

対流圏界面付近の力学場が熱帯低気圧に与える影響について

○小林健太 (九州大学大学院 総合理工学府) 江口菜穂 (九州大学 応用力学研究所)
伊藤耕介 (琉球大学 理学部) 那須野智江 (海洋研究開発機構)

1.はじめに

今日、熱帯低気圧 (TC) は壊滅的な被害をもたらす災害として世界的に広く関心が持たれており、TC の進路と強度の予報は被害を防ぐために最も重要な要素である。しかし、TC の構造や周辺環境の影響をモデルで正確に表現できていなかったために TC の予報が大きく外れてしまった事例が多く存在する。

一方で、TC の構造や強度への観点から、成層圏との関係が注目されつつある。Gilford *et al.* [2017] では TC のポテンシャル強度 (PI: Potential Intensity) の季節的な周期を北大西洋 (NA), 北東太平洋 (ENP), 北西太平洋 (WNP), 北インド洋 (NI), 南半球 (SH) の 5 つの主要 TC 発達地域において調査した。その結果、PI は下部成層圏 (LS: Lower Stratosphere) の気温の季節周期と関連があることが分かり、特に WNP 領域では PI が LS の気温の影響を通年で受けていることが分かった。Kodera *et al.* [2015] では、観測結果より 2009 年と 2010 年の 1 月にそれぞれ発生した成層圏突然昇温現象 (SSW: Sudden Stratospheric Warming) に伴うオーバーシュート対流雲 (熱帯対流圏界面平均高度約 17 km よりも高い雲頂高度をもつ雲) の役割を調査した。その結果、SSW が発生したことにより成層圏南北循環 (Brewer-Dobson 循環) が強化され LS が冷え、TC 等の積雲対流活動が活発化することを示した。Noguchi *et al.* [2020] では 2019 年に発生した南半球 SSW が熱帯の対流活動に与える影響を、現実的な環境下での一連の AGCM のアンサンブル実験を通して検討した。その結果、SSW が発生することで赤道域の成層圏で 4 K の降温が確認され、TC 強度に影響を与えうることが示唆された。Takemi and Yamamsaki. [2020] は、北太平洋で発生した TC の環境場から、対流圏界面

高度と対流圏気温減率を変化させたシミュレーションを行い TC への影響をそれぞれ確認し、TC の最大風速には対流圏界面高度の変化よりも対流圏気温減率の変化のほうが与える影響が大きいことを明らかにした。

これらの研究は、成層圏の TC に対する影響を示唆するが、上部対流圏 (UT: Upper tropopause) や LS の気温場が TC に与える定量的な影響やその詳細なメカニズムは未だ明らかになっていない。そのため、本研究ではその第一歩として、UT や LS の力学場が TC に与える影響を、理想化された二次元軸対称大気海洋結合モデル [Rotunno and Emanuel, 1987; Ito *et al.*, 2010] を用いて評価することを目的とした。また、積雲対流パラメタリゼーションを用いない全球雲解像モデル NICAM (Nonhydrostatic ICosahedral Atmosphere Model) [Tomita and Satoh, 2004; Satoh *et al.* 2008; 2014] を用いて、2019 年 9 月に発生した SSW 時の UT/LS の気温時系列と TC の発生状況を確認した。

2. 二次元軸対称モデルを用いた解析

本研究では Rotunno and Emanuel [1987] の二次元軸対称モデルを大気海洋結合に改良した二次元軸対称大気海洋結合モデル [Ito *et al.*, 2010] を使用した。本モデルの主な設定を Table.2.1 に、気温の鉛直プロファイルを図 Fig.2.1 に示す。

Table.2.1 二次元モデルの主な実験設定

数値モデル	二次元軸対称大気海洋結合モデル (Rotunno and Emanuel 1987 ; Ito et al., 2010)
グリッドサイズ	dr=3.75km dz=0.35km
グリッド数	水平400 x 鉛直100
期間	15日間
放射スキーム	Newtonian cooling
コリオリパラメータ	$5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (北緯20度)
初期渦風速	12m/s (中心から100km)
海面水温 (SST)	28, 30, 32 °C

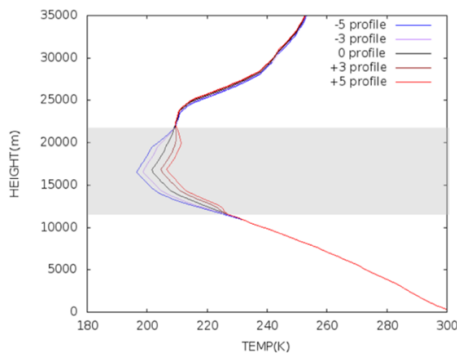


Figure.2.1 気温 [K] の鉛直プロファイル. 青線が -5 K, 紫線が -3 K, 黒線が 0 K (コントロール実験), 茶線が +3 K, 赤線が +5 K UT/LS の気温を変化させた場合の鉛直プロファイルを示す. グレー領域は気温を変化させた 200~60 hPa の高度範囲である.

本研究では海洋結合および海洋非結合バージョンの 2 種類の実験を実施した. 本報告書では, SST 28 度の結果のみを示す. UT や LS の気温場が TC に与える影響を確認するために, 200 hPa から 60 hPa の気温プロファイルを -5 K から +5 K の範囲で 1 K 刻みで変更した実験を行った. 気温を変化させていない実験をコントロールランとした. この温度変化の幅は, SSW 発生時, および赤道波が発生した際に, 熱帯の UT や LS で局所的に起こりうる温度変化幅である [e.g., Eguchi *et al.* 2010].

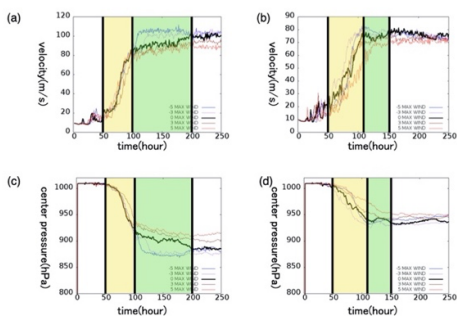


Figure.2.2 最大風速(m/s; a, b)と中心気圧(hPa; c, d)の時間発展. SST28 度実験. (a) (c) は海洋非結合, (b) (d) は海洋結合の結果. 線の配色は Fig.2.1 と同様. 図中の黄, 緑領域はそれぞれ発達期, 最盛期を示す.

Table.2.2 Bister and Emanuel の式 (左) および Holland の式 (右) を用いて算出した MPI の計算結果. SST 28 度, 海洋非結合の場合, 最盛期 (100~200 時間)で計算.

	MPI		MPI
-5	71.4m/s	-5	818.1hPa
-3	70.9m/s	-3	817.1hPa
0	68.4m/s	0	809.4hPa
3	67.7m/s	3	805.8hPa
5	67.1m/s	5	803.4hPa

Fig.2.2 に最大風速と中心気圧の時間発展を示す. Fig.2.2 より, 海洋非結合の場合, 最大風速は -5 K と +5 K で最大約 35 m/s の差が, 中心気圧は最大約 50 hPa の差があった. 海洋結合の場合, 最大風速は -5 K と +5 K で最大約 30 m/s の差が, 中心気圧は最大約 40 hPa の差があった. 海洋結合の場合, 最大風速差は 15 m/s, 中心気圧差は 10 hPa だけ海洋非結合の場合よりも小さくなるが, いずれも UT/LS の気温を下げた実験では最大風速が強まり中心気圧は低くなり, TC の強度が増すことが分かる.

続いて Bister and Emanuel [1998] および, Holland [1997] より求めた MPI の計算結果を示す (Table.2.2). Table.2.2 より理論式に従うと, MPI の計算では -5 K 実験とコントロール実験の風速差は 5% 程度と予想されるが, Fig.2.2 のシミュレーション結果では最大 20% 程度の差が生じており, MPI 計算で予想されるよりも大きな風速変化が起きていることが分かる. さらに最大風速, 中心気圧いずれの MPI も, UT/LS の気温を下げたほうが, 上げた場合よりも変化幅が大きいたことが分かる.

次に, 二次循環の時間変化を確認するために, Fig.2.3 に海洋非結合の場合の下層風と上層風の時間半径断面, 鉛直風の時間高度断面を示す.

UT/LS の気温を 5 K 下げた実験では, まず発達期に鉛直風と上層風が強まり, 時間経過とともに鉛直風の強い領域の高度が下がり, 100 時間経過時 (最盛期開始時) に中層の鉛直風と上層の鉛直風の強い領域が結合して深い対流が形成され, その後下層風

が強化されていることが分かる。さらに時間が経過すると、鉛直風の強い領域が高度に移動している様子がみられる。一方、UT/LS の気温を 5 K 上げた実験では、下層風が最初に強まり、時間経過とともに鉛直風と上層風が強まる様子がみられた。

最後に、Fig.2.4 に海洋非結合の場合の TC の中心付近の気温と相当温位のコントロール実験からの偏差の時間高度断面を示す。

Fig.2.4 より、気温を 5 K 下げた実験では、発達期に UT/LS 付近の寒冷な空気塊が TC 中心に入り込むことで、TC 上層に不安定な環境場が形成され、5 K 上げた実験では逆に安定な環境場が形成されていたことが分かる。

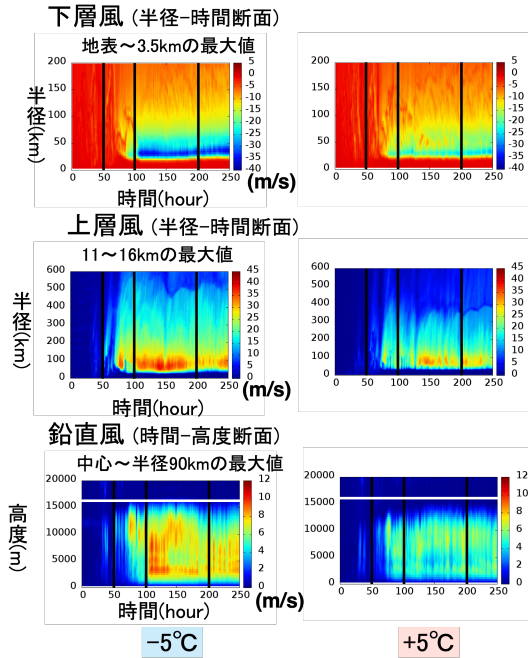


Figure.2.3 二次循環に伴う(上段)下層風, (中段)上層風の時間半径断面, および(下段)鉛直風の時間高度断面. 単位は全て [m/s]. 左側が UT/LS を -5 K, 右側が +5 K 変化させた結果. 下層風は地表から高度 3.5 km までの最大値, 上層風は高度 9 km から 16 km までの最大値, 鉛直風は台風中心から半径 90 km までの最大値を描画している. 図中の黒線は発達期・最盛期を, 白線は対流圏界面高度を示している.

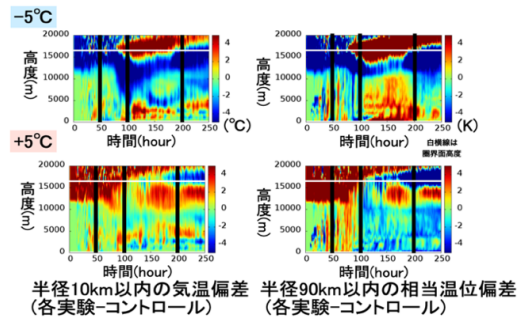


Figure.2.4 (左)中心気温 [K] と(右)相当温位 [K] のコントロール実験からの偏差の時間高度断面. 上段が対流圏界面を -5 K, 下段が対流圏界面を +5 K 変化させた結果. 図中の黒線は発達期・最盛期を, 白線は対流圏界面高度を示す. 海洋非結合の結果.

3. 2019 年 9 月の TC の発生と UT/LS 変動

全球雲解像モデル NICAM を用いて、2019 年 9 月に発生した SSW 時の UT/LS の気温時系列と TC の発生状況を確認した. NICAM の主な実験設定を Table.3.1 に、熱帯平均 (20S-20N) した高度 18 km の気温時系列を Fig.3.1 に、9/1, 9/8 の外向き長波放射 (OLR: Outgoing longwave radiation) の水平マップを Fig.3.2, 3.3 に示す. Fig.3.1, 3.2 は 8 月 25 日 00UTC, Fig.3.3 は 8 月 23 日 00UTC を初期値とした結果を示す.

Fig.3.1 より 8/26 から 9/9 にかけて UT/LS 付近の気温が下がり、時間経過とともに積雲対流域が北緯 10 度付近に集中し、その中から TC が発生している様子が分かる (Fig.3.2). 8 月 23 日 00UTC を初期値とした実験では、積雲対流が広い緯度帯で発生している様子が分かる (Fig.3.3).

Table.3.1 NICAM の主な実験設定

数値モデル	非静力学正20面体格子大気モデル:NICAM (Satoh et al., 2014)
水平解像度	経度方向0.1406° (2560) × 緯度方向0.1406° (1280)
鉛直解像度	78層(-50km):14-19kmは約380m分解能
期間	2019/8/25 0000UTCから1ヶ月のフリーラン
初期値	JRA-55
境界条件	SST: NOAA daily OISST 海水: Daily 1/4 degree HadISST2-based dataset (Haarsma et al. 2016) オゾン: NOAA daily OISST

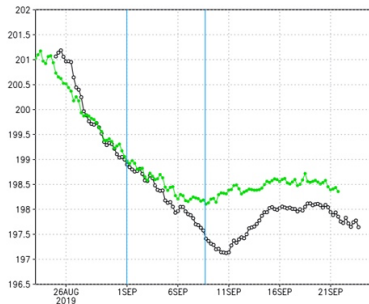


Figure 3.1 熱帯 (20S-20N) 平均した高度 18 km の気温時系列. 黒線は初期値 8/25, 緑線は初期値 8/23 の結果. 青縦線は Fig.3.2, 3.3 で示す 9 月 1 日と 8 日を表す.

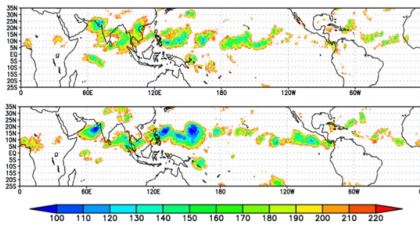


Figure 3.2 9/1 (上), 9/8 (下) の OLR 水平マップ (初期値 8/25)

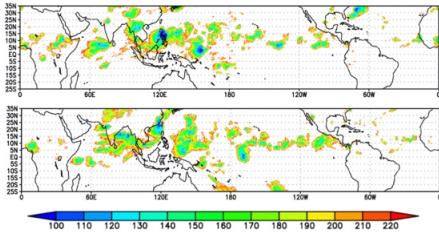


Figure 3.3 Fig.3.2 と同じ、但し、初期値 8/23 の結果.

4. まとめ

本研究では、UT や LS の力学場が TC に与える影響を、数値モデルを用いて評価した。

まず、二次元軸対称大気海洋結合モデルの結果から、最大風速や中心気圧に関しては、UT/LS の気温を下げると風速が強くなり中心気圧が低くなることが分かった。海洋結合実験と海洋非結合実験を比較すると、海洋非結合実験のほうが UT/LS の気温変化に対する反応が鋭敏であることが分かった。海洋結合実験では、時間経過とともに SST が下がり TC に供給されるエネルギーが減少する影響のほうが大きいいため、海洋非結

合実験よりも反応が鈍かったと考えられる。

発達期に UT/LS の空気塊が TC 中心に入り込むことで、-5 K 実験では寒冷な空気塊の入り込みにより上層の不安定度が増し、+5 K 実験では逆に安定度が増していた。これより、UT/LS が冷やされることで、対流がより上層まで発達しやすい環境場が形成されていたことが示唆される。

また、単純に TC の外出流域の気温が -5 K 変化するなら MPI で予想される風速変化は 5% 程度であるが、数値実験を行ったところ 20% 近い風速変化が発生しており MPI で予想されるよりも大きな風速変化が起こった。この原因については追調査を行う予定である。

また、NICAM を用いて、2019 年 9 月に発生した SSW 時の UT/LS の気温時系列と TC の発生状況を確認することで、UT/LS の気温が下がっている期間中に TC が多く発生する様子を確認することができた。

謝辞

科研費基盤 C (課題番号:JP18K03743) の支援を受けています。本研究は、文部科学省「富岳」成果創出加速プログラム「防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気観測予測」の一環として実施されたものです。また、本研究の一部は、海洋研究開発機構の地球シミュレータおよび東北大学が提供するスーパーコンピュータ SXACE の計算資源の提供を受け、実施しました。

参考文献

- Bister and Emanuel., *Atmos. Phys.*, 1998
- Eguchi, N, and K. Kodera., *SOLA.*, 2010
- Gilford *et al.*, *J. Climate.*, 2017
- Holland., *J. Atmos.* 1997
- Ito *et al.*, *SOLA.*, 2010
- Kodera *et al.*, *Atmos. Chem. Phys.*, 2015
- Noguchi *et al.*, *GRL.*, 2020
- Rotunno and Emanuel., *J. Atmos. Sci.*, 1987
- Satoh *et al.*, *Journal of Computational Physics.*, 2008
- Satoh *et al.*, *Prog. in Earth and Planet.*, 2014
- Takemi and Yamasaki., *Atmosphere*, 2020
- Tomita and Satoh., *Fluid Dyn. Res.*, 2004