

気候変化が日本の河川流量に及ぼす影響の予測

立川康人¹・滝野晶平²・藤岡優子³・萬 和明⁴・キム スンミン⁵・椎葉充晴⁶

¹正会員 京都大学准教授 工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)
E-mail: tachikawa@hywr.kuciv.kyoto-u.ac.jp

²正会員 東京電力(株) 群馬支店渋川支社長野原制御所 土木保守グループ
(〒 377-1307 群馬県吾妻郡長野原町大字羽根尾字宮原 75-4)

³学生会員 京都大学大学院工学研究科修士課程 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

⁴正会員 京都大学助教 工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

⁵正会員 京都大学講師 工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

⁶正会員 京都大学教授 工学研究科社会基盤工学専攻 (〒 615-8540 京都市西京区京都大学桂 C1)

地球温暖化によって水災害の発生や水資源が変化する可能性のある流域を検出することを目的とし、日本列島全域を対象とする分布型流出モデルを構築して、将来の河川流量の変化を分析した。流出計算の入力に用いたデータは、気象庁気象研究所の全球 20km 格子大気モデル (MRI-AM20km) によって計算された現在気候実験 (1979-2003 年)、近未来気候実験 (2015-2039 年)、21 世紀末気候実験 (2075-2099 年) の気候推計情報である。主要な分析結果として以下を得た。1) 時間最大流量、日渇水流量、月平均流量のそれぞれについて、明瞭な変化が見られる流域が存在した。2) 上記の変化は日本列島全域で一様に現れるのではなく、大きな地域性が見られた。3) 近未来気候実験で上記の変化が見られ、21 世紀末気候実験では一層その変化が明瞭となる傾向にあった。

Key Words : climate change, global warming, distributed hydrologic model, Japanese basins

1. はじめに

将来の気候を推計する大気大循環モデル (GCMs, General Circulation Models) の空間分解能が著しく高解像度化し、その出力データはわが国の河川流域を対象とする水工シミュレーションモデルの入力データとしてそのまま利用できる解像度を有するようになってきている¹⁾。この気候推計情報と水工シミュレーションモデルを用いて、気候変化によって将来の水災害リスクや水資源が変化する可能性のある地域を検出し、適切な適応策を講じることが重要な課題となっている。

将来の水災害リスクの変化を評価するために、大気大循環モデルが出力する降水量を確率的に評価し、洪水リスクの変化を分析する研究がなされている²⁾。ただし、気候変化が流域の水災害や水資源に対する影響を予測するためには降水量の分析だけでは不十分であり、河川流量の変化を予測する必要がある。特に河川整備の進んだ我が国では、温暖化による河川への直接的な影響を評価し、河川整備や水工施設の運用方法の変更などの適応策を論じることが重要となる。そのためには気候推計情報を河川流量に変換する必要がある。

大気大循環モデルの出力データと水工シミュレーションモデルを組み合わせることで水災害リスクや水資源の変化を予測する方法として、

- 大気大循環モデルによって計算される降水量から対象とする水文量の現在と将来の変化比率を求め、

その比率を現在の計画降雨等に乗じて将来の降雨を想定し、それを流出モデルや氾濫モデルに用いる方法³⁾

- 大気大循環モデルによる出力値を力学的あるいは統計的にダウンスケールした上で水工シミュレーションモデルに用いて、水災害リスクや水資源の変化を分析する方法^{4),5),6)}
- 大気大循環モデルの出力値をそのまま水工シミュレーションモデルに用いて、水災害リスクや水資源の変化を分析する方法^{7),8),9),10),11),12),13)}

がある。これらはどの手法がよいというのではなく、対象とする水文現象や流域スケールに応じて組み合わせる用いたり、複数の手法を用いて結果を相互に評価すべきものである。ただし豪雨やそれに伴う洪水といった極端現象を対象として温暖化の影響を評価するためには、水工シミュレーションモデルへの入力となる水文データが適切な時空間分解能を持つ必要がある。そのため、大気大循環モデルの高解像度化が本質的に重要な意味を持つ。

気象庁気象研究所の全球 20km 格子大気モデル (MRI-AM20km)^{14),15)}の空間分解能は約 20km であり、アメダス観測網に匹敵する空間分解能となっている。全球を対象とする気候モデルとしては、現時点では世界最高の空間分解能を有する気候モデルである。佐山ら¹⁶⁾は、降雨量の流域平均スケールが洪水ピーク流量の計算値に与える影響を分析し、降雨量の空間平均スケールが

400km²(20km 格子) の場合, 流域面積が 150km² 以上であれば 3km 空間分解能のレーダー雨量とその流域平均降雨を用いたときの計算ピーク流量の差異は, レーダー雨量を用いて得たピーク流量の 1 割程度という結果を得た. この結果からすれば, 20km 格子の GCM 出力降雨データは日本の河川流域を対象とした流量変化の分析にそのまま用いることができるスケールであることがわかる.

Hirabayashi *et al.*⁷⁾は全球を対象として将来の河川流量を 1 度格子の空間分解能で計算し, 温暖化時の流量の変化を分析した. こうした分析を中小河川が解像できるスケールで日本列島全体を対象として行い, 地域ごとの変化特性を把握することが重要である. そのため筆者らは日本列島全域を対象とする 1km 格子の分布型流出モデルを構築して MRI-AM20km の出力データを用いた流出計算を実施し¹³⁾, その計算結果を用いて洪水発生の変化に着目した分析を行った¹⁷⁾.

本論ではさらに時間流量, 日流量, 月流量の変化を分析し, 洪水や渇水の発生, 水資源の変化が現れる流域を全国的に検出することを目的とする. **2.** では分析に用いる大気大循環モデルの出力データとここで用いる流出モデルとの関係を述べる. **3.** では日本列島全域を対象とする分布型流出モデルの構成を示す. **4.** では日本列島全域の温暖化時の流出シミュレーション結果をもとに洪水発生の変化を念頭において時間最大流量を分析する. **5.** では水資源の変化に着目して月流量を, **6.** では渇水発生の変化に着目して日渇水流量を分析する. **7.** は結論である.

2. 流量評価に用いる MRI-AM20km 出力データと流出モデル

将来気候の推計計算は, 温室効果ガス排出量の変化シナリオ¹⁸⁾に従って温室効果ガスの濃度の時間変化が設定され, その条件のもとで将来の気候が予測される. 気象庁気象研究所の全球 20km 格子大気モデル (MRI-AM20km) は A1B シナリオに従って温室効果気体の濃度変化が設定されており, 以下の期間のデータが提供されている.

- 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

図-1 に流出計算に用いる MRI-20km 出力データを示す. MRI-AM20km の陸面過程には SiB モデルが導入されており, この陸面過程モデルによって蒸発散量, 融雪量, 表面流出量と基底流出量が計算される.

筆者らは二種類の流出モデルを目的に応じて使い分ける. 一つは本論で用いる全国分布型流出モデル¹³⁾で

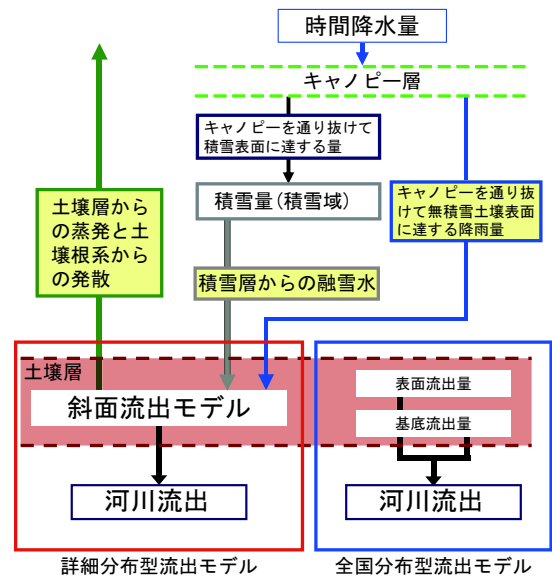


図-1 MRI-20km によって提供されるデータと詳細分布型流出モデルおよび全国分布型流出モデルの関係

あり, もう一つは流域ごとにできるだけ実際の流出現象を再現しようとする詳細分布型流出モデル^{8),19),20)}である. 全国分布型流出モデルの役割は, 日本列島全域を対象として自然状態での流出計算を実施し, 河川流量が変化する可能性のある流域を検出することである. 詳細分布型流出モデルでは, 流量変化が検出された流域を対象として, 流況制御を含めて, より詳細な分析を実施することを想定している.

詳細分布型流出モデルは, 流域地形を高空間分解能の標高データで表現し, 不飽和部の流れを考慮した流量流積関係式を用いてキネマティックウェーブモデルにより流出量を計算する. 温暖化流出計算でのこの流出モデルへの入力値は, キャノピー層を通り抜けて無積雪土壌表面に到達する降雨量, 積雪層からの融雪量, 土壌表面および根系から吸収される蒸発散量である⁸⁾. これらのデータは日平均値が提供されている. 日単位の降雨量をそのまま流出モデルに与えると時間単位で見た洪水ピーク流量を再現できない. そこで無積雪土壌表面への日降雨量を P_d , キャノピー層への時間降水量を $P_{c,i}$ ($i = 1, \dots, 24$ は時間を表す添え字) として, P_d を次式により時間配分した土壌表面への時間降雨量

$$P_i = \left(P_{c,i} / \sum_{j=1}^{24} P_{c,j} \right) P_d, \quad i = 1, \dots, 24 \quad (1)$$

を詳細分布型流出モデルに与える.

全国分布型流出モデルでは, 日本列島全域の流出計算を少しでも計算負荷を減らして実施するために, MRI-20km が出力する日平均の表面流出量と基底流出量データを用いてファイルアクセス数を減らす. なお, 洪水ピーク流量を再現するために, キャノピー層への時間

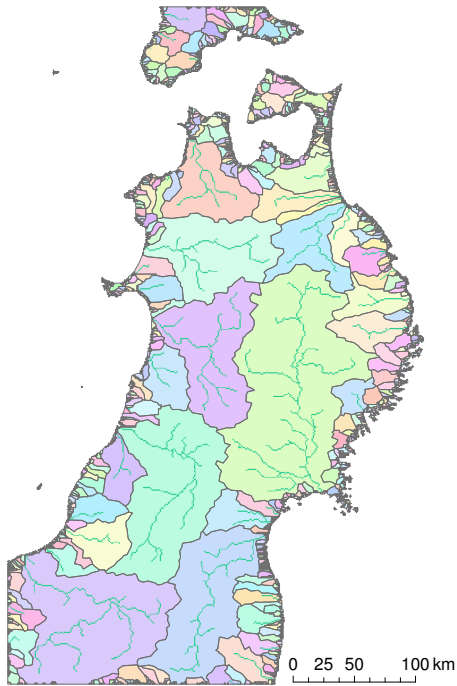


図-2 東北地方における河道網の作成例

降水量を用いて、式(1)と同様に表面流出量を時間配分する。次章で示すように全国分布型流出モデルによる計算結果が、詳細分布型モデルと同様の計算結果となるようにモデルパラメータを調整する。

MRI-AM20km の出力データが持つ統計的特性と実際の観測データによるそれとが一致するとは限らないため、何らかの手法によってこの違いを取り除いた後で流出計算に用いることが考えられる。ただし、現在気候実験データと観測データを用いてこの違いを補正する手法を得たとしても、それが将来のデータ補正に適用できる保証はない。そこで MRI-AM20km 出力データの補正は行わず、MRI-AM20km 出力データの現在気候と将来気候の違いによる流量変化を捉え、一部現在気候に対する観測値と計算値との相違を見た上で、将来発生する可能性のある流量変化を考察する。

3. 日本列島全流域を対象とする分布型流出モデル

日本列島全域を対象とする 1km 空間分解能のグリッド型の分布型流出モデルを構成し、キネマティックウェーブモデルを用いて MRI-AM20km による出力データを河川流量に変換する。全国分布型流出モデルでは自然流量の顕著な変化が現れる可能性のある流域を検出することを目的とし、ダムによる流水制御や取排水などの効果は流出モデルに導入しない。

(1) 全国分布型流出モデルの構成

全球数値標高モデル GTOPO30²¹⁾ の標高データ (空間分解能 30 秒, 約 1km) を用いて、グリッドごとに周り 8 方向のうちの最急勾配方向を流水方向と定め、それによって一次的に流れを追跡する。流れの追跡に当たっては、流域ごとに計算するのではなく対象領域を含む矩形範囲を設定し、左上角のグリッドから順に計算を進める。このとき、計算対象のグリッドに上流から接続するグリッドがあればその流出計算が終了しているかどうかを確認し、終了していれば上流グリッドからの流出量を上流側の境界条件として計算を進め、終了していなければそのグリッドの計算はせずに次のグリッドに進む。すべてにグリッドの計算が終了するまでこの手順を繰り返し、終了すれば次の時間ステップの計算に進む。

図-2 は流水方向データを用いて東北地方の流域を示した例である。人工的な流水方向の変更や低平地で流水方向が適切に定められない場合は、地形図を参照しながら流水方向データを手作業で修正した。この流水方向に従って、キネマティックウェーブモデルを用いて流れを追跡する。連続式 (2) と運動式 (3) は

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \quad (2)$$

$$Q = \alpha A^m, \alpha = \frac{\sqrt{i_0}}{n} \left(\frac{1}{B} \right)^{2/3}, m = 5/3 \quad (3)$$

である。ここで t は時間座標, x は流水方向に沿った空間座標, A は通水断面積, Q は流量, q_l は流れ方向の単位幅当たりの横流入強度, i_0 は標高データから得られる地形勾配であり、モデルパラメータは等価粗度 n と流路幅 B である。

横流入強度 q_l には MRI-20km が出力する日表面流出量を時間単位に分解した値と基底流出量の和を与える。次節で示すが、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表面流出量データに基底流出量データを足し合わせた値を全国分布型流出モデルに入力した場合、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。

この全国分布型流出モデルは詳細な流況の再現と予測を目的とするのではなく、GCM 出力を河川流量に変換して流量が変化する場合の可能性がある流域を検出することを目的としている。個々の流域でのモデルパラメータを同定することは困難なため、以下の方式により、すべての流域のモデルパラメータ値を設定する。等価粗度 n は集水面積の閾値 S_0 を定め、それより小さい集水面積をもつグリッドを斜面グリッド、それ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て、異なる等価粗度の値を設定する。最上川と吉野川で再現性を確認した詳細分布型流出モデル⁸⁾の計算結果に

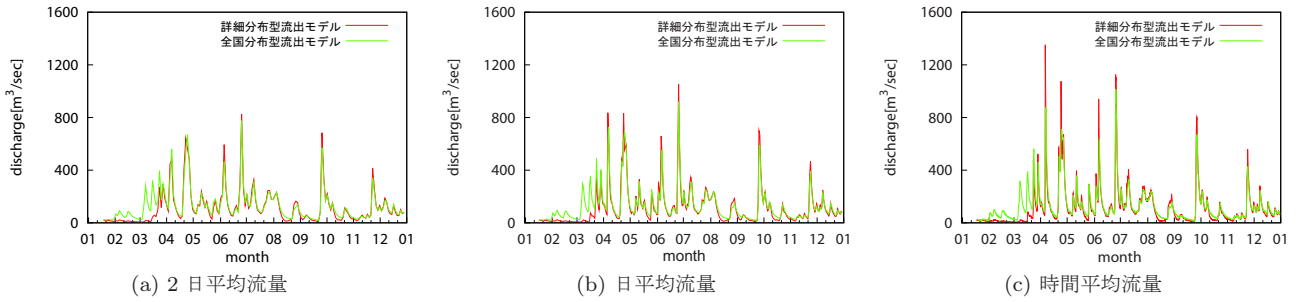


図-3 全国分布型モデルと詳細分布型モデルの計算流量の比較

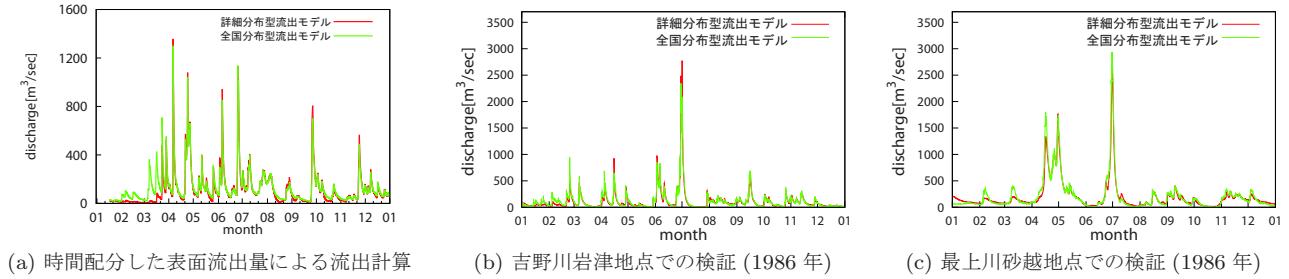


図-4 全国分布型流出モデルの再現性の確認

適合するようにパラメータ値を決定し、集水面積の閾値 S_0 を 250 グリッド (約 250km²)、斜面グリッドおよび河道グリッドの等価粗度 n をそれぞれ 11.0m^{-1/3}s、0.03m^{-1/3}s とした。流路幅 B は集水面積 S の関数として与えた。日本の主要河川の様々な観測地点で流路幅と集水面積の関係を整理して、 $B = aS^c$ 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、吉野川流域の1年分の流出計算を実行するために、2.5時間程度要する (CPU として 8 core 3.40GHz, RAM として 32GB の電子計算機を使用した場合)。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%程度であることを考えると、全国分布型流出モデルは詳細分布モデルの1/4程度の計算量であり、より短時間での流出計算が可能となる。

(2) 全国分布型流出モデルの計算結果の評価

全国流出モデルによる計算流量と詳細分布型流出モデルによる計算流量を比較した結果を、吉野川流域 (岩津地点 2,740km²) を例に示す。MRI-20km の日平均の表面流出量と基底流出量を足し合わせた値を入力データとして全国分布型流出モデルを用いて計算した流量と、時間分解した降雨量、融雪量、蒸発散量を入力データとして詳細分布型モデルを用いて計算した流量を比較した。図-3(a)(b)(c) は 1979 年の MRI-20km 出力データを用い、それぞれ 10 分単位で出力した流量計算結果

から 2 日平均値、1 日平均値、1 時間平均値を計算した後に比較した図である。 q_J, q_D を全国分布型流出モデルと詳細分布型流出モデルの計算流量、 N をデータ数として、両者の違いを

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (q_J(i) - q_D(i))^2} \quad (4)$$

で評価すると、年間で 2 日平均値では 47.6m³/s、1 日平均値では 52.2m³/s、1 時間平均値では 59.2 m³/s であった。年間平均での違いは約 50m³/s であるが、時間単位で見たピーク流量の違いは最大で約 500m³/s ある。

このままでは時間単位でピーク流量を評価できないため、式 (1) のように表面流出量をキャノピー層への時間降水量データの時間比率で時間配分し、それに基底流出量を足し合わせたデータを全国分布型流出モデルの入力データとした。これによる時間流量を図-4(a) に示す。式 (4) の ε の値は 47.5m³/s となり、ピーク流量の違いは最大で約 50m³/s に減少した。そこで全国分布型流出モデルの入力データには、以降このデータを用いる。図-4(b)(c) は同じモデルパラメータの値を用い、1986 年の年間の MRI-20km データを入力とした場合に、吉野川同地点と最上川 (砂越地点, 6,500km²) での詳細分布型流出モデルと全国分布型流出モデルとの計算結果の違いを示したものである。両流域とも全国分布型流出モデルと詳細分布型流出モデルによる計算結果はほぼ同じであることが確認できる。

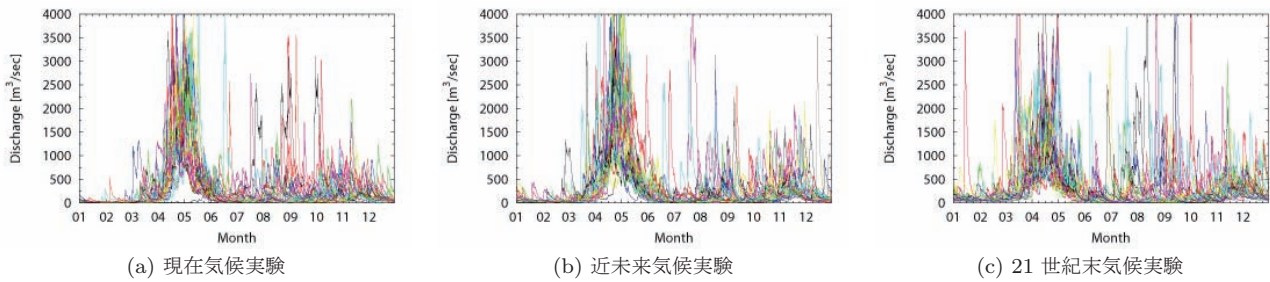


図-5 石狩川流域 (石狩大橋地点, 12,697km²) における流出シミュレーション結果

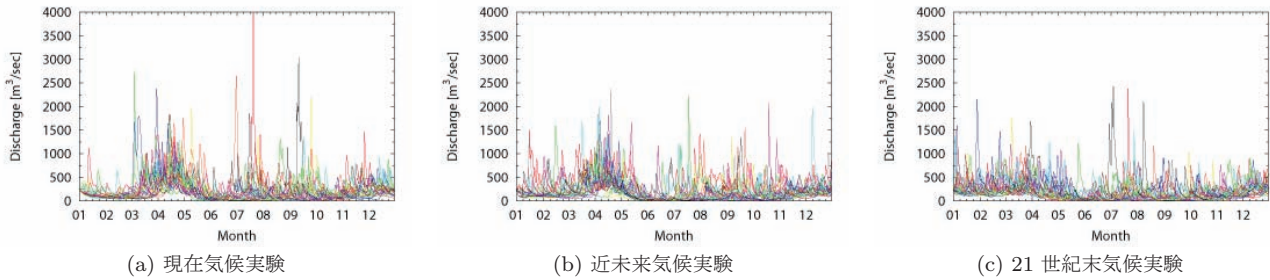


図-6 最上川流域 (砂越地点, 6,500km²) における流出シミュレーション結果

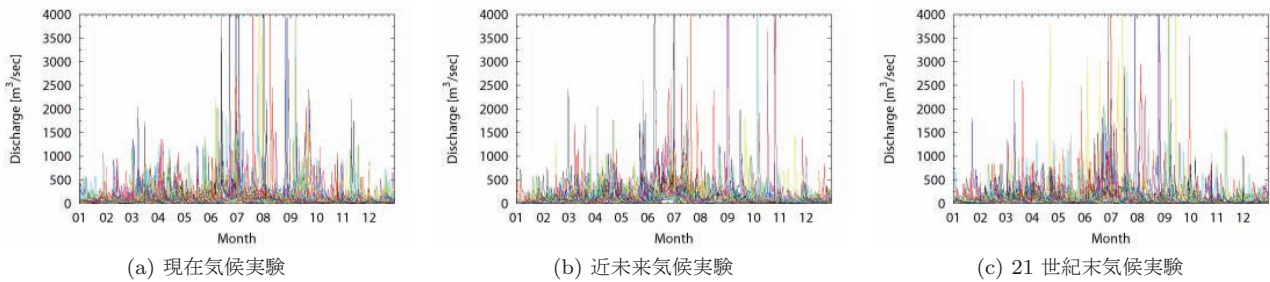


図-7 吉野川流域 (岩津地点, 2,740km²) における流出シミュレーション結果

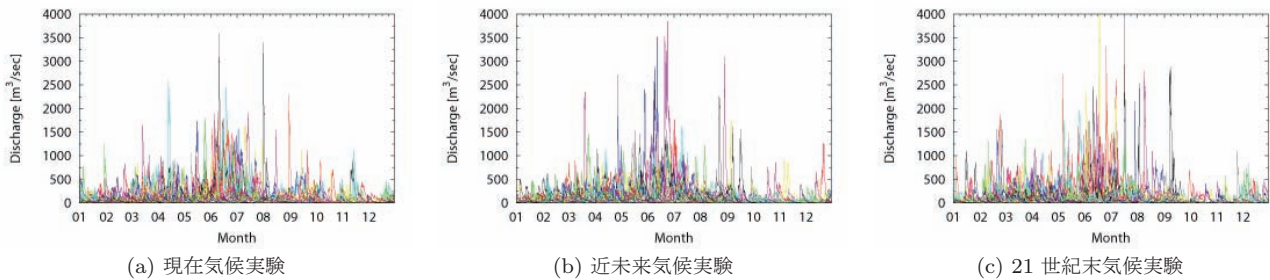


図-8 筑後川流域 (瀬ノ下地点, 2,315km²) における流出シミュレーション結果

4. 時間流量の変化の分析

(1) 全国的に見た洪水の発生強度・頻度の変化

全国分布型流出モデルによる現在気候実験, 近未来気候実験, 21 世紀末気候実験の 3 期間合計 75 年分の流出計算を 1km 空間分解能で実施し, 約 4km ごとに 1 時間平均値の流出計算結果を記録した. それぞれの地域の主要な河川での流出シミュレーション結果を図-5~図-8 に示す. それぞれ石狩川流域 (石狩大橋地点, 12,697km²), 最上川流域 (砂越地点, 6,500km²), 吉野川流域 (岩津地点, 2,740km²), 筑後川流域 (瀬ノ下

地点, 2,315km²) の流出シミュレーション結果を取り出して表示したものであり, 各実験期間 25 年分のハイドログラフを重ねて示している.

これらのデータから全国の各地点で年最大時間流量を取り出し, 洪水の発生強度・頻度の変化を分析する. 図-9 は各期間ごとにすべての地点で年最大時間流量の平均値と標準偏差を計算し, その空間分布を示したものである. それぞれ左上図は現在気候実験に対する近未来気候実験の変化比率, 右下図は現在気候実験に対する 21 世紀末気候実験の変化比率である. 全体的な特徴として, 北海道, 東北地方北部, 近畿地方南部, 四

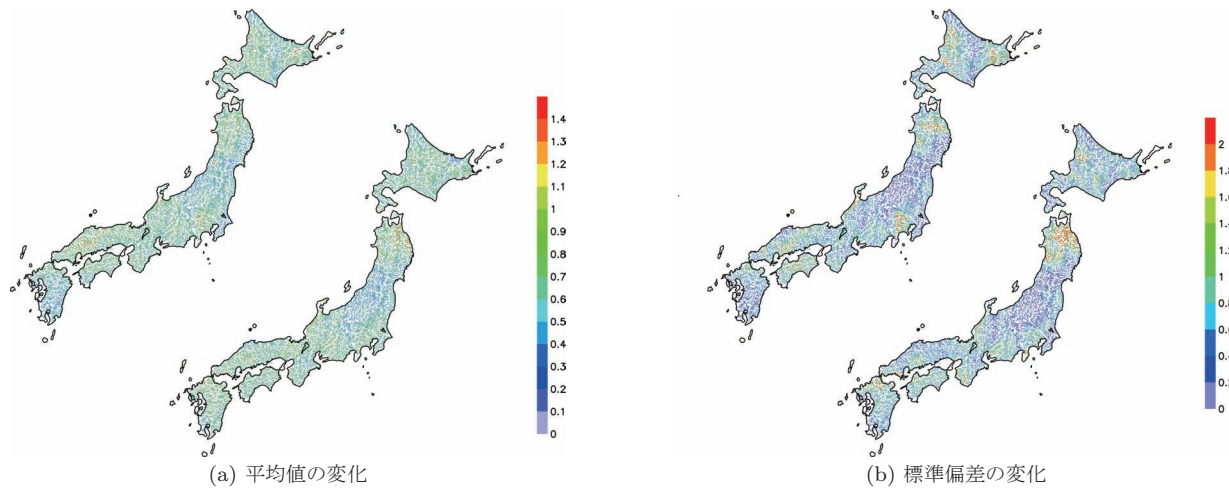


図-9 年最大時間流量の変化 (左上:現在気候実験に対する近未来気候実験の変化比率, 右下: 現在気候実験に対する 21 世紀末気候実験の変化比率)

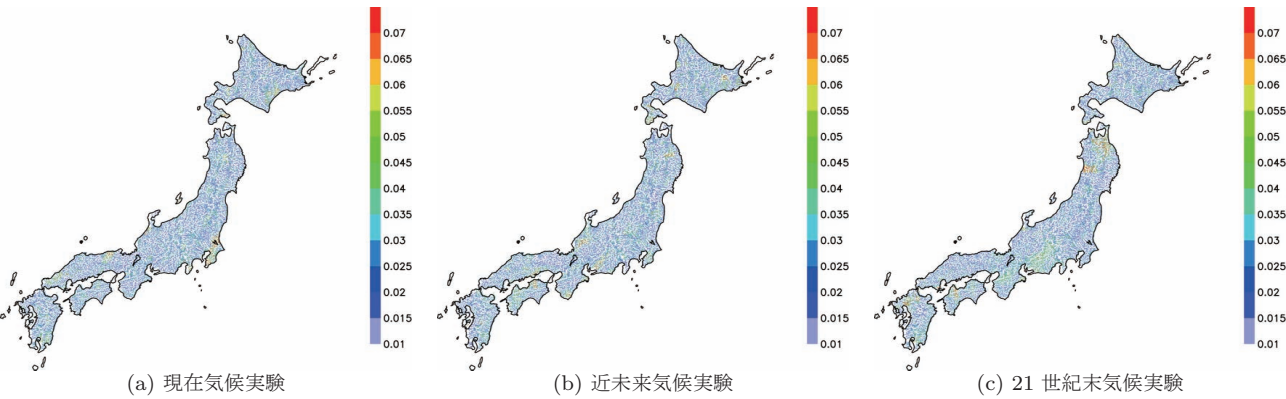


図-10 年最大時間流量に一般化極値分布を当てはめたときの SLSC による適合度の評価

国地方、九州地方北部で年最大時間流量の平均値が大きくなり、東北地方中・南部の日本海側や北信越地方では小さくなる傾向がある。図-6 に示す東北地方中・南部の日本海側に位置する最上川流域の流量の計算結果にも、この特徴が表れている。この地域は一般に年最大流量が融雪期に発生し、温暖化の進行に伴って積雪・融雪量が減少するため年最大流量が小さくなる傾向にある。これについては、5. で詳しく分析する。

こうした変化の兆候は近未来気候実験に現れ、21 世紀末気候実験ではこの傾向がより明瞭となる。図-9(b) は年最大時間流量の標準偏差の変化比率である。一般に年最大流量の平均値が大きくなる地点ほど、その標準偏差も大きくなる傾向にある。これは同じ再現期間であれば、それに対応する確率年最大流量がより大きくなることを意味しており、そうした流域では洪水リスクが増大する可能性があることを示唆している。

次に、計算結果を残した約 4km ごとのすべての地点で、各実験ごとに年最大時間流量に対して一般化極値 (GEV) 分布を当てはめた。母数の推定には PWM 法を

表-1 年最大流量に GEV 分布を適用したときの適合度

実験	現在気候	近未来気候	21 世紀末気候
石狩川石狩大橋地点 (12,697km ²)			
SLSC	0.065	0.032	0.037
COR	0.942	0.986	0.980
最上川砂越地点 (6,500km ²)			
SLSC	0.024	0.048	0.036
COR	0.996	0.967	0.980
吉野川岩津地点 (2,740km ²)			
SLSC	0.022	0.048	0.038
COR	0.995	0.963	0.977
筑後川瀬ノ下地点 (2,315km ²)			
SLSC	0.028	0.035	0.038
COR	0.989	0.982	0.989

用いた。適合度の指標として SLSC (標準最小 2 乗規準) を計算した結果を図-10 に示す。また、表-1 に代表的な地点での SLSC および COR (標本クオントイルと当てはめた GEV 分布による理論クオントイルとの相関係数) の値を示す。SLSC が 0.06 以上を示す地点もあるが、ほとんどの地点で 0.02~0.04 程度である。COR の値も 0.98 以上の地点が多く、概ね適合度は高い。

図-11 は当てはめた GEV 分布を用いて各期間ごとに再現期間 100 年の年最大時間流量を求め、その変化

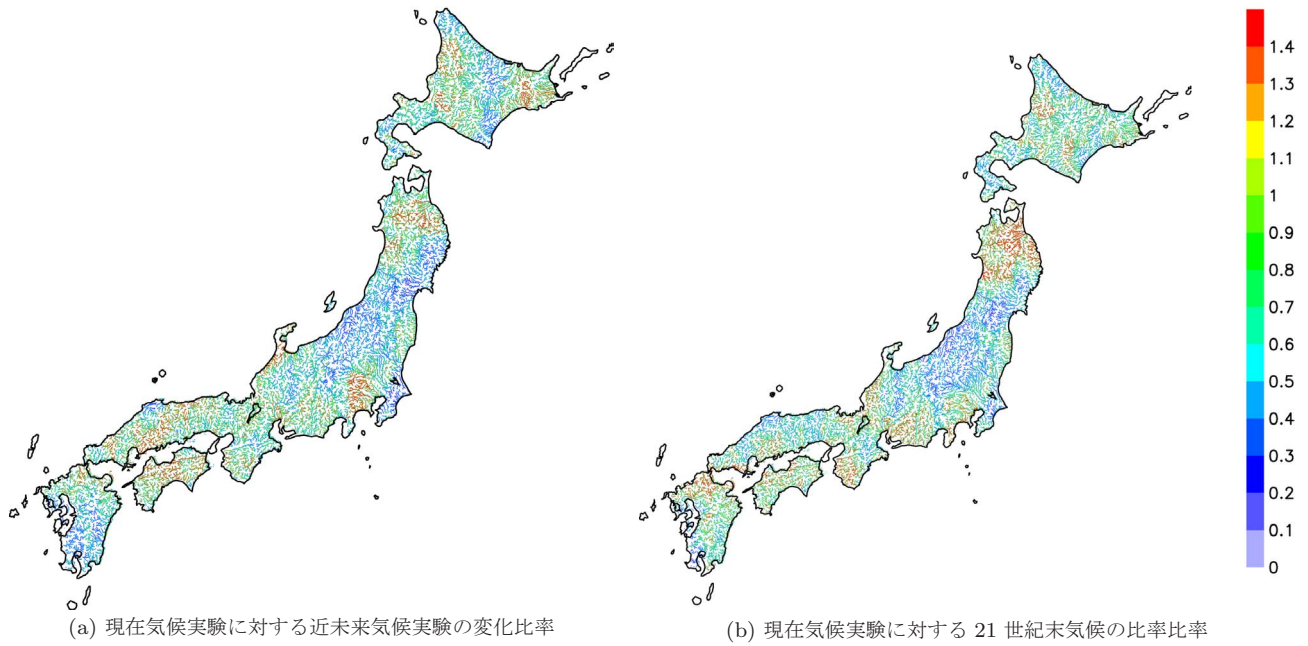


図-11 日本列島全域の 100 年確率年最大時間流量の変化

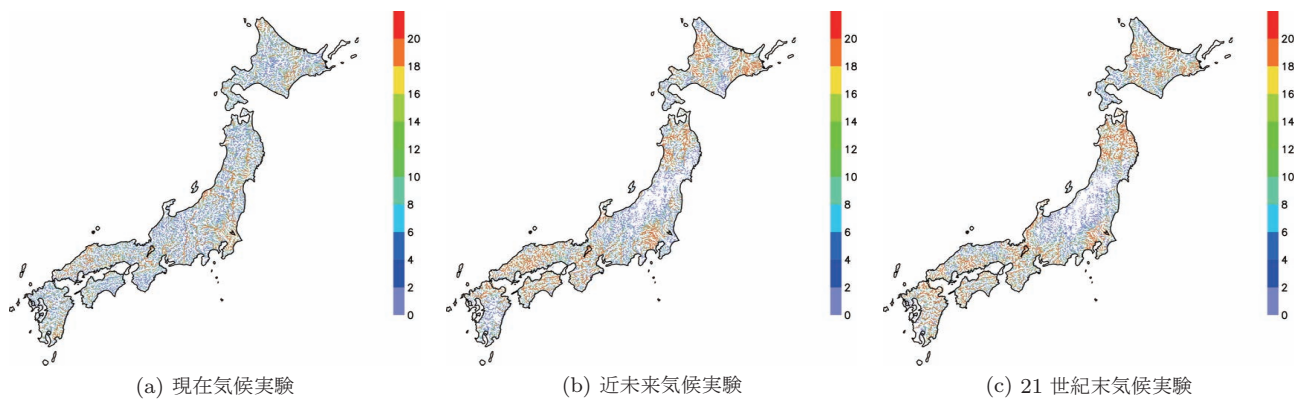


図-12 現在気候実験での 10 年確率年最大時間流量を超える時間流量の発生回数

比率を示した図である。図-9 に示した年最大時間流量の標準偏差の変化比率とほぼ同様の空間分布パターンを示しており、北海道、東北地方北部、近畿地方南部、四国地方、九州地方北部で 100 年確率年最大時間流量が大きくなり、東北地方中・南部や北信越地方でその値が小さくなっている。その傾向は 21 世紀末気候実験でより明瞭に表れる傾向にある。

図-12 は各実験期間のすべての時間流量データの中で、現在気候実験での 10 年確率年最大時間流量を超える時間流量の発生回数を示した図である。洪水規模が大きくなる東北地方北部や西日本、九州地方北部で洪水の発生頻度が多くなり、現在気候実験、近未来気候実験、21 世紀末気候実験の順に洪水の発生頻度が増加している。逆に東北地方中・南部や北信越地方では減少し、現在気候での 10 年確率年最大時間流量を 1 回も

超えない地点が現れる。このように年最大時間流量の変化は大きな地域差が見られる。

これらの変化傾向は高々 25 年間のデータから得られた結果であり、サンプル数の少なさによる不確かさは避けられない。推定値の不確かさを評価するためにジャックナイフ推定誤差を求めた。図-13 は 100 年確率年最大時間流量のジャックナイフ推定誤差をジャックナイフ推定値の比として示したものである。流量変化の大きなところは推定誤差が大きくなっていることに注意する必要がある。

(2) 地域的に見た洪水の発生強度・頻度の変化

図-9、図-11 で年最大時間流量が大きくなる傾向が見られた北海道、四国地方、九州地方北部と年最大流量が小さくなる傾向が見られた東北地方中・南部に着

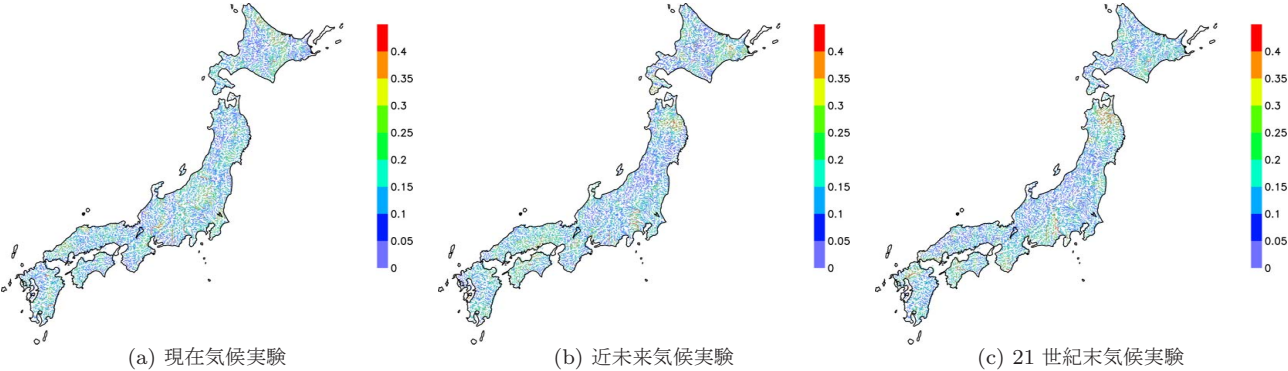


図-13 ジャックナイフ法による 100 年確率年最大時間流量の推定精度

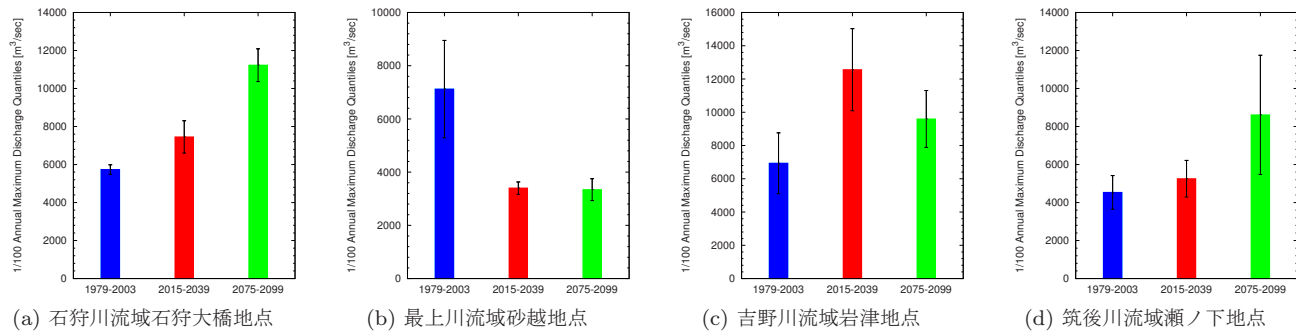


図-14 100 年確率年最大時間流量のジャックナイフ推定値と推定誤差

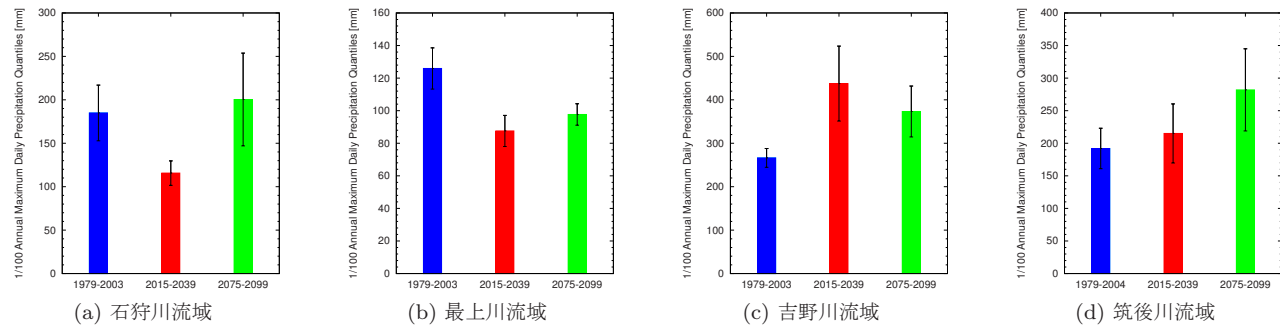


図-15 100 年確率年最大日降水量のジャックナイフ推定値と推定誤差

目し、石狩川流域 (石狩大橋地点, 12,697km²), 最上川流域 (砂越地点, 6,500km²), 吉野川流域 (岩津地点, 2,740km²), 筑後川流域 (瀬ノ下地点, 2,315km²) の計算結果を取り出して流量の変化を分析した. 図-14 は現在気候実験, 近未来気候実験, 21 世紀末気候実験の 100 年確率年最大時間流量のジャックナイフ推定値であり, ジャックナイフ推定誤差を合わせて示す. また, 図-15 に GEV 分布による流域平均の 100 年確率年最大日降水量のジャックナイフ推定値とその推定誤差を示す. 表-2 はその適合度を示したものである.

吉野川流域での 100 年確率年最大時間流量は, 近未来気候実験では約 1.8 倍, 21 世紀末気候実験では 1.4 倍に増加して約 10,000m³/s, 筑後川流域では近未来気候

表-2 年最大日降水量に GEV 分布を適用したときの適合度

実験	現在気候	近未来気候	21 世紀末気候
石狩川流域			
SLSC	0.031	0.026	0.031
COR	0.985	0.991	0.985
最上川流域			
SLSC	0.044	0.030	0.039
COR	0.970	0.988	0.980
吉野川流域			
SLSC	0.043	0.035	0.041
COR	0.976	0.984	0.972
筑後川流域			
SLSC	0.035	0.036	0.030
COR	0.982	0.981	0.987

実験で約 1.1 倍, 21 世紀末気候実験では約 1.9 に増加して約 9,000m³/s となった. これらは 図-15 に示すように短時間降水量の増加が原因である.

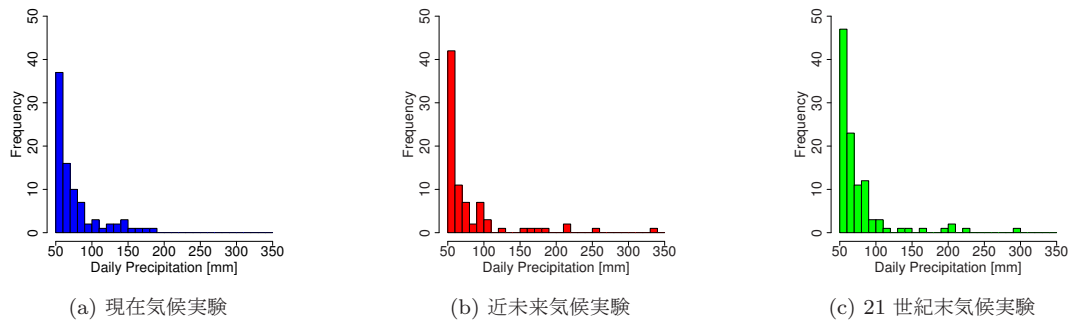


図-16 吉野川流域の流域平均日降水量の発生頻度

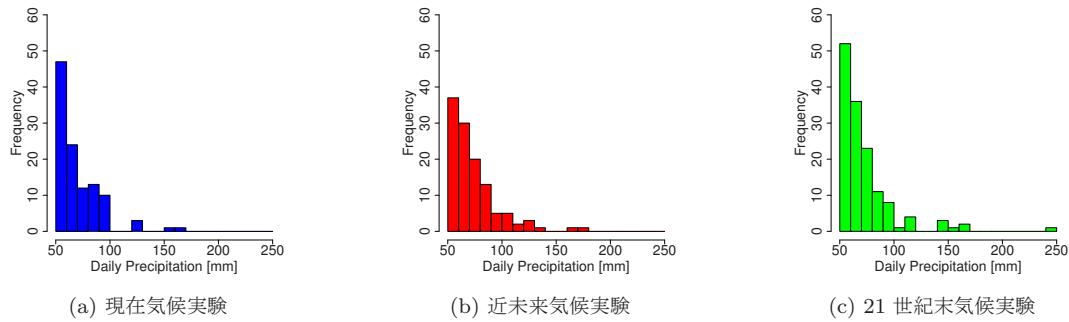


図-17 筑後川流域の流域平均日降水量の発生頻度

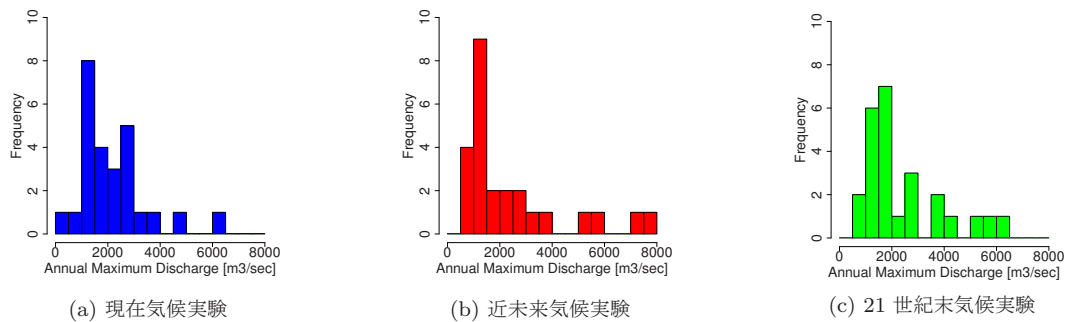


図-18 吉野川流域岩津地点の年最大時間流量の発生頻度

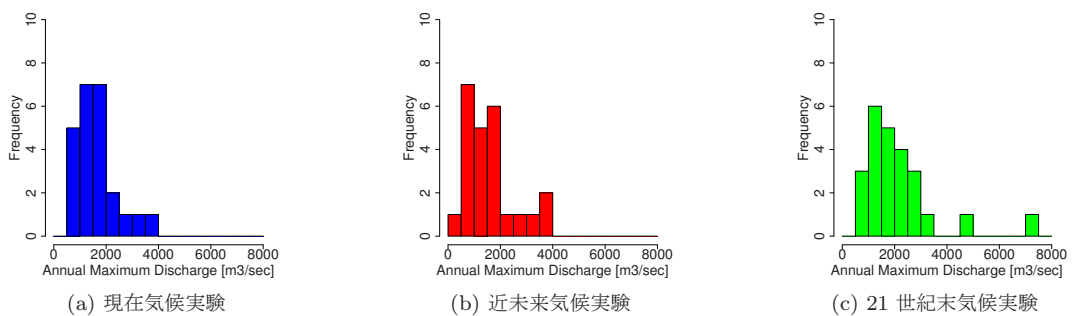


図-19 筑後川流域瀬ノ下地点の年最大時間流量の発生頻度

吉野川流域と筑後川流域を対象とし、流域平均の日降水量が 50mm 以上の場合のそれぞれの実験期間 25 年のヒストグラムを 図-16, 図-17 に示す。図-18, 図-19 は吉野川流域岩津地点と筑後川流域瀬ノ下地点での年最大時間流量のヒストグラムである。吉野川流域では現在気候実験での流域平均した最大日降水量が 190mm

であるのに対し、近未来気候実験では 340mm, 21 世紀末気候実験では 300mm であった。これに伴い近未来気候実験, 21 世紀末気候実験の年最大流量は現在気候より増大している。同様の傾向は筑後川流域でも見られる。吉野川流域で近未来気候実験での年最大流量が 21 世紀末実験よりも大きいのは、超大型の熱帯低気圧

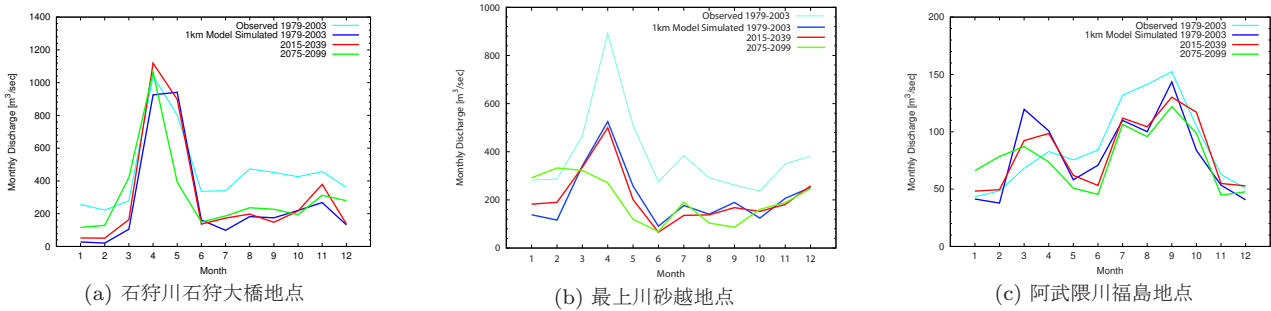


図-20 北日本の代表的な地点での月平均流量の変化

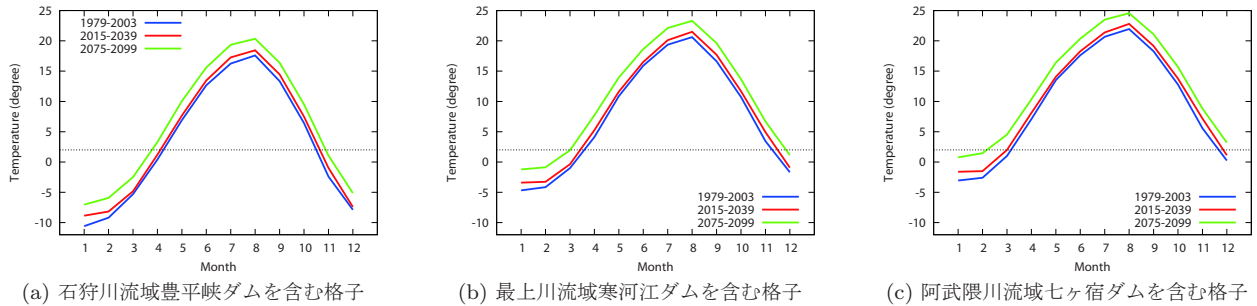


図-21 北日本での代表的な地点での月平均気温の変化

がこの期間に同流域を通過したためである。

図-14(c)(d), 図-15(c)(d)に示すように, 吉野川流域と筑後川流域では100年確率年最大時間流量と100年確率年最大日降水量に変化パターンは一致する。しかしそれらの増加率は同じではない。吉野川流域では近未来気候実験において100年確率年最大日降水量の増加率が1.7倍, 100年確率年最大時間流量の増加率が1.8倍, 筑後川流域においては21世紀末気候実験において100年確率降水量の増加率が1.6倍, 100年確率流量の増加率が1.9倍である。極端に降水強度が増加すると, 河川流量の増加率は降水量の増加率よりも大きな値を示すことに注意する必要がある。

次に積雪・融雪による流出が卓越する石狩川流域と最上川流域を分析する。図-14(a)(b)に示すように, 石狩川流域では現在気候実験の100年確率年最大ピーク流量が近未来気候実験では約1.3倍, 21世紀末気候実験では約2倍に増加し約11,000m³/sとなった。一方で最上川流域では現在気候実験に対し, 近未来気候実験と21世紀末気候実験では約0.4倍に減少した。これらは, 共に温暖化の進行により積雪・融雪の状況が大きく変化するためである。ただし, 石狩川流域と最上川流域では積雪・融雪の状況が異なるため, 変化パターンは異なる, また, これらの流域では, 吉野川流域や筑後川流域と異なり100年確率年最大時間流量と100年確率年最大日流量の変化パターンは対応しない。

図-20に石狩川流域(石狩大橋地点 12,697km²), 最上川流域(砂越地点 6,750km²)および阿武隈川流域(福

島地点 5,390km²)の各期間平均の月流量の計算値を示す。現在気候実験の期間に対しては, 観測月平均流量を合わせて示す。現在気候実験の期間の観測月平均流量と計算月平均流量とを比較すると, 月変化のパターンはよく対応している。石狩川流域では21世紀末実験の5月の河川流量が大きく減少し, 1月から4月の流量が増加する。これに伴い, 現在気候実験では5月に表れていた最大月流量が近未来実験, 21世紀末実験では4月に発生し流量も増加する。最上川流域では, 21世紀末気候実験の4月の河川流量が大きく減少し, 1月から3月の流量が増大して明瞭な月流量の変化が見られなくなる。東北地方南部の阿武隈川流域では, 1月から3月の流量が平滑化される傾向は最上川流域と同様であるが, 最上川流域ほどの大きな変化はない。この変化の原因については次章で分析する。

5. 月流量の変化の分析

融雪流出の変化に着目し, 月流量の変化を分析する。MRI-20kmが出力するそれぞれの流域の月平均気温, 月融雪量, 月降水量, 月降雪量を図-21, 図-22, 図-23, 図-24に示す。石狩川流域では温暖化の進行によって4月の融雪量が増加する。また, 北海道では4月の月降水量に大きな変化はないが, 21世紀末実験では降雪量が大きく減少する。つまり4月の降雨量が増加する。これらの結果, 石狩川流域では4月に発生する洪水ピーク流量が増大する。これは, 図-21(a)において, 4月

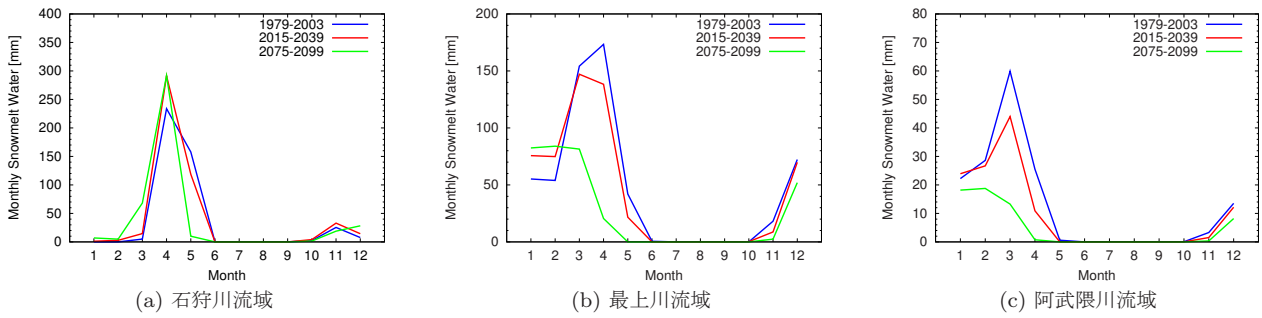


図-22 月平均融雪量の変化

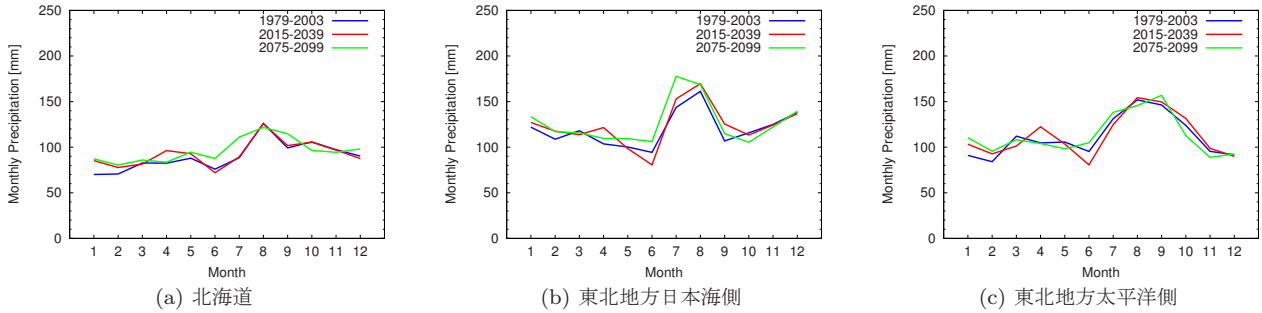


図-23 北海道および東北地方における月降水量の変化

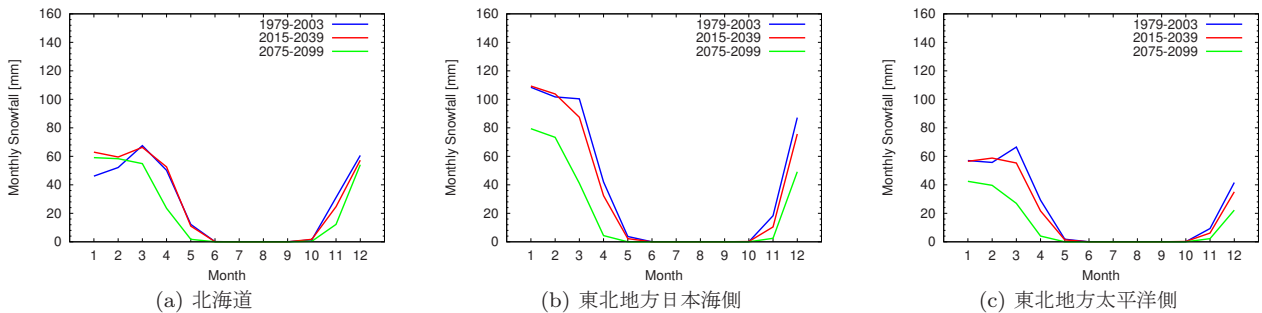


図-24 北海道および東北地方における月平均降雪量の変化

の月平均気温が降雪と降雨の判断指標となる2度を上回ることでよく対応している。一方で、東北地方中・南部の月流量は、温暖化の進行に伴い、すべての月で積雪・融雪量が減少する。最上川流域では21世紀末気候実験において3月に月平均気温が約2度となり、3月中に融雪がほぼ終了してしまう。そのため観測値および現在気候実験では4月に月流量が最大となるが、21世紀末実験では1月から3月の流量が増加し、4月の流量が大きく減少する。阿武隈川でも同様の変化が見られるが、積雪・融雪量が最上川流域よりも小さいため、変化量は小さい。

図-25に1月から4月の現在気候実験に対する近未来気候実験の月流量の変化比率、および現在気候実験に対する21世紀末気候実験の月流量の変化比率を示す。1月の月流量を比較すると、近未来気候実験では北海道の一部で流量の増加傾向が見られるが、東北地方では変化は見られない。21世紀末気候実験では北海道全域

で流量が2～3倍大きくなり、東北地方でも増加する。2月の月流量を比較すると、近未来気候実験では北海道で3倍近く流量が増加する地域が見られる。21世紀末気候実験ではこの傾向がさらに強まり、東北地方でも全域で増加する。3月は近未来気候実験では北海道では2～3倍近く増加しているが、東北地方では減少する。また、4月になると、北海道・東北地方ともに減少する。このように積雪域では温暖化の進行に伴い、1月から3月の流量の増加がみられる。また最上川流域など気温変化が積雪・融雪に大きく影響する流域では流量の平滑化が見られる。

図-26は各実験の25年間の年最大月流量が融雪期(1月～5月)に発生した回数を数えた図である。特に北海道北部、東北地方中・南部日本海側と北陸地方、信越地方において、現在気候実験、近未来気候実験、21世紀末実験の順に回数の減少が見られる。これは図-20の最上川流域の月流量の変化に表れているように、冬季

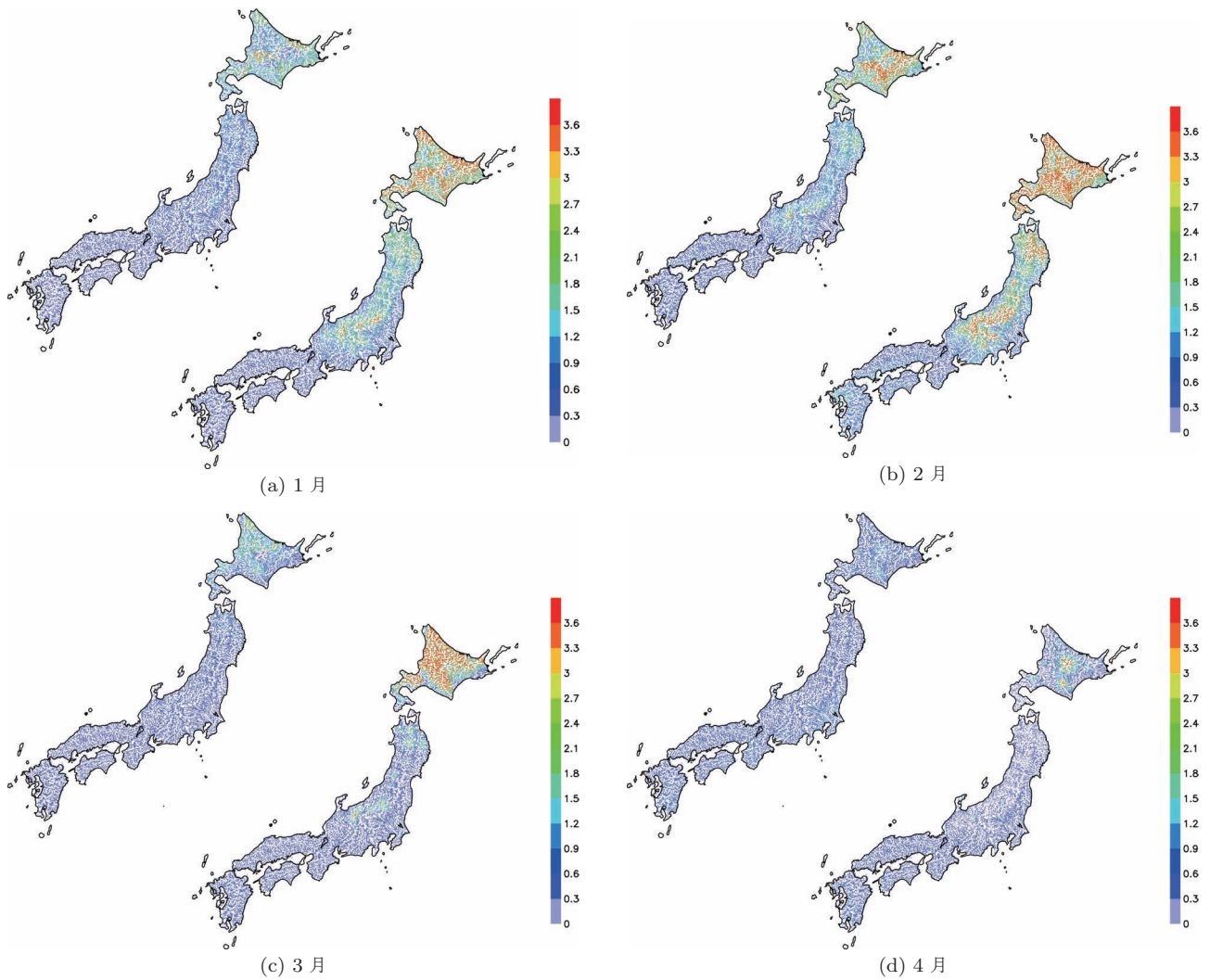


図-25 月流量の変化 (左上:現在気候実験に対する近未来気候実験の変化比率, 右下:現在気候実験に対する 21 世紀末気候実験の変化比率)

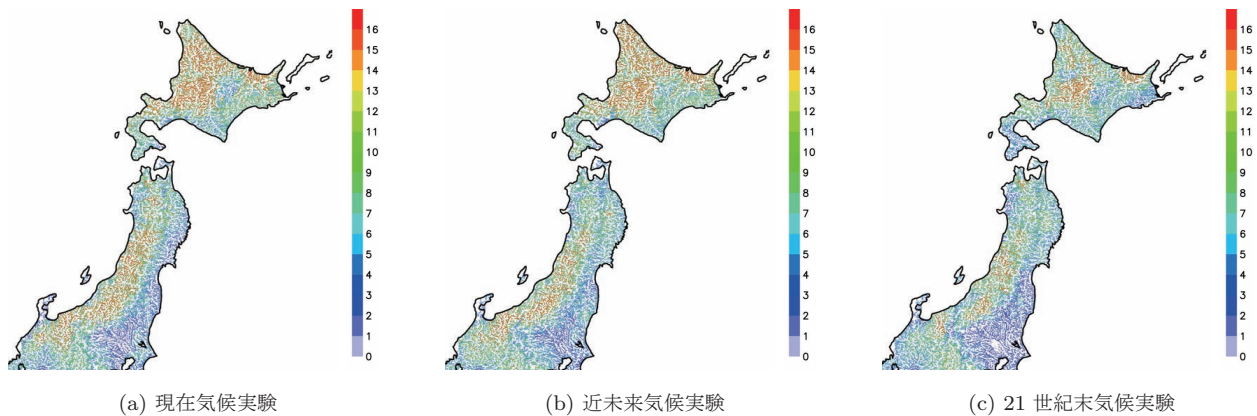


図-26 各実験期間 (25 年) において年最大月流量が融雪期 (1 月～5 月) に発生した回数

の流量の平滑化が進んで融雪期の月最大流量が減少すること, 図-5(c)に見られるように1月から5月以外の月の前線や台風による大雨によって, 相対的に融雪期の月最大流量が年最大値とならなくなる状況が増加することが原因と考えられる。

これらの変化は, 図-22, 図-23, 図-24 に示した同流域の月融雪量や, 北海道, 東北地方中・南部の日本海側および太平洋側の月降水量, 月降雪量の月変化を合わせてみれば, 降雪量, 降雨量, 融雪量の変化として理解することができる。

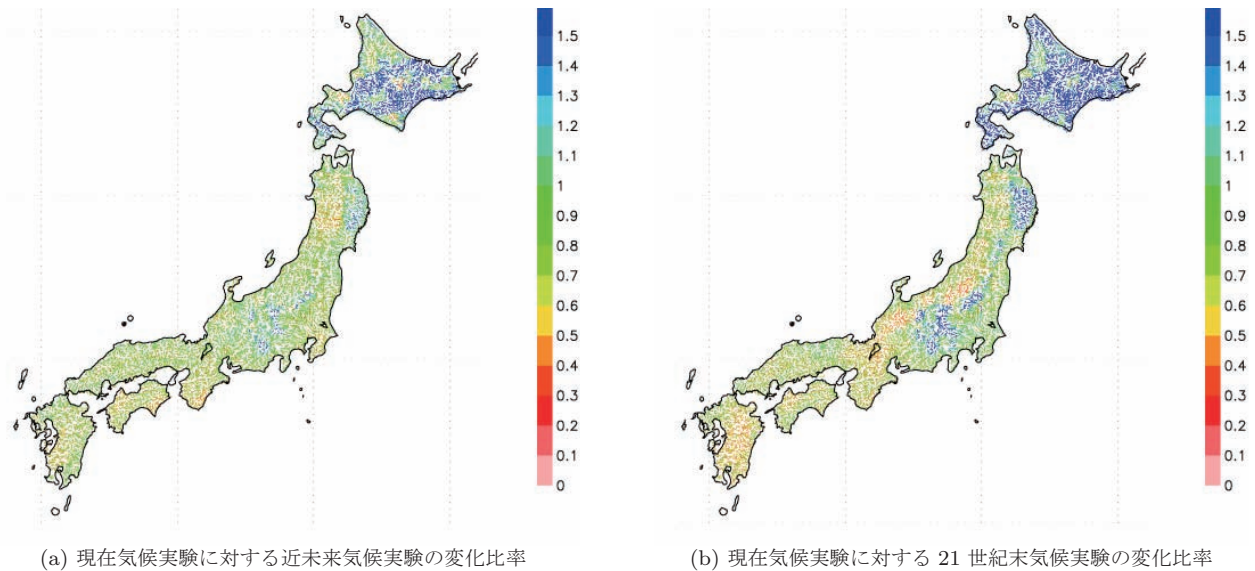


図-27 渇水流量の平均値の変化

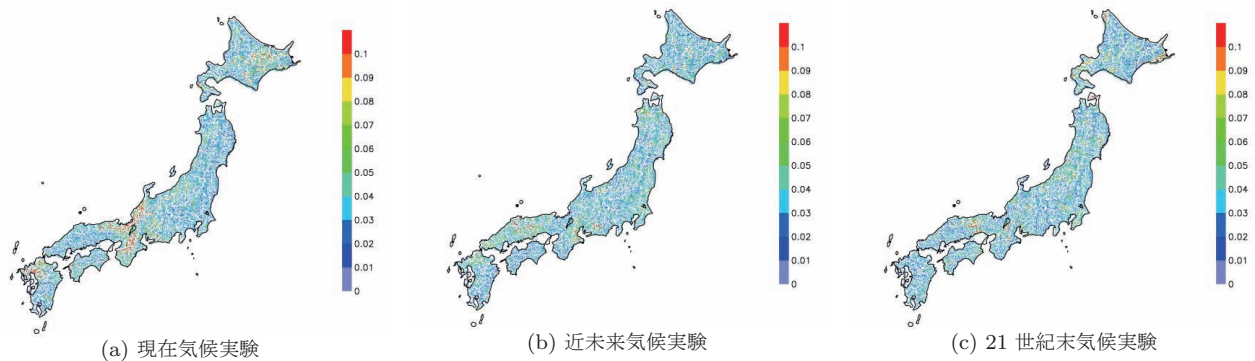


図-28 渇水流量にワイブル分布を当てはめたときの SLSC による適合度の評価

6. 日流量の変化の分析

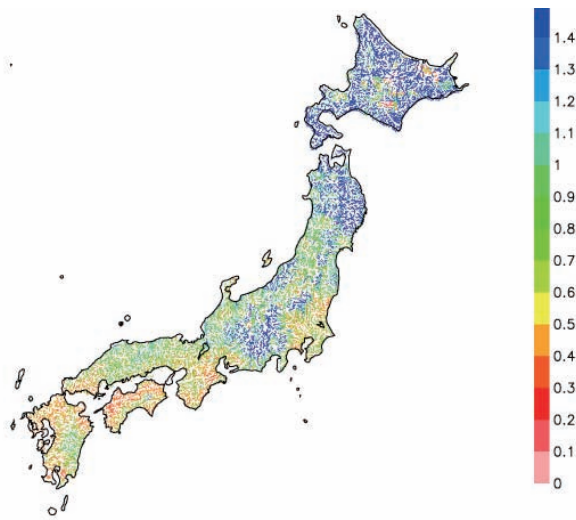
日本全域の温暖化シミュレーション結果から日流量を算定し、渇水流量(年間の日流量を上位から並べて 355 番目の日流量)に着目して渇水リスクの変化を分析した。現在気候実験、近未来気候実験、21 世紀末気候実験における毎年の渇水流量を取り出し、各期間ごとに平均値を求めてその変化比率を求めた結果を図-27 に示す。全体的な特徴として、西日本で渇水流量が減少、東北部や北海道で増加し、その傾向は 21 世紀末気候実験でより明瞭になることがわかる。

次にそれぞれの実験の 25 年間のすべての地点での渇水流量に下限値がゼロであるワイブル分布を当てはめた。母数の推定には PWM 法を用いた。適合度の指標として SLSC を算定した結果を図-28 に示す。一部で 0.07 以上となる地点が現れたが、ほとんどの地点で 0.03~0.05 であり、適合度は高かった。

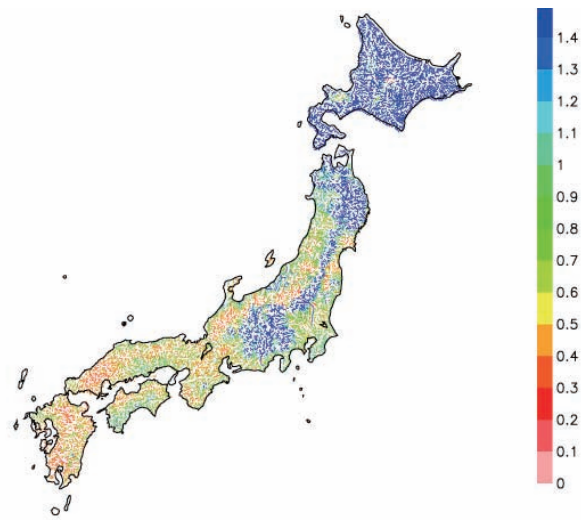
当てはめたワイブル分布を用いて 10 年確率の渇水流量を求め、その変化比率を得た結果を図-29 に示す。西日本では、近未来気候実験、21 世紀末気候実験ともに渇水流量が現在気候実験よりも減少し、逆に北海道、東北地方北部、中部地方の一部の地域では将来の渇水流量が現在気候実験よりも増加する。その傾向は 21 世紀末気候実験でより明瞭に表れる傾向にあることがわかる。

7. おわりに

全球気候モデルの高空間分解能化は著しく、わが国の将来の河川流量を流域単位で評価する時空間分解能を有するようになってきている。本研究では地球温暖化に伴う気候変化が河川流量に及ぼす影響を分析するため、全国分布型流出モデルを構成し、気象庁気象研究所の全球 20km 格子大気モデル(MRI-AM20km)の出力デー



(a) 現在気候実験に対する近未来気候実験の変化比率



(b) 現在気候実験に対する 21 世紀末気候実験の変化比率

図-29 日本列島全域の 10 年確率洪水流量の変化

タを流出モデルの入力として、自然状態での流出計算を実施した。75 年間の流出計算を 1km 空間分解能の全国分布型流出モデルで実施し、約 4km ごとに流出計算データを記録して、そのデータを用いて全国の流量の変化を分析した。結果を以下にまとめる。

- 1) 洪水に関して、年最大時間流量の変化を分析した。東北地方北部、近畿地方南部、四国地方、九州地方北部で年最大時間流量の平均値が増加し、東北地方中・南部の日本海側では小さくなる傾向が見られた。また、平均値が増加する地点では標準偏差も増加する傾向が見られた。
- 2) 水資源に関して、特に融雪量に着目し月流量の変化を分析した。東北地方中・南部や北信越地方で、月流量の変化パターンが大きく変化する可能性があることが分かった。豪雪地帯でありかつ気温変化が積雪融雪に大きな影響を与える東北地方中・南部では、積雪融雪の変化によって河川流量が変化する可能性がある。
- 3) 渇水に関して、年間で上位から 355 番目の日流量である渇水流量の変化を分析した。西日本では渇水流量が減少し、北海道や東北地方北部では増加する可能性がある。
- 4) 上記の変化は、日本全域で一様に現れるのではなく、洪水の発生、渇水の発生、水資源で、それぞれで大きな地域性が見られた。
- 5) 上記の変化は、すでに近未来実験でその変化傾向が見られ、21 世紀末実験ではその変化が一層、明瞭となった。

これらの分析の結果、洪水や渇水のリスクが増大する可能性のある地域、水資源の変化の可能性のある地

域を検出できるようになった。こうした分析は長期の河川流量を得ることによってはじめてできることであり、高解像度の気候モデルと分布型流出モデルを組み合わせた水災害や水資源に関する影響評価分析が今後とも重要である。

本研究で得られた河川流量の計算結果には不確実性が伴う。ここではジャックナイフ推定誤差を計算して、その推定誤差を示したが、気候推計情報に含まれる根本的な推定誤差を評価するためには、異なる大気大循環モデルによる多数の GCM 出力データを用いたりするなど、別の検討が必要である。そのため、不確実性を含んでいることを念頭において、分析結果を見なければならない。少なくとも流量パターンが変化する可能性があること、その変化は地域によって大きく異なることがわかった。今後、河川流量の変化が許容範囲を超えているかどうかを検討し、適応策に結びつける必要がある。

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」および科学研究費基盤研究 (B)20360219 の補助を得た。

参考文献

- 1) 沖 大幹他: 気候変動将来推計情報の水文分野での利用促進シンポジウム講演集, 東京大学生産技術研究所, 2008 年 4 月 3 日, <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/cc2008ws/> (参照: 2010/8/15)。
- 2) 和田一範, 川崎将生, 富澤洋介, 楠昌司, 栗原和夫: 高解像度全球モデルおよび地域気候モデルを用いた地球温暖化

- にともなう洪水リスクの評価, 水文・水資源学会誌, Vol. 21, No. 1, pp. 12-22, 2008.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 増田亜未加, 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, No. 4, pp.296-313, 2008.
- 6) Gunawardhana, L. N. and Kazama, S.: Spatial downscaling of GCM output for assessing the impacts on groundwater temperature in the Sendai plain, *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE, Vol. 53, pp.79-84, 2009.
- 7) Hirabayashi, Y., Kanae, S., Emori, S., Oki, T. and Kimoto, M.: Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate, *Hydrological Science Journal*, Vol. 53, No. 4, pp. 754-772, 2008.
- 8) 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. 451-456, 2009.
- 9) 佐藤嘉展, 森英祐, 浜口俊雄, 田中賢治, 小尻利治, 中北英一: 気候変動に伴う先行適応のための流域スケールでの洪水および渇水リスク評価, 京都大学防災研究所年報, 52B, pp. 573-586, 2009.
- 10) Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E. and Takara, K.: Reconsideration of reservoir operations under climate change: case study with Yagisawa dam, Japan, *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE, Vol. 53, pp. 115-120, 2009.
- 11) Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E. and Takara, K.: Hydrologic Evaluation on the AGCM20 Output Using Observed River Discharge Data, *Hydrological Research Letters*, Vol. 4, pp.35-39, 2010.
- 12) Pokhrel, Y., Hanasaki, N., Koirala, S., Kanae, S. and Oki, T.: Extreme river discharge under present and future climate conditions using high-resolution climate model data, *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, JSCE, Vol. 54, pp. 97-102, 2010.
- 13) 滝野晶平, 立川康人, 椎葉充晴, 山口千裕, 萬 和明: 地球温暖化に伴う日本の河川流況変化の推計, 水工学論文集, 第54巻, pp. 475-480, 2010.
- 14) Kitoh, A., Ose, T., Kurihara, K., Kusunoki, A., Sugi, M. and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group: Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments, *Hydrological Research Letters*, Vol. 3, pp. 49-53, 2009.
- 15) 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21年度研究成果報告書, 2010.
- 16) 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨: 流出モデルの基準面積に関する研究, 土木学会論文集 B, Vol. 63, No. 2, pp. 92-107, 2007.
- 17) 立川康人, 滝野晶平, 萬 和明, キムスンミン, 椎葉充晴: 気候変化が日本の洪水発生に及ぼす影響の推定, 京都大学防災研究所年報, 53B, pp. 23-36, 2010.
- 18) IPCC: Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, (eds.) Nakićenović, N., *et al.*, Cambridge University Press, UK, 570 pp, 2000, <http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/index.php?idp=0> (参照: 2010/8/15).
- 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値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) 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.
- 21) USGS: GTOPO30, <http://www1.gsi.go.jp/geowww/globalmap-gsi/gtopo30/gtopo30.html> (参照日: 2010/8/15).

(2010. 8. 26 受付)

PROJECTION OF RIVER DISCHARGE OF JAPANESE RIVER BASINS UNDER A CLIMATE CHANGE SCENARIO

Yasuto TACHIKAWA, Shohei TAKINO, Yuko FUJIOKA, Kazuaki YOROZU,
Sunmin KIM and Michiharu SHIIBA

The impact of climate change on river discharge in 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 experiment (1979-2003), the near future climate experiment (2015-2039), and the future climate experiment (2075-2099), which were simulated by a high resolution general circulation model (MRI-AM20km) developed by the Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency. The main findings of runoff simulations are as follows: 1) clear changes of hourly flood peak discharge, daily drought discharge and monthly discharge were detected; 2) for each discharge, the degree of the changes differs according to location; and 3) the changes appear in the near future climate experiment, which become clear in the future climate experiment.