

1. はじめに

近年の研究により基岩内にも水が浸透していることが明らかになり(e.g., 寺嶋ら, 1993), 基岩内地下水が山地源流域での水収支(e.g., Montgomery et al., 1997)や崩壊発生(e.g., 恩田ら, 1999), 溪流の水質形成(e.g., Burns et al., 1998)に大きな役割を果たすことが指摘されている。しかし, 基岩から流出してきた水に対しては精力的に観測などが行われてきたものの, 基岩層内部での水移動プロセスについてはほとんど明らかにされていない。そこで本研究では, 野外観測および室内物理試験により, 基岩層内の水移動プロセスを明らかにすることを目的とする。

2. 野外観測

2.1 流域の概要および観測項目

対象流域は滋賀県南西部に位置する桐生水文試験地内の赤壁流域(0.086 ha)である。基岩地質は風化花崗岩で, 土壌-基岩境界面は比較的明瞭に認められる。簡易貫入試験により計測した基岩の N_c 値は 50 以上で, 既往の研究(e.g., 沖村・田中, 1980)とも一致する。2005 年に K2(深さ 20 m)および K3(15 m)地点にて調査ボーリングを行い, ボーリング孔内の水位を計測した。また, 流域の谷筋にあたる 7 地点(T1~T7)の土層および基岩層内にテンシオメータを密に設置し, 圧力水頭を計測した(図 1)。

2.2 結果と考察

2006 年 7 月 13 日から 25 日にかけての大規模な降雨イベント(総雨量 362.2 mm)時における観測結果の一部を図 2 に示す。斜面下部にあたる T3 では, 土層厚の小さい(図 1)ことを反映して土層表層(図 2b)の圧力水頭は降雨に鋭敏に反応し正圧を示すことも多く, 基岩表層の圧力水頭(図 2c)も降雨に比較的鋭敏に反応した。一方, 土層厚の大きい T5 や T6 では, 土層表層(図 2b)の圧力水頭は降雨に鋭敏に反応したものの, 基岩表層の圧力水頭(図 2c)は T3 より緩やかに反応した。このように土層内の浸透過程が基岩浸透に大きな影響を与えていた。基岩深部(図 2d)では, 降雨前には概ね尾根から谷底に向かう水の流れが見られたが, 降雨により斜面下部にあたる T3 や T4 の全水頭が先に上昇し始めたために T5 の全水頭よりも大きくなり, 谷底から尾根へ向かう水の流れが発生した。この現象は T5 の全水頭が遅れて上昇したことで解消され, 7 月 22 日以降は再び尾根から谷に向かう流れとなった。ボーリング孔内の地下水位(図 2e)でも同様の現象が確認された。以上の現象は, 降雨前の基岩内地下水面形がほぼ水平である(図 2e)のために, 斜面下部ほど地表面から基岩内地下水面までの距離が小さく, それゆえ降雨により素早く反応して全水頭や地下水位が先に上昇するためと考えられた。

3. 室内物理試験による水分特性の計測

3.1 方法

調査ボーリングの際に得られた基岩の不攪乱コアサンプル(直径 5.0 cm)から, 岩盤区分($D_L \sim C_M$ 級)ごとに 1ないし 2 つずつサンプルを選定して高さ 5.7~10.5 cm の円柱状に整形し, Katsura et al. (2006)の方法に従って変水位法により飽和透水係数 K_s を求めた。また, 加圧板法により水分特性曲線を求めた。

3.2 結果

得られた基岩サンプルの飽和透水係数 K_s を図 3 に示す。参考のため, 本流域で採取された土層の値も示した。土層の飽和透水係数は 10^{-1} cm/s のオーダーであるのに対し, 強風化基岩(D 級および C_L 級)サンプルでは $3.6 \times 10^{-6} \sim 1.7 \times 10^{-4}$ cm/s, 弱風化基岩(C_M 級)サンプルでは $9.5 \times 10^{-9} \sim 5.2 \times 10^{-6}$ cm/s であり, 風化が進むにつれて K_s の値が大きくなっていった。計測の完了したサンプルの水分特性曲線を図 4 に示す。基岩サンプルの解体および絶乾重量の計測が未実施のため, 基岩の飽和体積含水率を 10%と仮定して水分特性曲線を描いた。体積含水率は圧力水頭

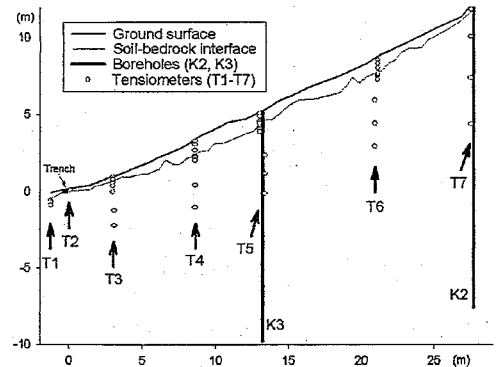


図 1 観測流域の縦断面図

T1~T7 はテンシオメータ設置地点, K2・K3 はボーリング孔を表す。

ψ の低下に伴って湿潤領域(-200< ψ <0 cm)で急激に低下したが、乾燥領域ではほとんど変化しなかった。全体として、体積含水率の変化幅は2.0~5.4%と3サンプルとも非常に小さかった。

4. まとめ

基岩層内の地下水位および圧力水頭を計測することにより、基岩層内での飽和・不飽和水移動プロセスを明らかにすることができた。今まで簡易貫入試験により「基岩」とされ不透水とされてきた層にも雨水が浸透しており、基岩層内の水移動が山地源流域での水文プロセスにおいて重要な役割を果たしているといえる。また、土層の直下に存在する強風化基岩サンプルの飽和透水係数は降雨強度 0.13~6.12 mm/hr に相当するなど、水分特性の上からも基岩を介した水文過程の重要性が示唆される。今後も野外観測を継続し、一方でボーリングコアの水分特性を用いたモデル計算を行うことで、基岩層を介した水文過程をさらに解明していく予定である。

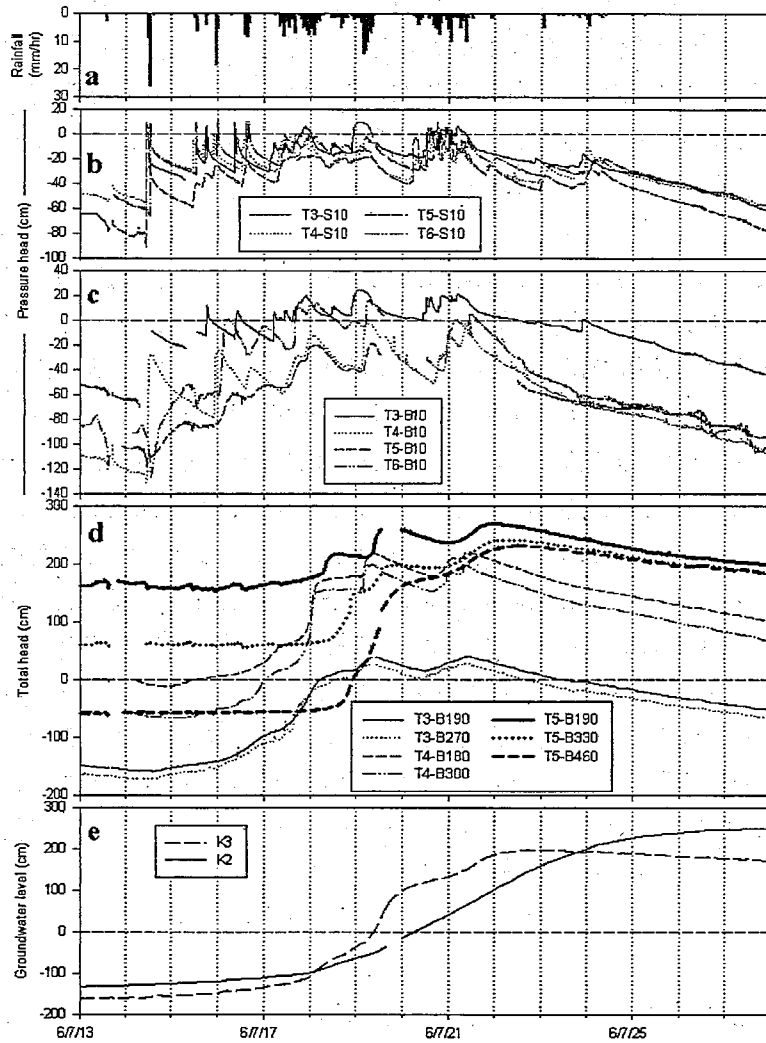


図2 雨量(a)、土層表層(b)および基岩表層(c)の圧力水頭、基岩深部の全水頭(d)、およびボーリング孔内の地下水位(e)の観測結果
Sは土層、Bは基岩内を表す。それに続く数字は、Sについては地表面からの、Bについては基岩面からの深さ(cm)を表す。基岩深部の全水頭(図2d)およびボーリング孔内の地下水位(図2e)は、流域下部に設けられたトレンチ(図1)下端(基岩面にあたる)を高さの基準にとった。

【参考文献】寺嶋ら(1993) 日本水文科学会誌 23, 105-118; Montgomery et al. (1997) Water Resour. Res. 33, 91-109; 恩田ら(1999) 砂防学会誌 51, 48-52; Burns et al. (1998) Water Resour. Res. 34, 1987-1996; 沖村・田中(1980) 新砂防 116, 7-16; Katsura et al. (2006) Vadose Zone J. 5, 35-47

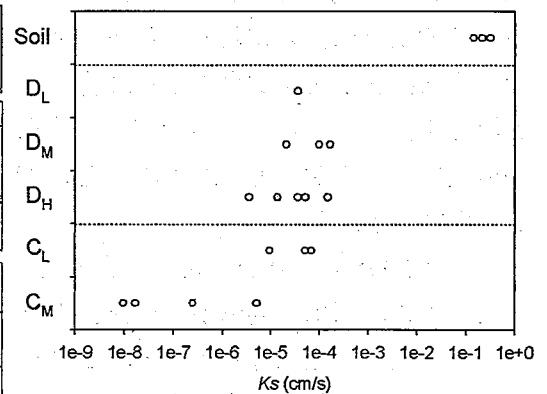


図3 土層および基岩層の飽和透水係数 K_s
基岩層については岩盤区分ごとに示した。岩盤区分は D_L 級が最も風化の進んだ状態を表しており、以下 D_M , D_H , C_L , C_M 級の順に風化の程度が弱くなる。

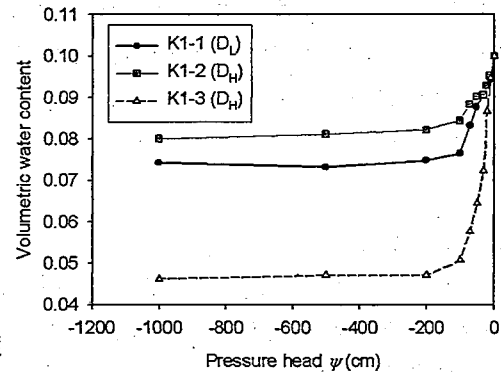


図4 基岩層の水分特性曲線
飽和体積含水率を10%と仮定して描いた。凡例の括弧内はそのサンプルの岩盤区分を表す。