

# 斜面侵食を対象とする分布型土砂流出モデル

佐山 敬洋<sup>1</sup>・寶 馨<sup>2</sup>

<sup>1</sup>学生会員 学士(工学) 京都大学大学院 工学研究科土木工学専攻 (〒 606-8501 京都市左京区吉田本町)

<sup>2</sup>正会員 工博 京都大学防災研究所教授 水災害研究部門 (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

流域規模で土砂動態を明らかにする分布型土砂流出モデルを構築する。対象とするインドネシア・ブランタス川上流域は火山灰土に覆われているため、斜面侵食による土砂生産が卓越する。GIS、リモートセンシングを応用して中間流・表面流混合型の Kinematic Wave Runoff モデルを構築し、表面流のもつ輸送可能土砂量より土砂生産、堆積過程をシミュレートする。輸送可能土砂量は Unit Stream Power により計算する。1995 年～96 年の雨季を対象とした計算結果は下流端の貯水池における同期間の堆砂量とほぼ同じ推定値を与えることができる。また、耕作された山腹斜面からの土砂生産量が多いなどの現象を物理的合理性をもって表現している。また、土砂移動に伴う標高の変化を逐次更新することで、より現実的な河床変動を示すことが可能となった。

**Key Words :** distributed sediment-runoff-model, unit stream power, sheet erosion, ADEOS/AVNIR, GIS

## 1. はじめに

流域の源頭部から河口・海岸部を一貫して捉える総合的な土砂管理の重要性が取り上げられている。従来は、土砂に関する問題は、山地・山麓部、扇状地部、平野部、河口・海岸部等のそれぞれの領域で対応されてきた。しかし、流域環境のさらなる高度管理が求められる中で、各領域毎に要求される土砂環境は複雑化している。また、土地利用の変化や砂防ダムの建設といった人間活動は、長期的に広い空間で土砂動態を変化させる可能性がある。このようなことから「流砂系」<sup>1)</sup>という概念で水系一貫して土砂の問題を取り扱おうとする動きが現実化してきたのである。

水系一環の土砂管理を行うためには、土地利用、地形、降雨等の基礎的情報を入力値とする、流域規模の土砂動態予測手法と、その結果を入力条件とする、河道内の土砂動態予測手法の両方の確立が必要不可欠である。これまで土砂水文学の立場から後者の研究が進められ、成果を上げてきたが、前者の研究は未解決の部分が多い。一方、水文学の分野で研究の進められてきた分布型流出モデルは流域内の空間分布情報を取り扱い、任意の地点で水の挙動を明らかにすることが出来る。そこで、本研究はセル分布型流出モデル<sup>2)</sup>に土砂の生産、堆積、輸送過程を組み込み、分布型土砂流出モデルの構築を試みる。

流域規模の土砂動態予測手法に関しては、これまでいくつかの研究がなされてきた。たとえば、江頭・松木<sup>3)</sup>は、単位河道と単位斜面の概念を導入し、粒径別に河道貯留土砂の流出現象を取り扱うモデルを提案して

いる。また、高橋ら<sup>4),5)</sup>は崖錘の影響を考慮した崩壊裸地斜面からの土砂供給と混合砂礫の輸送をモデル化し、貯水池堆砂量の予測を行っている。水文学的なアプローチとしては、砂田ら<sup>6),7)</sup>が国土数値情報をもとに擬河道網を発生させ、降雨と勾配の関数としての土砂生産と、その輸送過程を取り扱っている。また、市川ら<sup>8)</sup>は山地流域において表層崩壊による土砂生産と、土石流による土砂移動のモデル化を行っている。村上ら<sup>9)</sup>の研究では農林地帯からの土砂生産が取り扱われている。

これらの研究に対して、本研究では地理情報システム (GIS)、リモートセンシング (RS) を応用することにより、地形、土地利用を反映した分布型土砂流出モデルを構築し、インドネシア・ブランタス川上流域に適用する。対象流域は細かい粒径の火山灰土で覆われているため、斜面侵食が主な土砂生産の原因である。寶ら<sup>10),11)</sup>の過去の研究では中間流・表面流混合型のセル分布型 Kinematic Wave Runoff (KWR) モデルを構築し、表面流の発生とともに一定の土砂生産量を仮定していたが、勾配や表面流の流速による土砂生産量の違いや、土砂の堆積過程がモデル化できないなどの問題点があった。そこで、本研究は、各セルにおける時々刻々の表面流の流量と流速を計算して、表面流のもつ輸送可能土砂量に応じた土砂の生産、堆積過程をモデル化する分布型土砂流出モデルの構築を行う。

## 2. 本研究の流れ

流域内の土砂動態を明らかにする分布型土砂流出モデルを構築する。土砂流出モデル構築の流れを図-1に

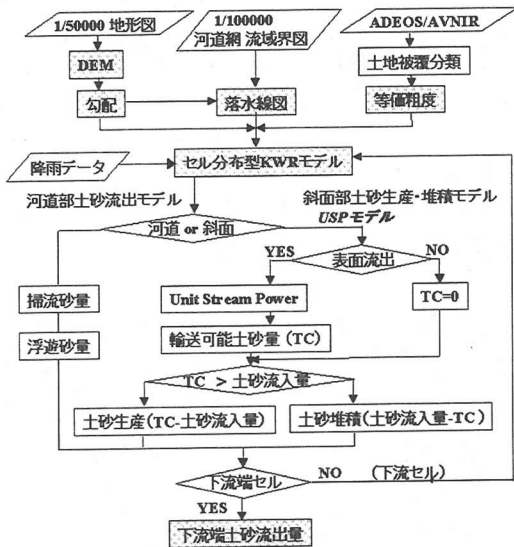


図-1 分布型土砂流出モデル

示す。セル分布型 KWR モデルは、流域内をグリッドセルに分割して、それぞれのセルにおける降雨流出関係を明らかにするモデルである。各時間ステップで上流端セルから下流端セルまで全てのセルで降雨流出計算を行う。セル分布型 KWR モデルについては、「4. (2) セル分布型 KWR モデル」にその詳細を示す。

モデルを構築する基礎情報として、各セルの勾配と等価粗度を決定するための土地被覆、さらに、各セルの接続関係を示す落水線図が必要となる。本研究では、まず DEM を作成し、それをもとに勾配と落水方向を決定している。地形図から DEM を作成して、勾配と落水方向を決定するまでの手法、並びに、リモートセンシングによる土地被覆分類の手法を「3. GIS と RS の応用」に示す。

本研究で構築する分布型土砂流出モデルでは、セル分布型 KWR モデルにより各時間ステップ、各セルで表面流出を計算し、その表面流出をもとに、土砂生産・堆積過程をモデル化する。上流端セルより土砂の生産・堆積、輸送量を計算し、下流側のセルに流入するものとする。斜面セルから生産された土砂は、やがて河道セルに流入し、河道セルでは河道部土砂流出モデルにより土砂の追跡を行う。「4. 分布型土砂流出モデル」にその詳細を示す。

### 3. GIS と RS の応用

分布型流出モデルは勾配や等価粗度などの空間分布情報を取り扱うが、対象とするインドネシアの流域では

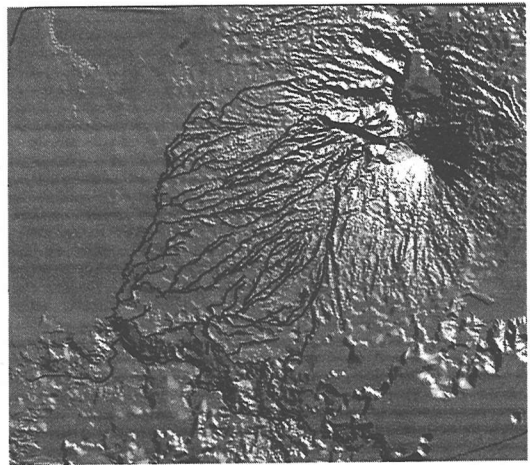


図-2 50-m DEM と河道網及び流域界

数値標高モデル (DEM) や新しい土地利用図が入手できない。そこで、本研究では、デジタル化した等高線から DEM を構築するために GIS を、土地被覆分類を行うために ADEOS/AVNIR の衛星画像を利用し、それらの情報をもとにセル分布型 KWR モデルを構築する。

#### (1) GIS を用いた DEM の構築と落水線図の作成

地形図をデジタル化して DEM を構築する手順を以下に示す。以下の方法は、コンピュータディスプレイ画面上でマウスでデジタル化する手法で、デジタル化 (タブレット) を必要とせず、既にプロットした点を画面上に明示できるなどの利点がある。本研究では、GIS・RS ソフトとして ERDAS/IMAGINE を、地形図は 1/50000 のものを用いた。

- (a) 対象流域の地形図をスキャナで読み込みラスターレイヤとする。
- (b) 等高線を画面上でデジタル化する。
- (c) デジタル化した等高線データから標高値を Z 座標に持つ不規則三角形網 (TIN) を自動発生させる。
- (d) TIN DEM を任意のグリッドサイズをもつ LATTICE DEM (格子状に整理した標高値からなる DEM) に変換する。本研究ではグリッドサイズを 250 m とする。

図-2 にグリッドサイズ 50-m の DEM を示す。

作成された、DEM を用いて落水線図を作成する。ここで、落水線図とは各セルからの流出がどのセルに流入するかを示した図である。流出モデルでは河道網と流域界が重要であるため、DEM 作成用の地形図とは別に、河道網と一部の流域界が明示された地図を GIS に読み込む。流域界が分らない部分については落水方向

より流域界を決定する必要があるが、流域外の河道網を GIS に読み込むことによって、流域界の抽出をより容易にすることができる。以下にその手順を示す。

- (a) 流域内外の河道網ベクターレイヤ、流域界ベクターレイヤを DEM と同じ分解能のラスタデータに変換する。
- (b) 河道セルの接続関係を明らかにするために、河道部のみの落水方向を決定する。
- (c) 河道セルを除いた斜面セルのみの落水方向を決定する。その際、既知の流域界セルはその標高を高くして、また、流域外河道網セルに流入するセルは流域外として取り扱うことにより、落水線が流域界、流域外河道網をまたぐことを防ぐ。
- (d) 河道と斜面の落水線を合成する。

周囲のセルとの標高を比較して最急勾配方向を落水方向とするが、窪地になる場合はそのセルの標高を上げて計算する処理方法を採用している。DEM と落水線図より、各セルの落水方向の斜面勾配を計算する。セル  $i$  における標高値  $z_i$  と流入セル  $j$  における標高値  $z_j$ 、セル中心間の距離  $\delta$  から、セル  $i$  における斜面勾配  $I_i$  は

$$I_i = \frac{z_i - z_j}{\sqrt{(z_i - z_j)^2 + \delta^2}} \quad (1)$$

となる。

## (2) ADEOS/AVNIR 衛星画像による土地被覆分類

分布型流出モデル構築のためには、土地被覆データが必要となる。近年、日本ではデジタルの土地利用図が整備されつつあるが、ブランタス川流域ではそのようなデータは整備されていない。また、日本においてもデジタルマップの更新はそれほど頻繁に行われるわけではない。従って、最新の衛星画像を用いた土地被覆分類は分布型流出モデルの構築において非常に有効である。本研究では 1997 年の ADEOS/AVNIR 画像を用いて教師付き分類・最尤法で土地被覆分類を行う。

### a) ADEOS/AVNIR について<sup>12)</sup>

ADEOS は 1996 年に打ち上げられた地球観測衛星である。高性能可視近赤外放射計 (AVNIR) をはじめ 6 種類のセンサを搭載している。衛星軌道は高度約 797 km の太陽同期準回帰軌道であり、回帰日数 41 日、周期は約 101 分である。AVNIR は可視域 3 バンド、及び近赤外域 1 バンドの太陽光を観測する光学センサである。空間分解能は約 16 m であり、陸域、沿岸域を観測することにより、植生、土地被覆状況等の把握を行い環境モニタに寄与することを目的としている。

### b) 教師付き分類・最尤法

衛星画像を幾何補正し教師付き分類・最尤法で土地被覆分類を行う。ここで、教師付き分類・最尤法とは、分類クラスに対応する既知の領域 (トレーニングエリア) を抽出し、各クラスに対する画像データの尤度をもとめたうえで、尤度最大のクラスに画像を分類する手法である<sup>13)</sup>。

本研究では、ADEOS/AVNIR の RGB 画像より周囲と明確に色合いの異なる場所を見つけ出し、その場所をトレーニングエリアとして選択する。選択したエリアの分類項目の決定は 1989 年に作成された土地利用図を参考にした。さらに ADEOS/AVNIR の衛星画像、土地利用図、土地被覆分類の結果を見比べて、トレーニングエリアを増やししながら、土地被覆分類を行った。分類された画像を、最大頻度法で低分解能化し流出モデルのグリッドセルのサイズと一致させる。

### c) 分類結果の考察

幾何補正済みの ADEOS/AVNIR 画像と土地被覆分類を行った図は、土壌侵食量の空間分布図と比較するために「5. 適用と考察」にそれぞれ図-10、図-11として示す。流域を 8 種類の土地被覆クラスに分類している。対象とするレスティ川流域の大部分を占めるのが Cultivated Land と Tree Crops である。Tree Crops は標高 1000 m から 1500 m 程度の地域に存在し、Cultivated Land はそれよりも標高の低いところに位置する。また、スメル山頂付近の標高約 1500 m 以上のところでは大部分が Forest に分類されている。現地の報告<sup>15)</sup>によれば、レスティ川流域の約 70~80% が耕作されていて、土砂生産に寄与するトウモロコシ、ポテト、キャッサバの生産地は標高約 1000 m 以下の場所に位置する。これらの情報に土地被覆分類の結果は良く一致している。また、2001 年 1 月の現地踏査でも、分類結果がほぼ正しいことが確認されている。

画像の中ではスメル山頂の北側では噴煙、あるいは雲が存在し土地被覆分類が正確に行えていない。しかし、この地域は流域外であるので、今後の計算には特に影響しない。

## 4. 分布型土砂流出モデル

### (1) モデルの概要

流域規模での土砂動態を明らかにするために、分布型土砂流出モデルを構築する。ブランタス川上流域のような火山灰土で覆われた地域では、表面流が発生しやすく、土砂生産は斜面侵食によるところが大きい。本研究ではセル分布型 KWR モデルを構築し、表面流のもつ輸送可能土砂量をもとに土砂生産・堆積過程をモデル化する。輸送可能土砂量は USP (Unit Stream Power)

理論にもとづいて計算する。斜面セルで生産された土砂は流出過程、堆積過程を経て、その一部が河道セルに流入する。河道セルでは集水面積に応じて決定される川幅の河道が存在し（後述式(8)）、流砂量計算を行う。掃流砂と浮遊砂に分けてそれぞれ芦田・道上<sup>16)</sup>の式、Lane・Kalinski<sup>17)</sup>の指数濃度式により計算する。

## (2) セル分布型 KWR モデル

- DEMの空間分解能にあわせた正方形の領域を一つの部分流域(セル)と考え、流域全体はこれらのセルの集合とする。
- 各セルでは、有効降雨を入力とし、また、上流側セルからの流出を上流端流入量として、中間流・表面流混合型 KWR モデルによって流出量を計算する。
- 8つの流下方向のうち、上下左右方向へ流出するセルでは、斜面長、斜面幅はともに分解能と同じ  $L$  m とし、斜め方向へ流出するセルでは、斜面長は  $\sqrt{2}L$  m とし、斜面幅は  $L/\sqrt{2}$  とする。但し、河道セルには集水面積から定められる河道幅（後述式(8)）の河道が存在する。
- 各セルの流出率、等価粗度は土地被覆に応じて決定する。

中間流・表面流混合型の KWR モデルは以下の式で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(x, t) \quad (2)$$

$$q = \begin{cases} ah & : h < d \\ \alpha(h-d)^m + ah & : h \geq d \end{cases} \quad (3)$$

初期条件、境界条件はそれぞれ:

$$h(x, 0) = H_I(x), \quad 0 \leq x \leq L \quad (4)$$

$$h(0, t) = H_B(t), \quad t > 0 \quad (5)$$

ここで、 $a = k \sin \theta / \gamma$ ;  $q$ : 単位幅流量;  $h$ : 流積;  $r$ : 降雨強度;  $d = \gamma D$  ( $\gamma$ : 有効間隙率;  $D$ : A層厚);  $t$ : 時間;  $x$ : 位置。なお、 $\alpha, m$  はそれぞれ:  $\alpha = \sin^{1/2} \theta / n$  ( $n$ : 等価粗度),  $m = 5/3$  とする。

「A層」は本来、山腹斜面を覆う透水性の高い腐食土層<sup>14)</sup>であるが、ここでは、火山灰地における透水性表土層を想定する。

## (3) Unit Stream Power 理論

Unit Stream Power(USP)理論は、流速と勾配の積であらわされる USP が全流砂量の支配的な要因となるとして、Yang<sup>18)</sup>によって提示された理論である。その後、Moore・Burch<sup>19)</sup>が USP 理論を表面侵食と、リル侵食に適用している。本研究では、各セルで逐次計算される表面流の USP を計算し、表面流の土砂濃度の上限値を計算する。

土砂濃度の上限値  $C_t$  は以下の式で表される<sup>18)</sup>。

$$\log C_t = I + J \left( \frac{VS}{\omega} - \frac{V_{cr}S}{\omega} \right) \quad (6)$$

ここで、 $I, J$ : 実験によって決定される無次元値;  $V_{cr}S$ : 限界 USP;  $\omega$ : 土砂の沈降速度 (0.050 m/s)。本研究では、斜面侵食に対して、Moore・Burch<sup>19)</sup>によって提案されている値:  $I=5.0105, J=1.363$  を用いる。

## (4) 斜面部土砂生産・堆積モデル

斜面侵食による土砂生産過程、輸送過程、堆積過程をモデル化する。KWRモデルより各時間ステップ、各セルでの表面流が計算されるので、同時に USP を計算し、表面流の輸送可能土砂量を USP の関数として表現する。対象地域のブランタス川上流域は火山灰土堆積地であるため、土砂供給が十分にある。従って、表面流は常に輸送可能土砂量の土砂を含むと仮定する。流砂量が表面流のもつ輸送可能土砂量よりも小さい場合は、考えているセルから土砂が生産され、一方、輸送可能土砂量よりも大きい場合は、その差が堆積する。

図-3 は 2 つのセルを描いた土砂流出モデルの概略図である。初期土砂堆積厚  $Y$  を想定し、表面から  $D$  ( $D \leq Y$ ) の厚さまで雨水が浸透するとする。Time:1 では降雨量が少なく、厚さ  $D$  の A 層に浸透して表面流が現れない。中間流は斜面侵食、堆積に寄与しないため、土砂は動かない。Time:2 では下流側のセルで表面流が発生し、土砂が生産される。生産された土砂はさらに下流のセルに流入する。Time:3 では降雨量が増加し、両セルから土砂が生産される。続いて、降雨量が減少していく Time:4 では、勾配の大きい上流側のセルから流入した土砂量が、下流側のセルの輸送可能土砂量よりも大きいために、下流側のセルで土砂が堆積する。

## (5) 土砂生産堆積過程

輸送可能土砂量  $TC$  は  $C_t$  と表面流量  $Q$  の積である。

$$TC = C_t Q \quad (7)$$

常に各セルで  $TC$  の土砂がセル上を流れることを仮定する。上流セルからの土砂供給量を  $SI$  とすれば、 $TC - SI > 0$  のとき  $TC - SI$  の土砂が生産され、 $TC - SI < 0$  のとき  $SI - TC$  の土砂が堆積する。いずれの場合も、下流セルには  $TC$  の土砂が供給され、これが下流セルにおける  $SI$  となる。

## (6) 河道部土砂流出モデル

河道セル内の河道幅は以下の式で決定する。

$$B = B_o (A/A_{max})^l \quad (8)$$

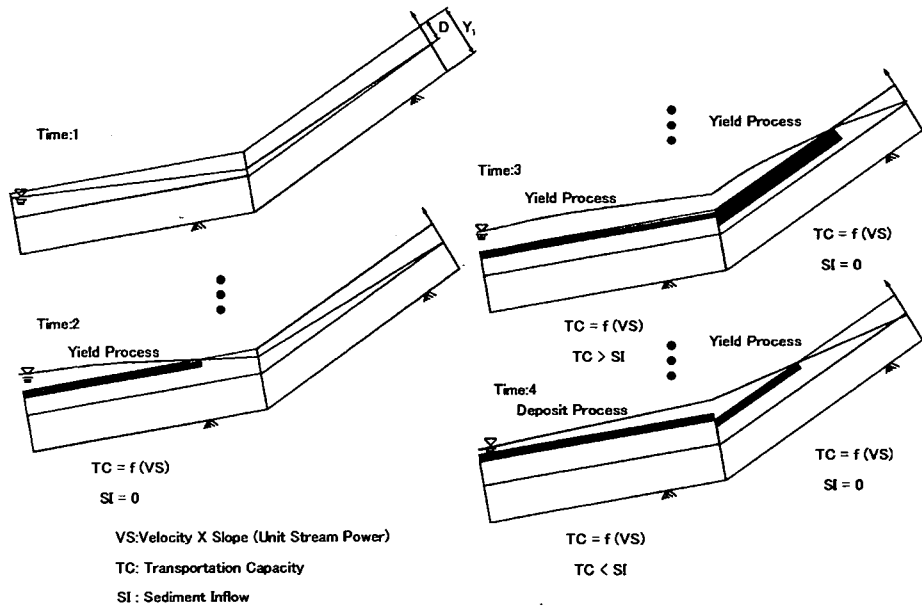


図-3 斜面部土砂生産・堆積モデル

ここで、 $B$  : 河道幅、 $B_0$  : 下流端河道幅 (25 m)、 $A$  : 集水面積、 $A_{max}$  : 下流端の流域面積、 $l$  : 一定値 (0.3)。河道セル上の降雨は即座に河道網に横流入する。河道セルに到達した土砂は河道内で掃流砂、浮遊砂として流出する。流量はKWRモデルで計算される。なお、セルの流入、流出部で流水は等流状態とみなせるものとする。

掃流砂量  $q_{bb}$  は芦田・道上<sup>16)</sup>の式で計算した。

$$q_{bb} = 17\sqrt{sgd^3}\tau_{*e}^{3/2}\left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right)\left(1 - \frac{u_{*c}}{u_*}\right) \quad (9)$$

$$\tau_* = u_*^2/sgd$$

$$\tau_{*c} = u_{*c}^2/sgd$$

$$\tau_{*e} = u_{*e}^2/sgd$$

$$u_* = \sqrt{gRI}$$

$$u_{*c} = u_* \left\{ 6.0 + 5.75 \log_{10} \frac{R}{d(1+2\tau_*)} \right\}$$

$$s = \sigma/\rho - 1$$

ここで、 $\sigma$  : 砂の比重 (2.65);  $\rho$  : 水の比重 (1.0);  $g$  : 重力加速度 (9.81 m/s<sup>2</sup>);  $d$  : 砂の粒径 (0.4 mm);  $\tau_*$  : 掃流力;  $\tau_{*c}$  : 限界掃流力;  $\tau_{*e}$  : 有効掃流力 ( $\cong 0.05$ );  $u_*$  : 摩擦速度;  $u_{*c}$  : 限界摩擦速度;  $u$  : 平均流速;  $R$  : 径深。

浮遊砂量  $q_{bs}$  は、Lane・Kalinski<sup>17)</sup>の提示した濃度の指数分布と、平均流速を用い、次式により計算した。

$$q_{bs} = uC_a \frac{h}{\delta Z} \left(1 - e^{-6Z} e^{6Za/h}\right) \quad (10)$$

$$Z = \frac{\omega}{\beta\kappa u_*} \quad (11)$$

ここで、 $C_a$  :  $z = a = 0.05h$ における浮遊砂濃度であり掃流砂濃度の接続から決定する;  $h$  : 水深;  $\omega$  : 砂の沈降速度 (0.050 m/s);  $\beta$  : 拡散係数と渦動粘性係数の比 (1.2);  $\kappa$  : カルマン定数 (0.4)。

各セルからの流出土砂量  $q_b$  は、下式となる。

$$q_b = q_{bb} + q_{bs} \quad (12)$$

各セルへの流入土砂量を  $q_i$  とすれば、河床変動量は以下の式で表される。

$$\frac{\partial Z_b}{\partial t} = \frac{q_i - q_b}{\delta x(1-\gamma)} \quad (13)$$

ここで、 $Z_b$  : 河床高;  $\delta x$  : 区間距離;  $\gamma$  : 有効間隙率である。

## 5. 適用と考察

### (1) レスティ川流域

レスティ川流域はブランタス川の上流域に位置し、流域面積は625 km<sup>2</sup>である。1989年に建設されたサンクルダム地点でブランタス本川と合流し、その下流にはカランカテダムがある。レスティ川の源泉となる標高3676 mの活火山、スメル火山の影響で、流域は火山砕せつ岩、火山噴出物で覆われており、それらの細かい土砂が降雨流出とともに大量に流出する<sup>20)</sup>。流

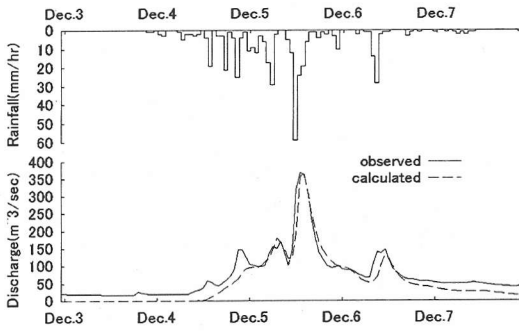


図-4 1995/12/3-7 洪水流出ハイドログラフ

域内の7割から8割は耕作されており、耕作地からの土砂流出量が多い<sup>15)</sup>。

サングルーダムは総貯水容量が2100万 $m^3$ で、有効貯水容量は250万 $m^3$ 、計画堆砂量が1900万 $m^3$ である。本来の目的である発電のみならず、カランカテスダムへの流砂を食い止める役割を果たしてきた。しかし、1996年の調査では土砂堆積量がすでに計画堆砂量に達しており、年間100万 $m^3$ 以上の土砂が堆積すると言われている<sup>15)</sup>。

上述のように、サングルーダムはプランタス川本川とレスティ川の合流点に建設されているため、両河川からの土砂供給を考える必要がある。しかし、両河川の縦断河床変動調査<sup>21)</sup>によると、1993年以降の河床変動はプランタス本川ではあまり見られず、レスティ川からの土砂供給量が卓越する。

構築されたモデルをレスティ川流域に適用し、観測降雨を入力して、モデルの特性把握と土砂流出予測を行う。なお、モデルの下流端はサングルーダムの上流約10kmの流量観測点の位置に設定している。

## (2) モデルの検証と特性把握

### a) 降雨流出解析

降雨流出解析の結果を検証するために、1995年12月3日ー7日(時間最大雨量59mm、積算雨量400mm)の時間降雨を入力し、計算流量と、観測流量を比較する。A層厚、透水係数は、流域内一様とし、それぞれ、10mm、0.010m/sとする。等価粗度および流出係数は土地被覆毎に決定する。この条件を、Normalとし、結果を図-4に示す。

### b) パラメータによる土砂生産量・堆積量の違い

レスティ川流域は火山灰土で覆われており、土砂生産過程として斜面侵食をモデル化している。Normalの条件で、1995年12月3日ー7日の観測降雨を入力して計算すると、土砂の生産量は334万 $m^3$ 、堆積量は

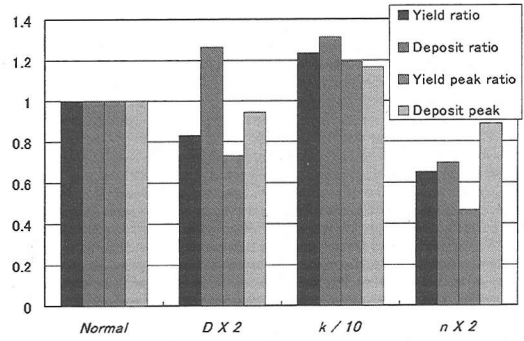


図-5 パラメータによる土砂生産量・堆積量の違い

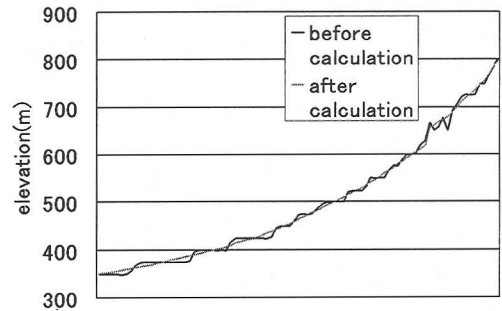


図-6 DEM 補正プロセスによるレスティ川本川の平滑化

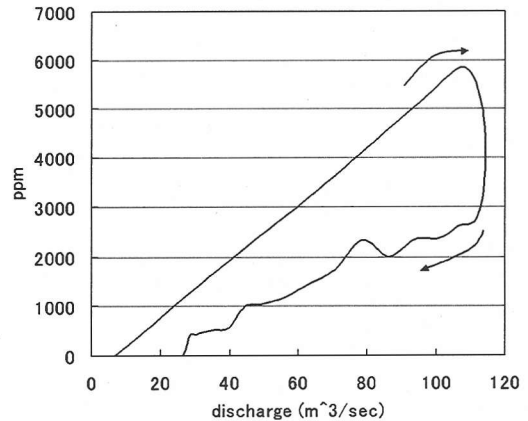


図-7 三角形分布降雨時の土砂濃度ヒステリシス

102万 $m^3$ となる。分布型流出モデルでは、A層厚、透水係数、等価粗度により、各セルの土地利用や地質条件を表現する。そこで、それらの諸量を変化させて、流域内斜面部全域からの土砂生産量と堆積量、ピーク時一時間の土砂生産量と堆積量を比較する。Normalの結

果を1とし、A層厚 $D$ を2倍(20 mm)にした場合、透水係数 $k$ を1/10(0.001 m/s)にした場合、等価粗度 $n$ を全体的に2倍した場合の結果と比較し、図-5に示す。

A層厚 $D$ を2倍にすると土砂生産量は0.83倍に減少し、ピークの土砂生産量も0.73倍になる。A層が厚い地域では斜面侵食の原因となる表面流が発生しにくいいため、土砂の生産量が減少する。

透水係数を1/10にすると、ピーク時、トータルともに土砂の生産量が増加する。中間流の流速が小さくなりA層の排水能力が小さくなるので表面流が発生しやすく、土砂生産量が大きくなるためである。透水係数の小さい火山灰堆積地では表面流が発生しやすく、斜面侵食の影響を受けやすい<sup>22)</sup>という物理現象がモデルにより説明できる。

等価粗度を全体的に2倍すると、土砂の生産量は0.65倍になる。これは、表面流の流速が小さい場所では土砂の生産量が小さくなることを意味する。洪水流出だけに着目すると、等価粗度を2倍にしても下流端での洪水流のピークは0.93倍にしか変化しないなど、等価粗度(土地被覆)の影響はそれほど大きくない。しかし、土砂流出モデルにおいては、洪水流出モデル以上に分布化して、土地被覆を分類することが重要となる。

以上のことをまとめると、A層厚、透水係数、等価粗度がいずれも小さい、植生のない火山灰土地域などでは、斜面侵食による土砂生産量が多くなり、一方、いずれも大きくなる森林の地域では、土砂生産量が少なくなる。流れのパラメータを決定すれば、土砂生産量が規定出来ることになる。

### c) DEM補正プロセス

デジタル化した等高線よりTINを発生させてDEMを作成した場合、DEMがテラス状になったり窪地が発生するという問題点がある。また、国土数値情報を用いた場合でも同様の現象が起ることが砂田ら<sup>7)</sup>によって示されている。従来の研究<sup>11)</sup>では、このようなDEMから計算された勾配を、常に一定と仮定して計算していたため、勾配の小さなセルでは常に土砂が堆積し、勾配の大きなセルでは常に土砂が生産されるという問題があった。そこで、本研究では、土砂の移動に伴う標高の変化を逐次更新して、流送土砂によるDEMの補正を行う。河床の交換層厚<sup>3)</sup>を1000 cmとし、その他の条件はNormalとする。入力降雨は1995年の11月から1996年の4月の一降雨季とする。計算前と、計算後のレスティ川本川の河床の縦断図を図-6に示す。これにより、テラス状や窪地になっている河床が、土砂の堆積によってならされ滑らかな河床になっていることが分る。以降、補正されたDEMを用いて計算を行う。

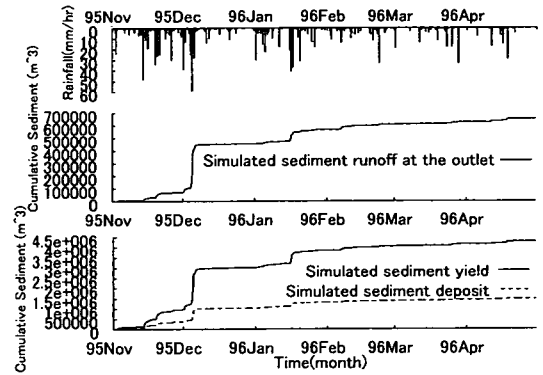


図-8 95/11-96/4 土砂流出量及び土砂生産・堆積量

### d) 土砂濃度ヒステリシス

24時間の三角形分布降雨(時間最大雨量11 mm, 総降雨量134 mm)を入力した際の、下流端での土砂濃度のヒステリシスを図-7に示す。土砂生産源を斜面部のみに制限するため、河床における初期の交換層厚は0 cmとしている。図より、流量増大時の方が、減少時に比べて土砂濃度が高い。流量増大時に斜面から土砂が生産されて、一度土砂濃度の高い表面流が発生すると土砂の生産速度が次第に減少し、流量減少時には生産された土砂が堆積するという物理現象を表現できている。また、流量減少時の方が、土砂生産に寄与しない中間流出が卓越することにも起因している。

### (3) 1995年～96年の雨季における土砂流出解析

Normalの条件で、95年11月から96年4月の一降雨季の時間降雨を入力し、土砂流出解析を行う。初期の交換層厚は河道部で100 cm、斜面部では10 cmとした。図-8は上から降雨ハイエトグラフ、下流端での積算土砂流出量、斜面部の積算土砂生産量と堆積量である。サングルーダムへの堆砂量は年間約100万 $m^3$ であるが、ブランタス川本川からの流入砂量を考慮していないこと、モデルの下流端がサングルーダム上流10 kmの位置であること、1年間ではなく降雨季のみの計算を行っていることを考慮すれば、下流端での流出土砂量の計算値の65万 $m^3$ は妥当な値であるといえる。最下段のグラフは斜面セル全域からの積算土砂生産量と積算土砂堆積量を示しているが、一雨季後に428万 $m^3$ の土砂が生産され、148万 $m^3$ の土砂が堆積しているので、この期間中に300万 $m^3$ の土砂が河道に流入したことになる。そのうち、65万 $m^3$ は下流から流出するが、残りの235万 $m^3$ の土砂は河床に堆積している。

土壌侵食量の空間分布を図-9に示す。地形、土地利用の空間分布と比較するために、図-10に



図-9 95/11-96/4 土壌侵食量

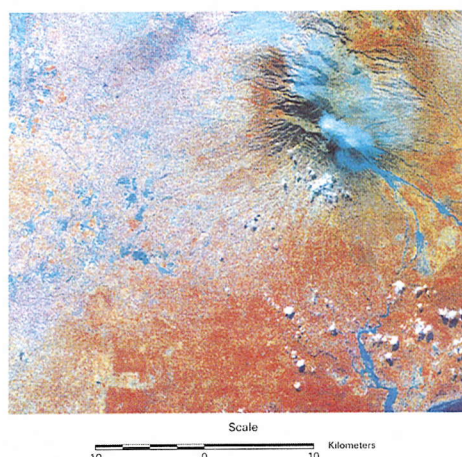


図-10 ADEOS/AVNIR 衛星画像 (1997/6/4)

ADEOS/AVNIR の幾何補正済み衛星画像と、図-11に土地被覆分類図を示している。流域源頭部にあたるスメル火山山頂付近や、流域南側の斜面で勾配がきつく、耕作されているため土壌侵食量が大きい。これは、現地<sup>15)</sup>の報告にも一致する。また、河道付近で表面流が発生しやすい地域からの土砂生産量も多い。一部、極めて大量の土砂が堆積しているセルがあるが、これは、DEM 補正プロセスによっても満たされなかった窪地に大量の土砂が堆積しているためである。

## 6. おわりに

GIS と RS を応用して分布型土砂流出モデルを構築し、インドネシア・プランタス川上流域に適用した。本

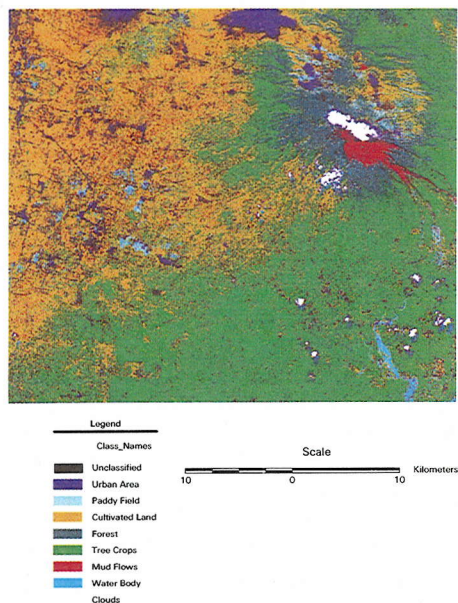


図-11 土地被覆分類図 (教師付き分類・最尤法)

研究で構築したモデルは土砂動態を水の流れに関係づけて表現している。従って、空間的に分布する土砂のパラメータを新たに導入すること無く、水の流れを任意の地点で再現することによって、土地被覆や地質による斜面侵食量の違いを表現することが可能となった。

モデル検証により、KWR モデルで用いられる等価粗度や A 層厚、透水係数などのパラメータが土砂生産にどの様に影響するかを検討した。その結果、等価粗度が小さい、A 層厚が小さい、透水係数が小さい場合に土砂の生産量が多くなることが明らかになった。森林伐採により造成した、粒径の細かい火山灰土の耕作地帯はこれらの条件に該当する。

また、生産された土砂は河道部に流入し、掃流砂と浮遊砂に分けて流砂量解析を行う。土砂の輸送に伴う河床変動を考慮し、勾配を更新することで、より現実的な河床変動を再現することが可能となった。また、一降雨季の再現計算では、下流端での土砂流出量のある程度の範囲で再現し、約 200 万  $m^3$  の土砂が河道に堆積することが明らかになった。しかし、河道侵食や混合粒径の取り扱いなど、今後の課題が残されている。

流域規模の土砂動態モデルは解析結果の検証が難しい。今後、モデルが必要とする観測情報を明らかにし、土砂動態モデリングとともに、効率の良いモニタリング手法の開発を図らなければならない。



謝辞：本研究は、平成12～14年度科学研究費補助金・基礎研究(B)(2)「ジャワ・スマトラ三流域における総合的水・土砂管理のための水文・河川・海岸合同調査」(代表：寶馨, No. 12574018)および戦略的創造研究推進事業(CREST)平成13年度採択課題「社会変動と水循環の相互作用評価モデルの構築」(代表：寶馨)の補助を受けた。水文データの収集にあたっては、インドネシア水管理公団(JASA TIRTA)の協力を得た。ADEOS/AVNIR画像は、宇宙開発事業団より提供していただいた。ここに記して、謝意を表する。

#### 参考文献

- 1) 河川審議会総合土砂管理小委員会：「流砂系の総合的な土砂管理に向けて」報告, 1998
- 2) 児島利治, 宝馨, 岡太郎, 千歳知礼：ラスタ型空間情報の分解能が洪水流出解析結果に及ぼす影響, 水工学論文集, 第42巻, pp. 157 - 162, 1998
- 3) 江頭進治, 松木敬：河道貯流土砂を対象とした流出土砂の予測法, 水工学論文集, 第44巻, pp. 735 - 740, 2000.
- 4) 高橋保, 井上素行, 中川一, 里深好文：山岳流域における土砂流出の予測, 水工学論文集, 第44巻, pp. 717 - 722, 2000.
- 5) 高橋保, 井上素行, 中川一, 里深好文：山岳流域からの土砂流出モデルを用いた貯水池堆砂の予測, 水工学論文集, 第45巻, pp. 841 - 846, 2001.
- 6) 砂田憲吾, 長谷川登：国土数値情報に基づく山地河川水系全体における土砂動態のモデル化の試み, 土木学会論文集, 第485号/II-26, pp. 37 - 44, 1994.
- 7) 砂田憲吾, 小松勝彦, 小林弘：流域全体の土砂動態モデルに関する基礎的検討, 水工学論文集, 第44巻, pp. 729 - 734, 2000.
- 8) 市川温, 佐藤康弘, 椎葉充晴, 立川康人, 寶馨：山地流域における水・土砂動態モデルの構築, 京都大学防災研究所年報, 第42号B-2, pp. 211 - 224, 1999.
- 9) 村上正吾, 林誠二, 亀山哲, 渡辺正孝：河川流域内農林地域における土砂動態モデルに関する基礎的検討, 水工学論文集, 第45巻, pp. 799 - 804, 2001.
- 10) 寶馨, 上坂龍平, 野ツ侯克彦：ブランチス川流域の土地被覆分類と土砂流出解析, 京都大学防災研究所年報, 第42号B-2, pp. 291 - 310, 1999.
- 11) Takara, K. : Remote sensing and GIS application to modeling of flood and sediment runoff in the Brantas River basin, Indonesia, 小池俊雄, 近藤昭彦, 中北英一, 立川康人編, *Proc. Second Workshop on Remote Sensing of Hydrological Processes & Applications*, pp. 21 - 34, 2000.
- 12) 宇宙開発事業団：ADEOS レファレンスハンドブック, 1995.
- 13) 日本リモートセンシング研究会：図解リモートセンシング, 社団法人日本測量協会, 1992.
- 14) 石原 藤次郎, 高棹 琢馬：中間流出現象とそれが流出過程に及ぼす影響について, 土木学会論文集, 第79号, pp. 15 - 23, 1962.
- 15) Roedjito, D.M. and Harianto, A. : Controlling reservoir sedimentation in Sengguruh Reservoir, Brantas River Basin, *Reservoirs in River Basin Development, Proceedings of the Icold Symposium Oslo Norway*, pp. 281 - 292, 1995.
- 16) 芦田和男, 道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第206号, pp. 25 - 30, 1972.
- 17) Lane, E.W. and Kalinski, A.A. : Engineering calculation of suspended sediment, *Trans. A.G.U.*, 22, pp. 603 - 607, 1941.
- 18) Yang, C.T. : *Sediment Transport Theory and Practice*, The McGraw-Hill Companies, Inc., 1996.
- 19) Moore, I.D. and Burch, G.J. : Sediment transport capacity of sheet and rill flow, *Water Resources Research*, Vol. 22, No. 8, pp. 1350 - 1360, 1986.
- 20) 日本工営, コーエイ総合研究所：インドネシア ブラントス河の開発 技術と人々の交流, 山海堂, 1997.
- 21) Nippon Koei Co., Ltd., Nikken Consultants, Inc. : Final report, Volume III, Supporting report I, *The study on comprehensive management plan for the water resources of the Brantas River basin in the Republic of Indonesia*, 1998.
- 22) 地頭菌隆, 下川悦郎：火山灰に覆われた桜島山腹斜面における表面流出, 新砂防, Vol. 42, No. 3, 1989.

(2001. 9. 5 受付)

## A DISTRIBUTED SHEET EROSION PROCESS MODEL FOR SEDIMENT RUNOFF PREDICTION

Takahiro SAYAMA and Kaoru TAKARA

This paper describes a physically-based distributed sediment runoff model for flood and sediment movement in a catchment scale. Grid-cell based KWR model simulates overland flows on each grid-cell and transportation capacities for sheet erosion are calculated based on the Unit Stream Power theory to model sheet erosion and deposit. Constructed model is applied to the upper Brantas River basin, Indonesia. The verification indicated that the model reproduces the sedimentation record. Further, the volume of eroded material at the cultivated hillslope of Mt. Semeru is found larger than other parts of the basin, which is analogous phenomenon to the natural physical process of sediment erosion.