし一部は地形改変等の原因により近傍に移動した．



基図には国土地理院の地理院地図を使用した。

図－ 52 浸透能調査測定地点

Fig. 52 Map of sites of infiltration rate survey

### 6.3.2. 調査結果

現地浸透能測定の結果を、地頭菌ら（1996）および寺本ら（2004）が示した経年変化に  
加筆する形で図- 53 に示す。 図中右端のプロットが今回の測定結果である。 No.2 と No.8  
では 240mm/hr 相当の強度の散水を 8 回行って表面流出が認められなかったため計測不  
能となったが、これは厚いリターやネット状に密生した草本の根茎により、表層部が飽和  
に至らなかったためと考えられる。

No.1 および No.3~No.6 では、寺本ら（2004）による最新の測定結果とほぼ同程度の値  
を示し、経年的な変化は横ばいの傾向となっている。 図中に示された最左端のプロットは、  
噴火後の 1991 年に表層の火山灰層を剥ぎ取り、元の土壌表面を露出させて浸透能測定を行  
った結果が、噴火前の浸透能と位置づけられたものである（地頭菌ら、1996）。 樹林内の浸  
透能はこれと同水準にまで回復していることがわかる。 次に新規火砕物上に新たに設けた  
測定地点 No.9 と No.10 の浸透能はいずれも 110~120mm/hr 程度で、これは他の測定地点  
における噴火前および現在の浸透能と同程度であることがわかる。 以上から、研究対象流  
域における斜面の浸透能は概して噴火前の水準にまで回復していると考えられる。

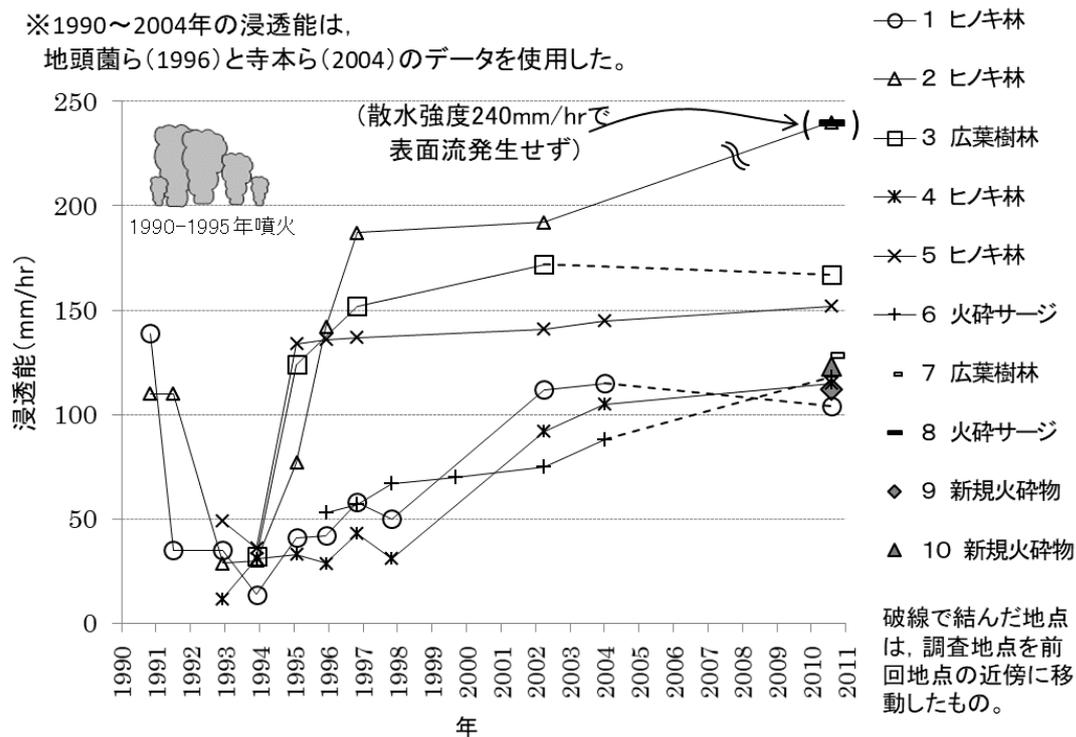


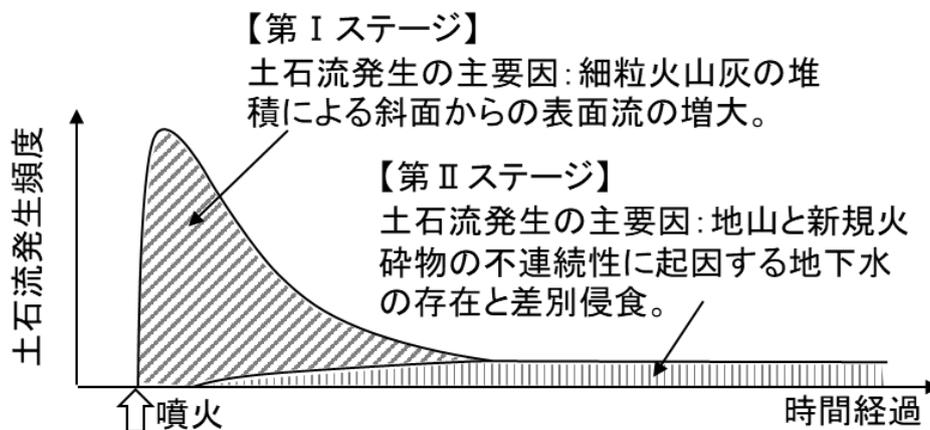
図- 53 浸透能の経年変化

Fig. 53 Measurement result and temporal variation of final infiltration rate

#### 6.4. 土石流発生主要因に関するステージ移行の概念

6.2 でレビューしたように、噴火中および噴火後の土石流頻発は、細粒火山灰に起因する浸透能低下による表面流増大を主要因としたものと考えられる。そして 6.3 で示したように、現在の雲仙普賢岳周辺斜面においては浸透能は噴火前の水準にまで回復していると考えられるため、浸透能低下を主要因とした土石流頻発期間は既に終了したと考えられる。さらに、第 3 章～第 5 章で述べたように、近年の土石流発生の主要因は、新規火砕物堆積域の途中に難透水性の地山が露出することにより、表面流が発生しやすいことにあると考えられる。

これを踏まえて、火砕流噴火後の土石流発生主要因の経年変化について、図一 54 に示すステージ移行の概念を提案する。ここで縦軸は土石流の発生頻度であり、平成噴火中および直後に年間数十回の土石流発生していたが、噴火終息後の後数年の間に土石流発生回数が減少し、近年は年 1 回程度の発生頻度であること（第 2 章参照）を反映している。図のハッチによる区分は土石流発生主要因の区分を示し、一般に指摘されるような「細粒火山灰の堆積による表面流の増大」を主要因として広範囲で土石流が頻発する期間を、第 I ステージとした。これに対して現在は、「地山と新規火砕物の不連続性に起因する地下水の存在と差別侵食」を主要因として、地山と新規火砕物の境界付近で土石流が発生する、言わば第 II ステージということが出来る。



図一 54 土石流発生主要因の経年変化の概念図

Fig. 54 Schematic diagram showing temporal change of dominant factors of debris flows after pyroclastic eruption

西田ら (1996) は、1995 年に山腹斜面の浸透能および飽和透水係数を計測した結果、1993 年時点の火山灰よりも 10 倍～100 倍大きくなったことを踏まえて、「浸透能の向上は、水文状況の変化をもたらすはずであり、これからは表面流による侵食よりも、地下水位の上昇や地下水の流出などが土砂災害のひきがねになるかもしれない」と述べている。今回の筆者らの研究結果は、この予見を支持するものである。

今後、同様の要因による土石流発生がいつまで続くのかについては、予想が難しい。現

在土石流発生源となっている急勾配区間の不安定土砂が減少すれば発生しにくくなると予想されるが、一方で、現在発生していない区間でも河床侵食が進んで地山が露出すれば、水文環境が変化して土石流発生要件を満たすようになる可能性がある。

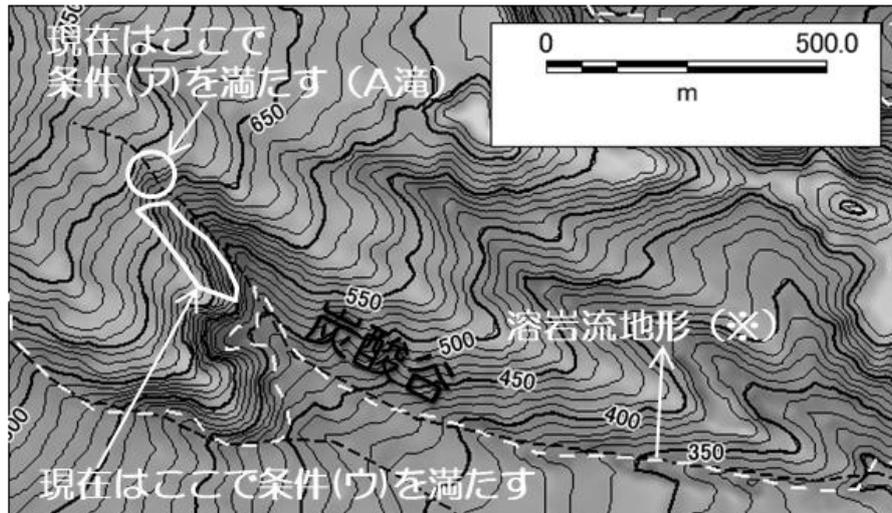
## 6.5. 新規火砕物と地山の不連続性に起因する土石流発生場の予測方法

本論文の 4.4.3 では、雲仙普賢岳において近年土石流発生を助長する地形・地質条件を下記のように整理した。

- (ア) 縦断方向のある地点で、難透水性の地山の横断方向最深部が、河床に露出する、あるいは比較的浅い位置にあること。
- (イ) 上記の地山露出地点の下流に、新規火砕物が堆積し、土石流発生限界勾配を超える急勾配河床が連続していること。
- (ウ) 上記(イ)の急勾配区間において、側岸に地山が露出すること。

これらの条件によって土石流発生が助長されるのが雲仙普賢岳特有のものであるのか、同様の地形・地質特性を持つ他火山（例えば焼岳など）においても共通するものであるのかは、今後検討すべき課題である。もし共通するものであるならば、今後の他火山における火砕流噴火時に、第Ⅱステージまで土石流が継続する可能性のある要注意溪流を条件(ア)～(ウ)によって予想することができる可能性がある。

上記(ア)～(ウ)はやや煩雑で定性的要素が強い表現であるため、それらの条件を満たす地点を見つけ出すのはあまり容易ではない。しかし、比高数十 m～百 m 程度の大きな凹凸を持ち複雑な形状をした溶岩流の周辺に、平滑な表面形状をもつ火砕流が「適当な厚さ」で堆積すれば、(ア)～(ウ)の要件を満たす場所がどこかに形成されやすいと考えられる。このことは、噴火前の炭酸谷中流部が溶岩流からなる 2 つの支尾根に挟まれた位置に有り（図－ 55）、溶岩流末端崖が条件(ア)の河床の露岩や条件(ウ)の側岸の露岩になっていることから、理解されよう。また図－ 25 (p.30) からは水無川本流やおしが谷も溶岩流の地形を持つ尾根に挟まれた位置にあることがわかるが、炭酸谷や極楽谷に比較して厚く埋積されすぎたために地表流が発生しにくくなり、結果的に第Ⅱステージにおいては土石流が発生していないと考えることができる。



条件(ア): 地山の横断方向最深部が、河床に露出する。

条件(ウ): 側岸に地山が露出する。

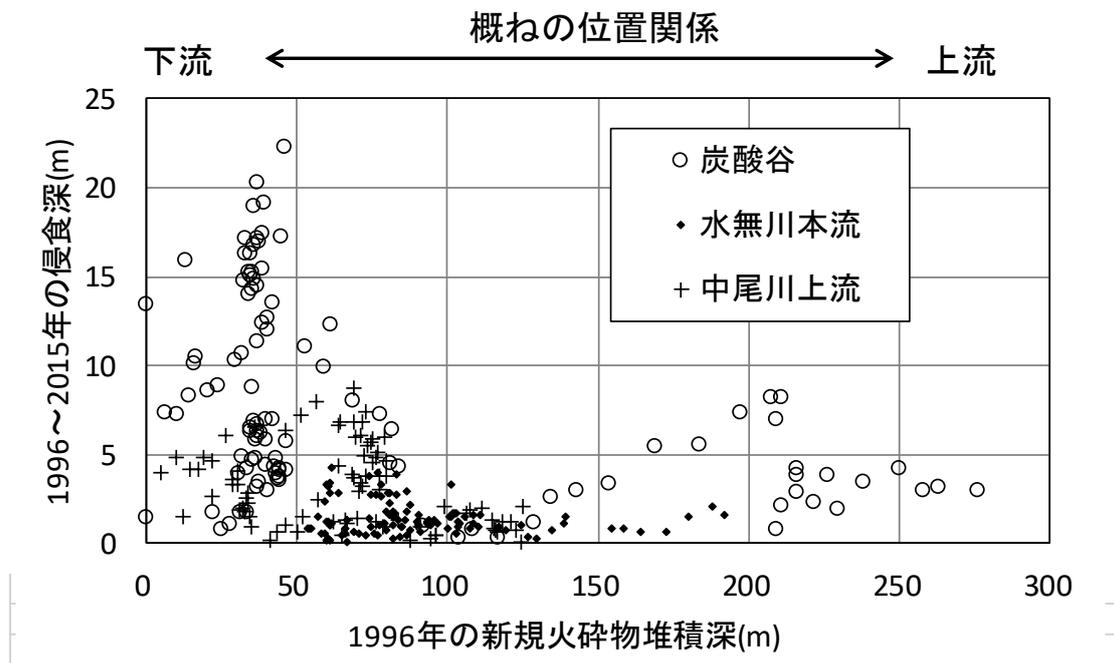
※溶岩流地形の範囲は関口(1992)および国土地理院(1997)による。一部では溶岩流の表層を泥流堆積面が覆うがここでは省略している。

図－ 55 噴火前の炭酸谷中流部の平面図

Fig. 55 Plan of middle reaches of Tansan-dani stream before the eruption

そこで上述の「適当な厚さ」を検討するために、近年の主要な土石流発生源と考えられる炭酸谷、小規模ながら土石流が発生している可能性のある中尾川上流、および近年土石流が発生していないと考えられる水無川本流について、新規火砕物堆積深と1996年以降の侵食深の関係を図－56に示した。これは第4章で得られたデータを使用し、1つのプロットが横断測線1カ所に対応し、概ね上流側ほど図の右側にプロットされている。図より3溪流をあわせて見たとき、侵食深の分布域の上限は、新規火砕物堆積深が100mを下回ると急増し、概ね50m付近で最大を示している。提案した土石流発生モデルに基づいて解釈すれば、上流部では新規火砕物堆積深が大きいため地山上の地下水の影響が地表に現れず、下流に行くに従って新規火砕物堆積深が小さくなって地下水の影響と差別侵食によって侵食が著しくなり、それ以上下流に行くと河床勾配が小さくなって侵食深は小さくなってゆくと解釈できる。新規火砕物堆積深50m以下でも侵食深が大きくなる理由は、河床勾配など他の要件によっても左右されるためと考えられる。なお、一般的に侵食営力に影響すると考えられる流域面積と、実際の侵食深との関係も検討したが、本研究においては両者に明瞭な関係は認められなかった。

よって、もし他火山においても同様の土石流発生モデルが成り立つのであれば、火砕流噴火後の地形計測や数値シミュレーションによる火砕流堆積深分布の予測結果等を用いて、「溶岩流地形の周辺で、堆積深50m程度以下かつ河床勾配(近似的に火砕流堆積勾配でも可)が15度以上のエリア」を目安として、第IIステージにおける要注意溪流を予想できる可能性がある。



図一 56 新規火砕物堆積深と1996年以降の侵食深の関係

Fig. 56 Relationship between the depth of pyroclastic-flow deposits and erosion depth after 1996

## 第7章 結論

本論文では、火砕流噴火から20年以上も経過している雲仙普賢岳において、今なお年1回程度の頻度で土石流が発生し続けている実態を踏まえ、その発生場所を特定した上で、土石流発生を助長する地形・地質的特徴を考察した。その結果、難透水性の地山が露出することによって表流水が増加し、土石流発生の主要因となるというモデルを提案し、地形解析や現地水文観測によって検証した。

第1章では研究の背景と目的を述べた。

第2章では、平成噴火とそれに伴う土石流などの土砂移動実態の概要を述べた。

第3章では、航空レーザ計測等による地形解析や現地観測の結果から、近年の土石流発生源を特定した。地形・植生判読や現地踏査の結果を基に、土石流発生源付近の地形・地質特性を整理した。その結果、上流斜面は新規火砕物に覆われているが、溪流の途中で難透水性の地山が露出すると表流水が発生しやすくなり、その下流に急勾配な堆積土砂が存在すれば土石流が発生しやすくなる、という土石流発生モデル(仮説)(p. 25, 図- 22)を提案した。

第4章では地形解析によって土石流発生モデルを検証した。噴火前後の地形データを用いた地形解析を行い、各溪流で「地形・地質条件が土石流発生モデルを満たすか否か」と「近年土石流が発生しているか否か」の整合状況を確認した。その結果、土石流発生モデルで実際の土石流発生状況を概ね説明可能であった。また、現在の研究対象流域においては、下記の地形・地質的条件によって土石流発生が助長されていることが示唆された(p. 46, 図- 38)。中でも下記(ア)は、本研究で新たに指摘した重要なポイントである。

(ア) 縦断方向のある地点で、難透水性の地山の横断方向最深部が、河床に露出する、あるいは比較的浅い位置にあること。

(イ) 上記の地山露出地点の下流に、新規火砕物が堆積し、土石流発生限界勾配を超える急勾配河床が連続していること。

(ウ) 上記(イ)の急勾配区間において、側岸に地山が露出すること。

第5章では、土石流発生源より上流の地山露出地点と非露出地点で現地水文観測を行い、両者の降雨流出応答を比較した。その結果、地山露出地点で地下水が湧出、あるいは浸透流が地表に流出していることが示唆され、土石流発生モデルと整合的であった。

第6章では、火砕流噴火後の土石流発生要因の変遷について述べた。はじめに火砕流噴火後の土石流発生要因に関する従来の研究をレビューした上で、筆者が近年行った現地浸透能調査の結果を示し、従来の土石流発生要因とされた「細粒火砕物による浸透能低下」は既に解消していることを確認した。この結果と第5章までの研究結果を踏まえて、火砕流噴火後の土石流発生主要因の時間的変遷についてステージ移行の概念を提案した(p. 70, 図- 54)。すなわち土石流発生の主要因は、第Iステージでは細粒火砕物による浸透能低下、第IIステージでは地山と新規火砕物の不連続性に起因する表流水集中と差別侵食であると考えた。さらに第4章で行った噴火前後の地形解析結果を基にして、第IIステージにおける土石流発生場の予測方法として、「溶岩流地形の周辺で、堆積深50m程度以下かつ河床勾配(近似的に火砕流堆積勾配でも可)が15度以上のエリア」という目安を提案した。

我が国には多くの活火山が有り，今後も雲仙普賢岳と同様，火砕流噴火とその後の土石流頻発が発生する可能性がある．本研究の成果は，噴火後一定期間が経過した後における土石流発生場の予測に，活用できるものと考えている．ただしそれに向けては，大きく分けて3点の研究課題がある．1点目として，本研究で提案した土石流発生モデルが他の火山においても当てはまるかを検討する必要がある．2点目として，本論文の第5章で記した水文観測は，観測期間の短さや観測点の少なさ，および検討材料が表流水発生有無のみである点，といった制約条件がある．今後も現地観測を行い，その観測成果に基づいてより詳細な降雨流出応答の解析を行うことが課題である．3点目として，地山露出によって表流水が増加するとしても，それによって実際に土石流が発生しうるのかを土砂水理学的に検討する必要がある．この点については既に山本ら（2018）が試行的な研究を行っているが，今後さらに詳細な検討が求められる．

## 謝辞

立命館大学理工学部 里深好文先生には、本研究を論文としてとりまとめることの動機付けを頂き、また論文内容に対する終始丁寧なご指導を頂きました。三重大学大学院生物資源学研究科の堤大三先生、京都大学防災研究所流域災害研究センターの宮田秀介先生には、本論文の着想がまだアイデア程度であった段階で、貴重なご意見を頂き、その後具体的な調査研究を進めることができました。3名の先生方のご指導・ご鞭撻がなければ、本論文における調査内容は単なる業務報告書で終わり、論文としてとりまとめられることはありませんでした。立命館大学理工学部 小林泰三先生と藤本将光先生には、ご多忙の中、本論文に目を通して頂き、貴重なご意見を賜りました。心より感謝し、厚くお礼申し上げます。

本論文は、2009年から9年間にわたって国土交通省九州地方整備局雲仙復興事務所の業務を進める中で得た、調査結果や着想、知見を基にして執筆しました。副論文の共著者である植野元所長をはじめとして、歴代の所長・副所長および関係職員各位に、深く感謝いたします。

実際の調査・研究を進める中では、アジア航測株式会社の同僚および協力会社の各位から本当に多くのご協力をいただきました。特に岡野和行氏には研究開始時から一貫して、有益な議論を行っていただき、また上記3名の先生方に筆者を引き合わせていただきました。武石久佳氏、田中利昌氏、金子剛史氏、および片岡安德氏には、重い機材を背負っての藪漕ぎを伴う現地観測や、観測データの解析・整理をご協力いただきました。現地観測データあってこそこの研究であると、深く感謝いたします。

最後に、オフタイムでの論文執筆に理解を示し、精神面から支えてくれた妻に、心より感謝します。

## 引用文献

- 安養寺信夫 (2004) : 活火山における侵食地形解析による土砂流出予測に関する研究, 北海道大学演習林研究報告, Vol. 61, No. 1, p. 11-71
- Collins, B. D. and Dunne, T. (1986): Erosion of tephra from the 1980 eruption of Mount St. Helens, *Geol. Soc. Amer. Bull.* No. 97, p. 896-905
- 千葉達朗・鈴木雄介 (2004) : 赤色立体地図・新しい地形表現手法, 応用測量論文集, No. 15, p. 81-89
- 藤野直樹 (2015) : トンネル湧水の流出特性と実効雨量による流水量の推定, 全地連「技術フォーラム 2015」名古屋, 一般社団法人全国地質調査業協会連合会・NPO 法人地質情報整備活用機構, <https://www.web-gis.jp/e-Forum/2015/PDF/2015-140.pdf>, 参照 2019-01-20
- 原田民司郎・平野宗夫・川原恵一郎 (1999) : 雲仙・水無川における土石流の流出特性と流出解析, 砂防学会誌, Vol. 52, No. 1, p. 3-9
- 平野宗夫・橋本晴行・Park, K.・河野通斎・恩田邦彦 (1999) : 雲仙水無川・中尾川における土石流の現地観測と河床変動計算, 土木学会論文集, No. 635, II-49, p. 49-65
- 今泉文寿・土屋智・逢坂興宏 (2004) : 土石流の発生に関わる溪床堆積物と降雨条件についての検討, 自然災害科学, Vol. 23, No. 1, p. 93-106
- 石川芳治・山田孝・千葉達朗 (1996) : 雲仙普賢岳噴火に伴う溶岩流出及び火砕流による土砂量と地形変化, 砂防学会誌, Vol. 49, No. 1, p. 38-44
- 石坪昭二・高場悦郎・大場秀幸・近重朋晃 (2008) : 雲仙・普賢岳 (平成新山) における時系列高密度 3 次元地理情報システムを用いた時空間解析, 砂防学会誌, Vol. 61, No. 4, p. 46-51
- 地頭菌隆・下川悦郎・寺元行芳・永田治 (1996) : 雲仙普賢岳周辺斜面における火山灰の分布と浸透能, 砂防学会誌, Vol. 49, No. 3, p. 33-36
- 門村浩・岡田弘・新谷融 (1988) : 有珠山, その変動と災害, 北海道大学図書刊行会, 272 pp
- 国土地理院 (1997) : 1:25,000 火山土地条件図「雲仙岳」
- 小杉賢一朗・藤本将光・山川陽祐・正岡直也・糸数哲・水山高久・木下篤彦 (2013) : 山体基岩内部の地下水位変動を解析するための実効雨量に基づく関数モデル, 砂防学会誌, No. 66, No. 4, p. 21-32
- 京都大学防災研究所穂高砂防観測所 (2017) : 栃尾小学校における土砂災害に対する警戒避難のための観測プロジェクト成果報告書, 文部科学省委託事業・学校施設の防災力強化プロジェクト (平成 28 年度), p. 15
- 松島健・山科健一郎 (1994) : 雲仙普賢岳ドーム周辺の地殻変動, 日本火山学会講演予稿集, 1994.2 巻, p. 216
- Nakada, S., Shimizu, H. and Ohta, K. (1999): Overview of the 1990–1995 eruption at Unzen Volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 89, p. 1-22
- 西田顕郎・小橋澄治・水山高久 (1996) : 雲仙普賢岳の土砂流出域における堆積物の浸透能の変化, 砂防学会誌, Vol. 49, No. 1, p. 49-53
- 関口辰夫 (1992) : 雲仙岳地形分類図の作成と地形分類から見た火山災害, 地図, Vol. 30, No. 3, p. 14-23
- 下川悦郎・地頭菌隆 (1994) : 雲仙普賢岳における侵食・土石流の発生状況と発生場の変遷, 文

- 部省科学研究費 (No. 05302071) 総合研究 (A) 研究成果, 雲仙岳の土石流・火砕流災害に関する調査研究 (研究代表者: 平野宗男), p. 47-56
- 鈴木雅一・小橋澄治 (1981): がけ崩れ発生と降雨の関係について, 砂防学会誌 (新砂防), Vol. 34, No. 2, p. 16-26
- 立平良三 (1986): 第Ⅱ期気象学のプロムナード2, 新しい天気予報—確率予報とノウキャスト—, 東京堂出版, p. 101
- 寺本行芳・地頭菌隆・下川悦郎・永田治 (1996): 雲仙普賢岳における土石流・出水の観測, 砂防学会誌, Vol. 49, No. 3, p. 28-32
- 寺本行芳・地頭菌隆・下川悦郎・安養寺信夫 (1997): 雲仙水無川流域における流出土砂量の経年変化, 砂防学会誌, Vol. 50, No. 3, p. 35-39
- 寺本行芳・地頭菌隆・下川悦郎・古賀省三 (2002): 雲仙普賢岳における土石流発生降雨条件と流出特性の経年変化, 砂防学会誌, Vol. 54, No. 5, p. 50-54
- 寺本行芳・下川悦郎・地頭菌隆 (2003): 雲仙普賢岳水無川流域における土石流の流出過程の経年変化, 砂防学会誌, Vol. 56, No. 3, p. 3-11
- 寺本行芳・下川悦郎・地頭菌隆 (2004): 雲仙普賢岳湯江川流域における侵食および土砂流出過程, 砂防学会誌, Vol. 57, No. 4, p. 15-25
- 植野利康・光武久修・下窪和洋・三木洋一・大内博夫・北原哲郎・上原祐治・櫻井賢・外處仁 (2017): 空中電磁探査・比抵抗探査による雲仙普賢岳平成新山溶岩ドームの内部構造ならびに大規模崩壊メカニズムの推定, 第 66 回砂防学会研究発表会概要集, p. 66-67
- Ui, T., Matsuwo, N., Sumita, M. and Fujinawa, A. (1999): Generation of block-and-ash flows during the 1990–1995 eruption of Unzen Volcano, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 89, p. 123–137
- 海野寿康・中里裕臣・井上敬資・高木圭介 (2008): 破砕帯地すべり地区における地下水位計測と実効雨量に基づく地下水位の降雨応答特性, 日本地すべり学会誌, Vol. 45, No. 3, p. 33-40
- 雲仙岳災害記念館 (2003): 雲仙普賢岳平成大噴火, 凸版印刷株式会社, p. 44
- 雲仙復興事務所 (2016): 平成 28 年 6 月 20 日からの大雨による現地測量及び 6 月 27 日～30 日の降雨における雲仙普賢岳溶岩ドーム挙動観測結果について, <http://www.qsr.mlit.go.jp/unzen/article1.html?id=79>, 参照 2018-11-28
- 渡部文人・高場悦郎・松井宗廣・皆川淳・澤田悦史 (2009): 雲仙普賢岳における振動センサーを用いた土石流発生回数の推定, 第 58 回砂防学会研究発表会概要集, p. 150-151
- 渡辺一徳・星住英夫 (1995): 雲仙火山地質図 (1:25,000), 地質調査所
- 山口恭史・松井宗廣・中里薫・秦耕二・大林和幸・倉永利明 (2006): 雲仙赤松谷土石流ハイドロの映像解析手法の違いによる評価, 第 55 回砂防学会研究発表会概要集, p. 68-69
- 山越隆雄・諏訪浩 (1998): 雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復に伴う降雨流出・土砂流出特性の変化, 砂防学会誌, Vol. 51, No. 3, p. 3-10
- 山越隆雄・水山高久・諏訪浩・奥西一夫・仲野公章 (2001): 焼岳上々堀沢源流域斜面における降雨流出特性の 20 年間の経年変化, 砂防学会誌, Vol. 54, No. 4, p. 22-32
- 山本歩・高山翔揮・里深好文 (2018): 雲仙普賢岳炭酸谷における土石流発生に関する数値計算, 第 67 回平成 30 年度砂防学会研究発表会概要集, p. 429-430

矢野勝太郎（1990）：前期降雨の改良による土石流の警戒・避難基準雨量設定手法の研究，砂防学会誌（新砂防），Vol. 43, No. 4, p. 3-13