

温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート

「日本の気候変動とその影響」

2009 年 10 月

文部科学省 気象庁 環境省

目 次

1. はじめに	1
2. 気候変動のメカニズムと人為起源要因の寄与－温暖化の原因は何か？	2
2. 1 気候変動の諸要因	2
2. 2 20 世紀後半の温暖化の主因は人為起源強制力	3
2. 3 観測データとモデル結果の信頼性	4
2. 4 より長い時間スケールの変動と近年の特殊性	5
【コラム 1】気候変動に関する用語の定義	7
【コラム 2】エアロゾルと気候変化	9
3. 気候の過去・現在・将来－温暖化は今どのような状況で将来どうなるのか？	10
3. 1 これまでに観測された気候変動－温暖化は実際に生じているのか？	10
(1) 気温の変化	11
【コラム 3】ヒートアイランド現象と地球温暖化	15
(2) 降水量の変化	16
(3) 台風	18
(4) 海面水位の変化	19
【コラム 4】短時間強雨の発生頻度と地球温暖化	21
(5) 海洋の酸性化	22
3. 2 将来予測される気候変動－温暖化はどのくらい深刻化するのか？	23
【コラム 5】気候変動予測モデルについて	24
(1) 温室効果ガス排出シナリオ	25
(2) 気温の予測	25
【コラム 6】近年の世界平均気温の変化傾向	29
(3) 降水量の予測	31
(4) 台風の予測	35
(5) 海面水位の予測	36
(6) 温室効果ガスの安定化シナリオと世界平均気温の上昇量	36
【コラム 7】気候変動予測モデルと地球シミュレータ	39

4. 気候変動の影響と適応	40
4. 1 気候変動の分野別影響ー分野ごとにどのような影響が現れるのか？	40
(1) 年平均気温変化と分野別の影響	40
【コラム8】地球システムの大規模で急激な変化	42
(2) 水環境・水資源分野	46
(3) 水災害・沿岸分野	46
(4) 自然生態系分野	48
【コラム9】気候変動が生態系に与える影響について	50
(5) 食料分野	50
(6) 健康分野	52
(7) 国民生活・都市生活分野	53
4. 2 将来の気候変動に対する適応ーどのような適応策が必要となるか？	54
(1) 適応の必要性	54
(2) 適応についての基本的な考え方	54
(3) 適応の方向性と具体的取組	54
5. 気候変動観測・予測・影響評価への取組と将来展望	
ー近い将来何が分かるようになるか？	56
(1) 観測分野での取組	56
(2) 予測分野での取組	57
(3) 影響評価分野での取組	58
6. おわりに	59
謝辞	59
用語集	60
参考文献	63
「温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート」専門家委員会名簿	65

※本報告書の図表・写真等の引用に際しては、使用にあたり許諾申請が必要なものもありますので、環境省に問い合わせをお願いします。また、使用にあたっては、出典を必ず明記いただくようお願いいたします。

1. はじめに

2007 年には、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）が、気候変動に関する世界中の研究成果を集大成した第 4 次評価報告書（AR4）を発表し、「気候システムの温暖化には疑う余地がない」ことを科学的に示した。さらには、「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濃度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」ことを明らかにした。

¹ COP: Conference Of the Parties (締約国会議) の略。

低炭素社会
GHG濃度
安定化

(1) 社会
経済活動、
GHG排出

(2) 炭素循環
大気中濃度

(3) 温暖化
気候変動

(4) 社会・
環境影響

(5) 適応策

(6) 緩和策

(7) 社会
システム

対応策

出典：Hiramatsu et al., 2008 をもとに作成

1

本レポートの構成は次のとおりである。第2章では、気候変動問題を理解する上で基礎となる気候変動のメカニズムを解説し、温暖化の原因は何かという疑問に答える。第3章では、気候変動の現状（観測結果）と将来の予測について解説し、温暖化は実際に生じているのか、温暖化はどのくらい深刻になるのかという疑問に答える。第4章では、気候変動の環境や社会への影響とこれに対する適応について解説し、温暖化によりどのような影響や被害が出るのか、その影響に対処するにはどのような適応策が必要になるかという疑問に答える。第5章では、気候変動の観測・予測・影響評価への取組と将来の展望を概説する。

科学的信頼性を確保するとともに、できるだけ最新の研究成果を反映させるため、本レポートは、主として、IPCC AR4 及び同報告書で用いられた気候モデル²の予測結果、政府が設置した検討委員会、政府の研究プロジェクトの成果報告書等の既存の情報をもとに取りまとめた。なお、本レポートの理解を助ける用語等の解説、また一般的に関心が高いと思われるトピックについて、コラムとして話題提供した。

取りまとめに当たっては、観測、予測、影響評価の各分野の専門家からなる「温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート」専門家委員会（委員長：西岡 秀三 国立環境研究所特別客員研究員）を設置し、気候問題懇談会検討部会（部会長：近藤 洋輝 海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト特任上席研究員）の協力を得て、報告書の構成等の検討、査読等を実施した。

2. 気候変動のメカニズムと人為起源要因の寄与－温暖化の原因は何か？

2. 1 気候変動の諸要因

気候変動は、気候システムの「外部強制力に対する応答」と「内部的な自然変動」に分けて考えることができる。気候システムとは、地球表層の大気・海洋・陸面が影響し合いながら気候を形成し変動させるシステムのことである。

外部強制力とは、気候システムに与えられる変動要因であり、それには人為起源のものと自然起源のものとがある。図 2.1.1 は、エネルギーに関する外部強制である放射強制力をまとめたものである。人為起源強制力の主なものは、人間活動に伴う温室効果ガス、エアロゾル³、あるいはそれらの原因物質の大気中への放出である。他に、林地の農地化や都市化などの土地利用の変化もこれに含まれる。一方、自然起源強制力には、太陽活動の変動と火山噴火が含まれる。火山噴火は、火山ガスから変化したエアロゾルが日射を遮ることにより、地球を冷却する効果を持つ。これらの外部強制力に対して気候システムが応答することにより、気候変動が生じる。

一方、気候システムの内部的な自然変動とは、外部強制力によるのではなく、大気・海洋・陸面の自然法則あるいはそれらの相互作用によって発生する変動である。熱帯太平洋の海面水温が数年周期で変動するエルニーニョ／ラニーニャ現象がその代表例であるが、他にも多くの特徴的な変動が重なり合っている。

² 過去・現在・未来の気候状態を、スーパーコンピュータ等を利用して物理方程式に基づき数値的に再現するモデル。コラム 5 及び 7 参照。

³ 大気中に浮遊する固体又は液体の微粒子。エアロゾルとも言う。コラム 2 参照。

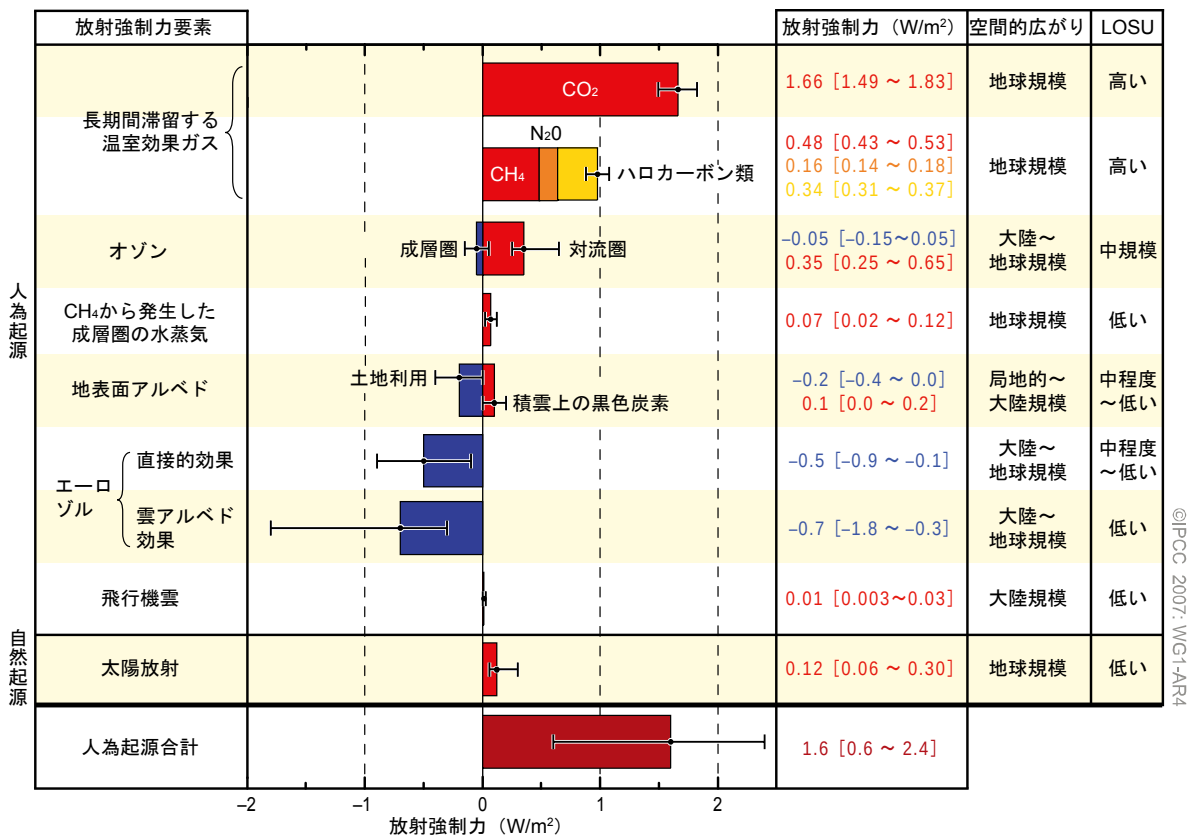


図 2.1.1 放射強制力の各要素の 2005 年における世界平均と 90%信頼区間
右欄の LOSU (Level of Scientific Understanding) は科学的理解の水準であり、科学的信頼性を示す。火山エアロゾルは、影響が一時的であるためこの図には含まれていない。 出典：IPCC, 2007

2. 2 20 世紀後半の温暖化の主因は人為起源強制力

実際に生じている気候変動は、これらの種々の外部強制力に対する応答と自然変動の重ね合わせである。したがって、過去に生じた気候変動を理解するためには、これらの変動を何らかの方法で分離して考えることが必要である。このような考えに基づき、気候変動予測モデルを用いて、20 世紀の世界平均気温の変動を分析した結果が図 2.2.1 である。

図 2.2.1 の赤帯は、特に 20 世紀の後半について、黒線⁴とよく一致している。すなわち、20 世紀後半の気温上昇は、現在知られている外部強制力に対する応答としてよく説明できることが分かる。一方、青帯は 20 世紀の後半においてやや気温の

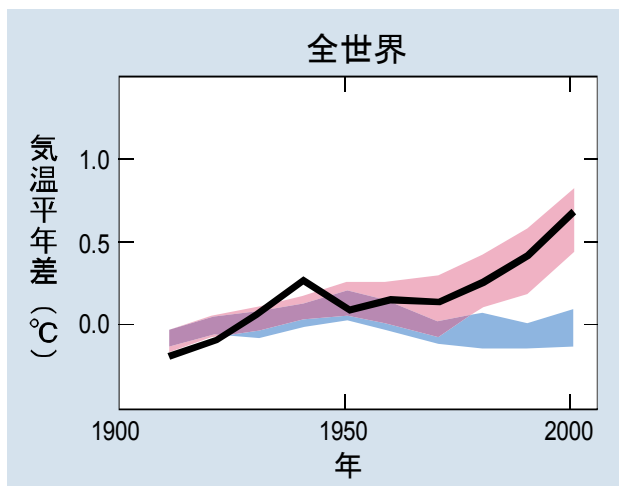
低下を示しており、観測された黒線の気温上昇とは大きく異なる。すなわち、20 世紀後半の気温上昇は、現在知られている自然起源のみの外部強制力に対する応答としては説明できないことが分かる。

以上の研究結果に基づき、IPCC AR4 では、「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濃度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」⁵と結論している。

また、世界平均気温だけでなく、大陸規模の平均気温の変化、極端な高温の増加、極端な低温の減少、さらには、気温だけでなく、海洋の温暖化や偏西風が強くなる等の風の変化、積雪面積の減少などにも人為起源強制力の影響が見られる。

⁴ 黒線の 1940 年代のピークは、第二次世界大戦前後の海面水温データの補正方法に問題があると指摘されている。

⁵ 「可能性が非常に高い」とは 90%以上の確率で正しいことを意味する（自然変動及び気候モデルの不確実性を考慮して統計検定した結果、危険率 10%で有意だったということ）。



: 自然起源のみの強制力を用いたモデル
 : 自然起源及び人為起源の強制力を用いたモデル

図 2.2.1 観測された地上気温の変化と気候変動予測モデルによるシミュレーションの比較

黒線は、観測された気温の変動を表す。赤帯は、気候変動予測モデルに人為起源と自然起源の強制力を与えて計算された気温の変動である。一方、青帯は、気候変動予測モデルに自然起源のみの強制力を与えて計算されたものである。赤帯と青帯のそれぞれの幅は、複数の気候変動予測モデルで計算した結果をまとめたことによる、科学的な不確実性を表す。

出典：IPCC, 2007

この結果について、現在の科学的知識ではまだ明らかになっていない外部強制が、他にも存在する可能性について注意が必要である。例えば、太陽活動の低下により太陽磁場が減少すると地球に入射する宇宙線⁶の量が増加し、それが雲量の増加を通じて地球を冷却する可能性が指摘されている。ただし、1985 年頃から近年まで太陽活動が弱まり、宇宙線の入射量も増加したにもかかわらず同期間の地球の気温は上昇傾向であるなど、太陽活動の影響は小さいと考えられる証拠が増えている。

なお、二酸化炭素よりも温室効果が大きい対流圏⁷の水蒸気については、図 2.1.1 では外部強制力

⁶ 宇宙から地球に絶えず高速で降り注いでいる原子核や素粒子。宇宙線は地球に到達して大気中に飛び込み、空気中の酸素や窒素の原子核と核反応を起こす。

⁷ 地球の大気のうち、地上～高度約 10km の層を指す。対流圏では、対流活動により空気がかき混ぜられており、おおむね下層のほうが気温が高い。

として扱っていない。これは、水蒸気の量の変動、放射効果、雲や降水との間の相変化などは、気候システム内部の要因で決まるからである。これらの水蒸気の扱いは、全て気候モデルにおいて考慮されている。

2. 3 観測データとモデル結果の信頼性

気候変動は、気温の観測データと外部強制力の各要素の観測データに基づいて議論されているが、それらのデータに不確実性が存在することにも注意が必要である。特に、人為起源エアロゾルの冷却効果には不確実性が大きい。なお、気温の観測データについては、観測点が都市に偏っていると一部から指摘されることもあるが、実際には観測点は海上を含めて都市以外にも数多く存在しており、特に 20 世紀後半には両極を除いて地球をほぼまんべんなく覆う領域で観測データが存在するので、全球平均気温に関する限り都市化の影響は非常に小さい。

気候変動予測モデルの計算結果にも不確実性がある。気候変動予測モデルは基本的には物理法則に基づいているが、複雑な気候システムの全てを物理法則のみで表わすのは不可能であり、一部に半経験的な仮定が用いられている。この仮定が異なれば結果も異なる。その結果、過去の気候の再現や将来の予測において不確実性が生じる。特に、温暖化に伴う雲の変化はモデルによって異なり、気温上昇量などのシミュレーション結果に影響を与える。しかし、IPCC AR4 で採用された気候変動予測モデルは、地球の大気の大気、温度、気圧、水蒸気、海流、温度、塩分、海氷、陸面の温度、積雪などの空間分布や時間変動の特性を概ね再現している。また、現実の気候システムに見られる特徴的な自然変動の多くを再現している。これらのことから、気候変動予測モデルには一定の信頼性があると考えられるので、複数のモデルを用いて不確実性の幅を確認しながらモデルの結果を利用している。

2. 4 より長い時間スケールの 変動と近年の特殊性

樹木年輪などの代替データから間接的に見積もられた過去 1000 年程度の気温データ (図 2.4.1) によれば、17 世紀前後に北半球の平均気温が最大 1℃程度低下した可能性があり、これを小氷期⁸と呼ぶ。このような過去の気温の変動は、太陽活動の変動と火山の噴火によって概ね説明できることが示されている。しかし、気温上昇の続いた 1985 年頃から近年まで太陽活動が弱かったことからわかるように、20 世紀後半の気温の変動は太陽活動と火山噴火では説明できず、近年の温暖化を小氷期からの自然の回復とみなすことはできない。

また、過去数十万年間では、10 万年程度の氷期と間氷期 (1～3 万年前後継続) が繰り返されている (図 2.4.2)。この氷期と間氷期のサイクルは、地球の公転軌道や自転軸の傾きの周期的な変動によってもたらされると考えられている。現在は間氷期であり、やがて次の氷期が出現すると考えられる。天文学の精密な計算によれば、次の氷期が出現するのは 3 万年以上先であると予測されている。

大気中の温室効果ガスの濃度は、過去における氷期―間氷期サイクルなどの自然要因でも大きく変動してきた。図 2.4.2 では、寒冷な氷期に比べて温暖な間氷期には、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素のいずれの温室効果ガスも高い濃度を示している。二酸化炭素では、氷期の最寒冷期と間氷期との間で約 100ppm⁹の濃度差がある。これらの変動は、地球の公転軌道や自転軸の傾きの周期的な変動に起因する気候変動をきっかけとした二酸化炭素などの温室効果ガスの変化が、さらに気候変動を促進した結果と考えられている。温室効果ガス濃度の変化が先行している現在の気候変動とは“きっかけ”が異なっている。

氷期―間氷期サイクルにおける温室効果ガス濃度の変動に対して、現在の濃度 (図 2.4.2 では 2000 年の濃度が星印で示してある) は、過去 65 万年のいずれの間氷期における濃度よりもはるかに高く、近年の温室効果ガスの濃度増加が地球大気の歴史の中でも極めて特殊であることがわかる。

また、最終氷期¹⁰から完新世¹¹にかけての自然要因による 100ppm の二酸化炭素濃度の増加には 7000～8000 年の歳月を要しているが、産業革命以降の人為的な要因による 100ppm の増加はわずか 250 年の出来事である。

IPCC AR4 によれば、氷床コアの解析の結果から、18 世紀の産業革命前の二酸化炭素濃度は約 280ppm であったが、その後上昇を続けて 2007 年には 383ppm に達したこと、メタン濃度は産業革命前の約 715ppb¹²から 2007 年には 2 倍以上の 1789ppb にまで上昇したこと、一酸化二窒素は同じ期間中に約 270ppb から 321ppb に上昇したことが明らかになった。

産業革命以降に注目すると、二酸化炭素濃度が約 100ppm 上昇する速度は一定でなく、最初の 50ppm の増加には 200 年以上の期間を要したが、残りの 50ppm にはわずか 30 年ほどしか要しなかった。特に 2007 年までの過去 10 年間の平均的な濃度上昇量は 1 年あたり 2.0ppm と、上昇速度はさらに増加している。

日本でも落石岬^{おちいしみさき} (北海道)、綾里^{りょうり} (岩手県)、南鳥島^{みなみとりしま} (東京都)、与那国島^{よなぐにじま} (沖縄県)、波照間島^{はてるまじま} (沖縄県) などで、二酸化炭素等の観測が行われている (図 2.4.3)。これらの観測は、経年的な濃度増加や高緯度ほど季節変動の振幅が大きいといった傾向をとらえており (図 2.4.4)、世界の他の観測結果とほぼ一致している。

⁸ 過去数十万年間において寒冷な時期と温暖な時期が繰り返し訪れており、寒冷な時期を氷期、氷期と氷期の間の温暖な時期を間氷期と呼んでいる。現在は間氷期に相当するが、近年の地球温暖化が進む直前の 17 世紀前後は現間氷期の中でも最も寒冷な時期の一つであり、小氷期と呼ばれている。

⁹ ppm : 容積比で 100 万分の 1。

¹⁰ 約 7 万年前に始まり、約 1 万年前に終了した一番新しい氷期。ヴェルム氷期とも呼ばれる。

¹¹ 最終氷期が終了した約 1 万年前から現在までの時代。

¹² ppb : 容積比で 10 億分の 1。

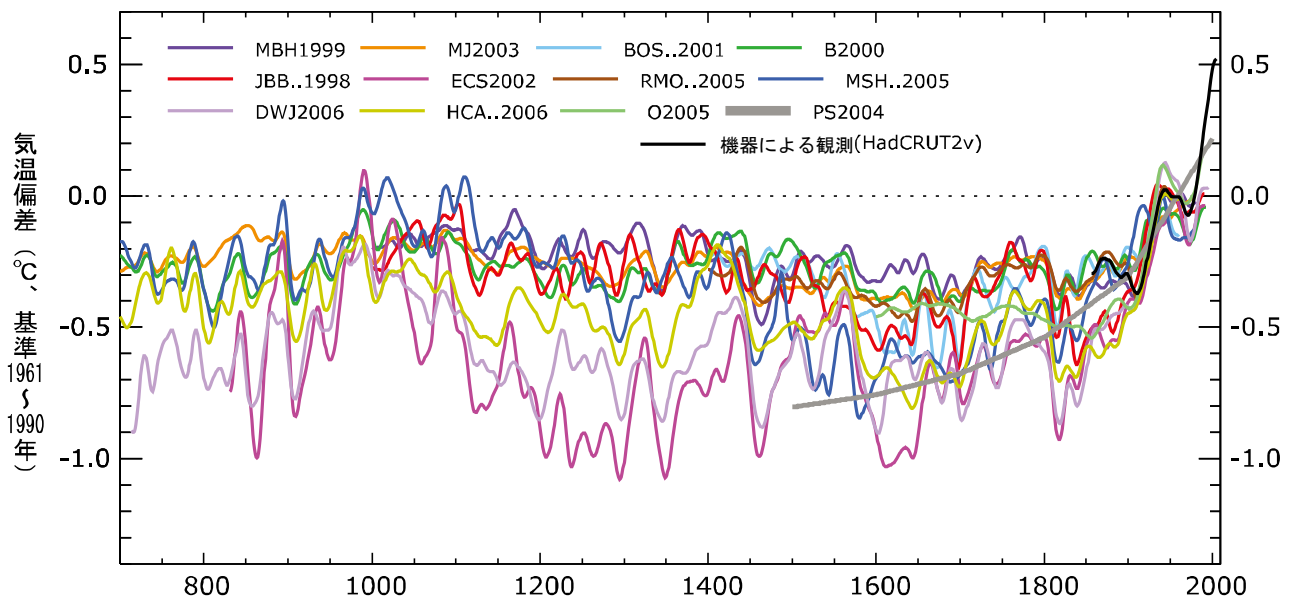


図 2.4.1 復元された過去 1300 年の北半球の気温の変化

黒線は観測機器による記録。そのほかの色が示すのは、複数の代替データによる 12 の研究結果。

出典：IPCC, 2007

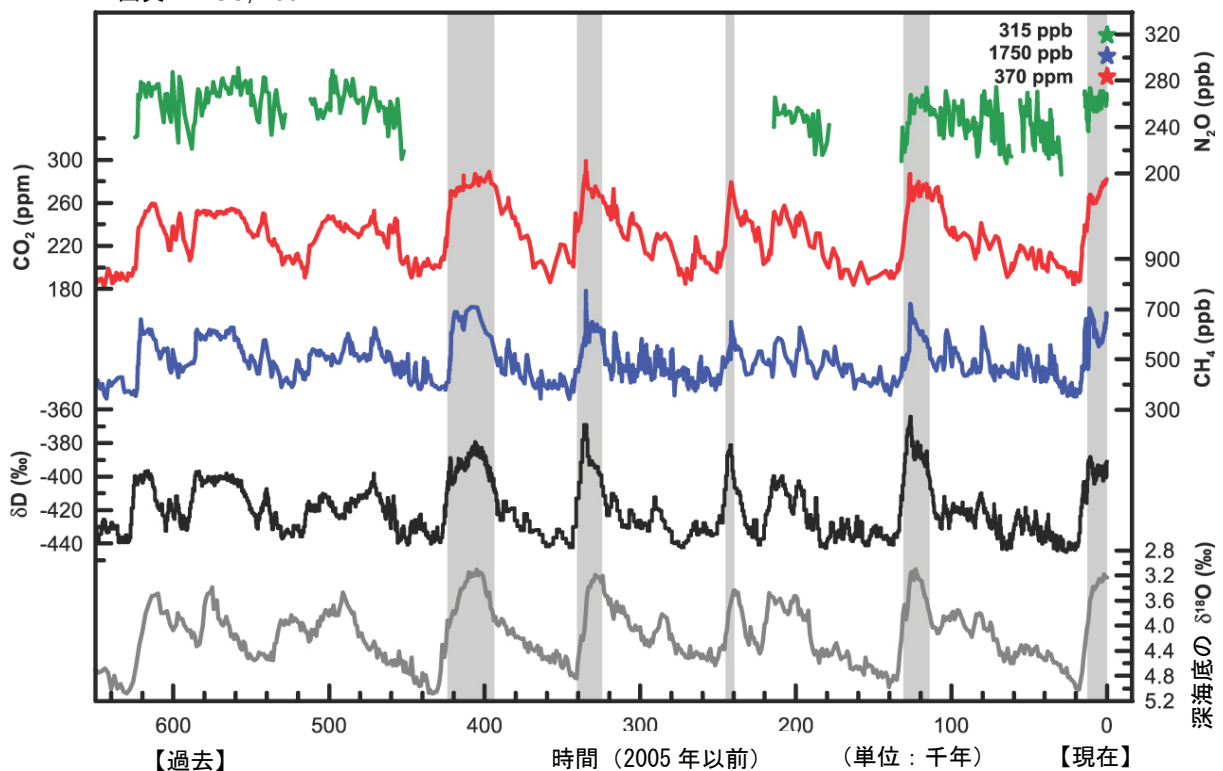


図 2.4.2 氷床コア解析から得られた過去 65 万年における二酸化炭素濃度（赤線）、メタン濃度（青線）、一酸化二窒素濃度（緑線）、気温の指標となる水中の

水素同位体比（黒線）と、海底コア中の底生有孔虫の酸素同位体比（灰線）の変動

灰色の帯は、現在と過去の間氷期の期間を示す。図右上の星印は 2000 年における大気中濃度を示す。南極やグリーンランドの氷床に閉じこめられた気体や氷の成分、海底に堆積した生物の死骸を解析することで、過去の大気の様子がわかる。 出典：IPCC, 2007

このように、近年の温室効果ガス濃度の上昇は急激であり、これまで経験したことのない速さで気候システムに対する強制力が増大していると言える。

こうした事実を踏まえ、第3章以降の過去の気候変動の議論については、特に人為的影響の強い1900年頃～2000年頃に絞って取り上げることとする。

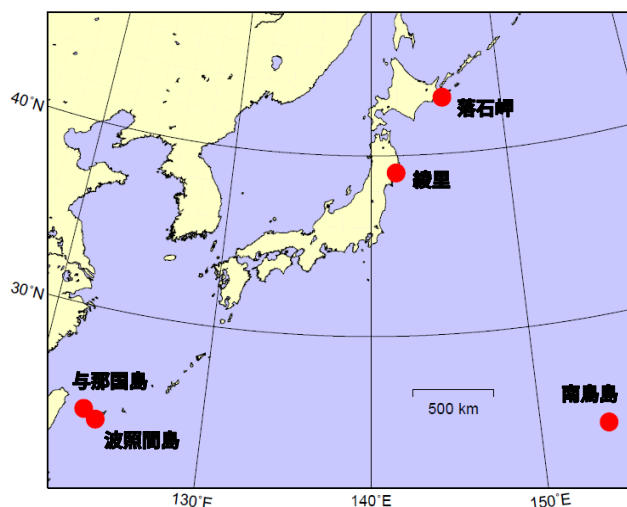


図 2.4.3 日本の温室効果ガス濃度の観測地点

【コラム1】気候変動に関する用語の定義

大気や海洋を十分長い時間、平均して導かれる状態を「気候」という。ここで十分長い時間の平均状態とは、世界気象機関（WMO）で採用されている統計手法に従い、30年平均（現在は、1971～2000年の平均）の状態をさすことが多い。

「気候変動」は、本来、個々の天気現象より大きなすべての時間・空間スケールにおける、気候の平均状態その他統計量（標準偏差、極端な値の頻度など）の変動のことである。季節から年々の時間スケールの短期的な変動が含まれる。熱波、干ばつ、大雨、熱帯低気圧（台風及びハリケーン）などの多くの極端現象の変化や、エルニーニョ／ラニーニャ現象が気候変動の例として挙げられる。

一方、「気候変化」は、長期間の平均状態が変わるような長期的傾向、つまり数十年以上にわたって以前に比べてより暖かい、乾燥した、日照時間が多い、あるいはそれらの逆など、長期間の平均状態が確実に変わったとみなせるような変化を意味する。

ところが、近年、IPCCやUNFCCCのような、国際委員会や条約での日本語表記で、「気候変動」が“Climate Change”の訳語として用いられ始めた。その結果現在では、「気候変動」は、上に述べたような、本来の「気候変動」の意味だけでなく、「気候変化」の意味も含めて用いられている。

本レポートでは、原則として気候変化も含む広い意味で「気候変動」を用いるが、場合によっては、気候変化を含まない本来の（狭い）意味での「気候変動」としても用いる。また、特に長期的傾向を強調したい場合には「気候変化」を用いる。

なお、英語表記での“Climate Change”自身も使い方は一様ではない。IPCCでは、自然起源のものも人為起源のものも、結果として観測される変化すべてに対して使われているが、UNFCCCでは、人為起源によって生じるものに限定して使われていることに注意が必要である。

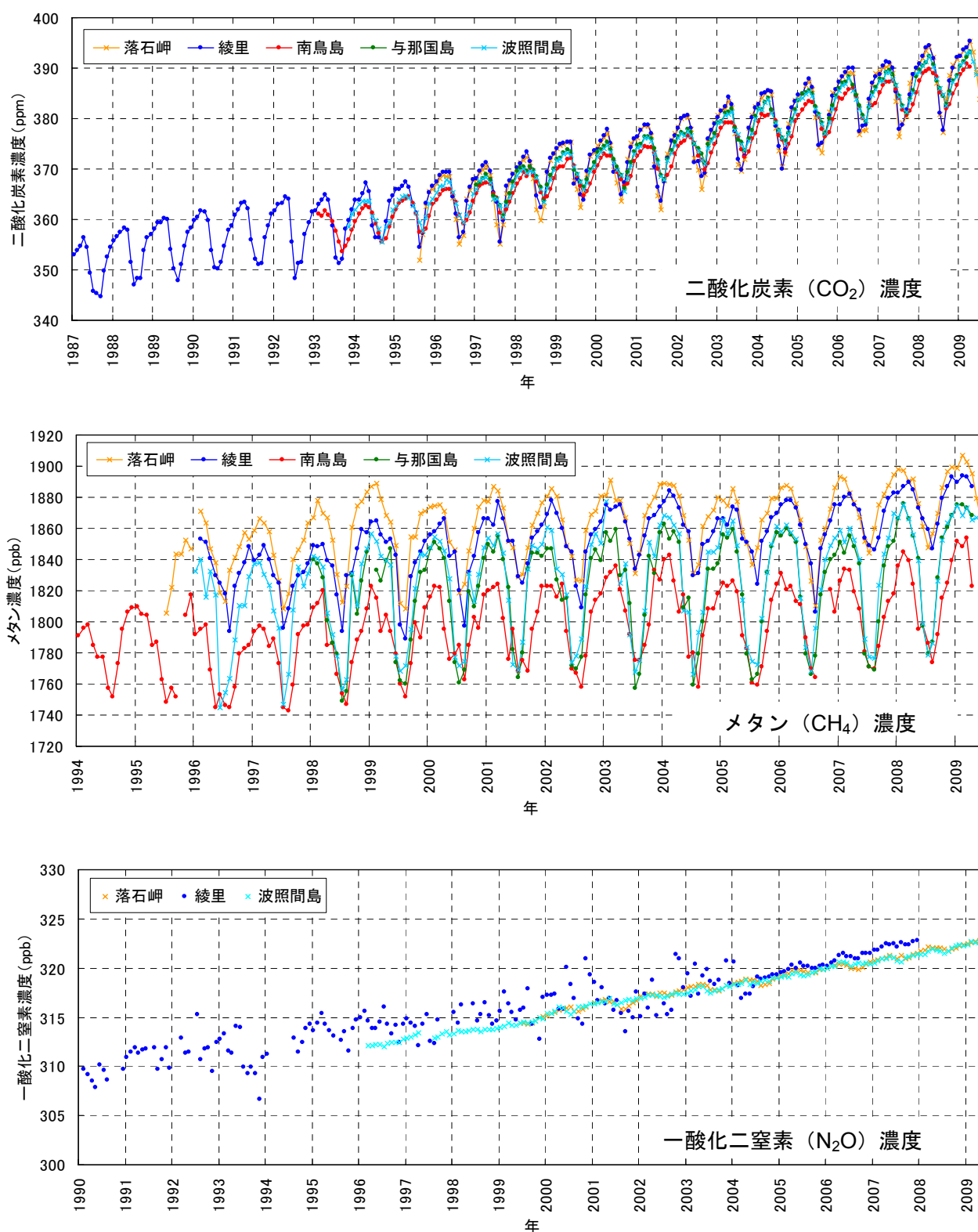


図 2.4.4 日本での温室効果ガス濃度の観測結果

気象庁及び国立環境研究所での観測データを用いて作成。

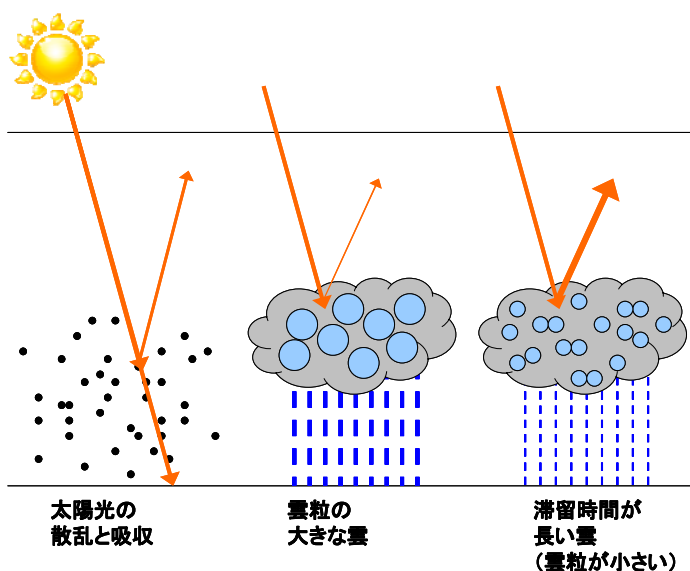
2004 年 2 月以前の綾里の一酸化二窒素は、現在とは異なる手法で測定を行っていたため、現在に比べて値のばらつきが大きくなっている。

【コラム2】エアロゾルと気候変化

エアロゾル（エーロゾルとも言う）は大気中に浮遊する微粒子のことであり、大きさは半径 $0.001\mu\text{m}^{13}$ 程度から $10\mu\text{m}$ 程度である。人為起源あるいは自然起源のガスから生成される硫酸（塩）や硝酸（塩）、風による巻き上げで発生するダスト（黄砂等）や海水起源の海塩、化石燃料やバイオマスの燃焼による黒色炭素や有機物などがある。エアロゾルは日射を散乱したり吸収したり、また雲粒の核となって雲の性質や状態を変えたりする。これらの働きを通して気候へ影響を与えると考えられている。

過去の IPCC 報告書では、二酸化炭素と他の温室効果ガスによる気温上昇のモデル計算結果は、実際に観測された気温上昇よりも大きく、その要因を対流圏の大気汚染などに由来する人為起源の硫酸塩や有機物エアロゾルが気温上昇を抑制するためであるとした（黒色炭素などを含むエアロゾルは、温室効果を持つとされている）。しかし、二酸化炭素等の温室効果ガスに比べて、対流圏エアロゾルは大気中の寿命が短く、化学組成や濃度の変動が大きいことから、その気候変動に対する影響についてはよくわかっておらず、エアロゾルに関する科学的理解の水準が低いことが IPCC AR4（本レポートの図 2.1.1）にも記されている。

エアロゾルによる気温上昇の抑制効果には、それ自体が太陽光を散乱・吸収する直接効果と、エアロゾルが雲生成における凝結核¹⁴として働くことで雲粒の物理的特性や光学的特性を変化させる間接効果（雲アルベド効果）とがある。この間接効果は、凝結核の増加のために雲粒が小さくなることがもたらす二つの効果に分類できる。ひとつは、雲粒が小さくなることで白い雲が多くなり反射率が增加すること、もうひとつは、雲粒が小さくなることで降水現象が起りにくくなり、雲の滞留時間が長くなる効果である。北半球では、アジアを中心に人間活動が活発化することによって、放出される二酸化硫黄ガスや揮発性有機物質¹⁵が増加しており、それらから生成する人為起源エアロゾルも増加の傾向を示している。衛星画像解析によると、南半球よりもエアロゾル個数濃度の高い北半球の方が雲粒の粒径が小さい傾向が得られている。現在、エアロゾルと雲形成過程の関係を明らかにして放射強制力の見積りの不確実性を小さくするための研究が進められている。



エアロゾルに関連した雲の放射メカニズムの概念図

左図の黒点はエアロゾルを表わし、太陽光を散乱・吸収する。中図は雲粒の大きな雲であり、降水をもたらす。太陽光の反射率は小さい。右図は滞留時間が長い雲を表し、雲粒の大きな雲と比べ反射率が高い。

出典：IPCC, 2007 をもとに作成

¹³ $1\mu\text{m}$ （マイクロメートル）は 1mm の千分の 1 の長さ。

¹⁴ 雲の核となる物質（エアロゾル等）。凝結核が大気中に多い（少ない）と、大気中の水蒸気が冷えた時に雲（水滴・氷晶）となりやすい（なりにくい）。

¹⁵ 常温で液体から気体となる有機物質。住宅建材や壁紙、家具などに含まれるホルムアルデヒドやトルエンなどが代表的な化学物質である。揮発性有機化合物（VOC）ともいう。

3. 気候の過去・現在・将来－温暖化はどのような状況で将来どうなるのか？

3. 1 これまでに観測された気候変動－温暖化は実際に生じているのか？

日本では 1870 年代から各地に測候所が設けられ、観測機器によって気象の観測が行われるようになった。1885 年までに、北海道開拓使、内務省地理局、各府県、地元有志などにより全国に 30 の測候所が設けられたが、観測の方法や統計の取り方は測候所によって異なっていた。1886 年に「気象観測法」が定められ、それ以後は全国で統一した観測法及び統計法が用いられている。現在は、全国で約 160 地点の気象官署等で地上気象観測を行うとともに、気象官署等を含む全国約 1300 地点の地域気象観測所（アメダス）で気温・降水量等の自動観測を行っている。

これらの地点のうちのいくつかでは、19 世紀末からの長期の記録が残っており、それをもとに日

本の気候変動を把握することができる。気候変動の把握のためには、観測データの均質性が長期間維持されていることが重要である。観測地点の移動などの場合には、連続データとして扱うことができるかどうかの評価を行う必要がある。また、地球温暖化を論じる場合には、都市化のような地域に固有の人為的な影響に注意が必要である。

このような観点から、日本の気候変動を把握するために、都市化の影響の出にくい降水量については観測データの均質性が維持されている 51 地点、都市化の影響が顕著に出る気温については、観測データの均質性に加えて都市化の程度が大きい 17 地点（図 3.1.1）の観測記録を用いている。これらの地点の観測記録が都市化などによる環境の変化の影響をまったく受けていないわけではないが、都市化と無関係な海洋のデータとの比較などから、これらの地点の観測記録は気候の自然変動や地球温暖化に伴う気温の変動を監視するのに妥当なものと考えられる（コラム 3）。

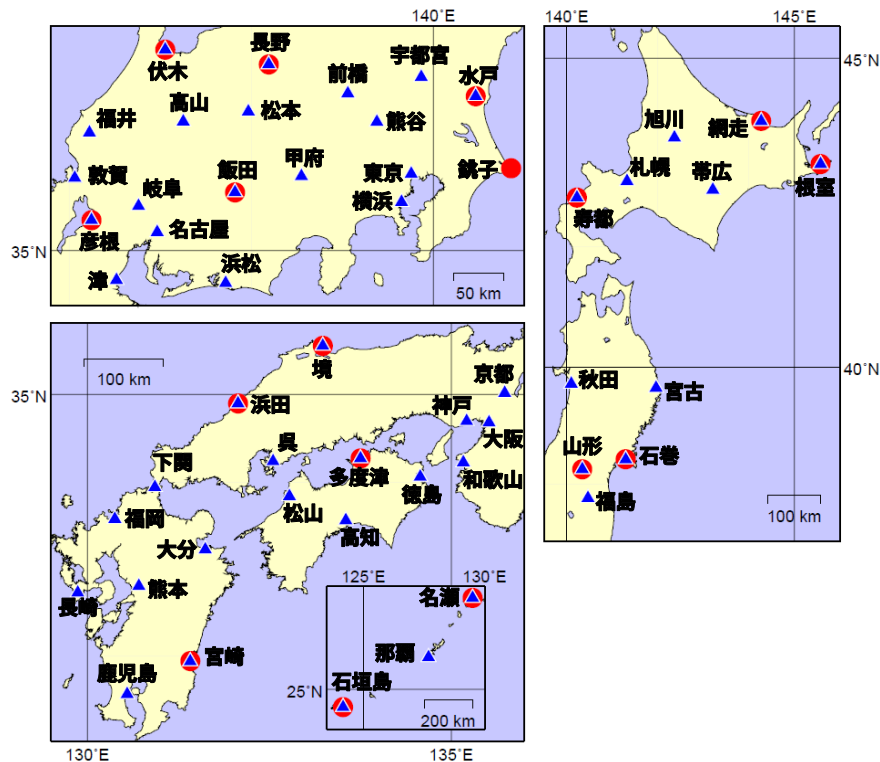


図 3.1.1 日本の平均気温・平均降水量を算出するのに使用するデータの観測地点図
青い三角印は平均降水量を算出するのに用いる 51 地点を、赤い丸印は平均気温を算出するのに用いる 17 地点を、それぞれ示す。

海洋における海象・気象の観測も、19 世紀末に標準的な手法による観測と記録及び結果の収集が始まった。海洋の観測は民間船を含めた世界中の船舶によって行われてきたが、近年では漂流ブイ¹⁶やアルゴフロート¹⁷等の自動観測装置が、船舶の航路の外の海域をもカバーし、従来からの船舶の観測とあわせて、地球表面の 7 割を占める海洋の観測網を構成している。伝統的に多く得られている海面水温データは、海上気温を代用するものとして有効であり、世界の平均気温を求める際に利用されている。また、海面変動を表す海面水位データは、表層海水密度の変化を表す量としても重要である。

本章では、これらの様々な観測データによって明らかになった、世界と日本の気候変動の実態について記述する。

（１）気温の変化

日本の平均気温は 1898 年以降 100 年あたり約 1.1℃の割合で上昇している。特に、1990 年代以降、高温となる年が頻繁にあらわれている。気温の上昇にともなって、熱帯夜や猛暑日の日数は増え、冬日の日数は減っている。

19 世紀後半以降の世界の平均気温¹⁸は、様々な時間スケールの変動を繰り返しながら、長期的には 100 年あたり約 0.7℃の割合で上昇している（図 3.1.2）。観測機器によって得られた資料が示す世界の平均気温の変動は、エルニーニョ／ラニーニャ現象や太平洋十年規模振動にともなう高温・低温、さらに、火山の噴火による一時的な低温といった自然変動が、長期的な上昇傾向に重なったものと考えられる。

¹⁶ 海面を漂流しながら気圧、水温、波高などを自動的に測定する観測機器。

¹⁷ 水深 2000m から海面までの間を自動的に浮き沈みして 水温・塩分等を測定することができる観測機器。

¹⁸ 世界の平均気温の算出には、陸上の観測データだけではなく海洋のデータも用いられる。地域的に偏りの無い値とするために、まず緯度 5 度×5 度の格子ごとの観測データの平均年差を陸上・海洋ともに求め、そしてその格子ごとの値に緯度の違いによる面積の重みを付けて平均し、世界の平均気温（平均年差）とする。

19 世紀後半以降の世界の平均気温の変化に見られる上昇傾向は、過去 1300 年間の気温の経過には見られない急激なものである（図 2.4.1）。特に、20 世紀半ば以降の上昇のほとんどは、人為起源の温室効果ガス濃度の増加によってもたらされた可能性が非常に高いと考えられている。

気温の上昇は世界的に一様に起こっているのではなく、地域による違いが見られる。アジア地域では、北アジア、中央アジアといった北半球中・高緯度に属する地域の上昇が顕著であり、特に冬（前年 12～2 月）と春（3～5 月）の上昇傾向が顕著である（表 3.1.1）。

日本の年平均気温は、長期的な傾向として、100 年あたり約 1.1℃（統計期間：1898～2008 年）の割合で上昇している（図 3.1.3）。

1940 年代までは比較的低温の期間が続いたが、1980 年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、おおむね 1990 年以降に集中している。近年、日本で高温となる年が頻出している要因としては、世界の平均気温と同様、温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化に、数年～数十年程度の時間規模の自然変動が重なっているものと考えられる。

日本を北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美の 4 地域に分け、地域別の気温の変化傾向をみると、すべての地域、季節において、有意な気温の上昇傾向が認められる。（表 3.1.2）。

このような気温の上昇傾向は、真夏日¹⁹や猛暑日²⁰、熱帯夜²¹、冬日²²の日数の変化にも現れている。1931 年から 2008 年の 78 年間で、猛暑日及び熱帯夜の日数はいずれも有意な増加傾向にある。また、冬日の日数は 10 年あたり 2.3 日の割合で有意に減少しており、最近の 30 年間は期間の最初の 1931 年からの 30 年間と比べて約 10 日少なくなっている（図 3.1.4、表 3.1.3）。

¹⁹ 日最高気温が 30℃以上の日。

²⁰ 日最高気温が 35℃以上の日。

²¹ 夜間の最低気温が 25℃以上のこと。本レポートでは便宜的に日最低気温が 25℃以上の日としている。

²² 日最低気温が 0℃未満の日。

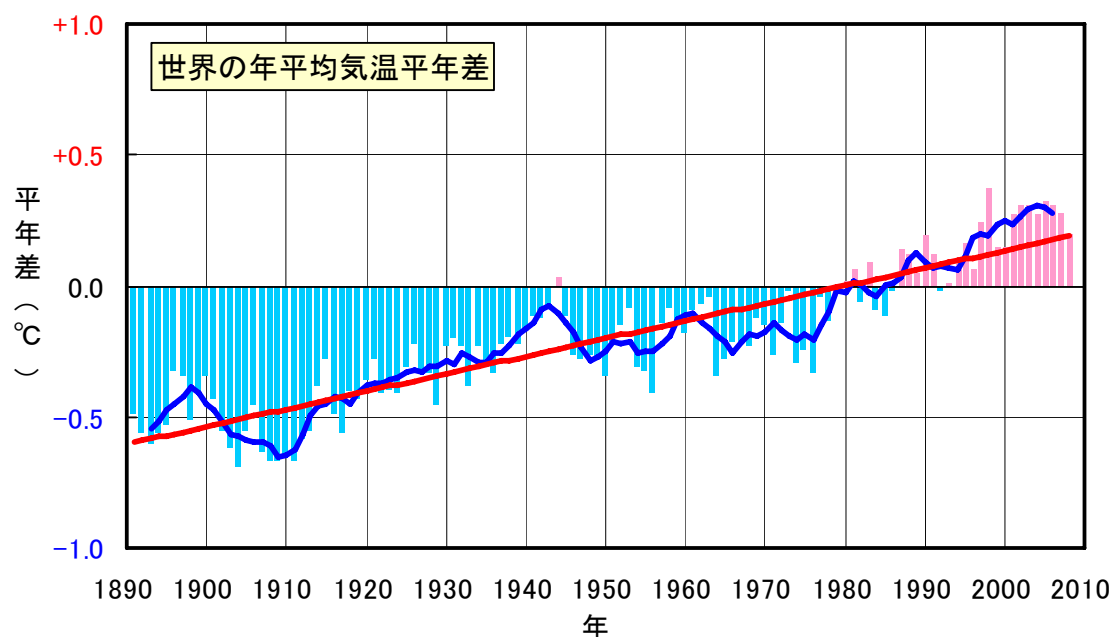


図 3.1.2 世界の年平均気温の変化（1891～2008 年）

観測機器によって得られた資料にもとづく、1891 年以後の世界全体の年平均気温の推移を示す。棒グラフは各年の平均気温の平年差（平年値との差）を示している。太線（青）は平年差の 5 年移動平均を示し、直線（赤）は平年差の長期的傾向を直線として表示したものである。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

出典：気象庁、2009

表 3.1.1 世界全体及び地域別の陸域における年・季節平均地上気温平年差の
長期変化傾向（°C/100 年）

	年	春 (3～5 月)	夏 (6～8 月)	秋 (9～11 月)	冬 (前年 12～2 月)
世界全体	+0.74	+0.85	+0.51	+0.56	+1.06
北半球	+0.77	+0.89	+0.50	+0.57	+1.13
南半球	+0.71	+0.77	+0.69	+0.63	+0.76
北アジア	+0.99	+1.75	+0.52	+0.34*	+1.36
中央アジア	+1.50	+1.63	+0.83	+1.16	+2.33
東アジア	+0.52	+0.83	-0.02*	+0.15*	+1.10
南アジア	+0.56	+0.35	+0.40	+0.73	+0.78
ヨーロッパ	+0.79	+0.92	+0.78	+0.60	+0.85
北アメリカ	+0.80	+0.86	+0.51	+0.60	+1.31
中央アメリカ	+0.08*	+0.04*	+0.30	+0.18*	-0.21*
南アメリカ	+1.10	+1.01	+1.09	+1.19	+1.15
北アフリカ	-0.10*	-0.07*	-0.26*	+0.08*	-0.15*
南アフリカ	+0.29	+0.41	+0.16*	+0.17*	+0.38
オセアニア	+0.46	+0.50	+0.46	+0.37	+0.55

一次回帰分析による長期変化傾向。統計期間は、南半球は 1887～2004 年、北アジアは 1883～2004 年、北アフリカは 1904～2004 年、南アフリカは 1897～2004 年、南アメリカは 1892～2004 年、その他の地域はすべて 1880～2004 年。*をつけた値は、上昇傾向あるいは下降傾向が危険率 5%で有意でないことを示す。

出典：気象庁、2005a をもとに作成

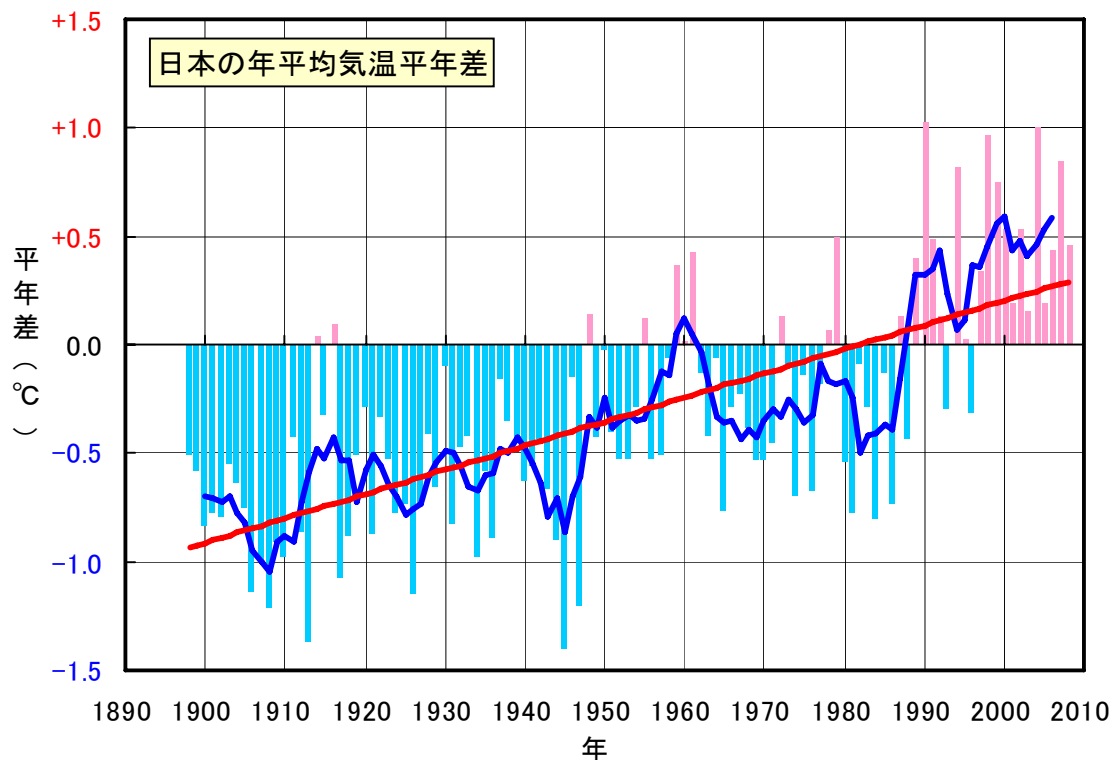


図 3.1.3 日本の年平均気温の変化（1898～2008 年）

国内 17 地点（図 3.1.1）での年平均気温の推移を示す。棒グラフは各年の平均気温の平年差（平年値との差）を示している。太線（青）は平年差の 5 年移動平均を示し、直線（赤）は平年差の長期的傾向を直線として表示したものである。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

出典：気象庁、2009

表 3.1.2 日本の年・季節平均地上気温平年差の長期変化傾向（°C/100 年）

	年	春 (3～5 月)	夏 (6～8 月)	秋 (9～11 月)	冬 (前年 12～2 月)
全国	+1.11	+1.35	+0.92	+1.07	+1.13
北日本	+1.01	+1.30	+0.59	+0.80	+1.34
東日本	+1.13	+1.41	+0.88	+1.06	+1.19
西日本	+1.22	+1.46	+1.20	+1.29	+0.96
沖縄・奄美	+1.06	+1.04	+1.18	+1.21	+0.82

一次回帰分析による長期変化傾向。統計期間は 1898～2008 年。地域・季節によらず、すべての上昇傾向が危険率 5% で有意。算出に用いた地点は以下のとおり。北日本（網走、根室、寿都、山形、石巻）、東日本（伏木、長野、水戸、飯田、銚子）、西日本（境、浜田、彦根、宮崎、多度津）、沖縄・奄美（名瀬、石垣島）

出典：気象庁、2005a をもとに作成

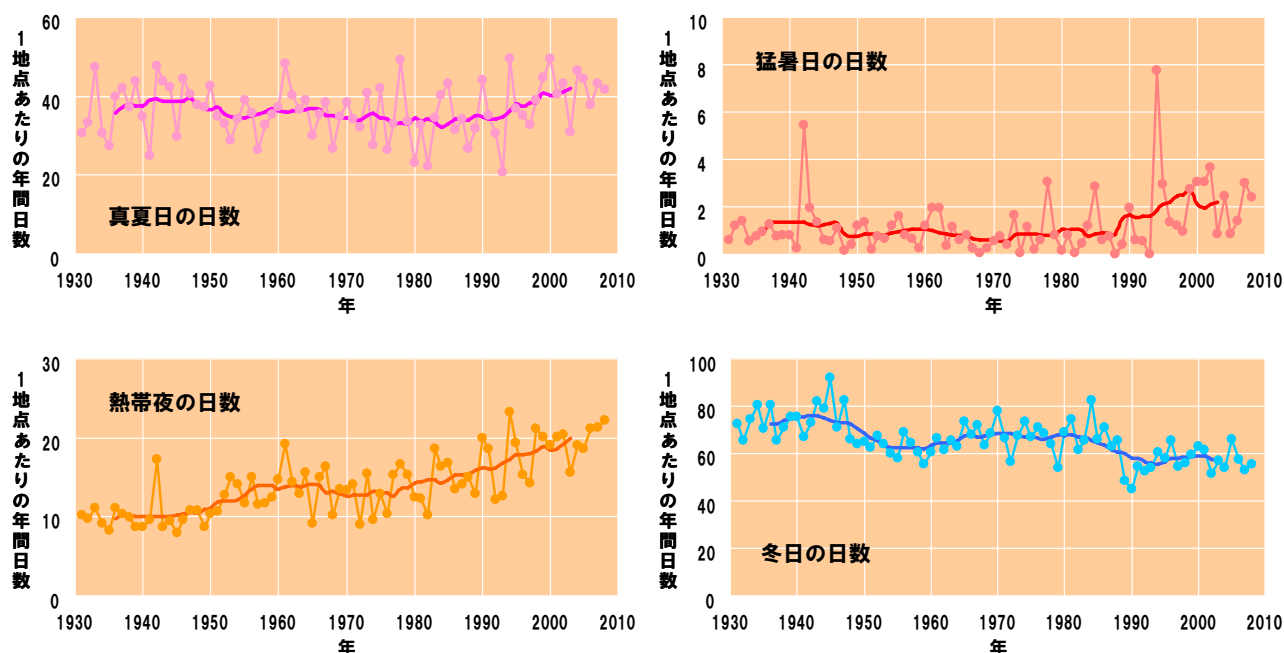


図 3.1.4 日本における真夏日（左上）、猛暑日（右上）、熱帯夜（左下）、及び冬日（右下）の年間日数の経年変化

国内 15 地点（網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、長野、水戸、銚子、境、浜田、彦根、多度津、名瀬、石垣島）の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数。細線は年々の値を、太線は 11 年移動平均値を示す。

出典：気象庁、2009

表 3.1.3 日本における真夏日、猛暑日、熱帯夜及び冬日の年間日数の長期変化傾向

真夏日（日最高気温 30℃以上）の日数		
変化傾向 +0.21 日/10 年	1931～1960 年の平均日数	36.5 日
	1979～2008 年の平均日数	36.6 日
猛暑日（日最高気温 35℃以上）の日数		
変化傾向 +0.15 日/10 年（有意）	1931～1960 年の平均日数	1.0 日
	1979～2008 年の平均日数	1.6 日
熱帯夜（日最低気温 25℃以上）の日数		
変化傾向 +1.31 日/10 年（有意）	1931～1960 年の平均日数	11.0 日
	1979～2008 年の平均日数	17.1 日
冬日（日最低気温 0℃未満）の日数		
変化傾向 -2.29 日/10 年（有意）	1931～1960 年の平均日数	69.8 日
	1979～2008 年の平均日数	60.0 日

国内 15 地点（図 3.1.4）の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数による。統計期間は 1931～2008 年の 78 年間。変化傾向は一次回帰式から求めた 10 年間あたりの日数の変化（傾き）で、猛暑日、熱帯夜、冬日の変化傾向は 5%未満の危険率で有意である。統計期間の最初の 30 年間と最近の 30 年間の平均日数を合わせて示す。

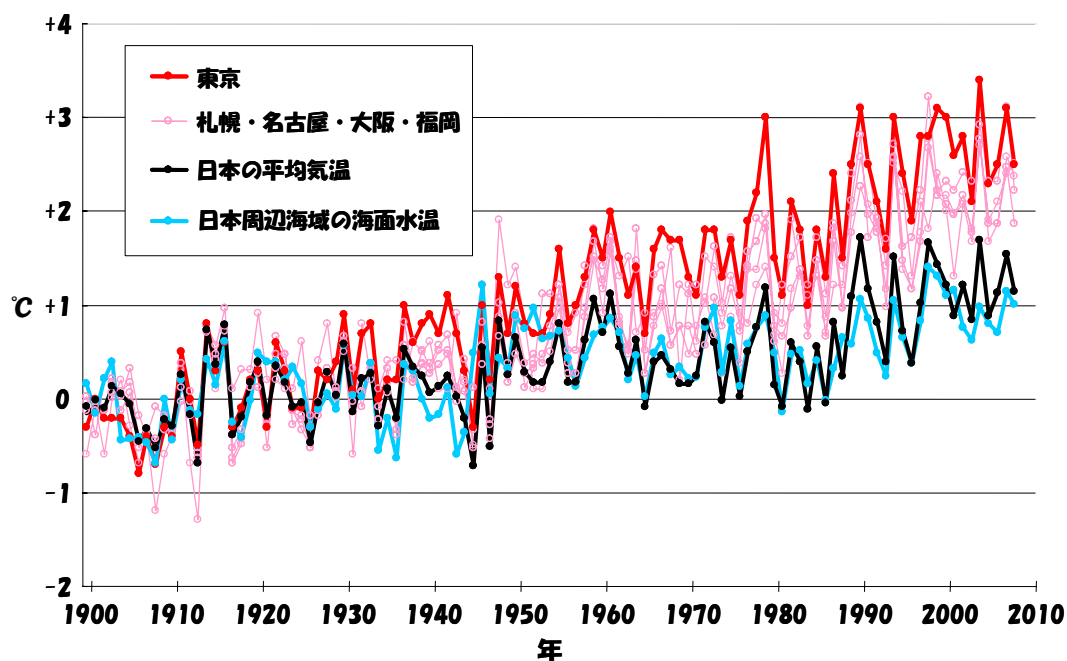
出典：気象庁、2009

【コラム3】ヒートアイランド現象と地球温暖化

都市における人工排熱や、地面がアスファルトやコンクリートに覆われることによる蓄熱や水の蒸発・蒸散の抑制により、都市の気温が郊外よりも高くなる「ヒートアイランド現象」が発生する。このヒートアイランド現象は、地球温暖化とともに、都市における近年の気温の上昇の原因である。例えば、東京の年平均気温は100年あたり約3℃上昇しており、札幌、仙台、名古屋、京都、大阪、福岡といった東京以外の日本の大都市でも100年あたり2℃以上上昇している。いずれの都市でも、温暖化によると考えられる日本の平均気温の上昇(1.1℃)を大きく上回っており、地球温暖化に匹敵もしくはそれを上回る気温の上昇が、ヒートアイランド現象によりもたらされていると考えられる。

一方、気温の変動に対する都市化の影響が小さい地点もある。日本各地の観測地点の都市率²³と気温の上昇傾向の間には正の相関関係があることが知られているので、日本の平均気温を算出するのに用いる17地点は、観測データの均質性とこの都市率を勘案し、都市化などによる環境の変化が比較的小さい地点として選ばれた。ヒートアイランド現象と無関係な日本周辺海域の海面水温の上昇傾向が、100年あたり1℃前後と、17地点の観測データから求めた日本の平均気温の上昇傾向と同程度の大きさである。このことは、この17地点が、都市化の影響が小さい地点であり、地球温暖化や気候の自然変動を監視するのに適切であることを示している。

世界の平均気温の算出における都市のヒートアイランドの影響については、IPCC AR4は、その効果は局地的であり、世界の平均への影響は無視できる(陸上で10年当たり0.006℃未満の上昇、海上でゼロ)としている。



日本の大都市の気温、日本の平均気温、及び日本周辺海域の海面水温の推移

日本の平均気温は国内17地点(図3.1.1)の平均。いずれも年平均値で、1901～1930年の30年平均値からの差を示す。

作成：気象庁

²³ 観測地点を中心とした半径7kmの円内に含まれる、土地利用種別「建物用地」、「幹線交通用地」及び「その他の用地」の占める割合。土地利用種別は国土数値情報の土地利用メッシュの分類による。「その他の用地」とは、運動競技場、空港、競馬場・野球場・学校港湾地区・人口造成地の空地等。

（２）降水量の変化

日本の年降水量は年ごとの変動が大きく、明瞭な増加もしくは減少傾向は認められない。一方、1日に降る雨の量が100mm以上及び200mm以上の大雨の日数は、長期的に増える傾向にあり、地球温暖化が影響している可能性がある。

陸上のみの観測による世界平均の降水量の平年比²⁴には、1950年代、1990年代に降水量の多い時期が見られるが、長期的には有意な変化傾向は認められない（図3.1.5）。

降水量は、地域によってその変化傾向が大きく異なる。多くの地域において、1900年から2005年にかけての降水量には長期変化傾向が観測されたことが報告されている。南北アメリカの東部、ヨーロッパ北部、アジア北部と中部では、降水量のかなりの増加が観測されており、一方、サヘル地域²⁵、地中海地域、アフリカ南部、南アジアの一部では、乾燥化が観測されている。降水量の空間的・時間的な変動は非常に大きく、上記以外の地域では、はっきりした長期変化傾向は見出されていない（図3.1.6）。日本を含む東アジアにつ

いては、東南アジアと同様、1950年代に降水量の多い時期があるが、長期の変化傾向は認められていない。

日本における年降水量の変化をみると、1920年代半ばまでと1950年代頃に多雨期がみられ、1970年代以降は年ごとの変動が大きくなっている（図3.1.7）。

一方、日降水量100mm以上及び200mm以上の大雨の日数には、長期的に有意な増加傾向がある（図3.1.8、表3.1.4）。最近30年間と20世紀初頭の30年間を比較すると100mm以上の日数は約1.2倍に、200mm以上の日数は約1.4倍に、それぞれ増加している。IPCC AR4は、世界のほとんどの地域において20世紀後半に大雨の頻度の増加が起こった可能性が高い²⁶と評価しており、日本の大雨の日数の増加はこれと同じ傾向を示している。また、温室効果ガスの濃度が増加するシナリオを用いた将来の予測の結果から、大雨の頻度が増加する可能性が非常に高いと評価している。これらは、日本における大雨の増加傾向に地球温暖化が影響している可能性を示している。

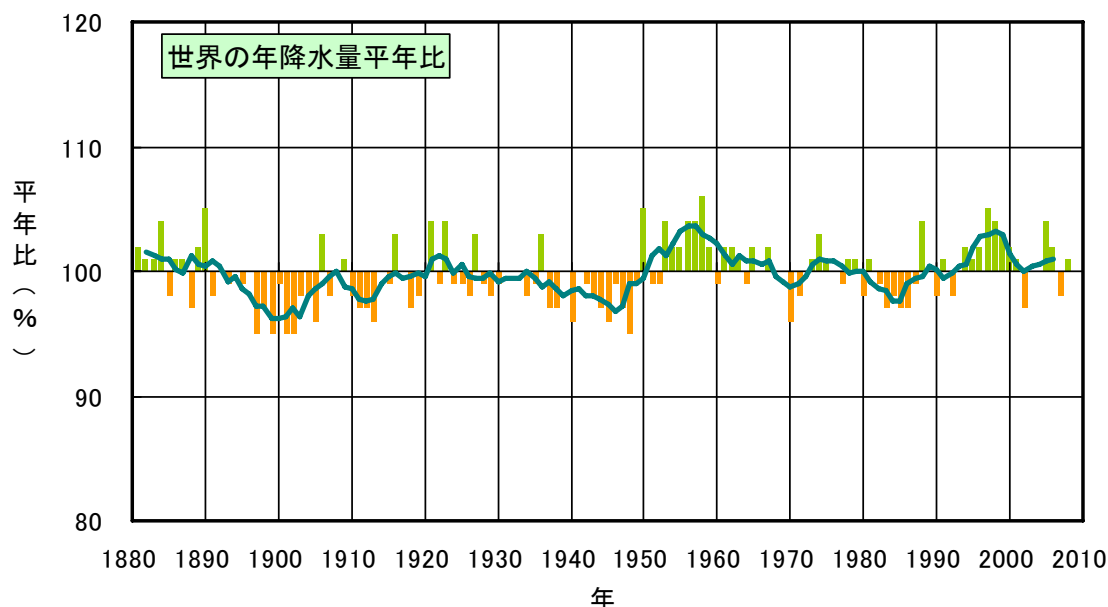


図 3.1.5 世界の年降水量平年比の変化（1880～2008 年）

世界の陸上の各観測地点の年降水量の推移を示す。平年比を世界平均したもの。棒グラフは各年の年降水量の平年比（平年値に対する比で、%であらわす）を示している。太線（緑）は平年比の5年移動平均を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。

出典：気象庁、2009

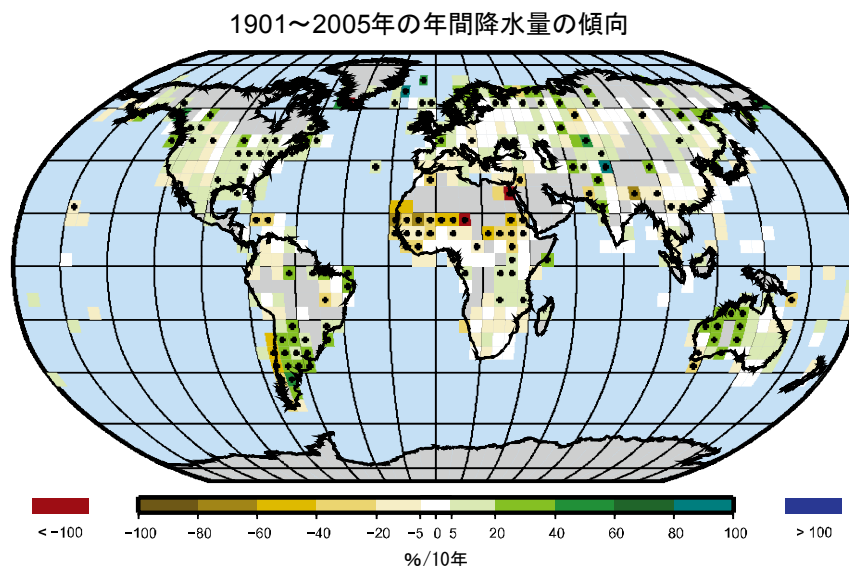


図 3.1.6 1901～2005 年の期間の年陸域降水量の変化傾向（100 年あたりの変化率：％）の分布
 灰色の部分はデータが不十分な地域。黒丸の領域は 5%の危険率で有意なトレンドであることを示す。
 出典：IPCC, 2007

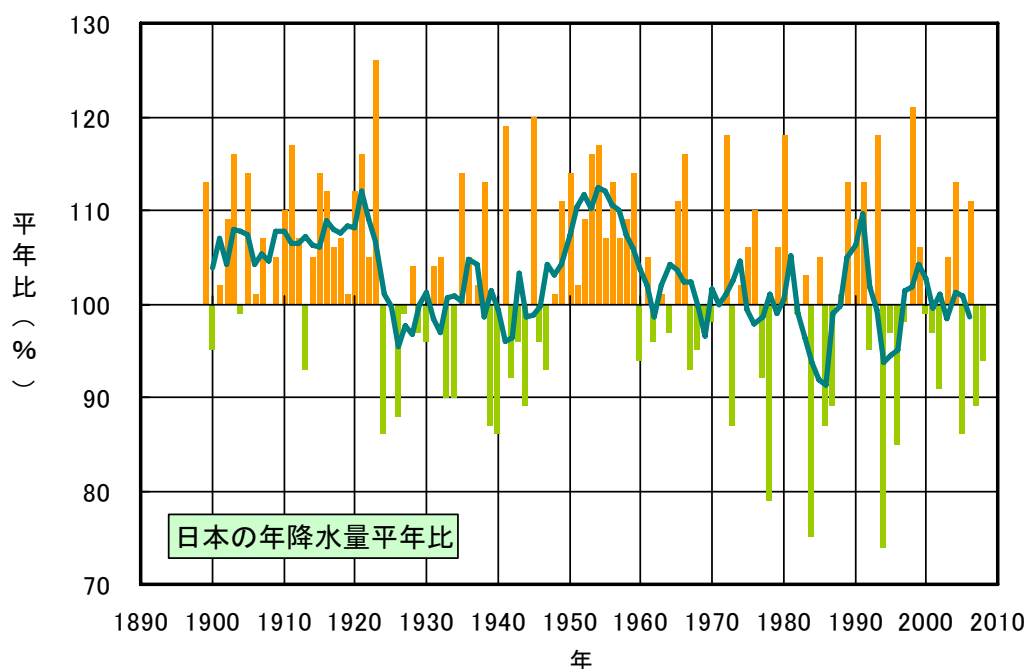


図 3.1.7 日本の年降水量平年比の変化（1898～2008 年）

国内 51 地点（図 3.1.1）の年降水量の推移を示す。棒グラフは各年の年降水量の平年比（平年値に対する比で、％であらわす）を示している。太線（緑）は平年比の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。
 出典：気象庁、2009

²⁴ 世界平均の降水量の平年比は、陸上の観測地点の観測データから算出する。まず、観測所地点ごとに、年降水量の平年比（年降水量を平年値で割った値）を求める。次に、地球の表面を緯度 5 度×5 度の格子に分け、それぞれの格子内にあるすべての観測地点の平年比を平均する。そしてその格子ごとの値に緯度の違いによる面積の重みを付けて平均し、世界平均の降水量の平年比とする。

²⁵ 「サヘル」は、アラビア語で縁を意味し、サハラ砂漠南縁部を指す。年間降水量は 100～600mm と少ない半乾燥地で、しかもその降水量は年によって変動がある。

²⁶ 「可能性が高い」とは 66%以上の確率で正しいことを意味する（自然変動及び気候モデルの不確実性を考慮して統計検定した結果、危険率 33%で有意だったということ）。

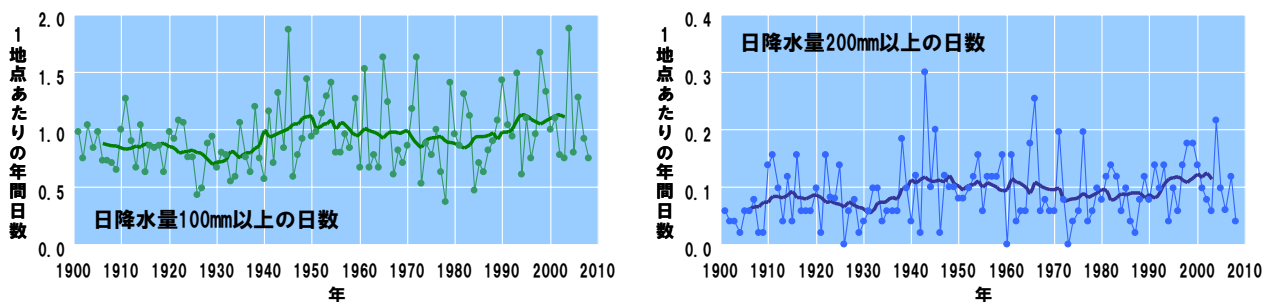


図 3.1.8 日降水量 100mm 以上（左）と日降水量 200mm 以上（右）の年間日数の経年変化
国内 51 地点（図 3.1.1）の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数。細線は年々の値を、太線は 11 年移動平均値を示す。
出典：気象庁、2009

表 3.1.4 日本における日降水量 100mm 以上及び 200mm 以上の年間日数の長期変化傾向

日降水量 100mm 以上の日数		
変化傾向 +0.02 日/10 年（有意）	1901～1930 年の平均日数	0.84 日
	1979～2008 年の平均日数	1.03 日
日降水量 200mm 以上の日数		
変化傾向 +0.004 日/10 年（有意）	1901～1930 年の平均日数	0.07 日
	1979～2008 年の平均日数	0.10 日

国内 51 地点（図 3.1.1）の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数による。統計期間は 1901～2008 年の 108 年間。変化傾向は一次回帰式から求めた 10 年間あたりの日数の変化（傾き）。変化傾向は 100mm、200mm 以上ともに 5%未満の危険率で有意である。また、統計期間の最初の 30 年間と最近の 30 年間の平均日数を合わせて示す。
出典：気象庁、2009

（３）台風

台風の発生数、接近数、上陸数²⁷にははっきりした長期的な傾向は認められない。

熱帯又は亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋（赤道以北、東経 180 度以西の領域）に存在し最大風速（10 分間の平均風速）が約 17m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風の中心付近の最大風速により、勢力を「強い」（33m/s 以上

44m/s 未満）、「非常に強い」（44m/s 以上 54m/s 未満）、「猛烈な」（54m/s 以上）と区分している。

1951～2008 年の台風の発生数、日本（小笠原、南西諸島を含む）への接近数及び上陸数を図 3.1.9 に示す。いずれも年々の変動が大きく、5 年移動平均値で見ても長期的な傾向ははっきりしない。ただし、最近の数年は、ほとんどの年で発生数が平年値を下回っている。

台風の中心付近の最大風速データが揃っている 1977 年以降について、「強い」以上の勢力となった台風の数と台風の全発生数に対する割合（以下、発生割合という）を図 3.1.10 に示す。「強い」以上の台風の発生数はおおむね 10～20 個の間で変動し、長期的な増加あるいは減少の傾向は

²⁷ 台風の中心が、その地域の地理的な境界線（海岸線、県境線等）から半径 300km 以内の域内に入ることを「接近」という。台風の中心が本州、北海道、九州、四国の海岸線に達した場合を「上陸」という。ただし、小さい島や半島を横切って短時間で再び海に出る場合は「通過」としている。

ない。発生割合もおおむね 40～60%の間で変動しているが、最近数年は 60%前後の年が多く、発生割合が比較的大きくなっている。

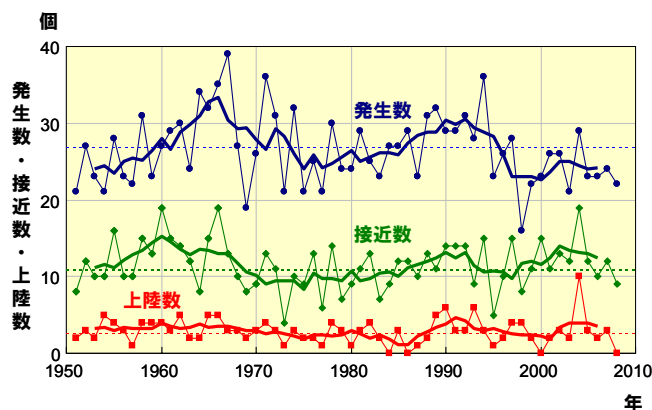


図 3.1.9 台風の発生数、日本への接近数及び上陸数の経年変化

細い実線は、台風の発生数（青）、日本（小笠原、南西諸島含む）への接近数（緑）及び上陸数（赤）の経年変化。太い実線は、それぞれの 5 年移動平均。細い破線はそれぞれの平年値（1971～2000 年の平均値）。出典：気象庁、2009

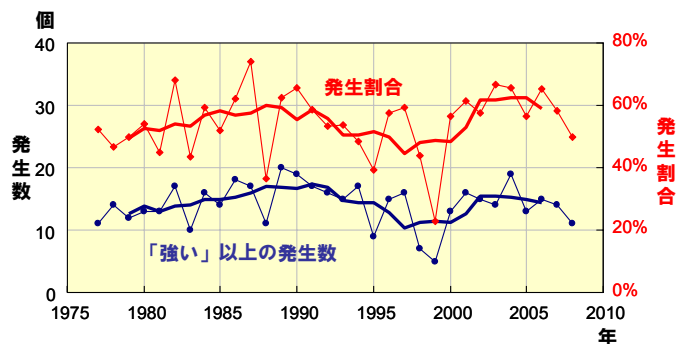


図 3.1.10 「強い」以上の勢力となった台風の数と全発生数に対する割合の経年変化

細線は、「強い」以上の勢力となった台風の数（青）と全発生数に対する割合（赤）の経年変化。太線は、それぞれの 5 年移動平均。出典：気象庁、2009

（４）海面水位の変化

最近 100 年の日本沿岸の海面水位には、世界平均の海面水位にみられるような明瞭な上昇傾向は認められない。日本沿岸の海面水位には、1950 年ころに極大がみられ、また約 20 年周期の変動が顕著である。

世界各地の海面水位の測定記録などにもとづき算出された 1870 年以降の世界平均海面水位の推移は、世界平均の海面水位が長期的に上昇していることを示している。20 世紀を通じた海面水位の上昇量は $0.17 \pm 0.05\text{m}$ と見積もられている（図 3.1.11）。この海面水位の上昇の要因は、海洋の昇温にともなう熱膨張と、氷河、氷帽及びグリーンランドや南極の氷床²⁸といった陸氷の融解によると考えられている。1993～2003 年にかけての海面水位の上昇率については、1 年あたりの上昇率の $3.1 \pm 0.7\text{mm}$ のうち、 $1.6 \pm 0.5\text{mm}$ が熱膨張、 $1.2 \pm 0.4\text{mm}$ が陸氷の融解によるものと見積もられている。

このような世界的な海面水位の上昇に対して、最近 100 年の日本沿岸の海面水位には、明瞭な上昇傾向は認められず、1950 年ころに極大があり、約 20 年周期の変動が顕著である（図 3.1.12）。これらを含んだ 1906～2008 年の日本の平均的な水位の変動の振幅は約 0.12m であり、世界平均海面水位の上昇量の約 2/3 に相当する。日本沿岸の海面水位に卓越するこの周期的な変動は、主に北太平洋偏西風の強弱や南北移動を原因としてい

²⁸ 氷河とは、地上に降り積もった雪（積雪）がしだいに厚くなって氷となり、重力によって流動するようになったもの。氷帽は山地の頂部を帽子のようにすっぽりと覆う氷河で、面積 5 万 km^2 以下のものをさす。氷床は面積が 100 万 km^2 より広く、大陸全体を一面に覆う氷河であり、現在ではグリーンランドと南極大陸だけにある。

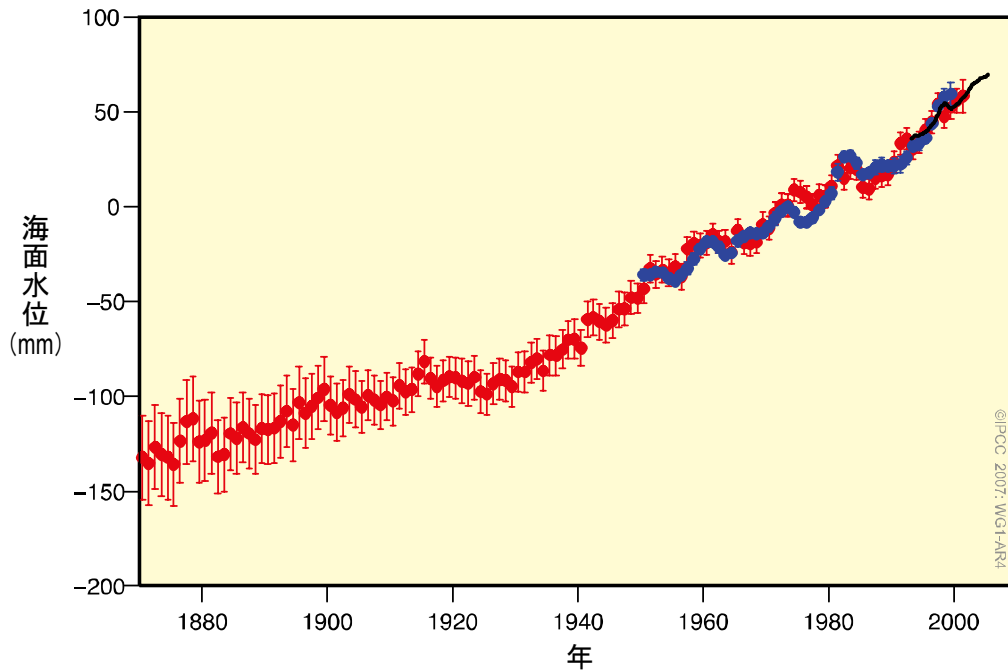


図 3.1.11 世界平均海面水位の推移

潮位計の観測データのもとに統計的な手法により再構築された 1870 年以後の海面水位（赤）、1950 年以後の潮位計測定値（青）及び 1992 年以後の衛星高度測定（黒）に基づく世界平均海面水位の年平均値。単位は mm で、基準は 1961～1990 年の平均値。各年の値（赤丸）の上下の幅は、再構築された水位の値の誤差の 90%信頼区間。

出典：IPCC, 2007

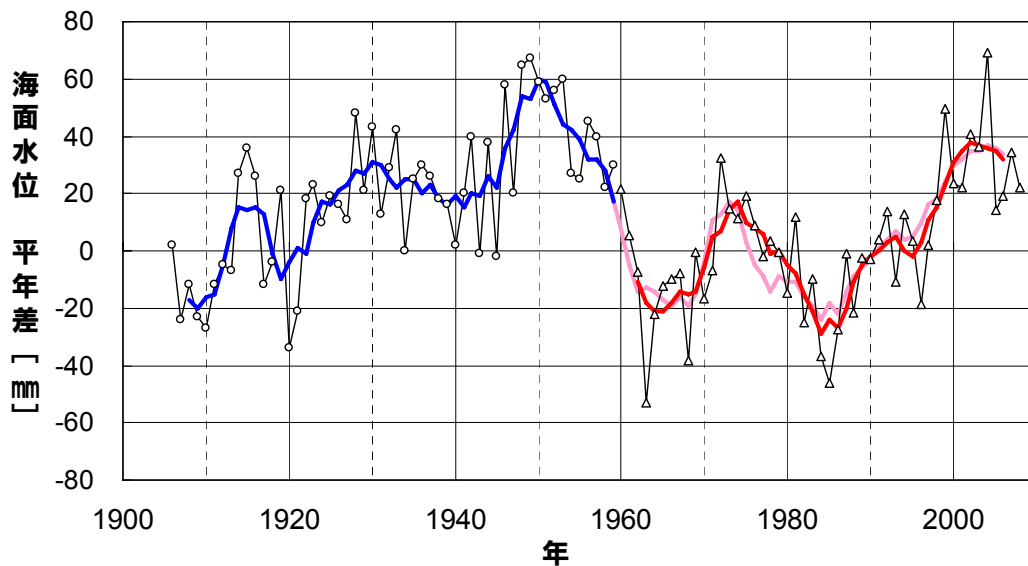


図 3.1.12 年平均海面水位の変化（1906～2008 年）

1906～1959 年は、忍路、輪島、浜田、細島での 4 地点の年平均海面水位の平年差を平均した値。1960 年以降については、変動パターンが類似している 4 海域（北海道・東北地方の沿岸、関東・東海地方の沿岸、近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、北陸地方～九州東シナ海側の沿岸）の海域ごとに求めた年平均海面水位平年差を平均した値。基準は 1971～2000 年の平均値。青線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤線は 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値を示す。ピンク色の線は、参考のために 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半について示したもの。

出典：気象庁、2009

【コラム4】短時間強雨の発生頻度と地球温暖化

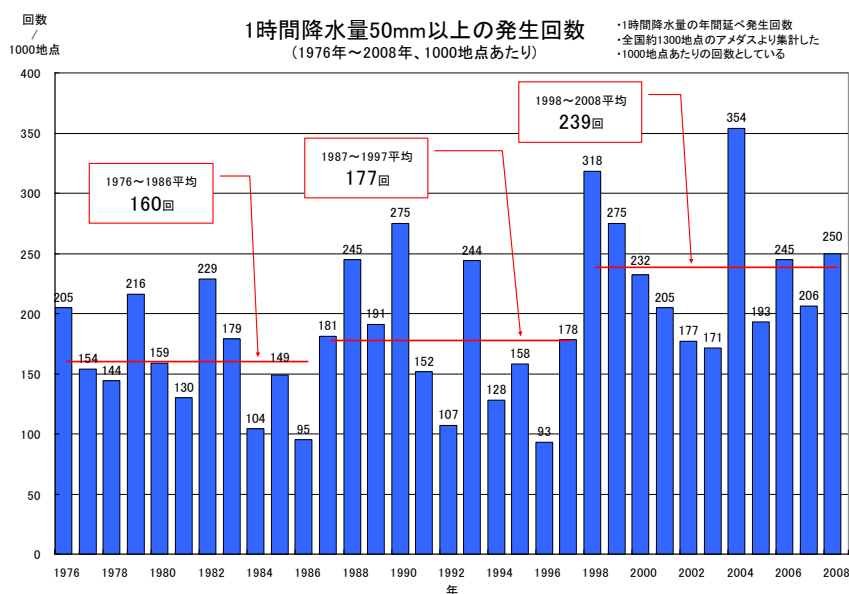
2008年8月26日から31日にかけての「平成20年8月末豪雨」では、愛知県岡崎市で29日の1時間雨量が146.5mmに達したのをはじめとして、1時間雨量の記録を更新した地点が20か所を超えるなど、各地で短時間に非常に激しい雨が降った。この「平成20年8月末豪雨」を含め、2008年7月末から9月初めにかけて日本各地で局地的大雨や集中豪雨が発生した。これらの大雨により河川のはん濫や増水事故、下水道事故が起こり、対策の必要性が認識されるとともに、地球温暖化との関係が注目された。

狭い範囲で短時間に降る強い雨を「局地的大雨」と言い、これが同じ場所で継続して起こると、土砂災害や家屋浸水等の重大な災害に至る「集中豪雨」へと発展することがある。全国約1300地点のアメダスが観測した1時間降水量50mm及び80mm以上の短時間強雨の年ごとの発生回数は、年々の変動は大きいものの、過去約30年間で増加傾向にある。

大雨と地球温暖化の関係について、IPCC AR4は日降水量をもとに大雨の評価を行い、「大雨の頻度はほとんどの陸域において増加しており、これは昇温や観測された大気中の水蒸気量の増加と整合している（実態）」、「大雨の頻度は引き続き増加する可能性が非常に高い（予測）」とした。日降水量にみられる日本の大雨日数の変化には、IPCCのこの評価と一致する長期的な増加傾向があらわれており、地球温暖化が影響している可能性があると言える。

一方、短時間強雨については、日雨量で見た大雨の頻度の増加と似た傾向ではあるものの、1時間雨量データの利用できる期間が約30年と短いため、その傾向が、地球温暖化とは異なる要因による周期的な変動の一部である可能性を否定できない。したがって、現時点では、短時間強雨の増加が地球温暖化に関係しているとは言い切れない。

なお、報道等では、局地的大雨や集中豪雨を「ゲリラ豪雨」「局地的な豪雨」「突然の豪雨」「急な大雨」などの用語で呼ぶことがある。



アメダス地点で1時間降水量が50mm以上となった
年間の回数（1000地点あたりの回数に換算）

出典：気象庁、2009

（５）海洋の酸性化

日本の南方の海域では、海洋表面から中層にかけての範囲で、海水中の二酸化炭素濃度が時間とともに増加しており、海洋の酸性化は顕著に進行している。

産業革命以後、大気に放出された二酸化炭素の約 30%は海洋に吸収されている。海水は弱アルカリ性で、水素イオン濃度指数（pH）²⁹はおよそ 8 を示すが、二酸化炭素が溶けると海水は酸性方向に変化し、pH が低下してゆく。これが「海洋酸性化」である。現在、海洋表層の pH は、産業革命前に比べてすでに 0.1 ほど低下していると推定されている。海洋酸性化は、沿岸域・外洋域を問わず、海洋生態系に深刻な影響を及ぼすと危惧されており、「もうひとつの二酸化炭素問題」として、近年、注目されている。

長期にわたって海洋観測が続けられている紀伊半島南方の東経 137 度線に沿った海域（北緯 7 ～33 度）では、冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度は、観測が始まった 1984 年以降増加する傾向にあり、2008 年までの 25 年間の平均増加速度は $+1.6 \pm 0.2 \text{ ppm/年}$ （±は 95%信頼限界）である。これは、同海域での大気中の濃度の増加速度 $+1.7 \pm 0.1 \text{ ppm/年}$ とほぼ同じである（図 3.1.13）。海洋内部の炭酸物質の総濃度（全炭酸濃度）も、観測が始まった 1994 年以降増加する傾向にある。たとえば黒潮のすぐ南に位置する北緯 30 度付近では、全炭酸濃度が、表面付近で $+1.0 \pm 0.2 \mu\text{mol/kg/年}$ ³⁰の割合で増加しているほか、水深 800m 付近でも、海水の密度の違いによって増加割合は異なるが、 $+0.7 \pm 0.3 \sim +1.5 \pm 0.2 \mu\text{mol/kg/年}$ の割合で増加している。

東経 137 度で観測されている海水中の二酸化炭素濃度や全炭酸濃度をもとに計算した pH（現場水温における値）の長期変化をみると、表面水で

は北緯 7 度～北緯 33 度の全域で pH が顕著に低下している（図 3.1.14）。その 10 年間あたりの低下の割合は、この緯度帯全域での平均で、冬季が -0.018 ± 0.002 、夏季が -0.013 ± 0.003 である。表面から水深 800m 付近にかけての海洋内部においても、全炭酸濃度の長期変化などから推定した pH の低下の割合は、北緯 30 度付近で、10 年間あたり $-0.013 \pm 0.005 \sim -0.029 \pm 0.003$ である。

海洋酸性化が海洋表面付近や内部で進んでいることは、これらの計算結果や 2003 年から同海域で行われている pH の観測結果で確かめられている。こうした海洋酸性化は、炭酸カルシウム—特にアラレ石＝アラゴナイト—の殻や骨格を作る貝やサンゴなどの生物群の生存に影響があると考えられているが、個々の生物種や生態系に対する影響についての研究は始まったばかりである。今後とも海洋酸性化とその影響について、理解を深める必要がある。

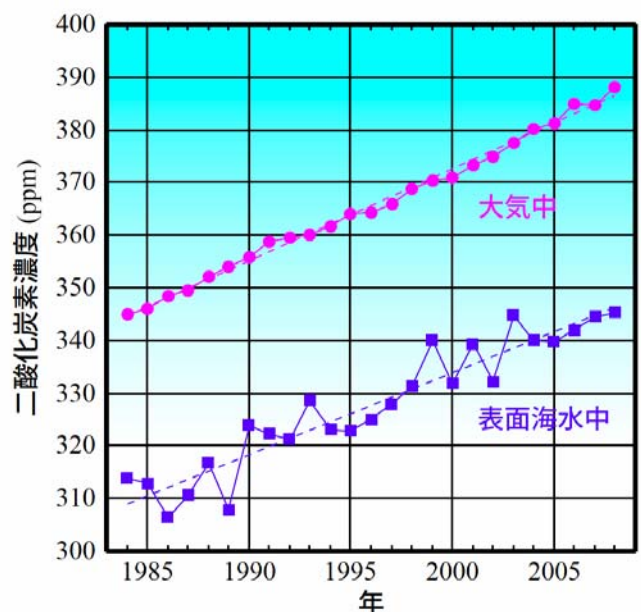


図 3.1.13 東経 137 度線に沿った冬季の表面海水
中と大気中の二酸化炭素濃度の長期変化
（北緯 7～33 度の平均値）

出典：気象庁、2009

²⁹ 水溶液の酸性、アルカリ性を示す指数。水素イオン濃度指数。pH が 7 のときは中性。海洋の pH は約 8 の弱アルカリ性。

³⁰ $\mu\text{mol/kg/年}$ ：濃度の増加の割合の単位。1kg の海水中で 1 年間に増える物質の量を、100 万分の 1mol 単位で表したもの。mol（モル）は物質を構成する原子、分子などの要素粒子の数で表す物質量の単位。

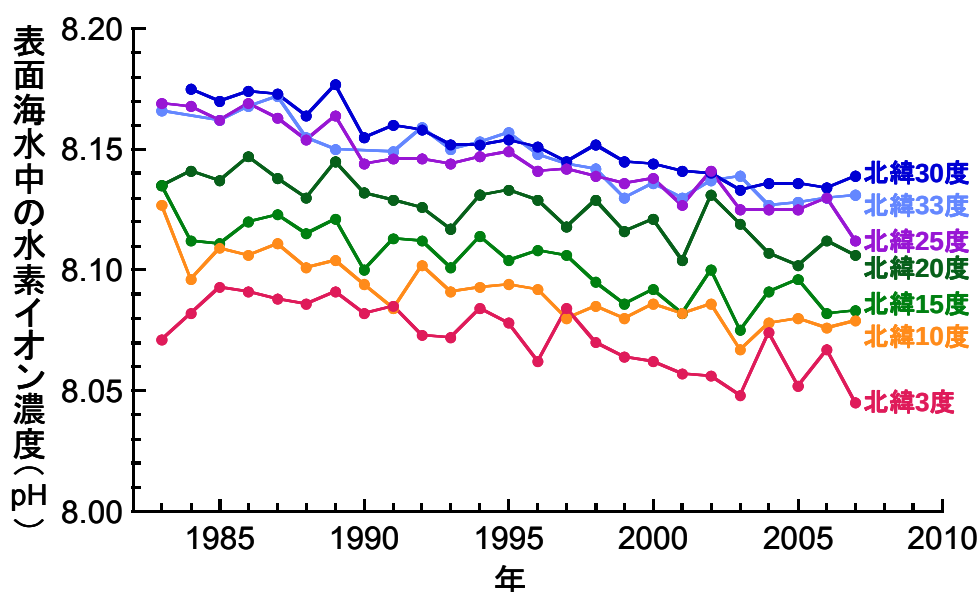


図 3.1.14 東経 137 度線に沿った冬季の表面海水中的水素イオン濃度 (pH) の長期変化
二酸化炭素濃度や全炭酸濃度をもとに、緯度帯ごとに表面海水中的水素イオン濃度を計算したもの。
出典：Ishii et al., 2008

3. 2 将来予測される気候変動—温暖化 はどのくらい深刻化するのか？

将来の気候変化には、2.2 節で示されたように、人為起源の温室効果ガスの大気中での濃度変化が大きく影響すると考えられる。温室効果ガスの排出は、人間及び社会の志向・活動が今後どうなるかによって決まる排出シナリオに大きく依存する。ただし、これまで提案されてきた排出シナリオの下では、今後 30 年程度までは、温室効果ガスの濃度の変化にほとんど差はなく、気温変化の予測で差が生じるのはその先である (図 3.2.3 参照)。したがって気候変化の近未来予測は、シナリオの違いによらない濃度変化の下での予測³¹を行なうことになるのに対し、それより長期の予測では、シナリオの違いに依存する予測³²となる。IPCC 新シナリオと呼ばれる、最新の社会・経済シナリオでは、政策的削減を考慮した場合があり、そこでは長期的な濃度変化が従来のシナリオと

は大きく異なる。

気候変動予測の不確実性には、近未来予測を除くと、上記のように、まず排出シナリオの多様性からくる不確実性が存在する。次に、2.3 節で述べたように、気候システムの構成要素間の相互作用や個々の物理過程、生物・地球化学過程などを気候モデルの中に取り込む際に生じる不確実性、つまり予測モデル自身のもつ不確実性がある。さらには、モデルの解像度が不十分なために、地形をうまく表現できないことで生じる不確実性もある。

IPCC AR4 では、全球の平均地上気温の 21 世紀末までの変化については、代表的な排出シナリオの下で、モデル間の不確実性を考慮して予測幅を示し、最も信頼度の高い推定値を特定している。海面水位も今後着実に上昇する傾向が示されている。しかし、予測値の不確実性の幅はモデルの高度化によってかなり縮小しているものの、氷床からの氷の融解に関する不確実性のために最良の推定値が特定できていない。これに対し、平均的な気温の上昇に伴って様々な気象現象、とくに熱波、干ばつ、大雨、熱帯低気圧 (台風及びハリ

³¹ このため、このような予測は英語では“prediction”と呼ばれている。

³² このため、このような予測は英語では“projection”と呼ばれている。

ケーン)などの極端現象の頻度あるいは強度が増大することが予測されている。これは、現在観測されている傾向が将来さらに激化することを意味する。

日本付近の地域的に詳細な気候変動予測に関しては、世界的にみても日本の研究以外には比較ができるほどの成果が出ていないこともあり、IPCC AR4 では扱われていない。しかし、日本の

研究グループは、高解像度大気海洋結合モデルや超高解像度全球大気モデル、日本付近の地域気候モデルなどを使って日本周辺域での気候の予測研究を行い、成果をあげている。

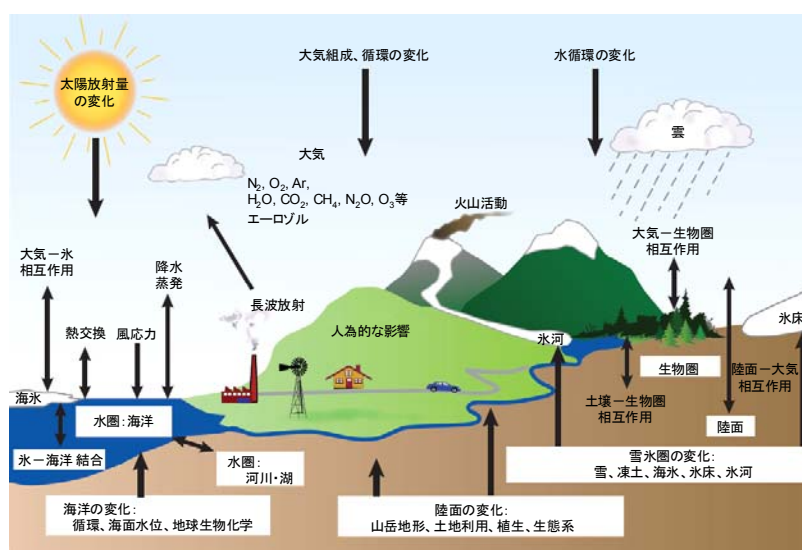
以下では、気候変動予測の知見に基づき、全球あるいは日本付近で、温暖化はどの程度深刻化するのかについて、不確実性を考慮しながら記述する。

【コラム5】気候変動予測モデルについて

明日、明後日の天気がどうなるかという、数日先の天気予報は、いつどこで雨が降るといった大気現象（気象）を対象に、数値予報モデルによる予測に基づいて行われている。数値予報では、ニュートンの力学法則、熱力学法則、大気の流れとしての連続の式、水蒸気の式などを連立させた方程式系により、気象に関して、現在の状態から数日先の変動を予測（最初の状態に依存することから、それを「初期値問題」と称する）する。

100年先の気候はどう変わるかというような気候変動予測は、気象の平均的な状態である気候を対象に、数値予報モデルから発展した気候モデル（気候変動予測モデルとも称する）によって行われる。気候は、大気、海洋、陸域、生物圏、雪氷圏などからなる気候システム（下図参照）として捉えられ、それらの要素（気候のサブシステム）の作用（物理過程や生物・地球化学過程）及びそれらの相互作用により生じる、バランスした状態（平衡状態）により表される。気候モデルでは、気候変動を、上記のバランスを変える太陽活動の変動や火山噴火など自然起源の駆動要因と、人間とその社会の志向・活動が今後どうなるかに依存する排出シナリオを前提にした、人為起源の温室効果ガスやエアロゾルの変動などの駆動要因に対して、気候システムがどう応答するかによって示す。そこでは、天気予報と違い、駆動要因という「強制力」に対してどう「応答」し、どんなバランス状態に変化するかを予測するものであり、「応答」が主要な役割を果たしている（その意味で「強制応答問題」といえる）。なお、気候モデルとしては、ふつう大気海洋結合モデルが用いられるが、全球的な気温や海面水位の変化のみの予測に関しては、エネルギーのバランスなどから導かれる、より単純化した気候モデルも導入されている。

一方、30年程度先の近未来までの気候変動予測については、初期状態にも依存すると考えられるので、「強制応答問題」に加えて、「初期値問題」としての特性をもつ課題として取り組まれている。したがって、近未来予測のための気候モデルでは、駆動要因に対する応答を適切に表現する能力が求められるとともに、短期的自然変動を初期状態から予測する能力も要求される。



気候システムを構成する要素とその過程、相互作用のあらまし
出典：IPCC, 2007

(1) 温室効果ガス排出シナリオ

地球温暖化がどの程度進むかは、人間社会をどのような方向に発展させるかによって大きく左右される。すなわち、将来の社会の発展方向の描き方により、エネルギー利用や土地利用の変化の予想が変わり、温室効果ガスなどの排出シナリオが大きく違ってくる。

SRES シナリオ (IPCC, 2000) では、排出シナリオを大きく 2 種 (経済成長速度の大小) × 2 項 (グローバル化の進展度合い) の計 4 つに分類している (図 3.2.1)。

A：経済発展を重視した社会

B：環境と調和した持続可能な社会

1：地域格差が縮小しグローバル化が進む場合

2：地域の独自性が強まる場合

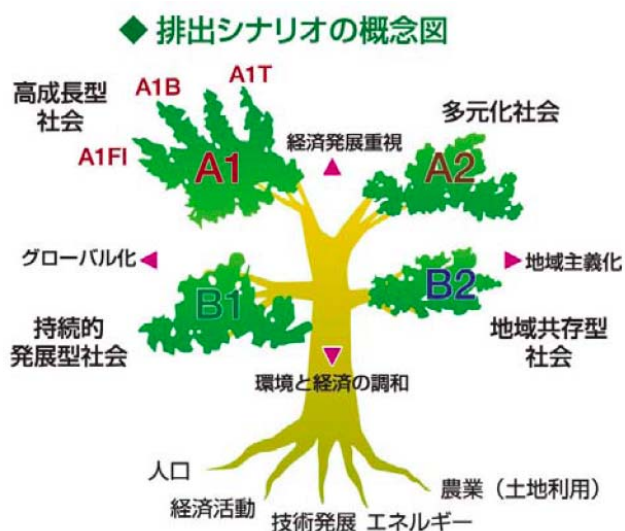


図 3.2.1 SRES シナリオの概念図

出典：IPCC, 2000

A1 シナリオは、エネルギーシステムにおける技術革新の選択肢により、3 つに区分されている。すなわち、化石エネルギー源重視 (A1FI)、非化石エネルギー源重視 (A1T)、そして全てのエネルギー源のバランス重視 (A1B) である。

本レポートで以下に紹介する将来の予測結果は、A2、A1B、B1 シナリオに基づく。それぞれのシナリオにおける温室効果ガスの排出量は、A2 が高水準、B1 が低水準、A1B が中間的な水準に相当する (図 3.2.2)。なお、図 3.2.2 に示す排出

量には積極的な気候変動対策を含んでいない。すなわち、いずれのシナリオも UNFCCC や京都議定書の削減目標の履行などの積極的な気候変動対策が想定されていない、いわゆる「なりゆき」シナリオである。

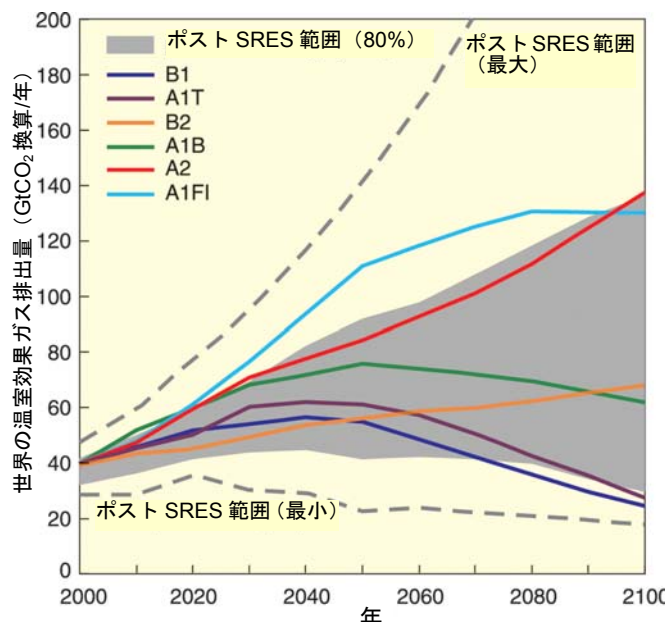


図 3.2.2 SRES シナリオの二酸化炭素排出量
ポスト SRES：SRES 以降に公表された最近のシナリオ
出典：IPCC, 2007

(2) 気温の予測

二酸化炭素濃度の増加に伴い、日本の気温は上昇し、その上昇幅は世界平均を上回ると予測される。気温の上昇にともない、冬日の減少並びに真夏日、猛暑日及び熱帯夜の増加が予測される

21 世紀末までの世界平均気温は、二酸化炭素濃度の増加に伴って上昇し続けると予測されている (図 3.2.3)。この予測結果は、世界中の研究機関が開発した 23 の気候変動予測モデルの結果を集約したもので、温室効果ガス排出シナリオごとに、複数の予測結果の平均値と、予測結果のばらつき (予測幅) を示している。気温の上昇は、今後 20 年間はシナリオによらず 10 年あたり約 0.2℃の割合であるが、その後はシナリオによる違いが現れ、20 世紀末から 21 世紀末までの期間での気温上昇は、各シナリオの最良の推定値で 1.8

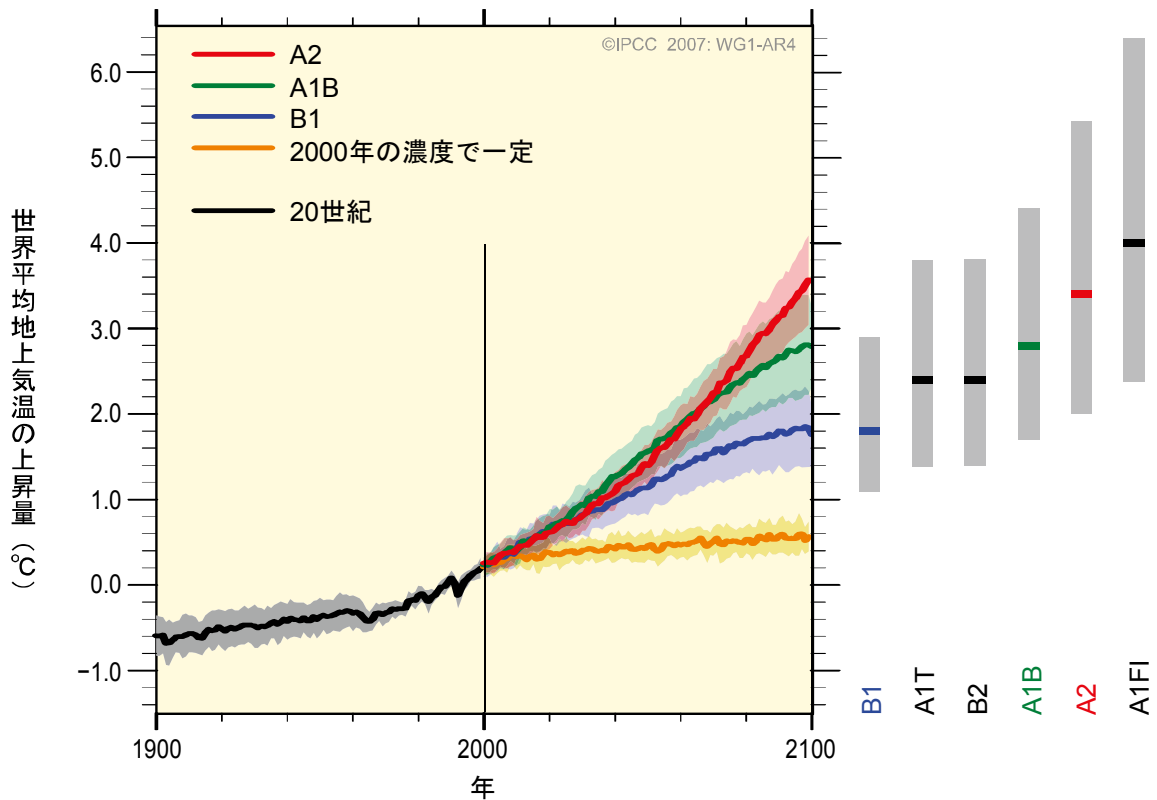


図 3.2.3 世界の平均気温の予測

実線は、A2、A1B、B1 シナリオそれぞれについての複数のモデルによる（1980～1999 年と比較した）世界平均地上気温の昇温を 20 世紀の状態に連続させて示す。陰影は、個々のモデルの年平均値の標準偏差の範囲。右側の灰色の帯は、6 つの SRES シナリオにおける最良の推定値（各帯の横線）及び可能性が高い予測幅。
出典：IPCC, 2007

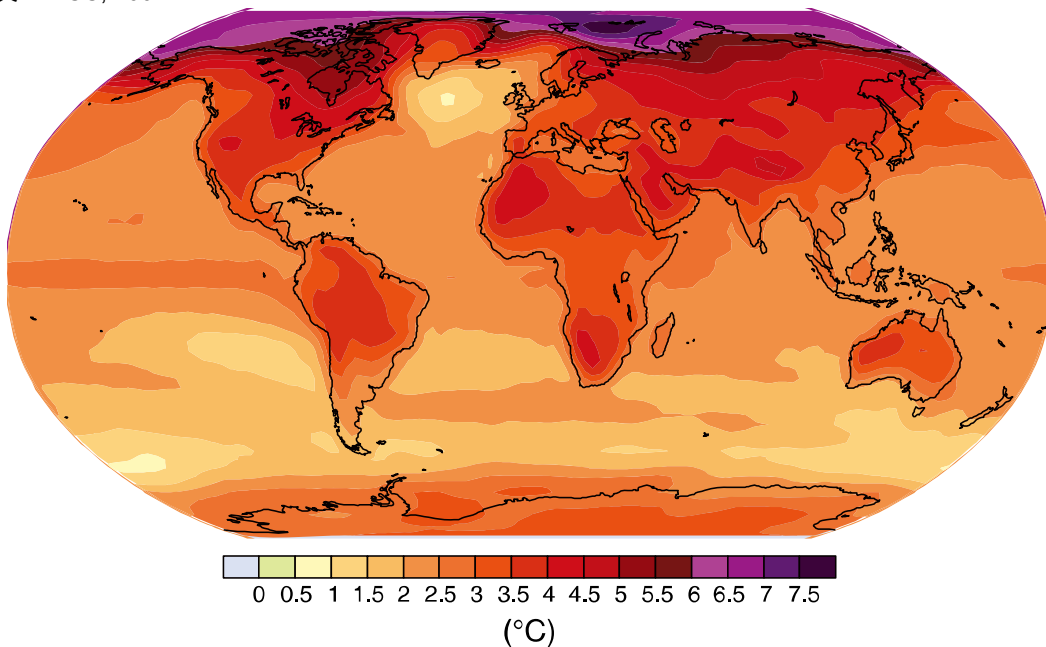


図 3.2.4 地上気温の上昇の地理的分布

20 世紀末（1980～1999 年）から 21 世紀末（2090～2099 年）までの地上気温の変化の予測。複数の大気海洋結合モデル（AOGCM）によって計算された SRES A1B シナリオの予測の平均値を示す。
出典：IPCC, 2007

～4.0℃の上昇であり、可能性が高い予測幅を含めると 1.1～6.4℃の上昇と予測されている。

全世界の気温の予測を地域別に見ると、陸域とほとんどの北半球高緯度で気温の上昇が大きく、海上の気温の上昇は陸上に比べて小さい（A1B シナリオの例を図 3.2.4 に示す）。

A2、A1B、B1 シナリオでの日本の平均気温の予測結果は、20 世紀末（1980～1999 年）から 21 世紀末（2090～2099 年）までにそれぞれ 4.0℃、

3.2℃、2.1℃上昇し、いずれのシナリオでも世界平均（3.4℃、2.8℃、1.8℃）を上回ること示している（図 3.2.5）。水平解像度の高い地域気候モデルによる約 100 年後の日本各地の予測結果（図 3.2.6）は、気温の上昇の程度が地域によって異なり、高緯度地域で昇温が大きい。また、夏季に比べて冬季の昇温が大きいなどの特徴を示している。

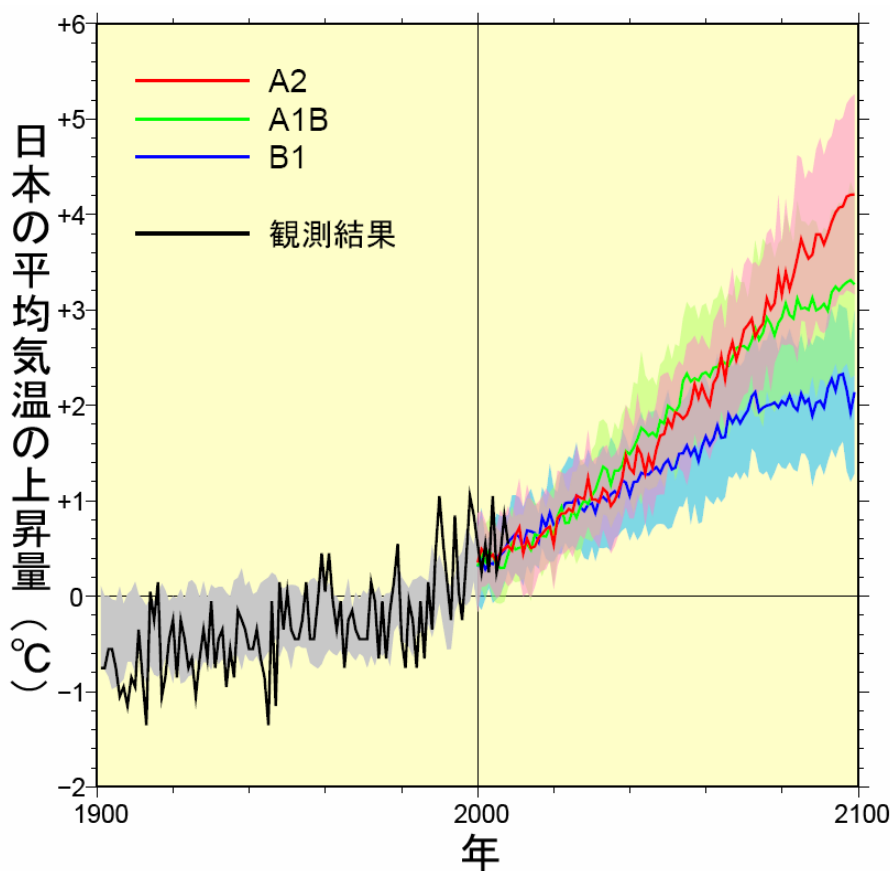


図 3.2.5 日本の平均気温の予測

IPCC AR4 で使われた複数の気候予測モデルによる A2、A1B、B1 シナリオでの日本の平均気温の予測結果。各モデルの格子のうち、日本の陸地が占める割合が 30%以上ある格子を選び、それらの格子の値の平均値を各モデルの予測結果における日本の気温の予測値とした。シナリオごとの平均値と予測のばらつきの幅（±標準偏差の範囲）を赤、緑、青の実線と陰影で示す。黒線は日本の平均気温の観測結果（図 3.1.3）。2000 年以前の陰影は過去の再現実験の再現値のばらつきの幅（±標準偏差）。1980～1999 年の 20 年平均値からの差で示す。³³

作成：気象庁

³³ 現在の気候モデルは、大陸規模より小さい地域的な変動や極端現象の再現性が良くない場合があり、20 世紀前半の日本の平均気温は観測値に比べてやや高めに再現されている。

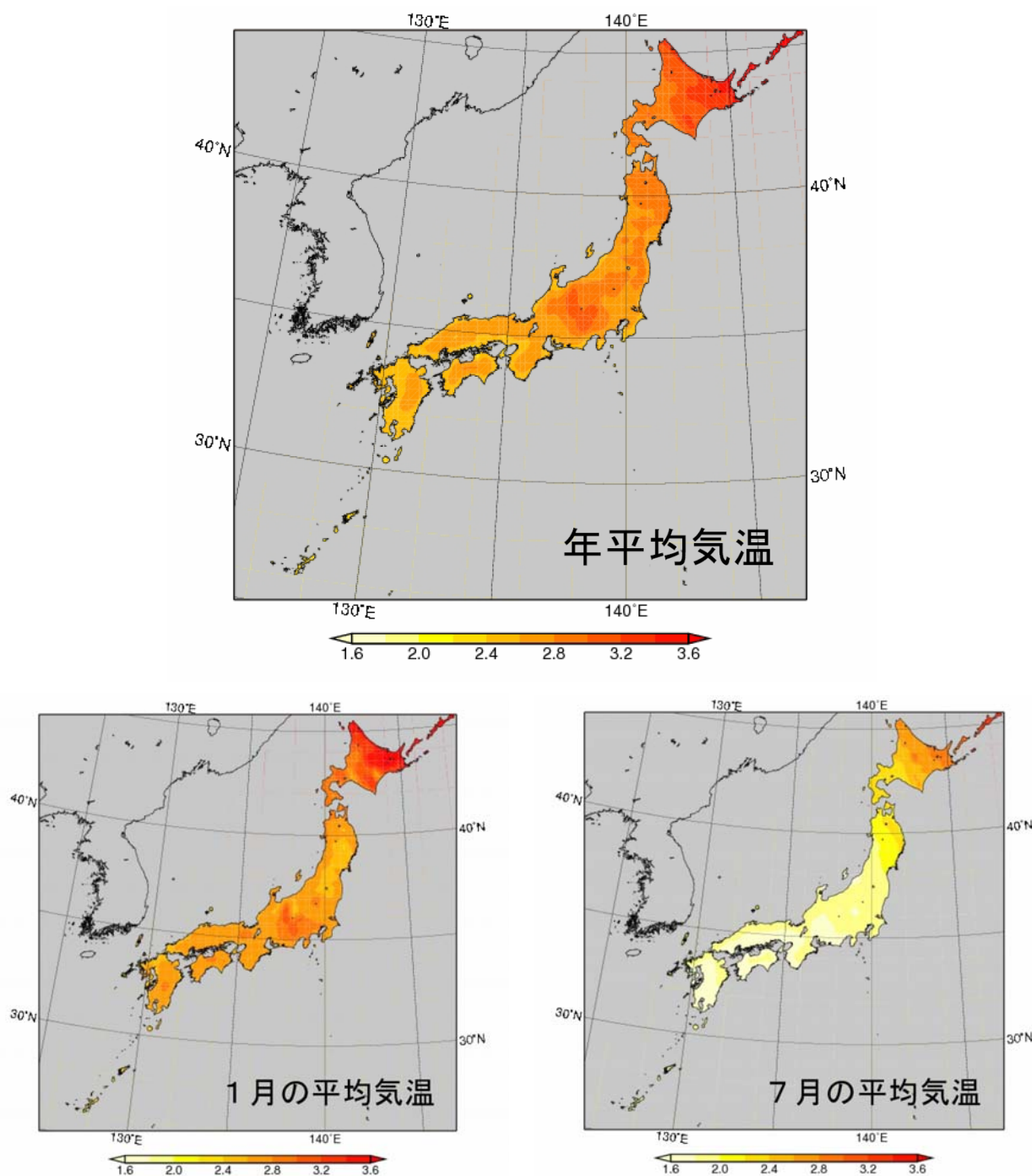


図 3.2.6 日本各地の気温の変化（単位：℃）

年平均気温（上）、1月の平均気温（左下）、7月の平均気温（右下）の変化予測。2081～2100年の20年平均値と1981～2000年の20年平均値との差。水平解像度20kmの地域気候モデル（RCM20）によるA2シナリオの結果の予測結果。この計算結果は、単一モデルによるものであり、モデルが異なると計算結果に違いが生じる可能性がある。また、境界条件として与えられた全球気候モデルの特性及び地域気候モデルの計算上の問題から、オホーツク海周辺及び瀬戸内海付近の気温の予測結果は信頼度が低い。

出典：気象庁、2005b をもとに作成

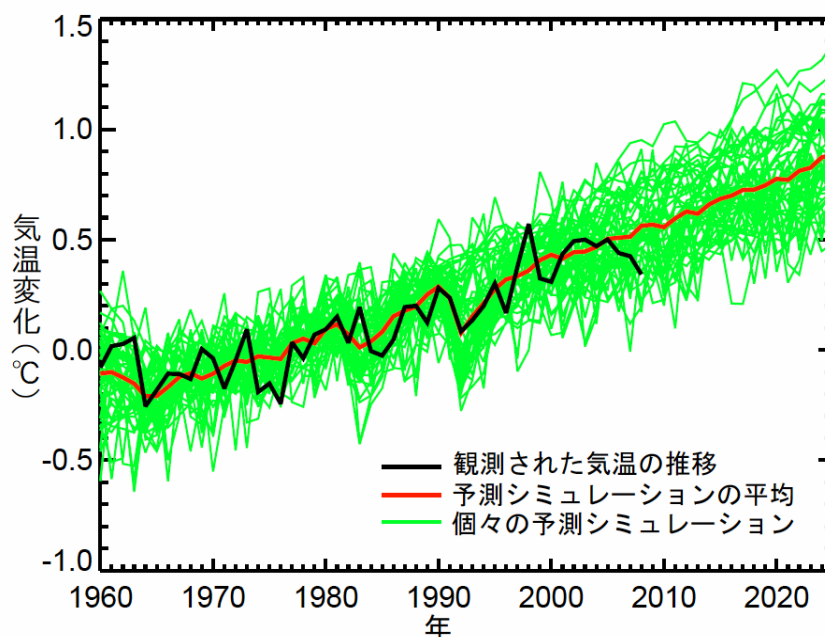
【コラム6】近年の世界平均気温の変化傾向

世界の平均気温は、1990年代半ば以降高温となる年が多く、1996年を除いて平年値より $0.15\sim 0.32^{\circ}\text{C}$ 高い状態が続いている（図3.1.2）。2001年以降の世界の年平均気温の平年値からの差は、すべて1891年の統計開始以降の高いほうから上位10位以内に入っている。ちなみに、2008年の年平均気温の平年差は 0.20°C で、第10位であった。

2008年の年平均気温が2007年、2006年に比べて低かったため、「地球温暖化は止まった」とか「IPCCの地球温暖化予測は誤り」とする論調を目にすることがあるが、現時点でそのような判断をするのは早計に過ぎる。

世界の平均気温の変化は、地球温暖化による長期的な昇温に、エルニーニョ／ラニーニャ現象や太平洋十年規模振動などによる数年から数十年の時間規模の自然変動が重なったものである。2008年の気温がそれ以前の数年に比べて低かったのは、自然変動であるラニーニャ現象や太平洋十年規模振動の影響とも考えられる。

IPCC AR4で気候予測に採用された気候変動予測モデルでは、これらの様々な自然変動を再現できおり、その上で地球温暖化の予測を行っている。下の図は、そのような気候変動予測モデルによる予測シミュレーションの結果のひとつひとつを緑線で、それらの平均を赤線で、観測結果を黒線で示したものである。温暖化の傾向や予測結果の正当性を否定できるのは、観測値（黒線）で示される観測結果が複数の予測値（緑線）のばらつきの範囲から系統的に異なる場合である。しかしながら、これまでの観測値は、予測の平均値（赤線）の周辺に分布し、緑線で示される想定された予測のばらつきの範囲内に入っていることから、実際の気温変化は予測された温暖化傾向から外れていないと言える。



1960～2025年の気温変化の観測結果と予測シミュレーション

英国気象局ハドレーセンター作成の世界平均気温観測値（HadCRUT3）及びIPCC AR4で使われた複数の気候予測モデルのシミュレーション結果（世界気候計画の結合モデル比較プロジェクト（WCRP CMIP3）マルチモデルデータセット）をプロットしたもの。

作成：国立環境研究所

このような将来の気温の上昇にともない、冬日や熱帯夜などの日数にも変化が現れることが予測されている。複数の気候変動予測モデルによる気温の予測結果をもとにしたこれらの日数の予測では、日本各地の100年後の冬日（日最低気温0℃未満）の日数は、シナリオごとの平均日数で25～38日減少すると予測される（図3.2.7）。特に、本州の山間部や東北地方、北海道で減少が大

きく、北海道の太平洋側やオホーツク海側で50日以上減少が予測される（図3.2.8：単一の地域気候モデルによるA2シナリオの予測結果）。一方、もともと冬日の少ない九州などの温暖な地域では、冬日の減少も小さい。

真夏日、猛暑日、熱帯夜といった“暑い日”は増加し、特に、関東地方と近畿地方以南での増加が大きいと予測される。

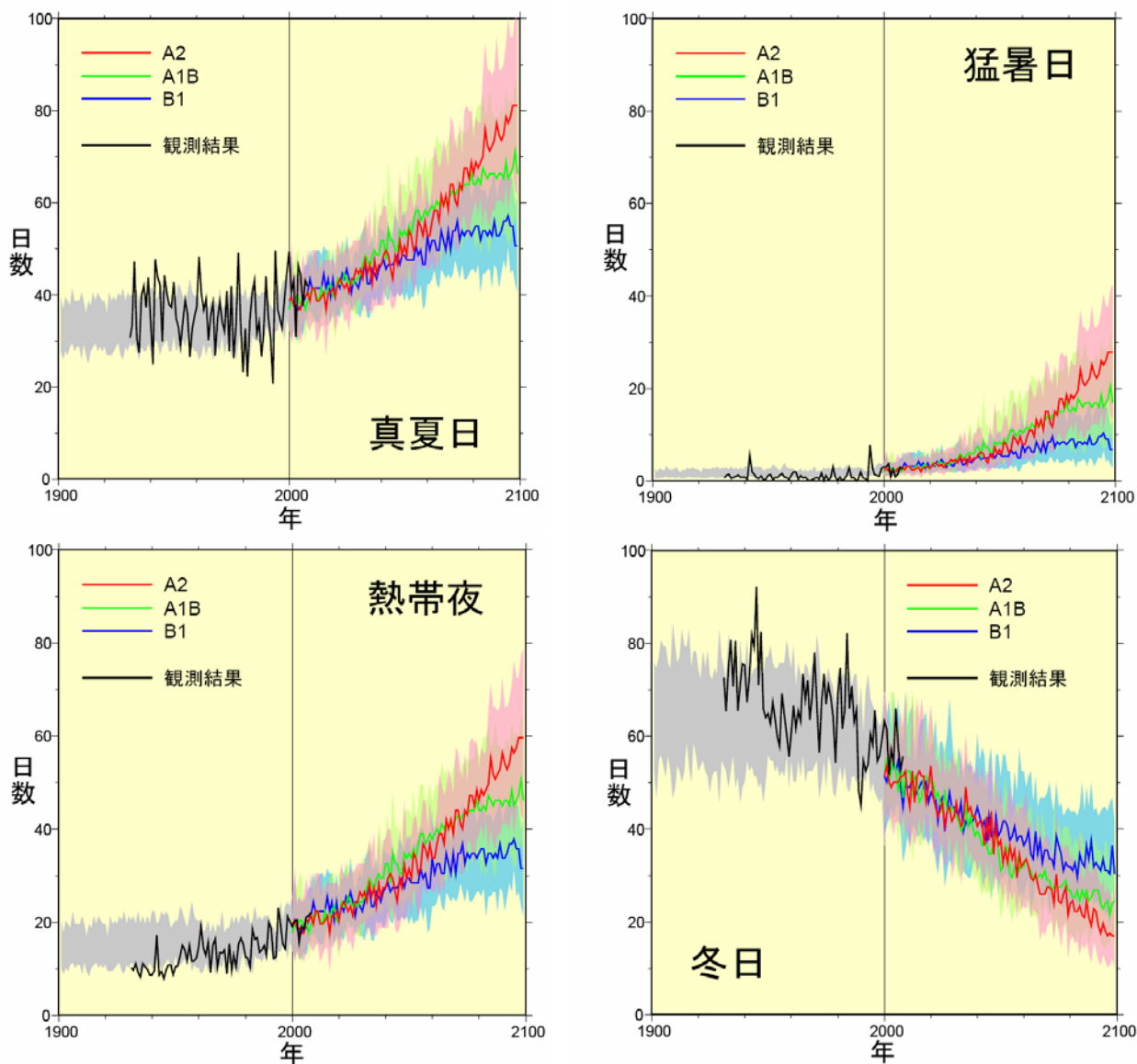


図 3.2.7 日本における真夏日（左上）、猛暑日（右上）、熱帯夜（左下）、及び冬日（右下）の年間出現日数の予測

日本の真夏日日数等の算出に用いている15地点（図3.1.4）の気温データと、IPCC AR4で使われた複数の予測モデルによるA2、A1B、B1シナリオの気温の予測結果をもとに算出した、1地点あたりの年間の日数の変化。1990～1999年の各地点の日最高気温もしくは日最低気温に、気候予測モデルから算出された日本の夏季（8月）もしくは冬季（1月）の平均気温変化（1990～1999年の10年平均値からの差）を加えて、それぞれの日数を計数した。シナリオごとの平均値と予測のばらつきの幅（±標準偏差の範囲）を赤、緑、青の実線と陰影で示す。黒線は観測結果（図3.1.4）。2000年以前の陰影は過去の再現実験の再現値のばらつきの幅（±標準偏差）。作成：気象庁

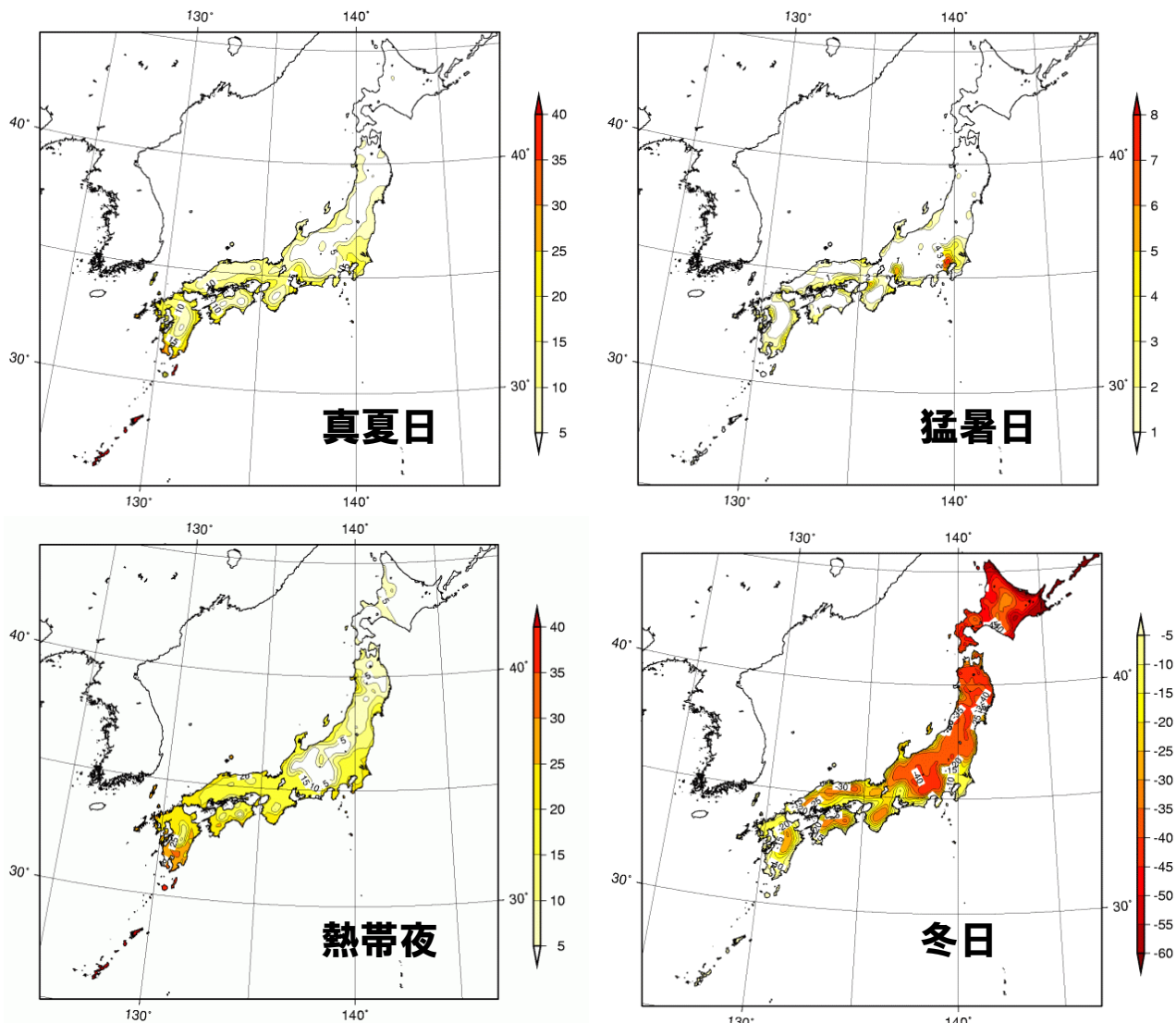


図 3.2.8 日本各地の真夏日（左上）、猛暑日（右上）、熱帯夜（左下）、及び冬日（右下）の年間出現日数の変化（単位：日）

2081～2100 年の 20 年平均値と 1981～2000 年の 20 年平均値との差。水平解像度 20km の地域気候モデル（RCM20）による A2 シナリオの予測結果。この計算結果は、単一モデルによる単一シナリオの結果であり、モデル・シナリオが異なると計算結果に違いが生じる可能性がある。

出典：気象庁、2005b

（3）降水量の予測

日本の年降水量は、21 世紀末には 20 世紀末に比べて平均的に 5%程度増加すると予測されるが、予測の不確実性ととも、年々変動が大きいことに注意する必要がある。地球温暖化が進んだ場合、夏季に降水量と大雨の日数が増加することが予測される。

二酸化炭素濃度の増加に伴って地球上のほぼすべての地域で気温が上昇するのに対し、降水量

は増加する地域と減少する地域がある。このような地域ごとのばらつきについては、同じ地域の予測結果であっても、モデルによって傾向が異なる場合と多くのモデルが一致した傾向を示す場合がある。IPCC AR4 は、このような世界の降水の分布予測を評価し、高緯度地域では降水量が増加する可能性が非常に高く、ほとんどの亜熱帯陸域においては減少する可能性が高いと予測している（図 3.2.9）。

日本の年降水量の予測結果は、A2、A1B、B1

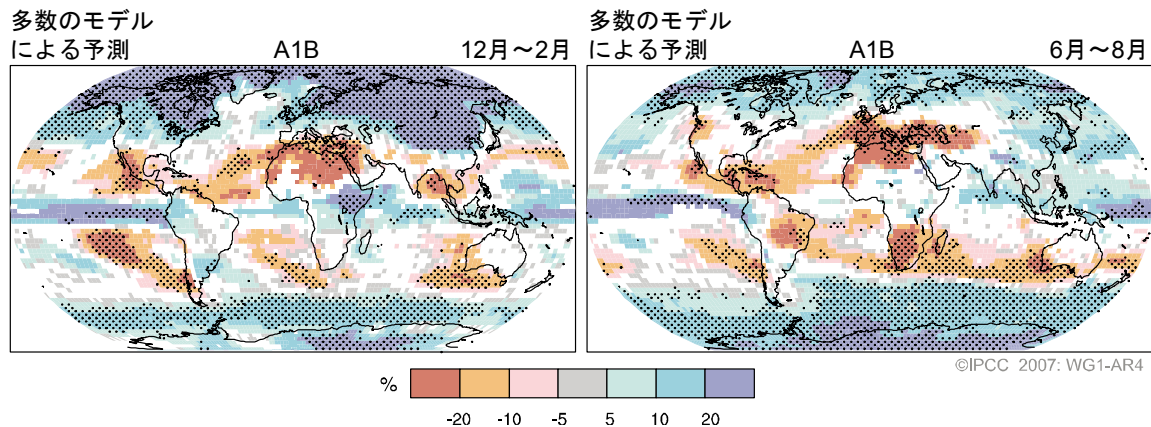


図 3.2.9 20 世紀末に対する 21 世紀末の降水量の変化の予測（単位：％）

（左：冬季、右：夏季）

1980～1999 年の平均降水量に対する 2090～2099 年の平均降水量の変化の割合。A1B シナリオによる複数モデルの平均。冬季は 12～2 月、夏季は 6～8 月の平均。変化割合を図下の彩色により示す。白色の地域は変化の符号が一致したモデルが 66%に満たない地域、点描している地域は 90%以上のモデルの変化の符号が一致した地域。

出典：IPCC, 2007

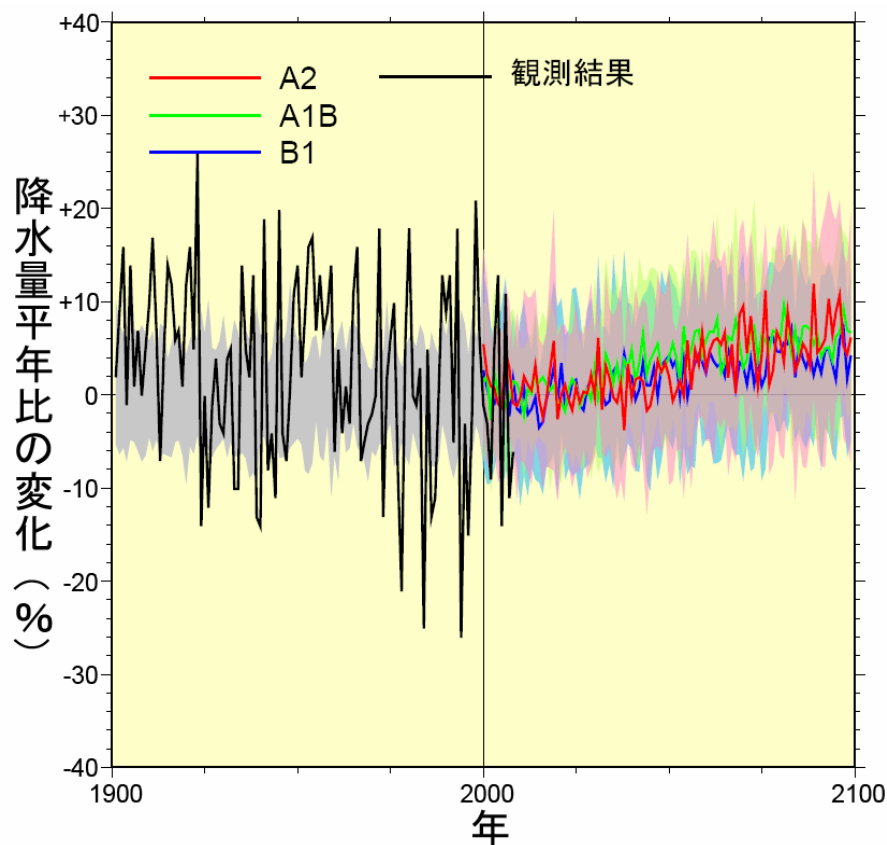


図 3.2.10 日本の年平均降水量の予測

IPCC AR4 で使われた複数の気候予測モデルによる A2、A1B、B1 シナリオの予測結果から算出した日本の年平均降水量の将来予測を観測結果とともに示す。各モデルの格子のうち、日本の陸地が占める割合が 30%以上ある格子を選び、それらの格子の値の平均値を各モデルの予測結果における日本の年平均降水量の予測値とした。シナリオごとの平均値と予測のばらつきの幅（±標準偏差）を赤、緑、青の実線と陰影で示す。黒線は日本の降水量の観測結果（図 3.1.7）。2000 年以前の陰影は過去の再現実験の再現値のばらつきの幅（±標準偏差）を示す。1980～1999 年の 20 年平均値との比で示す。 作成：気象庁

のいずれのシナリオでも、21 世紀末には 20 世紀末に対して平均的に 5%程度増加する傾向を示しているが、予測の不確実性と年々変動が大きいことに注意する必要がある（図 3.2.10）。

水平解像度の高い地域気候モデルによる日本各地の降水量予測結果（単一のモデルによる A2

シナリオの予測結果）によると、21 世紀末の年平均降水量は、九州南部の一部で減少するものの、ほとんどの地域で増加する（図 3.2.11）。また、日降水量が 100mm 以上に達する大雨の日数も、九州の南部を除く多くの地域で増加すると予測されている。

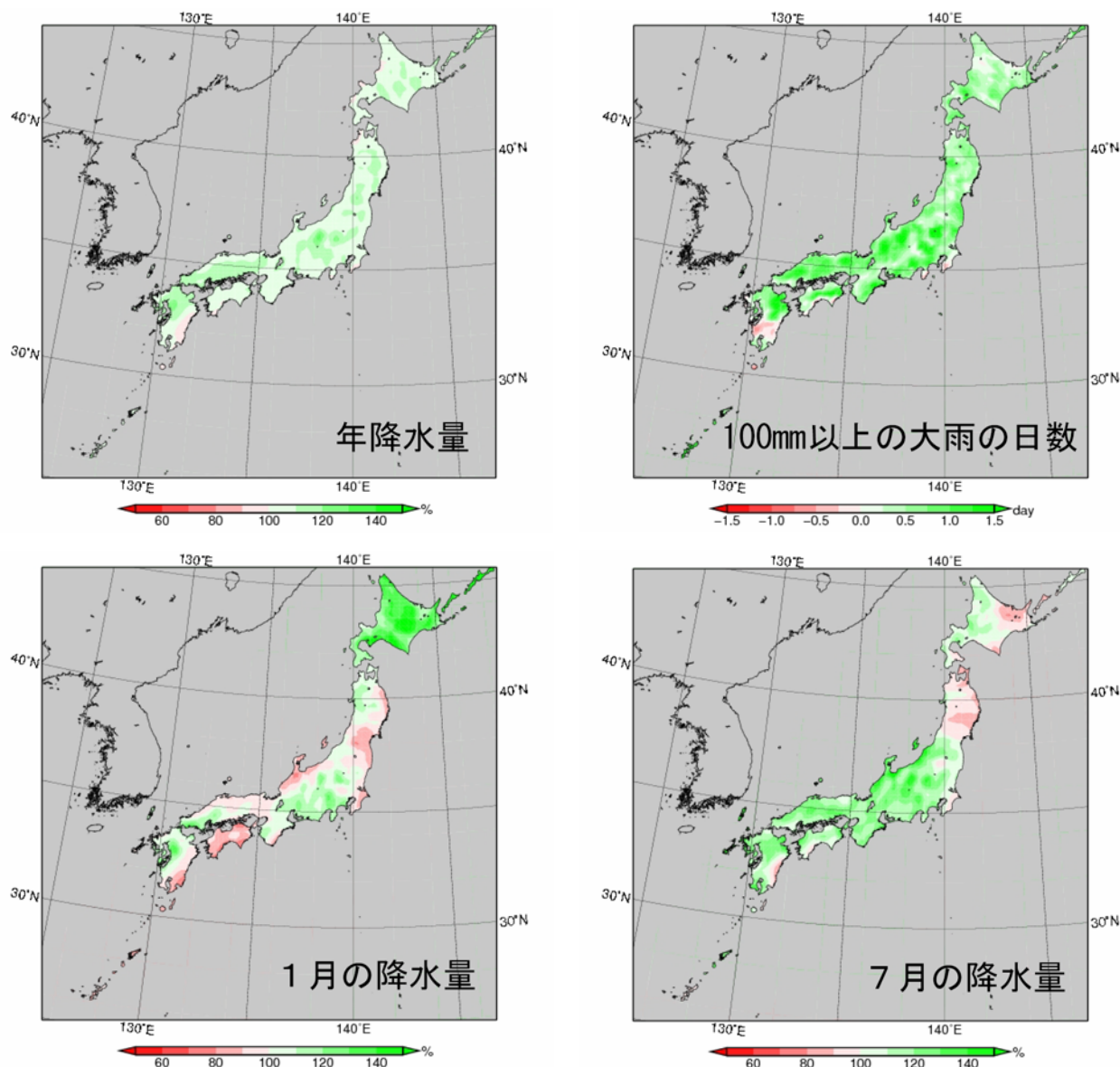


図 3.2.11 日本各地の降水量の変化の予測

年降水量（左上）、1 月の降水量（左下）、7 月の降水量（右下）、及び 100mm 以上の大雨の日数（右上）の変化の予測。1981～2000 年の 20 年平均値に対する 2081～2100 年の 20 年平均値の比較。降水量は比率（%）で示す。水平解像度 20km の地域気候モデル（RCM20）による A2 シナリオの予測結果。この計算結果は単一モデルによる単一シナリオの結果であり、モデルやシナリオが異なると計算結果に違いが生じる可能性がある。

出典：気象庁、2005b をもとに作成

図 3.2.11 下段に示した 1 月と 7 月の月降水量の予測では、20 世紀末に比べて 21 世紀末の降水量が広範囲で増加することが示されている。ただし、1 月には四国・北陸・東北の一部、7 月には北日本や九州の一部に減少する地域がある。そして、1 回あたりの降水量が増加して夏季における日降水量 100mm 以上の大雨の日数も大きく増加すると予測されている（図 3.2.12）。このような夏季の降水量や大雨の日数の増加の要因として、気温の上昇に伴う水蒸気量の増加が考えられる。また、気候変動予測モデルの予測では、梅雨前線の北上が弱まって日本付近に停滞しやすくなり、そのため梅雨明けが遅れる傾向がある。

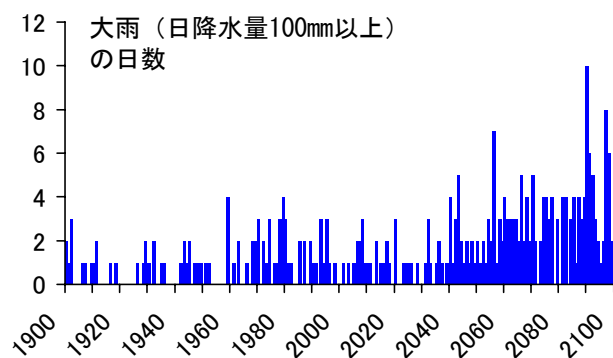


図 3.2.12 日本の夏季（6～8 月）の日降水量 100mm 以上の日数の変化（単位：日）

日本列島を覆う格子（100km×100km 程度）のうちひとつでも日降水量が 100mm を超えた日数を数えたもの。水平解像度約 100km の全球気候モデル（MIROC）による A1B シナリオの予測結果による。広い面積の平均を基にしていることから、絶対値は観測データと直接比較できない。相対的な変化のみが重要。

出典：東京大学他、2007

単一の地域気候モデルによる A1B 及び B1 シナリオでの予測結果によると、降雪量は北海道を除く地域で減少する（図 3.2.13）。この理由は、東北以南では温暖化に伴って雪ではなく雨として降る場合が増える一方、北海道では温暖化しても雪が降るには十分に寒冷なため、温暖化による大気中の水蒸気量の増加により、降雪量が増加するものと考えられる。

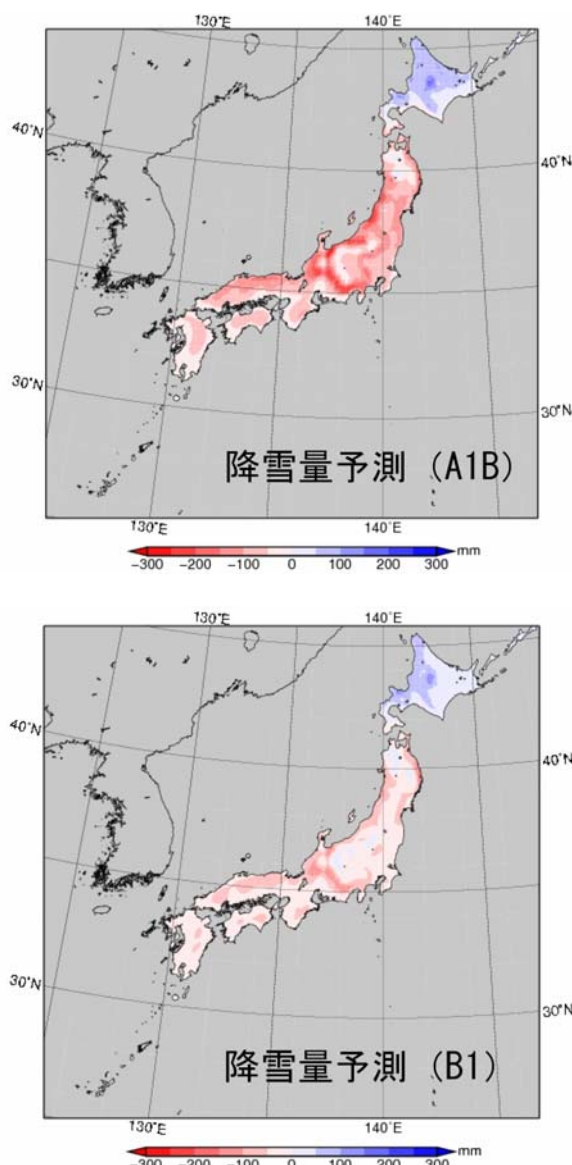


図 3.2.13 日本各地の降雪量の変化

寒候期（12～3 月）の総降雪量の、2081～2100 年の 20 年平均値と 1981～2000 年の 20 年平均値の差を、降水量に換算した値（mm）で示す。水平解像度 20km の大気海洋結合地域気候モデル（CRCM20）による A1B シナリオと B1 シナリオの予測結果。この計算結果は単一モデルによる二つのシナリオの予測結果であり、モデル・シナリオが異なると計算結果に違いが生じる可能性がある。

出典：気象庁、2008 をもとに作成

(4) 台風の予測

地球温暖化に伴い、非常に強い台風の数が増えることが予測される。

水平格子間隔が 20km という高解像度の全球大気気候モデルを用いることにより、台風の眼、眼を取り囲む壁雲、帯状降水帯といった台風の空間構造が表現されるようになった (図 3.2.14)。気候モデルによる台風の再現性が向上したことで、地球温暖化にともなう台風の変化の予測の信頼性が増した (図 3.2.15)。

このモデルを用いた台風の予測研究は、将来の地球温暖化に伴って発生する熱帯低気圧の総数は減るものの、全球的に「非常に強い (最大風速 44m/s 以上)」熱帯低気圧 (台風を含む) の数が増えること (図 3.2.16) や、熱帯低気圧にともなう雨が強くなる傾向を示している。また、このような傾向は、温暖化の程度が大きい (海面水温の上昇が大きい) 場合に、より顕著であると予測し

ている。

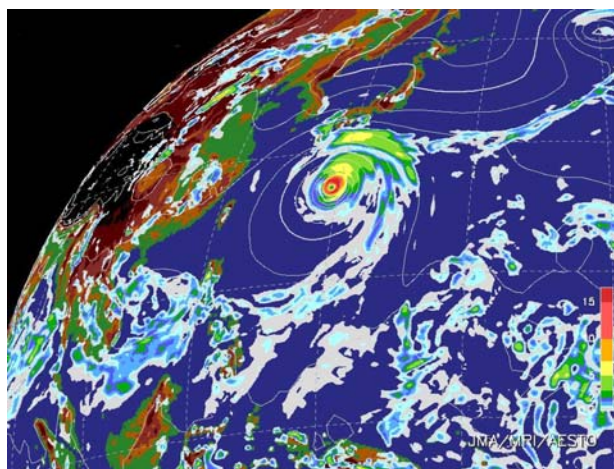


図 3.2.14 高解像度全球気候モデルによって再現された台風の例

水平解像度 20km の高解像度全球大気気候モデル (GCM20) によって再現された台風
出典：気象研究所他、2007

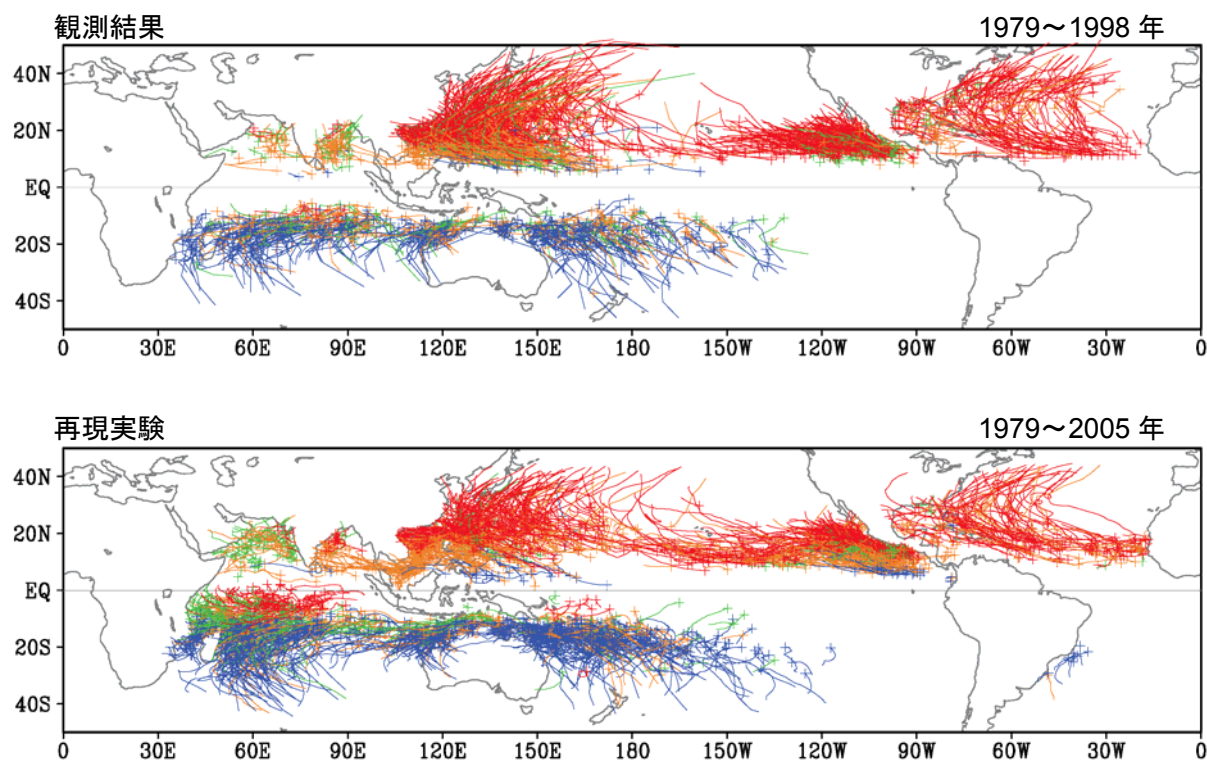


図 3.2.15 全球的な熱帯低気圧の経路の観測結果とモデルによる再現の結果

各熱帯低気圧の発生地点をプラス印で表す。発生季節について、1~3 月を青色、4~6 月を緑色、7~9 月を赤色、10~12 月を橙色として示す。

出典：気象研究所他、2007

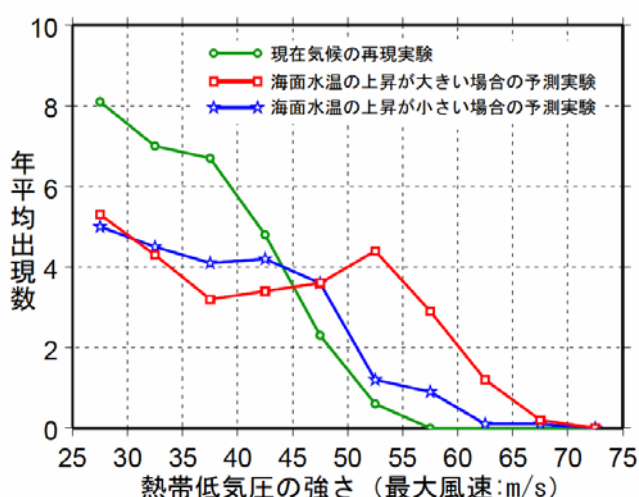


図 3.2.16 温暖化実験による熱帯低気圧の強度別に示した熱帯低気圧の年平均出現数の頻度分布

海面水温観測値による再現実験、温暖化の程度が小さい海面水温予測値（海面水温の上昇が小さい）による実験、及び、温暖化の程度が大きい海面水温予測値（海面水温の上昇が大きい）による実験の結果を示す。

出典：気象研究所他、2007

（５）海面水位の予測

二酸化炭素濃度の増加に伴い、世界の平均海面水位は上昇すると予測されている。ただし、日本周辺の海面水位については、顕著に現れる周期的な変動による予測の不確実性を考慮する必要がある。

二酸化炭素濃度の増加に伴い、世界の平均海面水位は上昇すると予測されている。複数のモデルによる 6 つのシナリオ（B1、B2、A1B、A1T、A2、A1FI）についての予測によると、20 世紀末と比べた 21 世紀末の海面水位の上昇は 0.18m（B1 シナリオ）～0.59m（A1FI シナリオ）となっている（図 3.2.17）。海面水位の上昇には海水の熱膨張が最も寄与し、各シナリオの最良推定値に対する熱膨張の寄与は 70～75%である。その他には、陸氷（氷河と氷帽、グリーンランドや南極などの氷床）の融解が寄与している。これらに加えて、グリーンランドや南極氷床の部分的な消失による大幅な海面上昇が数百年後に生じる可能性も否定されていないが、現状では現象に対する

理解が不十分なため、その時期と程度を示すことが出来ない。

海面水位の上昇は、海水密度や海洋循環の違いのため、海域によって大きさが異なり、日本周辺の海域では世界平均に比べて+0.05～+0.10m 大きくなると予測されている（図 3.2.18）。過去 100 年の日本沿岸の海面水位には約 20 年周期の変動が顕著である（図 3.1.12）が、ここで示した予測には 20 年周期の変動は考慮されていない。したがって、日本周辺の海面水位上昇予測には、この周期変動を予測の不確実性として加味する必要がある。

（６）温室効果ガスの安定化シナリオと世界平均気温の上昇量

ここまでに示した気候変動予測は、いずれも積極的な気候変動対策（UNFCCC・京都議定書削減目標の履行など）を見込んでいない IPCC SRES シナリオに基づいている。つまり、ここまでに示した気候変動の予測は、いずれも将来の気候変動を「避けなければならない、また避けることができる」物理現象として、それについて見通しを得ることを目的としている。

現実の国際社会では、積極的な対策を行うことにより気温上昇を低く抑えることを目標に議論が続けられている。IPCC AR4 では、その時点までに研究として発表されていた安定化シナリオ³⁴を整理し、I～VI の 6 つの区分に分類している。これらの区分に対して、温室効果ガスの安定化水準と世界平均気温の上昇量の関係について以下の科学的知見が得られている。

³⁴ IPCC SRES シナリオと異なり、積極的な気候変動対策を行うことにより、温室効果ガスの大気中濃度を一定のレベルに安定させることを目指した社会経済・排出シナリオ。

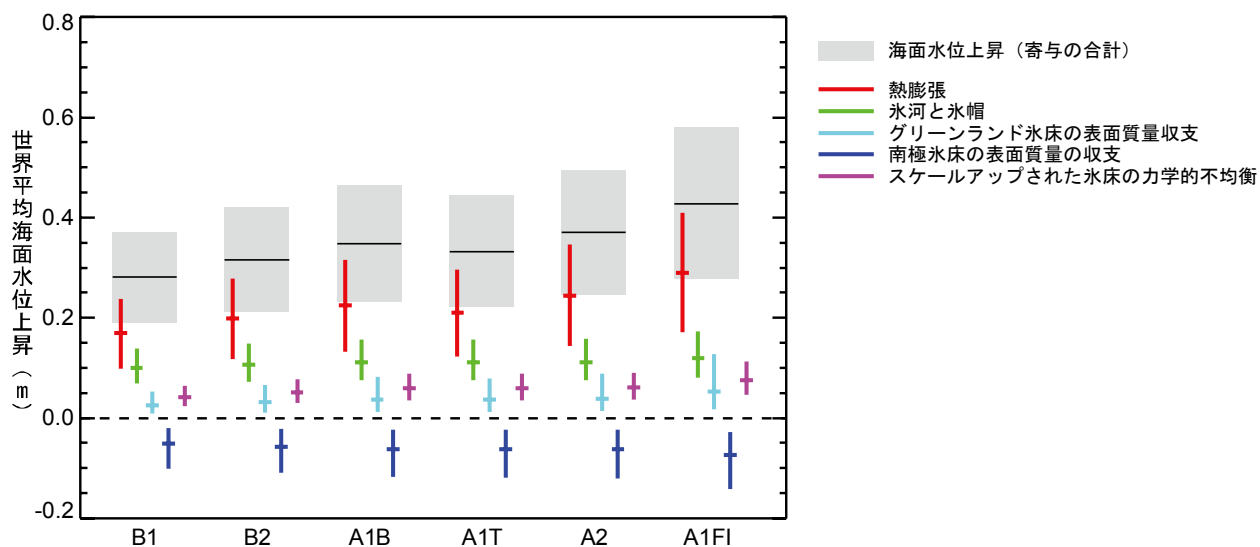


図 3.2.17 シナリオごとの世界平均海面水位上昇の予測とその内訳の予測

1980～1999 年を基準とした 2090～2099 年の予測値。不確実性は 5～95% の範囲を表す。

出典：IPCC, 2007

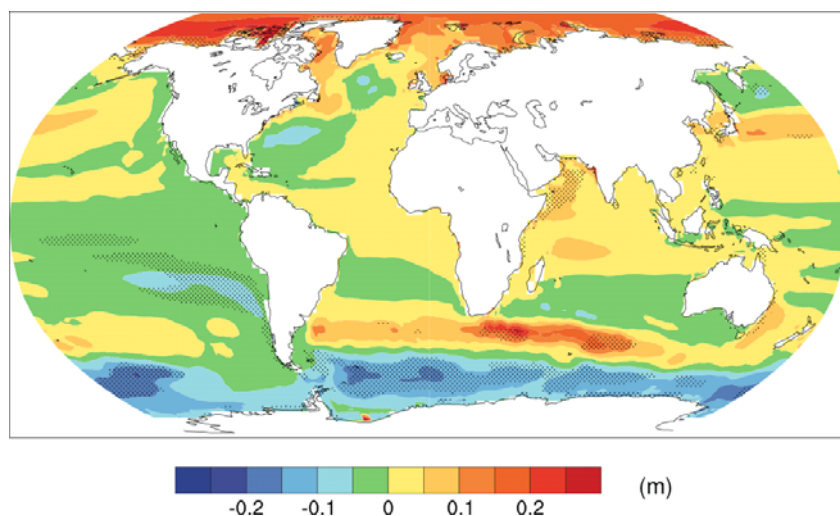


図 3.2.18 世界各地の海面水位の予測上昇量（20 世紀末に対する 21 世紀末の上昇量）の

世界平均予測上昇量からの差の分布

2080～2099 年の 20 年平均値と 1980～1999 年の 20 年平均値の差。16 種類の気候予測モデルによる A1B シナリオの予測結果。世界各地の海面水位上昇量から世界平均の上昇量を差し引いて、地域ごとの海面水位上昇の違いを示したもの（正の値は世界平均の海面水位上昇量より大きな上昇であることを示す）。点描された海域は、モデルの平均値の大きさがモデル間のばらつき（標準偏差）よりも大きく変化傾向の信頼度が高い海域を示す。

出典：IPCC, 2007

図 3.2.19 の左図は、シナリオカテゴリーごとの世界の二酸化炭素排出量の時系列を表す。右図は、温室効果ガス濃度の安定化レベルと世界平均気温の上昇量の関係を表したものである。右図の縦軸にとった「産業革命以前からの世界平均平衡気温上昇」は、「平衡時」の値であることを注意を要する。すなわち、濃度安定化後も海洋を含めたすべての気候システムが平衡状態となるまで数世紀の間の気温の上昇が続くが、それが最終的に止まったときの値を表す。したがって、たとえば 2100 年の気温上昇はこの値よりも小さい（6～8 割程度）。

また、温室効果ガスの安定化濃度と予測される気温上昇の科学的な関係には不確実性が残る。二酸化炭素が 2 倍になった場合の平衡時の気温上昇（「気候感度」とよばれる）は最良推定値が 3℃であり、2～4.5℃の範囲の値である可能性が高いと推定されている。図 3.2.19 の右図では、紺色の線が気候感度 3℃、赤線が 4.5℃、青線が 2℃の場合に対応している。温暖化対策の目標をめぐって温室効果ガスの安定化濃度と平衡気温上昇量の関係が参照される際に、このような科学的な不確実性を適切に考慮に入れることが重要である。

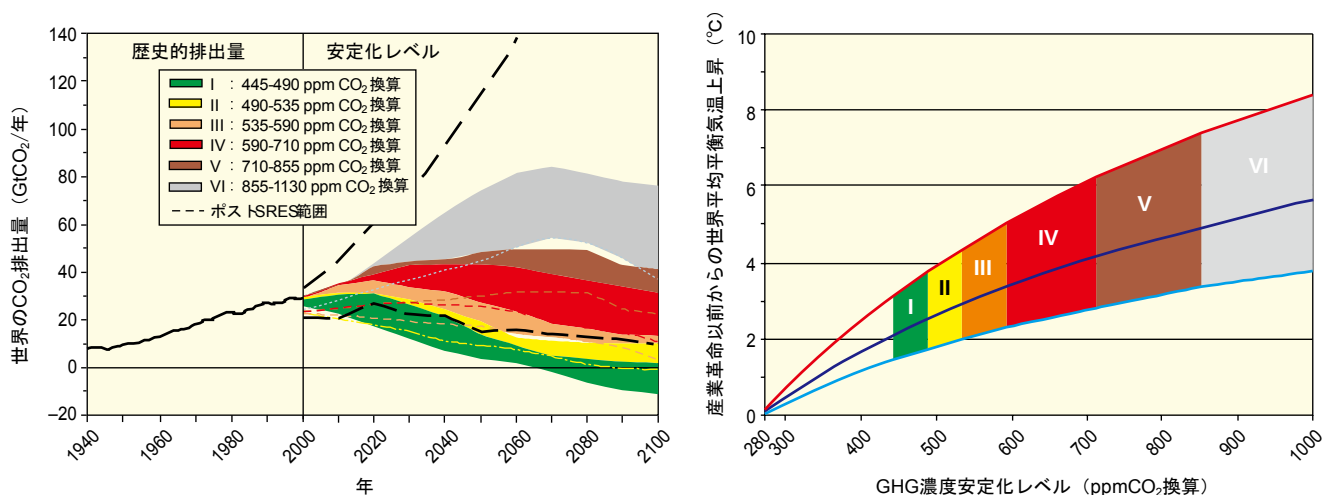


図 3.2.19 安定化レベルの範囲における二酸化炭素（CO₂）排出量と平衡気温の上昇量

1940～2000 年の世界の CO₂ 排出量と、2000～2100 年に関する安定化シナリオカテゴリーのそれぞれに応じた排出量の範囲（左図）及び、安定化目標と、可能性の高い平衡時の世界平均気温の工業化以前からの上昇との関係（右図）。平衡状態に近付くには数世紀かかり得、より高い安定化レベルのシナリオについては特にそうである。彩色された領域は、異なる目標（安定化カテゴリー I～VI）に従って分類された安定化シナリオを示す。右の図は、工業化前からの世界平均気温の上昇値との関係であり、次のものを用いた：(i) 気候感度 3℃という「最良の推定値」（彩色された領域の中心にある紺色の線）、(ii) 気候感度 4.5℃で可能性が高い範囲の上限（彩色された領域の上にある赤い線）、(iii) 気候感度 2℃で可能性が高い範囲の下限（彩色された領域の下部にある青い線）。左図の黒の破線は SRES（2000）以降に発表された最近のベースラインシナリオ（何も対策をしない場合）の排出量の幅を示す。CO₂ のみの、及び複数の温室効果ガスに関する安定化シナリオの排出量の、すべてのシナリオ分布の中の 80 パーセント信頼幅を示す。

出典：IPCC, 2007

【コラム7】気候変動予測モデルと地球シミュレータ

日本では、理論ピーク性能で 40 テラフロップス³⁵という世界最高性能（開発当時）のベクトル並列計算機³⁶「地球シミュレータ」が、地球科学のためのスーパーコンピュータとして開発され、2002 年に運用が開始された。

同時に文部科学省は、地球シミュレータを活用した研究課題を含む、「人・自然・地球共生プロジェクト」（以下「共生プロジェクト」）を 2002 年度から 5 年計画で立ち上げた。そこで得られた気候変動予測研究グループの主要な成果は、IPCC AR4 に中心的・先端的な貢献をした。

東京大学気候システム研究センター・国立環境研究所・海洋研究開発機構³⁷（CCSR/NIES/JAMSTEC）のグループは、高度な物理過程を導入した世界最高の解像度を有する大気・海洋結合モデルを開発した。温暖化の原因を特定するための数値実験を行い、IPCC AR4 の「20 世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇は、人為起源の温室効果ガスの増加による可能性が非常に高い」という結論の中心的根拠となる成果を提供した。また、将来の北極海水の融解や、全球モデルでの黒潮の再現と将来予測、日本付近の夏日の増加や大雨の頻度増加などの極端現象の予測などに成果を収めた。

電力中央研究所（CRIEPI）などのグループは、米国大気研究センター（NCAR）のモデルを活用し、100 年を超える長期予測実験を行った。高めの排出シナリオから低めの排出シナリオに遷移したらどうなるかという仮想的なシナリオ（オーバーシュート・シナリオ）に基づく、長期安定化に関わる新知見や、北大西洋の海洋子午面循環が 21 世紀末に弱まるとの予測などの成果が、IPCC AR4 に反映された。

海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター³⁸などのグループは、陸域や海洋での生態系の炭素循環による大気への二酸化炭素のフィードバックを気候変動予測モデルに取り入れた予測実験を行った。高めの排出シナリオの下で炭素循環を導入すると 21 世紀末までに大気中の二酸化炭素濃度が 10～25%増加するという、IPCC AR4 で示された定量的な知見の導出に貢献した。

気象庁気象研究所などのグループは、新たに開発した 20km 超高解像度全球大気モデルを使って、熱帯低気圧の発生・発達・衰弱をほぼ再現した。また、温暖化した将来の熱帯低気圧の状況を予測し、「将来の熱帯低気圧（台風及びハリケーン）の強度は増大し、最大風速や降水強度は増加する可能性が高い」という IPCC AR4 の結論の重要な根拠を提出した。そのほか、地域の詳細な予測結果も示した。

共生プロジェクトは発展的に解消されて「21 世紀気候変動予測革新プログラム」として 2007 年度より新たに発足し、現在、地球シミュレータを用いた本格的な予測実験に取り組んでいる。地球シミュレータ（ES）は 2009 年に更新されて新型（ES2）となり、理論ピーク性能は 131 テラフロップスとなった。



地球シミュレータ（ES2）
写真提供：海洋研究開発機構

³⁵ 計算機の処理速度を表す単位。40 テラフロップス（TFLOPS）は、1 秒間に 40 兆回の計算ができることを表す。

³⁶ 1 つの命令で、メモリ上に配列された複数のデータに連続的に演算（四則演算）を施すプロセッサを持つ計算機を並列に複数台並べた計算機。

³⁷ 2004 年 3 月までは海洋科学技術センター。

³⁸ 2004 年 3 月までは海洋科学技術センター地球フロンティア研究システム。2009 年 4 月に解消。

4. 気候変動の影響と適応

4. 1 気候変動の分野別影響一分野ごとにどのような影響が現れるのか？

気候変動の影響を知ることには、2つの意義がある。第1は、気候変動がもたらす脅威の大きさを知り、どの程度の対策を取る必要があるのかを考える土台を得ることである。気候変動対策は、人類にとって危険とならないレベルに気候変動を安定化させることを目標にしなければならないが、影響予測はその判断に不可欠な情報を与えるものである。第2の意義は、将来の影響を知ることにより、予め悪影響に備え防災対策や農業対策等を取ることである。そうした対策は適応策と呼ばれる。気候変動に対しては、この適応策と温室効果ガスの排出削減対策である緩和策との組み合わせが有効であり、この2つを両輪にして長期的に取り組むことが必要である。

気候変動は、気温や降水量など地球システムのもっとも基本的な環境の変化である。したがって、その影響は、水循環・水資源、水災害・沿岸、陸上や海洋の生態系、農林水産業、人の健康、産業など極めて広い分野に波及する。予想される影響の中には、悪影響もあれば好影響もある。好影響の例として、大気中の二酸化炭素濃度の上昇によって光合成が活発化し、穀物の収量が増加すること（施肥効果）があげられているが、これまでの研究では好影響より悪影響が卓越するとされている。

影響予測では、気候変動予測モデルの予測結果に基づいて将来の気候（平均気温、降雨、海面上昇、日射量など）を想定し、その下で生じる影響を分野ごとに予測する。その際、気候変動予測モデルごとに予測値が異なり、気候予測に不確実性があることから、影響の予測でも不確実性を考慮する必要があると認識されるようになってきている。

IPCC AR4によると、世界各地で既に気候変動の影響が現れていることが指摘されている。具体例として、最も気温上昇の大きい北極圏では海水の縮小や永久凍土の融解が進み、また、生物は温度の変化に敏感に反応して、北極の方向へ（北半

球）、また山地では標高の高い方へと移動をはじめている。

21世紀に入ってから、とりわけ熱波や台風、洪水、干ばつなどの激化によって、人間生活や農業に大きな影響が出ている。ひとつひとつの自然災害と気候変動との関係の有無は確定できないものの、災害の発生頻度と被害は増加している。

また、IPCC AR4がまとめた予測によると、21世紀中に、淡水資源の減少、生物種の絶滅、高潮による浸水、海面上昇による水没、食料生産・健康への影響などの深刻な影響が拡大する。世界的には、1980～1999年を基準として1～3℃気温上昇した場合、例えば寒帯の農業のように気温上昇が有利に働く分野もあるが、気温上昇が2～3℃以上になれば、世界中のすべての地域で経済的にマイナスの影響に転じるとしている。特に気候変動に脆弱な4つの地域として、高い昇温が予想される北極圏、適応能力の低さと厳しい影響が予想されるアフリカ（特にサブサハラ地域）、脆弱性の高い小島嶼国、人口増加、海面水位上昇・高潮・河川洪水の高いリスクを持つアジアとアフリカのメガデルタ地域³⁹、をあげている。

では、日本ではどのような影響が現れるのだろうか。九州でのコメの高温障害やかつてない大雨の増加とそれに伴う洪水・土砂災害の発生は、日本でも既に気候変動の影響が現れつつあることを示唆している。さらに、近年相次いで発表された報告書では、21世紀を通じて日本にも大きな影響が生じることが予測されている。4.1節では、観測又は予測された気候変動の日本への影響を分野ごとに示す。

（1）年平均気温変化と分野別の影響

日本においても、今後、広範な分野で様々な気候変動の影響、被害が発生すると予測されている。

IPCC AR4では、1980～1999年からの世界平均気温の上昇の大きさに応じて、各分野で生じ得

³⁹ 河川が海に注ぐところに形成された低平な堆積地形。ガンジス川やメコン川などの大河川の河口部に形成された広大なデルタ地域をメガデルタ地域という。

る影響が図 4.1.1 のように整理されている。影響を個別に見ると、1℃の気温上昇でサンゴの白化が広がったり、生物の生息域が変化したりすると予測されている。1～2℃の気温上昇では、高緯度では農作物の生産性が増加するものの、低緯度、特に乾燥熱帯地域では生産性が減少し飢餓リスクが増加し、熱波による死亡率も増加する。気温上昇が 2～3℃を超えない場合でも、こうした脆弱な地域（特に途上国）においては、深刻な影響が生ずる可能性が高い。

図 4.1.2 は、温暖化影響総合予測プロジェクトチーム（2009）による成果をもとに、日本における平均気温上昇に応じて各分野で生じる影響、並びにそれに伴い推定される被害コストについて整理したものである。日本においても、1981～2000 年と比較して、例えば 1.7℃の気温上昇でも、マツ枯れ危険域ではなかったマツ分布地域の 28%が新たに危険域となり、熱ストレスによる死亡リスクが 2.2 倍に増加するなど、様々な影響、被害が発生すると予測されている。また、日本における平均気温上昇が 3.2℃の場合、洪水、土砂災害、ブナ林の適域の喪失、砂浜の喪失、西日本の高潮被害、熱ストレスによる死亡リスクの被害額試算の合計は、年あたり約 17 兆円（現在価値）と予測されている。一方で、温室効果ガス排出の大幅な削減により、例えば産業革命時から 21 世紀末までの気温上昇を約 2℃程度に抑えた場合、影響・被害も相当程度に減少すると見込まれる。しかし、上記の洪水、土砂災害、ブナ林の適域の喪失、砂浜の喪失、西日本の高潮被害、熱ストレスによる死亡リスクの被害額試算の合計は約 11 兆円（現在価値）と予測されており、一定の被害が生じることは避けられない。

以下では、日本における気候変動影響の事例及び将来予測、さらに影響の被害額試算について分野ごとに解説する。なお、気候変動の影響事例には、現時点では必ずしも気候変動の影響と断定できないものもあるが、その可能性が高いと考えられる事象、気候変動が進行すればさらに増加すると考えられる事例についても記載している。

影響予測には、特定の温室効果ガス排出シナリオを仮定して、気候変動予測モデルによって計算した将来の気候変化シナリオを用いる。本レポートで解説する影響予測では、地域気候モデル RCM20⁴⁰（排出シナリオは SRES A2）及び全球気候モデル MIROC⁴¹（排出シナリオは SRES A1B）による気候変動予測結果を主に利用した。また、被害額の算定にあたっては MIROC（排出シナリオは SRES B2）の予測結果を利用した。なお、影響や被害額の算定結果は、想定する排出シナリオや気候変動予測モデルに依存するので、それらが変われば、計算結果も異なることに留意する必要がある。

IPCC AR4 や世界中の影響研究の成果は、本レポート 3.2 節で述べた気候変動の予測結果や安定化シナリオ分析と組み合わせることで、「気候系に対して危険な人為的干渉を及ぼすこととしない水準」を具体的に決めるための重要な根拠となる。この水準に関連して、2009 年 7 月の G8 ラクイラ・サミット及び主要経済国フォーラムで、「産業化以前の水準からの世界全体の平均気温の上昇が摂氏 2℃を超えないようにすべきとの広範な科学的見解を認識する」とされているが、図 4.1.1 や図 4.1.2 に示されるように、地域や分野によっては、たとえ 1℃に満たない世界平均気温の上昇であっても、気候変動の悪影響を被ることを考慮する必要がある。

なお、産業革命前から図 4.1.1 及び図 4.1.2 の基準年となっている 20 世紀末頃までに、すでに 0.5℃の温度上昇が起きていることから、「産業革命前の水準から 2℃」とは、1990 年頃の水準からすると 1.5℃に相当する。

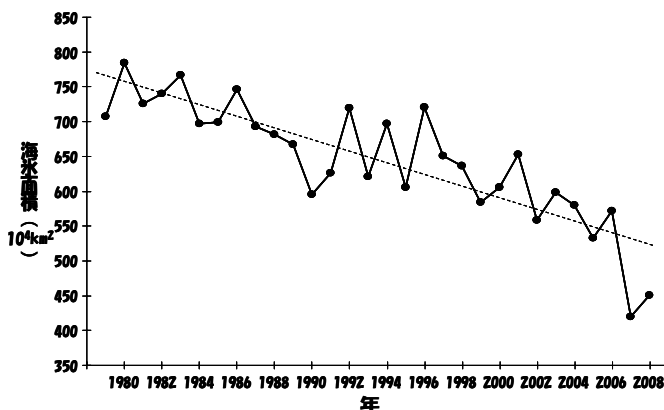
⁴⁰ 気象庁気象研究所が開発した水平解像度 20km の地域気候モデル。

⁴¹ 東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センターの合同研究チームが開発した水平解像度 1.125°（約 100km）の高解像度大気海洋結合気候モデル。

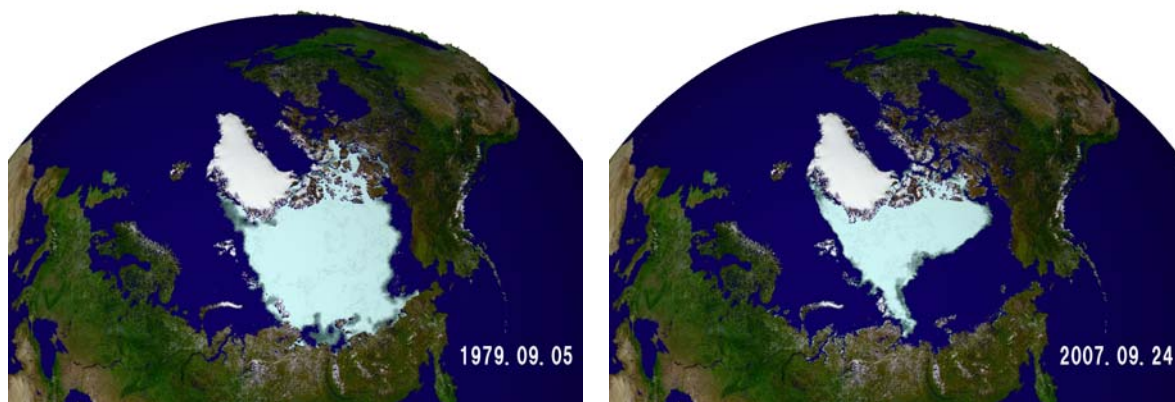
【コラム8】地球システムの大規模で急激な変化

気候変動の影響については、気温や降水量の変化とともに徐々に進行するものだけでなく、地球システムの大規模かつ急激な変化の影響にも注意が必要である。

例えば、北極の海氷面積の減少が、海面での放射吸収量を増加させる結果、温暖化が一気に加速すると言われている。IPCC AR4によると、北極の晩夏の海氷は、21世紀後半までにほぼ完全に消滅するとの予測もある。右図は北極の年最小海氷面積の変化を示している。北極の海氷面積は減少傾向にあり、2007年9月には観測史上最小となった（下図）。



北極の年最小海氷面積（点線は線形トレンドを示す）
出典：気象庁、2006 に追加

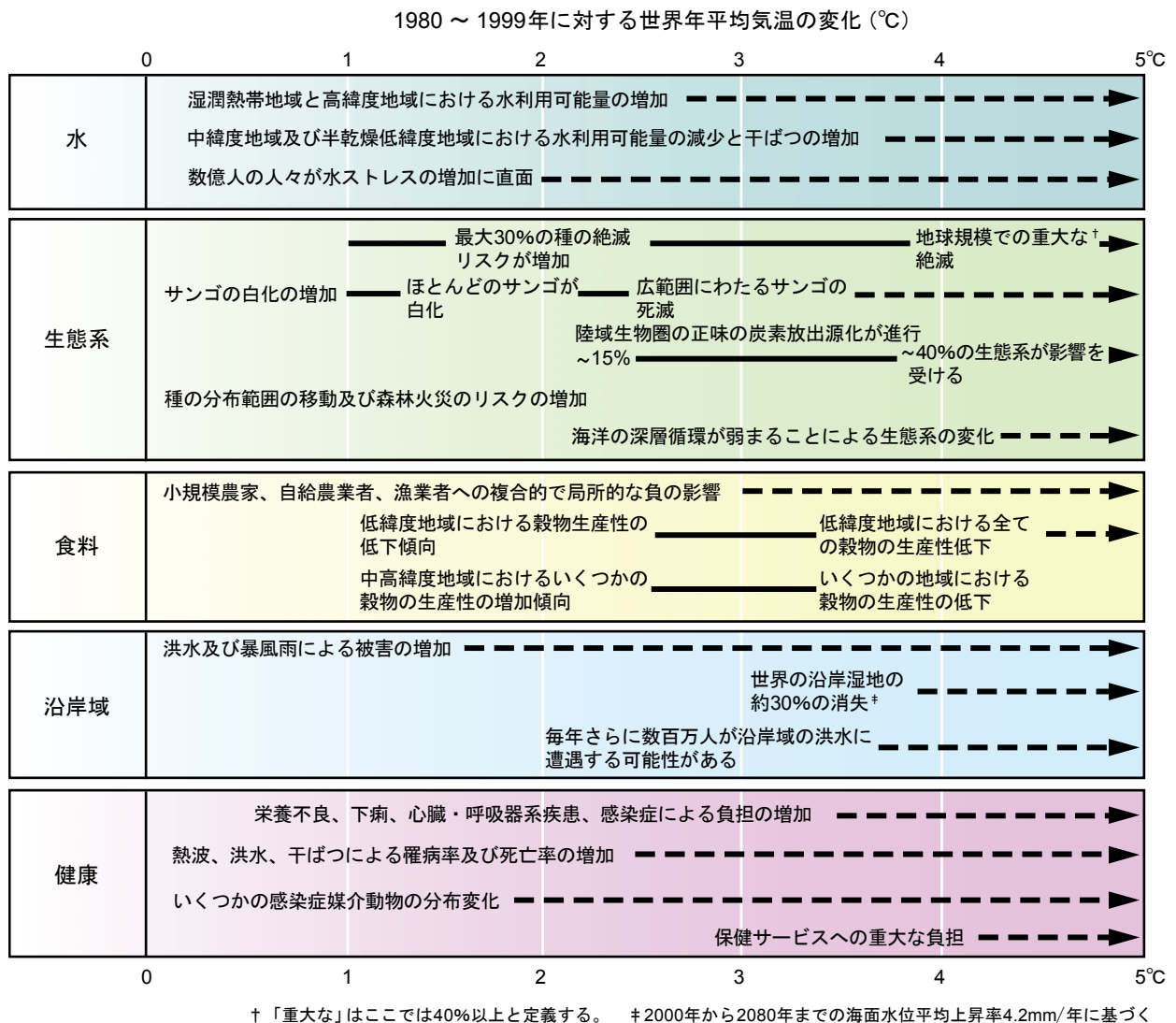


衛星観測による1979年9月（左図）と2007年9月（右図、観測史上最小面積時）の
北極の海氷の比較

1979年の海氷分布はNASAの走査型多周波マイクロ波放射計（SMMR）、2007年はJAXAの改良型高性能マイクロ波放射計（AMSR-E）による観測データを使用
作成：宇宙航空研究開発機構

また、IPCC AR4によると、世界平均気温が1990～2000年に比べて1～4℃上昇した状態が継続されれば、グリーンランドや西南極⁴²の氷床の融解が数百年から数千年かけて進み、4～6mもしくはそれ以上の海面上昇をもたらすことになるかとされている。また、グリーンランド氷床及び西南極氷床が完全に融解すれば、それぞれ、最大7m及び約5mの海面上昇が起こるとされている。

⁴² 経度線の0～180度を境界として、南極大陸の東半球側を「東南極」、西半球側を「西南極」と呼ぶ。南アメリカ大陸に向かって伸びている南極半島やロス海、ウェッデル海が属する地域である。



緩和策を考慮しないシナリオにおける1980～1999年に対する2090～2099年の気温上昇予測

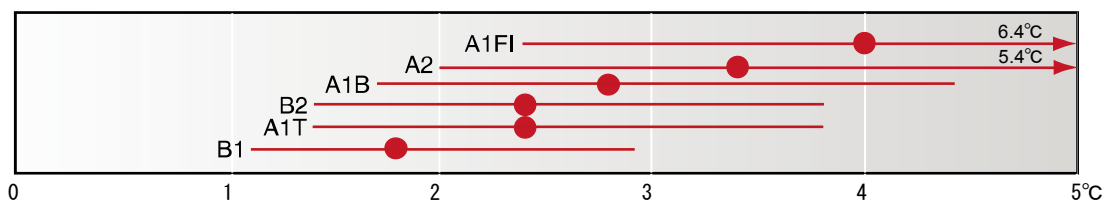
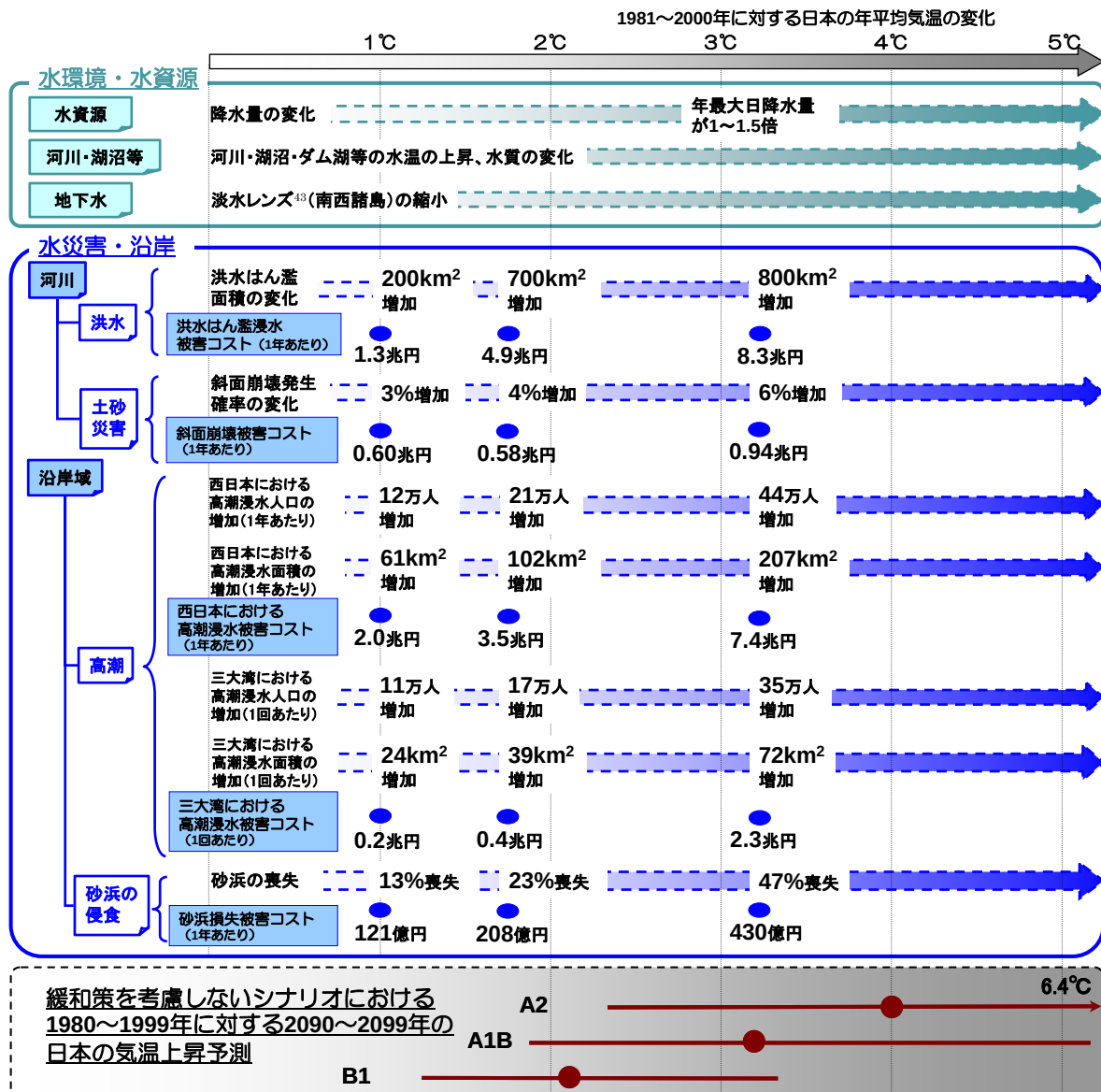


図 4.1.1 世界平均気温の変化に伴う影響の事例

黒い線は影響間のつながりを表し、点線の矢印は気温上昇に伴い継続する影響を示す。文章の左端がその影響が開始めるおおよその気温上昇のレベルを示すように、事項の記述が配置されている。

下の図の点及び帯は、6つのSRESシナリオにおける2090～2099年についての最良の推定値及び可能性が高い予測幅（最良の推定値の-40～+60%の幅）。気温変化は、1980～1999年の期間との差として表されている。1850～1899年の期間に対する変化を表すためには、0.5°Cを足す。

出典：IPCC, 2007



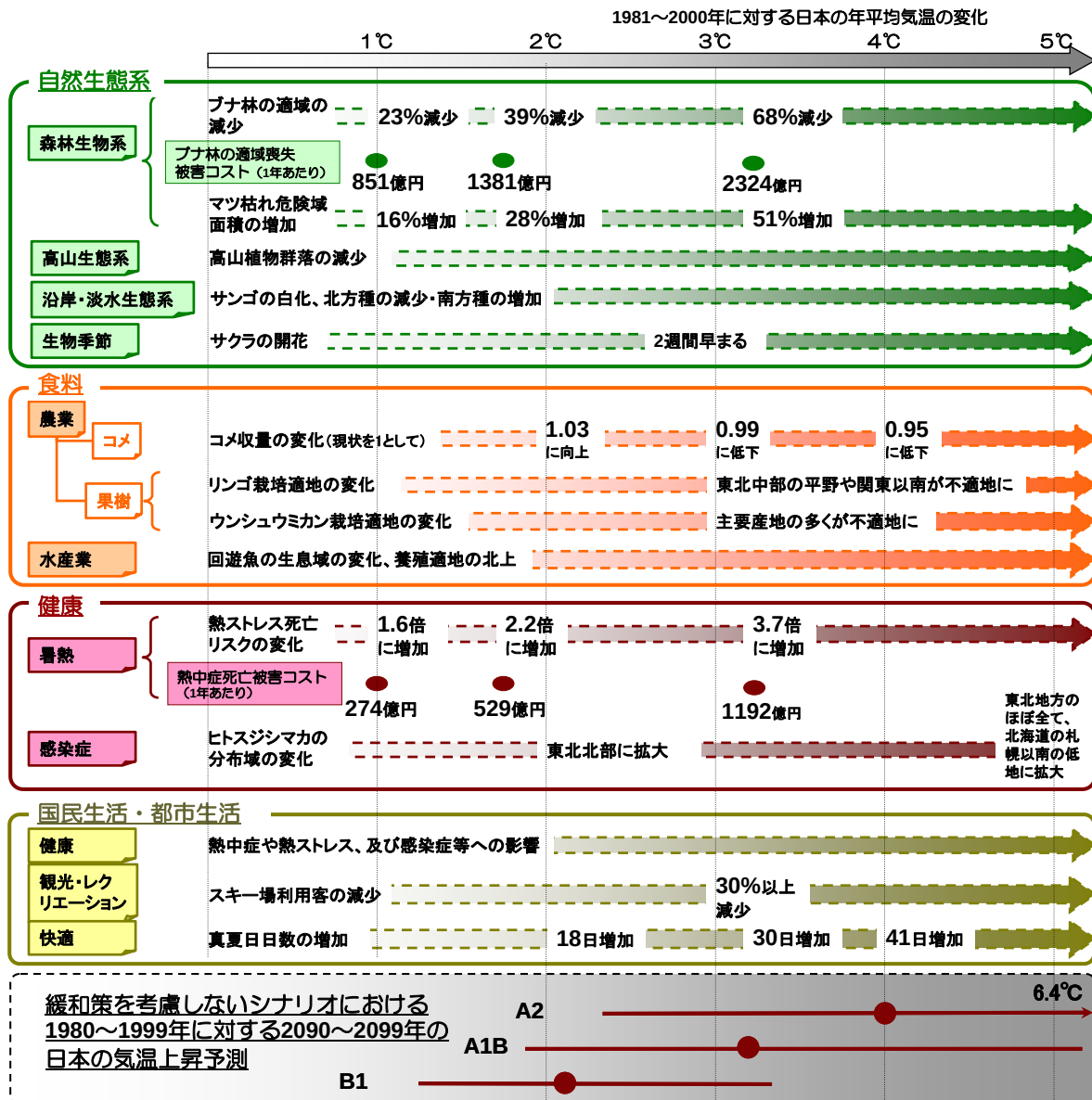
- 気温上昇予測については、図 3.2.5 における予測結果をもとに、図 4.1.1 と同様、可能性の高い予測幅を、平均予測値の -40～+60% で示している。図 4.1.2 (2) も同様。
- 予測された定量的な影響は、1981～2000 年を基準とした値。図 4.1.2 (2) も同様。
- 洪水はん濫、斜面崩壊、高潮浸水、砂浜喪失の影響及び被害額の算定に当たっては、SRES B2 シナリオによる解析結果を使用している。各影響の発現に大きく関与する降水量及び海面水位の上昇は以下の予測に基づく（1981～2000 年を基準としたときの変化量：年平均降水量変化は%、海面水位上昇は cm で表す）（温暖化影響予測総合プロジェクトチーム、2009）。
 - 平均気温が 1.0℃上昇：年平均降水量は 1%増加、海面水位は 7cm 上昇
 - 平均気温が 1.7℃上昇：年平均降水量は 7%増加、海面水位は 12cm 上昇
 - 平均気温が 3.2℃上昇：年平均降水量は 13%増加、海面水位は 24cm 上昇
 なお、高潮浸水予測においては、西日本については毎年発生する影響・被害を推定、三大湾については、最大級の台風が来襲した場合 1 回あたりの影響・被害を推定している（温暖化影響予測総合プロジェクトチーム、2009）。
- 各項目別の影響評価に関する備考。
 - <降水量の変化> 2081～2100 年の予測（RCM20 使用）を同期間の気温上昇量に読み替えている。（国土交通省社会資本整備審議会、2008）
 - <河川・湖沼・ダム湖等の水温の上昇、水質の変化> 過去の変化からの推定。（尾崎ら、1999）、（福島ら、1998）、（草場ら、2007）
 - <淡水レンズ（南西諸島）の縮小> 定性的な推定。（神野ら、2006）

図 4.1.2 (1) 日本における平均気温変化に伴う影響の事例 (1)

矢印は気温上昇に伴い影響が継続することを示す。文章の左端がその影響が出始めるおよその気温上昇のレベルを示すように、事項の記述が配置されている。また、被害コスト試算については、特定の気温上昇レベルにおける試算例を示している。（図 4.1.2 (2) も同様。）

出典：温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009 をもとに作成

⁴³ 透水性の土質の地下で、海水と淡水の比重差から、島の地下水（淡水）が海水（塩水）の上にレンズ状の形で浮いているものをいう。



- 1) ブナ林の適域変化、熱ストレス死亡リスク変化及びこれらの被害コストの算定に当たっては、SRES B2 シナリオによる解析結果を使用している（温暖化影響予測総合プロジェクトチーム、2009）。
- 2) 各項目別の影響評価に関する備考。
 - <ブナ林の適域> ブナ林の適域とは、ブナ林の分布確率が0.5以上である地域を示す。（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）
 - <マツ枯れ> マツ枯れ危険域ではないマツ分布地域に変化する割合を推計。（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）
 - <高山植物群落の減少> 定性的な推定。（環境省地球温暖化影響・適応研究委員会、2008）、（増沢、2005）、（Naganuma et al., 2006）
 - <サンゴの白化、北方種の減少・南方種の増加> 複数研究のレビュー。（Hughes et al., 2003）、（Harley et al., 2006）、（Nakano et al., 1996）
 - <サクラの開花> CO₂濃度上昇の影響を考慮していない。2082～2100年の予測（RCM20 使用）を同期間の気温上昇量に読み替えている。サクラ開花が2週間早まる際の春季（2～4月）の気温上昇量平均値は約3.3°C。（清水ら、2007）
 - <コメ収量> CO₂濃度上昇の影響を考慮している。地域別に見ると、北海道、東北では気温上昇とともに増収する傾向は続くが、西日本ではおよそ3°Cを超えると減収に転じる。（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008）
 - <果樹栽培適地> CO₂濃度上昇の影響を考慮していない。気温上昇に伴い新たに栽培適地となる地域もある。（杉浦ら、2004）
 - <回遊魚の生息域の変化、養殖適地の北上> （伊藤、2007a）、（伊藤、2007b）、（桑原ら、2006）
 - <熱ストレス死亡リスク> 至適気温⁴⁴を過去のデータを用いて県別に推定し、至適気温が将来にわたり変化しないと仮定して、高気温による超過死亡率（熱ストレス死亡リスク）を予測している。（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）
 - <ヒトシジマカ> 2035年、2100年の予測（MIROC 使用）を同年の気温上昇量に読み替えている。（Kobayashi et al., 2008）
 - <熱中症や熱ストレス、感染症等> 健康分野での知見に基づく推定。（環境省地球温暖化影響・適応研究委員会、2008）
 - <スキー場利用客> 北海道と標高の高い中部地方以外の、ほとんどのスキー場での利用客が30%以上減少すると予測。（Fukushima et al. 2002）
 - <真夏日日数> 図3.2.7より

図 4.1.2 (2) 日本における平均気温変化に伴う影響の事例 (2)

⁴⁴ 気温と死亡の関係において、気温と総死亡率の関係曲線上（V字型の曲線）で死亡率が最低となる気温。

（２）水環境・水資源分野

年降水量の変動幅の拡大に伴い、大雨の頻度の増加の可能性及び渇水リスクが高まっている。将来はこのようなリスクのさらなる増大、水温上昇や濁質の流入による湖沼の水質悪化等が予測されている。

気候変動の水資源への影響は、特に降水特性の変化に強く関連している。少雨の増加は渇水リスクの増大、大雨の頻度と強度の増大は洪水リスクの増大を招く。降水量や、河川・湖沼及び地下水の水温の変化により、河川流量の変化、蒸発量の増大、積雪量の減少、降雪時期の変化、湖水水位の変化、水質の変化等が生じ、水供給や生態系にも影響が波及すること、また、海面上昇による地下水の塩水化や、塩水の河川遡上に伴う取水障害などの影響が考えられる。

IPCC AR4 は、観測によって得られた世界的な影響の証拠として、氷河や雪解け水に涵養される多くの河川での流量増加と春の流量ピークの時期が早まっていることや、河川や湖沼の環境が水温上昇による影響を受けていることを挙げている。また、今世紀半ばまでの予測として、河川の年平均流量と水利用可能量は、高緯度地域及びいくつかの熱帯湿潤地域では 10～40%増加し、中緯度のいくつかの乾燥地域及び乾燥熱帯地域では 10～30%減少することなどが予測されている。

日本でも、図 3.1.7 で示されるように、降水量の年ごとの変動が大きくなっている傾向が見られる。これは、渇水と洪水のリスクが同時に高まっていることを示している。将来は、これらのリスクの増大が予測される。河川の流量は、地表到達水量⁴⁵によって影響を受ける。図 4.1.3 は、地表到達水量の現在と 100 年後の予測を比較したものである（国土交通省、2007）。3～6 月には、多くの地域で地表到達水量の減少が予測されており、稲作における移植活着期などの農業用水の需要期に河川の流量が減少し、春先以降の水利用に大きな影響が生じることが考えられる。

また、大雨や渇水による河川水質の悪化、大雨等による濁質の流入、水温上昇による蒸発量の増大、湖沼・貯水池の全循環⁴⁶の停止等により、湖沼・貯水池の水質が悪化し、生態系や水道原水等に影響を及ぼすことが予測されている。

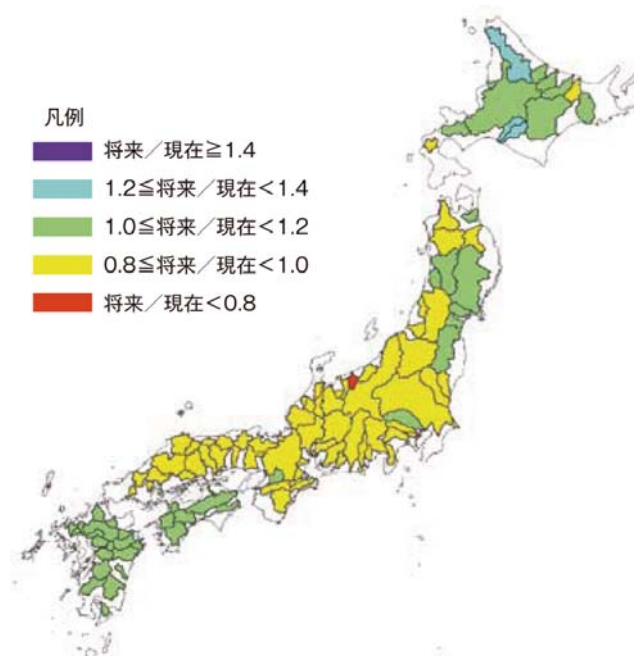


図 4.1.3 一級水系⁴⁷における現況（1979～1998 年）と将来（2080～2099 年）の地表到達水量の比較（春期（3～6 月））

出典：国土交通省、2007

（３）水災害・沿岸分野

高潮や記録的な大雨による浸水などの被害が増加している。将来については、海面上昇による浸水域の拡大や砂浜の喪失等、また、台風の強大化に伴う高潮の増大による被害の拡大が予測されている。

気候変動がもたらす水災害の変化は、大雨の頻度の増大による河川の洪水や土砂災害等と、海面水位の上昇や台風強度の増大による高潮被害等の浸水害の増大に大別される。

⁴⁶ 貯水池・湖沼において表面と深層の水が混合すること。

⁴⁷ 国土交通大臣が国土保全上又は国民経済上特に重要な水系として指定した水系のこと。全国で 109 の一級水系が指定されている。なお、一級水系に属する河川は、ごく一部の小河川を除きすべて一級河川となる。

⁴⁵ 降雪量と降雨量を加算した水量。

IPCC AR4 では、大雨の頻度の増加や極端な高潮位の発生が増加している可能性が高いとしており、2080 年代までに、何百万もの人々が海面上昇による洪水に毎年見舞われることを予測している。また、この影響を受ける人口が最も多いのは、海拔の低いアジアやアフリカのデルタ地帯であるとしている。

日本においても、大雨による河川災害、土砂災害、浸水被害等、また高潮の被害等が発生しており、これらの被害の拡大が予測されている。図 4.1.4 は、全球気候モデル MIROC を用いて（排出シナリオ：SRES A1B）、海面上昇と台風強度を変化させて西日本における 2100 年の高潮浸水域を予測した結果である（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008）。高潮による浸水の危険があると推定される場所は、閉鎖性海域の沿岸部で、これまで相対的に海岸の防護水準が低かった地域である。また、図 4.1.5 は、同じく MIROC と排出シナリオ SRES A1B を用いた 2100 年の三大湾（東京湾、伊勢湾、大阪湾）における高潮による浸水深度の予測結果である（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008）。高潮に脆弱な地域は、東京南部沿岸、名古屋港内、大阪中南部沿岸に多く、比較的古くに開発された埋立地とその周辺である場合が多いと考えられる。

河川については、将来の記録的な大雨の増加等に伴って、例えば東北地方では、これまで 100 年に 1 度の頻度で発生する洪水が、30 年に 1 度の頻度で発生する（国土交通省、2008）など、洪水・はん濫の危険性が増加することが予測されている。

また、被害コストについて、降雨強度の増大と強い雨の頻度の増加による洪水と土砂災害被害については、1981～2000 年の日平均降水量を 100 とし、日平均降水量が 101、107、113 になるとき、浸水被害コストはそれぞれ 1.3、4.9、8.3 兆円/年、斜面崩壊被害コストはそれぞれ 0.6、0.58、0.94 兆円/年になると試算されている（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）。

高潮浸水被害については、三大湾については、最大級の台風が来襲したときの 1 回あたりの被害

として、1981～2000 年と比較した海面上昇が約 7、12、24cm であるとき、高潮浸水人口がそれぞれ 11、17、35 万人、高潮浸水面積がそれぞれ 24、39、72km² と予測され、これに伴う被害コストが 0.2、0.4、2.3 兆円と試算されている。また、西日本については、年あたりの被害として、同様に約 7、12、24cm の海面上昇に対し、高潮浸水人口がそれぞれ 12、21、44 万人、高潮浸水面積がそれぞれ 61、102、207km² と予測され、これに伴う被害コストがそれぞれ 2.0、3.5、7.4 兆円と試算されている（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）。

さらに、海面上昇に伴う砂浜の喪失については、約 7、12、24cm の海面上昇に対し、日本の砂浜面積がそれぞれ 13、23、47% 喪失すると予測され、これに伴う被害コストがそれぞれ 121、208、430 億円/年と試算されている（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）。

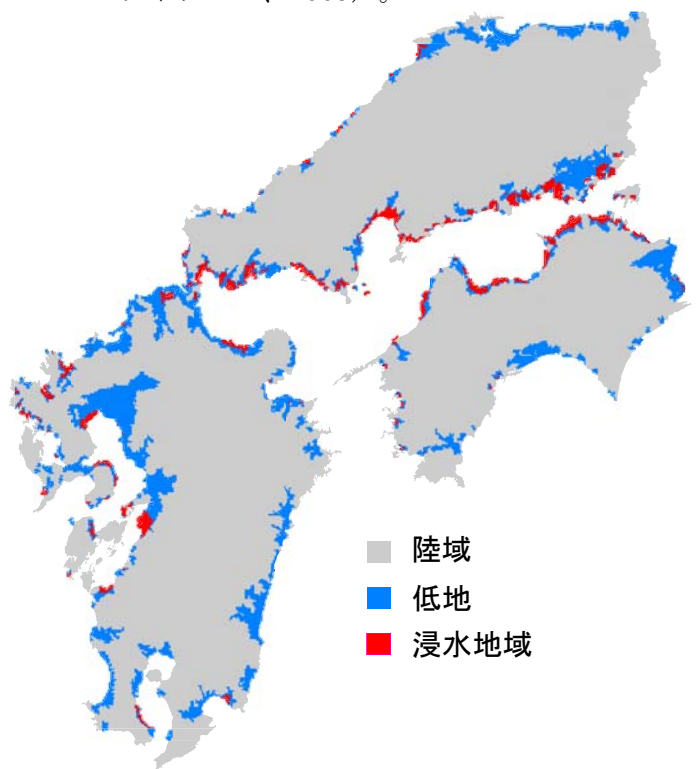


図 4.1.4 2100 年における西日本の高潮浸水域
出典：温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008

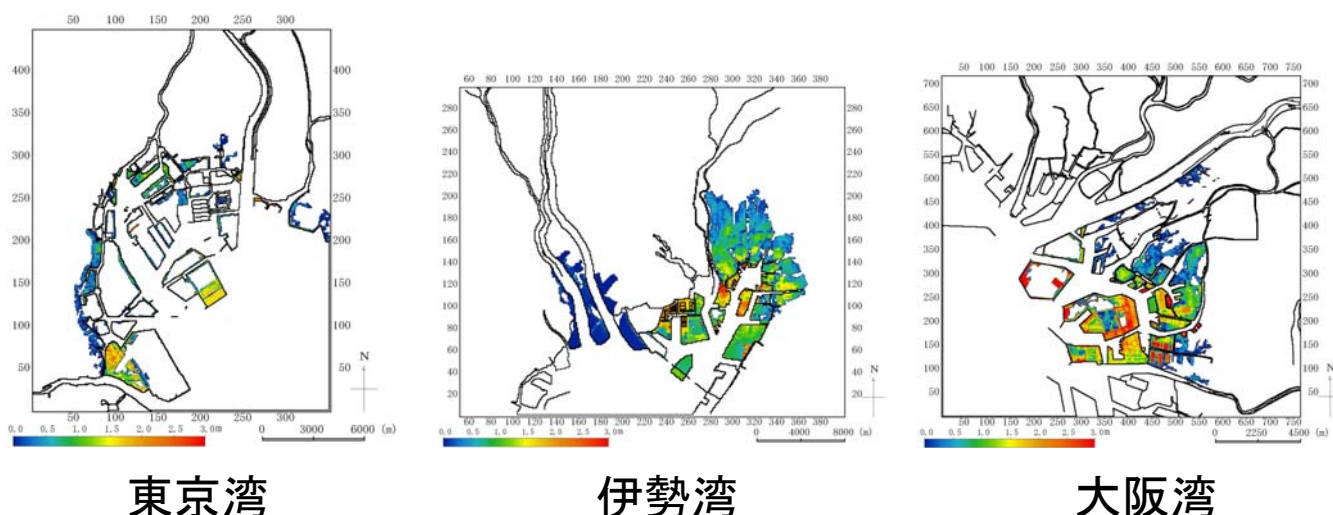


図 4.1.5 2100 年における三大湾での高潮浸水深度
出典：温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008

（４）自然生態系分野

高山植物の減少、サンゴの白化、開花の早まりや紅葉、落葉の遅れといった生物の季節活動への影響等がすでに起こっている。将来、ブナ林の適域の減少やマツ枯れの拡大、サンゴの白化の拡大等、これまでに観測されている影響がさらに進行することが予測されている。

生態系は、元来気候などの変化に合わせて適応する能力をもっているが、気候変動のスピードが生物の分散するスピードを上回ると、絶滅のリスクが高まると考えられる。また、気候変動の影響で起こる洪水、森林火災、土地利用変化等のさまざまな要因が組み合わさると、その適応能力を超えてしまい、生息適地の変化に追いつけなくなる可能性が高いといわれている。また、大気中に増加した二酸化炭素が溶け込むことによる海洋酸性化や海水温上昇等の変化により、海洋生態系でも同様な可能性が考えられる。

IPCC AR4 は、観測によって得られた世界的な影響の証拠として、陸域生態系における春季現象の早期化や植物種及び動物種の生息範囲の極方向や高標高方向への移動を挙げ、これらが最近の気候変動に関連していることは確度が高いとした。また、世界平均気温の上昇が 1.5～2.5℃を超えた場合、動植物種の約 20～30%で絶滅リスクが

増加する可能性が高いこと、約 1～3℃の海面水温の上昇は、サンゴの白化現象の頻発と広範な死滅をもたらすことなどが予測されている。

日本においても、気候変動の影響と見られる例が数多く報告されている。生物や生態系の分布が北方あるいは高標高域に変化する現象（南限近くのブナ林の衰退、高山植物群落の衰退(図 4.1.6)、冷水魚の分布の縮小、チョウの分布の北上など）、生物の活動の変化（サクラの開花、紅葉、鳥の産卵時期などの変化）、サンゴの白化などが、最近数十年間で顕著になっている。温度条件の変化による影響だけでなく、とくに積雪量の変化による湿原の乾燥化は気候変化の影響と考えられている。



図 4.1.6 北海道大雪山系五色ヶ原におけるお花畑の消失（左は 1990 年、右は 2007 年、ともに 7 月に撮影。2007 年はササ草化している。）
写真提供：北海道大学工藤岳准教授

図 4.1.7 は将来のブナ林の適域の予測を示している。地域気候モデル RCM20（排出シナリオ：

SRES A2) と全球気候モデル MIROC (排出シナリオ : SRES A1B) による 2 つの気候予測ケースを想定した場合、現在ブナ林が分布する地域における適域 (分布確率が 0.5 以上) は、2031~2050 年には 65%と 44%に、2081~2100 年には 31%と 7%に、それぞれ減少すると予測されている (温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008)。いずれの場合でも、適域がほとんどなくなる西日本や本州太平洋側では、ブナ林の消滅する危険性が高いと考えられ、ブナ林の成立に適さなくなった地域は、徐々に樹種の交替が進むと考えられる。

また、ブナ林衰退の被害コストとして、1981~2000 年からの気温上昇が約 1.0℃でブナ林適域が 23%減少し、それに伴う被害コストは 851 億円/年、約 1.7℃で適域が 39%減少し、それに伴う被害コストは 1381 億円/年、さらに、約 3.2℃で適

域が 68%減少し、それに伴う被害コストは 2324 億円/年と試算されている (温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009)。

マツ枯れについて、1981~2000 年においてマツ枯れ危険域ではなかったマツ分布地域のうち危険域となる割合は、1981~2000 年からの気温上昇が約 1.0℃で 16%、約 1.7℃で 28%、約 3.2℃で 51%にまで増加すると予測されている (温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009)。

サクラの開花は気温条件と強い相関がある。20 世紀末 (1981~2000 年) と比較した 21 世紀末 (2082~2100 年) におけるサクラの開花日について、東・北日本ではサクラの開花が早くなる地域が多く、開花時期の変動が大きくなり、平均すると約 2 週間 (14.5 日) 早まるという予測例がある (清水ら、2007)。

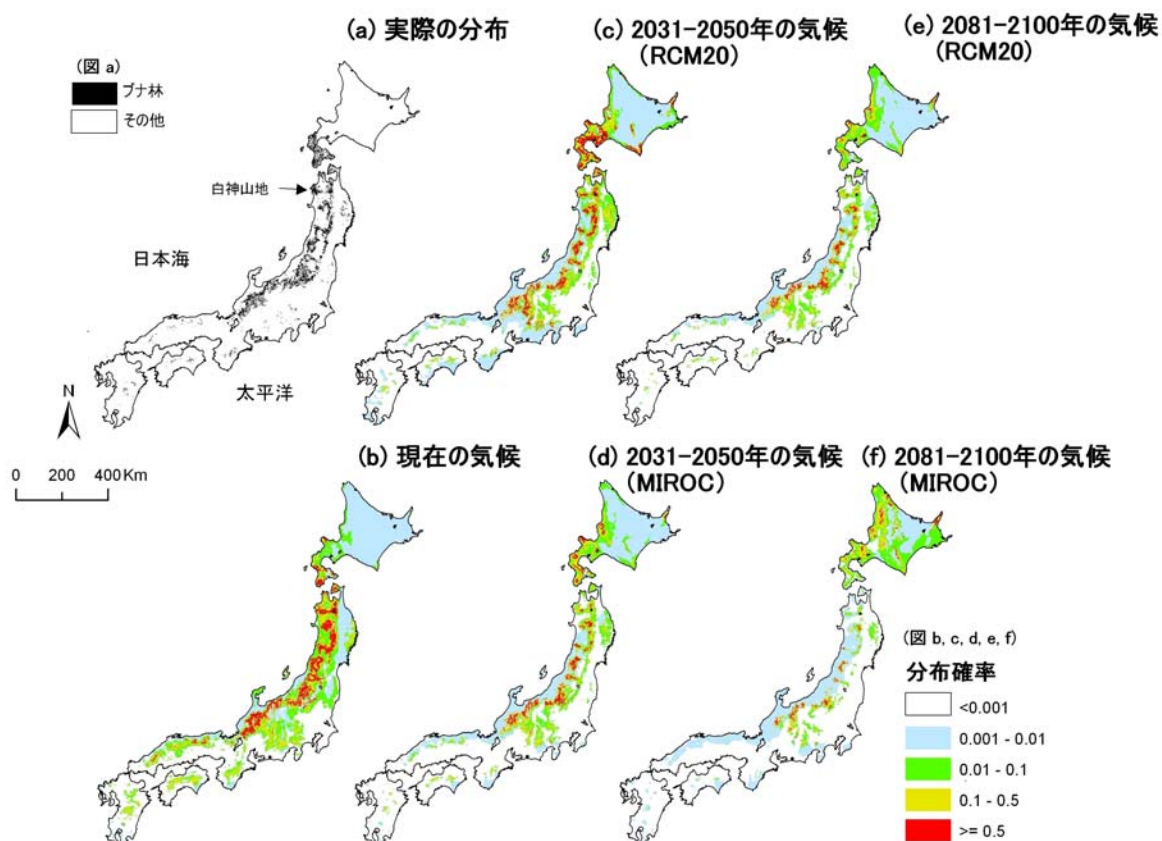


図 4.1.7 RCM20 と MIROC を用いた将来のブナ林分布確率の予測

出典 : 温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008

【コラム9】気候変動が生態系に与える影響について

気候変動が生態系や生物多様性に与える影響にはいくつかの特徴がある。生物現象には、生物間の相互作用が絡んでいるため、他の気候変動の影響に比べて評価が困難である。気候変動によってある動物が減少すると、その動物が餌としている生物は増加し、逆にその動物を餌としている他の動物は減少する可能性がある。これに加え、気候変動の影響が他の人為的な影響によって増幅されるケースが多いことも重要な点である。たとえば、気候変動による湖の生態系変化は、水質の汚染によって増幅される。また、人間の土地利用で生態系が分断されることにより、生物の移動が妨げられ、絶滅のリスクが高まることが予想される。

生物や生態系には不可逆な変化が多く、適応能力に限界があることも重要である。絶滅した生物は、復活させることができないため、生物の種のいくつかは絶滅することで、不可逆的に失われてしまう生態系の機能もあるだろう。一方では、種の絶滅が起こっても失われない生態系の機能もあるだろう。

また、生物が本来持っている分散可能なスピードも生物によって異なる。鳥や昆虫のように移動性の高い生物では速く、樹木のように自分では動かず寿命の長い生物では遅い。その結果として、樹木は花粉や種子を運んでくれる共生パートナーを失う可能性がある。こうした現象が進むと、気候変動の結果として、全く新しい種の組み合わせによる生態系ができあがることも考えられる。さらに、予想される気候変動のスピードは、これまで生物が経験してきた環境変化のスピードより速いため、生物が本来持っている分散可能なスピードを上回る可能性もある。地球上の生物は、約 6000 年前には現在より約 2℃ 平均気温の高い状態を経験しているため、その範囲なら絶滅を免れる可能性もあるが、それを越えた変化となると予測は非常に難しくなる。さらに、生物の分布は数年に一度というような低温や高温によって決められている可能性があり、平均値だけでの予測は難しい側面がある。

適応については、人工林や農業生態系では、樹種や作物種の転換といった適応が可能であるが、自然生態系においては、適応策は限定的なものにならざるをえない。一方では、明らかに生態系の機能が損なわれると予想できる場合には、人為的な措置も必要になる。その場合に、生態系の機能の優先順位に関しての議論が必要である。種の絶滅が予測された場合に、生息域外保全などの対策をとるのかどうかについてのコンセンサスを得ておく必要がある。

（5）食料分野

コメ、果樹の品質低下等の影響は既に発生しており、将来のコメ収量の変化傾向、果樹の栽培適地の変化（高緯度への移動）、回遊魚の生息域の変化などが予測されている。

食料分野への影響として、大気中の二酸化炭素濃度の上昇により生産性が増加するという好影響も考えられるが、気候変動に伴う気温の上昇や大雨や干ばつの増加は、農業における収量と品質の低下をもたらす。また、海水温度の上昇は、生息する魚種の変化をもたらすと考えられる。

世界的に見ても、異常気象等による農業生産への被害が発生しており、IPCC AR4 によると、中

緯度域から高緯度域では、地域の平均気温の上昇が 1～3℃ の場合、生産性がわずかに増加すると予測されている地域・作物もあるが、低緯度域地域、特に乾季のある熱帯地域では、地域の気温がわずかに上昇（1～2℃）するだけで作物の生産性が減少し、これにより、飢餓のリスクが高まることなどが予測されている。

日本でも既に多くの影響が確認されている。農業では、コメの高温による白未熟粒（白濁した玄米）（図 4.1.8）や胴割れ（コメに亀裂が生じること）、収量の減少、果樹の着色不良（ミカン、ブドウなど）、家畜では乳量や乳成分の低下、肉質の低下、繁殖成績の低下等の発生が報告され（農林水産省、2009 ほか）、水産業では、九州

周辺海域における南方系海草類の増加や、秋季の水溫低下の遅れに伴うノリ養殖の遅れ等が報告されている。



図 4.1.8 コメの白未熟粒による品質低下
写真提供：九州沖縄農業研究センター森田敏上席研究員

図 4.1.9 は、全球気候モデル MIROC を用いて（排出シナリオ：SRES A1B）、気温上昇や大気中二酸化炭素濃度の上昇等によって、将来のコメ収量がどのように変化するかを予測した結果である（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008）。移植時期の変更などの対策を行わない場合に、2046～2065 年には現在（1979～2003 年）と比べて、北日本では収量が増加し、西日本では現在とほぼ同じかやや減少すると予測されている。また、2081～2100 年には、気候変動の影響が強まり、コメ収量が減少する地域が中国・九州に拡大すると予測されている。さらに、雪どけ時期の水資源量の変化や病虫害の影響等の要因を考慮すると、図 4.1.9 右図で収量増加と予測された地域においても収量減少となる可能性が示唆

されている。

果樹では、リンゴは、気温上昇が 3℃を超えると北海道のほぼ全域が栽培適地となるが、東北地方中部の平野や関東地方以南では栽培不適となることが予測されている（図 4.1.10）。

ウンシュウミカンは、気温上昇が 3℃を超えると、栽培適地は東北地方南部の沿岸域まで広がる一方、現在の主要産地の多くが栽培に不適な地域となることが予測されている（図 4.1.11）。

水産業への影響では、サケ類は日本周辺での生息域が減少し、オホーツク海でも 2050 年頃には適水温海域が無くなるのではないかと予測されている。また、養殖への影響では、トラフグの養殖適地が北上し、北陸、東北地方でも養殖が可能となることが予測されている（桑原ら、2006）。

なお、温暖化の進行により、食料生産に気候変動の影響が及ぶと、世界各地への食料の供給に深刻な影響が発生することが懸念されている。特に、食料の過半を輸入に頼っている日本は、影響が波及する可能性について考える必要がある。例えば、オーストラリアでは、2006 年に発生した干ばつで、小麦の生産量が前年より約 60%減少し、輸出量も約 3 分の 2 に減少したため、輸入小麦の約 2 割をオーストラリアに頼っている日本は、小麦粉を原料とした食品小売価格の値上げ等、大きな影響を受けた。

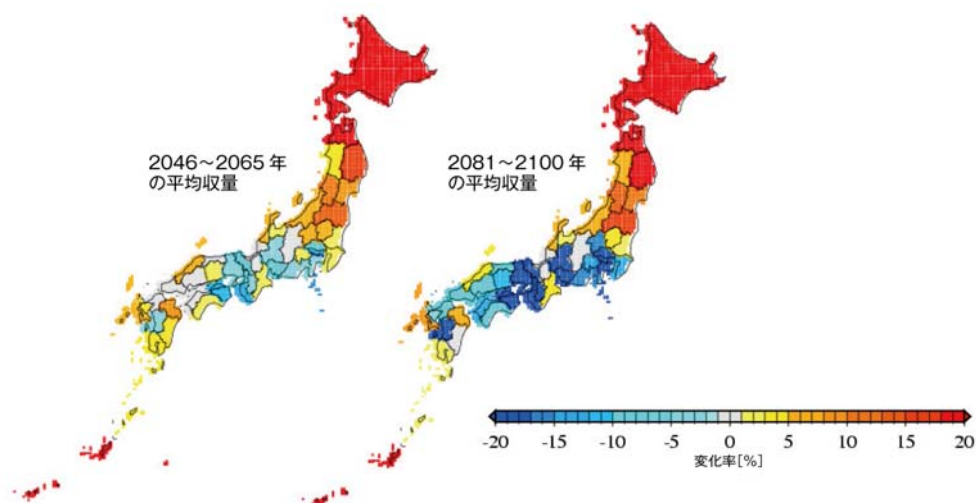


図 4.1.9 コメの収量の予測変化推計結果
出典：温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008

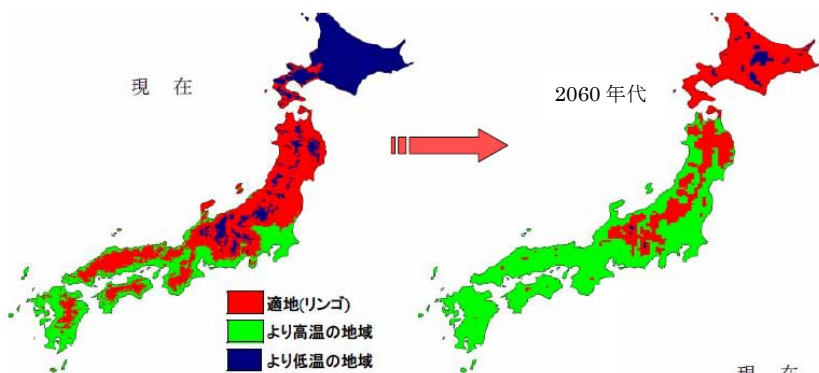


図 4.1.10 リンゴの栽培適地の変化

1980 年を基準（現在）とし、2060 年代までに
約 3℃の気温上昇がある場合の予測結果
出典：杉浦・横沢、2004

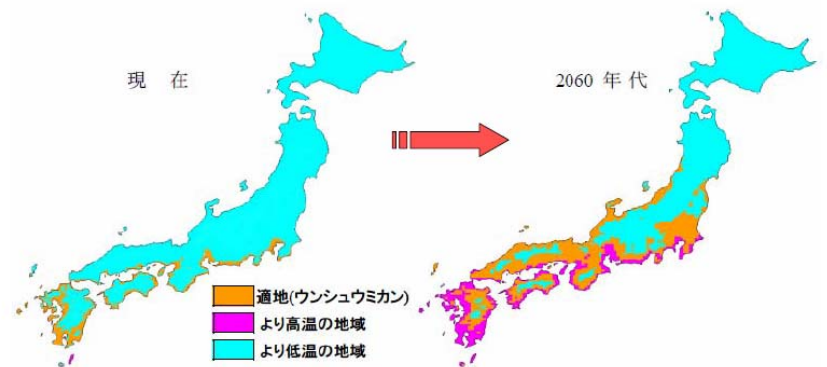


図 4.1.11 ウンシュウミカンの栽培適地の変化

1980 年を基準（現在）とし、2060 年代までに
約 3℃の気温上昇がある場合の予測結果
出典：杉浦・横沢、2004

（6）健康分野

熱中症患者の増加や、感染症を媒介する生物の分布域の変化等が起こっている。将来については、熱ストレスによる死亡リスクの増加、熱中症患者数の更なる増加、感染症媒介生物の分布域の拡大が予測されている。

人間の健康への影響は、暑熱による直接的な影響と、感染症や大気汚染、大規模自然災害、衛生害虫等が拡大・増大することによる間接的影響に大別される。

IPCC AR4 では、確信度は中程度⁴⁸としているものの、暑熱に関係した死亡の増加や、人間の健康に影響する感染症媒介生物の分布の変化等のいくつかの様相が、地域的な気候変動の影響として現れていることが示されている。また、世界中で猛威をふるっているマラリアには、地球規模で新たに 2.2～4 億の人がリスクにさらされると予

測している。また、いくつかのアジア諸国では、2030 年までに栄養不良の人口が増加し、カナダではライム病の媒介生物（マダニ）が 2080 年代までに 1000km ほど北に広がる等の予測が示されている。また、気候変動は寒さによる死亡の減少などいくつかの便益をもたらすが、全体的に見ると、世界全体での気温上昇による健康へのマイナス影響が、特に途上国において上回ると予測されている。

日本では、多くの都市で 2007 年に過去最大の熱中症患者数（救急搬送数）を記録するなど、熱中症患者の増加が報告されている。また、図 4.1.12 に示すように、デング熱等を媒介する蚊であるヒトスジシマカの分布について、1950 年は栃木県が分布北限であったが、その後北上し、2000 年代には東北北部にまで分布拡大したことが確認されている（Kobayashi, M. et al., 2008）。

将来、気温、特に日最高気温が上昇するのに伴い、熱ストレスによる死亡リスクや熱中症患者数が急激に増加し、とりわけ高齢者へのリスクが大きくなると想定されている。熱ストレスによる死亡リスクは、1981～2000 年と比較して約 1.0℃の

⁴⁸ 「確信度」とは、IPCC AR4 において、モデル、解析あるいはある意見の正しさについての、専門家の判断に基づく不確実の程度を表し、「確信度が中程度」とは、「10 のうち約 5 が正しい」ことを表す。

気温上昇で1.6倍、約1.7℃の上昇で2.2倍にまで増大し、これによる被害コスト⁴⁹はそれぞれ274億円/年、529億円/年と試算されている（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）。

感染症媒介生物についても、デング熱等の媒介蚊であるヒトスジシマカの国内での分布域拡大や、ネッタイシマカの新たな侵入が予測されている。また、気候変動により海外で感染症が発生・流行すると、渡航により感染する等、日本にも影響が波及することも考えられる。

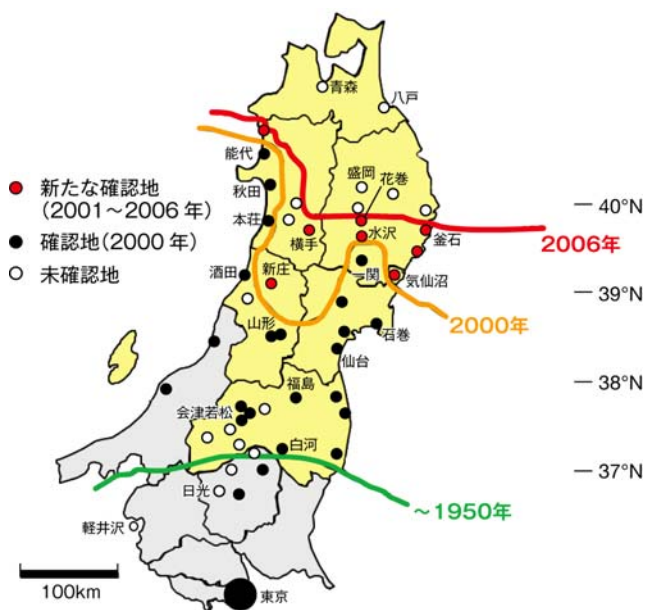


図 4.1.12 東北地方におけるヒトスジシマカ分布の北限の変化

出典：Kobayashi, M. et al., 2008

（7）国民生活・都市生活分野

日常生活に密接に関わり、国民が実感する現象として、自然環境や気象条件の変化の伝統行事への影響や、観光業やスキー等のスポーツ産業への影響等が起こっている。将来の現象としては、猛暑日や熱帯夜の増加による不快感の増加、エアコン使用時間の増加による家計への負担、雪不足やサクラ開花時期の変化等による地域文化への影響等が予測されている。

気候変動の国民生活への影響としては、浸水災害等による家屋の被害、熱中症等による健康への影響、渇水等の水不足、産業への影響による収入の低下、熱帯夜による不快感、観光資源や文化財への被害等が挙げられる。

（2）～（6）で言及されなかった具体的な事項としては、気温上昇に伴うエアコン使用時間の増加による家計負担の上昇、四季に応じた食生活や自然景観の変化、観光やスポーツ、レクリエーションの機会の減少、桜開花時期の変化等による伝統行事への影響等が考えられる。例えば、日本でも諏訪湖の「お神渡り」で「明海（結氷なし）」や「お神渡りなし」が1951年以降急増しているなど、気候変動の影響は伝統行事にも波及している。また、雪不足等によるウィンタースポーツへの影響も確認されている。日本のスキー場では、気温が3℃上昇すると、北海道と標高の高い中部地方以外では、ほとんどのスキー場で利用客が30%以上減少するという予測例がある（図 4.1.13）。

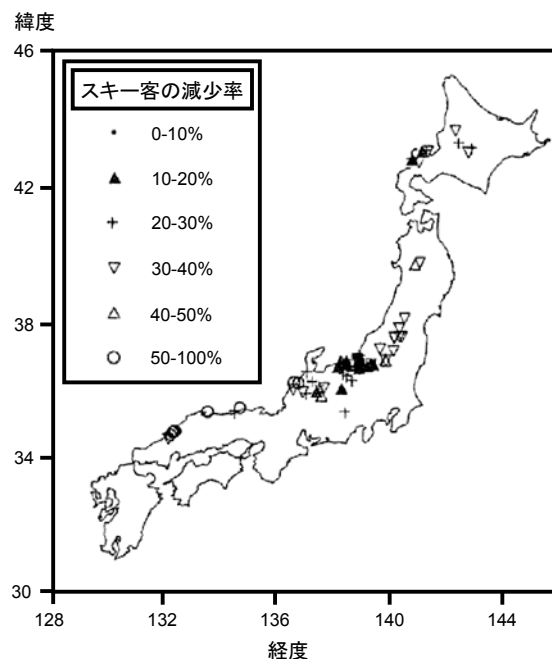


図 4.1.13 スキーヤーの減少予測の例

日本のスキー場において、積雪深とスキー客数に正の相関関係が認められる。そこで、各スキー場について積雪深とスキー客数の関係式を作成し、平均気温の上昇に伴い予測される積雪深の変化がスキー客数に及ぼす影響を变化割合として算出した。

出典：Fukushima et al., 2002

⁴⁹ 死亡リスク増加を回避する（現状値を維持する）ための支払意志額。医療費は含まれない。

4. 2 将来の気候変動に対する適応—どのような適応策が必要となるか？

(1) 適応の必要性

今後予測される気候変動による悪影響に対処するためには、緩和策と併せて、適応策の実施が必要である。

これまで見てきたとおり、日本においても気候変動の影響ではないかと考えられる事象が様々な分野で現れており、今後、国民生活に関係する広範な分野で気候変動の影響が一層増大することが予測されている。一方、例えば温室効果ガス排出の大幅な削減（緩和策）により、産業革命時から 21 世紀末までの気温上昇を約 2℃に抑えた場合、被害も相当程度に減少すると見込まれるものの、それでも一定の被害が生じることは避けられないと予測されている（温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009）。

IPCC AR4 でも、緩和策により減少、遅延、回避され得るものの、今後数十年間の影響への対処においては適応策の実施が不可欠であることが指摘されている。また、適応策と緩和策のどちらか一方だけでは全ての影響を防ぐことはできないが、両者を組み合わせることで、気候変動のリスクを大きく低減することが可能であるとしている。

これらの知見を考慮すると、今後予測される気候変動による悪影響に対処するためには、緩和策と併せて、適応策の実施が必要となる。

(2) 適応についての基本的な考え方

効果的・効率的な適応策の実施のためには、既存の政策分野や関連する諸計画の中に、気候変動に対する適応の視点を組み込むこと、また、影響予測の不確実性を考慮し常に一定の余裕を確保するような適応策の導入等が重要である。

適応策の検討にあたっては、その地域の脆弱性を評価することが重要である。日本は、科学技術や社会基盤が発達し、比較的高い適応力があると

いえるが、台風等による水害、土砂災害、高潮災害の増大、地震の頻発、食料や資源の海外への依存、高齢化等、日本の自然や社会の特性に起因する固有の脆弱性を有している。このような脆弱性に気候変動の影響が重なると、社会の安定と安全を脅かす甚大な影響が生じる恐れがある。

地域の脆弱性の評価が適切になされることで、緊急に対策をとるべき分野が明確になり、効果的・効率的な適応が可能となる。図 4.2.1 に地域における脆弱性評価のイメージを示す。脆弱性の評価においては、安全、健康など、国民の目から見た評価が必要であり、まずはどのような影響が起きているかを監視し、現状の把握を行うことが重要である。さらに、効果的・効率的な適応策の実施のためには、都市生活、農業、環境等、既存の政策分野や関連する諸計画の中に、気候変動に対する適応の視点を組み込むこと、また、影響予測の不確実性を考慮のうえ、過去から現在までの観測結果を最大限に活用し、常に一定の余裕を確保するような適応策の導入が重要である。これに際しては、気候変動の緩和策にもなる、あるいは、地域の環境や社会経済に何らかの便益や相乗効果をもたらすような、コベネフィット型⁵⁰の適応策の促進も重要である。

(3) 適応の方向性と具体的取組

日本でも、気候変動への適応の視点を組み込んだ多くの取組が実施されており、今後はこれらの取組を強化するとともに、気候変動の緩和と適応の取組を組み合わせ、包括的に対策を進めていくことが重要である。

日本でも、気候変動への適応の視点を組み込んだ多くの取組が、各行政機関等により既に実施されている。例えば、

○水環境・水資源分野

渇水等の影響や被害への適応のため、緊急時の水供給体制の確保、雨水・再生水の利用による渇水リスクの低減など。

⁵⁰ 例えば、緑化は、適応策としての意味をもつほか、二酸化炭素の吸収、災害防止、水源の涵養、生物多様性の保全、アメニティの向上等の様々な便益を有する対策である。

○水災害・沿岸分野

降水量増加に備えた河川改修や洪水調節施設整備などの施設による適応策、土地利用の規制・誘導と一体となった治水対策の推進などの地域づくりと一体となった適応策、大規模災害への復旧・復興対策や洪水予報・土砂災害警戒情報等の予警報の強化などの危機管理対応を中心とした適応策、下水道施設設備や流出抑制対策等の治水対策、海面水位の上昇等に伴う港湾地域での災害リスクへの対応策、気候変化の把握を目的としたモニタリングなど。

○自然生態系分野

全国の多様な生態系のモニタリング、森林における病虫害の被害対策、森林保全対策など。

○食料分野

コメの高温障害対策として、登熟期の高温を避けるための移植期の変更や品種改良、高温と強い日差しによる果樹（カンキツ類等）や野菜の着色不良を防止するための袋掛け（遮光）対策、高温耐性品種の導入など。

○健康分野

熱中症の予防に向けた取組、感染症の媒介生物や感染症発生に関する監視・調査など。

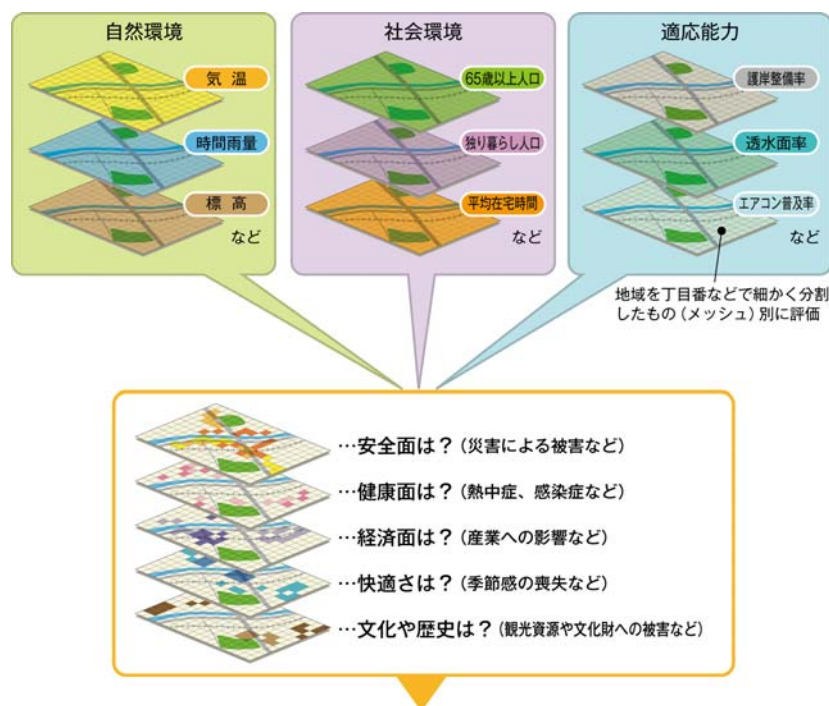
○国民生活・都市生活分野

ヒートアイランドへの対策となる、施設の緑化、保水性建材や高反射性塗装の活用、風の道や水路の整備など。

が挙げられる。

今後は、これらの取組を強化するとともに、さらにハードとソフトの双方を含めた様々な技術や政策の選択や社会経済システムの変革を組み合わせて、社会の幅広い分野に適応の視点を組み込むこと、いわゆる適応の主流化により、適応策を強化していく必要がある。

さらに、日本は現在、気候変動のみならず、高齢化や過疎化等の様々な課題を抱えていることから、これらの課題に対応した安全・安心でより豊かな暮らしができる地域社会の形成や国土づくりの取組に、気候変動の緩和と適応の取組も組み合わせて、包括的に対策を進めていくことが重要となる。図 4.2.2 に緩和と適応が融合した社会



安全、健康など、国民の目から見た脆弱性を、総合的に評価

図 4.2.1 地域における脆弱性の評価（イメージ）

出典：環境省他、2009

のイメージを示す。例えば、都市部では、建築物の高断熱化等のヒートアイランド対策、災害に強く効率的な公共交通網の整備などが重要となり、中山間地域などでは、適切な森林の整備や保全による二酸化炭素吸収機能の向上、国土保全機能等の発揮とバイオマス⁵¹資源の有効利用、食の安全・緩和・適応を同時に実現する農林業の手法の構築などが重要となる。さらに、災害から自らの身を守るため、地域ぐるみで熱中症を予防するなど、国民一人ひとり及び地域社会が気候変動に適応し、先手を打って行動していくための社会基盤づくりが求められる。二酸化炭素の放出量を削減という温暖化緩和を目指すのが低炭素社会である。また、温暖化の影響への適応が可能な構造の社会が影響適応型社会である。このように、緩和と適応を融合させた低炭素・影響適応型社会の実現に向けた国と地域をあげた努力が必要である。

⁵¹ 再生可能な生物由来の有機性資源で化石資源を除いたもの。廃棄物系バイオマスとしては、廃棄される紙、家畜排せつ物、食品廃棄物、建設発生木材、黒液、下水汚泥などがある。



図 4.2.2 緩和と適応が融合した社会（イメージ）
出典：環境省他、2009

5. 気候変動観測・予測・影響評価への 取組と将来展望 —近い将来何が分かるようになるか？

前章までに述べた気候変動を正確に監視し、高精度な予測を実施し、より適切な影響評価・適応策を立案するため、気候変動の観測・予測・影響評価について、下記の取組を実施している。

（1）観測分野での取組

気候変動問題を議論し将来の気候変動を予測するにあたり、前提として、これまでの気候変動の実態を正しく把握し、大気の流れや二酸化炭素と気候システムの関係等のメカニズムを理解することが必要である。そのため、継続的な観測によりデータを蓄積する定常観測（モニタリング）や、集中的な観測等によりメカニズム等の解明をすすめる研究観測のほか、観測のための新たな技術開発等の取組を進めている。

日本では、19 世紀末から気象及び海洋の組織的観測を継続して実施しており、その成果は、長期間の気候変動の実態解明に大きく貢献している。このような組織的・継続的な定常観測は、気候変動予測や対策の基盤となる資料を提供するものであり、国際的な連携のもとで継続・強化を図っている。とりわけ、将来の気候変動予測に不可欠

な、二酸化炭素の海洋内部での蓄積量の把握のために、国際的な海洋二酸化炭素観測計画が進められており、日本も観測網の強化を進めている。

地球環境の観測で得られる科学的知見は、気候変動に対処するための技術と知識の基盤を与える。20 世紀の終わりから、人工衛星やアルゴフロートなどの新しい観測技術の導入により、北極海等の海水・雪氷面積の減少や、海洋内部の熱分布などの知見が増大した。一方、地上の植生や海洋生態系の寄与する二酸化炭素の収支を精度よく見積もることは依然として困難な状況である。そこで、森林に設置した観測タワーでの二酸化炭素収支（フラックス）の観測研究や、研究観測船や民間貨物輸送船等に搭載した機器による海洋の二酸化炭素観測研究、小型の二酸化炭素観測用漂流ブイの開発研究（図 5.1）等に取り組んでいる。



図 5.1 開発された二酸化炭素を測定するための
小型漂流ブイ

写真提供：海洋研究開発機構

二酸化炭素を始めとする温室効果ガス濃度は、世界各地に設置された観測地点で継続的に測定されているが（図 5.2、本レポート 2.4 節参照）、世界各地には観測地点の空白域が依然として存在している。2009 年 1 月には、世界初となる温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」（GOSAT、図 5.3）が打ち上げられ、二酸化炭素濃度及びメタンの濃度の全球分布とその時間的変動の観測が実現しつつある。地上での観測を相補的に活用することで、温室効果ガスの地域ごとの吸収量と排出量を測定するものとして期待が大きい。このほか、民間定期航空便による二酸化炭素の観測や、二酸化炭素の鉛直分布をレーザーにより観測する新しい観測機器（ライダー）の開発、国際的な枠組を通じた観測データの流通の促進等の取組

も進められている。

これらの取組により、地球温暖化等の気候変動の継続的な監視が常時行われ、観測成果を活用することで、気候変動のメカニズムの解明や予測モデルの高度化、それらを通じた適切な気候変動対策の検討・立案の進展が期待される。



図 5.2 南鳥島（二酸化炭素等の観測実施）

写真提供：気象庁



図 5.3 温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」

写真提供：宇宙航空研究開発機構

（２）予測分野での取組

前項で述べた観測の進展によって蓄積されたデータを詳細に解析することで、地球規模の大気（気温、風、雲、降水、放射等）や海洋（水温、海流等）等の運動や変動のメカニズムの理解が進んだ結果、大気や海洋等の状態を数値的に表し、その動きをモデル化した「気候変動予測モデル」の開発が進み、高性能なスーパーコンピュータの登場ともあいまって、将来の気候変動シミュレーションが、これまでにない精度で可能となった。気候変動予測モデルを用いた研究により、日本は IPCC AR4 の取り纏めに多大な貢献をした。

しかしながら、IPCC AR4 にも指摘されているとおり、現在の気候変動予測モデルには、雲やエアロゾルの効果、炭素循環のフィードバック等に、不確実性が含まれており、予測結果に多大な影響を与えている。

これらの課題を解決し、さらに高精度で信頼度の高い予測結果を IPCC AR5（2013～2014 年に公表予定）に提供することが求められている。そして、より適切な気候変動に対する適応策や緩和策の立案に資するための取組が必要とされている。

これらに対応するため、世界最高水準のスーパーコンピュータ「地球シミュレータ」をはじめとする高性能計算機を活用した、確度の高い気候変動予測やその予測の不確実性の定量的把握、気候変動の影響として近年特に社会的関心が高い極端現象（台風・集中豪雨等）の予測、さらには、二酸化炭素以外の物質の輸送も考慮した気候変動予測の研究が進んでおり、IPCC AR5 で求められる長期気候変動（2300 年まで）の予測や近未来（20～30 年後）の予測、極端現象（台風・集中豪雨等）の予測等のテーマに対応した研究開発を進めている（図 5.4）。



図 5.4 21 世紀気候変動予測革新プログラム

また、日本周辺域を対象とした気候変動・異常気象の発生傾向・顕著な現象の将来変化予測のために、数 km の水平解像度で主要な山脈・谷・平野などの地形効果を含む高精度な地域気候モデルの開発を進めている（図 5.5）。

これらの研究によって得られた気候変動予測結果を、国内外の影響評価・適応策研究グループ等へ提供する事により、気候変動に対する緩和策や適応策の研究の進展が期待される。

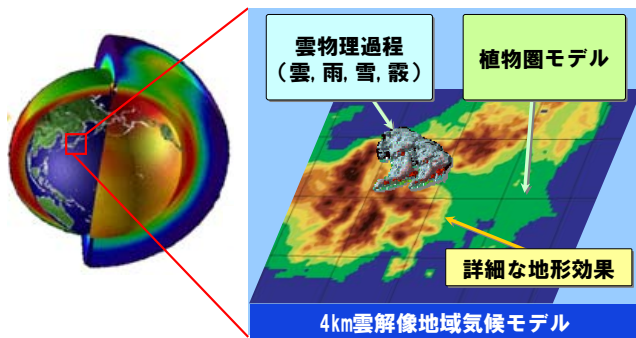


図 5.5 高精度な地域気候モデルの開発

(3) 影響評価分野での取組

第4章で示したとおり、気候変動の影響のモニタリングは分野ごとに多様に実施されており、その成果として、日本においても気候変動が原因である可能性のある様々な現象が顕在化していることがわかってきた。気候変動に対する脆弱性の評価及び適応策の検討にあたっては、実際の影響のモニタリングが極めて重要であり、今後とも、気候変動の影響の検出と長期的変化の把握を重点として引き続き計画的に実施していくことが必要である。

また、気候変動の影響の予測については、各分野の主要な影響と気温上昇の関係を定量化することが可能になってきており、一部の影響項目については、一定のシナリオに基づく被害額の推定も可能になったところである。しかしながら、現時点では気候変動予測モデルの分解能の制約もあり、地域での影響の詳細な予測に限界があること、複数のモデルに基づく確率的な幅を持たせた

予測が十分に利用可能となっていないこと、脆弱性や適応効果について標準化された評価手法が確立されていないこと、国や自治体の具体的な適応策に関する政策研究の質と量が不足していること等の課題がある。今後の5年程度を見通すと、国及び自治体レベルにおける適応策の検討に適用できる実践的な科学的知見の提供が強く期待されている。具体的には、

- ・高精度・高分解能の最新の気候変動予測モデル及び影響評価・予測モデルの開発や、複数の気候予測結果に基づく確率的な影響予測手法の開発により、不確実性も考慮した全国レベルでの影響総量の予測及びその都道府県レベルへのダウンスケーリング⁵²の実現
- ・異なる安定化排出シナリオや適応シナリオに応じた影響の変化の定量化
- ・自治体レベルあるいは途上国レベルで適用可能な簡易な脆弱性・影響・適応効果の評価手法及び適応策立案手法の開発
- ・適応策を実践するために必要となる、地域の現状や個別課題を踏まえた総合政策化手法（緩和策との統合化、高齢化社会への対応、地域活性化との共便益など）の確立

などのために必要な科学的知見を利用可能にすることが期待されている（図5.6）。

これらの研究では、経済評価、政策提言など人文社会科学の研究者の参加が必要である。さらに、研究の枠にとどまらず、自治体、企業、住民とのコミュニケーションを密接に図り、適応策さらには、低炭素・影響適応型社会の実現に向けた地域からの実践を強化することが求められる。

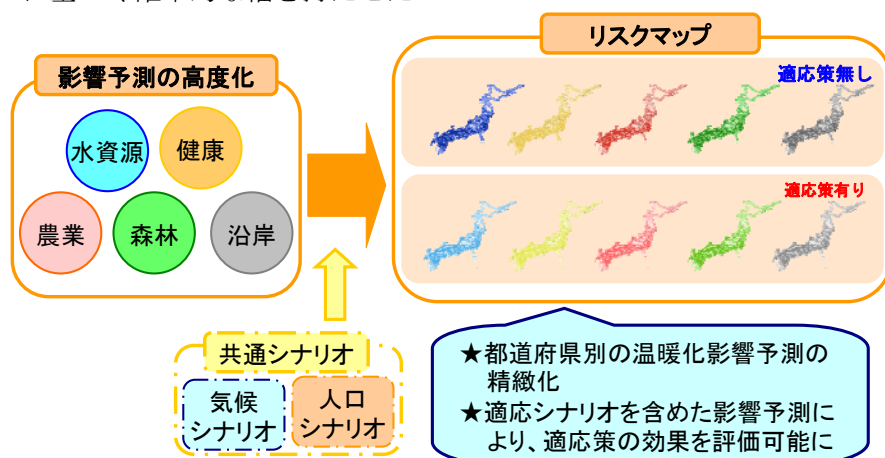


図 5.6 今後の気候変動影響予測研究のスキーム（イメージ）

⁵² 地域規模、局地的規模における気候変動予測のため、全球予測モデルの結果からより高い解像度の情報を作成する手法。

6. おわりに

長期間の観測結果によると、日本の気温は最近 100 年間で約 1.1℃上昇しており、最近 1 世紀の大雨の頻度の増加傾向や、脆弱な生態系である高山植物群落の減少には気候変動が影響している可能性がある。スーパーコンピュータを用いた気候変動予測の結果によると、世界レベルでの温室効果ガスの削減が実現しない場合、3.2 節で示したとおり 21 世紀末までに日本の平均気温は約 2～4℃上昇し、これに伴い、熱帯夜や真夏日の日数が増加するなど広範な気候の変化が生じるおそれがある。このような変化に伴い、国民生活に密接に関係する広範な分野で大きな影響が生じ、そのうち洪水、土砂災害、ブナ林の適域の喪失、砂浜の喪失、西日本の高潮被害、熱ストレスによる死亡リスクの被害の合計額は、4.1 節で示したとおり、21 世紀末には毎年約 17 兆円（現在価値）に及ぶ可能性がある。

このような気候変動及びその影響を防止するには、温室効果ガスの排出削減対策を直ちに強化するとともに、50 年あるいは 100 年単位の長期的なタイムフレームで大幅な排出削減を持続的に実施していくことが必要であり、そうした政策を実現するには、政策決定を支援する豊富な科学的知見が必要である。また、予測の不確実性に代表される、情報・知見を利用する上で必要となる付加的な情報も重要である。本レポートが取りまとめた最新の情報・知見はこのようなニーズに応えるものである。しかし、気候変動に関する情報・知見は、今後ますます広範囲でより正確なものが求められるようになることが予想され、今後とも新たな情報・知見の提供や、説明・解説の努力を重ねていく必要がある。

謝 辞

本レポート作成にあたっては、西岡秀三 国立環境研究所特別客員研究員を委員長とする「温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート」専門家委員会、近藤洋輝 海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト特任上席研究員を部会長とする気候問題懇談会検討部会の他にも、掲載データの提供及び取り扱いの指導やレポートの査読等において、茨城大学工学部都市システム工学科 安原一哉教授、国立環境研究所地球環境研究センター 野尻幸宏副センター長、同大気・海洋モニタリング推進室 町田敏暢室長、同温暖化リスク評価研究室 高橋潔主任研究員、同大気圏環境研究領域大気物理研究室 塩竈秀夫特別研究員、同社会環境システム研究領域統合評価研究室 肱岡靖明主任研究員、気象研究所地球化学研究部第二研究室 石井雅男主任研究官、農業・食品産業技術総合研究機構果樹研究所果樹温暖化研究チーム 杉浦俊彦上席研究員の協力をいただいた。また、内閣府、農林水産省、国土交通省からも、レポート内容の確認等で協力をいただいた。

用語集

アルベド

ある面に入射する日射量に対する、その面から反射する日射量の比をアルベドという

SRES シナリオ (SRES: Special Report on Emissions Scenarios)

IPCCにおいて、社会学や経済学の観点から 21 世紀の温室効果ガスの人為的な排出量を予測したシナリオ。

エルニーニョ／ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、東部太平洋赤道域の海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれる。

大雨・豪雨などの雨に関する用語

大雨：1 時間に数十 mm 以上といった、特定の時間内に大量に降る雨のことを大雨という。

局地的大雨（もしくは局地的な大雨）：単独の積乱雲が発達することによって起きるもので、一時的に雨が強まり、局地的に数十 mm 程度の総雨量となる。

集中豪雨：局地的大雨が同じ場所で継続して起こると、土砂災害や家屋浸水等による重大な災害につながる集中豪雨へと発展することがある。

豪雨：著しい災害が発生した顕著な大雨現象。「〇〇豪雨に匹敵する大雨」等著しい災害が発生し命名された大雨災害の名称か、もしくは地域的に定着している災害の通称（例：東海豪雨）の名称を引用する形で用いる。一般に発表する予報や警報、気象情報等では、「豪雨」単独では用いない。

温室効果ガス (GHG: Green House Gas)

海や陸などの地球の表面から放射される赤外線を吸収し、再び放出する性質をもつ気体を、温

室効果ガスという。主な温室効果ガスとして、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素及びハロカーボン類がある。

二酸化炭素 (CO_2) は、無色無臭、不燃性で、化学的には不活性な気体であり、波長 $15\mu\text{m}$ の赤外域に強い吸収帯があつて、強い温室効果を持つ。IPCC AR4 によると、1750 年以降の二酸化炭素の増加による放射強制力は $1.66[1.49 \sim 1.83]\text{W/m}^2$ であり、1995～2005 年の間に 20% 増加した。産業革命以降の長寿命温室効果ガスの増加による放射強制力のうち、二酸化炭素の寄与は約 63% と考えられる。

メタン (CH_4) は無色無臭の可燃性気体で、 $8\mu\text{m}$ 付近に強い吸収帯があり、効率的に赤外放射を吸収・放出する。現在の気組成における 1 分子あたりの放射強制力は二酸化炭素の約 25 倍、1750 年以降 2005 年までのメタンの増加による放射強制力は $0.48[0.43 \sim 0.53]\text{W/m}^2$ であり、これは長寿命温室効果ガスの増加による放射強制力の 18% と考えられる (IPCC, 2007)。

一酸化二窒素 (N_2O) は無色の気体で、対流圏ではきわめて安定である。 $8\mu\text{m}$ 付近の赤外域に吸収帯があり、強い温室効果を示す。産業革命以降 2005 年までの一酸化二窒素の増加による放射強制力は、 $0.16[0.14 \sim 0.18]\text{W/m}^2$ であり、長寿命温室効果ガスの増加による放射強制力の 6% と考えられている (IPCC, 2007)。

ハロカーボン類とは、ハロゲン原子であるフッ素、塩素、臭素、ヨウ素を含んだ炭素化合物の総称であり、その多くは本来自然界には存在せず、工業的に生産されるものである。ハロカーボン類は一般に大気中では極めて濃度が低い。しかし、ハロカーボン類は強い温室効果を持つため、濃度が低いにも関わらず 1750 年以降 2005 年までのハロカーボン類の増加による放射強制力は、 $0.34[0.31 \sim 0.37]\text{W/m}^2$ と推定されており、これは長寿命温室効果ガス全体の増加による放射強制力の 13% となる (IPCC, 2007)。

緩和策

温室効果ガスの排出を抑制するための方策。

気候感度

気候感度（climate sensitivity）とは単位放射強制力に対する世界平均地表気温変化量であるが、一般には二酸化炭素濃度倍増による全球平均年平均気温の平衡昇温量のことを指す。すなわち、二酸化炭素濃度が2倍になった放射強制力の下で十分に時間が経過した後の平衡状態での気温変化量である。

気候感度は、気候予測モデルによって異なるものであり、予測の不確実性の中心的なパラメータとなっている。IPCC AR4 では、世界各国の気候モデルによる平衡実験の結果から、「平衡気候感度は、2～4.5℃の範囲（最良の推定値は約 3℃）である可能性が高い。」と述べている。

気候システム

気候の変動に直接影響を及ぼすのは大気であるが、大気や水の循環の変動には海洋・陸面・雪氷の変動が深く関わっている。そこで、大気と海洋・陸面・雪氷を相互に関連する一つのシステムとして捉えて気候システムと呼ぶ。

気候変動に関する国際連合枠組み条約（UNFCCC: United Nations Framework Convention on Climate Change）

地球の気候系に対し危険な人為的干渉を及ぼすことにならない水準において大気中の温室効果ガスの濃度を安定化させることを究極的な目的とした条約。1992年5月9日に国連で採択され、同年の国連環境開発会議開催期間中に、日本を含む155か国が署名した。

気候変動に関する政府間パネル（IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change）

人為起源による気候変化、影響、適応及び緩和方策に関し、科学的、技術的、社会経済学的な見地から包括的な評価を行うことを目的として、1988年に世界気象機関（WMO）と国連環境計画

（UNEP）により設立された組織。これまでに4回評価報告書を発表し（最新の第4次評価報告書は2007年公開）、UNFCCCをはじめとする、地球温暖化に対する国際的な取組に科学的根拠を与えるものとして重要な役割を果たしてきた。

京都議定書

1997年12月に京都で開催されたUNFCCC第3回締約国会議（COP3）において採択されたもので、先進各国の温室効果ガスの排出量について法的拘束力のある数値目標が決定されるとともに、排出量取引、共同実施、クリーン開発メカニズムなどの新たな仕組みが合意された。

世界気象機関（WMO: World Meteorological Organization）

世界の気象事業の調和的発展を目標とした国際計画の推進・調整を行うため、1950年に世界気象機関条約に基づいて設立され、翌1951年に国際連合の専門機関となった。2009年3月現在、182か国と6領域が構成員として加盟している。事務局本部はスイスのジュネーブに置かれている。

脆弱性

温暖化や極端な現象を含む気候変動の悪影響による影響の受けやすさ、又は対処できない度合いのこと。例えば、暑熱の影響について、高齢者は一般的に熱中症や死亡のリスクが高く、脆弱であると言える。

太平洋十年規模振動（PDO: Pacific Decadal Oscillation）

太平洋では10年以上の長い周期で大気と海洋が連動して変動しており、太平洋十年規模振動と呼ばれている。この気候変動では、北太平洋と熱帯太平洋の海水温は、シーソーのように低温化と高温化をゆっくりと繰り返している。それに伴ってアリューシャン低気圧や偏西風の強さも変化する。

適応策

既に起こりつつある、あるいは起こりうる気候変動に対して、自然や人間社会のあり方を調整し、その悪影響を軽減するための方策。

放射強制力

ある因子が持つ、地球－大気システムに出入りするエネルギーのバランスを変化させる影響力の尺度であり、潜在的な気候変動メカニズムとしてのその因子の重要性の指標である。正の放射強制力には地表面を昇温させる傾向が、負の放射強制力には地表面を降温させる傾向がある（IPCC, 2007）。

ラニーニャ現象

「エルニーニョ／ラニーニャ現象」参照

参考文献

- 伊藤、2007a：温暖化シナリオにおいて推定されるサンマ及びニシンの応答、月刊海洋、39、303-308.
- 伊藤、2007b：地球温暖化とサンマの予測モデル、FRANEWS、10、16-17.
- 尾崎ら、1999：気候変動が河川水質に及ぼす影響に関する統計的研究、土木学会論文集、629、97-109.
- 温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2008：温暖化影響総合予測プロジェクト報告書「地球温暖化、日本への影響－最新の科学的知見－」、平成 20 年 5 月
- 温暖化影響総合予測プロジェクトチーム、2009：温暖化影響総合予測プロジェクトチーム；地球温暖化「日本への影響」－長期的な気候安定化レベルと影響リスク評価－、平成 21 年 5 月
- 環境省地球温暖化影響・適応研究委員会、2008：気候変動への賢い適応
- 環境省他、2009：内閣府、文部科学省、厚生労働省、農林水産省、国土交通省、気象庁、環境省；温暖化から日本を守る 適応への挑戦
- 気象研究所他、2007：気象庁、気象研究所、地球科学技術総合推進機構；人・自然・地球共生プロジェクト平成 18 年度報告書
- 気象庁、2005a：異常気象レポート 2005
- 気象庁、2005b：地球温暖化予測情報第 6 巻
- 気象庁、2006：海洋の健康診断表 総合診断表 第 1 版
- 気象庁、2008：地球温暖化予測情報第 7 巻
- 気象庁、2009：気候変動監視レポート 2008
- 草場ら、2007：ダム貯水池の富栄養化（アオコ発生）の簡易的手法の研究、平成 18 年度ダム水源地環境技術研究所報、3-9.
- 桑原ら、2006：桑原久実、明田定満、小林聡、竹下彰、山下洋、城戸勝利、2006：温暖化による我が国水産生物の分布域の変化予測、地球環境、11、49-57.
- 国土交通省、2007：平成 19 年版日本の水資源
- 国土交通省社会資本整備審議会、2008：水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について（答申）
- 清水ら、2007：清水庸、星加康智、大政謙次；日本における温暖化時の植物季節の変化予測マップの作成、日本農業気象学会 2007 年春季大会講演要旨集、88.
- 神野ら、2006：地球温暖化と地下水塩水化、水環境学会誌、29(2)、72-76.
- 杉浦・横沢、2004：杉浦俊彦、横沢正幸；年平均気温の変動から推定したリンゴおよびウンシュウミカンの栽培環境に対する地球温暖化の影響、園芸学会雑誌、73、72-78.
- 東京大学他、2007：東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、地球環境フロンティア研究センター；人・自然・地球共生プロジェクト平成 18 年度報告書
- 農林水産省、2009：平成 20 年地球温暖化影響調査レポート
- 福島ら、1998：浅い富栄養湖の水質に及ぼす気象の影響、水環境学会誌、21(3)、180-187.
- 増沢、2005：高山帯における山岳地形と高山植物の分布－富士山・白馬岳・八ヶ岳・アポイ岳－、植物地理・分類研究、53(2)、131-137.
- Fukushima et al., 2002：Fukushima, T., M. Kureha, N. Ozaki, Y. Fujimori, and H. Harasawa；Influences of air temperature change on leisure industries: case study on ski activities Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, 7, 173-189.
- Harley et al., 2006：The impacts of climate change in coastal marine systems, Ecology Letters, 9,

- 228-241.
- Hiramatsu et al., 2008 : Ai Hiramatsu , Nobuo Mimura and Akimasa Sumi ; A mapping of global warming research based on IPCC AR4, *Sustain Sci.* (2008) , 3, 201-213
- Hughes et al., 2003 : Climate change, Human impacts, and the resilience of coral reefs, *Science*, 301, 929-933.
- IPCC, 2000 : IPCC Special Report on Emissions Scenarios
- IPCC, 2007 : IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007
- Ishii et al., 2008 : Ishii et al., ; 2nd International Symposium on the Ocean in a High-CO2 World, 及び 環境省地球科学研究総合推進費 (F-083) 平成 20 年度報告書
- Kobayashi, M. et al., 2008 : Kobayashi, M., Komagata, O. and Nihei, N. ; Global warming and vector-borne infectious diseases, *Journal of Disaster Research* , 3, 105-112.
- Naganuma et al., 2006 : Comparison of community structure and growth between the alpine dwarf shrubs *Rhododendron aureum* and *R.brachycarpum* on the Yatsugatake range, Central Japan, *Jpn.J.For.Environment*, 48(2), 77-84.
- Nakano et al., 1996 : Potential fragmentation and loss of thermal habitats for charr in the Japanese archipelago due to climate warming, *Freshwater Biology*, 36, 711-722.

「温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート」専門家委員会名簿

(敬称略、所属は2009年9月現在)

《委員長》

西岡 秀三 国立環境研究所 特別客員研究員

《観測分野》

安岡 善文【主査】 国立環境研究所 理事
*植松 光夫 東京大学海洋研究所 海洋科学国際共同研究センター センター長・教授
川辺 正樹 東京大学海洋研究所 教授
笹野 泰弘 国立環境研究所 地球環境研究センター長
*田宮 兵衛 帝京平成大学現代ライフ学部 教授
藤谷 徳之助 地球温暖化観測推進事務局／環境省・気象庁 事務局長
*三上 岳彦 帝京大学文学部史学科地理学研究室 教授

《予測分野》

*近藤 洋輝【主査】 海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト 特任上席研究員
江守 正多 国立環境研究所 地球環境研究センター 温暖化リスク評価研究室長
鬼頭 昭雄 気象研究所 気候研究部長
*木本 昌秀 東京大学気候システム研究センター 教授
住 明正 東京大学サステナビリティ学連携研究機構 TIGS 統括ディレクター
高藪 出 気象研究所環境・応用気象研究部 第四研究室長
松野 太郎 海洋研究開発機構 IPCC 貢献地球環境予測プロジェクト 特任上席研究員
*山中 康裕 北海道大学大学院地球環境科学研究院 准教授

《影響評価分野》

三村 信男【主査】 茨城大学広域水圏環境科学教育研究センター 学長特別補佐・教授
磯部 雅彦 東京大学大学院新領域創成科学研究科 教授
倉根 一郎 国立感染症研究所ウイルス第一部 部長
田中 充 法政大学大学院政策科学研究科 教授
中静 透 東北大学大学院生命科学研究科 教授
林 陽生 筑波大学生命環境科学研究科 教授
古米 弘明 東京大学大学院工学系研究科 教授

*：気候問題懇談会検討部会メンバー