

# PALAU2013で観測された台風第1304号の発生予報実験における 初期値依存性の解析

吉岡大秋<sup>\*1</sup>・筆保弘徳<sup>\*2</sup>・榎本剛<sup>\*3,4</sup>  
 勝俣昌己<sup>\*4</sup>・山崎哲<sup>\*4</sup>・横井覚<sup>\*4</sup>  
 辻野智紀<sup>\*5</sup>・舩田あゆみ<sup>\*6</sup>・城岡竜一<sup>\*4</sup>

## 要旨

本研究は、観測プロジェクト PALAU2013で観測された台風第1304号の発生に対して、計算期間が5日間のアンサンブルダウンスケール実験を行い、初期値と台風発生の再現性の関係を統計的に調べた。本研究では、全球アンサンブルデータ ALERA2を初期値として、領域気象モデル WRF を用いてダウンスケール実験を行う手法を用いた。アンサンブルメンバーや計算初期時刻の違いで生じる初期擾乱の強さによって台風発生予測の再現結果が異なる結果が得られた。特にその強さが弱い場合と強い場合の間で、ダウンスケール実験での台風発生数の割合に大きな差が現れた。これらのことから、5日間予報における台風発生の再現には、初期値の初期擾乱の強さが重要であることが分かった。また、台風が発生した実験のおよそ半数が、ベストトラックによる台風発生時刻よりも遅い時刻に台風が発生する結果となり、台風発生のタイミングを正確に予測することは困難であることが確認された。

## 1. はじめに

台風は、総観スケールから積雲対流スケールまで、さまざまな空間スケールを持つ現象が相互に影響しあって発生する。その過程は、数日間から1週間程度と比較的長時間にわたる。その過程はまず、台風発生に適した環境場が形成される「プレコンディショニングステージ」から始まり、メソスケール過程が主として働く「組織化ステージ」が続く (Nolan *et al.* 2007 ;

筆保 2013)。このように、複数の空間・時間スケールをもつ過程を、数値シミュレーションにより完全に再現するのは難しく、台風発生を予報する精度もいまだ不十分である。

Fudeyasu *et al.* (2008) は、全球雲システム解像モデル NICAM (Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model ; Tomita and Satoh 2004 ; Satoh *et al.* 2008, 2014) を用いて、2週間先の台風発生を再現した事例を報告し、発生過程を調査した。

また、Nakano *et al.* (2015) は、NICAM を用いて、2004年8月の毎日00Zを計算初期時刻として30日間予報を行い、その予報期間での複数の台風発生の予測可能性について調べた。その結果、2004年8月に北西太平洋で発生した台風8事例のうち、2事例は発生日の2週間前、5事例は発生日の1週間前に計算初期時刻を設定した場合に、実際の発生位置と比べて10度以内の誤差でその位置を予測することができた。しかし、その中の同じ台風事例の数値シミュレーションでも、計算初期時刻を変えるとそれが発生するかどうかや、発生時刻が前後する場合があります。台風発生の再現に対

\*1 横浜国立大学大学院教育学研究科 (現：京都大学大学院理学研究科)。

\*2 (連絡責任著者) 横浜国立大学教育人間科学部。  
〒240-8501 横浜市保土ヶ谷区79-2。  
fude@ynu.ac.jp

\*3 京都大学防災研究所。

\*4 海洋研究開発機構。

\*5 名古屋大学宇宙地球環境研究所。

\*6 横浜国立大学大学院教育学研究科。

—2015年4月3日受領—

—2017年9月20日受理—

して、モデルの不完全性だけではなく、初期値依存性が存在することが示唆される。

一方、Singh *et al.* (2005) は初期値に注目し、台風ポーガスを用いて1999年に発生したサイクロン Odisha に対応する擾乱の発達過程やトラックの予報実験を行っている。また、Chen *et al.* (2014) は、複数事例を対象とし、台風に発達しうる擾乱の構造の違いによる発達プロセスの違いを示している。しかし、これらの研究は、台風に発達する初期擾乱のみが対象とされており、台風に発達しない初期擾乱との違いは議論されていない（本研究における初期擾乱の定義については、「2.2 アンサンブルダウンスケール実験を用いたトラックの作成と台風発生の判定」で詳しく述べる）。

すなわち、これまでどのような初期の擾乱の場合に台風発生の再現性が高くなるのかを、統計的に示した研究はない。そこで本研究は、どのような初期値のどのような擾乱が、観測された台風発生時刻に台風の強度まで発達するかどうか（すなわち、台風が発生するかどうか）を解析することが目的である。そのため、全球アンサンブル予報結果を初期値、境界値として、実際に発生した台風の数値シミュレーションを多数実施し、初期値や計算初期時刻によって台風発生の再現性（擾乱の強度や台風発生時刻）がどのように変わるのかを統計的に調べた。前述の NICAM を用いた先行研究のように、全球モデルを用いた高解像度かつ長期間の数値シミュレーションを行うことは、大規模な計算機資源を必要とする。そこで本研究では、過去の研究（Yuan *et al.* 2011）にならい、比較的低い解像度の全球モデルのシミュレーション結果を初期値・境界値にして、領域モデルによる高解像度数値シミュレーションを実施するダウンスケール実験を行った。また、全球アンサンブル予報の結果を用いることで、同じ計算初期時刻でも少しずつ異なる複数の初期値によるダウンスケール実験ができ、統計的な検討が可能となる。本研究の目的は、組織化ステージに該当する計算初期時刻やメンバーによって変わる初期値の中の何が、数日先の台風発生の再現性に影響しているかを見出すことである。本研究では、再解析データや衛星画像を用いて、擾乱を最も早く同定することが出来た台風発生5日前からを組織化ステージとし、ダウンスケール実験を行った（2.1 アンサンブルダウンスケール実験の設定）。

## 2. 研究手法

### 2.1 アンサンブルダウンスケール実験の設定

本研究では、領域モデル WRF (Weather Research and Forecast, Michalakes *et al.* 2004) -ARW ver. 3.4.1を用いて、ダウンスケール実験を実施した。WRFを用いて、台風発生の再現を試みた研究は多く（Ge *et al.* 2013; Hogsett and Zhang 2010）、その再現性には実績がある。

また、ダウンスケール実験の初期値・境界値には ALERA2 (AFES-LETKF experimental Ensemble reanalysis 2, Enomoto *et al.* 2013) を利用した。ALERA2は、大気大循環モデル AFES (AGCM for Earth Simulator, Numaguti *et al.* 1997; Shingu *et al.* 2002; Ohfuchi *et al.* 2004; Enomoto *et al.* 2008) と、データ同化手法 LETKF (Local Ensemble Transform Kalman Filter, Hunt *et al.* 2007; Miyoshi and Yamane 2007) を用いて作成された63メンバーの全球アンサンブル再解析データである。ALERA2についての詳細は第1表に記す。ALERA2は、6時間ごとの解析値と予報値（第一推定値）がデータセットに含まれている。解析値よりも、予報値の方が63メンバーのばらつきが大きく、予備実験の結果、メンバーごとのダウンスケール実験結果の間に差が出やすいことがわかった。そのため、本研究では予報値を初期値、境界値として用いる。

本研究で用いた計算領域を第1図に、計算条件・設定を第2表に示す。境界からの影響をなるべく少なくするために、計算領域は、擾乱が境界から約1000km以上離れるように設定した。海面水温は、計算初期時刻の ALERA2の予報値で固定した実験を実施した。水平解像度は20kmと、Nakano *et al.* (2015) 比較してやや大きめに設定し、Kain-Fritsch 積雲対流パラメタリゼーションスキーム (Kain 2004) を使用した。本研究の水平解像度の設定は、最新の研究と比較すると高い水平解像度ではなく、全ての対流を陽に解像することは出来ない。しかし、Chen and Lin (2011) では、2000年から2010年の台風を対象に、High-Resolution Atmospheric Model (HiRAM) を用いた水平解像度25 kmの実験を行い、統計的に良い成績を取めたと報告されている。また、Murakami and Sugi (2010) では、the Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute AGCMs (JMA/MRI AGCM) を用いて、水平解像度20km, 60km, 120km, 180kmの実験を行い、120km以上の

第1表 ALERA2のデータセット。

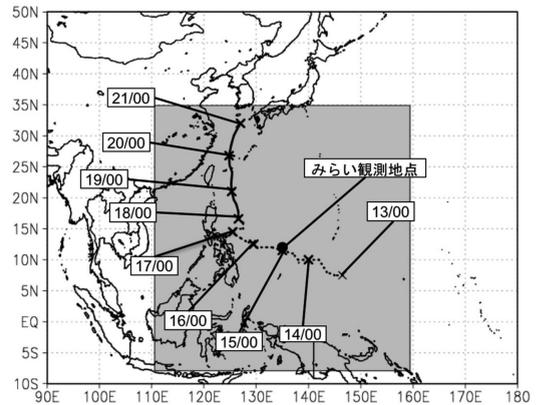
水平格子サイズ	1.25度×1.25度
水平格子数	288×145
鉛直格子数	18層
時間分解能	6時間
メンバー数	63
利用できる値	解析値・6時間予報値

第2表 WRFモデルによるダウンスケール実験条件・設定。

計算領域	東経112度～東経158度 南緯 8度～北緯35度
水平格子サイズ	20 km×20 km
水平格子数	220×220
座標系	デカルト座標系
鉛直層数	40
計算初期時刻	2013年 6月13日00Z から17日00Z まで6時間ごとに17時刻
計算積分時間	5日間
積雲対流パラメタリゼーション	Kain-Fritsch

高解像度の実験によって、台風の発生頻度や台風発生数の将来変化を示したと報告されている。つまり、水平解像度20kmの設定で、本研究の目的である雲システムスケールの組織化と、これに対応する台風発生までの擾乱の発達は十分解像できると考えられる。

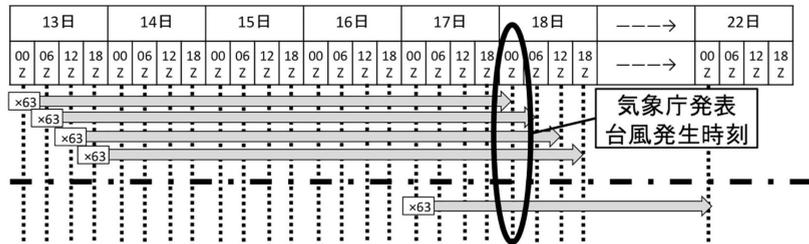
本研究で行う ALERA2-WRF アンサンブルダウンスケール実験の計算期間設定の模式図を第2図に示す。計算初期時刻は、研究対象の台風発生日である6月18日00Z に対して5日前の6月13日00Z から6月17日00Z まで、6時間ごとに計算初期時刻をずらして17点設定する。この17点の計算初期時刻に対して、それぞれ ALERA2の6時間予報値63メンバーから作成した初期値63メンバーを用いて、アンサンブルダウンスケール実験を実施した。台風第1304号に対応する擾乱を ALERA2と気象衛星赤外面像を用いて、台風発生時刻から時間を戻す方向に



第1図 台風第1304号のトラック。実線は18日以降の気象庁発表ベストトラック、破線は18日以前の ALERA2予報値の高度1000 hPa 渦度から作成したトラックを示す。ダウンスケール実験の計算領域をハッチで示す。黒丸は PALAU2013における海洋地球研究船みらいによる観測地点を示す。

主観解析した場合に、その位置を同定出来た最も早い時刻が13日00Z であった。これは、ベストトラックによる台風発生時刻の5日前にあたる。そのため、本研究ではアンサンブルダウンスケール実験の計算期間を全て5日間に設定している。

本研究の対象は、観測プロジェクト PALAU2013 (Pacific Area Long-term Atmospheric observation for Understanding climate change 2013; 城岡ほか2013) で観測された、台風第1304号 (Leepi) の発生過程である。本観測プロジェクトでは、海洋研究開発機構の海洋地球研究船「みらい」MR1303観測航海が実施され、海上でのラジオゾンデ観測や気象レーダー観測などの定点観測を展開した。その集中観測期間中



第2図 ALERA2-WRF アンサンブルダウンスケール計算期間設定の概念図。左から右へ時間が進んでいる。ベストトラックの台風発生時刻 (18日00Z) をハッチで示している。

に、観測地点近傍を後に台風第1304号に発達する擾乱が通過した。その際の観測結果は、ALERA2のデータ同化サイクルによって反映されているほか、本研究では初期値の妥当性を確認する際に用いている（3.1 台風第1304号の概要と観測結果、第6図）。

## 2.2 アンサンブルダウンスケール実験を用いたトラックの作成と台風発生 の判定

本研究では、現実の台風発生時刻から5日前までの熱帯擾乱が台風強度まで発達するメンバーと、発達しないメンバーの差に注目した。以降、本研究では、後に台風強度にまで発達するかしないかに関わらず、初期値に検出された台風に発達し得る熱帯擾乱全てを対象とし、それを擾乱と呼ぶ。そして特に、計算初期時刻のそれを初期擾乱と呼ぶ。

まず、アンサンブルダウンスケール実験結果を用いて、計算初期時刻から計算終了時刻までの擾乱のトラックを客観的に作成した。初めに、以下の式(1)とアンサンブルダウンスケール実験結果で得られた地上10m風を用いて、半径500kmの領域における平均接線風速  $V_{\text{ave}}$  を算出する。

$$V_{\text{ave}}(x, y) = \frac{2.5^\circ}{360^\circ \times \left(\frac{500 \text{ km}}{20 \text{ km}}\right)} \sum_{r=\left(\frac{20 \text{ km}}{20 \text{ km}}\right)}^{\left(\frac{500 \text{ km}}{20 \text{ km}}\right)} \sum_{\theta=\left(\frac{2.5^\circ}{2.5^\circ}\right)}^{\left(\frac{360^\circ}{2.5^\circ}\right)} V_i(r, \theta) \quad (1)$$

式(1)左辺は、ダウンスケール実験におけるデカルト座標系の各格子点  $(x, y)$  で定義される。右辺は、 $(x, y)$  を原点とした局所円筒座標系で記載しており、 $r$  は半径方向の格子点番号、 $\theta$  は東を0度とした円周方向の格子点番号である。また、半径500km以内の領域の各格子点  $(r, \theta)$  の接線風速を  $V_i(r, \theta)$  とした。本研究では、 $r$  方向に25 (半径500km/解像度20km) の格子点 (円周) を設定し、 $r$  毎に144 ( $360^\circ$ /解像度 $2.5^\circ$ ) 分割した格子点、あわせて3600格子点を計算対象とした。今回は、アンサンブルダウンスケール実験の水平解像度20kmの地上10m風速データから、緯線経線方向に2kmの解像度まで線形補間し、その解像度のデータを用いて計算対象の格子点の  $V_i$  を算出した。これを用いて、 $r$  毎に積分した値を格子点数で単純平均した値を  $V_{\text{ave}}$  とし、これを「3.3 発生メンバーと非発生メンバー」以降で擾乱の強さと呼んでいる。最大接線風速と異なり、渦の面的な広がりを反映した強度であること、また相対渦度よりも直

感的に理解しやすい変数であることから、本研究では平均接線風速を擾乱の強さに定義した。

計算初期時刻では、ベストトラックから半径100km以内の格子点全てで  $V_{\text{ave}}$  を算出し、最も値が大きくなる位置  $(x, y)$  を初期擾乱の中心位置  $(x_0, y_0)$  とした。また、ベストトラックから擾乱の移動速度が時速60km以下であることを仮定し、計算初期時刻以降の時刻では、1時間前の擾乱 (もしくは初期擾乱) の位置より60km以内の格子点全てで同様に  $V_{\text{ave}}$  を算出し、最も値が大きくなる位置  $(x, y)$  を擾乱の中心位置  $(x_t, y_t)$  とした。 $(x_0, y_0)$ 、 $(x_t, y_t)$  は、先の地上10m風速データと同様に、2kmの解像度で算出した。

さらに、アンサンブルダウンスケール実験において、擾乱が台風発生まで発達したかどうかを客観的に判定するために、先行研究 (Oouchi *et al.* 2006; Nakano *et al.* 2015) にならい、以下の4つの台風強度・構造についての発生条件を定義した。

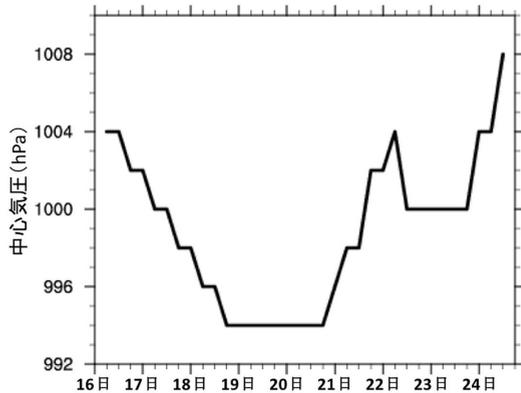
- (1) 中心位置の気圧が1000hPaより低く、かつ半径500km領域の平均気圧より2.5hPa以上低い。
- (2) 中心位置から半径500km領域の高度850hPaの最大渦度が  $3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  より大きい。
- (3) 中心位置の高度700hPa・500hPa・300hPaの気温偏差 (その位置のダウンスケール実験期間平均気温との差) の和が2Kより大きい。
- (4) 中心位置から半径500km領域の地上10mの最大接線風速  $V_{\text{max}}$  が  $17.0 \text{ m s}^{-1}$  よりも大きい。

最大接線風速  $V_{\text{max}}$  は、式(1)で示される  $V_i$  の最大値である。先の方法で作成したトラックを利用し、計算期間の5日間に、上記の4つの条件を同時に全て満たした時点で「台風発生」と判定した。計算期間内にその台風発生が認められたダウンスケール実験のメンバーを「台風発生 (以降、発生メンバーと記す)」、この条件を同時に全て満たした時刻が一度もなかったメンバーを「台風非発生 (以降、非発生メンバーと記す)」と分類した。

## 3. 結果

### 3.1 台風第1304号の概要と観測結果

第1図は、気象庁発表のベストトラックデータとALERA2と気象衛星赤外画像の主観解析による台風第1304号の経路を示す。また第3図は、気象庁発表の台風第1304号の中心気圧の時系列を示す。気象庁は、台風第1304号は6月16日06Zに熱帯低気圧、18日00Z

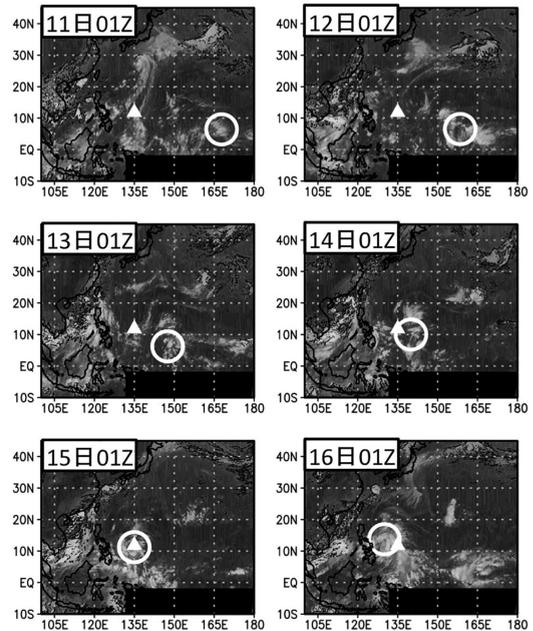


第3図 気象庁発表の台風第1304号の中心気圧の時系列。

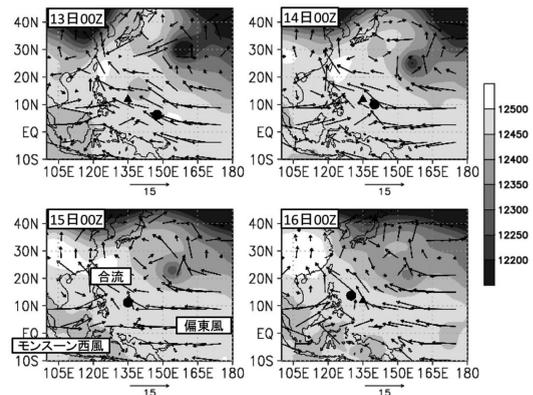
に台風発生と報告している（以降、18日00Zをベストトラックによる発生時刻と記す）。その後台風は、北上して九州に接近するが、21日00Zに九州西方の海域で温帯低気圧となった。

第4図は、気象衛星赤外画像である。16日以前でも、西進する擾乱が台風第1304号の発生に関係していることが確認できる。この擾乱は、11日から北西太平洋中央部で組織化し、発達しながら西進、フィリピン東部に到達している。そこで本研究は、ALERA2の予報値を用いて、13日00Zから17日18Zまでの台風になる前の擾乱のトラックを、「気象衛星赤外画像で確認できる擾乱に対応し、ALERA2の6時間予報値1000hPa面の $1.0 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 以上の正渦度を持つ低気圧性循環の中心」という定義で作成した。ALERA2の63メンバー予報値のアンサンブル平均値から主観的に追跡、解析した擾乱のトラックを第1図に示す。擾乱は、東経145度から西進した後、17日から北上して18日に台風に発達している。

第5図は、ALERA2予報値のアンサンブル平均値より調べた、擾乱近傍対流圏下層の水平風と、対流圏上昇のジオポテンシャル高度の水平分布図である。これより、熱帯域に卓越している東風によって、後に台風第1304号に発達する擾乱が西進していることが分かる。さらに、フィリピンの東およそ1000km付近の海上で、東風とモンスーン西風が合流しており、15日に擾乱は合流域付近に到達したことが分かる。その後、擾乱は転向して北西方向に移動しながら発達し、台風第1304号となった。Sadler (1976) は、1971年6月の台風発達に対する Tropical upper tropospheric



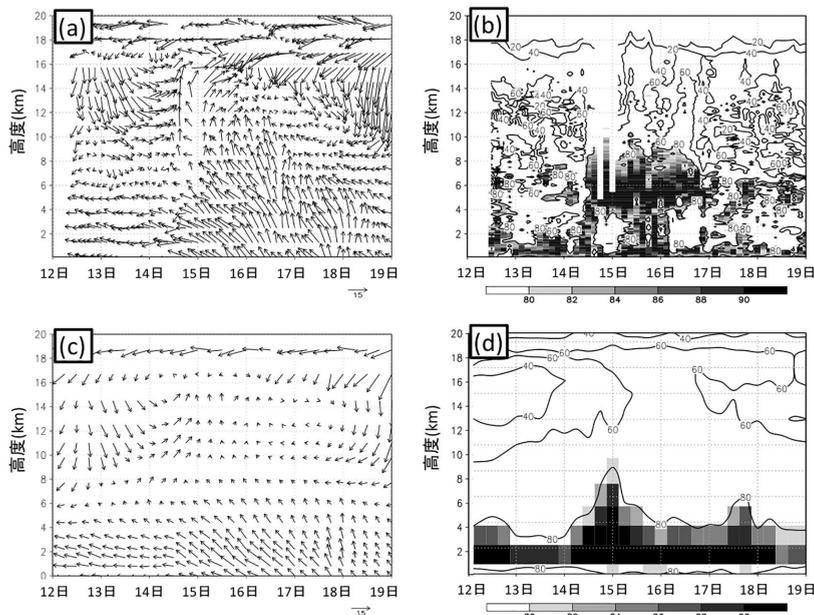
第4図 2013年6月11日～16日の気象衛星赤外画像 (NCEP/CPC 4 km global IR data set より作成)。丸が台風第1304号に対応する擾乱の位置、三角が観測地点を示す。



第5図 ALERA2予報値の平均値による環境場。ベクトルが高度850hPa水平風 ( $\text{m s}^{-1}$ )、丸が台風第1304号に対応する擾乱の位置、三角が観測地点を示す。

trough (TUTT) の役割を記述しているが、今回の事例では擾乱付近に存在していないことも確認した(第5図)。

PALAU2013プロジェクトで実施した、みらい

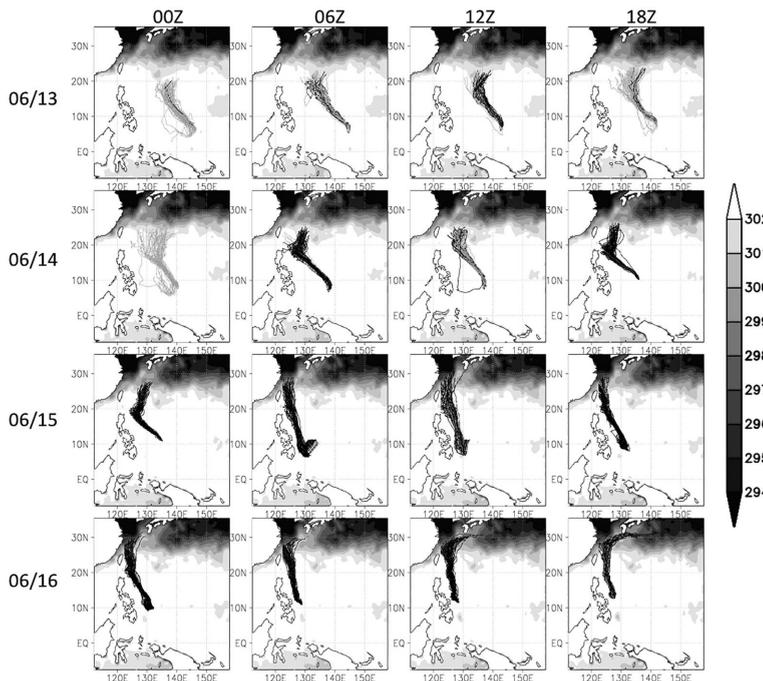


第6図 PALAU2013で実施された海洋地球研究船みらいでのラジオゾンデ観測結果とALERA2の予報値の時間高度断面図(東経135度北緯12度)。(a) 観測による水平風 ( $\text{m s}^{-1}$ ), (b) 観測による相対湿度 (%), (c) ALERA2による水平風 ( $\text{m s}^{-1}$ ), (d) ALERA2による相対湿度 (%)。

MR13-03航海による東経135度北緯12度におけるラジオゾンデ観測結果と、ALERA2の予報値をアンサンブル平均した水平風と相対湿度を第6図に示した。観測結果を見ると、擾乱が観測地点付近に最接近した15~16日で、高度5~10km付近が高い相対湿度になっており、風速も強まっている。また、風向変化も時計回りとなっており、この期間でクラウドクラスターが観測地点の西側を通過したことが確認できる。ALERA2の予報値でも、同様の様子が確認できる。

### 3.2 ALERA2-WRF アンサンブルダウンスケール実験による擾乱のトラック

第7図にALERA2-WRFアンサンブルダウンスケール実験による、計算初期時刻ごとの63メンバーの擾乱のトラックと、計算初期時刻の海面水温を示した。この擾乱のトラックには、台風強度の条件を満たしていない非発生メンバーも含んでいる。第7図によると、すべての実験で擾乱は北~北西進している。これは、Yamada *et al.* (2016) で示された、台風の予報実験による北進バイアスと似た結果となっている。実験毎のトラックと、その予報時刻と同時刻のベストトラックとのずれは、最大でも13日を計算初期時刻にした場合の約1500km



第7図 ALERA2-WRF アンサンブルダウンスケール実験による計算初期時刻ごとのトラック。シェイドが海面水温 (K), 黒線が台風発生メンバー、灰線が非発生メンバーを示す。

程度である。また、同じ計算初期時刻におけるアンサンブルメンバー間での擾乱の中心位置についても、14日00Zを計算初期時刻とした場合の約1800km程度が最大のずれである。北緯20度以南は海面水温が302K以上であるが、それ以北では302K未満の領域が存在している(第7図)。擾乱がその海面水温の低い領域を避けるような計算初期時刻(13日12Zや14日06Z)は、トラックのばらつきが小さい。一方で、擾乱が海面水温の低い領域を避けないような計算初期時刻(13日18Zや14日00Z)は、トラックのばらつきが大きくなった。

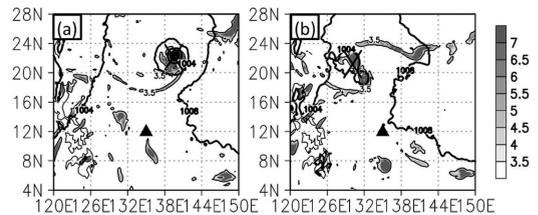
また、計算初期時刻が早くなるほど北上するタイミングが早くなり、18日00Zのベストトラックよりも北東に擾乱が位置している。14日18Z以降を計算初期時刻に設定した場合、ほぼ全てのメンバーがベストトラックによる発生時刻でベストトラックから400km以内に位置している。計算初期時刻が遅くなるほど、台風経路を精度よく再現している。同じ計算初期時刻の異なるアンサンブルメンバーでは、おおよそ同じ方向に進行している結果が得られたため、異なる計算初期時刻を比較した際のトラックの違いについて、本研究では考慮しない。

### 3.3 発生メンバーと非発生メンバー

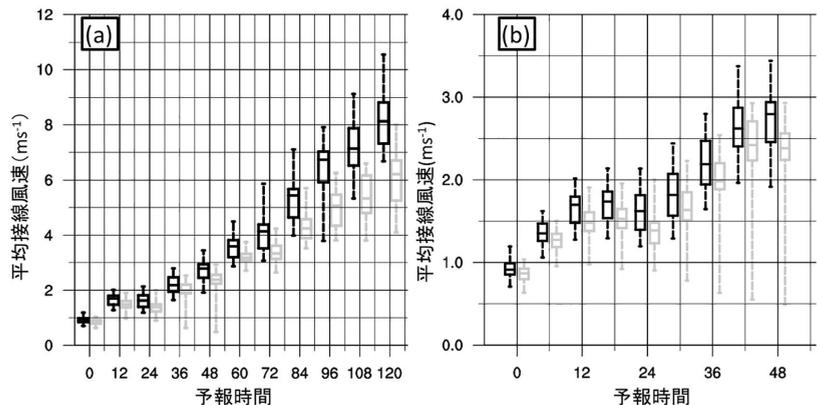
ここで、ALERA2-WRF アンサンブルダウンスケール実験による、発生メンバーと非発生メンバーの違いを示す。第8図は、13日12Zを計算初期時刻に設定した予報5日後の実験結果(5日間予報による18日12Zの結果)のうち、発生メンバーと非発生メンバーそれぞれ1つの相対渦度分布の例である。発生メンバーは、低気圧性循環の強まっている位置と海面気圧の低い位置が対応し、擾乱が発達し台風が発生しているが、非発生メンバーは高渦度域がまとまらず、中心気圧が深まっていないことが分かる。また、台風発生メンバーは、台風第1304号の擾乱と対応した降水域が

存在しているのに対し、非発生メンバーは降水域が顕著ではない(図略)。このように、発生メンバーと非発生メンバーでは、5日後の擾乱の様子に大きな違いが見られた。

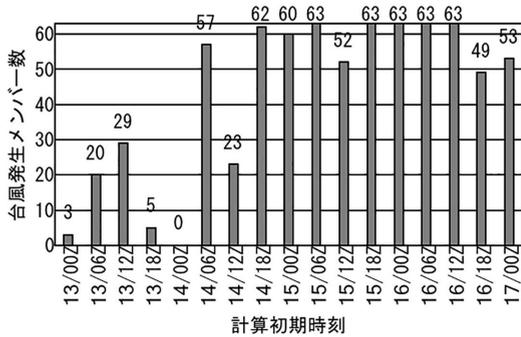
第9図は、13日12Zを計算初期時刻とした場合の、発生メンバーと非発生メンバーで分けた擾乱の強さ(半径500kmの平均接線風速)の時間変化を示している。箱ひげ図により、最大値・最小値(線の上端・下端)と、上位25%値・上位75%値(箱の上端・下端)を示している。計算初期時刻から16日12Z頃まで、擾



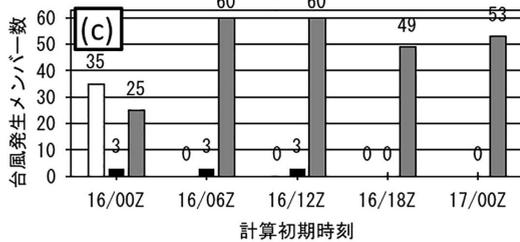
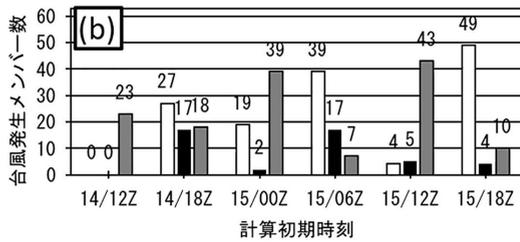
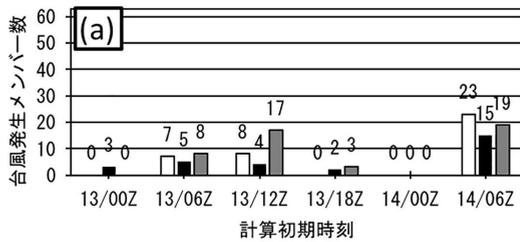
第8図 13日12Zを初期値としたALERA2-WRF アンサンブルダウンスケール実験結果(18日12Z)。(a) 台風発生メンバーの一例、(b) 非発生メンバーの一例。コンターが海面更正気圧(hPa)、シェイドが高度850 hPaの相対渦度( $10^5 \text{s}^{-1}$ )、バツ印が台風第1304号の位置、三角が観測地点を示す。



第9図 13日12Zを初期値としたALERA2-WRF アンサンブルダウンスケール実験結果。(a) 擾乱の平均接線風速の変動幅の時系列、(b) (a)と同じだが、同計算初期時刻から48時間までを拡大した変動幅の時系列。黒で台風発生メンバー、灰色で非発生メンバー(分かりやすいように横軸方向に少しずらしている)、(b)については星印で信頼水準90%のT検定において有意な差があった時刻を示す。箱の下端上端の値はそれぞれ25%値、75%値、箱の中の線は中央値を示す。箱から伸びる線の上端は最大値、下端は最小値を示す。



第10図 計算初期時刻ごとの、5日間予報の台風発生メンバー数。



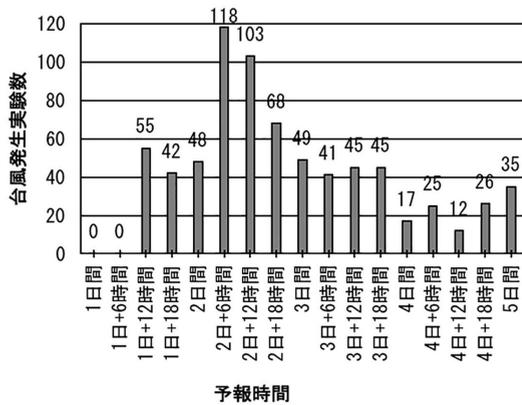
第11図 計算初期時刻ごとの時刻別台風発生メンバー数。(a) 計算初期時刻が13日00Zから14日06Z, (b) 同 14日12Zから15日18Z, (b) 同 16日00Zから17日00Z。ベストトラックによる発生時刻と同じ時刻までに発生したメンバーを黒色, それより6時間前(17日18Z)より早く発生したメンバーを白色, ベストトラックによる発生時刻より遅く発生したメンバーを灰色で示す。

乱は北緯8度から北緯18度付近まで北上し(第7図), 全メンバーの擾乱は発達する傾向にある。その後, 非発生メンバーの擾乱のほとんどは発達せず, 2.2節で示した最大接線風速のしきい値を満たさなかった。発生メンバーと同程度の強さまで発達する非発生メンバーの擾乱もいくつかあったが, 2.2節の気圧のしきい値を下回ることがなく, 非発生メンバーと判定された。

第10図は, 計算初期時刻ごとの発生メンバー数を示している。計算初期時刻を14日18Zから17日00Zに設定した場合, 再現性は最も低い計算初期時刻でも80%程度と高く, 100%の計算初期時刻も多い(期間平均94%)。一方で, 計算初期時刻13日00Zから14日12Zまでは, 14日06Zを除いて50%以下で再現性はとても悪くなり, まったく発生しない時刻もある(期間平均31%)。このように, 発生に対して高い再現性の計算初期時刻の期間(これ以降高再現期間と記し, 14日18Zから17日00Zまでを示す)と低い期間(これ以降低再現期間と記し, 13日00Zから14日12Zまでを示す)が明確に分かれている。計算初期時刻が, ベストトラックによる発生時刻に近いほど発生メンバー数は多い結果であるが, 最もその時刻に近い16日18Zや17日00Zの初期時間では, 少し再現性が下がっている。

第11図では, 17点の計算初期時刻ごとに, 台風発生メンバーを, ベストトラックによる発生時刻までの6時間の間(17日19Zから18日00Z)に発生したメンバー, それよりも遅く(18日01Z以降)発生したメンバー, それよりも早く(17日18Z以前)発生したメンバーに分けて, それぞれの数を示している。例えば, 14日06Zや18Z, 15日06Zを計算初期時刻に設定した場合は, ベストトラックによる発生時刻までに発生するメンバーが多い。一方, 16日06Z以降を計算初期時刻に設定した場合, ほぼ全ての台風発生がベストトラックによる発生時刻よりも遅くなった。全体で見ても, 発生全729実験のうち, 約60%の435実験がベストトラックによる発生時刻よりも発生時刻が遅くなった。つまり, 台風発生までの擾乱の発達(台風発生のタイミング)を, 遅く予報してしまう傾向があることが分かった。

また第12図に, アンサンブルダウンスケール実験結果全1071実験を用いた, 予報時間別発生数を示している。どの計算初期時刻においても, 30時間までは発生メンバー数が0で, 36時間後以降で台風が発生していることがわかる。本来であれば, 48時間前に予報でき

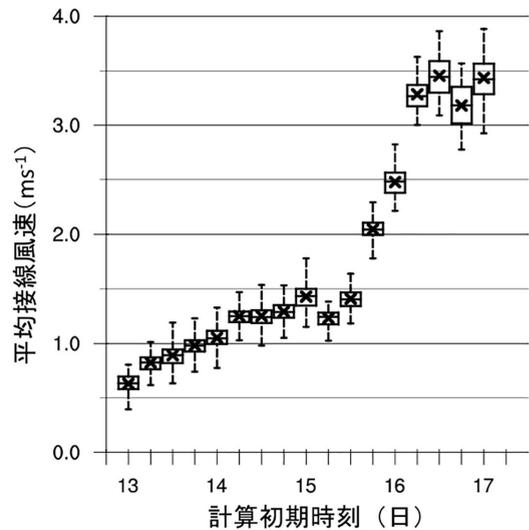


第12図 全アンサンブルダウンスケール実験の予報時間別台風発生実験数。合計は729実験である。

る現象は、24時間前でも予報できることが期待されるが、今回実施した1.25度から20kmに力学的ダウンスケールする方法で、擾乱が台風の強度まで発達するかを予測する場合には、スピニアップの時間が必要となり、少なくとも36時間以上先の台風発生を予測する際に、妥当な結果が得られることが分かった。

### 3.4 擾乱の発達予測と初期値

次に、初期擾乱の強さを調べた。第13図は、ALERA2の63メンバー予報値から作成した、計算初期時刻における半径500kmの平均接線風速（本研究では、「2.2 アンサンブルダウンスケール実験を用いたトラックの作成と台風発生の判定」で記述した方法で算出したこの値を初期擾乱の強さと定義した）である。箱ひげ図により、63メンバーの初期擾乱の強さの平均値と、そのばらつきを同時に示す。初期擾乱は、偏東風とモンスーン西風の合流域（第4図）に接近する14日から徐々に強くなり、15日から急激に発達し、16日以降ではほぼ横ばいである。計算初期時刻ごとの発生メンバー数（第10図）は、初期擾乱が強い時刻（第13図）ほど大きくなるが、その相関関係は低再現期間（13日00Z～14日12Z）での相関係数は0.540で高い正の相関があるものの、高再現期間（14日18Z～17日00Z）での相関係数は-0.166で、相関が弱い。この計算初期時刻の平均接線風速でみると、高再現期間と低再現期間の境は、アンサンブル平均で $1.3 \text{ m s}^{-1}$ であった（第13図）。初期擾乱の強さが同程度のばらつきであっても、初期擾乱が強い計算初期時刻を設定して予報実験を行った場合は、おおよそ全ての初期擾乱



第13図 ALERA2予報値から検出した擾乱の平均接線風速。プロットが63メンバーの平均値、箱の下端上端の値はそれぞれ25%値、75%値を示す。箱から伸びる線の上端は最大値、下端は最小値を示す。

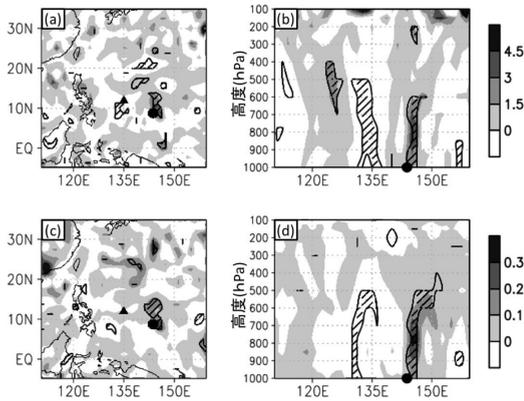
第3表 初期擾乱の強さ別の発生・非発生実験数。

初期擾乱の強さ ( $\text{m s}^{-1}$ )	発生	非発生	発生割合
0.0以上0.5未満	1	6	14%
0.5以上1.0未満	47	179	22%
1.0以上1.5未満	294	132	69%
1.5以上2.0未満	50	1	98%
2.0以上2.5未満	80	0	100%
2.5以上3.0未満	37	5	88%
3.0以上3.5未満	163	17	91%
3.5以上4.0未満	57	2	97%
合計	729	342	68%

が台風の強度まで発達する中に、いくつかその強度まで達しない初期擾乱があるため、高再現期間では相関が弱くなったと考えられる。

次に、計算初期時刻とアンサンブルメンバーを区別せず、全実験の初期擾乱1071個を、その強さで $0.5 \text{ m s}^{-1}$ ごとに分け、それぞれがどの程度の割合で台風に発達したかを第3表に示した。1.0以上 $1.5 \text{ m s}^{-1}$ 未満の値以降から、台風まで発達する割合が増えており、高再現期間と低再現期間の境の値と整合的な結果であることが分かった。

低再現期間の中でも、13日12Zを計算初期時刻と



第14図 ALERA2予報値(初期値)の合成図解析結果(発生29メンバー-非発生34メンバー)。(a)高度850 hPa 相対湿度差の平面図、(b)北緯8.75度相対湿度差の鉛直断面図、(c)高度85 hPa 比湿度差の平面図、(d)北緯8.75度比湿度差の鉛直断面図。シェイドが相対湿度( $10^{\circ}\text{s}^{-1}$ )もしくは比湿度( $\text{g kg}^{-1}$ )、ハッチが信頼水準90%のT検定で有意な差がある領域、丸が台風第1304号に対応する擾乱の位置、三角が観測地点を示す。

した場合、発生メンバーは29メンバー、非発生メンバーは34メンバーであり、およそ50%の再現性であった。擾乱の強さの時間変化を示した第9図によると、計算初期時刻では発生メンバーよりも非発生メンバーは擾乱が弱い。その差は信頼水準90%で有意である。

第14図に、計算初期時刻13日12Zでの発生メンバーと非発生メンバーの合成図解析の結果を示す。発生メンバーと非発生メンバーのいずれも、台風第1304号の初期擾乱付近の下層には低気圧性循環の場合、南西側に比湿度の高い領域が広がっており、その分布に大きな違いは見られない。しかし初期擾乱付近では、発生メンバーの方が強い低気圧性循環であり、比湿度が高くなっており、信頼水準90%で有意な差が見られる。これは、また初期擾乱の位置(北緯8.75度)の経度方向での鉛直断面図では、初期擾乱直上の高度600hPa付近まで有意な差が見られた。他のパラメータ(東西風・南北風・気温)についても、初期擾乱の付近で有意な差がみられている(図略)。また、この発生メンバーと非発生メンバーでの合成図の比較は、14日12Zを対象に行った場合でも、13日12Zと同様の結果が得られた。なお、擾乱付近の比湿度は、同化システム上、初期擾乱の強さと相関して増加していると考えられる。

Gray (1968) の台風発生条件によると、惑星渦度や海面水温が、台風発生に重要な環境場の条件とされている。しかし、発生メンバーと非発生メンバー、及び計算初期時刻のいずれについても同程度の緯度帯を解析しているため、惑星渦度の差はほとんどない。また、ALERA2は共通の海面水温を用いたデータセットであり、発生メンバーと非発生メンバーの差は認められない。

#### 4. 考察とまとめ

本研究では、2013年の観測プロジェクトPALAU2013で観測された、後に台風第1304号に発達する擾乱を対象とし、17点の計算初期時刻(6月13日00Zから6月17日00Zまで6時間ごと)でそれぞれ63アンサンブルメンバー、合わせて1071実験のALERA2-WRFアンサンブルダウンスケール実験を実施し、初期値と擾乱発達予報実験の再現結果の関係を統計的に調べた。

アンサンブルダウンスケール実験による擾乱のトラックを調べると、計算初期時刻ごとに比べても、現実の台風トラックとほぼ同様のトラックであり、同じ計算初期時刻の各メンバー間においても大きな違いは見られなかった。これは、大規模環境場の風に影響を受ける擾乱の移動において、初期値の影響は小さくはないが、およそ同様のトラックを取ることを示している。

そして、初期擾乱のうちのいくつかは本研究で用いたしきい値を満たす台風強度にまで発達したが、計算初期時刻の違いによる台風発生再現性の差が得られた。計算初期時刻の初期擾乱がある程度強くなった計算初期時刻が14日18Zから17日00Zまでは、アンサンブルメンバーのうち、平均して約90%以上が台風発生を再現する高い再現性の期間となり、計算初期時刻が13日00Zから14日12Zでは平均約30%以下の低い再現性の期間と明確に分かれる。計算初期時刻の初期擾乱の強さがある程度強くなると(本研究の定義では、半径500kmの平均接線風速がアンサンブル平均で $1.0 \text{ ms}^{-1}$ よりも大きい)、台風発生を良く予測することができる。

さらに、低い再現性の期間の中でも約50%の発生割合であった計算初期時刻(13日12Z)における発生メンバーと非発生メンバーの合成図解析から、初期擾乱の付近で有意な差を検出することができた。これらの結果からも、台風発生の再現には計算初期時刻の初期

擾乱の強さが影響していることが分かった。初期擾乱が強ければ台風になりやすいという結果は、先行研究 (Emanuel 1989) とも整合的である。

また、計算初期時刻をどこに設定しても、計算を始めてから30時間までは発生実験数が0となっている。この時間は、擾乱の発達 (台風発生) を予測した場合のスピナップと考えられ、それ以上の長さ、本手法の場合は36時間以上の予報時間を設定する必要であることが分かった。そのため、ベストトラックによる発生時刻に近い計算初期時刻を設定した場合では、それよりも遅く発生する実験がほとんどであった。必要な予報時間の長さは、他の事例、他の全球データ、他の領域モデルと、その組み合わせによって異なることが推測されるが、いずれの場合にしても、ダウンスケールを用いた台風強度予報実験を行う際には考慮する必要があることを示している。

さらに、どの計算初期時刻で見ても、ベストトラックによる発生時刻と一致せず、その前後で発生を予報するケースが多い結果となった。今回の結果からは、早く発達する計算初期時刻と遅く発達する計算初期時刻に系統的なものは見出せず、大量のアンサンブルダウンスケール実験を行っても、台風発生のタイミングを正確に予測することは困難であることが確認された。

今後、様々な事例で同様のアンサンブルダウンスケール実験と解析を行うことで、台風発生予測の再現精度を高めるのに必要な情報を検討する結果が得られると期待できる。また、本研究では擾乱の強さ (平均接線風速) について着目したが、その他の力学的パラメータについても、さらなる分析が望まれる。

## 謝 辞

本研究で使用した観測結果を得た、海洋地球研究船みらいMR13-03航海の運航、観測に携わった船員、観測技術員の皆様、茂木耕作博士、長谷川拓也博士、原田哲夫教授、関本岳朗氏には大変お世話になりました。また、清原康友氏には、本研究について大変有益なご助言を頂きました。感謝申し上げます。本研究の一部は、気候変動リスク情報創生プログラムの助成を受けていて、JSPS 科研費 26282111と17H02956の助成を受けたものです。また、本研究の一部は京都大学学術情報メディアセンターのスーパーコンピュータを利用して実施しました。

## 参 考 文 献

- Chen, J. H. and S. J. Lin, 2011: The remarkable predictability of inter-annual variability of Atlantic hurricanes during the past decade. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L11804, doi:10.1029/2011GL047629.
- Chen, C.-Y., Y.-L. Chen and H. V. Nguyen, 2014: The spin-up process of a cyclone vortex in a tropical cyclone initialization scheme and its impact on the initial TC structure. *SOLA*, **10**, 93-97.
- Emanuel, K. A., 1989: The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3431-3456.
- Enomoto, T., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori and W. Ohfuchi, 2008: Description of AFES 2: Improvements for high-resolution and coupled simulations. *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*, Springer, New York, 77-97.
- Enomoto, T., T. Miyoshi, Q. Moteki, J. Inoue, M. Hattori, A. Kuwano-Yoshida, N. Komori and S. Yamane, 2013: Observing-system research and ensemble data assimilation at JAMSTEC. In: *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications (Vol. II)*, S. K. Park and L. Xu (eds.), Springer, 509-526.
- 筆保弘徳, 2013: 台風研究の最前線 (上) —台風力学—, 第2章, 台風発生過程. *気象研究ノート*, (226), 27-64.
- Fudeyasu, H., Y. Wang, M. Satoh, T. Nasuno, H. Miura and W. Yanase, 2008: Global cloud-system-resolving model NICAM successfully simulated the lifecycles of two real tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L22808, doi:10.1029/2008GL036003.
- Ge, X., T. Li and M. S. Peng, 2013: Tropical cyclone genesis efficiency: Mid-level versus bottom vortex. *J. Trop. Meteor.*, **19**, 197-213.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- Hogsett, W. and D. L. Zhang, 2010: Genesis of Typhoon Chanchu (2006) from a westerly wind burst associated with the MJO. Part I: Evolution of a vertically tilted precursor vortex. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3774-3792.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, **230**, 112-126.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170-181.
- Michalakes, J., J. Dudhia, D. Gill, T. Henderson, J.

- Klemp, W. Skamarock and W. Wang, 2004: The Weather Research and Forecast Model: Software Architecture and Performance. In: Proceedings of the 11th ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing In Meteorology, 25-29 October 2004, Reading, U.K., George Mozdzynski (ed).
- Miyoshi, T. and S. Yamane, 2007: Local ensemble transform Kalman filtering with an AGCM at a T159/L48 resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3841-3861.
- Murakami, H. and M. Sugi, 2010: Effect of model resolution on tropical cyclone climate projections. *SOLA*, **6**, 73-76.
- Nakano, M., M. Sawada, T. Nasuno and M. Satoh, 2015: Intraseasonal variability and tropical cyclogenesis in the western North Pacific simulated by a global nonhydrostatic atmospheric model. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 565-571.
- Nolan, D. S., E. D. Rappin and K. A. Emanuel, 2007: Tropical cyclogenesis sensitivity to environmental parameters in radiative-convective equilibrium. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2085-2107.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima and A. Sumi, 1997: Description of CCSR/NIES atmospheric general circulation model. *CGER's Supercomput. Monogr. Rep.*, (3), 1-48.
- Ohfuchi, W., H. Nakamura, M. K. Yoshioka, T. Enomoto, K. Takaya, X. Peng, S. Yamane, T. Nishimura, Y. Kurihara and K. Ninomiya, 2004: 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator: Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Simulator*, **1**, 8-34.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 259-276.
- Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1266-1278.
- Satoh, M., T. Matsuno, H. Tomita, H. Miura, T. Nasuno and S. Iga, 2008: Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulations. *J. Comput. Phys.*, **227**, 3486-3514.
- Satoh, M., H. Tomita, H. Yashiro, H. Miura, C. Kodama, T. Seiki, A. T. Noda, Y. Yamada, D. Goto, M. Sawada, T. Miyoshi, Y. Niwa, M. Hara, T. Ohno, S. Iga, T. Arakawa, T. Inoue and H. Kubokawa, 2014: The Non-hydrostatic Icosahedral Atmospheric Model: Description and development. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **1**, 18, doi:10.1186/s40645-014-0018-1
- Shingu, S., H. Takahara, H. Fuchigami, M. Yamada, Y. Tsuda, W. Ohfuchi, Y. Sasaki, K. Kobayashi, T. Hagiwara, S. Habata, M. Yokokawa, H. Itoh and K. Otsuka, 2002: A 26.58 Tflops global atmospheric simulation with the spectral transform method on the Earth Simulator. Proceedings of the 2002 ACM/IEEE Conference on Supercomputing, <https://doi.org/10.1109/SC.2002.10053>
- Singh, R., P. K. Pal, C. M. Kishtawal and P. C. Joshi, 2005: Impact of bogus vortex for track and intensity prediction of tropical cyclone. *J. Earth Syst. Sci.*, **114**, 427-436.
- 城岡竜一, 耿 驃, 鈴木順子, 久保田尚之, 勝俣昌己, 横井 覚, 清木亜矢子, 山田広幸, 那須野智江, 篠田太郎, 上田 博, 2013: 西部熱帯太平洋域で実施した大気海洋集中観測 PALAU2013. 日本気象学会2013年度秋季大会講演予稿集, D151.
- Tomita, H. and M. Satoh, 2004: A new dynamical framework of nonhydrostatic global model using the icosahedral grid. *Fluid Dyn. Res.*, **34**, 357-400.
- Yamada, H., T. Nasuno, W. Yanase and M. Satoh, 2016: Role of the vertical structure of a simulated tropical cyclone in its motion: A case study of Typhoon Fengshen (2008). *SOLA*, **12**, 203-208.
- Yuan, X., X.-Z. Liang and E. F. Wood, 2011: WRF ensemble downscaling seasonal forecasts of China winter precipitation during 1982-2008. *Clim. Dyn.*, **39**, 2041-2058.

The Analysis of The Initial Data Dependence on Forecast  
Experiments for The Tropical Cyclogenesis: The Case Study  
of Typhoon Leepi (1304) Observed by PALAU2013

Hiroaki YOSHIOKA<sup>\*1</sup> • Hironori FUDEYASU<sup>\*2</sup> • Takeshi ENOMOTO<sup>\*3,4</sup>  
Masaki KATSUMATA<sup>\*4</sup> • Akira YAMAZAKI<sup>\*4</sup> • Satoru YOKOI<sup>\*4</sup>  
Satoki TSUJINO<sup>\*5</sup> • Ayumi MASUDA<sup>\*6</sup> • Ryuichi SHIROOKA<sup>\*4</sup>

<sup>\*1</sup> *Graduate School of Education, Yokohama National University (Present affiliation: Graduate School of Science, Kyoto University).*

<sup>\*2</sup> *(Corresponding author) Faculty of Education and Human Sciences, Yokohama National University, 79-2 Tokiwadai, Hodogaya-ku, Yokohama, 240-8501, Japan.*

<sup>\*3</sup> *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.*

<sup>\*4</sup> *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology.*

<sup>\*5</sup> *Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University.*

<sup>\*6</sup> *Graduate School of Education, Yokohama National University.*

(Received 3 April 2015; Accepted 20 September 2017)

---