# 土石流危険度予測のための源頭部における 豪雨時の雨水浸透過程に関する研究

STUDY ON RAINFALL PERMEATION PROSESS DURING TORRENTIAL RAIN AT THE SOURCE HEAD FOR PREDICTION OF DEBRIS FLOWS

# 小橋力也1・北真人2・内田龍彦3・梶昭仁4・宮田英樹5・河原能久6 Rikiya KOBASHI, Masato KITA, Tatsuhiko UCHIDA, Akihito KAJI, Hideki MIYATA, Yoshihisa KAWAHARA

 <sup>1</sup>正会員 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2-3-30)
<sup>2</sup>正会員 博(工) 一般財団法人河川情報センター(〒102-8474 東京都千代田区麹町1-3ニッセイ半蔵門 ビル)
<sup>3</sup>正会員 博(工) 広島大学大学院准教授 工学研究科社会基盤環境工学専攻(〒739-8527 広島県東広 島市鏡山1-4-1)
<sup>4</sup>正会員 株式会社東京建設コンサルタント関西本社 環境防災部(〒530-0042 大阪府大阪市北区天満橋 1-8-63 トーケン大阪ビル)
<sup>5</sup>正会員 株式会社東京建設コンサルタント関西本社(同上)
<sup>6</sup>フェロー会員 工博 広島大学大学院教授 工学研究科社会基盤環境工学専攻(〒739-8527 広島県東広 島市鏡山1-4-1)

In recent years, debris flow disasters associated with heavy rainfall have caused enormous damage. In order to reduce the damage caused by the debris flow disasters, it is an issue to clarify the slope failure mechanism focusing on the rainfall permeation process during heavy rainfall and to establish a prediction method based on the mechanism. So far, it has been pointed out that pipe flows under the mountain slope surface have a great influence on the occurrence of slope failure and debris flow. However, the conditions of pipe flow generation and how the pipe flows contribute to slope stability have many unexplained parts. This paper discusses the temporal changes in soil moisture and groundwater level with respect to rainfall based on the field observation data during the July 30 heavy rainfall. The observation site is Mt.Takamatsu, which was damaged in August 2014 by the Hiroshima heavy rain disaster. Field observations show that the groundwater level rises sharply during the heavy rainfall at the head of the slope failure. It is suggested that strong pore water pressure is induced by subsurface water in the deep part of the soil, which is considered to cause instability on the slope.

Key Words : volumetric water content, pipe flow, pore water pressure, throughfall

### 1. 序論

近年,同時多発的に発生した斜面崩壊による土石流災 害が甚大な被害を与えている.広島県では、平成26年8 月豪雨に続き、平成30年7月豪雨によって広範囲で斜面 崩壊が起き、大規模な土石流災害へと繋がった.また、 土石流によって大量に供給された土砂が河川に堆積する ことによって土砂洪水氾濫を引き起こし、被害を拡大さ せた.

現在の対応策として、土砂災害警戒情報」は各地の気

象台が都道府県庁と共同で市町村単位に対して発表して いる.土砂災害警戒情報の判定では、60分雨量と土壌雨 量指数からなるスネーク曲線がクリティカルラインを超 えると土砂災害の危険度が高まったと判断される.しか し、この手法<sup>3</sup>では、土壌雨量指数の計算に利用するタ ンクモデルに、個々の斜面における雨水の浸透特性、地 形・地盤情報が考慮されていない課題がある.そのため、 今後発生する土石流災害に対して、発生時間、発生規模 の高確率かつ高精度な予測手法を確立することは喫緊の 課題となっている.

現在、斜面崩壊が起きた源頭部にはパイプと呼ばれる

空洞が存在することが知られており<sup>3</sup>,例えば北原<sup>4</sup>の土 壌中のパイプ内の流況特性に着目した現地実験や内田ら <sup>5</sup>のパイプ流が斜面安定に与える影響に関する研究など がある.しかし、山地斜面において、土壌内の浸透流を 踏まえた雨水浸透過程の詳細なメカニズムを解明し、土 砂災害予測手法に生かすには至っていない.

寺尾らのは現地観測により降雨強度が強い場合には斜 面崩壊の源頭部において、地下水位が急激に上昇し、土 壌が下から湿潤することを明らかにした.このことから 図-1に示すように表層土下層にパイプ流が発達すること により表層土を持ち上げるような強い間隙水圧が働き、 斜面が不安定になることが考えられた.しかし、土層内 パイプ流の発生条件やパイプ流がどのように斜面安定に 寄与しているかには未解明な部分が多い.そのため、山 地斜面の浸透過程について、浸透流の空間的・時間的変 化等をさらに詳しく検討する必要がある.本研究では、 平成30年7月豪雨時の現地観測データに基づき、山地斜 面における降雨に対する土壌水分量や地下水位の時間変 化を明らかにすることを目的とする.

# 2. 現地観測

## (1) 現地観測の概要

平成26年8月豪雨により、土砂災害の被害を受けた広 島市安佐北区可部町にある高松山を観測場所とした. 観 測機器の設置場所を図-2に示す、寺尾らのの観測では、 源頭部直上をMI地点のみとしていたが、本研究では浸 透現象の縦断方向と水平方向の変化を明らかにするため, M1地点のさらに上流側にM2,M3地点と別の斜面崩壊の 源頭部にJ2地点を設置し、集中観測地点を5箇所設けた (M1, M2, M3, J2, I2). 林外雨量計測のため, 雨量 計は沢の下流に設置した. 山地斜面における雨水の浸透 を考慮するにあたり、集中観測地点の5箇所(M1, M2, M3, J2, I2) に対し、1地点につき3深度(GL-30cm, GL-60cm, GL-90cm) でTDT式土壌水分計を設置した. 深さ は地表面を基準としている. 浸透流の空間的・時間的変 化を詳しく計測するために、集中観測地点の5箇所(MI, M2, M3, J2, I2) に加え, 9箇所で地下水位の計測を 行った、使用した機器は圧力式水位計である、十壌水分 計と水位計は地中の温度も計測している. また, 源頭部 からの流出特性を観察するため、M1地点の下流の図-2 に示す位置にインターバルカメラを設置した. 撮影は1 分間隔である.

#### (2) 観測結果と考察

#### a) 降雨

2018年5月10日から2018年10月25日までの観測期間の 降雨を対象としている.2018年の全体的な日雨量を図-3 (a)に示す.また,記録的豪雨であった平成30年7月豪雨



図-1 現地観測から想定される表層土の 不安定メカニズム



図-2 観測機器の設置場所



(2018年7月5日から2018年7月7日)による林外雨量の時 間雨量と累積雨量を図-3(b)に示す.平成30年7月豪雨に おける林外雨量は,60分の最大積算雨量29.5mm,7月5 日から7月7日の3日間の累積雨量は362.5mmであった.

#### b) 体積含水率

図-4に、観測期間全体の林外日雨量と集中観測地点3 箇所(M1, J2, I2)において10分間隔で計測した体積含水 率の時間変化を示す. なお、J2地点のGL-30cm、GL-60cmにおいて、途切れている箇所は欠測を意味してい る. また、M2とM3地点では計測トラブルがあり、体積 含水率のデータの信頼性は低いと考えられたため、示し ていない.

12, J2地点に関しては、各深度の体積含水率の上昇は時間遅れを伴いながら下層に伝達しているため、雨水が地表面から鉛直下向きに浸透していると言える. 平成30年7月豪雨までは降雨が続き、地表面に近いGL-30cm地点の体積含水率が一番高くなっているが、それから8月にかけてほとんど降雨がなく晴天が続き、土層全体の体積含水率が12地点でおよそ4%、J2地点でおよそ3%まで減少している. その後、初期の水分量の影響を受け、9月の降雨に対しては鉛直下向きに浸透しているが、表層土下層の体積含水率が上層よりも高くなっている.

一方,M1地点に関しては,降雨強度が強い場合は他の地点に比べてGL-90cmでの体積含水率の上昇が顕著であり,平成30年7月豪雨時にはおよそ75%まで上昇した. 豪雨時の源頭部直上M1地点のGL-90cm深度における体積含水率の急上昇は,昨年の観測結果<sup>60</sup>でも見られ,斜面崩壊箇所特有の浸透現象であると考えられる.平成30年7月豪雨時について,水の移動とそれが斜面の安定性に及ぼす影響に注目し,以下に浸透流も合わせて詳細にデータを見ることにする.

#### c) 平成30年7月豪雨時におけるM1地点の浸透特性

平成30年7月5日から7月7日についての降雨に対する体 積含水率と地下水位の時間変化を図-5に示す.12地点と J2地点に関しては、地表面に近いほど体積含水率が高く、 鉛直下向きの浸透である.12地点におけるGL-30cmの体 積含水率は40%近くまで上昇したが、頭打ちのような傾 向はなく飽和状態には達していないように見える.また、 I2,J2地点ともに地下水位計に反応は見られなかった.

一方,M1地点では降雨に対して圧力水位計により計測 された地下水位が急上昇し,ほぼ同時刻にGL-90cmの体 積含水率が上昇した.また,地下水位がGL-60cm付近ま で上昇するとGL-60cmの体積含水率も急上昇した.さら に,7月6日の19時50分から22時50分と7月7日の4時20分か ら9時50分の間,GL-90cmでの体積含水率の値が頭打ちと なっているため,土壌が飽和していたと言える.GL-60cmについてもGL-90cmよりも短期間ではあるが,土壌 が飽和している.このようにM1地点では地下水の圧力 上昇の影響を受けて土壌が下から湿潤したと考えられる.

#### (3) 源頭部の縦断方向における浸透流特性

図-5(e)は平成30年7月豪雨時のM1地点とその上流 にあるM2地点の水位変化を重ね合わせている.降雨強 度が強い場合にM2,M1地点とも地下水位が急上昇して



図-5 平成30年7月豪雨時の観測地点の浸透特性

いる.また、赤い矢印で示す箇所は、M2地点の水位上 昇から1,2分後にM1地点の水位上昇が起こっている. M2, M1間の直線距離が6mであることからおよそ 5~10cm/secの伝播速度で浸透流が伝わっており、パイプ 流が発生したと考えられる. M1地点の7月6日18:35頃の 急激な水位上昇(図-5(e)の左から4番目の赤い矢印) とほぼ同時刻に、源頭部直下の渓流に細かい十粒子が輸 送されたと思われる濁水がインターバルカメラにより確 認された. その後に, M1地点の地下水の反応が変化し ている. 即ち, 濁水確認前は降雨のピーク時刻に対して 敏感に反応していたが、濁水確認後は降雨のピーク時刻 から約3時間後に水位上昇が緩やかに起こっている. 図-6はM1地点直下の渓流に濁水を確認した前後において, MI地点の地下水位が同値である二つの時刻の写真を比 較したものである.その水位と時刻については図-7の M1地点の水位変化拡大図で示す. 図-6より源頭部の土 粒子の輸送が確認された後で同じ地下水位の状態で源頭 部の流量が増加していることが分かる. これは源頭部直 上において、パイプ流によって周辺の土壌が流出し、空 隙が大きくなったためと考えられる.

#### (4) 源頭部の地中温度変化

TDT式土壌水分計で計測した平成30年7月豪雨時の地中の温度変化を図-8(b),(c),(d)に示す.12,J2地点に関して、地表面に近いほど地中温度が高く、雨水が鉛直下向きに浸透することで温度が表層土下層に伝わっている.7月7日の9時頃には各深度ともおよそ20~21℃になった.

一方で、M1地点では、GL-90cm深度において、降雨 のピーク時刻に対応する地下水位の上昇には土壌の温度 が上昇する傾向にあるが、降雨から約3時間遅れで上昇 した地下水に対して、GL-90cm、GL-60cmの順に土壌の 温度が急激に低下し、7月7日の9時頃には15.6℃まで温 度が下がった.この時、大気圧計で計測された温度は 19.5℃(図-8(a))であった.図-8(e)は圧力式水位計 により計測されたM2、M1地点の地下水位と温度変化で ある.M1地点の水位計で計測した温度変化はGL-90cm 深度の地中温度の変化と類似している.M2地点はM1地 点ほどではないが、温度が低下する傾向にあった.7月6 日には19.7℃から18.9℃まで低下しており、同時刻の12 地点は20.5℃から20.4℃、J2地点は19.8℃から19.6℃だっ たことを考慮すると、他地点より温度低下したと言える.

ここで、降雨条件による地中温度変化の検討を行うため、昨年のデータとの比較をする.比較するデータは2017年9月11日9時から2017年9月13日3時までである. M1地点での、降雨に対する体積含水率、地中温度変化、 圧力式水位計により計測された地下水位と温度変化を図 -9に示す.累積雨量は林外雨で104mm、60分の最大積算 雨量は39.5mm/hである.平成30年7月豪雨に比べ、降雨 強度はやや強いが、累積雨量は3分の1以下である.図-9



図-6 降雨流出による源頭部の浸透流特性の変化



図-8 平成30年7月豪雨時の観測地点の地中温度変化

より、降雨に対して地下水位が急激に上昇し、その影響 を受けて土壌が下から湿潤したことが分かる.しかし、 GL-90cm深度の温度は20.3℃から22.5℃まで上昇し、GL-30cmの温度に近づいている.水位計で計測した温度も 同様に上昇した.この時、大気圧計で計測された温度は 21.4℃であった.これらの観測結果から、平成30年7月 豪雨時は地中より温度の高い降雨が浸透し、パイプ流と なって土壌を下から湿潤することで起きた温度上昇に加 え、さらに深い場所(水の出入りが激しい岩など)に蓄 えられていた温度の低い地下水が下から吹き出したと考 えられる.

降雨に対するM1地点の地下水上昇の時間遅れを詳細 に見るため、図-10(a)、(b)に平成30年7月豪雨時のM1, M2地点の地下水位と半減期1.5時間(短期実効雨量), 24時間(長期実効雨量)とした実効雨量<sup>7</sup>の比較図を示 す.実効雨量は式(1)で示す.

$$D(t) = R(t)\Delta t + aD(t - \Delta t)$$
(1)

ここで、D(t)は時刻tにおける実効雨量、R(t)は時刻t における雨量,aは逓減係数である.また,逓減係数は 半減期Tを用いれば、 $a = 0.5^{\Delta t/T}$ と表すことができる. ここでは $\Delta t = 1$ 時間, R(t)を時間雨量とするが, D(t)は10分ごとに計算した. 図-10(a)より赤い点線で示す地 下水位のピークは1.5時間半減期実効雨量によく対応し ているように見える.しかし、図-10(b)の半減期24時間 実効雨量の波形は緩やかに上昇する地下水位に対応して いるものの、第2ピークが第1ピークよりも小さく、地下 水位とうまく説明ができていない. そこで、実効雨量の 2つのピーク値が同程度となる半減期を求めた(図-10(c) 半減期45時間),7月6日の実効雨量のピーク値 は750mm、7月7日は752mmである. また、7月6日の実 効雨量のピーク時刻は19:20、地下水位上昇のピーク時 刻は21:10であり、7月7日の実効雨量のピーク時刻は5:00、 地下水位上昇のピーク時刻は6:50であった、つまり、半 減期45時間の実効雨量に対していずれも1時間50分遅れ で水位上昇のピーク時刻を迎える結果となった. 実効 雨量の計算に上流から下流へ地下水の圧力が伝わる時間 遅れを考慮すると緑矢印の水位上昇を説明できると考え られる.

## 3. 斜面不安定箇所の検討

現地観測により、パイプ流が発達することで地下水が下から土壌に供給された可能性が高いことを示した.これにより、表層土下部に働く過剰間隙水圧の上昇を引き起こし、斜面に不安定性をもたらす場所を検討した.図-11は広島豪雨災害前後の観測区域における落水線(青線)と斜面崩壊箇所(黒線)である.災害前後で地形が変化しており、落水線の位置も変化している.災害前に



おいて、土石流の源頭部は落水線上にあることが分かる. 災害後の落水線は地下水位が上昇した観測地点(MI, M2, M3, J3) 付近を捉えていることが分かる. その地 点は白色で示す.

これらから、パイプ流は落水線上の特に雨水が集中し やすい場所で生成され、斜面崩壊の原因となる表層十下 部に働く過剰間隙水圧をもたらしたと考えられる.また. 土石流の危険度予測には源頭部の位置を正確にとらえる ことが必要である、過去の十石流において源頭部の流域 面積はある程度の大きさに集中していると考えられる8. そこで地下水位上昇が起きる地点の条件について斜面勾 配と流域面積から検討した. 図-12は1m<sup>2</sup>メッシュに ArcGISの水文解析ツールにより算出される累積流量を乗 じた値を流域面積として横軸にとり、斜面勾配を縦軸に とっている. 落水線上に位置しない小さな流域面積の箇 所は0m<sup>2</sup>としている。水位上昇しなかった観測地点を青 点,水位上昇した観測地点を赤点で示す.図-12より斜 面勾配と地下水の反応に関係性はあまり見られなかった が、流域面積200m<sup>2</sup>以上から水位上昇が起こっているこ とが分かる.

#### 4. まとめ

平成30年7月豪雨時の観測データから、斜面崩壊の源 頭部においてパイプ流が発生している可能性が高いこと が分かった. さらに土壌内の温度が緩やかに上昇する地 表からの鉛直浸透とは逆に、地下水位上昇時はパイプ流 と温度の低い深層からの水により急激な温度低下を示す ため、計測しやすく感度の高い地中の温度変化から地下 水の挙動を検討できることを示した. また, 地下水と実 効雨量の比較から短期実効雨量はパイプ流による地下水 位上昇、長期実効雨量は深層からの地下水位上昇を考慮 するものだと考えられる. 長期実効雨量に対して遅れて 起こる水位上昇はパイプの通水能力の限界を超えること で生じるパイプを含む地盤構造の変化に影響を受けて、 温度の低い深層の地下水が上昇する現象が起きると推測 される. この浸透メカニズムによって起こる斜面崩壊の 危険箇所を検討するには地形データにより作成できる落 水線が有効であると考えられる.豪雨時の土石流発生箇 所とその危険度評価に応用できる可能性がある.

#### 参考文献

- 1) 岡田憲治:土壌雨量指数と土砂災害警戒情報,技術手帳,地 盤工学会誌, Vol.62, No.3, pp.66-67, 2014.
- 2) 気象庁: 土壤雨量指数, http://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/ bosai/ dojoshisu. html..
- 3) Pierson, T. C. : Soil pipes and stability, Q. J. Eng. Geol., 16, pp. 1-11, 1983.
- 4) 北原曜:森林土壌におけるパイプ流の特性,水文・水資源学





図-12 観測地点の流域面積と斜面勾配

会誌, Vol.5, No.1, pp.15-25, 1992.

60

- 5) 内田太郎,小杉賢一郎,大手信人,水山高久:パイプ流が斜 面安定に与える影響,水文・水資源学会誌, Vol.9, No.4, pp.330-339, 1996.
- 6) 寺尾晃平, 内田龍彦, 梶昭仁, 宮田英樹, 河原能久: 土砂災 害危険区域の林地斜面における降雨の浸透・流出過程の解明、 河川技術論文集, 第24巻, pp. 439-444, 2018.
- 7) 鈴木雅一,小橋澄治:がけ崩れ発生と降雨の関係について, 新砂防, 34 (2), pp.16-26, 1981.
- 8) 海堀正博: 1999年6月と9月の豪雨による崩壊と土石流の発生 場と氾濫堆積場の特徴, 1999年6月西日本の梅雨前線豪雨に よる災害に関する調査研究, pp. 61-82, 2000.

(2019.4.2受付)