

水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 15, No. 6 (2002) pp. 605-614

火山灰散布処理を行った裸地斜面での地表面流出観測結果を用いた 単純な応答型モデルの比較検討

A Comparative Study of Simple Rainfall-Runoff Models by Applying Them to the Result of Observed Overland Flow on an Experimentally Ash-Covered Slope

清水貴範*・小川泰浩* (森林総合研究所九州支所)

Takanori SHIMIZU・Yasuhiro OGAWA *Kyushu Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute*

清水 晃** (森林総合研究所)

Akira SHIMIZU *Forestry and Forest Products Research Institute*

宮縁育夫* (森林総合研究所九州支所)

Yasuo MIYABUCHI *Kyushu Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute*

The observation of surface runoff was carried out on an experimentally ash-covered slope in Unzen volcano. By applying the some simple models to the obtained data, the accuracy of the estimation and the characteristics of the parameters of the models were compared. Here tank-model (Yamakoshi and Suwa, 2000) and Hortonian experimental-equation model (reference from Shiraki, 1997) were used to calculate effective rainfall, and kinematic-wave model and another tank-model were used to determine the shape of hydrograph. There was little difference of the accuracy between the two effective-rainfall models. While the determination of hydrograph, the accuracy of tank-model was slightly better than that of kinematic-wave model, partly because the former had the more number of parameters. Applying the obtained parameters to the rainfall event which contained the maximum rainfall intensity in 10 minutes in the observation period, it was commonly defined the period when the influence of volcanic ashes became small rapidly. As the result of comparing the feature of the parameters of each effective-rainfall models, the parameters of Hortonian equation model were more effective than those of tank-model (Yamakoshi and Suwa, 2000), for consideration of the variation of the infiltration characteristics. In determining hydrograph, each models had its advantage. The parameter of kinematic-wave model held the information of roughness coefficient, while use of tank model had the calculation time much shorter.

Key words : Hortonian overland flow, Rainfall-runoff model, Experimentally ash-covered slope, infiltration characteristics

実験的に火山灰散布を行った裸地斜面における地表面流出量観測データを用いて、単純な応答型モデルの再現性とパラメータの特性を比較するとともに、出力されたパラメータを用いて降雨イベント毎に急激に変化する地表面特性について検討した。用いたモデルは、有効降雨算出モデルとして、タンクモデル(Yamakoshi and Suwa, 2000)とHortonの浸透能経験式を模したモデル(白木, 1997)、流出波形決定モデルとして、キネマティックウェーブ法とタンクモデルである。モデルの出力値の再現性は、有効降雨モデル間ではほとんど差が無く、流出波形モデルではキネマティックウェーブ法を用いた場合に、若干再現性が低下した。観測期間中10分間雨量が最大であった降雨イベントに対し、有効降雨モデルで得られたパラメータを当てはめて総流出量を比較した結果、どちらの有効降雨モデルからも共通に、散布火山灰の影響が急激に小さくなった時期が示された。モデルとそのパラメータの特徴を検討した結果、有効降雨モデルではHortonの浸透能経験式を模したモデルのパラメータが、直接的に地表面浸透特性について表現しているため、観測斜面の地表面流出結果を考察するうえでより有効であることが分かった。また、流出波形モデルでは、キネマティックウェーブ法はパラメータが粗度係数の情報を保持している点が、タンクモデルは収束までの計算量が少ない点が、利点であった。

キーワード：地表面流出量、応答型モデル、火山灰散布実験斜面、浸透能

*森林総合研究所 九州支所 〒860-0862 熊本市黒髪4-11-16

Kyushu Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute, 4-11-16, Kurokami, Kumamoto, 860-0862, Japan

**森林総合研究所

I. はじめに

地表面流出(地表流・表面流)は、水文過程としての洪水流出に強く影響を及ぼす要素である。権根(1980)、谷(1992)は、水文学の観点からHorton型地表面流出と飽和地表流発生域(ソースエリア)についての知見をまとめている。これらの知見は、水文モデルにも反映されており、福瀧・武居(1981)は地表面浸透能を考慮した有効降雨算出法と、キネマティックウェーブ法とを組み合わせて、山地流域での洪水流出の再現を行っている。また、白木(1997)は、特に地表面浸透能に焦点をあてて、Hortonの浸透能経験式を模して、斜面ライシメータでの地表面流出量についてのモデル化を試行している。

一方、地表面流出は、土砂流出・地形形成過程としての地表面侵食量と密接に関わる要素である(例えば、塚本, 1998)。特に火山活動後の山腹斜面では、堆積した火山灰によって、地表面浸透能が低下し、地表面流出が生じやすくなる。それによる洪水や侵食が、土石流・泥流の発生要因となるため、災害予測の観点からも、地表面流出の特性を理解することが重要となる。

火山灰堆積斜面を対象とした応答型流出モデルは、Yamakoshi and Suwa (2000)によってタンクモデルとキネマティックウェーブ法との組合せが試行されている。彼らは、雲仙普賢岳噴火後の地表面浸透能の変化について、定量的な考察を行うことを目的に、地表面流出量の観測値に対し、モデルの適用を行っている。その結果、噴火後の地表面の最終浸透能は、時間の経過に伴って徐々に増加しており、その傾向は、未緑化の地表面よりも、航空緑化された場所で顕著であるとしている。この結論は、火山活動後の地表面流出量に関する観測結果とも矛盾しない(例えば、有珠山での山本・今川, 1983; 桜島での地頭蘭・下川, 1989; 雲仙普賢岳での地頭蘭ら, 1997; 西田ら, 1998; 小川ら, 2000)。

しかし、火山灰堆積斜面の地表面流出についての上記の研究は、いずれも噴火火山灰が降下してから半年以上経過した後の観測結果に基づいており、火山活動直後の地表面流出による、火山灰の急激な流失過程に関する定量的な検討は行われていない。これを実験的に検討するために、小川・清水(2001)は、雲仙普賢岳において、予め地表面流出量・土砂流出量などの観測を行ってきた火砕流堆積物斜面に、火山灰を人工的に散布することにより、地表面状態の

変化を追跡した。この実験は、散布した火山灰の流失に伴う地表面構造の変化を考察する目的で行われたものであるが、その際に観測された地表面流出量は、降雨一流出応答型の地表面流出モデルについて検討する際に、非常に有用である。

そこで本研究では、火山灰散布処理後の地表面流出量の観測結果を対象に、いくつかの単純な応答型流出モデルを用いることで、降雨一流出の発生によって短期間で変化していく地表面流出特性についての把握を試みるとともに、応答型モデルやそのパラメータの特徴について、詳細な検討を行った。

II. 研究方法

1. 観測地と観測期間

地表面流出量観測は、雲仙普賢岳赤松谷流域の火砕流堆積地で、1998年8月から1999年11月まで実施した。観測斜面は北緯32度44分・東経130度19分に位置し、その集水面積は220m²、下流端の標高は335mで、上流端との標高差は4m、上流端から下流端までの水平距離は約30mである(図-1)。観測斜面の地表面は、約6%程度が大型の礫に覆われており、その分布は斜面内でほぼ一様であった。地表面流出量の観測は、斜面末端に設置した三角ノッチと水圧式水位計(コーナシステム社:KADEC-MIZU)を用いて行い、転倒マス雨量計によって観測した降雨量とともに、1分間隔で日記記録した。

火山灰の散布は1999年6月11日に、斜面の下流端から68m²の面積に対して行った。散布した火山灰は、1993年に雲仙普賢岳の溶岩ドームから南東約2kmの岩床山で地表に堆積していたものを採取し(小

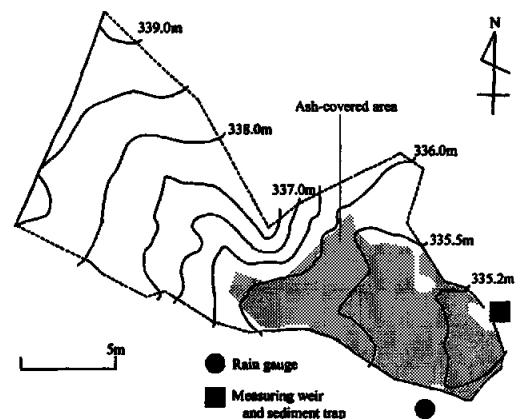


図-1 観測対象斜面
Fig. 1 The observation site

表一 解析対象とした降雨イベント
Table 1 Characteristics of the storm events

Period	Total time (hour)	Total rainfall (mm)	\bar{r}_n : Average rainfall intensity (mm min ⁻¹)	σ_r : Standard deviation of 1min rainfall	σ_r / \bar{r}_n	Maximum rainfall intensity (mm 10min ⁻¹)	Total runoff (mm)	
1999/6/7	0:00 - 13:21	13.350	110.5	0.138	0.276	1.999	10.0	6.3
- Ash covering treatment was carried out for 1/3 of the experimental slope in 1999.6.11 -								
1999/6/24	9:07 - 17:48	8.683	104.0	0.200	0.325	1.630	8.5	17.7
1999/6/24	23:23 - 6/25 6:10	6.783	82.5	0.203	0.301	1.486	8.0	8.0
1999/6/29	10:02 - 15:09	5.117	91.5	0.298	0.355	1.190	13.5	26.7
1999/9/1	5:03 - 18:01	12.967	183.5	0.236	0.326	1.380	9.5	53.3
1999/9/10	17:54 - 9/11 1:34	7.667	82.5	0.179	0.294	1.642	17.0	19.1
1999/9/11	4:49 - 10:24	5.583	73.5	0.219	0.330	1.504	13.0	10.9
1999/9/11	14:33 - 18:00	3.450	64.0	0.309	0.456	1.474	12.5	13.9
1999/9/24	0:10 - 12:19	12.150	134.0	0.184	0.364	1.982	14.0	31.5
1999/10/31	21:19 - 11/1 2:39	5.333	52.0	0.163	0.252	1.548	7.0	5.6

川ら, 2000), これを風乾したのち, 0.42mmのふるいにかけて保存していたものである。散布した火山灰の総重量は135.1kgで, これを締め固めることなく散布した結果, 散布域の平均堆積厚は約5mmとなった。

表一に, 解析に用いた10回の降雨イベントを, その降雨特性とともに示す。解析対象としたのは, 観測期間中に連続降雨で50mm以上を記録した降雨イベントであり, そのうち火山灰散布前に相当するのは, 1999年6月7日の降雨イベントNo1である。ここで連続降雨とは, 無降雨期間が2時間以内で連続する降雨とした。表一で示した降雨イベントの間にも降雨があり, 小さな地表面流出が発生していたことを付記しておく。

2. 応答型モデルの詳細

応答型モデルは, 有効降雨量を算出する部分と, 地表面流出の波形を支配する部分とから成る。本研究の目的は, 試行・解釈の平明な応答型モデルの出力結果に基づく, 試験地斜面の平均的な地表面流出特性の変化の追跡である。従って, 使用するモデルは複雑な仮定を用いない, 最も単純なものを志向した。以下にその詳細を示す。

1) 有効降雨量算出モデル

本研究の観測斜面は, 総面積の約6%が大型の礫に覆われている。そこで, 以下に述べる有効降雨モデルでは, 降雨量の6%は全く浸透せずに, 観測斜

面の礫の存在に影響を受けない部分に直接供給されるものとして, 有効降雨の算出を行う。また, モデルパラメータは全て, 礫に影響を受けない部分の地表面特性に対応している。

地表面流出量に対する有効降雨量を算出するために, 西田(1998)やYamakoshi and Suwa (2000)はタンクモデルを用いている。本研究ではそのうち, 後者の提案したタンクモデルを用いる。このタンクモデルでは, 先ず, 降雨は土層を模したタンクに貯留される。一方タンクからは, タンク内水位 h_1 (mm)に比例して排水が行われる。このときの比例係数を α (min⁻¹)とすると, 排水量は $\alpha \cdot h_1$ (mm min⁻¹)となる。 h_1 がある値 H_c (mm)を越えた場合, タンクからあふれた水量が有効降雨量となる。Yamakoshi and Suwa (2000)では H_c を物理的に有意なパラメータとして, 航空緑化後の地表面浸透能特性の比較に用いている。有効降雨が生じる際のタンクからの排水量は $60 \cdot \alpha \cdot H_c$ (mm hour⁻¹)であり, Yamakoshi and Suwa (2000)は, この値を最終浸透能値として, 地表面浸透能の比較に用いている。以下, このタンクモデルを有効降雨モデル①(略する際にはE①と表記する)と表すことにする。決定すべきパラメータの数は α , H_c の2つである。

一方, 白木(1997)は, 有効降雨算出モデルとして, Hortonの浸透能経験式を簡略化して, 初期浸透能・最終浸透能を直接パラメータとして決定する方法を試行している。Hortonの浸透能経験式では浸

透能 f (mm hour⁻¹)は初期浸透能 f_0 (mm hour⁻¹), 最終浸透能 f_c (mm hour⁻¹), 降雨継続時間 t (hour)を用いて

$$f = f_c + (f_0 - f_c) \exp(-\xi t)$$

: ξ はパラメータ(単位はhour⁻¹)

と表される(谷, 1992). この関係を模して, 白木(1997)は, 降雨継続時間の代わりに, 流出量計算時間から遡ること t_c (min)前までの累加降雨量を用いて, 地表面浸透能が変化するしきい値としている. そこでは, 直前 t_c 分間の累加降雨量 R_c (mm)が β (mm)未満のときの浸透能を f_0 (mm hour⁻¹), β (mm)以上のときの浸透能を f_c (mm hour⁻¹)とし, それらを越える降雨を有効降雨とする. これを式で表すと, 次のようになる.

$$r_c = \max(0, r_n - \frac{f_0}{60}) (R_c < \beta)$$

$$r_c = \max(0, r_n - \frac{f_c}{60}) (R_c \geq \beta)$$

上式は本研究での観測間隔に対応して, 1分毎の有効降雨量算出について記述しており, r_n は降雨量(mm min⁻¹), r_c は有効降雨量(mm min⁻¹)である. 白木(1997)は, 斜面長6.4mのライシメータに対し, f_0 には相当な降雨強度の雨でも全て浸透するような一定値を用いる一方, 斜面を最高6分割して, それぞれに異なる最終浸透能 f_c を当てはめ, 地表面流出量観測値との比較を行っている. その結果, 対象斜面を3つ以上に分割して, それぞれに異なる最終浸透能を仮定すれば, 観測値と良い適合が得られるとしているが, 裸地斜面の場合には単一の f_c を用いても, 当てはめ精度に大きく差がないことも併せて示唆している. そこで本研究では, f_0 を一定値としてほとんど全ての降雨を浸透する値である100.0mm hour⁻¹を用い, f_c , β については基本的には斜面を分割しない方法で, パラメータを決定することにした. また, 降雨イベントNo1・No2に対して t_c を15分毎に変化させて試行した結果, $t_c = 30-75$ minでは当てはまりの程度はほとんど変化せず, $t_c > 90$ minとすると降雨イベントNo1で観測では得られていない流量のピークが出力された. そこで, 以降の解析には $t_c = 60$ minの累加降雨量を用いることとした. 以下, このHorton浸透能経験式モデルを有効降雨モデル②(あるいはE②)と表す. 決定すべきパラメータの数は, f_c , β の2つである.

2) 地表面流出波形モデル

本研究で, 火山灰散布前後における地表面浸透能の変化を比較することのみを目的とした場合, 得ら

れた有効降雨から地表面流出量の流出波形を決定するためのモデルは, それほど重要ではない. しかし, 地表面流出モデルの精度を検証するには, 総流出量の再現性の確認と同様に, 流出波形を決定するモデルを使用して実測された流量の再現性を確認することが不可欠である. さらに, 例えば浮遊砂等の流送土砂の挙動解析を行う場合にも, 流出波形の情報は有益なものとなる. そこで, 地表面流出の波形を支配するモデルについても, 検討を行った.

Yamakoshi and Suwa (2000)は, 有効降雨モデル①で得られた有効降雨から流出波形を決定する際に, キネマティックウェーブ法を用いている. キネマティックウェーブ法では, 有効降雨は流出量と流路(ここでは地表面流出発生域, 以下単に流出発生域)上の水位の増減とに寄与する量とになる. 従って, これを適用する際には, 対象斜面の総面積に対する流出発生域となる面積比率 SA を決定する必要がある. Yamakoshi and Suwa (2000)では, SA をパラメータとして算出する一方, 面積比で $1-SA$ に当たる流出発生域以外の地表面の浸透能を無限大と仮定している. しかし, この仮定を用いると, 斜面内に常時浸透能無限大の領域が存在することになるため, モデルパラメータを用いた斜面全域の平均的な浸透能についての考察が不可能になる. このことは, 本研究の目的と合致しない. そこで本研究では, 流出発生の際には, 斜面全域が均質に機能する(すなわち $SA = 1$ となる)と仮定して解析を行うこととした.

流出発生域上での有効降雨 R_c (ms⁻¹)に対し, 単位幅あたりの表面流出量 Q (m²s⁻¹)は, キネマティックウェーブ法に基づいて, 以下の式によって表される.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = (I^n n^{-1})^{\frac{1}{m+1}} (m+1) Q^{\frac{m}{m+1}} (R_c - \frac{\partial Q}{\partial x}) \quad (1)$$

ここで, n は粗度係数(m^{-1/3}s), I は斜面勾配, x は斜面上流端からの斜距離(m)である. p , m は, 地表面流出の断面平均流速が Manning式によって表現される時, それぞれ1/2, 2/3である. (1)式における Q は, 対象斜面の形状を擬似的に流線方向と垂直な方向に一様なものと考えることによって, 以下のように近似することが可能である(志村ら, 2001).

$$Q(x, t) \approx \frac{1}{60000} x q(t) \quad (2)$$

q は流出水高(mm min⁻¹)であり, 単位換算のため右辺を係数60000で除している. (1), (2)式より斜面末端での流出水高について, 以下のようにまとめられる.

$$\frac{dq}{dt} = \omega q^{n+1} (r_e - q) \quad (3)$$

(3)式での t は t (min), r_e は有効降雨量(mm min^{-1}), q は地表面流出水高(mm s^{-1})である. ω ($\text{mm}^{-2/5} \text{min}^{-3/5}$)は有効降雨が下流端での流出として観測されるまでの時間遅れに関連する係数で, 単位換算を考慮に入ると, 以下のように表される.

$$\omega = \frac{5}{3} \left\{ I^2 \cdot \left(\frac{n}{600} \right)^{-1} \cdot (1000 \cdot L)^{-1} \right\}^{3/5} \quad (4)$$

ここで, L は流線方向の斜面長 L (m)である. 本研究では n , L を分離することなく ω をフィッティングによって得られるパラメータとして取り扱った. 以下, このキネマティックウェーブ法に基づくモデルを流出波形モデル①(あるいはR①)と表す. 決定すべきパラメータは ω のみである.

流出波形の決定にキネマティックウェーブ法を用いると, (3)式を q について数値的に解くための反復計算を必要とする. そこで, パラメータ試行の際に反復計算を必要としないモデルとして, 以下に述べるようなタンクモデルを用いる方法を提示する. タンクモデルでは, 有効降雨はタンク内に一旦貯留され, タンク内水位に応じて流出発生域上に一定割合 ϵ (min^{-1})で供給される. このときタンク内に貯留されている水量は, 概念的には窪地貯留などの地表面滞水量と考えることが出来る. 流出発生域上の流出水は流路タンクに入る. 下流端での地表面流出量 q (mm min^{-1})は, 流路タンク内の水高 h_2 (mm)に対応して, 以下の式で決定する.

$$q = K \cdot h_2^{5/3} \quad (5)$$

(5)式で係数 K ($\text{mm}^{-2/3} \text{min}^{-1}$)は, タンクからの流出を決定するパラメータである. 乗数 $5/3$ はマンニング式を模した値で, 山地小流域に対応した応答型モデル内の直接流出を表すサブモデルにも適用されている(例えば福島・鈴木1986). 以下, このタンクモデルを流出波形モデル②(あるいはR②)とする. 決定すべきパラメータの数は ϵ , K の2つである.

3. モデルの比較

モデルパラメータの決定には, Microsoft®社のExcel 2000に付属する分析ツール(ソルバー)を用いた. ソルバーは設定した初期パラメータに近い範囲で収束条件を満たすパラメータの組合せを探索するので, それぞれのモデルについて2~5回, 初期パラメータの組合せを変更して試行した. 各パラメータは特に優先順位を設けずに0.001刻み(雨量が0.5mm

単位で測定されているため, β のみ0.5mm刻み)で当てはめを行った. 有効降雨モデルのパラメータは, 降雨イベント毎の地表面流出量の総量について, 観測値とモデル計算値の誤差が2%以内になる範囲で設定することとした.

全てのモデルパラメータは, Yamakoshi and Suwa (2000)が応答型流出モデルの再現性の検討に用いた二乗平均偏差(mean square deviation, 以下MSDと略す)の値が最小になる組合せを採用した. なお, MSDを式で表すと以下ようになる.

$$\text{MSD} = \frac{\sum (q_c - q_o)^2}{\sum q_o^2}$$

添え字 c , o はそれぞれ計算値・観測値を示す. MSDの値が小さいほど, モデルによる流出波形の再現性は高いということになる.

モデルの比較は先ず, II-2で提示した有効降雨モデル①・②と流出波形モデル①・②との計4通りの組合せを用いて, 表-1の降雨イベントの際に観測された地表面流出量に対して当てはめを行った. その結果を用いて, 各モデルの再現性やその特徴について検討した. 特に有効降雨モデルから得られるパラメータについては, 降雨イベント毎の推移を検討することで, 対象斜面の地表面浸透特性の変化に関する考察を行った.

また, 火山灰散布後にあたる1999年6月24日以降については, 流出波形の再現性が良好でない場合には, その原因を検討した.

III. 結果・考察

1. モデルの再現性とパラメータ

表-2に, 各降雨イベントに対する地表面流出量の観測値と, 有効降雨モデル①・②及び流出波形モデル①・②の組合せによって再現された計算値とのMSD値を示す. 有効降雨モデルの再現性は①・②でほとんど差がない. ただし有効降雨モデル②を用いたとき, MSD値の平均が若干小さくなった. 流出波形モデルでは②を用いたときにMSD値が小さく, 観測値の再現性が高かった. これは, 流出波形モデル②でフィッティングパラメータが2つあることに依るものと考えられる. また, 流出波形モデル①を用いた場合, パラメータ決定に要する時間は, 流出波形モデル②を用いた場合の10倍以上であった.

モデルで得られたパラメータについては, 感度分析を行った. 降雨イベント毎の分析結果を平均すると, 有効降雨モデル①の α については最適値から±

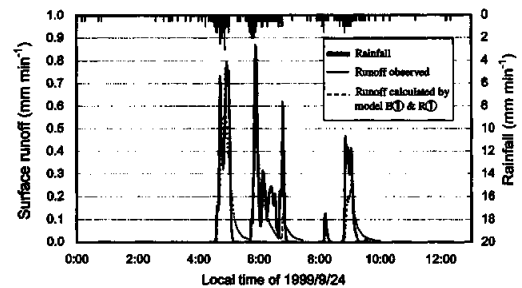
表一 2 応答型モデルの組合せによる二乗平均偏差の相違(有効降雨モデル+流出波形モデル)
 Table 2 The values of mean square deviation for each combination of effective rainfall model and runoff model

Number of event	Model type (effective rainfall model & runoff model)				Average
	E①&R① (tank+K.W.)	E②&R① (Horton+K.W.)	E①&R② (tank+tank)	E②&R② (Horton+tank)	
No.1	0.115	0.052	0.123	0.067	0.089
No.2	0.141	0.103	0.114	0.101	0.115
No.3	0.165	0.202	0.136	0.152	0.164
No.4	0.100	0.065	0.089	0.055	0.077
No.5	0.057	0.122	0.044	0.109	0.083
No.6	0.015	0.021	0.016	0.022	0.019
No.7	0.064	0.043	0.053	0.037	0.049
No.8	0.033	0.032	0.032	0.029	0.032
No.9	0.251	0.249	0.231	0.230	0.240
No.10	0.112	0.115	0.062	0.063	0.088
Average	0.105	0.100	0.090	0.086	

10%の変動に対しMSD値の上昇は0.086, 総流出量の増減は24.4%であり, H についてはMSD値上昇が0.05, 総流出量が20.2%増減した。有効降雨モデル②の f は最適値から±10%の変動に対しMSD値が平均で0.023上昇, 総流出量が17.2%増減し, β ではMSD値の上昇が0.017, 総流出量が5.95%増減した。総じて有効降雨モデル②のパラメータの感度は有効降雨モデル①のそれらよりも低く, β については10%の増減ではほとんど総流出量を変化させない場合もあった。流出波形モデルでは2つのモデルパラメータの変動によるMSD値の変化は0.0004以下であり, 有効降雨モデルのパラメータに比べて感度が低かった。

流出波形モデル①(キネマティックウェーブ法)については, フィッティングによって得られた ω と観測斜面の平均的な L , I とを(4)式に代入すれば, 粗度係数 n が計算できる。そこで, $L=30\text{m}$, $I=\sin(\tan^{-1}(4/30))=0.132$ として試算したところ, $n=0.0058\sim 0.15\text{m}^{-1/3}\text{s}$ の範囲となった。雲仙普賢岳の火山灰堆積物斜面では, 試行的に $n=0.05\text{m}^{-1/3}\text{s}$ が採用されている(例えば, 西田, 1998)。今回得られた値のばらつきは大きい, 概ね妥当な範囲にあることが確認できた。

各降雨イベントのMSD値の比較より, どのモデルの組合せを用いても, 降雨イベントNo.3とNo.9の再現性が比較的良くないことが分かる。これについては, 後節で検討を行う。しかし, 例えば降雨イベントNo.9について, 最もMSD値の大きい, 有効降



図一 2 地表面流出量の観測値と計算値との比較 (当てはめ精度の最も良くない場合)

Fig. 2 Comparison between observed overland flow and calculated one (the worst case of the simulation)

雨モデル①と流出波形モデル①との組合せによる計算値と観測値とを比較すると, 両者はそれほどかけ離れていない(図一2)。これより, どのモデルの組合せでも, 基本的には地表面流出量観測値をかなりよく表現できるといえる。

2. パラメータを用いた地表面流出特性に関する検討

火山灰散布前後の地表面流出特性の変化は, 降雨イベント毎に最適化された有効降雨モデルのパラメータを通じて比較可能である。

表一 3は, 有効降雨モデル①及び②と流出波形モデル②を組み合わせで決定した, 地表面流出特性に関するパラメータを小数点以下2桁まで(β のみ小数

表-3 有効降雨モデルで決定した地表面浸透特性・流出特性に関するパラメータ
Table 3 Parameters concerned with infiltration and surface runoff

Effective rainfall model	①			②		
	Parameters	α (min^{-1})	H_c (mm)	$60 \cdot \alpha \cdot H_c$ (mm hour^{-1})	β (mm)	f_c (mm hour^{-1})
Number of event						
No.1	0.05	10.61	29.69	17.5	50.73	
No.2	0.13	2.78	22.39	14.5	28.48	
No.3	0.03	9.34	16.89	14.0	31.20	
No.4	0.87	0.58	30.21	11.0	28.65	
No.5	0.08	4.02	19.73	10.5	25.53	
No.6	0.27	2.97	47.25	9.5	50.15	
No.7	0.61	1.35	49.49	12.5	48.97	
No.8	0.39	1.96	45.80	11.5	46.77	
No.9	0.06	7.48	28.90	11.0	37.79	
No.10	0.12	4.20	31.13	20.0	31.50	

点以下1桁)で示したものである。流出波形モデル①を用いても、表-3のパラメータ値にはほとんど影響がないことを付記しておく。

まず、有効降雨モデル①及び②で得られたパラメータの組合せが、実際の流出現象にどのように寄与するかを調べるために、解析対象とした降雨イベントのなかで最も10分間降雨量の大きかった降雨イベントNo.6の降雨(図-3(a))に対して、表-3のパラメータを順次当てはめて、推定される総流出量について比較を行った。その結果、どちらの有効降雨モデルから得られたパラメータを用いても、降雨イベントNo.6以降に得られたパラメータを当てはめた場合、推定される総流出量は明らかに減少し、火山灰散布前の降雨イベントNo.1のパラメータから得られる推定流出量に近い値になることが分かった(図-3(b))。このことは、火山灰散布後65日から75日が経過した降雨イベントNo.5—No.6の期間に、火山灰散布斜面の地表面流出特性が急激に変化したことを示唆している。降雨イベントNo.6—No.8直後の現地観察では、散布した火山灰が流失しその存在を目視で確認することが困難な状況になっていたが、モデルパラメータから得られた推定流出量の推移は、この観察結果を裏付けるものである。

こうした推定流出量の推移と、地表面の降雨—流出応答特性との関係について考察するために、パラメータ個々の推移について検討した。2つの有効降雨モデルのパラメータからは、共通に最終浸透能値

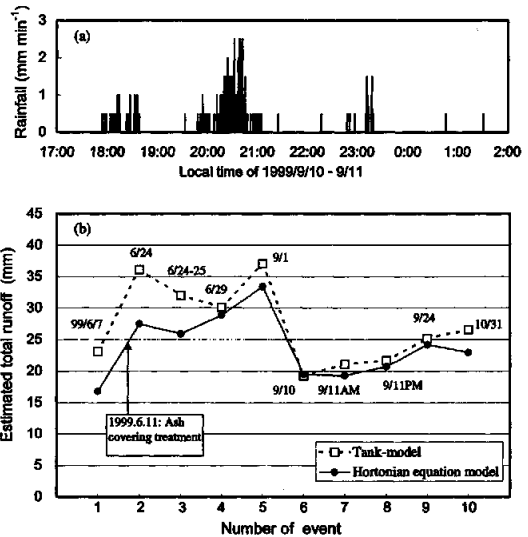


図-3 有効降雨モデル①・②のパラメータから推定される流出量 (a) 降雨イベントNo.6の1分間雨量, (b) 降雨イベントNo.6の降雨に対する推定総流出量の推移。

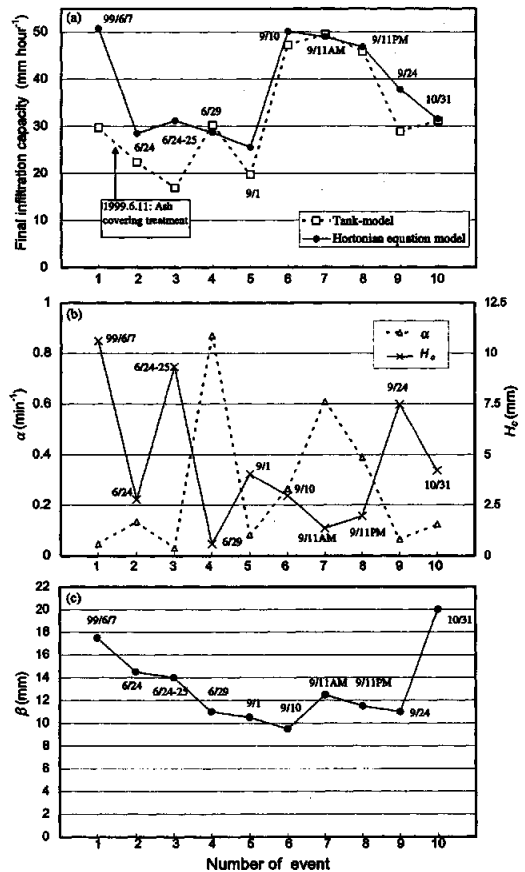
Fig. 3 Total runoff estimated by applying the parameters of the effective-rainfall models to certain rainfall (a) minutely rainfall of No. 6 storm event, (b) estimated runoff to the rainfall of No. 6 storm event.

が得られる。まず、これについての比較を行った。有効降雨モデル①では、パラメータの積である60・

$\alpha \cdot H_c$ の値が、対象斜面の平均的な最終浸透能として定義される。また、有効降雨モデル②では、最終浸透能はそれ自身が f_e というパラメータである。算出された最終浸透能は、有効降雨モデル②の方がやや大きい値になった。モデルから得られた最終浸透能は、例えば宮縁ら(1996)の浸透能試験結果と比較しても、全体にやや大きい値である。しかし、例えば有効降雨モデル②のパラメータ f_e は、それ自身が単純な最終浸透能値として定義されており、且つ降雨イベント毎のモデル流出量の総量が観測流出量の2%以内となるように f_e を決定しているため、 f_e は観測流出量を直接反映した値といえる。さらに、浸透能試験は、基本的に地表面浸透能の相対値を検討するために用いられるものである。以上を考慮すると、モデルのパラメータを用いて、対象斜面の地表面浸透特性の変化を論じることは、十分可能であると判断した。

図一4(a)に有効降雨モデル①・②から導出される最終浸透能値の、降雨イベント毎の変化の傾向を示す。両モデルにおける変化の傾向は概ね一致している。火山灰散布前に大きな値を示した最終浸透能は、散布後に急激に低下している。その後、降雨イベントNo6—No8で最終浸透能が急上昇するが、その傾向は降雨イベントNo9—No10では収まっている。降雨イベントNo6—No8において、応答型モデルから得た最終浸透能の値はかなり大きく、そのために降雨イベントNo5とNo6とで推定流出量が大きく異なると考えられる。しかし、有効降雨モデル①で、降雨イベントNo6—No8に対して得られた最終浸透能が、一時的に火山灰散布前の最終浸透能を大きく上回ってしまう(有効降雨モデル①)理由については、降雨特性の比較や現地観察の結果からも推察することはできなかった。

次に、最終浸透能値以外の個々のパラメータ比較を行った。図一4(b)は、有効降雨モデル①のパラメータ α と H_c の降雨イベント毎の変化である。有効降雨モデル①のパラメータ α と H_c は互いに負の相関を持って変化している様子が分かる。有効降雨モデル①のパラメータの感度が有効降雨モデル②のパラメータと比べて非常に高かったのは、 α と H_c は互いにバランスしているため、一方を固定してもう一方を増減させると出力値の振幅が大きくなってしまいうためであると推察される。降雨イベントNo6—No8では $60 \cdot \alpha \cdot H_c$ として算出される最終浸透能値が最大であったが、このときタンクの高さ H_c はかなり低



図一4 有効降雨モデルのパラメータの推移：(a) 2つのモデルから得られる最終浸透能、(b) 有効降雨モデル①のパラメータ α と H_c 、(c) 有効降雨モデル②の β 。

Fig. 4 Temporal change of the parameters of the effective-rainfall models : (a) final infiltration capacity ($60 \cdot \alpha \cdot H_c$ and f_e), (b) α and H_c of tank-model, (c) β of Hortonian experimental equation model.

くなっており、豪雨の場合には有効降雨が比較的発生しやすい状態であった可能性がある。しかし、総じて今回の実験から得られた α と H_c について、それぞれの変化の傾向を論じることは困難であった。図一4(c)は、有効降雨モデル②の累加降雨量パラメータ β の推移である。 β は火山灰散布以降では降雨イベントNo10で特に大きく、火山灰散布前を上回る値を示した。また、最終浸透能が急上昇している降雨イベントNo6—No8でも β は9.5~12.5mmで、降雨イベントNo4・No5の値に比べて突出した値ではなかった。このことは、降雨イベントNo6—No8の時

期に比べて、降雨イベントNo10の時には、流出の発生までに比較的多くの先行降雨量が必要であったことを示している。降雨イベントNo10で、最終浸透能値がそれほど大きくならなかったにも関わらず、推定流出量が火山灰散布前と大きく違わなかったのは、パラメータ β の値が大きいことに起因していたと考えられる。このように、有効降雨モデル②では、パラメータ β からも独立に地表面流出特性について考察可能であるという利点を有することが明らかになった。

3. 再現性の良くなかったケースに関する考察

表一1と表一2とを比較する限り、モデル計算値の再現性の比較的良くなかった降雨イベント(特にNa3, Na9)が、他の降雨イベントと比較して特異な降雨特性を有していたかは判別できない。ただし、この2つの降雨イベントに対しては、断続的に多くの流出ピークが現れるという特徴があった。すなわち、今回用いた単純な応答型モデルでは、いくつかの不連続な流出ピークを同じパラメータを用いて再現するには、やや不十分な場合があったといえる。具体的には、モデルの単純化の際に以下のような仮定を用いているために、再現性が低下している可能性がある。

- (1) 火山灰が斜面の一部のみにしか散布されていないにも関わらず、斜面全域を区分することなく均一の浸透能を用いている(地表面浸透能の分布の問題)。
- (2) モデルパラメータの最適化は降雨イベント毎に行われており、降雨イベント中にパラメータが変化する可能性について考慮に入れていない(地表面浸透能の時間変化の問題)。

(1)で挙げた点について考察を行うために、有効降雨モデル②で白木(1997)が用いた斜面分割の方法を試行した。斜面の分割比については、面積比1/3の領域を火山灰散布域として火山灰非散布域と区分し、それぞれの領域について個別に最終浸透能を決定した。このモデルを有効降雨モデル②ash(あるいはE②ash)と表す。降雨イベントNo3とNa9に対して、E②ashとR②とを組み合わせて当てはめを行った結果、E②を用いた場合と比較してそれぞれに対するMSD値はやや減少し、0.135, 0.192とすることができた。

また、同様に斜面を分割するモデルとして、斜面の分割比そのものをパラメータライズして、その一方

を流出域、もう一方を浸透能無限大とするYamakoishi and Suwa (2000)のモデルを試行した。その結果、降雨イベントNo3, Na9に対するMSD値は、それぞれ0.129, 0.123とすることができた。そのときにMSD値を最小とする流出域SAは、それぞれ0.579, 0.519であった。また、このモデルを火山灰散布後の全降雨イベントに対して試行したところ、パラメータとして得られたSAは何れも0.7以上であった。これらの値はいずれも火山灰散布域の比率よりも大きく、実際の斜面の状況を反映した値であるかは不明である。また、本研究の対象斜面については、現地観察や微地形測量からも、パラメータライズされたSAを妥当とする根拠を見出すことはできなかった。

以上の結果より、斜面を分割してそれぞれの領域に異なる浸透能を当てはめることにより、モデルの再現性はある程度上昇することが明らかになった。これらのモデルでは、一様でない降雨に対する流出の応答を再現すべく斜面を仮想的に分割しており、得られたパラメータから、観測斜面全域の平均的な地表面流出特性について議論することは困難(浸透能無限大域を設定した場合には不可能)である。また、分割比自体をパラメータとしても、その推移は実際の地表面状態を反映しない可能性があるため、これを比較に用いることも難しい。しかし、斜面分割モデルの再現性に着目すれば、ある降雨条件下における流出量を精度良く推定するという目的に対しては、効果を発揮するものと考えられる。

次に、(2)に挙げた点を考察するために、降雨イベントNo3・Na9の流出開始から終了までを、前半と後半に分け、それぞれについてE②とR②との組合せによる当てはめを行った。その結果、2つの降雨イベントに共通して、前半よりも後半の f 値が小さくなった。得られた f 値はNa3の前半と後半では42.2mm hour⁻¹から25.5mm hour⁻¹、Na9では49.1mm hour⁻¹から28.1mm hour⁻¹となった。これより、 f 値は降雨イベント中も一定ではなく、急激に変化し、しかもその値は小さくなる可能性が示唆された。しかし、降雨イベント後半に流量が比較的增加する原因としては、降雨イベント前半に流量観測地点まで到達しなかった地表面流出が斜面上に滞り、後半の降雨によって流出した可能性も考えられる。これについて判断するためには、降雨中の現地観察と、採取した土壌試料による実験とを行うことが必要であろう。

IV. まとめ

雲仙普賢岳における火山灰散布実験斜面を対象に、火山灰散布前後の地表面流出特性の変化を考察するため、単純な応答型モデルを用いて検討を行った。以下はその結果と、それに基づく結論である。

対象斜面全域に均一の浸透能を仮定した場合、有効降雨モデルではHorton浸透能経験式モデルとタンクモデルは、ほぼ同様な再現性を示した。

流出波形モデルでは、1パラメータのキネマティックウェーブモデルよりも2パラメータを有するタンクモデルが、地表面流出量の観測値を若干良く再現した。前者は粗度係数の試算が可能である点、後者はパラメータ決定までの計算時間が短い点で、有用性が認められた。

2つの有効降雨モデルで各降雨イベントから得られたパラメータを、規定の降雨に対して適用して推定流出量を算出したところ、その推移はほぼ同様に表現することが出来た。その結果、地表面流出特性に対する散布火山灰の影響が急激に小さくなった時期が、モデルからも明らかになった。この結果について、個々のパラメータの推移から検討を行う場合には、最終浸透能値のみがパラメータの組合せで算出されるタンクモデルよりも、最終浸透能値と、その状態に至るまでの累加降雨量とをパラメータとしているHorton浸透能経験式を模したモデルが、パラメータの意味が物理的に明快であり、考察に適していると考えられた。

規定の降雨条件下での推定流出量を比較する場合、より再現性の高いモデルから得られたパラメータを用いれば、推定値の正確さは増すと考えられるが、一方でパラメータ個々の意味付けは、実際の地表面状態を反映しない便宜的なものとなる可能性がある。地表面流出は水文過程としては比較的単純な現象であるが、これを対象とした応答型モデルでも、目的に応じて仕様を決定すべきであろう。

謝辞：本研究をまとめるにあたり、筑波大学の西田顕郎博士、東京農工大学の白木克繁博士に貴重な御指摘を頂いた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

福嶋義宏・鈴木雅一(1986)：山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用，京都大学農学部演習林報告，57，

pp. 162-185.

福嶋義宏・武居有恒(1981)：山地小流域の短期流出に関するモデル，第25回水理講演会論文集，pp. 229-236.

地頭蘭隆・下川悦郎(1989)：火山灰に覆われた桜島山腹斜面における表面流出，砂防学会誌，42(3)，pp. 18-23.

地頭蘭隆・下川悦郎・寺本行芳・永田 治(1997)：火砕流堆積物および火山灰に覆われた雲仙普賢岳山腹斜面における表面流出，砂防学会誌，49(5)，pp. 42-48.

榎根 勇(1980)：水文学，pp. 245-250，大明堂
宮縁育夫・清水 晃・竹下敬司(1999)：雲仙普賢岳の1990—95年噴火堆積物の粒度組成と浸透能，地形，20，pp. 85-96.

西田顕郎(1998)：火砕流堆積地における浸食に関する水文地形学的研究，京都大学博士論文，pp. 162-165.

西田顕郎・小橋澄治・水山高久(1998)：雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復による表面流・土砂流出の変化，日本緑化工学会誌，23(4)，pp. 249-255.

小川泰浩・清水 晃・宮縁育夫・清水貴範(2000)：雲仙普賢岳火砕流堆積斜面の緑化地・裸地における表面流・土砂流出観測，日林九州支部論集，53，pp. 133-134.

小川泰浩・清水 晃(2001)：雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における新生火山灰被覆処理前後の降雨流出特性の変化，第112回日林学術講演集，pp. 556.

志村光一・大原憲明・松木浩志・山田 正(2001)：水理計算に基づく大規模河道網の洪水流出特性に関する研究，水文・水資源学会誌，14，pp. 217-228.

白木克繁(1997)：異なる地表面状態での表面流出特性の差に関する実証的研究，水文・水資源学会1997年研究発表会要旨集，pp. 49-50.

谷 誠(1992)：森林水文学(塚本良則編)，pp. 125-127，文永堂出版.

塚本良則(1998)：森林・土・水の保全—湿潤変動帯の水文地形学—，pp. 67-79，朝倉書店.

Yamakoshi, T. and Suwa, H. (2000)：Post-eruption characteristics of surface runoff and sediment discharge on the slopes of pyroclastic-flow deposits, Mount Unzen, Japan, Trans. Jpn. Geomorphological Union, 21, pp. 469-497.

山本 博・今川俊明(1983)：有珠山1977—1978年噴出物の堆積した斜面における表面流出について，ハイドロロジー，13，pp. 25-33.

(受付：2001年12月17日，受理：2002年6月25日)