

凝灰角礫岩山地源流域の厚い粘土層が水文プロセスに与える影響

北海道大学大学院農学院 ○吉野孝彦

北海道大学大学院農学研究科 桂真也

1. 背景

山地源流域における水文プロセスを明らかにすることは、防災・減災や社会経済活動の維持、環境保全等の観点から極めて重要である。近年の斜面水文学では、従来は不透水層として扱われてきた基岩にも雨水が浸透し、基岩内地下水を形成・貯留し、その後土層や渓流水に直接流出することで土層内の地下水位変動や渓流水の量・質に影響を与えていると考えられている^[1]。基岩風化物が低透水性の粘土層を形成するような流域では、表土層の直下に粘土層が形成される層構造を示すため、粘土層が従来の基岩のような不透水層として働くと考えられてきた。その一方で、粘土層が存在する流域でも基岩内地下水位の変動が観測された事例も報告されていることから^[2]、粘土層内にも水が浸透し、表土層内のみならず基岩内を含めた流域の水文プロセスに影響を与えていると考えられる。しかし粘土層内、基岩内両方が水移動の場として働く場合、粘土層が水文プロセスにどのような影響を与えているのかはよく分かっていない。そこで本研究では、基岩風化物により厚い粘土層が形成された山地源流域において、表土層・粘土層・基岩の三層を対象に水文観測し、厚い粘土層が山地源流域の水文プロセスに与える影響を調査した。

2. 調査地・方法

調査地は、北海道大学雨龍研究林内の母子里試験流域の山地源流域に当たる家内流域（3.3 ha）である（図 1a）。標高 437～510 m 区間の平均勾配は 18°である。雨龍研究林で観測されている気象データによると、1956～2014 年の年平均降水量は 1390 mm であり、このうち 50%程度が降雪として供給される。基岩地質は凝灰角礫岩であり、基岩の上には基岩風化物である難透水性シルト粘土層が分厚く堆積している（約 3～4 m）。また、表土層の厚さも 100 cm 程度あるため、地表面から基岩までの距離はおおよそ 4～5 m に達する。家内流域の表土層・粘土層・強風化基岩のコアサンプルの飽和透水係数は、それぞれ 9.79×10^{-3} cm/sec, 7.81×10^{-6} cm/sec, 2.29×10^{-5} cm/sec である^[3]。また、中風化基岩・弱風化基岩については亀裂流が卓越することが示唆されている^[3]。家内流域では 2020 年に調査ボーリングが行われ、掘削されたボーリング孔（MB1, MB2）を利用して基岩内地下水位・水温を温度計付き圧力式水位計により 1 時間間隔で計測した。ボーリング孔の掘削深度は MB1, MB2 それぞれ 35 m, 25 m であり、表土層・粘土層からの水が直接孔内に入らないように、地表面から深度 5 m までは無孔区間となっていた（図 1b）。流域末端部付近（T4）には表土層内に井戸を掘削し、温度計付き圧力式水位計により表土層内地下水位・水温を計測した。更に、流域末端部では粘土層の上を流れる湧水が確認されたため、この湧水を集める堰を設置し、湧水の流量・水温を計測した。テンシオメータを四か所（T1～T4）に三深度（おおよそ 40, 90（表土層内）、230 cm（粘土層内））設置し、圧力水頭を 1 時間間隔で計測した。各井戸、堰から定期的に採水し、また T2 付近で表土層内（約 40 cm）、粘土層内（約 230 cm）に設置したライシメータを用いて、表土層内・粘土層内の貯留水を採水した。採水した水サンプルを対象に、陽イオン濃度分析を実施した。

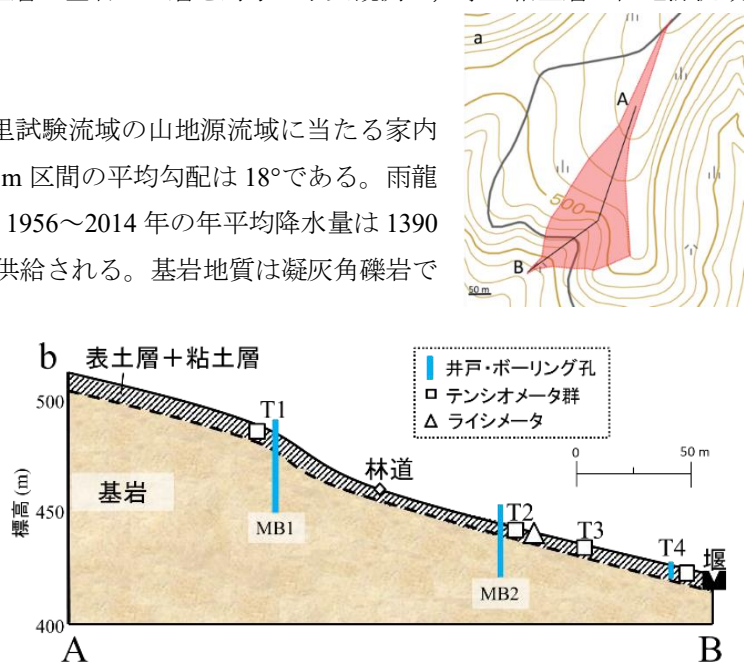


図 1：家内流域の(a) 地形図、(b) 断面図

卓越することが示唆されている^[3]。家内流域では 2020 年に調査ボーリングが行われ、掘削されたボーリング孔（MB1, MB2）を利用して基岩内地下水位・水温を温度計付き圧力式水位計により 1 時間間隔で計測した。ボーリング孔の掘削深度は MB1, MB2 それぞれ 35 m, 25 m であり、表土層・粘土層からの水が直接孔内に入らないように、地表面から深度 5 m までは無孔区間となっていた（図 1b）。流域末端部付近（T4）には表土層内に井戸を掘削し、温度計付き圧力式水位計により表土層内地下水位・水温を計測した。更に、流域末端部では粘土層の上を流れる湧水が確認されたため、この湧水を集める堰を設置し、湧水の流量・水温を計測した。テンシオメータを四か所（T1～T4）に三深度（おおよそ 40, 90（表土層内）、230 cm（粘土層内））設置し、圧力水頭を 1 時間間隔で計測した。各井戸、堰から定期的に採水し、また T2 付近で表土層内（約 40 cm）、粘土層内（約 230 cm）に設置したライシメータを用いて、表土層内・粘土層内の貯留水を採水した。採水した水サンプルを対象に、陽イオン濃度分析を実施した。

3. 結果・考察

家内流域で計測された粘土層内の圧力水頭は、降雨や融雪に比較的敏感な応答を示す。例として、T1～T3 で計測された圧力水頭の結果を図2に示す。いずれの地点においても、無降雨期間が続けば圧力水頭は徐々に低下するものの、降雨に反応して飽和・あるいは飽和に近い状態となる。表土層-粘土層間の水理水頭を計算したところ、いずれの地点も恒常的に下向きのフラックスが生じており、家内流域の粘土層内にも水が浸透している様子が分かった。T4の表土層内では恒常的に地下水位が観測され、またT4の粘土層内で計測された圧力水頭も恒常的に正の値を示していた。このことから、T4地点では表土層、粘土層で一つの飽和帯を形成していると考えられる。図3に基岩内地下水の水位・水温変動、湧水の水温変動を示した。MB2の基岩内地下水位は粘土層-基岩の境界（深度5.1m）を度々越えており、MB2（T2地点）では基岩内地下水が粘土層内に度々侵入していると考えられた（図3b）。水質（ Al^{3+} 、 Ba^{2+} 、 Ca^{2+} 、 K^{+} 、 Li^{+} 、 Mg^{2+} 、 Na^{+} ）の計測結果に着目すると、粘土層内貯留水、MB2基岩内地下水がT4表土層内地下水や湧水の起源となっている可能性が考えられた。しかし水温に着目すると、基岩内地下水の水温は、観測初期に低下傾向を示すものの、おおよそ4℃前後で安定しており、年変動の大きな湧水の水温とは大きく異なる傾向を示す（図3c）。このことから、家内流域の湧水の直接的なソースとして働いているのは粘土層内貯留水であると考えられる。過去の研究では、土層内へ復帰してきた基岩内地下水に対し、*riparian zone* が緩衝帯として働き、基岩内地下水の湧水・溪流水への質的な寄与を小さくすることを示した事例もある^[4]。家内流域では、基岩内地下水は粘土層内に復帰するものの、粘土層内での水移動が緩慢で、また粘土層が厚く形成されているために、より強力な質的緩衝帯として働いたと考えられる。

以上のことから、厚い粘土層は、基岩内地下水が基岩から流出する際に強力な質的緩衝帯として働き、湧水や溪流水への基岩内地下水の質的な寄与を小さくする、という影響を与えることが示された。Iwasaki et al. [4]は、谷次数の増加に伴って *riparian zone* が減少し、基岩内地下水の寄与が増加することにも言及しており、谷次数の増加により粘土層の質的緩衝帯の影響がどのように変化するかにも着目する必要がある。

謝辞

本研究を行うにあたって、北海道大学雨龍研究林のスタッフの皆様、北海道大学大学院農学研究院 渡部敏裕准教授に多大なご協力を頂いた。なお本研究は JSPS 科研費 JP19H02392、クリタ水・環境科学振興財団、国土地理協会、JST 次世代研究者挑戦的研究プログラム JPMJSP2119 の助成を受けて実施した。

参考文献

[1] Uchida et al., (2003) *Water Resour. Res.*, 39 (1), doi: 10.1029/2002WR001298. [2] Gabrielli et al., (2012) *J. Hydrol.*, 450-451, 117-133. [3] 鈴木ら (2022), 2022 年砂防学会研究発表会概要集, 571-572. [4] Iwasaki et al., (2015) *Hydrol. Process.*, 29, 1535-1548.

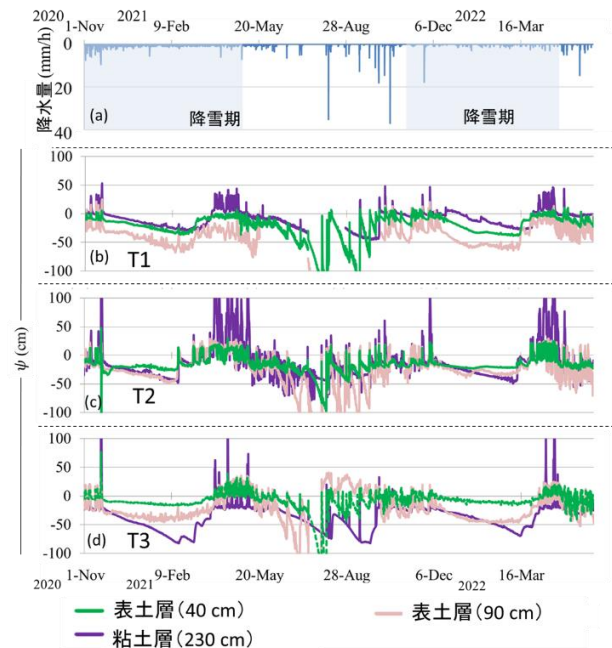


図2：(a) 降水量，(b) T1，(c) T2，(d) T3の圧力水頭の経時変化

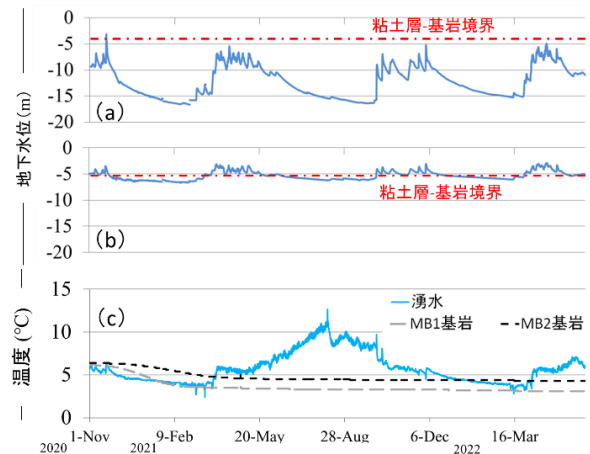


図3：(a) MB1，(b) MB2の基岩内地下水位，(c) 湧水と基岩内地下水の水温の経時変化