

風化基岩中の選択流を考慮した浸透計算と斜面安定解析

堤大三・藤田正治・Roy C. SIDLE・林雄二郎*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

土層中のパイプおよび風化基岩に発達したクラックを通した選択流が斜面安定性に及ぼす影響を検討するため、土層と大孔隙内の水流に関する水理モデルを用いて数値シミュレーションを行なった。数値シミュレーションにおいて、表土層と風化基岩層からなる斜面を想定し、それぞれに水理特性値を与え、土層および風化基岩層に関する浸透流計算を行なった。結果より、斜面表層に降った雨水が選択流路を通して迅速に基岩深部に輸送され、選択流路が風化基岩内部で閉塞している場合は、その閉塞点近傍の圧力水頭値の急激な上昇をもたらすことが確認された。この圧力水頭上昇によって、斜面が不安定化し、斜面崩壊の危険性が高まることが示された。

キーワード：クラック，風化基岩，斜面安定性，リチャーズ式，選択流

1. はじめに

これまでの詳細な現地調査から、数多くの山地斜面においてパイプ (soil pipe) と呼ばれる斜面にほぼ平行な大孔隙の存在が確認され、斜面土層がさまざまな選択流路を持つ不均質なものであることが明らかにされてきている (Sidle et al., 2000; Tsukamoto et al., 1982)。この選択流路を通した速い水の流れによって、山地斜面からの降雨流出過程が大きく影響を受け、一般的には降雨浸透水の迅速な排水と土層の間隙水圧低下によって、斜面を安定化する効果があると考えられている。一方、崩壊発生直後の崩壊地の多くにパイプが存在し、水の流出が観察されることなどから、パイプ等による選択流が崩壊発生にも関与している可能性が指摘されており (Tsukamoto et al., 1982; 水山, 1994)、選択流路の閉塞や、局所的に土壤浸透水を集中させる選択流路構造が、斜面の安定性を低下させる要因となりうるということが実験または数値計算により示されている (内田・水山, 2002; 多田ら, 2002; 堤ら, 2004)。

選択流と斜面崩壊との関係が見うけられる事例として、2003 年 7 月に発生した水俣市集川における斜面崩壊を挙げることができる。この崩壊では、先行降雨が小規模であったにもかかわらず、降雨のピークと同時に比較的深層に達する崩壊が発生している (最大崩壊深 10 - 15 m)。この現象に対して、安山岩からなる風化基岩中に発達したクラック

クが選択流路として働き、降雨浸透水がすばやく基岩深層部に到達し、間隙水圧を上昇させたことで比較的深層に達する崩壊が降雨ピークから遅れることなく発生したのではないかとの説明がなされている (Sidle and Chigira, 2004)。

筆者らは、パイプ等による選択流を水理学的にモデル化し、従来の土層浸透流解析と組み合わせた新たな計算手法を開発した。この手法を検証するため室内実験を行い、その結果をシミュレートすることで妥当性の確認も行なっている (堤ら, 2004)。本研究では、風化基岩中に選択流路の発達した大規模な斜面を想定し、降雨浸透過程と斜面安定性に関する数値実験を行なった。これによって、表層の土壌だけが剥がれ落ちる表層崩壊とは異なり、風化の進行した基岩までもが崩壊するような比較的深い崩壊の発生メカニズムについての考察を行なった。

2. 数値計算の方法

2.1 選択流を考慮した浸透流計算

数値計算手法については既に発表済みであるため詳細は省略し、ここでは概略について説明する。

まず、土層内の浸透流は、式(1)に示す Richards 式を有限要素法により計算し求めた。

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \{K(\psi) [\nabla (\psi + z)]\} \quad (1)$$

ここで、 t [sec]は時間、 $C(\psi)$ [m^{-1}]は土壌の比水分容量、 $K(\psi)$ [m/sec]は透水係数、 ψ [m]は圧力水頭、 z [m]は鉛直上向きの座標を表す。パイプ壁面の土層が不飽和($\psi < 0$)の場合、その部位の選択流は無いものとみなす。逆に、飽和($\psi \geq 0$)の場合、圧力水頭値 ψ によって開水路流及び管路流に選択流を分類し以下の式にて選択流量および土層から選択流路への浸透流量を計算した。

a) 開水路流 ($\psi = 0$)

$$S_p'(u) = \frac{dQ_p(u)}{du} + \frac{dA_p(u)}{dt} \quad (2)$$

$$Q_p(u) = \frac{1}{n_m} R(u)^{2/3} (\sin \alpha(u))^{1/2} A_p(u) \quad (3)$$

b) 管路流 ($\psi > 0$)

$$S_p'(u) = \frac{dQ_p(u)}{du} \quad (4)$$

$$Q_p(u) = \frac{1}{n_m} R^{2/3} \left(\frac{d\phi(u)}{du} \right)^{1/2} A \quad (5)$$

ここで μ [m]はパイプの流下方向を表す軸(下流方向に正)、 $S_p'(u)$ [$\text{m}^3/\text{sec}/\text{m}$]は単位長さあたりの土層から選択流路への浸透流量、 $Q_p(u)$ [m^3/sec]は選択流量、 $A_p(u)$ [m^2]は選択流路内流水断面積、 A [m^2]は選択流路断面積、 n_m [$\text{m}^{-1/3}\text{s}$]は粗度係数、 R [m]は径深、 $\alpha(u)$ [degree]は選択流路の傾斜角、 $\phi(u)$ [m]は選択流路内の水力水頭である。式(2)、(4)は、それぞれ開水路流と管路流における連続式、式(3)、(5)は、マニング式である。

式(1)から求まる土層内の圧力水頭分布と、式(2)、(3)もしくは式(4)、(5)を連立させて、収束計算により土層及び選択流路内の圧力水頭分布と選択流量を計算した。

2.2 斜面安定性

安定解析 (Janbu 法) と、滑り面探査 (動的計画法) を組み合わせた手法 (久保田ら, 1991) を用いて、 x - z 断面における任意の滑り面形状に対応可能な崩壊判定を行った。また、 x - z 断面における ψ の2次元分布をもとに土層内の局所的な安全率 (= 抵抗力 / 滑動力) F_s の2次元分布を計算し、上記の崩壊判定手法と併用した。なお、安全率の計算において、表面流の水深は考慮していない。

2.3 数値実験の条件

Fig. 1 に示すように、傾斜角 30° 、斜面部 180 m、平坦部 20 m、斜面下端部の厚さ 10 m、斜面上端部の厚さ 20 m、表土層深さ 2.0 m、表土層以下は風化基岩層とし、幅 2.0 m のスライスを計算対象領域とした。

Fig. 2 に示すように、選択流路がない単純な土層 (Case 1) 及び 2 種類の選択流路を設定し (Case 2, 3)、各 Case についての計算を行なった。選択流路として、土層と風化基岩

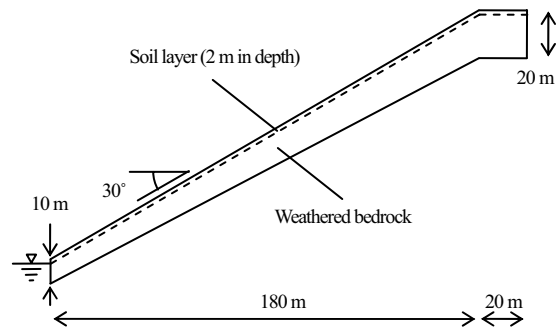


Fig. 1 Side view of the hypothetical slope

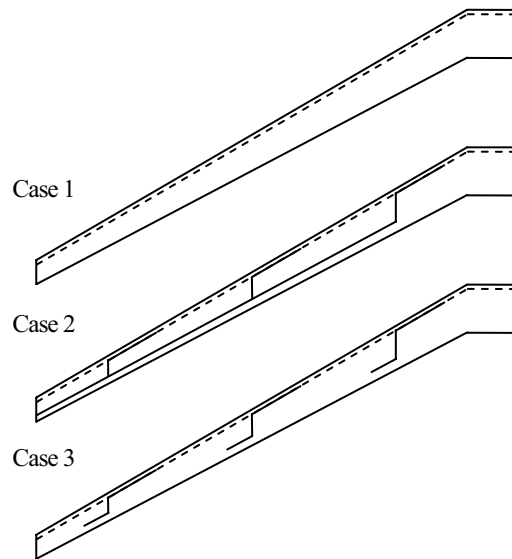


Fig. 2 Assumed preferential pathways (Case 1: No pathway, Case 2: Open pathways, and Case 3: Closed pathways)

の境界部 3 箇所に直径 $d (= 2.5, 5.0 \text{ cm})$ のパイプを設定、その下流端に接続する形で風化基岩内を鉛直下向きに伸びるクラックを設定した。Case 2 では、鉛直方向のクラック全てに接続する形で斜面下流方向に伸びるクラックを設定し、その下流端は斜面外に開放した。Case 3 では、Case 2 における斜面下流方向に伸びるクラックが途中で切断された形状に設定し、それぞれのクラック下流端は斜面外に開放されていない。全てのクラックは、簡単のためパイプ状の円筒で代表し、表土層と風化基岩層の境界に設定したパイプと同一の直径とし、斜面スライスの中心断面上に設置した。本稿では、選択流路を全て円筒状としたが、それ以外の形状を呈する選択流路に関しても、式(3)、(5)の R および A を各形状に対応させることで、計算可能である。式(1)の $C(\psi)$ と $K(\psi)$ には、lognormal モデル (Kosugi, 1996) を採用し (Fig. 3 参照)、表土層には一般的な砂質土壌のパラメータを与えた ($K_s = 0.005 \text{ cm/s}$, $\theta_r = 0.162$, $\theta_s = 0.578$, $\psi_m = -86.2 \text{ cm}$, $\sigma = 0.639$ 。ここで、 K_s は飽和透水係数、 θ_r は残留含水率、 θ_s は飽和含水率、 ψ_m はメジアン孔隙径に対応する圧力水頭、 σ は水分特性曲線の湾曲度を定めるパラメー

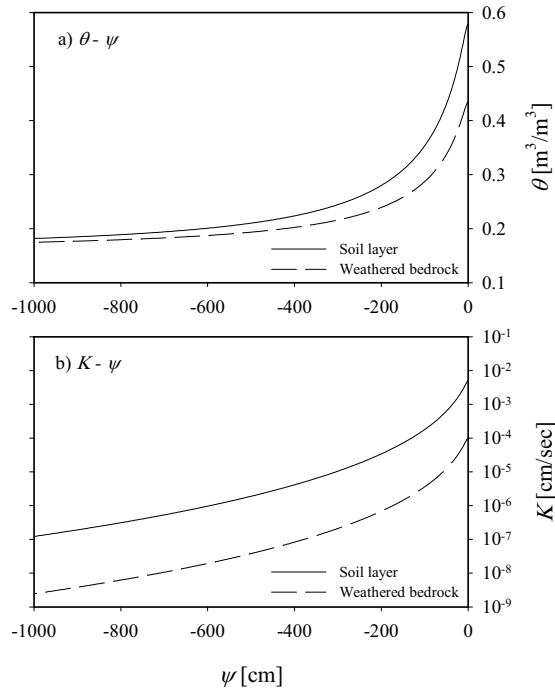


Fig. 3 Assumed hydraulic properties for soil and weathered bedrock layers. a) θ - ψ curve, b) K - ψ curve

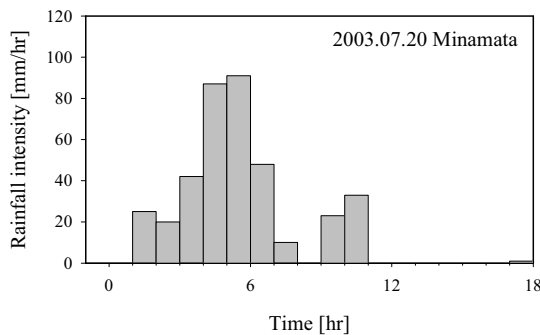


Fig. 4 Hyetograph for the simulation (July 20, 2003, Minamata)

タ)最近の研究によると、これまで不透水層として扱われてきた岩盤にも水が浸透し、特に風化が進んだ岩盤は土壌と同様な扱いで浸透計算が可能であることが示されている(桂ら, 2004)。そこで、本研究では風化基岩層に対しても、表土層同様に水理特性値を与え、表土層・風化基岩層一体の浸透計算を行なった。風化基岩層には最近の研究(桂ら, 2004)を参考に推定したパラメータ($K_s = 0.0001$ cm/s, $\theta_r = 0.162$, $\theta_s = 0.434$, $\psi_m = -86.2$ cm, $\sigma = 0.639$)を与えた。これらのパラメータを用いた場合の θ - ψ , K - ψ 曲線をFig. 3に示す。

境界条件として、表土層表面にはFig. 4に示す2003年7月の水俣災害時に観測された降雨パターンを与え、斜面下流端には風化基岩層と表土層の境界に水面を設定し、水面より上部は大気開放条件とした。それ以外は(斜面上流端、

底面、側面)は全て境界を通した水移動が起こらない不透水境界条件とした。初期条件として、下流端水面を基準とし鉛直上向きに一定勾配で減少する圧力水頭分布を与えた(次章参照)。浸透流計算のための有限要素法においては、計算領域を2880個の要素に分割し、全735節点における圧力水頭を求めた。

斜面安定計算の条件として、表土層と風化基岩層の内部摩擦角, 粘着力, 単位体積重量をそれぞれ, $\phi_s = 35^\circ$, $c = 1.0$ tf/m², $\gamma_s = 2.5$ tf/m³ (表土層), および $\phi_b = 60^\circ$, $c = 3.0$ tf/m², $\gamma_b = 2.5$ tf/m³ (風化基岩層)とした。

3. 結果と考察

3.1 圧力水頭分布の経時変化

斜面スライスの中心を通る x - z 断面における圧力水頭分布の3時間毎の変化を、各CaseについてFig. 5, 6, 7に示す。これらの図に示した結果は、設定したパイプおよびクラックの径が5.0 cmの場合である。

Fig. 5に示すようにCase 1では、表土層の飽和が斜面全域で進行し、ついで斜面下部の風化基岩層の飽和が比較的広い範囲($x < 50$ m)において進行した。斜面中部から上部($x > 50$ m)にかけての風化基岩層は、初期水分状態からあまり変化せず、表土層からの浸透が遅いことを示している。これらの現象から、風化基岩内にクラックなどの選択流路がない場合、もともと乾燥条件であった斜面上部では、低い透水性のために鉛直方向への浸透が抑制されるが、斜面下部の飽和状態に近い領域では、乾燥領域に比べると透水係数が大きく、表土層からの浸透によって飽和領域が広がったと考えられる。

Fig. 6に示すようにCase 2では、Case 1同様に表土層の飽和が見られるが、降雨強度がピークを迎える $t = 6.0$ hr においても分布にむらが見られ、斜面下部に近い場所($30 < x < 50$ m)でも不飽和の領域が存在する。これは、表土層と風化基岩層の境界に存在するパイプおよび風化基岩層に続くクラックによって、表土層の地中水がすばやく排水されるためであると考えられる。また、風化基岩層では、クラックを通した選択流によって地中水が迅速に斜面外に排水されるため、特に斜面下部での飽和領域の拡大が抑制されている。

Fig. 7に示すようにCase 3では、表土層の飽和が先行するが、Case 2と同様に不飽和領域も多く見られる。一方、Case 2と異なり選択流路が斜面外に開放されていないために、風化基岩層内の地中水が排水されず、斜面下部($x < 50$ m)での圧力水頭の上昇が顕著に見られる。さらに $t = 9.0$ hr以降、斜面中部($x = 90$ m)の選択流路により斜面深部に輸送された地中水が風化基岩内に浸透し、圧力水頭を局所的に上昇させる領域が現れた。このため、むらはあるものの、斜面中部にかけての広い範囲($x < 90$ m)で風化基岩

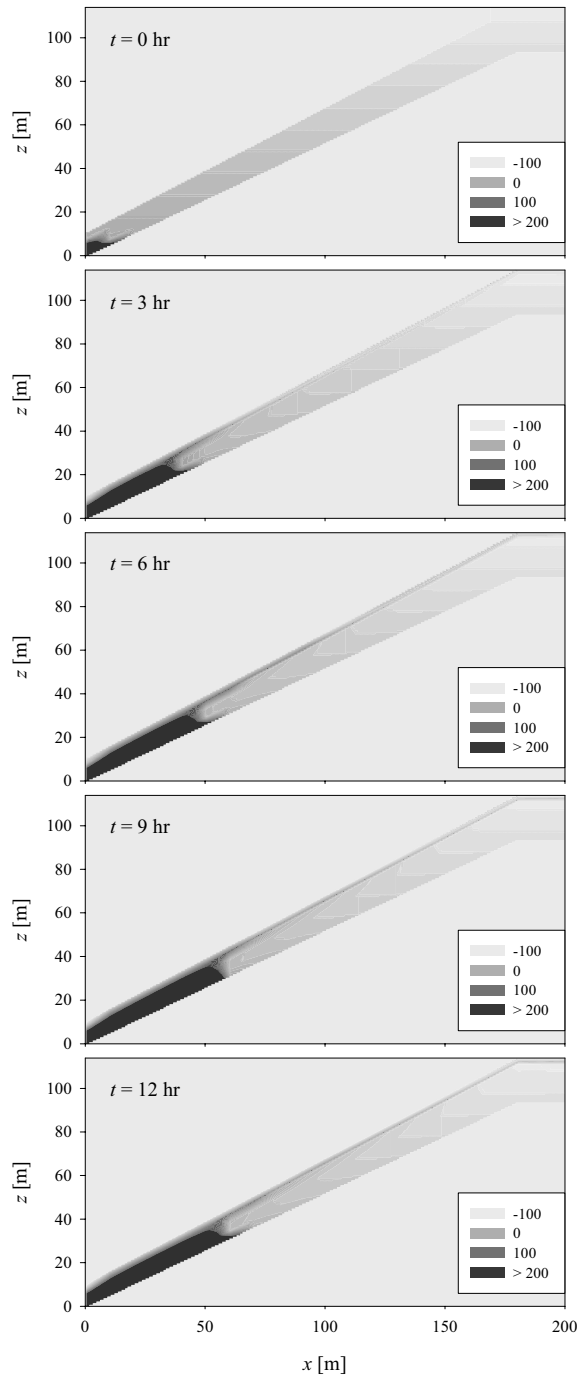


Fig. 5 Calculated change of pressure potential on vertical plane at center of the slope for Case 1 (No pathway).

層内に飽和領域が広がっている。

パイプおよびクラックの径が 2.5 cm の場合(図には示さない), Case 2 では, 5.0 cm と比較して風化基岩層における斜面下部の飽和領域が大きく, Case 1 と大差ないほどに広がっている。これは, 選択流路の径が小さく, 排水能力が低いためと考えられる。また, Case 3 では, 5.0 cm の場合と同様, 斜面中部に局所的な飽和領域が見られるが, その発生は 5.0 cm の場合より 2~3 hr 遅れた。これも, Case

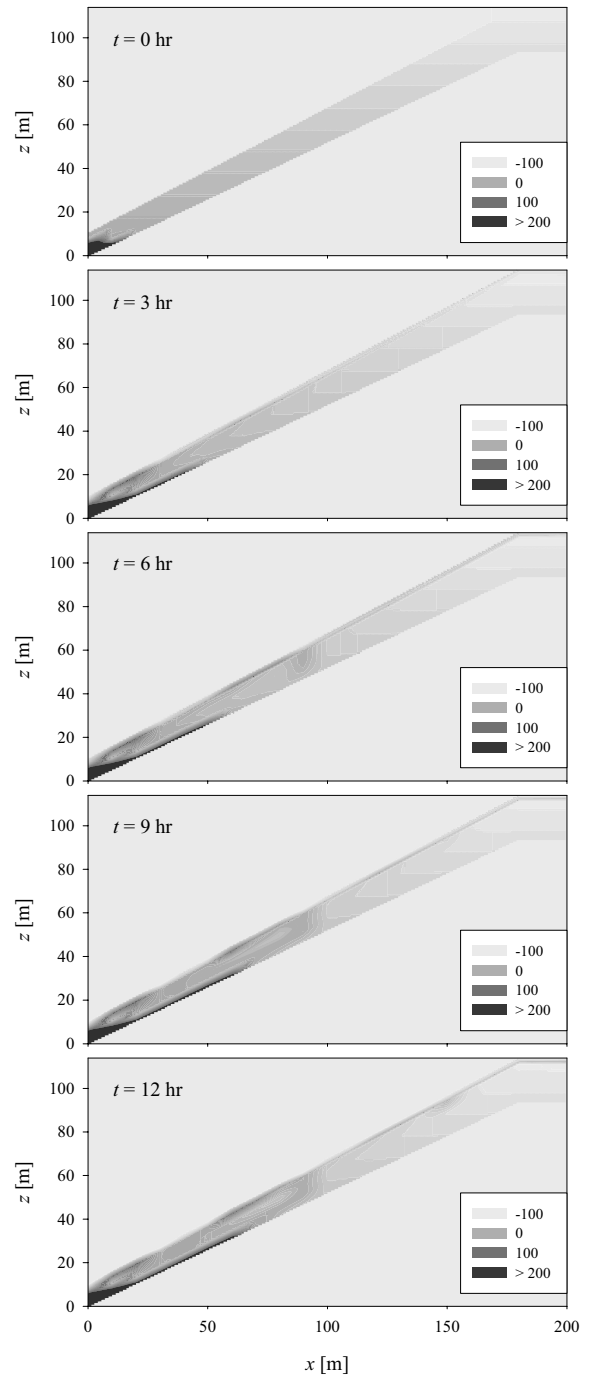


Fig. 6 Calculated change of pressure potential on vertical plane at center of the slope for Case 2 (Open pathways).

2 と同様に, 選択流路が小さいための水輸送能力低下によるものと考えられる。計算は行っていないが, 逆に選択流路の径が大きい場合, Case 2 では排水能力が高くなり, 風化基岩層の飽和領域がさらに縮小するものと思われる。また, Case 3 では斜面中部の局所的飽和領域の発生が早まることが想像される。

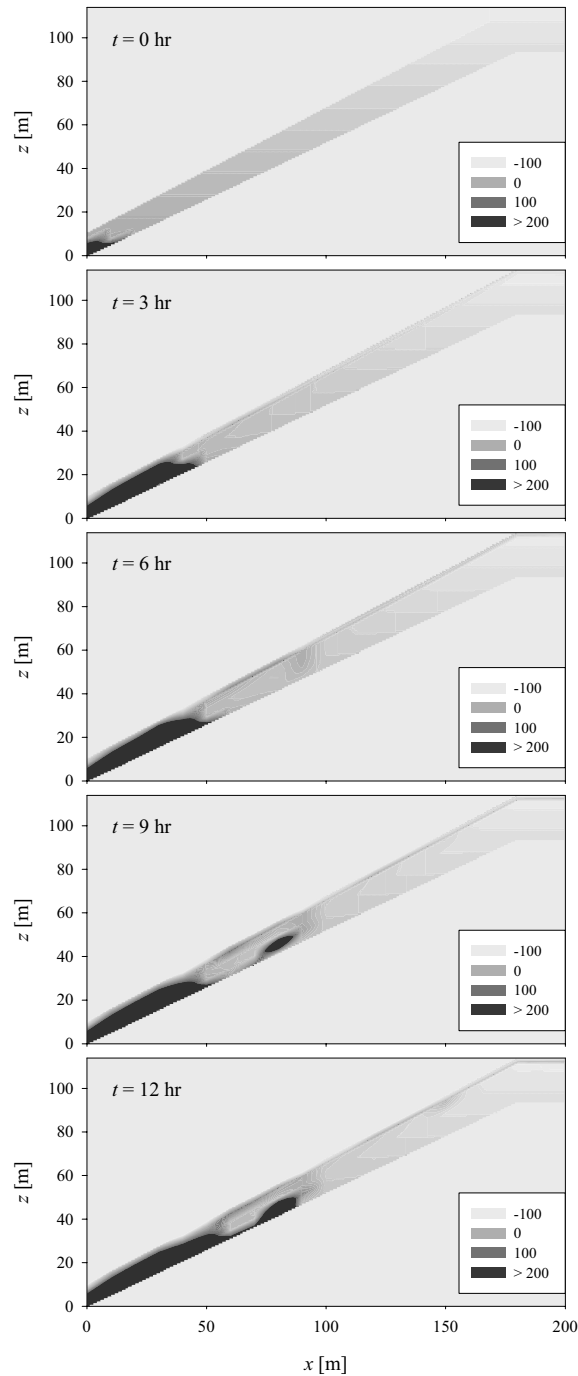


Fig. 7 Calculated change of pressure potential on vertical plane at center of the slope for Case 3 (Closed pathways).

3.2 斜面内の安全率分布

Fig. 5, 6, 7 に示した圧力水頭分布の結果をもとに斜面スライス中心の x - z 断面において崩壊判定および安全率分布の計算を行なった。Fig. 8 に斜面崩壊判定において計算された安全率変化を降雨波形と共に示す。Case 1 では、降雨ピークの直前に安全率が 1.0 を下回り、崩壊発生と判定された。Case 2 では、常に安全率が 1.0 を上回り、崩壊は発生しないと判定された。また、Case 3 では、降雨ピーク

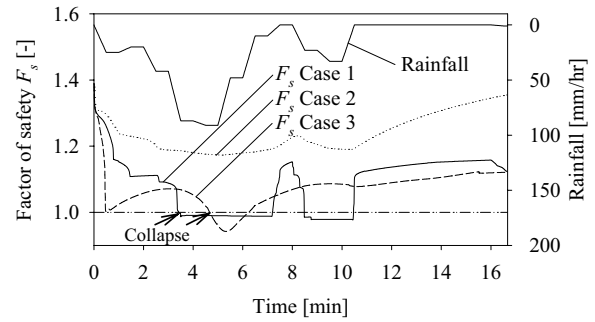


Fig. 8 Changes of factor of safety on vertical plane at center of the slope.

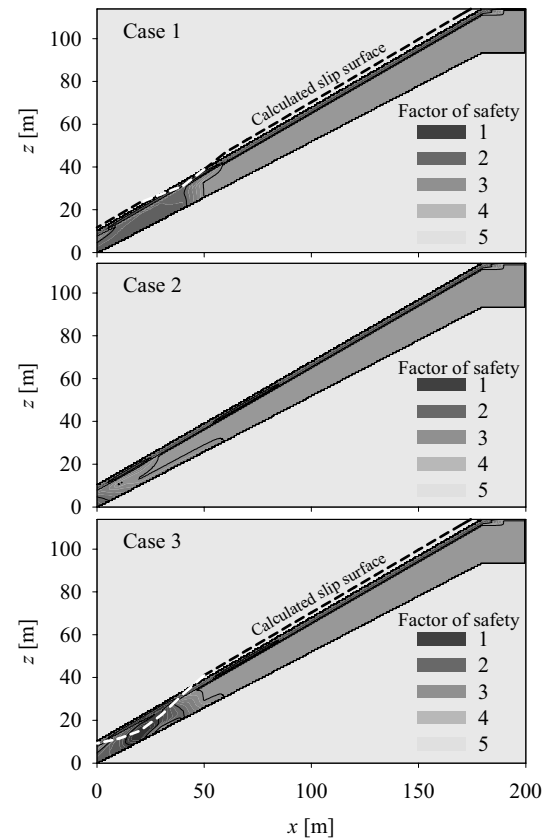


Fig. 9 Distributions of factor of safety on vertical plane at center of the slope.

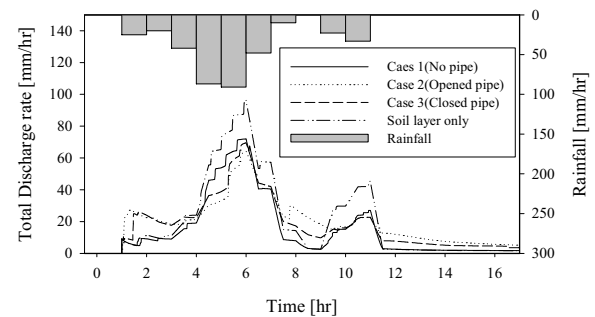


Fig. 10 Hydrographs for each cases and a case in that the slope consists of surface soil layer only.

の終盤に安全率が1.0を下回り、崩壊発生と判定された。

各 Case において崩壊が発生すると判定された時刻における、斜面内の安全率分布と滑り面形状を Fig. 9 に示す。Case 1 では、表土層に滑り面が位置しており、表層崩壊が発生することを示している（発生時刻は降雨ピーク直前）。参考までに、崩壊発生後もそのままの斜面形状で計算を継続したところ、再び崩壊が発生すると判定されたが、その場合も全て表層崩壊であった。Case 2 では、風化基岩層底部と表土層の一部に低 F_s 領域が見られるが、全体としてその割合は小さく、斜面は安定しており、崩壊判定によっても崩壊発生は判定されなかった。Case 3 では、風化基岩内部において、選択流路が閉塞している部位での安全率の低下が著しく、その部位を通過する形状で滑り面が形成されており、風化基岩にまで達する比較的深い崩壊が発生したことを表している。

3.3 流出量変化

斜面からの総流出速度（＝下流端浸透流＋表面流＋選択流）の時間変化を Fig. 10 に示す。ここでの流出速度は、流出量を斜面表面積で除してある。また、比較のため風化基岩層を不透水層とした場合（表土層のみの場合）の計算結果も合わせて Fig. 10 に示した。

Case 1 と表土層のみの場合を比較すると、はじめ流出量はほぼ等しい変化を示し増加した（ $0 < t < 4$ hr）。その後、降雨強度が増加するに従い、表土層のみの場合と比較して Case 1 の場合の流出量が小さくなった。この差の分が、風化基岩層へ浸透して貯留されたと考えられる。無降雨期間（ $t > 11$ hr）においては、再びほぼ等しい流出量となり、一旦風化基岩層に浸透した水は低い透水性のためになかなか斜面から排水されず、長期間滞留することを示している。これは Fig. 5 の $t = 12$ hr において、斜面下部の圧力水頭が高いまま維持されていることと対応している。

Case 2, 3 の場合、降雨初期に選択流による排水能力のため、すばやく降雨に回答している。その後、逆にピーク流量は Case 1 と比較して小さな値となり、流出が抑えられている。無降雨期間もしくは降雨量の少ない期間（ $7 < t < 10$ hr, $t > 11$ hr）においては、流出量は Case 1 より大きく維持されており、全体としては降雨に対する流出量が平準化されている。この平準化は、選択流路によって風化基岩にすばやく雨水が浸透し貯留されたあと、無降雨期間に、Case 1 ではなかなか排水されなかったが、Case 2, 3 では選択流路によって斜面外に排水されやすいためと考えられる。Case 3 は、斜面外に選択流路が開放されていないため排水能力は大きくないと考えられるが、流出量変化は Case 1 と Case 2 の中間的な傾向を示した。

以上の結果から、風化基岩層に対しても浸透流計算を適用した場合、風化基岩への浸透・貯留が見られた。さらに、風化基岩中に選択流路を設定した場合は、流出量変化の違

いはさらに顕著となった。実際には、風化基岩中にクラック等の選択流経路が存在しないとは考えにくく、風化基岩に対して浸透流計算を適用する場合は、選択流路を同時に考慮することが現実的であるといえる。

4. おわりに

本研究では、選択流を考慮した斜面浸透計算手法を用いて表土層・風化基岩層の2層から成る斜面を対象に数値実験を行い、以下の事を明らかにした。

(1) クラックが斜面外に開放されている場合、斜面は安定に保たれる。(2) クラックの末端が斜面内にある場合、降雨が斜面深層まで速やかに流下し、斜面の深い位置で安定性が低下し、深層崩壊が発生する。(3) 風化基岩層が透水性を持つ場合、雨水が浸透・貯留される。さらに、選択流路がある場合は、降雨による流出が平準化される。

崩壊発生に関しては、(2)の現象が起こる、もしくは、はじめ(1)のように選択流路が斜面外に開放されていたが、降雨により土砂が選択流路中に流れ込むか、小規模な崩壊により選択流路が切断・閉塞し、(2)の状態に遷移、斜面が不安定化し崩壊につながる事が考えられる。

降雨ピークと崩壊発生間の時間的な関係については、選択流路径の大小によって、斜面の不安定化時刻が前後することが示されており、選択流路の大小および数によって、比較的深い崩壊が降雨のピーク時に発生することも起こりえることが示された。

従来の均質土層を仮定した浸透計算では、降雨による斜面からの流出や崩壊発生時刻が、実際と異なることが指摘されており、斜面中の水みちの存在が、これらの過程に大きく影響していることが明らかとなってきた。地中の選択流路の特定は困難な場合が多いが、これを克服しようとする研究も進んでおり（例えば、地温計測や音響探査による水みちの特定）それらの技術と本研究の解析手法を組み合わせて、斜面水文学および防災の観点からもより有用な情報を得ることができると考える。

参考文献

- 内田太郎・水山高久 (2002) : パイプ流が斜面の安全率の変化に及ぼす影響に関する数値計算を用いた考察, 砂防学会誌, Vol. 55, pp. 14-23
- 桂真也・小杉賢一朗・山本信博・水山高久 (2004) : 風化花崗岩層内の水分移動機構の解明, 平成 16 年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 478-479
- 久保田哲也・中村浩之 (1991) : 臨界すべり面解析と信頼性解析を応用した地すべり・崩壊危険度の判定法, 地すべり, Vol. 27(4), pp. 18-25
- 多田泰之・奥村武信・久保田哲也 (2002) : パイプの存在が

- 斜面崩壊に与える影響の実験的検討 砂防学会誌 55(3), p.12-20
- 堤大三・Roy C. Sidle・藤田正治・水山高久 (2004): パイプ流存在下での斜面の安定性に関する数値実験, 水工学論文集, 48, p.337-342
- 水山高久 (1994): 山腹斜面のパイプフローが表層崩壊発生に与える影響に関する研究, 文部省科研費報告書, pp. 1-33
- Kosugi, K. (1996): Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, Water Resources Research, Vol. 32, pp. 2697-2703
- Sidle R. C. and Chigira M. (2004): Landslides and debris flows strike Kyushu, Japan, EOS transactions AGU, Vol. 85 (15), pp. 145, 151
- Sidle R.C., Tsuboyama Y., Noguchi S., Hosoda I., Fujieda M. and Shimizu T. (2000): Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm, Hydrological Processes, Vol. 14, pp. 369-385
- Tsukamoto Y., Ohota T. and Noguchi H. (1982): Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan, International Association of Hydrological Sciences Publication, Vol. 137, pp. 89-98

Calculations for Matrix and Preferential Flows within Weathered Bedrock and Slope Stability

Daizo TSUTSUMI, Masaharu FUJITA, Roy C. SIDLE, Yujirou HAYASHI*

** Graduate School of Engineering, Kyoto University*

Synopsis

Numerical experiments were conducted to assess the effect of preferential flow through pipes and cracks within weathered bedrock on slope stability, using hydrological model in which water flows within both the matrix and macropores. The hillslope consists of soil and weathered bedrock layers. Hydraulic properties were assigned to the weathered bedrock as well as the soil layer, and the regolith flow calculations were conducted within the slopes. Results demonstrated that the preferential flow pathway rapidly transported rainwater to the deeper layer of the slope, and if the outlets of the preferential flow pathway remained within the slope, the pressure head increased around these points. This increase in pressure head caused a decrease in the factor of safety at the deeper layer of the slope.

Keywords: fractures, weathered bedrock, slope stability, landslide, Richards' equation, preferential flow