

京大・防災研究所 正員 石原 安雄

同上 正員 小栗竹 重機

1. まえがき 雨水の流出機構に関する研究は従来より多大の成果が上げられているが、それらの多くは、たとえば洪水現象のみに着目したものや、あるいは地下水流出のみを取扱ったものなどで、1降雨の全降雨量についてその流出過程を取ったものは少ないようである。またタンクモデルのように工学的な実用性からいえば完成された理論もあるが、流出過程の解明という見地に立てば一時的に工学的な実用性から離れることもやむを得ないことであろう。こうした観点からわれわれは花崗岩風化地帯である琵琶湖野洲川支川の荒川試験地において水文観測を行ない、流出過程の解明に努めているが、本報告は前回の水収支で得られた結果と、主として1971年中に得られた観測結果をもとに、水を常に流れとして扱いながら、各流出成分とその発生場の初期損失量との関係などについて考察を加えたものである。

2. 観測結果とその考察

Fig. 1は1971年7月11日から9月16日までの観測結果である。図中棒グラフは雨量(mm/hr)、実線は梅ヶ谷流量(l/sec)、点描は山腹斜面上からの浸出強度(l/hr)を表わす。梅ヶ谷は荒川試験地内の小流域で面積は $0.18 km^2$ 、形状はほぼ長方形であるが上流で河谷は二つに分れており最長流路長は約1kmである。山腹斜面上からの浸出量(以下では観測地下水という)は梅ヶ谷流域の山腹斜面中程の岩の割目から浸出してくる水を転倒桁型流量計で測定したものである。この観測地下水は大きな降雨があった場合ある期間一定値になるが、このことは観測地下水はいわゆるA層内を流れる早い中間流の成分は含まれていないことを示しており、観測値はA層

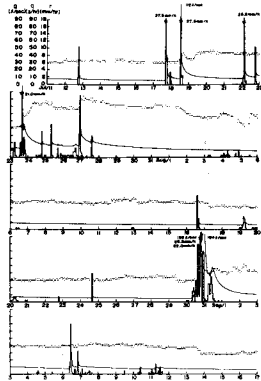


Fig. 1. 観測結果

以下を流れる地下流出成分だけで構成されていることになる。また観測値は降雨開始後30~40時間で定常値に達する。その定常値は降雨条件によって二段階に分れており、それぞれの値は図から大略 $50 l/hr$ と $70 l/hr$ である。さらに観測値のてい減部もステップ的減少過程を示しており、その値は増加の場合と同じ値である。これらのことから観測地下水の増加部分は二つの異なった場から発生していることが予想される。またこの二つの場における流れの性質を考えると、流れはダルシー則に従う流れと考えられ、斜面に沿う流向をもち、しかも斜面勾配が大きい(勾配 40°)ことから水面勾配は無視できて、透水係数を k 、斜面勾配を $\sin \theta$ 、空隙率を ϕ とすると $k \cdot \sin \theta / \phi$ の伝播速度を有する一種のkinematic wave 的な流れと考えられる。つぎにこの観測地下水はステップ的な減少過程を経た後は非常にゆるやかなてい減を示すようになり、一年を通じて観測値が0になることはない。観測地点から尾根までの距離は約30mであるから、この程度の距離で一年を通じて流量が0にならない流れは、増加部分を構成する斜面勾配の効果の卓越した流れとは異なり、た流れを考える必要がある。斜面勾配の大きい傾斜地で水面勾配の卓越する流れを考えることは無理であるから、ここでは風化などによって出来た大小無数の岩の亀裂に入った雨が、亀裂の連続した水みちを通して出て

くるものと考えてみる。ただしこれは不確かな仮定であるので、本報告ではこの最終的な地下水流出成分ともいべき流れについては考察を加えていない。

3. 流出モデル

以上の観測地下水に関する考察と、以前われわれが観測した表層付近を流れる流出成分の観測結果²⁾とから、荒川試験地の流出モデルを想定したのがFig. 2である。表層はわれわれが表層水と呼んでいるダルニー則で近似できる流れの発生する場であり、非常に大きな降雨の場合いわゆる表面流の発生する場でもある。I層は早い中間流の発生場であり、II、III層は観測地下水のうち二段階を形成する流出成分の発生場であり、流れの性質からいって遅い中間流と呼ぶことにする。IV層は常時地下水が流出している層で、雨水はこの層内の無数の水みち的亀裂に存在している。図において $q_s, q_I, q_{II}, q_{III}$ は各層からの流出強度、 r は林外降雨強度、 r' は林内降雨強度、 $f_s, f_I, f_{II}, f_{III}, f_{IV}$ は各層への浸透強度、 $L_s, L_I, L_{II}, L_{III}$ は各層における初期損失量、 L_T は降雨遮断量を表わす。

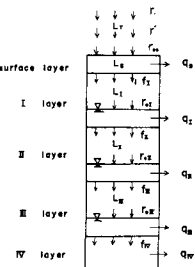


Fig. 2. 流出モデル

4. 各流出場における初期損失量と流れの性質

4.1.(1) 表層における初期損失量 L_T, L_s : Fig. 3は横軸に林外降雨量の積算値、縦軸に表層水の積算値をとった図である。表層水とは斜面上にグリキ板を挿入してその板に集まる雨水を転倒雨量計で測ったものである。装置の性質上、この曲線の立ち上がり点が降雨遮断の終了点を示し、両積算値が比例関係でなくなる点が表層水の発生点を示す。従って図から $L_T = 2 \text{ mm}$ 、 $L_T + L_s = 4 \text{ mm}$ から $L_s = 2 \text{ mm}$ となる。また r によって L_T が満たされた後は $r' = r$ となる。

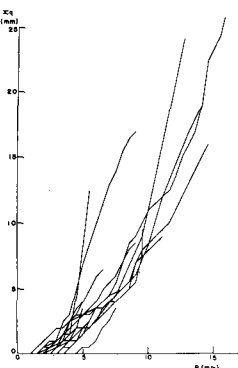


Fig. 3. 降雨量と表層水流出量の関係

4.1.(2) 表層水の性質 : 観測表層水は常に発生するものではなく、ある強度以上の降雨の場合に顕著に発生する。Fig. 4は横軸に降雨強度 mm/min 、縦軸に表層水流出強度 mm/min をとって、降雨強度が減少していく場合について描いたもので、図によれば降雨強度が 0.06 mm/min になると表層水は急激に減少する。このことから表層水の発生降雨強度は 0.06 mm/min となる。

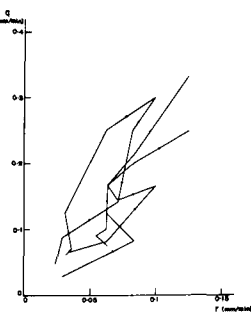


Fig. 4. 降雨強度と表層水流出強度との関係

前の結果³⁾から表層水への有効降雨 Y_{es} は30分強度で表わすと $Y_{es} = (r' - 1.8) \times 0.05 \text{ mm/30 min}$ となる。30分強度で表わしたのは斜面の上流端から下流端までの伝播時間が30分であることによる。また一定率5%の意味は次のように考えられる。表層水は表層全域に発生するものではなく、ある限られた部分に発生するものと推定され、水みち流出的な性格をもつものと考えられる。水みちではあるが必ずしも固定的なものではなく、浸透とが浸出とのか、周囲の影響を強く受けるため、流域全体で見ると結果的にはダルニー則で近似できる流れとなっているものと思われる。この斜面の上流端から下流端まで連続した水みちの面積が全体の面積の5%である。

4.2.(1) I層（早い中間流発生層）における初期損失量 L_{II} : Fig. 5は前報告において示した降雨終了後の時刻とその時の蒸発散強度の関係である。前報告では降雨量から流出総量を引いた量をすべて蒸発散量と考えてこの図に示したわけであるが、実際にはこの中には他流域への $leakage$ も含ま

れているはずである。そこでわれわれは土中の初期損失量を、流域が leakage で失った水の量と流域が毛管飽和の状態からそれまでに蒸発散によって失った水の量との和であると仮定し、Fig. 5 を積分することによってその時の初期損失量を求めることにした。

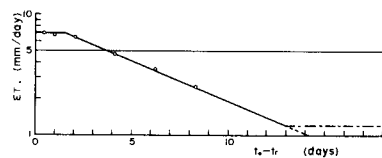
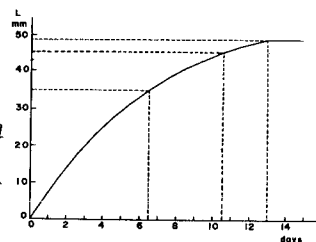


Fig. 5. 降雨終了後日数と蒸発散強度の関係

Fig. 6 はこの結果を、横軸に降雨終了後の日数、縦軸に初期損失量をとって示したものである。ところで土湿不足の領域はまず土層の最上部に現われるから、Fig. 6 に示した初期損失量はある期間までは I 層のみに関係した量であるはずである。地表下 5 cm の位置の電気抵抗値の変化からこの期間を降雨終了後 6.5 日とした。したがって I 層の最大初期損失量は 35.1 mm となる。



4.2.(2) 早い中間流への有効降雨 re_I : I 層への浸透強度 f_I は物理 Fig. 6. 降雨終了後日数と初期損失量との関係 的には上限をもつが、実際に経験する降雨強度よりはるかに大きな値をもつ。従って $f_I = r - re_I$ となる。この f_I の積分値がその時の L_I と等しくなった時から $re_I = f_I - f_{II}$ となる。 f_{II} については後で述べる。

4.3.(1) II、III 層 (遅い中間流発生層) における初期損失量 L_{II} 、 L_{III} : I 層からの蒸発散などによる水分の損失が終了すると II 層からの水分の損失が始まり、ある期間までのこの損失の積分値が次の降雨に対する II 層内における初期損失量 L_{II} と与える。降雨終了後 6.5 日から 10.5 日までの間が II 層に關係しているとする、II 層内の最大初期損失量は 10 mm となる。10.5 日以後 13 日まで II 層に關係しているとすれば、III 層内の最大初期損失量は 4 mm となる。降雨終了後 13 日からは、I、II、III 層については初期損失量の変化はないものとする。

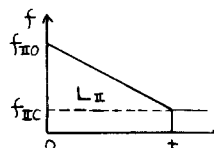


Fig. 7. $f \sim t$ 関係

4.3.(2) II、III 層への浸透強度 f_{II} 、 f_{III} と有効降雨 re_{II} 、 re_{III} : まず f_{II} について考える。 f_{II} は土壌含水比と密接な関係があり、含水比が気乾状態 m_d の時は最大の浸透強度 f_{II0} となり、含水比が完全飽和状態 m_s の時は最終浸透強度 f_{IIc} となる。また一般には浸透強度は Horton の式に従うがこの式の決定には多くのデータを必要とする。そこで、便宜上毛管飽和状態 m_c で最終浸透強度 f_{IIc} になると仮定して、 f_{II} と時間 t の関係を示したのが Fig. 7 である。すなわち L_{II} を満たし毛管飽和の状態となつた時点で f_{II} は f_{IIc} となっており、その間は時間按比例して減少すると仮定しているわけである。この仮定を初期浸透強度 f_{II0} の回復にも適用したものを図示したのが Fig. 8 である。 f_{II0} の実際の値は、表層水の発生限界が 3.6 mm/hr であることから、この値を 1 つの目安として採用した。また f_{IIc} は観測地下水の定常状態の最大流出強度が 70 l/hr であることからこれを流域全体に換算すると 0.35 mm/hr となる。

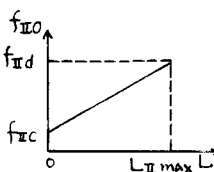


Fig. 8. $f_{II0} \sim L$ 関係

f_{II0} の実際の値は、表層水の発生限界が 3.6 mm/hr であることから、この値を 1 つの目安として採用した。また f_{IIc} は観測地下水の定常状態の最大流出強度が 70 l/hr であることからこれを流域全体に換算すると 0.35 mm/hr となる。つぎに f_{IIIc} については観測地下水の一段目と二段目の定常値の差が 20 l/hr であり、流域全体に換算すれば $f_{IIIc} - f_{IIc} = 0.1$ mm/hr となるから、 $f_{IIIc} = 0.25$ mm/hr となる。また f_{III} は f_{IIc} と f_{IIIc} との差が小さいことから、その変化を考えることはあまり必要がなく、常に $f_{III} = f_{IIc}$ としてもよい。II 層内の流れへの有効降雨 re_{II} は f_{II} によって L_{II} が満たされた時から $re_{II} = f_{IIc} - f_{II} \div f_{IIc} - f_{IIc} = 0.1$ mm/hr となる。 re_{III} は観測地下水の一段目の定常値 (50 l/hr) と IV 層からのみの流出になった時の流出強度 (30 l/hr) との差から 0.1 mm/hr となる。また $re_{III} = f_{IIIc} - f_{IV}$ の関係から $f_{IV} = 0.15$ mm/hr

である。

4.4. I, II, III層内の流れの伝播速度 : 観測地下水は観測点において降雨開始後35時間で定常値に達するとして、伝播速度を求めると $R \cdot \sin \theta / \gamma = 0.023 \text{ cm/sec}$ となり、これはII、III層について等しいとする。 $\sin \theta = 0.64$ 、 γ を地表下60 cmの突測の値0.4(但しこれは全空隙率)とすれば $R = 0.014 \text{ cm/sec}$ となる。いま透水系数はその土壌の10%粒径の二乗に比例するとして、I層の透水系数を求めると $(0.04)^2 / (0.025)^2 = 0.035 \text{ cm/sec}$ となる。したがってI層の γ を0.55(地表下20 cmの突測値で全空隙率)とすれば、早い中間流の伝播速度は 0.041 cm/sec となる。

5. 計算結果とその考察

4.で得られた結果をもとに、河道降雨、表層水、早い中間流、遅い中間流の流出強度を特性曲線法を用いて計算した。流域は60 mの斜間を両側に持つ長さ1.5 kmの矩形流域とし、10分単位で計算を行なった。Fig. 9 (a)(b)(c)(d)(e)(f)は1971年7月17日から24日までの降雨に対するこれらの計算結果を示すもので、実線は実測流量、破線は各流出成分の計算値の和に初期流量を加

えた計算流量を表わす。計算値と実測値を比較するといずれの場合もピーク値とその生起時刻がずれており、また計算上中間流の発生しない(a)(c)図において、下流域で計算流量が実測流量より小さくなっている。このことは表層水の発生、流下機構を一定にしたことと、河道における流遅も一定としたことに原因がある。つぎに(e)図のように流域が湿潤な時に大きな降雨があると、計算上非常に大きな中間流出成分を与えることになる。(図f)は(e)図の中間流の影響がまだ残っている。) これについて原因は次のことが考えられる。1) f_{II} , f_{III} , f_{IV} の値を小さく見積りすぎ、2) 毛管飽和状態のときに $f = f_c$ としたこと、3) 初期損失量を求める場合、それまでの蒸発散量と $leakage$ とを区別しないですべて評価したこと、4) 伝播速度を小さくとりすぎ、などである。また1971年8月30日～31日の降雨(総降雨量180 mm)について計算してみると、(e)図よりさらに大きな実測値との差を与え、実測値の水収支と比較してみると25 mmの有効降雨を与えすぎていることがわかる。(IV層からの流出計算はしていないが、 Σf_{IV} がすべて流出するとして比較した)。大きな計算上の中間流を与える原因は前述の4項に原因があると思われるが、全体としての有効降雨が多すぎることにについては、前述の4項のうち特に3)項が重要な意味をもってくることに、将来IV層からの流出計算を行なう場合、その初期損失量がかなり大きいことが予想される。以上、安定した流出モデルで流出計算を行なったが、まだ満足すべき結果を得ておらず、前述の4項とIV層からの流出機構については目下検討中である。また、遅い中間流発生層を二つに分けたが、これは計算を面倒にし、しかも一般性を失うだけであるから、単層として計算してよいように思う。参考文献(1), (4)、荒川試験地における水収支について、石原・小栗、26周年次講演会、2), (3)、山地流域における基岩透水の生起過程、石原・小栗、京大防災研年報オ123日昭44年

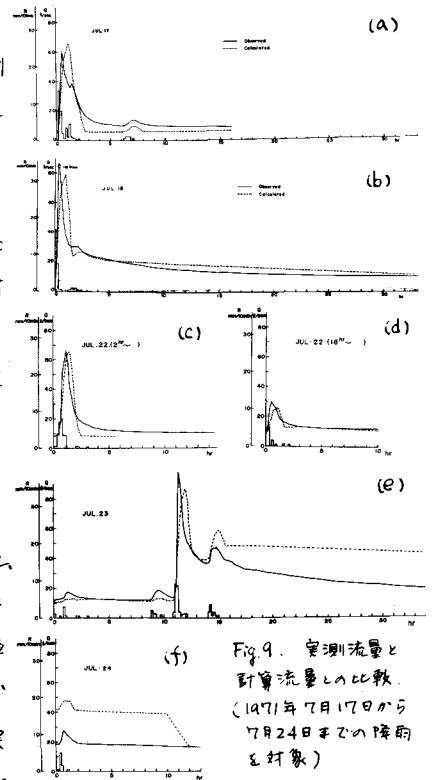


Fig. 9. 実測流量と計算流量との比較。(1971年7月17日から7月24日までの降雨を対象)