

地球温暖化が淀川流域の洪水と貯水池操作に及ぼす影響の評価

佐山 敬洋¹⁾ 立川 康人²⁾ 寶 馨¹⁾
増田 亜美加²⁾ 鈴木 琢也²⁾

¹⁾京都大学防災研究所
(〒611-0011 宇治市五ヶ庄)

²⁾京都大学大学院工学研究科都市環境工学専攻
(〒615-8540 京都市西京区京都大学桂)

GCMによって予測された将来の降水量と蒸発散量を水文モデルに入力することにより、気候変動が淀川流域の洪水とダム貯水池管理に及ぼす影響を評価する。本論で実施する流出シミュレーションの特徴は、1) ダム群流況制御モデルを水文モデルに統合していること、2) 約10 km²の部分流域毎に降雨流出過程を集中化した物理分布型モデルを用いていること、3) 予測された日降水量を時間降水量にダウンスケールして水文モデルに入力していることである。流出シミュレーションの結果、2031年から2050年には中規模の洪水頻度が増加する一方、2081年から2100年には低頻度で大規模な洪水の規模がより激化する可能性が示唆された。また桂川流域の日吉ダムでは2031年から2050年にただし書き操作の回数が増える予測結果となった。

キーワード：温暖化、大気大循環モデル、降雨流出、ダム、淀川流域

I. はじめに

人為的温室効果ガスの排出に伴う地球温暖化は、気候変動をもたらし、自然災害の激化や、農作物の不作、疫病の蔓延など様々な問題を引き起こす可能性がある。気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第4次評価報告書 (IPCC, 2007) によれば、過去100年間に世界の平均気温は0.74℃上昇し、最近50年間の長期上昇傾向は過去100年間の約2倍に相当している。気候システムの変化はすでに顕在化しており、雪氷圏の融解が進み、海面水位は毎年3.1 mmずつ上昇を続けている (1993年-2003年平均)。また世界の降水量は、1970年代以降に熱帯地域や亜熱帯地域で干ばつがより厳しく長期化する一方で、ほとんどの陸域で大雨の頻度が増加している。わが国においても、過去30年間で日降水量200 mm以上の大雨の日数が、20世紀初期の30年間に比べて約1.5倍に増加した。さらに、長期的に弱い降水が減る一方で、より強い降水が増加する傾向が確認されている (気象庁, 2005a)。

こうした気候変動が将来どのように進行していく

かは、温室効果ガス抑制の取り組みや社会構造の変革に大きく依存している。従って、気候変動を予測するためには、社会構造がどう変化していくかのシナリオを想定し、それに伴う温室効果ガスの排出量を予測する必要がある。その予測情報と太陽活動などの自然現象の予測をもとに、全球大気モデル (Global Circulation Model: GCM) 等を用いて将来の気候を予測する。そのため気候変動の予測には多くの不確実性が含まれている。それでもなお最新の予測結果に基づいて気候変動が人間活動に与える影響を推定し、適応策を検討し始めることが大切である。気候システムには慣性があり、さらに人間社会の適応には長い時間を要するため、問題が深刻化してからでは対策がより困難になる可能性があるからである。

近年、GCMの開発研究は進み、モデル出力の時空間分解能はより細かくなってきている。それに伴ってGCMの出力にもとづいて洪水・渇水災害のリスクを評価する研究が始められている。日本を対象にした研究事例では、例えば和田ら (2005a, 2005b) が

気象庁による予測結果をもとに、降水量の増減を地域別に統計解析し、災害リスクの変化を評価している。また、藤原ら(2006)はGCMによる予測降雨を流出モデルに入力し、地球温暖化が水資源に及ぼす影響を評価している。降水量やその他の気象条件の変化が、当該流域の水災害や水資源にどう影響するかを明らかにするためには、降水量などの気象情報の分析だけでは不十分であり、流出モデルを介して気象情報を河川流量に変換することによって始めて河川に設置されている水工施設への影響を分析することができる。特にわが国の流域のように、水工施設が高度に流況を制御している流域においては、現行の施設や管理施策が将来にわたって有効であることを明らかにしておくことが大切である。

そこで本研究では、わが国の中でも特に高度に流況が制御されており、かつ地域社会・経済に大きなインパクトをもつ淀川流域(枚方上流:7,281 km²)を対象流域とし、降水量・蒸発散量の温暖化予測情報にもとづいた河川流出シミュレーションを実行する。ここで用いる流出モデルは、ダム群の流況制御過程を再現する広域分布型流出予測システム(佐山ら, 2005)を基本としており、長期の連続シミュレーションを可能にするために、部分流域ごとに降雨流出過程を集中化して取り扱うモデル(市川ら, 2000)を用いている。入力情報には気象庁による気候統一シナリオ第2版(気象庁, 2005b)を用いる。計算の対象期間は、気候統一シナリオ第2版と同じ1981年から2000年、2031年から2050年、2081年から2100年とする。流出シミュレーションの結果をもとに流域の主要地点における河川流量の変動傾向を分析するとともに、ダムによる洪水調節回数とただし書き操作の回数が将来どのように変化するかを分析する。

II. 淀川流域の概要

淀川流域(8,240 km²)は、大阪、京都、兵庫、奈良、滋賀、三重の近畿2府4県に広がり、国内最大の琵琶湖(湖面面積:670 km²)が流域内に存在する。流域は琵琶湖流域(3,848 km²)、木津川流域(1,596 km²)、宇治川流域(506 km²)、桂川流域(1,100 km²)、淀川下流流域(807 km²)、猪名川流域(383 km²)の6つの流域で構成される。琵琶湖からの流水は宇治川を通過して、淀の地点で木津川、桂川と合流する。この地点を三川合流と呼び、その下流が淀川本川となる。本研究では、淀川本川に位置する枚方地点(7,281

km²)を下流端とする(図-1)。

淀川流域は高度に流水が制御されており、高山ダム、青蓮寺ダム、布目ダム、室生ダム、比奈知ダムなど主要なダムは主に木津川流域に存在する。桂川流域には比較的規模の大きな日吉ダムが存在する。また、琵琶湖からの流出は瀬田洗堰で制御され、さらに下流の天ヶ瀬ダムで制御される。

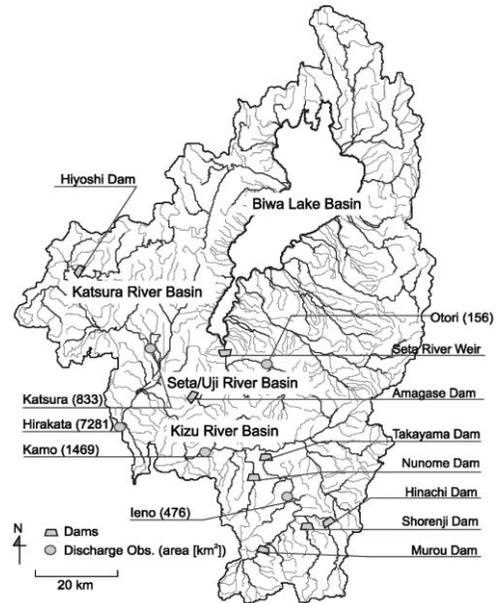


図-1 淀川流域における主要地点とダムの位置
Fig. 1 Locations of main target points and dam reservoirs in the Yodo River basin.

III. 気象庁気候統一シナリオ第2版

気象庁による温暖化予測実験の結果(『気候統一シナリオ第2版』)(気象庁, 2005b)を用いて、淀川流域における河川流量の変動を予測する。以下に本論で用いた気候統一シナリオ第2版の概要を述べる。

1. 地域気候モデル(RCM20)

気象庁は、地域気候モデル(以下RCM20)を用いて日本周辺における温暖化予測実験を行っている。RCM20は日本周辺を計算領域とし、水平解像度20 kmの予測が可能な地域気候モデルである。このモデルの境界条件は、全球大気・海洋結合モデル(MRI-CGCM2)の計算結果をもとに、アジア域を対象とした水平解像度60 kmの地域気候モデルでネスティングすることによって作成している。

RCM20で想定する温室効果ガスの排出シナリオは、IPCCが2000年にとりまとめた4つのシナリオ（IPCC, 2000）のうち、A2シナリオに準拠している。A2シナリオは「多元化社会シナリオ」とも呼ばれ、世界の各地域が固有の文化を重んじ、多様な社会構造や政治構造を構築していくことによって、世界の経済や政治がブロック化していくことを想定している。この結果、4つのシナリオのうち人口が最も増大し、世界の人口は約150億人に達する。エネルギーも地域内の資源に依存する割合が高く、技術進歩も相対的に低い。このため、アジアなど石炭の豊富な地域では石炭依存度が低下せず、温暖化ガス排出も高水準となる（環境省地球環境局, 2001）。

2. RCM20データ

気象庁により提供されている気候統一シナリオ第2版の予測情報（以下、RCM20データ）は、1981年から2000年までの第1期、2031年から2050年までの第2期、2081年から2100年までの第3期における各20年間の温暖化予測実験の結果である。これらのデータは全て閏年なしの年間365日の日データであり、Lambert投影面上、格子間隔各方向20 kmで出力されている。提供要素には降水量、蒸発量、雲量、気温などがある。本研究では、そのうち降水量・蒸発散量のデータを用いて流出シミュレーションを行う。

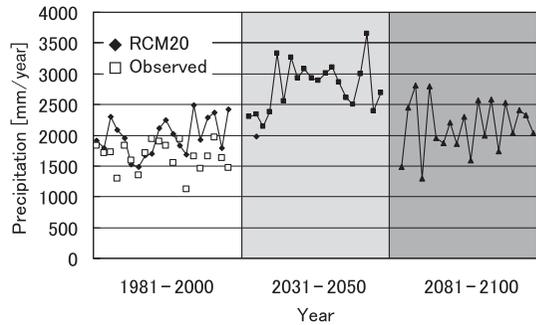
Ⅳ. 淀川流域におけるRCM20データの分析

RCM20の各20年間の降水データを用いて、淀川流域における年降水量、年最大日降水量、平均月降水量を算定し、これらの特性値が将来どのように変動するかを分析する。また、第1期に相当する1981年から2000年の20年間の観測降水量を用いて、RCM20データのバイアス出現傾向を分析する。

1. 年降水量・年最大日降水量

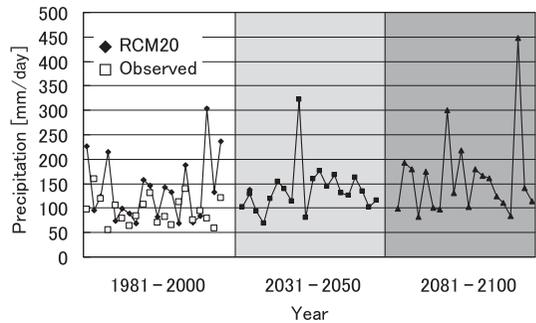
図一2に淀川流域平均の年降水量を、図一3に同流域平均の年最大日降水量を示す。1981年から2000年については、国土交通省とアメダスの地上観測雨量から算定した流域平均の年降水量と年最大日降水量を併記している。

まず第1期の年降水量に着目すると、RCM20の結果は観測値よりも20年間の平均で約300 mm大きな値となっている。同様に、RCM20による年最大日降水量の予測結果は観測値よりも20年間の平均で約40



図一2 RCM20によって推定された淀川流域平均降水量（1981年から2000年までは観測値を併記）

Fig. 2 Annual precipitation in the Yodo River basin simulated by RCM20 (Observed values are also plotted for the period of 1981 to 2000).



図一3 RCM20によって推定された年最大日降水量と観測値（1981年から2000年までは観測値を併記）

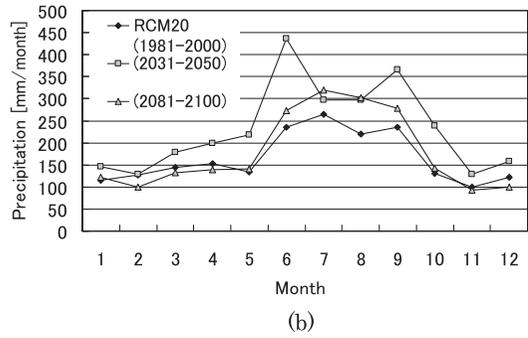
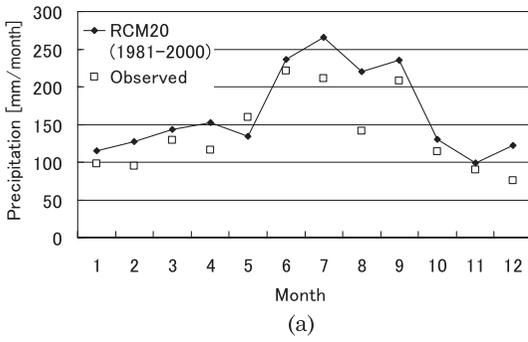
Fig. 3 Maximum daily precipitation per year in the Yodo River basin simulated by RCM20 (Observed values are also plotted for the period of 1981 to 2000).

mm多くなっている。

第2期・第3期の予測年降水量、年最大日降水量は第1期のそれと比べて伴に増加している。ただし、年降水量は第2期の方が第3期よりも多いのに対し、年最大日降水量は第3期の方が第2期よりも多くなっていることが分かる。これらの違いが、淀川流域の主要地点における河川流量やダムの治水操作回数にどのように影響を及ぼすのかをⅦで議論する。

2. 平均月降水量

図一4はRCM20と観測による淀川流域の平均月降水量を示している。図一4(a)は第1期を対象にRCM20と観測結果とを比較しており、年間を通してRCM20の月降水量は観測の月降水量のパターンをよく再現している（相関係数=0.88）。また、図一4(b)はRCM20の3期間の平均月降水量を示している。上述



(a) 1981年から2000年までのRCM20と観測値との比較
 (b) RCM20によって推定された各3期間の比較

(a) Comparison between RCM20 and observed values in the period of 1981-2000 and (b) Comparison among the different three periods simulated by RCM20.

図-4 淀川流域の平均月降水量

Fig. 4 Average precipitation per month in the Yodo River basin.

の年降水量の比較で見られたように第2期に平均月降水量が増加しており、その傾向は6月と9月により顕著であることが分かる。一方、第3期の平均月降水量は第1期のそれと類似したパターンとなっており、夏季の降水量が増加する一方で、冬季の降水量は減少する傾向にある。

V. 広域分布型流出予測システム

1. 流出予測システムの概要

淀川全流域を対象に開発した広域分布型流出予測システムに、RCM20による降水量と蒸発散量の予測結果を入力し、河川流量を予測する。本研究で用いる広域分布型流出予測システムは、つぎの4種のモデルによって構成されている。1) 河道追跡モデル、2) 約10 km²の部分流域に適用した降雨流出モデル、3) 琵琶湖の水収支を計算する湖沼モデル、4) ダムの操作過程を再現するダムモデルである。部分流域の降雨流出モデルは、もとの広域分布型流出予測システ

ム(佐山ら, 2005)では250 mの空間分解能をもつ分布型モデルとなっているが、本研究では60年分の長期計算を実行するため、部分流域の斜面要素を市川ら(2001)が提案する手法によって集中化することにした。これにより、降雨や地形の空間分布を反映しつつ、計算時間を短縮することができる。例えば、60年分の計算に要する時間は、分布型モデルを用いた場合には300日程度であるのに対し、集中型のモデルでは同じ期間の計算を概ね7.5日で実行できる(Intel Pentium4, 3.2 GHzのPCを使用)。以下では、広域分布型流出予測システムの構成手順と、ダム流況制御モデルについて説明する。また集中化の対象となる分布型モデルについて述べたうえで、その斜面要素の集中化法を述べる。広域分布型流出予測システムの開発とその再現性については、佐山ら(2005)の論文を参照されたい。

2. 流出予測システムの構成手順

広域分布型流出予測システムの構成手順は次の通りである。

- 1) 国土数値情報の河道データと湖沼データを接続することにより湖岸線を含む河道網データを作成する。
- 2) 河道網を約3 km毎に分割して河道区分データセットを作成する。
- 3) 各河道区分にキネマティックウェーブモデルを適用して河道要素モデルを構築する。ここで、本研究では各河道区分に集中化したキネマティックウェーブモデルを適用する。
- 4) 標高データから最急勾配法で落水方向を決定し、各河道区分に流入する部分流域を抽出する(市川ら, 2000)。
- 5) 部分流域のデータセットは落水方向、面積、および流下方向との標高差で計算される勾配の情報をもつ矩形斜面の集合となる(図-5)。次に、この分布型モデルで用いる流量流積関係式(1)のパラメタを固定する。
- 6) 分布型モデルで用いる標高情報と同定した流量流積関係式のパラメタを用いて、後述する集中型の降雨流出モデルを構成し、部分流域毎に適用する。
- 7) 流入量、降雨量、放流量から琵琶湖の水位変化を算定する湖沼要素モデルを構築する。なお、琵琶湖からの放流量は、ダムモデルを瀬田川洗堰に適用した瀬田川洗堰のモデルによって算定する。
- 8) 淀川流域内の主要8基のダムを対象に、ダムの流況制御モデルを適用し、ダム要素モデルを構築する。

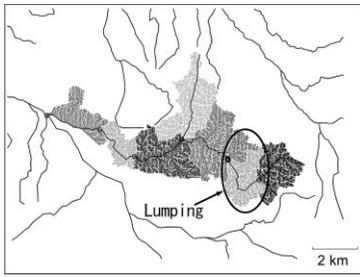


図-5 部分流域と河道網の概要図：約10 km²の部分流域毎に降雨流出過程を集中化した。

Fig. 5 Schematic diagram of sub-catchments and river channels; rainfall-runoff process for each sub-catchment covering about 10 km² is lumped.

9) これらすべての要素モデルをOHyoMoS (高棹ら, 1995) 上で接続し, 流域全体の流出予測システムを構築する。淀川流域全体では, 1707個の河道モデル, 同数の集中型降雨流出モデル, 1個の湖沼要素モデル, 8個のダム要素モデルが存在することになる。

3. ダム流況制御モデル

ダムの操作規定と意思決定を定式化することにより, ダムによる流況制御の過程をモデル化する。このモデルは, ダムへの流入量, ダム上流域の平均降雨量, および, 連携操作の対象となるダムの操作過程を入力情報とし, ダムからの放流量とダム貯水池の水位を予測するものである。

対象とする淀川流域の主要な8基のダム・堰は全て洪水制御を目的の一つとする多目的ダムであり, それぞれ異なった操作規定に従って運用されているものの, その洪水時の操作過程は共通している。ダムの操作を図-6に示す6段階の操作過程のいずれかとし, 操作過程毎の操作方法と, ある操作過程から別の操作過程に移行する条件をif-then形式で定式化する

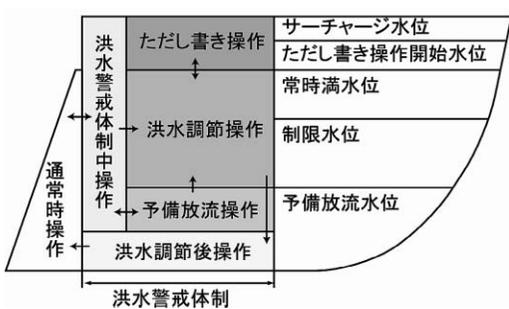


図-6 ダム流況制御モデル
Fig. 6 Dam reservoir operation model.

る(市川ら, 1999)。ダム流況制御モデルの淀川流域への適用については佐山ら(2005)に説明がある。

4. 不飽和・飽和中間流・表面流モデル

本研究で用いる部分流域のモデルは, 不飽和・飽和中間流・表面流型の分布型モデルを基礎にして, それを集中化したものである。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の流れを考慮する。

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を d_c [m]とする。また, k_c [m/s]をマトリクス部の飽和透水係数, k_a [m/s]を大空隙での飽和透水係数, 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 [m²/s]と水深 h [m]との関係は次の流量流積関係式(1)(立川ら, 2004)で表すことができる。

$$q = \begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^\beta, & (0 \leq h \leq d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c), & (d_c < h \leq d_a) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_a)^m, & (h > d_a) \end{cases} \quad (1)$$

ここで β はマトリクス部の含水率低下に伴う透水係数の減少を表す無次元パラメータである。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(1)と連続式とを組み合わせて矩形斜面からの降雨流出量が計算できる。

5. 斜面要素の集中化手法

市川ら(2000)の集中化手法は, 対象とする流域斜面系に定常かつ空間一様の降水が与えられ, 降水-流出系が定常になっていることを仮定したうえで, 様々な降水強度に対応する貯留量-流出量関係を離散的に求める。そして, この貯留量-流出量関係を運動方程式と見立て, 連続式とともに流出計算を行う。

いま一般的な流量流積関係式を

$$q(x, t) = g(h(x, t)) \quad (2)$$

とする。ここで q [m²/s]は分布型モデルを構成する各矩形斜面の単位幅流量である。 q は水深 h の関数として陽に表され, かつ h で積分可能なものとする。(2)式を h について解いた式を,

$$q(x, t) = g(h(x, t)) \quad (3)$$

と表すことにする。つぎに対象とする流域に一律な降雨 \bar{r} が与えられ、降水-流出系が定常になっていることを仮定する。流出量を O とすると流域内のある地点の流量は

$$O = \bar{r} \left(A_{up} + \int_0^x w(x') dx' \right) \quad (4)$$

となる。ここに、 $w(x)$: 斜面の幅[m], A_{up} : 当該斜面の上流域の面積 [m²]である。この状態において、ある斜面の貯留量を s [m³], 斜面の長さを L [m]とすると、

$$s = \int_0^L w(x)h(x)dx \quad (5)$$

となる。また、降雨-流出系が定常であるという過程から斜面内の流量は、

$$\begin{aligned} Q(x) &= Q(0) + \bar{r} \int_0^x w(x') dx' \\ &= \bar{r} A_{up} + \bar{r} \int_0^x w(x') dx' \end{aligned} \quad (6)$$

と表される。ここで、各斜面が幅一様の矩形であれば、 $w(x)$ を \bar{w} (=一定)とかけるので、斜面の単位幅流量は、

$$q(x) = \frac{\bar{r} A_{up}}{\bar{w}} + \bar{r} x \quad (7)$$

となる。

したがって各斜面の貯留量を求めるためには、(5)式の積分を実行すればよい。しかし、本研究で対象とする流量流積関係式(1)のように(3)式の f を陽に求められない場合には、(5)式の積分を解析的に得ることができない。そこで、市川ら(2000)は(5)式の積分を数値計算で求めるために、以下のような方法を提案している。

まず、(7)式を x で微分すると、

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dx} &= \bar{r} \\ dx &= \frac{dq}{\bar{r}} \end{aligned} \quad (8)$$

となる。したがって、(5)式は

$$\begin{aligned} s &= \frac{\bar{w}}{\bar{r}} \int_{q(0)}^{q(L)} f(q) dq \\ &= \frac{\bar{w}}{\bar{r}} [F(q(L)) - F(q(0))] \end{aligned} \quad (9)$$

のように変換することができる。ここに、 $dF/dq = f$ である。つまり、(9)式の $F(q(x))$ を求めることができれば、各斜面の貯留量 s を求めることができる。なお、 $F(q(x))$ は、

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{h(x)} g(h)dh \quad (10)$$

と書けるので(3)式を用いることなく、(10)式により対象とする流量流積関係式の $F(q(x))$ を解析的に求めることができる。なお(1)式に示した不飽和・飽和中間流・表面流モデルの流量流積関係式に対する $F(q(x))$ は次式のように表される。

$$\left\{ \begin{array}{l} 0 \leq h \leq d_c \text{ のとき} \\ F(q(x)) = v_c h^2 \left(\frac{h}{d_c} \right)^{\beta-1} - \frac{v_c h^2}{\beta+1} \left(\frac{h}{d_c} \right)^{\beta-1} \\ d_c < h \leq d_s \text{ のとき} \\ F(q(x)) = \frac{1}{2} v_a h^2 + \left(v_c - \frac{v_a}{2} \right) d_c^2 - \frac{v_c d_c^2}{\beta+1} \\ h > d_s \text{ のとき} \\ F(q(x)) = \frac{1}{2} v_a h^2 + \left(v_c - \frac{v_a}{2} \right) d_c^2 - \frac{v_c d_c^2}{\beta+1} \\ \quad + \alpha h(h-d_s)^m - \frac{\alpha(h-d_s)^2}{m+1} \end{array} \right. \quad (11)$$

このようにして、ある降水強度 \bar{r} に対する全ての斜面の貯留量 s [m³]を計算し、集中化する部分流域全体の貯留量を求める。流出量 O [m³/s]は \bar{r} [mm/h]に流域面積をかけて求められるので、 \bar{r} の降水が続いて定常状態に達したときの貯留量-流出量関係を求めることができる。この \bar{r} を変えて計算を繰り返し、様々な \bar{r} に対する貯留量-流出量関係を求める。離散値の間は線形補間して内挿し、この関係を流域の貯留量と流出との関係を示す運動方程式と見立てて流出計算を行う。

6. 分布型モデルと集中型モデルによる流出シミュレーション結果の比較

分布型モデルと集中型モデルの計算結果を比較する。ここでいう集中型モデルとは、上述の集中化手法を約10 km²の部分流域に適用したモデルであり、淀川流域全体を1707個の集中型モデルと同数の河道追跡モデルで構成している。

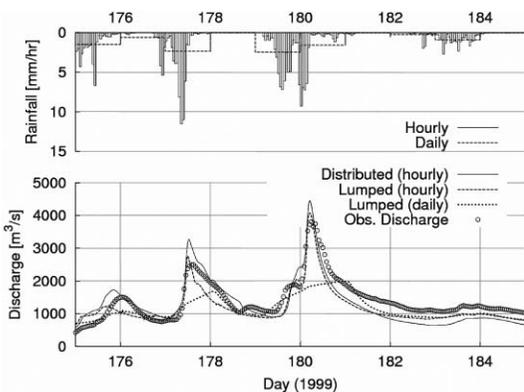
計算対象期間は比較的大きな降水のあった1999年の1年間とし、観測降雨を入力とするテストシミュ

レーションを実行する。なお、降雨の時間分解能は1時間のもので、それを平均化した1日のものを用意し、降雨の時間分解能が流出シミュレーションの結果に及ぼす影響もあわせて検討する。

計算に用いた分布型モデルのパラメータは、佐山ら(2005)と同じ値とし、森林域において $n = 0.6 \text{ m}^{-1/3}$ s, $D = 1.0 \text{ m}$, $d_s = 0.2 \text{ m}$, $d_c = 0.1 \text{ m}$, $k_a = 0.015 \text{ m/s}$, $\beta = 8.0$ とした。農地域と都市域はそれぞれ $n = 1.0 \text{ m}^{-1/3}$ s, $n = 0.3 \text{ m}^{-1/3}$ sとし、いずれも $D = 0 \text{ m}$ とすることで土層を考慮しないモデルとした。河道は $n = 0.03 \text{ m}^{-1/3}$ sとした。このパラメータの値と分布型モデルを構成する標高情報を用いて、集中型モデルの貯留量-流出量関係を決定した。

図一7は1999年の最大流量を含む10日間のハイドログラフ(枚方地点)である。時間雨量を分布型モデル(Distributed model)および集中型モデル(Lumped model)に入力した場合の計算流量、および観測流量(Observed)を示している。これらの結果から、分布型モデル、集中型モデルともに観測流量をよく再現できていることが分かる。

一方、集中型モデルに日雨量を入力した場合(Daily)の結果は、時間雨量を入力した場合と比較して、ピーク流量が50%程度低減していることが分



図一7 枚方地点におけるハイドログラフの例。時間降水量(hourly)を入力した場合の分布型モデル(Distributed)と集中型モデル(Lumped)の結果比較、および時間降水量(hourly)と日降水量(daily)をそれぞれ集中型モデルに入力した場合の結果比較。

Fig.7 Observed and simulated hydrograph at Hirakata ; Comparison between a distributed model (Distributed) and a lumped model (Lumped) with hourly rainfall data (hourly) and comparison of lumped models' results between with hourly rainfall data (hourly) and with daily rainfall data (daily).

かる。つまり洪水流量の変動を議論するためには日データを入力したシミュレーションでは不十分であることが分かる。したがって、本研究ではRCM20の日データを次章に示す手法で時間データにダウンスケールし、その結果を流出モデルに入力する。

Ⅵ. 日降水量から時間降水量へのダウンスケーリング

本研究で提案するダウンスケール法は、時間降水量系列を発生させる過程と、それを利用して日降水量から時間降水量にダウンスケールする過程とに分けられる。以下にそれぞれの過程を述べる。

1. 時間降水量系列の発生法

降水の時系列は降水期間と無降水期間が交互に生じる間欠的な時系列である。また、降水期間の降水量は連続的に変動するものと考えられる。このような降水の時系列を模擬的に発生させる手法のひとつに、Katz (1977a, 1977b) が提案するChain-Dependent Processがある。Chain-Dependent Processでは、降水量の時系列を降水の有無の決定と降水量の決定との2段階にわけて行う。すなわち、まず各時間における降水の有無を決定し、次に降水があると判断した期間に対してその降水量を決定する。ここで、各時間における降水の有無は1次マルコフ連鎖に従うものとし、時間降水量の強度はなんらかの確率分布に従うものとして、それぞれ乱数を用いて発生させる。その際必要となるパラメータは観測時系列から推定する。

このようなChain-Dependent Processによる降水量の時系列発生は主に日降水量の時系列発生に用いられてきた(Katz and Parlange, 1993)。この手法を時間降水量時系列の発生に应用するためには、降水期間中のある時間の降水量とその前後の降水量との相関を再現することも重要である。特に流出シミュレーションに入力する降水時系列を発生する場合には、時間降水量系列の時系列としての特性が河川流量に大きな影響を及ぼす。したがって、生成する時間降水量系列は観測された降水の自己相関特性を保持していることが望ましい。そこで、本研究では降水量の決定段階においてAR過程を導入することにより、降水量系列の自己相関を再現することにした。

図一8に本研究で行った時間降水量系列発生の流れを示す。上述のように降水の有無の判断は1次マルコフ連鎖で行う。降水があると判断された期間について

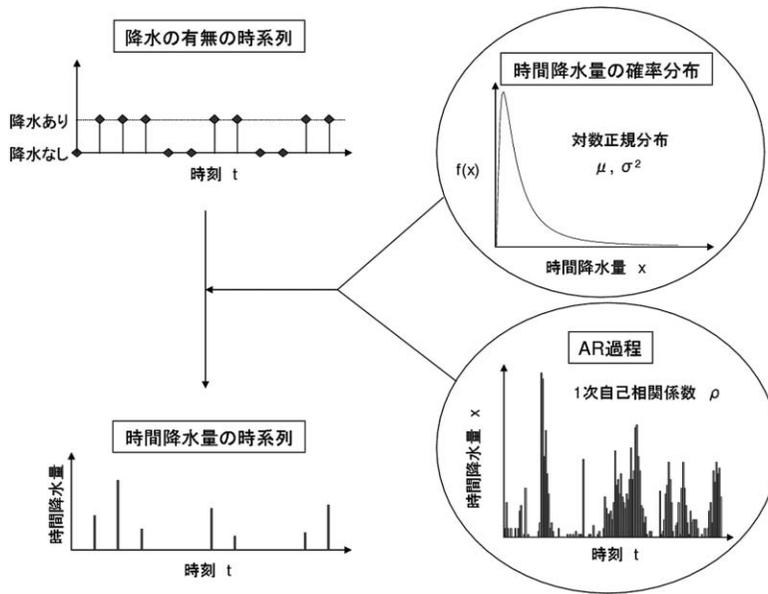


図-8 時間降水量系列の模擬発生手法
Fig. 8 Statistical generation of hourly rainfall series.

では、対数正規分布に従うAR(1)過程によって降水強度の時系列を生成させることにした。対数正規分布に従うAR(1)過程の生成手法は次の通りである。

まず観測された淀川流域平均の時間降水量データから無降水の期間を除いたデータ x_h を作成し、それをもとに対数正規分布の母数である平均 μ_y と分散 σ_y^2 を求める。

$$y_h = \log x_h \quad (12)$$

$$\mu_y = E[y_h] \quad (13)$$

$$\sigma_y^2 = Var[y_h] \quad (14)$$

ここで下付の h は時間を表している。もうひとつの母数である自己相関係数 ρ_y (ラグ=1時間)は次の手順で求める。

- 1) 観測された時間降水量データを降水イベントごと(無降水ではさまれた期間)に分割し、各降水イベント i の自己相関係数 $\rho_x(i)$ を全てのイベントについて求める。

$$\rho_x(i) = \frac{E[(x_h(i) - \mu_x(i))(x_{h-1}(i) - \mu_x(i))]}{\sigma_x(i)^2} \quad (15)$$

- 2) 全てのイベントで求めた $\rho_x(i)$ の平均値を ρ_x とする。
- 3) 求められた ρ_x を(16)式の左辺に代入し、対数領

域の自己相関係数 ρ_y を求める。

$$\rho_x = \frac{\exp(\sigma_y^2 \rho_y) - 1}{\exp(\sigma_y^2) - 1} \quad (16)$$

次にこの ρ_y を用いて、対数領域における時間降水量の時系列 z_h を次式で生成する。

$$z_h = \rho_y z_{h-1} + \sqrt{1 - \rho_y^2} \varepsilon_z \quad (17)$$

ここに ε_z は $N(0,1)$ に従う生起乱数である。ここで生成した z_h は標準正規分布に従う時系列であり、自己相関 ρ_y を保つ。この時系列を、上で求めた対数領域のパラメータを用いて $N(\mu_y, \sigma_y)$ の正規分布に変換し、対数領域から実領域に戻せば、生成すべき時間降水量の時系列 z_h を得ることができる。

$$x_h = \exp(\mu_y + \sigma_y z_h) \quad (18)$$

2. 日降水量から時間降水量へのダウンスケール

1では流域平均の降水量の時系列発生法を述べた。この模擬発生した降水系列を用いて、次のような手順でRCM20データの日降水量を時間降水量にダウンスケールする。

- 1) RCM20の日降水データで淀川流域に降水がある

日を抽出する。

- 2) 1)で抽出した期間について1.で示した手法を用いて流域平均の時間降水量系列を発生させる。
- 3) 発生した時間降水量の1日の総量が、その日のRCM20データの日降水量と一致するように係数をかけて調整する。

ここで、模擬発生する降雨の空間分布は、その日のRCM20データが有する降雨の空間分布を保持するようにした。すなわち生成する降水の時系列は淀川流域全体でひとつの系列とし、調整するための係数も淀川流域全体で空間一様の値を用いる。これにより、ダウンスケールした後の降水の空間分布がRCM20データの空間分布を保つことになる。ただし、この係数の値が1から大きく離れると、時系列の特性が観測降雨のそれと異なったものになる。例えば、係数をかけた後の降水時系列が有する自己相関係数は、観測降水および模擬発生した降水時系列の自己相関係数と異なってしまふ。そこで、ダウンスケールして得られた降水時系列の特性ができる限り観測のそれと適合するように、本研究では時系列パラメタの推定とそれを用いた時系列データの発生に次のような工夫を施した。

- 1) 観測降雨の日降水量に応じてそれぞれの日を10のクラスに分け、各クラスで異なるパラメタ（平均、分散、自己相関、1次マルコフ連鎖のパラメタ： $P1$ （降水ありの確率）、 $P10$ （降水ありからなしに移行する確率）、 $P11$ （降水ありが継続する確率））を算定する。このパラメタの算定には1981年から2000年に観測された淀川流域の平均降水量系列を用いた。算定したパラメタの値を表-1に示す。
- 2) 第1期から第3期まで60年分の時間降水量を生成する際に、当該時刻のRCM20の流域平均日降水量

に応じて、生成に用いるパラメタを変える。

- 3) RCM20の流域平均日降水量に応じて、当該クラスで算定されたパラメタを用いて時間降水量系列を生成する。

このようにして日降水量に応じてパラメタを変えることにより、最後に調整する係数が1に近づくと考えられる。例えば、RCM20データの日降水量が55 mmであった場合には、日降水量が50 mmから60 mmの日の観測時系列からパラメタを抽出する。従って、生成される降水時系列の平均値はやはり50 mmから60 mmの間に入ることが期待される。このようにしてダウンスケールした降水時系列の例を図-9に示す。

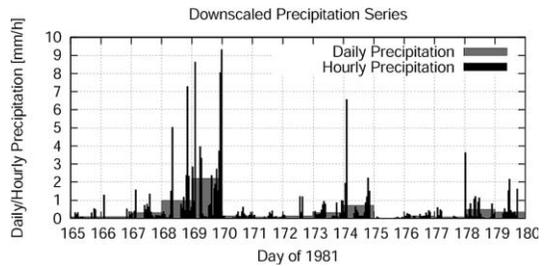


図-9 日降水量から時間降水量にダウンスケールした例
Fig.9 Example of downscaling from daily precipitation to hourly precipitation.

Ⅶ. 流出シミュレーションの結果と考察

上述の方法でRCM20の日降水データを時間降水データにダウンスケールし、これを各部分流域に集中型モデルを適用した広域分布型流出モデルに入力する。なお、日降水量をダウンスケールする過程では乱数を発生させて時間降水量を生成している。乱数発生による予測結果のばらつきを評価するために、

表-1 時間降水量系列発生のために算定したパラメタの値
Table 1 Parameter values estimated for generating hourly precipitation series.

Class	Min (mm)	Max (mm)	μ_x (mm)	σ_x^2 (mm ²)	ρ_x	$P1$	$P11$	$P01$
1	0	5	0.14	0.04	0.23	0.38	0.74	0.15
2	5	10	0.43	0.29	0.40	0.69	0.91	0.21
3	10	20	0.82	1.03	0.46	0.73	0.92	0.23
4	20	30	1.27	2.16	0.53	0.80	0.94	0.25
5	30	40	1.79	3.93	0.50	0.80	0.95	0.23
6	40	50	2.17	6.09	0.48	0.86	0.94	0.31
7	50	60	2.44	5.57	0.63	0.93	0.98	0.38
8	60	70	2.96	7.11	0.45	0.91	0.97	0.37
9	70	80	3.53	9.70	0.54	0.89	0.97	0.25
10	80	-	4.68	12.97	0.76	0.96	0.99	0.29

10セットの時間降水量系列を生成し、得られたすべての降水分布を流出モデルに入力した。

1. 枚方地点における洪水流量の変動

図一10に枚方地点における年最大流量の計算結果を示す。図中の折れ線グラフとそのエラーバーは10回のダウンスケールによるRun 1からRun 10までの平均値とその標準偏差を示している。また、図中の破線と一点差線はそれぞれ現行の治水計画における基本高水流量（洪水計画の基本となる流量であり、洪水調節施設で調節されること無く計画降雨が流出した場合のピーク流量）（17,500 m³/s）と、計画高水流量（河道計画の基本となる流量であり、基本高水流量から洪水調節施設で調節する量を差し引いた流量）（12,000 m³/s）とを示している。

まず第1期（1981-2000）と第2期（2031-2051）とを比較すると、第2期は第1期に比べて年最大流量の平均値のばらつきが小さく、計画高水流量を超える出水の回数も1回少ないなどの違いはあるものの、全般的には年最大流量の顕著な違いは見られないといえる。図一2に示したように、年降水量は第1期に比べて第2期の方が顕著に増加しており、年降水量の増減だけでは洪水流量の増減を推定することができないことが分かる。

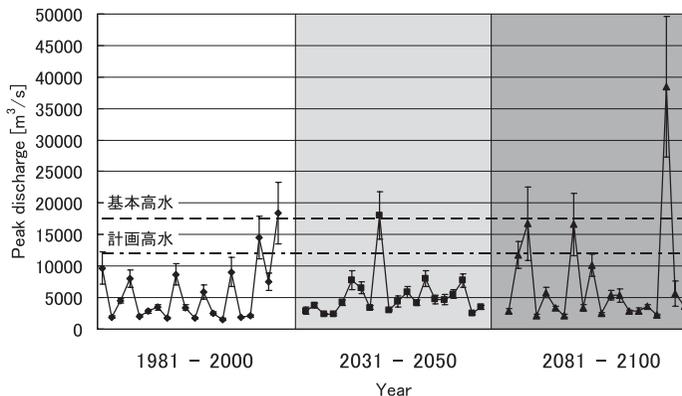
第1期（1981-2000）と第3期（2081-2100）とを比較すると、第3期では年最大流量の10セットの平均値が 30,000 m³/s を超過するような予測結果も出てお

り、第3期の年最大流量は第1期に比べて増大していることが分かる。

表一2は同じく枚方地点を対象にクラス毎の流量の出現回数を各Runで整理した結果である。横軸のAからHは流量のクラスを表しており、AからDは基本高水超過クラス、Eは計画高水超過クラス、F、G、Hはそれ以下で5,000 m³/sを超過するクラスを示している。出水の出現回数は洪水イベント毎のピーク流量に応じてカウントしており、ひとつの出水イベントで複数回カウントすることはない。

この表からまず出水ピークの出現回数は各Runで大きく変わらないことが分かる。また、AからDの基本高水超過クラスの出水が、第3期でより大きく、その回数も増加していることが分かる。一方、第2期は計画降水流量を超過するAからEクラスの出現回数がわずかに減少しているのに対し、第2期のG、Hクラスの出現回数は第1期に比べて顕著に増大している。

以上をまとめると、RCM20データの予測値を、現存するダム群の操作過程を導入して枚方地点の流量に翻訳した結果、第2期は第1期に比べて計画高水流量に満たない規模の出水頻度が増加し、第3期は第1期に比べて基本高水流量を超過するような大規模な出水のピーク流量が増加する可能性が示唆された。ただし、第3期の結論は2、3回の大規模な出水にもとづいて示唆されたものであり、より確度の高い予測値を得るためには、複数の気候予測結果をもとに流出量を予測する必要がある。



図一10 枚方地点における年最大流量の計算結果。10パターンの降水時系列を入力したシミュレーションから年最大流量の平均と標準偏差を計算した。

Fig. 10 Simulated annual maximum discharges at Hirakata. Ten sets of downscaled rainfall series were used to estimate the means and the standard deviations of annual maximum discharges.

表-2 各Runによるクラス毎の枚方地点洪水流量出現回数
 Table 2 Frequency of calculated peak discharges at Hirakata for each run.

1981-2000

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	0	0	2	2	7	4	13
2	0	0	0	2	2	4	10	8
3	0	1	0	1	4	4	8	7
4	0	1	0	0	2	9	10	4
5	0	0	0	1	3	5	11	8
6	0	0	0	1	2	3	10	9
7	0	0	0	1	6	4	5	13
8	0	0	0	1	5	5	5	9
9	0	0	0	1	4	4	9	7
10	0	0	0	1	2	7	12	6
Ave.	0	0	0	1	3	5	8	8

2031-2050

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	0	1	1	1	3	11	27
2	0	0	0	1	1	2	11	33
3	0	0	0	0	2	2	10	37
4	0	0	0	0	1	1	15	26
5	0	0	0	2	0	3	8	42
6	0	0	2	0	1	4	7	31
7	0	0	0	1	0	2	13	36
8	0	0	1	0	0	1	15	40
9	0	0	0	0	1	2	16	31
10	0	0	2	0	0	2	11	37
Ave.	0	0	0	1	1	2	12	34

2081-2100

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	1	0	0	5	3	8	15
2	1	0	2	0	2	4	9	17
3	2	1	0	2	4	1	6	19
4	0	1	0	2	2	4	8	17
5	1	0	0	1	3	5	11	16
6	1	0	1	1	4	3	7	18
7	2	0	0	0	2	7	6	16
8	1	0	1	0	4	1	14	10
9	1	0	0	2	2	4	8	19
10	2	0	0	0	6	3	8	16
Ave.	1	0	0	1	3	4	9	16

Class	Discharge [m ³ /s]	
A	30,000-	} 基本高水流量超過クラス
B	25,000-30,000	
C	20,000-25,000	
D	15,000-20,000	
E	10,000-15,000	
F	7,500-10,000	} 計画高水流量超過クラス
G	5,000-7,500	
H	3,500-5,000	

Color	Count
(White)	0
(Light Gray)	1, 2
(Medium-Light Gray)	3~5
(Medium Gray)	6~10
(Dark Gray)	11~19
(Black)	20~

2. 加茂地点・桂地点における洪水流量の変動

淀川流域の内部でどのように洪水流量が変動するかを分析する。対象地点は、木津川流域の加茂地点と桂川流域の桂地点とする。

図-11は加茂地点における年最大流量の計算結果を、表-3は同地点におけるピーク流量の出現回数を示している。これらの結果は、図-10、表-2の枚方地点の結果と概ね同じ傾向を示している。すなわち、第1期に比べて第2期は全体的に年最大流量が大きくなっているものの、計画高水流量に達するような大規模な洪水の出現回数は少ない。一方、第3期は計画高水流量に相当する大規模な洪水の回数とその規模が増大する。ただし、図-10に示した枚方地点

の結果に比べて、図-11に示す加茂地点の年最大流量の標準偏差は相対的に大きいことが分かる。これは、流域面積が小さいほど、流出予測の結果が降水の時間分布により大きく依存することによる。

図-12と表-4は桂地点における同様の結果を示している。年最大流量の変動を示した図-12は、枚方地点や加茂地点と類似した傾向を示している。表-4もその他の地点と類似した傾向を示しているがG、Hクラスの洪水出現回数が第2期において顕著に増大している点に注目すべきである。桂川上流の地点では、流下能力が計画高水流量に比べて小さい箇所があり、この予測結果によれば、そうした地域の洪水リスクが高まることになる。

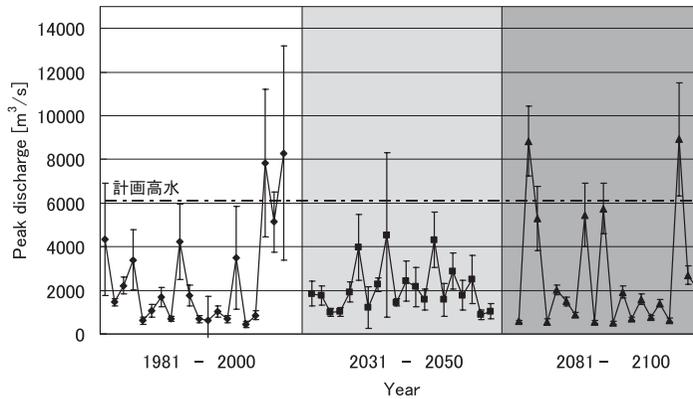


図-11 加茂地点における年最大流量の計算結果。10パターンの降水時系列を入力したシミュレーションから年最大流量の平均と標準偏差を計算した。

Fig. 11 Simulated annual maximum discharges at Kamo. Ten sets of downscaled rainfall series are used to estimate the means and the standard deviations of annual maximum discharges.

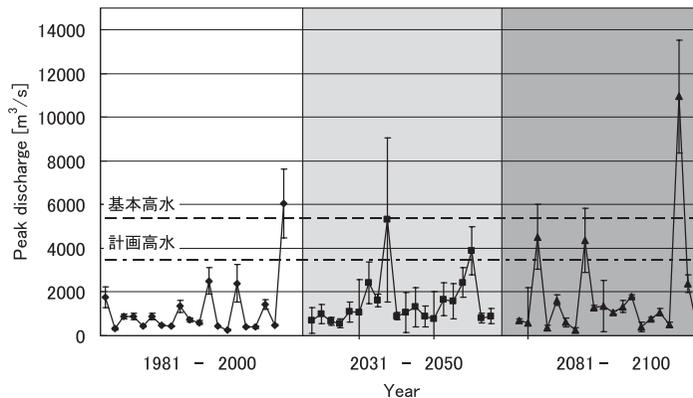


図-12 桂地点における年最大流量の計算結果。10パターンの降水時系列を入力したシミュレーションから年最大流量の平均と標準偏差を計算した。

Fig. 12 Simulated annual maximum discharges at Katsura. Ten sets of downscaled rainfall series are used to estimate the means and the standard deviations of annual maximum discharges.

表-3 各Runによるクラス毎の加茂地点洪水流量出現回数
Table 3 Frequency of calculated peak discharges at Kamo for each run.

1981-2000

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	1	0	2	1	6	5	5	25
2	2	0	0	1	2	8	7	18
3	1	0	3	0	5	4	9	20
4	1	0	1	1	1	10	6	27
5	1	0	1	0	1	10	8	27
6	0	0	0	2	3	2	8	54
7	0	2	1	2	5	3	7	16
8	1	0	0	2	5	7	6	24
9	0	1	1	2	4	6	5	27
10	1	0	0	4	0	8	8	20
Ave.	1	0	1	2	3	6	7	26

2031-2050

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	0	0	1	3	1	13	56
2	0	0	0	1	2	4	12	54
3	0	0	0	0	1	4	10	67
4	0	0	0	0	0	4	13	62
5	0	0	0	1	2	2	10	67
6	0	0	0	2	3	2	8	54
7	0	0	0	0	1	5	10	63
8	0	0	0	1	1	5	13	55
9	0	0	0	0	1	5	7	54
10	0	0	0	0	4	1	11	52
Ave.	0	0	1	2	3	7	11	59

2081-2100

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	1	2	0	0	2	5	10	40
2	1	3	1	2	0	5	10	36
3	2	3	3	1	0	7	7	32
4	1	0	0	3	3	4	10	37
5	2	0	0	3	4	6	7	40
6	3	0	1	1	3	6	7	37
7	1	1	1	1	3	4	10	37
8	1	0	4	0	2	4	7	40
9	1	0	0	4	3	6	10	33
10	4	0	0	1	4	5	5	34
Ave.	2	1	1	2	2	5	8	37

Class	Discharge [m ³ /s]	
A	8,000-	} 計画高水流量超過クラス
B	7,000-8,000	
C	6,000-7,000	
D	5,000-6,000	
E	4,000-5,000	
F	3,000-4,000	} 現況流下能力超過クラス
G	1,000-2,000	
H	2,000-3,000	

Color	Count
(White)	0
(Lightest Gray)	1, 2
(Light Gray)	3~5
(Medium Gray)	6~10
(Dark Gray)	11~19
(Black)	20~

表-4 各Runによるクラス毎の桂地点洪水流量出現回数
Table 4 Frequency of calculated peak discharges at Katsura for each run.

1981-2000

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	0	1	1	0	0	3	12
2	0	0	0	0	1	0	3	11
3	0	0	1	0	0	2	1	11
4	1	0	0	0	0	2	1	9
5	0	0	1	0	0	0	0	16
6	0	0	0	1	0	0	2	9
7	0	0	1	0	0	1	2	11
8	0	0	0	0	1	2	3	8
9	0	0	0	1	0	1	4	8
10	0	0	0	0	1	1	2	9
Ave.	0	0	0	0	0	1	2	10

2031-2050

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	0	1	0	1	1	5	32
2	0	0	0	0	1	2	2	28
3	0	0	0	0	0	3	3	28
4	0	0	0	0	1	2	4	24
5	0	0	0	1	1	2	6	28
6	0	1	0	1	1	0	5	28
7	0	0	1	0	1	3	5	24
8	0	0	0	1	0	2	5	36
9	0	0	0	0	0	0	8	29
10	0	1	0	2	0	0	5	31
Ave.	0	0	0	1	1	2	5	29

2081-2100

Run	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	1	0	0	0	2	4	15
2	1	0	0	1	1	0	4	18
3	2	1	0	2	0	0	3	16
4	0	0	1	0	2	2	3	18
5	1	0	0	0	2	2	3	15
6	1	0	1	0	0	3	3	14
7	2	0	0	0	0	0	5	16
8	1	0	1	1	0	1	2	20
9	1	0	0	0	1	2	3	17
10	2	0	0	0	0	2	3	18
Ave.	1	0	0	0	1	1	3	17

Class	Discharge [m ³ /s]	
A	8,000-	基本高水流量超過クラス
B	7,000-8,000	
C	6,000-7,000	
D	5,000-6,000	
E	4,000-5,000	計画高水流量超過クラス
F	3,000-4,000	
G	1,000-2,000	現況流下能力超過クラス
H	2,000-3,000	

Color	Count
(White)	0
(Light Gray)	1, 2
(Medium Gray)	3~5
(Dark Gray)	6~10
(Black)	11~19
(Darkest Gray)	20~

3. ダムの洪水調節回数・ただし書き操作回数の変動

淀川流域のダム群を現行と同じ規則で操作した場合に、洪水調節の回数とただし書き操作（非常時の洪水操作で流入量＝放流量とする操作）の回数が将来どのように変動するかを分析する。

表一5は木津川流域に位置する高山ダムの結果を、表一6は桂川流域に位置する日吉ダムの結果を示している。ダムの洪水調節回数やただし書き操作回数は、年最大流量に比べて各Runのばらつきが小さいことが分かる。これは、ダム操作が洪水時の総流出量により大きく依存し、降水の時間分布に対して鋭敏な反応を示さないことを示している。

10回のRunの平均値に着目すると、日吉ダムでは全ての期間で洪水調節回数が30回以上であり、高山ダムのそれに比べて多いことが分かる。これは日吉ダムの現行操作規則によるものと考えられる。日吉

ダムでは下流の流下能力が小さく、ダムの洪水調節容量が大きいため、ダムへの流入量が150 m³/sに達した時点で、一定量方式の洪水調節を行っている。高山ダムやその他のダムに比べて、洪水調節を開始する流入量が小さく、そのため洪水調節回数が多くなる。

日吉ダムの第2期は、第1期と第3期に比べて洪水調節回数・ただし書き操作回数が増加している。この傾向は、VII.2において年最大流量や洪水ピーク流量の出現回数でみた傾向とは異なっている。つまり、日吉ダムの操作回数で評価した場合には、第2期の洪水リスクが高まる結果となり、これは第2期において表一4のHクラスの洪水回数が増加していることに対応していると考えられる。

一方、高山ダムの洪水調節回数とただし書き操作回数は、それぞれの期間によって顕著な違いがなく、

表一5 高山ダムにおける期間ごとの洪水調節回数とただし書き操作の回数

Table 5 Simulated frequencies of flood controls and emergency operations for each period at Takayama Dam.

高山ダム Run	洪水調節の回数			ただし書き操作の回数		
	1981-2000	2031-2050	2081-2100	1981-2000	2031-2050	2081-2100
1	11	9	9	2	0	1
2	12	10	8	2	0	2
3	10	9	10	2	0	3
4	11	10	9	2	0	1
5	10	9	8	2	0	2
6	9	10	11	3	0	2
7	11	9	11	2	0	2
8	12	12	9	2	0	2
9	11	8	11	2	0	1
10	9	10	11	2	0	2
Ave.	11	10	10	2	0	2

表一6 日吉ダムにおける期間ごとの洪水調節回数とただし書き操作の回数

Table 6 Simulated frequencies of flood controls and emergency operations for each period at Hiyoishi Dam.

高山ダム Run	洪水調節の回数			ただし書き操作の回数		
	1981-2000	2031-2050	2081-2100	1981-2000	2031-2050	2081-2100
1	33	72	39	1	10	4
2	33	74	40	1	9	4
3	33	73	40	1	9	4
4	31	73	42	2	9	5
5	36	72	41	1	11	4
6	34	72	41	1	10	4
7	31	73	37	1	11	4
8	36	67	40	1	10	4
9	32	70	43	1	10	4
10	33	75	41	2	11	4
Ave.	33	72	40	1	10	4

またその回数は日吉ダムに比べて少ない。この傾向は木津川流域の上流ダム群においても見られた。第1期における高山ダムの洪水調節回数は10回であり、表一3に示した加茂地点の洪水流量から推察すると、AからFクラスの洪水に対して高山ダムを操作していることが分かる。ただし、木津川流域におけるこのクラスの洪水回数は、第1期から第3期まで顕著に変化しておらず、そのため高山ダムの洪水調節回数も第2期、第3期ともに増加しない。上述の通り、木津川流域でも比較的規模の小さな出水（表一3のHクラス）の出現回数は第2期で増加しているが、このクラスの出水が高山ダムの洪水調節回数の増加に結びついていないことが分かる。このようにRCM20と流出シミュレーションの予測結果は、木津川流域のダム群が将来にわたっても現状と同じような頻度で機能することを示唆している。ただし、上述のように木津川流域の加茂地点、さらにその下流の枚方地点では、第3期の洪水ピーク流量が増大する傾向にあり、こうした頻度の低い大規模な洪水に対しては、ダム群はただし書き操作を行うので十分なピーク低減効果を発揮しない可能性があることに注意する。

VIII. おわりに

地球温暖化に伴う気候変動が淀川流域の洪水流出と洪水管理に及ぼす影響を分析するため、気候統一シナリオ第2版（気象庁提供RCM20データ）を広域分布型流出予測システムに入力し、温暖化時の河川流量のシミュレーションを実行した。

本研究で行った流出シミュレーションの特徴を以下にまとめる。

- 1) ダム・堰による流況制御の過程をダムモデルによって詳細に再現し、流出モデルと統合したシミュレーションを実行した。
- 2) 淀川流域全域で60年分の長期シミュレーションを実行可能にするため、流域全体を10 km²程度の部分流域に分割し、それぞれの部分流域に集中型の降雨流出モデルを適用した。この集中型モデルは、分布型モデルで用いる地形情報とパラメタ値から導出される流量流積関係式を用いており、分布型モデルとはほぼ同じ流出計算結果を極めて短時間で得ることができる点にその特徴がある。
- 3) RCM20データは日データとして提供されており、日データでは洪水ピーク流量を十分に再現できないことが明らかとなったので、RCM20データの

降水量を1時間のデータにダウンスケールした。本研究で採用したダウンスケール法は、降水の時系列をマルコフ連鎖と対数正規分布に従うAR(1)過程で生成し、それにもとづいてRCM20データの日降水量を各時間に配分するものである。

- 4) 降水のダウンスケールには乱数を発生させて時間降水量系列を発生する。この時系列間の違いを評価するために、10パターンの降水系列を作成し、そのすべてを用いて流出シミュレーションを実行し、予測結果のバラツキを含めて計算結果を示した。

計算対象期間はRCM20と同じ1981-2000（第1期）、2031-2050（第2期）、2081-2100（第3期）とし、各期間で連続シミュレーションを実行した。シミュレーションの結果を以下にまとめる。

- 1) 下流枚方地点の第2期と第3期の洪水流出は、第1期と比べて増大する傾向にある。ただし、第2期は計画高水流量に満たない規模の洪水頻度が増加するのに対し、第3期は20年に1、2回生起するような低頻度の洪水流量が増加する。
- 2) 同様の傾向は木津川流域の加茂地点、桂川流域の桂地点でもみられた。ただし、桂地点の分析では、第2期に頻度が増加する洪水の規模が、現状河道の流下能力と同程度であることが分かった。従って、上流域の流下能力の小さい地点では第2期の洪水リスクが高まる可能性がある。
- 3) 現行の操作規則に基づいてダムを操作した場合に、ダムの操作回数とただし書き操作の回数が将来どのように変化するかを分析した。その結果、桂川流域の日吉ダムでは、第2期の洪水調節回数とただし書き操作の回数が顕著に増えることが分かった。また、木津川流域の高山ダムでは、第2期、第3期ともに第1期とあまり変わらない結果となり、高山ダムが将来にわたって現在と同じような頻度で治水効果を発揮することが示唆された。ただし、第3期のシミュレーションでは平均して20年間で2回のただし書き操作が行われており、第3期に激化する低頻度で大規模な洪水に対しては、十分なピーク流量低減効果を発揮しない可能性があることが分かった。

こうした洪水リスクの分析結果は降水量の変化を分析するだけでは捉えることが難しく、流出モデルを介して河川流量に変換しダムによる流水制御への影響を評価して始めて得られることがわかった。また、現行の河川の整備状況が今後とも変化しないと想定した場合に、洪水リスクの変化の仕方が流域毎

に異なる可能性があることを、ダムモデルを導入した流出モデルを用いることで明確に示すことができた。

なお、本研究で得られた河川流量の予測結果は、様々な仮定に基づいている。例えば、降水量の将来の変化はRCM20の予測結果のみに依存している。また、流域の流出特性、ダム群の操作方式、および河川整備状況は将来にわたっても変化しないことを仮定している。さらに、予測降水のバイアスは十分に小さいと判断し、本研究ではその補正を行っていない。得られた予測結果を解釈するうえで、こうした様々な仮定にもとづく不確実性の大きい予測結果であることを十分に理解しておく必要がある。

謝辞

本研究を進める上で、(財)ダム技術センターの補助を得た。また、温暖化実験データとして、気象庁提供による気候統一シナリオ第2版(2004)を利用した。

参考文献

- 藤原洋一・大手真理子・小尻利治・友杉邦雄・入江洋樹(2006): 地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価, 水工学論文集, 50, pp. 367-372.
- 市川 温・平野一志・椎葉充晴・寶 馨・立川康人(1999): 構造的モデル化法によるダムモデルの構築, 土木学会第54回年次学術講演会講演概要集, 第2部, pp. 592-593.
- 市川 温・小椋俊博・立川康人・椎葉充晴・寶 馨(2000): 山腹系斜面における一般的な流量流積関係式の集中化, 水工学論文集, 44, pp.145-150.
- 市川 温・村上将道・立川康人・椎葉充晴(2001): 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, 691 / II-57, pp. 42-52.
- IPCC (2007): IPCC Fourth Assessment Report, <http://www.ipcc.ch/>. (参照: 2008/6/15)
- IPCC (2000): IPCC Special Report on Emissions Scenarios, <http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/>. (参照: 2008/6/15)
- 環境省地球環境局 (2001): 4つの社会・経済シナリオについて - 「温室効果ガス排出量削減シナリオ策定調査報告書」-, <http://www.env.go.jp/earth/report/h13-01/>. (参照: 2008/6/15)
- Katz, R.W. 1977a. Precipitation as a chain-dependent process, *J. Appl. Meteorol.* 16: 671-676.
- Katz, R.W. 1977b. An application of chain-dependent processes to meteorology, *J. Appl. Probab.* 14: 598-603.
- Katz, R.W. and Parlange, M.B. 1993. Effects of an index of atmospheric circulation on stochastic properties of precipitation: *Water Resources Research* 26: 2335-2344.
- 気象庁 (2005a): 異常気象レポート2005, 近年における世界の異常気象と気候変動 ~その実態と見通し~ (VII).
- 気象庁 (2005b): 地球温暖化予測情報, 第6巻, <http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/GWP/Vol6/index.html>. (参照: 2008/6/15)
- 佐山敬洋・立川康人・寶 馨 (2005): 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, 803 / II-73, pp. 13-27.
- 高棹琢馬, 椎葉充晴, 市川 温 (1995): 構造的モデリングシステムを用いた流出シミュレーション, 水工学論文集, 39, pp. 141-146.
- 立川康人・永谷 言・寶 馨 (2004): 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, 48, pp. 7-12.
- 和田一範・村瀬勝彦・富澤洋介 (2005a): 地球温暖化に伴う降雨特性の変化と洪水・渇水リスクの評価に関する研究, 土木学会論文集, 796 / II-72, pp. 23-37.
- 和田一範・村瀬勝彦・富澤洋介 (2005b): 地域気候モデルを用いた地球温暖化に伴う洪水・渇水リスクの評価に関する研究, 水工学論文集, 49, pp. 493-498.

(受付: 2007年11月12日, 受理: 2008年6月5日)

Evaluating the Impact of Climate Change on Flood Disasters and Dam Reservoir Operation in the Yodo River Basin

Takahiro SAYAMA ¹⁾ Yasuto TACHIKAWA ²⁾ Kaoru TAKARA ¹⁾
Amika MASUDA ²⁾ Takuya SUZUKI ²⁾

¹⁾ Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University
(Gokasho Uji, Kyoto 611-0011, Japan)

²⁾ Graduate School of Urban and Environmental Engineering, Kyoto University
(Kyoto Daigaku Katsura Nishikyoku-ku, Kyoto 615-8540, Japan)

This study aims at evaluating the impact of climate change on flood disasters and dam reservoir operation in the Yodo River basin by feeding precipitation and evapotranspiration projection from Global Circulation Model (GCM) to a distributed hydrologic model. The features of the conducted hydrologic simulation are 1) dam reservoir models are integrated into a hydrologic model; 2) a distributed hydrologic model is used with lumping of rainfall-runoff processes for a sub-catchment scale covering about 10 km²; and 3) stochastically downscaled hourly precipitation from daily precipitation are used to drive the hydrologic model. The simulation results indicated that the frequency of medium magnitude floods might increase in 2031 to 2050, while the intensities of low frequent severe floods might increase in 2081 to 2100. In addition, the frequency of emergency operation by the Hiyoshi Dam in the Katsura River basin was estimated to increase in 2031 to 2050.

Key words : global warming, GCMs, rainfall-runoff, dam, Yodo River basin