未固結地盤における降雨浸透現象に関する調査

末永 弘*・久野春彦*・小早川博亮*・塩竈裕三*

An investigation on rainfall infiltration phenomenon in unconsolidated ground

Hiroshi SUENAGA*, Haruhiko KUNO*,
Hiroaki KOBAYAKAWA* and Yuzo SHIOGAMA*

Abstract

Measurements of groundwater level in boreholes and evaluations of water saturation by using amplitude domain reflectometry (ADR) method were conducted in unconsolidated ground of several meters thickness from the surface whose hydraulic conductivity was around 10^{-5} m/s. The result showed that the water-saturated area by a direct rainfall infiltration was within depth of 1m, that the unsaturated area with moisture movement by rainfall was within depth of 3-4m, and that the water-saturated area by groundwater and capillary fringe was deeper than depth of 4m in the unconsolidated ground. The conceptual model of rainfall infiltration in the unconsolidated ground was also constructed by using data of groundwater level and water saturation.

Key Words: rainfall infiltration, unconsolidated ground, water saturation, groundwater, tunnel

要 旨

透水係数 10^{-5} m/s 程度の未固結地盤のうち、地表より数 m の領域を対象に、ボーリング孔を用いた地下水位測定、および ADR (Amplitude Domain Reflectometry) 法による土壌水分計を用いた間隙内水飽和度の推定を行った。この結果、当該未固結地盤内の深度 1 m までは降雨浸透により水で飽和される領域、深度 3 ～ 4 m までは不飽和地盤内を降雨に起因して水分が移動する領域、これ以深は地下水位および毛管圧による水飽和領域となることが明らかとなった。また得られた地下水位、水飽和率のデータから、未固結地盤内の降雨浸透領域に関する概念モデルを構築した。

キーワード: 降雨浸透、未固結地盤、飽和度、地下水、トンネル

* (財)電力中央研究所 地球工学研究所 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子 1646)
Civil Engineering Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry

1. 序論

築後数十年を経た水路トンネル等構造物の上部未固結地盤において、地表に陥没が発生する事例が認められる。これは、新設トンネルにおける掘削の影響、採石場での採掘に伴う空洞の拡大など、新たな空洞による崩落とは原因が異なり、局地的な集中豪雨の発生等に伴う地下水流動により、土砂流出、パイピング現象が引き起こされることによるものと考えられる（久野ほか、2006；久野ほか、2007；久野ほか、2009）。一方、急傾斜地においては、豪雨時に大規模な斜面崩壊、土石流災害が多発する（榎、1999）。この原因として、地盤への降雨浸透に伴う間隙中の水分量の上昇が影響していることが考えられる（西田ほか、1977；笹原ほか、1996；西垣ほか、2007）。このように、陥没、斜面崩壊等の現象を解明し、災害防止に資するため、地盤内における降雨浸透の計測、およびこれに基づく合理的な降雨浸透モデルの構築が重要な課題となっている。

これまで、降雨浸透に関する数値解析的な検討は数多く行われてきており（Harverkamp *et al.*, 1977；塩沢・中野、1981；Jayawardena and Kaluarachchi, 1986；平松ほか、1991；Bronstert and Plate, 1997；笹原、1999；登坂、2006）、理論的なモデルについては構築されてきていると考えられる。しかしながら、実際に降雨浸透に伴う飽和度変化、地下水位変化を計測した例は、シラス台地による計測（雨宮ほか、1981）、風化花崗岩山地の斜面における計測（窪田ほか、1987）、凝灰質砂礫層斜面における計測（市川ほか、1997）、強風化したまき土斜面における計測（Thi ほか、2003）、花崗岩山地における計測（梁ほか、2006）、まき土斜面における計測（西垣ほか、2007）など、深度1～2m程度の浅部におけるデータがほとんどであり、これよりも深部における計測データは乏しい。そこで本研究では、陥没・斜面崩壊現象のうち、陥没現象が生じた水路トンネルとその上部未固結地盤を含めた厚さ8m程度の地盤を対象として、降雨浸透現象を明らかにすることを目的として、ボーリング孔を用いた地下水位の測定、および不飽和地盤内における飽和度の推定を実施した。また、測定データを用いて、

降雨浸透モデルについて考察を行った。

2. 現場測定方法

2.1 現場の概要

調査対象としたのは、未固結堆積物中に掘削された、築後数十年を経た水路トンネル直上の陥没地点およびその周辺地盤である。当該陥没地点は一級河川に流下する小支沢により形成された、幅100m程度の谷合に位置する（図1）。地表踏査およびトレンチ調査結果から、地盤はこの小支沢が供給した淘汰の悪い土石流堆積物が厚く堆積し、一部淘汰の良い連続性の乏しい溪流堆積物を挟在する未固結堆積物により構成されている。土石流堆積物は粗粒な砂礫と粘性土からなり、粒度組成から石分混じり土質材料に分類される。これらの砂礫には木幹などの有機物も多く含まれる。一方、挟在する溪流堆積物は薄い砂層などからなり、土石流堆積物よりも透水性が高く、宙水を形成している（久野ほか、2009）。また、陥没箇所周辺では小支沢に向かう地下水流動方向が推定され、陥没箇所から小支沢に向かう途中に湧水点が認められたことから、伏流水の存在が推定された。

陥没箇所直下の水路トンネルは、土被りが約7m、水路高1.4mの馬蹄形水路であり、側壁お

図1 調査対象とした現場の地形図（出典：電子国土ポータル、一部加筆）

Fig. 1 Topographic map of the investigated field

よびアーチ部は石張りとなっている。陥没孔は平面形状として、水路軸方向に2.2m、横断方向に1.3mの楕円形であり、深さは1mであった。現場におけるトレンチ調査結果から、当該地点では、地下水の流動により土粒子が移動し、水路トンネル周辺におけるパイピング現象と複合した結果、地表に陥没空洞が形成されたと考えられた（久野ほか、2006）。

トレンチ調査近傍において土質試験用のサンプルを採取し、室内土質試験に供した。室内土質試験として、JIS規格に基づく粒度試験（JIS A 1204）、室内透水試験（JIS A 1218）を実施した。粒度試験結果に基づく粒径累積加積曲線を図2に、変水位法による室内透水試験結果から得られた透水係数を表1に示す。

2.2 地下水位測定方法

調査対象とした陥没地点付近では、図1に示したような平面図上で水路トンネルと斜交する方向

図2 粒度試験結果に基づく粒径加積曲線
Fig. 2 Grain size accumulation curve from the result of particle size distribution test

表1 室内変水位法透水試験結果
Table 1 Hydraulic conductivity estimated by the falling head method in the laboratory

試験深度 GL- m	透水係数 m/s
3.5	9.8×10^{-6}
4.5	1.0×10^{-5}

の地下水の流動方向が存在するものと考えられる。本研究では、陥没に影響を与える要因として水路トンネルの存在を仮定していることから、この影響を強く受ける場所での地下水位、ならびに周辺の地下水位変動に近いと考えられる場所での地下水位の測定を実施した。すなわち、陥没箇所近傍の水路トンネル中心から、これより地下水流動方向の下流方向に1.5D（約2m、Dはトンネル径、以下同様）離れた場所、および地下水流動方向の上流方向に3.5D（約5m）離れた場所に地下水位観測用のボーリング孔を掘削し、地下水位計測を開始した。以降、1.5D離れた場所のボーリング孔をNo.1孔、3.5D離れたボーリング孔をNo.2孔と称する（図3）。

水位計は、水路トンネルよりも下位の標高に設置した（図4）。水位計の設置方法は、No.1、No.2孔とも、最下部に無孔部1m、これより上部に開口率5%のストレーナ管8m、さらに上部に再び無孔管2mをつなぎ合わせた塩ビ管（VP40）を挿入し、ストレーナ管よりも上位に地表からの流入を防止するための膨張性止水ゴムを設置した（図5）。

2.3 土壌水分計測定方法

地盤内の間隙における水飽和状態を示すパラメータとして水飽和度（以降、単に飽和度と称す）または体積含水率がある。土壌水分計は、センサに設置された電極から電磁波を発し、地盤中を透過する速度から体積含水率に相関を持つ比誘電率（空気の誘電率に対する誘電率の比）を測定する装置である（Topp *et al.*, 1980）。本研究では、ADR法（Ganskin and Miller, 1996; 中島ほか、1998）による土壌水分計（大起理化製 DIK-321B）を用いた。この土壌水分計を用いて、地盤の比誘電率を測定し、キャリブレーションを行うことにより飽和度を推定することとした。

装置の設置方法は、まず水路トンネル直上およびトンネルから水平距離で1D（約2m）程度離れた場所においてボーリング孔2孔を掘削する（図3）。以降、直上に掘削したボーリング孔をNo.3孔、1D離れた孔をNo.4孔と称する。次に各孔に深度1～2mごとに土壌水分計を設置し（図4）、降雨時における比誘電率の深度分布

図3 現場調査用ボーリング孔配置図 (平面図)

Fig. 3 Location of the investigation boreholes (plan view)

図4 現場調査用ボーリング孔配置図 (断面図)

Fig. 4 Location of the investigation boreholes (cross section)

の時間変化を測定する (図6 (a))。土壌水分計のセンサには、周辺地盤の水分状態をセンサに反映させるため、プローブに現場のボーリング孔から採取したボーリングコア (10cm 程度) を取り

付け、ボーリング孔への設置時に材料が抜け落ちないようにするため、プローブ周辺を網で覆った (図6 (b))。また、このプローブとボーリング孔壁の地盤を一体化させることを目的に、プローブ

を設置した後、設置深度に近い地盤材料を投入し、プローブに衝撃が加わらないよう孔口より棒で慎重に突き固めた。この地盤材料の密度と間隙率を調整することは困難であったため、プローブ周囲(数 mm 程度と推定)は地盤よりも疎の領域となり、その水分量は周辺地盤と異なる可能性がある。土壌水分計の設置深度を図 6 (c) に示す。No. 3 孔では、深度 GL-0.6、1.9、3.0、3.9m に、No. 4 孔では、深度 GL-0.6、1.8、2.9、4.6m にそれぞれ土壌水分センサを設置した。さらに孔口の仕上げの影響を検討するため、No. 3 孔は周囲の地盤材料を孔口に充填し、No. 4 孔はセメントを充填した。すなわち、周囲の地盤材料により埋め戻す場合、掘削前の地盤の密度と間隙率を再現することは困難であると考えられたため、No. 4 孔では孔口を止水する目的でセメントを用いた。

2. 4 飽和度換算方法

前節で述べた土壌水分計による測定値は電圧である。一方、推定する体積含水率は、対象とする地盤の間隙率とその場所における飽和度の積で表される(石原, 1988)。したがって、土壌水分計による測定データから飽和度を推定する場合、現場の試料(土質材料)を用いてキャリブレーションを行うことが必要である。Miller and Gaskin

図 5 地下水位計設置状況図

Fig. 5 Schematic diagram of water level indicator installation

(1996)によると、土壌水分計の測定値である電圧 V (V) と対象試料の比誘電率 ϵ (-) の平方根には、以下の関係がある。

$$\sqrt{\epsilon} = 1 + 6.19V - 9.72V^2 + 24.35V^3 - 30.84V^4 + 14.73V^5 \quad (1)$$

No. 3、No. 4 孔で採取したボーリングコアの調査結果から、表層 1 m 程度は耕作土などの表土、これ以深は未固結堆積物で構成されることが分かっている。耕作土などの土壌に関しては、すでに多数のデータから電圧 V (V) と体積含水率 θ (-) の関係を示す実験式が求められている。ここでは耕作土を対象としているため、以下に示す有機質土壌に対するキャリブレーション式を採用した(中島ほか, 1998)。

$$\theta = \frac{\sqrt{\epsilon} - 1.3}{7.8} \quad (2)$$

一方、未固結堆積物に関しては、一般的なキャリブレーション式が存在しないことから、現場から採取したボーリングコアを用いてキャリブレーションを実施した。キャリブレーションのためのコア試料として、ボーリングコアから 10cm 以上の長さで採取できた深度 1.7～1.8m、3.4～3.5m、3.7～3.8m の 3 試料を用いて、ADR センサを差し込むための小孔をドリルで削孔後センサを設置することとした。しかしながら、深度 1.7～1.8m、3.4～3.5m の試料は削孔時に小孔が拡大してしまい、キャリブレーションを実施することが困難となってしまったため、深度 3.7～3.8m の試料を用いることとした。キャリブレーションの方法を以下に示す。まず、ボーリングコアを径 5.2cm、高さ 6.7cm の円筒形に成形し、110℃の乾燥炉で乾燥させたボーリングコアに土壌水分計のセンサを設置し、電圧値を測定する。試料の間隙率は、飽和度が 1.0 の時の試料重量と乾燥させたときの試料の重量から求めた。次に、ボーリングコアを取り外し、あらかじめ重量を測定しておいた蒸留水を浸透させて、飽和度を均一にするために表面をビニールで覆い一晩放置した(西田・川上, 2000)後、再び電圧値を測定する。この測定を繰り返し行い、飽和度を変化させた時の電圧値と

の関係を求めた(図7)。この図には、Miller and Gaskin (1996) による有機土壌、無機土壌を対象とした換算式も表示した。この電圧値から、(1)式により比誘電率 ϵ の平方根を算出し、体積含水率との関係を求め(図8)、これを線形近似することにより、以下に示す、当該地点における未固結地盤のキャリブレーション式を導いた。

$$\theta = \frac{\sqrt{\epsilon} - 1.2797}{9.3496} \quad (3)$$

図8を見ると、体積含水率が最大となる測定デー

タ($\theta = 0.4$ 程度)に関して、比誘電率の平方根から(3)式を用いて算出される値は0.45程度であり、実際の測定データよりも大きくなっていることが分かる。このため、体積含水率が大きい領域では、測定結果が実際の体積含水率よりも大きく算出される可能性がある。飽和度 S_w への変換は、それぞれ対象とする土壌の間隙率 ϕ を用いて、以下の式により計算した。

$$S_w = \frac{\theta}{\phi} \quad (4)$$

図6 土壌水分計設置状況図

Fig. 6 Schematic diagrams of the amplitude domain reflectometry installation

(a) Schematic illustration of sensor installation into the borehole, (b) Photographs of the sensors (light: a sensor, right: sensors with the geological materials obtained from unconsolidated ground), (c) The depth of installed sensors and backfill materials)

対象となる表土、未固結堆積物の間隙率 ϕ は、当該地質のボーリングコアを用いて、湿潤、乾燥重量を測定することにより求めた値として、それぞれ0.420、0.398を与えた。未固結堆積物の間隙率測定は、土壤水分計のキャリブレーションと同様の深度のコアを用いて行い、それぞれ0.380、0.389、0.398という値が得られたが、深度1.7～1.8m、3.4～3.5mのコアではキャリブレーションができなかったため、0.398を用いた。未固結

図7 土壤水分計による出力電圧値とこれに対応する体積含水率の測定値の関係

Fig. 7 Relationship between output voltage of ADR sensor and volumetric water content

図8 体積含水率と土壤水分計出力値から換算した比誘電率の平方根 (Miller & Gaskin (1996)) との関係

Fig. 8 Relationship between volumetric water content and square root of apparent dielectric constant from ADR output using the equation of Miller & Gaskin (1996)

堆積物3試料の間隙率は0.38～0.40程度であり、飽和度の計算に0.398の間隙率を用いても誤差は0.02程度であると考えられる。

3. 現場測定結果

3.1 地下水位測定結果

2008年3月6日～11月5日までの測定結果を図9に示す。図には、現場付近の観測点において観測された1時間ごとの降水量データ (AMEDAS) も合わせて示す。No.1孔、No.2孔とも3月20日頃に大きな水位上昇が見られるが、これは別途実施した電気探査に伴う散水の影響によるものと考えられる。

降雨との関係を見ると、No.1孔では、ある程度の降雨があった場合、地下水位の上昇が認められるものの、3月～9月の期間はEL935mに水位が存在し、10月～11月はEL934.7mに若干低下している。一方No.2孔の水位変化を見ると、3月～9月の期間は大きな降雨ごとに水位が上昇

図9 測定結果1 (降水量データ (a) と地下水位測定データ (b) No.1孔、(c) No.2孔)

Fig. 9 Measurement result 1 ((a) rainfall, (b) groundwater level in the borehole No.1, and (c) groundwater level in the borehole No.2)

し、EL935.5～937mまで変動し、10月～11月はEL935mに低下している。

No.1孔とNo.2孔の地下水位の低下状況を比較すると、ある程度の降雨があった場合、No.1孔の方がNo.2孔よりも上昇した水位が早く低下していることが分かる。これは、No.2孔において地下水位が変動している区間全体の透水性が、No.1孔よりも小さいことを示唆している。また、No.1孔、No.2孔とも、6月～8月は他の時期よりも地下水位の低下に時間を要している。これは、当該時期で降雨が多く、地盤の保水量が増加するためと考えられる。

3.2 土壌水分計測定結果

図10に2008年3月11日～11月5日の期間における測定結果を示す。設置時期が異なるため、

図10 測定結果2 (降水量データ ((a)) と土壌水分計測定データ ((b) No.3孔、(c) No.4孔))

Fig. 10 Measurement result 2 ((a) rainfall, (b) ADR output in the borehole No.3, and (c) ADR output in the borehole No.4)

No.4孔での土壌水分計は2008年3月11日から、No.3孔では2008年3月20日から、それぞれ測定開始した。この結果は、土壌水分計を用いて測定される電圧値の時間変化を表す。図には、図9同様現場付近における1時間ごとの降水量データも示す。2008年5月9日～7月7日まで、データを取得できなかったため、欠測となっている。

地盤内の体積含水率が増加すると土壌水分計の測定値は増加することから、No.3-1、No.3-4、No.4-1、No.4-4では体積含水率が高く、No.3-2、No.4-2ではこれらよりも低いことが推定された。

3.3 飽和度推定結果

図10に示した測定データをもとに、2.4節に示したキャリブレーション方法を用いて、各センサ設置深度近傍の飽和度を推定した。図11に

図11 センサ毎の土壌水分計測定結果に基づく飽和度推定結果 ((a) 降水量、(b)～(i) 飽和度変化)

Fig. 11 Evaluation result of water saturation from the result of ADR measurement at each sensor ((a) rainfall, (b)-(i) water saturation)

結果を示す。この図から、一番浅部のセンサ深度 (GL-0.6m 程度) では飽和度が 0.8～1.0 に、二番目のセンサ深度 (GL-1.8～1.9m 程度) では飽和度が 0.5～0.8 に、三番目のセンサ深度 (GL-2.9～3.0m 程度) では飽和度が 0.7～0.8 に、最下部のセンサ深度 (GL-3.9～4.6m 程度) では飽和度が 0.9～1.0 となることが分かる。2.2 節で述べた体積含水率の測定誤差、式 (4) に与える間隙率の違いによる飽和度の算出誤差を考慮しても、0.1 以上の変化は有意であると考えられるため、二番目、三番目のセンサは飽和度 1.0 には到達していないものと考えられる。このことから、深度方向に見た場合、表層では水飽和する領域が存在し、深度 2～3m にかけて一旦飽和度が低下し、深度 4～5m には再び水飽和していることが明らかとなった。深度 2～3m では、間隙に空気が残留することにより、飽和度が 1.0 まで上昇しない可能性が考えられる。

GL-0.6m 程度に設置された、表層のセンサでは、降雨に対して鋭敏な飽和度の上昇が見られるのに対し、これよりも下位のセンサでは反応は深度 2m、深度 3m と深部になるに従って徐々に鈍くなり、No.3-4、No.4-4 は明瞭な降雨に対する反応は少ない。また、No.4-4 については、測定期間中に徐々に飽和度が上昇している。これは、No.4-4 は地下水位以下にあった期間があることから、徐々に土壤水分計近傍に地下水が浸透したことに起因すると考えられる。飽和度の変動範囲を比較した場合、深度 2m の方が深度 3m よりも大きい。これらのことから、降雨の影響は表層では強く、深度 2m まで水分移動の形で認められるものの、深度 3m では水分移動量が少なくなり、深度 4～5m には水分移動の影響も少ないことが明らかとなった。

3.4 降雨イベントごとの地下水位測定、飽和度推定結果

AMEDAS の 1 時間ごとの雨量データを用いて、降雨イベントを考えた。すなわち、24 時間以上降水量が測定されない場合は異なるイベントと仮定し、それぞれのイベントごとの累積降水量を計算した。この結果を図 12 に示す。累積降水量が最も大きい 2008 年 6 月 20 日～23 日は土壌水分

計が欠測であったため除外し、40～60mm 程度の累積降水量を持つ降雨イベントに対する地下水位測定、飽和度推定値を抽出した結果を図 13～20 に示す。図 13、15、17、19 は地下水と降水量、図 14、16、18、20 は飽和度と降水量の関係を表す (表 2)。図 14 において、No.3-1 の飽和度の上昇開始が降雨の開始よりも早く見える。これは、土壤水分測定地点において、付近の AMEDAS 設置箇所よりも早く降雨が開始した可能性が考えられる。

降雨に対する地下水位の上昇する速度について見ると、No.1 孔についてはいずれの降雨イベントに対しても概ね数時間で地下水位が上昇している (図 13 (b)、15 (b)、17 (b)、19 (b)) のに対し、No.2 孔については、イベント 1、2 においては地下水位が上昇するのに 1～2 日要し (図 13 (c)、15 (c))、イベント 3、4 においては 1 日未満で上昇している (図 17 (c)、19 (c))。3.1 節でも述べたように、No.1 孔の降雨がない時の地下水位は EL934.7～935m と測定期間を通じて変化が少ないのに対し、No.2 孔では EL935～937m と

図 12 (a) 降水量の時間変化、(b) イベントごとの累積降水量

Fig. 12 (a) Change in rainfall with time, (b) Accumulated rainfalls in the each event

図 13 イベント 1 における測定結果 ((a) 降水量、(b)、(c) 地下水位測定データ)

Fig. 13 Measurement result of groundwater level in the event 1 ((a) rainfall, (b) groundwater level in the borehole No.1, and (c) groundwater level in the borehole No.2)

図 15 イベント 2 における地下水位測定結果 ((a) 降水量、(b)、(c) 地下水位測定データ)

Fig. 15 Measurement result of groundwater level in the event 2 ((a) rainfall, (b) groundwater level in the borehole No.1, and (c) groundwater level in the borehole No.2)

図 14 イベント 1 における飽和度推定結果 ((a) 降水量、(b) ~ (i) 飽和度変化)

Fig. 14 Evaluation result of water saturation in the event 1 ((a) rainfall, (b)-(i) water saturation)

図 16 イベント 2 における飽和度推定結果 ((a) 降水量、(b) ~ (i) 飽和度変化)

Fig. 16 Evaluation result of water saturation in the event 2 ((a) rainfall, (b)-(i) water saturation)

図 17 イベント 3 における地下水位測定結果 ((a) 降水量、(b)、(c) 地下水位測定データ)
 Fig. 17 Measurement result of groundwater level in the event 3 ((a) rainfall, (b) groundwater level in the borehole No.1, and (c) groundwater level in the borehole No.2)

図 19 イベント 4 における地下水位測定結果 ((a) 降水量、(b)、(c) 地下水位測定データ)
 Fig. 19 Measurement result of groundwater level in the event 4 ((a) rainfall, (b) groundwater level in the borehole No.1, and (c) groundwater level in the borehole No.2)

図 18 イベント 3 における飽和度推定結果 ((a) 降水量、(b) ～ (i) 飽和度変化)
 Fig. 18 Evaluation result of water saturation in the event 3 ((a) rainfall, (b)-(i) water saturation)

図 20 イベント 4 における飽和度推定結果 ((a) 降水量、(b) ～ (i) 飽和度変化)
 Fig. 20 Evaluation result of water saturation in the event 4 ((a) rainfall, (b)-(i) water saturation)

降雨イベントの頻度が高くなると地下水位が上昇する（図9）。測定期間中地下水位が高い期間であるイベント1、2において、この地下水位を一度の降雨イベントでさらに上昇させるためには、より広域の地下水が供給される必要があることから、イベント3、4と比較して上昇に、より時間を要するものと考えられる。

地下水位とNo.3-4との関係について見ると、No.1、No.2孔において、イベント1、2では概ねEL936～938m（図13（b）（c）、図15（b）（c））、イベント3、4では概ねEL935～936mの地下水位となり（図17（b）（c）、図19（b）（c））、No.3-4（EL937.46m）はほとんどの期間地下水位よりも上に存在していると推定される。No.3-4による推定飽和度はイベント1、2では0.95～0.99まで上昇しているが（図14（e）、16（e））、イベント3、4では0.92程度の値で変動していない（図18（e）、20（e））。このことから、0.95程度の飽和度以上であれば周辺地盤はほぼ飽和しているものと仮定すると、No.3-4における飽和度上昇は、降雨浸透の影響によるものと考えられる。

抽出した降雨イベントに対して、降雨の影響

で各土壌水分計における推定飽和度が上昇したピークと考えられる時刻を読み取り、土壌水分計間の距離とピークの時間差から水分移動速度の概算を試みた。No.3孔については、イベント1、2ではNo.3-4までピークが見られることから、No.3-1におけるピークとNo.3-4におけるピークの時間差（図14（b）（e）、16（b）（e））、イベント3、4ではNo.3-1とNo.3-3におけるピークの時間差を求めた（図18（b）（d）、20（b）（d））。またNo.4孔では、いずれのイベントでもNo.4-3までピークが見られることから、No.4-1とNo.4-3におけるピークの時間差を求めた（図14（f）（h）、16（f）（h）、18（f）（h）、20（f）（h））。対象とした2つの土壌水分計の深度差を、このピークの時間差で除することにより、降雨浸透に伴う水分移動速度が算出されるものと考えた。この結果を表3に示す。この表を見ると、イベントごとにNo.3孔、No.4孔で概ね同程度の速度を示していることがわかる。また、イベント1、2における速度は $4 \sim 7 \times 10^{-5} \text{m/s}$ であり、イベント3、4における速度（ $0.7 \sim 2 \times 10^{-5} \text{m/s}$ ）よりも大きい。これは、イベント1、2では降雨

表2 降雨イベントと測定・推定結果図の対比

Table 2 Extracted rainfall events and their related figures of measured result of groundwater level or evaluated result of water saturation

イベント No.	イベント 開始時刻	累積降水量 mm	継続時間 hour	地下水位	飽和度
1	7/9 15:00	39	6	図13	図14
2	8/28 12:00	63.5	55	図15	図16
3	9/19 11:00	65	71	図17	図18
4	10/5 16:00	39.5	19	図19	図20

表3 降雨イベントごとの水分移動速度概算結果

Table 3 Approximate calculation result for the velocity of lateral moisture movement in the each event

イベント No.	No.3孔			No.4孔		
	No.3-1ピーク	No.3-4ピーク	水分移動速度 m/s	No.4-1ピーク	No.4-3ピーク	水分移動速度 m/s
1	7/9 17:30	7/10 15:30	4×10^{-5}	7/9 19:30	7/10 14:30	4×10^{-5}
2	8/29 3:00	8/29 17:00	7×10^{-5}	8/29 2:00	8/29 12:00	7×10^{-5}
3	9/22 2:00	9/26 1:00	7×10^{-6}	9/22 4:00	9/25 3:00	9×10^{-6}
4	10/6 7:00	10/8 12:00	1×10^{-5}	10/6 7:00	10/8 1:00	2×10^{-5}

※イベントNo.1、2ではNo.3-3ピーク

量が多いことから保水量が大きく、したがって不飽和地盤内の水分量が多くなり、不飽和透水係数が増大したためであると考ええる。不飽和地盤の鉛直方向の動水勾配を1と仮定した場合、水分移動速度から、不飽和透水係数は 10^{-5}m/s オーダーとなり、室内透水試験による飽和状態の透水係数に近い値となる。このことから、対象とした未固結地盤内の不飽和領域において、水分移動速度から推定される降雨時の透水性は、飽和状態の透水性と同等になる可能性がある。ただし、このときの不飽和地盤の飽和度は0.7～1.0と推定される。

4. 考察

4.1 測定結果に基づく降雨浸透現象の検討

ここでは、本研究の対象とした、表土と土石流堆積物を主体とする未固結堆積物により構成される地盤(室内実験に基づく 10^{-5}m/s 程度の透水性)における降雨浸透現象に関して考察を行う。

土壤水分計 No.3-1、No.4-1 と No.3-2、No.4-2 の測定結果に基づく推定飽和度を比較すると、前者は降雨浸透により1.0に近い飽和度に上昇するのに対し、後者は最大0.7～0.8程度にしか上昇しない。このことから、降雨浸透による地盤の水飽和領域は高々1m程度と考えられる。当該領域には表土が分布することから、これより下位の未固結地盤は降雨により水飽和されないものと推定される。

地下水位測定の結果、降水量の小さい時はEL935m(深度6～7m)程度に地下水位が存在し、降雨があった時には1m程度上昇する。また、降水量の大きい時にはNo.1孔でEL935m程度、No.2孔でEL937m程度(深度5～6m程度)に地下水位が存在し、降雨があった時には1～3m程度上昇する。さらに、最深部に設置した土壤水分計 No.4-4 は飽和度0.9～1.0の値で、降雨に対する大きな変動がないことから、周辺地盤はほぼ水飽和していると考えられる。これらのことから、深度4m以深は地下水位の上昇とこれに伴う水飽和領域であると考えられる。地下水位よりも上位において水飽和領域が形成される原因として、毛管圧の存在が考えられる。図2に示した粒径加積曲線から、地盤材料を細砂および一部シル

トが含まれていると考ええると、毛管上昇量は数十cm～1.5m程度と言われている(Bear, 1972)。

土壤水分計 No.3-2、No.3-3、No.4-2、No.4-3 の測定結果に基づく飽和度推定結果から、表土よりも下位の不飽和未固結地盤内においても、降雨に伴い水分移動が行われることが示された。この水分移動速度から推定される透水性は、地盤の飽和状態における透水性と同等であると考えられる。

以上を降雨浸透の領域分布としてモデル化した概念図を図21に示す。この概念図に描いた基本的な概念はBear (1972)、山本(1983)などにより既に提示されているものとはほぼ同様のものであるが、本研究では、実測データに基づいて降雨浸透に伴う不飽和地盤内の水分移動をより詳細に表現できたものとする。

4.2 土壤水分計の設置方法について

No.3孔、No.4孔において、ほぼ同深度に設置した土壤水分計の測定値に基づく飽和度の変化を比較すると、その変動範囲は概ね一致している。また、地表付近の土壤水分計 (No.3-1、No.4-1) では、降雨に伴い、最深部の土壤水分計 (No.4-4) では地下水位の上昇により、それぞれ飽和度が1.0に近い値を示している。これらのことから、設置した土壤水分計から推定される飽和度は、周辺地盤の飽和状態を概ね反映しているものと考えられる。

図11において、No.3-1とNo.4-1を比較すると、No.3-1の方が降雨の影響により飽和度が1.0となる頻度が高い。2008年3月～4月にかけてはNo.3-1、No.4-1とも頻繁に飽和度が1.0となるが、No.4-1ではこれ以降ほとんど飽和度が1.0になっていないことが分かる。また、表2において抽出された降雨イベントを対象に、No.3-1、No.4-1とそれぞれの直下のセンサ (No.3-2、No.4-2) における推定飽和度のピークの時間差を比較すると、No.4孔の孔口付近よりもNo.3孔の孔口付近の方が浸透速度は速いことが推察される。これは、No.3孔では孔口に付近の地盤材料を充填したため、降雨が地表面から充填した地盤材料を直接浸透するのに対し、No.4孔では孔口にセメントを充填しているため、直接降雨がボーリング孔

を介して流入しない処理をしたことが原因であると考えられる。

以上のことから、土壤水分計の設置方法として本研究で採用した、1) 周辺地盤の飽和状態を概ね反映させるため、設置深度相当の地盤材料をセンサに取り付け、かつ設置深度においてセンサ周辺に当該地盤の材料を充填して固定する方法、2) 孔口においてボーリング孔を通じて水分が直接流動することを防ぐため、センサ上部をセメントで止水する方法、は有効であるとする。

4.3 陥没に寄与する地下水流動のモデルについて

図21に示したモデルを用いて、地表に陥没を引き起こすメカニズムとして、以下が考えられる。まず、水路トンネルの数m上部に地下水位が存在し、降雨時には3～4m上部まで水位が上昇する。トンネルは大気圧であるため、トンネル天端付近では短期間に動水勾配が増大する。今回対象とした、築後数十年が経過した水路トンネルでは、この動水勾配の短期間の増大が繰り返し発生するものと考えられる。また、当該地点の地盤材料は、粒度分析結果(図2)から、粒径が0.075～0.25mmとなる細砂およびこれよりも細粒の粒子が40%程度含まれており、粒径の小さい粒子が

多い。これらのことから、トンネル直上部ではパイピングによる土砂流出の可能性はある。

一方、水分移動領域のある未固結地盤には、細粒分が多く透水性の低い土石流堆積物に、一部透水性の比較的高い溪流堆積物が挟在することから、宙水の存在が考えられる(久野ほか, 2009)。また、土石流堆積物中には木の根、生物の巣穴などが多くみられることから、この痕跡がパイプ(マクロポア)となる可能性があり(Germann and Beven, 1985)、パイプが形成された場合、マトリックス部と比較して流速の大きい流れが生じると考えられる(北原ほか, 1994)。これらのことから、水分移動領域においても宙水・パイプを介して土砂が流出する可能性がある。以上のパイピングを伴う土砂流出作用から、地表面に陥没を生じさせる空間が形成されることが考えられる。

5. 結論

陥没現象が生じた水路トンネルとその上部未固結地盤において、降雨の浸透現象を明らかにすることを目的とし、地下水位と土壤水分量の時間変化を測定し、以下の結論を得た。

- (1) 水路トンネルが存在する、透水係数 10^{-5} m/s 程度の未固結地盤のうち、地表より数mの

図21 調査対象とした未固結地盤における降雨浸透領域分布

Fig. 21 Distribution of rainfall infiltration area in the unconsolidated ground of the investigation

領域を対象に、地下水位測定、ADR法による土壌水分計を用いた間隙内飽和度の推定を行った。地下水位は7m程度離れた2か所、土壌水分計は2m程度離れたボーリング孔2孔のそれぞれ4深度(GL-0.6、1.8～1.9、2.9～3.0、3.9～4.6m)にボーリングコアを接着させながら設置し、測定を行った。また、未固結地盤内の飽和度の推定方法として、ボーリングコアを用いたキャリブレーション式を導出する方法を提示した。

- (2) 地下水位測定、飽和度推定結果から、未固結地盤内に1) 降雨浸透により水で飽和される領域(深度1m程度)、2) 不飽和地盤内を降雨に起因して水分が移動する領域(深度3～4mまで)、3) 地下水位および毛管圧による水飽和領域(深度4m以深)が存在することが明らかとなった。2)の領域における水分移動速度から推定される透水性は、飽和度が0.7よりも大きい場合、地盤の飽和状態における透水性と同等となる可能性が示された。
- (3) 未固結地盤を対象とした地盤中の降雨浸透領域分布について、水分移動形態を考慮することによりモデル化した。このモデルの基本的な概念は既往研究より提示されているものとはほぼ同様のものであるが、本研究では、土壌水分量、地下水位の実測データに基づいてモデルを構築しており、降雨浸透に伴う不飽和地盤内の水分移動をより詳細に表現できたものと考ええる。
- (4) 土壌水分計の設置方法として、1) 周辺地盤の飽和状態を概ね反映させるため、設置深度相当の地盤材料をセンサに取り付け、かつ設置深度においてセンサ周辺に当該地盤の材料を充填して固定する方法、2) 孔口においてボーリング孔を通じて水分が直接流動することを防ぐため、センサ上部をセメントで止水する方法、が有効であることが示された。

謝 辞

本研究を実施するにあたり、室内試験に関して(株)セレスの小中真一氏、須藤昌幸氏に多大な

ご協力を頂いた。ここに記して謝意を表明する。

参考文献

- 雨宮 悠・武藤 勲・中野政詩(1981): 台地不飽和土壌水分帯域の保水と移動—シラス地帯における土の特性と水の動態(Ⅲ)—、農業土木学会論文集、**93**、13～21.
- 石原研而(1988): 『土質力学』丸善、297p.
- 市川嘉輝・馬場仁志(1997): 実斜面を用いた土中水分計測について、開発土木研究所月報、**525**、2～10.
- 榎 明潔(1999): 降雨時の斜面表層崩壊、土と基礎、**47**(5)、17～20.
- 北原 曜・寺嶋智巳・中井裕一郎(1994): 側方浸透流量に占めるパイプ流量の割合、日本林学会誌、**76**(1)、10～17.
- 久野春彦・塩竈裕三・小早川博亮・上原史洋・小角 亨・高瀬信一(2006): トンネル経過地未固結地山の陥没メカニズムの検討、平成17年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集、429～432.
- 久野春彦・塩竈裕三・小早川博亮・鈴木浩一・末永 弘(2007): トンネル経過地未固結地山の陥没メカニズムの検討(その2)、平成18年度日本応用地質学会研究発表会講演論文集、177～178.
- 久野春彦・小早川博亮・塩竈裕三・末永 弘(2009): 未固結地盤陥没メカニズムの検証、地盤工学会誌、**59**(9)、10～13.
- 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一(1987): 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化、日本林学会誌、**70**(9)、381～389.
- 笹原克夫・海老原和重・綱木亮介(1996): 急勾配斜面の崩壊発生機構に関する実験的研究、地すべり、**32**(4)、1～8.
- 笹原克夫(1999): 降雨浸透に伴う急勾配砂質土砂面のせん断変形の解析、地すべり、**36**(1)、12～19.
- 塩沢 昌・中野政詩(1981): 不飽和層の排水過程としての地下水涵養機構、農業土木学会論文集、**92**、35～42.
- Thi Ha・佐々木康・森脇武夫・加納誠二(2003): 自然まさ土斜面における土中水分およびサクシンの現地計測、土と基礎、**51**(11)、38～40.
- 登坂博行(2006): 『地圏の水環境科学』東京大学出版会、364p.

- 中島 誠・井上光弘・澤田和男・クリスニコル (1998): ADR 法による土壌水分量の測定とキャリブレーション. 地下水学会誌, **40** (4), 509～519.
- 西垣 誠・小松 満・龍満弘誠 (2007): 豪雨時における斜面崩壊予測に関する基礎的研究. 土と基礎, **55** (6), 24～26.
- 西田 薫・川上英二 (2000): 間隙水の比抵抗が岩石の比抵抗特性に及ぼす影響と並列回路モデルを用いた検討. 物理探査, **53** (2), 167～181.
- 西田義親・八木則男・二木幹夫 (1977): 雨水浸透による地盤内発生間隙圧と斜面安定. 土木学会論文集, 262, 91～100.
- 平松晋也・水山高久・石川芳治 (1991): 山腹斜面における雨水の挙動と数値モデルによる再現性に関する研究. 新砂防, **44** (1), 21～30.
- 山本莊毅 (1983): 『地下水調査法』, 古今書院, 490p.
- 梁 偉立・小杉賢一朗・林 祐妃・水山高久 (2006): 雨水鉛直浸透にかかわる土壌水分特性パラメータの特定手法に関する考察. 砂防学会誌, **59** (3), 3～12.
- Bear, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media, Dover Publications, Inc., 764p.
- Bronstert, A. and E.J. Plate (1997): Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments, *Journal of Hydrology*, **198**, 177～195.
- Gaskin, G.J. and J.D. Miller (1996): Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique, *J. Agric. Eng. Res.*, **63**, 153～160.
- Germann, P.F. and K. Beven (1985): Kinematic Wave Approximation to Infiltration into Soils with Sorbing Macropores, *Water Resources Research*, **21** (7), 990～996.
- Harverkamp, M., M. Vauclin, J. Touma, P.J. Wierenga, and G. Vachaud (1977): A Comparison of Numerical Simulation Models for One-Dimensional Infiltration, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 285～294.
- Hvorslev, M.J. (1951): Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, U.S. Army, Bulletin, **36** (7), 47～52.
- Jayawardena, A.W. and J.J. Kaluarachchi (1986): Infiltration into Decomposed Granite Soils: Numerical Modelling, Application and Some Laboratory observations, *Journal of Hydrology*, **84**, 231～260.
- Miller J.D. and G.J. Gaskin (1996): The development and application of the ThetaProbe soil water sensor, MLURI Technical Note. *Macaulay Land Use Research Institute, Aberdeen, U.K.*, 14p.
- Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan (1980): Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. *Water Resources Research*, **16** (3), 574～582.

(受付: 2009年8月19日、受理: 2011年3月5日)