

Runoff and Water Quality Characteristics of Small Streams in Mountainous Drainage Basins in a Water Shortage Period

井倉, 洋二
九州大学農学部附属宮崎地方演習林

吉村, 和久
九州大学教養部

<https://doi.org/10.15017/10867>

出版情報 : 九州大学農学部演習林報告. 66, pp.31-44, 1992-03-30. Kyushu University Forests
バージョン :
権利関係 :



山地小流域における渇水期の流出特性と水質特性

井 倉 洋 二* ・ 吉 村 和 久**

(1991年11月27日受理)

Runoff and Water Quality Characteristics of Small Streams in Mountainous Drainage Basins in a Water Shortage Period

Youji INOKURA* and Kazuhisa YOSHIMURA**

(Received November 27, 1991)

抄 録

降雨流出機構における基岩層の寄与を定量的に明らかにするために、山地源流域の溪流において、基岩流出の寄与が大きいと考えられる渇水期の流量と水質についての調査を行った。調査地点は、粕屋演習林新建川上流部の11地点(流域面積6.23~80.6 ha)で、本地域は古生層新建系角閃岩を基盤とする急峻な山岳地で、地質、地形、植生、降水量等において、調査された流域間の差はほとんど見られない。

観測された流量を流域面積で除して比流量を求めたところ、最も大きい流域は1.15 mm/day、最も小さい流域は0.32 mm/dayで、11地点の変動係数は29%と大きなばらつきがみられた。この原因として、基岩中の地下水が流域界を越えて流れていることが考えられた。11地点の区間流域間の地下水収支計算から、このような基岩中の地下水移動量と、移動のパターンが流域毎に示された。

各調査地点毎の水温および溶存成分濃度の平均値が示された。溶存成分の起源として、土壌や基岩中における鉱物の風化反応の他に、大気汚染物質や海水が風送されたもの等が考えられた。溶存成分濃度の特徴として、比流量の大きな流域では SiO_2 濃度が、比流量の小さな流域では陽イオン、陰イオンの濃度が比較的高い傾向が見られた。このことは、流域間の地下水移動によって、渓流水中に占める基岩からの流出成分と土壌からの流出成分の割合が、流域によって異なることを裏付けるものである。

1. はじめに

山地源流域における降雨流出機構は、近年土壌中の水分状態の詳細な観測に基づいた物理的なモデルの構築(例えば窪田ら, 1988)や数値実験などにより、かなりの部分が明らかになりつつある。これらの研究は、主として洪水流出が土壌中の水分動態と結びつけて密

* 九州大学農学部附属宮崎地方演習林

Miyazaki Branch of University Forests, Faculty of Agriculture, Kyushu University, Shiiba, Miyazaki 883-04

** 九州大学教養部化学教室

Chemistry Laboratory, College of General Education, Kyushu University, Fukuoka 810

接な関係があるという点についての成果を挙げているが、しかしながら降雨流出機構は、土壌層だけでなく、その下の基岩層を含めた土地の総合的な働きとして考えなければならない。降雨流出における基岩層の寄与については、基底流出、とりわけ渇水期の流出がその土地の地質の影響を強く受けることが知られている（虫明ら，1981）が、その流出のメカニズムや土壌層との関連などは不明な点が多い。

一方森林が有する水源涵養機能については、近年森林管理の立場から、森林の環境保全機能を総合的かつ定量的に評価するために、プラスとマイナスの両面からその機能を明確にすることが求められるようになってきている。従来、水源涵養機能の主役は森林土壌であり、森林はそれを作り出し、かつ健全に維持することによってその機能を果たしていると考えられてきた。しかし、降雨流出機構が森林土壌だけでなく、その土地の総合的な機能によるものであるとすれば、森林の水源涵養機能を評価するためには、森林が影響する部分とそうでない部分の機能を区別して考える必要性が生じてきている（竹下，1990）。すなわち、森林の水源涵養機能に関するこれまでの研究は、主として森林土壌を対象としたものであったが、森林が影響しない部分としての基岩層が、降雨流出機構に果たす役割を明らかにすることが求められるようになってきている。

以上のような視点から、本研究では、降雨流出機構の中でも特に基岩層の影響が大きいと考えられる渇水期の流出を対象として、地質、地形、植生等にほとんど差がなく、したがって年流況もほぼ等しいと考えられる近接した11の小流域において、流量および水質の特性を検討し、それらの流域間の差異から、基岩中の地下水の挙動について考察した。本研究は、森林が影響しない部分からのアプローチであり、降雨流出機構における基岩層の寄与を明らかにするための基礎的研究のひとつとして位置づけられる。

2. 対象流域と調査方法

対象流域は九州大学粕屋演習林の13～16林班で、多々良川水系新建川の上流部に位置する。80.6 haの流域内における11地点について調査を行った。流量と水質に関するデータを同時に採取することが必要なので、1日で調査が行える範囲で調査地点数と場所を決めた。図1に対象流域の地形図と、調査地点および各調査地点の流域を示す。本地域の地質は、古生層の新建系角閃岩で、断層、節理に富む（木下ら，1936）。表1に各流域の諸元を示す。平均傾斜は、5000分の1地形図上で50 m×50 mのメッシュをつくり、メッシュ内の等高線本線から傾斜を求め、それを流域全体で平均して求めた。植生別面積比は、九州大学粕屋演習林森林構成図（1975）から求めた。対象流域の標高は140～550 mで、急峻な地形を呈する。各流域の平均傾斜は、No.6が33.5°で最も大きく、本流の最上流部であるNo.11が25.3°と最も小さいが、全般に30°前後で大きな差はない。植生は、針葉樹人工林が全体の68.1%を占め、流域別ではNo.10が40.9%と最も小さいが、それ以外は70%前後で大きな差はない。人工林の内訳は、スギが80%でヒノキが20%であり、中・壮齢林が大部分を占める。

調査は、各調査地点において流量および水質の測定を行った。流量測定は塩分希釈法による。この方法は溪流に食塩水を流し、下流部で電導度の変化を測定して流量に換算するものであり、流速計の使用が困難な小渓流の流量測定に適した方法である（石橋，1975）。

表1 流域諸元
Table 1 Some features of the studied drainage basins.

| Drainage basin No. | Catchment area (ha) | Altitude of basin (m) | Average of slope (degree) | Ratio of each vegetation area (%)* | | |
|--------------------|---------------------|-----------------------|---------------------------|------------------------------------|------|-----|
| | | | | A | B | C |
| 1 | 80.60 | 140~550 | 30.0 | 68.1 | 28.0 | 3.9 |
| 2 | 62.91 | 160~550 | 29.7 | 65.0 | 30.0 | 5.0 |
| 3 | 16.76 | 160~500 | 31.7 | 80.0 | 20.0 | 0.0 |
| 4 | 7.16 | 220~490 | 31.2 | 77.8 | 22.2 | 0.0 |
| 5 | 6.82 | 220~500 | 32.1 | 83.6 | 16.4 | 0.0 |
| 6 | 6.23 | 210~500 | 33.5 | 73.4 | 26.6 | 0.0 |
| 7 | 50.70 | 210~550 | 28.8 | 65.9 | 32.0 | 2.1 |
| 8 | 46.06 | 250~550 | 28.2 | 69.1 | 30.8 | 0.2 |
| 9 | 40.61 | 260~550 | 27.5 | 65.3 | 34.7 | 0.0 |
| 10 | 11.42 | 290~510 | 31.6 | 40.9 | 59.1 | 0.0 |
| 11 | 27.00 | 290~550 | 25.3 | 74.1 | 25.9 | 0.0 |

* A : artificial forest of *Cryptomeria japonica* and *Chamaecypris obtusa*.
B : evergreen broad-leaved forest. C : mixture of A and B.

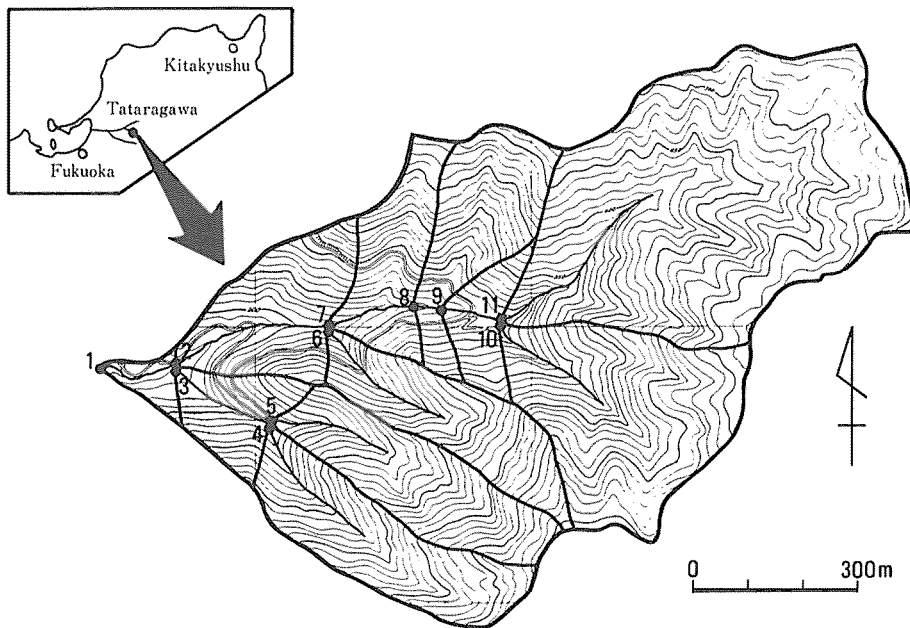


Fig. 1 Topographic map of studied area, showing measured points.
図1 対象流域と調査地点

水質は、水温および溶存成分濃度を測定した。水温はアルコール温度計でその場で測定し、溶存成分濃度は採水した渓流水を持ち帰って分析した。分析項目および方法は、Na⁺、K⁺、Mg²⁺、Ca²⁺の陽イオンは原子吸光法(Nippon Jarrell-Ash, AA-8000 型)で、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻の陰イオンはイオンクロマトグラフィー(ポンプ:サヌキ DM 2 M-1024 型;分離カラム:TSK IC-Anion PW(東ソー);電気電導度検出器:東ソー CM-8000 型;データ

処理：SICクロマトコーダー 11) で、 SiO_2 はケイモリブデン酸を用いたフローインジェクション法である。また、 HCO_3^- の濃度を、陽イオンと陰イオンの当量バランスから求めた。野外調査は、1986年1月27日から2月17日までの間に計5回行った。

3. 調査結果

3.1. 流量および比流量

表2に各流域の流量と比流量を示す。上段が流量の観測値 (l/sec) で、下段が流量を流域面積で除して1日当りの流出高で表した比流量 (mm/day) である。図2には比流量の時系列変化を表した。比流量の時系列変化は、緩やかな逡減と、後半に若干の降水があったために上昇が見られるが、いずれも大きな変動はなく、流域毎にほぼまとまった値を示している。したがって5回の観測の平均値で比流量を比較すると、流域によって大きな違いがあることがわかる。図3は各流域の平均比流量を模式図に表したものであるが、本流の最上流部であるNo.11が1.15 mm/dayで最も大きく、下流にいくほど比流量は小さくなっている。最も小さい流域は支流の上流部であるNo.4で、0.32 mm/dayという値は、最も大きいNo.11の28%しかない。表2の下欄は、11地点の比流量の値についての平均値、

表2 各流域の流量と比流量
Table 2 Stream discharge and specific discharge.*

| No. | Date | | | | | Average |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| | 01/27 | 01/30 | 02/05 | 02/12 | 02/17 | |
| 1 | 7.15 | 5.93 | 5.48 | 5.69 | 6.73 | 6.20 |
| | 0.77 | 0.64 | 0.59 | 0.61 | 0.72 | 0.66 |
| 2 | 6.05 | 5.65 | 5.29 | 5.17 | 6.15 | 5.66 |
| | 0.83 | 0.78 | 0.73 | 0.71 | 0.84 | 0.78 |
| 3 | 1.25 | 1.02 | 1.00 | 0.96 | 1.18 | 1.08 |
| | 0.64 | 0.53 | 0.52 | 0.49 | 0.61 | 0.56 |
| 4 | 0.31 | 0.27 | 0.24 | 0.23 | 0.29 | 0.27 |
| | 0.37 | 0.33 | 0.29 | 0.28 | 0.35 | 0.32 |
| 5 | 0.81 | 0.70 | 0.65 | 0.64 | 0.69 | 0.70 |
| | 1.03 | 0.89 | 0.82 | 0.81 | 0.87 | 0.88 |
| 6 | 0.47 | 0.46 | 0.39 | 0.36 | 0.46 | 0.43 |
| | 0.65 | 0.64 | 0.54 | 0.50 | 0.64 | 0.59 |
| 7 | 5.01 | 4.95 | 4.43 | 4.60 | 5.11 | 4.82 |
| | 0.85 | 0.84 | 0.75 | 0.78 | 0.87 | 0.82 |
| 8 | 4.97 | 4.66 | 4.79 | 4.43 | 4.62 | 4.69 |
| | 0.93 | 0.87 | 0.90 | 0.83 | 0.87 | 0.88 |
| 9 | 4.67 | 4.28 | 4.43 | 4.19 | 4.34 | 4.38 |
| | 0.99 | 0.91 | 0.94 | 0.89 | 0.92 | 0.93 |
| 10 | 0.85 | 0.81 | 0.72 | 0.65 | 0.87 | 0.78 |
| | 0.64 | 0.61 | 0.54 | 0.49 | 0.66 | 0.59 |
| 11 | 3.90 | 3.68 | 3.45 | 3.32 | 3.69 | 3.61 |
| | 1.25 | 1.18 | 1.10 | 1.06 | 1.18 | 1.15 |
| Average** | 0.81 | 0.75 | 0.70 | 0.68 | 0.78 | 0.74 |
| S. D.** | 0.23 | 0.22 | 0.22 | 0.22 | 0.21 | 0.22 |
| C. V.** | 27.7 | 29.3 | 31.7 | 31.8 | 26.4 | 29.1 |

* Upper line : discharge (l/sec). Lower line : specific discharge (mm/day).

** Average, standard deviation, and coefficient of variation of specific discharge.

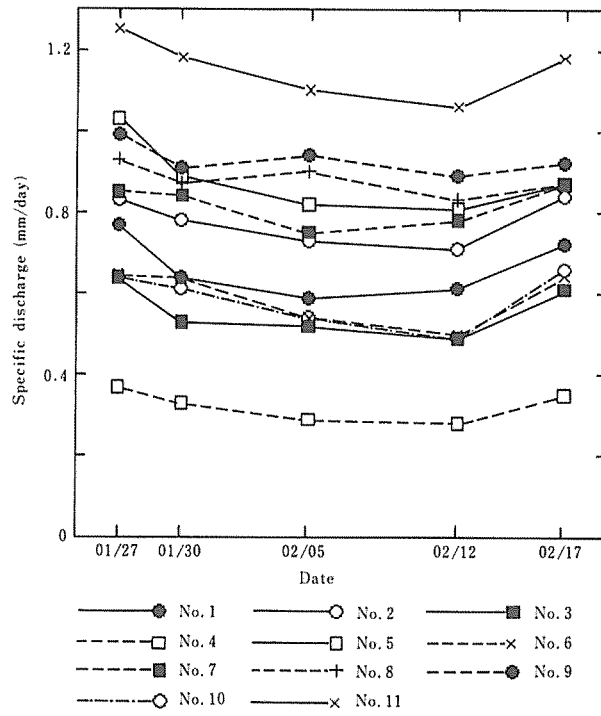


Fig. 2 Specific discharge hydrograph of each drainage basin.
 図2 比流量の時系列変化

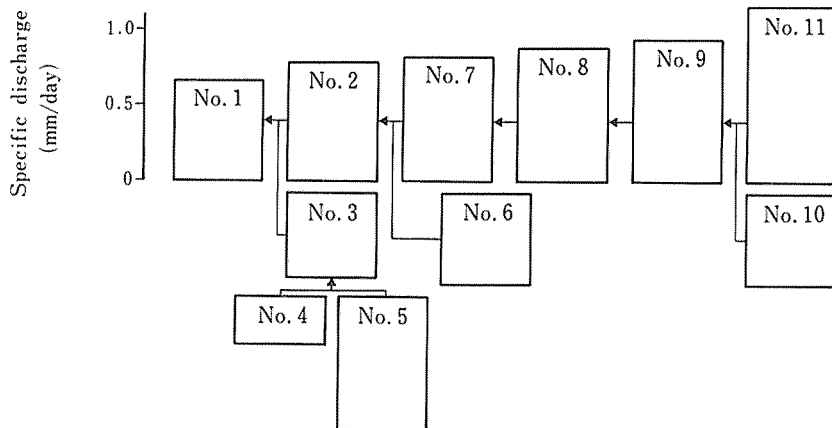


Fig. 3 Schematic diagram of mean specific discharge for each drainage basin.

図3 各流域の平均比流量を表す模式図

標準偏差および変動係数を示している。5回の測定の平均値について、11地点の比流量のばらつきを変動係数で表すと、29.1%となった。

3.2. 水質

表3に各流域の水質を示す。流量と同様、水質についても大きな時系列変化は見られなかった。ここでは5回の観測の平均値を示している。流量と同様に、下欄は各項目毎に11地点の値についての平均値、標準偏差、変動係数である。変動係数が最も小さいのは Mg^{2+} の8.8%で、最も大きいのは NO_3^- の17.9%であったが、いずれも比流量の変動係数に比較すると小さい値となった。最下欄には、国内225の河川の溶存成分含量の平均値(北野, 1984)を示した。特に Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- 濃度が全国平均値よりも高いことに特徴がある。

4. 考 察

4.1. 比流量のばらつき

一般に河川における流出水は、その河川の流域から降水を集めたものであり、したがって流域面積が大きい流域ほど河川に流出する量も大きい。降水量が等しく、流況も等しい(すなわち降雨流出の過程に差がないということ)複数の流域を考えたとき、洪水流出においては、流出の時間的な遅れなどが流域の大きさや形によって異なるため、単純な比較は難しいが、渇水期においては、これらの河川流量はその流域面積に比例するはずである。言い換えれば、これらの流域は比流量がほぼ等しくなるはずである。

今回対象とした11流域は、表1に示したように立地条件に大きな差がなく、また小面積の範囲内であるため降水量もほぼ等しく、したがって流況もほぼ等しいものと考えられる。

表3 各流域の水質 (5回の平均値)

Table 3 Temperature and contents of dissolved components of stream waters.*

| No. | Tw (°C) | Na ⁺ (ppm) | K ⁺ (ppm) | Mg ²⁺ (ppm) | Ca ²⁺ (ppm) | Cl ⁻ (ppm) | NO ₃ ⁻ (ppm) | SO ₄ ²⁻ (ppm) | SiO ₂ (ppm) | HCO ₃ ⁻ (ppm) |
|-------------------------|------------|--------------------------|-------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------------------|--|---------------------------|--|
| 1 | 3.5 | 7.0 | 0.51 | 7.5 | 11.3 | 10.4 | 4.8 | 13.6 | 20.6 | 51.5 |
| 2 | 3.6 | 7.0 | 0.51 | 7.4 | 11.2 | 10.4 | 4.8 | 13.6 | 21.7 | 50.8 |
| 3 | 4.1 | 7.8 | 0.54 | 7.9 | 12.2 | 12.5 | 5.4 | 12.3 | 17.9 | 55.8 |
| 4 | 5.5 | 7.8 | 0.63 | 7.7 | 12.3 | 11.7 | 6.9 | 10.9 | 17.3 | 56.9 |
| 5 | 4.7 | 8.5 | 0.63 | 8.5 | 14.0 | 13.1 | 4.7 | 12.1 | 21.2 | 64.5 |
| 6 | 4.3 | 8.6 | 0.65 | 8.9 | 14.4 | 13.7 | 7.1 | 13.0 | 19.5 | 65.2 |
| 7 | 3.3 | 7.0 | 0.49 | 7.1 | 10.9 | 9.8 | 4.5 | 12.3 | 23.0 | 50.9 |
| 8 | 4.2 | 6.7 | 0.51 | 7.0 | 11.0 | 9.9 | 4.4 | 12.2 | 23.2 | 50.2 |
| 9 | 4.3 | 6.8 | 0.52 | 6.9 | 10.7 | 9.5 | 4.4 | 11.6 | 23.8 | 50.9 |
| 10 | 3.4 | 7.2 | 0.67 | 6.8 | 12.4 | 10.8 | 4.9 | 17.4 | 20.0 | 46.3 |
| 11 | 5.4 | 6.7 | 0.47 | 6.9 | 10.5 | 9.1 | 4.5 | 9.6 | 25.2 | 52.9 |
| Average (from sea**) | 4.2 | 7.4 (6.1) | 0.56 (0.22) | 7.5 (0.7) | 11.9 (0.2) | 11.0 (11.0) | 5.1 (-) | 12.6 (1.5) | 21.2 (-) | 54.2 (0.1) |
| S. D. | 0.7 | 0.7 | 0.07 | 0.7 | 1.2 | 1.5 | 0.9 | 1.9 | 2.4 | 5.7 |
| C. V. | 17.3 | 8.9 | 12.3 | 8.8 | 10.5 | 13.4 | 17.9 | 14.8 | 11.1 | 10.5 |
| River water*** | — | 6.7 | 1.19 | 1.9 | 8.8 | 5.8 | 1.2 | 10.6 | 19.0 | 31.0 |

* Averaged values for 5 measurements.

** The contribution of sea salts. The values were normalized using the Cl⁻ contents.

*** Averaged values for 225 river waters in Japan.

しかしながら、これらの流域の比流量は、表2に示したように大きなばらつきがみられた。基岩層で涵養された地下水の寄与が大きいと考えられる渇水期の流出において、このような比流量の違いが生じるのは、基岩層における地下水の流域と、地表地形による流域の違いに起因するためである。流域は、通常地表地形により定められるが、地表地形による流域は表面流に対する流域であり、地下部での水の動きを必ずしも規定するものではない。地下部における水の動きを考えてみると、土壤層においては、鉛直方向または地表地形に沿った側方への流れが大部分であるが、それが基岩層に入ると、節理などの地質構造に支配されて、地表地形に無関係な流れ方をするものがかかなりあるのではないかと考えられる。流域の水収支を扱う場合、流出はすべて地表地形により定められた流域から供給されるものとして計算されるが、流出量が流域に対して過大であったり、あるいは過小であったりする観測例が小流域においてしばしば見られる。このことは基岩中の地下水の流域が地表地形による流域とかなり違ったものであることを示唆している。

4.2. 流域間の地下水移動

前述のように基岩中の地下水が、地表地形による流域と異なった挙動をすることを、ここでは流域間の地下水移動と考える。地下水移動は、流域の地質構造の影響によるところが大きい。その機構には、図4に示す(b), (c), (d)のような3つのパターンが考えられる。(a)は地下水移動がない場合で、流域内に降った雨はすべて流域内に流出する。(b)は流域内の地下水の一部が基岩中を流れて流域より下流部において流出する場合、(c)はいったん流域内で流出して河道を流れた水が、再び基岩中へ伏流して下流部において流出する場合、(d)は基岩中の地下水が分水界を越えて、隣接する流域へ流出する場合を表す。これら3つのパターンは、流域内の地下水が他流域へ移動することを表している。逆に比流量が小さい原因として考えられるものである。逆に比流量が大きくなる場合は、(d)の逆のパターンによって隣接する流域からの地下水の流れ込みが考えられる。

このような流域間の地下水移動について、その移動量を、岸ら(1984)、井倉ら(1985)

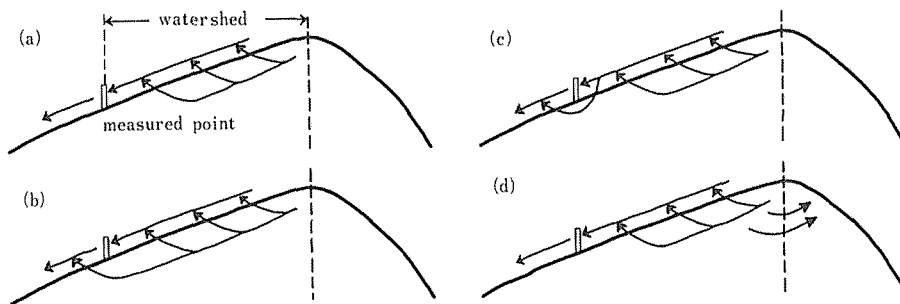


Fig. 4 Some patterns of groundwater movement across the watershed. (a) : all groundwater runoff upstream the measured point (no groundwater flow across the watershed) ; (b) : some groundwater runoff downstream the measured point ; (c) : some stream water underflow and runoff downstream the measured point ; (d) : some groundwater flow into neighbor drainage basins across the topographical watershed.

図4 流域間の地下水移動のパターン

の手法を参考に、以下のような地下水収支計算によって求めた(表4)。No.1 流域が全流域に相当するので、全体の地下水収支が0であるという仮定を設定(地下水移動があってもその流出量と流入量が等しいものとする)して、No.1 流域の比流量 0.66 mm/day を基準比流量とする。各調査地点の流域からそれより上流にある調査地点の流域をさし引いたものを区間流域とし、調査地点の流量からそれより上流部にある調査地点の流量をさし引いたもの、すなわち区間流域に対応する流量を区間流量とする。各区間流域の面積および区間流量を表1と表2の値から求め、基準比流量に各区間流域の面積を乗じたものを計算区間流量とした。すなわちこれは、地下水移動がない場合(すべての流域の比流量が等しい場合)の区間流量を表している。こうして求めた計算区間流量を観測区間流量から引いたものが地下水移動量で、プラスの値は他流域からの流入を、マイナスの値は他流域への流出を表している。

計算された地下水移動量の値をみると、No.5 と No.11 流域だけがプラスで、それ以外の流域はマイナスになっている。このことから、流域間の地下水移動に関して次のように推定することができる。すなわち、No.5 と No.11 の流域は、図4の(d)の逆のパターンによって、隣接流域から地下水が流入している。No.5 流域は、No.4 あるいは No.6 流域からの流入が、No.11 流域は、No.10 流域からの流入があるが、No.11 流域は流入量が大きく、北側および東側に隣接する流域から大量の地下水が流入している。No.5 と No.11 流域以外の流域は、いずれも他流域へ地下水が流出しているが、No.9, No.8, No.7, No.2, No.1 と本流沿いの流域がいずれもマイナスになっているのは、(b) および (c) のパターンによって地下水の一部が伏流したまま下流部へ流下したためである。特に No.1 と No.9 流域においては、観測区間流量がマイナスになっており、(c) のパターンによって河道を流れ

表4 区間流域間の地下水収支計算
Table 4 Groundwater balance among the section drainage basins*.

| Section drainage basins No. | Section catchment area (ha) | Measured section discharge (l/sec) | Calculated section discharge (l/sec) | Rate of groundwater movement (l/sec) |
|-----------------------------|-----------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| 1 | 0.93 | -0.55 | 0.07 | -0.62 |
| 2 | 5.98 | 0.41 | 0.46 | -0.05 |
| 3 | 2.78 | 0.12 | 0.21 | -0.10 |
| 4 | 7.16 | 0.27 | 0.55 | -0.28 |
| 5 | 6.82 | 0.70 | 0.52 | 0.17 |
| 6 | 6.23 | 0.43 | 0.48 | -0.05 |
| 7 | 4.64 | 0.13 | 0.36 | -0.23 |
| 8 | 5.45 | 0.31 | 0.42 | -0.11 |
| 9 | 2.19 | -0.01 | 0.17 | -0.17 |
| 10 | 11.42 | 0.78 | 0.88 | -0.10 |
| 11 | 27.00 | 3.61 | 2.08 | 1.53 |
| Total | 80.60 | 6.20 | 6.20 | 0.00 |

* For example, for measured point A and its nearest upstream point B, (A section drainage basin)=(A drainage basin)-(B drainage basin); (A section discharge)=(A discharge)-(B discharge); (calculated section discharge)=(standard specific discharge)×(section catchment area); (rate of groundwater movement)=(measured section discharge)-(calculated section discharge). The standard specific discharge is the mean specific discharge of No. 1 drainage basin, 0.66mm/day.

ている水が地下へ伏流しているものと推測される。なお、表4に示した計算結果は、調査流域全体の収支が0という仮定のもとで出されたものである。実際には全体の収支に多少のずれがあっても、流域間の相対的な関係は変化しないので、これによって各流域の相対的な地下水移動量が示されたといえよう。しかしながら、個々の流域における地下水移動のパターンおよび移動方向については、いくつかの解釈が考えられ、計算結果だけでは一義的に決定することはできない。これらは、基岩内の割れ目や節理の分布などの地質構造に支配されるものであり、ここでは詳しい検討は行わない。

4.3. 水質の形成機構

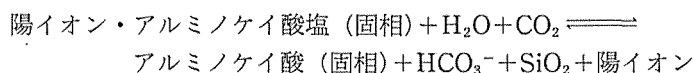
これまで述べてきた流域間の地下水移動について、水質の面から考察してみたい。比流量の大小が、前述のように基岩中の地下水移動に起因するものであるとすれば、比流量の大きい流域は他流域からの地下水の流入により、流出水中に占める基岩からの流出成分の割合が相対的に高くなり、逆に比流量の小さい流域は、基岩からの流出成分の割合が相対的に低くなるはずである。したがって、主に土壤中貯留された水(以下、土壌水と呼ぶ)と基岩中で貯留された水(同、基岩水)の間に、顕著な水質の違いがあれば、それぞれの流域ではそれを反映した水質を有することになる。

図5(a)は、11地点の5回分の全データを用いて、総陽イオン濃度と HCO_3^- 濃度間の関係を示したものである。ほぼ直線関係が成立しており、たとえば図中のA、Bで示すような濃度の異なる2種類の水の混合によって説明できる。また、図5(b)は、同様にして総陽イオン濃度と SiO_2 濃度との間の関係を示したものであるが、(a)とは反対に、総陽イオン濃度と SiO_2 濃度は逆相関となり、2種の水A、Bは図中に示したような濃度となるはずである。つまり、溶存成分の起源となる2種の水のうち、Aは SiO_2 に富み、陽イオン、 HCO_3^- 濃度の低い水、それに対してBは陽イオン、 HCO_3^- に富み、 SiO_2 含量の小さな水ということになる。ここでは、これら溶存成分濃度の異なる2種類の水を基岩水および土壌水とみなし、その単純混合によって渓流水の濃度が形成されるものと考えことにする。

まず、水質の形成機構から検討するが、今までに確立された地球化学的な知見を参考にすると、調査地域における溶存成分の濃度が形成される主な機構として、次のようなことを挙げることができる。

- a) 炭酸ガスを含んだ水と鉱物との化学的風化反応
- b) 炭酸ガスを含んだ水と粘土鉱物とのイオン交換反応
- c) 土壌有機物による錯体形成にともなう粘土鉱物の溶脱
- d) 降下物の溶解
- e) 酸性降下物による粘土鉱物の溶脱およびイオン交換反応
- f) 施肥の溶出

a)は、降雨流出の過程で水が土壌・岩石と接触しておこる化学反応によって鉱物が溶解するもので、このような化学的風化反応は、次式で表されるアルミノケイ酸塩の溶解反応に代表される。ただし、この式の中では各成分間の当量関係は示していない。



この化学反応により、一次鉱物は二次鉱物に変化し、水中には HCO_3^- 、 SiO_2 、アルカリ

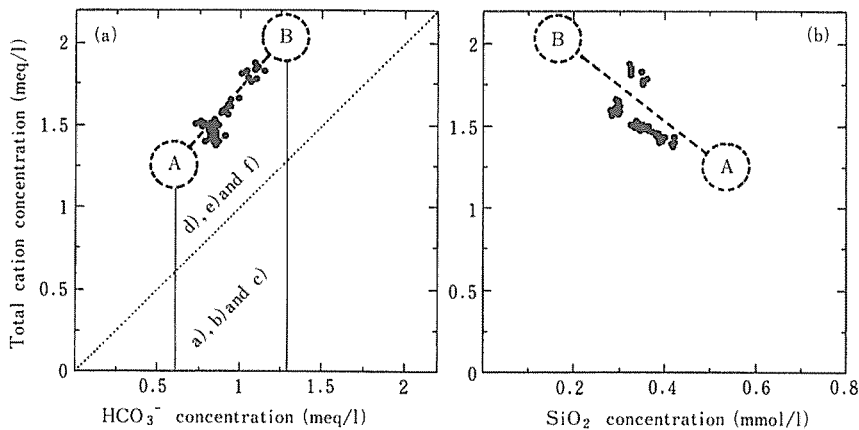


Fig. 5 (a) Relationship between total cation and HCO_3^- concentration. Dotted line : concentration equivalence line. (b) Relationship between total cation and SiO_2 concentration. A, B : assumed source waters.

図5 (a)総陽イオン濃度と HCO_3^- 濃度の関係、(b)総陽イオン濃度と SiO_2 濃度の関係

金属イオン (Na^+ , K^+) およびアルカリ土類金属イオン (Mg^{2+} , Ca^{2+}) が溶出する (Stumm *et al.*, 1970).

b) は、溶存した二酸化炭素から解離した H^+ が土壤層粘土鉱物に吸着している Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ などと置換 (イオン交換) して粘土に保持され、陰イオンとして HCO_3^- を供給するものである (日本化学会編, 1989)。

c) は、有機物の関与によって粘土鉱物が溶脱するものである。土壤 A 層において土壤構成鉱物中のアルカリ土類、アルミニウムおよび重金属イオンが、共存する有機物との錯体形成によって可溶化し、溶脱がおこる。ほとんどの金属錯体は B 層において細菌により分解されて、アルミニウムや重金属は水酸化物として沈殿して B 層に蓄積される (Drever, 1982) (日本化学会編, 1989) が、土壤水の中性～弱酸性条件では、アルカリ土類金属イオン (Mg^{2+} , Ca^{2+}) は水酸化物の沈殿を生成せずに、そのまま溶存イオンとなる。また、この過程で最終的には HCO_3^- が対イオンになるものと考えられる。

d) は、流域外から風送された大気中からの降水物 (降水中に溶け込んで降ってくる湿性降水物と、無降雨時に降って土壤表面や樹木に付着した乾性降水物) が溶出して、それぞれ Na^+ , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} 等のイオンとなるものである。本地域は福岡市近郊であり、また博多湾から直線距離にしてわずか 10 km の所にあることから、海水起源の物質と、都市起源のいわゆる大気汚染物質との影響とが考えられる。海水起源の物質については、海水のしぶきが風によって選ばれることにより、 NaCl を主成分とする多種の溶存成分が供給される。一般に Cl^- は、ほぼ 100% が海水起源と考えられており、これをもとに海水中に含まれる溶存成分の濃度 (北野, 1984) から、渓流水中の各溶存成分濃度に占める海水起源のものの量を求め、表 3 の平均値の下に示している。これから、海水起源の成分としては、 Cl^- 以外に Na^+ の大部分と K^+ の約 40% があり、その他の成分についてはわずかであることがわかった。都市起源の物質については、 NO_3^- , SO_4^{2-} の大部分が、化石燃料の燃焼や自動車の排気ガス等により排出された大気汚染物質の流域内への降下によって供給される。

e)は、酸性降下物によって供給された H^+ に起因する反応である。 H^+ が土壌中に供給されると、b)と同様に H^+ は粘土鉱物に吸着している Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ などとイオン交換して粘土に保持される。さらに反応が進むと、粘土鉱物の一部は H^+ で破壊され、 Al^{3+} や SiO_2 とともに Mg^{2+} などが放出される (日本化学会編, 1989)。

f)は、林地への施肥のためにおこるものである。粕屋演習林では、人工林に対して植栽後一定の施肥を行っており、肥料中には窒素、カリウム、マグネシウム等が含まれる。本調査流域における渓流水の溶存成分濃度では、特に NO_3^- と Mg^{2+} が他の自然流域と比較して高い傾向が見られることから、肥料の影響が少なくないものと考えられる。

基岩水と土壌水の溶存成分濃度の多少は、これら6つの機構がそれぞれどの程度関与するかによって決まる。今のところそれぞれの寄与を分離することはできないが、図5(a)を用いると、陽イオン濃度に占めるa), b), c)の寄与とd), e), f)の寄与を分離することができる。陽イオンと HCO_3^- が同時に供給される反応はa), b)とc)であり、図中の点線は両者の当量関係を表している。もし陽イオンがa), b)とc)の反応のみによって供給されるなら、両者の関係は当量線上にプロットされるはずである。したがって当量線よりも多い分はd), e) およびf) によって供給されることになる。

基岩層においては、これら6つの機構のうちa)の反応のみが起こり得る。a)の反応の速度はそれほど速いものではなく、短期間では化学平衡に到達しないが、滞留時間の十分に長い地下水ではこの反応の化学平衡によって濃度が決まる。例えば Garrels *et al.* (1967) は、Sierra Nevadaの湧泉について、年間を通じて涸れることがない湧泉(滞留時間の長い、深い地下水が流出していると考えられる)では、カオリナイトおよびスメクタイトの2種の粘土鉱物との化学平衡によって Na^+ , Ca^{2+} , SiO_2 濃度が規定され、間欠的に湧出する湧泉(滞留時間の短い地下水が流出すると考えられる)よりも溶存成分濃度が高くなると報告している。土壌水と基岩水を比較すると、平均的な滞留時間は基岩水の方が長く、特に降水の少ない渇水期においては、基岩水は十分長い時間貯留されたものである。したがって、高い SiO_2 濃度の水はa)の反応が十分に進行した場合のみ期待できることを考慮すると、図5中の SiO_2 濃度の高いAを基岩水に対応づけることができる。

一方、土壌層においては、6つの機構すべてが関与するが、土壌水では滞留時間が短いため、これらの反応はいずれも化学平衡に到達するまで進行しているとは考えられない。しかしb)~f)の反応によって供給される溶存成分は、土壌中においては蒸発散によって濃縮されて基岩水よりも濃度が高くなるのが、溶解度を越えない範囲で起こり得ることであり、図5中の総陽イオン濃度と HCO_3^- 濃度の高いBを土壌水に対応づけることが可能となる。

以上、溶存成分濃度の異なる2種類の流出成分を基岩水および土壌水とみなし、その単純混合によって渓流水の濃度が形成されるものと考えられることを示してきたが、基岩水の化学平衡論的な特徴づけ、溶存成分濃度の統計解析による基岩水と土壌水の水質の推定等について、今後さらに検討を加える予定である。

4.4. 水質と流域間の地下水移動

前節で述べたように、水質の異なる土壌水と基岩水の単純混合によって渓流水の水質が形成されるものと考え、水質と地下水移動の関係について検討する。図6は、比流量と水

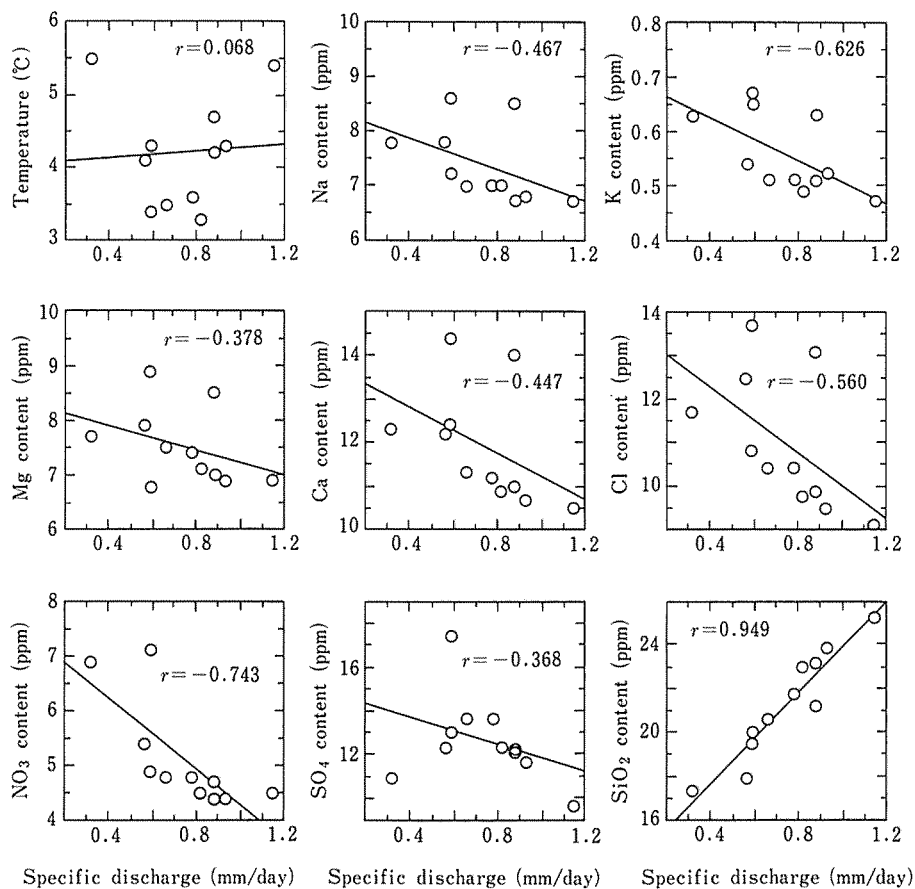


Fig. 6 Relationship between specific discharge and water temperature and contents of dissolved components. The contents of SiO_2 increased with increasing specific discharge, and *vice versa* for the contents of Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , and SO_4^{2-} . r : correlation coefficient.

図6 比流量と水温および溶存成分濃度の関係

温および溶存成分濃度の関係を、各流域の平均値について表したものである。

渓流水の水温は、気温と比較すると年較差が小さいため、冬季には通常気温よりも高い。これはその水が涵養された地中の温度の影響を強く受けるためであり、一般に地温は深くなるほど年較差が小さくなる。単純に考えると、冬季には深いところで涵養された地下水ほど温度が高くなる。したがって、基岩中で貯留された水は、土壤中貯留された水よりも温度が高いものと考えられる。ところが実際には、比流量との間に顕著な傾向は見られなかった。渓流水温の形成には、降雨流出過程において、地下水が地表へ出たときの湧水温（谷，1977）と、その水が溪流を流下する過程での水面熱収支（杉田，1983）が関与しており、その機構は複雑であるため、ここではこれ以上の検討は行わない。

溶存成分濃度と比流量との間には、図6に示されるように二つの傾向が見られた。すなわち陽イオン、陰イオンの濃度は比流量の大きい流域ほど低くなり、 SiO_2 の濃度は比流量の大きい流域ほど高くなる。特に比流量と SiO_2 濃度との間には、高い相関（ $r=0.949$ ）が

認められた。前節で検討したように、渓流水の溶存成分濃度が、土壤水と基岩水の混合によって形成されること、および SiO_2 濃度が基岩水で高く、その他のイオン濃度が土壤水で高いことから考えると、これらの傾向は、比流量の大きい流域ほど流出水中に占める基岩水の割合が高くなることを表している。すなわち、比流量のばらつきが流域間の地下水移動に起因するものであり、このことによって渓流水に占める基岩水と土壤水の割合が流域によって異なることが、溶存成分濃度の点から裏付けられたといえよう。

5. ま と め

粕屋演習林新建川上流部の近接した 11 地点において、渇水期の流量と水質に関する調査を行い、以下の結果を得た。

- 1) 観測された 11 地点の平均比流量は、0.32~1.15 mm/day で、流域間で大きなばらつきがみられた。
- 2) 1) の原因として、基岩中の地下水が、3 つのパターンによって流域界を越えた移動をすることが考えられた。
- 3) 流域間の地下水収支計算を行い、各流域の相対的な地下水移動量を求めた。また、これから推定される調査流域での地下水移動のパターンと移動方向を示した。
- 4) 渓流水の溶存成分濃度の形成機構について検討し、濃度の異なる 2 つの成分、すなわち土壤水と基岩水の混合によって渓流水の濃度が説明できた。
- 5) 溶存成分濃度の特徴として、比流量の大きな流域では SiO_2 濃度が、比流量の小さな流域では陽イオン、陰イオンの濃度が比較的高い傾向が見られた。このことにより、流域間の地下水移動によって、渓流水中に占める基岩からの流出成分と土壤からの流出成分の割合が、流域によって異なることが裏付けられた。

本報で得られた結果は、粕屋演習林におけるケーススタディーであり、基岩中の地下水移動やそれに起因する水質特性は、流域の地質構造や土壤、植生、および気象条件等により、大きく異なるものと思われる。降雨流出機構における基岩層の寄与を明らかにするためには、このような基岩中の地下水の挙動を把握する必要があるが、これまでの水文観測では、この点を量的に把握することは困難であると考えられてきた。隣接する多数の流域に観測施設を設けて、流量の連続観測を行えば、このような地下水移動に関する明確な値を出すことができるが、多大な経費と労力を要する。したがって今回行った渇水期における調査は、このような地下水の挙動を把握するうえで、有効な手法であることが示されたといえよう。

引用文献

- DREVER, J. I. (1982) : The Geochemistry of Natural Waters. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp. 138-140
- GARRELS, R. M. and MACKENZIE, F. T. (1967) : Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. in "Equilibrium Concepts in Natural Water Systems." Am. Chem. Soc. Adv. Chem., Ser. 67 : 222-242

- 井倉洋二・吉村和久・杉村昭弘・配川武彦 (1985) : 秋吉台の湧泉の流量および溶存成分による流域の推定. 洞窟学雑誌 10 : 14-24
- 石橋弘道 (1975) : 山岳地帯の乱流小河川に於ける流量の測定 (塩分希釈) 法について. 応用地質講演要旨 : 1-15
- 木下亀城・瀧本 清 (1936) : 九州帝国大学農学部附属粕屋演習林付近の地質. 九大演報 9 : 1-71
- 岸 和男・石井武政・永井 茂 (1984) : 岩手県安家石灰岩地域の水文地質—安家以北地区一, 地調月報 35 : 99-117
- 北野 康 (1984) : 地球環境の化学. 裳華房, 東京, pp. 122-123, 134
- 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一 (1988) : 山腹斜面における土壤水分変動の観測とモデル化 (II) 水収支および地下水発生域の検討. 日林誌 70 : 381-389
- 九州大学粕屋演習林 (1975) : 九州大学粕屋演習林森林構成図.
- 虫明功臣・高橋 裕・安藤義久 (1981) : 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果. 土論集 309 : 51-62
- 日本化学会編 (1989) : 土の化学. 化学総説 No.4. 学会出版センター, 東京, pp. 62-63, 74
- STUMM, W. and MORGAN, J. J. (1970) : Aquatic Chemistry. John Wiley & Sons, New York, p. 391
- 杉田倫明 (1983) : 降雨に伴う溪流水温の変化. 地理学評論 56-12 : 835-843
- 竹下敬司 (1990) : 水源かん養と森林. 水利科学 193 : 1-19
- 谷 誠 (1977) : 湧水温の形成について. 水温の研究 21-3 : 9-17

Summary

During a water shortage period, the discharge and the contents of dissolved components for 11 neighboring small streams were measured in the area of mountainous drainage basins (6.23-80.6 ha), upstream of the Tatara River in Northern Kyushu. This area, underlain by Paleozoic Era formations, is covered with artificial forest (*Cryptomeria japonica* and *Chamaecyparis obtusa*) and evergreen broad-leaved forest.

Despite the similarity of watershed characteristics, there were remarkable differences in the specific discharges of the 11 drainage basins, because groundwater in the bedrock flows across the watershed, as shown in Fig. 4. The flow rates of groundwater movement across the watershed could be evaluated by the groundwater balance among the 11 drainage basins.

The dissolved components are supplied from two sources : chemically decomposed minerals both in the soil and the bedrock which are dissolved into water, and wet and dry deposits containing sea salts and air pollutants. There were two tendencies in the relationship between the specific discharge and the contents of dissolved components : among the 11 stream waters, a higher specific discharge stream water contains a larger amount of SiO_2 and smaller amounts of Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , and SO_4^{2-} . This suggests that there are two runoff components with different contents of solutes : soil water with short residence time and groundwater in the bedrock with long residence time, and the mixing ratios of these two components are different for their respective drainage basins due to the groundwater movement across the watershed.