## 流出モデルの基準面積に関する研究

佐山敬洋1・立川康人2・寶 馨3

<sup>1</sup>正会員 京都大学防災研究所助手 社会防災研究部門 (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)
 E-mail: sayama@flood.dpri.kyoto-u.ac.jp
 <sup>2</sup>正会員 京都大学防災研究所助教授 社会防災研究部門 (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)
 <sup>3</sup>フェロー会員 京都大学防災研究所教授 社会防災研究部門 (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

洪水を予測するうえで、降雨の空間分布をどの程度の分解能で流出計算に反映するべきかを検討する.降雨が どこに位置するかを陽に取り扱うことなく、下流端での洪水流出を再現できる最大の流域面積を基準面積と定 義し、分布型流出モデルを用いたシミュレーションによりその大きさを決定する.基準面積に影響する要素と して、降雨・流域特性の空間分布、河道網の効果に着目し、それらの要素と基準面積との関係を明らかにする. 淀川流域を対象とした分析の結果、流域面積が150 km<sup>2</sup>から1,500 km<sup>2</sup>の範囲では、基準面積は流域面積に関 わらず絶対的な大きさで決まり、河道網の効果が主にその大きさを規定していることが分かった.また、ピーク 流量の許容誤差を5%とすると基準面積は200 km<sup>2</sup>になることが分かった.

Key Words : model building unit, rainfall-runoff model, spatial scale, rainfall variability

## 1. はじめに

空間的に分布する水文量をどの程度の分解能で流出 予測に反映する必要があるのか.この問いに対する明 確な答えを得ないまま,分布型流出モデルの開発は進 められてきた.一方,実務の場面では,モデルの構築 が比較的容易で,計算負荷も小さい集中型流出モデル を適当な大きさの部分流域に適用して流量を予測する ことが多い.その際,ひとつの集中型流出モデルを適 用する流域の大きさは,雨量データの入手条件や流域 の地形条件などに応じて経験的に決定しているのが現 状である.流出予測に反映する水文量の空間分解能と 予測の不確実性との関係を明らかにしたうえで,要求 する精度に応じた流出モデリングを行うことが重要で ある.

高棹<sup>1)</sup>は、流出モデルの構成に関して、分布定数シス テムを集中定数システム群におきなおす際の基準とな る大きさを基準面積と呼び、基準時間とともに、その 定量的な評価が重要であると早くから指摘している.

椎葉<sup>2)</sup>は、流域を基礎的な領域の集合体であると考え、 その領域が流域内のどこに位置するかが、流域規模の現 象を捉えるうえで重要となるとき、その流域内の水文量 の分布を geometrically-distributed と呼んだ.一方、そ の領域内部では水文量がどこに位置するかが問題でなく、 どのように分布しているかが問題となるとき、その領 域内部の水文量の分布を probability-distributed と呼ん だ.そして、geometrically-distributed と probabilitydistributed との境界をなすスケールを見出すことが重 要であると指摘した. Wood  $6^{3),4),5}$ は, どの程度の流域面積になると流 出現象が平均的な挙動を示すかという問題に対して, Representative Elementary Area (REA) という概念を 示すとともに,その大きさを定量化している.17 km<sup>2</sup>の 流域を対象に,各単位流域からの流出量をTOPMODEL で計算し,1 km<sup>2</sup> 以上の領域で流出量を平均化した場 合に,流出計算結果のばらつきが小さくなることを示 した.そして,1 km<sup>2</sup> 以上では地形効果によるローカ ルな不均一性を陽に取り扱うことなく,流出量を計算 できることから, REA は1 km<sup>2</sup> であると結論付けた.

一方, Fan and Bras<sup>6)</sup>は、平均化のサンプリング数を 増やすことによって流出量のばらつきが小さくなるの は大数の法則でも説明できるとして、Wood らが REA を分析した手法を批判した. さらに、流域面積が大き くなれば降雨の空間分布を一様に取り扱うことができ なくなるため REA には上限があり、その上限値を知る ことの重要性を指摘するとともに、その上限は降雨の 空間分布に依存することを定性的に説明した.

本論で議論する基準面積は, Fan and Bras がいう REA の上限と同義である.降雨分布の統計的性質を流 出予測に反映する集中型流出モデルが存在するとすれ ば,基準面積はそうした集中型流出モデルを流域全体 に適用して,下流端の流量を再現できる最大の流域面 積である.また,流域面積が基準面積より大きい場合 は,基準面積に相当する部分流域にそれぞれ集中型流 出モデルを適用し,各部分流域がどこに位置するかと いうことを陽に取り扱えば,流域下流端の流量を再現 できる. 近年,こうした流出モデルのスケールに関する研究 は、分布型流出モデルの有効性評価<sup>7)</sup>という観点から、 また、降雨の空間分解能が及ぼす流出予測の不確実性 評価<sup>8),9)</sup>という観点から、ますますその重要性を増して いる。例えば、空間分解能の大きな気象モデルによる 降雨予測値を統計的にダウンスケーリングし、分布型 流出モデルに入力することを考える。その場合の降雨 予測の空間分解能はどの程度細かくなければならない か.流出モデルの基準面積を明らかにすることは、こ うした問いに答えることでもある。

例えば、立川ら<sup>10</sup>は211 km<sup>2</sup>の流域を対象に、レー ダで観測された降雨を分布型流出モデルにそのまま入 力した場合と、降雨の位置をあえてランダムに入れ替 えて入力した場合のそれぞれのハイドログラフの計算 結果がほぼ一致することに基づき、降雨がどこに位置 するかという情報は、211 km<sup>2</sup>の対象流域全体からの 流出量を予測するうえで、それほど重要でないことを 示した. 同様の結論は、Obled ら<sup>11</sup>)が71 km<sup>2</sup>の流域を 対象に検討した結果や、Bell and Moore<sup>12</sup>)が135 km<sup>2</sup> の流域を対象に検討した結果でも得られている.

分布型流出モデルに入力する降雨の空間分解能を変 化させて、計算結果の違いを分析した研究はこれまでも 少なからず行われている。例えば、Zhang ら<sup>13)</sup>は1,232 km<sup>2</sup>の流域を対象にサクラメントモデルを適用し、流 域全体で集中化した場合と、流域を 8 個の部分流域に 分割して部分的に集中化した場合の流出ハイドログラ フの結果を比較し、流域を分割することの有効性を示 している。また、Liang ら<sup>14)</sup>は同じ流域に VIC モデル を適用し、降雨の空間分解能を変えて日流量を計算し た。その結果、降雨の空間分解能を1/8 度以上に(流域 を 20 分割より粗く集中化)した場合に計算精度が低く なることを示している。

こうした研究結果は、対象としている流域面積が基 準面積より大きく、その内部の降雨がどこに位置する かを陽に取り扱わなければ流量を再現できないことを 示唆している.ただし、それぞれの研究は通常ひとつ の流域を対象に分析しており、基準面積が流域面積に 関わらず絶対的な大きさで決まるのか、あるいは、流 域面積に対して相対的な大きさで決まるのかは明らか でない.また、基準面積に影響を及ぼしている降雨や 流域特性の空間分布、河道の効果を考慮し、それらの 要素の相互関係に基づいて基準面積が決まる実態を明 らかにした研究はいまだない.

こうした背景のもと、本論は流域面積の異なる7つ の流域(156 km<sup>2</sup>から 6,558 km<sup>2</sup>)を対象に、分布型流 出モデルを用いた数値シミュレーションを行い、基準 面積の決定方法について議論する.そして、我が国の 流域で洪水を予測する場合の流出モデルの基準面積を 定量的に評価することを試みる.本論で議論する内容 は以下の4点にまとめられる.

- (a) 降雨がどこに位置するかを陽に取り扱うことなく 洪水流出を再現できる流域面積として,基準面積 は存在するか.
- (b) 基準面積が存在するとすれば、その大きさは流域 面積に関わらず絶対的な大きさで決まるか、ある いは流域面積に応じて相対的な大きさで決まるか.
- (c) 降雨の分布,流域特性の分布,河道網の効果が,どのように相互に関連して基準面積を決定付けているか.
- (d) 流出モデルの基準面積はどの程度の大きさか.

本論の構成は次の通りである.2章で基準面積の考え 方と検討の方針を明らかにした後,3章で具体的な分析 方法を示す.4章では数値シミュレーションの結果にも とづいて基準面積について考察し,5章で本論の結論を 述べる.

## 2. 基準面積の考え方と検討の方針

#### (1) 基準面積の定義

本論では流出モデルの基準面積を「空間分布する降 雨がその内部でどこに位置するかを陽に取り扱うこと なく,下流端での洪水流出を再現できる最大の流域面 積」と定義する.

流域全体で降雨がどこに位置するかを陽に取り扱っ ても、降雨の位置をランダムに入れ替えても、両者の 流出量の計算結果がほとんど同じであれば、対象とす る流域の面積は流出モデルの基準面積以下であると考 える.

一方,対象流域の面積は基準面積以上であるが,流 域を適当な大きさに分割し,その内部で降雨の位置を ランダムに入れ替えても,もとの観測降雨情報を入力 した場合と流出計算結果がほとんど同じであれば,そ の分割域の面積は流出モデルの基準面積以下であると 考える.

#### (2) 分析の方針

基準面積の大きさで流域を分割して,流域全体の流 出モデルを構成するためには,次の二つの条件を満足 する必要がある.

- (a) 分割した流域内部の降雨位置を陽に考慮すること なく、流域下流端からの洪水流出を再現できる.
- (b) 降雨分布がもつ統計的性質を流出予測に反映する 集中型流出モデルがある.

本論では (a) を満足する面積を基準面積と定義して議 論の対象とする. (b) を満足するかどうかは流出モデル の集中化に関する問題であり, (a) が明らかになれば, モデルの集中化とそれに伴う不確実性の評価<sup>15)</sup>に議論 は帰着する.つまり,基準面積に集中型流出モデルを 適用して流量を正しく計算できるかどうかはここでは 対象とせず,理想的な集中型流出モデルを適用した場 合に,流量を正しく計算できる面積はどのように決ま るのかを議論の対象とする.

本論の分析には、空間分布する水文量を陽に取り扱 うことができる分布型流出モデルを用いる.分布型流 出モデルを面積の異なる複数の流域に適用し、観測降 雨を入力した場合と、降雨の分布を流域内で一様にし て入力した場合,降雨の位置を流域内でランダムに入 れ替えて入力した場合の流出計算結果を比較する.降 雨の位置をランダムに入れ替えることを本論では、「雨 をシャッフルする」と呼ぶことにする. 雨をシャッフル することは、流域内部で降雨の空間分布以外の分布特 性を保存しつつ,雨がどこに降ったかという位置情報 をあえて失うことを意味する. つぎに, 異なる面積に 流域を分割し、その分割した内部で降雨の分布を一様 にした場合と、分割した内部で雨をシャッフルした場合 の流出計算を行う.細かく流域を分割する場合は、粗 く流域を分割する場合よりも、もとの降雨分布の情報 をより詳細に保存していることになる.

#### (3) 前提条件

基準面積の議論を進めるうえで本論が前提とする条 件を以下に示す.

#### a) 流出モデルの目的

流出モデルは水・物質循環を計算する手段として様々 な目的で使用される.目的に応じてモデルの評価基準 は異なり,それに伴って基準面積も変わるはずである. 本論では流出モデルの使用目的を洪水流出予測とし,以 後の議論を進める.

#### b) 流量推定の評価基準

観測降雨の空間分布を陽に取り扱う場合と降雨の位 置をランダムに入れ替えた場合との推定流量の比較を もとに基準面積を議論する.観測降雨を入力した場合 の推定流量を真値と見なし,降雨の位置を入れ替える ことによって生じるピーク流量の差異をピーク相対誤 差で評価する.また,ハイドログラフ全体の再現性を 評価する指標として Nash-Sutcliffe 効率性指標 (以降, Nash 指標と呼ぶ)を用いる.

#### c) 対象とする水文量

流域水循環に影響を及ぼす水文量には降雨量,蒸発散 量,積雪量などがある.本論では,洪水予測をモデルの 目的とし,取り扱う水文量の空間分布は降雨量とする. 数値シミュレーションの条件については3.(3)でその詳 細を記述するが,入力降雨は淀川流域において1987年 から1993年に観測された降雨量の多い10パターンの 降雨イベントとし、それらが代表的な出水時の降雨の 空間分布をカバーするものと考える.

#### d) 降雨の時間分布

降雨量の時間分布は,降雨流出の空間分布と密接に 関連する<sup>16),17)</sup>.従って,流出モデルの時間分解能をど の程度にとるかという基準時間<sup>1)</sup>は基準面積にも関連 する.ただし,基準面積と基準時間をそれぞれ明確に する必要があり,両者が明らかになって初めてその相 互関係が明らかになるものと著者らは考える.そこで, 本論の数値シミュレーションでは,現在の降雨レーダ が提供する最も細かい時間分解能である5分のデータ を利用し,上述の10パターンの降雨イベントが代表的 な出水時の時間分布をカバーするものと考える.

## 3. 分析方法

#### (1) 分布型流出モデル

淀川全流域を対象とした広域分布型流出予測システム<sup>18)</sup>を用いて数値シミュレーションを行う.この予測 システムは、国土数値情報の河道網位置データをもと にする河道流追跡モデル、全流域を250mのグリッド セルで覆う落水線型の分布型部分流域モデル、湖沼の 水収支を計算する湖沼モデル、およびダムの操作過程 を再現するダムモデルで構成される.本論の目的は降 雨流出予測の空間スケールの問題を議論することであ るため、ダムモデルはこの数値シミュレーションでは 考慮しない.広域分布型流出予測システムの構成とそ の再現性については文献<sup>18)</sup>にその詳細を記述している ので省略し、ここでは本論の数値シミュレーションで 重要となる河道流追跡モデルと分布型部分流域モデル について述べる.

#### a) 河道流追跡モデル

国土数値情報の河道網位置データ (W15-52L) をもと に約3kmの長さをもつ河道区分データを作成する. そ れぞれの河道区分内の洪水流出はキネマティックウェー ブモデルで計算する.河道の単位幅流量  $q [m^2/s]$  と水 深h [m]の関係は式(1)で表され,連続式(2) との組み 合わせで河道内の流量を計算する.

$$q = \alpha_r h^m \tag{1}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = q_L \tag{2}$$

ここに,  $\alpha_r$ : パラメタ ( $\alpha_r = \sqrt{i_r}/n$ ,  $i_r$ : 河床勾配 [rad], n: Manning の粗度係数 [m<sup>-1/3</sup>s]), m: 無次元 定数 (= 5/3),  $q_L$ : 単位長さあたりの側方流入量 [m/s] である.

#### b) 分布型部分流域モデル

国土数値情報の標高データ(空間分解能: 250 m)を もとに最急勾配方向で落水方向を決定し,各河道区分に



図−1 数値シミュレーションで対象とする淀川流域内の7流域の位置. 括弧内はC1流域からC7流域までの流域面積(km<sup>2</sup>) を示す.

流入する部分流域を抽出する<sup>19)</sup>. 部分流域は勾配,落 水方向,面積の情報をもつ矩形斜面の集合であり,そ れぞれの矩形斜面に不飽和・飽和中間流・表面流モデ  $\mu^{20)}$ を適用する. このモデルは土壌中のマトリクス部 を流れる不飽和流,土壌中の空隙部を重力水として流 れる飽和中間流,そして地表を流れる表面流の三種類 の流れを流量流積関係式の中で表現している. 土壌中 の最大水分量に対応する水深高さを $d_s$  [m],マトリク ス部の最大水分量に対応する水深高さを $d_c$  [m] とする.  $k_c$ をマトリクス部の飽和透水係数 [m/s],  $k_a$ を大空隙 での飽和透水係数 [m/s],斜面勾配をi [rad] とし, $v_c$ = $k_c i, v_a = k_a i, \alpha = \sqrt{i/n}$ とすれば,単位幅流量 q[m<sup>2</sup>/s] と水深 h [m] の関係は以下のように表される.

$$q = \begin{cases} v_c d_c \left(\frac{h}{d_c}\right)^{\beta}, \ (0 \le h \le d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c), \ (d_c < h \le d_s) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^m, \\ (d_s < h) \end{cases}$$
(3)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \tag{4}$$

ここに、 $\beta$ はマトリクス部において含水率の減少に伴う透水係数の減少の大きさを表す無次元パラメタである.マトリクス部と大空隙部の流量流積関係の連続性から $\beta = k_a/k_c$ となる.式(3)と連続式(4)を組み合わせて矩形斜面からの降雨流出を計算する.なお、式(4)においてr(t) [m/s] は降雨強度である.

#### c) モデルパラメタ

国土数値情報の土地利用データをもとにして流域全 体を森林域, 農地域, 都市域に分割し, それぞれ異な る流出パラメタを使用した. 使用したパラメタの値は, 森林域において $n = 0.6 \text{ m}^{-1/3}$ s,  $d_s = 0.2 \text{ m}$ ,  $d_c = 0.1 \text{ m}$ ,  $k_a = 0.015 \text{ m/s}$ ,  $\beta = 8.0$ , 農地域において $n = 1.0 \text{ m}^{-1/3}$ s, 都市域において $n = 0.3 \text{ m}^{-1/3}$ s である. 農地 域と都市域は土層を考慮せず式 (3) の $d_c$ と $d_s$ をゼロ とした表面流モデルを用いた. また, 河道のnは 0.03 m<sup>-1/3</sup>s とした.

#### (2) 対象流域

数値シミュレーションで対象とする流域は, 淀川流 域内に位置する7つの流域とする.図-1に各流域の位 置と面積を示す.C1は淀川流域全域であり, 琵琶湖流 域を含む.琵琶湖からの放流は瀬田川洗堰で制御され るが,この数値シミュレーションでは,山地流域の自 然流況をもとに流出モデルの基準面積を分析しようと しているので,琵琶湖に流入した流量が瞬時に下流の 瀬田川から流出すると仮定した.また,湖沼への降雨 は考慮しないものと仮定した.従ってC1流域の面積に は琵琶湖の面積を含めない.C2は淀川流域全体から琵 琶湖と琵琶湖へ流入する地域を除いた流域であり,木 津川流域,宇治川・瀬田川流域,桂川流域,淀川本川流 域を含む.その他の5つの流域は,降雨量が比較的多 い木津川流域を中心に,面積が約150 km<sup>2</sup>から1,500 km<sup>2</sup>の間で選定した.

イベント	年	対象期間			降雨タイプ	雨量 * [mm]
R1	1987	$7/16 \ 0:00$	-	7/20 16:00	台風	108
R2	1988	$7/14 \ 0:00$	-	7/16 0:00	梅雨前線	92
R3	1989	$8/26 \ 0:00$	-	8/28 21:00	台風	104
R4	1990	9/19  0.00	-	$9/21 \ 0.00$	台風	140
R5	1990	$11/29 \ 0.00$	-	$12/1 \ 12:00$	台風	115
R6	1991	$9/18 \ 12{:}00$	-	9/20 12:00	台風	45
R7	1991	$11/27 \ 12:00$	-	$11/30 \ 0.00$	低気圧	80
R8	1992	$8/18 \ 0:00$	-	8/20 22:00	台風	136
R9	1993	$6/19  0{:}00$	-	$7/2 \ 0.00$	梅雨前線	114
R10	1993	9/8 0:00	-	$9/11 \ 0.00$	台風	91

表-1 10 期間の入力降雨イベント

\* C1 流域における期間中の総降雨量.

#### (3) 入力降雨

数値シミュレーションで使用する入力降雨は,1987 年から1993年に旧建設省深山レーダで観測された降雨 の時空間分布情報とし,淀川流域全域で流域平均雨量 の大きいものを10降雨イベント選んだ.レーダ雨量は そのままではバイアスが大きいので,共変量クリギン グ型逐次ガウシアンシミュレーション法<sup>21)</sup>を用いて地 上観測雨量をもとに補正を行った.なお,旧深山レーダ によって観測された降雨の空間分解能は3 km であり, 補正後の空間分解能は1.5 km となる.また,降雨の時 間分解能は5分である.表-1に本論で用いた降雨イベ ントの詳細を示す.上記の観測降雨イベントをもとに, 以下の要領で「シャッフル降雨」と「一様降雨」を作成 する.

#### a) シャッフル降雨

流域の内部で雨のグリッドセルの位置をランダムに 入れ替えた降雨分布をシャッフル降雨と呼ぶことにす る.ただし,各グリッドセルにおける降雨の時間分布は 維持し,シャッフルした降雨グリッドセルの配置は降雨 イベント中一定とする.なお,降雨の空間分解能(1.5 km)は流出モデルのそれ(250 m)より粗いため,上記 の方法で雨の位置をシャッフルすると,流域の境界に位 置した降雨のグリッドセルと流域内部に位置した降雨 のグリッドセルを置き換えたときに流域平均雨量がわ ずかに変化する.そこで,観測降雨とシャッフル降雨の 流域平均雨量が各時間ステップで完全に一致するよう に、シャッフル後の降雨場に係数を掛けて調節した.

#### b) 一様降雨

観測降雨分布を対象流域内で各時間ステップにおい て平均し,空間的に一様化したものを一様降雨と呼ぶ ことにする.

## 4. 数値シミュレーションの結果と考察

#### (1) 基準面積に関係する空間分布の三要素

分布型流出モデルを用いて数値シミュレーションを 実行し、流出モデルの基準面積について考察する.基 準面積は「流域特性の空間分布」,「降雨の空間分布」, 「河道網の効果」によって影響を受けると考えられる.

一つ目の要素は流域特性の空間分布である.地形や 土地利用は流域内部で空間的に分布しているので,降 雨が空間一様であっても流出量は場所によって異なる.

二つ目の要素は降雨の空間分布である.本論で議論 する基準面積は、その内部では降雨の位置を陽に考慮 しないが、降雨がどのように分布していたかという統 計的な性質は流出計算に反映してもよいことになる.こ こでは降雨の統計的な性質を保存する場合の基準面積 について検討するとともに、分割域内で一様降雨を入 力する場合の基準面積ついても議論する.

三つ目の要素は河川が降雨流出の発生位置を流量に 反映する効果である. 流域の特性や降雨が空間的に分 布すれば降雨流出の発生位置も空間的に分布する.降雨 流出発生の空間分布が流域下流端の河川流量にどのよ うに伝播するかは基準面積を考えるうえで重要である. たとえば、図-2はC3流域 (1,469 km<sup>2</sup>) を対象にR10 の観測降雨 (Original) を入力した場合と C3 流域全体 で雨の位置をシャッフルした降雨 (Shuffle) を入力した 場合の, C3 流域全体からの斜面流出量 (Runoff) と C3 流域の下流端における河川流量 (Discharge) を示してい る.ここで、斜面流出量とは河川に流入する流量を意 味し,各流域の下流端における河川流量と区別して議 論する. なおシャッフル降雨については、5回のシャッ フルのパターンで繰り返し計算を行い、その全ての斜 面流出量と河川流量を図-2に示している.斜面流出量 に着目すると観測降雨によるものとシャッフル降雨によ



図-2 C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) を対象に、R10 の観測降雨 (Original) とシャッフル降雨 (Shuffle) を入力した場合の C3 流域全体からの斜面流出量 (Runoff) と C3 流域下流端 での河川流量 (Discharge).

るものとの差は小さいが、河川流量に着目すると観測 降雨によるものとシャッフル降雨によるものとの差は大 きくなっている.つまり、降雨がどこに位置するかと いう情報を陽に考慮する場合と考慮しない場合とでは 流域全体からの斜面流出にはそれほど影響がなくても、 流域下流端での河川流量には影響する場合があること を示唆している.このように河川が流出の位置を流量 に反映する効果を河道の流出位置反映効果と呼ぶこと にする.ちなみに、観測降雨・シャッフル降雨に関わら ず Runoff から Discharge に変換される過程でピーク流 量の生起時刻が遅れてピーク流量が低減している.こ れは河川の洪水低減効果であり、流出位置反映効果と 同義ではない.

以降,これらの三要素が基準面積にどのように影響 を及ぼしているかを明らかにしつつ基準面積の定量化 を試みる.(2)と(3)では河川の影響を考慮せず斜面流 出量に着目する.(4)から(7)では河川の効果を考慮し, 流域下流端の河川流量に着目して基準面積の定量化を 試みる.

#### (2) 降雨の空間分布と斜面流出との関連

図-3は C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) と C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) を対象に, R10 の観測降雨をそれぞれの流域内部で一 様化した降雨 (Uniform) を入力した場合の,同じ流域 面積を持つ8 つの分割域からの斜面流出量を表してい る. 一様降雨を入力した場合でも8 つの分割域からの 斜面流出量にばらつきが生じるのは,山腹斜面の勾配 や土地利用が空間的に分布していることに起因する.

**図**-4は C3 流域と C7 流域を対象に, R10 の観測降 雨を入力した場合のそれぞれ 8 つの分割域からの斜面 流出量を表している. 一様降雨を入力した場合に比べ て,観測降雨を入力した場合は降雨の空間分布の影響 も受けるので,各部分流域からの斜面流出量のばらつ きはさらに大きくなる. 流域面積の小さな C7 流域は, C3 流域に比べて,分割域毎の降雨のばらつきが小さい が,C7 流域においても,最大のピーク流出量は最小の ピーク流出量より約2倍大きい. これは 156 km<sup>2</sup>の流 域においても斜面流出の発生位置が空間的にばらつい ていることを示している.

図-5はC3流域全体(1,469 km<sup>2</sup>)を対象に,R10の 観測降雨とシャッフル降雨を入力した場合の流域全体からの斜面流出量である.ここでは河道に入る全ての斜 面流出量を足し合わせて表示している.シャッフル降雨 は流域全体で1.5×1.5 km<sup>2</sup>のグリッドセルの位置をラ ンダムに入れ替えた場合の降雨分布であり,シャッフル のパターンを変えて5回の繰り返し計算を行いその全 ての結果を示している.

図-4より,C3流域における斜面流出の発生位置は 空間的にばらついていることが分かったが,図-5にお ける観測降雨とシャッフル降雨の流出計算結果がほぼ重 なっていることから,降雨の位置をランダムに移動さ せても流域全体の斜面流出量に与える影響は小さいこ とが分かる.つまり,この例では,1,469 km<sup>2</sup>の面積を もつ流域全体からの流出量を予測するうえで,降雨が どこに位置するかという位置の情報はそれほど重要で ないことになる.

このことは異なる面積を有する流域でも観察するこ とができる. 図-6はC1流域(6,558 km<sup>2</sup>)からC7流域 (156 km<sup>2</sup>)の7流域を対象に、観測降雨をシャッフルす ることによるピーク流量の差異を示している.縦軸は, 観測降雨によるピーク流量とシャッフル降雨によるピー ク流量との差の絶対値を, 観測降雨によるピーク流量 で除した値(以降,この指標をピーク相対誤差と呼ぶこ とにする)を示す.また、横軸は各流域の面積を示す. 各流域でプロットが 10 個づつあるのは, 10 降雨イベン トでそれぞれの観測降雨とシャッフル降雨の斜面流出量 のピーク相対誤差を計算したためである.なお、各流 域・各イベントに対し、それぞれ5回の異なるシャッフ ルパターンで繰り返し計算を行い、その平均値を一つ のプロットとする. 各プロットのピーク相対誤差の標 準偏差は平均で 0.008 であり、シャッフルのパターンに よる計算結果の違いは小さい.また、C1 流域とC2 流 域については、流域の土地利用を森林で一様と仮定し て計算した結果を併せて示している.

まず,流域面積が156 km<sup>2</sup>(C7)から1,469 km<sup>2</sup>(C3) の結果をみると,降雨の位置をシャッフルすることによ る流域全体からの斜面流出量推定のピーク相対誤差は 約5%以下であり,その大きさは流域面積に依存しない



図−3 (a) C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) と (b) C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) を対象に, R10 の降雨分布をそれぞれの流域で一様化 (上図, Rainfall(Uniform)) して入力した場合の 8 分割域からの斜面流出量 (下図, Runoff).



**図**-4 (a) C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) と (b) C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) を対象に, R10 の観測降雨 (上図, Rainfall(Original)) を入力した 場合の 8 分割域からの斜面流出量 (下図, Runoff).



 図-5 C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) を対象に、R10 の観測降雨 (Original) とシャッフル降雨 (Shuffle) を入力した場合の C3 流域全体からの斜面流出量.



図-6 C1 流域 (6,558 km<sup>2</sup>) から C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) の 7 流 域を対象に、観測降雨を入力した場合とシャッフル降 雨を入力した場合の流域全体からの斜面流出量のピー ク相対誤差. C1, C2 流域では、流域の土地利用を森 林で一様と仮定した結果を (Forest) として併記.

ことが分かる. C1 流域と C2 流域については, 誤差が 大きくなるケースが見受けられるが, これは, 他の流 域がほとんど森林に覆われているのに対し, この二つ の流域は都市域と農地域を比較的広く含むためである と考えられる. 仮に, C1 流域と C2 流域の土地利用を 一様に森林と仮定すれば, ピーク相対誤差は約5%以 下となる. つまり, 斜面流出量の発生位置は空間的に 分布しているが, 流域全体の斜面流出量を推定するう えでは, 流域内部で降雨の位置をシャッフルさせても流 出量のピーク相対誤差は5%以内に収まる.

#### (3) 降雨の分布特性が斜面流出に与える影響

(2)の検討結果は、ピーク流量で5%の差異を許容す るならば、流域全体からの斜面流出量を予測するうえ



 図-7 C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) を対象に、R10 の観測降雨 (Original) と一様降雨 (Uniform) を入力した場合の C3 流域 全体からの斜面流出量.



図-8 C1 流域 (6,558 km<sup>2</sup>) から C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) の 7 流 域を対象に、観測降雨を入力した場合と一様降雨を入 力した場合の流域全体からの斜面流出量のピーク相対 誤差。

で降雨の位置を陽に考慮しなくてもよい可能性を示唆 している.ただし,降雨をシャッフルすることと降雨を 流域内で平均化することとは違う.前者は観測降雨分布 の統計的性質は保存しつつ位置を保存していない.一 方,後者は観測降雨の流域平均のみを保存し,それ以 外の統計的性質を保存していない.ここでは,降雨の 分布を流域内で平均化することによる流出量推定の誤 差について考察する.

図-7はC3流域(1,469 km<sup>2</sup>)を対象に,R10の観測 降雨と流域一様の降雨を入力した場合のC3流域全体か らの斜面流出量を示している.一様降雨を入力した場合 は,観測降雨やシャッフル降雨を入力した場合に比べて ピーク流量が低減している.これは,流量流積関係式が 下に凸な関数であることに関係しており,その場合は,



図-9 (a) C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) と (b) C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) を対象に、R10 の流域一様降雨 (Uniform) を入力した場合の 8 分割域からの斜面流出量 (上図, Runoff) とそれぞれの分割域を起源とする C3 流域と C7 流域の下流端における河川流量 (下図, Discharge).

分布降雨の方が一様降雨よりもハイドログラフの立ち 上がり部分で流量が大きくなる.このことを簡単に説 明するために、二つの斜面で構成される流域に、異なる 強度の雨が降って,流積がそれぞれ h<sub>1</sub> と h<sub>2</sub> になって いる状況を想定する.このときの流量を $f(h_1) + f(h_2)$ と仮定する.一方,同じ流域に一様の降雨が降って二つ の斜面の流積がともに  $(h_1 + h_2)/2$  になっている状況を 想定する. そのときの流量は  $2f((h_1 + h_2)/2)$  となる. いま,流量流積関係式の f が下凸関数であることから,  $f(h_1) + f(h_2) \ge 2f((h_1 + h_2)/2)$ の関係がある. つま り、降雨(流積)が分布している方が、それらが一様の 場合よりも、流量が大きくなる. なお、降雨が一様であ り、かつ斜面特性が同一である場合はピーク生起時刻 が同じとなるため、一様降雨によるピーク流量が分布 降雨によるピーク流量を上回ることがある<sup>22)</sup>.しかし, 実流域では斜面形状が異なるため、一様降雨を入力し たとしてもピーク生起時刻が同じにはならない. その ため、降雨が空間的に分布している方が、一般にピー ク流量が大きくなる.

図-8はC1流域からC7流域の7流域を対象に、観 測降雨を入力した場合と一様降雨を入力した場合の流 域全体からの斜面流出量のピーク相対誤差を示してい る.シャッフル降雨の場合とは対照的に,156 km<sup>2</sup> か ら1,469 km<sup>2</sup> にかけて,降雨を一様化することによる ピーク相対誤差は流域面積とともに大きくなっている. これは,流域面積が大きくなるほど観測降雨の空間的 ばらつきがより大きくなり,観測降雨を一様化するこ とによる効果がより顕著に現れるためである.

#### (4) 降雨流出の発生位置が河川流量に与える影響

(2) と(3)の検討結果より、流域全体からの斜面流出 量を予測するうえで、降雨分布の統計的性質を反映す ることは重要であるが、降雨の位置を陽に取り扱う効 果はそれと比較して重要度が低いことが分かった.た だし、図-4の結果は流域内で斜面流出の発生位置が空 間的にばらついていることを示しており、流出が河道 のどこに流入するかという位置の情報を陽に取り扱わ ない場合に、河川流量の予測にどの程度誤差が生じる のかを明らかにしておく必要がある.

図-9はC3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) とC7 流域 (156 km<sup>2</sup>) を対象にして,R10の流域一様降雨を入力した場合の それぞれ8つの分割域からの斜面流出量と,C3 流域と



図-11 C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) を 2 分割 (Div: 1), 4 分割 (Div: 2), 8 分割 (Div: 3), 16 分割 (Div: 4), 32 分割 (Div: 5) した例. 括弧内は分割域の面積 (km<sup>2</sup>). 8 分割 (Div: 3) した例で, 3-1 から 3-8 は各部分流域の番号を示している.



図-10 C1 流域 (6,558 km<sup>2</sup>) から C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) の7 流 域を対象に、観測降雨を入力した場合とシャッフル降 雨を入力した場合の流域下流端での河川流量のピー ク相対誤差.

C7 流域の下流端における各分割域を起源とした河川流 量を示している.流域下流端での河川流量は通常ひと つのハイドログラフで表現されるが,本論では,ハイ ドログラフを流水の空間起源に応じて成分分離する手 法(付録を参照)を新たに開発し,これを河道のキネマ ティックウェーブモデルに適用して,各分割域を起源と する流域下流端での河川流量を計算した.8つの分割域 を起源とする流域下流端での河川流量を足し合わせる と,C3流域またはC7流域の下流端におけるハイドロ グラフと一致する.

流域面積が156 km<sup>2</sup>のC7 流域でも、分割域の場所

に応じて河川流量のピーク生起時刻にずれが生じる.流 域面積が1,469 km<sup>2</sup> の C3 流域では,その傾向がさら に顕著であり,かつ,Runoff から Discharge へのハイ ドログラフの変化が分割域ごとに大きく異なる.C3 流 域においては,斜面流出が河道のどこに流入するかと いうことが,C7 流域よりもさらに顕著に河川流量に影 響するといえる.

図-10はC1流域(6,558km<sup>2</sup>)からC7流域(156km<sup>2</sup>) の7流域を対象に、観測降雨を入力した場合とシャッフ ル降雨を入力した場合のそれぞれの流域下流端での河 川流量のピーク相対誤差を示している. 図-6 は河道モ デルを考慮せず斜面流出量を対象にしているのに対し, 図-10は河道モデルを考慮して河川流量を対象として いる. 各プロットは異なるシャッフルパターンで繰り返 し計算を行った場合の平均値であり、その5回のピー ク相対誤差の標準偏差は平均で0.0076と十分に小さい. 図-10の結果は、C7 流域から C2 流域にかけて、流域 面積が大きくなるほどピーク相対誤差が大きくなる傾 向を示している. 図-6 で雨をシャッフルすることによ る流域全体からの斜面流出量のピーク相対誤差は約5 %で、流域面積に依存しないことを示したが、河川流量 を対象にした図-10の結果は、ピーク相対誤差の大き さは流域面積に依存している.これは、斜面流出が流 域内のどこで発生したかということが河川流量に影響 し、その効果は流域面積に応じて大きくなることを意 味している. なお, C1 流域でピーク相対誤差が小さく なる傾向を示しているが、これについては(6)でその理 由を考察する.



図-12 分割面積とピーク相対誤差の関係.流域分割した内部で降雨の位置をシャッフルした場合.

#### (5) 基準面積の大きさ

流域全体をひとつの要素として取り扱えない場合に, どの程度の大きさで流域を分割すべきかを検討する.こ こでは,流域を図-11のように面積が等しくなるよう 最大5段階まで分割し,その内部で雨をシャッフルした 場合の流出計算結果をもとに議論を進める.まず分割 する二つの面積が等しくなるよう,東西方向(または南 北方向)に区分線を引き流域を分割する.これをDiv: 1と呼ぶことにする.2段階分割(Div:2)は,Div:1 で分割された二つの領域をさらに面積が等しくなるよ う南北方向(または東西方向)に区分線を引いたもので ある.このように,東西方向と南北方向で交互に分割を 繰り返し,流域を32分割する5段階分割まで行う.な お,これまでの議論で示してきた流域全体で雨をシャッ フルする場合はDiv:0と呼ぶことにする.

図-12は Div: 0から Div: 5までの分割域の面積 (以降,分割面積と呼ぶことにする)とその内部で雨を シャッフルすることによる各流域下流端での河川流量の ピーク相対誤差の関係を示す.同じ分割面積に対して それぞれ10個のプロットがあるのは,10個の降雨イベ ントを用いて計算を行ったことによる.また,ひとつ のプロットは同じ条件でシャッフルのパターンを変えて 5回の繰り返し計算を行い,その平均値を示している. 各プロットでピーク相対誤差の標準偏差を求めてその 平均値を計算すると 0.0063 となり,標準偏差は分割域 の面積に依存しないことを確認している.同じ分割面 積でもピーク相対誤差にばらつきが生じるのは, 観測 降雨イベントの時空間分布によるものであり, ある流 域でピーク相対誤差を最も大きくする降雨イベントと, 他の流域でピーク相対誤差を最も大きくする降雨イベ ントは必ずしも同じではない.

図-12 より分割面積が小さくなるほどピーク相対誤差 が小さくなることがわかる.また、C3流域  $(1.469 \text{ km}^2)$ では Div:0から Div:5まで5種類のプロットがあ り、その上限値を包絡する線を描ける. 同様に、C4流 域 (1,184 km<sup>2</sup>) から C7 流域 (156 km<sup>2</sup>) に対しても包 絡線を描くことができる. そして, それぞれの包絡線 は2%以下の幅で重なっている.つまり、流域面積が 約150 km<sup>2</sup>から1,500 km<sup>2</sup>の範囲では、流域面積に関 わらず、同様の包絡線を用いてピーク相対誤差の上限 値を表現することができる. この結果は、ある許容誤 差を設定すれば、その内部で降雨の位置情報を陽に取 り扱う必要がない面積、すなわち基準面積を、対象と する流域面積に関わりなく決定できることを意味する. また、対象とする流域面積がその基準面積よりも小さ い場合には、降雨分布の統計的性質を反映する限りに おいて、流域全体で集中化することによって生じるピー ク流量の相対誤差はその許容誤差を越えないことを意 味する.

図-12のすべてのプロットに対する包絡線の式は

$$PE = 0.0055 \times MBU^{0.41} \tag{5}$$



図-13 分割面積とピーク相対誤差の関係.流域分割した内部で降雨を一様化した場合.

となり、ピーク相対誤差 (PE) と基準面積 (Model Building Unit: MBU [km<sup>2</sup>])の関係を得ることができ た.これにより、例えば、ピーク相対誤差の許容誤差 を5%とすると基準面積は約 200 km<sup>2</sup>, 10%とすると 約 1,200 km<sup>2</sup> となる.

図-13 は分割域の内部で雨を平均化することによる ピーク相対誤差と分割面積の関係を示している.図-12 に示したシャッフル降雨を入力する場合に比べてピー ク相対誤差は全体的に大きくなるが,流域面積が 150 km<sup>2</sup> から 1,500 km<sup>2</sup> の範囲において,分割面積に応じ てピーク相対誤差の上限値をひとつの包絡線で表現で きることは共通している.一様降雨を入力する場合の 基準面積を *MBU<sub>U</sub>*(Model Building Unit for Uniform Rainfall) とすれば式 (6) を得る.

$$PE = 0.0060 \times MBU_U^{0.50} \tag{6}$$

これにより、例えば、ピーク相対誤差の許容誤差を5%とすると一様降雨を入力する場合の基準面積は約70km<sup>2</sup>,10%とすると約300km<sup>2</sup>となり、統計的性質を反映する場合に比べてその面積を小さくとらなければばならないことがわかる.

# (6) 基準面積が絶対的な大きさで規定できなくなる理由

図-12において横軸の分割面積が100km<sup>2</sup>から1,000km<sup>2</sup>の範囲に着目すると、C1流域とC2流域を対象にした数値シミュレーションの結果を包絡する線は、式(5)

で表されるすべてのプロットを包絡する線に比べて,縦 軸の値 (ピーク相対誤差) が約半分に小さくなっている. これは, C1 流域 (6,558 km<sup>2</sup>) や C2 流域 (3,527 km<sup>2</sup>) のように流域面積が 1,500 km<sup>2</sup> を超える場合に,必ず しも式 (5) で計算される基準面積で流域を分割する必要 はなく,それより大きな面積で分割してもよいことを 示唆している.大流域を対象とする場合には,集中化し てもよい面積が流域面積に依存するという結果はこれ までの研究<sup>9)</sup>でも得られており,本研究の検討から,流 域面積が 1,500 km<sup>2</sup> から 3,500 km<sup>2</sup> 程度の範囲で,基 準面積が流域面積に依存するようになることが示唆さ れた.

基準面積が絶対的な大きさで規定できなくなる理由を 考察するため、C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) と C1 流域 (6,558 km<sup>2</sup>) を対象に、シャッフル降雨 (Shuffle Div:0) を入力 した場合の8 つの分割域からの斜面流出量とそれぞれ の分割域を起源とする各流域の下流端での河川流量を 図-14 に示す.また、図-15 には同じ流域を対象に、観 測降雨を入力した場合の同様のハイドログラフを示す.

斜面流出量から河川流量へのハイドログラフの変化 傾向に着目する.まず,1,469 km<sup>2</sup>のC3流域において は、シャッフル降雨を入力した場合、ピーク流量の生起 時刻が分割域ごとにずれる(図-14(a)).一方,観測降 雨を入力した場合には、ピーク流量の生起時刻がより 集中している(図-15(a)).観測降雨を入力した場合に ピーク生起時刻が集中するか分散するかは、降雨の時 空間分布に依存するが、いずれにしても降雨をシャッフ



**図-14** (a) C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) と (b) C1 流域 (6,558 km<sup>2</sup>) を対象に、シャッフル降雨 (Shuffle, Div: 0) を入力した場合の 8 つの分割域からの斜面流出量 (上図, Runoff) とそれぞれの分割域を起源とする河川流量 (下図, Discharge).



**図-15** (a) C3 流域 (1,469 km<sup>2</sup>) と (b) C1 流域 (6,558 km<sup>2</sup>) を対象に、観測降雨 (Original) を入力した場合の 8 つの分割域 からの斜面流出量 (上図, Runoff) とそれぞれの分割域を起源とする河川流量 (下図, Discharge).



図-16 分割面積と Nash 指標の関係.

ルすることにより、ピーク流量が生起する時刻を陽に考 慮できなくなるため、河川流量の推定に差異が生じる. 一方、図-14(b)と図-15(b)に示す6,558 km<sup>2</sup>のC1 流域に着目すると、観測降雨・シャッフル降雨いずれの 場合も、ピーク流量がC3流域の場合に比べてより平滑 化されている.そのため、降雨の位置をシャッフルして ピーク流量の生起時刻がずれたとしても、その影響は C3の流域に比べると小さい.このことが、C1流域や C2流域において集中化してもよい面積を式(5)で定ま る基準面積より大きくてもよい理由である.

#### (7) ハイドログラフ全体の再現性について

ここまではピーク相対誤差を指標として基準面積の 議論を進めてきた.これは、ピーク流量を精度よく予 測することが河川計画や洪水予測にとって最も重要で あるからである.ただし、基準面積内で入力情報を集 中化した場合に、洪水の立ち上がりや低減部など、ハ イドログラフ全体をどの程度の精度で再現できるかを 確認しておくことも重要である.

図-16は、C1 流域から C7 流域の7 流域を対象に、 シャッフル降雨 (Shuffle, Div: 0 ~ Div: 5) を入力した 場合の Nash 指標の値を示している. 横軸は分割面積, 縦軸は Nash 指標をとり、10 洪水イベントで計算した 結果である. 各プロットは5回のシャッフルパターンの 平均値であり、それぞれの Nash 指標の標準偏差は平均 で 0.0020 であった. 流域面積が 1,500 km<sup>2</sup> 以下の C3 流域から C7 流域の場合,流域全体で雨の位置をシャッ フルしても Nash 指標は 0.98 以上を保つことが分かる. 流域面積が 3.500 km<sup>2</sup> 以上の C1 と C2 の場合でも、分 割面積を1,500 km<sup>2</sup> 以下にすれば,数値シミュレーショ ンで用いたすべての降雨パターンで Nash 指標が 0.95 以上になる. これまでの議論で, 流域面積が 150 km<sup>2</sup> から 1,500 km<sup>2</sup> の範囲で基準面積が絶対的な大きさで 規定できることを明らかにしたが、その範囲では Nash 指標は0.95以上となることが分かった.

## 5. おわりに

空間分布する降雨がその内部でどこに位置するかと いう情報を陽に取り扱うことなく、洪水流出を再現で きる最大の流域面積として基準面積を定義し、数値シ ミュレーションによりその大きさを定量化した.以下 に本論の結論をまとめる.

- (a) 流域面積が150 km<sup>2</sup>から1,500 km<sup>2</sup>の範囲では, 流域特性の空間分布,降雨の空間分布,河道網の 効果のうち,主に河道網の流出位置反映効果が基 準面積の大きさを規定している.
- (b)河道の効果を考慮せず流域全体からの斜面流出に 着目した場合,観測降雨を入力した場合のピーク 流量と観測降雨の位置をシャッフルして入力した場 合のピーク流量との差は約5%以内に収まる.そ して、この大きさは土地利用や土壌特性が同じで あれば,流域面積には依存しない.ただし,分割 域内の降雨を一様とする場合には、分割域内で降 雨の位置をシャッフルする場合に比べて,この差異 は大きくなり、さらに流域面積が大きいほどこの 差異は大きくなる.
- (c) 河道の効果を考慮して流域下流端の河川流量に着 目した場合,降雨分布の統計的な性質を保持して 降雨の位置を陽に取り扱わないことによるピーク 流量の差異 (*PE*) は分割面積 (*MBU* [km<sup>2</sup>])の関 数として表現することができる.流域面積が 150 km<sup>2</sup> から 1,500 km<sup>2</sup> の範囲では流域面積に関わり なく *PE* = 0.0055 × *MBU*<sup>0.41</sup> の関係がある.
- (d) 分割域内の降雨を空間一様に取り扱う場合には,  $PE = 0.0060 \times MBU_U^{0.50}$ の関係があり,統計的 な性質を保持する (c) の場合より,流域を細かく分 割する必要がある.
- (e) 流域面積が1,500 km<sup>2</sup>よりも大きい場合で,流域 下流端の河川流量のみに着目する場合,上式で表 される面積よりも,粗い面積で流域を分割しても よい.これは,流域面積が大きくなると河道網の 洪水流量低減効果がより顕著に発現し,基準面積 を規定していた降雨流出位置の反映効果を打ち消 すためである.

本論の数値実験によって得た基準面積の式は,洪水 予測の実務の場面で,要求する予測精度に応じてひと つの集中型流出モデルを適用する面積を決めるときに 利用できる.また,空間分解能の大きな気象モデルによ る降雨予測をダウンスケールして流出モデルに入力す る場合に,降雨の空間分解能と流出予測の不確実性と の関係を定量的に評価することができる.ただし,本 論で実施した数値実験は,わが国の淀川流域における 気象条件と流域条件を前提とするものであり,ここで 得た知見の普遍性については理論的な解釈を含めて今後さらなる検討を重ねる必要がある.

## 付録 流水の空間起源に応じたハイドログラ フの成分分離法

河川を流れる水がどの部分流域を起源としているの かを分析するため、空間起源に応じたハイドログラフ の成分分離法を新たに開発した.

図-17は3つの河道区分と3つの部分流域から構成 される単純化した流域を示している.ここでは、ある 時刻tに河道区分(3)を流下する水がどの部分流域を起 源としているかを考える.具体的には、図中のRに示す 流水の空間起源構成比マトリクスという概念を導入し、 これをトレーサとみたてて上流から順に追跡計算を行 う.構成比マトリクスの要素には、起源とする部分流域 の占める割合を格納する.例えば図-17では、時刻tの 貯留水 $S_3$ のうち3割は部分流域(1)を起源とし、6割 は部分流域(2)を起源とし、1割は部分流域(3)を起源 としている.各河道区分の下流端から流下する水はそ の貯留水と同じ構成比を持つので、 $Q_3$ の構成比を計算 するためには、 $R_3$ を時々刻々計算すればよい. $R_3$ の 時間変化は、連続の関係から以下のように記述できる.

$$\frac{d(\mathbf{R}_{3}S_{3})}{dt} = Q_{1}\mathbf{R}_{1} + Q_{2}\mathbf{R}_{2} + q_{3}\mathbf{R}_{3}^{in} - Q_{3}\mathbf{R}_{3}$$

これを書き直すと,

$$\frac{d\mathbf{R}_3}{dt} = \frac{1}{S_3} \left( Q_1 \mathbf{R}_1 + Q_2 \mathbf{R}_2 + q_3 \mathbf{R}_3^{in} - Q_3 \mathbf{R}_3 - \mathbf{R}_3 \frac{dS_3}{dt} \right)$$

河道区分(3)の貯留水の連続関係,

$$\frac{dS_3}{dt} = Q_1 + Q_2 + q_3 - Q_3$$

を上式に代入すると、以下の常微分方程式を得る.

$$\frac{d\mathbf{R}_3}{dt} = \frac{-Q_1 - Q_2 - q_3}{S_3}\mathbf{R}_3 + \frac{Q_1\mathbf{R}_1 + Q_2\mathbf{R}_2 + q_3\mathbf{R}_3^{ir}}{S_3}$$

ここで、 $R_3^{in}$ は部分流域(3)から河道区分(3)に流入す る水の空間起源構成比マトリクスであり、(3)の河道区 分に対応する要素が1で、その他の要素はすべてゼロ の値をもつ。各河道区分の流量Qと各部分流域からの 流入量qは河道モデル、流出モデルでそれぞれ別途計 算するので既知の値であり、河道区分に流入する水の 構成比マトリクス $R_1$ 、 $R_2$ も上流から追跡すれば既知 の値となるので、上式のなかで $R_3$ だけが未知数とな り、これを求めることができる。 $R_3$ の時系列が求まる と、図-17に示すようにハイドログラフを流水の空間 起源に応じて成分分離することが可能となる。



図-17 流水の空間履歴追跡手法

#### 参考文献

- 高棹琢馬:流出機構,水工学に関する夏期研修会講義集 (A 河川コース),土木学会水理委員会,pp. 3-1 - 3-43, 1967.
- 2) 椎葉充晴: 分布型流出モデルの現状と課題,京都大学 防災研究所水資源研究センター研究報告, pp. 31 – 41, 1995.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K. and Band, L.
  Effects of spatial valiabitity and scale with implications to hydrologic modeling, *J. of Hydrol.*, Vol. 102, pp. 29 – 47, 1988.
- Wood, E. F., Sivapalan, M. and Beven, K. : Similarity and scale in catchment storm response, *Rev. of Geophysics*, Vol. 28, No. 1, pp. 1 18, 1990.
- Wood, E. F. : Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: empirical studies using a hydrological model and remote sensing data, *Hydrol. Process.*, Vol. 9, pp. 331 – 346, 1995.
- Fan, Y. and Bras, R. L. : On the concept of a representative elementary area in catchment runoff, *Hy-drol. Process.*, Vol. 9, pp. 821 832, 1995.
- 7) Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F., Seo, D.-J. and DMIP Participants : Overall distributed model intercomparison project results, *J. of Hydrol.*, Vol. 298, pp. 27 – 60, 2004.
- 8) 市川 温, 立川康人, 堀 智晴, 寶 馨, 椎葉充晴: 流出計算 で考慮すべき降水空間分布スケールに関する基礎的研究, 水工学論文集, 第 46 巻, pp. 133 - 138, 2002.
- Shrestha, R., Tachikawa, Y. and Takara, K. : Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling, J. of Hydrol., Vol. 319, pp. 36 – 50, 2006.
- 10) 立川康人,永谷 言,寶 馨:分布型洪水流出モデルにおける空間分布入力情報の有効性の評価,京都大学防災研究所年報,第46号 B,pp. 233 248, 2003.
- Obled, C., Wendling, J. and Beven, K. : The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data, *J. of Hydrol.*, Vol. 159, pp. 305 – 333, 1994.
- 12) Bell, V. A. and Moore, R. J. : The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales, *Hydrol. and Earth System Sci.*, Vol. 4, No. 4, pp. 653 – 667, 2000.
- 13) Zhang, Z., Koren, V., Smith, M., Reed, S. and Wang, D. : Use of next generation weather radar data and basin disaggregation to improve continuous hydrograph simulations, J. of Hydrol. Eng., Vol. 9, No. 2,

pp. 103 – 115, 2004.

- 14) Liang, X., Guo, J., and Leung, R. : Assessment of the effects of spatial resolutions on daily water flux simulations, J. of Hydrol., Vol. 298, pp. 287 – 310, 2004.
- 15) 高棹琢馬, 椎葉充晴:雨水流モデルの集中化に関する基礎的研究,京都大学防災研究所年報,第28号 B-2, pp. 213 - 220, 1985.
- 16) 砂田憲吾,木村真章:水文量評価のための最適空間ス ケールに関する基礎的研究,水工学論文集,第35巻,pp. 675-678,1991.
- 17) Woods, R. and Sivapalan, M. : A synthesis of spacetime variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing, *Water Resourc. Res.*, Vol. 35, No. 8, pp. 2469 – 2485, 1999.

- 18) 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 市川 温: 広域分布型流出予 測システムの開発とダム群治水効果の評価, 土木学会論 文集, No. 803 / II - 73, pp. 13 – 27, 2005.
- 19)市川温,村上将道,立川康人,椎葉充晴:流域地形の新たな数理表現形式に基づく流域流出系シミュレーションシステムの開発,土木学会論文集,No. 691 / II 57, pp. 42 52, 2001.
- 20) 立川康人,永谷 言,寶 馨: 飽和・不飽和流れの機構を 導入した流量流積関係式の開発,水工学論文集,第48巻, pp. 7 - 12, 2004.
- 21) 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨: 不確実性を考慮する地上・ レーダ雨量の合成法, 土木学会論文集, No. 803 / II - 73, pp. 1 – 11, 2005.
- 22) 椎葉充晴: 流出系のモデル化と予測に関する基礎的研 究,京都大学博士論文, 1983.

(2006.5.23 受付)

#### MODEL BUILDING UNIT FOR RAINFALL-RUNOFF SIMULATION

#### Takahiro SAYAMA, Yasuto TACHIKAWA and Kaoru TAKARA

This paper investigates the appropriate lumping scale for rainfall-runoff models. Since the location of rainfall inside the lumping scale cannot be reflected to the simulations, it is important to identify the scale in which the spatial variability of rainfall does not affect significantly to the discharge at the outlet. It defines Model Building Unit (MBU) as a maximum catchment size in which explicit consideration of rainfall location is not required for flood predictions. The simulation results in the Yodo River basin showed that MBU is restricted mainly by river channel effects and quantified as absolute size if the catchment size is between 150 km<sup>2</sup> and 1500 km<sup>2</sup>. MBU is 200 km<sup>2</sup> for 5 % of allowable relative peak discharge error.