

京大防災研究所 正員 石原 安雄
同上 正員 小葉竹 重機

1. まえがき : われわれは滋賀県野洲川の支川荒川流域(4.4 km²)を対象として、流域内の小流域(0.18 km²)からのハイドログラフと全流域からのハイドログラフとの相互関係を考察した結果、直接流出が卓越している期間については小流域からのハイドログラフを河道系における合流過程を通して加算することにより、全流域からのハイドログラフを算定することができるといふ結論を得た¹⁾。言い換れば、トポロジー的に同じ小流域群からのハイドログラフには相似性があり、また河道伝播時における変形の効果は小さいといふことである。この結果は比較的河道勾配が大きく、流域面積も小さい流域で得られたものであるが、大きな流域でもこの関係が成立するとすれば、洪水予報あるいはダム操作の問題を考える上で次のような大きな意味をもってくることになる。すなわち、3のパイロット流域で得られたハイドログラフから、下流の懸案地点のハイドログラフが、洪水の伝播時間のみを利用して高い精度で予測できるといふことである。本文は筑後川流域を対象としてこうした問題について考察を加えたものである。

2. 基本的関係 : 流域をトポロジー的に同じ小流域群に分割し各々の小流域からのハイドログラフは、波形が同じで流量が面積に比例するとし、さらに河道における伝播は遅れの効果のみを考えると、全流域からの流出量は次式で表わされる。

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n \alpha(i, \Delta t) \cdot q(t - i \cdot \Delta t) \quad \text{----- (1)}$$

Q(t) : 全流域からの流出量, q(t) : 小流域からの流出量(比流量),
α(t) : 雨量の地域分布を考慮に入れた集中面積図, n · Δt : 集中面積図における最大集中時間。

ここで予報あるいはダム操作に必要な時間と伝播時間内で得るために、パイロット流域の大きさは自から制限されることになるが、こうした適当な大きさの流域でのq(t)は筑後川の場合観測されておらず、(1)式を直接検証することができない。一方Q(t)の観測値は多く、α(t)は雨量の分布を分れば伝播速度と推定することにより地形図から容易に求められるから、(1)式を用いて逆に仮想的な小流域からのq(t)を求め、q(t)とハイトグラフとの関係の合理性を検討することによって、(1)式を間接的に検証することができるといふことができる。この場合の解析手法は雨量と流量記録からユニットグラフを求め、これを求める方法と全く同じであり、すでに多くの方法論が発表されているが、ここでは簡単のため試行錯誤によって計算を行った。

3. 対象流域 : 対象流域はFig. 1に示す筑後川の小平流域(537 km²)であり、これを図のように39の小流域に分割した。分割は原則として2nd order(建設省作製の1/10万流域図)の流域を単位流域として行い、残流域も2nd orderの流域と同じとして扱った。分割された小流域からのハイドログラフは河道伝播を通して合成されるわけであるが、伝播速度を仮定する必要がある。ここでは実測ハイドログラフから权立地点から小平地点までを1時間で伝播するとして3.78 m/secとした。こうして得られた小平地点の集中面積図 Fig. 3がFig. 2である。横軸は10分を単位として書かれており、縦軸は降雨の地域分布がばいとした場合の面積そのものである。Fig. 2に降雨の地域分布を考慮して、小平地点でのQ(t)からq(t)を求めるといふわけであるが、この場合得

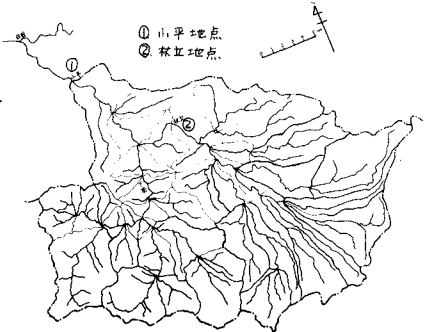


Fig. 1. 筑後川・小平流域

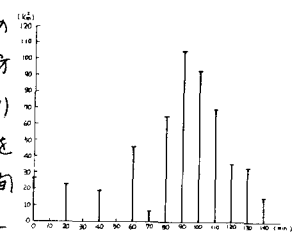


Fig. 2. 小平地点集中面積図

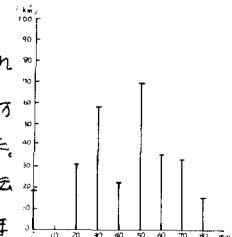


Fig. 3. 权立地点集中面積図

られる $q(t)$ は $537/39 \text{ km}^2$ の流域面積をもつ仮定の流域からの流出量を表わすことになる。

4. 計算方法と結果：観測された $Q(t)$ 、降雨の地域分布および Fig. 2 を用いて $q(t)$ を算定することになるが、降雨の地域分布を厳密に導入すると計算が非常に面倒になるので、以下では近似的な方法として次のように考えた。すなわち、まず総降雨量の地域分布のみを考慮した集中面積図と $Q(t)$ とから $q(t)$ を算定したのち、各地点の降雨と $q(t)$ との関係の合理性を検討することとした。また $q(t)$ の算定に当っては、最下流地点の小平での $Q(t)$ から $q(t)$ を求めたのち、この $q(t)$ と中間地点である萩立での集中面積図 (Fig. 3) に用いてハイ

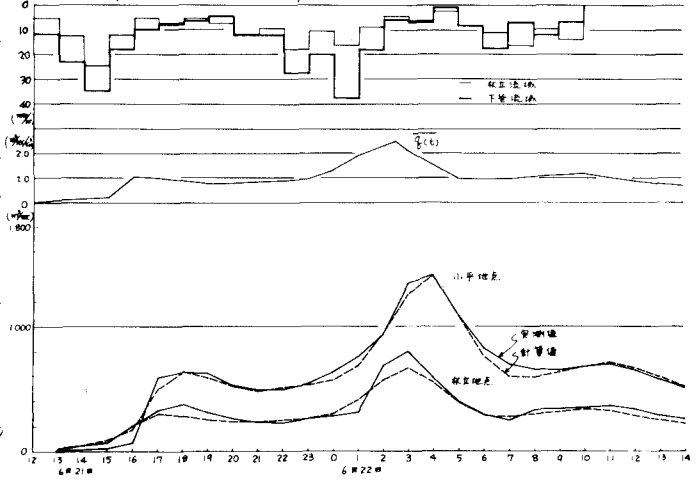


Fig. 4 $q(t)$ および実測値と計算値の比較

ドログラフを算定し、実測値と比較することによって妥当性を検証した。以上の方針に従って求めた $q(t)$ および実測値との比較が Fig. 4, 5 である。Fig. 4 は萩立地点でよい一致を示しているが、Fig. 5 では萩立の計算ピークが実測値より早くになっている。この原因は、ハイトグラフから分かるように萩立および下流流域での降雨のピークに時差があるためと考えられる。このように雨域の移動がある場合は、厳密にはその移動速度を考慮して Fig. 2 または Fig. 3 の各面積からの流入時刻を調整しなければならないことはいうまでもない。しかしながら Fig. 4, 5 を全体的にみると、計算値と実測値とがよく一致していることが分かる。また Fig. 4, 5 に示されている $q(t)$ とハイトグラフとの関係も、われわれがもっている降雨と流出との実際についての知識と一致するものである。以上のことから河道網系における洪水の形成過程がほぼ (1) 式で表わせると考えてよいであろう。なお現地で $Q(t)$ を推定した $q(t)$ を与えるよりは小流域を設定できるかどうかは疑問である。しかし観測値がなく実証することはできないが、数個のパイロット流域での観測値の平均をとることによって近似できるものと期待される。

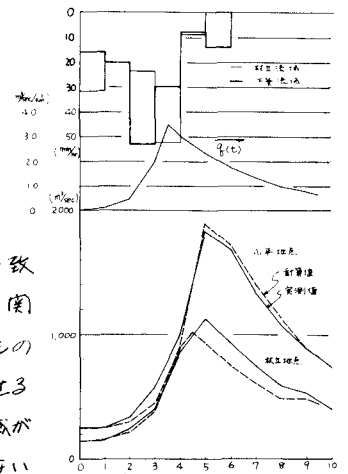


Fig. 5

5. 洪水予報への応用：以上の考察から、観測降雨から洪水を予報する場合、単位小流域での雨からハイ

ドログラフへの変換過程と河道網系における伝播・合成過程の二つを利用することができることが明らかになった。前者での降雨と流出量とのピークの時差は 30 分程度であるが (これは山腹斜面での変換過程で時差がほぼ決まるよりは大きさに単位の流域を選ばざることを意味している)、後者でのおくれは河道網系の大きさや伝播速度によって決まる。したがって、河道網系におけるおくれ時間がかなりあり、洪水予報に利用することができる場合には、上述の方法論が有力な手段となるはずである。すなわち、場合によっては数個のパイロット流域を設定し、そこで観測されるハイドログラフから $q(t)$ を求め、さらに (1) 式によって下流部でのハイドログラフを予報するという方法である。ただし、この場合にも雨量観測が不用になるといふのではなく、基本的入力情報として、降雨の地域分布をみるうえで、さらに不慮の事故による他の観測値が入り得る場合もあり、降雨から $q(t)$ を推定しなければならない場合もあるので、必須の観測であることには変わりはないことはいうまでもない。

1) 石原・小葉竹：小流域とそれを含む流域からの洪水ハイドログラフの相互関係について、工本学会函館支部 昭49年度講演集