

第1章 はじめに

本資料は、主に 21 世紀末の我が国の気候を、気象庁が予測してまとめたものである。予測には気候モデル (1.3.1、1.3.3) の計算結果を用いているが、様々な不確実性 (1.4) を低減するため、以下の工夫を施している (1.3.4)。

- ・ 全国及び 7 つの地域区分ごとの平均値を用いている。
- ・ 各気候ごとに 20 年間の統計値を用いている。
- ・ 20 世紀末の現在気候と比較した変化を扱っている。

従って、対象とする地域の 21 世紀末の気候は 20 世紀末と比べて、「〇〇℃上昇する」や、「年々変動の幅が約 2 倍になる」や、「季節進行が 1 か月ほど早まる」といった変化量が得られる。また、地球温暖化による影響評価や適応策の検討のために特定のしきい値 (例えば平均気温 30℃) が重要である場合には、観測による気候値 (補遺 3) に変化量を加えることで推定できる。

第 1 章では、第 2 章以降の予測結果を上記のように適切に理解し活用する上での参考情報や留意点について述べる。関連するデータや図表等のさらに詳細な資料は、巻末の補遺にも示している。

1.1 世界と日本の温暖化の現状

本節では、第 2 章以降で示されている将来予測を解釈する上での参考資料として、気象庁で観測、収集している気温、降水、積雪の観測データを解析した結果 (気象庁、2012 等) から、近年の世界と日本の気候に見られる変化傾向について概説する。

1.1.1 気温の経年変化

(1) 世界と日本の年平均気温

世界の年平均気温 (陸域における地表付近の気温と海面水温の平均) は、数年～数十年の様々な周期の変動を繰り返しながら長期的に上昇しており、気象庁における統計開始年の 1891 年から 2012 年までの期間で、100 年あたり +0.68℃ の変化率となっている (図 1.1-1 左)。特に、1990 年代以降、高温となる年が頻繁に現れており、世界の年平均気温上位 10 位までの年はすべて 1998 年以降に出現し、2 位から 10 位まではすべて 21 世紀に入って以降に記録されている (表 1.1-1)。また、日本の年平均気温も長期的に上昇しており、統計開始年の 1898 年から 2012 年までの期間で、100 年あたり +1.15℃ の変化率となっている (図 1.1-1 右)。特に、1990 年代以降、高温となる年が頻繁に現れており、年平均気温上位 10 位までのすべての年は 1990 年以降に現れている (表 1.1-1)。

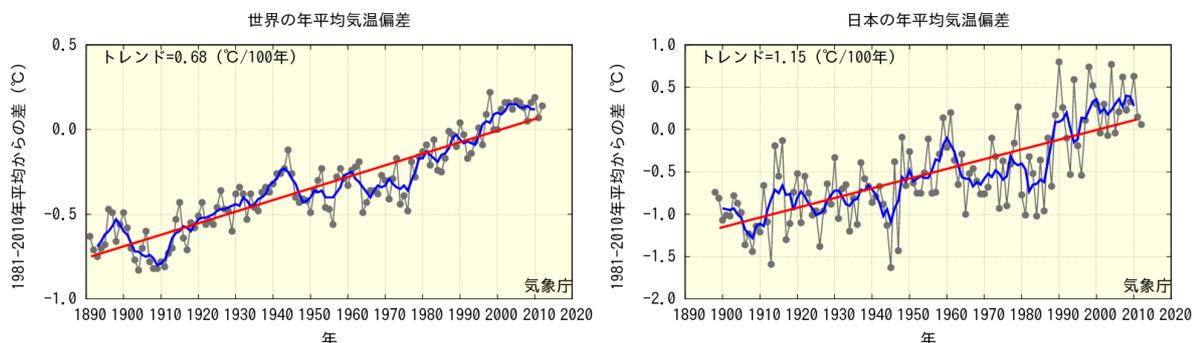


図 1.1-1 世界 (左) と日本 (右) の年平均気温の経年変化

灰色の細線は各年の値、青線は 5 年移動平均、赤い直線は期間にわたる変化傾向を表している。いずれも、1981～2010 年の 30 年平均を基準とする偏差として示す。

(第1章 はじめに)

表 1.1-1 世界と日本の年平均気温偏差の順位

世界の年平均気温（左、統計期間 1891～2012 年）、および日本の年平均気温（右、統計期間 1898～2012 年）の上位 10 位までの出現年と偏差を示す。偏差は 1981～2010 年の 30 年平均からの差である。

世界の年平均気温偏差			日本の年平均気温偏差		
順位	年	偏差	順位	年	偏差
1	1998	+ 0.22	1	1990	+ 0.80
2	2010	+ 0.19	2	2004	+ 0.77
3	2005	+ 0.17	3	1998	+ 0.74
4	2009	+ 0.16	4	2010	+ 0.63
	2006	+ 0.16	5	2007	+ 0.62
	2003	+ 0.16	6	1994	+ 0.59
	2002	+ 0.16	7	1999	+ 0.52
8	2012	+ 0.14	8	2009	+ 0.33
9	2007	+ 0.13	9	2002	+ 0.30
10	2004	+ 0.12		2000	+ 0.30
	2001	+ 0.12			

(2)日本における暑い日、寒い日の変化

日最高気温が 35℃以上（猛暑日）となる年間日数、及び日最低気温が 25℃以上（熱帯夜¹）となる年間日数の経年変化を図 1.1-2 に示す。統計期間は 1931 年から 2011 年である。猛暑日の日数は増加傾向が現れており、信頼度水準 90%で統計的に有意²な変化である。熱帯夜の日数は増加しており、信頼度水準 99%で統計的に有意な変化である。

また、日最高気温が 0℃未満（真冬日）となる年間日数、及び日最低気温が 0℃未満（冬日）となる年間日数は減少しており、共に信頼度水準 99%で統計的に有意な変化である（図略）。

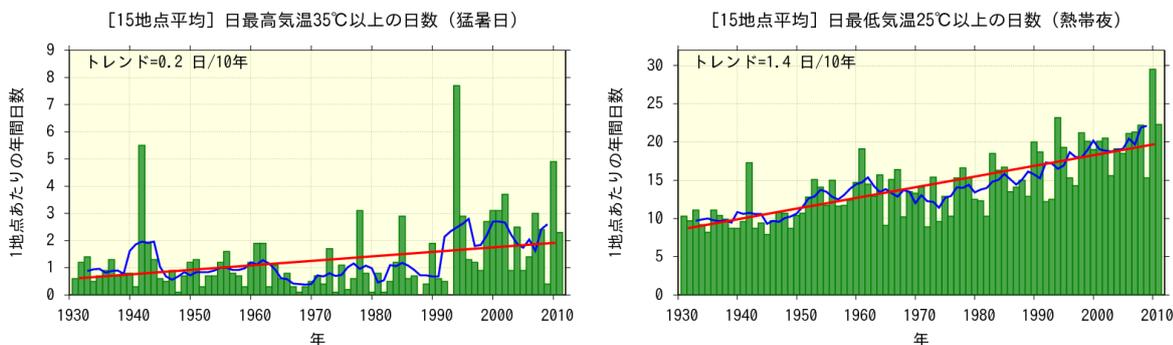


図 1.1-2 日最高気温 35℃以上(左)、日最低気温 25℃以上(右)の年間日数の経年変化

棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤い直線は期間にわたる変化傾向を表している。1 地点あたりの年間出現日数として表している。

¹ 熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上の場合を指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に熱帯夜として示している。

² 統計的有意性の評価については、気象庁(2012)の巻末を参照されたい。

1.1.2 降水量の経年変化

(1) 世界と日本の年降水量

世界各地の陸上の観測点で観測された年降水量の経年変化（統計期間 1901～2012 年）、及び日本の観測点で観測された年降水量の経年変化（統計期間 1898～2012 年）を図 1.1-3 に示す。世界の年降水量の変化傾向を精密に算出するには海上における降水量を含める必要があるが、図 1.1-3 は陸域のデータのみから算出しているため、変化傾向は評価していない。日本の年降水量には変化傾向は見られない。

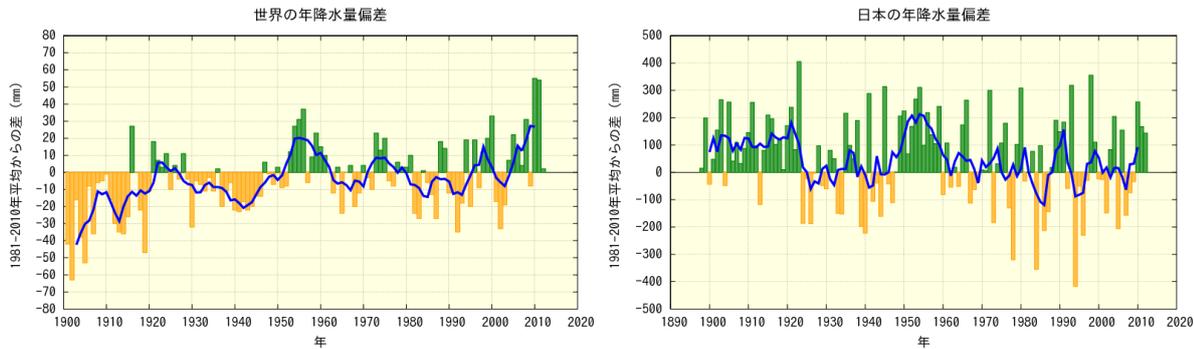


図 1.1-3 世界（左）と日本（右）の年降水量の経年変化

棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均を表している。いずれも 1981～2010 年の 30 年平均を基準とする偏差として示す。

(2) 日本の積雪量

日本海側の観測点における年最深積雪の経年変化（統計期間 1961～2011 年）を図 1.1-4 に示す。北日本日本海側と西日本日本海側については、信頼度水準 95% で統計的に有意な減少傾向が現れており、東日本日本海側については信頼度水準 99% で統計的に有意に減少している。いずれの地域も、1980 年代初めの極大期から 1990 年代初めにかけて大きく減少し、それ以降は 1980 年以前と比べて少ない状態が続いている。なお年最深積雪は年ごとの変動が大きいのに対して統計期間が比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるには今後さらにデータの蓄積が必要である。

(第1章はじめに)

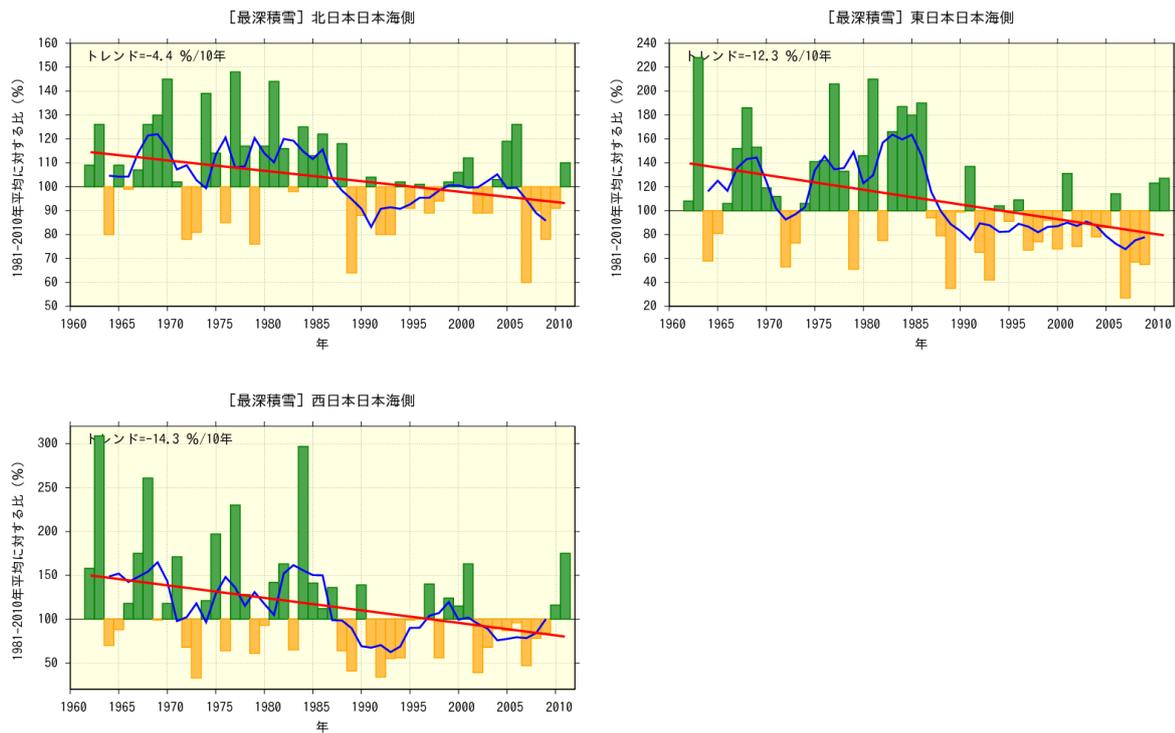


図 1.1-4 日本における年最深積雪の経年変化

北日本日本海側（上段左）、東日本日本海側（上段右）、西日本日本海側（下段）それぞれについて示す。棒グラフは各年の値、青線は5年移動平均、赤い直線は期間にわたる変化傾向を表している。いずれも1981～2010年の30年平均を基準とした場合の比で表す。

(3)日本における大雨・強雨の発生頻度

日本の観測点において、日降水量が100ミリ、200ミリ以上となる大雨の年間日数の経年変化を図1.1-5に示す（統計期間1901～2011年）。いずれも、増加傾向が明瞭に現れており、信頼度水準95%で統計的に有意な増加となっている。

アメダスで観測された1時間降水量（毎正時における前1時間降水量）50ミリ以上、80ミリ以上の短時間強雨の発生回数を図1.1-6に示す（統計期間1976～2011年）。50ミリ以上については、増加傾向が明瞭に現れており、信頼度水準95%で統計的に有意な増加である。80ミリ以上については、増加傾向が現れており、信頼度水準90%で統計的に有意な増加である。アメダスは観測地点数が多く面的に稠密な観測が得られることから、局地的な大雨などは比較的好く捉えることができるものの、統計期間が35年程度と比較的短いため、長期変化傾向を確実に捉えるためには、今後さらにデータを蓄積することが必要である。また、短時間強雨の増加傾向と温暖化の関係については、今のところ明らかでない。

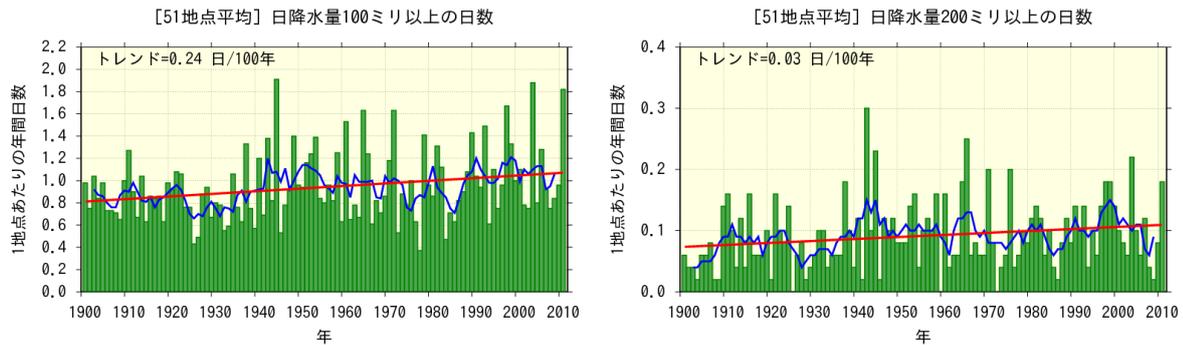


図 1.1-5 日降水量 100 ミリ以上 (左)、200 ミリ以上 (右) の年間日数の経年変化

棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤い直線は期間にわたる変化傾向を表している。1 地点あたりの年間日数として示している。

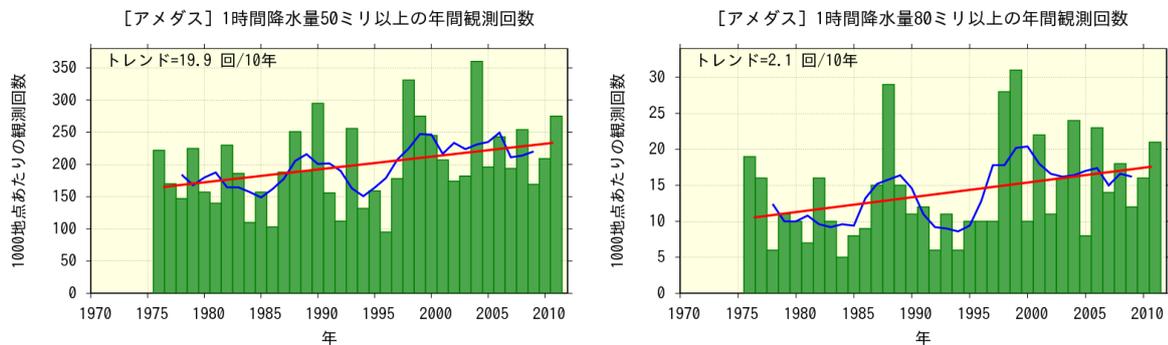


図 1.1-6 1 時間降水量 50 ミリ以上 (左)、80 ミリ以上 (右) の年間発生回数の経年変化

棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤い直線は期間にわたる変化傾向を表している。気象庁の全国のアメダス観測点で観測された年間回数で、年により観測地点数が変動することによる影響を避けるため、1000 地点あたりの回数に換算して表している。

(4) 日本における 1 ミリ以上降水日数

日降水量が 1 ミリ以上となる年間日数の経年変化を図 1.1-7 に示す (統計期間 1901~2011 年)。大雨や強雨の発生頻度は増加傾向を示す一方、弱い雨を含めた降水の日数は減少している (信頼度水準 99% で統計的に有意)。

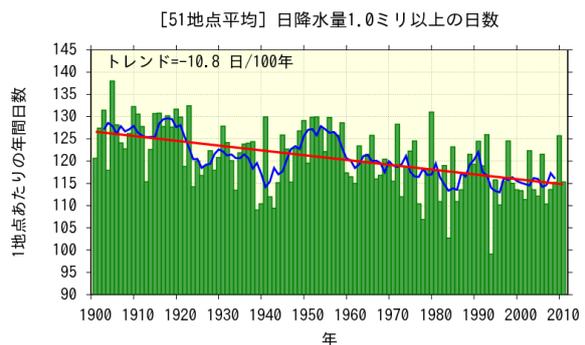


図 1.1-7 日降水量 1 ミリ以上の年間日数の経年変化

棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤い直線は期間にわたる変化傾向を表している。1 地点あたりの年間日数として示している。

1.2 地球温暖化の要因

近年の世界平均気温の上昇傾向、海洋内部の貯熱量の増加、海面水位の上昇、雪氷域や北極海氷域の縮小等、観測データに見られる広範囲の変化から、地球の気候システムの温暖化には疑う余地がない、と結論づけられている (IPCC, 2007)。

地球の気象や気候はさまざまな周期で変動しているが、その要因として、気候システムに内在する自然変動 (内部変動) と、外部強制力 (自然起源又は人為起源) に対するシステムの応答としての変動に分けることができる。内部変動とは、流体である大気や海洋の内部、あるいは陸面や雪氷圏との間の相互作用により、様々な形態のエネルギー、流体の運動量、水などの物質が交換・分配される過程で絶えず生じるランダムな変動が観測されるもので、よく知られている現象として、エルニーニョ/ラニーニャ現象や北極振動が挙げられる。地域規模で見た気候は、内部変動により大きく影響を受け、大気の循環や海洋の温度分布が通常から大きくかけ離れた状態が長く持続すると、その地域に住む人々にとっては、熱波・寒波・多雨・少雨などの異常気象として感知されることがある。

一方、地球全体の規模で数十年から数百年、あるいはさらに長期にわたって持続する気候システムの変化を、内部変動として説明することは困難であり、その要因は外部強制力に求めなければならない。地球全体で平均した気候の変化は、太陽から地球に入射するエネルギーと、地球から宇宙空間に放射されるエネルギーの収支によって決まる。近年の観測データに見られるように、気候システムの各構成要素で温暖化、すなわち熱の蓄積が進行しているとすれば、これは地球規模のエネルギー収支の均衡が何らかの外部強制力によって崩れ、「収入」が「支出」を上回る状態が続いているためと考えることが合理的である。近年の衛星観測や海洋貯熱量の増加傾向から推定すると、収支の均衡の崩れは、およそ 0.6W/m^2 の入超と推定されている (Stephens et al., 2012)。

外部強制力をもたらす要因の一つとして、太陽活動の変動が考えられる。しかし、現在の温暖化の傾向が明瞭に現れ始めた 20 世紀後半以降について見ると、太陽からの入射エネルギーの変化量は 0.1W/m^2 程度と小さく、観測された温暖化の進行を定量的に説明することは困難である。一方、外部強制力として、人間活動から放出された二酸化炭素等の温室効果ガスの大気中濃度が増加し、温室効果が強められたことが要因と考えると、20 世紀後半以降、気候システムに蓄積された熱量の増加を整合的に説明することができる (図 1.2-1)。また、気温変化のパターン、例えば対流圏の温度上昇に対し成層圏では温度が低下していることについても、二酸化炭素濃度の増加から予想される変化傾向と合致している。

以上のことをはじめとする観測事実や論理的考察を積み重ねて、20 世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇のほとんどは、人為起源の温室効果ガスの観測された増加によってもたらされた可能性が非常に高い (IPCC, 2007)、と結論することができる。人為起源の温室効果ガス排出が今後も続いた場合、将来どのような気候の変化が生じるか、科学的根拠に基づいて予測することは、急激な気候変化を防止する緩和策や避けられない変化に対する社会の適応策を合理的に議論する上で重要な判断材料を提供するものである。

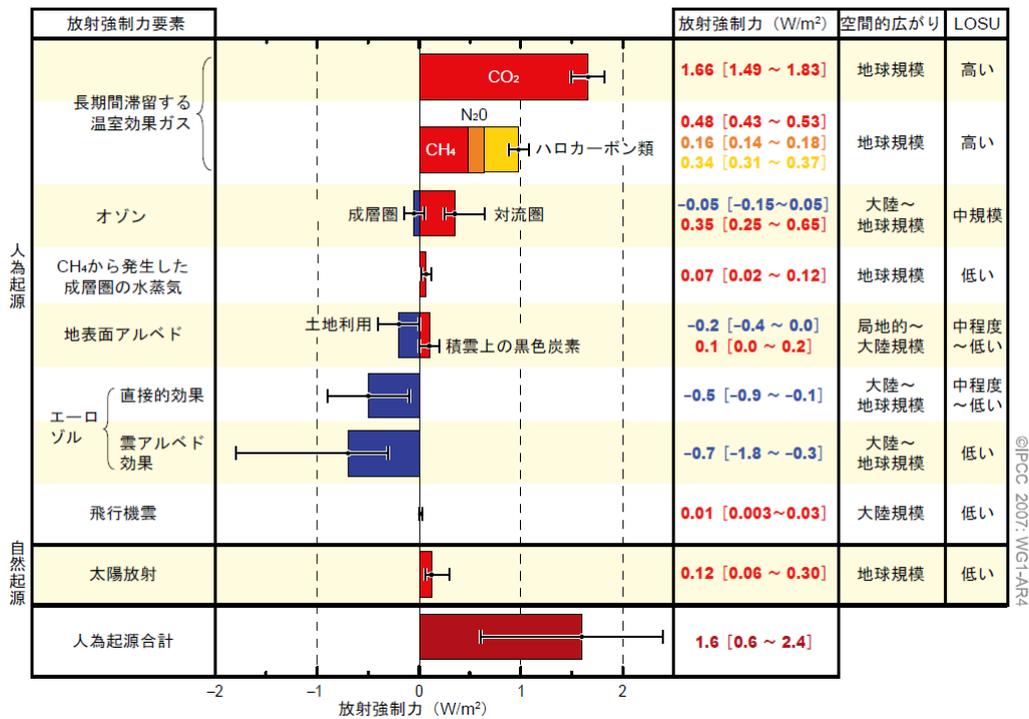


図 1.2-1 放射強制力（地球のエネルギー収支の不均衡）をもたらす要因別の大きさの比較

暖色系の色は、温暖化をもたらす放射強制力、寒色系の色は、寒冷化をもたらす放射強制力を表す。棒グラフと黒い線は、産業革命前（1750年）の大気組成や地表面の状態を2005年の状態に瞬間的に変化させたときの、対流圏界面における放射収支の不均衡の値の推定値と推定誤差の幅をそれぞれ表す。単位は W/m²。LOSU(Level of Scientific Understanding)は、当該要素についての現時点における科学的理解の水準がどの程度かを示している。

1.3 地球温暖化予測の方法

1.3.1 気候モデルによる予測

地球温暖化に伴う気候変化の予測には、現実の大気や海洋の運動、それに伴う気象の時間発展過程のモデルである気候モデルによるシミュレーションを用いる。気候モデルは、日々の天気予報の作成に使われている数値予報モデルと同じ原理に基づくコンピュータプログラムで、大気や海洋の流れ、気圧や気温の変化を現実に近い形で再現する性能を持っており、長期にわたる連続計算にも適用できるよう一部改良を加えたものである。この気候モデルに、気候変化をもたらす外部強制力（温室効果ガス濃度の変化など）を与えた上で気象の時間発展を計算し、その平均値や積算値を外部強制力がない場合と比較することで、気候がどのように変化するか予測することができる。実験室での実験ができない気候研究の世界では、シミュレーションは強力な研究手法となっている。

日々の天気予報は、気圧や気温、降水量などの気象要素が時間とともにどう変動するかを予測することを目的とするもので、概ね2週間程度先までの天気予報の精度の限界と言われている。それを超える期間については、予測計算の手順に含まれる避けられない誤差のため、現実の気象の変動とのずれが大きくなり、特定の日時について「晴れ」や「雨」のような断定的な形の情報を取り出すことができなくなってしまう。従って、気候モデルによる地球温暖化予測は、こうした日々の天気の時間発展そのものを遠い将来にわたって予報することを目指すものではない。コンピュータの内部で大気や海洋の状態の時間発展を計算している点は天気予報と同じであるが、日々の天気のような短い周期の変動そのものは、実際にそのような天気の変動が起こることを意味しているわけではなく、予測の対象にはならない。

しかし、計算された気温や降水量の変動を十分長い時間にわたって平均あるいは積算した状態と

(第1章はじめに)

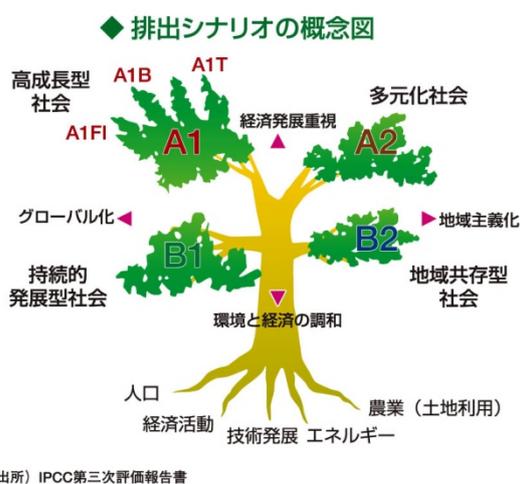
して得られる気候値は、温室効果ガス濃度の変化などの外部強制力が加えられたことに対する応答としての変化を反映している。このように、気象の変動の長期にわたる平均や積算としての気候値が、現在と比べて今後どの程度変化するかを調べるのが地球温暖化予測の目的である。

1.3.2 温室効果ガス排出シナリオ

人為起源の温室効果ガスの大気中濃度増加に伴う将来気候変化予測を行うためには、温室効果ガスの排出量の動向に関する前提条件が必要となる。温室効果ガス排出量は、今後の社会構造の変化や経済成長のスピード、人口増加、エネルギー源の選択、科学技術の発展・普及等の要因により大きく異なると考えられるが、これらの要因の将来像を予め正確に見通すことは不可能なので、将来社会について、いくつかの典型的なパターンを想定した上で、排出量の道筋の想定(排出シナリオ)が作成されている。気候変動に関する政府間パネル(IPCC)は、2000年に発表した特別報告書(SRES)において、今後の社会・経済動向に関する想定から算出した温室効果ガスの排出シナリオ(SRESシナリオ)を取りまとめた。

この報告書では、経済発展を重視した将来の世界をA、環境との調和を図る世界をB、地域格差が縮小しグローバル化が進展する世界を1、各地域の独自性が強まる多元的世界を2とし、これらの組み合わせによって、将来の排出シナリオをA1、A2、B1、B2という4つのパターンに大きく分類している(図1.3-1)。

今回の予測実験では、SRESシナリオA1ファミリーのうち、A1Bシナリオ(高度経済成長が続き、グローバル化の進行により地域間格差が縮小、新しい技術が急速に広まる未来社会で、全てのエネルギー源のバランスを重視すると想定)に基づく温室効果ガス濃度を外部強制力としてシミュレーションを行った。このシナリオでは、21世紀半ばまで排出量が増加し、ピークを迎えた後、緩やかに減少する経過をたどり、2100年頃の大気中二酸化炭素濃度は約700ppmに達することが想定されている(図1.3-2の緑線)。



出所) IPCC第三次評価報告書

図 1.3-1 SRESシナリオの概念図

A1ファミリーは重点を置くエネルギー源によってさらにA1T(非化石燃料)、A1FI(化石燃料)、A1B(全てのエネルギー源のバランス)に分けられる。

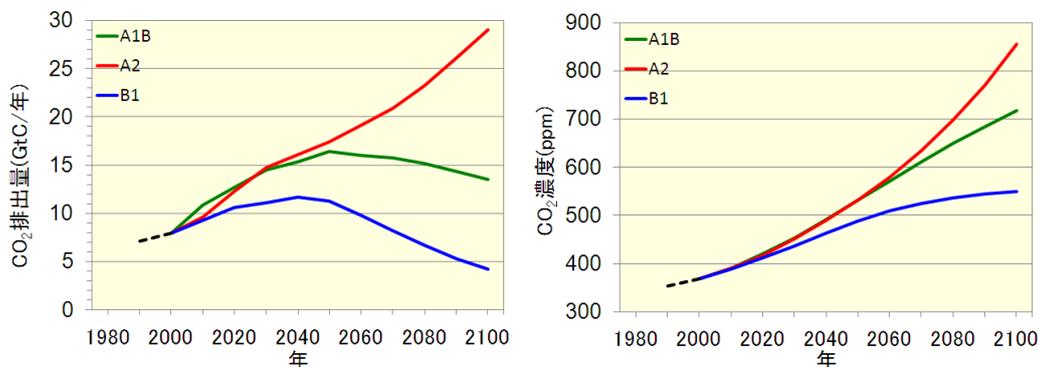


図 1.3-2 SRES A1Bシナリオに基づく二酸化炭素排出量(左)、大気中の二酸化炭素濃度(右)。

排出量は、炭素換算した質量で、単位は10億トン。濃度の単位はppm(1ppmは、100万分の1)。比較のため、A2、B1シナリオについてもあわせて示す。

1.3.3 全球気候モデルと地域気候モデル³

本書で解析する予測は、気象庁気象研究所が開発した非静力学地域気候モデル (NonHydrostatic Regional Climate Model; NHRCM) を 5km 解像度で実行した結果に基づくものである。側面境界値は SRES の A1B シナリオを外部強制力として予測計算を実行した 20km 解像度の全球気候モデル (MRI-AGCM3.2 : 文部科学省 21 世紀気候変動予測革新プログラムで気象研究所が開発した大気モデル) から、15km 解像度の地域気候モデルを経由して与えている。各モデルの領域を図 1.3-3 に、諸元を表 1.3-1 に示す。解像度を 5km に高めることで、日本列島の地形の影響をより現実に近い形で予測計算に反映させることができる (図 1.3-4)。地球温暖化予測情報第 6 巻 (気象庁, 2005) や同第 7 巻 (気象庁, 2008) で用いたモデルとの違いを表 1.3-2 に示す。

気候の予測計算においては、海洋、特に海面水温の振る舞いが非常に大きく影響する。全球気候モデル、地域気候モデルとも大気の変動のみを予測計算するモデルであるため、海面水温の予測値は別に与える必要があり、第 3 次大気海洋結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP3) から選択した 18 の気候モデルが予測した海面水温変化量の平均値を、現在気候の期間の実際に観測された海面水温に上乘せして与えている。複数の気候モデルの海面水温予測値を平均することにより、個別の気候モデルに見られる系統的な予測特性や計算上現れる自然変動の影響 (1.4 参照) が低減され、予測の信頼性が高まることが期待される。

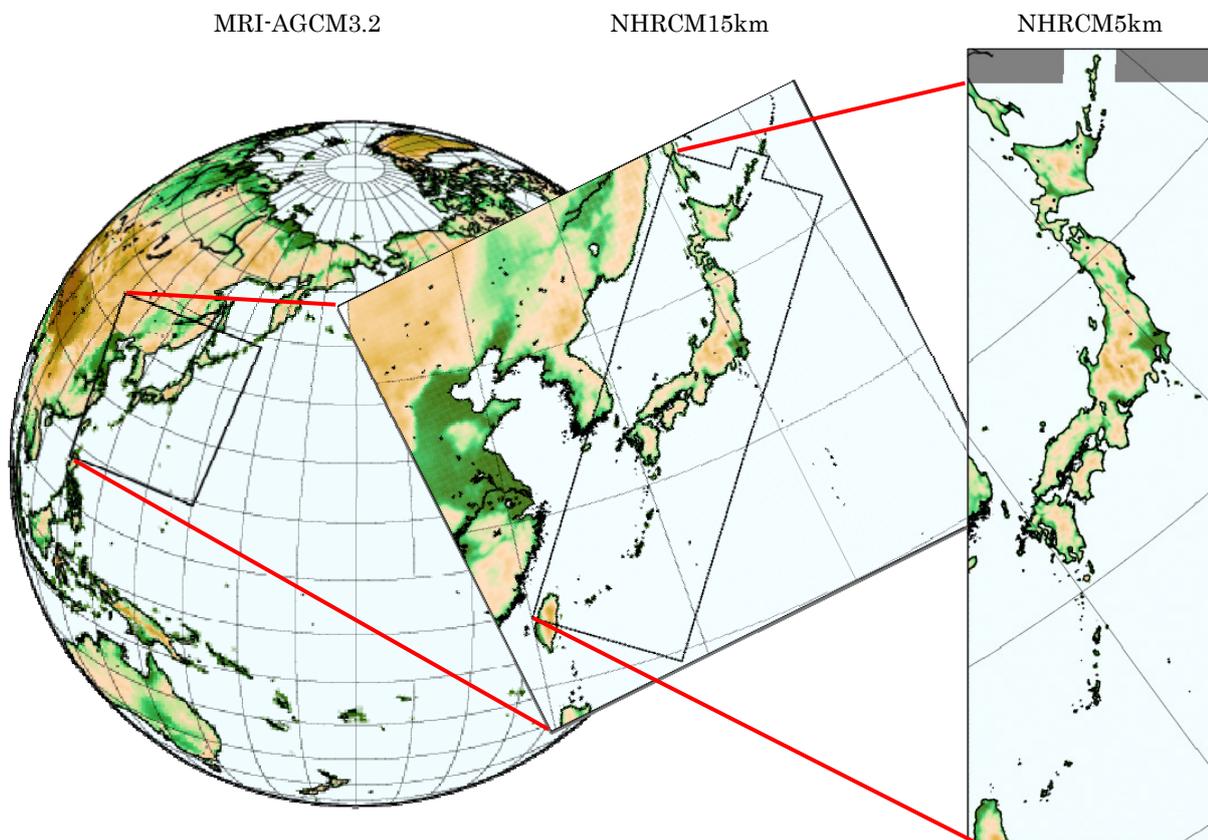


図 1.3-3 全球気候モデルからダウンスケーリングする地域気候モデルの領域

³ 全球気候モデルの計算方法の詳細については Mizuta et al. (2012)を参照されたい。また、地域気候モデルについては Sasaki et al. (2011)、Sasaki et al. (2012)、Sasaki et al. (2013)を参照されたい。

表 1.3-1 全球気候モデルと地域気候モデルの諸元

	MRI-AGCM3.2	NHRCM15km	NHRCM5km
水平解像度	20km	15km	5km
鉛直層数	64層	40層	
支配方程式	プリミティブ方程式 (静力学近似)	非静力学方程式	
降水過程	大規模凝結+Yoshimura スキーム(Yukimoto et al. 2012)	雲水・雲氷・雨・雪・あられの混合比を予報 +Kain-Fritsch法	
陸面過程	SiB0109	MJ-SiB(植生)、平板モデル(都市:時間変化なし)	

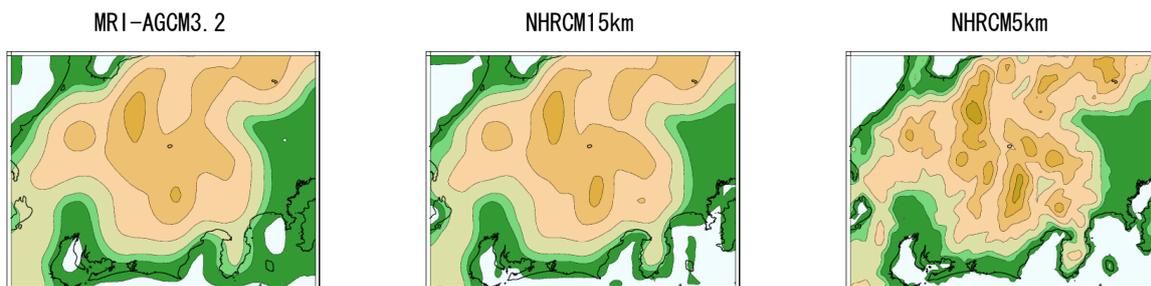


図 1.3-4 全球気候モデルから地域気候モデルへのダウンスケーリングによる地形の詳細化

表 1.3-2 地域気候モデルの主な違い

モデル名	RCM20 (第6巻、第7巻)	NHRCM5km (第8巻)
ベースモデル	気象庁領域スペクトルモデル RSM	気象庁非静力学モデル NHM
水平解像度 (格子点数)	20km (第6巻:129x129、第7巻:141x141)	5km (本土領域 661x211、国後・択捉領域 90x45、結合後 691x211)
鉛直層数	36層	40層
モデル上端	10hPa	約 40hPa
支配方程式	プリミティブ方程式 (静力学近似)	非静力学方程式
降水過程	大規模凝結+荒川シューベルト	雲水・雲氷・雨・雪・あられの混合比を予報+Kain-Fritsch法
陸面過程	地面温度予報、気候値による蒸発散効率 (水収支は考慮しない)	MJ-SiB(植生)、都市は平板モデル(時間変化なし)
境界モデル	MRI-CGCM2	MRI-AGCM3.2
水平解像度	2.8度(大気) 経度 2.5度×緯度 0.5~2度(海洋)	0.1875度(大気)
鉛直層数	30層(大気)、23層(海洋)	64層
温室効果ガス 排出シナリオ	SRES A2シナリオ(第6巻) SRES A1B, B1シナリオ(第7巻)	SRES A1Bシナリオ

1.3.4 統計の方法・地域区分

(ア) 統計の方法

本書では、前述の地域気候モデル(NHRCM)による温暖化予測の計算出力結果から、気温、降水、積雪・降雪、その他の要素のデータセットを作成し、それらを現在気候再現実験、近未来予測実験、将来予測実験のそれぞれ20年間の計算期間にわたって統計処理したものを気候値として、

その変化を解析している。各統計値の計算方法を表 1.3-3 に、計算対象の年代を図 1.3-5 に示した。21 世紀末頃を「将来」(A1B シナリオにおける 2076～2095 年の温室効果ガス濃度を想定)、21 世紀前半を「近未来」(A1B シナリオにおける 2016～2035 年の温室効果ガス濃度を想定)とし、これらの年代に予測される気候変化を、現在の人々の体感に近い 20 世紀末(1980～1999 年の観測された温室効果ガス濃度を想定)の気候を基準として解析できるように年代を設定している。

将来気候、近未来気候における変化量の予測は、現在気候の気候値からの差、または比として示している。地域平均として示している要素については、20 年間の年々変動の標準偏差(データのばらつきの程度を示す量)と、求められた変化量の統計的有意性を評価するために、有意性検定の結果を併せて記している。有意性検定は平均値の差の検定(t 検定)により行うが、標本分布の正規性を仮定できない要素については、分布に依らないノンパラメトリック検定(Mann-Whitney の検定)により行い、何れも信頼度水準 90%以上(両側)で有意と判定している。文中で特に指定のない場合は t 検定により行っている。有意性に関する本書での表記方法を表 1.3-4 に示した。また、気温の 20 年再現値の地域平均では、ジャックナイフ法⁴による推定誤差を示している。

なお、気温の階級別日数、降水の階級別日数・発生頻度とパーセンタイル値・20 年再現値、及び相対湿度については、気候モデルの出力値をバイアス補正した上で変化量を算出している。バイアス補正は、現在気候における再現値をアメダス(相対湿度の場合は地上気象観測)による観測データと比較して補正量を算出するので、観測地点に対応するモデル格子点についてのみ、補正が可能である。このため、バイアス補正した上で変化量を求める要素は、観測地点に対応する格子点のみを用いている。

表 1.3-3 統計値の計算方法(この他は、気象観測統計指針による)

統計値	計算方法
日別値	10 時～翌 9 時(世界標準時の 1 時～24 時)の特別値(モデル出力値)を用いる。ただし、鉛直安定度は 15 時、21 時、翌 3 時、翌 9 時の値を用いる。
通年半旬別値	1 月 1 日に始まる 5 日ごとの期間で 1 年を 73 半旬に分けた個々の期間について、日別値から求める。ただし、第 12 半旬は 2 月 25 日から 3 月 1 日までとし、平年では 5 日間、うるう年では 6 日間とする。
月別値	当該月の 1 日から末日までの 1 か月間について、日別値から求める。
3 か月別値	2 月、5 月、8 月、11 月の、前々月から当該月までの 3 か月間について、月別値から求める。それぞれ、冬、春、夏、秋として扱う。
年別値	9 月から翌 8 月までの 1 年間について、月別値から求める。
パーセンタイル値 ⁵	計算期間にわたる日別値(降水量の場合は特別値)を小さい順に並べた際の、x パーセント分位数である。例えば、日最高気温を現在気候の期間で並べた場合、高温側から 5%の値は「現在気候の日最高気温の 95 パーセンタイル値」となる。
20 年再現値 5	計算期間にわたる毎年の最大値(最小値)を一般化極値(GEV)分布に当てはめ、再現期間を 20 年とした時の値である。ある一年間を通じてこの値を上回る(下回る)現象が一回発生する確率は 20 分の 1 となる。

⁴ データのばらつき具合を評価する手法の一つ。期間中に 20 個ある年別値から、順番に 1 つ抜いたデータセット(19 個の年別値)を 20 種類用意し、それぞれで 20 年再現値を求める。これら 20 個の 20 年再現値のばらつきの大きさから推定誤差を求める。

⁵ パーセンタイル値と 20 年再現値は共に極端現象に関する統計値だが、95 パーセンタイル値は平均すると年間の全事例中の 5%がその値以上となるのに対して、20 年再現値はある年の一年間の極値がその値以上となる確率が 20 分の 1であることを示す。つまり、パーセンタイル値が毎年複数回発生しうる程度の極端現象を表す指標であるのに対して、20 年再現値は異常気象(気象庁の定義では 30 年に一度程度発生する現象)に準じた稀な現象を表す指標として用いる。この定義からわかるように、20 年再現値は現象が発生するまでの期間の期待値が 20 年であることを示し、「ある 20 年間に 1 度だけ必ず発生する」ことを意味するものではなく、20 年間に複数回発生する、或いは 1 度も発生しない可能性もある。

(第1章 はじめに)

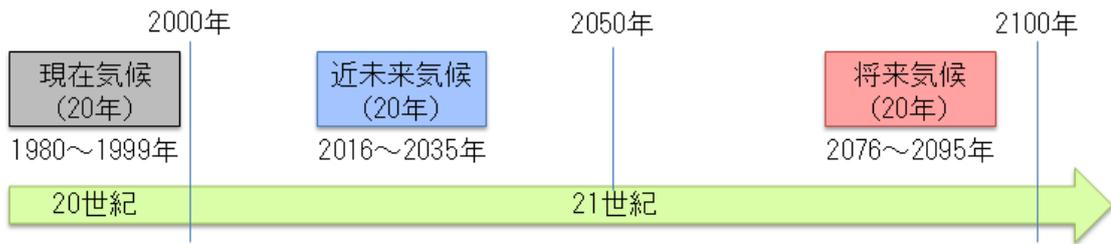


図 1.3-5 計算対象の年代

表 1.3-4 変化の有意性の表記

検定結果	本書での表記
信頼度水準 90%以上で有意	「増加(減少)している」と表現する。
信頼度水準 90%で有意ではない	「明確な変化はみられない」と表現するか、又は変化について特に言及しない。
その他	分布図等から特徴的な変化がみられる場合は、「〇〇地域では増加(減少)しているが、□□(地域内の一部)では負(正)の変化量である」などの記述を行う場合がある。

(イ) 地域区分

本書の第2章から第6章では、日本列島を対象とする地球温暖化予測の計算結果から、気温、降水、積雪・降雪、相対湿度、日射量、鉛直安定度のモデルによる気候変化を解析している。解析結果は、変化の分布図として示すほか、日本列島の気候特性と行政界を考慮して設定された7つの地域区分（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、沖縄・奄美；図 1.3-6）ごとに統計した結果として示している。予測として示している数値は、各地域区分内での平均または積算であって、特定の地点を代表するものではないことに留意が必要である。なお、沖縄・奄美の積雪・降雪に関する予測については、現在の気候において観測される絶対量が少ないため、本書では解析を行っていない。

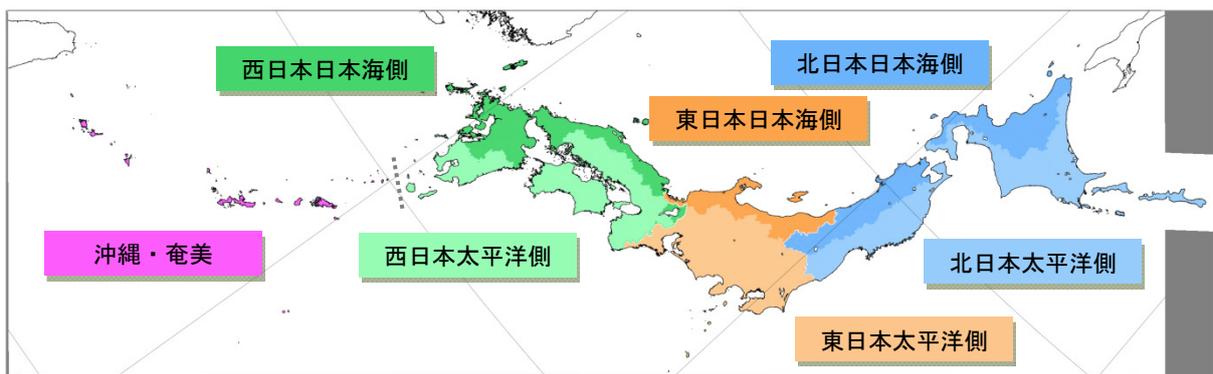


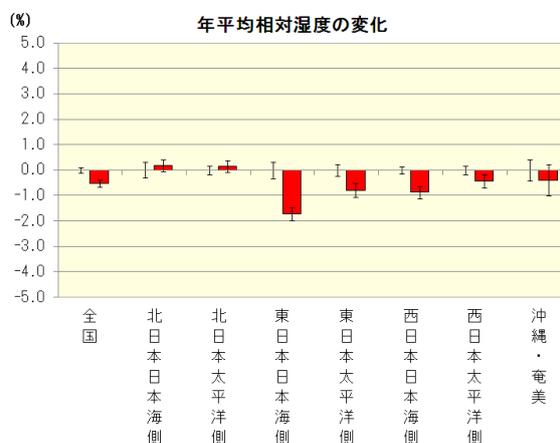
図 1.3-6 予測データの解析に用いる地域区分

1.3.5 解析結果の凡例

第2章から第6章までの各章では、平均的な気候値やその年々変動の大きさのほか、通年半旬値を用いた季節進行の変化を、更に気温と降水については、パーセンタイル値や20年再現値を用いた極端現象の変化予測についても記載した。なお、気候モデルの系統誤差(バイアス)の影響(1.4(オ))を低減するため、予測結果は原則として現在気候との差や比として表している。ここでは解析結果の凡例と図表の読み方について述べる。

(ア) 地域区分別の変化

全国及び地域ごとの現在気候からの変化量を図及び表で示した(図1.3-7)。この図では将来気候の現在気候との差を赤の棒グラフで示している。また黒い縦棒は年々変動の標準偏差(左:現在気候、右:将来気候)、すなわち毎年の天候のばらつきの程度を示す。変化量が年々変動の標準偏差に比べて大きければ、意味のある変化とみることができ、現在気候では稀にしか観測されないような天候が将来は例年のように現れることを示唆する。また、表は各地域の変化量を数値で示しており、信頼度水準90%で有意ではない場合は灰色で塗りつぶし、有意で且つ変化量が年々変動の標準偏差より大きい場合にはプラス偏差を水色で、マイナス偏差をオレンジ色で塗り分けている。ただし、冬日の日数、真冬日の日数、降水量、積雪・降雪、相対湿度以外の要素はプラス偏差をオレンジ色で、マイナス偏差を水色で塗り分けている。



	年	春	夏	秋	冬
全国	-0.52	-0.28	-2.80	-0.22	1.20
北日本日本海側	0.18	-0.09	0.24	-0.35	0.95
北日本太平洋側	0.15	-0.41	-2.52	0.16	3.37
東日本日本海側	-1.71	-1.57	-2.92	-0.90	-1.46
東日本太平洋側	-0.80	-0.32	-3.97	-0.33	1.41
西日本日本海側	-0.87	-0.41	-3.33	-0.27	0.51
西日本太平洋側	-0.44	0.08	-2.97	-0.04	1.14
沖縄・奄美	-0.39	0.46	-1.90	-0.35	0.22

図 1.3-7 地域ごとの変化図・表の例(相対湿度)

(イ) 変化の空間パターン(地図)

気候モデルの格子点ごとに、現在気候からの変化量を地図上に色の違いで示した(図1.3-8)。バイアス補正をおこなった要素については、補正の参照値となる観測地点に対応する格子点ごとにプロットしている。この図からは地域ごとの変化量を視覚的に把握することができるが、地域気候モデル(NHRCM)で再現できるのは数十kmの広がりをもった気象現象であることから、これより小さいスケールの空間パターンの情報をこの図から読み取ることは適切でない。また、1.4で述べるように、一般に狭い地域スケールで見ると、温暖化に伴う気候変化の検出の不確実性が大きくなることに注意が必要である。これらのことから、変化量の分布は、特定の「点」や狭い地域の情報としてではなく、(ア)の地域区分程度の広域の空間パターンとして読みとることが望ましい。なお、変化が統計的に有意かどうかについては、「地域区分別の変化」で評価している。

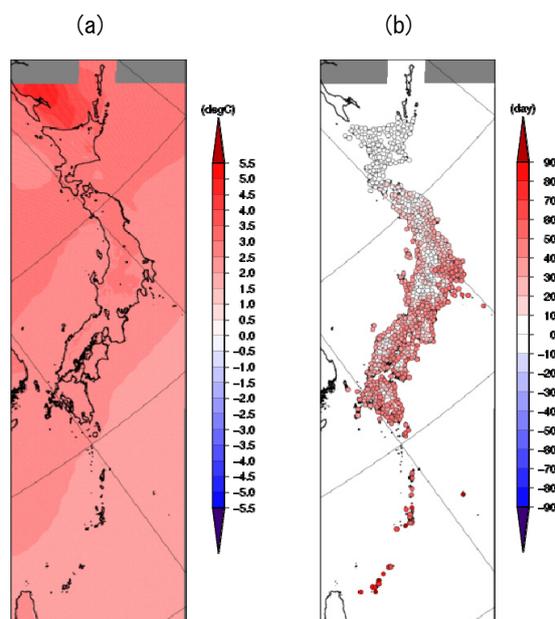


図 1.3-8 格子点・観測地点ごとの変化(地図)の例

- (a) : 格子点を用いた等値線(年平均気温)
- (b) : 観測地点ごとのプロット(年間の熱帯夜の日数)

(第1章 はじめに)

(ウ) 地域ごとの季節進行図

地域ごとに、通年半旬別値とその年々変動の幅(標準偏差)を各計算対象期間で示した(図 1.3-9)。陰影が標準偏差を示す。この図に現れるピークや立ち上がりの早まり・遅まりから季節進行の変化を把握することができる。なお、この図で用いる値は補遺の A1.7 で述べるような補正を行っていないため、バイアスを含んでいる可能性があり、数値をそのまま用いることは適切でない。このことから、縦軸は現在気候の年平均値を基準とした偏差で示していることに注意する必要がある。

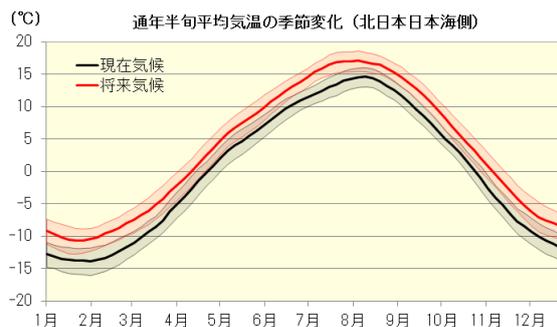


図 1.3-9 地域ごとの季節進行図の例

(エ) 地域ごとの出現頻度分布図

地域ごとに、各階級値の出現頻度を各計算対象期間で示した(図 1.3-10)。気温は日別値を、降水量は時別値を用いている。平均や積算量を示した地域ごとの変化図・表には現れない出現頻度分布の変化を把握することができる。

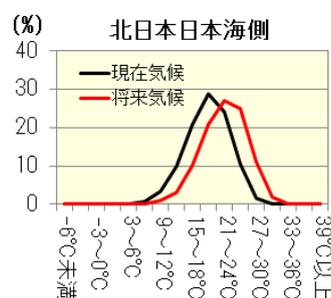


図 1.3-10 地域ごとの出現頻度図の例(夏(6~8月)の日平均気温の出現頻度)

1.4 地球温暖化予測の不確実性

地球温暖化に伴う将来の気候変化予測には、以下のような不確実性を免れ得ないことについて留意した上で、予測結果を解釈する必要がある。

(ア) 地球温暖化予測では大気・海洋の自然変動のタイミングは予測対象ではない

大気と海洋はさまざまな時空間規模で変動している。図 1.4-1(左)のグラフは、過去約 120 年の世界の年平均気温偏差の時系列である。この変動は、図 1.4-1(右)のように、赤の直線で表される「じわじわ」進行する長期変化と、青の折線で表される「ジグザグ」な短期変動成分に分けることができる。このうち、前者の長期変化傾向は、温室効果ガスの増加等の外部強制力に対する応答(気候変化)と考えられる。また、後者は大気や海洋に内在する自然要因の変動(内部変動)とみられ、年々~数年規模の変動に加えて、高温期や低温期が数十年の周期で現れる変動成分が含まれている。

自然の大気・海洋の変動を模した気候モデルによるシミュレーション結果にも、図 1.4-1(左)のようなさまざまな種類の変動成分が長期変化に重なって現れる。しかし、気候モデルで外部強制力に対する応答としての気候変化を予測することは可能であるものの、数年以上先のジグザグな自然変動の振幅や位相(高温期や低温期のタイミング)までを正確に予測することは現状では不可能である。そのため、気候モデルの予測結果に現れる年々~数十年周期の自然変動は、将来のある時期に実際にそのような高温や低温年が現れることを予測しているものではなく、地球温暖化予測の観点からは意味を持たない変動成分であることに注意する必要がある。このような自然変動の影響を完全に排除することは困難であるが、十分長い期間にわたる計算結果を解析することで、地球温暖化に伴う気候変化を抽出することができる。このため、本書の地球温暖化予測計算では、現在気候、近未来気候、将来気候それぞれについて、20年間分の計算結果を用いている。

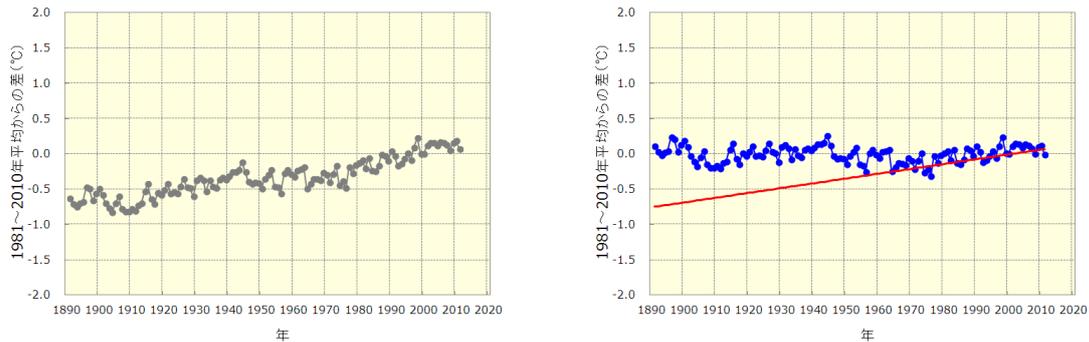


図 1.4-1 世界の年平均気温偏差の経年変化（左）、偏差の長期変化傾向と短期変動成分（右）

(イ) 地域レベルの気候変化予測では不確実性が大きくなる

地域的な気候の変化には、世界規模や大陸規模で平均的に見た変化に比べて大気・海洋の自然変動の影響が現れやすくなる。世界の年平均気温偏差（図 1.4-1（左））と日本の年平均気温偏差（図 1.4-2）を比較すると、日本の方が気温の変動が大きいことがわかる。このように、地域レベルでは長期変化傾向のシグナル（「じわじわ」進行する変化）に対する自然変動成分のノイズ（「ジグザグ」な短期変動）の大きさの比が大きくなるため、外部強制力による長期的な変化傾向が一時的に自然変動により強められる場合、あるいは打ち消される場合には、変化傾向の検出を難しくしてしまうことがある。気候モデルによる予測でも、同様の傾向がみられ、日本付近に限った地球温暖化に伴う気候変化を検出することは世界規模の予測に比べて不確実性が大きい。狭い地域に着目するほど、この傾向は強まるので、地域レベルで予測される変化傾向が、より広域で見た場合の傾向と一致するかどうか、外部強制力に対する応答として整合的な説明が可能か、等の観点から信頼性を検討する必要がある。

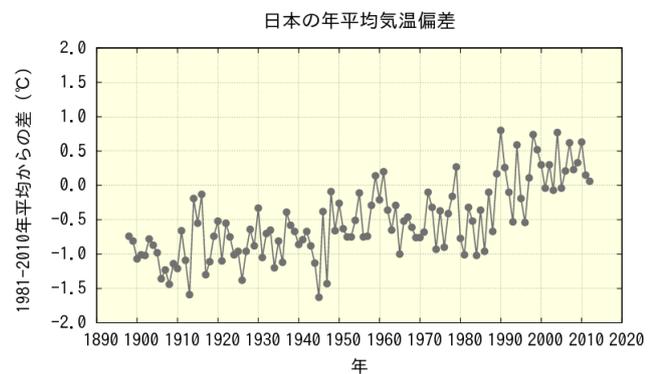


図 1.4-2 日本の年平均気温の経年変化

(ウ) 近未来の気候変化予測では不確実性が大きくなる

温室効果ガスの増加に伴って、これを外部強制力とする将来の気候変化の程度は年代とともに次第に強まると考えられる。本書においては、21世紀末頃の気候変化とともに、近未来(2016~2035年を想定)における気候変化についても予測結果を解析している。本書における予測の前提である SRES A1B シナリオで二酸化炭素濃度が約 700ppm に達する 21 世紀末頃と比べて、近未来では外部強制力に対する応答の程度が明瞭でないため、気候モデルの計算上現れる数年~数十年周期の自然要因の内部変動によって、温暖化のシグナルとしての気候変化が強調もしくは打ち消されている可能性がある（図 1.4-3）。(ア) で述べたように、このような内部変動は、実際にそれが実現する可能性が高いと予測されることを意味するものではなく、また長期変化傾向を捉えることを目的とする温暖化予測の観点からは意味を持たない成分（ノイズ）であり、解釈には注意が必要である。

なお、本書では、第 2 章~第 5 章で 21 世紀末の将来気候予測の結果を掲載し、近未来気候については、将来気候変化との整合性や気候学的観点からの妥当性を検討した上で、自然要因の内部変動の影響が小さいと判断される統計量の中から選別した要素について第 6 章に掲載している。

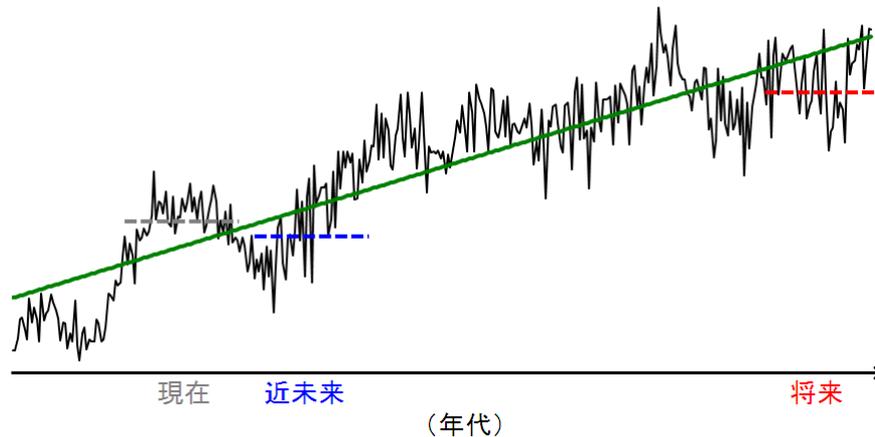


図 1.4-3 気候の長期変化傾向が短期的変動に打ち消される例

黒色の線は仮想的に作成した年々の変動、緑の直線はその長期的な変化傾向、破線は「現在」「近未来」「将来」の各年代における気候値を意味する。破線で示す気候値の差を予測するのが温暖化予測の目的であるが、この例では、「現在」と比較した場合、「近未来」では長期的な上昇傾向より短期的な変動による下降傾向が卓越しており、気候値の差は不明瞭になってしまっている。「将来」においても短期的な変動成分に影響される可能性はあるが、長期変化成分が十分に大きく、差が明瞭となる。

(エ) 長期変化傾向にも不確実性がある

IPCC 第4次評価報告書では、約20の全球大気・海洋結合モデルの結果を用いて、将来の気候の長期変化傾向を不確実性とともに示している。図1.4-4は、これらの全球大気・海洋結合モデルが予測した気温の変化と降水量の変化を示しており、モデルによってかなりのばらつきがあることがわかる。モデル実験や観測結果をもとに評価した平衡気候感度（二酸化炭素濃度が倍増したときの世界平均気温の上昇量）は、概ね2～4.5℃の範囲（最良の見積もりは約3℃）である可能性が高い（IPCC, 2007）とされているが、地球温暖化に伴って雲量が増加することによるフィードバック効果には大きな不確実性が残されており、この値がさらに高い可能性も否定できない。

また、炭素循環の変化に伴う気候へのフィードバック（温暖化により大気中の二酸化炭素の陸地と海洋への取り込みが減少し、人間活動に伴う二酸化炭素の大気中への残留分が増加する傾向）の効果は十分に解明されていないことは、将来の大気中の二酸化炭素濃度予測に大きな不確実性の幅が残っていることを意味している。

複数の異なる気候モデルの結果、あるいは気候モデルのパラメータ等の条件を変えて計算させた同一モデルの複数の結果を比較することで、このような予測の不確実性を見積もることができる。しかし、本書のデータは大気に関しては単一モデルであり、また単一シナリオの下での予測結果であるため、長期変化傾向の不確実性について定量的な評価は行っていない。

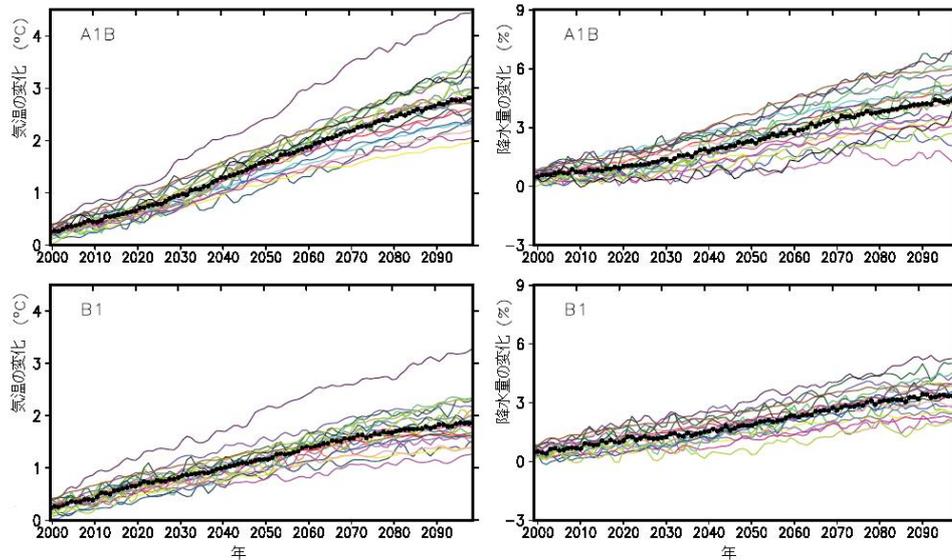


図 1.4-4 IPCC 第 4 次評価報告書における複数の大気・海洋結合モデルの世界平均気温と降水量の将来予測

(オ) 気候モデルの能力には限界がある

気候モデルは現実の大気や海洋の運動を完璧に忠実に再現できるものではなく、計算技術上の様々な仮定や近似を含むモデルであるので、計算結果には気候モデル特有の系統誤差（気候モデルが持つ特徴的な偏向（バイアス））が含まれている。このため、気候モデルによる予測計算の結果の絶対値をそのまま将来の具体的な予測値として解釈するのは適切ではない。本書に掲載した解析結果のうち、予測データを統計的に補正したものや、同一の気候モデルの結果同士を比較して得られる将来の変化量などは、ある程度この系統誤差の影響が除去されていると考えられるが、これは現在気候の再現性に見られるモデルの系統誤差が温暖化の進行した条件下での計算でも同じように現れるという前提に基づいている。

また、地域気候モデルの地形（山岳の起伏、海岸線、都市の存在など）も現実のものとは完全に一致するものではない。本書で解析している結果は、あくまでもモデルの地形に対応した情報である。

一般に気候モデルで再現できる現象スケールは、モデル格子の数倍程度以上のものである。これを踏まえ、特定の地点の結果に着目するのではなく、ある程度の広がりを持つ領域を対象として結果を解釈する必要がある。

(カ) 要素により予測の不確実性の大きさが異なる

降水量の変化予測は、台風や梅雨期の大雨等の顕著現象の発生頻度や程度に大きく影響される。一般に、降水の顕著現象は気温等に比べて空間代表性が小さく（狭い地域で集中的に雨が降る等）、また発生頻度が稀であるため、解析に利用できる標本の数に限られ、確からしい系統的な変化傾向の検出が難しくなる場合がある。このため、とりわけ降水量については、特定の狭い地域の変化傾向に着目せず、広域的に平均や積算した傾向として把握することで、このような問題をある程度低減することができる。

(キ) 温室効果ガス排出量により将来予測は変わる

本書は IPCC 第 4 次評価報告書で主な温室効果ガス排出シナリオとして採用された SRES A1B シナリオ (1.3-2) を前提とした全球気候モデルを用いた予測実験データから、日本付近についてさらに詳細な予測実験を行った結果をもとに作成しているが、異なるシナリオを採用すれば将来予測は大幅に変わる可能性がある。また、排出シナリオはあくまでも仮定に基づくシナリオであり、実

(第1章 はじめに)

際の排出量は今後の社会・経済の動向に大きく左右される。

これら(ア)～(キ)のように不確実性があるものの、気候系に含まれる複雑な諸過程をモデル化して合理的に気候の変化を予測できる気候モデルは、地球温暖化の定量的な評価には欠かせない。IPCC 第4次評価報告書に掲載されている他の全球気候モデルの結果や我が国で実施されている地球温暖化の予測研究のプロジェクトの成果などとともに、本書に掲載した結果を、地球温暖化の緩和・適応に向けた対策や調査・研究の基礎的な資料として活用していただきたい。

本節で解説した不確実性の低減は、温室効果ガスの排出抑制策をめぐる国際的議論を進める上で重要である。特に、地球温暖化による危険な気候変化を防ぐために温室効果ガス濃度をどの水準で安定化させる必要があるか、高い信頼度で算定するためには、気候感度の不確実性の低減が鍵となる。また、ある水準での温室効果ガス濃度安定化を実現するために許容される温室効果ガス排出量はどの程度か、高い信頼度で算定するため、温暖化に伴う炭素循環の変化の不確実性を低減させることが必要である。これらの不確実性低減に向けて、今後、モデル研究の一層の発展と、大気や海洋、生態系観測の充実・持続的実施が求められている。

1.5 地域気候モデルの気候再現性

1.4 で述べたように、地球温暖化予測にはモデルの特性に起因する系統誤差が伴うため、気候モデルの計算結果を観測データと比較して、再現性を把握した上で予測結果を用いる必要がある。本書では、地域気候モデルの再現性を評価するため、アメダス等の観測値とその観測地点に対応する地域気候モデルの現在気候再現実験の格子点データから、観測地点ごとの気候値を算出し、これらの地域平均を比較している。

地域気候モデルは、時空間的に細かく見ると各要素に系統誤差が見られるものの、全般的には、日本列島の各地域、各季節の気候の特徴を良く捉えており、現在と将来の気候の平均値の変化を解析するには十分な再現性があると考えられる。一方、気温の階級別日数、降水量の階級別日数・発生頻度とパーセンタイル値・20年再現値、及び相対湿度については、小さな系統誤差でも解析結果に大きく影響する場合があるので、現在気候と同じ期間の観測値を真値とみて、気候モデルの現在気候の出力値が観測値に近づくよう統計的に補正係数を算出した上で変化量を解析している。

観測データと比較した地域気候モデルの気候再現性、及びバイアス補正方法については、補遺1に具体的な説明を掲載している。