

利根川源流流域への流出解析モデル適用に関する参考意見
— 第一部 有効降雨分離と波形変換解析について —

分科会委員

谷 誠・窪田順平

1. はじめに

森林水文学では、山地森林流域に面積が数 ha から数十 Km^2 のの小さい試験流域を設けて水循環観測を行い、森林や土壌を含む流域条件の流出水の量と質に及ぼす影響を検討してきた。河川の流出の量的変動への影響を検討するためには、例えば HCYMODEL (福島・鈴木, 1986) が提案され、洪水や渇水を含む数年以上にわたる長期流出変動が解析された。最近では、流況にもともと大きな差がある花崗岩と中古生層の両方において、人間による森林利用が土壌消失を通じて流出に及ぼす影響が、HCYMODEL を用いて説明されている (Tani et al, 2011)。

こうした長期流出の解析は、降雨の空間分布が小さく、流量観測精度の高い小流域を対象にしたもので、大流域の洪水に関して、森林・土壌を含む流域条件がどのような影響を及ぼすかについては、不明の点が多い。ひとつの出水を対象にした場合、降雨の一部は地下深部に浸透して洪水として流出しないので、降雨のうちどの程度が洪水になるのか、すなわち有効降雨分離が洪水解析の上で最初の大きな問題となる。HCYMODEL のような長期流出モデルではこの有効降雨分離プロセスがモデル内部に取り込まれているのであるが、このパラメータを決めるには高精度の長期データが必要であって、必ずしも、大流域の洪水解析に HCYMODEL が適当とは言えない。むしろ、いくつかの大出水例をもって、降雨のうち洪水として流出する有効降雨への配分を検討する方が容易であるし、また、洪水推定としてはそれで十分である。

有効降雨が決まると、その有効降雨波形 (ハイエトグラフ) から洪水波形 (ハイドログラフ) を推定する波形変換解析を行うことになる。詳細は、谷(2011)に説明したが、これは、有効降雨をそのまま流出させずに貯留を増加させることによって、結果的に洪水流出総量が同じであってもハイドログラフを遅らせるというはたらきを、モデルで評価することを意味している。簡単のため、流域をタンクにみたて底の方から洪水が出てくるとみなせば、タンクの孔が小さいほど、流出が遅れることになる。貯留関数法なら、 P が同じとすれば K が大きいほど流出が遅れる。

本分科会では、1947 年のカスリーン台風の場合のように、八斗島地点の洪水流量が観測されていないような出水に対して、流量が観測されている出水解析に基づいた推定をできるだけ誤りなく行うことが、大きな目的となっている。したがって、長期流出に用いられる HCYMODEL などではなく、観測流量のある出水に対して有効降雨と波形変換の両解析を行い、観測流量のない出水を推定する手順を採るのが適当である。この手順そのものは、国交省の現行モデル (国土交通省, 2011a) でも採用されているが、そのパラメータをどのように求めたかが資料がなくて説明できないとされている (日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会資料, 2011)。これでは、客観的な説明責任が果たせないから、ここでの課題は、観測流量のない出水を観測のある出水から推定する手法の流れを公表し、第三者に求められたときに、誰でもその流れをたどって同じ答えを出せるようにしなければならないと整理される。そこで、貯留関数モデル (木村, 1975) を参考にしたイベントモデルを用い、利用可能なデータを用いてどのように推定を行ってゆくのかを、実際に行ってみることにした。本稿は、その解析実例を示して国交省の行う手法の

参考にさせていただくとともに、現行モデルで問題となった説明責任問題を改めるためにはどのような記述が必要かを示すことを目的とする。

さて、観測流量のない出水を観測のある出水からも流出モデルを用いて推定する手法においては、時系列的には変化しないと考えられる流域条件を表すパラメータは同じ値として、時系列的に変化すると考えられる気象条件や流域条件を表すパラメータは変化するとしなければならない。しかしながら、流出モデルのどのパラメータが不変とみて良いかはきわめて微妙である。そこで、次のような二部構成の方法論を採った。

まず、季節変化や先行降雨条件によって明らかに変化するとみなしてよいパラメータ（具体的には初期損失雨量）は別として、流域条件パラメータの値を同じと仮定して、利根川サブ流域の推測計算を行う。次に、利根川や他の流域における小流域での長期観測データを解析して、時系列的なパラメータ変化をどう考えたらよいかを検討する。こうした二部構成で行う検討のうち、第一の検討、すなわち「有効降雨分離と波形変換解析について」をここで詳しく述べる。

使えるデータは、利根川源流域の9カ所の流域平均雨量と観測流量から求められた、いくつかの出水時における総降雨量と総流出高のデータ、および、森林総合研究所の宝川森林理水試験地本流流域の詳細なデータである。出水毎の有効降雨推定をどのように行うのかに関して、後者は流域内部で多数の観測降雨があるので、最初に詳しく解析して基準とし、前者のデータを用いて利根川全体に広げるようにした。また、有効降雨時系列から洪水流出高への変換計算（有効降雨ハイトグラフの洪水ハイドログラフへの波形変換）については、宝川本流の1947年カスリーン台風、1948年アイオン台風を対象として行うこととした。

2. 有効降雨分離に関する検討

a. 宝川試験地に有効降雨分離

a.1 試験地概要

利根川源流域の有効降雨分離解析の例として、図1に示す、奥利根源流域にある（独）森林総合研究所の宝川森林理水試験地本流流域での解析を行った。同研究所からは、1938～90年の宝川流域下流端量水水路地点の基地降水量と流出量が公表されている（農林省林業試験場、1961；宝川試験地・防災部理水第1研究室、1979；藤枝・志水、1994）のでこれを利用した。また、1947年から53年に行われた流域内の雨量の調査結果を用いたが、筆者の一人である谷が森林総合研究所在職中に発表したTani(1996)で用いたものである。すなわち、流域内で20カ所以上の地点で、約5～30日毎の総雨量が実測されていて（図1）、まれに見る高精度の流域平均降雨量を用いることができるので、解析の基準なると考えた。宝川森林理水試験地本流流域は、脊梁山脈の標高1945m地点を水源とする山岳地帯にあって、流域面積は19.06km²で、地質は花崗岩類と第三紀火山岩類である。1947年から53年頃の植生は、無立木地（標高1500m程度の森林限界の草地、崩壊地など23%）、1934～38年に伐採された後地（15.5%）の他は、ブナを主体とし・ミズナラ、ヒバ、ヒメコマツ、カエデ等の天然林であった。

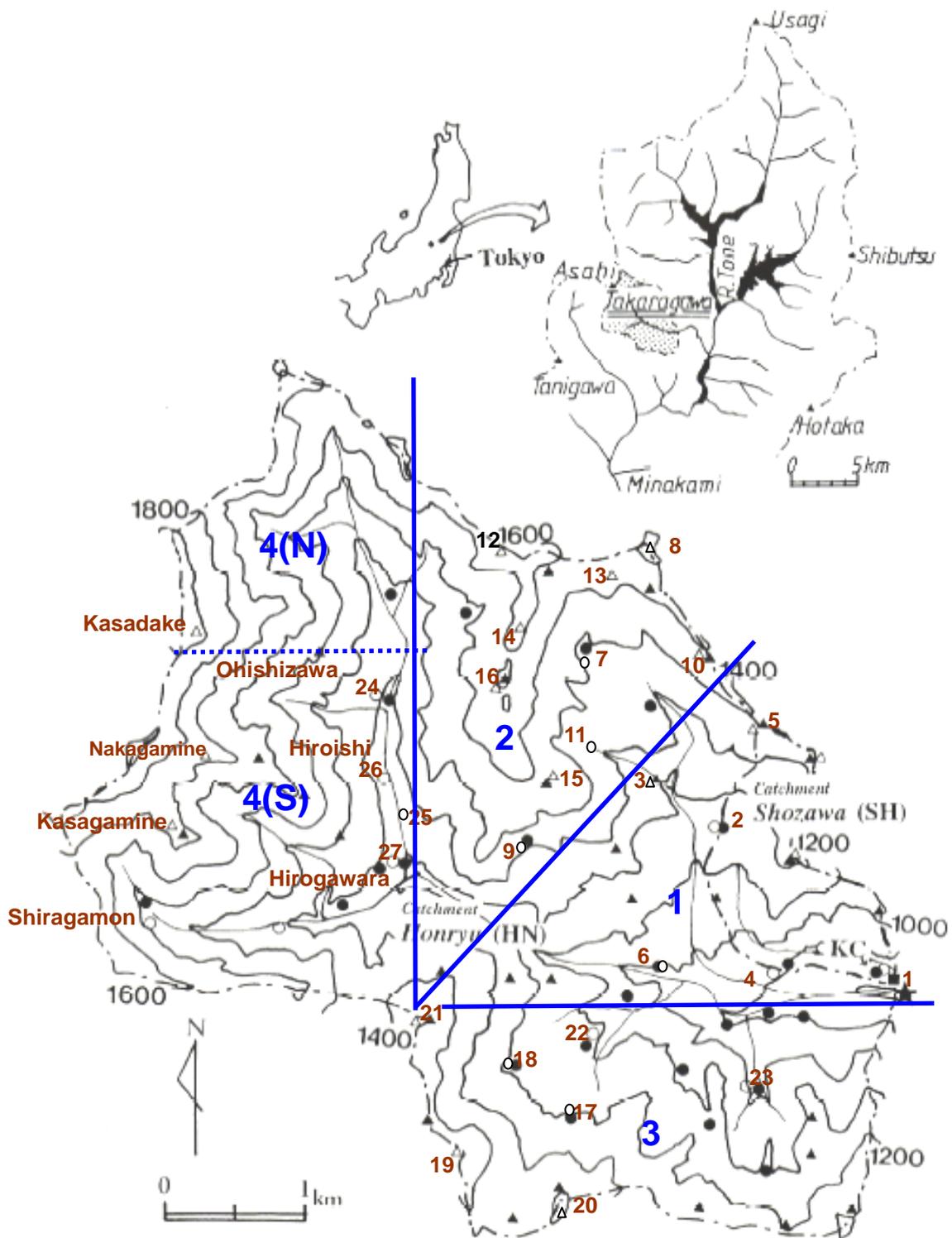


図1 雨量観測点(表1の番号)とブロック雨量推定のための区画分け(青色)
 面積率は、区画1:0.155、区画2:0.245、区画3:0.229、区画4:0.371
 区画4は、4(N)と4(S)に分けた。その面積比は、0.344:0.656 である。
 茶色の文字は、実測降雨観測点である。

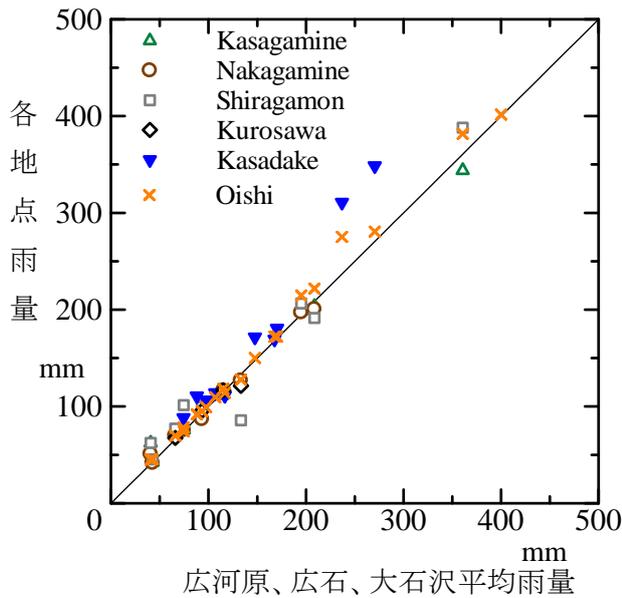


図2 流域西側の第4ブロック内で観測された1947～53年の各地点で実測された期間雨量の広河原、広石、大石沢の雨量に対する比

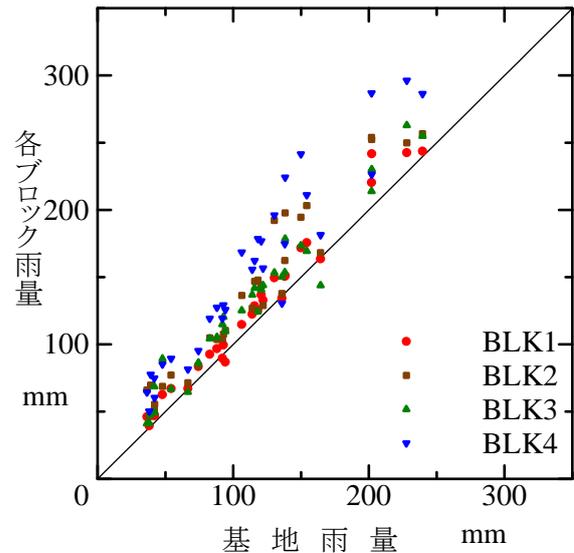


図3 流域内で観測された1947～53年の実測雨量を基に推定された各ブロックの期間雨量の基地雨量に対する関係

a.2 出水における降雨総量と洪水流出総量の関係

1947～55年の宝川流域内の多数地点で貯留式雨量計を用いた観測が行われた期間のデータを基に、一出水の降雨のうち洪水流出に配分される雨量の大きさの特性を調べる。これは、貯留関数モデルの適用に際して行われる、洪水として流出する有効降雨を降雨から分離するのに必要である。流域平均降雨量を求めるための流域内多数地点での貯留型雨量計による降雨観測は5～8月から10～11月頃までのおおむね5日～1ヶ月毎に行われ、夏季の流域平均降雨量の基地雨量に対する平均的な比が1.29と推定されている(Tani, 1996)。このように各出水毎の流域平均降雨総量が精度良く推定できるので、有効降雨特性を詳しく解析した。1947～53年の期間での出水毎の流域平均降雨総量の求め方を説明する。Tani(1996)で推定した平均的な等降雨量線を参考に、図1に示す4ブロックに分けてその中に含まれる各実測雨量計の観測期間内雨量からブロックの平均値をまず求め、ブロックの面積重みを掛けて流域平均の期間降雨量を推定した。面積率は、第1から順に、0.155, 0.245, 0.229, 0.371であった。しかし、西側の第4ブロック内の、笠峯、中峯、白毛門、黒沢、笠岳各雨量実測点は観測に遠路を要するため、1951～53年に比較的詳しく観測されたのみであり、かつ観測頻度が少なく観測期間が他の実測点と異なる場合も多かった。そこで、観測期間が重なる広河原、広石、大石沢の期間雨量を取り出して比較し、笠峯他のデータを第4ブロック雨量補正に活用することとした。図2は第4ブロックの各地点の期間雨量を広河原、広石、大石沢の平均に対して表示したもので、図3は各ブロックの期間雨量の最終推定結果を基地雨量に対して表示したものである。図2を見ると、笠峯、中峯、白毛門、黒沢の雨量は広河原等3者の平均との差が小さいが、大石沢単独の雨量は3者の平均よりもコンスタントに大きい傾向があり、笠岳はかなり大きい。図1に見るように、大石沢と笠岳は第4ブロックの北よりにあって、他は南側に集中している。したがって、流域北端付近には観測点がないが、南側よりも雨量が大きい可能性が高いと推測した。そこで、大石沢と笠岳を結ぶ線の北側部分、第4ブロックの34.4%の北側部分とその他の部分を分け、笠岳の期間雨量の総量と広河原、広石、大石沢の

3者平均雨量の総量との比 1.158 だけ大きいとし、南側は笠峯等 4 者の平均と広河原等 3 者の平均比の 1.051 だけ大きいと仮定した。そうすると、第 4 ブロックの雨量は広河原等 3 者の雨量の 1.087 倍であることになる。

こうして図 3 を見ると、各ブロック内雨量は、1, 3, 2, 4 の順に、西北に向かって大きくなってゆくことがわかり、基地に対する平均比は、第 1 から順に、1.102, 1.190, 1.255, 1.427 で、流域平均雨量の基地雨量に対する平均比は 1.280 になる。Tani(1996)で推定した手法はこれと異なるが、平均的にほぼ同じになり、妥当な値と考える。

1947~53 年のカスリーン、アイオン両台風によるものを含む 24 個の出水に対して、基地での観測総降雨量にその出水を含む雨量実測期間の補正率（ブロックごとの雨量比を面積重み付け平均して求めた比）を掛けてその出水の流域平均降雨総量を計算し、図 4 に総洪水流出高との関係を図示した。大きなばらつきもなく 40mm を超えると約 0.68 が洪水に割り当てられるような関係がみられる。また、出水前の初期流出高で区分して示したが、初期流出高が大きい場合は流域貯留量が大きいと推定されるが、その場合に総洪水流出高が大きくなる傾向が期待されるにもかかわらず、明瞭とは言えないようである。

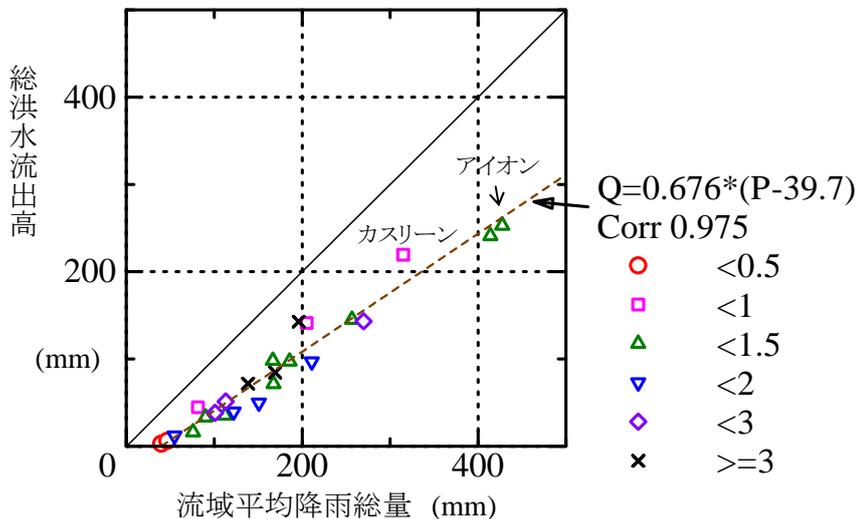


図4 1947~53 年の出水毎の流域平均降雨総量と総降雨時流出高量の関係
出水前の初期流出高によって区分

a.3 降雨推定精度が飽和雨量決定に及ぼす影響

ここでは、降雨の空間分布から高い精度で推定された宝川の総降雨量と総洪水流出高の関係をベースにして、貯留関数流出解析における飽和雨量 Rsa について考察してみよう。いま、国交省の現行モデルで使われてきた、一次流出率 0.5、飽和雨量より降雨が大きくなると流出率が 1 になるという関係（国土交通省，2011a）が適用できるとすれば、 Rsa は次式によって計算できる。すなわち、有効降雨総量 Rc は総洪水流出高と等しいとすれば、流域平均の総降雨量を R として、 Rsa は、

$$Rc = 0.5 \times Rsa + 1.0 \times (R - Rsa) \quad (1)$$

の関係から求められる。結果を図 5 に示す。総降雨量 R が大きくなると Rsa も大きくなっている。これは、(1)式を変形したとき、

$$Rsa = R - \frac{Rc - 0.5 \times R}{0.5} \quad (2)$$

となつて、宝川の場合、 R に一次流出率0.5をかけると R_c に近い値が得られてしまうためである。すなわち、(2)式の右辺第2項がゼロに近いため、 R_{sa} が R に近い値になって、 R が大きくなると R_{sa} も大きくなるわけである。(2)式を見ると、有効降雨が一次流出率に降雨量を掛けた値よりも小さい中小出水では総降雨量が R_{sa} に達しないこともわかる。また、総降雨量を流域平均雨量ではなく基地雨量にして変えると図6のようになり、 R_{sa} は大きく低下する。また、 R が200mmよりも大きい場合は R_{sa} は大きくならず約150mm程度の値で頭打ちになることもわかる。また、有効降雨が一次流出率に降雨量を掛けた値よりも大きくなる図に表示可能な出水例が図5よりも2個増加している。 R_{sa} の推定に対して降雨量の推定精度が敏感であることが明らかである。

以上のように、精度良く求められた流域平均雨量を用いた場合と、下流端地点の基地雨量をそのまま用いた場合とでは、飽和雨量の値とその変動特性が大きく異なる結果を得た。言い換えれば、流域降雨量の精度が低い場合には、降雨がすべて洪水流出の有効降雨に配分される傾向が現れやすいことが指摘できる。有効降雨分離特性の評価や貯留関数法における飽和雨量推定に対し、降雨量の推定精度が大きく影響することが明らかになった。ただ、図4に立ち返ってみたとき、プロットにばらつきはあり、回帰直線よりも洪水総量がかなり大きいものも認められる。したがって、観測総降雨量から有効降雨総量を推定する際に、飽和雨量を200mm程度にとつて、それより総降雨量が大きい場合は総洪水流出高が総降雨量に等しいと見ることも安全側であつて間違つてはいない。大事なことは、治水上問題になるような大出水を対象とした有効降雨分離において、中小規模の出水を含めて降雨総量と洪水総量の相関図を描いて検討することが必要とすることである。

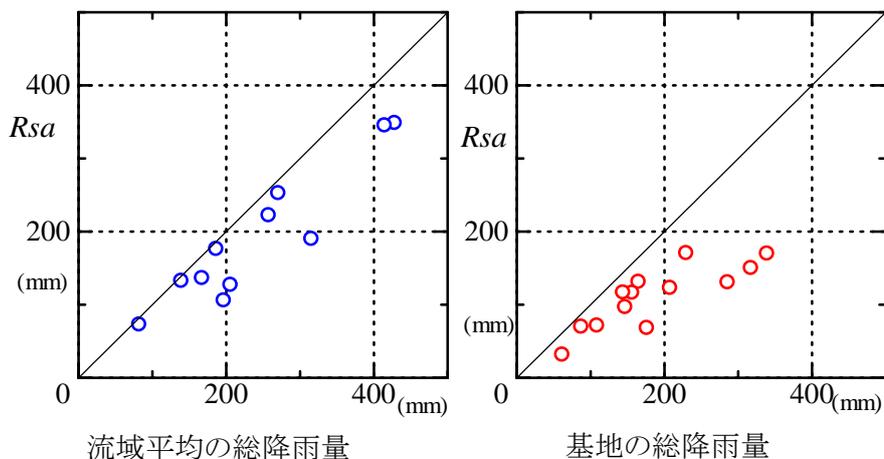


図5 1947～53の出水における流域平均の総降雨量と飽和雨量(R_{sa})の関係
 図6 1947～53の出水における基地の総降雨量と飽和雨量(R_{sa})の関係

b. 利根川源流域における有効降雨分離

以上の宝川での有効降雨分離に関する検討結果をふまえて、利根川源流域9カ所の山岳サブ流域における有効降雨分離について検討する。すなわち、国交省から提供されたデータ(国土交通省, 2011b)により、総降雨量と総洪水流出高の関係を解析した。その結果は図7に示すように、多数の雨量計が置かれている宝川以外のものも関係はほぼ直線で近似できた。なお、道平川ダムは、洪水流出高がとくに大きいものが2出水あつて回帰直線を求めなかったが、これはおそらく観測降雨量が流域降雨量を過小に評価しているのではないかと推測される。解析資料には花崗岩類と第三紀火山岩類主体の流域が多く、第三紀層、中古生層、第四紀火山岩類が主体の流域が、

四万川ダム、万場、岩島と、一カ所ずつしかなかったが、地質の影響が顕著に見られる。すなわち、花崗岩・第三紀火山岩類では、宝川とほぼ同じ傾向であり、洪水総量は中古生層で大きく、第四紀火山岩類で小さかった。これは、利根川流域で、基底流出量が第4紀火山岩類では大きく、花崗岩や第三紀火山岩類がそれに次ぎ、中古生層で小さかった虫明(1981)の傾向に対応するし、全国の河川流出量を解析した志水(1980)によって指摘された傾向ともほぼ一致している。第三紀層(堆積岩)の四万川ダムは、回帰直線の傾きは0.68で第三紀火山岩類と同様であり、花崗岩類と第三紀火山岩類を含む宝川も回帰直線の勾配も類似している。志水の分類では第三紀層は火山岩類と堆積岩が区分され、前者は中古生層と近い流況になっているのであるが、第三紀は火山活動が活発であって当該流域でも火山岩類の占める割合が大きいことを考慮すれば、第三紀層と花崗岩類とはひとまとめにして扱い、それより洪水の大きい中古生層と小さい第4紀火山岩類とを区別して扱うのが妥当と考える。

さて、宝川の解析では、多数の雨量計のデータを用いると流域平均降雨量は増える傾向があったから、これより雨量計が少ない各流域では、降雨量を過小評価している可能性が考えられるので、図7の回帰直線の勾配は、流域降雨量でプロットしたと仮定した場合より過大である可能性がある。しかしながら、宝川のような多数の雨量計のデータが得られることは滅多にないことを考慮すると、ここに示された各源流域では、降雨量を過小評価してはいたとしても、有効降雨算定に必要な程度の精度は持っていると考えよう。また、各流域のプロットは、中古生層の万場を除くと、降雨量増加によって流出率が1に近づくとというよりは、ほぼ一定の流出率を示していることには注目したい。中古生層の小流域では降雨のすべてが洪水流出量になる結果がすでに示されており(Tani, 1997; Tani et al., 2011)、その傾向は万場でも見られるのであるが、第4紀火山岩類はもちろん、花崗岩や第三紀火山岩類でも、いわゆる飽和状態には到達しにくいことは指摘して良いであろう。ただ、総降水量が200mmより小さいデータが多いので、さらに降雨が増加すると、少ない総降水量で決められた回帰直線で示される流出率よりも総洪水流出高が大きくなる可能性はあると考えられる。

洪水流出予測における有効降雨分離においては、以上のような源流域における総降雨量と総洪水流出高の関係が十分配慮すべきである。具体的には、図7で示された傾向から、地質毎に初期損失雨量や回帰直線で表される流出率を推定できるのであるから、八斗島上流の各サブ流域の地質構成を求めて、その流域の有効降雨を推定することが望ましい。さらに具体的に数字を挙げると、回帰直線の傾きは、やや安全側になるように考えて、おおむね、第三紀火山岩、花崗岩が0.7程度、中古生層が1.0、第4紀火山岩が0.4程度とみて良いであろう。なお、初期損失量は、図7の横軸の切片から20mmから70mmくらいの範囲が推定されるが、当然、先行降雨の影響によって変化するとみなさなければならない。

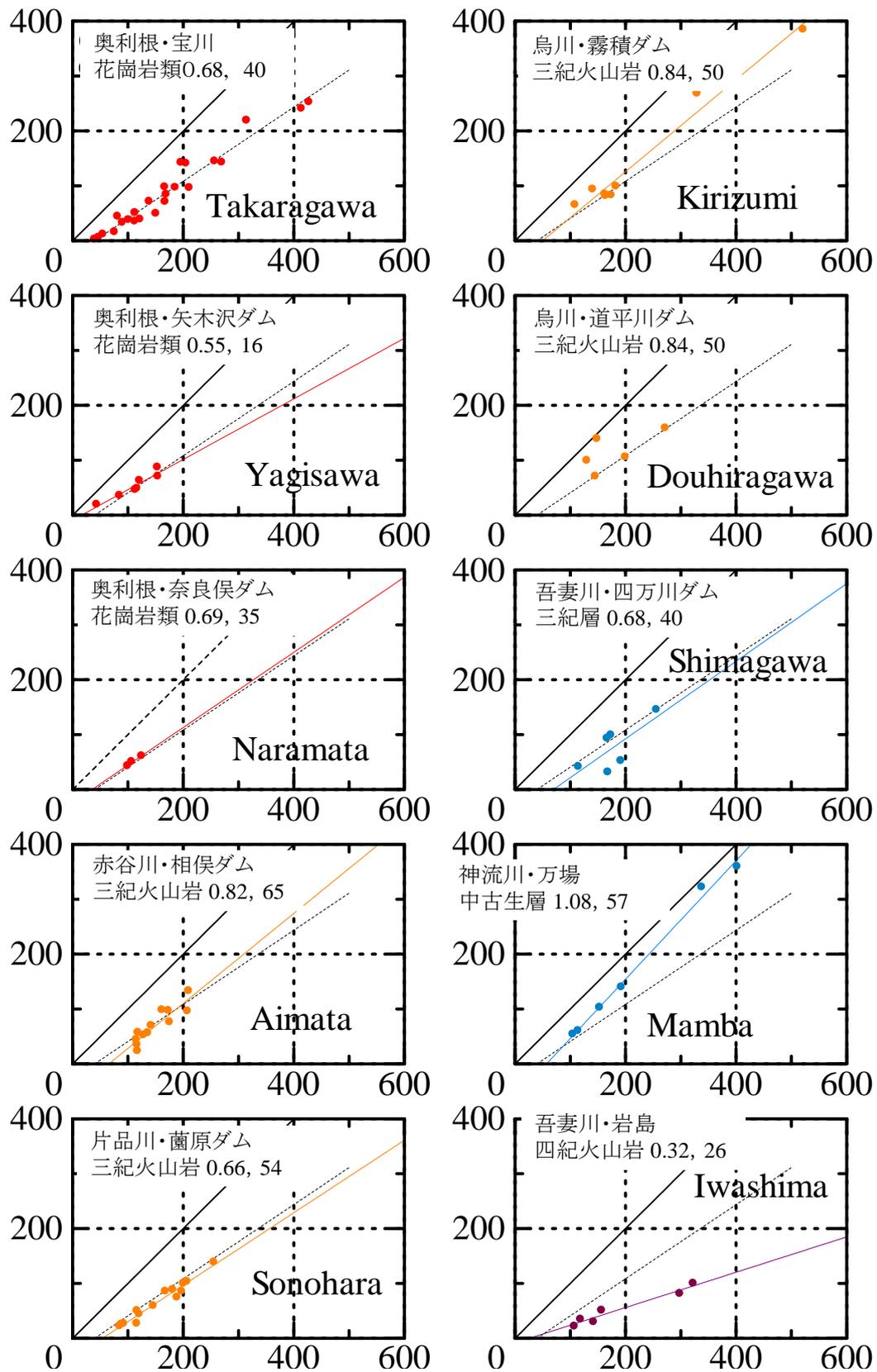


図7 利根川源流山岳流域における、ひと雨の総降水量(横軸)と総洪水流出高(縦軸)の関係
 単位 mm 国土交通省(2011b)による

なお、黒い点線は、宝川(左上図)における回帰直線。各プロットは、主たる地質で色の区分をしている。また、各図の色つき直線は、それぞれの回帰直線を、地質の横の数字は、回帰直線の勾配と横軸の切片(mm)を示す。

3. 洪水波形解析に関する検討

a. 出水事後解析によるパラメータ推定手法

以上のように、有効降雨を分離できると、流域降雨の時間データから有効降雨の時間雨量を推定する手順になる。この手法については第二章に別途記述されるようにさまざまな手法があるが、最も簡単な方法として、降雨総量と洪水総量との相関関係から求められた回帰直線を利用する方法が考えられる。ほとんどのサブ流域で図7のように回帰直線が求められるので、解析に恣意性が少なくなる点からも試してみる価値が高い。また、この有効降雨波形から洪水波形への変換のステップにおいては、そのために目的を明確にしておくことが重要である。すなわち、前節の有効降雨分離過程においては、中小出水から大出水へのできるだけ多くの出水例を解析することから、その流域における洪水流出への降雨配分を推定することが重要であった。しかし、流量が観測されていないカスリーン台風級の大出水の洪水を予測するにあたっては、波形変換においては、類似の大出水のハイドログラフをできるだけパラメータの値を変えないで推測することが重要である。多くの出水のハイドログラフを細かく合わせると、パラメータの数や値の幅が広がり、降雨時流出ピークの推測結果が絞り込めない可能性がある。できるだけ単純なモデルで、できるだけ少ないパラメータで流量観測のある出水を解析するのが、推測を拡散させないことにつながると考える。

さて、このように方針を立てたとき、例えば、出水前の先行降雨条件、植生の蒸発散の季節変化、融雪の影響が残っているかなどは、出水毎に変わる条件である。そこで、有効降雨時系列の推定と波形変換は一括して次のような試行錯誤によって解析を進める。なお、各項目には、解析作業の詳しい説明を括弧に入れて加えた。

① 大出水の最大ピークが生じているハイドログラフが立ち上がる時点より以前の有効降雨はゼロとし、その時点以後に有効降雨を与える。

(最大ピークを持つハイドログラフの立ち上がり時点において、すでにかなり雨が續いていて洪水に寄与する貯留が存在している場合もあるし、まだ初期損失量に達していない場合もあるであろう。それは後で試行錯誤することにし、一次近似としてハイドログラフ立ち上がり時点を有効降雨の開始点とした。)

② 有効降雨の時系列の強度は降雨総量と洪水流出総量から得られる関係から推定する。ハイドログラフ立ち上がり時点からの観測降雨強度を r 、観測洪水流出高を q_d 、強度有効降雨強度を r_e 、

総降雨量を R 、総洪水流出高を Q_d とすると、 $Q_d = \int_0^t q_d d\tau$ 、 $R = \int_0^t r d\tau$ であるから、これを基

に r_e を、

$$r_e = \frac{dQ_d}{dR} r \quad (3)$$

として求める。図7のように、初期損失雨量を除いた後の両者の関係が回帰直線で表される場合は、その回帰直線の勾配を一定比率として降雨強度に掛け、有効降雨強度を求めることになる。

(回帰直線の傾きを有効降雨分離に用いると、観測で得られていないような大きい降雨強度の場合や、大きな降雨総量になった場合に有効降雨強度を過小評価する可能性がある。しかし、既存の資料からこういう大きな降雨事例に対する有効降雨をより良く推定することは困難であるので、この簡単な方法を採用した。)

③ 貯留関数モデルの P を固定し、 T_1 をゼロとし、 K のみをハイドログラフのピークと減衰過程が合うように決める。なお、 T_1 をゼロとしているので、ハイドログラフの上昇部はあまり重視し

ない。

(貯留関数モデルでは P は K や T_l とともに最適化が図られるが、これまでのキネマティックウェーブモデルや HCYMODEL での解析では、洪水流出の P は 0.6 と固定される場合が多かった〔高棹, 1963; 福嶋・鈴木, 1986〕。これはマンシングの運動則から推定されたものであるが、斜面水文学の観測によると〔例えば Uchida et al., 2006; Tani, 1997 など〕洪水流が開水路や管水路の流れとみなせるわけではない。実際、Tani and Abe(1987)はキネマティックウェーブモデルで小流域の洪水解析を行い、 P の値を探索して 0.3 が最適であることを示している。また、国土交通省〔2011b〕によると、貯留関数においては P は最適化すべきパラメータとされており、0.333 やそれに近い値が与えられるようである。結局 P の値を決定する根拠はないが、流れが土壌マトリクスやパイプ状の地下水みちを通る複雑なものであるとしてさえ、山地流域一般である程度物理的に類似した流れであるとみられるので、 P は流域すべてで同じ値とするのが妥当としたい。また、遅れ時間 T_l は、流出増加と逓減の両期間での貯留(S)・流出高(q)関係のヒステリシスを解消するため導入されている。しかし、降雨中における流量増加は降雨の時間変動に対応した斜面下端付近の流れの発達に支配され、斜面全体の貯留と対応する準定常状態とは異なる。したがって、逓減が流域固有特性とみることが可能だが、遅れ時間は出水毎に変化して当然である。よって、流域の洪水流の特性は、 P と K に反映されても、 T_l は出水毎に違う値を与えて当然になる。さらに、 T_l は観測データがない出水の流出量を予測計算する場合に、どのような値を与えるべきか推定しにくい問題点も指摘できる。以上のことから、 P はサブ流域毎に大きく変わらない、 K はサブ流域毎に異なるが出水毎には変わらない、 T_l はゼロに固定する、というのが理想的である。現実には理想通り行かないが、まずこの理想をふまえて試行錯誤の出発点としたい。)

④ ③における「ハイドログラフのピークと減衰過程」がほぼ再現できればその出水の解析は終了する。計算された洪水総量が観測値に合うように有効降雨を与えたわけであるが、どうしてもピークが小さい場合は、立ち上がり時点の貯留量を増加させる。ピークが大きい場合は、有効降雨を与え始める時点が遅らせる。

(ハイドログラフ立ち上がり時点から(3)式で計算した有効雨量は観測された洪水総量と必ずしも一致しないので、出水ごとに洪水計算開始時点の初期条件を調整する。)

⑥ 他の大出水の解析に移る。そのとき、貯留関数モデルの P を固定し、 T_l をゼロとし、 K は先の出水と同じ値から出発して最適化を図る。

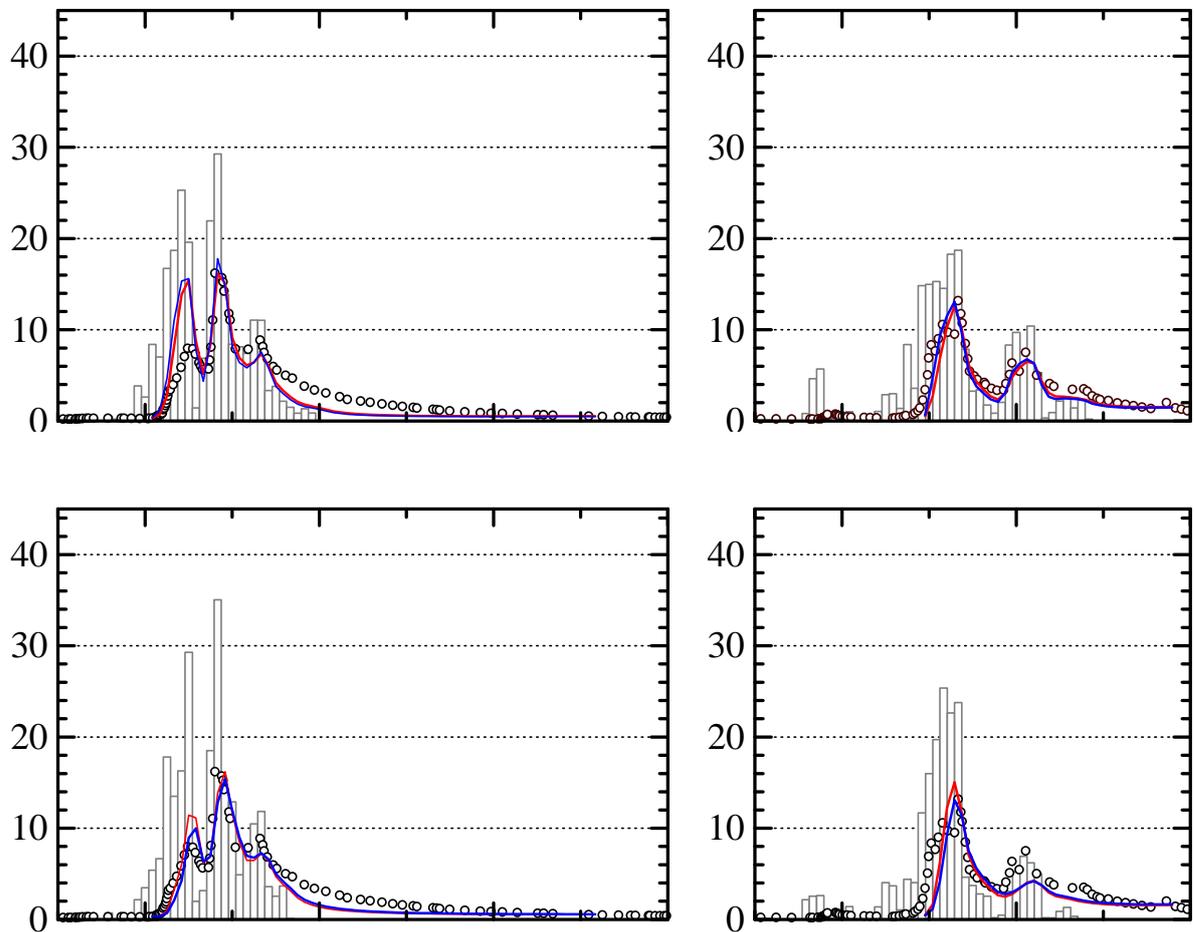
(これらの根拠は③で既に述べた。)

b. 観測流出量のない出水ハイドログラフの推定

いくつかの大出水の解析が成功すれば、観測流量のない出水の洪水流出予測計算を行う手順になる。その際、 P は固定した値、 T_l はゼロとし、 K は出水毎に不変であればそれを使い、変えなければならないなら、その範囲で感度分析計算を行い、洪水流出ピークの範囲を求める。さらに、初期損失雨量の影響についても、事後解析出水例の最大値とゼロの間で感度分析を行い、洪水流出ピークの範囲を求める。

c. 宝川本流の貯留関数による出水解析例

平均降雨量の推定精度が高い宝川本流を例に、上記手法を具体的に検討し、問題点を考察し、国交省のサブ流域出水解析に対する参考とする。菅原・勝山(1957)は、カスリーン、アイオン両台風の時などにおける宝川試験地本流流域のタンクモデルによる流出解析を行っている。そこで、その文献のグラフから両台風出水における降雨と本流の観測流量のデータを読み取り、波形変換解析を行って問題点を検討した。まず、流域平均降雨であるが、自記雨量計が本流流域下流端の基地と流域中央部の広河原(図1の番号1と27)にあったので、それぞれ1時間雨量をグラフから読み取り、基地については公表されている日雨量(農林省林業試験場, 1961)によって読み取りにおいて必然的に生じる誤差を補正した。流域平均雨量は、基地は図1のブロック1と3, 広河原はブロック2と4を代表するとして毎時時刻の面積重み平均を掛けて求めた。さらに、これらの台風を含む観測期間の総降雨量を、流域内に多数設置された貯留型雨量計による推定雨量(図4で示したもの)と一致させた。また、流域平均降雨の推定の波形変換に対する影響を見るため、基地雨量の時間変化をそのまま使った場合も計算してみた。なお、一般には、標高の高い



広河原の方が基地よりも雨量が大きい傾向があるが、降雨のピークは、カスリーン、アイオンともに基地の方が大きくなっており、その結果、図8のように、流域平均雨量が基地雨量よりもピークが小さくなって意外な感じがあるが、総降雨量としては基地よりも本流が大きくなっている。また、流量は菅原・勝山が1時間よりも細かい時間単位でグラフを描いているので、それをそのまま読み取り、やはり農林省林業試験場(1961)により公表されている日雨量と一致するように補正比を求め、一律にその比を掛け、読み取りにおいて生じる誤差を補正した。

前項の解析手法の①にしたがい、最大ピークのあるハイドログラフの立ち上がり時刻からの流域平均雨量を有効降雨とすることにし、②に示したように、図4の回帰直線の勾配0.68をかけて毎時の有効降雨強度を求めた。③のパラメータ設定であるが、 P は固定した値とし、その値はこれまでの国交省(2011b)やTani and Abe(1987)を参考に0.333とした。また T_1 はゼロとし、 K のみを変えて多数計算し、最大ピークがちょうど合うように、 K の値を決定した。ピーク直後の減衰もチェックしたが、おおむね合わせることができた。カスリーン、アイオン両台風出水時を別々に解析し、それぞれの最適な K の値を求めた、それぞれ、10.8、8.0の値が求められた。図8の下側に結果を示す。図には、それぞれの出水で最適化された値をもうひとつの出水に適用して計算した場合を合わせて示している。図8の上図は、基地雨量の毎時データを用いた計算結果を示した。最適な K の値は、両台風に対して、それぞれ、16.0、19.6であり、 K の値がアイオンの方が大きかったが、流域平均雨量の場合はカスリーンの方が大きいのは反対になった。しかし、 K の値によるハイドログラフの差は小さく、ピーク付近でおおむね再現できていると判断し、これ以上の試行錯誤はしなかった。これらから次のようなことがわかる。

広河原を含んで推定された流域平均雨量と基地雨量とは、大きくハリエトグラフが異なる。これは、菅原・勝山(1957)が既に指摘しているところであり、 20km^2 以下の流域面積でも降雨の時間変動が大きいことがわかる。しかし、両方の雨量のいずれによっても、ハイドログラフはある程度再現されており、両出水に対する K の最適値の差は小さく、一方で最適化された値で他方を再現しても大きな誤差は生じない。しかしながら、推定された降雨ハリエトグラフによって K の値に大きな差があること、しかも、2台風に対する最適値の大小が流域平均雨量と基地雨量の場合で反対になることから見て、流域平均雨量のハリエトグラフの推定精度が低い場合には、計算ハイドログラフに大きな誤差をもたらすことが示唆される。また、最大ピーク付近のハイドログラフの適合度を見ると、両出水ともに、流域推定雨量を用いた場合が基地雨量を用いたものより変動が大きくなり、観測ハイドログラフに近くなる。しかし、その計算値は、ハイドログラフの減衰部で値が小さくなると観測値に比べて減衰勾配が急になってしまう。これは、貯留と流出との関係が一価関係とみなすことの限界が現れているとみなせよう。しかし、こうしたハイドログラフ全体を再現することは、ここでの主目的ではなく、ピーク付近の再現性を重視すべきであるから、両出水の最大ピーク付近がほぼ同じ K で表されているということの一貫性を尊重しなければならない。降雨ハリエトグラフさえきちんと推定できれば、 P 固定、 T_1 ゼロの単純なモデルでも良い結果が得られることが確認できる。多くのサブ流域では、降雨ハリエトグラフの精度はこれほど高くない場合が多いと推定されるので、なおさら、あまりハイドログラフを細かく合わせるようなことがないようし、出水間で一貫性を保つようにすべきであろう。

次に、初期損失雨量のハイドログラフへの影響を見るため、カスリーン台風出水において、初期損失雨量が40mm多い場合、観測ハイドログラフ立ち上がり時点で貯留量がゼロでなく、すでに20mmあった場合のハイドログラフを計算した。図9に示すように、初期損失雨量が大きい場合の計算ハイドログラフは、図8の計算でふた山あるハイドログラフの最初のものが過大評価に

なっているのを改善している。また、貯留量が大きい場合は当然最初の流出量が多い。しかし、いずれのハイドログラフもふた山の後側の最大ピークには影響していない。いつでも必ず影響しないとは言えないが、初期状態の影響は比較的速やかに小さくなることは指摘できよう。

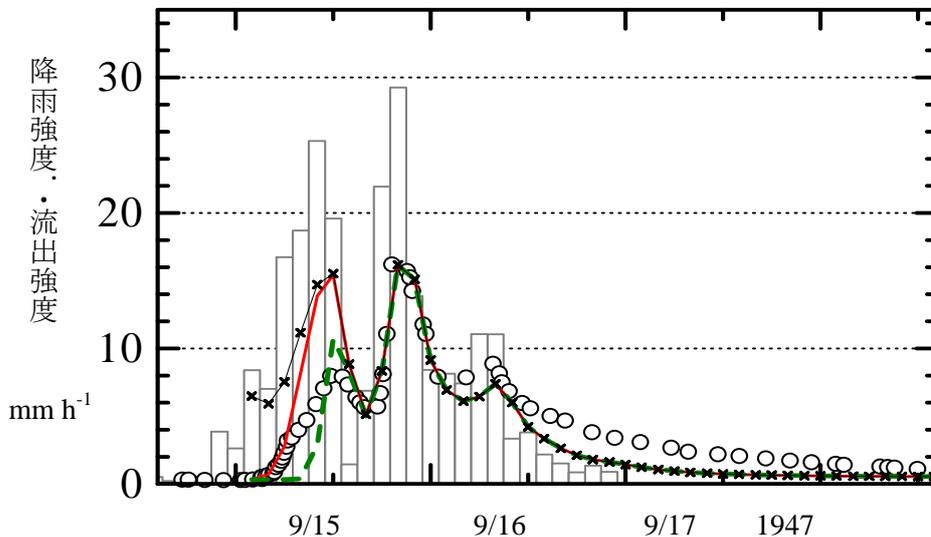


図9 宝川本流のカスリーン台風出水における、初期条件の影響に関する感度分析結果

棒グラフ:流域平均雨量, ○:観測流出量, 赤線は観測ハイドログラフ立ち上がり時点から有効降雨を与えた場合, 緑破線は初期損失雨量をさらに 40mm 増やした場合, ×は立ち上がり時点にすでに 20mm の貯留があった場合を示す。

d. 八斗島解析への展開

宝川本流では、流域降雨の推定精度が良くカスリーン台風出水の流量も観測されているが、その他のサブ流域では観測流量のある場合やない場合がある。観測流量のある流域で解析を行ってパラメータを推定し、それを観測流量のないサブ流域へ拡張推定し、さらに、八斗島の流量を再現して、そこでの観測流量の再現性を検討する。そして、最後にカスリーン台風出水の八斗島の流量を推定することになる。その一連の手順のうち、サブ流域の観測流量のある場合、ない場合の解析について、宝川の上記検討を基に簡単にコメントしておく。

宝川本流における降雨から流出への波形変換解析では、最大ピークを持つハイドログラフの立ち上がり前の降雨を初期損失雨量とみなし、その後は、図 4 の総降雨量と総洪水流出高の関係（近似直線の勾配）を基に、その勾配の値を掛けて有効降雨時系列を計算した。つまり、貯留関数法で言うところの一次流出率のみを使い、観測降雨量がすべて洪水への有効降雨になる飽和雨量の値を与えなかった。これは、図 7 においても、中古生層の万場以外は、総降雨量と総洪水流出高の関係から飽和雨量が見いだせないことを意味する。これまでの観測結果や洪水流出機構から考えると、降雨量が大きくなると洪水に割り当てられる雨の値が増加するのが妥当であり、飽和雨量の考え方は流出メカニズム的に見て妥当なものと言える (Tani et al., 2011)。しかし、図 7 にみるように、利根川の多くの源流域では、飽和雨量が明確に見えるまでの出水データが、中古生層の流域以外には得られていないことになる。300mm を超えるような大出水では飽和雨量に達するかもしれないとしても、それを得るデータが存在しないわけである。したがって、流域内で最も大きな面積を占める第三紀層と花崗岩類では、すでに「2. b.」で書いたように、出水例の多い総降雨量が 200mm 程度以下では、観測降雨と有効降雨の比が流出率 0.7 くらいで妥当である

が、200mmを飽和雨量と見て、それより総降雨量が大きい場合は、流出率1にするのが安全側でもあり適切であると考えられる。なお、第4紀火山岩は有効雨量が小さく飽和雨量に到達しないと見ることができ、中生代層は、総降雨量200mm以下でも50mm程度の初期損失を差し引いた後は、流出率1で計算することが安全であろう。

さて、宝川本流で行ったような大出水の降雨波形の流出波形への変換を、観測ハイドログラフのある各サブ流域で行う場合、その前提となる有効降雨解析は、流域を地質で区分し、各区域毎の有効降雨を求め、面積の重み付けを行って流域平均の有効降雨を求めるのが妥当であろう。しかし、波形変換にかかる K 、 P 、 T_1 については、地質をベースにできるかどうかははっきりしない。全国の山地流域の流況への影響を多変量解析した志水(1980)によると、統計的に有意な差は、地質以外の条件からは見だしにくい。貯留関数法では流域面積や地形などの条件からパラメータを推定する手法が提案されていて参考にできる(改訂新版 建設省河川砂防技術基準(案)同解説 調査編, 1986)。また、貯留関数モデルではないが、地形森林状態や土地利用状態によって流出モデル(HYCYMODEL)のパラメータが変化するという結果もある(Tani et al., 2011)。しかし、例えば、土壌の厚さが変われば洪水ピークが変化するのは当然であるが、地質が同じで土壌が平均的に厚い流域とうすい流域という比較に耐える標本が存在しないと、その効果は明確になりにくい。花崗岩の里山と花崗岩の奥山のような比較が標本として想定されるが、これを対象とした研究は今後の課題なのである。このような事情なので、波形変換に関してはどのような推定法を行っても、現在のところ、その手法が説明可能であって一貫していればかまわないという判断をしておきたい。

4. まとめ

ここでは、利根川の源流域において、流量が観測されていない大出水の流量を観測データからどのように推定するのが不確定さを少なくするかを検討した。有効降雨推定と波形推定において、基本的には、観測データに基づき、説明可能な手法で首尾一貫していれば、それが複数の手法があったとしても、妥当か妥当でないかを判断することは容易ではない。難しい判断が生じた場合には、推定されたパラメータに幅を持たせることで、洪水ピークの感度分析を行う他はないように思われる。繰り返しになるが、推定手法の合理性・首尾一貫性を、ここで書いてきたように、文書で詳細に説明し、第三者がその流れを再現できるようにすることが、説明責任を果たす上で最も重要と考えるものである。

謝辞

本稿においては、森林総合研究所の理水試験地データベースとして公開された宝川森林理水試験地の日雨量と流出量のデータを利用し、また、流域内の降雨分布データは、筆者のひとり谷が森林総合研究所在職中に発表した Tani(1996)を用いたものである。険しい山岳地における高精度の降雨観測、流量観測、データ集計に関する、吉野昭一氏ほかの職員のご努力に敬意を表するとともに、種々ご高配をいただいた坪山良夫氏を初めとする同研究所のご協力に厚く感謝したい。

引用文献

- 藤枝基久・志水俊夫, 1994: 宝川森林理水試験地観測報告—本流・初沢試験流域—(1978年1月～1990年12月), 森林総合研究所研究報告, 368, 207-245.
- 福嶋義宏・鈴木雅一, 1986: 山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続

- 日・時間記録への適用. 京都大学演習林報告 57, 62-185
- 木村俊晃(1975):貯留関数法,川鍋書店, 57pp.
- 国土交通省, 2011a: 現行の流出計算モデルの問題点の整理(中間報告), 日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会 (第 21 期・第1回配布資料)
- <http://www.scj.go.jp/ja/member/iinkai/bunya/doboku/takamizu/pdf/haifusiryoku01-6.pdf>
- 国土交通省, 2011b: 別添資料3 f1,Rsa の設定, 日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会 (第 21 期・第3回配布資料)
- <http://www.scj.go.jp/ja/member/iinkai/bunya/doboku/takamizu/pdf/bettensiryoku03-3.pdf>
- 虫明功臣, 1981: 利根川水源山地の水資源特性. アーバンクボタ 19, 46-51.
- 日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会資料, 2011: 資料1. 前回議事録(案), (第 21 期・第3回配布資料)
- <http://www.scj.go.jp/ja/member/iinkai/bunya/doboku/pdf/kihontakamizu-yousi2102.pdf>
- 日本河川協会, 1986: 建設省河川砂防技術基準(案) 同解説 調査編, 日本河川協会, 657pp.
- 農林省林業試験場, 1961: 森林理水試験地観測報告(日降水量・日流出量), 農林省林業試験場, 225pp.
- 志水俊夫, 1980: 山地流域における湧水量と表層地質・傾斜・植生との関係. 林業試験場研究報告 310, 109-128.
- 菅原正巳・勝山よし子, 1957: 宝川の流出機構について, 科学技術庁資源局, 69pp.
- 高棹琢馬, 1963: 出水現象の生起場とその変化過程, 京都大学防災研究所年報 6, 166-180.
- 宝川試験地・防災部理水第1研究室(吉野昭一・河野良治・菊谷昭雄・志水俊夫), 1979: 宝川森林理水試験地観測報告, 本流・初沢試験流域, (1959年1月~1977年12月), 林業試験場研究報告, 302, 97-154.
- Tani, M., 1996: An approach to annual water balance for small mountainous catchments with wide spatial distributions of rainfall and snow water equivalent, *Journal of Hydrology* 183, 205-225.
- Tani, M., 1997: Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology* 200, 84-109.
- 谷誠, 2011: 山地流域における自然貯留の洪水緩和機能に関する方法論的考察, *水利科学* 318, 151-173.
- Tani, A., Abe, T., 1987: Analysis of stormflow and its source area expansion through a simple kinematic wave equation, *Forest Hydrology and Watershed Management IAHS Publ. no. 167*, 609-615.
- Tani M., Fujimoto M., Katsuyama M., Kojima N., Hosoda I., Kosugi K., Kosugi Y., Nakamura S., 2011: Predicting the dependencies of rainfall-runoff responses on human forest disturbances with soil loss based on the runoff mechanisms in granitic and sedimentary-rock mountains. *Hydrological Processes*.
- Uchida, T., McDonnell, J.J., Asano, Y., 2006: Functional intercomparison of hillslopes and small catchments by examining water source, flowpath and mean residence time. *Journal of Hydrology* 327, 627-672.