

P80 花崗岩山地における基岩内の水文プロセスについての解析

京都大学農学研究科 ○宮田 秀介、内田 太郎、水山 高久
安藤 宏幸、浅野 友子

1, はじめに

近年、山地斜面部の崩壊については岩盤地下水の重要性が指摘されている(恩田ほか1999)。内田ほか(2001)により、岩盤内地下水の存在とその基底流出への寄与が示されたが、岩盤内での水移動については依然不明な点が多い。そこで本研究では、花崗岩山地 1 次谷流域における多数の湧水点についての水文・水質観測より、岩盤湧水の流出形態を明らかにするとともに山地源流域の流出への岩盤湧水の影響度を検討する。

2, 観測流域の概要と観測項目

2.1 観測流域の概要

岐阜県の福井県境、滋賀県境に接する揖斐郡坂内村に観測流域を設定し、G2 流域 (Fig.1) と名付けた(加藤ら、2000)。流域面積は 0.59 ha。地質は風化花崗岩である。植生は落葉広葉樹であり、下層はササやシダ類がみられ、河床は岩盤が露出している。0 次谷の下部の湧水が合流して河道が出現している (Fig.1 の③直下)。岩盤の割れ目からの湧水は河道沿いに発見されただけでも約 20 点存在した。

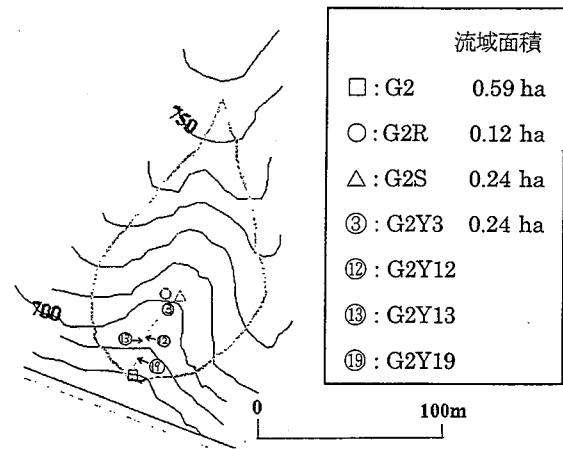


Fig.1 流域の概要

2.2 観測項目

岩盤湧水 (10 点)、土壌と岩盤の境界面からの湧水 (G2S)、流域からの流出 (G2) の水質について 2001 年 5 月から 11 月まで 2、3 週間に 1 度の間隔で測定を

行った。また、流量の観測も同時に行い、5 点の岩盤湧水 (Fig.1 の○・③・⑫・⑬・⑰)、G2S (△)、G2 (□) については 5 分間隔で流量を自動記録した。

3, 観測結果と考察

3.1 基底流出時の SiO₂ 濃度

基底流出時の SiO₂ 濃度を Fig.2 に示す。岩盤湧水では 7.8~15.5 mg/L であったのに対して、雨水、土壌水は 0.0~2.5 mg/L と非常に低かった。この結果から SiO₂ は雨水中にはほとんど含まれず、岩盤内を通過する際に基岩から地下水に溶出すると考えられる。SiO₂ 濃度の観測から岩盤湧水は、SiO₂ 濃度の高い (12.8~14.1 mg/L) 湧水 (“湧水群 A” と呼ぶ) と SiO₂ 濃度の低い (9.4~12.0 mg/L) 湧水 (“湧水群 B” と呼ぶ) の 2 つに分類できた。従来の研究から SiO₂ 濃度は深さの増大に従い上昇することが知られている。このことから、湧水群 A は岩盤内の比較的深い層、湧水群 B は岩盤内の比較的浅い層を流出起源とすると考えられる。さらに EC、流量観測結果においても、SiO₂ 濃度による分類と同様に 2 つに分類でき、湧水群 A は B に比べ EC が高く、流量の変動が小さかった。

3.2, 流量変動

観測期間中の G2, G2Y3 (湧水群 A), G2R (湧水群 B), G2S (土壌水) の比流量を Fig.3 に示す。G2Y3 は観測期間中の流量変動が 5 倍程度と小さく、降雨に対する応答も小さい。G2R は観測期間中の流量変動が 30 倍となり、降雨時のピークも非常に大きい。G2S は降雨時にのみ流出が見られた。

また、降雨に対する応答についての 1 例 (2001/8/21 4:00 ~ 8/22 18:00、降水量 287 mm、ピーク降雨強度 23.2 mm/h) を Fig.4 に示す。降雨前 1 週間の総降雨は 0 mm で、降雨開始時の流域は乾燥していたと考えられる。G2, G2Y3, G2R の初期流量はそれぞれ 0.037, 0.030, 0.029 mm/h であった。8/21 14:00 の 1 回目の降雨ピークでは G2Y3, G2R にはほとんど応答が見られなかった。しかし、その後徐々に流量が増加し、G2Y3 は降雨ピークから 12 時間後に 0.063 mm/h、G2R は 16 時間後に 1.41 mm/h のピーク流量が観測された。また、G2S は降雨波形に依存した湧出が観測された。以上から G2S がピーク流量、G2R が逡減時に寄与し、降雨時には G2Y3 の寄与は小さいと言える。

3.3, G2流域の流出水の起源

Fig.3(a)に示されるようにG2Y3, G2R, G2Sの比流量を足しあわせるとG2とほぼ同様のハイドログラフが得られた。よってG2流域の流出は湧水群A・Bと土壤水の3要素で構成されていると考えられる。この結果、基底流時には湧水群Aが20~30%、湧水群Bが60~80%、極端な乾燥時(7月後半~8月前半)には湧水群Aが40~70%、湧水群Bが10~30%寄与しているとわかった。さらに大降雨ピーク時には土壤水がおよそ60%程度、降雨後逓減期には湧水群Bが70~90%と流域の流出量の大部分を占めた。

4, まとめ

風化花崗岩山地源流域からの流出は①岩盤の深い層(湧水群A)、②岩盤の浅い層(湧水群B)、③土壤からの流出の3要素に分類することができた。これは花崗岩の岩盤が2層に風化するという地質学的な風化プロセスに関する知見とも一致していることから、風化花崗岩山地の多くで適用できる分類であると考えられる。

岩盤内での地下水の存在形態など、風化プロセスからみた仮説の検証は今後の課題である。

参考文献

- 恩田裕一・小松陽介・辻村真貴・藤原淳一(1999): 降雨流出ピークの遅れ時間の違いからみた崩壊発生時刻予知の可能性, 砂防学会誌, Vol. 51, No. 5, p. 48 - 52
 内田太郎・浅野友子・大手信人・水山高久(2001): 山地源流域の湧水の形成過程に及ぼす岩盤地下水の影響, 日本水文科学会誌, Vol. 31, No. 2, p. 59 - 72
 加藤祐子・恩田裕一・水山高久・小杉賢一朗・吉川愛・辻村真貴・秦耕二・岡本正男(2000): 揖斐川上流の地質の異なる流域における流出の遅れ時間の違い, 砂防学会誌, Vol. 53, No. 4, p. 38 - 43

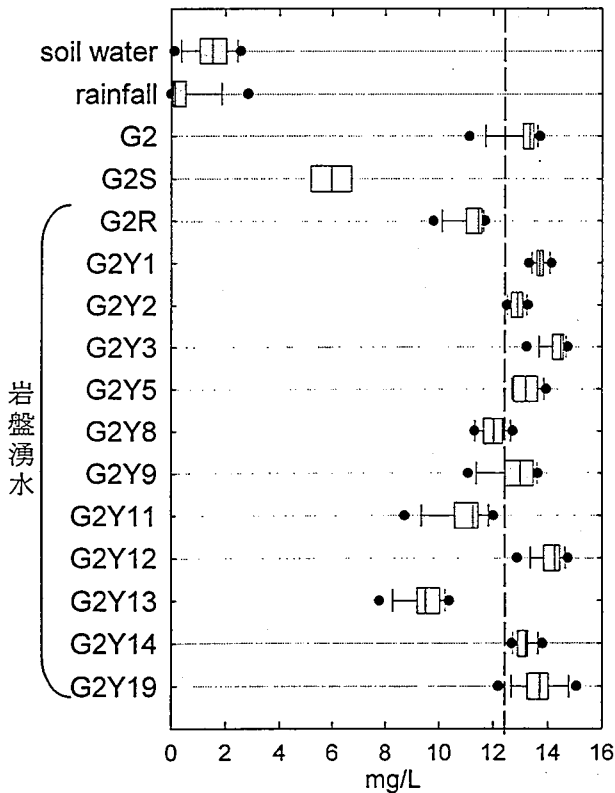


Fig.2 SiO₂ 濃度

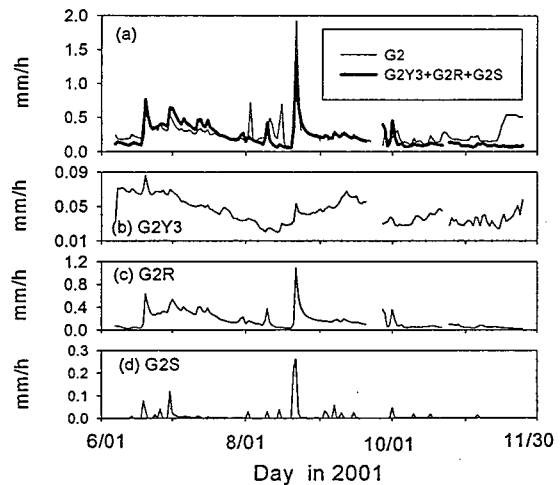


Fig.3 観測期間中の比流量

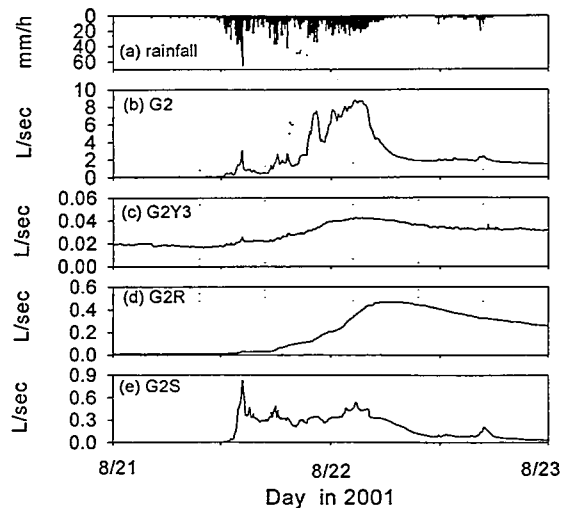


Fig.4 降雨に対する応答