

# 広島西部山系における土石流発生危険度評価の 精度向上に関する検討

A STUDY FOR THE IMPROVEMENT OF PREDICTING DEBRIS FLOW  
LOCATIONS IN WESTERN HIROSHIMA MOUNTAINS

秦 雅之<sup>1</sup>・國光 謙二<sup>2</sup>・光井 伸典<sup>2</sup>・内田 太郎<sup>3</sup>・海堀 正博<sup>4</sup>

Masayuki HATA, Kenji KUNIMITSU, Shinsuke MITSUI, Tarou UCHIDA and Masahiro KAIBORI

<sup>1</sup>中電技術コンサルタント株式会社 (〒734-8510 広島県広島市南区出汐2丁目3-30)

E-mail: hata@cecnet.co.jp

<sup>2</sup>国土交通省中国地方整備局太田川河川事務所 (〒730-0013 広島県広島市中区八丁堀3-20)

E-mail: kunimitsu-k87dm@mlit.go.jp, mitsui-s87ca@mlit.go.jp

<sup>3</sup>国土交通省国土技術政策総合研究所 (〒305-0804 茨城県つくば市旭1番地)

E-mail: uchida-t92rv@nilim.go.jp

<sup>4</sup>広島大学大学院総合科学研究科 (〒739-8521 広島県東広島市鏡山1-7-1)

E-mail: kaibori@hiroshima-u.ac.jp

*Key Words: shallow landslide, debris flow, saturation overland flow, advanced H-SLIDER method*

## 1. はじめに

広島西部山系では、近年2回(H11.6, H26.8)の激甚な土石流災害を経験しているが、両災害の特徴は、斜面部の崩壊を伴う溪床部の土砂移動による土石流が多く発生していることである<sup>1),2)</sup>。このため、広島西部山系における土石流発生を予測するためには、斜面部の崩壊と溪床部の土砂移動という複数の土石流発生メカニズムに対応した解析が必要である。

これまで広島西部山系では、降雨及びその流出を定常と仮定し、無限長斜面の安定解析の考え方にに基づき簡易に斜面の崩壊発生危険度を評価するH-SLIDER法・C-SLIDER法<sup>3),4)</sup>による危険度評価が実施されているが、これらの手法では、斜面部の崩壊は比較的精度よく予測できるものの、溪床部の土砂移動の予測精度が十分でないという課題があった<sup>5)</sup>。

このため、H-SLIDER法を改良し、溪床部の土砂移動の予測精度向上を図る手法である拡張H-SLIDER法<sup>6),7)</sup>を上記災害における主要な土石流発生箇所(荒谷地区、八木地区)に適用し、本手法の土石流発生

危険度評価における有効性を検証した。

## 2. 検討条件

### (1) 対象流域

広島西部山系においては、平成11年6月29日の豪雨で、最大時間雨量81mm、最大3時間雨量144mm(八幡川橋観測所)、最大24時間雨量271mm(戸山観測所)を記録した。また、平成26年8月20日の豪雨では、最大時間雨量121mm、最大3時間雨量239mm、最大24時間雨量284mm(三入東観測所)を記録した。

本検討の対象流域は、平成11年6月29日豪雨で土石流災害が発生した広島市佐伯区五日市町の荒谷地区、平成26年8月20日豪雨で土石流災害が発生した広島市安佐南区の八木地区(溪流番号:1-9-1006)の流域である(図-1)。

荒谷地区、八木地区の対象溪流の流域面積はそれぞれ1.4ha、3.3haであり、斜面勾配はそれぞれ0~56°(平均35°)、0~59°(平均38°)である。また、両流域の主な地質は花崗岩である。

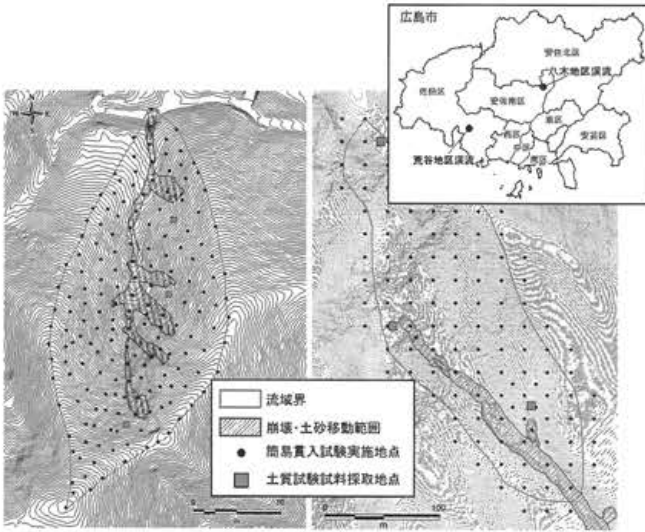


図-1 対象流域図 (左:荒谷地区溪流, 右:八木地区溪流)

## (2) 計算モデル

表層崩壊・土石流発生危険度評価の計算モデルは、H-SLIDER 法<sup>3)</sup>、拡張 H-SLIDER 法<sup>6)</sup>を使用した。ここで、H-SLIDER 法は、降雨及びその流出を定常と仮定し、無限長斜面の安定解析の考えに基づき、地中流発生(地下水位の上昇)による斜面崩壊の発生危険度を評価する手法である。一方、拡張 H-SLIDER 法はそれに加え、地表流発生(地表水位の上昇)による斜面崩壊・土石流の発生危険度を評価する手法である。H-SLIDER 法、拡張 H-SLIDER 法による表層崩壊・土石流発生危険度評価の概念図を図-2 に示す。

拡張 H-SLIDER 法では、山地流域の土砂移動現象を、地中流発生による土層の不安定化 (Type1)、地表流発生による土層の不安定化 (Type2,3) に大別し、Type1,2 は土層全体が崩壊するタイプ、Type3 は表層付近の土層から徐々に土砂移動するタイプと判別する。拡張 H-SLIDER 法における土層の不安定化の判別式を以下に示す。

<拡張 H-SLIDER 法：土層不安定化の判別式>

### ①地中流による不安定化の判定

$$F_{S1} = \frac{c + \left( \gamma h \cos^2 \theta - \frac{rA\gamma_w}{K_s \tan \theta} \right) \tan \phi}{\gamma h \cos \theta \sin \theta} \quad (1)$$

⇒  $F_{S1} < 1$  のとき、不安定化 (Type1)

### ②地表流による不安定化の判定

a.  $\tan \theta > \frac{\gamma_s - \gamma_w}{\gamma_s} \tan \phi$  のとき、

$$F_{S2} = \frac{c}{\left[ C_s (\gamma_p - \gamma_w) + \gamma_w (1 + h_w / h) \right] h \cos \theta \cdot \sin \theta} + \frac{C_s (\gamma_p - \gamma_w) \tan \phi}{\left[ C_s (\gamma_p - \gamma_w) + \gamma_w (1 + h_w / h) \right] \tan \theta} \quad (2)$$

⇒  $F_{S2} < 1$  のとき、不安定化 (Type2)

b.  $\tan \theta \leq \frac{\gamma_s - \gamma_w}{\gamma_s} \tan \phi$  のとき、

$$F_{S3} = \frac{c}{\left[ C_s (\gamma_p - \gamma_w) + \gamma_w (1 + h_w / d) \right] d \cos \theta \cdot \sin \theta} + \frac{C_s (\gamma_p - \gamma_w) \tan \phi}{\left[ C_s (\gamma_p - \gamma_w) + \gamma_w (1 + h_w / d) \right] \tan \theta} \quad (3)$$

⇒  $F_{S3} < 1$  のとき、不安定化 (Type3)

ここで、 $F_s$  は安全率、 $c$  は土層の粘着力 [kN/m<sup>2</sup>]、 $\gamma$  は土層の単位体積重量 [kN/m<sup>3</sup>]、 $h$  は土層厚 [m]、 $\theta$  は斜面勾配 [°]、 $r$  は降雨強度 [mm/h]、 $A$  は単位幅あたりの集水面積 [m<sup>2</sup>/m]、 $K_s$  は飽和透水係数 [m/s]、 $\phi$  は内部摩擦角 [°]、 $C_s$  は堆積土砂の容積濃度、 $\gamma_p$  は土粒子の単位体積重量 [kN/m<sup>3</sup>]、 $\gamma_w$  は水の単位体積重量 [kN/m<sup>3</sup>]、 $h_w$  は地表水深 [m]、 $d$  は土粒子の粒径 [m] である。また、Type1 の判別式で、地下水深 0 で不安定となるものは、理論上存在しない“Type0 の不安定化”と定義した。

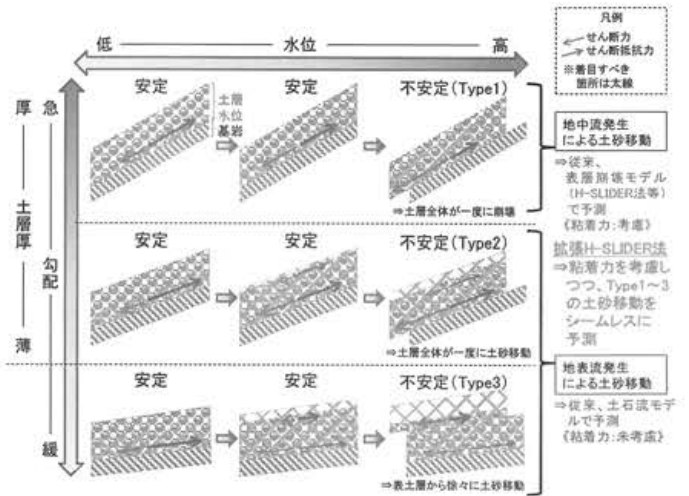


図-2 拡張 H-SLIDER 法による表層崩壊・土石流発生危険度評価の概念図

## (3) 計算データ

計算モデルのパラメータは、田村ら (2009)<sup>3)</sup>の方法を基本として、表-1 のとおり設定した。本検討における主要な計算データの設定方法を以下に示す。

### a) 降雨強度

降雨強度については、既往研究<sup>7)</sup>で花崗岩地域の同規模流域の同種の解析において 5~6 時間雨量を条件として大部分の崩壊が予測されたことに鑑み、予想崩壊・土石流発生時刻の前 6 時間平均降雨強度を設定した。

### b) 土層厚

計算メッシュの土層厚は、土石流発生前の土層厚とし、災害後の流域内外の簡易貫入試験結果 (荒谷地区: 173 箇所、八木地区: 128 箇所) を面的に内挿

表-1 計算モデルのパラメータ

項目	算出方法	八木地区	荒谷地区	
降雨条件	降雨強度	35mm/h	31mm/h	
	土層厚	(図-4 参照)	(図-4 参照)	
地形条件	斜面勾配, 集水面積	(図-4 参照)	(図-4 参照)	
	粘着力	斜面部: 土層厚, 地形から逆推定した値を設定 8.2kN/m <sup>2</sup> 渓床部: 上記逆推定値もしくは土石流発生条件式における粘着力 (0kN/m <sup>2</sup> ) を計算ケースに応じて設定 8.2kN/m <sup>2</sup> 0.0kN/m <sup>2</sup>	斜面部 6.3kN/m <sup>2</sup> 渓床部 6.3kN/m <sup>2</sup> 0.0kN/m <sup>2</sup>	
土質条件	内部摩擦角	土質試験結果の平均値を使用	32.3°	31.6°
	飽和単位体積重量	土質試験結果の平均値を使用	18.0kN/m <sup>3</sup>	17.9kN/m <sup>3</sup>
	湿潤単位体積重量	土質試験結果の平均値を使用	15.8kN/m <sup>3</sup>	15.2kN/m <sup>3</sup>
	粒径	土質試験結果の90%値を使用	0.01m	0.01m
	透水係数	広島西部山系の水文観測結果から求めた参考値を使用	0.05cm/s	0.05cm/s
	土砂濃度	飽和単位体積重量から逆算した値を使用	0.52	0.52
	粗度係数	山腹斜面の標準的な値を使用	0.1m <sup>-1/3</sup> ・s	0.1m <sup>-1/3</sup> ・s
その他	水の単位体積重量	標準的な値を使用	9.8kN/m <sup>3</sup>	9.8kN/m <sup>3</sup>
	メッシュサイズ	崩壊・土砂移動範囲の大きさに合わせてサイズを設定	10m	5m

して設定した。なお、簡易貫入試験結果については、Nd 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。本検討で用いた荒谷地区の土層厚については、内田ら (2009) <sup>4)</sup> による。また、八木地区については、崩壊・土砂移動範囲の災害前後 (2010 年, 2014 年) の航空レーザープロファイラーデータ (以降、「LP データ」という) による 10m メッシュの地表面標高の差分を崩壊後の土層厚に加え、災害前の土層厚を設定した (図-4)。

c) 地形量

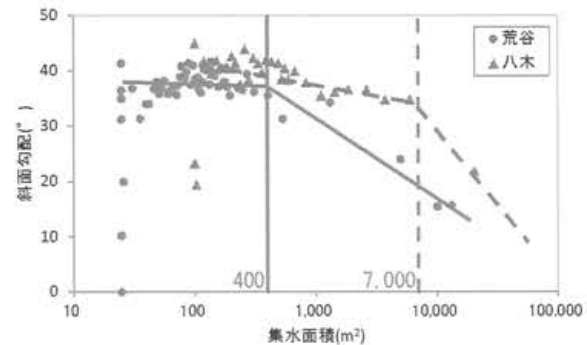
集水面積, 斜面勾配については、災害後の LP データによるメッシュの地表面標高から上記土層厚を差し引いた基岩面標高を用いて算出した。集水面積, 斜面勾配の算出は、D-Infinity Flow Direction 法 <sup>9)</sup> を用いた。算出結果を図-4 に示す。

d) 土層の粘着力

粘着力は、以下の 2 種類の方法で設定した。

- ① 流域内で一律の粘着力を設定する方法
  - ② “斜面部” と “渓床部” で粘着力を区分する方法
- ここで、①については、従来の表層崩壊予測モデルの多く <sup>3), 4), 9), 10)</sup> と同様に、土層厚と地形の関係から、土層厚を計測した全地点が地下水深 0 の状態では不

安定化しないように粘着力を逆推定した。②については、斜面部で①と同様の粘着力を設定し、渓床部では従来の土石流発生予測モデル <sup>11)</sup> と同様に粘着力を無視 ( $c=0.0kN/m^2$ ) することとした。ここで、斜面部と渓床部の区分は、集水面積により区分する既往の手法 <sup>12)</sup> に従った。すなわち、斜面部と渓床部では地形形成プロセスが異なるため、集水面積と斜面勾配の関係に違いが生じると考え、図-3 のように、集水面積と斜面勾配の関係の変化点の集水面積を斜面部と渓床部を区分する集水面積とした。表-2 に前述の計算手法と上記粘着力設定を組合せた本検討の計算ケースを示す。



※対象流域内のデータを、集水面積 (第 1 優先), 斜面勾配 (第 2 優先) で昇順で並べて、10 データずつの平均値をプロットした。

図-3 斜面部と渓床部を区分する集水面積の設定

表-2 計算ケース

ケース	手法	粘着力
1-1	H-SLIDER	流域内同一
1-2	H-SLIDER	斜面部・渓床部区分
2-1	拡張 H-SLIDER	流域内同一
2-2	拡張 H-SLIDER	斜面部・渓床部区分

e) その他の土質パラメータ

内部摩擦角, 土の単位体積重量, 粒径については、各溪流の 3 箇所採取された不攪乱試料を用いた土質試験結果より設定した。試料は、荒谷地区では箇所毎に異なる深度で採取されており <sup>4)</sup>、深度 30, 60cm で各 2 試料、深度 90cm で 1 試料の計 5 試料である。八木地区では、各箇所深度 70cm で 1 試料採取し、計 3 試料とした。内部摩擦角については土の三軸圧縮試験 (JGS 5203, JGS 5204), 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 (JIS A1225), 土粒子の密度試験 (JIS A1202) の結果の算術平均値を用いた。

粒径は、重力の作用で土砂が集団で移動する現象 (集合運搬) を本検討の予測対象とするため、土の粒度試験 (JIS A1204) 結果の 90% 粒径を設定した。

飽和透水係数は、広島西部山系において既往の水文観測結果から逆推定した値 <sup>10)</sup> を使用した。

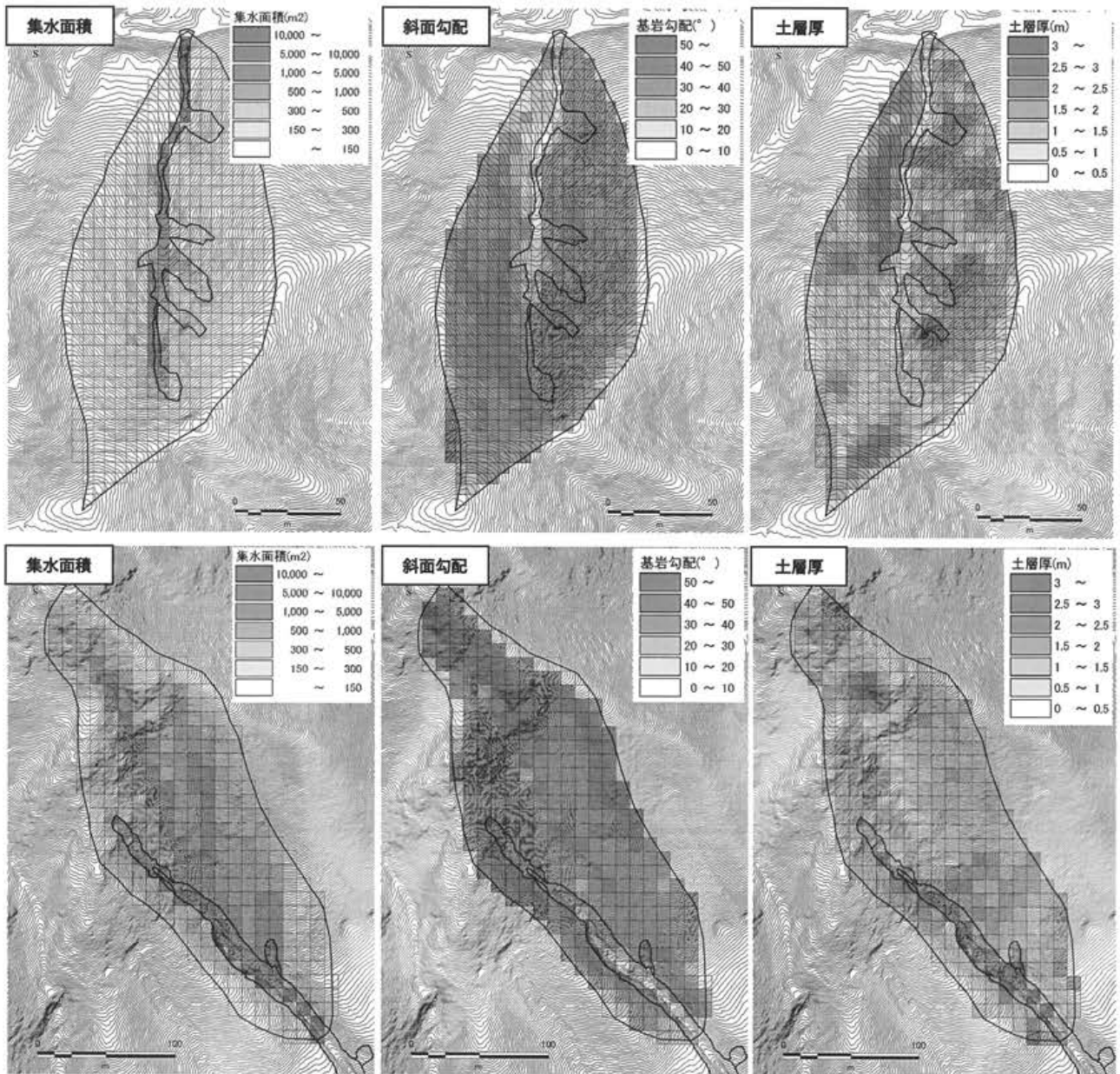


図-4 メッシュ地形データ (上段：荒谷地区溪流, 下段：八木地区溪流)

### 3. 検討結果・考察

荒谷地区、八木地区の対象溪流に、H-SLIDER 法、拡張 H-SLIDER 法を適用し、土石流発生危険度評価を行った結果、荒谷地区、八木地区ともに、類似した下記の傾向が認められた (図-5、表-3)。

本検討では、流域内の粘着力を同一としたケース 1-1 (H-SLIDER 法)、ケース 2-1 (拡張 H-SLIDER 法) の危険度評価結果が同じになった。これは、既往の研究<sup>6)</sup>で、ある程度土層の粘着力が大きい場合、拡張 H-SLIDER 法における Type2 の不安定化領域は、ごく限られた条件で限定的に生じるのみとされていることと矛盾しない。

また、流域内の粘着力を同一としたケース 1-1、

2-1 と流域内の斜面部と溪床部の粘着力を区分したケース 1-2, 2-2 を比較すると、後者は溪床部を中心としての中率、カバー率、スレットスコアが高くなっていることから、斜面部と溪床部の粘着力を区分して設定することの有効性が確認できる。

さらに、粘着力を区分したケース 1-2 (H-SLIDER 法)、ケース 2-2 (拡張 H-SLIDER 法) を比較すると、ケース 2-2 の方がスレットスコアが高くなっており、拡張 H-SLIDER 法を用いて地表流発生の影響を考慮して危険度評価を行うことの有効性が確認できる。

また、従来広島西部山系で使われていたケース 1-1 の手法と、今回検討したケース 2-2 の手法を比較すると、後者のスレットスコアが有意に向上していることから、流域内の斜面部と溪床部の粘着力を

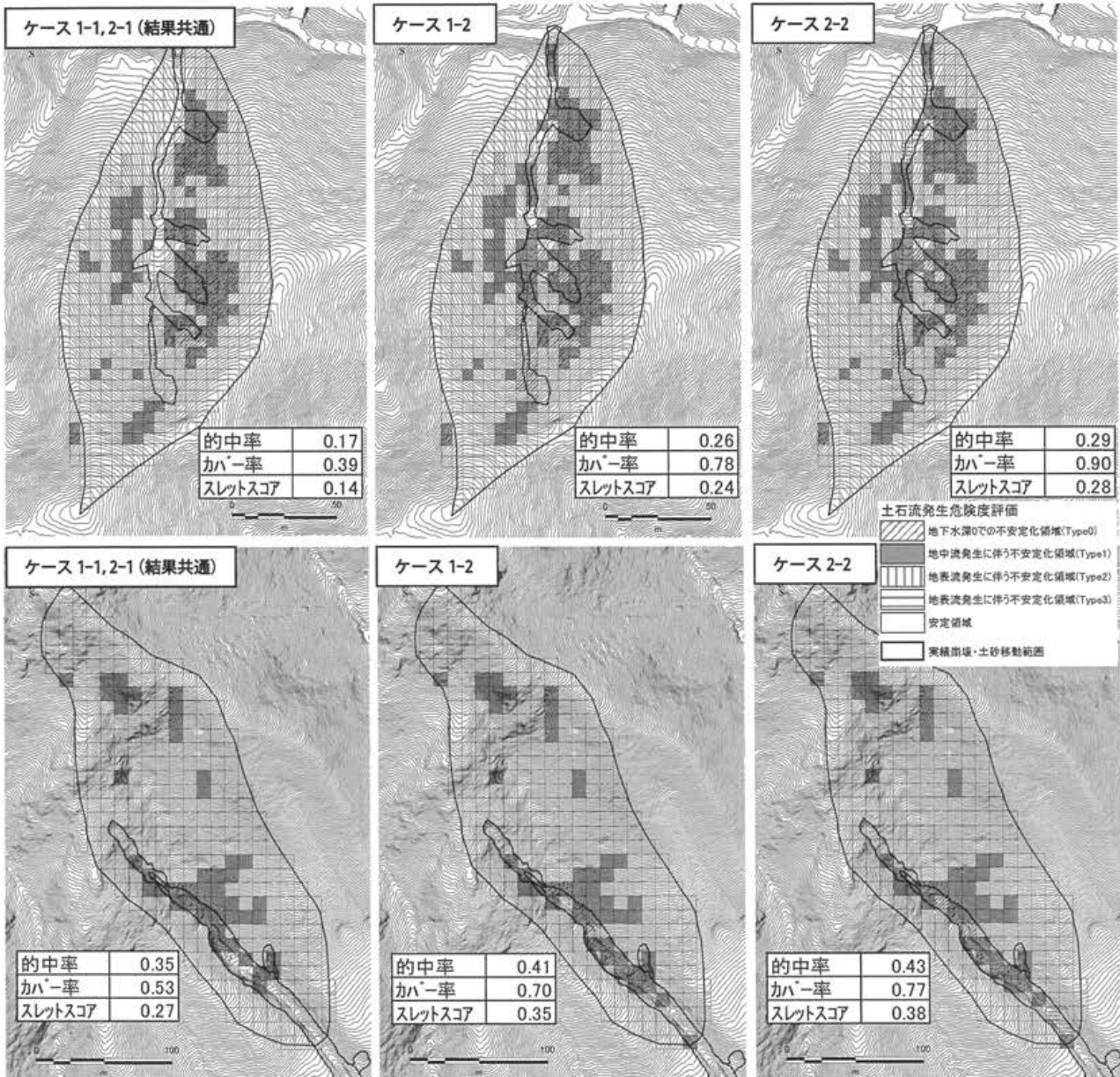


図-5 土石流発生危険度評価結果 (上段：荒谷地区溪流，下段：八木地区溪流)

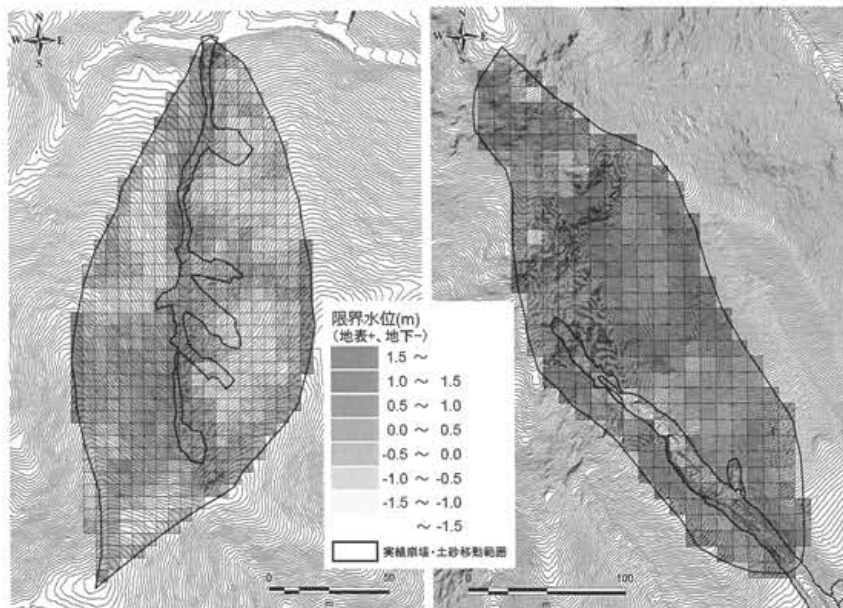


図-6 土石流発生限界水位 [ケース 2-1] (左：荒谷地区溪流，右：八木地区溪流)

表-3 的中率・カバー率・スロットスコア一覧表

溪流	ケース	評価指標		
		的中率	カバー率	スロットスコア
荒谷地区溪流	1-1	0.17	0.39	0.14
	1-2	0.26	0.78	0.24
	2-1	0.17	0.39	0.14
	2-2	0.29	0.90	0.28
八木地区溪流	1-1	0.35	0.53	0.27
	1-2	0.41	0.70	0.35
	2-1	0.35	0.53	0.27
	2-2	0.43	0.77	0.38

※太字：渓流毎の各評価指標の最大値

表-4 評価指標の定義

		実測	
		土砂移動あり	土砂移動なし
予測	土砂移動あり	A	B
	土砂移動なし	C	D

- ・的中率 = (A) / (A+B)
- ・カバー率 = (A) / (A+C)
- ・スロットスコア = (A) / (A+B+C)

区分した上で、地表流発生の影響を考慮する拡張H-SLIDER法を使うことが有効であると判断できる。

本研究では、地表流の発生機構として、土層中で地中水が流しきれなくなったときに表面に溢れ出るいわゆる飽和地表流（復帰流）を想定している。一方で、豪雨時に土石流が当該地点より上流域で発生した場合、当該地点の地表流の水深は、飽和地表流で想定される水深より大幅に大きくなることが予想される。そこで、対象溪流の各メッシュの限界水位（式(1)~(3)の安全率 $F_s$ が1となり表層崩壊・土砂移動が生じる時の地下・地表水位）を算定した（図-6）。なお、ここでは、溪床部の粘着力を無視（ $c=0.0\text{kN/m}^2$ ）しない条件で評価した。その結果、ケース2-1では表層崩壊・土砂移動を予測できなかったメッシュについても、斜面部では概ね50cm程度、溪床部では1m以上の地表水位が発生する場合に、現状よりも高精度で土砂移動を予測できることが分かる。本検討から、必ずしも粘着力が0でなくても、上流側で発生した土石流が当該メッシュを流下し、それにより土層が不安定化し土石流が発生・流下したことによる土砂移動が生じた可能性も考えられる。

#### 4. 今後の課題

本検討では、既往検討<sup>7)</sup>に基づき災害発生前6時間の平均降雨強度を計算モデルの降雨条件としたが、降雨の取り方により、危険度判定結果が異なる可能性も考えられるため、今後は降雨強度の算出手法の影響についても検討していく必要がある。

土層の粘着力の設定は、土石流発生危険度の評価結果を左右する重要な要素であるが、本検討においては、流域内の土層の粘着力を斜面部と溪床部で区分する場合、溪床部の粘着力を既往の土石流発生予測モデル<sup>11)</sup>と同様に無視する取扱いとした。しかしながら、実際の流域内の粘着力は、空間的にばらつきがあり<sup>13)</sup>、溪床部においても完全に無視することはできないと考えられる。また、従来より、土層の粘着力は降雨による土層の飽和度の変化に伴い低下することが指摘されていることから<sup>14)</sup>、降雨、粘着力の空間分布、時間変化を適切に考慮できるモデルを検討する必要があると考えられる。

また、本検討では、無限長斜面の静的な安定解析により土石流発生危険度を評価しているが、前述のように上流域で発生した土石流の影響等を考慮することにより、危険度評価の精度を向上させることができる可能性がある。

#### 参考文献

- 1) 牛山素行・里深好文・海堀正博:1999年6月29日に広島市周辺で発生した豪雨災害の特徴, 自然災害科学, 18-2, pp.165-175, 1999
- 2) 海堀正博・石川芳治・里深好文・松村和樹・中谷加奈・長谷川祐治・松本直樹・高原晃宙・福塚康三郎・吉野弘祐・長野英次・福田真・中野陽子・島田徹・堀大一郎・西川友章:2014年8月20日に広島市で発生した集中豪雨に伴う土砂災害, 砂防学会誌, Vol.67, No.4, pp.49-59, 2014
- 3) 田村圭司・内田太郎・秋山浩一・盛伸行・寺田秀樹:表層崩壊に起因する土石流の発生危険度評価マニュアル(案), 土木研究所資料, 第4129号, 34pp., 2009
- 4) 内田太郎・盛伸行・田村圭司・寺田秀樹・瀧口茂隆・亀江幸二: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, Vol.62, No.1, p.23-31, 2009
- 5) 秦雅之・荒木義則・川邊健作・坂本昌三・内田太郎・海堀正博:平成26年8月広島豪雨の土石流事例を踏まえた土砂移動予測に関する一考察, 平成27年砂防学会研究発表会概要集B, pp.288-289, 2015
- 6) 秦雅之・内田太郎・野村康裕・岡本敦・秋山浩一:精算土砂量予測のための表層崩壊発生予測モデルへの堆積土砂の再移動過程の取込み, 平成25年度砂防学会研究発表会概要集B, pp.262-263, 2013
- 7) 秋山怜子・木下篤彦・内田太郎・高原晃宙・石塚忠範:簡易な水文モデルを用いた崩壊発生時刻予測手法, 砂防学会誌, Vol.68, No.2, p.3-13, 2015
- 8) Tarboton D. G.:A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, Water Resources Research, Vol.33, pp.309-319, 1997
- 9) 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, pp.4-13, 1985
- 10) 田村圭司・内田太郎・秋山浩一・盛伸行:高精度空間情報を用いた表層崩壊発生危険度評価手法に関する研究, 土木研究所報告, No.214, pp.47-61, 2010
- 11) 高橋保:土石流の発生と流動に関する研究, 京大防災研究所年報 第20号B-2, pp.405-435, 1977
- 12) Montgomery D.R.: Slope Distributions, Threshold Hillslopes, and Steady-state Topography, American Journal of Science, Vol.301, pp.432-454, 2001
- 13) 木下篤彦・八木啓太・内田太郎・柴崎達也・眞弓孝之・山崎考成:六甲山系風化花崗岩斜面における土質強度の空間分布に関する調査, 砂防学会研究発表会概要集, Pb-52, pp.648-649, 2012
- 14) 丸井英明:自然斜面における表層崩壊の研究, 京都大学学位論文, pp.85-92, 1981

(2016. 5. 31 受付)