

新旧対照表

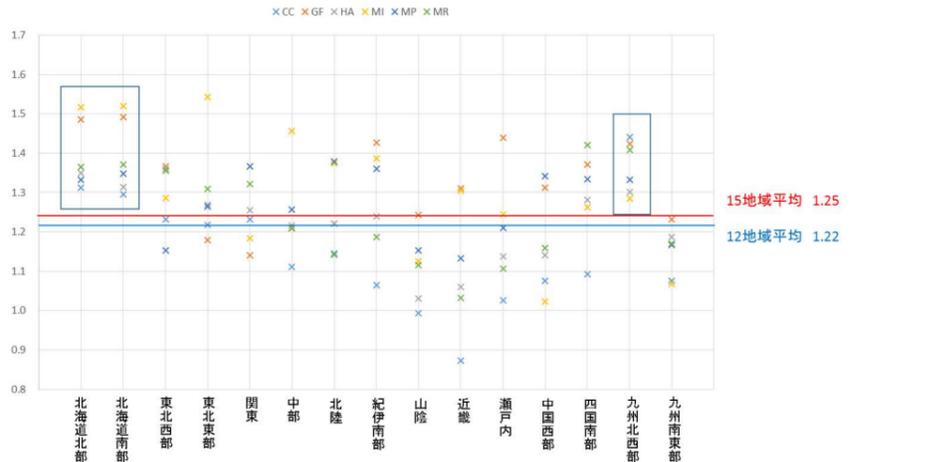
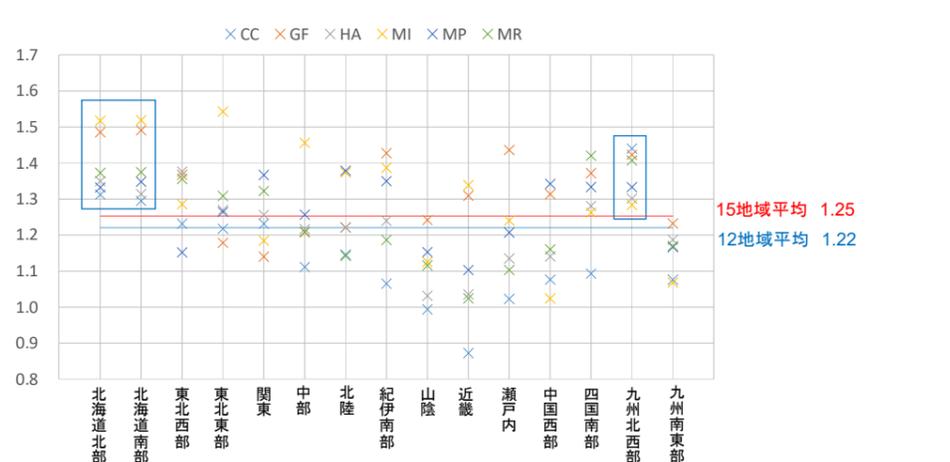
旧	新	備考
<p><別紙3>地域区分ごとの降雨量変化倍率の設定</p> <p>1. RCP8.5（4℃上昇相当）における降雨量変化倍率の設定の考え方</p> <p>今回、気候変動による降雨量変化倍率の算定に活用した d4PDF データを用いた解像度 5km ダウンスケールモデルは、計算条件の設定方法が確立しておらず、各機関が研究している途上の計算結果を活用した。現時点では、現在気候の再現性についても、様々な角度から十分な評価されているわけではなく、物理過程の表現力の課題や、台風の再現が不十分など解像度 20km モデルの持つバイアスを一部取り込んでしまう可能性があることや、地形の設定条件によっても大幅に降雨結果が変化することも確認されている。このため、今回の検討においては計算結果をそのまま活用するのではなく、そのバイアスを打ち消すため現在気候と将来気候の実験の降雨量の比をとって評価することを基本とした。まずは、SST 毎に算出される値やその分散、それらの平均値を算出した。なお、SST 毎に幅が大きい地域も含まれることから、中央値も算出したが、平均値と大きな相違がないことを確認した。</p> <p>これらの結果から降雨量変化倍率を算出するにあたって、該当する流域面積における降雨量のデータ数を増加させることによりその精度を高めることができる。それにより、地域区分に分類することとしたが、明らかに全国的な傾向とは異なる地域区分については、そのメカニズムの解明や理解を平行して進めた上で、別途の値を設定することとした。</p> <p>具体的には、全地域区分の雨域面積、降雨継続時間毎の平均値は約 1.25 倍であるが、北海道北部と北海道南部、九州北西部については 6 SST の何れのケースでも全国平均値を超過する結果となったため、別途 3 地域で評価を行い 1.4 倍とした。これらの地域については、気温の上昇割合や海面水温の上昇度が高いとされるエリアであり、気候変動の影響が高いエリアであると判断した。また、近年、大災害が発生しているエリアであることもすでにその影響を裏付けている可能性もある。なお、山陰地方等の残りの 12 地域については計算された値が低いところもあるが、どの地域区分においても、SST モデルの違いによる幅に平均値約 1.22 倍が入っていることを確認しており、1.2 倍と評価した。地域区分ごとの評価を図-1、図-2、表-1 に示す。</p>  <p>図-1 SST 毎の降雨量変化倍率</p>	<p><別紙3>地域区分ごとの降雨量変化倍率の設定</p> <p>1. RCP8.5（4℃上昇相当）における降雨量変化倍率の設定の考え方</p> <p>今回、気候変動による降雨量変化倍率の算定に活用した d4PDF データを用いた解像度 5km ダウンスケールモデルは、計算条件の設定方法が確立しておらず、各機関が研究している途上の計算結果を活用した。現時点では、現在気候の再現性についても、様々な角度から十分な評価されているわけではなく、物理過程の表現力の課題や、台風の再現が不十分など解像度 20km モデルの持つバイアスを一部取り込んでしまう可能性があることや、地形の設定条件によっても大幅に降雨結果が変化することも確認されている。このため、今回の検討においては計算結果をそのまま活用するのではなく、そのバイアスを打ち消すため現在気候と将来気候の実験の降雨量の比をとって評価することを基本とした。まずは、SST 毎に算出される値やその分散、それらの平均値を算出した。なお、SST 毎に幅が大きい地域も含まれることから、中央値も算出したが、平均値と大きな相違がないことを確認した。</p> <p>これらの結果から降雨量変化倍率を算出するにあたって、該当する流域面積における降雨量のデータ数を増加させることによりその精度を高めることができる。それにより、地域区分に分類することとしたが、明らかに全国的な傾向とは異なる地域区分については、そのメカニズムの解明や理解を平行して進めた上で、別途の値を設定することとした。</p> <p>具体的には、全地域区分の雨域面積、降雨継続時間毎の平均値は約 1.25 倍であるが、北海道北部と北海道南部、九州北西部については 6 SST の何れのケースでも全国平均値を超過する結果となったため、別途 3 地域で評価を行い 1.4 倍とした。これらの地域については、気温の上昇割合や海面水温の上昇度が高いとされるエリアであり、気候変動の影響が高いエリアであると判断した。なお、山陰地方等の残りの 12 地域については計算された値が低いところもあるが、どの地域区分においても、SST モデルの違いによる幅に平均値約 1.22 倍が入っていることを確認しており、1.2 倍と評価した。地域区分ごとの評価を図-1、図-2、表-1 に示す。</p>  <p>図-1 SST 毎の降雨量変化倍率 (4℃上昇)</p>	

表-1 地域区分毎の降雨量変化倍率と考察

4℃ 上昇	計算結果			決定値	考察
	平均値	中央値	6SST		
北海道 北部	1.39	1.36	1.31~1.52	1.4	・試算結果は 1.3~1.5 の6SST の幅で平均値は 1.39 と、全国平均 1.25 と比べて高い傾向にあり、6SST の幅にも収まっていないため、各ブロックの平均的な値として 1.4 とした。 ・これは、北海道地域は気温が低く、気候変動による気温上昇が大きいことから、飽和水蒸気量の増加率が高くなる寄与していると考えられる。
北海道 南部	1.39	1.36	1.29~1.52	1.4	
東北西部	1.29	1.31	1.15~1.41	1.2	・試算結果は 1.1~1.4 の6SST の幅で平均値は 1.29 と、3地域を除く全国平均値 1.22 と比較するとやや高い傾向にあるが、全国平均値は6SST の幅に収まっている。 ・これは北海道ほどではないものの、東北地方も気温が低く、気候変動による気温上昇が大きく、飽和水蒸気量の増加率が比較的高くなることと同様であると考えられる。
東北東部	1.29	1.26	1.18~1.54	1.2	
関東	1.25	1.25	1.12~1.37	1.2	・3地域を除く全国平均値 1.22 と比較すると、各ブロックの試算結果はやや高い傾向を示しているが、6SST の分散幅に収まっている。
中部	1.24	1.23	1.10~1.46	1.2	
北陸	1.25	1.22	1.11~1.40	1.2	
紀伊南部	1.28	1.29	1.07~1.45	1.2	
山陰	1.11	1.11	0.99~1.24	1.2	・3地域を除いた全国平均値 1.22 と比較すると、試算結果はやや低い傾向を示しているが、6SST の分散の幅には収まっている。
近畿	1.12	1.09	0.87~1.35	1.2	
瀬戸内	1.19	1.16	1.03~1.36	1.2	
中国西部	1.18	1.15	1.02~1.37	1.2	
四国南部	1.29	1.31	1.09~1.49	1.2	平均値は 1.29 と、3地域を除いた全国平均値 1.22 と比較するとやや高い傾向を示しているが、6つの SST の分散の幅に収まっている。
九州 北西部	1.37	1.37	1.27~1.45	1.4	・試算結果は 1.3~1.5 の幅にあり、平均値は 1.39 と全国平均値 1.25 と比べて高い傾向にあり、6SST の幅にも収まっていないため、同様の傾向の北海道北部、北海道南部の3つの地域で平均をとった。 ・これは、九州北西部は付近の海面水温が高く、水蒸気量が豊富に供給されるとともに、偏西風が九州を南北に走る九州山地に当たることで西側に雨が降りやすくなることに寄与している。
九州 南東部	1.15	1.17	1.04~1.23	1.2	・試算結果は 1.0~1.2 の6SST の幅で平均値は 1.15 と、3地域を除いた全国平均値 1.22 と比較するとやや低い傾向にあるが、6SST の分散の幅には収まっている。

表-1 地域区分毎の降雨量変化倍率と考察 (4℃上昇)

4℃ 上昇	計算結果			決定値	考察
	平均値	中央値	6SST		
北海道 北部	1.39	1.36	1.31~1.52	1.4	・試算結果は 1.3~1.5 の6SST の幅で平均値は 1.39 と、全国平均 1.25 と比べて高い傾向にあり、6SST の幅にも収まっていないため、各ブロックの平均的な値として 1.4 とした。 ・これは、北海道地域は気温が低く、気候変動による気温上昇が大きいことから、飽和水蒸気量の増加率が高くなる寄与していると考えられる。
北海道 南部	1.39	1.36	1.30~1.52	1.4	
東北西部	1.29	1.32	1.15~1.38	1.2	・試算結果は 1.1~1.4 の6SST の幅で平均値は 1.29 と、3地域を除く全国平均値 1.22 と比較するとやや高い傾向にあるが、全国平均値は6SST の幅に収まっている。 ・これは北海道ほどではないものの、東北地方も気温が低く、気候変動による気温上昇が大きく、飽和水蒸気量の増加率が比較的高くなることと同様であると考えられる。
東北東部	1.30	1.27	1.18~1.54	1.2	
関東	1.25	1.24	1.14~1.37	1.2	・3地域を除く全国平均値 1.22 と比較すると、各ブロックの試算結果はやや高い傾向を示しているが、6SST の分散幅に収まっている。
中部	1.24	1.21	1.11~1.46	1.2	
北陸	1.25	1.22	1.14~1.38	1.2	
紀伊南部	1.28	1.29	1.07~1.43	1.2	
山陰	1.11	1.12	0.99~1.24	1.2	・3地域を除いた全国平均値 1.22 と比較すると、試算結果はやや低い傾向を示しているが、6SST の分散の幅には収まっている。
近畿	1.11	1.07	0.87~1.34	1.2	
瀬戸内	1.19	1.17	1.02~1.44	1.2	
中国西部	1.18	1.15	1.02~1.34	1.2	
四国南部	1.29	1.31	1.09~1.42	1.2	・平均値は 1.29 と、3地域を除いた全国平均値 1.22 と比較するとやや高い傾向を示しているが、6つの SST の分散の幅に収まっている。
九州 北西部	1.36	1.37	1.28~1.44	1.4	・試算結果は 1.3~1.5 の幅にあり、平均値は 1.39 と全国平均値 1.25 と比べて高い傾向にあり、6SST の幅にも収まっていないため、同様の傾向の北海道北部、北海道南部の3つの地域で平均をとった。 ・これは、九州北西部は付近の海面水温が高く、水蒸気量が豊富に供給されるとともに、偏西風が九州を南北に走る九州山地に当たることで西側に雨が降りやすくなることに寄与している。
九州 南東部	1.15	1.17	1.07~1.23	1.2	・試算結果は 1.0~1.2 の6SST の幅で平均値は 1.15 と、3地域を除いた全国平均値 1.22 と比較するとやや低い傾向にあるが、6SST の分散の幅には収まっている。

計算結果について、
データ精査により
修正

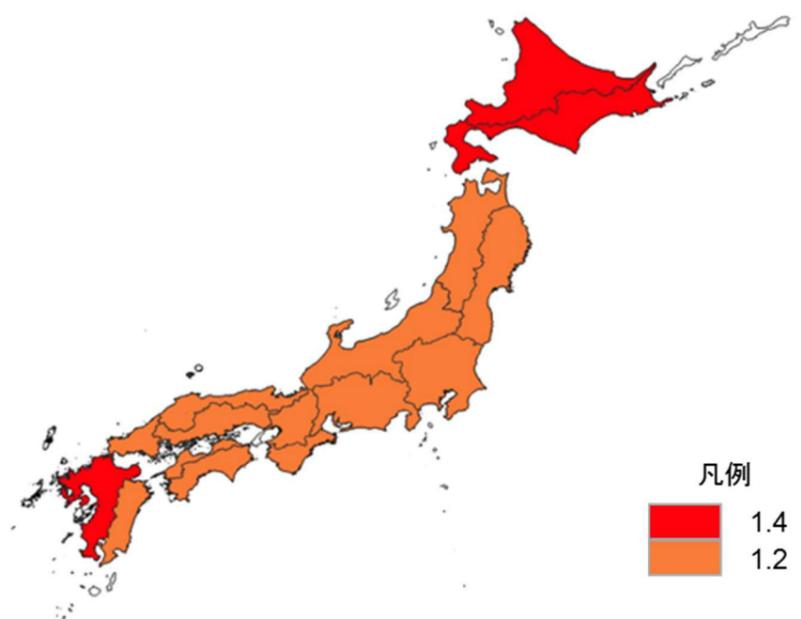


図-2 RCP8.5における降雨量変化倍率（決定値）

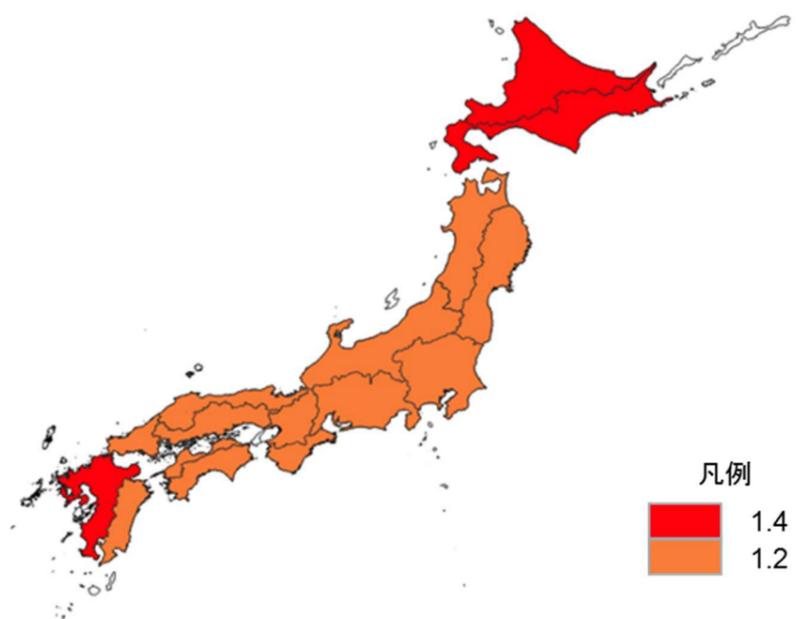


図-2 RCP8.5における降雨量変化倍率（決定値）

2. RCP2.6（2℃上昇相当）に関する降雨量変化倍率の設定の考え方

現時点ではRCP2.6を前提とした大量アンサンブル計算は行われていない。このため、「21世紀末における日本の気候」の、RCP8.5とRCP2.6における上位5%の降水イベントによる日降水量の値（表-2）を活用し、4℃上昇相当の降雨量変化倍率から2℃上昇相当の降雨量変化倍率を算出するための地域区分毎の換算係数を算出することとした。

「21世紀末における日本の気候」と今回の降雨量変化倍率の算出では、採用している地域区分が異なる。そのため、面積案分で補正を行った（表-3）。

なお、上位5%の降水イベントとは、1年間に発生する日降水量の上位5%、つまり、7日間程度は発生する比較的発生頻度の高い日降水量であり、本イベントは、治水計画で考える、1/100等の規模の降水量とは異なるものであるが、活用可能なデータが本データしかないことから採用することとしたものである。

表-2 上位5%の降水イベントによる日降水量の変化率

	全国	北日本 日本海側	北日本 太平洋側	東日本 日本海側	東日本 太平洋側	西日本 日本海側	西日本 太平洋側
RCP2.6	10.3(7.9~14.5)	7.8(5.2~9.4)	11.3(9.2~12.8)	8.5(7.4~10.6)	10.9(7.4~14.6)	7.5(3.5~14.6)	12.4(7.3~18.9)
RCP4.5	13.2(8.0~16.0)	13.0(9.0~15.5)	16.4(6.8~24.5)	11.1(8.8~14.4)	12.7(8.1~15.3)	12.6(7.6~16.9)	12.7(8.6~15.9)
RCP6.0	16.0(14.8~18.2)	18.1(16.5~19.0)	18.2(16.7~19.5)	19.0(15.7~22.4)	14.7(13.0~16.2)	13.2(9.2~18.6)	16.5(14.1~19.0)
RCP8.5	25.5(18.8~35.8)	28.9(18.0~38.9)	25.7(13.6~37.5)	29.9(23.8~38.3)	22.4(15.3~36.0)	24.0(16.7~30.3)	27.2(18.8~38.6)

※RCP2.6、4.6、6.0（3ケース）、RCP8.5（9ケース）における将来気候の予測（2080~2100年平均）と現在気候（1984~2004年平均）の変化率を示す
 ※各シナリオにおける全ケースの平均値、括弧内に平均値が最小のケースと最大のケース（年々変動等を含めた不確実性の幅ではない）を示す
 出典：日本国内における気候変動予測の不確実性を考慮した結果について（お知らせ）【環境省、気象庁】

表-3 補正を行った地域別換算値

	北日本 日本海側	北日本 太平洋側	東日本 日本海側	東日本 太平洋側	西日本 日本海側	西日本 太平洋側	地域別 換算値
換算値	0.25	0.45	0.3	0.5	0.3	0.45	
①北海道北部	74%	26%					0.30
②北海道南部	13%	87%					0.42
③東北西部	87%	13%					0.28
④東北東部		100%					0.45
⑤関東		1%		99%			0.50
⑥北陸	15%		58%	27%			0.35
⑦中部				100%			0.50
⑧近畿			5%	19%	75%		0.34
⑨紀伊南部			38%		62%		0.30
⑩山陰					76%	18%	0.31
⑪瀬戸内					1%	99%	0.45
⑫中国西部					88%	1%	0.27
⑬四国南部						100%	0.45
⑭九州北西部					78%	22%	0.33
⑮九州南東部					28%	72%	0.41

2. RCP2.6（2℃上昇相当）に関する降雨量変化倍率の設定の考え方

現時点ではRCP2.6を前提とした数百~数千年規模の大量アンサンブル計算は行われていない。このため、既存のデータ（「21世紀における日本の気候」）を用いた換算と、RCP8.5の2℃上昇時点を前提とした大量アンサンブル計算（d2PDF）を用いて、RCP2.6（2℃上昇相当）に対応する降雨量変化倍率を設定することとする。

<換算値の算出方法>

既存のデータを用いた換算値の算出方法としては、「21世紀末における日本の気候」の、RCP8.5とRCP2.6における上位5%の降水イベントによる日降水量の値（表-2）を活用し、4℃上昇相当の降雨量変化倍率から2℃上昇相当の降雨量変化倍率を算出するための地域区分毎の換算係数を算出することとした。

「21世紀末における日本の気候」と今回の降雨量変化倍率の算出では、採用している地域区分が異なる。そのため、面積案分で補正を行った（表-3）。

なお、上位5%の降水イベントとは、1年間に発生する日降水量の上位5%、つまり、7日間程度は発生する比較的発生頻度の高い日降水量であり、本イベントは、治水計画で考える、1/100等の規模の降水量とは異なるものであるが、活用可能なデータが本データしかないことから採用することとしたものである。

表-2 上位5%の降水イベントによる日降水量の変化率

	全国	北日本 日本海側	北日本 太平洋側	東日本 日本海側	東日本 太平洋側	西日本 日本海側	西日本 太平洋側
RCP2.6	10.3(7.9~14.5)	7.8(5.2~9.4)	11.3(9.2~12.8)	8.5(7.4~10.6)	10.9(7.4~14.6)	7.5(3.5~14.6)	12.4(7.3~18.9)
RCP4.5	13.2(8.0~16.0)	13.0(9.0~15.5)	16.4(6.8~24.5)	11.1(8.8~14.4)	12.7(8.1~15.3)	12.6(7.6~16.9)	12.7(8.6~15.9)
RCP6.0	16.0(14.8~18.2)	18.1(16.5~19.0)	18.2(16.7~19.5)	19.0(15.7~22.4)	14.7(13.0~16.2)	13.2(9.2~18.6)	16.5(14.1~19.0)
RCP8.5	25.5(18.8~35.8)	28.9(18.0~38.9)	25.7(13.6~37.5)	29.9(23.8~38.3)	22.4(15.3~36.0)	24.0(16.7~30.3)	27.2(18.8~38.6)

※RCP2.6、4.6、6.0（3ケース）、RCP8.5（9ケース）における将来気候の予測（2080~2100年平均）と現在気候（1984~2004年平均）の変化率を示す
 ※各シナリオにおける全ケースの平均値、括弧内に平均値が最小のケースと最大のケース（年々変動等を含めた不確実性の幅ではない）を示す
 出典：日本国内における気候変動予測の不確実性を考慮した結果について（お知らせ）【環境省、気象庁】

表-3 補正を行った地域別換算値

	北日本 日本海側	北日本 太平洋側	東日本 日本海側	東日本 太平洋側	西日本 日本海側	西日本 太平洋側	地域別 換算値
換算値	0.25	0.45	0.3	0.5	0.3	0.45	
①北海道北部	74%	26%					0.30
②北海道南部	13%	87%					0.42
③東北西部	87%	13%					0.28
④東北東部		100%					0.45
⑤関東		1%		99%			0.50
⑥北陸	15%		58%	27%			0.35
⑦中部				100%			0.50
⑧近畿				5%	19%	75%	0.42
⑨紀伊南部				38%		62%	0.47
⑩山陰				7%	76%	18%	0.33
⑪瀬戸内					1%	99%	0.45
⑫中国西部					99%	1%	0.30
⑬四国南部						100%	0.45
⑭九州北西部					78%	22%	0.33
⑮九州南東部					28%	72%	0.41

RCP2.6は、気温上昇の影響がRCP8.5と比較すると小さく、計算による誤差の影響をより受けやすくなる。このため、現象の理解を進める上でも、RCP8.5を用いた分析によって、その変化の傾向分析を行い、その結果も踏まえて、RCP2.6の値を設定する考え方には合理性がある。

RCP2.6の降雨量変化倍率は、RCP8.5において算出された降雨量変化倍率の計算値に、地域区分毎の換算係数を乗じて算出した。RCP2.6はRCP8.5よりも影響の程度は小さいが、その傾向は一致していると想定し、RCP8.5の降雨量変化倍率の決定値が同じ地域区分毎で2度上昇相当の値を設定した。その結果、4度上昇時に高い傾向にあった北海道北部と北海道南部、九州北西部の平均値は1.15倍、その他の12地域区分の平均値は1.1倍と設定した（表-4、図-3、図-4）。

表-4 RCP2.6の地域区分毎の降雨量変化倍率

2℃上昇換算値	計算結果		決定値
	平均値	6SST	
北海道北部	1.12	1.09~1.16	1.15
北海道南部	1.17	1.12~1.22	1.15
東北西部	1.08	1.04~1.11	1.1
東北東部	1.13	1.08~1.24	1.1
関東	1.12	1.06~1.18	1.1
中部	1.12	1.05~1.23	1.1
北陸	1.09	1.04~1.14	1.1
紀伊南部	1.08	1.02~1.13	1.1
山陰	1.03	1.00~1.07	1.1
近畿	1.04	0.96~1.12	1.1
瀬戸内	1.09	1.01~1.16	1.1
中国西部	1.05	1.01~1.11	1.1
四国南部	1.13	1.04~1.22	1.1
九州北西部	1.12	1.09~1.15	1.15
九州南東部	1.06	1.02~1.10	1.1

RCP2.6は、気温上昇の影響がRCP8.5と比較すると小さく、計算による誤差の影響をより受けやすくなる。このため、現象の理解を進める上でも、RCP8.5を用いた分析によって、その変化の傾向分析を行い、その結果も踏まえて、RCP2.6の値を設定する考え方には合理性がある。

RCP2.6の降雨量変化倍率は、RCP8.5において算出された降雨量変化倍率の計算値に、地域区分毎の換算係数を乗じて算出した。RCP2.6はRCP8.5よりも影響の程度は小さいが、その傾向は一致していると想定し、RCP8.5の降雨量変化倍率の決定値が同じ地域区分毎で2度上昇相当の値を設定した。その結果、4度上昇時に高い傾向にあった北海道北部と北海道南部、九州北西部の平均値は1.15倍、その他の12地域区分の平均値は1.1倍と設定した（表-4、図-3、図-4）。

表-4 RCP2.6の地域区分毎の降雨量変化倍率（換算値）

2℃上昇換算値	計算結果		決定値
	平均値	6SST	
北海道北部	1.12	1.09~1.16	1.15
北海道南部	1.17	1.12~1.22	1.15
東北西部	1.08	1.04~1.11	1.1
東北東部	1.13	1.08~1.24	1.1
関東	1.12	1.06~1.18	1.1
中部	1.12	1.05~1.23	1.1
北陸	1.09	1.04~1.14	1.1
紀伊南部	1.08	1.02~1.13	1.1
山陰	1.03	1.00~1.07	1.1
近畿	1.04	0.96~1.12	1.1
瀬戸内	1.09	1.01~1.16	1.1
中国西部	1.05	1.01~1.11	1.1
四国南部	1.13	1.04~1.22	1.1
九州北西部	1.12	1.09~1.15	1.15
九州南東部	1.06	1.02~1.10	1.1

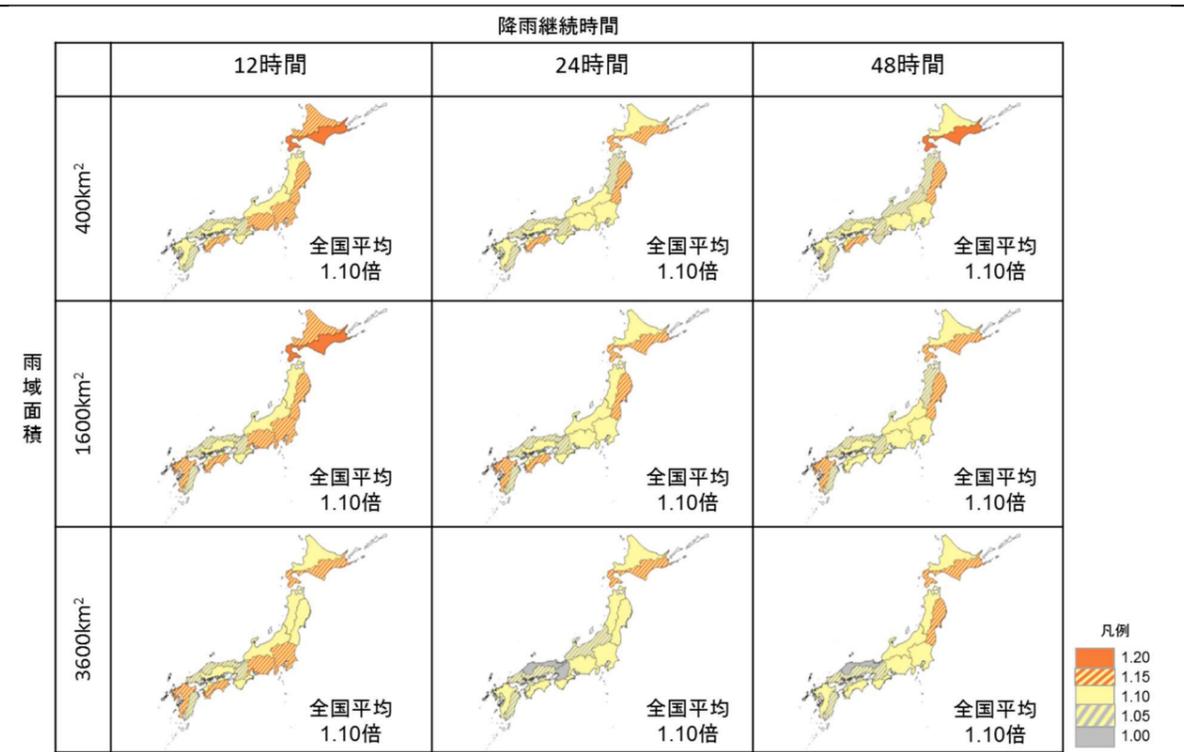


図-3 RCP2.6における雨域面積・降雨継続時間毎の降雨量変化倍率

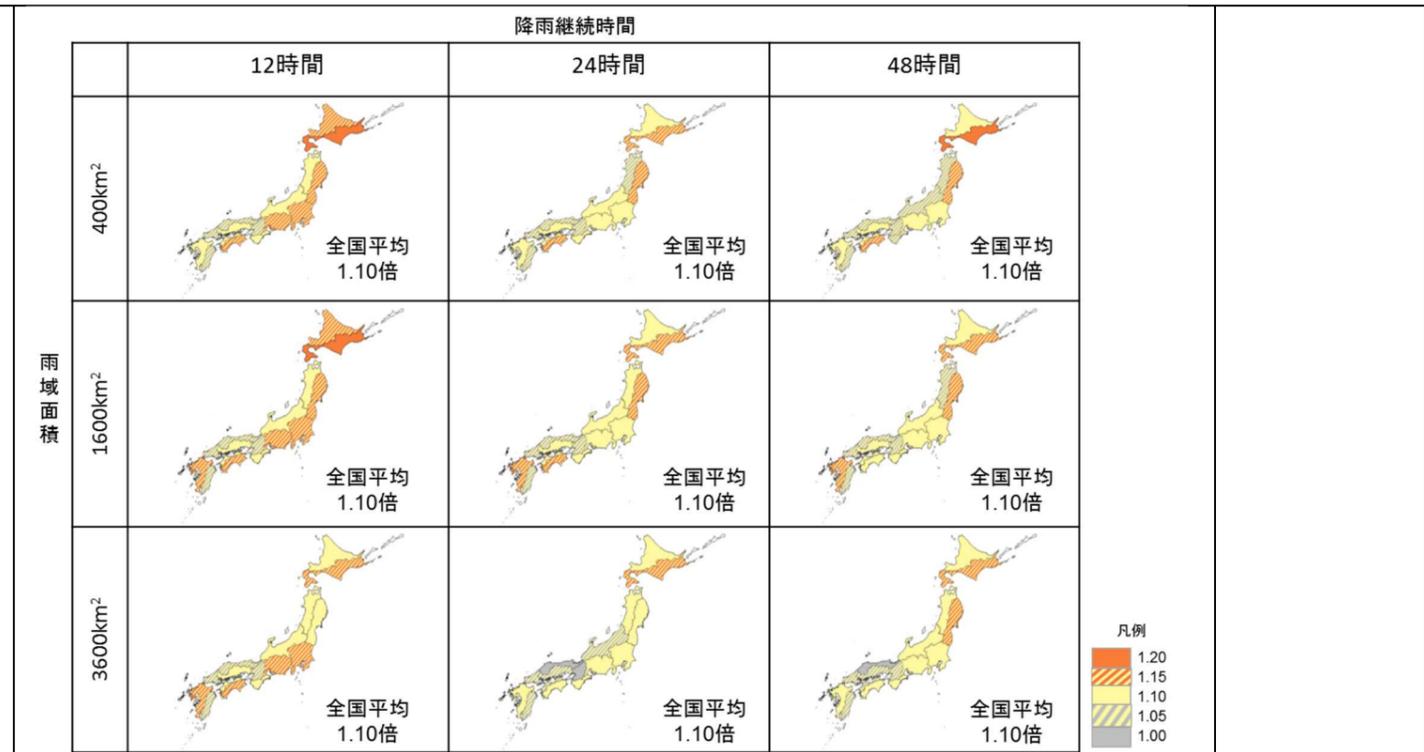


図-3 RCP2.6における雨域面積・降雨継続時間毎の降雨量変化倍率 (換算値)

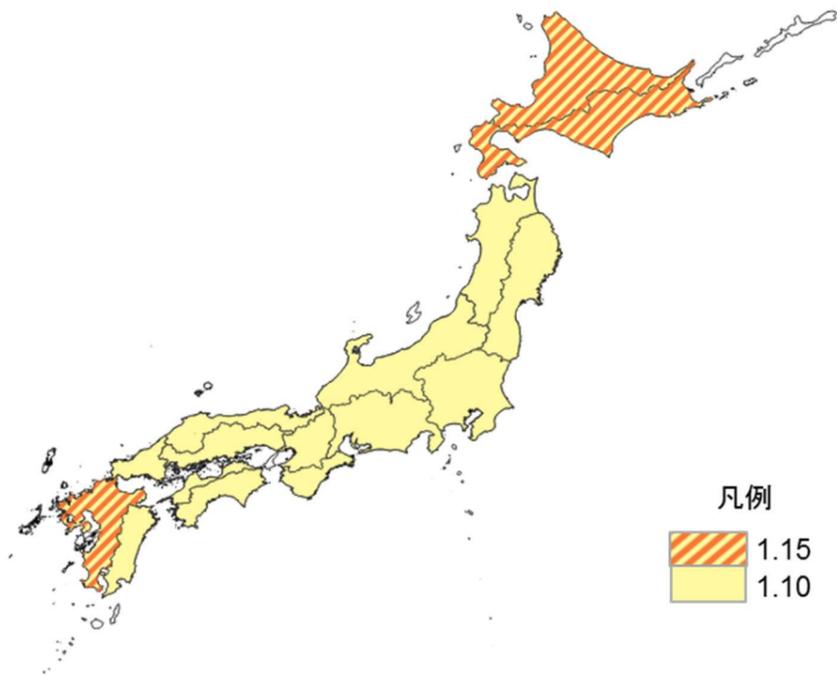


図-4 RCP2.6における降雨量変化倍率 (決定値)

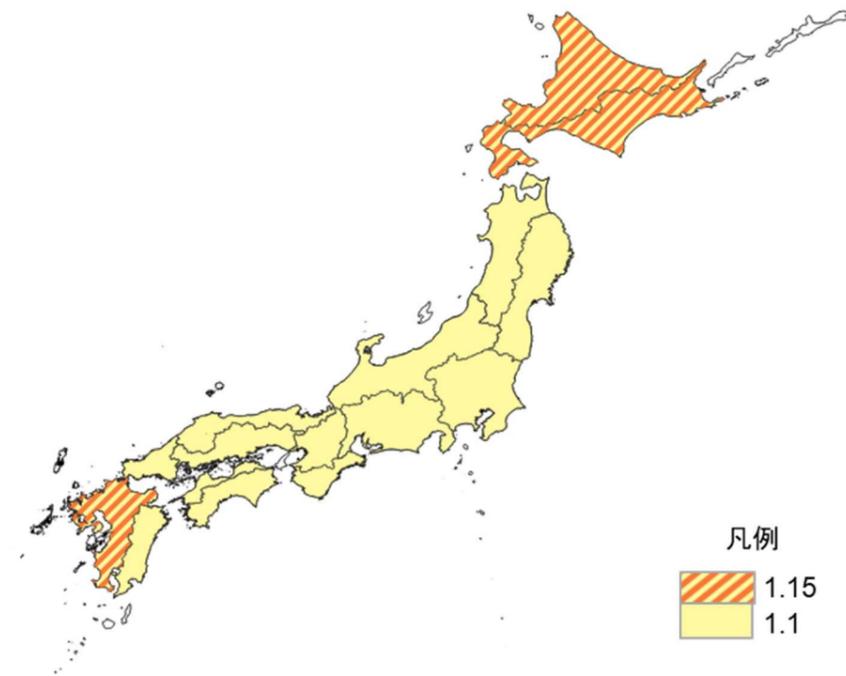


図-4 RCP2.6における降雨量変化倍率 (換算値)

<d2PDF (RCP8.5 の 2℃上昇時点) による倍率算出>

次に、RCP8.5 の 2℃上昇時点の降雨量変化倍率を、d2PDF (5km) によって RCP8.5 の 4℃上昇相当と同様の条件 (雨域面積 400,1600,3600km²、降雨継続時間 12,24,48 時間) で算出した。地域区分毎の評価を図-5、表-5 に示す。

全地域区分の雨域面積、降雨継続時間毎の降雨量変化倍率の平均値は約 1.10 倍であるが、北海道北部と北海道南部については 6 SST の何れのケースでも全国平均値を超過する結果となったため、別途 2 地域で評価を行い 1.15 倍とした。残りの 13 地域については、4℃上昇相当において 6 SST の全ケースで全国平均値を超過していた九州北西部も含め、どの地域区分においても、SST モデルの違いによる幅に平均値約 1.09 倍が入っていることを確認しており、1.1 倍と評価した。

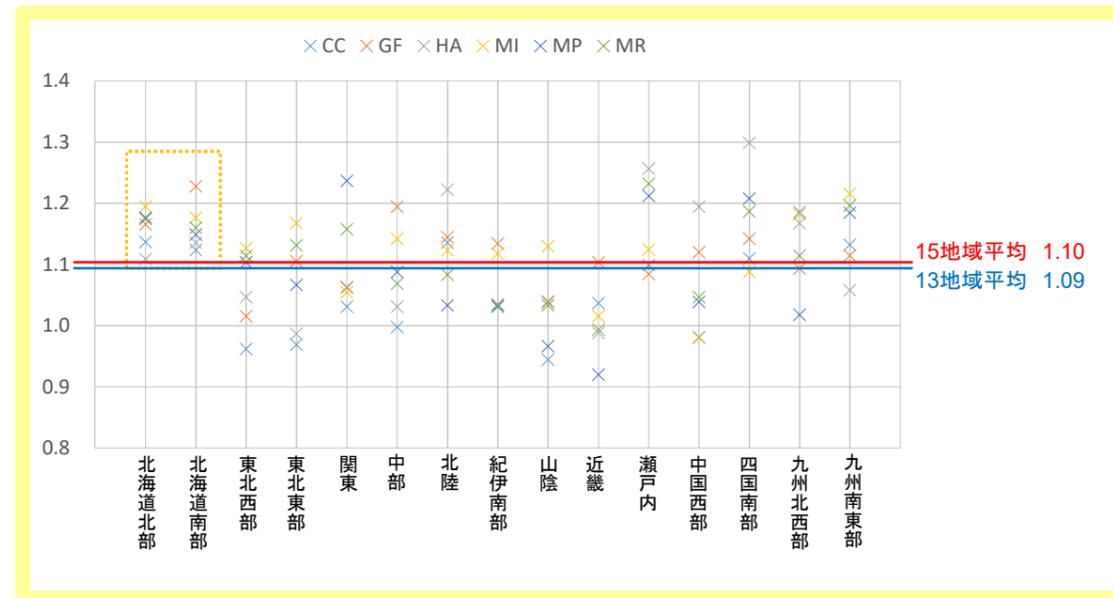


図-5 SST 毎の降雨量変化倍率 (2℃上昇)

表-5 地域区分毎の降雨量変化倍率と考察 (2°C上昇)

2°C 上昇	計算結果			決定値	考察
	平均値	中央値	6SST		
北海道 北部	1.16	1.17	1.11~1.19	1.15	・試算結果は 1.11~1.23 の6SST の幅で平均値は 1.16 と、全国平均 1.10 と比べて高い傾向にあり、6SST の幅にも収まっていないため、両ブロックの平均的な値として 1.15 とした。 ・これは、北海道地域は気温が低く、気候変動による気温上昇が大きいことから、飽和水蒸気量の増加率が高くなる寄与していると考えられる。
北海道 南部	1.16	1.15	1.12~1.23	1.15	
東北西部	1.06	1.08	0.96~1.13	1.1	・試算結果は 0.96~1.17 の6SST の幅で平均値は、2地域を除く全国平均値 1.09 と比較するとやや低い傾向にあるが、全国平均値は6SST の分散の幅には収まっている。
東北東部	1.07	1.09	0.97~1.17	1.1	
関東	1.10	1.06	1.03~1.24	1.1	・2地域を除く全国平均値 1.09 と比較すると、各ブロックの試算結果はやや高い傾向を示しているが、全国平均値は6SST の分散の幅には収まっている。
中部	1.09	1.08	1.00~1.19	1.1	
北陸	1.12	1.13	1.03~1.22	1.1	
紀伊南部	1.06	1.03	1.03~1.13	1.1	・2地域を除いた全国平均値 1.09 と比較すると、試算結果はやや低い傾向を示しているが、全国平均値は6SST の分散の幅には収まっている。
山陰	1.03	1.04	0.94~1.13	1.1	
近畿	1.01	1.00	0.92~1.10	1.1	
瀬戸内	1.17	1.17	1.08~1.26	1.1	・2地域を除いた全国平均値 1.09 と比較すると、試算結果はやや高い傾向を示しているが、全国平均値は6SST の分散の幅には収まっている。
中国西部	1.06	1.04	0.98~1.19	1.1	・2地域を除いた全国平均値 1.09 と比較すると、試算結果はやや低い傾向を示しているが、全国平均値は6SST の分散の幅には収まっている。
四国南部	1.17	1.16	1.09~1.30	1.1	・2地域を除いた全国平均値 1.09 と比較すると、各ブロックの試算結果はやや高い傾向を示しているが、全国平均値は6SST の分散の幅には収まっている。 ・換算値より倍率が低いのは、4°C上昇時に見られた九州北西部付近の海面水温が高くなる傾向が、2°C上昇時では明確には現れておらず、降雨量変化倍率も他地域並みであったためである。
九州 北西部	1.13	1.14	1.02~1.19	1.1	
九州 南東部	1.15	1.16	1.06~1.22	1.1	

<RCP2.6 (2°C上昇相当) の降雨量変化倍率の設定>

4°C上昇相当の降雨量変化倍率から換算した倍率(換算値)とd2PDFによる計算結果を踏まえ、2°C上昇相当の降雨量変化倍率は、北海道北部・北海道南部で1.15倍とし、その他の地域で1.1倍と設定した(図-6)。九州北西部については、d2PDFによる倍率が換算値よりも低い値となったが、これは4°C上昇時に見られた九州北西部付近の海面水温が高くなる傾向が2°C上昇時では明確には現れていないためと考えられる。また、気候変動により梅雨豪雨の発生頻度が増加するという分析¹⁾もなされていることを踏まえ、九州北西部における降雨の気象擾乱タイプの分析を行い、前線による降雨がd2PDFにおいても十分考慮されていることを確認した(詳細は〈参考1〉)。以上より、九州北西部の降雨量変化倍率は、北海道を除く地域と同じ1.1倍とする【P】。

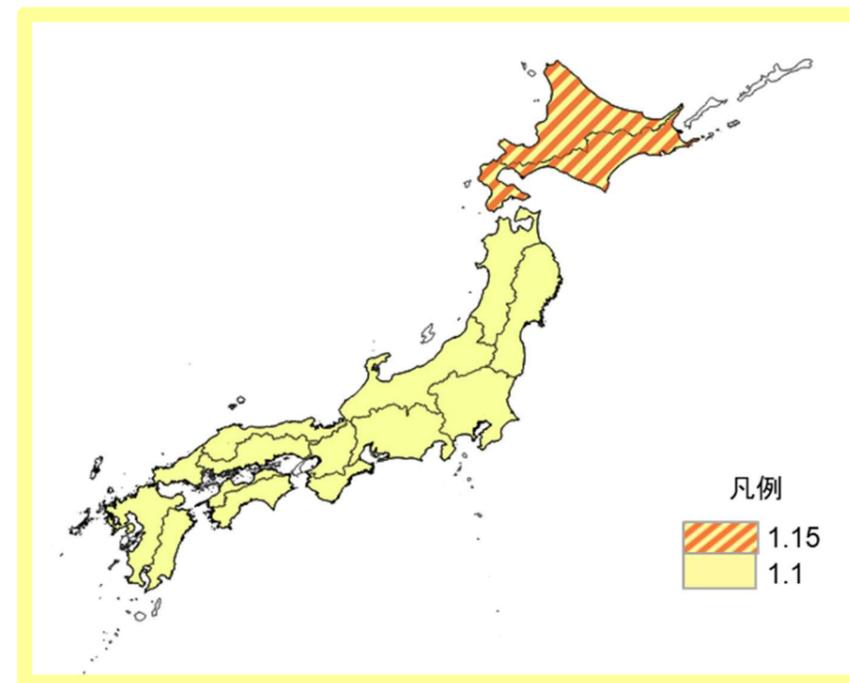
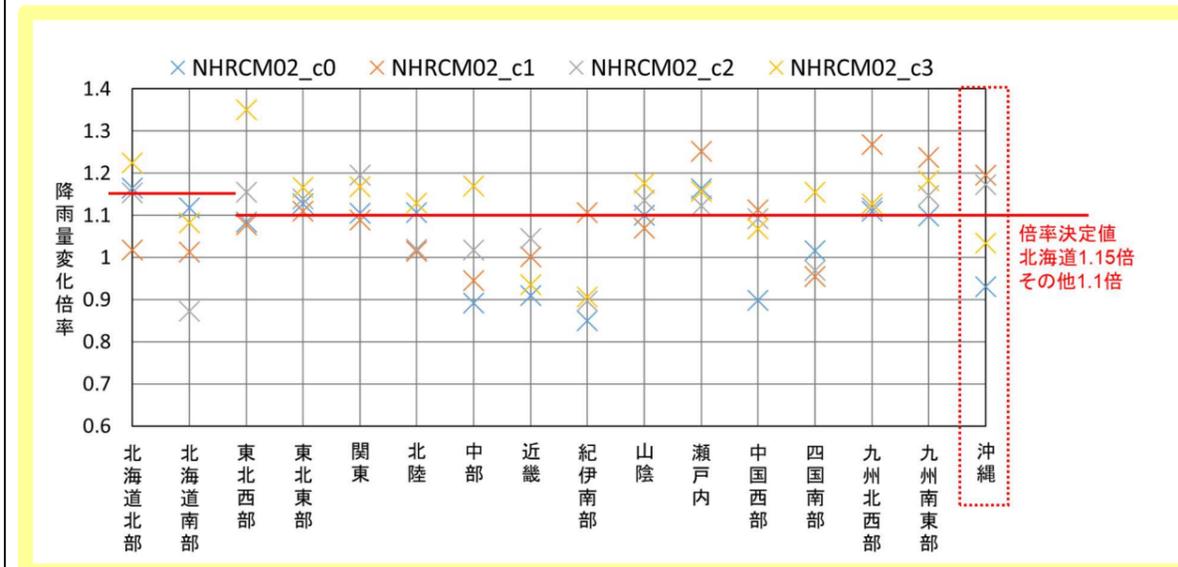


図-6 RCP2.6 (2°C上昇時点)における降雨量変化倍率(決定値)【P】

3. 島しょ部（沖縄）の降雨量変化倍率の設定の考え方

島しょ部（沖縄）については、d4PDF（5km）・d2PDF（5km）の領域外であるため、NHRCM02による計算結果を用いて別途検討を行った。NHRCM02は、文部科学省の「気候変動リスク情報創生プログラム」及び「統合的気候モデル高度化プログラム」において、島しょ部（沖縄）を含む全国を対象領域として作成された気候データであり、全球モデル実験の結果を解像度 2km でダウンスケールしたものである。今回の検討では、検討時点で使用可能であった現在気候 60 年分（1981~1999 年の 20 年×3 摂動）、将来気候（RCP2.6、RCP8.5）各 80 年分（2076~2095 年の 20 年×4SST パターン）のデータを使用しており、DAD 解析の方法は d2PDF と同様である。NHRCM02 は、d4PDF、d2PDF に比べて計算年数は少ないものの、解像度が高いため、短時間降雨や局所的な強雨の表現に適しているといえる。

NHRCM02 を用いて SST 毎に全国の降雨量変化倍率を算出したところ、沖縄の倍率は、北海道を除く地域と概ね同程度の値となった（図-7）。また、NHRCM02 による地域区分毎の降雨量変化倍率は、d2PDF と概ね同等の結果となった（表-6）。以上より、島しょ部（沖縄）の降雨量変化倍率は、北海道を除く地域における倍率と同じ値を適用することができる。



※海面水温パターン毎（4SST）に、降雨継続時間別（1, 2, 3, 6, 12, 24 時間）、雨域面積別（4, 16, 36, 64km²）、年超過確率別（1/30, 1/50）の倍率の平均値を算出

図-7 NHRCM02（RCP2.6）による降雨量変化倍率【P】

表-6 d2PDF と NHRCM02 による降雨量変化倍率（年超過確率 1/30, 1/50）

地域区分	d2PDF (25・100km ² , 1・2・3・6・12・24hr)			NHRCM02 RCP2.6 (4・16・36・64km ² , 1・2・3・6・12・24hr)		
	平均値	中央値	6SST	平均値	中央値	4SST
北海道北部	1.21	1.23	1.14 ~ 1.25	1.14	1.16	1.02 ~ 1.22
北海道南部	1.20	1.22	1.11 ~ 1.30	1.02	1.05	0.87 ~ 1.12
東北西部	1.14	1.12	1.07 ~ 1.25	1.17	1.12	1.08 ~ 1.35
東北東部	1.12	1.11	0.98 ~ 1.24	1.14	1.13	1.11 ~ 1.17
関東	1.13	1.10	1.07 ~ 1.27	1.14	1.14	1.09 ~ 1.19
北陸	1.16	1.18	1.07 ~ 1.24	1.07	1.06	1.01 ~ 1.13
中部	1.10	1.11	1.02 ~ 1.15	1.01	0.98	0.89 ~ 1.17
近畿	1.07	1.08	0.99 ~ 1.14	0.97	0.97	0.91 ~ 1.05
紀伊南部	1.10	1.10	1.04 ~ 1.21	0.94	0.90	0.85 ~ 1.11
山陰	1.08	1.10	1.00 ~ 1.13	1.12	1.12	1.07 ~ 1.18
瀬戸内	1.15	1.14	1.07 ~ 1.26	1.17	1.16	1.12 ~ 1.25
中国西部	1.07	1.05	0.99 ~ 1.23	1.04	1.08	0.90 ~ 1.11
四国南部	1.17	1.15	1.10 ~ 1.27	1.02	0.99	0.96 ~ 1.16
九州北西部	1.10	1.11	1.03 ~ 1.17	1.16	1.12	1.11 ~ 1.27
九州南東部	1.12	1.11	0.99 ~ 1.22	1.17	1.16	1.10 ~ 1.24
沖縄	—	—	—	1.08	1.10	0.93 ~ 1.20

3. 小流域・短時間の対象降雨の取り扱い方

治水計画における降雨継続時間と流域面積とは相関関係があり、一般に流域面積が小さいほど降雨継続時間が短い傾向にある。将来の降雨量変化倍率では、流域が小さく降雨継続時間が短いほど、降雨の増加率が高い傾向がみられるため、より小さい流域では大河川と異なる降雨量変化倍率の検討を行う必要がある。山田らが行った北海道における研究では、小流域の短時間降雨は変化倍率が高いとされていることから、以降は降雨継続時間に着目して分析を行った。

4度上昇の場合、降雨継続時間が12時間未満になると、降雨量変化倍率の増加傾向がやや顕著となり、3時間と6時間のデータは概ね全国的に12時間～48時間の降雨量変化倍率と比較して増加傾向にあり、全国的に1.05の割増係数を設定する(表-5)。

しかし、1、2時間の降雨継続時間の流域は、12時間～48時間の降雨量変化倍率と比べると増加傾向と減少傾向とに分かれる結果となった。これは降雨継続時間が1、2時間の降雨はd4PDF(5km)モデルによって十分に解明できているかどうかは明らかではなく、今後、より細かな解像度のモデルを活用したアンサンブル計算を行って、その現象の解明とメカニズムの評価が必要であると判断し、今回の検討の結果、値の設定は見送ることとした。なお、河川計画においては、多くの河川で3時間以上の降雨継続時間が用いられており、当面、実用上問題も少ないと考えられる。

表-5 短時間降雨に関する降雨量変化倍率の割増係数

400km2	3h	6h	12h	①3h～6h 平均	②12h～48h 平均	差分(①/②)
北海道北部	1.63	1.55	1.45	1.59	1.41	1.128
北海道南部	1.61	1.53	1.43	1.57	1.42	1.106
東北西部	1.56	1.44	1.30	1.50	1.26	1.195
東北東部	1.31	1.36	1.35	1.33	1.33	1.003
関東	1.29	1.30	1.27	1.30	1.24	1.044
北陸	1.31	1.33	1.31	1.32	1.26	1.046
中部	1.26	1.28	1.32	1.27	1.25	1.019
近畿	1.25	1.21	1.15	1.23	1.16	1.063
紀伊南部	1.32	1.37	1.34	1.35	1.29	1.048
山陰	1.21	1.20	1.17	1.20	1.13	1.066
瀬戸内	1.25	1.25	1.21	1.25	1.22	1.027
中国西部	1.27	1.25	1.23	1.26	1.18	1.063
四国南部	1.27	1.34	1.37	1.30	1.33	0.979
九州北西部	1.31	1.33	1.33	1.32	1.34	0.987
九州南東部	1.13	1.14	1.16	1.14	1.16	0.982
					平均値	1.05

4. 小流域・短時間の対象降雨の取り扱い方

治水計画における降雨継続時間と流域面積とは相関関係があり、一般に流域面積が小さいほど降雨継続時間が短い傾向にある。将来の降雨量変化倍率では、流域が小さく降雨継続時間が短いほど、降雨の増加率が高い傾向がみられるため、より小さい流域では大河川と異なる降雨量変化倍率の検討を行う必要がある。山田らが行った北海道における研究では、小流域の短時間降雨は変化倍率が高いとされていることから、以降は降雨継続時間に着目して分析を行った。

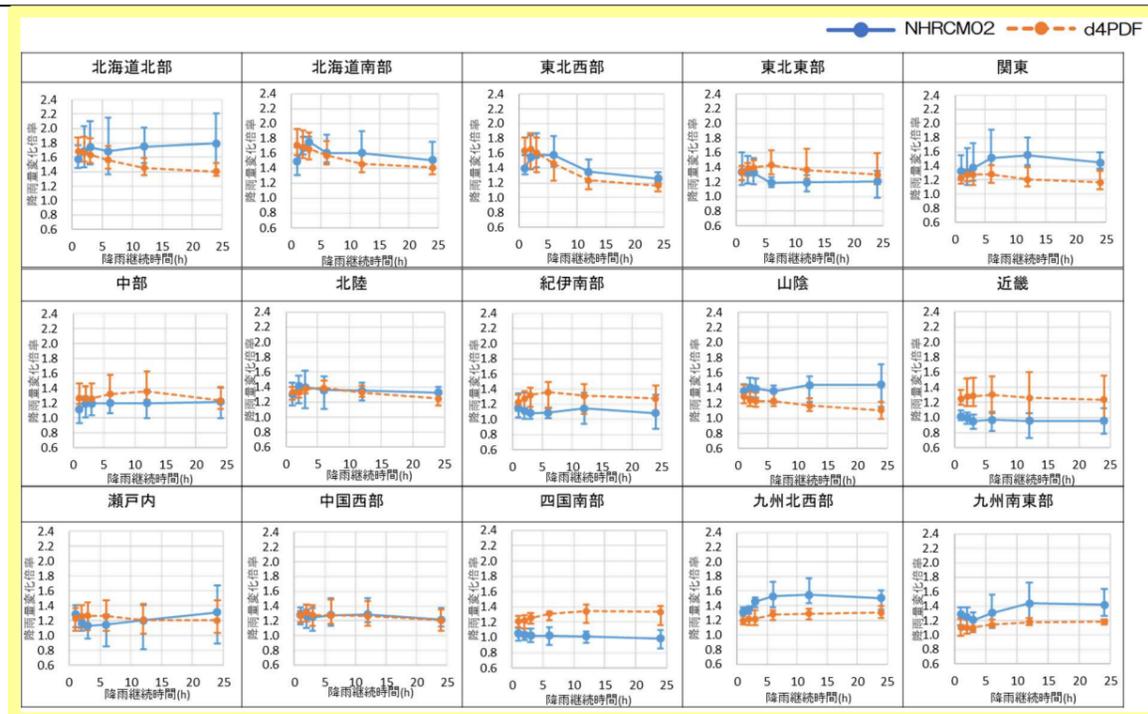
4度上昇の場合、降雨継続時間が12時間未満になると、降雨量変化倍率の増加傾向がやや顕著となり、3時間と6時間のデータは概ね全国的に12時間～48時間の降雨量変化倍率と比較して増加傾向にあり、全国的に1.05の割増係数を設定する(表-7)。

しかし、1、2時間の降雨継続時間の流域は、12時間～48時間の降雨量変化倍率と比べると増加傾向と減少傾向とに分かれる結果となった。ただし、降雨継続時間が1、2時間の降雨はd4PDF(5km)モデルによって十分に解明できているかどうかは明らかではない。そのため、より細かな解像度のモデルであるNHRCM02(RCP8.5、4℃上昇相当)による倍率を確認したところ、d4PDF(5km)と同様に増加傾向と減少傾向に分かれ、明確な傾向は見られなかった(図-8)。以上の検討を踏まえ、降雨継続時間1、2時間の降雨については、今後も引き続き現象の解明とメカニズムの評価が必要であると判断し、今回、値の設定は見送ることとした。なお、河川計画においては、多くの河川で3時間以上の降雨継続時間が用いられており、当面、実用上問題も少ないと考えられる。

表-7 短時間降雨に関する降雨量変化倍率の割増係数

400km2	3h	6h	12h	①3h～6h 平均	②12h～48h 平均	差分(①/②)
北海道北部	1.63	1.55	1.45	1.59	1.41	1.128
北海道南部	1.61	1.53	1.43	1.57	1.42	1.106
東北西部	1.56	1.44	1.30	1.50	1.26	1.192
東北東部	1.31	1.36	1.35	1.33	1.33	1.003
関東	1.29	1.30	1.27	1.30	1.24	1.044
北陸	1.31	1.33	1.31	1.32	1.26	1.046
中部	1.26	1.28	1.32	1.27	1.25	1.019
近畿	1.25	1.21	1.15	1.23	1.16	1.063
紀伊南部	1.32	1.37	1.34	1.35	1.29	1.048
山陰	1.21	1.20	1.17	1.20	1.13	1.066
瀬戸内	1.25	1.25	1.21	1.25	1.21	1.032
中国西部	1.27	1.25	1.23	1.26	1.18	1.063
四国南部	1.27	1.34	1.37	1.30	1.33	0.979
九州北西部	1.31	1.33	1.33	1.32	1.34	0.987
九州南東部	1.13	1.14	1.16	1.14	1.16	0.982
					平均値	1.05

また、2度上昇の場合、山田らが行った北海道における研究によると、短時間の降雨量変化倍率が大きくなる傾向は、2℃上昇時は4℃上昇時ほど顕著には生じないとされている(図-5)ことから、割り増し係数は導入しない。このため、2℃上昇時に関する降雨量変化倍率は、より小流域やより短時間の降雨に流用することも可能である(表-6)。



※雨域面積毎の倍率値を平均 (d4PDF : 25, 100km² の平均、NHRCM02 : 4, 16, 36, 64, 100km² の平均)

※海面水温パターン の平均値を点で、幅をエラーバーで示す (d4PDF : 6SST、NHRCM02 : 4SST)

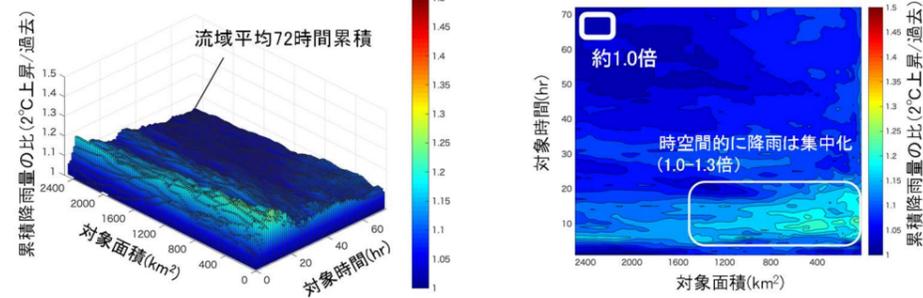
図-8 短時間降雨に関する降雨量変化倍率 (4℃上昇時)

2℃上昇相当について、d2PDF (5km) により降雨量変化倍率を算出したところ、3~6 時間の短時間降雨の変化倍率が大きくなる傾向は4℃上昇時ほど顕著には見られなかった。また、1、2 時間の降雨についても、変化倍率の顕著な増減は見られなかった。なお、山田らが行った北海道における研究においても、短時間の降雨量変化倍率が大きくなる傾向は、2℃上昇時は4℃上昇時ほど顕著には生じないとされている(図-9)。以上のことから、2℃上昇時において割り増し係数は導入しない。このため、2℃上昇時に関する降雨量変化倍率は、より小流域やより短時間の降雨に適用することも可能である。

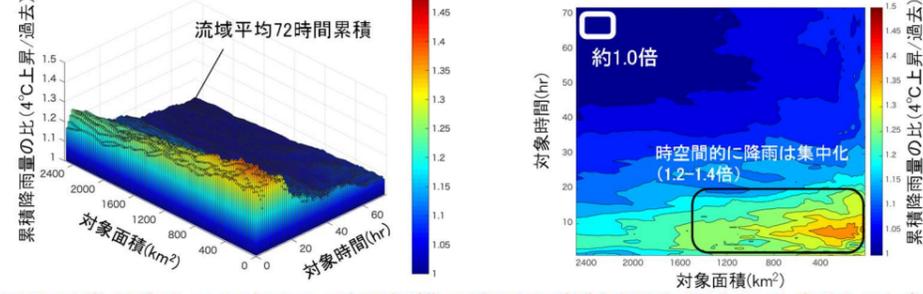
次に、雨域面積による降雨量変化倍率の変化については、雨域面積 400km² 以下を対象に、降雨継続時間 3、6、12 時間かつ年超過確率 1/100 の条件において、d2PDF・d4PDF と NHRCM02 により降雨量変化倍率を算出したところ、雨域面積による降雨量変化倍率の顕著な増減は見られなかった(図-10、11)。

以上の検討結果を踏まえ、表-8 の通り降雨量変化倍率を設定する。なお、雨域面積による降雨量変化倍率の変動は小さいことや、d4PDF (5km)・d2PDF (5km) の解像度を考慮し、今回設定する倍率は雨域面積 100km² 以上の降雨において適用可能とする。また、今回、沖縄以外の地域は年超過確率 1/100 規模の降雨量変化倍率を算定したが、年超過確率 1/100 以外の降雨量変化倍率についても(参考2)に示す。

十勝川帯広基準地点集水域(200~250mm/72hrのみを対象)
 ・過去実験(DS後71事例の中央値), 2℃上昇実験(DS後110事例の中央値)の比較



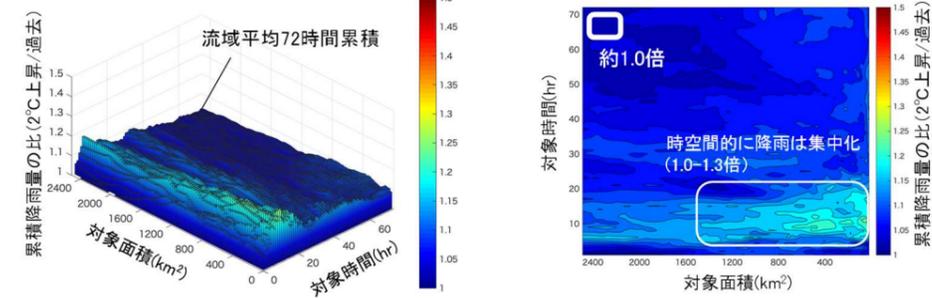
・過去実験(DS後71事例の中央値), 4℃上昇実験(DS後314事例の中央値)の比較



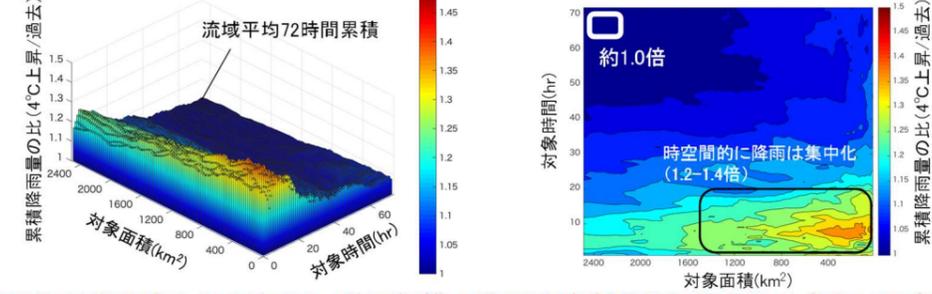
温暖化の進行度合いに応じて、計画規模の降雨の時空間的な集中化の度合いは高まる

図-5 降雨継続時間の短い雨の2℃上昇時と4℃上昇時の違い

十勝川帯広基準地点集水域(200~250mm/72hrのみを対象)
 ・過去実験(DS後71事例の中央値), 2℃上昇実験(DS後110事例の中央値)の比較

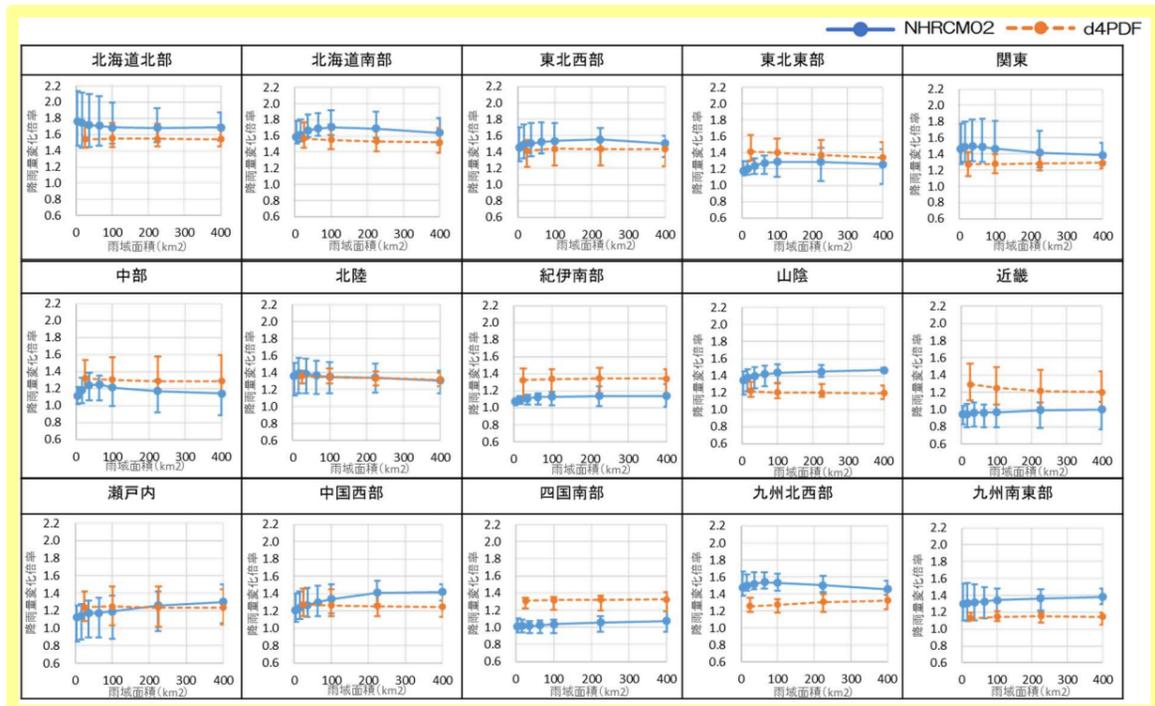


・過去実験(DS後71事例の中央値), 4℃上昇実験(DS後314事例の中央値)の比較



温暖化の進行度合いに応じて、計画規模の降雨の時空間的な集中化の度合いは高まる

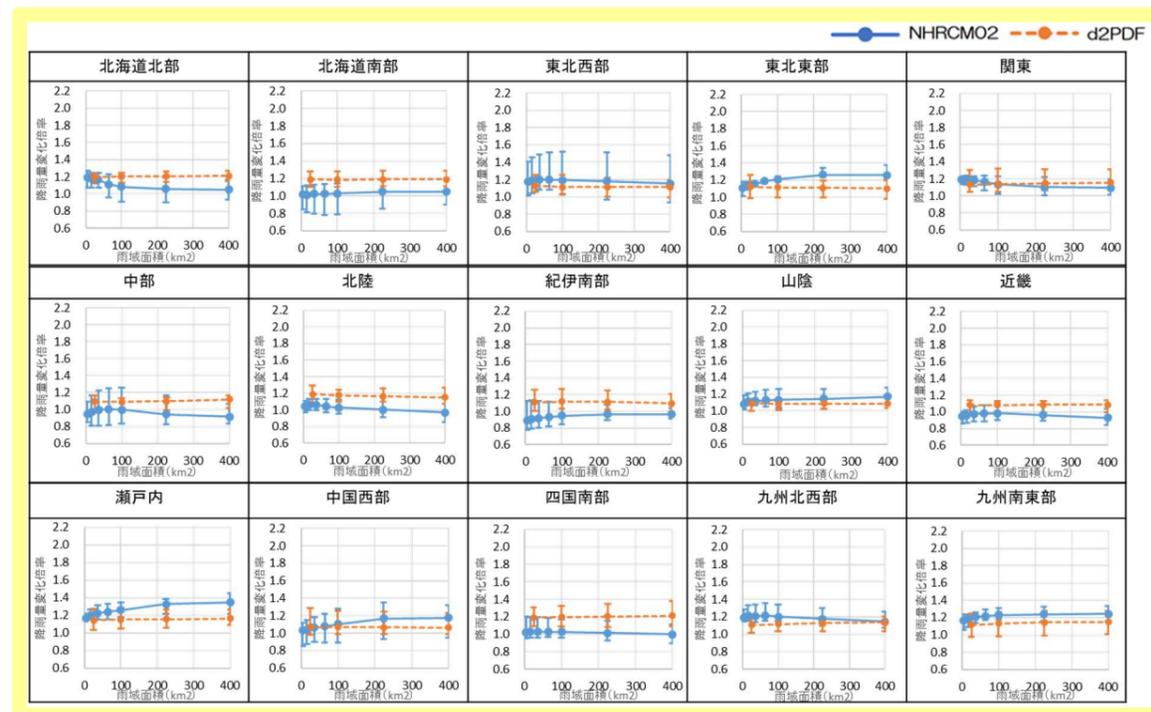
図-9 降雨継続時間の短い雨の2℃上昇時と4℃上昇時の違い



※降雨継続時間毎の倍率値を平均 (3, 6, 12 時間)

※海面水温パターンの平均値を点で、幅をエラーバーで示す (d4PDF : 6SST、NHRCM02 (RCP8.5) : 4SST)

図-10 雨域面積による降雨量変化倍率の変化 (4℃上昇時)



※降雨継続時間毎の倍率値を平均（3, 6, 12時間）

※海面水温パターンの平均値を点で、幅をエラーバーで示す（d4PDF：6SST、NHRCM02（RCP2.6）：4SST）

図-11 雨域面積による降雨量変化倍率の変化（2℃上昇時）

表-6 降雨継続時間ごとの降雨量変化倍率

		降雨継続時間 12時間以上	割増係数	降雨継続時間 12時間未満
4℃上昇 (RCP8.5)		1.3	1.05	1.4
	北海道、九州北西部	1.4		1.5
	その他の地域	1.2		1.3
2℃上昇 (RCP2.6) (暫定値)		1.1	1.0	1.1
	北海道、九州北西部	1.15		1.15
	その他の地域	1.1		1.1

表-8 降雨継続時間ごとの降雨量変化倍率※

		降雨継続時間 12時間以上	割増係数	降雨継続時間 3時間以上 12時間未満	降雨継続時間 3時間未満
4℃上昇 (RCP8.5)		1.3	1.05	1.4	-
	北海道、九州北西部	1.4		1.5	-
	その他の地域 (沖縄含む)	1.2		1.3	-
2℃上昇 (RCP8.5)		1.1	1.0	1.1	1.1
	北海道、九州北西部【P】	1.15		1.15	1.15
	その他の地域 (沖縄含む)	1.1		1.1	1.1

※雨域面積 100km²以上の降雨について適用可能。

※4℃上昇の降雨量変化倍率は、降雨継続時間3時間未満の降雨には適用できない。

※沖縄は、d4PDF等の計算領域外であるためNHRCM02を用いて年超過確率1/30~1/50規模の降雨量変化倍率を算定、その他の地域はd4PDF等を用いて年超過確率1/100規模の降雨量変化倍率を算定。

4. 気温や海面水温の上昇から降雨量変化倍率の評価

d4PDF(5km)の計算結果について、地域区分毎に降雨量変化倍率が異なる要因を分析するため、将来の気温の変化に基づく飽和水蒸気量の変化や海面水温の変化について整理した。

(ア) 気温の変化

一般的に、緯度が上昇するにつれて気温の上昇度合いが高くなっており、RCP8.5における将来の年平均気温の変化は、札幌が約5℃に対して、東京は約4.4℃、福岡は4.2℃となっている。この結果、気温と飽和水蒸気圧の関係（テテン式）から、北海道における降雨量変化倍率が高まっている可能性がある（図-6）。

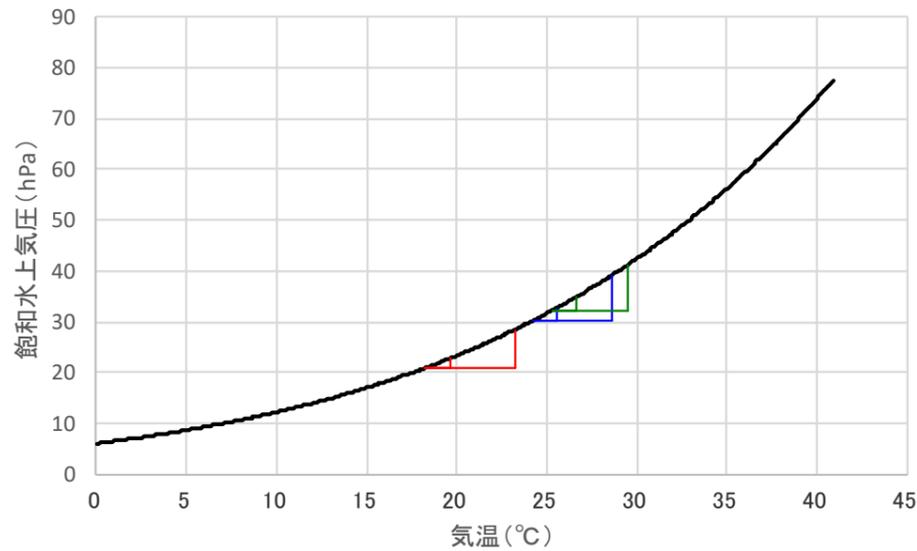


図-6 気温と飽和水蒸気圧の関係

表-7 テテンの式で算出した気温上昇時の飽和水蒸気圧

		現在気候	RPC2.6	RCP8.5
札幌	平均気温(6月~10月)	18.2 ^{※1}	19.6 ^{※2}	23.2 ^{※3}
	飽和水蒸気圧	20.9hPa	22.8hPa(+9%)	28.4hPa(+36%)
東京	平均気温(6月~10月)	24.2 ^{※1}	25.5 ^{※2}	28.6 ^{※3}
	飽和水蒸気圧	30.2hPa	32.6hPa(+8%)	39.2hPa(+30%)
福岡	平均気温(6月~10月)	25.3 ^{※1}	26.6 ^{※2}	29.5 ^{※3}
	飽和水蒸気圧	32.3hPa	34.8hPa(+8%)	41.2hPa(+28%)

※1：気象庁の2018年の6月～10月（出水期）の平均気温

※2：現在気候の気温に、RCP2.6シナリオにおける将来の年平均変化量の平均値及び0.2℃^{※4}を加えたもの

※3：現在気候の気温に、RCP8.5シナリオにおける将来の年平均変化量の平均値及び0.2℃^{※4}を加えたもの

※4：NHRCMの基準期間（1984～2004年）の平均値とd4PDF過去実験の対象期間（1951～2010年）の平均値の差分

5. 気温や海面水温の上昇から降雨量変化倍率の評価

d4PDF(5km)・d2PDF(5km)の計算結果について、地域区分毎に降雨量変化倍率が異なる要因を分析するため、将来の気温の変化に基づく飽和水蒸気量の変化や海面水温の変化について整理した。

(ア) 気温の変化

一般的に、緯度が上昇するにつれて気温の上昇度合いが高くなっており、RCP8.5における将来の年平均気温の変化は、札幌が約5℃に対して、東京は約4.4℃、福岡は4.2℃、沖縄は3.5℃となっている。この結果、気温と飽和水蒸気圧の関係（テテン式）から、北海道における降雨量変化倍率が高まっている可能性がある（図-12、表-9）。

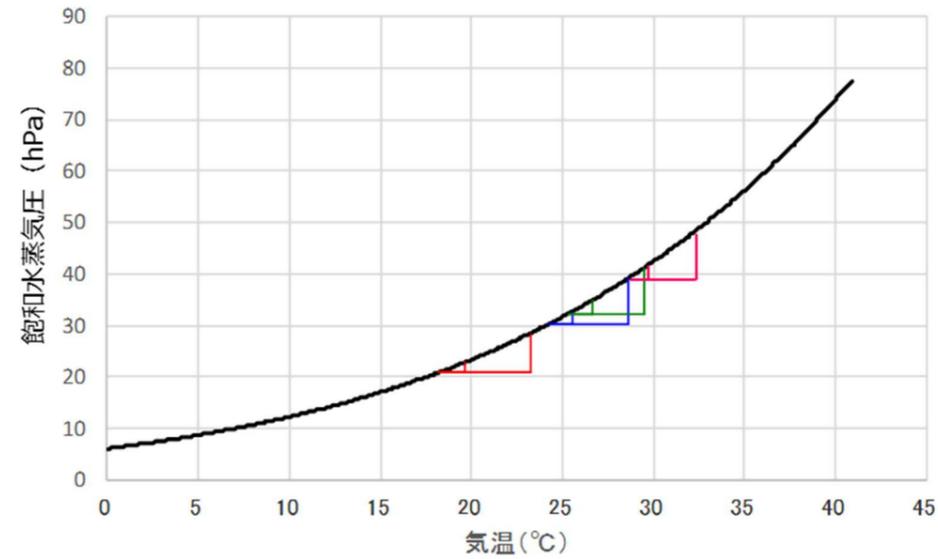


図-12 気温と飽和水蒸気圧の関係

表-9 テテンの式で算出した気温上昇時の飽和水蒸気圧

		現在気候	RCP2.6	RCP8.5
札幌	平均気温(6月~10月)	18.2 ^{※1}	19.6 ^{※2}	23.2 ^{※3}
	飽和水蒸気圧	20.9hPa	22.8hPa(+9%)	28.4hPa(+36%)
東京	平均気温(6月~10月)	24.2 ^{※1}	25.5 ^{※2}	28.6 ^{※3}
	飽和水蒸気圧	30.2hPa	32.6hPa(+8%)	39.2hPa(+30%)
福岡	平均気温(6月~10月)	25.3 ^{※1}	26.6 ^{※2}	29.5 ^{※3}
	飽和水蒸気圧	32.3hPa	34.8hPa(+8%)	41.2hPa(+28%)
沖縄	平均気温(6月~10月)	27.4 ^{※1}	28.5 ^{※2}	30.9 ^{※3}
	飽和水蒸気圧	36.5hPa	38.9hPa(+7%)	44.7hPa(+22%)

※1：気象庁の2018年の6月～10月（出水期）の平均気温

※2：現在気候の気温に、RCP2.6シナリオにおける将来の年平均変化量の平均値及び0.2℃^{※4}を加えたもの

※3：現在気候の気温に、RCP8.5シナリオにおける将来の年平均変化量の平均値及び0.2℃^{※4}を加えたもの

※4：NHRCMの基準期間（1984～2004年）の平均値とd4PDF過去実験の対象期間（1951～2010年）の平均値の差分

(イ) 海面水温の変化

SST モデルを見ると、何れのモデルでも北海道周辺の海面水温の上昇量が大きく、また、九州北西部も大きくなっている。他方、太平洋沿いのエリアではモデルによって海面水温の上昇量の違いが大きくなっている。

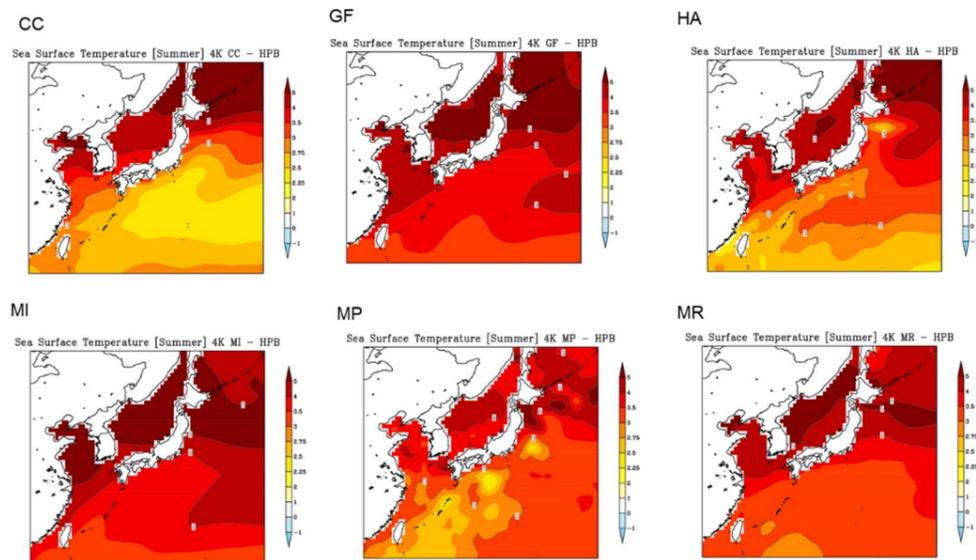


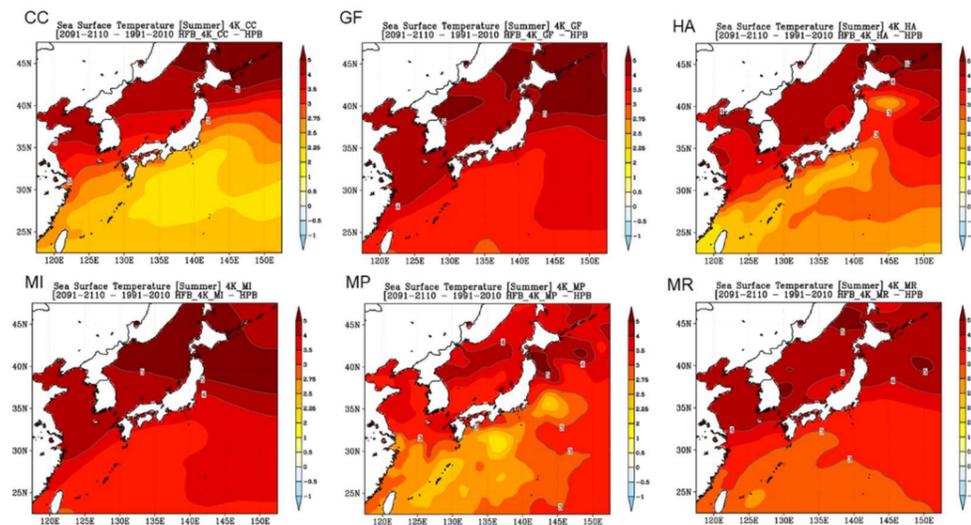
図-7 SST ごとの海面水温の上昇度

(イ) 海面水温の変化

d4PDF・d2PDF の将来予測における海面水温は、観測された海面水温からトレンド成分を除いたものに、CMIP5 (第 5 次結合モデル相互比較計画) の主要 6 SST モデルに基づく将来の海面水温変化パターンを加えた値を、海面水温の境界値として与えることで設定されている。SST モデル毎の海面水温上昇量を見ると、4℃上昇相当 (図-13) では、何れのモデルでも北海道周辺の海面水温の上昇量が大きく、また、九州北西部も大きくなっている。他方、太平洋沿いのエリアではモデルによって海面水温の上昇量の違いが大きくなっている。

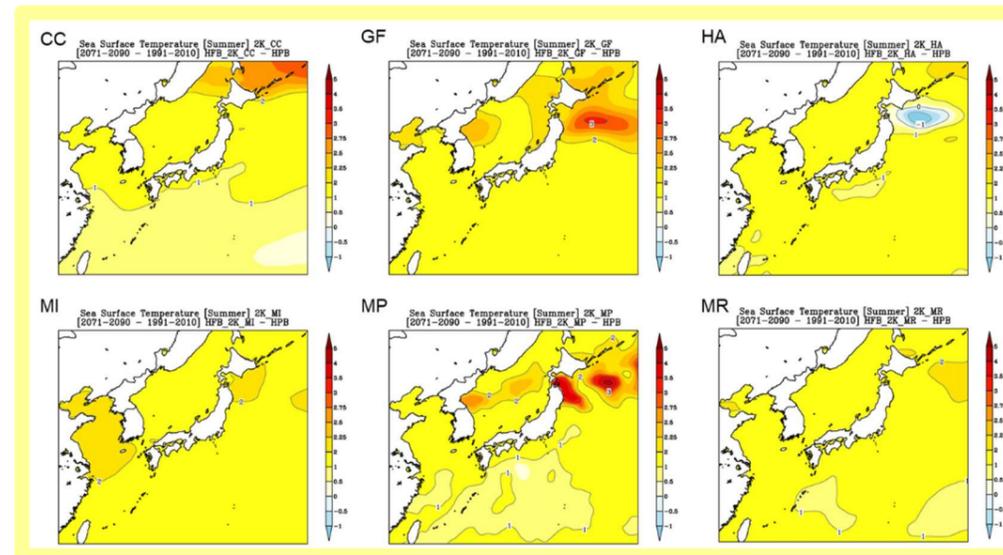
一方、2℃上昇相当 (図-14) では、何れのモデルでも北海道周辺の海面水温の上昇量が大きくなっているものの、九州北西部の上昇量は大きくなっているとはいえない。九州北西部において、4℃上昇相当においてのみ降雨量変化倍率の値が大きくなっているのは、この海面水温の上昇度の違いが影響していると考えられる。

なお、d4PDF 等の海面水温は、解像度が 100km~200km 程度のモデルに基づき設定されたものであり、大部分が水深 200m 以浅の大陸棚に占められ、気候変動の影響を受けやすいと考えられる東シナ海の海面水温変化を十分に捉えられていないおそれがある。このため、別途 (参考 3) において、より解像度の高い海洋モデルを用い、d4PDF 等の東シナ海における海面水温設定の妥当性を確認した。



※d4PDF(20km) 過去実験 (1991年~2010年の平均) と 4℃上昇実験 (2091年~2110年:定常) の夏季 (6~8月平均) 海面水温の差

図-13 SST ごとの海面水温の上昇度 (4℃上昇)



※d2PDF(20km) 過去実験 (1991年～2010年の平均) と 2°C上昇実験 (2071年～2090年：定常) の夏季 (6～8月平均) 海面水温の差

図-14 SST ごとの海面水温の上昇度 (2°C上昇)

5. 現在や近未来の気候変動影響

気候変動による豪雨の影響は徐々に進行しており、今後もその影響が年々変化することが想定されているため、その影響については、気温の変化を活用して、降雨量変化倍率を内挿する手法を提案する。

RCP2.6では2050年頃の気温は21世紀末の気温とあまり相違がないことや、シナリオにかかわらず2040年頃の気温に大きな相違はない。また、2040年頃までは気温の上昇割合は概ね一定と考え、気温の観測結果と将来予測結果を用いて直線近似をとり、近未来の気温変化を算出する。観測結果は、気象庁の年平均気温偏差の10年平均値を、将来予測結果は「21世紀末における日本の気候（環境省・気象庁）」におけるRCP2.6の年平均気温の変化量を用いる。

次に、気温と飽和水蒸気量の関係から降雨の変化割合も一定であると仮定し、近未来の降雨量変化倍率を算出する。近未来の倍率の算出においては、降雨量変化倍率の基準年である1980年（d4PDF(5km,yamada)の過去実験期間1951～2010年の中間年）、2045年の降雨量変化倍率（RCP2.6では2050年頃の気温は21世紀末の気温とあまり相違がないことから2045年における変化倍率として流用。3地域は1.15倍、その他12地域は1.1倍。）、上記で算出した近未来の気温変化を活用し、それらを直線近似することで算出する（図-8、9、10、表-8）。ちなみに、JRA-55を用いて平成30年7月豪雨の再現実験と非温暖化実験の差を算出した気象研究所の結果を見ると、降水量の増加率は6.5%となっており、今回算出した近未来の降雨量変化倍率と近い値となっていることが分かる。

なお、近未来の気温変化の算出に使用した「21世紀末における日本の気候（環境省・気象庁）」の基準期間（1984～2004年）とd4PDF(5km,yamada)の過去実験期間が異なることから、気象庁の年平均気温偏差を用いて補正を行った。

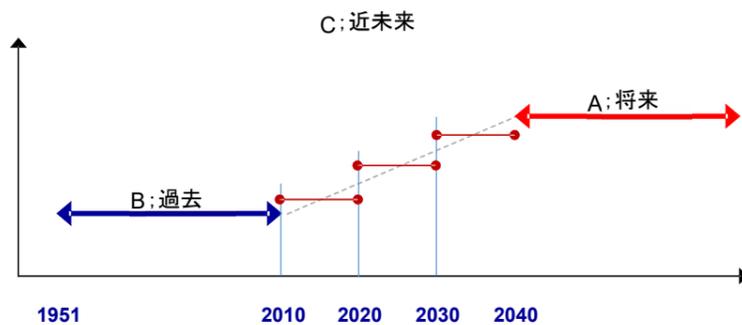


図-8 現在や近未来の気候変動影響の概念図

6. 現在や近未来の気候変動影響【P】

気候変動による豪雨への影響は徐々に進行しており、今後もその影響が年々増大することが想定されているため、その影響については、気温の変化を活用して、降雨量変化倍率を内挿する手法を提案する。

RCP2.6では2050年頃の気温は21世紀末の気温とあまり相違がないことや、シナリオにかかわらず2040年頃の気温に大きな相違はない。また、2040年頃までは気温の上昇割合は概ね一定と考え、気温の観測結果と将来予測結果を用いて直線近似をとり、近未来の気温変化を算出する。観測結果は、気象庁の年平均気温偏差の10年平均値を、将来予測結果は「21世紀末における日本の気候（環境省・気象庁）」におけるRCP2.6の年平均気温の変化量を用いる。

次に、気温と飽和水蒸気量の関係から降雨の変化割合も一定であると仮定し、近未来の降雨量変化倍率を算出する。近未来の倍率の算出においては、降雨量変化倍率の基準年である1980年（d4PDF(5km,yamada)の過去実験期間1951～2010年の中間年）、2045年の降雨量変化倍率（RCP2.6では2050年頃の気温は21世紀末の気温とあまり相違がないことから2045年における変化倍率として流用。2地域は1.15倍、その他13地域は1.1倍。）、上記で算出した近未来の気温変化を活用し、それらを直線近似することで算出する（図-15、16、17、表-10）。ちなみに、JRA-55を用いて平成30年7月豪雨の再現実験と非温暖化実験の差を算出した気象研究所の結果を見ると、降水量の増加率は6.5%となっており、今回算出した近未来の降雨量変化倍率と近い値となっていることが分かる。

なお、近未来の気温変化の算出に使用した「21世紀末における日本の気候（環境省・気象庁）」の基準期間（1984～2004年）とd4PDF(5km,yamada)の過去実験期間が異なることから、気象庁の年平均気温偏差を用いて補正を行った。

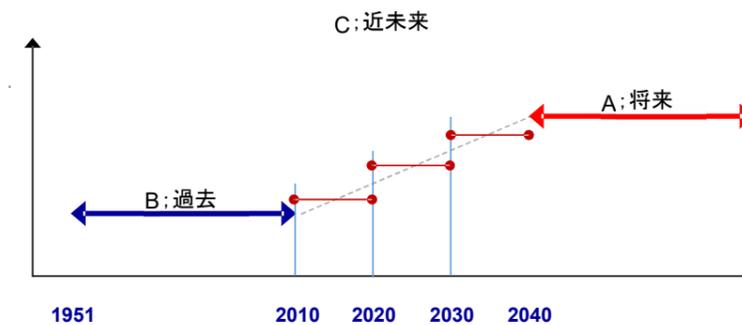


図-15 現在や近未来の気候変動影響の概念図

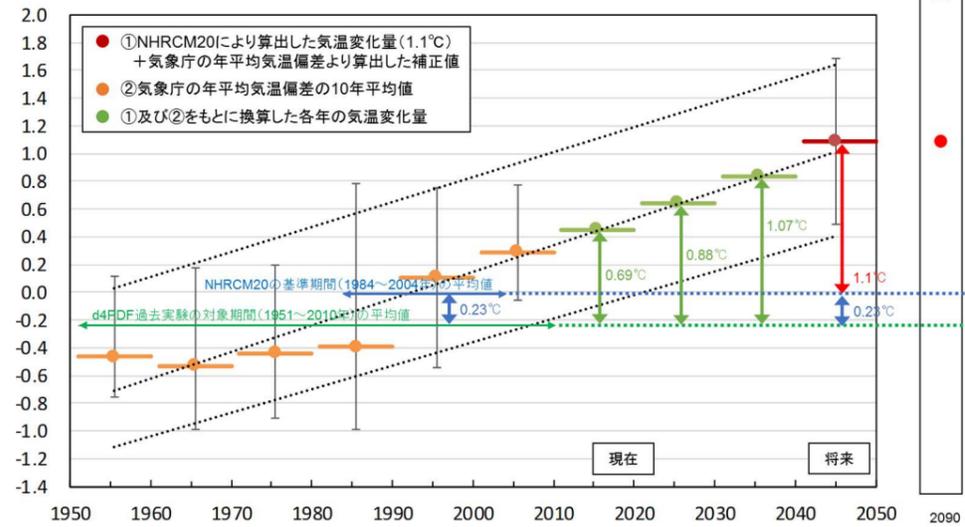


図-9 気温の観測結果と将来予測結果を用いた内挿値

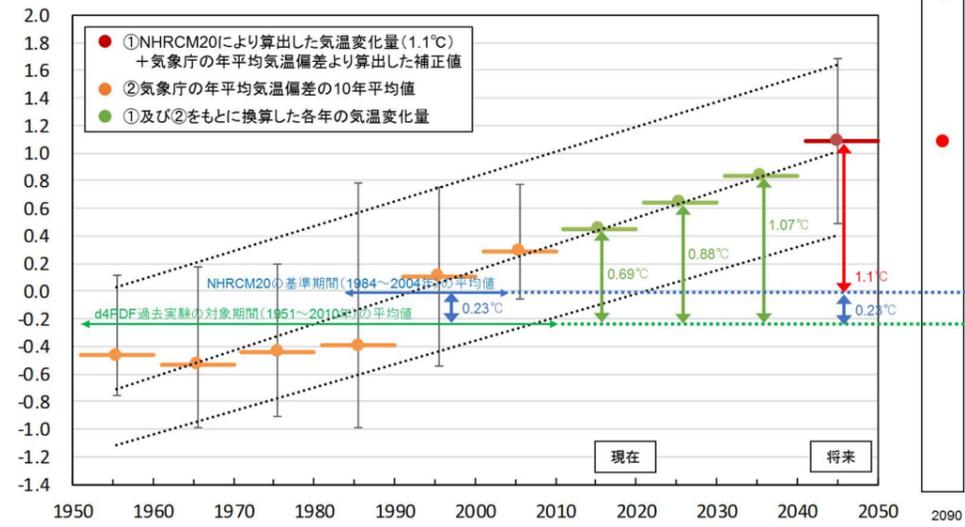


図-16 気温の観測結果と将来予測結果を用いた内挿値

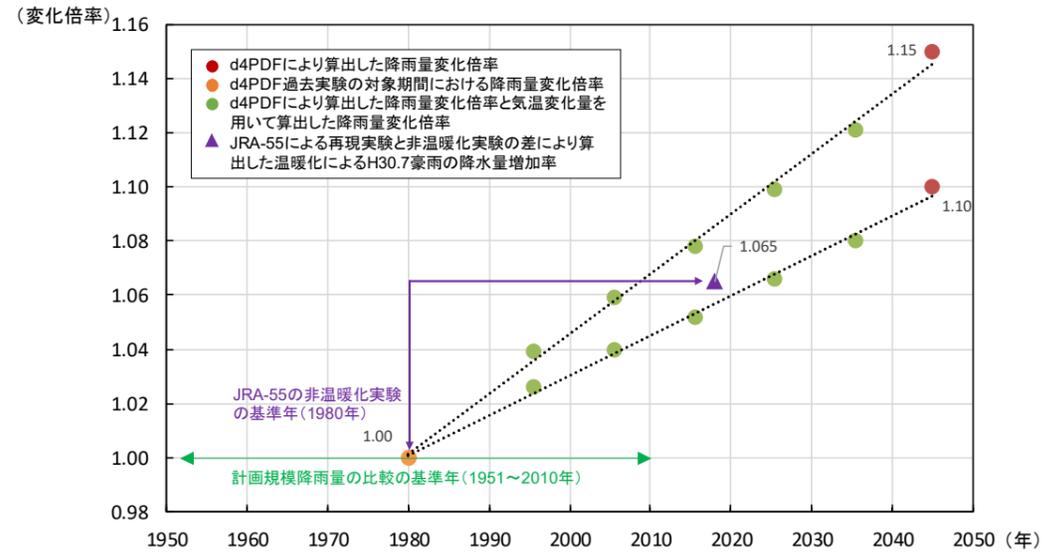


図-10 気温の内挿値を活用した降雨量変化倍率の内挿値

表-8 目標設定年に応じた降雨量変化倍率

目標設定年	1.15倍の場合 (3地域)	1.1倍の場合 (12地域)
2011年～2020年	1.08	1.05
2021年～2030年	1.10	1.07
2031年～2040年	1.12	1.09
2041年～2050年	1.15	1.10

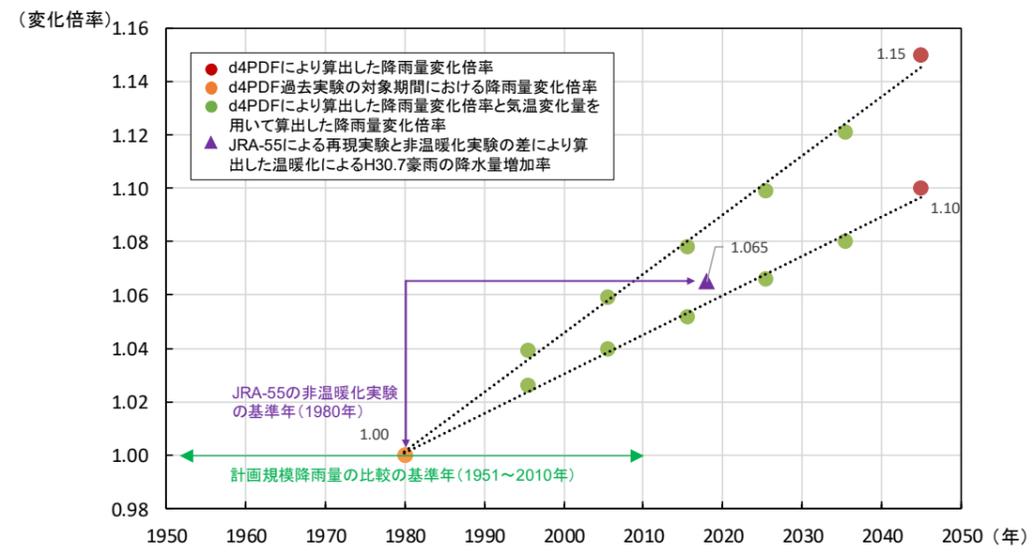


図-17 気温の内挿値を活用した降雨量変化倍率の内挿値

表-10 目標設定年に応じた降雨量変化倍率

目標設定年	1.15倍の場合 (2地域)	1.1倍の場合 (13地域)
2011年～2020年	1.08	1.05
2021年～2030年	1.10	1.07
2031年～2040年	1.12	1.09
2041年～2050年	1.15	1.10

〈参考1〉九州北西部における擾乱タイプ【P】

九州北西部の降雨量変化倍率の算出根拠としている d4PDF(5km,SI-CAT)・d2PDF(5km,SI-CAT) において、前線の影響を十分に考慮できているか確認するため、九州北西部・筑後川流域（治水基準点（荒瀬）上流域）を対象として、d4PDF・d2PDF 及び実績データによる年最大流域（雨域）平均雨量をもたらす降雨イベントの擾乱タイプ（台風・前線等）を整理した。対象データを表-11 に示す。

機械分類では、内海ら（2016）²⁾ による手法のパラメータを一部変更した手法を用いた。この手法の適用にあたっては、精度検証のため、地域に偏りが生じないように十勝川・利根川・筑後川水系において、それぞれの過去実験または4℃上昇実験における豪雨上位20事例から、100事例を選定し、目視により与えた真値との比較を行った。選定した100事例の擾乱タイプ（真値）は、台風37事例、前線55事例、その他8事例であり、過去実験51事例、将来実験49事例を含んでいる。真値どおり分類できた事例は100事例中77事例であり、的中率は77%である（表-12）。

表-11 擾乱タイプ分類の対象データ

対象地域	筑後川流域 (治水基準点(荒瀬)上流域)	九州北西部	筑後川流域 (治水基準点(荒瀬)上流域)
対象データ	d4PDF, d2PDF 過去実験：上位20年※ 4℃上昇：上位20年※ ※年最大流域平均雨量による	d4PDF, d2PDF 過去実験：360年 2℃上昇：360年 4℃上昇：360年	実績降雨 1943～2019：77年
流域(雨域)面積、 降雨継続時間	約1,440km ² 、48時間	400km ² 、12時間 (DAD解析)	約1,440km ² 、48時間
分類手法	目視	機械分類	目視
分類種数	8種類 (台風、台風と停滞前線、台風と移動性低気圧、停滞前線、停滞前線(台風の影響あり)、停滞前線と移動性低気圧、移動性低気圧、暖湿気流)	3種類 (台風、前線、その他)	3種類 (台風、前線、低気圧)

表-12 機械分類の精度検証結果

		真値(目視判定)			計
		台風	前線	その他	
機械分類 結果	台風	30	2	0	32
	前線	6	43	4	53
	その他	1	10	4	15
計		37	55	8	100

※太字は真値どおり分類できた事例数

機械分類・目視による d4PDF・d2PDF の擾乱タイプの分類結果を表-13～15 に示す。機械分類・目視の両手法において、過去実験・将来実験に共通して、筑後川流域・九州北西部では「前線」が主要な気象擾乱タイプであった。機械分類において、上位 1/10 の豪雨事例に対象を絞っても、その傾向は同じであった。なお、実績降雨イベントに関して、筑後川流域において年最大雨量をもたらした気象擾乱について整理した結果は、1943 年～2019 年の計 77 イベント中、台風が 9 イベント、前線が 63 イベント、低気圧が 5 イベントであり、実績データにおいても「前線」が主要な気象擾乱タイプであり、d4PDF 等と同様の傾向であることが確認されている。

以上の結果から、九州北西部の降雨量変化倍率の算出根拠としている d4PDF・d2PDF において、前線の影響を十分に考慮できていると考えられる。

表-13 機械分類による擾乱タイプの分類結果（九州北西部、全事例）

擾乱タイプ	過去実験	2℃上昇実験	4℃上昇実験
台風	49(14%)	37(10%)	34(9%)
前線	219(61%)	260(72%)	291(81%)
その他	92(26%)	63(18%)	35(10%)
合計	360(100%)	360(100%)	360(100%)

表-14 機械分類による擾乱タイプの分類結果（九州北西部、上位 1/10 : 36 事例）

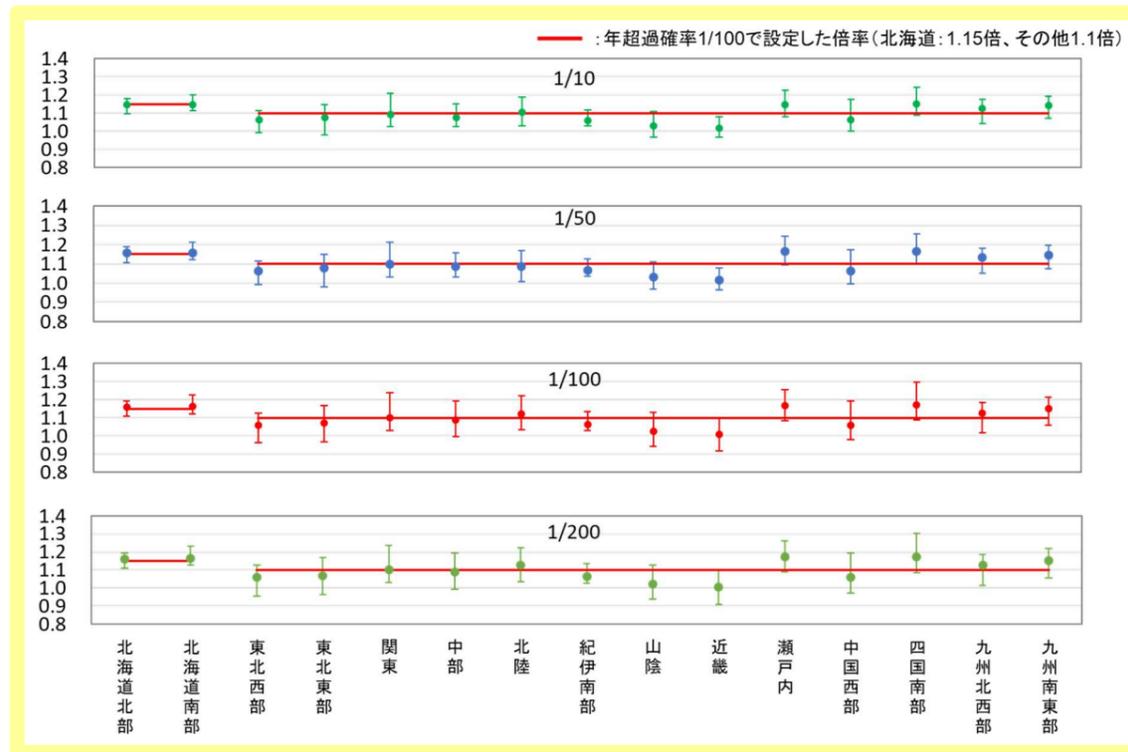
擾乱タイプ	過去実験	2°C上昇実験	4°C上昇実験
台風	2(6%)	5(14%)	1(3%)
前線	18(50%)	23(64%)	34(94%)
その他	16(44%)	8(22%)	1(3%)
合計	36(100%)	36(100%)	36(100%)

表-15 目視による擾乱タイプの分類結果（筑後川流域）

擾乱タイプ	過去実験	4°C上昇実験
台風		2(10%)
台風と停滞前線	1(5%)	2(10%)
台風と移動性低気圧		
停滞前線	16(80%)	11(55%)
停滞前線(台風の影響あり)	1(5%)	1(5%)
停滞前線と移動性低気圧		
移動性低気圧	2(10%)	3(15%)
暖湿気流		1(5%)
合計	20(100%)	20(100%)

〈参考2〉 年超過確率 1/100 以外の降雨量変化倍率

今回設定した降雨量変化倍率は、過去実験と将来実験で算出された年超過確率 1/100 の降雨量を比較することにより設定したものである。現在の治水計画で設定されている目標規模は、年超過確率 1/10～1/200 であることから、これらの確率規模における 2℃上昇時の降雨量変化倍率を、年超過確率 1/100 と同様の手法で d2PDF を用いて算定した。いずれの確率規模においても、年超過確率 1/100 の降雨量変化倍率と同程度の値となっている（図-18）。



※雨域面積 400、1600、3600km²、降雨継続時間 12、24、48 時間の倍率値を平均

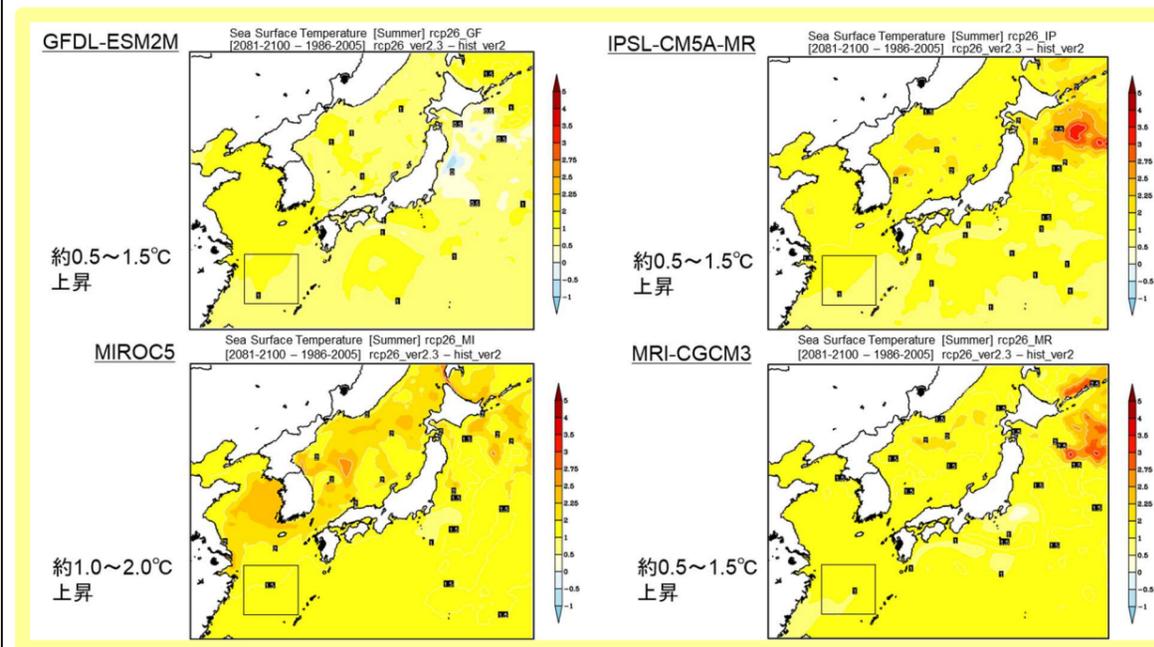
※海面水温パターン（6SST）の平均値を点で、幅をエラーバーで示す

図-18 確率規模毎の降雨量変化倍率（2℃上昇）【P】

〈参考3〉東シナ海における将来の海面水温変化 【P】

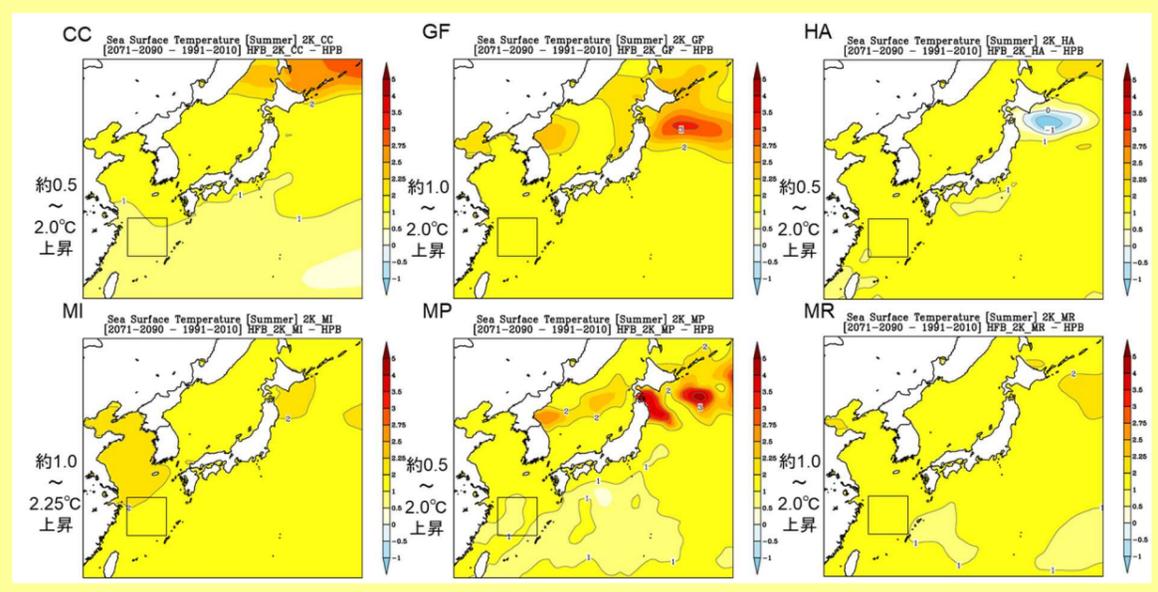
d2PDF・d4PDFの将来予測における海面水温の設定では、観測された海面水温からトレンド成分を除いたものに、CMIP5の主要6SSTモデルに基づく将来の海面水温変化パターンを加えた値が、海面水温の境界値として与えられている。しかし、解像度が100~200km程度であるCMIP5のモデルでは、大部分が水深200m以浅の大陸棚に占められ、気候変動の影響を受けやすいと考えられる東シナ海の海面水温変化を十分に捉えられていない可能性があることから、より高解像度の海洋モデルを用いて検証を行った。使用した海洋モデルは、SI-CATのもと海洋研究開発機構により作成されたFORP (Future Ocean Regional Projection data set) -NP10³⁾である。FORP-NP10は、水平解像度約10kmの北太平洋海域モデルによる1981年から2100年までの連続計算により作成された、北太平洋海域の海洋将来予測データセットであり、CMIP5の4つのSSTモデルによる気候データを外力として与えている。

FORP-NP10における将来の海面水温変化予測、及びd4PDF(20km)・d2PDF(20km)における将来の海面水温設定を図-19~22に示す。図中の四角は、東シナ海南西部を示しており、本領域の6月から7月にかけての季節的な海面水温上昇が九州の集中豪雨発生に寄与すると指摘されている⁴⁾。本領域の海面水温上昇量は表-16の通りであり、FORP-NP10とd2PDF・d4PDFとの間に大きな差は見られなかった。この結果は、d2PDF・d4PDFの東シナ海における海面水温設定の妥当性を支持するものと考えられる。



※各図の左側に東シナ海南西部 (27° N-31° N, 123° E-128° E) (図中の四角) における温度上昇量を示す

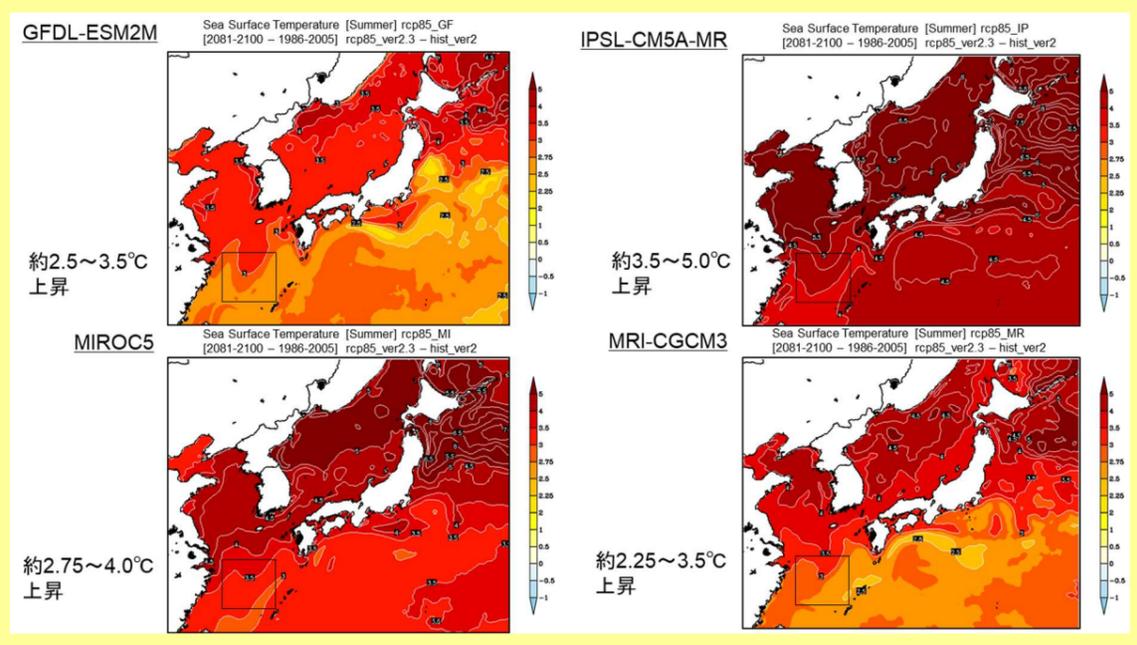
図-19 RCP2.6 実験 (2°C上昇) における夏季の海面水温の変化 (FORP-NP10)



※各図の左側に東シナ海南西部 (27° N-31° N, 123° E-128° E) (図中の四角) における温度上昇量を示す

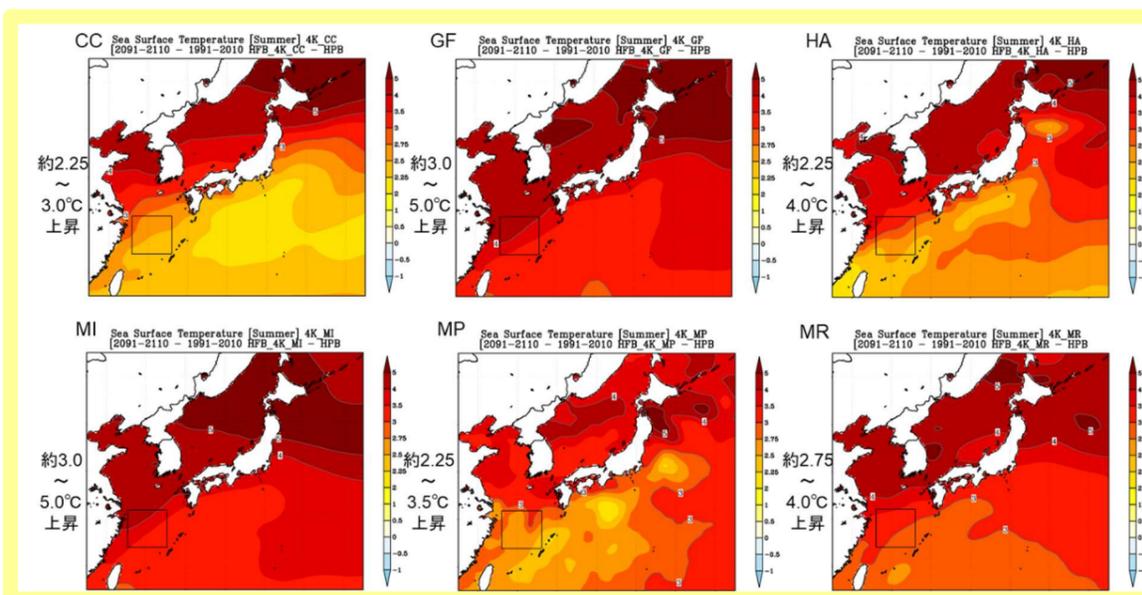
※d2PDF (20km)の過去実験 (1991年~2010年の平均) と2°C上昇実験 (2071年~2090年: 定常)の夏季 (6~8月平均) 海面水温の差

図-20 2°C上昇実験における海面水温の変化 (d2PDF)



※各図の左側に東シナ海南西部 (27° N-31° N, 123° E-128° E) (図中の四角) における温度上昇量を示す

図-21 RCP8.5 実験 (4°C上昇) における夏季の海面水温の変化 (FORP-NP10)



※d4PDF (20km) の過去実験 (1991 年～2010 年の平均) と 4°C上昇実験 (2091 年～2110 年：定常) の夏季 (6～8 月平均) 海面水温の差

※各図の左側に東シナ海南西部 (27° N-31° N, 123° E-128° E) (図中の四角) における温度上昇量を示す

図-22 4°C上昇実験における海面水温の変化 (d4PDF)

表-16 各モデルによる東シナ海の海面水温上昇量

d4PDF/d2PDF	2°C上昇	4°C上昇	FORP-NP10	RCP2.6	RCP8.5
CCSM4	0.5～2.0°C	2.25～3.0°C	GFDL-ESM2M	0.5～1.5°C	2.5～3.5°C
GFDL-CM3	1.0～2.0°C	3.0～5.0°C	IPSL-CM5A-MR	0.5～1.5°C	3.5～5.0°C
HadGEM2-AO	0.5～2.0°C	2.25～4.0°C	MIROC5	1.0～2.0°C	2.75～4.0°C
MIROC5	1.0～2.25°C	3.0～5.0°C	MRI-CGCM3	0.5～1.5°C	2.25～3.5°C
MPI-ESM-MR	0.5～2.0°C	2.25～3.5°C	最小～最大	0.5～2.0°C	2.25～5.0°C
MRI-CGCM3	1.0～2.0°C	2.75～4.0°C			
最小～最大	0.5～2.25°C	2.25～5.0°C			

	<p>7. 参考文献</p> <ol style="list-style-type: none">1) 例えば、Y. Osakada, E. Nakakita, Future change of occurrence frequency of Baiu heavy rainfall and its linked atmospheric patterns by multiscale analysis, 2018, [https://doi.org/10.2151/sola.2018-014]2) Utsumi, N., H. Kim, S. Kanae, and T. Oki, Which weather systems are projected to cause future changes in mean and extreme precipitation in CMIP5 simulations?, 2016, [https://doi.org/10.1002/2016JD024939]3) Nishikawa et al., Development of high-resolution future ocean regional projection datasets for coastal applications in Japan, 2021, [https://doi.org/10.1186/s40645-020-00399-z]4) 万田ら, 東京大学・長崎大学記者発表「東シナ海の水温上昇が梅雨期に九州で起こる集中豪雨の発生に影響—2012年「九州北部豪雨」の事例と今後の水溫上昇に伴う将来の見通し—», 2014年7月18日, http://www.nagasaki-u.ac.jp/ja/about/info/science/include/file/article/images/201407/20140718s.pdf	
--	--	--