

第 12 章 長期的気候変動: 予測、不可避性、不可逆性

概要

本章は、21 世紀末及びそれ以降の気候変動についての長期予測を評価する。これらの予測では強制によって現れるシグナルはシナリオに依存し、概して気候システムの内部変動よりも大きい。特に明記しない限り、変化は 1986～2005 年の基準期間との比較として表されている。

シナリオ、アンサンブル、不確実性

第 5 期結合モデル相互比較計画(CMIP5)は、予測の土台となるかつてない水準の情報を提示している。例えば、より完全な強制力の表現を伴う新しい地球システムモデル、新しい代表的濃度経路(RCP)シナリオ、分析に利用可能なより多くの出力データが含まれる。CMIP5 に用いられる 4 つの RCP シナリオから導き出される 2100 年の合計放射強制力(RF)の範囲は、第 4 次評価報告書で用いた 3 つの「排出シナリオに関する特別報告書」(SRES)シナリオ(B1、A1B、A2)で推定された範囲よりも幅が広がっており、RCP2.6 シナリオは SRES B1 シナリオよりも 2100 年までに 2 Wm^{-2} 近く低い値となっている。将来のエロゾル強制力の大きさは RCP シナリオのほうに急速に減少し、21 世紀中に SRES シナリオより低い値に達する。二酸化炭素(CO₂)は、21 世紀中は全 RCP シナリオにおいて人為起源強制力の合計の約 80～90%を占める。濃度駆動の CMIP5 予測の 2100 年におけるアンサンブル平均した合計有効放射強制力は、1850 年頃と比較して RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 各シナリオについてそれぞれ 2.2、3.8、4.8、7.6 Wm^{-2} となっており、相応する統合評価モデル(IAM)に基づく推定値(2.4、4.0、5.2、8.0 Wm^{-2})に近い。{12.2.1、12.3、表 12.1、図 12.1、図 12.2、図 12.3、図 12.4}

新しい実験や研究では、長期予測における不確実性のより完全かつ厳密な特徴付けを目指して引き続き取り組んでいるが、不確実性の大きさは第 4 次評価報告書から大きくは変わっていない。CMIP3^[訳注 1]に基づく予測と CMIP5 に基づく予測の間には、変化の大規模パターンと大きさの両方について全般的に整合性がある。世界気温予測の差異の原因は、大部分がシナリオの変更に起因する。予測におけるモデルの一致度と確信度は、変数と空間・時間平均の仕方に依存する。過渡実験における変化の大規模な地理的パターンが安定的であることは定着しており、CMIP5 モデルでも確認されることから、この種の実験で、異なる時期とシナリオにわたる変化を近

似するパターンスケーリングの妥当性が示される。強い緩和策を前提としたシナリオや、局所的な強制力(エロゾルなど)が重要で時間変化するシナリオ、及び平均気温・降水量以外の変数にパターンスケーリングを応用するときには、限界がある。{12.2.2、12.2.3、12.4.2、12.4.9、図 12.10、図 12.39、図 12.40、図 12.41}

気温変化の予測

温室効果ガス(GHG)排出量が衰えることなく続く場合には、世界平均地上気温は 21 世紀を通じて上昇し続けるだろう。濃度駆動の RCP シナリオの仮定に基づけば、1986～2005 年と比較した 2081～2100 年の世界平均地上気温は、CMIP5 モデルの 5～95%の範囲、0.3°C～1.7°C (RCP2.6)、1.1°C～2.6°C (RCP4.5)、1.4°C～3.1°C (RCP6.0)、2.6°C～4.8°C (RCP8.5)に収まる可能性が高い¹。2081～2100 年の期間で平均した世界平均地上気温は、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 の各シナリオでは 1850～1900 年よりも 1.5°C を超えて上昇する可能性が高く(高い確信度)、RCP6.0 シナリオと RCP8.5 シナリオでは 1850～1900 年よりも 2°C を超えて上昇する可能性が高く(高い確信度)、RCP4.5 シナリオでは 2°C を超えて上昇する可能性がどちらかと言えばある(中程度の確信度)と予測されている。RCP2.6 シナリオでは気温変化が 2°C を超える可能性は低い(中程度の確信度)。RCP8.5 シナリオを除く全ての RCP シナリオにおいて 2081～2100 年までに昇温が 4°C を超える可能性は低い(高い確信度)。RCP8.5 シナリオについては、可能性はどちらも同程度となっている(中程度の確信度)。{12.4.1、表 12.2、表 12.3、図 12.5、図 12.8}

気温の変化はどの地域でも均一ということにはならないだろう。21 世紀末には、陸域について世界平均した変化が海洋についての変化を 1.4～1.7 倍の範囲で上回る可能性が高く、その確信度は非常に高い²。大西洋子午面循環が大きく弱まらなければ、北極域は最も昇温すると予測されている(非常に高い確信度)。南極域では、深い海洋混合、海洋熱吸収、南極氷床の持続により、北極域のような極域増幅はみられない。北大西洋と南大洋^[訳注 2]においては、予測される地域的な地上気温の上昇は全てのシナリオで最小限になっている。一つのモデルは北半球の広い部分で 2081～2100 年に目立った気温低下を示し、少数のモデルは北大西洋において局所的にわずかな気温低下を示している。大気の帯状平均温度は、特に上部対流圏と北半球高緯度域を中心に、対流圏全体で上昇を示し、成層圏で低下を示している。{12.4.2、

¹ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99～100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90～100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66～100%、「どちらか同程度」: 発生確率が 33～66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0～33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0～10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0～1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95～100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50～100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0～5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

² 本報告書では、利用できる証拠を記述するために、「限られた」、「中程度の」、「確実な」を見解の一致度を記述するために、「低い」、「中程度の」、「高い」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

12.4.3、表 12.2、図 12.9、図 12.10、図 12.11、図 12.12}

ほとんどの場所において、世界平均気温が上昇するのに伴い、極端な高温現象が増えて極端な低温現象が減少することは**ほぼ確実**である。日々及び季節の両方の時間スケールにおいて、極端と定義される現象についてこうした変化が見込まれている。極端な高温現象の頻度、継続時間、大きさは、熱ストレスとともに増加が見込まれているが、たまに起こる冬季の極端な低温現象は引き続き発生するだろう。低温現象の 20 年再現値は、ほとんどの地域で冬季平均気温を上回る率で上昇し、最大の変化は高緯度における低温の再現値に現れることが予測される。高温現象の 20 年再現値は、ほとんどの地域で夏季平均気温の上昇率と同程度かそれより大きな率で上昇すると予測される。RCP8.5 シナリオでは、ほとんどの陸上地域において 21 世紀末までに現在の 20 年に 1 度の高温現象がより頻繁に現れるようになり(頻度は少なくとも倍増するが、多くの地域では 1~2 年に 1 度の現象になる)、現在の 20 年に 1 度の低温現象は非常にまれになる**可能性が高い**。{12.4.3、図 12.13、図 12.14}

大気循環の変化

世界の気温が上昇するにつれ、海面気圧は高緯度域で低下し、中緯度域で上昇することが予測される。熱帯域では、ハドレー循環とウォーカー循環は弱まる**可能性が高い**。RCP8.5 シナリオでは、21 世紀末の時点で中緯度域ジェット気流が両半球とも極方向へ約 1~2 度移動する**可能性が高く(中程度の確信度)**、北半球の方がその移動は緩やかである。南半球夏季には、南半球における成層圏オゾン回復の付加的影響が南半球での温室効果ガスに起因する変化と対立するが、正味の応答はモデルやシナリオによって大きなばらつきがある。北半球の低気圧経路の変化の予測には、特に北大西洋海域で、かなりの不確実性が残されているため、その**確信度は低い**。ハドレーセルは拡大する**可能性が高く**、このことはつまり、熱帯域が広がり、亜熱帯乾燥帯が極方向に拡大することを意味する。成層圏では、ブリューワー・ドブソン循環が強まる**可能性が高い**。{12.4.4、図 12.18、図 12.19、図 12.20}

水循環の変化

長期的には、世界平均地上気温の上昇とともに世界平均降水量が増加することは**ほぼ確実**である。世界平均降水量の増加は、大気中の水蒸気の増加よりも 1°C 当たりの増加率が小さいだろう。RCP2.6 以外のシナリオでは、世界平均降水量は 1°C 当たり 1~3% 増加する**可能性が高い**。RCP2.6 シナリオの場合、21 世紀末における CMIP5 モデルの感度範囲は 1°C 当たり 0.5~4% である。{12.4.1、図 12.6、図 12.7}

温暖化した世界における平均降水量の変化は、かなりの空間的変動を示すことになる。増加する地域もあれば減少する地域もあり、さらには全くこれといった変化のない地域もある。乾燥地域と湿潤地域との年平均降水量の差異、及び雨季と乾季の間の差異は、気温の上昇

に伴って世界の大部分で増大することの**確信度は高い**。一般的な変化のパターンを見ると、高緯度陸域においては、RCP8.5 シナリオの場合、より高温となる対流圏の比湿の増加と熱帯からの水蒸気の輸送の増加により、今世紀末までに降水量は増加する**可能性が高い**。RCP8.5 シナリオにおいては、今世紀末までに中緯度及び亜熱帯の多くの乾燥・半乾燥地域では降水量が減る**可能性が高く**、多くの湿潤な中緯度地域では降水量が増える**可能性が高い**。世界的に、短期間の降水現象については、気温の上昇に伴い、個々の低気圧の強度が増し、弱い低気圧の数が減る**可能性が高い**。中緯度陸域の大部分と湿潤な熱帯地域では、世界が温暖化すれば極端な降水現象が強度と頻度ともに増す**可能性が非常に高い**だろう。年最大日降水量増加の 20 年再現値の世界平均感度は、局所的昇温 1°C 当たり 4% (CMIP3 モデル平均値) から局所的昇温 1°C 当たり 5.3% (CMIP5 モデル平均値) までの範囲になっているが、地域的には幅広い変動がある。{12.4.5、図 12.10、図 12.22、図 12.26、図 12.27}

年間地表面蒸発量は、海洋の大部分において世界平均地上気温の上昇につれて増加することが予測され、陸域では降水量と似たパターンに従って変化することが予測されている。RCP8.5 シナリオでは、年間流出量は 21 世紀末までに南ヨーロッパの一部、中東、アフリカ南部において減少する**可能性が高い**。RCP8.5 シナリオにおいて、北半球高緯度域では、年間流出量は冬季と春季の降水量の大幅な増加に対応して 21 世紀末までに増加する**可能性が高い**。RCP8.5 シナリオでは、21 世紀末までに、現在乾燥している地域において、地域規模から地球規模で予測されている土壌水分の減少と農業干ばつのリスクの増加が生じる**可能性が高く**、予測の**確信度は中程度**である。蒸発量の減少が目立つ地域には、アフリカ南部と地中海沿いのアフリカ北西部が含まれる。地中海、米国南西部、アフリカ南部地域における土壌水分の減少は、予測されているハドレー循環の変化及び地上気温の上昇と整合していることから、RCP8.5 シナリオにおいては、21 世紀末までに世界気温の上昇につれてこれらの地域で地表面の乾燥化が生じる**可能性が高く**、その**確信度は高い**。地表面の湿潤化が予測されている地域では、20 年の時間スケールにおける自然変動よりも変化は一般に小さい。{12.4.5、図 12.23、図 12.24、図 12.25}

雪氷圏の変化

21 世紀中には、世界平均地上気温の上昇に伴い、北極域の海氷面積が一年を通して縮小し薄くなり続ける**可能性が非常に高い**。同時にまた、南極域では海氷面積と体積の減少が見込まれるが、**確信度は低い**。CMIP5 マルチモデルアンサンブルに基づく、1986~2005 年と比較した 2081~2100 年における北極域の海氷面積の予測平均減少率は、2 月では RCP2.6 シナリオの 8% から RCP8.5 シナリオの 34%、9 月では RCP2.6 シナリオの 43% から RCP8.5 シナリオの 94% までの範囲となっている(中程度の確信度)。北極域の海氷面積について、その気候学的な平均状態と 1979 年から 2012 年の変化傾向を現実にかなり近く再現したモデルによる評価では、

RCP8.5 シナリオにおいて今世紀半ばまでに 9 月の北極海で海水がほとんど存在しない状態(海水面積が少なくとも 5 年連続で 1×10^6 km² 未満)となる可能性が高い(中程度の確信度)。一部の気候予測では、5~10 年の期間に夏季の北極域の海水が急減(最近 10 年間に観測された減少よりもさらに急激に)することを示しており、そのような急速な氷の減少の事例が将来現れる可能性は高い。全球気候モデルにおいては、北極海が越年氷で覆われている状態から季節的に氷のない状態に遷移する中で、そこを超えると海水の減少が止められなくなり不可逆になるという転換点(又は臨界値)があることを示す証拠はほとんどない。南極域においては、CMIP5 マルチモデル平均では 1986~2005 年と比較した 2081~2100 年の海水面積減少率として 2 月が RCP2.6 シナリオの 16%から RCP8.5 シナリオの 67%、9 月が RCP2.6 シナリオの 8%から RCP8.5 シナリオの 30%までの範囲を予測している。ただし、モデル間に大きな開きがあることと、衛星時代に観測された南極域の海水面積の平均年周期、年々変動、全体的な増加を、利用可能なほぼ全てのモデルが再現できていないことから、上記の予測値の確信度は低い。{12.4.6、12.5.5、図 12.28、図 12.29、図 12.30、図 12.31}

今後 100 年にわたり世界平均地上気温の上昇に伴い、北半球の積雪面積が減少する可能性は非常に高い。世界平均地上気温の上昇とともに、永久凍土面積が減少することはほぼ確実である。降水量と積雪の消耗の変化(これらは増減が逆になることがある)の結果、積雪面積が変化する。21 世紀末までの北半球の春季の積雪面積の予測は、7%の減少(RCP2.6)から 25%の減少(RCP8.5)まで幅広いが、パターンはモデル間でかなり一致している。永久凍土について予測される変化は温度上昇への応答だけでなく、その下の土壌を制御している積雪面積の変化に対する応答もある。21 世紀末までに、(モデルで)診断される地表付近の永久凍土面積は 37%(RCP2.6)から 81%(RCP8.5)の間で減少することが予測される(中程度の確信度)。{12.4.6、図 12.32、図 12.33}

海洋の変化

世界の海洋は全ての RCP シナリオにおいて温暖化するだろう。亜熱帯域と熱帯域の海面において、最も強い海洋の昇温が予測されている。より深い部分では、南大洋で最も顕著な昇温が予測されている。海洋の昇温の最良推定値は、21 世紀末までに、表層 100 m で約 0.6°C(RCP2.6)~2.0°C(RCP8.5)、水深約 1 km で約 0.3°C(RCP2.6)~0.6°C(RCP8.5)となっている。RCP4.5 シナリオにおいては、21 世紀末までに、海洋に吸収されるエネルギーの半分が水深 700 m 以浅、85%が水深 2000 m 以浅において取り込まれる。この表層から深層への熱輸送は時間スケールが長いため、温室効果ガス排出量が減少するか又は濃度が一定に保たれたとしても、海洋の昇温は数世紀にわたり続くだろう。{12.4.7、12.5.2~12.5.4、図 12.12}

21 世紀の間に大西洋子午面循環(AMOC)が弱まる可能性は非常に高いが、21 世紀中に AMOC が突然の遷移又は停止する可能性は非常に低い。CMIP5 による弱化的最良推定値と範囲は、RCP2.6 シナリオで 11%(1~24%)、RCP8.5 シナリオで 34%(12~54%)である。21 世紀より先になると AMOC の変化に対する評価の確信度は低い。{12.4.7、図 12.35}

炭素循環

RCP8.5 シナリオの二酸化炭素濃度ではなく、RCP8.5 シナリオの二酸化炭素排出量を強制力とした場合、炭素循環の相互作用を含んだ CMIP5 の 11 個の地球システムモデルによるシミュレーションは、平均で、2100 年までに大気中の二酸化炭素濃度が(濃度シナリオに比べて) 50 ppm(最小値と最大値の幅は -140~+210 ppm)大きくなり、世界地上気温の上昇が 0.2°C(最小値と最大値の幅は -0.4~+0.9°C)大きくなる。{12.4.8、図 12.36、図 12.37}

長期気候変動、不可避性、不可逆性

放射強制力が安定化されると、数世紀から数千年後によりやく地球の温度が平衡に到達する。RCP8.5 延長シナリオで想定するように温室効果ガス排出が 2100 年以降も続く場合、2300 年までに 12 Wm^{-2} を超える合計放射強制力がもたらされる。RCP2.6 シナリオのように 2100 年以降の排出が持続する場合には、2300 年までに合計放射強制力は 2 Wm^{-2} を下回る。1986~2005 年と比較した 2281~2300 年における昇温は、RCP2.6 シナリオで 0.0°C~1.2°C、RCP8.5 シナリオで 3.0°C~12.6°C と予測される(中程度の確信度)。急速な強制力の増加に対して温暖化が遅れて生じるのとほぼ同様に、放射強制力が減少した後の寒冷化も遅れて生じる。{12.5.1、図 12.43、図 12.44}

気候変動の大部分は、正味の人為起源二酸化炭素排出量が継続して大きな負の値とならない限り、人間の時間スケールで多くの場合不可逆である。二酸化炭素だけを駆動要因とするシナリオの場合、排出の完全停止後何世紀もの間、世界平均気温はほぼ一定を保つと予測される。二酸化炭素による不可避的な気温上昇は、エーロゾル排出を急激に停止することの効果(これは温暖化の原因となる)によって強化されるかもしれない。対照的に、短寿命温室効果ガスの排出停止は、寒冷化に寄与するだろう。{12.5.3、12.5.4、図 12.44、図 12.45、図 12.46、FAQ 12.3}

平衡気候感度と過渡的気候応答

観測された気候変動、気候モデル、フィードバック分析、並びに古気候の証拠に基づく平衡気候感度(ECS)の推定値によれば、ECS の範囲は高い確信度により 1.5°C~4.5°C である可能性が高く、1°C未満である可能性は極めて低く(高い確信度)、6°Cを上回る可能性は非常に低い(中程度の確信度)。観測された気候変動と気候モデルに基づく、過渡的気候応答(TCR)の範囲は 1°C

~2.5°Cである**可能性が高く**、3°Cを上回る**可能性は極めて低い**。{Box 12.2 図 1、図 2}

気候の安定化

長期的昇温の主要な駆動要因は二酸化炭素の総排出量であり、この二つの数量はほぼ比例関係にある。**1000 PgC^[訳注 3] 当たりの世界平均地上気温の上昇量 (累積炭素排出量に対する過渡的気候応答 (TCRE)) は、気温がピークに達する時までの累積排出量が約 2000 PgC 未満の場合に 1000 PgC 当たり 0.8°C~2.5°C である可能性が高い。**人為起源の二酸化炭素排出のみによって生じる昇温を 1861~1880 年に比べて**高い可能性**で 2°C未満に抑えるには、全ての人為的発生源からの二酸化炭素の総排出量について、前述期間以降の累積収支を約 1000 PgC に抑える必要がある。この収支の約半分 [445~585 PgC] は 2011 年までに既に排出された。予測されている二酸化炭素以外の強制力の温暖化効果、永久凍土又はメタンハイドレートから放出される可能性がある温室効果ガス、あるいは気温が 2°C未満にとどまる可能性をより高くする必要性を考慮すると、これらは全て収支がより小さくなることを示唆する。{12.5.4、図 12.45、図 12.46、Box 12.2}

気候のいくつかの側面は、気温が安定化されても変化し続けるだろう。植生の変化に関連する過程、氷床の変化、深海の昇温とそれに伴う海面水位上昇、そして例えば海洋と氷床を結びつけるような潜在的フィードバックは、それぞれ固有の長い時間スケールを持っており、地球の気温が安定化されてから数百年から数千年後に大きな変化がもたらされているかもしれない。{12.5.2~12.5.4}

急激な変化

気候システムの構成要素や現象の中には、**急激な変化や非線形の変化を見せる可能性があるものもあり、いくつかは過去に現れたことが知られている。**例を挙げると、AMOC、北極域の海氷、グリーンランド氷床、アマゾン森林、モンスーン循環がある。一部の現象については生じ得る結果に関する情報があるが、一般には**確信度は低く**、21 世紀にそうした現象が現れる可能性についての合意はほとんどない。{12.5.5、表 12.4}

【訳注 1】 第 3 期結合モデル相互比較計画

【訳注 2】 原文では“the Southern Ocean”。南極海(“the Antarctic Ocean”)とも呼ばれる。

【訳注 3】 1 PgC = 1 GtC(炭素換算で 1 ギガトン=10 億トン=1000 兆グラム)。二酸化炭素換算では 36 億 6700 万トンに相当する。