

## 第 10 章 世界的な気候の予測

### 概要

この章で評価する将来の気候変化に関する結果は、大気海洋結合大循環モデル (AOGCM) や、中程度に複雑な地球システムモデル (EMIC) から、簡易気候モデル (SCM) にわたる一連のモデル階層を用いた研究に基づくものである。気候緩和策を含まないシナリオから理想化された長期シナリオにまで及ぶ、多様な排出シナリオから得られる、温室効果ガスや他の大気成分の濃度が、これらのモデルにおける強制力として用いられる。ここでは総じて、緩和策を含まない場合の将来の気候変化を地球全体から数百 km までのスケールで評価する。地域的及び局地的な気候変化に関するさらに詳細な評価は第 11 章において記述される。世界中のモデル研究グループによる前例のない共同作業により、今では、気候変化の予測は多数のモデルの平均に基づくものとなり、モデル間の違いを定量的に評価することが可能となり、場合によっては重要な気候システムの要素が変化する確率の推定が、専門家の判断を補完している。新たな研究結果は、第 3 次評価報告書で記述された研究結果を裏付けるものである。温室効果ガスの排出が現在の水準あるいはそれ以上で続けば、21 世紀の間に地球全体の気候システムにさらなる温暖化を起こす原因となり、多くの変化が引き起こされる。それが 20 世紀に観測された変化よりも大規模なものとなる可能性は非常に高くなる。

### 平均温度

この章で評価の対象としたすべてのモデルは、考慮した気候緩和策を含まないシナリオで考察の対象となったすべてのものについて、世界平均地上気温の上昇が 21 世紀中において継続することを予測している。この昇温は、主に温室効果ガスの人為的な濃度上昇によって引き起こされるもので、それに伴う放射強制力に比例した温暖化として説明される。緩和策を含まない三つの SRES シナリオ (B1, A1B, A2。いずれも人為起源の放射強制力のみを含む) から得られた濃度について、AOGCM 実験から得られた、21 世紀初めにおける世界平均地上気温上昇量をみると、同一シナリオについての多数のモデルの平均値はシナリオ間でよく一致している (1980~1999 年を基準とした 2011~2030 年のモデルの平均昇温量は  $+0.64^{\circ}\text{C}$  から  $+0.69^{\circ}\text{C}$  であり、その幅はわずか  $0.05^{\circ}\text{C}$ )。従って、この昇温率は仮定するシナリオの違い、あるいは、モデルの気候感度の違いにもほとんど影響されておらず、過去数十年間に観測された昇温率 (第 3 章を参照のこと) とも整合的である。これらの昇温率は、自然起源の放射強制力が変動する可能性 (例えば大規模な火山噴火) があるため多少変化するかもしれないが、21 世紀初めに予想される昇温率の約半分は既定的なものである。なお、ここで既定的なものとは、仮に大気中濃度が 2000 年の水

準で保持された場合にも生じるであろうことを意味している。（【訳注】第1作業部会報告書の「用語集」では、「既定的な気候変化」（Climate change commitment）を以下のように定義している：海洋の熱的慣性及び生物圏・雪氷圏及び地表面のゆっくりとした過程により、たとえ大気組成が現在の値で固定されたとしても、気候は変化し続けるだろう。大気組成の過去の変化により、既定的な気候変化が引き起こされ、それは放射平衡が崩れている限り、気候システムのすべての要素が新たな状態に調整されるまで継続する。大気組成を一定にした後に起こるさらなる温度変化を既定的な昇温と呼ぶ。既定的な気候変化には、水循環、極端現象、海面水位変化等、その他の将来変化も含む。）21世紀の半ば（2046～2065年）を対象とした、多数のモデルで平均した、世界平均地上気温上昇については、どのシナリオを選択したかが重要となる。その上昇量は、AOGCMによれば B1, A1B, A2 の各シナリオに対してそれぞれ +1.3°C, +1.8°C, +1.7°C である。これらの昇温量の約3分の1は、既定的な気候変化によりもたらされると予測される。21世紀末（2090～2099年）には、シナリオ間の違いが大きくなり、また、既定的な気候変化によりもたらされる昇温は約20%に過ぎない。

AOGCM、確率論的な手法、EMIC、AOGCMの応答に合うように調整された簡易モデル及び気候-炭素循環結合モデルによる予測に基づいた評価が示唆するところによると、緩和策を含まない単一のシナリオに対する将来の世界平均地上気温上昇量は、多数のAOGCMの平均値を基準として-40%から+60%の範囲に収まる可能性が高い。この範囲のうち高い方については不確実性が大きく、その一部は炭素循環のフィードバックに関する不確実性によるものである。1980～1999年を基準とした、2090～2099年の平均地上気温の昇温量に関する、多数のモデルの平均値とその不確実性の幅は、B1シナリオ：+1.8°C（1.1～2.9°C）、B2シナリオ：+2.4°C（1.4～3.8°C）、A1Bシナリオ：+2.8°C（1.7～4.4°C）、A1Tシナリオ：2.4°C（1.4～3.8°C）、A2シナリオ：+3.4°C（2.0～5.4°C）、A1FIシナリオ：+4.0°C（2.4～6.4°C）である。これらの幅の上限値や下限値を、第3次評価報告書に記された単一の幅（【訳注】1.4～5.8°C）と比較することは不適當である。なぜなら、第3次評価報告書における幅は、SRESシナリオ全体に対し、簡易気候モデルを利用して得られた値であったのに対し、ここでは、SRESの六つの例示シナリオを別々に、多くの異なる独立なモデルの結果を組み合わせることにより見積もった幅であるからである。さらに、第3次評価報告書とは異なり、ここでは炭素循環の不確実性が考慮に入れている。なお、これらの不確実性の幅は、人為起源の放射強制力のみを考慮して得られたものである。

予測された地上気温上昇量の地理的分布によると、陸上（地球全体の平均昇温量の2倍程度）及び北半球高緯度において最も昇温が大きく、南の大洋と北大西洋で小さい。この結果は、20世紀後半の観測結果と整合している（第3章参照）。東西平均した大気中の昇

温量のパターンは、熱帯対流圏上部において最大である一方、成層圏では全体にわたって降温するが、これは 21 世紀初めにおいて早くも顕著となっている。一方、東西平均した海洋中の昇温は、21 世紀初めに海面付近と北半球中緯度から始まり、21 世紀にわたって徐々に下向きに広がっていく。

利用可能な観測データによる制約（第 9 章にて評価）と、この章で気候変化予測のために用いられるモデルのシミュレーションによって得られた既知のフィードバックの強さを組み合わせることに基づいた専門家の評価によると、二酸化炭素倍増時の世界平均地上気温の平衡上昇量である「平衡気候感度」は 2~4.5°C の範囲内である可能性が高く、このうち最も可能性が高いのは約 3°C である。平衡気候感度が 1.5°C より高い値である可能性は非常に高い。データに限界があることに加え、基本的な物理的理由により、平衡気候感度が 4.5°C よりもずっと高い可能性も排除することはできないものの、2~4.5°C の範囲に比べ、値がそのように高くなると、観測結果や代替データとの整合性は総じて悪化する。「気候の漸増応答」（年 1%の増加率で二酸化炭素濃度を漸増させる実験における、二酸化炭素倍増時の世界平均地上気温上昇量）は、平衡気候感度に比べ、観測データによる制約をより良く適用できる。気候モデル実験によると、気候の漸増応答は 1°C よりも大きい可能性が非常に高く、3°C よりも大きい可能性は非常に低い。これらは地上の昇温に関する観測結果による制約とも整合している。

#### 気温に関する極端現象

将来の温暖化した気候において、熱波がより激しく、より頻繁に、より長続きするものになる可能性は非常に高い。将来の温暖化した気候では、寒波はかなり減少すると予測される。ほとんどの地域では、日最低気温は、日最高気温よりも急速に上昇すると予測され、このため気温の日較差は減少する。霜日数は中高緯度のほとんどの地域において減少し、また、植物の生長期間はそれと同程度長くなると予測される。

#### 平均降水量

現世代のモデルによる予測によると、将来の温暖化した気候において、地球規模の水循環は総じて強まり、その結果として、熱帯の降水極大域（モンスーン域など）及び特に熱帯太平洋において総じて降水量が増加し、亜熱帯地域では総じて減少、高緯度地域で増加する。地球平均の水蒸気量、蒸発量、降水量は増加すると予測される。

## 降水に関する極端現象及び干ばつ

特に、平均降水量が増加する熱帯と高緯度地域において、降水現象の強度は増加すると予測される。平均降水量が減少する地域（多くの亜熱帯と中緯度域）においても、降水の強度は増加するが、降雨現象の間隔は長くなると予測される。大陸の内部域では夏季に乾燥する傾向があり、これらの地域で干ばつの危険が増大することを示している。多くの熱帯と中高緯度地域において、平均降水量よりも、降水現象の極値の増加の方が顕著である。

## 雪氷

温暖化に伴い、積雪と海氷の面積は減少する。また、冬の降水量増加よりも夏の融解の方が優勢となるため、氷河と氷帽の質量は減少する。第3次評価報告書において前世代のモデルを用いた結果が記述されているが、これは海面水位上昇に寄与する。21世紀中に北極と南極の海氷がともに縮小すると予測されるが、モデル結果の間にはかなり大きい幅がある。北極では、海氷の減少が加速すると予測され、また、排出量の大きいA2シナリオでは、モデルによっては、21世紀後半に夏の海氷が完全に消滅すると予測しているものもある。来世紀にわたる温暖化に伴い、ほとんどの永久凍土地域において、融解深が大規模に増加することが予測される。

## 炭素循環

将来の気候変化により、地球システム（陸域と海洋）が人為起源の二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）を吸収する効率が低下するという点において、これまでの排出シナリオを与えた気候-炭素循環結合モデルによる実験結果は現時点ですべて一致している。温暖化に伴い吸収効率が低下する結果、人為起源の二酸化炭素のうち大気中に残存する割合が増加していくことになる。このような正のフィードバックのため、大気中の二酸化炭素濃度はさらに高くなり、排出シナリオA2の場合は、2100年までの二酸化炭素濃度上乗せ分は20~220 ppmと予測される。この計算で用いられた気候-炭素循環結合モデルによる、2100年の大気中二酸化炭素濃度は730~1020 ppmである。この値を標準的な値である836 ppm（炭素循環との相互作用を考慮しないBern炭素循環-気候モデルによってあらかじめ計算されたもの）との比較は、将来の炭素循環の変化による温暖化予測の不確実性の指標となる。大気中二酸化炭素濃度の安定化シナリオを考える際、気候-炭素循環の正のフィードバックが、陸域と海洋の二酸化炭素吸収を減らす効果を持つため、ある水準での濃度安定化を実現するには排出量をそれに応じてより低い水準に下げることが示唆される。安定化シナリオの濃度水準が高くなるほど、引き起こされる気候変化は大規模で、炭素循環への影響も大規模になり、そのゆえ、排出量もより大規模に引き下げる必要があることとなる。

る。

### 海洋の酸性化

大気中二酸化炭素濃度の増加は、直接、海洋表層の酸性化を引き起こす。多数の SRES シナリオに基づいた複数のモデルによると、pH は、工業化以前から現在までの 0.1 の低下に加えて、さらに 21 世紀中に 0.14~0.35 低下すると予測される。南極海の表層水は、二酸化炭素濃度が 600 ppm を超えると炭酸カルシウム (CaCO<sub>3</sub>) に対して不飽和になると予測される。ほとんどの SRES シナリオでは、この 600 ppm を超えるのは 21 世紀の後半である。低緯度域や深海にも影響が及ぶ。海洋の酸性化は、浅い海における炭酸塩沈殿物の溶解をもたらし、海洋石灰化生物への影響を及ぼす可能性もある。しかしながら、海洋の生物学的な炭素循環に与える正味の影響は良く分かっていない。

### 海面水位

現在 (1980~1999 年) と 21 世紀末 (2090~2099 年) の間に予測される海面水位上昇は、SRES の B1 シナリオ 0.18~0.38 m、B2 シナリオ 0.20~0.43 m、A1B シナリオ 0.21~0.48 m、A1T シナリオ 0.20~0.45 m、A2 シナリオ 0.23~0.51 m、A1FI シナリオ 0.26~0.59 m である。これらの数値は、AOGCM の計算結果に基づいた中位推定値と 5~95% の範囲であり、炭素循環のフィードバックに関する不確実性は考慮されていない。これらの範囲の中間点は、いずれのシナリオについても、第 3 次評価報告書における 2090~2099 年のモデル平均値の 10%以内に収まっている。また、これらの範囲は第 3 次評価報告書に示された範囲の幅よりも狭くなったが、それは海面上昇予測に関わる幾つかの不確実性についてより良い情報が得られたことが主な要因である。すべてのシナリオにおいて、21 世紀の平均海面上昇率が 1961~2003 年の平均海面上昇率 (年当たり 1.8±0.5 mm) を超える可能性は非常に高い。A1B シナリオの 2090~2099 年では、上昇率の中位推定値は年当たり 3.8 mm である。ある平均的なモデルでの海面水位上昇について、21 世紀半ばにおけるシナリオ間の幅はわずか 0.02 m で、21 世紀末までにはシナリオ間の幅は 0.15 m である。

熱膨張は、予測される海面水位上昇の最大の要因であり、すべてのシナリオについて中位推定値のうち 70~75%の寄与がある。氷河、氷帽、グリーンランド氷床も、海面水位上昇への正の寄与があると予測される。大循環モデルによる予測では、降雪が増加する一方、南極氷床では顕著な表面融解は起こらないため、南極氷床の質量は増加し、海面水位には負の寄与がある。グリーンランドの幾つかの流出氷河や、西南極の氷流において最近観測されているような氷の流出がさらに加速すれば、海面水位上昇への氷床からの寄与は顕著

に増大する可能性がある。例えば、もしこれらの過程に伴う氷の流出が、将来の（地球の気候変化の尺度として）世界平均地上気温の上昇に比例して増大すると仮定すれば、2090～2099年の海面水位の上限値は0.1～0.2mさらに上昇することになる。この例では、2090～2099年の南極氷床において増加した流出率は、南極での雪の蓄積率（A1Bシナリオの場合、近年に比べて5～10倍程度）とだいたい釣り合うことになる。このような効果に関する理解は進んでいないため、その可能性の大きさを評価したり、最良の推定値を提示することはできない。

21世紀の海面水位上昇は、地理的にかなり異なることが予測される。A1Bシナリオの場合、空間的な標準偏差のモデル間の中央値は0.08mである。予測された空間パターンの詳細はモデルによってそれほど似通っているわけではないが、南極海では平均海面水位上昇よりも低い、北極海では平均よりも高い、顕著な上昇域が南大西洋からインド洋にわたって細長く広がる、といった共通の特徴がある。

#### 熱帯太平洋の平均気候変化

多数モデルの平均によると、赤道域太平洋において、西部より中部・東部の方で大きな海面水温上昇、熱帯の大気循環の弱まり、平均的な降水の東向きへの移動を伴った「エルニーニョ的」と表現し得る平均気候状態への弱い変化が示されている。

#### エルニーニョ現象

将来、平均気候に変化があっても、エルニーニョ・南方振動（ENSO）の年々変動が継続することを、すべてのモデルが示しているが、その年々変動がどのように変わるのかについてはモデルにより異なる。第3次評価報告書で用いられたモデルより、エルニーニョ現象をずっとうまく再現する、現在の多数モデルによるさまざまな評価に基づいても、21世紀中のENSOの規模や頻度の変化予測に、識別可能な一貫した傾向は現時点では見いだされていない。

#### モンスーン

温暖化予測によると、北半球の夏には、アジアモンスーンの降水量増加（季節平均降水量の年々変動の増加を伴う）、西アフリカモンスーン南部の降水量増加、サヘル地方の降水の若干の減少が予測される。南半球の夏には、オーストラリアモンスーンの降水量が増加する。メキシコと中央アメリカにおけるモンスーンの降水量は減少すると予測されるが、それは、ウォーカー循環や局地的なハドレー循環の変化を通じ、東部赤道域太平洋におけ

る降水量の増加と関連している。しかしながら、一般にエーロゾル、特に炭素エーロゾルの影響の不確実性は、将来のモンスーン、とりわけアジアモンスーンに伴う降水の予測を複雑にしている。

### 海面気圧

海面気圧は、亜熱帯と中緯度域において上昇し、高緯度域で低下（21世紀末までに数hPa程度）すると予測される。それは、ハドレー循環が極向きに伸びて弱まること、低気圧経路（ストームトラック）が緯度にして数度、極向きに移動する結果、北極と南極の高緯度域において低気圧性の循環パターンが強まることと関連している。これらのことから、北半球環状モード（NAM）、それと密接に関連した北大西洋振動（NAO）及び南半球環状モード（SAM）は正の変化傾向を示すと予測される。NAOについては、モデル間でかなりのばらつきがあるが、SAMの大きさが増加する度合いは、モデル間で総じて一貫している。

### 熱帯低気圧（ハリケーン、台風）

領域を限定した高分解能モデル及び全球モデル（格子間隔は100kmから9km）を用いた結果によると、将来の熱帯低気圧に関して、ピーク時の風速は増大するとともに、解析が行われた研究では、中心付近の降水が顕著に増加する可能性が高い。熱帯低気圧の発生頻度に関して論文発表された最新のモデル研究によれば、熱帯低気圧の総発生数は減少するとの結果が得られている。ただし、これらの予測及びほとんどの海域において最も強い熱帯低気圧の出現数は増加するが、比較的弱い熱帯低気圧の発生数が減少するという予測についての信頼度は強度の予測と比べると低い。

### 温帯低気圧

モデル予測によると、半球ごとに平均した中緯度の低気圧の数は少なくなることが示されており、それは、特に南半球で顕著な、低気圧経路の極向きの移動と関連するものである。また、極向きに移った低気圧の中心気圧は深まると予測される。風速が強まるため、低気圧周辺での極端に高い波も激しくなる。

### 大西洋の深層循環

現世代のモデルによると、大西洋の深層循環（MOC）は、21世紀のうちに弱まる可能性が非常に高い。2080～2099年の平均MOCについて、多数モデルの予測は、ほとんど

ど変化のないものから 50%以上弱まるものまで幅広いが、それらを平均すると 25%弱まるという結果であった。ほとんどのモデルで MOC が弱まるにもかかわらず、温室効果ガス増大による放射の影響がずっと大きいため、北大西洋やヨーロッパの周辺でも温暖化が起こると予測される。ここで考慮した三つの SRES シナリオのもとで実行された、ほとんどのモデルで MOC は弱くなるが、2100 年までに MOC が停止することを示すモデルは皆無であった。また、2100 年までに、地球温暖化に伴って大西洋で MOC が平均的に強くなることを示すモデルもなかった。21 世紀中に MOC が大規模で急激な遷移を示す可能性は非常に低い。それ以降の、MOC の大規模で急激な遷移の起こりやすさを評価するのは、現時点では時期尚早である。排出量の低いシナリオ (B1) と中程度のシナリオ (A1B) で、2100 年以降は大気中温室効果ガス濃度を一定に保つという実験では、一度弱まった MOC が 2100 年以降の数世紀以内に回復するという結果となったモデルがある。他のモデルでは、MOC の弱まりが持続した。

#### 放射強制力

第 4 次評価報告書で用いられている AOGCM のうち、20 のモデルに含まれる放射伝達コードを用いて、長寿命温室効果ガスによる放射強制力を計算した結果が、基準となるライン・バイ・ライン (LBL) 型の複数のモデルによる計算結果との間で比較された。1860～2000 年の期間、対流圏界面での放射強制力に関して、AOGCM の放射伝達コードによる結果の平均は、LBL モデルの結果の平均と、誤差  $0.1 \text{ W/m}^2$  以内で合っていた。しかし、1860 年時点の二酸化炭素濃度を倍増させたときの長波放射の強制力には、AOGCM の放射伝達コードの間で 25%の幅があった。A1B シナリオの 2100 年時点のすべての温室効果ガスによる長波放射の強制力には、AOGCM のシミュレーションの間に、相対値で 47%の幅があった。この結果は、この章で論じられる気候感度や気候応答の AOGCM 間の違いは、部分的に、放射過程の定式化や扱い方の違いによるものかもしれないことを意味している。

#### 既定的な気候変化 (気温と海面水位)

多数の AOGCM による既定的な気候変化に関する実験 (20 世紀に起因する既定的な変化としては 2000 年時点の濃度を、B1 シナリオと A1B シナリオに起因する既定的な変化としては 2100 年時点の濃度を、それぞれ 100 年間保つ) の結果によれば、温室効果ガス濃度を安定化した場合でもさらに  $0.5^\circ\text{C}$  の温暖化が起こるのであろう。しかし、「既定的な気候変化」と、今後半世紀において「避けられない気候変化」とを混同すべきではない。放射強制力を即座に安定化することはできないことから、「避けられない気候変化」の方がより大きなものとなるであろう。非常に長い期間においては、放射強制力を現在よりも低くすることは可能であるため、既定的な気候変化の実験よりも気候変化を小規模に抑えるこ



とが可能であるというのはいちばんいい。上記の既定的な昇温のほとんどは、濃度安定化の直後の数十年間に起こり、それ以降の昇温率は次第に低下していく。温室効果ガス濃度を安定化させた時点に比べ、その 100 年後の世界平均降水量はさらに 1~2%程度増加する。

A1B シナリオの 2100 年時点で濃度を安定化させた場合、熱膨張による 22 世紀中の海面水位上昇は 21 世紀と同程度となり、2300 年までに現在より（1980~1999 年に比べ）0.3~0.8 m 高い水準となるであろう。モデルの不確実性が大きいので、この水位上昇の範囲は、異なる濃度水準に安定化させた場合のものとはかなり重なっているが、ここで A1B シナリオを取り上げたのは、ほとんどのモデルの結果がこのシナリオに対して得られているためである。熱膨張による海面水位の上昇率は徐々に低下しつつ、何百年にもわたって上昇が持続し、最終的には現在と比べ、世界的には、昇温 1°C 当たり 0.2~0.6 m 高い水位に達するであろう。高温が持続すると、一部の氷河は高地において存続するかもしれないが、ほとんどの氷河は数百年間に消失し得る。

もし温室効果ガス濃度を減少させることができれば、地球規模の気温は 10 年以内に低下を始めるであろうが、熱膨張による海面水位上昇は、少なくとも 22 世紀にも続くであろう。炭素循環モデルを結合した EMIC によると、2100 年に排出量をゼロまで減らした場合、気候が安定化するまでに千年のオーダーの期間が必要である。この EMIC の予測は、西暦 3000 年に、気温上昇について 1.1~3.7°C、熱膨張による海面水位上昇について 0.23~1.05 m の範囲となり、工業化以前の値よりもかなり高い水準にとどまると予測される。

グリーンランド氷床からの、2100 年以降の海面水位上昇への寄与は、A1B シナリオの 2100 年時点で濃度を安定化させた場合、当初は 100 年当たり 0.03~0.21 m となると予測される。現在のモデルには含まれていない力学過程が、近年観測されているのと同様の氷流の加速をもたらすならば、この寄与はさらに大きなものとなるであろう。もし十分に温暖な気候が数千年続けば、グリーンランド氷床は大規模に消失し、山岳に氷河を残すのみとなり、約 7 m の海面水位上昇をもたらすであろう。氷流が加速するならば、このような消失はさらに急速に引き起こされるであろう。モデルにより、このような消失が生じるのに必要な地球規模の昇温は、工業化以前を基準として 1.9~4.6°C の範囲であることが示唆される。もし後から気温を低下させたとしても、このような氷床の大規模な縮小は元に戻らない可能性がある。

南極氷床については、十分に低温であるため広範囲の表面融解は起こらず、降雪が増加するために氷の質量が増加すると予測される。棚氷の底や表面で融解が起こることにより棚氷が弱くなり、氷床から海へ向かう流出量が増加することがあれば、氷の質量が減少す

る可能性はある。現在のモデルによると、今後数百年間の海面水位上昇への寄与は負の値になると予測されるが、氷の流出の加速が主要な要因となり、正の寄与がもたらされる可能性はある。これに関連する氷流の過程についての理解は限られているため、将来の長期的な氷床の変化や海面水位変化への寄与に関して、現状では一致した見解はない。

## よくある質問と回答

### FAQ10.1： 地球の気候が変化すると、熱波、干ばつ、洪水といった極端な現象は変化すると考えられるのか？

その通りである。地球の気候が変化すると、極端な現象の種類、出現頻度、強度が変化すると考えられる。このような変化は、平均気候の変化が比較的小規模であっても起こる可能性がある。熱波と大雨の出現頻度及び強度の増大など、幾つかの種類の極端な現象についてはすでに変化が観測されている (FAQ3.3 参照)。

将来の温暖化した気候では、熱波がより厳しく、より頻繁に、より持続期間の長いものとなる危険性が増大する。2003年に発生したヨーロッパの熱波は、極端な高温が数日～1週間以上持続する例であり、将来の温暖化した気候ではこのような熱波がより一般的なものとなる可能性が高い。極端な気温に関連して、ほとんどの地域で気温の日較差が減少する可能性が高い。将来の温暖化した気候では、霜日数（夜間の最低気温が氷点下となる日数）が減少する可能性も高い。霜日数に関係して、気候の温暖化に伴い、植物の生長期間は長くなると予測される。北半球のほとんどの地域では、冬季の寒波（極端な低温が数日～1週間以上持続すること）の出現頻度は減少する可能性が高い。北米西部、北大西洋、ヨーロッパ南部及びアジアは例外で、大気循環の変化に伴い極端な低温の出現頻度はほとんど減少しない可能性がある。

ほとんどの AOGCM による予測では、将来の温暖化した気候において、北半球のほとんどの中・高緯度地域で、夏はより乾燥し、冬はより湿潤になる。夏の乾燥は、干ばつの危険性の増大を意味する。乾燥化の危険と同時に、温暖化すると、大気には含み得る水蒸気量がより大きくなるため、強い降水や洪水の可能性も増大する。このような傾向はすでに観測されており、今後も続く予測される。それは、温暖化した世界では、降水は集中してより激しくなるとともに、その間のほとんど降水のない期間が長くなる傾向があるためである。このため、長びく比較的乾燥した期間の合間に激しい豪雨が散在することになるだろう。このような変化の別の側面として、平均降水量が増加する地域では極端な降水現象がより強くなり、平均降水量が減少する地域では極端な乾燥化がより強くなることが予測されている。

強い降水という極端な現象が増えるという上記の結果に加え、たとえ、将来の気候での極端な嵐に伴う風速が現在とあまり変わらないとしても、それに伴う降水強度は増加するだろう。特に北半球の陸上では、ヨーロッパ中部・北部の大部分で、冬季の降水量が非常に多くなる可能性が高まると予測される。これは嵐に伴う強い降水現象が増えることによるもので、雨や雪が強まって流出量も増加することにより、ヨーロッパやその他の中緯度地域で洪水が起こる可能性が増加することを示唆している。夏の降水についても同様な結果が得られており、アジアモンスーン地域やその他の熱帯地域で洪水が増えることを示唆している。将来の温暖化した気候では、多くの大河川流域で洪水の危険性が増大するが、それは嵐に伴う、強い降水現象と洪水の危険性の増大に伴い、河川流量が増加することに関係している。このような変化の一部は、すでに進行中の変化傾向を延長したものとなるであろう。

モデル研究により、将来の熱帯低気圧がより激しいものとなり、それに伴う風速と降水が強くなる可能性が明らかになっている。また、このような変化がすでに進行している可能性を示唆する研究があり、そのような研究では、過去 30 年間にカテゴリ 4 と 5 のハリケーンの年平均出現数が増加してきたことが示されている。幾つかのモデル研究では、温暖化した気候において熱帯対流圏の安定度が高まるため、世界的な熱帯低気圧発生数が減少すると予測されている。その予測の特徴は、熱帯低気圧のうち、弱いものが減少し、強いものが増加するという特徴がある。多くのモデル研究では、熱帯以外の低気圧について、数は少なくなるがより激しくなるという全般的な傾向が予測されている。そのような予測では、低気圧の強化に伴い、より激しい風、海上ではより高い波が出現する傾向が予測される地域がある。モデルによると、両半球で、低気圧の経路が、緯度にして数度、極向きに移動することも予測されている。

#### FAQ10.2： 氷床の消失、地球規模の海洋循環の変化といった、大規模または急激な気候変化が起こる可能性はどの程度か？

現在利用可能なモデル予測によれば、西南極氷床の崩壊、グリーンランド氷床の急速な消失、海洋大循環の大規模な変化といった急激な気候変化が、21 世紀中に起こる可能性は高くないと考えられている。しかし、気候システムの攪乱が進むにつれて、このような変化が起こる可能性は増大している。

グリーンランドの氷床コア、北大西洋などの海底堆積物などの、多くの古気候記録の物理的、化学的、生物学的な分析により、局地的な温度・風系・水循環がわずかに数年間で急速に変化する場合があることが明らかになっている。世界の異なる場所での記録を比較すると、半球から地球規模の広がりを持った大規模な変化が過去にあったことが分かる。こ

これらのことから、過去の気候は、急激な変化を起こす不安定なものであったということが考えられる。従って、大気中の温室効果ガス濃度の上昇が続けば、気候システムの急激な変化を誘発するのに十分な強い攪乱要因となり得るとということが重大な関心事となる。このような気候システムへの干渉は、大規模で世界的な影響を引き起こす可能性があるため、危険なものと考えられる。

このような変化の例について論ずる前に、「急激」及び「大規模」という用語を定義しておくことは有用である。「急激 (abrupt)」とは、変化が、その原因となっている強制力に比べてずっと急速に起こる、言い換えれば、応答が非線形であることことを意味する。「大規模 (major)」な気候変化とは、現在の自然変動の幅を超える大きさで、空間的な広がり数千 km から地球規模の変化を意味する。局地的あるいは地域的スケールでは、自然要因の気候変動の性質として、急激な変化は普通である。ここでは、「極端な現象」と呼ぶ方が適当な、個別的に発生する短寿命の現象ではなく、急速に発達し、数年から数十年持続する大規模な変化について考える。この項目の主題である、より大規模で、より長期にわたる現象とは対照的な、局地的・地域的な影響をもたらす急激な変化の具体的な例としては、1970年代半ばの東太平洋における海面水温の変化や、1980年代半ば以降のラブラドル海の、表面から水深 1000m までの塩分低下があげられる。

人々から広く関心を持たれている、メキシコ湾流の崩壊や停止の可能性がその一例である。メキシコ湾流は、風によって駆動され、大西洋北西部を流れる、基本的には水平に流れる海流である。メキシコ湾流の北端部は、グリーンランド海ーノルウェー海ーアイスランド海における深層水の形成につながり、これらの海域とその周辺の陸域へ大量の熱を供給している。海洋大循環の安定した性質にも関わらず、メキシコ湾流北端部は、この海域の表層水の密度変化に大きな影響を受けている。この海流は、大西洋西岸に沿って形成された海盆規模の深層循環 (MOC) の北端となっている。気候モデルの一致した結果によると、もし北大西洋表層において、温度上昇または塩分濃度低下のために海水の密度が小さくなれば、深層循環が弱くなり、それに伴いこの海域へ運ばれる熱も小さくなる。塩分濃度の大きな低下が持続すれば、すべての気候モデルで、深層循環のさらなる弱まり、または完全な停止が起こり得ると予測されている。遠い過去には、このような変化が実際に起こった。

現在の問題は、次第に大きくなっている人間活動が大気に及ぼす影響が、上記のような深層循環の変化を引き起こすのに十分な強さの攪乱要因となるのかどうか、という点である。大気中の温室効果ガスが増加すると、地球は温暖化し、水循環は強まる。水循環が強化すると、降雨量の増加により、河川から北大西洋に流入する淡水が増加し、北大西洋表層の塩分濃度が低下する。温暖化によって陸氷が融解して、さらなる淡水が供給され、表

層水の塩分はさらに低下する。これら両方の効果が表層水の密度低下をもたらし、21世紀中に深層循環が弱まるだろう（深層循環を駆動するためには、表層水が沈降するほど密度が大きくなければならない）。深層循環の弱まりは温暖化と歩調を揃えて進行すると予測されており、現在のモデルで、21世紀中に深層循環の急激な（非線形な）弱まりや完全な停止を予測するものはない。このような深層循環の弱まりについてのモデル予測には、21世紀末までにほとんど変化がないという予測から50%以上弱くなるという予測まで、まだ大きな幅がある。このモデル間の予測の幅は、モデルで再現されている大気と海洋のフィードバックの強さに違いがあるためである。

深層循環の長期的な動向についても不確実性がある。気候が安定化すれば深層循環は回復すると予測するモデルが多いが、幾つかのモデルでは、放射強制力が十分に強く、長く続いた場合に超えてしまうような深層循環の限界が存在する。このようなモデルのシミュレーション結果では、気候が安定化しても深層循環が徐々に弱まり続ける。現時点では、このようなことが起こる可能性を定量的に示すことは不可能だが、仮にこのような事態が起こったとしても、深層循環が弱まることによる冷却効果よりも、温室効果ガス増加による放射強制力の影響が大きく上回るために、ヨーロッパでは昇温が続くだろう。深層循環の停止により氷河期が始まることを示唆する破滅的なシナリオは単なる憶測であり、そのような結末を予測する気候モデルはない。実際のところ、氷河期に至る過程は十分理解されており、それは上で述べたものとはまったく異なるため、このシナリオは確信を持って否定することができる。

深層循環の長期的な変化には関わりなく、温暖化とそれに伴う塩分低下により、ラブラドル海で形成される深層水・中層水の量が今後数十年間にわたって著しく減少する点で、モデルシミュレーション結果は一致している。これは北大西洋中層水の性質を変化させ、いずれは深層海洋にも影響を及ぼす。このような変化の長期的な影響は分かっていない。

急激な気候変化として広く議論されているもう一つの例は、グリーンランド氷床や西南極氷床の急速な崩壊である。モデルシミュレーション及び観測データにより、北半球高緯度の温暖化がグリーンランド氷床の融解を加速しており、水循環の強化による降雪量の増加によってこの融解量を相殺することはできないことが示されている。その結果、グリーンランド氷床は今後数世紀で大きく縮小するかもしれない。さらに、その温度を超えるとグリーンランド氷床が完全な消滅に向かうという限界温度が存在し、21世紀中にはその限界値を超えることを示唆する研究がある。しかし、世界平均海面水位を約7m上昇させるほどの大きさを持つグリーンランド氷床全体が融解するのはゆるやかな過程であり、完全に融解するまでには多くの世紀を経ることになるだろう。

崩壊する棚氷の上流側に位置する氷流についての最近の人工衛星観測と現場観測により、氷床システムの急速な反応に関心が持たれている。これは、西南極氷床全体の安定性に新たな懸念をもたらすもので、この氷床が崩壊すると 5~6m のさらなる海面上昇を引き起こすことになるだろう。これらの氷流は、その前面の棚氷によって支えられているようだが、西南極氷床の比較的狭い地域で、このような支えが減少または消滅することが、多くの氷流の大規模な流出、さらには西南極氷床全体の不安定化を引き起こす引き金となるのか、現時点では分かっていない。氷河の底や氷床周囲の海洋との複雑な相互作用を含む、このような小スケールの力学過程は、氷床モデルでの取り扱いがようやく始まったところである。そのため、現世代の氷床モデルでは、このような現象が起こる可能性やその時期についての定量的な情報は得られていない。

### FAQ10.3： 温室効果ガスの排出量を削減すると、その大気中濃度はどのくらいの速度で低下するか？

温室効果ガスの排出削減に応じた大気中濃度の変化は、それぞれのガスを大気から除去する化学的・物理的過程に依存する。温室効果ガスの中には、排出削減とほぼ同時に大気中濃度が減少するものがある一方、排出量を削減しても大気中濃度が数百年にわたって増加を続けるものもある。

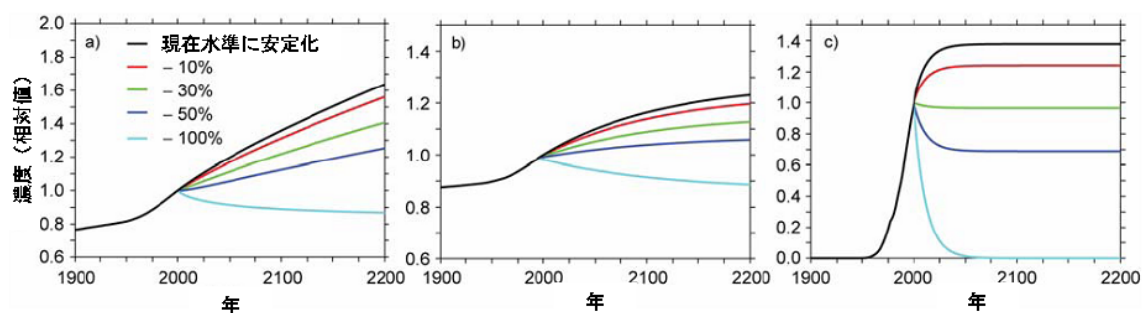
温室効果ガスの大気中濃度は、そのガスが大気中に排出される速度と大気からの除去過程の速度との兼ね合いに左右される。例えば二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) は、大気-海洋間のガス交換、化学的過程 (例：風化)、生物学的過程 (例：光合成) などにより、大気・海洋・陸の間で交換されている。排出された二酸化炭素のうち、現在では半分以上が百年以内に大気から除去されるが、ある割合 (約 20%) については、何千年にもわたって大気中に残る。たとえ二酸化炭素排出量を現在の水準からかなり削減したとしても、除去過程がゆるやかであるため、大気中の二酸化炭素濃度は長期的に上昇を続けるだろう。メタン (CH<sub>4</sub>) は、大気中の化学過程によって除去され、一酸化二窒素 (N<sub>2</sub>O) と一部のハロカーボン、高層大気において太陽放射によって壊される。これらの過程の時間スケールは、数年から数千年とそれぞれ異なるが、その尺度となるのが大気中のガスの寿命である。ガスの寿命は、偏差が減少して、初期の量の 37% になるまでの時間として定義される。メタン、一酸化二窒素及び冷媒である HCFC-22 のような微量気体については、かなり適切に寿命を定めることができる (メタンは約 12 年、一酸化二窒素は約 110 年、HCFC-22 は約 12 年) が、二酸化炭素については寿命を定義することができない。

いずれの微量気体についても、濃度変化は、ある程度、そのガスの排出量が時間的にどのように経過するかによって決まる。もし排出量が時間とともに増加すると、大気中での

ガスの寿命にかかわらず、大気中濃度も時間とともに増加する。しかし、もし排出削減の活動が行われた場合は、そのガスの濃度変化は、排出量だけではなく除去過程の相対的な変化に依存する。ここでは、異なるガスの寿命と除去過程に応じた、排出減少時の濃度変化について説明する。

例として、FAQ10.3 図 1 は、3 種類の微量気体について、例示的な排出量の変化に応じて将来の濃度がどのようになると予測されるか（ここでは排出量を瞬間的に変化させた際の応答を表している）を示したものである。ここでは、特定の寿命を持たない二酸化炭素、寿命が百年程度の長期間の微量気体（例：一酸化二窒素）、寿命が十年程度の短期間の微量気体（メタン、HCFC-22 または他のハロカーボンなど）について考察する。それぞれのガスについて、将来の排出量の例示的なケースを五種類示す。すなわち、排出量を現在の水準で安定化するケース、排出量を直ちに 10%、30%、50%、100%それぞれ削減するケースである。

二酸化炭素のふるまい（FAQ10.3 図 1a）は、寿命が定義・特定されている微量気体とはまったく異なっている。二酸化炭素排出量を現在の水準に安定化した場合、21 世紀及びそれ以降も大気中の濃度は増加し続けるが、一方、寿命が 100 年程度（FAQ10.3 図 1b）または 10 年程度（FAQ10.3 図 1c）のガスの排出量を現在の水準に安定化した場合は、それぞれ 200 年程度、20 年程度の期間内に、大気中濃度が現在よりも高い水準で安定化する。大気中の二酸化炭素濃度を最終的に一定水準に安定化することができるのは、実際のところ、二酸化炭素の排出をほぼ完全に止めてしまうケースのみである。それ以外の、二



FAQ10.3 図 1

- a) シミュレーションによる大気中二酸化炭素濃度の変化。現在の水準に対する比として示す。排出量の条件は、現在の水準に安定化したもの（黒）、及び、現在より 10%（赤）、30%（緑）、50%（濃い青）、100%（薄い青）それぞれ低下させた水準で安定化したもの。
- b) 同上。ただし、寿命 120 年の微量気体についてのもので、自然起源及び人為起源のフラックスを考慮。
- c) 同上。ただし、寿命 12 年の微量気体についてのもので、人為起源のフラックスのみを考慮。

酸化炭素排出量を中程度に削減するケースではすべて、気候システムにおける炭素循環にかかわる特徴的な交換過程のため、二酸化炭素濃度は増加する。

より具体的に述べると、現在の二酸化炭素排出速度は除去速度を大きく上回っており、除去速度が遅くて不十分であるため、排出量を小幅または中程度に削減しても、二酸化炭素濃度は安定化せず、数十年にわたって濃度上昇率が小さくなるに過ぎないであろう。二酸化炭素排出量の 10%削減により濃度上昇率の 10%減少が、同様に二酸化炭素排出量の 30%削減により濃度上昇率の 30%減少がそれぞれ期待される。二酸化炭素排出量を 50%削減した場合は、大気中の二酸化炭素濃度は安定化するが、それは十年未満の期間に過ぎず、その後は、良く知られた化学的・生物学的な調整過程によって陸域と海洋での吸収量が低下するため、大気中の二酸化炭素濃度は再び上昇するようになると考えられる。二酸化炭素の排出を完全に止めると、大気中の二酸化炭素濃度は 21 世紀中に約 40 ppm ゆるやかに低下すると見積もられる。

寿命が定義・特定される微量気体については、状況はまったく異なる。寿命が百年程度の微量気体（例：一酸化二窒素）の例では、大気中濃度を現在の水準に近い値で安定化するためには 50%以上の排出削減が必要である（FAQ10.3 図 1b）。一定量の排出を続けた場合、数百年のうちに大気中濃度が安定化する。

例示した寿命が短いガスのケースでは、現在は、排出された量の 70%程度が除去されている。その場合、排出量の削減が 30%未満では、大気中濃度は、短期的には上昇が続くが、二酸化炭素と対照的に 20 年程度で濃度が安定化する（FAQ10.3 図 1c）。安定化したときのこのようなガスの濃度水準の低下量は、排出削減量に比例する。この例については、この微量気体の濃度を現在よりも低い水準で有意に安定化させるためには、30%超の排出削減が必要になるだろう。寿命が 10 年程度の微量気体の排出を完全に止めた場合、濃度は、100 年未満で工業化以前の水準に戻るだろう。