

## 気候変動に関する政府間パネル 第1作業部会により受諾された報告書(但し、詳細は未承認)

作業部会あるいはパネルの会合における IPCC 報告書の「受諾」とは、文書が一行ごとの議論及び合意を必要とはしなかったことを意味するが、それでもなお、対象とする主題に関して、包括的、客観的で、且つバランスのとれた見解を提示している。

# 技術要約

### 注意

この資料は、IPCC第4次評価報告書第1作業部会報告書技術要約(Technical Summary)を、気象庁が翻訳したものである。この翻訳は、IPCCホームページに掲載されている報告書：  
<http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-ts.pdf>  
をもとにしている。

国連機関であるIPCCは、6つの国連公用語のみで報告書を発行する。  
そのため、IPCC報告書「気候変動2007－自然科学的根拠」技術要約の翻訳である本書は、IPCCの公式訳ではない。  
本書は、原文の表現を最も正確に表すために気象庁が作成したものである。

*As a UN body the IPCC publishes reports only in the six official UN languages.*

*This translation of Technical Summary of the IPCC Report "Climate Change 2007 - The Physical Science Basis" is therefore not an official translate by the IPCC.*

*It has been provided by the Japan Meteorological Agency with the aim of reflecting in the most accurate way the language used in the original text.*

### 総括執筆責任者：

Susan Solomon (USA), Dahe Qin (China), Martin Manning (USA, New Zealand)

### 執筆責任者：

Richard B. Alley (USA), Terje Berntsen (Norway), Nathaniel L. Bindoff (Australia), Zhenlin Chen (China), Amnat Chidthaisong (Thailand), Jonathan M. Gregory (UK), Gabriele C. Hegerl (USA, Germany), Martin Heimann (Germany, Switzerland), Bruce Hewitson (South Africa), Brian J. Hoskins (UK), Fortunat Joos (Switzerland), Jean Jouzel (France), Vladimir Kattsov (Russia), Ulrike Lohmann (Switzerland), Taroh Matsuno (Japan), Mario Molina (USA, Mexico), Neville Nicholls (Australia), Jonathan Overpeck (USA), Graciela Raga (Mexico, Argentina), Venkatachalam Ramaswamy (USA), Jiawen Ren (China), Matilde Rusticucci (Argentina), Richard Somerville (USA), Thomas F. Stocker (Switzerland), Ronald J. Stouffer (USA), Penny Whetton (Australia), Richard A. Wood (UK), David Wratt (New Zealand)

### 執筆協力者：

J. Arblaster (USA, Australia), G. Brasseur (USA, Germany), J.H. Christensen (Denmark), K.L. Denman (Canada), D.W. Fahey (USA), P. Forster (UK), J. Haywood (UK), E. Jansen (Norway), P.D. Jones (UK), R. Knutti (Switzerland), H. Le Treut (France), P. Lemke (Germany), G. Meehl (USA), D. Randall (USA), D.A. Stone (UK, Canada), K.E. Trenberth (USA), J. Willebrand (Germany), F. Zwiers (Canada)

### 査読編集者：

Kansri Boonpragob (Thailand), Filippo Giorgi (Italy), Bubu Pateh Jallow (The Gambia)

### 本技術要約の引用時の表記方法：

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt, 2007: Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

## 目次

<b>TS.1 序</b> .....	3	<b>TS.4 気候変動の理解と原因特定</b> .....	40
<b>TS.2 気候の人為起源及び 自然起源の駆動要因の変化</b> .....	3	TS.4.1 測器時代の地球規模温度変化の 原因特定の進展：大気、海洋、氷.....	40
Box TS.1：第1作業部会の評価における 不確実性の扱い.....	4	Box TS.7：大気海洋大循環モデルの評価.....	41
TS.2.1 温室効果ガス.....	5	TS.4.2 温度の空間的及び時間的变化の原因特定.....	44
TS.2.2 エアロゾル.....	11	TS.4.3 循環、降水量その他の気候変数の変化の 原因特定.....	46
TS.2.3 飛行機雲、土地利用、その他の影響.....	12	TS.4.4 原因特定の前気候研究.....	46
TS.2.4 太陽活動と火山噴火による放射強制力.....	12	TS.4.5 放射強制力への気候応答.....	46
TS.2.5 地球全体の正味放射強制力、地球温暖化係数、 放射強制力のパターン.....	13	<b>TS.5 将来の気候変動に関する予測</b> .....	48
TS.2.6 地表面強制力と水循環.....	17	Box TS.8：全球気候モデルの階層.....	49
<b>TS.3 気候変動に関する観測結果</b> .....	17	Box TS.9：既定的気候変動.....	50
TS.3.1 大気の変化：測器による記録.....	17	TS.5.1 短期気候変動の理解.....	50
Box TS.2：気候変動のパターン(モード).....	21	TS.5.2 21世紀に関する大規模予測.....	51
TS.3.2 雪氷圏の変化：測定器による記録.....	25	Box TS.10：地域的なダウンスケーリング.....	56
Box TS.3：氷床の動態と安定性.....	26	TS.5.3 地域規模の予測.....	56
TS.3.3 海洋の変化：測器による記録.....	29	TS.5.4 気候変動と生物地球化学的循環の 変化の間の結合.....	59
TS.3.4 観測結果の整合性.....	33	TS.5.5 長期予測における気候過程と その時間スケールの意味.....	61
Box TS.4：海面水位.....	33	<b>TS.6 確実な知見と重要な不確実性</b> .....	63
Box TS.5：極端な気象現象.....	35	TS.6.1 気候の人為起源及び自然起源の 駆動要因の変化.....	63
TS.3.5 古気候的な観点.....	36	TS.6.2 気候変動に関する観測結果.....	64
Box TS.6：軌道の放射強制力.....	38	TS.6.3 気候変動の理解と原因特定.....	68
		TS.6.4 将来の気候変動に関する予測.....	69

## TS.1 序

IPCC第3次評価報告書(TAR)以来の6年間に、過去と現在の気候変動に関する理解と未来の変化に関する予測が顕著に進展した。これらの進展は、大量の新データ、より洗練されたデータ解析、気候モデルの物理的過程の理解とシミュレーションの向上、モデル結果の不確実性範囲に関するより広範な探究から得られたものである。これらの進展により気候科学の信頼性が向上したことは、このIPCC第4次評価報告書第1作業部会報告書に明白に現れている。

この報告書は、気候変動の科学的理解に関して新しい重要な政策関連情報を提供するが、気候システムは複雑であり、複数の相互作用がかかわってその挙動が決まるため、地球全体の気候の将来を完全に理解しようとしても我々の能力には限界がある。気候システムの多くの構成要素とそれらの気候変動における役割の物理的理解はまだ不完全である。主要な不確実性には、雲、雪氷圏、海洋、土地利用及び気候と生物地球化学循環の間の結合が果たす役割がある。本報告書で扱われている科学分野は引き続き急速に進歩しており、今回の評価は2006年半ばに入手可能だった査読済み文献に基づく科学的理解を反映していることを認識すべきである。

IPCC第1作業部会報告書の主要な知見は、政策決定者向け要約(SPM)に掲載されている。この技術要約では、これらの知見の科学的根拠についてより詳細な概観を提供し、報告書本文の各章への道案内を提供する。また、主要な知見に焦点を当てて、第3次評価報告書以来何が新しくなったかを強調する。技術要約の構成は以下の通りである：

- ・ TS.2：気候変動の自然起源及び人為起源の駆動要因に関する現在の科学的理解についての概観；
- ・ TS.3：気候システム(大気、海洋及び雪氷圏を含む)において観測された変化及びそれらの物理的諸過程との関係についての概観；
- ・ TS.4：気候モデルと物理的理解に基づく、観測された気候変動の説明、気候変動が特定の原因に帰せられる程度、及び温室効果ガス増加に対する気候感度の新たな評価についての概観；

- ・ TS.5：強制力の変化に対する応答の時間スケール及び将来の気候変動に関する確率的情報を含む、短期的及び長期的な気候変動に関する予測の概観；及び
- ・ TS.6：気候変動に関する自然科学の現在の理解における最も確実な知見と主要な不確実性についての要約。

技術要約における実質的な結果報告の各段落の最後には、中括弧の中に報告書本文の対応章節への参照があり、そこで科学文献と追加情報を見ることができる。

## TS.2 気候の人為起源及び自然起源の駆動要因の変化

地球全体の平均気候は、太陽から入って来るエネルギーと、地球とその大気の性質、すなわち大気内と地表面でのエネルギーの反射、吸収、射出によって決まる。(例えば地球の公転軌道の変動によって生じる)入射太陽エネルギーの変化は必然的に地球のエネルギー収支に影響を与えるが、大気と地表面の性質も重要であり、これらは気候フィードバックによる影響を受けよう。気候フィードバックの重要性は、65万年前までの氷床コア内に記録された過去の気候変動の性質に明白に現れている。

地球全体のエネルギー収支を変えることで気候を変化させ得る大気と地表面のいくつかの側面に変化が現れている。例えば、温室効果ガス濃度の増加は、主として外向き放射の大気吸収を増やし、エーロゾル(微小浮遊粒子または小滴)は、入って来る太陽放射を反射及び吸収するとともに雲の放射特性を変える。このような変化が気候システムの放射強制力を生じる。放射強制力の要因によって、強制力の大きさや空間的・時間的特徴はかなり異なり得る。正と負の放射強制力は、それぞれ世界平均地上気温の上昇と下降に寄与する。この節では、推定された人為起源及び自然起源の放射強制力に関する理解を更新する<sup>1</sup>。

放射強制力に対する地球の気候の応答全体は、気候システムに強い影響を持ち得る正と負のフィードバックが数多くあるため、複雑である(第4.5節と第5.4節等を参照)。水蒸気は強力な温室効果ガスであるが、その大気中濃度は地上気候の変化に応じて変化

1 「放射強制力」は、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、潜在的な気候変化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。この報告書では、放射強制力の値は1750年の工業化以前の状態に比べた変化であり、他に記載のない限りワット毎平方メートル(W/m<sup>2</sup>)を単位とし、地球全体の年平均値をいう。さらなる詳細については用語集を参照のこと。

## Box TS.1：第1作業部会の評価における不確実性の扱い

IPCCは、気候変動の評価の準備にあたり、一貫性と透明性をもって不確実性を扱うことが重要であることを明確に認識している。以前の評価において不確実性の正式な扱いに対してより一層の注意が払われたことは、第1.6節に記載されている。三つの作業部会すべてについて不確実性の全般的扱いの一貫性を高めるため、第4次評価報告書の執筆者は、評価の際の不確実性の決定と記述に関する一連の指針に従うよう求められた<sup>2</sup>。このBoxでは、第1作業部会がこれらの指針をどのように適用したかを要約し、本書の評価対象に特有な不確実性の扱いについて述べる。

不確実性の格付けは、その起源に応じて異なる方法で行われる。不確実性には主に「値の不確実性」と「構造の不確実性」の二種類がある。値の不確実性は、例えば、データが不正確であったり、関心のある現象を完全に代表していない場合など、特定の値または結果を完全に決定できない時に生じる。構造の不確実性は、例えば、分析に用いる概念の枠組み、すなわちモデルが、関連する過程や関係をすべて含んでいない場合など、特定の値または結果を制御する過程の理解が不完全な時に生じる。値の不確実性は一般に統計的手法を用いて推定され、確率的に表現される。構造の不確実性は一般に、結果の正しさについての確信度に対する、執筆者の判断として記述される。どちらの場合も、不確実性を推定することはとりもおさず知識の限界を記述することであり、そのため知識の状態に関する専門家の判断が必要となる。カオス的なシステムや性質上完全に決定的でないシステムには異なるタイプの不確実性があり、これも気候変動のすべての側面を予測しようとする我々の能力の制限となる。

ここで評価した科学文献は、他のさまざまな一般的方法を用いて不確実性を格付けしている。「ランダム誤差」に伴う不確実性は、測定値が追加累積されるにつれて減少するという特徴があるが、「系統誤差」に伴う不確実性にはそのような特徴はない。気候観測記録の扱いにおいては、系統誤差またはデータサンプリングの問題及びデータの解析や統合手法から生じる、意図せぬ偏りの特定に相当な注意が払われている。気候変動の検出と原因特定のため及び将来の気候パラメータの確率論的予測の作成のため、定量分析に基づく専門的な統計手法が開発されている。これらについては関連各章に要約されている。

第4次評価報告書のために用意された不確実性指針は、科学的理解の確信度の水準と特定の結果の起きる可能性とを初めて注意深く区別した。これによって執筆者は、ある事象（例えばサイコロを2回振って2回とも6が出る）の起きる可能性が極めて低いことの確信度が高いことや、ある事象の起きる可能性が起きない可能性と同程度である（例えばコインを投げて表が出る）ことの確信度が高いことを表現できる。ここで使われる確信度と生起可能性は別の概念であるが、実際には関連していることが多い。

この報告書で確信度水準を定義する標準的な用語は、IPCC不確実性指針に以下の通り与えられている：

確信度の用語	正しいことの確信度の程度
確信度が非常に高い	10のうち少なくとも9が正しい
確信度が高い	10のうち約8が正しい
確信度が中程度	10のうち約5が正しい
確信度が低い	10のうち約2が正しい
確信度が非常に低い	10のうち1未満が正しい

注記：「確信度が低い」及び「確信度が非常に低い」が使われるのは、大きな懸念のある分野に使われる場合とリスクベースの見方が正当化される場合だけである。

この報告書の第2章では、放射強制力へのさまざまな寄与に関する不確実性を記述するときに、「科学的理解の水準」という関係用語を使っている。この用語は第3次評価報告書との整合性を保つために使われており、執筆者が、科学的理解がある水準であると決定した根拠は、不確実性指針に整合する複数のアプローチを組み合わせたものである。その詳細は第2.9.2節と表2.11に説明されている。

<sup>2</sup> IPCC不確実性指針書は、この報告書の補足資料に含まれている。

この報告書においては、ある成果または結果の起きる可能性が確率的に推定できる場合、それを示すために以下の標準的な用語を用いる：

可能性用語	発生または結果の可能性
ほぼ確実	99%を越える確率
可能性が極めて高い	95%を越える確率
可能性が非常に高い	90%を越える確率
可能性が高い	66%を越える確率
どちらかと言えば	50%を越える確率
どちらも同程度	33～66%の確率
可能性が低い	33%未満の確率
可能性が非常に低い	10%未満の確率
可能性が極めて低い	5%未満の確率
ほぼあり得ない	1%未満の確率

上で定義された「可能性が極めて高い」「可能性が極めて低い」及び「どちらかと言えば」という用語は、原因特定と放射強制力を含む諸様相についてより明確な評価を提供するため、IPCC不確実性指針に追加されたものである。

特に述べない限り、この報告書で示される値は評価された最良の推定値であり、その不確実性の範囲は90%の信頼区間である（つまり、値が範囲の下端よりも低いまたは範囲の上端よりも高い可能性が5%ある）。場合によっては、値に対する制約やその他の情報の性質から、最良推定値の周りの不確実性範囲が非対称に分布することがある。そのような場合、不確実性の範囲は最良推定値の後の角括弧内に示される。

するので、これは放射強制力としてではなくフィードバック効果として扱わなければならない。この節は地上エネルギー収支の変化とその水循環への関連についても要約する。また、降水量に対するエアロゾルなどの要因の効果についても記述する。

### TS.2.1 温室効果ガス

工業化時代の気候の放射強制力における支配的要因は、大気中のさまざまな温室効果ガスの濃度の増加である。主な温室効果ガスの中には自然に発生するものがあるが、それらの過去250年間にわたる大気中濃度の増加は大部分が人間活動によるものである。他の温室効果ガスは全面的に人間活動の結果である。ある期間における各温室効果ガスの放射強制力への寄与度は、その期間の大気中濃度の変化と、そのガスが放射バランスを攪乱する効果の強さによって決まる。この報告書で考慮されているさまざまな温室効果ガスの現

在の大気中濃度は8桁(10<sup>8</sup>倍)以上も異なり、放射効率は4桁(10<sup>4</sup>倍)以上も異なる。これは、これらのガスによって、その性質と出所が非常に多様であることを反映している。

ある温室効果ガスの現在の大気中濃度は、過去の排出量と大気からの除去量の履歴の正味の結果である。ここで考慮しているガスとエアロゾルは、人間活動によって大気中に排出されるか、または大気中に排出された前駆物質から形成される。これらの排出は、化学的及び物理的除去過程によって相殺される。二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)は重要な例外だが、一般にこれらの過程は大気中のガス量を毎年特定の割合で除去し、この除去率の逆数とそのガスの平均寿命を与える。除去率は、ガス濃度または他の大気性質(例えば温度や背景化学条件)によって異なる場合もある。

二酸化炭素、メタン(CH<sub>4</sub>)、一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)などの長寿命温室効果ガス(LLGHGs【訳注】Long-Lived Green House Gases)は、化学的に安定してお

り、10年から数世紀あるいはそれ以上の時間スケールで大気中に存続するので、これらの排出は気候に長期的な影響を与える。これらのガスは寿命が長いので、除去されるよりもずっと早く大気全体にわたってよく混合され、地球全体の濃度を少数の場所でのデータから正確に推定することができる。二酸化炭素は特定の寿命を持たない。それは二酸化炭素が大気と海洋と陸上生物圏の間を連続的に循環し、その大気からの正味除去には、それぞれ時間スケールの異なるさまざまな過程が関与しているからである。

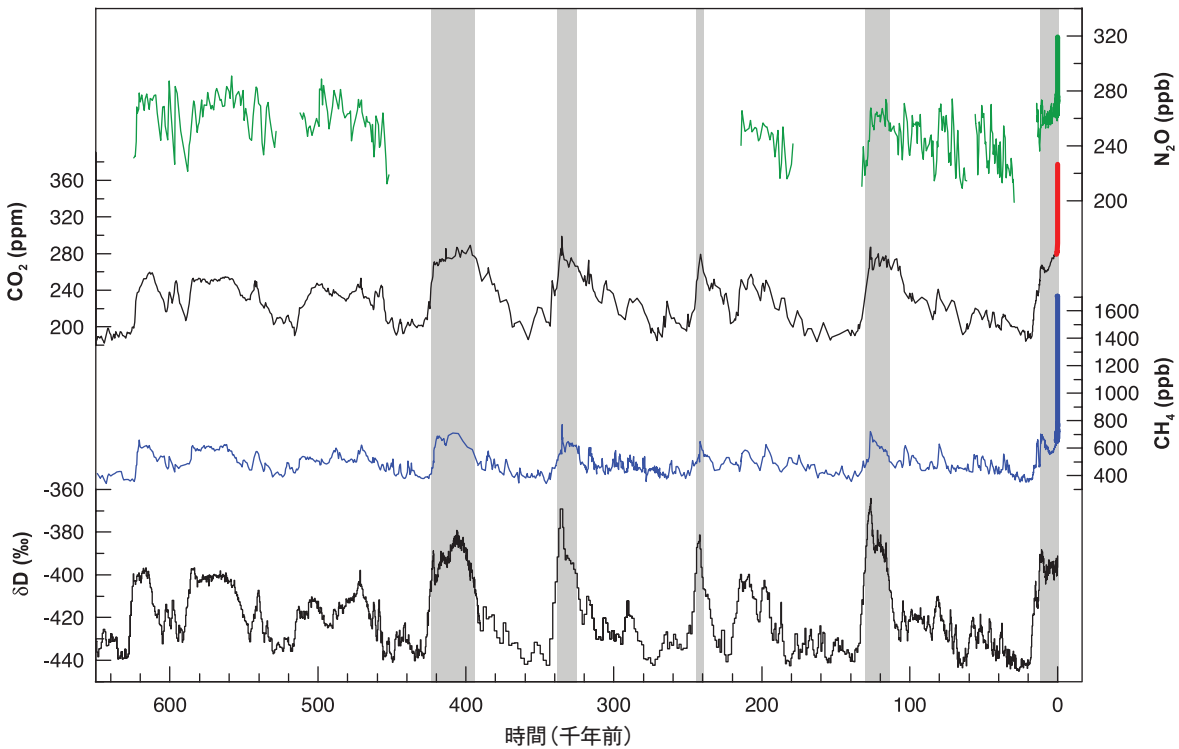
短寿命ガス(例えば二酸化硫黄や一酸化炭素)は化学的に反応性であり、一般に大気中の自然な酸化過程や地表での除去または降水でのウォッシュアウトによって除去されるため、その濃度は非常に変わりやすい。オゾンは顕著な温室効果ガスであって、大気中で他の種と関係する化学反応によって生成・破壊される。対流圏では、オゾンへの人為的影響は主としてオゾンの形成につながる前駆ガスの変化を通じて起きている。一方、成層圏では、人為的影響は主としてクロロフルオロカーボン類(CFCs)その他のオゾン破壊物質によって生じるオゾン除去率の変化を通じて起きている。

### TS.2.1.1 大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の変化

現在の二酸化炭素とメタンの大気中濃度は、65万年前までの大気組成の極氷床コア記録に見られる工業化以前の値をはるかに上回っている。複数の証拠によって、これらのガスの工業化後の増加は自然のメカニズムによるものではないことが確認されている(図TS.1及び図TS.2参照)。{2.3, 6.3~6.5, FAQ 7.1}

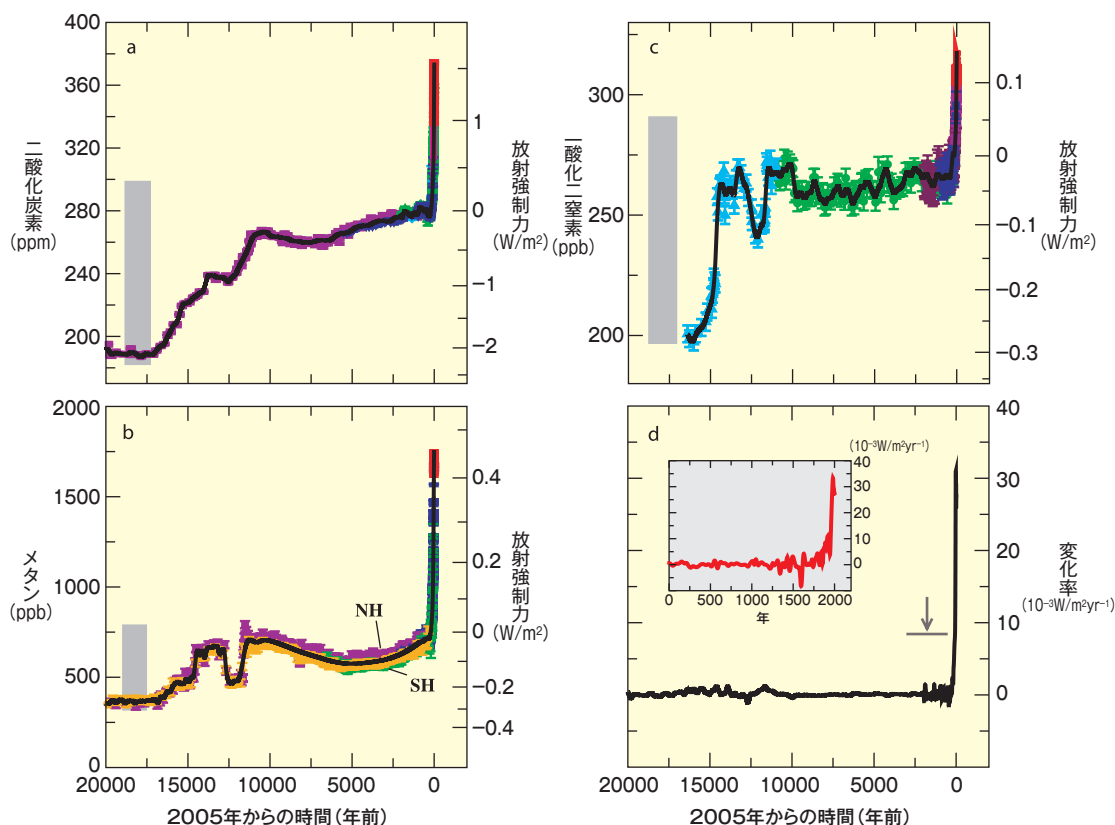
長寿命温室効果ガスである二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の濃度増加による地球の気候の総放射強制力と、1750年以來の総放射強制力の増加率(これらのガスによる可能性が非常に高い)は、過去10,000年以上に例がない大きさである(図TS.2)。これらの温室効果ガスによる、過去40年間にわたる約+1W/m<sup>2</sup>の複合放射強制力の継続的な増加は、工業化以前の2,000年間のどの時期よりも少なくとも6倍の速さである可能性が非常に高い。この期間の氷床コアデータは必要な時間的解像度を持っている。これらの長寿命温室効果ガスによる放射強制力は、すべての放射強制力要因のうちで最高水準の信頼性を持っている。{2.3, 6.4}

### 氷期-間氷期の氷床コアデータ



図TS.1. 南極の氷の中の重水素変動( $\delta D$ ) (局地的気温の代替)と、氷床コア内に閉じ込められた空気中及び最近の大気測定による、温室効果ガス(二酸化炭素( $CO_2$ )、メタン( $CH_4$ )及び一酸化二窒素( $N_2O$ ))の大気中濃度。データは65万年間について示し、灰色の帯は現在と過去の間氷期を示す。{図6.3より作成}

## 氷床コアと現在のデータによる温室効果ガスの変化



図TS.2. 過去20,000年間の(a)二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、(b)メタン(CH<sub>4</sub>)、(c)一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)の濃度と放射強制力、及び(d)これらの複合放射強制力の変化率を、南極とグリーンランドの氷と万年雪のデータ(記号)及び直接大気測定値(パネルa,b,cの赤線)から再構成したもの。灰色のバーは過去65万年間の自然変動の範囲を再構成したもの。放射強制力の変化率(パネルd、黒線)は、濃度データをスプライン近似することで計算した。氷データによる年代推定幅は、南極大陸ロードームなどの多雪地の約20年から南極大陸ドームCなどの少雪地の約200年にわたる。矢印は、二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の人為起源徴候をドームC少雪地での条件に対応して平滑化した場合に生じる放射強制力の変化率のピークを示している。パネルd内の高解像度の挿入図に示された1600年頃の放射強制力の負の変化率は、ロードームの記録にある約10ppmの二酸化炭素減少によるものである。[図6.4]

二酸化炭素の大気中濃度は、工業化以前の約280ppmから2005年には379ppmに増加した。二酸化炭素の大気中濃度は、工業化以前の8000年間には20ppm増加しただけであった。数十年から百年のスケールでの変動は10ppmよりも小さく、大部分が自然の過程によるものであった可能性が高い。しかし、1750年以降、二酸化炭素濃度は100ppm近く増加している。年間の二酸化炭素増加率は、最近10年間の値(1995～2005年の平均：年あたり1.9ppm)の方が、連続的な大気直接観測を開始して以来の値(1960～2005年の平均：年あたり1.4ppm)よりも大きい。[2.3, 6.4, 6.5]

工業化前以来の大気中二酸化炭素の増加は、 $+1.66 \pm 0.17 \text{ W/m}^2$ の放射強制力に寄与している。この寄与は、この報告書で考慮されている他のすべての放射強制力要因を上回っている。1995年から2005年までの

10年間に、大気中の二酸化炭素の増加率により、二酸化炭素による放射強制力が20%増加した。[2.3, 6.4, 6.5]

化石燃料の使用による二酸化炭素の排出と、土地利用の変化が植物と土壤炭素に及ぼす影響による二酸化炭素の排出が、大気中二酸化炭素増加の主な原因である。1750年以来、人為起源の二酸化炭素排出の約3分の2は化石燃料の燃焼から生じ、約3分の1は土地利用の変化から生じたものと推定されている。この二酸化炭素の約45%は大気中に残留し、約30%は海洋に取り込まれ、残りは陸上生物圏に取り込まれている。瞬間的に大気に注入された二酸化炭素の約半分は30年ほどの間に除去され、さらに30%が数世紀以内に除去され、残りの20%は何千年も大気中に留まるだろう。[7.3]

最近の数十年は二酸化炭素の排出量が増え続けてい

る(図TS.3参照)。世界の年間化石起源二酸化炭素排出量<sup>3</sup>は、1990年代の年あたり平均、炭素換算で64±4億トンから、2000～2005年には年あたり72±3億トンに増加した。土地利用変化に伴う二酸化炭素推定排出量<sup>4</sup>は、1990年代の平均で年あたり炭素換算にして5～27億トンであり、中央推定値は年あたり16億トンであった。表TS.1は最近何十年かの推定二酸化炭素収支を示す。{2.3, 6.4, 7.3, FAQ 7.1}

1980年代以来、自然の過程による二酸化炭素取り込みのうち陸上生物圏によるもの(すなわち表TS.1の残りの陸上吸収源)と海洋によるものが、人為起源の排出量(すなわち表TS.1の化石起源二酸化炭素排出量と土地利用変化によるフラックス)の約50%を除去した。これらの除去過程は、大気中二酸化炭素濃度と気候変動の影響を受ける。海洋と陸上生物圏による取り込みは同程度の大きさだったが、陸上生物圏による取り込みの方が変動が大きく、1990年代の方が1980年代よりも年あたり炭素換算で約10億トン多かった。観測によれば、表層海洋中の溶存二酸化炭素濃度(pCO<sub>2</sub>)はほとんどの場所で増加しており、大気中の二酸化炭素の増加にほぼ従っているが、地域と時間による変動が大きい。{5.4, 7.3}

陸上生物圏への炭素の取り込みと貯蔵は、植物の生長、植林及び固定の変化による取り込みと、従属栄養呼吸、収穫、森林減少、火災、バイオマスや土壌に影響を与える汚染等の攪乱要因による排出との間の正味

の差から生じる。さまざまな地域の火災頻度の増減は正味の炭素取り込み量に影響を与えており、北方地域では火災による排出が最近数十年にわたって増えているようである。大気データのネットワークを用いた逆解析法による正味二酸化炭素フラックスの推定結果によれば、北半球(NH)の中緯度地域での顕著な陸上取り込みと、熱帯地域でのゼロに近い陸面—大気間フラックスが示されている。したがって、熱帯の森林減少は再生長とほぼバランスしていることになる。{7.3}

大気中二酸化炭素増加率に見られる短期(年々)変動は、主として大気と陸上生物圏の間の二酸化炭素フラックスの変化によって支配されており、大気海洋間フラックスの変動による部分も小さいながら顕著である(図TS.3参照)。陸上生物圏フラックスの変動は気候の変動によって駆動される。植物の生長による二酸化炭素の取り込みと、従属栄養呼吸と火災に伴う有機物の分解による大気への二酸化炭素の回帰がこのフラックスに影響を与えている。エルニーニョ—南方振動(ENSO)現象は、陸と海の表面温度、降水及び火災の発生を通じてフラックスに影響を与えるため、大気中二酸化炭素増加率の年々変動を引き起こす主要因となっている。{7.3}

現時点では、大気中の二酸化炭素の増加が、大規模な陸上炭素取り込みに及ぼす直接的な影響について、信頼性のある定量的評価はできていない。大気中二酸化炭素濃度の増加と栄養の堆積(施肥効果)によって植

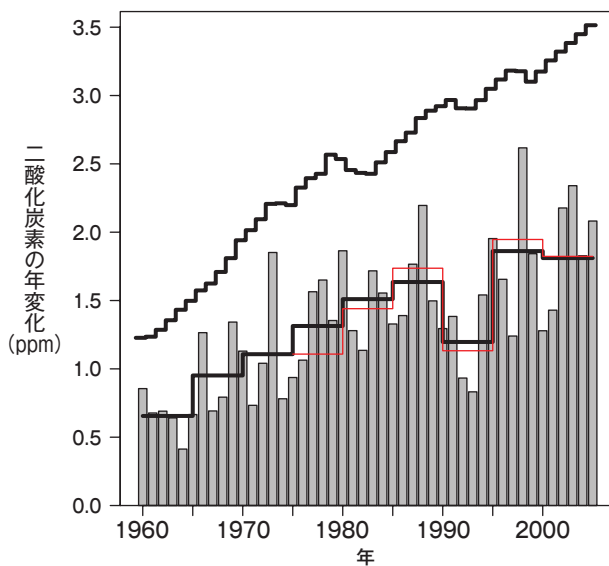
表TS.1. 世界の炭素収支。慣習により、正の値は大気中への二酸化炭素フラックス(単位は、年あたり炭素換算で10億トン)、負の値は大気からの取り込み(すなわち「二酸化炭素吸収源」)を表す。2004年と2005年の化石起源二酸化炭素排出量は暫定的な推定値に基づく。利用可能な研究の数が限られているため、陸から大気への正味フラックスとその内訳については、不確実性の範囲を65%信頼区間としており、年々変動を含んでいない(第7.3節参照)。NAはデータがないことを示す。

	1980年代	1990年代	2000～2005年
大気中の増加	3.3±0.1	3.2±0.1	4.1±0.1
化石起源二酸化炭素排出量	5.4±0.3	6.4±0.4	7.2±0.3
海から大気への正味フラックス	-1.8±0.8	-2.2±0.4	-2.2±0.5
陸から大気への正味フラックス	-0.3±0.9	-1.0±0.6	-0.9±0.6
その内訳			
土地利用変化によるフラックス	1.4 (0.4～2.3)	1.6 (0.5～2.7)	NA
残りの陸上吸収	-1.7 (-3.4～0.2)	-2.6 (-4.3～-0.9)	NA

3 化石起源の二酸化炭素の排出は、化石燃料の生産、流通、消費及びセメント生産からの排出を含む。炭素換算で10億トンの排出は、二酸化炭素換算で36.7億トンに相当する。

4 第7.3節で説明するように、土地利用変化による排出の不確実性範囲と、したがって炭素循環収支全体の不確実性範囲は、65%信頼区間としてしか与えられない。



CO<sub>2</sub>の排出量と濃度増加

図TS.3. 世界平均二酸化炭素濃度の年変化(灰色の棒グラフ)と二つの異なる測定ネットワークによる5年平均(赤と下の黒い階段状のグラフ)。5年平均により、1972年、1982年、1987年及び1997年の強いENSOに伴う短期的変動が平滑化されている。5年平均の不確実性は、赤と下の黒い線の間によって示され、0.15ppm程度の大きさである。上の折れ線グラフは、すべての化石燃料からの排出が大気中に留まり他の排出がなかった場合に起きたであろう年増加量を示している。{図7.4}

物の生長が刺激され得る。しかし、たいていの実験や研究によれば、そのような反応が現れるのは比較的短期間であり、水と栄養の利用可能性など他の効果と深く関連している。同様に、廃棄物や土壌の従属栄養呼吸に対する気候(温度と湿度)の影響についても、実験や研究でははっきりしていない。気候の変動が炭素の取り込みに与える影響については、別にTS.5.4で扱っている。{7.3}

2005年のメタンの量は約1774ppbであり、工業化以前の値の倍以上である。大気中メタン濃度は過去10,000年の間に580ppbと730ppbの間をゆっくりと変動してきたが、過去2世紀の間に約1000ppb増加した。これはこの気体の変化としては少なくとも過去8万年で最も速いものである。メタンの増加率は、1970年代後半と1980年代初期に年あたり1%強の最大値を示したが、1990年代初期以降は顕著に低下し、1999年から2005年までの6年間は0に近かった。メタンの量の増加は排出量が除去量を超える時に起きる。最近の増加率の低下は、排出量が現在、除去量とほぼ一致していることを意味する。除去は主としてヒドロキシルラジカル(OH)による酸化による。第3次評価報告書以後の、二つの独立のトレーサー(メチルクロロホルムと<sup>14</sup>CO)を用いた新たな研究では、世界のOH

量の顕著な長期的変化は現れていない。したがって、1993年頃以来の大気中メタン増加率の低下は、総排出量がほぼ一定である間に大気が平衡状態に近づいているため、という可能性が高い。{2.3, 7.4, FAQ 7.1}

工業化前以来の大気中メタン濃度の増加は、 $+0.48 \pm 0.05 \text{ W/m}^2$ の放射強制力に寄与してきた。温室効果ガスのうちで、これは二酸化炭素に次ぐ大きさである。{2.3}

現在の大气中メタン水準は、自然起源の排出量を上回るメタンの人為起源の継続的な排出によるものである。メタンの総排出量は、観測された濃度と、独立して推定された除去率からうまく決定できる。メタンの個々の発生源からの排出量は総排出量ほど十分に定量化されていないが、大部分は、湿地、反芻(はんすう)動物、米作、バイオマス燃焼からの排出を含む生物起源であり、化石燃料関連の排出を含む工業起源からの寄与は、それよりも小さい。メタンの排出源に関するこの知見を、過去65万年間のメタン濃度の自然変動の範囲が小さいこと(図TS.1)及び1750年から劇的に増加したこと(図TS.2)と併せると、観測されたメタンの長期的変化は人為起源の活動によるものである可能性が非常に高い。{2.3, 6.4, 7.4}

過去15年間の減速に加えて、大気中メタンの増加率には年々変動が大きい、これはまだ十分に説明されていない。1996年から2001年までの期間の年々変動への最大の寄与は、湿地とバイオマス燃焼からの排出の変動であるように見える。いくつかの研究が示唆するところによれば、湿地のメタン排出量は温度に対して非常に敏感であり、また水文的な変化にも影響される。利用可能なモデル推定ではすべて、将来の気候変動に伴い湿地からの排出量が増加するが、そのような正のフィードバック効果の大きさについては大きな違いがある。{7.4}

2005年の一酸化二窒素濃度は319ppbであり、工業化以前の値よりも約18%高かった。一酸化二窒素は、過去数十年の間に年あたり約0.8ppb、ほぼ直線的に増加した。氷床コアデータによれば、一酸化二窒素の大気中濃度の変動は、工業化以前の11,500年間は約10ppb未満であった。{2.3, 6.4, 6.5}

工業化前以来の一酸化二窒素の増加は現在、 $+0.16 \pm 0.02 \text{ W/m}^2$ の放射強制力に寄与している。これは主として人間活動、特に農業及び関連の土地利用変化によるものである。現在の推定によれば、一酸化二窒素の総排出量の約40%が人為起源であるが、個々の発生源の推定値にはまだ顕著な不確実性が伴う。{2.3, 7.4}

### TS.2.1.3 大気中ハロカーボン類、成層圏オゾン、 対流圏オゾン、その他のガスの変化

クロロフルオロカーボン類とハイドロクロロフルオロカーボン類(HCFCs)は純粹に人為起源の温室効果ガスであり、さまざまな用途に使われている。これらのガスの排出量はモントリオール議定書の下での段階的廃止によって減少しており、CFC-11とCFC-113の大気中濃度は現在、自然の除去過程によって減少しつつある。第3次評価報告書以後の極地万年雪コアの観測によって、これらの温室効果ガスの一部については利用可能な時系列情報が増えた。観測された大気中のクロロフルオロカーボン類とハイドロクロロフルオロカーボン類の増加の原因は工業的発生源であることが氷床コアと現場データによって確認されている。{2.3}

モントリオール議定書の対象となっているガスは、2005年の直接放射強制力に $+0.32 \pm 0.03 \text{ W/m}^2$ 寄与した。CFC-12は引き続き三番目に重要な長寿命放射強制力物質であった。これらのガスは、グループとして長寿命温室効果ガスによる総放射強制力の約12%に寄与した。{2.3}

京都議定書の対象である工業用フッ化ガス(ハイドロフルオロカーボン類(HFCs)、パーフルオロカーボン類(PFCs)、六フッ化硫黄(SF<sub>6</sub>))の濃度は比較的小さいが急速に増加しつつある。これらの2005年の総放射強制力は $+0.017 \text{ W/m}^2$ であった。{2.3}

対流圏オゾンは、大気中の前駆物質の化学反応によって生成される短寿命温室効果ガスであり、空間的及び時間的変動が大きい。測定とモデリングの向上によって、対流圏オゾンの形成につながる化学前駆物質(主に一酸化炭素、窒素酸化物(その発生源と、雷の可能な長期変化傾向(トレンド)も含む)及びホルムアルデヒド)に関する理解が進んだ。全体的に現行のモデルは、基礎となる過程に基づくことで、現在の地球全体の対流圏オゾンの分布の主な特徴を記述することに成功している。新しい衛星観測と現場観測は、これらのモデルに重要な地球全体の制約条件を提供している。しかし、排出量や気候の大きな変化に伴うオゾンの変化を再現する能力と、20世紀に観測されたオゾン濃度の長期トレンドのシミュレーションについての確信度は低い。{7.4}

対流圏オゾンの放射強制力は、 $+0.35 [+0.25 \sim +0.65] \text{ W/m}^2$ と推定されており、その科学的理解の水準は中程度である。この放射強制力の最良推定値は第3次評価報告書と変わっていない。観測によれば、過去数十年間の対流圏オゾンのトレンドは、多くの場

所で符号と大きさが異なるが、低緯度地域には顕著な上昇トレンドの徴候がある。工業化前以来の対流圏オゾンの増加による放射強制力に関するモデル研究は、第3次評価報告書に用いられたモデルに比べて複雑性と広範性が増している。{2.3, 7.4}

対流圏オゾンの変化は、大気の質と気候の変動に関連している。多数の研究が示すところによれば、夏季の日中のオゾン濃度は気温と強く相関している。この相関は、温度に依存する生物起源の揮発性有機炭素の排出、窒素酸化物(NO<sub>x</sub>)の貯蔵所として働く硝酸パーオキシアセチルの熱分解、及び地域的停滞を伴う高温からの寄与を反映しているようである。1988年夏の異例な高温停滞状態は、米国北東部における年間地表オゾンの最高記録の原因となった。2003年のヨーロッパの夏の熱波も、地表での例外的に高い局所オゾンと関連していた。{Box7.4}

成層圏オゾンの破壊による放射強制力は、モントリオール議定書の対象ガスによって生じており、 $-0.05 \pm 0.10 \text{ W/m}^2$ であると再評価されている。これは第3次評価報告書の値よりも弱く、その科学的理解の水準は中程度である。1980年代と1990年代に観測されたような、地球全体の成層圏オゾンが益々破壊されていくというトレンドはもう起きていない；しかし、地球全体の成層圏オゾンは今でも1980年以前の値より約4%低く、オゾンの回復が始まったのかどうかはまだ明確でない。オゾンの化学的破壊に加えて、力学的な変化も北半球中緯度のオゾン減少に寄与した可能性がある。{2.3}

人間活動による水蒸気の直接排出の、放射強制力への寄与は無視できるほど小さい。しかし、世界平均気温が上がるにつれて対流圏水蒸気濃度が上がることは、重要なフィードバックになるが、気候変動の放射強制力ではない。灌漑を主とする人間活動による水の大気への直接排出は、放射強制力の要因である可能性があるが、自然発起源の大気中水蒸気の1%未満にしか相当しない。化石燃料の燃焼による水蒸気の大気への直接注入は、農業活動によるものよりもかなり少ない。{2.5}

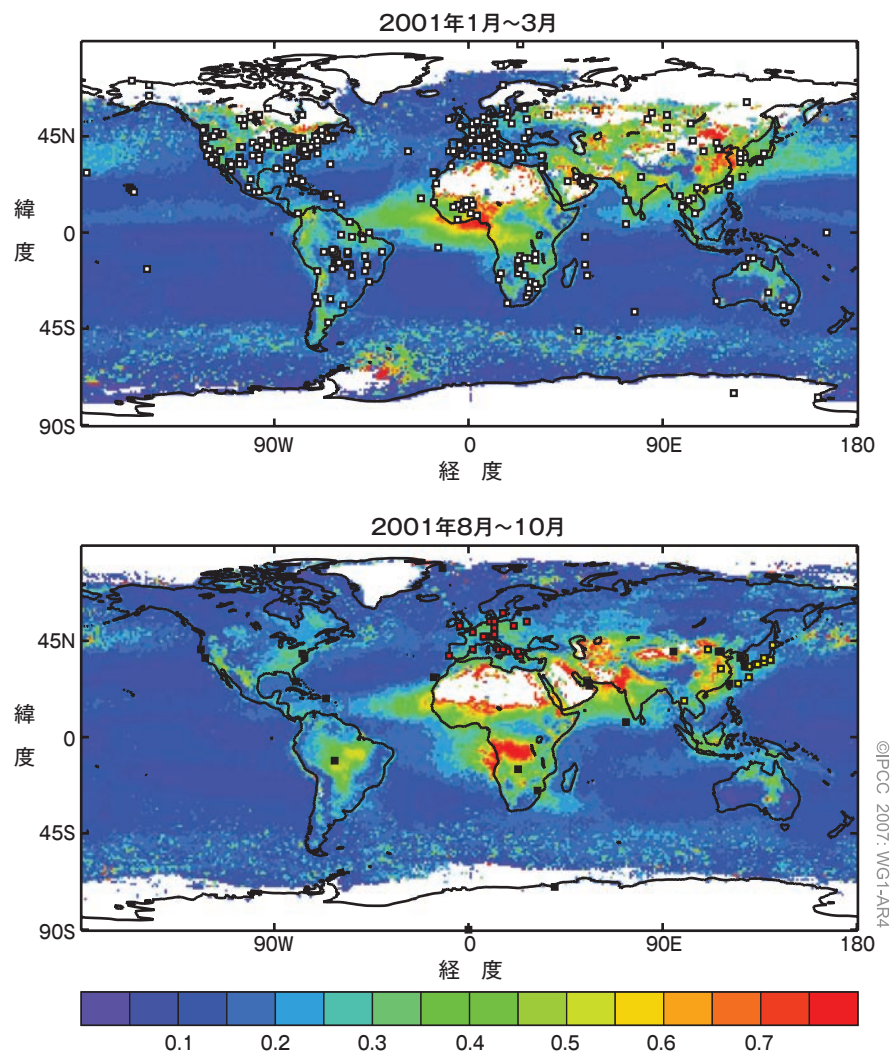
化学輸送モデルの研究に基づき、メタンの酸化に伴う対流圏水蒸気の増加による放射強制力は、 $+0.07 \pm 0.05 \text{ W/m}^2$ と推定されている。対応する圏界面付近の水蒸気の垂直構造の変化へのメタンの寄与が不確実なため、科学的理解の水準は低い。人間が原因となって成層圏の水蒸気を増やし、それが放射強制力に寄与しているその他の可能性については、あまり理解されていない。{2.3}

## TS.2.2 エロゾル

エロゾルによる直接的な放射強制力については、以前よりも相当良く定量化されており、第3次評価報告書時以来、理解が大きく進歩した。当時は、いくつかの構成要素に関する科学的理解の水準が非常に低かった。すべてのエロゾルタイプを合わせた直接的なエロゾル放射強制力の総量は、今回初めて $-0.5 \pm 0.4 \text{W/m}^2$ として与えられ、その科学的理解の水準は中～低である。大気モデルが向上し、現在、多くのモデルが重要なすべてのエロゾル構成要素を取り扱っている。エロゾルは、放射を吸収・散乱する性質が種類によって相当ばらつきがあるため、正味で降温効果を持つことも昇温効果を持つこともある。産業起源のエロゾルは、主として硫酸塩、有機及び黒色炭素、硝酸塩、工業塵埃の混合物であり、北半球の多くの大陸地域で明らかに識別可能である。現場観測、衛星観測、地表観測の向上により(図TS.4参照)、全球エロゾルモデルによる再現実験が可能になっている。これらの向上によって初めて直接的なエロゾルによる放射強制力の総量の定量化が可能になり、これは第3次評価報告書以来の重要な進歩のひとつとなっている。直接放射強制力の個々の種の内訳についての確実性は低いが、モデルによる推定では、硫酸塩が $-0.4 \pm 0.2 \text{W/m}^2$ 、化石燃料有機炭素が $-0.05 \pm 0.05 \text{W/m}^2$ 、化石燃料黒色炭素が $+0.2 \pm 0.15 \text{W/m}^2$ 、バイオマス燃焼が $+0.03 \pm 0.12 \text{W/m}^2$ 、硝酸塩が $-0.1 \pm 0.1 \text{W/m}^2$ 、そして鉱物塵埃が $-0.1 \pm 0.2 \text{W/m}^2$ である。最近の二つの排出目録研究は氷床コアのデータを支持しており、それによると、地球全体の人為起源硫酸塩排出量が1980～2000年の期間に減少したことと、硫酸塩放射強制力の地理的分布が変化したことを示唆している。{2.4, 6.6}

バイオマス燃焼、硝酸塩及び鉱物塵埃エロゾルによる直接的な放射強制力の推定値は、第3次評価報告書から大きく変化した。バイオマス燃焼エロゾルの直接的な放射強制力の推定値は、負の値からゼロ近くの値に改定された。これは推定値が雲上のエロゾルの発生に強く影響されるためである。硝酸塩エロゾルによる放射強制力が初めて与えられている。鉱物塵埃については、人為起源による部分の推定値が減少したことで、直接的な放射強制力の範囲は減少している。{2.4}

### エロゾルの光学的厚さの合計



図TS.4. (上)2001年1～3月と(下)2001年8～10月の衛星測定によって決定された中可視波長での(自然起源と人為起源のエロゾルによる)総エロゾル光学的深さ。産業起源エロゾルとバイオマス燃焼エロゾルの季節変化を示している。データは衛星測定によるものを、二つの図に示した場所での地上ベースのそれぞれ異なる二種類の測定で補った(詳細は第2.4.2節参照)。[図2.11]

水雲に対する人為起源エアロゾルの影響は、間接的な雲アルベド効果(第3次評価報告書では第一間接効果と呼ばれた)を引き起こす。初めて得られたその最良推定値は $-0.7[-0.3\sim-1.8]W/m^2$ である。液体水雲に対するアルベド効果を全球モデルで推定した数は第3次評価報告書以来かなり増加し、推定値はより厳密な方法で評価されている。この放射強制力の推定値は、複数のモデル研究から得られたものである。これらのモデルは、より多くのエアロゾル種を取り込み、より詳細にエアロゾルと雲の相互作用過程を記述している。モデル研究で、より多くのエアロゾル種を扱ったり、衛星観測による制約を受けるほど、雲アルベド効果が弱くなる傾向にある。第3次評価報告書以来の進歩進捗と放射強制力推定幅の縮小にもかかわらず、測定値と過程モデリングの両方に大きな不確実性が残っており、科学的理解の水準は低いが、非常に低い水準だった第3次評価報告書よりは高くなった。{2.4, 7.5, 9.2}

エアロゾルの他の影響には、雲寿命効果、半直接効果、エアロゾル-水雲相互作用などがある。これらは放射強制力ではなく気候応答の一部と考えられている。{2.4, 7.5}

### TS.2.3 飛行機雲、土地利用、その他の影響

世界の航空による持続的な線状の飛行機雲は、放射強制力の寄与が $+0.01[+0.003\sim+0.03]W/m^2$ と小さく、その科学的理解の水準は低い。この最良推定値は第3次評価報告書での推定値よりも小さい。この差が生じたのは、飛行機雲被覆についての新たな観測事実と、飛行機雲の光学的深さの推定値が小さくなったことによる。広がった飛行機雲による正味の放射強制力については最良推定値がない。その巻雲量への影響と、航空エアロゾルの背景雲量への世界的な影響は、未知のままである。{2.6}

人間が引き起こした土地被覆の変化により、世界の地表アルベドは増加し、 $-0.2\pm 0.2W/m^2$ の放射強制力につながった。これは第3次評価報告書と同じで、科学的理解の水準は中～低である。雪上に積もった黒色炭素エアロゾルは地表アルベドを減少させ、これに伴い $+0.1\pm 0.1W/m^2$ の放射強制力をもたらしたと推定される(科学的理解の水準は低い)。第3次評価報告書以来、手法の改善、評価におけるフィードバックの除外及び大規模観測の織り込みの改善などを伴い、土地利用変化による放射強制力の推定値が数多く得られた。現在の植生と過去の状態についての地図化と特性

の記述、地表放射過程のパラメタリゼーション、及びモデル気候のバイアスなどが推定値における不確実性となる。雪中に煤があると、雪のアルベドが低下し、正の放射強制力につながり、融雪に影響する可能性がある。煤が雪に取り込まれる様子とその結果の光学的性質については不確実性が大きい。{2.5}

土地利用変化が気候に及ぼす影響は、一部の地域では局所的に顕著であると考えられるが、地球規模では、温室効果ガスによる温暖化よりも小さい。人間活動の結果として生じる地表(植生、土壌、水)の変化は、放射、雲量、表面粗度及び地上気温の変化を通じて局地的な気候に顕著な影響を与える可能性がある。植生被覆の変化も、地域的なスケールでは、地表のエネルギーと水のバランスにかなりの影響を与える可能性がある。これらの影響は非放射性的な過程を伴い(したがって、放射強制力による定量化はできない)、その科学的理解の水準は非常に低い。{2.5, 7.2, 9.3, Box11.4}

人為起源のエネルギー生産からの熱の放出は、都会地域では顕著である可能性があるが、地球全体では顕著でない。{2.5}

### TS.2.4 太陽活動と火山噴火による放射強制力

総太陽放射照度の連続モニタリングは現在、過去28年間をカバーしている。データの示すところによれば、放射照度には、よく確立された11年の周期があり、太陽周期の極小期から極大期まで0.08%変化し、顕著な長期トレンドはない。新たなデータにより、太陽活動の変化に伴う広い波長範囲での太陽スペクトルフラックスの変化がより正確に定量化された。高品質の多重測定値を用いた較正の向上も、理解の改善に寄与した。太陽物理に関する現在の理解と放射照度変動に関する既知の原因を当てはめると、太陽極小期を含む過去二回の太陽周期の間に放射照度水準が同程度だったことが示唆される。現在の照度変動の第一の原因として知られているのは、太陽表面上の黒点(小さな暗い部分であって、放射が局地的に減少している所)と白斑(大きな明るい部分であって、放射が局地的に増大している所)の存在である。{2.7}

1750年以來の太陽出力の変化による直接的な放射強制力の推定値は $+0.12[+0.06\sim+0.3]W/m^2$ であり(科学的理解の水準は低い)、第3次評価報告書で示された推定値の半分未満である。放射強制力の推定値が下方修正されたのは、1610年(マウンダー極小期)以來の太陽放射の長期的変化を再評価した結果である。これらの再評価は：地磁気、宇宙線、恒星などの

代替データに頼らない太陽磁束のモデルを用いた新たな再構成；最近の太陽変動と物理的過程の関係に関する理解の向上、及び太陽のような恒星の変動の再評価に基づいて行われた。これによって科学的理解の水準は第3次評価報告書の「非常に低い」から、本評価報告書の「低い」に上がったが、直接観測の不足と長期太陽変動メカニズムの理解不十分のため、大きな不確実性が残っている。{2.7, 6.6}

太陽活動により変調された宇宙線による大気のエ離と世界の平均下層雲量の間経験的な関連があることが報告されているが、系統的な間接太陽効果を示す証拠は曖昧なままである。対流圏に到達するのに十分なエネルギーの銀河宇宙線により、雲凝結核の数、したがって微小物理的な雲の性質（小滴数や濃度）が変化し、さらに対流圏エアロゾルの間接雲アルベド効果に類似の雲過程の変化が引き起こされて、結果として太陽による間接的な気候の強制力がもたらされうると示唆されている。いくつかの研究で、特定の地域・雲の種類・期間について、さまざまな相関の調査が行われたが、宇宙線の時系列は1991年以降の世界の全雲量や1994年以降の世界の下層雲量とは対応していないように見える。物理的な機構が解明されていないことと、他に雲量の変化に影響する妥当な原因があることを考え合わせると、銀河宇宙線に誘発されたエアロゾルの変化と雲の形成を関連付けるのは問題がある。{2.7}

爆発性の火山噴火により、成層圏硫酸塩エアロゾルの濃度は大きく上がる。一回の噴火で世界の平均気候が数年間低下することもあり得る。火山性エアロゾルは、成層圏と地表／対流圏両方の放射エネルギー収支と気候を一時的に乱す。過去の多くの事象が、温度記録と硫酸塩の水床コア観測結果から明らかになっている。成層圏に大量の物質を投入できるほどの爆発性火山事象は、1991年のピナトゥボ山の噴火以来、起きていない。しかし、1991年のピナトゥボ山の噴火よりずっと大きな火山噴火が起き、より大きな放射強制力と長期的な気候システム寒冷化を生じる可能性がある。{2.7, 6.4, 6.6, 9.2}

### TS.2.5 地球全体の正味放射強制力、地球温暖化係数、放射強制力のパターン

気候の温暖化・寒冷化に及ぼす人為起源の影響に関する理解が第3次評価報告書以来向上し、1750年以降の人間活動の効果が $+1.6 [+0.6 \sim +2.4] \text{ W/m}^2$ の正味の正の放射強制力であるとの確信度が非常に高

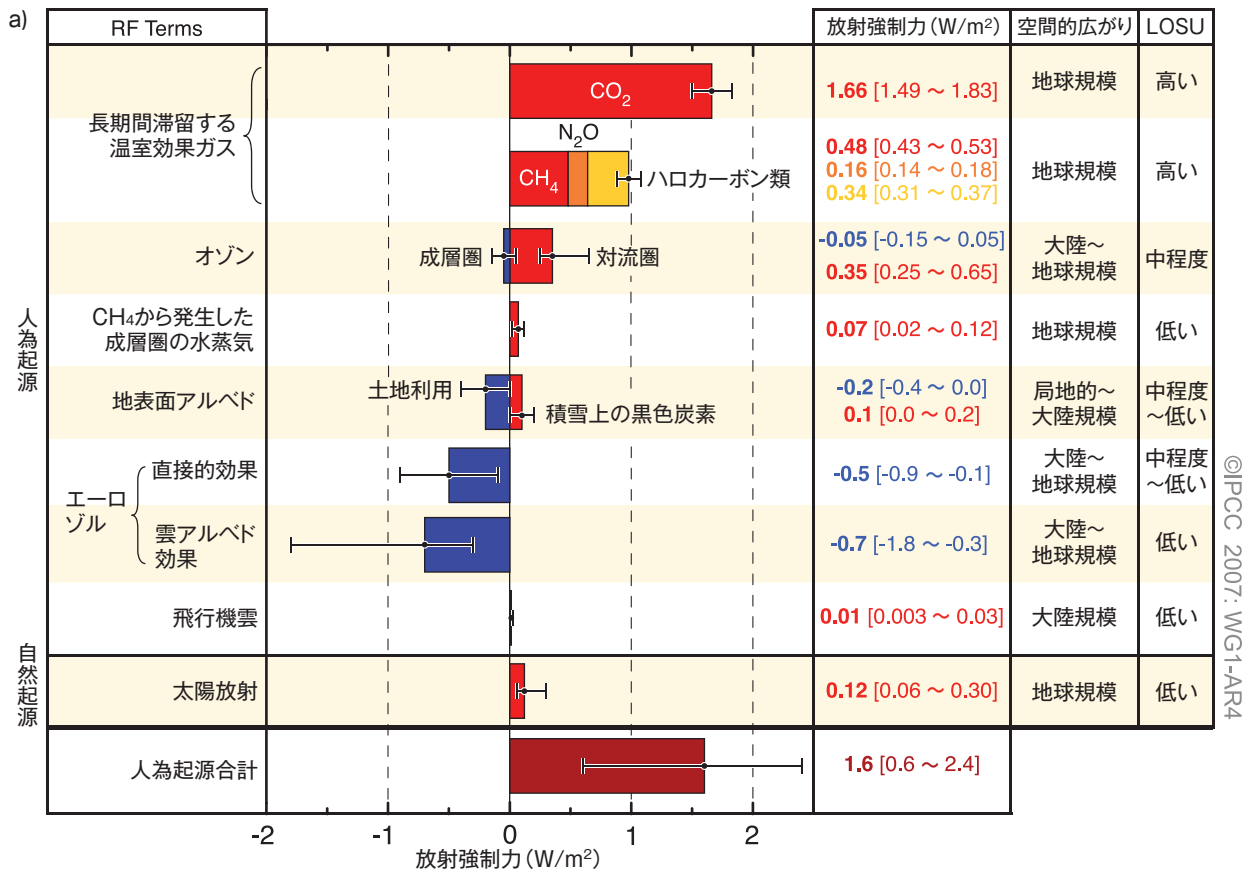
い。第3次評価報告書以来改善してきた放射強制力メカニズムの理解と定量化により、初めて諸要因を合わせた正味人為起源放射強制力の導出が可能になった。各放射強制力要因の構成要素の値とそれらの不確実性を組み合わせると、図TS.5に示すように複合人為起源放射強制力推定値の確率分布が得られる；最も可能性の高い値は、太陽放射照度の変化による放射強制力の推定値よりも約一桁大きい。推定値の範囲は $+0.6 \sim +2.4 \text{ W/m}^2$ であり、この人間活動による気候システムの正味の正の放射強制力には、非常に高い確信度がある。長寿命温室効果ガス類全体の寄与は $+2.63 \pm 0.26 \text{ W/m}^2$ である。これは支配的な放射強制力要素であり、科学的理解の水準は最高である。対照的に、エアロゾルの直接効果、雲アルベド及び地表面アルベドの効果は負の放射強制力に寄与するが、理解度は低く、不確実性が大きい。正味の推定値の範囲は、負の放射強制力要素によって大きくなっており、負の要素の不確実性は正の要素の不確実性よりも大きい。雲アルベド効果の推定値に関する不確実性の性質により、分布は顕著な非対称性を示す。分布に関する不確実性には、構造的な側面（例えば、構成要素の極値の表現、放射強制力メカニズムの重み付けの欠如、説明や定量化されていない放射強制力の可能性など）と統計的な側面（例えば、構成要素の不確実性が従う分布型の仮定）がある。{2.7, 2.9}

地球温暖化係数(GWP)は、さまざまな長寿命温室効果ガス類の排出の気候への影響可能性を比較するのに役立つ尺度である(表TS.2参照)。地球温暖化係数は、瞬間的な単位質量の排出からの特定期間(例えば100年)の放射強制力の積算値を比較し、さまざまな温室効果ガスの排出に伴う気候変動の可能性を比較する方法である。GWPの概念の短所(特に短寿命種の影響評価に用いる場合の短所)についてはよく文書化されている。{2.10}

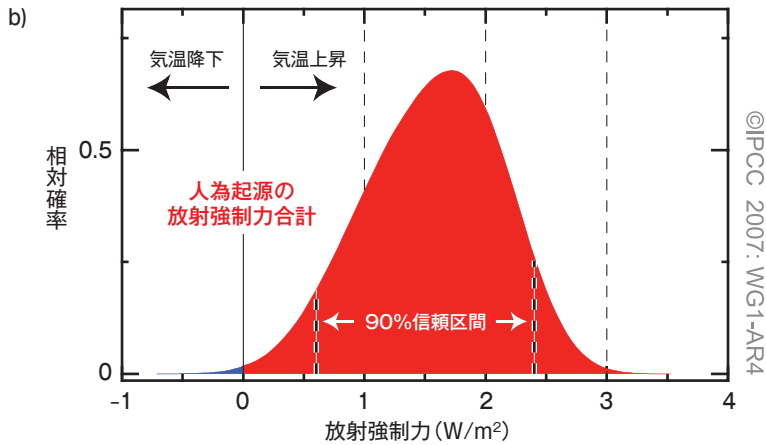
考察の対象となっている現実的な放射強制力の大きさと範囲においては、世界平均放射強制力と世界平均地上気温の応答の間にはほぼ線形の関係があることを示す証拠がある。放射強制力の空間パターンは、放射強制力の要因によって異なる。しかし一般に、気候の応答の空間的特徴は放射強制力のそれと一致するとは限らない。気候の応答の空間パターンは主に気候の諸過程とフィードバックによって制御されている。例えば、海水-アルベドフィードバックは高緯度の応答を増大させる傾向がある。応答の空間パターンは、陸域と海洋の熱慣性の差の影響も受けている。{2.8, 9.2}

放射強制力の構造が大気特定の構造または循環に

### 世界平均放射強制力



### 確率分布



図TS.5. (a) さまざまな要素及びメカニズムの2005年の世界平均放射強制力 (RF) と90%信頼区間。右側の欄には、最良推定値と信頼区間 (RF値); 放射強制力の典型的な地理的範囲 (空間的広がり); 第2.9節で説明されている科学的信頼性水準を示す科学的理解の水準 (LOSU) を記載。メタン、一酸化二窒素及びハロカーボン類の誤差は合算されている。正味の人為起源放射強制力及びその推定幅も記載。最良推定値と不確実性範囲は、一部の要素の不確実性が非対称であるため、各要素の単純合計では求められない; ここでの値は第2.9節で議論されているモンテカルロ法から得られたものである。ここに含まれていない他の放射強制力要素の科学的理解水準は非常に低いと考えられる。火山エアロゾルは、自然起源の放射強制力として付加的に寄与するが、影響が一時的であるためこの図には含まれていない。飛行機雲の推定幅には、航空が雲量に及ぼすその他の影響は含まれていない。

(b) (a) に示された全ての人為起源要素からの複合放射強制力の世界平均の確率分布。分布は各要素の最良推定値と不確実性を複合して計算されている。分布の広がり負の放射強制力要素によって顕著に増大している。負の要素は正の要素よりも不確実性が大きいからである。[2.9.1, 2.9.2; 図2.20]

表TS.2. 寿命、放射効率、及び二酸化炭素を1とした直接(メタンを除く)地球温暖化係数(GWP) [表2.14]

工業名または一般名	化学式	寿命(年)	放射効率 (W/m <sup>2</sup> ・ppb)	各期間での地球温暖化係数			
				SAR++ (100年)	20年	100年	500年
二酸化炭素	CO <sub>2</sub>	下参照 <sup>a</sup>	<sup>b</sup> 1.4x10 <sup>-5</sup>	1	1	1	1
メタン <sup>c</sup>	CH <sub>4</sub>	12 <sup>c</sup>	3.7x10 <sup>-4</sup>	21	72	25	7.6
一酸化二窒素	N <sub>2</sub> O	114	3.03x10 <sup>-3</sup>	310	289	298	153
<b>モントリオール議定書で規制されている物質</b>							
CFC-11	CCl <sub>3</sub> F	45	0.25	3,800	6,730	4,750	1,620
CFC-12	CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	100	0.32	8,100	11,000	10,900	5,200
CFC-13	CCIF <sub>3</sub>	640	0.25		10,800	14,400	16,400
CFC-113	CCl <sub>2</sub> FCCIF <sub>2</sub>	85	0.3	4,800	6,540	6,130	2,700
CFC-114	CCIF <sub>2</sub> CCIF <sub>2</sub>	300	0.31		8,040	10,000	8,730
CFC-115	CCIF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1,700	0.18		5,310	7,370	9,990
Halon-1301	CBrF <sub>3</sub>	65	0.32	5,400	8,480	7,140	2,760
Halon-1211	CBrClF <sub>2</sub>	16	0.3		4,750	1,890	575
Halon-2402	CBrF <sub>2</sub> CBrF <sub>2</sub>	20	0.33		3,680	1,640	503
四塩化炭素	CCl <sub>4</sub>	26	0.13	1,400	2,700	1,400	435
ブロムメチル	CH <sub>3</sub> Br	0.7	0.01		17	5	1
メチルクロロホルム	CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	5	0.06	100*	506	146	45
HCFC-21	CHCl <sub>2</sub> F	1.7	0.14		530	151	46
HCFC-22	CHClF <sub>2</sub>	12	0.2	1,500	5,160	1,810	549
HCFC-123	CHCl <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1.3	0.14	90	273	77	24
HCFC-124	CHClF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	5.8	0.22	470	2,070	609	185
HCFC-141b	CH <sub>3</sub> CCl <sub>2</sub> F	9.3	0.14	600	2,250	725	220
HCFC-142b	CH <sub>3</sub> CCIF <sub>2</sub>	17.9	0.2	1,800	5,490	2,310	705
HCFC-225ca	CHCl <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	1.9	0.2		429	122	37
HCFC-225cb	CHClF <sub>2</sub> CCIF <sub>2</sub>	5.8	0.32		2,030	595	181
<b>ハイドロフルオロカーボン類</b>							
HFC-23	CHF <sub>3</sub>	270	0.19	11,700	12,000	14,800	12,200
HFC-32	CH <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	4.9	0.11	650	2,330	675	205
HFC-41	CH <sub>3</sub> F	2.4	0.02	150	323	92	28
HFC-125	CHF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	29	0.23	2,800	6,350	3,500	1,100
HFC-134	CHF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	9.6	0.18	1000	3,400	1,100	335
HFC-134a	CH <sub>2</sub> FCF <sub>3</sub>	14	0.16	1,300	3,830	1,430	435
HFC-143	CH <sub>2</sub> FCHF <sub>2</sub>	3.5	0.13	300	1,240	353	107
HFC-143a	CH <sub>3</sub> CF <sub>3</sub>	52	0.13	3,800	5,890	4,470	1,590
HFC-152	CH <sub>2</sub> FCH <sub>2</sub> F	0.60	0.09		187	53	16
HFC-152a	CH <sub>3</sub> CHF <sub>2</sub>	1.4	0.09	140	437	124	38
HFC-161	CH <sub>3</sub> CH <sub>2</sub> F	0.3	0.03		43	12	3.7
HFC-227ea	CF <sub>3</sub> CHFCF <sub>3</sub>	34.2	0.26	2,900	5,310	3,220	1,040
HFC-236cb	CH <sub>2</sub> FCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	13.6	0.23		3,630	1,340	407
HFC-236ea	CHF <sub>2</sub> CHFCF <sub>3</sub>	10.7	0.3		4,090	1,370	418
HFC-236fa	CF <sub>3</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	240	0.28	6,300	8,100	9,810	7,660
HFC-245ca	CH <sub>2</sub> FCF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	6.2	0.23	560	2,340	693	211
HFC-245fa	CHF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	7.6	0.28		3,380	1,030	314
HFC-365mfc	CH <sub>3</sub> CF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	8.6	0.21		2,520	794	241
HFC-43-10mee	CF <sub>3</sub> CHFCHFCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	15.9	0.4	1,300	4,140	1,640	500

表TS.2. (続き)

工業名または 一般名	化学式	寿命(年)	放射効率 (W/m <sup>2</sup> ・ppb)	各期間での地球温暖化係数			
				SAR++ (100年)	20年	100年	500年
<b>パーフルオロ化合物</b>							
六フッ化硫黄	SF <sub>6</sub>	3,200	0.52	23,900	16,300	22,800	32,600
三フッ化窒素	NF <sub>3</sub>	740	0.21		12,300	17,200	20,700
PFC-14	CF <sub>4</sub>	50,000	0.10	6,500	5,210	7,390	11,200
PFC-116	C <sub>2</sub> F <sub>6</sub>	10,000	0.26	9,200	8,630	12,200	18,200
PFC-218	C <sub>3</sub> F <sub>8</sub>	2,600	0.26	7,000	6,310	8,830	12,500
PFC-318	c-C <sub>4</sub> F <sub>8</sub>	3,200	0.32	8,700	7,310	10,300	14,700
PFC-3-1-10	C <sub>4</sub> F <sub>10</sub>	2,600	0.33	7,000	6,330	8,860	12,500
PFC-4-1-12	C <sub>5</sub> F <sub>12</sub>	4,100	0.41	7,500	6,510	9,160	13,300
PFC-5-1-14	C <sub>6</sub> F <sub>14</sub>	3,200	0.49	7,400	6,600	9,300	13,300
PFC-9-1-18	C <sub>10</sub> F <sub>18</sub>	>1,000 <sup>f</sup>	0.56		>5,500	>7,500	>9,500
トリフルオロメチル 五フッ化硫黄	SF <sub>5</sub> CF <sub>3</sub>	800	0.57		13,200	17,700	21,200
パーフルオロシクロプロパン	c-C <sub>3</sub> F <sub>6</sub>	>1000	0.42		>12,700	>17,340	>21,800
<b>フッ化エーテル</b>							
HFE-125	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	136	0.44		13,800	14,900	8,490
HFE-134	CHF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	26	0.45		12,200	6,320	1,960
HFE-143a	CH <sub>3</sub> OCF <sub>3</sub>	4.3	0.27		2,630	756	230
HCFE-235da2	CHF <sub>2</sub> OCHClCF <sub>3</sub>	2.6	0.38		1,230	350	106
HFE-245cb2	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	5.1	0.32		2,440	708	215
HFE-245fa2	CHF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	4.9	0.31		2,280	659	200
HFE-254cb2	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	2.6	0.28		1,260	359	109
HFE-347mcc3	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	5.2	0.34		1,980	575	175
HFE-347pcf2	CHF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	7.1	0.25		1,900	580	175
HFE-356pcc3	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	0.33	0.93		386	110	33
HFE-449sl (HFE-7100)	C <sub>4</sub> F <sub>9</sub> OCH <sub>3</sub>	3.8	0.31		1,040	297	90
HFE-569sf2 (HFE-7200)	C <sub>4</sub> F <sub>9</sub> OC <sub>2</sub> H <sub>5</sub>	0.77	0.3		207	59	18
HFE-43-10pccc124 (H-Galden 1040x)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OC <sub>2</sub> F <sub>4</sub> OCHF <sub>2</sub>	6.3	1.37		6,320	1,870	569
HFE-236ca12 (HG-10)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	12.1	0.66		8,000	2,800	860
HFE-338pcc13 (HG-01)	CHF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub>	6.2	0.87		5,100	1,500	460
	(CF <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> CFOCH <sub>3</sub>	3.4	0.31		1204	343	104
	CF <sub>3</sub> CF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> OH	0.4	0.24		147	42	13
	(CF <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> CHOH	1.8	0.28		687	195	59
HFE-227ea	CF <sub>3</sub> CHFOCF <sub>3</sub>	11	0.40		4,540	1,540	468
HFE-236ea2	CHF <sub>2</sub> OCHF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	5.8	0.44		3,370	989	301
HFE-236fa	CF <sub>3</sub> CH <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	3.7	0.34		1,710	487	148
HFE-245fa1	CHF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	2.2	0.30		1,010	286	87
HFE 263fb2	CF <sub>3</sub> CH <sub>2</sub> OCH <sub>3</sub>	0.2	0.1		38	11	3
HFE-329mcc2	CHF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	6.8	0.49		3,060	919	279
HFE-338mcf2	CF <sub>3</sub> CH <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	4.3	0.43		1,920	552	168
HFE-347mcf2	CHF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	2.8	0.41		1,310	374	114
HFE-356mec3	CH <sub>3</sub> OCF <sub>2</sub> CHFCF <sub>3</sub>	0.94	0.30		355	101	31
HFE-356pcf2	CHF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	2.0	0.37		931	265	80
HFE-356pcf3	CHF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> CHF <sub>2</sub>	3.6	0.39		1,760	502	153
HFE 365mcf3	CF <sub>3</sub> CF <sub>2</sub> CH <sub>2</sub> OCH <sub>3</sub>	0.27	0.11		41	11	4



表TS.2. (続き)

工業名または一般名	化学式	寿命(年)	放射効率 (W/m <sup>2</sup> ・ppb)	各期間での地球温暖化係数			
				SAR++ (100年)	20年	100年	500年
<b>フッ化エーテル(続き)</b>							
HFE-374pc2	CHF <sub>2</sub> CF <sub>2</sub> OCH <sub>2</sub> CH <sub>3</sub>	5.0	0.25		1,930	557	169
	-(CF <sub>2</sub> ) <sub>4</sub> CH(OH)-	0.3	0.85		258	73	23
	(CF <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> CHOCHF <sub>2</sub>	3.1	0.41		1,330	380	115
	(CF <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> CHOCH <sub>3</sub>	0.25	0.30		94	27	8.2
<b>パーフルオロポリエーテル</b>							
PFPME	CF <sub>3</sub> OCF(CF <sub>3</sub> )CF <sub>2</sub> OCF <sub>2</sub> OCF <sub>3</sub>	800	0.65		7,620	10,300	12,400
<b>ハイドロカーボン類及び他の化合物—直接的な影響</b>							
ジメチルエーテル	CH <sub>3</sub> OCH <sub>3</sub>	0.015	0.02		1	1	<<1
クロロホルム	CHCl <sub>3</sub>	0.51	0.11	4	108	31	9.3
メチレンクロライド	CH <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	0.38	0.03	9	31	8.7	2.7
メチルクロライド	CH <sub>3</sub> Cl	1.0	0.01		45	13	4
	CH <sub>2</sub> Br <sub>2</sub>	0.41	0.01		5.4	1.54	0.47
Halon-1201	CHBrF <sub>2</sub>	5.8	0.14		1,380	404	123
ヨウ化トリフルオロメタン	CF <sub>3</sub> I	0.005	0.23	<1	1	0.4	0.1

注：

<sup>a</sup> この報告書で使われている二酸化炭素応答関数は、この報告書の第10章で使われているベルン炭素循環モデル (Bern2.5CC; Joos et al. 2001)の改訂版に基づくものであり、背景二酸化炭素濃度値を378ppmとしている。  
時間tにおける二酸化炭素のバルスの減衰は、

$$a_0 + \sum_{i=1}^3 a_i \cdot e^{-t/\tau_i}$$

で与えられる。ここで、 $a_0 = 0.217$ 、 $a_1 = 0.259$ 、 $a_2 = 0.338$ 、 $a_3 = 0.186$ 、 $\tau_1 = 172.9$ 年、 $\tau_2 = 18.51$ 年、 $\tau_3 = 1.186$ 年である。

<sup>b</sup> 二酸化炭素の放射効率の計算に使われているのは、IPCC(1990)の単純化した式を第3次評価報告書で改定したものと、更新された背景濃度値の378ppm及び摂動の+1ppmである(第2.10.2節を参照)。

<sup>c</sup> メタンの摂動寿命は第3次評価報告書と同じく12年である(第7.4節も参照)。メタンのGWPは、オゾンと成層圏水蒸気の増加からの間接効果を含む(第2.10.3.1節を参照)。

<sup>d</sup> Robsonほか(2006)

<sup>e</sup> Hurleyほか(2005)

<sup>f</sup> Shineほか(2005c)。見直された二酸化炭素の絶対地球温暖化係数 (AGWP) を用いて更新されている。仮定されている1000年の寿命は下限である。

<sup>†</sup> 第2次評価報告書 (IPCC, 1996)

\* 第2次評価報告書 (Table 2.8) では、化合物CH<sub>3</sub>Cl<sub>3</sub>と誤って記載された。

影響を与え易い場合、放射強制力に対する応答のパターンが相当に変わる可能性がある。モデリング研究とデータ比較によれば、北半球環状モード(NAM)や北大西洋振動(NAO)の変化に関連付けられる中高緯度の循環パターンは、火山噴火などの放射強制力による影響を受ける可能性が高いことが示唆される(第3.1節及びBox TS.2を参照)。また、シミュレーションが示唆するところによれば、放射を吸収するエアロゾル、特に黒色炭素は地表に到達する太陽放射を減らし、地域スケールで大気を昇温して垂直気温プロファイルと大規模大気循環に影響を与える可能性がある。{2.8, 7.5, 9.2}

オゾンの放射強制力、エアロゾルの直接効果、エアロゾルと雲の相互作用、及び土地利用の空間パターンにはかなりの不確実性がある。これとは対照的に、長寿命温室効果ガスの放射強制力の空間パターンに関する信頼性は比較的高い。南半球(SH)の正味の正の放射強制力は、南半球のエアロゾル濃度が低いため、北半球のそれを超える可能性が非常に高い。{2.9}

### TS.2.6 地表面強制力と水循環

観測とモデルが示すところによれば、地表面での放射フラックスの変化は、水循環を通じて地表面の熱と水分の収支に影響を与える。最近の研究が示すところによれば、一部の放射強制力の要因は雲との相互作用を通じて他の要因とは異なる影響を水循環に与えている可能性がある。特に、降水その他の水循環の側面にエアロゾルの変化が及ぼす影響は、他の人為起源の要因よりも強いかもしれない。地表面に蓄えられたエネルギーは、蒸発と顕熱伝達に直接影響を与える。地表面における瞬間的な放射フラックスの変化量(以後「地表面強制力」と呼ぶ)は、地表面における熱と水分の収支の変化とそれに付随する気候変動を理解するための有用な診断ツールである。しかし地表面強制力は、放射強制力とは異なり、平衡世界平均地上気温変化に対するさまざまな要因の効果を定量的に比較するためには使えない。北半球で赤道から極までの正味の放射強制力勾配は、地表面強制力のそれと異なり、また北半球と南半球の間でも異なる。{2.9, 7.2, 7.5, 9.5}

## TS.3 気候変動に関する観測結果

この評価では地球の気候システムの変化を評価しているが、その際、地球規模及び地域規模での気候変動の傾向、変動、過程について理解を深めるため、大気のみならず、海洋や雪氷圏、さらには大気循環変化などの現象についても考察する。直接観測による記録期間は、以下に述べるようにさまざまであるが、現在、世界の気温の推定値については1850年までさかのぼる。気象や気候の極端現象の観測について論じ、観測された極端現象の変化について記述する。さまざまな気候変数の間に一貫した変化が見られることから、より包括的な全体像を描くことができることも論じられる。最後に、古気候の情報により、一般に間接的な代替データを用いて、より長い(何百万年もの)時間スケールの気候変動に関する情報が引き出されることについても論じられる。

### TS.3.1 大気の変化：測器による記録

この評価では、地球全体と半球の平均値、陸域と海洋での変化、及び傾向の緯度、経度、高度別の傾向分布についての分析が含まれている。第3次評価報告書以来、観測とその較正の向上、手法のより詳細な分析、及び扱われるデータ時系列の広がりによって、大気の色度、降水量、湿度、風、循環等の変化に関する分析がさらに深まった。極端な気候現象は、気候変動の重要な表現のひとつであり、この評価には、熱波、干ばつ、豪雨豪雪、熱帯低気圧(ハリケーンと台風を含む)など、多くの種類の極端現象の変化に関する知見の向上に役立つ新たなデータが含まれている。{3.2~3.4, 3.8}

さらに、第3次評価報告書以来、多くの季節的及び長期的偏差を気候変動のパターンによって記述する方法に関する理解が進んだ。これらのパターンには、内部的な相互作用から生じるもの、陸域と海洋の大気に対する効果の違い、山岳及び加熱の大きな変化から生じるものがある。それらの応答は、大気の大規模な波動に伴う大気テレコネクションを通じてそれぞれの物理的発生場所からはるかに離れた地域でしばしば検知される。気候変動の支配的パターンに伴う気温と降水量の偏差を理解することは、多くの地域的な気候偏差について理解し、またこれらが地球規模の偏差と異なる理由を理解するために、最も重要である。低気圧経路、ジェット気流及びブロッキング高気圧が発生しやすい地域の変化やモンスーンの変化も、これら発生し

やすい変動パターンと連動して起きる可能性がある。  
{3.5～3.7}

### TS.3.1.1 世界平均気温

2005年と1998年は、測器による記録が存在する1850年以降、世界の地上気温が最も高い2年であった。1998年の地上気温は1997～1998年の大規模なエルニーニョ現象によって高められたが、2005年にはそのような強い海面水温の偏差はなかった。最近の12年(1995～2006年)のうち、1996年を除く11年は、記録が存在する1850年以降で最も温暖な12年の中に入っている。{3.2}

世界平均地上気温は、特に1950年頃から上昇している。過去100年間(1906～2005年)の変化傾向の最新値は $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ であり、近年の温暖な年が加わったため、第3次評価報告書で示された100年間(1901～2000年)の昇温傾向 $0.6^{\circ}\text{C} \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ よりも大きくなっている。1850～1899年から2001～2005年にかけての総温度上昇は $0.76 \pm 0.19^{\circ}\text{C}$ である。過去50年間の平均昇温率(10年あたり $0.13^{\circ}\text{C} \pm 0.03^{\circ}\text{C}$ )は、過去100年間の昇温率のほぼ2倍である。3種類の異なる世界推定値が、すべて一貫した温暖化傾向を示している。また、それぞれの陸域と海域のデータセットの間にも、海面水温(SST)と夜間海上気温の間にも一貫性がある(図TS.6参照)。{3.2}

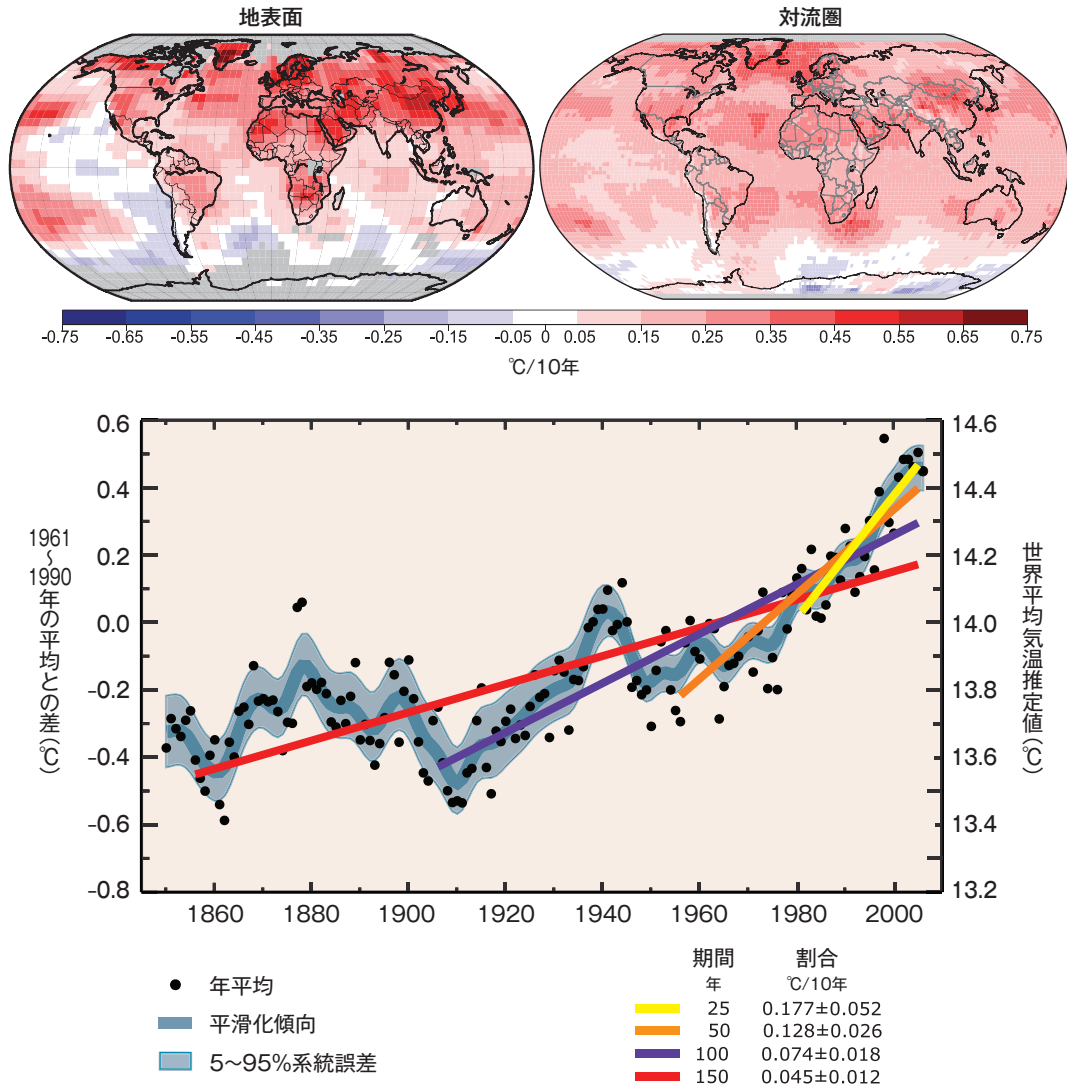
最近の研究で確認されたところによれば、都市化と土地利用の変化が世界の温度記録に与える影響は、半球規模及び大陸規模の平均に関する限り無視できる(陸域で10年あたり $0.006^{\circ}\text{C}$ 未満、海洋でゼロ)。すべての観測結果は、潜在的な偏りを補正するため、データの品質と整合性に関するチェックを受けている。実際にあるとはいえ局地的な都市部の効果は、使用した陸上気温データセットの中に考慮されている。都市化と土地利用の効果は、観測されている広範な海洋温暖化には影響していない。都市のヒートアイランド効果が降水、雲及び気温の日較差(DTR【訳注】Diurnal Temperature Range)にも影響を与えていることを示唆する証拠が増えている。{3.2}

世界平均のDTRの減少は止まった。第3次評価報告書では、1950～1993年の期間に10年あたり約 $0.1^{\circ}\text{C}$ のDTRの減少があったことが報告された。その後の観測結果によれば、日中と夜間の気温の上昇率がほぼ等しいため、DTRは1979年から2004年まで変化していない。その変化傾向は地域によって大きく異なる。{3.2}

下部及び中部対流圏のラジオゾンデと衛星の観測値を新たに解析したところ、昇温傾向は、これらの間でも、また地上気温の記録との間でも、それぞれ1958～2005年及び1979～2005年の期間について、不確実性の範囲内でおおむね一致した。これにより、第3次評価報告書で指摘された不一致はほぼ解消される(図TS.7参照)。ラジオゾンデの記録は地上の記録に比べて空間的に著しく不完全であり、特に熱帯における多くのラジオゾンデのデータセットが信頼できないことを示唆する証拠が増えている。対流圏温度の変化傾向には、1979年以降の衛星マイクロ波探査計(MSU)と改良型MSUの推定結果の間で不一致が残っており、どれもまだ残余誤差を含んでいる可能性が高い。ただし、第3次評価報告書以来、衛星の交代、軌道の縮小と通過時刻のずれ(日周期効果)を補正することによって、変化傾向の推定値は大きく改善され、データセット間の差は縮小しつつある。現在、衛星の対流圏温度記録は、MSUチャンネル2に対する成層圏の影響を考慮すれば、地上気温とおおむね整合しているように見える。さまざまなデータセットによる、1979年以降の世界地上気温の上昇の範囲は10年あたり $0.16^{\circ}\text{C}$ から $0.18^{\circ}\text{C}$ であるが、MSUから導かれた対流圏温度について対応する範囲は10年あたり $0.12^{\circ}\text{C}$ から $0.19^{\circ}\text{C}$ である。熱帯では、地表から対流圏の大部分において高度と共に昇温が大きくなり、成層圏では顕著な温度低下があり、圏界面高度が上昇傾向にある可能性が高い。{3.4}

補正したラジオゾンデ、衛星及び再解析に基づく成層圏温度の推定値は、すべて定性的に整合し、1979年以降、10年あたり $0.3^{\circ}\text{C}$ から $0.6^{\circ}\text{C}$ の温度低下を示している(図TS.7参照)。より長期の(1958年まで遡る)ラジオゾンデ記録も成層圏の温度低下を示しているが、測器による不確実性はかなり大きい。温度低下率は1979年以降大きくなったが、最近の10年間には小さくなっている。ラジオゾンデの記録は、まだ考慮できていないラジオゾンデの変化のため、成層圏の温度低下を過大評価している可能性が高い。大きな火山の噴火の後に続いて成層圏の温度が上昇するため、変化傾向は直線的なものとはならない。{3.4}

### 世界平均気温の傾向



図TS.6. (上) 地表(左)及び衛星の記録から対流圏(右)について推定された1979~2005年の直線的な気温の変化傾向の分布。灰色の領域はデータが不完全な地域を示す。(下) 年世界平均気温(黒点)とデータの単純な近似。左側の軸は1961~1990年平均からの偏差を示し、右側の縦軸は実際の気温の推定値を示す。いずれも単位は°C。線形変化傾向は、過去25年(黄色)、50年(オレンジ)、100年(紫)、150年(赤)について示されている。滑らかな青色の曲線は10年変動(付録3.A参照)を示し、線の周りの薄青色の帯は10年データの90%誤差範囲を示す。1850~1899年の期間から2001~2005年の期間にかけての総昇温量は $0.76^{\circ}\text{C} \pm 0.19^{\circ}\text{C}$ である。[FAQ3.1、図1]

#### TS.3.1.2 気温、循環及び関連変数の変化の空間的分布

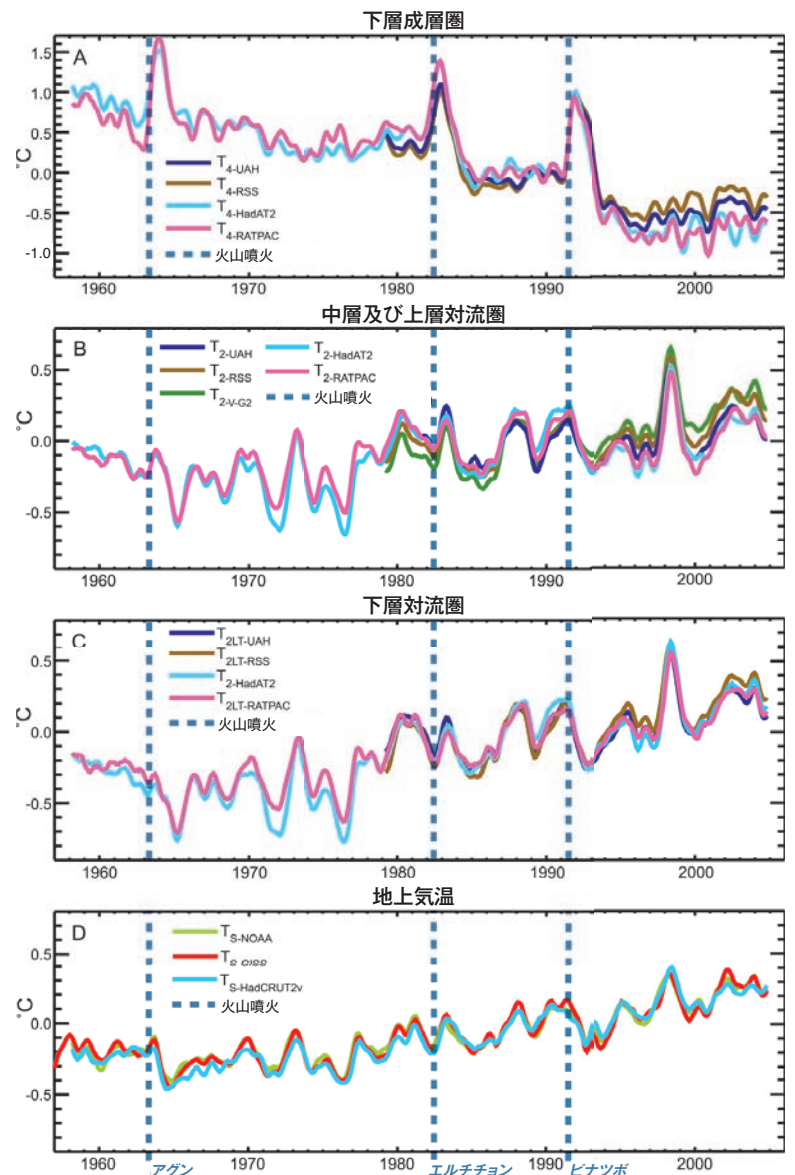
陸域の地上気温は、両半球とも海洋よりも速い速度で昇温している。現在入手可能な長期記録は、過去20年間の昇温は、陸域が海洋よりも顕著に速いことを示している(10年あたり約 $0.27^{\circ}\text{C}$ と約 $0.13^{\circ}\text{C}$ )。{3.2} 過去30年間の昇温は、地球全体に広がっており、北

半球の高緯度地域で最も大きい。最大の昇温は北半球の冬(DJF: 12月から2月)と春(MAM: 3月から5月)に起きている。北極の平均気温は、過去100年間、世界の他の地域の二倍近い速度で上昇している。ただし、北極の気温は変動が大きい。北極では、1925年から1945年にかけて、現在と同程度の温暖期が比較的長く続いたが、その範囲は地球全体には広がっておらず、最近の昇温とは地理的特徴が異なっている。{3.2}

大規模な大気循環には、偏西風の極方向への移動や強度増加などの長期的な変化が現れている証拠がある。地域の気候のトレンドは、大気と海洋の循環や相互作用、気象システムの他の構成要素の変化を反映して、世界平均から大きく異なることがあり得る。少なくとも1979年から1990年代後半まで、ほとんどの季節に両半球で、中緯度の偏西風が強まり、対応する大西洋や南半球の極前線ジェット気流の極方向への移動が記録されている。北半球の偏西風は1960年代から1990年代に強化したが、その後は長期平均に近い値に戻っている。北半球の偏西風の強度の増大が、海洋から大陸への流れを変化させ、中高緯度の冬に見られる低気圧経路の変化と、関連する降水と気温のトレンドのパターンの変化の主な要因である。風と有義波高の分析は、再解析が始まった1970年代後半から1990年代後半までの北半球の温帯低気圧の変化について、再解析による証拠を支持している。これらの変化に伴って、対流圏と下部成層圏の全体で冬の極渦が強まる傾向がある。[3.2, 3.5]

多くの地域的な気候変動は、出現しやすい気候変動のパターンの変化、すなわちこれらのパターンの強さと位相を特徴付ける指標の変化として記述できる。北大西洋の偏西風と低気圧経路の変動の、すべての時間スケールにおける重要性は、頻繁に指摘されてきた。これらの変動は、NAO (NAOと他の出現しやすいパターンについての説明は、Box TS.2を参照) によって記述される。両半球で帯状平均した偏西風の変動の特性は、さらに最近ではそれぞれの「環状モード」である北半球環状モードと南半球環状モード (NAMとSAM) によって記述されている。観測された変化は、これらの出現しやすいパターンのある特徴に関連した構造に向かう循環のシフトとして表現できる。北大西洋の中緯度偏西風の強化は、概してNAOまたはNAMの変化を反映しているものと見なせる；数十年規模の変動も、大西洋の大気と海洋の両方に明らかに現れている。南半球では、1960年代から現在までのSAMの強化に関する循環の変化は、南極半島上の強い昇

## 観測された気温



図TS.7. 観測された地上気温 (D) と下部対流圏 (C)、中～上部対流圏 (B) 及び下部成層圏 (A) の気温を、1979～1997年を基準とした月平均偏差で示し、7カ月移動平均フィルターで平滑化したもの。破線は大きな火山噴火の時期を示す。[図3.17]

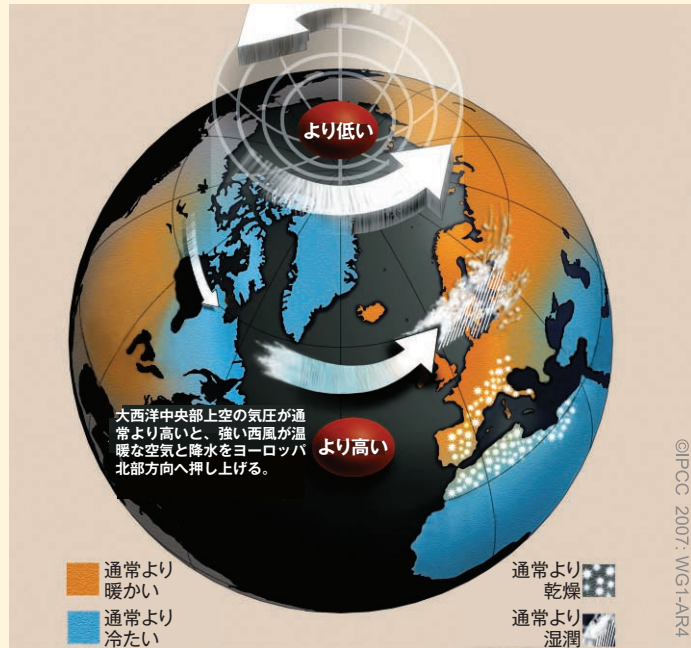
温に関連しており、南極大陸の一部の降温に少し関連している。太平洋では海洋-大気相互作用の変化も観測されている。ENSOは、あまり明確でない時もあるが、地球規模の年々変動において卓越するモードである。太平洋十年規模振動 (PDO) の相変化に関連した1976～1977年の気候シフトやENSOの変化は、ほとんどの熱帯モンスーン地域を含む多くの地域に影響を与えている。例えば、北米ではENSOと太平洋-北米 (PNA) テレコネクションに関連した変化が、西側は

## Box TS.2：気候変動のパターン(モード)

大気と気候の変動を分析することで、変動のかなりの部分は比較的少数の出現しやすい変動パターンの指数の大きさと符号の変動で記述できることが示されている。中でも以下のものが最もよく知られている：

- ・エルニーニョ-南方振動(ENSO)：大気と赤道太平洋が結合した変動。2年から約7年の典型的な時間スケールを持つ。ENSOはタヒチとダーウィンの間の地上気圧偏差の差と中央及び東部赤道太平洋の海面水温を指標とすることが多い。ENSOのテレコネクションは地球全体に及ぶ。
- ・北大西洋振動(NAO)：主に冬のアイスランド低気圧とアゾレス高気圧の強さ及び両者間の偏西風の強さの尺度。NAOに伴って北大西洋からユーラシアにかけての低気圧経路、気温及び降水量が変動する(Box TS.2、図1を参照)。
- ・北半球環状モード(NAM)：北極の地上低圧部と中緯度の偏西風の強さを指標とするパターンの振幅の冬における変動。NAMは、北極の極渦と成層圏に関連がある。
- ・南半球環状モード(SAM)：南極の低い地上気圧と強い中緯度偏西風パターンの変動。NAMに類似するが、一年中存在する。
- ・太平洋-北米パターン(PNA)：大気の大規模な波のパターンであって、亜熱帯西太平洋から北米東海岸まで広がる対流圏の高気圧と低気圧の偏差の列。
- ・太平洋十年規模振動(PDO)：北太平洋の海面水温の尺度であって、アリューシャン低気圧の深さの指標である北太平洋指数(NPI)と非常に強い相関を持つ。太平洋の大部分でその徴候が見出される。

NAOとNAMの正の位相



Box TS.2、図1. NAOとNAMの正の位相に関連する変化の図式。気圧と風の変化、及び降水の変化を示す。暖色は通常より暖かい地域を示し、青色は通常より涼しい地域を示す。

これらの出現しやすい変動パターンがどの程度、気候システムの真のモードと見なせるかは、活発な研究の対象になっている。しかし、これらのモードが存在することによって、そうでない場合に比べて、放射強制力に対する地域応答の振幅が大きくなり得ることを示す証拠がある。特に、20世紀に観測された気候変動の多くは、これらのパターンの変化と見なすことができる。したがって、気候モデルの、これらのパターンの再現能力をテストすること(TS.4節、Box TS.7を参照)と、これらのパターンに関係する観測された変化が、内部変動や人為起源の気候変動に、どの程度関連しているかを考慮することが重要である。{3.6, 8.4}

東側よりも大きく昇温し、東側は雲量と降水量が増えるという大陸規模の対照的な変化につながったようである。20世紀には太平洋地域に相当な長周期の大気変動があり、循環が弱まる時期(1900～1924年；1947～1976年)と強まる時期(1925～1946年；1977～2003年)があった。{3.2, 3.5, 3.6}

気温の極端現象の変化は温暖化と整合している。観測結果によれば、中緯度地域で霜の降りる日の数が広く減少しており、極端な高温(暑い日または暑い夜の上位10%)の増加と極端な低温(寒い日または寒い夜の上位10%)の減少が見られる(Box TS.5参照)。最も顕著な変化は寒い夜であり、データのある(陸域の76%)すべての地域で1951～2003年の期間に減少した。{3.8}

熱波は20世紀の後半から継続期間が延びた。2003年夏のヨーロッパ西部・中部における記録破りの熱波は、近年のひととき顕著な極端現象の例である。その夏(6～8月)は、1780年頃に比較可能な形で測器観測が始まって以来最も暑かった(以前の記録である1807年よりも1.4℃高かった)。ヨーロッパの陸地の春の乾燥は、2003年の極端な気温の発生をもたらす重要な要因だった。熱波が他の場所でも頻度と期間を増していることを示唆する証拠がある。夏の熱帯の陸地で見出された、乾燥と高温の間の非常に強い相関関係は、水分が気候の緩和に果たす重要な役割が強く浮かび上がる。{3.8, 3.9}

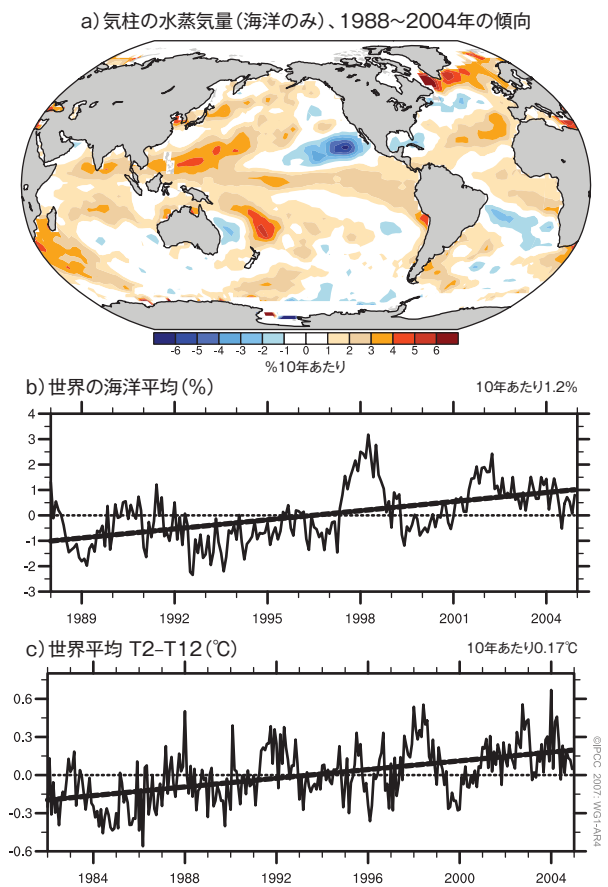
小さな空間スケールで発生する竜巻、雹、稲妻、砂塵嵐などの現象に何らかの傾向が存在するかどうかを判断する十分な証拠はない。{3.8}

### TS.3.1.3 水循環の変化：水蒸気、雲、降水、及び熱帯低気圧

対流圏の水蒸気は増加している(図TS.8)。地上の比湿は、陸域や海洋の高温と密接に関連して1976年以降広く増加している。気柱内の総水蒸気量は、1988年から2004年にかけて世界の海洋上で10年あたり $1.2 \pm 0.3\%$ (95%信頼限界)の割合で増加した。観測された地域的な変化は、海面水温の変化と変化の分布や大きさのいずれにおいても整合し、また相対湿度がほぼ一定に保たれつつ水蒸気混合比が増加するという仮定とも整合している。大気中の水蒸気の増加は、可降水量の増加を意味する。{3.4}

上部対流圏の水蒸気も増加している。測器の限界のため、放射にとって重要な上部対流圏における水蒸気の長期的な変化の評価は困難である。しかし、現在利

## 大気中の水蒸気量



図TS.8. (a) 1988～2004年の可降水量(気柱内の総水蒸気量)の線形トレンド(10年あたり%)と(b)上記期間を基準とする世界の海洋上の偏差の月時系列と線形トレンド。(c) 1982～2004年を基準とする衛星輝度温度の偏差(°C)の月時系列によって与えられる上部対流圏の湿度増加の世界平均(北緯80度～南緯80度)の放射エネルギーの変化。破線は主要輝度温度の線形トレンドを示し、単位は10年あたり°Cである。{3.4, 図3.20及び3.21}

用可能なデータによれば、過去20年間にわたる上部対流圏の比湿の世界的な増加が明らかである(図TS.8)。これらの観測結果は、観測された昇温と整合しており、第3次評価報告書以来の重要な進歩である。{3.4}

雲の変化はENSOに支配されている。広い範囲で(しかし普遍的ではない)雲量の増加と同時に陸上の日較差が減少している。海上における全雲量や下層雲の変化は、地上観測と衛星観測とでは結果が一致しない。しかし、1980年代から1990年代にかけての大気の上端における放射の変化(一部はENSO現象に関係し

ているかもしれない)は、熱帯の上層雲量の減少と関連しているように見え、また、地上のエネルギー収支の変化及び観測された海洋蓄熱量の変化と整合している。{3.4}

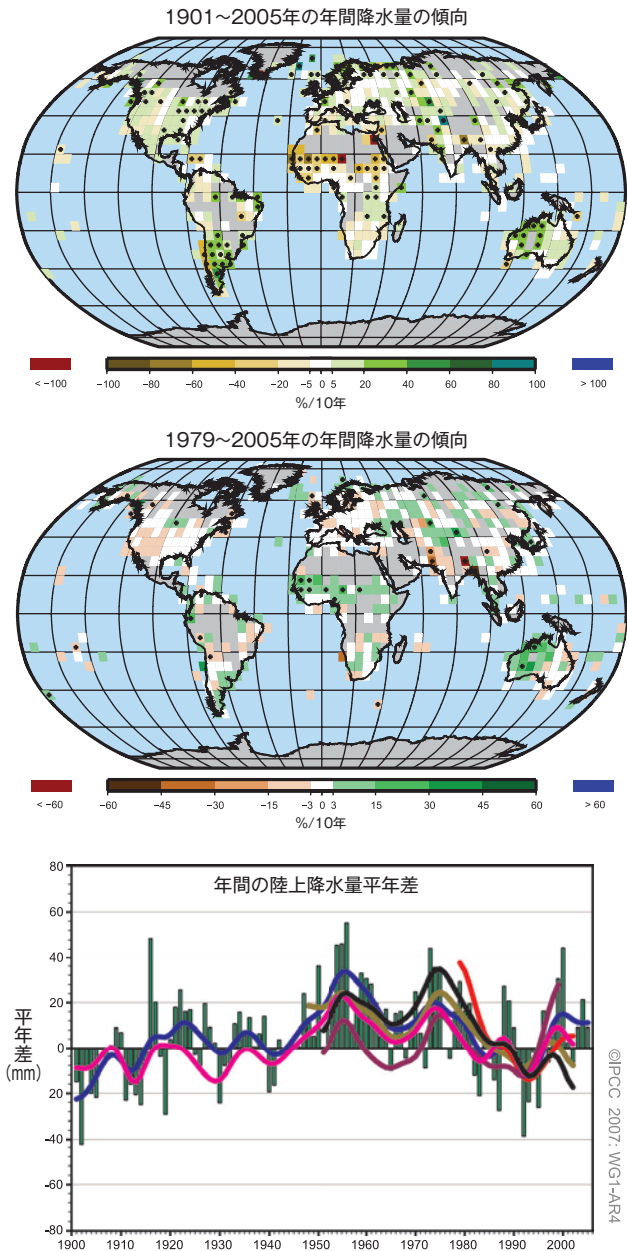
「地球薄暮化」は世界全体で見られる現象ではなく、1990年以降は収束してきた。報告されてきた1970年から1990年にかけての地球表面に到達する太陽放射の減少は、都市に偏っている。さらに1990年頃からは増加している。人間活動によるエアロゾル負荷の増加は、地域の大気の質を低下させ、地球表面に到達する太陽放射の量を減少させる。東欧など一部の地域では、最近太陽放射の増加が観測された。これは、同時期に起きた空気の質の向上に関連している。{3.4}

多くの大地域では、1900～2005年の降水量の長期傾向が観測されている(図TS.9)。北米東部、南米東部、ヨーロッパ北部、北・中央アジアでは、降水量のかなりの増加が観測されている。サヘル、地中海、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。他の大地域では、降水量の変動が空間的・時間的に非常に大きく、はっきりした長期トレンドは見出されていない<sup>5</sup>。{3.3}

大雨の頻度は大いに増加した。1950年以降、多くの陸域では、総降水量が減少している地域でも、大雨の頻度(例えば95パーセンタイルを上回るものの回数)が増えている可能性が高い。また、(再現期間が50年に1回)より稀な降水現象の増加も報告されているが、このような傾向の評価を信頼できるほどの十分なデータが存在する地域は、ほんのわずかしかない。(図TS.10参照){3.8}

1970年頃から北大西洋で強い熱帯低気圧の活動度が増加しているという観測的証拠があり、熱帯の海面水温の上昇と相関している。また、他のいくつかの地域で強い熱帯低気圧の活動の増加を示唆する報告もあるが、データの品質に大きな懸念がある。数十年規模の変動と、衛星観測が定常的になる1970年頃以前の熱帯低気圧記録の品質が、熱帯低気圧の活動度に関する長期トレンドの検出を複雑にしている。また、熱帯低気圧の年間発生数には、明らかなトレンドがない。熱帯低気圧の潜在的な強度の推定結果は、1970年代半ば以来の相当な上昇傾向があり、長寿命化と強力化の傾向があると推定される。トレンドは海面水温にも明らかに現れている。海面水温は、熱帯低気圧の発達に影響を与えることが知られている重要な変数である(図TS.11参照)。熱帯低気圧の総数の変動は、熱帯低気圧の数と経路を変化させるENSOや十年規模変動の

## 世界平均降水量

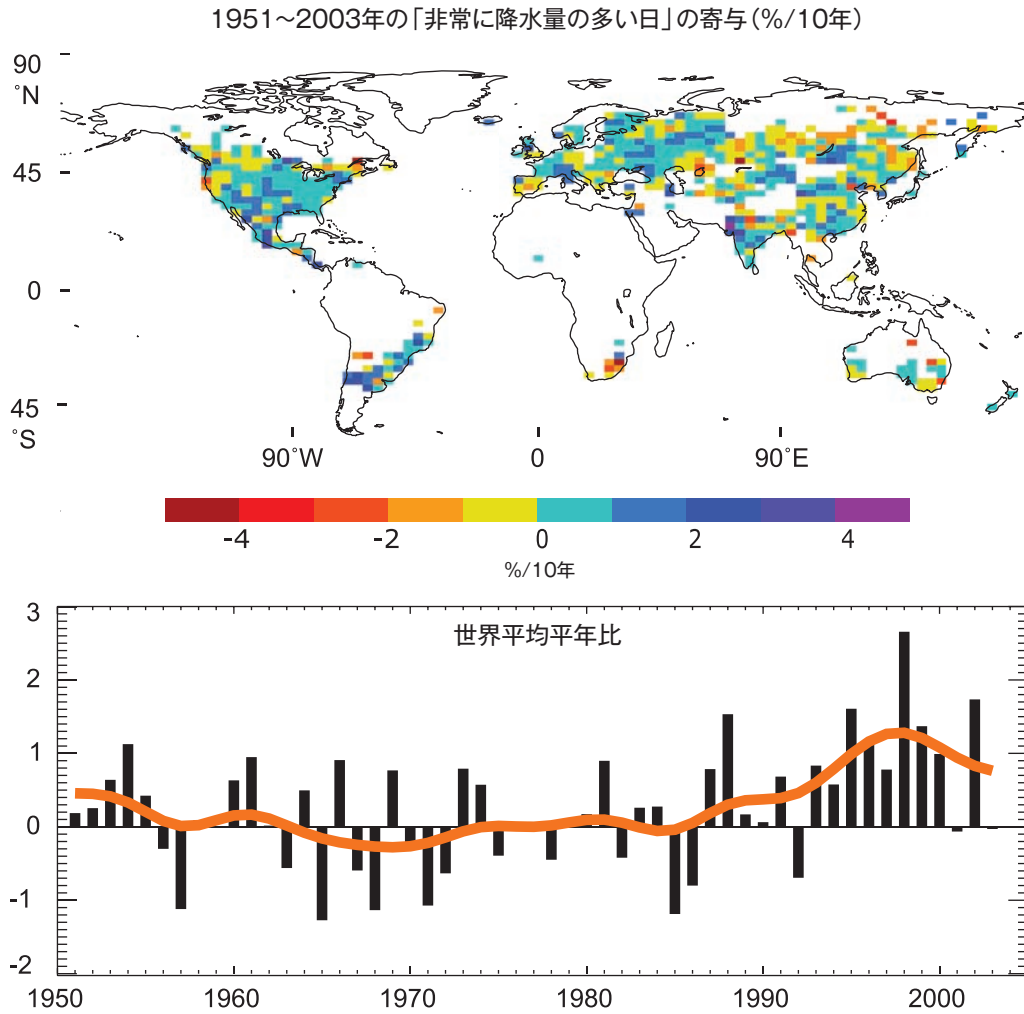


図TS.9. (上) 1901～2005年の期間の年陸域降水量の線形トレンド(1世紀あたり%)の分布と、(中)同1979～2005年(10年あたり%)の分布と、(下)1961～1990年を基準とする1900～2005年の年世界陸域降水量偏差の時系列。滑らかな曲線は、異なるデータセットに対する十年規模変動(付録3A参照)を示す。{3.3、図3.12及び図3.13}

5 評価された地域は、第3次評価報告書の地域予測の章と本報告書の第11章で考察されている地域である。

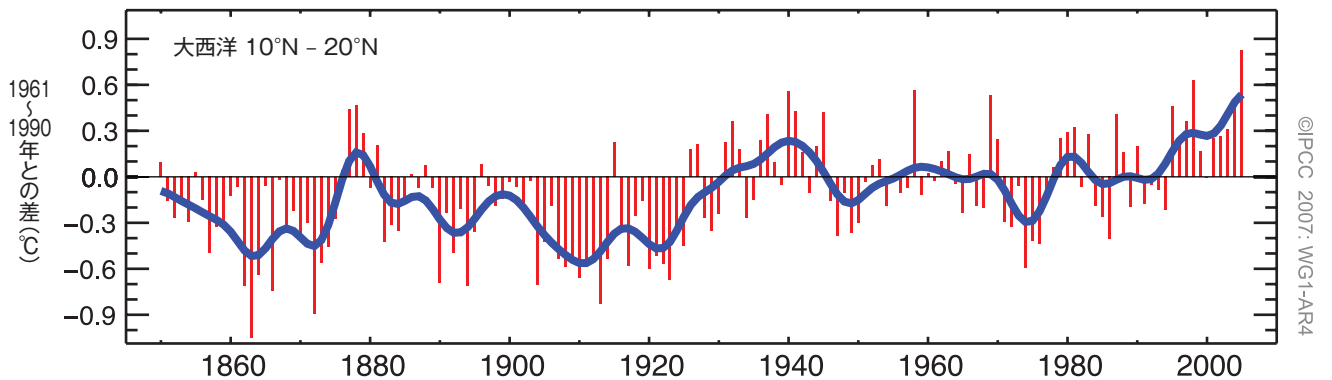


### 年降水量の傾向



図TS.10. (上)非常に降水量の多い日(すなわち95パーセンタイル以上に相当)による総年降水量への寄与について1951~2003年の期間に見られるトレンド(10年あたり%)。白い陸域はデータ不足でトレンドを決定できない。(下)(1961~1990年を基準とし)基準期間平均(22.5%)からの百分率変化として定義される非常に降水量の多い日の日数の世界(上のパネルで示したデータのある地域)年時系列偏差(%)。滑らかなオレンジ色の曲線は、十年規模変動を示す(付録3.A参照)。[図3.39]

### 年平均海面水温年差



図TS.11. 大西洋ハリケーン形成域の熱帯大西洋(北緯10度~20度)の海面水温年偏差(°C)。基準は1961~1990年の平均。[図3.33]

結果である。北大西洋のハリケーンの数、1995～2005年のうちの9年で平年(1981～2000年を基準とする)よりも多かった。{3.8}

1970年代以降、より広い地域、特に熱帯と亜熱帯において、より厳しく、より長い期間の干ばつが観測されている。干ばつには多数の異なる尺度があるが、多くの研究は気温と共に降水量の変化を用いている<sup>6</sup>。気温の上昇と陸域における降水量の減少による乾燥化の増加が、これらの変化に寄与している。{3.3}

### TS.3.2 雪氷圏の変化：測定器による記録

現在、氷は恒常的に陸地表面の10%を覆っており、南極とグリーンランド以外にある割合はごく小さい。また、氷は年平均で海洋の約7%を覆っている。真冬には、北半球の陸地表面の約49%が雪で覆われる。雪氷のひとつの重要な性質は、表面アルベドが高いことである。入射する太陽放射の最大90%が雪氷の表面で反射される一方、氷のない海洋や森林地による反射は約10%しかないので、雪氷面積の変化は気候変動における重要なフィードバック機構である。さらに、雪氷は効果的な断熱材である。季節的凍土は積雪地よりも面積が広く、その存在はエネルギーと水分の流れにとって重要である。したがって、凍土はエネルギーと気候の過程に重要な役割を果たしている。{4.1}

雪氷圏は世界の淡水の約75%を貯蔵している。地域規模では、山岳雪塊氷原、氷河及び小氷帽の変動が、淡水の入手可能性に重要な役割を果たす。氷から液体の水への変化は特定の温度で起きるので、氷は気候システムの中で十分な温暖化の後に突然変化するかもしれない構成要素である。氷の変化の観測と分析は、第3次評価報告書以来拡大向上しており、山岳氷河体積の縮小、積雪面積の減少、永久凍土と凍結地の変化、北極海氷面積の減少、降雪量増加による内陸での水量増加を上回る沿岸でのグリーンランド氷床の浅薄化、及び季節的凍土と川や湖の氷の面積の減少などを含んでいる。これらによって、雪氷圏がどのように変化し、最近の海面水位の変化に寄与しているか、などに関する理解が向上した。この報告書の焦点は、1961年から現在にかけての期間と1993年から現在にかけての期間であり、それぞれ直接観測による氷河質量収支データと高度測定による氷床観測結果が利用できるようになったためである。{4.1}

積雪面積は大部分の地域で減少しており、特に春に減少している。1966年から2005年にかけて衛星観測された北半球の積雪面積は、11月と12月を除いて毎月減少し、1980年代終盤には年平均が一挙に5%減少した(図TS.12参照)。南半球では、少数の長期記録または代替データの大部分が過去40年以上、減少または横這いを示している。北半球の4月の積雪面積は北緯40～60度の4月の気温と強い相関があり、雪と気温の間のフィードバックを反映している。{4.2}

山雪の水当量と雪の深さの年時系列に基づき、世界のいくつかの地域で雪塊氷原の減少が記録されている。山雪は小さな温度変化に敏感なことがあり、特に温帯では一般に雨から雪への変化が凍結高度に密接に関連している。北米西部とスイスアルプスにおける山岳雪塊氷原の減少は、温かい低地で最大になっている。山雪の水当量は、北米西部でモニターされている観測所の75%で1950年以来減少している。山雪の深さも、アルプスとオーストラリア南東部で減少している。アンデスでは、雪の深さの直接観測が非常に限られているので、変化を決定できないが、温度の測定結果が示唆するところによれば、南米の山岳地域では、雪線以上の雪になる高度がおそらく上昇している。{4.2}

大部分の地域の永久凍土と季節的凍土は、最近数十年、大きな変化を示している。永久凍土の状態の変化は、河川の流出、水の供給、炭素の交換、及び地表の安定性に影響を与える可能性があり、社会資本に損傷を与える可能性がある。1980年代以来、永久凍土層の最上部における最高3°Cの昇温が報告されている。カナダの北極地域、シベリア、チベット高原、及びヨーロッパでさまざまな規模の永久凍土の昇温が観測されている。永久凍土の基部は、アラスカの年あたり0.04mからチベット高原の年あたり0.02mまでさまざまな速度で融解している。{4.7}

季節的凍土の最大面積は、20世紀後半に北半球で約7%減少し、春季については、最大15%減少した。最大深度は、20世紀半ば以来、ユーラシアで約0.3m減少した。さらに、季節的融解が起こる最大深度は、1956年から1990年にかけてロシアの北極地域で約0.2m増加した。{4.7}

平均として、過去150年間の北半球の河川と湖沼の水における全般的なトレンドを見ると、氷結日は1世紀あたり $5.8 \pm 1.9$ 日の割合で遅くなる一方、解氷日は1世紀あたり $6.5 \pm 1.4$ 日の割合で早くなっている。た

<sup>6</sup> 降水量と気温は、Palmer Drought Severity Index (PDSI) に組み込まれている。この指標は、この報告書の中で干ばつの尺度のひとつと見なされている。PDSIは、風速、太陽放射、雲量、水蒸気などの変数を含まないが、降水量のみの優れた尺度である。

### Box TS.3 : 氷床の動態と安定性

氷床は厚く広い氷の塊であり、主に雪の圧縮によって形成されている。氷床は自重で広がり、質量を周辺部に移す。そこで、主に表面融水の流出と周辺の海や湖への氷山の分離によって質量を失う。氷床は、氷の内部の変形によって、または融水によって潤滑されて、下にある物質の上を滑ることによって流れる。基部が急速に動くためには、融水の移動によって運ばれた地球の内部からの熱、または氷の動きの「摩擦」熱によって、基部の温度が融点まで上がる必要がある。ある重力応力下での滑り速度は、変形可能な堆積物の有無、基盤の粗さ、水の供給と配分などによって、何桁も異なることがある。基部の状態は一般によくわかっておらず、氷床の安定性に関する理解に大きい不確実性をもたらしている。{4.6}

氷の流れはしばしば、動きの速い氷流(流れの遅い氷壁の間を流れる)や岩壁の間の流出氷河となる。氷流中の流れの増加は、基岩谷内の厚い氷による高い重力応力、または基部の潤滑の増加から生じる。{4.6}

岸を越えて流出した氷はしばしば、氷床に付着したまま浮遊棚氷になる。棚氷は前進し、自重で広がって薄くなる一方、表面への積雪と氷床からの氷の流入によって供給を受ける。棚氷の側面や局所的な浅瀬での摩擦が棚氷の流れを遅くし、氷床からの流出を遅くする。棚氷は、前部からの氷山の分離と底部の海洋空洞での融解によって質量を失う。研究が示唆するところによれば、1°Cの海洋昇温が棚氷底部の融解を年あたり10m増やす可能性があるが、ほとんど到達不可能な棚氷空洞に関する知識が不足しているため、このような推定値の精度には限界がある。{4.6}

以前の氷河期の古気候記録が示すところによれば、氷床は温暖化にตอบสนองして縮小し、寒冷化にตอบสนองして増大するが、縮小は増大よりもずっと速いことがあり得る。グリーンランドと南極の氷床の体積は、それぞれ約7mと57mの海面水位上昇に相当する。古気候データが示すところによれば、過去に片方または両方の氷床に相当の融解が起きた可能性が高い。しかし、氷床コアデータによれば、どちらの氷床も少なくとも過去百万年の温暖期の間に完全に消失したことはない。氷床は、非常に長い時間スケールにわたって環境強制力にตอบสนองし得る。したがって、現在の温暖化の結果として将来の変化が必然的に生じるかもしれない。例えば、表面の昇温が基部まで伝わってその温度を変えるには、10,000年以上かかるかもしれない。ほとんどの氷床上の氷の速度は氷床の形や地上気温の変化にตอบสนองしてゆっくり変化するが、氷流や流出氷河では基部の状態の変化や表面融水の底への浸透、流入先の棚氷の変化などにตอบสนองして急に大きな速度変化が生じるかもしれない。{4.6, 6.4}

現在長期積分のために構築されているモデルは、引き続き第3次評価報告書と同様に表面の蓄積と浸食の扱いにおいて最も信頼性が高いものであるが、氷の動態を完全には扱っていないので、このようなモデルを用いた過去の変化の分析や将来の予測は、海面水位上昇への氷の流れの寄与を過小評価するかもしれない。しかし、そのような影響の大きさは未知である。{8.2}

だし、相当な空間的変動も見られ、一部の地域では逆のトレンドが見られる。{4.3}

衛星観測によれば、年平均北極海水面積は、1978年以來、10年あたり約 $2.7 \pm 0.6\%$ の割合で縮小している(図TS.13参照)。夏の面積の減少は冬よりも大きく、夏の最小値は10年あたり約 $7.4 \pm 2.4\%$ の割合で減少している。他のデータは、夏の減少が1970年頃に始まったことを示している。南極での同様な観測により、より大きな年々変動が明らかになったが、衛星観測の期間内では一貫したトレンドは見られなかった。氷床や氷河など大陸氷の変化とは対照的に、海水の変化は海面水位の変化に直接寄与しない(この氷が常に浮いて

いるため)が、淡水の投入を通じて塩分の変化には寄与し得る。{4.4}

20世紀の間に、氷河と氷帽は広範囲で質量を失い、海面水位の上昇に寄与した。氷河と氷帽の質量消失(グリーンランドと南極大陸の氷床周辺のものを除く)は、1961~2003年に年あたり海面水位換算(SLE)で $0.50 \pm 0.18\text{mm}$ 、1991~2003年に年あたりSLE  $0.77 \pm 0.22\text{mm}$ であったと推定されている。20世紀終盤の氷河の消失は、1970年以降の温暖化への応答であった可能性が高い。{4.5}

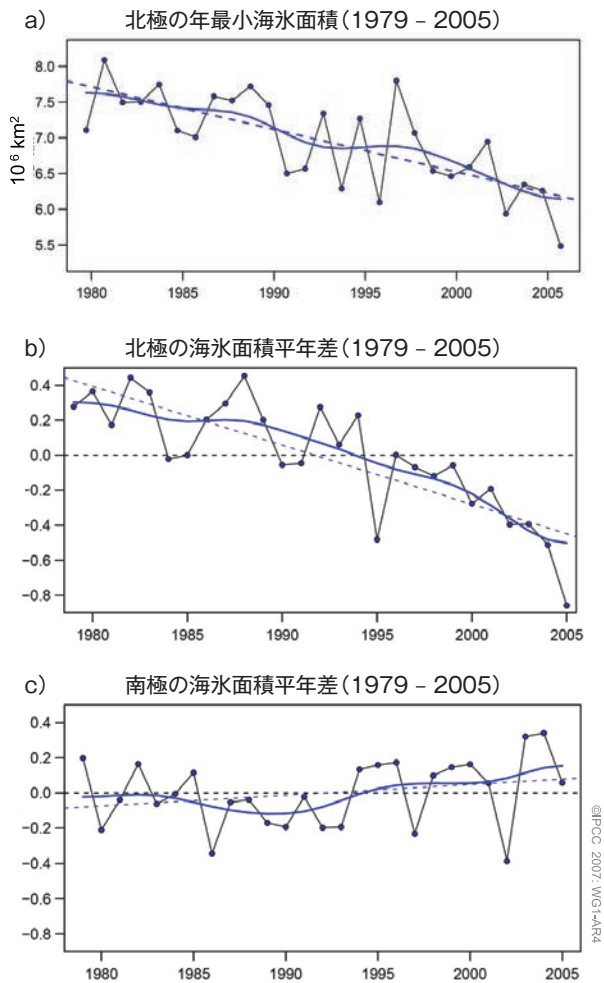
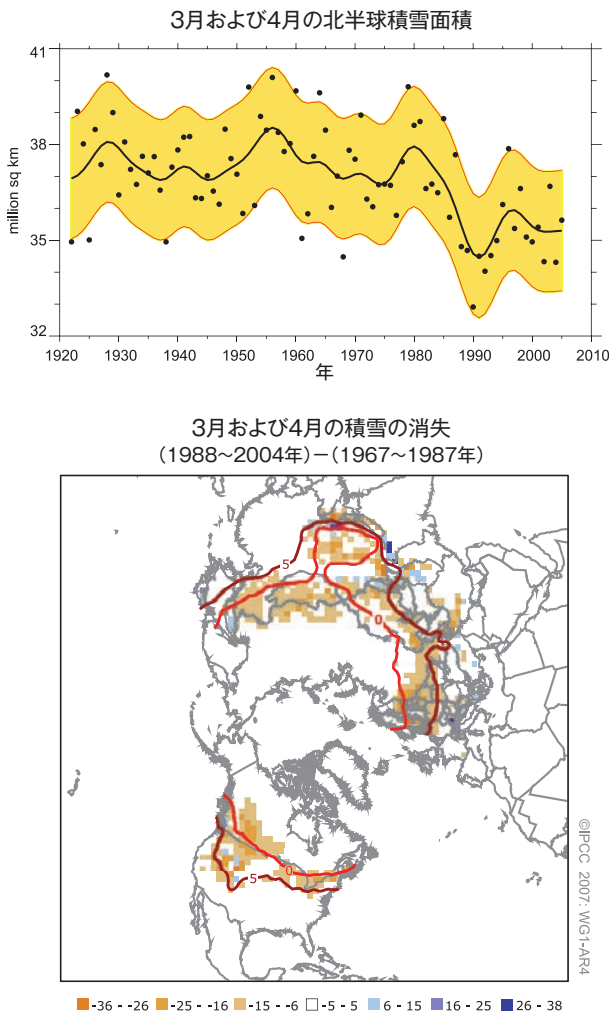
最近の観測結果が示す証拠によれば、一部の地域で氷の流れの急速な変化が海面水位上昇に寄与してお

り、氷の動きの力学が気候変動に対する棚氷、沿岸氷河、氷床の将来の応答にとって重要な因子である可能性を示唆している。グリーンランド、南極半島、西南極大陸の海岸に近いいくつかの地域の棚氷の氷厚減少や消失は、近くの氷河と氷流の流れが加速したことに関連付けられている。これは、棚氷(長さ数キロメートルから数十キロメートルの短い棚氷を含む)が氷の動きの安定化または制限に果たす役割が、以前考えられていたよりも大きいかもしれないことを示唆してい

る。海洋と大気両方の温度が、観測されている変化に寄与しているようである。南極半島地域の夏の大きな昇温は、夏の融水の増加によって、その後の2002年のラーセンB棚氷の急速な分離の一因となった可能性が非常に高い。融水はクレバスに流れ込み、クレバスをくさび形に開いた。モデルは、ラーセンBの分離の場合のような、観測された氷山分離に関与していると見られる物理的過程のすべてを正確に捉えていない。{4.6}

積雪の変化

海氷面積の変化



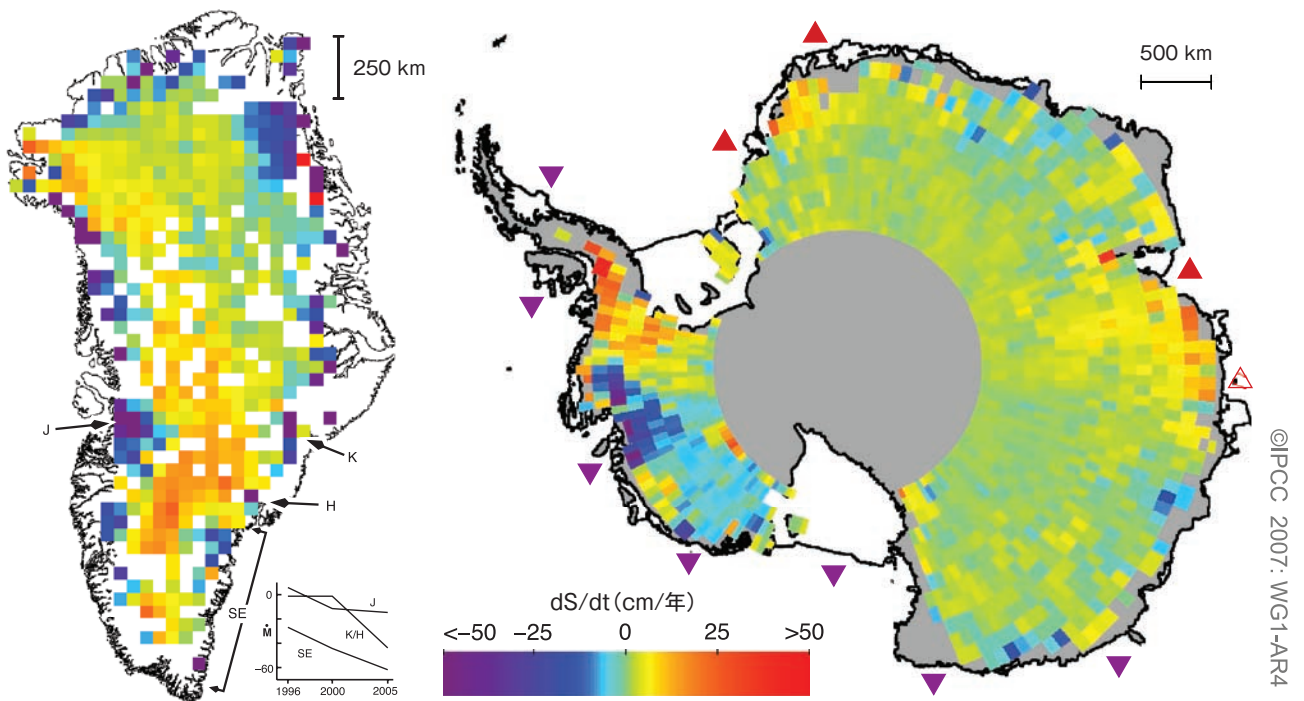
図TS.12. (上)北半球の3月~4月積雪面積。観測所から導出した積雪指数によるもの(1972年以前)と衛星データによるもの(1972年以降)。滑らかな曲線は十年規模変動(付録3.A参照)を示し、黄色の陰影は5~95%のデータ範囲を示す。(下)衛星時代の前期(1967~1987年)と後期(1988~2004年)の3月~4月積雪面積分布の差(パーセント面積で表現)。黄褐色は積雪面積が減少した地域を示す。赤色の曲線は0°Cと5°Cの等温線であり、1967~2004年の3月~4月の平均である。出所はClimate Research Unit (CRU)の格子化地上気温のバージョン2 (CRUTEM2v)のデータ。最大の減少は一般に0°Cと5°Cの等温線をたどり、雪と気温のフィードバックの強さを反映している。[図4.2, 4.3]

図TS.13. (a)北極の最小海氷面積;(b)北極の海氷面積の偏差;及び(c)南極の海氷の偏差。すべて1979~2005年のもの。記号は毎年の値を示し、滑らかな青色の曲線は十年規模変動を示す(付録3.A参照)。点線は線形トレンドを示す。(a)結果は、1年あたり $-60 \pm 20 \times 10^3 \text{ km}^2$ 、または10年あたり約-7.4%の線形トレンドを示す。(b)線形トレンドは、1年あたり $-33 \pm 7.4 \times 10^3 \text{ km}^2$ (10年あたり約-2.7%に相当)であり、95%の信頼水準で有意である。(c)南極の結果は、1年あたり $5.6 \pm 9.2 \times 10^3 \text{ km}^2$ という小さな正のトレンドを示すが、統計的に有意でない。[図4.8及び4.9]

グリーンランドと南極の氷床を合わせると、過去10年間の海面水位上昇に寄与した可能性が非常に高い。また、グリーンランド氷床は、中央地域の氷厚増加を海岸地域の融解増加が上回ったため、1993年から2003年にかけて縮小した可能性が非常に高い。氷床が10年より長い時間スケールで成長しているか縮小しているかは、観測ではよくわかっていない。技法間に不一致があり、推定値の数も少ないため、氷床質量収支の変化については最良推定や統計的に厳密な誤差限界の指定ができない。しかし、流出氷河の加速により内部から氷が流出していることが、両方の氷床で観測されている(図TS.14参照)。データと技法の評価が示唆するところによれば、グリーンランド氷床の質量収支は1993~2003年に1年あたり-500億~-1000億t(1年あたり0.14~0.28mmの世界海面水位の上昇に寄与する縮小)であり、2005年はさらに大きな消失が

あった。これ以前の期間と南極大陸については、より大きな不確実性がある。1961~2003年のグリーンランド氷床の質量収支の推定範囲は、1年あたり250億tの成長から1年あたり600億tの縮小まで(海面水位の上昇として1年あたり-0.07~+0.17mm)である。すべてのデータを総合的に評価すると、南極氷床質量収支の推定値は、1961~2003年が1年あたり1000億tの成長から1年あたり2000億tの収縮までの範囲(海面水位の上昇として1年あたり-0.27~+0.56mm)、1993~2003年が1年あたり+500億~-2000億t(海面水位の上昇として1年あたり-0.14~+0.55mm)となる。最近の氷流量の変化で、推定された南極の質量不均衡の大部分または全部を説明するのに十分であり、最近の氷流量、降雪量及び融水流出力の変化で、グリーンランドの質量不均衡を十分説明できる可能性が高い。{4.6, 4.8}

観測された表面高度の変化率

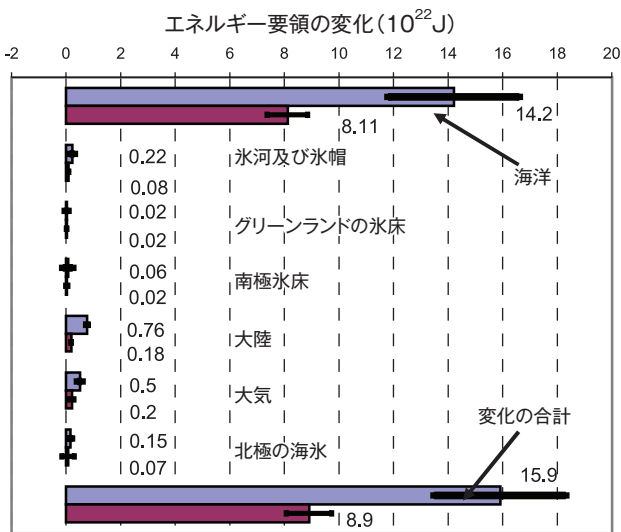


図TS.14. グリーンランド(左;1989~2005年)と南極大陸(右;1992~2005年)について観測された最近の表面高度の変化の割合。赤は隆起、青は沈降している部分を示す。これらは通常、その場所の氷の質量の増加または減少を示すが、基岩の高度や表面近くの密度の長期的変化も重要になり得る。グリーンランドについては、急速に薄くなっている流出氷河 Jakobshavn(J), Kangerdlugssuaq(K), Helheim(H)及び南東海岸沿いの地域(SE)と共に、それぞれの推定質量収支の時間変化を示す(KとHは合計、単位は1年あたり10億t、負の値は氷床から海洋への質量損失を示す)。南極大陸については、1年あたり30cmより多く薄くなったり厚くなったりしていると推定される棚氷を下向き紫の三角(薄くなっている)と上向き赤い三角(厚くなっている)で示し、当該の棚氷のすぐそばの海に置いた。{図4.17及び4.19}

### TS.3.3 海洋の変化：測器による記録

海洋は、気候と気候変動に重要な役割を果たす。海洋は、質量、エネルギー、運動量の交換によって大気の影響を受ける。海洋の熱容量は大気の約1000倍であり、その正味熱吸収量は大気の何倍も大きい(図TS.15参照)。現在では、海洋が吸収する熱の地球規模での観測は、地球全体のエネルギー収支とその変化に対する、最も信頼のおけるテストとなっている。海洋の上層が吸収するエネルギー量の変化も、エルニーニョなど、季節的から年々に至る時間スケールの気候変動に対して極めて重要な役割を果たす。熱の輸送と海面水温の変化は、世界各地の地域的気候に重要な影響を与える。海の生物は、海洋の生物地球化学的状態に依存しており、その物理的状態と循環の変化に影響される。海洋の生物地球化学の変化も、例えば二酸化炭素などの放射活性ガスの吸収や排出の変化を通じて、気候システムにフィードバックし得る。{5.1, 7.3}

#### 気候システムのエネルギー容量



図TS.15. 二つの期間(1961~2003年と1993~2003年)における地球システムのさまざまな構成要素のエネルギー含有量の変化。青色のバーは1961~2003年; ワイン色のバーは1993~2003年の値を表す。正のエネルギー含有量変化は、貯蔵されたエネルギー(すなわち、海洋の貯熱量、氷または海水の体積減少による潜熱、永久凍土の変化による潜熱を除く大陸内の貯熱量、及び大気中の潜熱と顕熱、位置エネルギーと運動エネルギー)の増加を意味する。すべての誤差推定は90%信頼区間である。大陸の熱取得量には信頼性の推定がない。結果の一部は、公表されていた結果を二つの期間に合わせて換算したものである。{図5.4}

世界平均海面水位の変動の一因は、海洋の体積の熱膨脹または収縮による密度変化である。海面水位の局地的変化も、水温や塩分の変化に伴う密度変化を一因としている。さらに、海洋と他の貯水域(例えば、氷床、山岳氷河、陸水貯蔵池、及び大気)の間の水の交換は、海水量を変化させ、海面水位を変化させ得る。海面水位の変化は地理的に一様でない。それは、海洋循環の変化などの過程が世界全体では一様ではないからである(Box TS.4参照)。{5.5}

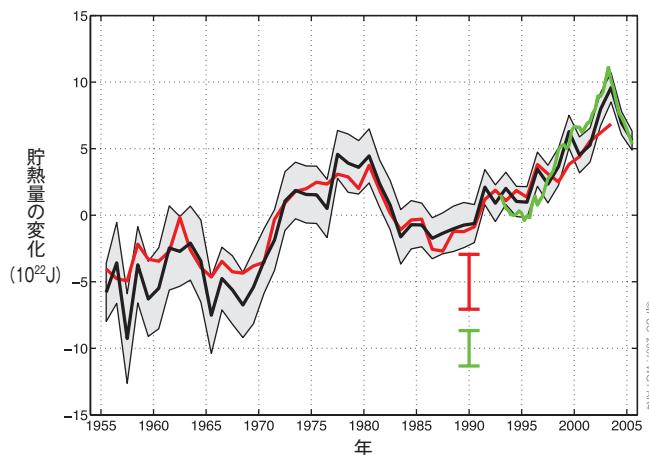
海洋の変動量は気候変動の検出に有用であり、特に変動幅が小さく信号対雑音比が大きい表層混合層下の温度と塩分濃度の変化は有用である。第3次評価報告書以降に解析された観測結果は、世界の海洋の貯熱量と塩分、海面水位、熱膨脹の海面水位上昇への寄与、水塊の変化、及び生物地球化学的循環などの変化について新たな証拠を提供している。{5.5}

#### TS.3.3.1 海洋の貯熱量と循環の変化

世界の海洋は1955年以来昇温しており、この期間の地球の気候システムのエネルギー含有量変化の80%以上を占めている。総計790万の海水温の鉛直プロフィールによって、さらに改良した地球全体の時系列を構築することができた(図TS.16参照)。地球全体の海洋熱収支の解析は、複数の独立の研究者によって繰り返し行われており、使用した解析手法に左右されない。データのある範囲が限られているため、深海については数十年の平均をとる必要がある。このため地球全体の貯熱量に見られる十年規模の変動はまだよく理解されていない。しかし、貯熱量に見られる十年規模の変動は、データの分布が不十分(特に南大洋と南太平洋)であることに起因するのかもしれない。1961~2003年の期間に、0~3000m深までの海洋層は約 $14.1 \times 10^{22}$  Jを吸収した。これは、 $0.2 \text{ W/m}^2$ の平均加熱率(地球表面の単位面積あたり)に相当する。これに対して1993~2003年の、より浅い0~700m深までの海洋層の加熱率はさらに高く、約 $0.5 \pm 0.18 \text{ W/m}^2$ であった。1961~2003年に比べて1993~2003年の加熱率は高かったが、2003年に比べて2004年と2005年は多少降温した。{5.1~5.3}

海水温の上昇は世界の海洋の上部700mに広がっている。大西洋は北緯45度以南が昇温している。昇温は、北大西洋にある深層循環域のため、大西洋海盆の方が太平洋、インド洋及び南大洋よりもより深く浸透している。利用可能なデータでは、南半球の深層循環の変化を示すものはほとんどない。しかし、南大洋の

## 世界の海洋貯熱量 (0~700m)



図TS.16. 0~700 m深までの地球全体の海洋の貯熱量 ( $10^{22}$ J) の時系列。3本の色付きの線は、独立した海洋学的データの解析結果である。黒と赤の曲線はそれぞれの1961~1990年の平均値からの偏差を示し、短い緑の曲線は黒い曲線の1993~2003年の平均値からの偏差を示す。黒い曲線の90%不確実性範囲が灰色の陰影で示され、他の二本の曲線のものはエラーバーで示されている。【図5.1】

上層は、全域の昇温に強く寄与している。少なくとも亜熱帯緯度の二つの海(地中海と日本海)は昇温しつつある。地球全体のトレンドは昇温であるが、地球全体の時系列には顕著な十年規模変動が観測されており、海洋が降温している大きな海域がある。北大西洋、北太平洋及び赤道太平洋のそれぞれ一部は、過去50年間に降温している。太平洋の変化は、部分的にPDOに関連したENSOに似た空間パターンを示している。【5.2, 5.3】

大西洋深層循環の一部はかなり大きい十年規模変動を示しているが、深層循環の長期トレンドはデータによって裏付けられていない。【5.3】

### TS.3.3.2 海洋の生物地球化学と塩分の変化

1750年以來の人為起源炭素の吸収によって、海洋の酸性度は上がり、海面pHが平均0.1単位下がった<sup>7</sup>。海洋による二酸化炭素の吸収は、海洋の化学平衡を変化させる。溶存二酸化炭素は弱酸を形成するので、溶存二酸化炭素が増えるにつれてpHが下がる(すなわち海洋がより酸性になる)。全体的なpH変化は、人為起

源炭素吸収量の推定値と単純な海洋モデルを使って計算される。過去20年間の利用可能な観測所でのpHの直接観測結果も、pH低下のトレンドを示しており、その速度は10年あたり約0.02 pH単位である。海洋のpHが下がると、炭酸カルシウムの溶解する深度が浅くなり、あられ石(炭酸カルシウムの準安定型)と方解石に関して不飽和な海洋の体積が増える。これらの鉱物は、海洋生物の殻を作るために使われている。また、海面pHの低下と海面水温の上昇は、海洋の二酸化炭素に対するバッファ容量を減少させ、過剰な大気中二酸化炭素の吸収速度を低下させる。【5.4, 7.3】

攪拌された水温躍層(約100~1000m)の酸素濃度は、1970~1995年の間に大部分の海盆で減少した。これらの変化は、上の層の昇温に関連した攪拌速度の低下や、生物活性の変化を反映しているのかもしれない。【5.4】

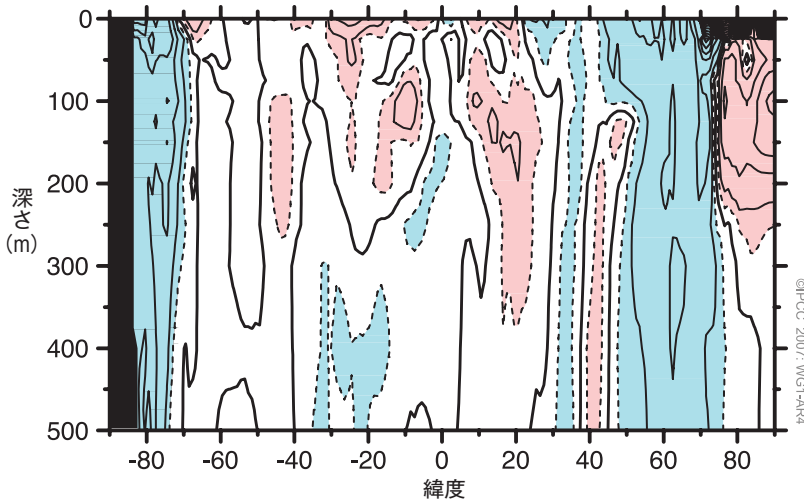
現在、広く得られている証拠によれば、過去半世紀の間に海洋の塩分が大規模循環から海盆のスケールで変化し(図TS.17参照)、ほとんどすべての海盆では蒸発量の多い海域の、表面に近い水の塩分が増加した。これらの塩分の変化は、海洋の水循環の変化を意味する。両半球の高緯度地域では、表層の海水の塩分が全体的に低下を示し、これらの地域に降水が多いことと整合している。ただし、河川流出量の増加、氷の融解、移流、及び深層循環の変化も寄与しているのかもしれない。両半球の亜熱帯緯度地域の特徴は、上部500mの塩分濃度の増加である。そのパターンは地球の水循環の変化と整合しており、特に降水の変化とそれから推測される低緯度から高緯度への大気中の水の輸送及び大西洋から太平洋への輸送の増加と整合している。【5.2】

### TS.3.3.3 海面水位の変化

1961年から2003年にかけての世界平均海面水位上昇の平均速度は、潮位計データから1年あたり $1.8 \pm 0.5$  mmと推定されている(図TS.18参照)。海面水位収支について検討するため、すべての陸氷の寄与の最良推定値と5~95%信頼区間を示す。この期間の海面水位上昇に対する熱膨脹の寄与は、平均すると1年あたり $0.42 \pm 0.12$  mmであり、顕著な十年規模変動を伴った。一方、氷河、氷帽、氷床からの寄与は、1年あたり $0.7 \pm 0.5$  mmであったと推定されている(表TS.3参照)。これらの過去約40年間の気候関連寄与の合計は、1年

7 酸性度は、 $H^+$ イオンの濃度の尺度であり、pH単位で表される。ここで、 $pH = -\log(H^+)$ である。pHの1単位の減少は、 $H^+$ 濃度すなわち酸性度の10倍の増加を意味する。

緯度帯平均塩分の直線的傾向 (1955～1998)



図TS.17. 世界の海洋の緯度帯で平均した塩分(実用塩分スケール)の線形トレンド(1955～1998年)。等値線間隔は10年あたり0.01、破線は10年あたり±0.005。濃い実線は、0の等値線。赤い陰影は10年あたり0.005以上を、青い陰影は10年あたり-0.005以下の値を示す。【図5.5】

あたり  $1.1 \pm 0.5 \text{ mm}$  と推定されるが、これは潮位計の観測結果からの最良推定値よりも小さい(第3次評価報告書で注記された不一致に類似)。したがって、1961～2003年海面水位収支は、まだ十分には一致していない。【4.8, 5.5】

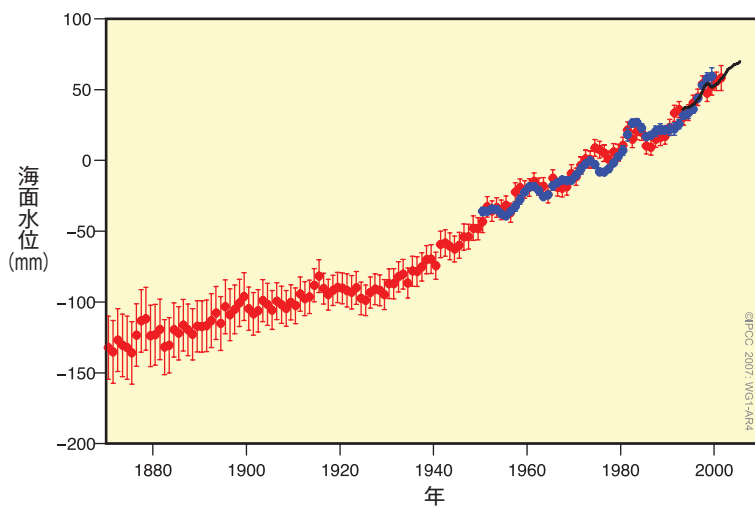
1993～2003年にTOPEX/Poseidon衛星高度計によって測定された世界の海面水位上昇率は、1年あたり平均  $3.1 \pm 0.7 \text{ mm}$  である。最近観測されたこの上昇率は、熱膨脹(1年あたり  $1.6 \pm 0.5 \text{ mm}$ ) と陸氷(1年あたり  $1.2 \pm 0.4 \text{ mm}$ ) による気候関連寄与の推定の合計である1年あたり  $2.8 \pm 0.7 \text{ mm}$  に近い。このように、近年収支に関する理解が大きく向上しており、気候の寄与が海面水位収支の主要な要因である(既知の誤差内に近い)。1993～2003年の上昇速度が1961～2003年に比べて速かったことが十年規模変動を反映しているのか長期的なトレンドの中での増加なのかは明確でない。潮位計の記録によれば、1993～2003年に観測されたような速い上昇は1950年以外の他の十年期にも起きている。【5.5, 9.5】

潮位計と地学的なデータに基づき、19世紀半ばと20世紀半ばの間に海面水位上昇速度が増加したことの確信度が高い。利用可能な最良の潮位記録を用いて最近再構築された1870年までさかのぼる海面水位変化によれば、海面水位上昇速度が1870～2000年の間に増加したことの確信度は高い。地学的な観測結果によれば、過去2000年間の海面水位変化は小さく、平均上昇速度は1年あたり  $0.0 \sim 0.2 \text{ mm}$  であった。地中海における、考古学的資料を用いた代替海面水位データはよく整備されており、紀元1年頃から1900年までの海面水位の変動は  $\pm 0.25 \text{ m}$  を超えなかったことが示されている。利用可能な証拠が示すところによれば、現代の海面水位

上昇は19世紀半ばと20世紀半ばの間に始まった。【5.5】

1993年以後の正確な衛星測定により現在、海面水位変化の地域的変動についての明確な証拠が提供されている。一部の地域では、この期間の上昇速度が世界平均の数倍に達し、また他の地域では海面水位が下がりつつある。1992年以後の最大の海面水位上昇は、太

世界平均海面水位



図TS.18. 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。単位はmmで、基準は1961～1990年の平均値。エラーバーは90%信頼区間。【図5.13】



表TS.3. 海面水位上昇への寄与の、観測に基づく値(左の列)とこの評価に使われたモデルの値(右の列; 詳細は第9.5節と付録10.Aを参照)の比較。値は、1993~2003年のものと過去40年間のものを表示。観測された合計も含む。[表5.3と表9.2から作成]

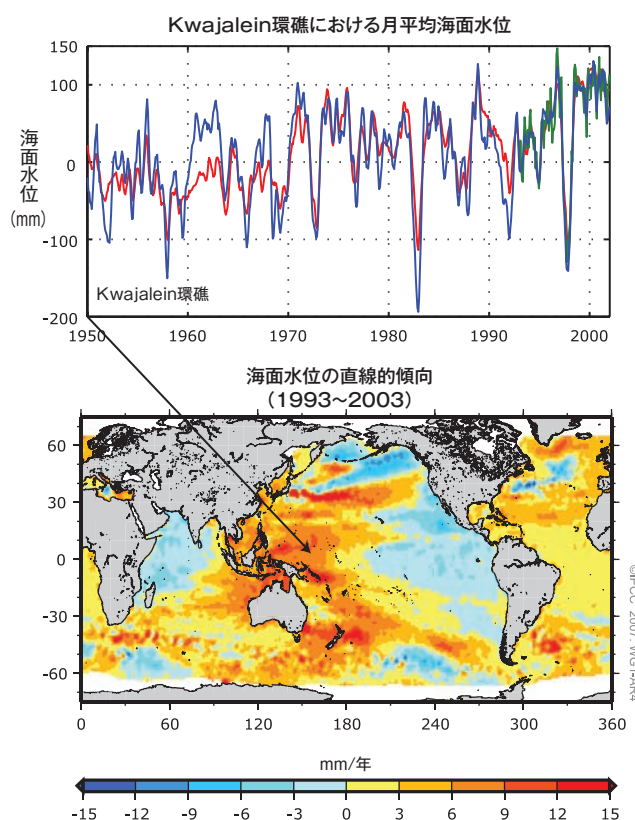
海面水位上昇の要因	海面水位の上昇率(mm/年)			
	1961~2003		1993~2003	
	観測値	モデル値	観測値	モデル値
熱膨張	0.42±0.12	0.5±0.2	1.6±0.5	1.5±0.7
氷河と氷帽	0.50±0.18	0.5±0.2	0.77±0.22	0.7±0.3
グリーンランド氷床	0.05±0.12 <sup>a</sup>		0.21±0.07 <sup>a</sup>	
南極氷床	0.14±0.41 <sup>a</sup>		0.21±0.35 <sup>a</sup>	
海面水位上昇に寄与する個別要因の合計	1.1±0.5	1.2±0.5	2.8±0.7	2.6±0.8
観測された海面水位上昇	1.8±0.5 (潮位計)		3.1±0.7 (衛星高度計)	
差異 (観測値から気候の寄与の見積りの総計を差し引いたもの)	0.7±0.7		0.3±1.0	

注：  
<sup>a</sup> 観測結果に基づいて規定 (第 9.5 節参照)

平洋西部とインド洋東部で起きた(図TS.19参照)。大西洋の大部分が過去10年間に海面水位上昇を示している一方で、太平洋東部とインド洋西部の海面水位は低下している。これらの地域的な海面水位上昇における時間的・空間的変動は、ENSOやNAOを含む、大気・海洋結合変動のパターンによる影響を部分的に受けている。1992年以降の観測された海面水位変化のパターンは、海洋温度変化から計算された熱膨脹に類似しているが、過去50年間の熱膨脹パターンとは異なっており、地域的な十年規模変動の重要性を示している。{5.5}

観測結果では、1975年以降の世界中のさまざまな場所での極端な高潮の増加が示唆される。長期的な記録は、空間的に限定的であり、時間的にはサンプルが不足しているため、20世紀全体の世界全体を対象とした分析はできない。多くの場所では、極端現象の長期変化は平均海面水位の変化に似ている。また他の場所では、長期トレンドの決定のために、嵐の激しさなどの大気状態の変化の方が重要だった。極端な高潮の年々変動は、地域の平均海面水位のみならず、太平洋のENSOや大西洋のNAOのような地域気候の指標との相関が高かった。{5.5}

### 海面水位の変化傾向



図TS.19. (上) クワジャリン(北緯8度44分、東経167度44分)での1950~2000年の月平均海面水位(mm)曲線。観測された海面水位(潮位計測定値から)が青で、再構成された海面水位が赤で、衛星高度測定記録が緑で示されている。1年ごと及び半年ごとの信号は、各時系列から除去されており、潮位計データは平滑化されている。(下) TOPEX/Poseidon衛星高度測定に基づく1993~2003年の平均海面水位の短期線形トレンド(1年あたりmm)の地理的分布。[図5.15と図5.18]

## Box TS.4 : 海面水位

海岸線の海面水位を決定する多数の因子は、時間から日(潮汐や気象)、年から千年(気候)、さらに長期間など、さまざまな範囲の時間スケールで作用する。陸地自体も上下する可能性があり、海岸海面水位に対する海洋の気候変動の影響を評価するために潮位計測定値を用いる場合は、そのような地域的な陸地の動きを考慮に入れる必要がある。海岸潮位計は、20世紀に世界平均海面水位が上昇したことを示している。1990年代初期以来、海面水位は衛星によってもほとんど世界中で連続的に測定されている。衛星と潮位計のデータはさまざまな空間スケールで一致し、世界平均海面水位がこの時期も引き続き上昇していることを示している。海面水位変化は、海洋温度、塩分濃度、風及び海洋循環の変化の分布を含むいくつかの要因のため、地理的変動を示す。地域の海面水位は、例えばエルニーニョやNAOなどに関連するより短い時間スケールの気候変動に影響され、地域の年々変動につながる。それは世界のトレンドに比べてずっと大きいことも弱いこともあり得る。

海水温の観測結果によれば、海水の熱膨脹は昇温するにつれて最近の数十年の海面水位上昇に相当寄与している。気候モデルは海洋観測結果と整合しており、熱膨脹が今後100年間の海面水位上昇に寄与し続けるとの予想を示している。深海の温度はゆっくりとしか変わらないので、たとえ温室効果ガスの大気中濃度が安定化されたとしても熱膨脹は何世紀も続くだろう。

世界平均海面水位は、水が陸と海の間を移動する時にも上下する。人間の活動は、特に地下水の汲み上げや貯水池の建設などは、海面水位の変化に寄与する可能性がある。しかし、陸上の多くの淡水は、氷河、氷帽、氷床の中に氷として貯蔵されている。氷河期の海面水位は100m以上低かった。これは氷床が北半球の大陸の大きな部分を覆っていたからである。現在の氷河と氷帽の後退は、海面水位上昇に相当寄与している。これは今後100年続くと予想されている。この寄与は今後何世紀かの間に淡水の貯蔵量が減るにつれて減るはずである。

グリーンランドと南極の氷床はずっと多くの氷を含んでおり、何世紀にもわたって大きな寄与をするかもしれない。近年、グリーンランド氷床は融解量が増えており、さらに増えると予測されている。気候が温暖化すると、氷床がさらに降雪を蓄えて海面水位が下がる傾向があるかもしれない、とモデルは示唆する。しかし、近年はそのような傾向よりも、氷床の周辺地域の一部で観測されている氷の流れの加速や流出の増加の方が恐らく勝っている。氷の流れが加速する過程はまだ完全に理解されていないが、将来は氷床が原因で、全体の正味の海面水位上昇を引き起こされるかもしれない。

海面水位による最大の気候・気象関係の影響は、熱帯低気圧及び温帯低気圧に関連した、日から時間の時間スケールでの極端現象によるものである。低気圧と強風は「高潮」と呼ばれる大きな局地的海面水位の逸脱を起こす。これは満潮と重なると特に深刻である。これらの極端な海面水準の発生頻度の変化は、平均海面水位の変化と、極端現象を起こす気象現象の変化の両方に影響される。{5.5}

### TS.3.4 観測結果の整合性

この節では、大気圏、雪氷圏及び海洋を含むさまざまな気候変数自身及び変数間の変動及びトレンドの整合性を、変数間にある物理的關係についての概念的な理解に基づいて検討する。例えば、気温の上昇により、大気が水分を保持する能力が高まるであろう。また、気温と降水量の変化は、氷河の中に残された証拠と整合するはずである。異なる手法と変数を用いた独立の観測結果間の整合性を確かめることは、理解の重要な試金石となり、理解の信頼性を高める。{3.9}

大気圏、雪氷圏及び海洋の変化は、世界が温暖化していることを疑いなく示している。{3.2, 3.9, 4.2, 4.4~4.8, 5.2, 5.5}

地上気温と海面水温の両方が温暖化を示している。両半球とも、過去数十年、陸域の方が海洋よりも速い速度で温暖化しており、海洋の熱慣性がずっと大きいことと整合している。{3.2}

気候の温暖化は、観測された極端に温かい日の数の増加、極端に寒い日の数の減少、及び中緯度地域での霜の降りた日の数の減少と整合している。{3.2, 3.8}

1979年以來の地上気温のトレンドは、現在、より高い高度でのトレンドと整合している。対流圏では地表よりも少し大きな昇温があり、圏界面が高くなっている可能性が高く、これは基本的な物理的過程からの予想、観測された温室効果ガスの増加及び成層圏オゾンの減少と整合している。{3.4, 9.4}

温度の変化は、ほとんど世界中で観測されている雪氷圏の縮小と概して整合している。山岳氷河の質量と面積は広範囲で減少している。温暖化と整合する気候の変動は、積雪面積、積雪深度、北極海氷面積、永久凍土の厚さと温度、季節的凍土の面積、及び河川や湖沼の氷結期間の減少によっても示されている。{3.2, 3.9, 4.2～4.5, 4.7}

1993年以来の海面水位上昇の観測結果は、観測された海洋熱含有量及び雪氷圏の変化と整合している。海面水位は、地球全体の高度測定値が利用可能な期間である1993年から2003年にかけて、1年あたり3.1±0.7mmの割合で上昇した。この期間中、観測された総海面水位上昇は、氷河、氷帽、氷床の後退による寄与分と、海洋の熱含有量の増加とそれに伴う海洋膨脹による寄与分との和との間に、ほぼ均衡が見られた。

**表TS.4.** 20世紀後半に変化傾向が実際に観測された極端な気象や気候の現象の最近の傾向、傾向に対する人為影響の評価、及び予測。D欄の印は、正式な検出と原因特定の研究が用いられ、専門家の判断に従って、認識可能な人為影響の可能性が評価されたことを示す。これができなかった場合、人為影響の可能性の評価は、変数の平均の変化または物理的に関係のある変数の変化の原因特定結果に基づき、または観測及びシミュレートされた変化の定性的な類似性に基づき、専門家の判断を組み合わせた。{3.8, 5.5, 9.7, 11.2～11.9; 表3.7, 3.8, 9.4}

現象 <sup>a</sup> 及び傾向	傾向が20世紀後半 (主に1960年以降)に 起こった可能性	観測された 傾向に対する人間の 寄与の可能性	D SRES <sup>b</sup> シナリオを用いた 21世紀の予測に基づく傾向の 継続の可能性	
ほとんどの陸域で寒い日や 夜の減少と昇温	可能性が非常に高い <sup>c</sup>	可能性が高い <sup>e</sup>	*	ほぼ確実 <sup>e</sup>
ほとんどの陸域で暑い日や 夜の頻度の増加と昇温	可能性が非常に高い <sup>d</sup>	可能性が高い(夜) <sup>e</sup>	*	ほぼ確実 <sup>e</sup>
ほとんどの陸域で継続的な 高温/熱波の頻度の増加	可能性が高い	どちらかといえば		可能性が非常に高い
ほとんどの地域で大雨の頻度 (もしくは総降水量に占める大雨 による降水量の割合)の増加	可能性が高い	どちらかといえば		可能性が非常に高い
干ばつの影響を受ける地域の 増加	多くの地域で1970年代以降 可能性が高い	どちらかといえば	*	可能性が高い
強い熱帯低気圧の活動度の増加	いくつかの地域で1970年代以降 可能性が高い	どちらかといえば		可能性が高い
極端な高潮位の発生の増加 (津波を含まない) <sup>f</sup>	可能性が高い	どちらかといえば <sup>g</sup>		可能性が高い <sup>h</sup>

注：

<sup>a</sup> 定義に関する詳細については表3.7を参照。

<sup>b</sup> SRESはIPCCの排出シナリオに関する特別報告を指す。SRESシナリオファミリーと例が、政策決定者向け要約の最後のBoxに要約されている。

<sup>c</sup> 寒い日や夜(最も寒い上位10%)の頻度の減少

<sup>d</sup> 暑い日や夜(最も暑い上位10%)の頻度の増加

<sup>e</sup> 各年の最高気温を記録した日や夜の昇温

<sup>f</sup> 極端な高潮位の発生は、平均海面水位及び地域的な気象システムに依存する。ここで極端な高潮位は、ある観測所において一定の期間に観測された一時間ごとの海面水位のうち、最も高い1%と定義する。

<sup>g</sup> 観測された極端な高潮位の変化は、平均海面水位の変化によく従っている(5.5, 2.6)。人為起源の活動が平均海面水位上昇に寄与している可能性は非常に高い(9.5.2)。

<sup>h</sup> 全てのシナリオにおいて、2100年における世界の平均海面水位予測値は基準期間の値より高い(10.6)。地域的な気象システムの変化が極端な高潮位に及ぼす効果は評価されていない。

この均衡は、観測された海面水位上昇が温暖化の強力な指標であることの信頼性を高めている。ただし、海面水位収支は、より長い1961年から2003年にかけての期間には均衡していない。{5.5, 3.9}

観測結果は、水蒸気と気温の間に期待される関連についての物理的理解とも整合し、また温暖化した世界の降水現象の強化とも整合している。気柱内と上部対流圏の水蒸気が増加しており、温暖化している世界で

は比湿が増加して気候変動への重要な正のフィードバックになるという単純な物理モデルの仮説の重要な根拠となっている。大気中の水蒸気量の増加と整合して、多くの陸域では、総降水量の減っている所でさえも、大雨の回数が増えたり、洪水の可能性が増えたりしている所が広い範囲で増加している。海洋の塩分変化の観測結果は、地球の水循環が変化しているという見方を独立に支持しており、熱帯と亜熱帯以外の降水

### Box TS.5：極端な気象現象

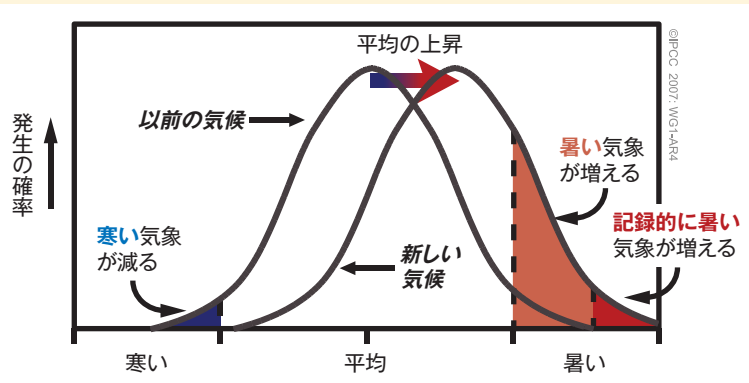
極端な気象現象(例えば、2003年のヨーロッパの極端に暑い夏、または2005年7月のインド、ムンバイの豪雨)に影響を受けた人々はしばしば、その現象は気候に対する人類の影響が原因なのか、と問う。さまざまな極端な気象現象は、気候が変化していなくても大部分の地域で予想されるものなので、個々の現象を気候の変化のせいにするのは難しい。大部分の地域では、測器による変動の記録が約150年分しかないのが普通なので、情報が限られているため、稀な気候現象がどの程度極端なものか、特徴付けることができない。さらに、普通、ひとつの極端現象を生み出すには複数の因子を組み合わせる必要があるため、特定の極端現象を単一の特定の原因に結び付けるのは問題がある。場合によっては、このような極端現象の発生確率の変化に対する人為起源の寄与を推定できるかもしれない。

しかし、単純な統計的推論が示すところによれば、気象または気候に関する変数の分布が比較的小さく動いただけでも極端現象の頻度(及び起こりうる最大の極端現象、例えば特定の場所で起こりうる最大の24時間降水量)が相当に変化する可能性がある。

極端現象とは、特定の変数の値の範囲の上端と下端にある稀な現象のことである。この範囲内の値の発生確率は、確率分布関数(PDF)と呼ばれ、ある変数に対しては「正規」曲線または「ガウス」曲線(よく知られた「ベル」カーブ)に似た形になる。Box TS.5の図1は、このようなPDFの模式図を示し、小さな移動(分布の平均または中央の小さな変化に対応)が分布の両端の極端現象の頻度に対して持ち得る効果について示している。ひとつの極端現象(例えば、暑い日の数)の頻度の増加はしばしば、反対側の極端現象(この場合は霜の降りるような寒い日の数)の減少を伴うことになる。分布の形または変動性の変化は、この単純な図式を複雑にする可能性がある。

IPCCの第2次評価報告書は、気候変動に関する極端現象のデータと分析が少ないことを指摘した。第3次評価報告書までには、極端現象の変化に関するモニタリングとデータが改善され

て利用可能になり、気候モデルの分析が行なわれて極端現象の予測を提供した。第3次評価報告書以来、極端現象の分析の観測基盤がかなり向上しているので、いくつかの極端現象(例えば、日々の気温や降水量の極端現象)は現在ほとんどの陸域で調査されている。多数のモデルが極端現象のシミュレーションと予測に使われ、それぞれ初期条件が異なるさまざまなモデルの統合(アンサンブル)によって、PDFや極端現象に関する情報がさらに確かなものになっている。第3次評価報告書以来、極端現象の地球全体の統計の変化に注目したいいくつかの気候変動の検出・原因特定研究が利用可能になっている(表TS.4)。いくつかの極端現象(例えば、熱帯低気圧の強度)については、データの懸念やモデルの欠陥が残っている。いくつかの評価は、地球温暖化によって極端現象がどのように変わりそうか(例えば、温暖化は熱波を増やすかもしれない)について、いまだに単純な推論に頼っている。また、観察された変化とシミュレートされた変化の間の定性的な類似性に頼っているものもある。トレンドに対する人為起源寄与の可能性の評価結果は、間接的な証拠に基づいて評価された変数については低くなっている。



Box TS.5、図1. 正規気温分布について、平均気温が上昇したときの極端な気温への効果を示す図式

量と河川流出の増加と、低緯度地域の海洋から大気への淡水の移動の増加を示す観測結果と整合している。{3.3, 3.4, 3.9, 5.2}

地球上の多くの地域で降水量が増加しているが、干ばつの影響を受ける地域の範囲も増加している。また、干ばつの発生している期間が長くなり、その強さも増している。過去にも地域的な干ばつはあったが、現在の干ばつの空間的広がりや大きさは、温暖化で予想される水循環の変化と概ね整合している。世界の気温が上昇すると、表面に水分がある所では蒸発が盛んになり、水蒸気が増加する。これは降水量を増やす傾向がある。しかし、大陸の気温の上昇は、さらに蒸発を盛んにして乾燥化につながる事が予想される。これは地表の水分が限られている乾燥地域では特に重要なことである。また、雪塊氷原、積雪面積、大気循環パターン、低気圧経路の変化により、季節的に利用可能な水分が減少し干ばつに寄与する可能性がある。海面水温の変化とそれに伴う大気循環と降水の変化は、干ばつの変化に寄与しており、特に低緯度地域で顕著である。その結果、1970年代以来、特に熱帯と亜熱帯で、干ばつがより一般的になっている。オーストラリアとヨーロッパでは、最近の干ばつが高温と熱波の極端現象を伴うことから、地球温暖化への直接の関連が推定されている。{3.3, 3.8, 9.5}

### TS.3.5 古気候的な観点

古気候研究は、ボーリング孔の温度から導出した過去の変化、海洋堆積物間隙水の変化、氷河面積の変化の測定値や、代替物が成長または存在していた環境の過去の変化を反映する化学的、物理的、生物学的パラメータの変化に関する代替測定値を利用する。古気候研究は、結果を照合確認して不確実性をより良く理解できるように、複数の代替データを用いる。多くの生物(例えば、樹木、珊瑚、プランクトン、動物)が気候変動に対応して成長及び/または個体群動態を変化させることと、これらの気候に誘発された変化が生存中及び死亡後(化石)の生物の標本または集合体に過去の成長としてよく記録されていることは、よく受け入れられ確認されている。樹木の年輪の幅と密度の年代記のネットワークは、時間的に重複する測器データによる較正に基づいて、過去の温度変化の推定に使われる。これらの手法は頻繁に用いられているが、利用可能な測定の空間分布、これらがどの程度良く地球全体をサンプルしているか、最近の気候変動との関係で、これらの手法に空間的・季節的なバイアスや見た目の多様

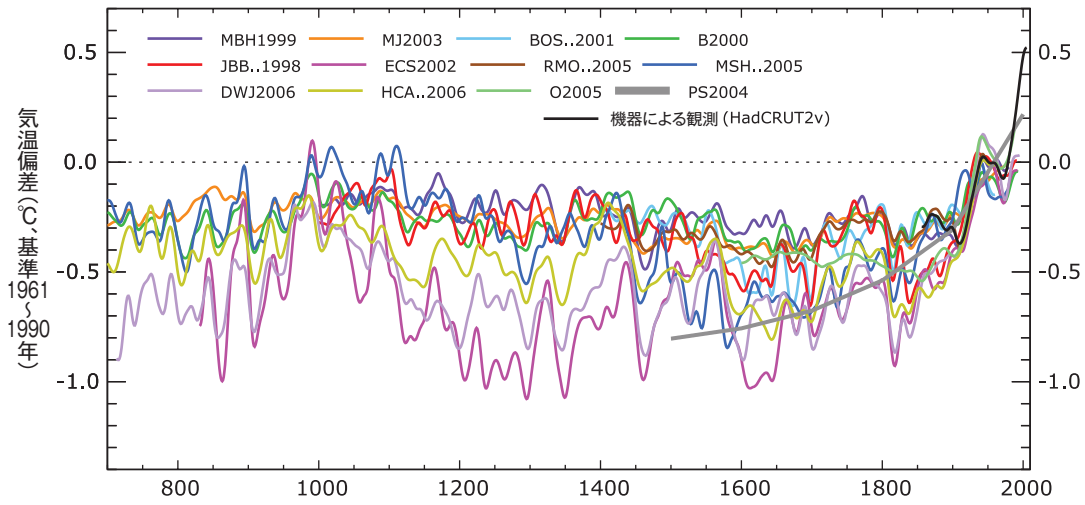
性がどの程度あるか、などの点に関して懸念がある。{6.2}

20世紀後半の北半球の平均気温は、過去500年間のどの50年間よりも高かった可能性が非常に高く、少なくとも過去1300年間で最も高かった可能性が高い。これらの結論を支持しているデータは、夏の温帯の陸域で最も広範囲にわたる(特に長期間に対して; 図TS.20参照)。これらの結論の根拠は、年輪の幅や密度、氷に含まれるさまざまな元素の同位体の組成、珊瑚の成長バンドの化学的組成などの代替データであり、気温の情報とそれに付随する不確実性を導き出すには分析が必要である。主要な不確実性としては、気温と降水量を分離するのが難しい場合があること、あるいは気温や降水量が通年ではなく特定の季節を表していることなどがある。第3次評価報告書以来、データが改善され、拡大された。例えば、測定場所の数が増加し、ボーリング孔の温度データの分析が改善され、氷河、珊瑚、堆積物の分析の範囲が広がった。しかし、古気候データは1850年以来の測器による記録に比べて空間的にも時間的にもずっと限定されているので、世界平均データの作成には統計手法が用いられ、これらの統計的手法も不確実性の対象である。現在のデータはあまりにも限定的なので、測器データの時代より前の南半球の気温を同様に評価することはできない。{6.6, 6.7}

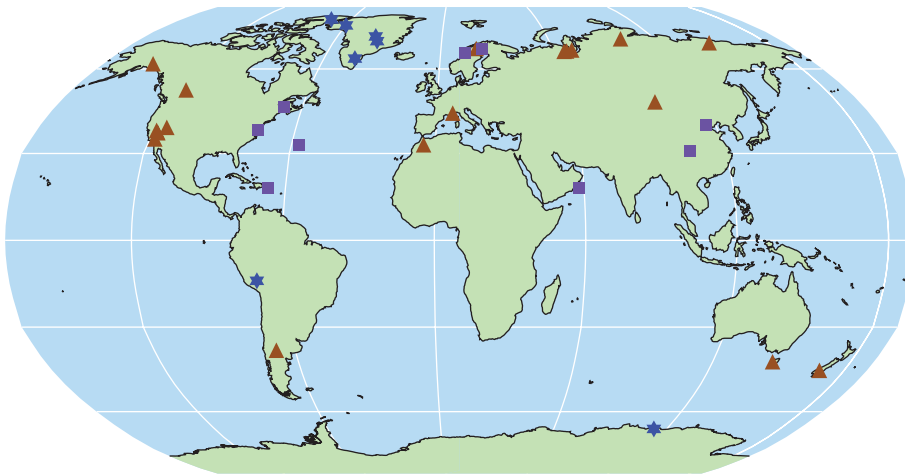
第3次評価報告書以降の研究のいくつかは、使用される代替データとこれらのデータを処理して過去の気温にスケールする統計手法に起因して、数百年スケールの北半球気温変動度が第3次評価報告書で示されているより大きいことを示している。追加の変動は主に12~14世紀と17世紀及び19世紀の低温期間の存在を意味する。これらは火山噴火及び/または太陽活動による自然の強制力に関連している可能性が高い。例えば、復元の結果は、17世紀では、現在の状態に比べて太陽活動が減少し、火山活動が増加していたことを示唆している。あるひとつの復元結果は、11世紀に第3次評価報告書で示されたよりも若干高温の状態であったことを示唆しているが、第3次評価報告書で示された不確実性の範囲内である。{6.6}

過去千年間の氷床コアの二酸化炭素の記録は、自然の気候変動にもうひとつの制約を提供する。代替データに基づいて再構築された工業化以前の十年規模の北半球気温変化の振幅(<1°C)は、氷床の二酸化炭素の記録及び炭素循環-気候フィードバックの強さに関する理解と概ね整合している。大気中の二酸化炭素と南極大陸の気温は、過去65万年の間、共に変動してきた。

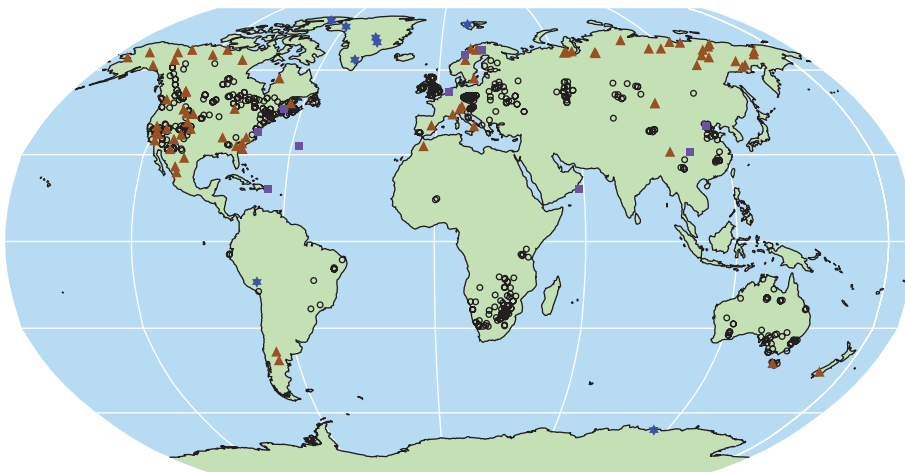
### 復元された北半球の気温



代替記録の位置：西暦 1000 年



代替記録の位置：西暦 1500 年



© IPCC 2007: WG1-AR4

図TS.20. (上)過去1300年間の北半球気温変動の記録。複数の気候代替記録を用いた12の再構築を色で示し、測器による記録を黒で示す。(中と下)気温に敏感な代替記録の場所と、AD1000年及びAD1500年までのデータ(年輪:茶色の三角;ボーリング孔:黒丸;氷床コア/氷のボーリング孔:青色の星;低解像度記録を含む他の記録:紫色の正方形)。データの出所は表6.1、図6.10に記載され、第6章で議論されている [図6.10及び図6.11]

## Box TS.6：軌道の放射強制力

太陽の周りの地球の軌道の特性の周期的変化が、大気圏の最上部に入射する太陽放射（以後「日射」と呼ぶ）の季節的・緯度的分布を調節することは、天文学の計算からよく知られている。日射の過去と将来の変化は、高い信頼性で数百万年にわたって計算することができる。{6.4}

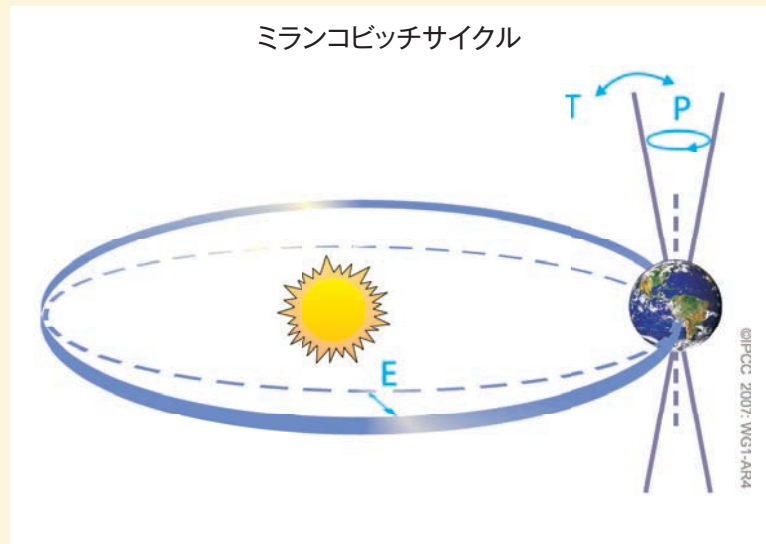
歳差運動とは、地球が一年のうちで最も太陽に近づく時が変化することをいい、約19,000年と23,000年の準周期を持つ。その結果、軌道上の季節の位置と長さの変化が、日射の季節的・緯度的分布を強く変調する。日射の季節的变化は年平均変化よりずっと大きく、 $60\text{W/m}^2$ に達することもある（Box TS.6、図1）。

地軸の傾斜角（傾き）は、約 $22^\circ$ から $24.5^\circ$ の間で変動し、約41,000年の二つの近い準周期を持つ。傾斜角の変化は、季節のコントラストと年平均日射変化を変調し、低緯度と高緯度で逆の効果を持つ（したがって、地球全体の平均日射には影響がない）。{6.4}

太陽の周りの地球の軌道の離心率は、さらに準周期が長く、400,000年と約100,000年である。離心率の変化だけでは、日射に対する影響が限定的であり、それは、太陽と地球の間の距離の変化が非常に小さいことに起因している。しかし、離心率の変化は傾斜角と歳差運動によって誘発された季節効果と相互作用を持つ。約400,000年前や今後100,000年間のように離心率の小さい期間には、歳差運動によって誘発される季節の日射変化が離心率の大きい期間よりも小さい。（Box TS.6、図1）{6.4}

氷河期のミランコビッチまたは「軌道」理論は、現在よく発達している。氷河期は一般に高緯度北半球の夏の日射の極小が引き金になる。冬の降雪が一年中残り、蓄積して北半球の氷河時代の氷床を作る。同様に、軌道の変化によって決まる、高緯度北半球の夏の日射が特に強い時は、急速な退氷とそれに伴う気候変動及び海面水位上昇の引き金になると考えられている。これらの軌道強制力は気候変動のペースを決定し、一方、大きな応答は軌道強制力を増幅する強いフィードバック過程によって決定されるようである。数千年の時間スケールでは、軌道強制力は地球の主要なモンスーン、世界の海洋循環、大気中の温室効果ガスの含有量など、主要な気候システムにも大きな影響を及ぼす。{6.4}

利用可能な証拠によれば、現在の温暖化が、氷河状態に向かう自然の寒冷化トレンドによって緩和されることはないだろうことを示す。軌道強制力への地球の応答に関する理解によれば、地球は少なくとも今後30,000年の間、自然に次の氷河時代に入ることはないだろうことを示す。{6.4, FAQ6.1}



Box TS.6、図1. 氷期サイクルを駆動する地球の軌道変化（ミランコビッチサイクル）の模式図。Tは地軸の傾き（または傾斜角）の変化、Eは軌道離心率の変化、Pは歳差運動、すなわち軌道上のある時点での地軸の方向の変化を表す。{FAQ6.1、図1}

利用可能なデータは、二酸化炭素が増幅フィードバックとして働くことを示唆している。{6.4, 6.6}

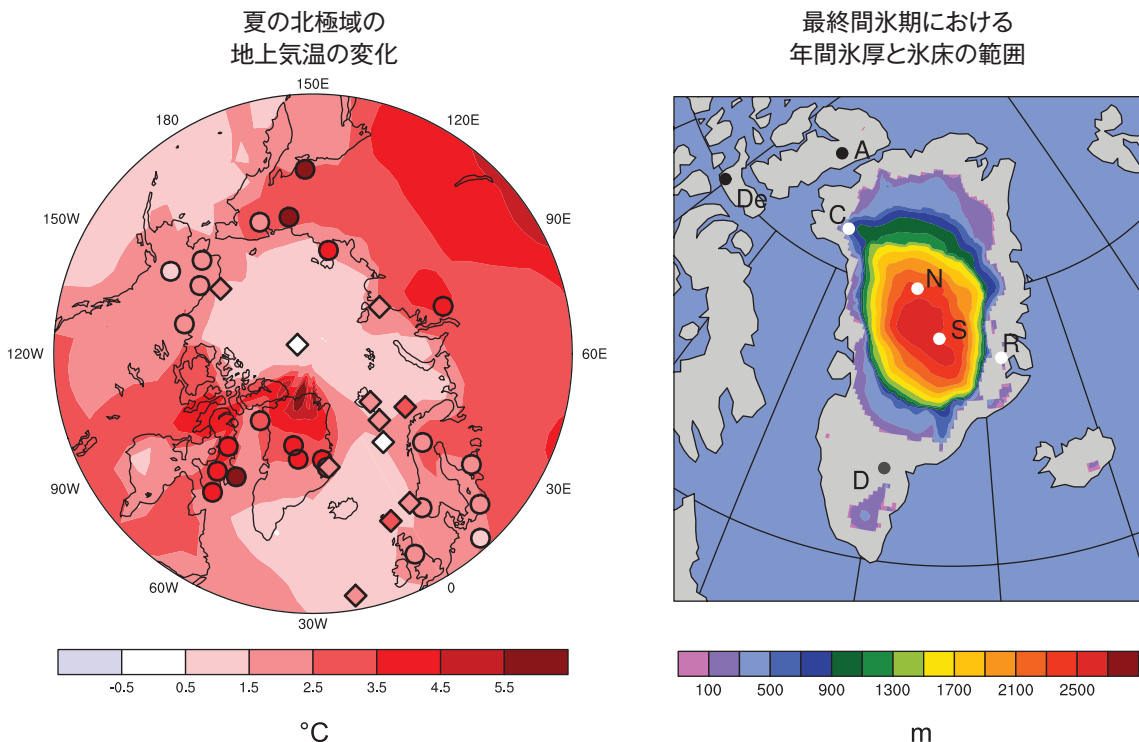
氷河の変化は完新世データに明白に現れているが、これらの変化は20世紀後半の後退とは異なるプロセスによって生じたものである。北半球のいくつかの山岳地帯の氷河は、11,000年から5000年前の、軌道に強制された地域的温暖期に対応して後退したものであり、5000年前以前には20世紀末より小さかった（または存在しなかった）。現在の、ほぼ地球全体にわたる山岳氷河の後退が同じ原因によることはあり得ない。なぜなら、北半球の過去数千年間の夏の日射の減少は、氷河の成長に有利に働くはずだからである。{6.5}

古気候データは多くの地域気候の変化に証拠を提供する。ENSO現象の強度と頻度は、過去の気候の中で変動してきた。アジアモンスーンの強度、従って降水量は突然変化し得るという証拠がある。アフリカ北部と東部、及び北米の古気候記録によれば、数十年から数世紀続く干ばつは、これらの地域の気候に繰り返し

現れる特徴なので、最近の北米とアフリカ北部の干ばつは前例のないことではない。個々の十年規模解像度の古気候データは、地域的な準周期的な気候変動があったことを支持するが、これらの地域的なシグナルが地球全体スケールで一貫していた可能性は低い。{6.5, 6.6}

最後の氷河期における突然の気候変動と氷河期から間氷期への移行を、大西洋循環の変化に結び付ける強い証拠が海洋堆積物データ及びモデリングから得られている。現在の理解が示唆するところによれば、ある臨界値を超えると、海洋循環は不安定になり急激に変化し得る。これらの事象はグリーンランドで最大16°Cの温度変化を引き起こし、熱帯の降水パターンに影響を与えた。これらはたぶん、世界平均気温の大きな変化にではなく、むしろ北半球と南半球の間の熱の再配分に関連していたのだろう。このような事象は、過去8000年間、見られていない。{6.4}

### 北極と最終間氷期



図TS.21. 約125,000年前の最後の間氷期について、現在と比較した北極の夏の地上気温の変化(左)と、グリーンランドと北極西部の氷河の氷の厚さと範囲(右)を、複数のモデルと代替データを合成して示したものである。(左)最後の間氷期の夏の温暖化の複数モデルシミュレーションに、陸上(丸)と海上(菱形)のサイトからの最大夏季昇温の代替データからの推定値を重ねている。(右)最終間氷期の最小面積の時期における、グリーンランド氷床並びにカナダ西部及びアイスランドの氷河の範囲と厚さを、三つの氷モデルの平均として示している。氷床コアの観測結果では、白丸の観測地点、レンランド(R)、北グリーンランド氷床コアプロジェクト(N)、サミット(S、GRIP及びGISP2)及びたぶんキャンセンチュリー(C)では最終間氷期に氷があったが、黒丸の観測地点：デボン(De)及びアガシー(A)には氷がなかった。ダイ-3(D、灰丸)で、最終間氷期に氷があったとの証拠には議論の余地がある。{図6.6}



過去の気候変動と軌道起源強制力の変化に関する理解の信頼性は、過去の気候状態をシミュレートする現在のモデルの能力の向上によって強化されている。最大最終氷期(LGM: 約21,000年前の最後の「氷河時代」と完新世中期(6000年前)の気候は現在と異なっていたが、それはランダムな変動のためではなく、地球の軌道の既知の差異(Box TS.6参照)によって季節的及び地球規模の放射強制力が変わったためである。生物地球化学的及び生物地球物理的なフィードバックは、軌道起源強制力への応答を増幅する。LGMにおけるシミュレートされた過去の気候状態と復元された過去の気候状態とを比較すると、温度と降水量のパターンの変化について推定されるさまざまな特徴がモデルで捉えられていることがわかる。完新世中期については、結合気候モデルを用いて中緯度の温暖化とモンスーンの増大を再現できる。世界平均気温はあまり変化せず( $<0.4^{\circ}\text{C}$ )、軌道起源強制力に関する我々の理解と整合している。{6.2, 6.4, 6.5, 9.3}

世界平均海面水位は、約125,000年前の最後の間氷期には、主に極氷の後退のために、20世紀中よりも4~6m高かった**可能性が高い**(図TS.21)。氷床コアデータによれば、この期間、グリーンランド頂上地域は氷に覆われていたが、南グリーンランドの一部では氷床面積の減少が示されている。また、氷床コアデータによれば、当時の平均極気温は地球軌道の差異のために20世紀よりも3~5 $^{\circ}\text{C}$ 高かった。グリーンランド氷床と他の北極氷原の寄与は、観測された海面水位上昇のうちの4m以下であった**可能性が高い**。これは南極大陸からも寄与があった可能性を意味する。{6.4}

## TS.4 気候変動の理解と原因特定

原因特定は、観測された変化が、よくテストされたモデルで得られたさまざまな強制力に対する定量的応答と整合しているか、また別の物理的に可能な説明と整合していないかを評価するものである。IPCC第1次評価報告書(FAR)には、気候への検出可能な人為起源の影響について観測による証拠はほとんどなかった。6年後、IPCC第2次評価報告書(SAR)は、証拠は全体的に20世紀の気候への識別可能な人為影響を示唆している、と結論した。第3次評価報告書は、過去50年間の観測された温暖化の大部分は温室効果ガス濃度の増加によるものであった**可能性が高い**、と結論した。最近の気候変動に対する人間の寄与の評価におけ

る信頼性は、第3次評価報告書以来、かなり向上している。その一因は、より長期の記録からより強いシグナルが得られたこと、観測範囲の拡大と向上によって気候システムの他の変化と共に温暖化の原因特定をより完全に行なえるようになったことである。観測記録に見られたいくつかの不整合(例えば気温変化の鉛直プロファイル)は、概ね解決された。不確実性は残っているものの、季節から数十年の時間スケールでの気候変動と現在の平均気候の多くの側面に関するシミュレーションにさまざまな改善があった(Box TS.7参照)。現在のモデルは、エアロゾルその他の放射強制力に関係する過程をさらに詳細に表現している。20世紀の気候変動のシミュレーションは、第3次評価報告書時に利用可能だったよりもさらに多くのモデルとずっと完全な人為起源及び自然起源の放射強制力を用いている。利用可能な複数モデルアンサンブルは、モデルの不確実性の表現を改善することによって原因特定結果の信頼性を向上させている。人為起源のシグナルは、正式な原因特定研究によって現在、地球規模の気温だけではなく、地球の海洋貯熱量、大陸規模の気温トレンド、気温の極端現象、循環、北極海氷面積の変化など、気候システムのさまざまな側面により明確に見出されつつある。{9.1}

### TS.4.1 測器時代の地球規模温度変化の原因特定の進展：大気、海洋、氷

気候システムの人為起源による温暖化が広がっており、それは、地表、自由大気及び海洋の温度の観測結果の中から検出することができる。{3.2, 3.4, 9.4}

気候システムに対する人為起源と自然起源の両方の外部影響の効果の証拠は、第3次評価報告書以来、引続き蓄積されている。モデルとデータの向上、アンサンブルシミュレーション、エアロゾル、温室効果ガス等の強制力の表現の向上により、現在のほとんどのモデルによる、10年から数十年の時間スケールで強制された大規模な大気変動の再現が高いことについての信頼性が高まった。これらの進展により、大きな空間スケールでの過去の気候の変動が、外部強制力の影響を強く受けたことが確認されている。しかし、強制力に対するモデル応答の不確実性などのため、よく混合された温室効果ガス以外の個々の強制力からの寄与については、その大きさと時間的進展にまだ不確実性が残っている。正式な検出及び原因特定研究の中で、黒色炭素エアロゾルなどの、潜在的に重要な強制力が考慮されているものはほとんどない。自然の内部変動の

## Box TS.7：大気海洋大循環モデルの評価

大気海洋大循環モデル(AOGCM)は、過去の気候変動の理解と原因特定、及び将来の予測のために使われる主要な道具である。21世紀に予想される人為的な擾乱に完全に類似した放射強制力への擾乱は歴史上存在しないので、モデルの信頼性は以下に述べる多数の間接的な方法によって確保されなければならない。これらの分野のそれぞれについて、第3次評価報告書以来、相当な進展があり、モデルの全体的な信頼性が上がっている。{8.1}

国際協力のもと、共通の条件下で実行されたモデル実験の結果を収集・提供する活動によって、モデルの振る舞いに関する調査と分析が促進され強化されている。これが、多様な視点を含む、より包括的かつ開かれたモデル評価を促進している。{8.1}

**全球気候モデルを用いたさまざまなスケールと期間についての予測。**気候モデルは、数十年規模、またはそれ以上の将来にわたって気候を予測する。個々の天気システムを詳細に追跡・予報することはないので、大気の初期条件の重要性は気象予報モデルよりずっと小さい。気候の予測には、強制力の方がずっと重要である。これらの強制力は、地球に達する太陽エネルギーの量、大気中の火山噴火からの粒子状物質の量、大気中の人為起源のガスと粒子の濃度などである。関心の対象が地球規模から地域や局地に移るにつれ、または関心の時間スケールが短くなるにつれ、気象関連の変動の振幅が長期的な気候変動のシグナルに比べて大きくなる。このため、小さなスケールでの気候変動のシグナルの検出が難しくなる。海洋の状態も、特に年々及び十年規模の時間スケールにとって重要である。{FAQ 1.2, 9.4, 11.1}

**モデルの構築。**AOGCMの構築は、空間解像度の向上、数値計算手法とパラメータの改良等(海氷、大気境界層、海洋混合)を通じて発達した。強制力にとって重要な多数の過程など、より多くの過程が多くのモデルに含まれるようになった(例えば、エアロゾルは現在、多くのモデル内で相互作用的にモデル化されている)。ほとんどのモデルは、フラックス調整を使わずに安定した気候を維持している。ただし、いくつかの長期トレンドは、例えば海洋内のゆっくりとした過程のため、AOGCMの基準計算の結果に残る。{8.2, 8.3}

**現在の気候のシミュレーション。**モデル構築の改良の結果として、現在の平均気候のさまざまな側面のシミュレーションが向上した。降水量、海面気圧、地上気温のシミュレーションは、それぞれ全体的に向上したが、不備が残っており、特に熱帯の降水量について顕著である。雲(とそれに対応する気候感度に影響するフィードバック)のシミュレーションに顕著な不備が残っているが、いくつかのモデルは特定の形態の雲(特に海上の層積雲)のシミュレーションに改善が見られた。極端現象(特に極端な気温)のシミュレーションは向上したが、最も極端な現象についてモデルの再現する降水量が一般的に小さすぎる。温帯低気圧のシミュレーションが向上した。熱帯低気圧の変化の予測に使われるいくつかのモデルは、観測された熱帯低気圧の頻度と分布をうまく再現できている。海洋水塊の構造、深層循環、海洋熱輸送のシミュレーションが向上した。ただし、ほとんどのモデルは南大洋のシミュレーションにバイアスが見られ、そのため気候変動時の海洋の熱吸収のモデル化に不確実性がある。{8.3, 8.5, 8.6}

**気候変動のモードのシミュレーション。**モデルは温帯の気候変動の支配的モードを再現しており、観測されたモード(NAM/SAM, PNA, PDO)に似ているが、まだいくつかの側面の表現に問題がある。いくつかのモデルは現在、ENSOの重要な側面を再現できているが、マデン-ジュリアン振動のシミュレーションは一般にまだ不満足である。{8.4}

**過去の気候変動のシミュレーション。**過去の気候変動のシミュレーションが進歩した。これらの変化の原因に係わらず、気候モデルを使って、さまざまな時間スケールで観測された気候変動を、物理的に自己整合的に説明する能力がついたことで、モデルが21世紀の気候変動にとって重要な多くの過程を捉えていることの信頼性が高まった。最近の進歩のひとつは、20世紀のさまざまな気候変数(例えば大陸スケールの地表気温と極端気温、海氷面積、海洋貯熱量トレンド、陸上降水量)の観測された変化をうまくモデル化できたことである。また、現在の気候の研究に使われるモデルと同一のまたは派生したモデルを用いて、完新世中期や最大最終氷期など非常に異なる気候状態や、過去の一般的特徴の多くをモデル化する能力も進歩した。古気候計算の境界条件として扱われる因子に関する情報には、これらの期間の氷床のさまざまな状態が含まれる。以前の気候モデルの、温室効果ガス増加に応じた世界気温の上昇に関する幅広い予測は、その後の観測結果によって裏付けられている。これは、近い将来の気候に関する予測の信頼性を強化し、関係する既定的な気候変動に関する理解を深めている。{6.4, 6.5, 8.1, 9.3~9.5}

**気候モデルを用いた気象と季節の予測。** 少数のモデルについて、適切な観測結果を初期値として、数日から季節の時間スケールの変動を予測する能力があるかどうか、テストされ、能力があることが示された。この運用モードでのモデルの予測能力は、温室効果ガスなどの気候強制要因の変化に対して正しい応答を示すとは必ずしも限らないが、モデルが気候システム内の重要な過程とテレコネクションを適切に表現しているという信頼性を高めている。{8.4}

**モデル予測の正確性の尺度。** 上記の評価方法に基づき、モデルアンサンブルによってモデルの能力の尺度(測定規準)を開発する可能性が初めて探られた。そのような尺度を用いれば、モデルによる気候予測を量的に制約することで不確実性を減らすために使えるであろう。これらの方法は有望であるが、確かな尺度を確立して行く必要がある。{8.1, 9.6, 10.5}

推定結果には、不確実性が残っている。例えば、海洋貯熱量変動の推定値は、モデルによるものと観測によるものの間に不一致がある。ただし、世界の海洋の一部でのサンプリングの不足が、この不一致の理由かもしれない。さらに、内部変動は、入手可能な観測記録から推定することが難しい。それは、これらの記録が外部強制力の影響を受けるからであり、また、測器データの場合は記録が十分長くないため、または代替データによる再構築の場合は精度が不十分であるため、10年以上の時間スケールの変動を完全に記述することができないからである(図TS.22及びBox TS.7参照)。{8.2~8.4, 8.6, 9.2~9.4}

過去半世紀の間に観測された温暖化の地球全体のパターンを外部強制力なしに説明できる**可能性は極めて低い**( $<5\%$ )。これらの変化は、非人為起源の強制力因子(すなわち太陽起源と火山起源の強制力の合計)が温暖化ではなく寒冷化を引き起こしていた**可能性が高い**期間に起きた(図TS.23参照)。原因特定研究によれば、これらの自然起源強制力因子だけでは観測された温暖化を説明できない**可能性が非常に高い**(図TS.23参照)。また、自然の内部変動では観測された変化を説明できないという信頼性も増している。その一因は、温暖化が海洋と大気の両方で起きたことを示す研究が進んだことと、氷の質量の消失が観測されたことである。{2.9, 3.2, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

人為起源の温室効果ガスの増加が20世紀半ば以来の世界平均気温の観測された上昇の大部分を起こした**可能性が非常に高い**。大気中エアロゾルの寒冷化効果がなく、温室効果ガスだけだったなら、過去50年間に観測されたよりも大きな地球平均気温の上昇を起こしていた**可能性が高い**。エアロゾルの特徴、すなわち温室効果に対抗する寒冷化の量を特定する際の重要な因子は、時間の経過に伴う気温の変化(図TS.23参照)と、

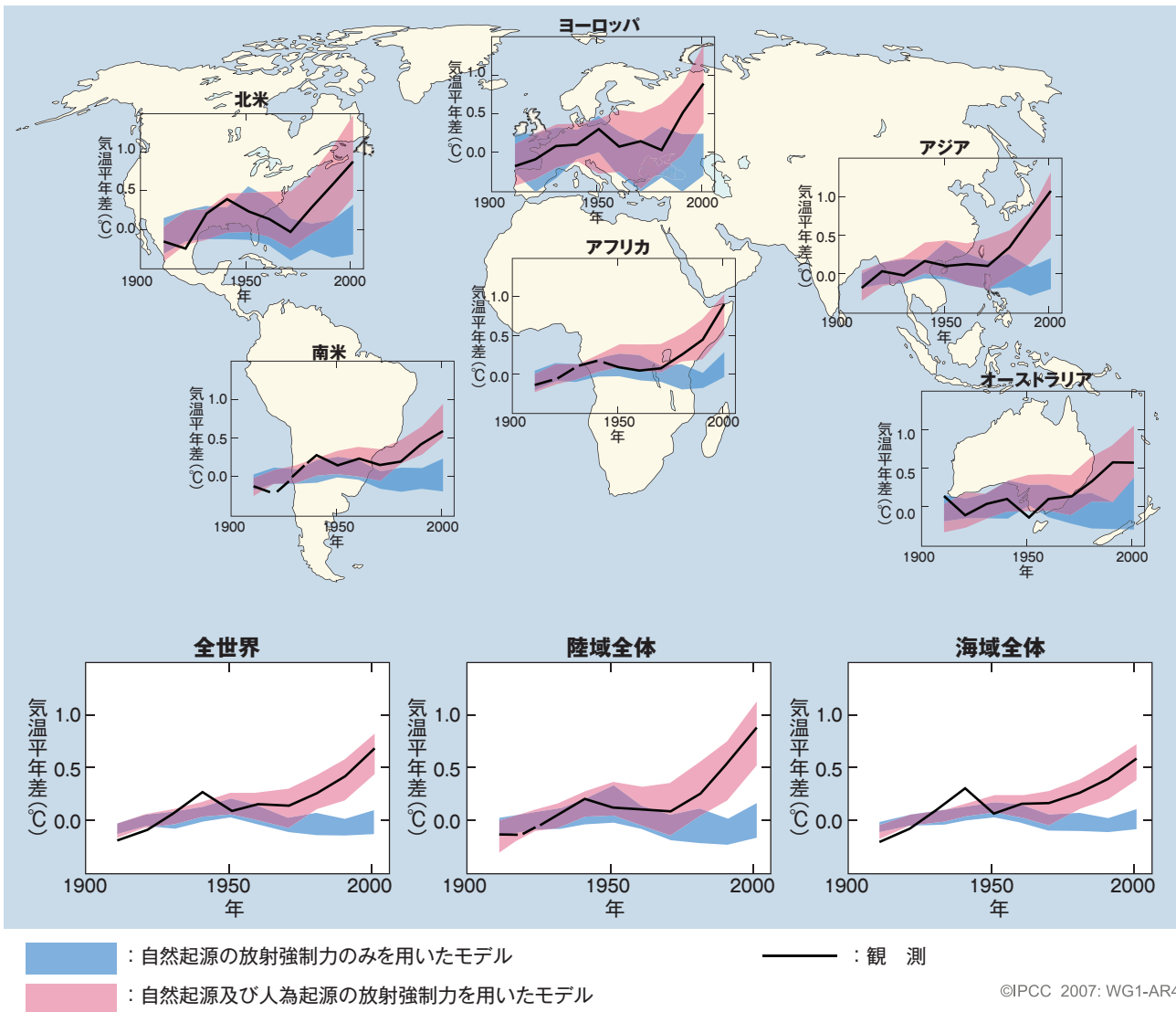
半球的な温暖化のコントラストである。温室効果ガスの強制力が支配的であるという結論は、観測と強制力に関する不確実性を考慮に入れており、気候モデルや、外部強制力への応答の推定手法、及び使用した分析技法が異なっても結果は変わらない。また、太陽強制力への応答の増幅の可能性も考慮している。{2.9, 6.6, 9.1, 9.2, 9.4}

海洋温度には広範な上昇が検出されている。正式な原因特定研究は現在、人為起源の強制力が20世紀後半の世界の海洋の上部数百メートルで観測された昇温に寄与した**可能性が高い**ことを示唆している。{5.2, 9.5}

人為起源の強制力は、北極海水面積の最近の減少に寄与した**可能性が高い**。観測された北極温暖化の進行を考慮すると、北極の海水の変化が予想される。原因特定研究と、海水と海洋熱輸送のモデル表現の改良が、この結論の信頼性を高めている。{3.3, 4.4, 8.2, 8.3, 9.5}

人為起源の強制力への応答が20世紀後半の海面水位上昇に寄与した**可能性が非常に高いが、海面水位上昇の十年規模変動については引続き理解が乏しい**。熱膨脹の海面水位上昇への寄与度のモデル推定値は、1961年から2003年にかけての観測結果に基づく推定値と良く一致している。ただし、この期間の海面水位上昇の収支は一致していない。観測された氷河と氷帽からの質量消失速度の増加は、物理的考察から定性的に予想されるとおり、世界平均気温の上昇に比例している(表TS.3参照)。1961~2003年よりも1993~2003年の方が海面水位上昇速度が大きいことは、人為起源強制力の増大に関連しているかもしれない。人為起源強制力は、観測された海洋上部の温暖化と広範な氷河の後退に寄与した**可能性が高い**。他方で、世界平均海面水位の潮位計記録によれば、それより以前の、1950年以来の10年間に速度が同様に大きかった可能性を示

世界全体及び大陸ごとの気温変化



図TS.22. 観測された大陸規模及び世界規模の地上気温の変化と自然起源及び人為起源の放射強制力を用いた気候モデルによるシミュレーションの比較。観測された10年平均値は、1906～2005年の期間について示され(黒線)、1901～1950年の平均と比較した各10年ごとの値を年代の中央にプロットしている。観測面積が全体の50%未満の期間は破線で示す。青帯は、太陽活動と火山による自然起源の強制力のみを考慮した5つの気候モデルによる19のシミュレーションの5～95%が含まれる範囲を示す。また、赤帯は、自然起源と人為起源の放射強制力を共に考慮した、14の気候モデルによる58のシミュレーションの5～95%が含まれる範囲を示す。使用されたモデルとデータの出所は、第9.4節、FAQ 9.2、表8.1及び第9章の補足情報に記載されている。[FAQ 9.2、図1]

唆している。つまり、自然の内部変動も1993～2003年の速度が大きかったことの要因かもしれない。観測された潮位計記録の十年規模変動は、熱膨脹と陸水の変化の観測結果に基づく推定値の変動よりも大きい。さらに、観測された熱膨脹の十年規模変動は、20世紀のモデルで再現されたものよりも大きい。したがって、潮位計記録に見られる変動の物理的原因は、不確実である。これらの1961～2003年の海面水位変化とその

十年規模変動に関する問題が未解決であるため、1993～2003年の海面水位上昇速度の増加のうちどれだけが自然の内部変動によるものか、どれだけが人為起源の気候変動によるものかが、判らなくなっている。{5.5, 9.5}

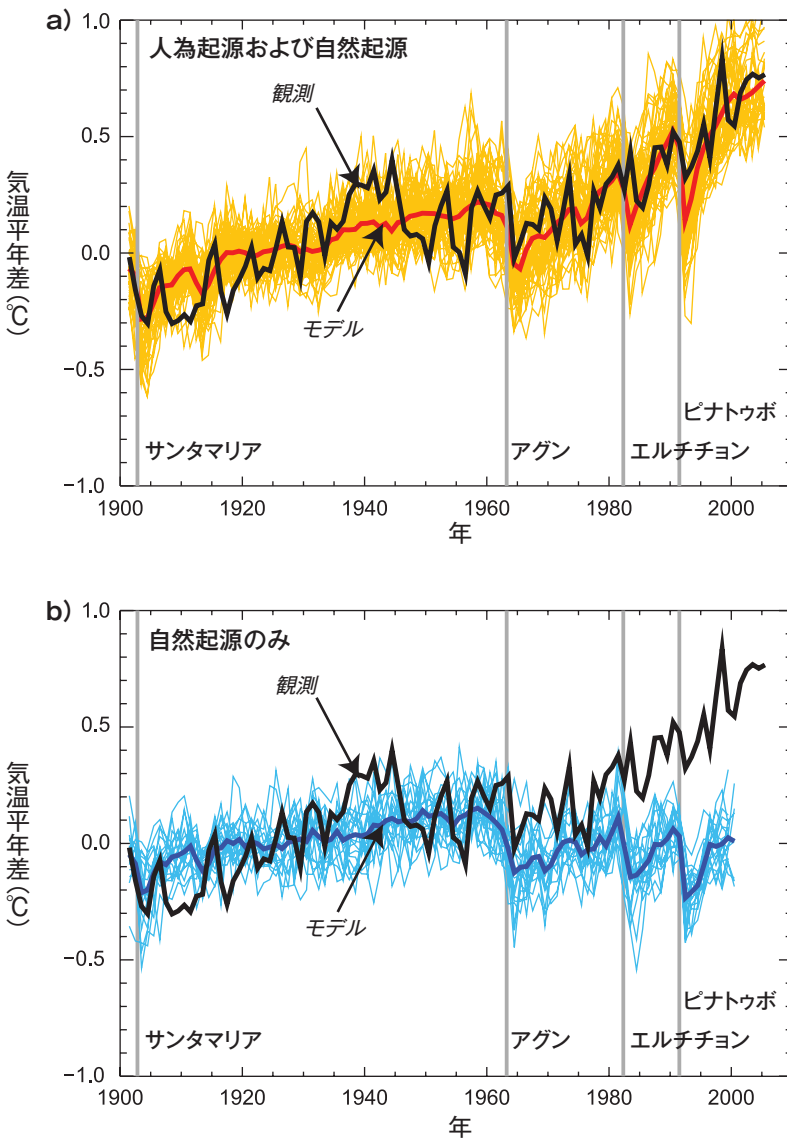
TS.4.2 温度の空間的及び時間的变化の原因特定

観測された対流圏の昇温と成層圏の降温のパターンは、人為起源の放射強制力の影響、特に温室効果ガスの増加と成層圏オゾンの破壊による可能性が非常に高い。第3次評価報告書以来の新たな分析によれば、このパターンは、温室効果ガスと成層圏オゾンの変化による可能性が高い圏界面高度の上昇に対応している。成層圏気温トレンドの推定、特にラジオゾンデの記録からのものには、顕著な不確実性が残っている。{3.2,

3.4, 9.4}

20世紀の半ば以来の、南極大陸を除く各大陸について平均した地上気温の上昇には、人為起源の寄与が相当あった可能性が高い。南極大陸は観測範囲が不十分なので評価できない。人為起源の温暖化は、いくつかの亜大陸規模の陸域でも識別されている。結合気候モデルが六大陸のそれぞれについて気温の推移を再現できたことは、地球全体の気候に対する人間の影響について、第3次評価報告書の時よりも強い証拠を提供している。自然起源の強制力だけを用いた結合全球気候モデルでは、20世紀の後半に観測された世界平均昇温

世界平均地上気温の平年差



図TS.23. (a) 1901～1950年を基準とする世界平均地上気温の偏差。観測された値(黒線)と、人為起源及び自然起源の両方の放射強制力を用いたシミュレーションから得られた値。赤い太線は複数モデルのアンサンブル平均を示し、黄色い細線は個々のシミュレーション結果を示す。灰色の縦線は大きな火山現象の時期を示す。(b) (a)と同様。ただし、シミュレートされた世界平均気温の偏差は、自然起源の放射強制力のみのもので、太い青線は複数モデルのアンサンブル平均を示し、細い薄青線は個々のシミュレーション結果を示す。各シミュレーションは対象範囲が観測範囲に対応するようにサンプルされた。{図9.5}

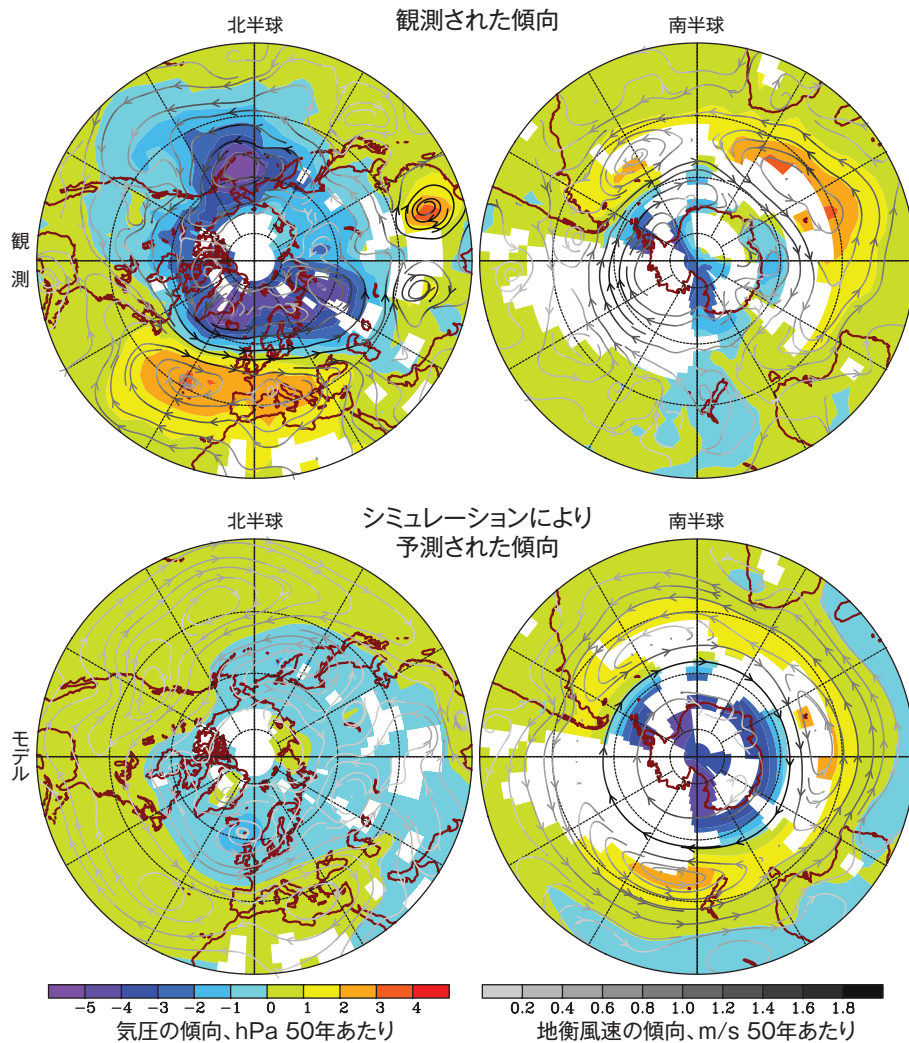
トレンドも個々の大陸(南極大陸を除く)の大陸平均昇温トレンドも再現できていない。{9.4}

大陸規模より小さい地域や50年より短い時間スケールでの気温変化の原因特定には困難が残っている。これらのスケールでの原因特定のとりくみは、一部の例外を除いて、まだ成果が得られていない。小さな地域で平均をとると、大きな地域で平均をとるよりも自然変動の減少が少なく、変動と外部強制力から期待される変化の間の区別が困難になる。さらに、変動のモードによっては、それに伴う気温変化のモデルによるシミュレーションがうまく行かない地域や季節がある。

さらに、モデルによってシミュレートされた外部強制力と応答の、小スケールでの詳細な特徴は、大スケールの特徴よりも信用が低い。{8.3, 9.4}

地上気温の極端現象は、人為起源の強制力に影響された可能性が高い。高温及び低温の日と夜の年間の数と極値、霜の降りた日の数を含む多くの極端現象の指標は、温暖化と整合する変化を示している。これらの指標の一部に人為起源の影響が検出されており、人為起源の強制力が2003年のヨーロッパの熱波のような極端に高温の夏のリスクを地域的に相当増加させたかもしれないという証拠がある。{9.4}

### 12月～2月の海面気圧の傾向



図TS.24. 1955～2005年の期間の10年平均に基づく12月～2月の海面気圧のトレンド。(上)観測データセットから推定したトレンドを、観測データのある地域で表示したもの。(下)8つの結合モデルで自然起源及び人為起源の強制力変化に応答してシミュレートされた平均トレンド。モデルでシミュレートされたトレンドは、観測に基づくトレンドが表示されている所だけに表示されている。マスクされていない流線は、海面気圧のトレンドから導出された地衡風のトレンドの方向を示す。流線の陰影は変化の大きさを示し、濃い色の流線は地衡風の大きな変化を示す。データの出所とモデルについては、第9章及び補足資料に、モデルの詳細は表8.1に記載されている。{図9.16}

### TS.4.3 循環、降水量その他の気候変数の変化の原因特定

最近数十年間の北半球及び南半球環状モードのトレンドは、極での海面気圧の低下とそれに関係する大気の循環の変化に対応しているが、人間活動にも部分的に関係している**可能性が高い**(図TS.24参照)。モデルはNAM傾向の符号を再現しているが、シミュレートされた応答は観測されたものよりも小さい。温室効果ガスと成層圏オゾンの変化を両方含むモデルは、SAMの現実的なトレンドを再現しており、地球全体の海面気圧への検知可能な人為影響につながっている。これは南極大陸の一部で観測された地上の気候の寒冷化トレンドとも整合する。半球循環におけるこれらの変化とその原因が人間活動に特定できることは、中緯度と高緯度の循環と気温のパターンの変化と風と低気圧経路の変化に人為起源の効果が寄与してきた**可能性が高い**ことを意味する。しかし、シミュレートされた北半球の20世紀の強制力変化への応答は、これらの変数の観測結果に定性的に一致しているだけであり、定量的には一致していないため、定量的な効果は不確実である。{3.6, 9.5, 10.3}

外部要因が水循環に影響を及ぼしている証拠がある。観測された20世紀の陸上降水量の変化の大規模パターンは、定性的にシミュレーション結果と整合しており、人為影響を示唆している。観測された20世紀後半の世界的な干ばつ増加傾向は、人為起源と自然起源の放射強制力を考慮に入れたモデルで再現されている。過放牧や森林の農地への転換などによる土地利用の変化が、サヘルとオーストラリアの干ばつの主因であった**可能性が低い**ことを示す多数の研究がある。観測結果とモデルの比較が示唆するところによれば、モンスーン、低気圧強度、サヘル降雨の変化は、観測された海面水温の変化に少なくとも部分的に関係している。地球全体の海面水温の変化は人為起源の放射強制力によって影響されることが期待されるが、地域的な海面水温の変化と放射強制力の関連はまだ確立されていない。降雨の変化は、海面水温に依存するだけでなく、海面水温の空間的・時間的パターンの変化や大気循環の地域的な変化にも依存するので、人為的影響を原因として特定することは困難である。{3.3, 9.5, 10.3, 11.2}

### TS.4.4 原因特定の前気候研究

1950年までの少なくとも7世紀間の気候変動の要因が、強制されない変動だけによるものでなかった**可能性は非常に高い**。検出及び原因特定の研究によれば、それらの期間を対象に再構築された、工業化以前の北半球の数十年規模気温変動のかなりの部分は、自然の外部強制力に起因する**可能性が非常に高い**。このような強制力としては、既知の火山噴火による一時的な寒冷化があり、その多くは20世紀のものよりも大きかった(氷床コアなどの証拠に基づく)。また、マウンダー極小期の日射量の減少など、太陽放射の長期変動も外部強制力である。さらに、これらの記録に明白に現れている20世紀初期の昇温には、人為起源の強制力が寄与した**可能性が高い**。不確実性のために、再構築された気温と強制力が見かけ上一致する**可能性は低い**。これらは独立の代替データから導出されているからである。南半球について同様の評価をするには、データが不十分である。{6.6, 9.3}

### TS.4.5 放射強制力への気候応答

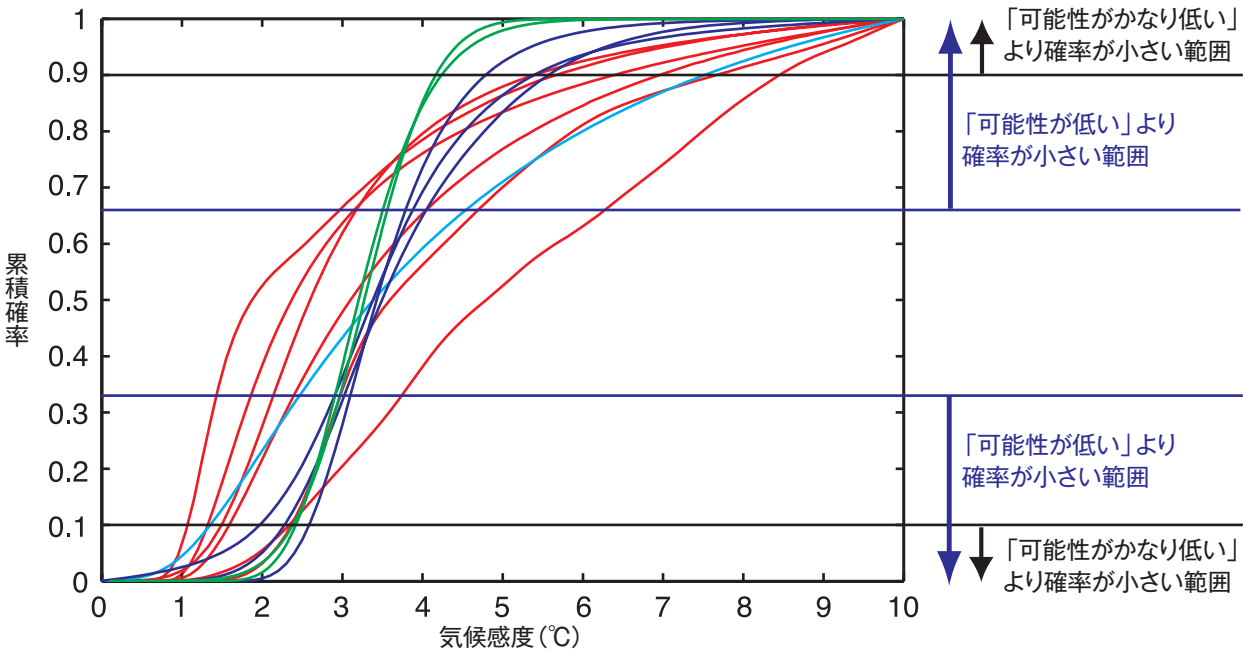
この報告書において平衡気候感度<sup>8</sup>の、**可能性の高い**範囲と最も**可能性の高い**値を特定したことは、第3次評価報告書以来の放射強制力に対する気候システムの応答の定量化が顕著に進歩したことと、30年以上続けてきた理解への挑戦が進展したことを意味する。平衡気候感度—二酸化炭素濃度が工業化以前の値の2倍(約550ppm)で安定化した場合に期待される平衡世界平均昇温量—の範囲は、第3次評価報告書では1.5°Cから4.5°Cの間とされた。以前は、最良の推定値や、気候感度が見積り範囲外に出る確率を推定することができなかった。今回の評価では、気候感度の限界を決めるためにいくつかのアプローチを用いている。例えば、大気海洋大循環モデルの使用、過去150年間の温度(地表、上層大気、海洋)の変化についての検討、火山の噴火で生じた強制力の変化に対する地球全体の気候システムの急速な応答についての検討などである(図TS.25参照)。これらを、過去千年間と最終氷期の再構築された北半球の気温データなどの古気候研究に基づく推定値で補足している。気候モデルシミュレーションの多数のアンサンブルにより、現在気候の再現能力は気候感度の限界を決める際に役立つことが示される。{8.1, 8.6, 9.6, Box 10.2}

8 気候感度の詳細な定義については用語集を参照。

モデルによる解析と観測成果から得られる気候感度の限界が共に示唆するところによれば、平衡気候感度は2°Cから4.5°Cの範囲内にある**可能性が高く**、最良推定値は約3°Cである。1.5°C未満である**可能性は非常に低い**。4.5°Cよりかなり高い値も除外はできないが、そのような値については観測結果との一致が良くない。さまざまな情報と手法により導出された確率密度関数は、一般に4.5°Cを超える高い値に伸びる傾向がある。過去の数世紀にわたる気候と強制力の推移の解析と、モデルアンサンブルの研究では、気候感度が6°C以上となる可能性が排除されない。この要因のひとつは、もしエーロゾルの間接的な寒冷化効果が不確実性範囲の上端にあったとすると、温室効果ガスによる正の放射強制力の大部分を相殺して、20世紀の正味の放射強制力を小さくしていた可能性があることである。しかし、各研究のさまざまな仮定を考慮して個々の結果から単一の確率分布関数を推定する方法は、十分に確立されていない。高い気候感度を制限する強い制約がないので、気候感度の95パーセンタイル限界や**可能性の非常に高い範囲**を特定することができない。{Box 10.2}

現在、モデルと観測結果や他モデルとの比較及び解析の改良によって、気候感度にとって重要となる気候の主な過程に関する理解の信頼性が増している。水蒸気の変化に伴うフィードバックが気候感度に影響を及ぼすことは、以前よりも良く理解されている。新たな観測とモデルによる証拠は、大循環モデル(GCM)に見られるように、水蒸気と気温減率<sup>9</sup>を合わせたフィードバックが強化されることを強く支持している。この強度は、1°Cあたり約1W/m<sup>2</sup>であり、世界平均気温の上昇の約50%の増幅に相当する。このようなGCMには、陸上と海上の上部対流圏における季節～数十年規模の湿度変動を再現する能力があり、火山噴火に伴って観測された地上気温と湿度の変化をうまく再現している。雲のフィードバック(特に低い雲からのもの)は、依然として最大の不確実要因のままである。気候感度のモデル推定値の広がりに対する寄与としては、積雪面積の変化など、雪氷圏のフィードバックは、雲や水蒸気よりも小さいことが示されているが、雪氷圏フィードバックは中緯度と高緯度の地域的気候感度にとっては重要である可能性がある。新たなモデル相互比較によれば、放射伝達過程の構成の違いもこの範

気候感度の累積分布



©IPCC 2007: WG1-AR4

図TS.25. 気候感度の累積分布。観測された20世紀の昇温(赤)、モデル気候学(青)、代替証拠(青緑)から求めた気候感度と、AOGCM(緑)の気候感度の累積分布。水平線と矢印は、IPCC第4次評価不確実性ガイダンスで定義された**可能性推定値**(Box TS.1 参照)の境界線を示す。{Box 10.2, 図1及び図2}

9 気温が高度と共に低下する割合。



圏を変えることを示唆している。{3.4, 8.6, 9.3, 9.4, 9.6, 10.2, Box 10.2}

気候感度の定量化の向上によって、地球全体のエネルギー収支の考察に基づいて、二酸化炭素濃度がさまざまな水準で安定化された場合に期待される、平衡温度の最良推定値と範囲を推定することが可能になっている(表TS.5参照)。気候感度の推定値と同様に、可能性の非常に高い上限は確立できていない。放射強制力と気候感度の概念の限界に注意すべきである。高い二酸化炭素濃度の下で平衡状態まで走らせたAOGCMはごく少数であり、一部の結果によれば、気候フィードバックは長い時間スケールでは変化するかもしれない、昇温量は、混合層海洋モデルと過去の気候変動から推定した平衡気候感度に基づく推定値から相当離れることになるかもしれない。{10.7}

過渡的な気候変動に関するモデル間の予測一致度も、第3次評価報告書以来向上した。モデル間の過渡的気候応答(年あたり1%増加の実験で、二酸化炭素倍増時を中心とする20年間平均世界平均地上気温として定義される)の範囲は、平衡気候感度の範囲よりも小さい。このパラメータは現在、観測結果との比較や複数モデルのアンサンブルによって、さらに良く制約されており、1°Cより大きい**可能性が非常に高く**、3°Cより大きい**可能性が非常に低い**。過渡的気候応答は感度に非線形に関係しており、高い感度が直ちに短期的な応答に現れるわけではない。過渡的気候応答は、海洋の熱吸収率によって強く影響される。海洋モデルは向上しているが、モデルに系統的なバイアスがあること

表TS.5. 気候感度から導出された、さまざまな水準の温室効果ガス(二酸化炭素当量)の放射強制力に対する、工業化前気温と比較した世界平均平衡地上気温の上昇(°C)の、最良推定値、可能性の高い範囲、可能性の非常に高い下限。

平衡二酸化炭素当量(ppm)	気温の上昇(°C)		
	最良推定値	これより上の可能性が非常に高い	範囲内の可能性が高い
350	1.0	0.5	0.6~1.4
450	2.1	1.0	1.4~3.1
550	2.9	1.5	1.9~4.4
650	3.6	1.8	2.4~5.5
750	4.3	2.1	2.8~6.4
1000	5.5	2.8	3.7~8.3
1200	6.3	3.1	4.2~9.4

と海水温データが限定的であるため、過渡的海洋熱吸収を評価できず、現在の推定値の正確性に影響を与えている。{8.3, 8.6, 9.4, 9.6, 10.5}

## TS.5 将来の気候変動に関する予測

第3次評価報告書以来、気候変動予測の科学に多くの重要な進展があった。モデルセンター以外の研究者にも新たなモデル結果を利用可能にして迅速に検討してもらうために、前例のない努力が開始された。実験設定等が調整された一群の標準実験が、10か国の14のAOGCMモデル化グループによって、23のモデルを用いて実施された。その結果得られた出力の複数モデルによる出力のデータベースは、世界中の何百人という科学者たちによって分析され、このモデル結果によるこの評価の大部分の基礎となっている。多くの進歩が、単一モデルの複数メンバーアンサンブル(例えば初期条件への応答の感度をテストするため)と複数モデルアンサンブルから得られている。これら二つの異なるタイプのアンサンブルにより、モデル結果の範囲に関するさらに堅固な研究と、観測結果に対するさらに定量的なモデル評価が可能となり、シミュレートされた統計的変動に関する新たな情報が与えられる。{8.1, 8.3, 9.4, 9.5, 10.1}

第3次評価報告書以来、世界平均と地理的分布の確率的な気候変動予測を提供する数々の方法が出現した。それらはこの報告書の焦点である。これらの方法の中には、観測に整合するようにする制約を客観的には適用しない大気海洋結合全球モデルアンサンブルに基づく方法や、気候変動の観測結果とその不確実性に整合する予測を提供する検出アルゴリズムに基づく方法や大規模なモデルアンサンブルに基づく方法などがある。現在では、いくつかの方法によって、気候フィードバック、海洋熱吸収、放射強制力、炭素循環など、主要な不確実要因を明示的に考慮に入れている。短期予測も同様に、最近のトレンドの観測結果に整合するように制約されている。いくつかの研究では、人為影響によって起こり得る、熱波のような極端現象の将来の変化の可能性など、追加的な確率問題についてまで探究されている。また、第3次評価報告書以来、既定的な気候変動や炭素-気候フィードバックに関する研究に進展が見られている。{8.6, 9.6, 10.1, 10.3, 10.5}

気候変動をモデル化する科学がこのように進歩したことで、それぞれのSRESマーカーシナリオに対する気候変動の予測の違いを区別するための確率論的な基礎ができあがった。これは、第3次評価報告書では、異なるマーカーシナリオに対する範囲を確率論的に与えることができなかつたこととは対照的である。その結果、本評価では、気候のモデル化から生じる不確実性と、温室効果ガスの排出量に影響を与える決定に関する事前の知識の不足から生じる不確実性の間の性質の違いを特定し、定量化している。確率論的な予測を組み合わせると、政策にとって重要な情報が失われることになる。これらの理由から、この報告書では異なる排出シナリオに対する予測を組み合わせることはしていない。

ここで用いたモデルシミュレーションは、理想化された排出量と濃度を仮定することによって、起こり得るさまざまな将来の状態に対する物理的気候システムの応答について考慮している。例えば、温室効果ガスとエアロゾルを2000年の水準に一定に保った実験、

二酸化炭素を二倍、四倍にする実験、2000～2100年に対するSRESマーカーシナリオ、温室効果ガスとエアロゾルを2100年以降一定に保った実験などであり、長期的な気候の変化と安定の物理的側面に関する新たな情報を提供している。SRESシナリオは気候イニシアティブを含んでいなかった。この第1作業部会の評価は、特定の排出シナリオの妥当性や可能性について評価するものではない。{10.1, 10.3}

中程度に複雑な地球システムモデル(EMIC)を用いた新たな複数モデルデータセットは、大気海洋結合全球モデルの実験を補足して、対象期間を未来に数世紀延ばした。これは、この評価におけるモデル応答の範囲をより包括的なものにし、また温室効果ガスとエアロゾルの濃度を一定に保った場合の長期的な気候変動に関する新たな情報を提供している。いくつかの大気海洋結合全球モデルとEMICは、予測的な炭素循環の要素を含んでおり、炭素循環フィードバックについて可能性の高い影響や付随する不確実性に関する推定を可能にしている。{10.1}

### Box TS.8 : 全球気候モデルの階層

世界平均気温の変化と熱膨脹による海面水位上昇の推定値は、簡易気候モデル(SCM)を用いて求めることができる。簡易気候モデルは、海洋-大気システムを全球または半球の箱の集合として表現し、エネルギー収支方程式と気候感度既定値と海洋熱吸収の基本的表現を用いて世界地上気温を予測する。このようなモデルを生物地球化学的循環に関する簡易モデルに結合することも可能であり、さまざまな排出シナリオに対する気候応答を素早く推定することができる。{8.8, 10.5}

中程度に複雑な地球システムモデル(EMIC)は、大気と海洋の循環の力学またはそれらのパラメータ化を含み、また生物地球化学的循環の表現を含むことも多いが、通常は空間解像度が低い。これらのモデルを使うと、多数のモデル実験や、何世紀にも及ぶ長期的な実験によって、大陸規模の気候変動や、地球システム構成要素間の結合の長期的で、大規模スケールの効果を調べることができる。SCMもEMICも、より包括的な気候モデルにチューニングすることから生じるパラメータの不確実性を考慮に入れ、観測結果に合わせ、専門家の判断を用いることによって、パラメータ空間を徹底的にサンプルすることが計算的に実行可能である。したがって、どちらのタイプのモデルも将来気候の確率論的予測の生成に適しており、気候モデルパラメータの不確実性から生じる「応答不確実性」と、考慮されている排出シナリオの範囲から生じる「シナリオ範囲」とを比較することができる。中程度に複雑な地球システムモデルは、以前よりも詳細に評価されており、相互比較の実施によって、長い時間スケールを伴う問題や多数のシミュレーションを必要とする問題の研究に有用であることが示されている。{8.8, 10.5, 10.7}

最も包括的な気候モデルは大気海洋結合全球モデル(AOGCM)である。これは、大気、海洋、地表、海氷、その他の要素を記述する力学的な要素が含まれている。第3次評価報告書以来、大きな進歩があり(Box TS.7参照)、さまざまなセンターにおいて20以上のモデルが気候シミュレーションに利用可能になっている。これらのモデルの大規模な力学は包括的であるが、雲の形成と降水、波の過程による海洋の混合、海水塊の形成など、未解決の物理的過程の表現にはパラメータ化がまだ使われている。パラメータ化における不確実性が、気候予測がAOGCMによって異なる主な理由である。AOGCMの解像度は急速に向上しているが、多くの気候変動の地域的に詳細な構造を捉えるには不十分な場合が多い。そのような場合、AOGCMからの出力を用いて、ずっと高い空間解像度を持つAOGCMに匹敵する過程表現の包括性を組み合わせた地域限定(または地域的気候)モデルを用いることができる。{8.2}

### TS.5.1 短期気候変動の理解

気候システムの知識とモデルシミュレーションを使うと、過去の温室効果ガス濃度の変化が既定的な昇温（定義はBox TS.9参照）と将来の気候変動を引き起こすことがわかる。すべての強制要因の濃度を一定に保った新たなモデル実験結果によって、気候システム、特に海洋の応答時間の長さのための既定的な大気変数の変化について、より良い推定値が得られている。{10.3, 10.7}

以前のIPCCの将来気候変動の予想を最近の観測結果と比較することができるため、短期的予測とその基礎となる数十年間の既定的気候変動の物理的理解に対する信頼性が高まっている。第1次評価報告書と第2次評価報告書のために実施された1990～2005年に対する予測は、それぞれ10年あたり約0.3°Cと約0.15°Cの世界平均気温の上昇を示唆していた<sup>10</sup>。この二つの間の差は主に、第2次評価報告書のモデル予測にはエアロゾルの降温効果が含まれていたのに対して第1次評価報告書のモデル予測では、その効果を取り入れるだけの定量的根拠がなかったため生じたものである。第3次評価報告書で報告された予測は、第2次評価報告書のものと同様であった。これらの結果は、図TS.26に示されているように、観測されている10年あたり約0.2°Cという値と同程度であり、このような短期予測に全般的な信頼性を提供している。この昇温の一部は、これらの初期の評価以前の温室効果ガス濃度変化の既定的効果である。{1.2, 3.2}

2000年時点での大気組成による既定的気候変動（Box TS.9参照）は、火山や太陽による強制力に大きな変化がなければ、今後20年間にわたって、10年あたり約0.1°Cの昇温がもたらされる。もし排出量がSRESマーカーシナリオの範囲内に留まれば、約2倍の大きさ（10年あたり0.2°C）の昇温が予想される。この結果はSRESマーカーシナリオ間の選択へのインセンティブになる。これらのシナリオではどれも気候に関する政策を考慮していなかった。2050年までに、予想される昇温の範囲（1980～1999年に比べて1.3～1.7°C）はSRESシナリオの範囲に限った時の感度を示しており、もしすべての放射強制力要因が現在の水準で安定化したとすれば、そのうち約四分の一は既定的な気候変化によるものである。{10.3, 10.5, 10.7}

海面水位は今後数十年間上昇を続けることが予想される。SRES A1Bシナリオに基づいたAOGCMによるアンサンブル予測では、2000～2020年の間、熱膨脹による海面水位の上昇は1年あたり1.3±0.7mmと予測されており、A2シナリオでもB1シナリオでもあまり差はない。これらの予測された率は、1993～2003年に観測された1年あたり1.6±0.6mmという熱膨脹による寄与に関する不確実性の範囲内である。2000年の値で大気組成を一定にしたときの既定的な熱膨脹の、総熱膨脹に対する比率（すなわち2000年以降に生じる膨脹の、前後に生じる膨脹に対する比率）は、対応する世界平均地上気温の比率よりも大きい。{10.6, 10.7}

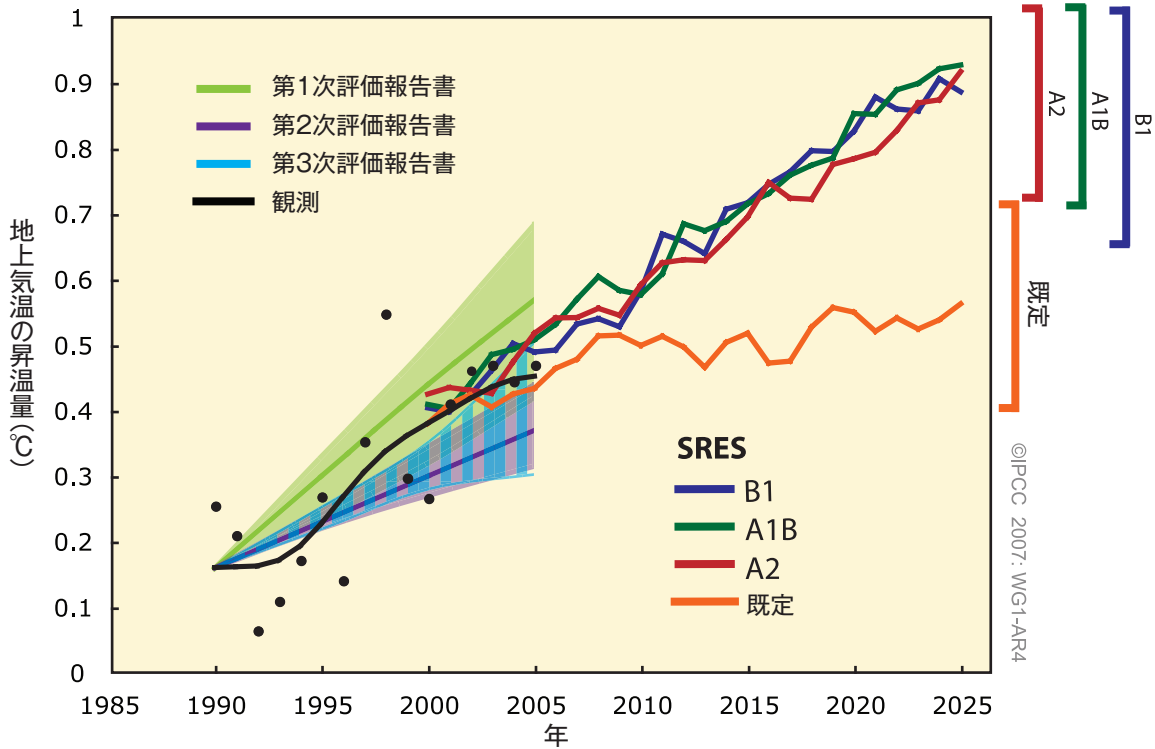
#### Box TS.9 : 既定的気候変動

もし、温室効果ガスとエアロゾルの濃度がある期間の変化の後、一定に保たれたとしても、海洋と氷床の熱慣性と長い調整期間のため、気候システムは応答を続けるだろう。ここで「既定的な昇温」とは、大気の組成と放射強制力が一定に保たれた後の世界平均気温のさらなる変化、と定義される。既定的な変化は、気候システムの他の側面、特に海面水位にも見られる。放射を吸収・射出する物質の濃度を一定に保つことは、進行中の排出量が自然の除去速度に一致することを意味し、これはほとんどの物質の場合大きな排出削減に等しい。しかし、対応するモデル実験は排出シナリオとして考慮されることを意図していない。{FAQ 10.3}

対流圏は、境界条件の変化に一月以下の時間スケールで適応する。海洋の表層は数年から数十年の時間スケールで応答し、深海と氷床の応答時間スケールは数世紀から数千年である。放射強制力が変化すると、大気内部の性質は素早く適応する傾向がある。しかし、大気は海洋混合層と強く結合しており、それがさらにもっと深い海の層に結合しているため、大気の変数が平衡状態になるまでには非常に長い時間がかかる。表面の気候が非常にゆっくり変わっている長い期間の間、大気は準平衡状態にあると見なすことができ、大部分のエネルギーは海洋によって吸収されつつあるので、海洋がどれだけ熱を吸収するかは気候変動の重要な尺度である。{10.7}

10 IPCC 第1次評価報告書、政策決定者向け要約、及び第2次評価報告書、技術要約、図18参照。

世界平均の昇温：  
モデルの予測と観測の比較



図TS.26. 世界平均昇温のモデル予測と観測された昇温の比較。観測された温度偏差は、図TS.6と同様に、年平均値(黒点)と10年平均値(黒線)で示されている。IPCCの第1次(FAR)及び第2次(SAR)評価報告書で予測されたトレンドと範囲は、緑と紫の実線と陰影部分で示され、第3次評価報告書(TAR)で予測された範囲は青い縦棒で示されている。これらの予測値は1990年に観測された10年平均値で始まるように調整された。SRES B1, A1B及びA2シナリオに対するこの報告書の複数モデル平均予測値は、図TS.32と同様に、2000～2025年の期間について青、緑及び赤の曲線で示され、不確実性範囲は右側の軸に示されている。オレンジ色の曲線は、温室効果ガスとエアロゾルの濃度が2000年から一定に保たれた場合の昇温--つまり、既定的な昇温--のモデル予測値を示す。{図1.1及び図10.4}

TS.5.2 21世紀に関する大規模予測

この節では、21世紀の地球規模の気候予測と大規模パターンに影響する過程の理解の進展について述べる。地域規模の変化に関してはTS.5.3節で具体的に議論される。

21世紀末(2090～2099年)の世界平均地上気温の上昇に関する予測はシナリオに依存し、実際の昇温は実際の排出量に大きく影響されるだろう。1980～1999年と比べた昇温を、6つのSRESシナリオ<sup>11</sup>と2000年での濃度を維持した場合について求めた最良推定値と可能性の高い範囲を表TS.6に示す。これらの結果は、AOGCM、観測による制約や、モデル応答

の範囲を定量化するその他の方法に基づいている(図TS.27参照)。複数の証拠群を組み合わせることによって、結果の範囲に可能性の高さを割り当てることができる。これは第3次評価報告書以来のひとつの重要な進歩である。{10.5}

評価された不確実性の範囲は第3次評価報告書のものよりも大きい。これは、より多様なモデルと気候-炭素循環フィードバックを考慮しているためである。昇温は陸と海による大気中二酸化炭素の吸収量を減らす傾向があり、大気中に残る人為起源排出量の割合を増加させる。例えばA2シナリオでは、二酸化炭素のフィードバックにより、対応する2100年の世界平均気温を1°C以上上昇させている。{7.3, 10.5}

11 SRES B1, A1T, B2, A1B, A2, A1FI 例示マーカーシナリオについて計算された2100年の人為起源温室効果ガスとエアロゾルによる放射強制力に対応する概算二酸化炭素当量濃度(第3次評価報告書のp.823参照)は、それぞれ約600, 700, 800, 850, 1,250及び1,550 ppmである。排出量が2000年の水準に保たれた場合は、二酸化炭素単独の濃度が2100年までに約520ppmになるだろう。

表TS.6. 21世紀末の世界平均地上昇温と海面水位上昇の予測 [10.5, 10.6, 表10.7]

シナリオ	気温変化 (1980～1999年を基準とした 2090～2099年の差 (°C)) <sup>a</sup>		海面水位上昇 (1980～1999年を基準とした 2090～2099年の差 (m))
	最良の見積り	可能性が高い 予測幅	モデルによる予測幅 (将来の氷の流れの力学的な変化を除く)
2000年の濃度で一定 <sup>b</sup>	0.6	0.3 - 0.9	資料なし
B1シナリオ	1.8	1.1 - 2.9	0.18 - 0.38
A1Tシナリオ	2.4	1.4 - 3.8	0.20 - 0.45
B2シナリオ	2.4	1.4 - 3.8	0.20 - 0.43
A1Bシナリオ	2.8	1.7 - 4.4	0.21 - 0.48
A2シナリオ	3.4	2.0 - 5.4	0.23 - 0.51
A1FIシナリオ	4.0	2.4 - 6.4	0.26 - 0.59

注：

<sup>a</sup> これらの推定値は、ひとつの簡易気候モデル、いくつかの中程度に複雑な地球モデル(EMIC)、及び多数の大気海洋全球循環モデル(AOGCM)を含むモデルの階層から評価された。

<sup>b</sup> 2000年で一定の組成は AOGCM だけから導出されている。

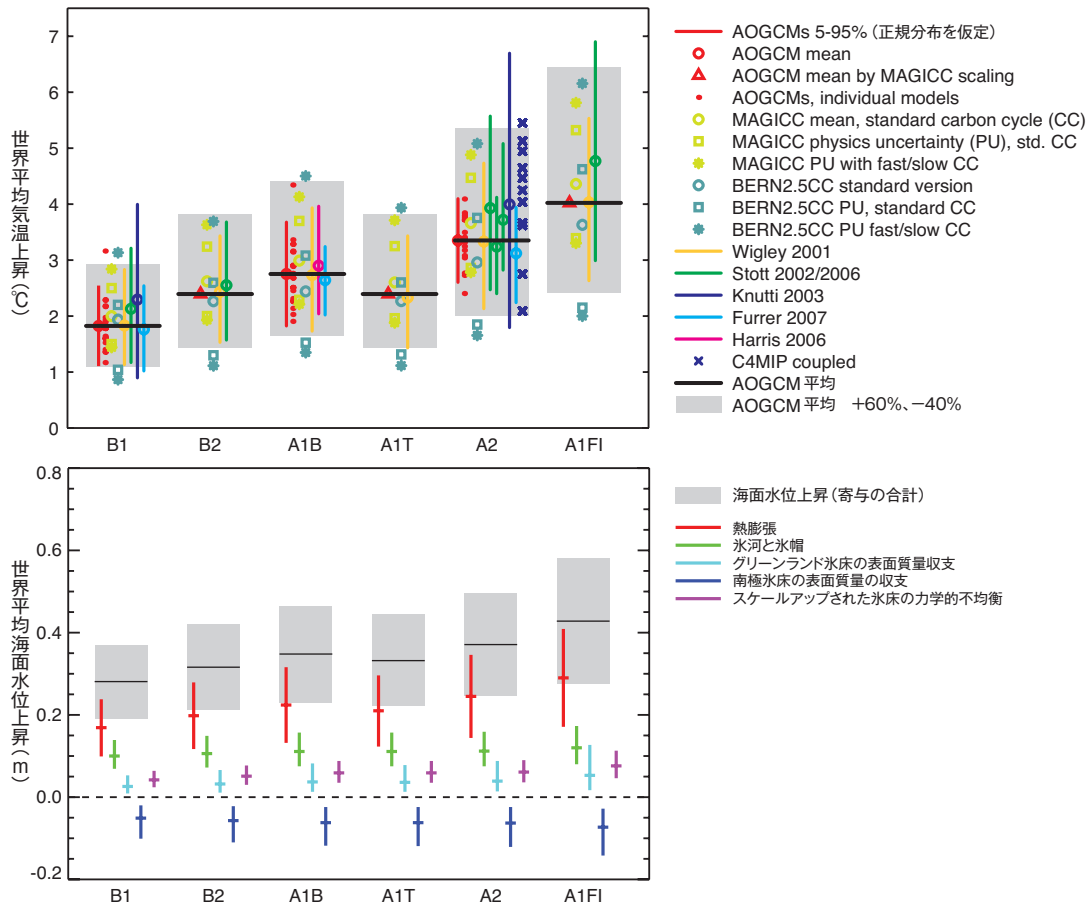
1980～1999年を基準とする21世紀末(2090～2099年)の世界平均海面水位上昇の予測値を、6つのSRESマーカーシナリオについてモデル結果の広がりに基づいて5～95%範囲として与えたものを表TS.6に示す。各シナリオの最良推定値の70～75%は熱膨脹の寄与である。第3次評価報告書以降の改良点は、AOGCMを用いて海洋の熱吸収と熱膨脹を評価したことである。これも第3次評価報告書で用いた簡易モデルに比べて予測値を下げた。B1以外のすべてのSRESマーカーシナリオにおいて、21世紀中の平均海面水位上昇率は、1961～2003年の平均上昇率(1年あたり1.8±0.5 mm)を上回る可能性が非常に高い。平均的なモデルの場合、シナリオによる海面水位上昇の広がり、世紀半ばまでは0.02mにすぎないが、世紀末までには0.15mになる。公表された文献に基づく根拠が不足しているため、これらの範囲は炭素循環フィードバックや氷流過程の不確実性を含んでいない。[10.6, 10.7]

各シナリオについて、ここで示した範囲の中間値は第3次評価報告書における2090～2099年のモデル平均値の10%以内にある。ただし、第3次評価報告書における予測値は2100年に対して与えられたが、この報告書の予測値は2090～2099年に対するものである。これらの予測値の不確実性は、いくつかの理由で第3次評価報告書のものより小さい：陸氷モデルの不確実性は、温度と熱膨脹の予測の不確実性とは独立であると仮定されている；氷河からの最近の質量損失の観測が向上したため、観測による制約が向上した；そして、現在の報告書は不確実性を5～95%範囲として与えている。これは標準偏差の±1.65倍に相当し、一

方、第3次評価報告書は標準偏差の±2倍を不確実性の範囲としていた。もし、第3次評価報告書が不確実性を同じ方法で扱っていたら、第3次評価報告書における海面水位の予測範囲は、本報告書と同程度だっただろう。[10.6, 10.7]

雪氷圏の変化は、引続き21世紀中の海面水位上昇に影響を与えるだろう。氷河、氷帽及びグリーンランド氷床は、21世紀に減少すると予想されている。それは、融解の増加が降雪の増加を上回るからである。現在のモデルが示唆するところによれば、南極氷床は引き続き十分に低温であるため融解は広がらず、将来は降雪の増加により質量が増えるかもしれない。これは海面水位上昇を、抑えるように作用する。しかし、氷の力学的変化は21世紀の海面水位上昇に対するグリーンランドと南極大陸の両方の寄与を増加させるかもしれない。最近のいくつかのグリーンランド流出氷河の観測結果は、棚氷が取り除かれた時の流れの増加について強力な証拠を与えている。グリーンランド西中部で観測された氷の流速の季節変動と、夏の温度の変動との相関関係が示唆するところによれば、表面の融解水は氷河の下に経路を持つ排水システムに流れ込んで氷の流れを潤滑にしているかもしれない。これらのメカニズムによって、21世紀中に表面融解が増加し、氷の流れと流出を加速し、海面水位上昇への寄与を増やすかもしれない。西南極大陸の一部では、氷の流れが最近大きく加速した。これは海洋の昇温による棚氷の薄化によって生じたのかもしれない。これはまだ、温室効果ガスによる人為的気候変動が原因であるとは正式に特定されていないが、将来の昇温がさらに速い質量

予測された2090～2099年の昇温



図TS.27. (上)さまざまな独立のモデルからの結果に基づく6つのSRESマーカーシナリオに対する1980～1999年を基準とした2090～2099年の世界平均気温変化の予測。複数モデルAOGCM平均と、平均-40%から平均+60%の範囲が、それぞれ黒い水平な実線と灰色のバーで示されている。炭素循環の不確実性は、シナリオA2に対しては結合炭素循環気候モデル相互比較プロジェクト(C4MIP)モデルに基づいて推定され(濃青色のX)、すべてのマーカーシナリオに対してEMICを用いて推定されている(淡青色の記号)。他の記号は個々の研究を表す(特定のモデルの詳細については図10.29を参照)。(下)6つのSRESマーカーシナリオに対する(1980～1999年を基準とした)2090～2099年の世界平均海面水位上昇とその内訳の予測。不確実性は5～95%の範囲を表し、モデル結果の広がりに基づき、炭素循環の不確実性を含まない。寄与は、AOGCM結果のスケールリングと気温変化からの陸氷変化の推定によって導出された(詳細は付属文書10.Aを参照)。個々の寄与を合計すると総海面水位上昇になる。総海面水位上昇は、氷床動力学的不均衡について示された寄与を含んでいない。現在の理解の水準では、最良推定値を求めることができないためである。[図10.29及び図10.33]

消失とさらに大きな海面水位上昇を引き起こすかもしれないことを示唆している。この効果の信頼性のある定量的予測はまだできない。もし、最近観測されたグリーンランドと南極の氷床からの氷の流出速度の増加が、世界平均気温変化と共に線形に増加したとすると、それは海面水位上昇の上限に0.1～0.2mを追加するだろう。これらの効果に関する理解は非常に限られているので、可能性を評価したり最良推定値を与えることができない。{4.6, 10.6}

第3次評価報告書の予測で見られた気温と降水量に関する世界規模及び地域規模のパターンの多くは、新世代のモデルとアンサンブル結果全体にも見られる(図TS.28参照)。これらのパターンの確固たるもので

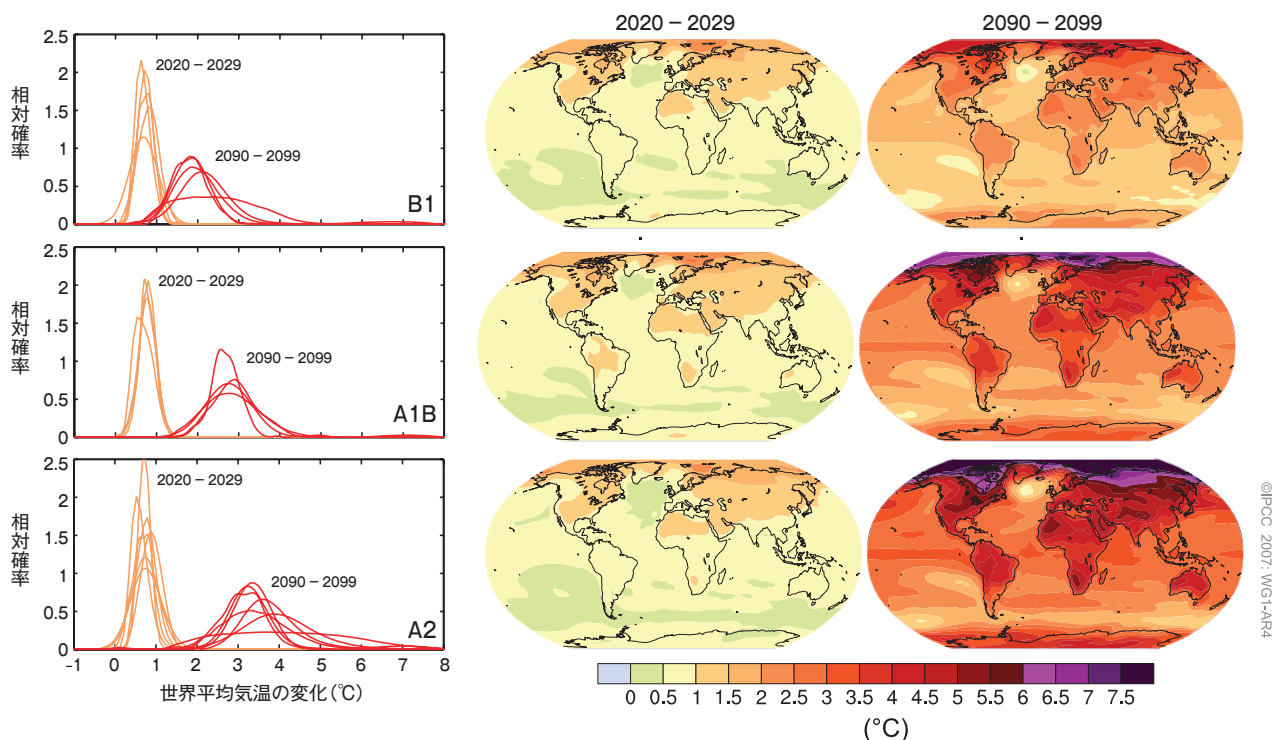
あることについては、全体的なモデルシミュレーションが向上した中でパターンが概して変化していないという事実によってその信頼度が高まっている(Box TS.7)。これは、これらのパターンが、気候システム昇温時の基本的な物理的制約を反映していることについての信頼性を高めている。{8.3～8.5, 10.3, 11.2～11.9}

予測されている21世紀の温度変化は、すべての場所で正の値である。それは陸上と冬の北半球のほとんどの高緯度地域で最も大きく、上昇が海岸から大陸内部へ入るほど進んでいる。他の地理的条件が同じ場合、昇温は典型的に乾燥地域の方が湿潤地域よりも大きい。{10.3, 11.2～11.9}

対照的に、昇温は南半球の海洋と、北大西洋の一部で最も小さい。ほとんどのモデルでは深層循環(MOC)の弱まりが予測されているが、気温は北大西洋とヨーロッパを含めて上昇すると予測されている。これは、温室効果ガスの増加の影響の方がずっと大きいためである。大気圏内の帯状平均気温変化のパターン予測は、上部熱帯対流圏での最大の昇温と成層圏での降温を示している。さらに、海洋の帯状平均昇温は、最初に海面付近と北半球中緯度で起きて、昇温が徐々に海洋内部に達し、垂直混合が最大である高緯度で最も明確に現れると予想されている。どのシナリオでも、世紀終盤に予想される変化のパターンは非常によく似ている。平均昇温によって正規化した帯状平均場は、検討したどのシナリオでも非常によく似ている。(図TS.28参照) {10.3}

大西洋MOCは21世紀中に弱まる可能性が非常に高い。SRES排出シナリオA1Bでは、2100年までの減速の複数モデル平均が25% (範囲は0~約50%)である。このような変化にもかかわらず、予測されている温室効果ガスの増加に伴うずっと大きな昇温のために、大西洋地域の温度は上昇すると予測されている。予測される大西洋MOCの弱まりは、北大西洋の表面水の密度を低下させる高緯度の気温と降水量の増加の複合効果による。このため、ラブラドル海水の形成が顕著に低下するかもしれない。グリーンランド氷床の融解によって追加された淡水の影響を取り入れたAOGCMの研究は非常に少ないが、そのような研究でもMOCが完全に停止することは示唆されていない。これらを合わせて考慮すると、MOCが低下する可能性は非常に高いが、MOCが21世紀中に突然大きく変遷する可能性は非常に低い。MOCの長期的変化を、信頼性をもって評価することはできない。{8.7, 10.3}

### 地上気温の予測



図TS.28. 1980~1999年を基準とした21世紀初頭及び21世紀末の地上気温変化の予測。中央と右の図は、SRESシナリオB1(上)、A1B(中央)、A2(下)に対するAOGCM複数モデル平均予測値(°C)を2020~2029年(中央)と2090~2099年(右)について平均したもの。左の図は、対応する不確実性を、同じ期間に対する複数のAOGCM及びEMICの研究から推定された世界平均昇温の不確実性の相対確率として示したものである。研究の中には、SRESシナリオの一部またはいくつかのモデルバージョンについてのみ結果を示しているものがある。従って、左の図に示した曲線の数の差は、結果の利用可能性の差によるだけのことである。[図10.8及び図10.28から作成]

モデルは、21世紀中の海面水位上昇が地理的に一様でないことを示している。シナリオA1Bにおける2070～2099年の平均では、AOGCMにより与えられた空間的な標準偏差は0.08mである。これは世界平均海面水位上昇の中央推定値の約25%である。将来の海面水位変化に地理的な違いが生じる主な原因は、海洋内の熱と塩分の分布の変化と、それに伴う海洋循環の変化である。予測された分布間のモデルの類似性は、第3次評価報告書で分析されたモデルよりも大きい。南大洋での海面水位上昇が平均より小さいこと、北極の海面水位上昇が平均より大きいこと、そして顕著な海面水位上昇の細い帯が南大西洋とインド洋を横断して延びていることは共通した特徴である。{10.6}

熱波の頻度などの極端現象の変化の予測は、第3次評価報告書よりも良く定量化されている。これは、モデルが改善されたことと、複数のモデルによるアンサンブル予測に基づくモデル間のばらつきの評価が向上したためである。第3次評価報告書の結論は、将来の気候では、気温の極端現象が増加して極端な熱現象の発生が増える危険性がある、ということであった。この結果は最近の研究で確認され、拡張されている。地表面の性質(例えば積雪面積や土壌水分)が変化する地域を除いた、世界のほとんどの地域で、平均気温の上昇に伴って温度の極端現象が将来増加する、と予測されている。ある複数モデル分析により、3つのシナリオに対する14のモデルのシミュレーションに基づいて、極端な季節(12～2月と6～8月)気温の変化の調査が行われた。ここで「極端な」とは、20世紀についてシミュレートされた気温分布の95パーセンタイルより上にあることと定義される。21世紀の末までに、極端に高温な季節が起こる確率は、多くの熱帯地域で90%を超えて上昇し、他の場所でも約40%に達すると予測される。最近のいくつかの研究では、将来の熱波の変化の可能性を扱っており、将来の気候においては熱波がより強力に、より長く、より頻繁になると予想している。8メンバーのマルチモデルアンサンブルに基づき、熱波が20世紀後半に増加したことが再現されるとともに、世界全体でも、また大部分の地域において増加すると予測されている。{8.5, 10.3}

将来の温暖化した気候では、北半球のほとんどの地域で冬の寒波の発生頻度が現在に比べて50～100%低下する、と予測している。9メンバーのマルチモデルアンサンブルの結果は、地球規模及び大部分の地域において、シミュレートされた20世紀の霜日数の減少が21世紀も続くことを示している。生育期の長さは、霜日数に関係しており、将来気候では増加すると予測さ

れている。{10.3, FAQ 10.1}

積雪面積は縮小することが予想される。また、ほとんどの永久凍土地帯において、広い範囲で融解深度が深くなると予想される。{10.3}

いくつかのシナリオ(SRES A1B, A2及びB1)の下で、北極海の大部分で、21世紀末までに通年の氷被覆がなくなる、と予想されている。北極海の氷は昇温に敏感に応答する。冬の海水面積の変化はあまり大きくないと予測されるが、一部のモデルでは、晩夏の海水はA2シナリオの下で21世紀末までにほぼ完全に消滅すると予測されている。氷の減少は、気候システム内の多数の正のフィードバックによって加速される。氷-アルベドフィードバックによって、開水面が夏の間太陽からより多くの熱を受け取り、海水の断熱効果が低下し、北極への海洋熱輸送が増加し、これがさらに氷の量を減らす。モデルシミュレーションによれば、晩夏の海水面積は相当に減少し、全般に地球温暖化と同じ時間スケールで進行する。南極の海水面積も21世紀に減少することが予測されている。{8.6, 10.3, Box 10.1}

海面気圧は、ハドレー循環の拡大と環状モード(NAM/NAO及びSAM, Box TS.2参照)の変化に伴って、亜熱帯と中緯度で上昇し、高緯度で低下すると予測されている。NAM/NAO及びSAM指数の正のトレンドが、多数のモデルによって予測されている。予測される上昇の大きさは、一般にSAMについて大きいですが、モデル間の隔たりは相当大きい。これらの変化の結果として、低気圧経路が極方向に移動し、中高緯度の風、降水、気温のパターンが変化し、過去半世紀に観測されたトレンドの大まかなパターンが続くと予測される。一部の研究では、中緯度地域の低気圧の減少が示唆される。また、低気圧経路と循環の変化に伴う極端な波の高さの変化を示唆するものもある。{3.6, 10.3}

ほとんどのモデルでは、中部及び東部赤道太平洋域の海面温度の上昇が西部赤道太平洋域よりも大きく、これに対応して降水域が東へシフトする。ENSOの年々変動は、すべてのモデルで継続すると予測されているが、変化はモデルによって異なる。予測されたエルニーニョの振幅の変化についてモデル間の差が大きいことと、モデルのエルニーニョに百年規模の変動が伴うことから、ENSOの変動のトレンドに関する決定的な予測は困難である。{10.3}

改善された全球モデル(解像度約100km～20km)による最近の研究は、将来の熱帯低気圧(台風やハリケーン)の個数と強度が変化することを示唆している。



現在までのモデル結果をまとめると、温暖化した将来の気候において、熱帯低気圧の最大風速強度の増加と平均及び最大降水強度の増加と共に、比較的弱いハリケーンの個数の減少と強いハリケーンの個数の増加の可能性が示されている。しかし、地球全体の熱帯低気圧の総数は減少すると予測されている。一部の地域で1970年以来、非常に強いハリケーンの割合が増えたように見える観測結果は、理論的モデルによる予測と傾向の方向は同じだが、大きさはずっと大きい。{10.3, 8.5, 3.8}

第3次評価報告書以来、降水のパターン予測に対する理解が深まっている。降水量は高緯度地域で増加する可能性が非常に高く、ほとんどの亜熱帯陸域では減少する可能性が高い(減少率は2100年にA1Bシナリオで約20%)。緯度50°より極側では、大気中の水蒸気の増加とそれに伴う低緯度からの水蒸気輸送の増加によって、平均降水量が増加すると予測されている。低緯度側に向かうと、亜熱帯域(緯度20~40°)の大部分で降水量が減少するような遷移がある。亜熱帯からの水蒸気輸送の増加と亜熱帯高気圧系の極方向への拡大によって、乾燥化傾向が亜熱帯の高緯度側において特に顕著である。(図TS.30参照){8.3, 10.3, 11.2 ~ 11.9}

モデルが示唆するところによれば、平均降水量が自然の変動度を超えて上昇するのは、たとえ確実な変化が予測される場所でも、温度のシグナルよりもゆっくりと進むだろう。{10.3, 11.1}

利用可能な研究成果が示唆するところによれば、多くの地域において日降水量で見た大雨現象の増加傾向があり、その一部では平均雨量の減少が予測されている。後者の場合、雨量の減少の原因は降雨日数の減少であって、降雨時の降雨強度の低下ではない。{11.2 ~ 11.9}

### TS.5.3 地域規模の予測

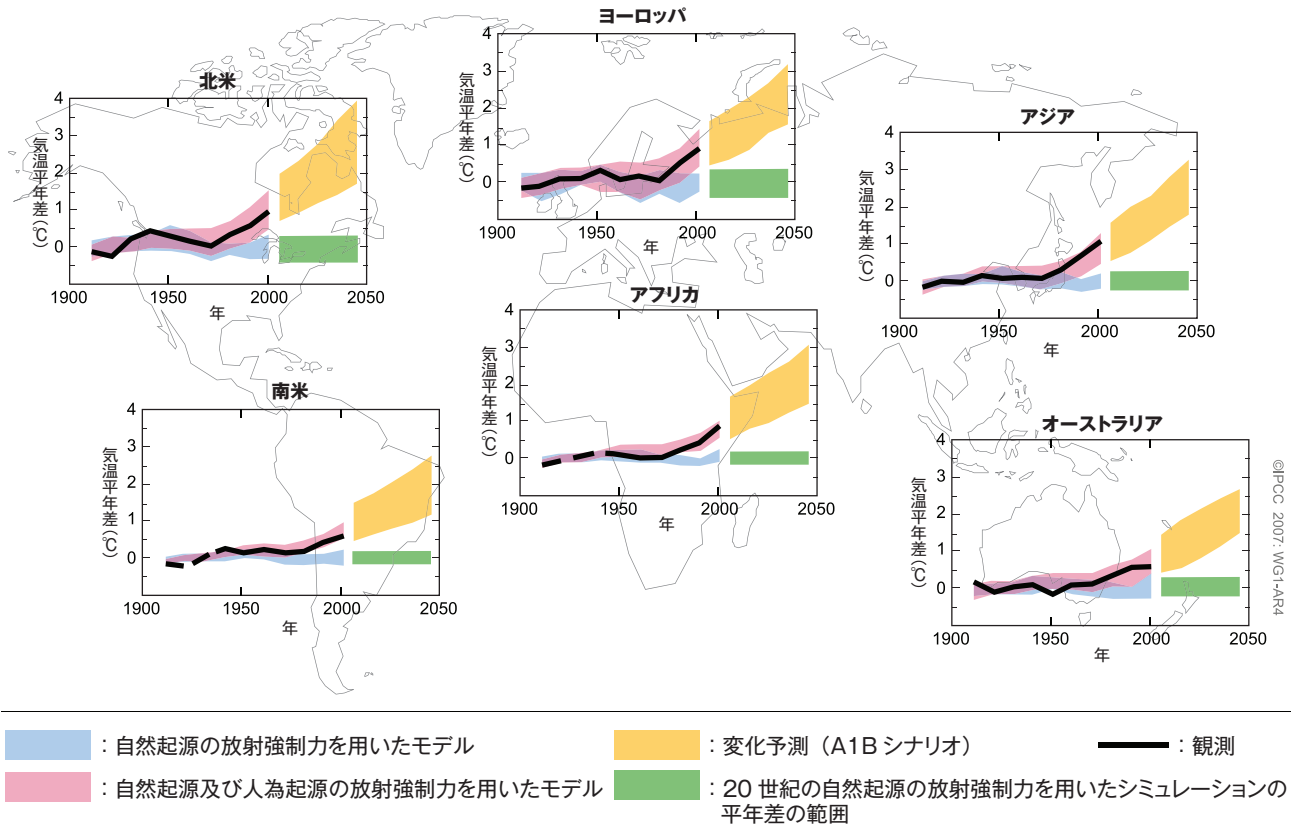
各大陸地域についてSRES排出シナリオから予測された2000~2050年の昇温は、世界平均よりも大きく、前世紀に観測された昇温よりも大きい。21世紀の今後数十年における、個々の大陸について平均した昇温予測は、南極大陸を除き、20世紀の自然に強制された変動及び強制されなかった変動の推定値をかなり上回るだろう(図TS.29)。モデル予測によれば、2030年までの各大陸の10年平均昇温の最良推定値は、南極大陸を除き、20世紀の自然変動としてモデルが推定した値の少なくとも二倍である可能性が非常に高い。この期間シミュレートされた昇温は、図TS.32に示されているように、SRESセットのシナリオの選択に対してあまり敏感でない。より長い時間スケールでは、図TS.28に示されているように、シナリオの選択がより重要になる。大部分の亜大陸地域で平均した場合、SRESシナリオのもとで予測された2000~2050年の昇温も自然変動の推定値を超える。{11.1}

## Box TS.10 : 地域的なダウンスケーリング

**AOGCMによる地域気候のシミュレーションが向上した結果、入れ子状の地域気候モデルと経験的なダウンスケーリング技法も向上した。** 現行のAOGCMの解像度で観測した大気の状態を入力として用いた場合に、力学的及び経験的なダウンスケーリング技法によって、現在気候の局地的特徴を再現する技能が向上している。ダウンスケーリング等の、地域に焦点を当てた研究が利用できない地域がまだあり、特に極端な気象現象について評価を提供できる地域は限られている。ダウンスケーリング研究が示すところによれば、局地的な降水量の変化は、特に地形が複雑な地域では、大規模な水の応答パターンから期待されるものとは大きく異なることがある。{11.10}

**地域的な気候変動を予測する能力を制限する不確実性の要因として重要なものが多く残っている。** 水文学的な応答は高緯度及び亜熱帯の中心地域では比較的是っきりしているが、降水量が増加する地域と減少する地域の境界の正確な位置には不確実性がある。地域的な気候に大きな影響を及ぼすが気候変動に対する応答についてはまだよくわかっていない、という重要な気候過程がいくつかある。その例は、ENSO、NAO、ブロッキング、熱塩循環、熱帯低気圧分布の変化などである。気候パターンに地形が強く影響する地域の場合、その地形程度の微細な空間解像度での気候変動についての情報が不十分であることが多い。一部の地域では、極端な気象現象に関する研究がほとんど行われていない。さらに、空間的及び時間的スケールが小さくなると、予測された気候変動のシグナルが、大きな内部変動と同程度になり、最近のトレンドを用いてモデルの性能を評価することが一層困難になる。{Box 11.1, 11.2~11.9}

大陸ごとの地上気温平年差：  
観測と予測

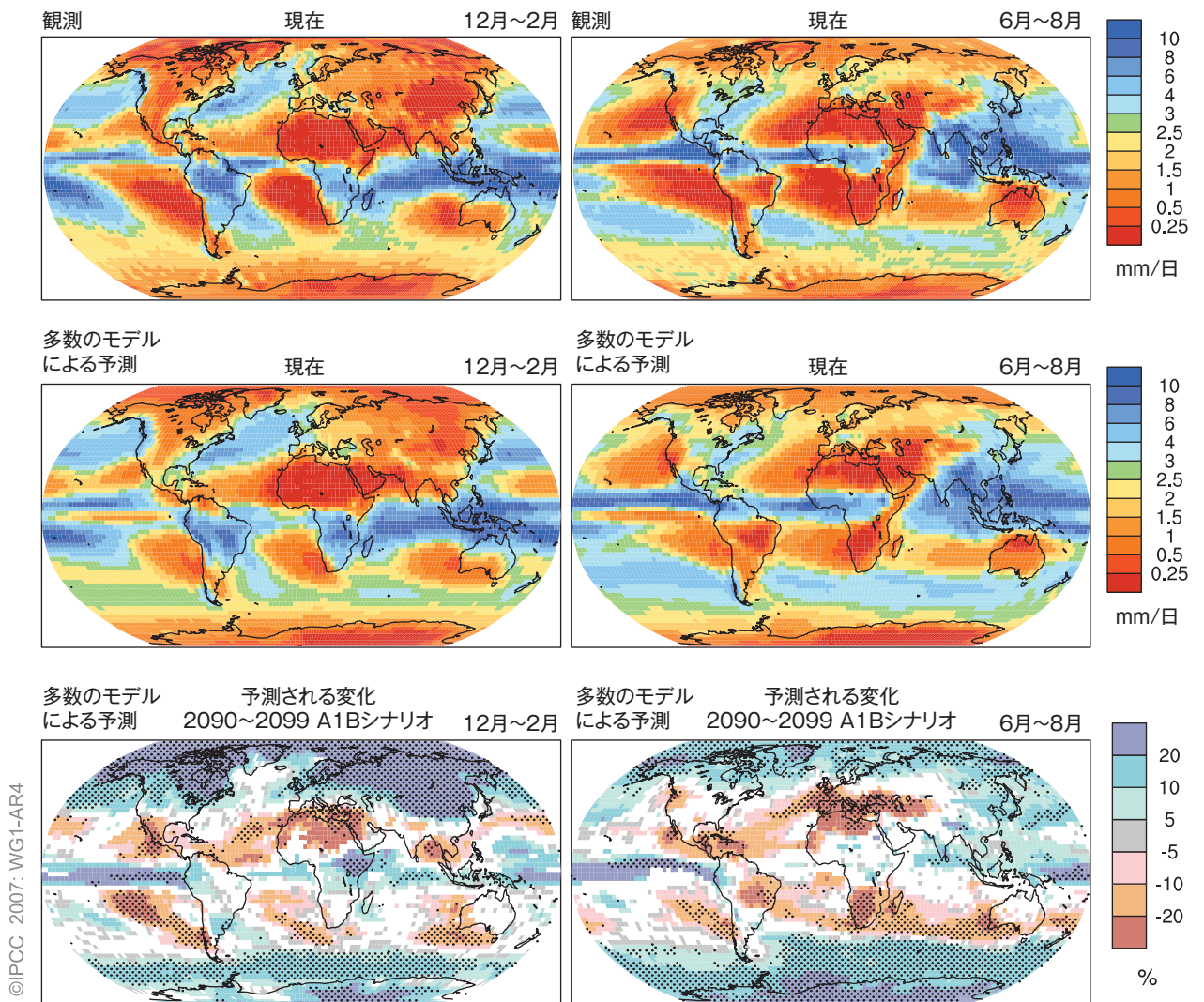


図TS.29. 10年平均大陸地上気温偏差(°C)の観測結果とシミュレーション結果(1906～2005年)及び予測(2001～2050年)。偏差は1901～1950年の平均から計算。黒線は観測結果を表し、赤と青の帯は図TS.22と同様に20世紀について再現された平均温度の偏差を示す(すなわち赤は人為起源と自然起源の強制力を含み、青は自然起源の強制力だけを含む)。黄色の陰影は、SRES A1B排出シナリオに従って予測された変化の5～95パーセンタイル範囲を表す。緑色のバーは、自然起源強制力だけを用いた20世紀シミュレーションから得られた10年平均偏差の5～95パーセンタイル範囲(すなわち自然の十年規模変動の尺度)を表す。これらのグラフの観測部分では、10年平均が暦上の10年間の中央に置かれている(すなわち最後の点は2000年にあり、1996～2005年を表す)。一方、将来の期間では、暦上の10年間の中心に置かれている(すなわち最初の点は2005年にあり2001～2010年を表す)。変動範囲を決めるため、採用したモデルから得られた一群のシミュレーション結果はすべて、所定の強制力を適用した時の気候変動としてそれぞれ独立なものとした。赤い曲線には14のモデルによる58のシミュレーション、青い曲線と緑のバーには、5つのモデル(前記14モデルの一部)による19のシミュレーション、黄色い曲線には18のモデルによる47のシミュレーションを用いた。[FAQ 9.2.1、図1及びBox 11.1、図1]

北半球では、極周辺で降水量が増加し亜熱帯で減少する確固としたパターンが北米とヨーロッパの21世紀の降水パターン予測で優勢だが、亜熱帯の乾燥はアジアではそれほど明確でない(図TS.30参照)。ほとんどすべてのモデルは、北米北部の大部分で降水量の増加を、中米で減少を予測している。また、米国の大陸部の多くとメキシコ北部は、より不確実で季節によって南北に移動する遷移帯の中にある。南ヨーロッパと地中海アフリカについては、降水量の減少が高い信頼性

をもって予測されており、北ヨーロッパでの降水量増加へと遷移している。どちらの大陸でも夏の乾燥化が広範囲にある。それは、夏にこの遷移帯が極方向へ動くためと、蒸発量が増加するためである。極周辺での降水量の増加は、アジア北部の多くで予測されているが、地中海から広がる亜熱帯の乾燥化は中央アジアから東に移動するにつれて独特のモンスーンの徴候に置き換えられる。{11.2～11.5}

季節ごとに平均した降水量の変化率



図TS.30. 1979~1993年の季節平均降水強度(1日あたりmm)の観測結果(上段)と複数モデル平均(中段)、及びSRES A1Bシナリオに基づく1980~1999年を基準とする2090~2099年の変化(%変化)の複数モデル平均(下段)の、それぞれの空間パターン。12~2月平均が左の欄、6~8月平均が右の欄。下段の図では、変化の符号について66%を超えるモデルが一致した所だけで変化が表示されており、点描は変化の符号について90%を超えるモデルが一致した地域を示す。[図8.5と図10.9で示されたのと同じデータセットに基づく]

南半球には、21世紀中に極周辺で湿潤化が予測されている地域に陸域がほとんどなく、亜熱帯の乾燥化の方が支配的である(図TS.30参照)。ニュージーランド南島とフエゴ島は亜極圏降水増加地帯に入り、アフリカ最南部、南米アンデス南部及びオーストラリア南部では、亜熱帯に典型的な乾燥化傾向が現れつつある。[11.2, 11.6, 11.7]

熱帯陸域の降水量の予測は、高緯度よりも不確実性が大きいのが、熱帯対流と大気-海洋相互作用のモデリングがかなり不十分であることや熱帯低気圧に伴う追

加的な不確実性にもかかわらず、いくつかの明瞭な特徴がモデルに現れている。南アジア及び東南アジアの夏のモンスーン季の降雨量が大部分のモデルで増加し、東アフリカの降雨量も同様に増加する。降水応答の徴候の確実性は、アマゾンとアフリカサヘルでは低いと考えられている。これらの地域では、潜在的な植生-気候リンクによる不確実性が加わり、また、植生フィードバックを含めなくてもモデル間の一致度が低い。[8.3, 11.2, 11.4, 11.6]

#### TS.5.4 気候変動と生物地球化学的循環の変化の間の結合

気候変動への炭素循環の結合を扱うすべてのモデルは、温暖化に伴い陸地と海洋の二酸化炭素の取り込みが抑えられて大気中の二酸化炭素を増やし、当該排出シナリオの気候変動を大きくする、という正のフィードバック効果を示しているが、このフィードバック効果の強さはモデルによってかなり異なる。第3次評価報告書以来、完全に結合された炭素循環-気候モデルに基づく新たな予測がいくつか実行され、比較されてきた。SRES A2シナリオの場合、さまざまなモデル結果に基づいて予測された21世紀の大気中二酸化炭素濃度の増加は、このフィードバックがない場合の予測値よりも10~25%大きい可能性が高く、より排出量の多いSRESシナリオで予測された2100年までの平均昇温よりも1°C以上高い。これに応じて、この効果によって生じた二酸化炭素取込み量の減少が、目標安定化水準と整合するための二酸化炭素排出量を減らしている。しかし、陸上生態系や土壌の動態学の理解が限定的であるなど、かなりの不確実性が残っている。{7.3, 10.4}

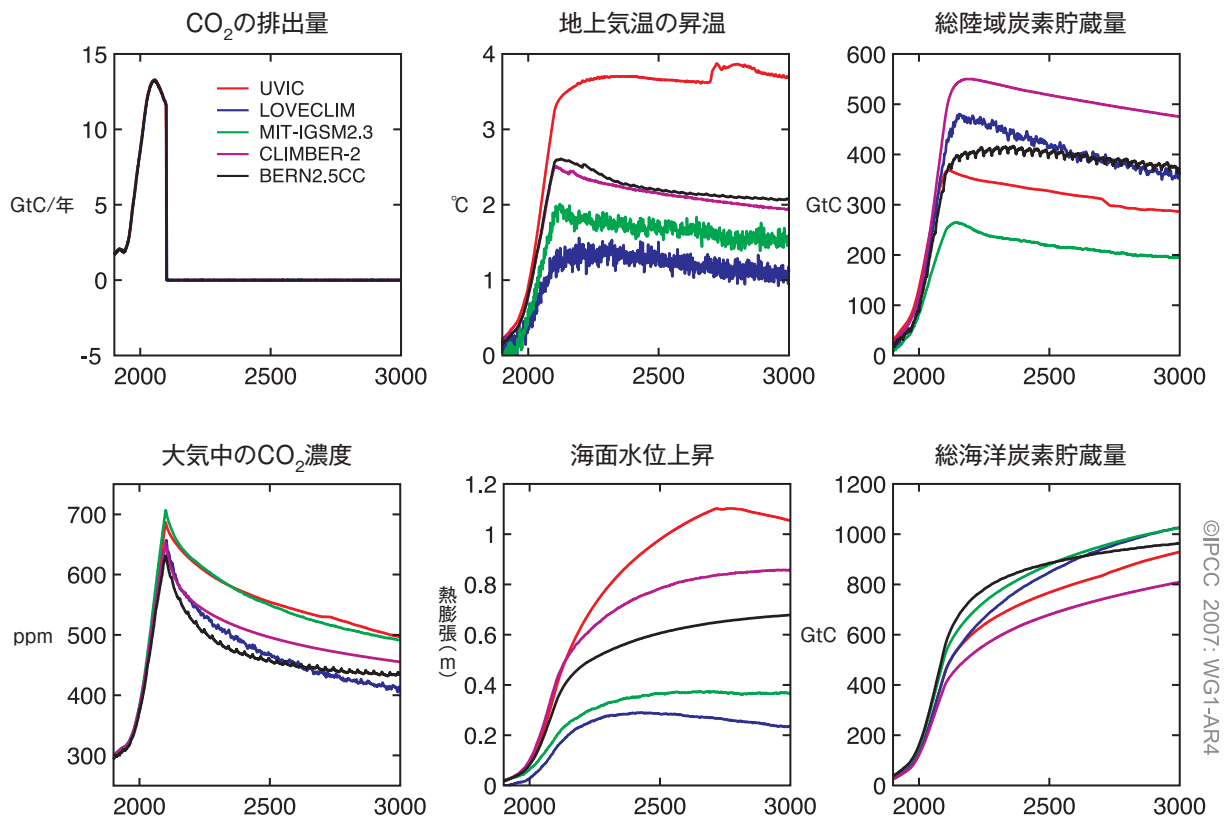
大気中の二酸化炭素濃度の増加は、表層海洋の酸性上昇に直結する。SRESシナリオに基づく予測によれば、21世紀のpH低下は0.14~0.35単位であり(シナリオに依存)、工業化以前から現在までの0.1単位の減少をさらに進めることになる。海洋の酸性化は、浅い水域の炭酸塩堆積物の溶融を招く。南大洋の表層水は、600ppmを超える二酸化炭素濃度に対して、炭酸カルシウム(CaCO<sub>3</sub>)について不飽和となる。大部分のSRESシナリオで21世紀の後半にはこの水準を超える。低緯度地域と深海も影響を受けるだろう。これらの変化は、CaCO<sub>3</sub>で外骨格を形成する海洋生物に影響を与える可能性があるが、海洋中の炭素が生物学的循環に与える正味の影響はよく理解されていない。{Box 7.3, 10.4}

過去の排出による既定的な気候変動は、個々の強制力要因によって相当異なる。各要因の大気中における寿命が異なるからである(Box TS.9参照)。過去の排出による既定的な気候変動は、(i)放射強制力の変化に対する気候システムの応答の遅延;と(ii)強制力要因の寿命の差による排出後の大気中滞留時間のスケールの両方が関与する。典型的には、過去の排出による既定的な気候変動は、最初に昇温の期間があり、その後、上で述べた理由によって、放射強制力の低下とともに長期的に降温する。メタンや一酸化炭素など、一

部の温室効果ガスの大気中寿命は比較的短く(10年以下)、他の一酸化二窒素などは1世紀単位、SF<sub>6</sub>やPFC類などは数千年の寿命を持つ。大気中二酸化炭素濃度は、たとえ排出を止めても、単純明確な寿命に従って下がるわけではない。大気中に排出された二酸化炭素の除去は、複数の時間スケールで進行するが、一部の二酸化炭素は何千年も大気中に留まるので、排出は気候変動にとって非常に長い既定的因子となる。海洋のCaCO<sub>3</sub>-堆積物フィードバックを含む低速かつ長期的な緩衝作用のため、大気中二酸化炭素濃度が平衡に達するまでに30,000~35,000年を必要とする。結合した炭素循環構成要素を用いたEMICを使うことで、過去の二酸化炭素排出による既定的な気候変動が1000年以上続くことを、したがって、これほど長い時間スケールでも気温と海面水位が工業化以前の値に戻らないことを示している。長時間スケールの既定的気候変動のひとつの指標は、750ppmでの安定に向けた道筋に従って人為起源の二酸化炭素排出量を規定し、排出量を恣意的に2100年にゼロと設定することによって得られる。この場合、大気と陸上の貯蔵場所から海洋への炭素の移動が連続的だが低速であるため、大気中二酸化炭素濃度を最大値(650~700ppmの範囲)から工業化前の二酸化炭素濃度の二倍の水準(約560ppm)未満に落とすには、モデルによって異なるが、約100~400年かかる(図TS.31参照)。{7.3, 10.7}

二酸化炭素以外の多くの温室効果ガスとその前駆物質の将来の濃度は、将来の気候変動に結び付いていると予想される。最近のメタン増加率の変動原因がよく判らないということは、特にこのガスについて将来の予測に大きな不確実性があるということを示唆している。湿地からのメタンの排出は、温暖化して湿潤化した気候では増加し、温暖化して乾燥化した気候では減少する可能性が高い。また観測結果も、永久凍土の融解が起こっている北の泥炭地帯から放出されるメタンの増加を示唆している。ただし、この効果の大規模スケールでの大きさはよく定量化されていない。気温、湿度及び雲量の変化も、揮発性有機化合物などのオゾン前駆物質の生物起源の排出に影響を与える。気候変動は、化学と輸送の変化を通じて対流圏オゾンにも影響すると予想される。気候変動は、湿度の変化を通じてOHの変化を誘発するかもしれない。また、成層圏オゾン濃度を変化させて、対流圏の太陽紫外線放射を変化させるかもしれない。{7.4, 4.7}

## 既定的気候変化



図TS.31. 過去の排出による既定的な気候変動の計算結果。五つの異なるEMICと理想化されたシナリオに対するもの。理想化されたシナリオでは、排出が大気中二酸化炭素を750ppmで安定させるための道筋を辿るが、この目標に達する前に排出が2100年に即座にゼロに下がる。(左)二酸化炭素排出量と大気中二酸化炭素濃度；(中央)地上昇温と熱膨張による海面水位上昇；(右)工業化以来の陸域と海洋の総炭素貯蔵量の変化。〔図10.35〕

多くのエアロゾルとその前駆物質の将来の排出量は、気候変動による影響を受けると予想される。いくつかの気候と土地利用のシナリオの下での砂埃排出量の将来変化の推定値が示唆するところによれば、気候変動の影響は、将来の砂埃排出量の抑制にとって土地利用の変化よりも重要である。ある研究結果が示唆するところによれば、気象と気候は将来のアジアの砂埃排出量とそれに伴うアジアの砂塵嵐の発生数に砂漠化よりも大きな影響を与える。揮発性有機化合物の生物起源の排出は、二次的有機エアロゾルの顕著な発生源であり、気温に対する感度が高い(そして気温と共に増加する)ことが知られている。しかし、エアロゾルの発生量は気温と共に減少し、降水量の変化と生理的適応の影響は不確実である。したがって、温暖化した気候での生物起源の二次的有機エアロゾル生成の変化は、生物起源の揮発性有機炭素排出の応答よりも相当に低いかもしれない。気候変動は海洋からのジメチルサルファイド(硫酸塩エアロゾル類のひとつの前駆物質)と海塩エアロゾルのフラックスに影響を与えるか

もしれないが、気温と降水量への影響はかなり不確実なままである。〔7.5〕

二酸化炭素は何世紀にもわたる既定的昇温効果をもたらすが、エアロゾルは数日の時間スケールで大気から除去されるので、エアロゾルによる負の放射強制力は、エアロゾルまたはエアロゾル前駆物質の排出量の変化に応じて急速に変化する可能性がある。硫酸塩エアロゾルは現在、かなりの負の放射強制力を及ぼしている可能性が非常に高いので、将来の正味の強制力は硫酸塩排出量の変化に対して非常に敏感である。ある研究によれば、人為起源硫酸塩エアロゾル粒子による現在の負荷をすべて大気中から取り除いたと仮定すると、10年か20年以内に約0.8°Cの急激な世界平均気温の上昇が起きるだろう。エアロゾルの変化は降水量にも影響する可能性が高い。したがって、気候変動の緩和を目指した環境戦略の効果は、温室効果ガスとエアロゾルの両方の排出量の変化を考慮する必要がある。大気の質を改善するために実施される対策によりエアロゾル排出量の変化が生じるかもしれず、した

がってこれらの対策が気候変動に影響を与えるかもしれない。{Box 7.4, 7.6, 10.7}

気候変動は、大気質を制御する多数の化学的及び物理的過程を改変し、その正味の効果は地域ごとに異なる**可能性が高い**。気候変動は以下を改変することによって大気質に影響を与える可能性がある：汚染物質の拡散速度、大気からエアロゾルや水溶性の物質が除去される速度、汚染物質の生成に関する全般的な化学環境、及び生物圏、火事、砂埃からの排出の強度。気候変動により、地球全体のオゾンバックグラウンドが減少することも予想される。全体として、空気質に対する気候変動の正味の影響は、非常に不確実である。{Box 7.4}

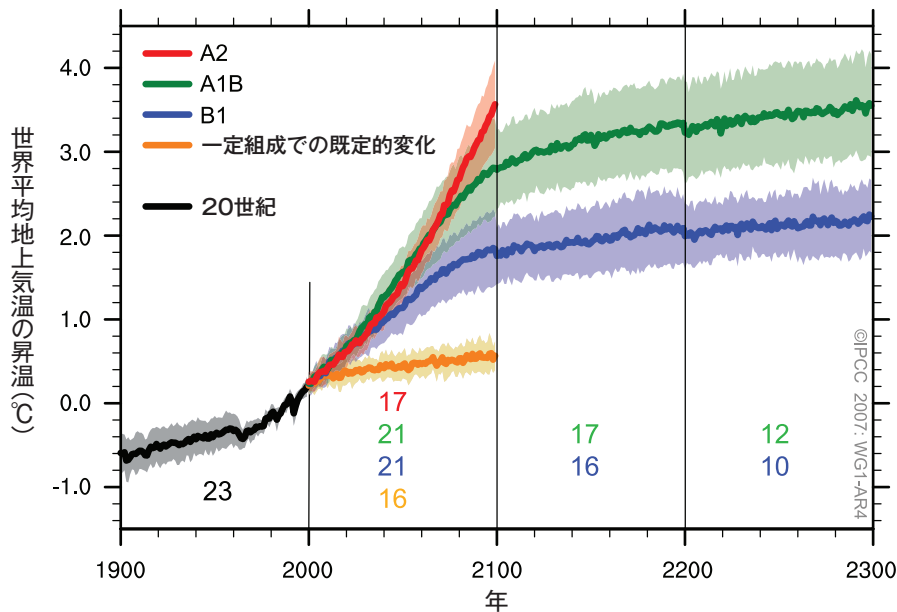
### TS.5.5 長期予測における気候過程とその時間スケールの意味

放射強制力を安定化した後の既定的気候変動は、主に次の世紀内に約0.5～0.6℃と予想されている。20世紀の気候シミュレーションの後に温室効果ガスと

エアロゾルの濃度を2000年の値に安定させて、さらに100年走らせた場合の複数モデル平均は、2100年の時点で約0.6℃の昇温(基準は1980～1999年)である(図TS.32参照)。もし、21世紀の排出量がシナリオB1またはA1Bに従い、その後同水準で安定化したとすると、同程度、約0.5℃の安定化後の追加的昇温が主に次の100年間に起きる。{10.3, 10.7}

気候変動と炭素循環の間の正のフィードバックの大きさは不確実である。このため、大気中の二酸化炭素濃度をある特定の水準に安定化させるために必要な二酸化炭素排出量の経路も不確実になる。気候-炭素循環フィードバックに関する現在の理解に基づくモデル研究によれば、二酸化炭素濃度を450ppmに安定させるための21世紀の累積排出量は、モデル平均の炭素換算で約6,700[6,300～7,100]億トンから約4,900[3,750～6,000]億トンに引き下げられるかもしれない。同様に、二酸化炭素を1,000ppmで安定させるための累積排出量は、このフィードバックによってモデル平均の炭素換算で約1兆4,150億[1兆3,400億～1兆4,900億]トンから約1兆1,000億[9,800億～1兆

SRESシナリオに基づく地上気温の昇温予測



図TS.32. SRESシナリオA2(赤)、A1B(緑)及びB1(青)での(1980～1999年の基準と比較した)地上昇温の複数モデル平均を、20世紀のシミュレーションから引き続いて示したものの。後の二つのシナリオは、2100年以降も強制力を一定に保って継続したもの(Box TS.9で定義した既定的な気候変動)。追加の実験として、強制力を2000年の水準に保ったものも示す(橙色)。対応するコントロール実験からの線形トレンドは、これらの時系列から除かれている。各線は複数モデル平均を示し、陰影は±1標準偏差範囲を示す。異なる期間の間の断絶に物理的な意味はなく、特定のシナリオを走らせたモデルの個数が各期間及びシナリオごとに異なる(個数は数字で表示されている)ことから生じたものである。同じ理由のため、この数字からシナリオ間の不確実性を解釈すべきではない。(不確実性の推定については10.5節を参照)。{図10.4}

2,500億]トンに引き下げられるかもしれない。{7.3, 10.4}

仮に放射強制力を2100年時点でA1B濃度に安定化した場合、熱膨脹のみで2300年までに(1980～1999年と比較して)0.3～0.8mの海面水位上昇がもたらされるであろう。また、深層への熱の輸送に時間を要するため、熱膨脹は速度を下げながらも数世紀にわたって継続するだろう。{10.7}

グリーンランド氷床の縮小が続き、2100年以降の海面水位上昇の要因になると予測される。2100年にA1Bの濃度で安定化した場合、熱膨脹による1世紀あたり0.03～0.21mの上昇が予測される。工業化以前の気温と比較して1.9～4.6℃の世界平均昇温が千年間維持されると、グリーンランド氷床は山地の残存氷河以外ほとんど消滅し、海面を約7m上昇させるだろう。この変化は不可逆的なものかもしれない。このような気温は、125,000年前の最後の間氷期の推定気温に匹敵する。当時に関する古気候情報は、極域の雪氷面積の減少と4～6mの海面水位上昇を示唆している。{6.4, 10.7}

現在のモデルには含まれていないものの最近の観測結果によって示唆されている力学的な過程により、昇温に対する氷床の脆弱性が高まり、将来の海面水位上昇を増大させる可能性がある。しかし、これらの過程についての理解は限られており、その規模について的一致した見解は得られていない。{4.6, 10.7}

現在の全球モデルを用いた研究によれば、南極の氷床は十分に低温で、広範囲にわたる表面の融解は起こらず、むしろ降雪が増加するためその質量は増加すると予測される。ただし、力学的な氷の流出が氷床の質量収支において支配的であるならば、氷の質量が純減する可能性がある。{10.7}

この評価のために実行されたモデルで21世紀中の突如のMOC停止を示唆するものはないが、複雑性を減じたいいくつかのモデルは、十分に強い温暖化に対して起こり得る長期的な応答のひとつとしてMOCの停止を示唆している。しかし、この発生の可能性を信頼性をもって評価することはできない。さまざまな複雑性のモデルを用いた少数のシミュレーションがあるが、それらはむしろ百年規模の減速を示唆している。MOCの回復は、もし放射強制力が安定すれば可能性が高いが、数世紀かかるだろう。系統的なモデル比較研究によって、気候変動に対する海洋の応答(特に海洋の熱の取込み)におけるモデル間の違いの原因となる重要ないくつかの過程がはっきりとしたものとなった。{8.7, FAQ 10.2, 10.3}

## TS.6 確実な知見と重要な不確実性

### TS.6.1 気候の人為起源及び自然起源の駆動要因の変化

#### 確実な知見:

現在の二酸化炭素とメタンの大気中濃度とそれらに伴う正の放射強制力は、過去650,000年間に及ぶ氷床コアの測定結果から決定された値をはるかに上回る。{6.4}

化石燃料の使用、農業及び土地利用は、過去250年間にわたる温室効果ガスの増加の最も有力な原因であった。{2.3, 7.3, 7.4}

化石燃料の燃焼、セメントの生産及びガスの燃焼からの二酸化炭素の年間排出量は、1990年代の平均1年あたり、炭素換算で $64 \pm 4$ 億トンから2000～2005年の1年あたり $72 \pm 3$ 億トンに増加した。{7.3}

過去40年間にわたる二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素からの放射強制力の継続的な増加率は、少なくとも過去2000年間のいかなる時よりも大きい。{6.4}

海洋及び陸上生物圏による二酸化炭素取り込みの自然過程は、人為起源排出量(すなわち化石燃料からの

二酸化炭素排出量及び土地利用変化フラックス)の約50～60%を除去している。海洋及び陸上生物圏による取り込みは最近数十年にわたって同程度の大きさであるが、陸上生物圏による取込みの方が変動が大きい。{7.3}

人為起源エアロゾルは正味の負の放射強制力(降温影響)を生み出しており、その大きさは北半球の方が南半球よりも大きいことがほぼ確実である。{2.9, 9.2}

温室効果ガス、エアロゾル及び地面変化による複合人為起源強制力の新たな推定値から、人間活動が1750年以來の気候に相当な正味の昇温影響を及ぼしてきた可能性が極めて高い。{2.9}

世界平均放射強制力への太陽放射の寄与は、工業化以後の温室効果ガスの増加の寄与よりも相当に小さい。{2.5, 2.7}

#### 重要な不確実性:

エアロゾルによる、雲の性質の調節を導く過程の全体はよく理解されておらず、関連する間接的な放射効果の大きさは、よく決定されていない。{2.4, 7.5}

成層圏水蒸気の変化の原因とそれによる放射強制力は、よく定量化されていない。{2.3}

20世紀中のエアロゾルの変化による放射強制力の地理的分布と時間的進展は、よく特性がわかっていない。{2.4}

大気中メタンの増加率の最近の変化の原因は、よく理解されていない。{7.4}

工業化以前から対流圏オゾン濃度を増加させているさまざまな要因の役割はよくわかっていない。{2.3}

放射強制力を導く地表特性と陸地—大気相互作用は、よく定量化されていない。{2.5}

過去の太陽変化が、数世紀の時間スケールでの放射強制力に及ぼした寄与に関する知識は、直接的な観測結果に基づいておらず、したがって物理的理解に強く依存している。{2.7}



## TS.6.2 気候変動に関する観測結果

### TS.6.2.1 大気と地表

#### 確実な知見:

世界平均地上気温は上昇し続けている。過去12年のうち11年は1850年以来の記録上で最も高温の12年に入る。{3.2}

1970年代半ばに地上温度の上昇が加速し、それ以来、世界の地表面は海面の約二倍の速度で昇温している。{3.2}

地上温度の極端現象の変化は、気候の温暖化と整合している。{3.8}

中部及び下部対流圏の気温トレンドの推定は、相当改善した。下部対流圏気温の昇温速度は、1958年から2005年にかけて地上よりも少し大きかった。{3.4}

多くの大地域では降水量について1900～2005年の長期トレンドが観測された。{3.3}

大雨現象の数が増加した。{3.8}

1970年代以来、特に熱帯と亜熱帯で、干ばつが頻発するようになった。{3.3}

少なくとも1980年代以来、対流圏の水蒸気が増えた。{3.4}

#### 重要な不確実性:

ラジオゾンデ記録は地上観測記録に比べて空間的に不完全であり、特に熱帯では多数のラジオゾンデ記録の信頼性が低いことを示唆する証拠がある。対流圏の気温トレンドの記録は、すべてまだ残存誤差を含んでいる可能性が高い。{3.4}

大規模大気循環の変化は明らかであるが、分析の質が最良なのは1979年以後のみであり、変化と変動の区別や分析は困難である。{3.5, 3.6}

海上の全雲量と下層雲量の変化に関する地上と衛星の観測結果は一致していない。{3.4}

DTRの数十年規模の変化はよく理解されておらず、その一因は雲量とエアロゾルの変化に関する観測が限定的なことにある。{3.2}

降水量の測定が困難なことは、地球全体及び地域の降水量のトレンドを定量化する上で、ひとつの懸念として残っている。{3.3}

土壌水分や水流量に関する記録は非常に短いことが多く、少数の地域についてしかないので、干ばつの変化の完全な分析ができない。{3.3}

観測データが限られているので、分析できない極端現象がある。現象が稀であるほど、事例が少ないので、長期的変化の特定が困難になる。{3.8}

人工衛星時代より前のハリケーンの頻度と強度に関する情報は限られている。衛星の記録の解釈についても疑問がある。{3.8}

小さな空間スケールの竜巻、雹、稲妻、砂塵嵐にトレンドが存在するかどうかを決定するための証拠は不十分である。{3.8}

### TS.6.2.2 雪、氷、凍土

#### 確実な知見:

---

地球上の氷の量は減少している。19世紀末以来、広い範囲で山岳氷河が後退した。氷河とグリーンランド氷床からの質量消失の速度は上昇している。{4.5, 4.6}

北半球の積雪面積は減少した。季節による河川と湖沼の氷結期間は、過去150年にわたって短くなった。{4.2, 4.3}

1978年以来、年平均北極海氷面積は減少しており、夏の最小北極氷面積も減少した。{4.4}

1990年代に南極半島とアムンゼン棚氷で氷の薄化が起きた。支流氷河が加速し、2002年にはラーセンB棚氷の完全分離が起きた。{4.6}

北極圏では1980年代以来、永久凍土層の表面温度が最高3°C上昇した。北半球では1990年以来、季節凍土の最大面積が約7%減少した。ユーラシアでは20世紀半ば以来、季節凍土の最大深が約0.3m減少した。{4.7}

#### 重要な不確実性:

---

1960年以前に世界全体で収集された現場の雪データはない。衛星時代については、よく較正された雪水当量データがない。{4.2}

南極海氷の厚さのトレンドに関して結論を出すにはデータが不十分である。{4.4}

氷河質量消失の推定における不確実性は、限定的な世界貯蔵量データ、不完全な面積—体積関係、及び地理的対象範囲の不均衡から生じている。{4.5}

特に南極大陸の棚氷と氷床の質量収支推定値は、衛星高度計と重力測定によって検出された変化の較正と検証によって限定されている。{4.6}

基底の過程と棚氷の力学に関する知識が限定的であることから、氷流過程と氷床安定性に関する理解に大きな不確実性がある。{4.6}

### TS.6.2.3 海洋と海面水位

#### 確実な知見:

世界全体の海洋の温度(または貯熱量)は1955年以来上昇している。{5.2}

最近数十年にわたって、塩分に大規模な地域的に一貫したトレンドが観測されており、亜極地方では塩分が低下し、熱帯と亜熱帯の浅い部分で塩分が上昇している。これらのトレンドは、降水量の変化と、推定されている低緯度から高緯度への及び大西洋から太平洋への大気中の水の移動の増大に整合している。{5.2}

世界平均海面水位は20世紀中に上昇した。19世紀半ばと20世紀半ばの間に海面水位上昇の速度が増したことは確信度が高い。1993～2003年には、海面水位が1961～2003年よりも急速に上昇した。{5.5}

海洋の熱膨脹と、氷河と氷帽からの質量消失が、観測されている海面水位上昇に相当な寄与をした。{5.5}

1993年から2003年にかけて観測された海面水位上昇の速度は、熱膨脹と陸氷消失からの観測された寄与の合計と整合している。{5.5}

最近数十年にわたる海面水位変化の速度は、地理的に一様でない。{5.5}

1750年以来の人為起源二酸化炭素の取り込みの結果、表層海洋の酸性度は上昇している。{5.4, 7.3}

#### 重要な不確実性:

海洋サンプリングに限界があることは、地球全体の貯熱量、塩分及び海面水位変化の十年規模変動が中程度の確信度をもってしか評価できないことを意味する。{5.2, 5.5}

MOCのトレンドの観測結果は、確信度が低い。{Box 5.1}

1961～2003年の世界平均海面水位上昇は、熱膨脹と陸氷融解によって説明できるよりも大きいように見える。{5.5}

#### TS.6.2.4 古気候

##### 確実な知見:

---

約125,000年前の最後の間氷期の世界の海面水位は、主に極氷の後退のために、現在よりも4~6m高かった可能性が高い。{6.4}

過去の多数の突発的な気候変動は、大西洋海洋循環の変化と連動し、北半球全体の気候に広く影響を与えた可能性が非常に高い。{6.4}

少なくとも今後30,000年間、地球が自然に次の氷河時代に入る可能性は非常に低い。{6.4}

生物地球化学的及び生物地球物理学的フィードバックは、過去に気候変動を増幅したことがある。{6.4}

20世紀後半の北半球の平均気温は過去500年間のどの50年期よりも高かった可能性が非常に高く、また過去1300年間で最も温かい50年期であった可能性も高い。{6.6}

古気候記録は、いくつかの地域で、数十年以上続く干ばつが過去2000年間にわたって繰り返し起こったことを、高い確信度をもって示している。{6.6}

##### 主要な不確実性:

---

過去の突発的な気候変動の発生と進展のメカニズム及びそれに伴う気候しきい値は、よく理解されていない。これは気候モデルが現実的な突然の変化を再現する能力に対する信頼性を限定している。{6.4}

氷床が過去にどの程度後退したか、そのような変化の速度、及び関与する過程は、よく理解されていない。{6.4}

南半球と熱帯の過去数百年間を超える気候変動に関する知識は、古気候記録の欠如によって限定されている。{6.6}

千年間の北半球温度の再構築結果として利用可能なもの間に見られる振幅と変動の違いは、これらの差異と代替データ及び統計的較正方法の選択との関係と共に、さらに一致させる必要がある。{6.6}

過去20年間の気温についての代替データの広範なネットワークがないことは、このような代替データが急激な地球温暖化に対してどのように応答するかに関する理解と、他の環境変化の影響に関する理解を限定している。{6.6}

### TS.6.3 気候変動の理解と原因特定

#### 確実な知見:

温室効果ガスの放射強制力は、過去50年間に観測された地球温暖化のほとんどを引き起こした可能性が非常に高い。もし、エアロゾルその他の放射強制力による寒冷化効果で相殺されていなければ、過去半世紀間の温室効果ガスの放射強制力だけで観測されているよりも大きな温暖化を引き起こしていたであろう可能性が高い。{9.4}

過去半世紀間の地球温暖化パターンを外部強制力なしに説明できる可能性は極めて低く(<5%)、既知の自然の外部要因だけによる可能性は非常に低い。温暖化は海洋と大気の両方に起きており、自然の外部強制力要因が寒冷化を引き起こしていたであろう可能性が高い時期に起きた。{9.4, 9.7}

人為起源の放射強制力は、20世紀後半の海洋上部数百メートルに観測された全般的な昇温に寄与した可能性が高い。人為起源の放射強制力は、海洋の昇温による熱膨脹と氷河の質量消失を引き起し、20世紀後半の海面水位上昇に寄与した可能性が非常に高い。{9.5}

再構築された北半球の過去7世紀の十年規模気温変動のかなりの部分は、自然の外部強制力(火山噴火と太陽変動)が原因であった可能性が非常に高い。{9.3}

#### 重要な不確実性:

いくつかの気候変動現象の原因を人為起源の影響とすることの信頼性は、今のところ、放射強制力に関する不確実性と、フィードバック及び観測記録に関する不確実性によって限定されている。{9.4, 9.5}

大陸よりも小さいスケール及び50年よりも短い時間スケールでの原因特定は、小スケールでは気候の変動が大きいこと、外部強制力の小スケールでの詳細に関する不確実性、モデルによって再現された応答に関する不確実性、及び小スケールでの内部変動のシミュレーションに関する不確実性、さらには変動のモードとの関係に関する不確実性によって、限定されている。{9.4}

気温よりも降水量と地上気圧における強制された変化に関する理解の確信度が低い。{9.5}

いくつかの現象(例えば、ある種の極端現象)の原因特定の記述は、正式な検出や原因特定研究がないかまたは非常に少ないため、範囲が限定されている。{9.5}

極端現象に関する地球全体のデータセットが不完全なことと、分析とモデルの不確実性が、実行可能な極端現象検出研究の地域と種類をいまだに制限している。{9.4, 9.5}

理解が向上したにもかかわらず、モデルで再現された内部気候変動の不確実性が、原因特定研究のいくつかの側面を限定している。例えば、海洋貯熱量変動の推定値にはモデルと観測の間に明らかな不一致がある。{5.2, 9.5}

海洋貯熱量増加または氷河融解に対する人為起源放射強制力の寄与を定量化する研究がないことが、1961～2003年の海面水位収支の不均衡とあわせて、海面水位上昇に対する人為起源寄与の定量化における不確実性の一因となっている。{9.5}

## TS.6.4 将来の気候変動に関する予測

### TS.6.4.1 モデル評価

#### 確実な知見:

気候モデルは、よく確立された物理的原理に基づき、現在の気候の観測された特徴と過去の気候変動を再現することが実証されている。AOGCMが将来の気候変動、特に大陸スケール以上の変化について、信頼できる定量的な推定を提供することにはかなりの信頼性がある。これらの推定値の信頼性は、一部の気候変数(例えば気温)の方が他のもの(例えば降水量)よりも高い。{FAQ 8.1}

モデルの信頼性は以下のことによって向上した:

- ・気候変動の重要なモードと極端に高温及び低温の期間を含む、現在の気候の多数の側面のシミュレーションの改善;
- ・モデル解像度、計算方法及びパラメータ化の改善並びに過程の追加;
- ・観測された条件で初期化したときの数日から1年の時間スケールで予報するモデル能力のテストを含む、より包括的な診断テスト;及び
- ・共通の条件の下で実施されたモデル実験からの出力を収集し普及するための国際協調努力によって促進された、モデルの探究の強化とモデル挙動の診断的分析の拡大。{8.4}

#### 重要な不確実性:

シミュレーションを観測結果と比較して実現の可能性の高い気候予測の範囲を絞り込むのに使えるモデル尺度を開発し、実証するのはこれからである。{8.2}

ほとんどのモデルは相変わらず特に深海で気候ドリフトの制御が困難である。このドリフトは多くの海洋変数の変化を評価するときに考慮に入れなければならない。{8.2}

モデルによって、気候システムのさまざまなフィードバックの強度の推定値にかなりの相違がある。{8.6}

いくつかの変動モードのシミュレーションに問題が残っている。これは特に、マッデン-ジュリアン振動、反復性大気ブロッキング及び極端な降水について顕著である。{8.4}

ほとんどのモデルの南大洋のシミュレーションに、遷移気候応答の不確実性に関連した系統的なバイアスが見られる。{8.3}

気候モデルは、現在のコンピュータ資源で達成可能な空間解像度と、より広範なアンサンブルランの必要性と、いくつかの過程を追加する必要性によって、まだ限定されている。{8.1~8.5}

#### TS.6.4.2 平衡及び遷移気候感度

##### 確実な知見:

---

平衡気候感度は、複数の観測とモデルによる制約に基づき、2°Cから4.5°Cまでの範囲にある可能性が高く、最も可能性の高い値は約3°Cである。1.5°Cより下である可能性は非常に低い。{8.6, 9.6, Box 10.2}

遷移気候応答は平衡気候感度よりも良く制約されている。それは1°Cより上である可能性は非常に高く、3°Cより上である可能性は非常に低い。{10.5}

異なるモデル間に見られる平衡気候感度の差異の起源は、良く理解されている。雲のフィードバックが、平衡気候感度のモデル間差異の主な起源であり、下層雲が最大の寄与因子である。{8.6}

新たな観測とモデルによる証拠は、AOGCMに見られるものに匹敵する強さの複合水蒸気-気温減率フィードバックを強く支持している。{8.6}

##### 重要な不確実性:

---

地球全体の気候変動に対して雲がどのように応答するかについては大きな不確実性が残っている。{8.6}

### TS.6.4.3 地球規模の予測

#### 確実な知見:

仮に放射強制力要因の濃度が安定化されたとしても、さらに既定的な昇温と関連した気候変動が起きることが予想される。その主な理由は、海洋の諸過程に伴う時間差である。{10.7}

短期間の昇温予測は、シナリオ仮定やモデル感度の違いにほとんど影響されず、過去数十年の観測結果と整合する。ここで考慮したすべてのAOGCMについて1980～1999年を基準として2011～2030年について平均した複数モデル平均昇温は、三つの異なるSRES排出シナリオB1, A1B及びA2に対して0.64～0.69°Cという狭い範囲内にある。{10.3}

予測される昇温の地理的パターンは、北の高緯度の陸上で最大の昇温を示し、南の海洋と北大西洋では昇温が小さい。{10.3}

降水量の変化ははっきりとした大規模パターンを示す：降水量は、地球全体の水循環の全般的な強化の結果として、一般に熱帯の降水最大期に増加し、亜熱帯で減少し、高緯度で増加する。{10.3}

気候が温暖化するにつれて、積雪面積と海氷面積が減少し、氷河と氷帽が質量を失い、海面水位上昇に寄

与する。海氷面積は21世紀に北極と南極の両方で減少する。積雪面積の減少は正のフィードバックによって北極で加速し、融解深の広範な増加が凍土地域の多くで起きる。{10.3}

現在のシミュレーションに基づくと、大西洋海洋MOCは2100年までに弱まる可能性が非常に高い。しかし、MOCが21世紀の途中に大規模な突然の遷移を起こす可能性は非常に低い。{10.3}

熱波は、将来の温暖化した気候において、より頻繁に長く続くようになる。霜日数の減少は中-高緯度のほとんどすべてのところで起きると予測されており、生育期が長くなる。夏には中央大陸地域の乾燥化の傾向があり、これらの地域での干ばつの大きなリスクを示している。{10.3, FAQ 10.1}

将来の温暖化は地球システム(陸域及び海洋)の人為起源二酸化炭素吸収能力を下げる傾向があるだろう。その結果、温暖化した気候の下では、大気中に留まる人為起源二酸化炭素の割合が増える。このフィードバックのため、このようなフィードバックがない仮想的な場合と比較すると、大気中二酸化炭素をある水準で安定化するのに見合う累積排出を削減する必要がある。安定化シナリオが高いほど、気候変動の量が大きく、また必要な削減量も大きくなる。{7.3, 10.4}

#### 重要な不確実性:

21世紀末以後にMOCに大きな突然の変化が起きる可能性については、まだ信頼性をもって評価できない。低及び中排出シナリオで、大気中温室効果ガス濃度を2100年以降安定化させる場合、MOCは最初の減衰から1世紀から数世紀以内に回復する。強制力が十分強く長い場合は、MOCの恒久的な減少の可能性を排除できない。{10.7}

降水の極端現象のモデル予測は、振幅と地理的位置の範囲が、気温よりも大きい。{10.3, 11.1}

ENSOなどいくつかの気候変動の主要モードの応答は、まだモデルによって異なっている。これは現在の

状態の空間的及び時間的表現の差異に関連しているのかもしれない。{10.3}

気候変動に対する熱帯低気圧の多くのモデル応答の頑健性は、まだ典型的な気候モデルの解像度によって限定されている。{10.3}

いくつかの地球全体及び地域規模の気候変動を駆動する重要な過程の変化は、よく知られていない(例えば、ENSO、NAO、ブロッキング、MOC、地表面フィードバック、熱帯低気圧分布)。{11.2～11.9}

将来の炭素循環フィードバックの大きさは、まだよく決定されていない。{7.3, 10.4}



#### TS.6.4.4 海面水位

##### 確実な知見:

---

海面水位は、熱膨脹と陸氷の消失のために、21世紀に上昇を続けるだろう。海面水位上昇は、過去には地理的に一様でなく、将来も一様でないだろう。{10.6}

予測されている21世紀中の温室効果ガスの排出による昇温は、何世紀もの間、海面水位上昇に寄与し続けるだろう。{10.7}

仮に放射強制力が安定化されたとしても、熱膨脹と氷床からの質量消失による海面水位上昇は何世紀も何千年も続くだろう。{10.7}

##### 主要な不確実性:

---

海洋への氷の流出を増やすかもしれない南極氷床及びグリーンランド氷床の大きな急激な力学的変化に寄与する可能性のある主要な過程を扱っているモデルはまだ存在しない。{10.6}

地球全体の気候変動に対する氷床表面質量収支(融解と降水)の感度は、観測結果によってよく制約されておらず、モデルに大きな広がりがある。したがって、継続した場合にグリーンランド氷床の消失につながる地球温暖化の程度について大きな不確実性がある。{10.7}

#### TS.6.4.5 地域規模の予測

##### 確実な所見:

---

居住可能な大陸と多くの亜大陸の陸域について平均した気温は、今後50年の間に地球全体の平均よりも速い速度で上昇し、上昇量が自然の変動量を相当超える可能性が非常に高い。{10.3, 11.2～11.9}

降水量は大部分の極周辺及び極地域で増加する可能性が高い。増加は特に確実であると思われ、ヨーロッパ北部の大部分、カナダ、米国北西部及び北極では年間降水量に、アジア北部とチベット高原では冬の降水量に現れる可能性が非常に高い。{11.2～11.9}

降水量は、多くの亜熱帯地域、特に亜熱帯の極側の縁辺で減少する可能性が高い。これらの地域での減少は特に確実であると思われ、ヨーロッパとアフリカの地中海に面する地域では年間降水量に、オーストラリア南西部では冬の降雨量に現れる可能性が非常に高い。{11.2～11.9}

日降水量の極端現象は、多くの地域で増加する可能性が高い。これらの地域での増加は、ヨーロッパ北部、南アジア、東アジア、オーストラリア及びニュージーランドで起きる可能性が非常に高いと思われる。このリストは部分的に、既存の発表された研究における地理的対象範囲の不均一性を反映している。{11.2～11.9}

##### 主要な不確実性:

---

一部の地域では、地域の気候変動の重要な側面、特に極端な現象に関する研究が、非常に限定的である。{11.2～11.9}

大気-海洋大循環モデルによる、一部の主要地域(例えば、南米北部、オーストラリア北部及びサヘル)の地域降水量変化のシミュレーション結果が整合していない。{10.3, 11.2～11.9}

地形の影響で微細な空間スケールの気候が形成されている多くの地域では、気候変動がこれらのスケールでどのように表現されるかに関する情報が不十分である。{11.2～11.9}