

地下水の浸透流に着目した 土石流発生原因の検討

A STUDY ON THE CAUSES OF DEBRIS FLOW FOCUSING ON GROUNDWATER

INFILTRATION

河内 義文¹・鈴木 素之²

Yoshifumi KOCHI and Motoyuki SUZUKI

¹株式会社ケイブラブ (〒753-0214 山口市大内御堀 1667-1 番地)

E-mail: kslab@mve.biglobe.ne.jp

²山口大学大学院理工学研究科 (〒755-8611 宇部市常盤台 2-16-1)

E-mail: msuzuki@yamaguchi-u.ac.jp

Key Words: debris flow, weathering granite, heavy rain, FEM analysis, critical angle of water conveyance

1. はじめに

斜面崩壊や土石流の発生地では、その源頭部にパイプ流出の痕跡があり、このパイプ流の斜面崩壊への寄与が指摘されている。これまでに、パイプ流の特性や流れ、水圧が斜面安全率や斜面崩壊に与える影響が実験的、解析的に検討されている^{1)~3)}。また、本研究の手法と同じく有限要素法を用いた浸透流解析によってパイプ流の存在する斜面の地下水の流れが検討されている⁴⁾。

本論文では、土石流の発生原因として地下水の浸透流に着目して、2009年7月21日山口・防府豪雨災害での土石流を事例として、斜面の風化土層厚さ、斜面傾斜、植生と表土の状況を変数として非定常FEM浸透流解析を行った。以下に、その解析結果と考察を述べる。

2. 土石流の概況と力学的矛盾

(1) 土石流の概況

a) 地形および地質

土石流が発生した地域は中生代白亜紀に形成された広島花崗岩の分布域である。この付近の山地には花崗岩の堅岩が露出し、マサ土化した風化残積土が谷部などに非常に薄く分布するのが特徴である。

b) 源頭部の地形勾配・規模

土石流が発生した源頭部の崩壊の状況は、図-1⁵⁾に示すように、深さ1.5m以下のものが多く、勾配25~40°に集

中している。また、源頭部は尾根から10~20m程度離れて発生していることが報告されている⁵⁾。

c) 崩壊源頭部の地形的特徴、植生と地質構成

崩壊源頭部は、写真-1に示すように、谷頭に近く、いわゆる0次谷であり、周辺よりやや凹形を示す場所である。植生状況は崩壊地の50%が広葉樹林、これにマツおよびシダを加えた面積は93%を超える⁵⁾。一次林のマツが枯死した後、遷移した幼齢の灌木が占め、根系の発達が乏しい状況である。概ね厚さ1.0mのマサ土化した花崗岩強風化部の直下は堅硬・難透水性の花崗岩岩盤が分布する。風化層内には粗粒の風化残留礫層が分布する箇所があり、高透水性が示唆される。

d) 中流域の特徴

中流域の流路は5°程度の緩勾配であっても、土石流の通過後は花崗岩岩盤が露頭する滝が出現している。花崗岩岩盤の表面は非常に滑らかで、シーティングジョイントあるいは、かつて数度の土石流の流路となって削剥された痕跡であるものと推定される。

e) 端部の特徴

土石流の多くは末端部の平坦な耕作地に至って耕地の勾配にしたがって曲流している。末端付近の堆積物は砂が主体であり、流砂濃度は0.22~0.36とされることから⁶⁾、非常に密度の小さい泥流状の土石流であったと推定され、平地に至ってさらに250~400m流下している箇所があった。

(2) 土石流発生溪流の地形、地質および植生の特徴

2009年7月21日に山口県防府市および山口市で発生した土石流の分布は図-2に黒色線で示される。土石流の発生が最も多い区域【1】では、写真-1に示されるように、植生が貧弱で風化土層厚さは1.0m程度と薄い傾向にある。また、区域【2】では地形勾配が急で尾根部には岩盤が露頭し、風化土層は非常に薄い。土石流の発生も非常に少ない。区域【3】では、地形勾配は比較的緩やかで、植生は常緑広葉樹を主体として旺盛である。このことから風化土層が厚いことが示唆される。溪流長の長い箇所のみ土石流が発生している。

このように、土石流の発生山地を巨視的に観察すると、表土、風化層の層厚、植生などが土石流の発生に影響していることが推察される。

(3) 発生原因に対する力学的矛盾

土石流源頭部の土試料を用いて、水中での安息角と土石流発生斜面の勾配を比較し、水中安息角以下の斜面勾配でも土石流が発生していることから、崩壊発生に対して力学的に矛盾することが指摘されている⁷⁾。その原因として浸透圧によって有効応力が低下して崩壊に至ったことが示唆されている⁷⁾。一方で、源頭部の観察結果から源頭部滑落崖に地下水の流出した孔の存在が報告され、土石流発生原因とする考えも示されているが⁸⁾、この土石流では具体的

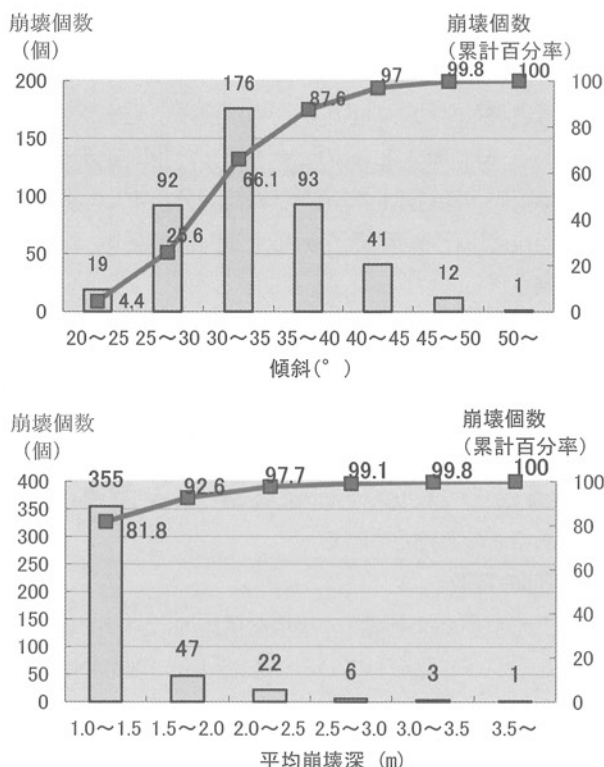


図-1 2009年7月21日に防府地域で発生した土石流の特徴 (文献5)の図Ⅲ.5および図Ⅲ.3を引用)

な検討をされた研究はない。

本研究では、源頭部が崩壊に至った原因について、斜面の浸透流速と圧力水頭パイピングの両面から検討した。

3. モデル斜面の非定常浸透流解析

(1) 解析方法

上記の土石流の特徴に基づいて斜面モデルを作成して、市販のFEM浸透流解析プログラム⁹⁾を用いて非定常浸透流解析を行った。2次元浸透流解析エンジンはAC-UNSAF2Dバージョン2013¹⁰⁾を用いている。

(2) モデル斜面と解析パラメータ

モデル斜面は以下の特徴を有するものとした。

a) 土層構成

現地の観察状況から、表土層(腐植土A0層)が欠如あるいは非常に薄いことが特徴である。解析は風化土の表面が



写真-1 源頭部の植生と地盤状況(表土、風化層厚)

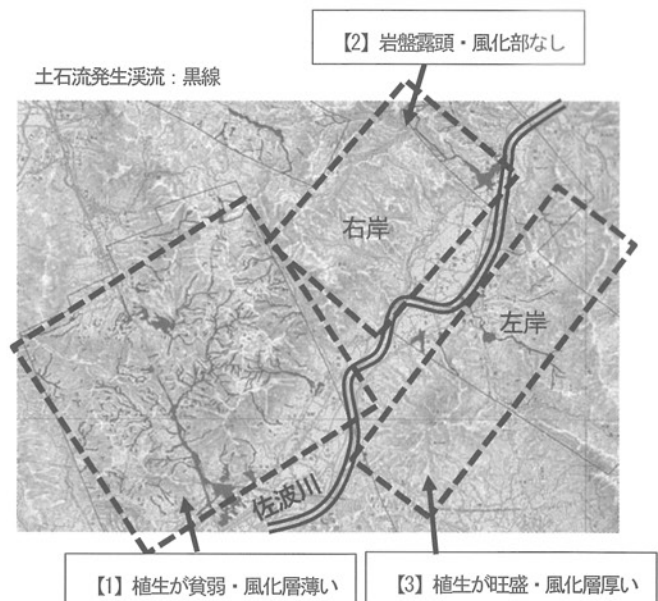


図-2 佐波川流域での土石流発生箇所および地盤・植生の概要(アジア航測(株)提供資料に加筆)

表土で覆われている場合、表土がない場合、さらに表土が部分的に分布する場合の3つの条件で行なった。不飽和浸透特性については図-3の体積含水率 θ と負の圧力水頭 ψ の関係および θ と比透水係数(K_r)の関係で示した。

- ① 表土層(厚さ0.3m, 腐食土A0層, 透水係数 5×10^{-5} m/s). 不飽和領域の残留体積含水率は地盤表面で0.0, 浸透特性は図-3において砂質土とした。非貯留係数は 1×10^{-6} /cm, 有効間隙率は0.3とした。
- ② 風化花崗岩層(厚さ1.0m, 強風化部およびかつての土石流でもたらされた二次堆積物, $D_{20}=0.1\text{mm}^{(7)}$)からCreagerによる D_{20} と透水係数 k の関係¹¹⁾によると, 透水係数は 1.75×10^{-5} m/s。残留体積含水率は0.0, 浸透特性は図-3の砂質土とした。非貯留係数は 1×10^{-6} /cm, 有効間隙率は0.3とした。
- ③ 風化花崗岩層内の高透水層(粗粒部分), $D_{20}=0.4\text{mm}^{(12)}$ から同じく透水係数は 4.5×10^{-4} m/s¹¹⁾。残留体積含水率は0.0, 浸透特性は図-3の礫質土とした。非貯留係数は 1×10^{-6} /cm, 有効間隙率は0.3とした。
- ④ 花崗岩(透水係数 1×10^{-6} m/s), 残留体積含水率は0.0, 浸透特性は図-3の粘性土として扱った。非貯留係数は 1×10^{-5} /cm, 有効間隙率は0.2とした。

b) 斜面勾配

斜面勾配は、図-1の泥流発生斜面の状況を考慮し、最も不利な条件で源頭部斜面は約 25° の斜面勾配、中流域は 5° の斜面勾配とした。

c) 境界条件

境界条件として、地表には表-1の山口県山口で観測された2009年7月21日6時～13時¹³⁾の降雨波形を地表面からモデル内に与えた。また、モデルの左右端には一定の水頭(右端20.0m, 左端表土下まで)を与えている。また、今回対象とした土石流はこの降雨条件下の11時～12時の間に発生している。

(3) 解析ケース

現場状況を踏まえて、以下の8ケースで解析した。図-4に解析ケースの概要図を示しているが、表土、風化花崗岩層厚、基盤境界の高透水層の条件を変えて選定した。

- a) 基本ケース：表土0.3m, 花崗岩風化部1.0m, 難透水性の花崗岩基盤の基本的な組み合わせ。
- b) 表土なしケース：基本ケースで表土層のないケース。
- c) 部分的に表土層+高透水層分布ケース：表土層がない部分があり、さらに基盤との境界に粗粒の高透水層が部分的に分布する。
- d) 表土なし+高透水層ケース：完全に表土がなく、また基

- 盤との境界付近に粗粒の高透水層が部分的に分布する。
e) 部分的に表土ケース：表土層が欠如する範囲がある。

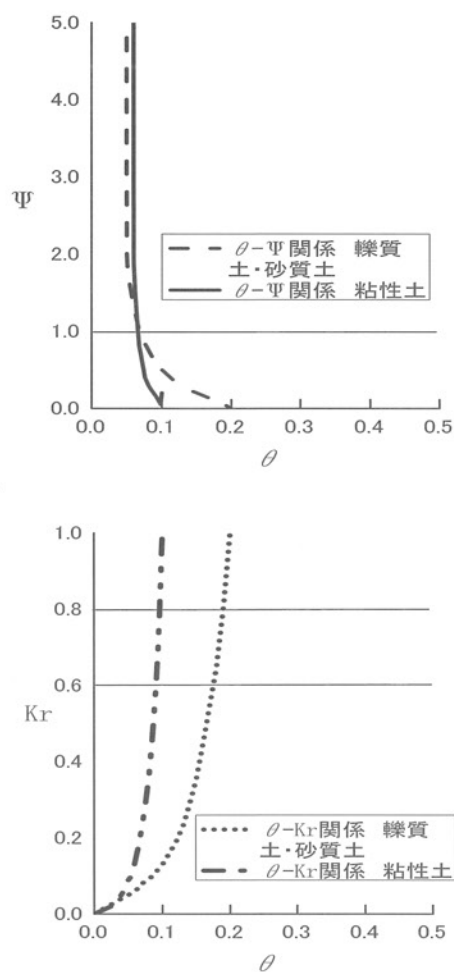


図-3 仮定した不飽和浸透特性

表-1 2009年7月21日6時～12時の降雨¹³⁾

時刻	6時	7時	8時	9時	10時	11時	12時
降水量 (mm/hr)	2.5	36.5	74.5	49.5	3.0	53.0	49.5

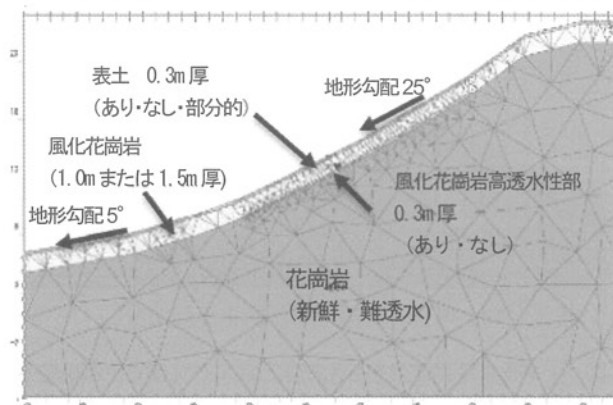
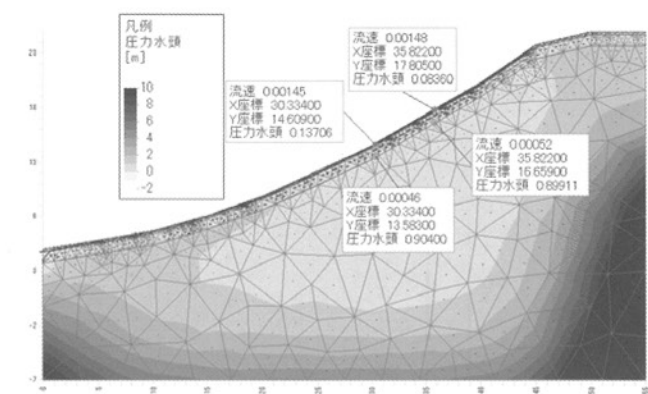
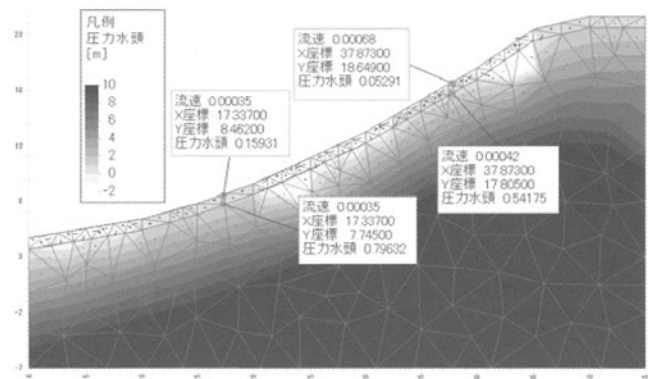


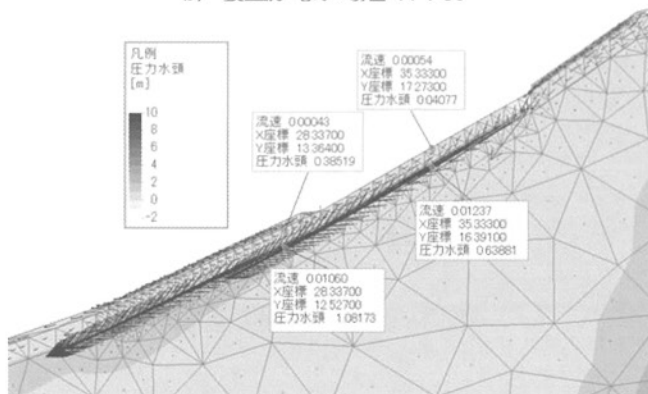
図-4 解析ケース概要図



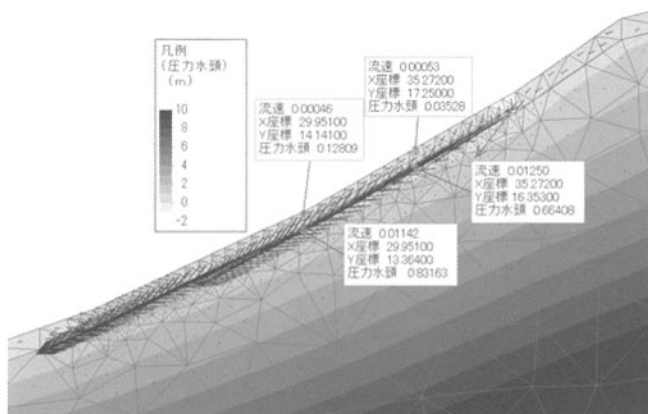
a) 基本ケース(表土あり全面)11 : 30



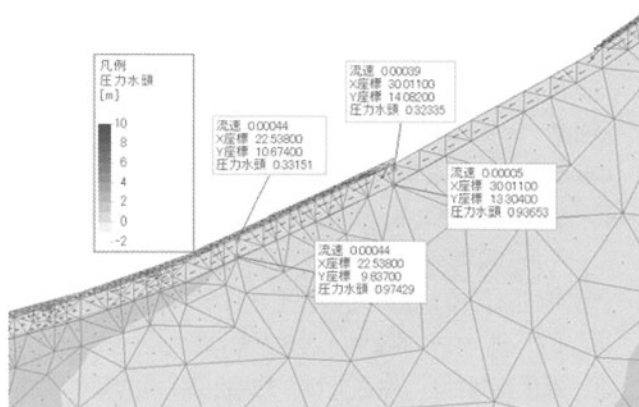
b) 表土がない場合 11 : 30



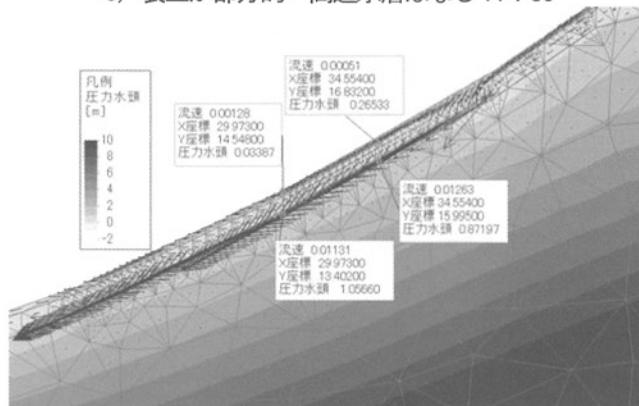
c) 表土が部分的・高透水層が風化境界に分布 11 : 30



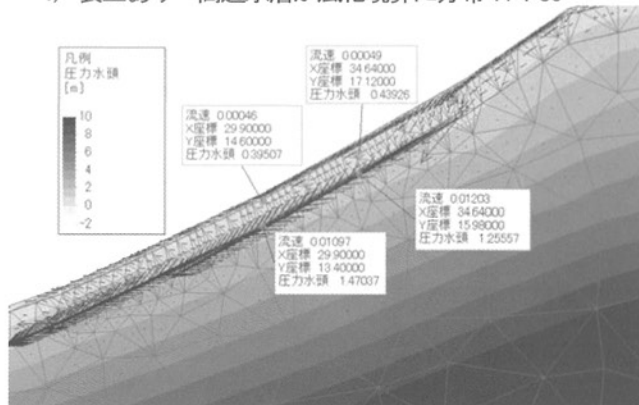
d) 表土がない場合・高透水層が風化境界に分布 11 : 30



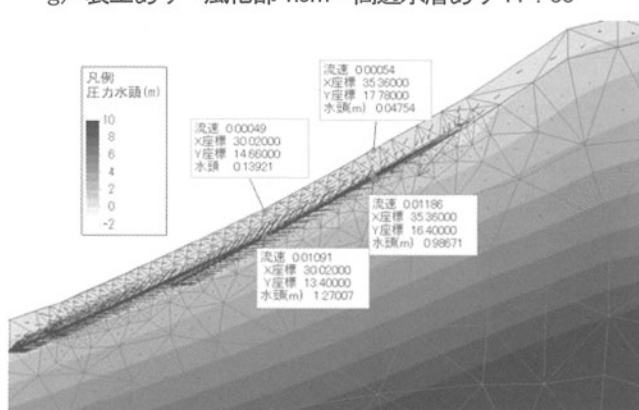
e) 表土が部分的・高透水層はなし 11 : 30



f) 表土あり・高透水層が風化境界に分布 11 : 30



g) 表土あり・風化部 1.5m・高透水層あり 11 : 30



h) 表土なし・風化部 1.5m・高透水層あり 11 : 30

図-4.1 斜面に降雨波形を与えた非定常 F.E.M.浸透流解析結果
(□内は斜面内のポイントにおける圧力水頭、浸透流速およびポイントの座標を示している)

図-4.2 斜面に降雨波形を与えた非定常 F.E.M.浸透流解析結果
(□内は斜面内のポイントにおける圧力水頭、浸透流速およびポイントの座標を示している)

f) 表土あり+高透水層ケース：表土が全体を覆い、さらに高透水層が分布する。

g) 表土あり+風化層厚が1.5m+高透水層ケース：表土が全体を覆うが、風化層厚は1.5mと厚い。さらに高透水層が分布する。

h) 表土なし+風化層厚が1.5m+高透水層ケース：表土が全体を覆うが、風化層厚は1.5mと厚い。さらに高透水層が分布する。

(4) 解析結果

図-6 および表-2 に解析結果を示す。以下に各ケースの特徴を述べる。また図-5 では計算ポイントと解析図の見方を説明している。

斜面内の水頭分布は図-6 に示す a) のケースのように表土があれば、非常に多くの豪雨を与えても、また経時的に変化があっても、浸透流は流速・水頭ともに安定した状態が継続される。

一方、表土が完全に欠如する b) のケースにおいては、数値解析結果では非常に不自然な圧力水頭分布が生じる。これは解析条件を超えた偽象ともいえ、既にダルシー則では解析不可能な状態であると考えられる。この状況は 7:00 の降雨から既に発生しており、11 時~12 時の土石流の発生を説明できないので、このケースは省いてもよいケースと考える。

部分的に表土のないケースを 2 ケース解析した。c) と e) である。両者ともに残った表土が浸透を抑制し、斜面内の浸透流は比較的スムーズに流れている。

高透水層が分布するケースが c), d), f), g), h) である。表土の有無に係らず高透水層内には他のケースに比較すると 2 オーダー以上速い浸透流速の発生が算出された。また、高透水層内では経時的に圧力水頭の増加も算出されている。

(5) 浸透流速・限界導水勾配の計算

花崗岩風化層内の流速は、表-2 に示すが、ケース d), f) では最速 $1.68 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ となる。限界流速は式(1)によって求める¹⁴⁾。

$$v = \sqrt{(\gamma_s \cdot g) / (A \cdot \gamma_w)} = \sqrt{2/3(G_s - 1) \cdot d \cdot g} \quad (1)$$

表-2 F.E.M. 浸透解析結果一覧表

ケース	解析時刻	ポイント1			ポイント2			平均流速 (cm/min)	実流速 (m/s)	安全率 (ポイント1)	安全率 (ポイント2)
		深さ (m)	流速 (cm/min)	水頭 (m)	深さ (m)	流速 (cm/min)	水頭 (m)				
a)基本ケース	7:00	1.146	0.052	0.80585	1.026	0.047	0.758	0.050	6.93E-06	1.355	1.290
	9:30	1.146	0.052	0.81301	1.026	0.046	0.765	0.049	6.86E-06	1.343	1.278
	11:30	1.146	0.052	0.81551	1.026	0.046	0.767	0.049	6.86E-06	1.339	1.275
b)表土なし	7:00	0.844	0.075	0.14409	0.717	0.035	0.640	0.055	7.7E-06	5.582	1.067
	9:30	0.844	0.069	0.2346	0.717	0.035	0.635	0.052	7.28E-06	3.429	1.076
	11:30	0.844	0.042	0.48884	0.717	0.050	0.637	0.046	6.44E-06	1.645	1.073
c)部分表土・高透水層	7:00	0.778	1.237	0.59261	0.837	1.059	0.689	1.148	0.000161	1.182	1.094
	9:30	0.778	1.236	0.56526	0.837	1.058	0.694	1.147	0.000161	1.239	1.086
	11:30	0.778	1.237	0.59804	0.837	1.060	0.697	1.149	0.000161	1.171	1.081
d)表土なし・高透水層	7:00	0.897	1.251	0.60455	0.777	1.149	0.677	1.200	0.000168	1.335	1.032
	9:30	0.897	1.251	0.62173	0.777	1.145	0.694	1.198	0.000168	1.298	1.007
	11:30	0.897	1.25	0.6288	0.777	1.142	0.704	1.196	0.000168	1.284	0.994
e)部分的表土	7:00	0.778	0.006	0.67412	0.837	0.045	0.634	0.026	3.57E-06	1.100	1.259
	9:30	0.778	0.006	0.66867	0.837	0.045	0.640	0.026	3.57E-06	1.109	1.245
	11:30	0.778	0.005	0.61319	0.837	0.044	0.653	0.025	3.43E-06	1.209	1.222
f)表土あり・高透水層	7:00	0.837	1.264	0.58242	1.146	1.134	0.988	1.199	0.000168	1.293	1.044
	9:30	0.837	1.264	0.59983	1.146	1.133	1.012	1.199	0.000168	1.256	1.019
	11:30	0.837	1.263	0.60664	1.146	1.131	1.023	1.197	0.000168	1.242	1.008
g)表土あり・風化層厚1.5m・高透水層	7:00	1.14	1.226	0.671	1.2	1.153	0.793	1.190	0.000167	1.529	1.363
	9:30	1.14	0.994	0.7814	1.2	1.022	1.028	1.008	0.000141	1.313	1.051
	11:30	1.14	1.005	0.788	1.2	1.023	1.044	1.014	0.000142	1.302	1.034
h)表土なし・風化層厚1.5m・高透水層	7:00	1.37	1.206	0.78856	1.26	1.100	1.036	1.153	0.000161	1.564	1.095
	9:30	1.37	1.204	0.8069	1.26	1.099	1.061	1.152	0.000161	1.528	1.069
	11:30	1.37	1.203	0.81631	1.26	1.097	1.075	1.150	0.000161	1.510	1.055

ここに、

v : 限界流速

g : 重力加速度

γ_s : 土粒子の水中重量

A : 土粒子の浸透流を受ける断面積

γ_w : 水の単位体積重量

G_s : 土粒子の真比重=2.62¹²⁾

d : 粒径 $D_{10}=0.003(\text{cm})$ ¹²⁾

$$v = \sqrt{2/3(2.62-1) \times 0.003 \times 980} = 1.78 \text{ cm/s}$$

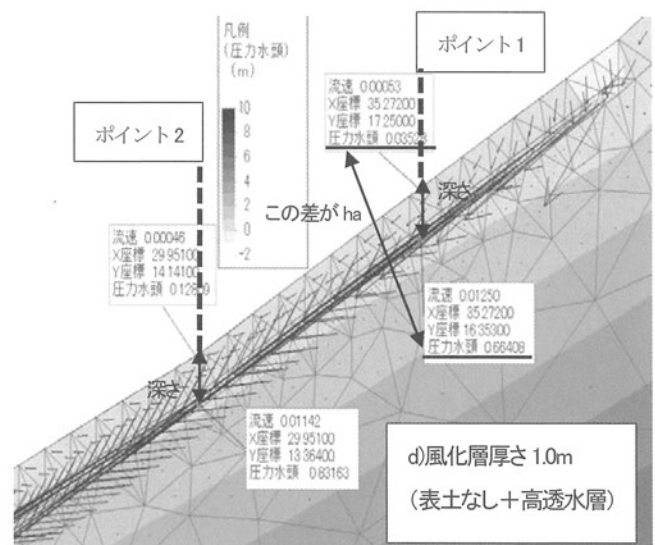


図-5 解析結果説明図

であり、花崗岩風化層内の流速は十分に遅く安定しているといえる。

限界動水勾配を超えパイピング(ボイリング)が発生する安全率 F を式(2)により算出した¹⁵⁾。結果は表-2に示すが、算出方法を図-5に示す。

$$F = \{(G_s - 4)/(1 + e)\} / (h_a / D) \quad (2)$$

G_s :土粒子の比重=2.62¹²⁾, e :間隙比=0.7~0.8¹⁶⁾, h_a :検討するポイントの水頭差, D :検討するポイントの深さ

表-2によると、安全率 $F < 1.00$ となるのは d) の表土がなく風化層が 1.0m で基盤境界に高透水層が分布するケースのみである。1度目の豪雨後(9:30)の時点では安全率 $F \geq 1.00$ であったが、2度目の豪雨時(11:30)には安全率 $F < 1.00$ となり、現地での土石流発生状況を再現する結果となった。また、同じく表土のない場合でも風化層が厚いケース h) では安全率 $F \geq 1.00$ となり、図-1に示されるように、表土厚が 1.5m 以上では土石流の発生件数が非常に少なくなることと同じ傾向を示した。

4. まとめ

源頭部崩壊の原因を推定するために、浸透流解析を行った。解析結果によると、基盤の花崗岩が難透水性であり、表土が上手く降雨を下流へ導いてくれなければ、厚さ 1.0m 程度の非常に薄いマサ土層は、この強度の降雨ではすぐに飽和状態となってしまう。また、土石流発生斜面は、特に表土が完全とはいえない状況である上に、均質の風化状態ではなく、大きな玉石も分布すれば、比較的粗粒のものが集積された高透水層が基盤との境界付近に分布している。

さらに、降雨が継続すると、この風化土層内にある粗粒の高透水層内の圧力水頭が徐々に上昇する。この圧力水頭は、ある時点でいわゆるボイリング状態に達し粒子が結合力を失い、力学的バランスが崩れて崩壊が発生する。さらに 50mm/hr の降雨が継続し、明瞭な沢地形を呈してないとはいえ、表流水は徐々に低標高部に集中する。土石流(泥流)体積は数倍に膨れ上がり、下部の緩斜面の土砂を巻き込んで流下したものと考えられる。

これらの現象は上下の透水性が逆転することで発生するいわゆるキャピラリーバリア¹⁷⁾の一種と考えることができ、マサ土層内の浸透水の集積流が圧力水頭によって表層に噴出して斜面崩壊が発生するメカニズムを説明できたことになり、これが土石流の力学的矛盾に対する答えの一つであるといえる。

表土層が欠如しているのは、二次植生のアカマツが枯死衰退した後、経過年数が 20 年未満であることから、シダ類が繁茂したままの状態、あるいは三次植生として成立した低木広葉樹が貧栄養状態で根系の発達が十分に促されていないことなど、林相遷移が良好に進まなかったことが原因として考えられる。

参考文献

- 1) 北原曜: 森林土壌におけるパイプ流の特性, 水文・水資源学会誌, Vol. 5, No. 1, pp. 15-25, 1992.
- 2) 多田泰久, 奥村武信, 久保田哲也: 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, Vol. 55, No. 3, pp. 12-20, 2002.
- 3) 内田太郎・水山高久: 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, No. 2, pp. 14-23, 2002.
- 4) 渡辺邦夫・今井久: 水みちを持つ斜面内の非定常地下水流れの性質, 応用地質, Vol. 25, No. 1, pp. 1-9, 1984.
- 5) 平成 21 年 7 月 21 日豪雨山地災害対策検討委員会報告書, <http://www.pref.yamaguchi.lg.jp/cmsdata/8/f/d/8fd95c8d192496f6e07d2e64a5119800.pdf>
- 6) 黒田佳洋・橋本晴行・永野博之・池松伸也・宮崎遼・三好朋宏: 2009 年 7 月防府真尾・石原地区において発生した土石流の流出規模に関する研究, 第 5 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, pp. 87-92, 2010.
- 7) 鈴木素之・兵動正幸・阪口和之・河内義文・川崎秀明・中田幸男・朝位孝二・吉本憲正・石蔵良平: 2009 年 7 月 21 日豪雨による山口県防府地区での土石流災害の実態とその発生メカニズムの多角的検討, 地盤と建設, Vol. 28, No. 1, pp. 185-194, 2010.
- 8) 大川侑里・金折祐司・今岡照喜: 白亜紀防府花崗岩体で発生した土石流の分布と性状, 応用地質, Vol. 52, No. 6, pp. 248-255, 2010.
- 9) 五大開発㈱: FEM 浸透流解析システム浸透丸, Ver. 1.0, 2013
- 10) 浸透流解析プログラム AC-UNSAF2DVer.2013: 岡山地下水研究会, 2013
- 11) 土質工学会編: 掘削のポイント, 土質工学会, p. 180, 1967.
- 12) 地盤工学会 2009 年 7 月 21 日豪雨による山口県土砂災害緊急調査団: 2009 年 7 月 21 日豪雨による山口県防府地区での斜面災害, 地盤工学会誌, Vol. 57, No. 12, pp. 39-42, 2009.
- 13) 気象庁: 過去の気象データ検索, 山口県山口, 2009 年 7 月 21 日(1 時間ごとの値) 一覧.
- 14) Taylor, D. W., 1948: Fundamentals of Soil Mechanics, John Wiley & Sons
- 15) 赤井浩一: 土質力学, 朝倉書店, 1975.
- 16) Yamamoto, T., Suzuki, M., Matsumoto, N. and Sehara, Y., Characteristics of cretaceous granite slopes that failed during heavy rainfall, Proc. of International Symposium on Slope Stability Engineering, IS-SHIKOKU' 99, pp. 515-520, 1999.
- 17) 中野政詩, 宮崎毅, 松本聰, 小柳津広志, 八木久義: 土壌圏の科学, 朝倉書店, pp. 52-53, 2000.

(2014. 5. 9 受付)