地球温暖化に伴う日本の河川流況変化の推計

ESTIMATION OF CHANGES OF RIVER FLOW REGIMES IN JAPANESE RIVER BASINS UNDER CLIMATE CHANGE

滝野 晶平¹・立川 康人²・椎葉 充晴³・山口 千裕¹・萬 和明⁴

Shohei TAKINO, Yasuto TACHIKAWA, Michiharu SHIIBA, Chihiro YAMAGUCHI and Kazuaki YOROZU

¹ 学生会員 学 (工) 京都大学修士課程 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
² 正会員 博 (工) 京都大学准教授 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
³ 正会員 工博 京都大学教授 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
⁴ 正会員 博 (工) 京都大学助教 大学院工学研究科 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

The impact of climate change on river discharge regimes in all Japanese basins is analyzed by feeding future climate projection data into a distributed rainfall-runoff model. The projection data used consists of daily surface and subsurface runoff data downscaled by hourly precipitation for the current climate (1979-2003), the near future climate (2015-2039), and the future climate (2075-2099), which were simulated by a high resolution general circulation model developed by the Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency. The main findings of runoff simulations are as follows: 1) Annual maximum discharge will increase especially in the Hokkaido, Northern Touhoku, and Chugoku district. Variance of the annual maximum discharge will also increase in the same areas. The increase tendency begins to appear in the near future climate; 2) Monthly discharge in January will increase in the northern areas than the Chubu district. Monthly discharge patterns in snow melting areas will change clearly, and the changing patterns differ acording to location.

Key Words: climate change, discharge simulation, GCMs, distributed hydrologic model

1. はじめに

近年,集中豪雨や干ばつなどの極端な気象現象に伴う水災害が世界的に数多く発生しており,地球温暖化に伴う水災害の巨大化・頻発化が危惧されている.そのため,気候変動により河川流況がどう変化していくかを明らかにし,河川整備や水工施設の運用方法の変更などの適応策を講じていくことが重要となっている.そのためには,将来の河川流況を知る必要がある.

将来の河川流量を予測するためには,将来の気候情 報が必要となる.将来の気候情報としては,大気大循環 モデル(GCMs, General Circulation Models)の予測計算 結果を用いることが一般的となっている.現在のGCM データの時間空間分解能はわが国の河川流域の洪水流 量を分析するまでに向上しており,GCMsを用いて地 球温暖化がわが国の河川流況に及ぼす影響を分析した 研究例として,東ら¹⁾,藤原ら²⁾,佐山ら³⁾,立川ら⁴⁾ などがある.しかし,これらの研究は特定の流域を対 象に分析されたもので,日本全域を対象とした将来に おける河川流況の評価は行われていない.

そこで本研究では,日本全域を対象とした分布型流 出モデルを構築し,気象庁気象研究所の超高解像度全球 大気モデル(全球 20km モデル,以下 GCM20 と略称)⁵⁾⁶⁾ によって計算される現在気候実験(1979-2003 年),近未 来実験(2015-2039年),21世紀末実験(2075-2099年)に よる気候推計データを入力とし,日本全域を対象に流 況評価を行う.そして,地球温暖化によって河川流況 の変動が顕著に現れる地域を抽出し,その原因を分析 することを目的とする.

2. 流況評価手法

日本全国を対象とする 1km 空間分解能のグリッド型 の流域モデルを構成し, kinematic wave モデルを用い て,GCM20 による出力データを河川流量に変換する. 1km グリッドの全国モデルの開発にあたっては,立川 ら⁴⁾ による詳細分布型流出モデルによる計算結果を再 現できるようにモデルパラメータを調整した.なお,詳 細分布型流出モデルでは,ダムによる流況制御を組み 込むことができるが,全国モデルでは,自然流況の顕 著な変化を検出することを目的とし,人間活動による 水制御は流出モデルに導入しない.

(1) GCM20 出力データの概要

気象研究所による全球 20km 格子の GCM20 出力デー タが提供されている.ここでは以下の期間(各 25 年間) の気候推計データを用い,流出計算による分析結果を 示す.



- 図-1 GCM20 によって提供されるデータと詳細分布型流出モ デルと全国分布型流出モデルの関係.
 - 1979年1月-2003年12月:現在気候実験
 - 2015 年 1 月-2039 年 12 月: 近未来気候実験
 - 2075 年 1 月-2099 年 12 月: 21 世紀末気候実験

将来気候推計計算は A1B シナリオに従って温室効果 気体の濃度が設定され,GCM20 出力データとして図-1 に示すような時間単位の降水量,日単位の蒸発散量,融 雪量,流出発生量などが提供されている.

(2) 特定の流域を対象とした詳細分布型流出モデル 4)7)

詳細分布型流出モデルの空間分解能は 250m であり, 地形情報に応じて,

- 河道流追跡モデル
- 斜面流出モデル

を相互に統合することによって構成する. a)河道流追跡モデル

河道区分ごとに kinematic wave モデル

 $Q = \alpha A^m, \ \partial A/\partial t + \partial Q/\partial x = q_L \tag{1}$

を適用する . Q は河川流量 , A は通水断面積 , $\alpha = B^{-2/3} \sqrt{\sin i} / n$ で B は河道幅 , i は河道勾配 , n は河道 の粗度係数 , m = 5/3 , q_L は単位長さ当たりの側方流 入量である .

b) 斜面流出モデル⁸⁾

部分流域は勾配,落水方向,面積の情報を持つ矩形 斜面の集合となる.それぞれの矩形斜面に不飽和・飽 和中間流モデル・表面流を考慮する kimenatic wave モ デル⁸⁾を適用し,単位幅流量 *q* と水深 *h* の関係を

$$q = \begin{cases} v_c d_c (h/d_c)^{\beta} & (0 \le h \le d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) & (d_c < h \le d_s) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^m & (d_s < h) \end{cases}$$
(2)

とモデル化する.ここで *d*_c は毛管空隙に含まれる最 大水分量に対応する水深高さ,*d*_s は土壌中の最大水分 量に対応する水深高さとする . k_c は毛管空隙の飽和透水係数 , k_a は大空隙での飽和透水係数とし , $v_c = k_c i$, $v_a = k_a i$, $\beta = k_a/k_c$ とする . また i を斜面勾配 , n を地表面流 ($d_s < h$ の場合)に対する斜面の粗度係数として $\alpha = \sqrt{\sin i/n}$ である . この流量流積関係式と連続式

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r - e \tag{3}$$

を組み合わせて矩形斜面からの降雨流出を計算する.r は降雨強度, e は蒸発散強度である.モデルのパラメー タは過去に発生した洪水が再現できるように試行錯誤 的に同定する.また,計算時間を短縮するために,構 成する部分流域ごとに斜面流出モデルを市川らの手法 ⁹⁾を用いて集中化する.

(3) 日本全域を対象とした流況評価モデル

a) 全国分布型流出モデルの概要

全球数値標高モデル GTOPO30¹⁰⁾ の標高データ(空間 分解能:30秒,約1km)を用いて,日本全域を対象とした 流出モデルを構築する.図-1にGCM20によって提供さ れるデータと詳細分布型流出モデルと全国分布型流出 モデルの関係を示す.立川ら⁴⁾による分析ではGCM20 出力データとして,時間降水量,地表面に到達する日 降雨量,日蒸発量,日蒸散量,日融雪量と5種類のデー タを扱う.

本来の流出モデルへの入力はこれらの水文量である が,日本全域を対象として,75年分の連続計算を行う ためには,計算時間を減らすためにファイルアクセス回 数を少しでも減らしたい.そこで,全国分布型流出モデ ルでは GCM20 によって計算される流出発生量 (runoff generation) データを用いる.

流出発生量 (runoff generation) データとは, GCM20 によって計算される 20km グリッドごとの表面流出量と |基底流出量を合わせたものであり,降水過程を経て陸 面に到達した水分量のうち,流出に寄与する水量に相 当する.したがって,数日間の水収支を取れば,詳細分 布型流出モデルに入力する水文量の総和と流出発生量 とはほぼ一致する.ただし,GCM20の出力データの空 間分解能が 20km であるため,斜面および河道による流 出の時間遅れを物理的に考慮する必要がある.そのた めに,1km 分解能の分布型流出モデルを導入する.後 で示すが,日平均値として提供される流出発生量デー タのうち,表面流出量を時間分解能で提供される降水 量と同じ比率で時間配分したデータと日分解能で提供 される基底流出量データを足し合わせたものを,全国 分布型流出モデルへ入力した場合,詳細分布型流出モ デルで計算される流出量とほぼ同じ結果が得られるこ とを確認している.

流出計算では,斜面流出を表現するために,次の2点 を工夫している.

図-2に示すように,集水面積の閾値A₀を定め,A₀
より小さい集水面積をもつグリッドを斜面グリッ



図-2 全国分布型流出モデルの概要.

ド, *A*₀ 以上の集水面積をもつグリッドを河道グリッ ドとして区別し, それぞれ異なる粗度係数を設定 し, kinematic wave モデルにより, 流出を計算す る. これにより, 集水面積 *A*₀ の地点までは斜面流 出, 集水面積 *A*₀ の地点から下流では河道流出と考 える.

各グリッドの河幅は集水面積の関数として与える.
そのため,日本の様々な地点で河道幅と流域面積の関係を整理し,河道幅を B,集水面積を A として, B = aA^cの関係を設定し,全国共通の値として回帰係数 a,c を定めた.

詳細分布型流出モデルを用いた場合,吉野川流域 を1年分の流出計算をするのに,2.5時間程度要する (CPU:8×3.40GHz,RAM:32GBのPCを使用).全国分布 型流出モデルでは,四国全域での1年分の計算時間は3 ~4時間程度で計算することが可能である.吉野川の流 域面積が四国全域の20%程度であることから考えると, 短時間で日本全域を流出計算することが可能である. b)河道網データの作成

図-3 に北海道における河道網の作成例を示す.河道 網データとして,流下方向,標高,集水グリッド数,流 域番号の4種類の30秒間隔(約1km)のグリッドデー タを作成する.

- 流下方向は,全球数値標高モデルGTOPO30の標 高データを用いて,最急勾配法により8方位のう ちから1方向に決定する.
- 標高は,流下方向を決定する過程で,すべての流れが最終的に海へ注ぐように窪地がない状態にするため,GTOPO30の標高データを修正したものである.
- 集水グリッド数は、そのグリッドを含めて上流側に何個のグリッドがあるかという数である。
- 流域番号は、そのグリッドがどの流域に属するか を示すデータである。

以上の4つのデータをもって,流出モデルに河道網の

情報を与える.

c) モデルの再現性

最上川および吉野川で再現性を確認した詳細分布型 流出モデル⁴⁾の計算結果を参考にし,全国分布型流出 モデルのパラメータを決定した.集水面積の閾値 A₀ は 250 個,斜面グリッド,河道グリッドの粗度係数*n* はそ れぞれ 11.0m^{-1/3}s,0.03m^{-1/3}s とした.

図-4 は吉野川流域岩津地点(2,740km²)において,詳 細分布型流出モデル⁴⁾にGCM20出力データの降水量 と蒸発散量を入力に与えたときの計算結果とGCM20出 カデータの流出発生量を入力とする全国分布型流出モ デルでの計算結果を比較した図である.この場合,日 平均値で与えられる流出量発生量データをGCM20に よる時間降水量データによって時間配分している.年 間を通じた流出計算により,降水量,蒸発散量を用い た詳細分布型流出モデルと同等の精度をもった流出計 算が全国分布型流出モデルで可能であることを確認し た.また,最上川流域でも同様な結果を得た.そこで, 流出発生量データ(表面流出量)を時間降水量と同じ比 率で時間配分したデータと日平均値で提供される流出 発生量データ(基底流出量)を足し合わせたデータを入 力として,流出計算を実施する.

3. 地球温暖化時の流況シュミレーション

(1) 年最大流量の変化の可能性

3期間合計75年分の流出計算を実施し,4km分解能 で10分単位の流出計算結果を記録した.これらのデー タからすべての地点で年最大時間流量を取り出し,各 期間ごとに年最大流量の平均値と標準偏差を計算した.

図-5 に現在気候実験と近未来気候実験による年最大 流量の平均値の比率と現在気候実験と21世紀末気候実 験による年最大流量の平均値の比率を示す.近未来気 候実験の全体的な特徴として,北海道,東北地方北部, 関東,四国,九州北部で年最大流量が大きくなる傾向 があり,東北地方南部で年最大流量が小さくなる傾向 が見られる.



図-5 年最大流量の平均値の比率(左上:現在気候に対する 近未来気候との比率,右下:現在気候に対する21世紀 末気候との比率).



図-7 吉野川流域平均の日降水量 (GCM20)の発生頻度.



図-9 筑後川流域平均の日降水量 (GCM20)の発生頻度.

一方,21世紀末気候では,東北地方北部,九州地方 北部,近畿地方で年最大流量が大きくなる傾向が見ら れる.非常に興味深いのは,こうした変化が近未来気 候実験で現れる点である.東北地方では,年最大流量 は融雪期に発生する場合が多い.東北地方南部では温 暖化の進行に伴い,融雪による流量が平滑化されるた め,年最大流量が小さくなる傾向にある.一方で,東北 地方北部では,融雪期の流況の変化が小さいため,年 最大流量が現在気候とあまり変わらない.

図-6 に現在気候実験と近未来気候実験による年最大 流量の標準偏差の比率と現在気候実験と21世紀末気候 実験による年最大流量の標準偏差の比率を示す.これ らの図を見ると,東北地方北部,関東地方,四国,九 州北部で標準偏差が増加している.一般に,年最大流



図-6 年最大流量の標準偏差の比率(左上:現在気候に対す る近未来気候との比率,右下:現在気候に対する21世 紀末気候との比率).



図-8 吉野川流域岩津地点の時間流量の発生頻度.



図-10 筑後川流域瀬ノ下地点の年最大流量の発生頻度.

量の平均値が大きくなる地点ほど,年最大流量の標準 偏差が大きくなる傾向にあることが分かる.

年最大流量が大きくなる傾向が見られた四国(吉野 川流域)で,降水量と洪水流量の関係を分析した.図-7 に現在気候・近未来気候および21世紀末気候の各25 年間のGCM20の吉野川流域で平均した日降水量の発 生頻度,図-8にGCM20を入力としたときの吉野川流 域岩津地点(2,740km²)の時間流量の発生頻度を示す. 現在気候の流域平均した最大日降水量が190mmに対 し,近未来気候ではそれが340mm,21世紀末気候では 300mmであった.それに伴い,時間流量が7,500m³/s, 11,000m³/s,8,500m³/sである.近未来気候では日降水 量が340mmと現在気候・21世紀末気候より大きい.時 間流量も11,000m³/s と最も大きい.発生頻度に関して



図-11 月流量(左上:現在気候に対する近未来気候との比率,右下:現在気候に対する21世紀末気候との比率).

も分析すると,流域平均日降水量が50mm以上の発生 回数および時間流量4,000m³/sを超える頻度は近未来気 候が最も大きい.

また,図-9に現在気候・近未来気候および21世紀末 気候の各25年間のGCM20の筑後川流域で平均した日 降水量の発生頻度,図-10にGCM20データを入力とし たときの筑後川流域瀬ノ下地点(2,315km²)の年最大流 量の発生頻度を示す.現在気候25年間のうち流域平均 した最大日降水量が160mmに対し,21世紀末気候で は最大日降水量が250mmである.それに伴い,年最大 流量が3,000m³/s程度の流量が25年のうち4回発生し ている.21世紀末気候では5,000m³/s,7,000m³/s程度 の流量がそれぞれ2回発生している.最大日降水量が 160mm~250mmの増加により,筑後川流域瀬ノ下地点 では年最大流量が大きく増加している.

これらの結果から,降水量の変化により大きな流量 の変化によって現れることが分かり,流量を計算して, その変化を分析することが重要であることが分かる.

(2) 月流量の変化の可能性

北海道および東北地方について1月~4月における現 在気候に対する近未来気候との月流量の比率および現 在気候に対する21世紀末気候との月流量の比率を図-11 に示す.

近未来気候に関して,北海道の一部の地域では,1~ 2月の流量の明瞭な増加が見られる.ただし,東北地方 では1月~4月の流量の大きな変動は見られない.21 世紀末気候では,北海道の一部の地域で1月の流量が 2~3倍程度の増加が見られる.2月・3月は北海道全 域で流量が2~3倍に増加し,4月の流量は減少してい る.東北地方では,一部の地域で1月の流量の増加が 見られ,2月は多くの地域で流量の増加が見られる.ま た,東北地方のすべての地域で,3月・4月の流量は減 少する.

これらの変化を理解するために,東北地方・北海道そ れぞれの代表流域である最上川流域砂越地点(6,750km²) および石狩川流域石狩大橋地点(12,697km²)における 月流量を図-12,図-13に示す.最上川流域に関しては 立川ら⁴⁾によって計算された詳細分布型流出モデルに よる月流量も併記する.図-12を見ると,最上川流域で は,21世紀末に融雪流出のピークである4月の河川流 量が大きく減少し,時間的な変動パターンが大きく変 化することが分かる.一方で,石狩川流域(図-13)では, 1月~4月の流量は大きく増加するが,時間的な変動パ ターンは変化しない.また,観測流量と現在気候による 計算流量を比較すると,月変化のパターンはよく一致 している.したがって,GCM20の出力値は現実の水循 環の月変動パターンを十分再現できているといえる.し かし,流量の絶対量の差は大きく見られる.これらの差 の原因として観測流量が過大である,あるいはGCM20 の降水量が過小であることなどが考えられる.

図-14,図-15は最上川流域と石狩川流域のGCM20出 カデータの現在気候・近未来気候および21世紀末気候 の各25年間の年間降水量の平均値と標準偏差を示した ものである.図-14,図-15を見る限り,石狩川流域では, 年間降水量は現在気候では1,700mm,近未来気候では 1,750mmと現在気候と近未来気候では大きな変動は見 られない.しかし,21世紀末気候では1,860mmと現在 気候に比べ,160mm程度の増加が見られた.年間降雪 量は,現在気候・近未来気候および21世紀末気候とも に500mm程度であり,大きな変動は見られない.最上 川流域では,現在気候・近未来気候および21世紀末気 候ともに年間降水量は約1,700mmと大きな変動は見ら れないが,石狩川流域とは異なり,温暖化の進行に伴 い,21世紀末気候においては年間降雪量が240mm程 度の減少と降雨量の増加が見られる.

図-16,図-17は最上川,石狩川のGCM20出力デー タの月平均融雪水量を示したものである.石狩川流域 では21世紀末気候でも融雪出水のピークが4月に発生 しているのに対し,最上川流域では温暖化の進行によ り,1月~3月の融雪量が増加している.この違いが流 量の時間的な変動パターンの違いによって現れている. 北海道と東北地方では,温暖化の進行に伴う,融雪期 における河川流量の変動パターンに大きな差異が見ら れる.

4. おわりに

本研究では日本全国を対象とする 1km 空間分解能の



図-12 最上川砂越地点での月平均流量の変化.



図-14 最上川流域における年 間降水量(青:雨,緑:雪) の平均値と標準偏差.

図-15 石狩川流域における年 間降水量(青:雨,緑:雪) の平均値と標準偏差.

分布型流出モデルを構築し,気象庁気象研究所の高解 像度全球気候モデル(GCM20)の出力データを用いて, 日本全域の河川流量を計算した.計算した河川流量の 分析結果と結論を以下にまとめる.

- 近未来気候,21世紀末気候ともに年最大流量の平均値と標準偏差が大きくなる地域が現れ,それは同一の地域で大きくなる傾向にある.
- 21世紀末気候では、より大きな強度の時間、日降水量の発生頻度が大きくなる地域があり、それに伴い、洪水発生回数が大きくなる。
- 温暖化の進行により、冬季の降雨量が増加し、春季の融雪量が減少する.ただし、1月から4月の北海道・東北地方北部・東北地方南部の月流量の変動パターンに違いが現れる.
- 融雪期の月流量など,温暖化に伴う河川流況の変動パターンが地域によって異なる可能性がある.したがって,それぞれの地域にあった適応策を考える必要がある.

謝辞:本研究は文部科学省21世紀気候変動予測革新 プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端 現象の変化予測に関する研究」によって作成された気 候シミュレーションデータを用いた.また,そのサブ プログラム「流域圏を総合した災害環境変動評価(代 表:中北英一,京都大学)」および科学研究費基盤研究



図-13 石狩川石狩大橋地点での月平均流量の変化.



月平均融雪水量(最上)図-17月平均融雪水量(石系 川流域). 川流域).

(B)20360219(代表: 立川康人, 京都大学)の補助を得た.

参考文献

- 1)東博紀,大楽浩司,松浦知徳:地球温暖化による豪雨発生 頻度の変化と洪水氾濫への影響評価,水工学論文集,第 50巻,pp.205-210,2006.
- 2)藤原洋一,大手真理子,小尻利治,友杉邦雄,入江洋樹: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,第50巻,pp.367-372,2006.
- 3) 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 増田亜美加, 鈴木琢也: 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, 水文・水資源学会誌, Vol. 21(4), pp.296–313, 2008.
- 4) 立川康人, 滝野晶平, 市川 温, 椎葉充晴: 地球温暖化が最 上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について, 水 工学論文集, 第53巻, pp. 475-480, 2009.
- 5) 鬼頭昭雄ら: 超高解像度大気モデルによる将来の極端現 象の変化予測に関する研究, 21 世紀気候変動予測革新プ ログラム, 平成 19 年度研究成果報告書, 2008.
- 6) 鬼頭昭雄ら: 超高解像度大気モデルによる将来の極端現 象の変化予測に関する研究, 21 世紀気候変動予測革新プ ログラム, 平成 20 年度研究成果報告書, 2009.
- 7) 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.
- 3) 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.
- 市川 温, 小椋俊博, 立川康人, 椎葉充晴, 寶 馨: 山腹斜面 系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, 第 44 巻, pp. 145–150, 2000.
- アメリカ地質調査所 (USGS): GTOPO30, http://www1. gsi.go.jp/geowww/globalmap-gsi/gtopo30/gtopo30.html (参照日: 2009/09/30).

(2009.9.30 受付)