小流域と大流域からの流出の相互関係

石 原 安 雄・小葉竹 重 機

RELATION BETWEEN RUNOFFS FROM SMALL AND LARGE RIVER BASINS

By *Yasuo* ISHIHARA and *Shigeki* KOBATAKE

Synopsis

Although many observational researches on the experimental basin have been carried out in the world, including our research, it is not confirmed whether the research results in the basin can be extrapolated to estimate the runoff hydrograph from a large river basin, or not. This paper describes the relation between runoff hydrographs from a small basin (Ara experimental basin) and from a large basin (Ara River basin) including the small one.

It is obtained under several assumptions that

1) For the direct runoff whose runoff field is the surface of mountain slope, the hydrograph from a large river basin can be calculated directly using the hydrograph from a small basin included in it.

2) For the indirect runoff whose runoff field is the underground, the runoff from a small basin can not be extrapolated directly to the one from the large river basin.

1. はじめに

われわれは野洲川流域内の荒川試験地において流出現象の観測研究を行なってきており，ある程度の成果をあげることができた[1)]。しかしこれらの成果は直接には荒川試験地内で生起する流出現象を表現するものであることは明らかであるが，こうした知見が他流域における流出現象の解明に際していかに貢献するかということに関しては未だ明確にされていない。IHD 計画においても代表・試験流域における調査研究が主要課題の一つとしてとりあげられ多数の国々で実施されてきた。しかし，こうした流域の代表性に関する研究の重要性が当初より指適されていたにもかかわらず，試験流域内での流出現象については各地で成果があがっているのに対し，この代表性に関する成果はほとんどないと言っても過言ではない。したがって小流域からの流出とそれを含む大流域からの流出との関係，あるいはある流域での研究結果の他流域への適用法については現在のところ未解明であると言える。

本文はこうした問題を検討するために，大流域からの流出はその中に含まれる小流域からの流出が合成されたものであり，したがって小流域での観測結果は何らかの形で大流域からの流出の基本ユニットとなり得るものであるという考え方に立って，小流域とそれを含む大流域とからのハイドログラフの相互関係について考察を加え，大流域の中における小流域の代表性について研究したものである。さらにこうした考察を通じて試験流域での観測研究の意義とその目標を明確にしようとするものである。

2. 流出成分と流出場

一般に，雨水流出を構成する流れ要素には地面流，早い中間流，遅い中間流，地下水流及び河道降雨があり，また流出成分としては表面流出，中間流出，地下水流出及び河道降雨が考えられている。しかし，従来はこう

した要素ないしは成分を概念的に考えて，流域末端での観測ハイドログラフと降雨との関係を解析しようとした研究が大多数であり，このような取扱いでは流域内のいろいろの点で生起する現象を同時に解析することは不可能である。すなわち，例えば小流域からの流出とそれを含む大流域からの流出との相互関係を調べることができないのである。

このような問題を検討するためには，いうまでもないことであるが，各流出成分ごとの流出場を考え，かつそれぞれの流出成分が流域内のどこで合成され，合成された流出がどのような形態で河道系を流下していくかを調べる必要がある。こうした観点から行なわれた研究の代表的なものに石原・高棹らの研究[2]がある。

すなわち，上記の流出成分のうち，早い中間流出と表面流出はほぼ山腹斜面の表面地形に沿うごく浅い部分を流出場とし，山腹斜面の末端にある河道に流れ出るものであり，河道降雨はいうまでもなく河道に直接降った雨水分を意味している。これに対して，遅い中間流出は山腹斜面のかなり深いところに形成される一時的な地下水状の流れによって供給される流出成分，地下水流出は地下に存在している地下水帯から供給される流出成分であって，これらの流れ方向は必らずしも山腹の表面地形に支配されるものではなく，また河道への流出点も表面流出や早い中間流出の場合のように表面地形上で明確に指摘することはできない。以下では，前者に属する流出分を総称して直接流出，後者を間接流出と呼ぶこととする。

3. 河道系における直接流出の合成過程

3.1 基本条件：

いま，しばらくの間は，直接流出を対象として考察を進めることとする。直接流出は山腹斜面の表面近傍を流下した雨水がその直下の河道に流入して河道内を流下する流出分である。したがって，降雨の山腹斜面での変形・伝播過程（以下ではこれを slope process と呼ぶ）と河道系での流下・合流過程（以下ではこれを channel process と呼ぶ）とによって特性づけられる。

さて，slope process はその山腹斜面が流域内のどこにあっても，山腹を構成する地質，長さ，勾配，地被状態等によって特性づけられるので，これらが同一であれば同じであると考えてよい。これに対して channel process はそれを構成する個々の河道要素の粗度，勾配，断面形，河道長などの水理特性と，河道網の平面的パターンとによって特性づけられ，対象とする流域について全体として把握しなければならない。

流域の drainage net に関するトポロジー的考察によると[3]，Horton-Strahler 流の order を用いると，同一の order 内の河道系は平均的にみて流出過程を考える上で同等である。そこで，つぎのことを仮定する。

1） 基準とする小流域と同じ order の他の小流域からの直接流出ハイドログラフは，基準小流域からのそれと波形は同じで流量が面積に比例する。

つぎに，河道内における流下・伝播過程については一般には非線型であるが，まず第一近似としてつぎのように仮定する。

2） 河道における流出水の伝播速度は河道系全体を通じて一定である。

この仮定はかなり大胆であるが，オーストラリヤで行なわれた測定[4]や本文で対象とした荒川での目測によると，第一近似としては許されるものと考えられる。したがって，合流点では上流側の両支川からの流出量を単に加算することによって合流後の流量が与えられ，一つの河道の下流端のハイドログラフは，上流端のそれを河道長と一定の伝播速度できまる伝播時間だけ遅らすことによって与えられることとなる。

3.2 適用方法

対象流域は滋賀県野洲川の支川荒川流域である。流域の河道網図は **Fig. 1** に示す通りで，図中破線で囲んである部分がわれわれが流出観測を行なっている荒川試験地梅ケ谷流域である。全体の流域の下流端では京大農学部かんがい排水学講座によって水位観測が行なわれている。梅ケ谷流域は 0.18 km^2，全体の流域は4.42 km^2 である。すなわち，梅ケ谷流域を基準小流域とし，それを含む大流域として流域面積 4.42 km^2 の流域を対象として検討するわけである。なお，流域の地質は全域花崗岩であり，かなり風化が進んでいると考えられる

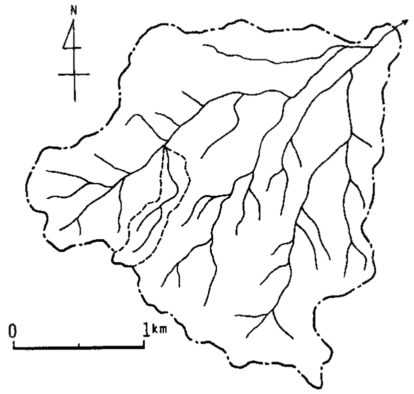
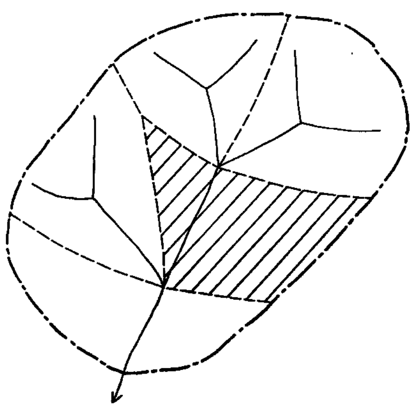


Fig. 1　Ara River basin. The area contained by broken line is Ara experimental basin.



(a)

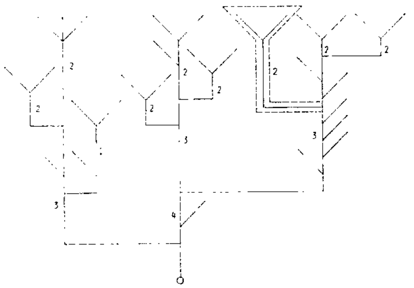
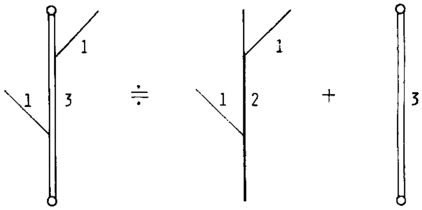


Fig. 2　Channel network of Ara River basin.



(b)

Fig. 3(a) (b)　The role of stream channel of order 3.

が，ほぼ一様な地被状態，地質条件といえる。

さて，この流域を Horton-Strahler に従って order 解析した結果が **Fig. 2** であり，梅ケ谷流域は 2nd order となる。したがって 2 nd order の流域を計算上の最小の単位と考え，上述したように 2 nd order からの流出は梅ケ谷流域からの流出と波形は同じで，流量は面積に比例するとするわけである。つぎに残流域については次のように考える。いま 3 rd order の河道を考えると 2 nd order の流域を最小単位として選んだのであるから，3 rd order の河道に附随する残流域のうち，計算上の最小単位に含まれない部分は，1 st order が 3 rd order の河道に直接附随することになる。したがって例えば **Fig. 3(a)** に示すような流域分割で上記の計算上の最小単位に含まれない残流域の部分のうち斜線を施した部分を主河道と共に取り出して，その構成を考えてみると，上述の線型仮定より **Fig. 3(b)** に示すように，主河道の役割を 2 nd order の河道からの流出が流下伝播することと，残流域の流出水を集めることとに分けて考えることができる[5]。すなわち後者の役割は残流域からなる 2 nd order の流域が主河道の下流端で合流することを意味していると考えてよいと思われる。したがってこのような 3 rd order の残流域からの流出も 2 nd order からの流出と波形が同じで流量が面積に比例するとして計算することができる。また，今の場合，4 th order の流域の残流域については対象流域が 4 th order の途中であるところから，3 rd order の残流域からの流出と同様に扱うことにした。

以上によって，全体の流域がすべて計算上の最小単位の小流域に分割され，さらにそれぞれが channel process の骨格をなす河道へ流入する点（合流点）も確定される。したがって，計算上の最小単位の小流域の面積を縦距とし，その合流点から流域末端までの伝播時間を横軸上にとったパルス状の図を求めると，これは一種の面

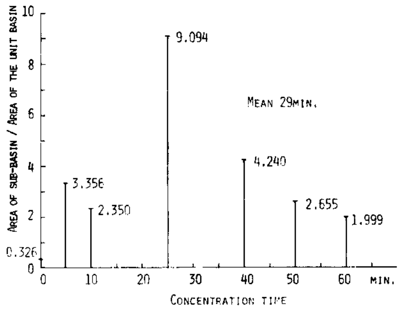


Fig. 4 Time-area-concentration diagram.

積集中図を与えることとなる。**Fig. 4** がこのような面積集中図であり，図中縦軸は梅ケ谷の面積を1としたときの面積比を表わしている。横軸は5分を最小単位として示されている。なお **Fig. 4** において伝播速度は梅ケ谷における実測平均流速 47 cm/sec（流量 70 l/sec のとき）から，一応の目安を得るため河道定数 p を0.65として求めた 75 cm/sec を用いた。結局，**Fig. 4** の面積集中図に従って梅ケ谷の実測ハイドログラフを加算して行けば，下流端のハイドログラフが計算されることになる。式で表現すればいまこの面積集中図を $F(t)$ とし，計算上の基準小流域（梅ケ谷流域）からの流出ハイドログラフを $q(t)$ で表わすと流域末端でのハイドログラフ $Q(t)$ は次式で与えられる。

$$Q(t)=\int_0^t F(\tau)\cdot q(t-\tau)d\tau$$

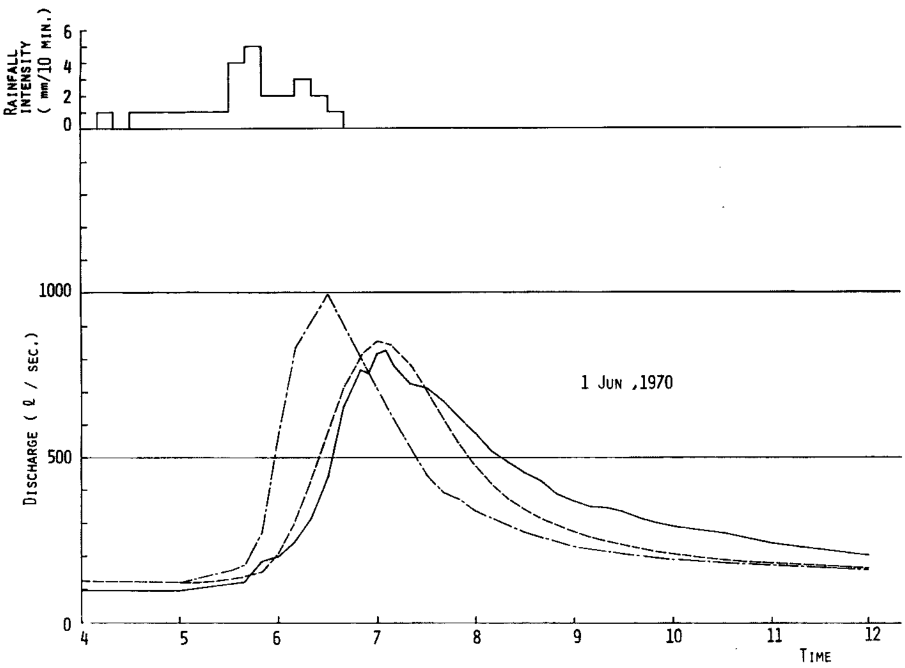
4. 計算結果とその考察

Fig. 5 (a) (b) (c) (d) (e) はそれぞれ1970年6月1日，7月1日，7月6日，9月14日，1971年7月1日の降雨に対し上述の方法によって計算を行なった結果である。図中実線は実測ハイドログラフ，破線は計算ハイドログラフ，一点鎖線は梅ケ谷の実測ハイドログラフを面積比倍して書いたものである。ハイエトグラフは梅ケ谷流域の水位観測点附近で得られたものである。

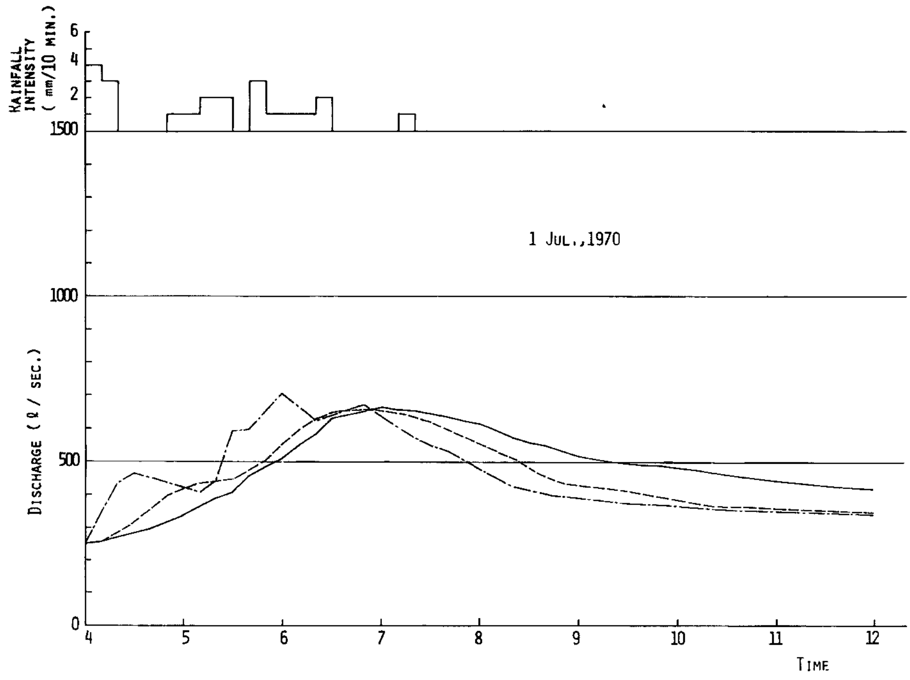
まずこれらの図から気付くことは，計算値と実測値とはピークの値はほぼ一致しており，また全体の形状も同じ傾向にあることである。このことから，次の二点が推論できる。第一は少なくとも同じ地質状態の流域であればある大流域の中に含まれる小流域は少なくとも直接流出の流出機構としての代表性を持っているということである。すなわち，いわゆる洪水流出期間，換言すると表面近傍の流れが卓越している期間に対して流出機構において代表性があると言えるわけである。第二は channel process を線型過程として計算してその形状が実測値に近いことから，計算の範囲内では実際の channel process もほぼ線型の仮定が成立するものと思われることである。これは対象流域が山地流域であり，河道勾配も大きいことから，河道における変形の効果が小さくなっているためと思われる。したがってたとえば盆地や平地を含むような大流域となった場合にこうした線型仮定が成立するかどうかは更に検討を要することである。

次に更に詳細に図を見れば，実測値と計算値の間に，ハイドログラフの立上りからピーク附近までは一定の傾向をもった差は認められないが，てい減部分では一定の傾向を持った差があることがわかる。但しここで **Fig. 5**(c) の場合は初期流量からもわかるように直前に大きな前期降雨があった場合で，他の場合と別個に考える必要がある。

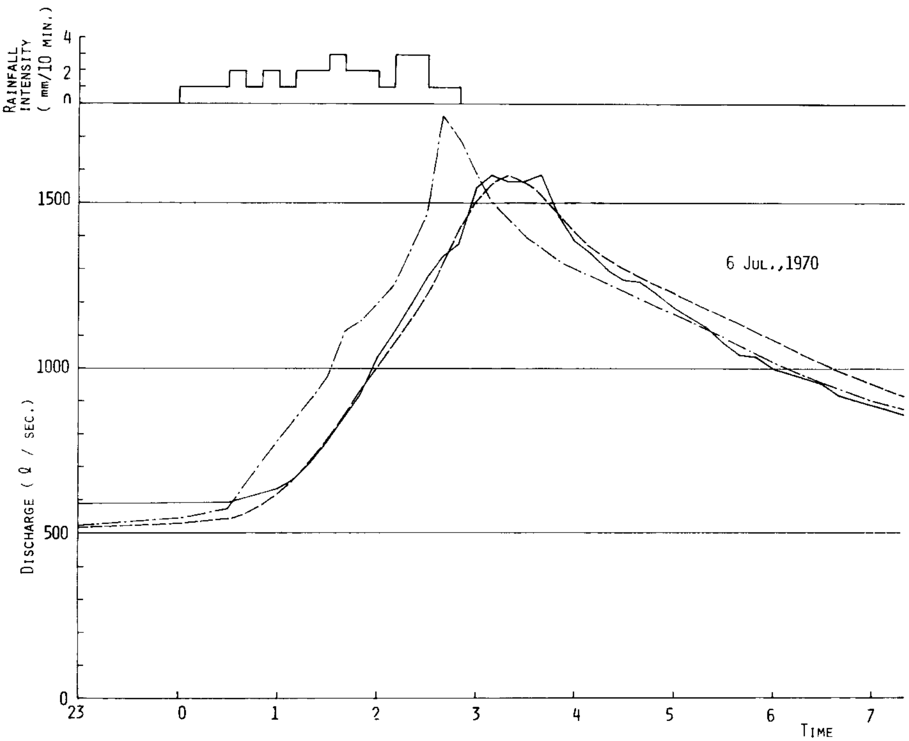
ところで立上りからピーク附近までの差は次のように考えられる。この期間は河道降雨も含めて流域の表面近傍での流出が卓越する期間であるが，いわゆる初期条件（表層の保湿状態）と，降雨強度，植生，表層の地形的・地質的状態などの影響を強く受ける期間である。したがって，ここに現われている差は各々の単位小流域におけるこれらの状態の不均一さによるものと，もう一つ各単位小流域内における斜面長と河道系の差異によるものとに起因すると思われる。とくに，**Fig. 5**(d) (e) は短時間に強い降雨がありその降雨が主体となって流出のピークが形成されるような場合であり，計算値と実測値との間に大きな差が現われている。これは小流域の上流端で発生した擾乱がその流域の下流端に到達する伝播時間よりも短い期間に強い降雨があったためと考えられ，後者の原因による差を意味するものであろう。また **Fig. 5**(b) では波形全体として計算値より実測値のものが遅れている傾向がみられるが，この場合は他に比してピーク流量が小さいことから考えて


RAINFALL INTENSITY (mm/10 MIN.)
DISCHARGE (ℓ / SEC.)
1 JUN ,1970
TIME

(a)


RAINFALL INTENSITY (mm/10 MIN.)
DISCHARGE (ℓ / SEC.)
1 JUL.,1970
TIME

(b)



(c)

channel process の非線型性が若干現われているものと思われる。

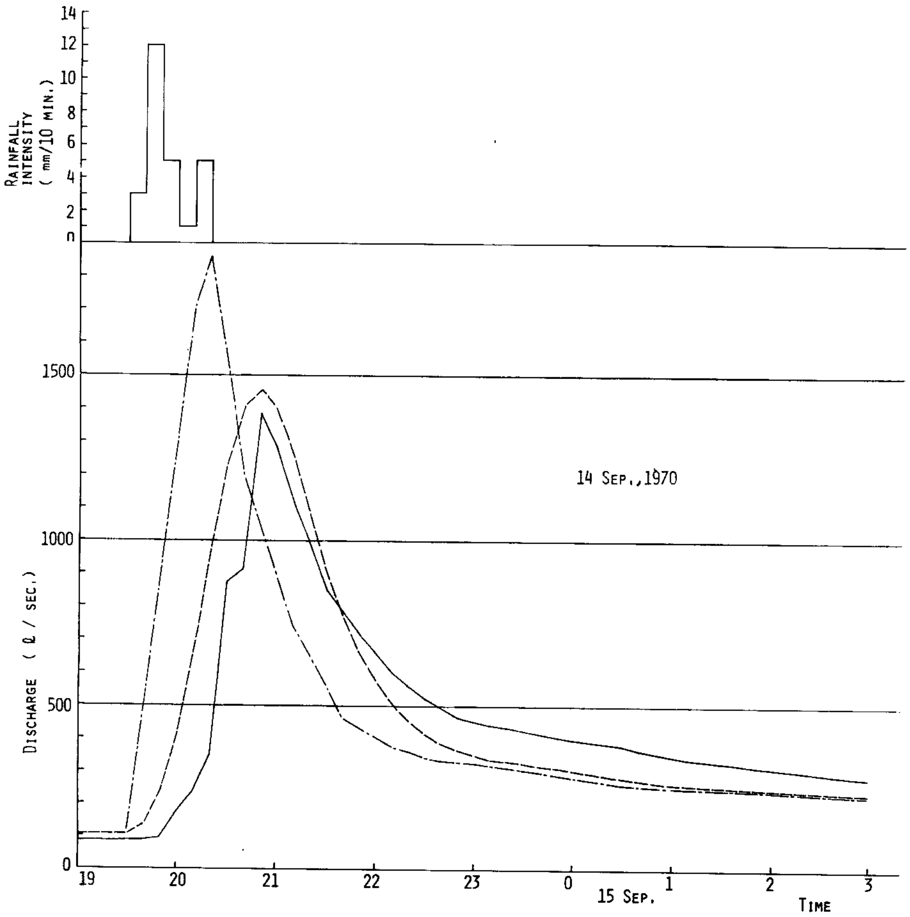
てい減部の差については **Fig. 5(c)** の場合を除けば，すべて計算値の方が実測値よりも小さい。このことは次のように考えられる。この期間は降雨も終了し，流出成分として地下からの流出成分，すなわち間接流出が次第に卓越してくる期間である。すなわち地表下の比較的深い部分からの流出がかなり影響してくるはずである。下流になるほど地下水流出に関係する流出場が大となるので，実測値の方が大きくなったものと考えられる。さらに，こうした期間の流出に対しては前節で記した計算法では十分でなく，計算上の基準小流域の上下流問題，すなわちその小流域が全体の流域のどこに位置しているか，さらに各単位流域相互の地下流出場の関係をも考慮しなければならないことを示唆している。

(c) 図の場合は大きな前期降雨の影響が強く残っている場合で，上述の推論と矛盾する結果となっているが，その原因については，この基準小流域特有の中間流が発生していることも考えられ，更に多くの場合について検討してみなければわからない。

以上の結果から次のことが結論できる。洪水のピークを形成する表面近傍の流れによる流出，すなわち直接流出については小流域の大流域の中における代表性はかなりあるものと思われる。但し小流域の結果から大流域での直接流出を精度よく推定するには大流域の中の各単位流域の状態変化の効果を，流域の形状も含めて正しく把握し，また channel process についてもより正確な水理学的な解析を行なう必要があることは言うまでもない。

またいわゆる地下水流出分に対しては，上述のような計算結果からわかるように小流域の代表性というものは直接的な意味において薄いものである。

この結論から，小流域での流出観測のもつ意義と，その目標とするべきところが明確になってくる。すなわ



(d)

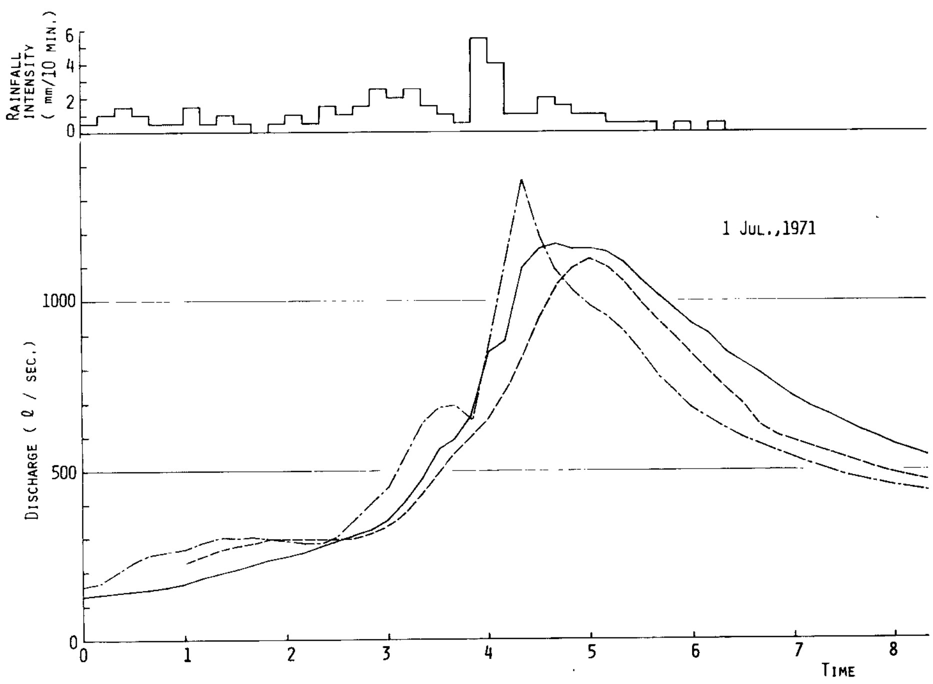
ち小流域での流出観測は，直接流出について代表性があることから，表面近傍の流れを解析するための基礎資料を得るという点で大きな意義があるわけである。しかし，低水流出成分に対しては小流域の中だけでの観測からその機構を推論することは危険で，それを含む大流域との比較研究を行なってはじめて明確になってくるのである。

5. む　す　び

小流域からの流出とそれを含む大流域からの流出との関係，換言すると小流域の代表性，あるいは小流域での研究結果の大流域への適用法といった問題において明確でないことが多いが，本文はこうした点を検討するために，荒川流域を対象として，小流域と大流域のハイドログラフの相互関係を考察してきた。

得られた結果を要約すると次のようである。洪水期間中とくに表面近傍での流れが卓越する期間では小流域はその流域を含む大流域に対して代表性を有する。しかし低水部分に対してはあまり代表性はない。

また小流域の代表性を利用して大流域からの直接流出ないしは洪水流出を正確に算定するためには，流域内の各々の単位小流域の状態変化の効果を正しく把握すると共に，channel process を水理学的により正確に解析する必要があることは言うまでもない。このことは同時に，小流域での観測研究がとるべき目標の一つを示



(e)

Fig. 5 (a) (b) (c) (d) (e) Comparison between observed and calculated hydrographs. Full line and broken line show the observed and calculated hydrographs, respectively, and chain line the hydrograph observed in Ara experimental basin used as unit basin in the calculation.

唆しているとも言える。

最後に貴重な資料を心よく提供して下さった農学部かんがい排水学講座，丸山利輔教授に深甚の謝意を表します。

参　考　文　献

1) たとえば，石原安雄・小葉竹重機：荒川流出試験地における水収支について (2)，京都大学防災研究所年報，第15号B，昭47.4，pp. 321–331.

2) 石原藤次郎・高棹琢馬：出水系とその機構，水工水理学，丸善株式会社，昭47.6，pp. 355–422.

3) 石原藤次郎・高棹琢馬・瀬能邦雄：河道配列の統計則に関する基礎的研究，京都大学防災研究所年報，第12号B，昭44.3，pp. 345–365.

4) 榧根　勇：水の循環，共立出版株式会社，昭48.1，pp. 130–131.

5) 石原安雄・小葉竹重機：河道系における洪水の集中過程，第10回災害科学シンポジウム講演論文集，昭48.10，pp. 235–238.