

レーダ雨量を用いた流出シミュレーションと桜島における土石流発生 溪流への適用

Application of X-band Radar and Runoff Model to Debris Flow Frequently Occurred Creeks in Sakurajima Island

宮田秀介・藤田正治

Shusuke MIYATA, Masaharu FUJITA

Synopsis

To examine effects of spatial distributions of rainfall on local occurrence of debris flow and flash flood, we observed stream discharge by interval cameras and conducted hydrological simulations with X-band rainfall radar data in four catchments in Sakurajima Island. Hydrological processes were simulated for two rainfall data; rainfall data in downstream areas (Case 1) and upstream areas (Case 2) of each catchment was applied for whole area of the catchments. Debris flows generally occurred when very strong rainfall intensity was observed in upstream areas of the study catchments. Simulated stream discharges of Case 2 were more consistent with occurrence of debris flows than those of Case 1. The simulation results also suggested that concentrations of overland flow into gullies were essential for occurrences of debris flow.

キーワード: 土石流, 火山灰, 降雨分布, 流出モデル

Keywords: debris flow, volcanic ash, rainfall distribution, hydrological model

1. はじめに

土石流などの土砂災害やフラッシュフラッドによる災害は、溪流ごとに発生・非発生がはっきりと分かれる現象である。地上雨量計による観測網では、最も重要な入力である降雨量を溪流ごと正確に把握することは難しい。そのため、従来の観測データのみでは、発生素過程の解明や発生に寄与する要因の抽出などは困難である。

近年、国土交通省や気象庁などによりレーダ雨量観測網が整備されつつある。特にXバンドMPレーダは空間分解能250m、時間分解能1分と時空間的に非常に細かいデータを得ることができる。XバンドMPレーダのデータを用いることで、溪流ごとの土石流発生に及ぼす降雨の空間分布について検討することができると思われる。

鹿児島県の桜島火山は南岳山頂火口に引き続き南岳東山腹の昭和火口における噴火活動が活発化して

いる(井口, 2012)。2009年以降の年間火山灰放出量は400万トン以上であり、火山灰で山腹が覆われることで浸透能が低下し、不安定な噴火堆積物が多く流域内に存在するため土石流が頻発している。桜島火山の上空を監視することを目的として、桜島全島を観測範囲に含むようにXバンドMPレーダが配備されている。そこで、本研究では山地溪流降雨一流出モデルにXバンドMPレーダの観測データを適用することで、鹿児島県桜島の土石流頻発溪流の流出過程における降雨分布の寄与を検討することを試みた。

2. 対象流域の概要および観測項目

桜島の土石流が頻発する溪流を対象として現地観測および数値シミュレーションを行った。桜島は中心部に火山が位置しており、桜島火山を源流とする19溪流が海に流下している。本研究では土石流が頻発することで知られる野尻川, 持木川, 第二古里川,

有村川の4流域を対象とした (Fig. 1) . 国土交通省大隅河川国道事務所によって集計された野尻川, 持木川, 第二古里川, 有村川における2002~2011年の土石流発生回数はそれぞれ78, 24, 2, 27回であり, 非常に発生頻度が高い河川である.

降雨に対する流出および土石流発生を観測するために, 各流域の下流部においてインターバルカメラを設置した (Fig. 1) . インターバルカメラによる撮影は砂防ダムや流路工などを含むことで, 流下断面を容易に読み取れるようにした. 撮影は2分間隔にて行った. インターバルカメラでは夜間は明瞭な画像が撮影できなかった. そこで, 国土交通省大隅河川国道事務所発表の土石流発生に関する資料を用いることで, 観測期間中の各河川における土石流発生を補完した.

降雨の空間分布が流出に及ぼす影響を検討するために, XバンドMPレーダによる雨量観測結果(以下, レーダ雨量とする)を用いた. 雨量観測の空間分解能は250m (Fig. 2) , 時間分解能は1分である. 土石流発生源である上流域およびインターバルカメラによる観測を行った下流域における代表点を選定し (Fig. 2) , 時系列雨量データを解析に用いた.

3. 流出モデルの概要および計算条件

流出過程における降雨分布の寄与を検討するために分布型の降雨-流出モデルを用いて対象流域の流出解析を行った. 本モデルは, 流域を斜面部と河道部に分割し, 降雨を入力データとして斜面部の解析を行い, 斜面部末端からの流出を河道部の入力データとしてシミュレーションを行うものである. 本研究では, 国土地理院により公表されている10mメッシュ標高データからGISを用いて対象流域を斜面部と河道部に分割した. 斜面部は10×10mメッシュに分割し, 各メッシュが表層の火山灰層と土層からなる土塊と考え, 基本要素とする (Fig. 3) . 各要素に供給された降雨は, 火山灰層および土層の飽和水帯をただちに变化させると仮定し, 不飽和浸透および不飽和側方流については考慮していない. 火山灰層への浸透能および火山灰層から土層への鉛直浸透速度は, 定数とした (Table 1) .

各要素の火山灰層および土層からの側方流出 Q_s はそれぞれ下のダルシー則により求めた.

$$Q_s = WhK \cos \theta \sin \theta \quad (1)$$

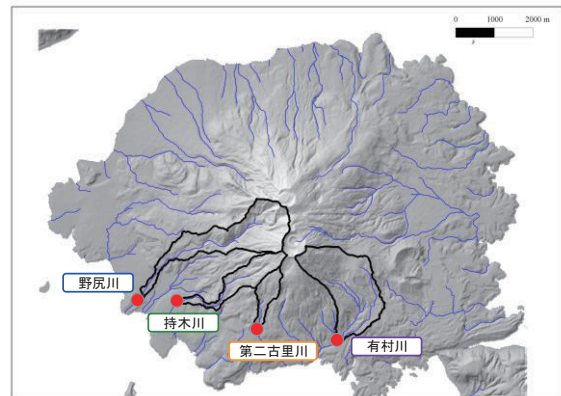


Fig. 1 Map of study catchments in Sakurajima Island, Kagoshima.

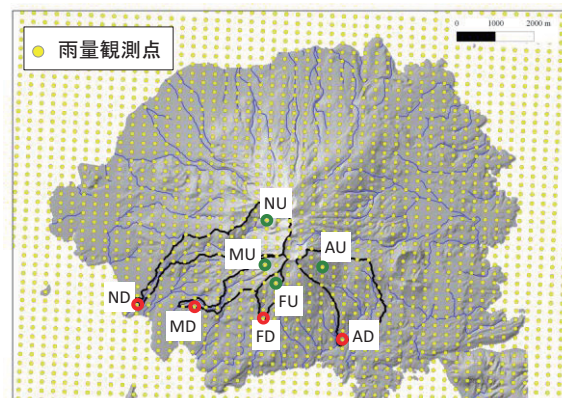


Fig. 2 Rainfall observation mesh of X-band MP radar and representative meshes of upstream and downstream reaches in the four study catchments.

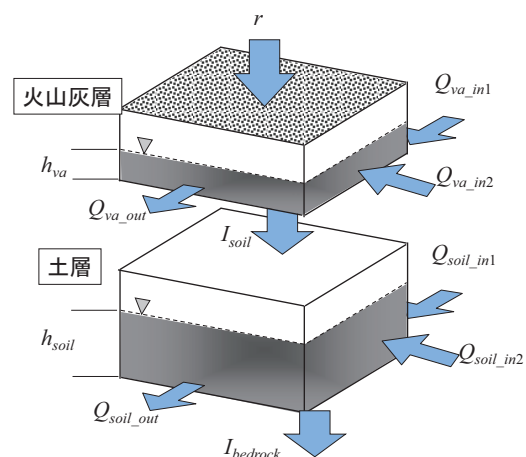


Fig. 3 Schematic illustration of hydrological simulation at a mesh of slope segment.

Table 1 Parameters used in simulation of slope segment

Parameter		Value	Unit
dt_1	Time step in slope segment	2.0	sec
D_{va}	Thickness of volcanic ash layer	0.15	m
D_s	Thickness of soil layer	1.5	m
λ_{va}	Porosity of volcanic ash layer	0.5	-
λ_s	Porosity of soil layer	0.4	-
K_{va}	Saturated hydraulic conductivity of volcanic ash layer	3.6	mm/h
K_s	Saturated hydraulic conductivity of soil layer	360.0	mm/h
I_{va}	Infiltration rate into volcanic ash layer	3.6	mm/h
I_s	Infiltration rate into soil layer	360.0	mm/h
I_b	Infiltration rate into deep layer	1.0	mm/h
n_1	Manning's roughness coefficient (slope)	0.7	$m^{-1/3} s$

Table 2 Parameters used in simulation of stream segment

Parameter		Value	Unit
dt_2	Time step in a stream segment	0.5	sec
n_2	Manning's roughness coefficient (stream)	0.08	$m^{-1/3} s$
α	Coefficient of artificial viscosity	0.2	

ここで、 W : 要素の1辺の長さ、 h : 飽和帯水深、 K : 火山灰層もしくは土層の飽和透水係数、 θ : 流下方向の斜面勾配である。火山灰層の飽和帯水位が地表面まで到達した場合および降雨強度が浸透能を上回った場合には表面流が発生するとした。表面流は下のマニング式により算出した。

$$Q_{OF} = W \frac{\sqrt{i}}{n_1} h_{OF}^{5/3} \quad (2)$$

ここで、 i : 動水勾配、 n_1 : 斜面部の粗度係数、 h_{OF} : 表面流水深である。要素からのこれらの流出は、最急勾配方向の隣接要素にすべて流下するとし、各要素・層の流入量と流出量の収支から飽和帯水深を求めた。河川部と隣接する要素からの流出は、河川への流入量として河道部の計算に受け渡した。火山灰の浸透能および飽和透水係数などは桜島における既往研究(春山ら, 1977)を参考に決定した(Table 1)。

河道部は、一次元不定流として河川流出量を計算した。連続式および運動量式は以下の通りである。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = Q_{in} \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial UQ}{\partial x} + gA \frac{\partial z}{\partial x} = -gA \frac{\tau}{\rho g R} \quad (4)$$

ここで、 A : 流水断面積、 Q : 流量、 Q_{in} : 斜面からの側方流入、 U : 断面平均流速、 g : 重力加速度、 z : 基準面からの水位、 τ : 河床面に作用するせん断応力、 ρ : 水の密度、 R : 径深である。底面せん断応力についてはマニング則を用いた。

$$\frac{\tau}{\rho} = \frac{gn_2 U |U|}{R^{1/3}} \quad (5)$$

ここで、 n_2 : 河川のマニングの粗度係数である。用いた諸定数の値をTable 2に示す。これらの基礎式について、人工粘性を考慮したMacCormack法によって差分化した。支流との合流点では、支流からの流入量を斜面部からの流入と同様に横流入として扱った。

上流域における降雨の集中が土石流発生および流出に及ぼす影響を検討するために、異なる降雨を与えた2条件について流出シミュレーションを行った。Case 1は土石流の被害を受ける範囲である下流域における代表地点の降雨を流域全体に与えた。一般的な山地溪流では下流域のみで地上雨量が観測されている。桜島においては南岳山頂火口および昭和火口の半径2 kmは立ち入り禁止区域となっているため、上流域における地上雨量を観測することができず、雨量計は中流～下流部のみ整備されている。Case 1

	6/12	6/15	6/21	6/24	7/7	7/12	7/19	8/1	8/11	8/23	9/11
野尻川	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○
持木川		○	○		○	○	○	○	○	○	
第二古里川		○				○				○	
有村川		○	○		○	○		○		○	

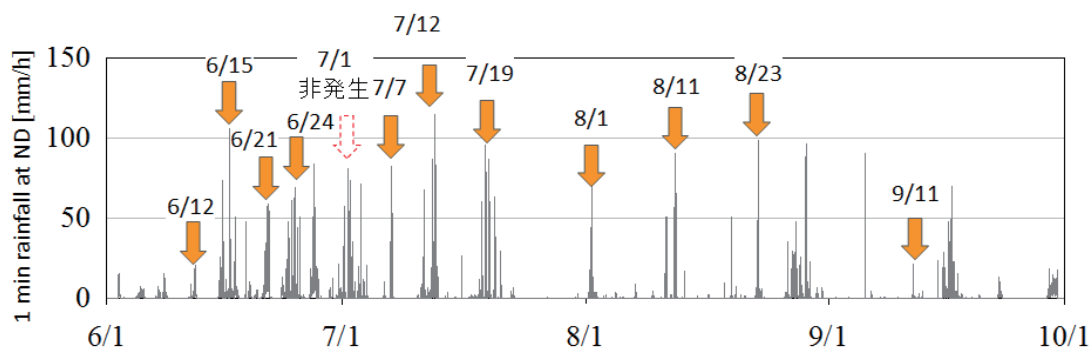


Fig. 4 Occurrences of debris flow from Jun to September 2012. Arrows indicate occurrence(s) of debris flow in the study catchments.

におけるシミュレーション結果は、レーダ雨量が使えない場合に入手できる雨量データから予測される河川流出量を意味する。一方Case 2では、土石流発生源である上流域の代表地点の降雨を流域全体に与えた。計算期間は2012年6月1日～7月15日である。

4. 結果と考察

4.1 土石流の発生

Fig. 4に2012年6～9月の野尻川下流 (ND) におけるレーダ雨量および土石流の発生について示す。また、現地観測を行った4河川における土石流発生状況を表3に示す。1分間雨量が50 mm/hを超えるような強い降雨強度が観測された際に土石流の発生が確認された。ただし、6月12日のように低降雨強度にも関わらず土石流が発生した事例や、7月1日のように強い降雨においても土石流が発生しなかった事例もみられた。

第二古里川を除いた3河川において土石流が発生した7月7日の河川の様子をFig. 5-8に示す。いずれの河川においても、土石流は河川内を流下し、物的な被害は発生していない。また、いずれの河川も無降雨期間には河川流量が0であり、降雨に伴って急激に流出量が増加した。野尻川では10:44に水位が最大となり、約0.4mであった。足田ら(1985)などの過去の観測例と同様に流出ピークは1度ではなく、土石流のサージと見られる間欠的な大きな流出がみられた。持木川では降雨に伴う流出が発生したものの、観測地点においては流路全幅で流下するまでに至らなかった。第二古里川では、土石流として認知されていないものの、降雨にともなって流出



Fig. 5 Stream flow of Nojiri River in July 7, 2012

が発生していた。有村川においても降雨にともなった流出が観測された。土石流の発生は各河川上流部に位置するワイヤセンサーによって検知されており、



Fig. 6 Stream flow of Mochiki River in July 7, 2012



Fig. 8 Stream flow of Arimura River in July 7, 2012



Fig. 7 Stream flow of Furusato River in July 7, 2012

持木川および有村川ではワイヤセンサーより下流において一部の河川水が河床へと浸透したと考えられる。第二古里川では、観測位置の直上流にワイヤセンサーが設置されているが、水位がセンサー高（約60cm）まで上昇しなかったと考えられる。

4.2 降雨の空間分布

野尻川下流（ND）において50mm/hを超える1分間雨量が観測されたにも関わらず土石流が発生しなかった7月1日の降雨イベントについて降雨分布をFig. 9に示す。降雨イベントを通じて、各河川の上流域よりも下流域において降雨強度が強い傾向が見られた。各河川の上流域では、1分間降雨強度が最大50 mm/h程度であった。

土石流が発生した7月12日の降雨イベントにおける降雨分布をFig. 10に示す。野尻川では7月1日18:35に土石流発生が検知されたが、その直前に100 mm/hを超える降雨の雨域が野尻川上流域に集中していた。同様に、持木川、第二古里川、有村川においても上流域において非常に強い降雨が観測された。

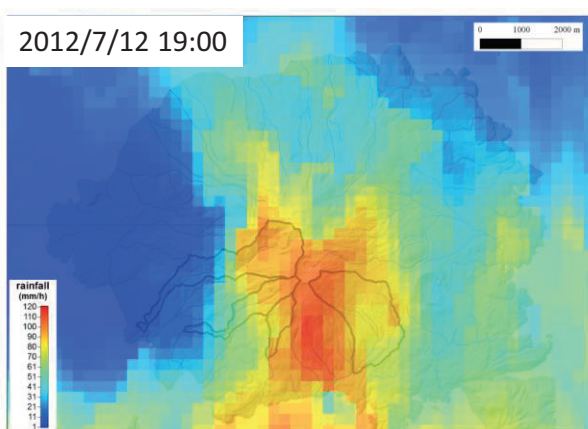
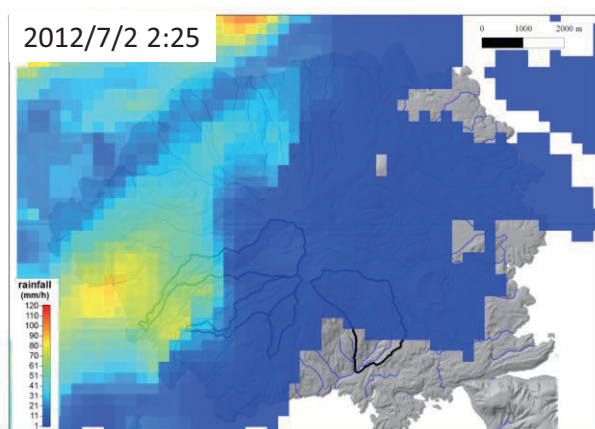
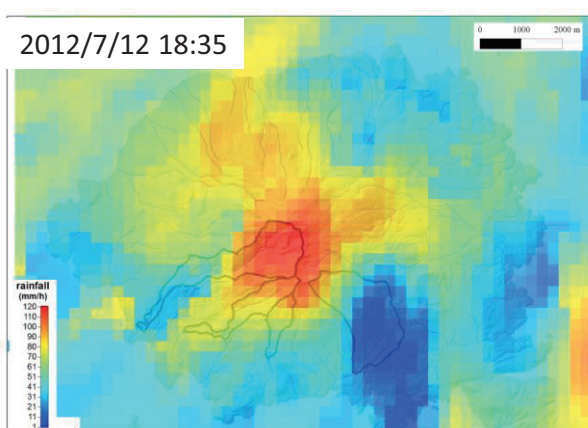
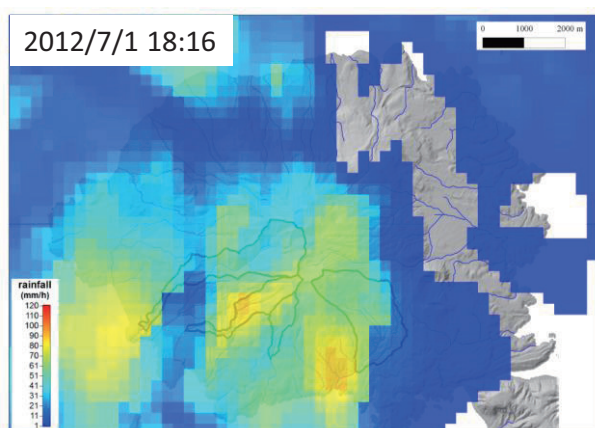
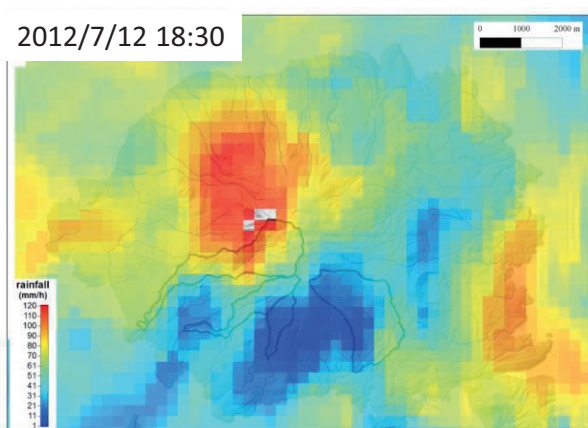
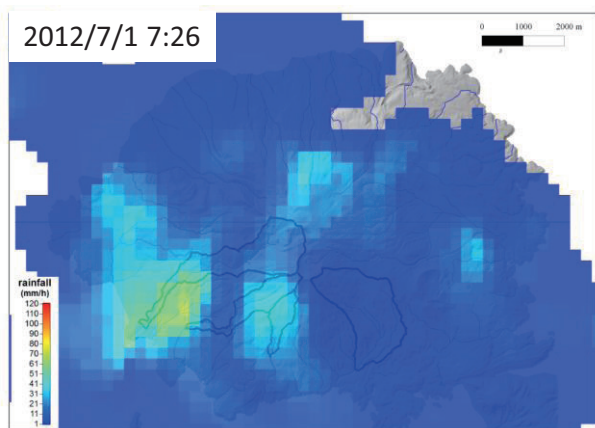


Fig. 9 Spatial distribution of rainfall in July 1-2, 2012

Fig. 10 Spatial distribution of rainfall in July 12, 2012

4.3 降雨の偏在が流出に与える影響

野尻川, 持木川, 第二古里川, 有村川における河川流出量のシミュレーション結果をFig. 11-14に示す。野尻川, 持木川, 有村川では土石流が発生したイベントにおいてピーク流出量が多い傾向となり, 流出現象を定性的には再現できていると考えられる。また, 降雨強度の大きいにも関わらず土石流が発生しなかった7月1日において, 河川流出量の計算値は小さかった。これは降雨前に斜面土層内が乾燥して

いた(飽和帯水位が低い)ためであり, 本シミュレーションは流域の状態をよく再現していると考えられた。ただし, 第二古里川は集水面積が小さいために河川流出量が小さく, 河川流出量の再現性がよくなかった。

一般的に地上雨量計が設置される下流域における雨量を流域全体に適用したCase 1に比べて上流域の代表地点の降雨を適用したCase 2では, 河川流出量の変動が土石流発生・非発生とより調和的であった。

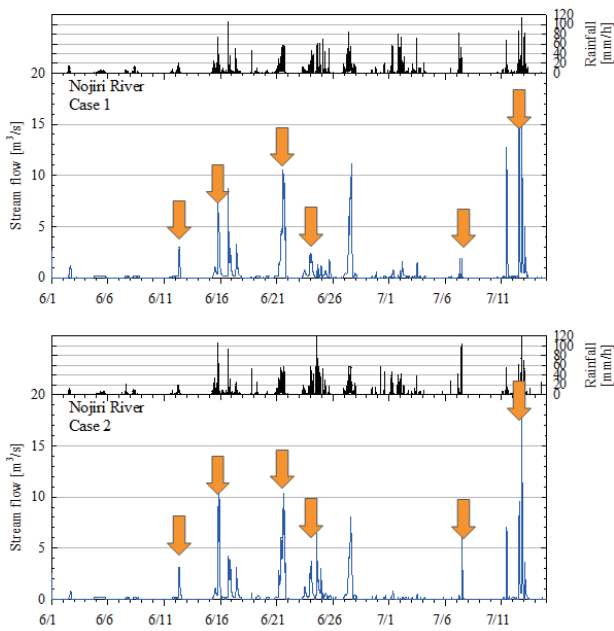


Fig. 11 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Nojiri River. Arrows indicate observed time of debris flow.

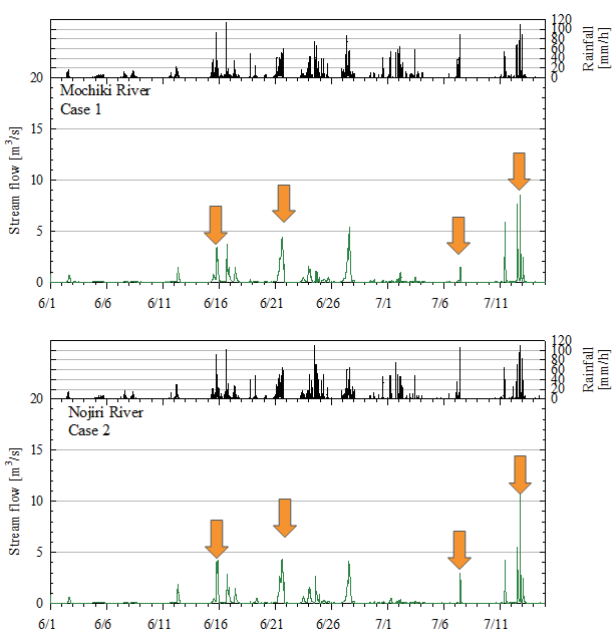


Fig. 12 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Mochiki River. Arrows indicate observed time of debris flow.

例えば、野尻川において6月16日に土石流が検知されなかったが、Case 1ではピーク流出量が8.7 m³/sと前日に土石流が検知された際の流出量よりも大きくなった。一方、Case 2では、6月16日のピーク流出量は4.2 m³/sであり、土石流が発生した前日のピーク流出

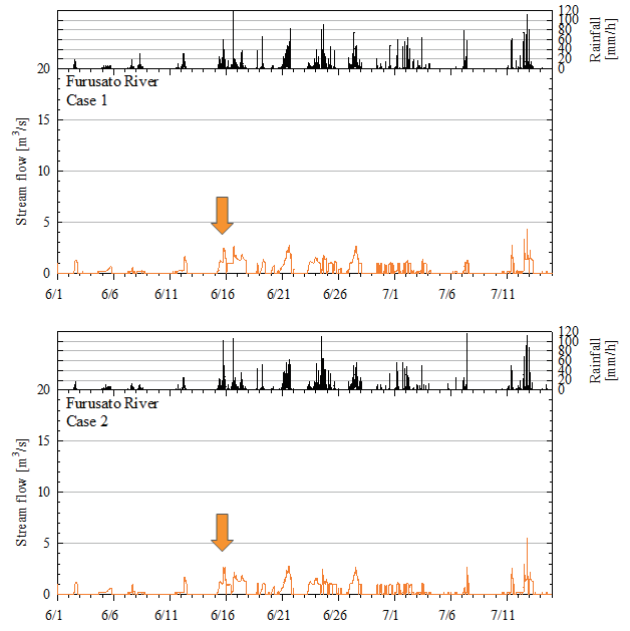


Fig. 13 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Furusato River. Arrows indicate observed time of debris flow.

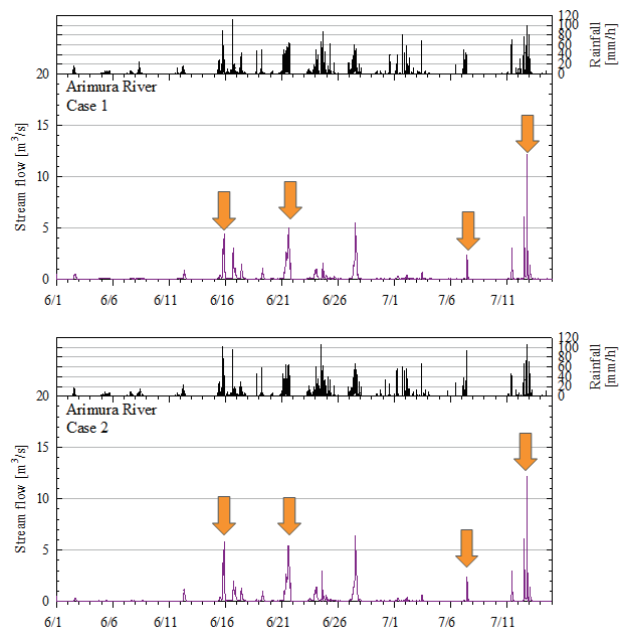


Fig. 14 Simulation results of stream discharge at the downstream end of Arimura River. Arrows indicate observed time of debris flow.

量10.3 m³/sよりも小さく求められた。このように、土石流の発生源の雨量を適用することで、土石流の発生に関わる河川流出量を適切に表現できると考えられた。

6月27日はいずれの河川においても土石流が発生

しなかったが、Case 1およびCase 2ともにピーク流出量が大きく計算された。反対に、6月12日には野尻川において4 m³/s以下の比較的小さい流量と見積もられたにも関わらず、実際には土石流が発生した。6月12日の土石流は約2か月ぶりの発生事例であり、発生源に不安定土砂である噴火堆積物が多く堆積していたと考えられる。もしくは厚く堆積した火山灰による浸透能の低下が顕著であった可能性もある。このように、土石流の発生には流出量の大小だけでなく、噴火堆積物の堆積状況も重要であると考えられる。

4.4 土石流発生に寄与する斜面からの流出

土石流非発生イベントである7月1日および土石流が発生した7月7日における流出ピーク時の表面流水深分布をFig. 15に示す。土石流発生および非発生時の流域内の流出について比較すると、土石流が非発生の7月1日では表面流が発生していたが、その水深は0.05 m以下であり、発生場所も流域内の一部に限られていた。一方、土石流が発生した7月7日のイベントでは流域の全域で表面流が発生し、河川部に接続する谷地形（ガリ）において表面流が集中していた。このように、表面流が斜面部だけでなく谷地形まで連続することが、土石流を発生させるような大きな河川流出量に寄与することが示された。

5. まとめ

土石流頻発溪流の流出過程における降雨分布の寄与を検討することを目的として、鹿児島県桜島において現地観測を行い、さらにXバンドMPレーダの雨量観測データを山地溪流降雨-流出モデルに適用し、流出シミュレーションを行った。現地観測より、いずれの河川も無降雨期間は流水がなく、降雨に伴って、急激に流出量が増加し、降雨終了後すみやかに減衰していた。レーダ雨量観測結果より、土石流の発生・非発生は各溪流の発生源である上流域における降雨強度が非常に重要であることが示された。

一般的に地上雨量計が設置される下流域における雨量を流域全体に適用したCase 1における流出量シミュレーション結果に比べて、上流域の代表地点の降雨を適用したCase 2でのシミュレーション結果は土石流発生イベントで河川ピーク流出量がより大きくなり、非発生イベントではピーク流出量が小さく、土石流の発生予測などにおいて上流域の降雨データを用いることの重要性が示された。ただし、降雨および河川流出量シミュレーション結果だけでは説明できない土石流発生イベントもあり、火山灰の堆積状況などについて考慮する必要がある。近年、Xバン

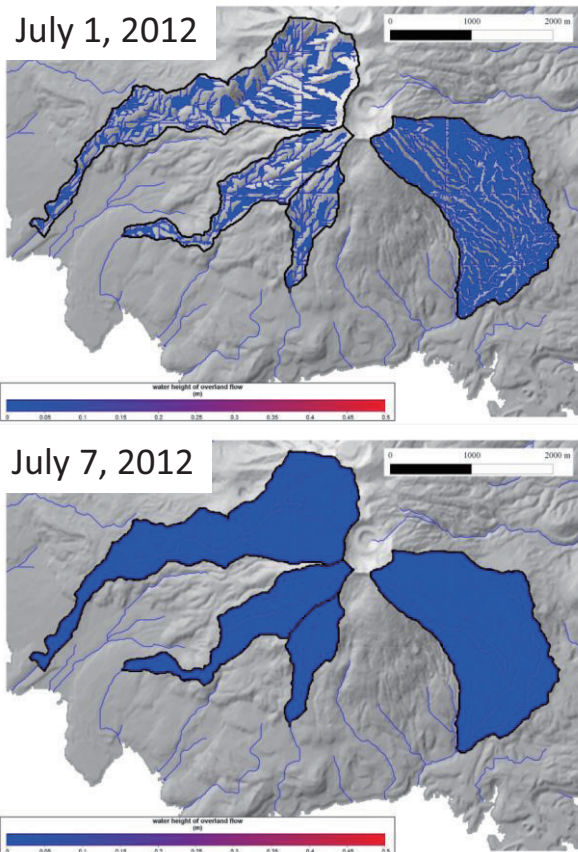


Fig. 15 Simulation results of water heights of overland flow in July 1, 2012 and July 7 2012.

ドMPレーダにより降下火山灰予測において重要なパラメータである噴煙柱高や火山灰濃度を測定できる事例が示されており、これらを取り入れることで、河川ごとの土石流発生予測の精度が大きく向上する可能性がある。

参考文献

- 井口正人（2012）：桜島における火山灰放出量予測に関する研究，京都大学防災研究所年報，Vol. 55B，pp. 169-175
- 春山元寿，下川悦郎，井上利昭（1977）：桜島火山灰砂の物理的諸性質，鹿児島大学農学部演習林報告，Vol. 5，pp. 65-92
- 疋田誠，溜池博文，松枝修治，椿東一郎（1985）：土石流における転波列の特性，第29回水理講演会論文集，Vol.29，pp.543-548
- 安田成夫，梶谷義雄，國友優（2012）：XバンドMPレーダによる浮遊火山灰計測の試み，京都大学防災研究所年報，Vol. 55B，pp. 1-8

（論文受理日：2013年6月7日）