

1. はじめに

近年、山地源頭部の雨水流出機構および崩壊発生予測の上で、岩盤中の水流の重要性が強調されてきた(例えば、Montgomery *et al.*, 1996)。特に、堆積岩山地で降雨のピークに遅れて発生する深層崩壊に対する岩盤地下水の寄与が強調されてきた(恩田ら, 1999)。一方で、表層崩壊が多発する花崗岩山地においても、近年、岩盤地下水が山地斜面の雨水流出機構や山地溪流の水質形成に対して重要な役割を果たしていることが明らかにされてきた(例えば、Asano *et al.*, 2002)。これらの研究から、基岩地質によらず、山地の斜面安定、崩壊発生に岩盤地下水が関与していると考えられる。しかしながら、岩盤中の水流の特性に関する定量的な情報は、古くから岩盤地下水の重要性が指摘されてきたカルスト地域を除いて、ほとんど蓄積されていないのが現状である。

岩盤中の水流の特性を表す定量的な情報として、①岩盤地下水の涵養域と流出域の大きさ、②岩盤地下水の流出速度、③岩盤内の水の貯留量、④岩盤地下水の存在深度があげられる。そこで、本研究では岩盤内の水流の定量的な情報の蓄積に向けての第一段階として上記の①及び②について検討することにする。

2. 観測流域と観測手法

観測は滋賀県南東部田上山地に位置する不動寺試験流域において行った。基岩地質は花崗岩で、土層厚は 60～120cm であり、谷筋の平均勾配は 37 度の 0 次谷である。本流域は田上山地内に残された数少ない天然林流域である。流域末端には 2 つの恒常的な湧水が観察でき、1 つは土壌層から、もう 1 つは岩盤の割れ目からの湧出である。前者を「湧水」、後者を「岩盤湧水」と呼ぶことにする。これら 2 つの湧水が混合し、溪流を形成している。

本流域では、降雨量、流域から流出水量、岩盤湧水量の観測に加え、谷筋の土壌-岩盤境界面における土壌水ポテンシャルを 1.5～4 m おきに 5 地点で測定した。各測定点は斜面末端から上方へ向けて、F1、F1.5、F2、F2.5、F3 とした。観測点 F1 では、土壌-岩盤境界面上に恒常的に飽和地下水帯が観測されるが、F2 より上部の観測点では、降雨時のみ飽和地下水帯が発生する(内田ら, 2001)。

F1 および F2 で 3 深度、F1.5、F2.5、F3 で土壌-岩盤境界面上の地温を測定した。さらに、流出水、地下水、土壌水を 2～3 週間おきに採取し、シリカ濃度を測定した。

3. 観測結果と考察

3.1 地温変動を用いた岩盤地下水の流出域の推定

地温の年変動はサインカーブによって表現できた。地表面の温度の振幅を A_0 、周期(=1 年)を T とし、各点の地温変動に水の移動による熱の移流の影響が小さく、土の熱伝導率(K)の空間分布が無視できると仮定すると、深さ Z_i 地点の地温の振幅は、以下の式で表すことができる。

$$A_i = A_0 \exp(-Z_i \sqrt{\pi / KT})$$

図-1 に深度と振幅の関係を示す。この結果、10 cm、40 cm の地温及び F2、F2.5、F3 における土壌-岩盤境界面の地温はほぼ同一の直線上にあることから、水移動による熱の移流の影響は小さいといえる。一方、F1、F1.5 の土壌-岩盤境界面の地温変動の振幅は、測定深度の割に小さく、深い層からの水供給の影響があったと考えられる。この結果から岩盤地下水の流出域と涵養域の境界が F1.5 と F2 の間にあるとし、岩盤地形の測定結果に基づき岩盤地下水の流出域を推定した。推定された岩盤地下水の流出域は 14～21 m² であり、流域全体の約 2% であった。

3.2 シリカ濃度を用いた流出速度の推定

深度 40 cm 以深の土壌水、F2、F3 における降雨時に発生する地下水の溶存シリカ濃度は深度、斜面部位によらず、約 80 μmol L⁻¹ であった。一方、岩盤湧水のシリカ濃度は 375 μmol L⁻¹ で年間通して、ほぼ一定であった。このことは、岩盤と土層でシリカの溶出しやすさが大きく異なること、比較的短時間で地中水のシリカ濃度が平衡に達することを意味しており、溶存シリカ濃度が岩盤中を経由してきた水と土層のみを経由してきた水を分離するのに有効なトレーサーであることを示している。

そこで、シリカ濃度を利用して、岩盤中を経由してきた水と土層のみを経由してきた水の 2 成分に渓流水を分離した。基底流時の渓流水中の 55～90% は岩盤中を一旦経由してきた水であり、流量は約 2～5 mm d⁻¹ であった(図-2)。これと 3.1 の結果から計算される土壌-岩盤境界面における岩盤地下水流出速度は $1.2 \sim 3.0 \times 10^{-4}$ cm s⁻¹ であった。

3.3 降雨時の応答

図-3 に示した 6 月後半は、F1、F2 のいずれの地点においても、深さの増大にともない地温は低下する鉛直分布を示した。F1 及び F2 の土壌-岩盤境界面の地温は、降雨中においていずれも上昇した。この結果は、降雨時においては、恒常的な飽和地下水帯及び降雨時にのみ発生する地下水帯のいずれもが、浅い土壌水、林内雨の浸透の影響

を強く受け、岩盤からの地下水供給の影響は小さいことを示している。すなわち、岩盤地下水の流出域は降雨時においても斜面上部への顕著な拡大は生じなかったといえる。

さらに、比較的小規模な降雨時(総降雨量 27mm)の渓流水の溶存シリカ濃度の連続観測データを基に、3.2 と同じ手法を用いて岩盤地下水の寄与を推定した。その結果、溪流流量は降雨波形に応じて降雨前に比べてピーク時で 5 倍程度増大したが、渓流水中に占める岩盤地下水の量は変化しなかった。

4 まとめ

花崗岩山地 0 次谷における岩盤地下水の流出機構の定量化に向けて、流出域、流出速度の推定を行った。その結果、基底流出時の岩盤地下水の流出域は 14~21 m²、流出速度は 1.2~3.0×10⁻⁴ cm s⁻¹、渓流水に占める岩盤を経由してきた水の割合は平均で 82%であった。流出域、流出速度は降雨時においても基底流出時と比べて大きく変化しないことがわかった。

本研究より、地温、シリカ濃度の連続測定が岩盤地下水の流出域、流出速度の定量化に有効であることが示された。そこで、今後、同手法を用いて大規模な降雨に対する岩盤地下水の応答を定量化することによって、岩盤地下水の流出機構、崩壊発生に及ぼす影響を明らかにしていけるものと考えられる。

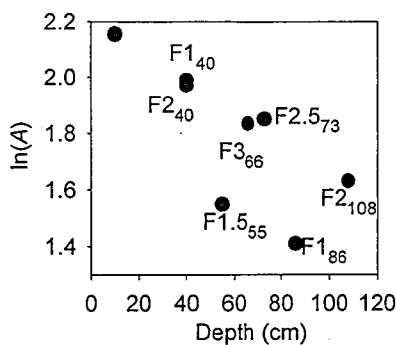


図-1 地温の年変動の振幅と測定深度の関係(図中の添え字は観測点の深さを示し、40cm 以深の測定結果は土壌-岩盤境界面の測定結果である。)

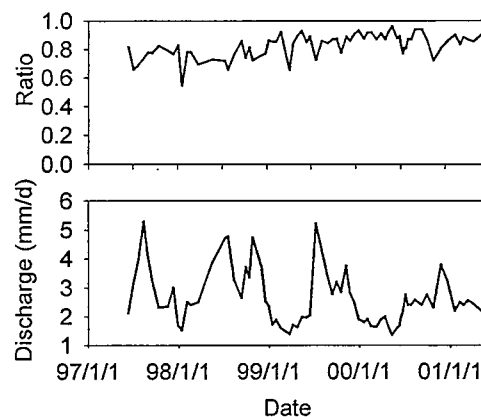


図-2 岩盤内を経由した水の渓流水に占める割合と流出量

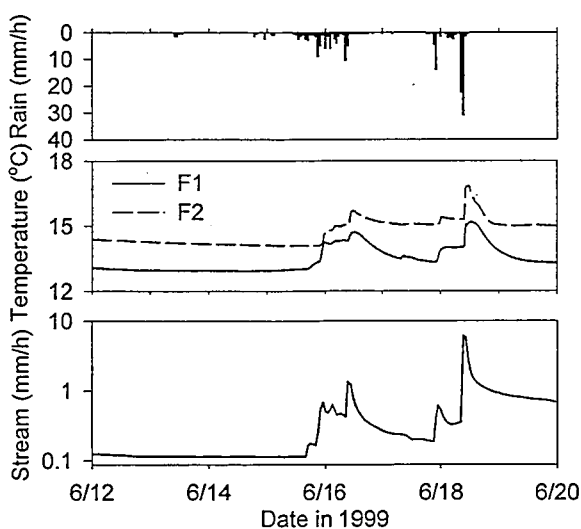


図-3 土壌-岩盤境界面の地温変動とハイドログラフ

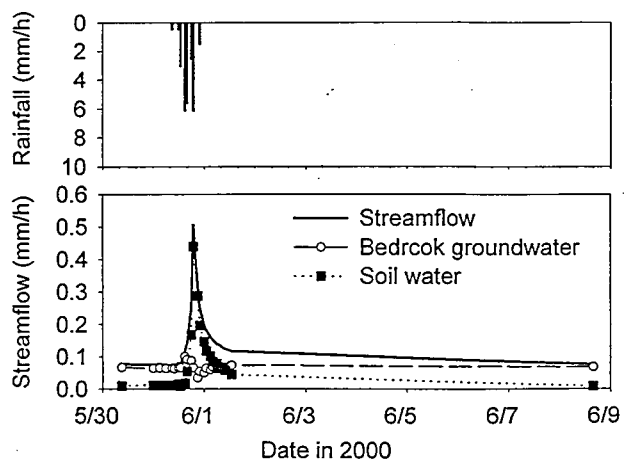


図-4 溶存シリカ濃度を用いた降雨時の流出成分分離

【参考文献】Montgomery D. R. *et al.*, 1997. *Water Resources Research*, 33, 91-109; 恩田ら 1999. 砂防学会誌 51(5), 48-52; Asano Y. *et al.*, 2002. *Journal of Hydrology*, 261, 73-192; 内田ら 2001. 日本水文科学会誌 31, 59-72