

10. ゼロ排出安定化の概念に基づくCO₂排出削減の道筋

筒井 純一^{1*}

¹ 電力中央研究所 環境科学研究所 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子 1646)

*E-mail: tsutsui@criepi.denken.or.jp

気候安定化の新しい概念として、ゼロ排出を前提とした大気CO₂濃度の安定化と、その概念に基づく現実的なCO₂排出削減の道筋が検討されている。本論文では、このゼロ排出安定化について解説し、土木分野に関連する適応策における含意を述べる。ゼロ排出安定化は、近い将来の排出増加を許容しつつ、長期的な気候変化リスクを軽減することにつながり、排出削減の道筋を柔軟に検討するための基盤となる。ただし、21世紀中の温度上昇は相対的に大きくなるため、リスク管理も含めた適応策の役割が重要となる。適応策の検討では、不確実性を含む気候予測情報を総合的な観点から効果的に利用する仕組みが必要となる。例えば、日本域の大雨の変化を全球平均の温度上昇の関数として整理することにより、緩和策と適応策を整合的に検討するための基盤情報となる。

Key Words: CO₂ emissions, greenhouse gas, sea level rise, adaptation, extreme precipitation

1. 緒言

国連の気候変動枠組条約(UNFCCC)では、大気中の温室効果ガス(GHG)の濃度を安定化することが目標とされる。この安定化について、従来は、GHG濃度を2100年頃に目標レベルとする前提で、CO₂等の排出削減経路が議論されてきた。これに対し、2100年以降も長期にわたり自然のCO₂吸収が続くことに注目して、近い将来(2020年頃まで)の排出増加を許容しつつ、長期的な気候変化リスクを軽減する、新しいゼロ排出安定化の考え方が提唱された^{1,2)}。ゼロ排出というのは、CO₂の排出量を海洋や陸域生態系による自然の吸収量より十分低いレベルまで落すことを意味する。完全にゼロとなると、気候系に注入された人為起源のCO₂が一定となり、大気、海洋、陸域生態系に含まれるCO₂が、累積排出量で決まるそれぞれの平衡値に向かって推移する。この排出ゼロの下で平衡に向かう過程を安定化と考える。

本論文では、ゼロ排出安定化に基づく現実的なCO₂排出削減の道筋を紹介し、土木分野に関連する適応策における含意を述べる。特に、日本域の大雨の変化に注目して、土木分野の適応策の検討に必要な気候予測情報の扱い方を提案する。ゼロ排出安定化は、簡易気候モデルSEEPLUS³⁾で検討されており、本論文でもその結果を示す。また、本シンポジウムの別の論文⁴⁾で、本格的な地球システムモデルとの比較を議論する。

2. 気候安定化の考え方

(1) CO₂排出量と温度上昇の関係

気候安定化は、気候科学と社会経済の要素がからむ複雑な問題である。安定化目標となるGHG濃度レベルや温度上昇の限界値については、様々な価値判断が関わってくる。ここでは、価値判断には言及せず、最近のUNFCCCの締約国会合などでしばしば言及される数値として、2℃目標を前提とする。これは、工業化前(1750年頃)を基準とする全球平均の温度上昇(以下、単に温度上昇)を2℃以下とする目標である。

大気中のCO₂やその他のGHG、および各種のエアロゾルといった気候変化要因は、その全体の放射的な外力(放射強制力)に等価なCO₂濃度に換算して評価することができる。CO₂濃度の増加による放射強制力は、近似的に濃度の対数に比例することから、図-1に示す濃度、放射強制力、温度上昇の関係が得られる。この図では、CO₂濃度(下横軸)に対する放射強制力(左縦軸)、およびそれに比例する温度上昇(右縦軸)が、濃度の対数関数によって近似されている。この関数は、IPCC第3作業部会(WG III)の2007年の第4次評価報告書(AR4)⁵⁾に含まれる図(IPCC WG III AR4 Figure SPM.8)にも使われている。温度上昇は、濃度一定の下で数百年以上が経過した平衡時の値である。平衡温度に達するまでに時間がかかるのは、海洋の熱容量が大きく、深層への熱輸送が長期間続くことによる。

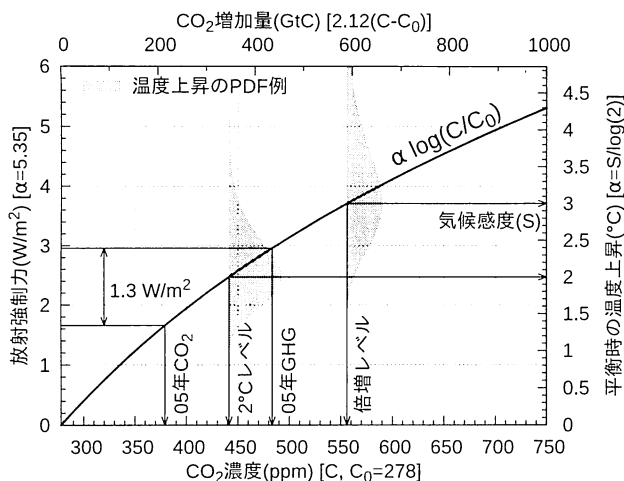


図-1 大気CO₂濃度、放射強制力、および温度上昇の関係

大気中のCO₂濃度の変化は、人為起源の排出量と自然の吸収量のバランスによって決まる。1 ppmの濃度増は、大気中に蓄積される炭素が2.12 GtC増加することに相当する⁶⁾ (CO₂の重量はその3.7倍)。図-1の上横軸には、濃度に対応する大気中のCO₂増加量をGtC単位で示している。排出されたCO₂が大気に残留する割合がわかれば、濃度レベルに対応する累積排出量が決まる。IPCC第1作業部会(WG I)のAR4⁶⁾では、2005年時点での大気残留率は45%程度と推定されている。ただし、この値は時間とともに変化し、濃度レベルや温度などの環境にも依存する。

温度上昇と放射強制力の比は気候感度パラメータと呼ばれ、特に、濃度倍増時の温度上昇は気候感度と呼ばれる。気候感度は3℃程度とされるが、不確実性が大きく、AR4の段階では2℃から4.5℃の範囲が可能性が高い(66%超の確率)と評価された。図の右縦軸の目盛は、気候感度を3℃とした場合の温度上昇を表し、代表的な濃度レベルについて、気候感度の不確実性をイメージする温度上昇の確率密度の例(AR4の評価と比べて若干幅が狭い)を示している。図中の矢印で示されるように、2℃目標に対応する濃度は440 ppmとなる。

AR4では、CO₂以外の気候変化要因のうち、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類などのGHGの放射強制力が、2005年時点で1.3 W/m²と評価された。これを含めたCO₂等価濃度は、図に示されるように480 ppm程度であり、既に2℃目標のレベルを超えている。実際には、1.3 W/m²の大部分を打ち消すエアロゾルによる負の放射強制力があるため、現在のところ等価濃度は低く抑えられている。ただし、エアロゾルの放射強制力は不確実性が大きい。将来は、化石燃料の使用量が減少し、大気質改善のインセンティブもはたらいて、寒冷化に寄与する硫酸エアロゾルの排出が減少すると見込まれる。したがって、潜在的には等価濃度は高いレベルにあると

言える。

最近の研究では、21世紀中の温度上昇のピーク値がCO₂排出量の累積値によってほぼ決まることが議論されている^{7,8,9,10)}。この関係は、簡略化された気候モデルを用いた確率論的な評価に基づく。特に、2℃抑制の場合は、削減の道筋にはよらず、累積排出量を1000 GtC以下とすることが目安とされている⁷⁾。

このような累積排出量の目標値には、気候感度やCO₂以外の放射強制力に加え、CO₂の大気残留率、および平衡時昇温のうちどの程度の割合が実現するかが関係する。AR4の情報に基づき、21世紀中の典型的な値として、大気残留率は4割程度、平衡時昇温に対する割合は7割程度と見込まれる。この場合、例えば、気候感度3℃、累積排出量900 GtC、非CO₂の放射強制力0.8 W/m²の組み合わせで、図-1に示される関係に基づき、温度上昇が2℃程度となる。確率論的な評価では、これらの不確実要因が、気候モデルのパラメータ摂動などによって考慮される。

長期的には(1000年以上の規模では)、大気残留率は2割程度まで減少し¹¹⁾、温度上昇は平衡時の値に近づいていく。これらは海洋によるCO₂と熱の吸収のはたきによる。したがって、CO₂排出量が十分に削減されピーク昇温に達した後は、温度はほぼ一定ないし減少傾向となる。

(2) 濃度安定化とゼロ排出安定化

UNFCCCの目標はGHG(CO₂等価)濃度を安定化することである。前項で述べたように、海洋による自然のCO₂吸収が長期間続くため、CO₂に限れば、濃度一定ということは、自然の吸収量とバランスする排出量が長期間続くことを意味する。この状況は、例えば、安定化レベル450 ppmの場合、図-2(a)に示す気候モデル計算の結果から確認できる。この計算では、450 ppmに向かって単調に増加する濃度変化経路を設定し、それを満たす排出経路を西暦3000年まで求めている。21世紀中の排出量は520 GtC程度(2000年までは410 GtC)であり、濃度がほぼ一定となる22世紀以降は、自然の吸収量とバランスする1 GtC/y程度の排出が徐々に減少しながら継続する。

図には、濃度変化に対応する温度上昇と海水の熱膨張による海面上昇も示している。気候感度は3℃の設定である。濃度一定の下で、温度は緩やかな上昇が続き、3000年頃には450 ppmに対応する平衡時の値(2.1℃)に近づく。一方海面水位は、21世紀頃とそれほど変わらない速度で上昇が続き、平衡に達するにはさらに時間がかかると見込まれる。実際には、グリーンランドなどの氷床融解の効果も加わり、上昇量はさらに大きく、また加速する懸念もある。

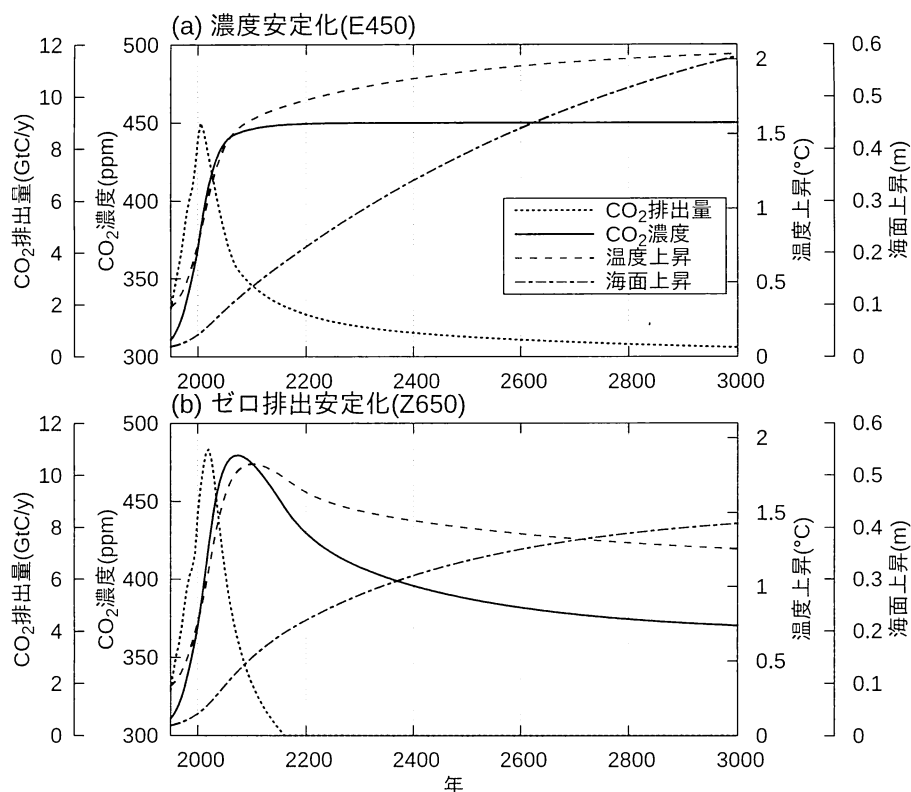


図-2 濃度安定化とゼロ排出安定化におけるCO₂ 排出量，CO₂ 濃度（非CO₂ 要因なし），温度上昇，および海面上昇（海水の熱膨張のみ）の長期的な変化傾向（文献 1 Figure 3 を基に作成）

このような濃度安定化の解釈は、従来の気候安定化の概念で暗に前提とされていたが、自然の吸収とバランスする排出を長期間続けることに必然性はない。むしろ、自然吸収のレベルまで排出を削減できるとすれば、さらに削減を進めて濃度を低下させる可能性も期待できる。この可能性に着目し、濃度低下に伴う気候復元（上昇した温度を下げることを）を目指すのがゼロ排出安定化である。ただし、数千年の時間規模では、人為起源CO₂の大気残留率は2割程度に留まるため、気候を完全に工業化前の状態に戻すことはできない。

図-2(b)にゼロ排出安定化の試算結果を示す。この計算では、21世紀中に650 GtC、2160年にゼロとする排出経路を設定している（以下、Z650と表記）。得られた濃度経路は、2075年の480 ppmをピークに減少し、3000年時点では370 ppmとなる。温度も濃度に追随するように減少する。熱膨張による海面上昇は継続するが、その上昇傾向は、濃度安定化と比べると緩やかになる。

ゼロ排出安定化の利点は、同じ温度制約の場合に、濃度安定化と比べて、21世紀中により多くのCO₂排出が許容されることにある。この利点は、温度目標に対応する濃度レベルを一時的に超過しても、温度上昇は平衡時の7割程度に留まること、および排出をゼロ（海洋のCO₂吸収より十分低いレベル）にすることで、濃度が長期的に低下することによる。

非CO₂の放射強制力を0.65 W/m²（2000年のゼロから2075年にかけて滑らかに増加）と仮定し、2 °C制約の観点から、濃度安定化とゼロ排出安定化を比較した結果を図-3に示す。Z650の場合は、非CO₂の強制力を含めると、温度上昇のピークは2 °Cを越える。ただし、濃度低下に伴い、温度上昇は23世紀半ばくらいから2 °Cを下回るようになる。累積排出量で決まる平衡時の状態は、CO₂等価濃度が412 ppm、温度上昇が1.7 °Cである。Z650の排出経路から2 °C制約を満たすように全体的に削減すると、21世紀中の排出量は520 GtCとなる（図中のZ520と表記された経路）。Z650と同様、濃度と温度はともに減少し、平衡時は397 ppmと1.5 °Cである。

2 °C抑制に対応する濃度安定化として、RCP2.6に準拠する経路を用いると、温度は2180年に1.8 °C程度まで上昇し、その後一旦減少した後、22世紀後半から平衡値に向かって再び上昇する。ここで、RCP2.6は、IPCC第5次評価報告書に向けて用意された、RCP (Representative Concentration Pathway) と呼ばれる気候計算用の4通りの入力条件¹²⁾のうちの一つである。RCP2.6は、目標濃度を一時的に超過するオーバーシュート型の濃度変化経路で、放射強制力2.6 W/m²に対応する450 ppm程度が目標濃度（非CO₂含む等価濃度）であり、平衡時昇温は2.1 °Cとなる。なお、RCPは2100年までの入力条件であるが、ここでは、濃度安定化の概念にしたがって延

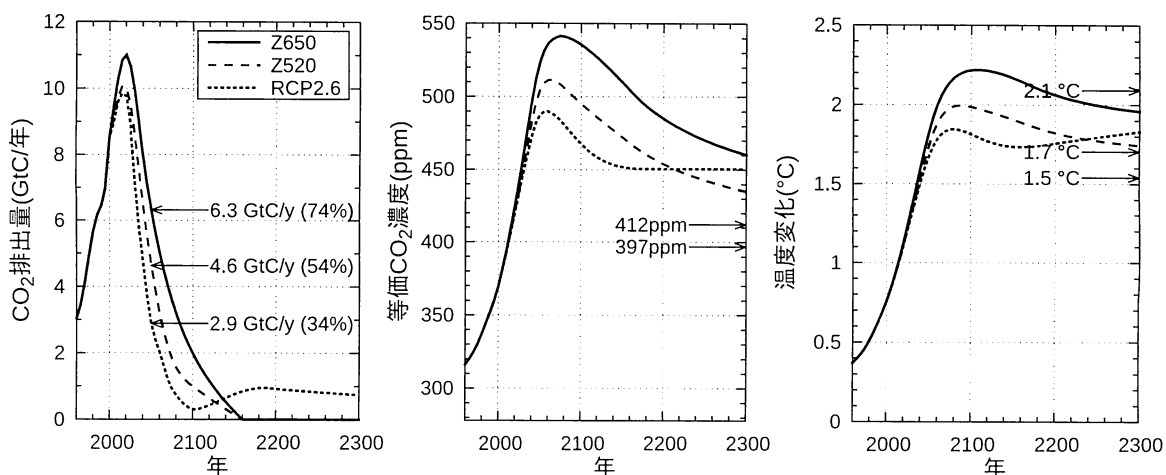


図-3 2種類のゼロ排出安定化(Z520, Z650)とRCP2.6に準拠する濃度安定化の比較 (図中の矢印で示される数値については本文参照)

長している。

2050年の排出量に注目すると、2000年比でZ520が54%、RCP2.6が34%であり、RCP2.6はZ520と比べてより多くの削減が必要となる。前述のように、RCP2.6で温度上昇が2℃に近づくのは数百年後である。すなわち、濃度安定化の概念では、数百年以上先の遠い将来の温度目標達成のために、21世紀の近い将来に厳しい排出削減を課すことになる。

気候系に深刻な質的变化をもたらす要因の中には、グリーンランド氷床融解のようなゆっくりした変化もある。グリーンランド氷床融解は、温度上昇の限界値を越えて深刻な変化が生じるまでに300年以上と推定されている¹³⁾。したがって、Z650のように、2℃の温度制約を一時的に超過しても、長期的により低い温度で安定化できれば、氷床融解による深刻な影響は避けられる。このように、気候安定化の道筋を柔軟に考えることで、21世紀中の排出削減が大幅に緩和される可能性が出てくる。Z650の場合、2050年の排出量は2000年比74%である。

一連の計算は、特定の条件での簡略化された気候モデルによるもので、2050年の排出量などの数値には不確実性がある。しかしながら、ここで示された濃度安定化とゼロ排出安定化の本質的な違いは、計算条件や気候モデルには依存しない。

3. ゼロ排出安定化の含意

(1) 適応策の役割

近年のCO₂排出の増加傾向や途上国の経済発展を考慮すると、近い将来の排出増加の余地を見出せるゼロ排出安定化は、現実的な選択肢である。ゼロ排出の達成には、革新的技術や社会システムの大幅な改変が求められ

るが、22世紀半ばまでの余裕があり、技術的・社会的に実現可能な範囲で、技術開発やインフラ整備を進めることができる。一方、濃度安定化と比べると、ゼロ排出安定化は排出削減を先送りすることになるため、21世紀中は比較的急速に温度が上昇する。したがって、各種の適応施策の重要性が高まってくる。

予想される温度上昇には、気候感度などの不確実性を考慮する必要がある。また、気候感度が想定以上に高い場合に備えて、適切なリスク管理が求められる。気候感度は気候研究における重要な課題の一つであるが、不確実性の幅を狭めるのは困難である¹⁴⁾。ただし、適応策に関係する時間規模では、平衡時の温度上昇より、過渡的な温度上昇が関係する。過渡的な温度上昇の不確実性は相対的に小さく、現実の気候変化の推移とともに確実性が増すことが期待できる¹⁵⁾。

現実の温度変化には、自然起源の気候変化要因や、気候システム内部の変動も加わるため複雑である。10年規模の変動によって、ある時期に急激な温度上昇が生じたり、逆に温度上昇が抑えられる状況もあり得る。いずれにしろ、長期にわたる人為的な気候変化と自然の気候変化・変動を合わせて、温度上昇とその不確実性を定量化する必要がある。適応策は、地球温暖化のためだけの施策ではなく、既存の防災や水資源管理などの施策に統合化されるべき性質のものである。したがって、人為起源、自然起源の区別によらず、気候変化・変動に対処するための施策は、共通の枠組で検討されるべきである。

適応策の検討には、地域毎の詳細な気候予測が必要となる。また、気温や降水量などの気象要素の平均的な変化に加え、それらの変動の大きさや、極端な変動を引き起こす事象の頻度や大きさが問題となる。このような局所的な変動や極端現象に関する気候予測は、自然変動の影響が大きく、気候モデルによって定性的にも異なる

ことがあり、不確実性が大きい。この問題に対処するには、共通の条件（気候変化要因）で複数の気候モデルによる予測計算を行い、結果を総合的な観点から分析することが必要となる。この場合、得られた結果は、特定の条件での予測情報であるが、全球平均の温度上昇の値を基準に、理論的考察も加えて、他の条件の場合にスケールリングすることが可能である。様々な情報を全球平均の温度上昇に関して整理することで、その温度上昇を尺度とする気候安定化の検討の枠組に組み入れることもできる。

(2) 大雨の変化への対応

このような考え方の具体例として、以下では、日本域の大雨の変化を取り上げる。全球の降水量は地球全体の熱収支に既定されるが、局所的な大雨の強度は水蒸気の収束量が関係する。大気中の飽和水蒸気量は気温とともに増大し、その変化率は気温上昇1℃につき7-8%程度である。この数値は、しばしば、地球温暖化による大雨の変化率の目安とされる¹⁶⁾。より厳密には、降雨強度に直結する単位時間当たりの水蒸気凝結量が、上昇気流の速度と飽和水蒸気量の鉛直勾配の積で表されることから評価される¹⁷⁾。飽和水蒸気量の鉛直勾配は、飽和水蒸気量と比べて気温上昇に対する変化率がやや小さくなる。台風のような背の高い対流性降雨の場合は、上昇気流の速度が変わらない条件で、日本付近の環境で1℃の気温上昇につき6%程度と推定される。台風の強大化の可能性を考慮すると、上昇気流の効果が加わり降雨強度はさらに増加する。台風の強大化の度合いは不確実性が大きいですが、熱力学的な観点から複数の気候モデル実験の結果を分析することにより、上昇気流の効果も含めた降雨強度の変化率は、1℃につき10%程度が目安となる¹⁸⁾。

以上の理論分析を整理した結果を図-4に示す。この図では、CMIP3¹⁹⁾と呼ばれる大気海洋結合大循環モデルの相互比較の結果を参照して、暖候期の日本の南海上（30N付近）における温度変化を全球平均の温度上昇によってスケールリングし、モデル間のばらつきも考慮して、日本付近の大雨の強度の変化率を評価した結果を示している。温度上昇は1980-99年を基準としているが、気候安定化の議論で使われる工業化前を基準とする場合は、0.6℃程度を加えた値となる（図の上横軸に表示）。図中の対流性の降水と台風に伴う降水の違いは、上昇気流の変化の有無による。

このように、代表的な気候要素の変化が全球平均の温度上昇で整理されると、特定の条件で得られるより詳細な気候予測情報を有効に活用することにも役立つ。日本付近の詳細な気候予測は、気象研究所の気候モデル²⁰⁾による数値実験が代表的である。この結果から、例え

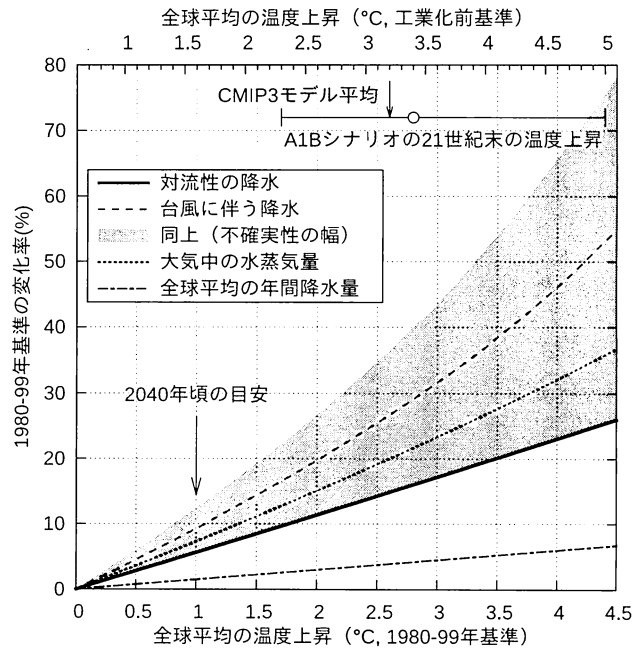


図-4 降雨強度の変化率と全球平均の温度上昇の関係

ば、日降水量の都道府県別の30年確率値が評価され、多くの地域で21世紀末に20%程度増加する結果が示されている²¹⁾。

気象研究所の実験では、A1BシナリオのCMIP3モデル平均の海面水温が境界条件として与えられている。A1BはAR4で使われた排出シナリオの一つである。この条件は、21世紀末時点で全球平均2.6℃（海洋域の平均は2.2℃）の温度上昇（1980-99年基準）に相当する。同じA1Bシナリオでも気候モデルによって予測結果が大きくばらつくため、モデル実験の条件は、シナリオの種類より、全球平均の温度上昇の大きさで理解するのが適切である。この条件は、図-4より、大雨の強度が15%程度（上昇気流変化なしの場合）ないしそれ以上（同ありの場合）の変化に対応する。この数値は、モデル出力から直接的に評価される日降水量の30年確率値の変化と概ね整合する。

モデル実験と理論的評価の整合性は、特定の条件で得られたモデル予測の結果を一般化する根拠となる。すなわち、21世紀末のモデル実験の結果を任意の温度上昇値に対してスケールリングする際、その温度上昇と2.6℃に対する理論的な変化率の比率を適用できる。また、近未来の時点では、自然の変動に対して有意な変化が少ないが、例えば、2040年頃に相当する全球平均1℃の温度上昇（1980-99年基準）に対する理論値を潜在的な変化率と考えることができる。さらに、必要に応じて、過渡的な気候応答に関する不確実性も、同様の考え方で定量化される。

4. 結語

長期的な気候安定化の新しい概念として、ゼロ排出安定化の考え方を紹介し、従来の濃度安定化と比べた利点と、適応策における含意を述べた。ゼロ排出安定化は、近い将来の排出増加を許容しつつ、長期的な気候変化リスクを軽減することにつながり、排出削減の道筋を柔軟に検討するための基盤となる。新興国のCO₂排出量の増加を考慮すると、ゼロ排出安定化を前提とする緩和策は、現実的な選択肢である。一方、21世紀中の温度上昇は相対的に大きくなるため、リスク管理も含めた適応策の役割が重要となる。適応策の検討では、不確実性を含む気候予測情報を総合的な観点から効果的に利用する仕組みが必要となる。例えば、日本域の大雨の変化を全球平均の温度上昇の関数として整理することにより、緩和策と適応策を統合的に検討するための基盤情報となる。

気候科学の観点では、ゼロ排出後の温度変化について、詳細な検討が必要である。ゼロ排出安定化の利点は、長期的に温度が低下することが前提である。温度が低下するかどうかは、自然のCO₂吸収の度合いと、平衡状態に向かう温度応答の特性に関係し、いずれも海洋のはたらきが鍵となる。また、自然のCO₂吸収については、陸域生態系のはたらきが大きな不確実性要因となっている。このような炭素循環や温度応答の課題については、本格的な検討に着手し始めた段階⁴⁾である。

参考文献

- 1) Matsuno, T., K. Maruyama, and J. Tsutsui : Stabilization of atmospheric carbon dioxide via zero emissions — An alternative way to a stable global environment. Part 1: Examination of the traditional stabilization concept, *Proc. Jpn. Acad., Ser. B*, Vol. 88, pp. 368–384, 2012. in printing.
- 2) Matsuno, T., K. Maruyama, and J. Tsutsui : Stabilization of atmospheric carbon dioxide via zero emissions — An alternative way to a stable global environment. Part 2: A practical zero-emissions scenario, *Proc. Jpn. Acad., Ser. B*, Vol. 88, pp. 385–395, 2012. in printing.
- 3) Tsutsui, J. : SEEPLUS: A simple online climate model, *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. G (Environmental Research)*, Vol. 67, pp. 134–149, 2011.
- 4) 野原大輔・吉田義勝・大庭雅道・三角和弘・仲敷 憲和・筒井純一: ゼロ排出安定化における地球システムの応答, 第20回地球環境シンポジウム 講演集, 土木学会 地球環境委員会, 2012.
- 5) IPCC WG3: *Climate change 2007: Mitigation of climate change. Contribution of Working Group III to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [B. Metz, O. R. Davidson, P. R. Bosch, R. Dave and L. A. Meyer (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, 2007.
- 6) IPCC WG1: *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, 2007.
- 7) Allen, M. R., D. J. Frame, C. Huntingford, C. D. Jones, J. A. Lowe, M. Meinshausen, and N. Meinshausen : Warming caused by cumulative carbon emissions towards the trillionth tonne, *Nature*, Vol. 458, pp. 1163–1166, 2009.
- 8) Meinshausen, M., N. Meinshausen, W. Hare, S. C. B. Raper, K. Frieler, R. Knutti, D. J. Frame, and M. R. Allen : Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2°C, *Nature*, Vol. 458, pp. 1158–1162, 2009.
- 9) Matthews, H. D., N. P. Gillett, P. A. Stott, and K. Zickfeld : The proportionality of global warming to cumulative carbon emissions, *Nature*, Vol. 459, pp. 829–832, 2009.
- 10) Zickfeld, K., M. Eby, H. D. Matthews, and A. J. Weaver : Setting cumulative emissions targets to reduce the risk of dangerous climate change, *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, Vol. 106, pp. 16129–16134, 2009.
- 11) Archer, D. and V. Brovkin : The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO₂, *Clim. Change*, Vol. 90, pp. 283–297, 2008.
- 12) Moss, R. H., et al. : The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, Vol. 463, pp. 747–756, 2010.
- 13) Lenton, T. M., H. Held, E. Kriegler, J. W. Hall, W. Lucht, S. Rahmstorf, and H. J. Schellnhuber : Tipping elements in the Earth's climate system, *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, Vol. 105, pp. 1786–1793, 2008.
- 14) 筒井純一・西澤慶一・野原大輔・大庭雅道: 気候感度の不確実性に関する科学的知見と地球温暖化緩和 策の考え方, 調査報告 V11019, 電力中央研究所, 2012.
- 15) Padilla, L. E., G. K. Vallis, and C. W. Rowley : Probabilistic estimates of transient climate sensitivity subject to uncertainty in forcing and natural variability, *J. Climate*, Vol. 24, pp. 5521–5537, 2011.
- 16) 鬼頭昭雄: 日本を取り巻く気候変動に伴う気象条件の変化, 土木学会誌, Vol. 97, No. 4, pp. 59–61, 2012.
- 17) O'Gorman, P. A. and T. Schneider : The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change, *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, Vol. 106, pp. 14773–14777, 2009.
- 18) 筒井純一: 温暖化による台風強度の変化とその影響への適応, 土木学会論文集G (環境), Vol. 67, pp. I17–I26, 2011.
- 19) Meehl, G. A., et al. : The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 88, pp. 1383–1394, 2007.
- 20) Kusunoki, S., R. Mizuta, and M. Matsueda : Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size, *Climate Dyn.*, Vol. 37, pp. 2481–2493, 2011.
- 21) 文部科学省研究開発局: 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究, 21世紀気候変動予測革新プログラム 平成22年度成果報告書, 2011.