

PII-21 山地源流域の流出に岩盤湧水が及ぼす影響

京都大学大学院 ○安藤宏幸

京都大学大学院農学研究科 小杉賢一朗

京都大学大学院農学研究科 水山高久

筑波大学地球科学系 恩田裕一

越美山系砂防工事事務所 田井中治

1. はじめに

山地流域での雨水の浸透・流出過程において、基岩への浸透成分の存在が指摘されてきたが、その詳細は解明されていない。そこで本研究では、地質の異なる2流域で、基盤岩へ浸透したのち基盤岩内を通り流出してきたと考えられる岩盤湧水の流量、水質を計測することにより、地質による基岩内の浸透経路の違いについて検討した。

2. 調査地域

調査地域は岐阜県の揖斐川上流で、福井県境、滋賀県境に接する地域にある。この地域の大部分は中生代の砂岩、粘板岩、チャートからなる中生層地域から成るが、北西部地域に能郷白山花崗閃緑岩と呼ばれる花崗岩が広がる。

3. 調査流域および方法

調査流域として、中生層、花崗岩地域からそれぞれ1流域ずつ選定した。選定した2つの流域の共通性としては、それぞれ岩盤湧水が存在することである。ここで岩盤湧水とは、露出した基盤岩等の割れ目からの流出水であり、無降雨時にも流出水が存在する。

中生層流域 (P2'流域) は、流域面積が0.092haであり、斜面に対してほぼ直線的に浅い谷が入っている (図1)。斜面長は約80m、谷幅は最大15mである。P2'流域内のほぼ中間に位置する岩盤湧水地点より約35m下流に開口部60°のVノッチ堰を設置し、流量観測を行なった。また同時に流出水の電気伝導度 (EC)、雨量を計測した。岩盤湧水地点より上流側に、土壌水分を計測するため、谷に沿ってテンシオメータを埋設した。

花崗岩流域 (G2流域) は、流域面積0.59ha、斜面長は約160mである (図2)。G2流域内の下流端に6インチのパーシャルフリューム (G2) を設置し、流量、EC、雨量の観測を行なった。G2流域内には2

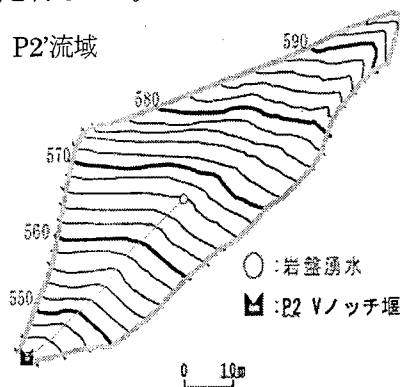


図1 中生層流域地形図

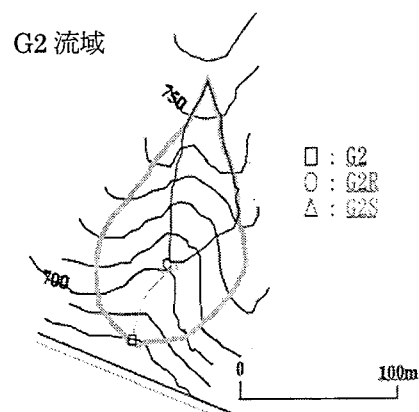


図2 花崗岩流域地形図

つの湧水点が存在する。1つは岩盤湧水 (G2R) であり、この湧水地点の上流斜面の地形は、尾根地形であり、その末端にG2Rが存在している。もう1つは、集水地形をなす谷筋からの湧水 (G2S) であり、湧水出口の上流には土砂、リターが堆積している。湧水地点の土層厚は約20cm、上流に向かうほど土層の堆積厚が増え、最大2m以上になる。これら2つの湧水地点が存在するのは、G2から60m上流であり、この場所にそれぞれ60°、30°のVノッチ堰を設置し、流量と雨量の観測を行なった。また、2つの湧水点の上流斜面にテンシオメータを埋設した。

水文観測は1999年、2000年の5月～11月にかけて行なった。

4. 結果

P2'流域の流出率は、表1,2に示すように1999年、2000年ともに、4.92、4.90と非常に高い値を示している。このことから、P2'流域の集水面積は、地表面地形により測量した値である0.092haよりも大きいことが推測できる。

また、P2流域のハイドログラフの形状は大きく分けて2つのパターン (Type1、Type2) に分類することができた。

1999	期間総降水量 (mm/h)	期間総流出量 (mm/h)	流出率
P2'	1190	5660	4.92
G2	649	452	0.69
G2R	649	443	0.68
G2S	649	98.4	0.15

表1 1999年水文データ

2000	期間総降水量 (mm/h)	期間総流出量 (mm/h)	流出率
P2'	964	4726	4.9
G2	1181	欠測	
G2R	1181	493	0.42
G2S	1181	84	0.07

表2 2000年水文データ

Type1 (図3) は1つの降雨イベントに対して、その降雨波形にほぼ対応した流量波形を持ち、降雨終了後は徐々に減衰を示すものである。Type2 (図4) は、1つの降雨イベントに対して、2つの流出ピークを示すものである。多くの場合、1つ目の流出ピークは降雨波形にほぼ対応した波形を示すが、その後もう1度ピークを生じる。図4のハイドログラフでは降雨終了後1~2日経った後に流出ピークを迎えている。2年の観測期間のうち、Type1の流出パター

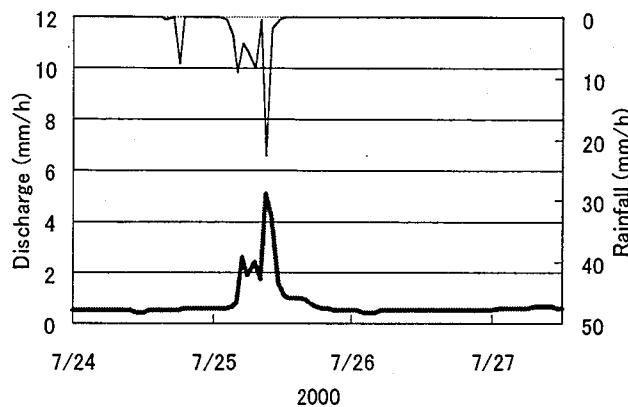


図3 P2' 流域 短期ハイドログラフ (Type1)

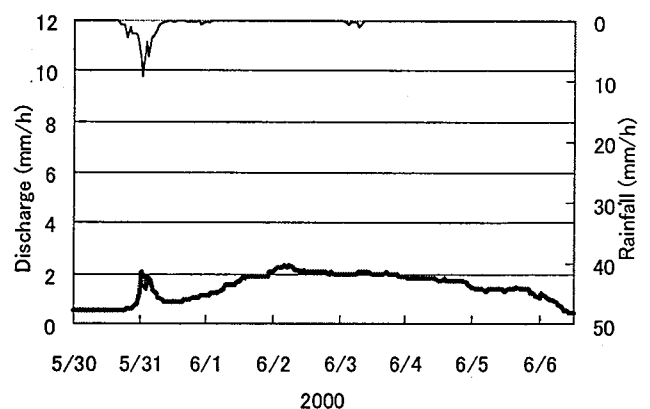


図4 P2' 流域 短期ハイドログラフ (Type2)

ンが23回、Type2の流出パターンが24回とほぼ同数観測された。そしてType2では2度目のピークの遅れ時間が10時間~81時間と長いことから、中生層流域では岩盤湧水は比較的深い経路を持っていることが推察される。観測期間を通じてECの値は、基底時に80 μ S/cm、降雨開始にともない値は小さくなる。降雨終了後は再び80 μ S/cmまで上昇する。Type2の2回目のピーク時にはECの低下はみられない。

G2流域では、図5のハイドログラフからも、G2流域の流出水にG2Rからの水、つまり岩盤湧水が大きく影響していることが分かる。また表1,2のG2Rの流出率、流出量がG2Sに比べて4倍~6倍近く大きいことからG2流域の渓流水に対してG2Rの寄与が大きいことが分かる。また、G2Sは降雨に対して素早い応答を示すのに対し、G2Rの応答は降雨に対して、半日程度遅れることが確認できる。この様に花崗岩流域では岩盤へ浸透した水が比較的早く流出することから、その経路は比較的浅いことが示唆された。ECについては、G2Sは降雨開始直後100 μ S/cmを超える値を示すが、その直後には10~20 μ S/cmまで低下する。G2Rは、基底時、ピーク時を通して約20 μ S/cmと安定している。

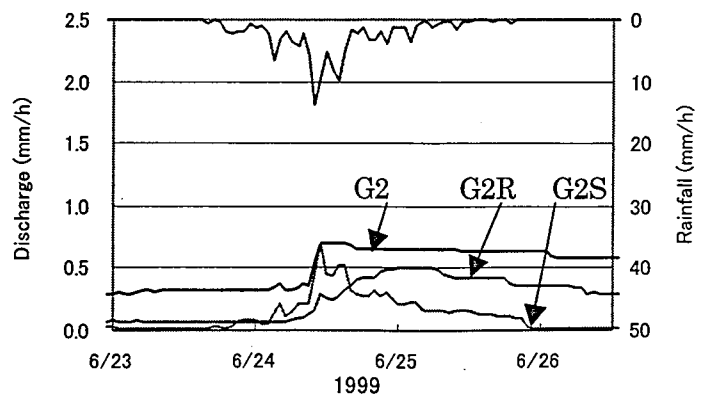


図5 G2流域 短期ハイドログラフ

参考文献

恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編 (1996) : 水文地形学、古今書院 東京 267 p