# 令和2年度沖縄支部研究発表会 予稿集

2021年2月24日(水)

日本気象学会沖縄支部

# 令和2年度 沖縄支部研究発表会

会期: 令和3年2月24日(水)11時10分~17時40分 会場: リモート開催(琉球大学及び沖縄気象台)

# プログラム

司会:山口 直輝(沖縄支部幹事)

- ●開会挨拶 吉田 隆(沖縄支部長)
- ●日程及び運営説明(司会)
- ●発表 座長:伊藤 耕介(沖縄支部理事)
   □ 頭発表1 ~ □ 頭発表4
   □ 頭発表13 ~ □ 頭発表16

座長: 久木 幸治(沖縄支部) 口頭発表 5 ~ 口頭発表 12

\*1 題当たり 15 分(発表 11 分、質疑応答 4 分)

●閉会挨拶 志堅原 透(沖縄支部理事)

事務局 山口(沖縄支部幹事)

発表題目・発表者氏名(下線)

- **1. 「2018年台風第8号(マリア)の地形性降水強化の過程」** P4 細川 椿・山田 広幸(琉球大学大学院理工学研究科)・Ben Jong-Dao Jou (国立台湾大学)
- 2. 「盛夏期に琉球列島で大雨をもたらす停滞性降水システムの発生要因についての解析」…P6 伊藤 典子・山田 広幸(琉球大学大学院理工学研究科)
- 3. 「2020 年 5 月に北西太平洋上で発生した切離低気圧に対する対流活動の寄与」 ······· P8 又吉 政伍・伊藤 耕介(琉球大学理学部)
- **4.「2015-2020 年の 6 年間におけるアフガニスタンの降水特性と総観場の調査」** …… P11 Shoaib, Mohammad Tariq・山田 広幸(琉球大学大学院理工学研究科)

- 7.「インドネシア・リアウ州における遷移季節の潮汐ボアのADCP記録」
   P20

   Ulung Jantama WISHA・久木 幸治(琉球大学理学部)
- 8. 「遠距離海洋レーダーと気象庁が開発した MOVE システムとの表面海流の比較」……… P23 長嶺 由稀・久木 幸治(琉球大学理学部)
- **9. 「東シナ海の黒潮の経年変動と太平洋変動との関係」** P26 知念 陸・久木 幸治(琉球大学理学部)

- **13.「高解像度大気海洋結合モデルによる 2017 年九州北部豪雨の予測精度評価」** P42 城間 貴大・伊藤 耕介(琉球大学理学部)
- **14. 「2017 年台風第 21 号のアウターレインバンドと非地衡風の関係」** P45 大城 展・山田 広幸(琉球大学理学部)

15.「2018年台風第24号に伴うミニスーパーセルで観測された高気圧性渦」				
関 和宏・山田 広幸(琉球大学理学部)				
16.「いわゆる「先行台風型」の台風発生について」	P50			
山内 健司・伊藤 耕介(琉球大学理学部)				

# 2018年台風第8号(マリア)の地形性降水強化の過程

細川 椿・山田広幸(琉球大学大学院理工学研究科)・Ben Jong-Dao Jou (National Taiwan University)

#### 1. はじめに

2018年台風第8号は7月10日1400 UTCから 2100 UTC にかけて台湾北岸沖を西進し、台湾北部 領域に大雨をもたらした。高い降水量は主に台北の 北側に位置する陽明山に集中し、8時間積算雨量は 最大で 328 mmに達した。台風接近時の地形性降水 強化について、過去の研究では従来型レーダーや 数値モデルを用いて解析が行われてきた。台風環境 下の強風が山岳に直面すると多くの場合フルード数 (Fr)が1を超え、山岳の斜面に沿って気流が山を乗 り越えることが可能となり、地形性上昇流による風上 側での降水強化が報告されている(e.g. Yu and Cheng 2008; Wu et al. 2002)。また、済州島のような小さな孤 立峰(標高~2-km)でも地形による降水強化が確認さ れている(Lee et al. 2018)。しかし、これまでに地形に よる降水強化の微物理過程について、観測的な証拠 は得られてこなかった。台湾の五分山にはSバンド偏 波レーダーが設置されているので、降雨減衰の影響 を受けることなく微物理過程の詳細な情報を得ること が可能である。本研究では、偏波レーダーと地上の 雨量計ネットワークのデータをもとに、台風第8号接 近時の陽明山での降水強化について微物理過程や 強化メカニズムを明らかにすることを目的としている。

# 2. 使用データと解析手法

使用した観測機器とそれらの位置を図1に示す。解 析期間は 2018 年 7 月 10 日 1400 UTC から同日 2100 UTC までである。台湾の中央気象局(CWB) 所有の五分山(WFS)に設置された S バンドドップラ ーレーダーWeather Surveillance Radar-1988 Doppler (WSR-88D)から、反射強度 $Z_{HH}$ に加えて偏波パラメ ータである反射因子差 $Z_{DR}$ 、偏波間位相差変化率  $K_{DP}$ 、偏波間相関係数 $\rho_{HV}$ を解析に使用した。レーダ ーから得られたデータはノイズ等の除去後、直交座 標系に挿入して解析を行った。雨量計ネットワークは 全部で 81 か所のデータを用いている。また、中央気 象局が提供する台北の高層観測データにより熱力学 的状態を調査した。山岳の風上側の大気の状態を調 査するため、気象庁メソスケールモデル(MSM)の初 期値データ(15, 18, 21 UTC)を使用し、温位プロファイ ルを作成した。

# 3. 結果と考察

台風第8号は発生後北西に進み、台湾の北岸沖を 東から西へと移動した(図2)。雨量計ネットワークから 得られた解析期間内(8 時間)の積算降水量の分布 は、陽明山に集中した降雨量を示す(図1)。全地点 での降水量の時間変化は、全体的に二つの主な降 水期間のピークを示していた。最下層(0.5°PPI)のレ ーダー反射強度分布から、前半のピークは台風に伴 う小さな降水システムの通過によるもので、後半のピ ークは台風のレインバンド(図 3)の通過によるもので あることがわかった。一方で平均反射強度の東西方 向分布の時系列データは、高い反射強度が山岳上 のみで解析期間中ほぼ持続的に表れていることを示 した(図 4)。よって、観測された山岳域での高い降水 量の要因について1)レインバンド上陸時の降水強化 (PERIOD I)と 2)レインバンド通過時の降水強化 (PERIOD II)によるものに分け、解析を進めた。 MSM の初期データから得られた風上側の大気の状 態は Fr>1 の閾値をはるかに超え(表 1)、気流が山 岳上空を越えることが可能であったことを示唆した。こ のことから、風上側での地形性上昇流の発生が示唆 された。また、風上側の大気の熱力場は下層で潜在 不安定であり、地形性上昇流が LFC に達し、浮力に よる上昇気流が発生する可能性がある状態であった。 偏波パラメータZDRとKDPは、山岳域で主に高度 3.5km 以下で増大しているため、降水粒子が暖かい雨 の過程によって成長していることがわかった(図5)。ま た、Z<sub>HH</sub>とZ<sub>DR</sub>による降水過程の評価結果(図 6)より、 衝突併合過程による降水粒子の成長が山岳で顕著 に表れていることがわかった。

4. まとめ

台風第8号接近時の陽明山周辺の地形性降水強 化について、当時の大気の熱力場と観測された偏波 パラメータの特徴から、降水強化は暖かい雨の過程、 特に衝突併合過程によるものであることがわかった。 その結果、山岳域では、周辺の平地に比べて降水粒



図 1. 解析領域と観測地点。WFS はレーダーサイト、■は 台北の高層観測の地点、S15, 18, 21 は MSM により鉛直プ ロファイルを作成した地点を示す。散布図は解析期間中の 積算雨量。地形はグレーのカラースケールで示す。



図 4. 平均反射強度の東西時間断面図。縦軸は時間、 横軸は東西方向の距離を示し、下部に黒で地形断面 を示している。X=28km に陽明山が存在する。



ったと考えられる。

Yu and Cheng, 2008, MWR, 136, 497-521.

Lee et al., 2018, Atmos. Res., 201, 58-71.

Wu et al., 2002, Wea. Forecasting, 17, 1001-1015.

参考文献

図 2. 気象庁ベストトラックデータによる台風第 8 号の 経路図。色は台風の強度を米国のカテゴリー(SSHWS)で 示す。



図 3.7月10日1849 UTC の高度2kmの反射強度を 示す CAPPI。帯状に見えるのは上陸したレインバン ド。偏波パラメータ解析に選択された領域A:鞍部、 K:基隆、T:淡水を正方形で示す。

Differential Reflectivity



子同士の衝突が成長を促進し、高い降水量につなが



図 6. PERIOD II 中の  $\Delta Z_{HH} - \Delta Z_{DR}$  パラメータ スペース。高度 1.5 kmから 3.5 kmの反射強度と Z<sub>DR</sub>の差をそれぞれ横軸と縦軸に示している。右 0.8 上の象限は衝突併合過程を示す。プロットの形状 0.6 は高度1.5kmでの反射強度によって分類される。 赤:鞍部、緑:基隆、青:淡水

MSM Sounding	1500 UTC	1800 UTC	2100 UTC
Fr	3.67	3.87	3.20
U (m/s)	28.1	28.7	20.5
Nm (× $10^{-3}s^{-1}$ )	6.86	6.62	5.73

0

表 1. MSM の鉛直プロファイルから計算されたフルード数(Fr),風上側の気流の速度(U), Brunt-Väisälä 振動数(Nm)。Brunt-Väisälä 振動数は飽和状態を考慮したものを利用した。





# - 5 -

# 盛夏期に琉球列島で大雨をもたらす停滞性降水システムの 発生要因についての解析

### 伊藤 典子・山田 広幸 (琉球大学大学院理工学研究科)

#### <u>1. はじめに</u>

琉球列島では、梅雨期から盛夏期にかけて、南 西からの湿潤な流れに伴ってしばしば大雨が発生 する。2018年7月上旬にこの湿潤な流れに伴って 発生した降水システムは、沖縄地方に大雨をもた らし、その後本州における豪雨の発生にも影響を 及ぼした。しかし、このとき梅雨前線は九州北部 に停滞しており、前線から約1000km離れた位置で 停滞性の降水システムが発生することに関する理 解は未だ不十分である。

そこで本研究では、降水システムの発生と風の 環境場の関係について着目し、前線に伴わない降 水システム発生の事例(2018年7月)と、前線に 伴う降水システムの発生する事例(2019年6月) について解析を行った。

# 2. 使用データと解析方法

本研究では、気象庁レーダーGPV、気象庁長期客 観解析データ(JRA-55)を使用した。気象庁レーダ ーGPV は降水システムの動きや環境場との関連性 を調べることに用いた。JRA-55 は全球について予 報モデルおよびデータ同化システムにより、利用 可能な観測データを取り入れた再解析データであ り、降水システムの環境場の解析に用いた。また 数日以上の時間スケールで変動する総観場の風の 特徴を抽出するため、10日間の Lowpass フィルタ ー処理を行い、10日未満の短期周期成分を除去し 平滑化した図を作成し、環境場の解析に用いた。

# <u>3. 解析結果</u>

図1にレーダーGPVによる降水強度分布と、図 2には図1(a)の直線上で切り取った72時間の時間 - 距離断面図を示す。図1(a)では2つの降水域(R1、 R2とする)がみられ、図2(a)に示すようにR1は3 日12UTCから南へ移動し、R2はほぼ停滞してい る。図2(b)には、図2(a)と同様の直線上における JRA-55による850hPaでの相対渦度の時間-距離断 面図を示す。R2の停滞する領域に正の相対渦度が 分布されており、この位置に持続的に収束域が存 在していたと考えられる。図3には、925hPaでの 相対渦度分布と、500hPaでの鉛直P速度分布を示 す。図 3(a)には、南西風が台湾の地形を迂回し、その風下にて収束する様子がみられる。またこの収 束域は、図 3(c)の上昇流域に対応している。

一方、前線に伴う2019年の降水事例では、図1(b) のように、に南西-北東に走向をもつレインバンドを 形成している。このレインバンドは図3(b)にみられ るように、前線帯に向けて吹き込む南西風が、台湾の 地形を迂回した風下の収束域でレインバンドは形成 される。

図 4 に 10 日間の Lowpass フィルター処理を施 した 850hPa の高度と風の分布を示す。図 4(a)では、 南シナ海から琉球列島にかけて強い南西風下層ジ エットが、大雨のあった期間に対応するように持 続的に卓越していた。降水システムの消滅後にあ たる5日後には(図4b)、太平洋上に季節風(南西風) と貿易風(東風)の収束域であるモンスーントラフ が発達し始めると、南西風下層ジェットの琉球列 島への卓越は解消された。図5には図4中の青枠 の領域における24時間積算降水量の分布と、図6 に赤枠の領域(バシー海峡)における南西風成分を 正値とする水平風の分布を示す。図5では大雨の 発生した3日~5日の間、高い降水量を示してお り、それに対応するように図6では、10m/s以上の 強い南西風が卓越していることが示されている (10 日のピークは台風第8号の通過によるもので ある)。

# 4. まとめと考察

本研究では、盛夏期の琉球列島において非前線 系での降水システムの発生に、南西風下層ジェッ トの卓越領域の変動が影響することが確認された。 停滞性の降水システムは、南シナ海からバシー海 峡を抜けるように琉球列島にかけて、10m/s 以上の 強い南西風下層ジェットが卓越する環境下におい て発生する際、台湾の地形の影響を受けその風下 の東シナ海で気流が合流し、下層収束による上昇 流の形成によって発達することがわかった。これ に同様の特徴をもつ大雨事例は、2002 年 7 月 17 日 や 2015 年 7 月 20 日にも発生していることが確認 された。



図 3. JRA-55 による 925hPa 面での相対渦度分布(a と b)と、500hPa 面での鉛直 P 速度分布 (c と d)。(a)、(c)が 2018 年 7 月 4 日 06UTC、(b)、(d)が 2019 年 6 月 10 日 00UTC である。 ベクトルは水平風成分を示している。



図 5.2018 年 6 月 25 日から 7 月 15 日までの、GPV データによる図 4 の青枠の領域内における 24 時間積算雨量を示す。線は平滑化のために追加した。



図 6. 2018 年 6 月 25 日から 7 月 15 日までの、JRA-55 データによる、図 4 の 赤枠内での領域平均した水平風成分を示す。正の値が南西風で、負の値が北東 風を示す。

# 2020年5月に北西太平洋上で発生した切離低気圧に対する対流活動の寄与

又吉政伍, 伊藤耕介(琉球大学理学部)

# 1. はじめに

切離低気圧(cut-off low)は、高緯度の高い 渦位を持つ気塊が偏西風の蛇行に伴って低緯 度側へ流れ出し、切り離される現象である (小倉, 2000)。切離低気圧の中心では圏界面 (1.5-2.0PVU)が垂れ下がっており、対流圏上 層で明瞭な低気圧になっている。切離メカニ ズムについて、対流雲を伴う大規模な対流活 動が切離低気圧の形成に重要な役割を担うこ とが示されている(Sakamoto and Takahashi, 2005)が、事例解析が十分であるとは言えな い。一般に切離低気圧は6-9月に日付変更線 付近で発生することが多いが、2020年5月 には沖縄南東の太平洋上で切離低気圧が発生 した。そこで本研究では、データ解析と水蒸



#### 2. データと研究手法

本研究では、データ解析に JRA-55(気象庁 55 年長期再解析データ; Kobayashi et al. 2015)を使用した。さらに、中国大陸上の対流 活動の影響が示されたことから、水蒸気量を 減らす感度実験を行った。モデルは JMA-NHM(気象庁非静力学モデル)を使用し、水平 格子点間隔 20km、水平格子点数 401×401、 初期時刻 2020 年 5 月 5 日 18UTC、予報期間 120 時間で実験を行った。対流パラメタリゼ ーションスキームは Kain-Fritsch スキームを 用いた。





### 3. 結果

JRA-55 で解析したところ、切離低気圧は7 日から9日にかけて200hPa面のトラフが沖 縄上で南へ伸長し、10日にその先端が切り離 され形成された(図1)。鉛直構造を見ると(図 2)、200hPa付近まで高渦位領域が垂れ下がっ ている。また500hPa面より上層では低気圧 性の風が吹いているが、下層では低気圧性の 循環は見られなかった。先行研究でみられた ような切離が起こった領域の近傍に加えて、 切離の数日前に中国大陸上での大規模な対流 活動が確認できた(図3)。そこで数値モデルを 用い、標準実験(以下 1.0qv)及び、初期値及び 境界値から中国大陸上の水蒸気を 80%減らし た実験(以下 0.2qv)を行った。その結果、1.0qv では切離までの過程をよく再現できたが、 0.2qv では期間内に切離は起こらなかった(図 4)。2つの実験の風偏差と渦偏差を調べると、 中国大陸上で対流活動がある場合、日本上空 で差が約 15m/s の高気圧性循環が形成され、 低緯度の低渦位を高緯度側に運び、高緯度の 高渦位をより低緯度側に運んでいることが分 かった(図 5,図 6)。一方、切離低気圧形成直 前に存在していた沖縄付近の地上低気圧の近





図7:2020年5月10日に沖縄の東海上で発生した、切離低気圧の形成過程を表した模式図

傍で水蒸気量を減らす実験も行ったが、切離 低気圧の形成に大きな影響はなかった。

#### 4. 考察とまとめ

対流圏上層で発散を伴う対流活動が中国大 陸で生じた場合、地衡風調節により高気圧性 循環が形成されると考えられる。図7で示す ように、この高気圧性循環が偏西風に乗って 日本上空へ移動し、渦位場の蛇行を大きくす る。結果的に砕波が起こり、高緯度起源の高 渦位が低緯度に取り残されることで、切離低 気圧が形成されたと考えられる。Sakamoto and Takahashi (2005)では、切離低気圧の近 傍での対流活動の影響があるとしたが、本事 例では切離する場所から離れた場所でも比較 的大規模な対流活動の変化があれば、総観規 模スケールの波動に影響を与え、切離を促す ことが示唆された。

### 5. 今後の課題

本研究で示した中国大陸上の対流活動の詳 細、それに対応する上層発散による地衡風調 節がどの程度働いたのか、定量的に調べる必 要がある。今回は水蒸気の潜熱放出による対 流活動の視点から考察したが、水蒸気を減ら したことによる他の影響や、他地域での対流 活動の働きについて調べる必要がある。ま た、他の事例についても調査を行い、形成メ カニズムの差異を調べる必要がある。

# 6. 参考文献

- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: <u>The</u> JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. J. Met. Soc. Jap., 93(1), 5-48
- Sakamoto, K., and M. Takahashi, 2005: Cut off and weakning processes of an upper cold low. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 817-834.
- 小倉 義光,2000:総観気象学入門,東京大学 出版会, pp 92.

# Characteristics of Precipitation and Associated Synoptic-Scale Conditions over Afghanistan During Six Years (2015-2020)

Mohammad Tariq Shoaib, and Hiroyuki Yamada

(Graduate School of Engineering and Science, University of the Ryukyus) E-mail: <u>mohammadtariq.shoaib@gmail.com</u>

# 1. Introduction

Afghanistan is situated between latitude 29° N and 37° N, and longitude 61° E and 72° E. This is a mountainous country, and its weather and climate are therefore to a great extent influenced by the topography. The country is divided into two parts by the Hindu Kush mountain which ranges from Himalayas and runs towards southwest of Afghanistan, with highest peaks of about 6500-7000 m. The elevation of the northern plain is between 250 and 400 m, whereas the deserts in the south of Hindu Kush slopes are from about 1200 m in the east to 500-600 m in the west (Sivall 1977). Figure 1 shows the topography of Afghanistan. The average annual rainfall in Afghanistan is approximately 270 mm. More than 80 percent of precipitation falls as snow. More than 80% of the country's water resources originate from the Hindu Kush mountains, where the accumulated snow on the high mountains melts in the summer which has a vital role in agriculture (Frotan, 2020). A previous study (e.g., Houze et al.2011; Shokory et al. 2017) showed that the spring and winter peaks of precipitation corresponded with large-scale humidity that passes through the Caspian Sea and the Black Sea, which is approaching from north and northwest of Afghanistan. In summer season, the climate is influenced by South Asian summer monsoon. Summer monsoon is noticed only in the eastern parts of Afghanistan with high rainfall events. In this study, the seasonally and monthly precipitation over Afghanistan and daily heavy rainfall events in each season over the Kabul region were investigated during six years from 2015-2020 using the GSMaP, GridSat and JRA-55. The main purpose of this study is to clarify the seasonal precipitation pattern and its annual change, as well as to clarify the general characteristics of precipitating cloud systems that causes rainfall in Afghanistan.



Fig. 1. Topography of Afghanistan

### 2. Data and method

The horizontal distributions of precipitation amount were analyzed using the GSMaP (Global Satellite Mapping of Precipitation) dataset which is hourly precipitation products blended with satellite-borne passive microwave radiometers and infrared radiometers, and the horizontal resolution is 0.1° lat/lon grid. For examining synoptic-scale conditions of daily heavy rainfall event, the Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55) dataset is used. The relative vorticity and geopotential height at 500 hPa and precipitable water and vertically integrated vapor flux were calculated using JRA55.

# 3. Results

Through the analyses, it was found that Afghanistan has three seasons of heavy rainfall in spring, summer, and winter. In spring season (Fig. 2). The high amount of rainfall was observed over the mountain slopes in the northern and eastern parts of Afghanistan, North of Pakistan, India, and west of Iran. In contrast in summer season (Fig. 3), the precipitation was observed only in the eastern parts of Afghanistan and the high amount of precipitation was observed all over India, northern Pakistan, and China. In winter Season (Fig. 4), the high amount of precipitation observed in North, South, and Eastern Parts of Afghanistan. To focus on heavy rainfall events over Kabul region, the heaviest rainfall event observed on 24 February 2015 is shown in Fig. 5. To examine synoptic-scale conditions of this event, the relative vorticity at 500 hPa is shown in Fig. 6. This shows that the southeasterly flow to the east of a cyclonic system brought rainfall over the Kabul region (a black dotted area). The precipitable water and vertically integrated vapor flux (Fig. 7) show that this southwesterly flow transported moisture over this region. In the case of summer season, the heavy rainfall event over the Kabul region was observed on 28 July 2015 (Fig. 8). The precipitation was observed in the eastern part of Afghanistan, including the Kabul region. and the synoptic-scale conditions (Fig. 9). on this day are characterized by a cyclonic circulation that centered over Pakistan and brought the southeasterly flow toward the Kabul region. (Fig. 10). This cyclonic circulation involved high precipitable water and brought moist southeasterly flow into the Kabul region. Through the analyses of several heavy rainfall events, it was clarified that the orientation of precipitation system in the winter season (Fig. 5) is from southwest to northwest which shows a similarity with spring events as well. In contrast, in the summer season, the orientation is from southeast to northwest (Fig. 8).



Fig. 2. Distributions of precipitation in spring.



Fig. 3. Distributions of precipitation in summer.



Fig. 4. Distributions of precipitation in winter.

#### 4. Summary

Based on the analyses of the characteristics of precipitation in the six years, it was found that the high amount of precipitation was observed over the mountain slopes in the northern and eastern parts of Afghanistan in spring and winter seasons while the high amount of precipitation was observed only in eastern parts of the country in summer season. It also clarified that the seasonal difference in the precipitation pattern resulted from the location of a synoptic-scale cyclonic disturbance that determined the direction of moisture transport toward Afghanistan. Heavy rainfall usually occurs on the windward mountain slopes.

# References

Frotan, M. S. (2020), Journal of JSCE, vol.

Houze, R. A. Jr., and Co-authors (2011), *BAMS*, **92**, 291-298.

Shokory, J. A., and Co-authors (2017), *Central Asian* Journal of Water Research. **3**, 24-40.

Sivall, T. (1977), Geografiska Annaler, 59A, 67-87.



**Fig. 5.** Heavy rainfall event over Kabul region on 24 Feb. 2015



**Fig. 6.** Relative vorticity at 500 hPa on 24 Feb. 2015. A dot shows Kabul region.



**Fig. 7.** Precipitable water and vapor flux on 24 Feb. 2015.



**Fig. 8.** Heavy rainfall event over Kabul region on 28 July 2015.



Fig. 9. Relative vorticity at 500 hPa on 28 July 2015.



**Fig. 10.** Precipitable water and vertically integrated vapor flux vectors on 28 July 2015.

# 台風通過時にみられる速報 MGDSST のバイアス

伊藤耕介(琉球大学/気象研究所)

## 1. はじめに

気象庁の全球日別海面水温解析(MGDSST)の 速報版(以下, R-MGDと呼ぶ; 栗原ら, 2006)は, 日々の海況の監視,気象庁全球大気モデルGSMの 下端境界条件,および,北太平洋データ同化シス テム MOVE に同化される「観測値」として利用さ れており,その解析精度の向上は海洋に関わる諸 活動,および,大気・海洋の予測によって極めて重 要である.

R-MGD は衛星による海面水温観測を基礎とし て、現場観測で補正を掛けたものであるが、「27 日 以下」の短周期の変動をノイズとみなして除去し ている.また、現場観測による補正は「53 日以上」 の周期かつ「590km 以上」の空間スケールに対し てのみ適用される(図 1; 栗原ら、2006; JMA、 personal communication). そのため、R-MGD で は台風通過などに伴う数時間~数日以内に起こる 短周期の変動の大部分が、ノイズとして除去して いると考えられる.本研究では、台風通過時に見 られる R-MGD のバイアスを現場観測との比較に より、定量的に明らかにすることを目的とした.

#### 2. 手法

本研究では、現場観測として *i*Quam と呼ばれる NOAAの海面水温の現場観測のデータベースを用 いた (Xu and Ignatov, 2014). 基本的に "high quality"に分類された結果のみ用い、同日同一プラ ットフォームからの観測は一つだけ用いるものと する.海洋内部の水温としては MOVE/MRI.COM (0.5 度解像度)を用い、台風の緯度・経度・最大風 速には気象庁ベストトラックを用いる. 解析対象 としては、2015 年 5 月から 2020 年 10 月までを 対象とした.

#### 3. R-MGD のバイアス

はじめに, 東シナ海・黄海・日本海上を通過した 2020 年台風第 8-10 号に伴う海面水温バイアスに ついて調べたところ,第10号が東シナ海上を通過 する数日前の9月3-5日には、東シナ海から日本 海西部にかけて、+1.5℃から+3.5℃のバイアスが 存在していた。済州島の西南にある係留ブイの観 測値に注目すると、台風第8号の通過前後の4日 間で5℃以上低下していたのに対して, R-MGDの 水温低下は非常に緩やかであり,最大で4.8℃の正 バイアスが生じていた.また、台風第10号の通過 後には、現場観測に基づく海面水温が気候値に近 づこうとしていたのに対し, R-MGD では減少傾 向が持続していたため最大で-1.3℃の負バイアス が生じていた.なお、現場海面水温と AMSR2 に 基づく海面水温推定値は整合的であり、このバイ アスが、観測値自身に由来するものではなく、短 周期変動を取り除いたために生じていることが示 唆された.

各観測値に存在するバイアスを、台風からの再 接近距離と台風最接近からの日数で分類した.分 類に当たっては、台風の通過5日前から通過15日 後までに、台風の経路の左右1000km以内で得ら れたものを扱い、複数の台風が対象となる場合に は再接近距離が最も近いものを対象とした.図2 に示すように、全ての台風についてのコンポジッ ト解析の結果、台風の通過1日前から通過4日後 にかけて経路の左右約500kmの範囲に統計的に 有意なバイアスが存在し、台風中心とその少し右 側では数日間にわたって+0.5℃程度の正バイアス



図 1. 現在の R-MGD の作成プロセス(栗原ら 2006; JMA, personal communication に基づく)

が存在することがわかった.また,通過後7-14日 後にかけて,同様の領域に負バイアスが生じるこ とも明らかとなった.

R-MGD に存在する正バイアスは,水深 50 m の 水温が海面水温に比べて著しく低い場合や強い台 風が通過した場合に大きく,海域としては,北に 向かうほど正バイアスが大きくなる傾向にあった (黒潮流軸近傍を除く).

# 4. 最適内挿法によるバイアスの補正

現在の R-MGD からは短周期変動が除去されて いるため,解析日の直近の情報を加えることで, 海面水温解析が現実に近いものになると考えられ る.そこで,その試みの一つとして,解析時刻から 72 時間以内に得られた現場観測を追加的に最適 内挿法で同化するシステムを構築した.その結果, 新たに得られた海面水温解析(以下,A-MGD と呼 ぶ)は,台風通過前後のバイアスも小さく(図 3), 周波数特性も現場観測のものに近いことが明らか となった.

# 5. まとめ

現在の気象庁全球日別海面水温解析 MGDSST の速報版(R-MGD)では「27日以下」周期の変動を ノイズとして取り除いているため、台風通過に伴 う海面水温の低下が反映されていない可能性があ る.

そのことを検証するため, R-MGD の現場観測 に対するバイアスを調査したところ, 台風最接近



図 2. R-MGD の現場観測に対するバイアス



の前日から4日後にかけて正バイアスがあり,7日 後から 14 日後にかけて負バイアスが存在するこ とが明らかとなった.これらのバイアスは台風経 路の左右数百キロにわたって統計的に有意であっ た.海面水温の正バイアスは,海洋内部の水温が 海面水温に比べて著しく低い場合や強い台風が通 過した場合に大きく,地理的には,緯度が高いほ ど大きくなる傾向にあった.

短周期変動成分に関する情報を加えるため,解 析時刻の 72 時間前以内に入手可能な現場観測を 用いた最適内挿法を適用したところ,海面水温解 析の性能は高められることが明らかとなった.

# 謝辞

本研究は、琉球大学戦略的研究プロジェクト「大 気海洋生態系結合モデルを核とした統合的台風研 究プロジェクト」(18SP01302)の支援を受けてい ます.

#### 参考文献

Xu, F., and A. Ignatov, 2014: In situ SST quality monitor (*i*Quam). Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 31, 164-180.

栗原幸雄, 桜井敏之, and 倉賀野連, 2006: 衛星マ イクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測デ ータを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73, S1-18.

# 令和2年台風第9号による高潮予測3.5mの検証

古積健太郎、本山龍也、藤本梨沙(沖縄気象台地球環境・海洋課)

#### 1. はじめに

台風が強い勢力を保ったまま接近しやすい沖縄 地方では顕著な高潮がたびたび発生してきた。こ れらの高潮のうち複数の事例では波浪効果による 潮位上昇の発生が示唆され、地球環境・海洋課で は沖縄地方における波浪効果による潮位上昇の量 的予測の実現を目的として、簡易水位計を用いた 水位データの取得及びその解析を行ってきた(上 原ほか,2019)。これまでの調査によって、本島 中南部の港川漁港、東漁港、及び久米島の鳥島漁 港において、波浪効果による潮位上昇量(以下、

「wave setup 量」という。)を沿岸波浪モデルの 有義波高から定量的に求める実験式(以下、「実 験式」という。)が得られており、沿岸防災解説 業務において高潮ガイダンスの量的補正に使用し てきた(田口ほか、2016)。

令和2年台風第9号は、2020年8月31日21時 に沖縄本島の南西海上で大型で非常に強い台風と なり、久米島の西海上を北上した(図1)。この台 風の接近に伴い、本島中南部で潮位3.5m(標高) の予測となったため、気象情報で「過去最大級の 高潮となるおそれ」があると発表した。

台風第9号通過後の被害報告や聞き取り調査か ら、高潮に関する被害報告は特段無く、3.5m級 の高潮は発生しなかったと推測されるため、高潮 予測を検証した。



図1 令和2年台風第9号の台風経路図

# 2. 台風第9号による高潮予測 2-1. 高潮ガイダンス

台風ボーガス中央コースの高潮ガイダンスによると、本島中南部で3.5m以上の予測区域は南城市と八重瀬町のみで、両区域ともに港川漁港における実験式で求めた潮位上昇量が考慮されている(図2)。今事例では簡易水位計を設置して港川漁港の水位を測定することが諸事情からできなかったため、実況に近いと考えられる値としてMSM解析値から求めた高潮モデル初期値ハインドキャストと直前の初期値の波浪モデルの波高予測値(FT4~9)から求めたwave setup量を足した値(以下、ハインドキャスト\*と言う。)を予測との比較対象として用いる。



図2 実験式が適用されている港川漁港の位置

8/30 15UTC 初期値の FT=30 (9/1 6 時 JST) で 最大の潮位 356cm を予測しているがその後初期値 変わりによってピークは低下した。ハインドキャ スト\*ではピーク時でも 274cm となった。(図 3)



今事例では、諸事情から事前に簡易水位計を設 置することができず、港川漁港における水位の実 際の変化を調査することはできなかった。そのた め検証可能なデータでは、このハインドキャスト \*が最も実況に近いと考えられるがその妥当性に ついて考察するため本島の各検潮所(那覇、沖縄、 中城湾港)データと高潮ガイダンスを比較すると、 中城湾港、沖縄で潮位偏差のピークは観測値とハ インドキャストで概ね一致し、那覇では潮位偏差 のピーク時に±10cm 程度の誤差はあるが概ね一 致していた(中城湾港のみ図4)。各検潮所地点で は地形などから wave setup は潮位予測の上で有 意には発生していないとみられている。



図 4 中城湾港検潮所の潮位偏差(cm)のモデル予測値、 ハインドキャスト値、観測値の時系列

これらから港川漁港においても wave setup 以 外の予想(吸い上げ効果と吹き寄せ効果による潮 位上昇)は各検潮所地点の精度と同程度であった と考えられる。また、wave setup による潮位上 昇を考慮していない高潮モデルの予測値とハイン ドキャスト値の比較において、最大で15 cm程度 の初期値変わりしか起きておらず、潮位偏差の誤 差に与える影響は大きくなかったと考えられる (図 5)。





以上から予想が過大になった要因として wave setup 量が過大であった影響が大きいと考えられ るため、次に wave setup 量を決める沿岸波浪モ

デルの有義波高について考察した。

#### 2-2. 沿岸波浪モデル

港川漁港における沿岸波浪モデルの有義波高の 予測を図6に示す。波浪モデルから実験式でwave setup 量を求める際、利用する波高はガイダンス の一つ前の初期値の波浪モデルの予測値(FT4~9) を用いる。これを各時刻で求めた時系列(以下、 「仮解析値」という。)と比較している。

仮解析値は同じ時刻の波浪モデル初期値を使用した解析値と大きな差はない(最大で波高 0.7m、 wave setup 量で 20cm 程度の差)。30 日 03UTC 初 期値から 31 日 00UTC 初期値までの予測は、仮解 析値より過大でピーク同士で 1.3m 程度の差が発 生している。



図 6 港川漁港における各初期値の沿岸波浪モデルの 有義波高(m)

この差は wave setup 量で 50cm 程度の誤差に相当 する(図7)。図3 で示した最大の予測とハインド キャスト\*のピークの差が 80cm 程度の内かなり の割合を占めていたと考えられる。残りの差につ いては推算潮位の満潮予測6時21分JST に対し、 30日15UTC モデルの潮位偏差ピークの予想時刻が 18UTC、ハインドキャストで 15UTC と早まったこ とによる要素が考えられる。



図 7 モデルによる各初期値の有義波高予測と仮解析 値から算出した港川漁港の wave setup 量(cm)の予測

沿岸波浪モデルの客観解析において 8 月 31 日 06UTC 時に衛星波高データ同化が行われた際モデ ル波高は 2m 近く下方修正されている (図 8)。こ れは図6にある最大の予測と仮解析値のピークの 差 1.3m 程度よりも大きく、先述の下方修正の後、 衛星が台風上空を通らず上方に再修正された可能 性がある。また、中城湾港における波浪観測(以 下ナウファス)と港川漁港のモデル波高の解析値 との比較をみると、ピークに当たる9月1日未明 頃に 2~3m 程度の差がみられる。以上から、港川 漁港では仮解析値も実況より高くなっていた可能 性があり、ハインドキャスト\*も過大に計算され ている可能性も考えられる。ただし中城湾港ナウ ファスの観測地点(津堅島)は港川漁港と 20km 以上離れており、今回の事例ではほぼ台風の中心 からの距離の差となっており、この影響の可能性 も考えられる。



図8 2020年8月31日06UTCの波高修正量の分布

なお、波向きについては、観測とモデル両方で実 験式を採用する基準となっている南から東の 90 度内にほぼ入っている(図9)。しかし波高のピー ク前はモデルがナウファスに比べ 15 度程度南寄 り、ピークの後は逆にナウファスが 30 度程度南 寄りとなった。実験式の作成に用いた T1408 の事 例ではナウファスとモデルの差は 0 度から 15 度 程度であった。この差が影響していたかどうかは さらなる検証が必要と考えられる。波高がピーク の時間帯である 8/31 06UTC 頃から 9/1 066UTC 頃 まで中城湾港(ナウファス)は欠測であったため、 この時間帯の確認はできなかった。



図 9 中城湾港ナウファスと波浪モデルの有義波高(m) と波向(°)の時系列

#### 3. まとめと課題

令和2年台風第9号の接近により、本島中南部 で3.5mの高潮予測があった。検証の結果、沿岸 波浪モデルの予測値が過大だったため、wave setup量が過大となったと考えられる。予測は初 期値変わりにより修正されたが、実況はハインド キャスト\*よりもさらに潮位が低かった可能性が ある。簡易水位計によるデータ取得ができていれ ば平易に比較が可能であった。今後は、沿岸波浪 モデルの予測が過大となる可能性を考慮し、台風 ボーガス(台風予測)の確認を行う必要がある。 また、港川漁港の実験式に使われた事例(沿岸波 浪モデルの有義波高や波向き)の再確認も必要で ある。

#### 参考文献

田 口 幸 輝, 橋 口 清, 林 原 寛 典, 永 井 直 樹 (2016):沖縄地方における簡易水位計を用いた 波浪効果による潮位上昇(wave setup)の調査. 測候時報,83,特別号, S11-S19.

上原共博,友利健,林和彦,知花龍也,前泊康夫, 後藤大智,堀川英春,許田盛也,赤池 英明 (2019):【報文】簡易水位計を用いた波浪効果に よる潮位上昇の調査.沖縄技術ノート,83,6-17.

# ADCP Records of Tidal Bore During Transitional Seasons in Riau Province, Indonesia

Ulung J. WISHA<sup>1,2\*</sup> and Yukiharu HISAKI<sup>1</sup>

1. Physical Oceanography Laboratory, Faculty of Science, University of the Ryukyus,

Nishihara, 903-0213 Japan

2. Research Institute for Coastal Resources and Vulnerability, Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Padang, 25245 Indonesia

# 1. Introduction

A tidal bore is a physical phenomenon commonly emerged in the estuarine waters due to the relatively high tidal range and large river streams, a tidal wave surging upstream because of the difference in hydraulic pressure. According to Docherty and Chanson (2010), a tidal bore is an unsteady motion induced by the rapid surface water level rise at the river mouth during the early high tidal phase. With time, the first wave crest becomes steeper and steeper until it forms a wall of water propagating upstream. This phenomenon is induced by the confluence of tidal wave propagation and river flow, generating a pressure difference between them, then a hydraulic jump off tidal bore is formed.

In Indonesia, a tidal bore, namely Bono, exists in Kampar River, positioned in the Pelalawan Regency, Riau Province (Chanson, 2009). Bono is a destructive tidal bore proven by many eroded areas along the Kampar River. Bono will be larger during rainy seasons when the river debit flow was getting stronger. Furthermore, Bono waves' height depends on the monsoon system, which relates to surface wind energy transfers. So far, there are limited reports of physical oceanography states of the tidal bore in Kampar River.

# 2. Data

The first instrument deployed was tide gauge (Valeport – tide master), installed in the Mendol Island (estuary of Kampar) for 38 days from April  $23^{rd}$  – May  $30^{th}$ , 2016. A Nortek-Aquadopp ADCP (Acoustic Current Doppler Profiler) was installed at two different locations for 24 hours on April  $25^{th}$  –  $26^{th}$ , 2016. The second measurement of ADCP, conducted on August 22<sup>nd</sup>, 2016, was applied at three sites. Even though this second measurement of ADCP was without direct analysis of tides, the prediction at Mendol Island was employed using Erg Tide based on the collected tidal data in April 2016 (Figure 1).

Table 1: The characteristics of the devices and the deployment set-up

1 /				
ADCP sp	pecification	Deployment set-up		
Acoustic	0.6 MHz	Profile	300 s	
frequency		interval		
Max profile	30-40 m	Number of	8	
range		cell size		
Cell size	1-4 m	Cell size	1 m	
Minimum	0.50 m	Blanking	0.5 m	
blanking		distance		
Max cell	128	Measurement	100 %	
		load		
Velocity range	$\pm 10 \text{ m/s}$	Average	60 s	
		interval		
Accuracy	1% of measured	Compass upd.	300 s	
	value $\pm 0.5 \text{ m/s}$	rate		
Max sampling	1 Hz	Salinity	35 ppt	
range				



Figure 1. Measurement stations in Kampar River

We deployed all ADCPs at the edge of the river, where the installment of ADCP using a metal pole is possible. The ADCP specification and set-up are shown in Table 1. These deployments consider a better observation of Bono arrival, better accessibility, and safety of the personnel and devices, based on the locals' information.

# 3. Results

Figure 2 shows the tidal range and period analysis. Overall, the tidal range is not significantly different during flood and ebb tides; in contrast, the tidal displacement period will be more extended during the neap phases. The tidal range varies throughout the spring phases, ranging from 5-6.5 meters with a tidal displacement time of 4-6 hours. In contrast, during neap tides, the tidal fluctuation ranged from 4-6 meters with a displacement period of 4-8 hours. The tidal range will be higher during the spring phases, but the ebb period will be more extended during the neap stages.

At the first transitional monsoon, the bores' record shows the level of water level was about 3.4 meters, and the current direction changes significantly. Still, the current magnitudes decreased at the same time of tidal bore occurrence, about 0.2 m/s. In contrast, the evening Bono's water level was 4.1 meters, while the current direction changed almost 250°, and the velocity reached 0.9 m/s. According to our result, the speed of tidal bore ranged between 0.2-0.9 m/s. In the upstream area (Teluk Meranti station), the bores' train tends to fade away with the surface elevation of 1 meter and speed around 0.3 m/s.



Figure 2. Tidal range analysis in the estuary of Kampar River (Mendol Island)



Figure 3. Records of current magnitudes and sea level at the 1st transitional season



Figure 4. Records of current magnitudes and sea level at the 2<sup>nd</sup> transitional season

At the second transitional monsoon, surface elevation and current speed increased dramatically when the tidal bore propagated. The current velocity ranged from 0-0.9 m/s. The peak elevation of bores reached 4 meters during the daytime and 5 meters in the evening. Then, the height of the tidal bore lowered in Teluk Meranti station by around 2.5 meters. The tidal bore surface elevation reached 1.75 meters during daytime propagation and 2.3 meters in the evening. The current speed was also lowered by 0.2 m/s. Furthermore, at Tanjung Mentangor station, where the bores disappearing, commenced the current magnitude ranges from 0-0.4 m/s in the daytime and 0-0.07 in the evening.



Figure 5. The first ADCP Measurement at Tanjung Tersendu-sendu and Teluk Meranti stations





When the train of bores propagates in the midday, the temperature profile at Tanjung Tersendu-sendu station ranged from 31.25-32.8°C. In contrast, in the evening, while the tidal bore was higher in elevation and speed, the water temperature decreased by around 2°C. At Teluk Meranti station, the temperature fluctuations were relatively the same ranging 29.5-31°C during daytime propagation and 29.25-30.5°C in the evening. There is a slight difference in temperature profile in the evening propagation whereby while tidal bore passing Teluk Meranti, the temperature slightly increased by 2°C along with the bores.

At the second measurement in Muda Island, the temperature was more arbitrarily erratic, especially during the daytime propagation of tidal bore ranging from 30.8-31.6°C. However, in the evening, a uniform pattern of temperature was observed, ranging from 30-30.4°C. At Teluk Meranti station, where the elevation lowered by 3.1 meters, overall, the temperature pattern showed a similarity with Muda Island. Still, we identified an anomaly when a hydraulic jump off tidal bore emerged in the evening. The temperature increased by approximately 1°C, then it was getting down again as the Bono propagated upstream.

# References

- Docherty, N. J., Chanson, H. (2010). Characterization of Unsteady Turbulence in Breaking Tidal Bores Including the Effects of Bed Roughness. Hydraulic Model Reports. School of Civil Engineering, The University of Queensland, Report CH76/10. 100 pp.
- Chanson, H. (2009). Environmental, Ecological and Cultural Impacts of Tidal Bores, Benaks, Bonos, and Burros. IWEH, International Workshop on Environmental Hydraulics, Theoretical, Experimental and Computational solutions, Valencia, 29th, 30th October 2009.

#### 遠距離海洋レーダーと気象庁が開発した MOVE システムとの表面海流の比較

1. はじめに

遠距離海洋レーダーは、情報通信研究機構が開発 したドップラーレーダーの一種である。海面に向 かって放射された短波帯の電波の後方散乱波を周 波数解析することにより、海洋表面流速、波浪な どの海洋表面情報を得ることができる。陸上にい ながら広い海域を連続的に観測できる。MOVE シ ステムは、気象庁が開発した海洋同化システムの ことを指す。数値モデルと観測されたデータを客 観解析することにより、海洋の状態を再現するこ とができる。これらのデータ同士を比較すること で、数値モデルの精度向上に役立てられるのでは ないかと考えた。

本研究では、遠距離海洋レーダーの表面海流デー タと海洋同化システムの MOVE システムの表面 海流データを格子点ごとに比較を行い、その結果 からそれぞれのデータの特性を調べていく。

#### 2. データと方法

遠距離海洋レーダーの表面海流データと MOVE システムの表面海流データを使用する。遠 距離海洋レーダーは状通信研究機構から提供して いただいたものを使用した。MOVE データは、日 本海洋データセンターからダウンロードして使用 した。解析範囲は、遠距離海洋レーダーの観測範 囲とした(図1)。期間は、2001年8月から2002 年 12 月までとする。遠距離海洋レーダーは、 MOVE のデータが 24 時間間隔で表されているの で 30 分ごとのデータを格子点ごとに日平均を計 算した。MOVE システムのデータは、遠距離海洋 レーダーと格子点間隔が異なるため、双線形補間 を行い、遠距離海洋レーダーと同じ格子点間隔を 持つデータを作成した。それぞれのデータを格子 点ごとに月ごとの東西方向と南北方向の rmse と 相関係数の図を作り、比較を行った。

長嶺由稀 久木幸治(琉球大学理学部)

#### 3. 結果・考察

全体的に、rmse の図では、黒潮の流域に近づく につれて rmse の値が大きくなっているのが確認 できた。相関係数の図では、0.2~0.6の正の相関が 広がっているのが確認できた。

しかし、月によっては、局所的に rmse の値が高 い値を示している部分があった。さらに、相関係 数の値が負の相関を示している部分もあった。そ の例として 2001 年 11 月と 2002 年 11 月を挙げ る。

2001 年 11 月では、相関係数の東西方向、南北 方向の図の中で北緯 25.0°~26.0°、東経 122.6° ~123.4°の北東から南西にかけて負の相関が見 られた(図 2)、(図 3)。この理由を探るため、遠 距離海洋レーダーと MOVE システムそれぞれの 1 日ごとの海流を見ていった。その結果、19 日~ 30 日の間で負の相関が見られた部分を見ると、遠 距離海洋レーダーでは東方向に向いている流れが MOVE システムでは北東方向に流れていた。この 流れは時間によって変動が異なっており、その影 響があったのではないかと考えられる。

2002 年 11 月では、rmse の東西方向、南北方向 の図の中で北緯 24.6°~26.0°、東経 123°~ 124.6°の北東から南西にかけて rmse の値が周囲 に比べて高い値が見られた(図 4)、(図 5)。これ も理由を探るため、遠距離海洋レーダーと MOVE システムそれぞれの 1 日ごとの海流を見ていった。 その結果、6 日~11 日の rmse の値が周囲に比べて 高い値が見られた部分を見ると、遠距離海洋レー ダーの図での黒潮と思われる部分の流れが MOVE システムの図に比べて北西方向にずれて いるのが見られた。このことが影響していたこと が考えられる。今後の課題として、本研究では 2001 年 8 月から 2002 年 12 月までの期間でしか 解析を行えなかった。年数を広げて解析を行い、 今回のような rmse や相関係数の変化の周期が見



図1 遠距離海洋レーダーの観測範囲







図3 2001年11月の相関係数(南北方向)



図 5 2002 年 11 月の rmse (南北方向)

参考文献

佐藤健治ほか,(2002)「遠距離海洋レーダシステムの開発」『情報通信研究機構研究報告』 第48巻2 号 p221-227

石崎史郎ほか, (2009)「MOVE/MRI.COM の概要 と現業システムの構築」『測侯時報』第76巻 特 別号 p1-15 Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, M. Kamachi (2006): Meteorological Research Institute multivariate ocean variational estimation (MOVE) system: Some early results. Advances in Space Research, 37,806-822

謝辞

遠距離海洋レーダーデータを提供して頂いた情報 通信研究機構の関係者に感謝致します。

#### 東シナ海の黒潮の経年変動と太平洋変動との関係

知念陸 久木幸治 (琉球大学理学部)

#### 1.目的

黒潮は季節変動だけではなく、経年変 動も示している。近年の研究では、黒潮強度 の年々変動は地球規模で起こる気候変動と の相関性が注目されている。そこで本研究 は東シナ海の黒潮の流速ベクトルで経験的 直交関数(EOF)解析を行い、黒潮の特徴 を調べ、PDO(Pacific Decadal Oscillation: 太平洋十年規模振)、SOI(Southern Oscillation Index:南方振動指数)、MEI (Multivariate ENSO Index:多変量エルニ

ーニョ南方振動指数)との相関性を解明す ることを目的とした。



図1 2000 年から 2017 年まで の沖縄近海の流速平均ベクトル

# 2.使用データと研究方法

本研究では、NASA の OSCAR: third degree resolution ocean surface currents の データを用い、流速ベクトル偏差について

EOF 解析を行った。流速ベクトルの偏差を 流速ベクトルと気候値の差として求めた。 解析期間は 2000 年1月1日から 2017 年 12月16日までとし、東シナ海の黒潮流軸 を覆う範囲で5日毎のデータを使用した。 PDO (PDOmode1,PDOmode2)、SOI、MEI を比較対象とし、OSCARのEOF 解析で出 された時間係数と比較対象について相関を 見る。また、比較対象の指数とのずれにより 影響が見られる可能性があるため、各比較 対象指数を1~12ヶ月ずらした相関も見 る。

#### 3.結果

EOF 解析の結果、解析 mode1 と mode2 の寄与率はそれぞれ 22.4%、12.9%となっ た。解析 model では固有値ベクトルは黒潮 に沿って現れた。解析 mode 2 では 128° E-29°N~30°N で黒潮の流れとは逆の流れ が見られる。これは先行研究(Lie et al 1998) より、この地域では大陸棚斜面流と呼ばれ る流れが存在することが分かった。EOF 解 析結果と各比較対象の1ヶ月ごとの指数を 合わせたところ、解析 model では PDOmode1 の相関係数が-0.37、MEI との 相関係数は-0.35 と共に負の相関が見られ た。SOIは0.27と弱い正の相関が見られた。 解析 mode2 では対象全ての相関係数の絶対 値が 0.15 以下となり、相関は小さかった。 また、各対象の遅れを考慮し、ラグ相関(ず れの相関)を調べた結果、ラグ3ヶ月で解 析 mode1 と PDOmode1 との間に-0.47 の 最大の負の相関が見られた。解析 mode2 で

のずれは相関係数が小さく、有意な値は見 られたかった。



図2 解析 model 固有ベクトル



図3 解析 mode2 固有ベクトル図



図4解析 mode1-PDOmode1 相関図↩

Ł



図 5 PDOmode1, PDOmode2 と解析 mode1 とのラグ相関

各指数。	相関係数 {最大} 🖻	ラグ (ヶ月) 🗝
SOI	0.27↩3	043
MEL	-0.35¢3	<b>0</b> +3
PDOmode1	-0.47¢ <sup>3</sup>	3↩3
PDOmode2.4	-0.38	12

図6□解析 mode1 の各指数との最大相関とラグ (ヶ月) €

# 4.まとめと今後の課題

以上の結果から、解析 mode1 での最大 相関係数が見られたのは海面水温の変動パ ターンを示す PDOmode1 であった。また、 ラグ相関でも最大相関係数が見られたのは PDOmode1 であった。先行研究(真栄田 2019)でもラグ相関で同じような結果が出 ていたが、共に相関係数が強い値が出てい ないため結論としては PDO が東シナ海の 黒潮と密接的に関係するとは言いがたい。 黒潮の平年偏差と風の偏差の対応を調べる ことが今後の課題として挙げられる。

# 参考文献

・中村啓彦,(2017):黒潮の流路・流量変動 の研究-源流域から九州東岸まで

一海の研究,26(4),113-147

・町田開 (2018):沖縄近海における表層流 速ベクトルの空間変動

平成 29 年度琉球大学卒業論文

・真栄田幸平(2019):東シナ海の黒潮流域 における表層における表層流域ベクトルの 空間変動 平成 30 年度琉球大学卒業論文

・柳哲雄:海洋観測データの処理法 78-84

• Chau-Ron Wu,You-Lin Wang and Shenn-Yu Chao(2019) : Disassociation of the Kuroshio Current with the Pacific Decadal Oscillation Since 1999 doi:10.3390

• Lie,H-J. , C.-H. Cho, and A. Kaneko(1998) : On the branching of the Kuroshio and the formation of slope countercurrent in the East China Sea, Seikai Natl. Fish. Res. Inst,25-41

# マカロフ海盆周辺海域における 1990 年から 1999 年にかけての

9月海氷面積の推移と北極振動との関係

河野慧,久木幸治(琉球大学理学部)

### 1. はじめに

近年、地球温暖化の影響が世界的に懸念されてい る.現在までの年平均気温の偏差には100年スケール で上昇トレンドが見られており、特に北緯 66 度 33 分 以北の北極圏では地球温暖化の影響は顕著である.北 極圏はそれ以外の地域と比べて2倍ほどの速さで気温 が上昇しており、これは IPCC 第4次報告書でも確認 されている. 北極圏の海氷は季節的に変化しており, 夏季に極小、冬季に極大の面積となる(Fig.1)が、北極 圏の衛星観測が得られる 1979 年以降において海氷面積 の減少トレンドが確認できる。特に夏季の海氷面積の 減少幅は、冬季の海氷面積の減少幅よりも大きい値を 示しており、2002年から2020年までの18年間で約 30%もの減少を見せている(Fig.2). しかし、北極圏内 を領域別に見ると、マカロフ海盆周辺の海域(以下、 SM 領域)では 1990 年代に海氷面積が増大トレンドを 示していた(Fig.3). 過去の研究(島田,2010)では海氷運 動の特徴に基づき,北極海を4つの領域に分類し (Fig.4), 増大した海氷を含む SM 領域について, 北極 振動の影響から海氷が増加したのではないかと推測さ れている. ここで, 北極振動とは海面気圧場, または 帯状対称のジオポテンシャル高度、または帯状風場の 主要な経験的直交関数として定義される、北極域と北 半球中緯度の気圧がシーソーのように変動する現象で ある(Thompson and Wallace, 2000). 北極振動は AOI(Arctic Oscillation Index;北極振動指数)によって表 され、AOI が正偏差である状態を AO プラスといい、 負偏差である状態を AO マイナスという. AO プラス は北極域で低圧偏差、北半球中緯度で高圧偏差が生じ る状態であり、AOマイナスは北極域で高圧偏差,北半 球中緯度で低圧偏差が生じる状態である. Thompson and Wallace(2000)では、冬季に AO プラスであると、 夏季に海氷面積が減少すると説明されている。島田 (2010)では増大した海氷を含む SM 領域について、北 極振動の影響から海氷が増加したのではないかと推測 されていたが、北極振動と海氷の増加の関係について 島田(2010)では考察をしていない. そこで本研究で は、1990年代の SM 領域における海氷面積の推移と

AOI(Arctic Oscillation Index; 北極振動指数)との関係 について解明することを目的とした.

# 2. 使用データと研究方法

欧州中期気象予報センター(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF)の地球気 候監視ツール ERA5 から「1979 年から現在までの単一 レベルの月平均データ(ERA5 monthly averaged data on single levels from 1979 to present)」の Sea-ice cover の データをダウンロードして, 独自の Fortran プログラ ムで海氷面積を計算した. なおダウンロードのデータ 種別は月平均再解析(Monthly averaged reanalysis)を選 択し, 期間は 1979 年から 2020 年まで, 領域は全領域 を選択し, Format は GRIB を選択した. AOI(Arctic Oscillation Index; 北極振動指数)のデータは, 気候予 測センター(Climate Prediction Center; CPC)から

「1950年1月以降の月平均 AO 指数(Monthly mean AO index since January 1950)」を Tabular format で引 用した. 北極海の海氷の分布図には北極域データアー カイブ(Arctic Data archive System; ADS)の極域環境 監視モニター(VIsualization Service of Horizontal scale Observations at Polar region; VISHOP), および気象 庁のデータを使用した.研究の流れとして, SM 領域に おいて 1990 年代夏季に増加した海氷と北極振動との関 係性を明らかにするために, AOI が正偏差からニュー トラルに推移したことで海氷が増えることを確かめる ことを具体的な目標とする(Fig.5).まず,研究地域 (SM 領域)を「北極点から東経 135 度と東経 180 度と にそれぞれ伸ばした経線と北緯 66 度 33 分 39 秒の緯線 とで囲まれた扇形の範囲」と具体的に定義し(Fig.6), ERA5 データと Fortran プログラムから 1990 年代の海 氷面積の推移を計算する.次に,SM領域において 1990年代夏季に増加した海氷と北極振動との関係性を 明らかにするために、1990-1999年の冬季 AOI と夏季 海氷面積増減量(前年夏からの比較)を全領域と SM 領 域のそれぞれについて比較して相関を見る方法①と, 1979-2019 年の冬季 AOI と SM 領域の海氷面積を比較 して相関を見る方法②で、AOI が正偏差からニュート ラルに推移したことで海氷が増えることを検証する.

なお、冬季 AOI と夏季の海氷に関する数値を比較する 際に、冬季の北極振動が夏季の海氷に与える影響が時 間のずれと共に現れる可能性を考慮して、冬季の AOI と比較する数値は AOI の記録月から 5-7 カ月の範囲内 の数値を使用する.

# 3. 結果と考察

方法①で作成された、北極圏全領域と SM 領域のそ れぞれの 1990 年代 9 月の海氷面積増減と冬季(12~2 月)AOIとを比較した散布図 (Fig.7)について,先行研 究の Thompson and Wallace(2000)では「冬季に AO プ ラスであると,夏季に海氷面積の減少が発生する」と されていたが、実際に傾きが負の近似曲線が描けたの は「前後3年平均あり」の散布図のみであった.一方 の「前後3年平均なし」の散布図では「前後3年平均 あり|の散布図よりも近似曲線の傾きの絶対値が大き かったが、先行研究の Thompson and Wallace(2000)の 内容とは真逆の近似曲線が描けた. この結果につい て、前後3年平均をしたデータとしていないデータで 真逆の結果になるという事は通常は考えづらいため, 何らかの不備があったか、全体として相関を見るため にデータが足りなかったことが考察された. 方法②で は、1979-2019年の約480カ月の冬季AOIに対して、 5-9カ月後の SM 領域の海氷面積とで散布図をそれぞれ 作成して, AOI が正偏差からニュートラルに推移した ことで海氷が増えることを検証したが、この散布図か らは相関が見られなかった(Fig.8). これは海氷面積の 増減ではなく海氷面積そのもののデータを使用したこ とと、長期的に減少トレンドがあることを考慮せずに 相関を調べようとしたからと考えられる、そのため、 この後の操作では海氷面積の偏差を計算し、長期トレ ンドを除いた.まず、それぞれの月について 1979-2019年の平均値を求めて気候値とし、それぞれの年月 の海氷面積偏差を「その年月の海氷面積」から「その 月の海氷面積の気候値」を引くことで求め、求めた海 氷面積偏差と冬の AOI とを比較した. これにより、単 純な海氷面積との比較を海氷面積の増減の比較に修正 し、前の操作と同様に、1979-2019年の約480カ月の 冬季 AOI に対して、5-9 カ月後の SM 領域の海氷面積 偏差とで散布図をそれぞれ作成した(Fig.9). しかし, この散布図からも相関が見られなかったので、ここか らさらに長期的な減少トレンドを除いた. 長期トレン ドを除く方法として、時間的な範囲を 1990-1999 年に 限定すること方法②aと、1979-2019年の夏(7-9月)の 海氷面積偏差のトレンドに線形式を適合させ、その海

氷面積偏差と線形トレンドとの差と冬(12-2月)の AOI との相関を求める方法②b を行った. 方法②a におい て、1990-1999年の冬季 AOI に対して 5-7 カ月後の SM 領域の海氷面積偏差とを比較して作成した散布図 (Fig.10)からは、相関係数の絶対値が 0.4 以上であった ことと、近似曲線の傾きが負であったことから、弱い 負の相関が見られた. これは先行研究の Thompson and Wallace(2000)で挙げられた「冬季に AO プラスで あると,夏季に海氷面積の減少が発生する」と一致す る結果であった. 方法②b において, 1979-2020 年の冬 AOI に対して 5-7 カ月後の SM 領域の海氷面積偏差と 線形トレンド差を比較して作成した合計9つの散布図 からは、時間的な対応として5カ月と7カ月の対応は 見られず,6カ月の対応のみが見られた(Fig.11).ま た, 6カ月の対応について相関係数の絶対値が 0.4 以上 で弱い負の相関が見られたことから、先行研究の Thompson and Wallace(2000)で挙げられた「冬季に AO プラスであると、夏季に海氷面積の減少が発生す る」と一致した. 方法②a,b の結果から, AOI が負偏差 になると海氷が増加する傾向にあることが近似曲線か らわかるため、AOI 正偏差からニュートラルに推移 し、冬季 AOI が負偏差となることで海氷が増えること が示せた.

#### 4. 今後の課題

方法②において冬季 AOI が負偏差であれば海氷面積 が前年に比べて増加する可能性があるという事が示せ たため、本研究の具体的な目標である「AOI が正偏差 からニュートラルに推移したことで海氷が増えること を確かめる」ことができた.そのため本研究の目的で ある、「SM 領域において 1990 年代夏季に増加した海 氷と北極振動との関係性を明らかにすること」が実現 できた.しかしながら、本研究では AOI が正偏差から ニュートラルに推移したことで海氷が増える具体的な メカニズムについては検証しておらず、なぜ相関が認 められるのかについては今後も検証していく必要があ る.また、方法②a,b で示した相関について、本研究で は相関係数と近似曲線のみで検証している.これに関 して、近似曲線が統計的に優位かどうかを検証する必 要もあると考えられる.

- D.W.J. Thompson, J.M. Wallace (2000), Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Monthto-month variability, Journal of Climate 13(5), p. 1000-1016
- 小野延雄(1994),北極海研究の昨今,海の研究,3
   巻 2 号 p. 125-133
- ・渡辺興亜(1995),北極域におけるわが国の雪氷圏環 境変動研究,雪氷,57巻4号 p.331-338
- ・渡辺興亜(1997),北極雪氷研究の最近の動向,雪
   氷,59巻2号 p.111-114
- 田中博(2008),日本の異常気象と北極振動の関係, 雪氷防災研究講演会報文集,p.1-6
- ・山崎孝治(2008),北極圏からみた気候変動,地学雑誌,117巻6号 p.1051-1062
- ・ 舘山 一孝・榎本 浩之・柴田啓貴 (2009), 最近の北 極海の海氷観測, 日本船舶海洋工学会誌 KANRIN (咸臨), 23 巻 p. 2-5
- 丸山康樹 (2009),地球温暖化と北極海の海氷減少, 日本船舶海洋工学会誌 KANRIN (咸臨),23 巻 p.
   6-12
- 島田浩二 (2010)、北極海におカる海氷激減メカニズムについての考察、地学雑誌、119巻3号 p.451-465
- ・舘山一孝・榎本浩之,・田中康弘 (2013), 北極海カナ ダ海盆における海氷厚の変動, 雪氷研究大会講演要旨 集, 2013 巻 p. 1-17
- ・飯塚悟(2015),地球温暖化研究の概要,日本風工学 会誌,40巻4号 p.375-379
- 山内恭 (2016),極域温暖化問題の概観,南極資料,
   p. 1-18
- Pierre Friedlingstein et al. (2020), Global Carbon Budget 2020, Earth System Science Data, Volume 12, issue 4 p. 3269–3340
- ・世界の年平均気温偏差の経年変化(1891~2020年: 速報値),世界の年平均気温,気象庁,最終更新 2020/12/22,閲覧 2021/01/19,

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an\_wld.ht ml

• Vol.107 北極~可能性と課題のもたらす未来,わかる!国際情勢,外務省,2013/12/25 作成,2020/01/22 閲覧,

https://www.mofa.go.jp/mofaj/press/pr/wakaru/topic s/vol107/index.html  1979年から現在までの単一レベルの ERA5 月平均デ ータ, Copernicus Climate Data Store, ECMWF (欧 州中期気象予報センター),

https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/re analysis-era5-single-levels-monthlymeans?tab=overview

- 1950年1月以降の月平均AO指数,北極振動,CPC (気候予測センター), https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWl ink/daily\_ao\_index/ao.shtml
- ・極域環境監視モニター、北極域データアーカイブ (ADS)、国立極地研究所・JAXA、 https://ads.nipr.ac.jp/vishop.ver1/ja/vishopmonitor.html?N
- 北極域と南極域の海氷分布図, 海洋の健康診断表, 気象庁,

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/gl obal/global\_extent.html

• CESIUMion, https://cesium.com/ion



Fig.1 2002 年からの 9 月海氷面積の推移(ADS より引用) (2002 年→2005 年→2008 年→2011 年→2014 年→2020 年)



Fig.2 2002 年からの 9 月海氷面積の推移(ADS より引用) (2002 年→2005 年→2008 年→2011 年→2014 年→2020 年)





Fig.5 本研究の大まかな流れ



Fig.6 本研究で再定義する SM 領域

Fig.7 北極圏全領域と SM 領域のそれぞれの 1990 年代 9月海氷面積増減と冬季(12~2月)AOI との比較



1979-2020年の冬AOIと9ヶ月後の海氷面積の比較 Fig.8 1979-2019 年の冬季 AOI と 5-9 カ月後の海氷面積とを比較するために作成した散布図



1979-2020年の冬AOIと8ヶ月後の海氷面積の比較

1979-2020年の冬AOIと5ヶ月後の海氷面積偏差の比較





1979-2020年の冬AOIと6ヶ月後の海氷面積偏差の比較





1979-2020年の冬AOIと7ヶ月後の海氷面積偏差の比較



(rは相関係数を表している)



Fig.10 1990-1999 年の冬季 AOI と 5-7 カ月後の 海氷面積偏差の比較(r は相関係数を表している)



Fig.11 1979-2020 年の冬 AOI に対して 5-7 カ月後の SM 領域の海氷面積偏差と 線形トレンド差を比較した散布図(rは相関係数を表している)

# 多良間島海域における海上風速の推定に関する調査

渡口 椋、今野 健(宮古島地方気象台) 岩間 陽介(石垣島地方気象台)

#### 1 はじめに

沖縄地方では、橋口他[1]の調査をもとに、アメ ダスや灯台の陸上風速から海上風速を推定する方 法を確立し、海上風換算アプリとして現業利用し ている。令和元年度には岩間他[2]により、下地島 アメダスの陸上風速と ASCAT(Advanced SCATterometer)から得られた宮古島海域の海上風 速を比較し、風速補正係数の算出及び換算精度の 評価を行った。本調査は、令和元年度と同様の調 査を多良間島海域について行い、多良間島海域に おける海上風速を見積もることを目的として行っ た。

本調査は航空アメダスのデータも使用しており、 航空気象業務にも資する。

#### 2 使用データ及び解析方法

#### (1)使用データ

本調査では、2014年1月1日から2020年12 月31日までのデータを使用した。第1図に本調査 で使用した多良間島海域を示す。多良間島及び水 納島の周辺20海里をカバーするため、多良間島と 水納島の中間地点から半径 24 海里以内の領域を 同海域とした。海上風速に同海域の ASCAT 最大風 速、陸上風速にアメダス4地点(仲筋:多良間空 港、下地島:下地島空港、伊原間、盛山:新石垣 空港)、加えて海上保安庁の灯台2地点(平久保崎、 池間島)を利用した。アメダスについては ASCAT の観測時刻を含む前10分間最大風速とし、灯台風 速については 30 分ごとの観測であるため、同時刻 に最も近い観測値とした。下地島については期間 中に測風柱が移設したため、2018年12月6日か らのデータを用いており、伊原間については期間 中に測風柱の高さが変更されたため、2020年5月 26日以前は旧伊原間、以降を伊原間としている。

また、琉球大学の山田広幸准教授より多良間島 の風速データをご提供いただいたため、そのデー タについても解析を行った。提供いただいたデー タは、旧多良間アメダスと同じ地点において超音 波風速計で観測した 2016 年 8 月 15 日から 2020 年 11 月 27 日の 0.5 秒ごとの風速データである。 これを 10 分平均したものを陸上風速として使用 した。なお、このデータについては、品質管理等 は行っていない。



第1図 多良間島海域の範囲と観測点

#### (2)解析方法

解析の方法は岩間他[2]と同様の方法をとって いる。最初に、海上と陸上の風速比を風速補正係 数として風向別に算出した。さらに、陸上風速か ら推定した風速と海上風速との差が 2m/s 以内と なる事例を適中とし、適中した事例の割合である 適中率や対応する信頼度(第1表)を風向別に算 出した。

				風速適中率	5	
		0.3未満 or	0.3以上	0.5以上	0.7以上	
		10事例未満	0.5未満	0.7未満	0.8未満	0.0以上
風速	1.5未満	Х	С	В	Α	S
補正	1.5以上	X	<u>ر</u>	R	Δ_	S_
	2.0未満	~		D	Λ-	J-
係数	2.0以上	X	С	<b>B</b> -	A-	S-

第1表 風速補正係数と適中率に対応する信頼度

#### 3 調査結果

多良間島海域における各地点の補正係数と適中 率、信頼度は第2表のとおりとなった。以下はそ れぞれの地点についての調査結果を記す。

#### (1)仲筋(多良間空港)について

仲筋では主に南風の補正係数が小さく信頼度が 高い一方、東風は補正係数が大きく信頼度が低い 結果となった。多良間空港の滑走路は北一南方向 に走向しており、風速計はRWY36 側(南側)に位置 している。風速計は多良間島の西側に位置してお り、さらに観測点の東側が高台となっており(第 2図)、陸上を吹く東風が大きく減衰する。滑走路 の東西には防風林があって風が減衰するが、南側

### 第2表 多良間島海域における各地点の風速補正

係数と信頼度

		Ν	NNE	NE	ENE	Е	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
伯傑	データ数	219	242	186	182	147	71	86	112	231	78	27	10	10	11	16	16
111月月	補正係数	1.51	1.91	2.23	2.29	2.36	2.29	1.83	1.63	1.25	1.29	1.51	1.74	1.62	1.84	1.53	1.28
2014/1/1/2	適中率	0.73	0.74	0.78	0.66	0.63	0.77	0.80	0.84	0.86	0.87	0.81	0.30	0.60	0.82	0.75	0.81
2020/12/31	信頼度	A-	A-	A-	B-	B-	A-						С	B-	S-	A-	
下地自	データ数	103	98	104	91	74	38	42	39	89	42	16	3	13	3	9	14
2018/12/6~	補正係数	1.14	1.15	1.28	1.36	1.37	1.84	1.34	1.27	1.58	1.69	1.98	-	2.02	—	1.44	1.13
2020/12/31	適中率	0.88	0.91	0.95	0.85	0.69	0.61	0.69	0.77	0.81	0.88	0.88	—	0.69	—	0.89	0.79
2020/12/31	信頼度	S	S	S	S	В	B-	В	А	S-	S-	S-	Х	B-	Х	Х	А
平久保	データ数	64	174	177	202	179	132	98	38	76	80	60	13	13	17	22	29
2014/1/1~	補正係数	0.99	1.00	0.86	0.83	0.83	1.04	1.21	2.46	1.45	1.18	1.06	0.95	1.32	0.96	1.03	0.91
2020/12/31	適中率	0.83	0.81	0.81	0.86	0.82	0.77	0.60	0.53	0.68	0.63	0.60	0.69	0.54	0.35	0.55	0.45
2020/12/01	信頼度	S	S	S	S	S	А	В	B-	В	В	В	В	В	С	В	С
池間	データ数	75	174	185	160	148	118	85	88	89	109	71	6	16	12	15	19
2014/1/1~	補正係数	1.05	1.04	1.19	1.53	1.42	1.56	1.49	2.38	1.68	1.42	1.23	1.15	2.42	1.13	1.35	1.02
2020/12/31	適中率	0.83	0.84	0.69	0.86	0.82	0.90	0.75	0.76	0.71	0.83	0.76	0.67	0.56	0.83	0.60	0.74
	信頼度	S	S	В	S-	S	S-	A	A-	A-	S	A	Х	B-	S	В	A
盛山	データ数	186	221	223	203	172	65	75	57	154	125	42	24	23	19	21	29
2014/1/1~	補正係数	1.76	1.46	1.22	1.27	1.42	1.62	1.52	1.63	1.30	1.30	1.25	2.06	1.97	2.32	2.60	1.70
2020/12/31	適中率	0.70	0.65	0.89	0.92	0.93	0.82	0.80	0.68	0.60	0.70	0.60	0.25	0.30	0.53	0.48	0.66
	信頼度	A-	В	S	S	S	S-	S-	B-	В	B	В	X	С	B-	С	B-
伊原間	データ数	19	28	38	33	23	11	12	18	47	17	2	5	3	2	0	5
2020/5/26~	補正係数	1.95	2.25	1.98	1.69	1.51	1.27	1.53	1.50	1.45	1.63	_	2.27	3.92	—	_	_
2020/12/31	適中率	0.74	0.79	0.84	0.91	0.78	0.73	0.92	0.94	0.81	0.82	_	0.80	1.00	_	_	_
	信頼度	A-	A-	S-	S-	A-	A	S-	S-	S	S-	X	X	X	X	X	X
旧伊原間	テータ数	118	222	118	154	209	53	170	95	168	34	15	11	27	15	24	41
2014/1/1~	補止係数 → → → →	2.03	2.49	2.16	1.80	1.54	1.88	1.76	1.73	1.67	1.51	2.09	1.66	3.56	1.67	1.45	1.74
2020/05/26	適 中 举 ( 在 在 在	0.70	0.66	0.64	0.90	0.87	0.87	0.74	0.89	0.77	0.56	0.40	0.36	0.56	0.40	0.79	0.71
	信頼度	A-	B-	B-	S-	S-	S-	A-	S-	A-	B-	C	C	B-	C	A	A-
多良間	テータ数	56	140	144	157	105	1 47	98	119	138	52	1.00	11	4	0	0	0
2016/8/15~	相止係数 法上去	1.99	2.05	1.84	1.68	1.54	1.47	1.51	1.72	1.70	1.61	1.80	1.54	1.53	—	_	_
2020/11/27	週 中 举	0.89	0.93	0.90	0.90	0.80	0.82	0.78	0.67	0.74	0.87	0.50	0.36	0.75	—		
	信頼度	S-	S-	S-	S-	S-	S	A-	B-	A-	S-	B-	С	Х	Х	Х	Х

は海に開けているので南風は減衰が小さく海風と の対応が良い。



第2図 仲筋周辺の地形図(地理院地図)

#### (2)下地島(下地島空港)について

多良間島海域における下地島の補正係数は前回 の調査(岩間[1])で宮古島海域を対象に算出した 補正係数ほとんど同じ風向分布を示した。防風林 の影響で西南西から北西の風の精度が悪いという 結果となった。

#### (3) 平久保崎灯台について

平久保崎灯台の補正係数は、南西から東南東に かけて、1に近い値または1未満の値を示した。 平久保崎灯台は石垣島の最北端に位置し、昔の火 番盛があった南~南東側の崖を除けば海に開けた 場所にあたる。風速計は灯台の高い所に設置され ているため、概ね海上風速と同等か、それより強 い風速が観測される。中でも北東から東の風向で 補正係数の値が極小となっており、崖を横切る風 向で周辺の海上風速より2割程度風速の強まる傾 向が確認された。このことは、過去の調査(仲間 他[3]、橋口他[1]など)で示された結果と概ね整 合している。

また、過去調査(許田他[4])と比較したとこ ろ、海風について概ね同じ風速補正係数となった が、陸風においては過去調査よりも風速補正係数 が大きいという結果となった。許田他[4]の調査で は海上風速に平均風速を利用している。陸風は摩 擦等により風が弱まるため、陸風を含む領域で平 均した風速は、陸風に引きずられて弱くなる。こ れにより、領域の最大風速より弱い値となったと 考えられる。

#### (4)池間島灯台について

池間島灯台の補正係数は北から東南東で精度が 良くなっているが、北東については信頼度が低く なっている。北北東と東北東の間で補正係数が大 きく異なっており、北東付近で周囲の環境が大き く変化しているものと考えられる。周辺の地図を 見てみると、海岸線が北東方向に延びており、北 北東寄りの風は海上を通るためあまり減衰しない が、東北東寄りの風は陸上を通るため大きく減衰 するものと考えられる。北東はこれらの境目にあ るため信頼度が低くなっていると考えられる。実 際に、灯台風速と海上風速の分布図を見ると灯台 風速が低い部分では補正係数が過小になっている。

#### (5)盛山(新石垣空港)について

盛山の補正係数は北東から南東の信頼度が高い。 新石垣空港の滑走路は北東一南西方向に走向して おり、風速計はRWY04(南西側)側に位置している。 風速計は石垣島の東側に位置しているため、海風 に当たる東寄りの風が海上風と対応がいいものと 考えられる。なお、東南東から南南東の補正係数 が高くなっている。これは風速計の南東側に管制 塔等の空港施設があり、その影響によって海風が 減衰しているからと考えられる。

また、西南西から北北東の風速係数が著しく高 くなっており、信頼度が低い。風速計のすぐ西か ら北にかけて高台があり(第3図)、キャノピー層 となっており風が減衰していると考えられる。さ らに、高台の後方である石垣島の北側には於茂登 岳などの高い山や野底半島、平久保半島が、西南 西にはバンナ岳が位置しており、山によって風が 大きく減衰しているからと考えられる。南から南 西方向は滑走路があり平坦であるため、内陸風と しては補正係数が低くなっていて減衰が小さくな っている。野底半島や平久保半島と海の境界があ る北から北東では補正係数が大きく異なっており、 境目である北北東は信頼度が低くなっている。



第3図 盛山周辺の地形図(地理院地図)

#### (6)伊原間について

伊原間は2020年5月26日に測風柱を6.5メー トルから10メートルに変更した。伊原間では北に 学校が、西に雑木林があるため風の減衰が大きか ったが移設によって主に東寄りの風の減衰が小さ くなっているのが確認できる。また、事例数はま だ少ないものの、全体的に適中率が上がっている。

伊原間はアメダス地点の北西側が開けており、 過去の調査(本山他[5],崎原他[6])では風の通 り道となっていることが言及されている。今後、 事例数が増えていけば、多良間島海域の風をより 精度良く推定できることが期待される。

#### (7) 多良間(琉球大学)について

琉球大学では、2009年まで気象庁が観測してい た旧多良間アメダスと同じ地点で風速の観測を行っている。

旧多良間アメダス廃止に当たって仲筋との比較 観測を行った過去調査(松長他[7])では旧多良間 アメダスと仲筋の風速比較を行っている。東風以 外では大きく変化は無いが、東風では仲筋が大き く減衰する結果となっている。

そのため、多良間島海域の東風の風速推定を行 うにあたり、琉球大学の多良間風速が活用できる と考えられる。多良間は補正係数が1.5以上とや や高いものの、北から東南東で信頼度が高くなっ ている。東寄りの補正係数については仲筋よりも 小さい。この結果は、松長他[7]と整合している。

多良間の風速データは部外のデータであるため すぐに現業利用することは難しいが、データ提供 元の山田准教授からは気象台との連携に前向きの 返事を頂けたため、今後の現業利用が期待できる。

#### (8)全体について

下地島や平久保崎灯台の南風、盛山の西風、仲 筋や池間島灯台の東風は、風速補正係数が大きく、 海上を吹く風が陸上で減衰して観測点に到達して いることが分かる。また、適中率に関しては滑走 路と平行な方向や海風など開けた方向で高くなる 傾向があり、風速補正係数が大きくなると適中率 が小さくなる傾向がある。また、観測点の動径方 向に海岸線が伸びている場合には、信頼度が低く なり、その近辺の方位で補正係数が大きく変化す ることが分かった。この問題を解消するためには、 36 方位などもっと細かい方位で解析する必要が あると考えられる。

そして、全体的に西寄りの風で信頼度が低いが、 そもそも沖縄では西風が吹くことが少ないため十 分なデータ数を確保できない(第4図)ことと、 沖縄で西風が卓越するのは、低気圧や前線の通過 など風の場が一様でない場合が多いため、観測場 所や観測時刻によって風向風速が大きく異なるこ とが原因であると考えられる。



第4図 仲筋の風配図(2014年-2020年、10分最大風速)

#### 4 まとめ

本調査では、ほとんどの地点において4割以上 の風向で適中率が8割以上という結果が出るなど、 陸上風から海上風を精度よく推定できた。その中 でも仲筋の風速で海上風換算が難しい多良間島海 域の東風については、盛山や平久保崎灯台といっ た周辺のアメダス及び灯台の風速を活用すれば、 精度良く推定できることがわかった。

なお、琉球大学の風速計は補正係数が高めでは あるが信頼度が良いため、今後の現業利用が期待 される。

#### 5 今後の課題

今後は、本調査結果を海上風換算アプリに適用 して現業利用するとともに、現業者が利用しやす いように風速換算表を用意するなどをしていきた い。また、伊原間における測風柱の高さの変更を 行ってから間もないため、まだまだデータが少な く解析結果の信頼性が低いが、今後の調査ではデ ータ数が増えることでさらに信頼性の高い調査結 果が得られると期待される。

さらに、琉球大学から提供いただいたデータを 用いれば、多良間島の東風を精度よく推定するの に役立つ可能性があるため、今後琉球大学と連携 して、現業で役に立てるようにしていきたい。

#### 6 謝辞

本調査では琉球大学の山田広幸准教授より多良 間島の風速データを提供いただきました。本調査 ではアメダスの風速計及び周辺地形を示すために 国土地理院地図を使用しました。本調査で使用し た灯台風の観測データは海上保安庁第十一管区海 上保安本部より提供いただきました。ここに感謝 申し上げます。

#### 7 参考文献

[1] 橋口他:灯台等の風観測から海上風を推定 する- QuikSCAT データによる沖縄地方海域の補 正量について - . 平成 21 年度福岡管内気象研 究会(長崎県), 7

[2] 岩間他:下地島空港の測風柱移設に伴う風の特性変化について.平成31年・令和元年度沖縄 管内調査成果報告,48,5

[3] 仲間他:冬季季節風時における平久保埼及 び西埼灯台の風の特性について.平成13年度沖 縄管内気象研究会誌,30,8

[4] 許田他:八重山地方の風の特性調査. 平成30 年度沖縄管内調査成果報告, 47, 10

[5] 本山他:伊原間地域気象観測所における風 の特性について. 平成 15 年度沖縄管内気象研究 会誌, 32, 20

[6] 崎原他:石垣島地方における風の地域特性 について.沖縄技術ノート第28号(昭和61年9 月),30-36

[7] 松長他:多良間空港(仲筋)と旧多良間地 域気象観測所の風の比較.平成 22 年度沖縄管内 気象研究会誌, 39, 17

# 大気海洋相互作用の不完全な表現に起因する台風強度予報の誤差

竹本祐太郎,伊藤耕介(琉球大学理学部)

### 1. はじめに

台風はときに大きな被害をもたらすため、 防災の観点から、その台風の強度予報精度を 高めるということは非常に重要である。しか し、気象庁が発表している台風強度予報には 依然として誤差が生じている。気象庁では台 風強度を予報する際には TIFS という重線型 回帰式を用いたシステムを重視している(山 ロら、2019)が大気海洋相互作用の表現が不 完全だと考えられる。例えば、台風は風によ り海洋を攪拌するため海水温を下げ、自身の 強度を弱くする(この大気海洋相互作用のこ とを Ocean feedback という)。Yablonsky and Ginis (2009)によると台風の移動速度が遅い ときにより顕著に Ocean feedback が起こる

(図 1)。しかし、TIFS には移動の「速さ」 や「遅さ」に対応した変数はなく、海洋貯熱 量がある閾値を超えたかどうかを発達・減衰 に対応させているにすぎない。つまり、台風 の移動速度や深いところまでの海水温の効果 を適切に評価していないことが台風強度予報 誤差の原因の一つとなっている可能性があ る。そこで本研究では気象庁が発表している 台風強度予報誤差と移動速度、海水温の関係 を調査することにした。

#### 2. データと手法

台風の予報誤差は RSMC Tokyo の年報に 基づくデータベース(Ito, 2016)を用いる。 また、台風の位置や強度は RSMC Tokyo の ベストトラックデータを参照する。本研究で は台風の大気海洋相互作用による影響に焦点 を当てるため、ベストトラックの緯度経度情 報に基づき上陸したと思われる事例は除く。 台風の移動速度は初期時刻から予報期間まで を平均し、ベストトラックデータの緯度経度 情報から計算する。海水温の情報は北太平洋 データ同化システム MOVE/MRI.COM(Usui et al., 2006)より台風が通過する3日前のもの を使用し、台風が海洋を攪拌する前の水温分 布であるとみなす。これらの移動速度のデー タと海水温のデータを RSMC Tokyo が発表 する台風強度予報誤差と照らし合わせてい く。

#### 3. 結果

表1は2018年台風第28号の強度予報誤差 を示したものであり、台風の移動速度が非常 に遅く、海面水温がよく下がっており、気象 庁はこのとき台風強度を強く出しすぎてい る。また、図2から強度予報を大きく外した 時は急発達・急減衰を見逃していることが多 いことが分かった。図3は台風の移動速度と 24 時間予報における中心気圧誤差を示したも のであり、台風の移動速度が極端に遅いとき に台風強度を強く出しすぎている傾向にある ことが分かった。これは台風の移動速度が遅 い場合に起こる極端な海面水温の低下を現在 のシステムが反映できていないことを示唆す る。また、図4に示すように急発達・急減衰 を予報できなかった場合には、水深 200m ま での平均の海水温が高いことが分かった。こ こで、急発達を予報できなかった事例、急減 衰を予報できなかった事例、その他の事例の 3つでの予報初期時刻の平均の台風強度を見 てみると強く予報しすぎた事例で台風強度が 強く、弱く予報しすぎた事例では台風強度が 相対的に弱いということが分かった。これら の違いは海面水温では見ることができなかっ た。

また、海洋貯熱量が 50 kJ/cm<sup>2</sup>以上であっ た場合に限定して初期時刻の中心気圧と 24 時間予報における中心気圧誤差は図 5 のよう になり、初期時刻の中心気圧が低いときは台 風強度を強く、中心気圧が高いときは台風強 度を弱く予報する傾向にあることが分かっ た。逆に、海洋貯熱量が 50 kJ/cm<sup>2</sup>以下であ った場合に限定してみると図 6 のようになっ ており、初期時刻の中心気圧が高いときには あまりバイアスはみられなかったが、中心気 圧が低いときは台風強度を強く予報する傾向 にあることが分かった。





# 表 1 移動速度が遅いときに強度予報を強く出した例

予報初期時刻	移動速度	中心気圧誤差	海面水温
(UTC)	(m/s)	(hPa)	(°C)
09月26日06時	1.12	1.12	28.45
09月26日12時	0.96	0.96	28.42
09月26日18時	1.31	1.31	28.42
09月27日00時	1.75	1.75	28.16
09月27日06時	2.71	-10	28.16
09月27日12時	3.38	-10	28.02
09月27日18時	3.67	-10	27.85
09月28日00時	4.22	-15	26.97



図 2 24 時間予報における実際の台風の中心気圧の変化量 と中心気圧誤差









図 4 24 時間予報における中心気圧誤差ごとの海水温と 予報初期時刻における中心気圧



図 5 海洋貯熱量≥50 kJ/cm<sup>2</sup> での予報初期時刻の 中心気圧と 24 時間予報における中心気圧誤差

# 4. 結語

台風の移動速度が極端に遅い場合には台風 強度を強く出しすぎていたため TIFS には台 風の移動速度に関する説明変数が必要である と考えられる。また、先行研究 Ito (2016)に もあったように、予報を強く出しすぎた事例 は急減衰を予報できず、予報を弱く出しすぎ た事例は急発達を予報できていなかった場合 が多いということから、海水温に関しては、 水深 200 m までの海水温が高いときに、その 海水温が台風の発達に寄与するか減衰に寄与 するかを見分けられていないことが分かっ た。これは TIFS が台風強度の変化量を決め ているものであり、現在のシステムでは海洋 貯熱量がおおよそ 50 kJ/cm<sup>2</sup>以上あると台風 は発達するという風になっていることが原因 と考えられる。しかし、海洋貯熱量が50 kJ/cm<sup>2</sup>以下であった場合にもある程度台風強 度に依存したバイアスが存在したことから海 洋と熱量とは別に、そもそも、予報初期時刻 の台風強度に対する補正が十分ではないとい うことも考えられる。



図 6 海洋貯熱量≦50 kJ/cm<sup>2</sup> での予報初期時刻の 中心気圧と 24 時間予報における中心気圧誤差

## 5. 参考文献

- Ito, K., 2016: Errors in tropical cyclone intensity forecast by RSMC Tokyo and statistical correction using environmental parameters, *SOLA*, **12**, 247-252.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T.
  Yasuda and M. Kamachi, 2006:
  Meteorological Research Institute
  multivariate ocean variational estimation
  (MOVE) system: Some early results.
  Advances in Space Research, 37, 806-822.
- Yablonsky, R. M., and I. Ginis, 2009: Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane–ocean model forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4410-4419.
- 山口宗彦、嶋田宇大、沢田雅洋、入口武史、 大和田浩美,2019:台風予報・解析技術高 度化プロジェクトチームによる5日先台風 強度予報ガイダンスの開発, *気象研究所技 術報告*,82,4-19

# 高解像度大気海洋結合モデルによる2017年九州北部豪雨の予測精度評価

城間貴大,伊藤耕介(琉球大学理学部)

#### 1. はじめに

日本列島では梅雨シーズンを中心に各地で豪雨 が発生し、大規模な災害を引き起こしている。極端な 豪雨イベントは、集中的に同じ場所で数時間にわたっ て大雨をもたらす線状降水帯と関係している。近年、 短時間の大雨に関しても予測精度が少しずつ改善され つつあるが、集中的に一か所で数時間まとまって降る 大雨の予測は難しい。そのため、災害を軽減するため の線状降水帯予測の改善にむけ、2000年代に入り多 くの研究が進められている(Kato et al.2020; Tsuji et al. 2020)。本研究では、初期値を変えた数値実験と、 水蒸気源として重要とされる海面水温変動を大気海洋 結合モデルにより再現することを試みた数値実験を通 じ、予測可能性に関して調べることとした。

#### 2.解析方法

本研究では気象庁大気単体モデルと海洋の効果 を含めた大気海洋結合モデルを利用して検証を行う。 ここで、海洋モデルは0.1度の解像度のMRI.COMで 行う。また、大気モデルとしては水平解像度が2km のJMA非静力学モデルを使用し、その際、雲物理量 に関しては6モーメントのバルク法による雲微物理過 程を使用した。初期時刻は7月3日,4日,5日の00UTC の3つを選択した。そして、降水量を気象庁の解析雨 量と比較した。降水の予測精度検証に当たっては、ス レットスコアとバイアススコアを用いた。

#### 3.結果

九州エリアと豪雨が発生した朝倉付近において 降水予測精度を検証した。その結果、豪雨発生時7月 5日15時でみると、初期時刻が3日の場合には、実況 でみられる雨量分布が予測できておらず、図4~図7 で示しているようにスコアも低かった。又、初期時刻 が4日の場合、バンド上の降水帯は形成されたが、持 続時間は短く、閾値5.0mm/hのスレットスコアは値 がかなり低かった。さらに初期時刻が5日の場合は、 線状降水帯が一定程度継続することが予測できたた め、他の実験に比べてスレットスコアは高かった。た だし、再現された位置がずれていたため、正確な予測 情報とはならなかった。今回、大気単体モデルと大気 海洋結合モデルの結果について比較すると、初期時刻 が3日と5日の場合には、特に目立った差は見られな かった。一方で、初期時刻が4日の場合には、降水量 0.5mm/hを閾値としたときの降水予測精度で比較す ると明らかに大気海洋結合モデルの方が大気単体と比 較してスコアが高く、予測が実況により近づいてい た。

#### 4.まとめ

2017年九州北部豪雨イベントは過去の豪雨イベン トと比較して範囲が狭く、1日以上離れた初期時刻の データを用いた場合には予測が困難であった。初期時 刻を直前にした場合には、停滞する線状降水帯が再現 されていた。大気海洋結合モデルを用いて水蒸気場の 表現の改善を試みたが、初期時刻を3日とする予測に おいてはあまり改善の兆しが見られなかった。初期時 刻が4日である場合、大気単体モデルと比較してわず かながら改善がみられた。今後は、他の事例でも数値 実験を行うなどして情報を蓄積し、さらなる予測精度 の改善につなげていきたい。







図 6. 閾値 0.5/h の各初期値におけるスレットスコアとバイアススコア(朝倉エリア) [縦軸がスコア、横軸が豪雨発生時の時刻(t)] \* スコアは各時刻までの1時間雨量の結果で見る



図 7. 閾値 5.0/h の各初期値におけるスレットスコアとバイアススコア(朝倉エリア)

### 5. 参考文献

0.7

0.3

0.1

0

Kawano, T., and R. Kawamura, 2020: Genesis and maintenance processes of а Quasi-stationary Convective Band that produced Record-Breaking Precipitation in Northern Kyushu, Japan on 5 July 2017. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 673-690.

Tsuji, H., and C. Yokoyama, Y. N. Takayabu, 2020: Contrasting Features of the July 2018 Heavy Rainfall

Event and the 2017 Northern Kyushu Rainfall Event in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 859-876

Kato, Т., 2020: Quasi-stationary Band-Shaped Precipitation Systems, Named "Senjo-Kousuitai", Causing Localized Heavy Rainfall in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 485-509

– 44 –

# 2017年台風第21号のアウターレインバンドと非地衡風の関係

#### 大城 展,山田 広幸 (琉球大学理学部)

#### I. はじめに

2017年10月21日~22日にかけて、日本列島が 台風第 21 号から伸びるレインバンドに覆われ、近畿地 方を中心に観測史上 | 位の大雨を記録した(図1,2)。 アウターレインバンドによる降水はしばしば水害の原因 となるため、その発達メカニズムを解明することが台風 による大雨の被害を軽減するために必要である。Dai et al. (2019) は、偏西風によって台風からの上層アウト フローが強化されることにより、アウトフロー直下で降水 が強化されることを明らかにしていた。また、Saito and Matsunobu (2020) は、アウトフロー領域である高度 約 |2km 付近で北向き非地衡風成分が強化され大気 の中層と上層を湿らせることにより、台風に先行する降 水イベントの強化に寄与していると論ている。これらのこ と踏まえて、台風が偏西風の影響を受ける前と後での 非地衡風の発達とアウターレインバンドの形成との関係 を解析する。

### 2. 使用データと解析方法

本研究では、気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)、 ひまわり 8 号の赤外線雲画像(IR)、降水の様子を気象 庁レーダーGPV で表している。地衡風、接線風、相当温 位、地衡風絶対運動量は JRA-55 の等圧面変数を用 いて計算している。地衡風は大気の運動方程式からコリ オリのカと気圧傾度力の釣り合いを考えた風であり  $\overrightarrow{V_g} = (-1/f)(\partial \varphi / \partial n)$ で定義される。( $\overrightarrow{V_g}$ :地衡風、 $\varphi$ : ジオポテンシャル高度、n:距離)非地衡風については、  $\overrightarrow{V_a} = \overrightarrow{V} - \overrightarrow{V_g}$  ( $\overrightarrow{V_a}$ :非地衡風、 $\overrightarrow{V}$ :実際の風、 $\overrightarrow{V_g}$ :地衡風) で定義できる。

### 3. 結果

300hPa における非地衡風の時間経過を見てみると (図 3)、台風が偏西風の影響を受ける前<sup>i</sup> (20 日)では、 顕著な非地衡風の極大は見られなかった。しかし、台風 が偏西風帯に接近した 21 と 22 日では、500hPa か ら台風の北東側に非地衡風成分の極大が表れ、時間と ともに大きくなっている。台風から伸びるアウターレイン

バンドの鉛直構造を示すために、潮岬を中心にレインバ ンドに直行する方向の鉛直断面図を示した。気流場の 鉛直断面図(図 4)では、非地衡風の極大がみられた 300~200hPa(約 9~12km)の高度で上昇流が強く なっていることが分かる。これは Saito and Matsunobu (2020)の非地衡風によって上空で微物 理(雪や氷)による降水が強化されるというシミュレーシ ョンと一致する。相当温位と絶対地衡風運動量の鉛直 断面図(図5)では、地上~約 2km までの高度で、等相 当温位面に対してz方向に進んだ時に地衡風絶対運動 量が高くなっており、等相当温位面上で慣性的に不安 定であることが示唆されている。また等地衡風絶対運動 量<sup>ii</sup>面に対してy方向に進んだ時に相当温位が低くなっ ており、等地衡風運動量面で対流的に不安定であるこ とが示唆されている。22 日の北方向に傾斜した上昇気 流は、前線帯での条件付き対称不安定前によるものであ ることが確認できた。潮岬付近では地上~約 2km 以上 の高度で対称中立が確認できた。

#### 4. 考察

21 日は上空で強まった非地衡風の影響で台風の北 北東側の中層から上層で非対称な上昇気流がみられ た。これは、先行研究と一致していた。しかし、22 日の北 側で発生した上昇気流は、上空だけでなく地上付近に も上昇気流の極大が確認できた。これは、地上付近で の条件付き対称不安定によって誘起されたと考えること ができる。上空では対称中立領域が等相当温位面に沿 って分布していたため、条件付き対称不安定によって持 ち上げられた空気塊が、その領域に沿って上昇していた と考えられる。水平面上で確認された上空にかけて北方 向に移動している非地衡風の極大は、等相当温位面と 等地衡風絶対運動量面に空気塊が上昇したため表れ たものだと考える。 この結果は、Saito and Matsunobu (2020)にあったような、非地衡風によって 微物理による降水が強化されたという考え方と類似して いる。今後台風のアウターレインバンドと条件付き対称

 $m = u_g - fy$  m:絶対地衡風運動量  $u_g$ :地衡風の東西成分

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 鉛直シアーがほぼゼロの時間を偏西風の影響を受ける前とし、その時間以降 で鉛直シアーが東向きに変化している時間を偏西風の影響を受けているとして いる。

f:コリオリパラメーター y:緯度方向

<sup>&</sup>lt;sup>iii</sup>  $\left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)_{\theta_{a}} > 0$  かつ  $\left(\frac{\partial \theta_{e}}{\partial z}\right)_{m} < 0$  m:地衡風絶対運動量

不安定の関係について更なる観測やシミュレーションが 必要である。

#### 参考文献

図 |:22日のレーダー画像

RAIN RATE

小倉義光(2000)『総観気象学入門』東京大学出版会 260-263.

80 (mm h<sup>-1</sup>)

b(0) UTC 22 OT. 2017 f(1) = b(1) f(1)

図 2:22日の赤外線輝度温度



北畠尚子(2019)『総観気象学応用編』気象庁 183.

Saito and Matsunobu (2020) SOLA., 16, 98-205.

Dai et al. (2019) Journal of the atmospheric

sciences .,**76** , 1845-1863. Saito (2019) SOLA., **15**, 222-227.



図 3:20~22 日にかけての 300 h Pa 面における非地衡風成分 風向(ベクトル) 風速(色)





相当温位(色)と絶対地衡風運動量(コンター)

# 2018 年台風第 24 号に伴うミニスーパーセルで観測された高気圧性渦

関和宏,山田広幸(琉球大学理学部)

### 1. はじめに

米国中央平原の大陸性スーパーセルと比較す ると、台風に伴うミニスーパーセルを対象とした観 測研究はほとんど行われていない. 米国の大陸性 スーパーセルにおいて、フックエコーの先端の両 側に高・低気圧性渦の渦対が観測される事例が報 告されている. (Straka et al. 2007). この渦対につい て, Markowski et al. (2008) や, Markowski and Richardson (2014)は, rear-flank downdraft (降水粒 子の蒸発冷却や荷重の効果によってフックエコー 周辺で生じる下降気流)領域における温度傾度 による水平密度勾配で生じた水平渦がメソサイクロ ン付近の上昇気流によって、立ち上げられること で、渦対が生じ(図 1(上))、そのうち低気圧性渦が 発達することが竜巻発生にとって重要であると述べ ている. それに対して、 台風環境下で生じるミニス ーパーセルにおいては、環境場が湿潤であるため、 降水粒子の蒸発冷却によるコールドプールの形成 が弱いという特徴があり、両者の比較は竜巻の発 生機構を理解する上で有益である.本研究では、 2018 年台風第 24 号に伴い発生したミニスーパー セルで観測された高気圧性渦と、竜巻を発生させ た低気圧性渦の成因について考察する.

# 2. データと解析方法

観測に用いたレーダーは、情報通信研究機構が 名護市に設置した C バンド沖縄偏波降雨レーダ (COBRA)と、琉球大屋上の X バンド MP レーダー である.また、地上観測データは、琉球大屋上の 5 秒毎の観測データと気象庁名護特別地域気象 観測所の1分値を利用した.図2のホドグラフは JRA-55を基に作成した.

# 3. 解析結果

2018 年 9 月 28 日 16 時 51 分 JST 頃に沖縄県 名護市久志で,同日 17 時 28 分頃に名護市屋我 地島で、それぞれ別のストームにより、いずれも日 本版改良藤田スケール JEF1 の竜巻被害が発生し た. 当時沖縄本島に台風第 24 号が接近中であり (図 2)、竜巻はこの台風の北東象限で発生した. 当日は竜巻を発生させたミニスーパーセルを含め 十数個のミニスーパーセルが次々と沖縄本島を横 断していた. 図4は屋我地島で竜巻被害が発生す る約5分前のレーダー画像である.反射強度を見 ると、フックエコーの先端に、通常のフックエコーと は逆の曲率をもったエコーが確認できる (図中〇 印).ドップラー速度では、メソサイクロン内部に竜 巻を発生させたとみられる強い低気圧性渦 (渦度 9×10<sup>-2</sup>)と、その南東に高気圧性渦(渦度-3× 10-2) が確認できる. メソサイクロンの南東に現れる 高気圧性渦は、この日発生した他のミニスーパー セルにも共通して確認される特徴である.また、当 日発生したミニスーパーセルで観測される高気圧 性渦に共通する構造的特徴として, 高気圧性渦が 観測される高度は、レーダーの最低仰角(高度 0.5-1km)から、上端は高度約 3km 付近であり、高 気圧性渦は高度の増加とともにメソサイクロン中心 に接近する傾きをもっていた.この観測事実は、 地表付近で形成された水平渦がメソサイクロンに 伴う上昇気流によって上方に傾斜した可能性を示 唆する. 先行研究によれば、フックエコーの両側 に現れる低・高気圧性渦の渦対は、コールドプー ルにおける水平密度勾配によって生じる.しかし、 当日21時JSTの名瀬の高層観測では、高度7km 以下のほぼ全層で相対湿度が 90%を超えており、 コールドプールの発達には適さない.この日竜巻 を発生させたミニスーパーセルとは別の2つのミニ スーパーセルが、それぞれ琉球大付近と名護特 別地域気象観測所付近を通過し、高気圧性渦周 辺の地上気象観測データを得ることができた. 図5 は、観測されたデータをもとに仮温位を計算し、風 向風速のデータとともに、レーダー画像上に時空 間変換して表示したものである.仮温位( $\theta_v$ )は、空 気塊の密度を表現する量であり、

 $\theta_v = \theta (1 + 0.61qv)$ 

として計算した. ここで, θは温位, qvは水蒸気混合 比である. 仮温位(θ<sub>v</sub>)の値が小さいほど空気塊の密 度が大きいことを示す. 高気圧性渦付近と環境場と の仮温位差は琉球大の事例では1.2~2.0K程度, 名 護の事例では 0.6~0.8K程度であった. 米国の大陸 性スーパーセルで, 今回観測された領域と環境場と の仮温位差が 2~7K 前後であったとする報告があり (Markowski *et al.* 2002), 特に名護の事例で観測さ れた仮温位差はこれよりも小さい.

# 4. まとめと考察

今回観測された高気圧性渦付近と環境場との 仮温位差は1K前後であり、高気圧性渦及び竜巻 を発生させた低気圧性渦が、ここでの水平密度勾 配により生じた水平渦の傾斜によって発生したか 疑問である.また、Walko(1993)が提案した、環境 場の水平渦線の下降気流による傾斜(図1下)は、 高気圧性渦が高度とともにメソサイクロン中心に近 づく傾向があること.高気圧性渦の上端は高度 3km 付近であり環境場の鉛直シアが大きい層より も高い高度まで達していること、高気圧性渦と竜巻 を発生させた低気圧性渦が環境渦線にほぼ直交 することから、今回のケースにおいてはこのプロセ セスは当てはまらないと考えられる.高・低気圧性 渦の発生要因を解明するためには、数値実験を 行うなど、更なる研究が必要である.

# 5. 参考文献

- Markowski et al. (2002), Mon. Wea. Rev., **130**, 1692-1721.
- Markowski et al. (2008), Mon. Wea. Rev., **136**, 3513-3535.
- Markowski and Richardson (2014), *J. Atmos. Sci.*, **71**, 243-275.
- Straka et al. (2007), Electron. J. Severe Storms

Meteor., **2**, 1-22. Walko(1993), Geophys. Monogr., **79**, 89-95 謝辞

COBRA の観測データは, 情報通信研究機構の 岩井宏徳博士から提供して頂きました. 名護特別 地域気象観測所の地上気象観測 1 分値は, 気象庁 情報基盤部情報政策課から提供して頂きました. 図表





図 1.渦対の形成メカニズム Markowski et al. (2008) (上)傾圧プロセス

(下) Walko(1993)の順圧プロセス



図 2. 当時の地上天気図 沖縄気象台・現地災害調査報告



図 4(左下). 屋我地島で竜巻被害が発生する5分前の COBRA レーダー画像 (仰角 7-5 度の PPI) 観測高度は高気圧性渦付近で約 1.2km





図 5. 地上観測によって得られた高気圧性渦周辺 の仮温位・風向風速をレーダー反射強度上に時 空間変換した図 観測に用いたレーダーは (上)琉球大学屋上のXバンド MP レーダー (下)沖縄偏波降雨レーダ COBRA



# いわゆる「先行台風型」の台風発生について

山内健司, 伊藤耕介(琉球大学理学部)

## 1. はじめに

台風発生の環境場にはいくつかのパターンがあ ることが知られているが、北西太平洋では北西側 に強い台風があるときにその南東側に高気圧、低 気圧が並んだ波列を形成し、南東側の低気圧が台 風となることがある。波列の形成にはロスビー波 射出によるエネルギー伝播(Li and Fu 2006)によ るものと考えられているが、一般に北西側の先行 する台風が後発の台風の発生に寄与すると考えら れることから「先行台風型」の台風発生と呼ばれ る。北西太平洋における台風発生数の約1割がこ のような「先行台風型」によるものと分類されて いる (Yoshida and Ishikawa 2013)。しかし、Li and Fu (2006) は再解析データを基に状況証拠から議 論したに過ぎず、本当に先行する台風が後発の台 風を形成したことを証明したわけではない。そこ で、本研究では先行する台風を弱める数値実験を 行い、いわゆる「先行台風」が後発の台風の発生に 影響したかどうか、影響したとするとどのような メカニズムで影響したのかという点について検証 した。

#### 2. 使用データと実験設定

台風発生環境場データベース(Fudeyasu and Yoshida 2018)で2013年から2017年にPTC(先 行台風型)と分類された台風発生事例9つのうち 3つの事例(1つ目と2つ目の台風の発生時刻の差 が12時間以内で先行台風による影響がほとんど 無いと考えられる)を除いた6事例について数値 実験を行った。数値実験の初期位置、初期時刻は 気象庁ベストトラックデータ、環境場の初期値、 境界値は気象庁全球解析数値予報モデル(GSM) に基づく解析値を使用する。数値実験は標準実験 と初期時刻に先行台風を中心とする 30×30 格子 の水平風を平滑化した改変実験を行う。予報時間 はどちらも258時間である。

	2つ目の台風 発生の有無	2つ目の台風の 強度
2017年21,22号	$\bigcirc$	弱くなる
2016年23,24号	$\bigcirc$	変化なし
2015年6,7号	$\bigcirc$	変化なし
2015年4,5号	$\bigcirc$	少し弱くなる
2014年17,18号	$\bigcirc$	変化なし
2013年27,28号	$\bigcirc$	少し弱くなる

## 表1 事例と2つ目の台風の発生について

### 3. 結果

6つの事例を対象として数値実験を行ったが、 表1に示すように全ての事例で改変実験でも標準 実験と同様に後発の台風が発生した。これは後発 の台風が「先行台風」の影響で発生したのではな く、他の要因によって形成されていたことを強く 示唆するものである。ただし、2017年21,22号の 事例では後発の台風が弱くなり、進路が西にずれ た。この事例について標準実験と改変実験の水平 風の差を見ると、実験開始直後に先行する台風か ら南東向きに波列が形成され、改変実験の方で後 発の台風がわずかながら弱いことが確認できる (図1)。また、実験開始4日目になると先行台風 は温帯低気圧となり、冷たい空気を北から引き込 み高気圧偏差を作った(図2)。これにより北東風 が強化され(図1)、後発の台風の形成に好都合な 場となったためと考えられる。

#### 4. まとめと今後の課題

「先行台風型」と分類されていたもののほとんどが先行台風からの影響を受けていないことが分かった。2017年の21,22号の事例では後発の台風の強さや進路に影響があったがこれは、先行する台風が北上した時に台風の西側で北からの寒気移流があり、高気圧偏差が発生することで後発の台風の風を強める気圧配置になったからと考えられる。すなわち、従来言われてきたようなロスビー

波の伝播に伴う台風発生は起きていない、もしく は事例が限られる可能性がある。わずかな差では あるが、2017年21,22号の事例で先行台風の南東 側に波列の形成が確認できた。この波列の形成要 因、影響の大きさについて調べる必要がある。ま た、最初の方で述べたように波列を伴う台風発生 は赤道域からの MRG-TD 擾乱 (Takayabu and Nitta 1993) による影響も考えられる。このことに ついても今後調べる必要がある。

# 参考文献

- Fudeyasu, H., and R. Yoshida, 2018: JMSJ, 97(2), 439-451.
- Li, T., and B. Fu, 2006: J. Atmos. Sci., 63, 1377-1389.



図1 2017年台風第21号・22号に関する数値実験。標準実験と第21号を弱めた改変実 験の水平風の差。(左図)南東側に波列が形成されている(右図)北東風偏差が、第22号が 形成される領域の北側に生じている。



# t=48h

Takayabu, Y. N., and T. Nitta, 1993: J. Meteor. Soc. Japan, 71, 221-245.

Yoshida, R., and H. Ishikawa, 2013: Mon. Wea. Rev., 141, 451-467.