九州大学学術情報リポジトリ Kyushu University Institutional Repository

## 台風の急発達に対する太平洋海面水温変動と地球温 暖化の影響

竹谷, 伊織 九州大学大学院総合理工学府総合理工学専攻地球環境理工学メジャー

https://hdl.handle.net/2324/7361927

出版情報:九州大学, 2024, 修士, 修士 バージョン: 権利関係:

## 令和6年度

## 九州大学大学院総合理工学府

総合理工学専攻地球環境理工学メジャー修士論文

# 台風の急発達に対する太平洋海面水温変動と 地球温暖化の影響

- 氏 名 竹谷伊織
- 指導教員名 時長宏樹 教授
  - 森正人 助教

## 目次

第1章 序論1
1.1 研究背景1
1.1.1 RI 強度と RI 数の違い2
1.1.2 ENSO と RI の関連性
1.1.3 RIとPDOの関連性
1.1.4 RI と地球温暖化との関連性7
1.2 本研究の目的と論文構成
第 2 章 データと解析手法9
2.1 観測データ
2.1.1 International Best Track Archive for Climate Stewardship
2.1.2 Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set
2.2 database for Policy Decision making for Future climate change
2.3 d4PDF における実験設定11
2.4 過去実験(ALL 実験)12
2.5 非温暖化実験(NAT 実験)13
2.6 4℃上昇実験(P4K 実験)13
2.7 d4PDF における台風の検出14
2.8 RI 強度と台風の存在頻度14
2.9 経年変動と十年規模変動に関する指標の定義15
2.10 回帰分析に対する有意性の検定16
2.11 地球温暖化の影響に対する有意性の検定16
第 3 章 台風の急発達に対する SST 変動の影響 18
3.1 観測と d4PDF の比較18
3.2 RI 変動と ENSO との関連性

3.3	RI 変動と PDO との関連性
第 4	章 地球温暖化が台風の急発達に及ぼす影響
4.1	台風発達率の頻度分布の比較
4.2	RI 強度に地球温暖化が及ぼす影響
4.3	RIOF に地球温暖化が及ぼす影響
4.4	地球温暖化が環境場に及ぼす影響42
4.5	昇温パターン毎の台風発達率の違い45
4.6	昇温パターン毎の RI 強度と RIOF の空間分布の違い 48
4.7	RI 強度と Maximum Potential Intensity の将来変化
第 5	章 結論 63
5.1	過去気候において地球温暖化が RI に及ぼす影響
5.2	太平洋の SST 変動が RI に及ぼす影響
5.3	将来気候において地球温暖化が RI に及ぼす影響 64
5.4	今後の課題
参考了	て献65
付録.	
謝辞.	

## 第1章 序論

### 1.1 研究背景

台風は、最も甚大な被害をもたらす自然災害の1つであり、沿岸地域において甚大な経済的損失と多数の死傷者をもたらすことが知られている.北西太平洋は、世界的に最も頻繁に台風が発生しているため、その周辺諸国は年々大きな被害を受けている(Guo and Tan 2018).災害を引き起こしている主要な台風は、1回以上の RI (Rapid intensification)を経ていると報告されている(Kaplan and DeMaria 2003). RI は、台風のライフサイクルの中でも発達期における指標であり、短期間で強度が劇的に増大するプロセスである.そのため、RI を経た台風は強い生涯最大強度(Lifetime Maximum Intensity, LMI)に到達する可能性が高まり、災害リスクの増大に繋がる.このような事象を表す1例として、2024年に発生した台風 10号(SHANSHAN)が挙げられ、そのライフサイクルを図1.1に示す.図1.1より、SHANSHANは、2024年8月26日6時(UTC)に中心気圧が980hPaを記録したが、8月27日6時(UTC)には中心気圧が950hPaに低下し、24時間で30hPaの急激な気圧低下を示した.この急速な発達は気象庁の当初の予報を上回るものであり、台風は史上最強クラスの勢力で九州に上陸する危険性を孕んでいた.この急発達の背景には、海面水温が例年と比較すると高くなっていたことや、黒潮流域において台風が海水をかき混ぜて海面水温を降温させる効果が効かなかったことが挙げられる.

近年では、北西太平洋における台風の強度が増す傾向に加えて、台風の発生数に対する RI 頻度が増加しているという観測結果も報告されており、北西太平洋では他の海盆と比較して RI を経る台風の割合が最も高い(Kishtawal et al. 2012, Song et al. 2020). こうした傾向には、経年変動や十年規模変動といった内部変動が影響を与える可能性があるとされている.一方、将来的に勢力が非常に強い台風の割合が増加すると予測されており(Knutson et al. 2015, Walsh et al. 2015), これらの変化は地球温暖化を背景とした気候変化が重要な役割を果たしている可能性が示唆されている.

1



図 1.1:2024 年 8 月 21 日 18 時(UTC)に Tropical Storm(TS)となった SHANSHAN のライフサイクル. カラーは SHANSHAN の中心気圧を示す. RSMC Tokyo が提供する台風ベストトラックデータを解析 した.

## 1.1.1 RI 強度と RI 数の違い

図 1.2(a)は、北西太平洋における台風の 24 時間における強度変化率の分位数ごとの線形トレンドを 示している.図 1.2(a)より、低い分位数では強度変化率の線形トレンドが概ね変化していないことが示 唆される.一方、75%、90%、および 95%の分位数には顕著な上昇傾向が確認される.このことは、 $\Delta V_{24}$ が大きい台風の頻度が年々増加していることを示している。図 1.2(b)では、人工衛星観測の開始以降、 北西太平洋における RI 強度を年平均した時系列は、正の線形トレンドがあることが示されている.な お、この増加率は、0.10 kt/year の割合で増加しており、この増加は統計的に有意であることが示され ている.年間の RI 発生回数(図 1.2(c))は、1979-2018年の期間において RI 強度と有意な関係を示さ ず、両者の相関係数は 0.19 と低い値である. また、年間の RI 発生回数と、台風発生数に対する RI を 経た台風の割合の間にも有意な相関は認められない(r=0.30, p=0.06). このことは、 RI 強度の経年変 動が RI 発生回数とは関係がないことを示している.



図 1.2: (a) 1979-2018 年における北西太平洋域の全ての台風の 24 時間における強度変化率 ( $\Delta V_{24}$ )の分位数の線形トレンド. 白丸は, 5% 間隔で 5% から 95% までの各分位数について, 最小二乗法により算出された線形トレンドの値を示す. 黒丸は, 線形トレンドが統計的に有意 (p < 0.05) であることを示し, 灰色で塗りつぶされている箇所は標準誤差を示す. (b) (a)と同期間における台風の RI 強度の年平均値を示す. 破線は, 最小二乗法により算出された線形トレンドを示す. (c)灰色の丸および黒丸は, 弱~中程度の RI (<50 kt) および強い RI (≥50 kt)の年間発生数. 灰色と黒色の破線は, それぞれの線形トレンドを示す. Song et al. (2020) からの引用.

3

## 1.1.2 ENSO と RI の関連性

北西太平洋において, El Niño / Southern Oscillation (ENSO) は台風の発生数には顕著な影響を及ぼ さないのに対し, 台風の平均発生位置には顕著な影響を及ぼすことが広く認識されている. Wang and Zhou (2008)では, El Niño が発生した年には, 北西太平洋の南東象限で台風が多く発生し, その海域に おける海洋表層の熱量が増加することにより, 台風が急発達を経る可能性が高まると指摘している. さ らに, El Niño 年は, 中立年 (ENSO が発生していない年) と比較すると, 台風が熱帯の暖かい海域上 をより長い距離移動する傾向があり, その結果として台風の発達に要する時間が長くなり, 最終的な台 風の勢力が強くなる傾向がある.

Fudeyasu et al. (2018)では,経年スケールにおける RI と ENSO の関係を解析し,El Niño 年の方が La Niña 年よりも RI を経る台風の数が多いだけでなく,台風の発生数に対する RI を経る台風の割合も 高いことを示している (図 1.3).さらに,年平均 SST 偏差の増加に伴い,台風の発生数に対する RI を 経る台風の割合が高くなることも示している (図 1.4).また,この割合の経年変動は,Niño-3 領域(5°N-5°S, 150°W-90°W)の SST 偏差と高い相関関係 (相関係数は 0.41)を有する.したがって,El Niño 年 の台風は RI を経やすい傾向があり,La Niña 年ではその傾向が弱いことが示唆される.

多くの先行研究では、海洋表層の熱量が台風の強化において主要な要因であると指摘されており、SST の変動が RIの発生頻度を調整する上で重要な役割を果たすとされている.しかし、大気の環境場が RI の発生頻度や強度に与える影響については、調査は十分に行われていない.



図 1.3: (a) 1979-2015 年の 37 年間における RI を経た台風の年間合計数を示す. (b) 各年の台風の発生 数で規格化した RI を経た台風の割合を示す. 黒いバーは El Niño 年, 白いバーは La Niña 年, 灰色の バーはどちらの現象も発生しなかった中立年を示す. なお, ENSO 年は, Niño-3 領域の 5 ヶ月移動平 均 SST 偏差(JJA)が 0.5℃を上回る. あるいは-0.5℃を下回った場合とする. Fudeyasu et al. (2018) か ら引用.



図 1.4:37 年間にわたる Niño-3 領域の年平均 SST 偏差と, RI を経た台風の割合との関係を示す散布 図. 点は各年を表し, Niño-3 領域の年平均 SST 偏差と RI を経た台風の割合との間に正の相関がある ことを示唆している. Fudeyasu et al. (2018) から引用.

## 1.1.3 RI と PDO の関連性

Wang et al. (2015)では、北西太平洋における RI の年間発生頻度の数十年にわたる変動は、図 1.5 (a) および(b)に示すように顕著であると指摘している. RI の年間発生頻度は 1951-1972 年 (期間 I) およ び 2002-2008 年 (期間 II) には正の偏差を示し、1973-2001 年 (期間 III) は負の偏差を示している. 図 1.5(c)より、このような数十年規模の変動は、Pacific Decadal Oscillation (PDO)の位相変化と密接に関係 している. 具体的には、PDO における 2 つの負位相 (1951-1978 年、1998-2008 年) および 1 つの正 位相 (1979-1997 年) を示している (Shen et al.2006, Wang et al.2009). PDO の負位相では RI を経 る台風が増え、正位相では RI を経る台風の数が減る傾向が確認される. 負位相 (期間 I と期間 III) に おける RI 年間発生頻度は、それぞれ 28.5 と 23.1 である. 一方、正位相では 9.0 と大幅に減少する. ま た、期間 I の負位相における RI の年間平均発生頻度は、期間 III よりも多い. このことは、期間 I の台 風の発生数が期間 III よりも多いことが、期間 I における RI の発生頻度の増加に寄与していると考えら れる.

図 1.5(c)より,年間の RI 発生頻度の標準偏差の時系列と PDO index の間の相関係数は-0.11 と低いのに対して,図 1.5(d)のように,ガウシアンフィルターを用いて数十年スケールに焦点を当てると,相関係数は-0.51 となり,統計的にも有意である.これらは,RI の数十年規模変動に対する PDO の影響が顕著であることを意味している.



図 1.5:(a) 年間 RI および台風発生頻度の時系列.(b) 年間 RI および台風発生頻度の偏差の時系列. (c) RI 発生頻度の標準偏差および PDO index の時系列.および(d) ガウシアンフィルターを適用した RI 発生頻度の標準偏差および PDO index の時系列.ガウシアンフィルターは、7 年間のガウシアン window を用いて、時間軸上でガウス分布に基づき時系列を平滑化している.なお、全ての解析は実施 前に線形トレンドを除去している.また、解析期間は 1951-2008 年、対象とする季節は 5-11 月 (MJJASON)である.Wang et al.(2015)から引用.

## 1.1.4 RI と地球温暖化との関連性

Kang and Elsner. (2019) では、台風の発達プロセスである RI が地球温暖化に伴う強度効率(EINT) と関連していることを指摘している. EINT は、台風の強度と頻度を組み合わせた効率を表現する指標 である. 特に、地球温暖化による SST の昇温が台風の強度に影響を与えており、全球 SST (GMSST) と台風の強度および頻度の間には強い相関がある.

GMSST の昇温は台風の強度を増加させる一方,台風の頻度を減少させるという関係が明らかとなっている.図 1.6 に示した円内の弧の下部領域は,環境変数が RIp の年間変動を説明する分散の割合を示している.なお, RIp は年間に発生した台風のうち, RI を経た台風が占める割合を表している.

図 1.6 より, RIp の変動は EINT と密接に関連しており, RIp 変動の 63.8%は EINT により説明され ることを示している.また, RIp 変動の 51.3%は GMSST によるものであり, GMSST の影響の 93.0% は EINT を通して説明できる.この結果は, RIp の増加に EINT が大きく寄与している可能性を示唆し ている.一方, El Niño は RIp 変動の 16.1% しか説明しておらず,その影響の 73.9%は EINT 環境に 関連している.総じて, EINT は RIp 変動の主要な環境要因であり,地球温暖化と関連していることが 明らかである.

この研究では、地球温暖化が北西太平洋の RI を経た台風の数と割合に影響を与える主要なメカニズ ムが EINT 条件を通じてであることを示している.これにより、この研究は、地球温暖化が台風の強度 に影響を与えることを裏付けている.この研究結果は、ENSO などの経年変動に伴う鉛直風シアなどの 環境要因に対するさらなる調査が必要であると結論付けられている.



図 1.6: RIp の分散パーティションを示すベン図. RIp 変動の分散に対する (a) GMSST と EINT, (b) NSOI (負の SOI) と EINT の寄与を示す. 解析期間は 1986-2015 年, 対象季節は 6-11 月(JJASON) である. Kang and Elsner. (2019)からの引用.

7

## 1.2 本研究の目的と論文構成

地球温暖化の進行に伴って SST や大気環境場が変化し,さらにそれらが台風の発達に甚大な影響を 及ぼすと考えられる.これまでの多くの研究では,観測データを用いて,RI を経る台風の頻度の変化や RI 強度の長期変化の調査がなされてきた.しかし,観測データだけでは RI の変化に対する地球温暖化 と自然変動の影響を分離することは困難である.また,数値モデルを用いて台風の急発達の長期変化に 対する調査がなされてきた研究は少ない.

本研究では、地球温暖化が台風の急発達に与える影響を評価することを目的として、気象研究所大気 大循環モデル(MRI-AGCM3.2)を用いた大規模アンサンブル実験データである database for Policy Decision making for Future climate change (d4PDF)を解析する.北西太平洋域における台風の急発達 に対する自然変動と地球温暖化の寄与を明らかにするため、以下の3つの観点から解析を行う.(1)過 去気候において地球温暖化が台風の急発達に及ぼす影響を調査する.次に、(2) ENSO などの経年変動 や PDO などの十年規模変動が台風の急発達に及ぼす影響を調査する.最後に、(3)将来気候における 台風の急発達と環境場を解析し、地球温暖化が環境場を介して台風の急発達に与える影響を調査する.

本修士論文は全5章で構成される.第2章では,使用する観測データおよび大規模アンサンブルデー タの説明と研究手法について記す.第3章では,台風活動に対する d4PDF での観測の再現性の確認, および経年変動や十年規模変動が台風の急発達に及ぼす影響について記す.第4章では,過去および将 来の地球温暖化の影響が台風の急発達に及ぼす影響について議論する.第5章では,本論文の結論を記 す.

8

## 第2章 データと解析手法

## 2.1 観測データ

## 2.1.1 International Best Track Archive for Climate Stewardship

本研究では、International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS)の台風ベストトラッ クデータを用いた. このデータは、NOAA National Climate Data Center によって開発されたデータで あり、Tropical Cyclone Warning Centers (TCWCs)と WMO Regional Specialized Meteorological Centers (RSMCs)の台風トラックデータを統合して作成されている. IBTrACS の概要については、表 2.1 に示す.

観測データを用いた台風の解析では、1979-2010年までの32年間を対象とし、領域は北西太平洋(0°-60°N、100°E-180°)を対象とした.なお、IBTrACSでは、北西太平洋領域のデータとして Regional Specialized Meteorological Center (RSMC Tokyo)から提供されたベストトラックデータを使用している. 最大持続風速は、地表から高度10mの地表風速を指し、北西太平洋域は10分間の平均で計算されている.また、この領域での台風の最大持続風速の推定には主にドボラック法が使用されている(Dvorak.1984).なお、最大持続風速の単位は、SI単位系に変換されずにknot単位で記録されている.

空間解像度	0.1° (約 10 km)	
記録間隔	3時間ごとに補間	
	(多くのデータは6時間ごとに記録)	
対象範囲	70°N-70°S, 180°W-180°E	
期間	1841年-現在	
変数名	最大持続風速 (knots),	
	最小中心気圧 (mb),	
	台風の中心位置(緯度・経度)	

表 2.1 IBTrACS の概要

## 2.1.2 Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set

Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST)は, 英国気象庁 Hadley Centre が開発した全球的な SST および海氷密接度のデータセットである (Rayner et al. 2003). このデータセットは, 1870 年から現在に至るまでの期間を対象としており, 経度 1°×緯度 1°の空間解像度を有する 月平均データである.本研究では, 1979-2010 年までの期間を解析する.

## 2.2 database for Policy Decision making for Future climate change

本研究では、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベースである database for Policy Decision making for Future climate change(d4PDF; Mizuta et al.2012)を用いる. d4PDF では、20世紀後半の気候、産業革命前よりも全球平均気温が4℃上昇した気候、人為的な温室効果ガスの排出がなかった気候の再現実験データである. d4PDF における産業革命前よりも全球平均気温が4℃上昇した気候の再現実験は、Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5)の温室効果ガス排出シナリオを踏襲している. d4PDF は、90-100 メンバーの大規模アンサンブルを有しており、アンサンブルを平均することで、大気の内部変動に起因するノイズや揺らぎが統計的に相殺され、基調的な気候変化を表現できる. d4PDF の他の利点として、従来よりも高い水平解像度を有する大気大循環モデルを利用しているため、これにより観測された台風活動の大規模な時空間変動を概ね再現できると報告されている(Yoshida et al. 2017). また、d4PDF は観測データに含まれるような時代毎に異なる人為的な推定誤差の影響を受けないことも利点である.

d4PDF は、気象研究所の大気大循環モデル MRI-AGCM3.2 (Mizuta et al. 2012)を用いて作成されて いる. このモデルは約 60km の水平解像度を有し、東西方向に 640 格子、南北方向に 320 格子の構成 である. 大気運動を表現するため、静力学的プリミティブ方程式を用いたスペクトルモデルが採用され、 波数は 319 で切断されている. 鉛直方向の構造は σ-p ハイブリッド座標系で表現され、64 層の鉛直レ ベルが設定され、最上層は 0.01 hPa に配置されている. その他の物理過程スキームなどについては表 2.2 に示している. 本研究では、1951-2010 年および 2051-2110 年までのそれぞれ 60 年間にわたる 90-100 アンサンブルメンバーのデータを解析する. 60 年という長期間の気候データを活用することで、台 風の急発達に対する長期的な地球温暖化の影響を評価する. 以下の節では、d4PDF の各実験と台風の検 出について解説する.

10

水平解像度	TL319 (東西 640×南北 320 格子,	
	約 60 km 間隔)	
鉛直層数	64 層(最上層は 0.01hPa)	
時間積分法	セミインプリシット・セミラグランジュ法	
	(Yoshimura and Matsumura,2005)	
時間ステップ	10 分	
積雲対流スキーム	Yoshimura et al. (2015)	
雲スキーム	Tiedtke (1993)	
大気境界層	Mellor and Yamada (1974) Level 2	
エーロゾル	直接効果(5 種類)を考慮し,	
	間接効果は考慮していない.	

表 2.2 全球モデル実験の詳細

### 2.3 d4PDF における実験設定

本研究で用いた d4PDF における実験設定は,過去実験(ALL実験),非温暖化実験(NAT実験),お よび全球平均気温が4℃上昇した条件を模した4℃上昇実験(P4K実験)の3種類で構成されている.これ らの実験は,いずれも1951年から2010年の60年間を対象としている(P4K実験は便宜上 2051年から 2110年と表記).これらをまとめた実験概要を表2.3に示す.また,外部境界条件として SST,海氷密 接度,海氷厚,温室効果ガス濃度,オゾン,エーロゾル等を与えている.実験の大気境界条件につい ては表2.4にまとめている.

温室効果ガス(CO2, CH4, N2O, CFCs) 濃度については,過去実験では各年の観測値を用い,非温 暖化実験では産業革命前の1850年の推定濃度が用いられている.また,4℃上昇実験においては RCP8.5 シナリオに基づく2090年の濃度が設定されている.これらの濃度値は全球で一様に設定さ れ,年毎に変化させている.

オゾン分布については気象研究所化学輸送モデル(MRI-CCM)のシミュレーション結果が使用され ている.過去実験ではシミュレーション結果を基に、年毎の値が採用されており、非温暖化実験では 過去実験における1960-1962年の平均値を固定値として使用している.4℃上昇実験も同様にMRI-CCMによるシミュレーション結果を用い、2090年の値を使用している(Mizuta et al. 2017).

エーロゾル分布については気象研究所地球システムモデル(MRI-ESM)のシミュレーション結果が使 用されている.過去実験では月平均値を使用し、4℃上昇実験では過去2088年から2092年の5年間に わたる平均値が設定されている.非温暖化実験では産業革命前の硫酸塩・黒色炭素・有機炭素の排出 量に基づく気候値を用いた.土壌粒子,海塩粒子においては過去実験と同一の値を適用している.

実験	実験名	実験期間	アンサンブル数	
過去実験	ALL実験	1951-2010	100	
4℃上昇実験	P4K実験	2051-2110	90 (15×6)	
非温暖化実験	NAT実験	1951-2010	100	

表2.3 実験概要

表2.4 実験の大気境界条件

実験	温室効果ガス	エーロゾル	オゾン
過去実験	観測値	MRI-ESMによる各年の	MRI-CCMによる各年
		シミュレーション結果	のシミュレーション結
			果
4℃上昇実験	2090年	2088-2092年の	2088-2092年の
	(RCP8.5シナリオ)	平均值	平均值
非温暖化実験	1850年の推定値	硫酸,BC,OC は産業革命	1960-1962年の
		前、 土壌,海塩は過去実	平均值
		験と同じ	

## 2.4 過去実験(ALL 実験)

ALL 実験においては SST データとして COBE-SST2 (Hirahara et al. 2014)の 1951-2010 年までの 観測値が使用されている.異なる 100 事例の初期条件を与えることに加えて, SST 解析誤差に基づいた 微小な摂動が COBE-SST2 に加えられている.なお,この摂動は,経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function: EOF)を用いて構成されている.また,摂動振幅は年々変動の標準偏差の 30%に統一し,観 測データの時空間的な粗密による誤差特性を反映している.

海氷については、SST 摂動に整合するように、海氷密接度データにも摂動が与えられている.なお、 海氷密接度の摂動は海氷-SST 関係式の逆変換を用いて計算され、季節や海域ごとの特性が反映されて いる.また、海氷の厚さは、その気候値(Bourke and Garrett 1987)を基に、海氷密接度に整合するも のが与えられている.海氷厚さの時間変化は、気候値に密接度を乗じたものである.

これらより,初期値摂動によるアンサンブルスプレッドを表現するとともに,将来予測実験や非温暖 化実験との比較を可能としている.

### 2.5 非温暖化実験(NAT 実験)

NAT 実験は、ALL 実験と同じ期間で地球温暖化が進行しなかった場合を再現する実験である.SST、 海氷密接度、海氷厚は、ALL 実験で使用されているデータから地球温暖化のトレンド成分を除去したも のが使用されている.非温暖化状態は、SST のトレンド成分を 1900 年から 1919 年までの 20 年間の平 均として定義され、これに年々変動と過去実験で使用した 100 個の摂動を加えたものがモデルに与えら れている.また、海氷密接度は、上記の SST から Hirahara et al. (2014)の海氷-SST 関係式を用いて求 めたものであり、海氷厚は過去実験と同様の手法で算出された.

地球温暖化の影響と内部変動の影響が含まれている ALL 実験と,内部変動の影響のみを考慮している NAT 実験の差をとることにより,過去における地球温暖化の影響を評価することができる.

## 2.6 4℃上昇実験(P4K 実験)

P4K 実験は,産業革命以前の気候と比較して全球平均気温が 4℃上昇した場合を仮定した再現実験 である.この実験は,一般的な排出シナリオに基づく方法ではなく,昇温幅を全球的に一様に 4℃に固 定しているのが特徴である.P4K 実験で使用される SST,海氷密接度,海氷厚は,観測されたSSTデ ータに,CMIP5/RCP8.5 シナリオに基づく 6 つの将来昇温パターンを加えたものである.この昇温パ ターンは,CCSM4,GFDL-CM3,HadGEM2-AO,MIROC5,MPI-ESM-MR,MRI-CGCM3 の 6 つの異なる気候モデルから得られたものであり,モデル毎に15 のアンサンブル実験が(計90アンサン ブルメンバー)実施されている.P4K 実験と ALL 実験の差をとることにより,地球温暖化による将 来の変化を評価することが可能となる.表2.5に,6つの気候モデルの略称およびその開発機関名を示 す.

モデル名	略称	開発機関名
CCSM4	CC	米国国立大気研究センター
		(National Center for
		Atmospheric Research)
GFDL-CM3	GF	NOAA 海洋・大気局地球
		物理流体力学研究所
HadGEM2-AO	HA	英国気象庁ハドレーセンタ
		-
MIROC5	MI	東京大学大気海洋研究所,
		国立環境研究所,
		海洋研究開発機構
MPI-ESM-MR	MP	マックスプランク気象研究
		所
MRI-CGCM3	MR	気象研究所

表 2.5 気候モデルの詳細

## 2.7 d4PDF における台風の検出

d4PDF における台風の検出方法は, Murakami et al. (2012)の手法に基づいており,特定の基準を 満たす必要がある.具体的には,以下の条件が設定されている.一つ目に 850 hPaにおける相対渦度 の最大値が8.0 × 10<sup>-5</sup>を上回る.二つ目に 850 hPaでの最大風速が13.0 m/s 以上である.三つ目に 300 hPa, 500 hPa, 700 hPaにおける温度偏差の合計が0.8 Kを上回る.四つ目に850 hPaの最大風速が 300 hPaでの最大風速を上回る.五つ目に台風の持続時間は36時間を超える.これらの閾値は,d4PDF でシミュレーションされた台風の発生頻度を観測データと一致させることを目的として設定されてい る.これらの閾値によって検出された台風ベストドラックデータ (Yoshida et al. 2017)を解析する.

## 2.8 RI 強度と台風の存在頻度

本研究では, RI 強度を, 北西太平洋における台風シーズン(6-10 月:JJASO)に発生した各台風の最大 持続風速に基づいて評価する. RI 強度は, 以下の式により, 24 時間における最大持続風速の変化量と して定義する.

$$\Delta V_{24} = V_{t+24} - V_t$$

ここで、 $V_t$  は時刻 t における最大持続風速、 $V_{t+24}$  は時刻 t から 24 時間後の最大持続風速を表す. なお、台風のライフサイクル全体を対象とし、連続する 24 時間毎に  $\Delta V_{24}$  を計算する.

RI 強度は、 $\Delta V_{24} \ge 30$ の条件を満たす事例のみを対象とし、その平均強度を以下の手順で算出する.  $\Delta V_{24} \ge 30$ を満たす RI 事例の強度を抽出し、各メンバーの年毎の RI 強度の平均値を計算する.本研究では、経度 5°×緯度 5°に格子化された平均値データを解析する.

一方,台風の存在頻度は,最大持続風速の24時間変化量に基づき,以下の条件で分類する.

1. 急発達 (RI): ΔV<sub>24</sub> ≥ 30

台風が急速に強化された事例を示す.

2. 穏やかな発達:  $10 \leq \Delta V_{24} \leq 30$ 

RIには達しないものの、緩やかに発達した事例を示す.

3. 強度が変化しない発達:−10 ≤ ΔV<sub>24</sub> ≤ 10

台風が発達せず,強化されなかった事例を示す.

各カテゴリに該当する台風の存在頻度を,各メンバーの年毎に集計し,年間存在頻度を計算する.なお, RI 強度および台風の存在頻度は,d4PDFのベストトラックデータを用いて,経度5°×緯度5°の格子デ ータを作成し,netCDF形式で保存し,各解析に用いる.また,観測データおよび d4PDF は共に上記に 示した手順で解析する.解析期間は,観測の再現性の確認では1979-2010年,その他の解析では1951-2010年および 2051-2110年を対象とする.

## 2.9 経年変動と十年規模変動に関する指標の定義

本研究では、北西太平洋における台風の急発達と太平洋全域の大気および海洋の大規模な経年変動との関連性を解明するため、ENSOの指標として Niño 3.4 index を用いた. Niño 3.4 index は、Niño 3.4 領域(5°N-5°S、120°W-170°W)における SST 偏差 (JJASO)の領域平均により計算する.

北西太平洋における台風の急発達と十年規模変動との関連性を解明するために、(20°N-60°N, 120°E-100°W)における SST 偏差(年平均)に対し EOF (Empirical Orthogonal Function)解析を実施し、卓越した変動モードを抽出する.なお、EOF 解析を行う前に各グリッドの年平均 SST 偏差から線形トレンドを除去している.結果として得られた第一モードの時係数を PDO index, 第二モードの時係数を North Pacific Gyre Oscillation (NPGO) index と定義する.解析期間は、全ての index で、1951-2010 年までを対象とする.これらの index が台風の急発達とどのように関連しているか調査する.

### 2.10 回帰分析に対する有意性の検定

本研究では、Niño 3.4 index, PDO index を説明変数とし、 RI 強度偏差,台風の存在頻度偏差,およ び環境場偏差のアンサンブル平均を目的変数として回帰分析を実施する. 各 index, RI 強度偏差,台風 の存在頻度,および環境場偏差については,60 年平均値を気候値として計算し,各期間で線型トレンド を除去する. 回帰係数の統計的有意性は,両側 t 検定により評価した. 検定統計量 t は以下の式で表さ れる.

$$t = \frac{a}{(\frac{\sigma_e}{\sqrt{N-1}\sigma_x})}$$

ここで、 $\sigma_x$  は説明変数の標準偏差、N はデータの総年数、 $\sigma_e$  は誤差項の標準偏差、A は回帰係数、 $\sigma_y$  は目的変数の標準偏差、r は説明変数と目的変数の相関係数を示す. この式は、RI 強度や台風の存在 頻度の変動に対して、Niño 3.4 index、PDO index がどの程度の影響を与えるかを評価するものである.  $\sigma_e$  の計算式は以下の通りである.

$$\sigma_e = \sigma_y \sqrt{\frac{N}{N^* - 2}(1 - r^2)}$$

実効的サンプルサイズ N\* の推定には以下の公式を用いる (Bretherton et al. 1999).

$$N^* = N \frac{1 - r_{1y}}{1 + r_{1y}}$$

ここで、r<sub>1v</sub>は目的変数に対するラグ1自己相関である. 棄却域は以下の条件で設定する.

$$|t| > t_{97.5,N^*-2}$$

 $t_{97.5,N^*-2}$  は,統計的自由度  $N^*-2$  の t 分布関数における 95%信頼限界であり,この値を用いて有意 性を検証する.

## 2.11 地球温暖化の影響に対する有意性の検定

本研究では、RI 強度および台風の存在頻度に対して、過去気候における地球温暖化の影響を評価する ために ALL 実験と NAT 実験の差を算出し、将来気候における地球温暖化の影響を評価するために P4K 実験と ALL 実験の差を計算する. これらの差が統計的に有意であるかを確認するために、Welch の t検定を実施する. なお、検定統計量 t は以下の式で表される. ここで、 $\bar{x}_1$  および  $\bar{x}_2$  はそれぞれの群 (ALL 実験および NAT 実験、または P4K 実験および ALL 実験)の平均値であり、 $s_1^2$  および  $s_2^2$  は各 群の分散、 $n_1$  および  $n_2$  は各群のサンプル数を示す.

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}}$$

なお,自由度 d は以下の式で計算される.

$$d = \frac{\left(\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}\right)^2}{\frac{\left(\frac{S_1^2}{n_1}\right)^2}{n_1 - 1} + \frac{\left(\frac{S_2^2}{n_2}\right)^2}{n_2 - 1}}$$

ここで算出した t 値から, 両側 t 検定の t -分布表に基づき有意性の判定を行う.本研究では, 有意 水準 5% (信頼限界 95%) で有意性を検証する.

## 第3章 台風の急発達に対する SST 変動の影響

本章では,過去気候(1979-2010年および1951-2010年)の台風の発達に対する解析結果を示す.まず, 観測データ(IBTrACS)を用いて,人工衛星観測が開始された1979年以降の北西太平洋域における台風 シーズン(6-10月:JJASO)の台風発生頻度(TCGF)および台風存在頻度(TCOF)の気候値(1979-2010年)に対する d4PDFの再現性を検証する.次に,台風の月別発生数について,観測と d4PDF で 比較し,再現性を確認する.さらに,台風の強度は,本研究で用いる強度変化量を算出する際に用いる 変数であるため,観測とd4PDFの差異を検証する.これらの検証の後,24時間における強度変化量が30 knot 以上となる台風の存在頻度(RIOF)およびRI 強度について,d4PDFの再現性を調べる.さらに, 太平洋における SST の経年変動や十年規模変動が台風の発達とどのように関連しているかについて調 査する.

#### 3.1 観測と d4PDF の比較

図 3.1 は観測データと d4PDF の各実験における TCOF および TCGF の気候値を示している.定性 的には,観測および ALL 実験のアンサンブル平均は共に南シナ海とフィリピン東方の海域で極大値を 示しており,TCGF の空間分布は概ね良好に再現されている.また,南シナ海やフィリピン近海にお いて TCOF の分布が高くなっている特徴も概ね再現されている.一方,観測で示されるフィリピン北 東の海域における TCOF の極大値は,ALL 実験のシミュレーションにおいて過小評価されている.こ のことから,ALL 実験における一部の地域で系統誤差が生じている.さらに,NAT 実験および P4K 実験の TCGF および TCOF の気候値のアンサンブル平均は,ALL 実験と類似した空間分布を示して おり,極大値は NAT 実験,ALL 実験,P4K 実験の順に小さくなっている傾向が見られる.また, d4PDF の TCGF アンサンブル平均は,観測データと比較して滑らかな空間分布を示している.



図 3.1: 左列が 6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風発生頻度 (TCGF)の気候値(1979-2010 年). 右列は, 左列と同じ季節・領域・期間における台風存在頻度(TCOF)の気候値. なお, 左列および右 列共に, 上から順に観測, ALL 実験, NAT 実験および P4K 実験の結果を順に並べている.

図 3.2 は観測データと d4PDF の各実験における月別の台風発生頻度を示している. 観測データと ALL 実験は、6-10 月 (JJASO) にかけて TCGF が増加し、8 月または9 月にピークを迎える傾向を示してい る. また、観測値は、概ね ALL 実験のアンサンブルで得られた最小値と最大値の範囲内に位置してお り、特に台風シーズンにおける再現性は良好である. さらに、ピーク値も観測と ALL 実験で同様に約 5.2 と一致しており、全体的な傾向が良好に再現されていることが確認できる. 一方、NAT 実験と ALL 実験では、台風発生頻度のピークの月が一致しているのに対して、P4K 実験では 8-10 月 (ASO) にピ ークが見られる. また、d4PDF の実験間で各季節における台風発生数を比較すると、明確な差異がある ことがわかる. 具体的には、全ての季節において NAT 実験で最大、P4K 実験で最小、ALL 実験がその 中間の値を示している. この結果は、Li-Peng et al. (2024) で示唆されている結果と整合的である. こ れは、地球温暖化が台風の発生頻度を減少させる効果を持つことを意味している.



図 3.2:1979-2010 年における北西太平洋の 6-10 月(JJASO)の1 年間あたりの月別の台風発生頻度. 観 測データ(水色線), ALL 実験(緑色線), NAT 実験(赤色線), P4K 実験(黄色線)の結果を比較し ている. 黄緑色の帯は, ALL 実験のアンサンブルメンバー間の最小値と最大値を示す範囲である.

次に、図 3.3 は全ての台風を対象として、台風の中心付近最大風速の頻度分布を d4PDF と観測デー タで比較したものを示している. 観測データには強度が 35 knot 以上の台風のみが記録されており、 80 knot 付近で頻度のピークを示している. 一方、d4PDF では強度が 15 knot 付近からデータが存在 し、25-30 knot 付近で頻度のピークが見られる. さらに、d4PDF ではピーク強度を超えると頻度が急 激に減少する分布に対し、観測データでは 80 knot 以下の低強度領域において頻度がほぼ横ばいであ り、高強度領域において頻度が急激に減少するという特徴が見られる. これらは、d4PDF における台 風強度のアンサンブル平均が観測よりも全体的に弱くなる傾向を表している. この理由として、本論 文の 2.3 で述べたように、d4PDF の台風検出手法における閾値設定が影響していると推測される. 相 対渦度や最大風速の基準値、温度偏差の条件など、強度を持続させる特性に対する設定が観測との差 異を生じさせる要因である可能性がある.



図 3.3:1979-2010 年における北西太平洋の 6-10 月(JJASO)の台風の強度の頻度分布を表す. なお,台 風の強度の頻度分布は,それぞれのデータの台風発生数で規格化し,確率密度関数としている. 観測 データ (水色バー),ALL 実験(緑色線),NAT 実験(赤色線),P4K 実験(黄色線)の結果を比較し ている.

図 3.4 は,観測データと d4PDF から得られた RI 以上の台風存在頻度の気候値を示している.定性 的には,観測および ALL 実験のアンサンブル平均は共にフィリピン東方の海域で極大値を示してお り,空間分布には概ね一致が見られる.一方で,ALL 実験のアンサンブル平均は観測と比較すると, 北方の領域で RIOF の値が高く,南方の領域では RIOF の値が低い傾向がある.この系統誤差の一因 として,d4PDF に用いられている大気大循環モデルの水平解像度の粗さや,大気大循環モデルが故に SST 強制が現実よりも強すぎる点などが要因として考えられる.一方,d4PDF の大規模アンサンブル を利用することにより,観測における RIOF の極大値と領域を概ね再現していることが確認できる. これらから,d4PDF は観測データの特徴を大まかに捉えつつ,空間分布の再現性を有することがわか る.



図 3.4:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風の 24 時間における強度変化量が 30 knot 以上の存 在頻度の気候値(1979-2010 年).なお、台風発生数で規格化し、確率密度関数としている.上段は観 測.下段は ALL 実験のある1メンバー(左図)および ALL 実験のアンサンブル平均(右図)を表 す.

図 3.5 は観測データと d4PDF から得られた台風の RI 強度の気候値を示している. 定性的には, 観 測では 10°N-25°N に幅広い規模の RI が疎に分布しており,不規則な分布が特徴的である. このよう な疎な分布は,図 3.5 左下のように,ALL 実験の個々のアンサンブルメンバーにも現れる特徴と一致 している.一方,ALL 実験のアンサンブル平均は,低緯度における大きな RI の顕著な集中や,高緯度 に向かうにつれて RI が減少するという特徴的な空間分布を示している(図 3.5 右下). アンサンブ平 均をとることで,個々のメンバー間のノイズや揺らぎが統計的に相殺され,観測に基づく疎な分布で は捉えにくい特徴が明確化されたと考えられる. アンサンブル平均は観測では得られない気候的シグ ナルを抽出し,100 メンバーのアンサンブル平均をとることにより,RI 強度分布の気候学的特徴をよ り明確に把握するための重要な手法であることを表している.



図 3.5:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風の RI 強度の気候値の空間分布(1979-2010 年)。上 段は観測. 下段は ALL 実験のある 1 メンバー(左図)および ALL 実験のアンサンブル平均(右図) を表す.

## 3.2 RI 変動と ENSO との関連性

前節の観測との比較により、d4PDF は台風 RI 強度や頻度の気候学的な特徴を概ね再現できている ことがわかった.そこで本節では、ENSO および PDO と台風の RI 変動との関連性を調べるため、 Niño 3.4 index および PDO index を用いる.Niño 3.4 index は ENSO の指標として知られており、本 研究では 1951-2010 年の気候値を基準とした、赤道太平洋東部(緯度経度)で領域平均された SST 偏 差を示す.一方、PDO は北太平洋における SST 偏差に対して EOF 解析を実施し、得られた EOF 第 1 モードの時係数 (PC1) を PDO index と定義した (図 3.6).なお、EOF 第 1 モードは北太平洋にお ける SST 変動の約 33%を説明する.一方、EOF 第 2 モードの空間分布は North Pacific Gyre Oscillation (NPGO)と考えられ、寄与率が 14%程度である。本節では主に経年変動の卓越モードであ る ENSO と十年規模変動の卓越モードである PDO との関連性について議論する.なお、Niño 3.4 index および PDO index に対して、全球の SST 偏差を回帰したものをそれぞれの空間パターンとして いる。ENSO と PDO の空間パターンを比較すると、ENSO は赤道太平洋上でより大きな振幅を示す のに対し、PDO は 40°N 付近の北西太平洋域においてより大きな振幅を持つことがわかる (図 3.7).



図 3.6:上段は ALL 実験の SST 偏差から計算した Niño 3.4 index (6-10 月:JJASO)の標準偏差.下 段は,ALL 実験の北太平洋周辺域(20°N-60°N, 120°E-100°W)における SST 偏差(6-10 月:JJASO) に対する EOF 解析の第1モードの時係数の標準偏差(左図),EOF 第2モードの時係数の標準偏差 (右図).なお,下段の時系列の期間は上段と同様である.



図 3.7:上段は ALL 実験における SST 偏差(6-10月:JJASO)の Niño 3.4 index(6-10月:JJASO) に対する回帰係数分布.下段は SST 偏差(6-10月:JJASO)の PC1 に対する回帰係数分布(左図)お よび SST 偏差(6-10月:JJASO)の PC2 に対する回帰係数分布(右図).回帰分析に用いた期間は下 段と上段で同様の期間であり,1951-2010年である.

ENSO と台風の発達との関係を明らかにするために回帰分析を行う. ALL 実験における台風の強度 変化偏差の, Niňo 3.4 index に対する回帰係数をグリッド (緯度 5° ×経度 5°) 毎に計算したものを図 3.8 左列に示す.本節で登場する  $\Delta V_{24} (=\Delta V_{t+24} - \Delta V_t)$  は,  $V_t$  は時刻 t における最大持続風速を表 し, $\Delta V_{t+24}$  は時刻 t から 24 時間後の最大持続風速を表す.なお,台風のライフサイクル全体を対象 とし,連続する 24 時間毎に  $\Delta V_{24}$  を計算した.台風の強度が大きく変化しない  $-10 \leq \Delta V_{24} \leq 10$  の 場合においては,北西太平洋の発生域付近の南東象限で統計的に有意な正の回帰係数,北西象限で有 意な負の回帰係数が確認できる.これは El Niňo (La Niňa) 時に南東象限における台風の強度変化量が 増加 (減少)する一方,北西象限では減少 (増加)する傾向があることを意味している.さらに,RI には達しないものの,発達する台風である  $10 \leq \Delta V_{24} \leq 30$ の場合においては,日本南方で統計的に有 意な正の回帰係数が確認される.これは,El Niňo (La Niňa) 時に太平洋高気圧の縁に沿った台風の北 上過程において強度変化量が増加 (減少)する傾向があることを示唆している.しかし,台風が急発達 する  $\Delta V_{24} \geq 30$ の場合においては,統計的に有意な点はほとんど確認されない.これらの結果から, 台風の発達や強度維持にある程度の ENSO の影響があるものの,RI 強度に対する影響は限定的である と考えられる.

次に、ALL 実験における台風存在頻度偏差の、Niño 3.4 index に対する回帰係数をグリッド(緯度 5°× 経度 5°)毎に計算したものを図 3.8 右列に示す. 台風の強度変化量が  $-10 \le \Delta V_{24} \le 10$ ,  $10 \le \Delta V_{24} \le 30$ , および  $\Delta V_{24} \ge 30$ の全ての場合において類似した回帰係数の空間パターンが現れている. 具体的に は、北西太平洋の南東象限で正の回帰係数が確認され、北西象限で負の回帰係数が確認できる. これは、 先行研究でも示唆されている台風の移動パターンと一致しており、El Niño (La Niña)時には北西太平 洋の南東(北西)象限で台風が発達しやすいことを示唆している.

台風の発達と大気環境場との関連性について調べるために,Niño 3.4 index に対する各大気変数偏差 との回帰係数分布を図 3.9 に示す.本節で用いる大気変数は,200hPa-850hPa 風鉛直シア,850hPa 相 対渦度,700hPa 相対湿度である.また,環境場の変化と関連して,降水量および海面更生気圧 (SLP)についても確認する.200hPa と 850hPa の水平風鉛直シアは,次式で定義される.

$$V_{shear} = \sqrt{(U_{850hPa} - U_{200hPa})^2 + (V_{850hPa} - V_{200hPa})^2}$$

上記のUは水平風の東西成分, Vは水平風の南北成分を指す. 850hPa 相対渦度は,次式の地球半径を考慮した球面座標系で次式により定義される.

$$k \cdot (\nabla \times \mathbb{V}) = \frac{1}{r \cos \phi} \left[ \frac{\partial U_{850hPa}}{\partial \lambda} - \frac{\partial (V_{850hPa} \cos \phi)}{\partial \phi} \right]$$

ここで、rは地球半径、φは緯度、λは経度を指す.

200hPa-850hPa 風鉛直シアを見ると,北西太平洋の南東象限で統計的に有意な負の回帰係数が卓越 しており, El Niño (La Niña)時に同海域で水平風鉛直シアの弱化(強化)が図 3.8 に示した台風の強 度変化量や存在頻度を増加(減少)させる方向に作用している.また,850hPa 相対渦度では,北西太 平洋の 20°N 以南で有意な正の回帰係数が東西方向に卓越しており,この領域における背景場の低気圧 性循環の強化(弱化)が El Niño (La Niña)時の台風の強度変化量や存在頻度を増加(減少)させると 考えられる.さらに 700hPa 相対湿度は,北西太平洋の 20°N 以北では負の回帰係数が,20°N 以南で は正の回帰係数が見られる.したがって,El Niño (La Niña)時には低緯度(高緯度)側で台風の発達 に寄与すると考えられる.

同様に図 3.9 に示した SLP と降水量の回帰係数分布を見ると, El Niño (La Niña)時にはウォーカー 循環の弱化(強化)に伴い,降水量が熱帯太平洋中央部から東部(西部)で増加するというよく知ら れる特徴が現れている.これらの変化は水平風鉛直シア,850hPa 相対渦度,700hPa 相対湿度の回帰 係数分布と物理的に整合した分布となっている.したがって,ENSO は熱帯から亜熱帯域の大気を力 学的・物理的に変調し,台風の発達に影響を及ぼしていると考えられる.

### 3.3 RI 変動と PDO との関連性

PDO と台風発達の間の関係を明らかにするために前節と同様に PDO index を用いて回帰分析を行う. ALL 実験における台風の強度変化偏差および存在頻度偏差の PDO index に対する回帰係数を, グリッド(緯度 5° ×経度 5°)毎に計算したものを図 3.10 に示す.図 3.8 および図 3.10 より,台風の強度変化偏差および存在頻度偏差の PDO index に対する回帰係数分布は,それら偏差の Niňo 3.4 index に対する回帰係数分布と類似している.また,回帰係数が有意な領域は限られているものの, $\Delta V_{24} \ge 30$ の強度に対する回帰係数は九州から関東にかけての日本南方域において負の値を示しており,PDO が負の位相時にはその海域で台風発達率が RI を超える傾向があることがわかる.このことは,PDO が正位相から負位相に遷移する際に,フィリピン海において RI 強度が増大する傾向があることを意味している.

台風発達の頻度については図 3.10 右列に示すように, PDO が正(負)の位相時には 北西太平洋の 南東(北西)象限で各強度変化量における台風の存在頻度が増加する傾向が確認される. その要因とし て,図 3.7 に示した太平洋赤道域での回帰係数分布が ENSO と PDO で類似していることが挙げられ る.また,台風の発達に寄与する環境場に関しても,図 3.9 および図 3.11 より, PDO index に対する 回帰係数分布は ENSO のものとよく似ていることがわかる.



図 3.8: ALL 実験における台風の強度変化偏差の,Niño 3.4 index (6-10 月:JJASO)の標準偏差に対する回帰係数分布 (左図). ALL 実験における台風の存在頻度偏差の,Niño 3.4 index (6-10 月: JJASO)の標準偏差に対する回帰係数分布 (右図).上段は $-10 \le \Delta V_{24} \le 10$ ,中段は $10 \le \Delta V_{24} \le 30$ , 下段は $\Delta V_{24} \ge 30$ の場合の回帰係数を示す.黒丸は,t 検定で有意水準 5%を満たすことを示す.



図 3.9: ALL 実験における環境場偏差の,Niño 3.4 index (6-10 月:JJASO)の標準偏差に対する回帰 係数分布.上段は 200hPa-850hPa 風鉛直シアとの回帰係数(左図)および 700hPa 相対湿度偏差との 回帰係数(右図)を示す.中段は 850hPa 相対渦度偏差との回帰係数(左図)および SLP 偏差との回 帰係数(右図)を示す.下段は降水量偏差との回帰係数を示す.黒丸は,t 検定で有意水準 5%を満た すことを示す.



図 3.10:図 3.8 と同様. ただし、PDO index に対する回帰係数分布.



図 3.11: 図 3.9 と同様. ただし, PDO index に対する回帰係数分布.
# 第4章 地球温暖化が台風の急発達に及ぼす影響

本章では、将来気候の台風の発達に対する地球温暖化の影響を調べるため、本研究の主要テーマであ るRI以上の台風に注目し、台風発達率の存在頻度とRI強度について d4PDF の ALL 実験と P4K 実験 との相違点を検証する. さらに、過去気候と将来気候において台風の発達に差が生じる要因を、大気環 境やSSTの観点から調べる. 最後に、P4K 実験のSST 昇温パターン毎に見た台風発達率、RI強度、RIOF の違いを評価するとともに、それらに影響を与える環境場について調査する.

#### 4.1 台風発達率の頻度分布の比較

全ての台風を対象として、台風の 24 時間における中心付近最大風速の変化量の頻度分布を d4PDF と観測で比較したものを図 4.1 に示す. 観測と d4PDF で台風発達率の頻度分布の形状は類似してお り、概ね良好な一致を示す. 観測および d4PDF ともに、ピーク値前後で頻度が急激に低下する特徴が 確認される. 観測ではピーク値の強度変化量が 0 knot/24hour であるのに対して、d4PDF の各実験で は 5 knot/24hour であり近い値となっている. しかし、強度変化量が 15-25 knot/24hour の範囲では、 観測の方が d4PDF の各実験よりも頻度が高い. 一方、30 knot/24hour 以上の範囲では、d4PDF の P4K 実験が他の比較対象よりも頻度が高くなる傾向が確認される.

次に、d4PDFの各実験間で台風発達率の頻度分布を比較する.ALL実験とNAT実験は、全体的に 台風発達率の頻度分布が類似しており、正規分布のような形状である.一方、P4K実験ではALL実 験やNAT実験と比較して、相対的にヘビーテールな頻度分布を示す.つまり将来気候では、急発達や 急減衰する台風の増加傾向がより顕著になるといえる.

図 4.2 は、図 4.1 の RI 以上の強度変化量の頻度のみを拡大して示している. ALL 実験と NAT 実験 の間では、急発達を経る台風の割合に統計的に有意な差は確認されないのに対し、P4K 実験は ALL 実 験や NAT 実験と比較すると、急発達を経る台風の割合に統計的に有意な差が認められる. この違い は、将来気候において急発達を経る台風の割合が有意に増加することを示唆している. また、エラー バーに着目すると、P4K 実験の方がばらつきの大きい傾向を示している. このばらつきの増大は、 P4K 実験が 6 つの気候モデルから得られた SST の昇温パターンを用いて作成されており、そのモデル 毎の SST 昇温パターンの違いがばらつきの要因の 1 つとして考えられる.



図 4.1:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風の 24 時間における強度変化量の頻度分布(1979-2010 年). なお,台風の 24 時間における強度変化量の頻度分布は,台風発生数で規格化し,確率密度 関数としている.観測データ(水色バー),ALL実験のアンサンブル平均(緑色線),NAT実験のアン サンブル平均(赤色線),P4K実験のアンサンブル平均(黄色線)の頻度分布を比較している.



図 4.2:図 4.1 の強度変化量の中でも,RI以上の強度変化に着目した頻度分布.ALL 実験のアンサン ブル平均(緑色バー),NAT 実験のアンサンブル平均(赤色バー),P4K 実験のアンサンブル平均(黄 色バー)の頻度分布を比較している.エラーバーは上下方向に1標準偏差ずつを表している.

#### 4.2 RI 強度に地球温暖化が及ぼす影響

P4K 実験と ALL 実験,および NAT 実験と ALL 実験でそれぞれ RI 強度の気候値の比較を行う(図 4.3, RI 強度の具体的な計算方法は 2.8 節を参照).将来気候の RI 強度の気候値は過去気候と類似して おり,低緯度側を中心に RI 強度が大きく,高緯度に向かうほど RI 強度が小さくなるという特徴が見 られる.また,将来気候では過去気候と比較して,RI 強度が北西太平洋全体で大きくなっていること も確認できる.一方,NAT 実験も ALL 実験の RI 強度の分布と類似した気候値を示している.

RI 強度に対する地球温暖化の影響を評価するため,ALL 実験のアンサンブル平均と NAT 実験のア ンサンブル平均との差を計算し,Welchの t 検定を実施することで,地球温暖化が過去気候に及ぼす 影響を検証したのが図 4.4 左図である.統計的に有意な点の数は限られているものの,日本付近では, 弱いながらも RI 強度が有意に増加していることがわかる.一方,全球平均気温が 4K 上昇する将来気 候に対して地球温暖化が及ぼす影響を評価するために,P4K 実験のアンサンブル平均と ALL 実験のア ンサンブル平均との差を算出したのが図 4.4 右図である.将来気候では北西太平洋全体で RI 強度が有 意に大きくなっており,地球温暖化の影響が過去気候と比較してより顕著に現れることを示してい る.



図 4.3:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風の RI 強度の気候値の空間分布(1951-2010 年)。上 段は ALL 実験のアンサンブル平均。下段は P4K 実験のアンサンブル平均(左図)および NAT 実験の アンサンブル平均(右図)を表す。



図 4.4:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風の RI 強度の気候値の差の空間分布(1951-2010年). ALL 実験のアンサンブル平均と NAT 実験のアンサンブル平均との差(左図). P4K 実験のアン サンブル平均と ALL 実験のアンサンブル平均との差(右図).

### 4.3 RIOF に地球温暖化が及ぼす影響

P4K 実験と ALL 実験,および NAT 実験と ALL 実験で 24 時間における最大風速の変化量が 30 knot/24hour 以上となる RI 存在頻度 (RIOF)の気候値について比較を行う (図 4.5). 定性的には将来 気候は過去気候と比較して,より北側で RI を経る台風の頻度が増加する傾向が確認できる. さらに,将来気候では過去気候よりも RI 存在頻度の分布範囲が広がり,全体的に値が大きくなる. このことは 将来気候において,より広範囲で RI を経る台風の割合が増加することを示唆している.

地球温暖化が台風の発達に及ぼす影響を評価するために、P4K 実験のアンサンブル平均と ALL 実験 のアンサンブル平均との差をとり、Welch の t 検定を行う.図4.6 に中心付近最大風速の24 時間変化 量  $\Delta V_{24}$  (3.2節と同様に計算する)が  $\Delta V_{24} \ge 30$ ,  $10 \le \Delta V_{24} \le 30$ ,  $-10 \le \Delta V_{24} \le 10$  の場合における 台風の存在頻度の将来変化を示す. $\Delta V_{24} \ge 30$ の急発達を経る台風の存在頻度は、将来的に 25°N-30°N の緯度帯において RI を経る台風の存在頻度が有意に増加し、それよりも低緯度側では台風の存在頻度 が有意に減少することを示唆している.また、 $10 \le \Delta V_{24} \le 30$ のように RI には達しないものの発達す る台風や、 $-10 \le \Delta V_{24} \le 10$ のように強度を維持する台風についても同様の傾向が確認され、 $25^{\circ}$ N-30°N の緯度帯において台風の存在頻度が有意に増加する.一方、 $10^{\circ}$ N-20°N の緯度帯ではその頻度が 有意に減少しており、将来は台風の発達が過去と比較してより高緯度側で顕著になる可能性を示唆し ている.



図 4.5:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風の RI 存在頻度の気候値の空間分布(1951-2010 年). 上段は ALL 実験のアンサンブル平均. 下段は P4K 実験のアンサンブル平均(左図)および NAT 実験のアンサンブル平均(右図)を表す.



図 4.6:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における中心付近最大風速 24 時間変化量の存在頻度の気候値の 差を表す空間分布(1951-2010 年). P4K 実験のアンサンブル平均と ALL 実験のアンサンブル平均と の差を表す. 上段は-10  $\leq \Delta V_{24} \leq 10$ , 下段は 10  $\leq \Delta V_{24} \leq 30$  (左図),  $\Delta V_{24} \geq 30$  (右図) の場合を表 す.

## 4.4 地球温暖化が環境場に及ぼす影響

図 4.6 では、将来気候では北西太平洋のより北側で台風が発達しやすくなることを示した。その 要因を調べるため,環境場に対する ALL 実験のアンサンブル平均と NAT 実験のアンサンブル平均 との差、および P4K 実験のアンサンブル平均と ALL 実験のアンサンブル平均との差を算出し、地球 温暖化が過去気候と将来気候の環境場に及ぼす影響を比較する(図4.7,図4.8).図4.7 および図 4.8 に示すように将来気候および過去気候において、700hPa 相対湿度は日本南方で顕著に増加 し、大気下層が湿潤化することを示唆している.また、200hPaと850hPaの水平風鉛直シアは、 将来気候および過去気候においても同海域で弱化し、台風の渦が壊れにくくなり、台風の発達に 寄与すると考えられる. さらに、850hPa 相対渦度は、将来気候および過去気候で日本南方におい て背景場の低気圧性循環が強化されており、渦度の増加により台風の発達を促進する可能性が示 唆される.しかし、将来気候の環境場の変化は、過去気候よりも、台風の発達をさらに促進する方 向に値が大きくなっていることが確認できる。また、図 4.8 に示すように、SST も将来気候では熱 帯域から日本付近に向かうにつれてより昇温傾向が強くなり、台風のエネルギー源となる潜熱供 給量が増加すると考えられる(図 4.7 と図 4.8 の SST のカラーバーが異なることに注意).これ らの変化は、将来的に日本南方ではより台風が発達しやすい大気環境場になることを意味してお り、将来の地球温暖化の影響の方が過去気候よりも台風の発達をより促進することを示唆してい る.



図 4.7:台風の発達に影響を与える環境場の気候値の差の空間分布(1951-2010年). ALL 実験のアン サンブル平均と NAT 実験のアンサンブル平均との差を表す. 上段は 850hPa 相対渦度(左図), 700hPa 相対湿度(右図). 下段は 200hPa-850hPa 風鉛直シア(左図), SST(右図).



図 4.8: 図 4.7 と同様. ただし, P4K 実験のアンサンブル平均と ALL 実験のアンサンブル平均との差 を表す.

#### 4.5 昇温パターン毎の台風発達率の違い

本節以降では、P4K 実験で用いられた CMIP5/RCP8.5 シナリオに基づく 6 つの気候モデルの SST 昇温パターン (CCSM4, GFDL-CM3, HadGEM2-AO, MIROC5, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3) が台風発達のばらつきに及ぼす影響について調べる,なお、以降は昇温パターン毎の 15 メンバーのア ンサンブル平均を CC,GF,HA,MI,MP,MR と呼称する.図 4.9 は図 4.1 で示した台風発達率の 頻度分布を P4K 実験の SST 昇温パターン毎に表したものである.各昇温パターンにおける台風発達率 の頻度分布は全体的に類似しており、全ての昇温パターンにおいて、ピーク値の強度変化量が 0 knot/24hour であり、ピーク値前後で頻度が急激に低下する特徴が確認される.この結果は、定性的に は昇温パターンの違いが台風の発達に対して顕著な影響を与えないことを示唆している.

そこで、図 4.10 に示すように、急発達する台風のみ( $\Delta V_{24} \ge 30$ )に着目すると、昇温パターン毎で ばらつきが見られる. エラーバーの幅に着目すると、昇温パターン毎の頻度のばらつき具合は同程度 であるのに対し、MI および GF のばらつきが他の昇温パターンよりも大きいことが確認される. 一 方、CC の昇温パターンは他の昇温パターンと比較して急発達を経る台風の割合が有意に少ない. この 傾向は、 $\Delta V_{24} \ge 40$  においてより顕著である.



図 4.9:6-10 月(JJASO)の北西太平洋における台風の 24 時間における強度変化量の頻度分布(1951-2010 年). なお,台風の 24 時間における強度変化量の頻度分布は,台風発生数で規格化し,確率密度 関数としている. P4K 実験における各昇温パターン CC(水色線),GF(緑色線),HA(赤色線),MI (黄金色線),MP(灰色線),MR(ピンク色線)の結果を比較している.



図 4.10:図 4.9 の頻度分布の中でも、RI 以上の強度変化に着目した頻度分布. P4K 実験における昇温 パターンの結果を比較している.エラーバーは上下方向に1標準偏差ずつを表している.

#### 4.6 昇温パターン毎の RI 強度と RIOF の空間分布の違い

本節では P4K 実験の各 SST 昇温パターンと ALL 実験との差を確認することにより, SST 昇温パタ ーン毎の RI 強度, RIOF およびそれに関連する環境場の変化の違いを検証する.

図 4.11 は昇温パターン毎の RI 強度変化の比較である. CC の昇温パターンでは 20°N よりも北側で 幅広い大きさの RI が確認されたものの,統計的に有意な点やその分布は疎であり不規則な分布を示 す.一方,他の昇温パターンは,20N°-30°N の緯度帯において統計的に有意な点が密集しており,CC とは大きく異なる分布となっている.さらに,将来変化の大きさに注目すると,他の昇温パターンと 比較して MI の昇温パターンが 20°N-30°N で最も顕著な変化を示す.また,MP は CC および MI の中 間的な変化を示す.他の昇温パターンは,MP と同様に顕著な変化を示さない.このような差が生じる 要因の一つとして考えられるのは,この領域における SST 昇温の違いが挙げられる.CC は 40°N 以北 では顕著な昇温が確認される一方で,低緯度では昇温が小さい.対照的に,MI は 20°N 以北では顕著 な昇温が確認される.また,MP はその中間的な昇温を示す.このことから,SST が台風の急発達に 与える影響は大きいことが示唆される.

図 4.12 は昇温パターン毎の RIOF 変化の比較である. CC の昇温パターンは北西太平洋の南西象限 付近のみで存在頻度が高く,統計的に有意な点が確認される.一方,他の昇温パターンは,北西太平 洋の 20°N-30°N の緯度帯で存在頻度が高まり,統計的に有意な点が確認される.また,HA,MP, GF,MIの昇温パターンに関しては 20°N 以南で負の存在頻度が確認され,これらも統計的に有意であ る.この結果は,HA,MP,GF,MI は過去気候と比較すると,より高緯度で RI を経る台風の割合が 増加することを示唆している.将来変化の大きさに注目すると,MIの昇温パターンは他の昇温パター ンと比較して最も顕著な変化を示している.この要因の一つとして,RI 強度の場合と同様に SST 昇温 がこの領域において最も大きいことが考えられる.



図 4.11:SST 昇温パターン(左図).上から CC, HA, MP, MR, GF, MIの順に並べている.昇温 パターン毎の RI 強度の将来変化を示しており,過去気候との差を示す(右図).なお,右図左列は上 から順に CC-ALL, HA-ALL, MP-ALL を示す.右図右列は上から順に MP-ALL, GF-ALL, MI-ALL を表す.



図 4.12:図 4.11 と同様. ただし右図は RIOF の将来変化を示す.

図 4.10, 図 4.11, 図 4.12 に示したように,昇温パターン毎に RI 強度に到達した台風の割合や, RI 強度および RIOF の空間分布には違いが確認された. その違いが出る要因について環境場の変化と照 らし合わせて考察する (図 4.13). RI 強度に到達した台風の割合が最も少ない CC の昇温パターン は,インド洋-太平洋間における東西方向の SST 勾配変化が他の昇温パターンと比較して非常に弱く

(図 4.12), 200hPa 速度ポテンシャルに関しても同様に弱くなっている.一方, RI 強度に到達した台 風の割合が最も多かった MI は他の昇温パターンと比較してインド洋-太平洋間における東西方向の SST 勾配変化が顕著であり, 200hPa 速度ポテンシャルに関しても顕著である.また, RI 強度の変化 が CC と MI の中間的な変化を示す MP は, SST 勾配変化や 200hPa 速度ポテンシャルについても CC と MI の中間的な変化傾向を示す.その他の昇温パターンは, SST 勾配変化や 200hPa 速度ポテンシャ ルの極端な変化は確認されない.このことから, CC の昇温パターンにおけるウォーカー循環の弱化 は,他の昇温パターンに基づくアンサンブルと比較して小さいことが示唆される.同様に, MI の昇温 パターンに伴うウォーカー循環の弱化は,他の昇温パターンのアンサンブル平均と比較して最も大き いと考えられる.

ウォーカー循環の弱化が各昇温パターンにおける降水量の空間分布に反映されている.図4.13 に示 すように、CCの昇温パターンでは、太平洋西部熱帯域における降水量の減少が他の昇温パターンの アンサンブル平均よりも弱い.これは、CCでウォーカー循環の弱化が小さいことと一致しており、太 平洋西部熱帯域の対流活動が顕著に変化しないことを示唆している.一方、MIの昇温パターンでは、 降水量の減少が主に太平洋西部熱帯域から太平洋中部熱帯域にかけての領域に集中している.これ は、MIでウォーカー循環の弱化が顕著であり、太平洋西部熱帯域の対流活動が不活発であることを示 唆している.MPの昇温パターンでは、赤道付近の降水量の分布がCCとMIの中間的な変化傾向を示 している.その他の昇温パターンは、MPと同様に極端な変化は確認されない.これらの結果から、各 昇温パターンにおけるSST勾配変化や200hPa速度ポテンシャルの変化がウォーカー循環の弱化に寄 与し、降水量の空間分布に影響を与えることが示唆される.

図 4.14 および図 4.15 に示すように、昇温パターン毎に台風活動に寄与する環境場(850hPa 相対渦 度,200hPa-850hPa風鉛直シア,700hPa 相対湿度)について同様に将来変化を比較する. CC の昇温 パターンでは、他の昇温パターンと比較して 850hPa 相対渦度における背景場の低気圧性循環の強化や 200hPa-850hPa風鉛直シアの弱化の度合いは日本南方で小さいことが確認される. 一方、MI の昇温パ ターンでは、背景場の低気圧性循環の強化や水平風鉛直シアの弱化の度合いが日本南方で顕著である ことが確認される. MP の昇温パターンでは、850hPa 相対渦度や 200hPa-850hPa風鉛直シアは CC と MI の中間的な変化傾向を示す. 他の昇温パターンも MP と同様に顕著な変化を示さない. 700hPa 相対湿度について、HA を除く各昇温パターンでは日本南方で相対湿度の増加は顕著である. 一方、 HA の昇温パターンは日本南方で相対湿度は増加しているものの、顕著な変化を示していない.

これらの結果から,昇温パターン毎に台風の急発達に寄与する環境場の将来変化に明確な違いが確認された.特に,RI強度に到達した台風の割合が最も少なかった CC の昇温パターンでは,ウォーカ

ー循環の弱化の度合いが小さく,環境場の変化も小さかった.また,RI強度に到達した台風の割合が 最も多かった MI の昇温パターンではウォーカー循環の弱化の度合いが大きく,環境場の変化が顕著で あるのに対して,RI強度に到達した台風の割合が CC と MI の中間である MP やその他の昇温パター ンは中間的な変化傾向を示した.ウォーカー循環は熱帯大気の東西循環ではあるものの,その弱化に 伴う太平洋西部熱帯域における対流活動の抑制は,台風の発達も抑制し,さらに局所的な南北循環の 変化を介して,その北側の対流強化を引き起こすと考えられる.実際,MI や GF の降水変化の分布は 20°N より北側で帯状の対流強化を明瞭に示しており,それが RI 強度や RIOF の増大に寄与している と考えられる.



図 4.13:昇温パターン毎の 200hPa 速度ポテンシャルの将来変化を示し,過去気候との差を示す(左列).昇温パターン毎の降水量の将来変化を示し,過去気候との差を示す(右列).右列および左列と もに上から順に CC-ALL, HA-ALL, MP-ALL, MR-ALL, GF-ALL, MI-ALL を表す.



図 4.14:図 4.13 と同様. ただし左列は 200hPa-850hPa 風鉛直シアを示し,右列は 850hPa 相対渦度を 示す.



図 4.15:昇温パターン毎の 700hPa 相対湿度の将来変化を示し、過去気候との差を示す. 左列は上から 順に CC-ALL, HA-ALL, MP-ALL を示し、右列は上から順に MR-ALL, GF-ALL, MI-ALL を示す.

#### 4.7 RI 強度と Maximum Potential Intensity の将来変化

台風には,環境場に依存した理論上発達できる最大強度が存在し,その最大強度は Maximum Potential Intensity (MPI)として知られている。Bister and Emanuel (2002)では, MPI とは大気および海洋の熱力 学的条件に基づいて計算される指標であり, MPI が高い環境では台風が発達しやすく,より強力な台風 になり得ることを表す。本研究では MPI は, SST, SLP, 気温および混合比を用いて次式により計算 している.

$$(V_{max})^2 = \frac{C_k}{C_D} \frac{T_s}{T_0} (CAPE^* - CAPE_e) \Big|_{RMW}$$

 $C_k$ はエンタルピーの交換係数,  $C_D$ は抗力係数,  $T_s$ はSST,  $T_0$ はアウトフロー温度, (Convective Available Potential Energy) CAPE\* は台風中心部における対流有効位置エネルギー, CAPE<sub>e</sub> は周辺環境の対流有効位置エネルギー,および RMW は最大風速が発生する半径を指す. なお, MPI は SST の昇温,低い SLP,対流不安定,湿潤大気と密接に関連しており,これらの条件を満たす 環境場では台風の有する潜在的なエネルギーが最大限に引き出されることを示している. また,SST が 高いと対流活動が活発になり,MPI は強まる傾向にある. そのため,MPI は SST に大きく依存する傾 向にあることが示唆される.

図 4.16 は、P4K 実験の昇温パターン毎の MPI のアンサンブル平均と、ALL 実験における MPI のア ンサンブル平均との差を示している. MPIの将来変化を昇温パターン毎に比較すると、その空間分布や 強度が昇温パターン毎に異なっていることが確認される.昇温パターン毎の MPI の変化を明確にする ために, 図 4.17 では昇温パターン毎の MPI の 15 メンバーアンサンブル平均と P4K 実験における MPI の 90 メンバーアンサンブル平均との差を計算している. ここで ALL 実験のアンサンブル平均は全てに 共通するため, 図 4.17 は MPI の将来変化の昇温パターン間のばらつきを偏差として示したものであ る. 日本南方に着目すると、定性的には CC, HA, MP, MR, GF, MIの順で MPI が増大しているこ とが確認できる. さらに, 図 4.18 では, 昇温パターン毎の RI 強度のアンサンブル平均と P4K 実験にお ける RI 強度のアンサンブル平均との差を図 4.17 と同様に計算しており、日本南方では図 4.17 におい て確認される昇温パターンの順序と一致して RI 強度が増大することがわかる. これらの結果に基づき, 定性的な傾向を補完するため,図4.19で定量的な評価を行う.将来気候において台風が急発達しやすい 日本南方(20°N-30°N, 120°E-165°E)を対象に、昇温パターン毎の MPI および RI 強度のアンサンブ ル平均と P4K 実験におけるそれらのアンサンブル平均との差をそれぞれで領域平均し, 昇温パターン 毎にプロットした散布図を図 4.19 に示す.この散布図からも、図 4.17 と図 4.18 で示す昇温パターンの 順に日本南方で MPI および RI 強度が増大することが確認できる。 MPI と RI 強度の将来変化は強い正 の相関を示しており,相関係数が 0.958 と統計的にも有意である. さらに,図 4.20 で示すように,RI 強度の将来変化は同じ領域の SST 変化とも有意に正相関していることから(相関係数は 0.925), SST の昇温が MPIを増大させ,それが RI 強度の増加に大きく寄与すると考えられる.この結果は,熱帯域 だけでなく日本付近の SST 昇温も台風の急発達に重要な役割を果たすことを意味している.



図 4.16:図 4.15 と同様. ただし, MPIの将来変化を表す.



図 4.17: MPI の気候値の差を示す. なお, P4K 実験の昇温パターン毎のアンサンブル平均と全てのメ ンバーを用いた P4K 実験のアンサンブル平均との差を表す. 左列は上から順に CC-P4K, HA-P4K, MP-P4K を示し, 右列は上から順に MR-P4K, GF-P4K, MI-P4K を示す.





図 4.19: MPI と RI 強度の関係を表す散布図. 各点は日本南方(20°N-30°N, 120°E-165°E)を対象に, 昇温パターン毎の MPI および RI 強度のアンサンブル平均と P4K 実験におけるそれらのアンサンブル 平均との差をそれぞれで領域平均した値を示す. 横軸は MPI の変化量, 縦軸は RI 強度の変化量を示す.



図 4.20:図 4.19 と同様. ただし,SST と RI 強度の関係を表す散布図.

# 第5章結論

本研究では,観測データおよび d4PDF の大規模アンサブル実験データを解析し,台風の急発達に対 する太平洋海面水温変動および地球温暖化の影響を調査した.以下に(1)過去気候において地球温暖化 が RI に及ぼす影響, (2)太平洋の SST 変動が RI に及ぼす影響,および(3)将来気候において地 球温暖化が RI に及ぼす影響,の3点について本研究から得られた知見をまとめる.

# 5.1 過去気候において地球温暖化が RI に及ぼす影響

先行研究では、観測データを用いて 1979-2018 年の過去気候における RI 強度の増加トレンドが示 され、その要因として地球温暖化の影響または太平洋の SST 長期変動 (PDO)が考えられてきた.し かし、d4PDF を用いて作成した台風発達率の頻度分布に基づく解析では、RI 以上に達した台風の存在 頻度において、ALL 実験と NAT 実験間で統計的に有意な差が確認されなかった.また、RI 強度に対 する ALL 実験と NAT 実験との差の空間分布においても、統計的に有意な変化を示す領域は少なく、 変化量の符号も正と負が混在する疎な分布が確認された.これらの結果から、過去気候における RI 強 度の増加トレンドに対する地球温暖化の影響は小さいと考えられる.

### 5.2 太平洋の SST 変動が RI に及ぼす影響

先行研究では主に、太平洋の長期間の SST 変動に関わるとされる PDO は台風の発生数に寄与して いることが示されていた。PDO が RI 強度の長期変化にどの程度寄与しているかを調査するために、 ALL 実験における台風の RI 強度偏差の、PDO index に対する回帰係数をグリッド毎に計算し空間分 布を確認した。図 3.10(左下)からわかるように、PDO に伴う回帰係数はフィリピン東方沖の一帯で 負の回帰係数を示している。この回帰係数は PDO が正の位相時に見られやすい偏差を表しているた め、1980 年代から 2000 年代にかけて PDO が正位相から負位相に遷移したことは、同海域において RI 強度が増加したことを意味する。これは、観測で確認された 1979 年以降の過去気候における RI 強 度の増加トレンドと整合的である。前節で述べたように、ALL 実験と NAT 実験の差から RI 強度に有 意な変化がほとんど見られなかったことから、過去気候における RI 強度の増加トレンドは地球温暖化 に起因するものではなく、主に PDO などの自然変動に起因すると考えられる.

#### 5.3 将来気候において地球温暖化が RI に及ぼす影響

d4PDF の ALL 実験と NAT 実験の差,および P4K 実験と ALL 実験の差を詳細に調べた結果, 台風の発達に対する地球温暖化の影響は過去気候においては大きいとは言えないものの,+4K 上昇し た将来気候においては顕著な影響があることがわかった.具体的には,(1) RI強度が北西太平洋全体で 増大すること,(2) RIOFがより北側で増え,南側で減ること,(3) ローカルなSSTがRI強度に影響を及 ぼすことである.

将来気候では台風が急発達しやすい環境場がより北側で形成され,RI強度およびRIOFの空間分布に 顕著な変化が生じることが示された.具体的には,RIOFがより北側で有意に増加し,南側で有意に減 少した.また,RIOFが増加する領域では,RI 強度も同様に増加することが確認された.SSTの昇温パ ターン毎に台風が発達しやすい北側での MPI と RI 強度の関係性を検証した結果,MPI が増加して いる領域でRI強度も増加し,両者に有意な正の相関関係があることが明らかとなった.また,MPI に 寄与する要素の1つである SST に対しても同様に RI 強度との関係性を検証した.その結果,同じく 両者は有意な強い正の相関があることがわかり,亜熱帯のローカルなSSTの昇温が台風の急発達に大き く寄与することが示唆された.SSTの昇温パターン別にみると,SSTの昇温が小さい CCSM4 の昇温 パターンは RI 頻度や RI 強度は減少する一方,MIROC5 の昇温パターンは RI 頻度や RI 強度が増 加し,より日本の近くで台風が急発達しやすくなる環境場を形成していることがわかった.

## 5.4 今後の課題

本研究では、d4PDFを用いて地球温暖化や太平洋海面水温変動が台風の RI に及ぼす影響を明らかに した.一方、d4PDF は大気大循環モデルから得られているため、台風の発達による海面水温の冷却や、 それが引き起こしうる台風発達の抑制効果を再現することができない.近年では、CMIP6/HighResMIP の高解像度全球大気海洋結合モデル実験を用いた台風研究も行われるようになってきたが、計算コスト 等の課題が残っているため、そのほとんどが多くとも数メンバーのアンサンブル実験のみしか提供して いない.したがって、d4PDF のような大規模アンサンブルの高解像度全球大気海洋結合モデル実験を用 いて本研究と同様な解析を行うことができれば、海面水温冷却の効果も含めた上で台風の発達に対する 地球温暖化の影響評価ができる可能性がある.近い将来、台風の特徴を概ね再現可能な高解像度全球大 気海洋結合モデルによる大規模アンサンブル実験が広く利用可能になることに期待したい.

64

# 参考文献

- Guo, Y. P., and Z. M. Tan, 2018: Impacts of the boreal spring Indo-Pacific warm pool Hadley circulation on tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Journal of Climate*, **31**, 1361–1375.
- Kaplan, J., and M. DeMaria, 2003: Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Weather and Forecasting*, **18**, 1093-1108.
- Wang, B.; Zhou, X. Climate variation and prediction of rapid intensification in tropical cyclones in the western North Pacific. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2008, **99**, 1–16.
- C. M. Kishtawal, Neeru Jaiswal, Randhir Singh, et al. Tropical cyclone intensification trends during satellite era (1986–2010). *Geophysical Research Letters*. 2012, **39**, L810.
- Song, J., Duan, Y., and Klotzbach, P. J. (2020). Increasing trend in rapid intensification magnitude of tropical cyclones over the western North Pacific. *Environmental Research Letters*, **15**(8), 084043.
- Knutson T, Sirutis JJ, Zhao M, Tuleya R, Bender M, Vecchi G, Villarini G, Chavas D (2015): Global projections of intense tropical cyclone activity for the late 21st century from dynamical downscaling of CMIP5/RCP4.5 scenarios. *Journal of Climate*, 28(18),7203-7224.
- Walsh, K. et al. Tropical cyclones and climate change. WIREs Climate Change, 7, 65–89 (2015).
- Wang, B., and Zhou, X. (2008). Climate variation and prediction of rapid intensification in tropical cyclones in the western North Pacific. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **99**, 1–16.
- Fudeyasu et al 2018 : Fudeyasu H, Ito K and Miyamoto Y 2018 Characteristics of tropical cyclone rapid intensification over the Western North Pacific. *Journal of Climate*, **31**,8917–8930.
- Wang, X., C. Wang, L. Zhang, and X. Wang, 2015: Multidecadal variability of tropical cyclone rapid intensification in the western North Pacific. *Journal of Climate*, **28**, 3806-3820.

- Shen, C. M., W.-C. Wang, W. Gong, and Z. Hao, 2006: A Pacific decadal oscillation record since 1470 AD reconstructed from proxy data of summer rainfall over eastern China. *Geophysical Research Letters*, **33**, L03702.
- Wang, X., D. Wang, and W. Zhou, 2009: Decadal variability of twentieth-century El Niño and La Niña occurrence from observations and IPCC AR4 coupled models. *Geophysical Research Letters*, 36, L11701.
- Kang N and Elsner J B 2019 Influence of global warming on the rapid intensification of western North Pacific tropical cyclones. *Environmental Research Letters.* **14** 044027
- Dvorak, V. F., 1984: Tropical Cyclone Intensity Analysis Using Satellite Data
- Rayner, N., D. E. Parker, E. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. Rowell, E. C. Kent, and A. Ka-plan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108** (D14).
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H.Murakami, M. Matsueda, E. Hirokazu, O. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S, Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 90A, 233-258.
- Yoshida, K., M. Sugi, R. Mizuta, H. Murakami, and M. Ishii, 2017: Future Changes in Tropical Cyclone Activity in High-Resolution Large-Ensemble Simulations. *Geophysical Research Letters.*, 44, 9910– 9917
- Yoshimura, H., and T. Matsumura, 2005: A two-time-level vertically-conservative semi-Lagrangian semiimplicit double Fourier series AGCM. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling, 35, 3.27-3.28.
- Yoshimura, H., R. Mizuta, and H. Murakami, 2015: A spectral cumulus parameterization scheme interpolating between two convective updrafts with semi-Lagrangian calculation of transport by compensatory subsidence. *Monthly Weather Review*, **143**, 597-621.

- Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models. Mon. Wea. Rev., 121, 3040–3061. Walsh, J. E., and W. L. Chapman, 2001: 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annals of Glaciology*, **33**, 444–448.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 1791–1806.
- Murakami, H., Wang, Y., Yoshimura, H., Mizuta, R., Sugi, M., Shindo, E., Adachi, Y., Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Ose, T. and Kitou, A.: Future Changes in Tropical Cyclone Activity Projected by the New High-resolution MRI-AGCM, 2012, *Journal of Climate*, 25(9), pp.3237-3260, 2012.
- Mizuta, R., A. Murata, M. Ishii, H. Shiogama, K. Hibino, N. Mori, O. Arakawa, Y. Imada, K. Yoshida, T. Aoyagi, H. Kawase, M. Mori, Y. Okada, T. Shimura, T. Nagatomo, M. Ikeda, H. Endo, M. Nosaka, M. Arai, C. Takahashi, K. Tanaka, T. Takemi, Y. Tachikawa, K. Temur, Y. Kamae, M. Watanabe, H. Sasaki, A. Kitoh, I. Takayabu, E. Nakakita, and M. Kimoto, 2017: Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60 km global and 20 km regional atmospheric models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 1383–1398.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *Journal of Climate*, **27**, 57–75.
- Bourke, R. H., and R. P. Garrett, 1987: Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. Cold Reg. Sci. Technol., 13, 259–280.
- Bretherton, C. S., M. Widmann, V. P. Dymnikov, J. M. Wallace, and I. Bladé, 1999: The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying eld. *Journal of Climate*, **12**, 1990–2009.
- Li-Peng Hsiao, Huang-Hsiung Hsu, Ruo-Ya Hung, 2024: Future projection of tropical cyclone genesis in the Western North pacific using high-resolution GCMs and genesis potential indices. *Weather and Climate Extremes*, **44**(24).
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 2002: Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity 1. Interannual to interdecadal variability. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 4801.

付録


図 A.1:昇温パターン毎の SLP の将来変化を示し,過去気候との差を示す. 左列は上から順に CC-ALL, HA-ALL, MP-ALL を示し,右列は上から順に MR-ALL, GF-ALL, MI-ALL を示す.

## 謝辞

本研究の遂行ならびに、本論文の執筆に当たり、多大なるご指導、ご助言を賜りました.

時長宏樹教授には、常日頃から研究の進捗に細やかにご配慮いただき、特に研究集会や発表会前には 連日にわたり多くのお時間を割いていただき、プレゼンテーションの流れや資料作成に多大なるご支援 を賜りましたこと、心より感謝申し上げます.また、気候に関する専門知識やデータ解析手法について 丁寧にご教授いただき、自身の理解を一層深めることができました.さらに、研究以外にも慣れない九 州での生活面において温かいお心遣いをいただき、多くの面で支えられました.この場を借りて、これ までの多大なるご指導とご支援に改めて深く感謝を申し上げます.

森正人助教には、気象の専門知識のみならず、解析結果の解釈についてもご指導いただき、自身の理 解をより深めることができました. ゼミでは常に建設的なアドバイスをいただき、本研究の方向性や内 容をより充実させることができました. また、解析においても技術的なサポートやご助言を惜しみなく ご提供いただきましたことに心より感謝申し上げます. 森助教のご指導やご協力がなければ、本研究を 完成させることは困難であったと感じております. この場を借りて、改めて深く感謝を申し上げます.

塩崎公大氏には、日頃より研究生活を通じて親身にご助言いただいたことに加え、学食などでの会話 を通して、研究に対する新たな視点や励ましをいただきました.また、日常的な交流を通してリラック スする時間を持てたことが、研究に向き合う活力となりました.この場をお借りして、深く感謝申し上 げます.

気象研究所の吉田康平氏に本研究で使用した d4PDF のベストトラックデータ提供して頂きました,この場を借りてお礼申し上げます.

最後に本研究に携わっていただいた方々および,関わりのあった方々,皆様に改めて心から感謝 申し上げ,謝辞とさせていただきます.