

表層崩壊の予測精度向上に向けて

危機管理技術研究センター砂防研究室 主任研究官

内田 太郎

表層崩壊の予測精度向上に向けて

危機管理技術研究センター 砂防研究室 主任研究官 内田 太郎

1. はじめに

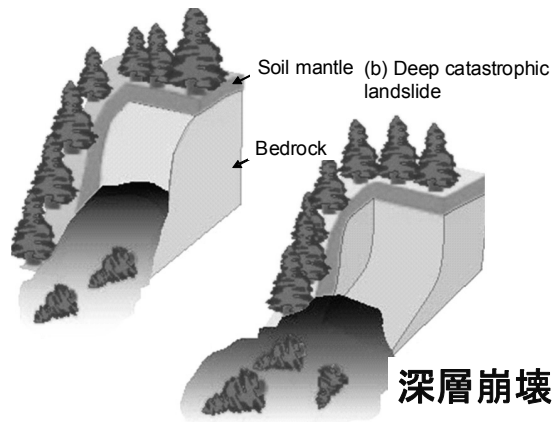
斜面崩壊は土砂災害を引き起こし、人命や財産に多大な影響を及ぼすことがある（写真1）。斜面崩壊は区分としては、表層土層のみが崩れる表層崩壊と、表層土層のみならず、その下の風化した岩盤も崩れる深層崩壊に分類される（図1）。このうち、表層崩壊は深層崩壊に比べると規模が小さく、被害の程度は小さいことが多いが、頻度は深層崩壊に比べると圧倒的に高く、狭い地域で同時多発する場合もある。また、規模は小さいといえども、人家近傍で発生すると家屋や人命に深刻な被害をもたらすことがある。

そこで、斜面崩壊による被害を軽減するためには、斜面崩壊の発生のおそれのある場所やその規模を評価することが重要である。このため、斜面崩壊の予測に関する様々な研究が行われてきている。斜面崩壊を予測する上でも、先の表層崩壊と深層崩壊の区分は有効であると考えられる。すなわち、表層崩壊の予測には表層土層の状態や表層土層中の水の流れを把握・推測することが重要である一方、深層崩壊の予測には、風化岩盤の状態や風化岩盤中の水の流れを把握・推測することが重要である。ここでは、表層崩壊に焦点を当てて、予測手法の現状について考察し、著者らが近年取り組んできた表層崩壊の予測手法に関する研究について紹介する。



写真1 表層崩壊の多発（2009年山口県防府市）

表層崩壊



深層崩壊

図1 表層崩壊と深層崩壊の概念図

2. 研究の背景・目的

既存の表層崩壊発生予測手法は、過去の崩壊事例を統計的に解析し、崩壊に深く関連する要因を見つけ、危険度を推定する統計的手法と崩壊発生プロセスに関する物理モデルにもとづく手法に大別される。表層崩壊予測のための物理モデルとして、1980年代から、浸透流解析等の雨水流出に関するモデルと斜面安定解析を組み合わせた手法が提案されてきた（沖村ら，1985；平松ら，1990；Montgomery and Dietrich, 1994；Wu and Sidle, 1995；Pack et al., 1998；小杉ら，2002；三隅ら，2004など）。さらに、近年のコンピュータ能力の向上にともない、メッシュサイズ、計算時間刻みの細かい計算が可能となり、1990年代以降相次いで解明された地中の各種の水文プロセスが物理モデルに組み込まれつつある（内田，2004；小杉，2004など）。

しかし、物理モデルの入力条件である土層厚や土壌の物理性（透水係数、水分特性曲線、粘着力、内部摩擦角等）は空間的なばらつきが大きく（Heimsath et al., 1997；Hendrayanto et al., 1999など）、斜面における分布特性が明らかになっていないと言いきれない。さらには、モデルを複雑な自然現象を全て表現するようにすればするほど、モデル中のパラメータが増え、計測に多大な労力がかかるという問題も生じる。そのため、1斜面といった小さなスケールを対象とした検討を除くと、物理モデルを用いた崩壊発生予測計算における土層厚、土壌の物理性は、代表値を用い流域内で一律の値とするか、数点の測定結果に基づく近似値を用いるかのいずれかが大半である（平松ら，1990；三隅ら，2004など）。すなわち、モデルの複雑さに入力条件となるデータ取得がつかない状態に陥っている可能性、言い換えれば、表層崩壊の予測に関しては、モデルのパラメータの設定に係わるデータ取得が予測精度の1つの律速条件となっている可能性が指摘できる。

一般に物理モデルにおいて斜面の安全率をコントロールする場の条件としては、地形条件、土層厚、土の内部摩擦角、粘着力、透水係数、水分特性曲線などが挙げられる。このうち、地形条件は詳細な測量が可能で、コンピュータを用いた解析技術が高度化されつつある（Tarboton, 1997など）。また、土層厚は簡易貫入試験等により、面的な土層厚分布の測定が可能である（内田ら，2004など）。さらに、斜面の透水係数は、水文観測結果に基づき、斜面の等価透水係数を求める

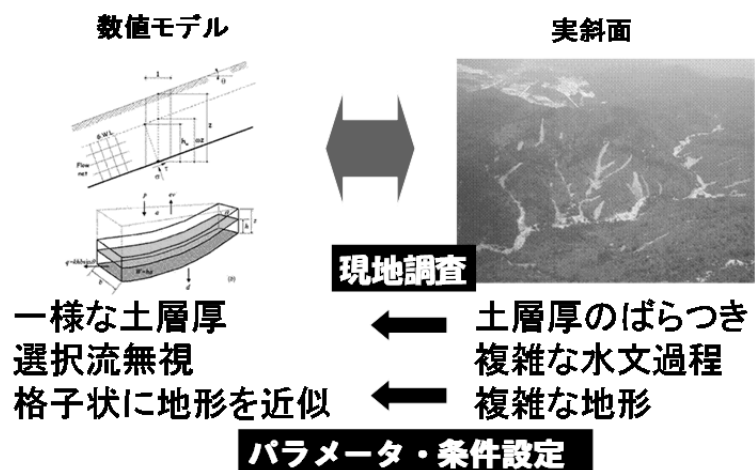


図2 数値モデルと実斜面のギャップ概念図

手法が確立されてきた (Uchida et al., 2003 など)。

以上のことを踏まえると、現地調査や入力条件の設定手法の工夫などによりモデルの複雑性をあげなくても、表層崩壊の発生予測の精度が向上すると考えられる (図 2)。そこで、著者らは、物理モデルの入力条件のうち、比較的測定が容易な地形、土層厚の詳細な空間情報等基本的に実測できるもののみで構成されている簡易な物理モデルを用いて表層崩壊の発生箇所の予測計算を行い、モデルの入力条件の設定方法の違いが表層崩壊発生予測精度に及ぼす影響を検討した

3. モデル

これまで、沖村らのモデル(沖村ら, 1985), SHALSTAB (Montgomery and Dietrich, 1994), SINMAP (Pack et al., 1998)などは、地下水位を定常状態(ある地点の流下する地下水流量はその上流域の集水域内に降った降雨量と等しい)と仮定した上でモデル化を行っているが、斜面崩壊の危険箇所をある程度抽出できることが報告されている。また、斜面崩壊が発生するような場合、土層が十分に湿っており土層内の含水率の時間変化は比較的小さいと考えられることから、表層崩壊の発生箇所の予測に絞った場合、定常状態を仮定したモデル化はある程度妥当であると考えられる。さらに、地中内の水文過程について非定常の状態のモデル化を行ったとしても、非定常状態を記述するために必要な数多くのパラメータの把握が困難であるという現状もあり、基本的に実測できるもののみで構成されている簡易な物理モデルを用いるという本研究の目的と合致しない。そこで、本研究でも、水文過程は定常状態を仮定したモデルを用いて検討した。

斜面の安全率 (F_s) は無限長斜面を仮定し、以下の式で算出する。

$$F_s(t) = \frac{c + (\gamma h \cos^2 I - u(t)) \tan \phi}{\gamma h \cos I \cdot \sin I} \quad (1)$$

ここで、 c [kN/m²] は粘着力、 γ は土層の単位体積重量 [kN/m³]、 h は土層厚 [m]、 I は斜面勾配 [°]、 u は間隙水圧 [kN/m²]、 ϕ は土の内部摩擦角 [°] とする。

土層内の水流はダルシー則に従うとすると、土層内の水深が地表面に達しない範囲で以下のように表すことができる。

$$Q(t) = K_s \frac{u(t)}{\gamma_w} \tan I \quad (2)$$

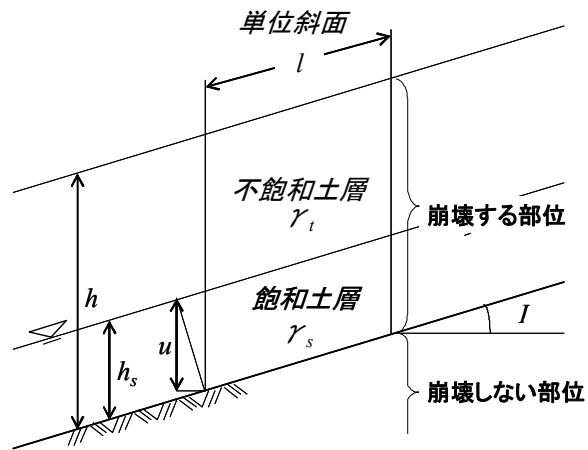


図 3 用いたモデルの断面の模式図

ここで、 $Q(t)$ は単位幅あたりの時刻 t にある地点を流下する水量[m²/s]、 K_s は飽和透水係数[m/s]、 γ_w は水の単位体積重量[kN/m³]、である (図 3)。また、水に関する質量保存則から、 $Q(t)$ は、

$$Q(t) = r(t)A + \frac{dv}{dt} \quad (3)$$

ここで、 $r(t)$ は時刻 t の降雨強度[m/s]、 A はある地点より上流側の単位等高線長さあたりの集水面積 (斜面上のある地点における等高線の長さ 1m あたりの集水面積 (m²/m:以下では単に「m」とする))、 v はある地点より単位等高線長さあたりの集水面積内の貯留水量[m³/m]となる。ここで、定常状態 ($dv/dt=0$) を仮定すると、式 2, 3 より $u(t)$ は、

$$u(t) = \frac{r(t)A\gamma_w}{K_s \tan I} \quad (4)$$

と表すことができ、これを式 1 に代入すると、

$$F_s(t) = \frac{c + \left(\gamma h \cos^2 I - \frac{r(t)A\gamma_w}{K_s \tan I} \right) \tan \phi}{\gamma h \cos I \cdot \sin I} \quad (5)$$

となる。ここで、安全率が 1 となったとき ($F_s(t)=1$) に斜面崩壊が発生しはじめると仮定する。また、飽和状態、不飽和状態の土層の単位体積重量は一樣と仮定し、 γ は

$$\gamma = \frac{\gamma_s h_s + (h - h_s) \gamma_t}{h} \quad (6)$$

ここで、 γ_s 、 γ_t はそれぞれ、飽和状態、不飽和状態の土層の単位体積重量[kN/m³]とする。また、土層内の水深 h_s [m]と間隙水圧 u の関係は図-1 より、式 7 の通りとなる。

$$h_s = \frac{u}{\gamma_w \cos^2 I} \quad (7)$$

式 5~7 より、斜面崩壊 ($F_s=1$) に必要な定常降雨強度 (r_c) について、式 8 が得られる。

$$r_c = \frac{K_s \tan I \cos I \{c - \gamma_t h \cos I (\sin I - \cos I \tan \phi)\}}{A \{ \gamma_w \cos I \tan \phi + (\gamma_s - \gamma_t) (\sin I - \cos I \tan \phi) \}} \quad (8)$$

式 8 から、 r_c [m/s]は、任意の地点で、土層の単位体積重量、土層厚、斜面勾配、土の粘着力、土の内部摩擦角、飽和透水係数、集水面積から求まることが分かる。そこで、本研究では、 r_c を最小定常崩壊発生降雨強度とよび、 r_c を指標 (r_c が小さいほど崩れやすい) として、斜面の崩壊危険度を評価することとする。以下では、実用上多く用いられている mm/h 単位に換算し、 r_c の値を表記する。

4. 検討対象流域とモデルの適用

4.1 流域の概要

本研究は、広島市街地から西方約 11km に位置する八幡川流域の荒谷川流域内の右支流を検討対象とした。調査地周辺には、基盤岩として広島花崗岩類が広範囲に分布し、

場所により風化が進んでいる。対象流域の面積は 1.4ha, 斜面勾配は 12～54° で平均 36° である (写真 2、図 4)。同流域は、森林に覆われている。谷底部は、ガリー状 (幅 1～8m, 深さ 1～5m) の地形を呈しており、常時は表流水は見られないが、降雨時及び降雨後は、流域下流端から上流に約 170m の区間で表流水が見られる。



写真 2 検討対象流域

1999年6月には、総雨量417mm, 最大時間雨量63mmの豪雨(魚切ダム:対象流域より北北西へ約1.4km)

により、荒谷川で土石流が発生し、多くの被害が発生している。本研究の対象地域内においても、斜面崩壊が4つ発生した(写真2)。なお、1999年6月の豪雨時に広島で発生した土石流・斜面崩壊は1時間降雨量の最大値出現時刻と概ね一致していたことが報告されている(岡本ら, 2002)。

また、同流域では、2003年より、流域末端における流量観測および斜面における土壌含水率、土壌間隙水圧の観測が継続されている。なお、観測の詳細は瀧口ら(2008)を参照されたい。

4.2 土層厚の設定

4.2.1 現地調査

流域内の土層厚の分布を把握するため、土層厚調査を行った。土層厚の測定は簡易動的コーン貫入試験(土研式簡易貫入試験装置)により行った。対象流域内において、概ね10～15m間隔で、計173点の測定点を設けた(図4)。簡易貫入試験は、 N_d 値が50に達するまで行った。また、土層内には転石が含まれず、土壌-岩盤の境界面で明瞭な

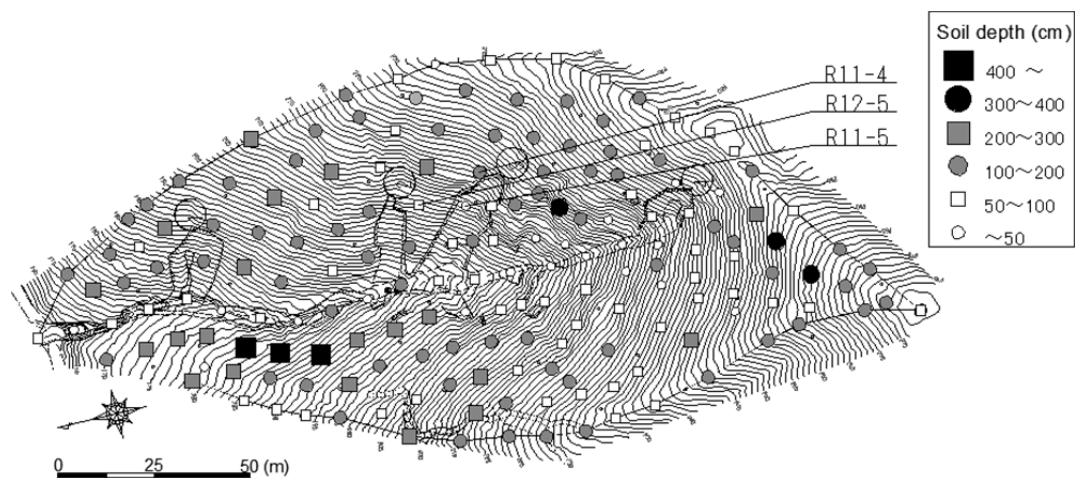


図4 荒谷試験流域の地形及び土層厚分布(図中のマークが貫入試験実施箇所、丸数字は崩壊箇所No.を示す。等高線間隔は1m)

N_d 値の変化がみられたため、各点の試験回数は 1 回とした。結果の例を図 5 に示した。なお、簡易貫入試験は 2005 年に行った。

4.2.2 土層厚の推定

崩壊のおそれのある土層厚の決定は、崩壊土砂がほとんど残っていなかった崩壊地③の崩壊地内とその周辺の簡易貫入試験結果 (図 5) を比較し、 N_d 値を用いて設定した。

崩壊地外の測点 R11-4、R12-5 では、地表面からそれぞれ 150、50cm は N_d 値が概ね 5 以下であっ

た。それより深部では、徐々に N_d 値が深さにともない増加する。 N_d 値が 5~20 の部位が R11-4、R12-5 でそれぞれ厚さ 20cm、50cm 程度で存在した。さらに、 N_d 値が 20 を超えると N_d 値は急激に増加し、 N_d 値が 50 に達した (図 5)。ほぼ同様な傾向がここで示した以外の崩壊地外の測定結果では見られた。

一方、崩壊地内の測点 (R11-5) では、地表面から深さ 30cm までは N_d 値が概ね 5 以下であり、崩壊地外の測点では見られた N_d 値が 5~20 の層はほぼ見られず、 N_d 値が 5 を超えると N_d 値は急激に大きくなり、50 に達した (図 5)。この結果から、 N_d 値が 50 以上の部位は崩壊していないことが分かる。さらに、崩壊地外の測点では見られた N_d 値が 5~20 の層が崩壊地内では見られなかったことから、この層が崩れてしまった可能性が考えられる。そこで、本研究では、崩壊地外で見られた N_d 値が概ね 5 以下の部位とそれより深部の N_d 値が深さにともない増加する N_d 値が 5~20 の部位が崩壊の恐れがあると考え、地表面より N_d 値が 20 となる深さまでの厚さを「土層厚」とし、それ以下の部位を「基岩」とした。

4.3 地形量の算出

集水面積ならびに斜面勾配については、基岩面の 5m メッシュの標高データを用いて算出した。基岩面の標高データの作成にあたっては、はじめに流域を 5m メッシュで分割し、各メッシュの地表面標高を地形測量結果より求めた。次に、メッシュ内に貫入試験の実施点がある場合は、貫入試験結果より土層厚を求め、基岩面の標高を推定した。メッシュ内に貫入試験の実施点がない場合はクリッキング法により、周囲の基岩面標高データより補完した。

集水面積、斜面勾配の算出は、D-Infinity Flow Direction 法 (Tarboton, 1997) を用いた。なお、D-Infinity Flow Direction 法は、全方位を 0.01° 刻みで各方位の勾配を算出し、最急勾配の方位を求めることで、上流側のメッシュから下流側 2 メッシュに対して流下する流量の重み付けを行い、流下させる手法である。

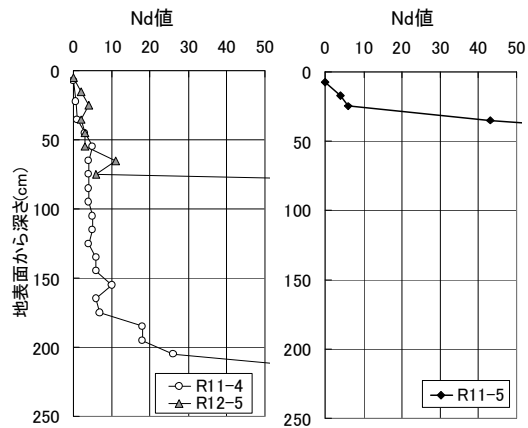


図 5 貫入試験結果 (右：崩壊地内、左：崩壊地外)

4.4 土壌の物理性に関するパラメータの設定

4.4.1 単位体積重量の設定

粘着力，内部摩擦角，土の単位体積重量については，流域内で試料を採取し，室内試験により測定した。試料は非攪乱で採取した。試料は崩壊地①の近傍で深さ 30，60cm の 2 深度，崩壊地②の近傍で深さ 60，90cm の 2 深度，崩壊地④の近傍で深さ 60cm の 1 深度の計 5 試料を採取した。

湿潤単位体積重量，飽和単位体積重量については土の湿潤密度試験，土粒子の密度試験，土の含水比試験を行い，それぞれ値を算出し，5 試料の算術平均を用いた。用いた値を表 1 にまとめた。

4.4.2 土質強度の設定

また，粘着力，内部摩擦角については，CD 試験（三軸圧縮試験）により求めた。しかし，斜面の見かけの粘着力・内部摩擦角は根系の影響や礫等の影響を受け，小さい土壌サンプルで用いた値と乖離している可能性がある。また，実際の斜面崩壊発生時において，土壌が完全な排水状態になるかどうか不明である。さらに，土のせん断強度は含水率の影響を受け（笹原・南，2006 など），斜面崩壊は土層内の最も弱い部位において発生すると考えられる。そこで，本研究では，地形及び土層厚から粘着力を逆推定する手法を併用した。ここでは，少なくとも，不飽和時には，安全率が 1 以下になることはないと考え，流域内で例外的に斜面勾配が急 ($I=54^\circ$) でかつ，土層厚が大きい (390 cm) 1 点を除いた地点で地下水位が 0 cm の状態で安全率が 1 を切らない範囲の最小の粘着力 (7.5kN/m^2) を算出し，「土層厚および地形から求めた値」とした。本研究では，CD 試験で求めた値と土層厚および地形から求めた値の 2 つを用いて，最小定常崩壊発生降雨強度 r_c の算出を行った。

4.4.3 透水係数の設定

豪雨時の斜面の等価飽和透水係数は，パイプ流など選択的な流れの影響を受け，小さい土壌サンプルで求めた透水係数より大きい可能性が高い (Uchida et al., 2003 など)。そこで，本研究では，豪雨時の現象の再現のため，対象流域内で継続して行っている水文観測から得られた斜面土層内の間隙水圧と流域末端の流量データをもとに，Bazemore et al. (1994)，Uchida et al. (2003) の手法を参考に斜面内の浸透流はダルシー則に従うと仮定し，斜面の等価飽和透水係数を算出した。

単位幅の斜面からの流量は式 2 で求まる。そこで，流路に直接もたらされた降雨が流出水量に寄与する割合は小さいと考え，斜面からの流出水量 ($q(t)$) [m^3/s] の合計が流域からの流出水量 ($Q(t)$) [m^3/s] と等しいと仮定すると以下の式が得られる。

表 1 崩壊発生予測計算に用いた値
Table 1 Used values in the numerical simulation

等価透水係数	0.0005 m/s
粘着力	
CD試験	11.5 kN/m^2
基岩地形・実測土層厚より算出	7.5 kN/m^2
基岩地形・平均土層厚より算出	4.6 kN/m^2
表面地形・実測土層厚より算出	8.4 kN/m^2
表面地形・平均土層厚より算出	5.2 kN/m^2
内部摩擦角	36.1 $^\circ$
土層の単位体積重量	
飽和状態	17.9 kN/m^3
不飽和状態	15.2 kN/m^3
水の単位体積重量	9.8 kN/m^3

$$Q(t) = \frac{LK_s u_m(t) \tan I_m}{\gamma_w} \quad (9)$$

ここで、 L は流れの幅[m]、 u_m は斜面下端の間隙水圧の平均値[kN/m²]、 I_m は平均の斜面勾配[°]である。これより、次式が得られる。

$$K_s = \frac{Q(t)\gamma_w}{Lu_m(t) \tan I_m} \quad (10)$$

そこで、本研究では、左右両岸の斜面から流出があると仮定し、 L は流路長の2倍とし(332m)、平均斜面勾配は地形データより、36°とした。また、流域からの流出水量と平均の間隙水圧(u_m)は、2003年以降の観測結果のうち、最大の降雨イベントであり、災害時の降雨状況(連続雨量417mm、最大時間雨量63mm/h)に最も近い2005年9月6日(連続雨量236mm、最大時間雨量58mm/h)のデータを用いて算出した結果(5.2×10^{-4} m/s)を用いた。なお、今回求めた透水係数は、対象流域周辺の土壌サンプルで変水位試験法により求めた透水係数(3.0×10^{-5} m/s)と比較すると1オーダー程度大きな値である。

4.5 計算の実施

最小定常崩壊発生降雨強度(r_c)の算出を行ったのは、簡易貫入試験を行った全173地点のうち、谷部を除いた斜面上に位置する160点(崩壊地内に5点)と崩壊地内に新たに設けた9点の合計169点である。また、崩壊地内の点については、崩壊発生前の土層厚を推定し、計算を行った。崩壊発生前の土層厚の推定には、まず、崩壊地外の地表面から崩壊地内の地表面をクリッキング法により内挿し、崩壊発生前の地表面地形を推定した。その上で、地表面と基岩面標高差を崩壊発生前の「土層厚」とし、計算を行った。

表2 計算結果のまとめ

ケース名	土層厚の設定手法	地形量の算出方法	粘着力の設定手法	土層飽和時にFsが1以下になる地点数		r_c が100mm/h以下の地点数	
				流域全体	崩壊地内	流域全体	崩壊地内
ケース1	実測	基岩面	基岩面地形・実測土層厚より算出	70	13	65	13
ケース1-0	実測	基岩面	CD試験	21	6	17	6
ケース2	平均値	基岩面	基岩面地形・平均土層厚より算出	153	14	130	14
ケース2-0	平均値	基岩面	CD試験	0	0	0	0
ケース2-1	平均値	基岩面	基岩面地形・実測土層厚より算出	102	13	92	13
ケース3	実測	地表面	地表面地形・実測土層厚より算出	63	10	56	10
ケース3-0	実測	地表面	CD試験	30	6	25	6
ケース4	平均値	地表面	地表面地形・平均土層厚より算出	159	14	135	14
ケース4-0	平均値	地表面	CD試験	0	0	0	0
ケース4-1	平均値	地表面	基岩面地形・実測土層厚より算出	103	13	96	13

5. 計算結果

CD試験により求めた粘着力を用い計算した結果(ケース1-0と呼ぶ。表2参照)、流域内の21地点(うち、6地点は崩壊地①内)を除いて土層が完全に飽和しても崩壊にいたらなかった。一方、土層厚および地形から求めた粘着力を用いた場合(ケース1と呼ぶ)、崩壊地4箇所全てで最小定常崩壊発生降雨強度 r_c は、実際の崩壊発生降雨の最

大時間降雨量より小さい 30mm/h 以下であった (図 6)。しかし、崩壊地②内には、土層厚が薄く、土層内水深が地表面に達するほどの降雨強度を与えても斜面が崩壊にはいたらない地点も存在した。

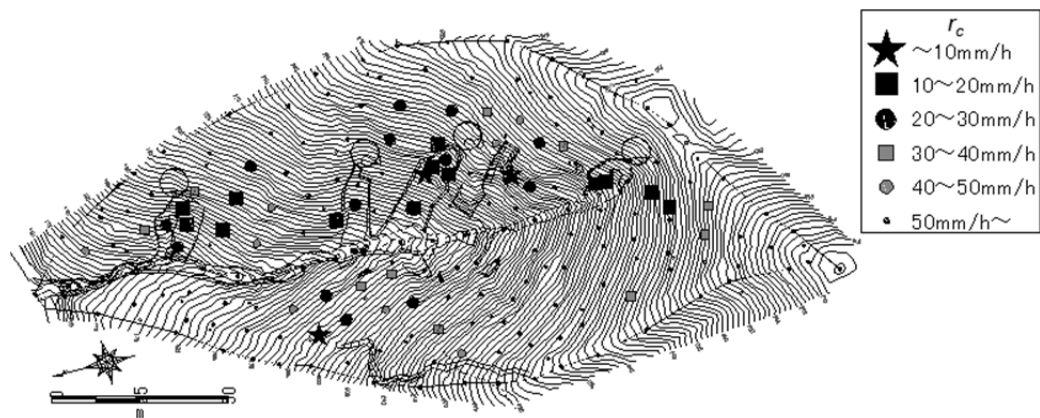


図 6 算出した最小定常崩壊発生降雨強度 (r_c) の空間分布 (ケース 1)

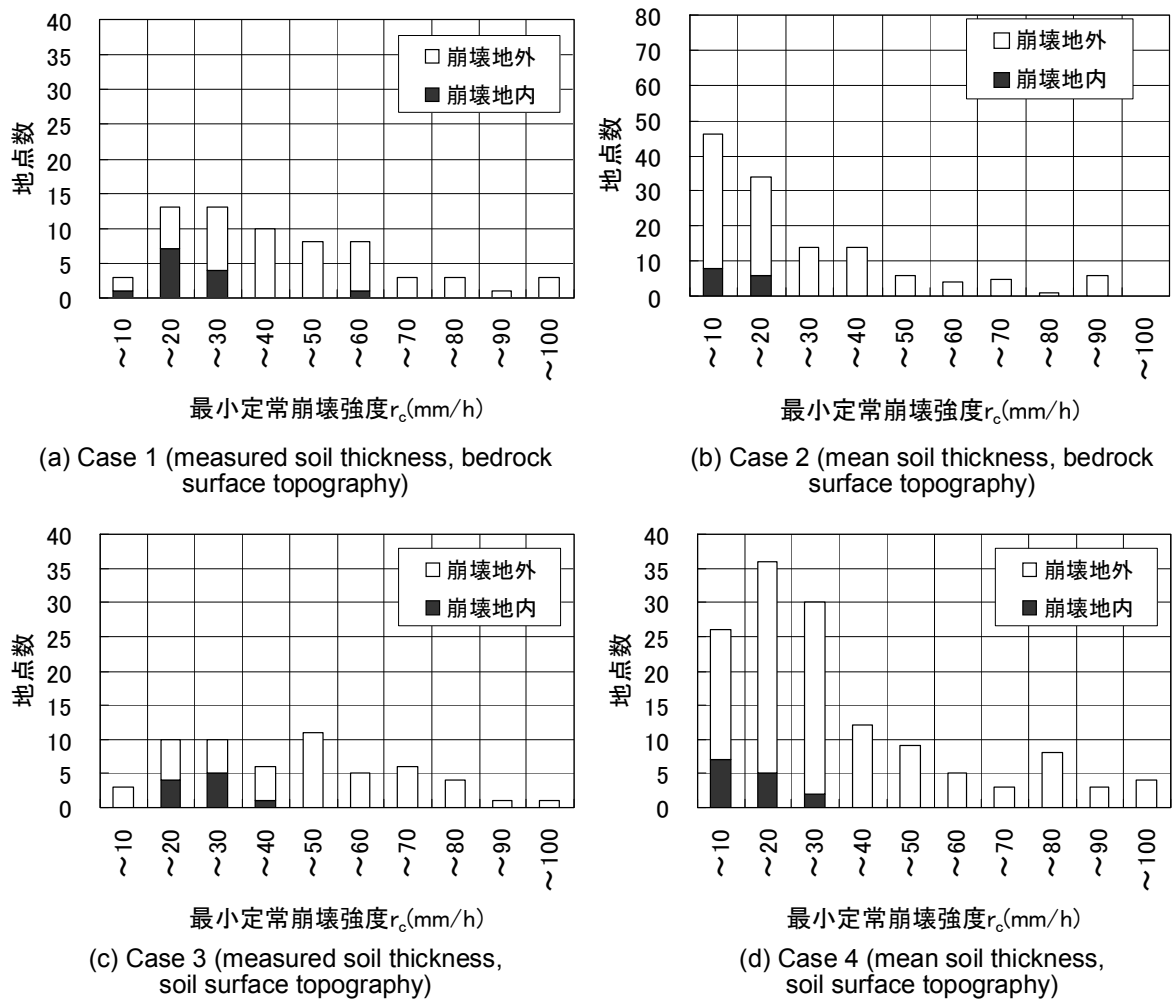


図 7 100mm/h 以下の崩壊地内及び崩壊地外の r_c の分布 (ケース 1~4)

図 7a に示したように、ケース 1 では、 r_c が 20mm/h 以下の地点の 5 割、30mm/h 以下の地点の 4 割強が崩壊地内であったのに対し、30~100mm/h の地点では、崩壊地内の点は 1 地点のみであった。このことから、 r_c が小さいほど、斜面崩壊する可能性が高く、 r_c が斜面崩壊発生の相対的な危険度を良く表しているといえる。

6. 考察

前章の計算の結果、簡易なモデルであっても、土層厚分布及び基岩面地形の計測、土壌の物理性に関する定数の設定を適切に行えば、概ね斜面崩壊の危険度を表すことができることが分かった。そこで、以下では、土層厚分布及び基岩面地形の計測、土質定数の設定手法が、崩壊場所の予測精度に及ぼす影響を検討する。

6.1 土層厚の影響

土層厚の空間分布が表層崩壊発生箇所の予測結果に及ぼす影響を明らかにするために、表層土層厚を流域平均値 (141cm) で一様とした場合について、最小定常崩壊発生降雨強度の算出を行った。粘着力として CD 試験により求めた値 (ケース 2-0) を用いた場合、全計算地点で土層が完全に飽和しても、崩壊は生じなかった (表-2)。また、土層厚 (実測) および地形 (基岩面) から求めた粘着力を用いた場合 (ケース 2-1)、土層が完全に飽和すると 102 点で安全率は 1 以下となった (表 2)。

次に、ケース 1 で粘着力を逆推定したのと同様に、土層厚を平均値とし、基岩面地形を用いて、地下水位が 0 cm の状態で安全率が 1 を切らない範囲で最小の粘着力を算出し (4.6kN/m²)、 r_c の算出を行った。なお、土層厚、粘着力以外のパラメータはケース 1 と同様とした (以下、この結果をケース 2 と呼ぶ)。

ケース 2 では、全ての崩壊地で最小定常崩壊発生降雨強度 r_c は、実際の崩壊発生降雨の最大時間降雨量よりやや小さい 20mm/h 以下であった (図-6a)。また、実際には崩壊が発生していない左岸斜面など崩壊地内とほぼ同程度の最小定常崩壊発生降雨強度の地点が多数見られた。ケース 2 では計算地点のうち、130 地点が 100mm/h 未満、114 地点が 50mm/h 未満の降雨で崩壊しうる結果となった (図 7b)。崩壊地内の地点が占める割合に着目すると、 r_c が 20mm/h 以下の地点の 2 割、30mm/h 以下の地点でも約 2 割弱が崩壊地内の点であり、ケース 1 に比べて小さい結果となった。

6.2 地表面と基岩面の地形の違いの影響

本研究では、土層厚を計測することにより、基岩面の地形データを作成し、勾配、集水面積を算出した。しかし、実際には基岩面地形の詳細なデータを取得するために、詳細な土層厚調査が必要であり、一般に地表面地形を用いることが多い。そこで、本研究においても、地表面地形を用いたことによる表層崩壊危険箇所の算出に及ぼす影響を検証するために、集水面積、斜面勾配を地表面地形データにより算出し、 r_c の算出を行った。ここでは、粘着力以外のパラメータはケース 1 と同様とした。なお、地表面地形で求めた勾配は基岩面地形から求めた勾配と平均 2.3° の差があり、地表面地

形の集水面積と基岩面地形の集水面積の差は、平均で基岩面地形の集水面積の 44% であった。

CD 試験により求めた粘着力を用いた場合（ケース 3-0），土層が完全に飽和すると 30 点で安全率は 1 以下となった（表 2）。さらに，ケース 1，2 と同様な方法で土層厚（実測）および地形（地表面）から求めた粘着力（ 8.4kN/m^2 ）を用いた場合に結最小定常崩壊発生降雨強度 r_c は，実際の崩壊発生降雨の最大時間降雨量より小さい 40mm/h 以下であった。また，図 7c に示したように，計算地点のうち，63 地点が 100mm/h 未満の降雨で崩壊する結果となった。同様に崩壊地内の地点が占める割合は， r_c が 20mm/h 以下の地点で 3 割強， 30mm/h 以下の地点で約 4 割弱であり，ケース 1 に比べて小さい結果であった。以上の結果，地形情報に地表面地形を用いた場合，土層厚は実測データを用いても，崩壊の恐れのある斜面を抽出できる確率は，基岩面地形を用いた場合よりも小さく，基岩面地形を用いた場合に比べて崩壊しない斜面も崩壊する危険性が高いとしてしまうことが分かった。

次に，ケース 3 同様，集水面積，斜面勾配を地表面地形データにより算出し，ケース 2 同様，土層厚を一様とし， r_c の算出を行った。CD 試験結果を用いた場合，全計算地点で土層が完全に飽和しても，崩壊は生じなかった。また，土層厚および地形から求めた粘着力（ケース 4-1）を用いた場合，土層が完全に飽和すると 103 点で安全率は 1 以下となった（表 2）。ここで，これまでのケース同様，地下水位が 0cm の状態で安全率が 1 を切らない範囲で最小となる粘着力を用い（ 5.2kN/m^2 ），算出した結果を図 8c に示す（ケース 4 と呼ぶ）。

ケース 4 では，全崩壊地で最小定常崩壊発生降雨強度 r_c は，実際の崩壊発生時の時間降雨強度よりやや小さい 30mm/h 以下であった（図-6c）。また，図-5d に示したように，135 地点が 100mm/h 未満の降雨で崩壊する結果となった。同様に崩壊地内の地点が占める割合は， r_c が 20mm/h 以下の地点， 30mm/h 以下の地点のいずれもで約 2 割弱であり，ケース 2 とほぼ同程度で，ケース 1，3 に比べて小さい結果であった。

6.3 入力条件の設定手法が計算結果に及ぼす影響

本研究の結果から，土層厚の空間分布をモデルに入力せず，平均値を入力した場合，崩壊箇所を正しく再現できず（ケース 2-0），崩壊箇所を正しく再現するためには粘着力を小さく設定する必要がある。しかし，小さい粘着力を用いて崩壊箇所を再現しようとした場合，実際には崩壊が発生していない多くの箇所も崩壊が発生するという計算結果となり，いわゆる空振りの多い結果となった（ケース 2）。具体的には，対象流域の左岸上流部は土層厚が 100cm 未満の箇所が多数あるが，これらの地点の土層厚を 141cm と厚く設定したことで，本来であれば崩壊危険度が低いと考えられる地点の崩壊危険度を高く評価した結果となっている。これまでの土層厚を一様とした研究においては，水の浸透過程の非定常状態を考慮した物理モデルを用いた場合においても，実際に崩壊が発生した箇所のみならず，崩壊していない多くの箇所も崩壊が発生するという計算結果となっている場合が多い（例えば，平松ら，1990）。以上より，ケース 2 で

は、実際の崩壊発生をコントロールする土層厚の条件を一様としたため、本来あるはずの土層厚の違いによる崩壊発生危険度の差が表現できなくなったといえる。

また、本研究では、地形量の算出を地表面地形ではなく、基岩面地形を用いた方が、表層崩壊の発生の有無を正しく再現できることを示した。このことは土層中の地下水の

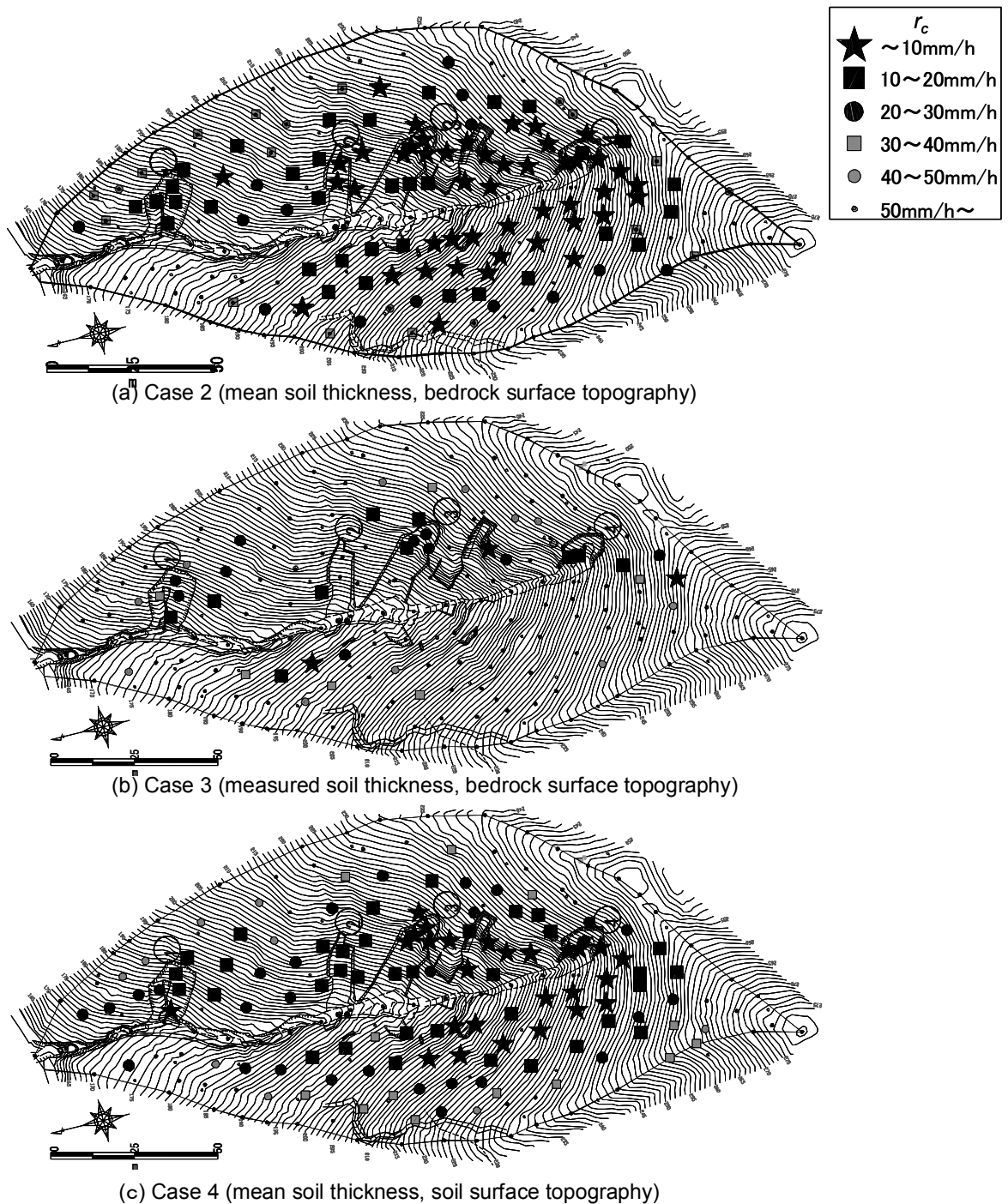


図8 算出した最小定常崩壊発生降雨強度 (r_c) の空間分布 (ケース2~4)

流れは地表面の勾配・集水性ではなく、基岩面の勾配・集水性にコントロールされるとした近年の斜面水文観測結果と矛盾しない (Freer et al., 2002 ; 浅野ら, 2005 など)。

さらに、本研究では土層の透水係数を斜面水文観測結果から逆算により求めた値を用いたが、 100cm^3 の土壌サンプルで用いて測定した値より約 10 倍大きかった。仮に、 100cm^3 の土壌サンプルを用いて測定した値を用いて r_c を算出した場合、式 8 から分かるように、 r_c はおよそ 1/10 になる。1999 年 6 月に生じた豪雨のピーク降雨強度発生時刻付近で仮に定常に達していた場合、実績より多くの斜面で崩壊が発生するという計算結果となる。このことから、斜面の透水係数は、今回用いたモデルでは相対的な危険度には影響を及ぼさないものの、降雨規模と崩壊発生との関係を検討する上では、重要であることが分かる。

また、本研究では、土質強度に関しても、小さいサンプルを用いて測定した値を用いた場合、崩壊発生箇所を正しく再現することができなかった。今回は簡易に地形と土層厚より逆推定する手法を用いたが、今後、斜面スケールの土質強度の評価・設定手法を検討していく必要があると考えられる。

以上のように、「はじめに」で指摘した、表層崩壊の予測に関しては、モデルのパラメータの設定に係わるデータ取得が予測精度の 1 つの律速条件となっている可能性を本研究の結果は支持する結果が得られた。

7 汎用性の確認

以上の検討を踏まえ、著者らは荒谷流域における結果と同様な結果が、他の流域でも得られるかどうかについて検討した。Uchida et al. (2011) では、荒谷流域同様、1999 年 6 月の豪雨で表層崩壊が発生した広島西部山系の宮内地区に同じ手法を提供し、検討した。宮内地区は荒谷流域同様風化花崗岩を基盤とする。結果を図 9 に示すとおり、荒谷流域同様、 r_c の低い領域と表層崩壊が実施兄発生した領域は概ね一致した。さらに、Uchida et al. (2011) は宮内地区でも土層厚の計測や適切な地形量の算出手法を用いることに

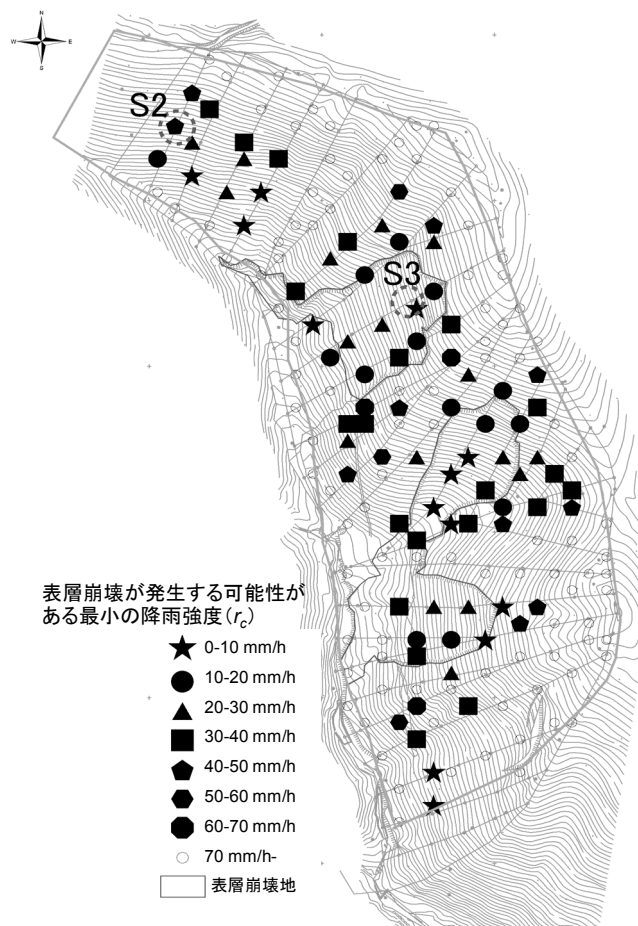


図9 宮内地区における表層崩壊発生危険度評価結果 (r_c の算出結果)

よって、表層崩壊の危険度予測結果が向上することを示した。

さらに、内田ら（2011）は、同じ花崗岩を基盤とするものの、地域および崩壊を引き起こした降雨が異なる山口県防府市の剣川流域（写真 1）の 1 支流域に適用した結果、ここでも良好な結果が得た。さらに、地質が異なる北海道沙流川においても、良好な結果が得られている。

8. 結論

本研究では、地下水位を定常状態と仮定し、入力条件には基本的に実測できるもののみで構成した比較的簡易な表層崩壊危険度評価手法を作成し、1999 年広島で生じた豪雨による斜面崩壊に適用した。その結果、比較的単純な危険度評価手法であっても、土層厚の空間分布を用いるとともに、地形量の算出に基岩面を用いた場合、表層崩壊の相対的な危険性を比較的精度良く表現することが可能であることが分かった。ただし、土壌の透水係数や粘着力については、小さな土壌サンプルにより測定した結果の代わりに水文観測結果や土層厚と地形などを用いて求める必要があった。

一方、土層厚の空間分布に実測値を用いず、流域内で一様とした場合や基岩面地形の代わりに地表面地形を用いた場合、表層崩壊の危険度評価結果の実績に対する適合度は低下した。特に、土層厚の取扱いの影響は大きかった。

本研究の成果から、十分な現地調査を行えば、モデルは簡易であっても、かなり高い精度で崩壊危険箇所を抽出できることが分かった。以上より、表層崩壊の予測精度の向上には、モデルの入力条件となる各種の計測・観測が極めて重要であると考えられた。

引用文献

- 浅野友子・内田太郎・JJ. McDonnell : Variable Source Area Concept の次なる斜面水文過程の概念構築に向けた近年の試み：斜面に降った雨はどこへ行くか？, 水文水資源学会誌 Vol.18, 459-468, 2005.
- Bazemore DE., KH. Eshleman and LJ. Hollenbeck : The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence, Journal of Hydrology, Vol. 162, 47-75, 1994.
- Freer, J., JJ. McDonnell, KJ. Beven, NE. Peters, DA. Burns, RP. Hooper, B. Aulenbach and C. Kendall : The role of bedrock topography on subsurface storm flow, Water Resources Research, Vol.38, 5.1-5.16, 2002.
- Heimsath, AM., WE. Dietrich, K. Nishiizumi and RC. Finkel : The soil production function and landscape equilibrium, Nature, Vol. 388, 358-361, 1997.
- Hendrayanto, K. Kosugi, T. Uchida, S. Matsuda, and T. Mizuyama : Spatial variability of soil hydraulic properties in a forested hillslope, Journal of Forest Research, 4, 107-114, 1999.

- 平松晋也・水山高久・石川芳治：雨水の浸透流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究，砂防学会誌，Vol.43，No.1，5-15，1990.
- 小杉賢一朗：斜面における雨水の浸透・流出過程のモデル化，砂防学会誌，Vol.57，No.3，71-80，2004.
- 小杉賢一朗・水山高久・藤田正治：表層崩壊発生予測モデルによる地下水位の再現精度の検討，砂防学会誌 Vol.55，No.3，21-32，2002.
- 三隅良平・小口高・真木雅之・岩波越：分布型流出モデルを用いた表層崩壊危険域のリアルタイム予測，自然災害科学，Vol.23，415-432，2004.
- Montgomery, DR., and WE. Dietrich : A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding, Water Resources Research, Vol. 30, 1153-1171, 1994.
- 岡本正男・仲野公章・秦 耕二・荒木義則・古川浩平・水山高久：局地的な集中豪雨に対する土石流警戒避難基準雨量の設定に関する研究～1999.6.29 広島災害における事例～，砂防学会誌，Vol.55，No.1，15-25，2002.
- 沖村 孝・市川龍平・藤井郁也：表土層内浸透水の集水 モデルを用いた花崗岩表層崩壊発生位置の予知のための手法，砂防学会誌，Vol.37，No.5，4-13，1985.
- Pack, RT., DG. Tarboton and CN. Goodwin : The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping, Paper Submitted to 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada 1998.
- 笹原克夫・南哲行：粒土分布及び間隙比が異なる砂質土の不飽和せん断強度特性，土木学会論文集 C Vol.62，227-239，2006.
- 瀧口茂隆・内田太郎・盛 伸行・田村 圭司：広島西部山系における水文観測，砂防学会誌，Vol.61，No.2，52-56，2008.
- Tarboton, DG. : A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, Water Resources Research, Vol. 33, 309-319, 1997.
- 内田太郎：近年における山地の土砂移動現象にかかわる斜面水文プロセス研究の進歩，砂防学会誌，Vol.57，No.2，58-64，2004.
- Uchida, T., Y. Asano, N. Ohte and T. Mizuyama : Analysis of flowpath dynamics at a steep unchanneled hollow in the Tanakami Mountains of Japan, Hydrological Processes, Vol. 17, 417-430, 2003.
- 内田太郎・小山内信智・曾我部匡敏・漆崎隆之・長谷川秀三・中野裕司：簡易貫入試験を用いた急傾斜面における崩壊深推定の試み，地盤の環境・計測技術に関するシンポジウム論文集. 19-24, 2004.
- Wu W. and RC. Sidle : A distributed slope stability model for steep forested watersheds. Water Resources Research, Vol. 31, 2097-2110, 1995.

【本研究の詳細な内容については、以下の文献を参考にされたい】

秋山浩一・内田太郎・田村圭司・亀江幸二(2011)土層厚の計測密度が表層崩壊の発生予測に及ぼす影響、砂防学会誌、64(1)、3-10.

内田太郎・盛 伸行・田村圭司・寺田秀樹・瀧口茂隆・亀江幸二(2009)場の条件の設定手法が表層崩壊発生箇所の予測に及ぼす影響、砂防学会誌

内田太郎・中野陽子・秋山浩一・田村圭司・笠井美青・鈴木隆司(2010)レーザー測量データが表層崩壊発生斜面および岩盤クリーブ斜面抽出に及ぼす効果に関する検討. 地形, 31, 383-402

内田太郎・秋山浩一・石塚忠範(2011)表層崩壊発生場所と発生降雨量の関係の予測、平成23年度砂防学会研究発表会概要集

Uchida, T., Akiyama, K. and Tamura, K.(2011) The role of grid cell size, flow routing algorithm and spatial variability of soil depth of shallow landslide prediction, Italian Journal of Engineering Geology and Environment-Book, 149-157