

雲仙普賢岳赤松谷川流域で1999年9月11日に発生した土石流の流動特性

寺本 行芳¹⁾・地頭蘭 隆¹⁾・下川 悦郎¹⁾

1) 鹿児島大学農学部生物環境学科

Flow Properties of the Debris Flow that occurred on September 11, 1999, in the Akamatsu-dani River Basin at Unzen Volcano

TERAMOTO Yuki-yoshi¹⁾, JITOUSONO Takashi¹⁾ and SHIMOKAWA Etsuro¹⁾

1) Department of Environmental Sciences and Technology, Faculty of Agriculture, Kagoshima University, Korimoto, Kagoshima 890-0065

(平成14年11月14日 受 理)

Summary

Unzen volcano had many pyroclastic flows from 1991 to 1995. The pyroclastic flow deposits thickly covered the flank of the volcano over a wide area and created a radical alteration of the hydrological and erosion regime of the basins. As a result, debris flows have frequently occurred in the rivers on the flank of the volcano. We analyzed flow properties of the debris flow that occurred on September 11, 1999 at observatory B and compared them with those of debris flows observed from 1995 to 2000 at observatory A. The results are as follows:

- (1) Coefficients of velocity for the peak discharges of the debris flows that occurred at observatory B on September 11, 1999, at 9:06 and 15:52 were 5.0 and 5.6 respectively. Coefficients of velocity for peak discharges of debris flows at observatory A from 1995 to 2000 ranged from 6.8 to 10.2 for an average of about 8.4. The magnitude of the debris flows that occurred at observatory B was greater than that of those at observatory A.
- (2) Debris flow mobility, defined as the ratio of velocity to the friction velocity of the flow, declined with the increase in the concentration of boulders. In the case of successive surges, the concentration of boulders in the frontal part of the surge tended to decrease with each surge.
- (3) In the case where peak values for discharge, total runoff, maximum depth and maximum velocity of debris flow were of the same degree, the value for maximum boulder length in debris flow at observatory B was larger than at observatory A. The maximum value for boulder length in debris flow was 6m at observatory B and 1.6m at observatory A.

Key words: Unzen volcano, pyroclastic flow, debris flow

キーワード：雲仙普賢岳，火砕流，土石流

はじめに

1990年11月の火山灰噴火に始まり、1991年5月からの火砕流発生に移行して活発な噴火を繰り返してきた雲仙普賢岳の火山活動は、火山周辺域に大きな被害をもたらして1995年2月に終息した。著者らは、火山活動終息後の土石流の特性およびその経年変化を明らかにすることを目的に、1995年6月から2000年まで、雲仙普賢岳赤松谷川流域においてビデオカメラによる土石流の観測を行ってきた。その結果、観測期間中に得られた流出のほとんどは泥流型土石

流であったが、1999年9月11日には規模の大きな石礫型土石流が発生している(寺本ら、1996、2002)。

本論では、この石礫型土石流の流動特性について検討し、さらに、1995年6月から2000年までに同河川で観測された泥流型土石流との比較も行う。

方 法

土石流の観測は、火砕流堆積物上に新たに刻まれた水無川支流赤松谷川の標高258m地点(以下観測点Aという)

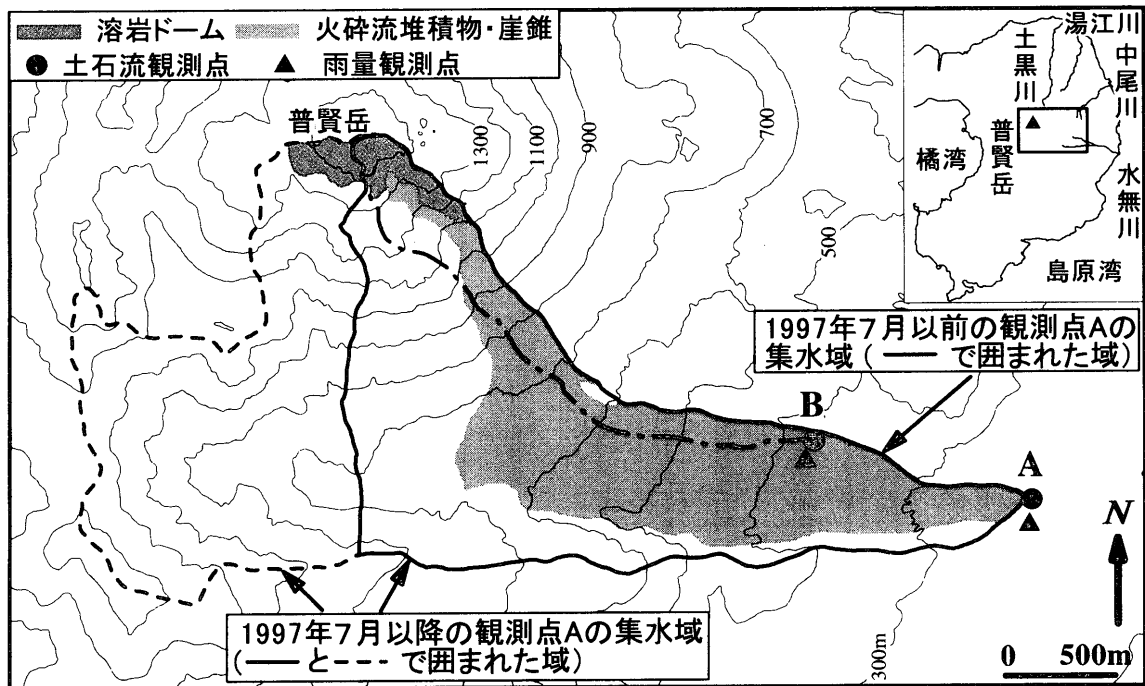


図1 調査地

Fig.1 Location and topography of the study area.

と標高380m地点（以下観測点Bという）の2個所で実施している（図1）。観測点Aは1995年6月に、観測点Bはその3年後の1998年7月に設けられた。観測点Aの集水面積は1997年7月から現在まで3.91km²（図中の破線で囲まれた域を含む）であるが、観測開始時から1997年6月までは2.29km²（実線で囲まれた域）であった。1993年の火砕流堆積物で1993年から1997年6月まで標高700m付近で谷が閉塞されていたためである。観測点Bの集水面積は0.42km²（一点鎖線で囲まれた域）で、観測開始時から現在までおなじである。観測断面の大きさは、観測点Aで幅約30m、深さ約4m、観測点Bで幅約10m、深さ約4mである。土石流を観測している溪床勾配は、観測点Aで約3度、観測点Bで約6度である。

ビデオカメラで撮影された画像を再生し、一定時間ごとの土石流の流積と流速を計測した。流積は、土石流が通過する部分にペンキで描いた水位標によって読み取った水位と流路断面形から計算した。水位計測の時間間隔は、水位変動が大きい時で約1～30秒、変動が小さい時で約3～10分である。流速は、土石流画像内の流体中の転石・流木が一定距離を通過する所要時間から計測した。土石流の画像により一定時間ごとに計測した流積と流速の積から流量を求め、ハイドログラフを作成した。ハイドログラフにおける流量の最大値とハイドログラフの積分値を算出し、それぞれ土石流のピーク流量と総流出量とした。

結果および考察

1. 土石流の流速、水位、礫径、流量

図2(a)および(b)に、観測点Bで1999年9月11日9時06分および15時52分に発生した石礫型土石流の流速、水位、土石流流体中における最大礫の長軸長さおよび流量の時間的変化を示す。9時06分発生の土石流は、9時06分に最大流速10.6m/secおよび最大水位2.2mを示し、この時ピーク流量272m³/secを記録している。ピーク流量時には最大径6mの石礫や長さ4mの流木がみられる。流量の変化に伴い流下する礫径も変化している。この土石流では7回のサージが発生している。なお、本論に出てくるサージとは、土石流の段波という意味で用いている。土石流の総流出量は2.7万m³である。一方、15時52分発生の土石流は、15時52分に最大流速10.8m/secおよび最大水位1.5mを示し、この時ピーク流量190m³/secを記録している。ピーク流量時には最大径6mの石礫がみられる。9時06分発生の土石流と同様に、流量の変化に伴い流下する礫径も変化している。この土石流では20回のサージが発生している。土石流の総流出量は5.7万m³である。ビデオ画像によると2回の土石流とも流れの先端部に多量の大径礫が集中している。

2. 流速係数の特性

図3は、観測点Bで発生した石礫型土石流の水位 h と流速係数 ϕ の関係を示したものである。流速係数 ϕ は次式で表される。

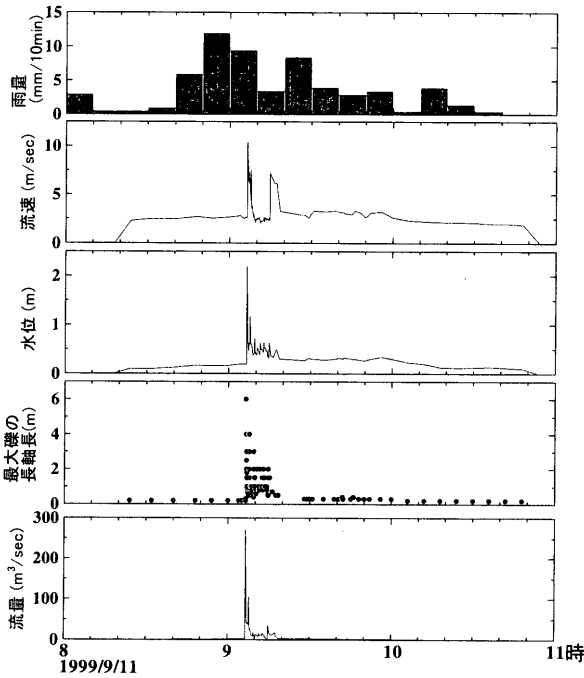


図2(a) 土石流の流速，水位，最大礫の長軸長および流量の時間的変化（1999年9月11日9時06分発生）

Fig.2(a) Temporal variation of observed velocity, flow depth, maximum length of boulder and discharge of debris flow with hyetograph at observatory B (Occurred at 9:06 on September 11, 1999).

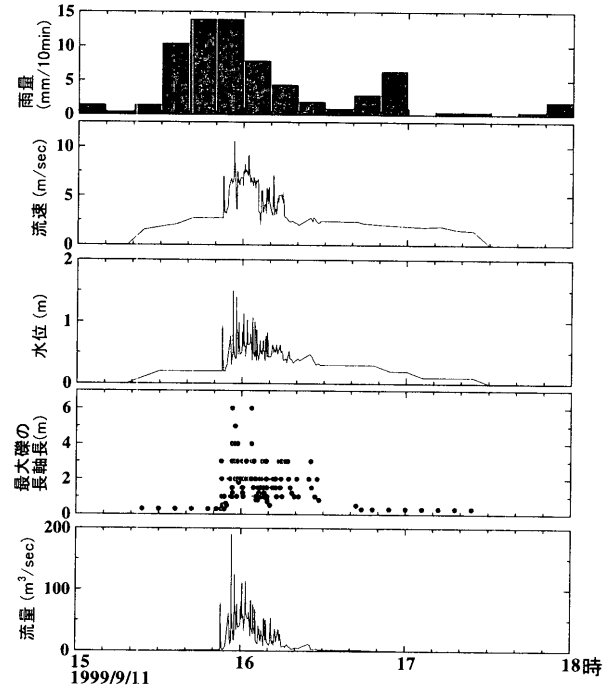


図2(b) 土石流の流速，水位，最大礫の長軸長および流量の時間的変化（1999年9月11日15時52分発生）

Fig.2(b) Temporal variation of observed velocity, flow depth, maximum length of boulder and discharge of debris flow with hyetograph at observatory B (Occurred at 15:52 on September 11, 1999).

$$\phi = \frac{U}{U_*} = \frac{U}{\sqrt{gh \sin \theta}} \quad \text{-----(1)}$$

ここに、 U ：土石流の平均流速， U_* ：摩擦速度， g ：重力加速度， h ：土石流の水位， θ ：平均渓床勾配である。流速係数 ϕ は，9時06分に発生した土石流で2.5～11.2の範囲（平均5.5），15時52分に発生した土石流で2.8～11.8の範囲（平均7.2）であり，9時06分に発生した土石流の方が小さくなっている。

図4は，観測点AとBにおける土石流のピーク流量時の水位 h と流速係数 ϕ の関係をプロットしたものである。ビデオ画像によると観測点Aで得られた流出のほとんどは火山灰を含んだ泥流型の流出であった。観測点Aの流速係数 ϕ は6.8～10.2の範囲（平均8.4），観測点Bの流速係数 ϕ は9時06分に発生した土石流で5.0，15時52分に発生した土石流で5.6であり，観測点Bの方が小さい。なおこのとき，観測点Bで発生した土石流の規模は観測点Aに比べ大きくなっている。さらに，ビデオ画像によると，観測点Bの土石流の方が大きな石礫が含まれ，土砂濃度も高くなっている。図4によると，土石流の水位 h が大きくなるにしたがって観測点AとBの流速係数 ϕ は減少している。

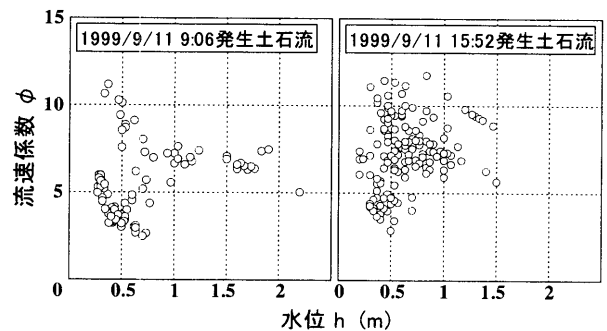


図3 観測点Bにおける土石流の水位 h と流速係数 ϕ の関係
Fig.3 Relationship between flow depth and coefficient of velocity of debris flow at observatory B.

平野ら（1999）は，1992～1993年に水無川において超音波式水位計と電波流速計を用いた土石流の観測を行っている。図5に，平野らが水無川で観測した土石流の水位 h と流速係数 ϕ の関係と，観測点AとBで得られた関係を併せて示す。ただし，平野らのデータと比較するため，観測点AとBにおける土石流の水位 h と流速係数 ϕ の値は，流量が $50 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以上の規模の大きな土石流の平均値をプロットしている。図によれば，同じ観測点では土石流の水位 h が

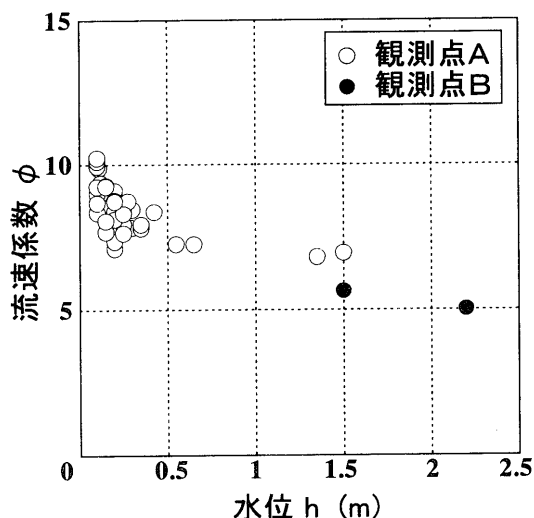


図4 観測点AおよびBにおける土石流のピーク流量時の水位 h と流速係数 ϕ の関係

Fig.4 Relationship between flow depth and coefficient of velocity on peak discharge of debris flow at observatories A and B.

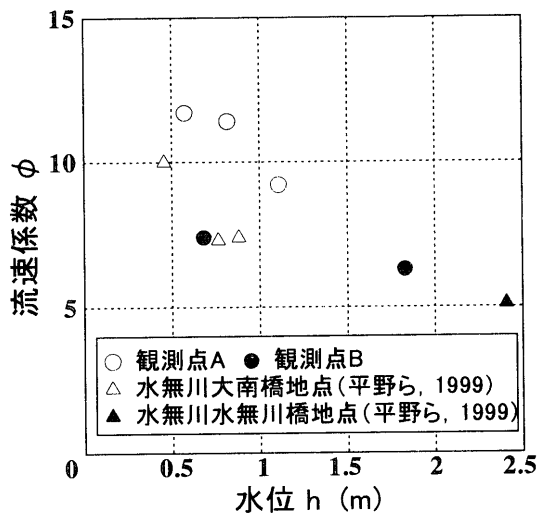


図5 水無川流域における土石流の水位 h と流速係数 ϕ の関係

Fig.5 Relationship between flow depth and coefficient of velocity of debris flow at the Mizunashi river basin.

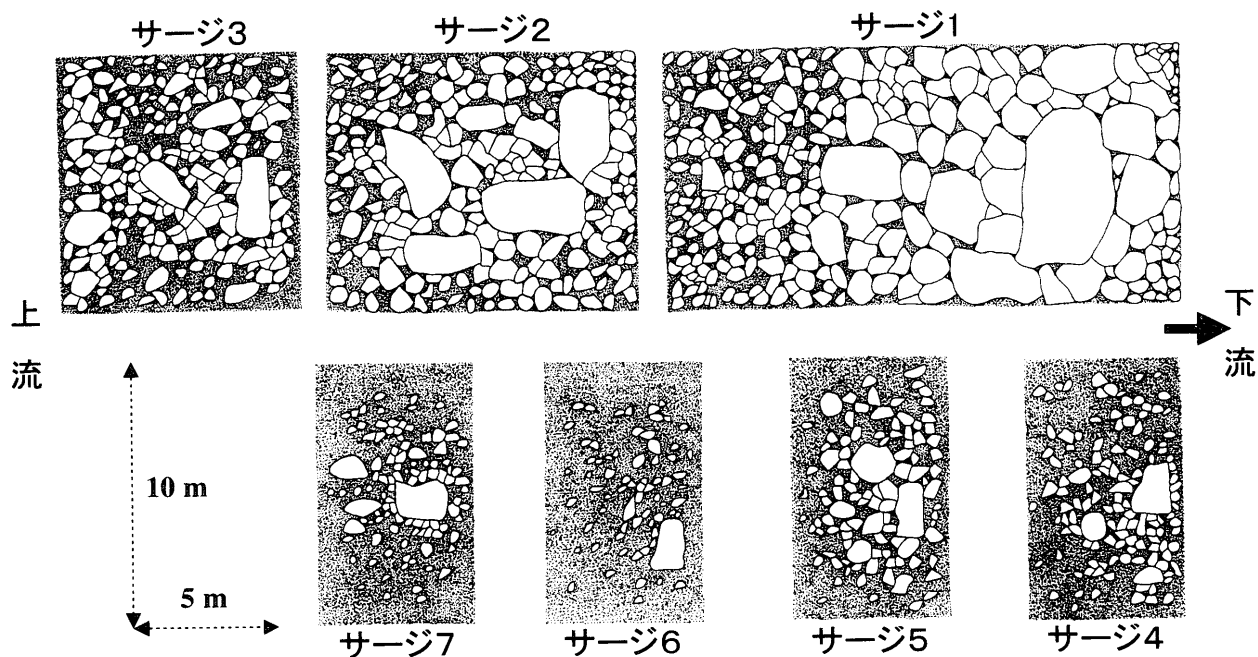


図6 サージの先端部に含まれる流れ表面における石礫の分布図
Fig.6 Distribution map of large boulders in the frontal part of the surge.

大きくなると流速係数 ϕ は減少する傾向にある。流速係数 ϕ は、観測点Aで9.2~11.7の範囲、観測点Bで6.3~7.4の範囲、平野らで5.1~10.0の範囲であり、観測点ごとに違いがみられる。これは、観測点ごとに土石流の濃度や溪床の条件などが異なっていることに原因していると考えられる。

3. 土石流の先端部における石礫の粒径分布

観測点Bで9時06分に発生した土石流のサージの先端部

に含まれる流れ表面における礫の分布図をビデオ画像に基づき作成した(図6)。なお、長軸方向30cm以上の礫が含まれる範囲をサージの先端部としている。礫の読みとりでは、ビデオカメラからの距離によって倍率が異なることを考慮した測量結果に基づく補正を行い、実際の礫径を計算している。また、図7は、図6の各分布図から求めたサージの先端部に含まれる流れ表面における長軸方向30cm以

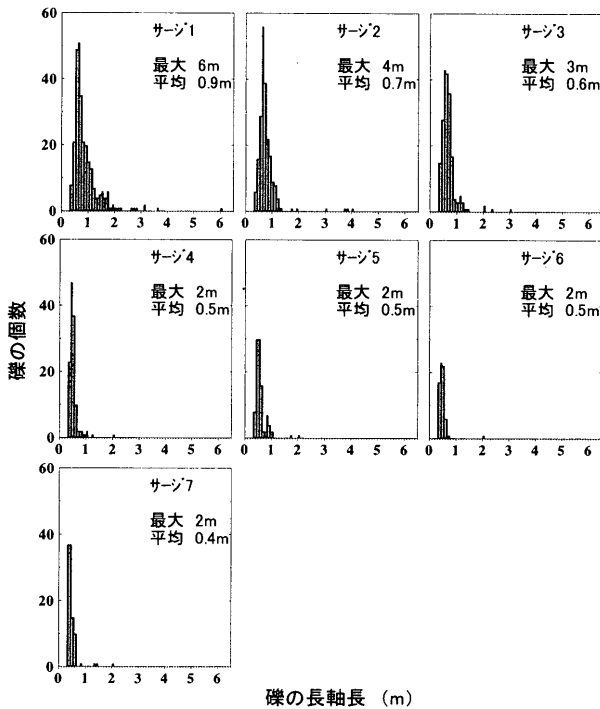


図7 サージの先端部における礫の長軸長別頻度分布
Fig.7 Change in size distribution of large boulders in the frontal part of the surge.

上の礫の長軸長別頻度分布を示したものである。発生順序が早いサージほど先端部には大径礫が多量に集中し、石礫の占める割合も非常に高くなっている。発生順序が遅いサージになるにつれてマトリックスの割合が高くなり、石礫の占める割合が低くなる傾向にある。

4. 土石流の先端部における石礫の濃度と流動性

前節の図6の各分布図から、サージの先端部に占まれる流れ表面における長軸方向30cm以上の石礫の面積割合(以下、石礫の面積濃度という)を求め、各サージのピーク流量 Q_p との関係を示した(図8)。図中にはサージの発生順に番号をつけている。ピーク流量 Q_p が大きなサージほど石礫の面積濃度が大きくなっている。さらに、発生順序が遅いサージほど石礫の面積濃度が小さくなる傾向にある。

図9に、石礫の面積濃度と各サージのピーク流量時の流速係数 ϕ の関係を示す。流速係数 ϕ は流速に関する土石流のmobility(流動性)とみなすことができる(諏訪・奥西, 1990)。石礫の面積濃度が大きくなるにつれて流速係数 ϕ の値は小さくなっている。つまり、石礫の面積濃度が大きくなるほど流速に関するmobilityは小さくなっている。この理由は、石礫の面積濃度が大きくなると土石流の流体中における石礫どうしの摩擦や土石流と溪床の摩擦が増大するからであると考えられる。発生順序が早いサージほど石

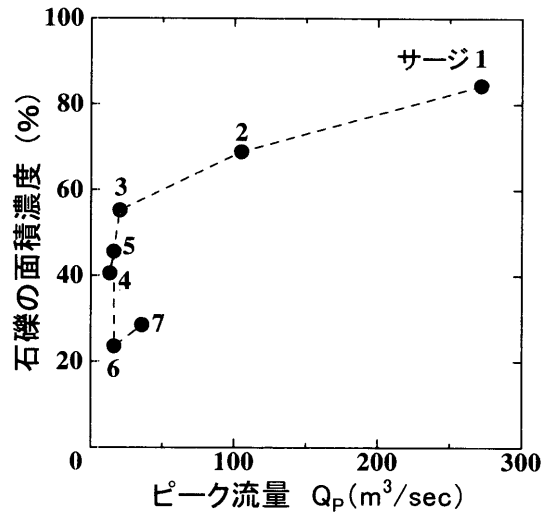


図8 サージの先端部におけるピーク流量 Q_p と石礫の面積濃度の関係
Fig.8 Relationship between peak discharge and the concentration of boulders in the frontal part of the surge.

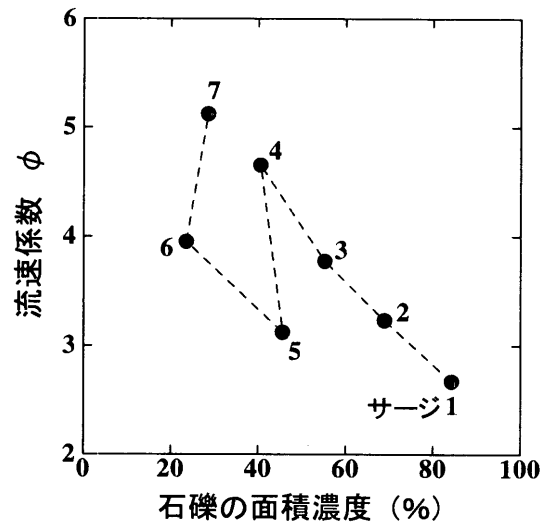


図9 サージの先端部における石礫の面積濃度と流速係数 ϕ の関係
Fig.9 Relationship between the concentration of boulders and the coefficient of velocity in the frontal part of the surge.

礫の面積濃度が大きく、流速係数 ϕ が低くなる傾向にある。次に、高橋のダイラタント流動モデル(1977)と観測点Bで9時06分に発生した石礫型土石流の流動の関連性について検討する。高橋のモデルによると土石流の平均流速 U は次式で与えられる。

$$U = \frac{2}{5d} \left[\frac{g \sin \theta}{a \sin \alpha} \left[Cd + (1-C) \frac{\rho}{\sigma} \right] \right]^{1/2} \left[\left(\frac{C}{Cd} \right)^{1/3} - 1 \right] h^{3/2} \quad \text{-----(2)}$$

ここに、 g ：重力加速度、 θ ：平均溪床勾配、 ρ ：流体

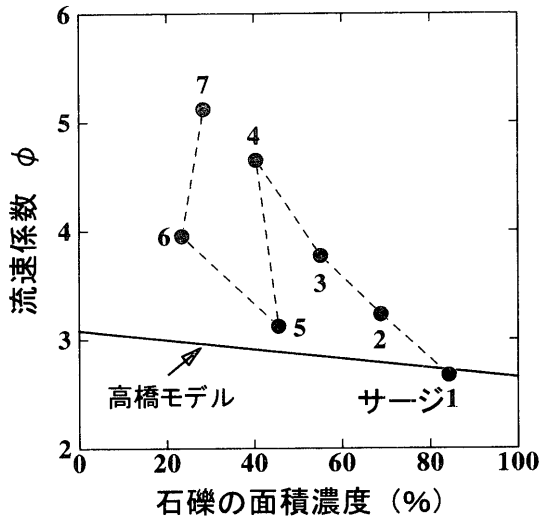


図10 サージの先端部における石礫の面積濃度と流速係数 ϕ の関係および高橋モデルとの比較
 Fig.10 Relationship between the concentration of boulders and the coefficient of velocity in the frontal part of the surge. The solid line was plotted according to Takahashi's model.

の密度, σ : 砂礫の密度, C_* : 固体粒子の最密充填体積濃度, Cd : 土石流流体中の固体粒子の体積濃度, d : 粒子の代表径, h : 流動深, α : 粒子の衝突条件で決まる角度, a_i : 定数である。 θ, d, h については, 観測点Bで得られた値 $\theta = 6^\circ, d = 0.4\text{m}, h = 2\text{m}$ を使用する。これ以外の不明なパラメーターについては, 焼岳上々堀沢での値 (諏訪・奥西, 1990) を参考にして, $\rho = 1.6\text{ton/m}^3, \sigma = 2.3\text{ton/m}^3, C_* = 0.7, Cd = 0.4, a_i \sin \alpha = 0.07$ を用いる。以上のパラメーターを用いて計算した高橋のモデルによる石礫の面積濃度と流速係数 ϕ の関係は図10の実線ようになる。観測点Bで発生した土石流の流動は, 高橋のモデルとある程度符合するものと考えられる。

5. 土石流の規模と石礫の粒径特性

図11は, 観測点Bで発生した土石流のサージのピーク流量 Q_p , 総流出量 Q_T , 最大水位 H_p および最大流速 V_p と, サージにおける最大礫の長軸長 D_{max} の関係をそれぞれ示したものである。サージの規模 (ピーク流量 Q_p および総流出量 Q_T) が大きいほど最大礫の長軸長 D_{max} は大きくなる傾向にある。最大礫の長軸長 D_{max} の最大値は 6 m である。最大水位 H_p および最大流速 V_p と最大礫の長軸長 D_{max} の関係にも正の相関が認められる。ところで, 諏訪・奥西 (1990) は焼岳上々堀沢で発生した石礫型土石流のサージのピーク流量 Q_p および総流出量 Q_T と最大礫の長軸長 D_{max} の関係について回帰分析を行い, 両対数紙上で直線関係がみられることを報告している。図12は, 焼岳上々堀沢で求めた回帰曲線と, 観測点Bにおけるサージのピーク流量 Q_p および総流出量

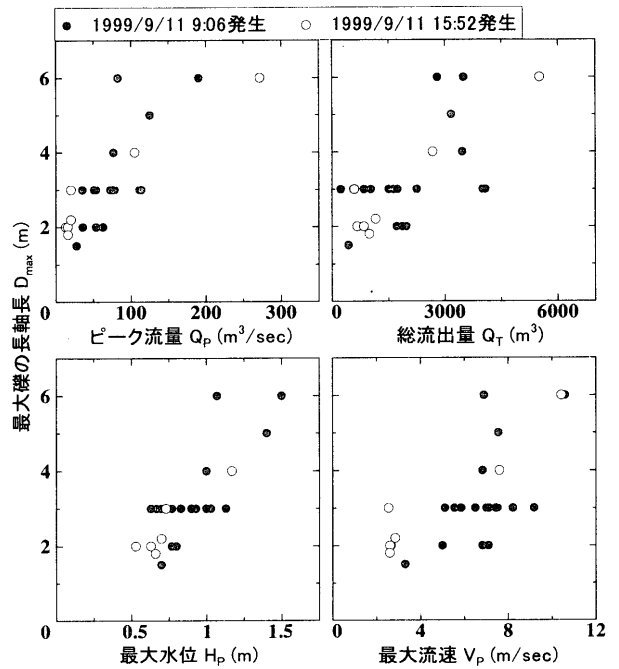


図11 各サージのピーク流量 Q_p , 総流出量 Q_T , 最大水位 H_p , および最大流速 V_p と最大礫の長軸長 D_{max} の関係
 Fig.11 Relationship between peak discharge, total runoff, maximum flow depth, maximum velocity and maximum length of boulder in the frontal part of the surge.

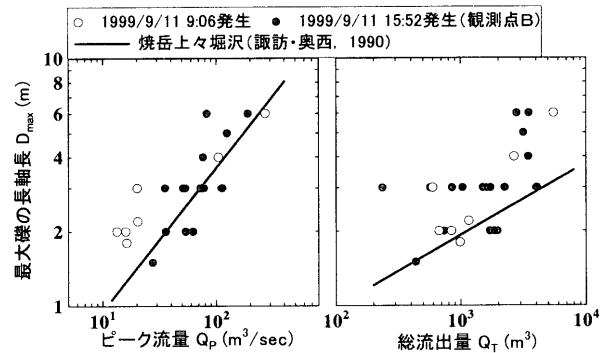


図12 観測点Bおよび焼岳におけるサージのピーク流量 Q_p , 総流出量 Q_T と最大礫の長軸長 D_{max} の関係
 Fig.12 Comparison of relationship between peak discharge, total runoff, and maximum length of boulder in the frontal part of the surge at observatory B and Mt.Yakedake.

Q_T と最大礫の長軸長 D_{max} の関係を示したものである。観測点Bと焼岳上々堀沢で発生した石礫型土石流のサージのピーク流量 Q_p および総流出量 Q_T と, 最大礫の長軸長 D_{max} の関係は同様な傾向を示しているが, 総流出量 Q_T が同程度の場合, 最大礫の長軸長 D_{max} は観測点Bの方が大きくなっている。

図13は, 観測点AとBで得られた土石流のピーク流量 Q_p , 総流出量 Q_T , 最大水位 H_p および最大流速 V_p と, 土石

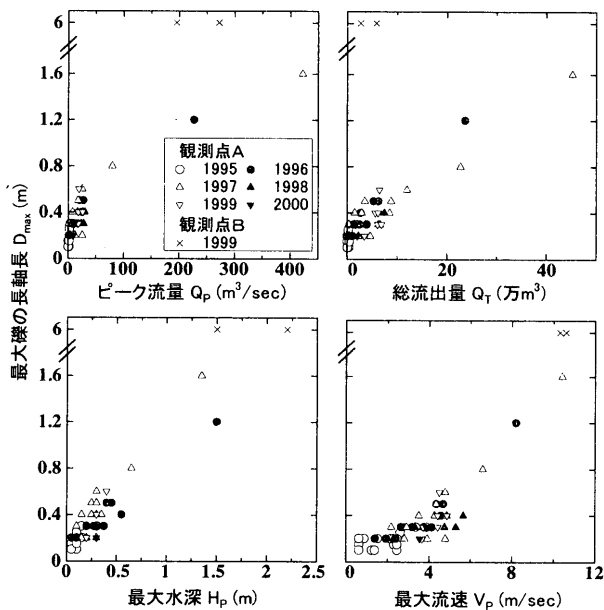


図13 観測点AとBにおける土石流のピーク流量 Q_p 、総流出量 Q_T 、最大水位 H_p 、最大流速 V_p と最大礫の長軸長 D_{max} の関係

Fig.13 Relationship between peak discharge, total runoff, maximum flow depth, maximum velocity and maximum length of boulder in debris flow at observatories A and B.

流流体中における最大礫の長軸長 D_{max} の関係をそれぞれ示したものである。土石流のピーク流量 Q_p 、総流出量 Q_T 、最大水位 H_p および最大流速 V_p が同程度の場合、最大礫の長軸長 D_{max} は観測点Bの方が大きな値を示している。最大礫の長軸長 D_{max} の最大値は、観測点Bで6 m、観測点Aで1.6mである。観測点Aにおける最大礫の長軸長 D_{max} は、

抄 録

火山活動終息後の1999年9月11日に観測点Bで観測された石礫型土石流の流動特性を検討し、1995～2000年までに観測点Aで観測された泥流型土石流との比較も行った。得られた結果は次の通りである。

- (1) 土石流のピーク流量時の流速係数 ϕ は、観測点Bにおいて9時06分と15時52分に発生した土石流で5.0と5.6、観測点Aにおいて発生した土石流で6.8～10.2の範囲(平均8.4)であり、観測点Bの方が小さい。また、観測点Bにおける土石流の規模は観測点Aに比べ大きくなっている。
- (2) 観測点Bのサージの先端部における石礫の面積濃度を解析した結果、石礫の面積濃度が大きいほど土石流の流速に関するmobilityが低下していた。また、サージが複数回連続して流下する時には石礫の面積濃度が減少していく傾向がみられた。
- (3) 土石流のピーク流量 Q_p 、総流出量 Q_T 、最大水位 H_p および最大流速 V_p が同程度の場合、土石流流体中における最大礫の長軸長 D_{max} は観測点Bの方が大きな値を示している。最大礫の長軸長 D_{max} の最大値は、観測点Bで6 m、観測点Aで1.6mである。

1996年と1997年に大きな値があるものの、年別による大きな違いはみられない。

謝 辞

土石流観測および雨量観測に関しては、国土交通省雲仙復興工事事務所に多大なご協力を得た。また、土石流の流動に関しては宮崎大学農学部教授谷口義信先生と筑波大学農林工学系助教授宮本邦明先生に有益なコメントを頂いた。関係機関および関係者各位に謝意を表する。

引用文献

- 橋本晴行・平野宗夫(1995):泥流の抵抗則に関する研究. 水工学論文集, 第39巻, p.495-500
- 平野宗夫・橋本晴行・Kichan PARK・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
- 諏訪浩・奥西一夫(1990):土石流の流動特性・材料特性と規模—焼岳上々堀沢の土石流—. 京都大学防災研究所年報, B-1, p.191-203
- 高橋保(1977):土石流の発生と流動に関する研究. 京都大学防災研究所年報, B-2, p.405-435
- 寺本行芳・地頭蘭隆・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・地頭蘭隆・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