

プロセスモデルを用いた地形分析による 山地流域の土砂流出特性の検討

GEOMORPHIC ANALYSIS OF SEDIMENT DISCHARGE IN MOUNTAINOUS CATCHMENTS USING A PROCESS-BASED MODEL

池見 洋明¹・三谷 泰浩²・吉武 宏晃³・鮫島 康之⁴

Hiro IKEMI, Yasuhiro MITANI, Hiroaki YOSHITAKE and Yasuyuki SAMEISHIMA

¹九州大学大学院工学研究院 (〒819-0395 福岡市西区元岡 744 番地)

E-mail: ikemi@kyudai.jp

²九州大学大学院工学研究院 (〒819-0395 福岡市西区元岡 744 番地)

E-mail: mitani@doc.kyushu-u.ac.jp

³九州電力株式会社耳川水力整備事務所 (〒883-8533 日向市北町一丁目 112 番地)

E-mail: hiroaki_yoshitake@kyuden.co.jp

⁴九州大学大学院工学府 (〒819-0395 福岡市西区元岡 744 番地)

E-mail: sameshima@doc.kyushu-u.ac.jp

Key Words: geographic information system (GIS), light detection and ranging (LIDAR), digital elevation model (DEM), detachment-limited process model, sediment discharge, vegetation cover, soil depth

1. はじめに

山地流域における土砂生産を評価するには、斜面でのマスマーブメントや河川による浸食・運搬・堆積といった地形プロセスを定量的に把握する必要がある。さらに生産された土砂の流出を予測するには、地形プロセスの空間的な把握に加え、時間的な分解能も向上させる必要がある。

本研究では、山地流域における土砂流出予測に向けた予察的試みとして、地形と植生の分析により、山地流域の土砂流出特性について検討する。具体的には、(1) 地形シミュレーション分野で用いられているプロセスモデル(detachment-limited process-based model)¹⁾を用いて、実地形を分析し、流域の地形的特徴を把握する。(2) 土層発達シミュレーションにより土層厚さ分布を求め、各種地形パラメータと土砂移動との比較を行う。(3) 流域の植生は、土砂移動プロセスを反映していると仮定して、LIDAR データから植生分布を求め、各種地形パラメータと比較検討する。

2. 研究対象地域

(1) 位置と地形・地質

研究対象とした地域は、福岡県宇美町に位置し、三郡山(936m)、宝満山(830m)などを含む東西24km、南北10kmの領域である(図-1)。地質は、西に中生代の花崗岩、南部に同時代の花崗閃緑岩、東部には古生代の変成岩が分布し、花崗岩類や変成岩特有の

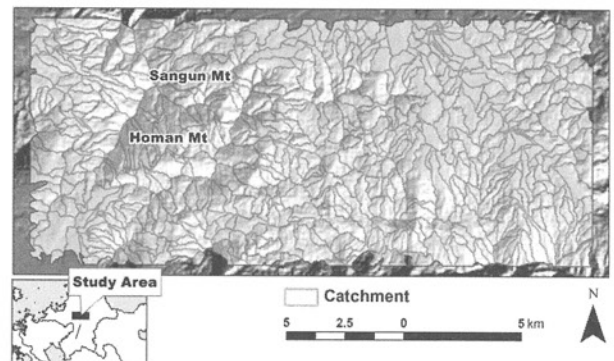


図-1 研究対象地域位置と流域区分図

急峻な山地地形を呈している。また本地域は、2003年の北部九州で発生した豪雨により斜面の浅層崩壊や溪流における土砂の流下が多数確認されている²⁾。

(2) 使用データ

本研究では、国土地理院の(1) 基盤地図情報 10m デジタル標高モデル (GSI-DEM)・1963 年空中写真、(2) 福岡県県土整備部砂防課より提供を受けた航空機レーザ測量データ (LIDAR データ、計測時期:2003 年春ころ、15~202 点/10m グリッドの x,y,z 点群データ) およびオルソ画像データを使用した。

3. プロセスモデルによる地形分析

(1) プロセスモデル

近年、地形の進化・形成プロセスの解明の手法として、数値シミュレーションによる研究が行われている¹⁾。これまで様々なプロセスモデルが提案されているが、基本的に以下の質量保存の式(1)に基づいている。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - \nabla \cdot q_s \quad (1)$$

z は地表の標高、 t は時間、 U は基準位からの標高の相対的な変化量、 q_s は全土砂フラックスである。また、この全土砂フラックスは、流水による土砂フラックス q_c およびマスムーブメントによる土砂フラックス q_m の合計となり、次式(2)で表現されている。

$$\nabla \cdot q_s = \nabla \cdot q_m + \nabla \cdot q_c \quad (2)$$

マスムーブメントは斜面崩壊から土石の粒子レベルの移動まで様々である。提案されている主なモデルでは、この土砂フラックス q_m は地形の勾配 ∇z により生じるとして、次の式(3)でモデル化している。

$$\nabla \cdot q_m = \nabla \cdot (-k_d \nabla z) = -k_d \nabla^2 z \quad (3)$$

比例定数 k_d は拡散係数のような定数とされている。 $\nabla^2 z$ は地形の凹凸を示すラプラシアンであり、符号の正負は土砂の侵食または堆積を意味する。

一方、流水による土砂フラックス q_c の提案されているモデルは、侵食量に基づくものと土砂の輸送能力に基づくものの2つに分類される。日本の河川は河床勾配が大きく、発生した土砂は、途中で堆積することなく短期間で下流域に流出することから³⁾、 ∇q_c は前者のモデルから次式を用いた。

$$\nabla \cdot q_c = k_c (A^m \nabla z - E) \quad (4)$$

k_c 、 m は定数、 A は集水面積である。この集水面積とは、流域界を構成する各 10m グリッドに対して影響

するグリッドの面積であり、最小値は 1 グリッドの面積、最大は流域界の面積になる⁴⁾。 E は土砂移動が開始する閾値を意味し、この値が大きいくほど浸食に対する抵抗が大きいくことを意味する。

ここで現地地形から各パラメータを逆解析により求めるため、式(3)および式(4)を用いて、次のように変換する。なお、次の式(5)への導出の詳細は Perron et al.(2009)¹⁾にある。

$$\frac{\nabla z}{\nabla^2 z - \nabla^2 z_t} = \frac{k_d}{k_c} \left(A^m - \frac{E}{\nabla z} \right)^{-1} \quad (5)$$

$\nabla^2 z_t$ は尾根のラプラシアンである。式(5)から、集水面積が十分大きいところでは ($A \gg E$)、 $\log(\nabla z / (\nabla^2 z - \nabla^2 z_t)) \propto -m$ の傾向が強くなる。一方、集水面積が小さいところでは、 $E/\nabla z$ の影響が強くなり、 $\log(\nabla z / (\nabla^2 z - \nabla^2 z_t))$ と $\log A$ の関係は非線形になることが予想される。

(2) 逆解析による地形パラメータの算出

地形分析の基本となる標高値には、GSI-DEM を使用した。当初は LIDAR による DEM 作成を予定していたが、対象地域のほとんどが樹木で覆われた山地であること、提供を受けた LIDAR の点群データは対象地域を均等に測定されたものではないことから、対象地域全域で GSI-DEM より精度よく標高モデルを作成するのは困難であると判断した。なお、勾配 (m/m) およびラプラシアン (m^{-1}) は、9 グリッド演算¹⁾により求めた。また 1/25,000 地形図の河川との比較から 2000 グリッドを閾値として流線グリッドを求め、研究対象地域を平均が約 0.4 km^2 程度の流域界 (約 680 個) に分割した (図-1)。

図-2 には、一例として、流域 248 (流域面積 7.12 $\times 10^5 m^2$) の勾配・ラプラシアン ($\nabla z / (\nabla^2 z - \nabla^2 z_t)$) と集水面積 (A) の関係を対数プロットで示す。 A が小さいところで $\nabla z / (\nabla^2 z - \nabla^2 z_t)$ は大きくばらつくが、両者の関係は曲線的に変動しているように見える。一方、 A が大きくなるとデータは集約し、直線的となる。これは、式(5)で予想した傾向に近い。

そこで、式(5)の k_d/k_c 、 m 、 $E/\nabla z$ を曲線フィッティングにより算出することを試みた。しかし、データのばらつきが大きく、直接的に求めるのは難しい。そのため、以下の手順でパラメータの算出を行った。

最初に、式(5)を $E = 0$ として、式(6)に変換し、最小二乗法からパラメータ： k_d/k_c 、 m を計算する (図-2 中の破線)。続いて、式(6)の $E/\nabla z$ を一定値 (E') であると仮定し、式(6)で求めた値で k_d/k_c と m を固定して、ヤコビ法を用いたフィッティングにより E'

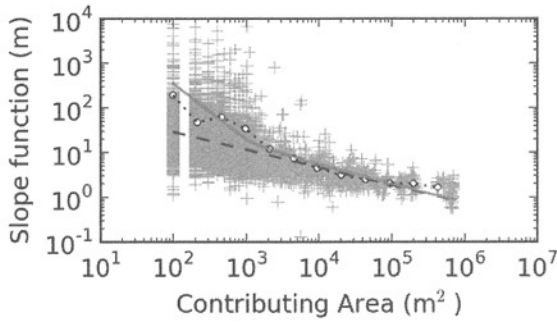


図-2 流域 248 の勾配・ラプラシアン (Slope function) と集水面積 (Contributing Area) の例, ○: 平均, 破線: 最小二乗法による回帰直線, 点線: ヤコビ法による曲線フィッティング

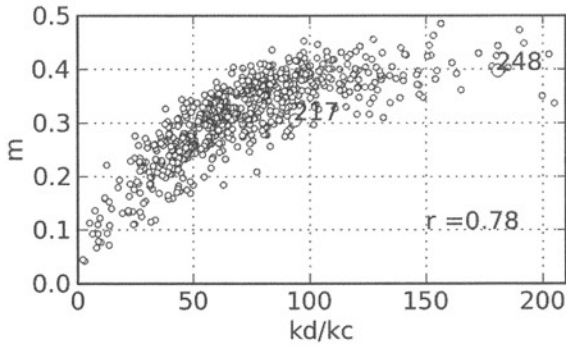


図-3 各流域の k_d/k_c と m の関係

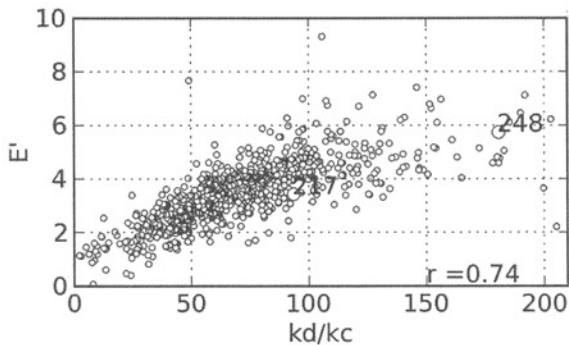


図-4 各流域の k_d/k_c と E' の関係

を求める (図-2 中の実線)。

$$\log\left(\frac{\nabla z}{\sqrt{\nabla^2 z - \nabla^2 z_t}}\right) = \log\frac{k_d}{k_c} - m \log A \quad (6)$$

図-3 には, 各流域界で求めた k_d/k_c と m の関係を示す。両者の関係は非線形で $k_d/k_c = 100$ を境界に傾向が変化している。 k_d/k_c が100よりも小さい流域では m と k_d/k_c の関係は比較的直線的であるが, k_d/k_c 値が100を超えると, m 値は0.4付近で横ばいとなっている。

次に図-4 に k_d/k_c と E' の関係を示す。両者には正の相関が確認できるが, k_d/k_c の増加とともに E' の分布幅は広がる傾向にある。このような分布から, 対象地域は, 少なくとも2つのタイプの流域で構成されているように見える。

(3) 地形パラメータと土砂移動との関係

プロセスモデル¹⁾では, k_d/k_c は地形プロセスの比であり, E' は浸食が開始される閾値を意味することになる。ただし, これらの値は, 流域間の土砂移動量の差を直接的に示しているわけではないし, 無論, 実世界のリアルタイムな地形プロセスを表しているわけではない。また, 分析に供した GSI-DEM は, 1/25,000 の精度で実地形をモデル化したものである。この解像度で, 逆解析により求めた地形パラメータが, どの位の時間スケールを示しているのかは, この分析だけでは分からない。これらの問題点は, 地形の数値シミュレーション分野における共通の課題でもある (例えば Brass et al., 1995⁵⁾)。しかし, 本研究の狙いは, 本手法により求めた地形パラメータの時間的感度がどの程度であるか, また, それによる流域の分類手法が, 土砂流出という観点から有用であるか否かを検証することにある。

そこで, 本節では, まず崩積土の発達モデルにより土層厚さ変化を求め, 土砂移動と地形パラメータの関係を検討する。

使用した土層発達モデルは土層の生成とクリープをベースとした次式⁶⁾である。

$$\rho_s \frac{\partial h}{\partial t} = -\rho_r \frac{\partial e}{\partial t} - \nabla \cdot \rho_s q_m \quad (7)$$

ρ_s は土の密度, ρ_r は基岩の密度を示す。また h は土の厚さ, e は基岩の標高, q_m は式(2)と同様である。さらに, 土層生成は $-\partial e/\partial t = P_0 e^{-nh}$ とモデル化し, P_0, n は定数となる。なお, 今回は, 予察的に, 各地形パラメータにおける相対的な土砂移動への寄与を求めることを目的としたため, 流水や崩壊などによる土砂移動は無視し, 単純なモデルを用いた。また, 土層発達モデルの各パラメータは, 対象地域の値が不明のため Heimsath et al.(1999)⁶⁾の値を使用した。さらに, より土砂移動が明確になるように, 100年ステップで6000年間の計算を行った。なお, 有限差分法を用いた計算方法の詳細は Heimsath et al.(1999)⁶⁾とほぼ同様である。

プロセスモデルの式(3)では, 土砂が山地斜面で生成され, 地形のラプラシアンに応じて移動するプロセスを示している。そして, 式(4)では, 流域面積

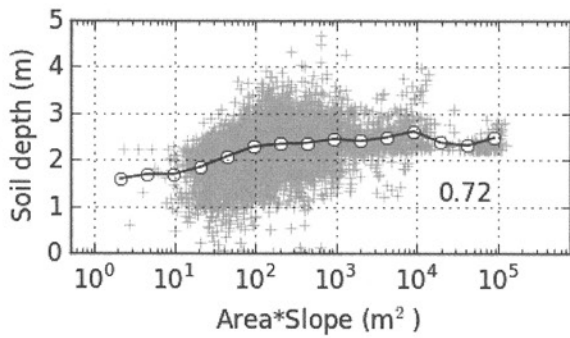


図-5 流域 217 の土層厚さと $A \cdot \nabla z$ (Area-Slope product) の関係 (図中の数値は $A \cdot \nabla z < 10$ および $A \cdot \nabla z > 1000$ における土層厚さの平均の差)

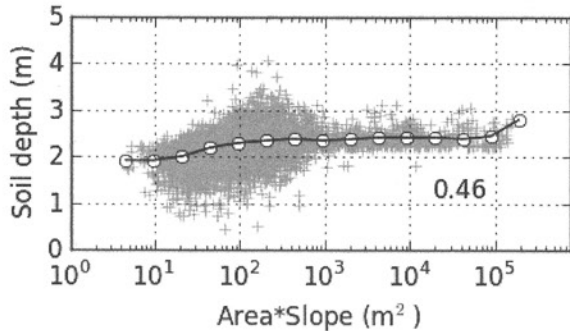


図-6 流域 248 の土層厚さと $A \cdot \nabla z$ (Area-Slope product) の関係 (図中の数値は図-9 と同様)

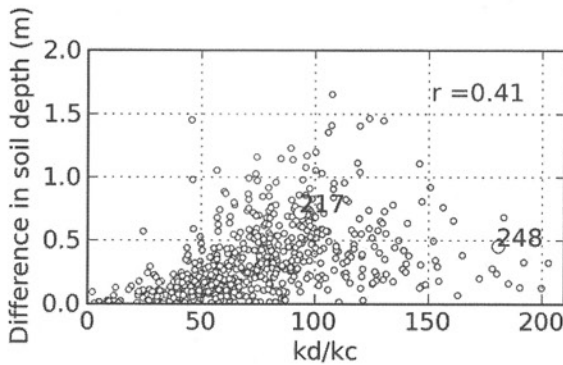


図-7 各流域の土層厚さの平均差 (図-9 の説明) と k_d/k_c の関係

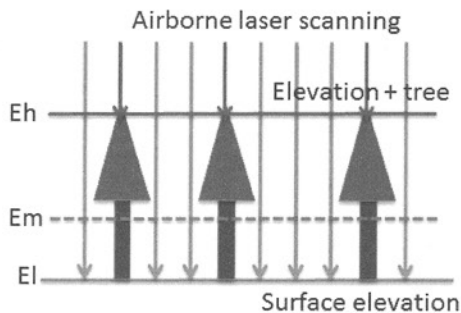


図-8 植生被覆モデル

と地形勾配に応じて、生成した土砂が河川により流出するプロセスをモデル化している。そこで、計算で求めた土層厚さ分布は、生成した土砂がどの程度土砂流出に寄与するかという観点から、 $A \cdot \nabla z$ (m^2) との関係から検討した。その結果、流域は大きく2つに分類できることがわかった。ひとつは、比較的土層厚さ分布に変化の少ない流域で、主に山麓に位置する。もうひとつは土層厚さの変化が大きく、山腹に位置している流域である。さらに、後者の流域は土砂移動の特徴から以下に説明する2つのタイプがあることがわかった。

図-5,6 は山腹に位置する流域 217 と 248 の土層厚さと $A \cdot \nabla z$ との関係を示している。 $A \cdot \nabla z$ 値が 10 から 10^3 (m^2) 付近で土層が厚くなる傾向は両流域とも同じであるが、流域 217 は、流域 248 に比べて、その厚さ変化が大きくなっている。これは同じ山腹に位置するタイプの流域でも土砂移動の能力が異なり、流域 217 は 248 に比べ、斜面からの土砂移動がより下流域まで達することを意味している。

次に、土砂移動の能力として、 $A \cdot \nabla z < 10$ における土層厚さの平均値と $A \cdot \nabla z \geq 1000$ における平均値の差を各流域で求めた。図-12 には、平均土層厚さと k_d/k_c の関係を示している。 k_d/k_c が 100 程度までは正の相関が確認できるが、その値をピークとして、それ以降は、むしろ k_d/k_c の増加とともに土層厚さの差は小さくなる傾向を示す。

4. 植生分析と土砂移動プロセスの検討

(1) 植生被覆モデルと植生被覆率の算出

提供された LIDAR データには地表面の標高に加え、樹木などの樹高や樹冠などの情報を示す反射パルスが含まれている。そこで、単純な植生被覆モデル (図-8) を設定して LIDAR データから植生被覆率を求めた。

植生被覆モデルは、(1)分析単位とする 10m グリッド内の植生の樹高や樹種は同じ、(2)グリッド内の LIDAR データは、地表高と樹高の2種類、という仮定に基づく。また、この時の地表高さは LIDAR データの高さの最小値 El 、樹高は最大値 Eh となる。これにより、次式(8)から植生被覆率 R_{vc} を定義する。

$$\frac{Em - El}{Eh - El} = R_{vc} \quad (8)$$

Em は高さデータの平均値である。また研究対象地域は、山地であり、地表面は勾配を持っている。そのため、例えば、傾斜 45 度の斜面では、10m グリッド

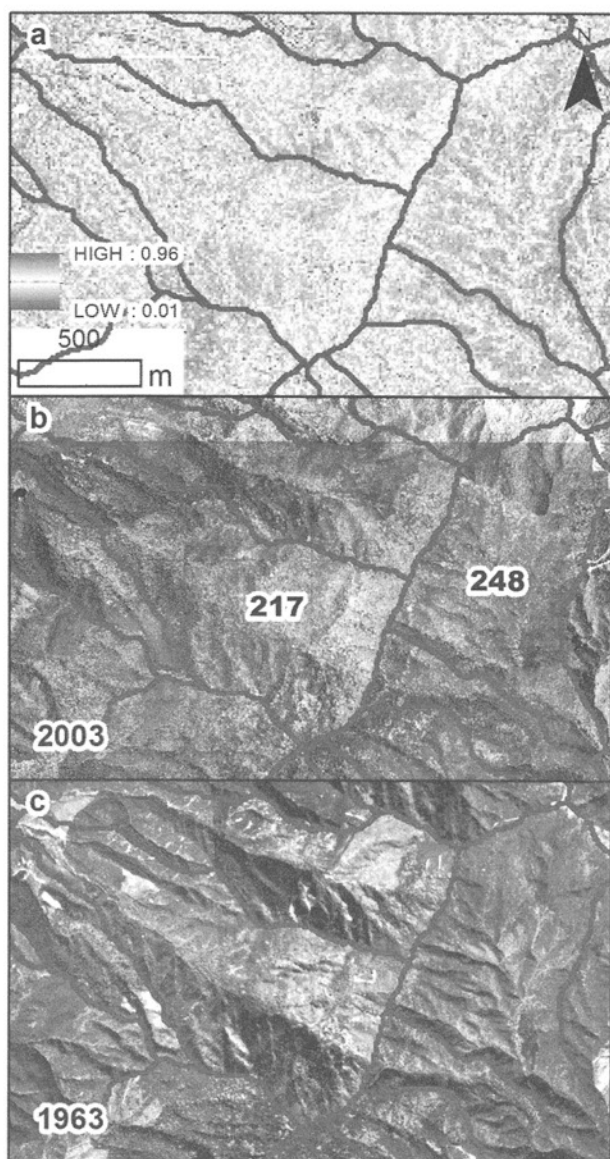


図-9 流域 217,248 の R_{vc} (a)と 2 時期の空中写真(b,c)

内の点群の地形による地表高さの違いは最大で 10m になる。そこで、 R_{vc} の計算には、次の式(9)により、地形の傾斜にともなう高さ変化を取り除いた z' を用いて、植生による変動のみを抽出する。

$$z' = z + \frac{(x - x_0) \sin \alpha + (y - y_0) \cos \alpha}{\sqrt{\sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha}} \tan \theta \quad (9)$$

x, y, z は LIDAR データ、 x_0, y_0 は 10m グリッドの中心位置、 α, θ はそれぞれ傾斜方向、傾斜角である。傾斜方向、傾斜角については GSI-DEM から求めた値を代入する⁷⁾。

この定義では、植生被覆が多いほど値が 1 に近づくが、完全に植生で覆われた場合は 0 となる。また崖地など地形による起伏が大きいところや人工の地物がある領域では植生に関係なく、その値は高くな

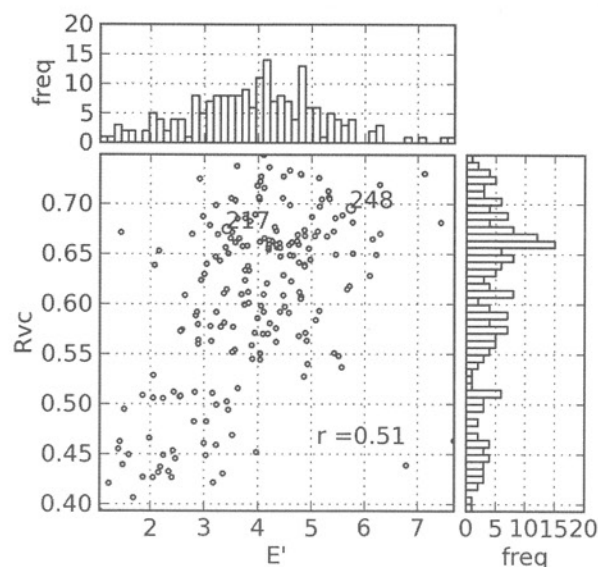


図-10 各流域の R_{vc} と E' の関係

ることが予想される。そのため、植生の指標として、 R_{vc} 単体での利用は難しいが、森林地域に限定すると、一般的な植生指標である正規化植生指数 (NDVI) 等との相関が確認できた。ただし、ランダムラスタによる計算シミュレーションでは、 R_{vc} 値は測定点の数に対して、その数を自由度とした t 分布に従って変動する。そのため、信頼できる値を得るには、少なくとも 10m グリッドで 50 点以上の LIDAR の計測点が必要となる⁷⁾。

入手した LIDAR データは、測定点が 15~202 点 / 10m グリッドと測定時期によって測定密度が異なる。そのため、高密度に測定された領域として、50 点 / 10m グリッド以上の領域 (対象地域全体の 27.8%) を選択して、植生被覆率を算出した。

図-9 は、流域 217 および 248 の R_{vc} の分布と 2 時期の空中写真を比較したものである。溪流や人工林など植生の変化する付近で大きく R_{vc} 値の低下が見られることや尾根筋に近い斜面で多様な R_{vc} が分布しているなど植生状況を適切に表現できている。また、流域 217 と流域 248 を比べると両流域の境界付近の斜面で、流域 217 側に植生被覆率の小さい斜面が多く分布している。これをオルソ画像で確認すると、2003 年では、明確な違いは確認できないが、1963 年では、当該領域に裸地および崩壊跡が確認できる。

(2) 植生被覆率と地形パラメータの検討

研究対象地域のように斜面崩壊が多発し、植生への攪乱が頻繁に生じた山間部では地形と植生の相関が期待される⁸⁾。そこで、本手法で求めた各種地形パラメータが植生と相関があるかを得るため、

E' と R_{vc} の関係の散布図と頻度分布を図-10に示す。なお R_{vc} には、プロセスモデルにおいて、土砂移動プロセスが遷移すると考えられる尾根付近 (A が小さい領域)の R_{vc} の平均値を用いる。また、本対象地域とは異なるが、同じ中生代の花崗岩帯の水文調査では、集水面積が、およそ 10^3 から 10^4 (m^2)付近で湧水を確認している(未発表)。さらに、2003年の豪雨災害では源頭部付近で崩壊が数多く発生していることから²⁾、この尾根付近を集水面積 10^3 (m^2)以下と設定した。

頻度分布から E' 値は幅広い分布を示しているが、 R_{vc} には3つの分布が確認できる。 R_{vc} が0.5よりも小さい流域は、ほぼ人為的な地形改変が確認できる流域なので、それを除いても、両値は概ね正の相関が確認でき、植生が多いほど E' が大きくなる傾向を示す。また、流域217および流域248において、2時期のオルソ画像の比較で確認できた植生変化と図-10の分布は調和的で、流域217は流域248より E' が小さい。この流域217は土層発達シミュレーションから、下流域への土砂流出が多いと見積もられている。このことは、本手法で得られた各種地形パラメータは、少なくとも100年以下の感度で、自然の地形プロセスの情報を示していることが示唆される。

5. まとめ

本研究では、地形のプロセスモデルの適用、土層発達シミュレーションおよび植生分析により、山地流域における山地流域の土砂流出特性について検討した。その結果、プロセスモデルにより得られた地形パラメータから、山地流域に複数のタイプが存在することを明らかにした。土層発達シミュレーションでは、流域のタイプによって、下流域に流出する土砂量に違いが有ることが予測された。植生被覆率の分布から、地形パラメータは概ね現在の植生ととの相関を示すことがわかった。

謝辞：本研究を進めるにあたり、福岡県砂防課からは、福岡県域の航空機レーザ測量データおよびオルソ画像を快くご提供いただいた。また、本論文をまとめるに際し、3名の査読者には貴重なご意見をいただいた。この場をかりて厚く御礼申し上げる。

参考文献

- 1) J. T. Perron, J. W. Kirchner, W. E. Dietrich: Formation of evenly spaced ridges and valleys, *Nature*, 460(23), 502-505, 2009.
- 2) 日本応用地質学会九州支部土砂災害ワーキング・グループ：平成15年7月九州豪雨災害特集—水俣・三郡山塊—, *GET九州*, 25, 14-40, 2004.
- 3) T. Oguchi, K. Saito, H. Kadomura, M. Grossman: Fluvial geomorphology and paleohydrology in Japan, *Geomorphology*, 39, 3-19, 2001.
- 4) S. K. Jenson, J. O. Domingue: Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54 (11), 1593-1600, 1988.
- 5) R. L. Bras, G. E. Tucker, V. Teles: Six Myths About Mathematical Modeling in Geomorphology, in *Prediction Geomorphology* (eds P. Wilcock and V. Iverson), *AGU Geophys. Monogr.* 135, 63-79, 2003.
- 6) A. M. Meimsath, W. E. Dietrich, K. Nishiixumi, R. C. Finkel: Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth, *Geomorphology*, 27, 151-172, 1999.
- 7) H. Ikemi, Y. Mitani, H. Yoshitake, Y. Sameshima: GIS Analysis for Topography and Vegetation Cover in Mountainous Catchments, *Proc. Inter. Symp. Ear. Sci. Tech.*, 2012 (受理)
- 8) 黒木貴一・磯望・後藤健介・黒田圭介・宗建郎：1982年長崎豪雨による斜面崩壊後の土地条件変化, 平成23年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集, CD, 2011.

(2012. 5. 9 受付)