

## 第3章 降雨の空間分布の違い（降雨の多様性）が流出量に及ぼす影響

### 3-1 はじめに

気候変動に伴い降雨形態の変化が予測される中、降雨の空間分布の不確実性が流出現象に与える影響を解明する事は、従来から行われてきた多様な治水手法の組み合わせによる総合的な治水対策の更なる発展に寄与し、治水計画を検証する上で非常に有益である。空間分布すなわち「降雨パターンの違い」とは、その流域の降雨の空間分布に起因する不確実性であり、その影響を知ることは計画を立案する上で有益な知見をもたらす。不確実性の評価とは、対象とする要因が及ぼす結果を分布として得ることであり、結果の取り得る幅を数値的に示すことは、様々な意思決定の場で重要な手がかりになる。

我が国はアジアモンスーン地域に位置し、梅雨期や台風期に数時間程度の短時間に集中した大雨が降るといふ降雨特性を有している。また、かつての洪水常襲地域における宅地開発、流域の土地利用形態の変化、平坦地が少なく全国土の10%に過ぎない洪水氾濫域に高密度な社会経済活動が展開されている点など、治水上非常に厳しい環境にある。そこで、我が国では堤防嵩上げや河床掘削、引堤、放水路、遊水地、ダムなどの多様な治水手法の組み合わせによる治水対策が施されてきた。

また近年、地球温暖化による降雨形態の変化などの問題が指摘され、様々な機関から近年の異常気象や長期的な気候変動に関して報告書が発行されている。例えば、IPCC 第4次、第5次報告書（IPCC2007, 2013）に示されるように、地球温暖化による降雨形態の変化が予測されている。IPCC 第5次報告書では、20世紀後半、北半球中・高緯度域においては、大雨の発現頻度が2~4%増加した可能性が高いと述べられるとともに、自然現象の極端化、例えば、将来の温暖化した気候において、夏季はよ

り乾燥し渇水の危険性が高まり、冬季はより湿潤となり強い降水や洪水の危険性が増大すると指摘されている。実際、日本では、平成23年7月の新潟・福島豪雨，同年台風12号による被害，平成24年7月の九州北部豪雨，平成25年9月台風18号による由良川洪水，平成26年8月福知山豪雨，平成27年9月関東・東北豪雨など（気象庁 HP2015），記録的な豪雨により河川が氾濫もしくは決壊するような甚大な被害および土砂災害が毎年のように発生している。

以上の背景からも、降雨パターンの違いや降雨強度の増大による流出現象への影響を明らかにする事は、我が国における総合的な治水対策の確立のためにも重要であると考えられる。本論文では、利根川上流域を対象として、降雨パターンの違い及び降雨強度の増大がピーク流量に与える影響について検証した。また、治水対策において重要な役割を果たすダム群の操作手法の確立を将来的な目的とし、利根川上流の吾妻川流

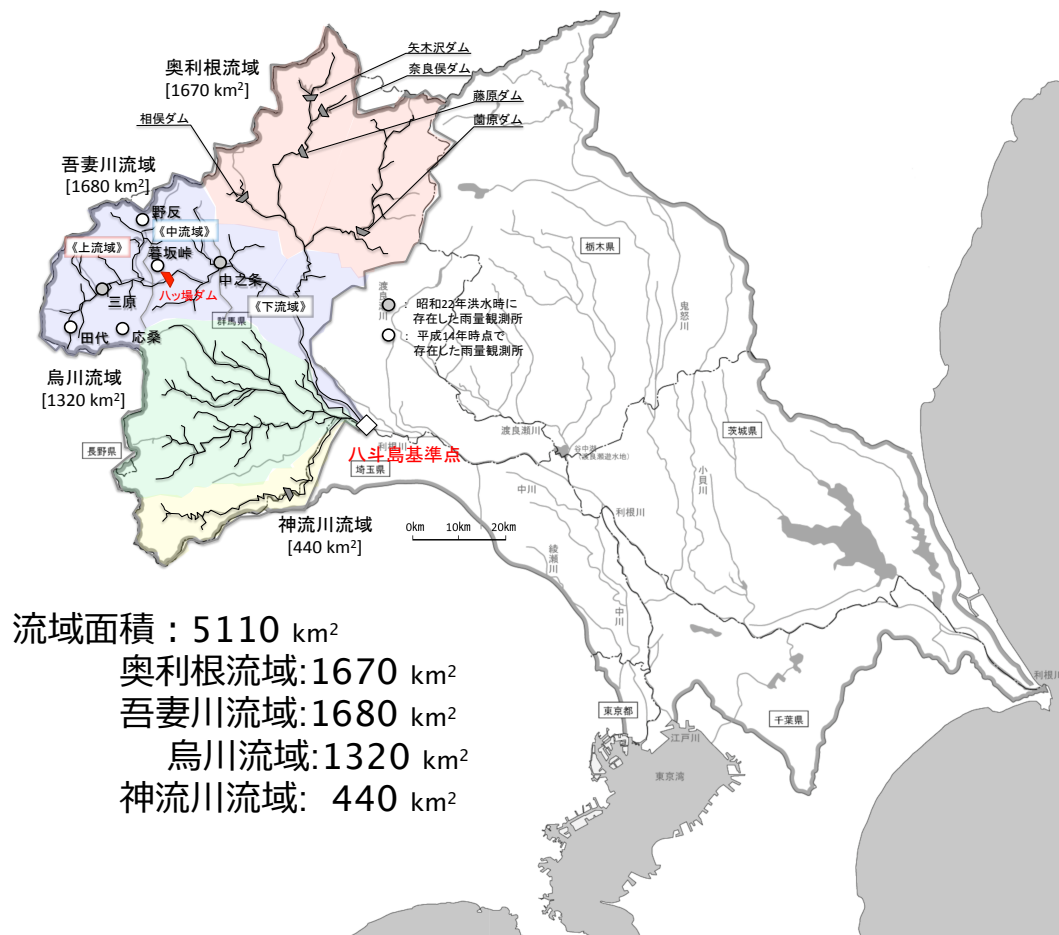


図 3-1 利根川流域図と利根川上流域の位置図および利根川上流域の概要。(本論文におけるサブ流域の定義とダム位置図，吾妻川流域の主要な雨量観測所の位置図，また吾妻川上流域の流域分割の定義。)

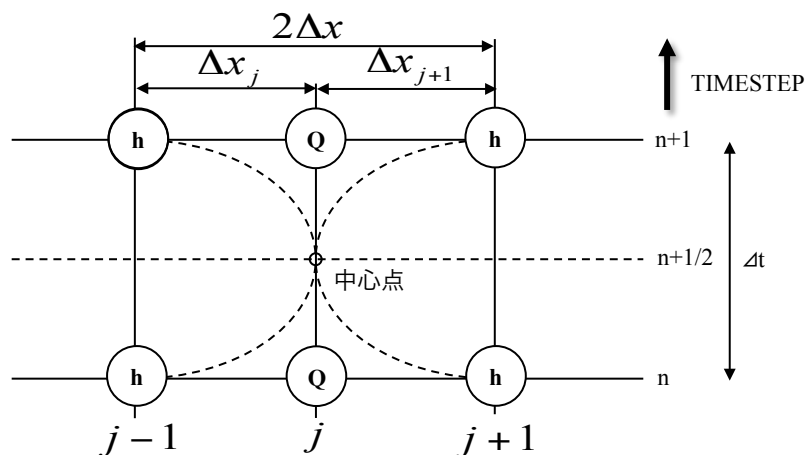


図 3-2 6-point Abbott scheme の計算概念図

域を対象に、八ッ場ダム（現在建設中）の有無によるピーク流出量の違いについて検証した。

### 3-1-1 計算対象流域

図 3-1 に示す通り、利根川上流域(5110km<sup>2</sup>)は、奥利根流域(1670km<sup>2</sup>)、吾妻川流域(1680km<sup>2</sup>)、烏川流域(1320km<sup>2</sup>)、神流川流域(440km<sup>2</sup>)の 4 つの中流域で構成される。また、利根川上流域には複数のダムが存在する。奥利根流域の矢木沢ダム、奈良俣ダム、藤原ダム、相俣ダム、菌原ダムの 5 ダムは首都圏の洪水対策及び水資源確保に重要な役割を担っている。さらに、烏川流域の下久保ダム、現在建設中の八ッ場ダムを含めた利根川上流域ダム群での合理的な洪水対策、利水政策を考える必要がある。本論文の流出計算における懸案地点は、利根川河口から 181.45km 地点に位置する八斗島水位・流量観測所である。

### 3-1-2 計算手法

本論文は表面流、鉛直浸透流、飽和・不飽和側方流に関する多層流れを考慮した降雨流出計算手法により斜面流出計算を行い、その出力を受けて河道計算を行うことで一連の流出計算を行なっている。河道部の計算は一次元不定流計算であり、連続式(3-1)式と運動量保存式(3-2)式を用いて計算している。水位計算点と流量計算点を異なる格子点で定義し計算を行う 6-point Abbott Scheme (Abbott and Ionescu 1967) (図 3-2) によって解いている。

#### (1) 斜面計算

斜面計算は 2 章で示した(2-37)-(2-39)式を用いる。利根川上流域は 4 つの小流域を更に細かい 142 のサブ流域に分割している。

## (2) 河道計算

河道計算は一次元不定流計算で行い、斜面計算によって算出された各サブ流域の流量を上流端境界条件として与える。下流端は利根川河口および江戸川河口であり、いずれの計算も天文潮位を与えて計算している。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (3-1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left( \alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{n^2 g Q |Q|}{AR^{4/3}} = 0 \quad (3-2)$$

ここに、 $A$ :通水断面積[m<sup>2</sup>]， $Q$ :流量[m<sup>3</sup>/s]， $q$ :側方流入単位幅流量[m<sup>2</sup>/s]， $\alpha$ (=1.0):エネルギー補正係数， $g$ :重力加速度[m/s<sup>2</sup>]， $n$ :Manningの粗度係数， $R$ :径深[m]である。

### 3-1-3 流出パラメータの空間分布

既往の研究(呉)により、利根川上流域程度の流域面積であれば、水文特性の空間分布が降雨流出に与える影響は小さく、流域平均値としての水文諸量を用いれば、流出計算結果にほとんど差異が表れない事が示されている。本論においては、斜面長  $L=30\text{m}$ ，表層土層厚  $D=20\text{cm}$ ，有効空隙率  $w=0.42$ ，斜面勾配  $i=15^\circ$ ，抵抗則  $m=4$  を各中流域に一様に与えた。これらの水文諸量は、利根川水系渡良瀬川流域を対象とした流出計算時に同定した値及び、中央大学が所有する春日試験地で実際に観測された値を参考に決定しており、現在考え得る最良のパラメータであるとして流域一様に与えている。

また、河道計算では、河道位数の概念に基づいて全流域面積を河道長の比で重み付けし、142のサブ流域(奥利根流域:28分割，吾妻川流域:54分割，烏川流域:52分割，神流川流域:8分割)に分割している。

### 3-2 降雨の空間分布と流量ハイドログラフの関係

以下の方法により、利根川上流域における降雨パターン(各サブ流域での雨の降り方)が流域下流端の水位・流量に及ぼす影響を調べた。

**方法1**：対象流域は上述の通り、利根川上流域を対象として、総降雨量は変えずに複数の異なる降雨波形を与えた場合に、流域下流地点の水位・流量がどのように応答するかを調べた。

**方法2**：また、総降雨量は変わるものの、現在、利根川上流域において唯一治水機能を有するダムが存在しない吾妻川流域の降雨量を引き伸ばした場合に、利根川上流域の下流端の水位・流量が受ける影響を調べた。

方法1では、具体的には以下の手順に従って、総降雨量が統一されたという条件のもとで、各流域の入力降雨波形が入れ替わるように256ケースの降雨時系列データを作成した。本論文で用いられる「降雨パターン」という用語は、このように作成された256ケースの一つ一つと定義している。一方で、「降雨イベント」という用語は、この降雨パターンを作成するために用いられたオリジナルの降雨イベントと定義している点に注意されたい。

#### 降雨パターン作成手順

- ① 対象とする流域を任意のサブ流域に分割する。
- ② サブ流域毎に総降雨量を算出する。
- ③ ②で算出した総降雨量で、以下の式に示すように、サブ流域毎の降雨時系列を無次元化し、サブ流域毎に無次元降雨時系列を作成する。

$$r_{j \text{ new}}(t) = \frac{r_i(t)}{\sum_{i=1}^T r_i(t)} \cdot \sum_{i=1}^T r_j(t) \quad (3-3)$$

- ④ 無次元降雨時系列を入替え先対象流域の総降雨量に乗じる。

上記のステップを各降雨パターンで行い、降雨パターンデータセットを作成する。例えば、対象とする流域を3つのサブ流域に分割し、各サブ流域で降雨波形が重複することを許容する場合、その組合せ数は $n^r$ で表されるため、27通りの組合せがあることになる（この問題の場合、常に $n=r$ である）。

方法2では、方法1の手順②までを行った後、対象とする流域（本論文では、利根川上流域に位置する吾妻流域である）の総降雨量を任意倍率に引き伸ばし、その他の流域の総降雨量を変えずに流出計算を行なっている。当然、流域全体の総降雨量は変化しているし、降雨パターンは変わっていない。このような計算を行った背景には、以下の様な実測の降雨データの分析結果がある。

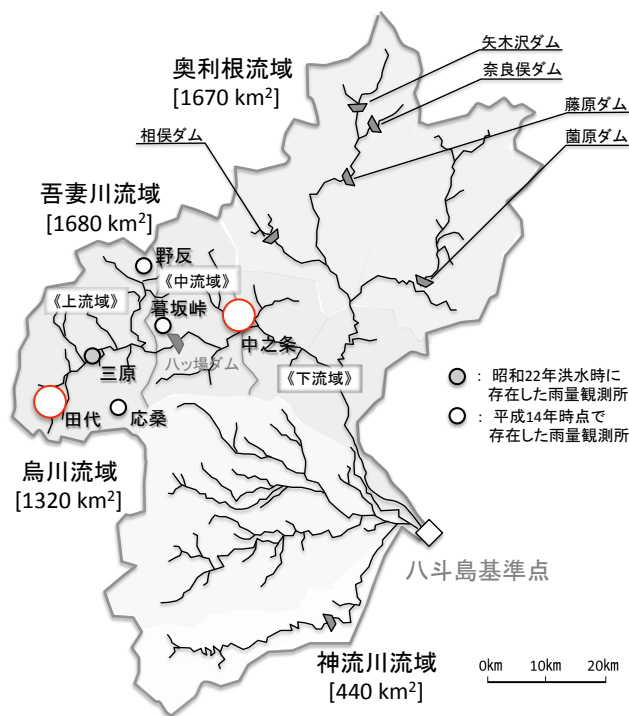


図 3-3 利根川上流域における田代雨量観測所と中之条雨量観測所の位置図。(田代雨量観測所は吾妻川流域の上流域に、中之条雨量観測所は吾妻川流域の下流域に位置している。標高がそれぞれ田代：1230m，中之条：351mである。)

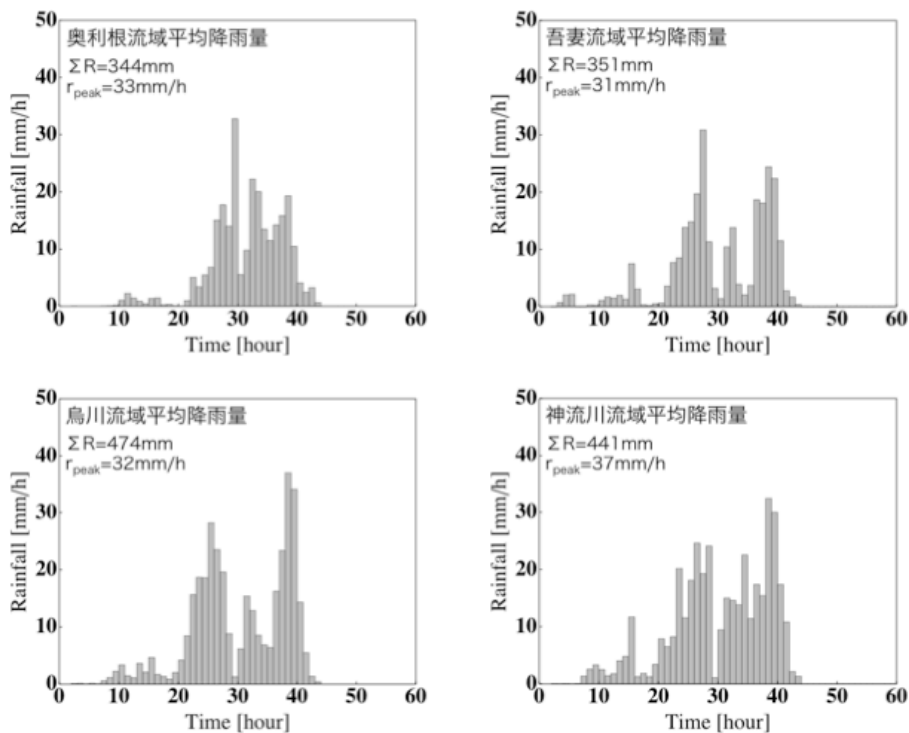


図 3-4 昭和 22 年洪水時の各小流域の流域平均降雨強度時系列データ。(利根川上流域に当時存在した 16 地点の地上雨量観測所のデータを用いて Thissen 法により算出した。)

### 3-2-2 手法1による結果

藤原ら（2006）、Kim et al.（2008）は、今後気候変動の影響から利根川上流域の降雨量が増加する可能性があることを指摘している。地球温暖化に伴う降水現象の極端化、特に降雨量の増加もしくは現象、降雨強度の増大が指摘される中、異なる降雨分布に対して流域がどのような応答を示すかを示すことは、治水計画状も有益である。

本節では、降雨の空間分布が流出に与える影響を明らかにするために、利根川上流域を対象として流域内で雨の入れ替え、流出計算を行なった。降雨を入れ替えることによって得られる降雨パターンは、4つの小流域の降雨をそれぞれに降らす組み合わせを、重複を考慮して256パターン作成し、それぞれの降雨に対して、斜面計算及び河道計算を行い、八斗島地点における河川流量の検証を行なった。

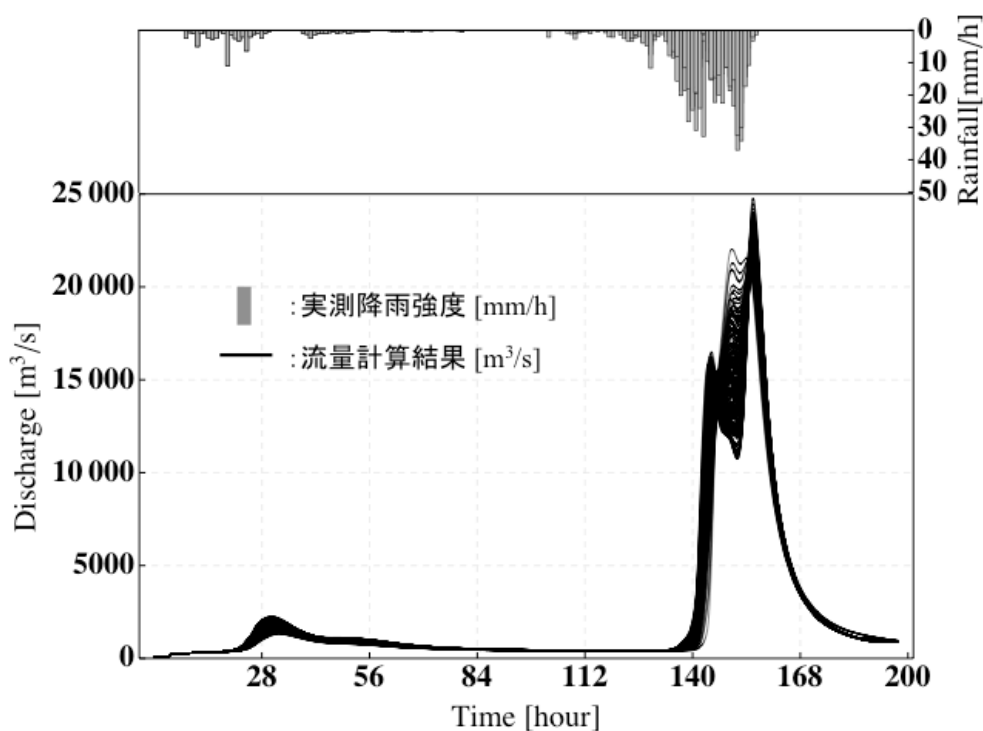


図 3-5 八斗島流量観測所における洪水ハイドログラフ。(降雨分布を方法1の降雨パターンの作成手順に従って256ケース作成し、それぞれの降雨分布をインプットとして流出計算を行った結果である。)

表 3-1 近年(2011-2015)の気象災害とその概要.

日時	名称等	概略
2015.9	平成 27 年 9 月関東・東北豪雨	関東, 東北で記録的な大雨. 鬼怒川が決壊, 常総市が広域に渡り浸水被害.
2014.8	平成 26 年 8 月豪雨	西日本から東日本の広い範囲で大雨. 京都由福知山で内水氾濫被害, 広島で土砂災害.
2013.9	台風 18 号による大雨	四国地方から北海道の広い範囲で大雨. 京都由良川が氾濫.
2012.7	平成 24 年 7 月九州北部豪雨	九州北部を中心に大雨.
2011.7	平成 23 年 7 月新潟・福島豪雨	新潟県や福島県会津で記録的な大雨.

表 3-2 手法 1 によるモンテカルロ的シミュレーションで, 八斗島流量観測所でピーク流量が大きい上位 3 ケースの雨の降り方.

対象流域名	1位	2位	3位
奥利根川 A	c	c	b
吾妻川 B	c	c	c
烏川 C	c	c	c
神流川 D	b	d	c

a: 奥利根川ハイエト, b: 吾妻川ハイエト, c: 烏川ハイエト, d: 神流川ハイエト

表 3-3 手法 1 によるモンテカルロ的シミュレーションで, 八斗島流量観測所でピーク流量が小さい下位 3 ケースの雨の降り方.

対象流域名	1位	2位	3位
奥利根川 A	a	b	d
吾妻川 B	a	a	a
烏川 C	a	a	b
神流川 D	b	d	b

a: 奥利根川ハイエト, b: 吾妻川ハイエト, c: 烏川ハイエト, d: 神流川ハイエト



表 3-4 各小流域の流域面積と八斗島流量観測所から各流域の末端までの距離.

流域名	流域面積[km <sup>2</sup> ]	八斗島からの距離[km]
奥利根川 A	1480	104
吾妻川 B	1820	103
烏川 C	1420	62
神流川 D	390	71

a: 奥利根川ハイエト, b: 吾妻川ハイエト, c: 烏川ハイエト, d: 神流川ハイエト

図 3-5 に結果を示す. 図 3-5 は 256 ケース全ての結果であるハイドログラフを重ねて描いたものであるが, ハイドログラフからも見て取れるように, 立上りからピーク付近で大きな幅を持つ. 一方で, 立上り前はいずれのケースでもほぼ一定値を示している. ピーク流量に着目してその幅を調べると, 図 3-6 のようになる. 各流域内の総降雨量は変わらないにもかかわらず, 流域内のハイエトグラフを入れ替えることにより, 八斗島地点のピーク流量は, 入れ替え前に比べて-8%~11%の幅があり, 流量にすると, 約 4,200m<sup>3</sup>/s の幅があることがわかった.

次に, 流域内で 4 つのハイエトグラフを入れ替え, 斜面計算及び河道計算によって得られた八斗島地点での 256 ケースのピーク流量のうち, ピーク流量が上位 3 位と下位 3 位の降雨に着目し河川流量が最大, 最小となる降雨パターンの解明を行なった. 表 3-2 にカスリーン台風時における八斗島流量観測地点でのピーク流量が大きいケースの降雨パターン上位 3 ケース, 表 3-3 に八斗島流量観測地点でのピーク流量が小さいケースの降雨パターン下位 3 ケースを示す. 表 3-2 からわかるように, 各流域内で烏川流域でのハイエトグラフで雨を降らすパターンが最も八斗島地点でピーク流量が大きくなる傾向があることがわかる. 一方で, 表 3-3 に示すように, 各流域内で奥利根流域でのハイエトグラフで雨を降らすパターンが最も八斗島地点でピーク流量が小さくなる傾向があることがわかる. 八斗島地点のピーク流量は, 八斗島からの距離も重要であると考えられるが, ハイエトグラフの形状が大きく影響すると考えられる. 図 3-4 にカスリーン台風時における分割した 4 流域内の各流域平均降雨のハイエトグラフを示す. また, 表 3-4 に利根川上流域の流域代表値を示す. 図 3-4 に示すように, カスリーン台風時の各流域の雨は二山目のハイエトグラフであることがわかる. また, 各流域のハイエトグラフの特徴は, 八斗島から遠い流域にある奥利根, 吾妻流域では雨のボリュームは小さいが, 一山目で最大降雨強度になる, つまりピークが早い雨が降ることがわかる. 一方で, 八斗島から近い流域である烏川, 神流川流域では雨のボリュームが大きく, 二つ目のピークで最大降雨強度になる, つまりピーク

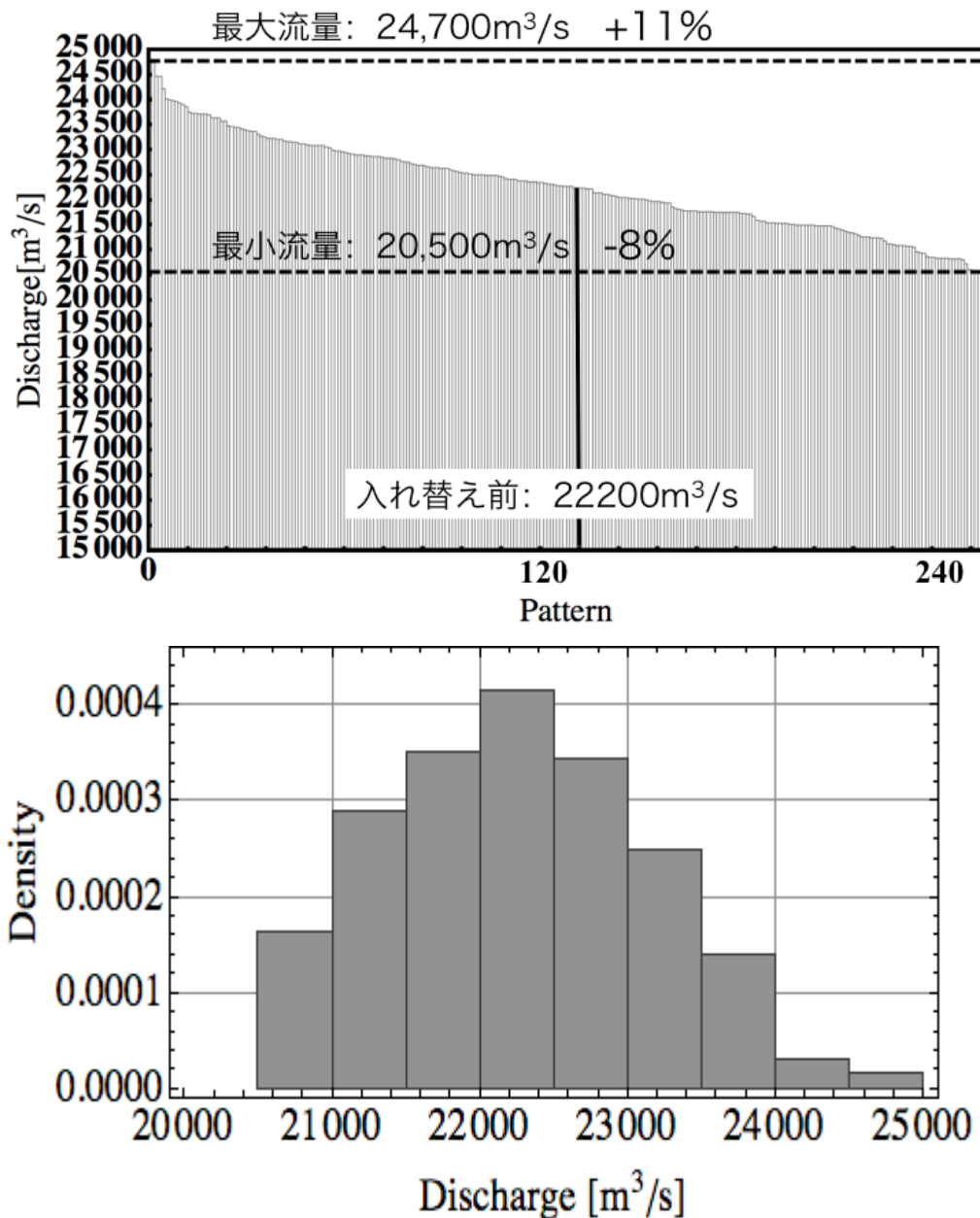


図 3-6 256 ケースのハイドログラフのピーク値を抽出した図. (上図は図 3-5 のハイドログラフのピーク値を抽出し, 降順に並び替えたもの. 256 ケースのうちの平均値付近に実測とされる 22000 $\text{m}^3/\text{s}$  が生起している点は興味深い. 下図はそのヒストグラムを描写したもの.)

クが遅い雨であることがわかる. すなわち, 八斗島から遠い流域で降ったボリュームの大きい二峰性降雨が八斗島に来たときにその雨の 1 つ目のピークが, また, 八斗島から近い流域で降った雨の二つ目のピークが八斗島地点で重なったために八斗島地

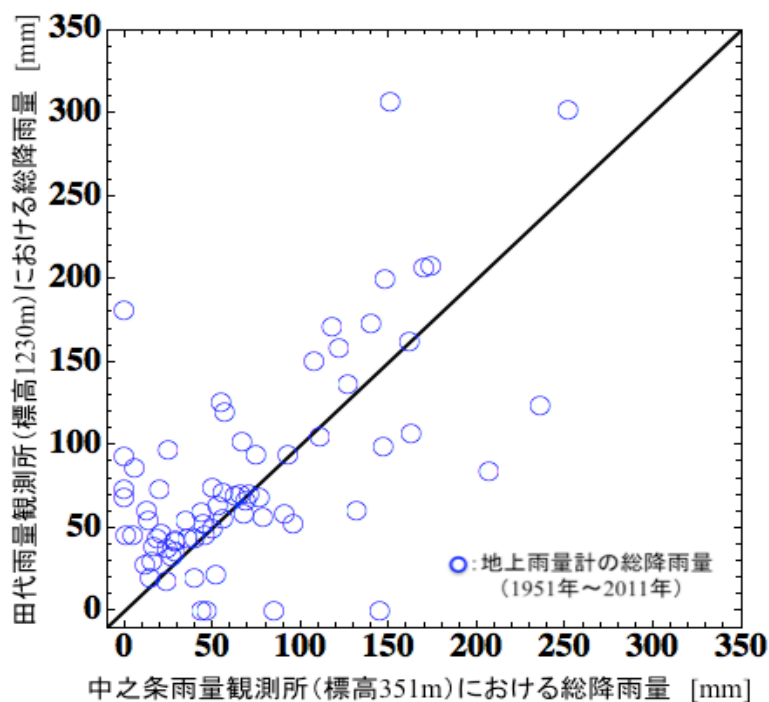


図 3-7 中之条雨量観測所 (351m) と田代雨量観測所 (1230m) の降雨イベント毎の総降雨量の関係, 地上雨量計のデータを使用 (観測期間:1951-2011).

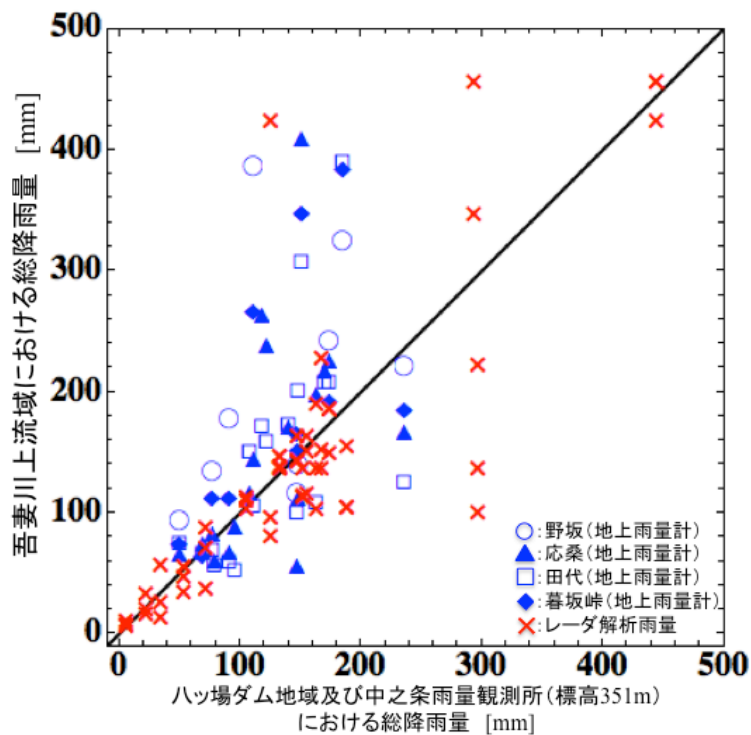


図 3-8 吾妻川上流域と中流域の降雨イベント毎の総降雨量の関係, 地上雨量計及びレーダ解析雨量のデータを使用 (観測期間:1995-2008).

点におけるピーク流量が大きくなったと考えられる。表 3-3 より、八斗島地点におけるピーク流量が小さくなるケースでは、利根川上流域の4流域全てに対して奥利根川のハイレートグラフを与えた場合であることがわかる。奥利根降雨は先に示したように雨のボリュームが小さく、ピークが早い雨である。そのため八斗島から近い流域で降ったピークの早い雨が最初に八斗島に到達し、そのピークが過ぎた後に八斗島から遠い流域で降った雨のピークが到達するため、八斗島地点におけるピーク流量は小さくなる。奥利根降雨も2山降雨ではあるが雨の総ボリュームが小さいため、到達した流量が八斗島地点で重なってもピーク流量が他のケースに比べて大きくならない。

以上のことから、近い流域で降ったボリュームの大きな降雨がゆっくりやってきて、遠い流域で降ったボリュームの大きな降雨が急いでやってくることにより、八斗島地点に到達する時間が重なったために、ピーク流量は入れ替え前の降雨パターンに比べて大きくなったと考えられる。

#### 3-2-3 手法2による結果

吾妻川上流域は雨が降りにくい地域と言われており、昭和22年9月洪水時の吾妻川上流域の総降雨量は他流域と比較すると少ないとされている。しかしながら、昭和22年9月洪水時に実存した雨量観測所は、三原雨量観測所及び中之条雨量観測所であり、現在と比較して雨量観測所の数が極めて少なく、一つの雨量観測所が支配する面積が大きい事などから、当時の詳細な雨量分布を知る事は不可能である。

そこで、吾妻川上流域の降雨量分布を調べるため、1951年から2011年までの降雨データを用いて、単一降雨イベントにおける標高と総降雨量の関係を検証した。

##### a) 点による比較（上流域と中・下流域で1点ずつ選定）

中・下流域代表地点として図 3-3 に示す中之条雨量観測所（標高：351m）、上流域代表地点として田代雨量観測所（標高：1230m）を選定し、両雨量観測所における60年間の降雨量データから、標高と総降雨量の関係を検証した。本論文における吾妻川上流域、中流域、下流域の区分は図 3-3 に示すとおりである。

検証結果を図 3-7 に示す。図 3-7 より、上流域の地点において平野部の地点よりも最大で2倍近い降雨が発生している降雨イベントがある事がわかった。

##### b) 空間的な比較（地上雨量計とレーダ解析雨量を使用した比較）

a)の結果に加えて、図 3-7 から局地的な降雨イベントが存在することがわかる。そこで、地上雨量計を用いた空間的な比較及びレーダ解析雨量を用いて上流域と中流域で同様の比較を行った。結果を図 3-8 に示す。図 3-8 に示す青い点は、中之条雨量

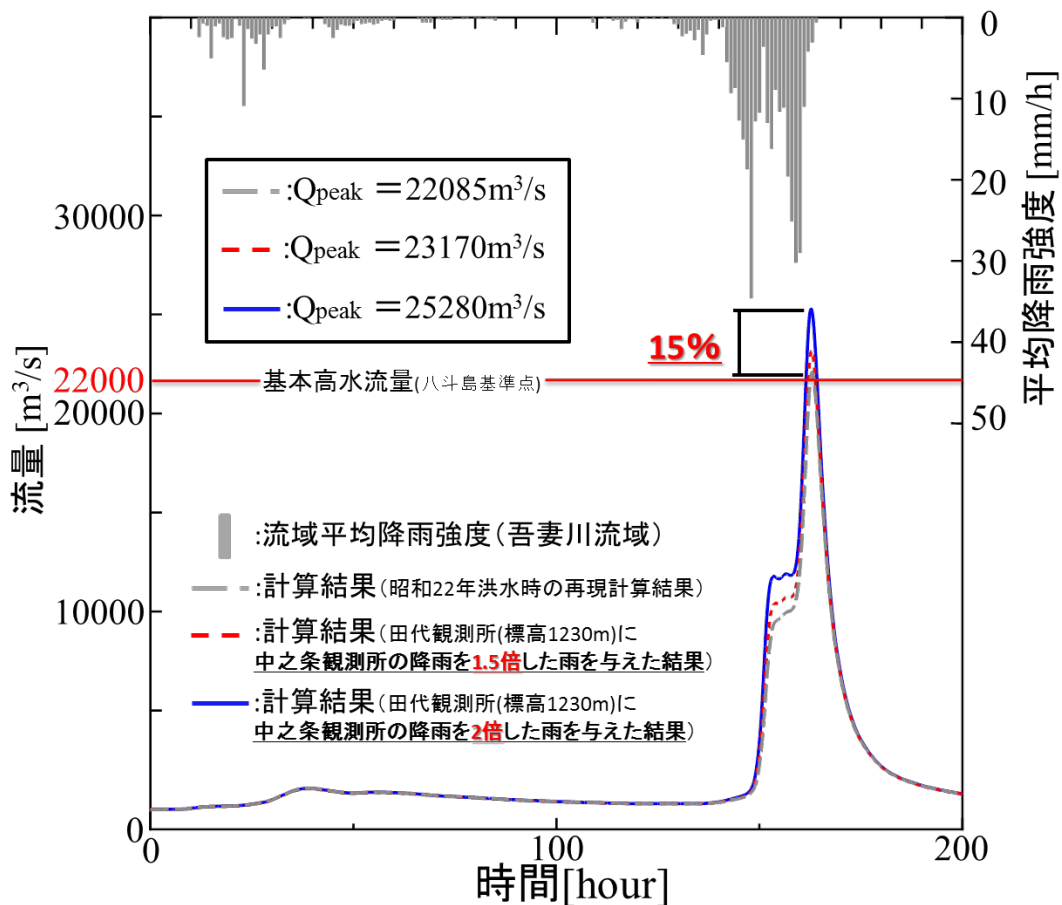


図 3-9 吾妻川上流域の降雨量が増加した際の八斗島基準点における洪水ハイドログラフ

観測所（標高：351m）の総降雨量と八ッ場ダム建設地点に最も近い暮坂峠雨量観測所（標高：1110m）及びダムサイトより上流域に位置する野坂雨量観測所（標高：1490m）、応桑雨量観測所（標高：1100m）、田代雨量観測所（標高：1230m）のそれぞれの総降雨量を比較したものである（観測期間：1998-2008）。赤い点は、吾妻川中流域と上流域のレーダ解析雨量から得た総降雨量である（観測期間：1995-2008）。どちらの比較においても、単一降雨イベントにおいて1.5倍～2.0倍近い降雨量もしくはそれ以上の降雨量が上流域で降っているケースがある事がわかった。

吾妻川上流域は、従来から雨が降りにくい地域とされていたが、上述の通り、中・下流域で小降雨の際に上流域で豪雨が発生している降雨イベントがある事がわかった。

降雨分析の結果を踏まえ、昭和22年9月洪水時の中之条雨量観測所（標高：351m）で得られた降雨データを用いて、降雨強度を引き伸ばした降雨を現在田代雨量観測所が存在する地点（標高：1230m）に与えて流出計算を行い、八斗島地点の流出量に関

表 3-5 吾妻川上流域の降雨量変化による流域平均降雨量とピーク流量の増加割合

	吾妻川上流域の 流域平均降雨量の増加割合	八斗島基準点の ピーク流量の増加割合
昭和22年9月洪水計算	1.00 (352[mm])	1.00 (22085[m <sup>3</sup> /s])
類推1.5倍降雨計算	1.03	1.12
類推2.0倍降雨計算	1.06	1.15

して、田代雨量観測所地点に降雨を与えない場合と比較した。ここで、田代雨量観測所に降雨を与えない場合とは、昭和22年9月洪水時の再現計算の事であり、利根川上流域の基本高水流量は、この昭和22年9月洪水を基に22000 m<sup>3</sup>/sと定められている。本節の結果である図3-9に詳細を示すが、再現計算で得られたピーク流量は22085 m<sup>3</sup>/sであり、極めて良好と言える（以下、この再現計算を昭和22年9月洪水計算と呼ぶ）。

田代雨量観測所に与えた降雨は、中之条雨量観測所で得られた時間降雨データを各時間で1.5倍及び2倍に引き伸ばした降雨である。両ケースの降雨ともに、三原雨量観測で観測された降雨データ、中之条雨量観測所で観測された降雨データ及び田代雨量観測所に与えた降雨データを用いて、ティーセン法によって流域平均降雨量を算出している。これらと、中之条雨量観測所と三原雨量観測所の降雨データを用いてティーセン法によって流域平均降雨量を算出し流出計算したものと比較している。

流出計算を行った結果を図3-9に示す。昭和22年9月洪水計算と中之条雨量観測所で得られた降雨を1.5倍に引き伸ばした降雨を田代雨量観測所に与えた計算結果

（以下、類推1.5倍降雨計算と呼ぶ）を比較した場合、八斗島基準点におけるピーク流量の差は約1100m<sup>3</sup>/sとなる事を示した。同様に昭和22年9月洪水計算と中之条雨量観測所で得られた降雨量の2倍の降雨を田代雨量観測所に与えた場合の計算結果

（以下、類推2倍降雨計算と呼ぶ）を比較した場合、八斗島基準点におけるピーク流量の差は約3200m<sup>3</sup>/sとなる事を示した。

以上の結果から、昭和22年9月洪水時に吾妻川上流域により多くの雨が降った場合、即ち、吾妻川流域の流域平均降雨量が100~200mm増加したと仮定した場合、八斗島基準点でのピーク流量が類推1.5倍降雨計算の結果約23000m<sup>3</sup>/sとなり、類推2倍降雨計算の結果約25000m<sup>3</sup>/sとなる事を示した。表3-5に示す通り、八斗島上流域の4つの中流域の内、吾妻川流域の流域平均降雨量の増加率が約6%に対して、八斗島基準点のピーク流量の増加率が約15%である事は非常に興味深い。

流域平均降雨量の増加率に対してピーク流量の増加率が大きいのは、昭和22年9月洪水時の降雨ハイトグラフが短時間集中型である事が理由の1つであると考えられる。また、図3-9に示す通り、先行降雨の影響により、土壌が飽和に近い状態で主要降雨イベントが発生したからであると考えられる。

#### 3-3 総合確率法に倣った洪水ピーク流量の算出

以上に示した洪水ピーク流量の算出手法は、超過洪水の決定手法のうち、最も汎用的に行われている手法に倣ったものであり、ある定めた降雨期間の年最大降雨量の確率分布を求めて、対象とする流域規模にあった再現期間の年最大降雨量をひとつ定める手法である。そして過去の洪水データや擬似降雨モデル等を用いて降雨パターンを定め、その降雨パターンを決定した再現期間に対応する年最大降雨量まで引き伸ばして、流出モデルを介して洪水ピーク流量を求め、カバー率という概念を用いることで、基本高水流量を決定するという方法である。以下では、これを従来型の超過洪水決定手法とする。ただし、手法1の方法がそれに該当するものであり、手法2のやり方は流域平均総降雨量が変わってくるので、超過洪水決定手法には合致しない。手法2での検証結果を敢えて示したのは、広大な流域においてある特定の（局所的な）サブ流域に強降雨があった場合でも、広大な流域の下流端流量に無視できない影響を与えることを示したかったからである。

本章のここまでは、方法1における降雨パターンの作成手順で示したやり方で256パターンの降雨パターンを作成し、各々の降雨パターンで流出計算することによって洪水ピーク流量を求めた。この手法が、上述の超過洪水決定手法に対応しているのである。従来型の超過洪水決定手法と異なる点は、降雨パターンの作成に際して、実測の降雨波形を降雨パターン数分用いるのではなく、一つの降雨イベントの総降雨量を変えずに流域内で可能な限り入れ替えて、無次元化した降雨波形を用いて総降雨量一定の条件のもとで計算している点である。この無次元化した降雨波形は、後述する総合確率法における降雨パターンと同等であると考えて良いが、あくまで総降雨量はある定めた値ひとつのみで計算している点に注意されたい。

すなわち、超過洪水をどのように決めうるかという視点から見れば、3-2までは従来型の超過洪水決定手法に倣った手法での洪水ピーク流量の算定であった。本節では、以上を踏まえて、もう一つの超過洪水決定手法である総合確率法に倣った手法で、第2章で示した決定論的な流出計算手法を用いて、利根川上流域を対象とした流出解析を行い、洪水ピーク流量の超過洪水を求めることを行う。