

山地小流域に関する陸水学的研究 (I)

風化花崗岩地域からの土砂および溶解物質の流出

奥西一夫・夏川享子

HYDROLOGICAL STUDIES ON SMALL MOUNTAINEOUS DRAINAGE BASIN (I)

Discharge of Dissolved Matter and Bed Load Material
from the region of weathered granite

By Kazuo OKUNISHI and Takako NATSUKAWA

Synopsis

As a part of IHD researches of the Lake Biwa area, it is intended to investigate the interaction between the hydrologic cycle and the geomorphologic processes such as weathering, denudation of slopes, and channel processes in small mountaineous watersheds. At first, four month's observation on the yield of water, dissolved matter, and sediments from the experimental basin in weathered granite region of the Daido River area was carried out from the summer to the autumn of 1967.

The runoff water from the basin involves small amounts of Ca^{++} , Mg^{++} , and HCO_3^- ions, which suggests that the chemical weathering processes are less significant than the mechanical ones. The base flow is of good durability, and is attributable to the storage in the sand deposit in the tributary valleys due to its similarity in water quality to the surface runoff water.

Soil conservation practice was carried out in the autumn of 1966, and little sand was supplied from the bare mountain slopes. The bed load material deposited at the gauging station is attributable to the erosion of the sand deposit in the valleys.

1. ま え が き

この研究はびわ湖周辺流域における IHD 事業の一環として、山地小流域の陸水循環形態と、それが基岩風化および表面浸食におよぼす影響を明らかにし、さらに、流域内の地形発達形態を決定する因子としての陸水循環、風化、および浸食の役割を決定しようとするものである。

最初に我々はびわ湖の東南部にひろがる粗粒花崗岩地域に関して上記の問題を解明しようと試みている。この花崗岩地域は、陸水循環形態においても、流域地形の発達様式においても、均一であるとは思えない。例えば Fig. 1 は野州川の支流である西荒川の周辺の水系分布を示すが、西荒川流域では樹木の生育がよく、腐植土層がよく発達していて、水系は普通よく見られる樹枝状の分布をしている。それに反し、西荒川の北方の地域では腐植土層はほとんどなく、真砂土が露出し、笹が多いが樹木の生育はよくない。水系は柳枝状を示す。一方大戸川水系の天神川周辺では花崗岩の真砂土化が深部まで達していると思われ、谷部は松などが繁り、腐植土層も発達しているが、尾根部はほとんどはげ地となっている。ここでは山腹砂防工事が

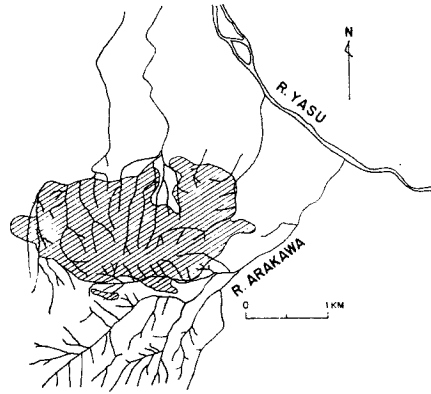


Fig. 1 A map of the West Arakawa River basin and the neighboring streams. Different drainage patterns suggest the different geomorphological processes in these basins. The hatch shows the sterile areas.

盛んにおこなわれているが、昔の施工部分の中には再びはげ山に戻ってしまったものもある。悪地地形を示しているので水系分布は非常に複雑である。

このように同一地域でしかも基岩の種類が同じでも、場所によって流域地形の発達様式が異なっていることは興味深い。これらの相違は、その原因のすべてを陸水循環や風化、浸食の形態の相違に帰することはできないであろうが、これらの条件の相違が大きく作用していることは確かであろう。本報告では天神川周辺の小流域において昭和42年7月から10月にかけておこなった観測の結果について述べる。

2. 観 測

実験流域の概況を **Photo. 1** および **Fig. 2** に示す。この小流域は信楽川支流の滝ヶ谷の上流にあり、天神川流域と隣接している。周囲は 620 m、面積 2.21 ha で、周囲を囲む環状の尾根と中央につき出た尾根、およびそれらにはさまれた2つのほぼ平行な谷より成り、比較的単純な形の流域である。**Fig. 2** に見られるように、はげ地は尾根部分の、しかも南向きの部分に多く分布している。これらのはげ地の部分は昭和41年の秋に山腹砂防工事が施されている (**Photo. 1** 参照)。砂防工事がおこなわれる前にははげ地部分の地表面は 2 mm 程度の粗い石英粒でおおわれ、その下には細かい砂層があり、さらにその下、地表から数 cm



Photo. 1 A general view of the experimental basin (within the dotted line).

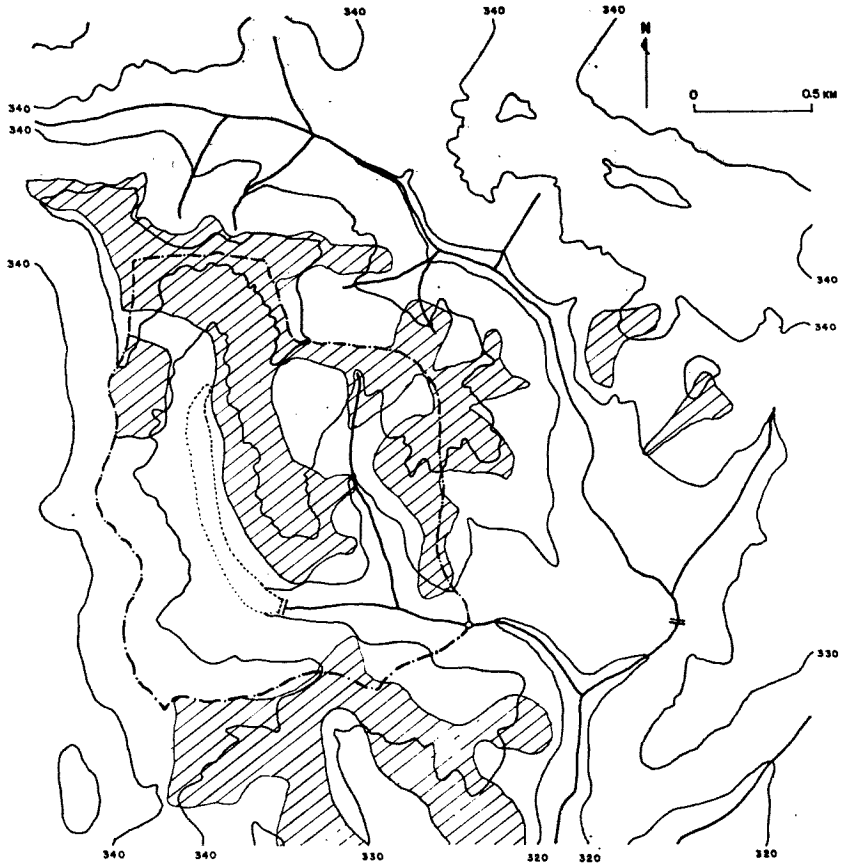


Fig. 2 A map of the Takigatani experimental basin. The bare areas (hatched part) are frequent near the ridges. - - - - - shows the divide.

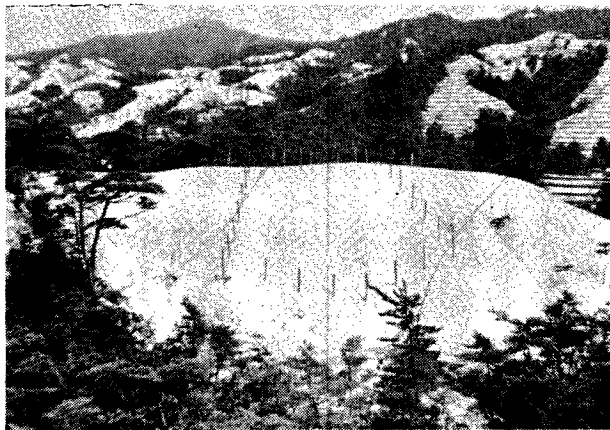


Photo. 2 A bare ridge in the experimental basin before the soil conservation practice.

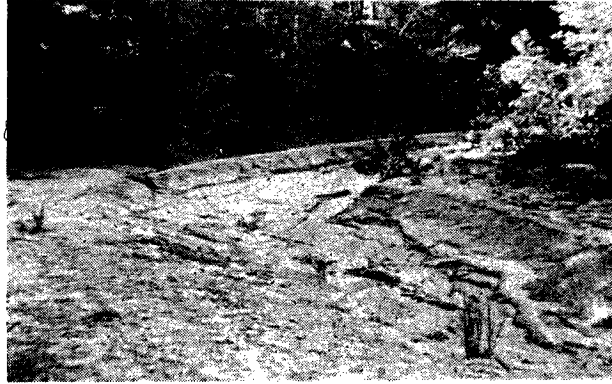


Photo. 3 Sand deposit in a tributary valley re-eroded by the stream.

以深では砂粒の間の空隙は粘土質の土で詰められていた。また Photo. 2 に示すようにガリが良く発達していた。2つの支流の谷には人工的および自然のたい砂 (Fig. 2 および Photo. 3 参照) があるが、合流点よりも下流ではたい砂は見られない。両方の谷のたい砂地の下流端からは溪流が発しており、それらは観測期間中水が枯れることはなかった。

実験流域の中央につき出た尾根の両側には斜面浸食観測プロット (Photo. 2) があり、また実験流域の北西約 1 km の所には斜面からの土砂流出量を観測する施設 (猫岩観測所) がある。武居らは以前よりこれらの施設において詳細な観測をおこなっている。

実験流域の面積高度曲線と東側の谷に沿う縦断面を Fig. 3 に示す。面積高度曲線は、流域の下流端が狭摺部になっているため、尻すぼみになっている他は、ごく簡単な形になっている。縦断面は流域出口付近 (距離 0~20 m) および合流点のすぐ上流 (50~60 m) で比較的勾配が大きく、合流点からその少し下流にかけて、および支流のたい砂地では勾配が小さいことを示している。標高 340 m 以上は山腹斜面である。

この実験流域の出口において昭和42年7月から10月まで、雨量および溪流の流出量を連続的に観測したほ

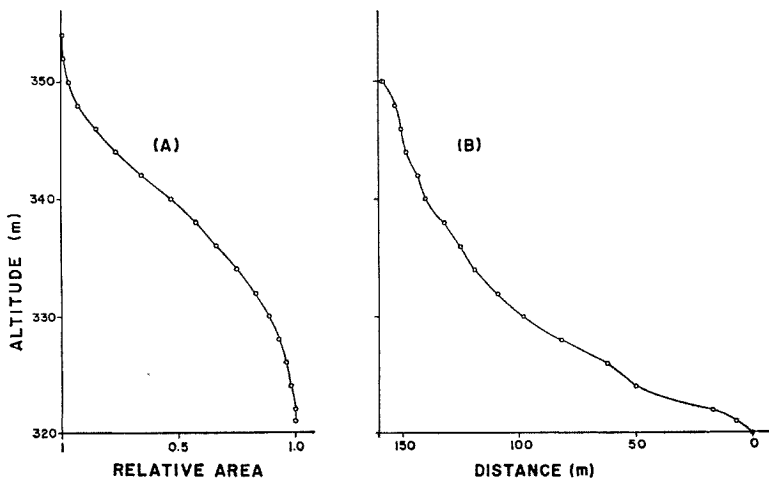


Fig. 3 The hypsometric curve (A) and the longitudinal cross section (B) of the experimental basin.

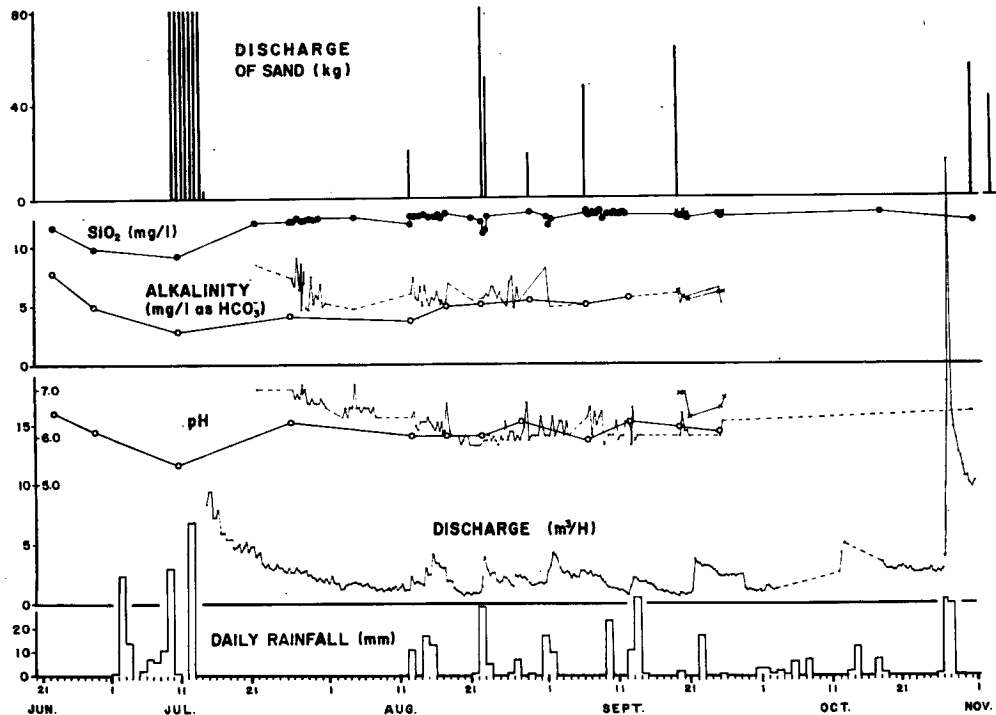


Fig. 4 Major results of the observation at the exit of the experimental basin. The chemical data shown by circles, small dots, and crosses are gotten by manual sampling, with a large automatic sampler, and with a small automatic sampler, respectively.

か、自動採水器などで一定時間間隔で採水した試料水の化学分析をおこない、主要な降雨の後に、三角ぜきによる背水領域に出来た遊水池にたまっている砂の量を測定した。Fig. 4 にこれらの観測結果の概要を示す。時間軸の区切りは毎日の午前0時を示す。7月14日から8月29日までは自記雨量計が故障のため欠測になったので、武居による猫岩観測所の自記雨量計のデータで代用した。しかしこの期間の雨はほとんど局地的なわか雨であるので、実験流域における雨量とはかなり違っている可能性が大である。

3. 流出特性

溪流の流量は流域出口に三角ぜきを設け、一週間捲きの豊原式自記水位計によって測定した。Fig. 4 に日雨量と流量の長期変化を示すが、7月13日から8月11日までの雨のない30日間の流量の減衰曲線は地下水流出を表わしていると考えられる。これは流域面積(2.21 ha)と位置(天神川流域と信楽川流域の境界)を考慮すれば、かなり持続性の良好な減衰曲線であるといえよう。8月から9月にかけてはかなりの雨があるが、基底流出はむしろ減少気味で、10月に入ってはじめて増加している。

流量記録のある7月から10月までの期間について雨量と流出量の積算値を比較すると Fig. 5 のようになる。流量の欠測時は $1.2 \text{ m}^3/\text{H}$ の流量が続いたと仮定し、比較的定常状態に近いと思われる8月22日から10月27日までについて考えると流出率は68%となる。残りの32%は地下水貯留量の増加と蒸発散に使われたものと考えられる。今、基底流出は地下水貯留量に比例し、指数関数的に減少すると仮定して各時刻の貯留量(時定数×地下水流出量)を計算すると、この間の地下水貯留の増加量は $1,200 \text{ m}^3$ となり、蒸発散はわず

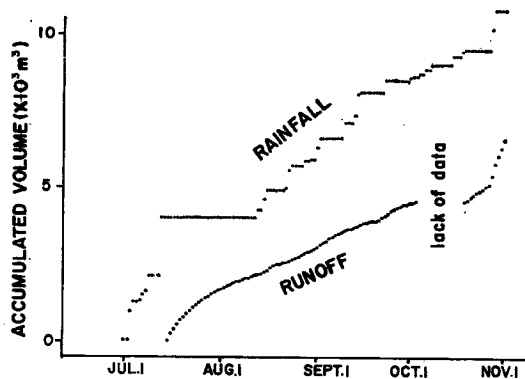


Fig. 5 Comparison of the accumulated values of rainfall and runoff.

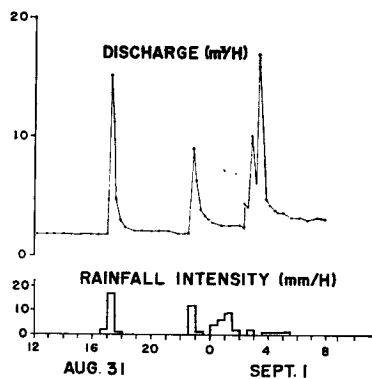


Fig. 6 Examples of surface runoff.

か9%になる。7月15日から11月1日までについて見ると、梅雨後の大量の地下水貯留量の放出と10末の台風による出水のため、流出率は103%になる。観測期間が短かく、雨量のデータは一部猫岩観測所の値で代用されており、また流量の測定値も10%程度の誤差をふくんでいるので、こまかい数字を議論することは無意味であるが、蒸発散はかなり小さいと言えよう。

にわか雨の場合の短時間の流量変化の一例を Fig. 6 に示す。またこのようなユニットの雨による流出と思われるものを選び出してユニットヒドログラフを作ると Fig. 7 のようになる。自記水位計の読取間隔が粗いので細かい変化はよくわからないが、立ち上がり時間は10数分、ピークから表面流出の終了までが約1.5時間である。これらの表面流出特性は 2.21 ha の流域としては普通のものである²⁾。Fig. 8 には各々の降雨について総雨量に対する表面流出率を総雨量の関数として示す。表面流出率は総雨量と最も相関がよかったが、これは降雨が長時間続くと、浸透能が次第に減少するためと思われる。Fig. 9 に比較的長時間の流量変化の典型的な例として、7月14日～8月8日(白丸)および8月27日～31日(黒丸)の流量減衰曲線を示す。これらはそれぞれ地下水流出および中間流出を代表するものと考えられ、指数関数を当てはめると、前者は約16日、後者は約5日の時定数を持つことになる。

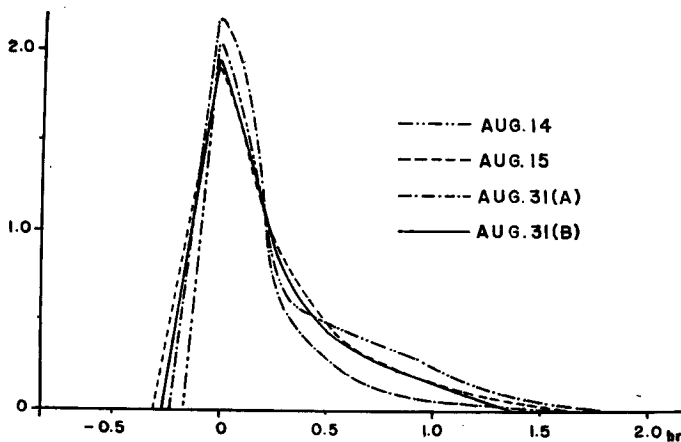


Fig. 7 Nondimensional unit hydrographs.

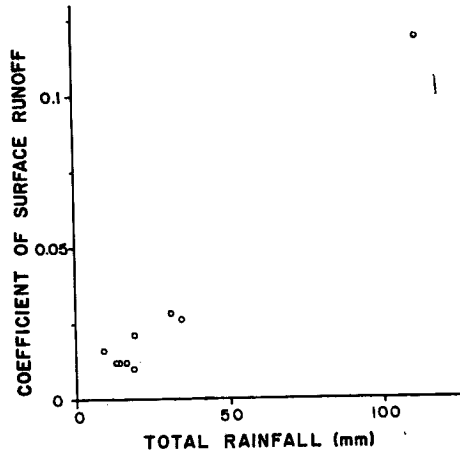


Fig. 8 Coefficient of surface runoff as a function of the total rainfall.

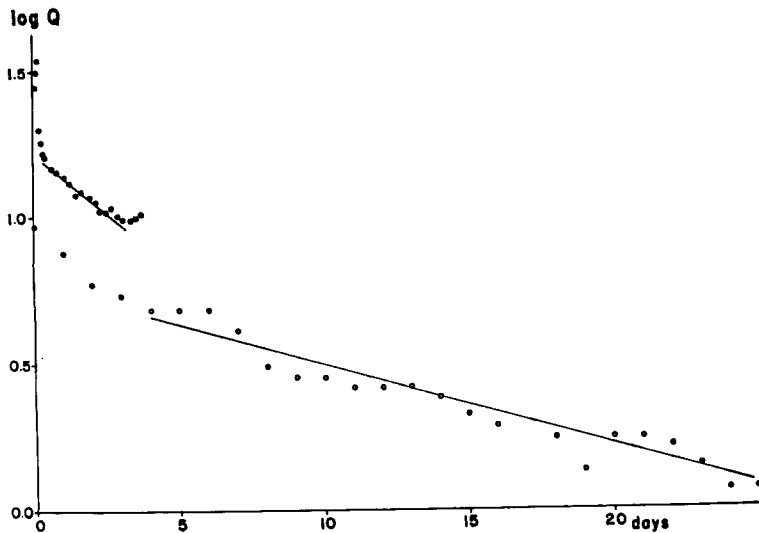


Fig. 9 Recession curves of subsurface flow (dots) and base flow (circles).

4. 溶解物質の流出

溪流の水によって溶かし出される物質の種類と量は、その水が接して来た岩石の化学的な風化の状況を反映している。また流量の変化と水質の変化を対比させることによって、表面流出、中間流出、および地下水流出の流出径路を推定することも可能である⁹⁾。花崗岩地域の風化状態と、そこから流出する溪流の水質との関係については、北野らの詳細な研究⁴⁾があり、大戸川周辺の流域の水質についてはすでに予備的な調査⁹⁾がなされている。それらによると、本実験流域内の溪流を含めて天神川周辺の溪流はほぼ同じ水質特性を持ち、風化作用と最も関係の深い HCO_3^- (アルカリ度)、 Ca^{++} 、および Mg^{++} イオンの濃度が、例え

ば六甲山系の溪流などに比べて非常に小さく、溶存シリカの量はほぼ同じ程度の値を示す。一方 Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} の各イオンの溶解量は少ないが、自然状態の溪流としては普通の値である。これらのことから、本実験流域周辺では陸水の化学的な作用による風化作用は急速には進行していないことが結論される。井上は大戸川ではびわ湖周辺の他の水系にくらべ、河床砂の母岩に対するカルシウム、マグネシウム含量の変化(溶出量)が少ないことを指摘している⁹⁾。

本実験流域では自動採水器⁷⁾によって一定時間間隔(主として7時間ごと)で採水して分析し、また時々直接採水してその結果をチェックした。それらの結果は Fig. 4 に示されている。ここに白丸は直接採水試料によるもの、小さい黒丸は大型自動採水器、×印は小型自動採水器によるものである。pH および BCP アルカリ度については、7月から8月にかけて直接採水によるものと自動採水器によるもの間に系統的な差がある。これは自動採水器内に最大7日間貯留されている試料水が、夏季の高い気温および日射の影響を受けて、試料水内の各イオン間の平衡状態が変化したためではないかと考えられる。また小型自動採水器による水は、採水後1ヶ月程してから pH を測定したためか、ほぼ同時刻に大型のもので採水した水よりも pH が高い。これらの自動採水器内の試料水の化学変化については現在検討中である。溶存シリカの濃度については、採水方法による相違が認められなかったため Fig. 4 においては区別をしていない。

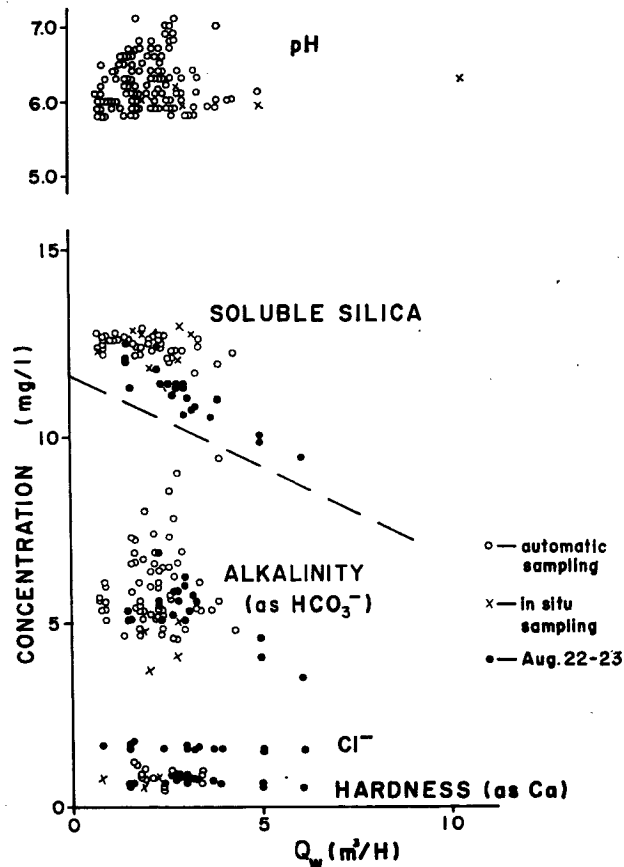


Fig. 10 Concentration of dissolved matter in the runoff water. Surface runoff occurred only on August 22 nd and 23 rd.

Fig. 4 において水質の長期的な変化を見ると、6月下旬から7月上旬にかけては、梅雨による増水のため溶解物質の濃度は小さい。7月から8月にかけて、自動採水器による試水の pH および BCP アルカリ度が減少しているが、直接採水した水ではあまり変化がないことから、実際には水質の変化はほとんどなかったと考えられる。その後流況の変化に伴って水質にも変化が見られる。

Fig. 10 に流量 Q と各溶解物質濃度の相関関係を示す。これによると pH については相関はない。溶存シリカについては8月22日～23日の台風18号の来襲時には右下がりの直線になり、他の場合には少し右下がりの傾向が見られるが、ほぼ水平に近い直線になる。BCP アルカリ度および全硬度 ($Ca^{++}+Mg^{++}$ を Ca^{++} として計算した) についても同様の傾向がうかがわれるが、BCP アルカリ度ではばらつきが大きく、全硬度は微量であるため、くわしいことはわからない。

Fig. 10 において最も相関の良かった溶存シリカについて、溪流による輸送量 Q_{SiO_2} と水の流量 Q_w の相関関係を見ると Fig. 11 のようになり、Fig. 10 と同様、2つの線に分かれる。これらの線は直線に近いが、やや上に凸な曲線であって、流量の増加と共に濃度（このグラフの勾配に等しい）が次第に減少することを示す。図の原点付近を直線で近似すると 12.5 mg/l になる。

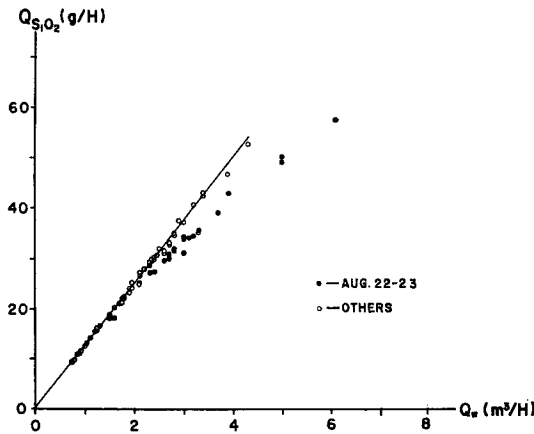


Fig. 11 Discharge of dissolved silica as a function of the discharge of water. The slope of the straight line shows the mean concentration in subsurface flow and base flow.

8月22日～23日と他の採水時の間の決定的な相違は、前者は表面流出を含んでおり、後者は流量が多くてもそれは中間流出であって、表面流出を含んでいないという点である。表面流出は、他の相の流出成分にくらべて岩石および土壌との間の相互作用が少ないので、溶解物質の含量は小さいので普通である。したがって表面流出の有無がこの枝わかれの原因であると考えられる。同様に中間流出と地下水流出の間にも濃度の差があることが充分に考えられるが、Fig. 10, 11 に見られるように、その差はもしあっても測定誤差の範囲以内である。

ハイドログラフを分析すると、流出量 Q_w を表面流出量 Q_s と中間流出量および地下水流出量 Q_g に分けることができる。 Q_g に対応する溶存シリカ濃度 C_g は Fig. 11 にみられるように、流量と共に少し変化するが、今これを一定 (12.5 mg/l) とし、採水点における濃度を C とすれば、次式によって表面流出水に含まれる溶存シリカの濃度 C_s を計算することができる。

$$C_g Q_g + C_s Q_s = C Q_w \dots\dots\dots (2)$$

このようにして計算した C_s の値を Q_s の関数として Fig. 12 に示す。負の値があるのは誤差であって、

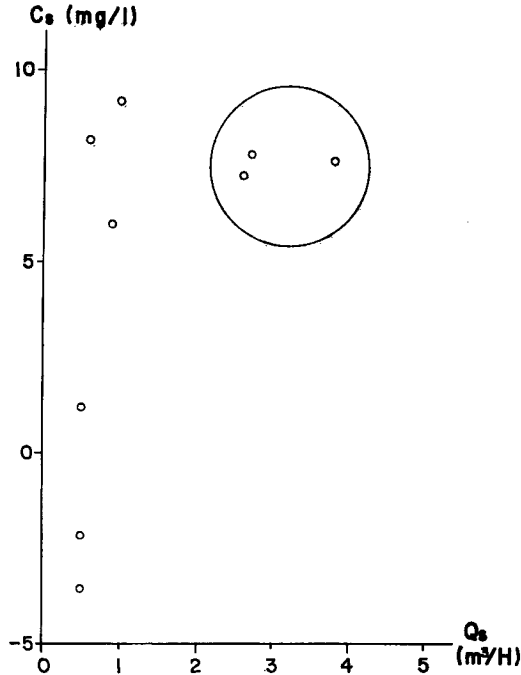


Fig. 12 Concentration of dissolved silica in surface runoff water calculated with the equation of mixing. Only the values within the circle are significant.

実際にはあり得ないと思われる。 Q_s が $1 \text{ m}^3/\text{H}$ より小さい部分は信頼性がないので円内の部分だけを平均すると 7.5 mg/l となる。8月22日～23日の場合は、他の場合よりも C_s が小さい (Fig. 11 参照) から、 C_s を8月22日～23日の表面流出のない部分の平均値 11.7 mg/l と見積ると、 Q_s の小さい時の C_s の値は一応最もらしい値になり、他の部分も C_s の値が少し大きくなる。いずれにしても C_s は 7.5 mg/l 程度、又はそれ以上であることは確かである。Fig. 12 において Q_s と共に C_s が減少する傾向がうかがわれるが、その勾配は C_s の値の取り方によって大きく変化するので、定量的に調べることは困難である。

表面流出水と地下水流出水間の溶存シリカ濃度の相違があまり大きくないことは注目すべきことである。8月22日～23日には表面流出のない場合においても溶存シリカの濃度が比較的低いこと、および本実験流域の溪流の地下水流出水は比較的溫度変化が大きいことも考え合わせると、地下水流出は、地層深部に浸透してから溪流に出てくるのではなく、表面流出とあまり変わらない経路をたどって流れていることがわかる。地下水流出は持続性が良好であるので、かなり大容量の貯留源を考えなければならないが、その貯留源としては支流の谷間のたい砂が第一に考えられる。

5. 掃流物質の流出

大戸川周辺流域は真砂土質のため浸食作用がはげしく、従って土砂流出量が多いことで知られている。本実験流域では前年の昭和41年夏から秋にかけて山腹砂防工事 (Photo. 1 参照) が実施された。砂防工事は斜面を等高線に沿って階段状に整形し、芝などを植えてあるが、盛土部分はかなりルーズパッキングの状態であるにもかかわらず、雨の後この部分がガリ浸食を受けていることはほとんどなかった。従って山腹斜面からの土砂生産は砂防工事の前に比べて非常に少なくなったものと考えられる。しかし流域内の2つの谷には大量の砂がたまっており、西側の谷の土止めえん堤も部分的に決壊しているので、大量の降雨の際には

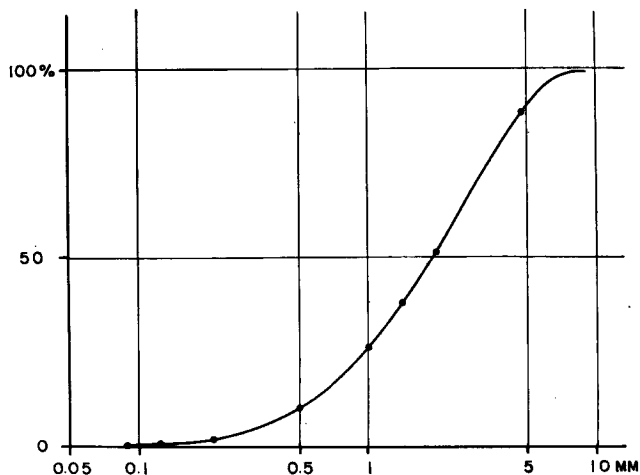


Fig. 13 Particle size distribution curve of the bed load material deposited at the gauging station.

その砂が流水によって浸食されて流域出口に運ばれて来ると思われる。流域出口で観察していると、表面流出時は溪流の水は濁っているが、中間流出ぐらいの段階になると濁りはほとんどなくなり、掃流砂が河床を転動しているのが見られる。掃流砂は Fig. 13 にその粒度分布を示すように50%粒径が約 2 mm の粗粒砂で、大部分が石英の粒である。

掃流砂は三角ぜきの背水領域内に出来た遊水池にたまるので、降雨後これを掘って体積を測定し、乾燥重量に換算した (Fig. 4 最上段)。しかし最初にはたまった砂と元からの河床砂の境界がはっきりせず、また砂を掘るたびに河床形状が変化し、上流側が擾乱を受けて再び砂が遊水池に流入するということがあって正確な値は得られていない。8月29日に遊水池の底にモルタルを張り、入口部分には小さなもぐりぜきを設けたので、上の2つの問題は解消した。普通は遊水池に入った掃流砂は貯水池の背砂と同じような形にたい積して、ノッチからあふれ出ることはなかった。たまった砂の先端がノッチの近くに達し、先端付近の表面形状が乱れている時は、掃流砂の一部がノッチを越えて流出したと考えられる。

武居らは吉祥寺川流域の試験流域 (2.4 ha) における長期間の観測の結果、土砂流出量は概して流量の2乗に比例するという結果を得ている⁷⁾。本実験流域では掃流砂の流出量は大体においてたい砂地における浸食力と溪流の輸送能力によって決まると考えられる。前者については検討するための材料がないが、後者については流域出口における水理量を用いて掃流砂量を計算することができる。この付近で溪流は勾配0.06、巾 30 cm の矩形断面に近い。アインシュタインの掃流砂関数⁸⁾によって流量 Q_w と掃流砂の輸送量 Q_B の関数を求めると Fig. 14 のようになる。ただし砂の粒径は一様と仮定し、65% 粒径に等しいとした。また平均流速はマンニングの公式 ($n=0.033$ とした) によって求めた。 Q_w が $2 \text{ m}^3/\text{H}$ 以下になると Q_B は急速に小さくなるので、ハイドログラフの $Q_w \geq 2 \text{ m}^3/\text{H}$ の部分について Fig. 14 から Q_B を求め、これを積分すると Table 1 に示すような計算値が得られた。 Q_B の計算値と実測値の比較を Fig. 15 に示す。ここで矢印を付けたものは、掃流砂の一部がノッチを越えて流れたため、実際にはもっと上方に点があるべきことを示す。しかし概して計算値の方が数10%大きい。Fig. 15 の右側の2つの点では計算値と実測値は非常にかけはなれているが、Table 1 はこれらはピーク流量が $10 \text{ m}^3/\text{H}$ を越え、短時間の大流量のために計算値が大きくなっている場合であることを示している。しかし、山地からの土砂流出は過去の履歴および偶然性によって大きく影響を受ける⁹⁾ので、流量がある値以上になると、掃流砂量の増加が止まると断言することもできない。

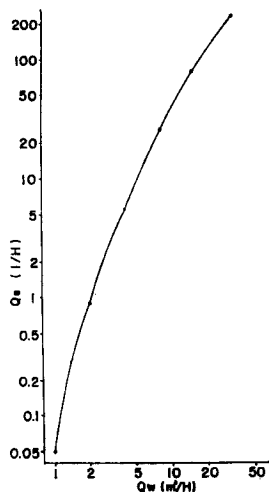


Fig. 14 Transport capacity of bed load material by the stream calculated with the Einstein's bed load function.

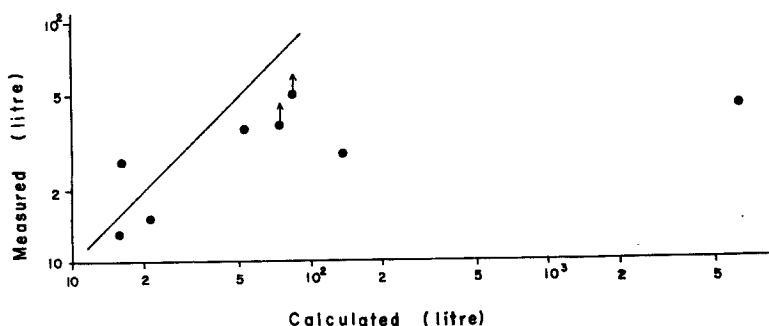


Fig. 15 Comparison of the measured and calculated values of the discharge of the bed load material from the basin.

Table 1 Comparison of the the measured and calculated values of the discharge of the bed load material.

period	(A) measured	(B) calculated	(C) A/B	(D) peak discharge (m³/H)
Aug. 14—22	28	134	0.21	17.6
Aug. 22—23	65	84	0.76	6.3
Aug. 27	15	21	0.71	3.3
Aug. 31—Sept. 1	37*	74	0.50*	10.1
Sept. 9—13	50*	82	0.61*	4.7
Oct. 27—31	44	6393	0.007	37.0

* A part of the bed load material was washed away from the gauging station. The true value would be larger.

6. ま と め

昭42年7月から10月にかけて、琵琶湖南岸の風化花崗岩地域に属する滝ヶ谷の実験流域において雨量、流出量、水質、および土砂流出量の観測をおこなった結果、次のようなことが明らかになった。

- (1) 表面流出は普通の特性を持っているが、その流出率は0.1を越えることはなかった。
- (2) 地下水流出は流域面積の割に持続性が良い。水質などの点から、中間流出および地下水流出は2つの支流の谷にあるたい砂の中に貯留されている水が放出されるものと推定される。
- (3) 岩石から流出水への溶出量は見かけの風化に対して著しく少ない。この原因としては、風化が主として物理的な作用によっておこなわれていること、および浸透水があまり地中深部へ入って行かないことの2つが考えられる。
- (4) 土砂流出は主として掃流砂の流出としておこなわれているようである。山腹砂防工事の直後という特殊事情もあって、急激な流量ピークがある場合の他はほぼ河道の輸送力に近い掃流砂が流出している。

またこの実験流域に関して残された問題点は、

- (1) 浸透水の到達深度と土壌の保湿状態、およびそれらの風化作用および植物の生育に対する影響。
- (2) 山腹斜面および谷間のたい砂の中に貯留されている水量と地下水流出の関係。
- (3) 浮遊物質の輸送形態。

などが挙げられる。今後の観測においてはこれらの問題を解決して行くような方法を取り入れたいと考えている。

謝 辞

この研究を遂行するに当たって、建設省琵琶湖工事事務所より実験流域の使用を許可され、一部の観測器材の貸与を受けた。京大農学部の大野有恒助教授ならびに福嶋義弘助手は猫岩観測所の観測データを提供し、本実験流域における観測方法について助言を与えられた。水質分析については名古屋大学の吉岡龍馬氏の援助を受けた。観測設備の製作および維持にはそれぞれ当研究所の横山康二氏ならびに現地の北川益三郎氏をわずらわした。以上のかたがたに深く謝意を表す。なおこの研究は主に科学研究費（各個研究）によっておこなった。

参 考 文 献

- 1) 大野有恒, 福嶋義弘, 荒廃山地における流出量および流出土砂量, 第4回災害科学総合シンポジウム論文集, 昭42, 65—66
- 2) C. O. Wisler, and E. F. Brater, Hydrology, 2nd ed., 1959, 260—263.
- 3) 瀬野錦蔵, 後藤達夫, 北上川水系の増水時における水質の変化機構, 陸水学雑誌, 第23巻第2号, 昭37, 35—44.
- 4) 北野康, 加藤喜久雄, 金森悟, 金森暢子, 吉岡龍馬, 水質調査による岩石崩壊の予知の可能性, 京大防災研究所年報, 第10号A, 昭42, 557—587.
- 5) 北野康, 奥田節夫, 奥西一夫, 吉岡龍馬, 天然水の化学組成による大戸川流域の岩石の風化, 崩壊の研究(その1), 京大防災研年報, 第10号A, 昭42, 589—598.
- 6) 井上伊造, 滋賀県下主要河川の砂の化学的研究, 陸水学雑誌, 第24巻第1—2号, 昭38, 38—62.
- 7) 福尾義昭, 金成誠一, 奥西一夫, 横山康二, 簡易自動採水器の試作について(その1), 京大防災研年報, 第10号, 昭42, 523—528.
- 8) 野満隆治, 瀬野錦蔵, 新河川学, 昭34, 200—201.