

気候変化が日本の洪水発生に及ぼす影響の推定

立川康人*・滝野晶平*・萬和明*・キムスンミン*・椎葉充晴*

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

気候変化によって洪水発生の発生強度や頻度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)洪水流量の明瞭な変化が見られる流域が存在した。2)こ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)近未来実験でこの変化が見られ、21世紀末実験では一層その変化が明瞭となる傾向にあった。

キーワード：洪水，地球温暖化，分布型流出モデル，日本列島全流域

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ている。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十分利用できるまでになっており、GCM出力データの利用促進が図られている(沖ら, 2008)。将来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(たとえば和田ら, 2008)。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分析するためには、降水量だけでは不十分であり、河川流量を分析する必要がある。これにより、河川への直接的な影響が分析され、河川整備や水工施設の運用方法の変更など、適応策を論じることができる。そのためには、気候推計情報を河川流量の情報に変換する必要がある。こうした試みとして、GCM出力データを氾濫モデルや流出モデルへの入力データとし、ある河川流域

を対象として洪水リスクの変化や水資源の変化の可能性が分析されている(たとえば東ら, 2006; 藤原ら, 2006; 佐山ら, 2008)。

豪雨やそれに伴う洪水といった極端現象を分析するためには、入力となる降水データの時空間分解能が重要となるため、大気大循環モデルの高解像度化が進められている。気象庁気象研究所の超高解像度大気モデル(鬼頭ら, 2008, 2009, 2010; Kito *et al.*, 2009)の場合、全球モデルの空間分解能は約20kmであり、アメダスの観測網に匹敵する空間分解能となっている。さらに雲解像領域大気モデルと組み合わせて5km格子、1km格子の気候推計データが部分的に作成されている。この気象研究所の超高解像度大気モデルによる出力データを直接、流出モデルに与えて、洪水や水資源の変化を分析する研究が実施されている(立川ら, 2009; 佐藤ら, 2009; Kim *et al.*, 2009, 2010)。これらは、特定の河川流域を対象としており、日本列島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。

そこで筆者らは、日本列島全域を対象とする分布型流出モデルを構築し、気象研究所の超高解像度全球大気モデルによって計算される気候推計データを入力とした流出計算を実施した(滝野ら, 2010)。本論

では、さらに流量変化の確率的な分析を加え、地球温暖化によって洪水災害の発生が顕著となる可能性のある流域を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全国分布型流出モデルの構成を示す。4. では流出シミュレーションに先立ち、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデルが出力する短時間降水量の変化を分析する。5. 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、洪水発生の変化を分析する。6. は結論である。

2. 流況評価に用いる GCM 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 (IPCC, 2000) 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計算される。ここで用いる気象庁気象研究所の全球 20km 格子の超高解像度気候モデル (以下 MRI-AM20km と略称) では、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

Fig. 1 に流出計算に用いる MRI-AM20km 出力データを示す。MRI-AM20km の陸面水文過程には、土壌 4 層・積雪 3 層からなる SiB モデルが導入されており、この陸面水文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 2 種類の流出モデルを目的に応じて使い分ける。一つは流域ごとに流況制御を含めてできるだけ実際の流出を再現しようとする詳細な分布型流出モデル (市川ら, 2001; 佐山ら, 2005; 立川ら, 2009) である。この流出モデルで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。流出モデルへの入力データは、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。これらのデータは日平均値が提供されている。これら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ため、降雨量は時間単位

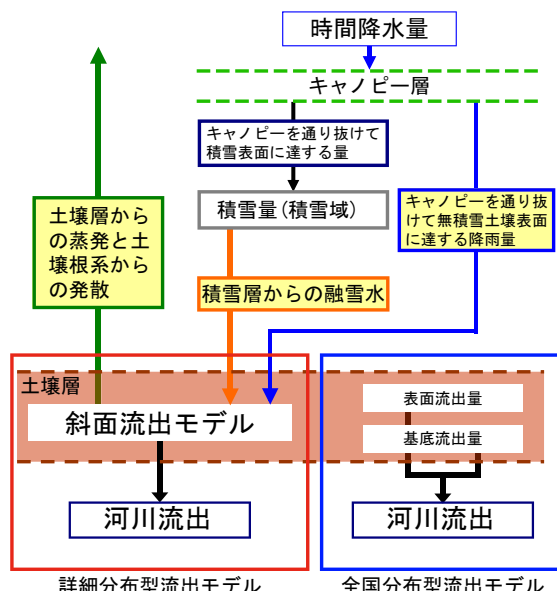


Fig. 1 Hydrologic projection data simulated by the MRI-AM20km and distributed hydrologic models.

のキャノピー層への降水量を用いて、それと同じ比率で時間配分した後に流出モデルに与える。

もう一つは、日本列島全域での河川流況の変化の検出を目的とする全国分布型流出モデル (滝野ら, 2010) である。この流出モデルの役割は全国を対象として流出計算を実施し、河川流況が顕著に変化する可能性のある流域を検出することにある。もし要注意となる流域が検出されたら、その流域を対象として流況制御を含めて上記の詳細分布型流出モデルを適用し、より詳細な分析とそれに基づく適応策を検討することを考えている。全国分布型流出モデルでは、日本列島全流域の気候実験期間 75 年分の連続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-AM20km が出力する日平均の表面流出量と基底流出量のデータを用いる。洪水ピーク流量を再現するために、表面流出量を、時間単位のキャノピー層への降水量を用いて、それと同じ比率で時間配分する。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流出モデルの計算結果と同様となるようにモデルパラメータを調整する。

MRI-AM20km 出力データが有する統計的特性と実際の観測データによる特性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、観測データと現在気候実験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、ここでは MRI-AM20km 出力データの補正は行わず、GCM 出力データの現在気候と将来気候の違いによる流況変化

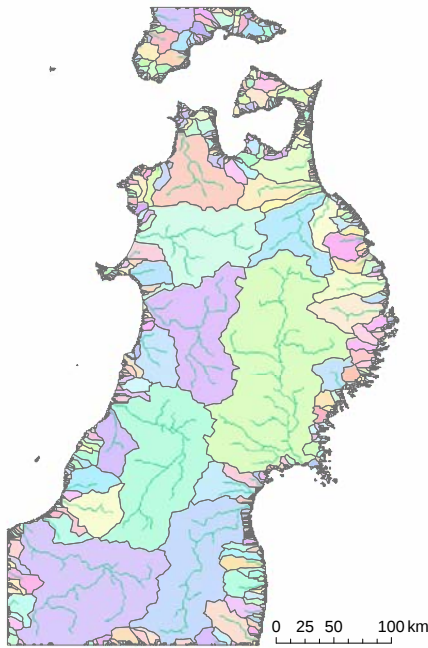


Fig. 2 Delineated catchments generated by the flow direction map at the Tohoku area.

を捉え、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況変化を考察する。

3. 日本列島全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の開発にあたっては、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する。全国分布型流出モデルでは、自然流況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するため、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。

3.1 全国分布型流出モデルの構成

全球数値標高モデルGTOPO30 (USGS, 2010)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、それに従って一次元的に流れを追跡する。Fig. 2は作成した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を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。連続式と運動式は

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

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

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 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 には、MRI-AM20kmが出力する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況が変化する場合の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、ある方式のもとに同じ基準で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(立川ら, 2009)の計算結果に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個(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。日本列島の主要河川の様々な観測地点で流路幅と流域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、より短時間で日本列島全域を流出計算することができる。

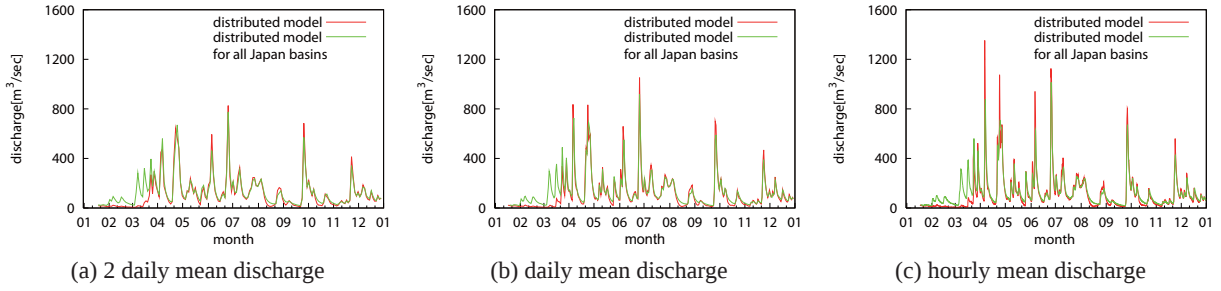


Fig. 3 Comparisons of discharge data simulated by the detail distributed model and the Japan distributed model at Yoshino River using MRI-AM20km data in 1979.

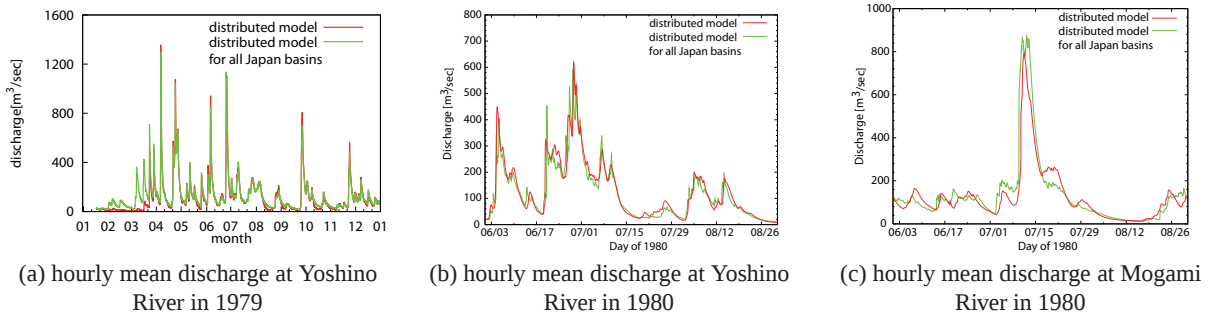


Fig. 4 Discharge simulated by the Japan distributed model.

3.2 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-AM20km 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。Fig. 3 (a)(b)(c) は 1979 年の MRI-AM20km 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

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (q_J(i) - q_D(i))^2} \quad (3)$$

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。年間での違いは 50m³/s 程度であるが、時間単位で見たピーク流量の違いは最大で 500m³/s 近くある。

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、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 Fig. 4 (a) に示す。(3) 式の 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 にまで減少した。そこで、流況評価の入力データには、以降、このデータを用いることにする。Fig. 4 (b)(c) は同じモデルパラメータの値を用い、1980 年の MRI-AM20km 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の計算結果は詳細分布型流出モデルによる計算結果とほぼ同じであることが確認できる。

4. GCM が出力する短時間降水量データの分析

洪水流量の変化を分析するに先立ち、MRI-AM20km による短時間降水量データの統計的特性を分析する。

4.1 年最大日降水量

現在気候実験、近未来気候実験および 21 世紀末気候実験の MRI-AM20km 出力データのうち、時間降水量データを用いて年最大日降水量を計算し、それぞれの実験期間ごとに一般化極値(GEV)分布を当てはめて頻度解析を実施した。GEV 分布の母数推定には PWM 法を用いた。Fig. 5 に GEV 分布の適合度の評価

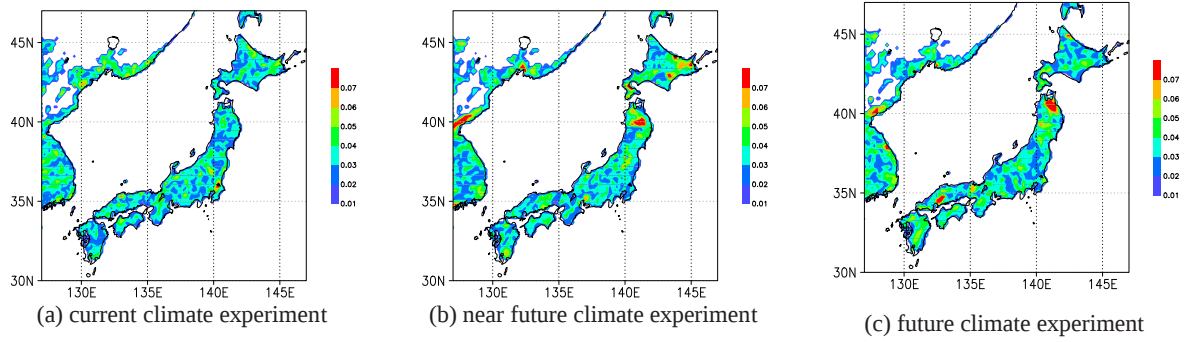


Fig. 5 SLSC for fitting GEV distribution to the annual maximum daily rainfall.

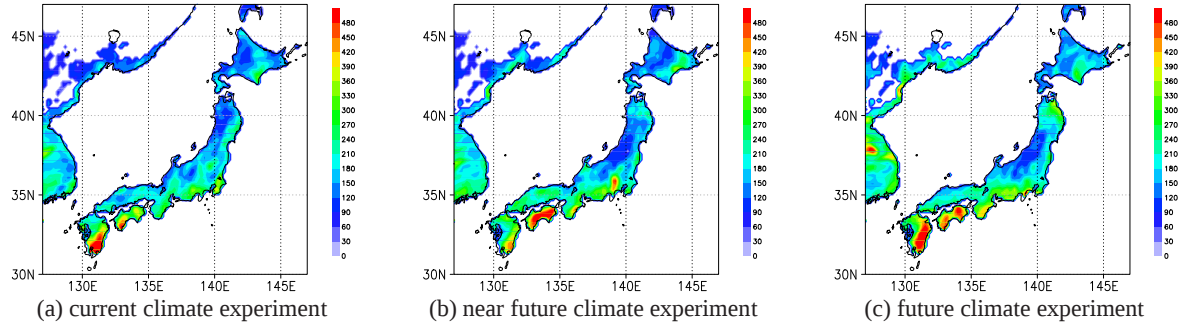


Fig. 6 The 100-year annual maximum daily rainfall.

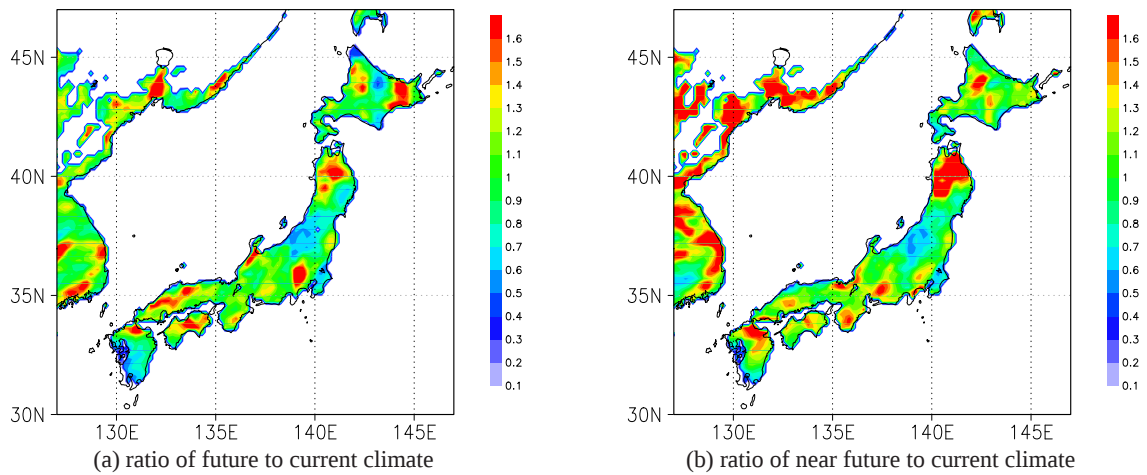


Fig. 7 Change ratio of the 100-year annual maximum daily rainfall.

として標準最小2乗規準(SLSC)を示す。SLSCの値は現在気候実験では0.03~0.04である地域が多く、近未来気候実験、21世紀末気候実験では東北地方および北海道で0.07を超える地域が一部見られたが、概ね適合度は良好であった。Table 1はこのなかで特に石狩川流域、最上川流域、吉野川流域、筑後川流域を対象としてSLSCと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の相関係数, 池淵ら, 2006)の値を示したものである。

Fig. 6は、この確率分布関数を用いて再現期間100年の年最大日降水量を推定し、各実験期間ごとにその値を示した図である。また、現在気候実験に対す

Table 1 Goodness of fitting for applying GEV distribution to the annual daily maximum rainfall.

	current climate	near future	future climate
Ishikari River			
SLSC	0.031	0.026	0.031
COR	0.985	0.991	0.985
Mogami River			
SLSC	0.044	0.030	0.039
COR	0.970	0.988	0.980
Yoshino River			
SLSC	0.043	0.035	0.041
COR	0.976	0.984	0.972
Chikugo River			
SLSC	0.035	0.036	0.030
COR	0.982	0.981	0.987

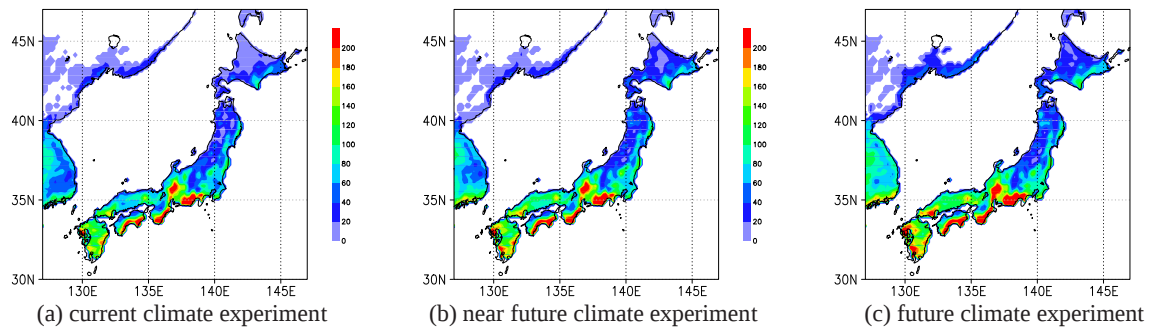


Fig. 8 Number of days which have more then 50 mm daily rainfall in 25 years for each experiment.

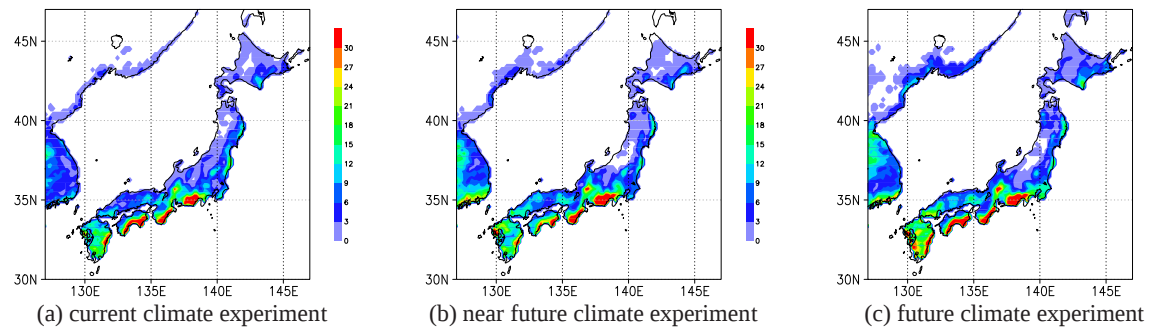


Fig. 9 Number of days which have more then 100 mm daily rainfall in 25 years for each experiment.

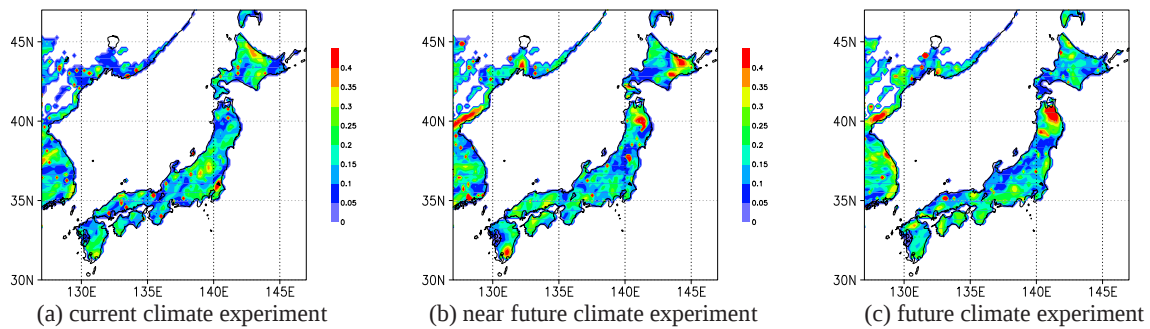


Fig. 10 Estimation error of the 100-year annual maximum daily rainfall using the Jackknife method.

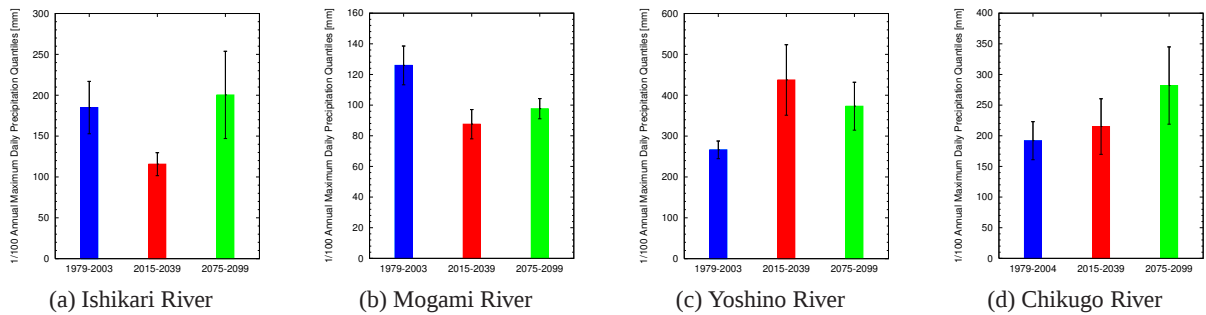


Fig. 11 The 100-year annual daily maximum rainfall and its Jack Knife error estimation.

る100年確率年最大日降水量の増加比率をFig. 7に示す。東北地方北部と西日本で増加傾向にあり、特に東北地方北部と九州地方北部では現在気候実験よりも6割近く増加する的可能性が見られる。一方で、東北地方南部や北信越地方では減少の傾向が見られ、温暖化に伴う将来の年最大日降水量は、日本列島全域で一様に変化するのではないことがわかる。

次に、日降水量50mm以上および100mm以上の降雨が見られる日数に着目し、それぞれの実験期間25年間の総日数をみた。その空間分布図をFig. 8, Fig. 9に示す。全国的に見て、現在気候、近未来気候、21世紀末気候の順に発生回数が多くなる。特に中部地方以西の太平洋側で日降水量が100mm以上となる日数の増加が見られる。

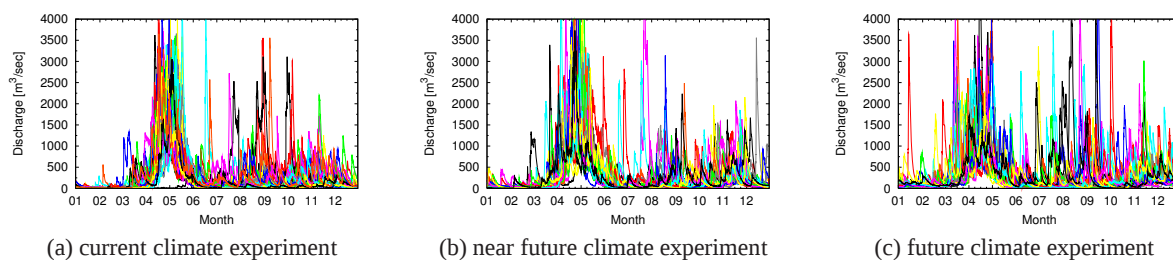


Fig. 12 Simulated discharge at Ishikari-Ohashi (12,697km²) in the Ishikari River basin.

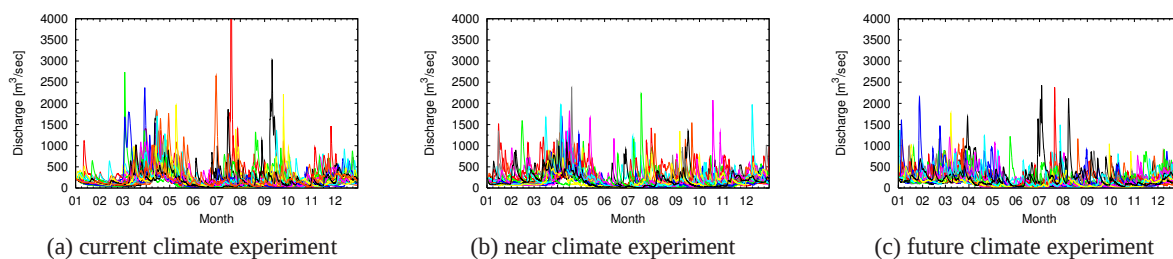


Fig. 13 Simulated discharge at Sagoshi (6,500km²) in the Mogami River basin.

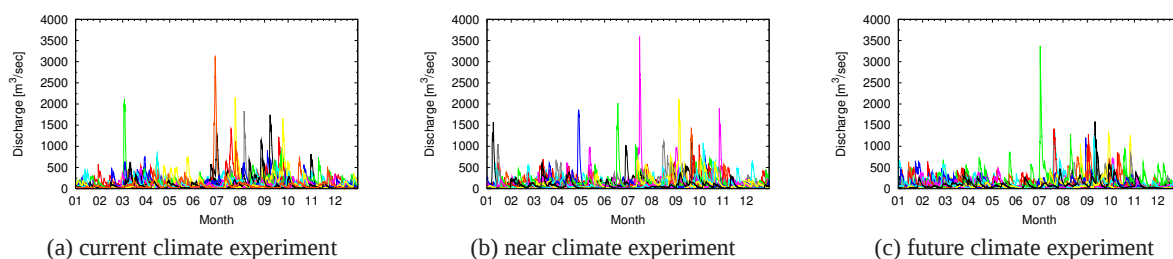


Fig. 14 Simulated discharge at Fukushima (3,171km²) in the Abukuma River basin.

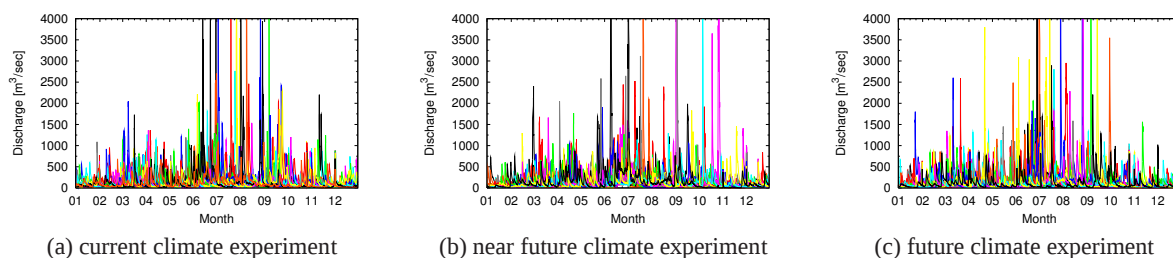


Fig. 15 Simulated discharge at Iwazu (2,740km²) in the Yoshino River basin.

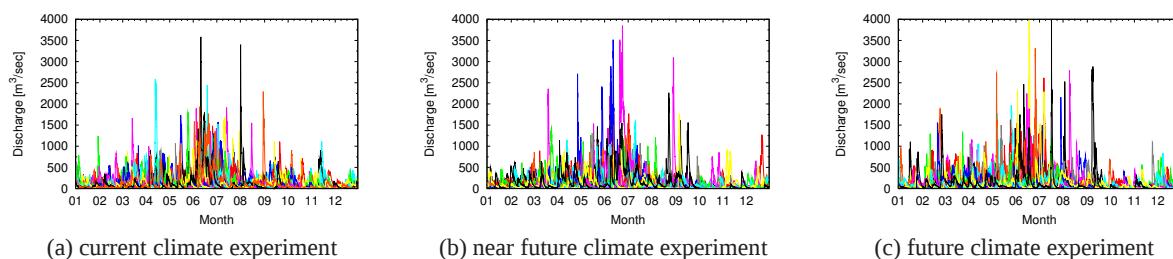


Fig. 16 Simulated discharge at Senoshita (2,315km²) in the Chikugo River basin.

4.2 不確かさの評価

MRI-AM20km 出力データの計算年数が各実験期間で25年であり、サンプル数に限りがあるため、リサンプリング手法の1つであるジャックナイフ法(池淵

ら, 2006)を用いて年最大日降水量の推定精度を評価した。Fig. 10 はジャックナイフ推定誤差の空間分布を示したものであり、100年確率年最大日降水量のジャックナイフ推定値に対する推定誤差の比率(変動

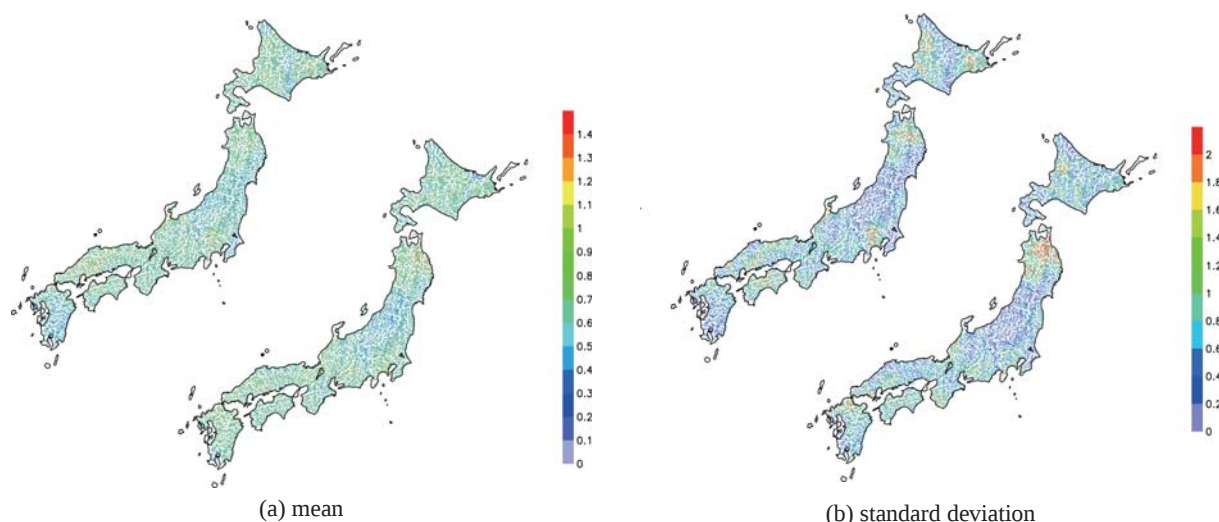


Fig. 17 Change ratio of the annual maximum discharge. Left up: ratio of the near future to the current climate experiment, right down: ratio of the future to the current climate experiment.

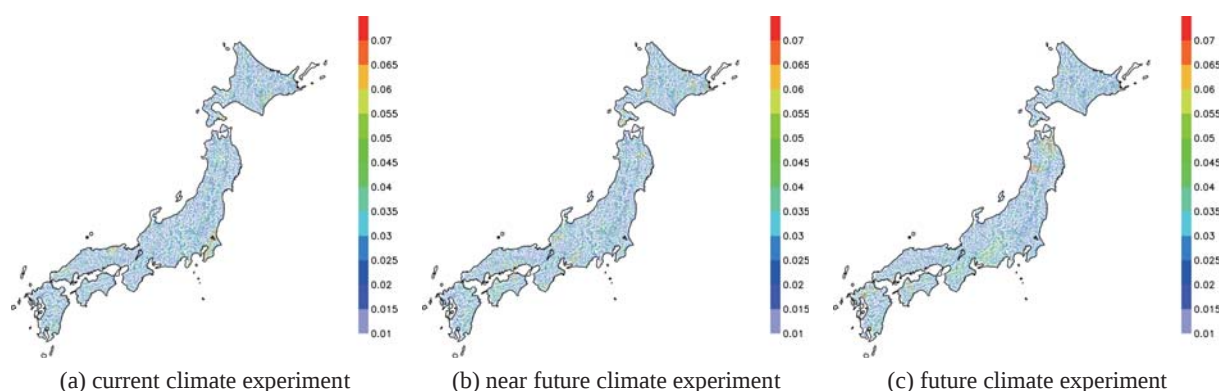


Fig. 18 SLSC values for fitting the GEV distribution to the annual maximum discharge.

係数)を示している。また Fig. 11 は石狩川流域，最上川流域，吉野川流域，筑後川流域を対象として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(標準偏差)を示している。Fig. 7を合わせてみると，100年確率年最大日降水量が大きな値をとる地点ほど推定誤差が大きくなることがわかる。この推定誤差と気候モデル自身のバイアスを見込んで結果を解釈する必要がある。

5. 洪水リスクの変化の可能性の分析

5.1 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世紀末気候実験各3期間合計75年分の流出計算を実施し，約4km分解能で10分単位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温暖化流出シミュレーション結果をFig. 12～Fig. 16に示す。それぞれ石狩川(石狩大橋地点，12,697km²)，最上川(砂越地点，6,500km²)，阿武隈川(福島地点，3,171km²)，吉野川(岩津地点2,740km²)，

筑後川(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，各実験期間において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，各期間ごとにすべての地点で，その平均値と標準偏差を計算した。その結果をFig. 17に示す。それぞれ左上図は近未来気候実験と現在気候実験との変化比率，右下図は21世紀末気候実験と現在気候実験との変化比率である。全体的な特徴として，北海道，東北地方北部，近畿地方南部，四国地方，九州地方北部で年最大流量の平均値が大きく，豪雪地帯である東北地方南部の日本海側では小さくなる傾向が見られる。Fig. 13に示す東北地方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。

こうした変化の兆候は近未来気候実験に現れ，21

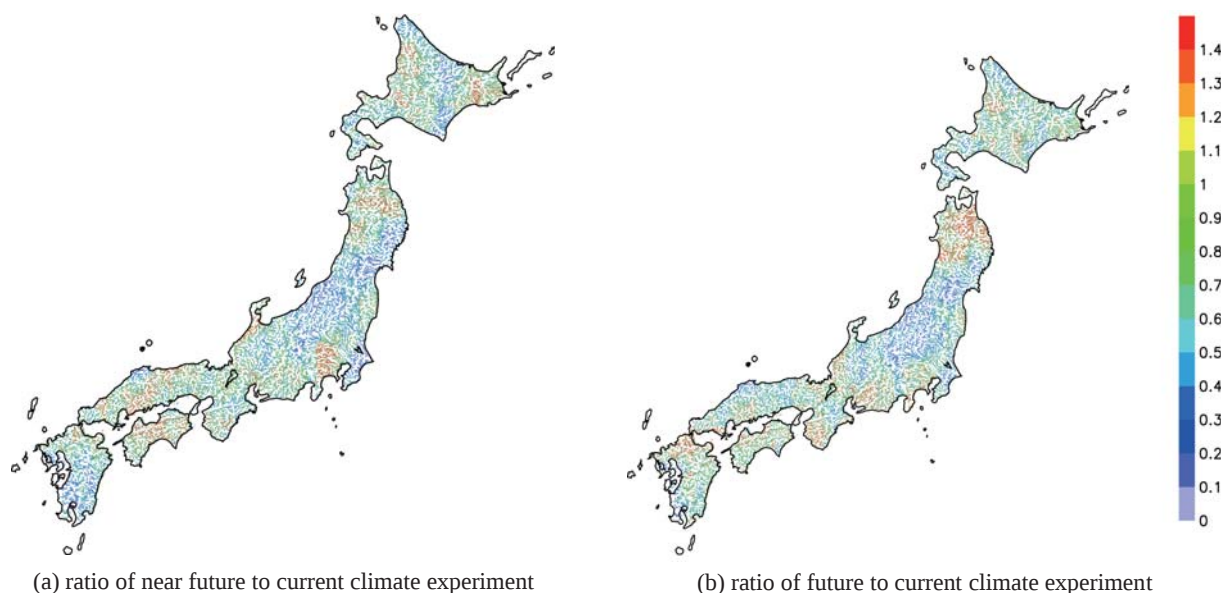


Fig. 19 Change ratio of the 100-year annual maximum discharge.

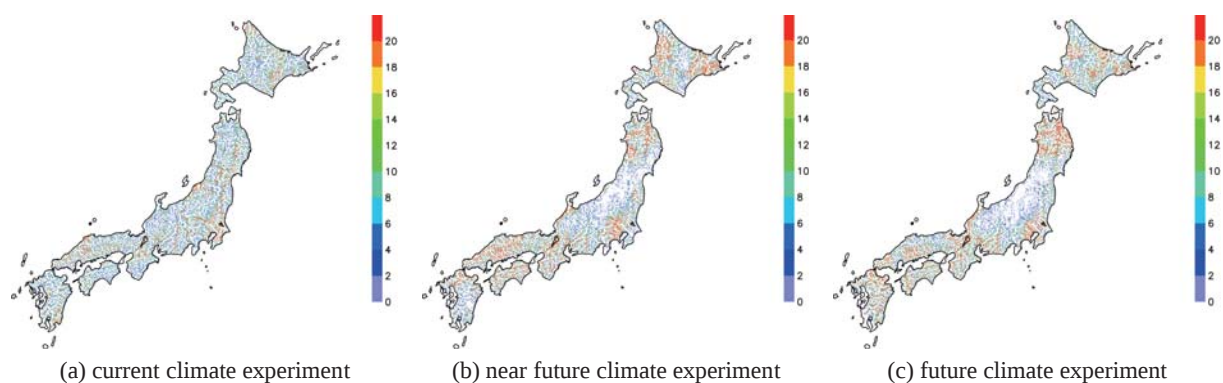


Fig. 20 Number of hours for hourly discharge which exceed the 10-year annual flood discharge of the current climate experiment in 25 years for each experiment.

世紀末気候実験ではこの傾向がより明瞭となる。Fig. 17 (b) は年最大流量の標準偏差の比率である。一般に年最大流量の平均値が大きくなる地点ほど、年最大流量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、それぞれの実験の25年間について、各地点で年最大流量に一般化極値(GEV)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を計算した結果をFig. 18に示す。また、Table 2に代表的な地点でのSLSCおよびCOR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程度であり、概ね適合度は高い。Fig. 19はこの確率分布関数を用いて各期間ごとに再現期間100年の年最大ピーク流量を求め、その

Table 2 Goodness of fitting for applying GEV distribution to the annual maximum discharge.

	current climate	near future	future climate
Ishikari River			
SLSC	0.065	0.032	0.037
COR	0.942	0.986	0.980
Mogami River			
SLSC	0.024	0.048	0.036
COR	0.996	0.967	0.980
Yoshino River			
SLSC	0.022	0.048	0.038
COR	0.995	0.963	0.977
Chikugo River			
SLSC	0.028	0.035	0.038
COR	0.989	0.982	0.989

変化比率を示した図である。Fig. 17に示した年最大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

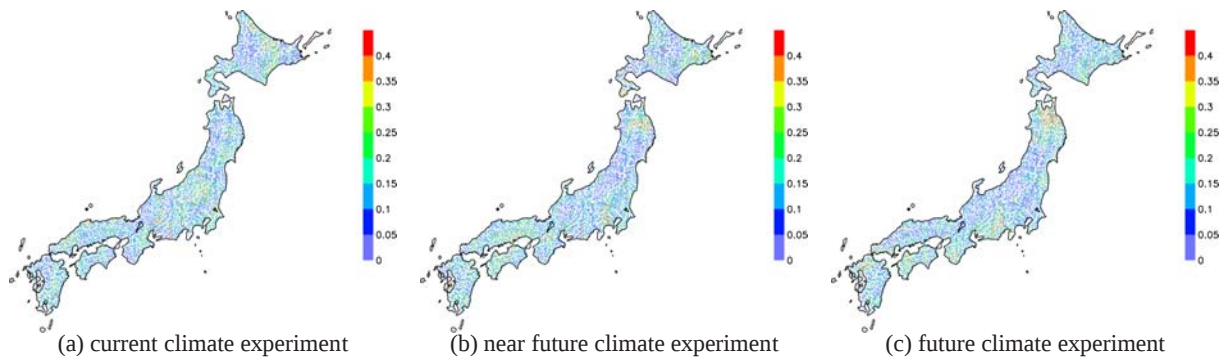


Fig. 21 Estimation error of the 100-year annual maximum discharge using the Jackknife method.

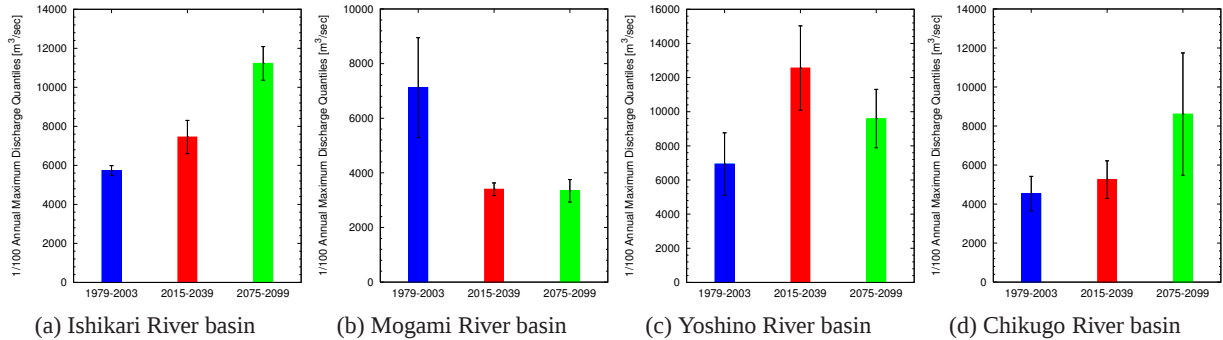


Fig. 22 The 100-year annual maximum discharge and its Jack Knife error estimation.

最大流量が大きくなり、東北地方南部でその値が小さくなっている。その傾向は21世紀末気候実験により明瞭に表れる傾向にある。

Fig. 20 は各実験期間のすべての時間流量データの中で、現在気候での10年確率年最大流量を超える時間流量の時間数を示した図である。これをみると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。また、洪水の発生回数も日本列島全域が一様に増加するのではなく、地域差が見られる。

Fig. 21 は、100年確率年最大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。

5.2 地域的に見た洪水の発生頻度・規模の変化

年最大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南部に着目し、石狩川石狩大橋地点(12,697km²)、最上川砂越地点(6,500km²)、吉野川岩津地点(2,740km²)、筑後川瀬ノ下地点(2,315km²)の計算結果を取り出して流量の変化を分析する。Fig. 22 は現在気候実験、近未来気候実験、21世紀末気候実験の100年確率年最大流量の推定値を示した図であり、

ジャックナイフ推定誤差を合わせて示す。

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倍に減少している。これは、温暖化の進行により積雪・融雪の状況が変化するためである。Fig. 23 に石狩川流域、最上川流域、阿武隈川流域における各実験期間の平均月流量を示す。また、MRI-AM20km が出力するそれぞれの流域の月融雪量、月降水量、月降雪量をFig. 24、Fig. 25、Fig. 26 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している。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。一方で、東北地方南部の月流量は、温暖化の進行に伴い、融雪量が大きく減少する。このため現在気候実験では4月に発生している洪水ピーク流量が大きく減少する。この様子はFig. 13、Fig. 14からも読み取ることができる。特に豪雪地帯である最上川流域でその傾向が顕著である。

吉野川流域での100年確率年最大ピーク流量は、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

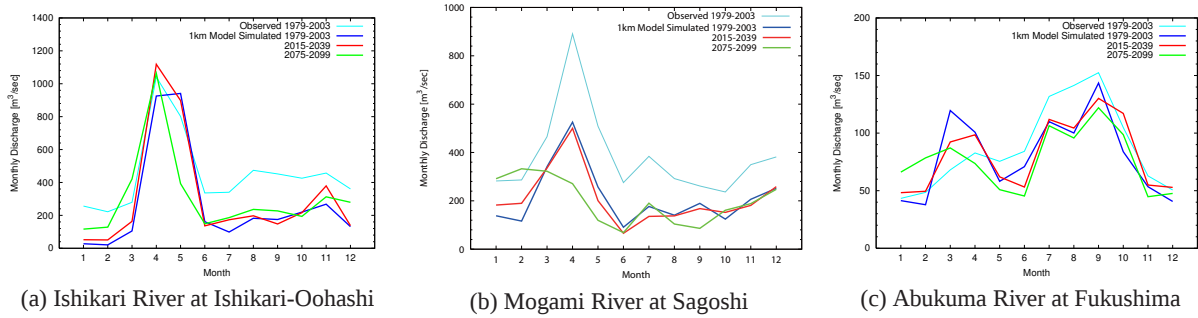


Fig. 23 Change of monthly discharge at Northern Japan catchment.

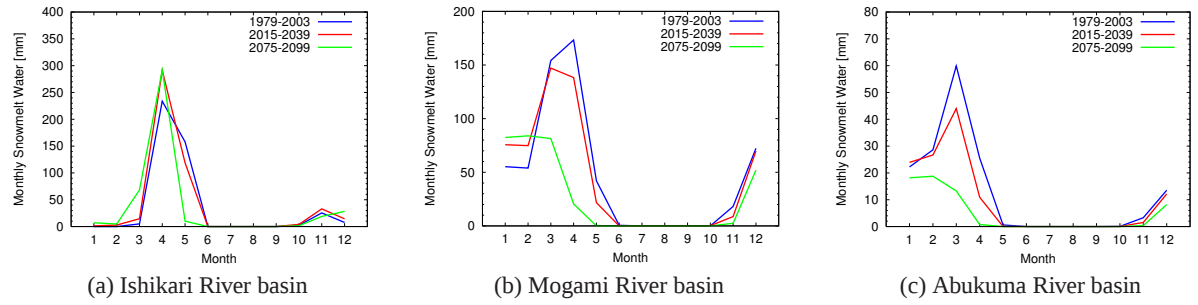


Fig. 24 Change of monthly mean snow melting.

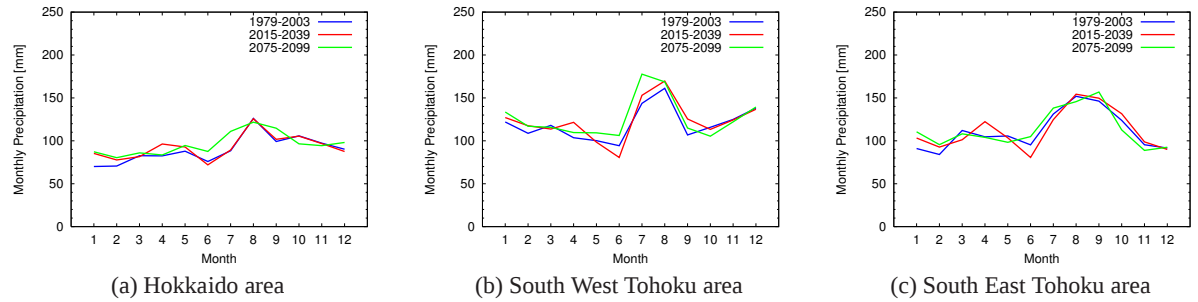


Fig. 25 Change of monthly mean precipitation.

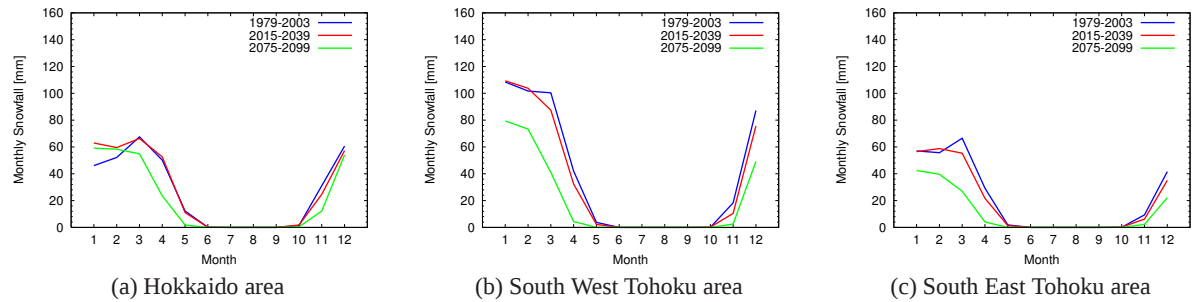


Fig. 26 Change of monthly mean snow fall.

未来気候実験で約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。これらは前章で示した短時間降水量の増加が原因である。Fig. 27，Fig. 28に吉野川流域と筑後川流域の流域平均雨量で日降水量が50mm以上あった25年間の総日数のヒストグラムを示す。またFig. 29，Fig. 30に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流量のヒストグラムを示す。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，超大型の台風がこの期間に同流域を通過したためと考えられる。なお，石

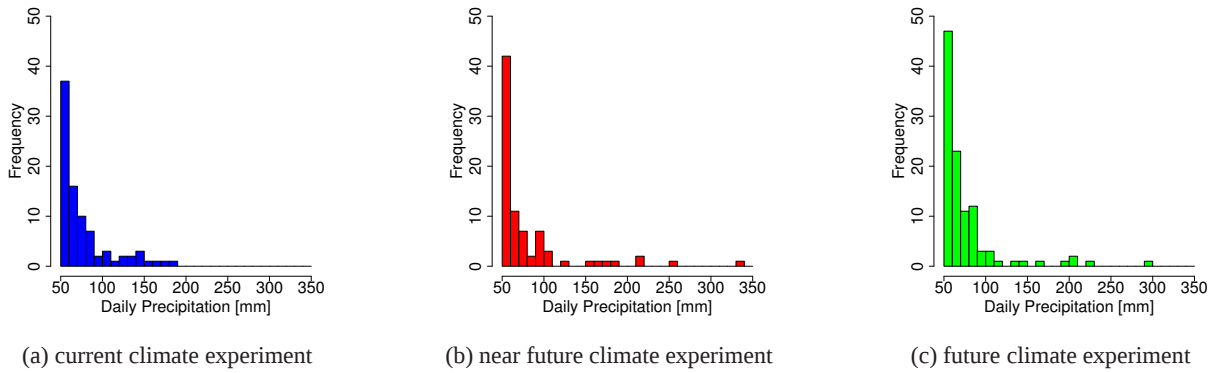


Fig. 27 Histogram of catchment average daily rainfall more than 50mm at the Yoshino River basin.

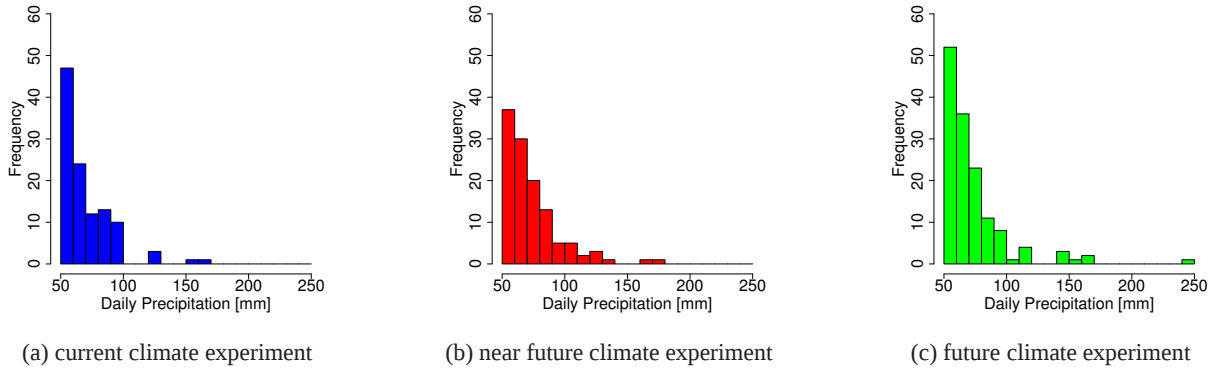


Fig. 28 Histogram of catchment average daily rainfall more than 50mm at the Chikugo River basin.

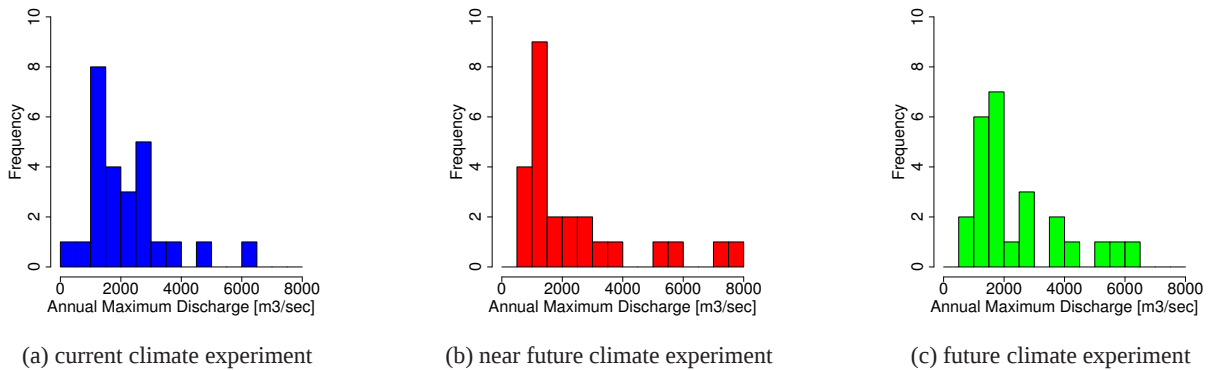


Fig. 29 Histogram of annual maximum discharge at Iwazu in the Yoshino River basin.

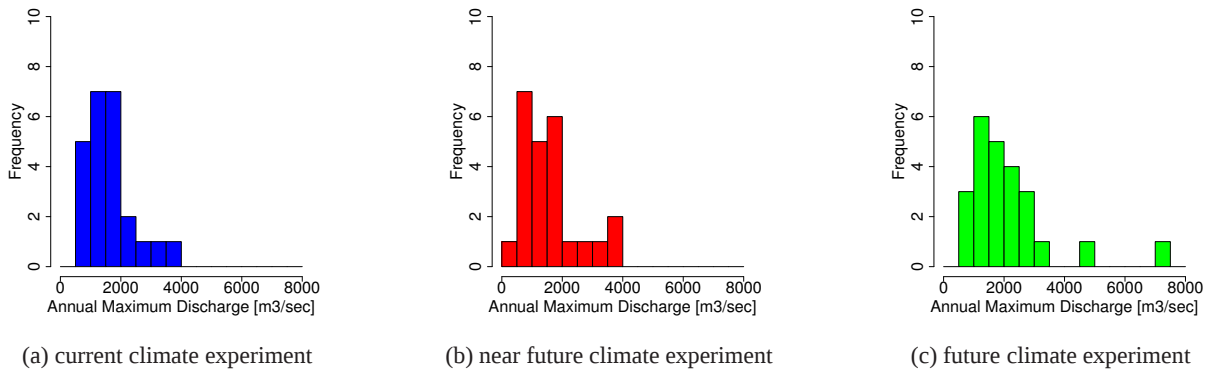


Fig. 30 Histogram of annual maximum discharge at Senoshita in the Chikugo River basin.

狩川流域と最上川流域の洪水流量は融雪によって発生しており、日降水量の変化とは直接関連しない。

Fig. 11, Fig. 22 に示すように、降水量の増加率と流量の増加率は同じ比率で増加しない。吉野川流域

では近未来気候実験において100年確率降水量の増加率が1.7倍、100年確率洪水ピーク流量の増加率が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

率洪水ピーク流量の増加率が1.9倍である。極端に降水強度が増加すると、一般に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。

6. 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況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いく。本研究では1km空間分解能の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)の出力データを流出モデルの入力データとして75年間の流出計算を実施した。その計算結果を約4kmごとに記録して、全国の流況の変化を分析した。結果を以下にまとめる。

- 1) 東北地方北部と西日本で日降水量は増加傾向にあり、東北地方南部や北信越地方では減少の傾向が見られた。また、日降水量50mm以上および100mm以上の降雨が見られる日数は、全国的に見て、現在気候、近未来気候、21世紀末気候の順に増加の傾向が見られた。
- 2) 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ピーク流量の平均値が増加し、豪雪地帯である東北地方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。この結果、100年確率年最大流量が増大する流域が見られた。
- 3) 年最大ピーク流量の変化は、日本列島全域で一様に現れるのではなく、地域によって異なる特性が見られた。
- 4) 上記の変化は、近未来実験でその変化傾向が見られ、21世紀末実験では一層その変化が明瞭となった。

これらの分析により、洪水発生の変化の可能性がある地域を検出することができるようになった。こうした分析は、高解像度の気候推計情報をもとに長期の河川流量が計算できてはじめて分析できることであり、今後とも、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河川流況の変化に関する分析が重要である。なお、本研究で示した河川流量の計算結果は、気候推計情報、流出モデルやパラメータ値の不十分さに起因する不確実性を含むことを念頭に置く必要がある。また、河川流量の変化が許容範囲を超えているかどうかを別途検討し、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(代表: 中北英一, 京都大学)」および京都大学防災研究所一般共同研究20G-02(代表: 立川康人, 京都大学)の補助を得た。

参考文献

- 池淵周一, 椎葉充晴, 寶 馨, 立川康人 (2006): エース水文学, 朝倉書店.
- 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, 691/II-57, pp. 42-52.
- 沖 大幹他 (2008): 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: 2010/6/30).
- 鬼頭昭雄ら (2008): 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.
- 鬼頭昭雄ら (2009): 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.
- 鬼頭昭雄ら (2010): 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.
- 佐藤嘉展, 森英祐, 浜口俊雄, 田中賢治, 小尻利治, 中北英一 (2009): 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.
- 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 市川 温 (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, No. 803/II-73, pp.13-27.
- 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 増田亜未加, 鈴木琢也 (2008): 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.
- 滝野晶平, 立川康人, 椎葉充晴, 山口千裕, 萬 和明 (2010): 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.

- 立川康人, 滝野晶平, 市川 温, 椎葉充晴 (2009): 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.
- 東博紀, 大楽浩司, 松浦知徳 (2006): 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.
- 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, 第50巻, pp. 367-372.
- 和田一範, 川崎将生, 富澤洋介, 楠昌司, 栗原和夫 (2008): 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(1), pp. 12-22.
- IPCC (2000): 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, <http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/emission/index.php?idp=0> (参照 : 2010/5/30).
- Kitoh, A., T. Ose, K. Kurihara, S. Kusunoki, M. Sugi and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group (2009): 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.
- Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E., and Takara, K. (2009): Reconsideration of reservoir operations under climate change: case study with Yagisawa dam, Japan, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, vol. 53, pp. 115-120.
- Kim, S., Tachikawa, Y., Nakakita, E., and Takara, K. (2010): Hydrologic Evaluation on the AGCM20 Output Using Observed River Discharge Data, Hydrological Research Letters, Vol. 4, pp.35-39.
- USGS: GTOPO30, <http://www1.gsi.go.jp/geowww/globalmap-gsi/gtopo30/gtopo30.html> (参照日 : 2010/6/6).

Estimation of Climate Change Impact on Flood Discharge at Japanese River Basins

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

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The impact of climate change on flood river discharge in Japanese river 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 developed by the Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency. The main findings of runoff simulations are as follows: 1) Clear change of flood discharge were detected; 2) the degree of the changes differs according to location; and 3) the changes appear in the near future climate experiment, which become clearer in the future climate experiment.

Keywords: flood, global warming, distributed hydrologic model, Japanese river basins