

弱コリオリ下でのハリケーンのアサンブル予報実験

*吉岡大秋（京都大学大学院理学研究科）・榎本剛（京都大学防災研究所）

1 はじめに

一般に低緯度で台風は発生しない(台風強度まで発達しない)とされている(Anthes, 1982; McBride, 1995)が、台風の発生および強度発達に重要とされる条件(Gray, 1968)のうち、「惑星渦度が大きい」という条件を満たしていなくても稀に台風が発生(台風強度まで発達)している。また、他にも台風強度についての理論が、複数提唱されている。例えば、Ooyama(1964, 1969)は、壁雲付近の対流有効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy, CAPE)が大きいことが、発達条件であると提案している。

1.1 観測事実

図1にWMOのベストトラックデータ International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS; Knapp et al., 2010) v03r09を用いて、1981年から2015年までの間に西太平洋及び多島海域で発生した台風の位置を示す。IBTrACSに記録されている当該期間の全海域の熱帯低気圧2004個のうち、19個が北緯5度から南緯5度までの領域(赤道域)で発生した。

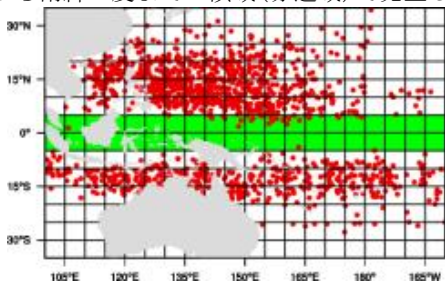


図1. 1981年から2015年の台風発生位置の分布 (IBTrACS-v03r09)。緑色で、南緯5度から北緯5度までの赤道域を示す。

これまで赤道域で発生した台風については、北緯1.5度で発生した、2001年台風26号VAMEIについて、Boruneo渦との関連から多く研究されている(Liu et al., 2009; Chambers and Li, 2007)。しかし、Chang et al. (2003)では、環境場(Cold surge)が大きく影響している特殊な状況のため、赤道域で発生する台風の理解については、他事例の解析の必要性を示唆している。

1.2 数値シミュレーション

惑星渦度と台風については、DeMaria and Pickle(1988)で、水平解像度25km鉛直3層の静力学モデルを用いた理想実験で、 f 面を仮定して北緯 $10 \cdot 20 \cdot 30 \cdot 40$ 度とした場合の実験を行い、

低緯度の方がより急速に発達し、サイズが小さい台風になることが示されている。しかし、最先端の研究と比較すると、水平解像度が荒く、鉛直層数が少ないという問題点もある。

そこで、非静力学モデルを用いた研究に注目すると、これまで様々な台風を対象とした研究が行われてきた。Hamill and Galarneau(2013)では、全球アンサンブルデータ NOAA's 2nd-generation global ensemble reforecast dataset (GEFSR2; Hamill et al., 2013)を、領域モデル WRF-ARW v3 (Skamarock et al., 2008)を用いて、台風のトラックを対象としたアンサンブルダウンスケール実験を行った。この手法では、摂動を与えた複数の初期値・境界値による実験を行うため、その実験結果の不確かさを解析出来る利点がある。また、WRFは、NCEPや他の機関の現業予報で用いられている領域モデルで、台風発生の再現を試みた研究にも、多くの実績がある(Ge et al., 2013; Hogsett and Zhang, 2010)。

1.3 ハリケーン PALI

2016年1月にハリケーンPALIが中部太平洋赤道域で発生した。Joint Typhoon Warning Center (JTWC)による、ハリケーンPALIのベストトラックを図2に示す。PALIは、7日12Zに熱帯低気圧強度に、その6時間後の7日18Zに北緯4.4度で台風強度に発達した。その後北上しながら発達し、12日18Zに中心気圧が977hPa、最大風速 43.7ms^{-1} の最盛期を迎えた。その後、強度を弱めながら南下し、15日12Zに消滅した。

本研究では、このハリケーンを対象にアンサンブルダウンスケール実験を行い、コリオリ力(惑星渦度)がハリケーンの強度にどのように影響しているかを調べる。

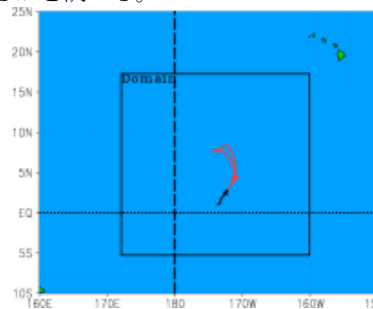


図2. JTWCによるハリケーンPALIのベストトラック。赤線で台風強度、黒線で熱帯低気圧強度の期間、黒枠でダウンスケール実験計算領域、黒点線で赤道、黒破線で日付変更線を示す。

3 研究手法

3.1 アンサンブルダウンスケール実験

3.1.1 実験設定

本研究では、全球アンサンブルデータ GEFSR2 を用いて初期値を複数用意し、領域モデル WRF によるダウンスケール実験を行った。

GEFSR2 は、National Centers for Environmental Prediction (NCEP) の現業モデルである Global Ensemble Forecast System (GEFS) を用いたデータセットである。このデータセットについての情報は表 1 に示す。GEFSR2 に含まれていない、土壌データ及び海面水温は、NCEP Final Operational Global Analysis data の値を、全てのメンバーに共通の値として与え、大気のみ摂動を持つダウンスケール実験を行った。

表 1. GEFSR2 について

大気データ	GEFSR2
土壌データ	NCEP FNL analysis
水平格子サイズ	1度×1度
鉛直層数	11 (下端 1000hPa 上端 10hPa)
メンバー数	11
データ同化手法	ETR (Wei et al., 2008)

本研究では、領域モデルとして WRF-ARW v. 3.6.1 (Skamarock et al., 2008) を用いた。PALI のトラックを覆うような計算領域を設定した (図 2)。水平解像度は 10km と、最新の研究と比較してやや大きめに設定し、積雲対流パラメタリゼーション (Kain-Fritsch scheme, Kain 2004) を使用した。この解像度では、全ての対流を陽に解像することは出来ないが、本研究の目的である台風発生までの擾乱の発達は十分解像されると考えられる (Murakami and Sugi, 2010)。また、6 時間毎に摂動を与えた境界値で強制している。主要なダウンスケール実験設定を、表 2 に示した。

表 2. ダウンスケール実験設定

モデル	WRF-ARW v3.6.1
水平格子サイズ	10km×10km
水平格子数	250×250
鉛直格子数	40 (下層を密に)
タイムステップ	30 秒
積雲対流 パラメタリゼーション	Kain-Fritsch scheme
計算初期時刻	2016 年 1 月 1 日 00Z から 8 日 00Z まで
予報期間	24 時間おきに 8 点 7 日間

3.1.2 コリオリ力の感度実験

本研究では、コリオリ力の影響を考察するために、異なるコリオリ力を与えるダウンスケール実験を行った。実際のコリオリ力を与える通常の実験を CTL 実験と呼び、相対的に 10 度北に動かした緯度のコリオリ力を与える実験を +10° 実験と呼ぶ。同様に、20 度北の実験を +20° 実験、10 度南の実験を -10° 実験と呼ぶ。それぞれ、南北方向にコリオリ力を変化させている (ベータ効果)。東西方向には実際と同じ経度を与えた。また、コリオリ力のみ異なるものを与えており、初期値・境界値の大気の情報には CTL 実験と同じものを用いた。

3.2 トラッキング手法

本研究では、850hPa 高度の 1 辺が 400km の正方形領域の面平均相対渦度が最大になる点を、計算初期時刻のハリケーンの位置とし、それ以降は前の時刻から 150km 以内の地点で同様の点を検索することで、ダウンスケール実験でのトラックを作成した。

また、台風の構造を持った上で、一般的な台風の強度に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・構造の条件を定義した。

- (1) 中心気圧が 1000hPa より低く、かつ正方形領域の面平均気圧より 2.5hPa 以上低い。
- (2) 正方形領域の高度 850hPa の面平均渦度が $3.5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ より大きい。
- (3) 中心の高度 700hPa・500hPa・300hPa の気温偏差 (7 日間平均気温との差) の和が 0K より大きい。
- (4) 正方形領域の地上 10m の最大風速が 17.0ms^{-1} よりも大きい。

これらの 4 条件を、予報期間に一度でも同時に全て満たしたものを「台風発生」と判定した。

4 結果

4.1 環境場

初めに、再解析データ ERA-interim を用いて、ハリケーン PALI 付近の環境場を解析した。海面水温および CAPE の分布を、図 3、図 4 にそれぞれ示す。ハリケーン PALI の付近は、海面水温が高く、CAPE の値が大きい領域にあたる事が分かる。Gray (1968) で提案されているその他条件も、「鉛直シアが小さい」というもの以外は満たされている環境場であった。

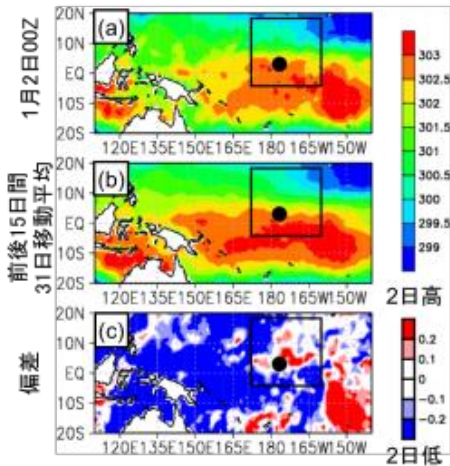


図 3. 中部太平洋赤道域における海面水温 (K) の分布。(a) は 2016 年 1 月 2 日 00Z の値、(b) は 2 日 00Z を中心とした 31 日移動平均値、(c) は (a) から (b) を引いた値、黒丸でハリケーン PALI の位置、黒枠で計算領域を示す。

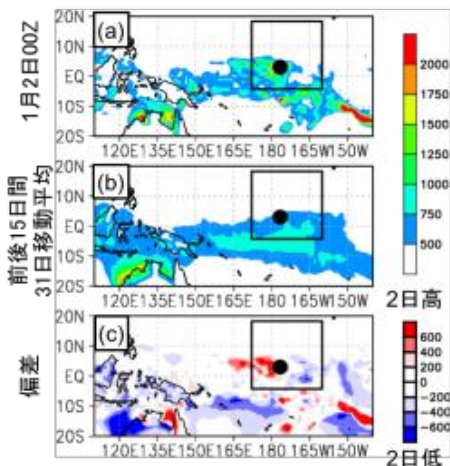


図 4. 図 3 と同様。ただし CAPE (Jkg^{-1}) の分布。

4.2 ダウンスケール実験解析結果

本稿では、02 日 00Z を計算初期時刻に設定したダウンスケール実験の解析結果を示す。

4.2.1 トラック

図 5 に、+20°実験、+10°実験、CTL 実験、-10°実験それぞれのトラックを示す。CTL 実験で、発生メンバー9、非発生メンバー2であった。一方で+20°実験、+10°実験では全メンバーが発生、-10°実験では全メンバーで非発生であった。全ての実験で、ハリケーンはおおよそ同じ緯度帯に位置しているの、今回はメンバー及び実験の違いによる、トラックの違いについては考慮しない。

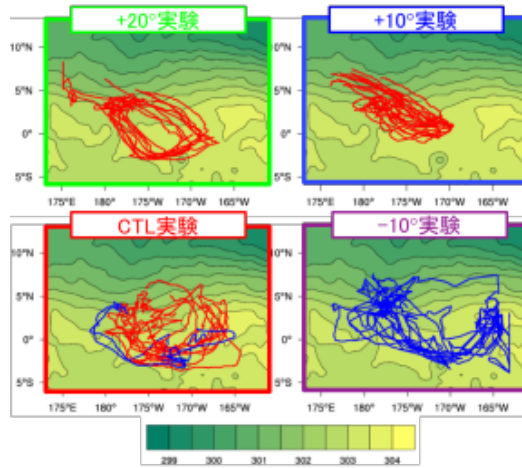


図 5. 各実験のトラック。赤線で台風発生メンバー、青線で非発生メンバー、シェイドで海面水温 (K) を示す。

4.2.2 ハリケーンの強度と大きさ

図 6 に、+20°実験、+10°実験、CTL 実験、-10°実験それぞれの海面気圧と風の分布を示す。いずれも、同じ大気場の、あるメンバーからダウンスケール実験を行い、計算初期時刻 (02 日 00Z) から 6 日後 (08 日 00Z) の結果である。CTL 実験については、ベストトラックとおおよそ同じ緯度に位置し、台風強度に達している。

CTL 実験と比較すると、+10°実験、+20°実験はハリケーンがより大きく、強くなっていることが分かる。一方、-10°実験では台風強度まで発達していない。また、+10°実験と+20°実験を比較すると、ハリケーン大きさと強度に大きな違いがないことが分かる。

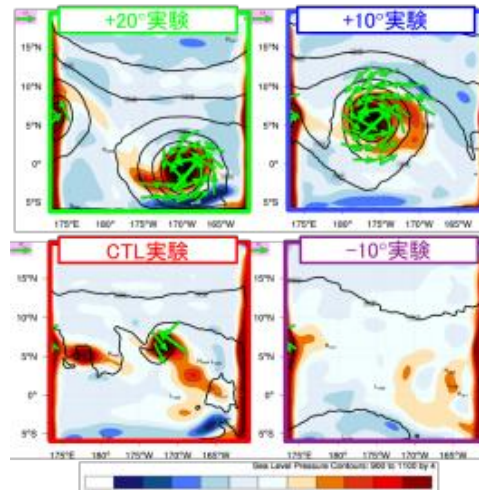


図 6. 各実験のハリケーンの様子。シェイドで 850hPa 高度の相対湿度 (s^{-1})、コンターで海面気圧 (hPa)、ベクトルで地上 10m 水平風 (ms^{-1} 、 $17ms^{-1}$ 以上のみ) を示す。縦軸の緯度はいずれも CTL 実験のものを示す。

4. 2. 3 ハリケーンの強度の時間変化

図7に+20°実験、+10°実験、CTL実験、-10°実験それぞれのハリケーンの強度（中心気圧）、気圧のバラつき（中心気圧のアンサンブルスプレッド）、CAPEの平均値を示した。-10°実験を除いた3つの実験では、ハリケーンが低下し、台風強度（1000hPa未満）に達している。また、それと共にCAPEが減少し、CAPEをエネルギーとして使いハリケーンが発達していることが分かる。この結果は先行研究（Ooyama, 1964;1969）とおおよそ一致している。

また、CTL実験と+10°実験を比較すると、+10°実験の方が、中心気圧が大きく低下し発達しているが、同様に+10°実験と+20°実験を比較すると、中心気圧のアンサンブル平均の最低値には大きな差が無い。CAPEの平均値を比較すると、36時間後から96時間後の間、最大で約750Jkg⁻¹程度、+20°実験よりも+10°実験の方がハリケーン付近のCAPEの値が大きく、96時間後以降CAPEを大きく減少させ、気圧が低下していることがわかる。つまり、コリオリ力が大きくなるほどハリケーンが強くなるわけではなく、どこかの緯度にしきい値があることを示唆している。

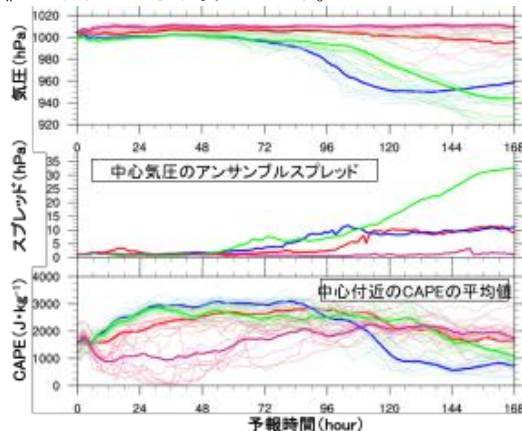


図7. 各実験のハリケーンの強度変化の時系列。黄緑で+20°実験、青で+10°実験、赤でCTL実験、紫で-10°実験、太線でアンサンブル平均値、細線でアンサンブルメンバーを示す。

5. まとめ・今後の展望

本研究では、全球アンサンブルデータ GFSR2を領域モデル WRF-ARW を用いてダウンスケールすることで、2016年1月7日に発生したハリケーン PALI の予報実験を行った。発生時刻の5日前の1月2日を計算初期時刻に設定することで、PALIの初期渦が、台風強度まで発達する様子を再現することが出来た。また、PALI 付近のCAPEをエネルギーとして使い、発達した結果を得た。

コリオリ力の感度実験とその解析結果から、コリオリ力がハリケーン強度に大きく影響する緯

度帯と、あまり影響しない緯度帯があることが示唆された。今回の解析では、CTL実験と+10°実験の強度の差と、+10°実験と+20°実験の強度の差を比較すると、後者ではコリオリ力の増加に伴う強度の増大は見られなかった。

今後は、各実験間や、同実験内でのアンサンブルメンバーの詳細な比較、解析を行い、コリオリ力がハリケーン強度にどの程度影響を与えるのかを、定量的に示すことを目指す。

参考文献

- Chang, C.-P., C.-H. Liu, and H.-C. Kuo. 2003: Typhoon Vamei: An equatorial tropical cyclone formation, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1150, doi: 10.1029/2002GL016365.
- Hamill, T., and T., Galareau, 2013: GEFS reforecasts: a data set suitable for initializing retrospective WRF forecasts Tom Hamill 1 and Tom Galareau 2 NOAA ESRL, Physical Sciences Division.
- Hamill, T., Bates, G., Whitaker, J., Murray, D., Fiorino, M., and Galareau, T., 2015: Description of the 2nd-Generation NOAA Global Ensemble Reforecast Data Set, *NOAA Earth System Research Lab, Physical Sciences Division Boulder, Colorado, USA.*
- Hogsett, W., and Zhang, D. L., 2010: Genesis of Typhoon Chanchu (2006) from a westerly wind burst associated with the MJO. Part I: Evolution of a vertically tilted precursor vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(12), 3774-3792.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170-181.
- Murakami, H., and Sugi, M., 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, doi:10.1002/2014GL062479.
- Ooyama, K., 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26(1), 3-40.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Dudhia, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, Y. (2008). A description of the advanced research WRF Ver. 3.0. NCAR Technical Note (p. 113). NCAR/TN-475.