

台風通過時における海洋および波浪との
相互作用が台風特性に及ぼす影響

飯田 康生

台風通過時における海洋および波浪との 相互作用が台風特性に及ぼす影響

論文要旨

近年の気候変動により、台風のような極端現象の激甚化が予測されている。日本においては、2018 年の台風 21 号 (Jebi) による関西国際空港での高潮被害や、2019 年の台風 15 号 (Faxai) および 19 号 (Hagibis) による甚大な風水害が発生しており、台風災害の防災、減災が重要な課題となっている。特に、台風の強度予測精度を向上させることが求められる。しかし、進路予測に比べて強度予測の不確実性が大きい。その要因の一つとして、海洋や波浪の影響が十分に考慮されていないことが挙げられる。したがって、台風通過時の海洋状態や波浪の影響を含めたモデリングおよび解析が必要である。

本論文では、大気海洋波浪結合モデルを用いて、台風の通過に伴う海面水温低下や波浪が台風に与える影響を明らかにし、結合モデルの最適化および台風－波浪－海洋相互作用の理解を深めることを目的とした。これまでの研究では、台風下における大気海洋間の熱・運動量輸送が十分に解明されておらず、波浪の影響も無視されるか簡易的なパラメタリゼーションが用いられてきた。本論文では COAWST を用い、WRF (大気)、ROMS (海洋)、WW3 (波浪) のモデルを組み合わせてセットアップを行い、2018 年台風 20 号および Cimaron21 号 Jebi, 2019 年台風 15 号 Faxai および 19 号 Hagibis を対象に数値計算を実施した。

計算結果の解析では、台風特性や乱流スキーム、結合条件の違いが海洋や波浪に影響し、さらに台風特性にフィードバックすることが示された。台風強度の低下は、海洋応答と波浪の影響によるものであり、台風特性によって応答が異なることがわかった。

海洋と波浪の解析では、台風通過に伴う海面水温低下の様子は台風特性によって様々であるが、全事例でひまわり 8 号と整合的な結果が得られた。波高の分布についても台風特性によって異なり、ERA5 で分布の検証を行った。さらにこの波浪の結果

から海面粗度を計算し、運動量交換係数に変換し、台風中心に対して最大風速半径（RMW）を基準にサンプリングすることから、風速との関係をパラメタリゼーションごとに示した。各パラメタリゼーションで傾向が異なるものの、Taylor and Yelland (2001)の結果は高風速下において収束していくことを示し、航空機観測や実験室内で推定されている値と同じ傾向であることがわかった。つまり、数値計算結果から Taylor and Yelland (2001)は、現実の推定と整合的であり、波浪結合計算する際には最適なパラメタリゼーションであると考えられる。

海洋と波浪が台風の風速分布や構造に及ぼす影響を解析した結果、Cimaron や Faxai, Jebi は海洋と波浪の両方の影響を受けていたが、Hagibis では波浪の効果が限定的である。RMW や風速 15 m/s の半径（R15）の変動も結合計算による影響を受け、全事例で RMW は拡大し、R15 は縮小する傾向が見られた。このように、結合モデルを用いることで、台風特性の違いによる海洋応答や波浪の変化が台風にどのようにフィードバックするかを調査することができた。海洋と波浪の影響を考慮した台風モデリングの最適化および数値計算における台風特性への影響を明らかにした。

本論文は、台風モデリングにおける海洋や波浪の考慮の重要性を示し、台風強度予測や高潮・高波のハザード評価において貴重な知見を提供するものである。これらの成果は、気候変動の影響で発生頻度が増加する可能性のある猛烈な台風に対する防災・減災の基盤となることが期待される。

キーワード

台風－波浪－海洋相互作用，海洋応答，波浪，海面粗度，運動量交換係数，大気海洋波浪結合モデル

飯田 康生

目次

第 1 章 序論.....	1
第 2 章 台風下の大気海洋相互作用についてのレビュー	4
2.1 台風－波浪－海洋の相互作用	4
2.2 結合モデルにおけるモデリングの課題	10
第 3 章 数値モデルの概要と初期値・境界値および検証データ	14
3.1 領域気象モデル	15
3.1.1 領域気象モデル WRF の概要	15
3.1.2 支配方程式	15
3.1.3 主な物理スキーム	18
3.2 準 3 次元海洋モデル	22
3.2.1 準 3 次元海洋モデル ROMS の概要	22
3.2.2 支配方程式と乱流運動モデル	22
3.3 スペクトル型波浪モデル	26
3.3.1 スペクトル型波浪モデル WW3 の概要	26
3.3.2 支配方程式	26
3.4 結合モデルの特徴	30

3.5	解析対象の台風の概略	31
3.6	初期値・境界値および検証データ	33
3.6.1	計算の初期値・境界値	33
3.6.2	検証データ	35
第4章	領域大気海洋波浪結合モデルによる再現結果.....	40
4.1	概要と計算の概略	40
4.2	気象モデルによる実験結果	41
4.2.1	計算条件	41
4.2.2	結果と考察	42
4.3	結合モデルによる実験結果	44
4.3.1	計算条件	44
4.3.2	結果と考察	45
4.4	まとめ	68
第5章	台風通過に伴う海洋および波浪発達への影響.....	69
5.1	解析の概略	69
5.2	海洋応答に関する解析結果	69
5.2.1	海面水温と熱フラックスの変化	69

5.2.2 鉛直方向の海水温変化.....	82
5.3 波浪発達に関する解析結果	90
5.3.1 台風特性の違いによる波浪発達の変化.....	90
5.3.2 海面粗度への影響.....	99
5.4 まとめ	109
第6章 海洋と波浪結合による台風特性への影響	110
6.1 解析の概略.....	110
6.2 風速分布への影響	110
6.3 台風サイズへの影響	117
6.4 まとめ	123
第7章 結論.....	124
謝辞.....	127
参考文献.....	129

図リスト

2.1	台風－海洋相互作用の模式図.	5
2.2	ひまわり 8 号による海面水温観測および海洋モデルによる計算結果の台風通過に伴う海面水温偏差 (Iida et al., 2023, Fig1 を一部改)	7
2.3	台風 Faxai と Hagibis の通過に伴う北緯 29° の水深 225m までの海水温変化の鉛直断面図. 海水温変化の間隔は基準時刻に対して, 台風通過後 0, 6, 12, 24 時間で, 基準時刻は, Faxai は 9 月 6 日の 14UTC, Hagibis は 10 月 10 日の 06UTC である. 赤い点はその時刻の台風の位置を表す (Iida et al., 2023, Fig2).	7
2.4	過去の既往研究で得られた海面における熱・運動量交換係数と 10 m 風速の関係 (Sroka & Emanuel, 2021, Fig1,2 を一部改)	9
2.5	C_K と C_D の現地観測と実験室内における過去の既往研究の分類	9
3.1	結合モデルの模式図	14
3.2	様々な物理コンポーネント間の相互作用の模式図 (Skamarock et al., 2021, Fig8.1 一部改)	21
3.3	対象にした台風の強度とサイズの関係. デジタル台風より作成.	32
3.4	Jebi と Hagibis が通過する前における SODA と HYCOM の海面水温の比較.	34
3.5	IBTrACS を用いた Cimarón の経路, 中心気圧, 最大風速. 黒色が WMO, 赤色が USA (JTWC), 青色が JMA, 緑色が CMA, 黄色が HKO.	36
3.6	IBTrACS を用いた Jebi の経路, 中心気圧, 最大風速. 黒色が WMO, 赤色が USA (JTWC), 青色が JMA, 緑色が CMA, 黄色が HKO.	36
3.7	IBTrACS を用いた Faxai の経路, 中心気圧, 最大風速. 黒色が WMO, 赤色が USA (JTWC), 青色が JMA, 緑色が CMA, 黄色が HKO.	37
3.8	IBTrACS を用いた Hagibis の経路, 中心気圧, 最大風速. 黒色が WMO, 赤色が USA (JTWC), 青色が JMA, 緑色が CMA, 黄色が HKO.	37
3.9	白浜観測塔の概要と位置.	39
4.1	各実験における Domain. 赤が WRF, 青が ROMS, 緑が WW3 である.	50
4.2	Jebi における WRF－YSU に対する初期値時刻による計算精度の違い. 黒色が JTWC ベストトラック, 灰色が JMA ベストトラック, 赤色が 8 月 30 日 0 時 (UTC), 青色が 9 月 2 日 0 時 (UTC), 緑色が 9 月 2 日 6 時 (UTC), 黄色が 9 月 2 日 12 時 (UTC), 紫色が 9 月 2 日 18 時 (UTC), 橙色が 9 月 3 日 0 時 (UTC). ここでは, JTWC のベストトラックは 1 分平均と比較している.	52

4.3	Jebi における WRF の各スキームに対する解像度の影響. 上段が 9 km 実験, 下段が 4.5 km 実験である. 黒色が JTWC ベストトラック, 灰色が JMA ベストトラック, 赤色が YSU スキーム, 青色 MYJ スキーム, 緑色 MYNN スキーム. 4.5 km 実験の結果は JTWC のベストトラックは 1 分平均と比較している.	52
4.4	ROMS における異なる鉛直計算設定の鉛直水温断面. A の場合, $\theta_s = 3$, $\theta_b = 0$, TCLINE = 30, N = 32 である. B の場合, $\theta_s = 20$, $\theta_b = 0$, TCLINE = 150, N = 40 である. θ_s は表層の細かさ, θ_b は底層の細かさ, N は層数, TCLINE は θ_s をどの深さまで考慮するかである.	53
4.5	Cimaron の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである. 黒色が JTWC ベストトラック, 灰色が JMA ベストトラック, 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. この章で示す後の結果も理のない限り凡例は同様である.	54
4.6	Cimaron の中心気圧. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	55
4.7	Cimaron の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	55
4.8	Cimaron における波浪のみの大気への影響.	56
4.9	Jebi の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	57
4.10	Jebi の中心気圧. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	58
4.11	Jebi の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	58

4.12	Jebi における波浪のみの大気への影響. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	59
4.13	Faxai の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである. ...	60
4.14	Faxai の中心気圧. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである. .	61
4.15	Faxai の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである. ...	61
4.16	Faxai における波浪のみの大気への影響.	62
4.17	Hagibis の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	63
4.18	Hagibis の中心気圧. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである. .	64
4.19	Hagibis の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである. .	64
4.20	Hagibis における波浪のみの大気への影響. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.	65
4.21	各台風の MYJ スキームにおける中心気圧比較.	66
4.22	各台風の MYJ スキームにおける最大風速比較.	66
4.23	Cimaron の MYJ スキームにおける白浜観測との風速比較.	67
4.24	Jebi の MYJ スキームにおける白浜観測との風速比較.	67
5.1	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過前後の海面水温偏差. 上段 WRF-ROMS 結合計算で得られた海面水温偏差, 下段はひまわり 8 号による海面水温観測による海面水温偏差.	74
5.2	Cimaron が通過した時のモデルにおける海面水温と白浜観測塔での水温観測との比較. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄	

	色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 実線がモデル, 破線が観測である. 深さが 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 6, 7, 8, 9 m の深さでの水温である.	75
5.3	Jebi が通過した時のモデルにおける海面水温と白浜観測塔での水温観測との比較. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 実線がモデル, 破線が観測である.	75
5.4	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過前後の海面水温偏差の波浪を考慮した時の水温差. 上段が WRF-ROMS-WW3-TY, 中段が WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段が WRF-ROMS-WW3-OOST.	76
5.5	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の潜熱フラックスのスナップショット. 海洋モデルのアウトプットであるため下向きが正である. 1 段目が WRF-ROM, 2 段目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 段目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 段目が WRF-ROMS-WW3-OOST. 水色の円は台風の位置を示す.	77
5.6	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の顕熱フラックスのスナップショット. 海洋モデルのアウトプットであるため下向きが正である. 1 段目が WRF-ROM, 2 段目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 段目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 段目が WRF-ROMS-WW3-OOST. 水色の円は台風の位置を示す.	78
5.7	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の潜熱フラックスと顕熱フラックスの時間変化. 左が潜熱フラックス, 右が顕熱フラックスである. WRF のアウトプットであるため上向きが正である. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST.	79
5.8	Cimaron 通過時における, 海面水温 (上段) および潜熱フラックス (中段), 全熱フラックス (下段) のコンポジット解析. WRF のアウトプットであるため上向きが正である. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	80
5.9	Jebi 通過時における, 海面水温 (上段) および潜熱フラックス (中段), 全熱フラックス (下段) のコンポジット解析. WRF のアウトプットであるため上向きが正である. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-	

	WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	80
5.10	Faxai 通過時における, 海面水温 (上段) および潜熱フラックス (中段), 全熱 フラックス (下段) のコンポジット解析. WRF のアウトプットであるため上向 きが正である. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS- WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	81
5.11	Hagibis 通過時における, 海面水温 (上段) および潜熱フラックス (中段), 全 熱フラックス (下段) のコンポジット解析. WRF のアウトプットであるため上 向きが正である. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS- WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	81
5.12	Cimaron 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 30.13 度における通過時とその 12 時間前後における海水温.	86
5.13	Cimaron 通過時における海面水温, 風速, 有義波高の時間変化 (鉛直海水温変 化の近接点). 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3- TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 以下の 同様な図における凡例は同じである.	86
5.14	Jebi 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 28.47 度における通過時とその 12 時 間前後における海水温.	87
5.15	Jebi 通過時における海面水温, 風速, 有義波高の時間変化 (鉛直海水温変化の 近接点).	87
5.16	Faxai 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 31.60 度における通過時とその 12 時 間前後における海水温.	88
5.17	Faxai 通過時における海面水温, 風速, 有義波高の時間変化 (鉛直海水温変化の 近接点).	88
5.18	Hagibis 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 27.18 度における通過時とその 12 時間前後における海水温.	89
5.19	Hagibis 通過時における海面水温, 風速, 有義波高の時間変化 (鉛直海水温変化 の近接点).	89
5.20	Cimaron 通過時における有義波高の時間変化. 8 月 22 日 0 時 (UTC) から 12 時 間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列	

	目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.	93
5.21	Cimaron が通過した時のモデルにおける有義波高と白浜観測塔での波高観測との比較. 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 黒色が平均波高, 灰色が最大波高. 実線がモデル, 破線が観測である.	94
5.22	Jebi 通過時における有義波高の時間変化. 9 月 2 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.	95
5.23	Jebi が通過した時のモデルにおける有義波高と白浜観測塔での波高観測との比較. 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 黒色が平均波高, 灰色が最大波高. 実線がモデル, 破線が観測である.	96
5.24	Faxai 通過時における有義波高の時間変化. 9 月 7 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.	97
5.25	Hagibis 通過時における有義波高の時間変化. 10 月 10 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.	98
5.26	Cimaron 通過時における海面粗度の時間変化. 8 月 22 日 00 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	102
5.27	Jebi 通過時における海面粗度の時間変化. 9 月 2 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	103
5.28	Faxai 通過時における海面粗度の時間変化. 9 月 7 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-	

	ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	104
5.29	Hagibis 通過時における海面粗度の時間変化. 10 月 10 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.	105
5.30	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の平均海面粗度の時間変化. 平均は各台風の RMW の 150% を半径とした円で行った. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST.	106
5.31	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の風速と運動量交換係数の関係. 各台風の RMW の 150% を半径とした円内でサンプリングしている. 運動量交換係数は海面粗度から計算している. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST.	107
5.32	Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の風速と象限ごとの平均運動量交換係数の関係. 各台風の RMW の 150% を半径とした円内でサンプリングしている. 運動量交換係数は海面粗度から計算している. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST.	108
6.1	Cimaron 通過時における風速分布の時間変化. 8 月 22 日 0 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.	113
6.2	Jebi 通過時における風速分布の時間変化. 9 月 2 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.	114
6.3	Faxai 通過時における風速分布の時間変化. 9 月 7 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.	115

6.4	Hagibis 通過時における風速分布の時間変化. 10 月 10 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.	116
6.5	Cimaron における最大風速半径 (RMW), 風速 30 m 半径 (R30), 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.	119
6.6	Jebi における最大風速半径 (RMW), 風速 30 m 半径 (R30), 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.	120
6.7	Faxai における最大風速半径 (RMW), 風速 30 m 半径 (R30), 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.	121
6.8	Hagibis における最大風速半径 (RMW), 風速 30 m 半径 (R30), 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.	122

表リスト

3.1	GLS スキームにおけるモデルとパラメータの組み合わせ.	25
4.1	各モデルの計算設定.	51
4.2	対象とした台風の計算開始時間と積分時間.	51
4.3	各モデルの初期値・境界値および地形データ.	51
4.4	WRF の物理スキーム.	51
4.5	WW3 の物理プロセス.	53

第1章 序論

近年の気候変動によって台風などの極端現象が激甚化することが予測されている[1, 2]. 実際, 2018 年には台風 21 号 (Jebi) が関西を直撃し, 関西国際空港に甚大な高潮被害をもたらした. 2019 年には台風 15 号 (Faxai) および 19 号 (Hagibis) が関東を中心に甚大な風水害を引き起こした. 2020 年には上陸せず, 予測ほど発達しなかったものの台風 10 号 (Haishan) は接近前の予測段階では, 過去最大級とされていた[3]. このように日本では頻繁に台風による被害に直面している[4].

猛烈な台風に対する防災・減災には, 台風特性 (中心気圧, 最大風速, 最大風速半径, 風速 15 m の半径) を正確に把握し, 強度予測精度を向上させることが重要である. しかし台風の強度予測は進路予測に比べて不確実性が大きい[5]. その要因の一つとして, 台風は海洋から熱エネルギーを受け取ることで発生発達するため, 台風通過の際の海洋状態が台風に影響するが, 海洋と波浪の効果を十分考慮できていないことが挙げられる.

台風は海洋と非常に密接であり, 台風の通過に伴い, 強風によって海水が混合することで, 熱エネルギー供給量を支配する海面水温は低下する[6]. さらに海面との摩擦を決める波浪が発達することによって, その海面の状況は大きく変化する[7]. その海面状態の変化は, 海面過程を通して台風にもフィードバックする[8]. しかし, 台風モデリングは大気モデルのみで行われることが多く, 海洋や波浪の考慮が不十分である. つまり, 台風特性や強度の正確な予測には, 海洋応答を考慮した大気海洋間における相互作用の理解が必要不可欠である. しかし, そのフィードバック機構を支配する台風下の大気海洋間の熱・運動量輸送は, 大気・海洋・波浪の状態に依存した複雑な物理過程であり未解明な部分が多い[9]. そのため, 台風下の大気海洋相互作用 (台風－海洋相互作用) の影響についての理解が乏しい.

また現在の技術を持ってしても, 台風下の大気海洋間の観測は困難であり, 2000 年代以前の古い観測データが多い. 一方, 近年発展しつつある大気－海洋結合モデルであっても, これら海面過程の考慮は不十分であり, 波浪の影響も無視されているか 90 年代に提案されたバルク式 (パラメタリゼーション) が用いられている. 2000 年代以降にも, 波浪観測に基づいたパラメタリゼーションが提案されているが, 個々の台風に対する最適なモデリングの理解は不十分である. 以上より, 波浪を考慮した台風－海洋相互作用 (台風－波浪－海洋相互作用) の理解は, 台風特性の正確な把握と強度

予測精度の向上に直結する．特に台風下の強風条件における熱・運動量輸送の海面過程の理解と詳細なモデル化は、将来的に増加すると予想される最大クラスの台風による高潮・高波災害、強風被害の評価に直結する重要な課題である．

そこで本論文では、第一に台風－波浪－海洋相互作用のこれまでの知見を整理し、台風モデリングにおける課題をまとめる．これに基づき、海面過程に基づいた台風－波浪－海洋相互作用を理解するために、Warner et al. (2010)[10]で開発された大気海洋波浪結合モデルを海洋応答や波浪の影響を考慮できるように数値モデルを用いた検討を行う．波浪を考慮する際は、複数の波浪観測に基づく海面粗度のパラメタリゼーションを組み込む．このモデルを用いて、異なる特性を持つ過去の顕著台風に対して大気モデル、大気海洋結合モデル、大気波浪結合モデル、大気海洋波浪結合モデルでの数値計算を実施し、海洋と波浪を考慮した台風モデリングの最適化を行う．結果の検証には、気象庁および日米合同台風警報センター（JTWC）のベストトラック、京都大学が所有する白浜観測塔、ひまわり 8 号の海面水温観測データ、ERA5 を用いる．結合の組み合わせやパラメタリゼーションの違いによる台風モデリングの特徴を整理する．さらに計算結果を解析することで、台風特性の違いによる海洋応答や波浪発達の海面状況の変化を理解し、その変化が台風の強度・構造に対する影響を明らかにすることを目的とする．

本論文では、台風の通過に伴う海面水温低下および波浪の台風特性に対する影響について大気海洋波浪結合モデルを用いて明らかにすることから、台風下の大気海洋相互作用の知見を得ることができる．日本では、台風による災害が毎年引き起こされるにも関わらず、台風－波浪－海洋相互作用における研究例は極めて少ないため、台風メカニズムの解明にも大きく貢献する．これらの成果は、最大クラスの台風強度予測や高潮・高波のハザード評価に直結する重要な知見を与えることが期待できる

本論文の構成は以下の通りである．第 1 章では、本論文の背景と目的を述べた．第 2 章では、台風下の大気海洋相互作用についてのレビューを行い、台風の通過に伴う海洋応答や波浪に基づく海面過程について説明する．また、台風モデリングの課題を示す．第 3 章では、本論文で用いる大気・海洋・波浪に関する数値モデルの概要と検証データについて説明する．4 章では、過去の顕著台風に対して、大気モデルのみ、大気海洋、大気波浪、大気海洋波浪を結合した数値実験を行い、台風のモデル計算結果を示し、検証することで台風モデリングの最適化をする．5 章では、4 章で計算した結果を用いて、台風の通過に伴う海洋および波浪の変化について解析し、台風特性の違いによるそれらの特徴をまとめる．さらに波浪に基づく海面粗度のパラメタリゼ

ーションと風速の関係を調べ、数値計算における最適なパラメタリゼーションを検討する。6章では、5章に基づき海洋と波浪の影響による台風特性の変化を調べ考察する。最後の7章では、本論文で得られた結論を示し、今後の展望を述べる。

第2章 台風下の大気海洋相互作用についてのレビュー

本章では、台風の発達メカニズム、台風の通過に伴う海洋応答、大気海洋境界の物理過程を通して台風下の大気海洋相互作用の既往研究についてまとめる。さらに、結合モデルによる台風モデリングの問題点について整理する。

2.1 台風－波浪－海洋の相互作用

台風は海洋上で発生・発達・衰弱し、大気と海洋の間で海面を通じて熱・運動量交換を行い、互いに影響しあうため非常に密接である（図 2.1）。熱交換は海面水温に依存して顕熱と潜熱を通して、大気へ影響を与えるが台風下では潜熱交換が熱交換量に寄与し、水蒸気は風速が強いほど、海洋から大気へと渡される。運動量交換は、海面での摩擦によって行われ、台風下では、高い波が発達し、この波（波浪）は風の抵抗として働く。この熱・運動量交換は台風の発達にとって重要となる。ここで発達メカニズムについて簡単にレビューする。Ooyama (1969)[11]や Charney and Eliassen (1964)[12]によって提唱された Conditional Instability of the Second Kind (CISK)や Emanuel (1986)[13]によって提唱された Wind-Induced Surface Heat Exchange (WISHE)がある。CISK は大気的不安定や摩擦収束に着目しているのに対して WISHE は海洋から大気への水蒸気供給を重要とする。つまり、海洋の状況が台風に影響することを示す。WISHE は台風強度の上限を与える理論であり、台風が強くなる条件は式 1 からわかるように以下のとおりである。①海水温が高く、大気上層の温度が低い②海面での熱交換係数が大きい③中心付近の海面がより暖かく湿っていて、大気境界層が冷たく乾いている④海面での運動量交換係数が小さいことである。これらの条件により台風強度（中心気圧、最大風速）には、海面水温や海面での熱・運動量交換という海洋の条件が重要となる[14]。台風強度予測の精度向上のためには、台風の強度やサイズ（最大風速半径や風速 15 m 半径）がどのように決まるかは発達メカニズムを理解することが不可欠であるが、発達メカニズムとして、WISHE によると大気の状態だけでなく海洋の状態を把握することが重要となる。

$$V_{max} = \frac{C_K}{C_D} \frac{T_S}{T_O} (T_{st} - T_O)(S_S^* - S_{st}) \quad (2-1)$$

ここで、 V_{max} は最大風速、 C_K は熱交換係数、 C_D は運動量交換係数、 T_s は海面水温、 T_o はアウトフローの温度、 T_{ST} は大気表層の温度、 S_s は海面の湿潤エントロピー、 S_{ST} は大気表層の湿潤エントロピーである。

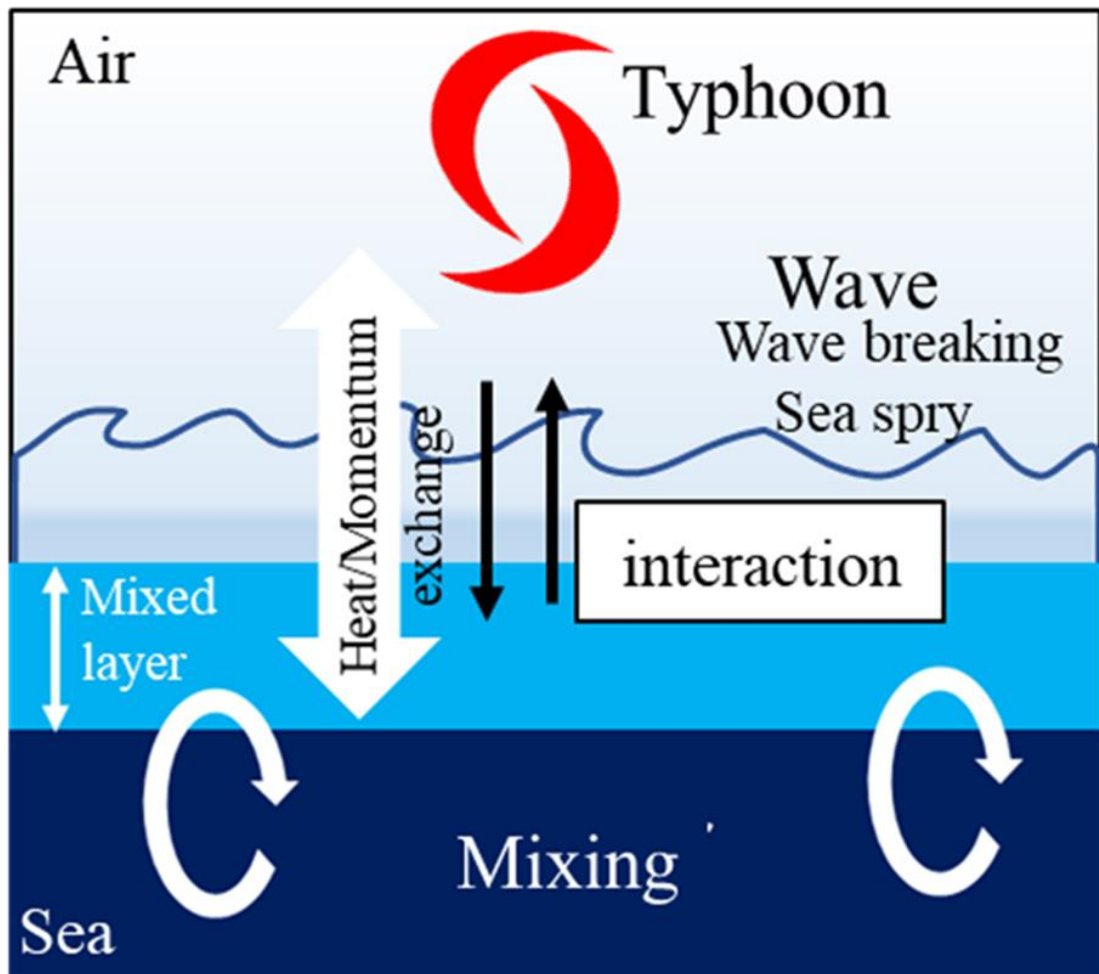


図 2.1：台風－海洋相互作用の模式図.

上記のように、海洋は台風の発達にとって重要な役割を果たすため、台風通過に伴う海洋応答を理解することが重要である。図 2.2 に示すように台風の通過に伴って海面水温が低下することは古くから知られている[6,14,15]。海面水温の低下は、台風の強風によって、図 2.3 のように上層の温かい海水と下層の冷たい海水が混合することによる 1 次元応答とエクマン湧昇による 3 次元応答によって上層の海水温は低下する[16, 17]。この海面水温の低下傾向は台風特性によって異なる。Iida et al., 2023[18]では、2019 年台風 Faxai と Hagibis の通過に伴う海面水温低下の定量化をクーリングパラメータ (Co) [19]を用いて行った。 Co は、Miyamoto et al. (2017)[19]で提案された台風特性（最大風速、最大風速半径、風速 15 m 半径、移動速度）と海洋状態（混合層の深さ、混合層下の水温勾配）の比で表される無次元数である。Faxai と Hagibis が通過する前の海洋状態を比較すると、Hagibis 通過時の海洋の方が冷えにくい状態であったが実際には Hagibis による海面水温低下が大きかった。つまり台風特性による影響が大きかったことを示す例である。海面水温の変化は海面の熱フラックスが変化することで台風の熱エネルギー供給に影響し、台風の発達にフィードバックする。台風通過時の短時間での海面水温低下は、結果的にその台風の構造変化への影響や、強度の発達を抑制し、弱体化することにつながる[20,21]。

一方で台風により混合層が深くなることによって、次にその海域を通過する台風が海洋を冷却しにくくなりオーシャンフィードバックが働かず、むしろ台風が強化されるという研究もある[22,23]。そのため台風にとって海水温の変化は非常に重要である。海面水温以外にも塩分や流速が変化し、台風の通過に伴い海洋が変化する。台風の通過に伴う海洋応答の概要については Zhang et al., 2021[24]でレビューされている。また台風の強風によって、台風の運動エネルギーが摩擦力として海面に加わり波浪が生成される。波浪の移動速度より風の方が早く移動するため、その速度差を抑制する方向へ抵抗が働き、その結果により風が弱くなる。このように台風は運動量を失い、海洋が運動量を得ている。大気が失うエネルギーは風速のおよそ 3 乗に比例する。波浪生成・発達の仕方もまた海洋応答と同様に台風特性によって異なる。波浪は海面過程を通して台風と海洋の境界を結合する役割をし、台風と海洋の熱・運動量交換の媒介となっている。本論文では、海面粗度は運動量に関する粗度のことである。

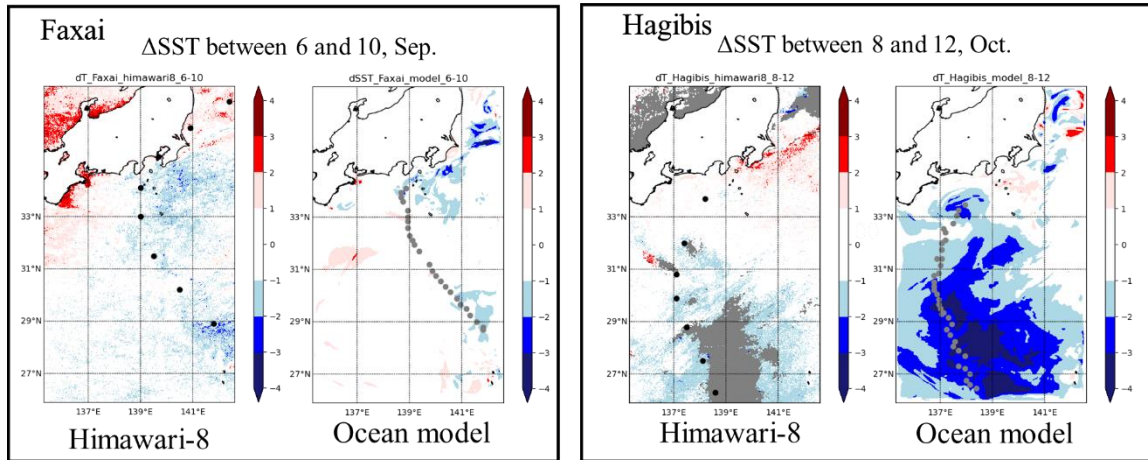


図 2.2：ひまわり 8 号による海面水温観測および海洋モデルによる計算結果の台風通過に伴う海面水温偏差（Iida et al., 2023, Fig1 を一部改）。

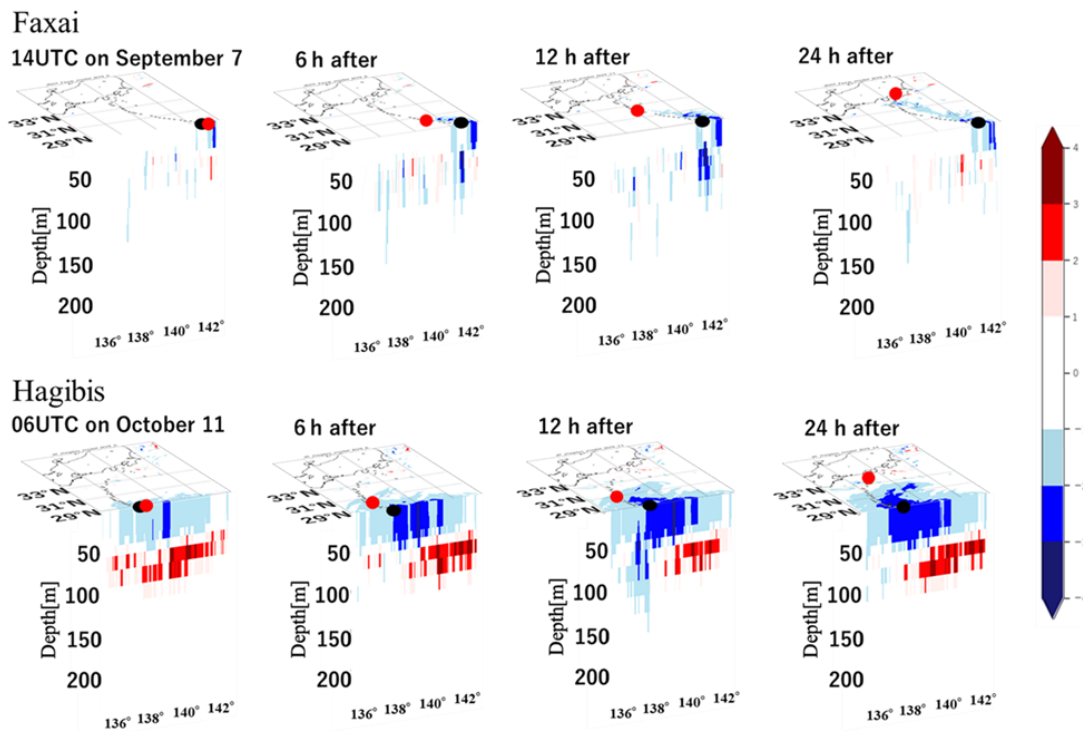


図 2.3：台風 Faxai と Hagibis の通過に伴う北緯 29°の水深 225m までの海水温変化の鉛直断面図。海水温変化の間隔は基準時刻に対して、台風通過後 0, 6, 12, 24 時間で、基準時刻は、Faxai は 9 月 6 日の 14UTC, Hagibis は 10 月 10 日の 06 UTC である。赤い点はその時刻の台風の位置を表す（Iida et al., 2023, Fig2）。

台風のような高風速下では大気海洋間の観測は現在の技術を持ってしても困難である。そのため、限られた観測や大型水槽で行われた実験によって、その熱・運動量交換係数は推定されており、Sroka and Emanuel et al. (2021)[9]では、この交換係数についての詳細なレビューが行われている。図 2.4 で示すように、台風強度を決定する運動量・熱交換係数は風速 30 m/s 以上では不確実性が大きく理解が不十分である。

この熱・運動量交換係数は、図 2.5 に示すように航空機観測のドロップゾンデなどによる現地観測や実験室内の水槽実験によって様々な研究から推定されたものである。特に Powell et al. (2003)[25]ではこれまで観測できていなかった風速 30m 以上の現地観測を成功させ、風速の増加に伴い運動量交換係数は一定となり、その後減少することを発見した。一方、近年の研究である Komori et al. (2018)[26]や Troitskaya et al. (2018b)[27]などの実験室内における高風速環境を模した水槽実験の結果でも同様の結果が得られている。しかし、図 2.5 に示すように熱・運動量交換係数に関する現地観測および実験室内の研究は 2000 年以前の古くからおこなわれてきたが、高風速下では観測が非常に難しい。このため、図 2.4 からわかるように現在でも誤差が大きいものとなっている。つまり、熱・運動量交換係数の比である C_K/C_D の推定が難しい。これが台風強度予測の不確実性につながっている[28]。さらにオーシャンフィードバックが働くと C_K/C_D の挙動が変化する[29]。そのため、数値計算上において、海洋と波浪を考慮し、その影響を理解することが重要となる。Lee et al. (2022)[30]では、台風の生涯最大強度に着目して、風速 40 – 75 m/s における C_K/C_D の新しいパラメータ化を試みた。ここで得られた値は、Bell et al. (2012)[31]や Soloviev et al. (2017)[32]に近い値となっている。しかし、海面飛沫の影響を指摘しつつもメカニズムの解明には至っていない。海面飛沫を考慮した研究も近年活発に行われている[33]。

以上より、台風の強度予測を向上させるためには、熱交換に寄与する海洋が台風の水蒸気を渡すと同時に台風が海洋を冷やす効果を双方向的に理解することに加え、運動量交換に寄与する波浪の効果を考慮することも重要となる。

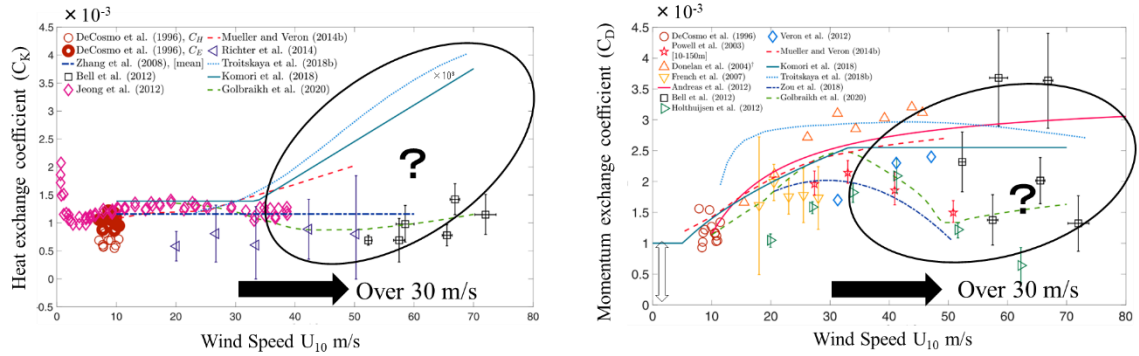


図 2.4：過去の既往研究で得られた海面における熱・運動量交換係数と 10 m 風速の関係（Sroka & Emanuel, 2021, Fig1,2 を一部改）。

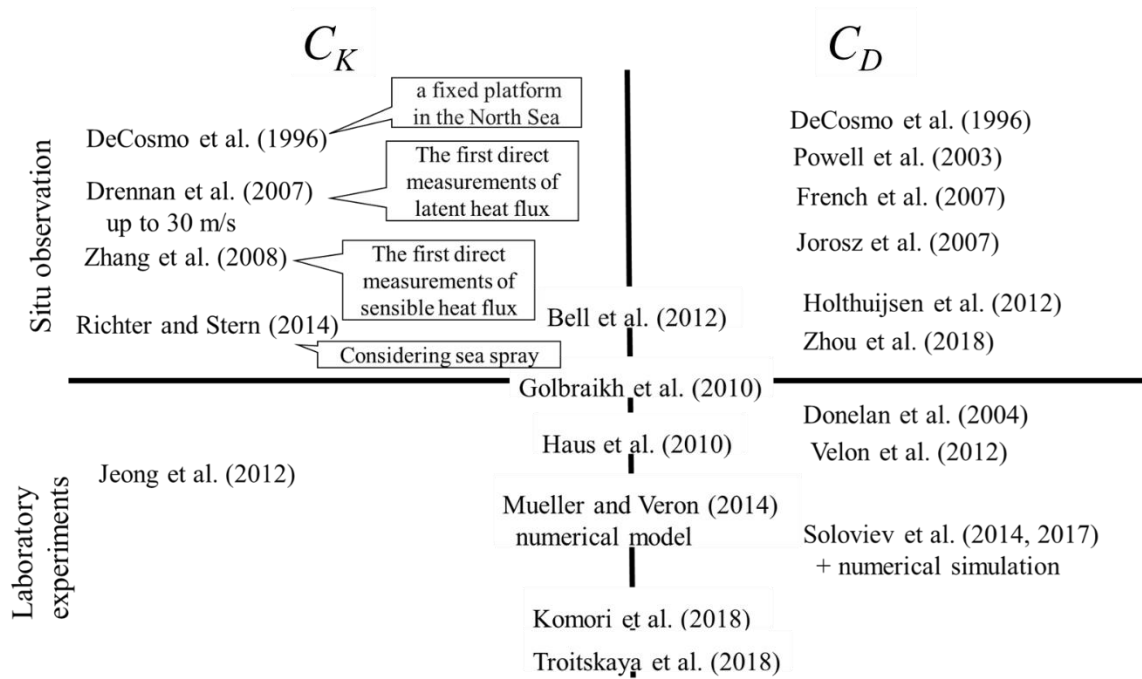


図 2.5： C_K と C_D に対する現地観測と実験室内による過去の既往研究の分類。

2.2 結合モデルにおけるモデリングの課題

台風研究において、台風モデリングには様々な課題がある。例えば、前節で述べたように台風は海洋と密接な関係を持ち、海洋の影響を大きく受けるが、その多くが大気モデルのみで行われることが多い。このため、下部境界条件である海面水温を疑似的にアップデートすることもあるが、海洋応答を陽に考慮されずにモデリングされている。Ito et al. (2015)[34]では、高解像度大気海洋結合モデルを利用し、海洋応答を考慮することで台風の強度予測精度を大きく向上することを明らかにし海洋結合の重要性を示したが、計算コストが大きい問題がある。そのため、海洋モデルを結合した場合でも海洋の考慮は 1 次元的なモデルの結合にとどまることが多く、海洋内部の変化が 3 次元的に解かれていない。しかし、日本に影響する台風は中緯度海洋を通過して発達・衰弱する。中緯度海洋では、海洋混合層が比較的浅いため、表層の海水温は台風の通過に伴って変化しやすい。一方でフィリピンなどの熱帯域では混合層が深いいため、台風通過に伴う海面水温低下が小さくその影響が少ない[35]。そのため、日本に接近する台風は、その通過に伴う海洋応答の影響を理解することは重要である。つまり海洋を 3 次元的に解くことが不可欠であり、限られた計算資源の中で台風への海洋応答の影響を理解し、モデルで表現する必要がある。

2022 年には気象庁の台風予測に 1 次元海洋混合層モデルが導入され[36]、海洋応答を考慮して台風予測が行われるようになったものの、波浪の考慮はされていない。波浪は海面の状態を決定するため、運動量交換の観点で無視できない。波浪の影響を理解することも台風強度予測にとって欠かせない過程の一つである。しかしながら、波浪観測に基づく海面粗度のパラメタリゼーションは行われているものの、台風のような高風速環境で定式化されたものではない。そのため、結合モデルにおいて、適切なパラメタリゼーションを検討する必要があるが、台風特性の異なる個々の事例に対しては詳細に調べられていない。そのため、数値モデルにおける最適な海面粗度のパラメタリゼーションを決定する必要がある。

ここで大気海洋間の海面物理過程の現象である運動量輸送について着目する。二宮 (2014)[37]で詳細にレビューされているためここでは、大気モデルで一般的に用いられる Charnock (1955)[38]による海面粗度と摩擦速度の関係および波浪観測に基づいて海面粗度のパラメタリゼーションが行われた Taylor and Yelland (2001)[39]と Drennan et al. (2005)[40]、Oost et al. (2002)[41]について整理する。

一般的に大気境界層における乱流輸送に関する理論であるモニン＝オブコフ相似則 [42]は次のように表される。

$$\frac{U_Z}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{Z_0} \quad (2-2)$$

ここで、 U_Z は基準高さ Z における速度、 u_* は摩擦速度、 Z_0 は海面粗度、 κ はカルマン定数 ($\kappa = 0.4$) である。海面の摩擦速度 u_* は次のように定義される。

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad (2-3)$$

ここで、 τ は表面応力、 ρ は密度である。

$$\tau = \rho C_D U_{10}^2 \quad (2-4)$$

ここで C_D は風の海面摩擦係数、つまり運動量交換係数である。 U_{10} は 10 m の高さでの平均風速である。よって、式(2-2)、式(2-3)、式(2-4)より運動量交換係数 C_D は

$$C_D = \left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{Z_0} \right)^{-2} \quad (2-5)$$

このように運動量交換係数は、海面粗度と 1 対 1 に対応している。つまり、海面粗度から運動量交換係数を算出することが可能である。運動量交換係数を直接推定することは難しいが、海面粗度から間接的に推定することができる。初期や台風環境下における海面粗度や運動量交換係数はドロップゾンデによる観測から風速の関数としてパラメタリゼーションされているため、海面の状態が考慮されていない[43]。海面の状態は風によって波浪が成長・発達し、遠方からのうねりも存在する複雑な状態である。低風速環境ではあるがこれまでに複数の波浪観測に基づいたパラメタリゼーションが提案されてきた[39, 40, 41]。さらに近年、波浪ブイの小型化により外洋での台風観測が可能となってきた[44, 45]。そのため、従来の風速に基づくパラメタリゼーションや波浪観測に基づくパラメタリゼーションが数値計算において、どのような課題があるか明らかにすることが今後の新たな海面粗度に関するパラメタリゼーションの提案に向け重要となる。

次に本論文の数値計算で用いる海面粗度 Z_0 のパラメタリゼーションについてまとめる。波浪を考慮しない大気モデルや大気海洋結合モデルでは、海面粗度は Charnock の式[38]によって次のように表現される。

$$Z_0 = \alpha_{CH} \frac{u_*^2}{g} \quad (2-6)$$

ここで、 α_{CH} ($= 0.014 \sim 0.018$)は、チャーノック数である。 g は重力加速度。 この式は風速の関数であるため、風速の増加に伴い線形的に海面粗度が大きくなる。

一方で、波浪モデルを結合した場合は、台風のような風速 30 m/s 以上の高風速下ではないが、波浪観測に基づいて、波浪のパラメータによって定式化された海面粗度に関するパラメタリゼーションが提案されている。

A) Taylor and Yelland (2001)[39]

$$Z_0 = 1200 \times H_S \left(\frac{H_S}{L_p} \right)^{4.5} \quad (2-7)$$

ここで、 H_S は波高、 L_p は波長である。 H_S/L_p は波形勾配である。 Taylor and Yelland (2001)[39]は波高と波形勾配に依存するパラメタリゼーションを提案している。 そのため波の発達状態を明示的に表現し、波浪の状態が粗度に与える影響をモデル化している。

B) Drennan et al. (2005)[40]

$$Z_0 = 3.35 \times H_S \left(\frac{u_*}{C_p} \right)^{3.4} \quad (2-8)$$

ここで C_p はピーク波速である。 u_*/C_p は、波齢である。 Drennan et al. (2005)[40]は波高と波齢に依存する式を提案している。 波浪の成熟度が考慮され、波と風の相互作用をモデル化している。

C) Oost et al. (2002)[41]

$$Z_0 = \frac{25.0}{\pi} \times L_p \left(\frac{u_*}{C_p} \right)^{4.5} \quad (2-9)$$

Oost et al. (2002)[41]は波長と波齢に依存する式を提案している。 波浪の成長段階をより詳細にモデル化している。

さらに、Fairall et al. (1996)[46]は、Smith(1988)[47]の考え方に基づいて、Charnock の式を組み合わせ、次のパラメタリゼーションを提案している。

$$Z_0 = 0.011 \times \frac{u_*^2}{g} + 0.11 \times \frac{\nu}{u_*} \quad (2-10)$$

ここで、 ν は大気の運動量粘性である．本論文では，波浪モデルを結合する際に(2-7)～(2-9)の式を用いて，波浪の効果を海面粗度として表現する．これらの式は波浪観測に基づいて定式化されているため，低風速条件や波浪が発達していない場合の粘性による影響が考慮されていない．したがって，より現実的な表現にするため，結合計算する際は，粘性効果を考慮するために(2-10)の第2項が組み込まれている．

台風やハリケーンを対象とした，大気海洋波浪結合モデルを用いた研究は Wada et al. (2018)[48]や Wada (2020)[49]，Li et al. (2023)[50]などがあるが，波浪のパラメタリゼーションを考慮した研究は少ない．Wada et al. (2018)[48]では，大気海洋波浪結合モデルを用いて，2013 年台風 Haiyan に対してシミュレーションを行った．それにより海洋結合が強度の不確実性を軽減することを示し，海洋や大気海洋過程の効果を理解することが結合モデルの改善につながることを示唆している．Li et al. (2022)[51]では，2018 年台風 Mangkhut を対象に波浪の結合によって，海洋結合による強度の低下が抑制されることを示した．さらに大気への海洋と波浪の結合は物理的メカニズムを現実的に表現するだけでなく，結合モデルの改善は防災上の災害リスク評価や管理にも重要であると強調している．Li et al. (2023)[50]では，海面粗度のパラメータ化がハリケーン予報に与える影響を調査し，海面粗度を小さくすると，サイズは大きくなり最大風速は増加すが，最大風速半径に変化がないことを報告している．また，パラメータ化の数値的・理論的研究の不足も指摘している．

前節で述べたように台風は海洋と非常に密接であり，その相互作用は波浪を介して，行われるため，台風，海洋，波浪それぞれを考慮して，個々のプロセスを理解することが重要となる．結合モデルで台風モデリングする際には，モデルごとのスケールの違い，境界条件の最適化などほかにも様々な課題があるが，本論文では，海洋応答を考慮したうえで，特に複数のパラメタリゼーションを用いて波浪の影響を検討することに重点を置く．したがって，領域大気海洋波浪結合モデルを用いて，個々の台風を対象にして，海洋応答および波浪の効果を考慮して台風モデリングを行い，モデルの最適化を行う．台風特性の違いによる海洋応答と波浪の発達について解析をすることで，数値計算における運動量交換係数と風速の関係を調べ最適なパラメタリゼーションを検討する．さらに海洋と波浪が台風特性に与える影響を明らかにする．

第3章 数値モデルの概要と初期値・境界値 および検証データ

本章では、用いた数値モデルおよびデータについてまとめる。本論文で用いた数値モデルは、Warnar et al. (2010)[10]で開発された The Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System (COAWST) V3.7 である。これは大気モデル the Weather Research and Forecasting (WRF) V4.2.2[52]、海洋モデル the Regional Ocean Modeling System (ROMS) V41.31[53]、波浪モデル the WAVEWATCHIII (WW3) V7.12[54]で構成される大気海洋波浪結合モデルである（図 3.1）。カップラーとして、Model Coupling Toolkit (MCT) (<http://www.mcs.anl.gov/research/projects/mct/>) が用いられている。COAWST V3.7 以前の波浪モデルは Simulating WAVes Nearshore (SWAN)[55]が用いられていたが、COAWST V3.7 では WW3 が実装されたため、WW3 で波浪計算を行う。SWAN は浅海域や沿岸部における波浪推算に適しているのに対し、WW3 は大洋スケールの波浪解析など外洋の波浪推算に適している。本論文では外洋における台風の通過に伴う波浪の効果を考慮するため、波浪モデルとして WW3 を使用する。

計算、解析対象にした台風の概要と数値実験における初期値および境界値についても整理する。検証データには、気象庁および JTWC のベストトラック、ひまわり 8 号による海面水温観測、白浜観測塔における台風観測および ERA5 を用いたためこれらについて解説する。

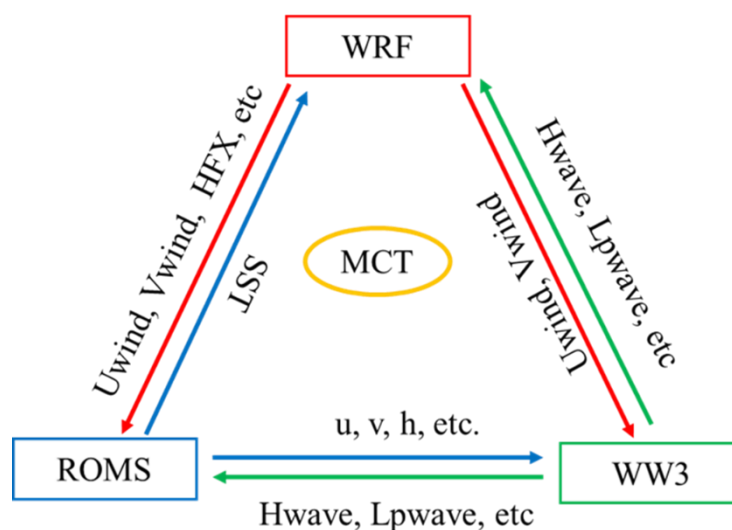


図 3.1：結合モデルの模式図。

3.1 領域気象モデル

3.1.1 領域気象モデル WRF の概要

本論文では大気モデルとして、WRF を用いる。WRF は気象学および気候学の研究や数値天気予報に広く用いられる大気モデリングシステムである。このモデルは、NCAR (National Center for Atmospheric Research), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), NCEP (National Centers for Environmental Prediction), AFWA (Air Force Weather Agency)など、アメリカの複数の研究機関・政府機関によって開発・改良されている。柔軟なモジュール性による様々な物理スキームや設定をできることや数 km スケールの解像度に対応することができるため、世界中で用いられているモデルである。

WRF は、水蒸気、雲、雨、雪などの予報方程式からなる雲物理モデルや大気放射などを計算する放射モデル、地表面温度や地表面フラックスを計算する地表面モデルなど様々な物理モデルから構成される 3 次元の非静力学モデルである。そのため、風速や海面気圧、潜熱フラックス、顕熱フラックス、降水、露点温度、比湿、気温、長波放射、短波放射など、大気現象に関わる物理変数のデータを σ 座標上で取得可能である。また、本論文では扱っていないが、ネスティングや 3 次元および 4 次元変分法によるデータ同化を行うことが可能である。

3.1.2 支配方程式

WRF では、地形に沿った静水圧鉛直座標が用いて定式化されており、次のように定義される。

$$\eta = \frac{p_d - p_t}{p_s - p_t} \quad (3-1)$$

ここで、 p_d は乾燥空気における圧力の静水圧成分、 p_s および p_t はそれぞれ地表面と上端の境界における p_d の値を示す。 η は地表で 1 からモデル領域の上端境界で 0 まで変化する。 $\mu_d \Delta \eta = \Delta p_d = -g p_d \Delta z$ はグリッドセル内の単位面積当たりの質量に比例するため、鉛直座標面における非次元化された風速ベクトル V 、鉛直速度ベクトル Ω 、温位 Θ_m 、比湿 Q_m などの予報変数の適切なフラックス形式は次のように定義される。

$$\begin{aligned} V &= \mu_d \mathbf{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu_d \omega, \\ \Theta_m &= \mu_d \theta_m, \quad Q_m = \mu_d q_m \end{aligned} \quad (3-2)$$

ここで、 $\mathbf{v} = (u, v, w)$ は水平および垂直方向の共変速度成分を表す。 $\omega = \dot{\eta}$ は鉛直方向の反変速度である。 $\theta_m = \theta(1 + (R_w/R_d)q_v) \approx \theta(1 + 1.61q_v)$ は湿潤ポテンシャル温度を表す。 $Q_m = \mu_d q_m$ であり、ここで $q_m = q_v, q_c, q_r, \dots$ は水分変数（水蒸気、雲水量、降水水量など）の混合比を表す。これらの変数を用いて、WRF の支配方程式として、フラックス形式のオイラー方程式は次のように表される。

A) 東西方向の運動方程式

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot V_u) + u_d \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial_\eta p}{\partial x} \phi = F_U \quad (3-3)$$

U は東西方向の運動量、 F_U は摩擦や物理的な影響を考慮したソース項である。

B) 南北方向の運動方程式

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot V_v) + \mu_d \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial_\eta p}{\partial y} \phi = F_V \quad (3-4)$$

V は南北方向の運動量、 F_V は摩擦や物理的な影響を考慮したソース項である。

C) 鉛直方向の運動方程式

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot V_w) - g \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \frac{\partial_\eta p}{\partial x} - \mu_d \right] = F_W \quad (3-5)$$

W は鉛直方向の運動量、重力加速度 g を考慮している。

D) 湿潤ポテンシャル温度の予報方程式

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} + (\nabla \cdot V_{\theta_m}) = F_{\theta_m} \quad (3-6)$$

θ_m は湿潤ポテンシャル温度、物理過程による加熱および冷却は F_{θ_m} に含まれる。

E) 質量保存式

$$\frac{\partial \mu_d}{\partial t} + (\nabla \cdot V_{\Theta_m}) = 0 \quad (3-7)$$

F) ジオポテンシャルの予報方程式

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \mu_d^{-1} [(\nabla \cdot V_{\Theta_m}) - gW] = 0 \quad (3-8)$$

$\phi = gz$ はジオポテンシャルである.

G) 水分変数の予報方程式

$$\frac{\partial Q_m}{\partial t} + (\nabla \cdot V_{q_m}) = F_{Q_m} \quad (3-9)$$

Q_m は水蒸気, 雲水, 雨水などの水分変数の混合比である.

診断式として,

H) 乾燥空気に対する静水圧平衡式

$$\frac{\partial_\eta \phi}{\partial t} = -\alpha_d \mu_d \quad (3-10)$$

I) 全圧 (乾燥空気 + 水蒸気) の関係式

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (3-11)$$

$\gamma = R_d/c_p$ は乾燥空気の比熱比, $\alpha_d = 1/\rho_d$ は乾燥空気の逆密度, $\alpha = \alpha_d(1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$ は全空気塊 (湿潤空気) の逆密度, $\nabla \cdot Va = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a)$ は流束形式での発散である.

3.1.3 主な物理スキーム

ここでは WRF で用いられる主な物理スキームについて整理する。WRF には、気象現象に関する様々な物理スキームから構成されている。それを適切に組み合わせることによって、気象現象のシミュレーションを行っている。その物理モデルには、図 3.2 に示すように(a)乱流スキーム、(b)対流スキーム、(c)表層スキーム、(d)放射スキーム、(e)雲微物理スキーム、(f)地表面スキームがある。本論文では乱流スキームの選択と積雲対流スキームの考慮の有無について検討し、他の物理スキームは、台風モデリングに一般的に採用されるオプションを選択した。各物理スキームの選択オプションは 10 以上あるものも多い。

(a)乱流スキーム (Planetary Boundary Layer, PBL)

乱流スキームは惑星境界層 (PBL) 物理であり、地表付近における熱・運動量フラックスと、鉛直方向の乱流混合を表現するモデルである。乱流スキームは、十分に混合された境界層と安定層内のフラックスプロファイルを決定し、大気柱全体の温度や雲を含む水分、水平方向の運動量の大気変化率を与える。大気下層での運動と混合のモデリングを行うため、台風モデリングにおいて、強度や構造をシミュレーションする上で重要な物理スキームとなる。選択できるオプションは 10 以上あるが、本論文では、Yonsei University Scheme (YSU)[56]、Mellor-Yamada-Janjic Scheme (MYJ)[57]、Mellor-Yamada Nakanishi Niino (MYNN) Level3 [58]を用いている。

YSU スキームは、非局所混合を考慮した代表的なスキームであり、境界層全体を一つの系として広範囲にわたる熱・運動量の輸送をモデル化している。混合層上端の不連続性を明示的に取り扱うことで、より現実的な鉛直プロファイルを再現可能である。台風の日や壁雲の強い上昇気流を伴う領域をシミュレートする。地表からの熱・運動量フラックスを効率的に計算するため、シンプルで計算コストが低いのが特徴である。そのため局所的な乱流構造を詳細に再現することは難しい。また、静的安定性が高い海域での詳細なフラックス再現が弱い。

MYJ スキームは、局所混合を考慮するスキームであり、乱流混合を局所的な鉛直勾配に従いモデル化し、乱流運動エネルギーに基づいて境界層過程を表現する。YSU スキームに対して、境界層内の細かい構造や、静的安定性が高い環境における過程を詳細に計算することができる。台風を中心付近での高風速域や摩擦層の詳細な挙動を再現することが可能である。

MYNN スキームは、非局所混合（YSU スキームの特徴）と局所混合（MYJ スキームの特徴）の両方を組み合わせたスキームである。つまり、境界層全体の挙動を非局所的に捉えつつ局所的な乱流構造の詳細も考慮することができる。乱流運動エネルギーに基づいて詳細な混合計算を行うことで鉛直プロファイルの正確性が向上する。高解像度向けのスキームであるため計算コストが高い。台風中心とその周辺の渦構造を詳細に解析可能である。

(b) 積雲対流スキーム（Cumulus Parameterization）

積雲対流スキームは積雲対流パラメタリゼーションであり、対流や雲のサブグリッドスケールの効果を表現する。水平解像度が 10 km 以上など粗い場合、上昇気流や下降気流および雲の外側では表現できないため、積雲対流パラメタリゼーションを考慮することで補償流による鉛直フラックスを計算することが可能となる。理論的には、10 km 以上の粗い格子サイズに対して有効である。5 ~ 10 km では格子では、このスキームが対流を引き起こすために有効である場合がある。

本論文では、Kain-Fritsch (KF) スキーム[59]を用いる。このスキームは、対流のトリガー条件を厳密に扱うことで上昇流の効率を考慮し、上昇流と下降流の相互作用を再現し降水分布や熱輸送をモデル化する。台風モデリングでは、積雲対流パラメタリゼーションの考慮が強度や降水分布に影響する。KF スキームでは、比較的モデリングが安定しており、台風中心から遠い外縁部の対流や降水分布を再現可能である。モデル解像度や対象とする台風特性によってスキームの選択が重要となる。本論文では、オブションの選択は KF スキームのみで、これを考慮することの有無にとどめている。

(c) 表層スキーム

表層スキームでは、大気と地表面の間での熱・運動量および水蒸気フラックスの交換を表現する役割を担う。つまり、摩擦速度と交換係数を計算することによって、陸面モデルによる熱・水分フラックスと乱流スキームにおける表面応力の計算を可能とする。水面上では、表面フラックスおよび表面の診断フィールドが表層スキーム内で計算される。この過程は、主に地表面近くの鉛直混合や境界層内の過程に影響を与える。特に台風では、海面からの熱・水蒸気の供給や海面粗度によるエネルギー損失が台風の強度や発達などに重要な役割を果たす。本論文では、モニン＝オブコフ相似則[42]に基づく Eta Similarity スキーム[60]を用いる。このスキームは安定度補正が簡略化されるため計算コストが低く、多くの気象現象に対して安定している。海面粗度の影

響は、2章2節で示したように波浪を結合する際は、波浪に基づくパラメタリゼーションに依存することになる。

(d)放射スキーム (Radiation Scheme)

放射スキームは、大気中の放射収支を計算するためのモジュールで、短波放射と長波放射の相互作用をモデル化し、大気や地表面の加熱・冷却効果を再現する。短波放射は、太陽光（波長 0.3–3 μm ）の吸収・散乱・反射を計算し、雲・水蒸気・エアロゾルが光を吸収・散乱する影響を考慮する。長波放射は、地球放射（波長 $>3 \mu\text{m}$ ）の吸収と放出を計算し、温室効果ガス（ CO_2 , H_2O , CH_4 など）や雲による放射伝達を考慮する。これにより、放射収支として大気・地表・雲層の加熱率を計算し、エネルギー収支を保つことができる。本論文では、台風モデリングで一般的に使われる RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model for GCMs) [61]を用いる。短波と長波放射の計算を同時に行う高精度スキームであり、温室効果ガスや雲の光学特性、エアロゾルの影響を詳細に考慮することができる。計算コストは高いが、エネルギー収支の正確な計算が必要である場合に有効である。

(e)雲微物理スキーム (Microphysics Scheme)

雲微物理スキームは、大気中で発生する雲や降水の形成、蒸発、凝結、融解、凍結といった相変化過程をモデル化することができる。雲微物理スキームにおいて、考慮する相変化の数は重要なパラメータ要素である。特に台風などの極端気象現象をシミュレーションする場合には、降水分布や雲の構造に大きな影響を与える。台風のエネルギー源である潜熱の放出をモデル化し、エネルギー源や台風中心部の強い上昇気流、外縁部の降水帯を再現するため、台風の発達にとって重要なスキームである。本論文では、5–10 km の中解像度の台風や降水帯のシミュレーションで一般的に用いられる層数が多い WRF-Single-moment 6-class スキーム (WSM6) [62]を用いた。WSM6 では水蒸気、雲水、雨水、氷晶、雪、霰を扱う。

(f)地表面スキーム (Land Surface Model, LSM)

陸面スキームは、大気と地表面の相互作用を記述するモデルで、地表面からの熱・水蒸気・運動量フラックスの計算が含まれる。これらのフラックスは、地表面の温度や土壤水分、植生などの状態に依存し、大気の境界層構造や降水分布に大きな影響を与える。WRF では、陸面スキームが地表スキームや表層スキームと関連し、物理的な

大気-地表の相互作用をモデル化する．台風モデリングにおいては，地表面温度や湿度分布が台風の進路に影響を与え，陸地と海洋の差が台風の減衰に影響する．本論文では，5-layer Thermal Diffusion スキーム[63]を用いた．このスキームは，シンプルな地表面温度および地中温度の計算スキームで，地表面と土壌の熱伝導過程を表現し，大気と地表面の間の熱交換をモデル化している．台風進路の解析に有効であり，台風の発達に影響する地表温度の変化を簡易的に再現している．

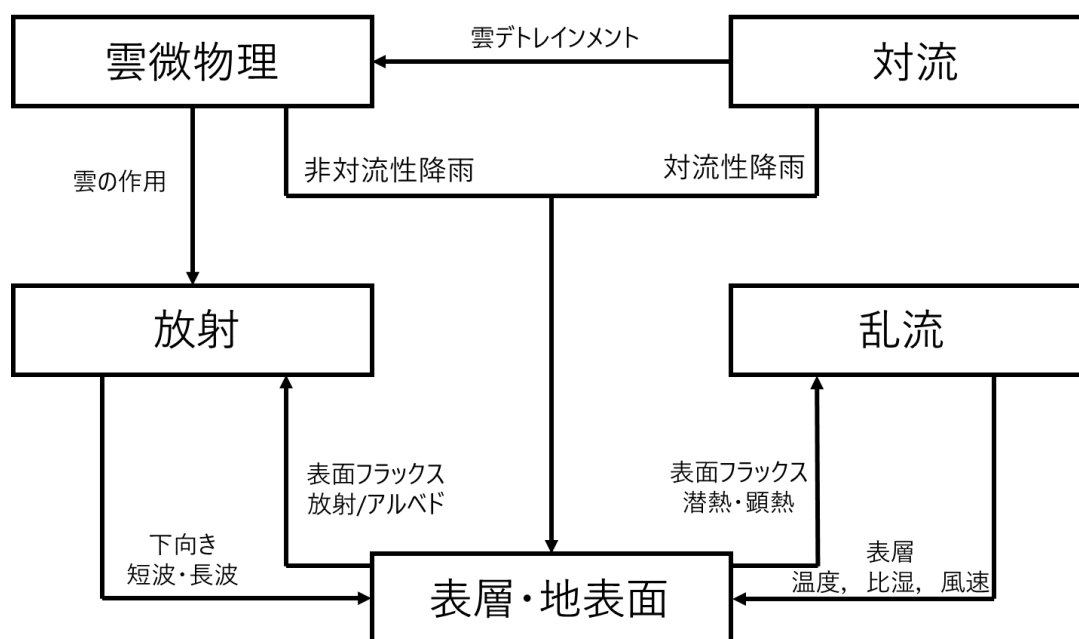


図 3.2：様々な物理コンポーネント間の相互作用の模式図（Skamarock et al., 2021, Fig8.1 一部改）．

3.2 準3次元海洋モデル

3.2.1 準3次元海洋モデル ROMS の概要

本論文では海洋モデルとして、ROMS を用いる。ROMS は 3 次元自由表面地形追従型数値モデルであり、静水圧近似・ブシネスク近似を考慮した 3 次元レイノルズ平均 Navier-Stokes 式に基づく準 3 次元海洋モデルである。海洋中の水温や塩分、流速、表面フラックスを解くことができる。様々な差分方法や物理モデル、境界条件についてモジュール化されているため、これらを組み合わせることで、対象とする現象を計算することが可能である。水平座標がデカルト座標、鉛直座標が地形に沿ったシグマ座標で表現される。水平方向には非構造格子系である Arakawa C グリッド[64]、鉛直方向には伸長型地形追従座標系[65]が採用されている。それらが差分近似されているため、海底地形の取り扱いが容易となり、複雑な海底地形の表現や対象とする現象に適した任意の解像度が設定可能である。輸送方程式により、運動量やスカラー移流、拡散過程を解くことができる。状態方程式により、温度や塩分、浮遊土砂濃度を考慮することによって密度場を計算することができる。さらに移流スキームや乱流モデル、側面・海底・海面における境界条件などのオプションを含む、多くのモデルコンポーネントの選択が可能である。台風下の結合計算では、海面水温、海洋混合層、熱交換などを考慮することが可能となる。

3.2.2 支配方程式と乱流運動モデル

デカルト座標系における基礎方程式を整理する。水平方向の運動方程式は、

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - f v = - \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - \nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \quad (3-12)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + f u = - \frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - \nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \quad (3-13)$$

ここで、 u 、 v は x 、 y 方向の流速、 $\vec{v} = (u, v)$ 、 t は時間、 f はコリオリパラメータ、 ϕ は動圧 ($\phi = P/\rho_0$: P は静水圧近似での圧力、 ρ_0 は水の鉛直平均密度)、 F_u 、 F_v 、 D_u 、 D_v は x 、 y 方向の外力項と拡散項である。

水温や塩分などのスカラー濃度場の時間発展、 $C(x,y,z,t)$ は移流拡散方程式によって決まる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{C'w'} - v_\theta \frac{\partial C}{\partial z} \right) + F_C + D_C \quad (3-14)$$

v_θ は拡散係数, F_C , D_C 外力項と拡散項である.

得られた温度 T , 塩分 S を用いて, 状態方程式は次のように表す.

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (3-15)$$

ブシネスク近似では, 運動方程式における密度変化は, 垂直方向の浮力項への寄与を除き運動方程式において無視される. 静水圧近似では鉛直圧力勾配が浮力と釣り合うと仮定される.

$$- \frac{\partial \phi}{\partial z} = - \frac{\rho g}{\rho_o} \quad (3-16)$$

ρ は水の密度, g は重力加速度である. よって, 非圧縮性流体の連続方程式は, 次のように表される.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3-17)$$

ただし, 海洋では, 分子粘性 (ν) や分子拡散係数 (ν_θ) による垂直混合は非常に弱く, 乱流による混合が圧倒的に支配的であるため, 数値モデルでは分子粘性・分子拡散に関連する項を無視し, 代わりに乱流混合を考慮するパラメータ化を用いる. 以下に乱流パラメータ化を示す.

A) レイノルズ応力のパラメータ化

$$\overline{u'w'} = - K_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3-18)$$

$$\overline{v'w'} = - K_M \frac{\partial v}{\partial z} \quad (3-19)$$

$\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$ は乱流による運動量輸送, K_M は鉛直乱流渦粘性係数である.

B) スカラー輸送のパラメータ化

$$\overline{C'w'} = - K_C \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3-20)$$

$\overline{c'w'}$ は温度や塩分の乱流フラックス、 K_C は鉛直乱流拡散係数である。これらのパラメータ化により乱流応力やトレーサーフラックスを他のモデル変数（速度、温度、塩分）と渦粘性・拡散係数 (K_M , K_C)の関数として表現できる。 K_M と K_C の係数は、様々なモデルによって決定される。Mellor-Yamada レベル 2.5 モデル [66] や K-Profile Parameterization (KPP) [67], GLS スキーム (General Length Scale) [68]などがある。Mellor-Yamada レベル 2.5 モデルは、局所的閉じ込み乱流モデルで、乱流エネルギーとその崩壊率に基づいて計算される。乱流運動エネルギー k および乱流の影響範囲である混合長 l によって、 K_M , K_C は次のように表される。

$$K_M = -\sqrt{k}l\psi_M \quad (3-21)$$

$$K_C = -\sqrt{k}l\psi_C \quad (3-22)$$

ψ_M , ψ_C はモデル固有の安定度関数である。

KPP は、表層と底層の境界層内での混合を非局所的にモデル化する。

$$K_M = K_C = k^*z \left(1 - \frac{z}{h}\right)^2 \quad (z \leq h), \quad 0 \quad (z > h) \quad (3-23)$$

k^* は境界層乱流強度に関連する係数、 z は鉛直方向の深、 h は境界層の深さである。

GLS スキームは、 k - ϵ [69] や k - ω [70] モデルを含む柔軟なスキームである。このスキームは Umlauf and Burchard (2003)[68]によって、Mellor-Yamada レベル 2.5 モデルのスキームを含む従来のスキームと同様に動作するように、一般的な 2 方程式の乱流閉じ込みモデルを提案した。乱流エネルギーの散逸率 ϵ は以下のように表される。

$$\epsilon = (c_u^0)^{3+p/n} k^{3/2+m/n} \psi^{-1/n} \quad (3-24)$$

c_u^0 はモデル固有係数である。 ψ は乱流長さスケールを決定するパラメータで次のように表される。

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_\psi \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\psi}{k} (c_1 P_s + c_3 P_b - c_2 \epsilon F_{wall}) \quad (3-25)$$

K_ψ は ψ の鉛直拡散係数, P_s , P_b は 剪断生成項および浮力生成項, F_{wall} は 壁の影響を考慮する因子, c_1 , c_2 , c_3 は, 経験的係数である.

$$\psi = (c_u^0)^p k^m l^n \quad (3-26)$$

$$l = (c_u^0)^3 k^{3/2} \epsilon^{-1} \quad (3-27)$$

ここで, p , m , n はそれぞれ異なる乱流モデルに対応するパラメータである. 様々なパラメータの選択によって, これら 2 つの方程式を用いて, 様々な従来の 2 方程式乱流閉鎖モデルを解くことができる. k - kl や k - ϵ , k - ω パラメータの例を表 3.1 に示す. 本論文では, GLS スキームの工学分野で最も広く用いられている 2 方程式乱流モデルである k - ϵ に対応する係数を与えて, 計算を行った.

表 3.1 : GLS スキームにおけるモデルとパラメータの組み合わせ.

	$k - kl$	$k - \epsilon$	$k - \omega$
	$\psi = k^1 l^1$	$\psi = (c_u^0)^{-1} k^{1/2} l^{-1}$	$\psi = (c_u^0)^2 k^1 l^{-2/3}$
p	0.0	3.0	-1.0
m	1.0	1.5	0.5
n	1.0	-1.0	-1.0
σ_k	1.96	1.0	2.0
σ_ψ	1.96	1.3	2.0
c_1	0.9	1.44	0.555
c_2	0.52	1.92	0.833
c_3^-	2.5	-0.4	-0.6
c_3^+	1.0	1.0	1.0
$kmin$	5.00E-06	7.60E-06	7.60E-06
ψmin	5.00E-06	1.00E-12	1.00E-12
c_u^0	0.5544	0.5477	0.5477

3.3 スペクトル型波浪モデル

3.3.1 スペクトル型波浪モデル WW3 の概要

本論文では波浪モデルとして、WW3 を用いる。WW3 は第 3 世代波浪モデルで、WAM モデル[71]の精神に基づき、NCEP で開発された。波スペクトルを直接解くことによって、波浪の生成、成長、非線形相互作用、減衰を再現することが可能である。具体的には、波数・方向スペクトルに対する乱相スペクトル作用密度バランス方程式を解いている。この方程式では、媒体（海水の深さや流れ）波浪場自体の特性が、個々の波の変化スケールよりもはるかに大きい時間・空間スケールで変化すると仮定されている。このモデルには、浅水域の適用やグリッドポイントの湿潤・乾燥を扱うオプションが含まれている。波スペクトルの伝播は、直交座標系または曲線座標系グリッドや非構造グリッドを使用して解くことができる。物理過程のソース項には、風による波の成長や非線形共鳴波間相互作用の厳密およびパラメータ化された形式、波底相互作用による散乱、三重相互作用、白波碎波などが含まれる。

3.3.2 支配方程式

限られた水深やゼロでない平均流を伴う水中における波やスペクトル波成分は、いくつかの位相および振幅パラメータを用いて記述される。位相パラメータには、波数ベクトル $\mathbf{k}$ および波数 k 、方向 θ 、いくつかの周波数が含まれる。波に対する平均流の影響を考慮する場合、相対または内在的（ラジアン）周波数 σ ($= 2\pi f_r$: 平均流とともに動く基準系で観測される周波数) と絶対（ラジアン）周波数 ω ($= 2\pi f_a$: 固定基準系で観測される周波数) を区別する。方向 は定義上、波（またはスペクトル成分）の波頂に垂直であり、 $\mathbf{k}$ の方向と一致する。ここで示される方程式は幾何光学近似に基づき、水深と流れの変化スケールが個々の波のスケールよりもはるかに大きい場合に正確である。この近似で無視される回折、散乱、干渉効果は、波作用方程式にソース項として追加することが可能である。この流れと深さのゆっくりとした変化の近似の下では、線形波動理論が局所的に適用され、次の分散関係およびドップラー型の方程式が位相パラメータを相互に関連付ける。

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd) \quad (3-28)$$

$$\omega = \sigma + \mathbf{k} \cdot \mathbf{U} \quad (3-29)$$

ここで、 d は平均水深、 U は流速である。深さと流れがゆっくり変化する過程は、大規模な地形に基づいている。この場合、一般的に波の回折は無視することができる。波あるいは波成分の位相関数の k および ω の定義は波頂の数が保存されることを意味する[72,73].

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \nabla \omega = 0 \quad (3-30)$$

式(3-28) ~ (3-30)から、位相パラメータの変化率を計算することが可能である[73,74,75].

不規則波の場合は、海面の変動はエネルギースペクトル F を用いて表わされる。このスペクトルはすべて独立したパラメータ $F(k, \sigma, \omega)$ である。この波よりも大きな空間的・時間的スケールで変化する。しかし、主な風波周波数の 3 倍より短い波の場合、エネルギーは線形分散関係にとっても近くなるため、式(3-28)と(3-29)によって k, σ, ω が相互に関連付けられる。したがって、独立した位相パラメータは 2 つのみ存在し、局所的かつ瞬間的なスペクトルは 2 次元になる。

WW3 に位置ける基本スペクトルは、波数・方向スペクトル $F(k, \theta)$ である。これは可変水深における波の成長と減衰の物理特性に対し不変性を持つため選択されている。

しかし、WW3 の出力は従来型の $F(fr, \theta)$ である。異なるスペクトルは、ヤコビアン変換を用いて $F(k, \theta)$ から計算可能である。

$$F(fr, \theta) = \frac{\partial k}{\partial fr} F(k, \theta) = \frac{2\pi}{c_g} F(k, \theta) \quad (3-31)$$

$$F(fa, \theta) = \frac{\partial k}{\partial fa} F(k, \theta) = \frac{2\pi}{c_g} \left[1 + \frac{k \cdot U}{kc_g} \right]^{-1} F(k, \theta) \quad (3-32)$$

$$c_g = \frac{\partial \sigma}{\partial k} = n \frac{\sigma}{k}, \quad n = \frac{1}{2} + \frac{kd}{\sinh(2kd)} \quad (3-33)$$

ここで、 c_g は群速度である。これらのスペクトルから、方向の積分によって 1 次元スペクトルを得ることができる。また全スペクトルの積分によって波のエネルギーとして、全分散 E が得られる。

流れのない場合、波のエネルギーは保存される。しかし、流れがある場合、波の平均運動量輸送に対する流れの作用によって、スペクトル成分のエネルギーは保存され

ない[76, 77]. 波の作用量($A \equiv E/\sigma$)は保存される[78, 79]. したがって, 波の作用密度スペクトル $N(k, \theta) \equiv F(k, \theta)\sigma$ がモデル内で選択されるスペクトルとなる.

波の伝搬は次のように表される.

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S}{\sigma} \quad (3-34)$$

ここで, D/Dt は波成分とともに変化する全微分を表す. S はスペクトル F に対するソースとシンクの純効果を表す.

WW3 では波の作用密度スペクトル $N(k, \theta, x, t)$ のバランス方程式は, オイラー形式で記述し次のように表す.

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \cdot (\dot{x}N) + \frac{\partial}{\partial k}(\dot{k}N) + \frac{\partial}{\partial \theta}(\dot{\theta}N) = \frac{S}{\sigma} \quad (3-35)$$

群速度と流速による波の移動速度は,

$$\dot{x} = c_g + U \quad (3-36)$$

水深と流速の変化に依存する波数ベクトルの変化率は,

$$\dot{k} = -\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial s} - k \cdot \frac{\partial U}{\partial s} \quad (3-37)$$

地形や流れの勾配の影響を受ける波の方向変化率は,

$$\dot{\theta} = -\frac{1}{k} \left(\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + k \cdot \frac{\partial U}{\partial m} \right) \quad (3-38)$$

である. ここで, $c_g = (c_g \sin \theta, c_g \cos \theta)$, s は方向 θ に沿った座標, m は s に垂直な座標である. この方程式は, 直交座標系や球面座標系で適用でき, 波の生成, エネルギー散逸, 流れとの相互作用などを考慮した高精度な波のシミュレーションを可能する.

WW3 で用いられるソース項は次のように定義される.

$$\begin{aligned} S = & S_{ln} + S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{db} + S_{tr} \\ & + S_{sc} + S_{ice} + S_{ref} + S_{user} \end{aligned} \quad (3-39)$$

深水領域の場合、一般的にソース項 S は、大気と波の相互作用項 S_{in} 、非線形波—波相互作用項 S_{nl} 、波と海洋の相互作用 S_{ds} から構成される。 S_{in} は、主に風波の成長である正のエネルギー入力を表すが、うねりの場合は負になる場合がある。 S_{nl} は波間のエネルギー移動を表す。 S_{ds} は波の散逸によるエネルギー損失が支配的となる。モデルの初期化や初期波成長をより現実的にするため、WW3 では線形入力項である S_{in} を考慮することもできる。

浅水領域の場合、波と海底の相互作用 S_{bot} 、極端に浅い水域での追加の崩壊項 S_{db} 、三重波間相互作用 S_{tr} を考慮する必要がある。また、WW3 では、海底特性による波の散乱 S_{sc} 、波と氷の相互作用 S_{ice} 、岸や浮遊物（冰山など）からの反射 S_{ref} 、ユーザー定義のソース項 S_{user} も考慮することができる。これらのソース項はエネルギースペクトルに対して定義されるが、モデル内ではほとんどのソース項が作用スペクトル $S \equiv S/\sigma$ として直接計算される。

大気海洋間の運動量フラックスである全風応力は、波浪場と水中における流れの両方に流入する運動量フラックスの合計として表される。一般的に、波の影響を考慮しない大気海洋結合モデルでは、全風応力は風速と風応力の間の経験的な関係（運動量交換係数 C_D を通じて）に基づいて計算される。しかし、WW3 がカップリングされた数値モデルの場合、WW3 の波数—方向スペクトルに基づいて全風応力を計算することが可能である。つまり、波が風応力や海洋表層プロセスに与える影響をより現実的に表現できる。

3.4 結合モデルの特徴

本論文では、大気モデルだけでなく海洋モデルや波浪モデルを結合して、台風計算を行う。ここでは、結合計算の特徴についてまとめる。交換される変数は図 3.1 の通りである。大気モデル、海洋モデル、波浪モデルでは各グリッドが異なる場合、球面座標再マッピング補間（SCRIP）を行う必要がある。これは、異なるモデル間で変数を交換する際に必要なグリッド間の補間である。

A) 大気海洋結合

大気と海洋を結合することによって、大気モデルで計算された熱・運動量フラックスは海洋モデルで用いることになる。大気の下部境界である海面水温は海洋モデルから与えられる。海洋モデル側の表面強制は WRF の計算結果から与えられる。よって、台風の強風に伴う海洋混合によって海面水温低下の効果が、台風リアルタイムで影響を与えるため、大気-海洋相互作用を考慮することが可能となる。これは、台風強度の過大評価を抑制する重要な要素である。よって、台風の進路や強度変化、降水分布をより正確に捉えることが期待できる。

B) 大気波浪結合

大気と波浪を結合することによって、海面粗度が波浪によって決定される。そのため、波の発達状態に応じて海面粗が動的に変化することによって、風応力やエネルギー交換に影響を与える。2 章で紹介したパラメタリゼーションの式の選択によって海洋表面応力がそれぞれ計算され WRF へ与えられる。大気-波浪相互作用を考慮することが可能となる。よって、台風周辺の風速分布の精度向上や、波浪予測への適用が期待できる。

C) 大気海洋波浪結合

大気と海洋、波浪を結合することによって、上記の二つに加え、波浪のエネルギー散逸が海洋表層混合に寄与を考慮することができる。そのため、台風は実際の環境変化の影響を受けることとなり、台風の通過に伴う海洋応答や波浪発達が計算され台風-波浪-海洋相互作用を考慮すること可能となる。よって、台風の詳細な構造（台風強度・最大風速半径など）の正確な再現や台風の影響を受ける海水温低下や波浪発達の空間分布を正確に表現、強風および高潮や波浪などの沿岸災害のリスク評価することなどが期待できる。

3.5 解析対象の台風の概略

本論文では、過去の顕著台風に対して、前節で紹介したモデルを用いて、WRF および WRF-ROMS 結合、WRF-WW3 結合、WRF-ROMS-WW3 結合実験で再現計算、解析を行う。2018 年台風第 20 号 Cimaron および第 21 号 Jebi, 2019 年台風第 15 号 Faxai および第 19 号 Hagibis を対象とした。これらの台風は 2018 年 2019 年のそれぞれで異なる特性を持ち、1 か月以内という近い時期に似た経路で同じ海域を通過し、近年日本に甚大な風水害を引き起こした台風である。これらの台風の強度とサイズの関係を図 3.3 に示している。Jebi は Cimaron, Hagibis は Faxai に対して、強度が強くサイズが大きい台風である。

A) 2018 年台風第 20 号 Cimaron[80]

Cimaron は、8 月 12 日 12 時 (UTC) にトラック諸島近海で発生し、日本の南海上を北西進し、23 日 0 時 (UTC) 頃に北上し、日本に接近した。23 日 0 時 (UTC) に兵庫県姫路市付近に上陸した。その後、8 月 24 日 12 時 (UTC) に消滅した台風である。最低気圧は 950 hPa, 最大風速は 43.73 m/s である。この台風は、23 日に四国に上陸し近畿地方を通過した。近畿・四国地方の広い範囲で、強い暴風雨をもたらし、関西地方を中心に大雨被害を与えた。22 日 21 時から 24 日 24 時までの総降水量は奈良県上北山村小椋で 534.5 mm を観測した。23 日 22 時 30 分には和歌山県古座川町付近で 120 mm 以上の 1 時間降水量を解析した。和歌山県友ヶ島で日最大風速 41.9 m/s を観測した。

B) 2018 年台風第 21 号 Jebi[81]

Jebi は、8 月 27 日 18 時 (UTC) に日に南鳥島近海で発生し、9 月 5 日 00 時 (UTC) に消滅した台風である。最低気圧は 915 hPa, 最大風速は 54.02 m/s である。非常に強い勢力を保ったまま 9 月 4 日 12 時頃に徳島県に上陸し、関西国際空港が高潮によって浸水し、関西地方で大規模な停電や倒木など建物被害も相次いだ。高知県室戸市室戸岬では最大風速 48.2 m/s, 最大瞬間風速 55.3 m/s, 関西空港では最大風速 46.5 m/s、最大瞬間風速 58.1 m/s など四国地方や近畿地方では猛烈な風を観測した。高潮は、最高潮位が大阪府大阪市では 329 cm, 兵庫県神戸市では 233 cm など過去の最高潮位を超える値を観測した。経済損失は 1 兆円以上である。

C) 2019 年台風第 15 号 Faxai[82]

Faxai は、9 月 4 日 18 時 (UTC) に南鳥島近海で発生し、9 月 10 日 00 時 (UTC) に消滅した台風である。最低気圧は 955 hPa、最大風速は 43.73 m/s である。最大風速は千葉で 35.9 m/s、成田で 29.6 m/s、勝浦で 29.5 m/s を観測、千葉と成田で通年の極値を更新した。最大瞬間風速は千葉で 57.5 m/s、木更津で 49.0 m/s、館山で 48.8 m/s を観測し、それぞれで通年の極値を更新した。9 月 9 日に関東地方に上陸し、記録的な暴風によって、千葉県を中心に停電が発生し、建物被害も相次いだ。

D) 2019 年台風第 19 号 Hagibis[83]

Hagibis は、10 月 5 日 18 時 (UTC) に南鳥島近海で発生し、10 月 13 日 3 時 (UTC) に消滅した台風である。最低気圧は 915 hPa、最大風速は 54.02 m/s である。10 日から 13 日までの総降水量が神奈川県箱根で 1000 mm に達し、東日本を中心に 17 地点で 500 ミリを超え、記録的な大雨によって河川の氾濫や堤防の決壊が起こった。東京都江戸川臨海で最大瞬間風速 43.8 m/s となり観測史上 1 位を更新し、関東地方の 7 か所で最大瞬間風速 40 m/s を超えた。波高が静岡県石廊崎で 13 m、京都府経ヶ岬で 9 m を超える記録的な高波が観測され、高潮は、東京都三宅島で潮位 230 cm など、静岡県や神奈川県、伊豆諸島で、過去最高潮位を超える値を観測した。Hagibis は、非常に強い勢力で東日本を直撃し、広い範囲で大雨、暴風、高波、高潮被害をもたらした。経済損失は 1 兆 8000 億円以上である。

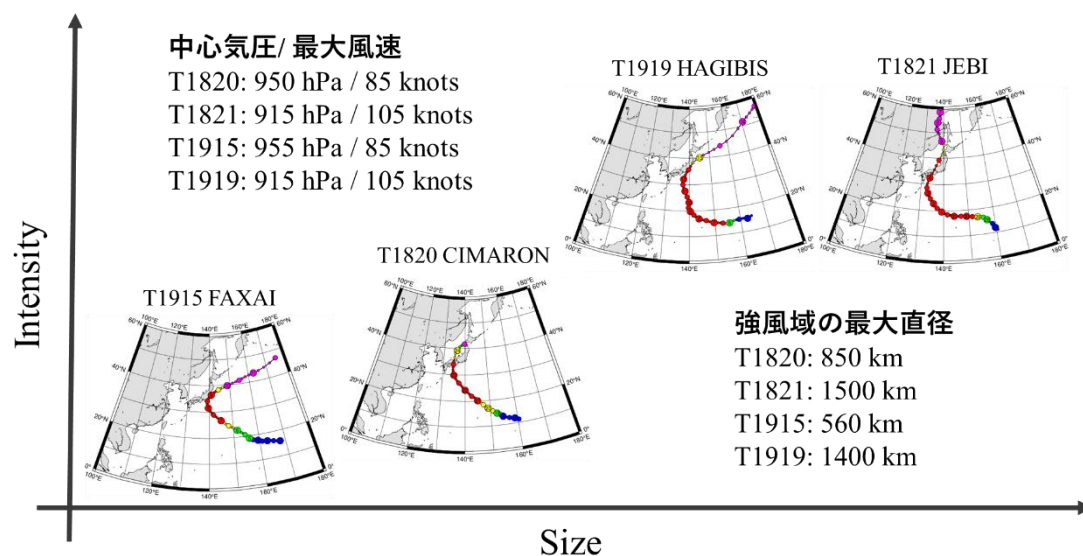


図 3.3：対象にした台風の強度とサイズの関係。デジタル台風より作成。

3.6 初期値・境界値および検証データ

3.6.1 計算の初期値・境界値

WRF の初期値・側方境界値として、NCEP-FNL (Final Operational Global Analysis)[84]を用いた。これは NOAA の NCEP によって作成される再解析データで、過去の気象現象のシミュレーションによく用いられ、気温、気圧、風速、湿度、地表状態、海面気圧、土壌湿度などの大気物理量が提供される。空間解像度は $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 、鉛直 34 層、時間解像度は 6 時間である。ROMS の初期値・側方境界値として、空間・時間解像度の高い HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model)[85]を用いた。等密度面や地形追従座、固定深度座標 (z 座標) を組み合わせたハイブリッドな鉛直座標系を特徴とする。全球規模での高解像度シミュレーションが可能で、海洋動態などの詳細な解析に適し、海水温、塩分、流速、海面高度、表面フラックスなどが提供される。空間解像度は $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$ 、鉛直 40 層、時間解像度は 3 時間である。それに対して、高木 (2021)[86]では、初期値・側方境界値として SODA3 (Simple Ocean Data Assimilation) [87]が使われている。SODA3 は、空間解像度は $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 、鉛直 50 層、時間解像度は 5 日であるため、図 3.4 の Jebi と Hagibis が通過する前における SODA と HYCOM の海面水温の比較からわかるように HYCOM は、空間解像度が高い。そのため台風通過に伴う海洋応答をより正確に再現できることが期待できる。WW3 では初期値・境界値を再解析データから与えず WRF から強制を与えている。

ROMS 計算における端部境界条件についてここで整理する。自由表面にはゾンマーフェルト (Chapman) 境界条件[88]を用いた。計算領域から波 (重力波) が領域外に放出されることを許容する境界条件である。海面高さの時間的な変化が、放射速度に基づいて計算領域の外側に向かって伝播するように設定される。2次元 UV 運動量には重力波速 (Flather) 境界条件[89]を用いた。この境界条件は放射境界条件の一つで、計算領域外での任意の流速と領域外での重力波の速度との偏差を放出するものである。流速が重力波と一緒に外側に伝播するように設定される。風による強制力が影響する海域でよく使われる。3次元 UV 運動量や乱流運動エネルギー (TKE) 混合、温度、塩分には放射ナッジング (Radiation-Nudging) 境界条件[90]を用いた。流出に対して値が計算領域外に向かって自然に出ていくよう Radiation 境界条件を、流入に対して、事前に与えられた値に向かって緩やかに補正されるように Nudging 境界条件による任意の値を与える方法である。

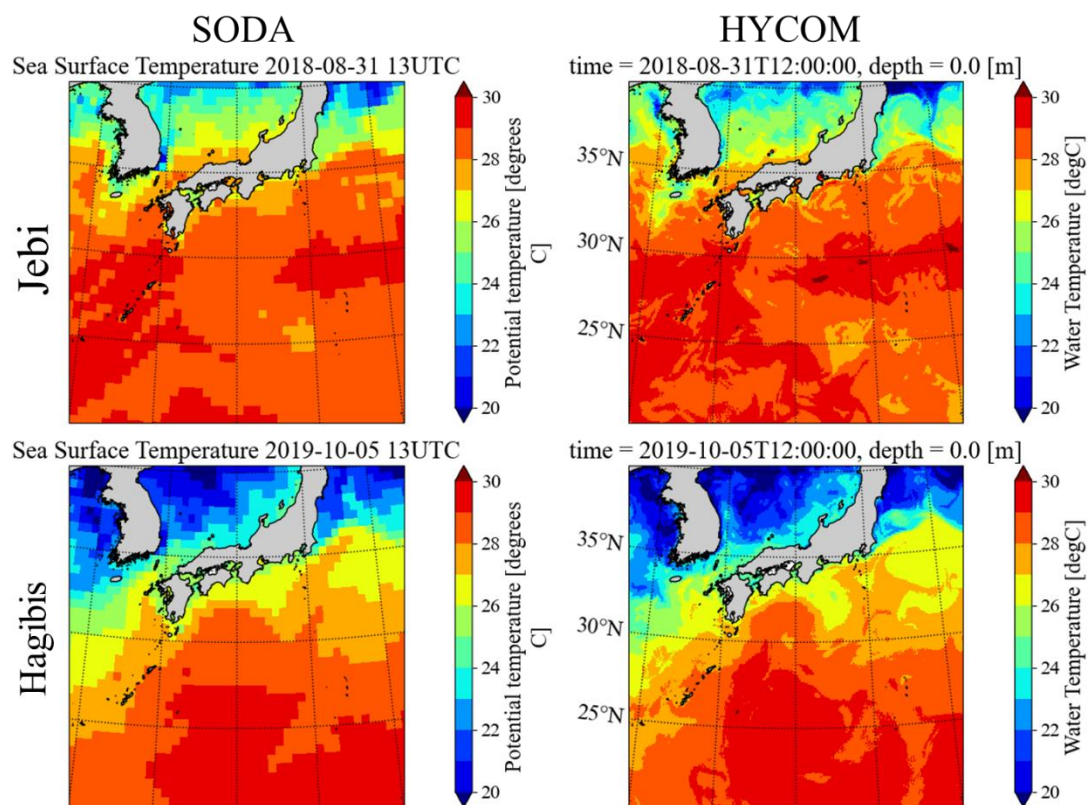


図 3.4 : Jeji と Hagibis が通過する前における SODA と HYCOM の海面水温の比較.

3.6.2 検証データ

A) 台風ベストトラック

台風の経路，中心気圧，最大風速の計算結果の検証のためにベストトラックを用いる．図 3.5 から図 3.8 に対象にした台風 Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis について，全球の熱帯低気圧データを統一フォーマットで提供するデータベースである IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship)[91]を用いて，発生から消滅までの 6 時間ごとの経路と強度を示している．黒が，WMO (World Meteorological Organization：世界気象機関)，赤が USA，つまり JTWC，青が，JMA (Japan Meteorological Agency：日本気象庁)，緑が CMA (China Meteorological Administration：中国気象局)，黄が HKO (Hong Kong Observatory：香港天文台)を表している．北西太平洋における台風では WMO は公式データとして JMA の値を採用するため同じ値である．JTWC の最大風速は，他の機関は 10 分平均値であるのに対し，1 分平均値を用いている．そのため，JTWC の最大風速値は 10 分平均値に補正を行っている．対象とした台風の進路はどの機関も差はないが強度には差がある．特に中心気圧と最大風速ともに，JTWC が強く，JMA が弱い傾向にある．本論文では，JTWC および JMA のベストトラックを検証として用いる．

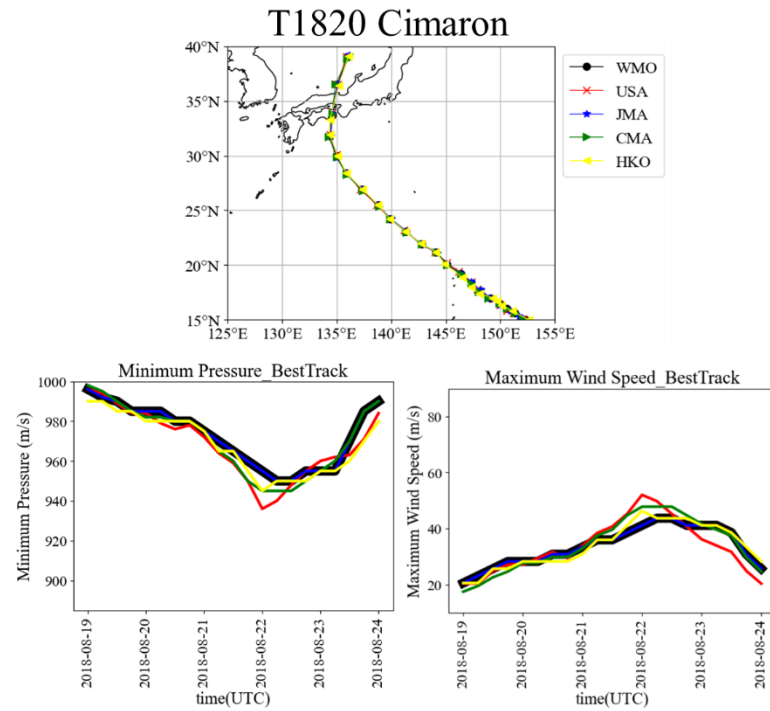


図 3.5 : IBTrACS を用いた Cimaron の経路，中心気圧，最大風速．黒色が WMO，赤色が USA (JTWC)，青色が JMA，緑色が CMA，黄色が HKO.

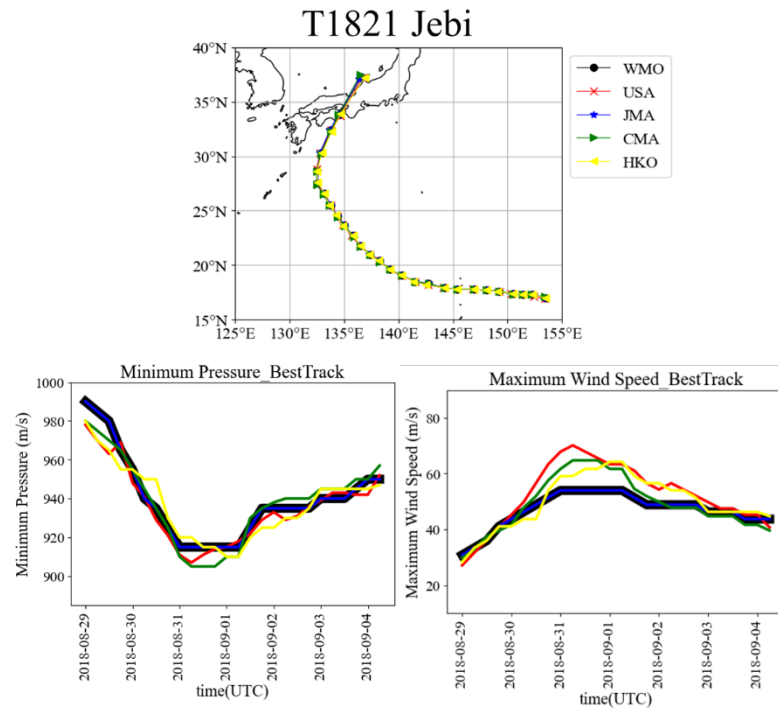


図 3.6 : IBTrACS を用いた Jebi の経路，中心気圧，最大風速．黒色が WMO，赤色が USA (JTWC)，青色が JMA，緑色が CMA，黄色が HKO.

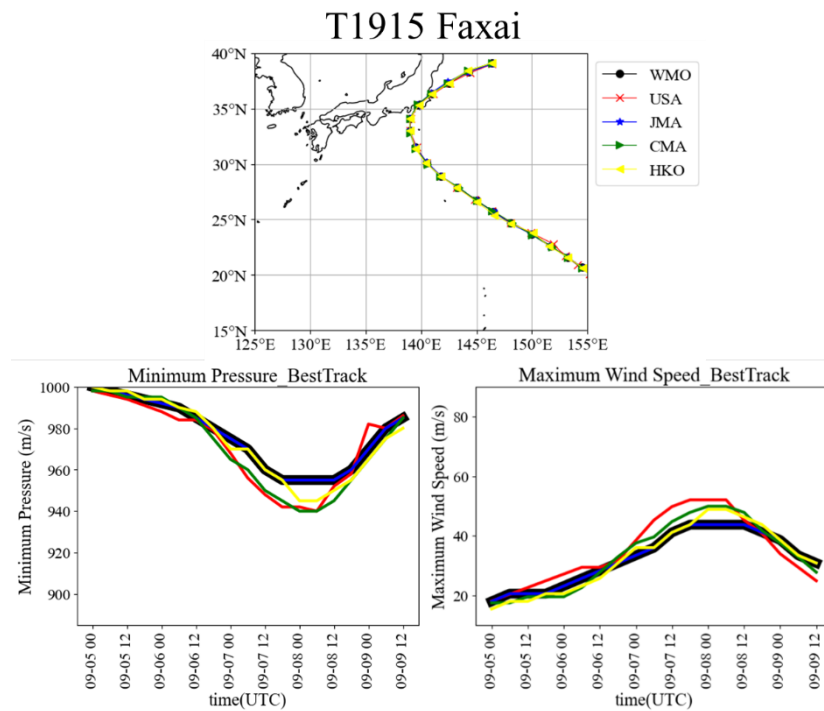


図 3.6 : IBTrACS を用いた Faxai の経路, 中心気圧, 最大風速. 黒色が WMO, 赤色が USA (JTWC), 青色が JMA, 緑色が CMA, 黄色が HKO.

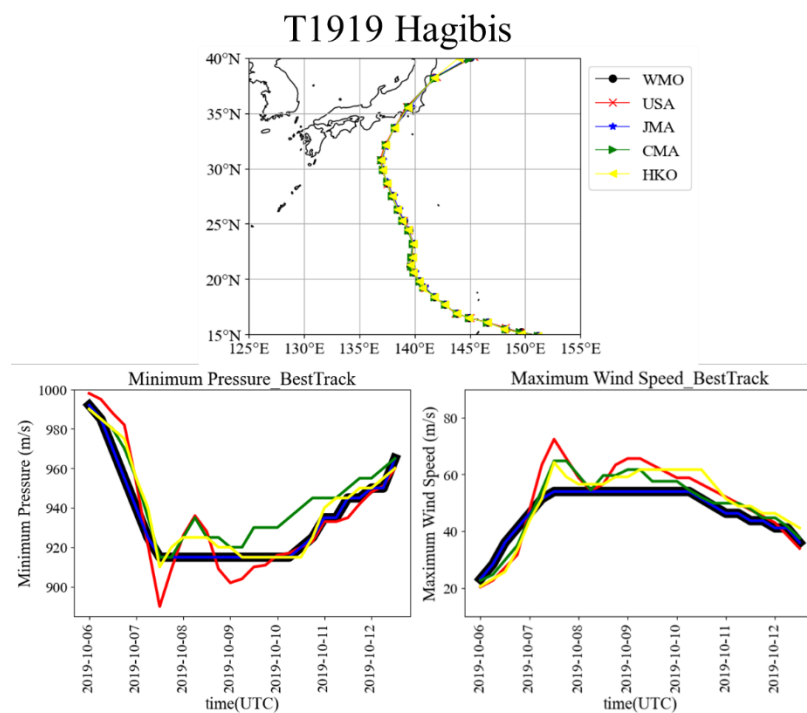


図 3.8 : IBTrACS を用いた Hagibis の経路, 中心気圧, 最大風速. 黒色が WMO, 赤色が USA (JTWC), 青色が JMA, 緑色が CMA, 黄色が HKO.

B) ひまわり 8 号による海面水温観測[92]

台風の通過に伴う海面水温低下量の検証のためにひまわり 8 号による衛星観測を用いた。ひまわり 8 号では、可視光・赤外領域を中心とした観測センサーを用いて海面水温を推定・観測している。空間解像度は 2 km と高解像度であり、海洋表層の詳細な温度構造が把握可能である。海面水温推定の精度は約 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 程度である。赤外バンドの利用により、夜間でも海面水温を観測することができ、10 分ごとや 1 時間ごとの高頻度観測が行われるため、海面水温の時間変動をリアルタイムに近い形で把握できるが、雲がかかっている時間帯は観測できないため、雲下の海面水温は取得できない。そのため本論文では、1 時間ごとのデータを用いて台風通過前後の水温偏差を検証として用いる。

C) 白浜観測塔における台風観測[93]

本論文では、定点観測施設として京都大学が所有する和歌山県田辺湾に位置する白浜観測塔で観測されたデータを用いる。図 3-9 に示すように、田辺湾湾口（沖合 2km）に高さ 23m であり、北緯 $33^{\circ}42'32''$ 、東経 $135^{\circ}19'58''$ に位置する。田辺湾は、湾口幅 4.05 km、面積 17.95 km^2 の西方に開け、周辺の水深は約 30 m の概ね平坦な海底地形を持つ湾である。台風の観測は非常に難しいが、2018 年の Cimaron と Jebi は近畿地方を通過する経路を取ったため、白浜観測塔にて観測データが得られていた。図 3-9 から観測塔はそれぞれの経路に対して右側に存在しているため、台風にとって比較的強い風をもたらしている可能性が高い。風速は 12.5 m と 18 m の高さにおける 10 分平均風速 (m/s)、水温は 0.5 m, 1.0 m, 1.5 m, 2.0 m, 3.0 m, 3.5 m, 4.0 m, 4.5 m, 6 m, 7 m, 8 m, 9 m (2.5 m は欠損) における 10 分平均水温 ($^{\circ}\text{C}$)、波浪は 20 分の計測データから算出された有義波高 (m)、これらの観測データを計算結果の検証に用いる。

D) ERA5[94]

台風の観測は非常に難しく情報が限られるため計算結果の検証として再解析データである ERA5 を用いる。ERA5 は ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) が提供する最新の再解析データセットである。空間解像度は $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 、鉛直 137 層、時間解像度 1 時間である。主な変数として海面気圧、風速・風向、気温、海面水温、熱フラックス、波高などがある。ERA5 は低解像度であるが、1 時間ごとに大気、海洋、波浪のデータを提供するため、結合計算結果における風速分布や波高分布の検証を ERA5 で行う。

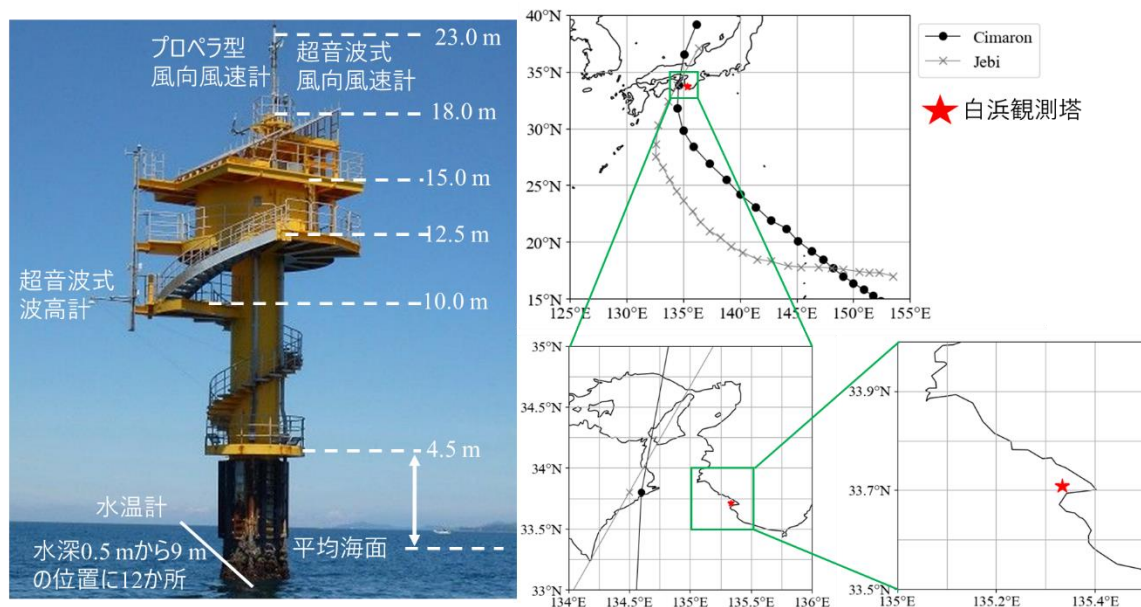


図 3.9：白浜観測塔の概要と位置.

第 4 章 領域大気海洋波浪結合モデルによる再現結果

4.1 概要と計算の概略

この節では、4.2 節と 4.3 節の共通事項を含め概要と計算の概略を示す。本論文では、WRF 実験、WRF-ROMS 結合実験、WRF-WW3 結合実験、WRF-ROMS-WW3 結合実験を行っている。4.2 節では WRF 実験、4.3 節では結合計算の結果を示す。計算領域は図 4.1 に示すように北緯 10 ~ 45°, 東経 120 ~ 155°の日本周辺領域である。大気および海洋、波浪モデルのいずれも解像度は約 9 km である。表 4.1 に示すように WRF は水平 390×390 鉛直 56 層、ROMS は水平 307×307 鉛直 40 層、WW3 は水平 308×308, 24 方向である。タイムステップはそれぞれ 30, 30, 120 秒である。計算領域の違いによる計算の安定性や結果の差を考慮させないため、計算領域は対象にしたそれぞれの台風で共通とした。表 4.2 は対象とした台風の計算開始時間と積分時間である。4.2 節で Jebi について初期時刻アンサンブルの結果を示す。表にある計算開始時間と積分時間はいずれの台風について初期時刻アンサンブルにおいて経路が最適であるものを採用している。よって Cimaron では、初期時刻が 8 月 21 日 12 時 (UTC) から 60 時間、Jebi は、初期時刻が 9 月 2 日 0 時 (UTC) から 60 時間、Faxai が 9 月 7 日 0 時 (UTC) から 60 時間、Hagibis が 10 月 10 日 0 時 (UTC) から 72 時間である。4.3 節の結合計算でも同様である。初期値・境界条件は表 4.3 に示すとおりである。

3 章の WRF の概要でも述べたように、WRF 実験は共通して、表 4.4 に示す物理スキームを採用している。YSU[56], MYJ[57], MYNN [58]の 3 つの乱流スキームと積雲対流パラメタリゼーションの有無はそれぞれ計算を行っており、乱流スキームの違いと積雲対流パラメタリゼーションが台風計算に与える影響を 4.2 節および 4.3 節で示す。

結合計算において、波浪である WW3 を結合計算するときは海面粗度のパラメタリゼーションとして、第 2 章で紹介した波浪観測に基づいて定式化された Taylor and Yelland (2001)[39], Drennan et al. (2005)[40], Oost et al. (2002)[41]をそれぞれ用いて計算を行う。以上より本論文では、4 つの台風に対して、WRF 実験では乱流スキームの違いと積雲対流パラメタリゼーションの有無を考慮する計 24 計算、WRF-ROMS 結合実験も同様に 24 計算、WRF-WW3 結合実験では乱流スキームを MYJ スキームに限定し、積雲対流パラメタリゼーションの有無 3 つの海面粗度パラメタリゼーションを考慮して計 24 計算、WRF-ROMS-WW3 結合実験ではすべて考慮し、計 72 計算している。

Jebi については、YSU スキームを用いた条件で初期時刻が異なる 5 計算と 3 つの乱流スキームを使った 4.5 km 解像度計算を行っている。本論文では、合計 152 ケースの計算を行い、大気、海洋、波浪それぞれ解析を行った。本論文の計算では、台風ボーガスを導入している。

本章では、計算結果のうち大気の変数を用いて、台風経路、中心気圧、最大風速の時間変化の結果を示す。これは、台風の初期位置から気圧が最低となる計算領域を検出し追跡することで、中心気圧と中心座標を決定し、その点から同心円状に計算領域を調べ、風速が最大となった点の値を最大風速としている。この結果を検証として JTWC および JMA のベストトラックと比較している。計算出力は 1 時間ごとである。経路の結果は 6 時間ごとの中心気圧の座標を示している。

4.2 気象モデルによる実験結果

本節では大気モデルによる計算結果を示す。台風 Jebi に対して、初期値時刻および乱流スキーム、解像度の違いによる計算精度の検討を行う。

4.2.1 計算条件

計算領域、計算期間、物理スキームは 4.1 節に示した通りである。Jebi については初期時刻として、8 月 30 日 0 時 (UTC)、9 月 2 日 6 時 (UTC)、9 月 12 日 6 時 (UTC)、9 月 2 日 18 時 (UTC)、9 月 3 日 0 時 (UTC) の 5 つを加えた計 6 つの初期時刻アンサンブル実験を行った。この実験では、乱流スキームは YSU スキーム、積雲対流パラメタリゼーションは考慮していない。この実験では初期時刻の検討として、Jebi の結果を紹介する。Jebi の解像度比較実験では、Domain 1 が 4.5 km の計算を行った。この時の水平格子数は、768×768 である。タイムステップは 9 km 実験の 30 秒に対して 15 秒としている。この実験では、積雲対流パラメタリゼーションを考慮せず乱流スキームの違いによる解像度の影響を検討している。さらに Cimaron および Faxai、Hagibis、初期時刻が 9 月 2 日 0 時 (UTC) の Jebi について、3 つ乱流スキームと積雲対流パラメタリゼーションを考慮することの有無による台風計算の検討結果を示す。初期値および境界値は第 3 章で紹介した通り、すべて NCEP-FNL を用いている。時間解像度が 6 時間であり下部境界条件である海面水温も 6 時間ごとに更新される。WRF 実験の場合、海面水温は海洋に特化した別の再解析データセットが用いられることがあるが、本論文では ROMS を結合することによる海洋応答の効果を明らかにしたい

め、WRF の境界条件はすべて NCEP-FNL から作成している。地形データは 30 秒解像度をもつ GTOPO30 である。

4.2.2 結果と考察

第一に Jebi の初期時刻アンサンブル実験の結果を議論する。図 4.2 は、経路および中心気圧、最大風速の時系列を示している。黒色が JTWC ベストトラック、灰色が JMA ベストトラック、赤色が 8 月 30 日 0 時 (UTC)、青色が 9 月 2 日 0 時 (UTC)、緑色が 9 月 2 日 6 時 (UTC)、黄色が 9 月 2 日 12 時 (UTC)、紫色が 9 月 2 日 18 時 (UTC)、橙色が 9 月 3 日 0 時 (UTC) を示している。経路については、9 月 2 日 0 時 (UTC) 以降の初期値はベストトラックに整合している。しかし、8 月 30 日 0 時 (UTC) の初期値は計算開始からベストトラックと整合せず、日本接近時には、約 0.5 度西にずれている。中心気圧については、いずれの初期値についても過小評価しており、積分時間が長いほど過小評価する傾向にある。最大で 40 hPa 過小評価している。この実験では YSU スキームのみで行っているため、スキームと解像度を検討する必要があることがわかる。最大風速についてはいずれの初期値においても中心気圧と比較すると JMA ベストトラックに対して比較的整合している。ただし上陸直前あたりは過大評価している。3 章のベストトラック比較では、10 分平均の結果を示していたが、ここでは JTWC のベストトラックを 1 分平均のものでプロットしている。これと比較すると、計算結果は、最大で約 50 m/s も過小評価している。10 分平均の JMA ベストトラックと比較しても 30 m/s 以上 JTWC ベストトラックが大きい。この結果より、JTWC のベストトラックは 10 分平均に変換して比較する必要があることがわかる。ただし 10 分平均に変換した場合でも JTWC ベストトラックが強い傾向にある。初期値アンサンブルの結果より、積分時間が長いと経路が外れ、強度もより過小評価している。9 月 2 日 0 時 (UTC) 以降は積分時間が長いほど中心気圧は低い、経路はベストトラックに整合し、最大風速にも大差はない。

以上より、本論文では、海洋応答や波浪の効果を十分に考慮するため、海洋上に存在する時間はより長く設定するべきであるため、結合計算においても Jebi の実験で初期時刻 9 月 2 日 0 時 (UTC) を採用した。他の事例についても同様の検討をした結果により決定した初期時刻である。

次に解像度比較実験の結果を示す。同時に Jebi における乱流スキームの検討もここで行う。図 4.3 に WRF の各スキームに対する解像度の影響を示す。上段が 9 km 実験、

下段が 4.5 km 実験である。黒色が JTWC ベストトラック、灰色が JMA ベストトラック、赤色が YSU スキーム、青色 MYJ スキーム、緑色 MYNN スキームである。JTWC のベストトラックは 9 km 実験は 10 分平均と比較しているが 4.5 km 実験の結果は 1 分平均と比較している。経路については 9 km と 4.5 km とともに 3 つのスキームすべてがベストトラックと整合している。本実験の結果より、経路については、スキームおよび解像度依存性がない。次にスキームの傾向について確認する。中心気圧については、MYJ スキームが 9 km 実験と 4.5 km 実験ともに最もベストトラックと整合している。一方で YSU スキームと MYNN スキームは 9 km 実験と 4.5 km 実験いずれも過小評価している。9 km 実験では、YSU スキームより MYNN スキームの方が弱い傾向にあるが、4.5 km 実験ではおおよそ同様の強度である。最大風速については、9 km 実験で MYNN スキームは過小評価し、YSU と MYJ スキームが過大評価する。4.5 km 実験ではいずれも過大評価しており、1 分平均の JTWC ベストトラックに対して上陸直前に整合する結果となっている。しかし、YSU と MYJ スキームにおいては、9 月 4 日 0 時 (UTC) で、9 km 実験と 4.5 km 実験ともに JMA ベストトラックに対して約 10 m/s 過大評価しているため、解像度の違いによる大きな差はない。MYNN スキームは本来高解像度向けスキームであるため、その傾向を結果として得ることができている。ここで計算コストとして、4.5 km 実験は 9 km 実験の 4 倍以上の計算時間がかかる。しかし結果を検討すると、計算コストに見合うほど、高解像度が最適ではない。本論文では、海洋および波浪モデルを結合し、さらには複数の海面粗度に関するパラメタリゼーションを用いることから計算量が増加する。よって、解像度比較実験から、台風の経路および強度の再現度という点で、海洋と波浪の影響を明らかにするために 9 km の解像度が適切である。さらに乱流スキームの検討から MYJ スキームは、他の乱流スキームよりも強度が強くなり、ベストトラックとも比較的整合する。ただし、沿岸災害にとって重要な沿岸部付近での最大風速は過大評価している。

以上の乱流スキームと解像度の検討結果から、9 km 解像度で MYJ スキームを用いることが最適である。他の台風事例については図の都合上、次節で結合計算の結果と併せて示す。さらに、ここで上陸直前の沿岸部で風速が過大評価していることは、強風および沿岸災害評価にとって重要な課題につながる。そこで、海洋や波浪の結合によって強度の抑制が可能となり過大評価の低減ができれば、沿岸災害評価にとって結合モデルの重要性が増すことが期待できる。

4.3 結合モデルによる実験結果

本節では、WRF-ROMS 結合実験（大気海洋結合モデル）、WRF-WW3 結合実験（大気波浪結合モデル）、WRF-ROMS-WW3 結合実験（大気海洋波浪結合モデル）の計算結果を示す。さらに積雲対流パラメタリゼーションの考慮の有無および Jebi 以外の乱流スキームの検討についてもこの節で行う。

4.3.1 計算条件

WRF の計算条件は、4.2 節に示した 9 km 実験と同様である。領域は図 4.1 に示すように WRF の領域の内側に ROMS と WW3 の領域が存在する。WW3 の計算領域は ROMS の計算領域より格子数を一つ多く取っている。それぞれ領域のサイズが異なるため、球面座標再マッピング補間 (SCRIP) を行っている。これにより異なるグリッドで結合計算が可能となる。表 4.3 に示すように ROMS の初期値、境界値は HYCOM から与えられる。本論文では、台風自身による波浪の影響を考慮したいため、WW3 は WRF による強制のみである。WW3 の初期条件の入力設定は Fetch 制限付き JONSWAP を使用し、ローカルな風条件に基づいた波の生成を計算している。WW3 の物理プロセスは表 4.5 の通りである。WW3 を結合計算するときは海面粗度のパラメタリゼーションとして、Taylor and Yelland (2001)[39] (TY), Drennan et al. (2005)[40] (DRN), Oost et al. (2002)[41] (Oost) をそれぞれ用いて計算を行う。以下より、これらの略称を用いる。各モデルの情報交換時間の間隔は 600 秒である。

ここで ROMS の鉛直設定について整理する。ROMS の鉛直座標系は σ 座標系である。そのため、海洋表層の解像度の設定が重要となる。図 4.4 に ROMS における異なる鉛直計算設定の鉛直水温断面を示している。この設定において、 θ_s は表層の細かさ、 θ_B は底層の細かさ、 N は層数、TCLINE は θ_s をどの深さまで考慮するかである。これらのパラメータを設定することで海洋の鉛直構造を調整することができる。鉛直構造の例として、図 4.4 の A の場合、 $\theta_s = 3$, $\theta_B = 0$, TCLINE = 30, $N = 32$ である。一方、B の場合、 $\theta_s = 20$, $\theta_B = 0$, TCLINE = 150, $N = 40$ である。この時、A が表層の解像度が粗く、B は海洋表層の解像度が高いため、より詳細な変化をとらえることができる。台風の通過に伴って海洋表層が変化することは第 2 章でレビューした通りである。さらに Iida et al. (2023)[18]では Faxai と Hagibis の通過時の海洋内部の解析を行っており、図 2.3 から、Hagibis の通過に伴って水深 100 m 以上まで混合が起きていることを示した。つまり、強い台風的环境下では、100 m 以上まで詳細に解析できることが重要となる。したがって、本論文では B の設定を採用した。

4.3.2 結果と考察

結合実験による結果を台風ごとに示す。Cimaron (図 4.5 ~ 図 4.8) , Jebi (図 4.9 ~ 図 4.12) , Faxai (図 4.13 ~ 図 4.16) , Hagibis (図 4.17 ~ 図 4.20) の順である。図は WRF 実験, WRF-ROMS 結合実験, WRF-ROMS-WW3 結合実験 (TY, DRN, OOST) の 5 実験の結果が各図に示されている。経路および中心気圧, 最大風速, MYJ スキームにおける波浪結合のみの結果を台風ごとに示す。経路および中心気圧, 最大風速の図の配置は共通で, 左が YSU スキーム, 中央が MYJ スキーム, 右が MYNN スキームの実験である。さらに, 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮しない, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮した実験である。凡例は, 黒色が 10 分平均に換算した JTWC ベストトラック, 灰色が JMA ベストトラック, 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST である。この章で示す後の結果も理のない限り凡例は同様である。波浪結合のみの結果を示す場合 (図 4.8, 4.15, 4.19, 4.23) , 凡例は WRF-ROMS-WW3 の ROMS を省いたと考えればよい。

まず Cimaron の結果を示す。すべての実験において, 経路については四国を上陸する直前の 6 時間前まではベストトラックと整合している (図 4.5) 。しかし上陸するにかけて, 経路が西に外れ, 最大で約 1 度である。上陸と一番整合するのは積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキーム実験である。海洋と波浪の結合によって経路が大きく変化することはない。次に乱流スキームの違い, 積雲対流パラメタリゼーションの考慮の有無, 結合による影響の順で中心気圧に着目する (図 4.6) 。4.2 節の Jebi 実験では MYJ スキーム, YSU スキーム, MYNN スキームの順で強度は強かったが, Cimaron の場合も同様である。8 月 22 日 12 時 (UTC) 以降, MYJ スキームの結果はベストトラックと整合している。積雲対流パラメタリゼーションを考慮すると, いずれの乱流スキーム実験も中心気圧が 5 から 10 hPa 低下し, やや強度が増すことがわかる。海洋をと波浪を結合することによって, 10 から 15 hPa 上昇し, 弱化していることがわかる。中心気圧に関しては, 海洋と波浪を両方結合した場合, 波浪の効果が小さいことがわかる。定性的ではあるが, WRF 実験と結合計算で囲まれた面積が MYJ スキーム, YSU スキーム, MYNN スキームの順で大きい。この面積が大きいほど, 海洋と波浪の影響が大きいということである。したがって, 海洋と波浪の結合による乱流スキームへの影響は, MYJ スキームが一番大きい。最大風速についても Jebi と同様の傾向で, YSU スキームと MYJ スキームが過大評価, MYNN スキームが過小評価する傾向にある (図 4.7) 。積雲対流パラメタリゼーションを考慮すると, 中心気圧が低下

していたため、最大風速も大きくなる。しかし結合計算の場合も同様に強度低下がみられるが、積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキームでは、WRF 実験よりも最大風速が大きくなる場合がある。また、海面粗度のパラメタリゼーションの違いによる影響が他の実験よりも顕著である。最後に波浪のみの影響を図 4.8 で確認する。WRF-ROMS 計算の結果も参考のために載せている。ここでは MYJ スキームのみである。ここまでと同様に、経路への影響はほとんどないことがわかる。積雲対流パラメタリゼーションの考慮の有無に着目すると、考慮しない場合の中心気圧は WRF 実験とあまり変わらない。海面粗度の TY パラメタリゼーションでは強化され、最大風速はいずれのパラメタリゼーションでも強化されている。積雲対流パラメタリゼーションを考慮した場合は、中心気圧が上昇し強度が低下しているが、最大風速は WRF 実験とあまり変わらない結果である。以上の結果より、Cimaron においては、MYJ スキームの強度が強く、さらに積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない場合、海洋と波浪の結合の効果が大きいことが明らかとなった。

次に Jebi の結果を示す。乱流スキーム応答に関しては、前節で結果を示したためここでは積雲対流パラメタリゼーションと海洋と波浪の結合の影響について示す。まず図 4.9 の経路を見てみると、計算結果は、上陸後に移動速度を増す傾向があるが、Cimaron よりもすべての実験においてベストトラックと整合的である。積雲対流パラメタリゼーションと結合計算による影響もほとんどない。次に中心気圧に着目する(図 4.10)。Cimaron では、積雲対流パラメタリゼーションを考慮することで、中心気圧の低下がみられたが Jebi ではほとんどない。結合による影響は Cimaron と同様 MYJ スキームが大きい。さらに Cimaron では波浪を結合しても海洋のみの結合と比較して変化がなかったが、Jebi では海面粗度のパラメタリゼーションの違いによって海洋結合による強度の低下を抑制している。ただし、ベストトラックと比較すると結合計算は過小評価していることに注意が必要である。一方、最大風速では、Cimaron と同様に積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキームにおいて結合による影響が顕著にみられる(図 4.11)。ベストトラックと比較すると、WRF 実験では過大評価、WRF-ROMS 計算では過小評価しているのに対し、WRF-ROMS-WW3 ではベストトラックにより整合している。つまり波浪を結合することは、海洋結合による強度低下を抑制していると考えられる。これは、用いたモデルは異なるが、Li et al. (2022)[51]で 2018 年台風 Mangkhut の解析で得られている結果とも整合する。波浪結合のみの効果は、Cimaron とは異なり積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない場合でも中心気圧の上昇がみられる(図 4.12)。しかし、海洋と波浪を結合した実験と同

様の最大風速の強化がみられる。以上の結果より、Jebi では Cimaron と同様の結果が得られるとともに、波浪結合によって海洋結合による強度低下の抑制がある。

次に Faxain の結果を示す。すべての実験において、Cimaron と同様に上陸までベストトラックと整合している（図 4.13）。上陸後、やや北に外れるものの乱流スキームや積雲対流パラメタリゼーション、海洋と波浪結合の有無による差異はほとんどない、次に中心気圧である（図 4.14）。Faxai においても、Cimaron と Jebi と同様に MYJ スキームにおいて強度が最も強い。しかし 2 つの台風では MYNN スキームが最も強度が弱かったが、Faxai の場合は YSU スキームである。また、Cimaron と同様に、積雲対流パラメタリゼーションを考慮することで、中心気圧の低下がみられる。しかし MYNN スキームでは弱化している。海洋と波浪結合による影響は、これまでの結果と同様 MYJ スキームが最も大きい。さらに、積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない場合、Jebi 以上に海面粗度のパラメタリゼーションの違いが顕著である。すべてのパラメタリゼーションで海洋結合による強度の低下を抑制している。海洋結合だけでは、10 hPa 以上上昇するが波浪結合では 10 hPa 以内に抑制されている。最大風速についても MYJ スキームにおいては Jebi と同様である（図 4.15）。ベストトラックと比較すると、WRF 実験では過大評価、WRF-ROMS 結合実験では過小評価しているのに対し、WRF-ROMS-WW3 結合実験ではベストトラックにより整合する。波浪結合のみの効果は、Jebi と同様で積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない場合でも中心気圧の上昇がみられる（図 4.16）。しかし、Jebi のように波浪結合が WRF より強くはならない。以上の結果より、Faxai では波浪結合による海面粗度のパラメタリゼーションの違いが顕著であり、Jebi と Cimaron と比較して、波浪の強度への影響が大きい。

最後に Hagibis の結果を示す。Hagibis の経路の傾向はこれまでとは異なる（図 4.17）。上陸まで経路がベストトラックと整合的であることは同様であるが、上陸後に海洋へ抜ける際、WRF 実験は 1 度以上ベストトラックと外れるが、結合実験の場合は小さい。Jebi と同様に上陸後に移動速度が早くなる。中心気圧についてもこれまでの台風と傾向が異なる（図 4.18）。WRF 実験において、Cimaron, Jebi, Faxai の中心気圧はベストトラックに対して整合的な結果であったが、Hagibis の中心気圧はいずれの乱流スキームにおいても過大評価している。また積雲対流パラメタリゼーションの影響もほとんどない。結合実験によって、中心気圧はベストトラックと整合的になる。しかし、Jebi や Faxai が波浪の影響があることに対し、Cimaron 以上に波浪の影響がほとんど見られない。MYJ スキームが海洋と波浪結合の影響が大きいことは、他の台風と同様である。さらに最大風速についても傾向が異なる（図 4.19）。乱流スキームの

違いに差がほとんどなく、すべてで WRF の最大風速がベストトラックと整合する結果になっている。一方、他の台風における最大風速は波浪の影響が大きい傾向にあったが Hagibis の場合は小さい。また、海洋と波浪結合による乱流スキームへの影響もおおよそ同様である。台風特性として Hagibis は強い台風であったが衰弱中を計算していることやサイズが大きく構造が明瞭でないことが原因と考えられる。波浪結合のみの効果は、Faxai と同様で積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない場合でも中心気圧の上昇がみられ、波浪結合が WRF より強くはならない（図 4.20）。したがって、Hagibis は他の台風と比較して、乱流スキームや積雲対流パラメタリゼーション、波浪結合の影響が少ない。海洋結合によって中心気圧が 20 hPa 以上の上昇がみられ、強度の低下は最も顕著である。

以上の結果から、台風強度に対し海洋と波浪結合による影響が大きいのは、積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキームであることが共通している。したがって、図 4.21 および図 4.22 にその条件における結果を、それぞれの中心気圧と最大風速でまとめた。異なる特性を持つ台風を比較すると、さらに海洋と波浪の影響が顕著に示されている。事例解析では、個々の台風ごとに縦軸を調整したが、これらの図ではすべての台風で共通としている。よって、中心気圧の上昇が最も顕著な事例は Hagibis であり、小さいのは Cimaron である。各台風の WRF 実験で最低気圧の時間における結合時での最大値との差を取ると、Hagibis では、34.42 hPa も上昇し、強度が顕著に弱くなっている。一方で Cimaron は 11.43 hPa の上昇でやや弱くなっただけである。Jebi は 18.95 hPa、Faxai は 13.89 hPa の上昇である。最大風速については、Cimaron が 10.0 m/s、Jebi が 10.74 m/s、Faxai が 9.26 m/s、Hagibis が 19.01 m/s の減少である。また Cimaron と Hagibis が波浪の影響が小さく Jebi と Faxai が大きいことが示されている。

乱流スキームや積雲対流パラメタリゼーション、海洋と波浪結合による影響を台風ごとにまとめた。これらの台風は第 3 章で紹介したように強度やサイズなどの特性が異なる。これらの違いが海洋や波浪に影響を与え、その海洋と波浪の変化が台風にフィードバックする。その過程が台風特性によって異なるため、海洋と波浪結合による影響が台風によって異なることが考えられる。海洋と波浪の影響を詳細に調べるために積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキームでの計算結果を用いて、5 章では、海洋および波浪の応答について解析し整理する。

ここで、Cimaron と Jebi は似たような経路で近畿地方に接近したことから、京都大学の白浜観測塔の観測結果を用いることができる。よって、風速の結果について比較する。図 4.23 が Cimaron、図 4.24 が Jebi である。観測は 12.5 m と 18 m の高さで比較

しているがモデルは 10 m 風速であること，モデルの解像度が 9 km であるため観測所の座標を適切に反映されていないことに注意が必要である．Cimaron はモデルが大きく過大評価しピークも異なっている．観測は風速 28 m/s であるのに対し，モデルは 45 m/s である．ピーク時間もモデルの方が 6 時間早い．上陸直前のモデル結果はベストトラックに対しても過大評価しているのに加え，Cimaron の経路は上陸直前で西側に逸れていたことがピーク時間の不一致につながっていると考えられる．一方で Jebi については最大風速の値やピーク時間もおおよそ整合している．最大風速は 30 m/s 程度である．Cimaron に対して Jebi は経路の再現が良かったため，整合的な結果が得られたと考えられる．

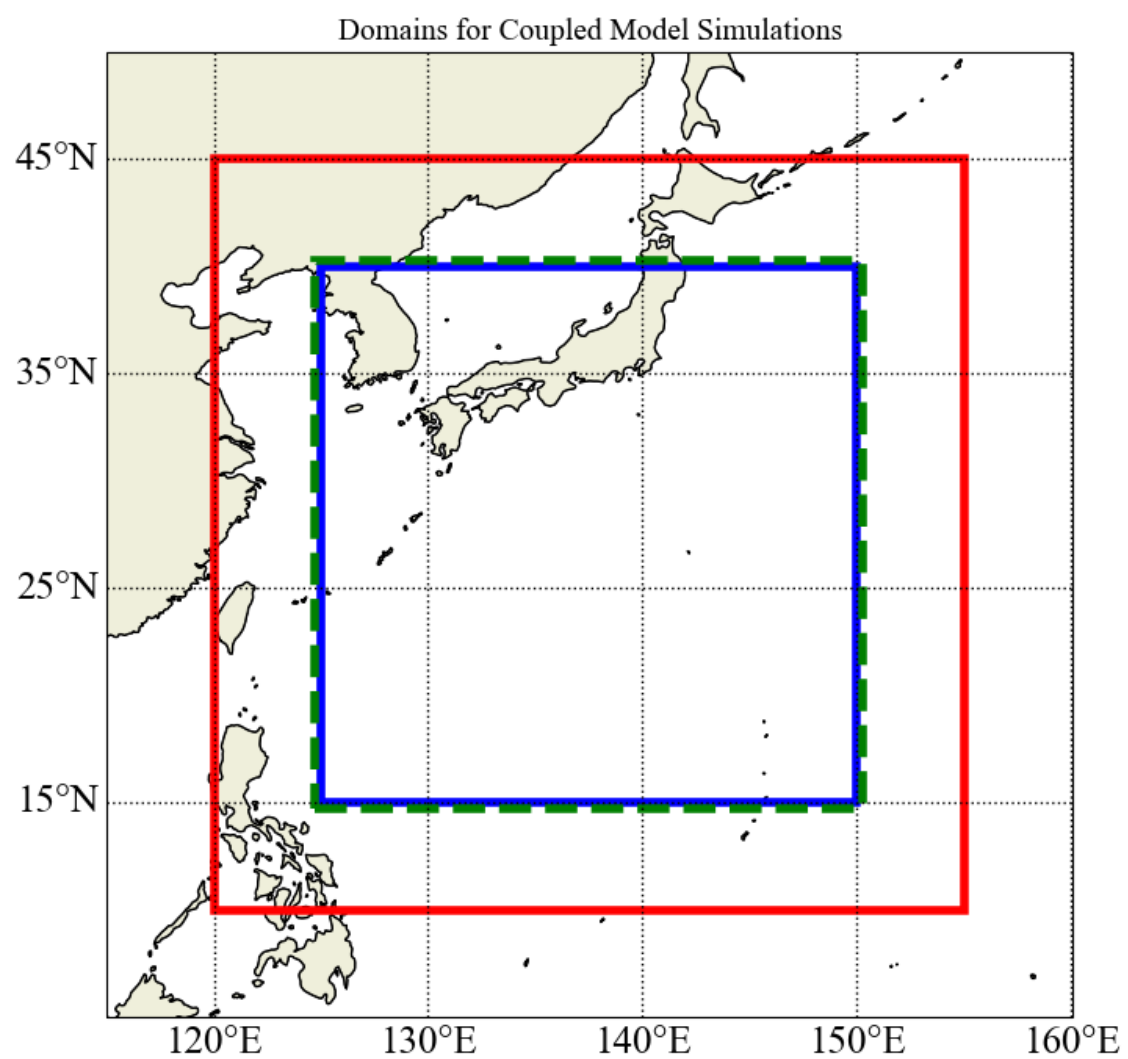


図 4.1：各実験における Domain. 赤が WRF, 青が ROMS, 緑が WW3 である.

表 4.1：各モデルの計算設定.

	WRF	ROMS	WW3
解像度	9 km	9 km	9 km
格子数	390 × 390	307 × 307	308 × 308
鉛直層数	56	40	-
タイムステップ	30	30	120
方向	-	-	24
初期周波数	-	-	0.04118

表 4.2：対象とした台風の計算開始時間と積分時間.

対象台風	計算開始時間	積分時間
Cimaron	2018年8月21日12時 (UTC)	60時間
Jebi	2018年9月2日0時 (UTC)	60時間
Faxai	2019年9月7日0時 (UTC)	60時間
Hagibis	2019年10月10日0時 (UTC)	72時間

表 4.3：各モデルの初期値・境界値および地形データ.

	WRF	ROMS	WW3
初期値・境界値	NCEP FNL	HYCOM	-
空間・時間解像度	0.25°, 6時間	1/12°, 3時間	-
地形	USGS GTOPO30	GEBCO	GEBCO

表 4.4：WRF の物理スキーム.

WRF物理スキーム	オプション
PBL	YSU, MYJ, MYNN
積雲対流パラメタリゼーション	Kain-Fritsch
表層スキーム	Eta Similarity
放射スキーム	RRTMG
雲微物理	WSM6
地表面スキーム	5-layer Thermal Diffusion

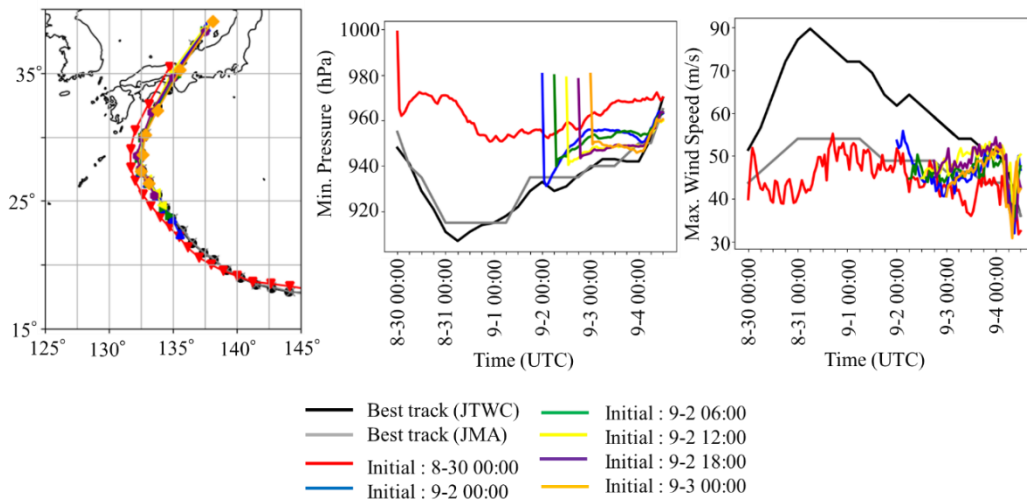


図 4.2 : Jebi における WRF-YSU に対する初期値時刻による計算精度の違い。黒色が JTWC ベストトラック，灰色が JMA ベストトラック，赤色が 8 月 30 日 0 時 (UTC)，青色が 9 月 2 日 0 時 (UTC)，緑色が 9 月 2 日 6 時 (UTC)，黄色が 9 月 2 日 12 時 (UTC)，紫色が 9 月 2 日 18 時 (UTC)，橙色が 9 月 3 日 0 時 (UTC)。ここでは，JTWC のベストトラックは 1 分平均と比較している。

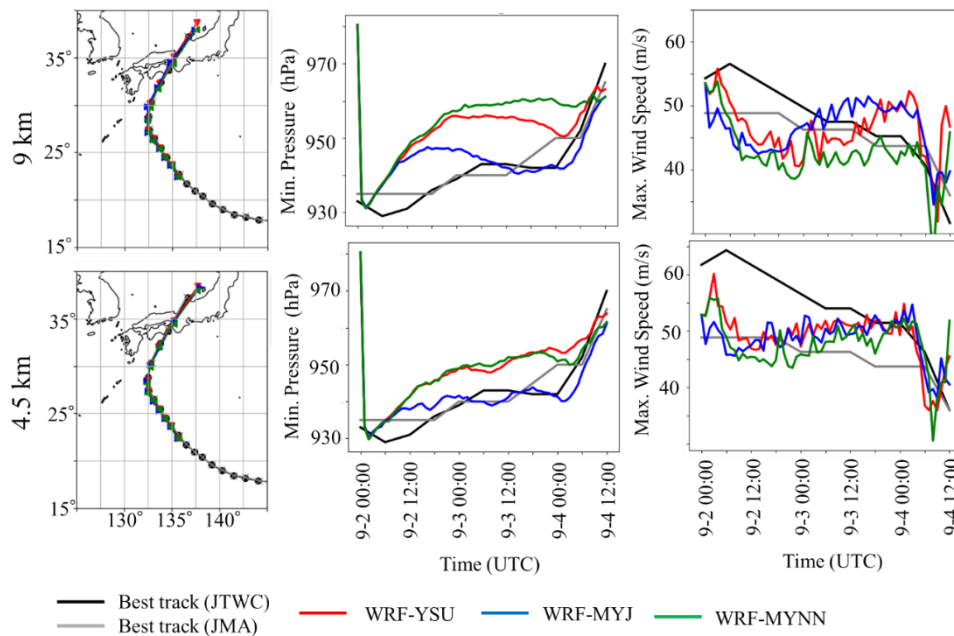


図 4.3 : Jebi における WRF の各スキームに対する解像度の影響。上段が 9 km 実験，下段が 4.5 km 実験である。黒色が JTWC ベストトラック，灰色が JMA ベストトラック，赤色が YSU スキーム，青色 MYJ スキーム，緑色 MYNN スキーム。4.5 km 実験の結果は JTWC のベストトラックは 1 分平均と比較している。

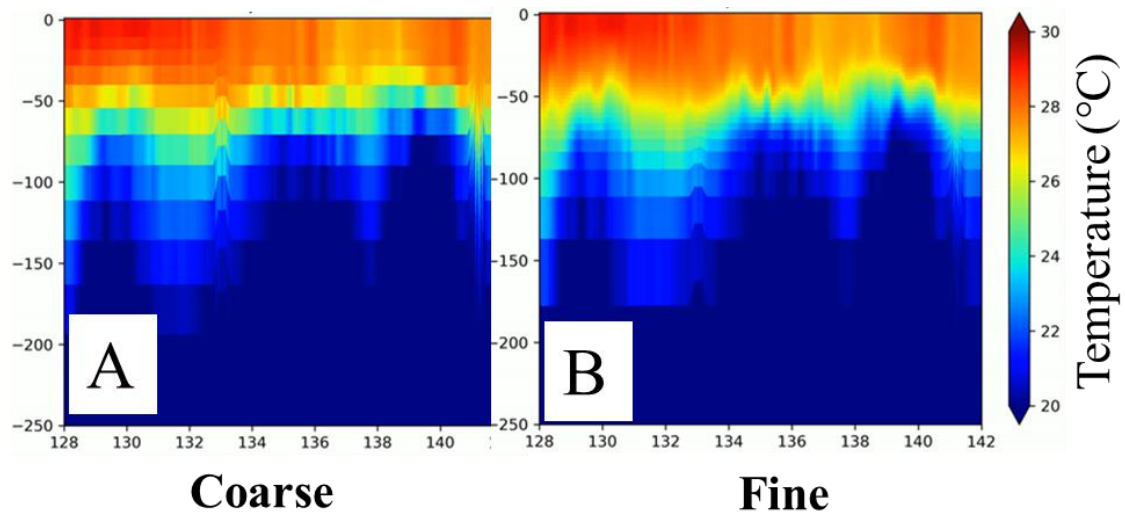


図 4.4 : ROMS における異なる鉛直計算設定の鉛直水温断面. A の場合, $\theta_s = 3$, $\theta_B = 0$, $TCLINE = 30$, $N = 32$ である. B の場合, $\theta_s = 20$, $\theta_B = 0$, $TCLINE = 150$, $N = 40$ である. θ_s は表層の細かさ, θ_B は底層の細かさ, N は層数, $TCLINE$ は θ_s をどの深さまで考慮するかである.

表 4.5 : WW3 の物理プロセス.

WW3の物理プロセス	
PR3	第三世代の波モデル
UQ	不確実性定量化を考慮
ST4	第4世代の風波成長・散逸モデル
STAB0	風波成長に関連した安定化オプション
NL1	非線形波-波相互作用の第一種のアプローチ
BT4	底摩擦の第4種モデル
DB1	砕波の第一種モデル

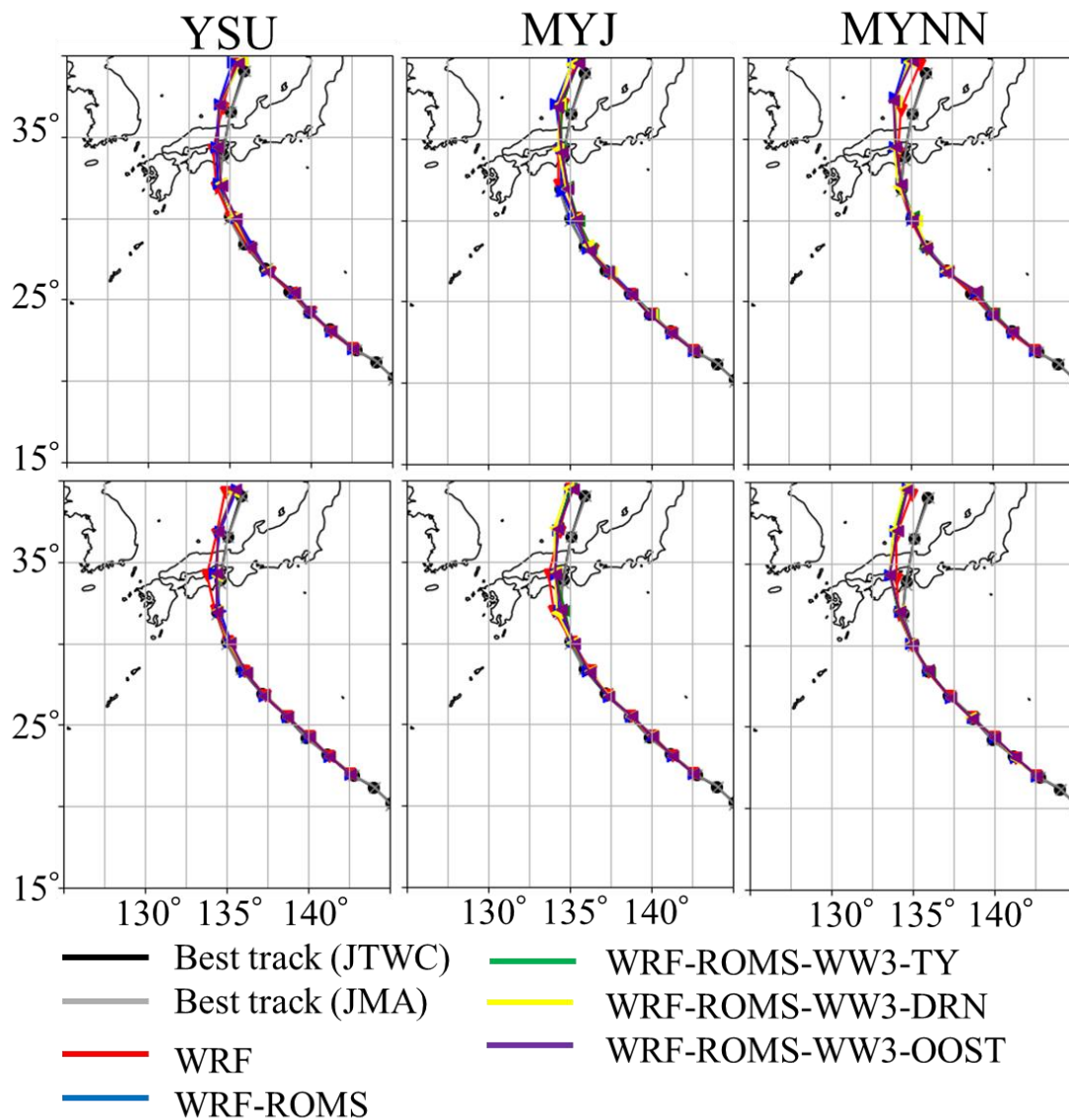


図 4.5 : Cimaron の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである. 黒色が JTWC ベストトラック, 灰色が JMA ベストトラック, 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. この章で示す後の結果も理のない限り凡例は同様である.

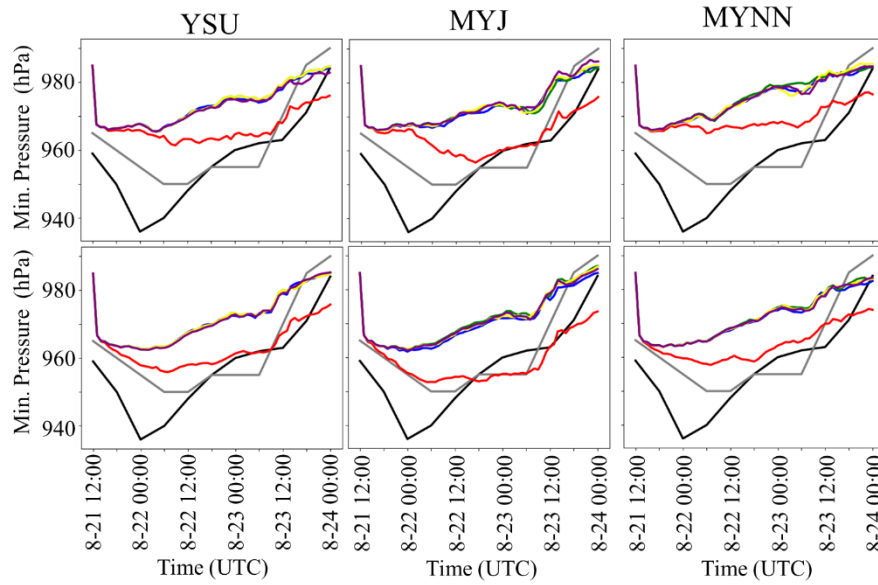


図 4.6 : Cimaron の中心気圧 . YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

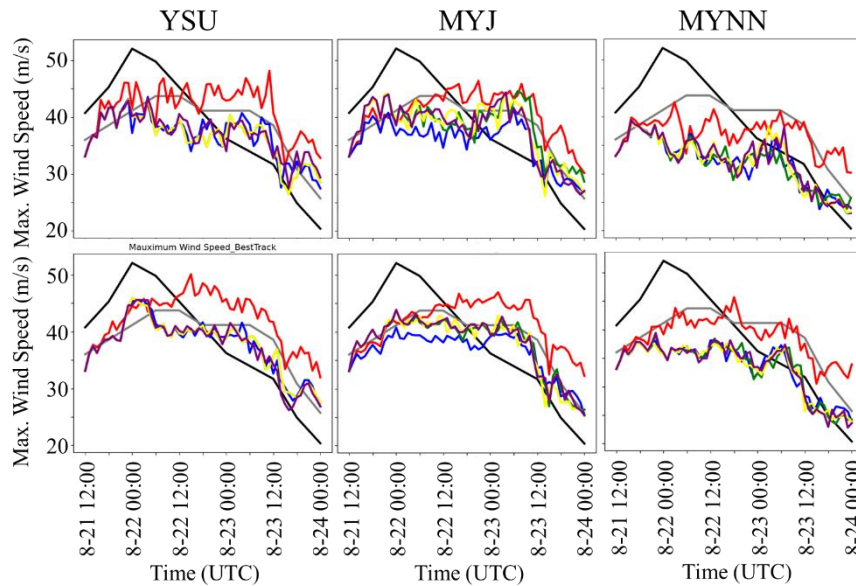


図 4.7 : Cimaron の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

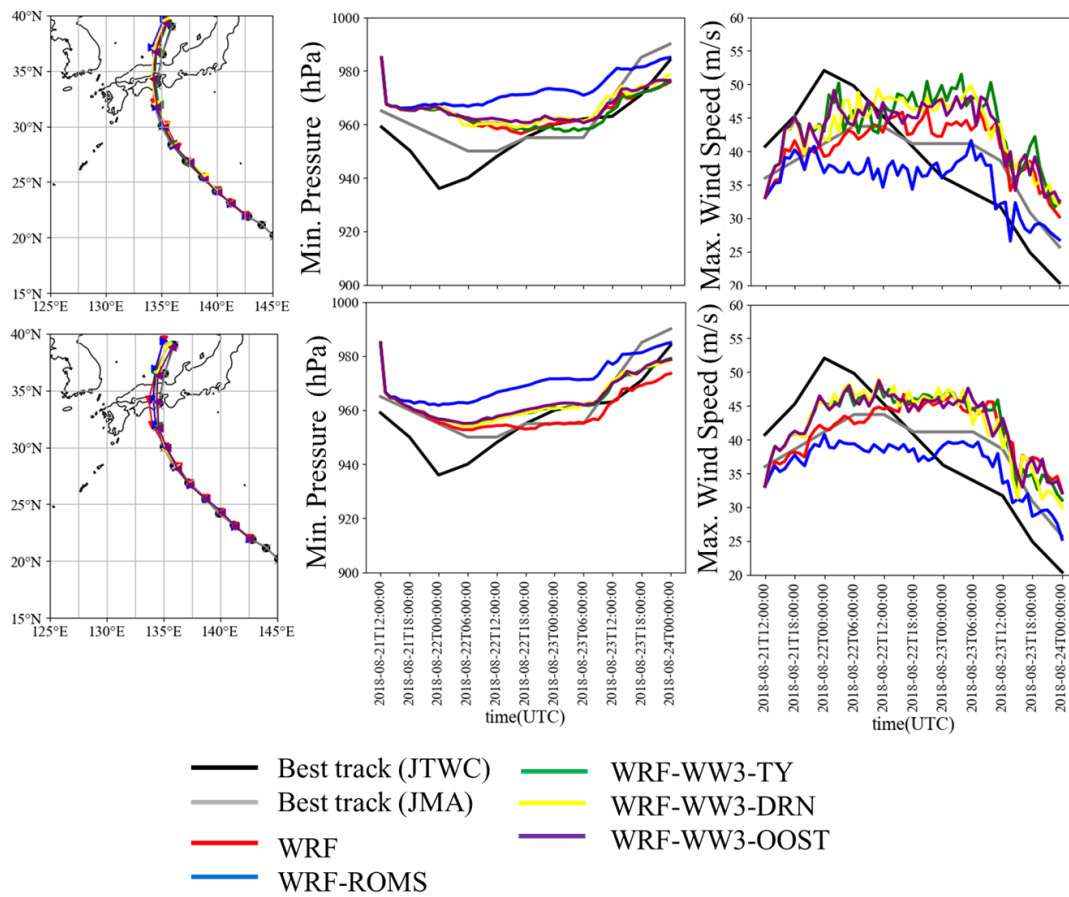


図 4.8 : Cimaron における波浪のみの大気への影響.

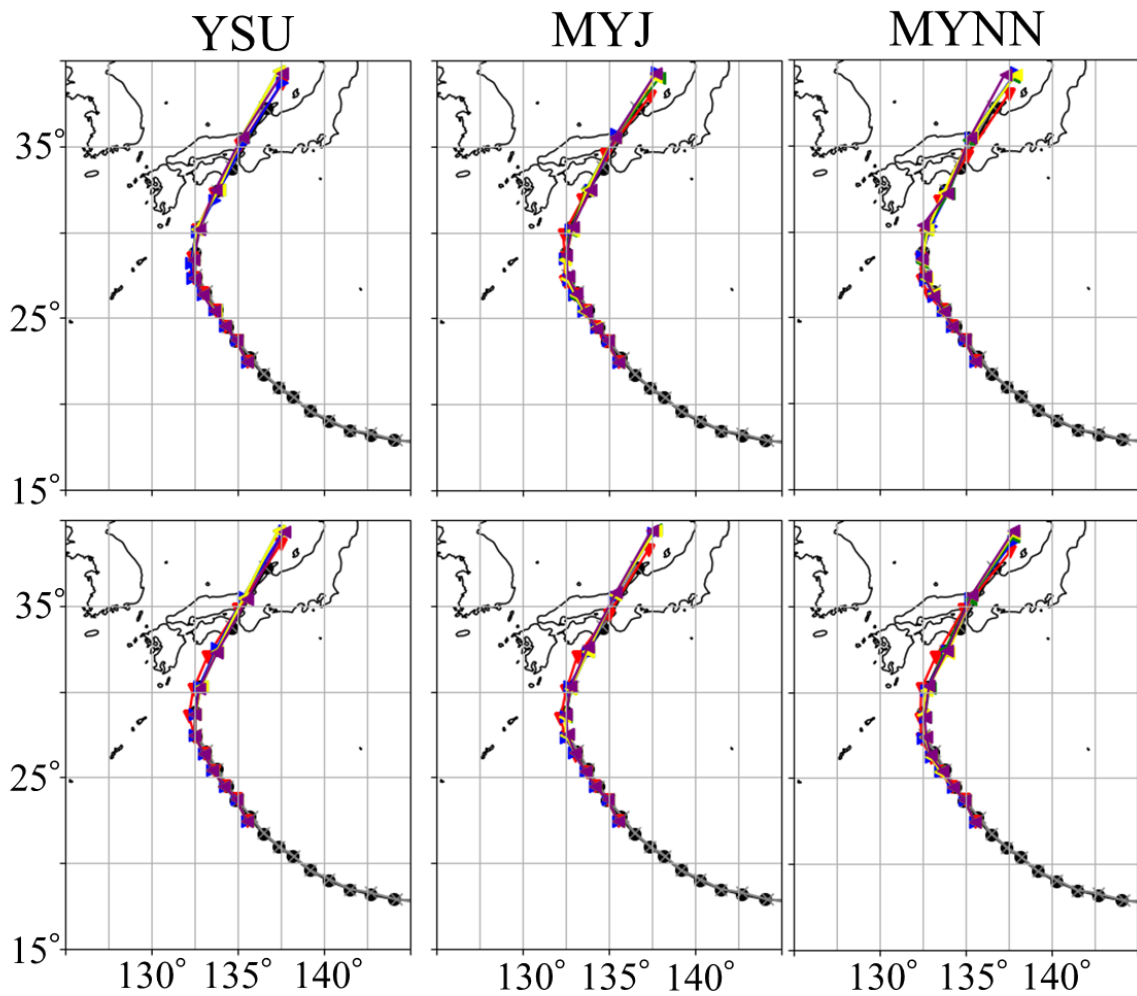


図 4.9：Jebi の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

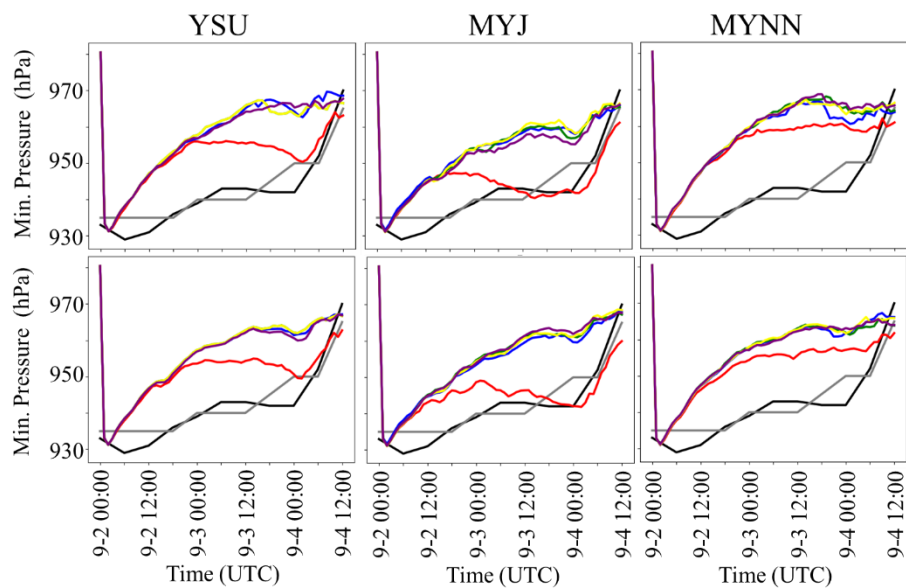


図 4.10 : Jebi の中心気圧. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

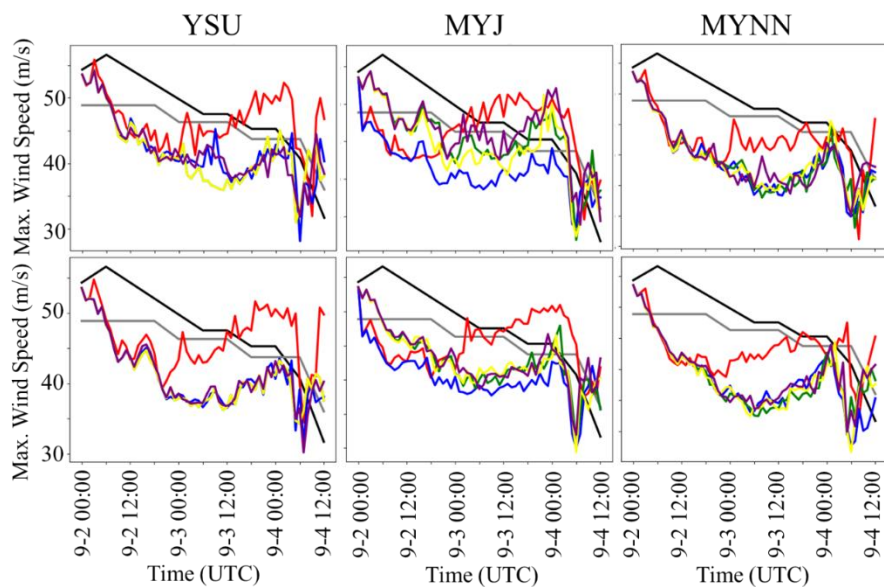


図 4.11 : Jebi の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

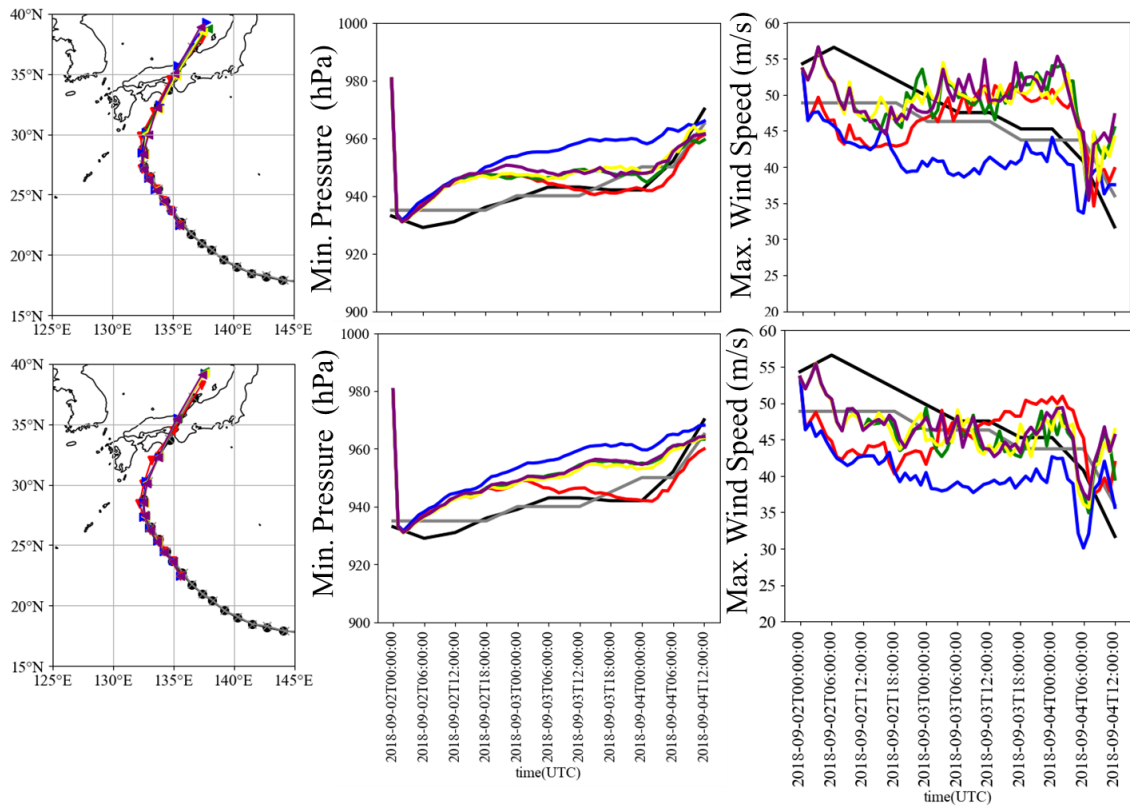


図 4.12：Jebi における波浪のみの大気への影響。上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし，下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである。

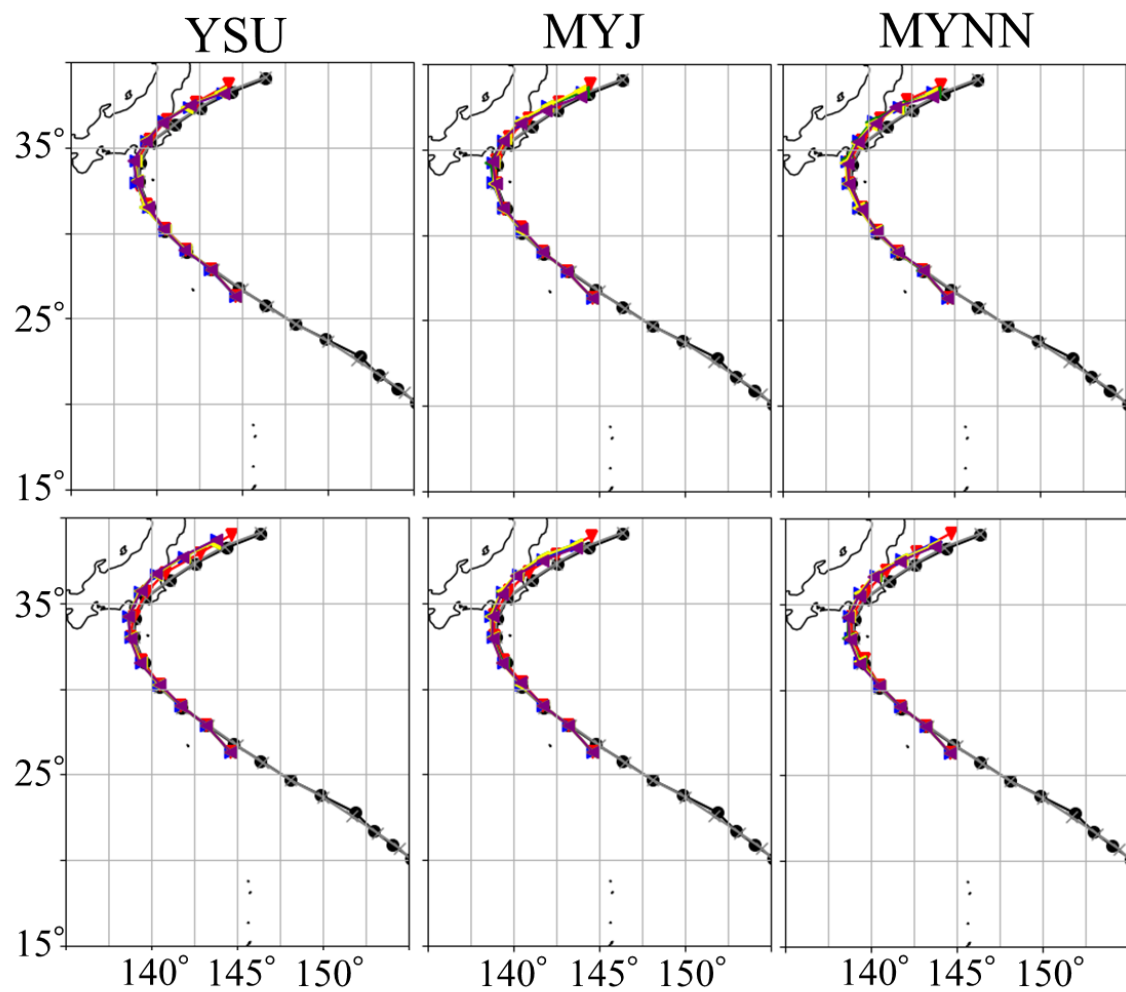


図 4.13 : Faxai の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

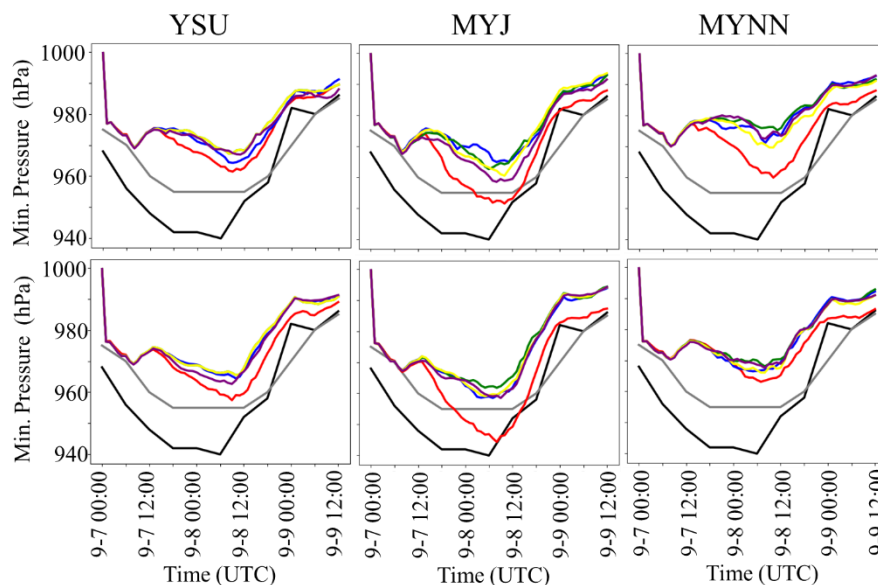


図 4.14 : Faxai の中心気圧. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

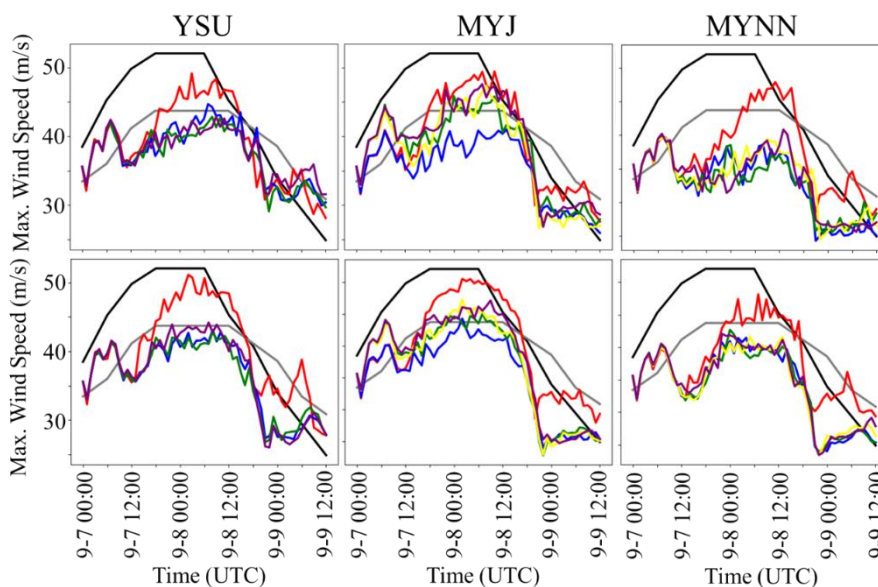


図 4.15 : Faxai の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST)による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

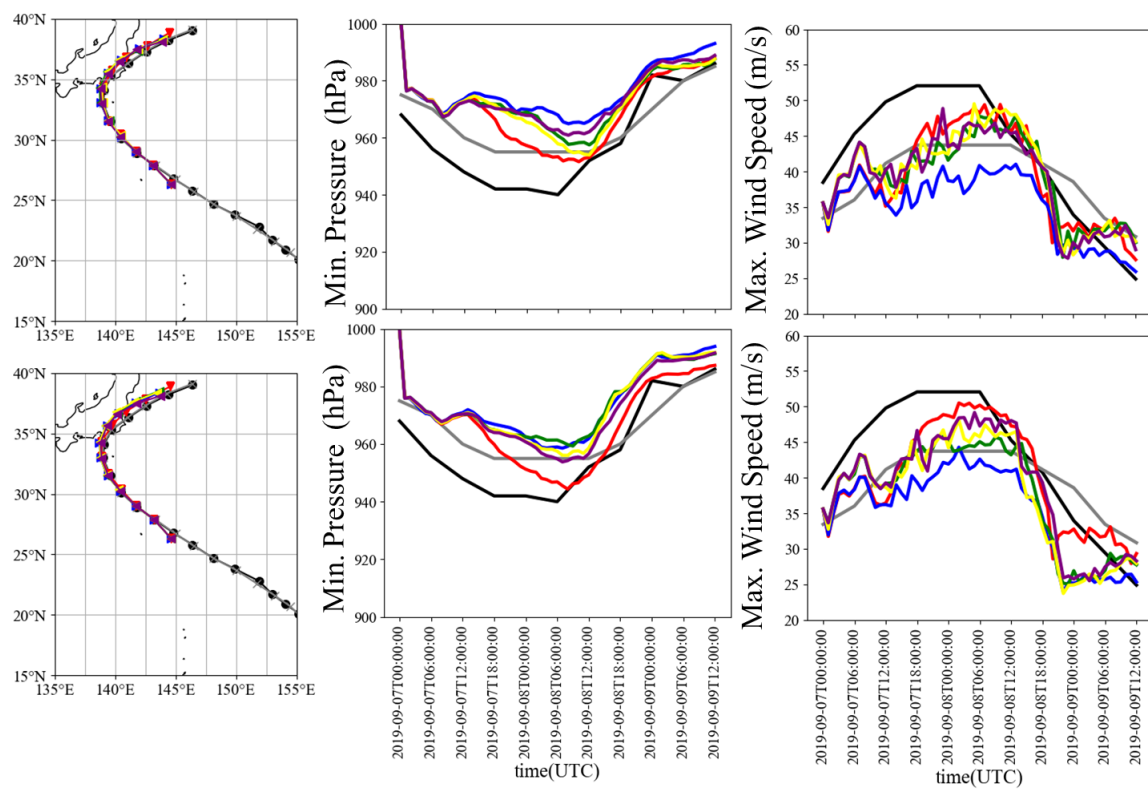


図 4.16 : Faxai における波浪のみの大気への影響.

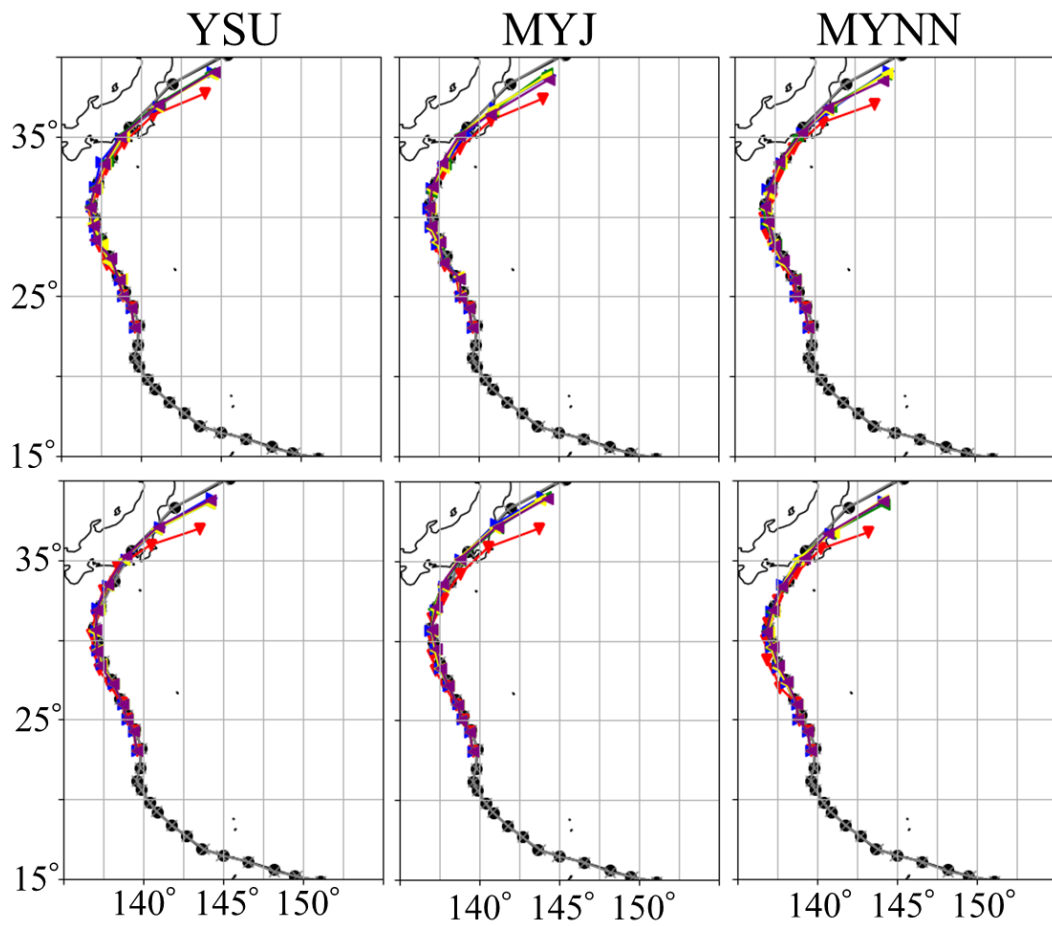


図 4.17 : Hagibis の経路. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

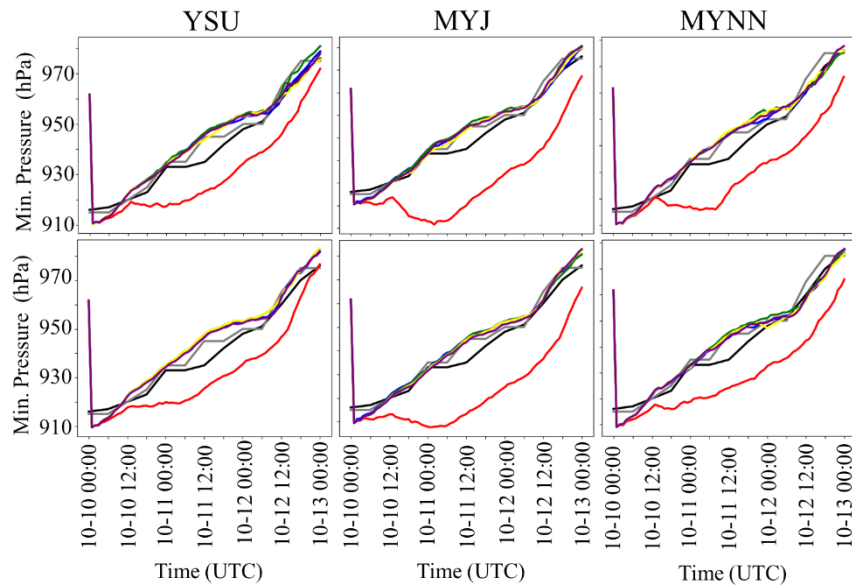


図 4.18 : Hagibis の中心気圧. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

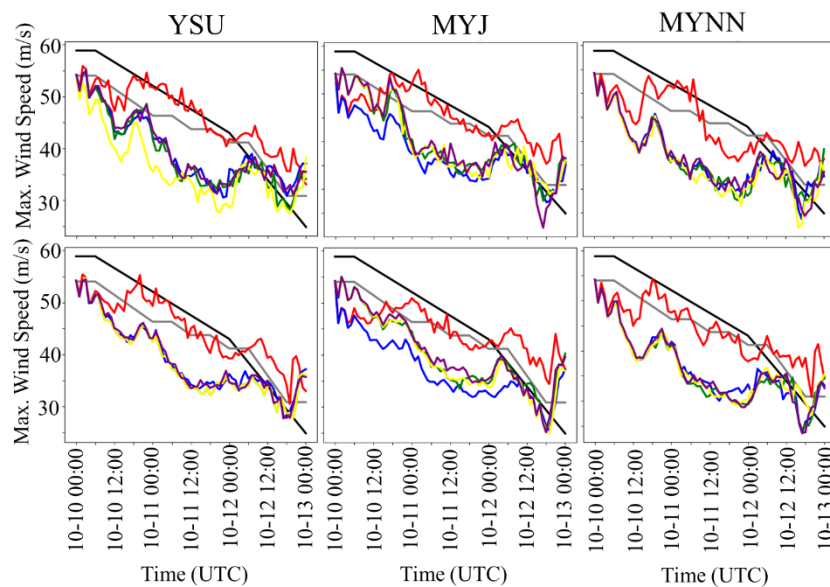


図 4.19 : Hagibis の最大風速. YSU, MYJ, MYNN スキームにおける WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3 (TY, DRN, OOST) による計算結果. 上段が積雲パラメタリゼーション考慮なし, 下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである.

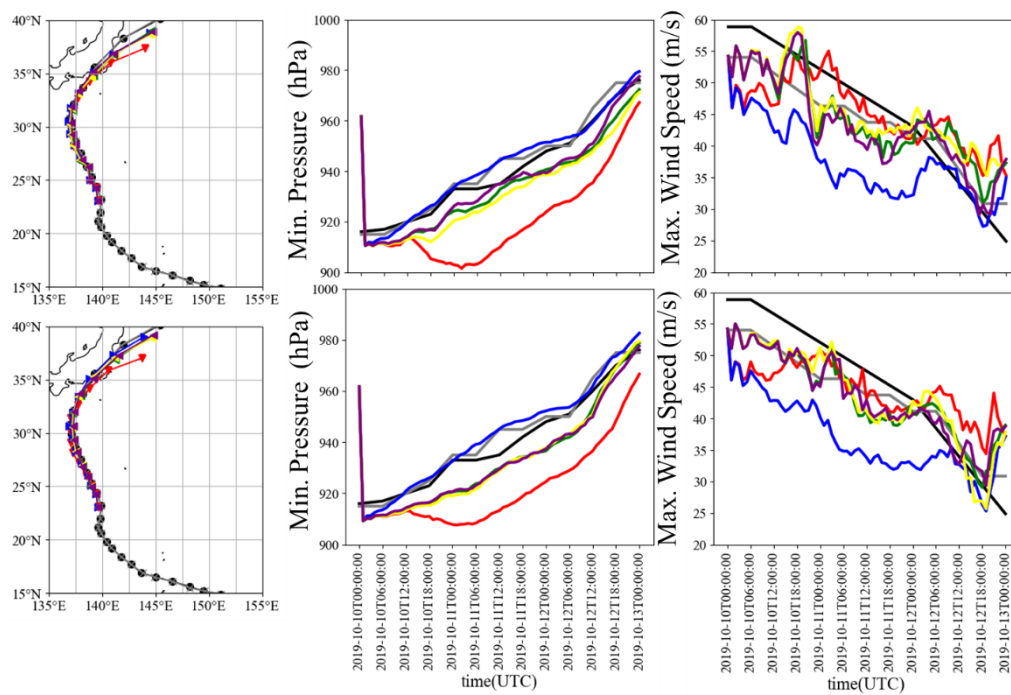


図 4.20：Hagibis における波浪のみの大気への影響。上段が積雲対流パラメタリゼーション考慮なし，下段が積雲対流パラメタリゼーション考慮ありである。

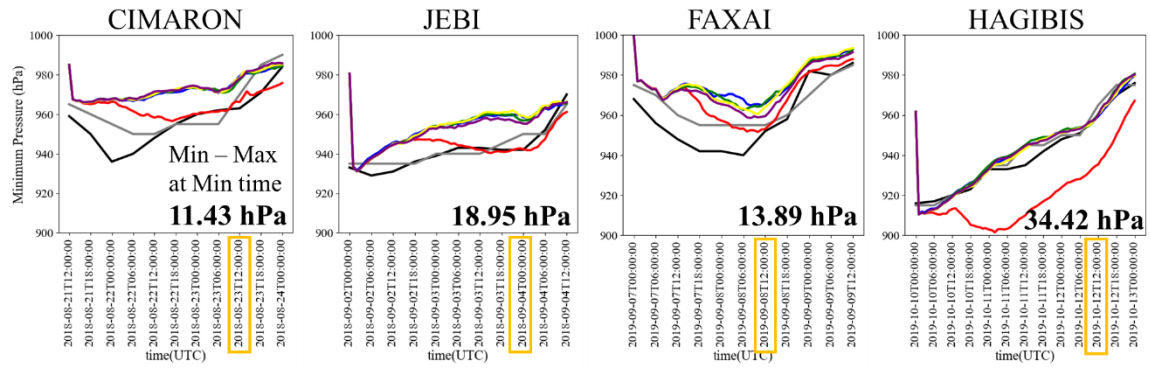


図 4.21：各台風の MYJ スキームにおける中心気圧比較.

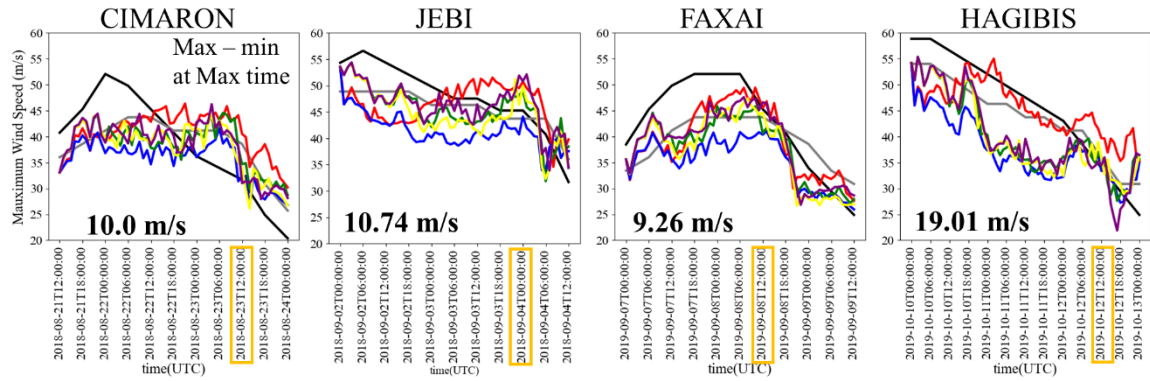


図 4.22：各台風の MYJ スキームにおける最大風速比較.

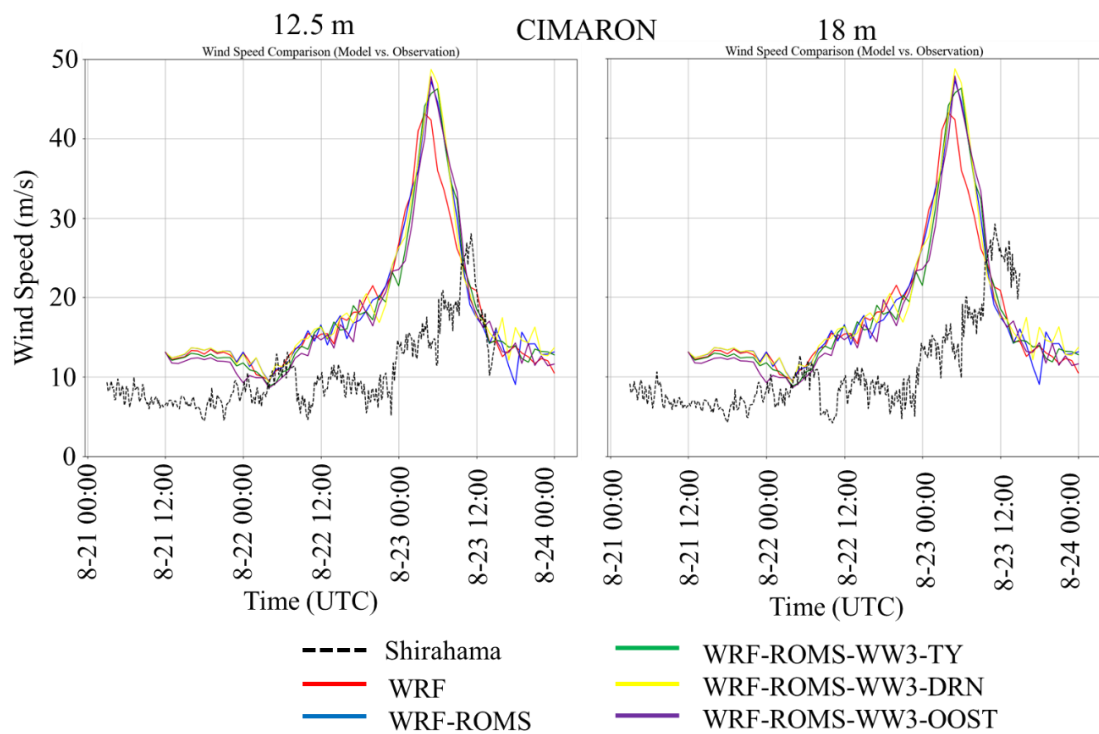


図 4.23 : Cimaron の MYJ スキームにおける白浜観測との風速比較.

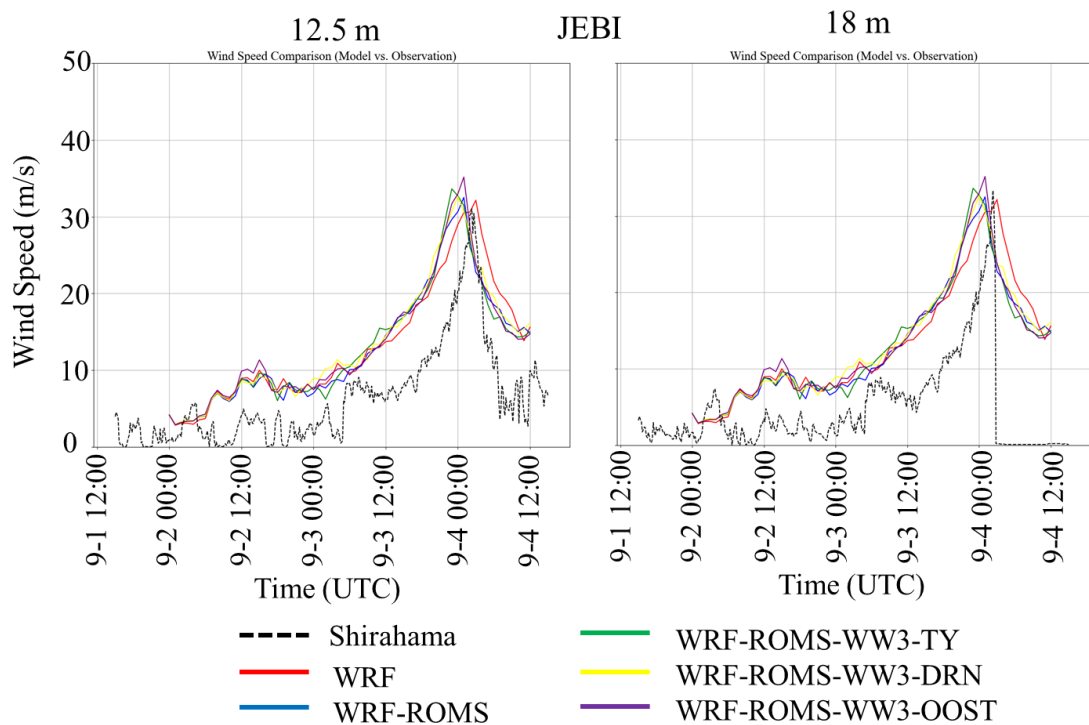


図 4.24 : Jebi の MYJ スキームにおける白浜観測との風速比較.

4.4 まとめ

本章では、近年の代表的な Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis の 4 つの台風に対して、WRF 実験, WRF-ROMS 結合実験, WRF-WW3 結合実験, WRF-ROMS-WW3 結合実験を実施した。Jebi については初期値時刻と解像度依存について確認を行った。すべての台風に対して、乱流スキームおよび積雲対流パラメタリゼーション、海洋と波浪結合による影響、海面粗度のパラメタリゼーションの違いによる影響を考慮した。これらについて、台風の経路および中心気圧、最大風速への影響を調べ、ベストトラックと比較、検証した。Cimaron と Jebi は白浜観測の結果とも比較を行った。これらの結果から、海洋と波浪の影響が大きいのは、積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキームであることが共通していた。海洋と波浪結合による影響が台風特性によって異なることがわかった。強度の低下が最も顕著な事例は Hagibis であり、小さいのは Cimaron であった。

対象にした台風は強度やサイズなどの特性が異なる。この台風特性の違いが海洋や波浪に影響を与え、その海洋と波浪の変化が台風にフィードバックする。その過程が台風特性によって異なるため、本節の影響が台風によって異なることが考えられる。5章では、積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキームの結果を用いて、海洋および波浪の応答について解析し整理する。

第 5 章 台風通過に伴う海洋および波浪発達への影響

5.1 解析の概略

本章では、4 章で計算した結果のうち積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキームを用いて計算した結果の海洋と波浪の変数を用いて、台風の通過に伴う海水温の変化、熱フラックスの変化、波浪を考慮した際の海洋応答の変化、波浪の発達、海面粗度と風速の関係について解析する。

5.2 海洋応答に関する解析結果

本節では、台風通過に伴う海洋の変化について解析を行う。主に海水温変化に伴う海洋の変化に着目している。ひまわり 8 号の衛星観測や白浜観測所の観測データで検証を行った。

5.2.1 海面水温と熱フラックスの変化

まず海面水温および海面熱フラックスの解析結果を示す。図 5.1 は WRF-ROMS 結合実験結果を用いて、台風通過に伴う海面水温低下量を示している。水温偏差は計算における最後の時刻と初期時刻の海面水温偏差である。検証データとしては、ひまわり 8 号の衛星観測データである。ひまわり 8 号の観測の場合、雲で覆われている時は観測できないため、台風通過前後で最適な日時を探し、偏差を計算している。そのため Cimaron や Hagibis は 7 日偏差であるが、Faxai は 4 日偏差である。灰色の部分はデータの欠損を表している。ひまわり 8 号の海面水温観測には、 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ の誤差があることに加え、海面水温は日変化で約 1°C は変動があるため、水温偏差は 1°C 刻みで表現している。

Cimaron の通過に伴う海面水温低下は、台風経路に沿って、進行方向に対し右側が冷えている。よく低下している海域は 2°C 以上冷えているが、 1°C 未満とあまり冷えていない海域も存在する。北緯 30 度以北付近の海域は黒潮流路の可能性が考えられるが、北緯 27 度あたりでもあまり冷えていない。ひまわり 8 号の観測データは欠損が多く、Cimaron については検証が難しいがわずかに北緯 30 度東経 135 度の付近で冷えている様子が確認できる。モデルと観測ともに 2°C 以上低下し、その周囲は冷えていないことも一致する。

Jebi についても同様に台風経路に沿って、進行方向に対し右側が冷えている。よく低下している海域は 2°C 以上冷えており、 3°C 以上低下している海域も存在する。観測と比較すると、台風経路付近の海面水温低下の範囲および程度ともによく一致している。さらに、外洋だけでなく沿岸部に着目すると、モデルと観測ともに海面水温低下の範囲および程度が一致している。Jebi の WRF-ROMS 結合実験における海面水温低下はよく表現できている。

Faxai の通過に伴う海面水温低下は、Cimaron や Jebi に比べて外洋では冷えておらず 2°C 未満しか低下していない。衛星観測でも同様な結果が得られているとともに、気象研究所海洋モデル MRI.COM に基づいて沿岸域を対象に高解像度化したモデルを用いて解析を行った Iida et al. (2023)[18]の結果とも整合的である（図 2.2）。Faxai についても海面水温低下はよく表現できている。

Hagibis については、台風経路に沿って、進行方向に対し右側が冷えているだけでなく直下や経路の左側でも海面水温低下海域がある。広範囲に 3°C 以上冷えている海域も存在する。衛星観測においても整合する結果が得られており、Faxai 同様に Iida et al. (2023)[18]の結果とも整合的である。Hagibis のように大きく海面水温を低下させる台風にもかかわらず、経路の右側で 1°C 未満の領域は黒潮域であると予想される。

以上の結果より WRF-ROMS 結合実験における海面水温低下の解析は衛星観測と整合的であり、海面水温の変化を十分に表現できているといえる。海面水温低下の範囲と程度は大きい順に、Hagibis, Jebi, Cimaron, Faxai である。ここで第 4 章の台風強度の結合計算による低下の程度の順は、中心気圧が、Hagibis, Jebi, Faxai, Cimaron（図 4.24）、最大風速が Hagibis, Jebi, Cimaron, Faxai（図 4.25）である。よって、海面水温が大きく低下するほど、強度の低下が大きい結果が得られているため、台風強度は海面水温に大きく依存している。したがって、台風モデリングにとって、海洋応答を陽に表現することは重要である。

ついで、図 5.2 および図 5.3 は白浜観測塔における観測との比較である。Cimaron では 1°C 、Jebi では 2°C 以上モデルの方が高い結果となっている。Jebi については、水温が低下する様子は捉えることができている。そのため、定性的には海面水温の低下を沿岸域でも表現できている。しかし、風速の結果と同様に解像度が 9 km であるために、座標が正確でないことは原因の一つと考えられる。また台風通過に伴う海面水温低下は海洋混合が支配的であるが、沿岸部では浅海であるため、このメカニズムで冷却が起きていないと考えられる。そのため沿岸部ではより高解像なモデルでの検証が必要であると考えられる。

波浪を結合することによる海面水温変化の影響を調べるために、図 5.4 は WRF-ROMS-WW3 結合実験と WRF-ROMS 結合実験の海面水温偏差の差分を示す。計算領域の境界付近や沿岸付近では正の偏差があり、波浪結合した場合の方が暖かくなっている。台風が通過している領域においては全事例において、 0.75°C 未満の変化となっている。これは海面水温の日変化以内の変動であるため、波浪の結合によって海面水温の変化が大きく変わることはないと考えられる。一方 OOST は海面水温変化のパターンが TY や DRN と異なる。これは OOST を計算する際に波浪によるエネルギー散逸が水面での混合を変化させ、TKE に与える影響を考慮しないことが原因として考えられる。

台風通過に伴って海面水温が低下するが、その現象によって海洋から大気への熱フラックスの影響を理解することも重要となる。そこで潜熱フラックスと顕熱フラックスの空間分布および時間変化について解析する。図 5.5, 図 5.6 は Cimaron (8 月 23 日 0 時 UTC), Jebi (9 月 3 日 12 時 UTC), Faxai (9 月 8 日 0 時 UTC), Hagibis (10 月 11 日 0 時 UTC) ある特定の時間における潜熱フラックスと顕熱フラックスの空間分布である。上から WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, WRF-ROMS-WW3-OOST である。水色の円は台風の位置を表している。これらの図は下向きが正である。つまり負の値は海洋から大気への潜熱、顕熱供給を表す。図 5.4 で海面水温には、WW3 を結合する際の海面粗度パラメタリゼーションの差は台風周辺では 1°C 未満とほぼ差がなかったことから、海洋応答を受けた結果の潜熱フラックスや顕熱フラックスにモデル間の差に大差がない。しかし、台風特性ごとのフラックスパターンは大きく異なっている。Faxai 以外は台風の直下で正の値を取っているため大気から海洋へ潜熱フラックス供給があることになる。図 5.1 で海洋をよく冷やした Jebi と Hagibis ではそれぞれの台風が通ってきたところでは、値が正となっており、台風の進行方向後側では、直下と同じように大気から海洋への潜熱供給が起こっている。一方で台風前面では海洋から大気への潜熱フラックス供給が大きいことがわかる。特に Hagibis は強度の低下が顕著であった。その要因の一つとして、前方と後方のフラックス差は約 1000W/m^2 でありフラックスパターンの非対称性が大きいことが考えられる。一方、あまり衰弱がみられなかった Cimaron と Faxai では、その様な顕著な非対称性はなく、台風周辺は海洋から大気への潜熱フラックス供給となっている。よって、台風による海洋応答を考慮し、潜熱フラックスパターンを理解することは台風の発達、衰弱プロセスを理解するために役立つと示唆される。一方で顕熱フラックスはすべての台風において後方では大気から海洋、前方では海洋から大気のフラックスパターンと

なっている。また海面水温低下は、図 2.3 が示すように台風通過時にも起きており、低下した海面水温の影響を台風は受けており、4 章の結果にも反映されている。これらのことから台風通過に伴う海面水温低下は熱交換の観点で重要であるため、海洋応答を考慮することは不可欠であると考えられる。

図 5.7 は、Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の潜熱フラックスと顕熱フラックスの時間変化である。正が海洋から大気のフラックス供給を表している。赤色が WRF、青色が WRF-ROMS、緑色が WRF-ROMS-WW3-TY、黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN、紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST である。それぞれの台風の最大風速半径 (RMW) を各実験結果で計算し、それらの平均値を求め、その RMW の 150% を半径とした円で領域平均した潜熱および顕熱フラックスの変化である。強度が一番強い WRF 実験における潜熱フラックスが高いことを期待していたが、Jebi では実験間の差が小さく、Faxai では WRF が一番低いという結果となった。Cimaron と Hagibis は WRF が一番高く、結合モデルで低くなる結果が得られているが結合実験間での差はほとんどない。このため、海洋応答の細かい分布が反映されているわけではない。ここで 4 章の図 4.24 の中心気圧の変化において Faxai は結合モデル間の差が他の台風において顕著であったが、これらの中心気圧の時系列変と潜熱、顕熱フラックスのモデル間の傾向が対応していることがわかる。しかし潜熱、顕熱フラックスの変化は、海面水温変化だけでなく、大気側の状態にも依存するため、今後さらなる検討が必要である。

最後に Cimaron (図 5.8), Jebi (図 5.9), Faxai (図 5.10), Hagibis (図 5.11) についてそれぞれ、海面水温と熱フラックスのコンポジット解析を行った。上から海面水温、潜熱フラックス、全熱フラックスである。初期時刻を除いた全期間でコンポジットを行っている。海面水温は台風の発達に有利な 26°C を基準にしている。Cimaronn では時間変化と同様の傾向があり、WRF 実験で潜熱フラックスが大きく、結合実験で海洋応答が反映され、熱フラックスの減少がみられる。しかし結合実験間の差はほとんどない。Jebi では海面水温は結合実験で 26 度以下の領域があるが、計算期間において熱フラックスの顕著な低下がみられない、全実験で時間変化に差がなかったが、計算期間においては潜熱フラックスと全熱フラックスの実験間の差が小さいことにも対応する。Jebi は海面水温をよく低下させていたが、強度低下は Hagibis ほど顕著ではなく、海面水温低下量に対しては強度低下がなかったことは、この熱フラックスパターンが要因であると考えられる。Faxai では WRF 実験よりも結合実験の方が、海面水温が高い傾向にある。そのため潜熱フラックスも時間変化で WRF 実験が一番低い結果に

つながったと考えられる。Hagibis は海面水温がよく低下しているにもかかわらず、潜熱フラックス、全熱フラックスが高い傾向にある。ただし海面水温が低い領域で潜熱フラックス、全熱フラックスが周囲より低くはなっている。

以上より、海面水温の観点で見ると Faxai 以外は発達に不利であり、衰弱することが予想され、強度の時間変化とは対応する。しかし熱フラックスの観点で見ると海面水温と強度変化のような顕著な関係がみられない。熱フラックスは大気と海洋の複雑な関係があるため、対応しないと考えられる。今後、熱交換過程に着目した詳細な解析が必要である。

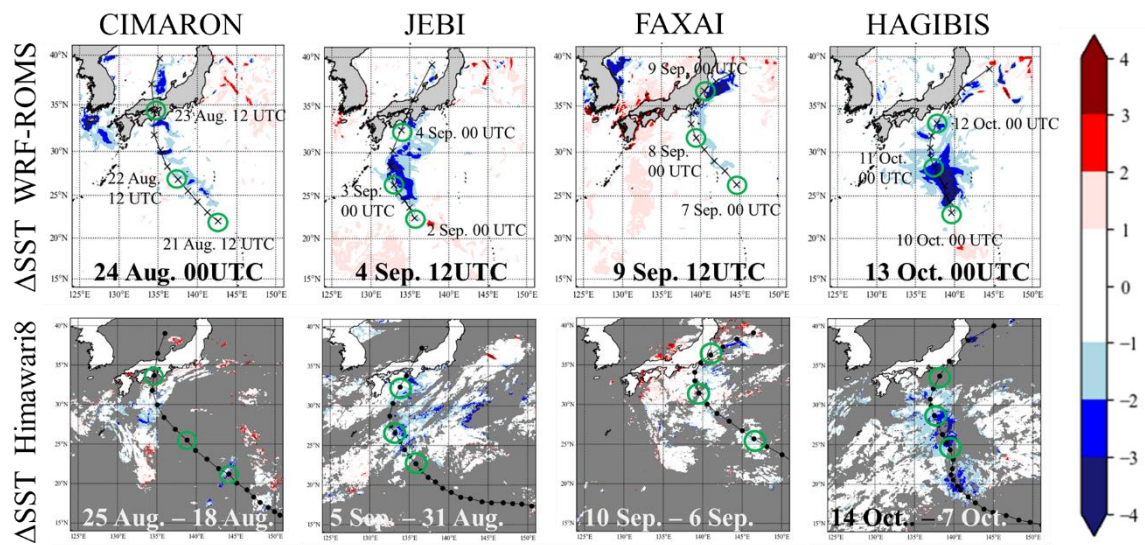


図 5.1 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過前後の海面水温偏差. 上段は WRF-ROMS 結合計算で得られた海面水温偏差, 下段はひまわり 8 号による海面水温観測による海面水温偏差.

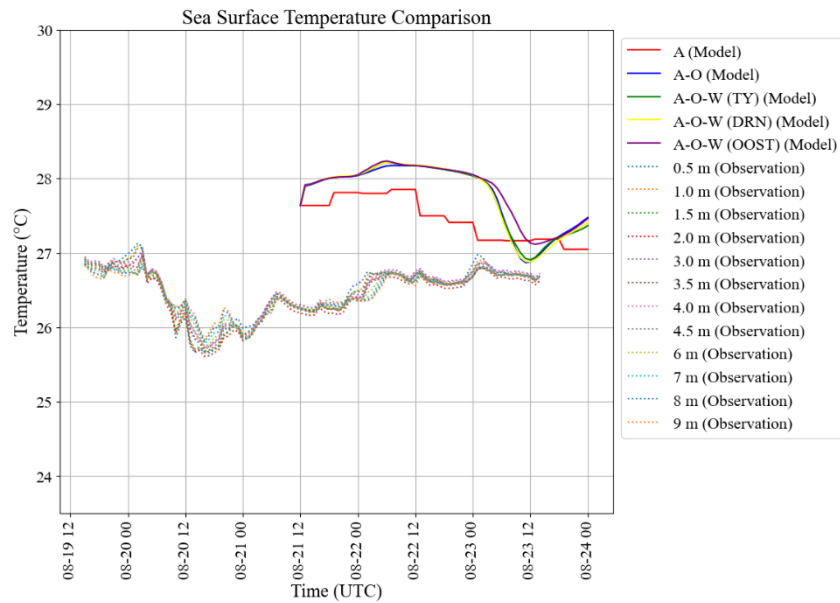


図 5.2 : Cimaron が通過した時のモデルにおける海面水温と白浜観測塔での水温観測との比較. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 実線がモデル, 破線が観測である. 深さが 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 6, 7, 8, 9 m の深さでの水温である.

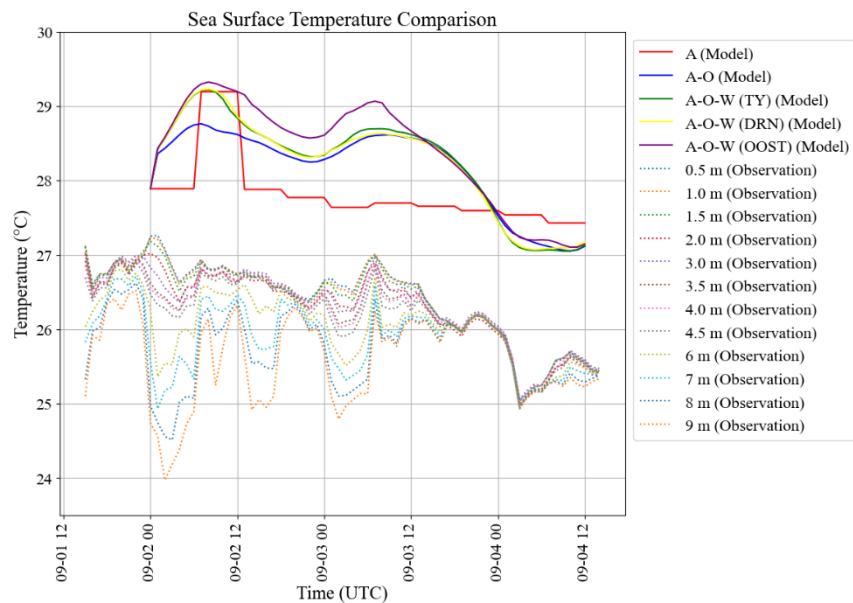


図 5.3 : Jebi が通過した時のモデルにおける海面水温と白浜観測塔での水温観測との比較. 赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 実線がモデル, 破線が観測である.

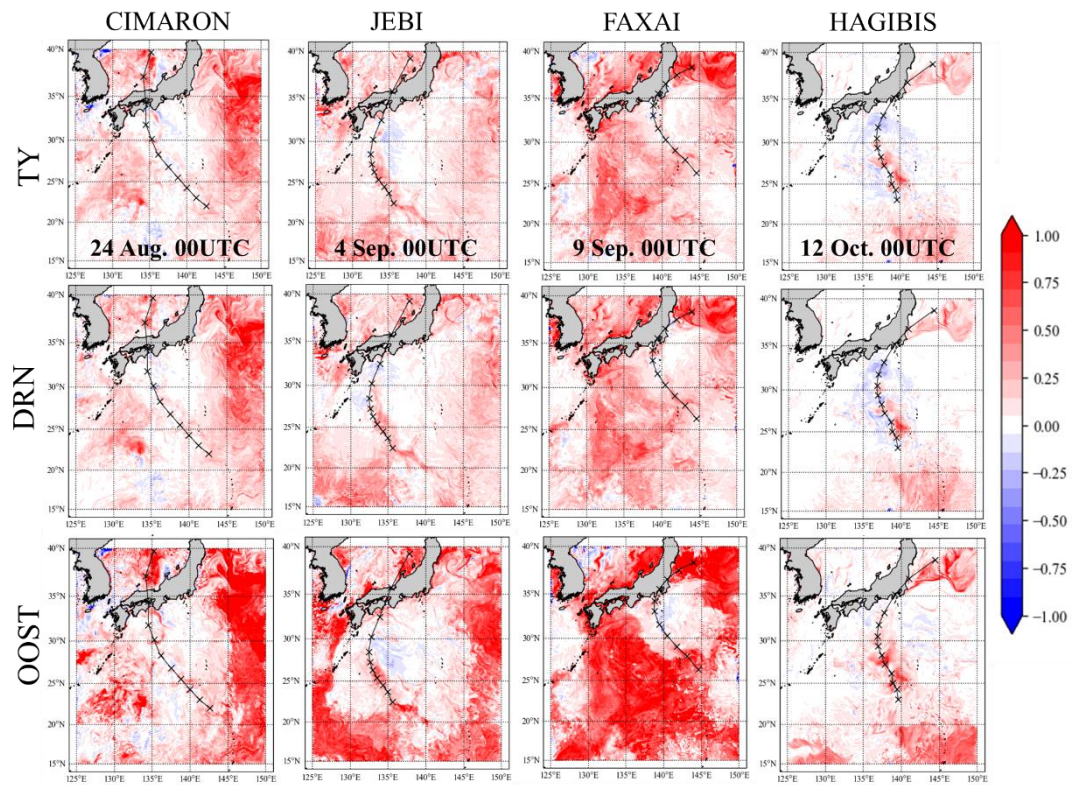


図 5.4 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過前後の海面水温偏差の波浪を考慮した時の水温差. 上段が WRF-ROMS-WW3-TY, 中段が WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段が WRF-ROMS-WW3-OOST.

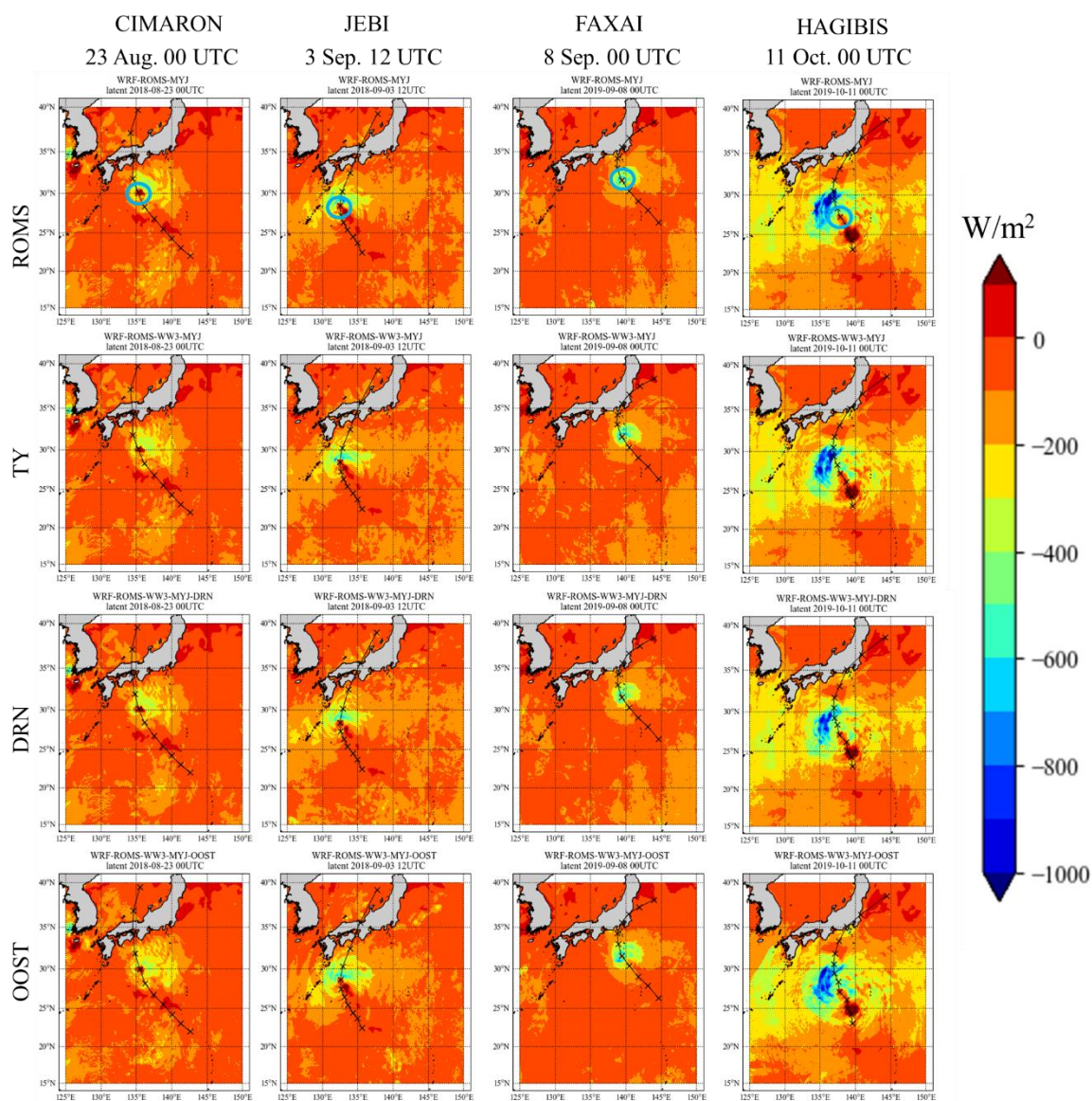


図 5.5 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の潜熱フラックスのスナップショット. 海洋モデルのアウトプットであるため下向きが正である. 1 段目が WRF-ROM, 2 段目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 段目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 段目が WRF-ROMS-WW3-OOST. 水色の円は台風の位置を示す.

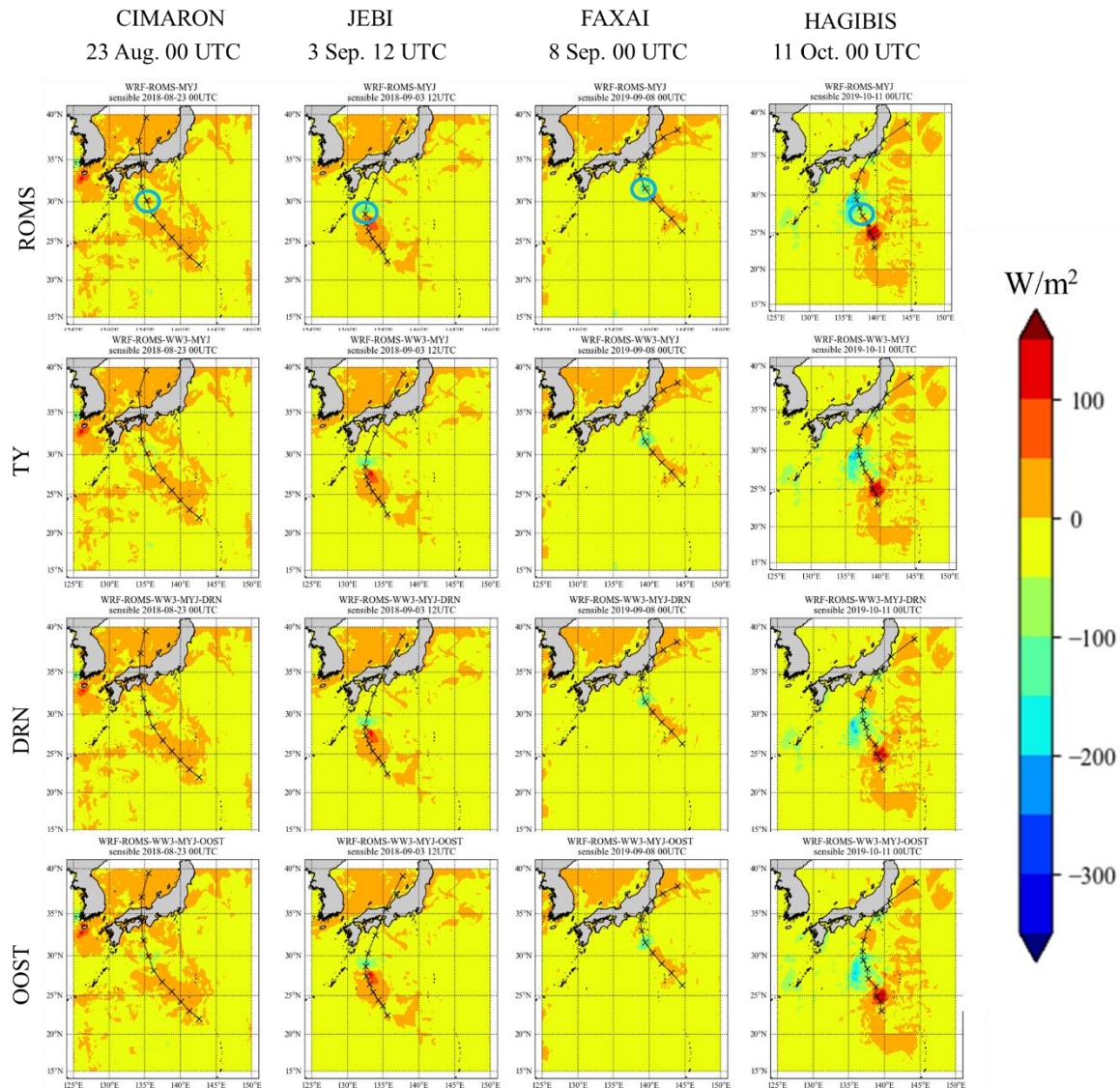


図 5.6 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の顕熱フラックスのスナップショット。海洋モデルのアウトプットであるため下向きが正である。1 段目が WRF-ROM, 2 段目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 段目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 段目が WRF-ROMS-WW3-OOST. 水色の円は台風の位置を示す。

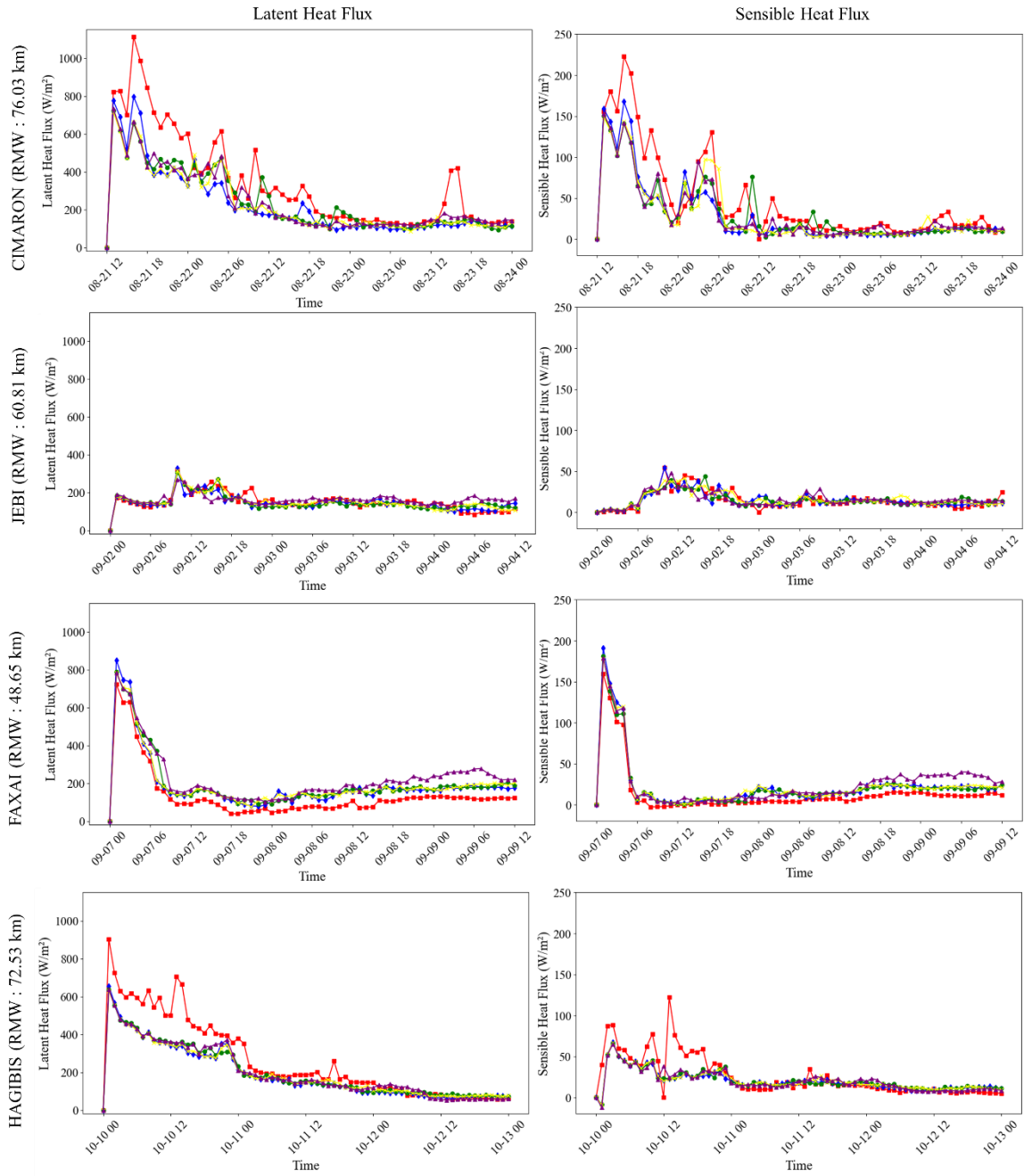


図 5.7 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の潜熱フラックスと顕熱フラックスの時間変化。左が潜熱フラックス，右が顕熱フラックスである。WRF のアウトプットであるため上向きが正である。赤色が WRF，青色が WRF-ROMS，緑色が WRF-ROMS-WW3-TY，黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN，紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST。

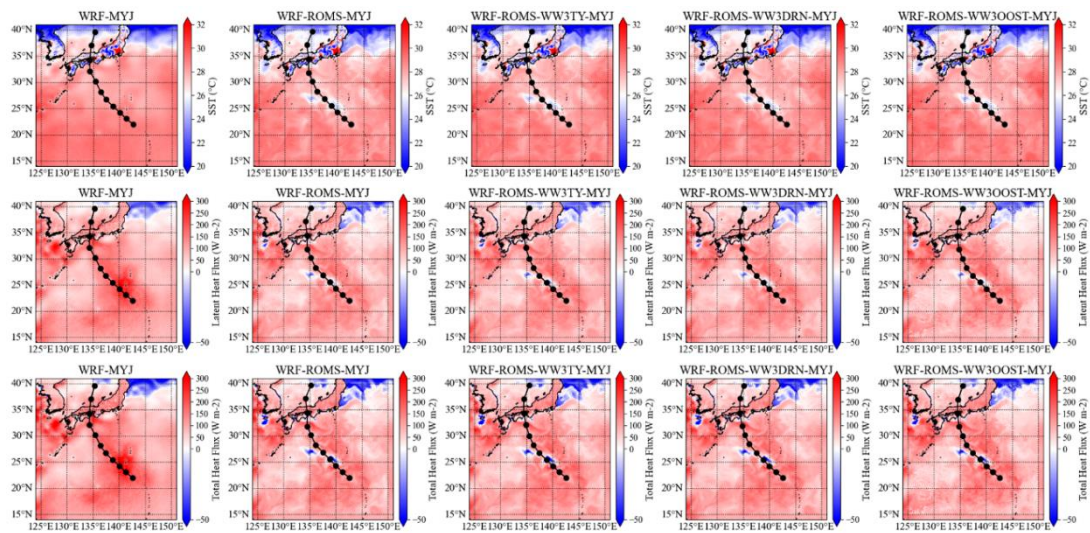


図 5.8 : Cimaron 通過時における，海面水温（上段）および潜熱フラックス（中段），全熱フラックス（下段）のコンポジット解析． WRF のアウトプットであるため上向きが正である． 1 列目が WRF， 2 列目が WRF-ROMS， 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY， 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN， 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

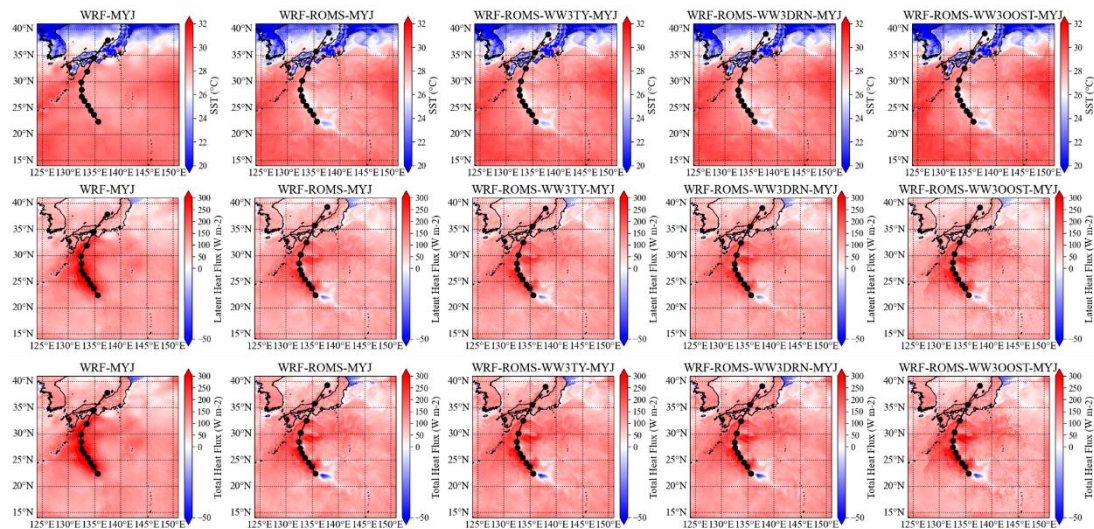


図 5.9 : Jebi 通過時における，海面水温（上段）および潜熱フラックス（中段），全熱フラックス（下段）のコンポジット解析． WRF のアウトプットであるため上向きが正である． 1 列目が WRF， 2 列目が WRF-ROMS， 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY， 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN， 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

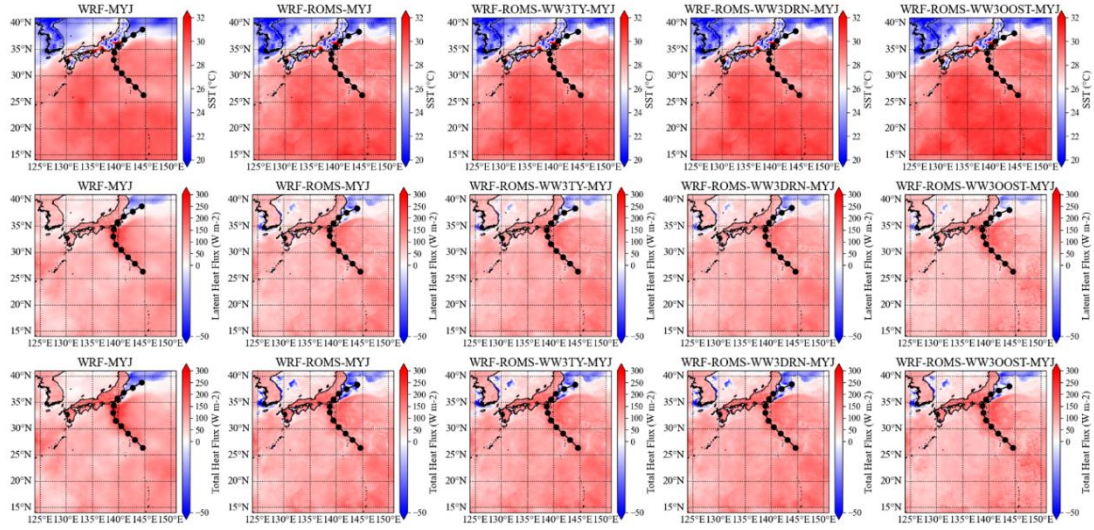


図 5.10 : Faxai 通過時における，海面水温（上段）および潜熱フラックス（中段），全熱フラックス（下段）のコンポジット解析． WRF のアウトプットであるため上向きが正である． 1 列目が WRF， 2 列目が WRF-ROMS， 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY， 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN， 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

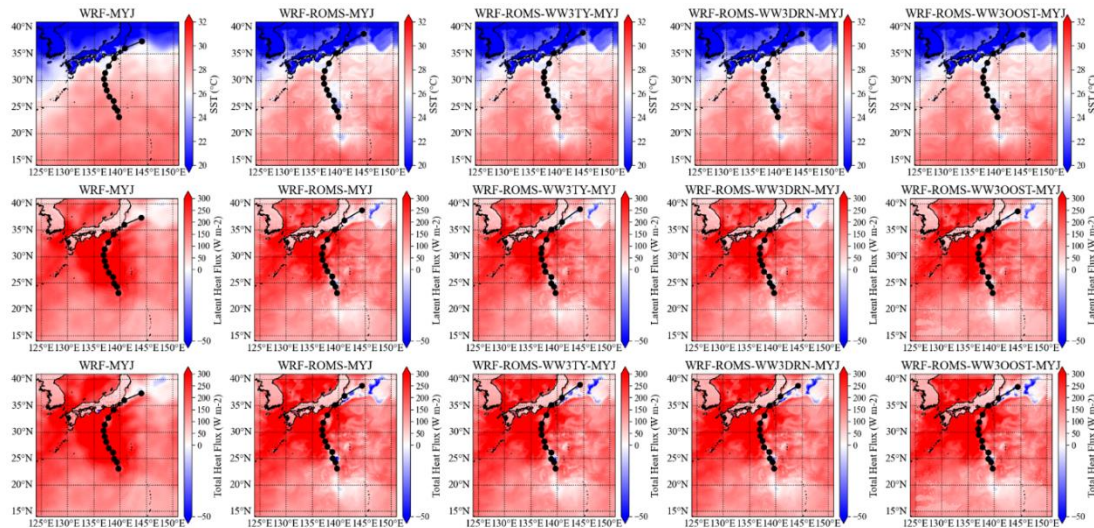


図 5.11 : Hagibis 通過時における，海面水温（上段）および潜熱フラックス（中段），全熱フラックス（下段）のコンポジット解析． WRF のアウトプットであるため上向きが正である． 1 列目が WRF， 2 列目が WRF-ROMS， 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY， 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN， 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

5.2.2 鉛直方向の海水温変化

本節では、台風通過に伴う海水温低下の鉛直方向における水温変化に着目する。台風通過に伴い海面水温は低下するが、その支配的な要因は海洋混合である。海洋混合によって海洋混合層は台風の通過前後で変化する。図 5.1 でよく冷えた海域の任意の緯度における各事例の鉛直断面海水温の構造の解析をする。またその周囲の任意の点における海面水温、風速、波高の時間変化を併せて示す。

図 5.12 は、Cimaron 通過時における鉛直断面海水温変化である。縦軸が水深、横軸は経度を表している。北緯 30.13 度における通過時とその 12 時間前後における鉛直海水温である。赤のシンボルは台風の位置を表している。他の事例についても緯度以外は共通である。Cimaron が通過する前の海水温は約 28°C であり、混合層の深さは 25 ~ 30 m である。通過時には海水が冷え始めて、上層で水温低下、混合層の深さあたりで水温上昇がみられるため、鉛直混合が起こっている。さらに 12 時間後には黒円の領域で冷たい海水が湧昇している。台風通過時には海水温の低下は 1°C 以上 2°C 未満であるが、通過後の湧昇によって、2°C 以上 3°C 未満の低下がみられる。また混合層は深化し約 50 m になっている。この結果より、Cimaron において海面水温が 2°C 以上のよく冷えている領域は通過後に湧昇が起こることによって冷却が進行したと考えられる。一方で 2°C 未満の低下は鉛直混合による冷却であると考えられる。図 5.13 は、北緯 29.7 度、東経 135.8 度における Cimaron 通過時の海面水温および風速、有義波高の時間変化である。赤色が WRF、青色が WRF-ROMS、緑色が WRF-ROMS-WW3-TY、黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN、紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST である。他の事例でも凡例は同じである。この地点では、海水温は風速が強くなる時間から水温が低下し始め、約 1°C 程度低下していることがわかる。波浪も 14 m 程度まで発達している。この地点では、後のさらなる水温低下が起こっていないため鉛直混合による水温低下のみが起こっていると考えられる。

図 5.14 は、Jebi 通過時に北緯 28.47 度における鉛直断面海水温変化である。Jebi が通過する前の海水温は約 28 ~ 30°C であり、混合層の深さは同じ季節であるため Cimaron と同様に 25 ~ 30 m である。通過時には海水が冷え始めて、上層で水温低下、混合層の深さあたりで水温上昇がみられるため、鉛直混合が起こっている。Cimaron よりも顕著な鉛直混合が起こっているため、混合層は深化し約 75 m になっている。さらに 12 時間後には、黒円の領域に着目すると、Cimaron と同様に冷たい海水が湧昇していることが示されている。Cimaron よりも強い混合が起こったため、台風通過時でも海水温の低下は 2 ~ 3°C 程度である。さらに通過後の湧昇によって、3°C 以上の低下がみら

れる。この結果より、通過時の海洋混合によって十分冷えていることから、台風通過に伴う海面水温低下が Jebi への影響があることが示唆される。実際、4 章の結果では 2 番目に海洋結合の影響が大きいことが明らかであった。水温低下の様子は、結合実験における強度変化とも整合的な結果である。Jebi において海面水温が 3°C 以上のよく冷えている海域は、通過後に湧昇が起こることによって冷却が進行したと考えられる。

図 5.15 は、北緯 28.4° 度、東経 133.7° 度における Jebi 通過時の海面水温および風速、有義波高の時間変化である。この地点では、海水温は風速が強くなる時間から水温が低下し始め、風速 25 m/s を超えるあたりから急激に水温が低下している。実験間の差はあるが、約 3°C の低下が起きている。この時、WRF 実験では海洋応答を考慮しないため海水温が全く冷えない。台風にとって、 26°C 以上の海面水温が重要であるが、結合実験ではその水温を下回り、WRF 実験では上回ったままである。これは台風の発達にとって非常に重要なパラメータであるため、大気モデルだけでは、強度を過大評価する可能性があると考えられる。しかし、今回の数値実験では、WRF 実験の中心気圧がベストトラックに整合的ではあった。そのため下部境界条件において現実とは遠い条件であるにもかかわらず、整合した点も今後の台風モデリングの問題点として挙げられる。波浪も 12 m 程度まで発達している。この地点では、後のさらなる水温低下が起こらず水温上昇しているため鉛直混合による水温低下のみが起こっていると考えられる。

図 5.16 は Faxai 通過時に北緯 28.47° 度における鉛直断面海水温変化である。Faxai が通過する前の海水温は約 30°C と非常に高温である。混合層の深さは、年は異なるが同じ季節であるため Cimaron および Jebi と同様に $25\sim 30\text{ m}$ である。通過時にはやや海水が冷え始めて、上層で水温低下、混合層の深さあたりで水温上昇がみられるため、鉛直混合が起こっている。Faxai はコンパクトな台風であるため冷えている海域も他の事例と比較して狭い。Jebi ほど顕著ではないが鉛直混合が起こっているため、混合層は深化し約 50 m となる。海水温は 28°C 程度となり、約 2°C 低下している。さらに 12 時間後には、Faxai でも湧昇が起こっていることがわかる。しかし、Faxai が海面に与える領域が狭いため、湧昇が起こっているが Jebi のように大規模な海面水温低下とはなっていない。そのため、図 5.1 の通過前後の水温偏差では、時間が経ったことによる海面水温の温度回復が起きやすいことが考えられる。通過時には、海水温が 2°C 程度低下していることから、海洋結合によって強度低下が第 4 章の結果のように起こる。しかし Faxai の強度低下は小さかった。その原因は、Jebi とは異なり、水温低下後でも 26°C 以上を保っていることである。そのため Faxai は強度の急激な低下が起こらな

ったことが予想される。その結果、実際に強度が強いまま日本に接近し、2019 年の災害にもつながった要因と考えられる。図 5.17 は、北緯 28.2 度、東経 144.3 度における Faxai 通過時の海面水温および風速、有義波高の時間変化である。この地点では、海水温は風速がピークを迎えたところから海面水温が約 29°C から 27°C まで低下している。その後海水温の回復がみられトータル約 1°C の低下となる。この地点では後のさらなる水温低下が起こらず水温上昇しているため鉛直混合による水温低下のみが起こっていると考えられる。この結果から鉛直海水温では 2°C 程度であるのに対し、図 5.1 の水温偏差では 2°C 未満であった理由となる。風速は約 27 m/s で Faxai はコンパクトな台風かつ比較的移動速度が速い台風であるため強風の継続時間が短いことがわかる。波浪も 7 m と他の事例と比較してあまり発達していない。

図 5.18 は Hagibis 通過時に北緯 27.18 度における鉛直断面海水温変化である。Hagibis が通過する前の海水温は約 27 ~ 29°C である。他の台風より約 1 か月季節が遅いため、混合層の深さが深くなっており、40 ~ 50 m である。Iida et al. (2023)[18]の Co を使った解析では、Hagibis が通過する前の海洋は冷えにくい状態であると解析した。しかし、通過時には大規模に海水が冷え始めて、上層で水温低下、下層で水温上昇と Jebi 以上の強い海洋混合が起こっている。その結果、海水温は約 25°C まで低下し、深化した混合層は約 100 m 付近までにも及ぶ。さらに 12 時間後には、黒円の領域に着目すると、湧昇も起こっている。その結果、約 23°C まで海水温が低下している。そのため Faxai とは対照的に広い範囲で大規模な海面水温低下が起こっている。Jebi と同様に海面水温は 26°C 未満となり、台風の発達にとって非常に不利である。第 4 章での結果では、結合実験では WRF 実験と比較して強度が大きく低下していた。さらに強度の時間変化もベストトラックでも数値実験でも急激に減少してたこととも整合的な結果である。WRF 実験の結果はベストトラックに対してかなり過大評価していたが、この大規模な海面水温低下の様子は海洋モデルを結合しなければ再現できないため、このような強くサイズが大きい台風の予測にとっても海洋結合が重要となることが示唆される。図 5.19 は、北緯 27.6 度、東経 140.6 度における Habibis 通過時の海面水温および風速、有義波高の時間変化である。この地点では、海水温は風速がピークになる前から海水温が低下し、海面水温が約 29°C から 25.5°C まで低下している。この時、WRF 実験の水温と約 3°C の差がある。その後さらなる水温低下はないが水温の回復も見られない。この地点では後のさらなる水温低下が起こらず水温上昇しているため鉛直混合による水温低下のみが起こっていると考えられる。風速が Jebi 以下であるが、水温低下量が変わらない要因の一つとして、Hagibis はサイズが大きいため、その点における風の強

制時間が長いことが考えられる．Iida et al. (2023)[18]では Jebi の計算はしていないが，混合層の深さの観点から，Jebi の海洋の方が Hagibis より冷えやすいことが予想される．しかし，Hagibis の方が実際よく冷やしているため，海面水温低下によって台風のサイズは Iida et al. (2023)[18]の結論と同様に重要なパラメータであると考えられる．波浪も約 15 m 程度まで発達しており，海面状況の変化も大きい．しかし，4 章の結果では，Hagibis への波浪の影響はほとんどない．

以上の鉛直方向の海水温とその付近における海面水温および風速，波高の結果から，海洋の冷え方は風速だけでは決まらないことが示唆され，台風特性によって応答の仕方が様々であることがわかる．この応答の仕方が台風特性によって変化し，この海洋応答はさらに台風特性へもフィードバックする．6 章では，そのフィードバックとして，風速分布と最大風速半径や風速 15 m 半径の解析を行っている．

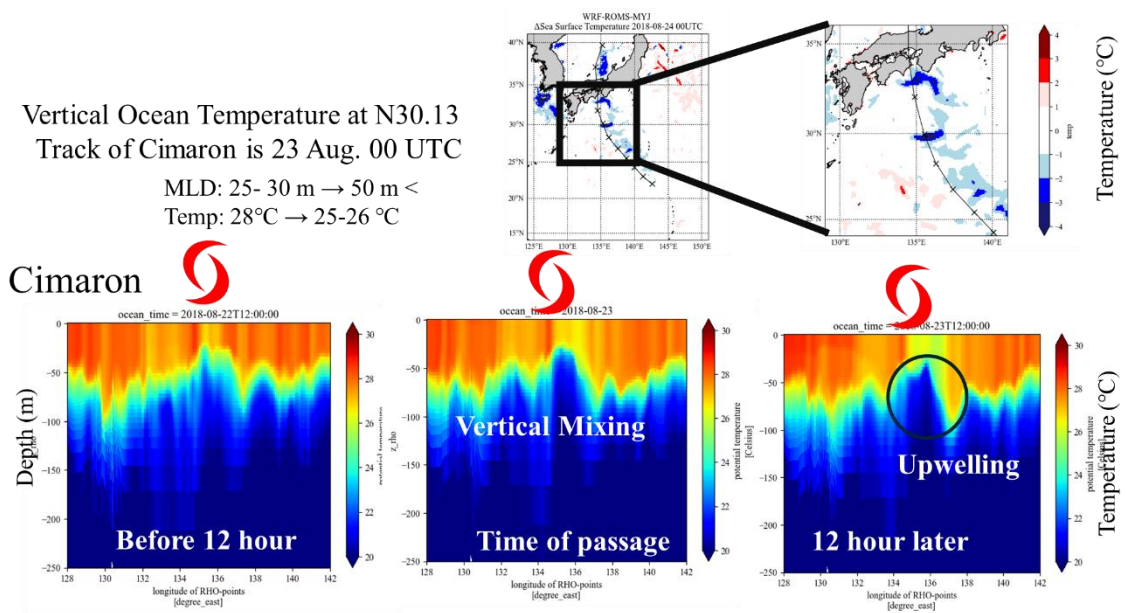


図 5.12：Cimaron 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 30.13 度における通過時とその 12 時間前後における海水温.

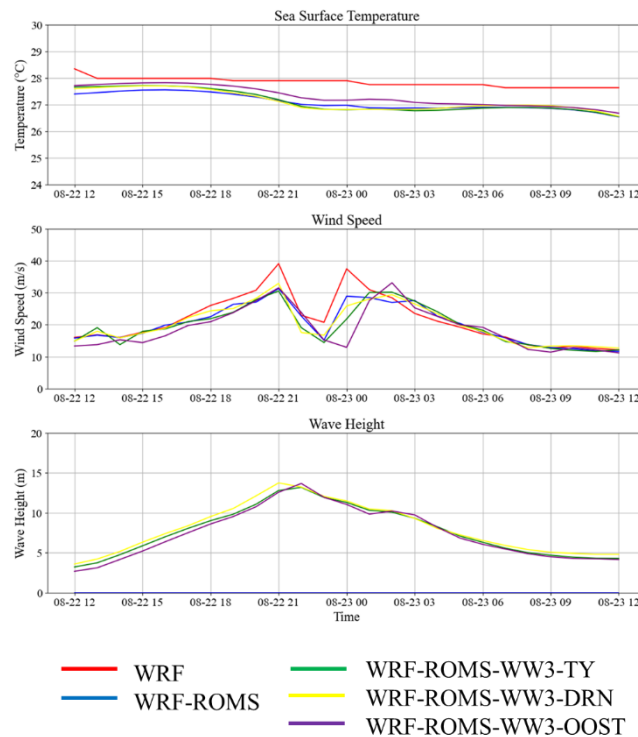


図 5.13：Cimaron 通過時における海面水温，風速，有義波高の時間変化（鉛直海水温変化の近接点）. 赤色が WRF，青色が WRF-ROMS，緑色が WRF-ROMS-WW3-TY，黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN，紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 以下の同様な図における凡例は同じである.

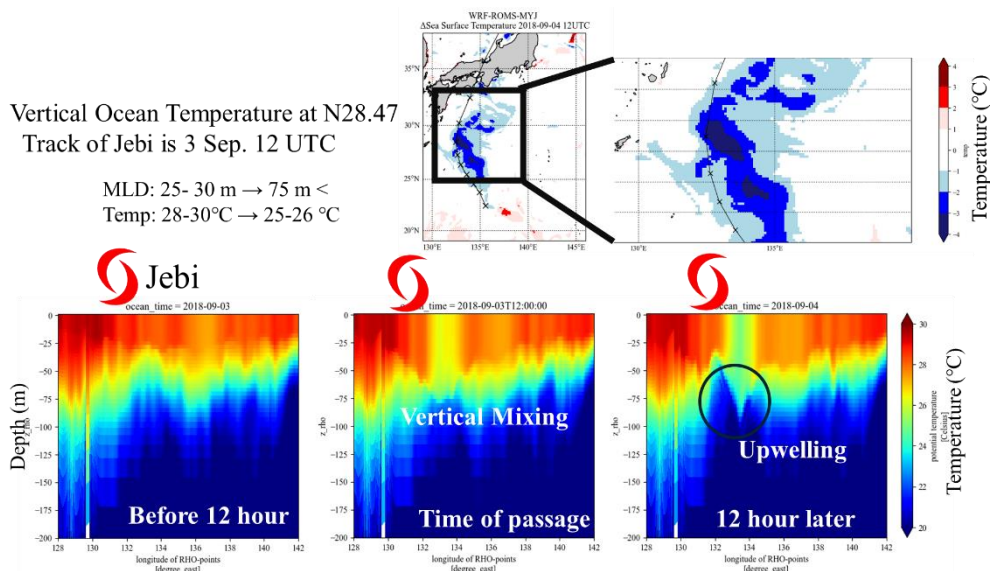
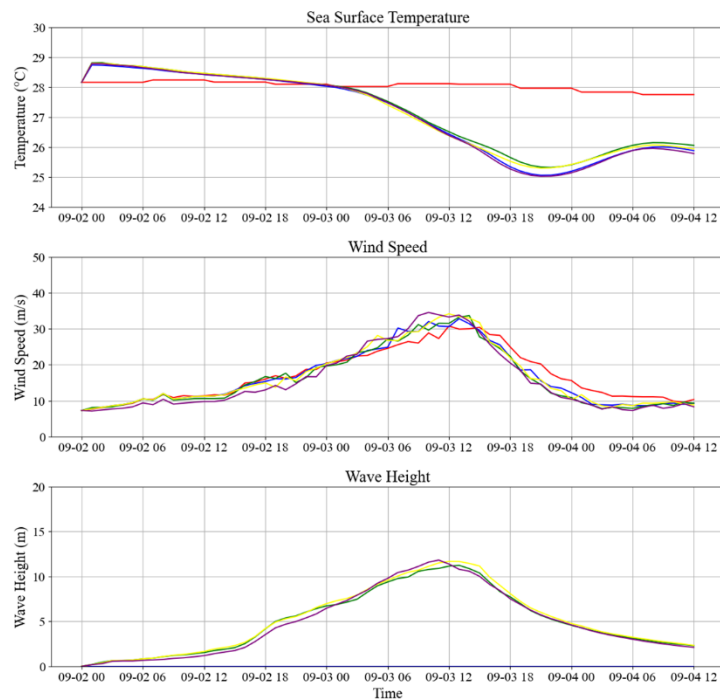


図 5.14：Jebi 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 28.47 度における通過時とその 12 時間前後における海水温 .



Latitude = 28.4° N, Longitude = 133.7° E

図 5.15：Jebi 通過時における海面水温，風速，有義波高の時間変化（鉛直海水温変化の近接点） .

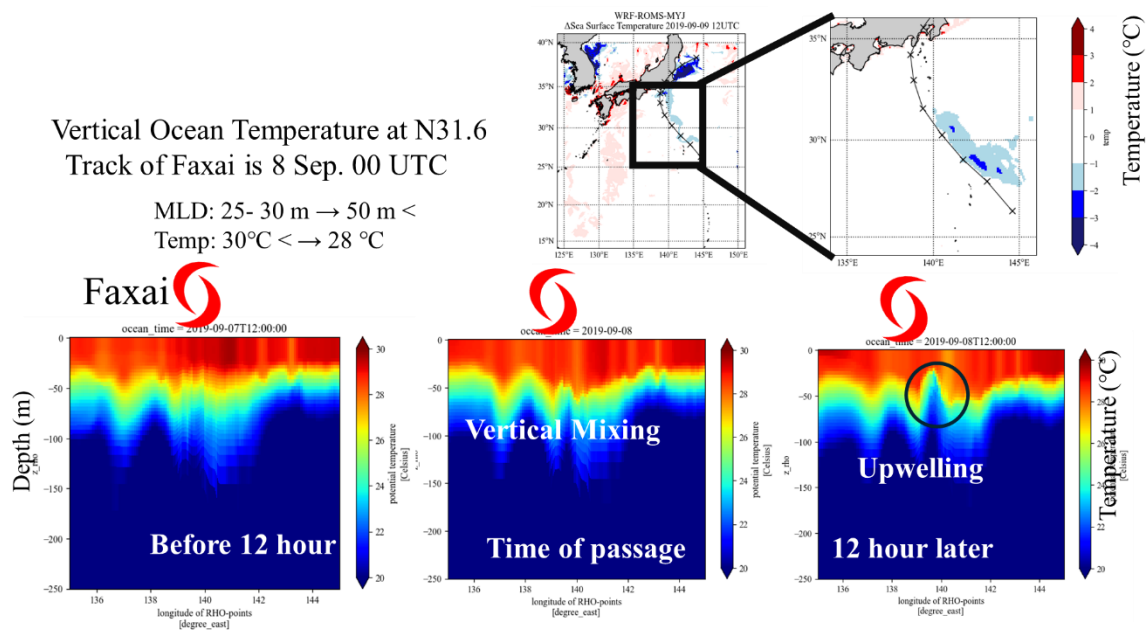


図 5.16：Faxai 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 31.60 度における通過時とその 12 時間前後における海水温 .

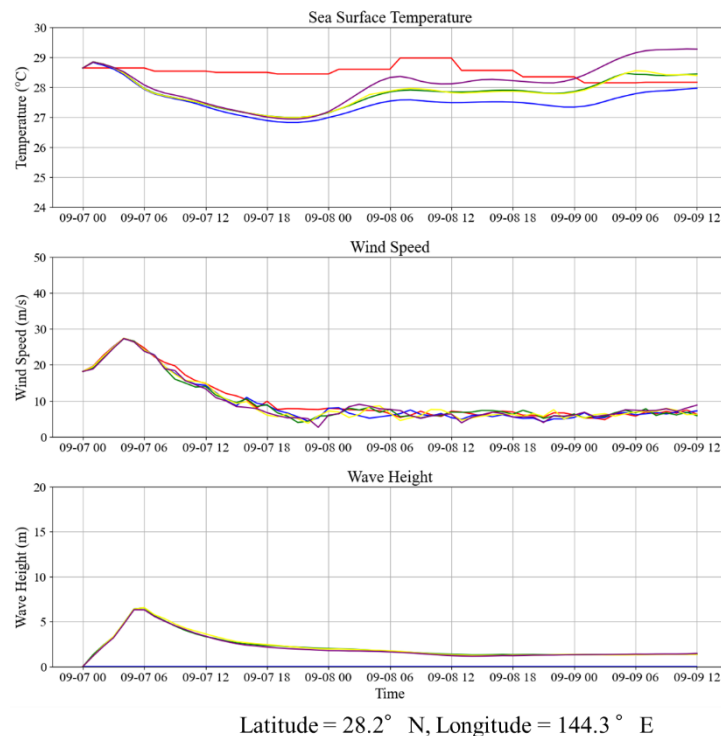


図 5.17：Faxai 通過時における海面水温，風速，有義波高の時間変化（鉛直海水温変化の近接点） .

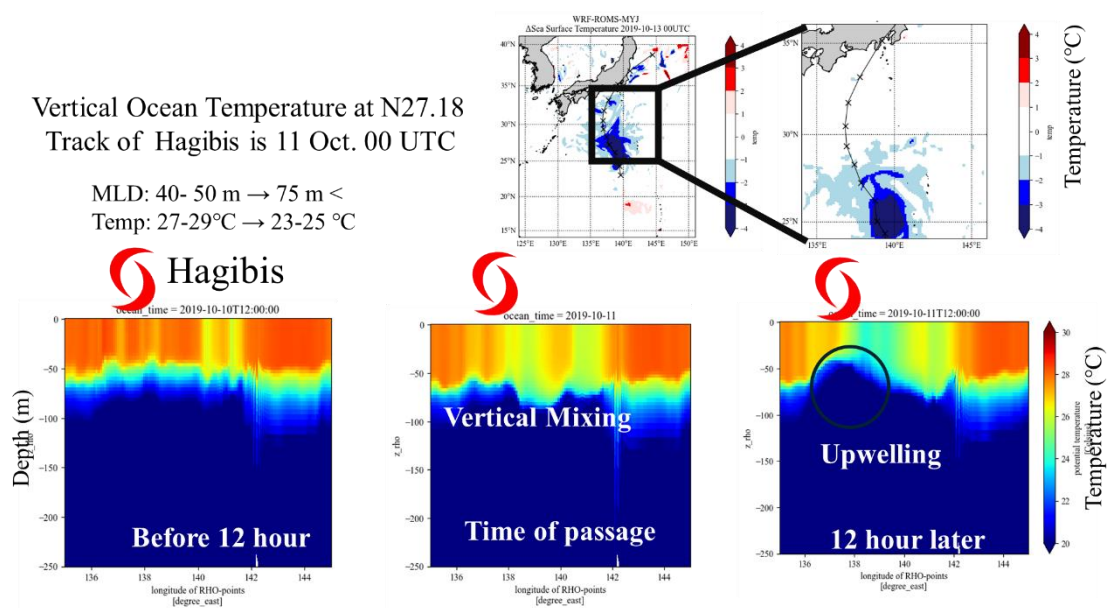


図 5.18 : Hagibis 通過時における鉛直海水温変化. 北緯 27.18 度における通過時とその 12 時間前後における海水温 .

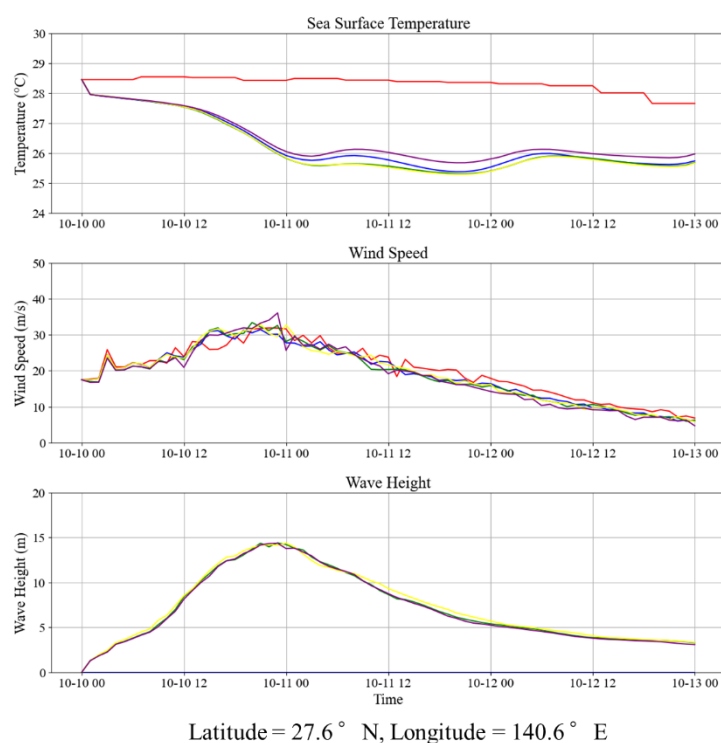


図 5.19 : Hagibis 通過時における海面水温, 風速, 有義波高の時間変化 (鉛直海水温変化の近接点) .

5.3 波浪発達に関する解析結果

この節では、波浪に関する解析結果をまとめる。5.3.1 節では、台風特性の違いによって波浪の発達はどうになるのかまとめる。5.3.2 節では、海面粗度を各パラメタリゼーションに基づいて計算し、空間的な海面粗度の分布および運動量交換係数と風速の関係についてまとめる。

5.3.1 台風特性の違いによる波浪発達の変化

この節では台風の通過に伴う波浪の発達を、WRF-ROMS-WW3-TY、WRF-ROMS-WW3-DRN、WRF-ROMS-WW3-OOST、および ERA5 の結果を比較する。Cimaron と Jebi については白浜観測塔における観測データとの比較も行った。

図 5.20 は Cimaron 通過時における有義波高の時間変化を示している。8 月 22 日 0 時 (UTC) から 12 時間後、24 時間後のスナップショットである。1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY、2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN、3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST、4 列目が ERA5 である。基準の時刻以外は他の事例解析でも共通である。波浪の分布はパラメタリゼーションの違いでは大きな差はない。OOST は TY および DRN とわずかに傾向が異なり、基準時刻の 12 時間後において OOST は 15 m 以上の有義波高を示している。24 時間後には TY と DRN が台風直下付近で 15 m 以上になっているのに対して、OOST では 15 m まで発達していない。波浪の分布についてはほぼ共通しており、進行方向に対して右側で波浪が発達し第 1 象限においてピークがある。ERA5 は、最大で 11 m となっており、高波浪の検証には適さないことがわかる。分布においても解像度の点で難しい。離れた地点ではモデルよりも ERA5 の方が、高い値を示している。図 5.21 は Cimaron が通過した時のモデルにおける有義波高と白浜観測塔での波高観測との比較である。青色が WRF-ROMS、緑色が WRF-ROMS-WW3-TY、黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN、紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST、黒色が平均波高、灰色が最大波高である。ROMS では波高は計算されないため 0 となっている。パラメタリゼーションの違いで DRN、TY、OOST の順で、低波浪の場合は大きいピークは時間も大きさも同じである。観測の最大波高と比較すると約 16 m と一致している。風速や海面水温はモデルが観測に対して過大評価していたが波浪は整合的である。

図 5.22 は、Jebi 通過時における有義波高の時間変化である。9 月 2 日 12 時 (UTC) を基準としている。Cimaron と同様に波浪の分布はパラメタリゼーションの違いでは大きな差はない。最大有義波高は 15 m には達せず約 14 m である。Cimaron と同様に波浪の分布についてはほぼ共通しており、進行方向に対して右側で波浪が発達し第 1

象限においてピークがある。Cimaron とは異なり、第 2 象限でも比較的高波浪な分布がある。これは Jebi が比較的軸対称な台風であることが要因であると考えられる。つまり波高の分布も台風特性によって変化するということである。この波浪の分布は海面粗度に影響し、運動量交換の観点でも非常に重要となる。ピーク波高では、Cimaron よりやや低い結果であるが、ERA5 は Cimaron よりも大きくなっている。そのためモデルにおける台風中心から 200 km 離れたあたりでは ERA5 の結果と比較的一致している。さらに外側になると ERA5 の方が大きくなる。図 5.23 は Jebi が通過した時のモデルにおける有義波高と白浜観測塔での波高観測との比較である。パラメタリゼーションの違いで TY と DRN が同じで OOST がやや低い。ピークは TY が最大で約 12 m である。Jebi に関しては風速観測が比較的一致していたが、波高はピークがずれているかつ値も観測の方が大きくなっている。したがって、ローカルな沿岸部における観測点と比較するには、より高解像度な沿岸に特化したモデリングが必要であると考えられる。

図 5.24 は、Faxai 通過時における有義波高の時間変化である。9 月 7 日 12 時 (UTC) を基準としている。Cimaron と Jebi 同様に波浪の分布はパラメタリゼーションの違いでは大きな差はない。最大有義波高は 15 m には達さず約 12m である。Cimaron と Jebi 同様に波浪の分布についてはほぼ共通しており、進行方向に対して右側で波浪が発達し第 1 象限においてピークがある。Cimaron とは同様に、Jebi と異なり、第 2 象限でも比較的高波浪な分布は見られない Faxai も比較的軸対称な台風であるが、コンパクトな台風で強度が Jebi ほど強くないことが要因であると考えられる。ERA5 では Cimaron 同様波浪は大きくなく 5 m 程度になっているが分布は比較的整合している。

図 5.25 は、Hagibis 通過時における有義波高の時間変化である。10 月 10 日 12 時 (UTC) を基準としている。他の事例と同様に波浪の分布はパラメタリゼーションの違いでは大きな差はない。最大有義波高は 15 m 以上であり、台風中心およびその後方以外で 10 m 以上の高波浪となっている。過発達の可能性があるが ERA5 においても、10 m 以上の領域が広く分布している。他の事例のように第 1 象限だけが強いわけではなく、第 2 および第 4 象限でも 15 m に達しており、広い範囲で高波浪である。しかし、風速のみに着目すると、結合実験においては、他の台風と大きな差があるわけではない。むしろ Jebi において Hagibis より最大風速が強い期間が存在する。Hagibis が他の台風と異なるのはサイズが大きい点である。ある地点における大気から海洋への強制時間はサイズが大きいことによって長くなり、広範囲での高波浪につながっていると考えられる。そのため、波浪の発達についても、風速以外の台風特性の把握が重要であると考えられる。

以上より、海面粗度のパラメタリゼーションの違いによる波浪の分布に大差はない。つまり、バルク的な風速の変化はない。しかし、風速以外の台風特性による波浪の発達程度と分布は変化する。今回の事例比較では、サイズの特性影響が大きいと考えられる。波浪の発達は海面粗度に影響するため、台風特性による波浪分布の違いを理解することは重要である。

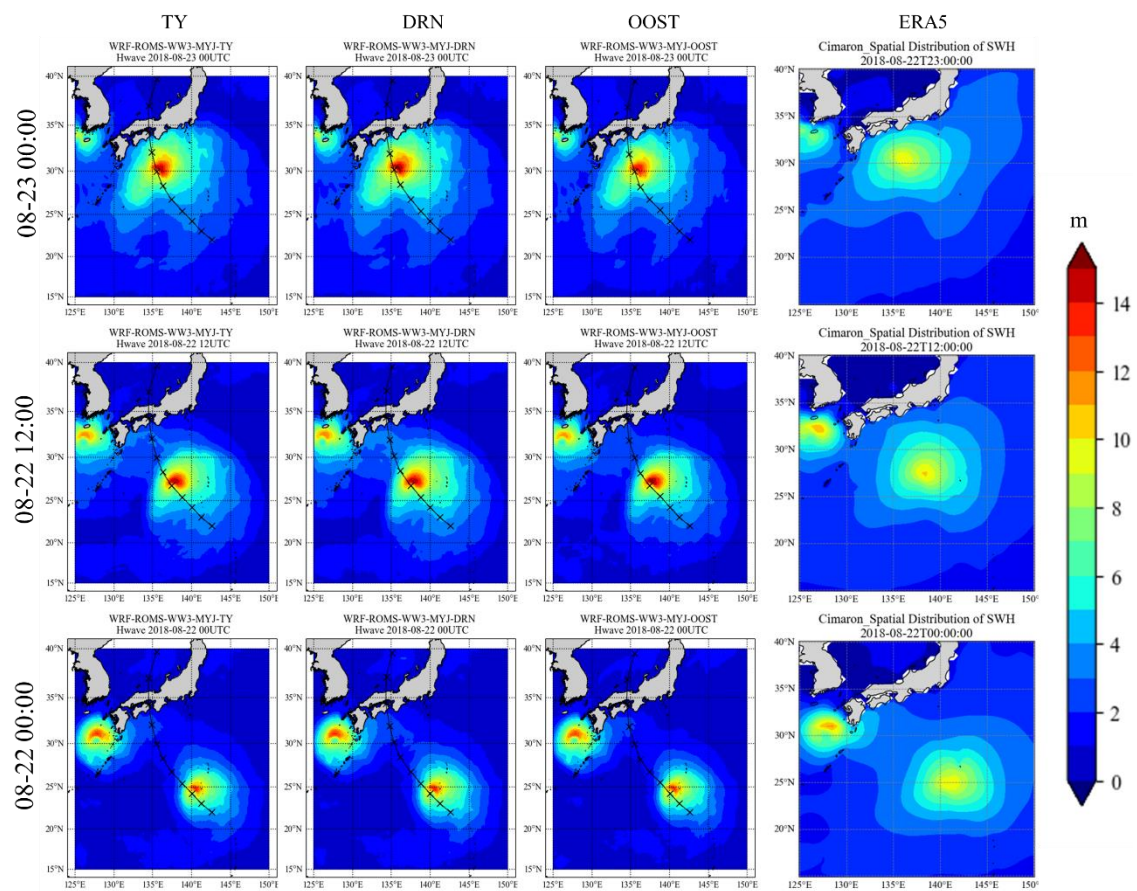


図 5.20 : Cimaron 通過時における有義波高の時間変化. 8 月 22 日 0 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.

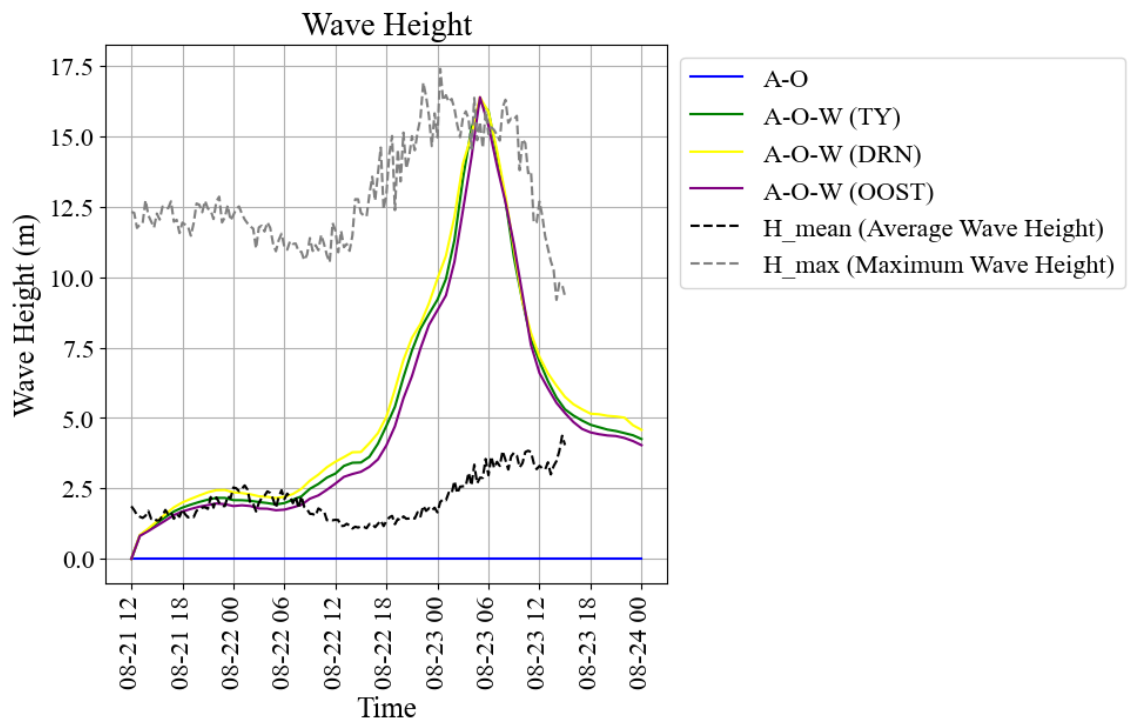


図 5.21 : Cimaron が通過した時のモデルにおける有義波高と白浜観測塔での波高観測との比較. 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 黒色が平均波高, 灰色が最大波高. 実線がモデル, 破線が観測である.

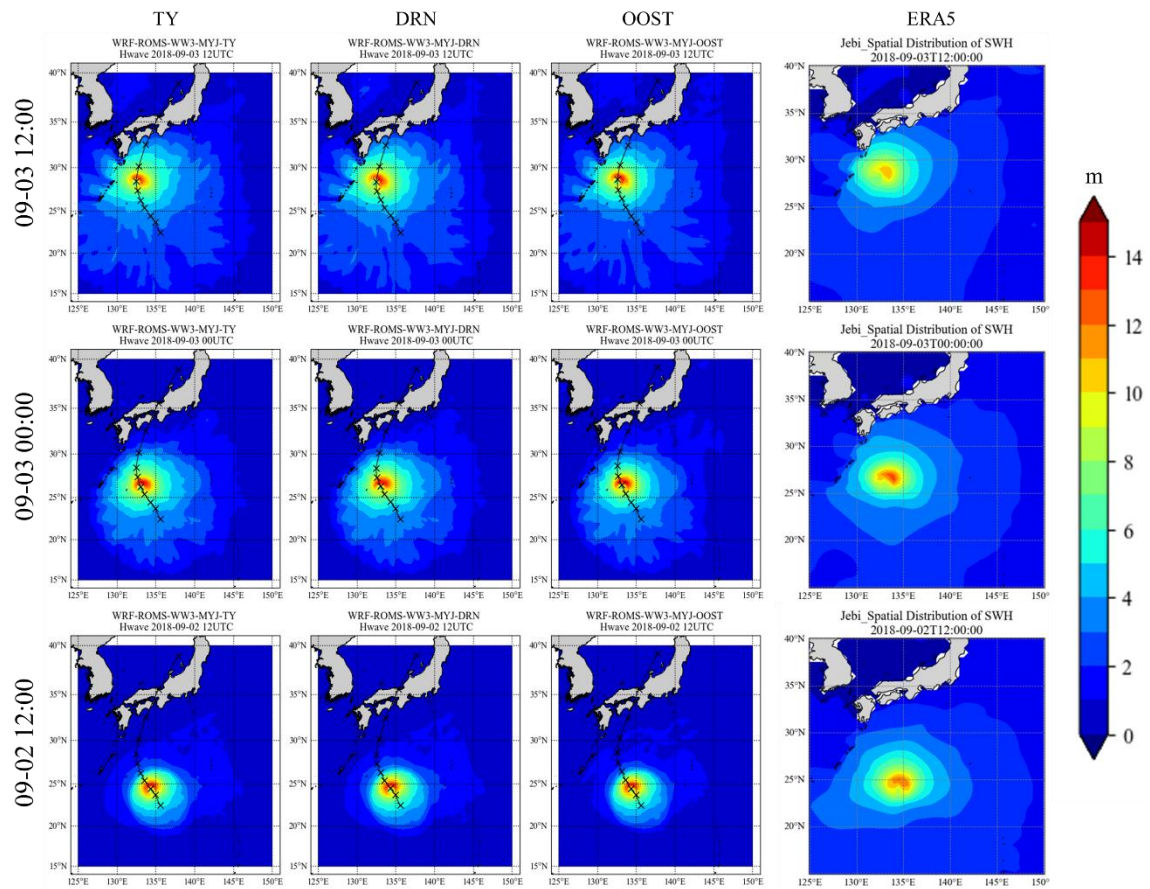


図 5.22 : Jebi 通過時における有義波高の時間変化. 9 月 2 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.

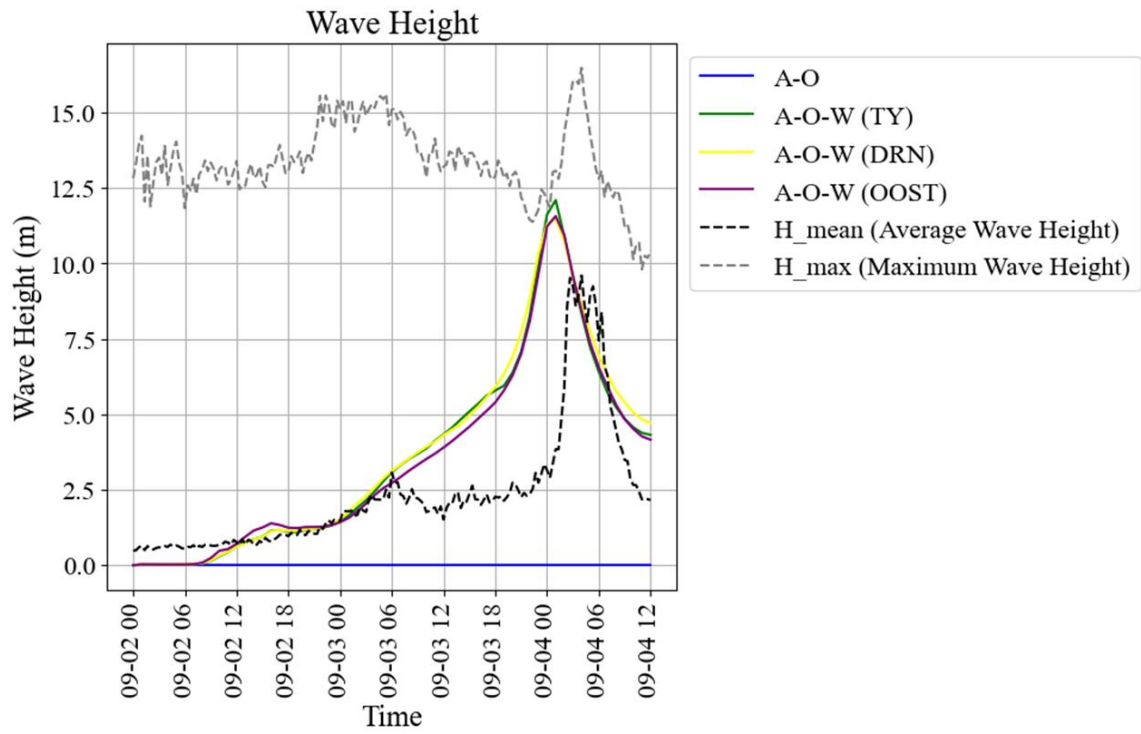


図 5.23 : Jebi が通過した時のモデルにおける有義波高と白浜観測塔での波高観測との比較. 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST. 黒色が平均波高, 灰色が最大波高. 実線がモデル, 破線が観測である.

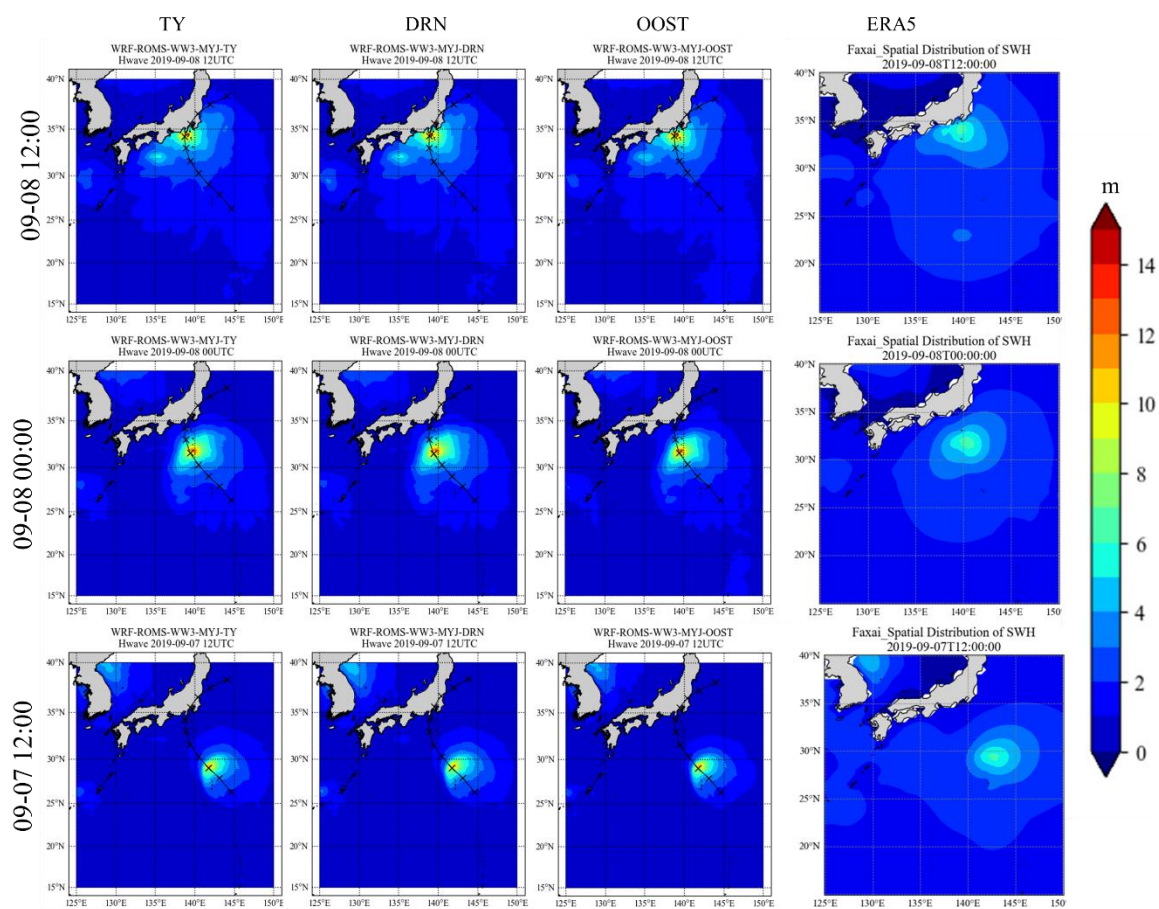


図 5.24 : Faxai 通過時における有義波高の時間変化. 9 月 7 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.

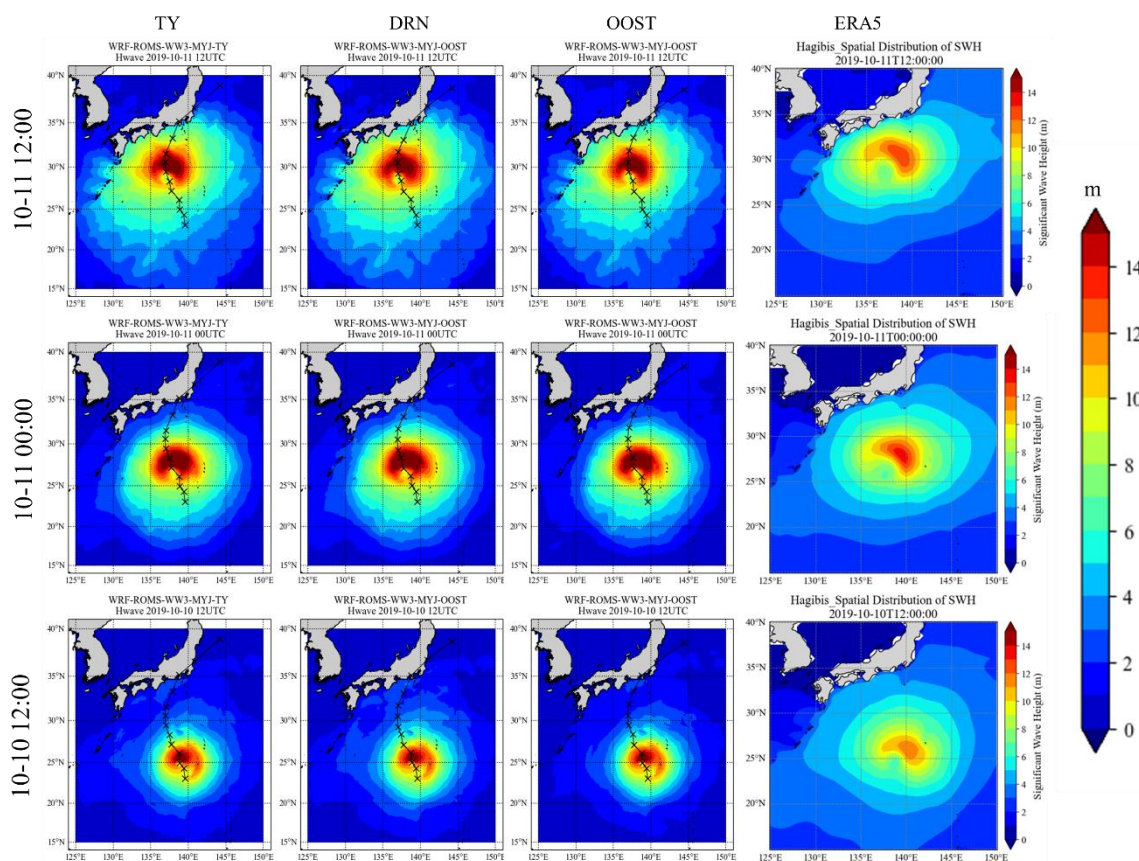


図 5.25 : Hagibis 通過時における有義波高の時間変化. 10 月 10 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 4 列目が ERA5.

5.3.2 海面粗度への影響

この節では海面粗度 Z_0 について解析した結果をまとめる。海面粗度の各パラメタリゼーションの違いを示し、その海面粗度を 2 章の (2-5) 式を用いて運動量交換係数に変換して、風速との関係を調べた。図 2.4 の観測および実験室内の運動量交換係数は風速から推定されているが、本節の運動量交換係数は波浪から推定されている。

図 5.26 は Cimaron 通過時における海面粗度の時間変化である。8 月 22 日 0 時 (UTC) から 12 時間後、24 時間後のスナップショットである。1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST である。それぞれ海面粗度は 2 章の (2-6) から (2-9) 式を用いて求めている。WRF-ROMS における海面粗度は Charnock の式である。ほかの事例についても基準時刻以外共通である。Charnock の式のみ風速に依存するのに対し、他の式は波浪のパラメータに依存する。海面粗度の分布は風速と波浪それぞれに依存する式によって異なることがわかる。波齢を考慮する DRN や OOST は計算初期では急激に波が発達するため未熟波が多くなり、モデル上の海面粗度の値が過大になっている。しかし基準の 12 時間後つまり計算開始 24 時間後にはその影響はほぼなくなっている。よって基準時刻の 12 時間後 24 時間後の海面粗度が比較しやすい。これは他の台風でも同様である。

まず Cimaron では、海面粗度の分布が WRF-ROMS とそれ以外で異なる。波浪依存のパラメタリゼーションにおける海面粗度の程度は異なるが、分布は非常に似ている。台風を中心付近の海面粗度に着目すると、高い値の領域が異なっていることがわかる。Charnock と TY は台風前方、DRN は右側方、OOST は後方で高い海面粗度となっている。海面粗度は、海面の粗さであり台風と海面の間における摩擦を決定するので、最大風速や風速分布に影響する。しかし海面粗度について、個々の台風でモデルを用いて検証した研究は少ない。

図 5.27 は, Jebi 通過時における海面粗度の時間変化であり, 9 月 2 日 12 時 (UTC) を基準時刻としている。Jebi では, Charnock は, 台風中心周囲全体で海面粗度が高くなっているのに対し, TY, DRN, OOST は台風後方で高い海面粗度分布を持つ。

図 5.28 は Faxai 通過時における海面粗度の時間変化であり, 9 月 7 日 12 時 (UTC) を基準時刻としている。Faxai は Jebi と同様な傾向である。Faxai は, コンパクトな台風であるため, 波浪の発達領域が狭い。そのため, 高い海面粗度領域が Charnock に比べて狭いのは, 他の事例より顕著である。

さらに図 5.29 は Hagibis 通過時における海面粗度の時間変化であり、10 月 10 日 12 時 (UTC) を基準時刻としている。Hagibis でも、DRN と OOST は台風後方で海面粗度が高くなっている。これらの結果から海面粗度は、風速依存する Charnock は風速が大きくなるほど値が大きくなり、波浪依存の TY, DRN, OOST は波浪の状態が決まるので、高風速であるからといって高い海面粗度を示すことはない。

次に個々の台風に対して RMW の 150% を半径とした円内で平均した海面粗度の時間変化を比較する。空間分布では、高い海面粗度であっても波浪の状態が決まる TY, DRN, OOST は、平均化することで極端な値にならないと予想される。

図 5.30 は、Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の平均海面粗度の時間変化を表している。赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST である。ここで Cimaron と Jebi において WRF の結果が大きく低下する時間が存在するが、それは摩擦速度が極端に小さくなっている異常値である。Cimaron では、OOST の海面粗度が一番大きく、他の海面粗度の値があまり変化せず、振幅も小さく安定している。Faxai は OOST が一番高いことは共通しているが、他の海面粗度が Cimaron よりも変動している。この二つは 4 つの台風の中で、比較的弱い台風に分類される。強い台風である Jebi では Charnock の海面粗度が大きく、TY, DRN, OOST は低い値を取っている。この傾向は Hagibis も同様である。よって強い台風と弱い台風で傾向があることが示された。したがって、台風特性によって、海面粗度の分布が変化するため、その台風への影響も台風特性によって異なることが示唆される。

次に、これらの海面粗度の値から運動量交換係数を計算し、風速との関係を調べた結果を示す。図 5.31 は、Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の風速と運動量交換係数の関係を表している。各台風の RMW の 150% を半径とした円内でグリッドサンプリングしている。赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST を表している。全事例において WRF と WRF-ROMS は Charnock の式なので、線形で風速が大きくなるほど運動量交換係数も大きくなっている。全事例で風速 20 m/s で比較すると、OOST が最も運動量交換係数は大きく、順に DRN, TY, Charnock となる。しかし風速 30 m/s を超えてくると、OOST, DRN, Charnock, TY の順となる。高風速になると海面粗度が大きくなるパラメタリゼーションが多いが、TY だけは 3.5×10^{-3} あたりで上限となり収束する。これは航空機観測や実験室内の大型水槽から推定される高風速下の運動量交換係数と整合する結果である。したがって台風下の結合計算を行った場合、

数値計算上で観測や室内実験と整合する海面粗度パラメタリゼーションは TY である。これ以外の DRN と OOST のパラメタリゼーションに関しては、台風のような高風速環境における結合計算を行うには、係数を調整するなどのチューニングが必要であると考えられる。

図 5.33 は、Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の風速と象限ごとの平均運動量交換係数の関係を示す。同様に各台風の RMW の 150% を半径とした円内でサンプリングして平均を行っている。台風は象限ごとに風速が異なるので、それぞれで平均を行った。しかし象限ごとの傾向はなく、低風速域と高風速域で分かれるだけである。グリッドサンプリングと同様に、TY は高風速で収束する傾向がみられる。

以上の結果より、台風特性によって海面粗度の分布は異なり、強度によって海面粗度の傾向が異なることがわかった。求めた海面粗度を運動量交換係数に変換し、比較することで、各パラメタリゼーションの特徴を把握することができた。その結果、数値計算結果からみると、TY は高風速下で運動量交換係数が収束し、観測や実験室内の研究による風速からの推定と整合することがわかった。したがって、現実を想定した台風の波浪結合計算において最適なパラメタリゼーションは Taylar and Yelland (2001)[39]であると考えられる。他のパラメタリゼーションは現実的な結合計算を行う場合、チューニングが必要であることがわかった。

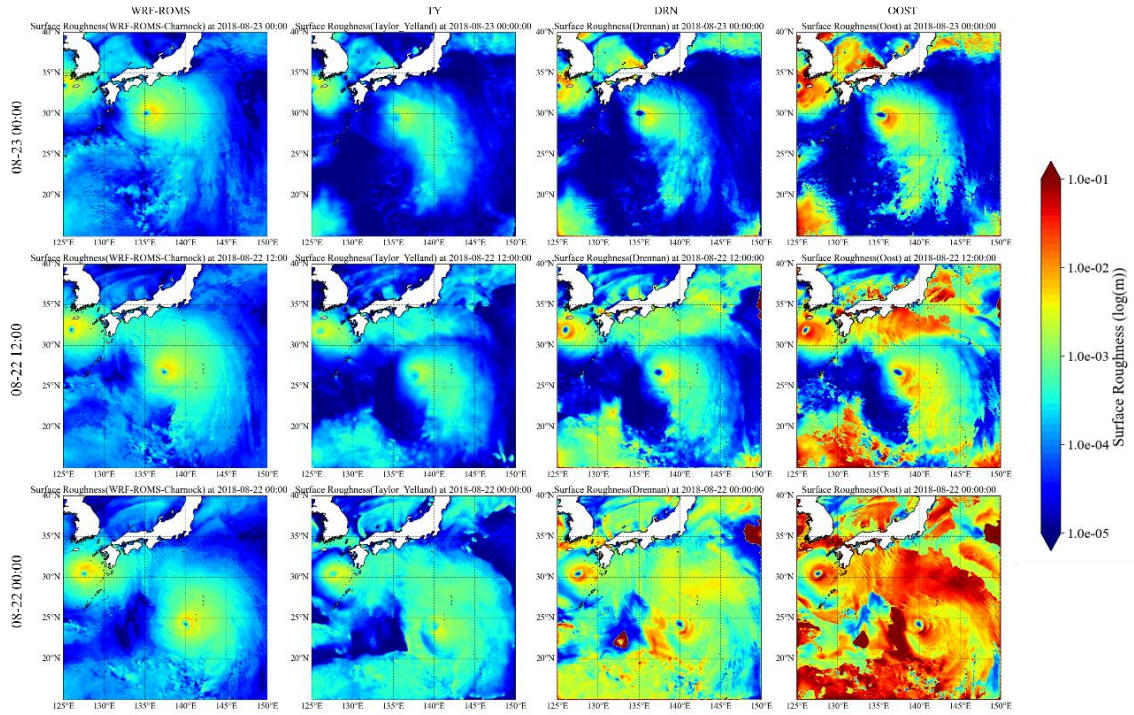


図 5.26 : Cimaron 通過時における海面粗度の時間変化. 8 月 22 日 00 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

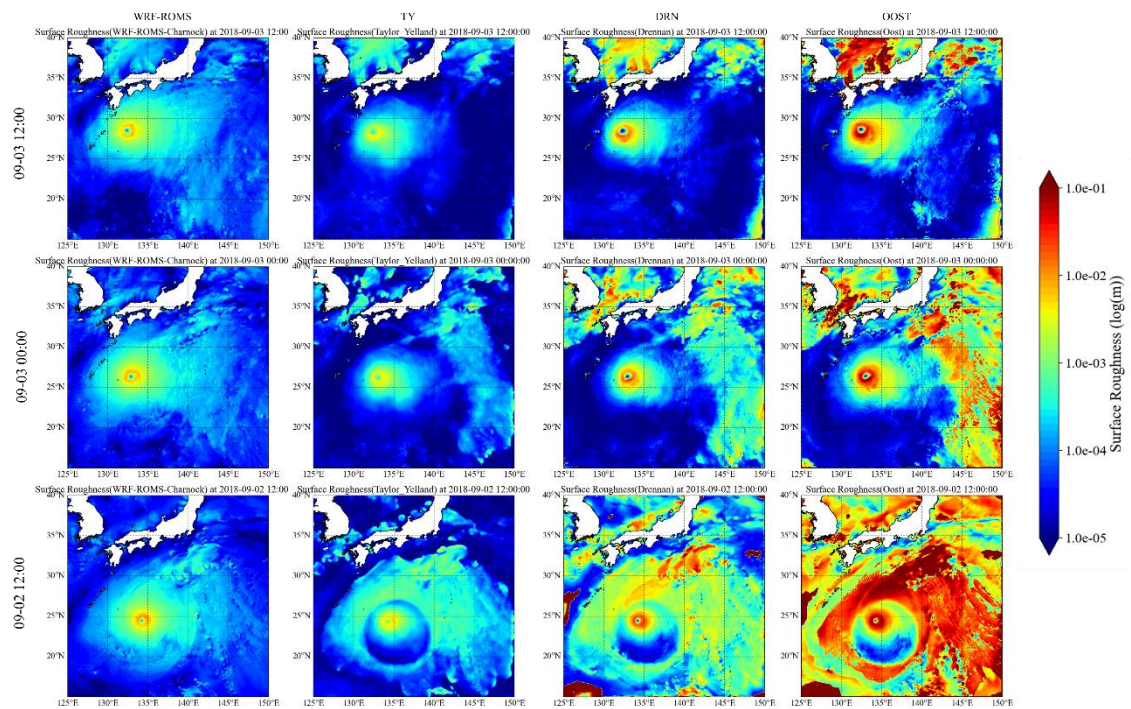


図 5.27 : Jebi 通過時における海面粗度の時間変化. 9 月 2 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

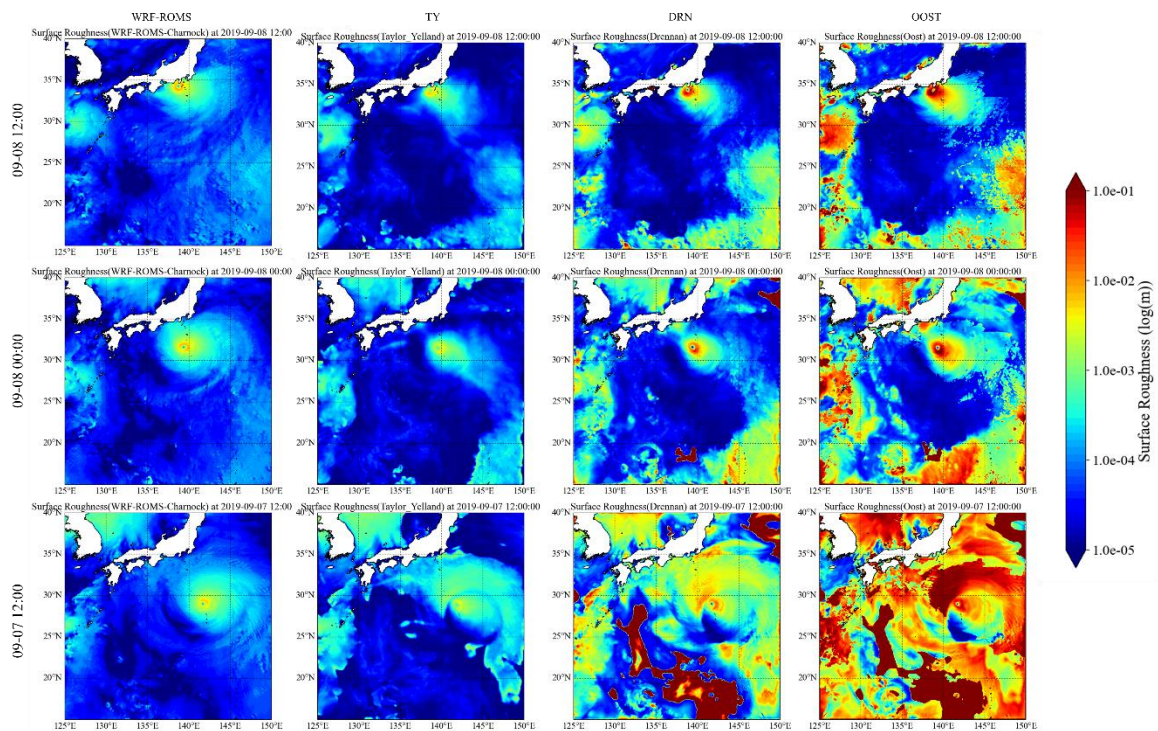


図 5.28 : Faxai 通過時における海面粗度の時間変化. 9 月 7 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

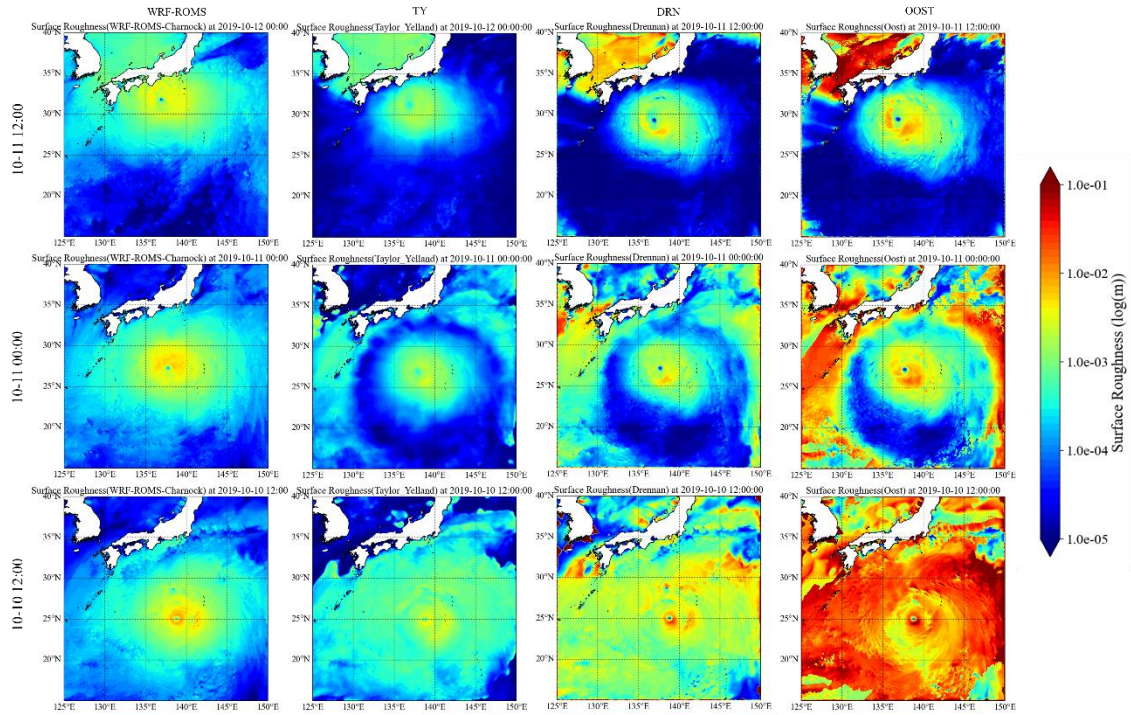


図 5.29 : Hagibis 通過時における海面粗度の時間変化. 10 月 10 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF-ROMS, 2 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST.

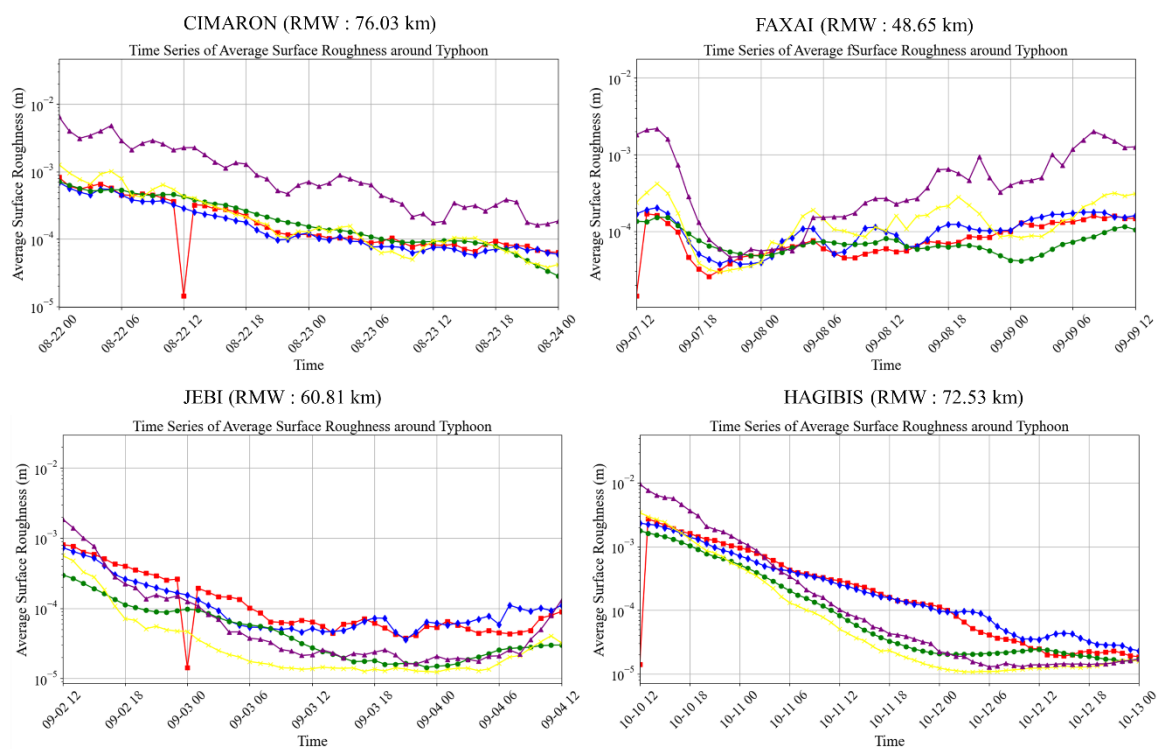


図 5.30 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の平均海面粗度の時間変化。平均は各台風の RMW の 150%を半径とした円で行った。赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST.

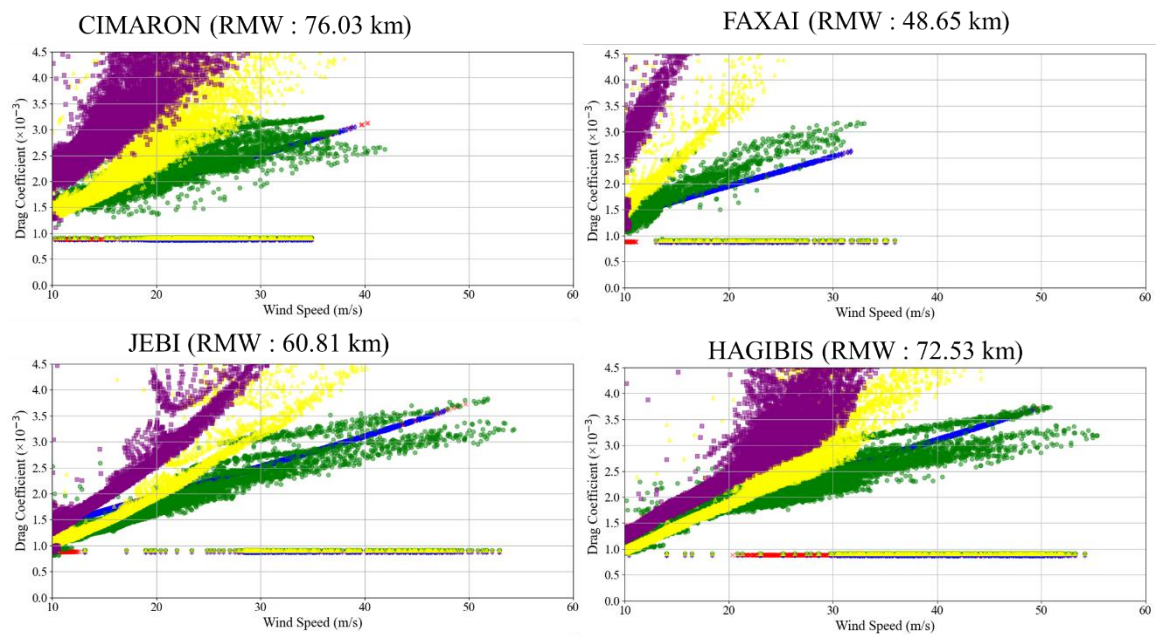


図 5.31 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の風速と運動量交換係数の関係。各台風の RMW の 150% を半径とした円内でサンプリングしている。運動量交換係数は海面粗度から計算している。赤色が WRF、青色が WRF-ROMS、緑色が WRF-ROMS-WW3-TY、黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN、紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST。

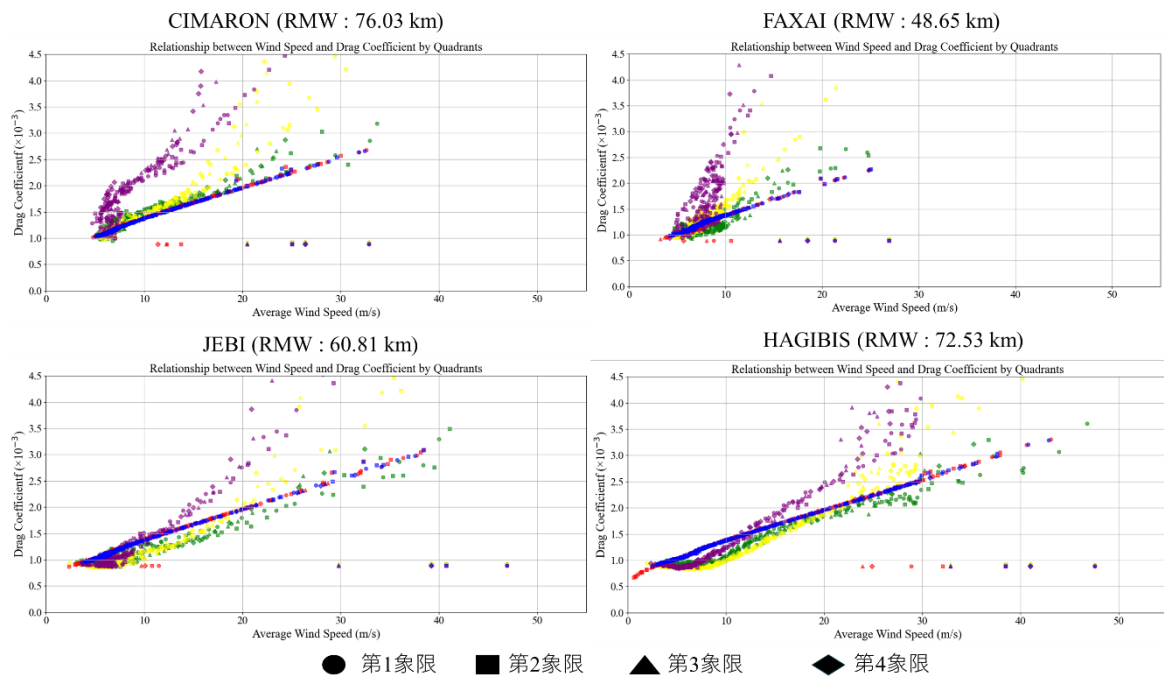


図 5.32 : Cimaron, Jebi, Faxai, Hagibis における台風通過時の風速と象限ごとの平均運動量交換係数の関係。各台風の RMW の 150% を半径とした円内でサンプリングしている。運動量交換係数は海面粗度から計算している。赤色が WRF, 青色が WRF-ROMS, 緑色が WRF-ROMS-WW3-TY, 黄色が WRF-ROMS-WW3-DRN, 紫色が WRF-ROMS-WW3-OOST.

5.4 まとめ

台風通過に伴う海洋応答および波浪の発達について解析を行った。海洋応答は台風特性によってさまざまであり、Jebi と Hagibis は海洋をよく冷やし、Cimaron と Faxai は海洋をあまり冷やさなかった。この結果は、ひまわり 8 号と整合的であった。したがって結合実験において、台風通過に伴う海洋応答を再現することができ、台風環境の海洋モデリングを適切に行えた。熱フラックスの解析により、必ずしも海面水温の傾向とは一致しないことがわかった。鉛直海水温の解析から、海面水温低下のメカニズムを考察し、結合計算における強度低下の要因を検討した。

波高の分布についても台風特性によって異なる。さらにこの波浪の結果から海面粗度を計算し、台風中心に対して RMW を基準にサンプリングすることから、風速との関係をパラメタリゼーションごとに示した。各パラメタリゼーションで傾向が異なるものの、Taylor and Yelland の結果は高風速下において収束することを示し、航空機観測や実験室内で推定されている値と同じ傾向であった。つまり、数値計算上において、Taylor and Yelland のパラメタリゼーションは現実の推定と整合的であることがわかった。したがって、実際の事例に対する台風モデリングにおいて、運動量交換係数の観点では、Taylor and Yelland が有効であると示唆される。他のパラメタリゼーションについては、係数を調整するなど式のチューニングが必要である。今後、Taylor and Yelland のパラメタリゼーションを改良することで、大気海洋波浪結合モデルのさらなる精緻化につながると考える。

第 6 章 海洋と波浪結合による台風特性への影響

6.1 解析の概略

本章では、海洋と波浪による台風特性への影響を風速分布と台風サイズに着目して解析を行った。前節までに台風経路および強度の比較とその結果に基づいた海洋応答および波浪の解析についてまとめた。海洋と波浪は台風特性によって変化が異なる。この台風特性による海洋応答および波浪の変化の影響は再び台風へフィードバックする。そのフィードバックは、台風の強度だけでなく、風速分布や構造であるサイズにも影響することが予想される。したがって、海洋および波浪の台風への影響を理解するために風速分布および台風構造である最大風速半径 (RMW) および風速 30 m 半径 (R30)、風速 15 m 半径 (R15) について解析を行った。風速分布や台風のサイズは、強風や高潮災害の評価にとって重要なパラメータとなるため、海洋および波浪の結合がそれらにどう影響するか理解することは重要である。さらに災害評価だけでなく、台風モデリングおよび発達メカニズムにとっても重要な課題である。

6.2 風速分布への影響

本節では、対象とした台風について、風速分布の変化について解析を行った。検証には低解像度ではあるものの ERA5 を用いた。詳細な構造解析には適さないが、台風中心に対してどの象限において強風速域が存在するか確認することは可能である。

図 6.1 は、Cimaron の風速分布である。左から WRF, WRF-ROMS, WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, WRF-ROMS-WW3-OOST, ERA5 の 8 月 22 日 0 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後の風速分布を示している。Cimaron は WRF において時間が進むにつれて、目の領域が円状になっていくが結合モデルでは楕円状である。ERA5 でも不明瞭な楕円状である。各時間において結合と非結合の差はあるが、結合実験間での差は小さい。最大風速の時間変化においても、4 章でベストトラックとよく対応していたのは WRF-ROMS-WW3 結合実験の結果である。24 時間後において、TY と DRN は第 1 象限に風速が強い領域があり非常に類似した分布をしているが、OOST はより台風の目に相当する領域が楕円状であり、風速が強い領域が第 4 象限にある。4 章における強度の時間変化および ERA5 における目の不明瞭な点、

風速分布の非対称性を考慮すると、風速分布をより表現できているのは WRF-ROMS-WW3 実験であると考えられる。

図 6.2 は、Jebi の風速分布である。図の構成は Cimaron と同様であり 9 月 2 日 12 時 (UTC) から 12 時間後、24 時間後、36 時間後の風速分布を示している。Jebi は Cimaron と比較して非常に軸対称な風速分布である。海洋応答を経験する前の基準時刻では、実験間の差が小さい。しかし ERA5 の風速は 20m/s 以上が低い値となっている。12 時間後の海洋応答を経験する領域では、実験間に差があり、結合実験では軸対称性が崩れて非対称になる。ただし、この状態は Cimaron と比較すると、軸対称を保っている。しかし海面粗度のパラメタリゼーションの違いによって風速が強い領域が異なることが示されている。Jebi においても 4 章における強度の時間変化および ERA5 における目の不明瞭な点、風速分布の非対称性を考慮すると、風速分布をより表現できているのは WRF-ROMS-WW3 実験であると考えられる。

図 6.3 は、Faxai の風速分布である。図の構成は同様であり 9 月 7 日 12 時 (UTC) から 12 時間後、24 時間後、36 時間後の風速分布を示している。Faxai においても Jebi と同様に、海洋と波浪の影響を受ける基準時刻以降は実験間の差が生まれ、比較的軸対称であるが、WRF はすべてで風速が強い領域があるのに対し、結合実験では第 1 象限に風速の強い領域がある。ERA5 でも同様な傾向である。そのため Faxai においても、風速分布をより表現できているのは WRF-ROMS-WW3 実験であると考えられる。

図 6.4 は、Hagibis の風速分布である。図の構成は同様であり 10 月 10 日 12 時 (UTC) から 12 時間後、24 時間後、36 時間後の風速分布を示している。Hagibis は他の台風よりも非常に広い範囲で風速 30 m/s を超えている。過小評価する ERA5 であっても、中心付近の 50 m/s を超える領域は対応していないが、広い範囲の高風速は対応している。海洋と波浪の影響を受ける基準時刻以降は実験間の差が大きくなるが結合実験間での差は明瞭ではない。これは 4 章における強度の時間変化と同様の傾向である。いずれの実験においても台風の目に相当する領域は明瞭であるが、風速分布は非対称性が強い。これは、一般的に台風の進行方向右側で風速が強くなることと対応していない。Jebi や Faxai は海面粗度のパラメタリゼーションの違いで、風速分布に違いがあったが Hagibis では時間変化と同様でない。

以上の結果より風速分布を正確に捉えるにはさらなる検証が必要であるが、海洋と波浪の効果が考慮できていない WRF では風速を過大評価あるいは風速分布が軸対称性を保つことから、適切な災害評価を行えないと考える。そのため、海洋と波浪を結合することでそれらの影響を考慮する必要があると考えられる。実際、発達する台風が、

日本に接近し海洋と波浪の影響を受け衰弱すると、台風の構造が軸対称ではなくなることが衛星画像からもわかる。また Cimaron と Faxai, Jebi は海洋と波浪の両方の影響を受けているが、Hagibis は海洋応答の影響は受けているものの波浪の影響はかなり小さい。風速分布の解析においても、台風特性によって海洋と波浪の台風へのフィードバックが異なることが明らかである。したがって、Hagibis は台風－海洋相互作用が顕著であり、Cimaron および Jebi, Faxai は台風－波浪－海洋相互作用が起こっている。

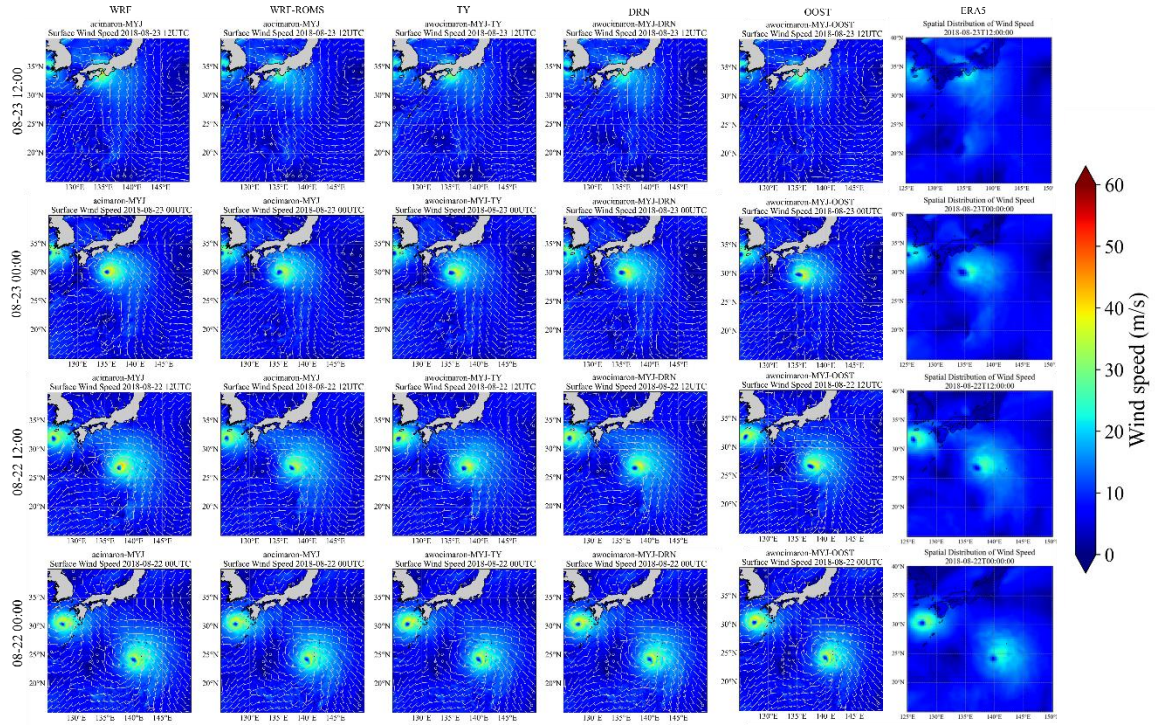


図 6.1 : Cimaron 通過時における風速分布の時間変化. 8 月 22 日 0 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.

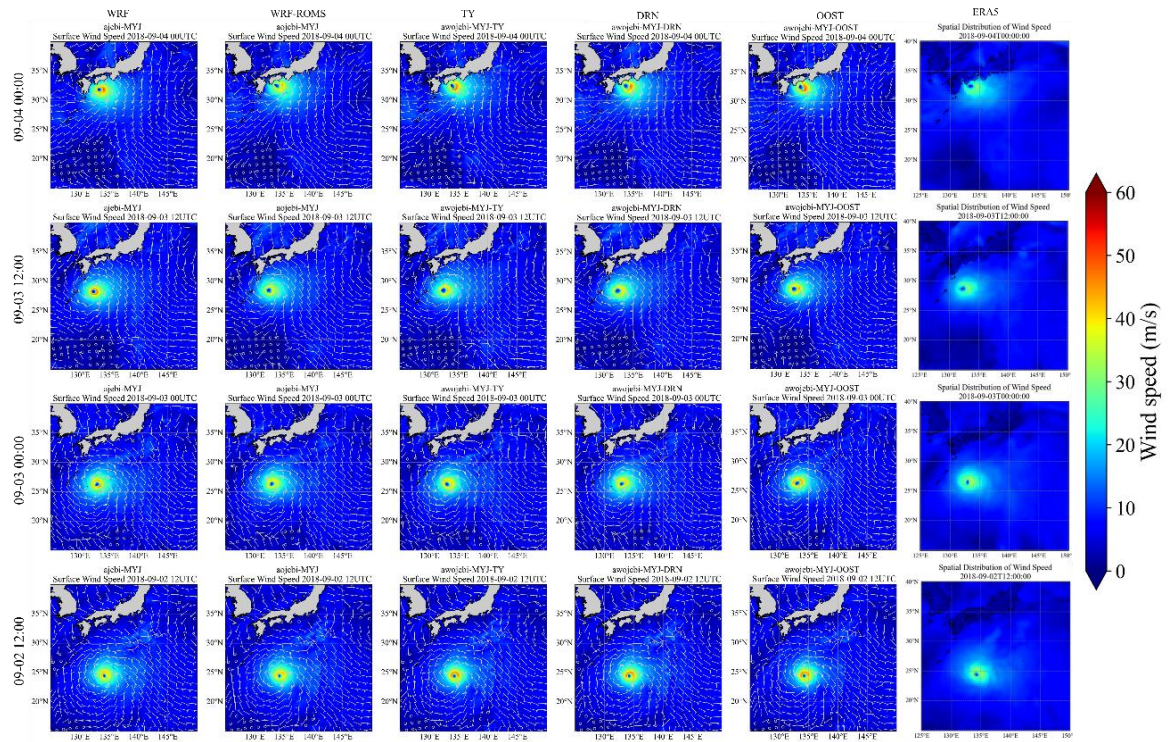


図 6.2 : Jebi 通過時における風速分布の時間変化. 9 月 2 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.

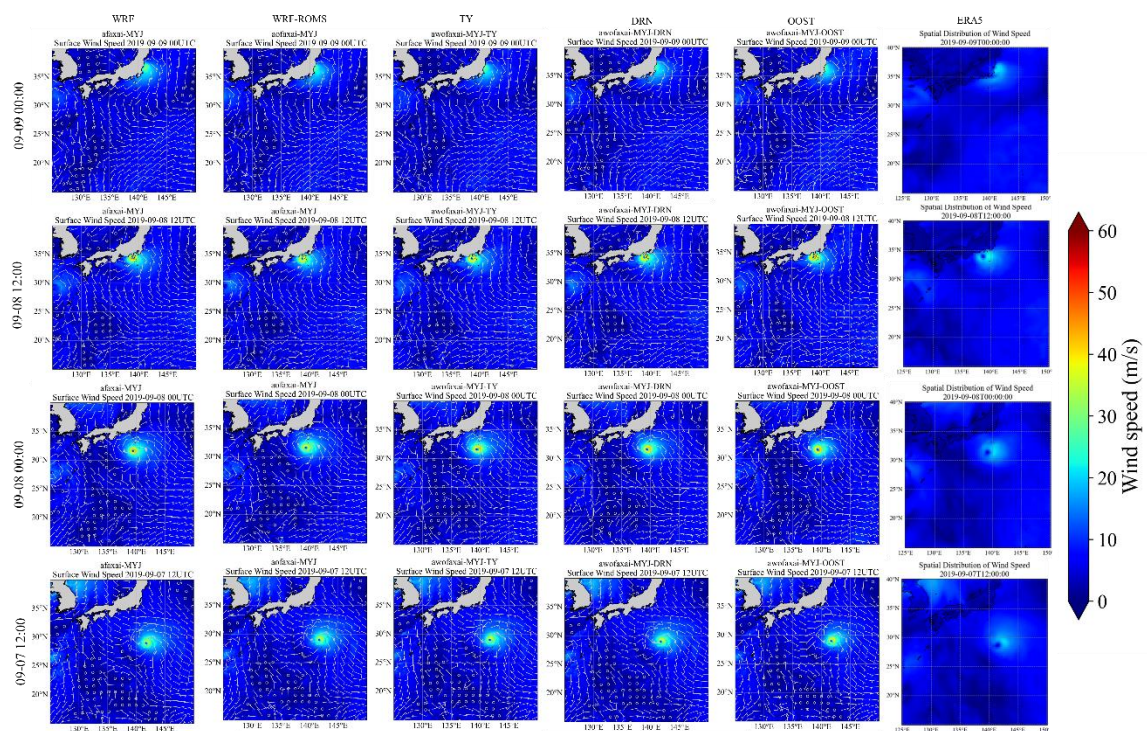


図 6.3 : Faxai 通過時における風速分布の時間変化. 9 月 7 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.

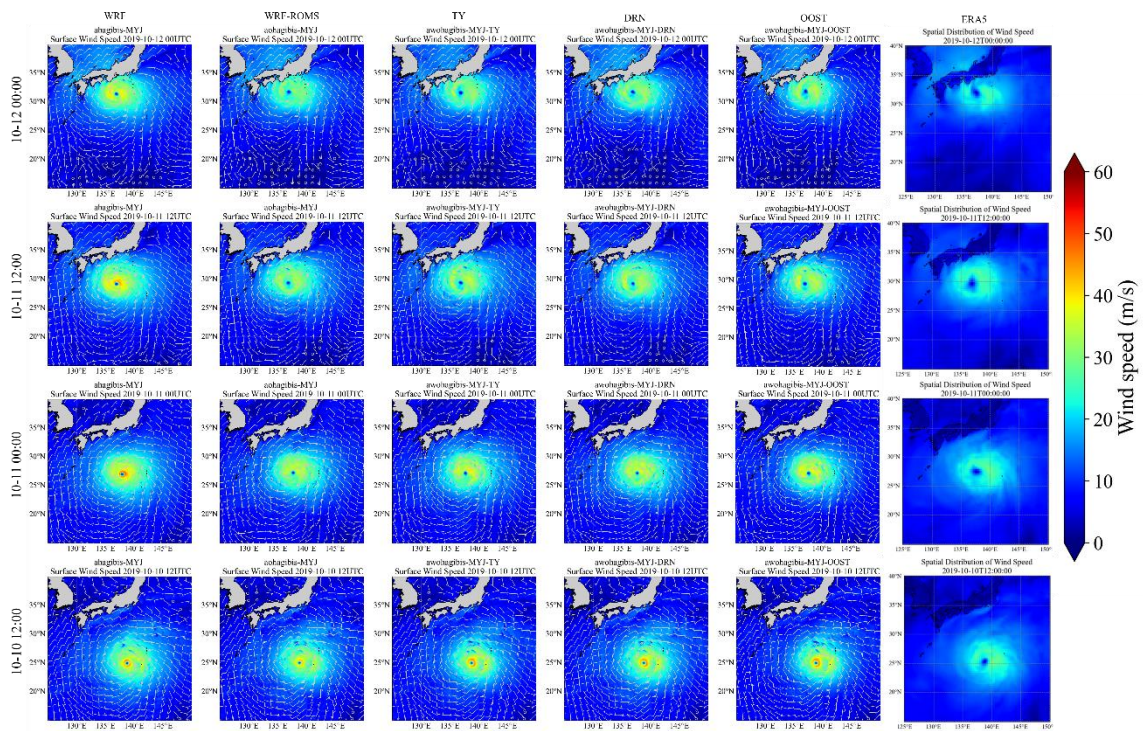


図 6.4 : Hagibis 通過時における風速分布の時間変化. 10 月 10 日 12 時 (UTC) から 12 時間後, 24 時間後, 36 時間後のスナップショット. 1 列目が WRF, 2 列目が WRF-ROMS, 3 列目が WRF-ROMS-WW3-TY, 4 列目が WRF-ROMS-WW3-DRN, 5 列目が WRF-ROMS-WW3-OOST, 6 列目が ERA5.

6.3 台風サイズへの影響

本節では台風のサイズへの影響を解析する。ここで、サイズとは RMW および R30, R15 のことである。前節で風速分布について解析したが、海洋や波浪を結合することによって、台風の風速分布が大きく変化している。これは RMW, R30, R15 にも影響することが予想される。海洋と波浪の台風サイズへの影響を理解することは強風や沿岸災害の評価にとっても非常に重要である。台風特性によっては、R30 が RMW の値がほぼ同様な場合もある。R15 については検出が難しく、図では不連続になっているが、平均値を算出する際には、この値を考慮していない。

図 6.5 は Cimaron の RMW (青), R30 (橙), R15 (緑) の各実験での時間変化とその範囲を箱ひげ図で表している。Cimaron の RMW は、WRF 実験での平均は 68.34 km であるのに対し、WRF-ROMS 結合実験では、78.04 km となる。WW3 を結合した場合でもこれに近い値となり、RMW は結合計算を行うと拡大する。RMW は 30 から 100 km で変動しており、風速分布で確認したように Cimaron は非軸対称性が強いことに対応する。R30 はおおよそ RMW に対応している。R15 は約 200 km で、WRF 実験では平均 206.94 km である。結合計算すると WRF-ROMS 結合実験で 200.44 km, WRF-ROMS-WW3-TY 結合実験で 189.21 km となっている。他の実験でも同様に WRF に対して平均値は減少する。結合計算では、WRF 実験と比較して、RMW は拡大するのに対して、R15 はやや縮小する。

図 6.6 は Jebi の結果を示している。RMW は、WRF 実験での平均は 58.18 km であるのに対し、ROMS 結合実験では、65.40 km となる。WW3 を結合した場合でも TY を除きこれに近い値となり、RMW は結合計算を行うと拡大する。RMW は TY では変動が大きい、30 から 100 km で変動している。結合実験は WRF 実験に対して変動が大きい。これは WRF 実験の風速分布は軸対称で海洋応答を経験した結合計算の非軸対称性とも対応する。R30 は WRF 実験での平均 96.42 km であるのに対し、WRF-ROMS 結合実験では、89.00 km となる。R30 についても WW3 を結合した場合、WRF-ROMS-WW3-TY 結合実験を除きこれに近い値となり、やや縮小する。R15 は約 220 km で、WRF 実験では平均 222.66 km である。結合計算すると WRF-ROMS 結合実験で 211.88 km, WRF-ROMS-WW3-TY 結合実験で 203.41 km となっている。他の実験でも同様に WRF 実験に対して平均値は減少する。Jebi も Cimaron と同様に結合計算では、WRF 実験と比較して、RMW は拡大するのに対して、R15 はやや縮小する。

図 6.7 は Faxai の結果を示している。RMW は、WRF 実験での平均は 44.12 km であるのに対し、WRF-ROMS 結合実験では、50.10 km となる。WW3 を結合した場合、56

km 程度となり、RMW は結合計算を行うと大きくなる。RMW は外れ値も存在するが、20 から 80 km で変動している。実験間の変動の差はあまりない。これは WRF 実験の風速分布は軸対称で海洋応答を経験した結合実験でもほかの台風に対しては比較的軸対称性であることに一致する。R30 は RMW とおおよそ同じである。R15 は約 110 km で、WRF 実験では平均 116.40 km である。結合計算すると WRF-ROMS 結合実験で 113.48 km、WRF-ROMS-WW3-TY 結合実験で 114.76 km となっている。他の実験でも同様に WRF 実験に対して平均値は減少する。Faxai は他の台風と比べ非常にコンパクトな台風であることが示されている。Faxai も同様に結合計算では、WRF 実験と比較して、RMW は拡大するのに対して、R15 はやや縮小する。

図 6.8 は Hagibis の結果を示している。RMW は、WRF 実験での平均は 59.50 km であるのに対し、WRF-ROMS 結合実験では、74.41 km となる。WW3 を結合した場合、WRF-ROMS-WW3-TY 結合実験で 76.53 km 程度となり、RMW は結合計算を行うと大きくなるが他の台風よりも増加幅が大きい。RMW も幅が広く 25 から 100 km で変動している。ただし、波浪を結合した場合の変動幅が小さくなっている。つまり、より安定していると解釈でき、波浪の影響が小さい。R30 は WRF 実験での平均 157.37 km であるのに対し、WRF-ROMS 結合実験では、127.74 km となる。WW3 を結合した場合、WRF-ROMS-WW3-TY 結合実験で 149.50 km となり他の実験も近い値である。ROMS のみの結合は大きく減少するが WW3 を結合するとやや減少する。R15 は約 500 km で、WRF 実験では平均 519.08 km である。結合計算すると WRF-ROMS 結合実験で 491.78 km、WRF-ROMS-WW3-TY 結合実験で 499.91 km となっている。他の実験でも同様に WRF 実験に対して平均値は減少する。Hagibis は他の台風と比べ非常に大きな台風であることがわかる。Hagibis も同様に結合計算では、WRF 実験と比較して、RMW は拡大するのに対して、R15 は縮小する。

以上より結合実験によって台風の RMW や R15 の評価は変化する。結合実験では、全事例において、WRF 実験と比較して、RMW は拡大するのに対して、R15 は縮小する。これは角運動量保存則より、RMW が拡大すると最大風速が低下することが WRF-ROMS 結合実験では成り立っている。波浪を結合した場合、海面粗度の状態で風速が影響しているため、角運動量保存則に従っていないと考えられる。RMW は、衛星観測から決定することは難しいため、検証も容易ではないが、モデル間による違いは無視できない。台風サイズは、一般的に高潮計算にとって重要なパラメータであり災害評価にも影響するため、モデル上での RMW と R15 の決定は今後の重要な課題である。

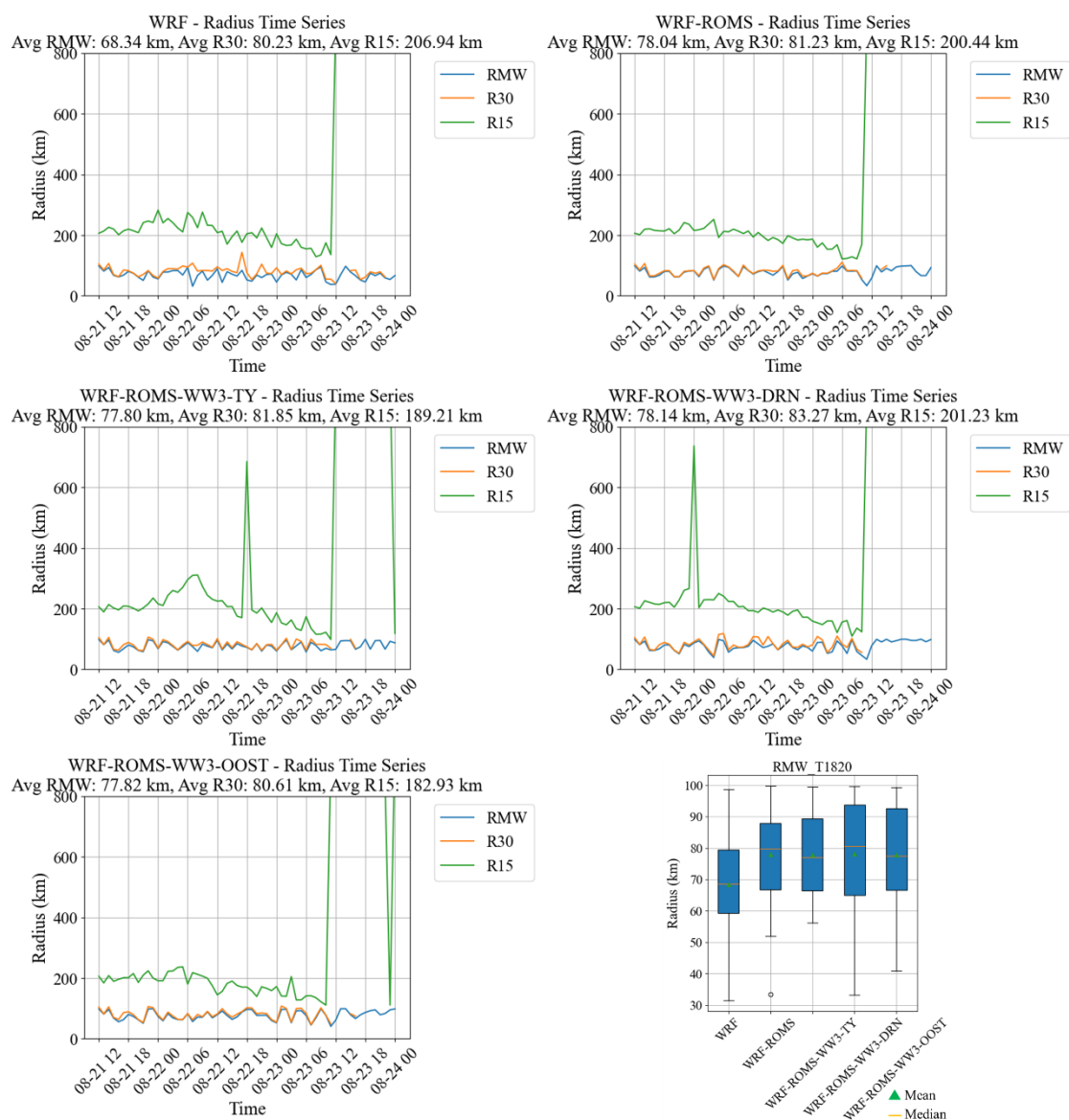


図 6.5 : Cimaron における最大風速半径 (RMW) , 風速 30 m 半径 (R30) , 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.

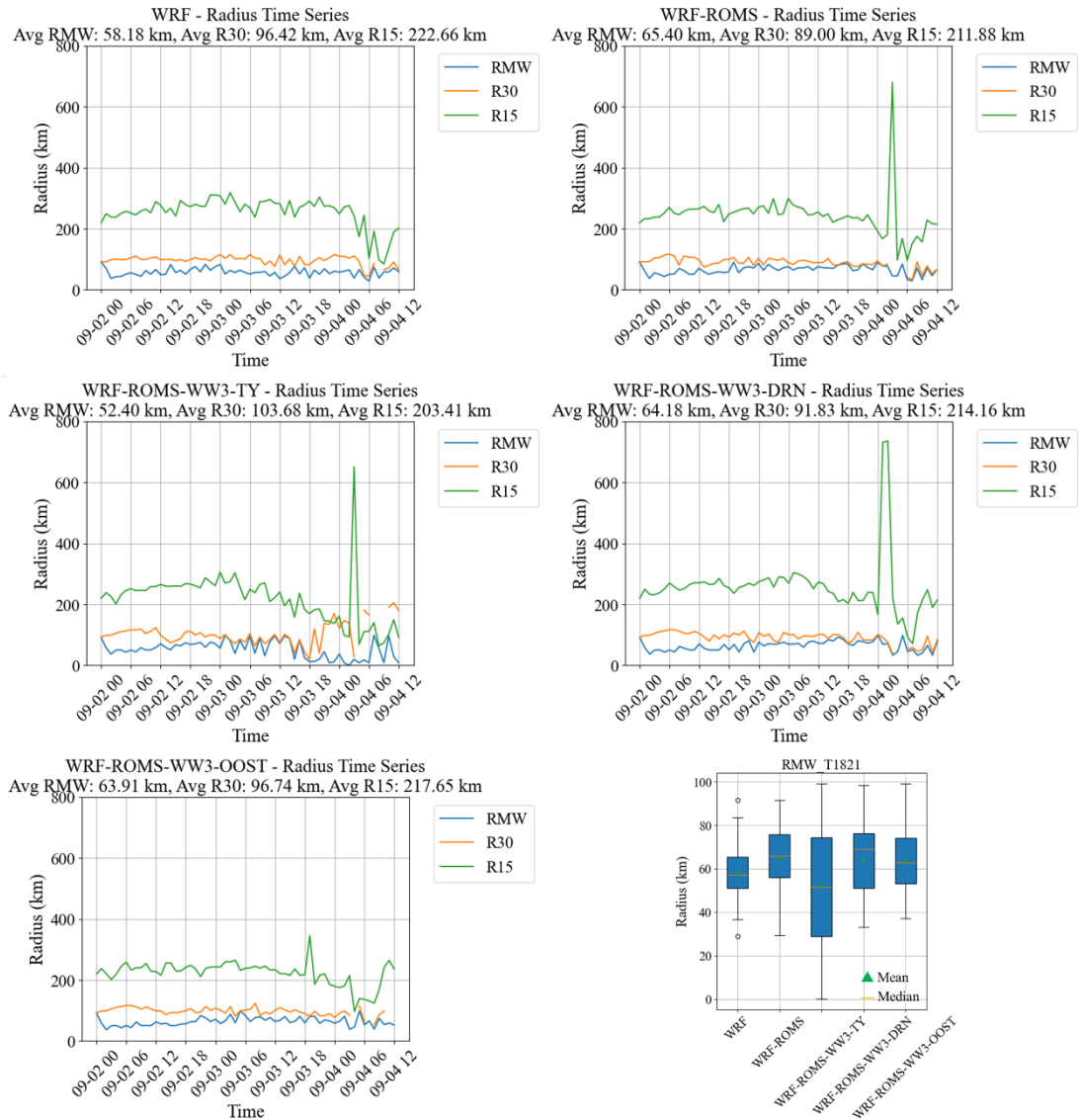


図 6.6 : Jebi における最大風速半径 (RMW), 風速 30 m 半径 (R30), 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.

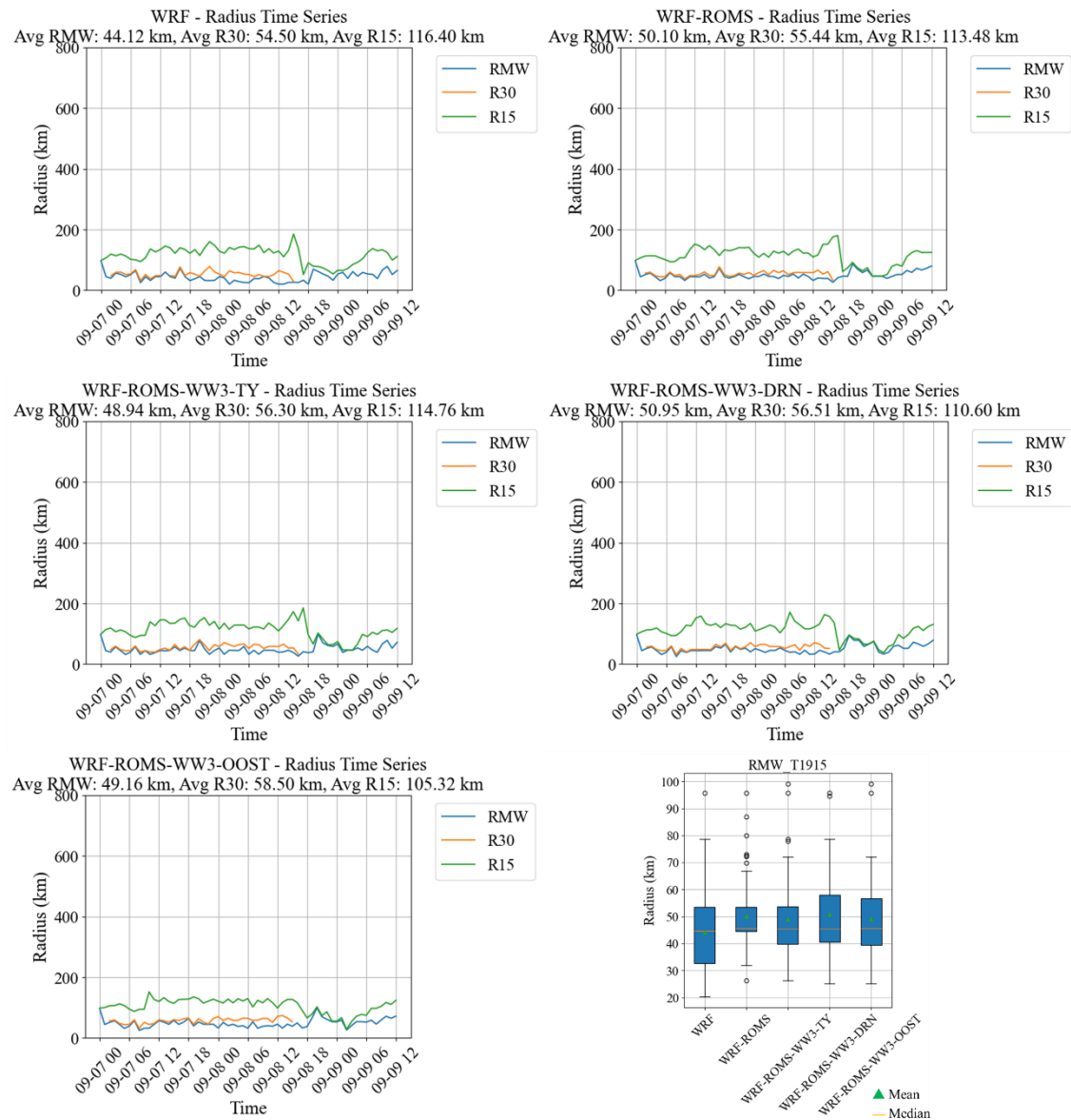


図 6.7 : Faxai における最大風速半径 (RMW) , 風速 30 m 半径 (R30) , 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.

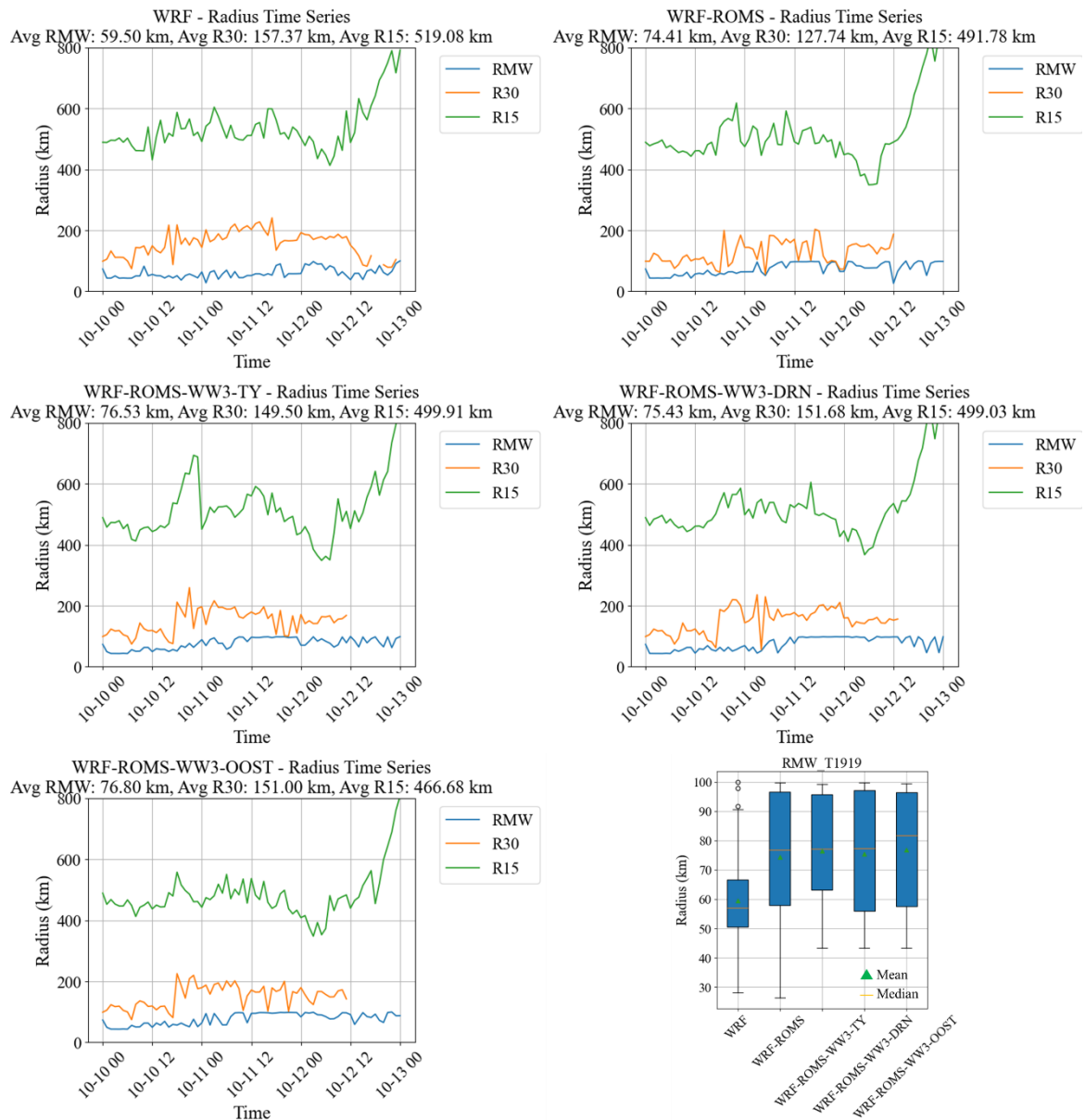


図 6.8 : Hagibis における最大風速半径 (RMW) , 風速 30 m 半径 (R30) , 風速 5m 半径 (R15) の時間変化と RMW の箱ひげ図. 上段左から, WRF, WRF-ROMS, 中段左から WRF-ROMS-WW3-TY, WRF-ROMS-WW3-DRN, 下段左から WRF-ROMS-WW3-OOST, RMW の箱ひげ図.

6.4 まとめ

本章では、風速分布とサイズの変動に着目した。海洋と波浪を考慮することで風速分布やサイズに影響することがわかった。

風速分布の比較から、Cimaron と Faxai と Jebi は海洋と波浪の効果両方受けているが、Hagibis は海洋の効果は受けているものの波浪の影響は小さいことがわかった。台風特性によって、海洋と波浪の台風へのフィードバックが異なることが明らかとなった。風速分布を正確に捉えるにはさらなる検証が必要であるが、海洋と波浪の効果が考慮できていない WRF では風速を過大評価あるいは風速分布が軸対称性を保つことから、強風および沿岸災害評価にとって、海洋と波浪を結合してそれらを考慮する必要があると考えられる。

台風のサイズを定義する RMW や R15 は結合計算によって変化する。全事例において、結合計算を行うと、WRF 実験と比較して RMW は拡大するのに対して、R15 は縮小する。変動幅は台風特性によって異なるため、海洋と波浪の変化の影響を受けていると考えられる。

これらの影響を理解することは、強風および沿岸災害評価にとっても非常に重要である。したがって、台風および海洋、波浪は双方向に考慮し、台風－波浪－海洋相互作用を理解することが不可欠である。台風モデリングにとって、海洋と波浪の影響を考慮して計算を行うことは重要であり、日本の現業モデルや従来のモデリングでは十分に表現されていない海洋と波浪による風速分布や台風サイズに与える影響を示すことができたと考える。

第 7 章 結論

本論文では、台風通過時における海洋と波浪の相互作用が台風特性に与える影響を検討するために、波浪観測に基づいて定式化された 3 つの海面粗度のパラメタリゼーションを導入した大気海洋波浪結合モデルを用いて、近年の顕著台風に対して再現実験を行った。その実験結果をもとに結合計算におけるモデルの最適化を行った。さらに結合計算における海洋および波浪の応答とその台風特性への影響を Cimaron および Jebi, Faxai, Hagibis の 4 つの台風に対して調べた。

第 2 章では、台風－波浪－海洋相互作用のレビューを詳細に行った。台風に対する海洋と波浪の影響の理解はいまだ途上である。台風の発達に重要な海面過程である熱・運動量交換過程の理解は観測・実験室内で交換係数が推定されているが、高風速下では不確実性が大きい。さらに数値実験においても結合実験の例が少なく、結合する際のパラメタリゼーションの検討も不十分である。そのため、台風下の大気海洋結合モデルの最適化および海洋と波浪の台風特性への影響を理解することが重要である。

第 3 章では、モデルの概要についてまとめた。本論文では、大気モデル WRF、海洋モデル ROMS、波浪モデル WW3 を用いたためそのモデルの支配方程式やスキームについてまとめた。さらに、結合計算における特徴、初期値・境界値、検証データの整理を行った。

第 4 章では、近年の顕著台風である、2018 年台風 Cimaron, Jebi および 2019 年台風 Faxai, Hagibis を対象に大気モデル実験と結合実験の結果を示した。大気モデル実験では、3 つの乱流スキームの選択と積雲対流パラメタリゼーションを考慮することの有無による台風への影響を検討した。Jebi については解像度の検討も行った。結合実験では、WRF-ROMS 結合実験、WRF-WW3 結合実験、WRF-ROMS-WW3 結合実験を行った。WW3 を結合する際は、波浪観測に基づく海面粗度のパラメタリゼーションである Taylor and Yelland (2001), Drennan et al. (2005), Oost et al. (2002) のそれぞれを考慮した計算を行った。これらの実験結果から、台風の経路および中心気圧、最大風速の時間変化への影響を示した。台風特性によって乱流スキームの選択と積雲対流パラメタリゼーションを考慮の影響が異なることがわかった。今回の実験設定では、海洋と波浪の影響が大きいのは積雲対流パラメタリゼーションを考慮しない MYJ スキーム実

験であった。これにより、中解像度 9 km における結合計算の海面粗度パラメタリゼーション以外の最適化を行うことができた。

第 5 章では、台風通過に伴う海洋の応答および波浪の発達について解析を行った。海洋応答は台風特性によってさまざまであるが、台風通過に伴う海面水温低下量は、ひまわり 8 号と整合的な結果が得られた。よって、台風通過に伴う海面水温低下を結合モデルで再現することができた。波高の分布についても台風特性によって異なる。さらにこの波浪の結果から海面粗度を計算し、海面粗度の空間分布を把握した。さらに台風中心に対して RMW を基準にサンプリングすることから、風速との関係をパラメタリゼーションごとに示した。各パラメタリゼーションで傾向が異なるものの、Taylor and Yelland の結果は高風速下において収束することを示し、航空機観測や実験室内で推定されている値と同じ傾向であった。つまり、数値計算上において、Taylor and Yelland のパラメタリゼーションは現実の推定と整合的であることがわかった。したがって、実際の台風計算において、運動量交換係数の観点では、Taylor and Yelland が有効であると示唆される。他のパラメタリゼーションはチューニングが必要である。

第 6 章では、台風特性である風速分布と台風サイズに対する海洋と波浪の結合による影響を調べた。風速分布の変化は強風だけでなく波浪、高潮などの沿岸災害にとっても重要である。そのため風速分布および、サイズである RMW と R15 の結合実験による変化を調べた。海洋と波浪を考慮しない WRF 実験では強度の過大評価に加え、風速分布が軸対称性を保つことがある。しかし実際には発達する台風が、日本に接近し海洋と波浪の影響受け衰弱すると、台風の構造が軸対称ではなくなることが衛星画像からもわかる。このことを結合実験では強度は過小評価であるものの表現できている。また台風のサイズを定義する RMW や R15 は結合計算によって変動し、全事例において、結合計算を行うと、WRF 実験と比較して、RMW は拡大するのに対して、R15 は縮小ことがわかった。変動幅は台風特性によって異なるため海洋と波浪の変化の影響を受けていると考えられる。したがって、台風モデリングによって海洋と波浪を考慮して計算することは重要であり、日本の現業モデルや従来のモデルでは十分に表現されていない海洋と波浪の台風特性であり風速分布や台風サイズに与える影響を示すことができた。

以上より、大気海洋波浪結合モデルを用いて、台風の経路および強度に対する海洋と波浪の影響を検討し、結合モデルの最適化を行った。台風通過に伴う海面水温低下や波浪の解析から海洋応答のパターンと数値モデリングの波浪結合における海面粗度

の最適なパラメタリゼーションを明らかにした。したがって、中解像度 9 km の台風計算における大気海洋波浪結合計算では、積雲対流パラメタリゼーションを考慮せず MYJ スキームを WRF に設定し、海面粗度のパラメタリゼーションは Taylor and Yelland を導入することである。さらにこれらの海洋と波浪の変化が台風特性に与える影響を明らかにし、台風－波浪－海洋相互作用の理解を深めることができた。

最後に、今後の研究の課題について示す。第一に、本論文では海洋と波浪の台風への影響について調べたが、大気と海洋の交換係数として運動量交換にのみ着目した。実際、台風と海洋にとって、運動量交換だけでなく熱交換も重要である。そのため、次のステップとして熱交換過程に着目して、熱輸送に関するパラメタリゼーションを検討する必要がある。ここでは、海面飛沫の影響を考慮するだけでなく、台風通過に伴い低下した海面水温の影響も重要である。海面水温低下は、本論文の結果からも示されたように、台風の発達に有利な海面水温 26°C 以上の場合もあれば以下になる場合もある。この時、海面自体より飛沫による台風への寄与が支配的になると予想している。ここで水安定同位体に着目して、海面由来と飛沫由来の蒸発の寄与を分離して検討し、熱輸送のパラメタリゼーションを行いたいと考えている。これは、本論文で、台風特性によって海洋応答に伴い熱フラックスパターンが異なっていたことから着想を得ている。

第 2 に、本論文の数値計算の解像度は 9 km と中解像度である。中解像度であるが海洋と波浪の効果について台風特性ごとに異なることが示された。しかしより詳細に効果を知るためには高解像度化も必要となる。

第 3 に、海洋と波浪の効果の一般化である。本論文では、4 つの台風に対して、様々な計算を行ったが、4 つの事例では一般化には及ばない。本論文と同解像度あるいは高解像度化実験においてより定量的に調べる必要がある。しかしこれには計算資源も大きな課題として残る。

これらが達成されたあかつきには、台風－波浪－海洋相互作用の理解および台風強度予測の知見に大きな前進をもたらし、より適切な強風および沿岸災害評価を行うことができると思う。

謝辞

本論文をまとめるにあたって、森信人教授、志村智也准教授、宮下卓也助教には大変お世話になりました。工学部ではない私を博士課程から研究室に受け入れ、自由にのびのびと研究する環境を与えてくださりました。JSPS 申請や創発の RF でサポートしていただき、国内外さまざまなところへ行くことができ多くの交流もすることができ、研究の視野を広げ、様々なことを学ぶことができました。ご指導いただき、本当にありがとうございました。

田中賢治教授には副査、山口弘誠准教授には副査および副指導教員を引き受けてくださりました。建設的な意見をいただき、今後の研究発展にも活かすことができると考えています。ありがとうございました。

研究室秘書である神崎景子さん・富永ゆかりさんには、学会発表や物品購入などの手続きのサポートをしていただきました。ありがとうございました。

研究室の OB でもある金沢大学の二宮順一准教授、京都大学の今井優樹助教には数値モデルの助言をいただきました。名古屋工業大学の福井信気助教には進学前から入試や JSPS 申請のサポートをしていただきました。困ったときにも相談に乗っていただきました。ありがとうございました。

海外特別研究員の金平大河博士とパシフィックコンサルタンツの荒木裕次氏には公私共にお世話になりました。インドアな私をキャンプやダイビングなどアウトドアに誘ってもらいより楽しい時間を過ごすことができました。研究室のメンバーにも大変お世話になりました。

横浜国立大学の筆保弘徳教授には、修士論文を指導していただき、教育実践をしたい私でしたが理学部出身という理由から台風研究の道に誘ってもらい、京都大学大学院に送り出していただきました。そのおかげで台風の面白さを認識でき、研究の楽しさを改めて実感することができました。横浜国立大学大学院在学時時に、海洋研究開発機構の田中祐介氏、防災科学技術研究所の飯塚聡博士、慶應義塾大学の宮本准教授の皆さまとの共同研究がきっかけで、博士課程進学やジャーナル投稿に繋がりここまで来ることができました。他にも多くの大学、研究機関の研究者や台風研究若手の先輩後輩、他大学の仲間、学部時代の同期との交流が励みになり、研究を楽しくしてくれました。

金沢大学の海野進先生には卒業研究を指導していただき、研究の基礎、姿勢を教え

ていただきました。研究分野が違ってもその学びがこれまで活かされてきました。

最後にここまで応援、支援していただいた父善三、母英子、弟樹生、妹真穂、祖母野々井嘉子にとっても感謝です。本当に自由に好きなことができるように育てていただきありがとうございました。時にまわり道をしたものの運がよく順調にここまで来ることができたのは、今は亡き最も尊敬する祖父野々井康治がずっと見守ってくれていたからだと思っています。

参考文献

- [1] Mei, W., & Xie, S. P. (2016). Intensification of landfalling typhoons over the northwest Pacific since the late 1970s. *Nature Geoscience*, 9(10), 753-757.
- [2] Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C., Emanuel, K., Ho, C. H., Kossin, J., ... & Wu, L. (2019). Tropical cyclones and climate change assessment: Part I: Detection and attribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(10), 1987-2007.
- [3] Ito, K. (2022). Bias in near-real-time global sea surface temperature analysis of Japan Meteorological Agency associated with tropical cyclone passages in western North Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 100(2), 321-341.
- [4] 特集担当, 竹見哲也. 2019 年の台風災害.
- [5] Cangialosi, J. P., Blake, E., DeMaria, M., Penny, A., Latto, A., Rappaport, E., & Tallapragada, V. (2020). Recent progress in tropical cyclone intensity forecasting at the National Hurricane Center. *Weather and Forecasting*, 35(5), 1913-1922.
- [6] Price, J. F. (1981). Upper ocean response to a hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 11(2), 153-175.
- [7] Johnson, H. K., Højstrup, J., Vested, H. J., & Larsen, S. E. (1998). On the dependence of sea surface roughness on wind waves. *Journal of physical oceanography*, 28(9), 1702-1716.
- [8] Emanuel, K., DesAutels, C., Holloway, C., & Korty, R. (2004). Environmental control of tropical cyclone intensity. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(7), 843-858.
- [9] Sroka, S., & Emanuel, K. (2021). A review of parameterizations for enthalpy and momentum fluxes from sea spray in tropical cyclones. *Journal of Physical Oceanography*, 51(10), 3053-3069.
- [10] Warner, J. C., Armstrong, B., He, R., & Zambon, J. B. (2010). Development of a coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system. *Ocean modelling*, 35(3), 230-244.
- [11] Ooyama, K. (1969). Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(1), 3-40.
- [12] Charney, J. G., & Eliassen, A. (1964). On the growth of the hurricane depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21(1), 68-75.
- [13] Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43(6), 585-605.

- [14] Bender, M. A., Ginis, I., & Kurihara, Y. (1993). Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D12), 23245-23263.
- [15] Dare, R. A., & McBride, J. L. (2011). Sea surface temperature response to tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 139(12), 3798-3808.
- [16] Yablonsky, R. M., & Ginis, I. (2009). Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane-ocean model forecasts. *Monthly Weather Review*, 137(12), 4410-4419.
- [17] Suzuki, S. I., Niino, H., & Kimura, R. (2011). The mechanism of upper-oceanic vertical motions forced by a moving typhoon. *Fluid Dynamics Research*, 43(2), 025504.
- [18] Iida, K., Fudeyasu, H., Tanaka, Y., Iizuka, S., & Miyamoto, Y. (2023). Quantification and attribution of ocean cooling induced by the passages of typhoons Faxai (2019) and Hagibis (2019) over the same region using a high-resolution ocean model and cooling parameters. *Atmospheric Science Letters*, 24(9), e1169.
- [19] Miyamoto, Y., Bryan, G. H., & Rotunno, R. (2017). An analytical model of maximum potential intensity for tropical cyclones incorporating the effect of ocean mixing. *Geophysical Research Letters*, 44(11), 5826-5835.
- [20] Wada, A. (2007). Numerical problems associated with tropical cyclone intensity prediction using a sophisticated coupled typhoon-ocean model. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 58, 103-126.
- [21] Wada, A., Kohno, N., & Kawai, Y. (2010). Impact of wave-ocean interaction on Typhoon Hai-Tang in 2005. *Sola*, 6(SpecialEdition), 13-16.
- [22] Lin, I. I., Wu, C. C., Emanuel, K. A., Lee, I. H., Wu, C. R., & Pun, I. F. (2005). The interaction of Supertyphoon Maemi (2003) with a warm ocean eddy. *Monthly Weather Review*, 133(9), 2635-2649.
- [23] Dzwonkowski, B., Coogan, J., Fournier, S., Lockridge, G., Park, K., & Lee, T. (2020). Compounding impact of severe weather events fuels marine heatwave in the coastal ocean. *Nature Communications*, 11(1), 4623.
- [24] Zhang, H., He, H., Zhang, W. Z., & Tian, D. (2021). Upper ocean response to tropical cyclones: A review. *Geoscience Letters*, 8, 1-12.
- [25] Powell, M. D., Vickery, P. J., & Reinhold, T. A. (2003). Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422(6929), 279-283.
- [26] Komori, S., Iwano, K., Takagaki, N., Onishi, R., Kurose, R., Takahashi, K., & Suzuki, N.

- (2018). Laboratory measurements of heat transfer and drag coefficients at extremely high wind speeds. *Journal of Physical Oceanography*, 48(4), 959-974.
- [27] Troitskaya, Y., Druzhinin, O., Kozlov, D., & Zilitinkevich, S. (2018). The “bag breakup” spume droplet generation mechanism at high winds. Part II: Contribution to momentum and enthalpy transfer. *Journal of Physical Oceanography*, 48(9), 2189-2207.
- [28] Emanuel, K. A. (1995). Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(22), 3969-3976.
- [29] Nystrom, R. G., Chen, X., Zhang, F., & Davis, C. A. (2020). Nonlinear impacts of surface exchange coefficient uncertainty on tropical cyclone intensity and air-sea interactions. *Geophysical Research Letters*, 47(3), e2019GL085783.
- [30] Lee, W., Kim, S. H., Moon, I. J., Bell, M. M., & Ginis, I. (2022). New parameterization of air-sea exchange coefficients and its impact on intensity prediction under major tropical cyclones. *Frontiers in Marine Science*, 9, 1046511.
- [31] Bell, M. M., Montgomery, M. T., & Emanuel, K. A. (2012). Air-sea enthalpy and momentum exchange at major hurricane wind speeds observed during CBLAST. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(11), 3197-3222.
- [32] Soloviev, A. V., Lukas, R., Donelan, M. A., Haus, B. K., & Ginis, I. (2017). Is the state of the air-sea interface a factor in rapid intensification and rapid decline of tropical cyclones?. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(12), 10174-10183.
- [33] Barr, B. W., Chen, S. S., & Fairall, C. W. (2023). Sea-state-dependent sea spray and air-sea heat fluxes in tropical cyclones: A new parameterization for fully coupled atmosphere-wave-ocean models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 80(4), 933-960.
- [34] Ito, K., Kuroda, T., Saito, K., & Wada, A. (2015). Forecasting a large number of tropical cyclone intensities around Japan using a high-resolution atmosphere-ocean coupled model. *Weather and Forecasting*, 30(3), 793-808.
- [35] 高木雅史, 森信人, 二宮順一. (2020). 台風熱収支に対する海洋表層混合の碎波パラメタリゼーションの応答. *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 76(2), I_253-I_258.
- [36] Japan Meteorological Agency. (2022). *Introduction of the one-dimensional ocean mixed layer model in typhoon forecasts: Technical Report No. 582*. Retrieved from <https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyohou/pdf/582.pdf>
- [37] 二宮順一. (2014). 大気海洋波浪結合モデルにおける海面バルクフラックスの台風

時大気海洋物理環境への影響評価, 博士論文, 京都大学.

- [38] Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639-640.
- [39] Taylor, P. K., & Yelland, M. J. (2001). The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *Journal of physical oceanography*, 31(2), 572-590.
- [40] Drennan, W. M., Taylor, P. K., & Yelland, M. J. (2005). Parameterizing the sea surface roughness. *Journal of physical oceanography*, 35(5), 835-848.
- [41] Oost, W. A., Komen, G. J., Jacobs, C. M. J., & Van Oort, C. (2002). New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE. *Boundary-Layer Meteorology*, 103, 409-438.
- [42] Monin, A. S., & Obukhov, A. M. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Trudy Geofizicheskogo Instituta Akademii Nauk SSSR*, 24(151), 163-187.
- [43] Black, P. G., D'Asaro, E. A., Drennan, W. M., French, J. R., Niiler, P. P., Sanford, T. B., ... & Zhang, J. A. (2007). Air-sea exchange in hurricanes: Synthesis of observations from the coupled boundary layer air-sea transfer experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(3), 357-374.
- [44] Raghukumar, K., Chang, G., Spada, F., Jones, C., Janssen, T., & Gans, A. (2019). Performance characteristics of “Spotter,” a newly developed real-time wave measurement buoy. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(6), 1127-1141.
- [45] Shimura, T., Mori, N., Baba, Y., & Miyashita, T. (2022). Ocean surface wind estimation from waves based on small GPS buoy observations in a bay and the open ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(9), e2022JC018786.
- [46] Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., & Young, G. S. (1996). Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2), 3747-3764.
- [47] Smith, S. D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C12), 15467-15472.
- [48] Wada, A., & Oyama, R. (2018). Relation of convective bursts to changes in the intensity of Typhoon Lionrock (2016) during the decay phase simulated by an atmosphere-wave-ocean coupled model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 96(6), 489-509.

- [49] Wada, A. (2020). Atmosphere-wave-ocean coupled-model simulation on rapid intensification of Typhoon Hagibis (2019). *Research activities in Earth system modelling*, 50, 9-15.
- [50] Li, S., Li, R., Wang, Y., & Lu, J. (2022). Numerical Study on the Influence of Tropical Cyclone Characteristics on the Sea State and Sea Surface Roughness inside the Tropical Cyclones. *Journal of Marine Science and Engineering*, 10(5), 609.
- [51] Li, Z., Tam, C. Y., Li, Y., Lau, N. C., Chen, J., Chan, S. T., ... & Huang, Y. (2022). How Does Air-Sea Wave Interaction Affect Tropical Cyclone Intensity? An Atmosphere-Wave-Ocean Coupled Model Study Based on Super Typhoon Mangkhut (2018). *Earth and Space Science*, 9(3), e2021EA002136.
- [52] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., ... & Huang, X. Y. (2019). A description of the advanced research WRF version 4. *NCAR tech. note ncar/tn-556+ str*, 145.
- [53] Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean modelling*, 9(4), 347-404.
- [54] The WAVEWATCH III® Development Group (WW3DG). (2019). *User manual and system documentation of WAVEWATCH III® version 6.07*. Tech. Note 333, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA, 465 pp. + Appendices.
- [55] Booij, N., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: Part I: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7649–7666.
- [56] Hong, S. Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9), 2318-2341.
- [57] Janjić, Z. I. (1994). The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly weather review*, 122(5), 927-945.
- [58] Nakanishi, M., & Niino, H. (2006). An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-Layer Meteorology*, 119, 397-407.
- [59] Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of applied meteorology*, 43(1), 170-181.

- [60] Janjić, Z. I. (1994). The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly weather review*, 122(5), 927-945.
- [61] Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., & Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- [62] Hong, S.-Y., & Lim, J.-O. J. (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42(2), 129–151.
- [63] Dudhia, J. (1996, July). A multi-layer soil temperature model for MM5. In *Preprints, The Sixth PSU/NCAR mesoscale model users' workshop* (pp. 22-24). Colorado: Boulder.
- [64] Arakawa, A., & Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, 173–265.
- [65] Simmons, A. J., & Burridge, D. M. (1981). An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review*, 109(4), 758–766.
- [66] Mellor, G. L., & Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 851–875.
- [67] Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), 363–403.
- [68] Umlauf, L., & Burchard, H. (2003). A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research*, 61(2), 235–265.
- [69] Launder, B. E., & Spalding, D. B. (1974). The numerical computation of turbulent flows. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 3(2), 269–289.
- [70] Wilcox, D. C. (1988). Reassessment of the scale-determining equation for advanced turbulence models. *AIAA Journal*, 26(11), 1299–1310.
- [71] Komen, G. J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., & Janssen, P. A. E. M. (1994). *Dynamics and modelling of ocean waves*. Cambridge University Press.
- [72] Phillips, O. M. (1977). *The dynamics of the upper ocean* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- [73] Mei, C. C. (1983). *The applied dynamics of ocean surface waves*. Wiley-Interscience.

- [74] Christoffersen, J. B. (1982). *Coastal engineering: Dynamics of the nearshore zone*. Wiley-Interscience.
- [75] Tolman, H. L. (1990). The influence of unresolved islands on ocean wave spectra. *Journal of Physical Oceanography*, 20(12), 1707–1715.
- [76] Longuet-Higgins, M. S., & Stewart, R. W. (1961). The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 10(4), 529–549.
- [77] Longuet-Higgins, M. S., & Stewart, R. W. (1962). Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. *Journal of Fluid Mechanics*, 13(4), 481–504.
- [78] Whitham, G. B. (1965). A general approach to linear and non-linear dispersive waves using a Lagrangian. *Journal of Fluid Mechanics*, 22(2), 273–283.
- [79] 79. Bretherton, F. P., & Garrett, C. J. R. (1968). Wavetrains in inhomogeneous moving media. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 302(1471), 529–554.
- [80] 気象庁. (2018). 平成 30 年 8 月 23 日から 24 日にかけての台風第 20 号による大雨と暴風、高潮について（大阪管区気象台管内：近畿・中国・四国地方の気象速報）. Retrieved from <https://www.jma.go.jp/>
- [81] 気象庁. (2018). 平成 30 年台風第 21 号による 9 月 3 日から 5 日にかけての暴風、高潮等（災害時気象報告）. Retrieved from <https://www.jma.go.jp/>
- [82] 気象庁. (2019). 令和元年（2019 年）台風第 15 号に関する千葉県気象速報. Retrieved from <https://www.jma.go.jp/>
- [83] 気象庁. (2019). 台風第 19 号による大雨、暴風等 令和元年（2019 年）10 月 10 日～10 月 13 日（速報資料）. Retrieved from <https://www.jma.go.jp/>
- [84] National Centers for Environmental Prediction (NCEP). (2000). NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Retrieved from <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>
- [85] Chassignet, E. P., Hurlburt, H. E., Metzger, E. J., Smedstad, O. M., Cummings, J., Halliwell, G. R., ... & Wallcraft, A. J. (2007). HYCOM: HYbrid Coordinate Ocean Model. Retrieved from <https://www.hycom.org/>
- [86] 高木雅史. (2002). 風波砕波による海洋表層混合を考慮した台風モデリング. 修士論文, 京都大学.
- [87] Carton, J. A., Chepurin, G. A., & Chen, L. (2018). SODA3: A new ocean climate

- reanalysis. **Journal of Climate*, 31*(17), 6967-6983.
- [88] Chapman, D. C. (1985). Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model. **Journal of Physical Oceanography*, 15*(8), 1060–1075.
- [89] Flather, R. A. (1976). A tidal model of the northwest European continental shelf. **Memoires de la Societe Royale des Sciences de Liege*, 10*(6), 141-164.
- [90] Marchesiello, P., McWilliams, J. C., & Shchepetkin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. **Ocean Modelling*, 3*(1), 1–20.
- [91] Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J., & Neumann, C. J. (2010). The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone data. **Bulletin of the American Meteorological Society*, 91*(3), 363–376.
- [92] Kurihara, Y., Murakami, H., & Kachi, M. (2016). Sea surface temperature from the new Japanese geostationary meteorological Himawari-8 satellite. **Geophysical Research Letters*, 43*(3), 1234–1240.
- [93] 京都大学白浜海象観測所 HP, 閲覧日: [2024/12/24], from https://rcfcd.dpri.kyoto-u.ac.jp/frs/shirahama/live_camera.html.
- [94] European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). (2020). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Retrieved [2024/12/1], from <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>.