

## 対流圏界面付近の力学場が熱帯低気圧に与える影響 の評価

小林, 健太  
九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/4372170>

---

出版情報：九州大学, 2020, 修士, 修士  
バージョン：  
権利関係：



令和2年度

九州大学大学院総合理工学府

大気海洋環境システム学専攻修士論文

対流圏界面付近の力学場が  
熱帯低気圧に与える影響の評価

氏名 小林 健太

指導教員 竹村 俊彦 教授

江口 菜穂 助教

## 要旨

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。一方で近年、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、TC と成層圏の関係を調べた研究が活発化している。これらの先行研究は、成層圏の TC に対する影響を示唆しているが、上部対流圏 (UT: Upper tropopause) や 下部成層圏 (LS: Lower Stratosphere) の力学場が 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となっていない。そこで本研究では、定量的な関係理解の第一歩として、UT や LS の力学場が TC に与える影響やそのメカニズムを、数値モデルを用いて明らかにすることを目的とする。

本研究で用いた数値モデルは、二次元軸対称大気海洋結合モデル [Rotunno and Emanuel, 1987; Ito *et al.*, 2010], および全球雲解像モデル NICAM (Nonhydrostatic ICosahedral Atmosphere Model) [Tomita and Satoh, 2004; Satoh *et al.* 2008; 2014] (水平 14 km 解像度, 積雲対流パラメタリゼーション不使用) である。

二次元軸対称大気海洋結合モデルを用いた研究では、SST (Sea Surface Temperature) を 28, 30 32 °C の 3 パターン、海洋結合および海洋非結合の 2 パターンの実験を実施し、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。その結果、UT/LS の気温を下げると最大風速が強くなり、中心気圧が低くなることが分かった。また、UT/LS の気温を変化させた実験間の最大風速を比較したところ、最大約 13% の風速変化が発生しており、MPI (Maximum Potential Intensity; Bister and Emanuel., 1978) で予想される風速変化 (約 5%) よりも大きな風速変化が発生したことが分かった。さらに、気温を下げた実験では、寒冷な空気塊が TC 中心に入り込み、上層から発達が始まっていた一方で、気温を上げた実験では、上層と下層の風速がほぼ同時に強まっていた。このことから、実験設定による UT/LS の気温変化による壁雲域の上昇流変化の影響に加えて、UT/LS の空気塊が補償下降流によって TC 中心に入り込む効果が加わることで、TC 上層の大気安定度を変化させ、TC の発達過程に影響を与えていたことが示唆された。

NICAM の研究では、2019 年 9 月に発生した成層圏突然昇温 SSW (Sudden Stratospheric Warming) を対象とし、計算初期日を 8 月 23 ~ 26 日の間で 12 時間ずつ変化させるアンサンブル実験 (1 ヶ月フリーラン) を実施し、SSW の再現度合いの違いを利用して、UT/LS の力学場が台風と与える影響を解析した。JRA-55 再解析データによる解析と比較して、計算初期日が 25 日以降で SSW の再現性がよく、熱帯 UT/LS の気温降下が顕著であった。23 日 00UTC と 25 日 00UTC の実験を比較した結果、熱帯域の積雲対流活動が 25 日のほうが活発で、北緯 10 度で東西一様に偏移する様子が確認でき、これは成層圏の南北循環が強化される緯度帯と合致する。さらに台風発生数は、25 日実験のほうが多く発生していた (23 日実験は 1 個, 25 日実験は 4 個) が、その強度は 23 日実験のほうが強い傾向が見られた。

# 目次

第1章 序論 .....	1
1.1 研究の背景.....	1
1.2 下部成層圏 (LS) の気温変化と熱帯低気圧 (TC) に関する先行研究.....	2
1.2.1 TC の外出流高度の季節性.....	2
1.2.2 成層圏突然昇温現象 (SSW) 時の TC 発生数.....	4
1.2.3 数値モデルを用いた SSW 時の TC 発生数.....	6
1.2.4 対流圏の安定度が TC の強度に与える影響 .....	7
1.2.5 温暖化に伴う TC の変化.....	9
1.3 研究の目的.....	11
第2章 二次元軸対称大気海洋結合モデルを用いた解析.....	13
2.1 数値モデルの概要.....	13
2.3 結果.....	15
2.3.1 最大風速と中心気圧の時間発展.....	15
2.3.2 MPI (Maximum Potential Intensity) による評価.....	16
2.3.3 TC 中心付近の気温・相当温位の時間変化.....	18
2.3.4 発達期の TC 概況.....	19
2.3.5 二次循環の変化 .....	20
2.4 二次元軸対称大気海洋結合モデルの結果.....	22
第3章 全球雲解像モデルを用いた解析 .....	23
3.1 2019 年 9 月に発生した SSW の特徴 .....	23
3.2 数値モデル概要 .....	27
3.3 結果.....	28
3.3.1 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列.....	28
3.3.2 南半球東西風の概況.....	29
3.3.3 気温, 上昇流の緯度時間断面 .....	30
3.3.4 熱帯域積雲対流活動の概況 .....	32
3.3.5 台風の概況.....	34
3.4 全球雲解像モデルの結果.....	35
第4章 まとめと考察.....	37

参考文献.....	39
付録 0 成層圏の気温の時系列.....	42
付録 1.二次元軸対称大気海洋結合モデル SST30 実験の結果.....	43
A1.1 最大風速と中心気圧の時間発展.....	43
A1.2 二次循環の変化.....	43
A1.3 発達期の TC 概況.....	45
A1.4 中心気温・相当温位.....	46
付録 2.二次元軸対称大気海洋結合モデル SST32 実験の結果.....	48
A2.1 最大風速と中心気圧の時間発展.....	48
A2.2 二次循環の変化.....	48
A2.3 発達期の TC 概況.....	50
A2.4 中心気温・相当温位.....	51
付録 3. SST28 実験で 100~60hPa の気温を変化させた場合の結果.....	53
A3.1 モデル設定.....	53
A3.2 最大風速と中心気圧の時間発展.....	53
A3.3 二次循環の変化.....	54
A3.4 発達期の TC 概況.....	55
A3.5 中心気温・相当温位.....	57
付録 4. SST28 実験で風速を変化させた場合の結果.....	58
A4.1 目的.....	58
A4.2 最大風速・中心気圧.....	58
A4.3 二次循環.....	59
A4.4 発達期の半径－高度断面.....	60
付録 5 NICAM 初期値 2019082312UTC の結果.....	62
A5.1 南半球東西風の概況.....	62
A5.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列.....	62
A5.3 気温, 上昇流の緯度時間断面.....	63

A5.4 熱帯域積雲対流活動の概況 .....	63
A5.5 台風発生概況 .....	64
付録 6 NICAM 初期値 2019082400UTC の結果 .....	65
A6.1 南半球東西風の概況 .....	65
A6.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列 .....	65
A6.3 気温, 上昇流の緯度時間断面 .....	66
A6.4 熱帯域積雲対流活動の概況 .....	66
A6.5 台風発生概況 .....	67
付録 7 NICAM 初期値 2019082412UTC の結果 .....	68
A7.1 南半球東西風の概況 .....	68
A7.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列 .....	68
A7.3 気温, 上昇流の緯度時間断面 .....	69
A7.4 熱帯域積雲対流活動の概況 .....	69
A7.5 台風発生概況 .....	70
付録 8 NICAM 初期値 2019082512UTC の結果 .....	71
A8.1 南半球東西風の概況 .....	71
A8.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列 .....	71
A8.3 気温, 上昇流の緯度時間断面 .....	72
A8.4 熱帯域積雲対流活動の概況 .....	72
A8.5 台風発生概況 .....	73
付録 9 NICAM 初期値 2019082600UTC の結果 .....	74
A9.1 南半球東西風の概況 .....	74
A9.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列 .....	74
A9.3 気温, 上昇流の緯度時間断面 .....	75
A9.4 熱帯域積雲対流活動の概況 .....	75
A9.5 台風発生概況 .....	76
付録 10 NICAM 初期値 2019082612UTC の結果 .....	77

A10.1 南半球東西風の概況 .....	77
A10.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列 .....	77
A10.3 気温, 上昇流の緯度時間断面 .....	78
A10.4 熱帯域積雲対流活動の概況 .....	78
A10.5 台風発生概況 .....	79
謝辞 .....	80

# 第 1 章 序論

## 1.1 研究の背景

今日、熱帯低気圧 (TC: Tropical Cyclone) 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いる。IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) の 1.5 度特別報告書 [SR15, 2018] によると、中～高レベルの温室効果ガス強制力 (1.5～4 度気温上昇) のもとでは一貫して TC 数の減少が報告されている一方で、非常に強い TC の数は増加することが低～中程度の信頼度で報告されている。このように強い TC 数の増加が予想されている中、TC の進路や強度の予報は TC による被害を防ぐために最も重要な要素となっている。気象庁では 2030 年の数値予報業務の改善に向けて、3 日先の台風進路予報誤差を 100km 程度にすることを目標としているが、2010 年以降平均誤差が約 200km で停滞しているのが現状である。

一方で、TC の進路や強度はその周辺環境により制御されているが、TC の構造や周辺環境の影響を数値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。その原因の 1 つに、周辺環境が TC に与える影響が定量的に明らかにされていないことが挙げられる。特に周辺環境の例として、TC 上部の(熱)力学的条件が挙げられる。これまでの TC 発生、発達機構に関する研究は、主に対流圏中・下層の湿度や温度の鉛直分布、地表面気温・海面温度や対流有効位置エネルギー (Convective Available Potential Energy: CAPE) 等に焦点が当てられており、対流圏上層の影響は小さいと考えられていた。しかし最近、上部対流圏 (UT: Upper Tropopause) から下部成層圏 (LS: Lower Stratosphere)の力学場、熱力学場の影響が指摘されている [例えば, Emanuel *et al.* 2013; Wang *et al.* 2014]。成層圏と TC の関係を示すために、TC 循環の概念図を Fig.1.1 に示す。TC の風は、下層で風が吹き込み、上層で発散する回転方向成分の一次循環 (Fig.1.1 (a))と、中心付近に吹き込む下層風とそれが上昇し、壁雲を形成する鉛直風、そして TC 上部で外部に吹き出す上層風 (外出流) で構成された二次循環 (Fig.1.1 (b))に分けられる。さらに二次循環の上層風よりも高高度に TC 中心に吹き込む風の流れ (Fig.1.1 (a) の赤い矢印) が存在する。二次循環の上層風と、さらに高高度の TC 中心に吹き込む風は UT/LS の高度帯に発生するため、TC は成層圏からの影響を受ける可能性が十分にあることが示唆される。

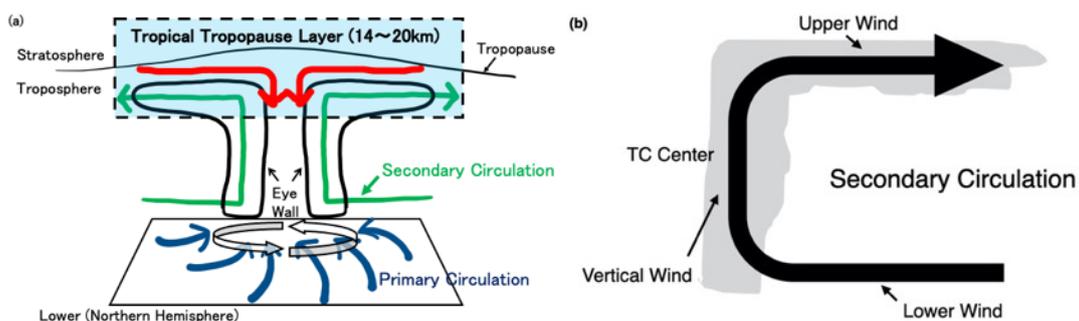


Figure.1.1 The schematic diagram of TC structure (a) and the secondary circulation of TC (b). The light blue area is Tropical Tropopause Layer, which is the study area in this paper.

成層圏が TC に影響を及ぼす現象の例として、成層圏突然昇温現象 (SSW: Sudden Stratospheric Warming) や温室効果ガスによる成層圏での寒冷化が挙げられるが、それらが TC に与える影響やメカニズムについては、ほとんど研究がなされておらず、不明な部分が多い。温室効果ガスによる成層圏での寒冷化について、対流圏に存在する温室効果ガスは温暖化をもたらすことは広く知られている。この温暖化は、温室効果ガスが地球からの長波放射を吸収し、再び放射する際にいくらかを地球側に放射することで地球が受け取るエネルギー量が増加することが原因である。しかし、この影響で成層圏に到達する長波放射量が減少すること、および成層圏に温室効果ガスが存在することで、成層圏では寒冷化が進行している (Fig.1.2)。参考のため、付録 0 に 2010 年以降の成層圏の時系列図 (Fig.A0.1) を添付しているが、継続して成層圏全域で寒冷化が進行している。

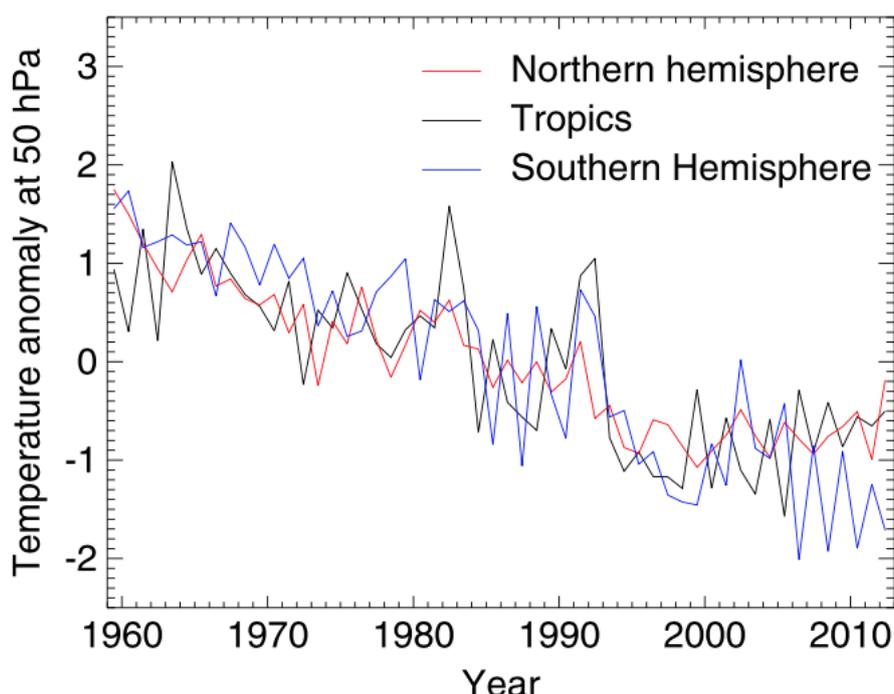


Figure.1.2 Time evolution of temperature anomaly (K) from averaged temperature during 1960~2012 in the lower stratosphere. (from Fig.4 of Sherwood and Nishant, 2015)

## 1.2 下部成層圏 (LS) の気温変化と熱帯低気圧 (TC) に関する先行研究

### 1.2.1 TC の外出流高度の季節性

Gilford *et al.* [2017] では、TC の最大到達可能強度 (MPI: Maximum Potential Intensity [Emanuel 1986]) 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 (Fig.1.3) において調査した。

MPI は一般に Bister and Emanuel. [1998] において定義されている以下の式で計算される。

$$V_{max}^2 = \frac{C_k (T_s - T_o)}{C_D T_s} (h_0^* - h^*) \quad (1)$$

ここで  $C_k/C_D$  は熱交換係数であり, 先行研究より 0.9 の値を用いている [Wang *et al.* 2014; Wing *et al.* 2015]. また,  $T_s$  は海面温度 (SST: Sea Surface Temperature),  $T_o$  は外出流平均気温,  $h_0^*$  は飽和水蒸気エネルギー,  $h^*$  は境界層上端における水蒸気エネルギーであり,  $(T_s - T_o)/T_s$  は熱効率項,  $(h_0^* - h^*)$  は熱力学的不安定項である. この式より, MPI では SST だけでなく, TC の二次循環上部の外出流の高度と気温が影響を与えることが分かる. SST, 海面気圧, 気温と湿度のプロファイルとして客観解析データの MERRA-2 の 1980 年から 2013 年のデータを 34 年間平均した月平均値データを使用している.

Fig.1.3 に, (a) 熱帯の外出流気温レベル (OTL: Outflow Temperature Level: 海面で飽和した空気塊の最大上昇限界)の年平均値, (b) 熱帯の OTL の年平均値から各主要発達地域の月平均対流圏界面高度を差し引いたもの, Fig.1.4 に各主要発達地域における (a) SST, (b) 外出流温度, (c) OTL, (d) TC PI の季節変化を各主要発達地域で示す. Fig.1.4 より, SST が高い(低い)と, 外出流温度が低く(高く), OTL と PI が高く(低く)なることが分かる. また, Fig.1.3 (b) の北半球領域の NA, ENP, WNP では, 6月から11月にかけて OTL が対流圏界面高度よりも高高度に存在し, またこの期間 PI が大きくなる様子が見て取れる (Fig.1.4 (d)). これより, PI は OTL が LS に存在すると LS の影響を大きく受けることが分かる. さらに, Fig.1.4 (a) より, WNP の SST は通年で TC 発達閾値温度の 26.5 °C よりも高く, Fig.1.3 (b) より OTL が LS に存在することが見て取れる. これより, WNP 領域では TC の PI は, LS の影響を通年で受けていることが分かる.

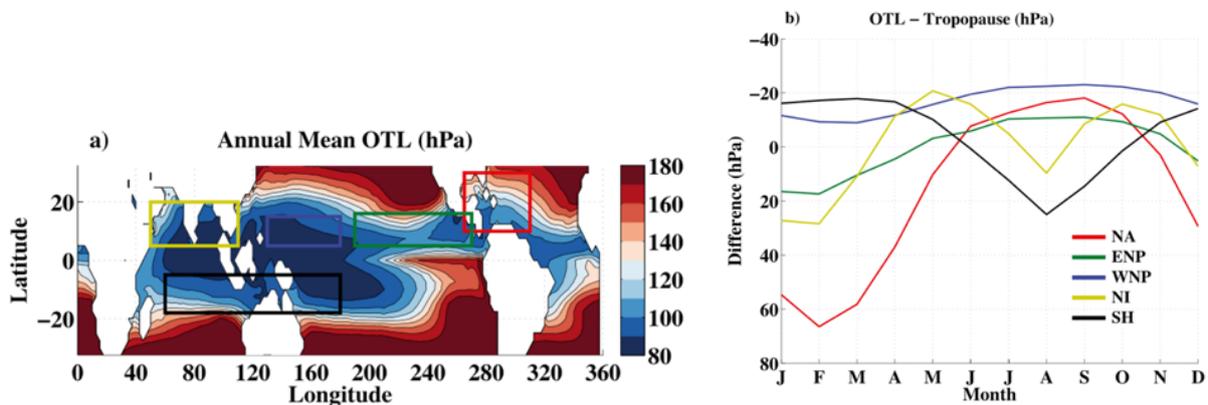


Figure .1.3 (a) The annual mean OTL (outflow temperature level), over 1980-2013. (b) The seasonal cycle of the OTL minus the WMO tropopause height (hPa), averaged over 1980–2013 and the TC main development regions defined in (a). Boxes and line colors follow the region of WNP, ENP, NA, NI, SH shown by blue, green, red, yellow, black box respectively. The dotted black line of 0 hPa is added in (b). (from Fig.3 of Gilford *et al.*, 2017)

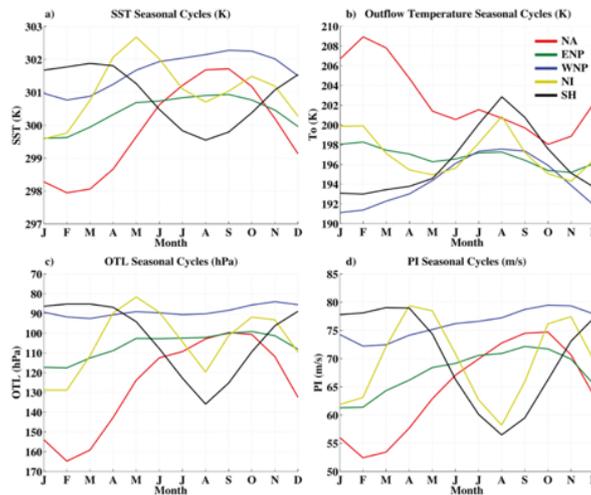


Figure 1.4 Seasonal cycles of (a) SST, (b) TC outflow temperature, (c) OTL, and (d) TC PI using MERRA-2 data averaged over 1980–2013 and the TC development regions. The main development regions are NA (red), ENP (green), WNP (blue), NI (yellow), and SH (black). The dotted black line of 26.5 degree Celsius is added in (a). (from Fig.1 of Gilford *et al.*, 2017)

## 1.2.2 成層圏突然昇温現象 (SSW) 時の TC 発生数

SSW は、冬半球の中高緯度対流圏で増幅した惑星規模の波が成層圏に伝播し、成層圏の南北循環である Brewer-Dobson (D-B) 循環を強化することで、極域が下降流による断熱圧縮のため数日間で 40 °C 以上も昇温する現象である [e.g., Scherhag, 1952]. 一方, B-D 循環の強化に伴い熱帯域では上昇流が増し, UT/LS では断熱膨張により気温が低下する. 極域では下降流の集中する面積が熱帯域に比べて狭いため, 数十 °C 以上の昇温となるが, 熱帯域では平均 1~1.5 °C の降温となる. ただし, 局所的に最大 5 °C 程度の気温降下が確認されている [Eguchi *et al.*, 2010]. また, 冬半球の惑星波の活動度の差によって, 北半球ではほぼ毎冬発生するのに対し (昇温規模は多彩), 南半球冬季 (北半球夏季) での SSW 発生数は少ない.

Kodera *et al.* [2015] では, 2009 年 と 2010 年の 1 月に北半球で発生した SSW 時の熱帯域でのオーバーシュート対流雲 (COV: Convective Over Shooting, 熱帯対流圏界面平均高度約 17km よりも高い雲頂高度をもつ雲) の特徴を, 客観解析および人工衛星観測データを用いて調査した. Fig.1.5 に各年 1 月 1 日から 2 月 11 日までの (a) 100hPa における eddy heat flux, (b) 50hPa における帯状平均上昇流, (c) 各緯度におけるオーバーシュート対流雲 (COV) 数, (d) 帯状平均大気上端長波放射フラックス (OLR) を示す. Eddy heat flux は B-D 循環の強度を, OLR は熱帯域の積雲対流活動の指標として用いている. 縦の黒線は SSW のオンセット日を示す. これより, SSW の発生で B-D 循環が強化され熱帯下部成層圏の上昇流が強まり, LS が冷え, 熱帯域の COV が多く発生している様子が見られる. 図には示さないが, 降水量もオンセット後に増加していた. また, Figs.1.5, 1.6 から, SSW オンセット後に対流活動は南半球にシフトしている. これは, B-D 循環の上昇流域 (南緯 15 度付近) と一致する. さらに, SSW 発生後に熱帯域で TC が同時に複数発生していた (Fig.1.6 図中, 2009 年は Eric, Fanel, Dominic,

2010 年は, TD11S, Olga). 以上より, SSW により B-D 循環が強化され熱帯成層圏が冷え, UT が熱的に不安定となり [Eguchi *et al.* 2015], その影響が雲形成 (COV) の変化を通じて対流圏下層にまで到達していたことが分かった. また, TC 等の対流活動が熱帯域全体の B-D 循環とハドレー循環の結合する緯度帯でほぼ同時に活発化していた.

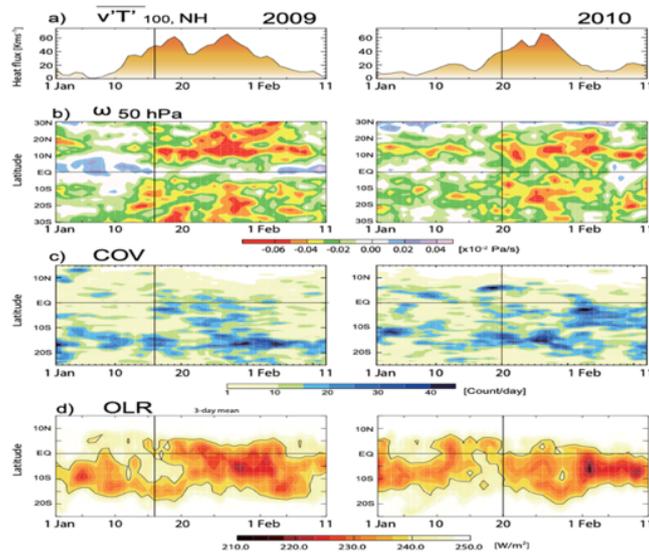


Figure 1.5 (a) Time series of the eddy heat flux at 100hPa averaged over 45–75° N ( $\text{K m s}^{-1}$ ). (b) Zonal mean pressure coordinates vertical velocity at 50 hPa ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). (c) Number of convective over-shootings (COV) per day at each latitude. (d) Zonal mean OLR ( $\text{W m}^{-2}$ ). Variables are displayed from 1 January to 11 February. Left- and right-hand panels are for 2009 and 2010, respectively. Vertical velocity and OLR data are smoothed by a 3-day running mean. (from Fig.1 of Kodera *et al.*, 2015)

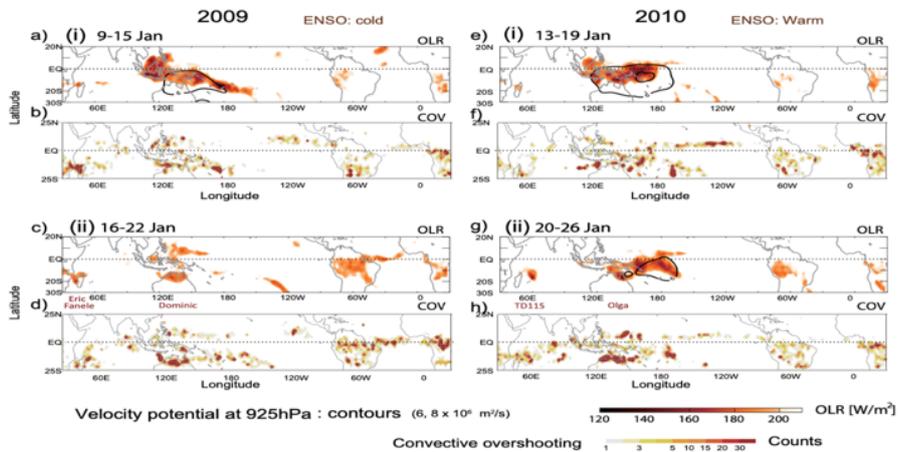


Figure 1.6 (a, c, e, g) Horizontal maps of seven-day mean OLR (color shadings) with velocity potential at 925 hPa (contours of 6, and  $8 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). (b, d, f, h) Horizontal maps of seven-day average of the number of COV in each 2.5° lat–lon grid box. Panels (a, b) and (e, f) are before the onset of SSW in 2009 and 2010, respectively and panels (c, d) and (g, h) are after the onset of the events. (from Fig.4 of Kodera *et al.*, 2015)

### 1.2.3 数値モデルを用いた SSW 時の TC 発生数

Noguchi *et al.* [2020] では 2019 年に南半球で発生した 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アンサンブル予報を通して検討した。予報には気象研究所 (MRI: Meteorological Research Institute) の AGCM (Atmospheric General Circulation Model) [Mizuta *et al.*, 2012] を用い、鉛直分解能は  $T_L159$  ( $\sim 110\text{km}$ ),  $0.1\text{hPa}$  を最上位層とする 60 層である。積雲対流のパラメタリゼーションには Tiedtke-type mass-flux scheme [Yoshimura *et al.* 2015] を用いた。境界条件として、月別の SST に一定の偏差を加えたものを、オゾン濃度は帯状平均の気候値を用いた。初期条件については、MRI のアンサンブル予報システム (MRI-EPS [Yabu *et al.*, 2014]) を用いて作成した。

Fig.1.7 に normal forecast (FREE) と partially constrained forecast (NUDGE) メンバーの (a)70-90S, 10hPa における (b) 20S-20N, 50hPa における気温予測結果を示す。NUDGE は 40hPa より上層で SSW が発生した際の気象場をナudgingしている。Fig.1.8 に FREE メンバーと NUDGE メンバーの (a) 70hPa における上昇流の差 (b) 200hPa における上昇流の差 (c) OLR の差 (d) EQ-20N における気温差 (e) EQ-20N における Brunt-Väisälä の差 (f) EQ-20N における対流加熱の差の時間発展を示す。これより NUDGE メンバーで予報された結果のほうが、上昇流や対流加熱が強くなる結果となっており、SSW に伴う成層圏の降温が熱帯低気圧に影響を与えることが示唆された。

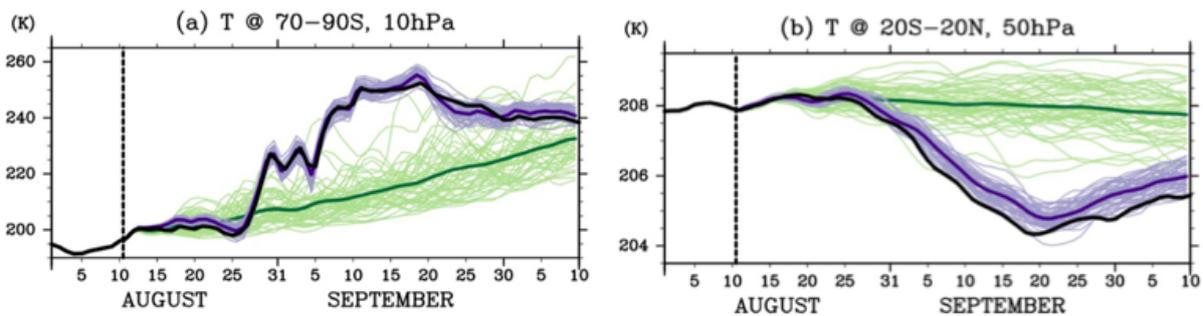


Figure 1.7 Time series of (a) 10-hPa polar cap (70°S to 90°S) temperature and (b) 50-hPa equatorial (20°S to 20°N) temperature. The thick black line indicates the analysis (JRA-55). Purple (green) lines show ensemble members of the NUDGE (FREE) forecast from 10 August. Ensemble means of them are indicated by thick lines. (from Fig.1 of Noguchi *et al.*, 2020)

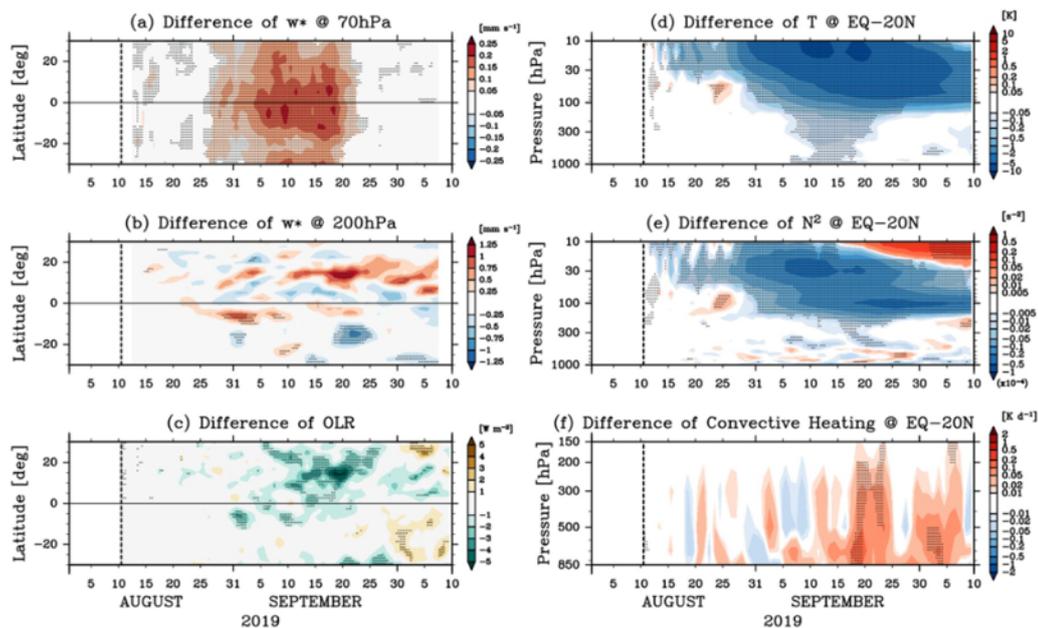


Figure 1.8 Time evolution of ensemble mean differences of the NUDGE forecast from the FREE forecast. Time-latitude cross sections of (a) the residual mean vertical velocity ( $w^*$ ) at 70 hPa, (b)  $w^*$  at 200 hPa and (c) outgoing long-wave radiation (OLR). Time-height cross sections of the difference of (d) the temperature, (e) the Brunt-Väisälä frequency squared, and (f) the heating rate by cumulus convections averaged over the near-equatorial region of the Northern Hemisphere ( $0\text{--}20^\circ\text{N}$ ). The regions where the difference is significant at 90% confidence (estimated by Welch's t test) are stippled. A low-pass filter (5-day running average) is applied for the vertical velocity, so as not to focus on an initial spurious behavior stemming from imbalances. (from Fig.3 of Noguchi *et al.*, 2020)

## 1.2.4 対流圏の安定度が TC の強度に与える影響

Takemi and Yamasaki [2020] は、北太平洋で発生した TC の環境場を基に、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 への影響を確認した。用いた数値モデルは The axisymmetric version of Cloud Model version 1 [Bryan *et al.*, 2002] である。環境条件は JRA-55 [Kobayashi *et al.* 2015] より 1959 年に発生した Vera が最大強度を記録したときをコントロールランとして引用し、そこから気温の鉛直プロファイル( $\Gamma$ )、対流圏界面高度( $H_i$ )を変化させた場合 (Fig.1.9) の TC 強度の感度実験を行った。

Fig.1.10 に最大風速と対流圏界面高度、気温減率との関係図を示す。これより、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が分かる。また、中心付近の上昇流および中心気圧の強さにも同様の傾向がみられた (図省略)。また、TC の暖気核と対流圏界面高度、気温減率の関係を示した図を Fig.1.11 に示す。これより、低層での暖気核の形成は TC の強さと密接に関係しており、低層の暖気核の温度変化は、対流圏温度減率が大きくなるほど変化する事が分かる。

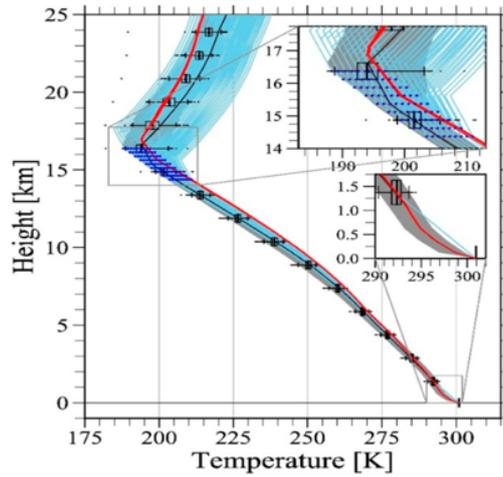


Figure 1.9 The vertical profiles of temperature used the initial conditions for the numerical experiments. The black and sky-blue lines show the temperature profiles used in CTL(Control) and sensitivity experiments, respectively. The blue dots indicate the tropopause temperature. The red lines indicated the vertical profiles used in the pseudo-global warming (PGW) experiments of Kanada *et al.* [2017]. Gray shade means the range of 1<sup>st</sup> and 99<sup>th</sup> percentiles of the temperature at each obtained from the JRA-55 data analysis. The whisker-and -box plot also indicates the range obtained from the JRA-55 data, the width of the box shows the 25th and 75th percentiles, and the vertical line in each box indicates the median value. The profiles of the PGW condition (red line) and the observations (gray shade) are adjusted so that temperature at the lowest level is the same as that of CTL. (from Fig.1 of Takemi and Yamasaki., 2020)

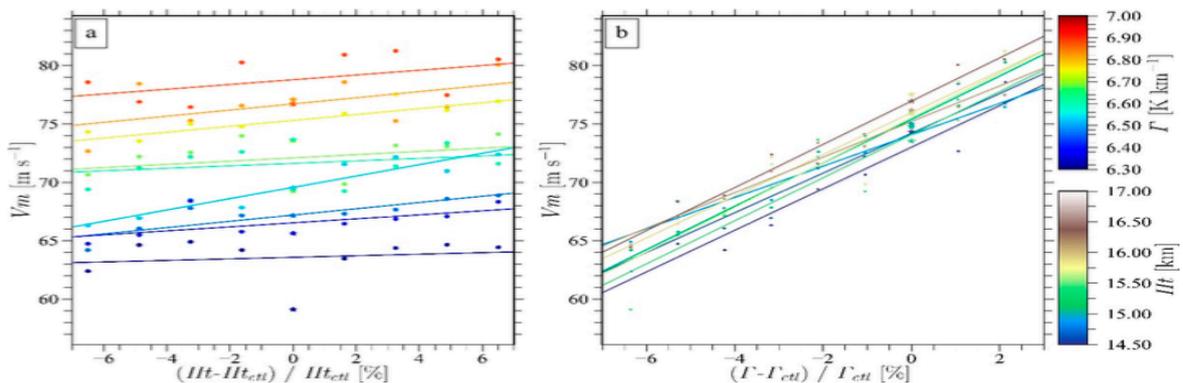


Figure 1.10 Relationship between the maximum wind speed of the simulated TCs and the stability. Stability is indicated by (a) tropopause height (Ht) or (b) tropospheric temperature lapse rate ( $\Gamma$ ). Each dot indicates the result from each numerical experiment. Each line shows a liner-fitted line from the result of the cases (a) when the temperature lapse rate is fixed to a specific value (color legend on the right) and when the tropopause height is fixed to a specific value (color legend on the right). The values of the horizontal axis are normalized by the control value. (from Fig.4 of Takemi and Yamasaki., 2020)

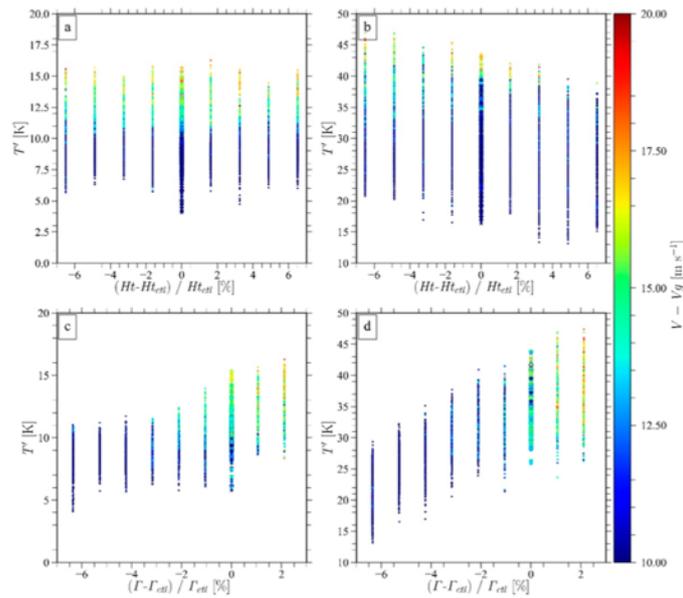


Figure 1.11 The relationships of the temperature anomalies of warm cores to the stability conditions. The relationships between the lower-core temperature anomaly and (a)Ht and (c) $\Gamma$  and between the upper-core temperature anomaly and (b)H and (d) $\Gamma$ , obtained from the result at each timestep during the equilibrium state in all the experiments. The color indicates the degree of supergradient wind. (from Fig.9 of Takemi and Yamasaki., 2020)

## 1.2.5 温暖化に伴う TC の変化

Yamada *et al.* [2017] では 全球雲解像度モデル (Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model: NICAM) [Tomita and Satoh., 2004, Satoh *et al.*, 2008; 2014] を用いて、現在の気候状態での実験 (CTL) と温暖化の気候状態での実験 (GW) を行うことで TC に発生する違いを確認した。モデルの水平グリッドは 14km であり、対流過程にはパラメタリゼーションを用いずに Tomita [2008] の手法を用いて計算を行った。SST は CTL では観測値, GW では予想値に向かうようにナッジングされたものを用いた。CO<sub>2</sub> 排出シナリオは SRES A1B シナリオに準拠しており、初期値は European Center For Medium Range Weather Forecast (ECMWF) の再解析データ ERA-40 を用いた。シミュレーション期間は CTL では 1979~2008 年の 30 年間, GW では 2075~2104 年の 30 年間としている。

Fig.1.12 に全球および各海域における CTL, GW 条件下での TC 発生数を強度ごとに示す。これより、対流圏の温暖化により強い TC の発生頻度が増加することが分かる。また, Fig.1.13 に CTL と GW の二次循環の半径高度断面図を示す。これより、対流圏の温暖化により下層風の強化と壁雲の到達高度が高くなる事が分かる。

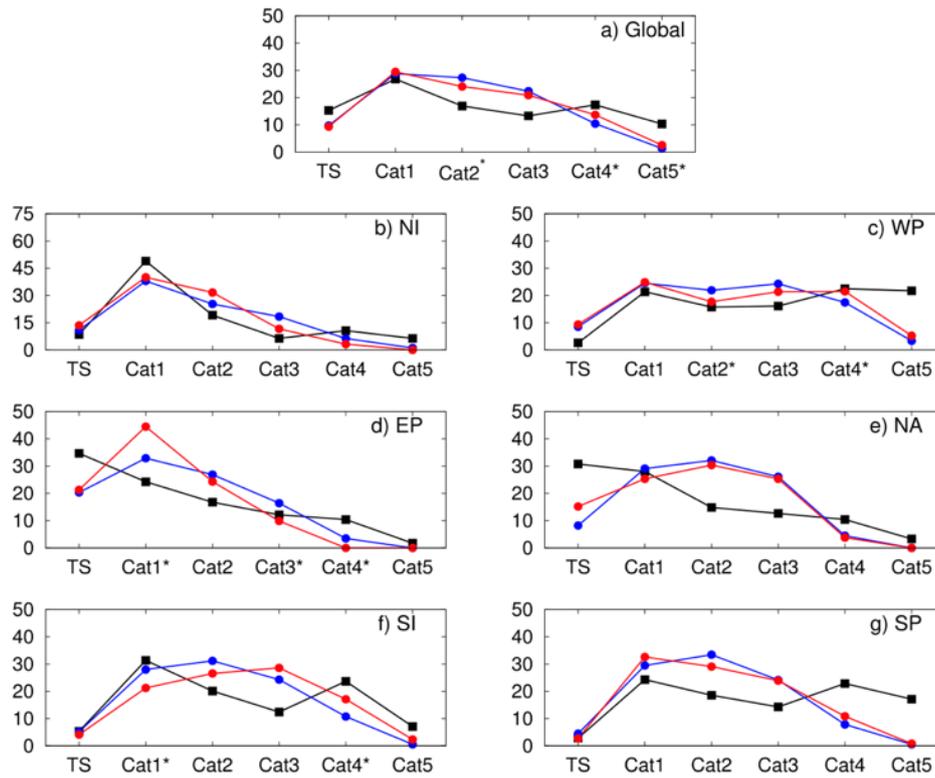


Figure.1.12 Normalized TC frequencies with respect to the total TC frequencies in each ocean basin by intensity categories (a) globally and (b)–(g) in each ocean basin: the north Indian Ocean (NI), western North Pacific (WP), eastern North Pacific (EP), North Atlantic (NA), south Indian Ocean (SI), and South Pacific (SP), respectively. The numbers of TCs in each ocean basin are counted based on a location at which TC reaches its lifetime maximum intensity, instead of its generated location. TCs are categorized with respect to their lifetime maximum intensity. The intensity categories are defined by the lifetime minimum sea level pressure (SLP) as follows: TS (SLP > 994 hPa), Cat1 (980 < SLP < 994 hPa), Cat2 (965 < SLP < 980 hPa), Cat3 (945 < SLP < 965 hPa), Cat4 (920 < SLP < 945 hPa), and Cat5 (SLP < 920 hPa). The results of the IBTrACS (2001–13), the control (1979–2008), and global warming (2075–2104) runs are plotted in black, blue, and red, respectively. An asterisk (\*) at the upper right of the x axis indicates that the change in proportions of frequency is statistically significant at the 95% confidence level (two-tailed Z test). (from Fig.5 of Yamada *et al.*, 2017)

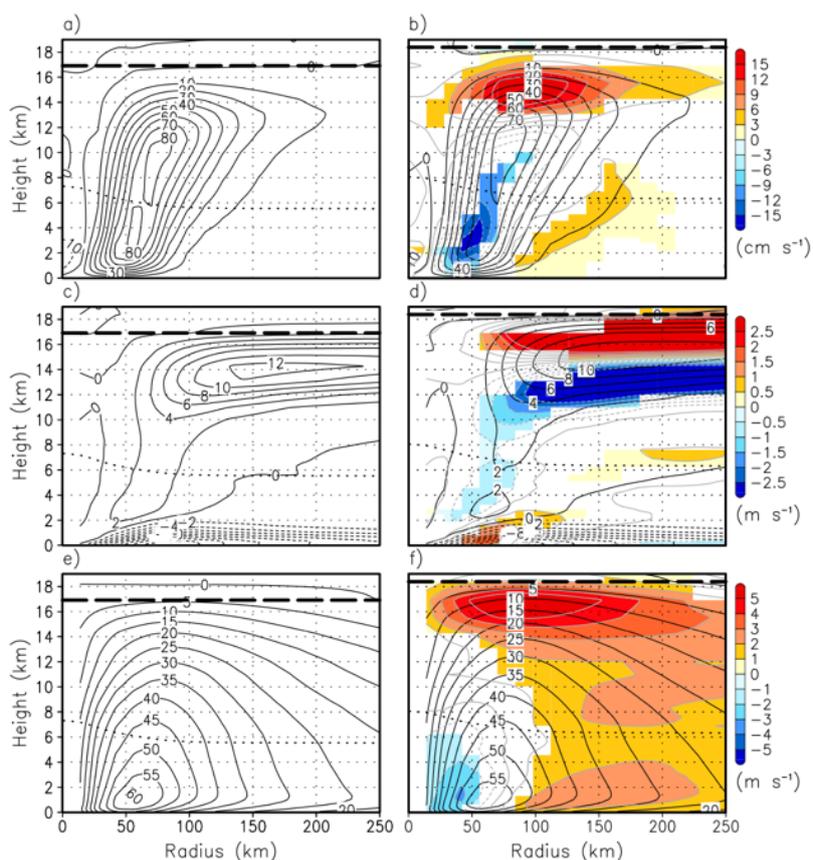


Figure.1.13 Composite of radius–height cross sections for Cat4 TCs ( $920 \text{ hPa} < \text{SLP} < 945 \text{ hPa}$ ) of vertical velocity (contour interval:  $10 \text{ cm/s}$ ) (a, b), radial velocity (contour interval:  $2 \text{ m/s}$ ) (c, d), and tangential velocity (contour interval:  $5 \text{ m/s}$ ) (e, f). Panels (a, c, and e) show the results of the control (CTL) run, and panels (b, d, and f) show those of the global warming (GW) run. Solid lines show positive values: (a, b) updrafts, (c, d) inflows, and (e, f) cyclonic flows. Dotted lines show negative values: (a, b) downdrafts and (c, d) outflows. Gray lines in panels (b, d, and f) indicate the difference between the CTL and GW runs (GW-CTL); solid and dashed lines mean an increase and a decrease in the GW run, respectively. These contour intervals are  $3 \text{ cm/s}$  (b),  $0.5 \text{ m/s}$  (d), and  $1 \text{ m/s}$  (f), [shaded areas show where the differences are statistically significant at the 95% confidence level (two-sided Welch's t test)]. The thick dashed line indicates the tropopause height, and the thick dotted line represents the melting level. The tropopause height defined based on the WMO definition [McCalla 1981] by using vertical profile of the average temperature within the 1500-km radius from the center of TC. (from Fig.10 of Yamada *et al.*, 2017)

### 1.3 研究の目的

1.2 節で述べたように、TC と成層圏の関係について調査した研究は存在するが、UT 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。また成層圏では、大気中  $\text{CO}_2$  濃度の上昇に伴う寒冷化が報告されている。気候変動の時間スケールで起こる成層圏の寒冷化が、台風予報に及ぼす影響を、対流圏の温暖化による影響とは別に評価する必要があるとも考える。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, および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) を用いて評価することを目的とする.

次章では, 二次元軸対称大気海洋結合モデルの概要と実験設定, UT/LS の気温場の変化に対する TC 強度の感度実験の結果について記述する. 第 3 章では, NICAM の概要と実験設定, 2019 年 9 月に南半球で発生した SSW が熱帯 TC の強度などに与える影響を解析した結果について記述する. 第 4 章では, これらの結果のまとめを行う.

## 第 2 章 二次元軸対称大気海洋結合モデルを用いた解析

### 2.1 数値モデルの概要

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 (Table.2.1) や境界条件, 計算過程を以下に記載する.

二次元モデルの計算領域は台風中心から半径 1500 km, 高さ 35 km とし, 解像度は半径方向に 3.75 km で 400 グリッド, 高さ方向に 350 m で 100 層に設定した. シミュレーション期間は 15 日間とし, コリオリパラメーターは緯度 20 度に合わせて,  $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  の値を与えた. 初期渦については, 数値モデルの中心から 100 km 離れた位置で 12 m/s の風速を与えるように設定した.

境界条件は, 計算領域の上端では rigid lid が用いられており, 重力波の反射を防ぐために 8 層のスポンジレイヤーを使用した. スポンジレイヤーの最下層高度は 32200 m であり, LS の高度よりも上方になるように設定している. また, モデルの側方境界条件は open lateral boundary を用いているが, これでは熱が効率よく領域から排出されず, 時間発展とともに平均気温が上昇し地表気圧が下がってしまう. そこで Newtonian Cooling を用いて強制を与えることで気温が放射平衡に達する前に初期の温度プロファイルに戻るようになっている. 本研究では時定数 = 12 h, 2 K/day の緩和を与えている.

計算過程は, 微物理では液相の水のみを考慮し, 雲水か雨水は最終終端速度によってのみ区別する. 水蒸気混合比が 1 g/kg 未満の場合は雲水が存在していると考え終端速度は 0 m/s となり, 1 g/kg 以上の場合は雨水が存在していると考え終端速度は 7 m/s と設定した. また蒸発と凝結について, 水蒸気量が飽和水蒸気量を超えているときは凝結が, 水蒸気量が飽和水蒸気量よりも小さく液相の水が存在している場合は蒸発が飽和水蒸気量に達するか液相の水が無くなるまで Soong and Ogura [1972] の方法で計算される. 乱流過程は直接計算せず, パラメタリゼーションを用いている.

海面水温 (SST: Sea Surface Temperature) は 28, 30, 32 °C の 3 パターンで実験を行った. 実験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. 海洋非結合の場合, SST が時間変化しないが, 海洋結合では SST が TC の発達に伴い下がるため, より現実的な環境下での結果を得ることができる.

気温の鉛直プロファイルは Dunion [2011] より moist tropical のものを使用した. WMO (World Meteorological Organization) の定義した気温減率対流圏界面高度は 14.0 km, 最低気温で定義される対流圏界面高度は約 16.6 km である. 特に断りがない限り, 結果の図中の対流圏界面高度は最低気温で定義される対流圏界面高度を示す. 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 (高度 12~22 km) の気温プロファイルを -5 K から +5 K の範囲で 1 K 刻みで変更し実験を行った (Fig.2.1). 気温を変化させていない計算をコントロールランとした. この気温変化の幅は, 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気温変化幅である [Eguchi *et al.* 2010]. また, 気温を変化させた場合でも最低気温で定義される対流圏界面高度は変化しない. また, 計算中もその気温鉛直プロファイルが維持されるように設定されている.

Table.2.1 Summary of a configuration of the numerical mode.

数値モデル	2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 × 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

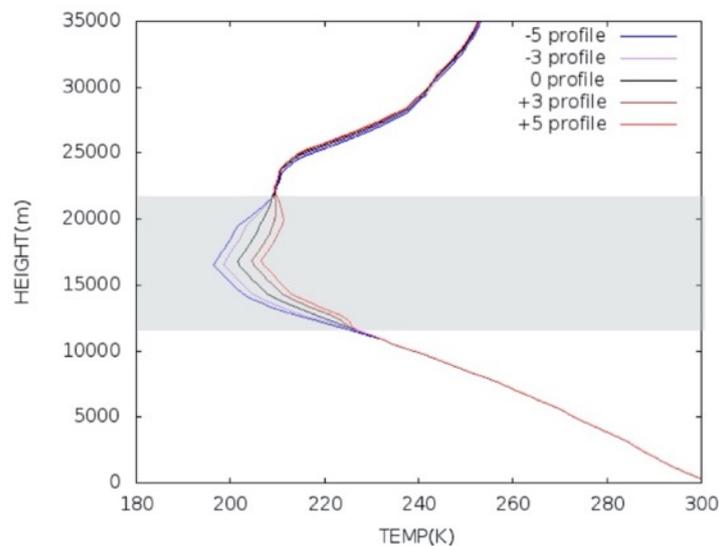


Figure.2.1 The vertical temperature profile. The unit is K. The black (blue, purple, brown, and red) line shows standard profile (-5, -3, +3, +5 degree temperature change at the grey altitude area 200~60 hPa).

本編では、SST が 28 °C の結果 (以後、SST28) のみを示し、30 °C、32 °C の結果はそれぞれ付録 1,2 に載せた。また、100 hPa から 60 hPa の高度範囲 (LS) でのみ気温プロファイルを変更した場合の結果を、付録 3 に添付した。さらに、より現実的に UT/LS の気温変化を二次元軸対称大気海洋結合モデルで再現するために、TC 中心から 1000 km 離れた高度 25000 m の動径方向風速を 1 m/s だけ上げた場合の結果を付録 4 に添付する。これは B-D 循環による上昇流強化を模し、計算領域内に強制的に上昇流域を設けた場合、間接的に冷却が形成されるかどうかを想定している。

## 2.3 結果

### 2.3.1 最大風速と中心気圧の時間発展

Fig.2.2 に最大風速と中心気圧の時間発展を示す。最大風速は、接線風速と動径風速を合成した成分で定義され、時間ステップ毎に計算され出力される。往々にして下層の一次循環場に伴う風の強度を意味する。図中の黄領域は、コントロール実験 (UT/LS の気温変化なし, Fig.2.1 の黒線) の風速が強まり始めてから定常状態に遷移するまでの発達期, 緑領域は、風速が定常状態に遷移してからコントロール実験と  $-5\text{ K}$  または  $+5\text{ K}$  実験の風速が最初に一致するまでの最盛期を表す。Fig.2.2 より海洋結合・非結合実験で発達期・最盛期が異なり、海洋非結合では、50~100 時間が発達期, 100~200 時間が最盛期, 海洋結合では、50~110 時間が発達期, 110~150 時間が最盛期である。この違いは、海洋結合の場合は SST が時間経過とともに下がることで、TC 強度も弱くなることに起因するものである。Fig.2.2 より、海洋非結合の場合 (Fig.2.2, a,c), 最大風速は  $-5\text{ K}$  と  $+5\text{ K}$  で最大約  $35\text{ m/s}$  の差が、中心気圧は最大約  $50\text{ hPa}$  の差があった。海洋結合の場合 (Fig.2.2 b,d), 最大風速は  $-5\text{ K}$  と  $+5\text{ K}$  で最大約  $30\text{ m/s}$  の差が、中心気圧は最大約  $40\text{ hPa}$  の差があった。海洋を結合することで、最大風速は  $15\text{ m/s}$ , 中心気圧差は  $10\text{ hPa}$  だけ差は小さくなるが、UT/LS の気温を下げた場合は最大風速が強まり中心気圧は低くなり、また UT/LS の気温を上げた場合、最大風速は弱まり中心気圧は高くなり、TC の強度が増すことが分かる。気象庁で定められている TC の強さの階級分けでは、すべての実験結果が猛烈な強さの TC に分類され、現実の数値とは異なることを付け加えておく。

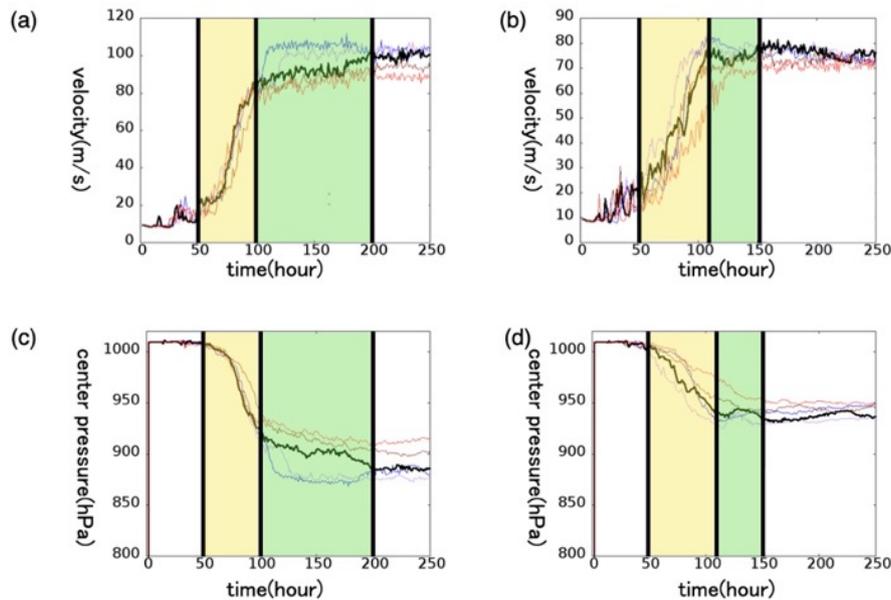


Figure.2.2 The time series of the maximum wind of TC (m/s, upper panels) and the TC central pressure (hPa, lower panels). Left-side (right-side) panels show the non-ocean (ocean) coupling experiments. The line color scheme is the same as in Fig 2.1. The yellow shade shows the development period of TC and the green shade shows the mature period of TC.

### 2.3.2 MPI (Maximum Potential Intensity) による評価

TC 強度を下層環境および上層風を用いて評価することで, UT/LS の影響を定量的に議論するために Table.2.2 に海洋非結合実験の最盛期平均風速を, Table.2.3 に海洋非結合実験における Bister and Emanuel [1998] および, Holland [1997] より求めた MPI の計算結果を示す. ここで, Bister and Emanuel [1998] より求めた MPI は, TC の最大風速 (m/s) を表しており, 計算過程は (1) 式で示したものと同一である. また, Holland [1997] より求めた MPI は TC の最低中心気圧 (hPa) を表しており, 計算過程は以下に示す.

$$\begin{aligned}
 MPI &= P_{env} e^{-X} & (2) \\
 X &= \frac{\epsilon T_s \Delta S_{max} - \frac{f^2 r_{env}^2}{4}}{R_d T_s} \\
 \epsilon &= \frac{T_s - T_{out}}{T_s}
 \end{aligned}$$

ここで,  $P_{env}$  は海面気圧,  $\epsilon$  はカルノーサイクルにおける熱効率,  $T_s$  は SST,  $\Delta S_{max}$  はエントロピーの最大差,  $f$  はコリオリパラメータ,  $r_{env}$  は TC の半径,  $R_d$  は乾燥気体のガス定数,  $T_{out}$  は外出流気温であり,  $X$  は TC 中心と周辺環境のエントロピーの差により得られるエネルギーである. Table.2.3 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約 5%, +5 K 実験とコントロール実験の風速差は約 2% 程度と予想されるが, Table.2.2 のシミュレーション結果では -5 K 実験とコントロール実験で約 13%, +5 K 実験とコントロール実験で約 8% 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ことが分かる.

Table.2.2 Maximum wind averaged from 100 to 200 hours for each SST28 non-ocean coupling experiment.

	simulated wind
-5	103.5 m/s
-3	98.6 m/s
0	91.8 m/s
3	87.0 m/s
5	84.8 m/s

Table.2.3 MPI (Maximum Potential Intensity) averaged from 100 to 200 hours for each SST28 non-ocean coupling experiment. Left (right) panel shows the MPI values calculated by Bister and Emanuel [1998] (Holland [1997]) method.

	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

ここで、円筒座標系・軸対称を仮定した場合、動径方向の運動方程式は以下で表される。

$$\frac{Du}{Dt} - \frac{v^2}{r} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta r} + F_r \quad (3)$$

(3) 式の  $u$  は動径方向の風速,  $t$  は時間,  $v$  は接線風速,  $r$  は台風中心からの距離,  $f$  はコリオリパラメータ,  $\rho$  は密度,  $F_r$  は重力以外の外力 (摩擦) である。左辺の第 1 項は動径方向の風速の時間変化項であり, 右辺第 2 項は摩擦項であるために, 自由大気中の傾度風を考える場合にはこれらを見捨てることができ, 以下の傾度風平衡の式が導かれる。

$$-\frac{v^2}{r} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta r} \quad (4)$$

しかし, TC 中心近傍の下層風は Fig.1.1 (a) の緑線で示したように, 動径方向の風速の時間変化が大きいため, 式 (3) の左辺第 1 項を見捨てることができず傾度風平衡で計算される風速よりも大きい風速となる。この傾度風平衡からのズレは超傾度風と呼ばれるものであり, Bister and Emanuel の MPI 理論式 (式(1)) は境界層内の傾度風平衡を仮定しているため, 超傾度風を加味していない結果となっている。そこで Table.2.4 に海洋非結合実験の各実験から超傾度風を引いた風速を示す。

Table.2.4 Simulated wind – super gradient wind (m/s) averaged from 100 to 200 hours for each SST28 non-ocean coupling experiment.

	simulated wind - super gradient wind
-5	66.1 m/s
-3	63.2 m/s
0	54.3 m/s
3	50.1 m/s
5	52.9 m/s

Table.2.4 より, -5 K 実験とコントロール実験の風速差は約 22%, +5 K 実験とコントロール実験の風速差は約 3% であることが分かり, 超傾度風を加味しても UT/LS の気温を下げた場合は MPI で予想される風速変化よりも大きくなることが分かった.

### 2.3.3 TC 中心付近の気温・相当温位の時間変化

Fig.2.3 に海洋非結合の, Fig.2.4 に海洋結合の場合の 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.2.3 より, 気温を 5 K 下げた場合は, 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たことが分かり, 5 K 上げた場合は逆に安定な環境場が形成されている. また, Fig.2.4 の海洋結合の場合も同様である.

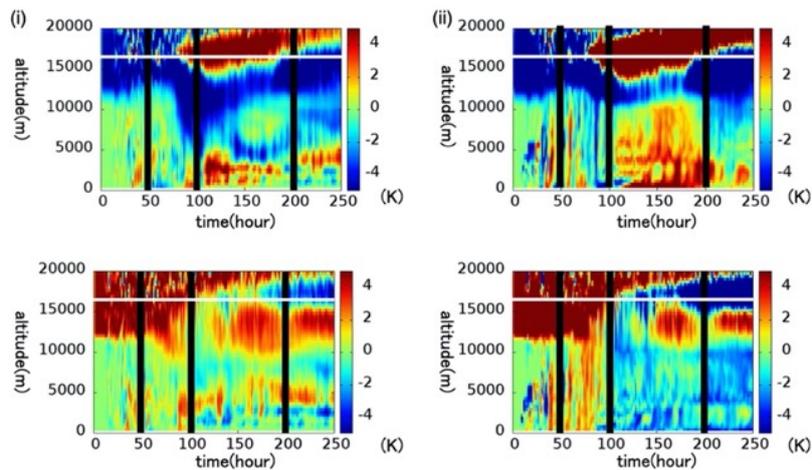


Figure.2.3 Time-height section of TC eye temperature anomaly averaged between TC center and 10 km [K] ( i ), equivalent potential temperature anomaly [K] averaged between TC center to 90 km ( ii ) for the non-ocean coupling model. The anomaly is the change from the control experiment. The upper (lower) panels show the -5 K (+5K) experiments. The black solid lines represent the development and mature periods of TC and the white solid lines show tropopause altitude.

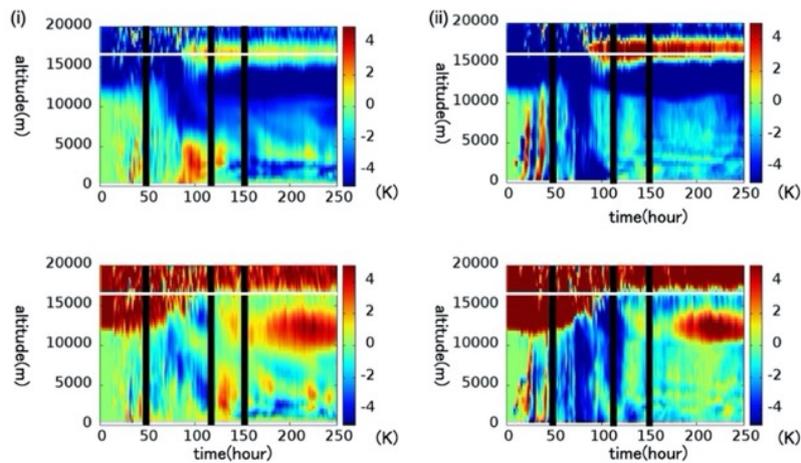


Figure.2.4 Same as Fig.2.3 but for ocean coupling model.

### 2.3.4 発達期の TC 概況

Fig.2.5 と Fig.2.6 に海洋非結合, 海洋結合実験の場合の発達期における鉛直風, 凝結加熱, コントロールランからの気温偏差の半径高度断面を示す.

Fig.2.5 より, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 凝結加熱のピークは高度 5~10 km に存在しているが, 鉛直風のピークは高度 10~15 km に存在している. 一方, UT/LS を 5 K 上げた場合は, 凝結加熱のピークは高度 0~10 km に存在しているが, 鉛直風のピークは高度 5~12 km 付近に存在している. 次に気温偏差をみると, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 二次循環の上層風 (外出流) に対応する位置で, UT/LS に与えた気温変化以上の気温偏差 (約 -10 K) が発生しており, UT/LS の気温を 5 K 上げた場合も同様である (約 +8 K).

Fig.2.6 の海洋結合の場合, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 凝結加熱のピークは高度 0~10 km に存在しているが, 鉛直風のピークは高度 10~15 km に存在している. 一方, UT/LS を 5 K 上げた場合は, 凝結加熱や上昇流がはっきりと形成されていない. 次に気温偏差をみると, 海洋非結合と同様に UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 二次循環の上層風 (外出流) に対応する位置で, UT/LS に与えた気温変化以上の気温偏差 (約 -10 K) が発生しており, UT/LS の気温を 5 K 上げた場合も同様 (約 +8 K) である.

これより, Table.2.3 で示した Bister and Emanuel [1998] より求めた MPI の各実験とコントロールランの偏差よりもシミュレーション結果で得られる各実験とコントロールランの偏差のほうが大きい原因の 1 つとして, 上層風 (外出流) 域の気温変化が, UT/LS に与えた気温変化よりも大きくなることが示唆される.

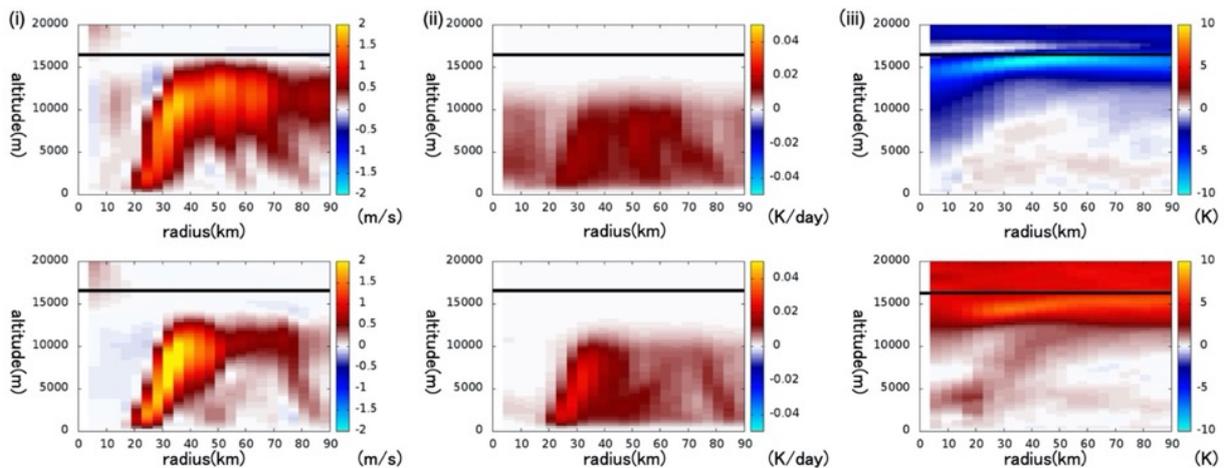


Figure.2.5 Radius-height section of vertical wind (m/s) ( i ), heat rate due to condensation (K/day) ( ii ), temperature anomaly from control experiment (K) ( iii) for non-ocean coupling model. The upper (lower) panels show the -5 K (+5K) experiments. Black solid lines show the tropopause altitude. Each parameter is averaged during 50~100 hours.

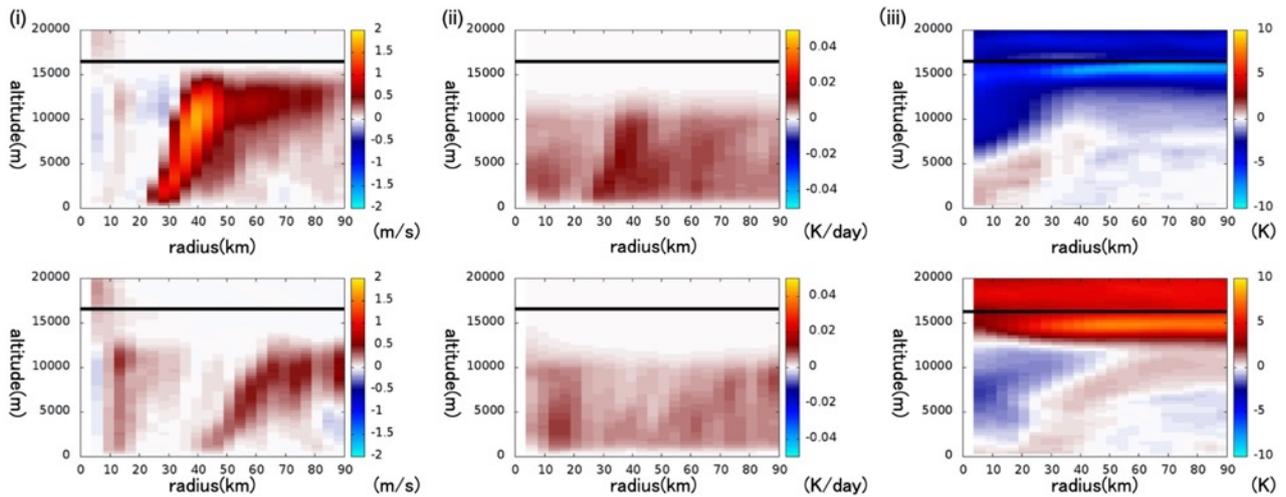


Figure.2.6 Same as Fig.2.5 but for ocean coupling model and averaged during 50~110 hours.

### 2.3.5 二次循環の変化

Fig.2.7 に最盛期平均した半径方向の風速の半径高度断面を示す. これから二次循環の下層風および上層風の風速変化を確認できる. Fig.2.7 より, 海洋結合モデル・海洋非結合モデルどちらの場合も UT/LS の気温を下げると二次循環が強まり, 上層風の高度が約 2 km 高くなること分かる. また, Fig.2.2 でも示したが, 海洋結合より海洋非結合実験のほうが二次循環が強くなること分かる.

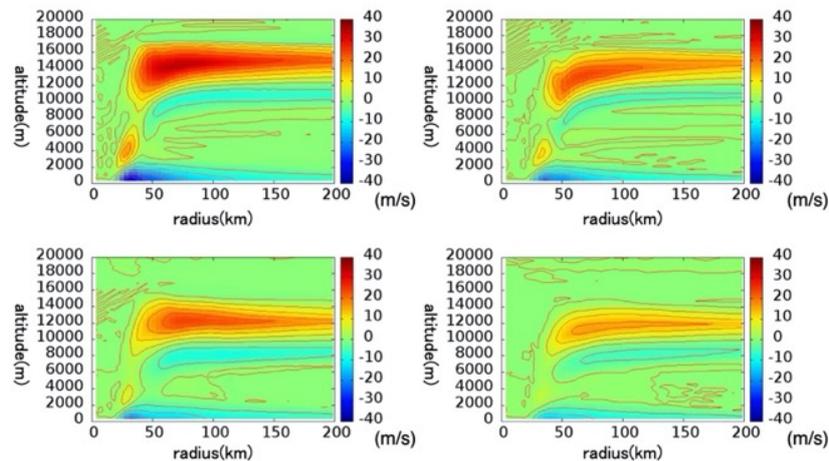


Figure.2.7 The radius(km)-height(m) section of the radial velocity (m/s) averaged the mature phase during 100~200 (110~150) hours for non-ocean (ocean) coupling experiment. The upper (lower) row panels show the -5K (+5K) experiments. Left-side (right-side) panels show the non-ocean (ocean) coupling experiments.

次に, 二次循環の時間変化を確認するために, Fig.2.8 に海洋非結合の, Fig.2.9 に海洋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.

海洋非結合の結果を見ると, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合, 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 上げた結果、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。Fig.2.9 の海洋結合の結果を見ると、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合、海洋非結合のものと同様（上層から風速が強まる）の結果となっている事が分かる。また、UT/LS の気温を 5 K 上げた場合については、上層から発達している様子が見られるが、-5 K 実験よりも上層風と下層風の発達するタイミングの時間差が小さくなっている事が分かる。

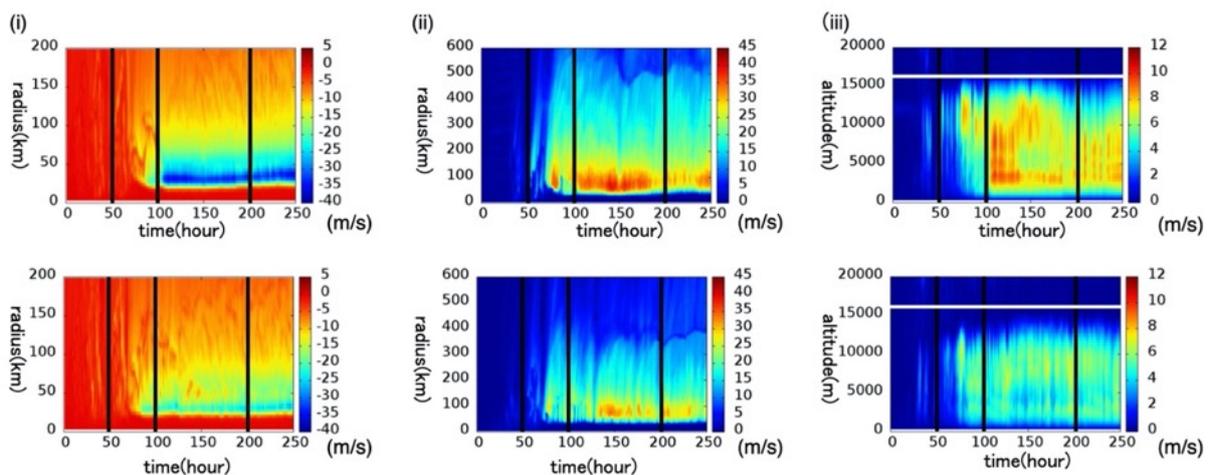


Figure.2.8 Time-radius section of the lower wind (m/s) ( i ), the upper wind (m/s) ( ii ), and the time-height section of the vertical wind of secondary circulation (m/s) ( iii ) for the non-ocean coupling model. The upper (lower) panels show the -5 K (+5K) experiments. The lower (upper, vertical) wind panels show maximum wind speed between the surface (9km, center) and 3.5km (16km, 90km). The black solid lines represent the development and mature periods of TC and the white solid line in panel ( iii ) represents the tropopause altitude.

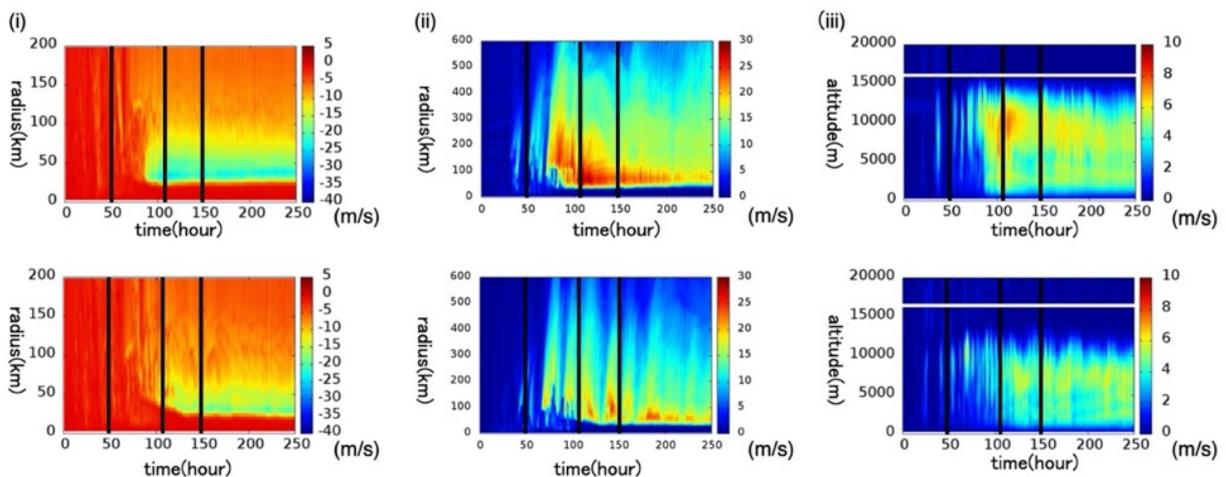


Figure.2.9 Same as Fig.2.8 but for ocean coupling model.

## 2.4 二次元軸対称大気海洋結合モデルの結果

UT/LS の気温を下げると最大風速が強くなり中心気圧が低くなることが分かった。また、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ため、海洋非結合実験よりも反応が鈍ったためと考えられる。また、単純に TC の外出流域の気温が  $-5\text{ K}$  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約 13%、超傾度風を加味した場合には約 22% の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。この要因の一つとして、外出流域の気温偏差が、与えた偏差 ( $-5\text{ K}$ ) よりも大きくなっていったことが考えられる。

現象のメカニズムに関して、発達期に UT/LS の空気塊が熱帯低気圧中心に入り込むことで、UT/LS の気温を  $-5\text{ K}$  変化させた場合に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、 $+5\text{ K}$  変化させた場合には逆に安定度が増していた。また、UT/LS の気温を  $-5\text{ K}$  変化させた場合の方が発達期の上昇流が高い高度まで達していたことや、気温偏差が与えた偏差よりも大きくなっていったことを加味すると、実験設定による UT/LS の気温変化による壁雲域の上昇流変化の影響に加えて、UT/LS の空気塊が補償下降流によって TC 中心に入り込む効果が加わることで上層の大気安定度を変化させ、TC の強度が変化し、外出流域で与えた温度偏差以上の偏差が発生したと考えられる。

### 第3章 全球雲解像モデルを用いた解析

将来の気候変動時の TC の発生数やその頻度を議論するために全球気候モデルが有効である。しかし、長期積分をするためには積雲対流パラメタリゼーションを使用する必要がある。しかし、1.2.3 節で述べたが、積雲対流パラメタリゼーションは TC の発生や発達に影響を与え、実際とは異なる影響の評価を出してしまう可能性がある。本章では、積雲対流パラメタリゼーションの影響を考慮しなくて良い全球雲解像（非静力学）モデル Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model (NICAM) を用いて、2019 年に発生した南半球成層圏突然昇温(SSW) 時の熱帯域での TC の発生、発達に関して調査した結果を示す。NICAM によって、1.2.5 節で示したように気候変動下での TC 発生に関する研究が実施されたが、SSW の影響は解析されていない。

本章ではまず、2019 年南半球極域で発生した SSW の特徴を再解析データおよび衛星観測データを用いて示す。次に、NICAM を用いた成層圏力学場の影響を考慮した実験の概要とその解析結果を示す。

#### 3.1 2019 年 9 月に発生した SSW の特徴

2019 年 9 月に南半球極域成層圏で非常に強い SSW が発生した。南半球では、観測が開始されて以降、2002 年 [e.g., Krüger *et al.*, 2005] に次いで 2 回目となる大きな昇温現象であった [e.g., Yamazaki *et al.*, 2020; Lim *et al.*, 2020]。この SSW の特徴について JRA-55 再解析データ [Kobayashi *et al.*, 2015] と NOAA OLR (Outgoing Longwave Radiation) [Libmann *et al.*, 1996] データを用いて記述する。OLR は熱帯域では背の高い雲の指標として用いることができる。

Fig.3.1 に 8 月 26 日と 9 月 20 日の東西平均した東西風の緯度高度断面と 8 月 1 日から 9 月 30 日までの南緯 60 度 10 hPa における東西平均東西風の時系列を、Fig.3.2 に同期間の南緯 90 度 10 hPa における気温時系列、高度 100, 50 hPa (UT/LS に相当) の気温を熱帯平均 (20S-20N) した気温時系列、および 100 hPa, 南緯 75 度から 45 度平均した eddy heat flux ( $v'T'$ ) の時系列を示す。

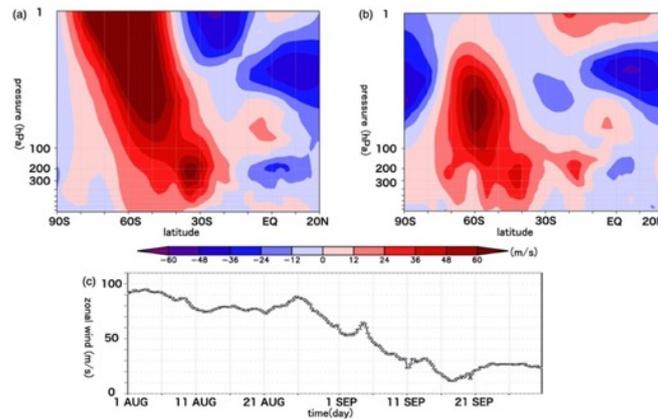


Fig.3.1 Latitude pressure section of zonal mean zonal wind (m/s) at 8/26 (a), and 9/20 (b). (c) Time series of zonal mean zonal wind (m/s) at 10 hPa of 60S.

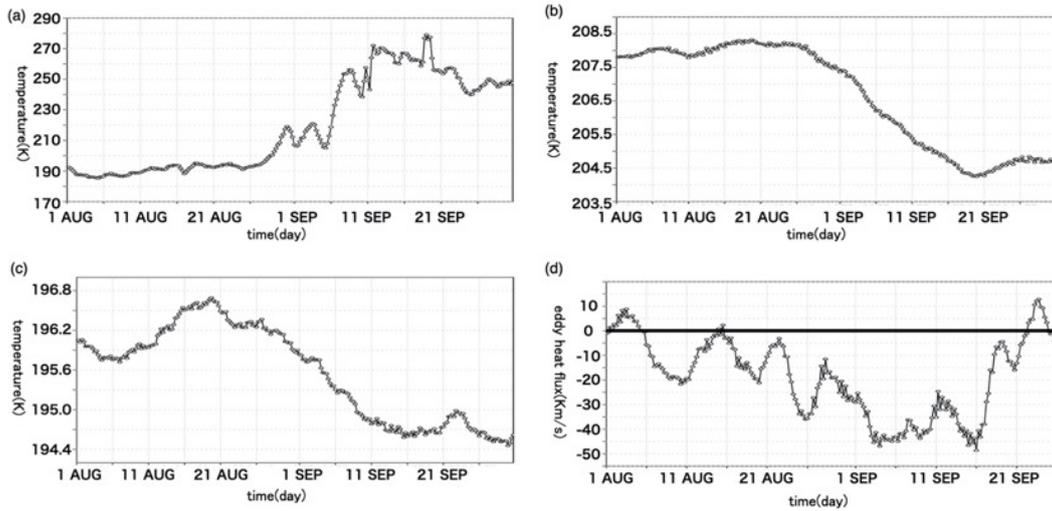


Figure.3.2 The time series of zonal mean temperature (K) at 90S at 10 hPa (a), averaged tropical belt (20S-20N) at 50 hPa (b), and at 100 hPa (c), and zonal mean eddy heat flux ( $v'T'$ ; m/s\*K) at 100 hPa averaged between 75S and 45S (d). The black solid line in (d) represents zero.

Fig.3.1 (c) より 8 月 26 日から 9 月 18 日にかけて南緯 60 度 10 hPa で西風が約 85 m/s 弱まっている。また, Fig.3.2 (a) より 8 月 26 日から 9 月 20 日にかけて南半球の極域成層圏で約 90 K の昇温が確認できる。Fig.3.2 (d) の eddy heat flux が 8 月下旬から 9 月 16 日にかけて増減を繰り返しながら減少 (南極向きが負なので, 増加) していき, B-D 循環が強化され, 結果西風の減速と南極域の昇温が確認された。一方, SSW の影響で熱帯域の 50 hPa では東西平均気温が約 3.5 K (b), 100 hPa では約 2K (c) の降温が発生している (Fig.3.1 (b, c))。

続いて Figs.3.3, 3.4 に同期間の気温の時間緯度断面および上昇流の時間緯度断面をそれぞれ示す。

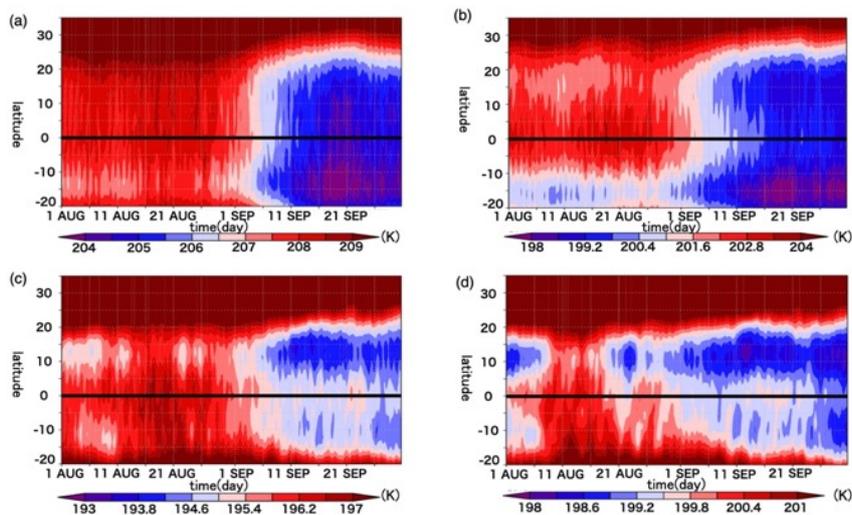


Figure.3.3 Time latitude section of zonal mean temperature at (a) 50 hPa, (b) 70 hPa, (c) 100 hPa, (d) 125 hPa . The black solid lines represent Equator.

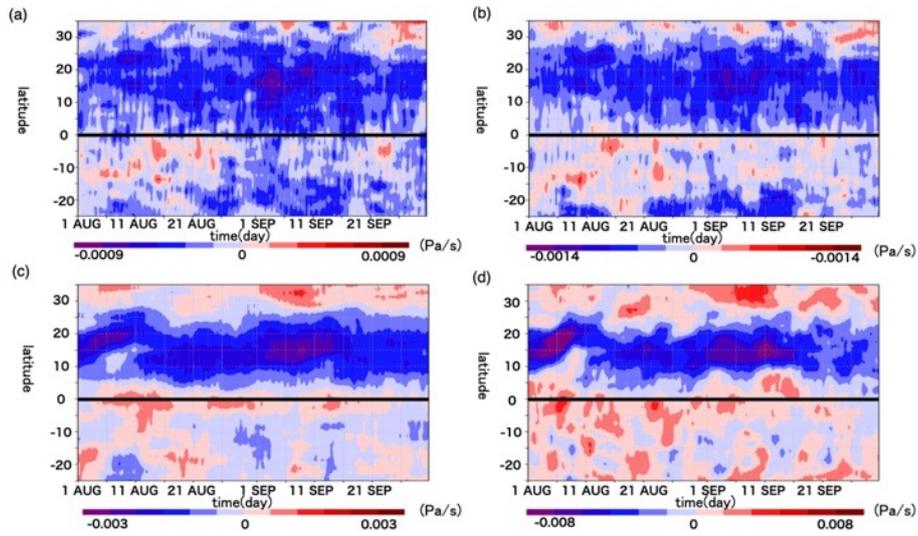
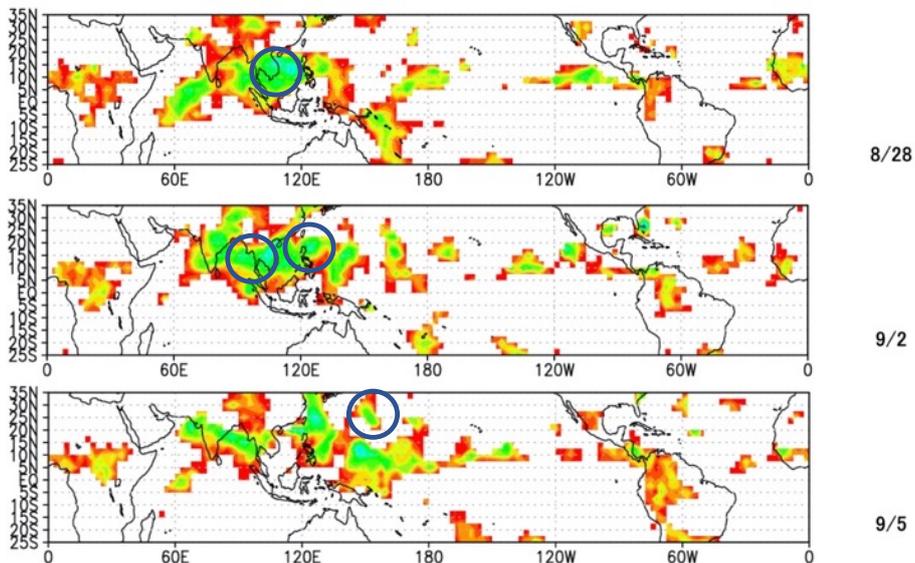


Figure.3.4 Same as Fig.3.3 but for vertical wind (Pa/s). The colder (warmer) color means upward (downward) direction.

Fig.3.3 から、時間経過とともに UT/LS の気温が下がっていく様子が見られる。また、Fig.3.4 から、B-D 循環の強化に伴う熱帯域での上昇流が北緯 10 度付近に存在していることが分かり、Fig.3.3 の 100 hPa (c)、125 hPa (d) では対応する期間 (9 月上～下旬)、緯度 15 度付近で気温降下が強くなっている事が分かる。

続いて、UT/LS の気温が降下する 8 月 26 日から 9 月 20 日の間で台風が発生した際の OLR の水平分布を Fig.3.5 に、8 月 1 日から 9 月 30 日の東西平均した OLR 時間緯度断面を Fig.3.6 に示す。なお Fig.3.5 に示した台風の詳細を Table.3.1 に示す。ここでの台風の定義は気象庁の定義を用いて、「TC のうち北西太平洋または南シナ海に存在し、なおかつ低気圧域内の 10 分間平均最大風速が 17.4 m/s 以上のもの」とした。



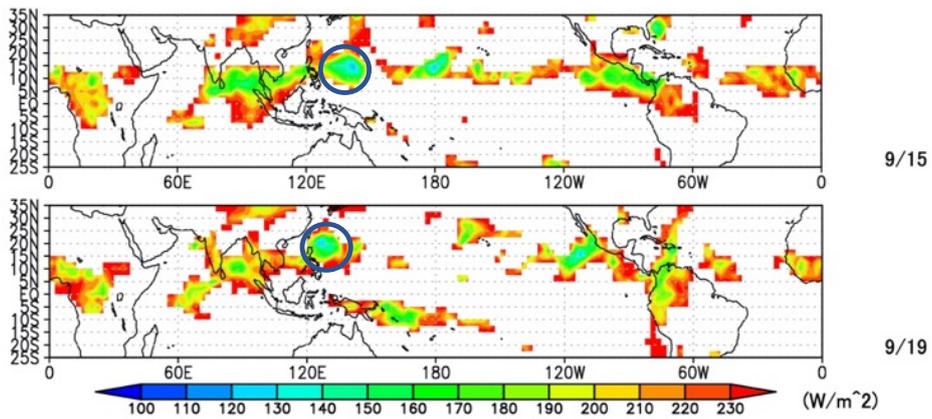


Figure.3.5 Distribution of OLR when each typhoon was formed during the SSW in 2019. Blue circles indicate cumulus accompany with TC.

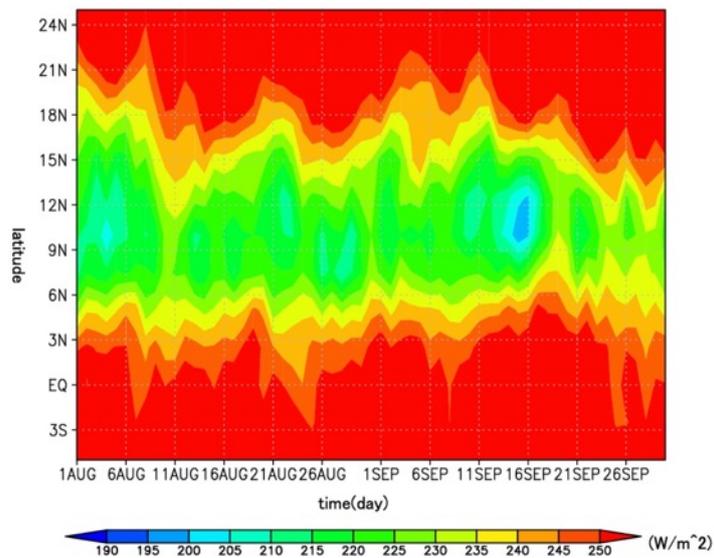


Figure.3.6 Time-latitude section of zonal mean OLR.

Table.3.1 List of typhoons occurred between 8/26 and 9/20 defined by the JMA (Japan Meteorological Agency) definition of typhoon.

date and time	name of Typhoon	minimum pressure
8/28 00UTC	PODUL	992 hPa
9/2 00UTC	LINGLING	940 hPa
9/2 12UTC	KAJIKI	996 hPa
9/4 18UTC	FAXAI	955 hPa
9/15 00UTC	PEIPAH	1000 hPa
9/19 00UTC	TAPAH	970 hPa

Fig.3.5 および Table.3.1 より 8 月 26 日から 9 月 20 日の間で台風は 6 個発生していた。また Fig.3.5 より, UT/LS の気温が低下していくにつれて, 積雲対流域が北緯 10 度付近に並ぶこと, さらに, Fig.3.6 より 9 月 15 日付近で北緯 10 度の OLR が最小となることが分かる。この緯度帯は Fig.3.4 の上昇流で見られるように, 9 月上 ~ 中旬に強まる下部成層圏の B-D 循環の上昇流域と対流圏のハドレー循環の上昇流域が結合している緯度帯に相当する。

次節以降で, 上述した 2019 年に発生した SSW の際の対流活動と, NICAM を用いたシミュレーションで確認できた対流活動を比較することにより, UT/LS の力学場が台風に与える影響を解析する。

## 3.2 数値モデル概要

本研究の三次元モデルには Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model (NICAM) [Tomita and Satoh., 2004, Satoh *et al.*, 2008; 2014] を用いた。NICAM は Fig.3.7 に示すような正二十面体格子をグリッドとして採用することで全球でのグリッド間隔が均一であるという特徴を持つ。また, 積雲パラメタリゼーションを使用しない非静力学モデルであるため, 雲の変化や TC の活動を調べる際に, より曖昧さを排除した物理過程に基づいて計算を行うことが可能となっている。

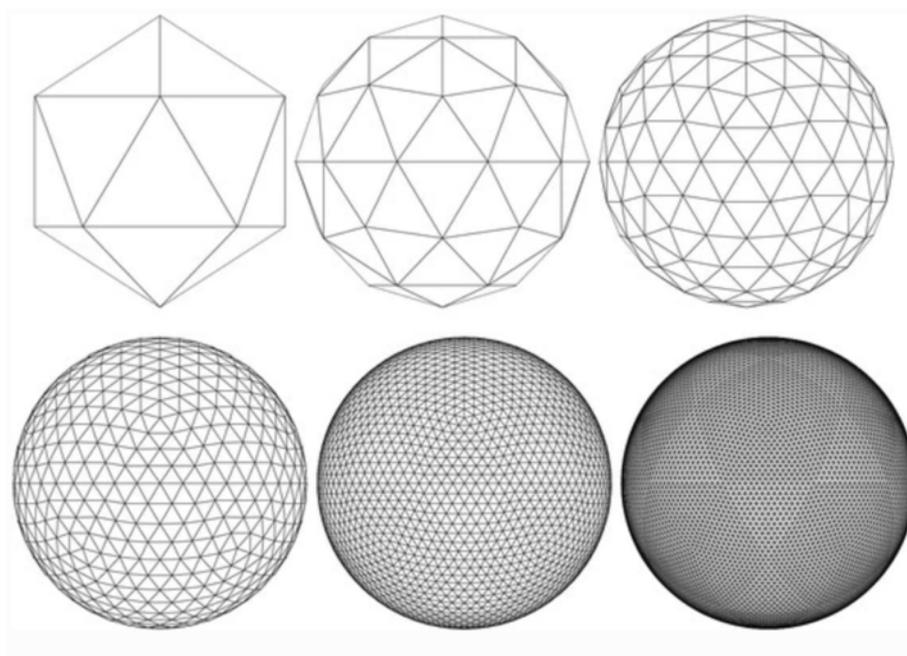


Figure.3.7 Icosahedral grid structures (Fig.1 of Satoh *et al* [2014])

本モデルの主な設定 (Table.3.2) や境界条件を以下に記載する。本研究では全球を計算領域とし, 高さは 50km を上端とした 78 層を採用している。水平解像度は経度方向・緯度方向ともに 14 km であり, 鉛直解像度は平均約 700 m であるが, UT/LS に対応する高度 14~19km に関しては 380m と分解能を高めて設定している。シミュレーション期間は 1 ヶ月のフリーランとし, 計算開始時刻は 2019 年の 8 月 23, 24, 25, 26 日のそれぞれ 0000UTC, 1200UTC とした。初期値には JRA-55 のデータを用いた。

境界値データについて、オゾン は Hegglin *et al.* [2016] で CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) 用に提供されている 3 次元データの月平均気候値を, 海氷は Haarsma *et al.* [2016] で CMIP6 用に提供されているデータの日気候値を, SST は NOAA daily OISST (Reynolds *et al.*, 2007) のデータを用いた.

初期値を 8 月 23~8 月 26 日に選定した理由は, 山田ら [personal communication] による NICAM.14 (鉛直 38 層) を用いた計算から, 8 月 25 日を境に熱帯 UT/LS の気温の降温幅が大きくなることが示されており, その前後を計算初期日とすることで, SSW の再現度の違いを利用し熱帯 UT/LS が台風に与える影響を解析できる可能性があったためである. なお, 本編では初期値が 23 日 00UTC (以下 2300 実験) と 25 日 00UTC (以下 2500 実験) の結果のみを比較して示し, 23 日 12UTC, 24 日 00UTC, 12UTC, 25 日 12UTC, 26 日 00UTC, 12UTC の結果はそれぞれ付録 5, 6, 7, 8, 9, 10 に載せている.

Table.3.2 Summary of a configuration of NICAM 78 layer experiment.

数値モデル	非静力学正20面体格子大気モデル:NICAM (Tomita and Satoh., 2004, Satoh et al.,2008; 2014)
水平解像度	14 km
鉛直解像度	78層(~50km):14~19kmは約380m分解能
期間	2019/8/25 00UTC から 1 ヶ月のフリーラン 2019/8/23 00UTC から 1 ヶ月のフリーラン
初期値	JRA-55
境界条件	SST: NOAA daily OISST 海氷: Daily 1/4 degree HadISST2-based dataset オゾン: NOAA daily OISST

### 3.3 結果

#### 3.3.1 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列

続いて, Fig.3.8 に JRA-55, 2300 実験, 2500 実験の南緯 90 度 10 hPa における気温時系列, 熱帯域 (20S-20N) で東西平均した 100 hPa の気温時系列, および, 100 hPa 中緯度 (75S-45S) で平均した eddy heat flux の時系列を示す.

Fig.3.8 より, NICAM の両実験ともに極域の昇温と熱帯域の降温が実際の SSW 現象よりも約 12 日

早く発生していることが分かる. 実際には 9 月 20 日前後であるのに対して, 2300 実験, 2500 実験は 9 月 8 日に気温の変動が見られる. 南極の成層圏で 2300 実験の場合約 65 K, 2500 実験の場合約 70 K の昇温が確認でき, 2500 実験の昇温は継続期間が長い. 熱帯の 100 hPa 付近では 2300 実験では約 3 K, 2500 実験では約 4 K の降温が確認できる. また, eddy heat flux は 2300 実験では約 30 Km/s, 2500 実験では約 45 Km/s 減少している. さらに, 2300 実験よりも 2500 実験の方が波の強制期間が長く持続しており, この結果 2300 実験で発生した SSW よりも, 2500 実験で発生した SSW の方が規模が大きく, 持続的であることが分かる.

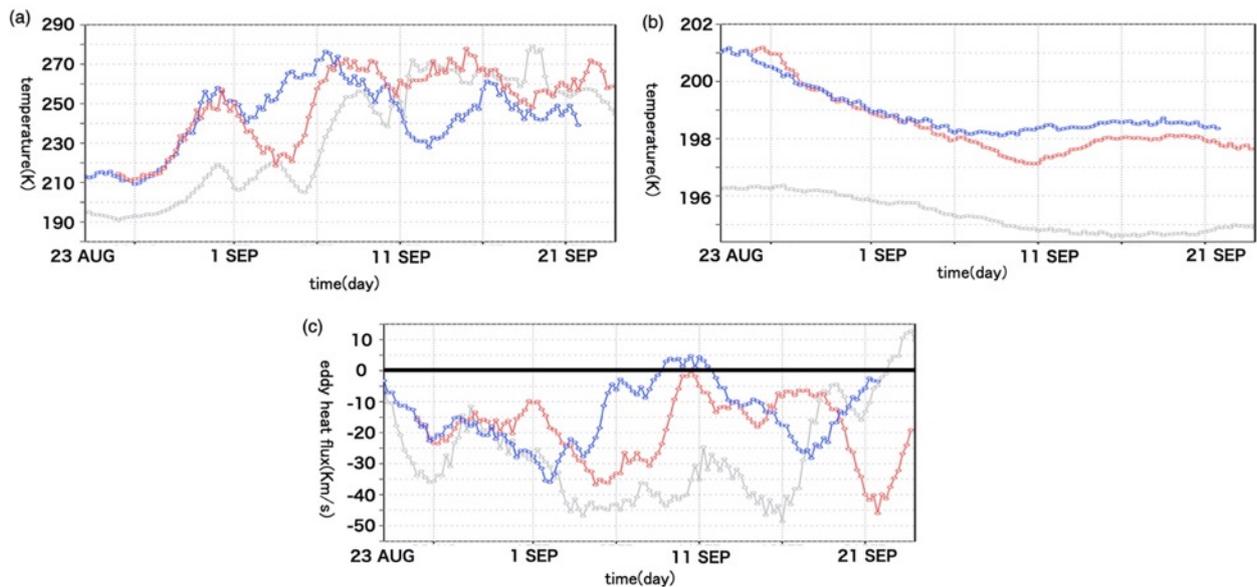


Figure.3.8 Time series of zonal mean temperature (K) at 90S, 10 hPa (a), at 100 hPa averaged between 20S and 20N (b), zonal mean eddy heat flux at 100 hPa averaged between 75S and 45S (c). Grey, blue, and red lines represent JRA-55 reanalysis, 2300, 2500 experiments, respectively. The black solid line in (c) represents zero.

### 3.3.2 南半球東西風の概況

Fig.3.9 に 2300 実験の 8 月 26 日, 9 月 6 日, および 2500 実験の 8 月 26 日, 9 月 11 日の帯状平均東西風の緯度高度断面を示す. Fig.3.8 より, 2300 実験では 8 月 26 日から 9 月 6 日にかけて南緯 60 度, 高度 34 km 付近の西風が約 30 m/s 弱くなっており, 2500 実験では 8 月 26 日から 9 月 11 日にかけて同領域の西風が約 40 m/s 弱くなっており弱い西風になっていることが分かる. この後, 2300 実験では西風が 8 月下旬の風速に戻るが, 2500 実験では西風の弱風が 9 月下旬まで維持された (図省略). これより, 2500 実験のほうが西風の弱体化が大きいことが分かる.

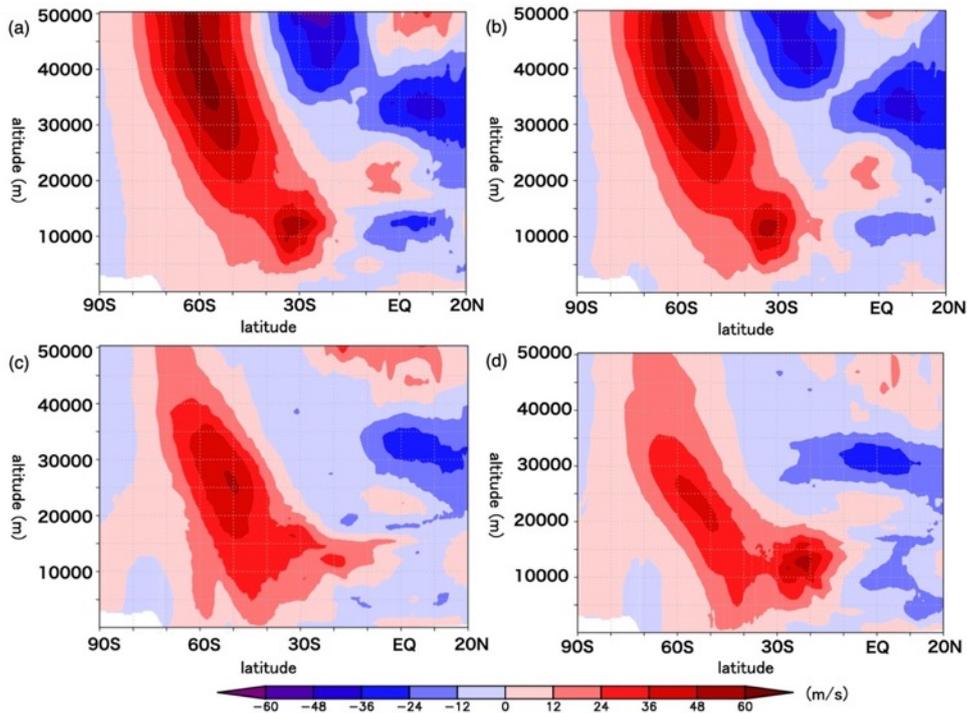


Figure.3.9 Latitude altitude section of zonal mean zonal wind (m/s) at 8/26 (a), 9/6 (c) of 2300 experiment, 8/26 (b), 9/11 (d) of 2500 experiment. Time series of zonal mean zonal wind (m/s) at 60S.

### 3.3.3 気温、上昇流の緯度時間断面

Fig.3.10 に気温時間緯度断面, Fig.3.11 に全期間平均からの気温減率偏差時間高度断面, Fig.3.12 に上昇流時間緯度断面, また, Fig.3.13 に B-D 循環の収束に伴う熱帯 UT/LS 付近の上昇流を確認するため, 高度 20 km, 25 km の東西平均した熱帯域の上昇流時系列をそれぞれ示す. Fig.3.8 より, シミュレーションが馴染むまでの期間, SSW により UT/LS が影響を受ける期間を考慮し, 解析期間を 8 月 29 日から 9 月 16 日とした (解析対象外の期間は白抜きにしている).

Fig.3.10 より, 時間経過とともに両実験で UT/LS の気温が低下する様子が分かるが, 北緯 15 度付近の最低気温は, 2300 実験では約 196.4 K, 2500 実験では 195.6 K と 2500 実験の気温低下の方が大きいことが分かる. また, 2500 実験では, 気温が最低値となる 9 月 10 日頃に南半球も含めて, 熱帯域全体で気温が低下している. Fig.3.11 を見ると, 2300 実験より 2500 実験のほうが対流圏界面高度が高くなっており (期間平均からの偏差を引く前の図 (省略) でも確認済み), UT/LS 領域の気温の鉛直偏差も大きくなっており, 高高度 (18~19 km) で不安定領域 ( $dT/dz < 0$ ) が形成されていることが分かる. また Fig.3.12 より, 両実験で北緯 15 度付近の上昇流が強くなることが分かる. さらに, Fig.3.13 より両実験とも熱帯域の高度 20 km, 25 km では上昇流が優勢である様子が見られた.

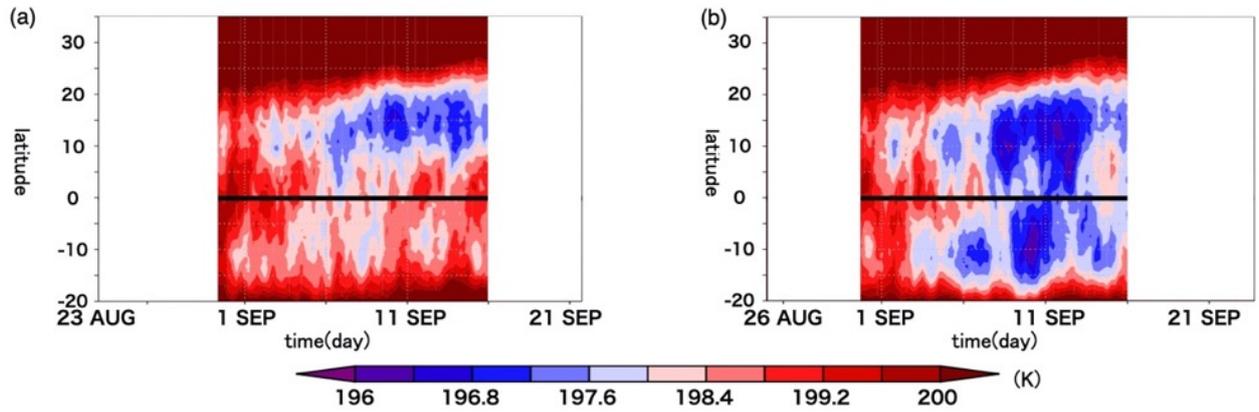


Figure.3.10 Time latitude section of zonal mean temperature (K) at 18km. (a), (b) shows 2300, 2500 experiment, respectively. Black solid lines represent the equator. The time without the analysis period (29 Aug – 16 Sep) was masked.

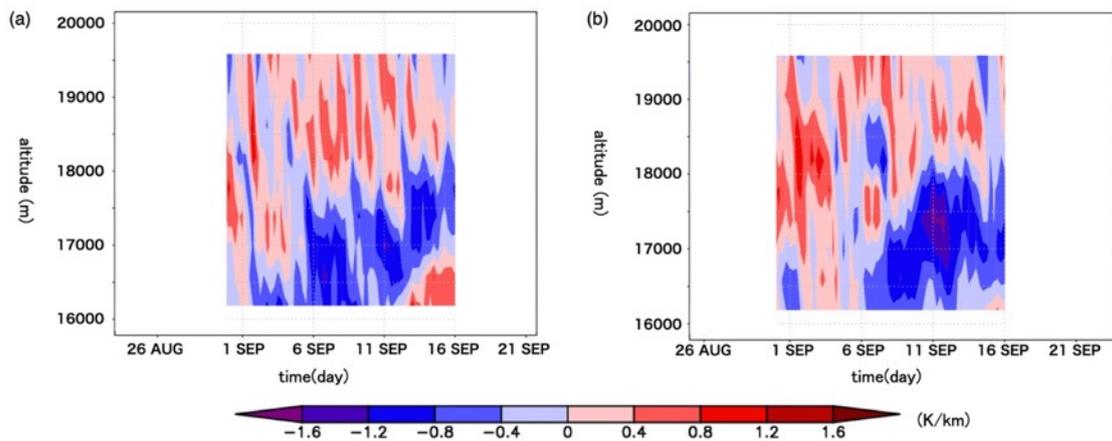


Figure.3.11 Time altitude section of zonal mean averaged  $dT/dz$  anomaly (K/km) averaged between 20S and 20N from the mean of analysis period. (a), (b) shows 2300, 2500 experiment, respectively. The time without the analysis period (29 Aug – 16 Sep) was masked.

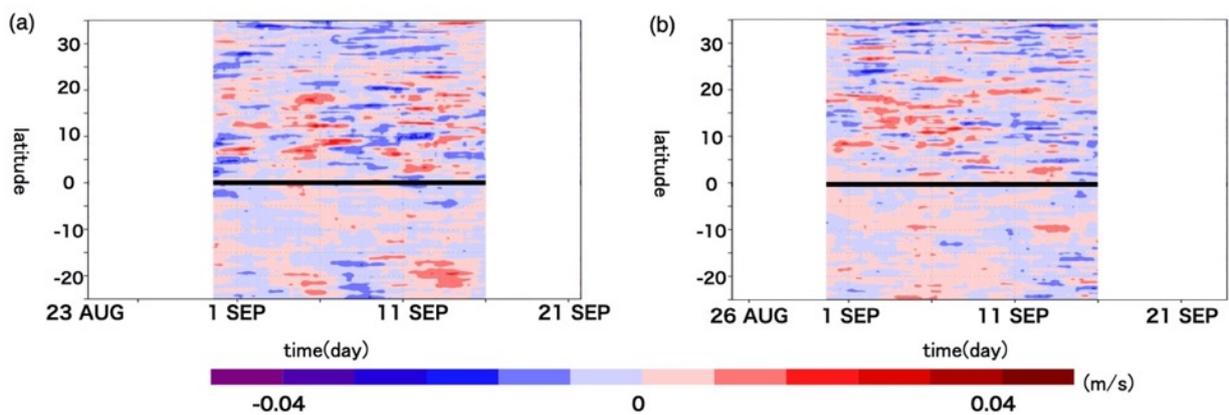


Figure.3.12 Same as Fig.3.10 except for zonal mean vertical wind (m/s) at 18 km. The 3-day running mean was done.

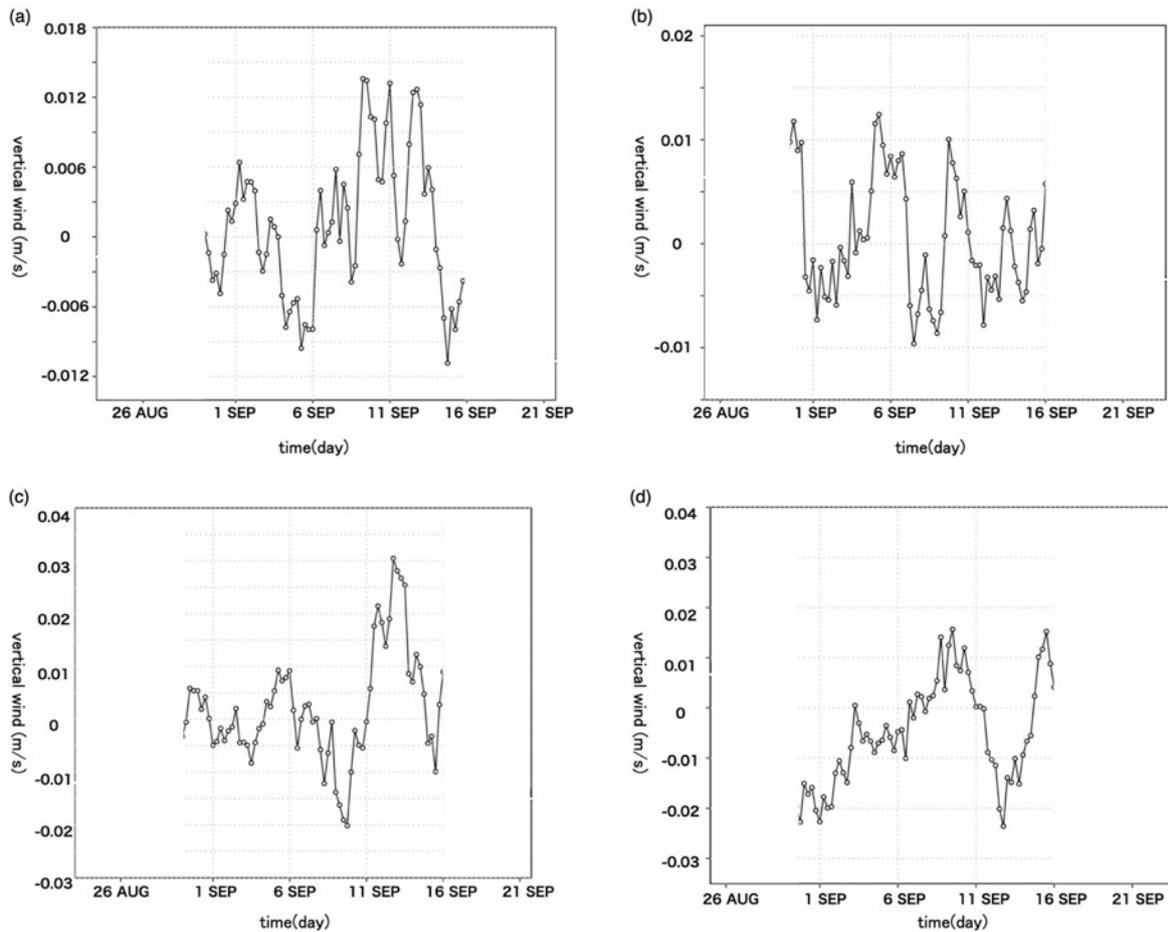


Figure.3.13 Time series of zonal mean averaged vertical wind (m/s) between 5N and 15N at 20 km (a, b) and 25 km (c, d). a, c (b, d) are 2300 (2500) experiment. 3-day running mean was done. The time without the analysis period (29 Aug – 16 Sep) was masked.

### 3.3.4 熱帯域積雲対流活動の概況

Figs.3.14, 15, 16 に 2300 実験と 2500 実験の 8 月 29 日と 9 月 8 日の OLR 分布, SST 分布, OLR 時間緯度断面をそれぞれ示す. これらの日は, SSW の影響がまだ見られない時期と両実験で熱帯 UT/LS の気温が最低値付近となった日を示している.

Fig.3.14 より, 両実験ともに 8 月 29 日では広い緯度帯で発生していた積雲対流活動が, 9 月 8 日には 2300 実験では北緯 10 度付近, 2500 実験では北緯 15 度付近に積雲対流活動域がシフトし, 狭い緯度範囲 (主に北半球側) に集中している様子がみられる. また, 帯状の積雲対流活動域内から熱帯低気圧が発生している様子も見て取れる. Fig.3.15 より, 両実験で SSW の影響が見られない 8 月 29 日では, 太平洋域の SST の高い領域で積雲対流活動が発生していることが分かるが, UT/LS の気温が最低値付近となった 9 月 8 日では, 南半球の SST の高い領域範囲に積雲対流活動が見られず, 北半球側に積雲対流活動だけが集中していることが分かる. また Fig.3.16 より, 北緯 10 度付近で 2300 実験よ

りも 2500 実験の OLR の方が小さく積雲対流活動が活発であることが分かる. 次に各実験で発生した台風について記述していく.

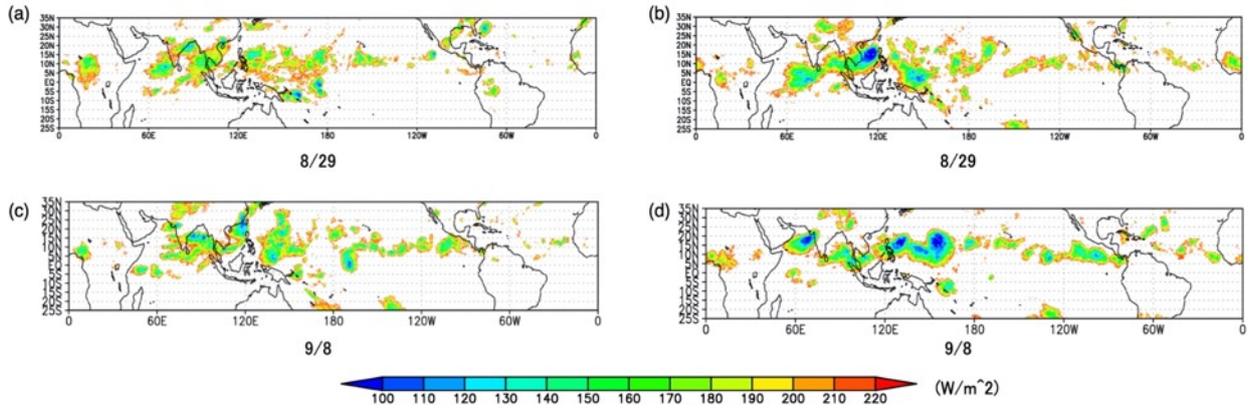


Figure.3.14 Maps of OLR daily mean. (ac, bd) show (2300, 2500) experiment. Upper (lower) panels show 8/26's (9/8's) daily OLR.

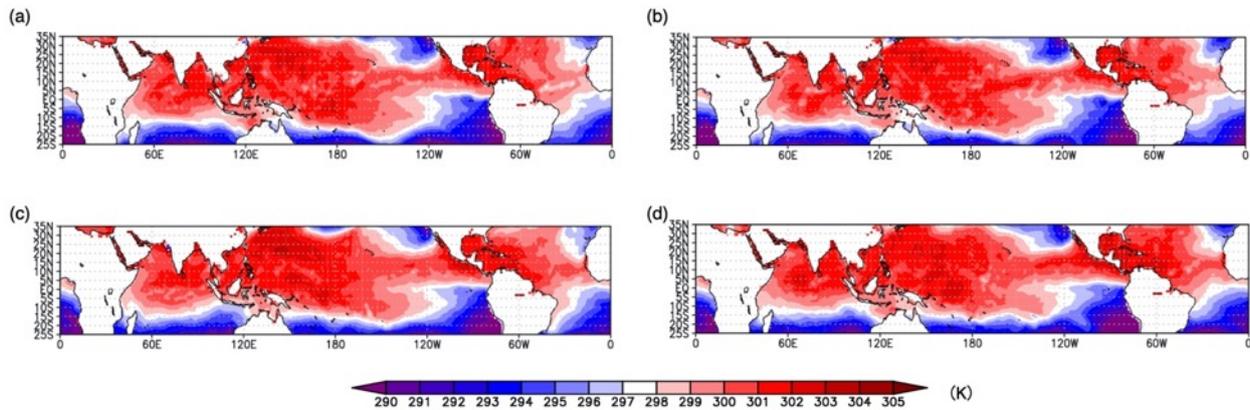


Figure.3.15 Same as Fig.3.14 but for SST.

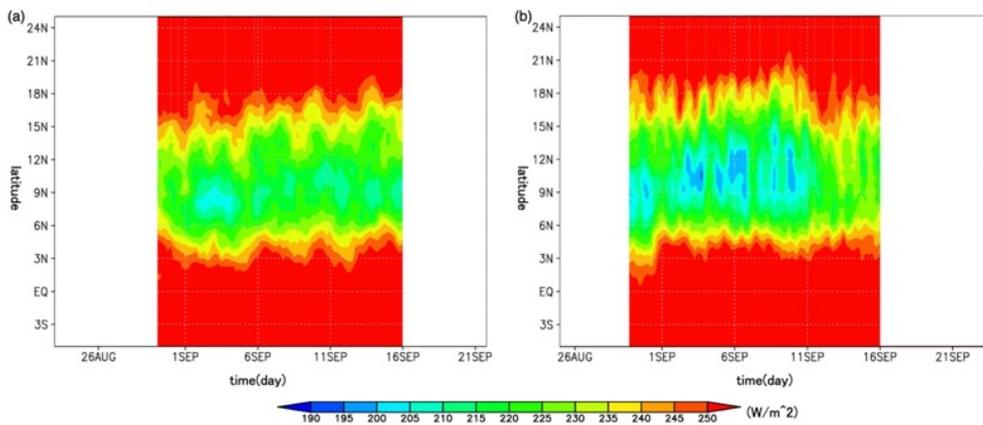


Figure.3.16 Time-latitude section of zonal mean OLR. (a, b) panels show (2300, 2500) experiment.

### 3.3.5 台風の概況

続いて, Figs.3.17, 3.18 に 2300 実験と 2500 実験で発生した台風の接線風速マップ, Table.3.3 に各台風の最盛日時, 発生日時, 最大風速, 海面気圧, および発生緯度を示す.

Fig.3.17 より 2300 実験では解析期間中 (8/29-9/16), 合計 1 個の台風が発生していた. 9 月 14 日に発生した台風は最大風速約 60.0 m/s, 中心気圧は 920 hPa であった. 次に Fig.3.18 より 2500 実験では合計 4 個の台風が発生しており, 8 月 31 日, 9 月 7 日, 9 月 10 日, 9 月 16 日に発生した台風の最大風速と中心気圧はそれぞれ約 45.0, 40.0, 47.0, 50.0 m/s と 955, 955, 960, 955 hPa であった. 2500 実験のほうが台風の発生数が多いが, 強度は 2300 実験の台風より弱い結果であった. また, 発生日から最盛期までにかかる日数が, 2300 実験では 4 日間, 2500 実験では 2, 3 日と期間が短く, 発生する緯度がほとんど変わらないので (9 月 14 日発生 of 北緯 25 度を除く), 最盛日となる緯度帯が 2500 実験の方が低いことと一致する.

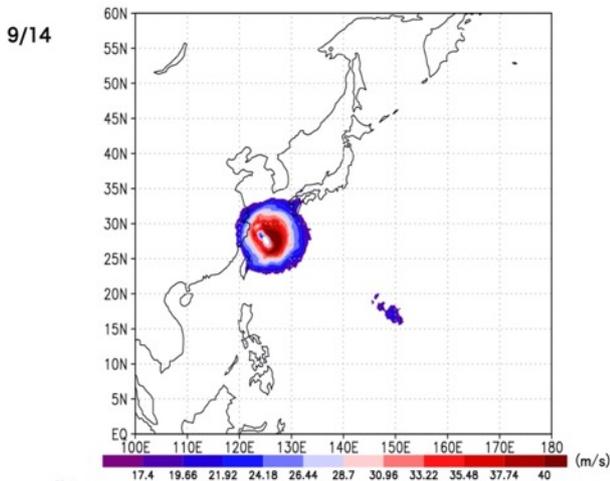
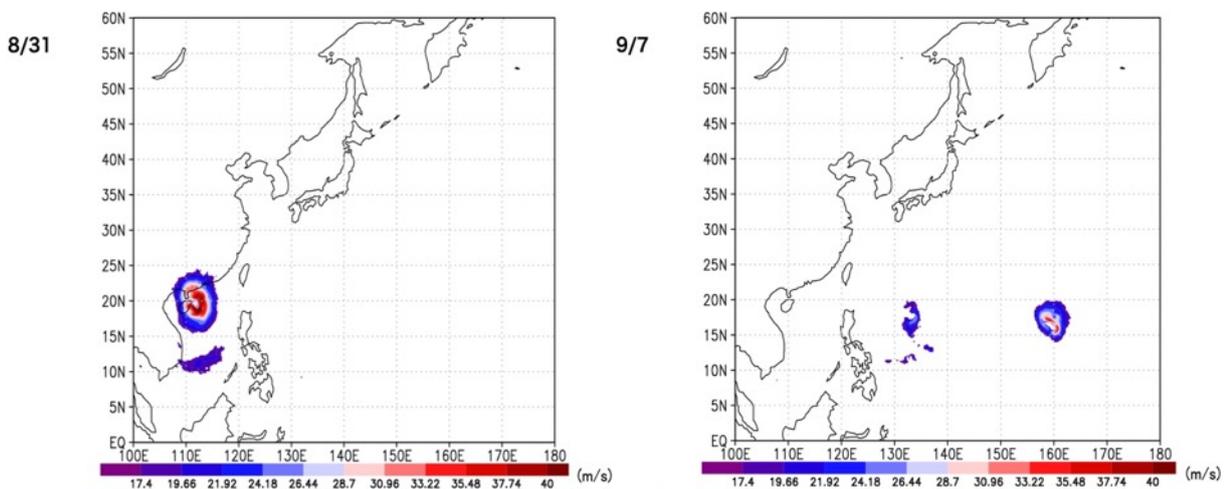


Figure.3.17 Map of tangential wind speed (m/s) of typhoon on the day when the wind speed is maximum in 2300 experiment.



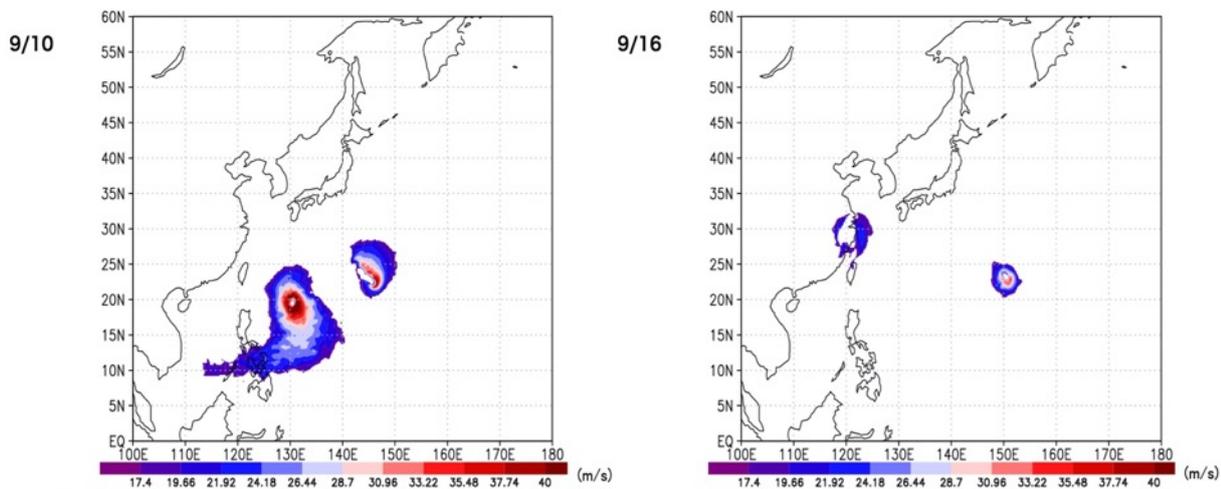


Figure.3.18 Same as Fig.3.12 but for 2500 experiment which has four typhoon events.

Table.3.3 List of typhoons occurred between 8/29 and 9/16. Upper (lower) panel shows 2300 (2500) experiments. The mature date, formed date, maximum wind speed, sea level pressure, and formed latitude are described.

2300 experiment			
mature date	formed date	max wind (sea level pressure)	formed latitude
9/14	9/10	60.0 m/s (920 hPa)	18 °
2500 experiment			
mature date	formed date	max wind (sea level pressure)	formed latitude
8/31	8/29	45.0 m/s (955 hPa)	18 °
9/7	9/5	40.0 m/s (955 hPa)	17 °
9/10	9/7	47.5 m/s (960 hPa)	18 °
9/16	9/14	50.0 m/s (955 hPa)	25 °

### 3.4 全球雲解像モデルの結果

2019年9月に発生したSSWでは、JRA-55再解析データとNOAA OLRの解析から、SSW発生期間中に熱帯域で積雲対流活動が活発となり、台風が6個発生していたことが分かった。このSSWに着目し8月23~26日(各日00UTC, 12UTC)を計算初期日時としてアンサンブル実験を1ヶ月間のフリーランで実施した。一般的に数値実験では、計算開始日が対象とする現象の発生時期に近づくにつれて、再現性が良くなることが知られている。本実験でも同様に、計算初期日が25日を境にSSWの再現性が現実に近いことが分かり、これを利用して熱帯UT/LSが台風に与える影響を解析した。本編では23日00UTC(2300実験)と25日00UTC(2500実験)を初期値として計算した実験を比較した結果、熱帯域UT/LSの降温は、2500実験のほうが2300実験よりも降温幅が約1°C大きかった。また、SSWの影響が出ていない日時と影響が出ている日時のSSTとOLRの水平分布を比較することで、SST分布に変化が見られないにもかかわらず、積雲対流活動域が北緯10度付近にシフトしたことか

ら, B-D 循環の上昇流域が北緯 10 度付近に集中し, それに合わせて対流圏内のハドレー循環の上昇流域も北に遷移したと考えられる. 台風発生数に関して, JRR-55 再解析データでは熱帯域 UT/LS の降温が発生している期間で 6 個の台風が発生していたが, 2500 実験では 4 個, 2300 実験では 1 個の台風が発生しており, 熱帯域 UT/LS の気温が低いと台風発生数が増加する傾向がみられた. ただし, 台風強度については 2300 実験の台風が一番強い結果となり, 最盛期に至るまでの期間が長く, より高緯度に達している結果となった. 2300 実験, 2500 実験だけでは発生数が少ないので, 付録 5~10 に示している他の実験と合わせて統計解析を今後する必要がある.

## 第4章 まとめと考察

本研究では、上部対流圏や下部成層圏の力学場が熱帯低気圧に与える影響を、理想化された二次元軸対称大気海洋結合モデルおよび積雲対流パラメタリゼーションを用いていない全球雲解像モデル NICAM (Nonhydrostatic ICosahedral Atmosphere Model) 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、上部対流圏 (UT) / 下部成層圏 (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、時間経過とともに海面水温が下がり熱帯低気圧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。また、単純に熱帯低気圧の外出流域の気温が  $-5\text{ K}$  変化するなら最大到達可能強度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約  $13\%$ 、超傾度風を加味した場合には約  $22\%$  の風速変化が発生しており最大到達可能強度で予想されるよりも大きな風速変化が起こった。この要因の一つとして、外出流域の気温偏差が与えた偏差 ( $-5\text{ K}$ ) よりも大きくなっていったことが考えられる。現象のメカニズムに関して、発達期に UT/LS の空気塊が熱帯低気圧中心に入り込むことで、UT/LS の気温を  $-5\text{ K}$  変化させた場合に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、 $+5\text{ K}$  変化させた場合には逆に安定度が増していた。このことから、UT/LS の気温を  $-5\text{ K}$  変化させた場合の方が発達期の上昇流が高い高度まで達していたことや、気温偏差が与えた偏差よりも大きくなっていったことを加味すると、実験設定による UT/LS の気温変化による壁雲域の上昇流変化の影響に加えて、UT/LS の空気塊が補償下降流によって熱帯低気圧中心に入り込む効果が加わることで上層の大気安定度を変化させ、熱帯低気圧の強度が変化し、外出流域で与えた温度偏差以上の偏差が発生したと考えられる。

次に、全球雲解像モデルの結果から、2019 年 9 月に発生した成層圏突然昇温現象では、JRA-55 再解析データと NOAA OLR の解析から、成層圏突然昇温の発生期間中に熱帯域で積雲対流活動が活発となり、台風が 6 個発生していたことが分かった。この成層圏突然昇温に着目し 8 月 23~26 日 (各日 00UTC, 12UTC) を計算初期日時としてアンサンブル実験を 1 ヶ月間のフリーランで実施した。一般的に数値実験では、計算開始日が対象とする現象の発生時期に近づくにつれて、再現性が良くなることが知られている。本実験でも同様に、計算初期日時が 25 日を境に成層圏突然昇温現象の再現性が現実に近いことが分かり、これを利用して熱帯 UT/LS が台風に与える影響を解析した。本編では 23 日 00UTC (2300 実験) と 25 日 00UTC (2500 実験) を初期値として計算した実験を比較した結果、両実験とも昇温規模はほぼ一緒であるが、2500 実験の SSW の方が昇温期間が長く持続していた。また、熱帯域の UT/LS の降温は、2500 実験のほうが 2300 実験よりも降温幅が大きかった。さらに解析期間中 (8 月 29 日から 9 月 16 日)、成層圏突然昇温現象の影響が出ていない日時と影響が出ている日時の海面水温と外向き長波放射の水平分布を比較することで、海面水温の高い領域範囲に変化が見られないにもかかわらず、積雲対流活動域が北緯  $10$  度付近にシフトしたことから、Brewer-Dobson 循環の上昇流域が北緯  $10$  度付近に集中し、それに合わせて対流圏内のハドレー循環の上昇流域も北に遷移した

と考えられる。台風発生数に関して、JRA-55 再解析データでは熱帯域の UT/LS の降温が発生している期間で 6 個の台風が発生していたが、2500 実験では 4 個、2300 実験では 1 個の台風が発生しており、熱帯域の UT/LS の気温が低いと台風発生数が増加する傾向がみられた。また、2500 実験のほうが発生から発達までの期間が短く、より低緯度で最盛期を迎える傾向であったが、さらなる統計解析が必要である。

本研究の結果から、UT/LS の空気塊が発達期の熱帯低気圧中心に流れ込み、熱帯低気圧上層の大気安定度を変化させることで、UT/LS の気温が熱帯低気圧の強度に影響を与えることが明らかとなった。また、UT/LS の気温が台風発生数と最盛期の緯度帯に影響を与えることも示唆された。今後は、UT/LS の空気塊が熱帯低気圧に影響を与えるメカニズムのより詳細な解明、および、UT/LS の気温が台風発生数に与える定量的な影響の解明が期待される。

## 参考文献

- Bister, M. and K. A. Emanuel. 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorol. Atmos. Phys.* doi: 10.1007/BF01030791
- Bryan, G.H., J.M. Fritsch. 2002: A benchmark simulation for moist nonhydrostatic numerical models. *AMS*,. doi: 10.1175/MWR-D-11-00231.1
- Dunion, J. P. 2011: Re-writing the climatology of the tropical North Atlantic and Caribbean Sea atmosphere. *J. Clim.* doi: 10.1175/2010JCLI3496.1
- Eguchi, N, and K. Kodera, 2010: Impacts of stratospheric sudden warming event on tropical clouds and moisture fields in the TTL: A case study. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*. doi: 10.2151/sola.2010-035
- Emanuel, A. K., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I : steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.* doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2
- Gilford M. D., S. Solomon. and K. A. Emanuel, 2017: On the seasonal cycles of tropical cyclone potential intensity. *J. Climate*. doi:10. 1175/JCLI-D-16-0827. 1
- Haarsma, R. J., M. J. Robert, P. L. Vidale, C. A. Senior, A. Belluci, Q. Bao, P. Chang, S. Corti, N. S. Fucker, V Guemas, J. V. Hardenberg, W. Hazeleger, C. Kodama, T. Koenigk, L. R. Leung, J. Lu, J. J. Luo, J. Mao, M. S. Mizuta, R. Nobre, M. Satoh, E. Scoccimarro, T. Semmler, J. S. Storch, 2016: High resolution model intercomparison project (HighResMIP v1.0) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.* doi: 10.5194/gmd-9-4185-2016, 2016.
- Harada, Y., H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, S. Kobayashi, Y. Ota, H. Onoda, K. Onogi, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2016: The JRA-55 Reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability, *J. Meteor. Soc. Japan*. doi:10.2151/jmsj.2016-015.
- Holland, G. J. 1997: The maximum potential intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.* doi: 10.1175/1520-0469(1997)054<2519:TMPIOT>2.0.CO;2
- Ito, K, Y. Ishikawa and T. Awaji, 2010: Specifying air-sea exchange coefficients in the high-wind regime of a mature tropical cyclone by an adjoint data assimilation model. *SOLA*. doi:10. 2151/sola. 2014-0004
- Kobayashi, S., Y. Ota., Y. Harada., A. Ebita., M. Moriya., H. Onoda., K. Onogi., H. Kamahori., C. Kobayashi., H. Endo., *et al.*, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Jpn.* 2015, 93, 5–48. doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Kodera, K, B. M. Funatsu, C. Claud, N. Eguchi, 2015: The role of convective overshooting clouds in tropical stratosphere-tropopause dynamical coupling. *Atmos. Chem. Phys.* doi:10. 5194/acp-15-6767-2015

- Krüger, K., B. Naujokat, and K. Labitzke, 2005: The unusual midwinter warming in the southern hemisphere stratosphere 2nd02: A comparison to northern hemisphere phenomena. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(3), 603–613. <https://doi.org/10.1175/JAS-3316.1>
- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a complete (Interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-1277.
- Lim, E-P., H. H. Hendon, A. H. Butler, R. D. Garreaud, I. Polichtchouk, T. G. Shepherd, A. Scaife, R. Comer, L. Coy, P. A. Newman, D. W. J. Thompson, and H. Nakamura, 2020: The 2019 antarctic sudden stratospheric warming, *SPARC Newsletter*, No.54, January, 2020.
- Mizuta, R., Yoshimura, H., Murakami, H., Matsueda, M., Endo, H., Ose, T., *et al.* 2012: Climate simulations using MRI AGCM3.2 with 20km grid. *J. Meteor. Soc. Jpn.* 90A, 233–258. doi: 10.2151/jmsj.2012!A12
- Noguchi, S, Y. Kuroda, K. Kodera, S. Watanabe, 2020: Robust enhancement of tropical convective activity by the 2019 antarctic sudden stratospheric warming. *Geophysical Research Letters*,. doi:10. 1029/2020GL088743
- Rotunno. R and K. A. Emanuel. 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II :evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.* doi:10. 1175/1520-0469(1987)044<0542:AAITFT>2. 0. CO;2
- Soong, S. T and Y. Ogura. 1972: Numerical simulation of warm rain development in axisymmetric cloud model. *J. Atmos. Sci.* 31, 1262-1285.
- Satoh. M., T. Matsuno, H. Tomita, H. Miura, T.Nasuno, S. Iga, 2008: Nonhydrostatic icosahedral model (NICAM) for global cloud resolving simulation. *Journal of Computational Physics*. doi: 10.1016/j.jcp.2007.02.006
- Satoh. M, H.Tomita, H.Yashiro, H. Miura, C. Kodama, T.Seiki, A. Noda, Y. Yamada, D. Goto, M. Sawada, T. Miyoshi, Y. Niwa, M. Hara, T. Ohno, S. Iga, T. Arakawa, T.Inoue, H.Kubokawa, 2014: The non-hydrostatic icosahedral atmospheric model: description and development. *Prog. in Earth and Planet. Sci.*. doi: 10.1186/s40645-014-0018-1
- Sherwood. C. S. and N. Nishant, 2015: Atmospheric changes thorough 2012 as shown by iteratively homogenized radiosonde temperature and wind data. *Environ. Res, Lett.* doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054007
- Takemi, T and S. Yamasaki. 2020: Sensitivity of the intensity and structure of tropical cyclones to tropospheric stability condition. *Atmosphere*. doi:10. 3390/atmos11040411
- Tomita. H. and M. Satoh. 2004: A new dynamical framework of nonhydrostatic global model using icosahedral grid. *Fluid Dyn. Res.* doi: 10.1016/j.fluiddyn.2004.03.003
- Wang. S. S. J. Camargo. A. H. Sobel. L. M. Polvani. 2014: Impact of the tropopause temperature on the intensity of tropical cyclones: an idealize study using a mesoscale model. *J. Atmos. Sci.* doi: 10.1175/JAS-D-14-0029.1

- Wing, A. A., A. H. Sobel, and S. J. Camargo, 2007: Relationship between the potential and actual intensities of tropical cyclones on interannual time scales. *Geophys. Res. Lett.* doi:10.1029/2006GL028581.
- Yabu, S, R. Mizuta, H. Yoshimura, Y. Kuroda and H. Mukougawa, 2014: Meteorological research institute ensemble prediction system (MRI-EPS) for climate research—Outline and its applications—. *Technical Report Meteorological Research Institute.* doi: 10.11483/mritechrepo.71
- Yamazaki, Y., V. Matthias, Y. Miyoshi, C. Stolle, T. Siddiqui, G. Kervalishvili, P. Alken, 2020: September 2019 Antarctic sudden stratospheric warming: quasi-6-day wave burst and ionospheric effects. *Geophysical Research Letters*, Vol. 47.  
<https://doi.org/10.1029/2019GL086577>
- Yoshimura, H, R. Mizuta, H. Murakami, 2015: A spectral cumulus parameterization scheme interpolating between two convective updrafts with semi-Lagrangian calculation of transport by compensatory subsidence. *Monthly Weather Review.* doi: 10.1175/MWR-D-14-00068.1

## 付録 0 成層圏の気温の時系列

1979 年から 2019 年までの成層圏の気温の傾向について、全球再解析データ JRA55 (Japanese 55-year Reanalysis) [Kobayashi *et al.* 2015] を用いて確認した。2007~2013 年、低温化は鈍化しているが、2014 年以降、全球で低温化が継続していることが確認できる (Fig.A0.1)。

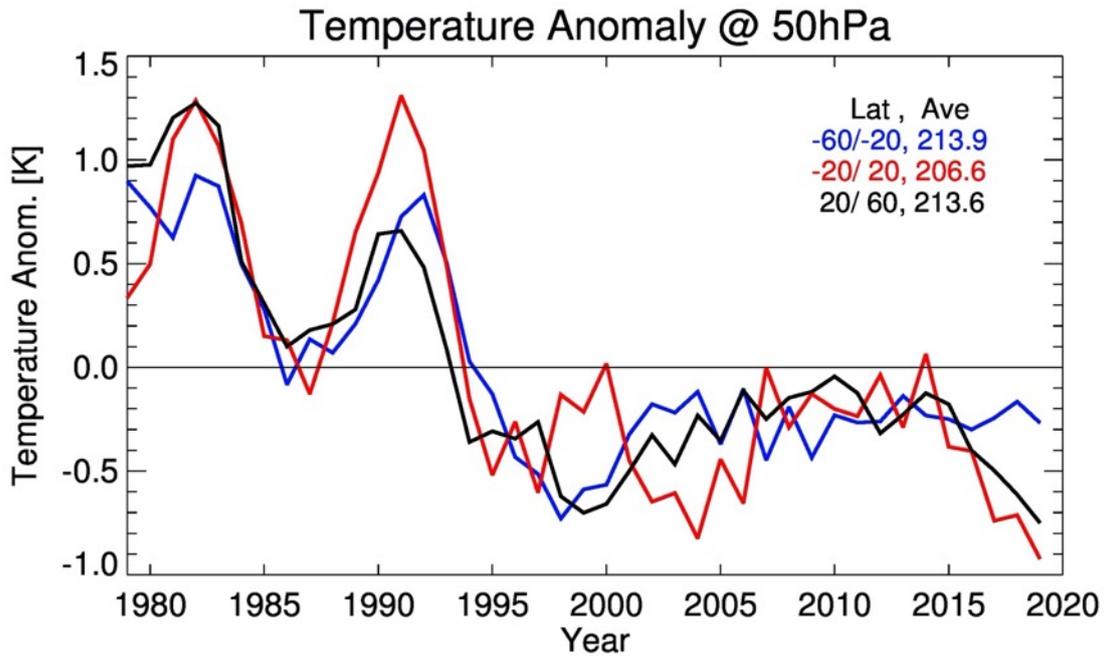


Figure.A0.1 Time series of annual mean temperature anomaly at 50 hPa from the period average (1979-2019) by using the JRA-55 data. The period average values at each latitudinal band are shown in panel. The black, red and blue lines mean the northern hemisphere, tropics and southern hemisphere, respectively. The 3-year running mean is done.

## 付録 1. 二次元軸対称大気海洋結合モデル SST30 実験の結果

### A1.1 最大風速と中心気圧の時間発展

Fig.A1.1 に海面水温を  $30^{\circ}\text{C}$  に設定した実験 (SST30) の最大風速と中心気圧の時間発展を示す。図中の黄領域は発達期、緑領域は最盛期を表している。Fig.A1.1 より、海洋非結合の場合 (Fig.A1.1, a, c), 最大風速は  $-5\text{ K}$  と  $+5\text{ K}$  で最大約  $25\text{ m/s}$  の差が、中心気圧は最大約  $70\text{ hPa}$  の差があった。海洋結合の場合 (Fig.A1.1, b, d), 最大風速は  $-5\text{ K}$  と  $+5\text{ K}$  で最大約  $20\text{ m/s}$  の差が、中心気圧は最大約  $30\text{ hPa}$  の差があった。海洋を結合することで、その差は小さくなるが、UT/LS の気温を下げた場合は最大風速が強まり中心気圧は低くなり、また UT/LS の気温を上げた場合、最大風速は弱まり中心気圧は高くなり、TC の強度が増すことが分かる。気象庁で定められている TC の強さの階級分けでは、すべての実験結果が猛烈な強さの TC に分類される。

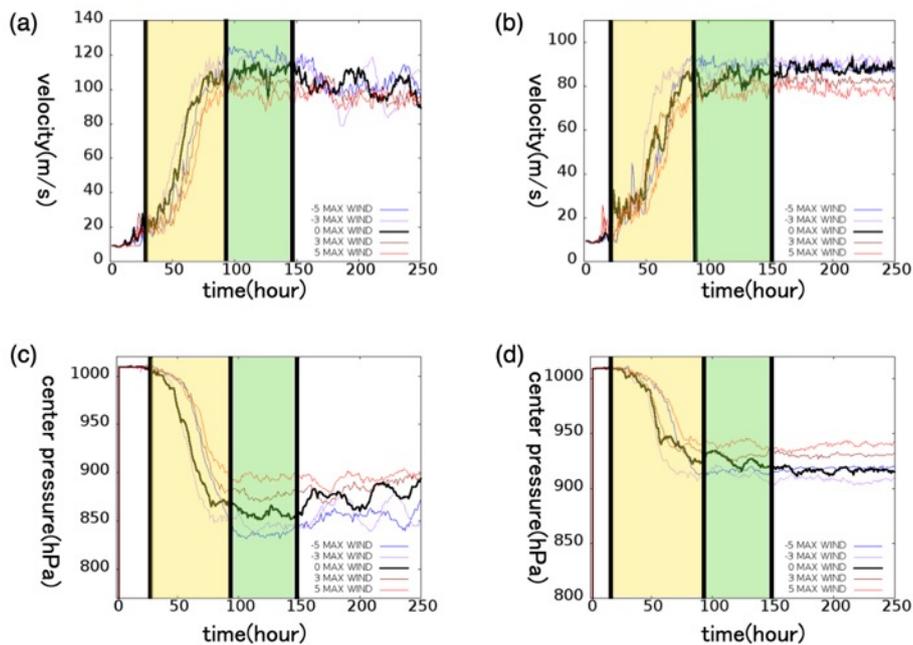


Figure.A1.1 Same as Fig.2.2 but for SST30.

### A1.2 二次循環の変化

Fig.A1.2 に最盛期平均した半径方向の風速の半径高度断面を示す。Fig.A1.1 より海洋非結合・海洋結合ともに最盛期は  $90\sim 150$  時間である。これより、海洋非結合・海洋結合どちらの場合も UT/LS の気温を下げると二次循環が強まり、上層風の高度が高くなることが分かる。上層風の高度は海洋非結合・海洋結合いずれの場合も、約  $2\text{ km}$  上方に偏移している。また、海洋結合と海洋非結合実験を比較することで、海洋非結合実験のほうが二次循環が強くなることが分かる。

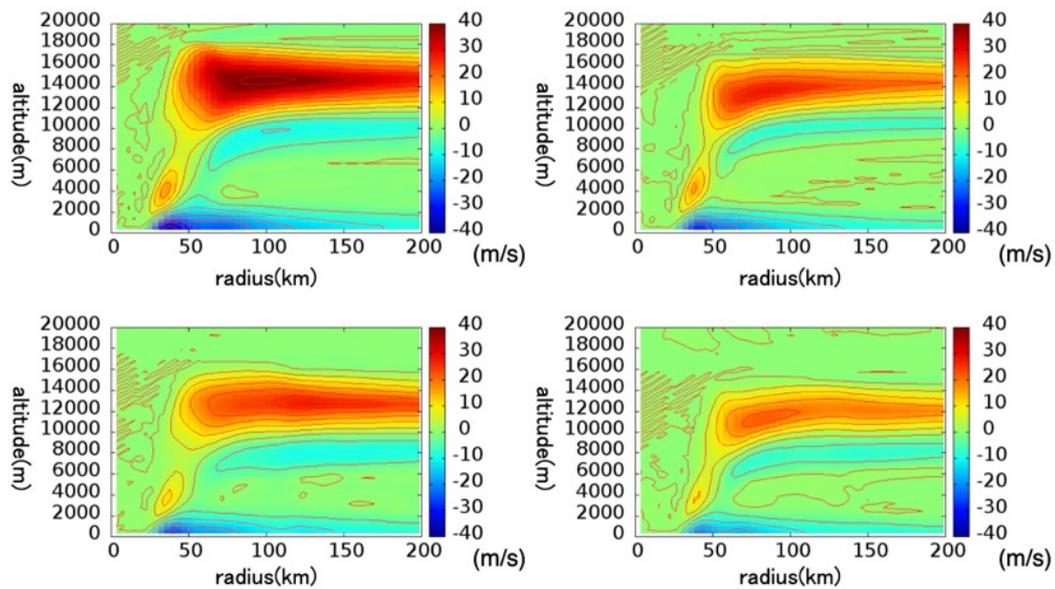


Figure.A1.2 Same as Fig.2.7 but for SST30 and wind speed is averaged during 90~150 hours.

次に、二次循環の変化をみるために、Fig.A1.3 に海洋非結合の、Fig.A1.4 に海洋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。海洋非結合の結果を見ると、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合、まず鉛直風と上層風が強まり、100 時間経過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ると同時に下層風が強化されていることが分かる。一方、UT/LS の気温を 5 K 上げた結果を見ると、上層風と鉛直風が強くなった直後に下層風が強化される様子が分かり、高度帯による鉛直風の発達時期の差はあまり見られない結果となった。Fig.A1.4 の海洋結合の結果を見ると、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合、海洋非結合のものと同様（上層から風速が強まる）の結果となっている事が分かる。また、UT/LS の気温を 5 K 上げた場合については、上層から発達している様子が見られるが、-5 K 実験よりも上層風と下層風の発達するタイミングの時間差が小さくなっている事が分かる。

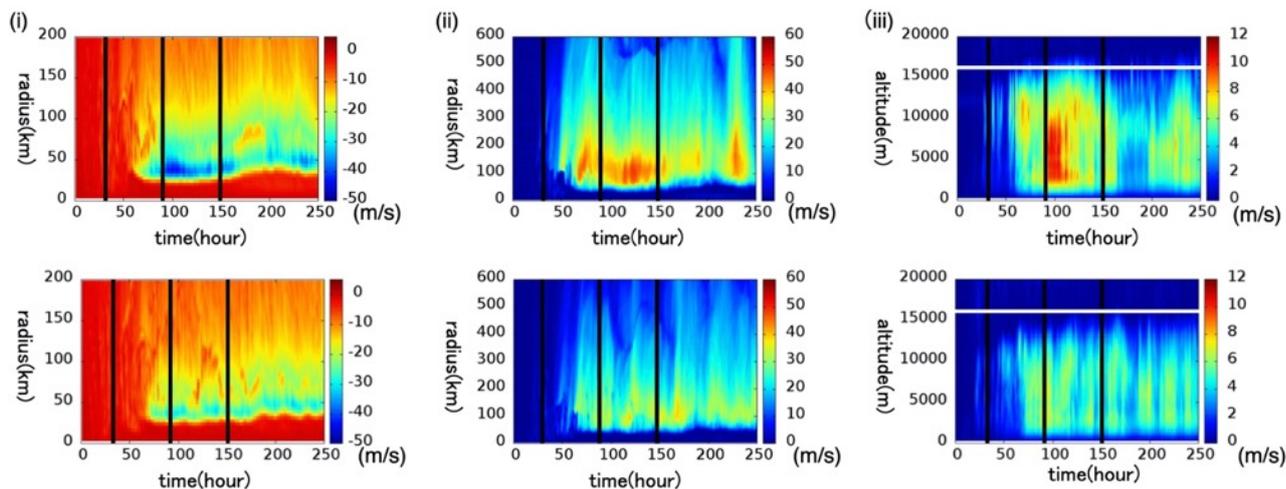


Figure.A1.3 Same as Fig.2.8 but for SST30 no-ocean coupling model.

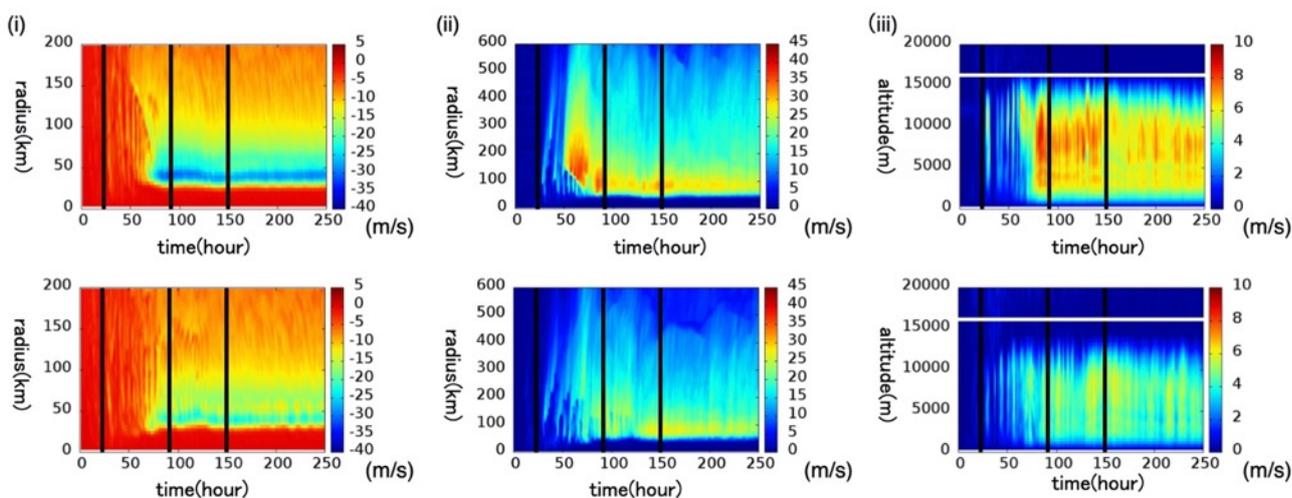


Figure.A1.4 Same as Fig.2.8 but for SST30 ocean coupling model.

### A1.3 発達期の TC 概況

Fig.A1.5 と Fig.A1.6 に海洋非結合、海洋結合の場合の発達期における鉛直風、凝結加熱、コントロールランからの気温偏差の半径高度断面図を示す。Fig.A1.5 より、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は、凝結加熱は高度 0~10 km で発生しているが、鉛直風は高度 0~15 km に存在している。一方、UT/LS を 5 K 上げた場合は、凝結加熱は高度 0~10 km に存在しており、鉛直風は高度 5~12 km 付近に存在している。次に気温偏差をみると、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は、二次循環の上層風 (外出流) に対応する位置で、UT/LS に与えた気温変化以上の気温偏差 (約 -10 K) が発生しており、UT/LS の気温を 5K 上げた場合も同様である (約 +10 K)。Fig.A1.6 の海洋結合の場合、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は、凝結加熱のピークは高度 0~12 km に存在しているが、鉛直風のピークは高度 0~15 km に存在し

ている。一方, UT/LS を 5 K 上げた場合は, 凝結加熱のピークは高度 0~10 km に存在していて, 鉛直風のピークは高度 0~12 km に存在している。次に気温偏差をみると, 海洋非結合と同様に UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 二次循環の上層風 (外出流) に対応する位置で, UT/LS に与えた気温変化以上の気温偏差 (約 -10 K) が発生しており, UT/LS の気温を 5 K 上げた場合も同様 (約 +8 K) である。

Fig.A1.6 の海洋結合についても海洋非結合の結果と同様の結果が見られている

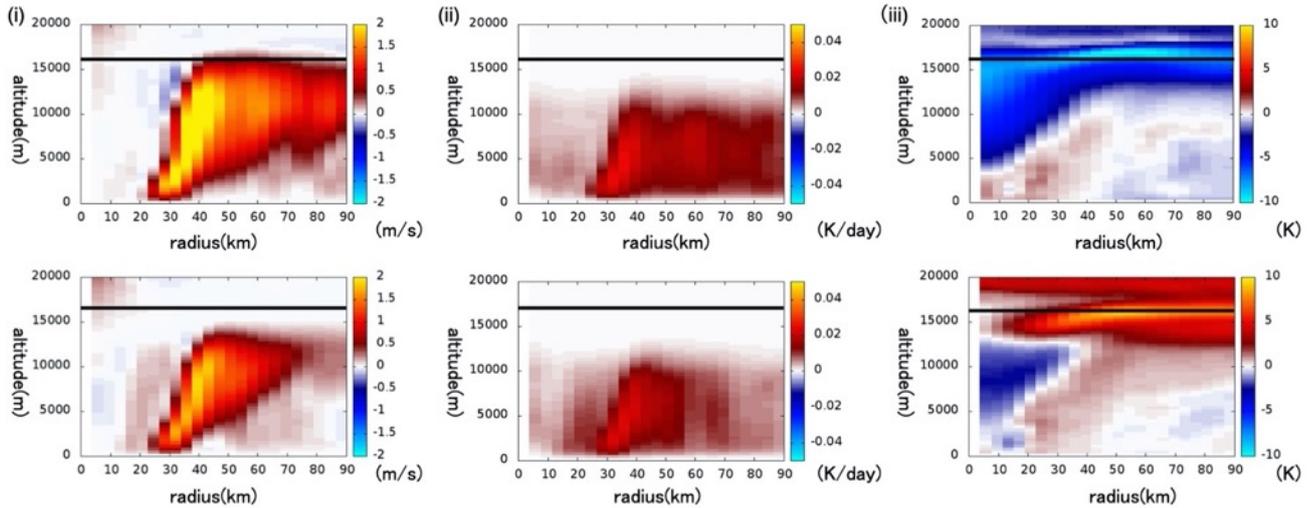


Figure.A1.5 Same as Fig.2.5 but for SST30 no-ocean coupling model and each parameter averaged during 25~90 hours.

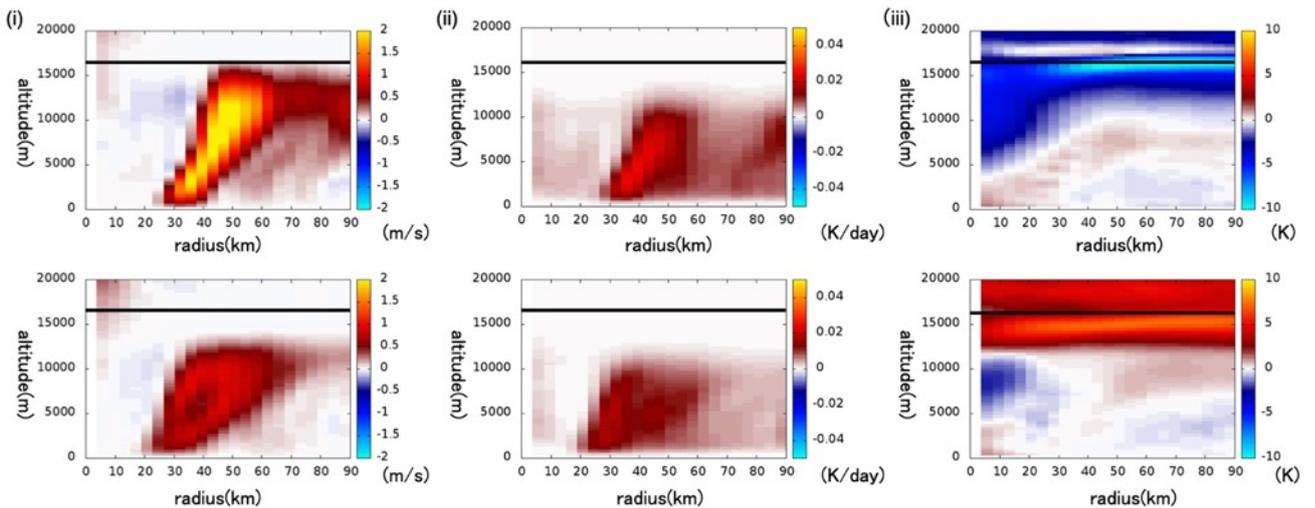


Figure.A1.6 Same as Fig.2.5 but for ocean coupling model and each parameter averaged during 20~90 hours.

## A1.4 中心気温・相当温位

Fig.A1.7 に海洋非結合の, Fig.A1.8 に海洋結合の場合の TC の中心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.A1.7 より, 発達期に UT/LS 付近の空気塊が台風中心に入り込

むことで、気温を 5 K 下げた場合は、TC 上層に不安定な環境場が形成されたことが分かり、5 K 上げた場合は安定な環境場が形成されている。また、Fig.A1.8 の海洋結合の場合、どちらも冷たい空気塊が台風中心に入り込む様子が見られるが、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合のほうが顕著であることが分かる。また、相当温位についても UT/LS の気温を 5 K 下げた場合のほうがより不安定な結果となった。

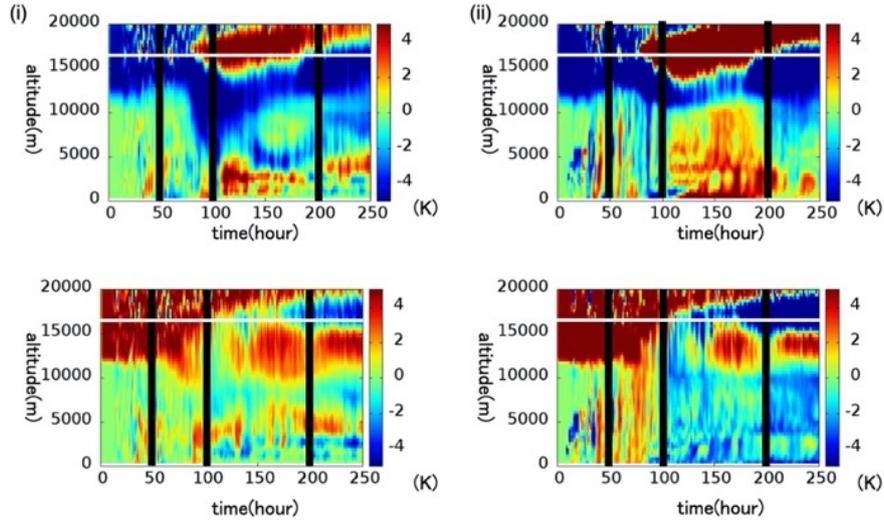


Figure.A1.7 Same as Fig.2.3 but for SST30 no-ocean coupling model.

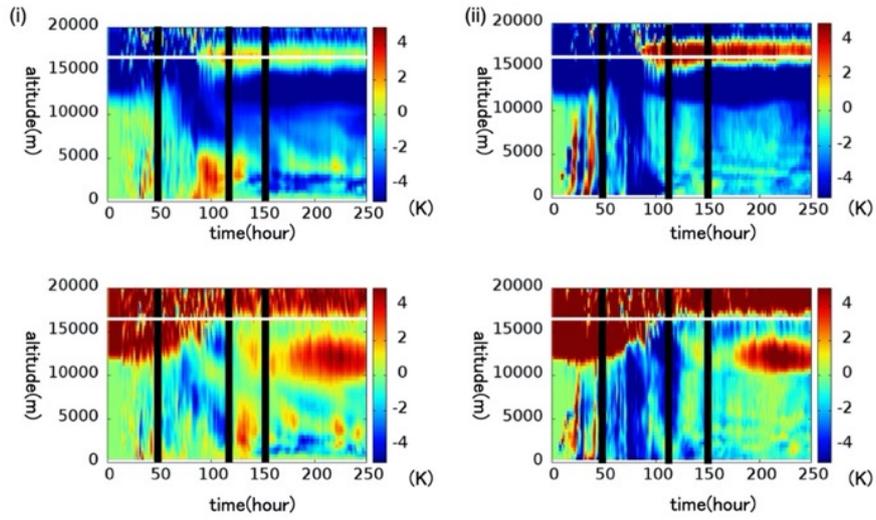


Figure.A1.8 Same as Fig.2.3 but for SST28 ocean coupling model.

## 付録 2.二次元軸対称大気海洋結合モデル SST32 実験の結果

### A2.1 最大風速と中心気圧の時間発展

Fig.A2.1 に海面水温を 32 °C に設定した実験 (SST32) の最大風速と中心気圧の時間発展を示す. 図中の黄領域は発達期,緑領域は最盛期を表している. Fig.A2.1 より, 海洋非結合の場合 (Fig.A2.1, a, c), 最大風速は -5 K と +5 K で最大約 20 m/s の差が, 中心気圧は最大約 75 hPa の差があった. 海洋結合の場合 (Fig.A2.1, b, d), 最大風速は -5 K と +5 K で最大約 20 m/s の差が, 中心気圧は最大約 30 hPa の差があった. 海洋を結合することで, その差は小さくなるが, UT/LS の気温を下げた場合は最大風速が強まり中心気圧は低くなり, また UT/LS の気温を上げた場合, 最大風速は弱まり中心気圧は高くなり, TC の強度が増すことが分かる. 気象庁で定められている TC の強さの階級分けでは, すべての実験結果が猛烈な強さの TC に分類される.

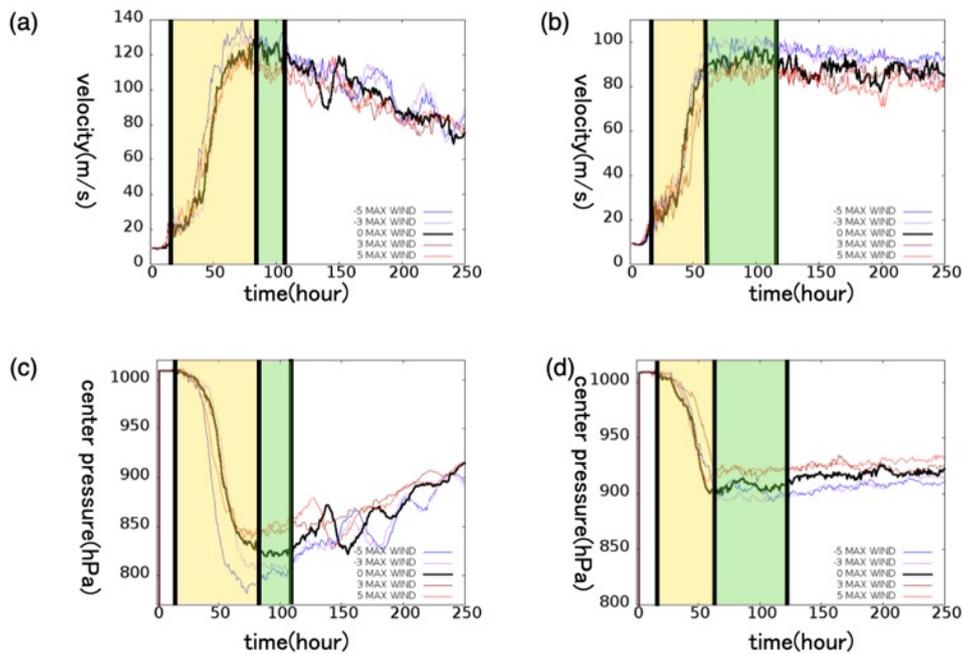


Figure.A2.1 Same as Fig.2.2 but for SST32.

### A2.2 二次循環の変化

Fig.A2.2 に最盛期平均した半径方向の風速の半径高度断面を示す. Fig.A2.1 より海洋非結合実験の最盛期は 80~110 時間, 海洋結合実験の最盛期は 60~120 時間である. これより, 海洋非結合・海洋結合どちらの場合も UT/LS の気温を下げると二次循環が強まり, 上層風の高度が高くなることが分かる. 上層風の高度は海洋非結合・海洋結合いずれの場合も, 約 2 km 上方に偏移している. また, 海洋結合と海洋非結合実験を比較することで, 海洋非結合実験のほうが二次循環が強くなることが分かる.

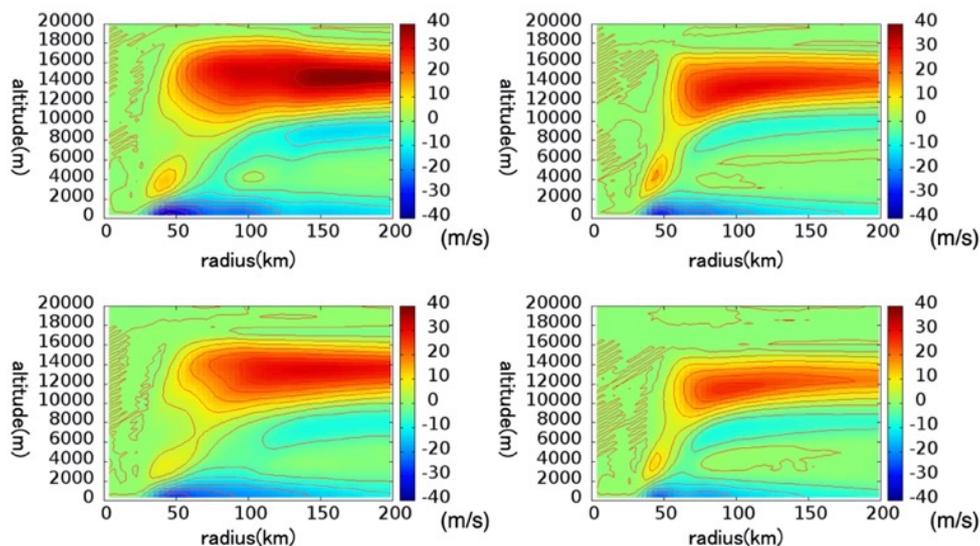


Figure.A2.2 Same as Fig.2.7 but for SST30 and non-ocean (ocean) coupling model's wind speed is averaged during 80~110 (60~120) hours.

次に、二次循環の変化をみるために、Fig.A2.3 に海洋非結合の、Fig.A2.4 に海洋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。海洋非結合の結果を見ると、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合、まず鉛直風と上層風が強まり、その後下層風が強化されることで二次循環が発達する様子が分かる。一方、UT/LS の気温を 5 K 上げた結果を見ると、下層風と上層風はほぼ同時に強化されていることが分かった。Fig.A2.4 の海洋結合の結果を見ると、UT/LS の気温を 5 K 下げた場合、海洋非結合のものと同様（上層から風速が強まる）の結果となっている事が分かる。また、UT/LS の気温を 5 K 上げた場合については、上層から発達している様子が見られるが、-5 K 実験よりも上層風と下層風の発達するタイミングの時間差が小さくなっている事が分かる。

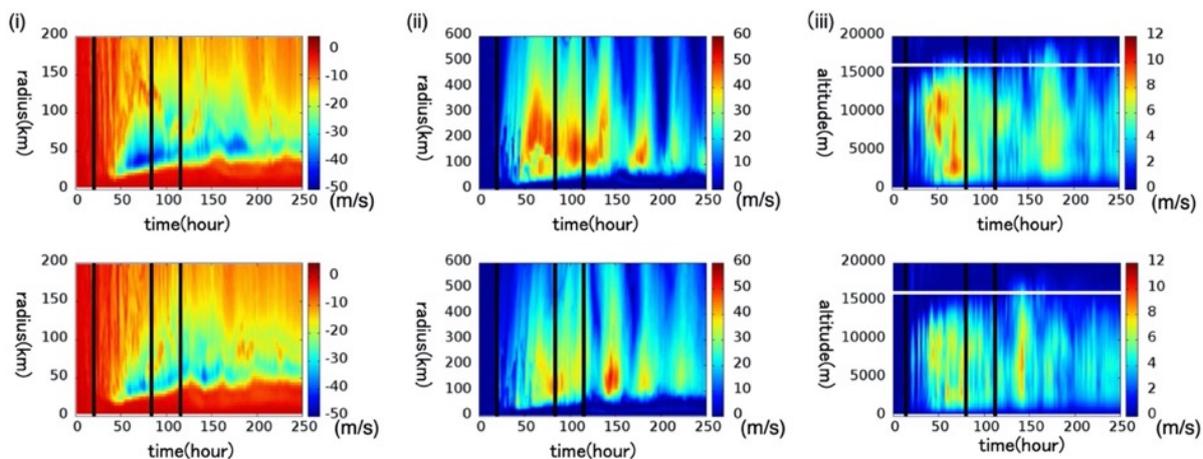


Figure.A2.3 Same as Fig.2.8 but for SST32 non-ocean coupling model.

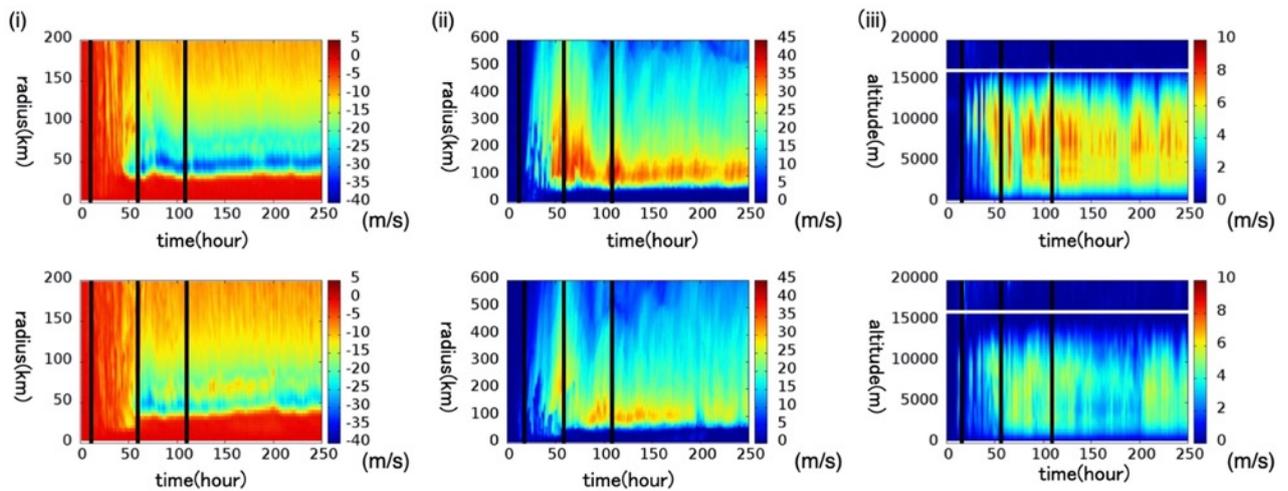


Figure.A2.4 Same as Fig.2.8 but for SST32 ocean coupling model.

### A2.3 発達期の TC 概況

Fig.A2.5 と Fig.A2.6 に海洋非結合, 海洋結合の場合の鉛直風, 凝結加熱, コントロールランからの気温偏差の半径高度断面図を示す. 海洋非結合の結果を見ると, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 凝結加熱は高度 0~12 km で発生しているが, 鉛直風は高度 0~16 km に存在している. 一方, UT/LS を 5 K 上げた場合は, 凝結加熱は高度 0~12 km に存在しており, 鉛直風は高度 0~15 km 付近に存在している. 次に気温偏差をみると, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 二次循環の上層風 (外出流) に対応する位置で, UT/LS に与えた気温変化以上の気温偏差 (約 -10 K) が発生しており, UT/LS の気温を 5 K 上げた場合も同様である (約 +10 K). 続いて, 海洋結合の結果を見ると, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 凝結加熱は高度 0~12 km で発生しているが, 鉛直風は高度 0~15 km に存在している. 一方, UT/LS を 5 K 上げた場合は, 凝結加熱は高度 0~10 km に存在しており, 鉛直風は高度 0~13 km 付近に存在している. 次に気温偏差をみると, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 二次循環の上層風 (外出流) に対応する位置で, UT/LS に与えた気温変化以上の気温偏差 (約 -8 K) が発生しており, UT/LS の気温を 5 K 上げた場合も同様である (約 +7 K).

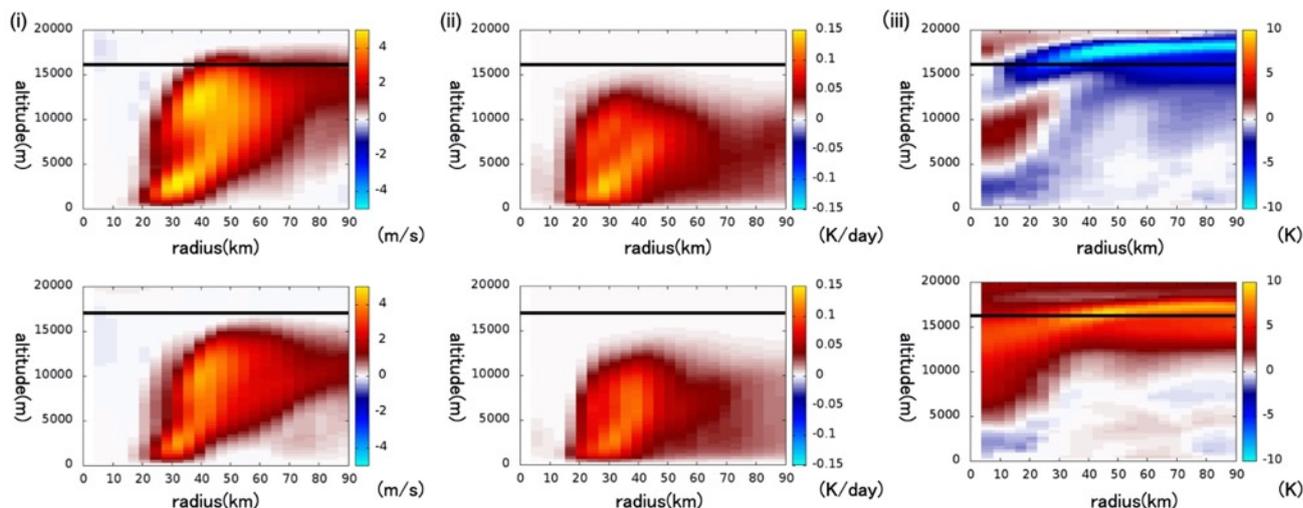


Figure.A2.5 Same as Fig.2.5 but for SST32 non-ocean coupling model and each parameter averaged during 20~80 hours.

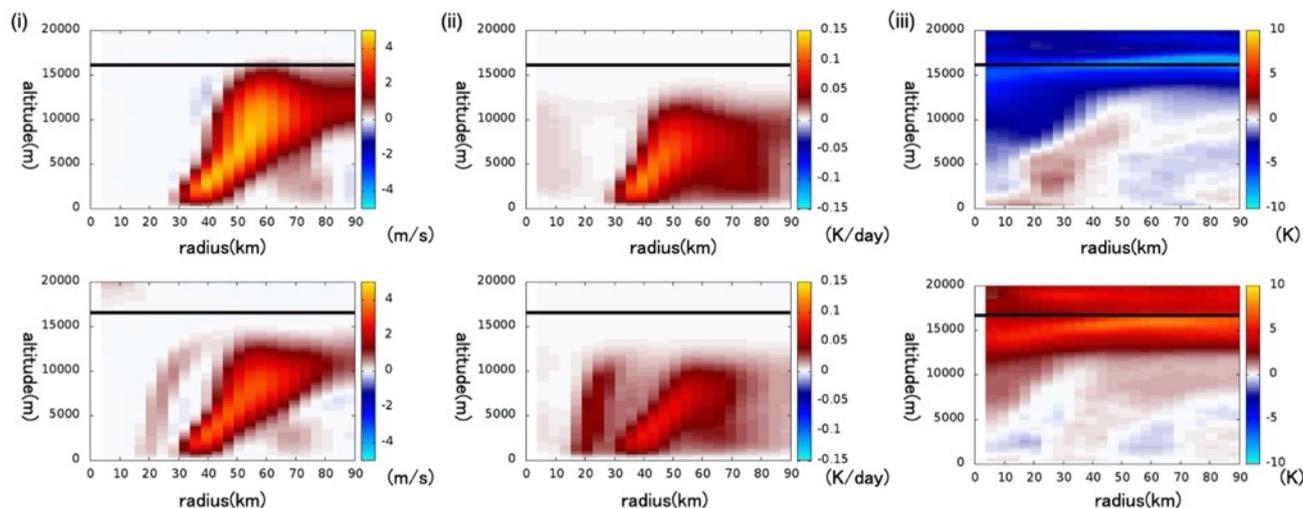


Figure.A2.6 Same as Fig.2.5 but for SST32 ocean coupling model and each parameter averaged during 20~60 hours.

## A2.4 中心気温・相当温位

Fig.A2.7 に海洋非結合の, Fig.A2.8 に海洋結合の場合の TC の中心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.A2.7 より, 発達期に UT/LS 付近の空気塊が台風中心に入り込むことで, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, TC 上層に不安定な環境場が形成されたことが分かり, 5K 上げた場合についても不安定な環境場が形成されているが, -5 K 実験よりも不安程度が小さいことが見て取れる. また, Fig.A2.8 の海洋結合の場合, 発達期に UT/LS 付近の空気塊が台風中心に入り込むことで, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合のほうは不安定な環境場が, また, UT/LS の気温を 5 K 上げた場合は安定な環境場が形成された事が分かる.

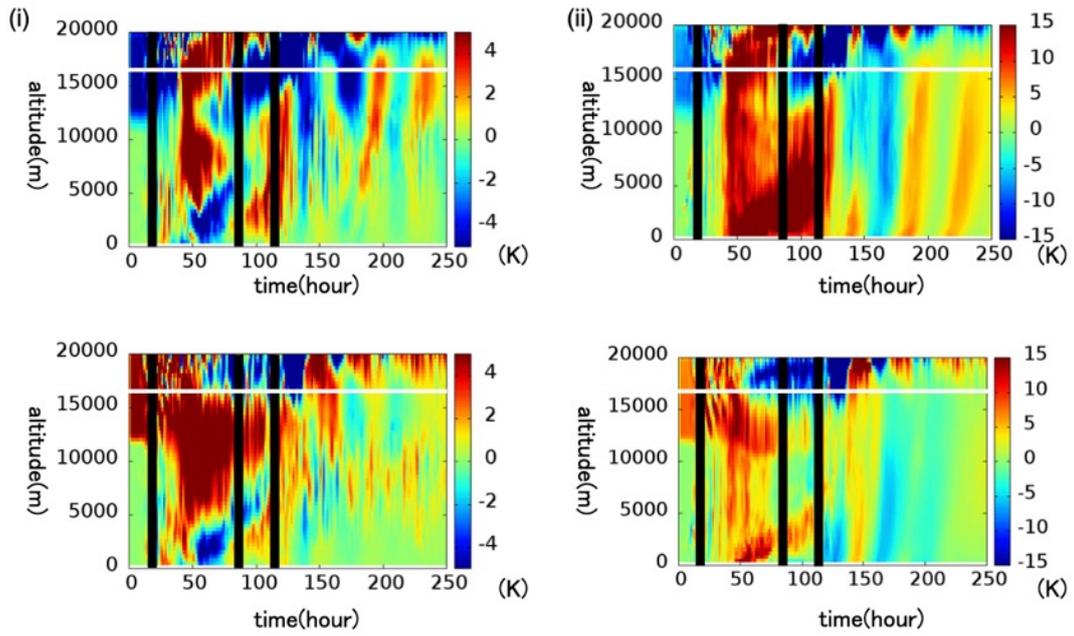


Figure.A2.7 Same as Fig.2.3 but for SST32 non-ocean coupling model.

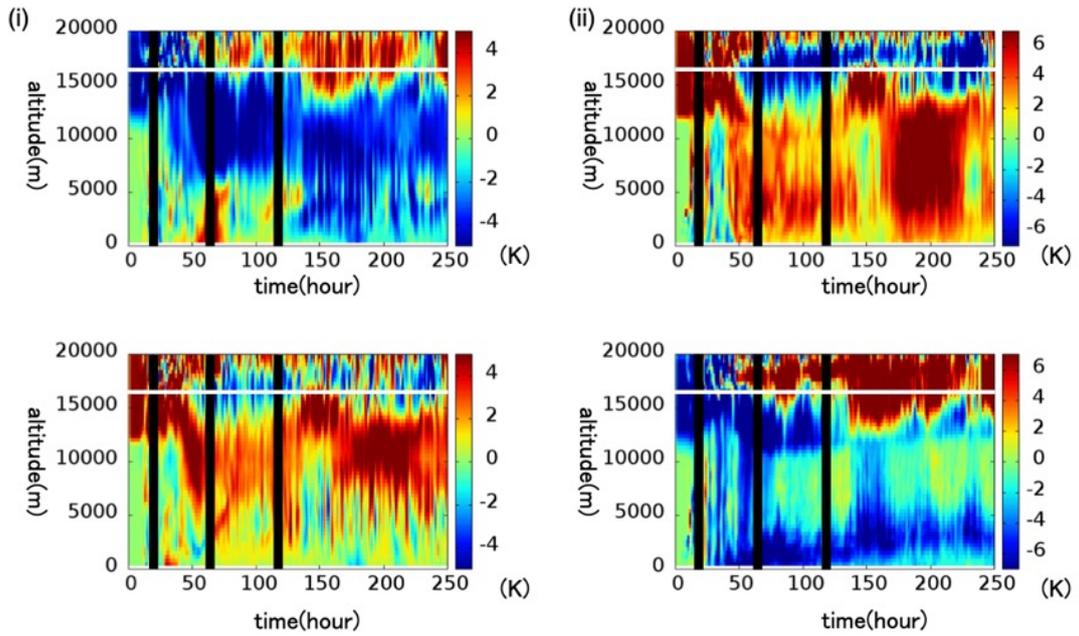
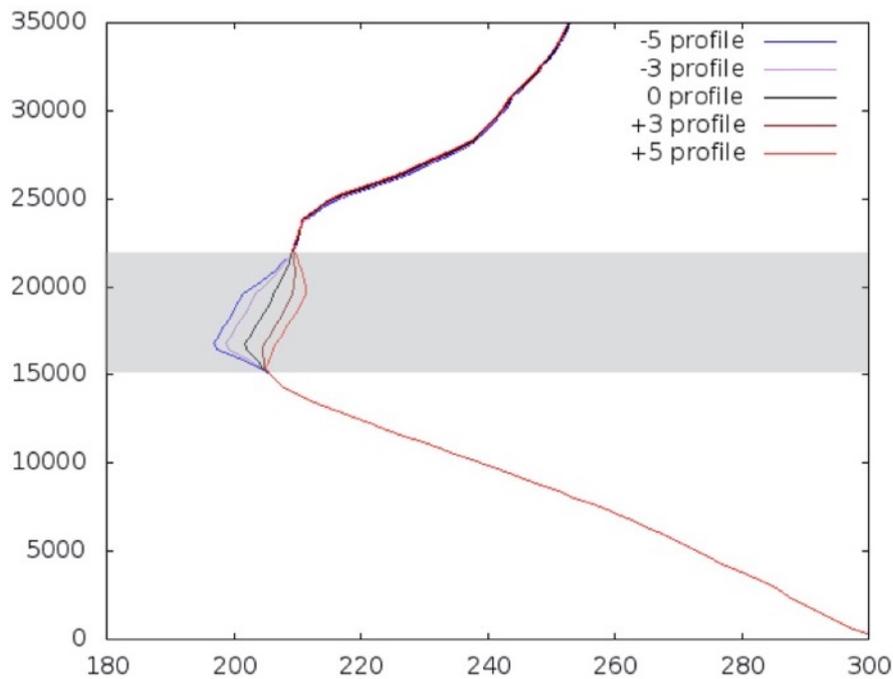


Figure.A2.8 Same as Fig.2.3 but for SST32 ocean coupling model.

## 付録 3 . SST28 実験で 100~60hPa の気温を変化させた場合の結果

### A3.1 モデル設定

使用したモデルや設定に変更はないが, Fig.A3.1 に示すように気温の鉛直プロファイルを 100~60 hPa の間でのみ変更した.



FigA3.1 Same as Fig2.1

### A3.2 最大風速と中心気圧の時間発展

Fig.A3.2 に最大風速と中心気圧の時間発展を示す. 図中の黄領域は発達期表しているが本実験では, UT/LS の気温差に起因する最大風速の差があまり見られない結果であったので最盛期は定義していない. Fig.A3.2 より, 海洋非結合および海洋結合実験において UT/LS の気温を変化させても最大風速, 中心気圧にほぼ差がないことが分かる.

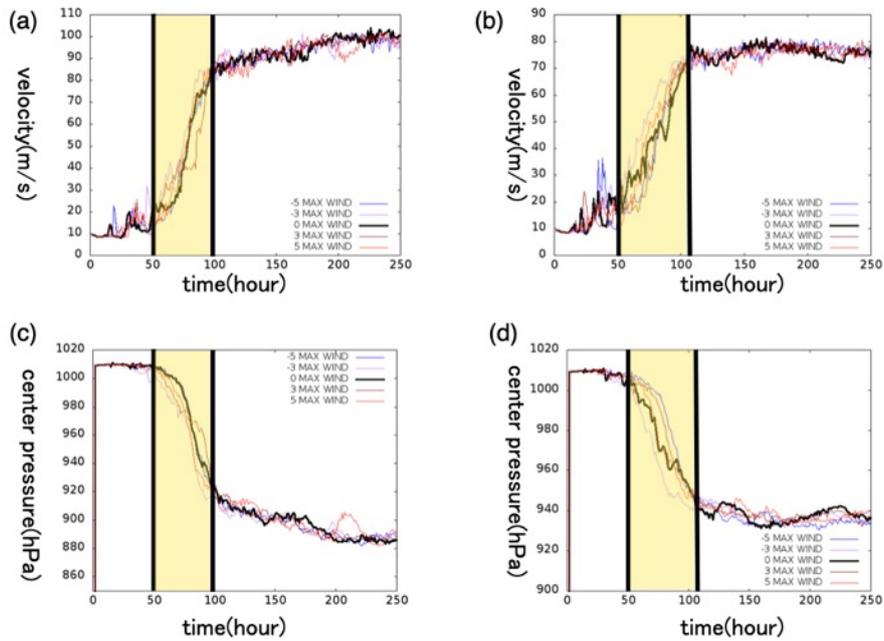


Figure.A3.2 Same as Fig.2.2 but for SST28 temperature changed experiment between 100~60 hPa.

### A3.3 二次循環の変化

Fig.A3.3 に 100~200 時間で期間平均した半径方向の風速の半径高度断面を示す. これより, 海洋結合モデル・海洋非結合モデルどちらの場合も UT/LS の気温を変化させても二次循環の強度に変化が見られないことが分かる. また, 海洋結合と海洋非結合実験を比較することで, 海洋非結合実験のほうが二次循環が強くなることが分かった.

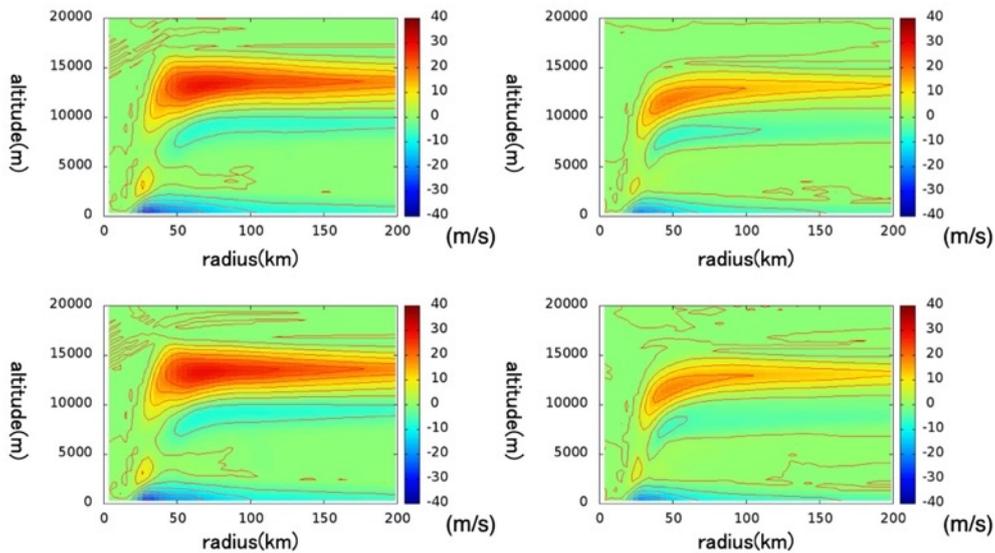


Figure.A3.3 Same as Fig.2.7 but for SST28 temperature changed experiment between 100~60 hPa and wind speed is averaged during 100~200 hours.

次に、二次循環の変化をみるために、Fig.A3.4 に海洋非結合の、Fig.A3.5 に海洋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。Fig.A3.4 の海洋非結合の結果を見ると、UT/LS の気温に関わらず、下層風および上層風がほぼ同時に強化されている様子が見られる。Fig.A3.5 の海洋結合の結果も同様である。

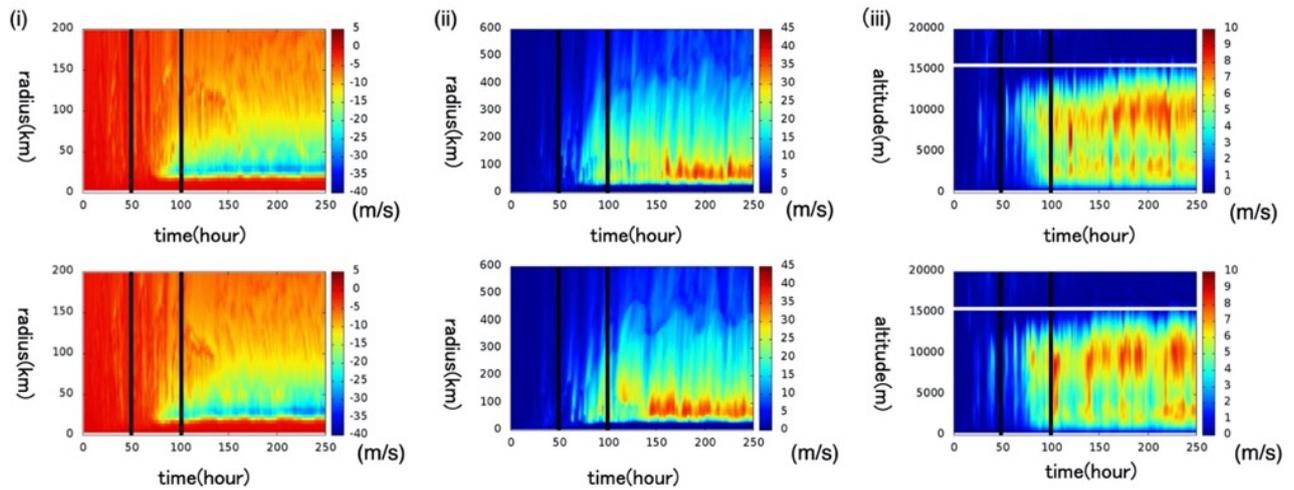


Figure.A3.4 Same as Fig.2.8 but for SST28 non-ocean coupling temperature changed experiment between 100~60 hPa.

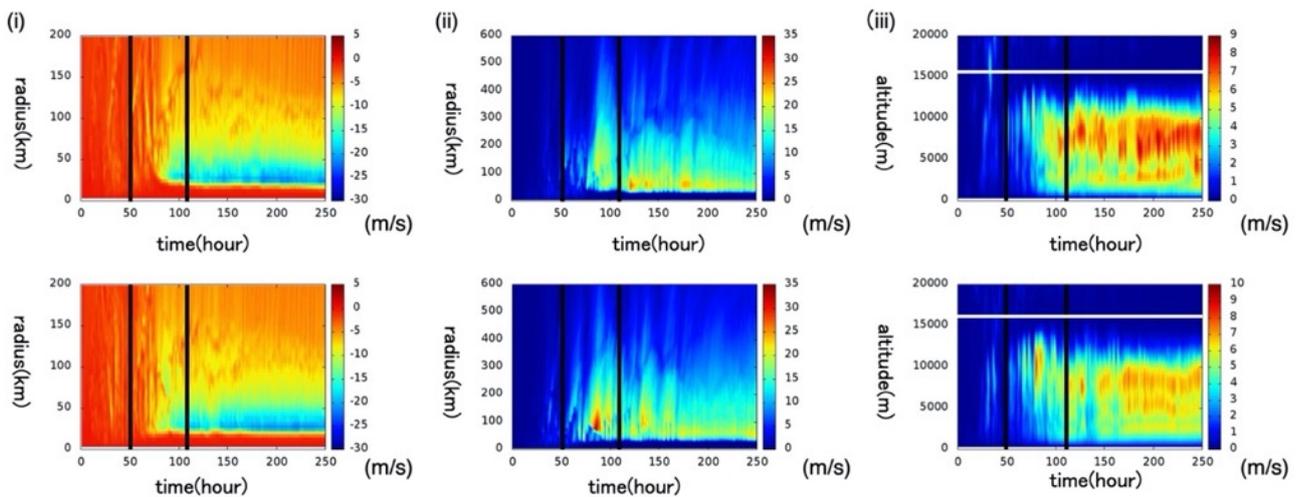


Figure.A3.5 Same as Fig.2.8 but for SST28 ocean coupling temperature changed experiment between 100~60 hPa.

### A3.4 発達期の TC 概況

Fig.A3.6 に海洋非結合の、Fig.A3.7 に海洋結合の場合の鉛直風、凝結加熱、コントロールからの気温偏差の半径高度断面図を示す。海洋非結合の結果を見ると、UT/LS の気温に関わらず、凝結加熱は高度 0~

10 km で発生しているが、鉛直風は高度 0~13 km に存在している。また、気温偏差では、対流圏内では大きな偏差はなく、UT/LS 付近での気温偏差も与えた偏差程度の差となっている。海洋結合の結果も、UT/LS の気温に関わらず、凝結加熱は高度 0~10 km で発生しているが、鉛直風は高度 0~13 km に存在しており、気温偏差については海洋非結合実験と同様の結果である。

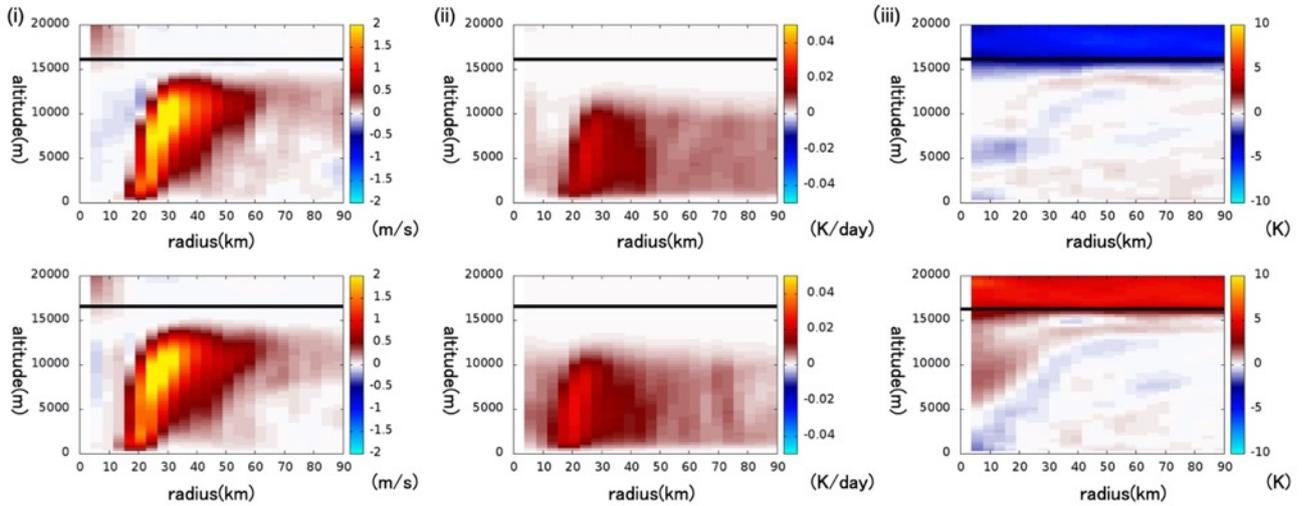


Figure.A3.6 Same as Fig.2.5 but for SST28 non-ocean coupling temperature changed experiment between 100~60 hPa and each parameter averaged during 50~100 hours.

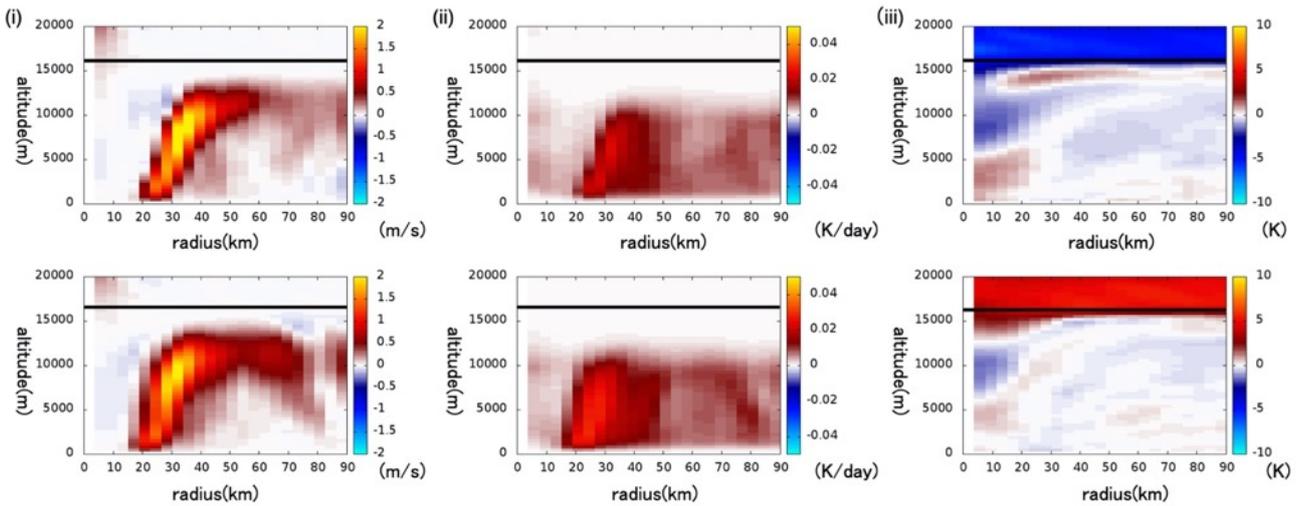


Figure.A3.7 Same as Fig.2.5 but for SST28 ocean coupling temperature changed experiment between 100~60 hPa and each parameter averaged during 50~110 hours.

### A3.5 中心気温・相当温位

Fig.A3.8 に海洋非結合の, Fig.A3.9 に海洋結合の場合の TC の中心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.A3.8 より, UT/LS の気温を 5 K 下げた場合は, 20~100 時間の間に TC 中心に上層の冷たい空気が TC 中心に入り込んでいる様子が見られ, 上層に不安定な環境場が形成されたことが分かる. 一方, 5 K 上げた場合は, 発達期の際に上層の暖かい空気が TC 中心に入り込む様子が見られ, 上層に安定な環境場が形成されたことが分かる. また, Fig.A3.9 の海洋結合の場合, UT/LS の気温を 5 K 下げると, 発達期に TC 中心に上層の冷たい空気が TC 中心に入り込んでい様子が見られ, 上層に不安定な環境場が形成されたことが分かる. 一方, 5 K 上げた場合は, 発達期の際に上層の冷たい空気が TC 中心に入り込む様子が見られるが, 上層に安定な環境場が形成されたことが分かる.

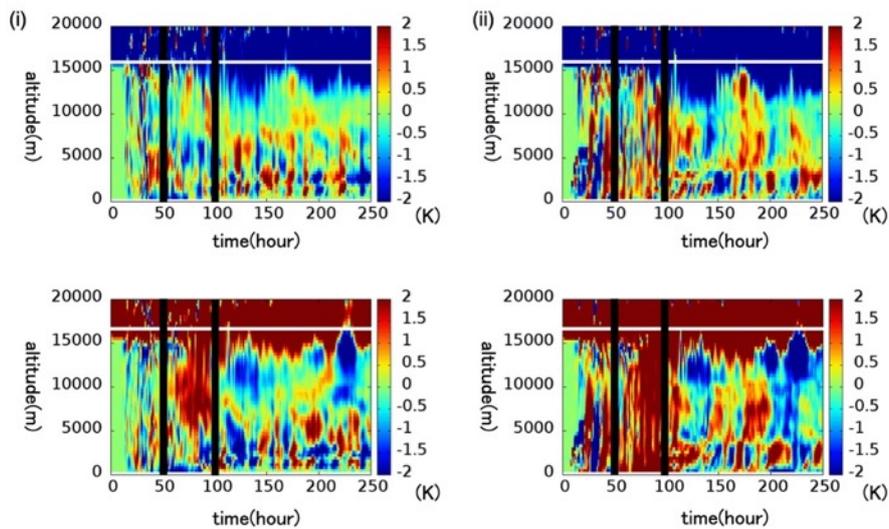


Figure.A3.8 Same as Fig.2.3 but for SST28 non-ocean coupling temperature changed experiment between 100~60 hPa

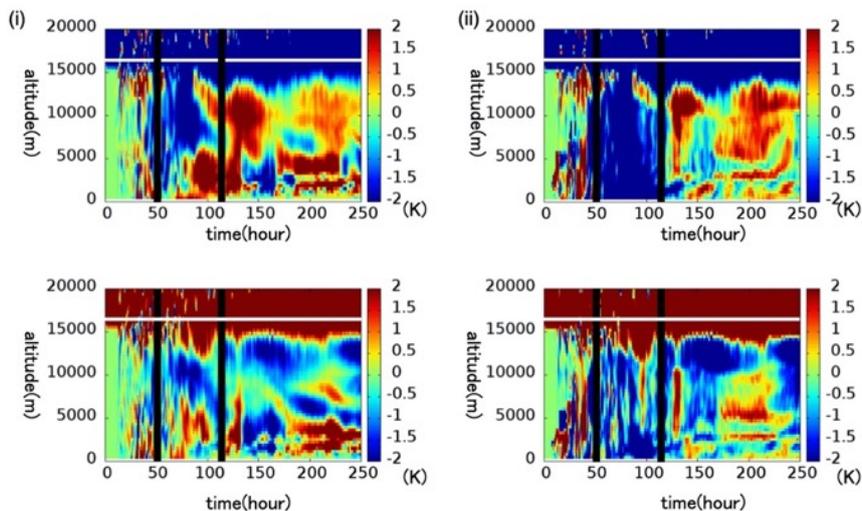


Figure.A3.9 Same as Fig.2.3 but for SST28 ocean coupling temperature changed experiment between 100~60 hPa.

## 付録 4. SST28 実験で風速を変化させた場合の結果

### A4.1 目的

SSW が発生すると冬極の成層圏の気温が 25~50 K 程度上昇する。この気温上昇は、冬極の空気塊が成層圏で断熱加熱を伴う降下を行うことで発生するが、この影響により Brewer-Dobson 循環の極域から赤道域に向かう風が強化されることで熱帯域の下部成層圏では数 K の気温低下がみられる。そこで、二次元軸対称大気海洋結合モデルの TC 中心から 1000 km 離れた高度 25000 m 地点の風速を 1 m/s 強化させた実験を行い、風速を変化させていない実験 (コントロール) と比較することで TC の反応を確認した。

### A4.2 最大風速・中心気圧

Fig.A4.1 に最大風速と中心気圧の時間発展を示す。図中の黄領域は発達期表しているが本実験では、UT/LS の風速差に起因する最大風速の差があまり見られない結果であったので最盛期は定義していない。Fig.A4.1 より、海洋非結合および海洋結合実験の両実験において UT/LS の気温を変化させても最大風速、中心気圧にあまり差がないことが分かる。

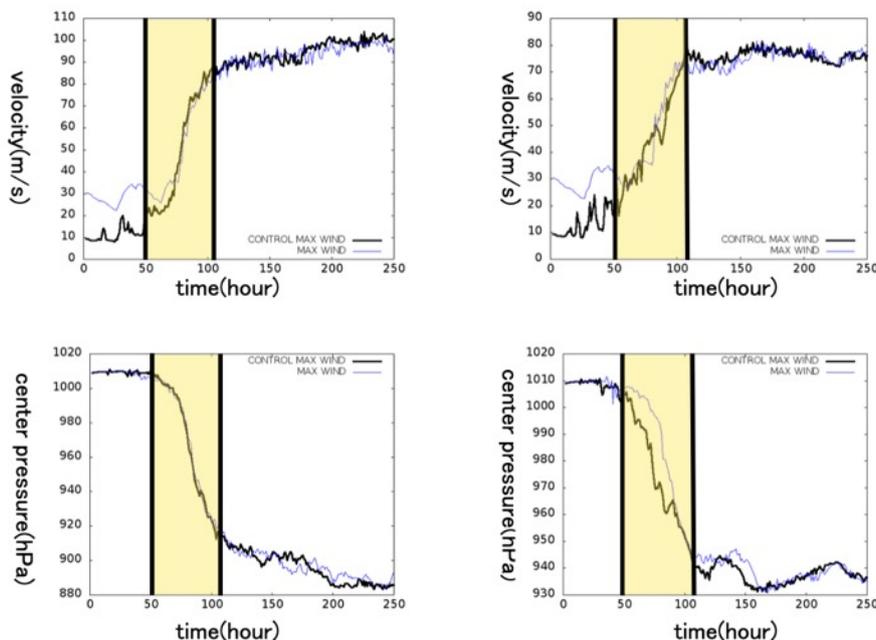


Figure.A4.1 The time series of the maximum wind of TC (m/s, Upper row) and the time series of the TC central pressure (hPa, Lower row). Left-side (right-side) panels show the non-ocean (ocean) coupling experiments. Black (Blue) line shows control (wind changed) experiment. The yellow shade shows the development period of TC.

### A4.3 二次循環

Fig.A4.2 に 100~200 時間の間で期間平均した半径方向の風速の半径高度断面を示す。これより、海洋結合モデル・海洋非結合モデルどちらの場合も UT/LS の風速を変化させても二次循環の強度に変化が見られないことが分かる。また、海洋結合と海洋非結合実験を比較することで、海洋非結合実験のほうが二次循環が強くなることが分かった。

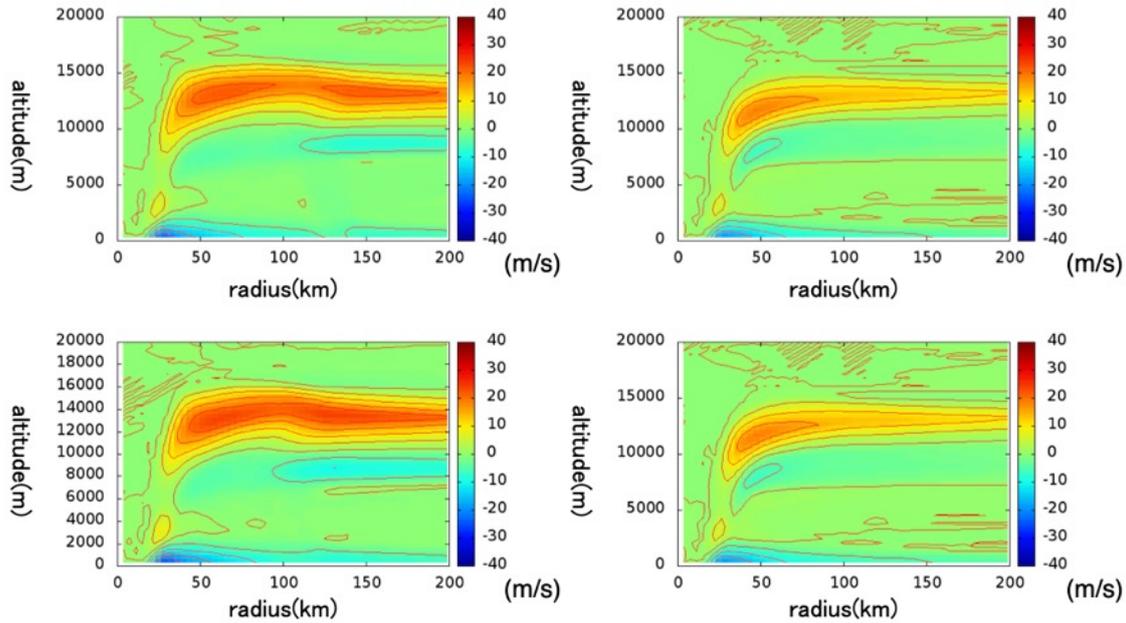


Figure.A4.2 The radius(km)-height(m) section of the secondary circulation (m/s). The upper (lower) row panels show the wind changed (control) experiment. Left-side (right-side) panels show the non-ocean (ocean) coupling experiments. The wind speed is averaged during 100~200 hours.

次に、二次循環の変化をみるために、Fig.A4.3 に海洋非結合の、Fig.A4.4 に海洋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。Fig.A4.3 の海洋非結合の結果を見ると、UT/LS の風速を 1 m/s 上げた場合、まず鉛直風と上層風が強まり、その後下層風が強化されることで二次循環が発達する様子が分かる。一方、コントロールを見ると、下層風と上層風はほぼ同時に強化されていることが分かった。Fig.A4.4 の海洋結合の結果を見ると、UT/LS の風速を 1 m/s 上げた場合、海洋非結合のものと同様の結果となっている事が分かる。また、コントロールの場合については、上層から発達している様子が見られるが、-5 K 実験よりも上層風と下層風の発達するタイミングの時間差が小さくなっている事が分かる。

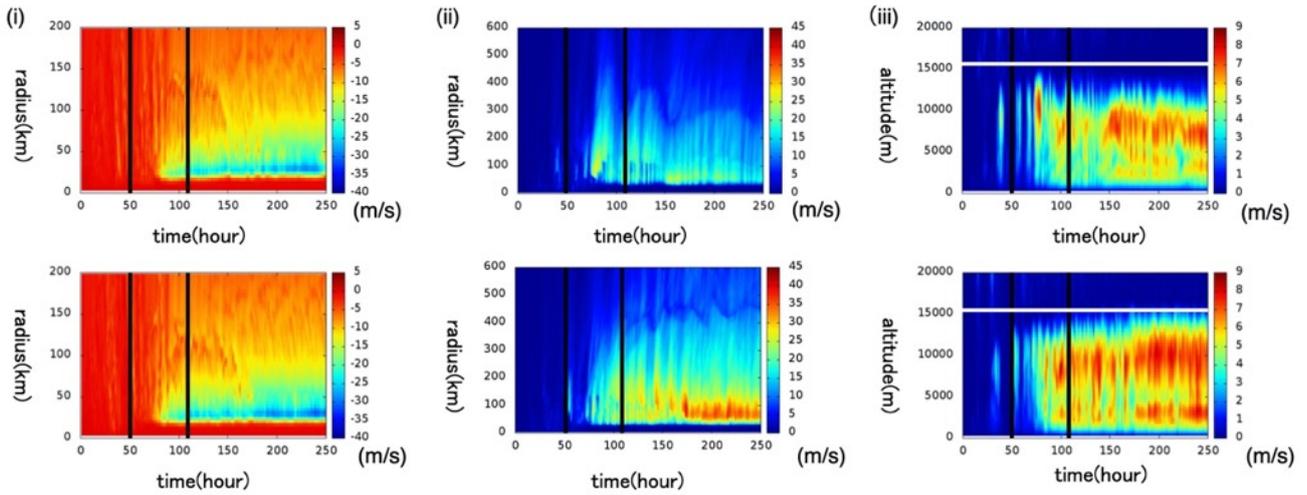


Figure.A4.3 Non-ocean coupling model's time-radius section of the lower wind (m/s) ( i ), the upper wind (m/s) ( ii ), and the time-height section of the vertical wind of secondary circulation (m/s) ( iii ). The upper (lower) row shows the wind changed (control) experiments. The lower (upper, vertical) wind panels show maximum wind speed between the surface (9km, center) and 3.5km (16km, 90km). The black solid lines represent the development period of TC and the white solid line in panel ( iii ) represents the tropopause altitude.

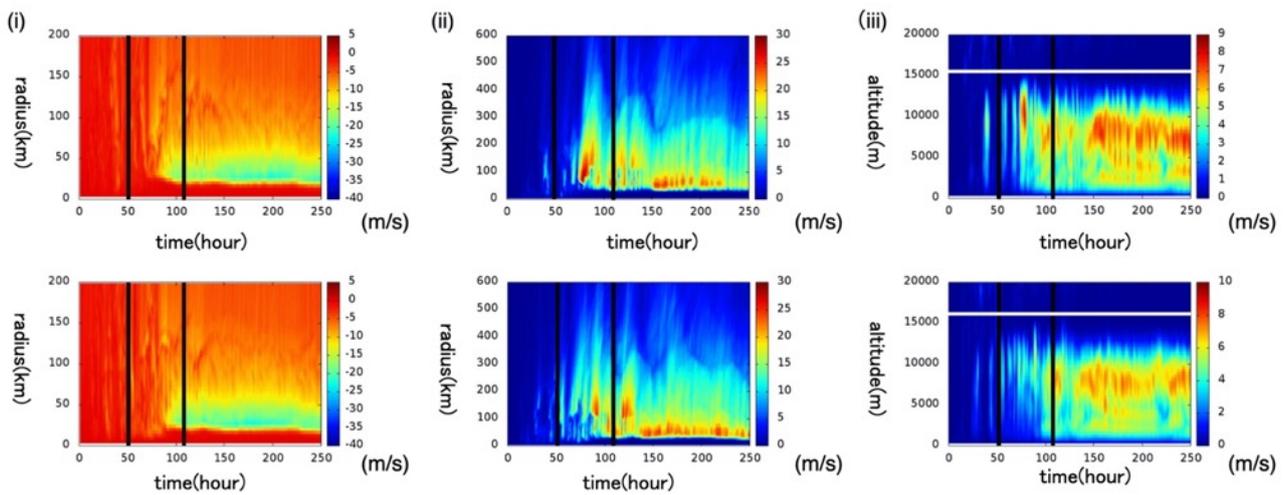


Figure.A4.4 Same as FigA4.3 but for ocean coupling model.

#### A4.4 発達期の半径－高度断面

Fig.A4.5 に海洋非結合の, Fig.A4.6 に海洋結合の場合の鉛直風, 凝結加熱, コントロールからの気温偏差を発達期で期間平均した半径高度断面図を示す. Fig.A4.5 の海洋非結合の結果を見ると, UT/LS の風速に関わらず, 凝結加熱は高度 0~10 km で発生しているが, 鉛直風は高度 0~15 km に存在している.

Fig.A4.6 の海洋結合の結果も, UT/LS の風速に関わらず, 凝結加熱は高度 0~10 km で発生しているが, 鉛直風は高度 0~14 km に存在している.

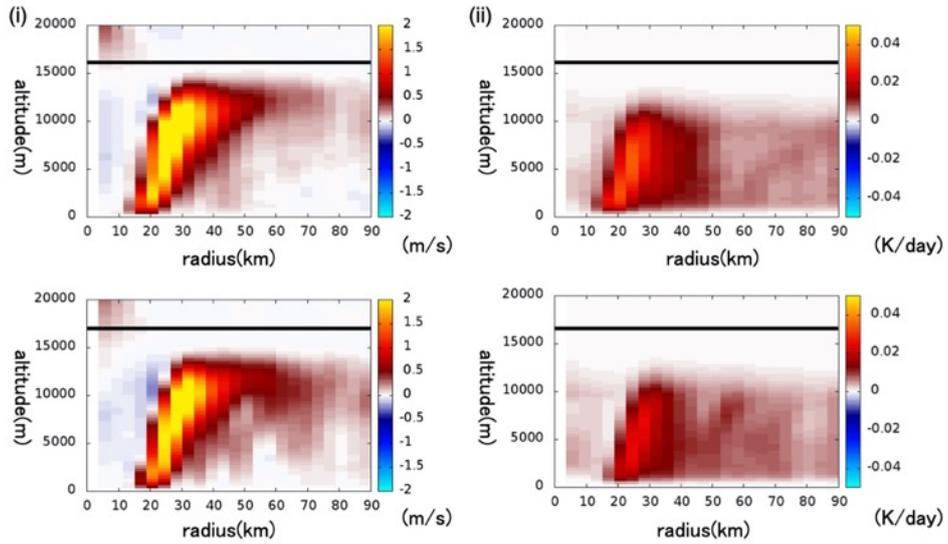


Figure.A4.5 Radius-height section of the vertical wind (m/s) ( i ), heat rate due to condensation (K/D) ( ii ). The upper (lower) row shows the wind changed (control) experiments. Black solid lines show tropopause altitude.

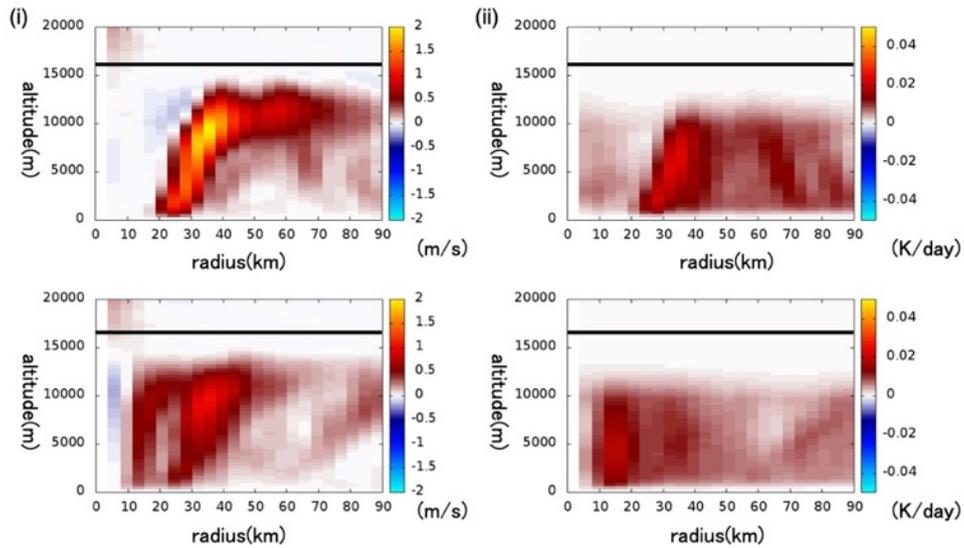


Figure.A4.6 Same as FigA4.5 but for ocean coupling model.

## 付録 5 NICAM 初期値 2019082312UTC の結果

### A5.1 南半球東西風の概況

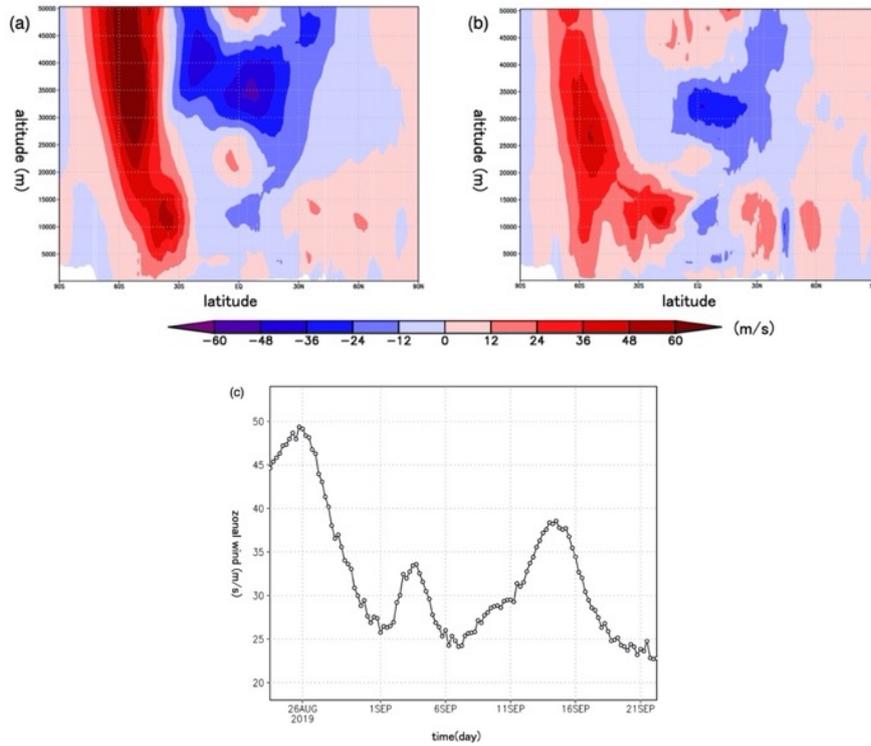


Figure.A5.1 Latitude altitude section of zonal mean zonal wind (m/s) at 8/24 (a), 9/6 (b). Time series of zonal mean zonal wind (m/s) at 60S of 34 km (c).

### A5.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列

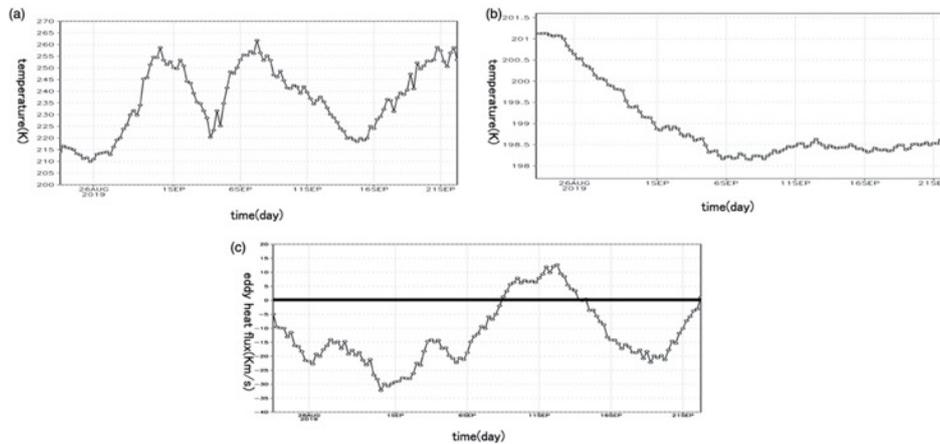


Figure.A5.2 Time series of zonal mean temperature (K) at 90S, 54km (a), at 18km averaged between 20S and 20N (b), zonal mean eddy heat flux at 18 km averaged between 75S and 45S (c). The black solid line in (c) represents zero.

### A5.3 気温, 上昇流の緯度時間断面

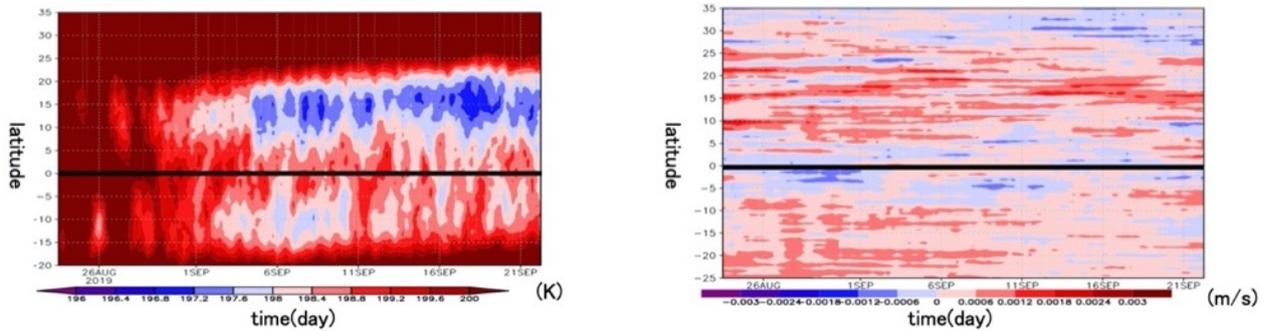


Figure.A5.3 Time latitude section of zonal mean temperature (K) at 18 km (left panel), 3-day running mean vertical wind (m/s) at 18 km (right panel).

### A5.4 熱帯域積雲対流活動の概況

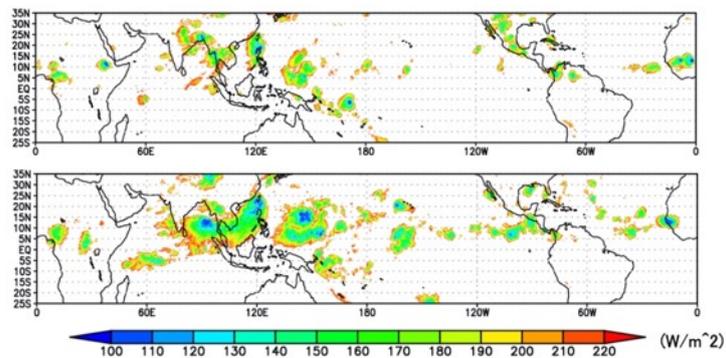


Figure.A5.4 Maps of OLR daily mean. Upper panel shows 8/24 and lower panel shows 9/6.

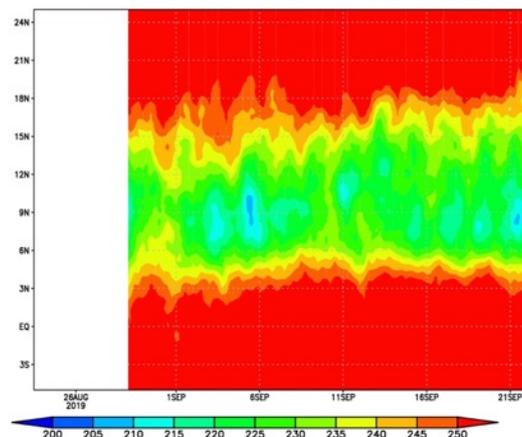
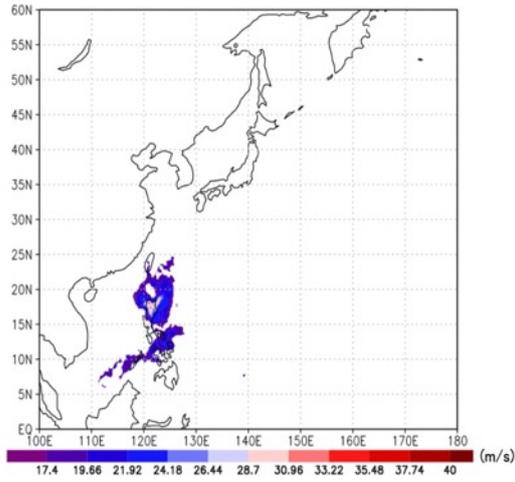


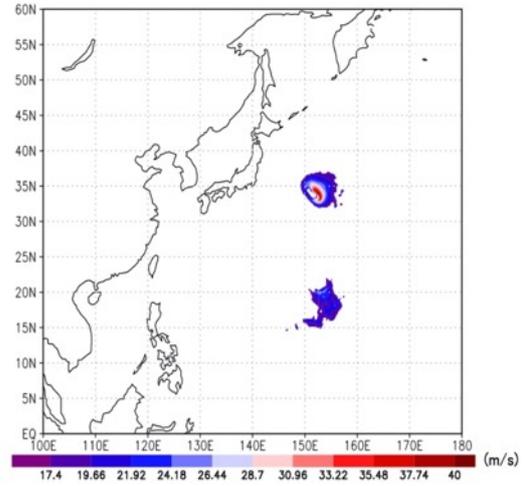
Figure.A5.5 Time latitude section of zonal mean OLR.

## A5.5 台風発生概況

8/28



9/12



9/17

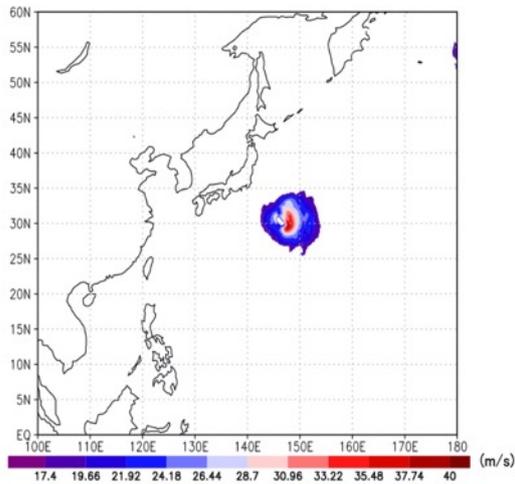


Figure.A5.6 Map of daily mean tangential wind speed (m/s).

Table.A5.7 Same as Table.3.3.

		2312 experiment	
mature date	formed date	max wind	formed latitude
8/28	8/25	33.0 m/s	18 °
9/12	9/6	45.0 m/s	20 °
9/17	9/13	45.0 m/s	23 °

## 付録 6 NICAM 初期値 2019082400UTC の結果

### A6.1 南半球東西風の概況

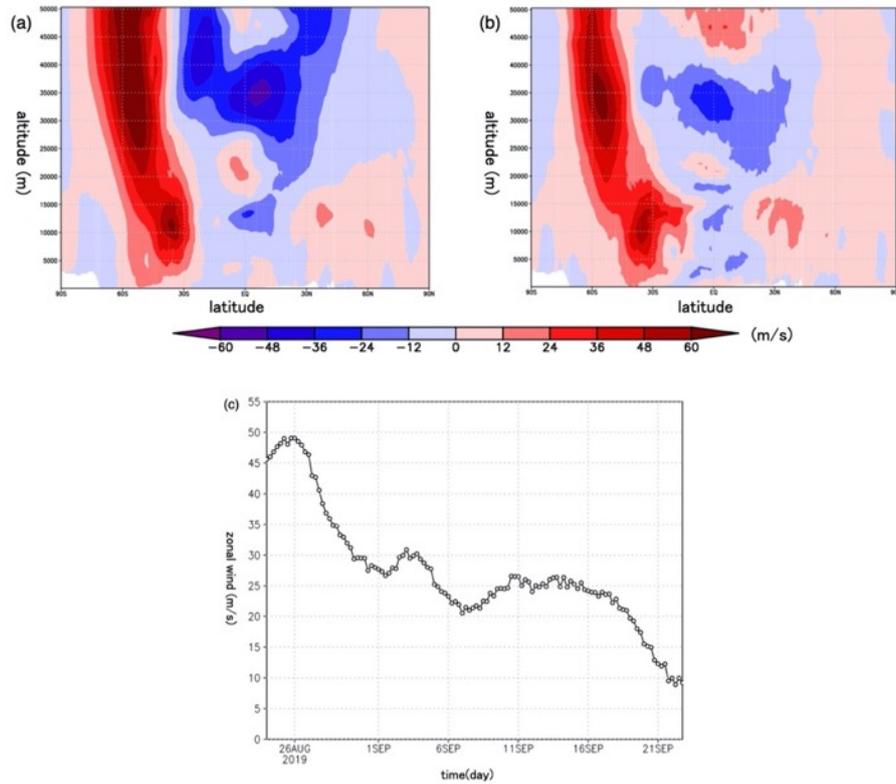


Figure.A6.1 Same as Fig.A5.1 but for 8/25 (a), 9/10 (b).

### A6.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列

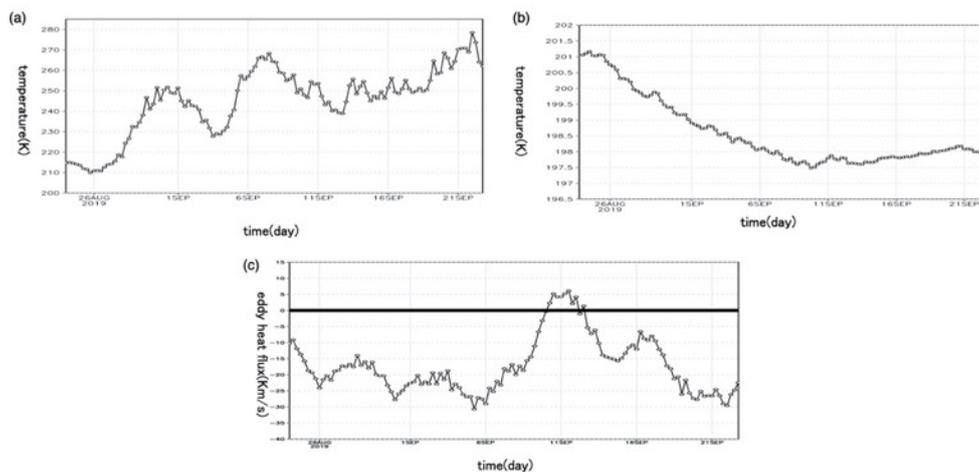


Figure.A6.2 Same as Fig.A5.2.

### A6.3 気温, 上昇流の緯度時間断面

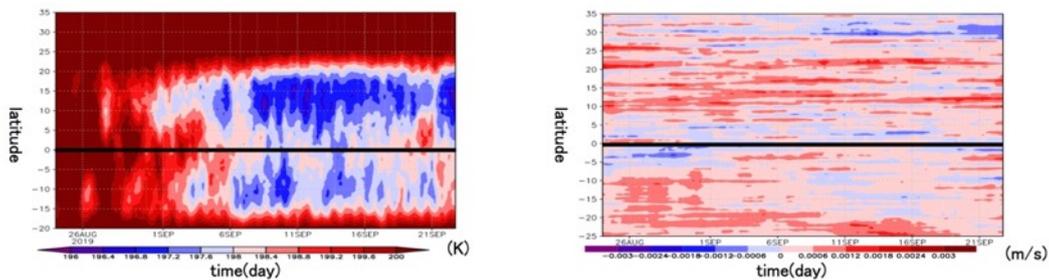


Figure.A6.3 Same as Fig.A5.3.

### A6.4 熱帯域積雲対流活動の概況

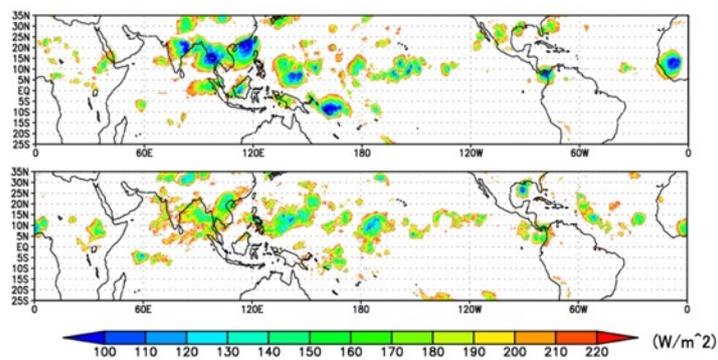


Figure.A6.4 Same as Fig.A5.4 but for 8/25 (Upper panel), 9/10 (lower panel).

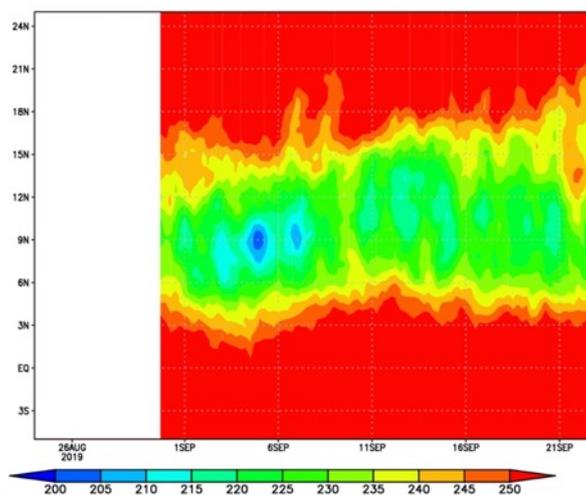


Figure.A6.5 Same as Fig.A5.5.

## A6.5 台風発生概況

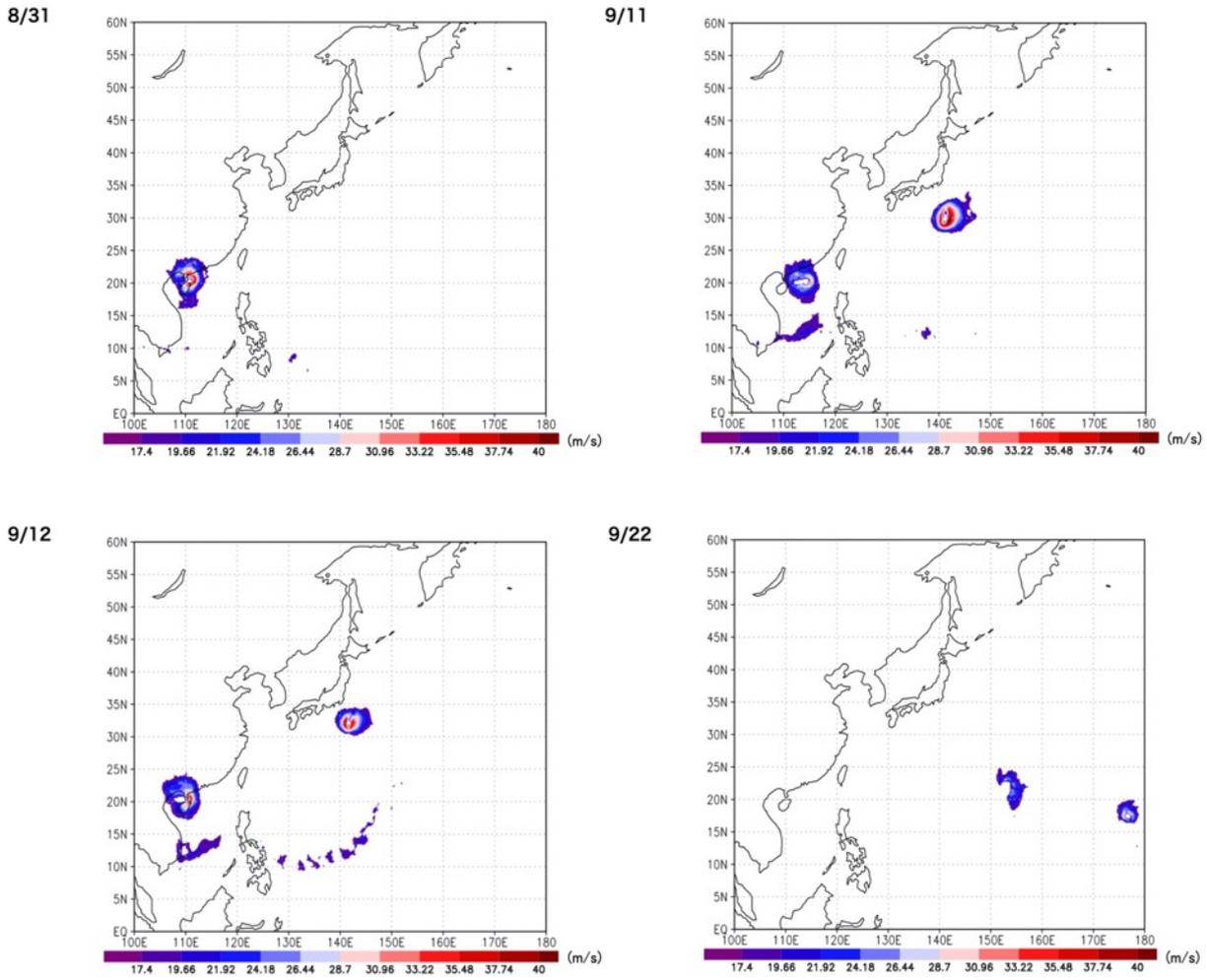


Figure.A6.6 Same as Fig.A5.6.

Table.A6.7 Same as Table.3.3.

		2400 experiment	
mature date	formed date	max wind	formed latitude
8/31	8/29	40.0 m/s	18°
9/11	9/5	50.0 m/s	13°
9/12	9/9	35.0 m/s	19°
9/22	9/21	30.0 m/s	18°

# 付録 7 NICAM 初期値 2019082412UTC の結果

## A7.1 南半球東西風の概況

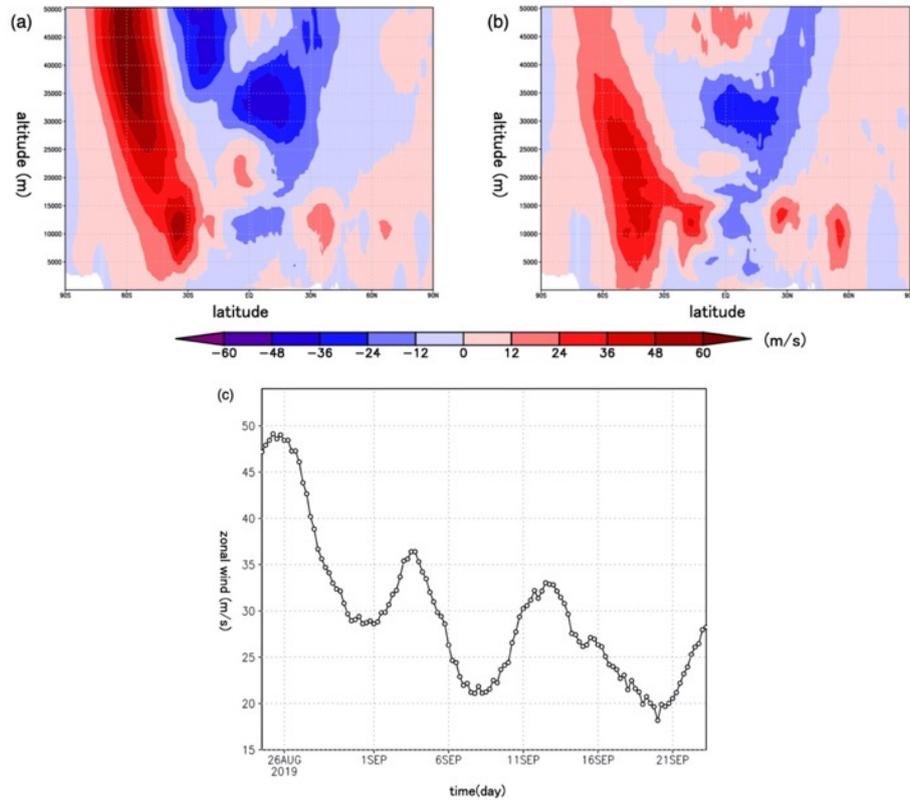


Figure.A7.1 Same as Fig.A5.1 but for 8/25 (a), 9/6 (b).

## A7.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列

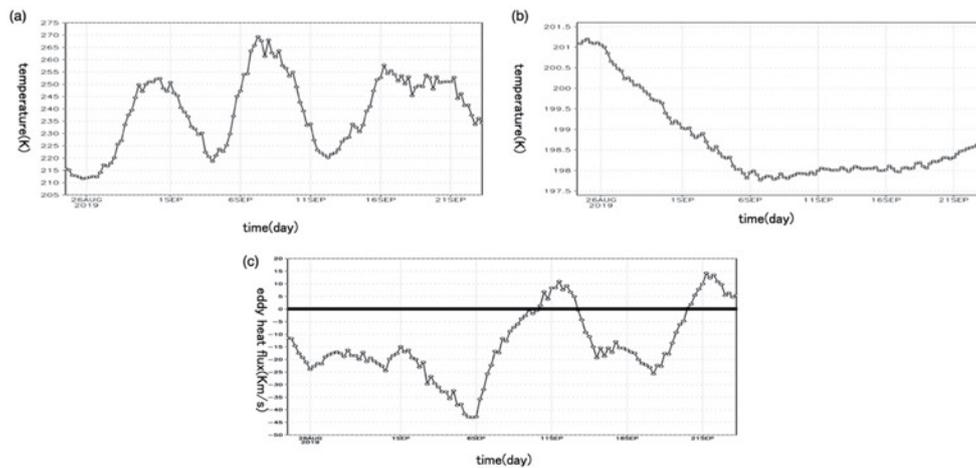


Figure.A7.2 Same as Fig.A5.2.

### A7.3 気温, 上昇流の緯度時間断面

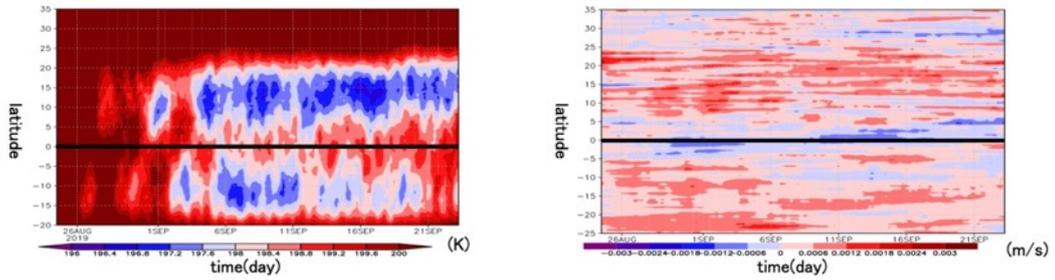


Figure.A7.3 Same as Fig.A5.3.

### A7.4 熱帯域積雲対流活動の概況

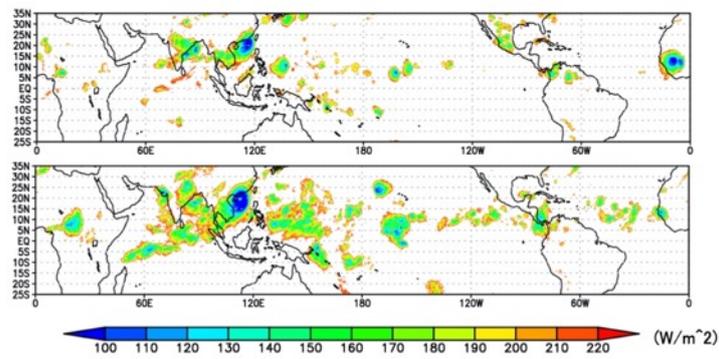


Figure.A7.4 Same as Fig.A5.4 but for 8/25 (Upper panel), 9/6 (lower panel).

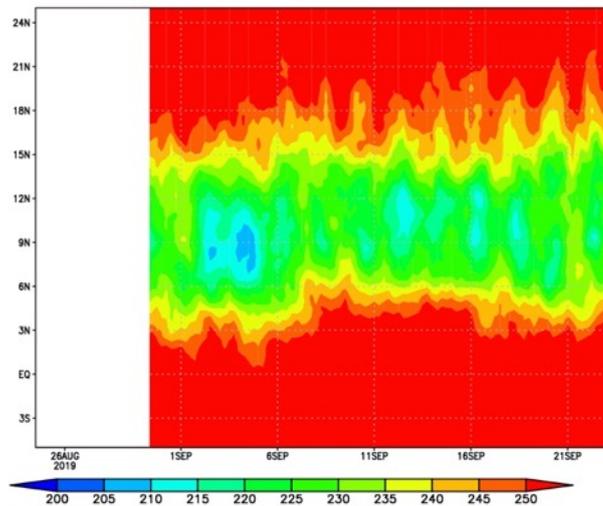


Figure.A7.5 Same as Fig.A5.5.

## A7.5 台風発生概況

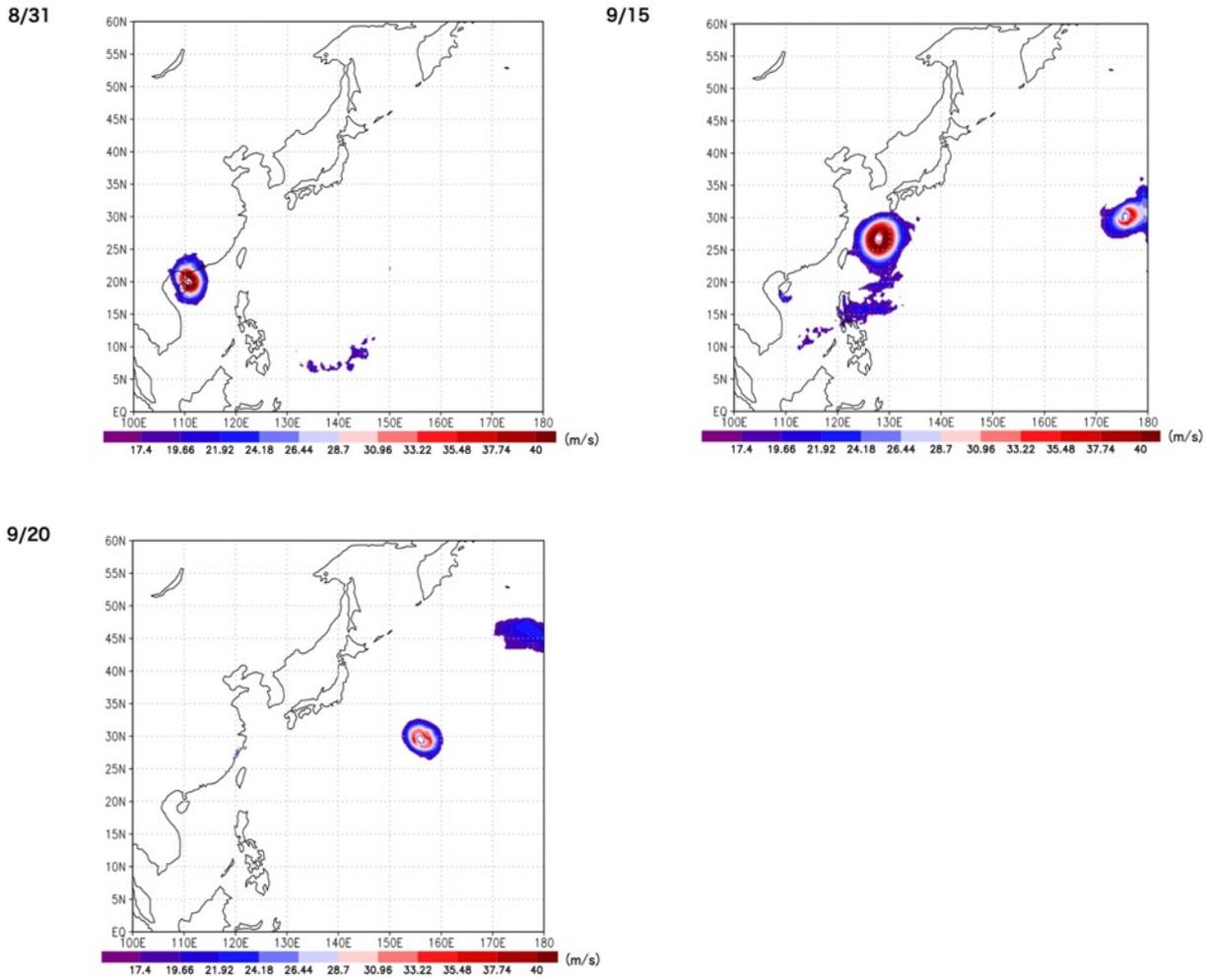


Figure.A7.6 Same as Fig.A5.6.

Table.A7.7 Same as Table.3.3.

		2312 experiment	
mature date	formed date	max wind	formed latitude
8/31	8/28	55.0 m/s	17 °
9/15	9/6	60.0 m/s	18 °
9/20	9/13	35.0 m/s	25 °

## 付録 8 NICAM 初期値 2019082512UTC の結果

### A8.1 南半球東西風の概況

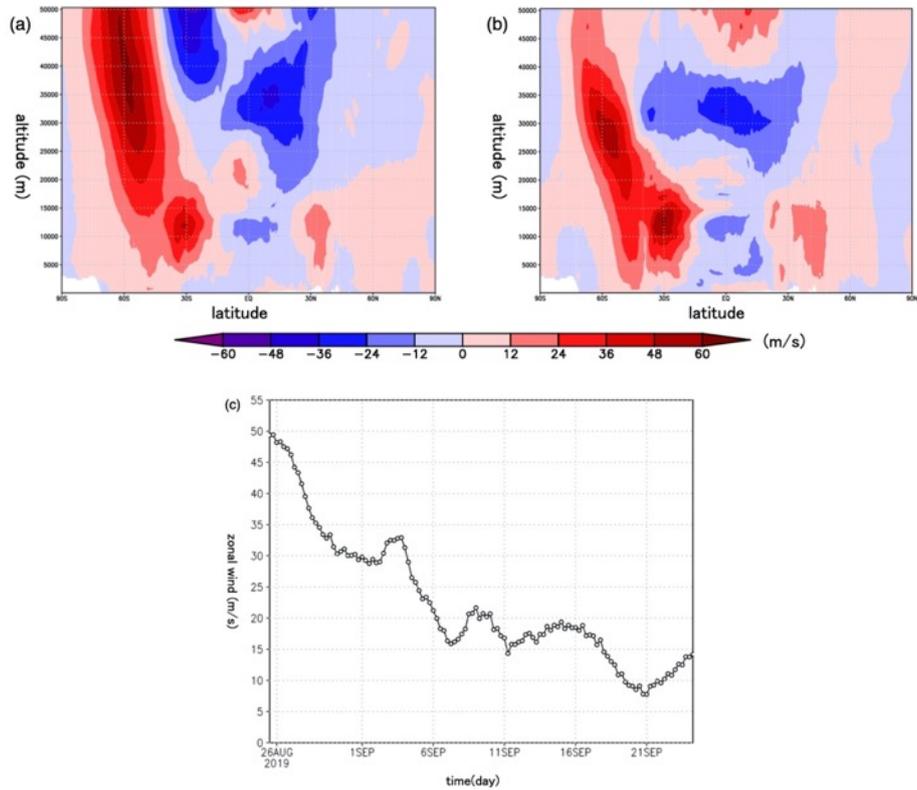


Figure.A8.1 Same as Fig.A5.1 but for 8/26 (a), 9/9 (b).

### A8.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列

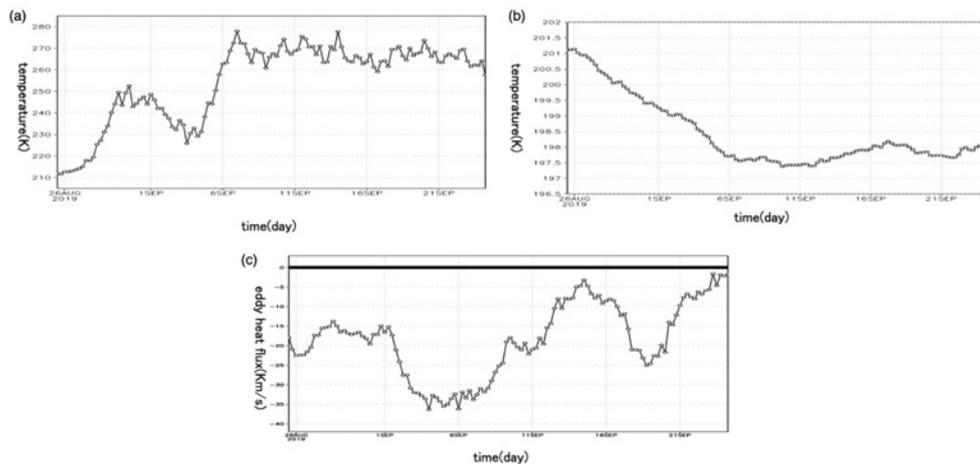


Figure.A8.2 Same as Fig.A5.2.

### A8.3 気温, 上昇流の緯度時間断面

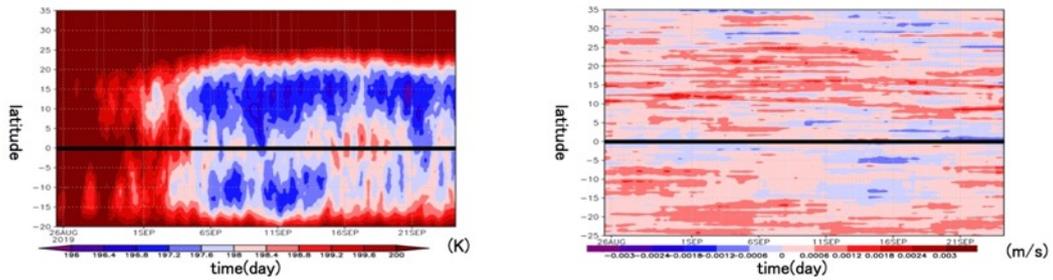


Figure.A8.3 Same as Fig.A5.3.

### A8.4 熱帯域積雲対流活動の概況

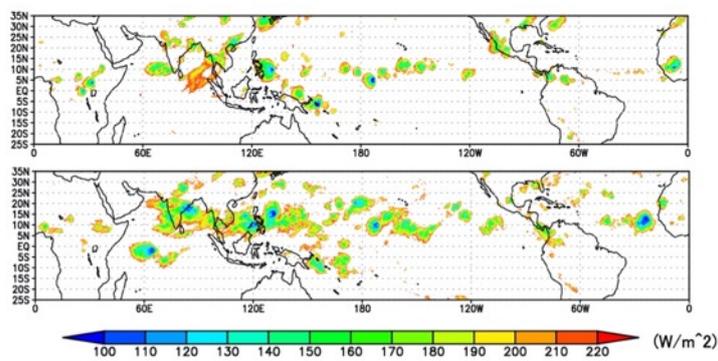


Figure.A8.4 Same as Fig.A5.4 but for 8/26 (Upper panel), 9/9 (lower panel).

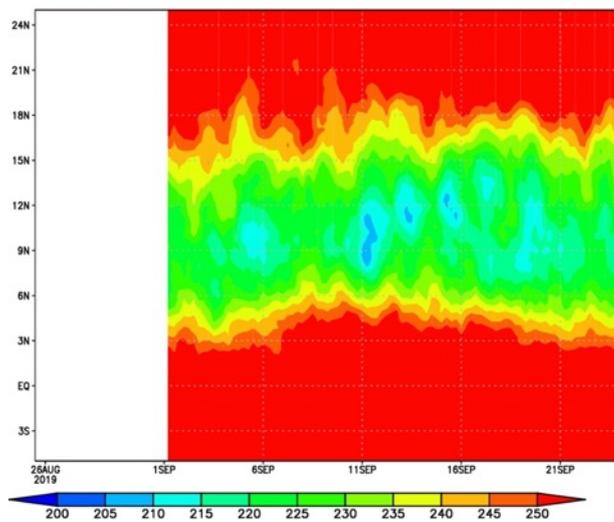
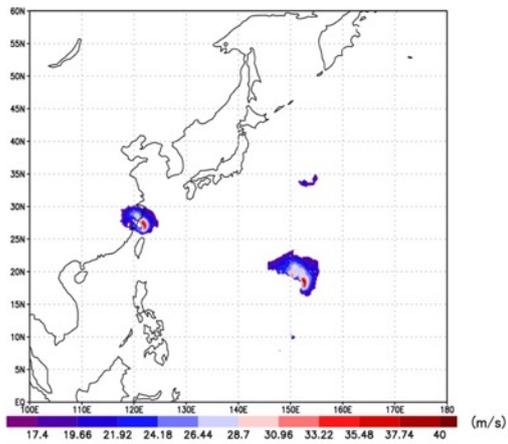


Figure.A8.5 Same as Fig.A5.5.

## A8.5 台風発生概況

9/7



9/12

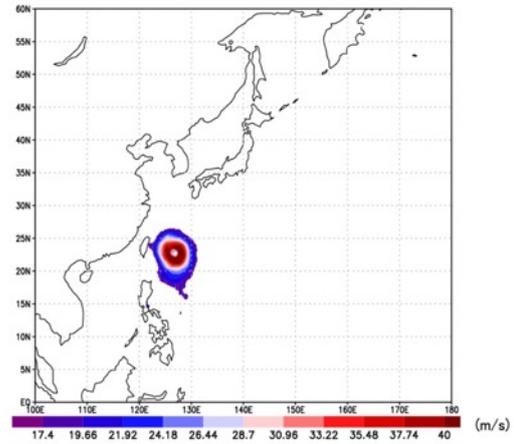


Figure.A8.6 Same as Fig.A5.6.

Table.A8.7 Same as Table.3.3.

		2312 experiment	
mature date	formed date	max wind	formed latitude
9/7	9/3	40.0 m/s	19 °
9/12	9/9	45.0 m/s	16 °

# 付録 9 NICAM 初期値 2019082600UTC の結果

## A9.1 南半球東西風の概況

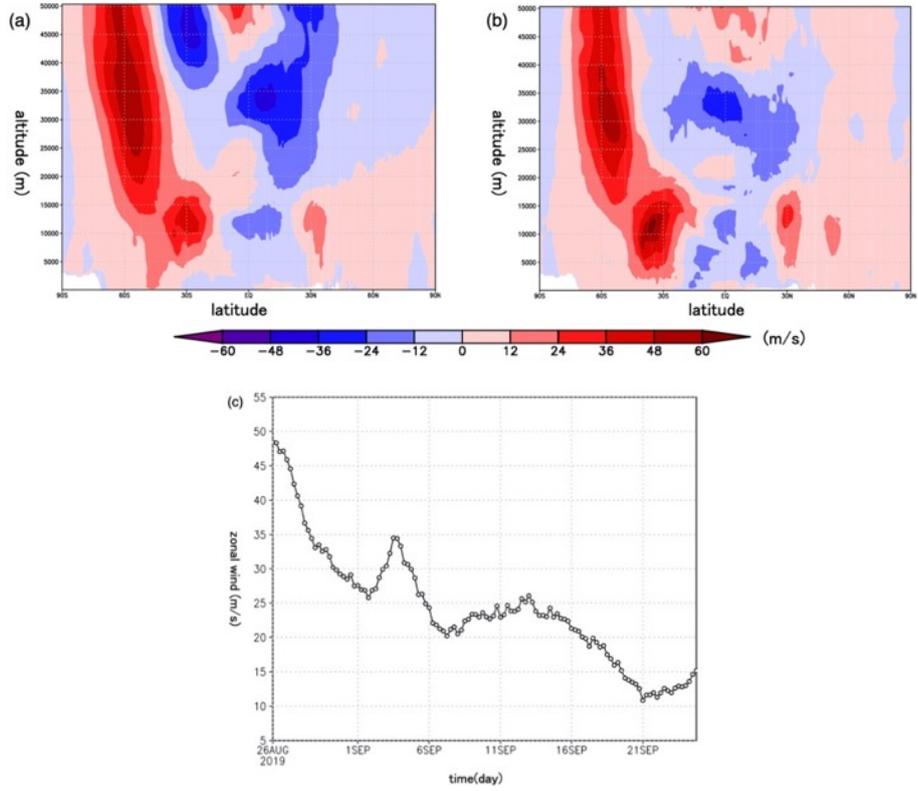


Figure.A9.1 Same as Fig.A5.1 but for 8/27 (a), 9/6 (b).

## A9.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列

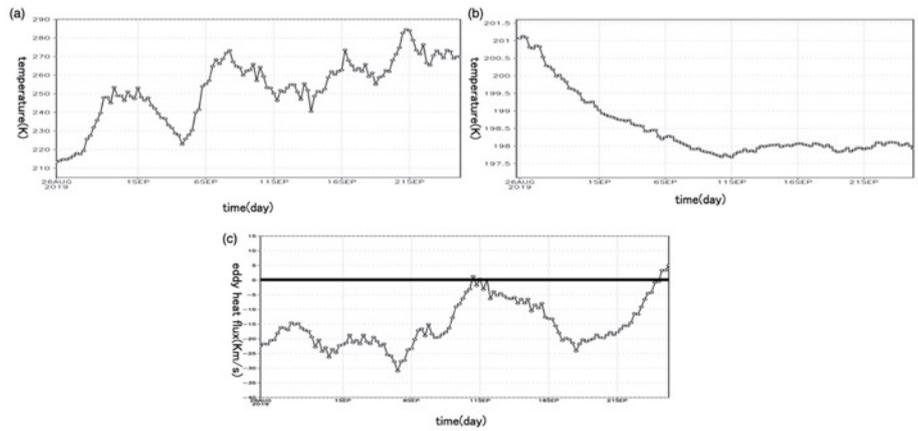


Figure.A9.2 Same as Fig.A5.2.

### A9.3 気温, 上昇流の緯度時間断面

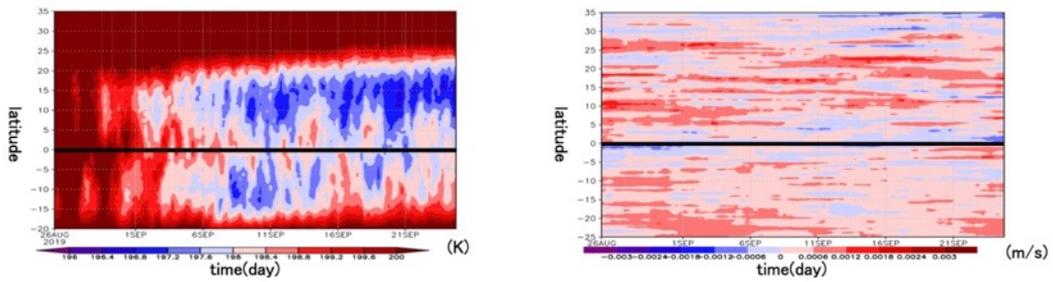


Figure.A9.3 Same as Fig.A5.3.

### A9.4 熱帯域積雲対流活動の概況

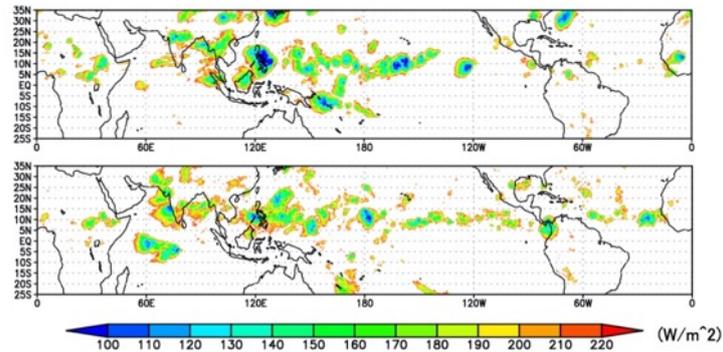


Figure.A9.4 Same as Fig.A5.4 but for 8/27 (Upper panel), 9/6 (lower panel).

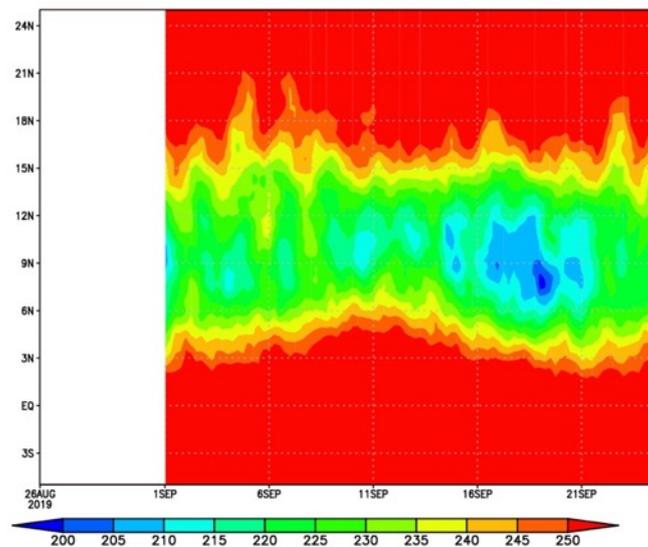


Figure.A9.5 Same as Fig.A5.5.

## A9.5 台風発生概況

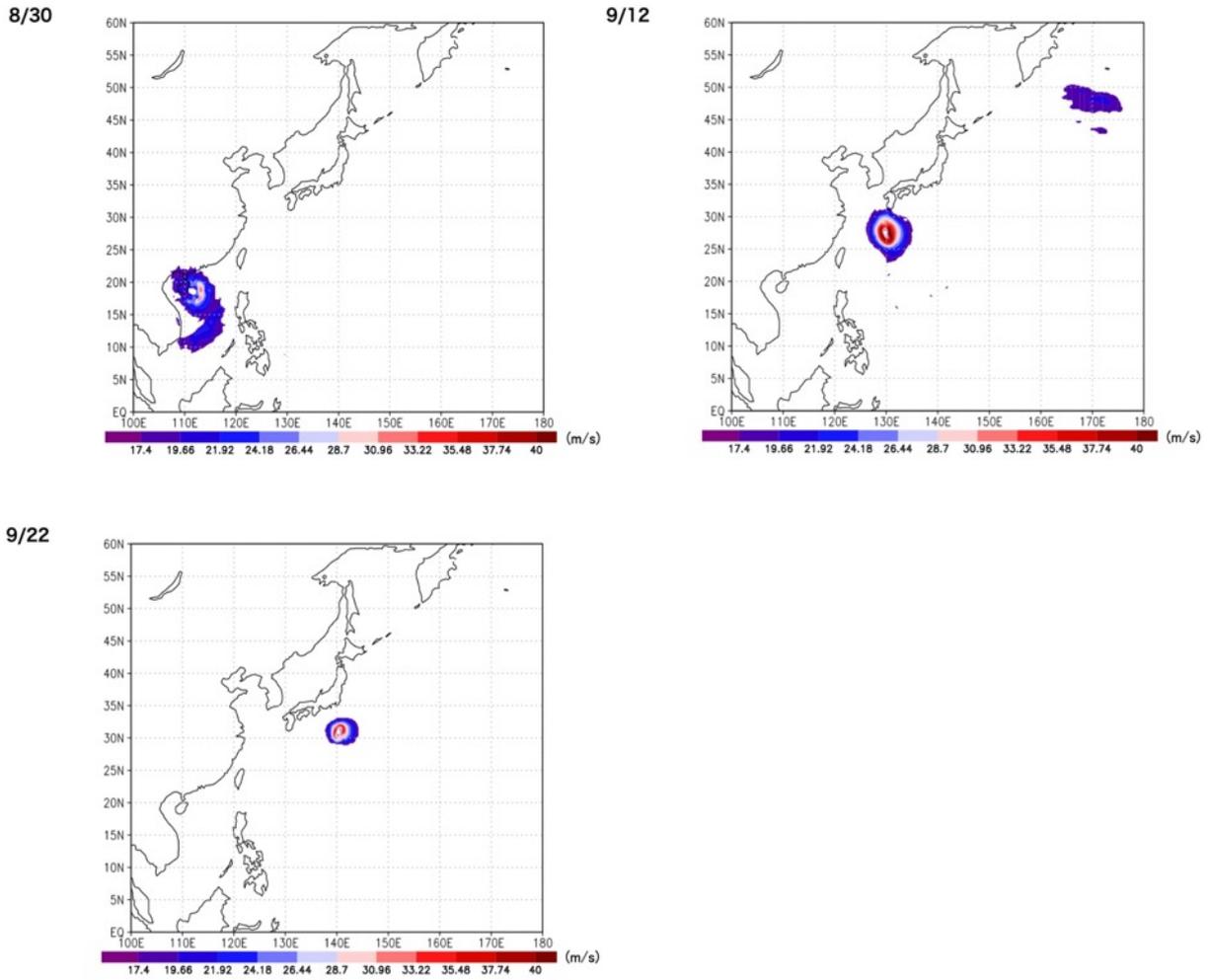


Figure.A9.6 Same as Fig.A5.6.

Table.A9.7 Same as Table.3.3.

		2312 experiment	
mature date	formed date	max wind	formed latitude
8/30	8/29	33.0 m/s	17 °
9/12	9/7	50.0 m/s	16 °
9/22	9/20	40.0 m/s	26 °

# 付録 10 NICAM 初期値 2019082612UTC の結果

## A10.1 南半球東西風の概況

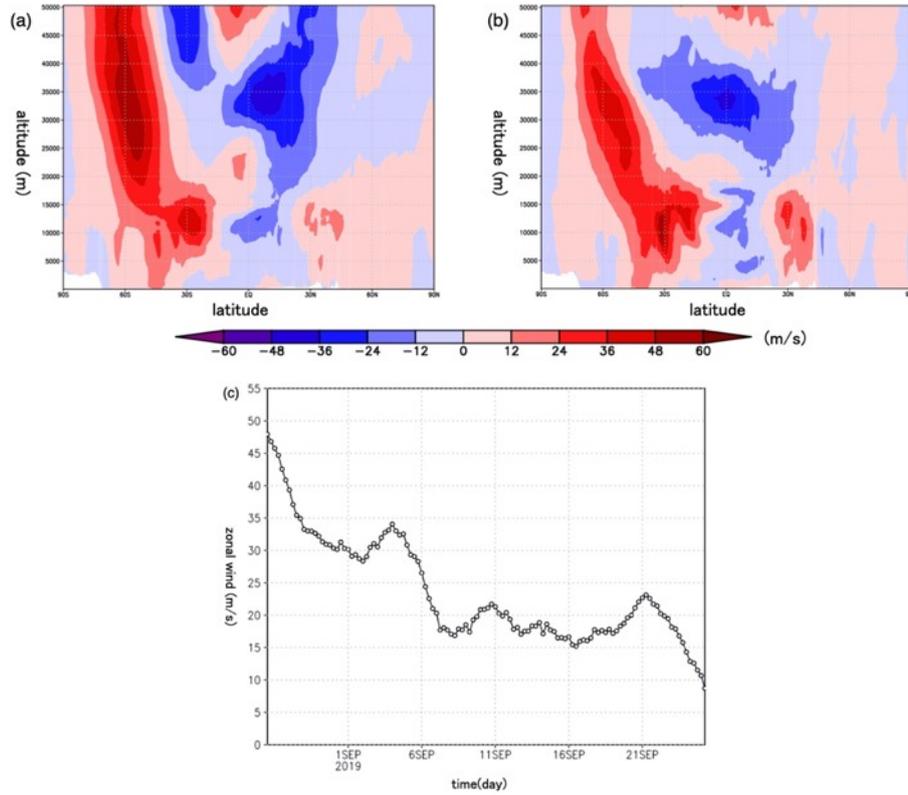


Figure.A10.1 Same as Fig.A5.1 but for 8/27 (a), 9/9 (b).

## A10.2 極域成層圏と熱帯 UT/LS の気温, eddy heat flux の時系列

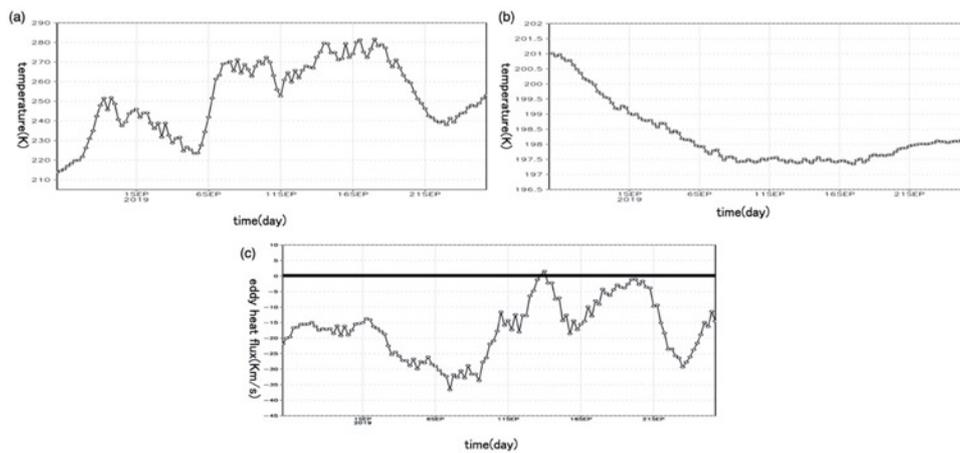


Figure.A10.2 Same as Fig.A5.2.

### A10.3 気温, 上昇流の緯度時間断面

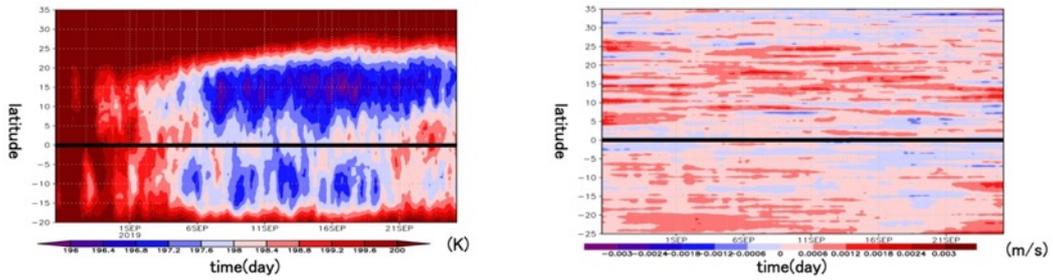


Figure.A9.3 Same as Fig.A5.3.

### A10.4 熱帯域積雲対流活動の概況

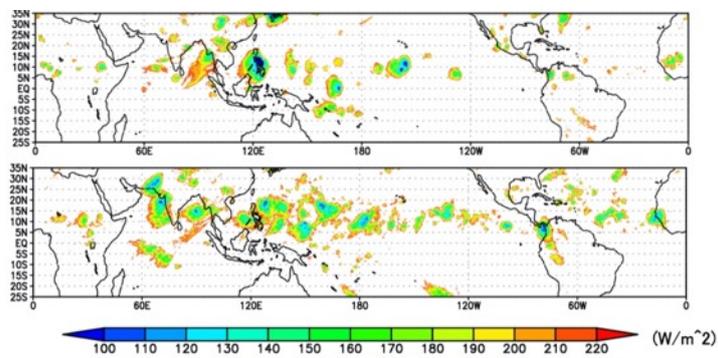


Figure.A10.4 Same as Fig.A5.4 but for 8/27 (Upper panel), 9/9 (lower panel).

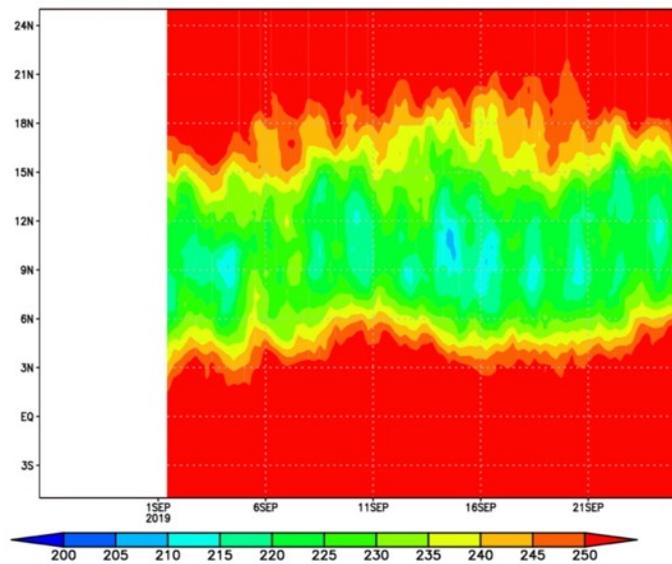
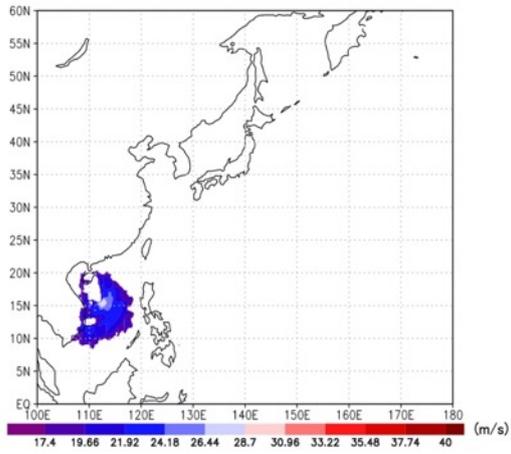


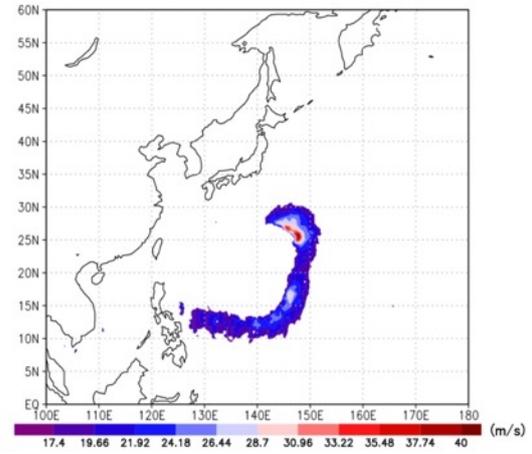
Figure.A10.5 Same as Fig.A5.5.

## A10.5 台風発生概況

8/29



9/8



9/16

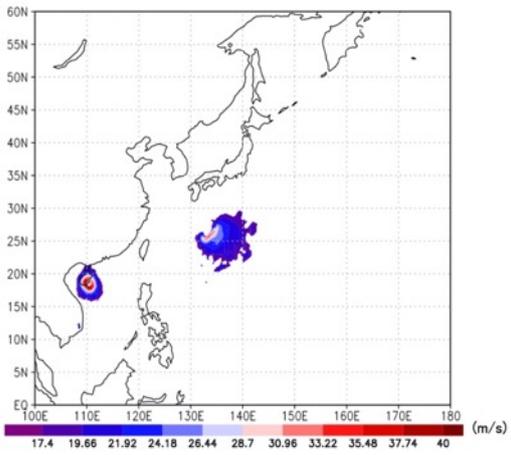


Figure.A10.6 Same as Fig.A5.6.

Table.A10.7 Same as Table.3.3.

		2312 experiment	
mature date	formed date	max wind	formed latitude
8/29	8/28	30.0 m/s	13 °
9/8	9/6	45.0 m/s	20 °
9/16	9/14	45.0 m/s	18 °
9/16	9/15	30.0 m/s	24 °

## 謝辞

本論文の執筆にあたり、多くの方にご支援をいただきました。ご協力いただいたみなさまに心より感謝いたします。

竹村俊彦先生には、ゼミを通して気象・気候に関する幅広い知識や知見をご教授いただき、自分の理解を深めることができました。また、研究集会や学会などの外部の集まりへの参加を積極的に認めてくださり、研究を進める上で貴重な意見を多くいただくことができました。

江口菜穂先生には、何もできなかった私を諦めずに指導していただき、なんとか研究集会や学会に参加することができただけでなく、いつも温かい言葉をかけてくださり研究のモチベーションを高めることができました。また、就職活動の時期には研究をなかなか進められませんでしたでしたが、静かに見守ってくださり無事に就職することができました。

道端拓朗先生には、年齢が近いこともあり頼りがちになりましたが、プログラムやツールの使い方など、お忙しい中でも丁寧にご指導いただきました。

琉球大学の伊藤耕介先生には、二次元軸対称大気結合モデルの使用法、出力結果の解析などでお力添えをいただきました。

海洋研究開発機構の那須野智江氏には、Earth Simulator の使用許諾申請、NICAM の使用法、出力結果の解析などでお力添えをいただきました。

吉村さん、友光さんには、学会や研究集会の際の手続きなど大学での研究活動の面で大変お世話になりました。

また、本研究を進めるにあたり、気象庁気象研究所の小寺邦彦氏、海洋研究開発機構の山田洋平氏にご助言いただきました。

最後に、研究を通して学んだ知識や精神力、また、先生方や同期、後輩たちとの思い出をしっかりと胸に刻んで次の場所でも精進します。本当にありがとうございました。

令和 3 年 2 月 8 日 小林健太