

長期降雨データを用いた山腹崩壊危険度評価について—伊豆大島を対象として—

○執印康裕（宇都宮大学），堀田紀文（筑波大学）

1. はじめに

山腹崩壊に対する降雨危険度の評価手法には、1)概念型モデル（タンクモデル等）によるもの、2)空間分布型モデル（物理型モデル）によるもの、の2種類が存在する。空間分布型モデルは、原理的には崩壊発生位置および時間の予知・予測を可能とするものであるが、空間分布に対応した諸物理パラメータの設定手法等の課題が残されており、概念型モデルと比較して実社会で広く運用される段階には至っていない。その一方、概念型モデルの中でも3段直列タンクモデルを用いた土壌雨量指数、実効雨量の両者は、実社会での警戒・避難システムの運用において崩壊危険度を判定する指標の一つとして広く用いられており、その有効性の高さは実証済みであると言える。

本論ではこの概念型モデルの実社会における有効性の高さに着目し、特に実効雨量において提案されている半減期の概念（鈴木・小橋，1981）を空間分布型モデルに組み込んだ場合の危険度評価の有効性について検討したので、ここに報告する。また本論での空間分布型モデルは物理型モデルではなく、概念型モデルとして取り扱っているものであり、諸パラメータについては概念型モデルと同様に対象空間に対して同一値を用いている。以降の記述では本モデルを分布型崩壊概念モデルと称する。

2. 対象地および検討手順等について

【対象地および使用データについて】

対象地は2013年台風26号の豪雨によって10月16未明に甚大な土砂災害が発生した東京都伊豆大島の元町、神達地区を含む本島西側の領域（およそ10km²）である。また同領域内においては1958年狩野川台風豪雨によって9月26日に土砂災害が発生したことが記録されている。長期降雨データとして土砂災害の発生誘因となった両豪雨を含む1950年から2015年までのAMeDAS大島で観測されたデータを検討に用いた（図-1参照）。

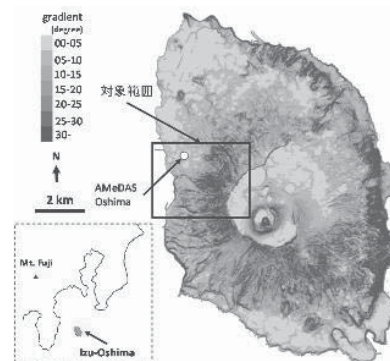


図-1：伊豆大島および対象範囲概略

【分布型崩壊概念モデルについて】

本モデルは対象とする領域内に対し一定の大きさに分割された矩形セルを基本要素とし、各セルにおける地下水位の計算（地下水位計算過程）および地下水位の算出結果を用いた無限長斜面安定解析（崩壊判定過程）の2過程から構成される。地下水位計算過程は、窪田ら（1987,1988）によって提案された手法に準拠している。計算手順は表層土層セルの平均飽和度に対する地形勾配に応じた側方浸透流とセル底面からの鉛直浸透流の計算、および各セルの平均飽和度から地下水位への変換の2手順からなる。本モデルの特徴は、地下水位計算過程において崩壊面から鉛直下方への浸透流を想定し、応答パラメータとしての鉛直飽和透水係数を設定していることにあり、本パラメータが実効雨量の半減期に相当するものである。図-2に地下水位算出過程の概念図を式(1)-(5)に概念図に対応した計算式を、式(6)に崩壊判定過程に用いた無限長安定解析式を示す。

$$Q = K_S \cdot S^\beta \cdot \sin \alpha \cdot Z \cdot L \quad \dots \dots \dots (1)$$

$$Q_v = K_S^* \cdot S^{\beta'} \cdot L^2 \quad \dots \dots \dots (2)$$

$$S_{t+\Delta t} = S_t + \frac{\Delta t}{Z \cdot L^2 \cdot \lambda} (Q_1 + Q_2 - Q_3 - Q_4 - Q_v) + \frac{\Delta t}{Z \cdot \lambda} r \quad \dots \dots \dots (3)$$

$$h = 0 \quad (S \leq S_c) \quad \dots \dots \dots (4)$$

$$h = Z \frac{S - S_c}{1 - S_c} \quad (S > S_c) \quad \dots \dots \dots (5)$$

$$F = \frac{(\gamma Z - \gamma_w h) \cos^2 \alpha \tan \phi + C}{\gamma Z \cos \alpha \sin \alpha} \quad \dots \dots \dots (6)$$

ただし、 K_S ：側方飽和透水係数、 K_S^* ：鉛直飽和透水係数、 S ：平均飽和度、 β ：側方飽和逓減定数、 β' ：鉛直飽和逓減定数、 α ：表面地形勾配、 Z ：有効表層土層厚、 L ：単位セル長、 h ：地下水位、 S_c ：地下水位発

生飽和度, F : 安全率, γ : 表層土の単位体積重量, γ_w : 水の単位体積重量, ϕ : 土の内部摩擦角, C : 土の有効粘着力, S_i : 初期飽和度 (図-2 参照), r : 単位時間降雨, Δt : 単位時間 (10 分) である。表-1 に計算設定条件を示す。

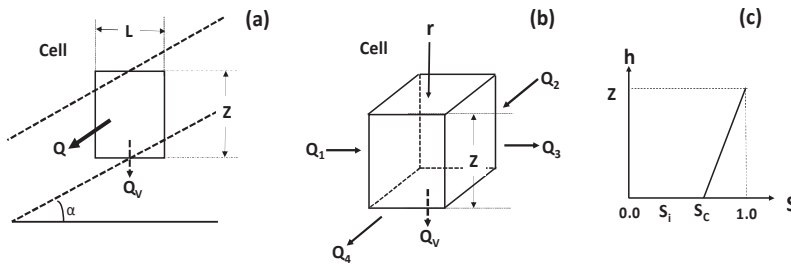


図-2: 分布型崩壊概念モデルにおける地下水位計算概略図

表-1: 計算設定条件

項目	記号	単位	値
セルサイズ	L	m	10.0
水の単位体積重量	γ_w	kN/m ³	9.81
表層土単位体積重量	γ	kN/m ³	17.66
土の内部摩擦角	ϕ	degree	30
土の有効粘着力	C	kPa	4.5
有効表層土層厚(上限値)	Z	m	1
有効間隙率	λ	-	0.35
初期飽和度	S_i	-	0.3
地下水発生飽和度	S_c	-	0.8
側方飽和遅減定数	β	-	4
鉛直飽和遅減定数	β^*	-	30
側方飽和透水係数	K_s	cm/10min	30
鉛直飽和透水係数	K_s^*	cm/10min	0.0-6.0

【検討手順について】

検討は以下に示す3つの手順によって行った。

手順①: 24 時間無降雨状態を区切りとして分割されたイベントからの豪雨イベントの抽出。豪雨の定義は 1 時間から 3 時間までの時間雨量および土壌雨量指数のいずれかが上位 10 位以内にあるものとした。

手順②: 抽出した豪雨を用いたモデル応答解析。本手順の目的は、ある程度まで合理的に崩壊危険度を評価しうる分布型崩壊概念モデルの応答パラメータ K_s^* (鉛直飽和透水係数) の探索にある。

手順③: 手順②によって得られた K_s^* 値を用いたモデル出力指標と実効雨量との比較。本モデルの出力は、(6) 式によって安全率 1 以下と判定されるセル (崩壊セル) 数の時間変化であり、各降雨イベント期間内の最大崩壊セル数および最大崩壊セル数出現時の実効雨量の値を比較対象とした。なお実効雨量の計算においては半減期 5 時間を採用している。

3. 結果および結論

手順①: 全イベント数は 4910 であり、そこから災害発生降雨を含む 22 イベントを豪雨として抽出した。

手順②: K_s^* の探索においては以下の 2 条件を満たすものとした。

条件 1: 両災害発生降雨の最大崩壊セル数が他の 20 豪雨イベント全てと比較して上位にあること。

条件 2: 災害発生時間帯と崩壊セル数の時間変化との関係において、ある程度までの整合性があること。検討の結果、パラメータ値として 1.7 を採用した。なおモデルへの入力豪雨 22 イベントの内、本パラメータ値の適用条件下での崩壊セル発生イベント数は 17 であった。

手順③: 崩壊セル発生イベント (17 イベント) に対する本モデルの出力値 (最大崩壊セル数) と実効雨量との関係について、打萩 (1971) が提示した経験式 (一雨雨量と山腹崩壊面積率との関係式) を用いて検討した。その結果、本モデルの出力指標と実効雨量は極めて強い正の相関関係にあることが確認された (図-3 参照)。以上の結果は本モデルのある程度までの有効性を示唆しているものである。

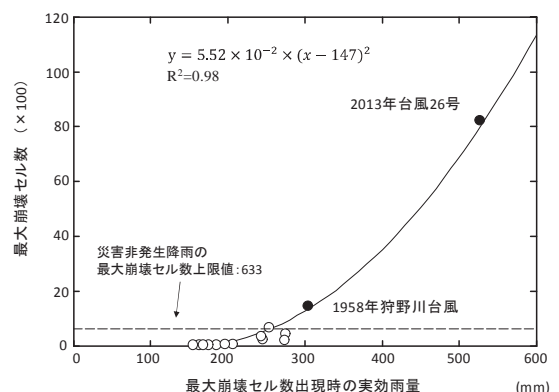


図-3: 実効雨量との対応関係

引用文献

- 窪田ら(1987): 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化, 日林誌
- 窪田ら(1988): 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化 (II) 水収支および地下水発生域の検討, 日林誌
- 鈴木・小橋(1981): がけ崩れ発生と降雨の関係について, 砂防学会誌, Vol. 34(2)
- 打萩(1971): ひと雨による山腹崩壊について, 新砂防 79