

地球温暖化対策の統合評価に
向けた気候予測法の構築

2011年11月

筒井純一

要 旨

地球温暖化の情報には、CO₂等の排出量に関わる経済やエネルギー技術の発展経路から、地球・地域規模の気候変化と影響に至るまで、様々な不確実性が含まれる。本研究では、不確実な情報の下での行動計画に向けた意思決定を支援するために、日本に影響する台風に着目して、地球温暖化の問題を統合的に評価するための枠組を構築した。統合評価の基盤となるのは簡易気候モデルと熱帯低気圧の理論モデルである。この組み合わせにより、気候予測に関わる様々な不確実性を合理的に扱うことが可能となる。本研究の成果は、独自の視点から最新の科学的知見を集約・反映するために新しいモデルを開発したこと、およびその出力結果から台風に伴う暴風雨の変化を評価するスキームを考案したことに集約される。

開発した簡易気候モデルは、炭素循環モデルと気候変化モデル、および温度変化などの空間分布情報を導出するパターンスケリングで構成され、それぞれの要素に2007年のIPCC第4次評価報告書の段階までの科学的知見が反映されている。核となる炭素循環モデルで計算されるCO₂排出量と濃度の関係は、21世紀の変化傾向のみならず、過去の実績値との比較や1000年規模の変化についても最新の知見と整合する。また、他の類似モデルにない実用上の利点として、濃度から排出量を求めるインバージョン計算に対応し、さらに、炭素循環の平衡状態を解析的に評価する機能を有している。これらの機能は、目標とする気候安定化を達成する排出経路の検討に役立てられる。

地球温暖化に関する科学的知見は、複雑な気候モデルの高度化とともに発展し、詳細な気候予測は、標準的な排出シナリオに対する多数の気候モデル実験の結果として得られる。この結果を将来の様々な発展経路に対して一般化し、統合的観点から情報を付加するのが簡易気候モデルの役割である。本研究で考案した台風の変化を評価するスキームは、その付加情報の一つとして、現象に即した理論的考察を基に、多数の気候予測結果を解釈・応用する手法と位置づけられる。

台風等の熱帯低気圧の経年変化は自然の変動が卓越する。地球温暖化による変化については、複雑な気候モデルによる数値実験で活発に研究されているが、統合的理解に向けた情報源としては必ずしも十分ではない。本研究では、広範囲にわたる既往研究を勘案し、熱帯低気圧の強度を左右する大規模な熱環境の変化に着目した。この点については、熱帯低気圧の最大潜在強度の理論が活用でき、強度の変化が海面水温と上空の気温の

変化から評価される。さらに、降水極値を評価する理論式と組み合わせて、熱帯低気圧に関わる影響評価に必要な情報を導出することも可能となる。

日本に接近・上陸する台風は、中心気圧で表される最大潜在強度が、 1°C の海面水温上昇によって平均的に6.7 hPa 低下すると評価された。変化の大きさは上部対流圏の温度偏差に依存し、この数値は多数の気候モデル実験で得られる平均的な温度偏差に対応する。モデル間のばらつきを考慮すると、気圧低下は0.6 hPa から12.0 hPa の範囲となる。中心気圧深度（周辺環境と中心の気圧差）で表される強度の平均変化率は、0.5、1.0、および 2.0°C の海面水温上昇に対して、それぞれ3.6%、8.4%、および19%である。この結果は観測や数値実験に基づく既往研究と整合的である。また、比較的高緯度の日本の本土に近いところでは、台風の発達に適する海域や季節が、地球温暖化によって拡大する傾向も示唆された。

この評価手法とパターンスケーリングを組み合わせて、過去の顕著な台風に対して、温暖化した環境の最大風速や降水極値の変化率が、全球平均の温度上昇の関数として定式化される。本研究では、日本に上陸して顕著な大雨をもたらしたFlo（1990年の第19号）を顕著事例として取り上げた。現状から全球平均で 1°C 昇温した場合（2040年頃に相当）、Floと同程度の台風は、強度が6.5% [-1.6%, 12.2%] 増加し、降水極値が9.3% [4.7%, 12.4%] 増加すると見込まれる（[]内は不確実性の幅）。降水極値の変化については、水蒸気量の増加による熱力学的寄与が 1°C の昇温で5.6%と見込まれ、台風強度に関係する不確実性の幅が相対的に小さい。

過去の顕著な台風は、構造物の設計外力や防災対策の指針などに反映されてきた。本手法は、任意の昇温量に対する変化を直ちに算出できるため、構造物の設計外力などに応用する際も、耐用年数に依らず、将来の様々な発展経路の可能性に対して一般的に利用できる。得られた結果は、地球温暖化の適応策に直結し、定量化された不確実性の情報はリスク管理にとって有用である。さらに、排出シナリオと台風強度の不確実性の比較から、地球温暖化の緩和策も考慮した上で、実施すべき施策の優先度を評価するための基礎情報も得られる。

本研究では、地球温暖化による熱帯低気圧の変化として、合理的な根拠のある強度のみを扱った。強度以外の要素については、自然の気候変動の理解、ならびに気候予測技術の向上に合わせて、今後検討すべき課題である。簡易気候モデルも含め、本研究で構築した気候予測法は、気候科学と地球温暖化対策との橋渡しの役割を担っている。気候科学の高度化とともに、その役割は今後益々重要になり、さらなる発展が期待される。

目次

第 1 章	序論	1
1.1	気候予測の不確実性	1
1.1.1	気候感度	2
1.1.2	炭素循環	3
1.1.3	CO ₂ 以外の気候変化要因	4
1.2	2°C 目標の科学的背景	5
1.3	AR5 に向けた研究動向	6
1.3.1	代表濃度経路	6
1.3.2	マルチモデル気候実験	9
1.3.3	極端現象	10
1.3.4	ダウンスケーリング	11
1.4	本研究の位置づけ	12
第 2 章	簡易気候モデル	15
2.1	モデル開発の目的	15
2.2	炭素循環と気候変化の計算法	17
2.2.1	概要と主な計算式	17
2.2.2	気候感度の確率分布	21
2.2.3	CO ₂ 以外の放射強制力	22
2.3	海洋の CO ₂ 吸収の詳細	24
2.3.1	化学平衡	24
2.3.2	インパルス応答モデルとの対応	27
2.4	スピナップと予測計算	28
2.4.1	モデルのスピナップ	28
2.4.2	RCP を用いた将来予測	31
2.4.3	超長期の炭素循環	32
2.5	パターンスケーリング	36
2.6	温度変化の非線形性	39
2.7	まとめ	44

第 3 章	地球温暖化と熱帯低気圧	47
3.1	定義	47
3.2	熱帯低気圧の発生と発達	49
3.3	観測記録	51
3.4	理論モデルによる潜在的な最大強度	53
3.5	地球温暖化が熱帯低気圧活動におよぼす影響	56
3.6	2004–05 年の顕著事象	58
3.7	まとめ	60
第 4 章	日本に接近・上陸する台風の潜在強度	61
4.1	目的	61
4.2	研究手法	62
4.2.1	Holland の MPI 理論の実装	62
4.2.2	気候データ	65
4.2.3	対象海域	65
4.3	JRA-25 長期再解析	66
4.4	結果	70
4.4.1	現状気候	70
4.4.2	温暖化した気候	72
4.5	考察	77
4.5.1	相対湿度パラメーターに対する依存性	77
4.5.2	SST 偏差に対するスケーリング	79
4.6	まとめ	81
第 5 章	台風に伴う暴風雨の地球温暖化による変化	85
5.1	目的	85
5.2	台風に伴う暴風雨の評価	86
5.2.1	降水極値	86
5.2.2	風速	88
5.3	過去の台風についての事例研究	90
5.3.1	対象事例	90
5.3.2	パターンスケーリングの手順と評価結果	94

5.3.3	代表濃度経路に対する評価	96
5.4	温暖化適応策のための応用	98
5.4.1	構造物の風荷重	98
5.4.2	高潮	100
5.4.3	ダム設計洪水流量	102
5.5	まとめ	104
第6章	結論	107
付録A	ウェブアプリケーション SEEPLUS	111
A.1	全体構成	111
A.2	排出・濃度経路の作成	113
A.3	結果の確認	113
A.4	利用例	118
A.4.1	排出量をピークアウトする時期の検討	118
A.4.2	ゼロ排出経路と濃度安定化経路の比較	119
A.4.3	温度制約を満たす削減経路の探索	120
A.5	まとめ	122

第 1 章

序論

2007 年の IPCC 第 4 次評価報告書 (Forth Assessment Report、以下、AR4) を契機に、あらゆる分野において、地球温暖化対策が主要な関心事となってきた。地球温暖化対策には、気候変化を緩和するために CO₂ 等の温室効果ガス (greenhouse gas、以下 GHG) を削減する施策と、変化しつつある気候に適応するための施策がある。前者は緩和策と呼ばれ、21 世紀中およびそれ以降も見通して、長期的に取り組むべき課題である。後者は適応策と呼ばれ、近未来に予想される不可避的な気候変化への対策として言及されることが多い。

どのような緩和策をいつ頃から実施するかは、関連する技術開発の動向を考慮しつつ、費用対効果の点から検討されるべき課題である。その際、気候変化が大きくなると、有効な適応策が限られ、そのための費用も増すこと、および気候変化の影響の度合いとその変化に適応する能力が、地域によって大きく異なることに留意する必要がある。したがって、緩和策と適応策は総合的に検討すべき課題である。

緩和策は、国連の気候変動枠組条約の下、人為的な気候変化の危険な影響が生じないように、GHG 濃度を安定化することが目標とされる。この安定化目標の目安としてしばしば言及されるのが、工業化前 (1750 年頃) を基準とする地表温度変化を地球全体の平均で 2°C 以下とする目標である。ただし、地球温暖化の科学には様々な不確実性があり、2°C 目標の科学的根拠は必ずしも明確ではない。したがって、適応策も含めた地球温暖化対策の議論では、常に不確実な情報に基づく意思決定が求められる。また、科学的知見も年を追う毎に向上しており、地球温暖化対策の意思決定に最新の知見を柔軟に反映させることも必要である。

本論文は、このような問題認識の下、熱帯低気圧を切口として、最新の大規模な気候モデル実験の結果を様々な地球温暖化対策に活用する目的で実施した、一連の研究 (筒井, 2010b; Tsutsui, 2011b; 筒井, 2008; Tsutsui, 2008, 2010; 筒井, 2011; Tsutsui, 2011a) をまとめたものである。中心的な手法は簡易気候モデルと熱帯低気圧の潜在強度理論である。本研究では、社会・経済シナリオの不確実性も考慮して、地球温暖化の影響を統合的に評価する枠組を構築する点に独自性がある。地球温暖化による熱帯低気圧の変化には、様々なレベルで不確実性が含まれる。この問題について、本研究では现阶段で最も合理的と考えられる方法で対応する。

本章の以下の部分では、論文全体を通じて背景となる事柄を述べ、本研究の位置づけを明確にする。

1.1 気候予測の不確実性

GHG 濃度の長期的な増加によって地球規模で温暖化が生じることは、ほとんど疑いの余地がない。しかしながら、濃度増加に関する地球規模での炭素の循環や、濃度増加がどの程度の気候変化を引き起こすかにつ

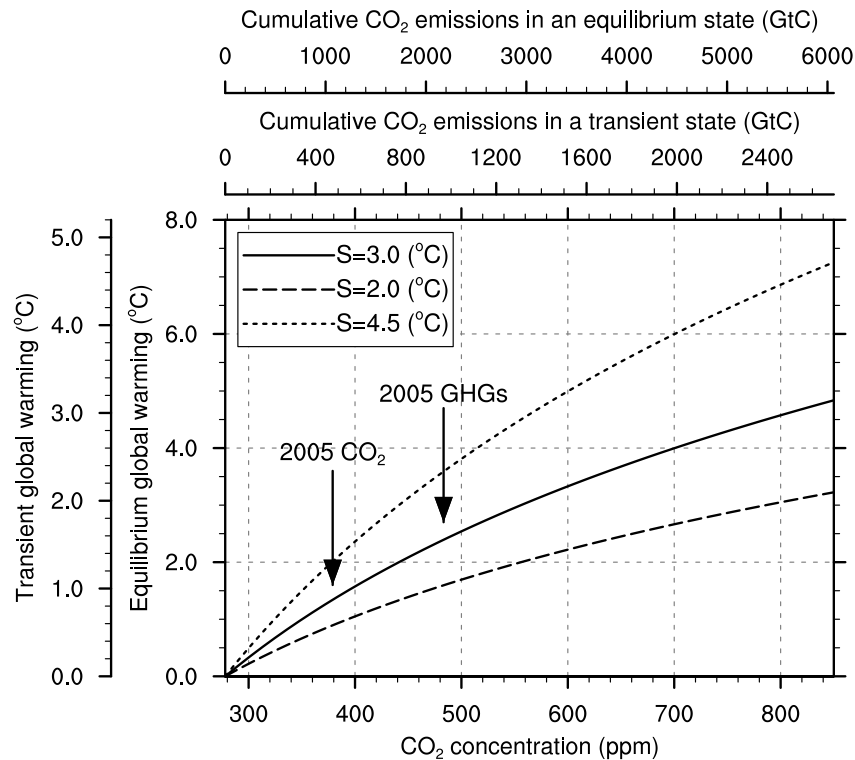


図 1.1: 地球規模の温度上昇と CO₂ 濃度の関係

いては、様々な不確実性がある。以下では、図 1.1 に示す温度上昇と CO₂ 濃度の関係に基づき、地球規模の温度上昇に関係する主な不確実要因を整理する。関連する AR4 の知見は、第 1 作業部会と第 2 作業部会の報告書 (IPCC WG1, 2007; IPCC WG2, 2007) による。

1.1.1 気候感度

地球のエネルギー平衡において、CO₂ 濃度の増加といった注目する要因で生じる正味の変化を放射強制力と呼ぶ。CO₂ の放射強制力は、濃度の対数にほぼ比例することが知られている。したがって、平均的な地表温度の変化 $\Delta\bar{T}_s$ は、比例定数 S を用いて

$$\Delta\bar{T}_s = S \times \log_2(w/w_0) \quad (1.1)$$

と近似的に表すことができる。ここで、 w は CO₂ 濃度、 w_0 は工業化前（例えば 1750 年時点）の CO₂ 濃度（280 ppm 程度）を表す。 S は濃度倍増による温度上昇を気候が平衡に達した状態で評価した値であり、平衡気候感度と呼ばれる。

S の値には大きな不確実性がある。AR4 では、様々な観測データや数値実験の分析から、 S の最良推定値を 3°C、可能性の高い範囲を 2°C から 4.5°C と見積もっている。図 1.1 の 3 種類の曲線は、これらの数値を用いて式 (1.1) を図示したものである。 S の不確実性は、雲や雪氷域などによって温度変化が増幅・抑制される効果が良くわかっていないことによる。中でも、雲には日射を遮る効果と、地表面から出ていく赤外線を吸収す

る温室効果があり、これらが地球温暖化によってどのように変化するかは最大の不確実要因である。

気候安定化目標の議論では、与えられた $\Delta\bar{T}_s$ に対し、通常は S を 3°C とした場合の CO_2 濃度が参照される。しかしながら、図 1.1 で明らかなように、この関係には大きな幅がある。例えば、 $\Delta\bar{T}_s$ を 2°C で安定化する場合、対応する CO_2 濃度は 440 ppm 程度であるが、その不確実性の範囲は $380\text{--}560 \text{ ppm}$ におよぶ。

なお、図 1.1 の縦軸に示されるのは、 CO_2 濃度が一定となって数百年が経過した後に実現する平衡時の昇温である。このような時間遅れは、熱容量の大きい海洋の影響による。どの程度の速度で平衡時昇温に近づくかも、不確実要因の一つである。AR4 によれば、GHG 濃度が増加している間の過渡的な昇温は、平衡時昇温の 6-7 程度が目安となる。参考のため、図 1.1 には、平衡時昇温の 0.65 倍とした過渡的な昇温を示す目盛もつけている。

1.1.2 炭素循環

化石燃料の使用や土地利用の改変によって大量に CO_2 が排出された結果、地球規模の炭素の循環に変化が生じ、大気、海洋、および陸域生態系に人為起源の CO_2 が蓄積されている。大気中の CO_2 濃度は、人間活動による排出量の累積値と、海洋と陸域生態系による自然吸収の割合で決まる。AR4 の見積もりでは、これまでの累積排出量のうち、2005 年時点では、約 45% が大気中に残存し、約 30% が海洋に吸収され、残りが陸域生態系に吸収されたとされる。ただし、この割合は時間の経過とともに様々な要因で変化し得るものであり、以下に述べるように不確実性も大きい。したがって、気候安定化目標としての CO_2 濃度が決められたとしても、炭素循環の不確実性により、目標濃度を達成する許容排出量には大きな幅がある。

図 1.1 の横軸には、参考として、 CO_2 濃度に対応する累積排出量を 2 種類の目盛で示している。2 種類の目盛では、自然吸収に依存する大気残存率が異なっており、一方は 2005 年時点の値 (0.45)、もう一方は長期的な平衡状態の目安となる 0.2 である (Solomon et al., 2009)。なお、濃度と排出量の関係には $1 \text{ ppm} = 2.12 \text{ GtC}$ の換算式を用いている (1 GtC は炭素換算で 10 億トン、 CO_2 換算で 37 億トン)。長期的な大気残存率が小さくなるのは、海洋の CO_2 吸収のポテンシャルが大きいことと、熱吸収と同様、海洋の中・深層への CO_2 輸送に時間がかかることによる。

図の 2 種類の目盛から、例えば、現在の CO_2 濃度は、 $400\text{--}500 \text{ GtC}$ の排出によってもたらされ、この状態で排出を止めれば、将来は、 330 ppm 程度まで濃度が下がると理解される。しかしながら、濃度増加とともに、自然の吸収する割合が変化する可能性があり、特に長期的な大気残存率については不確実性が大きい。

吸収率の変化には、海水の炭酸系のバッファ効果のように濃度が直接関係する要因の他、温度変化によって炭素循環が変化することも関係する。後者は、炭素循環の温暖化フィードバックと呼ばれ、複数の気候モデルによる相互比較実験 (Friedlingstein et al., 2006) などにより、活発に研究されている。温暖化フィードバックの大きさはモデルによってばらつくが、これまでのところ、海洋、陸域生態系とも正のフィードバック、すな

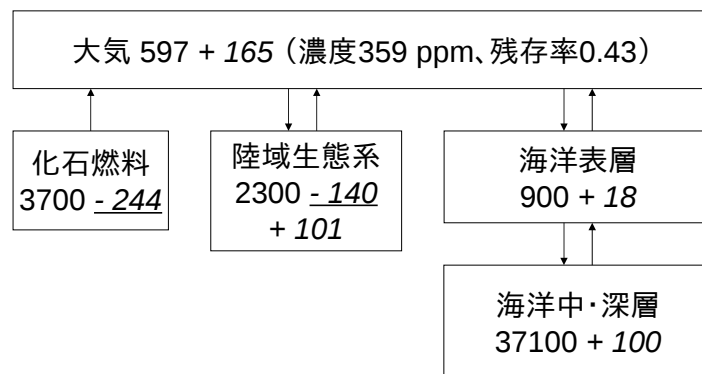


図 1.2: 1994 年末の時点における炭素蓄積量 (単位: GtC、AR4 に基づく)

斜体の数値は人為的变化、下線部はその直接的な原因 (化石燃料使用、土地利用改変) を表す。

わち、温暖化によって自然吸収の割合が減少し、温暖化が増幅される傾向が示されている。

将来予測の前提となる過去の炭素循環についても少なからず不確実性がある。図 1.2 は、AR4 でまとめられた 1994 年末時点における炭素蓄積量を人為起源の変化とともに示したものである。自然吸収のうち、海洋の寄与については、広範囲にわたる観測と高精度の分析手法により、比較的信頼度の高い結果が得られている。海洋表層と中・深層の人為起源 CO_2 は 118 GtC であり、その不確実性の幅は ± 19 GtC とされる。一方、陸域生態系については、土地利用改変による排出量 (140 GtC)、自然の吸収量 (101 GtC) とも不確実性が大きい。前者の大半を占める熱帯域からの排出量の見積もり誤差は 50% 程度である。後者についてはさらに良くわかっていないため、他の排出・吸収量からの残差として求めている段階である。

1.1.3 CO_2 以外の気候変化要因

様々な気候変化要因が温暖化もしくは寒冷化におよぼす効果は、放射強制力によって相互に比較できる。AR4 では、2005 年時点の放射強制力として、 CO_2 以外の GHG (短寿命のオゾン含む) の合計が 1.3 W m^{-2} 程度、エアロゾル (大気中の微小粒子) が直接的・間接的に熱収支におよぼす効果の合計が -1.2 W m^{-2} 程度と見積もっている。エアロゾルの放射強制力については不確実性が大きいだが、2005 年時点では両者はほぼ打ち消し合うほどの大きさである。

CO_2 は主要な GHG であるので、その他のガスも含めた GHG 全体の濃度も、その放射強制力に等価な CO_2 濃度に換算して評価されることが多い。図 1.1 には、参考のため、2005 年時点の CO_2 濃度 (379 ppm) と GHG 全体の CO_2 等価濃度 (483 ppm) のレベルを示している。両者の差は 100 ppm 程度に相当し、エアロゾルの効果はこの大半を打ち消すほど大きいことが実感される。

エアロゾルには様々な種類があるが、寒冷化に寄与する硫酸エアロゾルは、化石燃料の燃焼に伴って排出される。今後は、大気質改善の要請から脱硫装置が普及し、100 ppm 相当の温暖化効果が徐々に顕在化すると

見込まれる。エアロゾルの大気中の寿命は数週間程度と短いため、排出削減の効果は直ちに現われる。したがって、緩和策の検討においては、大気質改善の動向にも留意する必要がある。

CO₂ 以外の GHG も、CO₂ 同様、排出削減が進むと期待される。ただし、ハロカーボン類の寿命が長いことや、産業分野によっては削減が困難なガスもあり得ることから、長期にわたって温暖化に寄与する可能性もある。いずれにしろ、2°C 目標といった大幅な排出削減を必要とする気候安定化目標の場合は、大気質改善と CO₂ 以外の GHG 削減の見通しも不確実要因である。

1.2 2°C 目標の科学的背景

2°C 目標は、1980 年代末に、世界気象機関などの複数の国際機関によって設立された諮問グループが、危険な人為的干渉の閾値として推奨したことに端を発するようである (Ramanathan and Feng, 2008)。それ以降、地球温暖化の科学的知見は年々蓄積されてきたが、2°C 目標の根拠は必ずしも明確ではなく、他に有力な数値目標も提示されていない。この背景には、前節で述べた地球規模の気候予測の不確実性に加え、気候安定化目標の前提となる地球温暖化影響が、さらに不確実性の大きい地域規模の気候変化や脆弱性に依存することが挙げられる。

地球温暖化に関する影響や脆弱性について、AR4 では、多くの既往研究の成果に基づき、水資源、生態系、食糧、沿岸域、健康、特異事象といった分野毎に、地域毎の影響の度合いと温度上昇の関係が整理された。この結果、1980–99 年からの温度上昇が 2–3°C を超えると、全ての地域で良い面が減少するか、悪い面が増加する可能性が非常に高いと評価されている。ここで、温度上昇の基準は 1990 年時点に相当するため、2°C 目標で基準とされる工業化前の場合には 0.5°C を加える必要がある。

AR4 の成果は、考えられる影響を分野・地域毎に網羅的にまとめたものと位置づけられる。一方、網羅的な影響評価とは別に、特異事象に注目して、気候変化の危険な水準を評価する研究も実施されている (Lenton et al., 2008)。この研究では、特異事象を限界を超える温度上昇によって質的な変化を引き起こす **tipping element** と定義し、多くの事象について温度上昇の限界値を評価している。表 1.1 にその主要な結果を示す。いずれも、温度上昇がある限界値を超えると、ある有限時間で、元の状態と大きく異なる状態に移行する。移行した状態では、ほとんどの場合、人間社会や生態系にとって悪い影響が生じる。

このような温度上昇の限界値は事象によって様々であり、不確実性の度合いも異なる。この研究では、グリーンランド氷床の融解と北極海の海水減少が最も大きな脅威であり、不確実性も小さいと結論づけている。また、グリーンランド氷床の消失に至るまでの遷移期間については、AR4 の評価と比べて短くなっており、深刻度が増していると認識されている。

以上のような特異事象を含む影響評価研究によって、気候安定化目標の根拠は徐々に蓄積されている。現段階では、数値を 2°C に限定する必然性はないかもしれないが、2°C から大きく異なる値を支持する積極的理

表 1.1: 主な特異事象 (tipping element)

事象	限界 ^a [°C]	期間 ^b [年]	影響
北極海の海氷減少	0.5–2	10	温暖化増幅、生態系変化
グリーンランド氷床消失	1–2	>300	海面上昇 2–7 m
西南極氷床の消失	3–5	>300	海面上昇 5 m
大西洋熱塩循環の弱化	3–5	100	局所的な寒冷化など
ENSO ^c の振幅増大	3–6	100	東南アジアの乾燥など
西アフリカ植生の増加	3–5	10	環境収容力の増加 (良い影響)
アマゾン熱帯林の減少	3–4	50	生物多様性消失、降水減少
北方林の減少	3–5	50	生物群系の遷移

^a 1980–99 年を基準とする全球平均昇温。

^b 昇温限界を超えて変化が生じるまでの期間。

^c エルニーニョ・南方振動。

由も見当たらない。いずれにしろ、影響評価研究は発展途上であり、次節に述べる IPCC 第 5 次評価報告書 (AR5) に向けた研究によって、さらに信頼度の高い成果が得られることが期待される。

1.3 AR5 に向けた研究動向

1.3.1 代表濃度経路

AR5 の各作業部会の報告書は、2013 年から 2014 年にかけて順次発表される計画である。その作成過程では、代表濃度経路 (representative concentration pathway、以下、RCP) と呼ばれるシナリオを最初に設定し、作業部会間の連携強化と情報の統合化が重視されているのが特徴である。以下では、IPCC の専門家会議の報告 (Moss et al., 2008) を踏まえ、RCP の意義や、それを用いた新しい気候予測から期待される成果を述べる。

AR4 までの作成過程では、図 1.3(a) に示すように、将来の社会・経済シナリオを描いて GHG 排出量などを定量化し、それを入力条件として気候モデルによる数値実験を実行し、その結果から影響評価を行うという手順であった。このような逐次的アプローチの場合、各過程を担当する作業部会間で情報伝達が一方となり、下流側では前提となる情報を得て検討を開始するのに時間がかかるといった問題がある。これに対し、AR5 では、図 1.3(b) に示すような並行的アプローチで実施されることになった。このアプローチでは、RCP を用いた気候予測と並行して、詳細なシナリオ検討が実施され、これらの結果に基づく影響評価を経て、最後に情報の統合とフィードバックを行うという手順となる。

RCP は気候予測の入力条件となるもので、図 1.4 に示すように、放射強制力の異なる 4 種類が設定されている。これらは、既往のシナリオの大部分をカバーするよう選択されている。いずれも、社会・経済シナリオ、

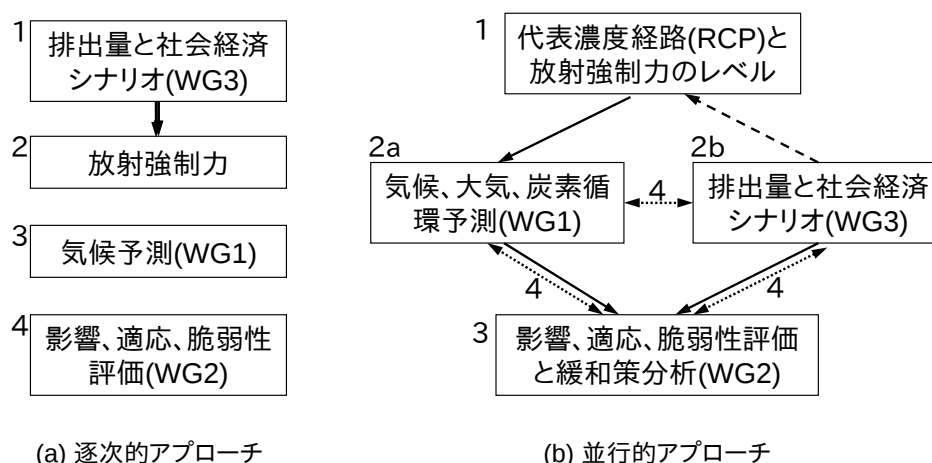


図 1.3: 地球温暖化研究の手順 (Moss et al. (2008) の Figure 1 に基づいて作成、WG は作業部会を意味する)

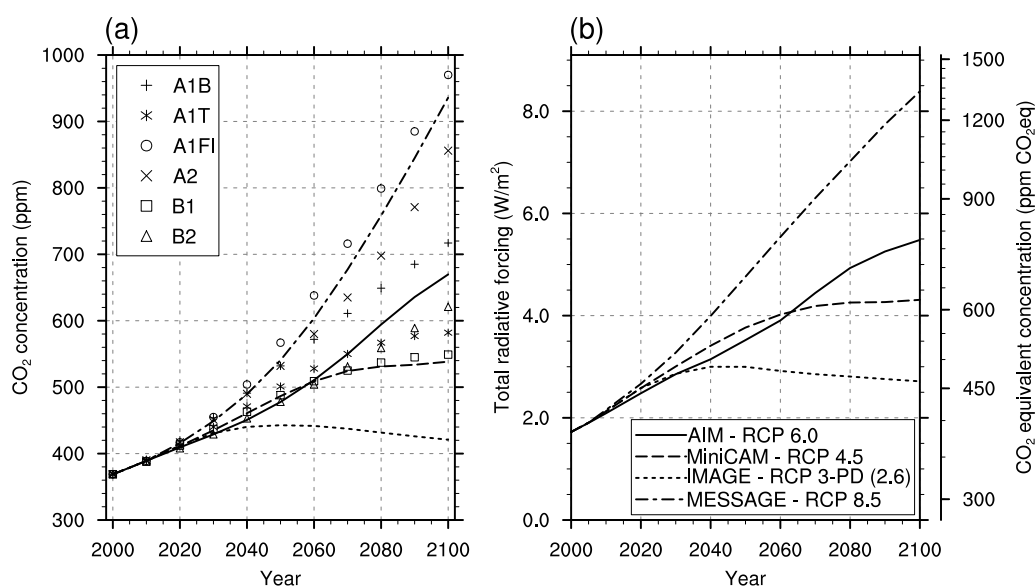


図 1.4: RCP (代表濃度経路) の CO₂ 濃度 (a) と放射強制力 (b)

(a) の濃度には、比較のため、SRES の代表的な 6 シナリオ (A1B、A1T、A1FI、A2、B1、B2) の参照値 (Jain et al., 1994; IPCC WG1, 2001, Appendix II) をマーカで示す。(b) の放射強制力は全ての気候変化要因の合計であり、それと等価な CO₂ 濃度を右側の補助軸に示す。

気候予測、および影響評価の全体を扱う統合評価モデルで実績のある研究機関によるものである。

4 種類の経路の名称は、放射強制力の小さい方から、RCP 3-PD (2.6)、RCP 4.5、RCP 6.0、RCP 8.5 である。それぞれの作成に使われたモデルは、オランダ Environmental Assessment Agency の IMAGE^{*1}、米国 Pacific Northwest National Laboratory の GCAM (旧 MiniCAM)^{*2}、国立環境研究所の AIM^{*3}、オースト

*1 <http://themasites.pbl.nl/en/themasites/image/index.html>

*2 <http://www.globalchange.umd.edu/models/gcam/>

*3 <http://www-iam.nies.go.jp/aim/index.htm>

リア国際応用システム分析研究所の MESSAGE^{*4} である。名称に含まれる数値は最終的な放射強制力（単位： W m^{-2} 、必ずしも 2100 年時点ではない）の概算値に相当する。ただし、RCP 3-PD (2.6) は、 3.0 W m^{-2} 程度をピークに、 2.6 W m^{-2} 程度まで減少する経路で、名称にはこれらの数値と経路の特徴を表す「PD (peak and decline)」が含まれる。この経路は 2°C 目標の目安となる 450 ppm 程度の濃度レベルであり、高い関心が寄せられている。ただし、他の RCP と同様、多くのシナリオの一つという位置づけであり、他より重視されるものではない。

AR4 とその前の 2001 年の第 3 次評価報告書では、SRES と呼ばれる一連の排出シナリオ群が、気候予測や緩和策の経済評価に使われた。SRES という名称は、IPCC の「排出シナリオに関する特別報告書 (Special Report on Emissions Scenarios)」(Nakicenovic and Swart, 2000) に由来する。図 1.4(a) には、SRES の代表的な 6 シナリオ (A1B、A1T、A1FI、A2、B1、B2) の濃度レベルの参照値も示している。

気候予測の入力条件としては、RCP も SRES も単なる排出・濃度経路である。一方、気候政策を考慮しないベースライン（基準）経路と気候政策を導入した経路との比較から、緩和策の経済影響などを評価するといった観点では、RCP と SRES には本質的な違いがある。すなわち、SRES は多様な世界の発展の方向性を考慮したベースラインという位置づけであるのに対し、RCP は最高濃度レベルの 8.5 を除き、別途設定されるベースラインとの比較対象という位置づけである。なお、AR4 の第 3 作業部会の報告書では、ベースラインとしての SRES に対し、大幅な緩和策を導入した低排出経路も取り上げられている (IPCC WG3, 2007, Figure 3.17)。RCP 3-PD (2.6) の濃度レベルは、この低排出経路に類似する。

図 1.4 に示す 4 種類の RCP は、最初に各機関の統合評価モデルで作成された後、全体の整合性をとるための調整過程を経たものである。その調整過程では、 CO_2 等の温室効果ガスの排出量と濃度の関係を規定するために、簡易気候モデルの一種である MAGICC (Wigley, 2008) が使われている (Meinshausen et al., 2011)。MAGICC を用いた計算では、炭素循環や気候応答の振舞いを制御するパラメーターが、複雑な気候モデルに関する相互比較実験 (Friedlingstein et al., 2006; Meehl et al., 2007) の平均的な結果に基づいて設定されている。したがって、RCP の排出量と濃度の関係は、その作成時点、すなわち AR4 までの科学的知見が反映された標準データと位置づけられる。

RCP を用いた並行的アプローチでは、気候モデル研究とシナリオ作成を切り離し、計算資源を有効に活用するという利点がある。気候モデルは高精度化を目指して常に改良が続けられるが、将来の改良後も同じ RCP を使うことで、シナリオの不確実性を排除することができる。シナリオの方もあらゆる可能性を考慮した新しい検討がなされるが、そのような多岐にわたるシナリオには、複雑な気候モデルと同等の結果が得られるよう調整された簡易気候モデルが利用できる。簡易気候モデルで計算されるのは全球平均の温度上昇であるが、

^{*4} <http://www.iiasa.ac.at/Research/ECS/docs/models.html>

RCP を用いて計算された複雑な気候モデルの結果から、パターンスケーリング^{*5}の技法を用いて空間分布情報を導出することも可能である。このように多くの計算を簡易気候モデルで代替できれば、複雑な気候モデルの方は、影響評価用の高解像度計算や、不確実性を検討するための実験などに、計算資源を振り向けることができる。

RCP を用いた気候予測は、目的に応じて、近未来（2035 年）と長期（2100 年、および 2300 年までの延長）の時間スケールで実施される。近未来予測は新しい試みであり、現在の自然変動の位相と整合する初期値を作成して、直近の気候予測を高精度で行うことに主眼が置かれる。得られた結果は、直近のリスクの同定、それに対応するための適応力の開発、脆弱性の低減、低炭素技術の効率的投資などに活用される。一方、長期予測では、本格的な炭素循環を取り入れた気候モデル（地球システムモデル）が使われるのが特徴である。得られた結果は、気候影響のリスクを回避するための気候安定化目標の評価、気候感度や炭素循環の温暖化フィードバックなどの理解向上、残された不確実性の下での長期間にわたって一貫性のある適応・緩和戦略の立案などに活用される。

一連の研究では、気候予測、影響、緩和策の評価を担当する作業部会間の連携において、統合評価モデルが重要な役割を担っている。統合評価モデルは RCP の作成に使われ、それを入力とする本格的な気候予測計算の結果は、統合モデルの要素としての簡易気候モデルの改良に役立てられる。統合評価モデルの主な用途は、気候政策を考慮しないベースラインの設定と、気候政策を導入した場合の排出削減や経済影響の評価である。また、様々な分野への気候影響の評価において、その前提として必要とされる社会・経済の情報を提供することも、統合評価モデルの役割である。

1.3.2 マルチモデル気候実験

AR4 以降の最近の気候モデリング研究の大きな特徴として、複数のモデル（マルチモデル）による気候実験データを扱うことによって、モデル間のばらつきを考慮した評価が行えるようになった点が挙げられる。地球温暖化予測に関するマルチモデル気候実験としては、大気・海洋結合大循環モデル（atmosphere-ocean general circulation model、以下、AOGCM）の相互比較に関する国際プロジェクトが中心的な役割を担っている。このプロジェクトは、英語名（Coupled Model Intercomparison Project）の頭文字をとって CMIP と呼ばれる。CMIP のようなモデル間の相互比較研究は、様々な種類のモデルで実施されており、先に述べた炭素循環の温暖化フィードバックの研究（Friedlingstein et al., 2006）もその一つである。

AR4 にまとめられた地球温暖化予測は、CMIP の第 3 フェーズ（CMIP3）として実施されたマルチモデル気候実験（Meehl et al., 2007）の成果を集約したものと位置づけられる。CMIP3 の気候データは研究用に無償

^{*5} 気候変化の空間分布（パターン）が CO₂ 濃度などの強制力に依存しないと仮定し、基準となる分布を全球平均の温度上昇で比例調節（スケーリング）して、地域規模の気候変化を導出する手法。

公開され、その結果に基づく研究は、500編を超える学術論文として発表されている。CMIP3を契機に、マルチモデル気候実験の利用が拡大し、気候モデリング研究の組織化、および開発・実行と応用的利用の分業化の流れが確立したと言える。既にCMIP3の後継プロジェクトとしてCMIP5が動いており、この枠組でAR5に向けた近未来予測や長期予測も実施されている。

マルチモデル気候実験では、共通の実験仕様で実行された複数の異なる気候モデルによる計算結果が得られる。マルチモデルを構成する個々のモデルの結果については、それぞれの気候再現性を相対的に評価する手法が提案されている (Gleckler et al., 2008; Reichler and Kim, 2008)。通常は、様々な気候変数について、長期間 (20年程度) で平均した気候値を長期再解析などによる参照値と比較することで精度が評価される。影響評価の観点から、より現象に即したモデルの評価や利用法を模索する試みも活発に展開されている (高荻, 2009)。

多数のモデルの結果をアンサンブル平均した結果は、一般に、個々のモデルの結果より精度が良いことが知られている。この点については、個々のモデルの結果が真の結果を中心として適度にばらついていることが前提である。多くの場合、この前提条件は満たされるようである。また、モデル間のばらつきの情報は、気候予測の不確実性の定量化や、気候変化・気候変動の理解向上にも役立てられる。

1.3.3 極端現象

先に述べた気候予測の不確実性は、地球全体の平均的な変化に関するものである。地球温暖化は文字通り地球規模の変化であるが、気温や降水量の変化は地域によって大きく異なり、これらの変動の特性にも変化が起きる可能性がある。

熱波や豪雨など、平年値と大きく異なる気温や降水量の変動を引き起こす大気・海洋の事象は、極端現象 (extreme event) と呼ばれる。地球温暖化の影響は、多くの場合極端現象が関与する。平均気温が高くなると、所謂真夏日や猛暑日 (日最高気温 30、35°C 以上) などの頻度も増加する。単に平均値がずれることによる変化の他にも、地球温暖化の影響で様々な自然変動の振幅や位相が変化する可能性もある。降水については、大気中の水蒸気量が気温に連動して変化することから、地球温暖化によって大雨が起り易くなる可能性が高い。一方、気温が高くなると蒸発量も増えるため、元々乾燥し易い地域・季節には早魃が起り易くなる。このように、極端現象は地球温暖化によって頻発すると考えられる。

既に、地球規模の温暖化が顕在化し、日本の年降水量は、年ごとの変動が増大し、災害につながる大雨の頻度が増加する傾向が示唆されている (文部科学省 気象庁環境省, 2009)。ただし、様々な気候要素の変化には、数年から数十年の時間規模の自然の変動も含まれるため、元々稀にしか起きない極端現象の原因を人為的な地球温暖化に帰着することは難しい。わが国の場合、1959年の伊勢湾台風など、同時期に顕著な台風の上陸が相次いだことから、気象災害への対策が強化された。その後、人的災害の規模は大きく減少したが、巨額の保険金支払をもたらした1991年の第19号や、高潮による人災が生じた1999年の第18号など、台風に対する

潜在的な危険性が解消されたわけではない(村松, 2006)。既に顕在化しつつある大雨の増加傾向に対しては、適切な対応が求められる。地球温暖化に適応するということは、結局のところ、人為的な地球温暖化か自然の気候変動かを問わず、極端現象に対してより強固にする、という考え方が基本であろう(社会資本整備審議会河川分科会, 2008)。どの程度強固にすべきかは工学的判断に委ねられるが、その際、将来の気候予測情報について、様々なレベルでの不確実性を考慮したリスク管理の考え方が求められる。

1.3.4 ダウンスケーリング

CMIP3 データに含まれる AOGCM の空間解像度(水平方向の計算格子間隔)は、高々 100 km 程度であり、台風や梅雨期の集中豪雨などの表現は不十分である。したがって、極端現象も含め、影響評価で必要とされる局所的な気候変化の情報を得るためには、AOGCM の大規模な情報から局所的な情報を導出するダウンスケーリングの手法が必要となる。

ダウンスケーリングの手法は、高解像度の領域気候モデルを用いる力学的手法と、異なる空間スケールの現象の間に見出される統計関係に基づく統計的手法に大別される。気候モデルを用いる前者の場合、物理的な基礎があり、モデルの解像度の範囲で細かいスケールの現象にも適用可能であるが、多くの計算資源を必要とすることや、系統的な誤差が避けられないといった問題がある。一方、統計モデルを用いる後者の場合、比較的簡単に精度の良い情報が得られるが、用いられる統計関係は、必ずしも物理的根拠に立脚したものではなく、過去の統計関係が将来の温暖化した状態に適用できる保障もない。高薮・金光(2010)は、このような両手法の利点と欠点を比較し、ダウンスケーリングの抱える諸課題をレビューしている。いずれの手法も長い研究の蓄積があるが、影響評価に耐える情報導出に向けた研究は発展途上にある。

ダウンスケーリングの結果は、その元になる AOGCM の精度に大きく左右される。また、ダウンスケーリングに用いる領域モデルや統計関係にも様々な選択肢がある。したがって、信頼性の高い結果を得るためには、大規模場情報として CMIP3 のようなマルチモデル気候実験を参照し、さらに、ダウンスケーリングにも複数の領域モデルや統計関係を併用することが求められる。力学的手法の場合は、複数の AOGCM による境界条件に対して、複数の領域モデルによる計算を実行することになる。さらに、AOGCM と領域モデルとの結合方法(境界条件の与え方)や、領域モデルの物理過程の計算法にも自由度がある。このような多数の数値実験は、検討対象の領域毎に必要となる。

本格的なダウンスケーリングは、このように多くの労力と計算資源を必要とするため、複数の研究機関による共同研究プロジェクトとして実施されるのが通例である。欧州連合の ENSEMBLES プロジェクト(van der Linden and Mitchell, 2009)はその代表格であり、英国気象局を中心とする 19 ヶ国 66 機関が参加し、2004 年から 5 ヶ年計画で実施された。わが国では、環境省地球環境研究総合推進費 S-5-3「温暖化影響評価のためのマルチモデルアンサンブルとダウンスケーリングの研究」が中心的役割を果たしている。

1.4 本研究の位置づけ

新しい枠組での AR5 に向けた気候予測では、許容排出量に関する様々な不確実性や、気候影響に関する信頼度の高い予測などで、理解向上が期待される。さらに、低排出シナリオを達成するための経済的・技術的発展の道筋についても、高精度の気候予測と影響評価からのフィードバックを得て、全体として一貫性のある評価が得られると見込まれる。GHG 削減に関わる気候安定化目標は、今後も 2°C が目安であり続けるかもしれないし、より厳しい削減を求める方向に向かう可能性もある。この点についての見通しは不透明であるが、少なくともその根拠となる科学的知見については、より強固なものを目指す試みが着実に続いている。

気候予測に関する科学的知見は、複雑な気候モデルによる数値実験とともに発展し、大規模なマルチモデル気候実験の枠組が基本となっている。一方、低炭素社会へ向かう道筋は、経済、エネルギー、および気候の予測と影響を共通の枠組で扱う統合評価モデルの結果に基づいて議論される。すなわち、将来の気候変化は複雑な気候モデルで予測されるが、その入力条件や様々な分野にわたる気候影響の評価には、簡易気候モデルを含む統合評価モデルの情報が参照される。AR5 に向けた一連の研究では、これまで以上にこの枠組が明確となり、複雑なモデルと簡易モデルの双方の高度化と連携が重要になっている。

このような研究動向を踏まえ、本研究では、簡易気候モデルの出力情報を基に、日本に影響する台風の変化を評価する手法を構築する。簡易モデルを用いるのは、地球温暖化問題を統合的に理解し、適切な行動計画に向けた意思決定を支援する立場をより重視するためである。本研究全体の枠組を図 1.5 に示す。図中の概念的な時系列に示されるように、一般に、特定の地域における年最大規模の暴風雨強度の経年変化は、様々な時間スケールの自然変動が卓越する。このような自然変動が卓越する現象の場合、断片的な観測記録やダウンスケーリングも含めた数値実験では、人為的な温暖化のシグナルが相対的に大きな自然変動のノイズに埋もれてしまう。台風のような稀に起こる局所的な現象の場合、この傾向は特に顕著である。本研究では、台風活動を左右する自然変動は現状と変わらないと仮定し、地球規模の熱環境の変化に起因する本質的な変化のみに注目することにより、この問題に対応する。

一連の手続きで出発点となるのは、世界全体の CO₂ 排出量から全球平均の温度変化などを計算する簡易気候モデルである。本研究では最新の科学的知見を反映するために独自のモデルを開発しており、その計算方法や計算結果の精度を第2章で述べる。簡易気候モデルの出力情報からは、パターンスケーリングを介して温暖化の空間分布が得られるが、台風のような変動要素を直接評価することはできない。そこで、パターンスケーリングで得られる平均的な熱環境の変化に対し、台風に起因する暴風雨の強度を理論的に評価する手法を導入する。まず第3章で、台風と地球温暖化の関係を基礎事項とともに説明する。次に第4章で、Tsutsui (2010) に基づき、熱帯低気圧の潜在強度理論を導入し、日本に接近・上陸する台風の地球温暖化による変化を議論する。さらに第5章で、降水極値の理論も加えて、台風に起因する暴風雨の地球温暖化による変化を定式化す

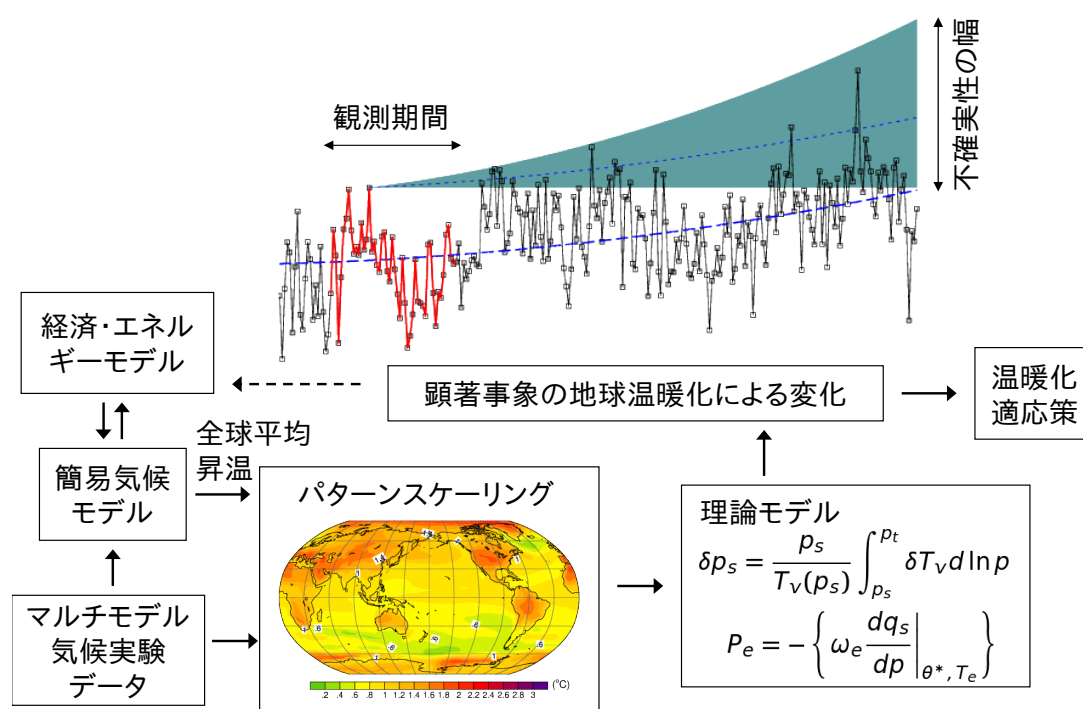


図 1.5: 概念的な極端現象の強度の年々変化と本研究の枠組

上方に配置された時系列は、適当な統計モデル（自己回帰移動平均モデル）でシミュレートされた 250 時点の値。本研究の場合は、日本に影響する年最大規模の台風に伴う暴風雨の強度に相当。破線は地球温暖化による背景的な変化傾向、点線とその周辺の陰影部は、評価対象となる過去の顕著事象に関する地球温暖化に起因する変化とその不確実性の範囲。下方に配置された図は本研究の枠組を示す。破線矢印の部分は今後の開発課題。経済・エネルギーと気候の相互依存性は、本論文では扱わない。

る。ここでは、図 1.5 の概念的な時系列に示されるように、過去の顕著事象に対する評価結果を不確実性の幅とともに示し、温暖化適応策に向けた基礎情報とする。

最初に述べたように、緩和策と適応策は独立ではなく、将来の発展経路によって、適応策の前提となる温暖化影響は異なる。本研究で提案する手法では、台風に起因する暴風雨に限定されるものの、社会・経済シナリオから影響評価まで一貫した評価が可能となる。また、本研究では扱わないが、台風の変化を含む様々な気候影響による経済的損失は、社会・経済シナリオならびに GHG 排出経路にも影響する（図 1.5 の破線矢印）。本研究の手法は、このような気候・経済・エネルギーの相互依存を検討する枠組に展開することも視野に入れている。結論の第 6 章では、改めて本研究の位置づけを振り返り、得られた成果の波及効果を述べる。

地球温暖化問題の本質は、不確実な情報の下で最適な行動計画に向けた意思決定を行うことと捉えられる。本研究では、簡易気候モデルの役割をさらに発展させ、専門分野や利害関係の枠を超えて活用される共通の科学基盤ツールと位置づけている。このため、作成したモデルはウェブアプリケーションとして公開した。本稿の付録にはその利用法をまとめた文書を収録する。

第 2 章

簡易気候モデル

2.1 モデル開発の目的

AR4 でまとめられた将来の気候変化は、図 2.1 に示すように、複雑度の異なる様々な気候モデルによる予測情報に基づく。複雑度は、空間次元の数、空間解像度、物理・化学・生物過程のモデル化の度合いといった尺度で表され、様々な複雑度のモデルは「スペクトル (spectrum)」あるいは「階層 (hierarchy)」と呼ばれる。図 2.2 に示すように、複雑側の端に位置するモデルは、次元数や諸過程の表現の面で最も詳細で複雑なモデルであるが、計算資源の制約があり、その制約がなかったとしても、複雑化の代償として不確実要素が増大する。したがって、不要な複雑度をなくした簡易側のモデルが有用となる場合も多くあり、目的に応じて最適な複雑度のモデルが使われる。

温暖化予測の基本情報は複雑な AOGCM から得られるが、不確実性の定量化や多数のシナリオの評価には、簡易気候モデルや、中程度の複雑さを有する地球システムモデル (Earth System Model of Intermediate Complexity、以下、EMIC) と呼ばれるものも利用されている。EMIC は簡易モデルと AOGCM の中間的なものと位置づけられる。

AOGCM に代表される複雑なモデルの場合、気候感度などの基本特性は、気候形成に関わる素過程をできるだけ精密に計算した結果として得られる。計算方法に多くの自由度があるため、複数のモデルには少なからずばらつきがある。一方、簡易モデルでは、気候感度などの基本特性は、外生的に与えるパラメータによって決定される。不確実性の範囲の中で、通常は平均的な値を設定するが、確率的な情報を導出するために多数のパラメータの組み合わせを適用する場合もある。その際、平均的な値や不確実性の範囲については、複雑なモデルによる計算結果を模擬するように設定される。したがって、簡易モデルから得られる情報は、基本的な全球平均量に限られるが、パラメータ設定で参照された複雑なモデルと同等と言える。このような複雑なモデルと簡易モデルの特徴から、両者の関係は、解像度や精密さの度合いより、役割の違いとして理解するのが適切である。すなわち、気候感度をはじめとして、気候変化の仕組みを追及することが複雑なモデルの役割であり、そこで得られた知見を集約して気候変化の対策に役立てるのが簡易モデルの役割である。

簡易気候モデルの中でも、これまでの IPCC 評価報告書や RCP の作成過程で使われた MAGICC (Wigley, 2008) は、最も広く利用されているモデルの一つである。例えば、英国の気候変動委員会は、自国の 2050 年までの排出削減目標を検討するために MAGICC を利用している (Committee on Climate Change, 2008)。こ

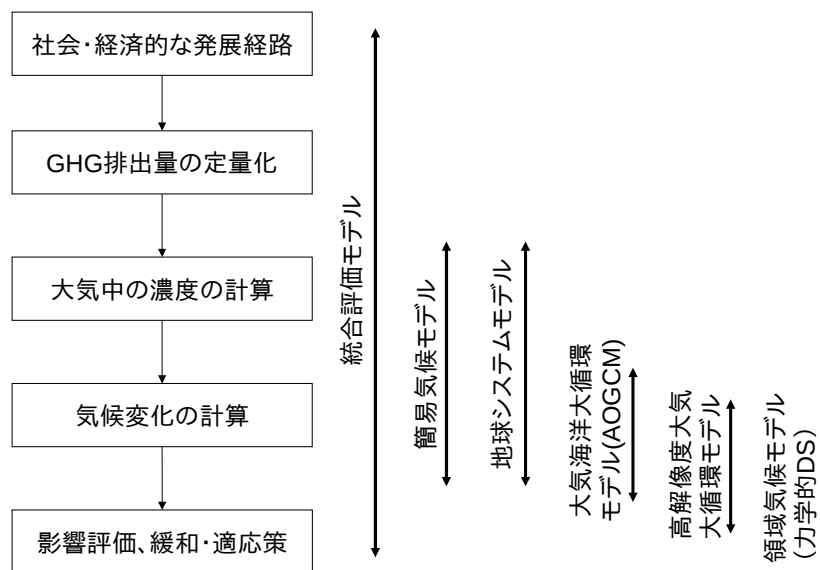


図 2.1: 地球温暖化予測の手順と使われるモデルの役割

地球システムモデルは本格的な炭素循環を取り入れた気候モデルで、複雑な AOGCM ベースのものと簡易版がある。領域気候モデルは地球上の一部の領域を高解像度で計算するモデル。大循環モデル（全球）の結果を境界条件とし、力学的ダウンスケーリング (DS) と呼ばれる。

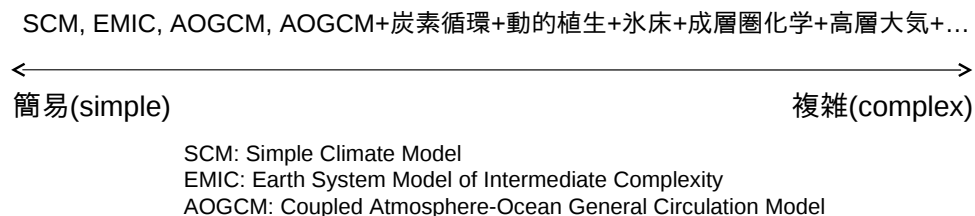


図 2.2: 気候モデルのスペクトルの概念

れに対し、本研究では、ドイツのマックス・プランク研究所で開発された NICCS (Hooss et al., 2001) の計算法を踏襲し、新しい簡易気候モデルを開発した。既に実績のあるモデルが存在する状況で新たにモデル開発を行うのは、独自の視点から最新の科学的知見を集約・反映し、様々な付加機能を取り入れるための基盤モデルとするねらいがある。

科学的知見の面では、今後、AR5 に向けた地球システムモデルによる気候実験から、炭素循環や気候感度に関する理解向上が期待される。その結果を適切に反映して、温暖化対策の行動計画につなげていくためには、その道具である簡易気候モデルの詳細を把握しておく必要がある。NICCS の計算法は、後述するように、インパルス応答モデルが基礎になっている。インパルス応答モデルは、炭素収支やエネルギー収支に関する物理過程をブラックボックス的に扱っているが、物理過程を明示的に表現する微分方程式と同等と見なされる (Li et al., 2009)。複雑なモデルの知見を簡易モデルに集約する、すなわち、複雑なモデルの挙動を簡易モデル

で模擬するという目的では、構造が単純なインパルス応答モデルは、パラメーター調整が容易という利点がある。

付加機能の面では、パターンスケーリングの高度化と、情報伝達ツールとしての発展の二つの方向性を目指している。前者については、本論文の主題である台風強度の評価法を導入することが一つの試みである。後者については、簡易気候モデルを地球温暖化に関わる様々な利害関係者にとっての共通の科学基盤とすることが目的である。この目的に関する本研究の成果は、簡易気候モデルのウェブアプリケーション SEEPLUS (A Simple climate model to Examine Emission Pathways Leading to Updated Scenarios) として、既にインターネット上で公開されている (筒井, 2009, 2010a)。簡易モデルの計算負荷は非常に低いので、ウェブアプリケーションのような利用形態も可能になる。地球温暖化に関する科学的知見には常に不確実な要素が含まれるが、その理解向上に向けた研究は、観測、予測、影響評価の各方面で着実に進められている (文部科学省 気象庁環境省, 2009)。高度化する知見を地球温暖化対策の議論の場に適切に反映することも重要であり、SEEPLUS はそのための有力な媒体となることを意図している。

SEEPLUS はアプリケーション全体の名称であるが、本論文では、その核となる簡易気候モデルについても、他の同種のモデルと区別するために SEEPLUS と呼ぶ。本章の以下の部分では、SEEPLUS の炭素循環と気候変化のモデルの詳細 (2.2 節、2.3 節)、計算結果の傾向 (2.4 節)、パターンスケーリングの基準となる気候データ (2.5 節)、温度変化に関する AOGCM との対応 (2.6 節) を説明し、最後 (2.7 節) でまとめと今後の展開を述べる。

2.2 炭素循環と気候変化の計算法

2.2.1 概要と主な計算式

簡易気候モデルは、炭素循環と気候変化を計算する部分に分けられる。炭素循環では、図 2.3 に示すように、人為起源の CO₂ 排出量のうち海洋と陸域生態系による自然の CO₂ 吸収量を計算し、両者の差に相当する大気中の CO₂ 濃度変化を求める。排出・吸収とも全球の合計値が計算対象である。通常の計算では排出量から濃度を求めるが、SEEPLUS では濃度から排出量を求めるインバージョン計算にも対応している。インバージョン計算は、目標とする濃度安定化経路^{*1}を達成するために必要な排出経路を求めるのに役立つ。また、観測データや各種の数値実験との比較から、炭素循環の理解を深め、モデルを改良する際にも、インバージョン計算の機能は有用である。気候変化の計算では、図 2.4 に示すように、CO₂ 濃度変化による放射強制力に、その他の気候変化要因による放射強制力を加え、その合計に対応する地表温度変化を計算する。CO₂ 以外の放射強制力は外生的に与える仕様である。計算対象は全球平均の温度変化であるが、パターンスケーリングと組み合わせて、温度変化などの空間分布を近似的に導出することもできる。炭素循環、気候変化とも、人間活動

*1 国連の気候変動枠組条約では、大気中の GHG 濃度を安定化させることを究極の目標とする。

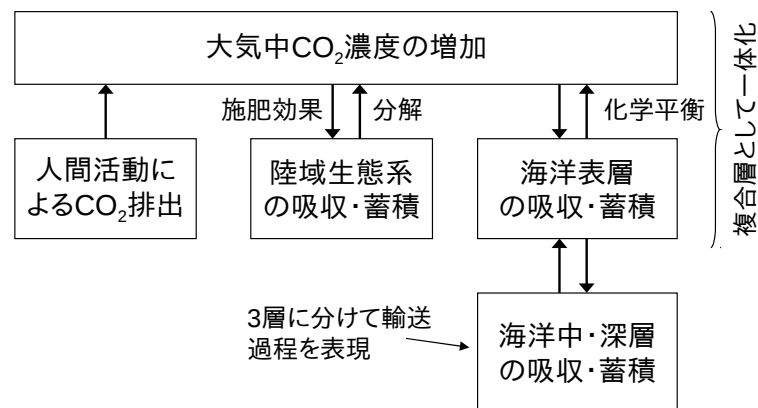


図 2.3: SEEPLUS の炭素循環モデルの概念

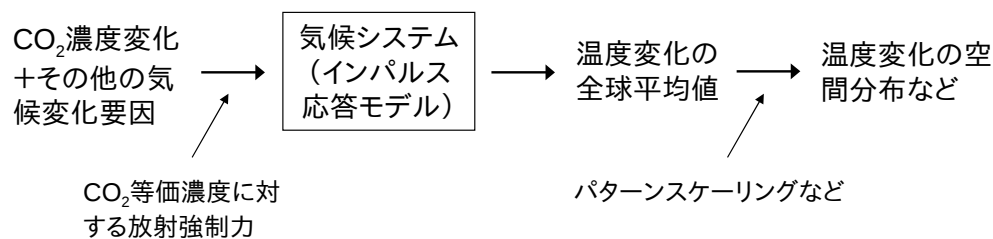


図 2.4: SEEPLUS の気候変化モデルの概念

による気候影響がない工業化前の状態を初期値として計算を開始する。通常は、1750 年を初期値として 5 年間隔で計算する。

表 2.1 にモデルで使われる主な計算式を示す。SEEPLUS の炭素循環や温度変化は、インパルス応答モデルにしたがって記述されるのが特徴である。インパルス応答モデルとは、任意の線形システムを記述する方式の一つで、システムの時間変化が外力と応答関数の積を時間積分した式で表される。応答関数はデルタ関数の外力に対する応答を表し、システムの時間変化を記述する微分方程式のグリーン関数に対応する。

海洋の CO_2 吸収は 4 層モデルの形式で表現されているが、インパルス応答モデルを介して、計算式に含まれるパラメータが設定されている。4 層モデルの最上層は、大気と海洋混合層を一体化した複合層であり、複合層内での大気と海洋混合層の CO_2 配分は化学平衡に基づいて決められる。この化学平衡の詳細、および 4 層モデルとインパルス応答モデルの対応については次節で述べる。陸域生態系の CO_2 吸収は、Joos et al. (1996) に基づき、大気中 CO_2 濃度の対数に比例する施肥効果と、施肥効果で吸収された CO_2 が呼吸や分解によって大気に還元される過程がモデル化されている。このうち、インパルス応答モデルは後者の表現に使われている。地表温度の変化を表す式はインパルス応答モデルそのものである。

SEEPLUS のモデルに使われる応答関数とパラメータの標準設定値の一覧を表 2.2 に示す。パラメータは指数関数形で表されるインパルス応答関数の時定数と振幅であり、複雑なモデルの挙動を模擬するように設定

表 2.1: SEEPLUS の主な計算式

海洋炭素循環	複合層（大気+海洋混合層）と海洋 3 層の炭素交換、非線形化学平衡考慮
	$\begin{pmatrix} \dot{c}_0 \\ \dot{c}_1 \\ \dot{c}_2 \\ \dot{c}_3 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\eta_1}{h_s} & -\frac{\eta_1}{h_1} & 0 & 0 \\ -\frac{\eta_1}{h_s} & \frac{\eta_1+\eta_2}{h_1} & -\frac{\eta_2}{h_2} & 0 \\ 0 & -\frac{\eta_2}{h_1} & \frac{\eta_2+\eta_3}{h_2} & -\frac{\eta_3}{h_3} \\ 0 & 0 & -\frac{\eta_3}{h_2} & \frac{\eta_3}{h_3} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} c_s(c_0) \\ c_1 \\ c_2 \\ c_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_e \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$
陸域炭素循環	施肥効果による炭素の蓄積と大気への還元、施肥効果は CO ₂ 濃度の対数に比例
	$b(t) = \delta b(t) - \int_0^t \delta b(t') R_{bs}(t-t') dt', \quad \delta b(t) = b_0 \beta \log \frac{w(t)}{w_0}$
温度変化	インパルス応答モデル
	$T_s(t) = \frac{1}{\Lambda} \int_0^t R_f(t') G(t-t') dt'$

c_0, c_1, c_2, c_3 は表層から深海に向かう各層の人為起源炭素量。 c_0 は大気と海洋混合層を一体化した複合層。 c_e は人為起源の排出量。左辺第 1 項は時間微分を表す。 h_i は第 i 層の厚さ、 η_i は第 $i-1$ 層と第 i 層の間の交換係数。添字 s は海洋混合層を表し、 $c_s(c_0)$ の関数) と h_s はそれぞれ海洋混合層の人為起源炭素と厚さ。各パラメータの設定値は表 2.4 参照。

$b(t)$ の第 1 項 (δb) は時点 t における施肥効果による吸収量、第 2 項は時点 t 以前に吸収された CO₂ が呼吸等によって大気に放出される量。 b_0 は工業化前の吸収量 (60 GtC yr⁻¹)、 β は施肥効果係数 (0.287)、 w は大気中の CO₂ 濃度、 w_0 はその工業化前の値。

T_s は地表の温度変化。 R_f は放射強制力、 Λ は放射強制力と地表温度変化の比で定義される気候フィードバックパラメータ。

R_{bs} と G については表 2.2 参照。 R_f と Λ の設定については本文参照。

表 2.2: SEEPLUS で使われる応答関数

応答関数	パラメータの標準設定値					
海洋の CO ₂ 吸収（大気に残る割合を表す）						
$R_{oc}(t) = \sum_{i=0}^4 A_i \exp\left(-\frac{t}{\tau_i}\right)$	i	0	1	2	3	4
	A_i	0.170	0.273	0.253	0.209	0.095
	τ_i (yr)	∞	236.5	59.52	12.17	1.271
施肥効果で吸収された CO ₂ の大気への還元						
$R_{bs}(t) = \sum_{i=1}^4 A_i \exp\left(-\frac{t}{\tau_i}\right)$	i	1	2	3	4	
	A_i (yr ⁻¹)	0.702	0.0134	-0.718	0.00293	
	τ_i (yr)	2.86	20	2.18	100	
地表の温度変化						
$G(t) = \sum_{i=1}^2 \frac{A_i}{\tau_i} \exp\left(-\frac{t}{\tau_i}\right)$	i	1	2			
	A_i	0.290	0.710			
	τ_i (yr)	400	12			

A_i と τ_i は、応答関数における無次元振幅と時定数を表す。 $R_{oc}(t)$ は、平衡状態で微量の排出を瞬間的に与えた場合に、時間 t が経過した時点で大気中に残る割合を表す。

される。ただし、陸域生態系に関するパラメータは、1980年代のCO₂吸収の見積もりと整合するように決められている (Joos et al., 1996)。パラメータの標準値は NICCS の設定を踏襲しているが、2.4.3項で述べるように、海洋のCO₂吸収に関する A_0 と A_1 は、超長期の炭素循環に関する既往研究 (Archer and Brovkin, 2008) に基づき調整した。

なお、NICCS の設定は、HAMOCC3 (Maier-Reimer and Hasselman, 1987) と ECHAM3-LSG (Voss et al., 1998) を参照モデルとして調整されている。HAMOCC3^{*2}は、海洋中の無機炭素を3次元流動場における受動トレーサとして表現する海洋生物化学モデル、ECHAM3-LSG は、ECHAM3^{*3}と呼ばれるマックス・プランク研究所の第3世代の大気大循環モデルと、LSG^{*4}と呼ばれる同研究所の簡略化された海洋大循環モデルを結合したものである。

温度変化の応答関数は2種類の指数関数和で表される。2種類の時定数は、地表の早い変化と海洋の大きな熱容量が関係するゆっくりした変化に対応する。インパルス応答モデルで表される温度変化の式は非常に単純であるが、AOGCM の挙動を概ね再現することができる。この点については、米国大気研究センター (NCAR) の CCSM3 (Collins et al., 2006) を用いた数値実験との比較から調査した結果を2.6節で述べる。

温度変化の計算式に含まれる気候フィードバックパラメータ (Λ) は、温度変化の度合いを大きく左右するパラメータであり、物理過程を明示的に表現するタイプの簡易モデル (例えば、英国ハドレーセンターのモデル、Allen et al., 2009) にも使われる。気候フィードバックパラメータは放射強制力と温度変化の比として定義され、平衡気候感度 (以下、単に気候感度) S を用いて

$$\Lambda = R_{f,2\times\text{CO}_2} / S \quad (2.1)$$

と表される。ここで、 $R_{f,2\times\text{CO}_2}$ はCO₂濃度倍増による放射強制力である。気候感度は、CO₂濃度倍増時の平衡状態での温度変化と定義される。気候感度の大きさは、雲や雪氷域などが温度変化を増幅あるいは抑制するフィードバック効果に依存し、不確実性の大きいパラメータである。通常はAR4の第1作業部会報告 (IPCC WG1, 2007) で最良推定値とされる3.0°Cが目安となり、SEEPLUSもこの値を採用している。気候感度が全体的な温度変化の度合いを決定づけるのに対し、応答関数 $G(t)$ の振幅と時定数 $A_1, A_2 = 1 - A_1, \tau_1, \tau_2$ には、主に海洋の熱吸収に関連する温度変化の時間遅れの度合いが反映される。

CO₂の放射強制力は、濃度の対数に比例する近似式で表される。SEEPLUSでは、IPCC第3次評価報告書の第1作業部会報告 (IPCC WG1, 2001) のTable 6.2にしたがって、次の近似式を用いている。

$$R_f(t) = 5.35 \log \frac{w(t)}{w_0} \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (2.2)$$

^{*2} Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg (モデル名の「HAM」の部分に対応) で開発された第3世代の ocean carbon-cycle model.

^{*3} 「EC」は European Center for Medium-Range Weather Forecast のモデルに由来することを表す。

^{*4} 正式名称は The Hamburg Large Scale Geostrophic Ocean General Circulation Model.

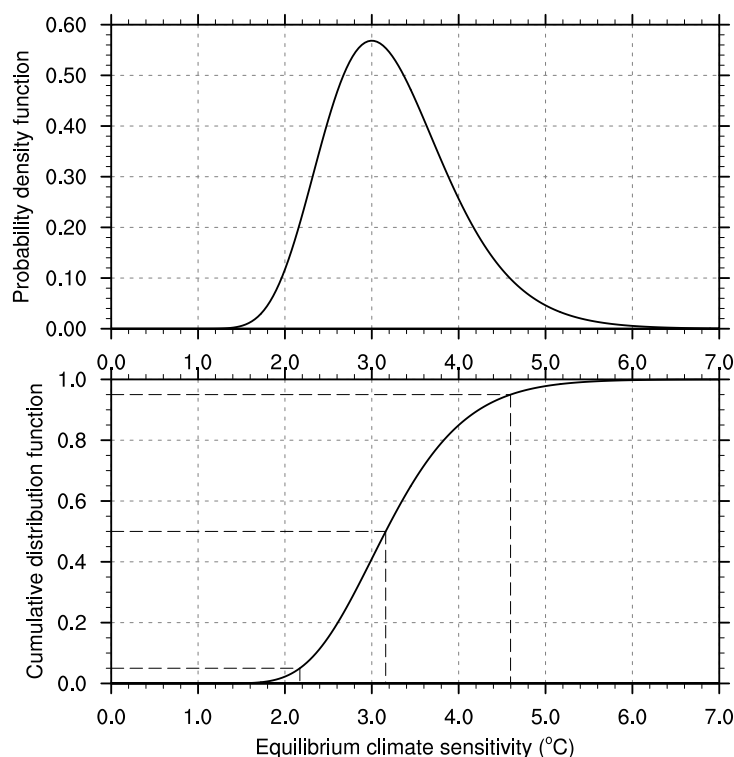


図 2.5: 気候感度の確率分布（上: 確率密度関数、下: 累積分布関数）

下の図の破線は、累積確率 5%、50%、95% 点を示す。

ここで、 $w(t)$ は時点 t の CO_2 濃度、 w_0 は工業化前の濃度（278 ppm に設定）を表す。この近似式では、 $R_{f,2\times\text{CO}_2}$ は 3.71 W m^{-2} である。

2.2.2 気候感度の確率分布

簡易モデルに限らず、気候モデルで計算された温度変化には、気候感度に関する大きな不確実性が含まれる。SEEPLUS で計算される温度変化は、強制力に応答関数をかけて時間積分したものであり、 3.0°C に設定された気候感度は比例定数として扱われる。したがって、気候感度を確率変数とすれば、任意時点の温度変化もその線形変換で表される確率変数となる。ウェブアプリケーションには、この考え方にしたがって、任意時点の温度変化の確率分布を表示する機能を含めている。

AR4 では気候感度の確率分布は明示されていないが、 2.0°C から 4.5°C までの可能性が高く、 1.5°C を下回る可能性はかなり低いとされている。この知見を踏まえて、SEEPLUS では図 2.5 に示すように、最頻値を 3°C 、90% 確率の範囲が 2.0°C – 4.5°C にほぼ対応するよう調整した、対数正規分布型の確率分布を採用した。密度関数の式

$$f_X(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\log x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (2.3)$$

において、スケールパラメーター $\exp(\mu)$ は 3.16、形状パラメーター (σ) は最頻値 $\exp(\mu - \sigma^2)$ を満たす値とな

る。分布形状は非対称で、 3°C より高温側の確率の方が大きい。累積分布関数の 5、50、95% 点は 2.17、3.16、4.60、平均 (期待値 $\exp(\mu + \sigma^2/2)$) は 3.24 である。この分布は、CMIP3 マルチモデル気候実験の結果を対数正規分布で近似した結果 (Räisänen, 2005) に類似する。

なお、IPCC の報告書で可能性が高い (likely) という表現は、66–90% の確率に相当する。したがって、 $2.2\text{--}4.6^{\circ}\text{C}$ の範囲を 90% 確率とするのは、IPCC の見解の上限に位置する。ただし、最近の研究では、ベイジ統計の枠組で使われる事前分布を適切に設定し、近年の衛星観測を考慮した結果、気候感度の上側 95% 確率が 4°C 程度になることが指摘されている (Annan and Hargreaves, 2011)。いずれにしろ、気候感度の不確実性については多くの研究が蓄積されつつあり (Knutti and Hegerl, 2008)、その成果を集約して SEEPLUS に取り入れることは今後の課題である。複数の密度関数を利用する機能を実装することも有用であろう。

2.2.3 CO_2 以外の放射強制力

SEEPLUS では、 CO_2 以外の GHG やエアロゾルによる気候変化要因については、それぞれを区別せず、全体を一纏めにした放射強制力を外生的に与える仕様としている。この与え方は任意であるが、ウェブアプリケーションでの利用の便宜を図るため、以下のような標準的な変化経路を用意している。

1.1 節で述べたように、 CO_2 以外の GHG による加熱効果は、2005 年時点の見積もりで、大半がエアロゾルによる冷却効果で相殺されている。エアロゾルの排出削減には大気質改善のインセンティブがある。 CO_2 以外の GHG も削減が進むと期待されるが、削減が困難なガスや寿命の非常に長いガスもある。したがって CO_2 以外の強制力は、現在はゼロに近い値で、現在から将来に向かって徐々に増加し、次第にその増加速度が緩やかになると考えるのが自然である。ウェブアプリケーションでは、簡単のため、2000 年までをゼロ、将来のある時点以降を一定値とし、その間をロジスティック曲線にしたがって滑らかに接続する経路とした。将来の一定値となる時点とその値は可変であり、それぞれ 2075 年と 0.65 W m^{-2} を標準値とした。 0.65 W m^{-2} は 2005 年時点の CO_2 以外の GHG (オゾン含む) の強制力の半分程度に相当する。

現在までをゼロとする妥当性については、実際の温度変化と SEEPLUS の計算結果との比較が参考になる。AR4 によれば、1850–1899 年から 2001–2005 年にかけての地表温度変化が $0.76^{\circ}\text{C} \pm 0.19^{\circ}\text{C}$ である。一方、 CO_2 濃度の観測値から標準パラメータを用いて計算した結果では、 0.76°C は 2000 年時点に相当する。基準年の違い、自然変動の有無、気候感度の不確実性などにより、両者は単純に比較できないが、過去の気候変化要因を CO_2 のみの放射強制力で代表させることについて、実用上支障はないと判断される。過去の温度変化の計算結果については、さらに、スピナップ計算の項 (2.4.1 項) で述べる。

将来の変化傾向は、エアロゾルや CO_2 以外の GHG の排出削減に依存するが、上記の標準値の妥当性については、RCP データとの比較が参考になる。RCP は気候実験の入力条件という位置づけであり、各シナリオの蓋然性は議論の対象ではない。ただし、4 種類の RCP は、AR4 までの既存のシナリオがカバーされるよう

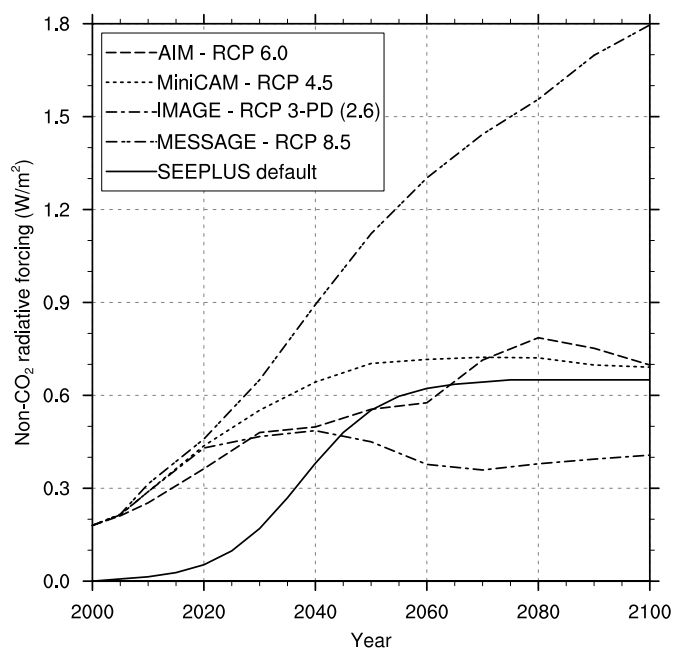


図 2.6: RCP と SEEPLUS の標準設定による CO₂ 以外の放射強制力の比較

に選定されたものであり、その変化傾向には、それぞれのシナリオで仮定される根拠がある。図 2.6 に 4 種類の RCP と SEEPLUS の標準設定を比較する。RCP では 2000 年の 0.2 W m^{-2} 程度から、それぞれのシナリオの仮定にしたがって増加し、2100 年時点では $0.4\text{--}1.8 \text{ W m}^{-2}$ の範囲となる。オーバーシュート型の RCP 3-PD (2.6) は、2040 年をピークにその後は小幅な変化で推移する。最も強制力の大きい RCP 8.5 は、2100 年時点でも増加傾向であるが、中程度の RCP 4.5 と 6.0 は、21 世紀後半には $0.6\text{--}0.7 \text{ W m}^{-2}$ 程度で比較的安定している。

SEEPLUS の標準設定の場合、21 世紀後半の変化傾向は RCP 4.5 や 6.0 に近い。しかしながら、前述のように 2000 年時点はゼロであり、 0.2 W m^{-2} 程度を見込む RCP とは異なる。 0.2 W m^{-2} は、CO₂ 以外の GHG の 1.3 W m^{-2} とエアロゾルの -1.2 W m^{-2} の差に加え、エアロゾルの中でも温暖化に寄与する煤の効果が考慮されたものと推定される。ただし、エアロゾルの放射強制力は、全体的に不確実性が非常に大きい。

以上の比較から、SEEPLUS の考え方や標準設定について、2000 年までの扱いに検討の余地が残されるものの、その後の推移は既存シナリオの中程度の変化に相当すると判断される。2°C 抑制などの温度制約を満たす CO₂ 削減経路を検討する場合、CO₂ 以外の放射強制力の扱いは結果を大きく左右する。より適切な検討のために、エアロゾルの放射強制力、CO₂ 以外の GHG の長期的な削減見通しなど、最新の情報を把握しておく必要がある。

2.3 海洋の CO₂ 吸収の詳細

2.3.1 化学平衡

海洋表層の人為起源 CO₂ の吸収は、大気中の CO₂ 濃度と海洋表層の全炭酸濃度

$$\Sigma C = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (2.4)$$

の化学平衡に基づく。ここで、 $[x]$ は海水中の物質 x の濃度 (単位: mol L⁻¹) を表す。モデルでは、人為的な炭素負荷に速やかに応答する大気・海洋混合層結合系を考える。この結合系に加えられた人為起源炭素は、海洋のアルカリ度

$$\text{Alk} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \quad (2.5)$$

を一定に保つように大気と海洋混合層に配分されると仮定する。

化学平衡に関する定数

$$K_1 = \frac{[\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]}{[\text{CO}_2]} \quad (2.6)$$

$$K_2 = \frac{[\text{CO}_3^{2-}][\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]} \quad (2.7)$$

$$K_w = [\text{H}^+][\text{OH}^-] \quad (2.8)$$

$$[\text{B}(\text{OH})_4^-] = \frac{K_b[\text{B}]}{K_b + [\text{H}^+]} \quad (2.9)$$

を導入すると、全炭酸とアルカリ度は $[\text{H}^+]$ と $[\text{CO}_2]$ の関数で表される。

$$\Sigma C = \left(1 + \frac{K_1}{[\text{H}^+]} + \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2}\right) [\text{CO}_2] \quad (2.10)$$

$$\text{Alk} = \frac{K_1[\text{H}^+]}{[\text{H}^+]^2} [\text{CO}_2] + \frac{2K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2} [\text{CO}_2] + \frac{K_b[\text{B}]}{K_b + [\text{H}^+]} + \frac{K_w}{[\text{H}^+]} - [\text{H}^+] \quad (2.11)$$

ここでさらに、大気と海洋混合層の炭素量 (単位: GtC) を人為起源 c_a 、 c_s と工業化前 c_{ap} 、 c_{sp} に分け、大気中の CO₂ 濃度 (単位: ppm) を w として、定数 α_s 、 α_a 、 α_c を次のように定義する。

$$\alpha_s [\text{CO}_2] = w \quad (2.12)$$

$$\alpha_a (c_{ap} + c_a) = w \quad (2.13)$$

$$\alpha_c \Sigma C = (c_{sp} + c_s) \quad (2.14)$$

α_s は CO₂ 分圧と CO₂ 溶解度の間のヘンリー則に関する定数であり、水温や塩分に関する依存性は考慮しない。 α_a は大気中の炭素量 (GtC) から CO₂ 濃度 (ppm) への換算係数、 α_c は海洋混合層の全炭酸 ΣC (mol L⁻¹) から炭素量 (GtC) への換算係数である。 α_c は、海洋の表面積 A_{oc} と混合層の厚さ h_s 、および単位変換に関する定数 m_c (GtC mol⁻¹L m⁻³) を用いて

$$\alpha_c = A_{oc} h_s m_c \quad (2.15)$$

表 2.3: 海洋の CO₂ 吸収の計算に使われる定数値

記号	単位	数値	説明
α_a	ppm GtC ⁻¹	0.471380	GtC から ppm に換算する係数
α_s	ppm L mol ⁻¹	0.298800×10^8	CO ₂ 溶解に関するヘンリー則定数
A_{oc}	m ²	0.362000×10^{15}	海洋表面積
m_c	GtC mol ⁻¹ L m ⁻³	0.12001×10^{-10}	mol L ⁻¹ から GtC m ⁻³ に換算する係数
K_1	mol L ⁻¹	0.995200×10^{-6}	重炭酸塩の解離定数
K_2	mol L ⁻¹	0.707600×10^{-9}	炭酸塩の解離定数
K_b	mol L ⁻¹	0.188100×10^{-8}	ホウ酸塩の解離定数
K_w	mol ² L ⁻²	0.646300×10^{-14}	水の解離定数
Alk	mol L ⁻¹	0.243400×10^{-2}	アルカリ度
B	mol L ⁻¹	0.409000×10^{-3}	全ホウ酸塩濃度

と表される。

以上により、任意の CO₂ 濃度 w に対して、式 (2.11) から Alk 一定の条件で $[H^+]$ が数値的に求まり、式 (2.10) から ΣC が計算される。 c_a と c_s は、それぞれ w と ΣC の定数倍で表されるので、任意の w に対して c_a と c_s が決定される。さらに、 c_a と c_s はいずれも $[CO_2]$ と $[H^+]$ の関数の形で表されるので、式 (2.11) を次のように変形し

$$\text{Alk} = \frac{(c_{ap} + c_a + c_{sp} + c_s)(K_1[H^+] + 2K_1K_2)}{(\alpha_s/\alpha_a + \alpha_c)[H^+]^2 + \alpha_c K_1[H^+] + \alpha_c K_1K_2} + \frac{K_b B}{K_b + [H^+]} + \frac{K_w}{[H^+]} - [H^+] \quad (2.16)$$

c_a と c_s の合計 (c_0) から w を計算することもできる。モデルでは、この式にしたがって c_0 から c_s が計算される。

以上の計算で使われる定数値を表 2.3 に示す。

図 2.7 に、海洋混合層の全炭酸濃度と大気中 CO₂ 濃度の関係を示す。CO₂ 濃度が増加するにつれて全炭酸濃度の増加率は小さくなる。図には全炭酸から計算される海洋の人為起源 CO₂ も合わせて示している。海洋混合層に吸収される人為起源 CO₂ は、全炭酸濃度の増分（工業化前を基準とする変化）に α_c を乗じた値となる。また、海洋全体の潜在的な（平衡時の）吸収量は、混合層の吸収量の $(h_s + \sum_{i=1}^3 h_i)/h_s$ 倍として計算される (h_i の説明は次項)。

図 2.7 に示されるように、化学平衡過程の非線形性によって、人為起源 CO₂ の海洋に蓄積される割合は、CO₂ 濃度の増加とともに減少する。単位体積の海水が吸収する CO₂ は、溶けた CO₂ が HCO₃⁻ や CO₃²⁻ に変化することにより、CO₂ 形態の濃度変化より大きくなる。この度合いは次式で定義されるバッファ係数で表される。

$$\zeta = \frac{\Delta[CO_2]/[CO_2]}{\Delta[\Sigma C]/[\Sigma C]} \quad (2.17)$$

バッファ係数は CO₂ 分圧の変化率と全炭酸の変化率の比を表す無次元量であり、値が小さいほど CO₂ を吸収する容量が大きいことを意味する。図 2.8 に SEEPLUS のバッファ係数と CO₂ 濃度の関係を示す。

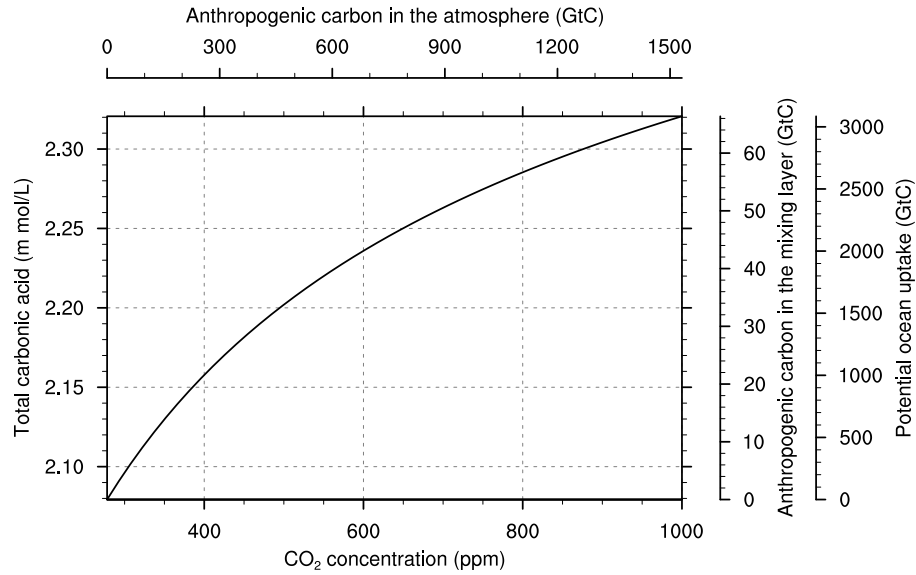


図 2.7: 海洋混合層の全炭酸濃度と大気中 CO₂ 濃度の関係

横軸の CO₂ 濃度に対応する大気中の人為起源炭素量を上側の軸に示す。縦軸の全炭酸濃度に対応する海洋混合層の人為起源炭素量と、海洋全体の潜在的な吸収量を右側の軸に示す。図示された範囲の最小値は、工業化前の値（大気中の CO₂ 濃度は 278 ppm）に対応する。

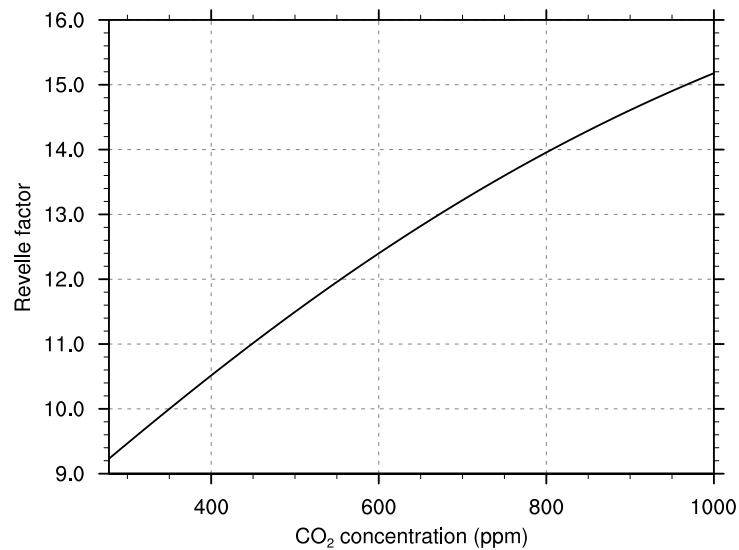


図 2.8: バッファ係数と CO₂ 濃度の関係

2.3.2 インパルス応答モデルとの対応

本項では、表 2.1 に示した複合層（大気＋海洋混合層）と海洋 3 層の合計 4 層の炭素交換を表す式と、表 2.2 に示した海洋の CO₂ 吸収を表す応答関数 R_{oc} の対応について説明する。

複合層内の大気と海洋混合層の間の CO₂ 交換は、前項で述べた化学平衡にしたがって速やかに行われると考える。このような複合層の導入により、応答関数は最短の時定数の項を落して

$$R_{oc}(t) = \sum_{i=0}^3 a_i \exp(-t/\tau_i), \quad a_i = \frac{A_i}{1 - A_4} \quad (2.18)$$

と変形される。この式で、 a_i の総和は 1、 $\tau_0 = \infty$ であるので、独立なパラメーターは 6 個である。

一方、4 層の CO₂ 交換を表す式には、7 個の未知パラメーター ($h_s, h_1, \dots, h_3, \eta_1, \dots, \eta_3$) が含まれる。このうち h_s については、工業化前のバッファ係数 ζ_p を介して

$$\zeta_p \frac{c_{ap}}{A_{oc} h_s m_c \Sigma C_p} = \frac{1 - A_4}{A_4} \quad (2.19)$$

のように A_4 と対応づけられる。バッファ係数は、 ΣC の変化率に対する $[\text{CO}_2]$ の変化率の比であり、前項で述べた化学平衡に基づいて計算される。また、 ΣC_p は工業化前の全炭酸濃度である。 A_4 は元々の応答関数で最短の時定数に対応する振幅であり、海洋混合層に吸収される割合に対応する。したがって、上式の右辺は、単位量の人為起源 CO₂ が、大気と海洋混合層に配分される割合を表す。同様の考察により、複合層の厚さ h_0 が

$$h_0 A_4 = h_s \quad (2.20)$$

のように h_s と関連づけられる。 $\sum_{i=0}^3 h_i$ に対する h_0 の割合は、永続的に大気と海洋表層に残る人為起源 CO₂ の割合を表すため、

$$\frac{h_0}{\sum_{i=0}^3 h_i} = \frac{A_0}{1 - A_4} \quad (2.21)$$

である。以上により、4 層モデルの独立な未知パラメーターは 5 個となる。

インパルス応答モデルと 4 層モデルの対応づけは、線形微分方程式の固有関数展開による解法に基づく。4 層モデル（表 2.1）の左辺第 2 項の行列において、 h_s を h_0 に置き換えて $[D_{ij}]$ と表し、その固有値 λ_k と固有ベクトル C_{ik} を導入する。

$$\sum_j D_{ij} C_{jk} = \lambda_k C_{ik} \quad (2.22)$$

4 層モデルの解として

$$c_i = \sum_k x_k(t) C_{ik} \quad (2.23)$$

の形式を仮定すると、式 (2.18) の各項の時間微分が元の項の $-1/\tau_i$ 倍であること、および

$$\sum_j \left(D_{ij} \sum_k x_k(t) C_{jk} \right) = \sum_k \lambda_k C_{ik} x_k(t) \quad (2.24)$$

表 2.4: 海洋炭素循環の4層モデルのパラメーター

記号	単位	値
h_0, h_s	m, m	665.990, 63.3090
h_1, η_1	m, m s ⁻¹	405.936, 16.6167
h_2, η_2	m, m s ⁻¹	968.482, 8.42347
h_3, η_3	m, m s ⁻¹	1504.77, 4.63477

であることから、一般解の条件として

$$\lambda_k = \tau_k^{-1} \quad (k = 1, \dots, 3) \quad (2.25)$$

を得る。 $k = 0$ の場合は、 $\tau_0 = \infty$ より $\lambda_0 = 0$ であるが、これは行列 $[D_{ij}]$ の各列の合計がゼロである ($[D_{ij}]$ は正則でない) ことから自動的に満たされる。さらに、排出量 c_e がデルタ関数 $\delta(t)$ の場合を考えると、第0層の変化は式(2.18)そのものであり、

$$c_e(t) = \sum_k r_k \delta(t) C_{ik} \quad (2.26)$$

の形式を仮定して、各項の振幅が一致する条件から

$$r_k C_{0k} = a_k \quad (k = 0, \dots, 3) \quad (2.27)$$

を得る。

以上により、4層モデルのパラメーター($h_s, h_1, \dots, h_3, \eta_1, \dots, \eta_3$)は、式(2.25)と式(2.27)の解として、適当な初期値から最適化アルゴリズムを用いて数値的に求められる。解の探索では、 h_s が h_0 とともに固定されることと、式(2.21)の関係が制約条件となる。独立な未知パラメーターは5個であるので、式(2.27)の4個の式は、固有値 λ_k の大きい方から2番目までの k に対応する式を用いれば良い。工業化前のCO₂濃度を278 ppmとして、表2.2に示す R_{oc} のパラメーターに対応する4層モデルのパラメーターを求めた結果を表2.4に示す。

2.4 スピンナップと予測計算

2.4.1 モデルのスピンナップ

将来の排出・濃度変化経路や温度変化を計算するためには、モデルをスピンナップする、すなわち工業化前の初期状態(1750年)から現在に至るまでの期間で、炭素循環と温度変化を計算しておく必要がある。スピンナップ計算の入力となる過去の排出量とCO₂濃度については、化石燃料起源と土地利用改変の実績値、および氷床コアの分析や大気観測によるデータが利用できる。しかしながら、SEEPLUSのモデルが、過去の排出量と濃度の関係、および濃度と温度変化の関係を再現できるとは限らない。また、実績値や観測値にも少なからず誤差が含まれる。特に、土地利用改変に伴う排出量は不確実性が大きく、陸域生態系の自然吸収量との区別も難しい。

上記の実績値や観測値の中では、全球ではほぼ一様に分布する CO₂ 濃度の誤差が最も小さいと考えられる。そこで、スピンナップ計算では濃度を入力データとし、炭素循環にはインバージョン計算を適用する。また、簡単のため、温度変化の計算には CO₂ 濃度だけを用いる。入力データには、EMIC の相互比較研究 (Plattner et al., 2008) で使われた濃度を採用する。このデータは、1765–1958 年の時期に相当する氷床コアと 1958 年以降の大気観測に基づく。この濃度データは 1 年毎に提供されているが、SEEPLUS 用に 5 年毎に間引き、さらに、1750–1765 年を一定値 278 ppm に、2000、2005 年を 368.77、378.79 ppm に設定した。直近の数値は、米国 NOAA (海洋大気庁) の全球観測ネットワークのデータ^{*5}に基づく。

図 2.9 にインバージョン計算に用いた濃度の経年変化を示す。近年の急激な増加は顕著であるが、1930–1960 年頃は、その前後に比べて濃度増加が緩やかである。図 2.10 にインバージョン計算で得られた排出量を示す。自然吸収を除けば濃度は排出量の積分値に相当するので、排出量には濃度の微分に対応する経年変化が見られる。1930–40 年頃の一時的な排出量の減少は、濃度増加が緩やかになった時期に対応する。また、図では判別しにくいですが、1870 年頃の排出増加の加速や 1980 年頃の減速も、濃度の経年変化に対応する。

図 2.10 には、比較のため、化石燃料起源と土地利用改変に伴う排出量の実績値 (Boden et al., 2009; Houghton, 2008) も示している。後者のうち 6 割は熱帯域からのもので、最近 (1980、90 年代) の排出はほとんどが熱帯域起源である。熱帯林の変化は国連の食糧農業機関による推定に基づく。ただし、誤差範囲は 50% 程度と大きく、衛星観測と比較して国連機関の推定は過大という指摘もある (Rafelski et al., 2009)。インバージョン計算で得られた排出量は概ね実績値に近い。1940 年以降は 1 GtC yr⁻¹ 程度過少評価されているが、実績値の見積もり誤差の範囲内と判断される。

人為起源 CO₂ の自然吸収量は、海洋と陸域生態系の寄与に分けられ、モデルでは図 2.11 に示す累積値 (蓄積量) が得られる。海洋の吸収量は、溶存無機炭素の観測値から人為起源の変化を分離した結果 (Sabine et al., 2004) に基づき、1750–1994 年、1980–2005 年の期間について、それぞれ 118 ± 19 GtC、53 ± 9 GtC と見積もられている (IPCC WG1, 2007, Table 5.1)。モデルでは、対応する期間の吸収量は 118.7 GtC、52.5 GtC と計算され、観測に基づく見積もりとほぼ一致する。一方、陸域生態系の吸収量は、最近ではタワー観測や衛星観測などが行われているものの、AR4 の段階では、他の排出・吸収量からの残差による推定に留まっている。インバージョン計算で得られた排出量と実績値との比較から、1940 年以降、単純な CO₂ 施肥効果では説明できない吸収要因が示唆されており、その説明は今後の課題である。

図 2.11 には、参考のため、大気、海洋、および陸域生態系に蓄積される割合も合わせて示している。それぞれの割合は、大体 0.5、0.3、0.2 程度である。この結果は、AR4 で言及された数値 (大気 0.45、海洋 0.30、陸上生態系 0.25) に近い。

図 2.12 に、温度変化のスピンナップ計算の結果を代表的な観測値と比較する。現実の温度変化には、CO₂

^{*5} <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>

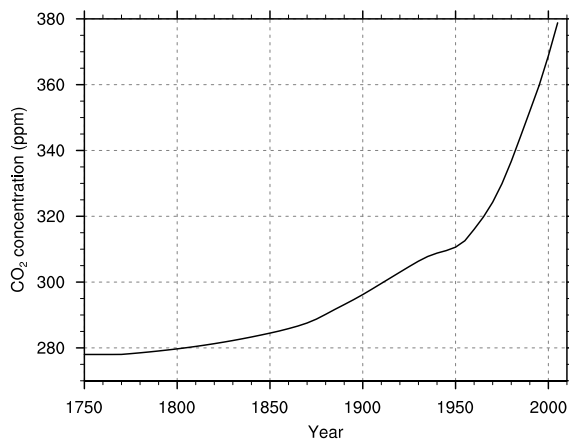
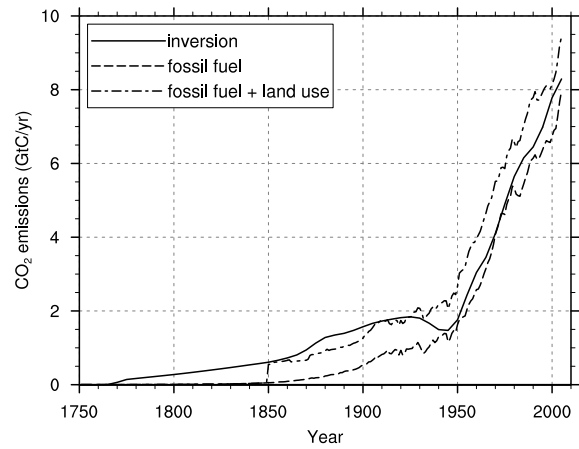
図 2.9: 過去の CO₂ 濃度図 2.10: 過去の CO₂ 排出量

図 2.10 の実線は、図 2.9 に示す濃度から炭素循環のインバージョン計算で求めた結果。図 2.10 の破線は、化石燃料起源の排出量（化石燃料の燃焼、セメント製造、および油井等のガス燃焼 (gas flaring) の合計) (Boden et al., 2009)、一点鎖線は、化石燃料起源の排出量に、土地利用改変に伴う排出量 (Houghton, 2008) (データは 1850 年以降) を加えた結果。

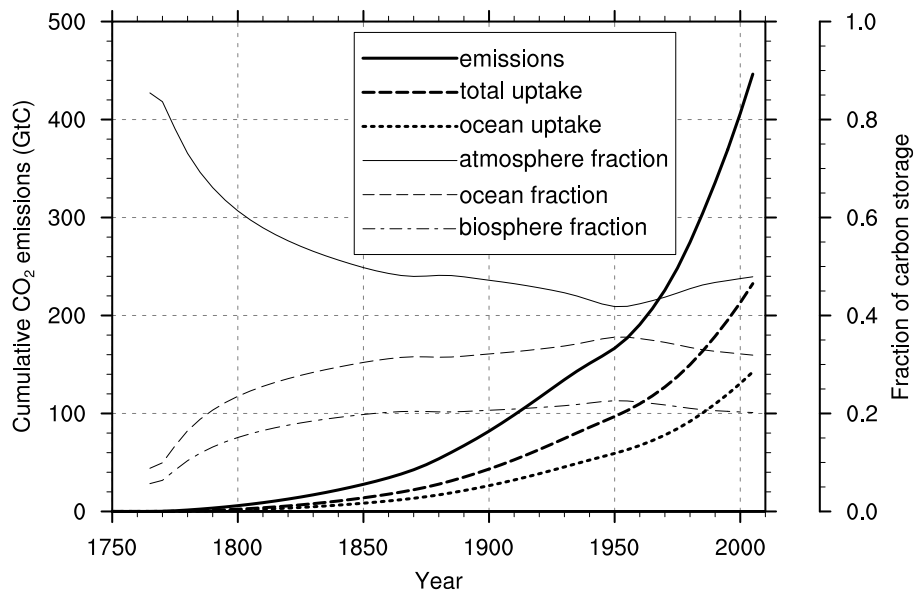


図 2.11: 過去の排出量と自然吸収量の累積値

自然吸収は、海洋と陸域生態系の吸収の合計。大気、海洋、陸域生態系のそれぞれに蓄積される割合も合わせて示す。

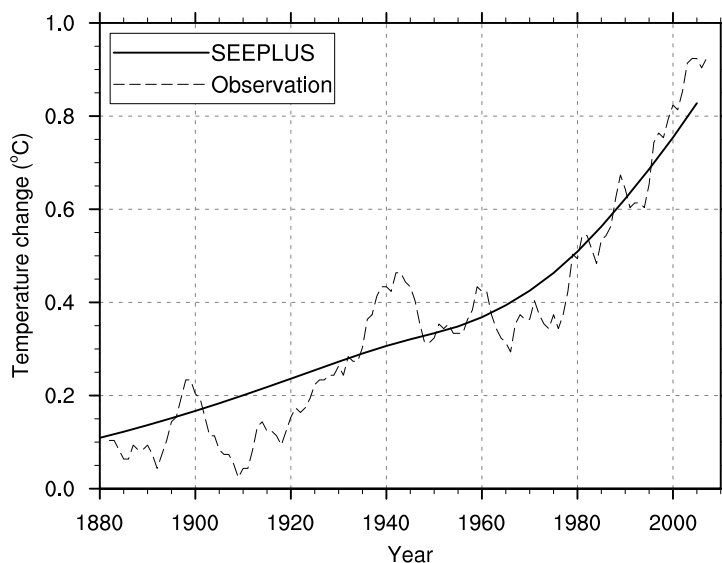


図 2.12: 過去の温度変化

観測データは NASA（米国航空宇宙局）による年間気温偏差の 5 年移動平均値 (Hansen et al., 2010)。図では 1930–90 年の平均が一致するように調整。

以外の人為起源の気候変化要因、太陽活動の変動や火山噴火による自然の気候変化要因、およびエルニーニョなどの気候システム内部の自然変動が反映されている。簡易モデルの計算にこれらの要因は含まれないが、CO₂ の放射強制力に対応する長期的な変化傾向は観測値と整合的である。第 1 章で述べたように、2005 年時点の CO₂ 以外の GHG による加熱効果は、大半がエアロゾルによる冷却効果で相殺されている。また、自然の気候変化・変動は、一過性、もしくは人為起源の気候変化より小さいと見込まれる。したがって、不確実性はあるものの、気候感度を 3.0°C に設定すること、および CO₂ 濃度のみを外力とするスピンナップ計算は、将来予測の前提として妥当と判断される。

2.4.2 RCP を用いた将来予測

第 1 章で述べたように、AR5 に向けた CMIP5 の気候計算には RCP が使われる。ここでは、SEEPLUS の計算結果を RCP の CO₂ 排出量・濃度データと比較し、将来予測に関する炭素循環の傾向を確認する。RCP データと比較するための計算では、スピンナップ期間を 1750–1995 年とし、2000 年以降は RCP の排出量もしくは濃度を 5 年間隔に補間して入力データに用いた。

まず、2100 年までの期間について SEEPLUS と RCP データを比較した結果を図 2.13 に示す。図には、RCP の排出量データから計算した濃度と、RCP の濃度データからインバージョン計算で求めた排出量を示している。4 種類の経路とも、計算結果と RCP データは良く一致している。RCP データには、AR4 の段階での複数の地球システムモデル (Friedlingstein et al., 2006) の平均的傾向が反映されている (Meinshausen et al., 2011)。したがって、SEEPLUS の結果が RCP の排出量と濃度の関係に近いことは、SEEPLUS の炭素循環の

傾向が標準的である（多くのモデルの平均に近い）ことを意味する。

次に、4種類の経路のうち、最小・最大排出となる RCP 3-PD (2.6) と RCP 8.5 について、CMIP5 の長期予測に使われる 2300 年までの延長期間を比較する。それぞれの経路の 2100 年以降は、RCP 3-PD (2.6) では排出量一定、RCP 8.5 では 2150 年まで排出量一定、2250 年以降濃度一定とし、その間は滑らかに接続するという設定である (Meinshausen et al., 2011)。ただし、2100 年より後の排出量データは提供されていない。この延長経路の設定を考慮して、3-PD (2.6) については RCP の排出量から計算した濃度を、8.5 については RCP の濃度からインバージョン計算で求めた排出量を、それぞれの対応する RCP データと比較する。3-PD (2.6) の 2100 年時点の排出量はマイナス ($-0.420 \text{ GtC yr}^{-1}$) であり、2100 年以降はその値を継続することになる。

結果を図 2.14 に示す。RCP 8.5 のインバージョン計算で得られた排出量は、2100、2150、2250 年で大きく変化し、上記の作成手順に対応する変化傾向が見られる。しかしながら、RCP の延長経路で想定された排出一定の区間で、SEEPLUS の排出量は増加傾向であり、自然の CO_2 吸収量が相対的に大きい。この傾向は RCP 3-PD (2.6) の場合にも見られ、計算された濃度は、2100 年以降、RCP と比べて若干低目で推移する。ただし、両者の差は 2160 年に 14 ppm 程度で最大となり、その後は縮小する傾向にある。

RCP は標準的なデータとは言え、炭素循環の科学的知見は発展途上である。RCP の作成過程で参照された、地球システムモデルに関する相互比較実験 (Friedlingstein et al., 2006) では、RCP 8.5 に近い排出経路 (SRES A2、図 1.4(a)) の場合で、炭素循環の温暖化フィードバックが定量的に比較されている。このフィードバック効果は、A2 シナリオの 2100 年時点における CO_2 濃度を 20–200 ppm（多くのモデルでは 50–100 ppm）増加させる規模と見積もられている。例えば、2100 年時点の 50 ppm の濃度差は、炭素量に換算して 105 GtC の差である ($1 \text{ ppm} = 2.12 \text{ GtC}$)。A2 シナリオの 2100 年時点で大気に残る人為起源 CO_2 の割合を 0.6 程度と仮定すると*6、この差は 180 GtC 程度の排出量の差に相当する。A2 に近い RCP 8.5 について、インバージョン計算による排出量と RCP データとの差は、2100 年時点で 2.1 GtC yr^{-1} であるが、21 世紀中の大半は $\pm 1 \text{ GtC yr}^{-1}$ 以内である。したがって、SEEPLUS の計算結果と RCP データの差は、AR4 の段階での不確実性の範囲に十分収まる程度である。

2.4.3 超長期の炭素循環

簡易モデルは計算負荷が低いことが利点の一つであり、1000 年規模の超長期の計算も簡単に実行できる。ただし、SEEPLUS の炭素循環モデルには、地質学的な CO_2 除去過程が含まれないので、西暦 3000 年を超えるような場合は、その点に注意が必要である。

排出量がゼロ、すなわち累積排出量が一定の場合、炭素循環は、大気・海洋・陸域生態系間の正味の CO_2 交換がゼロとなる平衡状態に向かって推移する。SEEPLUS のモデルの場合、平衡状態の海洋の蓄積量は、

*6 SEEPLUS の計算では 0.56。

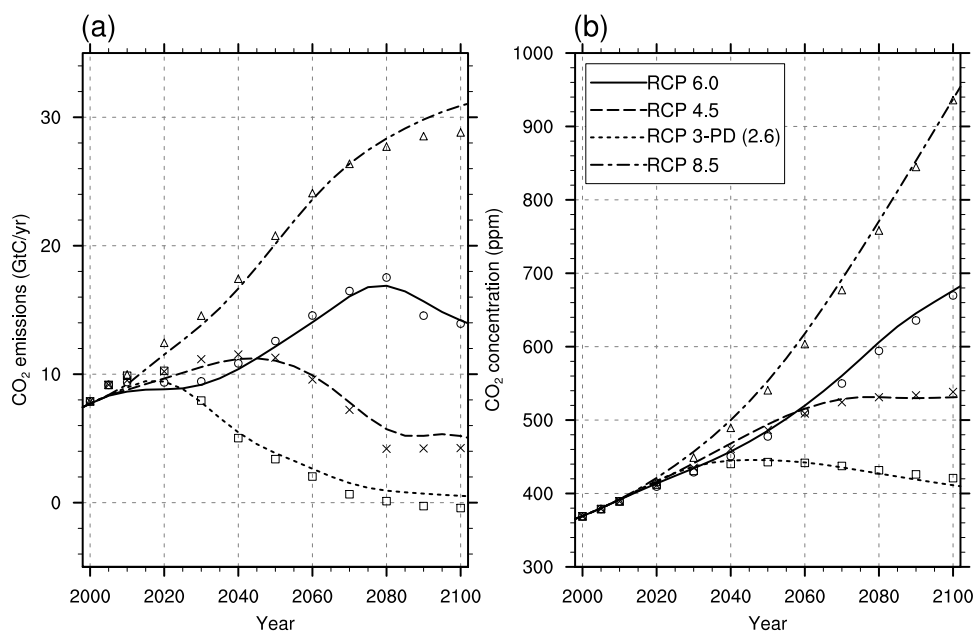


図 2.13: RCP の 4 種類の経路に対する SEEPLUS の計算結果

線はモデル計算、マーカは RCP データを表す。(a) の各線は RCP の濃度データ ((b) のマーカ) から計算された排出量。(b) の各線は RCP の排出量データ ((a) のマーカ) から計算された濃度。

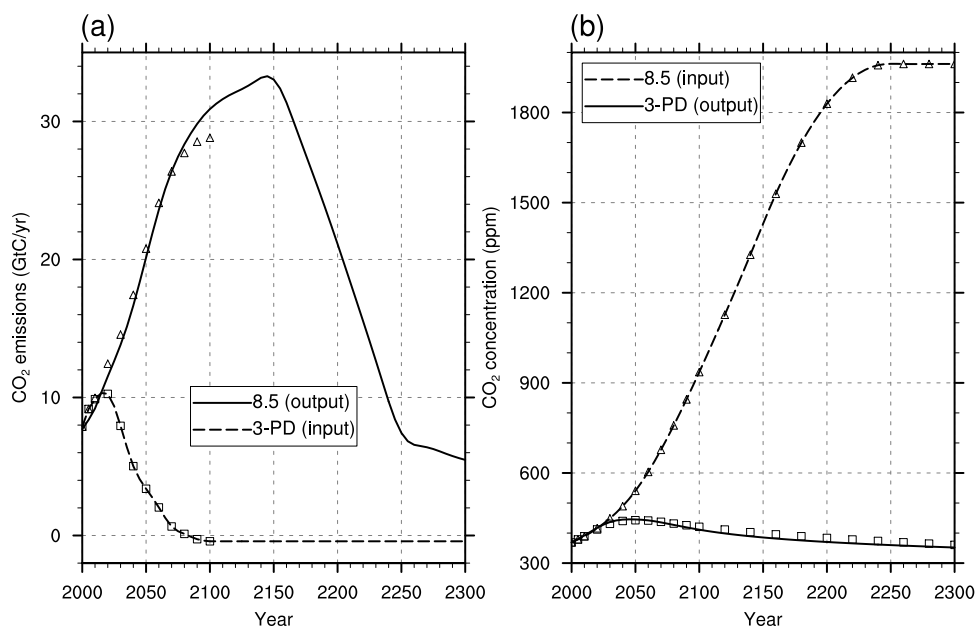


図 2.14: 2300 年まで延長された RCP を入力とする SEEPLUS の計算結果

排出量 (a)、濃度 (b) とも、実線はモデルの出力値、破線は入力値、マーカは RCP のデータ。

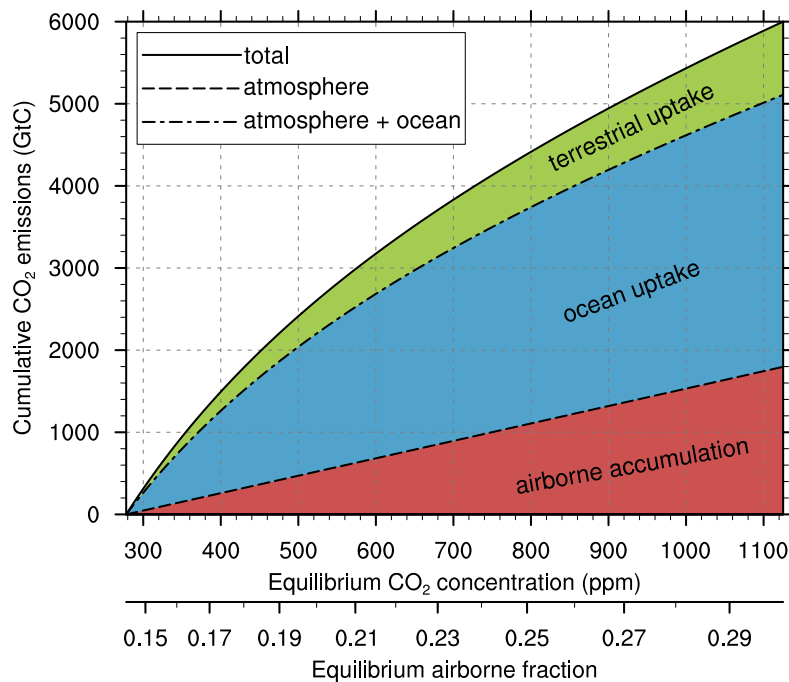


図 2.15: 累積排出量と平衡状態の CO₂ 濃度の関係

色分けされた領域は、平衡状態における大気、海洋、陸域生態系の人為起源 CO₂ の内訳を表す。

図 2.7 に示されるように、濃度の関数として決定される。また、平衡状態の陸域生態系の蓄積量は、表 2.1 に掲載した $b(t)$ の式を、一定濃度 (w_∞) で時間積分した極限

$$\int_0^\infty b(t; w = w_\infty) dt = b_0 \beta \log(w_\infty / w_0) \sum_i A_i \tau_i^2 \quad (2.28)$$

から計算される (表 2.2 に示す応答関数 $R_{bs}(t)$ のパラメータは、 $\sum_i A_i \tau_i = 1$ であることに注意)。このように、SEEPLUS の炭素循環の平衡状態は、与えられた平衡濃度から解析的に求めることができ、図 2.15 に示すように累積排出量と平衡濃度の関係が得られる。なお、図 1.1 に関連して、第 1 章で平衡濃度に関連することを述べた。図 2.15 に示されるのは、非線形の炭素循環過程を考慮したより現実的な平衡濃度である。

平衡時の陸域生態系の蓄積量は濃度とともに増加するが、温暖化とともに吸収された CO₂ の分解が加速するといったフィードバック効果が含まれないため、過大評価の可能性はある。一方、海洋の CO₂ 吸収については、温度依存性は考慮されないものの、CO₂ 吸収が進むにつれて炭酸系のバッファ係数が変化する効果は含まれている (図 2.8)。超長期の大気・海洋間の CO₂ 平衡に関する既往研究 (Archer and Brovkin, 2008) では、地質学的な除去過程を考慮しない場合、1000–2000 GtC と 4000–5000 GtC の累積排出量の範囲で、大気に残る割合はそれぞれ 0.22 と 0.34 と見積もられている。 R_{oc} のパラメータ (表 2.2) はこの数値を考慮して調整したものである。

図 2.16 に人為起源 CO₂ が長期的に大気に残る割合を示す。図には、既往研究との比較のため、SEEPLUS の炭素循環モデルで陸域生態系の吸収を考慮しない条件で計算した結果も示している。この場合、大気に残る

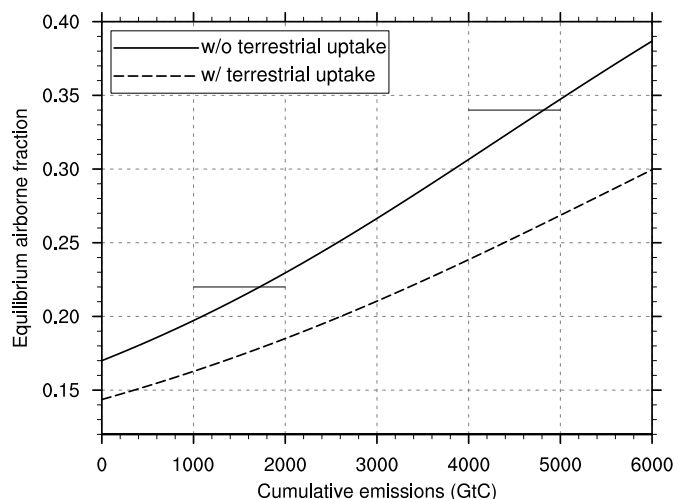


図 2.16: 人為起源 CO₂ が長期的に大気に残る割合

実線（破線）は陸域生態系の吸収を考慮しない（した）場合の結果。1000–2000GtC および 4000–5000 GtC の範囲に示される水平線は、既往研究 (Archer and Brovkin, 2008) に基づく参照値（それぞれ 0.22、0.34）を示す。

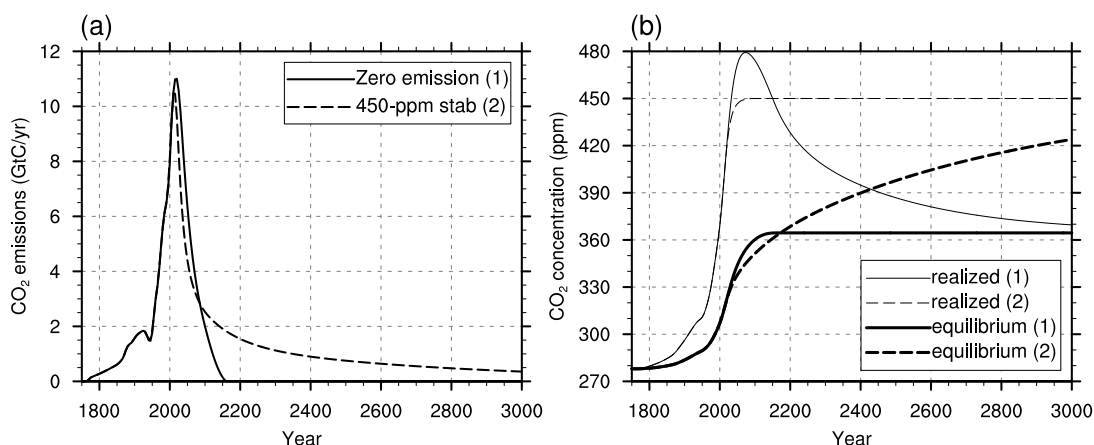


図 2.17: 典型的なゼロ排出経路と濃度安定化経路についての排出量 (a) と濃度 (b) の比較

22 世紀半ばに排出量をゼロにする経路 (1) と、21 世紀中に濃度を 450 ppm に安定化する経路 (2) の例。濃度の図には、各時点で実現する濃度 (realized) に加え、仮想的な平衡濃度 (equilibrium) も示す。

割合は、1000–2000 GtC と 4000–5000 GtC の範囲で、それぞれ 0.197–0.230 と 0.307–0.347 であり、既往研究と整合する。なお、累積排出量をゼロに近づけた時の極限は、応答関数の時定数無限大の振幅 ($A_0 = 0.170$) に対応する。

炭素循環の平衡状態が累積排出量の関数として評価されることを応用して、各時点で実現する CO₂ 濃度とともに、仮想的な平衡濃度を計算することができる。ここで仮想的な平衡濃度は、ある時点までの累積排出量に対応する平衡状態の濃度であり、その時点以降の排出量をゼロにして数千年以上が経過した後を実現する濃度を意味する。

各時点の濃度と平衡濃度の差は潜在的な吸収量の目安となる。図 2.17 に、典型的な場合として、22 世紀半

ばにゼロ排出を達成する経路と、21世紀中に濃度を450 ppmに安定化する経路について、濃度の経年変化を平衡濃度と比較する。それぞれの経路は、ウェブアプリケーションで雛型として用意されているもので、その説明についてはA.4.2項で述べる。ゼロ排出経路の場合は、排出量がゼロに達した後は累積排出量が一定であるため、対応する平衡濃度も一定となる。実現する濃度は一時的に480 ppmに達するが、その後は平衡濃度(365 ppm)に向かって緩やかに減少する。一方、濃度安定化経路の場合は、自然の吸収量とバランスする1 GtCyr⁻¹程度の排出量が長期的に維持されるため、平衡濃度は安定化レベルの450 ppmに向かって少しずつ増加する。また、平衡状態に近づくまでに要する年数は、ゼロ排出経路より長くなる。

2.5 パターンスケーリング

SEEPLUSのウェブアプリケーションでは、気候変化の空間分布を月・季節別および年平均について描画する機能を用意している。空間分布の算出は、あらかじめ用意された基準分布を、簡易気候モデルで出力される温度変化の全球平均値で比例調節する単純な方法による。このようなパターンスケーリングは、AR4の第1作業部会の報告書(IPCC WG1, 2007)で言及されたように、地球温暖化の空間分布の傾向が、全体的な温度上昇の度合いにはあまり依存しないことが根拠となる。

基準分布には、CMIP3の成果として得られる、マルチモデル気候実験のアンサンブル平均を採用した。描画対象は、地上気温、降水量、および地上気圧である。第4章と第5章では、台風の暴風雨強度の変化を評価するために、上空の気温変化のスケーリングやその不確実性の評価にもCMIP3データを参照している。本項では、これらのスケーリングや不確実性評価に用いたCMIP3データについて説明する。

CMIP3データは、10ヶ国におよぶ14の気候モデリンググループで開発された複数のAOGCMによる数値実験結果から構成される。この数値実験は、AR4に向けた地球温暖化予測実験として実施され、主に2005年から2006年にかけて、米国PCMDI(Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)に収集された。著者は、電力中央研究所とNCARとの共同研究の枠組で、NCARの開発した地球システムモデル(CCSM3)による気候実験を分担し、CMIP3に貢献した。

表2.5に、CMIP3データを構成するモデルの一覧を示す。各モデルとも、大気、海洋、陸面、海氷のサブモデルを結合したモデルであるが、表に示すように、モデルの空間解像度は100–500 kmの範囲で異なる。また、力学過程と呼ばれる微分方程式の離散化や、物理過程と呼ばれる計算格子で陽に表現できない諸現象の表現も、モデルによって様々である。気候予測には、主に物理過程に起因する不確実性が避けられず、予測結果はモデル間でばらつく。

CMIP3では表2.6に示す12ケースの数値実験の仕様が定められ、その共通仕様にしたがって、各研究機関ではそれぞれのモデルを使った計算が行われた。ただし、12ケース全てを実行するのは必須ではなく、モデルによって実施された実験ケースは異なる。地球温暖化予測としてしばしば参照されるのは、工業化前から20

表 2.5: CMIP3 データを構成する AOGCM の一覧

名称	開発機関	大気解像度 / 海洋解像度
1 BCC-CM1	Beijing Climate Center, China	T63, L16, 25 hPa / $1.9^\circ \times 1.9^\circ$, L30
2 BCCR-BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	T63, L31, 10 hPa / $0.5\text{--}1.5^\circ \times 1.5^\circ$, L35
3 CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T47, L31, 1 hPa / $1.9^\circ \times 1.9^\circ$, L29
4 CGCM3.1(T63)	同上	T63, L31, 1 hPa / $0.9^\circ \times 1.4^\circ$, L29
5 CNRM-CM3	Meteo-France / Centre National de Recherches Meteorologiques, France	T63, L45, 0.05 hPa / $0.5\text{--}2^\circ \times 2^\circ$, L31
6 CSIRO-Mk3.0	CSIRO Atmospheric Research, Australia	T63, L18, 4.5 hPa / $0.8^\circ \times 1.9^\circ$, L31
7 CSIRO-Mk3.5	同上	同上
8 GFDL-CM2.0	NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	$2.0^\circ \times 2.5^\circ$, L24, 3 hPa / $0.3\text{--}1.0^\circ \times 1.0^\circ$, L50
9 GFDL-CM2.1	同上	同上
10 GISS-AOM	NASA / Goddard Institute for Space Studies, USA	$3^\circ \times 4^\circ$, L12, 10 hPa / $3^\circ \times 4^\circ$, L16
11 GISS-EH	同上	$4^\circ \times 5^\circ$, L20, 0.1 hPa / $2^\circ \times 2^\circ$, L16
12 GISS-ER	同上	同上 / $4^\circ \times 5^\circ$, L13
13 FGOALS-g1.0	LASG / Institute of Atmospheric Physics, China	T42, L26, 2.2 hPa / $1.0^\circ \times 1.0^\circ$, L16
14 INGV-SXG	Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy	T106, L19, 10 hPa / $1.0^\circ \times 1.0^\circ$, L33
15 INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics, Russia	$4^\circ \times 5^\circ$, L21, 10 hPa / $2^\circ \times 2.5^\circ$, L33
16 IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace, France	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$, L19, 4 hPa / $2^\circ \times 2^\circ$, L31
17 MIROC3.2(hires)	東京大学気候システム研究センター、国立環境研究所、地球環境フロンティア研究センター (JAMSTEC)	T106, L56, 40 km / $0.2^\circ \times 0.3^\circ$, L47
18 MIROC3.2(medres)	同上	T42, L20, 30 km / $0.5\text{--}1.4^\circ \times 1.4^\circ$, L43
19 ECHO-G	Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, Germany/Korea	T30, L19, 10 hPa / $0.5\text{--}2.8^\circ \times 2.8^\circ$, L20
20 ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	T63, L31, 10 hPa / $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, L40
21 MRI-CGCM2.3.2	気象研究所	T42, L30, 0.4 hPa / $0.5\text{--}2.0^\circ \times 2.5^\circ$, L23
22 CCSM3	National Center for Atmospheric Research, USA	T85, L26, 2.2 hPa / $0.3\text{--}1^\circ \times 1^\circ$, L40
23 PCM	同上	T42, L26, 2.2 hPa / $0.5\text{--}0.7^\circ \times 1.1^\circ$, L40
24 UKMO-HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office, UK	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$, L19, 5 hPa / $1.25^\circ \times 1.25^\circ$, L20
25 UKMO-HadGEM1	同上	$1.3^\circ \times 1.9^\circ$, L38, 39.2 km / $0.3\text{--}1.0^\circ \times 1.0^\circ$, L40

モデルの仕様は、大気と海洋の鉛直解像度のみ示す。解像度の諸元は、IPCC WG1 (2007) の Table 8.1、および出力ファイルのメタデータに基づく。大気モデルは、水平解像度、鉛直レベル数 ('L' に続く数字)、およびモデル上端のレベルを記載。水平解像度は、格子間隔 (緯度 \times 経度)、もしくはスペクトルモデルの場合の波数空間での切断形状 ('T' は三角形型) と最大波数で表す。後者の場合、対応する格子間隔は、T30 が $3.9^\circ \times 3.9^\circ$ 、T42、T47 が $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ 、T63 が $1.9^\circ \times 1.9^\circ$ 、T85 が $1.4^\circ \times 1.4^\circ$ 、T106 が $1.1^\circ \times 1.1^\circ$ 。海洋モデルは、水平解像度と鉛直層数を記載。CCSM3 の開発と計算実行には電力中央研究所が協力している。

表 2.6: CMIP3 の数値実験の種類別

ケース名	期間	説明
picntrl	100 年以上	工業化前気候のコントロール実験
pdntrl	100 年以上	現状気候のコントロール実験
20c3m	1850 年頃～現在	20 世紀気候
commit	現在～2100 年	コミットされた気候変化（現在の放射強制力で固定）
sresa2	現在～2100 年	SRES A2（高排出）
sresa1b	現在～2300 年頃	SRES A1B（中排出、2100 年以降は放射強制力を固定）
sresb1	現在～2300 年頃	SRES B1（低排出、2100 年以降は放射強制力を固定）
1pctto2x	70+150 年	CO ₂ 濃度 1% 漸増、倍増後、濃度固定
1pctto4x	140+150 年	CO ₂ 濃度 1% 漸増、4 倍増後、濃度固定
slabcntl	100 年程度	海洋混合層モデルによるコントロール実験
2xco2	100 年程度	海洋混合層モデルによる CO ₂ 倍増実験
amip	1979 年～現在	観測された海面水温を境界値とする大気モデルによる実験

世紀末にかけての過去の気候再現を対象とする 20c3m と、それに続く将来の気候変化を対象とする sresa2、sresa1b、および sresb1 である。将来気候の 3 ケースは、2100 年までは、それぞれ SRES A2、A1B、および B1 の排出シナリオに対応する。A1B と B1 については、2100 年以降放射強制力を固定して 2300 年まで続けられた。A2、A1B、B1 はそれぞれ高排出、中排出、低排出のシナリオと言及される。

SRES は CO₂ などの排出量を定めたものであり、排出量から大気中濃度への換算法は決められていない。このため、気候の強制力となる CO₂ 等の濃度の与え方は、モデルによって若干異なる。A2、A1B、B1 の 2100 年時点の標準的な CO₂ 濃度は、それぞれ 840 ppm、720 ppm、550 ppm である。

CMIP3 で実行された様々な数値実験のうち、本研究では、sresa1b の 2080–99 年平均から 20c3m の 1980–99 年平均を引いた結果を、パターンスケーリングの基準データとした。SEEPLUS のウェブアプリケーションで参照されるのは、CMIP3 の全てのモデルの結果をアンサンブル平均したものである。

図 2.18–図 2.20 に、アンサンブル平均による基準分布から、地上気温、降水量、および海面気圧の 12–2 月平均と 6–8 月平均を示す。これらは IPCC WG1 (2007) Figure 10.9 と同様の図であるが、日本付近を拡大した図もつけている。気温上昇は、海洋より大陸、低緯度より高緯度で大きく、特に、北半球高緯度域の冬季の昇温が著しい。この違いには、主に、海洋の熱容量が大きいことや、雪氷域の変化が気温変化を増幅することが関係する。日本付近は地球全体の平均に近く、北日本はやや大きな変化となる。また、季節による違いもあり、夏より冬の昇温が若干大きい。降水量は、一般に、赤道付近の熱帯や高緯度で増加し、亜熱帯や中緯度で減少する傾向である。ただし、日本が位置する東アジア域は、モンスーン（季節風）による水蒸気輸送が増加することから、同じ緯度帯の他の地域と異なり、夏季の降水量は増加傾向である。

図では、AR4 と同様に、モデル間のばらつきの標準偏差を不確実性の尺度とし、温暖化による偏差の絶対値がモデル間標準偏差を上回る領域に点描をつけている。この点描域における変化は比較的信頼性が高いと解釈される。昇温傾向はほとんどの地域で信頼性が高いが、中・低緯度の降水増減の信頼性はあまり高くない。

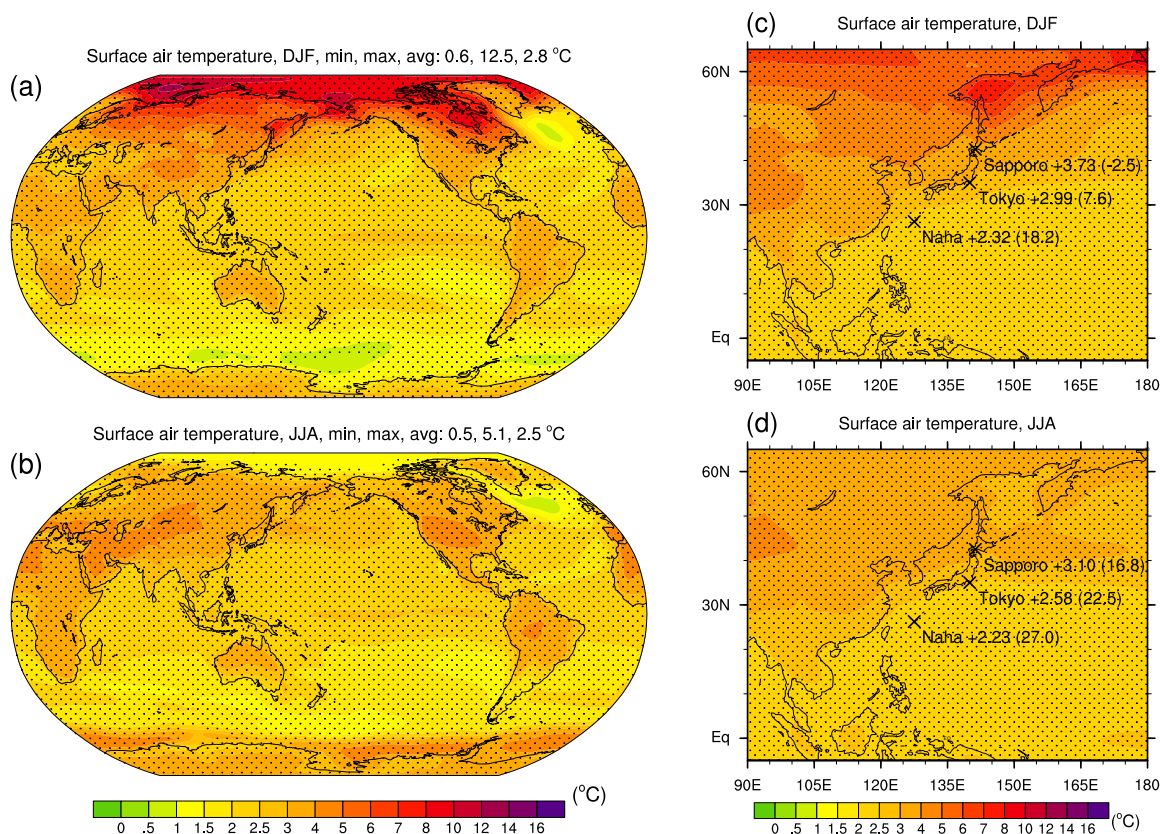


図 2.18: 地球温暖化による地上気温変化 (単位: °C) の空間分布

CMIP3 マルチモデル気候データのアンサンブル平均から得られる 12-2 月 (a, c) および 6-8 月 (b, d) の気温変化 (1980-1999 年から A1B シナリオの 2080-2099 年にかけての変化)。点描域はモデル間標準偏差を越える変化であることを表す。(c) と (d) は日本付近を拡大したもので、数値は、札幌、東京、および那覇に相当する格子点の値 (括弧内の数値は 1980-1999 年のモデル気候値)。

海面気圧の変化には、大規模な大気循環の変化傾向が反映されている。両半球とも冬季の極域の減少が顕著であり、中緯度の多くでは増加する。この変化は、地球温暖化によって北極振動が正偏差となる (北極を取り巻く流れが強化される) 傾向や、中緯度のストームトラック (温帯低気圧の活動域) が極側にずれる傾向を示唆する。日本付近では、冬季は増加傾向、夏季は減少傾向である。冬季は季節風が弱まり、夏季は梅雨が長引く傾向が示唆されるが、夏季の変化についての信頼性はあまり高くない。

2.6 温度変化の非線形性

温度変化のインパルス応答モデルは、放射強制力に対して気候システムが線形的に応答することが前提である。しかしながら、実際の気候変化は非常に複雑なシステムの応答であり、強制力が大きくなると、全球規模の変化についても非線形性が顕著になると考えられる。また、最終的に同じ強制力に至る場合でも、途中の変化経路に依存して応答が異なる履歴効果が生じる可能性もある。

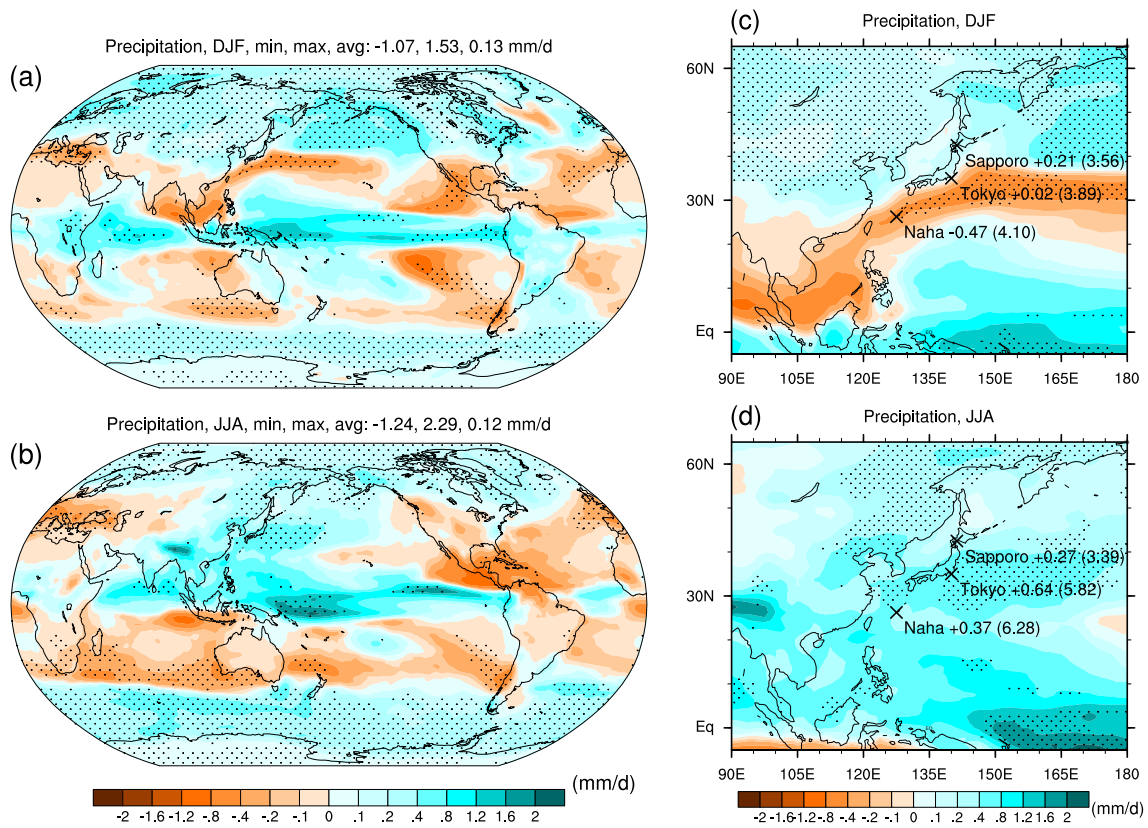
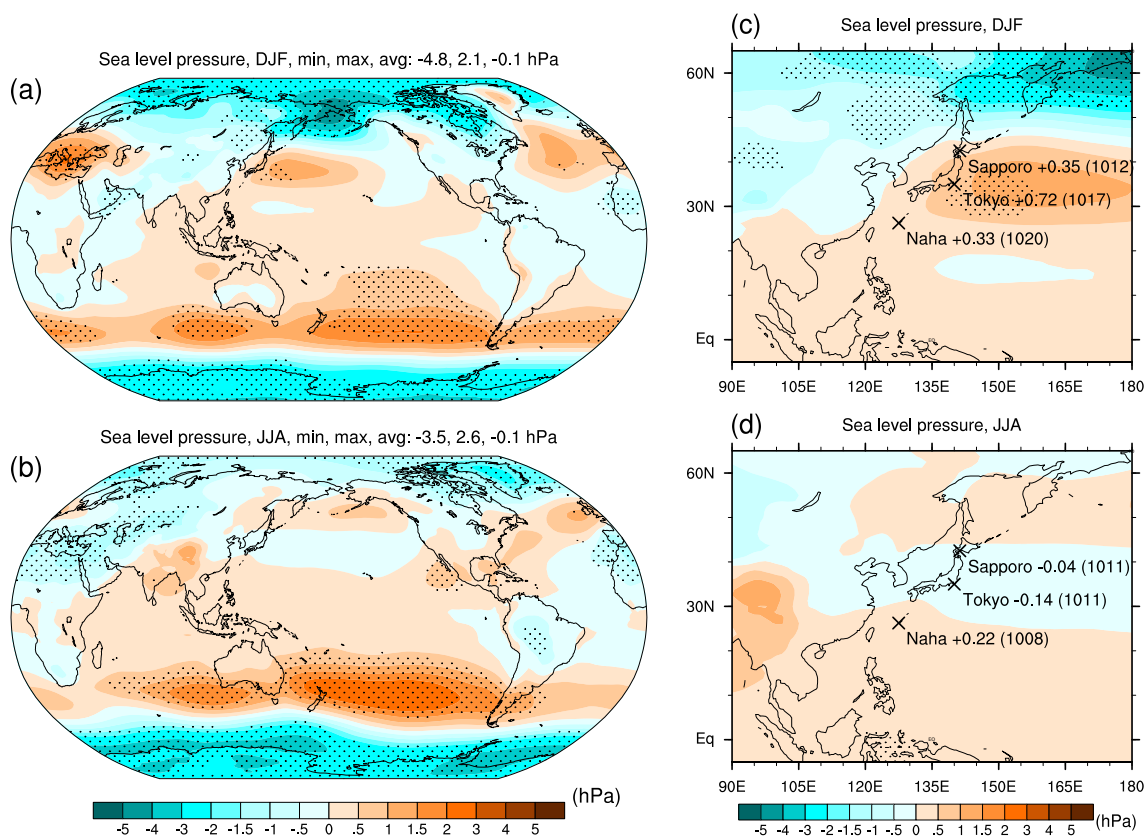
図 2.19: と同様、ただし降水量の変化 (単位: mm d^{-1})

図 2.20: と同様、ただし海面気圧の変化 (単位: hPa)

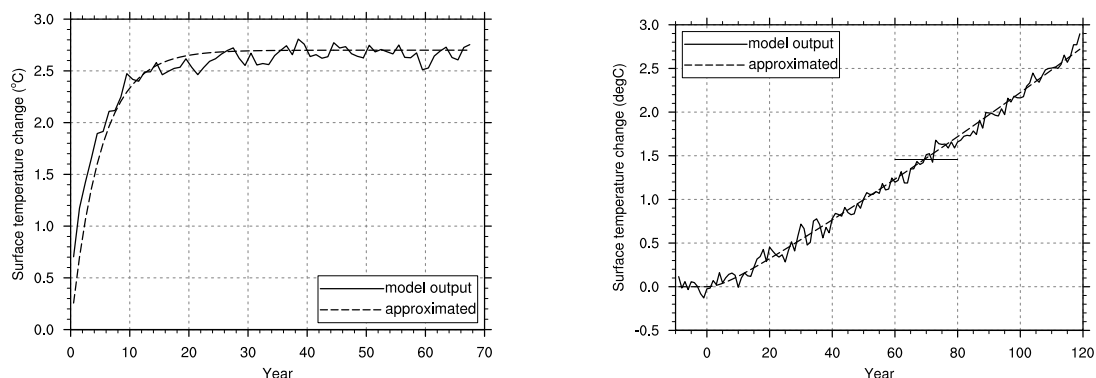


図 2.21: CCSM3 を用いた CO_2 濃度倍増実験（左）と年率 1% の濃度漸増実験（右）の地表温度とインパルス応答モデルによる近似

地表温度は全球年平均値。漸増実験の 0 年は漸増開始時に対応。60–80 年の位置に引かれた水平の線分は、過渡的な気候感度として定義される 60–80 年平均の地表温度（モデル出力値）を示す。

この点については、NCAR の CCSM3 (Collins et al., 2006) による数値実験結果を調査した研究 (Tsutsui et al., 2007) が参考になる。この実験は、前項で述べた CMIP3 の枠組で実施されたもので、計算期間は 1870–2450 年、2000 年から SRES A1B、B1 (図 1.4(a)) に分岐し、2100 年以降はそれぞれ一定の強制力を維持するという条件である (表 2.6 の sresa1b と sresb1)。また、CMIP3 の仕様とは別に、A1B の 2150 年から分岐して、100 年かけて B1 の強制力のレベルまで下げる独自のオーバーシュート実験も実施している。実験結果を地表と海洋 3 層（境界水深: 100、500 m）に分けてインパルス応答モデルで近似したところ、海洋深層を除き、応答関数のパラメータのシナリオ依存性は小さく、CCSM3 の気候応答は基本的に線形応答と見做されることが確認された。また、最終的に同じ強制力に至る B1 とオーバーシュートの比較から、途中の強制力に違いがあっても、最終的な応答に履歴効果がほとんど残らないことも確認された。

この研究は A1B のレベルまでの強制力であったが、さらに極端な強制力を与えた実験も実施されている (筒井ほか, 2007)。以下では、この結果を参照して、地表温度に対する SEEPLUS の応答関数のパラメータを調整し、その近似精度を調査した結果を述べる。

CMIP3 の主要モデルについては、IPCC WG1 (2007) の Table 8.2 に、(平衡) 気候感度と過渡的な応答 (transient climate response) の数値が掲載されている。前者は、大気と海洋混合層を結合したモデルで、瞬間的に CO_2 濃度を倍増させる実験 (表 2.6 の 2xco2) から評価される。後者は、通常の大気・海洋結合モデルを用いて年率 1% で CO_2 濃度を増加させる実験 (表 2.6 の 1pctto2x、1pctto4x) から、濃度が 2 倍に達した時点 (漸増開始から 60–80 年の平均) の温度変化として評価される。CCSM3 の気候感度は 2.7°C 、過渡的な応答は 1.5°C である。二つの数値の差は、主に海洋の熱吸収の遅れを反映したものと理解される。これらの数値の元になった実験の地表面温度の推移と、それをインパルス応答モデルで近似した結果を図 2.21 に示す。

CCSM3 を模擬するための応答関数のパラメータは、次の手順で決定した。

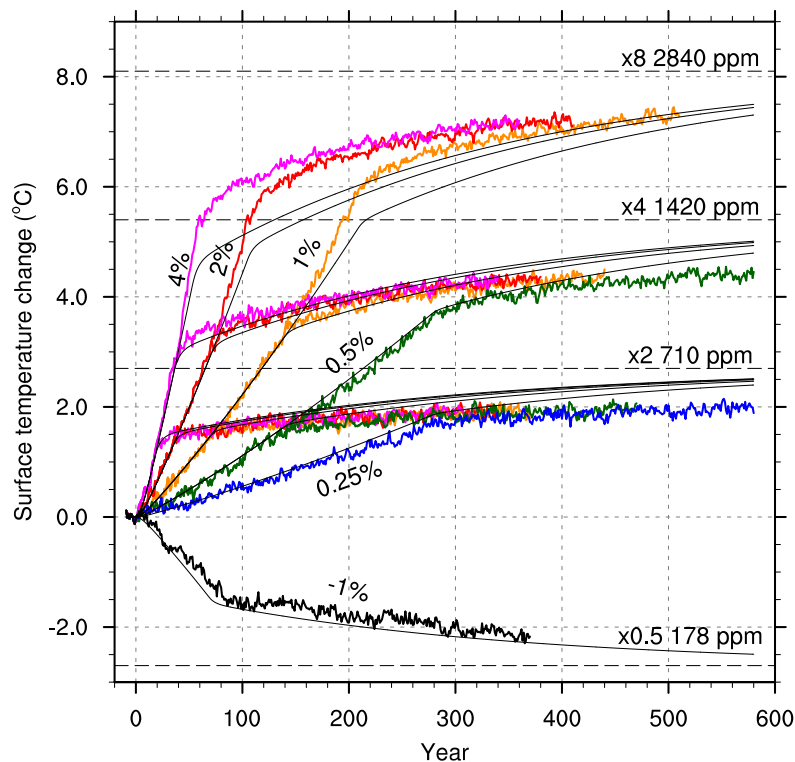


図 2.22: CCSM3 を用いた CO₂ 濃度漸増実験の地表温度とインパルス応答モデルによる近似

太い線はモデル出力値（全球年平均）で、色の違いは漸増速度の違い（年率 -1%、0.25%、0.5%、1%、2%、4%）を表す。1%、2%、4% 漸増ケースは、8 倍増に達した時点で安定化（濃度一定）。途中の 2 倍増と 4 倍増の時点でも分岐して安定化。0.5% 漸増ケースは、4 倍増に達した時点で安定化。途中の 2 倍増の時点でも分岐して安定化。0.25% 漸増のケースは、2 倍増に達した時点で安定化。-1% 漸増のケースは、0.5 倍増に達した時点で安定化。CO₂ 濃度の初期値は 355 ppm。

1. 気候感度 (S) を 2.7°C とする。
2. CO₂ 濃度倍増実験（図 2.21 左）の結果を

$$T_s(t) = S[1 - \exp(-t/\tau_1)] \quad (2.29)$$

で近似し、 τ_1 を決める。この式は、表 2.1 の $T_s(t)$ の式で、 $A_0 = 0$, $R_f(t) = R_{f,2} \times \text{CO}_2$ として時間積分した結果で、大気・海洋混合層モデルを使う CO₂ 濃度倍増実験（CO₂ 濃度が瞬間的に 2 倍になる）に対応する。

3. 年率 1% の CO₂ 濃度漸増実験の結果（図 2.21 右）を表 2.1 の $T_s(t)$ で近似し、過渡的な応答が 1.5°C になるよう A_0 と τ_0 を決める（ A_1 は $1 - A_0$ により決定される）。

図 2.21 に示される二つの実験の範囲では、最適な近似となるパラメータは必ずしも一意ではないが、一つの結果として $A_0 = 0.47$, $A_1 = 0.53$, $\tau_0 = 300$, $\tau_1 = 5$ という値の組み合わせが得られた。標準設定（表 2.2）と比べると、時定数の大きい応答の寄与が相対的に大きい。

CCSM3 を用いた CO₂ 濃度漸増実験は、様々な増加率と安定化濃度レベルに対して実施されている（筒井ほ

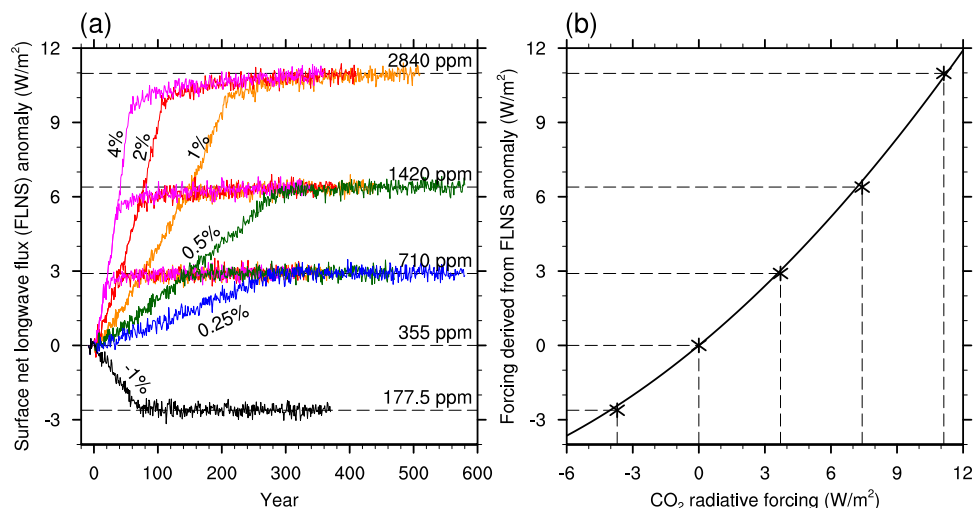


図 2.23: CCSM3 を用いた CO₂ 濃度漸増実験の地表面における正味赤外放射フラックスの偏差

(a) 各実験の全球年平均値の経年変化。各安定化濃度レベルに対する収束値を破線で示す。(b) 各安定化濃度レベルに対する収束値と式 (2.2) で計算される CO₂ の放射強制力との関係 (マーカと破線)。実線は 2 次多項式による近似曲線を表す。

か, 2007)。その結果と上記のパラメータを使ってインパルス応答モデルで近似した結果を図 2.22 に示す。一連の実験では、CO₂ 濃度の初期値は 1990 年時点の 355 ppm に設定されているが、インパルス応答モデルで近似する際の放射強制力は、式 (2.2) の w_0 をこの値に設定した。CO₂ 濃度が 4 倍程度までであれば、濃度が減少する場合も含めて、近似精度は概ね良好である。しかしながら、濃度が 4 倍のレベルを超えると、増加率によらずインパルス応答モデルは過少評価となる。応答関数のパラメータは、高濃度の実験結果に合うよう調整することも可能であるが、その場合は過渡的な応答が 1.5°C という条件が満たされなくなる。結局のところ、図 2.22 に示す全ての実験結果を十分な精度で近似することは難しい。

CCSM3 の中では、CO₂ 濃度増加に伴う地表面の加熱は、複雑な放射過程や地表面過程の結果として生じる。モデルの出力変数の中から、この加熱効果に相当する指標として、地表面における正味赤外放射フラックスに注目する。この変数の初期状態からの偏差 (鉛直下向きを正とする) は、CO₂ の増減による温室効果の変化に各種フィードバック効果も含めた実質的な強制力と関係する。この偏差の経年変化、および各安定化レベルにおける収束値を、式 (2.2) による近似的な放射強制力と比較した結果を図 2.23 に示す。経年変化は直線的であり、強制力が CO₂ 濃度の対数にほぼ比例すること、および濃度安定化後、比較的速やかに一定値に収束し、その収束値は濃度増加速度に依存しないことが確認される。ただし、収束値は CO₂ 濃度の対数に対して若干の非線形性を示し、濃度 8 倍のレベルでは変化の増幅が目立ってくる。

以上の結果、CCSM3 の場合は、濃度 4 倍程度までであれば、濃度の対数に比例する強制力を用いて気候応答を線形モデルで近似するのは妥当と判断される。この濃度は放射強制力に換算すると 7.4 W m^{-2} であり、RCP 8.5 の 2100 年時点のレベルに近い (図 1.4)。複雑な気候モデルは、より現実的な気候予測を目指した高

度化が進んでいる。例えば、CCSM3では地表面を構成する植生分布は固定されていたが、その後継のモデルでは、気候変化に応じて動的に変化する植生モデルが取り入れられている。線形応答の妥当性については、今後とも検討すべき課題の一つである。

2.7 まとめ

最新の科学的知見を集約・反映し、様々な付加機能を取り入れるための基盤として、インパルス応答モデルを基礎とする簡易気候モデル (SEEPLUS) を開発した。この簡易気候モデルは、海洋と陸域生態系による CO₂ 吸収を計算する炭素循環モデルと、地表の温度変化を計算する気候変化モデルで構成される。炭素循環の計算対象は世界全体の人為起源 CO₂ である。温度変化については、直接計算されるのは全球平均値であるが、パターンスケリングを介して様々な気候変数について地域規模の変化傾向を導出することもできる。モデルの計算方法や計算結果の精度は次のようにまとめられる。

■炭素循環モデル

- 排出量から大気中の濃度を求める通常の計算に加え、濃度から排出量を求めるインバージョン計算に対応。
- 海洋の CO₂ 吸収は、複合層（大気+海洋混合層）と海洋3層の炭素交換で表現。人為起源 CO₂ の大気と海洋混合層への配分は、非線形化学平衡に基づく。交換係数などのパラメータは、インパルス応答モデルとの対応づけにより決定。応答関数は5種類の指数関数の和で表現。
- 陸域生態系の CO₂ 吸収は、施肥効果による蓄積と大気への還元を表現。施肥効果は CO₂ 濃度の対数に比例、大気への還元は、4種類の指数関数の和を応答関数とするインパルス応答モデルで表現。
- 平衡状態で大気、海洋、陸域生態系に蓄積される人為起源 CO₂ が、累積排出量の関数として評価される。
- 海洋に吸収される人為起源 CO₂ は、これまでの観測結果や、超長期の炭素循環に関する既往研究と整合的。
- スピンナップ計算に用いる排出量は、濃度の観測値からインバージョン計算によって作成。この排出量は実績値（化石燃料の使用と土地利用変化に伴う排出の合計）と誤差範囲内で一致。ただし、1940年以降は実績値に対して 1 GtCyr^{-1} 程度の過少評価。
- 4種類の RCP についてモデルで計算された排出量と濃度の関係は、RCP のデータと良く一致する。高濃度の経路では計算された自然の吸収量がやや大きいのが、AR4 の段階までの複数の炭素循環モデルのばらつきの範囲に十分収まる程度。

■気候変化モデル

- CO₂ 濃度の対数に比例する放射強制力と、2種類の指数関数の和で表される応答関数を用いたインパルス応答モデルで温度変化を計算。温度変化は放射強制力に対して線形応答という前提。
- 温度変化を大きく左右する気候感度のパラメータは3.0°Cに設定。また、気候感度を確率変数として扱うことにより、温度変化の確率分布を導出可能。気候感度の確率分布に、AR4の知見と整合する対数正規分布型の密度関数を設定。
- CO₂ 以外の気候変化要因は、任意の放射強制力を外生的に与える仕様。標準では、2000年までゼロ、2000年から2075年にかけてゼロから0.65 W m⁻²まで滑らかに増加し、その後一定で推移する経路を設定。
- パターンスケリングの基準分布に、CMIP3マルチモデルデータのアンサンブル平均を使用。温度変化などの空間分布は、基準分布をモデルの出力値（地表温度変化の全球平均値）で比例調節して導出。
- 過去のCO₂濃度から計算された温度変化は、観測値の長期的な変化傾向と整合。
- 応答関数のパラメータは、特定のAOGCMの挙動（CO₂濃度漸増実験の結果など）を模擬するよう調整可能。CCSM3（AOGCMの一種）による多数のCO₂濃度漸増実験をCCSM3用にパラメータ調整して近似した結果では、RCP 8.5に近い濃度4倍程度の強制力まで線形応答の前提は妥当。

本研究では、元になったNICCSと同等のインパルス応答モデルを基盤として、(1)炭素循環のインバージョン計算、(2)平衡状態における人為起源炭素の貯蔵割合の評価、(3)気候変化の確率情報の導出、(4)CMIP3データに基づくパターンスケリング、(5)非CO₂の放射強制力の導入、といった機能をSEEPLUSに取り入れた。特に、(1)と(2)の機能は、目標とする濃度安定化経路を達成するための長期的な排出経路の検討に有用であり、新しい気候安定化の概念の提唱にも活用されている(Matsuno et al., 2011a,b)。モデルの基盤部分についても、最新の科学的知見と整合するよう、独自にパラメータ調整を行い、様々な角度から検証した。特に、20世紀期間中の炭素循環や温度変化の非線形性の検証結果は、MAGICCなどの同種のモデルでは示されていない有用な情報と位置づけられる。

以上のように、本研究で開発したSEEPLUSは、AR4の段階までの科学的知見が反映され、実用性に優れた簡易気候モデルである。今後は、AR5に向けたCMIP5の気候実験の成果を基に、パラメータ調整や改良を行うことが課題である。

CMIP5ではAOGCMベースの地球システムモデルによって各種の数値実験が実行されている。炭素循環の挙動が焦点となる2300年までの長期予測では、RCPの濃度データを入力して対応する排出量を計算する仕様である。SEEPLUSのインバージョン計算の機能は、このような本格的な地球システムモデルの結果を集約・反映する際にも有用である。

SEEPLUS のモデルでは炭素循環と温度変化が独立であり、炭素循環の温暖化フィードバックを扱うことができない。海洋の CO₂ 吸収については、化学平衡に関する温度依存性の他、熱塩循環や混合層の厚さに関する物理的な CO₂ 輸送の変化や、物理・化学過程とも関係する生物活動の変化が考えられる。また、陸域生態系の CO₂ 吸収については、気象条件に依存する植生分布や光合成活動の変化、有機物の分解速度の温度依存性などが考えられる。今後のモデル改良では、このような炭素循環と温度変化の相互依存性について CMIP5 の結果を分析し、適切なモデル化を行う方針である。また、スピナップ計算の結果で示唆されたように、単純な施肥効果で説明できない要因の解明とモデル化も課題である。

気候変化モデルに使われる応答関数のパラメータや、線形応答の妥当性についても、引き続き調査が必要である。CMIP5 の気候実験で入力データに使われる RCP は、放射強制力が定められているので、放射強制力と温度変化の関係について複数の AOGCM の結果を直接比較できる。この点については、必ずしもモデル間で強制力が統一されていなかった CMIP3 と比べて、パラメータ調整に使う参照データとして適している。

本格的な地球システムモデルによる CMIP5 の成果から、気候変化の不確実性に関する理解向上が期待されるが、モデルの複雑化・高度化は必ずしも不確実性の幅の低減につながるとは限らない (Trenberth, 2010)。したがって、簡易気候モデルの出力情報は、最良の推定値とともに、各種の不確実性を反映した確率分布をつける必要がある。

現状では、気候感度について対数正規分布型の密度関数を設定しているが、この種の密度関数には多くの考え方があり (Meinshausen et al., 2009)。より汎用的な方法で気候感度の不確実性を考慮することが必要である。関連して、CO₂ 以外の強制力についても、最新の観測情報に注意を払い、より現実的な評価法と不確実性の扱いを検討する必要がある。さらに、炭素循環に関する不確実性を確率分布で表現することも、今後の開発課題に挙げられる。これまでのところ、炭素循環に関する確率分布の情報はないが、AR4 の段階の気候実験から、気候感度と海洋の熱吸収の不確実性を炭素循環の不確実性と定量的に比較した研究 (Huntingford et al., 2009) で、後者は前者の 40% 程度と報告されている。この種の研究についても CMIP5 での進展が期待され、簡易気候モデルに取り入れるための準備が必要である。

第3章

地球温暖化と熱帯低気圧

本章では、次章以降で扱う内容の前提として、台風や熱帯低気圧などの用語の定義（3.1節）、熱帯低気圧に関する基礎事項として、気候学的な発生・発達の特徴（3.2節）、観測記録（3.3節）、強度の理論（3.4節）を説明し、地球温暖化影響に関する考え方と既往研究（3.5節）、ならびに関連する2004–05年の顕著事象の概要（3.6節）を述べ、最後（3.7節）に要点をまとめる。

3.1 定義

熱帯低気圧は、熱帯海洋上で発生する低気圧（擾乱）の総称であり、前線がないこと（南北の気温傾度が小さい）、および上空に暖気核をもつ（周囲と比べて気温が高い）という構造上の特徴により、温帯低気圧と区別される。西部北太平洋や南シナ海で発生する熱帯低気圧のうち、中心付近の最大風速が 17 m s^{-1} （34 ノット）以上に達したものは、台風と呼ばれる。熱帯低気圧は、台風強度に発達する前の熱帯擾乱、あるいは台風がその構造を保ちながら衰弱した低気圧に対して言及される場合もある。なお、日本に接近・上陸する台風は、温帯低気圧に遷移することが多い。台風の温帯低気圧化は構造上の変化であり、風速とは関係しない。

台風のように風速が 17 m s^{-1} 以上となる熱帯低気圧は、図3.1に示すように、南大西洋と東部南太平洋を除く熱帯海域で発生する。熱帯低気圧に対応する英語は **tropical cyclone** である。国際的な取り決めでは、**tropical cyclone** は強度によって表3.1のように分類される。このうち、風速 33 m s^{-1} 以上のものは海域によって呼び方が異なり、西半球（北大西洋、カリブ海、メキシコ湾、東部北太平洋）では **hurricane**、西部北太平洋では **typhoon**、それ以外では **severe tropical cyclone** などとなる。日本の台風に対応するものは、国際的には **tropical storm** と **typhoon** である。

本論文では、風速 17 m s^{-1} 以上の熱帯低気圧について、西部北太平洋に限定する場合は「台風」、それ以外の海域も含む場合は単に「熱帯低気圧」と表記する。

風速 33 m s^{-1} 以上の台風（国際基準の **typhoon**）について、気象庁では次の強度階級を設定している^{*1}。

「強い」 $33\text{--}44 \text{ m s}^{-1}$ 、「非常に強い」 $44\text{--}54 \text{ m s}^{-1}$ 、「猛烈な」 54 m s^{-1} 以上、

一方、米国の予報センターでは、同クラスのハリケーンについて、**Saffir-Simpson** スケールと呼ばれる次のよ

^{*1} <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/typhoon/1-3.html>

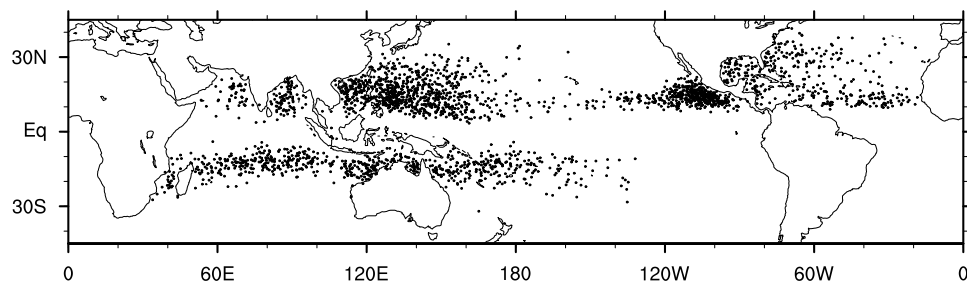


図 3.1: 熱帯低気圧の発生地点の分布

過去 30 年間の熱帯低気圧について、最初に風速 17 m s^{-1} 以上の強度に達した地点を表示。

表 3.1: 国際基準による熱帯低気圧 (tropical cyclone) の分類

名前	風速
tropical depression	17 m s^{-1} 以下
tropical storm	$18\text{--}32 \text{ m s}^{-1}$
hurricane, typhoon, severe tropical cyclone, etc.	33 m s^{-1} 以上

風速は地上 10 m 高度での 10 分平均値、もしくは 1 分平均値 (米国の場合)。

うな強度階級 (カテゴリ) を設定している*2。

1: 64–82 kt, 2: 83–95 kt, 3: 96–113 kt, 4: 114–135 kt, 5: >135 kt

(1 kt = 0.5144 m s^{-1})

熱帯低気圧の分類や強度階級に使われる風速は、海上 10 m の基準高度における 10 分平均値、もしくは 1 分平均値 (米国の場合) である。気象庁の強度階級は 10 分平均値、Saffir-Simpson スケールは 1 分平均値の違いがあることに注意が必要である。風速の定義の違いは、地球全体の熱帯低気圧の頻度や強度を調査する場合、しばしば混乱の元となる。残念ながら、10 分平均値と 1 分平均値の換算に、決まった方式はない。両者の違いは、風速が強くなると大きくなる傾向があり、気象庁では目安として次のような換算を用いているようである (饒村, 2005, 私信)。

65 kt 以下の場合: 10 分平均値 = 1 分平均値

65 kt 以上の場合: 10 分平均値 = $65 + (11 \div 17) \times (1 \text{ 分平均値} - 65)$

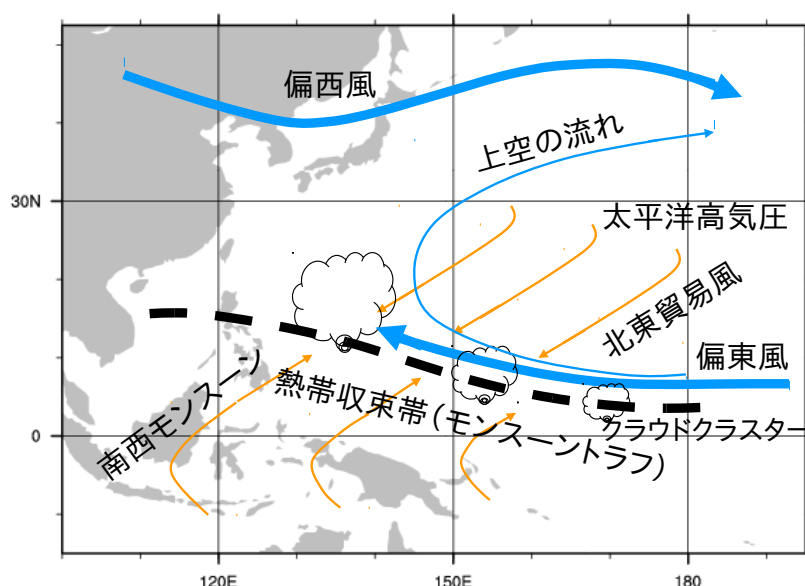


図 3.2: 台風の発生と移動の模式図 (村松 (1999) に基づいて作成)

3.2 熱帯低気圧の発生と発達

ここでは、山岬 (1982) および Elsberry (1995) を参考に、熱帯低気圧の発生と発達に関する基礎事項をまとめる。

熱帯低気圧は、図 3.2 に示すように、モンスーントラフや偏東風波動などから発生する。モンスーントラフは、モンスーン域（海陸の気温差に起因して風向が季節によって反転する地域）に見られる低圧部であり、偏東風波動は、北アフリカに起源をもつ低緯度の偏東風帯を西進する波動擾乱である。実際の熱帯低気圧の発生過程は様々であり、渦の初期段階の変遷や、どのような場合に擾乱が熱帯低気圧に発達するかといった点については、現在でも十分には理解されていない。

熱帯低気圧のエネルギー源は、暖かい海洋から蒸発した水蒸気の潜熱である。熱帯低気圧の風は、地表付近では中心に向かって吹き込んでおり、海面から蒸発した水蒸気も中心付近で収束する。この水蒸気は対流によって上空に運ばれて凝結し、潜熱を放出する。放出した潜熱によって暖気核構造が形成・維持され、熱帯低気圧の中心付近では地表面の気圧が低下する。気圧の低下は渦の強化と関係し、低気圧の中心に向かってさらに多くの水蒸気が供給されるようになる。このように、熱帯低気圧の渦とその中の対流活動が協調的に作用し、強風と豪雨を伴う激しい擾乱に発達する。

発達した熱帯低気圧は、直径が 100~1000 km 規模の軸対称に近い渦である。中心付近の比較的静穏な領域として認識される「眼」、眼の周りをとり囲む背の高い対流性の雲である「壁雲」、螺旋状に分布する強雨帯と

*2 <http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.shtml>

しての「レインバンド」といった構造で特徴づけられる。このような構造は、熱帯低気圧に伴う強風や豪雨と関係が深い。

発生した熱帯低気圧は周囲の大規模な風に流されて移動する。また、熱帯低気圧の渦が引き起こす二次的な流れにより、高緯度方向に移動する効果（ベータドリフト）も働く。典型的な熱帯低気圧の移動経路としては、低緯度の偏東風に流されて西進を続ける場合と、途中で中緯度の偏西風帯に達して向きを東に転ずる（転向する）場合がある。熱帯低気圧は、陸地や水温の低い海域に移動すると、水蒸気供給が減少し衰弱する。また、中緯度に達して温帯低気圧に遷移する場合もある。

熱帯低気圧の発生には、次のような気候学的な条件が必要であることが知られている (Gray, 1979; McBride, 1995)。

1. 暖かい海面水温（26°C 以上）と十分な深さの海洋混合層
2. 条件付不安定（飽和気塊の上昇に対して不安定）の状態にある大気成層
3. 大気（対流圏）中・下層の高い湿度
4. 大気下層での大きな相対渦度
5. コリオリ力（地球自転による渦度）
6. 風の鉛直シアが小さい

第1-3項は熱力学的な条件である。暖かい海面水温は、海面付近の水蒸気量を左右する重要な要素である。熱帯低気圧による渦は、海水の湧昇を引き起こすため、それによる水温低下を抑えるために、暖かい海水が十分な深さまで蓄積されている必要がある。第2-3項は、海面水温が高ければ満たされる場合が多く、必ずしも独立した条件ではない。第4-6項は、それぞれ、熱帯低気圧の元になる擾乱の発生、低圧部に向かう流れによる渦の形成、および上空の暖気核構造の維持に必要な力学的条件である。第6項の鉛直シアは、大気上層と下層の風速差のことである。鉛直シアが大きいと、暖気核が形成されにくくなるので、熱帯低気圧の発生・発達が妨げられる。

気候学的な発生条件は、熱帯低気圧が発生し易い海域の目安を与える。図3.1に示される発生地点の分布では、赤道付近、東部南太平洋、および南大西洋が空白域である。この理由は、赤道付近ではコリオリ力が小さいこと、東部南太平洋では水温が低いことから理解される。南大西洋については、他の海域のように大規模な風の収束が生じないため、上記第4項の条件が満たされないことが主因と考えられる。ただし、何かのきっかけで擾乱が生成されれば、それを維持する熱的なポテンシャルは元々存在するようである。非常に稀な事例であるが、後述するように2004年にはハリケーンに似た擾乱がブラジルに上陸したことが話題になった。また、気候モデルによる数値実験でも、この海域に若干の熱帯擾乱が発生することが認められる (Tsutsui and Kasahara, 1996)。

表 3.2: ドボラック法における CI 数と最大風速および中心気圧への変換表

CI 数	西部北太平洋		北大西洋	
	最大風速 (kt)	中心気圧 (hPa)	最大風速 (kt)	中心気圧 (hPa)
1.0	22	1005	25	
1.5	29	1002	25	
2.0	36	998	30	1009
2.5	43	993	35	1005
3.0	50	987	45	1000
3.5	57	981	55	994
4.0	64	973	65	987
4.5	71	965	77	979
5.0	78	956	90	970
5.5	85	947	102	960
6.0	93	937	115	948
6.5	100	926	127	935
7.0	107	914	140	921
7.5	115	901	155	906
8.0	122	888	170	890

Koba et al. (1991) および三河 (1999) に基づく。西部北太平洋の風速は 10 分平均値、北大西洋の風速は 1 分平均値。

3.3 観測記録

海洋上の熱帯低気圧の観測は、直接的な手段では航空機観測に限られ、現在では気象衛星によるリモートセンシングが中心である。航空機観測は、20 世紀半ば頃から米国で定常業務的に行われ、風速や海面気圧などの信頼性の高いデータを提供してきた。しかしながら、対象海域は北大西洋と西部北太平洋に限られ、しかも、西部北太平洋の現業的な航空機観測は、1987 年 8 月を最後に実施されていない。一方、衛星観測は、静止気象衛星の雲画像から中心位置や強度を推定する手法が開発され、1970 年代以降本格化した。したがって、西部北太平洋と北大西洋については、60 年程度の観測データが蓄積されているが、全球の熱帯低気圧が全て観測されるようになったのは、最近の 40 年程度である。

衛星データから強度を推定するには、ドボラック法 (Dvorak, 1975, 1984) と呼ばれる雲画像のパターン認識に基づく手法が利用される。この手法では、熱帯低気圧の雲域の特徴を CI 数 (Current Intensity Number) として数量化し、その CI 数と強度の経験的な関係から最大風速や中心気圧が得られる。

表 3.2 に、現業観測で使われている CI 数と最大風速の関係を西部北太平洋と北大西洋について示す。西部北太平洋は気象庁、北大西洋は米国の現業機関で使われているものである。両者とも、現場観測に基づいて決められた表であるが、風速定義の違いなどにより、同じ CI 数に対しても異なる風速値が対応づけられている。特に、100 kt を越えるような強い熱帯低気圧については、両者の差が大きくなる。

Atkinson and Holliday (1977) は、西部北太平洋の風速と中心気圧の関係を次式によって近似している。

$$v_s = 6.7(1010 - p_c)^{0.644} \quad (3.1)$$

ここで、 v_s は地上 10 m 高度の最大風速 (1 分平均値)、 p_c は中心気圧で、それぞれ kt、hPa を単位とする。表の西部北太平洋の数値 (10 分平均値) を同じ形式で近似すると、指数部は 0.530 となる。第5章では、地球温暖化による風速の変化に関連して、この数値を参照する。

熱帯低気圧の観測・予報情報は、WMO (世界気象機関) の枠組の下、地域毎に分かれた気象センターから提供される。例えば、西部北太平洋と南シナ海は、気象庁内に設置された RSMC (Regional Specialized Meteorological Center) Tokyo-Typhoon Center が担当している。警報として発表された熱帯低気圧情報は、事後解析による修正を経て、ベストトラックデータとしてまとめられる。ベストトラックデータには、個々の熱帯低気圧について、6 時間毎の位置や強度などの情報が収録されており、気象業務以外にも様々な研究に利用されている。

熱帯低気圧の公式情報は RSMC から提供されるものではあるが、JTWC (Joint Typhoon Warning Center) と呼ばれる米国政府機関も、独自に熱帯低気圧の情報を提供している。JTWC は軍やその他の政府機関に対する情報提供を目的とするが、その情報は一般にも公開されている。JTWC のベストトラックデータは北大西洋と東部北太平洋を除く全海域をカバーし、研究用データとしては、むしろ標準的に利用されている。ただし、JTWC の風速定義は 1 分平均値であり、米国を除く他のセンターによる 10 分平均値とは異なる点に注意を要する。また、風速定義の他にも、中心位置や、tropical storm の強度に達したかどうかといった判断も、RSMC の公式情報と微妙に異なる場合が多い。

近年の地球規模の温暖化は、熱帯低気圧の活動にも何らかの変化をおよぼすと想像される。しかしながら、熱帯低気圧活動には、海域毎に特徴的な様々な時間規模の自然変動があり、地球温暖化に係る長期的な変化傾向を見出すのは難しい。

例えば、台風の発生数と日本への上陸数は、図 3.3 に示すように変動してきたことが過去の記録から示される。いずれの統計量も変動が大きく、地球規模の温暖化に対応するような明確なトレンドを見出すことはできない (文部科学省 気象庁環境省, 2009)。また、発生数、上陸数とも、年々の変動に加えて、10 年以上の規模の長期的な変動が見られる。発生数が多い年は、1960–70 年代と 1980 年代後半から 1990 年代前半に多く見られ、1990 年代後半以降は比較的少ない年が目立つ。2004 年の特異値については後述する。一方、上陸数は 1950–60 年代に多く、1970–80 年代に少ない傾向が見られる。また、1980 年台以降は、それ以前に比べて年々の変動が大きい。ベストトラックの期間外も含めると、1930–60 年頃に極端に強い台風の本土上陸が集中した傾向が伺える。「昭和の 3 大台風」と呼ばれる室戸台風 (1934 年)、枕崎台風 (1945 年)、伊勢湾台風 (1959 年) は、いずれもこの時期に含まれる。

地球温暖化に関連して、強い熱帯低気圧の頻度が過去 30 年間に急増したと指摘する論文 (Webster et al.,

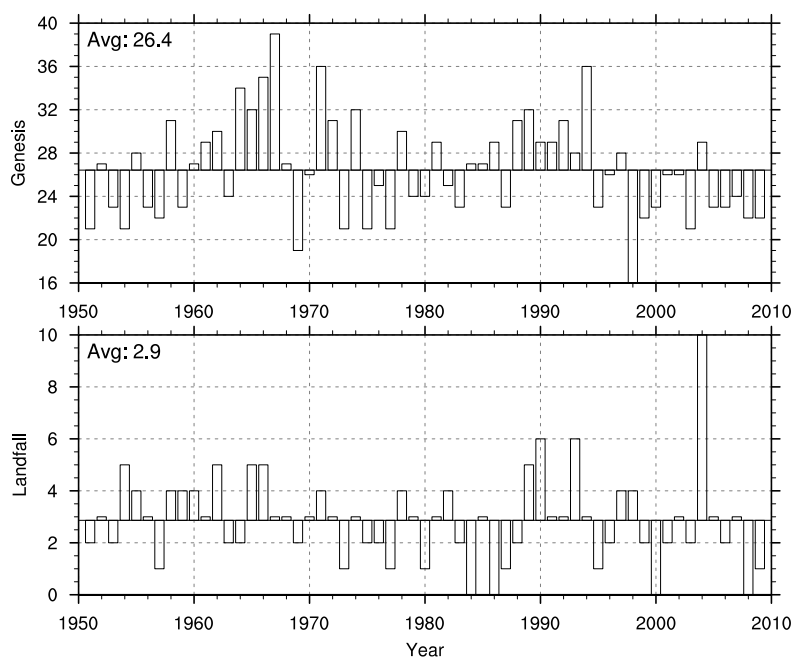


図 3.3: 台風の発生数と日本への上陸数の経年変化

期間全体（1951–2009 年）の平均値からの偏差で表す。データと上陸台風の定義（台風中心が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達する）は、気象庁 (RSMC Tokyo-Typhoon Center) による。

2005; Emanuel, 2005) の内容が、一時期大きな論争となった (Curry et al., 2006)。批判的な立場からは、観測期間が短く自然変動との区別が難しいことに加え、強度の観測（推定）方法が時代によって異なるという問題も指摘されている (Chan, 2006; Landsea, 2005; Pielke, 2005)。特に西部北太平洋では、現業的な航空機観測が中止された 1987 年以降、強度の統計量で気象庁と JTWC の違いが目立っている (Kamahori et al., 2006)。熱帯低気圧の観測記録から長期的な変化傾向を調査する場合、観測記録に少なからずバイアスが含まれることに注意が必要である。

3.4 理論モデルによる潜在的な最大強度

発達した熱帯低気圧で中心気圧が下がるのは、上空の空気の密度が低いことを意味する。これは、地表付近の湿潤な空気のもつ熱エネルギーが対流によって上空に運ばれた結果であり、暖気核が形成されることでもたらされる。したがって、地表付近の気温と水蒸気量は、中心気圧の下限值を決める重要な要素である。地表付近の気温と水蒸気量は海面水温でほぼ規定されるため、結局、熱帯低気圧強度の上限は、海面水温に強く依存する。

詳細は第 4 章で述べるが、地表付近の相当温位が 1 K 上昇すると、中心気圧は 2.5 hPa 低下する。ここで、相当温位とは、湿潤断熱過程で保存するように定義された温度であり、気温、気圧、および水蒸気量の関数である。熱帯低気圧の発達では、海面水温が高い状態で気圧が低下（等温膨張）することにより、地表付近の熱

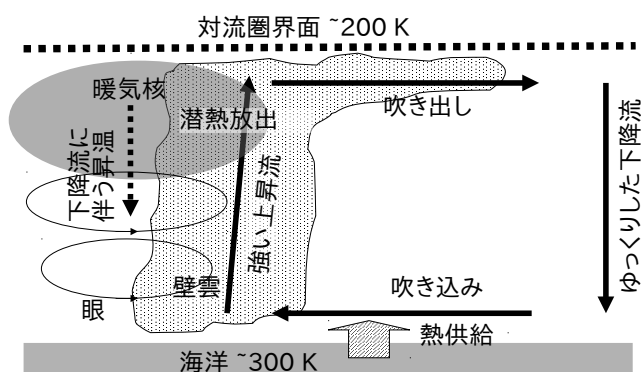


図 3.4: 熱帯低気圧の鉛直断面の模式図（軸対象構造の片側）

エネルギーが増大する点が重要である。

熱帯低気圧内部の空気の流れには、図 3.4 に示すように、ほぼ軸対称の強い低気圧性循環（北半球では反時計回り）と、それと直交する動径方向の二次的な循環がある。この二次的な循環は、大気境界層内の吹き込み、壁雲内のやや外向きに傾斜した上昇流、圏界面付近での吹き出し、中心から離れた所のゆっくりした下降流から構成される。等温膨張に近い吹き込み過程では、暖かい海洋から熱を吸収し、水蒸気凝結を伴う壁雲中の上昇過程では、潜熱を放出して暖気核の形成に寄与する。このような二次循環に対する熱力学的な考察から、熱帯低気圧の理論的な最大強度を見積もるためのモデルが、Emanuel (1986, 1995) と Holland (1997) によって提案されている。この理論的な最大強度は MPI (maximum potential intensity) と呼ばれる。

Emanuel のモデルでは、十分に発達した熱帯低気圧の定常状態において、海洋から供給される熱エネルギーが、主に海面での摩擦によって散逸すると考え、最大風速もしくは中心気圧を求める式として表現される。海洋から供給されるエネルギーは、熱帯低気圧をカルノーの熱機関と見立て、熱効率の概念を導入しているのが特徴である。海面水温が熱源の温度、熱帯低気圧上端の温度が排熱（放射冷却による）の温度に相当し、両者の差が大きいほど強度が増すことを意味する。図 3.5 に Emanuel のカルノーサイクルモデルによる計算結果の例を示す。海面水温が高いことに加え、圏界面付近の温度が低いほど、すなわち、熱帯低気圧の背が高くなるほど強度が増すと理解される。

一方、Holland のモデルは、与えられた熱環境（海面水温と上空の気温）の下で、中心気圧の低下に直結する上空の昇温を直接的に計算するという方法である。その計算では、壁雲内で海面付近の高い相当温位が鉛直方向に一様に分布すること、気圧低下と相当温位増加の相乗的な効果を収束計算で求めること、および眼の下降流による追加的な昇温・気圧低下が考慮されるのが特徴である。本研究では、日本に接近・上陸する台風の地球温暖化による強度変化について、Holland のモデルに基づく検討結果を第 4 章にまとめている。

Emanuel と Holland のモデルは、基になる考え方が大きく異なるが、いずれも海面付近の熱エネルギーと上空の気温分布に依存して強度が決まる。両者とも海面付近の相対湿度などの任意のパラメーターがあり、現実

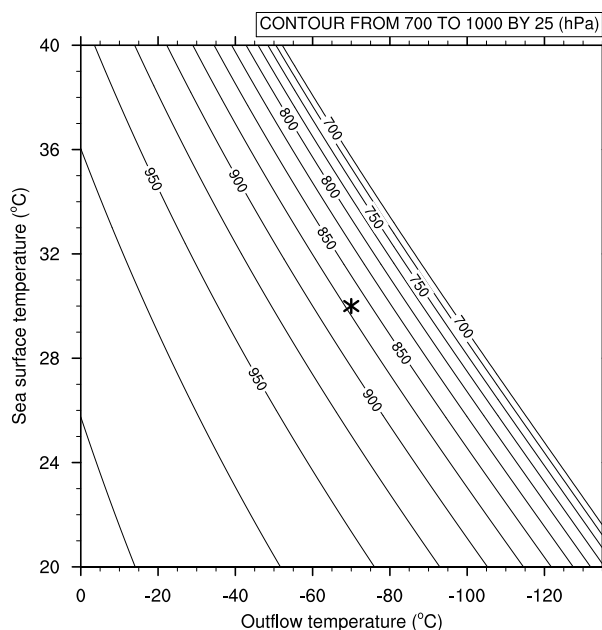


図 3.5: Emanuel のカルノーサイクルモデルによる MPI

任意パラメータである環境場の海面気圧および地表付近の相対湿度を 1015 hPa および 75% と設定し、海面水温（縦軸）と熱帯低気圧上端の吹き出し域の気温（横軸）の関数として表す。マーカー (*) は、海面水温 30°C、上端気温 -70°C の条件を示す。

的な結果を得るための調整が必要である。基本的な Emanuel モデルの式には、上空の温度として、熱帯低気圧上端の温度しか含まれないが、それを求めるための前提として、環境場の気温の鉛直分布が考慮されている。例えば、Bister and Emanuel (2002) では、対流に関する潜在的なエネルギー（断熱的に上昇する気塊が周囲との温度差から受ける浮力を位置エネルギーとして表す）を用いて、Emanuel モデルを実装している。

このような理論モデルは、与えられた環境場に対する最大強度を見積もる上で有用である。ただし、現実の熱帯低気圧が必ずしもその最大強度に達するわけではないことに注意を要する。例えば、北大西洋の熱帯低気圧記録からは、Emanuel モデルに基づく最大強度の 80% 以上に達するものが、全体の 20% 程度であることが確認されている (DeMaria and Kaplan, 1994)。同様の結果は Kuroda et al. (1998) による西部北太平洋の調査でも示されている。Camp and Montgomery (2001) や Smith et al. (2008) で議論されるように、理論的な MPI は強度を予報する目的では限界がある。発達を阻害する要因には、風の鉛直シアなどの大気の状態、熱帯低気圧内部の力学的要因、降雨や波しぶきの影響、海洋との相互作用など様々のものが考えられる。特に、熱帯低気圧の風が引き起こす海洋の湧昇によって海面水温が低下する効果は重要である。このように、熱帯低気圧強度は海水温の上昇とともに増加するが、ある程度水温が高くなると、発達を阻害する要因も大きくなる。

3.5 地球温暖化が熱帯低気圧活動におよぼす影響

熱帯低気圧の発生や発達強度は海水温に強く依存する。海水温は、季節によって変化するだけでなく、海洋中に存在する中規模渦の消長や、エルニーニョと南方振動 (El Niño and Southern Oscillation、以下、ENSO) をはじめとする様々な時間・空間規模の自然変動、さらには熱帯低気圧自身が引き起こす海洋の湧昇によって変化する。加えて、人間活動による大気中 CO₂ 濃度の増加による地球温暖化も、海水温や大規模な大気循環の変化を通じて、熱帯低気圧活動に影響する可能性がある。

自然変動に伴う海水温の変化は一時的、局所的であるのに対し、人為的な地球温暖化は地球規模の長期的変化である。したがって、海水温の変化が熱帯低気圧におよぼす影響は、自然変動と地球温暖化では質的に異なると考えられる。また、熱帯低気圧活動は元々自然変動が卓越するため、地球規模の熱環境の変化が直接的に影響する他、自然変動が地球温暖化によって変化するることによる間接的影響も大きいと考えられる。

近年、熱帯の海水温は上昇傾向にあり、少なくとも部分的には人為的な強制力に起因すると考えられている (Santer et al., 2006)。一方、過去の熱帯低気圧の長期的な変化傾向から人為的变化を見出すことは、年々から数十年規模にわたる相対的に大きな自然変動のため、一般には困難である (Goldenberg et al., 2001; Yumoto and Matsuura, 2001; Chan and Liu, 2004)。強度の観測手法が時代によって変わってきたことも、観測データの品質の問題から、人為的变化の検出を難しくしている (Landsea et al., 2006; Kamahori et al., 2006; Wu et al., 2006)。1990年代半ば以降、北大西洋の熱帯低気圧活動は活発になったが、最近の Vecchi and Knutson (2008) による研究で議論されたように、衛星観測が始まる前の熱帯低気圧数を修正した 100 年規模のトレンドは必ずしもはっきりしない。

2007年のAR4では、台風やハリケーンなどの熱帯低気圧は、確度は低いものの、地球温暖化によって強度が増加する一方、全球の発生数は減少する可能性を指摘した。この見通しについては、最近の研究レビューでも同様である (Knutson et al., 2010)。地域的な変化傾向は、自然変動を介した間接的影響が大きいと、必ずしも全球の傾向とは一致しないと考えられる。図3.3では、西部北太平洋の発生数が最近の十数年間で少ないことが示されるが、その原因は良くわかっていない。

熱帯低気圧の理論モデルは、地球温暖化による変化を考える上でも有用である。地球温暖化によって対流圏の気温は地球規模で上昇するが、熱帯では上部対流圏の昇温がより大きくなる。これは、高さとともに気温が低下する割合 (気温減率) が、熱帯では湿潤断熱線に近いことから説明される (Hartmann, 1994)。図3.6に示すように、湿潤断熱線に沿った気温分布では、地表付近の変化は上空に向かって拡大する。この点は地球温暖化による熱帯低気圧の強度変化にとって重要である。図3.5に示されるように、海面水温が高いほど、また対流圏上層の環境 (熱帯低気圧の周囲) の気温が低いほど、熱帯低気圧の強度は増加する。したがって、上空のより大きな昇温は、海面水温の上昇による熱帯低気圧の強大化を緩和する効果がある (Shen et al., 2000)。

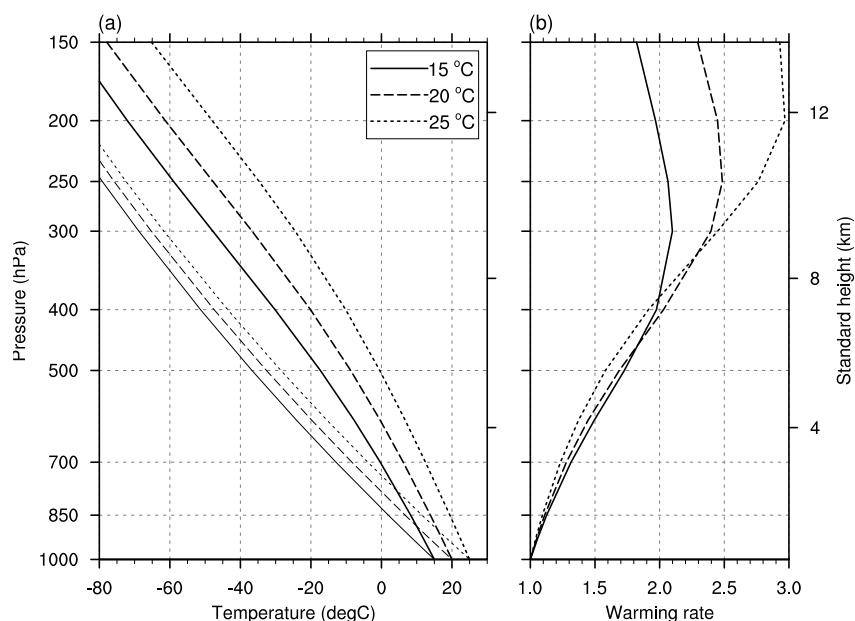


図 3.6: (a) 地上気温が 15、20、25°C の場合の湿潤断熱線（太線）と乾燥断熱線（細線）、(b) 各湿潤断熱線に対し、地表気温が 1°C 上昇した場合の変化

Henderson-Sellers et al. (1998) では、Holland モデルに基づき、現状と温暖化した気候に対して熱帯低気圧強度が比較されている。温暖化した気候は、複数の気候モデル (Howe and Henderson-Sellers, 1997) で予測された結果に基づき、発生海域の水温が、現状気候に対して 2°C 程度高い状態が想定された。この結果、熱帯低気圧の発達に適する水温条件が、現状の 26°C 以上に対して、温暖化した気候では 28°C 以上になり、発生海域は温暖化してもほとんど変化しないことが示された。また、発生海域毎の強度の上限は、多くの場合僅かな変化（中心気圧で数 hPa 程度）に留まり、900 hPa を下回るような最も発達する場合で 10–20 hPa 程度の低下と見込まれた。

理論モデルで得られる結果は、様々な仮定が含まれるが、海面水温についての熱帯低気圧の発生条件は、現状と温暖化した気候では大きく異なるのが妥当である。非常に強い熱帯低気圧に対する発達限界は、温暖化によって幾分か増加する可能性がある。ただし、海面水温だけの变化から推定されるような大きな変化ではないことに留意すべきである。第 4 章では、地球温暖化による上空の気温変化が、どの程度湿潤断熱的な変化に近いかに注目して、台風の強度変化をその不確実性ととも定量化する。

AR4 で述べられた見直しには、理論モデルに加えて、数値モデル実験による研究成果が反映されている。大循環モデル (general circulation model、以下、GCM) による気候シミュレーションで、熱帯低気圧に良く似た擾乱が現れることは古くから知られており (Manabe et al., 1970)、シミュレートされた擾乱の頻度や強度について、現状と温暖化した将来の気候値が比較されている (e.g., Tsutsui and Kasahara, 1996; Tsutsui, 2002)。最近の高解像度モデルを用いた研究では、温暖化した気候によって強度が増加し、全球規模の頻度が減少する結果が示されている (Oouchi et al., 2006; Yoshimura et al., 2006; Bengtsson et al., 2007; Gualdi

et al., 2008; Sugi et al., 2009)。なお、個々のモデリング研究は、シミュレートされた熱帯擾乱の検出方法が異なるため、互いに比較することは難しい (Walsh et al., 2007)。強度の増加や頻度の減少は、地域規模の高解像度モデル Knutson and Tuleya (2004) や、大気海洋結合 GCM (AOGCM) による季節予報システム (Vitart and Doblas-Reyes, 2007) による数値実験結果でも示されている。強度の増加は定性的には MPI 理論と整合する。一方、頻度の減少は、大規模な大気安定度の変化から説明される (Sugi et al., 2002) が、人為的な気候変化によって熱帯低気圧の発生に関わる大規模な循環がどのように応答するかは複雑である。実際、地域規模の頻度の変化傾向は、異なる GCM 研究で一貫した結果が得られているわけではない。

GCM の空間解像度は、発生過程における積雲対流や、発達した熱帯低気圧の中心付近の構造を表現するには粗過ぎる。しかしながら、シミュレートされた熱帯低気圧は、ENSO に関連した変動も含め、現実の気候学的特徴を示すことが多い。このことは、熱帯低気圧活動にとって大規模な風や気温の場が支配的であることを示唆する。Gray (1979) は、熱帯低気圧の発生・発達の空間・時間変動を大規模な力学的・熱力学的予測因子と関連づけ、複数の予測因子を組み合わせた発生パラメーターを提案した。この発生パラメーターは GCM の結果にも適用でき、モデルの出力データから得られる発生パラメーターは、シミュレートされた熱帯低気圧の活動と整合的であることが確認されている (Ryan et al., 1992; Tsutsui and Kasahara, 1996)。

Gray (1979) の発生パラメーターは、現在の気候条件に対して調整されたものであるが、地球温暖化を含む一般的な気候条件に適用するために改良された発生パラメーターも提案されている (Royer et al., 1998; Emanuel and Nolan, 2004)。このような発生パラメーターを GCM の結果に適用することで、個々の熱帯低気圧を直接的に調査する代わりに、モデルの結果から熱帯低気圧活動の変化を間接的に評価することもできる。最近の研究では、自然の気候変動や人為的な地球温暖化の影響を評価するために、Emanuel and Nolan (2004) による発生パラメーターがしばしば使われている (McDonald et al., 2005; Chauvin et al., 2006; Camargo et al., 2007; Yokoi and Takayabu, 2009)。

3.6 2004–05 年の顕著事象

2004 年から 2005 年にかけては、図 3.7 に示すように熱帯低気圧に関する顕著事象が頻発し、気候変化との関連性について WMO から公式見解が発表された (WMO, 2006)。ここでは、代表的な報告資料 (気象研究所, 2006; Shein, 2006; Levinson, 2005) 等に基づいて、日本の上陸台風と大西洋の事例についての概要を述べる。

2004 年に日本に上陸した台風は、平年の約 4 倍の 10 個に達し、それ以前の最高記録であった 6 個を大きく上回った。この上陸台風による死者・行方不明者の数は 200 名を越え、損害保険の支払額も合計で 6000 億円以上となり、1991 年の第 19 号による 5679 億円を上回った (気象研究所, 2006)。

2004 年に上陸台風が多発したことは、太平洋高気圧の位置や低緯度の対流活動の状況から、ある程度説明できる。熱帯低気圧は大規模な風に流されながら移動するため、西部北太平洋では、太平洋高気圧の縁を沿う

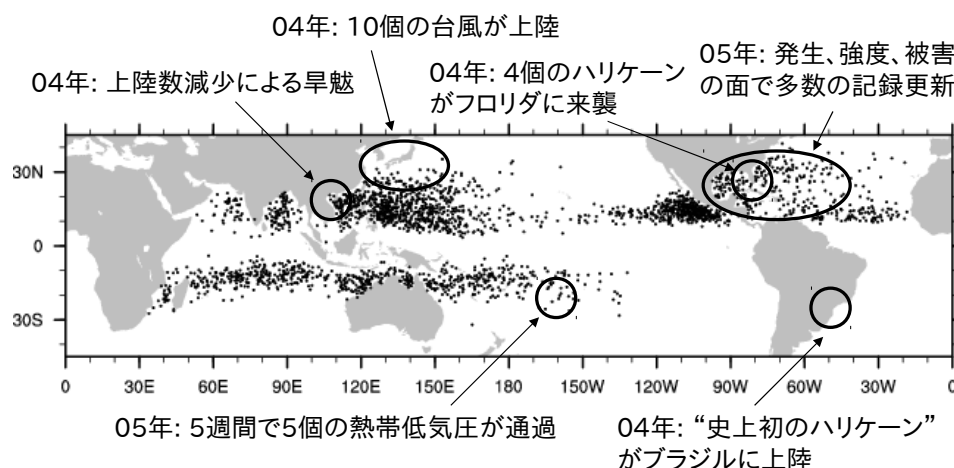


図 3.7: 2004–05 年の熱帯低気圧に関する顕著事象

黒点は図 3.1 と同様の熱帯低気圧の発生地点を表す。

ような移動経路をとる傾向にある。2004 年はこの太平洋高気圧が平年より北に位置して日本付近に張り出し、台風が日本に接近しやすいような配置であった。また、低緯度の対流活動が平年より活発で、その海域も北に位置した。この対流活動は、赤道付近の 30～50 日周期の変動現象として知られ、上陸台風が集中した 6、8、10 月は、対流活動が強化された時期に対応する (Nakazawa, 2006)。なお、2004 年の西部北太平洋の発生数は 29 個であり、平年値 (26–27 個) と比べて特に多かったわけではない (図 3.3)。

北大西洋では、2004 年の活発なシーズンに続き、2005 年は熱帯低気圧に関する多くの記録が更新されるほどの特異な年であった (林, 2005; 山下, 2005; Shein, 2006)。tropical storm の強度に達した熱帯低気圧は 27 個であり、それ以前の記録 (1933 年の 21 個) を大きく上回った。発生数だけでなく、活発な時期が長く続いたのも特徴である。6–7 月に 7 個、10 月以降に 10 個発生し、8–9 月の最盛期前後の発生数としては、いずれも過去最大である。

強度や被害についても記録的であり、ハリケーン強度に達したものは 15 個、うち最高階級 (カテゴリ 5, 風速 70 m s^{-1} 以上) の強度に達したものは 3 個であり、いずれもそれ以前の記録 (それぞれ 12 個、2 個) を更新した。特に、ハリケーン Willma は、北大西洋で観測史上最低となる中心気圧 882 hPa を記録した。米国の上陸数は 15 個となり、そのうちのいくつかは強い勢力のまま上陸して大きな被害を引き起こした。被害総額は、控え目に見積って 1000 億ドル以上の規模である。メキシコなどの中南米諸国でも多数の上陸があり、深刻な被害をもたらした。

このような北大西洋における活発な熱帯低気圧活動は、海面水温、大規模な風の場合、アフリカからの偏東風波動といった気候学的要因から説明される。2005 年は多くの要因で熱帯低気圧の発生・発達に適した偏差を示している。この傾向は 1995 年以降続いており、それ以前の 1971–94 年の不活発であった時期と区別され

る。このような活発・不活発な時期は、少なくとも部分的には、10年以上の時間規模をもつ自然の気候変動の一端であると考えられている。また、北大西洋で起きていることは、必ずしも地球規模の変化と同期しているわけではない。2005年の熱帯低気圧活動については、北大西洋を除く海域では平年並もしくは平年を下回っている。また、領域の接する東部北太平洋では、熱帯低気圧活動が北大西洋と逆位相になる傾向があり、1995年以降平年以下の状況が続いている。

2004年3月にブラジルに被害をもたらした擾乱は、南大西洋における史上初の「ハリケーン」として大きな関心呼んだ。この擾乱は、南大西洋の寒冷前線上の低気圧として発生したが、まもなく典型的な熱帯低気圧の特徴をもつ擾乱に変質した。衛星写真では、中心の「眼」に向かって時計回り（南半球の低気圧性循環）に収束する雲バンドがはっきりと捉えられ、強度はカテゴリ1相当のハリケーンと分析されている (Levinson, 2005)。この擾乱の構造がハリケーンかどうかについては専門家の間でも意見が分かれ、熱帯低気圧と温帯低気圧の中間的な形態とも考えられている。熱帯低気圧と温帯低気圧は前線や暖気核の有無などで分類されるが、実際には両者の中間的な形態も様々な発達段階で存在する (Hart, 2003)。

以上のように、2004–05年の顕著事象については、ある程度の理解が進んでおり、今後も様々な角度から検討されるであろう。現段階における専門家の共通認識 (WMO, 2006) では、個々の事象を直接的に温暖化と関連づけることはできないとされる。ただし、地球温暖化に伴う熱環境の変化が、全体の背景的要因として影響した可能性が指摘されている。

3.7 まとめ

この章では、第4章で扱う地球温暖化による台風強度の変化に先立ち、その前提となる基礎事項をまとめた。要点は次の通りである。

- 台風やハリケーンなどの熱帯低気圧の発生は、古くから知られているように、海面水温や大規模な風の場に支配され、様々な自然の要因によって大きく変動する。
- 熱帯低気圧の観測記録は、40–60年程度の蓄積があるが、自然変動が卓越すること、および観測手法の変遷により、地球温暖化に関する長期的な変化傾向を見出すのは困難である。
- 熱帯低気圧の発達は、上空の暖気核構造と関係が深い。理論モデルによれば、海面水温が高いほど、また対流圏上層の環境の気温が低いほど、発達に適することが示される。
- 地球温暖化によって海面水温は上昇するが、熱帯上空の昇温はさらに大きくなるため、熱帯低気圧の強度の増加は限定的となる。
- 数値モデル実験による研究から、地球温暖化によって、全球の熱帯低気圧の発生数が減少する可能性が指摘されている。ただし、地域規模の変化傾向について一貫性のある評価は得られていない。

第4章

日本に接近・上陸する台風の潜在強度

4.1 目的

これまでの熱帯低気圧と地球温暖化についての研究では、特定の地域に予想される変化を定量的に示すのは困難である。そこで本研究では、西部北太平洋の台風、特に、北上して日本に影響するものに限定し、そのMPIを不確実性も含めて定量化することを目的とする。MPIで得られるのは、理想的な環境で発達可能な最大強度のみであるが、評価結果はリスク管理にとって重要な要素であり、理論的裏づけもある。前章で述べたように、熱帯低気圧活動と地球温暖化の関係については、自然変動が卓越することが調査の障害となる。この問題に対し、MPIの評価では、大規模な熱環境の気候学的な変化に注目することで、人為的な変化を比較的容易に抽出できる。

ここでは、熱帯低気圧の発生頻度や移動経路は調査対象外である。このような要素は、熱力学的要因より力学的要因に強く支配され(Chan and Liu, 2004)、多くの複雑で不確実な要素が関係する。例えば、西部北太平洋の台風活動については、ENSOによる大規模な大気循環の変化が支配要因の一つであり、発生海域における海面水温(sea surface temperature、以下、SST)の直接的影響は相対的に小さい(e.g., Wang and Chan, 2002; Chia and Ropelewski, 2002)。日本に上陸する台風も、太平洋の他の変動とともに、ENSOの影響を受けて変化する力学的要因が関係する(Nakazawa and Rajendran, 2007)。このような台風の頻度や移動経路に關係する自然変動が地球温暖化によってどのように変化するかは良くわかっていない(Merryfield, 2006; Vecchi et al., 2008)。したがって、台風の変化に関するリスク管理計画では、当面、頻度は現状のままとして扱うのが妥当と考えられる。

本研究では、Henderson-Sellers et al. (1998)と同様、Holland (1997)のMPI理論を用いる。Hollandの理論では、熱帯低気圧の壁雲を上昇する気塊が受ける浮力が重要な役割を担う。この浮力を鉛直積分した量は、CAPE (convective available potential energy) と呼ばれる。環境のCAPEは熱帯低気圧の発生や強度と関係しないことを示唆する数値実験もあるが(Persing and Montgomery, 2005; Nolan et al., 2007)、対流不安定は熱帯低気圧発生の重要な熱力学的要因であることは確実である(Yamasaki, 2006)。少なくとも気候学的観点では、対流不安定の変化を反映したMPIの変化は、地球温暖化による熱帯低気圧の変化の重要な側面を代表すると考えられる。この点については、GCMによる直接シミュレーションとMPIの変化を比較した研究でも裏づけられている(e.g., Knutson and Tuleya, 2004; Gualdi et al., 2008)。

Holland の MPI の場合、地球温暖化による変化は、基本的に熱帯の昇温の鉛直分布に依存する。図3.6で示したように、熱帯の対流圏では上空にいくほど昇温が大きくなる。Karl et al. (2006) にまとめられたように、実際にどの程度の変化が生じるか、これまでの観測データから評価するのは難しい。一方、複数の気候モデルを用いた実験結果から、平均的な傾向やモデル間のばらつきによる不確実性を評価することができる。本研究では、Henderson-Sellers et al. (1998) による研究の発展として、最新の CMIP3 マルチモデルデータを参照して、MPI に関する熱帯の昇温分布の不確実性を考慮する。気候モデルの挙動は、一般に、モデルに使われる物理過程のパラメタリゼーションに左右される。パラメタリゼーションの異なる複数の気候モデルの結果から大規模場のばらつきを考慮することで、熱帯低気圧と地球温暖化の関係について、より良い理解につながると期待される。本研究とは手法が異なるが、最近の Emanuel et al. (2008) や Knutson et al. (2008) による熱帯低気圧の研究でも、CMIP3 の成果が活用されている。

本章の以下の部分では、MPI の計算法 (4.2 節) とその入力に用いた JRA-25 長期再解析 (4.3 節) を説明し、計算結果 (4.4 節) と考察 (4.5 節) を述べ、最後 (4.6 節) にまとめと課題を述べる。

4.2 研究手法

4.2.1 Holland の MPI 理論の実装

Holland のモデルでは、与えられた環境の地表気温、地表気圧、および上空気温の鉛直分布に対し、熱帯低気圧中心における地表気圧の低下が計算される。地表気温の代わりに SST が与えられる場合は、SST より 1°C 低い温度を地表温度とする。計算手順は次の通りである。

1. 壁雲下の地表面において、相対湿度を一定と仮定し、与えられた環境の相当温位を求める。
2. 壁雲内を湿潤断熱的に上昇する気塊（鉛直方向に相当温位一定）を仮定して、壁雲内の気温分布を求める。
3. 壁雲と周囲の環境との気温差から、静力学平衡にしたがって地表気圧の低下を計算する。
4. 気圧低下後も海洋からの熱供給で地表面が等温に保たれると仮定し、相当温位の増加と地表気圧の低下が収束するまで手順 2-3 を繰り返す。
5. 地表気圧の低下が 20 hPa を超える場合は、眼の形成に伴う乾燥した下降流による昇温を考慮し、眼と周囲の環境との気温差から、静力学平衡にしたがって地表気圧の低下を計算する。

手順 1 で仮定する壁雲下の相対湿度は、後述するように、気圧低下の大きさを調整する制御パラメーターである。

計算の基本となるのは、相当温位を計算するための Bolton (1980) による次の近似式である。

$$\theta_E = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28r_v)} \times \exp \left[1000r_v(1+0.81r_v) \left(\frac{3.376}{T_L} - 0.00254 \right) \right] \quad (4.1)$$

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T-55} - \frac{\ln(\text{RH}/100)}{2840}} + 55 \quad (4.2)$$

$$e_s = 6.112 \exp \left[\frac{17.67(T-273.15)}{T-29.65} \right] \quad [\text{hPa}] \quad (4.3)$$

ここで、 θ_E は相当温位 (単位: K)、 T は気温 (単位: K)、 p は気圧 (単位: hPa)、 r_v は水蒸気混合比 (単位: kg kg^{-1})、 T_L は持ち上げ凝結高度における気温 (単位: K)、RH は相対湿度 (単位: %)、 e_s は飽和水蒸気圧 (単位: hPa) である。相対湿度は、水蒸気混合比の飽和量に対する割合で定義し、 θ_E の式に含まれる r_v は

$$r_v = \frac{\text{RH}}{100} \times \frac{0.622e_s}{p - e_s} \quad (4.4)$$

で評価する。

Holland (1997) では、式 (4.4) の $p - e_s$ を p で置き換えた簡略式で扱っている。熱帯低気圧が発達する環境では簡略化による誤差は 1 g kg^{-1} 程度であり、相当温位の誤差は 3–4 K となる。相当温位が 1 K 高くなると地表気圧は約 2.5 hPa 低下するので、3–4 K の相当温位の差は 8–10 hPa の気圧差に相当する。この気圧差は壁雲や眼の計算過程でさらに拡大し、最終的には 30 hPa 程度に達する。この簡略式に起因する MPI の差は、制御パラメーターで調整できるが、MPI が地表面の水蒸気量に強く依存することには注意が必要である。

上空の昇温による地表気圧の低下は、静力学平衡式から導出される次式 (Hirschberg and Fritsch, 1993) にしたがって計算される。

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = \frac{p_s}{T_v(p_s)} \int_{p_s}^{p_t} \frac{\partial T_v}{\partial t} d \ln p \quad (4.5)$$

ここで、 t は時間、 T_v は $T(1 + 0.61r_v)$ で近似される仮温度、 p_t は上昇気塊が浮力を失う気圧である。 p_t は壁雲の飽和湿潤断熱線が環境の気温分布と交わる点とし、そのレベルより上層の変化は無視する。

眼の相当温位は壁雲の相当温位に等しいと仮定する。眼の相対湿度は気圧レベルに応じて次式で与える。

$$\text{RH} = \begin{cases} 0, & p \leq 200 \text{hPa} \\ \max(X, 0), & 200 < p \leq 450 \text{hPa} \\ \min(X, 80), & 450 < p \leq 700 \text{hPa}, \end{cases} \quad (4.6)$$

700 hPa より下層では、900 hPa で 95% となるように線形に増加させる。上式に含まれる X は

$$X = C_{\text{eye}} + \frac{(p_s - 800)(p - 200)}{1000} \quad (4.7)$$

で定義される。ここで、 C_{eye} は眼の昇温の度合いを制御するパラメーターである。

MPI の計算過程で得られる熱帯低気圧中心付近の気温の例を図 4.1 に示す。入力データについては次項で述べるが、図に示されるのは、20°N における現状気候の 8 月の場合である。制御パラメーターである壁雲下の相対湿度 (以下、 RH_w と表記) は 88% とし、 C_{eye} については、Holland (1997) に記述される幅を考慮して、0、−10、および −20 の 3 通りの設定で計算した結果を示している。環境の気温に対する昇温のうち、壁雲の

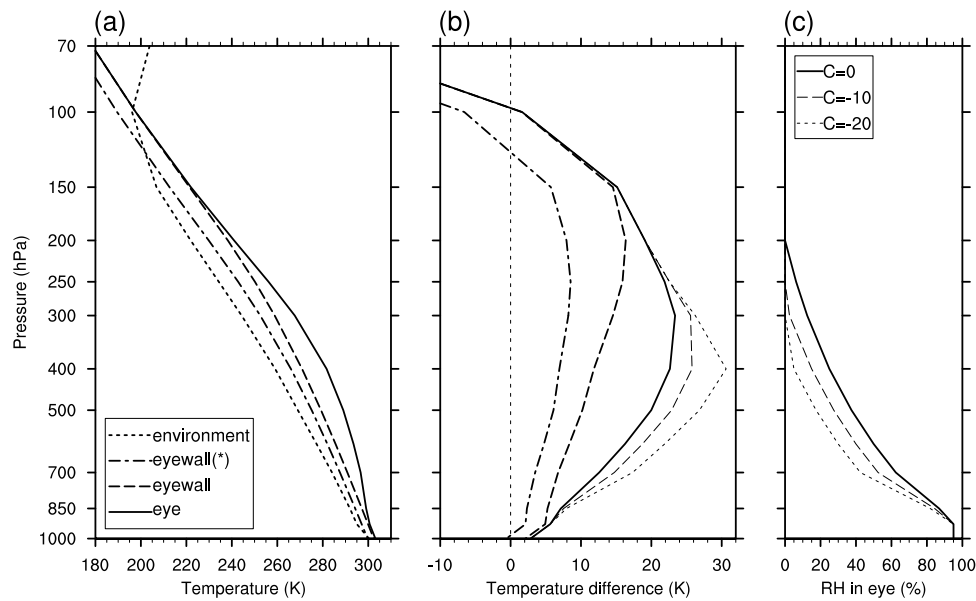


図 4.1: MPI の計算過程で得られる気温と相対湿度の分布

現状気候の 8 月、 20°N の環境で、壁雲下の相対湿度 (RH_w) を 88% として計算した結果。(a) 環境場の気温と比較した壁雲と目の気温、(b) (a) と同様、ただし環境との差を示す、(c) 3 通りの C_{eye} に対する目の相対湿度の分布。壁雲と目の気温は湿潤断熱線に沿って 1000 hPa まで外挿。環境の相当温位に対して計算された壁雲の気温 (凡例の eyewall(*)) も合わせて示す。(b) に示す 3 種類の目の気温は、 C_{eye} の違いに対応する。

寄与は対流圏上層で大きく、目の寄与は対流圏中層で大きい。 C_{eye} の大きさは、地表の湿った空気が鉛直方向に混合される度合いを調節する働きがあり、対流圏中層の昇温量に影響する。

壁雲の気温を決める相当温位は、初期環境の値に対して、収束計算の過程で地表気圧の低下とともに増加する。図では、初期環境の相当温位、および収束後の相当温位から計算される気温分布を示している。前者と環境気温との差から生じる浮力は CAPE と関連づけられ、収束計算でさらに増加する浮力は、等温膨張過程で海洋から吸収する熱エネルギーに起因する。

環境との気温差を p_t から p_s まで気圧の対数で積分した量は、地表の気圧低下の目安となり、図 4.1(b) の曲線が $y = 0$ の線と囲む面積で表される。この面積は、CAPE に対応する部分、海洋からの熱吸収に対応する部分、および目の昇温による部分に分けられ、 $C_{eye} = 0$ の場合、これらがほぼ同程度の寄与となっている。それぞれの過程における気圧低下の比率は、他の月や緯度でも同様である。図の例では、39.5 hPa、43.1 hPa、38.6 hPa と計算され、環境の地表気圧 1007 hPa に対して 121 hPa の低下、すなわち MPI は 886 hPa となる。

C_{eye} を小さくすると、目の鉛直混合が抑制され、より乾燥した眼が想定され昇温が大きくなる。計算例では、 C_{eye} が -10 と -20 の場合、目の昇温による気圧低下は 48.2 hPa と 60.0 hPa である。Holland (1997) は、数値実験に基づき、目の気圧低下の寄与は全体の 1/3 程度と見積もっている。本研究ではそれを根拠に $C_{eye} = 0$ とする。一方、 RH_w は気圧低下の全体を左右する制御パラメータであり、本研究では上記の例と同様に 88% に設定する。この設定は、4.4.1 項で述べるように、観測された中心気圧との比較から妥当性が確認

される。また、地球温暖化による MPI の変化について、 RH_w の設定値に対する感度を 4.5.1 項で議論する。

4.2.2 気候データ

MPI の計算に必要な入力データは、環境場の地表気温、上空気温、および地表気圧である。本研究では、これらの要素について現状と温暖化した将来の月別気候値を用意し、それぞれを入力データとして MPI を計算し、その結果を比較する。地表気温は、SST より 1°C 低い値を設定する。

現状の環境場には、次節で述べる JRA-25 長期再解析の 2.5° 間隔の月別気候値 (1979–2004 年平均) を用いる。JRA-25 の SST は、現場観測のみを使用した気象庁のデータ同化システムによって作成されたものであり、JRA-25 のデータ同化では境界値データという扱いである。気温は気圧面の解析値として得られるデータを用いる。MPI の計算では、70、100、150、200、250、300、400、500、600、700、850、925、および 1000hPa の気圧レベルを参照する。

将来の温暖化した環境場には、CMIP3 マルチモデル気候実験のデータを用いる。本研究では、1980–1999 年平均を基準とする 2080–2099 年平均の偏差を JRA-25 の気候値に加え、温暖化した将来の気候値とする。1980–1999 年のデータは 20 世紀気候再現実験、2080–2099 年のデータは SRES A1B のシナリオ実験の結果である (表 2.6 の 20c3m と sresa1b)。

気候モデルの誤差やバイアスは、多くの場合、物理過程のパラメタリゼーションに関係し、その実装はモデルによって異なる。したがって、マルチモデルデータから、アンサンブル平均としての最良推定値と、パラメタリゼーション等の違いに起因する適度なばらつきを反映した不確実性の度合いが得られる。ここでは、必要なデータが提供されている 23 の気候モデル (表 2.5 の 1、19 番以外) の結果を用いる。個々のモデルの結果は、全て 2.5° 間隔の格子データに内挿して用いる。CMIP3 データの気圧面は JRA-25 と共通するが、一部のモデルの結果で不足する気圧レベルがある。その場合は、必要な気圧レベルのデータを鉛直方向に内挿して求める。

地球温暖化の気候実験は、自然変動のノイズの中から GHG 等の強制力の変化に対する気候応答のシグナルを適切に検出するため、同一の強制力に対して適当に初期値を変えた複数の計算を実行する場合がある。CMIP3 データでこのような複数計算が提供されているモデルについては、そのアンサンブル平均を用いることとする。

4.2.3 対象海域

日本に接近・上陸する台風 (風速 17 m s^{-1} 以上の熱帯低気圧) は夏から秋にかけて多く、その頻度や強度の地理的な分布は、図 4.2 に示すような特徴がある。図には、1951 年から 2009 年までの気象庁ベストトラックから得られる発生地点 (最初に tropical storm 強度に達した地点)、最発達地点、通過頻度、および既往最

低の中心気圧が示されている。ここで、日本に接近・上陸する台風は、図4.3に示す格子点領域を通過する台風と定義しており、全体の1/3程度が該当する。

発生地点は、南シナ海から日付変更線付近までの広い範囲に分布する。台風の発生は、大規模な風や気温の分布に関係するため、例えば、エルニーニョの場合に南東寄り、その逆のラニーニャの場合に北西寄りに偏る傾向がある(Wang and Chan, 2002)。通過頻度の分布によると、典型的な接近・上陸台風は、北西方向に沖縄付近まで進み、その後転向して日本本土に向かう経路が示唆される。既往最低の中心気圧の記録は、20°N付近で900 hPaを下回り、日本本土に近い海域では920–930 hPa程度である。個々の台風は、南西諸島に近いところで最も発達する場合が多い。

以上のような特徴を考慮して、ここでは、図4.2に示すように、12.5–32.5°N、122.5–145°Eの範囲を日本に接近・上陸する台風の主要発達海域と定め、この領域で東西平均した熱環境を用いて、台風強度の変化傾向を緯度別に調査することとした。この領域には、観測史上最低の870 hPaの中心気圧(1979年のTyphoon Tip)を記録した地点も含まれる。また、台風シーズンを6月から11月までの6ヶ月間とし、月毎の熱環境の違いを考慮する。主要台風発達海域には、2.5度間隔で9点の緯度が含まれるので、54(6ヶ月×南北9点)の熱環境が調査対象である。

4.3 JRA-25 長期再解析

MPI計算に用いるJRA-25長期再解析の気候値は、次章で扱う降水極値の評価にも用いている。ここではこの再解析データの概要を説明する。

再解析とは、過去の天気予報の過程で行われたデータ同化サイクルを、一定期間にわたって再び実施することである。気象観測には様々な測器が使われ、誤差特性やデータの空間分布・密度が大きく異なる。このような不均質な気象観測データから、統計的な推定原理に基づき、数値天気予報モデルで使われる規則的な計算格子上の気象要素を求める手続きが、データ同化サイクルである。通常の方法では、図4.4に示すように、予報モデルによる時間積分(予報)と、観測データの同化(解析)が6時間毎に繰り返される。再解析は、過去の天気予報で実行されたものと異なり、より多くの観測データを収集し、最新の品質管理とデータ同化手法を一貫して用いることで、長期間にわたる高品質の解析値(気象要素の格子点値)を作成するのが目的である。

JRA-25長期再解析は、気象庁と電力中央研究所の共同研究として実施され、2006年3月に1979年から2004年までの再解析プロダクト(Onogi et al., 2007; 大野木ほか, 2008)が完成した。著者はこの共同研究の計画段階から主要メンバーの一員として関わった。再解析期間の最初の年(1979年)は、人工衛星による観測が本格的に利用され始めた時期に対応する。JRA-25終了後は、同じデータ処理システムが気象庁で準リアルタイムに実行され、2005年以降のプロダクトが順次蓄積されている。

再解析データは、気候系監視や気象・気候研究における必須の基盤データであり、関連研究に幅広く活用さ

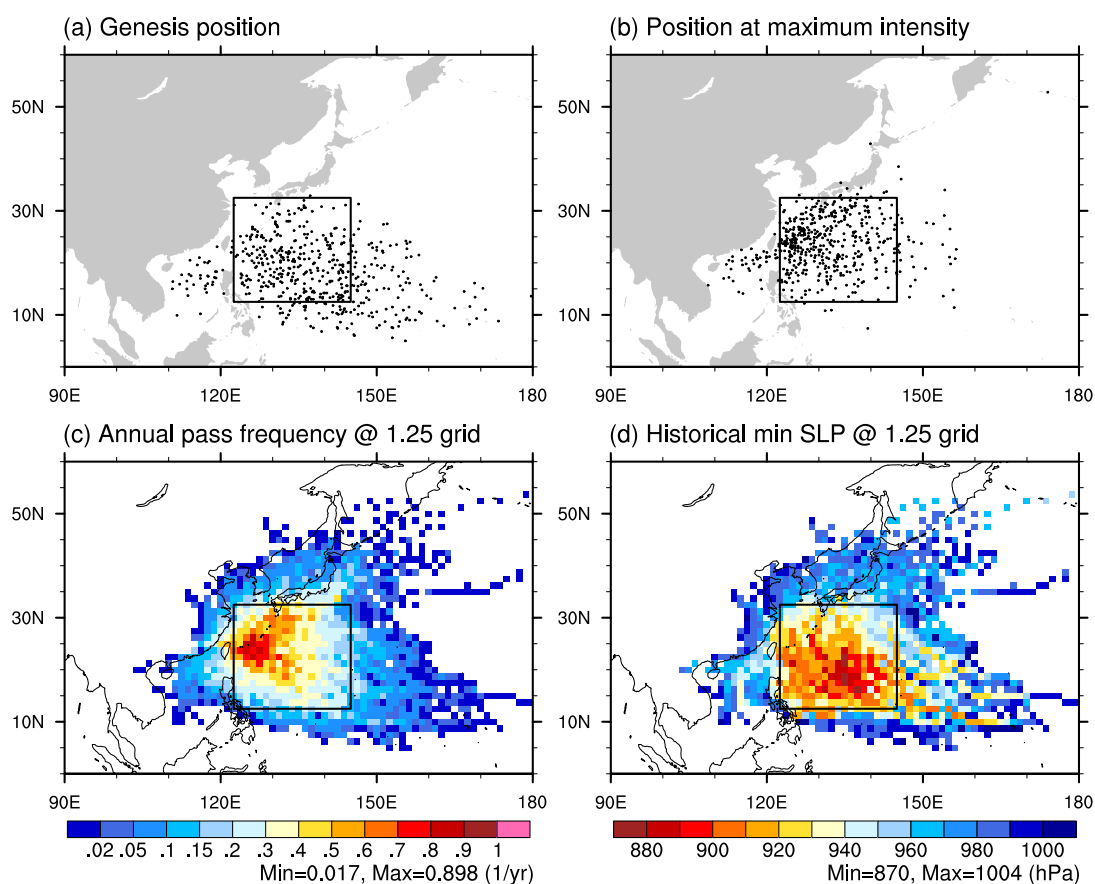


図 4.2: 日本に接近・上陸する台風の気候値

1951-2009 年の気象庁ベストトラックデータに基づく。(a) 発生地点 (tropical storm の強度に達した地点)、(b) 最発達地点 (最低中心気圧に達した地点)、(c) 1.25° 格子の各領域を通過する年間頻度、(d) 1.25° 格子の各領域で記録された最低中心気圧 (単位: hPa)。長方形で囲まれた領域は、本研究で主要発達領域として定義された緯度/経度 12.5-32.5°N/122.5-145°E の範囲を表す。

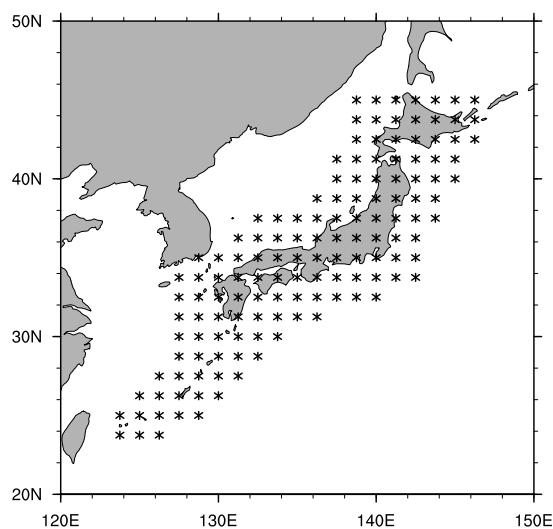


図 4.3: 日本付近の緯度・経度 1.25° 格子

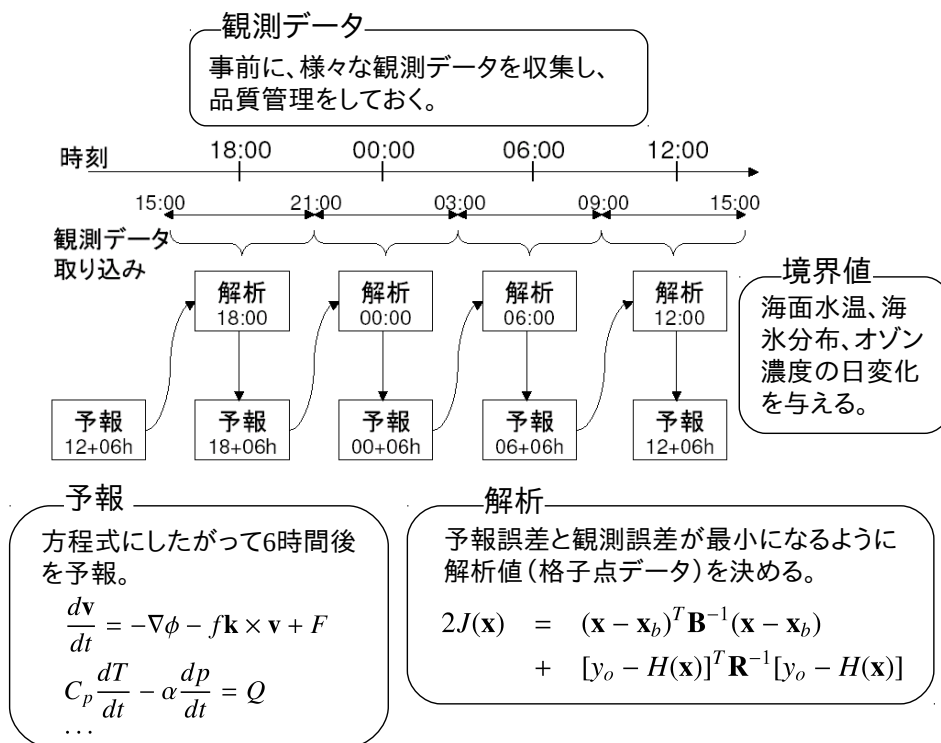


図 4.4: 長期再解析におけるデータ同化サイクルの概念

れている。JRA-25 はアジアで初めての試みとなる本格的な長期再解析であり、気象庁のデータ同化技術と各方面から収集された観測データを用いて、アジア域や熱帯海洋上の品質向上を図っているのが特徴である。再解析はその根幹となるデータ同化技術の高度化とともに発展し続けている。気象庁では、JRA-25 の後継プロジェクトとして、開始年を 1958 年にまで遡った JRA-55 を実施中である。

JRA-25 に用いた予報・データ同化システムは、2001 年 3 月時点で更新された気象庁の現業数値モデル (Japan Meteorological Agency, 2002) に基づく。データ同化手法は、3 次元変分法 (竹内, 2002) である。

再解析の入力となる観測データは、従来型観測と衛星リモートセンシングに大きく分けられる。従来型データは、陸上の固定地点からの地上観測、船舶・ブイからの海上観測、ラジオゾンデなどの高層観測、航空機による観測などである。JRA-25 で使われた衛星データには、図 4.5 に示すように、TOVS (鉛直放射探査計)、ATOVS (改良型 TOVS) による放射輝度温度、SSM/I による可降水量と積雪域情報、散乱計 (ERS, QuikSCAT) による海上風、静止気象衛星による画像から算出される雲移動ベクトル、MODIS による赤外・水蒸気画像から算出される極域の風速が含まれる。衛星データは時代とともに量が増えるので、長期間にわたる品質の一様性という点で問題があるが、全球の気温情報として重要な TOVS/ATOVS は全期間にわたる。雲移動ベクトルについては、図 4.5 には再処理されたデータのみ示しているが、現業で処理されたものも存在する。この他、JRA-25 独自のデータとして、熱帯低気圧周辺で推定される風速と、中国の文献記録からデジタル化された積雪データも使われた。前者は、直接観測されたデータではなく、ベストトラックデータから経

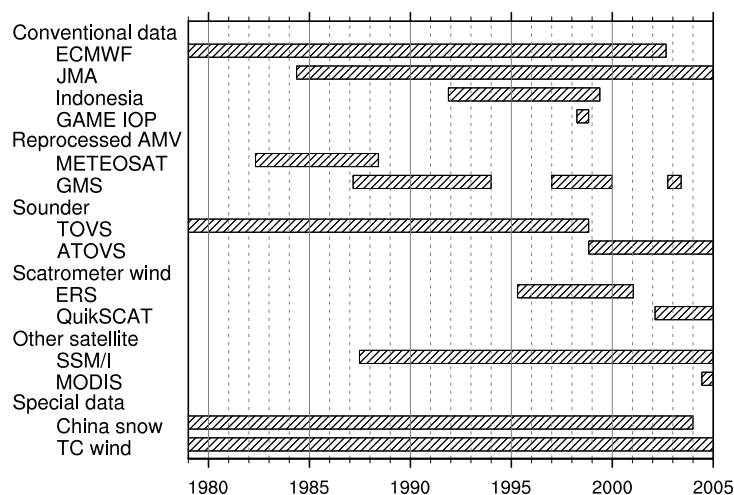


図 4.5: JRA-25 に使われた観測データの利用期間

conventional data (従来型観測データ)、reprocessed AMV (再処理された衛星雲移動ベクトル (Atmosphere Motion Vector))、sounding (鉛直放射探査計)、scatterometer wind (衛星散乱計による海上風)、other satellite (他の衛星観測)、special data (特殊データ) に分けて表示。ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecast): ECMWF から提供された従来型観測。JMA (Japan Meteorological Agency): 気象庁保有の従来型観測。Indonesia: 神戸大学によるインドネシアにおけるゾンデ観測。GAME IOP (GEWEX (Global Energy and Water cycle Experiment) Asia Monsoon Experiment Intensive Observation Period): GAME (全球エネルギー・水循環観測計画のアジアモンスーン関連の研究プロジェクト) の集中観測データ。METEOSAT (Meteorological Satellite): 欧州気象衛星開発機構の静止気象衛星による AMV。GMS (Geostationary Meteorological Satellites of JMA): 気象庁の静止気象衛星による AMV。TOVS (TIROS (Television Infrared Observation Satellite) Operational Vertical Sounder): 米国海洋大気庁の TIROS 型現業鉛直サウンダ。ATOVS (Advanced TOVS): 改良型 TOVS。ERS (European Remote-sensing Satellite): 欧州宇宙機関の衛星。QuikSCAT: 米国航空宇宙局の衛星。SSM/I (Special Sensor of Microwave Imager): 米国国防省の気象衛星のマイクロ波放射計。MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer): 米国航空宇宙局の衛星 (Terra/Aqua) に搭載された中分解能撮像分光放射計による極域の風データ。China snow: 中国気象月報の積雪深データ。TC wind: 熱帯低気圧 (tropical cyclone) 周辺で推定される風速。

験的に算出された熱帯低気圧周辺の風速値である。

予報モデルの実行時には、海面水温・海水分布とオゾン濃度分布が日別の境界値データとして与えられる。海面水温・海水分布には、気象庁で作成された解析値が使われている。海面水温の解析値は、元になる観測データを現場観測に限定しているのが特徴である (Ishii et al., 2005)。オゾン濃度分布は、気象庁の化学輸送モデルを用いて、衛星観測をデータ同化して作成されたものである。

JRA-25 のプロダクトは、100 種以上の気象要素についての 6 時間毎の全球格子点値であり、26 年間の総容量は 8 テラバイト程度である。空間解像度は、水平約 1.1 度、鉛直 40 層 (上端は 0.4hPa) である。100 種の出力要素には、気温、風速、水蒸気などのデータ同化対象となる基本要素に加え、各処理過程で計算される多くの二次導出要素が含まれる。各出力要素は、その元になる観測データの質・量、データ同化での扱われ方、数値モデルの精度などにより、信頼度が異なる。一般的には、二次導出要素に含まれる降水強度、土壌水分量、各種放射フラックスなどは、同化計算で使われる観測データがないため、気温や風速などの基本要素より信頼度は劣る。

JRA-25 データは、欧米の再解析データと比べて、降水強度の空間分布に関して優れた品質を示す (Bosilovich et al., 2008)。降水強度の品質は、予報モデルで使われる降水スキームの精度や、計算の前提となる基本要素 (気温、水蒸気、風速) の空間分布の品質に左右される。また、降水に伴う潜熱によって大気が加熱され、その効果がデータ同化計算の様々な過程に波及し、多くの出力要素に対して相互に影響するという側面もある。したがって、降水強度の空間分布が良好であることは、再解析データの総合的な品質が良いことを意味する。

欧米の再解析データと比べて JRA-25 が優れている点としては、独自に用いた熱帯低気圧周辺の風速値が効果的に機能して、ほぼ全ての熱帯低気圧が閉じた等圧線として表現できていることも挙げられる (初鹿・筒井, 2004; Hatsushika et al., 2006)。一般に、観測データが乏しい熱帯海洋上では、データ同化によって熱帯低気圧の構造を表現するのが難しい。欧米の再解析データでは熱帯低気圧に対して特別な扱いがされていないため、熱帯低気圧の表現に関しては JRA-25 が最も優れている。ただし、中心付近の気圧低下の大きさについては、解像度の制約や急発達の表現が不十分であるなどの問題が残されている (5.3.1 項で言及)。

数値予報モデルの初期値を作るための現業の解析では、衛星写真から同定される熱帯低気圧中心に、現実的な熱帯低気圧を表現する渦構造を埋め込んでいる。JRA-25 では、この手法に代わり、熱帯低気圧周囲の風速をベストトラックデータに基づいて推定し、その風速値を擬似的に観測データと見なして、データ同化に入力する方法 (Fiorino, 2002) を採用した。両者はともに解析値に人為的な情報 (ボーガスデータ) を付加するものであるが、後者の方がその度合いが小さく、データ同化に使われる 3 次元変分法の利点を生かした手法でもある。なお、最近の気象庁の現業解析では、渦を埋め込む方式ではなく、擬似観測を与える方式に変更されている。

4.4 結果

4.4.1 現状気候

図 4.6 に、現状気候の緯度・月別 MPI を SST と緯度について整理した結果を示す。54 の熱環境で平均した MPI は 930 hPa 程度 (気圧低下は 80 hPa 程度) である。

図 4.6(a) に示されるように、SST の上昇とともに MPI の値は減少 (強度は増加) するが、その変化傾向は 26–27°C 付近を境に、低温側の緩やかな変化と高温側の急激な変化に分けられる。この低温側と高温側の領域は、MPI の値が 990 hPa を下回るところで不連続となる。これは、壁雲の過程で 20 hPa を超える気圧低下が起きる場合に限って、眼の形成に伴う昇温が考慮されるためである。高温側の領域では、1°C の SST に対し MPI は 30–60 hPa 変化し、29°C 付近で 870 hPa 程度に達する。この MPI の下限値は、観測史上最低の中心気圧 (1979 年の Typhoon Tip) と整合する。

MPI の計算で扱われる壁雲の湿潤断熱過程や眼の形成は極端に理想化されたものであり、眼の形成を考慮

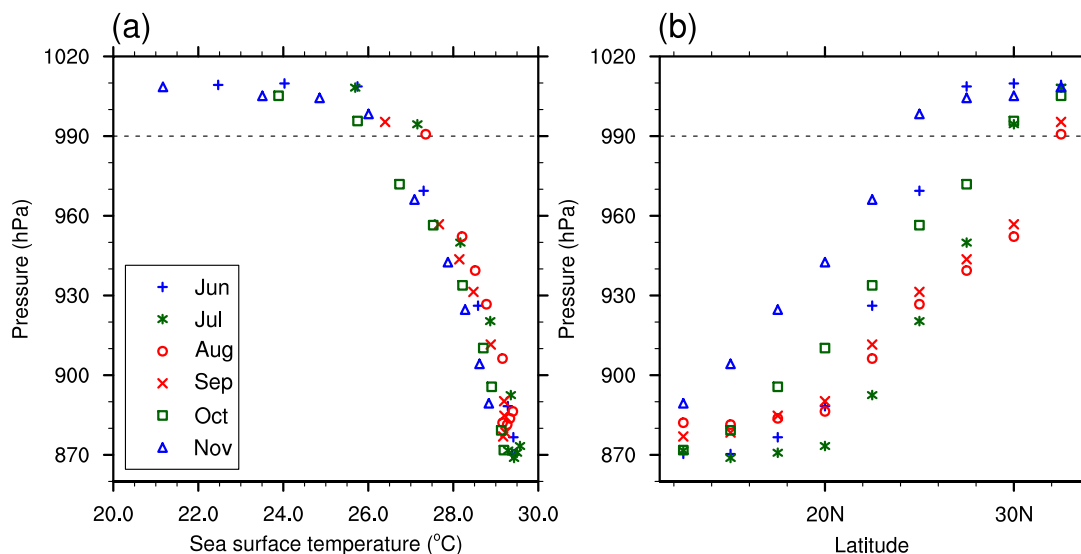


図 4.6: 現状気候の MPI と SST(a) および緯度 (b) との関係

点線は熱帯低気圧の発達に適する環境かどうかの目安となる 990 hPa を示す。

するかどうかの条件も任意に決められたものである。しかしながら、26–27°C 以上の SST で気圧低下が大きくなるという結果は、熱帯低気圧発生について経験的に知られる気候学的条件と整合する。したがって、以下では、MPI が 990 hPa を下回るかどうかを熱帯低気圧の発達に適した熱環境かどうかの目安とする。

月別の MPI は、図 4.6(b) に示されるように、SST の南北傾度に対応してほぼ線形の緯度分布を示し、20°N より南ではほとんどの月で 900 hPa を下回る。同程度の MPI になる緯度は月によって大きく異なり、例えば 8 月と 11 月では 7.5° 程度の開きがある。この場合、8 月の方が高緯度側に位置し、SST も若干高いことから、MPI が上空の気温分布やその季節変化にも強く依存することが示唆される。

MPI は気候学的な熱力学的条件だけに基づくため、上記のような SST との関係や緯度分布には、力学的条件が考慮されていないことに注意を要する。参考として、MPI の年サイクルと実際の台風の最低中心気圧を比較した結果を図 4.7 に示す。この図では、主要発達海域を四つの緯度帯に分け、JRA-25 の期間 (1979–2004 年) について各年の 5 日平均から MPI を計算し、その気候値 (1979–2004 年平均) と年変動 (標準偏差の幅) を示している。実際の台風は、気象庁による 1951–2009 年のベストトラックデータに基づき、最低中心気圧の値とそれを記録した日を緯度帯に分けて示している。実際の台風は、必ずしも MPI の強度まで発達するわけではないが、その分布は MPI の気候値で制限される範囲にほぼ収まることが確認できる。実際に記録された最低中心気圧の値や記録された期間は、低緯度では広い範囲に分布し、緯度が高くなるほどより限定された分布となる。緯度帯別の MPI の年変化はこの特徴を良く表している。

実際の中心気圧は、MPI の気候値で示される値を下回る場合もある。これは、年々変動や、北上する台風に対する MPI の空間代表性によると理解される。一方、実際の台風は、6 月から 7 月にかけての低緯度では、ほ

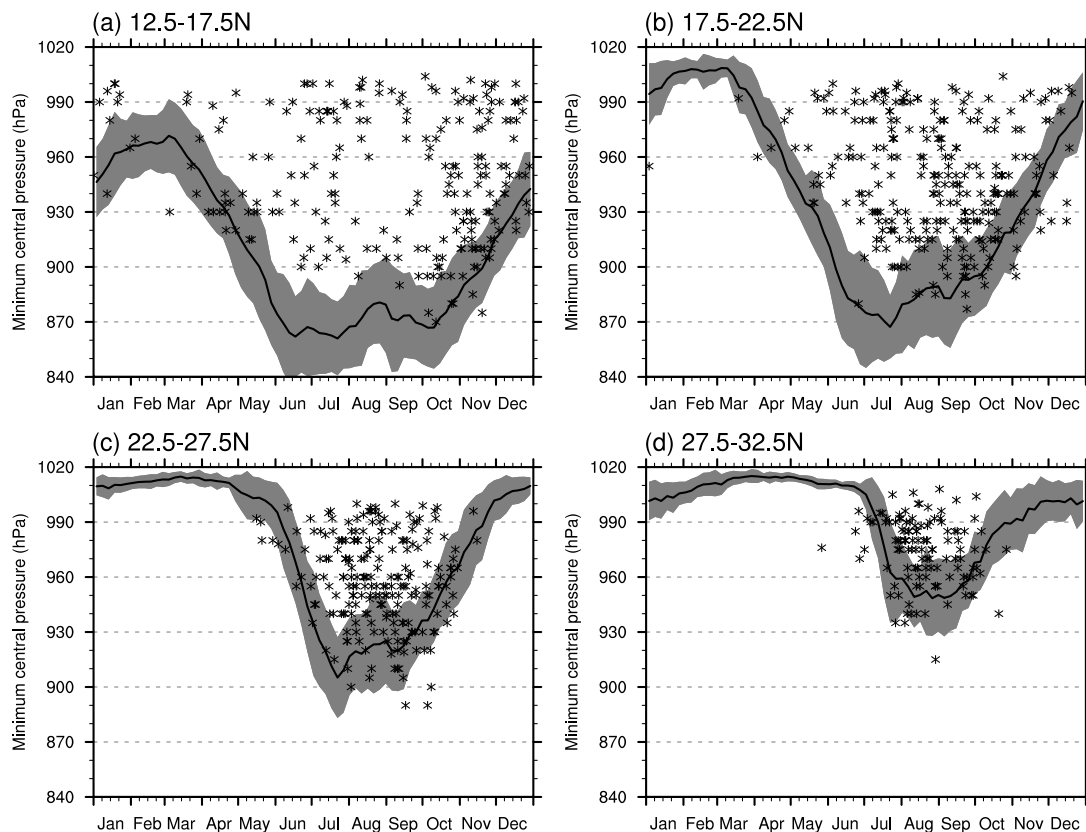


図 4.7: 主要発達海域における MPI の気候学的な年サイクル

主要発達海域を (a) 12.5–17.5°N、(b) 17.5–22.5°N、(c) 22.5–27.5°N、(d) 27.5–32.5°N に分け、それぞれの緯度帯で MPI の年サイクルを実線で示す。比較のため、気象庁ベストトラックによる台風の最低中心気圧をマークで示す。影をつけた部分は MPI の年々変動に関する標準偏差 (σ) の範囲 ($\pm 1\sigma$)。ベストトラックデータは 1951–2009 年の期間のもので、最低中心気圧を記録した緯度帯によって、(a)–(d) のいずれかに示されている。

とんどが MPI の強度に達していない。この結果は、この時期の台風の発達に、特に力学的条件によって制限されていることを示唆する。この他興味深いこととして、8月の MPI の気候値が、その前後の月に比べて僅かに大きい値（強度が弱い）を示すことが挙げられる。西部北太平洋の台風は 8月に最も多く発生するため、台風自身による環境の変化（SST の低下など）が MPI の年変化にも反映されている可能性が考えられる。

個々の年の 5 日別 MPI については、800 hPa を下回るほど極端に小さい値になったり、MPI の値が小さい時に非常に強い台風が発生した場合などがあることを確認している。したがって、台風強度の予報に MPI を適用するのは限界があり、MPI の利用は気候学的な議論に留めるべきと判断される。

4.4.2 温暖化した気候

熱帯対流圏の気温は、基本的に湿潤断熱線に沿った鉛直分布となるので、気温の変動や変化が高度とともに拡大する性質がある（図 3.6）。したがって、全球規模で SST が上昇すると、上空はより大きな昇温となり、暖気核形成の観点では熱帯低気圧の発達には不利な環境となる。すなわち、地球温暖化では、SST 上昇による熱

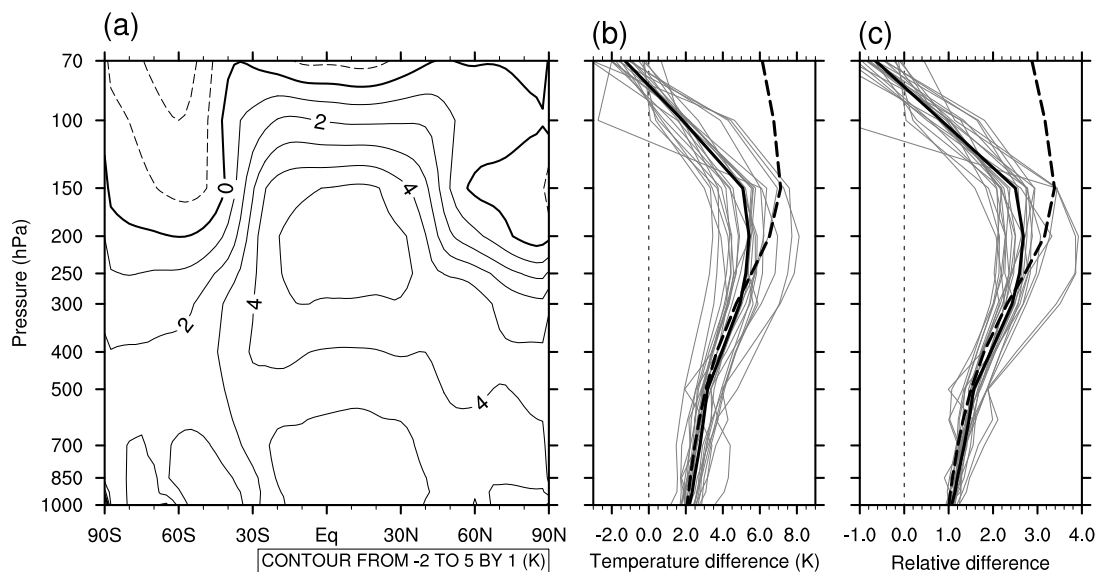


図 4.8: CMIP3 マルチモデル気候実験から得られる温暖化による 8 月の気温変化

A1B シナリオの 2080–2099 年の気候値から 20 世紀再現ランの 1980–1999 年の気候値を引き、122.5–145°E の領域を平均した結果。(a) 気圧・緯度断面、(b) 20°N における鉛直分布、(c) (b) と同様、ただし SST の変化に対する相対値。(b) と (c) の細い灰色の線、太い実線、太い破線は、それぞれ CMIP3 の個々のモデル、そのアンサンブル平均、理論曲線を表す。理論曲線は、CMIP3 のアンサンブル平均として得られる地表面の気温・気圧に対し、飽和気塊を仮定して計算される湿潤断熱線に基づく。

帯低気圧の強大化は、上空のより大きな昇温によってある程度抑制される。Holland のモデルでは、SST の変化に対して上空の気温が湿潤断熱的に変化する場合、MPI は変化しない。したがって、地球温暖化による MPI の変化は、気温変化の鉛直構造が、どの程度湿潤断熱的な変化に近いかが目安となる。

CMIP3 マルチモデルデータから得られる気温変化の例として、主要発達海域の経度範囲における 8 月の気温偏差（1980–1999 年を基準とする SRES A1B シナリオの 2080–2099 年平均）を図 4.8 に示す。モデル平均の気温偏差は、熱帯対流圏では、地表付近の 2–3°C から上空に向かって大きくなり、200 hPa 付近で 5°C を超えるピークとなる。モデル平均の気温偏差は、地表から 250 hPa までは、飽和気塊に対する湿潤断熱線に基づく理論曲線に近い。

気温偏差のモデル間の差は、全体的な昇温の度合いと、上空の気温偏差が拡大する度合いによって特徴づけられる。全体的な昇温の度合いは、主に気候システムにおける様々なフィードバック過程に関するモデルの物理過程が関係し、気候感度によって定量化される。気候感度のばらつきは地球温暖化予測における主要な不確実要素である。なお、CMIP3 マルチモデル気候実験では、前提とされる排出シナリオは共通であるが、GHG の濃度やエアロゾルの扱いはモデルによって異なる。したがって、モデル間の昇温の違いにも、強制力の違いが部分的に関係すると推測される。上空の気温偏差が拡大する度合いは、図 4.8(c) に示すように、SST 偏差で正規化した気温偏差によって比較できる。以下、この正規化した気温偏差を気温変化拡大率と呼ぶ。気温変化拡大率は、1980–1999 年を基準とする A1B シナリオの 2080–2099 年の偏差から得られたものである

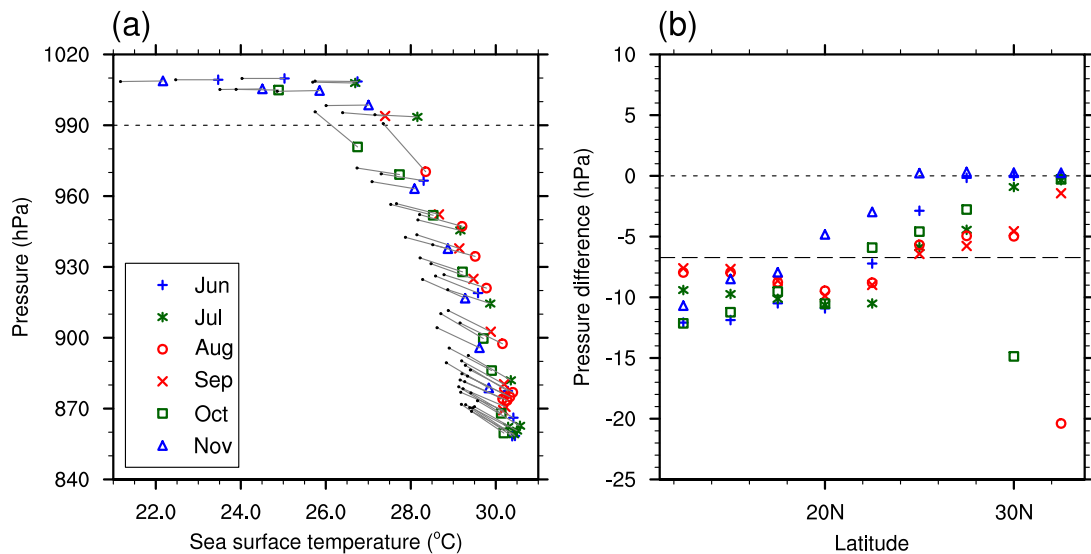


図 4.9: SST が 1°C 上昇した場合の MPI の変化と SST(a) および緯度 (b) との関係

上空の気温変化の拡大率に CMIP3 のアンサンブル平均を使用。(a) の図では、黒い点が現状気候、カラーマーカーが温暖化した気候を表す。月・緯度毎に対応する黒点とマーカーが灰色の細い線で結ばれており、その傾きが MPI の変化を表す。水平の点線は 990 hPa を示す。(b) の図では、MPI の変化を調査対象の月・緯度で平均した値 (-6.7 hPa) を破線で示す。

が、異なる時期や他のシナリオの結果から求めた場合もあまり変わらない。このように、温暖化予測の不確実性は、SST の変化と上空の気温変化拡大率を区別して考えるのが合理的である。以下では、SST が一律に 1°C 上昇したことによる MPI の変化を述べる。

モデル平均の気温変化拡大率を用いて計算された MPI の変化を図 4.9 に示す。MPI の値の低下（強度の増加を意味する）は 0 から 20 hPa の範囲であり、現状気候で SST だけから見込まれる変化 (1°C につき 30–60 hPa) と比べて小さい。温暖化した環境での MPI と SST の関係は、現状気候の関係と異なり、全体の分布が高温側にずれる。このような緩やかな変化は、図 4.8(c) に示されるように、気温変化拡大率が、一般的に湿潤断熱的な昇温にしたがうことで説明される。54 の熱環境で平均した MPI の低下は 6.7 hPa であり、全体的に低緯度の強い台風ほど変化が大きい。この平均的な MPI の変化は、気象庁における現業の強度観測で使われる CI 数 (表 3.2) に換算して、おおよそ 0.5 の増加に相当する。

8 月の 32.5°N と 10 月の 30°N の環境は、例外的に大きな変化を示す。この結果には、眼の形成に伴う気圧低下の関係で、MPI と SST の関係が不連続になることが影響する。MPI の計算に眼の過程を考慮するかどうかは、壁雲の過程の気圧低下に対して便宜上与えられた閾値を超えるかどうかによる。したがって、眼の形成の有無による比較的大きな MPI の変化は、その変化の大きさより、環境が台風の発達に適するかどうかといった定性的な観点で理解するのが適切である。図 4.9 に示された結果から、主要発達海域の北側境界付近では、現状で台風発達に適さない環境が、 1°C の SST 上昇で発達に適する環境に変化すると解釈される。具体的には、図 4.6 と比較することで、8 月の台風発生の北限が 30°N から 32.5°N に広がり、 30°N における台風

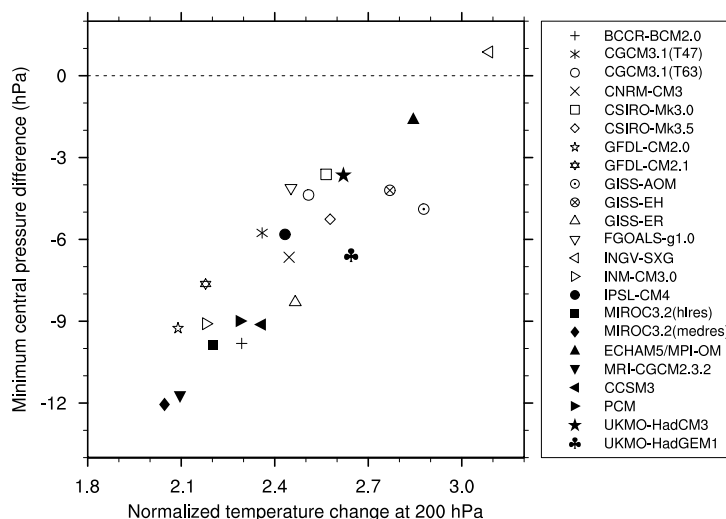


図 4.10: モデル毎の MPI の変化と 200 hPa の気温変化拡大率との関係

SST が 1°C 高くなった環境における月・緯度別の変化を平均した結果。

発生に適する季節が 8-9 月から 8-10 月に拡大する可能性が確認される。

CMIP3 マルチモデルを平均した気温変化拡大率を用いた結果は、最新のモデルアンサンブル気候実験に基づく最良推定値と位置づけられる。最良推定値に対する不確実性の幅は、CMIP3 の個々のモデルの気温変化拡大率を用いて計算した MPI のばらつきから評価される。ただし、CMIP3 のモデルの結果が真値の周りに適切に分布しているとは限らないことに注意を要する。

図 4.8 に示される上空の気温偏差は、多くのモデルで 200 hPa 付近に極大がある。個々のモデルの台風の強大化傾向を比較するために、54 の熱環境で平均した MPI の変化と 200 hPa の気温変化拡大率の関係を図 4.10 に示す。両者の相関は高く、ある特定のモデルの MPI の変化の度合いは、200 hPa の気温変化拡大率によって近似的に定量化できる。すなわち、200 hPa の気温変化拡大率は、熱力学的要因による台風の強大化について、個々の気候モデルの傾向を特徴づける指標として用いることも可能である。54 環境で平均した MPI の変化は -12 hPa から +0.9 hPa の範囲（負の変化は強大化を意味する）で、モデル平均は -6.6 hPa である。対応する 200 hPa の気温変化拡大率は、2.0 から 3.1 の範囲であり、モデル平均は 2.5 である。

Tsutsui (2008) では、著者が関わった CCSM3 の結果について、MPI や関連する大規模場の変化を調査した。図 4.10 に示される CCSM3 の MPI の変化と 200 hPa の気温拡大率は、それぞれ -9 hPa と 2.4 であり、モデル平均に近い。また、日本のモデル (MIROC3.2 と MRI-CGCM2.3.2) は、いずれも強大化の度合いが大きい方に位置している。ただし、平均に近いかどうかはモデルの精度や信頼性とは無関係である。気温変化拡大率、すなわち地球温暖化による熱帯上部対流圏の気温トレンドは、現在のところ観測記録から評価するのは困難である。今後、地球温暖化が進行する中で観測データが蓄積されることにより、確度の高い情報が得られると期待される。

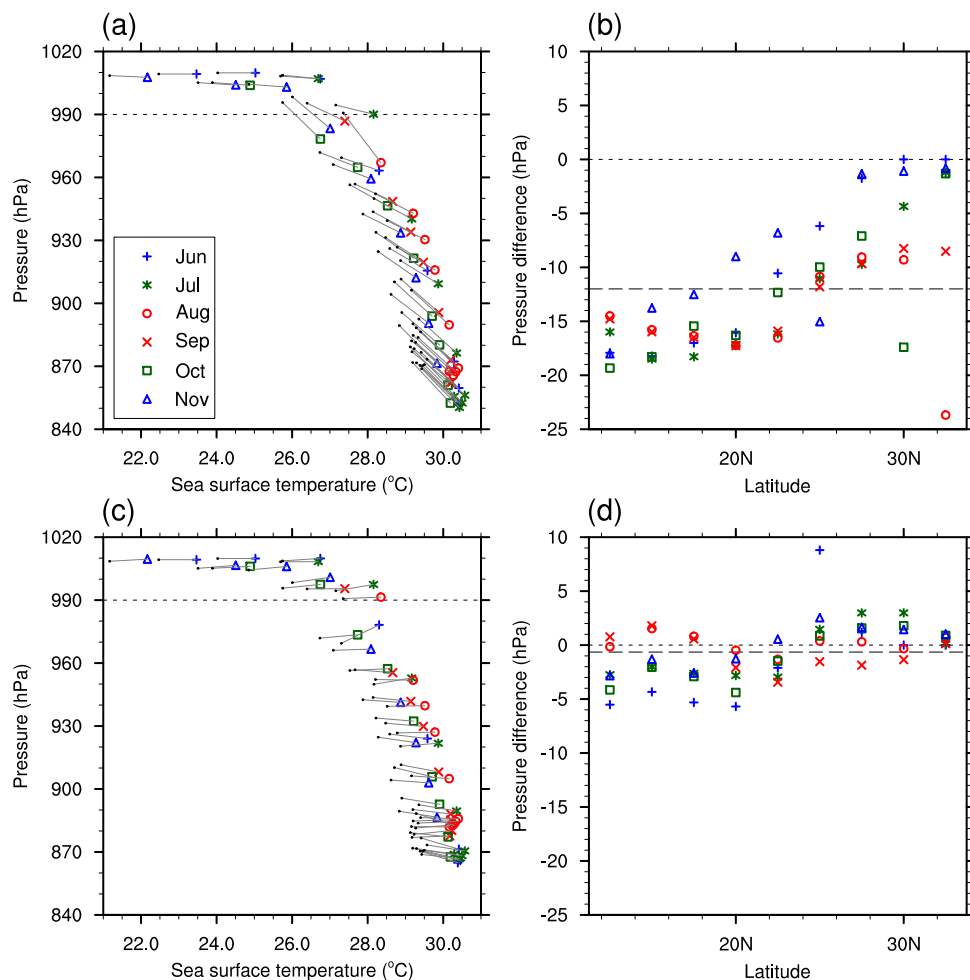


図 4.11: と同様、ただし、台風の強大化が助長されるモデル群と抑制されるモデル群に分けた結果

温暖化した環境の MPI は、個々のモデルの気温変化拡大率を用いて計算し、MPI の大きい（中心気圧の数値の小さい）方から上位 6 モデルの平均を (a)–(b) に、下位 6 モデルの平均を (c)–(d) に示す。54 環境で平均した MPI の変化を (b) と (d) の破線で示す（それぞれ -12.0 hPa、 -0.6 hPa）。

月・緯度別の不確実性の幅も、個々のモデルによる気温変化拡大率を用いて計算される MPI の変化で評価できる。ここでは、温暖化による気圧低下の大きさによって、モデルを順位づけし、上位 6 位までの平均と下位 6 位までの平均を強大化が助長・抑制されるモデル群の代表とする。参照する CMIP3 のモデル数は 23 であるので、上位 6 位と下位 6 位は四分位に近い。図 4.9 と同様に、それぞれのモデル群について SST が 1°C 上昇した環境による MPI の変化を図 4.11 に示す。強大化が助長されるモデル群の場合、MPI の変化の大きさは最良推定値のほぼ 2 倍となり、54 環境の平均は -12.0 hPa である。温暖化による気圧低下（MPI の変化の逆符号）は低緯度で 15 hPa を超えるが、この場合も、現状気候における SST に対する変化率にはおよばない。この点については、図には示していないが、気圧低下が最大となるモデルだけで評価した場合もほぼ同様である。眼の形成の有無に関連した相対的に大きな MPI の変化は、8 月の 32.5°N と 10 月の 30°N に加え、11 月の 25°N と 9 月の 32.5°N にも見られる。

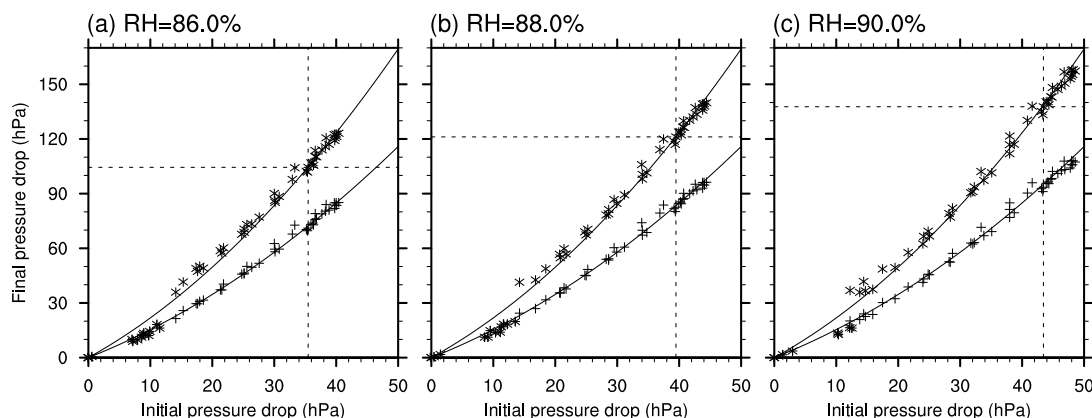


図 4.12: MPI の計算過程で得られる気圧低下の分布: 初期環境の相当温位に対する気圧低下の増幅

横軸は初期の相当温位に対する気圧低下、縦軸は相当温位の収束値に対する気圧低下、および眼の昇温も加えた最終的な気圧低下を示す。いずれも現状気候の環境に対して計算された結果。RH_w に対する依存性を (a) 86%、(b) 88%、(c) 90% で比較。実線は 88% の場合に対する 2 次曲線近似。8 月、20°N の環境に対する結果を代表値として点線の交点で示す。相対湿度 86%、88%、90% の場合、初期の相当温位に対する気圧低下（横軸）は 35、39、43 hPa、眼の過程も加えた最終的な気圧低下（縦軸）は 104、121、138 hPa。

一方、強大化が抑制されるモデル群の場合、MPI の変化は全体的に小幅な範囲に留まり、54 環境の平均は -0.6 hPa である。MPI と SST の関係は、現状気候に対して図の横軸にほぼ平行に移動する。CMIP3 マルチモデルの 1/4 程度は、熱帯の熱力学的構造の観点では、地球温暖化は台風の強大化に影響しないという結果である。6 月の 25°N は、比較的大きな正の MPI 変化（強度の減少）を示しており、地球温暖化によって台風の発達に適さない環境に移行する可能性が示唆される。

4.5 考察

4.5.1 相対湿度パラメータに対する依存性

既に述べたように、Holland の MPI は壁雲下の相対湿度パラメータ RH_w に強く依存する。ここでは、地球温暖化による MPI の変化の大きさに、RH_w がどの程度影響するかを考察する。

Holland (1997) は、当時の数値実験や観測に基づいて RH_w の範囲を 80% から 95% と想定し、やや高目の値として 90% を用いている。Camp and Montgomery (2001) は、Holland の MPI と Emanuel の MPI を比較し、両者の相対湿度パラメータの役割は全く異なるものの、86% の場合に同程度の結果が得られることを指摘している。ここでは、RH_w の可能性の高い範囲を $88 \pm 2\%$ と仮定し、この範囲で MPI の変化に関する不確実性を定量化する。

壁雲の過程では、地表気圧の低下は相当温位の増加にほぼ比例し、1 K の相当温位の増加が 2.5 hPa の気圧低下をもたらす。壁雲の相当温位は、初期の環境では RH_w に制御され、等温膨張過程の収束計算では、主に地表の気圧低下に依存して相当温位の増加が決まる。最終的な気圧低下は、壁雲の寄与と、それにほぼ比例す

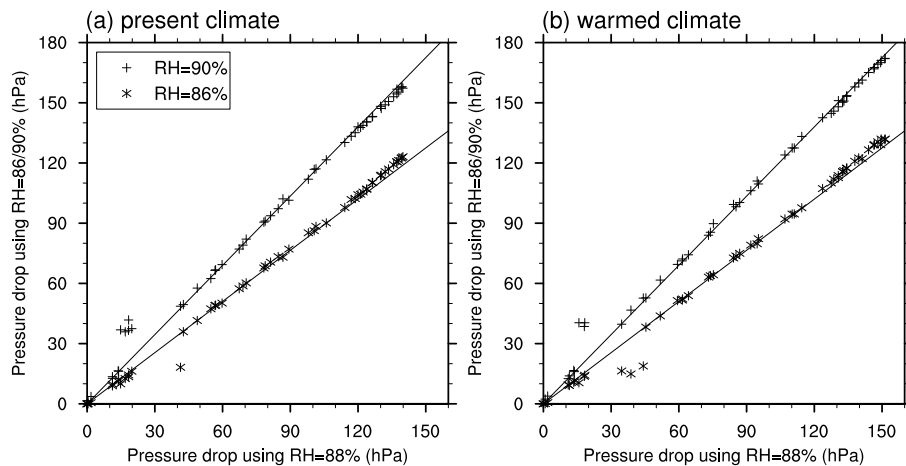


図 4.13: MPI の計算過程で得られる気圧低下の分布: RH_w の違いによる増減

現状 (a) と温暖化 (b) した気候について、 RH_w を 90% と 86% にした結果 (縦軸) を 88% の結果 (横軸) と比較。実線の傾きは 1.15 と 0.85。

る眼の寄与の合計であり、結局、MPI は初期環境の相当温位に対する気圧低下でほぼ決定されることになる。ここで、 RH_w は、初期の気圧低下を通じて、最終的な気圧低下を制御する働きをする。この特徴は、図 4.12 に示すように、初期の相当温位に対する気圧低下と最終的な気圧低下の関係から確認できる。最終的な気圧低下は、初期の気圧低下の二次関数で近似され、この関数は RH_w の値にほとんど依存しない。また、近似式の非線形性はあまり大きくなく、最終的な気圧低下は初期の気圧低下のほぼ 3 倍である。

RH_w の不確実性による MPI の誤差は、図 4.12 に示される関係のスケーリングの観点で考えることができる。8 月の 20°N (SST は 29.4°C) の環境では、図に例示されるように、86%、88%、90% の RH_w に対し、最終的な気圧低下はそれぞれ 104 hPa、121 hPa、138 hPa である。この例の場合、 RH_w の不確実性の幅に対し、気圧低下には 15% 程度 ($\approx 17\text{hPa}/121\text{hPa}$) の誤差が見込まれる。地球温暖化のような環境の変化による MPI の変化は、眼の形成の有無による不連続的な変化を除き、図 4.12 の近似曲線に沿った変化として表される。したがって、環境の変化による MPI の変化にも、 RH_w に依存する 15% 程度の誤差が見込まれる。

この誤差の見積もりは、図 4.13 に示すように、他の月・緯度の環境についても妥当であることを確認できる。 RH_w が 86% (90%) の場合の最終的な気圧低下は、現状と温暖化した気候のいずれも、 RH_w が 88% の場合より 15% 程度小さい (大きい)。気圧低下が 20 hPa 程度の環境では例外的に大きな違いがあり、台風の発達海域の北辺は RH_w に強く依存する。現状気候の気圧低下の上限は、86%、88%、90% の RH_w に対し、123 hPa、140 hPa、158 hPa である。環境の地表気圧を 1010 hPa とすれば、88% の場合に記録上の最低中心気圧 (870 hPa) と整合する。

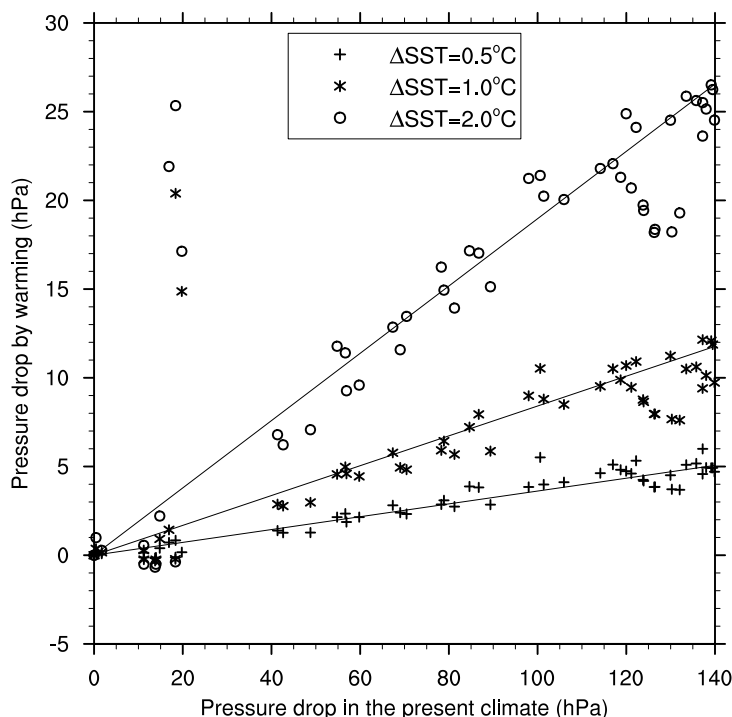


図 4.14: 温暖化した環境による気圧低下の変化と現状気候の気圧低下の関係

温暖化した環境は、0.5、1.0、2.0°C の SST 変化を設定。実線の傾きは、それぞれの SST 変化に対する平均的な気圧低下の変化率を表す。

4.5.2 SST 偏差に対するスケーリング

本研究の結果は、地球温暖化による熱帯低気圧の強大化が、SST だけから見込まれる変化と比べて非常に小さいことを示しており、古い世代の気候モデルに基づく既往研究 (Henderson-Sellers et al., 1998) と定性的には同様である。ここでは、地球温暖化による強大化の程度について、本研究の結果を台風以外の海域も含めた最近の観測やモデリング研究と定量的に比較する。強大化の度合いは、環境の地表気圧から MPI を引いた中心気圧深度 (δp_c) の変化率で表す。観測・シミュレーションとも個々の熱帯低気圧は MPI の強度に達するわけではないが、ある一定期間の中で最も発達した熱帯低気圧の最低中心気圧といった適当な極値を、MPI に代わる比較対象として用いる。また、強度の指標に最大地上風速が与えられる場合は、Atkinson and Holliday (1977) による経験式 (式 (3.1)) などを用いて中心気圧に換算する。

前節で述べた MPI の変化は、SST が一律に 1°C 上昇した場合で評価した結果である。任意の SST 上昇に対する気温偏差は、気温変化拡大率を SST の上昇の大きさに応じてスケーリングすることで、近似的に求めることができる。したがって、任意の SST 上昇に対する MPI の変化も、同様の手順で評価できる。以下では、気温変化拡大率に CMIP3 マルチモデルの平均を用いた結果を示す。必要に応じて、モデル間のばらつきや制御パラメーター (RH_w) の不確実性を考慮した誤差範囲を示すことも可能である。

図4.14に、0.5、1.0、2.0°CのSST上昇によるMPIの変化（温暖化による気圧低下）を示す。月・緯度別の54環境の平均では、それぞれのSST上昇によって気圧深度は2.9、6.7、15 hPa増大し、現状気候の気圧深度80 hPaに対して、3.6%、8.4%、19%の変化となる。SSTに対する若干の非線形性は、図4.12に示される気圧深度の特徴で説明される。それぞれのSST上昇の場合の平均変化率は、眼の形成が関係する少数の場合を除き、54の個々の環境の変化を良く代表している。

0.5°CのSST上昇は、過去30年程度に観測された熱帯の昇温に相当する。Webster et al. (2005)によって見出された過去30年程度のベストトラックデータに基づく強度増加は、最大風速では5%の増加に相当すると見込まれている(Curry et al., 2006)。この増加率は、気圧深度に換算して8%の変化率に相当し、本研究のMPI変化と比べて大き過ぎるようである。Webster et al. (2005)が用いたベストトラックデータは、西部北太平洋の場合は気象庁のデータと異なる。特に、強度によってカテゴリ分けされた統計量については、観測手法の変遷などの影響を受けて、二つのベストトラックデータで変化傾向が異なることに注意が必要である(Kamahori et al., 2006)。

ベストトラックに代わるデータとして、Elsner et al. (2008)は、1981–2006年の衛星データから導出される品質の様な風速データを用いて、強い風速に関する統計量に増加トレンドがあることを示している。増加トレンドは、1°CのSST上昇につき、全球の熱帯低気圧の80パーセンタイル風速が 1.9 m s^{-1} の増加、90パーセンタイル風速が 6.5 m s^{-1} の増加と評価されている。ここで、風速は個々の熱帯低気圧の持続期間にわたる最大風速を表し、例えば、80パーセンタイル風速は、その値以下となる熱帯低気圧が全体の80%であることを意味する。彼らの風速データの場合、80、90パーセンタイルは49、 56 m s^{-1} であり、変化率は3.9%、12%、気圧深度に換算すると6.1%、19%である。トレンドの見積もりには不確実性が含まれるが、80パーセンタイルの増加率はMPI変化に基づく本研究の結果と同程度であり、90パーセンタイルの増加率はWebster et al. (2005)の結果に近い。

Elsner et al. (2008)は、風速統計量の増加率について海域毎の違いも示している。北大西洋の熱帯低気圧については増加率が大きく、海域規模の相対的な昇温の違いが大規模循環の変化におよぼす影響が示唆されている。同様の影響の可能性は、Knutson et al. (2008)も指摘している。一方、西部北太平洋の熱帯低気圧（台風）については、風速統計量の増加は高いパーセンタイルの場合でも緩やかであり、MPIの変化と良く一致している。観測された熱帯低気圧強度の海域規模の変化傾向の違いが、上部対流圏の昇温傾向によって説明されるかどうかは、今後の検討すべき課題である。

より長い将来期間にわたるSST上昇は、気候感度や排出シナリオに強く依存するが、2.0°Cの上昇は現在から21世紀末にかけての典型的な変化である。ここでは、Oouchi et al. (2006)とKnutson and Tuleya (2004)による研究をそれぞれ全球モデルと領域モデルによる代表例として、本研究のMPI変化と比較する。

Oouchi et al. (2006)による気候実験は、この種の研究では前例のないほどの高解像度で実施されており、

水平解像度は 20 km である。シミュレートされた熱帯低気圧は、最大強度が観測と比べて幾分か過少であるものの、強度を評価するための精度は十分である。温暖化実験で与えられた SST 偏差は熱帯で 2°C 程度であり、強度変化は、全球の熱帯低気圧について、年最大風速と年平均風速がそれぞれ 13.7% と 10.7% の増加である。この変化は気圧深度に換算して 21.8% と 16.6% に相当し、本研究の MPI 変化から得られる 19% の増加と同程度である。しかしながら、地域規模の変化傾向は、必ずしも全球の傾向とは一致しない。特に、北大西洋の強度変化は非常に大きいのに対し、西部北太平洋の強度変化は有意ではない。この違いには、大規模循環の影響を受ける熱帯低気圧の頻度の変化が関係する可能性が考えられる。地球温暖化による地域規模の変化については、一般に、他のモデリング研究との整合性が高くないため、特定の海域で確固たる見通しを得るのは困難である (Sugi et al., 2009)。現在の気候モデルでは、熱帯低気圧の直接シミュレーションから、地域規模の強度の変化傾向を結論づけることは難しいようである。

Oouchi et al. (2006) の結果は一つの気候モデルによる数値実験に基づくが、Knutson and Tuleya (2004) では、CMIP の第 2 フェーズ (CMIP2) の結果から得られる温暖化環境のばらつきを考慮して、水平解像度 9 km の熱帯低気圧の予報モデルによる数値実験が行われた。この実験では、0.8 から 2.4°C の範囲で与えられる SST に対し、平均して気圧深度は 13.7% の増加、最大地上風速は 5.8% の増加である。風速の変化は、気圧と風速の関係から見込まれる変化と比べてやや小さいが、気圧深度は本研究の結果 (1.0°C と 2.0°C の SST 上昇に対し 8.4% と 19% の増加) と同程度である。彼らの数値実験は、基本的に初期の渦の発達を妨げる力学的影響がない理想化された条件によるものであり、直接シミュレーションで得られる強度は MPI に近いと考えられる。実際、彼らの研究でも MPI が評価されており、Holland の MPI は平均して 15.9% の変化で、直接シミュレーションによる強度変化と整合的である。なお、直接シミュレーション、MPI とも本研究と同程度の変化であることから、CMIP2 と CMIP3 のモデルは、熱帯対流圏の昇温について、平均的に同様の傾向であることが示唆される。

以上の比較結果を表 4.1 にまとめる。全体的には、本研究の MPI による評価は、既往の観測・数値実験による研究と整合する。

4.6 まとめ

日本に接近・上陸する台風の地球温暖化による強度変化について、Holland (1997) の理論モデルを用いて調査した。このモデルは、与えられた大規模熱環境から熱帯低気圧中心の暖気核構造を定量化し、中心気圧の下限值として MPI を計算する。本研究では、地球温暖化による対流圏の気温上昇の予測、およびモデルの制御パラメータに対する感度に関して、MPI の不確実性の幅を評価した。このような不確実性の情報は、熱帯低気圧の強大化に適応するためのリスク管理にとって有用である。

現在と温暖化した将来の気候学的な熱環境は、6月から11月までの台風シーズンで月別に用意した。現状

表 4.1: SST 上昇と MPI の変化率の関係についての既往研究との比較

研究事例	結果
本研究 (MPI)	$\Delta 0.5$ 、 1.0 、 2.0°C に対して 3.6、8.4、19% 増
Oouchi et al. (2006) による解像度 20 km の単一の 大気 GCM 実験	$\Delta 2^{\circ}\text{C}$ 程度に対して年最大値が 21.8% 増、西部北太平洋の変化は有意ではない、北大西洋の変化は非常に大きい
Knutson and Tuleya (2004) による CMIP2 温暖化 環境を用いた予報実験	$\Delta 0.8$ — 2.4°C に対して平均 13.7% 増
Webster et al. (2005) による過去 30 年のベスト トラック分析	$\Delta 0.5^{\circ}\text{C}$ に対して 8% 増 (Curry et al. (2006) による 解釈)
Elsner et al. (2008) による 1981–2006 年の衛星デー タから導出された風速の分析	$\Delta 1.0^{\circ}\text{C}$ に対して 80、90 パーセントイル風速が 6.1、 19% 増、西部北太平洋の変化は緩やか

MPI の変化率は、熱帯低気圧の中心気圧深度の変化率で評価。観測・数値実験による研究については、MPI に相当する統計量の変化を示す。

の環境には、JRA-25 再解析による 1979–2004 年の気候値を用いた。温暖化した環境は、CMIP3 マルチモデルデータから気温偏差を求め、それを再解析の気候値に加えて作成した。過去の台風記録に基づき、日本に影響する台風の主要発達海域を緯度 12.5 – 32.5°N 、経度 122.5 – 145°E の範囲とした。この領域を緯度 2.5 度間隔で東西平均し、MPI の計算に用いる月・緯度別に 54 の熱環境を作成した。

熱帯対流圏の大気は、上層に向かって温暖化の偏差が拡大する特徴があり、SST 上昇による台風の強大化は、上空のより大きな昇温によって抑制される。この昇温構造は CMIP3 データの気候モデルによって異なる。本研究では、気候モデル毎に上空の気温偏差を SST 偏差で正規化し、単位量の SST 上昇による台風の強度変化を、正規化した昇温構造（気温偏差の拡大率）を用いて評価した。この評価手法は、昇温構造を SST 偏差でスケールリングすることで、任意の SST 上昇に適用できる。気温偏差の拡大率は、CMIP3 モデルのアンサンブル平均を最良推定値とし、その不確実性の幅をモデル間のばらつきで評価した。

主な結果は次のようにまとめられる。

- 現状気候の MPI と SST の関係は、モデルの重要なパラメータである壁雲下の相対湿度 (RH_w) を 88% に設定することで、西部北太平洋の台風の観測記録と整合する。
- 1°C の SST 上昇による MPI の変化は平均して -6.7 hPa [-0.6 , -12.0 hPa] である。ここで、負の数値は定義により強大化を意味し、[] 内の数値範囲は、気温偏差の拡大率のばらつきを反映した不確実性の幅を表す。また、88% に設定した RH_w に対して、可能性の高い範囲として ± 2 ポイントの範囲を仮定すると、MPI の変化に含まれる誤差は 15% 程度と見積もられる。

- 気圧深度（環境の地表気圧から MPI を引いた値）の変化率は、0.5、1.0、2.0°C の SST 上昇に対して 3.6、8.4、19% であり、観測や数値実験に基づく既往研究の結果と基本的に類似する。
- 地球温暖化による台風の強大化は、低緯度の強い台風ほど顕著である。ただし、日本の本土に近い比較的高緯度では、台風の発達に適する海域や季節が温暖化した環境によって拡大する可能性が示唆される。

地球温暖化による台風の強大化は、SST だけの昇温から見込まれる変化と比べて非常に小さい。この点については、1990 年代に行われた初期の研究で指摘されていたが、最新のマルチモデル気候実験に基づく本研究によって、さらに裏づけられた。得られた結果は、他の手法による最近の研究と整合的であり、適応策の立案に向けた基礎情報として有用である。しかしながら、既往研究では、強大化の程度が海域によって異なることも示唆されており、MPI 理論で直接扱うことのできない力学的要因が関与する可能性もある。さらに、SST 偏差の大きい中緯度では、温帯低気圧への遷移過程にも変化が生じる可能性もある。これらについては、本研究で扱っていない発生頻度や移動経路の問題とともに、今後の課題である。

以上により、日本に影響する台風の強度について、簡易気候モデルの出力情報から温暖化による変化を評価する手法が構築された。MPI 理論は熱帯低気圧の発達を簡略的に扱うものであるが、広域的な熱環境に関係する気候学的な発達限界（中心気圧の下限值）を現実的に表現できる有用な指標である。簡易気候モデルと組み合わせることによって、様々な不確実性を統合的に扱えることも大きな利点である。本章で注目した温暖化の昇温構造に関する不確実性は、次章で述べる暴風雨強度の評価にも直接適用できる。また、力学的ダウンスケーリングのような詳細な数値モデル実験についても、MPI を計算してモデルの昇温構造と比較することにより、一定の評価を与えることができる。このような検討は、双方の手法の信頼性を高めることにもつながる。

第 5 章

台風に伴う暴風雨の地球温暖化による変化

5.1 目的

前章までに述べた簡易気候モデル (SEEPLUS) と台風の最大潜在強度 (MPI) を活用して、本章では、台風に伴う暴風雨の地球温暖化による変化を評価する手法を提案する。この手法は、過去の顕著な台風事象について、その最大風速と降水強度の最大値（以下、降水極値）の変化率を、全球平均の温度上昇の関数として定式化するものである。全球平均の温度上昇は簡易気候モデルの出力値であり、最大風速と降水極値の評価はパターンスケリングと MPI に基づく。ここでは、降水極値を MPI と関連づけるために、上昇気流の速度と気温に依存する飽和水蒸気量の鉛直分布から、降水強度を評価する理論を導入する。

簡易気候モデルと MPI の組み合わせにより、地球温暖化に関する様々な不確実性を統合的かつ合理的に扱うことができ、評価結果に理論的根拠を与えることができる。特に、MPI の変化が気温上昇の鉛直構造に依存することから、その鉛直構造の不確実性が最大風速と降水極値の評価に反映される。このような特徴は、断片的な数値実験では得られない本手法の利点である。

顕著な台風は、人為的な地球温暖化の有無に拘らず、相対的に大きな自然変動の中で、ごく稀に発現する事象である。そのような事象は、これまで、構造物の設計外力や防災対策の指針などに反映されてきた。したがって、本手法で得られる情報は、地球温暖化の適応策に直結する。実際には、顕著な台風がどの程度の頻度で来襲するかという情報も必要であるが、現段階では、特定の地域に来襲する頻度について、将来予想される変化を定量的に示すのは困難である。したがって、本手法では強度の変化のみを扱い、頻度は現状と同じと仮定する。

なお、これまでの設計や防災対策では、想定される顕著事象の頻度が、過去の観測記録の極値統計解析に基づいて設定されることが多い。しかしながら、特に稀にしか起きないような事象の場合、母集団の定常性を前提とする極値統計では、再現期間の推定精度に限界がある (藤部, 2010)。現行の設計外力や指針が適切かどうかは切実な問題であるが、この点については、地球温暖化の問題とは切り離して考えるべきであろう。

地球温暖化による強風と降水強度の変化が与えられれば、そこから波及する様々な影響は、各分野で蓄積された既存の手法を用いて評価できる。ここでは、構造物の風荷重、高潮、およびダム設計洪水流量の考え方を取り上げる。なお、本研究では扱わないが、沿岸域や海岸構造物への影響を考える場合は、海面上昇も考慮する必要がある。基本的な考え方は磯部 (1992) に示される。

本章の以下の部分では、MPI から降水極値と最大風速を評価する手順 (5.2 節)、代表的な台風事例とその評価結果 (5.3 節)、および適応策への応用の考え方 (5.4 節) を説明し、最後 (5.5 節) にまとめと課題を述べる。

5.2 台風に伴う暴風雨の評価

5.2.1 降水極値

大気中の水蒸気量は気温が高いほど増加するので、対流性の強い降雨は地球温暖化によってさらに強度が増すと予想される。降水極値が生じる時の上空の水蒸気量が飽和値に近いと仮定すると、良く知られている気温と飽和水蒸気圧の関係から、降水極値の変化を水蒸気量の変化から見積もることができる。この場合、温度上昇 1°C につき降水極値は 7–8% 増と計算される。ここでは、水蒸気量の変化に加えて上昇流の効果も考慮した O’Gorman and Schneider (2009) による手法に基づき、台風に伴う降水極値の変化を MPI の変化と関連づける。

O’Gorman and Schneider (2009) によれば、降水極値が生じる時の上空の凝結率 (単位時間当たりの凝結量) c は、

$$c = -\omega \left. \frac{dq_s}{dp} \right|_{\theta^*} \quad (5.1)$$

と表される。ここで、 ω は上昇流の鉛直気圧速度 (dp/dt)、 q_s は飽和比湿、 p は気圧であり、 q_s の p に関する微分は、飽和相当温位 θ^* 一定の湿潤断熱線に沿って行う。この式は、上昇流の中で飽和量が維持されるように水蒸気が凝結することを表し、 c は ω の絶対値が大きい (強い上昇流) ほど大きくなる。なお、放射による非断熱加熱は無視されている。 ω は、凝結した水蒸気の再蒸発による下降流の寄与なども含む、ある程度広い領域を代表する正味の上昇流速度と解釈する。

降水極値は空気質量で重みづけした c の鉛直積分に相当し、

$$P_e = - \left\{ \omega_e \left. \frac{dq_s}{dp} \right|_{\theta^*, T_e} \right\} \quad (5.2)$$

で表される。ここで、 P_e は降水極値、 ω_e は P_e に対応する鉛直気圧速度、 T_e は θ^* を評価する際の大気下層の気温で、以下の検討では 800 hPa の気温とする。{ } は上昇流 (ω が負) の範囲にわたる鉛直積分を表す。

図 5.1 に、800 hPa の気温が 280 K、285 K、290 K の場合について、 q_s と dq_s/dp 、およびそれらの T_e に関する変化率 (T_e が 1°C 上昇した場合の変化) の鉛直分布を示す。800 hPa は標準大気で約 2 km の高度に相当するので、鉛直方向の気温減率を 100 m につき $0.6\text{--}0.7^{\circ}\text{C}$ とすれば、それぞれの地上気温は 20°C 、 25°C 、 30°C 程度に相当する。また、飽和相当温位はそれぞれ 322 K、337 K、356 K である。

q_s の T_e に関する変化率は、上部対流圏では比較的大きな値となるが、大半の水蒸気量が含まれる下部対流圏では小さくなり、800 hPa では $7\% \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ 程度である。空気質量で重みづけした q_s の鉛直積分を降水量の単位で表す (可降水量と呼ばれる) と、図に示す 3 種類の分布に対して、36.8 mm、53.9 mm、79.0 mm であ

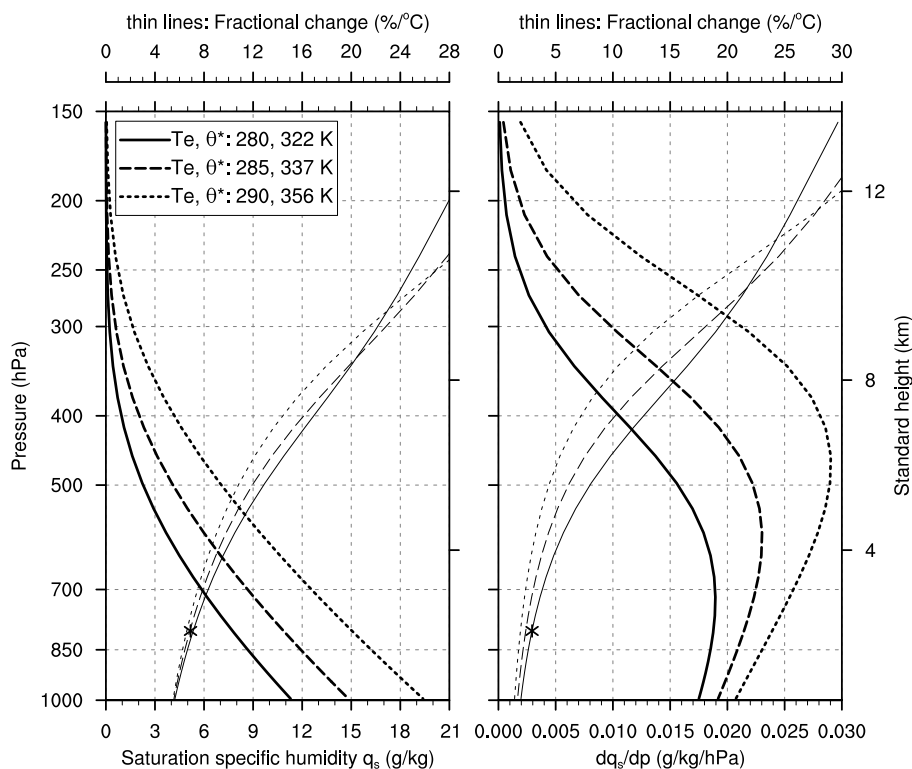


図 5.1: 飽和比湿 (q_s) とその鉛直微分 ($dq_s/dp|_{\theta^*}$) の鉛直分布

実線、破線、点線は、それぞれ T_e (800 hPa の気温) が 280 K、285 K、290 K の場合を表す。太線は飽和比湿 (左図) とその鉛直微分 (右図) の値 (下側の座標軸)、細線はそれぞれの T_e に対する変化率 (T_e が 1°C 上昇した場合の変化、上側の座標軸) を表す。星印は、O’Gorman and Schneider (2009) で言及された変化率 (飽和比湿 $6.9\%^\circ\text{C}^{-1}$ 、飽和比湿の鉛直微分 $2.9\%^\circ\text{C}^{-1}$) を示す。

り、 T_e に対する変化率はいずれも $7.9\%^\circ\text{C}^{-1}$ 程度である。

一方、 P_e に関する dq_s/dp の変化率は、下部対流圏の典型的な値が $3\%^\circ\text{C}^{-1}$ 程度である。したがって、O’Gorman and Schneider (2009) で言及されるように、温暖化による P_e の増加は、飽和比湿や可降水量の変化ほど急激ではない。ただし、図 5.1 に示されるように、 q_s と同様、 dq_s/dp の変化率も上空に向かって拡大するので、 ω_e の鉛直構造によっては、中・上層の水蒸気量も P_e の変化にある程度寄与する。

式 (5.2) にしたがって降水極値を見積もるには、その降水が生じる時の ω_e と T_e が必要となる。降水極値が生じる時の状況は様々であるが、本研究では、過去の顕著事象に注目して、 ω_e と T_e を評価する。地球温暖化による P_e の変化は、 ω_e に台風強度に関する力学的効果が反映され、 T_e に依存する dq_s/dp の変化に水蒸気量の変化に関する熱力学的効果が反映される。前者は次項で述べるように MPI の変化と関連づけられる。後者は、パターンスケーリングによって全球平均の温度上昇から見積もることができる。

O’Gorman and Schneider (2009) の手法は、CMIP3 データから直接評価される降水極値の変化に物理的根拠を与える目的で考案されたものである。温度上昇と降水極値の変化率の関係についての彼らの分析結果では、中緯度では理論とモデルが整合的であるものの、熱帯ではモデル間のばらつきが大きいことが確認されて

いる。また、降水極値の変化率が大きいモデルについては、熱帯擾乱の強化が関係する可能性も示唆されている (Sugiyama et al., 2010)。このことは、台風などの熱帯擾乱の変化を ω_e の評価に考慮することで、式 (5.2) が汎用的に利用できることを意味する。この点で、 ω_e の評価に MPI を活用するのは合理的であり、マルチモデル気候実験を参照して MPI の変化傾向に関する不確実性を考慮することが重要と言える。

5.2.2 風速

台風域内の風速は軸対称の傾度風で近似される。傾度風的前提となる気圧傾度力、コリオリ力、および遠心力の釣り合いは、円筒座標系を用いて

$$\frac{v_\theta^2}{r} + f v_\theta = \frac{\partial \Phi}{\partial r} \quad (5.3)$$

と表される。ここで、 v_θ は接線風速（反時計回りが正）、 r は台風中心からの距離（動径方向の独立変数）、 f はコリオリ係数、 Φ はジオポテンシャル高度を表す。この式は、絶対角運動量 $M_\theta \equiv v_\theta r + f r^2/2$ を用いて

$$\frac{M_\theta^2}{r^3} - \frac{f^2 r}{4} = \frac{\partial \Phi}{\partial r} \quad (5.4)$$

と変形され、さらに対数気圧座標での静力学平衡式

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z^*} = \frac{RT}{H} \quad (5.5)$$

を用いて

$$\frac{1}{r^3} \frac{\partial M_\theta^2}{\partial z^*} = \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial r} \quad (5.6)$$

と変形される (Holton, 1992)。ここで、 z^* は対数気圧系での鉛直座標、 R は乾燥空気の気体定数 (287 $\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$)、 T は気温、 H は $R\bar{T}/g$ で定義されるスケールハイト、 \bar{T} は地球の平均気温 (255 K 程度)、 g は重力加速度である。 z^* は $-H \log(p/p_s)$ で定義される。ここで p は気圧、 p_s は地表気圧である。

台風の接線風速は大気境界層の上端で最大となり、上空に向かって減少する。上記の変形された傾度風平衡の式は、絶対角運動量の鉛直勾配と気温の水平勾配との関係を示しており、上空の暖気核構造の気温偏差が大きいほど、地上風速が強いことを表す。

Holland の MPI 理論では、図 4.1(b) に示されるように、気温偏差を気圧の対数で積分した量が台風中心の気圧深度 δp_c の目安となる。ここで δp_c は周辺環境の気圧と MPI の差に相当する。したがって、地球温暖化による δp_c の変化は MPI を用いて直接計算でき、その結果から式 (5.6) に基づいて風速の変化も評価できる。具体的には、暖気核構造の風速場を考慮して $\partial M/\partial z^* \sim v_\theta r/H$ を仮定し、式 (5.6) を r について積分して、暖気核構造の気温偏差 δT を

$$\delta T \sim \frac{UL}{R} \left(f + \frac{2U}{L} \right) \quad (5.7)$$

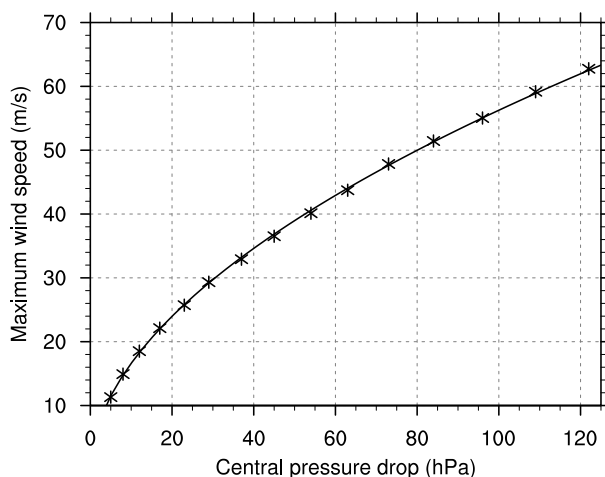


図 5.2: 台風の最大風速と中心気圧の関係を表す近似式

星印は気象庁のドボラック法で参照されるテーブル（表 3.2）の値。横軸は中心気圧深度（環境の気圧と中心気圧の差）。

のように近似する。ここで、 U は代表風速、 L は代表長さである。 L は一定として*1 上式の対数微分をとり、 δT と δp_c が比例関係にあることを考慮すると

$$\frac{\Delta(\delta p_c)}{\delta p_c} = \left[1 + \frac{1}{1 + fL/(2U)} \right] \frac{\Delta U}{U} \quad (5.8)$$

を得る。左辺の [] の中にはロスビー数 $U/(fL)$ が含まれる。一般に、台風のロスビー数は 1 より大きい（コリオリ力に比べて慣性力が大きい）ので、[] 内は 2 弱の大きさである。したがって、傾度風の変化率は δp_c の変化率の半分強と見込まれる。

ロスビー数に依存する式 (5.8) の [] 内の値は個々の台風によって異なるが、平均的な値については気象庁のドボラック法で参照される最大風速と中心気圧の数値（表 3.2）が参考になる。この数値を式 (3.1) と同様に δp_c のべき乗形式で近似すると

$$v_s = 4.9(\delta p_c)^{0.53} \quad (5.9)$$

を得る。ここで v_s は地上 10 m 高度の 10 分平均風速として定義される台風の最大風速である。図 5.2 にこの近似式による v_s と δp_c の関係を示す。式 (3.1) と比べて係数や指数部の数値が異なるのは、元になる観測データの他に、風速の定義の違い（10 分平均と 1 分平均の違い）も関係すると推測される。 v_s は地表摩擦の効果が含まれるので傾度風より小さいが、両者の比例関係を仮定すると、近似式の対数微分をとって、 v_s の変化率は δp_c の変化率の 0.53 倍程度と見込まれる。この数値が式 (5.8) の [] 内の平均値に相当する。

以上により、MPI の計算から台風の傾度風や地上の最大風速の地球温暖化による変化率が評価される。降水極値の計算に必要な ω_e の変化率は、連続式を根拠として、風速の変化率で代替する。すなわち、温暖化した気候における ω_e は、現状気候の鉛直分布に風速の変化率を乗じた値とする。地球温暖化によって ω_e の鉛

*1 温暖化と台風の水平規模の関係が不明であることによる。

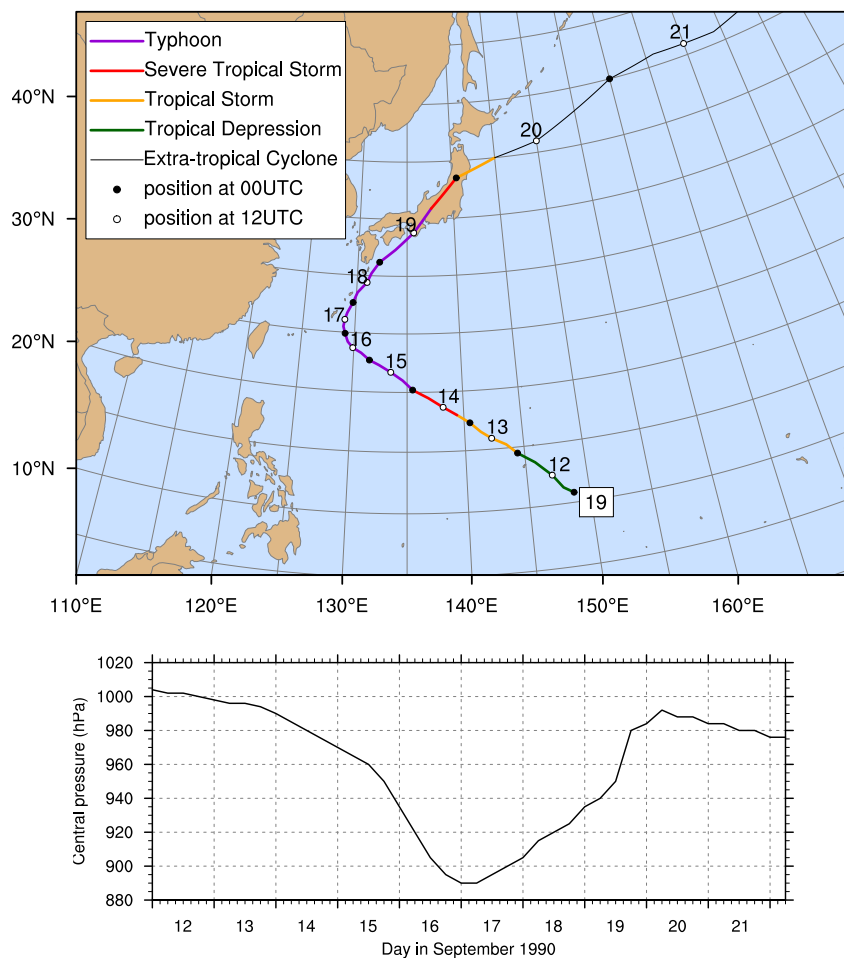


図 5.3: Flo (1990 年の台風第 19 号) の移動経路と中心気圧の変化

経路の色は熱帯低気圧の最大風速で分けられる強度階級 (凡例参照) を表す。ただし、黒の細線は温帯低気圧に遷移した後の経路。Tropical Depression: <34 kt, Tropical Storm: $34\text{--}47$ kt, Severe Tropical Storm: $48\text{--}63$ kt, Typhoon: $64\leq$ 。 1 kt = 0.5144 m s $^{-1}$

直分布構造が変化することも考えられるが、本研究では、簡単のため、分布形状は現状のままと仮定する。

5.3 過去の台風についての事例研究

5.3.1 対象事例

式 (5.2) を評価するための ω_e を設定するために、日本に上陸した顕著な台風事例から、記録的な大雨をもたらした Flo (1990 年の第 19 号) を取り上げる。なお、被害規模の大きさでは、Mireille (1991 年の第 19 号) が有名である。年と番号が似ていることから、Flo は Mireille と混同されやすいが、前者は大雨、後者は強風による被害が顕著であったのが特徴である (饒村, 1990, 1993)。

Flo の移動経路と中心気圧の変化を図 5.3 に示す。この台風は転向して日本に向かう典型的な経路 (図 4.2(c)) を示している。転向前の沖縄本島付近で急発達し、最盛期の中心気圧は 890 hPa を記録した。転向後の中心

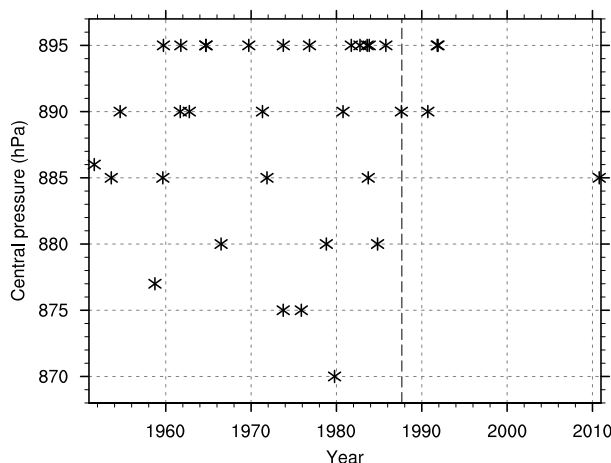


図 5.4: 中心気圧が 900 hPa を下回る台風の発現時期

縦の破線は現実的な航空機観測が中止された時期を示す。その縦線とほぼ重なっているマーカの事例は、航空機観測の中止前に含まれる。

気圧は徐々に高くなり、和歌山県に 19 日 20 時頃（現地時間）に上陸した時は 945 hPa であった。

中心気圧が 900 hPa を下回る台風は、RSMC のベストトラックデータが整備されている 1951 年以降では、図 5.4 に示す通りであり、最近では非常に稀である。図では、最近の 20 年間の頻度が、それ以前と比べて明らかに少ないことが示されるが、現実的な航空機観測が 1987 年に中止された影響が示唆される。Flo の場合は、1990 年の 8 月から 9 月にかけて実施された特別観測 (Elsberry, 1990) の期間中であったため、航空機による観測が行われている。実際、気象庁による速報では、最盛期の中心気圧が 910 hPa とされたが、米国の航空機観測で 890 hPa の中心気圧が観測されたため、事後解析による修正を経て、ベストトラックでは 890 hPa とされた経緯がある (饒村, 1990)。

なお、図 5.3 には示していないが、Flo の発生前には西進する Ed (第 18 号) が存在していた。西部北太平洋では、ある台風によって引き起こされた擾乱が、次の台風の発生のきっかけとなることがしばしば観測されており (Krouse and Sobel, 2010)、Flo の発生やその後の進路に Ed が影響した可能性がある。Tsutsui et al. (1998) は、Ed と Flo の物理的初期値化を導入した数値予報実験から、積雲対流も含めて現実的な初期条件を設定することで、Flo の発生と発達の前報精度が向上することを示している。

前述のように Flo は大雨の被害が特に大きかったことが特徴である。台風接近前から秋雨前線の影響があり、期間全体 (9 月 12-13 日、15 日、17-20 日) の降水量は四国と近畿の一部で 1100 mm を上回っている (横山, 1991)。台風が上陸した 19 日の日降水量は、奈良県日出岳の 638 mm を最大に、230 地点で 100 mm 以上が記録され*2、大雨の範囲は全国におよんでいる。

以下では、JRA-25 長期再解析データを用いて、前節で述べた方法により、Flo に伴う降水極値を評価する。

*2 気象庁 AMeDAS の観測結果。

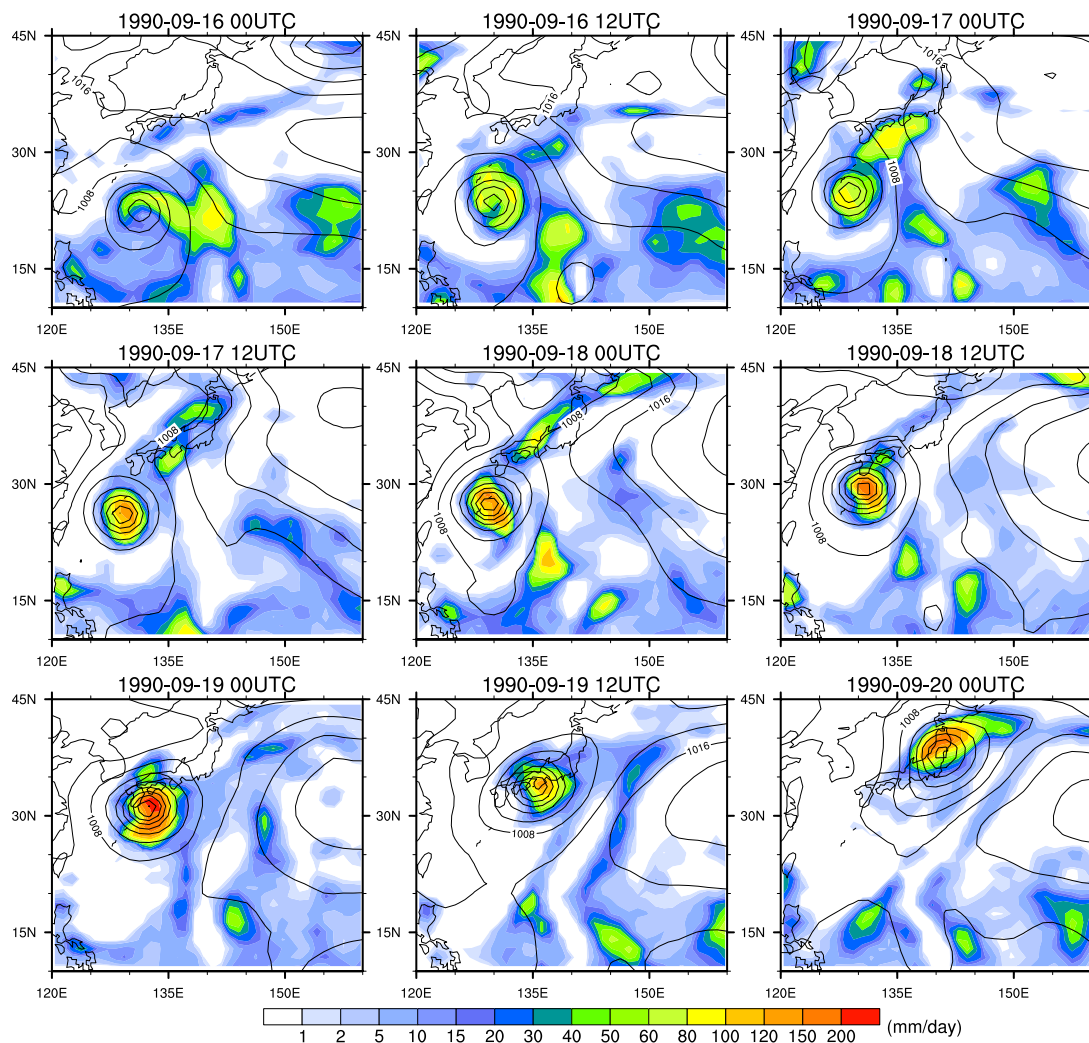


図 5.5: 1990 年 9 月 16 日 00UTC から 20 日 00UTC にかけての 12 時間毎の Flo (1990 年の台風第 19 号) の推移

JRA-25 データによる海面気圧 (4 hPa 間隔のコンター) と降水強度 (カラースケール、 mm d^{-1} 単位)。

再解析プロダクトに含まれる変数のうち、気温、鉛直気圧速度、海面気圧、および降水強度 (対流性の降水と非対流性の降水の合計) を用いる。降水極値は気温と鉛直気圧速度から計算し、再解析プロダクトに含まれる降水強度は参照値として用いる。JRA-25 では、他の再解析と同様、降水の観測データは同化計算に使われておらず、プロダクトに含まれる降水データは、予報・同化サイクルの過程において、6 時間予報で計算された積算値である。ただし、その精度は、全体的に他の再解析データと比べて優れていることが確認されている (Bosilovich et al., 2008)。

図 5.5 に、1990 年 9 月 16 日 00UTC から 20 日 00UTC にかけての 12 時間毎の海面気圧と降水強度の推移を示す。解像度は粗いが、台風本体に伴う降水域や、接近前の日本列島付近の前線性の降水域が、現実的に表現されている。ただし、実際には急発達した 16 日の段階で、海面気圧の低下は不十分である。元々、再解析データの水平解像度では、台風中心付近の構造の表現には限界があり、急激な気圧低下を表現するのは困難で

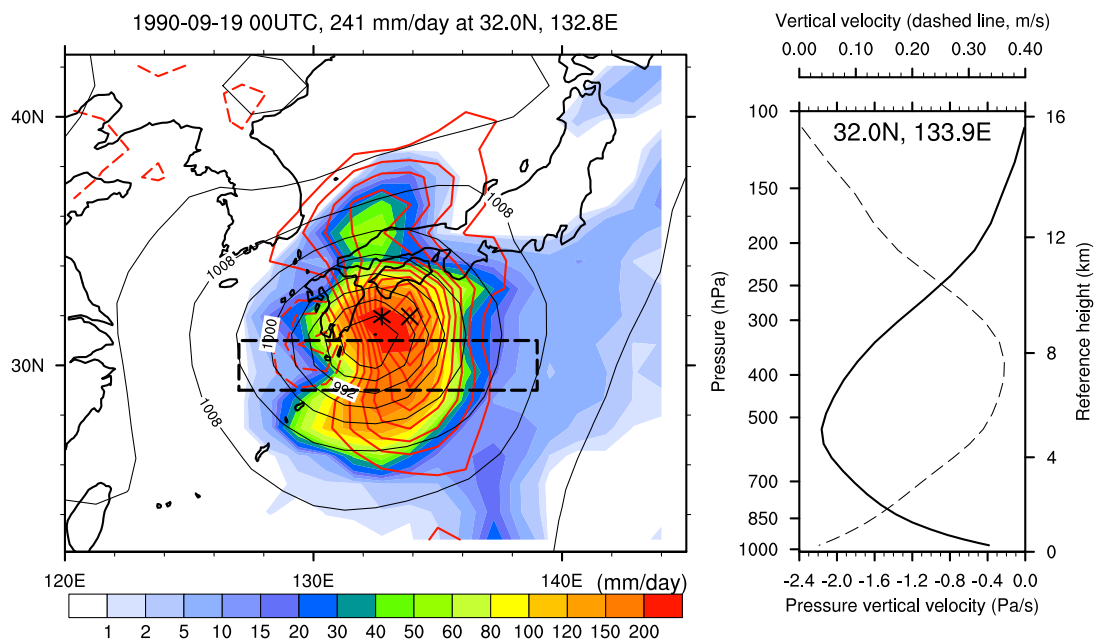


図 5.6: 1990 年 9 月 19 日 00UTC における Flo (1990 年の台風第 19 号) 付近の海面気圧、降水強度、および鉛直気圧速度

左の地図は、図 5.5 と同様の情報に、500 hPa 付近の鉛直気圧速度の分布を赤色のコンターで追加 (0.2 Pa s⁻¹ 間隔、正の値 (下降流) は破線、ゼロは除く)。星印と×印は、それぞれ降水強度と 500 hPa 付近の鉛直気圧速度が最大となる格子点を示す。破線で囲まれる矩形領域は、 T_e と MPI の計算に用いる気候変数を参照する緯度・経度の範囲 (29–31°N、127–139°E)。右の図に示される鉛直分布は、×印の格子点における鉛直気圧速度と、静力学平衡を仮定して z 座標に換算された鉛直速度を表す。

ある。

図 5.5 によれば、降水強度のピークは、上陸直前の 9 月 19 日 00UTC に見られる。この時刻の段階では、再解析データで擾乱の発達が遅れる問題も解消されていると推測される。日降水量の観測記録との比較も考慮して、Flo に伴う降水極値の評価には、この段階の上昇流の鉛直分布を採用する。

9 月 19 日 00UTC の対流圏中層における鉛直気圧速度を含む詳細な情報を図 5.6 に示す。再解析データによる降水強度のピークは 241 mm d⁻¹ であり、四国沖の 32.0°N、132.8°E (地図中の星印) の格子点に位置している。空間代表性や地形影響の有無などの違いがあるが、図 5.5 に示される降水強度の分布は、19 日に広い範囲で 100 mm を越える日降水量が観測されたことと整合的である。

降水が強い所は上昇流域にほぼ対応する。図では両者の若干のずれが見られるが、この点については、鉛直気圧速度が瞬間値であるのに対し、降水強度が当該時刻までの 6 時間積算値であることが関係する。対流圏中層における上昇流ピークは 32.0°N、133.9°E (地図中の×印) に位置する。式 (5.2) の ω_e にはこのピーク位置における鉛直分布 (図 5.6 右) を用いる。上昇流は対流圏全域にわたっており、500 hPa 付近で最大となる。

式 (5.2) の T_e は上昇流の元になる空気塊の温度であり、必ずしも降水極値が生じる場所の温度とは限らない。日本に大雨をもたらすのは、多くの場合、南方から来襲する台風や、前線に向かって南方から吹き込む暖

湿流である。いずれの場合も、 T_e は降水極値が生じる場所より南側で評価するのが適当である。この点を考慮して、Flo の降水極値に対応する T_e は、29–31°N、127–139°E の領域（図5.6 に示される破線で囲まれる矩形領域）における 8–9 月の気候値で評価する。8–9 月は台風シーズンの最盛期に当たる。

第4章と同様に、現状気候値には JRA-25 データの 1979–2004 年平均を用いる。この場合、 T_e は 288.9 K であり、対応する飽和比湿とその鉛直微分は、図5.1 に示される $T_e = 290\text{K}$ の場合に近い分布となる。上記の ω_e を用いて式(5.2)を計算すると、 P_e は 260 mm d^{-1} となり、再解析データの降水ピーク (241 mm d^{-1}) に近い値が得られる。 T_e の設定に任意性があるが、地球温暖化による変化の前提となる現状気候の値として妥当と考えられる。

整合性を保つため、MPI の計算に用いる入力データ（海面気圧、海面水温 (SST)、上空気温）にも、 T_e と同様の現状気候値を用いる。この場合、SST は 28.3°C であり、MPI は 944 hPa (δp_c は 65 hPa) と計算される。この結果は Flo の上陸時の中心気圧にほぼ等しい。

5.3.2 パターンスケーリングの手順と評価結果

Flo と同じような特徴をもつ台風が、将来の温暖化した環境で発生し日本に上陸したと想定し、風速や降水強度がどの程度増加するかを評価する。

現状を基準とする地表温度上昇の全球年平均値を $\Delta\bar{T}_s$ とする。任意の $\Delta\bar{T}_s$ に対する Flo の強度 δp_c と降水極値 P_e の変化は、MPI の計算に必要な地表温度と上空の気温について、現状気候からの偏差が与えられれば直ちに求めることができる。ここでは、第4章と同様に、CMIP3 マルチモデル気候実験のアンサンブル平均を参照して、パターンスケーリングによって温暖化偏差を与えることにする。気温偏差についてはモデル間のばらつきも考慮する。

CMIP3 データに基づく温暖化偏差は、任意の $\Delta\bar{T}_s$ に対してスケーリングできるように、次の手順によって、適当な水平格子に内挿した月別の基準値を求めておく。

1. CMIP3 データを構成する個々のモデルについて、SRES A1B シナリオの 2080–99 年と 20 世紀再現ケースの 1980–99 年に対し、地表温度と気温の月別気候値を作成する。
2. 2080–99 年気候値から 1980–99 年気候値を引き、現状（1980–99 年）を基準とする 2080–99 年の偏差を求める。
3. 地表温度偏差については、モデル間アンサンブル平均を計算し、結果を全球年平均値で割って基準化する。アンサンブル平均には全てのモデルを用いる。
4. 気温偏差については、各モデルの気温偏差を月・格子点別に地表温度偏差で割って基準化する。
5. 基準化された気温偏差のモデル間アンサンブル平均を計算する。アンサンブル平均は、全てのモデル、

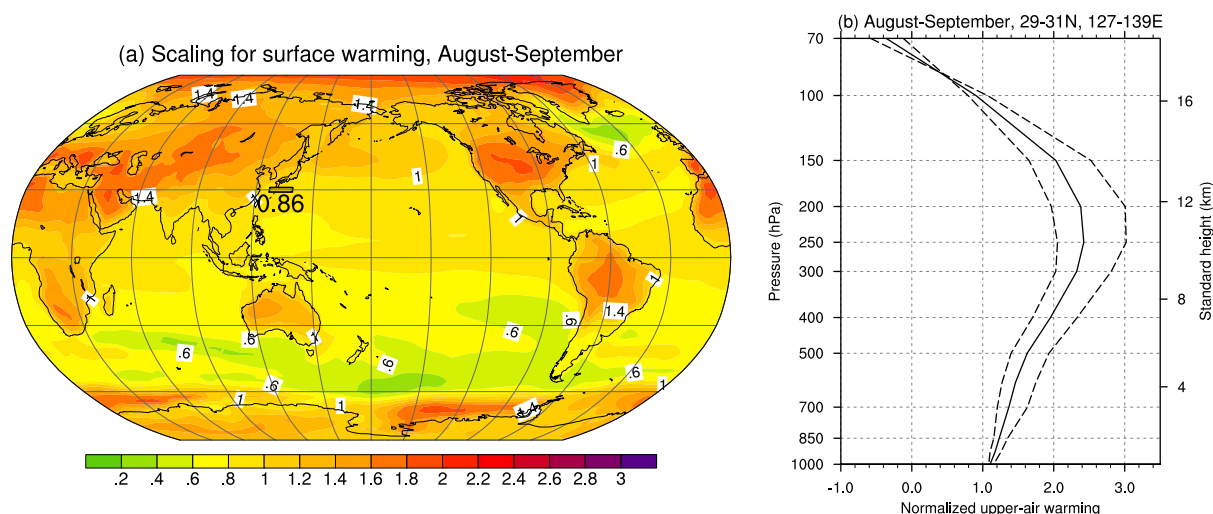


図 5.7: 地表温度 (a) と上空の気温 (b) の基準偏差分布 (8-9 月平均)

Flo に対する MPI と降水極値の計算では、(a) の太線で囲まれた領域 (29-31°N、127-139°E) の熱環境を参照する。(b) に示される気温偏差はその領域における CMIP3 モデルの平均。実線は全てのモデルの平均、破線は 200 hPa の気温偏差が大きい 6 モデルと小さい 6 モデルのそれぞれの平均。

200 hPa レベルの偏差が大きい 6 モデル、同偏差が小さい 6 モデルの 3 通りを計算する。これらの 6 モデルの選択は、月・格子点別に行う。

図 5.7 に地表温度偏差と気温偏差の基準値の例を示す (いずれも無次元量)。図では台風シーズンの最盛期にあたる 8-9 月の平均を示しており、Flo の MPI と降水極値の計算で参照される領域 (図の太線で囲まれた領域) の平均は 0.86 である。気温偏差の基準値は、1°C の地表温度偏差に対する月・格子点別の気温偏差として設定されており、第 4 章で用いた上空の気温偏差の拡大率と同じである。図では、Flo に対する参照領域で平均した 8-9 月平均を示している。この場合、200 hPa レベルの気温偏差の基準値は、全てのモデルの平均が 2.4 であるのに対し、偏差の大きいモデルと小さいモデルの平均は 3.0 と 2.0 となる。Flo の場合、任意の $\Delta \bar{T}_s$ に対して地表温度の基準偏差 0.86 を掛けた値が海面水温偏差となり、さらにその水温偏差で図 5.7(b) の分布をスケールリングすることで上空の気温偏差が得られる。

任意の $\Delta \bar{T}_s$ に対する δp_c と P_e の変化率は次の手順で求められる。

1. 与えられた $\Delta \bar{T}_s$ に対し、対象とする月・格子点における地表温度と気温の偏差を求める。格子点は海洋上に位置するものだけを参照する。
2. 現状気候の地表温度と気温にそれぞれの温暖化偏差を加えた結果から MPI を計算し、 δp_c の変化率を求める。
3. 平均的な台風に対する傾度風の仮定から、風速の変化率を δp_c の変化率の 0.53 倍と見積もる。
4. 現状気候の ω_e に風速の変化率に相当する変化を加え、現状気候の T_e に 800 hPa の気温偏差 (全ての

表 5.1: 上陸直前の Flo に関する δp_c と P_e の変化率の例

ΔT_s (°C)	δp_c (%)	P_e (%)	P_e^* (%)
1.0	6.5 [-1.6, 12.2]	9.3 [4.7, 12.4]	5.6
2.0	14.2 [-2.7, 26.1]	19.7 [9.8, 26.8]	11.3

[] 内は上空の気温偏差に関する不確実性の幅。 P_e^* の欄の数値は、台風強度の変化がないと仮定して熱力学的な変化のみを考慮した結果。

モデルのアンサンブル平均) を加える。両者を用いて P_e を計算し、現状気候に対する変化率を求める。

CMIP3 のモデル間のばらつきは、MPI を計算する際の上空の気温偏差のみ考慮している。気温偏差に全てのモデルの平均を用いた場合を最良推定値とし、偏差の大きい(小さい) 6モデルの平均は、強度増加が抑制(助長)される場合の目安を与える。地表温度や T_e を定義する大気下層の気温については、気候感度に関する不確実性が支配的と考え、入力値の ΔT_s の不確実性として扱う。

典型的な場合として、 ΔT_s が 1°C と 2°C の場合の結果を表 5.1 に示す。 ΔT_s が 2°C の場合は、1°C の場合のほぼ倍の変化である。 δp_c の変化について、第 4 章では、1°C と 2°C の SST 上昇に対して平均的には 8.4% と 19% の変化と見積もった。表の数値はこれより小さいが、これは参照している地表温度偏差の基準値が 0.86°C (図 5.7(a)) であることによる。不確実性の幅は、台風強度の増加が助長される場合が最良推定値の 2 倍弱、抑制される場合が現状に対して僅かに弱まるという結果である。最良推定値に対する若干の非対称性は、図 5.7(b) に示される気温偏差の基準値で、偏差の大きい 6 モデル平均の偏りが大きいことに対応する。

表 5.1 には、参考として、台風強度の変化がない (ω_e 一定) と仮定した熱力学的効果のみによる P_e の変化も示している。この場合、 ΔT_s に対する P_e の変化は、1°C につき 5.6% である。これは、大気下層の dq_s/dp の典型的な値 (3%) よりは大きい、 q_s やその鉛直積算値である可降水量の変化 (7-8%) よりは小さい。 δp_c の変化に相当する力学的効果が加わると、最良推定値の場合、1°C につき 10% 程度の増加が目安となる。降水極値が生じる時の水蒸気量は温暖化によって確実に増加するため、 δp_c と比べて P_e の不確実性の幅は小さい。

5.3.3 代表濃度経路に対する評価

前項で述べた手法を簡易気候モデルと組み合わせることにより、任意のシナリオに対して δp_c と P_e の経年変化を評価することができる。ここでは、4 種類の代表濃度経路 (RCP、1.3 節) に対して評価した結果を示す。

図 5.8 に 4 種類の RCP の放射強制力と、対応する地表温度の経年変化を示す。RCP は過去期間についても 1850 年以降の経年変化が提供されている。ここでは、1750 年の放射強制力をゼロとして、1750-1850 年を線形補間し、それを CO₂ 等価濃度に換算して、気候感度 3°C の標準設定で、SEEPLUS の気候変化モデルで計算した。

現状気候の基準年を 1990 年とし、簡易気候モデルで計算された地表温度変化から 1990 年基準の偏差を計

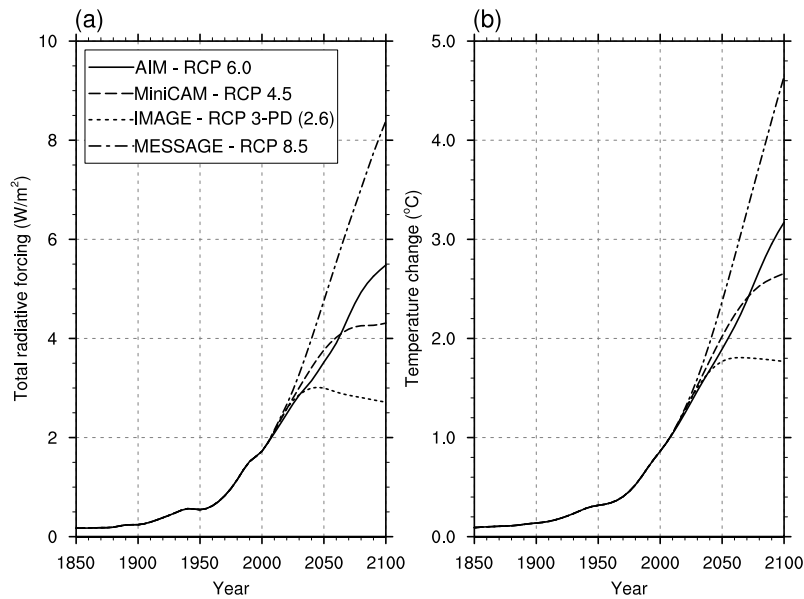


図 5.8: RCP の放射強制力 (a) と地表温度の変化 (b)

地表温度は気候感度を 3°C として SEEPLUS の気候変化モデルで計算した結果。

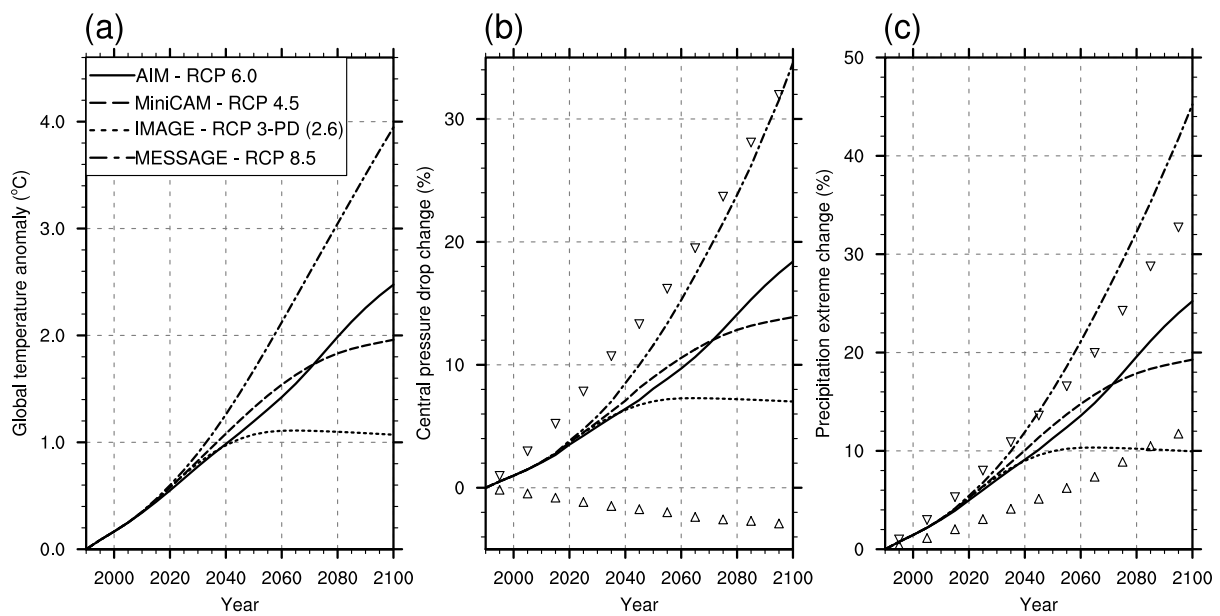


図 5.9: RCP のシナリオの下で得られた上陸直前の Flo に関する δp_c と P_e の変化率

(a) 1990 年を基準とする地表温度変化 ($\Delta \bar{T}_s$)、(b) 台風強度 (δp_c) の変化率、(c) 降水極値 (P_e) の変化率。(b) と (c) では、RCP 6.0 の場合のみ δp_c に関する不確実性の幅をマークで示す。

算して $\Delta\bar{T}_s$ を求め、 δp_c と P_e の変化率を計算した結果を図5.9に示す。4種類のRCPうち、RCP 6.0 (2100年以降に放射強制力 6.0 W m^{-2} 程度で安定化) のみ、 δp_c に関する不確実性の範囲を示している。4種類のRCPに対する $\Delta\bar{T}_s$ は、21世紀前半は経路間の違いが小さいが、2100年時点で 3°C 程度の開きとなる。表5.1に含まれる $\Delta\bar{T}_s$ が 1°C の結果は、いずれの経路も2040年頃に相当する。 $\Delta\bar{T}_s$ が 2°C の結果は、RCP 8.5が2055年、RCP 6.0が2080年、RCP4.5が2100年頃に相当する。RCP 3-PD (2.6) は2040年頃からほとんど変化しない。ただし、このような年代の解釈は、気候感度に強く依存することに注意が必要である。

放射強制力が最大のRCP 8.5では、2100年時点で $\Delta\bar{T}_s$ が 4°C 近くに達し、 δp_c と P_e の変化率は35%と45%である。表5.1の数値との比較から $\Delta\bar{T}_s$ に対する若干の非線形性が確認される。

1.3節で述べたように、RCPの上限と下限は既往の排出シナリオの大部分を包含する。その経路の違いと比べて、台風強度の変化に関する不確実性の幅はさらに大きい。一般に台風強度は地球温暖化によって増大すると考えられるが、不確実性の範囲内では、ほとんど変化しない可能性や最良推定値の2倍程度の変化が生じる可能性もある。一方、降水極値の変化については、台風強度に関する不確実性の影響は、2100年時点ではRCPの経路の違いより小さい。台風強度の不確実性を考慮しても、地球温暖化によって降水極値が増大する傾向に変わりはない。このような不確実性に関する情報は、確率的なリスク管理手法において有用である。

5.4 温暖化適応策のための応用

気圧深度 δp_c に依存する最大風速と降水極値 P_e は、台風がもたらす自然外力の基本量であり、構造物の設計外力等の基礎となる。本節では、風荷重、高潮、および洪水流量を対象として、温暖化適応策を検討するための考え方を述べる。

5.4.1 構造物の風荷重

橋梁や送電鉄塔などの構造物に対する台風の風荷重は、台風の移動を考慮した傾度風モデル (藤井・光田, 1986; 光田・藤井, 1989) によって評価されることが多い。地表摩擦の影響を受ける地上風は、経験的な方法によって傾度風から換算される。その際、送電鉄塔のように風向によって異なる風荷重を受ける構造物の場合は、地形と台風の移動方向に依存する風向も考慮される (山崎ほか, 2004)。傾度風モデルの諸元は、過去の台風記録に基づいて確率変数として扱い、モンテカルロシミュレーションによって対象地点における風速の確率分布を求めることもできる。

傾度風モデルでは、軸対象の地表気圧分布モデルを用いて、式 (5.3) の右辺 (気圧傾度力) を評価し、さらに移動する擾乱に対する流跡線と流線の曲率半径の関係 (Holton, 1992)

$$R_s = R_t \left(1 - \frac{V_c \cos \gamma}{v_\theta} \right) \quad (5.10)$$

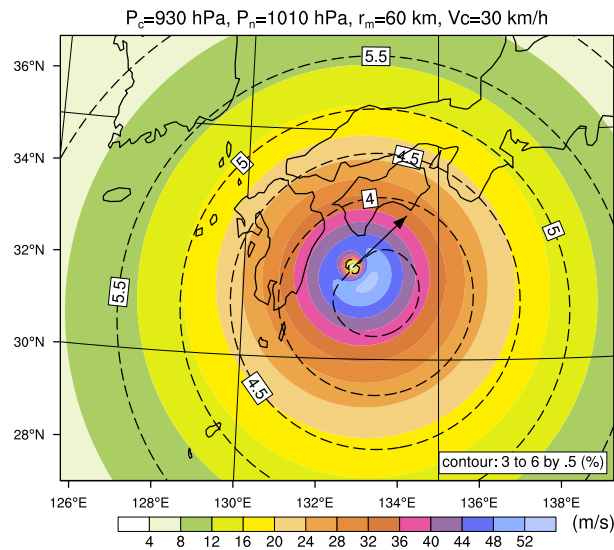


図 5.10: 移動する台風の傾度風の例

中心気圧 930 hPa、周辺気圧 1010 hPa、最大旋衡風半径 60 km、台風が北東（矢印の向き）に 30 km h^{-1} で移動する場合。空気密度は、乾燥空気の状態方程式から気温 20°C として計算。色は傾度風の風速、黒破線コンターは δp_c の変化率が 6.5% に対応する風速の変化率 (%) を表す。

を考慮して、式 (5.3) の左辺第 1 項（遠心力）の r を流跡線の曲率半径 R_t で評価する。ここで、 R_s は流線の曲率半径、 V_c は台風の移動速度、 γ は流線と台風の移動方向のなす角である。式 (5.10) を用いる代わりに、台風の移動に伴う風をモデル化して、傾度風に重ね合わせる方法もある。

地表気圧分布には、Schloemer (1954) のモデル

$$p_s = p_c + \delta p_c \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (5.11)$$

がしばしば使われる。ここで r_m は最大旋衡風半径である。この気圧分布モデルを用いると、移動する台風に伴う傾度風の風速を求める式として

$$v_\theta = \frac{fr - V_c \cos \gamma}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \frac{4rG}{(fr - V_c \cos \gamma)^2}} \right] \quad (5.12)$$

を得る。ここで G は

$$G = \frac{1}{\rho} \delta p_c \frac{r_m}{r^2} \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (5.13)$$

で表される気圧傾度力であり、 ρ は空気密度である。

上式を用いて計算される台風域内の傾度風の例を図 5.10 に示す。中心付近は軸対象からのずれが大きく、経験的に知られるように、風速のピークが台風の進行方向に対して右側に位置する分布となる。なお、日本に接近・上陸する台風は、温帯低気圧の遷移過程にあるものが多く、地形の影響などもあって、実際の風速は、図に示されるような分布とは大きく異なる。

地球温暖化による変化は、 δp_c の変化を式 (5.11) に適用して評価できる。図 5.10 には、 ΔT_s が 1°C に対応する、 δp_c の変化率 6.5% (表 5.1) の場合の風速の変化率も示している。先に代表風速の変化率は δp_c の変化

率の0.5強と見積もったが、この比率に相当する3.5%程度の変化率となるのは、最大風速が生じる中心付近の比較的狭い範囲に限られる。強風域の大半は4–5%の変化率であり、 δp_c の変化率に対する割合は0.6–0.8程度となる。

地球温暖化によって、台風の移動速度や温帯低気圧に遷移する緯度帯が変化する可能性もあるが、現段階ではほとんど研究されていない。また、確率モデルで表される台風の頻度や移動方向なども、自然変動が卓越するため、現状では、地球温暖化による変化を評価するための合理的な方法はない。強度以外の情報については、現状気候のままとしておくのが妥当である。ただし、台風の観測記録は年を追う毎に蓄積されているため、確率モデルのパラメーターを適切に更新することは必要である。

5.4.2 高潮

高潮は様々な原因で生じるが、ここでは、気圧低下による吸い上げ効果と強風による吹き寄せ効果を対象とする。

高潮は外力となる地表気圧と海上風が与えられれば、浅水長波方程式などに基づく数値モデルを用いて比較的容易に計算できる(筒井・磯部, 1992)。外力には前項で述べた傾度風モデルが適用でき、例えば、検討対象の湾で最も高潮が大きくなるように台風の移動経路を設定し、その「最悪」経路について地球温暖化の影響を評価するといった検討に利用できる。より本格的には、台風を表現できる高解像度の気象モデルと自由水面を扱える海洋モデルを結合した数値モデルも使われる(河合ほか, 2006; 金ほか, 2006)。このような複雑なモデルを用いると、過去の事例を詳細に調査できる。ただし、地球温暖化による気象場の変化の設定に大きな自由度があり、モデルの不確実性や自然変動の影響もあって、必ずしも適切な評価が得られるとは限らない。

これらの数値実験手法のうち、外力となる気象場を傾度風モデルなどで与える場合は、そのパラメーター設定に、台風強度(δp_c)の変化傾向を反映できる。一方、外力も気象モデルで計算する場合は、以下に述べるように、 δp_c から得られる情報を高潮の理論に立脚した簡略化されたモデルに適用することで、数値実験結果の解釈に役立てることができる。以下では、宇野木(1972)による理論的考察にしたがって、吸い上げ効果と吹き寄せ効果による高潮偏差をMPIから評価する方法を説明する。

吸い上げ効果は、気圧低下 Δp に対する静力学平衡

$$\zeta_p = -\Delta p / (\rho_w g) \quad (5.14)$$

から、1 hPaの気圧低下が1 cm程度の水位上昇に寄与すると見込まれる。ここで、 ζ_p は吸い上げ効果による高潮偏差、 ρ_w は海水密度である。

一方吹き寄せ効果は、図5.11に示すように、海面応力、海底応力、圧力傾度力の釣り合い

$$\tau_s - \tau_b = \rho_w g (h + \zeta_w) \frac{d\zeta_w}{dx} \quad (5.15)$$

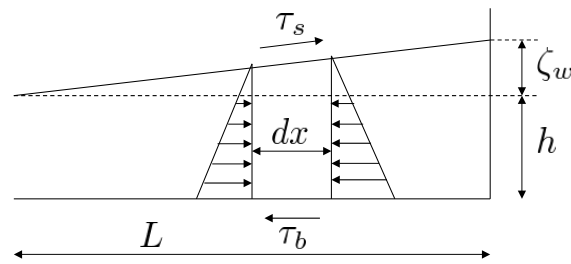


図 5.11: 水深一定の湾で風による吹き寄せで生じる高潮偏差

長さ L 、水深 h の湾で、岸沖方向の微小要素 dx における海面応力 τ_s 、海底応力 τ_b 、および圧力傾度（左右の三角形部の矢印の差）の釣り合いを示す。 ζ_w は吹き寄せによる高潮偏差。

から評価される。ここで、 τ_s は海面応力（岸向き正）、 τ_b は海底応力（沖向き正）、 h は水深、 ζ_w は吹き寄せ効果による高潮偏差、 x は岸沖方向の座標（岸向き正）である。海面応力は境界層理論から

$$\tau_s = k\rho v_s^2 \quad (5.16)$$

の形式で表される。ここで、 k は海面の粗度に依存する係数^{*3}、海底応力は、海面付近で岸に吹き寄せられた海水が、水深の深い所を沖に向かって戻る際に海底から受ける摩擦であり、 ν を正の係数として

$$\tau_b = -\nu\tau_s \quad (5.17)$$

と仮定する。 τ_s と τ_b に上式を用い、さらに $h + \zeta \approx h$ と仮定して、水深一定の湾の場合に式 (5.15) を積分すると、

$$\zeta_w = \frac{k\rho(1+\nu)L}{\rho_w g} \frac{L}{h} v_s^2 \quad (5.18)$$

を得る。ここで、 L は湾の代表長さ（湾口から湾奥までの距離）である。

吹き寄せ効果は風速の二乗に比例するため、最大風速と δp_c の変化率の関係から、 ζ_w の変化率は δp_c の変化率にほぼ等しいと見積もられる。（風速の変化率が δp_c の変化率の 0.53 倍とすれば、 ζ_w の変化率は δp_c の変化率の 1.06 倍）。吸い上げ効果 (ζ_p) も δp_c に比例すると考えられ、結局、両効果を合わせた高潮偏差の変化率は、 δp_c の変化率が目安となる。ただし、吹き寄せが生じる強風が広範囲におよぶ場合は、前節で述べたように、風速の変化率を δp_c の変化率の 0.6–0.8 程度に割り増して評価するのが適切である。

なお、宇野木 (1972) では、上記の理論式に対応して高潮の経験式を

$$\zeta = a\Delta p + b v_s^2 \cos \theta \quad (5.19)$$

と表し、表 5.2 に示すように地域別係数 a 、 b 、および吹き寄せ効果と吸い上げ効果の比率を与えている。ここで、 ζ は高潮偏差、 θ は風向と湾の主軸方向のなす角である。この経験式は、風荷重の評価法と同様に、傾度

*3 以下の議論では、簡単のため、海面粗度の風速依存性については無視している。

表 5.2: 高潮の経験式における地域別係数 (宇野木, 1972)

	a (cm hPa ⁻¹)	b (cm m ⁻² s ²)	成因比率(*)
東京	1.059	0.138	2.5
名古屋	1.674	0.165	2.4
大阪	2.167	0.181	1.2
串本	1.490	0.036	0.9
高知	2.385	0.033	0.2

(*) 吹き寄せ効果/吸い上げ効果

風の確率モデルを用いたモンテカルロシミュレーションにより、地球温暖化を考慮した高潮に対するリスク管理にも応用できる。

吹き寄せ効果は、湾の長さに比例し水深に反比例することから、主に湾の地形に依存する。また、台風の移動速度によっては、湾奥に向かう強風の持続時間の関係で、吹き寄せによる水位上昇と湾の固有振動の周期が近づくことによる増幅作用がはたらく場合もある。さらに、吸い上げ効果については、台風の移動速度と長波の位相速度が近づくことによる増幅作用がはたらく場合もある。吸い上げ効果が比較的大きい大阪湾は、紀伊水道との位置関係によって、このような増幅作用が生じやすいと解釈される。地域係数には、このような様々な状況が反映されていると考えられる。このような経験式に基づく知見は、複雑な数値モデルによる結果を解釈する上でも有用である。

5.4.3 ダムの設計洪水流量

ダムの計画では、再現期間 200 年の洪水流量、既往最大の洪水流量、および類似する流域の観測データを考慮した地域別比流量値が参照され、この中の最大値に基づいて設計洪水水位が決められる (国土開発技術研究センター, 2000)。地域別比流量値は次の式から算出される。

$$q_r = C_r A_r^{A_r^{-0.05} - 1} \quad (5.20)$$

ここで、 q_r は比流量 (単位: m³s⁻¹km⁻²)、 C_r は地域係数、 A_r は集水面積 (単位: km²) である。比流量は単位流域面積当たりの流出量であり、流域内の平均降水強度に対応する。地域係数は 11 の地域区分で決められており、地域別に図 5.12 に示すような比流量図が得られる。図に示される比流量と集水面積の関係は、クリーガー曲線と呼ばれる。

洪水流量に関する三種類の数値のうち、実際には、地域別比流量値が最大となる場合が多く、その値を決める地域係数は重要な意味をもつ。地域係数は、地域別の観測値を比流量・集水面積の図にプロットし、式 (5.20) の曲線が観測値を包絡するように定められている (裏戸, 1976)。ただし、集水域が小さい場合に過大となる傾向や、同一地域でも降雨特性が大きく異なるといった問題があり、より適切な値を得るための修正法も検討されている (豊田・下垣, 2002)。200 年確率の基になる観測データの極値統計解析についても、一般的に

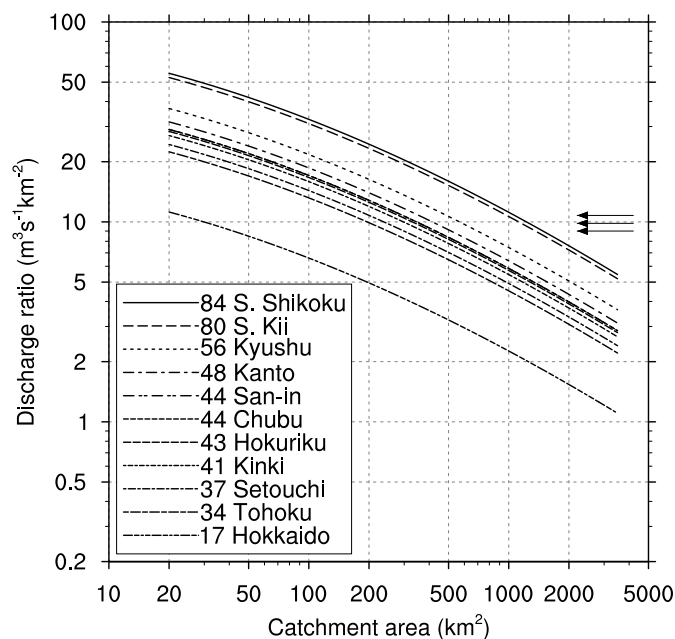


図 5.12: 地域別の比流量と集水面積の関係

凡例に記載した数値は地域係数。矢印は、下から順に、Flo の P_e (260 mm d^{-1}) に地形増幅率 3 倍を仮定して比流量に換算した値、およびその 1.093 倍と 1.197 倍（それぞれ ΔT_s が 1°C と 2°C の場合の最良推定値に相当）を示す。

再現期間の推定精度には限界があるため、検討の余地が多いと考えられる。

このような問題は、様々な自然変動を含む現状気候に対して、最適な設計値をどのように決めるかという問題であり、地球温暖化の問題とは切り分けて考えるのが適切である。地球温暖化の観点では、現行の設計基準に対して、それが妥当かどうかはともかくとして、人為的な地球温暖化によってどの程度の変化を想定すべきかが検討対象となる。ある地点の河川流量は、その集水域の降水強度に対応する。したがって、地球温暖化による洪水流量の変化は、降水強度の変化に関する情報が基礎となる。

O’Gorman and Schneider (2009) による P_e は、ある程度広い領域を代表する平均的な降水強度であり、ダム集水域のように複雑な地形が含まれる局所的な降水極値としては適切でない。ただし、地形による降水強度の増幅特性が明らかであれば、その増幅率が地球温暖化に依存しないと仮定して、 P_e の変化率をそのまま適用することも可能である。日本列島の地形影響による降雨量の増大については、Flo と同様の経路で顕著な大雨をもたらした 1979 年の第 16 号 (Owen) に関する調査 (村松, 1985) が参考になる。この事例では、台風の進行前面における南東～東南東斜面の降水強度が、海上の降水と見なせる南西諸島の降水強度の 2.5–3 倍と推定されている。本研究の Flo の場合、日雨量記録の最大値 638 mm が JRA-25 データの降水ピーク 241 mm d^{-1} の 2.6 倍に当たり、その推定範囲に含まれる。

図 5.12 には、参考として、Flo の P_e (260 mm d^{-1}) に対する増幅率 3 倍の比流量値 ($9.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$)、および ΔT_s が 1°C と 2°C の場合の最良推定値を示している。比流量は、 $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2} = 3.6 \text{ mm h}^{-1}$ の関係

を用いて、降水強度から換算される。同一の集水面積に対し、 P_e の変化率は地域係数の変化率に対応する。 $\Delta\bar{T}_s$ 1°Cにつき、 P_e は10%程度増加するので、地域係数も同程度の増加が見込まれる。Floの事例で日雨量最大値が観測された地点は、地域係数80の紀伊南部に位置する。地域係数に地球温暖化の影響を考慮すると、 $\Delta\bar{T}_s$ が1°Cの場合、地域係数は88になる。

なお、紀伊南部では、集水面積が1360 km²以上の場合に、Floの想定値が現状気候でクリーガー曲線を上回る。ただし、現行基準が作成された段階で考慮されたダム地点は、いずれも集水面積1000 km²以下である(裏戸, 1976)。

5.5 まとめ

台風の最大潜在強度(MPI)と一般的な降水極値の理論に基づき、地球温暖化による台風強度と降水極値の変化を評価する手法を構築した。この手法は、台風に伴う自然外力について、地球温暖化の適応策を検討するための有力な手段となる。評価対象の台風強度と降水極値の変化は、全球平均昇温の関数として定式化され、簡易気候モデルの出力要素に直接取り入れることができる。

極端に強い台風は、地球温暖化の有無によらず、相対的に大きな自然変動の中でごく稀に発現する事象である。一般に、このような事象の気候変化を数値実験や統計モデルで評価するのは困難である。本研究では、顕著事象の背景的要因となる地球規模の熱環境の変化を理論的に評価することで、この問題に対処した。構造物の設計基準の多くが過去の顕著事象に基づくことから、本研究の評価結果は、温暖化に対する適応策の検討に直結する。

適応策については、大規模な数値実験による力学的ダウンスケーリングが主流であるが、数値モデルの精度、各種物理過程の計算方式、境界条件の与え方といった不確実性が避けられない。本研究は、台風に関する暴風雨に限定されるものの、現象に即した理論的考察から数値実験結果を解釈する際にも役立つと期待される。

本研究で用いたO’Gorman and Schneider (2009)の手法は、降水極値の変化傾向について物理的根拠を与える。特に、台風のような擾乱の強度に関係する力学的効果と、水蒸気量が気温とともに増加する熱力学的効果が分離されている点是有用である。現在のところ台風の強大化は不確実性が大きいだが、熱力学的効果による寄与分については、比較的高い信頼性をもって適応策に反映することができる。MPIの知見では、対流圏上層の気温変化の度合いが台風強度の変化傾向を左右することが確認されている。複雑な気候モデルによる数値実験結果を解釈する際は、この点に注目することで理解を深めることに役立つ。

本研究では、過去の台風事例として1990年の第19号(Flo)に注目した。Floは顕著な大雨をもたらす台風の代表と位置づけられる。上陸時の中心気圧は945 hPaであり、室戸台風(1934年9月、上陸時912 hPa)などの少数の特異事例を除き、上陸時の中心気圧が低い台風の目安にもなる。日本付近の30°N付近における8-9月の気候値に対して、現状気候のMPIは944 hPaである。したがって、Floの上陸時の強度は、台風シー

ズン最盛期における日本付近の環境での気候学的な発達限界に近い。

現状から全球平均で 1°C 昇温した場合（2040 年頃に相当）、Flo と同程度の台風は、強度 (δp_e) が 6.5% 増加し、降水極値 (P_e) が 9.3%（うち、熱力学的寄与は 5.6%）増加すると見込まれる。台風の強度については、マルチモデル気候実験に基づく不確実性の幅が得られ、その結果は、降水極値の不確実性の力学的寄与分に反映される。これらの数値は、任意の昇温量に対して直ちに算出でき、構造物の設計外力などに応用する際も、耐用年数に依らず、将来の様々な発展経路の可能性に対して一般的に利用できる。また、RCP のようなシナリオの違いによる不確実性と、台風の強度変化の不確実性を比較できるのも、相対的な重要度を議論する上で有用である。

Flo は典型的な台風事例であるが、地球温暖化による降水極値の変化率は、上昇流の鉛直分布構造に依存するため、様々な事例を調査して汎用化を図る必要がある。事例研究を積み重ねることで、例えば、指定期間の再現期待値など、現行の設計基準に対応する任意の降水極値に対して、適切な ω_e と T_e の組み合わせを設定できるようになると期待される。海洋上の広い範囲の降水極値から、複雑な地形の影響を受ける局所的な値への換算についても、より多くの事例調査が必要である。また、地球温暖化による圏界面高度の変化など、上昇流の鉛直構造に変化が生じる可能性についても検討の余地が残されている。

第6章

結論

本研究では、簡易気候モデル (SEEPLUS) と熱帯低気圧の潜在強度理論 (MPI) を用いて、日本に影響する台風の暴風雨強度の変化を評価する手法を構築した。この手法は、地球温暖化の緩和策と適応策を統合的に検討するための枠組となり、気候予測に関わる様々な不確実性を合理的に扱うことを意図している。

各章で扱った個別の研究課題で得られた成果は、次のように集約される。

- インパルス応答を基盤とする簡易気候モデルに、炭素循環のインバージョン計算や平衡状態の診断など、長期的な CO₂ 排出経路の検討に役立つ機能を取り入れた。
- 気候科学の最新知見と整合するよう、炭素循環の応答関数と気候感度を調整し、モデルの性能や適用限界を検証した。
- 広範囲にわたる地球温暖化と熱帯低気圧の関係についての知見を整理し、本研究で構築した評価手法の背景的な根拠を示した。
- JRA-25 長期再解析、および CMIP3 マルチモデル気候実験のデータを活用したパターンスケーリングにより、簡易気候モデルの出力値（全球平均の温度偏差）から、台風の強度指標（気圧深度と最大降水強度）の変化とその不確実性の評価に必要な熱環境のデータを導出した。
- Holland (1997) の理論による MPI の計算スキームを独自に実装し、西部北太平洋における現状気候の MPI を検証するとともに、温暖化による MPI の変化が他の手法による既往研究と整合的であることを示した。
- MPI と O’Gorman and Schneider (2009) による降水極値の理論を組み合わせて、熱帯低気圧の最大降水強度とその温暖化による変化を評価するスキームを考案した。
- 過去の顕著事象として 1990 年の台風 19 号 (Flo) を取り上げ、代表的な将来のシナリオに対し、強度指標の変化率を不確実性の幅とともに評価した。
- 様々な不確実性を含む将来の台風強度の変化に適応するための考え方を提案し、気候科学の情報を構造物の風荷重、高潮、およびダムの設計洪水流量に応用する方法を示した。

以下では、最近の地球温暖化研究の動向を踏まえて、改めて本研究の位置づけを振り返り、得られた成果の波及効果や今後の課題について述べる。

最初に述べたように、地球温暖化問題の本質は、不確実な情報の下で最適な行動計画に向けた意思決定を行

うことである。本論文でも様々な不確実性に言及したが、それらは大きく次のようなレベルに分けられる。

1. GHG やエアロゾルの排出量に関する経済活動やエネルギー技術の今後の見通し。
2. 大気中の GHG 濃度を定める炭素循環などの地球システムの振舞い。
3. 各種気候変化要因の放射強制力に対する気候システムの応答。
4. 様々な自然の気候変化・変動の中で、人為的な気候変化が生態系や人間社会におよぼす影響。

これら 4 種類の不確実性は、因果関係の順番に並べているが、影響の波及は一方向とは限らない。例えば、気候変化の影響が甚大であるという情報が、より厳しい温度制約を目指す動機づけとなって GHG 排出を制限する、といったフィードバックもある。また、気候システムの応答の結果として生じる地球温暖化が、炭素循環に影響をおよぼし、その結果さらに地球温暖化が加速する可能性（地球温暖化の炭素循環へのフィードバック）は、上記の 2 と 3 の相互作用である。なお、ここでは、気候システムを大気と海洋の結合系とし、太陽活動の変化や火山噴火といった気候システムから見て外部の強制力に起因するものを気候変化、ENSO などの気候システム内部の自由振動と見なされるものを気候変動として区別している。

4 種類の不確実性のうち、気候科学は主に 2 と 3 を研究対象とし、4 の問題への基礎情報を提供する。研究は広範囲におよぶ観測と AOGCM に代表される複雑な気候モデルによる数値実験の両面から行われる。観測とモデル研究をつなぐデータ同化も有力な研究手段である。データ同化で生成される JRA-25 のような長期再解析データは、様々な気候研究の基盤となる。再解析に使われる数値モデルも、基本的に、AOGCM と同等の複雑なモデルである。

複雑な気候モデルは、地球上の気候をできるだけ忠実に表現するため、より多くの要素を取り入れて発展している。炭素循環の温暖化フィードバックの問題に対し、本格的な炭素循環を導入した AOGCM（地球システムモデル）が使われるようになったのは、その代表例である。他にも様々な発展があり、例えば著者は、地表から下部熱圏までの領域をカバーする大気大循環モデルを用いて、太陽活動の 11 年周期変動が対流圏の気候に影響する可能性を調査した (Tsutsui et al., 2009)。用いたモデルは、11 年周期の振幅が大きい紫外線領域のエネルギースペクトルを詳細に扱い、通常の AOGCM には含まれない下部熱圏までの重要な物理過程も考慮しているのが特徴である。この研究の結果、11 年周期変動は、成層圏の循環を通じて、自然の気候変動の変調という形で、特に北半球の春先の気候に影響する可能性が見出された。人為的な GHG 強制力は、成層圏の循環にも少なからず変化をおよぼすため、太陽活動の変化と同様の経路で影響が生じる可能性もある。地球温暖化の予測精度の向上は、結局のところ、このような自然の気候変動の仕組みを一つ一つ解明することに他ならない。

気候モデルの深化は不確実性の理解向上に欠かせない。しかしながら、モデルに新しい要素を導入すればするほど、不確実なパラメーターも増えるのが実状である。したがって、モデルの複雑化・高度化は、必ずしも不

確実性自体の低減につながるとは限らない。Trenberth (2010) は、モデル研究の発展は有用としつつも、地球温暖化対策の行動計画に関わる情報としては慎重な扱いを求めている。

このような気候科学の発展に対し、行動計画を立案する立場では、最先端の科学的知見を適切に解釈し、統合的観点から応用することが求められる。気候研究の主流は、共通の RCP（代表濃度経路）を用いた組織的なマルチモデル気候実験に移行しつつある。この結果を将来の様々な発展経路に対して一般化し、統合的観点から情報を付加するところに簡易気候モデルとしての SEEPLUS の役割がある。すなわち、SEEPLUS は気候科学と温暖化対策の現場との橋渡しを担う情報基盤であり、気候モデルの深化とともに、その役割は益々重要になってくると予想される。本研究で開発した暴風雨の評価法は、SEEPLUS に取り入れる付加情報の一つと位置づけられ、AR5 に向けた新しいマルチモデル気候実験 (CMIP5) の成果も、これまでの CMIP3 と比較可能な形で反映することができる。

上記 1-4 の不確実性には、フィードバックや相互影響が含まれる。全体を統合的に勘案して適切な行動計画に結びつけるには、簡易気候モデルで扱える不確実要素や影響項目を充実させ、さらに経済やエネルギー技術の情報ともリンクする必要がある。これは SEEPLUS が目指す今後の発展の方向性である。AOGCM に代表される複雑な気候モデルが気候科学を追及する道具であるのに対し、簡易気候モデルを核とする SEEPLUS は低炭素社会へ向かう道筋を検討する道具と位置づけられる。この文脈において、熱帯低気圧に関する本研究の成果は、上記 1-4 の不確実性を統合的に扱う基礎を構築した点で、非常に意義深いものと言える。

日本に接近・上陸する台風のような局所的な極端現象の問題に対し、現在の気候科学では、力学的ダウンスケーリングに代表される数値実験で対処するのが主流である。しかしながら、自然変動が卓越する稀にしか起こらない事象に対し、断片的な数値実験だけで評価するのは不十分である。現実の世界には、様々な発展経路の可能性がある。いずれの経路においても、地球温暖化は様々な自然の変化・変動の中でゆっくりと進行する。この場合、気候科学の提供する数値実験結果を現実の問題に応用するために、自然の変化・変動の中から人為的な変化を切り分け、理論的裏づけのある方法で、地球温暖化の進行に合わせてスケールアップすることが必要である。

Holland (1997) による熱帯低気圧の潜在強度理論と O’Gorman and Schneider (2009) による降水極値の評価法は、いずれも物理的根拠に根差し、マルチモデル気候実験の結果を有効に活用するための基盤となる。これらを用いて得られる台風の変化に関する情報は、不確実性の幅も定量化され、地球温暖化適応策の検討に直接役立つものである。さらに、力学的ダウンスケーリングによる研究成果との比較を通じて、双方の不足する点を補完するとともに、より信頼度の高い手法に発展することも期待される。

本研究による全球昇温の関数として台風の強度変化を定量化する手法は、他の海域の熱帯低気圧の評価や事例研究を積み重ね、汎用性を高めることができる。さらに、熱帯低気圧の変化がもたらす影響を数値化して、より精緻な影響評価関数を経済モデルに提供することもできる。この点は、上記の 4 から 1 へのフィードバッ

クを適切に評価するために有用である。

地球温暖化の影響を考える場合、人為的な変化と自然の変動の違いを意識することは重要である。台風のような極端現象については、自然変動に関する知見は依然として不十分である。台風に起因する外力の様々な側面について、本研究では、広範囲にわたる既往研究を勘案した結果、人為的な地球温暖化による変化として、合理的な根拠のある強度のみを扱った。強度以外の要素については、自然の気候変動の理解、ならびに気候予測技術の向上に合わせて今後検討すべき課題である。現行の防災計画や構造物等の設計指針が適切かどうかもち実な問題である。この点については、地球温暖化の有無に依らず、自然の気候変動に対する理解の向上とともに見直されるべき課題である。

付録 A

ウェブアプリケーション SEEPLUS

A.1 全体構成

本研究で開発した簡易気候モデルは、利便性と操作性を兼ね備えたウェブアプリケーション SEEPLUS (A Simple climate model to Examine Emission Pathways Leading to Updated Scenarios) として公開した (筒井, 2009, 2010a)。以下では、簡易気候モデルを含むソフトウェア全体を SEEPLUS と称する。地球温暖化に関する科学的知見には、常に不確実な要素が含まれるが、その理解向上に向けた研究は、観測、予測、影響評価の各方面で着実に進められている。高度化する科学的知見を地球温暖化対策の議論の場に適切に反映することは、地球温暖化問題の解決に向けて本質的に重要であり、SEEPLUS はそのための有力な媒体となることを意図している。SEEPLUS の「SEE」は炭素の「C」に通じる。この名前には、CO₂ 排出を減らしつつも、より良い低炭素社会への道筋を描くことが重要というメッセージが込められている。

MAGICC 等の実績のあるソフトウェアに対し、SEEPLUS はウェブアプリケーションという利用形態であることが特徴の一つである。インターネットに接続された PC や情報端末があれば、誰でもすぐに利用できる。簡易モデルを扱うために高度な計算機は不要だが、その入力条件の設定や結果の処理にはある程度のノウハウが必要である。SEEPLUS では、検討対象の CO₂ 排出経路を作成するための柔軟な設定が可能で、排出削減効果を確認するための豊富な作図機能が用意されている。計算負荷は僅かであり、不特定多数の利用者に対しても、超長期的 (1000 年規模) の計算に支障はない。ウェブアプリケーションの形態は、ネットワーク上の計算資源を活用した機能拡張が比較的容易であるという開発面の利点もある。利用者にとっても、機能拡張のために、その都度ソフトウェアを更新する手間も省かれる。

SEEPLUS は、検討対象となる排出経路を作成し、複数の排出経路について、炭素循環や気候変化の計算結果を比較するための作図機能を有する。SEEPLUS の構成要素と機能の概要を表 A.1 と図 A.1 に示す。計算や作図は全てインターネット上のサーバで実行され、利用者は、インターネットに繋がった PC や情報端末で、一般的なブラウザソフトで操作する。

ソフトウェア全体は、炭素循環と気候変化の計算、計算実行と各種作図を含む入出力処理、およびユーザーインターフェースに分けられる。炭素循環と気候変化を計算するプログラムは Fortran90 のサブルーチンとして、その他の部分はスクリプト言語の Python でコーディングされている。Python は必ずしもウェブアプリケーションに特化した言語ではないが、Fortran とのインターフェースも含め、数値データを効率的に扱う仕

表 A.1: SEEPLUS の構成要素と機能の概要

構成要素	機能
炭素循環モデル	世界全体の CO ₂ 排出量から、海洋と陸域生態系の吸収量を計算して、大気中の CO ₂ 濃度を求める。濃度から排出量を求めるインバージョンに対応する。
気候変化モデル	CO ₂ 濃度から地表温度変化と海面上昇の全球平均値を求める。濃度の対数に比例する強制力からインパルス応答によって計算される。
入力データの作成	検討対象の排出量もしくは濃度の時系列（経路）を作成する。用意される基準経路に対し、任意値や漸近曲線を指定することによって、目的とする経路を簡単な操作で作成できる。経路の作成は炭素循環モデルの実行と連動し、排出量と濃度は一体的に扱われる。
出力データの描画	炭素循環・気候変化モデルから出力される各種時系列、およびその結果から二次的に導出される様々な情報を描画する。二次情報には、マルチガス（CO ₂ 以外の気候変化要因を含む）を考慮した気候応答、地表温度変化の確率分布、各種気候変数の空間分布などが含まれる。
CGI、セッション管理	不特定多数の利用者からの要求を受け付けて、計算結果や描画結果を送出するとともに、一時的な作業情報を管理する。

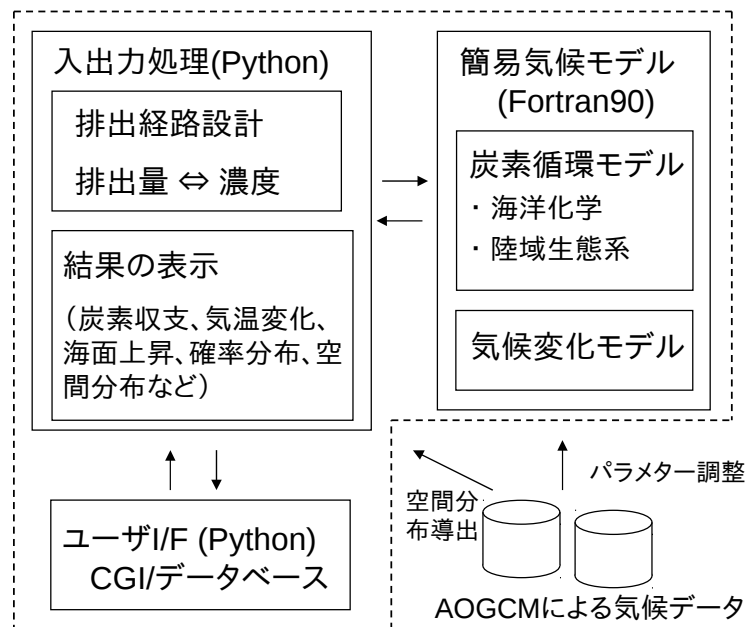


図 A.1: SEEPLUS の構成要素

点線枠内の要素がウェブアプリケーションに含まれる。モデルのパラメータや空間分布情報の導出（パターンスケールリング）に、AOGCMによる気候実験結果が参照される。

組みや、作図用の様々なモジュールが提供される利点がある。ユーザインターフェースのプログラムは、ウェブブラウザを介した入出力を行う CGI と、セッションを管理するプログラムに分かれる。ここで、セッションはアプリケーションの利用者が行う一連の操作や通信を指す。SEEPLUS では、不特定多数の利用者のセッションを適切に処理するために、利用者毎のセッション情報を簡単なデータベースで管理している。

A.2 排出・濃度経路の作成

SEEPLUS のセッションを開始すると、図 A.2 に示すような排出・濃度経路を設定する画面が表示される。「case 1」と書かれた部分には、CO₂ の排出・濃度経路を設定するための入力フォームが配置されている。経路の作成は、あらかじめ用意される基準シナリオをベースに、必要な修正を施し、炭素循環や気候変化の計算結果を確認しながら、目的とする経路に仕上げていく手順となる。

基準シナリオには、図 A.3 に示す SRES の代表的な 6 シナリオが用意されている^{*1}。2000 年以前のスピナップ期間は、2.4.1 項で述べたように、濃度の観測値からインバージョン計算で求めた排出量が設定されている。また、スピナップ期間も含めた排出・濃度変化経路を収録したテキストファイルをアップロードして、独自の基準シナリオとして使うこともできる。

基準シナリオは、排出か濃度のいずれかの種別を選択する。ケース数は必要に応じて追加でき、ケース間で種別選択を混在させても良い。濃度を選択した場合は、濃度経路が修正対象となる。濃度の基準シナリオは、SRES の排出量から SEEPLUS の炭素循環モデルで計算した結果である。図 A.3 に示されるように、この値は SRES のリファレンス値とほぼ一致する。

基準シナリオの修正は、年と値の組を任意に指定したり、指定年以降の変化を漸近曲線で表すといった方法が用意されている（具体例は後述）。典型的な修正については、あらかじめ用意されている雛型を利用することもできる。図 A.2 の状態では、SRES A1B の排出量が基準シナリオとして選択され、2100 年以降は年率 2% 減という設定となっている。計算期間は標準では 2250 年までとなっており、終了年は任意に変更できる。SRES に含まれない 2105 年以降は、修正オプションに用意されるいずれかの方法で延長する必要がある。

A.3 結果の確認

SEEPLUS では様々な図を参照して、炭素循環と気候変化の計算結果を確認することができる。気候変化は、CO₂ のみを強制力とする場合と、その他の気候変化要因も含めた「マルチガス」の強制力の場合を個別に表示する仕様である。ここで、マルチガスは、GHG とエアロゾルを合わせた気候変化の要因全体を意味する用語として用いている。与えられた温度制約を満たす CO₂ 削減経路を検討する場合は、マルチガスによる

^{*1} AR5 に向けた CMIP5 の気候実験で使われる RCP にも対応する予定。

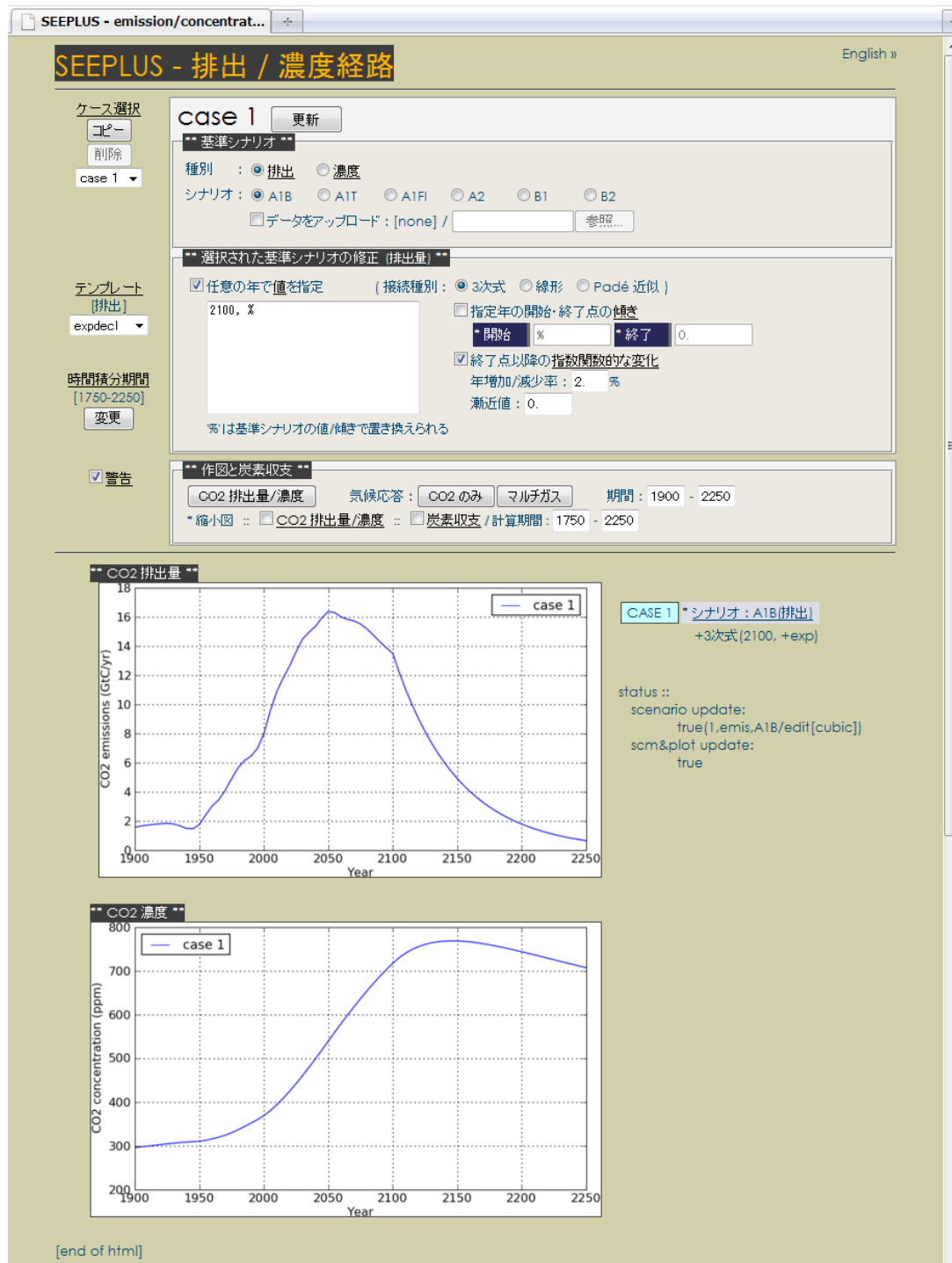


図 A.2: SEEPLUS の排出・濃度経路を作成するウィンドウ

セッション開始後、排出・濃度経路の経年変化の図を表示させたところ。

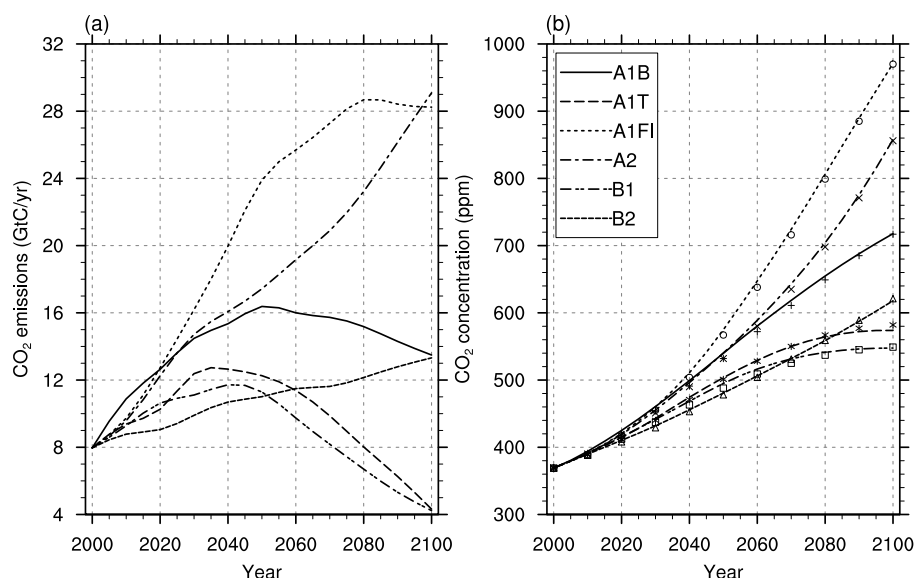


図 A.3: SEEPLUS の基準経路に使われる SRES シナリオの排出量 (a) と濃度 (b)

濃度は SEEPLUS の炭素循環モデルを用いて排出量から計算した結果。マークは図 1.4 で示したものと同一参照値 (Jain et al., 1994; IPCC WG1, 2001, Appendix II)

気候変化を参照する必要がある。

排出・濃度経路を作成するウィンドウ (図 A.2) に配置されたリンクから、CO₂ による気候変化、マルチガスによる気候変化、炭素収支を表示するウィンドウが作成され、さらに、気候変化のウィンドウからは、パターンスケールによる空間分布を表示するウィンドウが作成される。以下、それぞれの概要を説明する。

CO₂ による気候変化を表示するウィンドウ (図 A.4) では、画面左側に配置された入力フォームで変数を指定することで、CO₂ の放射強制力に関連する図を個別に表示することができる。各種変数の経年変化の他に、特定の年の温度変化の確率分布を示す図も含まれる。経年変化を表示する期間や、確率分布の図に関する設定は、画面上側に配置された入力フォームで指定する。画面下側には、基本変数の数値データをテキストファイルとしてダウンロードするためのリンクも用意されている。

マルチガスによる気候変化を表示するウィンドウ (図 A.5) では、マルチガスの放射強制力に関連する図が個別に表示される。CO₂ 以外の放射強制力は、2.2.3 項で述べたように、2000 年から 2075 年にかけてゼロから 0.65 W m^{-2} まで増加する経路があらかじめ設定されている。この遷移期間や増加量は、このウィンドウに用意された入力フォームで調整できる。

炭素収支を表示するウィンドウ (図 A.6) では、指定期間の炭素収支に関連する数値が表示される。

パターンスケールによる空間分布を表示するウィンドウ (図 A.7) では、指定ケース・年の主要気候変数の変化について、月別、季節別、および年平均の空間分布を描画できる。空間分布は、あらかじめ用意された基準分布を、指定ケースの指定年の地表温度変化 (全球平均値) で比例調節して求めている。この調節に使

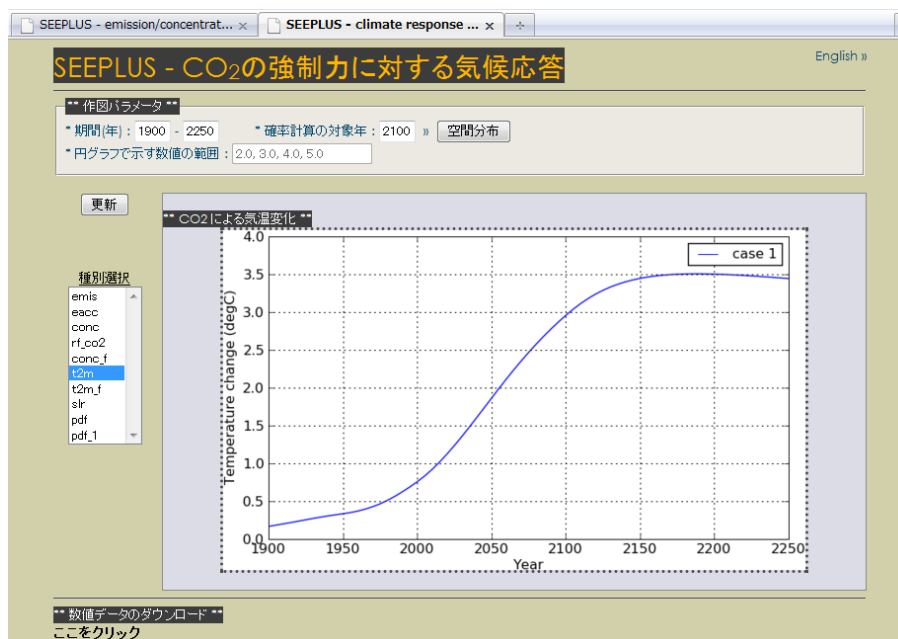


図 A.4: CO₂ による気候変化を表示する SEEPLUS のウィンドウ

排出・濃度経路を作成するウィンドウ (図 A.2) に配置された「気候応答:CO2のみ」をクリックすると作成される。左側に配置された入力フォームで指定された変数の経年変化などが表示される。図では地表温度変化が示されている。

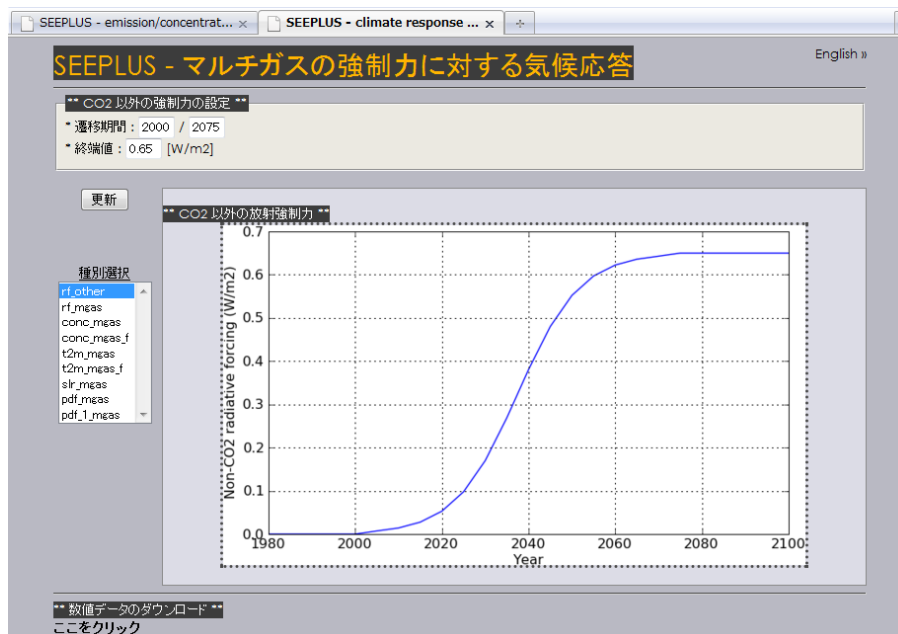


図 A.5: マルチガスによる気候応答を表示する SEEPLUS のウィンドウ

排出・濃度経路を作成するウィンドウ (図 A.2) に配置された「気候応答:マルチガス」のリンクをクリックすると作成される。左側に配置された入力フォームで指定された変数の経年変化などが表示される。図では CO₂ 以外の放射強制力の変化が示されている。

** 炭素収支 (1750 - 2250) **	
* case 1	
排出量 (GtC/年)	0.000, 0.652
濃度 (ppm)	278.0, 707.5
累積排出量 (GtC)	2461.9
大気に残る割合	0.370
海洋の吸収 (GtC)	987.0
陸域生態系の吸収 (GtC)	563.7

図 A.6: 炭素収支を表示する SEEPLUS のウィンドウ

排出・濃度経路を作成するウィンドウ (図 A.2) に配置された「炭素収支」のチェックボックスをクリックすると作成される。

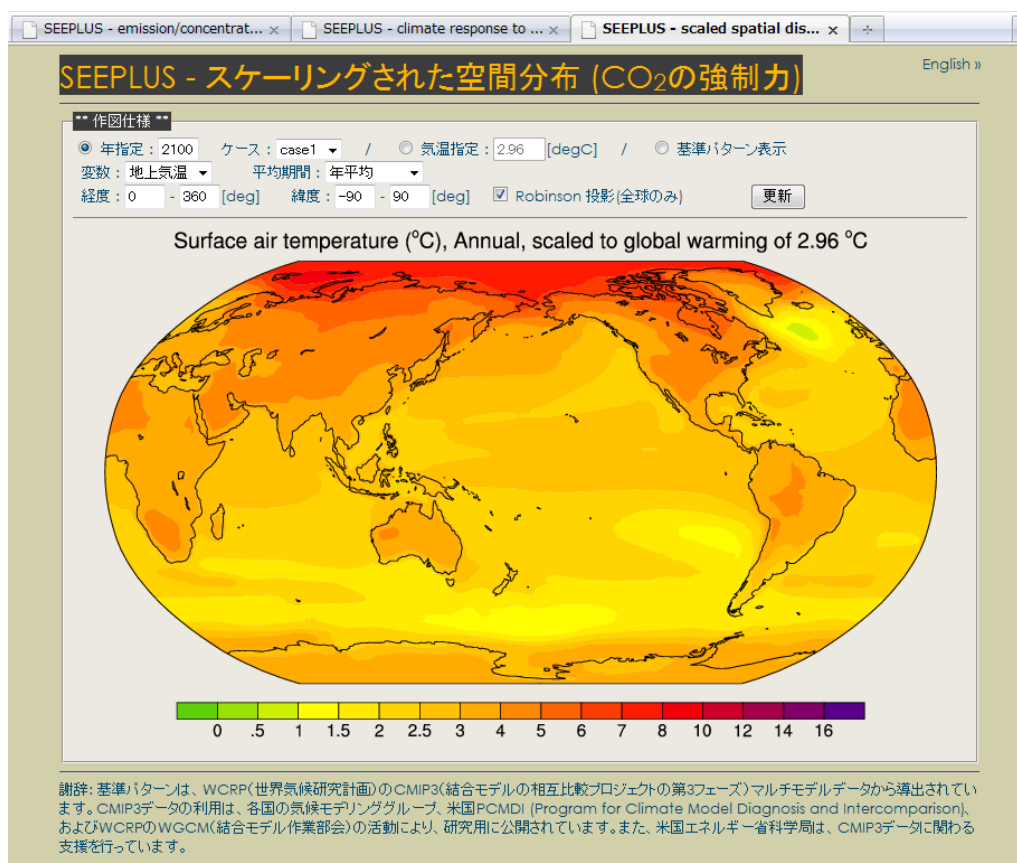


図 A.7: 気候変化の空間分布を表示する SEEPLUS のウィンドウ

気候応答のウィンドウ (図 A.4) に含まれる「空間分布」をクリックすると作成される。図は CO₂ による気候応答の場合。

- 「任意の年で値を指定」にチェックを入れ、その下の自由入力フォームに次のように入力。
2050, %
- 「終了点以降の指数関数的な変化」にチェックを入れ、年増加/減少率と漸近値を次のように指定（下線部）。
年増加/減少率: 3. %
漸近値: 0.

図 A.8: 指定年以降を指定の年率で削減する排出経路の設定

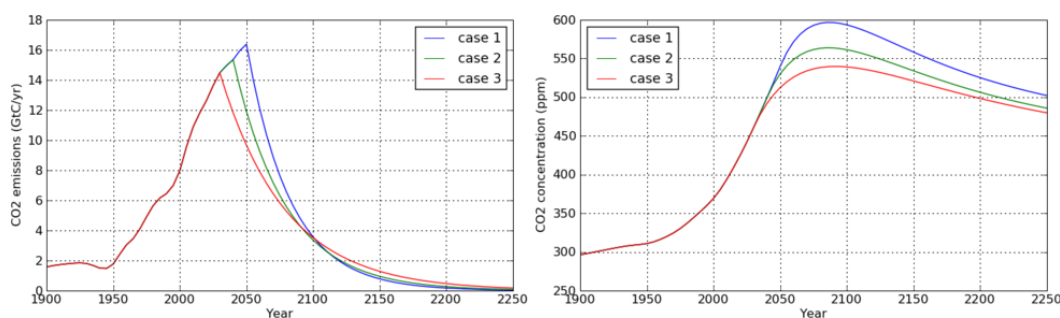


図 A.9: 指定年以降を指定の年率で削減する排出経路の例（左）と対応する濃度変化（右）

う地表温度変化は、CO₂ のみの放射強制力と、マルチガスによる放射強制力の場合があり、ウィンドウ作成時の状況（どちらの気候変化ウィンドウに配置されたリンクをクリックするか）によって使い分けられる。基準分布には、2.5 節で述べたように、CMIP3 の成果として得られるマルチモデル気候実験のアンサンブル平均を採用している。描画対象は地上気温、降水量、および地上気圧である。

A.4 利用例

A.4.1 排出量をピークアウトする時期の検討

大気中の CO₂ 濃度の増加を止めるには、CO₂ 排出量を増加から減少に転じさせる（ピークアウトさせる）必要がある。ここでは、指定年以降を指数関数的に減らす排出経路を設定し、ピークアウトの時期やピークアウト後の減少速度の違いを比較してみる。

まず、セッション開始時に作成されるケース 1（初期状態では A1B の排出量）を図 A.8 に示すように修正する。この場合、2050 年以降、年率 3% の割合でゼロに近づける削減経路となる。自由入力フォームの「%」の部分は、基準経路の当該年（2050 年）の排出量を指定する意味になる。入力した 2050、3、0 が、それぞれ排出量をピークアウトする年、その後の減少率（%）、最終的な排出量（GtC yr⁻¹）に対応する。

図 A.9 に、ピークアウトの設定を変えて比較したケース 1-3 の排出量と濃度の推移を示す。A1B の排出経路に対し、2050、2040、2030 年に、それぞれ年率 3%、2.5%、2% でゼロに近づけるケースが比較されている。ピークアウトの時期が早いほど濃度が低いことを確認できる。

- 基準経路の種類を「排出」、シナリオを「A1B」とする。
- 「任意の年で値を指定」にチェックを入れ、その下の自由記入欄に次のように入力。
 - 2005, 9.5
 - 2020, 11.
 - 2040, 8.
 - 2070, 4.
 - 2100, 2.
 - 2160, 0.
- 「接続種別」に3次式を選択。
- 「指定年の開始・終了点の傾き」にチェックを入れ、次のように入力（下線部）。
 - 開始: 0.25 終了: -0.01
- 「終了点以降の指数関数的変化」のチェックを外す。

図 A.10: ゼロ排出経路の設定例

- 基準経路の種類を「濃度」、シナリオを「A1B」とする。
- 「任意の年で値を指定」にチェックを入れ、その下の自由記入欄に次のように入力。
 - 2010, %
 - 2012.0, %
 - 2100, 450.
- 「接続種別」に Padé 近似を選択。

図 A.11: 濃度安定化経路の設定例

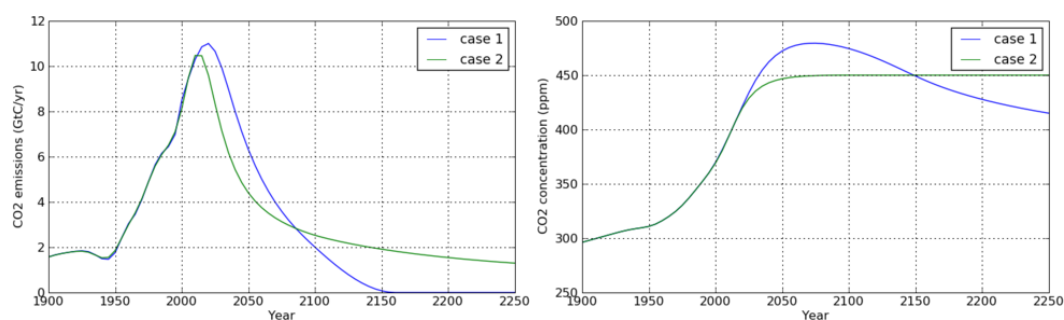


図 A.12: ゼロ排出に至る経路と濃度安定化を達成する経路の比較

A.4.2 ゼロ排出経路と濃度安定化経路の比較

大気中に排出された CO_2 のうち、2-3 割程度は非常に長い間大気中に蓄積される。したがって、大気中の CO_2 濃度を安定化するには、究極的に排出量をゼロに近づける必要がある。ここでは、2020 年にピークアウトして、22 世紀半ばに排出量をゼロにする経路と、22 世紀前半までに濃度を安定化する経路を比較してみる。

ケース 1 とケース 2 をそれぞれ図 A.10 と図 A.11 に示すように設定する。ケース 1 では、2000 年から 2160 年まで適当な間隔で指定した値を滑らかに結んだ排出経路が作成される。指定期間の端点の傾きは、2005 年で 1 年あたり 0.25 GtC の増加、2160 年で 1 年あたり 0.01 GtC の減少を意味する。一方、ケース 2 では、2100 年に 450 ppm で一定となる濃度経路が作成される。ケース 1 では、排出量から濃度を求める通常の計

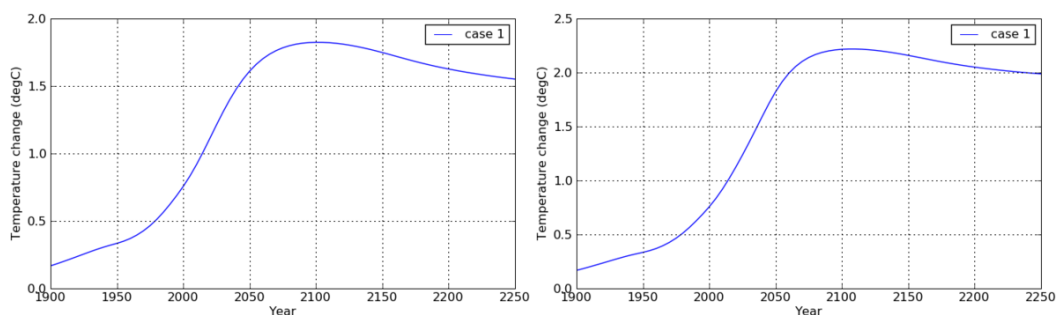


図 A.13: 使用例 (2) のケース 1 (ゼロ排出経路) の地表温度変化

左: CO₂ のみの放射強制力の場合、右: マルチガスの放射強制力の場合。

算、ケース 2 では、濃度から排出量を求めるインバージョン計算が実行される。結果を図 A.12 に示す。

ケース 1 のように「接続種別」に 3 次式を指定した場合は、スプライン関数で補間された曲線が作成される。ケース 2 のように「接続種別」に Padé 近似を指定した場合は、自由記入欄に 3 時点のみの入力が必要され、その入力値は特別な扱いとなる。上記の場合は、2010 年までは基準経路、2100 年以降は 450 ppm で一定、その間は、2012 年を変曲点として単調に増加する変化となる。

Padé 近似は、二つの多項式の分数の形式で表現された関数である。SEEPLUS では、様々な安定化経路を比較した Plattner et al. (2008) の研究にしたがって、濃度安定化に至る滑らかな経路を Padé 近似の形式で作成する機能を用意している。安定化経路には、単調に増加するタイプと、最終的な安定化レベルを一時的に超過するオーバーシュートのタイプがある。前者のタイプの Padé 近似には、分子、分母とも次数 2 の多項式が使われ、後者のタイプには、分子は次数 3、分母は次数 2 の多項式が使われる。

大気中の CO₂ 濃度の増減は、人為的な排出量と自然（海洋と陸域生態系）の吸収量とのバランスで決まる。ケース 1 では 21 世紀後半から濃度が減少し、自然の吸収量が排出量を上回る状態が続く。一方、ケース 2 では 21 世紀後半から濃度がほぼ一定に保たれ、排出量と吸収量が釣り合った状態が続く。いずれの場合も、2.4.3 項で述べたように、累積排出量に応じて決まる平衡状態に向かって推移し、究極的には排出・吸収ともゼロになる。このような炭素循環の平衡状態は、図 2.17 に示した仮想的な平衡濃度で確認することもできる。気候変化を表示するウィンドウ（図 A.4、図 A.5）でグラフ表示される変数には、仮想的な平衡濃度も含めている。

A.4.3 温度制約を満たす削減経路の探索

前項のケース 1 (ゼロ排出) について、CO₂ のみの放射強制力による場合とマルチガスによる放射強制力の場合で地表温度変化を比較すると、図 A.13 に示す結果が得られる。いずれも 2100 年頃にピークとなるが、CO₂ のみの場合は 1.8°C 程度であるのに対し、マルチガスの場合は 2.2°C 程度に達する。マルチガスによる

自由記入欄に入力する年・排出量の値の例。

2005	9.5
2020	10.4
2040	5.9
2070	2.5
2100	1.1
2160	0.

図 A.14: 2°C 制約を満たすよう調整した入力値の一例

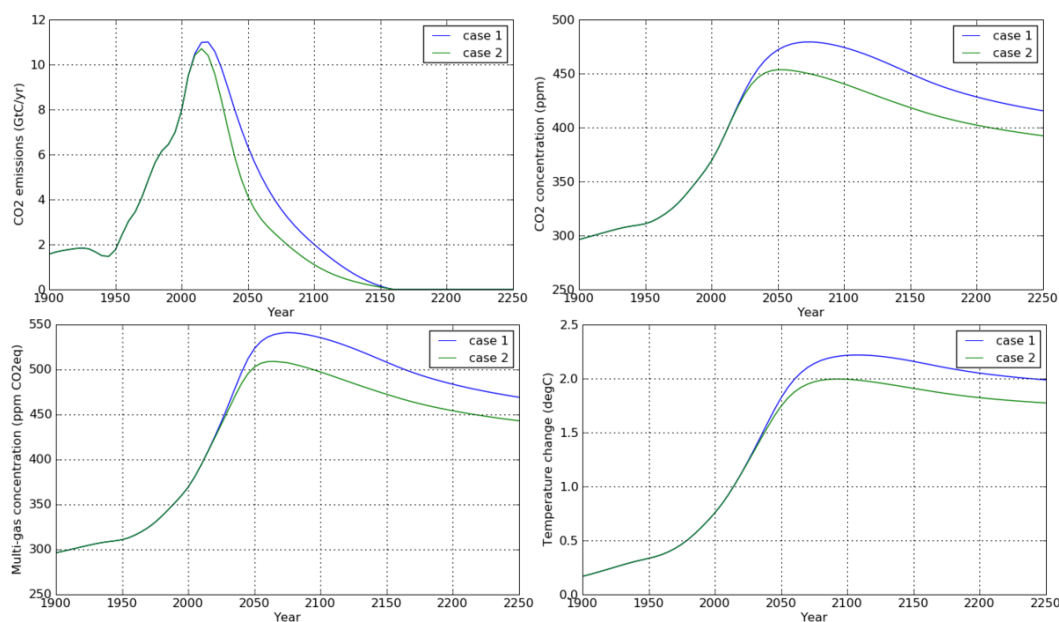


図 A.15: マルチガスによる昇温のピークを 2°C とする経路を探索した結果

ケース 1 は比較対象のゼロ排出経路、ケース 2 は温度制約を満たすようケース 1 の排出経路からさらに削減した結果。左上: 排出量、右上: CO₂ 濃度、左下: マルチガスの CO₂ 等価濃度、右下: マルチガスによる地表温度変化。

温度変化は、CO₂ 以外の放射強制力の与え方に依存し、図に示した結果は標準設定の場合である。CO₂ 以外の放射強制力の与え方には任意性があるが、ここでは、標準設定のままで、マルチガスによる温度変化のピークを 2°C とする削減経路を探索してみる。

前項のケース 1 を参照ケースし、

- 2005 年までは実績値として固定、
- 21 世紀前半はできるだけ多くの排出を許容する、
- ゼロ排出に達する時期はケース 1 と同じ、

といった条件を課して、全体的に自然な削減曲線となるよう、数値の調整と結果の図の確認を試行錯誤的に繰り返す。この結果得られた 2°C 制約を満たすよう調整された入力値の一例を図 A.14 に、主要変数の経年変化を図 A.15 に示す。

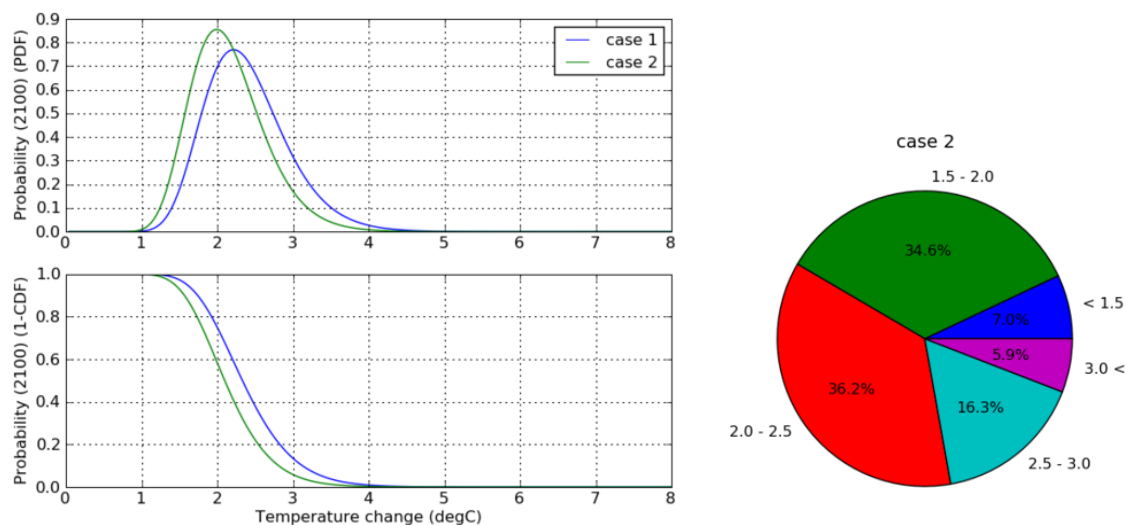


図 A.16: 温度変化の確率情報の例

図 A.15 の結果で、マルチガスによる 2100 年時点の温度変化の確率を表す。左: 確率密度関数と上側累積確率、右: ケース 2 で温度変化が指定範囲に収まる確率。グラフ外側の数値の単位は $^{\circ}\text{C}$ 。

2°C 制約を満たす上記の排出経路はあくまでも一例である。ただし、2005 年までの排出実績とその後の増加傾向を考慮すると、条件を満たす現実的な削減経路は、大体において図 A.15 と同様の結果になる。すなわち、2050 年頃の排出量は 2000 年頃の半分程度まで削減する必要がある。また、ケース 2 の最終的な累積排出量は 960 GtC 程度であり、昇温ピーク 2°C の場合、削減経路の違いによらず大体同じ値となる。この点については、Allen et al. (2009) による 2°C 目標の検討結果と整合する。

以上の結果は、気候感度のパラメーターに強く依存することに注意が必要である。SEEPLUS では気候感度は 3.0°C に設定されているが、図 A.16 に示すように、気候変化ウィンドウで用意された描画結果から、気候感度の不確実性を考慮した確率分布を確認することができる。この情報の元になるのは、2.2.2 項で述べた気候感度の確率密度関数である。

A.5 まとめ

ソフトウェアとしての SEEPLUS の最大の特徴は、インターネットを利用できる環境があれば、誰でもどこでも手軽に利用できる点にある。本格的な利用や結果の解釈にはある程度の専門知識も必要であるが、専門分野や利害関係の枠を超えて活用される共通の科学基盤として有用である。

簡易気候モデルには既の実績のあるものがあり、統合評価の枠組でインターネット環境で利用できるもの^{*2}も出始めている。これに対して、SEEPLUS の利点の一つは、入力となる排出経路を簡単かつ柔軟な設定で作成する機能にある。特に、炭素循環のインバージョンを導入したことで、経路設計のバリエーションが広

^{*2} <http://climateinteractive.org/simulations/C-ROADS>

がっている。核となる炭素循環モデルは、様々な不確実性を内在するが、標準的な振舞いを示す。排出量と濃度の関係は、21世紀の変化傾向のみならず、過去の実績値との比較や、1000年規模の応答についても、最新の知見と整合する。長期的な炭素循環の平衡状態を想定して排出経路を設計できるのも、他のモデルにないSEEPLUSの利点の一つである。

豊富に用意された作図機能もSEEPLUSの特徴である。マルチガスの強制力に対する気候応答、温度変化の確率分布、基準パターンのスケーリングに基づく空間分布は、いずれも単純な手法であるが、様々な側面から排出経路を検討するための材料となる。例えば、CO₂とマルチガスの強制力について温度変化を比較することで、CO₂の許容排出量に対するCO₂以外のGHGの削減効果を評価できる。また、温度変化のピークを目標値以下とする経路について、そのピーク値を越える可能性や地域的なばらつきを視覚的に理解できる。

SEEPLUSで作成される排出削減経路は、2°C抑制などの与えられた温暖化の制約条件を満たす理想化された経路である。21世紀前半の新興国の経済発展といった要因は、利用者が外生的に与える数値として考慮できるが、SEEPLUSの範囲では社会・経済的な裏づけは得られない。中・長期的なエネルギー・技術戦略を本格的に検討するには、エネルギーや経済のモデルとの連携が必要である。SEEPLUSの発展の方向性の一つは、このような社会・経済モデルとのインターフェース機能を導入することである。

SEEPLUSは、ウェブアプリケーションとしての特徴を活かして、ネットワーク上の計算資源を活用し、最新の科学的知見を柔軟に取り入れて進化することを目指している。

参考文献

- Allen, M. R., D. J. Frame, C. Huntingford, C. D. Jones, J. A. Lowe, M. Meinshausen and N. Meinshausen, 2009: Warming caused by cumulative carbon emissions towards the trillionth tonne. *Nature*, **458**, 1163–1166.
- Annan, J. D. and J. C. Hargreaves, 2011: On the generation and interpretation of probabilistic estimates of climate sensitivity. *Clim. Change*, **104**, 423–436.
- Archer, D. and V. Brovkin, 2008: The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO₂. *Clim. Change*, **90**, 283–297.
- Atkinson, G. D. and C. R. Holliday, 1977: Tropical cyclone minimum sea level pressure/maximum sustained wind relationship for the eastern North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 421–427.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornbluh, J.-J. Luo and T. Yamagata, 2007: How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus*, **59A**, 539–561.
- Bister, M. and K. A. Emanuel, 2002: Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity 1. Interannual to interdecadal variability. *J. Geophys. Res.*, **107**, D24.
- Boden, T. A., G. Marland and R. J. Andres, 2009: *Global, regional, and national fossil-fuel CO₂ emissions*. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Bosilovich, M. G., J. Chen, F. R. Robertson and R. F. Adler, 2008: Evaluation of global precipitation in reanalyses. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2279–2299.
- Camargo, S. J., A. H. Sobel, A. G. Barnston and K. A. Emanuel, 2007: Tropical cyclone genesis potential index in climate models. *Tellus*, **59A**, 428–443.
- Camp, J. P. and M. T. Montgomery, 2001: Hurricane maximum intensity: Past and present. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1704–1717.
- Chan, J. C. L., 2006: Comment on “Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment”. *Science*, **311**, 1713b.
- Chan, J. C. L. and K. S. Liu, 2004: Global warming and western North Pacific typhoon activity from an observational perspective. *J. Climate*, **17**, 4590–4602.
- Chauvin, F., J.-F. Royer and M. Deque, 2006: Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution. *Climate Dyn.*, **27**, 377–399.

- Chia, H. H. and C. F. Ropelewski, 2002: The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest Pacific. *J. Climate*, **15**, 2934–2944.
- Collins, W. D., et al., 2006: The Community Climate System Model version 3 (CCSM3). *J. Climate*, **19**, 2122–2143.
- Committee on Climate Change, 2008: *Building a low-carbon economy — the UK's contribution to tackling climate change*. <http://www.theccc.org.uk/reports/>.
- Curry, J. A., P. J. Webster and G. J. Holland, 2006: Mixing politics and science in testing the hypothesis that greenhouse warming is causing a global increase in hurricane intensity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1025–1037.
- DeMaria, M. and J. Kaplan, 1994: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *J. Climate*, **7**, 1324–1334.
- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420–430.
- Dvorak, V. F., 1984: *Tropical cyclone intensity analysis using satellite data*. NOAA Tech. Rep. 11, NESDIS, 47p.
- Elsberry, R. L., 1990: International experiments to study tropical cyclones in the western North Pacific. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 1305–1316.
- Elsberry, R. L., Ed., 1995: *Global perspectives on tropical cyclones*. World Meteorological Organization.
- Elsner, J. B., J. P. Kossin and T. H. Jagger, 2008: The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature*, **455**, 92–95.
- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–604.
- Emanuel, K. A., 1995: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3969–3976.
- Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686–688.
- Emanuel, K. and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and the global climate system. Preprints volume of the *26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami, USA, May 3–7, Amer. Meteor. Soc., 240–241.
- Emanuel, K., R. Sundararajan and J. Williams, 2008: Hurricanes and global warming: Results from downscaling IPCC AR4. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 347–367.

- Fiorino, M., 2002: Analysis and forecasts of tropical cyclones in the ECMWF 40-year reanalysis (ERA-40). Preprints volume of the *25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, April 29 — May 3, 2002, San Diego, California, Amer. Meteor. Soc., 261–262.
- Friedlingstein, P., et al., 2006: Climate–carbon cycle feedback analysis: Results from the C⁴MIP model intercomparison. *J. Climate*, **19**, 3337–3353.
- Gleckler, P. J., K. E. Taylor and C. Doutriaux, 2008: Performance metrics for climate models. *J. Geophys. Res.*, **113**.
- Goldenberg, S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nuñez and W. M. Gray, 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, **293**, 474–479.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the tropical oceans*, Shaw, D. B., Ed., Roy. Meteor. Soc., 155–218.
- Gualdi, S., E. Scoccimarro and A. Navarra, 2008: Changes in tropical cyclone activity due to global warming: Results from a high-resolution coupled general circulation model. *J. Climate*, **21**, 5204–5228.
- Hansen, J. E., R. Ruedy, M. Sato and K. Lo, 2010: *NASA GISS surface temperature (GISTEMP) analysis*. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Hart, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585–616.
- Hartmann, D. L., 1994: *Global Physical Climatology*. Academic Press.
- Hatsushika, H., J. Tsutsui, M. Fiorino and K. Onogi, 2006: Impact of wind profile retrievals on the analysis of tropical cyclones in the JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 891–905.
- Henderson-Sellers, A., et al., 1998: Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 19–38.
- Hirschberg, P. A. and J. M. Fritsch, 1993: On understanding height tendency. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2646–2661.
- Holland, G. J., 1997: The maximum potential intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2519–2541.
- Holton, J. R., 1992: *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press.
- Hooss, G., R. Voss, K. Hasselmann, E. Maier-Reimer and F. Joos, 2001: A nonlinear impulse response model of the coupled carbon cycle-climate system (NICCS). *Climate Dyn.*, **18**, 189–202.
- Houghton, R. A., 2008: *Carbon flux to the atmosphere from land-use changes: 1850–2005*. Carbon Diox-

- ide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Howe, W. and A. Henderson-Sellers, Eds., 1997: *Assessing climate change: results from the model evaluation consortium for climate assessment*. Gordon and Breach Science Publishers.
- Huntingford, C., J. A. Lowe, B. B. Booth, C. D. Jones, G. R. Harris, L. K. Gohar and P. Meir, 2009: Contributions of carbon cycle uncertainty to future climate projection spread. *Tellus*, **61B**, 355–360.
- IPCC WG1, 2001: *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press.
- IPCC WG1, 2007: *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.
- IPCC WG2, 2007: *Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Parry, M. L., O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden and C. E. Hanson (eds.)]. Cambridge University Press.
- IPCC WG3, 2007: *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.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- Jain, A. K., H. S. Kheshgi and D. J. Wuebbles, 1994: *Integrated Science Model for Assessment of Climate Change*. Technical Report UCRL-JC-116526, Lawrence Livermore National Laboratory.
- Japan Meteorological Agency, 2002: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency*. Appendix to WMO numerical weather prediction progress report.
- Joos, F., M. Bruno, R. Fink, U. Siegenthaler, T. F. Stocker, C. LeQuere and J. L. Sarmiento, 1996: An efficient and accurate representation of complex oceanic and biospheric models of anthropogenic carbon uptake. *Tellus B*, **48**, 397–417.
- Kamahori, H., N. Yamazaki, N. Mannoji and K. Takahashi, 2006: Variability in intense tropical cyclone

- days in the western North Pacific. *SOLA*, **2**, 104–107.
- Karl, T. R., S. J. Hassol, C. D. Miller, and W. L. Murray, Eds., 2006: *Temperature trends in the lower atmosphere: Steps for understanding and reconciling differences*. A report by the Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research.
- Knutson, T. R. and R. E. Tuleya, 2004: Impact of CO₂-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *J. Climate*, **17**, 3477–3495.
- Knutson, T. R., J. J. Sirutis, S. T. Garner, G. A. Vecchi and I. M. Held, 2008: Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature Geoscience*, **1**, 359–364.
- Knutson, T. R., et al., 2010: Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, **3**, 157–163.
- Knutti, R. and G. C. Hegerl, 2008: The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. *Nature Geoscience*, **1**, 735–743.
- Koba, H., T. Hagiwara, S. Osano and S. Akashi, 1991: Relationship between CI number and minimum sea level pressure/maximum wind speed of tropical cyclones. *Geophysical Magazine*, **44**, 15–25.
- Krouse, K. D. and A. H. Sobel, 2010: An observational study of multiple tropical cyclone events in the western north Pacific. *Tellus*, **62A**, 256–265.
- Kuroda, M., A. Harada and K. Tomine, 1998: Some aspects on sensitivity of typhoon intensity to sea-surface temperature. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 145–151.
- Landsea, C. W., 2005: Hurricanes and global warming. *Nature*, **438**, E11–E12.
- Landsea, C. W., B. A. Harper, K. Hoarau and J. A. Knaff, 2006: Can we detect trends in extreme tropical cyclones? *Science*, **313**, 452–454.
- Lenton, T. M., H. Held, E. Kriegler, J. W. Hall, W. Lucht, S. Rahmstorf and H. J. Schellnhuber, 2008: Tipping elements in the Earth's climate system. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **105**, 1786–1793.
- Levinson, D. H., 2005: State of the climate in 2004. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, S1–S86.
- Li, S., A. J. Jarvis and D. T. Leedal, 2009: Are response function representations of the global carbon cycle ever interpretable? *Tellus*, **61B**, 361–371.
- Maier-Reimer, E. and K. Hasselman, 1987: Transport and storage of carbon dioxide in the ocean – an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Climate Dyn.*, **2**, 63–90.
- Manabe, S., L. J. Holloway, Jr. and H. M. Stone, 1970: Tropical circulation in a time-integration of a global model of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 580–613.

- Matsuno, T., K. Maruyama and J. Tsutsui, 2011a: Equilibrium stabilization of the atmospheric carbon dioxide via zero emissions — An alternative way to stable global environment Part 1: Examination of traditional stabilization concept. *Proceedings of the Japan Academy Ser. B*, submitted.
- Matsuno, T., K. Maruyama and J. Tsutsui, 2011b: Equilibrium stabilization of the atmospheric carbon dioxide via zero emissions — An alternative way to stable global environment Part 2: A practical zero-emissions scenario. *Proceedings of the Japan Academy Ser. B*, submitted.
- McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. *Global perspectives on tropical cyclones*, Elsberry, R. L., Ed., No. WMO/TD-No. 693, TCP-38, World Meteorological Organization.
- McDonald, R. E., D. G. Bleaken, D. R. Cresswell, V. D. Pope and C. A. Senior, 2005: Tropical storms: representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Climate Dyn.*, **25**, 19–36.
- Meehl, G. A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer and K. E. Taylor, 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1383–1394.
- Meinshausen, M., N. Meinshausen, W. Hare, S. C. B. Raper, K. Frieler, R. Knutti, D. J. Frame and M. R. Allen, 2009: Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2°C. *Nature*, **458**, 1158–1162.
- Meinshausen, M., et al., 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extension from 1765 to 2300. *Clim. Change*, **109**, 213–241.
- Merryfield, W. J., 2006: Changes to ENSO under CO₂ doubling in a multimodel ensemble. *J. Climate*, **19**, 4009–4027.
- Moss, R., et al., 2008: *Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies*. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Nakazawa, T., 2006: Madden-Julian Oscillation activity and typhoon landfall on Japan in 2004. *SOLA*, **2**, 136–139.
- Nakazawa, T. and K. Rajendran, 2007: Relationship between tropospheric circulation over the western North Pacific and tropical cyclone approach/landfall on Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 101–114.
- Nakicenovic, N. and R. Swart, Eds., 2000: *Emissions scenarios. A special report of working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Nolan, D. S., E. D. Rappin and K. A. Emanuel, 2007: Tropical cyclogenesis sensitivity to environmental parameters in radiative-convective equilibrium. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2085–2107.

- O’Gorman, P. A. and T. Schneider, 2009: The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **106**, 14773–14777.
- Onogi, K., et al., 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 259–276.
- Persing, J. and M. T. Montgomery, 2005: Is environmental CAPE important in the determination of maximum possible hurricane intensity? *J. Atmos. Sci.*, **62**, 542–550.
- Pielke, Jr., R. A., 2005: Are there trends in hurricane destruction? *Nature*, **438**, E11.
- Plattner, G.-K., et al., 2008: Long-term climate commitments projected with climate-carbon cycle models. *J. Climate*, **21**, 2721–2751.
- Rafelski, L. E., S. C. Piper and R. F. Keeling, 2009: Climate effects on atmospheric carbon dioxide over the last century. *Tellus*, **61B**, 718–731.
- Räisänen, J., 2005: Probability distributions of CO₂-induced global warming as inferred directly from multimodel ensemble simulations. *Geophysica*, **41**, 19–30.
- Ramanathan, V. and Y. Feng, 2008: On avoiding dangerous anthropogenic interference with the climate system: Formidable challenges ahead. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **105**, 14245–14250.
- Reichler, T. and J. Kim, 2008: How well do coupled models simulate today’s climate? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 303–311.
- Royer, J.-F., F. Chauvin, B. Timbal, P. Araspin and D. Grimal, 1998: A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones. *Climatic Change*, **38**, 307–343.
- Ryan, B. F., I. G. Watterson and J. L. Evans, 1992: Tropical cyclone frequencies inferred from Gray’s Yearly Genesis Parameter: Validation of GCM tropical climate. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1831–1834.
- Sabine, C. L., et al., 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, **305**, 367–371.
- Santer, B. D., et al., 2006: Forced and unforced ocean temperature changes in Atlantic and Pacific tropical cyclogenesis regions. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **103**, 13905–13910.
- Schloemer, R. W., 1954: *Analysis and synthesis of hurricane and wind patterns over Lake Okechobee, Florida*. Hydrometeorological Report 31, U. S. Government Printing Office, No. C30.70:31.
- Shein, K. A., 2006: State of the climate in 2005. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, S1–S102, Special supplement to the Bull. Amer. Meteor. Soc. Vol. 87, No. 6, June 2006.

- Shen, W., R. E. Tuleya and I. Ginis, 2000: A sensitivity study of the thermodynamic environment on GFDL model hurricane intensity: Implications for global warming. *J. Climate*, **13**, 109–121.
- Smith, R. K., M. T. Montgomery and S. Vogl, 2008: A critique of Emanuel's hurricane model and potential intensity theory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 551–561.
- Solomon, S., G.-K. Plattner, R. Knutti and P. Friedlingstein, 2009: Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **106**, 1704–1709.
- Sugi, M., A. Noda and N. Sato, 2002: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 249–272.
- Sugi, M., H. Murakami and J. Yoshimura, 2009: A reduction in global tropical cyclone frequency due to global warming. *SOLA*, **5**, 164–167.
- Sugiyama, M., H. Shiogama and S. Emori, 2010: Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **107**, 571–575.
- Trenberth, K., 2010: More knowledge, less certainty. *Nature Reports Climate Change*, **4**, 20–21.
- Tsutsui, J., 2002: Implications of anthropogenic climate change for tropical cyclone activity: A case study with the NCAR CCM2. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 45–65.
- Tsutsui, J., 2008: Maximum potential intensity of tropical cyclones derived from numerical experiments using the Community Climate System Model (CCSM3). *J. Disaster Research*, **3**, 25–32.
- Tsutsui, J., 2010: Changes in potential intensity of tropical cyclones approaching Japan due to anthropogenic warming in sea surface and upper-air temperatures. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 263–284.
- Tsutsui, J., 2011a: Estimation of changes in tropical cyclone intensities and associated precipitation extremes due to anthropogenic climate change. *Cyclones: formation, triggers and control*, Oouchi, K. and H. Fudeyasu, Eds., Nova Science Publishers, accepted.
- Tsutsui, J., 2011b: SEEPLUS: A simple online climate model. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. G (Environmental Research)*, **67**, 134–149.
- Tsutsui, J. and A. Kasahara, 1996: Simulated tropical cyclones using the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, **101**, D10, 15013–15032.
- Tsutsui, J., A. Kasahara and H. Hirakuchi, 1998: Impacts of diabatic initialization and cumulus parameterization on numerical typhoon prediction. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 889–907.
- Tsutsui, J., Y. Yoshida, D.-H. Kim, H. Kitabata, K. Nishizawa, N. Nakashiki and K. Maruyama, 2007: Long-term climate response to stabilized and overshoot anthropogenic forcings beyond the 21st century. *Climate Dyn.*, **28**, 199–214.

- Tsutsui, J., K. Nishizawa and F. Sassi, 2009: Response of the middle atmosphere to the 11-year solar cycle simulated with the Whole Atmosphere Community Climate Model. *J. Geophys. Res.*, **114**.
- van der Linden, P. and J. F. B. Mitchell, Eds., 2009: *ENSEMBLES: Climate change and its impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre.
- Vecchi, G. A. and T. R. Knutson, 2008: On estimates of historical North Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, **21**, 3580–3600.
- Vecchi, G. A., A. Clement and B. J. Soden, 2008: Examining the tropical Pacific's response to global warming. *EOS*, **89**, 81, 83.
- Vitart, F. and F. Doblas-Reyes, 2007: Impact of greenhouse gas concentrations on tropical storms in coupled seasonal forecasts. *Tellus*, **59A**, 417–427.
- Voss, R., R. Sausen and U. Cubasch, 1998: Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Climate Dyn.*, **14**, 249–266.
- Walsh, K. J. E., M. Fiorino, C. W. Landsea and K. L. McInnes, 2007: Objectively determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. *J. Climate*, **20**, 2307–2314.
- Wang, B. and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643–1658.
- Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry and H.-R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844–1846.
- Wigley, T. M. L., 2008: *MAGICC/SCENGEN 5.3: User Manual (version 2)*. Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- WMO, 2006: *Statement on tropical cyclones and climate change*. Prepared by participants of the WMO International Workshop on Tropical Cyclones, IWTC-6, San Jose, Costa Rica, November 2006, available from http://www.wmo.ch/web/arep/press_releases/2006/iwtc_summary.pdf.
- Wu, M.-C., K.-H. Yeung and W.-L. Chang, 2006: Trends in western North Pacific tropical cyclone intensity. *EOS*, **87**, 537–538.
- Yamasaki, M., 2006: A study of tropical cyclone formation with a 20-km grid model. *SOLA*, **2**, 9–12.
- Yokoi, S. and Y. N. Takayabu, 2009: Multi-model projection of global warming impact on tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 525–538.
- Yoshimura, J., M. Sugi and A. Noda, 2006: Influence of greenhouse warming on tropical cyclone frequency. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 405–428.

- Yumoto, M. and T. Matsuura, 2001: Interdecadal variability of tropical cyclone activity in the Western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 23–35.
- 磯部雅彦, 1992: 地球温暖化による海面上昇と沿岸域におけるその影響予測. 沿岸海洋研究ノート, **29**, 169–177.
- 宇野木早苗, 1972: 日本の高潮. 1972 年度水工学に関する夏期研修会講義集, 水工学シリーズ, No. 72-B-3, 土木学会水理委員会.
- 裏戸勉, 1976: 全国ダム地点地域別比流量図 (1976 年). 土木研究所資料 1247, 土木研究所.
- 大野木和敏 他, 2008: 長期再解析 JRA-25. 気象研究ノート, No. 217, 日本気象学会, 第 5 章, 163–205.
- 河合弘泰, 中野俊夫, 川口浩二, 松浦邦明, 2006: IAU データ同化手法のメソ気象モデルへの導入と台風 9918 号の海上風・波浪・高潮の追算. 海岸工学論文集, **53**, 381–385.
- 気象研究所, 2006: 平成 16(2004) 年日本上陸台風の概要. 技術報告 49, 気象研究所.
- 金庚玉, 李漢沫, M. Haggag, 山下隆男, 2006: 大気・波浪・海洋結合モデルによるハリケーンカトリナの高潮場のシミュレーション. 海岸工学論文集, **53**, 416–420.
- 国土開発技術研究センター (編), 2000: 改定 解説・河川管理施設等構造令. 日本河川協会 山海堂.
- 社会資本整備審議会 河川分科会, 2008: 水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について (答申). http://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/kikouhendou/index.html.
- 高藪縁, 2009: 温暖化予測をいかに捉えるか — マルチ気候モデル比較によるアプローチ —. 地球温暖化に関する科学的根拠の解明と脆弱性評価のさらなる連携に向けて, 2009 年度春季大会 シンポジウム日本気象学会, 16–21.
- 高藪出, 金光正郎, 2010: 力学的ダウンスケーリングのレビュー. 天気, **57**, 435–447.
- 竹内義明, 2002: 全球 3 次元変分法. 数値予報課報告, 気象庁予報部, 別冊第 48 号, 第 2 章, 17–36.
- 筒井純一, 磯部雅彦, 1992: 地球温暖化後の東京湾における高潮の予測. 日本沿岸域会議論文集, **4**, 9–19.
- 筒井純一, 2008: 海水温の上昇と台風強大化の可能性. 水工学シリーズ 08-B-2, 土木学会 水工学委員会・海岸工学委員会.
- 筒井純一, 2009: インパルス応答モデルに基づく簡易的な気候変化予測手法の構築. 研究報告 V08022, 電力中央研究所.
- 筒井純一, 2010a: 温室効果ガスの削減経路を簡易気候モデルで検討するためのウェブアプリケーション. 研究報告 V09016, 電力中央研究所.
- 筒井純一, 2010b: 地球温暖化予測と影響評価の研究動向 気候予測の不確実性と IPCC 第 5 次評価報告書に向けた取り組み. 電気評論, **95**, 12, 23–27.
- 筒井純一, 2011: 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), **67**, I17–I26.

- 筒井純一, 吉田義勝, 仲敷憲和, 西澤慶一, 丸山康樹, 2007: インパルス応答モデルによる簡易的な気候変化計算の適用性について. 研究報告 V06013, 電力中央研究所.
- 豊田康嗣, 下垣久, 2002: 降雨特性を考慮した設計洪水流量算定法の検討—クリーガ法における算定係数の見直し—. 研究報告 U02002, 電力中央研究所.
- 饒村曜, 1990: 記録的な大雨をもたらした台風第 19 号. 気象, **34**, 11, 14–16.
- 饒村曜, 1993: 続・台風物語. 日本気象協会.
- 初鹿宏壮, 筒井純一, 2004: 全球気象データの長期再解析システムの構築 (その 2) — 再解析データにおける台風の位置・強度の精度向上 —. 研究報告 U03068, 電力中央研究所.
- 林春男, 2005: ハリケーン・カトリーナがもたらした新しい広域災害 (速報). 土木学会誌, **90**, 11, 34–38.
- 藤井健, 光田寧, 1986: 台風の確率モデルの作成とそれによる強風のシミュレーション. 京都大学防災研究所 年報, **29**, B-1, 229–239.
- 藤部文昭, 2010: 極端な豪雨の再現期間推定精度に関する検討. 天気, **57**, 449–462.
- 三河哲也, 1999: 衛星画像による台風解析. 台風の理解はどこまで進んだか, 第 33 回夏季大学「新しい気象学」, 日本気象学会, 12–21.
- 光田寧, 藤井健, 1989: 日本南方洋上における台風の確率モデルの作成. 京都大学防災研究所 年報, **32**, B-1, 335–348.
- 村松照男, 1985: 台風の構造の変化と移動に関する研究 — 台風 7916 の一生 —. 気象研究所技術報告 14, 気象研究所 台風研究部.
- 村松照男, 1999: 台風入門. 台風の理解はどこまで進んだか, 第 33 回夏季大学「新しい気象学」, 日本気象学会, 1–11.
- 村松照男, 2006: 台風防災の原点: 伊勢湾台風から 50 年. 台風—伊勢湾台風から 50 年を経て—, 日本気象学会 2006 年度秋季大会公開シンポジウム, 3–8.
- 文部科学省 気象庁 環境省, 2009: 温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート「日本の気候変動とその影響」. <http://www.env.go.jp/earth/ondanka/rep091009/full.pdf>.
- 山岬正紀, 1982: 台風 — 最もはげしい大気じょう乱 —. 東京堂出版.
- 山崎智之, 石川智巳, 大熊武司, 田村幸雄, 北嶋 知樹, 中村秀治, 加藤央之, 2004: 送電用鉄塔の耐風設計のための風向別基本風速に関する検討. 日本風工学会論文集, **29**, 3, 19–34.
- 山下隆男, 2005: ハリケーン・カトリーナによるニューオーリンズの高潮災害 (速報). 土木学会誌, **90**, 11, 39–43.
- 横山博, 1991: 1990 年の日本天候・大雨. 気象, **35**, 2, 12–15.

謝 辞

本論文は、電力中央研究所（以下、電中研）において著者が行ってきた、地球温暖化関連の研究が元になっています。

基礎となる気象・気候学は、同僚や外部の共同研究者による助言を得ながら、研究業務の中で徐々に習得してきました。特に研究初期の段階では、筑波大学における受託研究員の機会を得て、地球科学系の田中博講師（当時）の指導を受けました。本論文に至るまでの研究は、1994年4月から1996年3月まで客員研究員として滞在した NCAR での経験が基盤となりました。NCAR への長期滞在は、現在も続いている電中研と NCAR の共同研究で実現したものです。この共同研究の実施や著者の米国滞在では、両研究所の多くの関係者にお世話になりました。特に、NCAR の笠原彰博士からは、熱帯低気圧の数値実験に関する共同研究を通じて、気候モデリング研究の基礎を習得しました。また、笠原博士の終始一貫した研究姿勢は、著者のその後の研究生活の規範となっています。

NCAR との共同研究で、本論文に直接関係するところは、2002-06 年度の文部科学省の「人・自然・地球共生プロジェクト」で実施された気候モデル実験です。このプロジェクトでは、NCAR の大気・海洋結合モデル CCSM3 を用いて、大規模な気候実験を実施しました。計算資源には、主に、海洋研究開発機構の地球シミュレータを用いました。この成果は、CMIP3 マルチモデル気候実験の一部を構成し、本論文でも随所で活用されています。CCSM3 単独の結果も、インパルス応答モデルの妥当性を評価する際に役立てています。CCSM3 の計算実行は、特に、電中研の吉田義勝主任研究員（当時）が中心的役割を果たしました。NCAR 側の担当者の一人であった Byron A. Boville 博士（故人）は、卓抜した見識を随所に発揮し、共同研究を主導しました。研究プロジェクトの評価委員を担当された海洋研究開発機構の栗原宜夫上級研究員（故人）は、熱帯低気圧研究に関する豊富な実績と経験に裏づけられた助言を通じて、研究の遂行にお力添えいただきました。

CMIP3 全体は、世界気候研究計画（World Climate Research Programme、略称 WCRP）のプロジェクトで、その成果物である CMIP3 データは、各国の気候モデリンググループ、米国 PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)、および WCRP の結合モデルに関する作業部会の活動により、研究用に公開されています。特に、CMIP3 データの配布は、PCMDI のボランティアな活動によりまします。PCMDI は、米国 Lawrence Livermore National Laboratory に位置づけられる組織で、米国エネルギー省科学局による支援を受けています。

熱帯低気圧の潜在強度の計算では、CMIP3 データとともに、JRA-25 長期再解析データを用いました。この長期再解析は、著者が気象庁にはたらきかけて実現した共同研究プロジェクトの成果です。気象庁の大野木和敏氏を中心とする 10 数名のメンバーと議論しながら、大量の入出力データを細心の注意を払いながら扱った経験は、気候データを適切に扱うという点で、本研究にも生かされています。

本研究で開発した簡易気候モデルは、マックスプランク研究所の NICCS が元になっており、公開されてい

る NICCS のソースコードを参考に作成しました。海洋研究開発機構の松野太郎特任上席研究員（東京大学名誉教授）からは、海洋の CO₂ 吸収に関するパラメータ調整、累積排出量と平衡濃度の関係、現実的な排出削減経路の考え方など、多岐にわたる有益なコメントをいただきました。株式会社電力計算センターの寺本尚史、山崎健一の両氏には、ウェブアプリケーションのユーザインターフェース部分をご担当いただきました。熱帯低気圧の降水極値を大規模場から見積もる手法については、電中研の杉山昌広主任研究員との議論からヒントを得ました。

本論文の審査では、東京大学大学院新領域創成科学研究科の磯部雅彦教授に主査をしていただきました。磯部教授には、著者が東京大学工学部土木工学科に在学していた時からお世話になっています。磯部教授の指導の下で取り組んだ、地球温暖化による高潮の変化を扱った修士論文は、著者が地球環境の分野を志すきっかけとなりました。

以上のように、多くの方々に支えられて、本論文を完成することができました。心より感謝申し上げます。