

令和4年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2023年3月2日(木)

日本気象学会沖縄支部

令和4年度 沖縄支部研究発表会

会期：令和5年3月2日（木）13時00分～17時00分

場所：各発表者からオンライン会議（Zoom）による発表

プログラム

司会：西銘 勇（沖縄支部幹事）

●開会挨拶 藤川 典久（沖縄支部長）

●日程及び運営説明（司会）

●発表 座長：金城 康広（沖縄支部理事）

口頭発表1 ～ 口頭発表14

*1題当たり15分（発表10分、質疑応答5分）

●閉会挨拶 伊藤 耕介（沖縄支部理事）

事務局 大城（沖縄支部幹事）

題目・代表者氏名（下線）

1. 「**台風の中心付近でドロップゾンデにより観測された風と相当温位の水平分布**」 …… P 2
常名 はるか・山田 広幸（琉球大学理学部）
2. 「**梅雨期における前線の鉛直構造と降水量の関係**」 …………… P 5
橋本 二千華・山田 広幸（琉大理工学研究科）
3. 「**沖縄本島を通過する二本の降水帯をもつ寒冷前線の観測**」 …………… P 8
山野 裕斗・山田 広幸（琉大理工学研究科）
4. 「**2022 年台風第 4 号(AERE)の事例解析**」 …………… P10
渡部 太閤・山田 広幸（琉大理工学研究科）
5. 「**夏季の宮古島における日射量と環境場の関係**」 …………… P13
有馬 光将・山田 広幸（琉球大学理学部）
6. 「**民間航空機データを用いた台風構造解析**」 …………… P15
伊藤 耕介・山本 蓮（琉球大学理学部）
7. 「**いわゆる先行台風型の台風発生について**」 …………… P18
山内 健司・伊藤 耕介（琉大理工学研究科）
8. 「**海面摩擦の増加が励起する台風強度及び構造の変化**」 …………… P21
正野 涼司・伊藤 耕介（琉球大学理学部）
9. 「**接近・離反型の藤原効果**」 …………… P24
西平 楓・伊藤 耕介（琉球大学理学部）
10. 「**Sea Surface Temperature Variability in the Malacca Strait; Its Unstable States within Tidal Bore-impacted Estuaries マラッカ海峡の海面水温変動:潮汐ボアの影響を受けた河口域におけるその不安定な状態について**」 …………… P27
Ulung Jantama Wisha・久木 幸治（琉球大学理工学研究科）
11. 「**フラット光源開発およびカメラの光学特性調査**」 …………… P30
鈴木 優斗・下地 伸明（琉球大学工学部）
12. 「**積分器の作製と雷雲観測用アンテナシステムへの実装**」 …………… P33
東福 樹・下地 伸明（琉球大学工学部）
13. 「**沖縄本島地方の梅雨期における中・上層北西流場での大雨警報事例の特徴**」 …………… P36
鈴木 史記・渡真利 明・中西 信彦・中村 亮・宮城 ゆず（沖縄気象台）
14. 「**観測された台風の最低気圧と最大風速の関係及び長期変化**」 …………… P44
林 和彦（宮古島地方気象台）

台風を中心付近でドロップゾンデにより観測された風と相当温位の水平分布

常名はるか・山田広幸 (琉球大学理学部)

1. はじめに

台風の構造と発達メカニズムを理解するうえで、直接観測のデータを用いた調査が必要とされているが、暴風環境での観測の難しさから台風を中心付近におけるデータ取得の困難な状況が続いている。日本における航空機を用いた台風の観測プロジェクト T-PARCI では、2017 年に非常に強い台風を中心付近でドロップゾンデ観測に成功し、これまで 4 つの台風について観測データを取得している (Yamada et al. 2021)。このデータを使用し、本研究では台風を中心付近における運動場と熱力学場の特徴について調べる。先行研究として Stern et al. (2016) では、台風の進行方向に対して右側前方、環境場の鉛直シアークタクトルの方向に対して左側で強い水平風速が観測される傾向にあることを示している。また、Hazelton et al. (2017) と Yamada et al. (2021) は、台風の日の中では周辺に対して相当温位が高くなる傾向について述べている。本研究においても、これらの先行研究で示されている特徴に着目して、接線風速 (V_t)、動径風速 (V_r)、および相当温位 (θ_e) の水平分布を調べた。

2. データと解析方法

本研究では、航空機から投下された iMDS-17 (ドロップゾンデ) のデータを使用した。上記の観測が行われた台風のうち、1 日あたりの壁雲と眼の中にゾンデが投下された数量が多い直近の 2 つの事例として、2021 年台風第 16 号 (Mindulle, 図 1a) と 2022 年台風第 14 号 (Nanmadol, 図 1b) を解析の対象とした。特に、中心から 6 方位のデータが得られている前者を中心に解析を行った。台風を中心位置として気象庁のベストトラックデータを使用し、航空機観測が行われた時間帯の移動ベクトル (\mathbf{V}_{MOTION}) を計算した。また、台風的环境場における鉛直シアークタクトルを計算するため、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55)

を使用した。鉛直シアークタクトルは、先行研究と同様に 200 hPa と 850 hPa の風ベクトルの差 ($\mathbf{V}_{SHEAR} = \mathbf{V}_{200} - \mathbf{V}_{850}$) と定義した。また、ゾンデの投下位置を分類する (目と壁雲を区別する) ため、気象衛星ひまわり 8 号の赤外面像 (IR) を使用した。

3. 結果と考察

本稿では Mindulle の解析結果を中心に示す。図 2 は移動ベクトルに相対的な接線風と動径風の分布を示す。これらの風速成分は、降下するドロップゾンデが取得した鉛直プロファイルにおける最大値である。壁雲における接線風速の最大値 ($V_t\text{-max}$) は、進行方向の前方において大きくなる傾向が見られた (図 2a)。動径風速の負の値の極大 ($V_r\text{-min}$) は、進行方向の右側で大きい傾向だった (図 2b)。これを、鉛直シアークタクトルに対する相対的な分布でみると (図 3)、シアークタクトルの左側で接線風速の最大値、シアークタクトルの方向 (ダウンシアークタクトル側) で吹き込みの最大となる傾向になる。先行研究ではシアークタクトルの左側で接線風速が強まる傾向と述べており、本事例ではシアークタクトルに対する依存性が明瞭であることがわかる。

図 4 は高度 500 m および 1000 m における相当温位の分布である。壁雲における方位角に対する依存性は小さく、目の中で高く壁雲で低いという特徴がみられた。これは先行研究で明らかにされた特徴と一致する。

Nanmadol の事例 (図省略) では、壁雲で投下されたドロップゾンデの接線方向の分布が少ないほか、鉛直シアークタクトルが弱かったので、風速の非軸対称分布を調べるのが難しいが、目の中で相当温位が高くなる傾向は Mindulle や先行研究と同様であった。ただし、台風の日を観測したデータの中で 1 つ、周辺のものと比較して相当温位が 10°C 以上低くなるものがあった。

4. まとめ

調査の結果、Mindulle では風速成分の鉛直シアーに対する依存性がみられ、先行研究で述べられた特徴と一致していた。また、目の中で相当温位が高くなる傾向は、2つの事例で共通していた。今後、移動ベクトルやシアーベクトルに対する非対称構造をさらに調べるには、多くの方位でドロップゾンデ観測を行う必要があり、航空経路の策定に工夫が必要だと考えられる。

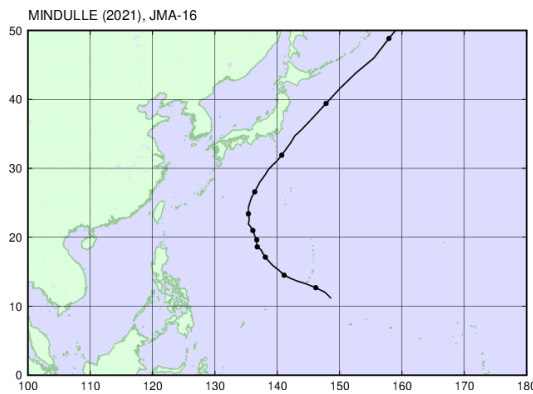


図 1a 2021 年台風第 16 号(Mindulle)における台風経路図
 黒色の実線は Mindulle が移動した際の軌跡を示す。
 黒色の点は最も南に位置する点を、熱帯低気圧が発生している
 2021 年 9 月 23 日 09JST として、台風発生期間内の各日 09JST
 時点の台風中心の位置を示す。

参考文献

- ・ Hazelton et al., (2017) Mon. Wea. Rev **145**, 3073-3094
- ・ Yamada et al., (2021) J. Meteor. Soc. Japan. **99**, 1297-1327
- ・ Stern et al., (2016) Mon. Wea. Rev **144**, 2177-2204

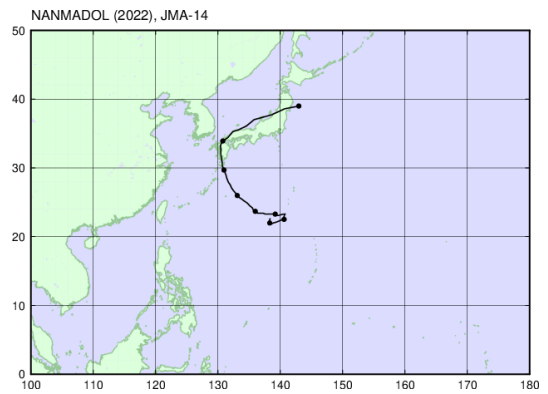


図 1b 2022 年台風第 14 号(Nanmadol)における台風経路図
 黒色の実線は Nanmadol が移動した際の軌跡を示す。
 黒色の点は最も南に位置する点を、熱帯低気圧が発生している
 2022 年 9 月 13 日 09JST として、台風発生期間内の各日
 09JST 時点の台風中心の位置を示す。

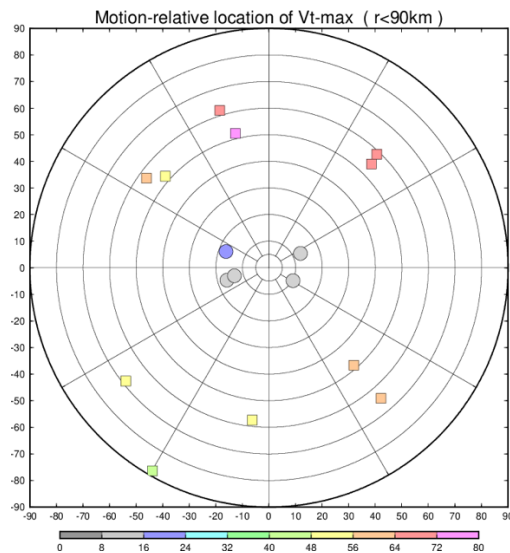


図 2a Mindulle における移動ベクトルに相対的な接線風速の分布
 四角形は壁雲に投下されたゾンデを表し、丸印は目に投下されたゾンデを表す。
 色は観測した風速を示す。図の上方が台風の進行方向を示す。
 各ゾンデが接線風速における最大値 V_t を観測した時刻のゾンデの分布を示す。

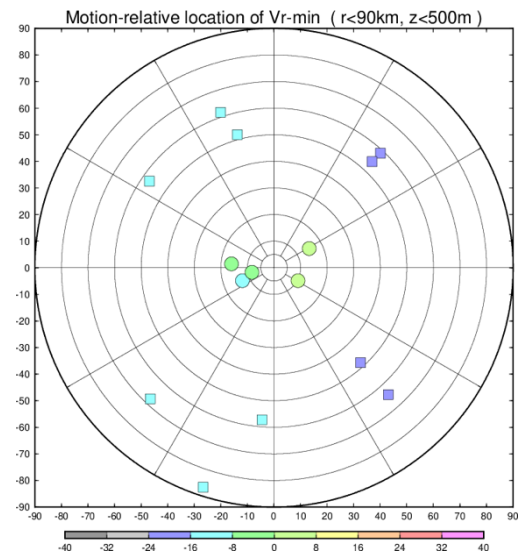


図 2b Mindulle における移動ベクトルに相対的な動径風速の分布
 四角形は壁雲に投下されたゾンデを表し、丸印は目に投下されたゾンデを表す。
 色は観測した風速を表す。図の上方が台風の進行方向を示す。
 各ゾンデが動径風速において上空 500m 以下で負の極大値 V_r を観測した時刻のゾンデの分布を示す。

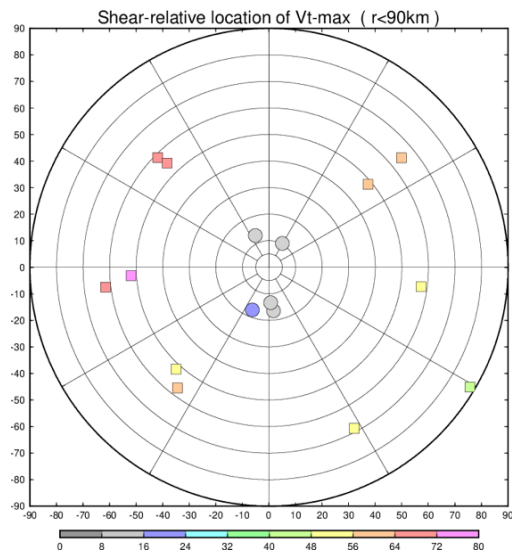


図3a Mindulleにおけるシアーブクトル方向に相対的な接線風速の分布

四角形は壁雲に投下されたゾンデを表し、丸印は目に投下されたゾンデを表す。色は観測した風速を表す。図の上方がダウンシアア方向を示す。各ゾンデが接線風速における最大値 V_t を観測した時刻のゾンデの分布を示す。

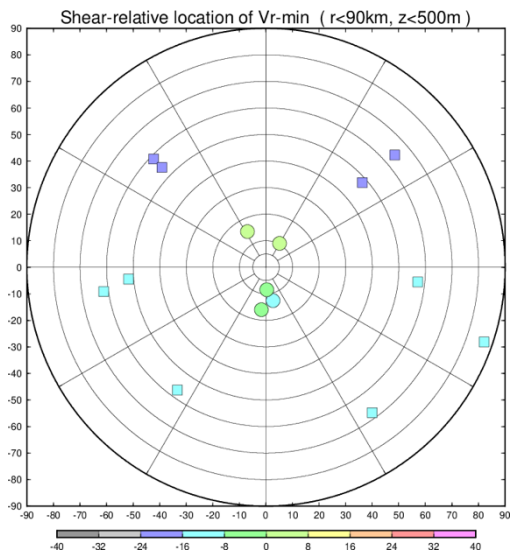


図3b Mindulleにおけるシアーブクトル方向に相対的な動径風速の分布

四角形は壁雲に投下されたゾンデを表し、丸印は目に投下されたゾンデを表す。色は観測した風速を表す。図の上方がダウンシアア方向を示す。各ゾンデが動径風速において上空500m以下で負の極大値 V_r を観測した時刻のゾンデの分布を示す。

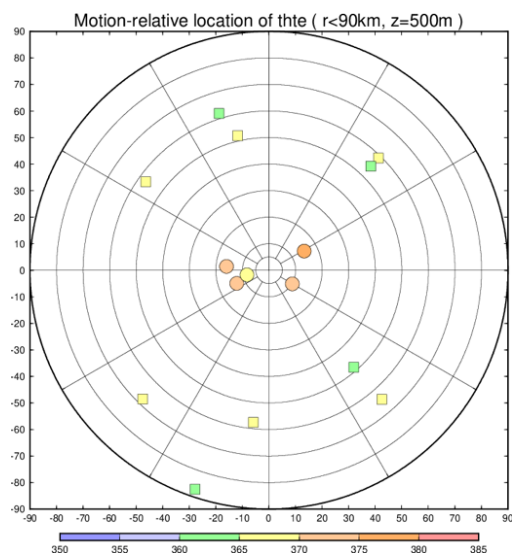


図4a Mindulleにおける高度500m付近の相当温位の水平分布

四角形は壁雲に投下されたゾンデを表し、丸印は目に投下されたゾンデを表す。色は観測した位置における相当温位を示す。図の上方が台風の進行方向を示す。各ゾンデが上空500m付近を降下した時の相当温位と、その時のゾンデの水平分布を示す。

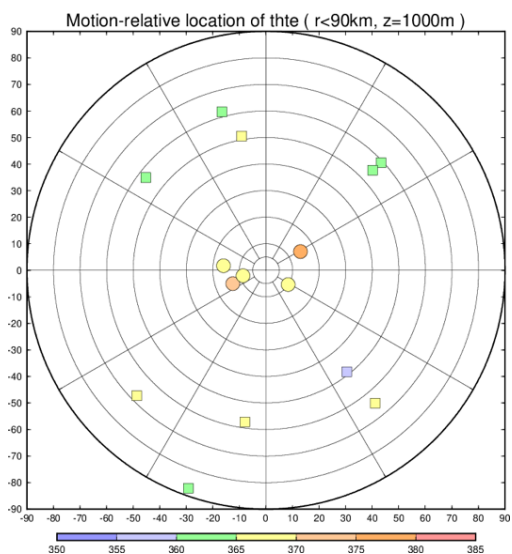


図4b Mindulleにおける高度1000m付近の相当温位の水平分布

四角形は壁雲に投下されたゾンデを表し、丸印は目に投下されたゾンデを表す。色は観測した位置における相当温位を示す。図の上方が台風の進行方向を示す。各ゾンデが上空1000m付近を降下した時の相当温位と、その時のゾンデの水平分布を示す。

梅雨期における前線の鉛直構造と降水量の関係

橋本 二千華・山田 広幸 (琉球大学大学院理工学研究科)

1. はじめに

平成 29 年 7 月九州北部豪雨をはじめ、近年は梅雨前線による集中豪雨が多発し、甚大な被害が発生している。豪雨発生時の周辺環境場の特徴は多くの先行研究で報告されているが、集中豪雨の発生のメカニズムはまだ十分に理解できておらず、予測も難しいのが現状である。本研究では梅雨前線の鉛直構造に着目し、降水量との関係を調べる。一般的に、東西に延びる前線は上空ほど北に傾き、対称不安定によって生じる上昇流は北に傾斜することが知られている。その平均的な勾配は、高度差 1km に対し、寒冷前線では水平 100km、温暖前線では水平 300km である(気象庁, 2020)。しかし、豪雨時の前線はほぼ直立した構造を持っていることが先行研究で報告されており、上昇流の発生メカニズムを対称不安定だけでは説明できない。本研究では、まず梅雨前線の南北勾配と降水量の関係を統計的に調べ、降水量の増加に関わる環境場の特徴を調べた。また、地域による違いを調べるため、九州と沖縄での事例を比較し、違いをもたらす要因について考察する。

2. 使用データと解析手法

本研究では、気象庁全国合成レーダーGPV と客観解析データ(ERA5)を用いた。解析期間は 2013 年から 2022 年までの 10 年間で、5 月から 7 月までである。解析範囲を図 1 に示す。GPV のデータを用いて降雨事例を抽出し、高度 0.2km における南北 500km の相当温位の差が 20K/1000km のものを解析の対象とした。前線の勾配 ($\Delta z / \Delta x$) は相当温位の南北鉛直分布から求めた。前線帯にある相当温位の等値線を用いて、高度 1km と 5km の幅 ($\Delta z=4\text{km}$) で水平距離 Δx を求めた。レーダーGPV を用いて総降水量とエコー頂高度を、ERA5 を用いて相当温位と鉛直渦度、水平発散を求め、前線の勾配および降水量との関係を調べた。

3. 結果と考察

九州と沖縄における、勾配と総降水量の散布図を図 2 に示す。両地域とも総降水量が 400 mm を超える豪雨事例の多くは、水平距離 Δx が $\pm 200\text{km}$ の範囲でみられた。また、この範囲では降水量の偏差が大きかった。このため、水平距離 Δx が小さい事例だけに着目し、平均エコー頂高度と高度 0.2km における相当温位(南へ 200km)、鉛直渦度、水平収束の値を用いて比較した(図 3、4)。総降水量が多い事例では、相当温位の値は 340K 以上と高く、平均エコー頂高度は 6.0km 以上と高く、鉛直渦度は $0.4\sim 0.9 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ の範囲を示したが、水平収束には明瞭な傾向がみられなかった。

4. まとめ

水平距離 Δx が小さいと、降水量が多い事例が多かったことから、降水量を多く生むには、凝結潜熱による浮力によって生じる鉛直な上昇気流が必要不可欠であることがいえる。しかし水平距離 Δx が小さくても降水量が少ない事例もあったことから、勾配だけが降水量の大小を決める指数にはならない。相当温位と平均エコー頂高度、鉛直渦度が総降水量との相関がみえたため、相当温位と平均エコー頂高度、鉛直渦度の関係(図 5)をみてみると、相当温位が高く、鉛直渦度がある程度強い事例は平均エコー頂高度が高く、総降水量の値が大きかった。このことから、前線帯の南側の相当温位が高く流入し、鉛直渦度がある程度強いと、エコー頂高度が高くなり、それに伴い降水量が多く生み出すことが示唆された。以上のように、本研究では前線の鉛直構造と降水量の関係をある程度見出すことができたが、より明瞭な関係を得るためには、これ以外の環境場のパラメーターや他の要因も含めたさらなる調査が必要である。

参考文献

- ・ Holton and Hakim, 2013: An Introduction to Dynamic Meteorology Fifth Edition, pp287-290.

・加藤 輝之, 2017: 図解説中小規模気象学. 気象庁, pp139-156,188-191,289-293.
 ・北島 尚子, 2019: 総観模気象学 応用編. 気象庁, pp160-190.

・気象庁, 2020a: 前線の定義と解析(梅雨前線以外), 基礎知識、関連知識-総観場の解析・解釈.



図1 解析領域

九州:東経 129° ~131°, 北緯 30° ~35°
 沖縄:東経 126° ~128°, 北緯 25° ~27°

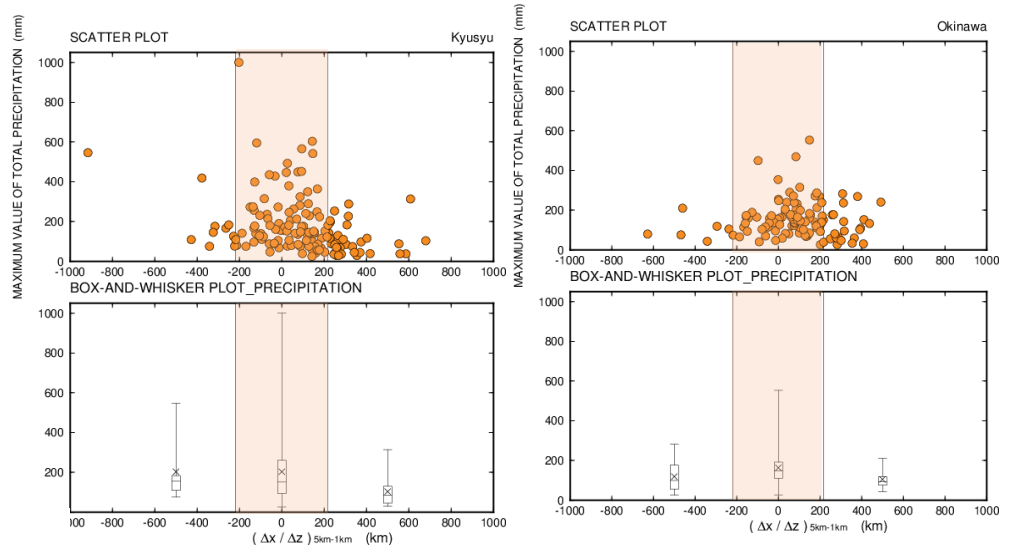


図2 散布図(水平距離 Δx vs. 総降水量)と箱ひげ図

上段:(左)九州の事例 (右)沖縄の事例

下段:(左)南へ傾く事例 (真ん中)ほぼ直立している事例 (右)北へ傾く事例

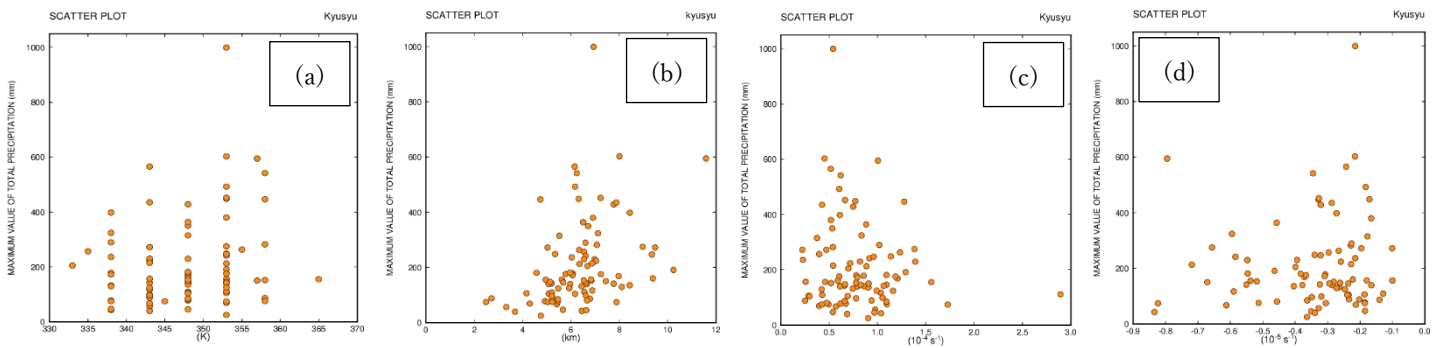


図3 散布図(九州の事例)

(a)南へ 200km 時点の相当温位[K] (b)平均エコー頂高度[km] (c)鉛直渦度[$10^{-4} s^{-1}$] (d)水平発散・収束[$10^{-5} s^{-1}$]

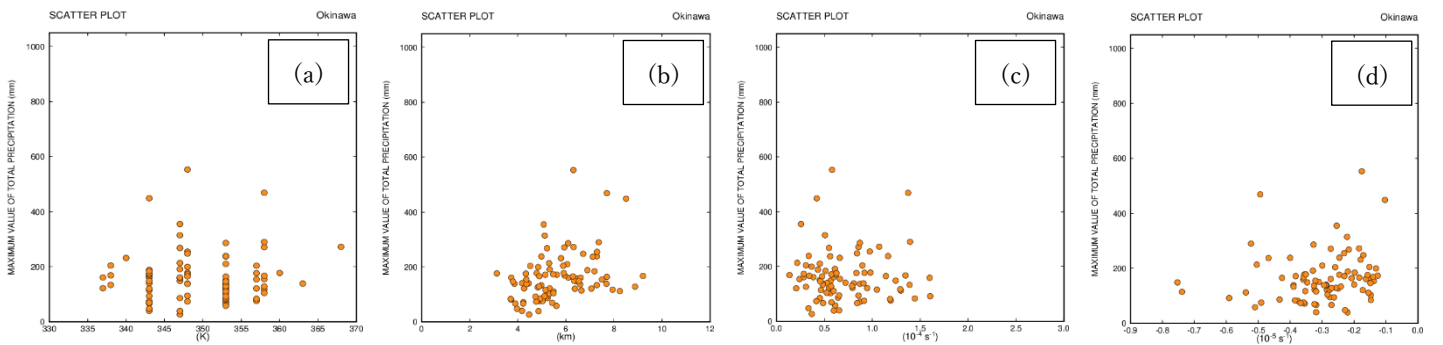


図4 散布図(沖縄の事例)

(a)南へ 200km 時点の相当温位[K] (b)平均エコー頂高度[km] (c)鉛直渦度[$10^{-4} s^{-1}$] (d)水平発散・収束[$10^{-5} s^{-1}$]

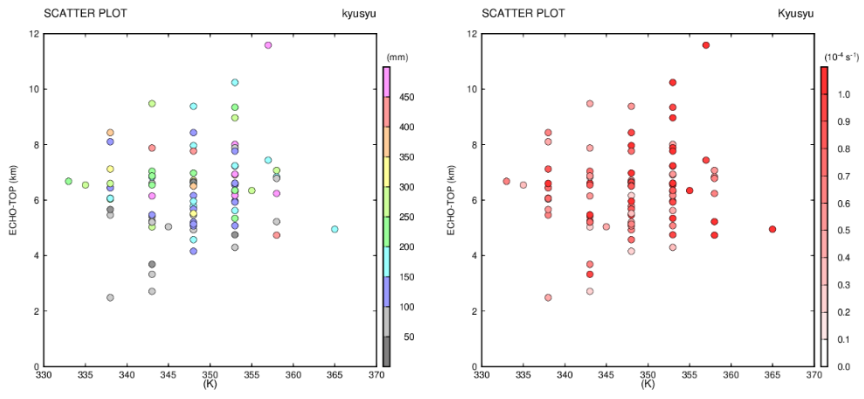


図5 散布図(九州の事例)

(左)相当温位 vs. 平均エコー頂高度

カラーは総降水量

(右)相当温位 vs. 平均エコー頂高度

カラーは鉛直渦度

沖縄本島を通過する二本の降水帯をもつ寒冷前線の観測

山野 裕斗・山田 広幸（琉球大学 理工学研究科）

1. はじめに

沖縄本島では寒冷前線が通過する際、前線本体の降水帯に先行して、暖域側に降水帯(Warm Sector Band=WSB)が発生する場合がある。WSBの発生メカニズムについては、地形による強制上昇や内部重力波の伝播など、10種類のメカニズムが挙げられている(Schultz, 2005)。地形による影響の小さい沖縄本島を通過するWSBの解析では、前線本体の降水帯から前面に広がるアンビルの下を内部重力波が水平方向に伝播することで先行する降水帯が形成されるというFovell et al.(2006)の示す理論による発生が示唆される(森田 2015 年卒業研究)。しかしWSBの発生メカニズムを明らかにするには詳細な大気鉛直構造の理解が必要である。そこで本研究では、寒冷前線に先行してWSBを伴う寒冷前線(WS型)についてラジオゾンデによる観測データを用いて、詳細な大気構造とそのメカニズムを調べた。

2. 使用データと解析方法

2021年11月21日から22日にかけてWS型寒冷前線が沖縄本島を通過する際(図1)に、21日13UTCから22日07UTCまで2時間毎に計10回の観測を行った。本研究では、このラジオゾンデ観測データを用い、時空間断面図などを作成し、大気鉛直構造を解析した。時空間断面図は縦軸に高度、横軸に時刻を観測の遅い順に取ることで、観測地点における前線の通過に対する時空間変化を表すものである。またレーダー-GPV降水強度データより、127.6°E, 26.4°Nを中心に前線の走向に直交する向きに切り取り、距離-時間断面図を作成し、移動速度を推定した。また比較対象として、2022年11月29日から30日にかけて沖縄本島を通過する降水帯が一つの典型的(typical)な寒冷前線(TP型)のラジオゾンデ観測データを使用し、環境場の解析に気象庁の局地解析(LA)のデータを使用した。

3. 結果

まず図2の距離-時間断面図より、2021年WS型の前線本体及びWSBの移動速度を推定した(前線本体: 6.48m/s, WSB: 4.17m/s)。図3(a)のWS型の相対湿度時空間分布を見ると、寒冷前線が沖縄本島を通過した03UTCに前線面の対流による高度4kmまでの湿潤域が見られ、それより前の19UTCに高度2kmまで湿潤域が広がって見られる。また前線の走向に対して直交する向きの風成分(図3(c))を見ると、19UTCの下層に前線に対して吹き込む風成分(暖色)と前線から吹き出す風成

分(寒色)の境界があり収束場となっていることが考えられ、このことから19UTCの同領域はWSBが形成される直前の環境場であることが示唆される。また図3(d)の前線に相対的な風成分を見ると、19UTCでは前線に対して吹き込む環境場である。WSBは4.17m/sの移動速度を持っていたことから、WSBは前線に吹き込む環境風より速い速度で伝播していたことが示唆される。また図3(b)のゾンデの上昇速度から推定した鉛直流分布より、19UTCから03UTC間には上昇流と下降流が混在して見え、これは図4に示す内部重力波が水平に伝播する際の特徴を捉えていると考えられる。

また、寒気層の厚さが2021年の事例より薄い2022年TP型の事例と比較した結果、相対湿度(図5(b))より前線面上での対流による湿潤層の深さが異なることがわかった。そこから前方に広がる高度3~4kmの湿潤域の形成が内部重力波の伝播と関与していると考えられる。さらに局地解析の水平面図(図6)より、WS型の前線本体での対流の深さについては、上空の南西方向からの湿潤流による水蒸気供給が対流の深さに影響し、それにより上空の湿潤域が形成されることで内部重力波が水平方向に伝播しやすい環境場を形成したと考えられる。

4. まとめ

WSBを伴う寒冷前線についてラジオゾンデ観測データを用いて解析を行った結果、前線面の対流から前面に広がる上空の湿潤域の下を内部重力波が水平方向に伝播することでWSBが形成されることが示唆され、Fovell et al.(2006)の数値シミュレーション結果と整合する結果が得られた。また局地解析より、上空の湿潤域の形成には上空の南西からの水蒸気供給が関与していることが示唆された。

謝辞

本研究で使用した観測データを取得する際のラジオゾンデ観測には、気象学研究室の皆様をはじめ、多くの方にご協力いただきましたこと、深く感謝申し上げます。

参考文献

- ・Fovell et al.(2006), Mon. Wea. Rev., 134, 3751pp
- ・Schultz (2005), Mon. Wea. Rev., 133, 2449-2472.

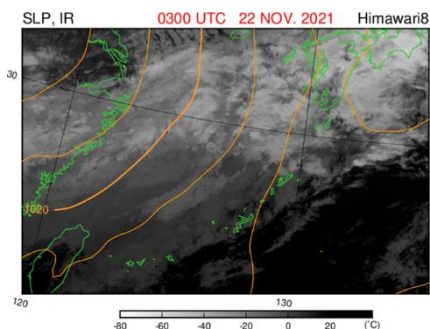


図1 ひまわり8号赤外画像とレーダー-GPV降水強度

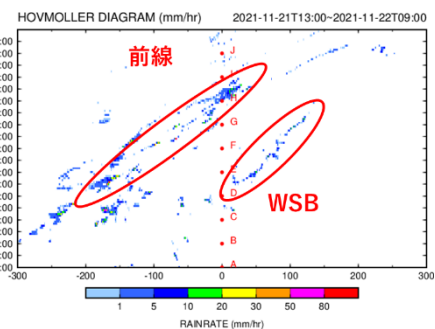
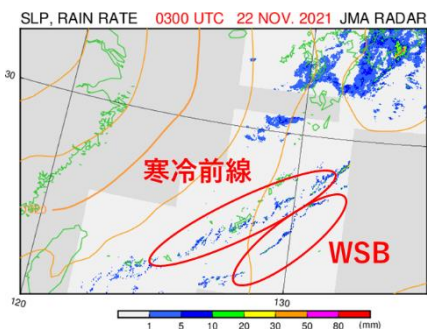
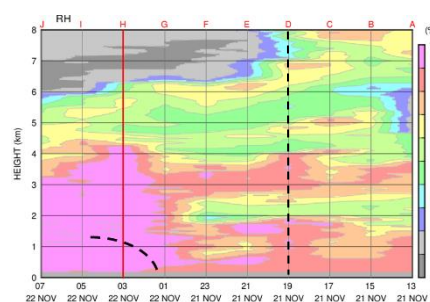
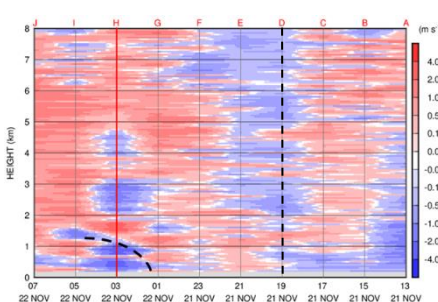


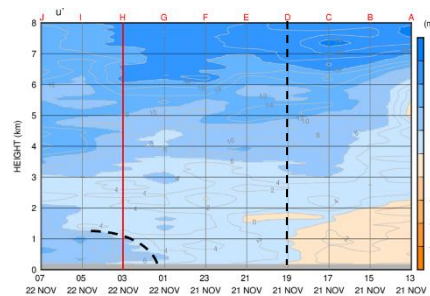
図2 レーダー-GPV降水強度の距離-時間断面



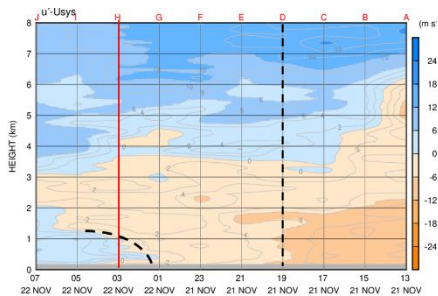
(a) 相対湿度



(b) ゾンデの上昇速度で推定した鉛直流

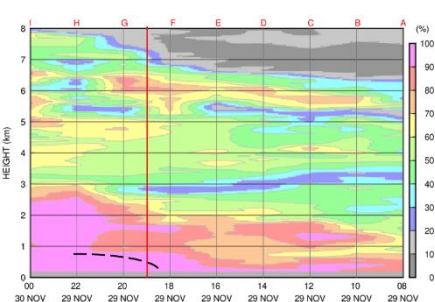


(c) 前線に直交する向きの風成分

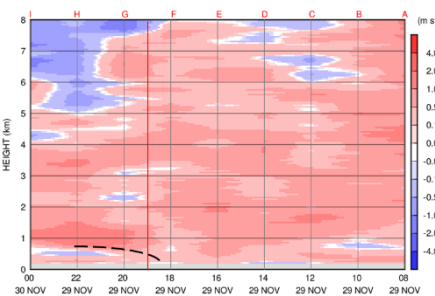


(d) 前線の移動に相対的な風成分

図3 2021年観測データによる時空間分布 (赤線: 前線通過)



(a) 相対湿度



(b) 相対的な鉛直流

図5 時空間分布 (2022年)

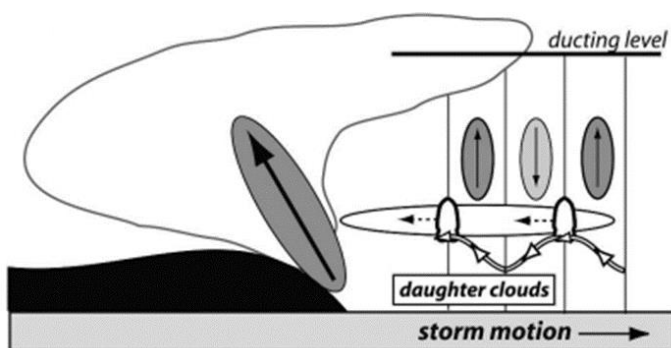
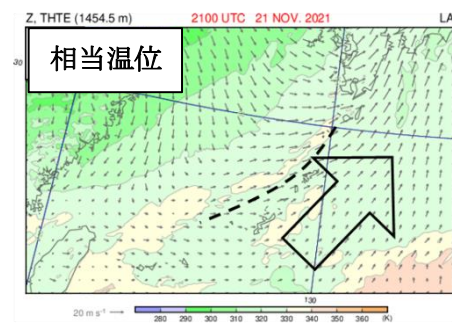
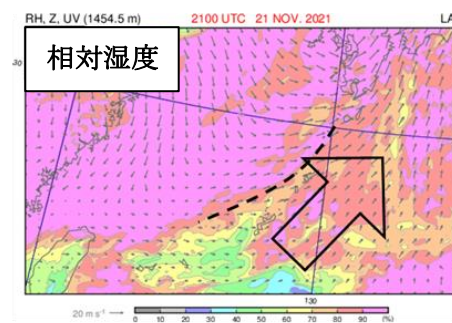


図4 スコールラインの対流域により励起され前方へ水平に伝播する内部重力波の模式図 (Fovell et al.2006 より)



相当温位



相対湿度

図6 高度1454.5mの局地解析の水平面図
黒破線: 地上前線位置、黒矢印: 湿潤流を示す。

2022 年台風第 4 号(AERE)の事例解析

渡部 太閤・山田 広幸 (琉球大学 理工学研究科)

1. はじめに

2022 年台風第 4 号(AERE)は 6 月 30 日 18UTC にフィリピンの東海上で発生し、その後北上、7 月 2 日 12UTC 前後に沖縄本島地方を通過した(図 1)。4 号が発生した 30 日には宮古海峡上空に上層寒冷低気圧(UCL)が存在し、1 日から 2 日にかけて北西から南東へ半時計周りに 4 号を周り込むように移動した(図 2)。琉球大学気象学研究室では、気象庁気象研究所との共同観測により 30 日 00UTC から 4 日 00UTC まで 3 時間毎にラジオゾンデによる高層気象観測を実施し、2 日 12UTC に 4 号中心付近の観測に成功した。本研究では 4 号と UCL の関係に着目し、4 号の発達・衰弱過程について調べた。解析には客観解析(ERA-5)、高層観測のデータを主に使用した。4 号の渦発達過程は摩擦を考慮しない渦度方程式(式 1)を用いた渦度収支解析により評価した。UCL との相互作用は Eddy Flux Convergence (EFC) (Molinari and Vollaro, 1990)(式 2)により診断した。

2. 解析結果・考察

a. 4 号の渦発達過程

4 号の相対渦度 時間高度断面を図 3A、下層・中層で平均化した相対渦度の時間変化を図 3B にそれぞれ示す。渦度は発生時から増加し、1 日の 15UTC 前後に最大に達していた。発生から 1 日 18UTC 前後まで風の鉛直シアーはおおむね 10 m/s を超えていたため 4 号は強いシアーのある環境下で発達したことになる。渦度方程式の発散項、鉛直移流項の時間高度断面を図 3C、D にそれぞれ示す。渦度方程式の各項の和と渦度の時間変化傾向はおおむね一致していた。発生から 1 日 15UTC 前後までの期間中、下層では発散項、中上層では鉛直移流項が主に渦を強める方向に寄与していた。これは活発な対流に伴う下層収束と上昇流により渦度が強化されたことを示唆する。この期間中のひまわり 8 号による衛星画像を確認すると 4 号中心付近で活発な対流活動がみられた。

b. UCL との相互作用

Eddy Flux Convergence (EFC) と TC 強度の関係を調べた解析はこれまでも行われている(e.g., Yu and Kwon, 2005)。EFC が正の場合、計算高度における平均的な角運動量の増加を示し (Hanley et al., 2001)、TC の発散高度における EFC の増加は二次循環を励起し間接的に TC の発達に寄与する可能性がある (Molinari and

Vollaro, 1990)。4 号の 200hPa における EFC の距離-時間変化、距離 300-600km で平均化した EFC の時間変化を図 4、5 にそれぞれ示す。EFC は 1 日 03UTC から増加し、1 日 15UTC に約 $40ms^{-1}day^{-1}$ に達した(図 4,5)。この時間 UCL は 4 号の西、約 200 km の位置に存在していた(図 2)ため EFC の顕著な増加は UCL によりもたらされたと言える。4 号の渦強化と EFC 増加は時間的な一致を示しており、強いシアー環境下でも 4 号が発達できた要因として、EFC の増加が寄与した可能性が考えられる。UCL の渦度は 1 日から 2 日にかけて減少していた(図 2)。これは活発な対流の潜熱加熱による UCL の弱化を示唆している。

c. 高層観測結果から考える 4 号の衰弱要因

4 号の下層渦度は 1 日 15UTC 前後に最大となった後は、強化されることなく 3 日 00UTC 以降減少に転じた。4 号の中心を捉えた 2 日 12UTC のプロファイルを図 6、前後 24 時間の相対湿度時間高度断面を図 7 にそれぞれに示す。この時間 600hPa 付近に明瞭な沈降性逆転層がみられた。これは UCL によりもたらされた乾燥空気が 4 号の西象限から貫入し沈降したことにより形成されたと考えられ、対流活動を抑制し 4 号の発達を阻害した可能性がある。4 号中心 400km で平均化した CAPE の時間変化を図 8 に示す。CAPE は 2 日 00UTC 以降減少しており、これは沈降による断熱昇温によって成層が安定したことを示唆する。

3 まとめ

本研究では 2022 年台風第 4 号(AERE)の発達、衰弱過程について調べた。4 号は UCL の東象限で発達しており、その発達には UCL に伴う発散高度における EFC の増加が寄与した可能性が示された。また 2 日以降、UCL によりもたらされた乾燥空気が 4 号中心付近に貫入しその後の発達を阻害したと考えられる。

謝辞：高層気象観測は気象研究所が主体となる「線状降水帯の機構解明及び予測技術向上に資する研究」の一環として行われました。台風接近時の風雨の中、観測を実施された皆様に感謝します。

参考文献

Hanley et al. (2001), *MWR*, 129, 2570-2584.
Molinari and Vollaro (1990), *JAS*, 47, 1902-1918.
Yu and Kwon (2005), *WAF*, 20, 199-211.

$$\frac{D}{Dt}(\zeta + f) = -(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) \quad (\text{式 1}) \quad \text{渦度方程式}$$

$$EFC = -\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} r^2 \overline{u_L' v_L'} \quad (\text{式 2})$$

r : TC 中心からの距離(km)
 u_L' : システムに相対的な動径風速の方位角平均からの偏差
 v_L' : システムに相対的な接線風速の方位角平均からの偏差

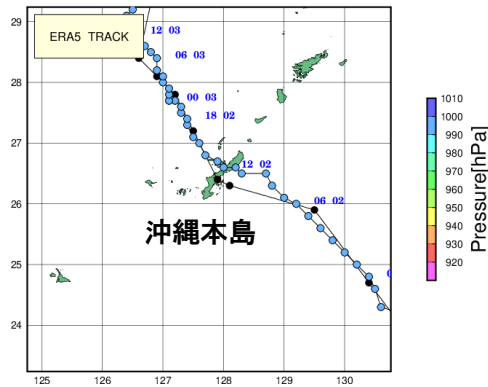


図 1 4号の移動経路図

黒色は JMA ベストトラック、
 カラーは ERA-5 により推定した
 4号の推定位置を示す。

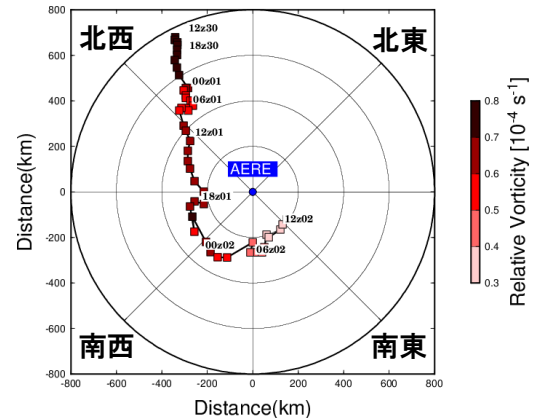


図 2 4号に相対的な UCL の移動経路図

図の中心は 4号の中心位置、プロットは 200
 hPa 相対渦度最大位置から推定した UCL
 の中心位置、カラーは渦度をそれぞれ示す。

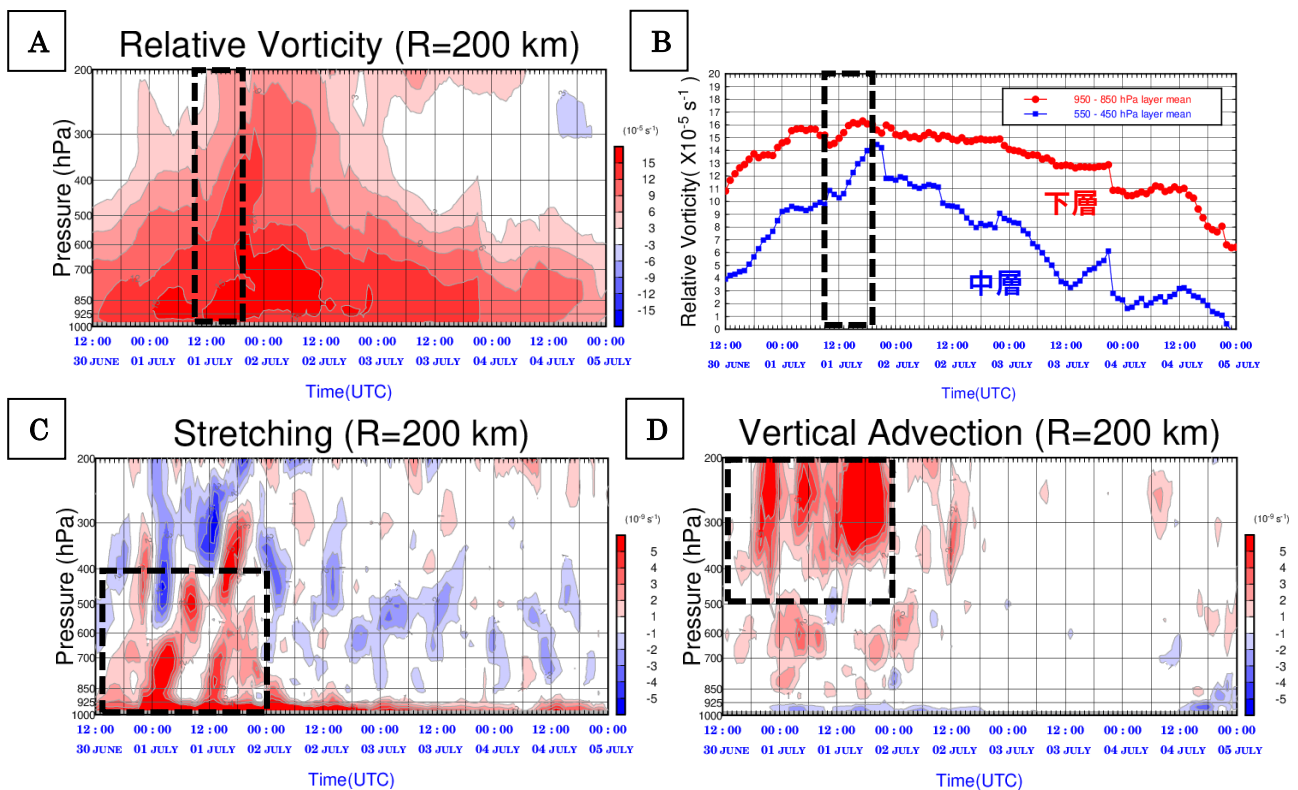
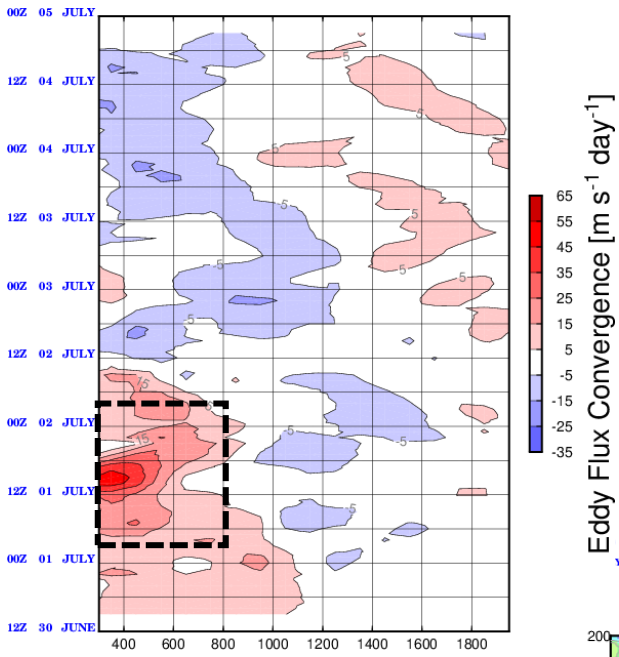


図 3 A: 渦度の時間高度断面図 (カラーは渦度を示す)

B: 下層・中層の渦度時間変化図 (赤は 950-850 hPa, 青は 550-450 hPa の平均渦度を示す)

C: 渦度方程式 発散項の時間高度断面図 (カラーは発散項を示す)

D: 渦度方程式 鉛直移流項の時間高度断面図 (カラーは鉛直移流項を示す)



4号中心からの距離(km)

図4 EFC 動径距離-時間変化図

カラーはEFCを示し、赤色は正、青色は負の値を示す。

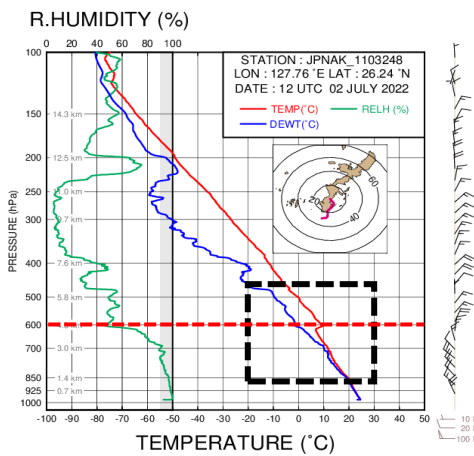


図6 2日12UTCにおける気温、露点、湿度プロファイル

赤色は気温、青色は露点、緑色は相対湿度をそれぞれ示す。

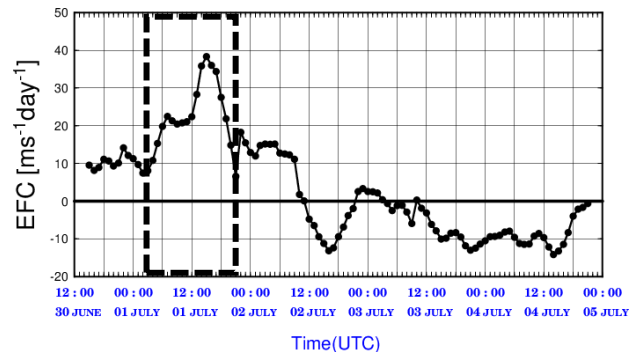


図5 動径距離 300-600km で平均化した EFC の時間変化図

実線は 300-600 km で平均化した EFC を示す。

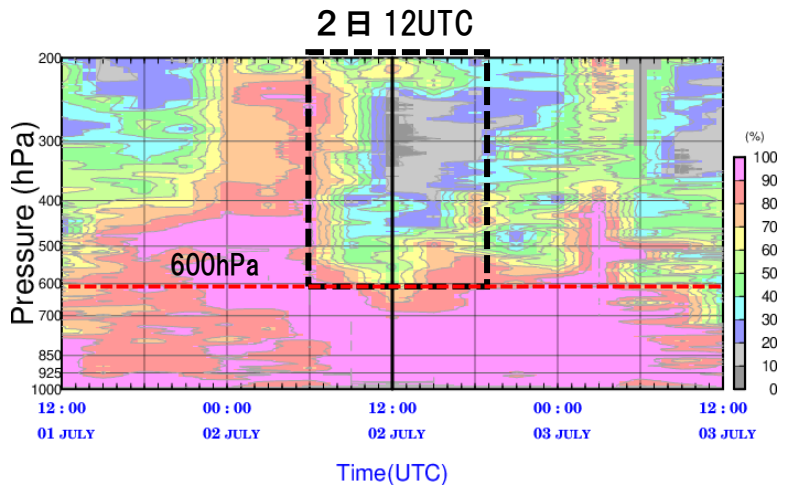


図7 1日12UTC から3日12UTC までの 相対湿度 時間-高度断面図

カラーは相対湿度を示す。

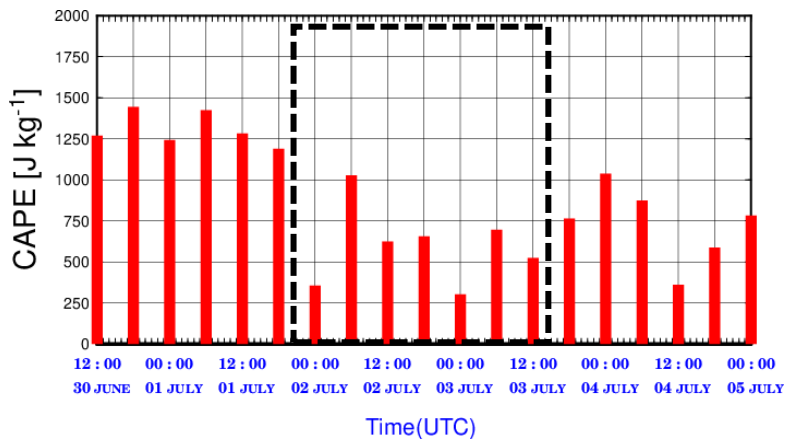


図8 4号中心 400 km で平均化した CAPE の 時間変化図

赤棒は CAPE を示す。

夏季の宮古島における日射量と環境場の関係

有馬 光将 ・ 山田 広幸 (琉球大学 理学部物質地球科学科)

1. はじめに

熱帯では島の地形や強い日射の影響により局所的に積雲対流が発生することが知られており、Hirose et al.(2017)では低緯度(緯度 30 度未満)の島に関して強い日射に起因する大きな日周変動が現れることを報告している。この緯度帯に含まれる南西諸島においても夏季の日中に積雲対流が発生することがわかっている。田原(2014,卒業論文)では地上の相当温位が 360K 以上かつ平均風速が 5ms^{-1} 以下のときに活発な積乱雲が発生することを明らかにした。

近年、このような熱帯・亜熱帯の小規模島嶼において、太陽光による再生可能エネルギーを効率よく利用してカーボンニュートラルを目指す試みが行われており、発電量を左右する主要因となる積乱雲の発生予測が必要となってきた。宮古島では、地域マイクログリッド構築事業における太陽光発電の予測を目指し、沖縄電力株式会社と株式会社ウェザーニューズとの共同研究が始まり、宮古島と伊良部島に合計 10 個の日射計が設置された。琉球大学理学部気象学研究室は、宮古島の積雲に関するこれまでの調査(横山 2014、東恩納 2017、伊波 2018)を応用して積乱雲の発生予測を目指して、2022 年度にこの共同研究に参加している。本研究では、日射量と環境場の関係を明らかにすることを目的とする。解析期間は 2022 年 8 月の 1 か月間とし、解析には宮古島に設置された 10 地点の日射計データ(6 時~18 時)、気象庁レーダー雨量データ、ひまわり 8 号可視画像を用い、850~1000hPa の平均風速と相当温位を客観解析(ERA5)を用いて計算し使用した。

2. 解析結果・考察

8 月の各日における 10 地点の積算日射量を平均した値と標準偏差の時系列を図 1 に示す(図 1)。積算日射量が 1.5×10^7 J を超える強い地表面加熱があった日に着目すると、積算日射量が 2.2×10^7 J 以上で標準偏差の幅が小さい ($< 0.5 \times 10^7$ J) 事例と、積算日射量がそれより小さく、標準偏差の幅がそれより大きい事例の 2 タイプが存在することが分かった。前者のタイプ(16, 24 日など)では、衛星可視画像で背の低い積雲の発生が島の風下で確認されたが、島の上では目立った雲が確認されなかった。一方、後者のタイプ(5, 8 日など)では、衛星可視およびレーダーの画像において降水を伴う積乱雲の発達を確認された。

両タイプの環境場の違いを明らかにするため、環

境場の風速(図 2)鉛直プロファイル調べた。両タイプにおいて対流圏下層(850~1000 hPa)の風向は南東であったが、風速に違いがみられた。積乱雲が発生した日(図 2 A, B)では下層の風速が 5m/s より小さかったのに対し、積雲が島の上で発生しなかった日(図 2 C, D)では風速がそれより大きかった。次に、環境場の成層安定性を評価するため、相当温位の鉛直プロファイル調べた。その結果、対流圏のほぼ全層($>150\text{hPa}$)において、積雲対流が発生した事例の方がしなかった事例より約 5 K 低いことがわかった(図 3)。

これらから両タイプの違いを決める要因は主に風速にあると考え、31 日間の日射量と風速の関係を調べた(図 4)。積雲対流により日射量が比較的抑えられ標準偏差が大きい事例は、主に風速 5ms^{-1} 以下の領域に集中しているのがわかる。ただし風速 5ms^{-1} 以下の範囲にも後者に該当するタイプが数例含まれる。これらは、風向が南西または北東のため島の外側に雲が発生した事例と、日射計の設置していない範囲で積雲が発生した事例であった。

3. まとめと今後の課題

宮古島の日射量と環境場の風速および相当温位との関係を調べた結果、相当温位が常に高い夏季の宮古島においては対流圏下層の風速が 5ms^{-1} を下回る場合に島の上で積乱雲が発達し、島の上での日射が抑えられることが示された。

また、積雲対流が発生しなかった事例の方が発生した事例よりも相当温位が上層まで高かったことから、島の上での積雲対流の発生を評価する物理量として相当温位よりも風速の方が重要であることが示唆された。

しかしながら、風向についての議論にまだ余地がある。風速が弱い日射が抑えられなかった 20 日の事例では南西風であり、島の北東の海岸で積雲が発達し、同様に 30 日の事例では北東風であり、南西の海岸で積雲が発達していた。空気塊が日射の影響をどれだけの時間受けた時に雲が発生するのかを調べることで今後より精密に雲の発生を予測することができると考えられる。

謝辞: 今回日射計のデータをご提供いただいた株式会社ウェザーニューズ並びに設置場所の提供をしていただいた沖縄電力株式会社に感謝します。

参考文献

Hirose et al, 2017: JCLI, 30, 4165–4184.

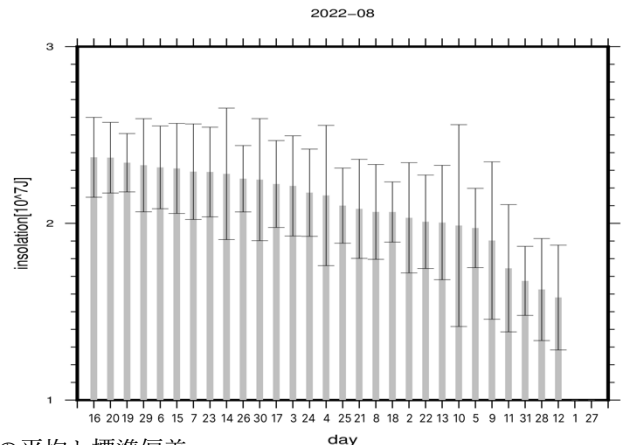
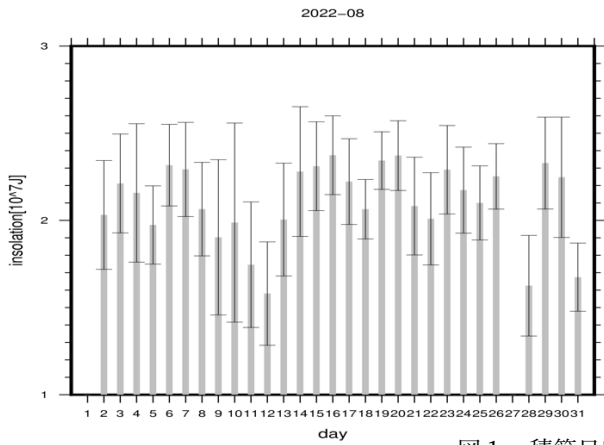


図1. 積算日射量の平均と標準偏差
棒グラフは10地点で平均した積算日射量、エラーバーはその偏差をそれぞれ示す
Aは時系列順、Bは積算日射量順

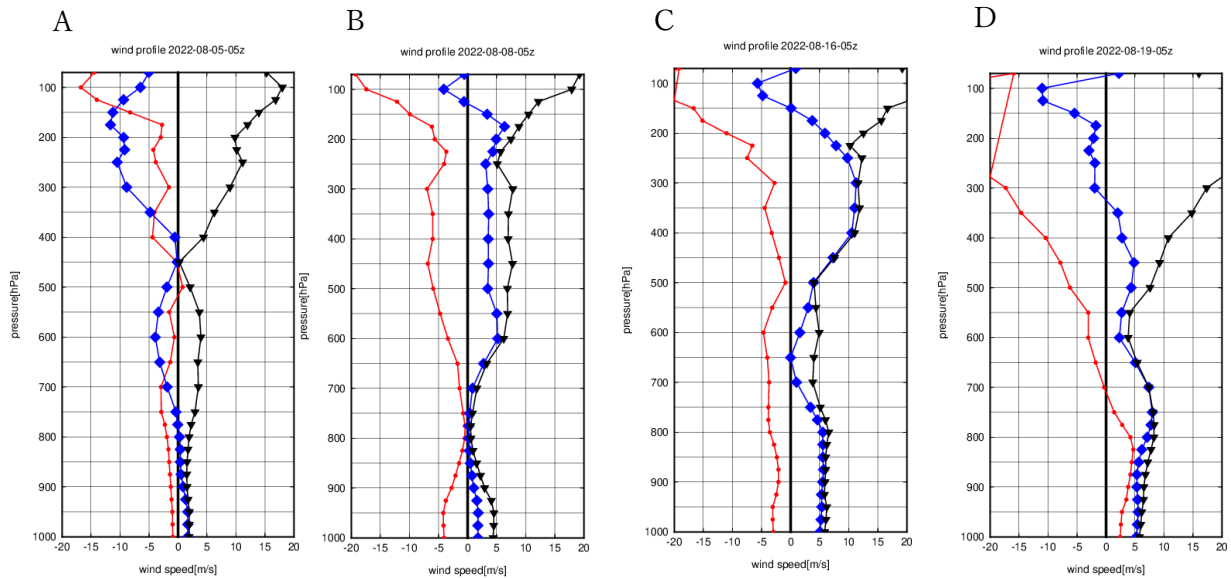


図2. 風速の鉛直プロファイル
赤線は東西成分、青線は南北成分、黒線は風速をそれぞれ示す
A, Bは積雲対流が発生した日(5, 8日)、C, Dは積雲対流が発生しなかった日(16, 19日)

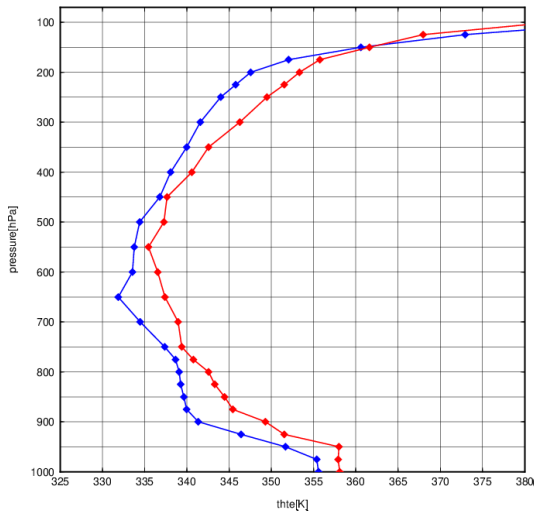


図3. 相当温位の鉛直プロファイル
赤線は積雲対流が発生した事例(8日)
青線は積雲対流が発生しなかった事例(16日)

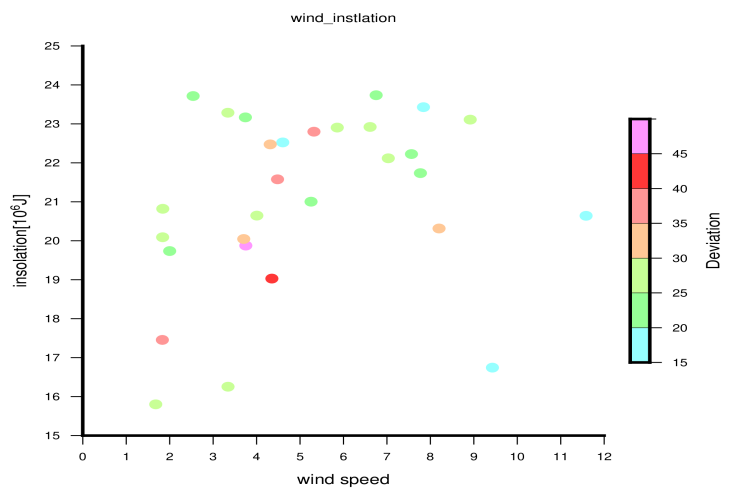


図4. 風速と日射量の分布図
色は10地点の積算日射量の標準偏差を表す

民間航空機データを用いた台風構造解析

伊藤耕介・山本蓮(琉球大学理学部)

1. はじめに

台風の構造を現場観測に基づいて記述することは、現象の理解や予測にとって重要である。米軍による航空機観測が1987年に終了したあとも、T-PARCI II を含めたいくつかのプロジェクトによって航空機観測が実施されてきたが(Hirano et al. 2022; Ito et al. 2018; Yamada et al. 2021), 残念ながら、平均的な台風構造を記述するには十分とはいえない。特に、暖気核に代表されるような台風中心付近の対流圏上層の観測は、T-PARCI II を除くと直接観測が非常に限られている。そこで、本研究では、民間航空機データの利用に基づいて台風構造を記述することが可能かどうか検討した。一般に、民間航空機の測る気温や風速のデータは10秒~30分の時間間隔で送信され、ACARS/AMDAR データとして保管されている。そのため、もし、台風中心の近傍を航空機が飛ぶ事例が十分にあれば、そのコンポジットを取ることにより、平均的な台風の構造を描くことができると期待される。本研究の成果は Ito and Yamamoto (2022) にまとめられている。

2. 使用データと解析設定

2010-2020年のACARS/AMDAR データに基づき、台風中心付近の気温と風速の構造を解析した。台風の中心位置・最大風速・サイズは、RSMC Tokyo ベストトラックデータを参照した。台風中心から1200 km 以内で得られた観測データの総数は 4.0×10^6 個であり(図1)、台風中心から100 km 以内に限ってみても 1.0×10^4 個が存在していた。ただし、

最大風速33 m/s を超える「非常に強い台風」の場合、台風中心から100 km 以内で得られた観測データの数は200個強であった。500 hPa 高度より高い高度でのデータは陸上・海上ともに得られていたが、500 hPa 高度より低い高度でのデータのほとんどは、陸上や陸地に近い沿岸上で得られていた。これは、航空機の航路の特性を反映していると考えられる。

気候値に相対的な気温・温位偏差を定義するため、ACARS/AMDAR の11年分のデータを用い、緯度・経度・気圧・半旬ごとの気候値を作成した。また、台風中心から800-1200 km のデータの平均(以後、単に1000 km 半径と呼ぶ)に対する気温・温位偏差も参考のため計算した。

3. 結果と考察

解析の結果、暖気核に対応する温位偏差のコンポジット平均は、200-400 hPa で大きく

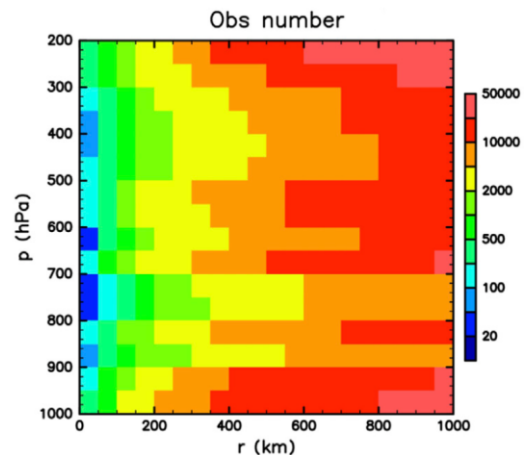


図1. 台風中心からの距離(50 km 刻み)、気圧(50 hPa 刻み)ごとの観測データ数。

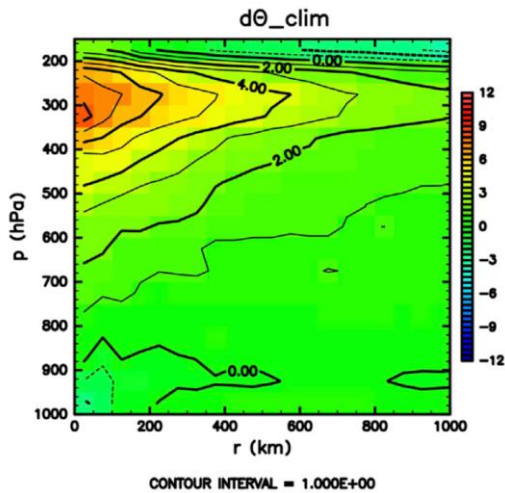


図 2. 台風中心からの距離(50 km 刻み), 気圧(50 hPa 刻み)ごとの観測データ数.

300 hPa 付近で極大を示した. 気候値に相対的な気温偏差と温位偏差の極大値はそれぞれ 6.0 K と 8.4 K で, 1000 km 半径の値に相対的な極大値は 4.6 K と 7.1 K であった(図 2). 事例ごとに暖気核の高度が異なる可能性があるため, これが暖気核の平均的な温度・温位偏差に対応するとは限らないが, ひとつの指標として活用することができよう.

200 hPa 高度よりも上空の外部領域では負偏差となっており, 台風発生時には対流圏界面付近の気温が低いことが確認できる. また 300 hPa 高度を見ると, 1000 km 以上離れた領域でも 2 °C以上の気候値偏差が認められる. 台風の強度ごとに気候値に対する温位偏差を計算したところ, 最大風速が<25 m/s, 25-33 m/s, >33 m/s のグループでは, それぞれ, 6.4 K, 9.1 K, 14.4 K となっており, 強い台風のグループほど温位偏差が大きいことが分かった. 一方で, 温位偏差の極大値が存在する高度に大きな違いは無かった. 最大風速が 25-33 m/s となるグループに限って, 強風半径のサイズごとに解析を行ったところ, 大きい台風では

温位偏差の極大値が大きく, 温位偏差の高い領域の深さ, 水平方向の広がりともに大きくなっていた.

台風強度推定への利用を想定し, 1 つのレベルでの温位偏差の強さから台風強度推定が可能かどうか, という点についても検討を行った. 台風中心から 50 km 以内の 250-350 hPa で得られた観測を用いて気候値に対する温位偏差を用いて, ベストトラックに合うように回帰式を作成したところ,

$$P_{\min} = -1.900 \delta \theta + 1000.475 \text{ (hPa)}$$

となり, 残差は 7.33 hPa となった(図 3a). また, 各事例に対する 1000 km 平均の気温を ERA5 に基づいて計算し, そこからの偏差を計算した場合,

$$P_{\min} = -2.227 \delta \theta + 1002.155 \text{ (hPa)}$$

であり, 残差は 7.20 hPa となった(図 3b). いずれの手法でも, ベストトラックに十分に整合的な値が得られたといえる. ただし, 中心気圧が 960 hPa を切るような強い台風については, データが少ないため適用が難しいであろう.

風速場については, 平均的には 1m/s 以上の吹込みが中心から 800 km からあり, 300 hPa 高度よりも上空に見られる吹出しは 1000 km 以上に及んでいた. また, 200 hPa 高度より高い領域には観測データはほとんどないものの, 絶対角運動量面の傾きなどから, 外出流が最も強い高度は 200 hPa 高度よりも上空にあることが推測される. また, 200hPa 高度の中心から 1000 km 離れた領域には高気圧性循環があり, 強い台風であるほど接線

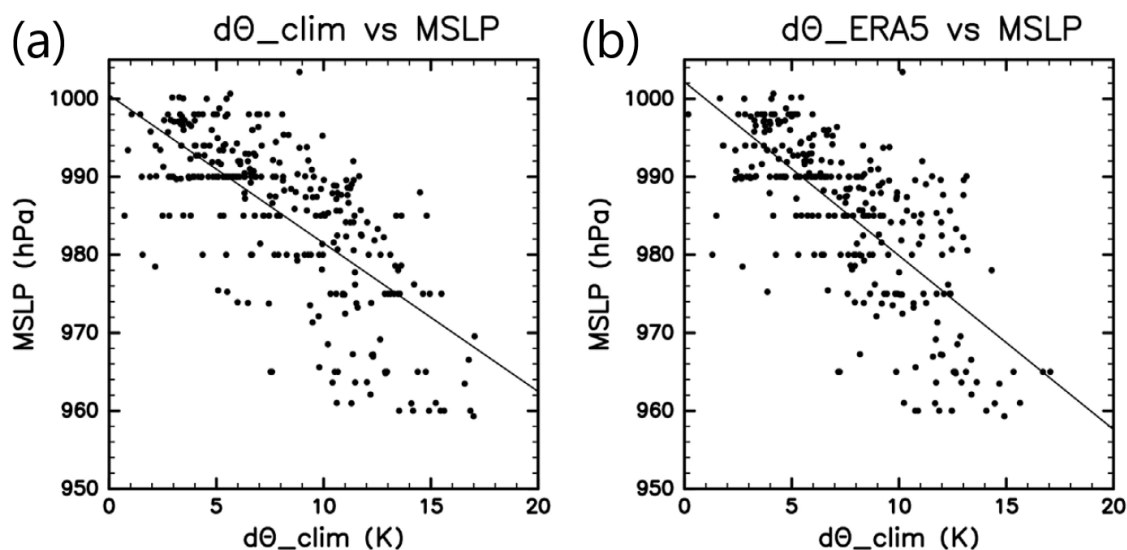


図 3. 台風中心付近で得られた温位偏差とベストトラックにおける中心気圧の関係 (a) 気候値に対する偏差, (b) ERA5 に対する偏差.

風速も強くなっていた。

4. まとめ

民間航空機観測データを用いた台風構造解析を行ったところ、多数事例の平均としての暖気核の強度や中心気圧との関係、風速場などを示すことができた。一方で、非常に強い台風の構造の観測事例は限られているため、そのような台風の解析には、T-PARCII などのプロジェクトで得られた観測データが重要になるであろう。

謝辞

本研究は、ムーンショット JPMJMS2282 and MEXT KAKENHI Grant JP21H04992, JP21K03657, and JP18H01283 の支援を受けています。

参考資料

Hirano, S., K. Ito, H. Yamada, S. Tsujino, K. Tsuboki, and C.-C. Wu, 2022: Deep Eye

Clouds in Tropical Cyclone Trami (2018) during T-PARCII Dropsonde Observations. *J. Atmos. Sci.*, 79, 683-703.

Ito, K., and Coauthors, 2018: Analysis and forecast using dropsonde data from the inner-core region of Tropical Cyclone Lan (2017) obtained during the first aircraft missions of T-PARCII. *SOLA*, 14, 105-110.

Ito, K., and R. Yamamoto, 2022: Thermodynamic and kinematic structure of tropical cyclones in the western North Pacific based on ACARS/AMDAR. *Front. Earth Sci. Sec. Atmospheric Science*, doi:10.3389/feart.2022.1058262.

Yamada, H., and Coauthors, 2021: The double warm-core structure of Typhoon Lan (2017) as observed through the first Japanese eyewall-penetrating aircraft reconnaissance. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*.

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（琉球大学大学院理工学研究科）

1. はじめに

北西太平洋での台風の発生環境場はいくつかのパターンに分類されている。その一つに西～北西側に位置する先行する台風の影響を受けて後発の台風が発生するとされる「先行台風型」と呼ばれるパターンがある。この「先行台風型」の台風発生仕組みとして、東～南東へのロスビー波射出を後発台風発生成因とする仮説が提案されているが、データ解析や数値実験に不十分な点が見受けられる。また、既存の台風発生環境場データベースでは、客観的手法を用いてパターン分類を行っているものの、先行台風型の台風発生は空間パターンで判定されており、物理的メカニズムに基づいた判定となっていない。そこで本研究では先行台風が本当に後発の台風の発生に寄与しているのか。また、どのような環境場で発生していたかを明らかにすることを目的とした。

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 1991 年から 2017 年に先行台風型と分類された 44 事例のうち、2013 年から 2017 年に発生していた 5 事例に加え、Li et al. (2006) で扱われていた 1 事例の計 6 事例について、NHM を用いて台風を中心とする領域で水平風、気温、比湿を平滑化する数値実験を行った。平滑化にはガウシアンフィルタを用いた。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、初期値、境界値は全球解析に基づく値を使用した。環境場の解析については 44 事例に対して行い、気象庁 55 年長期再解析データ（JRA-55）、海面水温には MGDSST の遅延データを使用した。また、

MJO のフェーズや MJO 指数には気象庁東京気候センターの MJO モニタリング指数、ENSO 指数としては気象庁の海面水温データから NINO.3 (5N-5S, 150W-90W) 領域のものを使用する。

3. 結果と考察

数値実験の結果、先行する台風を弱めても後発の台風は発生し、強度にもほとんど影響はなかった（図 1）。また、先行する台風からのロスビー波

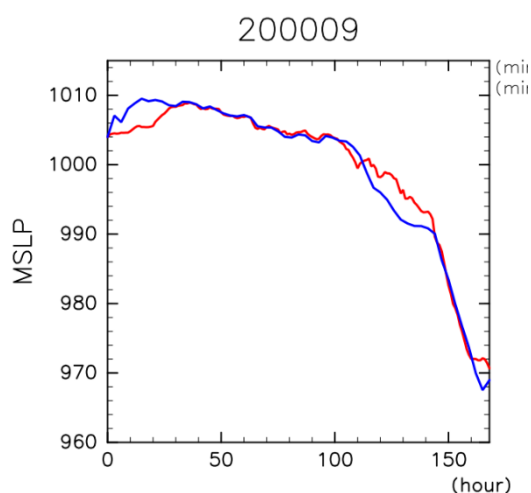


図 1 標準実験（赤線）と改変実験（青線）での後発の台風の中心気圧の時間推移。

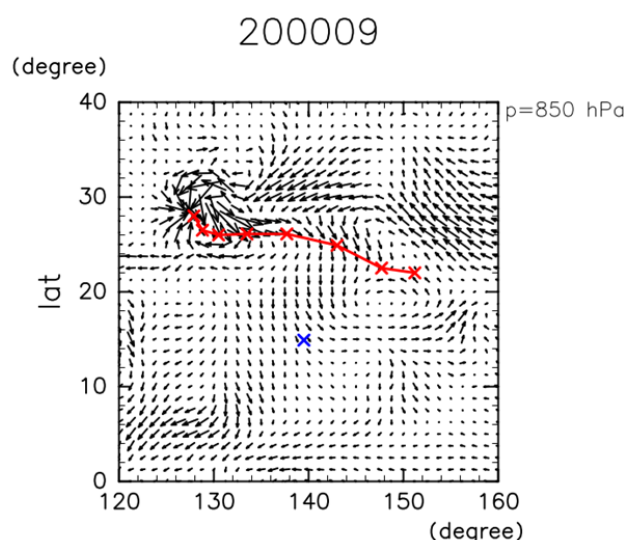


図 2 先行する台風の発生日から後発の台風の前日までの期間で平均したエネルギー伝播ベクトル。

射出に伴うエネルギー伝播を調べると（図 2）、6 事例中 4 事例で後発の台風方向へのエネルギー伝播が確認できた。しかし、その強度は他の環境場の作用に比べて微弱であり、他の事例ではそのような伝播は見られなかった。そのため、先行する台風よりも他の要因が後発の台風の発生に大きく影響していたと考えられる。そこで、先行台風型と分類された台風発生がどのような環境場で起きているのかを調査した。下層風を見ると、

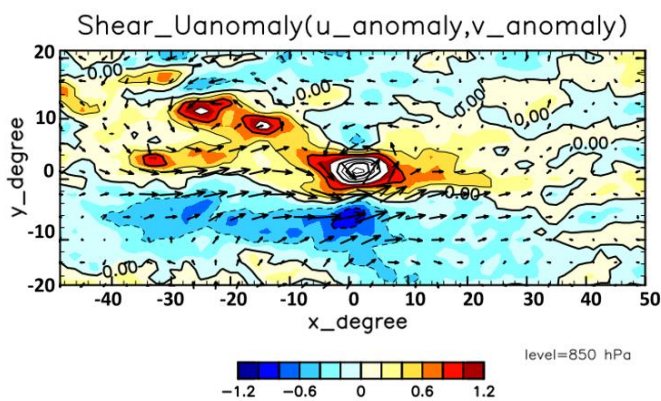


図 3 後発の台風発生の 3 日前の位置を中心とした合成図。

後発の台風発生位置周辺では東西の広い範囲にわたって、低気圧性の東西風シア偏差が存在していた（図 3）。また、先行台風型とされた台風の発生は他のタイプに比べて MJO のフェーズが 7 で活発な場合（図 4）や東側の海面水温が高く、エル・ニーニョ型の海面水温偏差の場合（図 5,6）に多かった。これは低緯度で西風偏差が太平洋中部まで達していたことを示している。このように先発台風の影響によって後発台風が発生したとされてきた事例に関しては、台風発生に適した環境が東西に広く分布しており、先行台風の影響を受けずに、単に 2 つの台風が東西に並んで発生しただけである可能性が高いと考えられる。また、東側の台風発生が遅れる傾向にあることについては、北西太平洋の東部で海面水温が低いことによ

り、西進する擾乱の発達する条件が整っていないことで説明がつく。このように、いわゆる先行台風型の台風発生は、多くの場合、実際には先行台風以外の環境場の影響を受けて発生していた可能性がある。

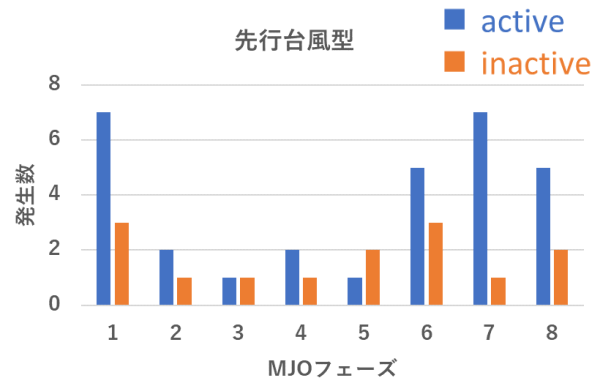


図 4 MJO 各フェーズでの先行台風型の台風発生数

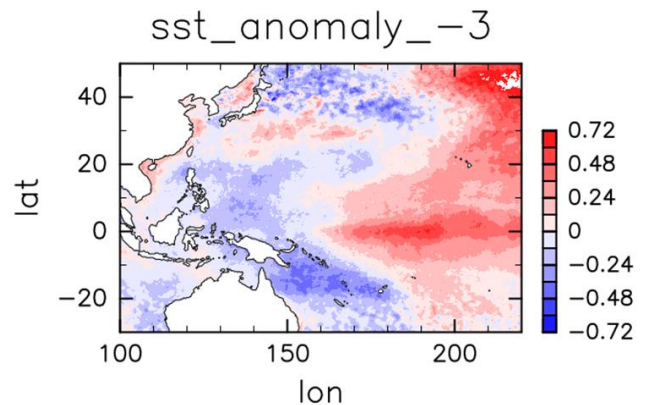


図 5 先行台風型の台風発生 3 日前の海面水温の気候値偏差

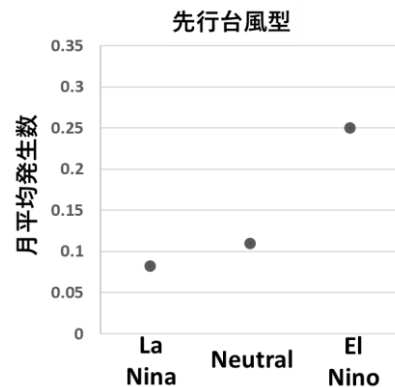


図 6 ラ・ニーニャ、通常時、エル・ニーニョ時の先行台風型の月平均発生数。

參考資料

Fudeyasu, H., & Yoshida, R. (2018). Western North Pacific Tropical Cyclone Characteristics Stratified by Genesis Environment, *Monthly Weather Review*, 146(2), 435-446.

Li, T., X. Ge, B. Wang, and Y. Zhu (2006): Tropical cyclogenesis associated with Rossby wave energy dispersion of a preexisting typhoon. Part II: Numerical simulations. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1390–1409.

海面摩擦の増加が励起する台風強度及び構造の変化

正野涼司, 伊藤耕介 (琉球大学理学部)

1. はじめに

台風に伴う暴風や豪雨は自然災害をしばしば引き起こすため、人為的な改変によって、台風強度を弱められるかどうかを検討することも有益である。Emanuel (1986) の MPI(Maximum Potential Intensity)理論に従うと、成熟期の軸対称的な台風の最大風速は以下の式で表される。

$$V^2 = \frac{C_k}{C_D} (T_b - T_{out})(S_{SST} - S_b)$$

ここで、海面摩擦係数 C_D は、海面応力(単位面積あたりの摩擦力) τ の大きさを決める係数である。

$$\tau = \rho C_D V^2$$

一般に海面では、 $C_D=0.001$ 程度の大きさを取り、帆船など、風に対し強い抵抗を与える場合には $C_D=1$ 程度となる。一方で、Emanuel (1986) の理論では、 C_D を定数として扱っているため、一部の領域の摩擦係数を大きくすることが風速に与える影響はよくわかっていない。本研究では帆船によって海面摩擦を高めた状態を想定し、どこにどれだけ摩擦を加えると、最大風速が弱くなるか、あるいは大きさや降水量などに影響が出ないかを数値実験により検証した。

2. 解析方法

本研究では気象庁非静力学モデル NHM に初期値・境界値として気象庁全球解析を与えた。標準実験の摩擦係数 C_D は Beljaars and Holtslag (1991) のものを用いている。初期時刻は 2019 年 9 月 7 日 00UTC, 予報期間は 72 時間, 計算領域は北緯 30 度, 東経 140 度を中心に水平格子点間隔 5 km で 400×400 格子とし, 上端は 20 km で, 関東地方に被害をもたらした台風第 15 号を対象に実験を行った。台風の中心から半径 25 km・半径 50 km・半径 100 km の円内, 半径 25~50 km・半径 50~75 km・半径 75~100 km の円環, 半径 100 km の円内を象限分けした領域で C_D を 3 倍にした。これは大規模な帆船を 100 km² あたり 40 隻配置することに相当する。

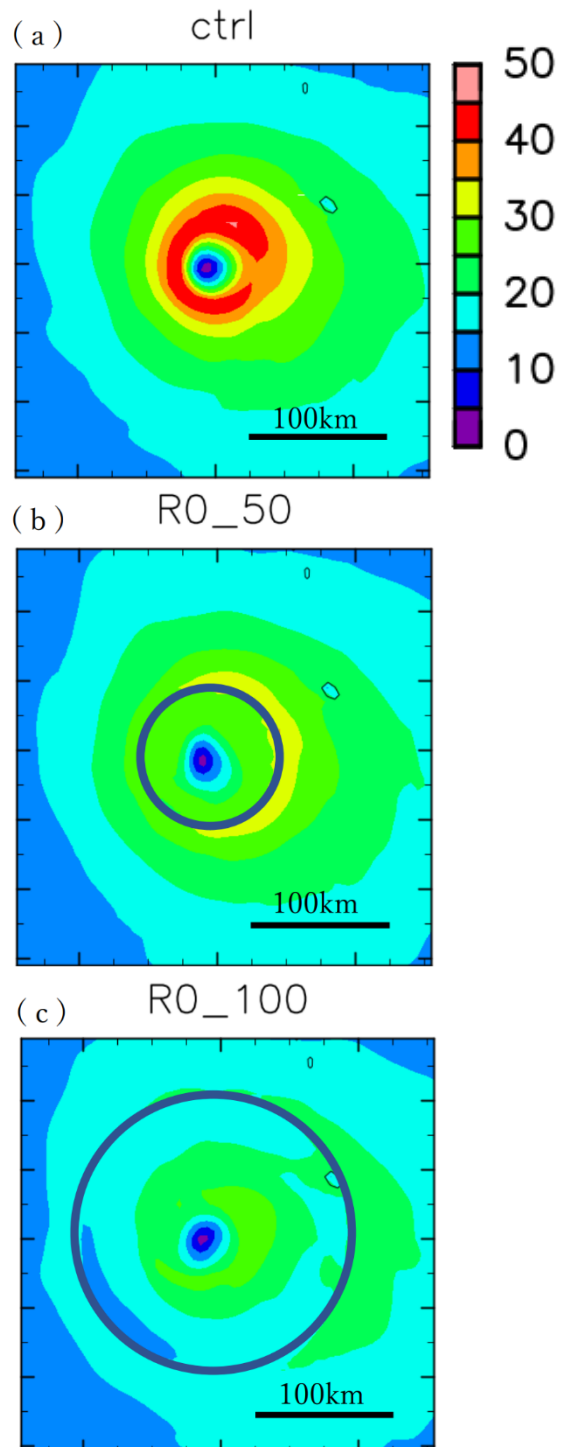
3. 結果・考察

R0_50(半径 50 km 以内で C_D を大きくした実験, 以下同様)と R0_100 では, 摩擦を強めると強風速度域の風速が弱められ, 摩擦を強める面積が大きい方が生涯最大風速は弱くなった(図 1a-c, 図 2a)。円環領域で摩擦を強くする実験では, 最大風

速半径(RMW)近傍の摩擦係数を強めた実験で最大風速が非常に弱くなった。一方、R75_100では最大風速がわずかに強くなった(図 1d-g, 図 2b)。象限ごとに摩擦を強くする実験では、摩擦を強めた象限だけでなくそれ以外の象限でも風が弱くなった。特に、風が強い北東象限で摩擦を強めることで、最も全体の風速が弱くなった(図 1h-k)。RMWの外側で摩擦係数を大きくしたR75_100では、生涯最大風速が ctrl より若干強くなったことから、RMW が小さくなった可能性がある。また、象限ごとに摩擦を強める実験で、南東象限の摩擦を強めた実験は上陸時、最も風速が弱くなった(図 2c)。南東象限の風速が弱くなり、上陸により北東象限と北西象限の摩擦が強められることで、南東象限の摩擦を強めた実験は最も上陸時の風速が弱くなったのではないかと考えられる。本研究により、Emanuel (1986) で予測されたとおり、最大風速領域の海面摩擦を強くすることで最大風速は弱まったほか、一部の象限の摩擦を変えるだけでもほかの象限の風速を弱められることもわかった。今後の課題として、ほかの台風事例での結果の違いの調査などがあげられる。

参考文献

- ・ Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steadystate maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-605.
- ・ Beljaars, A. C. M., and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, 30, 327-341.
- ・ Ito, K., Y. Ishikawa, Y. Miyamoto and T. Awaji, 2011: Short-time-scale processes in a mature hurricane as a response to sea surface fluctuations, *J. Atmos. Sci.*, 68(10), 2250-2272, doi:10.1175/JAS-D-10-05022.1.



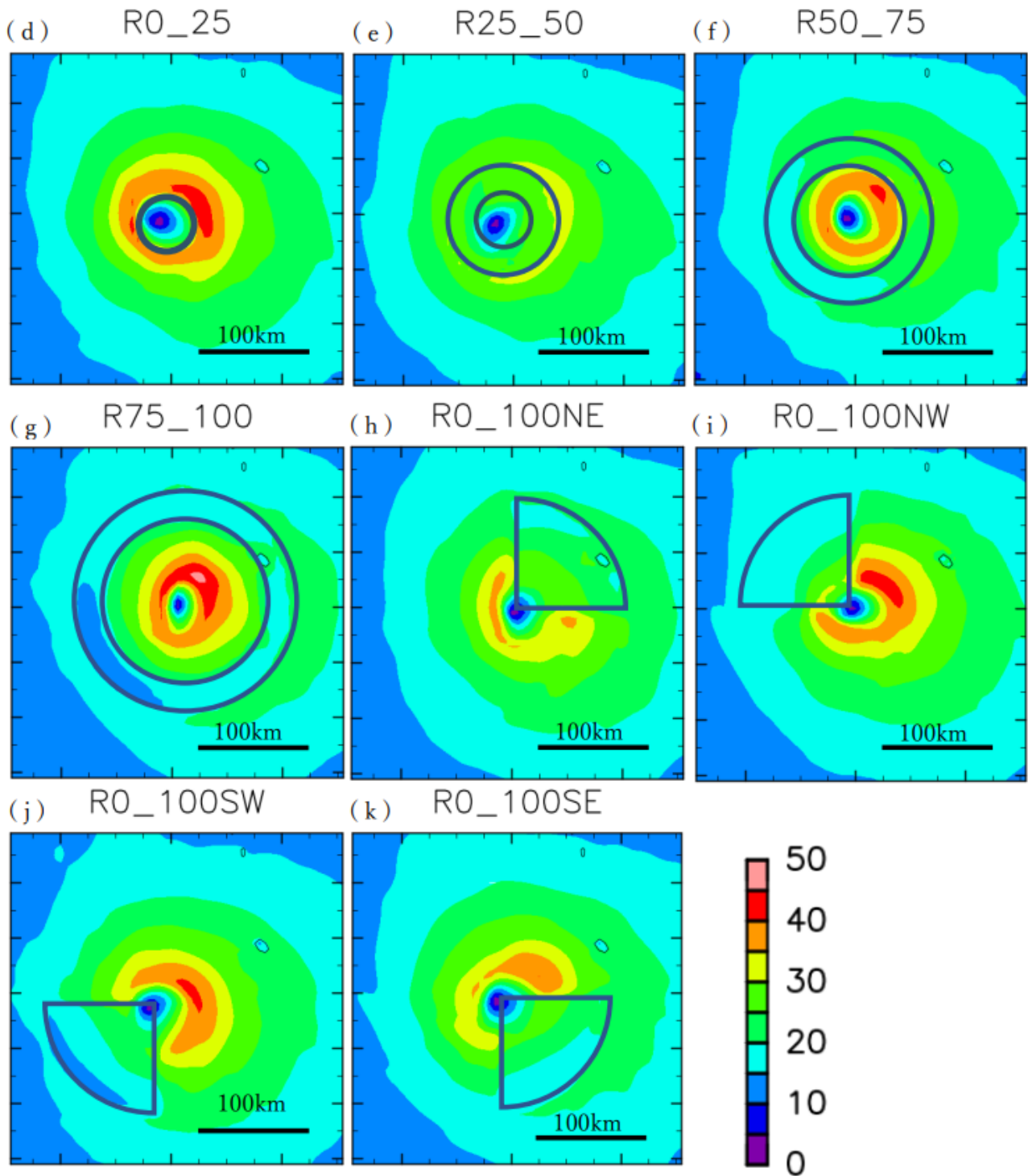


図 1. 31 時間後の地上風速(m/s)。扇形や円環は摩擦を強めた領域。

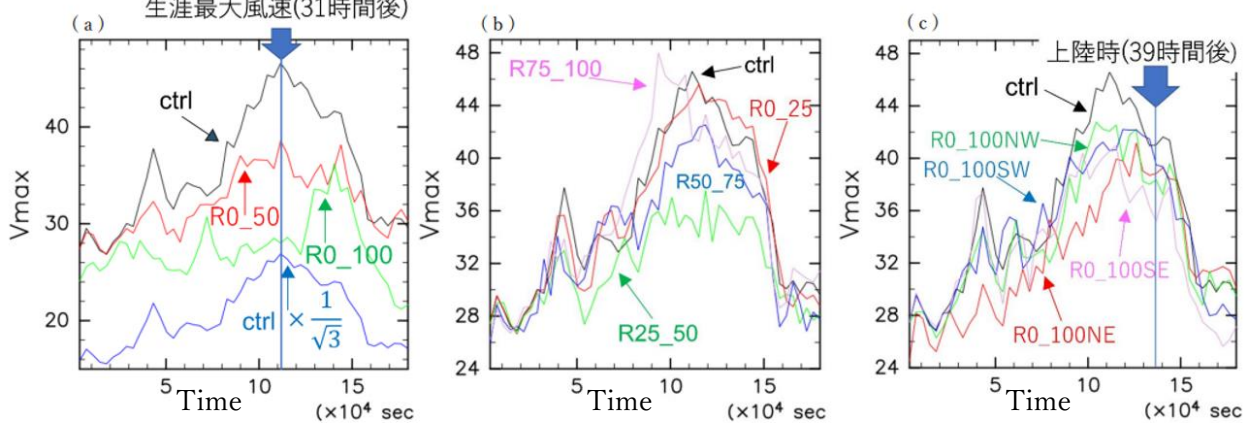


図 2. 地上の最大風速(m/s)の時間変化

接近・離反型の藤原効果

西平楓・伊藤耕介（琉球大学）

1.はじめに

藤原効果とは、2つの台風(熱帯低気圧)が接近した場合にそれらが干渉することで通常とは異なる進路をとる現象のことであり藤原咲平博士が提唱したことにちなんで名がついたものである(Fujiwhara, 1923)。藤原効果は主に接近(approach)したあとにそのまま併合(merge)する場合と、接近したあとに離反(escape)する場合に分けられる(図 1)。順圧非発散モデルを用いた研究によって、2つの正の渦度領域がかなり接近した場合には渦と渦の相互作用によって併合することがわかっている(Chan and Law 1995)。その一方で、接近したあとに離反する場合のメカニズムはよくわかっていない。Holland and Dietachmayer (1993)は順圧非発散モデルを用いて、2つの台風がβ ジャイアの重ね合わせによって、接近したあと離反すると考えた。しかし、台風の移動に関わるのは、このような順圧非発散モデルで説明可能なメカニズムだけではない。近年の研究では、非断熱加熱の偏りの効果により、渦度生成が偏在し、その効果によって台風が移動する場合があることも示唆されている。そこで、本研究は、過去の接近・離反型の藤原効果を示した台風事例について、その移動に関わる渦度収支解析を行い、移流と対流活動のどちらが卓越していたのかを調べることを目的として実施した。

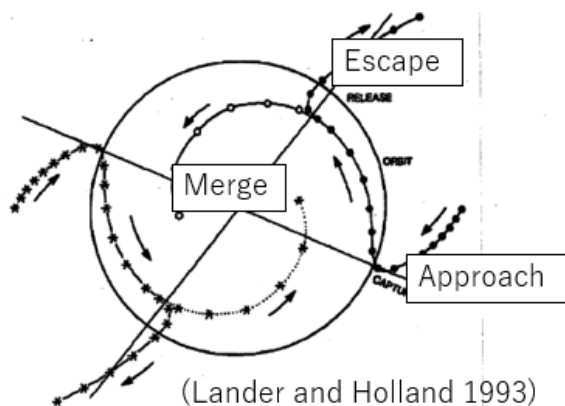


図 1.接近(approach)、併合(merge)、離反(escape)する台風の模式図

2.使用データと研究方法

本研究では、2009年9月29日に発生した台風17号(図 2)と2009年9月30日に発生した台風18号(図 2)の事例について研究する。

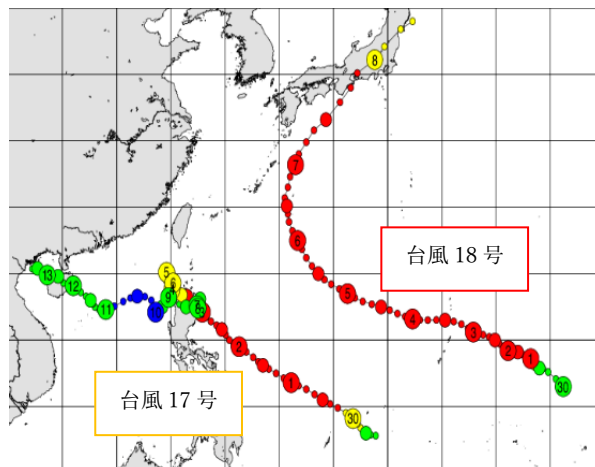


図 2 台風 17 号・18 号の経路

台風 17 号・18 号の最低気圧はそれぞれ 930hPa、910hPa だったが、最接近した 10 月 6 日午前 3 時の台風 17 号・18 号の最低気圧はすでに 985hPa、940hPa になっていた。台風 17 号・18 号を解析するため、ERA5(ECMWF が作成した再解析データ)を用いた。水平格子間隔は 0.25 度、時間間隔は 3 時間とする。本研究では、移流の効果と非断熱加熱の偏りの効果を区別するために下記の渦度方程式を用いる。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(\mathbf{v} \cdot \nabla) \zeta - (\mathbf{f} + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

左辺は渦度の時間変化、右辺第一項は移流項、第二項は発散項を表す。台風の移動は渦度が極大になる位置の変化とみなすことができるため、渦度方程式で物理的作用の影響を診断することができる。解析には気圧座標系のデータを用い、立ち上がり項と摩擦項は十分に小さいとみなすことにする。また、本発表で台風の移動に関わることから主に議論の対象となる対流圏中～下層において、鉛直移流は相対的に小さい

ので割愛する。以後、本文中では、移流項と発散項のどちらの影響を受け、台風は移動しているのかを 850hPa(対流圏下層)、500hPa(対流圏中層)、200hPa(対流圏上層)に分け、接近するフェーズと離反するフェーズで確認する。本研究では、接近するフェーズとして10月3日18UTC、離反するフェーズとして10月6日15UTCを取り上げる。

3.結果

接近するフェーズ(図3)では、移流項は台風17号を南西に移動させようとし、発散項は北に移動させようとしていたことがわかる。移流項と発散項のお互いが打ち消し合っているが、その残差として渦度の時間変化はゆっくりと北西へ進む。その一方で、台風18号に関しては、移流項が西に台風を移動させようとしている一方、発散項は北に移動させようとしている。ただし、移流の効果が強いため、渦度の時間変化は台風の西向き移動に対応していた。次に、移流項に対応する風がどのような大気現象によってもたらされたのかについて検討する。図4に地表面付近と対流圏中層の風を示しているが、これをみると、移流項が台風17号を南西に移動させようとしたのは、台風18号由来の風及び上空のトラフの西側に位置することに伴う下層の北東風が原因だったと考えられる。一方、移流項が台風18号を西に移動させようとしたのは、太平洋高気圧の南縁に沿って流れる偏東風が影響したものと思われる。

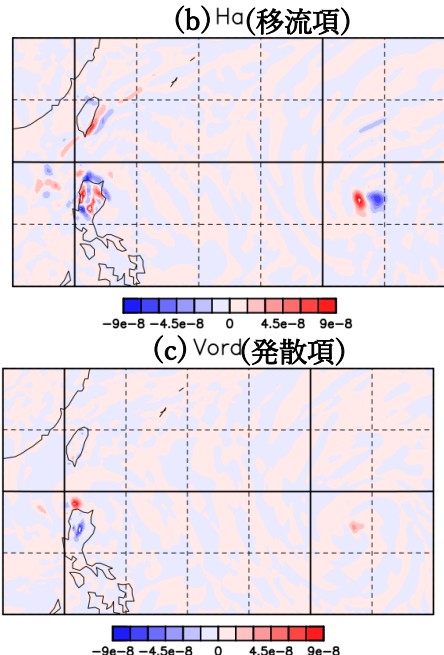
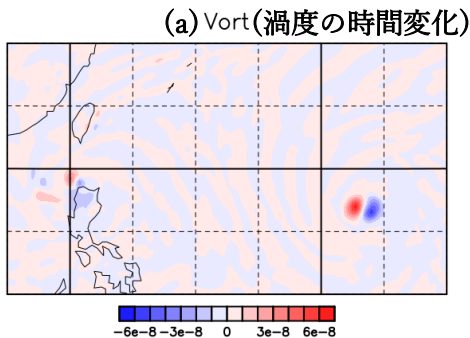


図3. 接近するフェーズにおける渦度の時間変化と移流項・発散項 (2009年10月3日18UTC)

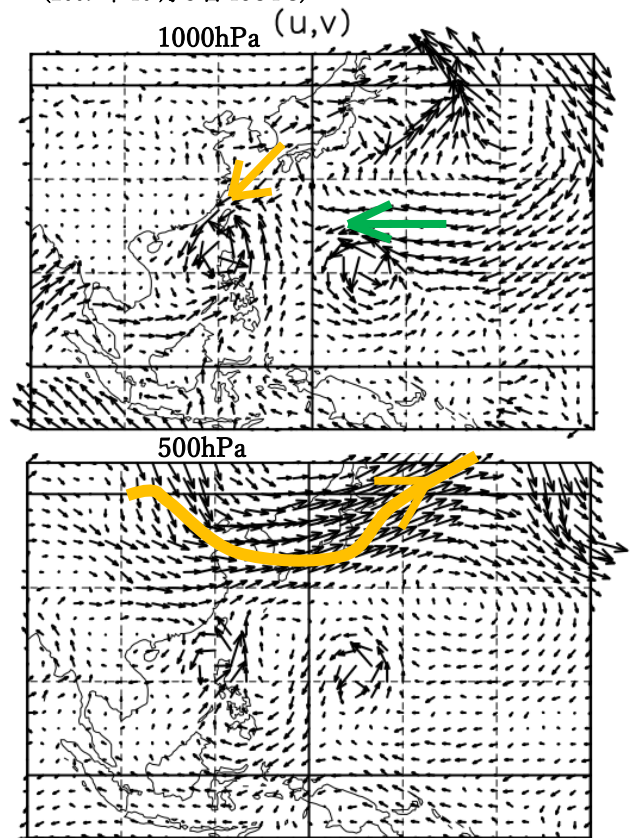
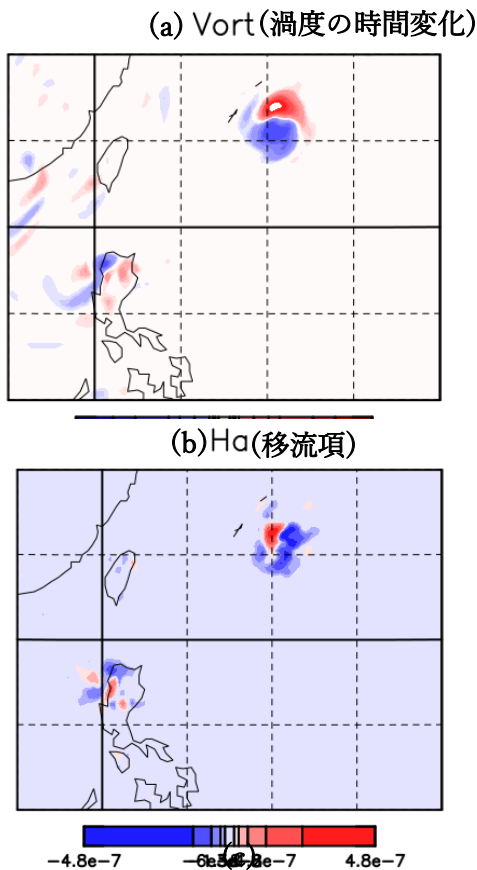


図4 10月3日の風ベクトル

離反するフェーズ(図5)では、台風18号の移流項は北西に移動させようとし、発散項は北東に移動させようとしていたことがわかる。移流項と発散項の大きさはおおよそ等しかったため、その効果が重ね合わせられ、渦度の時間変化は

台風の北進に対応したダイポールパターンになったと考えられる。台風17号は停滞していたため、渦度の時間変化はほとんどなかった。また、台風17号がこの時刻において上陸していたことも、渦度の時間変化が不明瞭になっていたことに関係していると考えられる。先ほどと同様に、移流項に対応する風がどのような大気現象に関連していたのかについて確認した(図6)。その結果、移流項が台風18号を北西に移動させようとしたのは、台風17号由来の風及び太平洋高気圧に沿って流れる南東風が影響していたものと考えられる。

台風18号については、移流項に匹敵するような大きさの発散項の偏りが見られたため、鉛直シアを確認したところ、確かに北東側に対流活動の偏りを生むような鉛直シアベクトルの向きとなっていた。また、鉛直シアベクトルが東北東向きになったのは、偏西風に接近したことと2つの台風自身によって作られた高気圧性循環の両方が影響したためではないかと考えられる。



(c) Vord (発散項)

図5. 離反するフェーズにおける渦度の時間変化と移流項・発散項 (2009年10月6日15UTC)

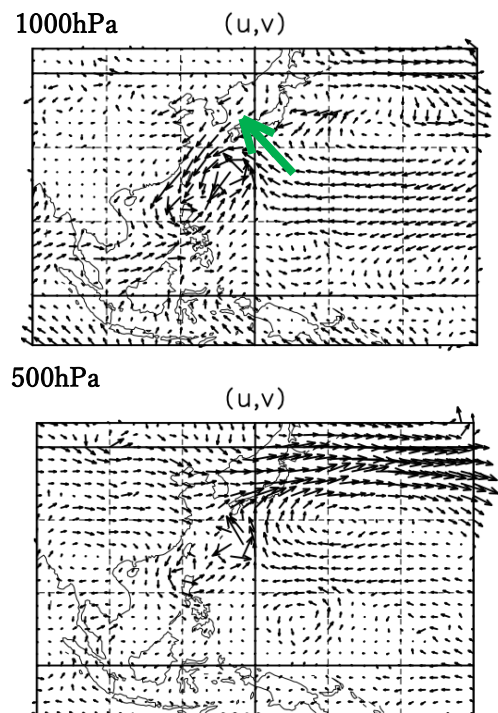


図6 10月6日の風ベクトル

今回の事例では、台風17号がフィリピンに衝突したことによる地形の影響を受けたため、明瞭な渦度の時間変化は見られなかった。今後は、地形の影響を受けていない場合の離反する台風の特徴を調べる必要があるだろう。

参考文献

Chan and Law, 1995: The Interaction of Binary Vortices in a Barotropic Model. *Meteorol. Atmos. Phys.* 56,135-155.
 Fujiwhara, S., 1923: On the growth and decay of vortical systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 49, 75-104.
 Holland and Dietachmayer, 1993: On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices. III:Continuous barotropic vortices. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119,1381-1398.

Sea Surface Temperature Variability in the Malacca Strait; Its Unstable Modulations within Tidal Bore-impacted Estuaries

Ulung J. WISHA^{1,2} and Yukiharu HISAKI¹

1. Physical Oceanography Laboratory, Department of Physics and Earth Sciences, University of the Ryukyus, Nishihara, 903-0213 Japan
2. Research Center for Oceanography, National Research and Innovation Agency (BRIN), Jakarta, 14430 Indonesia

1. Introduction

The Malacca Strait is an area of significance, which it is a funnel-shaped channel connecting the Pacific and Indian Oceans. Since it is impacted by the variability of two primary oceans, the water condition within the strait should be controlled by the climate variability and the ocean-atmosphere interactions. The recent climate change issue impacts this area, easily detected using sea level and temperature changes, as reported by Isa et al. (2020).

In the Malacca Strait, the variability of SST relies on monsoon system, where the wind-driven current plays a significant role in the SSTs distribution. On the other hand, it is reported that the independent climatic factors, such as IOD and ENSO periodically affect the SST fluctuation like a “seesaw”. However, since the SST variation during climate variability is not clearly understood, this aspect is worthy studying.

The spatiotemporal variation of SST can be easily approach from satellite data. However, its variation and mixing in the coastal and estuarine areas in the Malacca Strait has never been reported comprehensively. As previously introduced, that in the eastern coast of Sumatra, there are many large estuaries that may be impacted by the seasonal variation of SST from the Malacca Strait (Wisha et al., 2022). Therefore, this aspect should be investigated. This study aimed to analyze the seasonal variation of SST in the Malacca Strait and its condition within the estuarine channels in the eastern coast of Sumatra.

2. Data dan Methods

The seasonal SST data was derived from Suomi-NPP/VIIRS (Visible and Infrared Imager/Radiometer Suite), consisting of 22 spectral

bands (412 nm to 12 μ m). These data were retrieved from the Ocean Color Level-3 Global Browser, in the following webpage: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>. On the other hand, a monthly 10m ERA5 wind data (u- and v-component) was employed to determine the wind variation in the study area, with a horizontal resolution of 0.25°. These data could be accessed via this following webpage: <https://cds.climate.copernicus.eu/>.

To determine the SST modulation in the estuarine area. We employed a logger data provided by the Ministry of Marine Affairs and Fisheries of Indonesia, recorded in April and August 2016 in the Kampar Estuary, based on the report of Research Institute for Coastal Resources and Vulnerability (RICRV).

A regression analysis was carried out to assess the influence of seasonal wind on SST distribution over the Malacca Strait. Since the field data are only recorded twice during 2016, we will assess the seasonal SST and wind data in the same period.

3. Results and Discussion

The seasonal SST variability during 2016 is shown in Figure 1. Overall, high temperature degree predominated the middle of the strait during SW monsoon to the second transitional season, ranging from 28.87 to 30.47°C. A lower temperature distribution was detected during the NE monsoon and the first transitional season, ranging from 28.85 to 30.96°C.

During the NE monsoon and the first transitional season, the higher temperature as tough “SST tongue” was observed in the western coast of

Peninsular Malaysia and gradually decreased toward the Andaman Sea and the eastern coast of Sumatra. As detected in the surface layer, the wind controls over SST are possible. Based on the seasonal wind patterns shown in Figure 2. During the same period, the wind moved over the Malaysia Peninsular Plateau toward the southwest and then turn toward the northwest above the Malacca Strait channel, with relatively low magnitude ranging from 1-2 m/s, where the SST tongue was identified.

On the other hand, during the SW monsoon and the second transitional season, the dominant southwesterly wind motion was moved toward the northeast (Figure 2c and d). While within the Malacca Strait channel, the wind velocity was sufficiently higher than other seasons, ranging from 2-3 m/s. The southwesterly wind scattered the higher SST to the entire Malacca Strait channel.

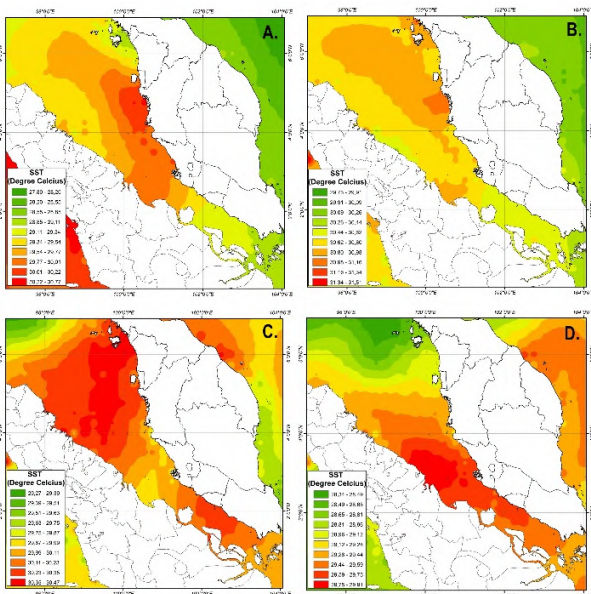


Figure 1. Seasonal variation of SST in the Malacca Strait. (a) NE Monsoon, (b) First Transitional, (c) SW Monsoon, (d) Second Transitional

To evaluate the influence of wind on SST distribution within the Malacca Strait, we compared these two data in the regression analysis shown in Table 1. Overall, the data were more correlated during the NE and SW monsoon, with correlation coefficient of about 0.5 and R2 values of 0.28 and

0.26, respectively. By contrast, the SST and the wind were less correlated during the transitional seasons, with R2 values of less than 0.16. Furthermore, based on the analysis of covariance (ANOVA), these data were statistically reliable, whereby the wind variability determined the SST distribution in the Malacca Strait.

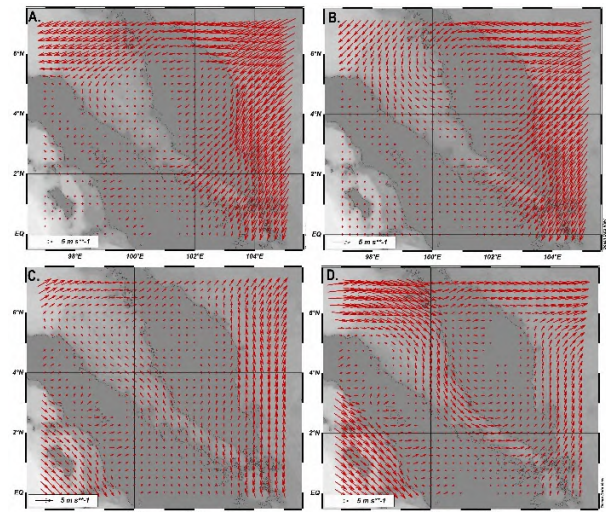


Figure 2. Seasonal wind variation in the Malacca Strait. (a) NE Monsoon, (b) First Transitional, (c) SW Monsoon, (d) Second Transitional

Table 1. Regression analysis for intra-seasonal SST and wind data

Season	Multiple R	R ²	Standard Error	Significance F
NE Monsoon	0.53	0.28	0.96	3 x 10 ⁻⁷
First Transitional	0.39	0.15	0.84	2.6 x 10 ⁻⁴
SW Monsoon	0.51	0.26	0.62	8.4 x 10 ⁻⁷
Second Transitional	0.34	0.11	0.63	2.2 x 10 ⁻³

Concerning the temperature modulation within the estuarine channel of the Kampar Estuary, Figure 3 shows the temperature profile from the downstream to the upstream area, recorded during April and August 2016. In April 2016, the SST in the surrounding Kampar estuary ranged from 30.44 to 30.62°C. Entering the river channel at about 56 km from the estuary mouth, the temperature was higher

reaching 32.5°C in the midday passage of tidal bore (Figure 3b). Furthermore, in the upstream area (about 104 km from the mouth of the estuary, the temperature declined by 1°C (3d).

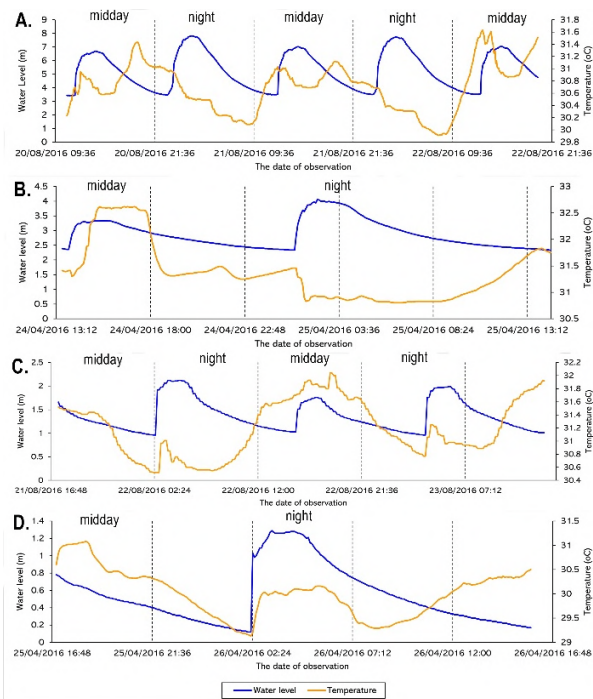


Figure 3. Recorded water level and temperature in the Kampar Estuary. (a) at 22 km, (b) 56 km, (c) 98 km, (d) 104 km from the mouth of the estuary

Based on the August measurement, the SST ranged from 29.28 to 29.44°C and in the surrounding the mouth of the estuary (of about 22 km), the temperature was increased by about 1 to 2°C (Figure 3a). moving toward the upstream area (98 km from the mouth of the estuary), no significant changes in temperature was observed (Figure 3c).

The temperature modulation within the estuary was unstable between the night and the midday passage of the tidal bore in the Kampar Estuary, wherein a sudden increase in temperature of about less than 1°C was detected at the end of the ebb tide, followed by the passage of bores. However, temperature anomalies were also detected several times. The unstable temperature states within the river channel are mainly caused by the anthropogenic sources, where many conventional industry and sand mining do exist within the estuary. Even though the

temperature changes were not too significant, these result show how the tidal bore plays an important role in the temperature mixing within the estuary. Therefore, the analysis of other environmental parameters is necessary to determine the influence of a hydraulic jump on the environment.

4. Conclusion

The SST distribution relies on the monsoon system, where the wind controls is sufficiently significant. The depiction of SST tongue was observed during the NE monsoon and the first transitional season when the wind moved toward the northwest above the Malacca Strait channel. By contrast, a higher SST profile predominated the entire strait during the SW monsoon and the second transitional season, with a deviation of about 2°C. The correlation analysis between SST and the wind showed a higher value during the NE and SW monsoon compared to the transitional periods.

The unstable state of water temperature was observed within the Kampar Estuary, where it amplified within the estuary and declined toward the upstream area. Despite the insignificant temperature deviation during the midday and night passage of bores, the unstable temperature is supposed to impact the surrounding environment.

References

Isa, N. S., Akhir, M. F., Kok, P. H., Daud, N. R., Khalil, I., & Roseli, N. H. (2020). Spatial and temporal variability of sea surface temperature during El-Niño Southern Oscillation and Indian Ocean Dipole in the Strait of Malacca and Andaman Sea. *Regional Studies in Marine Science*, 39, 101402.

Wisha, U. J., Wijaya, Y. J., & Hisaki, Y. (2022). Real-time properties of hydraulic jump off a tidal bore, its generation and transport mechanisms: A case study of the Kampar River Estuary, Indonesia. *Water*, 14(16), 2561.

フラット光源開発およびカメラの光学特性調査

*鈴木優斗 (琉球大工), 沖崎武蔵 (琉球大院工), 下地伸明 (琉球大工)

1. はじめに

我々はこれまでデジタルカメラを用いた雷測光の研究を行ってきた。デジタルカメラを測定器として利用するため、デジタルカメラレンズの光学特性とイメージセンサ特性を調べる必要がある。

デジタルカメラを光学的観点からみるとイメージ生成のためのレンズと受光部のイメージセンサから成る。レンズで生成されたイメージはイメージセンサで電気信号に変換されRAWデータとなる。一般的な使用ではこのRAWデータをカメラ内部の画像処理エンジンでデジタル処理することでデジタル写真が得られる。カメラ設定のうち、RAWデータの輝度に関するものはレンズの焦点距離 f とF値 $F/\#$ であり、イメージセンサの露光時間 t とISOゲイン G_{ISO} である。これらの設定値と生成イメージの明るさの関係を明確にすることで測光の精度を高めることができる。

前年度(2021年度)の研究では均一輝度光源を開発しカメラのイメージセンサ特性とレンズの光学特性の調査を行った。その時の光源は25個の高輝度白色LED(1個約7 cd)を用いており、光源の輝度調整に時間がかかる欠点があった。

本年度は光源の輝度調整およびノイズ対策に改良を加えることでさらに精度のよい結果を得ることを目的としている。光源の輝度調整を容易にするため、発光部には超高輝度白色LED(1個約40 cd)を3個用いた。また、発光部のノイズ対策の強化も行った。今回改良した光源を用いてカメラのレンズ特性とイメージセンサ特性の追試を行った。

2. 実験方法

2.1. 定電流LEDドライバ

超高輝度LEDを用いて定電流LED光源を作製した(Fig. 1)。LEDには順方向電流 $I_F = 20\text{ mA}$ 、順方向電圧 $V_F = 3.2\text{ V}$ で輝度 $I_V = 40\text{ cd(Typ.)}$ の特性を持つ超高輝度白色LED(Cree LED, C503D-WAN-CCbEb151)を採用した。Fig. 1の回路図は定電流LEDドライバ、同軸ケーブルそして3個のLEDから構成されている。ノイズ対策のため、定電流LEDドライバはシールドボックスに収納し、3個のLEDは同軸ケーブルを介して定電流LED

ドライバに接続している。また、LED周辺にも金属メッシュで覆うことでシールド対策を施した。定電流LEDドライバはPCBプリント基板上に実装した。

LEDの輝度はLEDに流れる電流と強い相関関係がある。LEDの輝度の線形性を確認するため、LED電流を0 mAから20 mAの範囲で変化させ、そのときの輝度を測定した。輝度測定にはフォトセンサーを用いた。

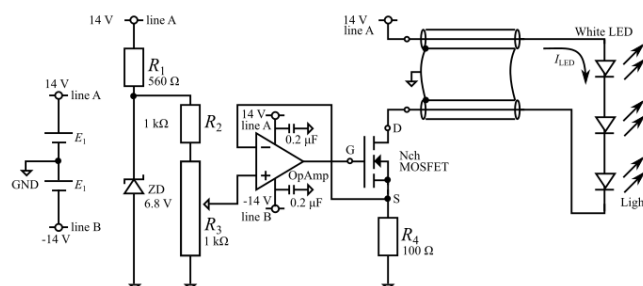


Fig. 1 定電流LED光源の回路図。

2.2. フォトセンサー

光を分析するためフォトセンサーを用いた。Fig. 2にフォトセンサーの回路図を示す。Fig. 2に示すようにフォトセンサーは光検出部と光信号増幅部から成る。光信号増幅部にはトランスインピーダンスアンプ(TIA)の出力にバッファを付けたものである。受光部には同軸ケーブル(RG174 A/U)の先端にフォトダイオードを取り付けた受光プローブを二つ用意した。一方は同軸ケーブル先端にフォトダイオードSFH229(OSRAM Opto Semiconductors)を取り付けたもの(受光プローブ1)であり、もう一方は同軸ケーブル先端にフォトダイオードBPW34(ams OSRAM)を取り付けたもの(受光プローブ2)である。フォトセンサーは電磁ノイズに敏感なため、光信号増幅部はPCBプリント基板上に実装し金属シールドボックスに収納した。受光部と光信号増幅部の接続は同軸ケーブルで行った。リーク電流対策としてフォトダイオードとオペアンプそして帰還部の接続はテフロン端子で基板から浮かせることで配線した。

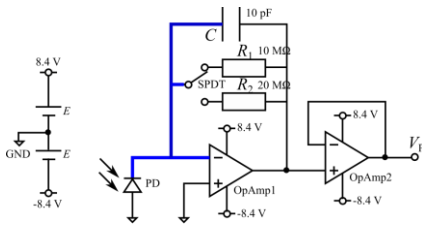


Fig. 2 フォトセンサーの回路図.

2.3. 積分球

レンズの光学特性を調べるにはフラットな光が必要である。LED から放射される光は指向性を持っているため、そのまま利用すると光強度の偏りの影響が顕著に表れる。そこで、積分球内部に LED を配置することで均一な光強度を持つフラット光を生成した。Fig. 3 に積分球の外観と内部塗料反射率を示す。

積分球のフラット性の確認のため、受光プローブ 2 を取り付けしたフォトセンサーを用いて開口ポート表面の光強度を計測した。開口ポート表面の測定位置を Fig. 4 に示す。

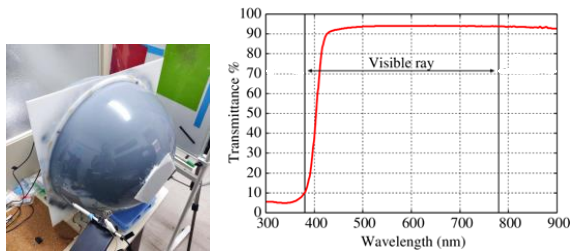


Fig. 3 (左) 積分球外観と(右) 積分球内部塗料反射率.

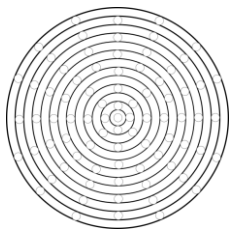


Fig. 4 積分球開口ポートのフラット性確認のための測定位置。中心から幅 6 mm で等間隔になるように同心円が描かれている。小さい円が測定位置であり、81 個ある。

2.4. 測光

レンズの光学特性を調べるため、イメージセンサの光感度特性 ($I-I_{LED}$ 特性), ISO ゲイン特性 ($I-G_{ISO}$ 特性), 露光時間特性 ($I-t$ 特性) を調べ、その後レンズ特性である焦点距離特性 ($I-f$ 特性), F 値特性 ($I-F/\#$ 特性), そして照度比特性 (I_n/I_{n+k-k} 特性) を調べた。使用したカメラボディは 3 台であり、ズームレンズ 5 本, 単焦点レンズ 1 本である (Table 1)。本報告ではカメラボ

ディ C9000D とズームレンズ Cf18-55 の結果を示す。

輝度の分析は RAW データを用いた。RAW データは Bayer 配列 (Fig. 5) をしている。本研究で使用したカメラの Bayer 配列は C9000D が RGGB, ND5600 が RGGB そして PDCGF10W は BGGR であることを確認した。輝度分析には中心 4×4 の中の B 成分 4 個, G 成分 (8 個), R 成分 (4 個) の値を取り出し色ごとに平均した。さらに同じ条件で 10 回測定を行い平均することでランダムノイズの除去を試みた。本研究では中心 4×4 のピクセルに注目しており周辺減光の影響を受けない。そのためシェーディング補正は行っていない。また中心 4×4 のピクセルにクール/ホットピクセルがないことは予め確認している。

Table 1 使用したカメラとレンズおよびそれらの記号.

カメラ / レンズ	記号
Camera	
Canon EOS 9000D	C9000D
Nikon D5600	ND5600
Panasonic Lumix DC-GF10W	PDCGF10W
Lens	
Canon EF-S18-55mm F4-5.6 IS STM	Cf18-55
Canon EF-S55-250mm F4-5.6 IS STM	Cf55-250
Nikon AF-P DX NIKKOR 18-55mm f/3.5-5.6G VR	Nf18-55
Nikon AF-P DX NIKKOR 70-300mm f/4.5-6.3 G ED VR	Nf70-300
Panasonic LUMIX G VARIO 12-32mm/F3.5-F5.6 ASPH./MEGA O.I.S.	Pf12-32
Panasonic LUMIX G 25mm F1.7 ASPH.	Pf25

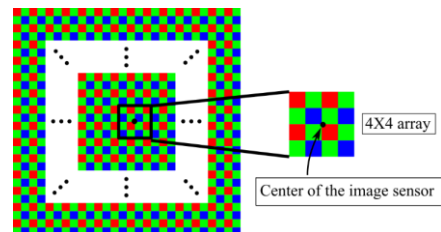


Fig. 5 RAW データの Bayer 配列。一例として RGGB を示している。

3. 結果と考察

3.1 測光

3 台のカメラ C9000D, ND5600, PDCGF10W のイメージセンサの光感度特性, 露光時間特性, ISO ゲイン特性がピクセル値 60000 (16 bit) 以下ではほぼ線形であるが, 60000 以上になると飽和状態になることを確認した。

レンズの焦点距離特性と F 値特性をそれぞれ Fig. 6

と Fig. 7 に示す. Fig. 6 と Fig. 7 は本来一つの図である. 輝度 V は焦点距離 f と F 値 $F/\#$ の二変数と露光時間 t と ISO ゲイン G_{ISO} を含む 4 変数関数で表される. しかしここでは, f と $F/\#$ による輝度変化を確認したいため露光時間 t と ISO ゲイン G_{ISO} を一定とし f と $F/\#$ を別々の図としてプロットした.

Fig. 6 の焦点距離特性から, レンズの焦点距離によって明るさに若干のばらつきが確認できる. Fig. 7 の F 値特性はほぼ 2^{-k} になっていることが確認できるが, これに関しても若干のばらつきが確認できる. このようなばらつきは単焦点レンズを除く他の 4 本のレンズでも確認した. 本来同一の F 値であれば焦点距離 f が変化しても明るさ(縦軸)は変化しないはずである. この明るさのばらつきはズームレンズの設計上のものと考えられる. また, デジタルカメラで精密な測光を難しくしているのはこのようなばらつきが原因と考えられる.

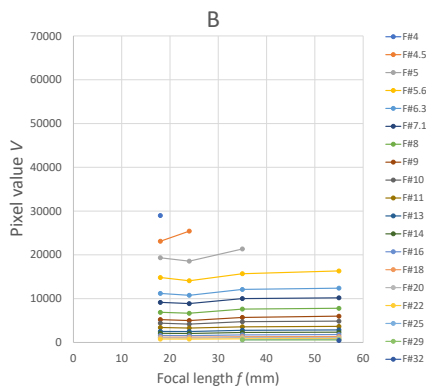


Fig. 6 レンズ Cf18-55 の焦点距離特性. カメラボディには C9000D を使用.

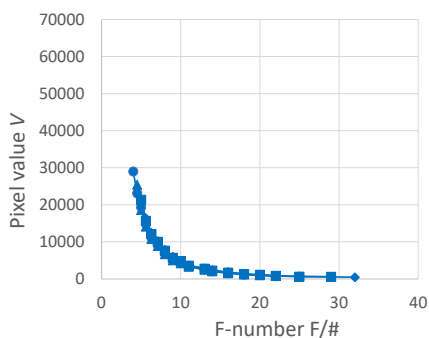


Fig. 7 レンズ Cf18-55 の F 値特性. カメラボディには C9000D を使用.

Fig. 8 は放射照度比特性であり, ほぼ理論曲線 2^k に一致している. この結果を用いることでデジタルカメラを用いた測光が理論的に示せる. 実際には Fig. 6 と

Fig. 7 のレンズの誤差を予め調べ補正する必要がある. さらに周辺減光や固定パターンノイズに関するフラット補正やダーク補正を行えば精密な測光が可能となる.

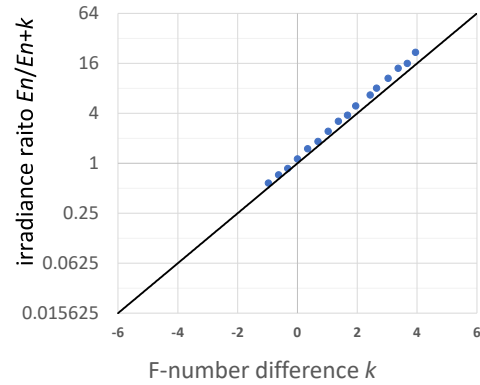


Fig. 8 レンズ Cf18-55 の放射照度比特性. カメラボディには C9000D を使用.

4. まとめと今後の課題

今回改良した定電流 LED ドライバを積分球に実装し均一輝度光源としての動作確認を行った. また, 今回改良した均一輝度光源を用いてカメラのイメージセンサ特性およびレンズ特性の追試を行った. 追試の結果は前年度の結果とほぼ一致した.

今後は高速正弦波交流光源, 高速光検出回路およびインパルス発生回路[1]を作製し, イメージセンサの速度特性を調べる予定である. また, フォトセンサーのようなノイズに敏感な回路の作製方法について再度検討する予定である. レンズとイメージセンサの光学特性調査も引き続き継続する予定である. カメラの光学特性調査が終わり次第, 実際の測光にとりかかる予定である.

謝辞

光源とフォトセンサーの作製に琉球大学工学部技術部の長田克之, 玉那覇厚雄, 渡慶次高也, 大城諒士, 仲宗根宏樹からご助言およびご協力を頂きました. 積分球内部塗料反射率は大阪産業技術研究所森ノ宮センターの吉村由利香, 大江猛に測定して頂きました. 本研究で使用したカメラやレンズなどは琉球大学工学部 KPI 予算配分経費から購入させていただきました. 感謝致します.

参考文献

[1]日高邦彦, 高電圧工学, 新・電気システム工学, 数理工学社, 2013 年, 東京

積分器の作製と雷雲観測用アンテナシステムへの実装

*東福樹 (琉球大工), 下地伸明 (琉球大工)

1. はじめに

雷は身近な存在であるが、未解明な部分が多く残る自然現象である。また、我々の社会生活に被害を与える存在でもある。雷のメカニズムを詳細に知ることができれば被害を抑えることが期待できる。

雷雲のライフサイクルは発達期、成熟期、衰退期の3ステージからなり全てのステージで放電現象は観測される[1]。また、雷放電のほとんどは雲内放電であり、雲内で発生する放電路は数 km 以下である。そのため、雲内放電観測は LF 帯か MF 帯またはそれ以下の波長の電磁波観測が適切である。我々の用いるアンテナは周波数約 470–770 MHz であり長さ数メートル程度の比較的短い放電を観測することになる。このような比較的短い雲内放電を3ステージで観測できれば、雲の成長に伴う電気活動の変化を調べることができる。

電力設備は経年劣化とともに部分放電を発生させる。電力設備の部分放電は HF 帯や VHF 帯の波長を多く含むが、UHF 帯で計測した報告も存在する。このような部分放電検知システムは電力設備のメンテナンスに不可欠な存在となることが予想される。

我々は雷雲観測と電力設備観測を目的として UHF 帯の電磁波を観測することにした。そのため、UHF 帯のアンテナ(約 470–770 MHz)を用いた放電検知システムを構築する。

アンテナシステムの出力はパワー検波器で高周波から直流に変換される。前年度までは約 3 ms の間隔でサンプリングし記録していた。放電現象は 1 ms にも満たない短時間現象であることを考えると、これまでの方法では、サンプリングの間隙で発生した放電を記録できない。そのため、サンプリング間の信号を積分器で積分し、それをデータロガーで記録することにした。そのため、積分器を作製しアンテナシステムへ実装して動作確認を行った。

2. 実験方法

2.1. アンテナシステム

雲内放電および電力設備部分放電観測用アンテナシステムを Fig. 1 に示す。アンテナには U146TMH(マスプロ電工)と AU5AX(日本アンテナ)を利用した。アンテナの内部インピーダンスは 75 Ω であり一方高周波回路

側は全て内部インピーダンスは 50 Ω である。そのため、アンテナと高周波計測回路の間にインピーダンス整合パッド(IMP)を配置した。アンテナと IMP の接続は同軸ケーブル S-4C-FB(75 Ω, F 型(P)-F 型(P)コネクタ)を用い、高周波回路側は全て同軸ケーブル RG-316(50 Ω, SMA(P)-SMA(P)コネクタ)を用いた。アンテナで受信した RF 信号はローパスフィルタ(LPF)とハイパスフィルタ(HPF)で構成されるバンドパスフィルタ(BPF)を通り低ノイズアンプ(LNA)で増幅される。増幅された信号はパワー検波器(PD)で直流に変換され、続いて積分器(Integ)で積分される。積分器は PWM ジェネレータで生成される波形でスイッチを ON/OFF させた。この積分された信号はデータロガー(DL)で記録される。DL はアナログ-デジタルコンバータ(ADC)とバッファ(Buffer)そしてマイクロコンピュータボード(MCB)から成る。MCB には Raspberry Pi 4 Model B を採用し、言語は Python3 とした。

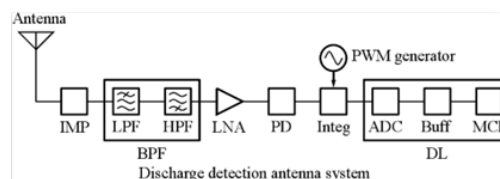


Fig. 1 UHF アンテナシステム。

2.2. 積分器の開発

アンテナシステムの構成要素の一つである積分器を作製した。積分器はオペアンプ(Analog Devices, OP07CPZ)、スイッチ、PWM ジェネレータから成る(Fig. 2)。

積分器のスイッチは MOSFET を使用した。スイッチには ON 状態でコンデンサの電荷が放電される。このとき突入電流が流れた場合スイッチを破損する可能性がある。そのためスイッチには3種類用意して実験的に確かめた(Fig. 3)。

Fig. 4 に PWM ジェネレータを示す[2]。PWM 波形の周期は $T=50$ ms, 信号期間は $w=40$ ms, リセット期間は $t_{\text{reset}}=10$ ms とした。

積分回路の動作確認のため、積分回路に3種類の入力(直流 1 V, 2 V, 3 V)を加えたときの積分器の出力波形をオシロスコープで観測した。

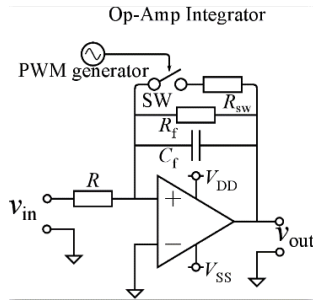


Fig. 2 積分器.

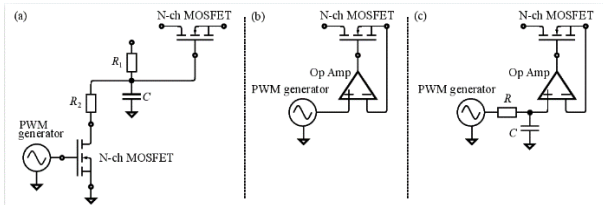


Fig. 3 積分器のスイッチ. (左) ロードスイッチ, (中) オペアンプをエラーアンプとして使用したスイッチ, (右) エラーアンプの入力側にローパスフィルタを配置したスイッチ.

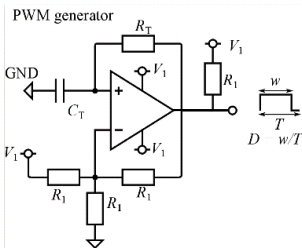


Fig. 4 PWM ジェネレータ回路図.

2. 3. アンテナシステムの動作確認

作製した積分器をアンテナシステムに実装し動作確認を行った。動作確認は室内と屋外で行った。室内ではアンテナを二方向(東側と西側)に向けて観測した (Fig. 5)。また、屋外観測は農学部と北口食堂の間を観測地点としテレビ電波の受信確認を行った。テレビ電波受信確認は市販のアンテナレベルチェッカーとの比較も行った。観測地点と観測方向を Fig. 6 に示す。

3. 結果と考察

3. 1. 積分器の開発

スイッチの動作確認を行った。 Fig. 3 (a), (b) は若干リンギングが確認できるが Fig. 3 (c) では確認できなかった。そのため本研究ではスイッチは Fig. 3 (c) を用いる。

PWM ジェネレータの出力波形 (Fig. 7) は信号期間 (ON 状態) が $w = 40\text{ms}$, リセット期間 (OFF 状態) $t_{\text{reset}} =$

10ms であることが確認できた。

積分器に直流 1V , 2V , 3V をそれぞれ入力したときの出力波形を Fig. 8 に示す。この結果から読み取れるピーク値 V_p , 理論値 V , そして誤差 $E (E = |V - V_p|)$ を Table. 1 に示す。 Fig. 8 と Table 1 より DC 1V 以下では誤差は低いが, DC $2, 3\text{V}$ となると誤差が大きくなっていることが分かる。これは今後の改良点となる。

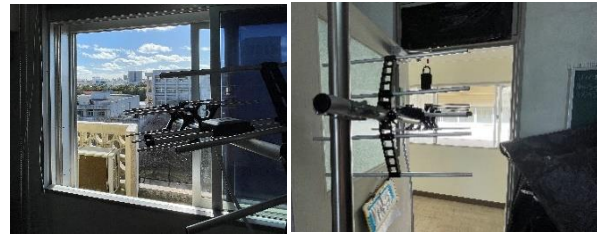


Fig. 5 室内観測風景. (左) 東側と(右) 西側.

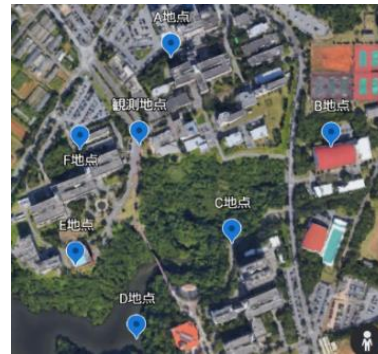


Fig. 6 観測場所と観測方向. (Google earth より.)

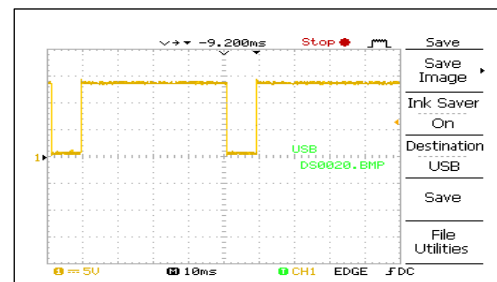


Fig. 7 PWM ジェネレータの出力波形.

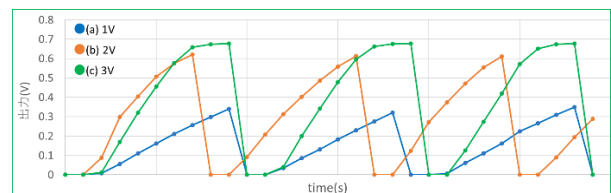


Fig. 8 積分器の出力波形. (a) 入力 DC 1V , (b) DC 2V , (c) DC 3V .

Table. 1 積分器のピーク値, 理論値, 誤差.

入力 (V)	観測ピーク値 (mV)	理論ピーク値 (mV)	誤差 (mV)
DC 1	346	333	13
DC 2	626	666	40
DC 3	679	1000	321

3.2. アンテナシステムの動作確認

積分器をアンテナシステムに実装して動作確認を行った。

(室内観測) 工学部二号館 5 階室内にて晴天時(気温 20°C、湿度 62%)の窓側方向(空あり)と廊下側方向(空なし)の電磁波測定を行った。東側(窓側)はピーク電圧 0.363 V/レベル9 であり, 西側(廊下側)は 0.241 V/レベル1 であった。二方向のピーク電圧結果とレベルチェッカーの傾向は一致していた。

(放電観測) イグナイターをアンテナから 1 m の距離で放電させたときの出力と観測した電圧の増分を Fig. 9 に示す。放電させたタイミングでピーク値が約 0.03V 高まっているので, 放電を正しくとらえていることが確認できた。

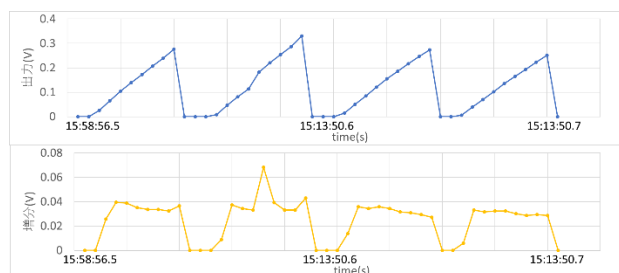


Fig. 9 イグナイターを放電させたときの(上)積分された結果と(下)その増分.

(屋外観測) 観測地点から快晴時(気温 18.2°C、湿度 50%)の大気電磁波測定を行った。測定ではアンテナを工学部(A 地点), アスティードアリーナ(B 地点), 理学部(C 地点), 教育学部(D 地点), 風樹館(E 地点), 農学部(F 地点), 空(真上)という順番で方向を変えながら観測した。一例として A 地点方向の観測結果を Fig. 10 に示す。増分を見ると約 0.05 V 程度である。各観測方向の観測結果とレベルチェッカーの値を Fig. 11 に示す。アンテナの積分ピーク値とレベルチェッカーの値の傾向が一致している。そのため, 積分器を実装したアンテナシステムは正しく動作している。また, 積分器の動作確認で 1 V を超えると誤差が増えることを述べたが, 晴れの状態での観測では出力電圧

は 1 V を超えることはなかった。そのため今回のアンテナシステムの観測結果の誤差は小さく信頼できるものと考えられる。今後は様々な気象条件下での観測を行い比較する必要がある。特に雷雲時はアンテナシステムの出力が増加することが予想される。このことから高い出力でも誤差の少ない積分器の改良は必要である。

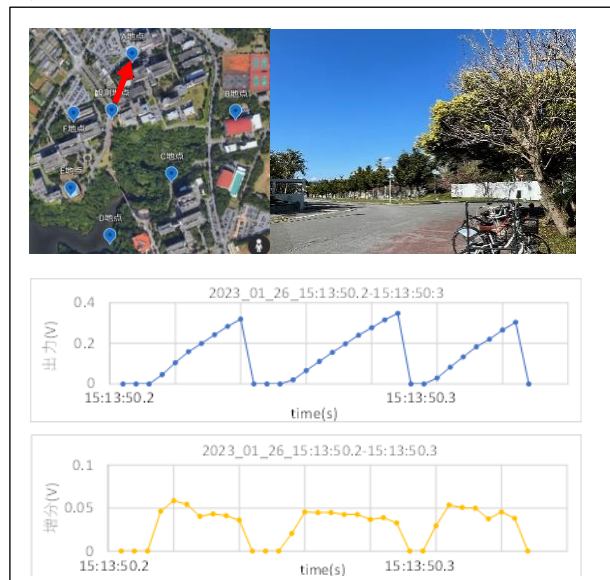


Fig. 10 (上)観測方向, (中)積分された観測結果, そして(下)観測結果の増分.

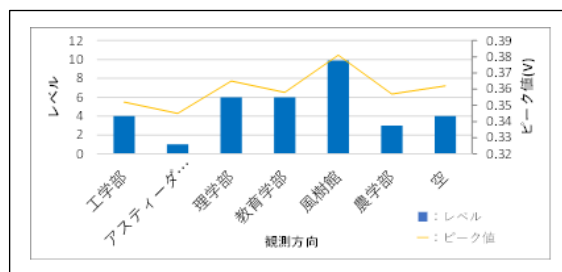


Fig. 11 各方向のピーク値とレベルチェッカーの値.

謝辞

LNA (Mini-Circuits) 電源部分の配線に関して琉球大学工学部技術部電気電子システム班の渡慶次 高也、玉那覇 厚雄より技術指導して頂きました。感謝致します。

参考文献

- [1] 大気電気学会編, 大気電気学概論, コロナ社, 2003 年
- [2] 岡村 勉夫, 定本 OP アンプ回路の計, 2011 年, CQ 出版株式会社, p. 379

沖縄本島地方の梅雨期における中・上層北西流場での大雨警報事例の特徴

鈴木史記、渡真利明、中西信彦、中村亮、宮城ゆず（沖縄气象台）

要 旨

昨年度（令和3年度）の沖縄管内予報技術検討会において、中・上層が北西流場の沖縄本島地方の大雨警報事例として報告された3事例（事例1：2021年6月29日、事例2：2020年6月23日、事例3：2021年6月15日）について、事例解析を行い環境場の特徴を整理した。その結果、いずれの事例も上層での高渦位の分布や明瞭な発散場、中・上層での北西～西北西の流れ、中層への乾燥域の貫入、下層では台湾周りや大陸からの暖湿気の流入とその収束など、上層から下層にかけての環境場は、類似点が多く見られた。これらの特徴を着目点として整理し、複数地点で雨量の極値を更新し記録的な大雨となった2021年6月29日の事例を基に概念モデルを作成した。環境場の着目点や概念モデルを活用することにより、大雨ポテンシャルをある程度事前に把握することが可能になると考える。

1 はじめに

昨年度（令和3年度）の沖縄管内予報技術検討会において、梅雨期の沖縄本島地方で中・上層が北西流場の場合に、大雨警報の発表に至った複数の事例の報告があった。通常は、トラフ通過前後の中・上層が南西流場の大雨の発生頻度が多く、北西流場による大雨は着目されることは少ない。本調査では、北西流場による大雨がどのようなメカニズムで発生するのか明らかにし、着目点の整理や概念モデルを作成して、現業作業での活用を目的とする。

2 調査方法

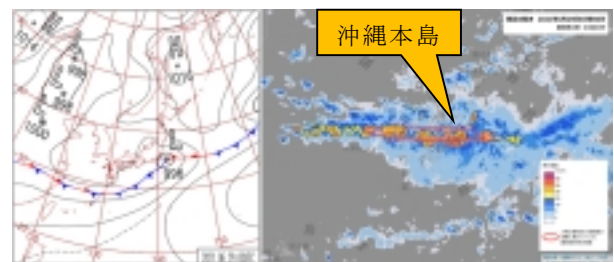
中・上層が北西流場の大雨として報告された3事例（事例1：2021年6月29日、事例2：2020年6月23日、事例3：2021年6月15日）について事例解析を行い、環境場の特徴を整理した。追加調査として、過去の類似事例の発生状況についても併せて調査した。

3 事例1：2021年6月29日の大雨事例

（1）事例の概要

29日09時の地上天気図（第1図左図）で、沖縄本島地方は東シナ海を東西にのびる梅雨前線の暖域内にあり、前線に流れ込む湿った空気の影響で大気の状態が非常に不安定であった。沖縄本島地方

では29日未明に東西にのびる線状降水帯が発生し（第1図右図）、非常に激しい雨が降り続いたため（第1表）、運用開始後初めてとなる「顕著な大雨に関する情報」が発表された。さらに、「50年に一度の記録的な大雨」（粟国村対象）の気象情報も発表され、沖縄本島地方の複数地点で6月の日降水量の極値を更新するなど、記録的な大雨となった。



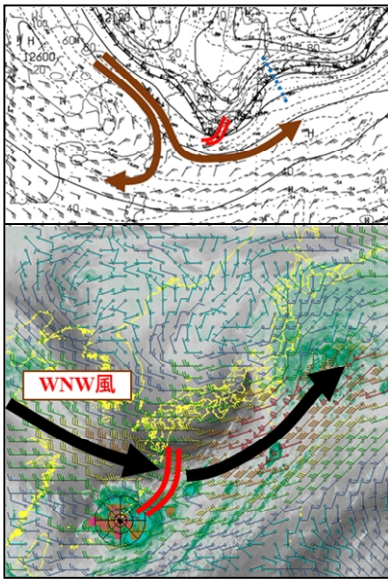
第1図 2021年6月29日の地上天気図（左図：09JST）とレーダーエコー図（右図：03JST）
右図の赤楕円は線状降水帯の雨域

第1表 解析雨量（R1）の帳票（2021年6月29日）

沖縄本島地方	2021/06/29 (JST)										
	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10
中部											
中部	33	43	34	28	28	34	48	33	32	37	27
豊後町・粟国村	34	46	49	37	45	35	30	36	36	46	47
本島北部											
伊原町・伊平座	34	38	6	9	6	7	5	3	6	4	9
国頭町	33	33	30	49	44	33	33	33	3	3	3
名護町	32	45	42	36	32	37	30	30	4	4	4
豊後・豊後町	33	49	38	38	38	38	38	38	38	38	38
久米島											
久米島	3	6	4								

(2) 環境場

ア 中・上層の状況

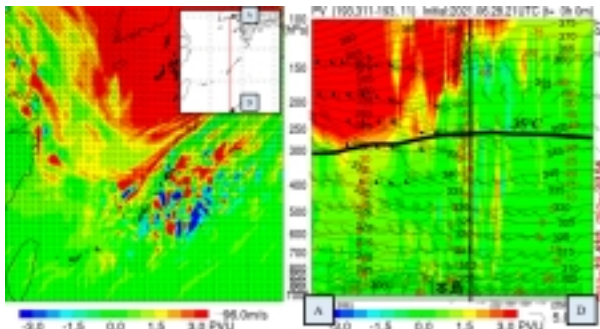


第2図 上図：高層天気図（200hPa）、下図：衛星水蒸気画像に毎時大気解析（500hPaの風）を重ねた図（2021年6月29日09JST）
矢印線は大気の流れを示す

西北西の風が卓越していた。

29日6時のメソ解析による355K等温位面渦位（第3図左図）を確認すると、暗域に対応する高渦位（1.5PVU以上）が奄美大島の北海上や東シナ海を中心に分布しており、一部が沖縄本島近海にも広がっている。沖縄本島を通る南北方向の渦位断面図（第3図右図）を確認すると、高渦位域の前面の300～500hPaにかけて低温化しており、沖縄本島地方では大気の状態が不安定（潜在不安定）となっていたことが示唆される。

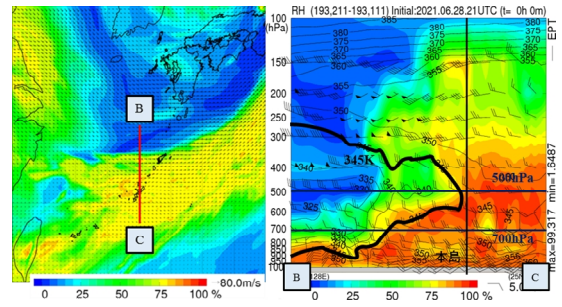
29日6時のメソ解析による300hPa面相対湿度（第4図左図）を確認すると、暗域に対応する乾燥域が



第3図 メソ解析による355K等温位面渦位（左図）と、気温・温位・渦位の南北断面図（右図）（2021年6月29日06JST）

29日9時の200hPaの高層天気図（第2図上図）では、トラフが本州付近を東進しており、沖縄地方はチベット高気圧との間で発散場が明瞭となっていた。500hPaの毎時大気解析（第2図下図）では、衛星水蒸気画像の暗域に対応するトラフが本州の南を東進しており、沖縄本島地方は

奄美大島の北海上まで広がっていた。また、南北断面図（第4図右図）では乾燥域に対応した低相当温位の空気塊が中層（500hPa）を中心に貫入しており、その先端に位置する沖縄本島地方の対流不安定を強化していた可能性がある。また、乾燥域は高渦位域に対応していると考えられるため、上層の高渦位の流入に対応して、中層に乾燥空気が流入したことが推測される。

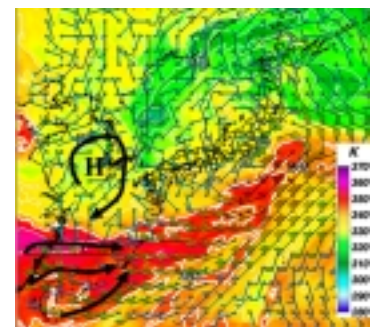


第4図 メソ解析による300hPa相対湿度（左図）と、相当温位・相対湿度の南北断面図（右図）（2021年6月29日06JST）

イ 下層の状況

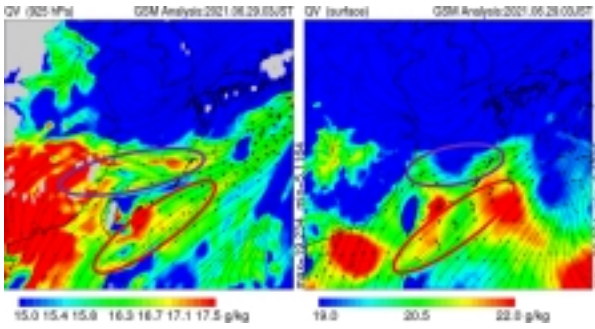
29日9時のメソ解析による850hPa面の相当温位と毎時大気解析（風）（第5図）では、台湾南北周りと大陸から高暖湿気（相当温位 \geq 約350K）が沖縄本島地方へ流れ込み収束する場となっていた。また、東シナ海には高気圧循環があるため、高暖湿気の北上が阻まれ、沖縄本島付近で収束が継続しやすかったことが示唆される。

29日3時の全球解析による925hPa面の流線を見ると（第6図左図）では、台湾の南海上からの流れと大陸からの流れが沖

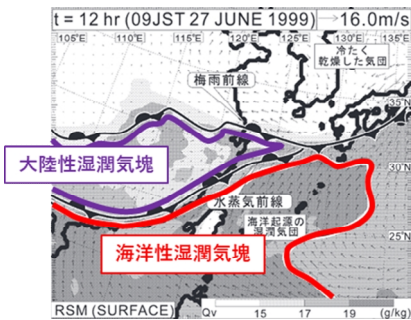


第5図 メソ解析による850hPa面の相当温位と毎時大気解析（風）（2021年6月29日09JST）

縄本島近海で合流しているが、比湿差は明瞭ではない。全球解析による地上の比湿分布を見ると（第6図右図）、沖縄本島付近の南側で比湿の値がより大きくて、比湿差がやや明瞭になっている。これらの特徴は、茂木（2010）による水蒸気前線の一例（第7図）と類似しており、局地的ながら水蒸気前線構造の存在が示唆される。



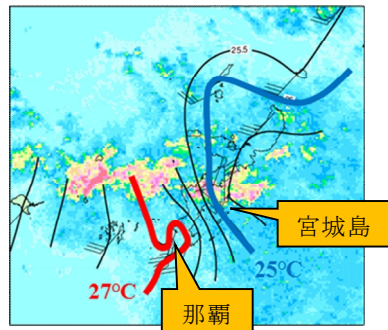
第6図 全球解析による925hPa面の流線・比湿（左図）と、地上の流線・比湿（右図）（2021年6月29日03JST）



第7図 水蒸気前線の一例（茂木（2010）より引用）大陸性と海洋性の気塊を着色して強調。

（3）地上実況

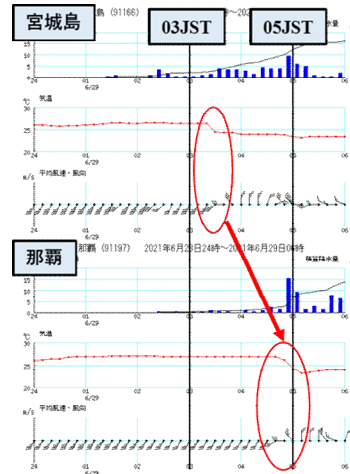
沖縄本島地方を線状降水帯が南下中の時間帯（29日4時）におけるアメダス気温（高度補正済）を第8図に示す。本島北部の気温は南部に比べて2～3℃程低く、沖縄本島の南北で温度傾度が大きくなっている。このことから、線状降水帯の北側では冷氣塊の存在が示唆される。



第8図 アメダス気温（高度補正済み）とレーダーエコー一図（2021年6月29日04JST）

29日未明から明け方にかけての宮城島と那覇のアメダス時系列図を第9図に示す。宮城島では3～4時の間に気温が約2℃低下し、風向が南寄りから北寄りに変わった。その後、那覇でも4～5時の間に気温の低下や風向の変化がみられた。これらのことは、線状降水帯の北側に形成された冷氣塊が、

風のシアーを伴いながら宮城島付近から那覇付近へ南下したと推測される。なお、冷氣塊が形成された要因として、一般的な知見と同様、中層への乾燥空気貫入（(2)の第4図参照）に伴う雨滴の蒸発効果によって形成されたことが考えられる。

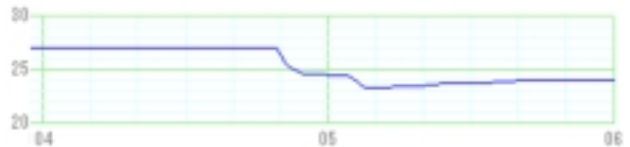


第9図 宮城島と那覇のアメダス時系列グラフ（上段から、1時間降水量、気温、風向風速の10分値データ）（2021年6月29日00JST～06JST）

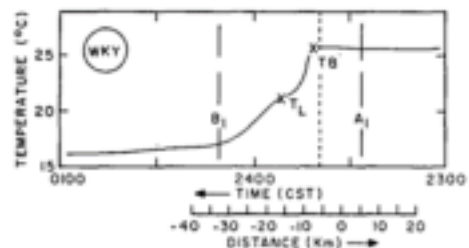
さらに、那覇の実況データを1分値単位で詳細に確認すると、気温は4時49分から約10分の間に2.5℃低下した。そのタイミング（4時49分）に15.5m/sの突風を観測し、若干遅れて瞬間的に最大降水強度120mm（4時55分）の強雨を含む雨が降った。加えて、最大で約2hPaの気圧上昇を記録した。これらの

特徴は、小倉（1999）により示された冷氣塊とガストフロント通過時の事例の実況と類似していた（図略）。

また、那覇の気温低下の際の特徴として、一時的に横ばいに推移し、再び気温が低下した（第10図）。これは、Charba（1974）により示されたガス



第10図 那覇の気温時系列グラフ（2021年6月29日04JST～06JST）※時間軸は左から右



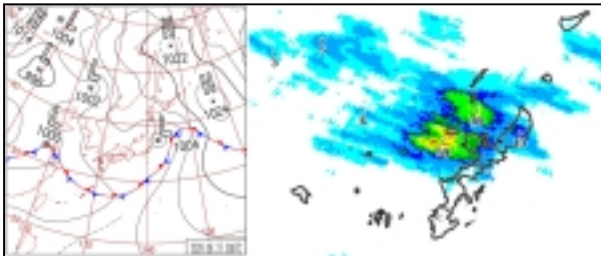
第11図 ガストフロント通過時の時系列グラフ（Charba（1974）より引用）※時間軸は右から左

トフロント通過時の事例の気温の振る舞いと類似していた(第11図)。これらのことから、冷氣塊が那覇を通過した際には、ガストフロントを伴っていたことが推測される。

4 事例2：2020年6月23日の大雨事例

(1) 事例の概要

23日09時の地上天気図(第12図左図)によると、沖縄本島地方は梅雨前線の近傍で、大気の状態が非常に不安定であった。沖縄本島地方では、西北西～東南東のライン状のレーダーエコーが形成され(第12図右図)、名護地区では明け方に非常に激しい雨が解析された(第2表)。



第12図 2020年6月23日の地上天気図(左図：09JST)と解析雨量(R1)(右図：0430JST)

第2表 解析雨量(R1)の帳票(2020年6月23日)

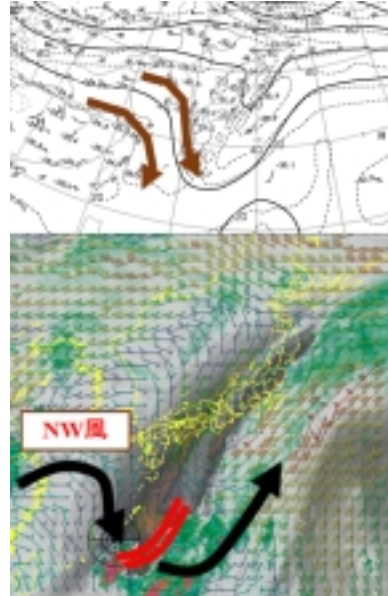
沖縄本島地方	2020/06/23 (JST)										
本島中南部	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13
高知					3	3	4	3	2	1	2
中部					3	3	4	3	2	1	2
鹿児島・鹿児島県		6	6		2	2	1	1	1	1	1
大島支庁											
伊豆群島・伊豆諸島											
宮崎地区											
名護地区											
那覇・宜野湾地区											

(2) 環境場

ア 中・上層の状況

23日9時の300hPaの高層天気図(第13図上図)では、トラフが本州を東進しており、沖縄地方はチベット高気圧との間で発散場が明瞭となっていた。500hPaの毎時大気解析(第13図下図)では、衛星水蒸気画像の暗域に対応するトラフが本州の南を東進しており、沖縄本島地方は北西の風が卓越していた。

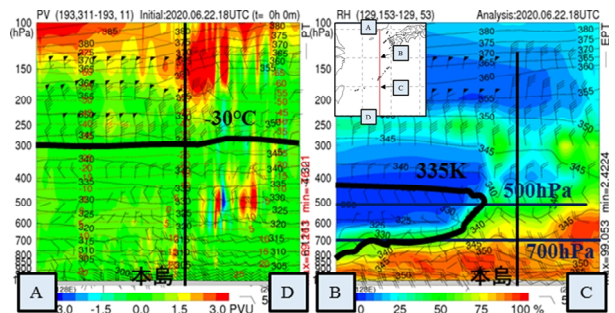
23日3時のメソ解析による355K等温位面渦位では(図略)、暗域に対応する高渦位(1.5PVU以上)が沖縄本島近海に分布していた。沖縄本島を通る南北方向の渦位断面図(第14図左図)を確認すると、高渦位域の前面の250~400hPaにかけて低温化



第13図 上図：高層天気図(300hPa)、下図：衛星水蒸気画像に毎時大気解析(500hPaの風)を重ねた図(2020年6月23日09JST) 矢印線は大気の流れを示す

しており、沖縄本島地方で大気の状態が不安定となっていたことが示唆される。

23日3時のメソ解析による300hPa面相对湿度では(図略)、暗域に対応する乾燥域が沖縄本島近海まで広がっていた。南北断面図(第14図右図)を確認すると、大気中層に乾燥した空気が貫入しており、その先端に位置する沖縄本島地方の対流不安定を強化していた可能性がある。



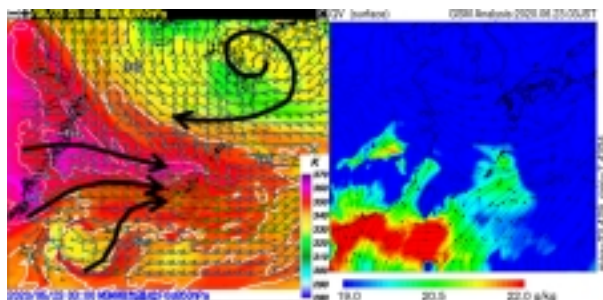
第14図 メソ解析による気温・温位・渦位の南北断面図と、相当温位・相対湿度の南北断面図(2020年6月23日03JST)

イ 下層の状況

23日03時のメソ解析による850hPa面相当温位と毎時大気解析(風)(第15図左図)では、九州付近にある高気圧性循環によって高暖湿気が阻まれ、台湾南北周りと大陸から高暖湿気(相当温位 \geq 約350K)が沖縄本島地方で収束する場となっていた。

23日3時の全球解析による地上の比湿(第15図右

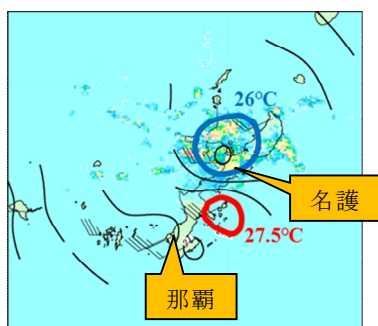
図)では、沖縄本島付近の地上の比湿差は不明瞭で、事例1のような局地的な水蒸気前線構造の存在は見られない。



第15図 メソ解析による850hPa面の相当温位・毎時大気解析(風)(左図)と、全球解析による地上の流線・比湿(右図)(2020年6月23日03JST)

(3) 地上実況

沖縄本島付近をライン状のエコーが南下中の時間帯(23日4時40分)におけるアメダス気温(高度補正済)を第16図に示す。本島北部の気温が南部に比べて1~2℃程低く、沖縄本島地方の南北で温度傾度が大きくな



第16図 アメダス気温(高度補正済み)とレーダーエコー図(2020年6月23日0440JST)

っている。このため、冷氣塊の存在が示唆される。

また、名護の実況データを詳細に確認すると、気温は4時17分から約20分の間に2.6℃低下し、そのタイミング(4時20分)に14.2m/sの突風を観測して、若干遅れて瞬間的に最大降水強度100mm(4時25分)の強雨を含む雨が降った。事例1と同様に小倉(1999)により示された冷氣塊とガストフロント通過時の事例の実況と類似していた(図略)。ただし、気圧上昇は最大で約0.8hPaと事例1と比較すると顕著ではなかった。

名護の気温低下の際、一時的に横ばいと再度の緩やかな低下があり(図略)、事例1と同様にCharba(1974)の事例と類似していた。これらのことから、今事例でも冷氣塊の通過時はガストフロントを伴っていたと推察される。

5 事例3：2021年6月15日の大雨事例

(1) 事例の概要

15日09時の地上天気図(第17図左図)によると、沖縄本島地方は梅雨前線の暖域内にあり、前線に流れ込む湿った空気の影響で、大気の状態が非常に不安定であった。沖縄本島地方では15日未明~明け方に北西~南東走向の線状降水帯が発生し(第17図右図)、慶良間・粟国諸島では猛烈な雨が解析された(第3表)。この大雨により、初めて「線状降水帯」のキーワードを使った情報や、「50年に一度の記録的な大雨」(座間味村対象)の気象情報が発表された。また、渡嘉敷では、6月の日降水量などの極値を更新した。



第17図 2021年6月15日の地上天気図(左図：09JST)と解析雨量(R1)(右図：02JST)

第3表 解析雨量(R1)の帳票(2021年6月15日)

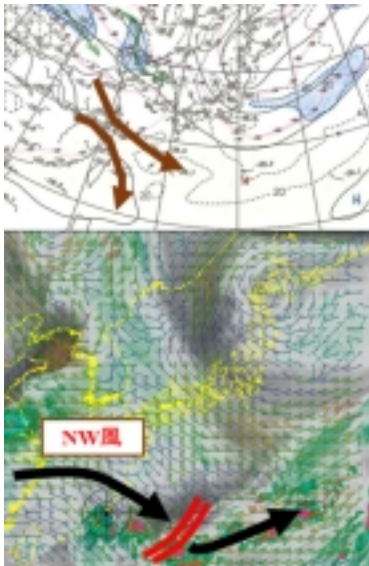
沖縄本島地方	2021/6/15 (hPa)												
	00	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13
那覇	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
名護	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
豊後平・奥田原	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
伊集院・宇平	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
高良地区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
豊原・高良地区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

(2) 環境場

ア 中・上層の状況

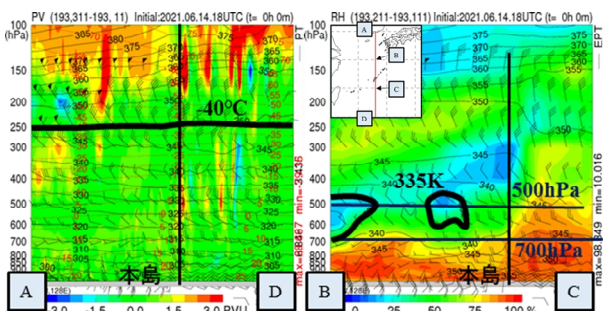
15日9時の300hPaの高層天気図(第18図上図)では、トラフが本州付近を東進しており、沖縄地方はチベット高気圧との間で発散場が明瞭となっていた。500hPaの毎時大気解析(第18図下図)では、衛星水蒸気画像の暗域に対応するトラフが沖縄地方の東海上を東進しており、沖縄本島地方は北西の風が卓越していた。

15日3時のメソ解析による355K等温位面渦位では(図略)、暗域に対応する高渦位が沖縄本島近海に分布していた。沖縄本島を通る南北方向の渦位断面図(第19図左図)を確認すると、高渦位域の



第18図 上図：高層天気図(300hPa)、下図：衛星水蒸気画像に毎時大気解析(500hPaの風)を重ねた図(2021年6月15日09JST) 矢印線は大気の流れを示す

おり、その先端に位置する沖縄本島地方の対流不安定を強化していた可能性がある。



第19図 メソ解析による気温・温位・渦位の南北断面図と、相当温位・相対湿度の南北断面図(2021年6月15日03JST)

イ 下層の状況

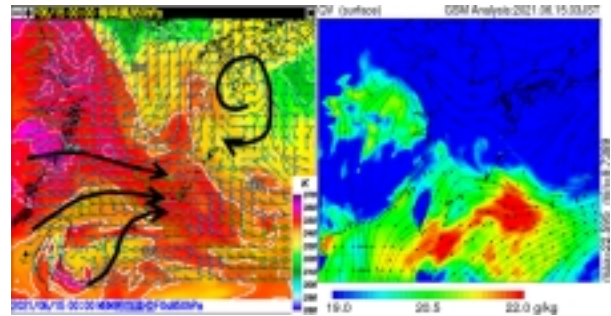
15日00時のメソ解析による850hPa面相当温位と毎時大気解析(風)(第20図左図)では、九州付近にある高気圧性循環によって高暖湿気(相当温位 \geq 約350K)の北上が阻まれて、台湾南北周りや大陸から高暖湿気が沖縄地方で収束する場となっていた。

15日3時の全球解析による地上の比湿(第20図右図)では、沖縄本島付近の地上の比湿差は不明瞭

前面では、200～250hPaにかけて低温化しており、沖縄本島地方では大気の状態が不安定となっていたことが示唆される。

15日3時のメソ解析による300hPa面相対湿度では(図略)、暗域に対応する乾燥域が沖縄本島地方近海ま

で広がっていた。南北断面図(第19図右図)を確認すると、大気中層に乾燥した空気が貫入して

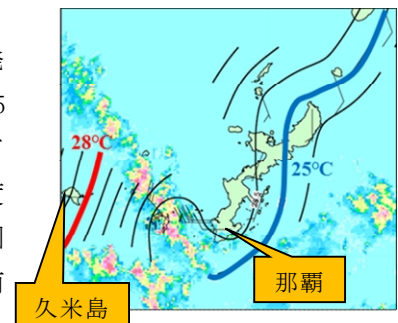


第20図 メソ解析による850hPa面の相当温位・毎時大気解析(風)(左図)と、全球解析による地上の流線・比湿(右図)(2021年6月15日00JST 右:03JST)

で、事例1のような局地的な水蒸気前線構造の存在は見られない。

(3) 地上実況

線状降水帯が発生した時間帯(15日3時)におけるアメダス気温(高度補正済)を第21図に示す。本島中南部の気温が久米島



第21図 アメダス気温(高度補正済)とレーダーエコー図(2020年6月15日03JST)

に比べて2～3℃程低く、久米島と本島中南部で温度傾度が大きくなっている。このため、冷氣塊の存在が示唆される。また、今事例のアメダス実況値は、事例1や事例2のような気温や風などの明瞭な変化が確認できなかった。これらのことから、今事例でも冷氣塊を形成した可能性は高いと思われるが、ガストフロントは確認できなかった。

6 環境場の着目点と概念モデルの作成

事例1～3のいずれの事例も、上層での高渦位の分布や明瞭な発散場、中・上層での北西～西北西の流れ、中層への乾燥域の貫入、下層では台湾周りや大陸からの暖湿気の流入とその収束など、上層から下層にかけての環境場は、類似点が多く見られた。また、梅雨前線や中層の流れに沿って出現したと考えられる線状化した降水域の発生についても、共通した特徴である。加えて、冷氣塊が

形成されていた可能性が高い。衛星水蒸気画像の暗域に対応した中層乾燥域の流入による蒸発効果で形成されたことが考えられ、対流雲の発達を強化した可能性がある。これらの特徴を着目点のまとめとして、第4表に整理した。さらに、記録的な大雨となった2021年6月29日の事例を基に概念モデルを作成した（第22図）。

第4表 着目点のまとめ

要素	2020年6月23日	2021年6月15日	2021年6月29日	
上層	流れ	N流	N流	NW流
	発散場	○	○	○
	高層位の流入	○	○	○
	低温化の有無（要因）	○（不明）	○（高層位）	○（不明）
中層	暗域の流入	○	○	○
	流れ	NW流	NW流	WNW流
	乾燥域（低相当位）の流入	○	○	○
	500hPaの正温移速	本島の北海上まで流入	本島の北海上まで流入	奄美北海上まで流入
下層	台湾南北回りの高相当位流入・合流	○	○	○
	大陸からの高相当位流入	○	○	○
	925hPaの風速予想	弱い（20kt）	弱い（20kt）	強い（40kt）
	前線領域内	前線本体	暖域内	暖域内
地上	リッジ場下のH循環	○	○	○
	冷気塊の形成	○	○	○
	水蒸気前線（明確な比温差）の存在	△	△	○
実況	1時間最大解析雨量	53mm	95mm	80mm
	その他		初めて「線状降水帯」のワードを修正情報発表	初めて「顕著な大雨に関する情報」発表
予想	GSM・MSM/GDC R1（大雨発生する前のイニシャルまで）	GM共に予想が過少	GM共に予想が過少	GM共に予想が過少

7 過去の類似事例

類似事例として、過去7年間分（2015年～2022年）を追加調査した。陸上に降水がかからず大雨警報に至らなかった事例もあるが、今回調査した事例と同じ環境場だった類似事例を第5表に整理した。過去の類似事例を見ると、毎年1～2回程度は、今回調査した中・上層北西流場での大雨警報事例と類似する現象が発生していることが分かる。なお、2015年の類似事例は、立間他（2016）によって詳細に調査されている。

第5表 過去の類似事例（2015年～2022年）
※今回調査した事例も含む

類似事例	解析雨量	備考	
2015年	5月28日	69mm	立間(2016)によって調査されている。
	6月24日	54mm	海上で観測した。
	6月29日	85mm	奄美地方で猛烈な雨が解析された。
2016年	5月23日	80mm	海上で観測した。
	6月26日	51mm	
2017年	5月31日	95mm	海上で観測した。
	6月14日	57mm	
2018年			該当なし。
2019年	6月20日	53mm	
	6月22日	150mm	23日の前日も同様の環境場だった。
2020年	6月23日	53mm	今回調査した事例日。
	6月15日	95mm	今回調査した事例日。
2021年	6月29日	80mm	今回調査した事例日。
	6月4日	85mm	海上で観測した。

8 まとめ

沖縄本島地方の梅雨期における中・上層北西流場での大雨警報事例（3事例）について事例解析を行った。それらの環境場の着目点を整理し、記録的な大雨となった2021年6月29日の事例を基に概念モデルを作成した。今回調査した3つの事例とも現業モデル（GSM・MSM）による雨量ガイダンスは大雨の直前まで過少傾向であり、予想が難しい現象と考えられる。概念モデルを活用することにより、大雨ポテンシャルをある程度事前に把握することが可能になると考える。

参考文献

- 小倉義光(1999)：一般気象学(第2版)．東京大学出版会，207-212pp
- 立間啓之 他(2016)：平成27年5月28日沖縄本島地方における大雨事例の解析．沖縄管内調査成果報告第45号
- 根間幸美 他(2017)：JMA-NHMを用いた冷気塊を要因とした顕著現象調査．沖縄管内調査成果報告第46号

沖縄気象台(2021)：検討項目Ⅱ「新たな予報現業作業」における手法や作業の最適化．令和3年度沖縄管内予報技術検討会

キース・ブラウニング(1999)：乾燥貫入(dry intrusion)とそれが温帯低気圧の前線、雲、降水の構造に及ぼす効果．天気46.2. 47-52

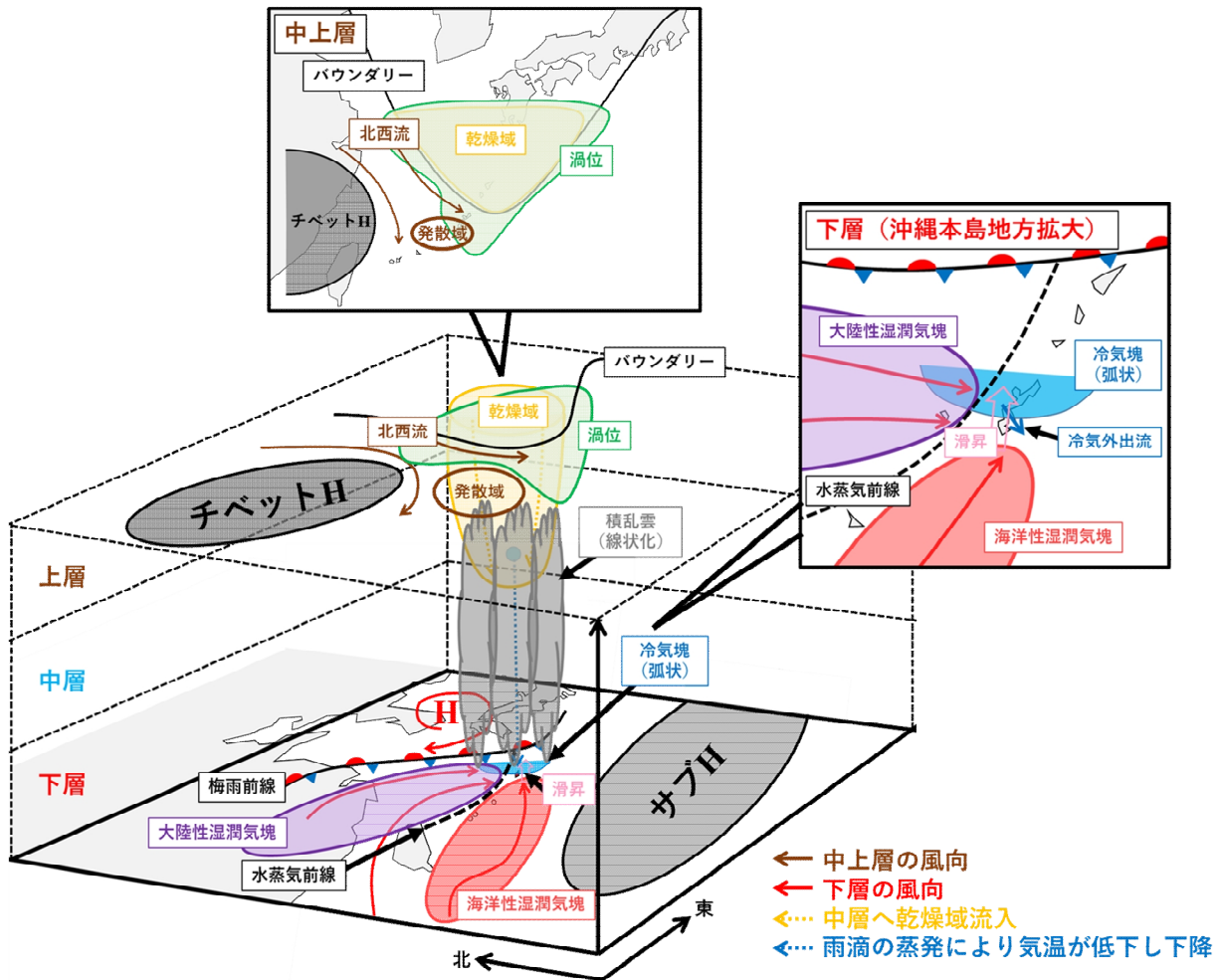
茂木耕作(2010)：水蒸気前線．天気57.1. 55-56

裁吉信(2012)：沖縄地方の大雨の特性と実況資料及び数値モデルの着目点．沖縄技術ノート，77

加藤輝之(2017)：図解説中小規模気象学，気象庁

Charba, J(1974)：Application of Gravity Current Model to Analysis of Squall-Line Gust Front. Monthly Weather Review. 102. 140-156

沖縄本島地方の梅雨期における中・上層北西流場での大雨概念モデル



～総観場～

○中・上層

→トラフが通過、北西流となり、チベットHとの間で上層発散場となっている。

○下層

→沖縄地方は、前線暖域内か前線近傍 (本体) に位置する。

～積乱雲 (線状化) が発達する過程～

- ①下層では、台湾南北周りと大陸からの高暖湿気 (相当温位 \geq 約350K) が沖縄地方に流れ込んで、収束する場 (水蒸気前線) となっており、降水域が存在する。
- ②トラフ通過後、暗域に対応する高渦位が次第に流入し、その前面で中・上層が低温化する。
- ③降水域の中層に乾燥域 (低相当温位) が流入し (対流不安定)、雨滴の蒸発に伴い気温が低下、下降して冷気塊を形成する。
- ④以上より、下層収束が強まり、また暖湿気が冷気塊を滑昇して積乱雲 (線状化) が発達する。なお、降水域の走向は暗域に沿って移動し、線状の降水を形成する。

第22図 作成した概念モデル

※2021年6月29日の事例を基に作成

観測された台風の最低気圧と最大風速の関係及び長期変化

*林 和彦 (宮古島地方气象台)

1. はじめに

気象庁の風速観測では、1960年まではロビンソン風速計が、1974年までは三杯風速計が用いられており、現在よりも観測値が1～3割過大であることがわかっている。一方、気圧の観測は、絶対測定のため、その精度は維持されている。

台風の勢力の指標として、現在では最大風速のみが用いられているが、前述のように風速は統計接続がなされておらず、台風の勢力の長期変化の指標として使えない。そこで、精度が揃う1975年以降の風速と気圧が一对一に対応していることを確かめる。その上で、観測された最低気圧を台風の勢力の指標として、1941年からの各官署への台風接近数や沖縄地方での台風経路の長期変化を示す。

2. 使用したデータ

使用したデータは、気象庁ホームページまたは日原簿または月原簿から抽出した沖縄管内6地点(与那国島、石垣島、宮古島、久米島、那覇、南大東島)における台風接近時に観測された1000hPa未満の日最低気圧と、その時の日最大風速である。気圧が1000hPa未満であっても、天気図から梅雨前線に由来する事例は除外した。

3. 最低気圧と最大風速の関係

1975年以降の各地の台風接近数(1000hPa未満の気圧観測)とその時の最低気圧と最大風速との相関係数を示したのが第1表である。どの地点においても、最低気圧と最大風速は有意な負の相関がある。これは気圧が低ければ風も強い(勢力が強い)傾向があり、台風において風速の強さはほぼ気圧傾度の大きさによることから、最低気圧が低いときは気圧傾度も大きくなるためと推測できる。

第1図に、宮古島での台風接近時の最低気圧と最大風速のプロット及び台風経路図を示す。気圧と風速の回帰直線から外れるものは、気圧が高いが風速が強いものが大半で、こちらの方がドボラックの気圧・風速解析値[1]に近い。気圧が高いが風速が強い台風の経路を調べてみると、島(各地点)の西側(危険半円)を進むものが多くあった。逆に、島を直撃または東側(

可航半円)を通過するものは、同様の気圧でも風速は弱い。島を直撃する台風は、最低気圧(中心気圧)観測時は眼に入り弱風なので、最大風速はより気圧が高い場所で観測される。よって、直撃せず最大風速半径での接近が、同じ最低気圧を記録したとしても最大風速が大きくなる。以上のことから、多くの場合、気圧に見合った最大風速は観測されにくい。逆に台風の進行する位置で風速が変わることは、強さの指標(ポテンシャル)として気圧をとることは有効と考えられる。

第1表 各地の台風接近数と最低気圧と最大風速との相関係数

	台風接近数	最低気圧と最大風速との相関係数
与那国島	190	-0.843
石垣島	194	-0.807
宮古島	195	-0.830
久米島	194	-0.775
那覇	188	-0.756
南大東島	166	-0.764

4. 台風の接近数の長期変化

本解析では、各地点で台風由来の1000hPa未満の気圧が観測されたとき、その台風を接近台風として数える。6地点のうち、1地点でも接近台風があれば、沖縄の接近台風として数える。また、973hPa未満の気圧が観測されれば、ドボラックの関係から「強い」台風が接近したとする。

1941～2020年の80年間に、沖縄への台風の接近数及び強い台風の接近数はそれぞれ有意に増加している(第2図)。各地点をみると、石垣島、宮古島及び那覇で接近数が増加、石垣島で「強い」台風も増加している。南大東島では、台風の接近数に増加はみられない。1950年代後半に観測が始まった与那国島及び久米島では、1961～2020年の60年間に、両地点とも接近数が増加しており、久米島では「強い」台風も増加している。

全6地点が揃う1961～2020年の60年間を前期(1961～1990年)と後期(1991～2020年)に分けて、両者で月別の接近数を比較する(第3図)と、前後期とも8月に最も接近数が多いのは変わらないが、後期には9月

の接近数が有意に増加する。前期から後期への9月の接近数の増加は、有意な増加を示す久米島や有意ではないが那覇の増加が貢献している。また逆に、南大東島では、9月の接近数は減少している。

5. 考察

気象庁では、1951年から台風解析を開始しており、接近台風を各地点から300km以内を通過したものと定義している。また、台風の風速解析が開始されたのは1977年からで、「強い」台風は最大風速が64kt以上のものと定義している。沖縄気象台[2]によれば、1951年以降の沖縄への台風の接近数は長期的な変化傾向はない。さらに、1977年以降の沖縄への強い勢力の台風の接近数にも長期的な変化傾向は認められない。

気象庁の台風解析によるものと本報告による接近台風のカウンターの違いは、気象庁解析では接近台風だが、本報告では気圧が1000hPa以上で接近とされない事例が多いことに起因する。このような事例は1950～1980年代には10年あたり17～21事例と多いのに対し、1990年代以降は8～13事例と減少する。さらに、この事例111事例のうち、39事例が気象庁解析では南大東島だけに接近する事例である。このことから、1980年代まで、気象庁解析では1000hPa未満の気圧を観測しない勢力の小さな台風を（特に南大東島で）数えていることで、接近数が保たれていたといえる。また、「強い」台風の接近数についても、気象庁解析では長期変化がみられないが、本報告では有意な増加傾向がみられた。このことは、1980年代以前は台風解析において勢力を過大評価をしていた可能性がある。

AR6[3]によると、地球温暖化の進行により、今後台風の発生数は減少すると考えられているが、本報告では少なくとも沖縄の台風接近数は増加してこそすれ減少はしておらず、地球温暖化の影響とは別のシナリオで台風の発生が制御されているのではないかと考える。なお、過去40年において「非常に強い（風速85kt以上）」台風の割合は増加している可能性が高いとされているが、本報告では、「非常に強い」台風の接近数（約0.4個/年）にも、全台風に占める割合（約7%）は変化がみられない。

最近60年間のうち、前期の台風の月別主要経路は、7月に先島、8月に本島、9月に大東地方であったのが、後期では7～8月に先島、9月に本島、10月に大東地方と経路の東遷が遅くなる傾向がみられる。これはYamaguchi & Maeda [4]が主張する、近年は太平洋高気圧の張り出しが強くなり、台風の経路が西に寄せられ

ていることと整合している。

6. 防災上の議論

台風の勢力は最大風速で決まるが、1974年以前に観測された風速は同じ尺度ではないので、過去事例との勢力の比較は単純ではない。例として、第2表に宮古島の日最低気圧の歴代6位までを記録した台風接近時の最低気圧と最大風速を示す。ドボラックの関係を満たす風速は、1966年のコラ（第2宮古島台風）と1968年のデラ（第3宮古島台風）のみである。1974年以前は風速値が過大であったこともあわせ、近年ではドボラック解析に基づく台風の勢力予想は観測値に比べ過大となる場合が多い。2003年に宮古島を直撃した台風マエミーは、最大風速55m/sが予想されていたが、実際に観測された最大風速は予測の7割の38.4m/sであった。しかし、島では電柱2,000本近く、風力発電のための巨大風車もがなぎ倒されるような暴風となり、窓ガラスの損傷による負傷者も100名近くに上った。一概に観測された最大風速が大きければ被害が大きくなるわけではないが、マエミーの場合、官署で観測された以上の暴風が島の各地で吹き荒れ、暴風被害を大きくした可能性が高い。

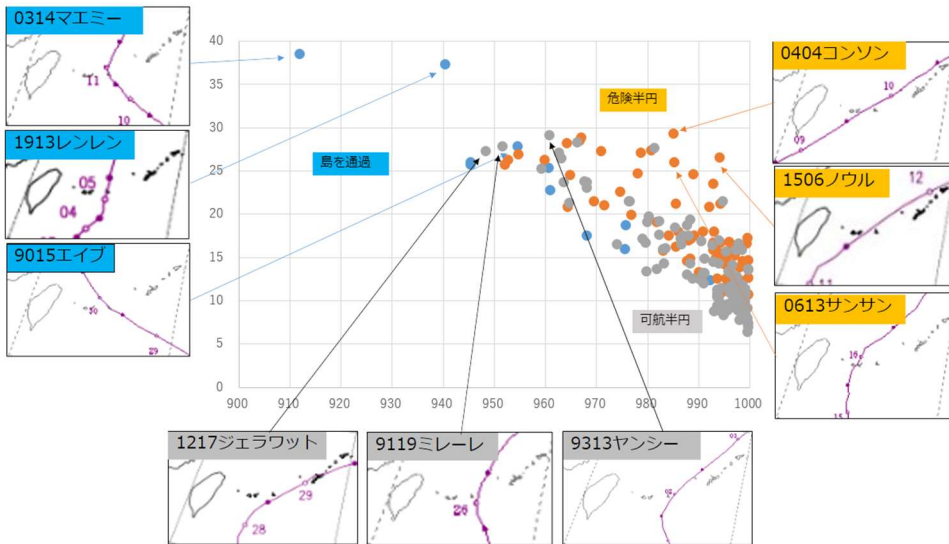
最後に、台風マエミー襲来時に気象台のとった対応について触れ、今後の台風防災情報発信について議論する。

第2表 宮古島の日最低気圧上位6位までの台風時の最低気圧と最大風速

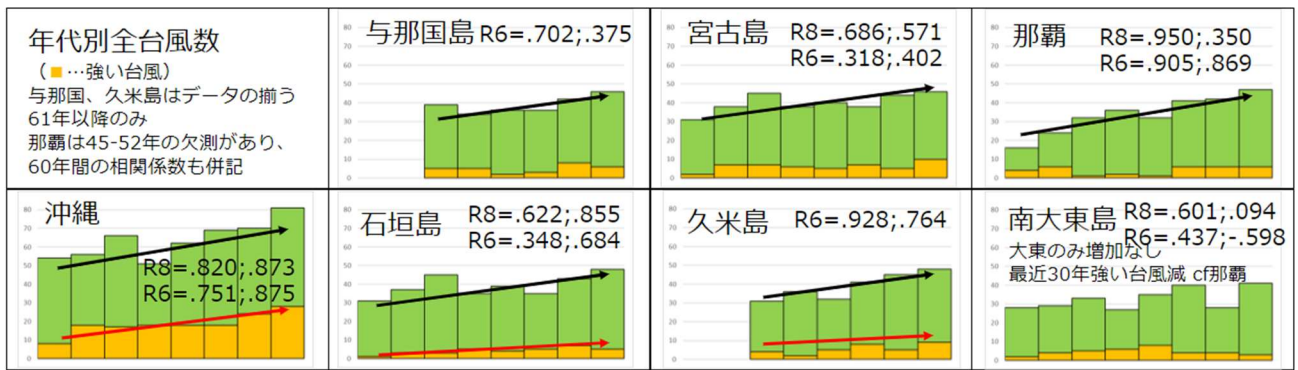
年月日	台風名	最低気圧 (hPa)	最大風速 (m/s)	進路
1956/08/01	ワンダ	935.9	36.0	東
1959/09/15	サラ	908.4	53.0	直撃
1966/09/05	コラ	928.9	60.8	直撃
1968/09/23	デラ	942.5	54.3	東
2003/09/11	マエミー	912.0	38.4	直撃
2019/09/05	レンレン	940.5	37.2	直撃

参考文献

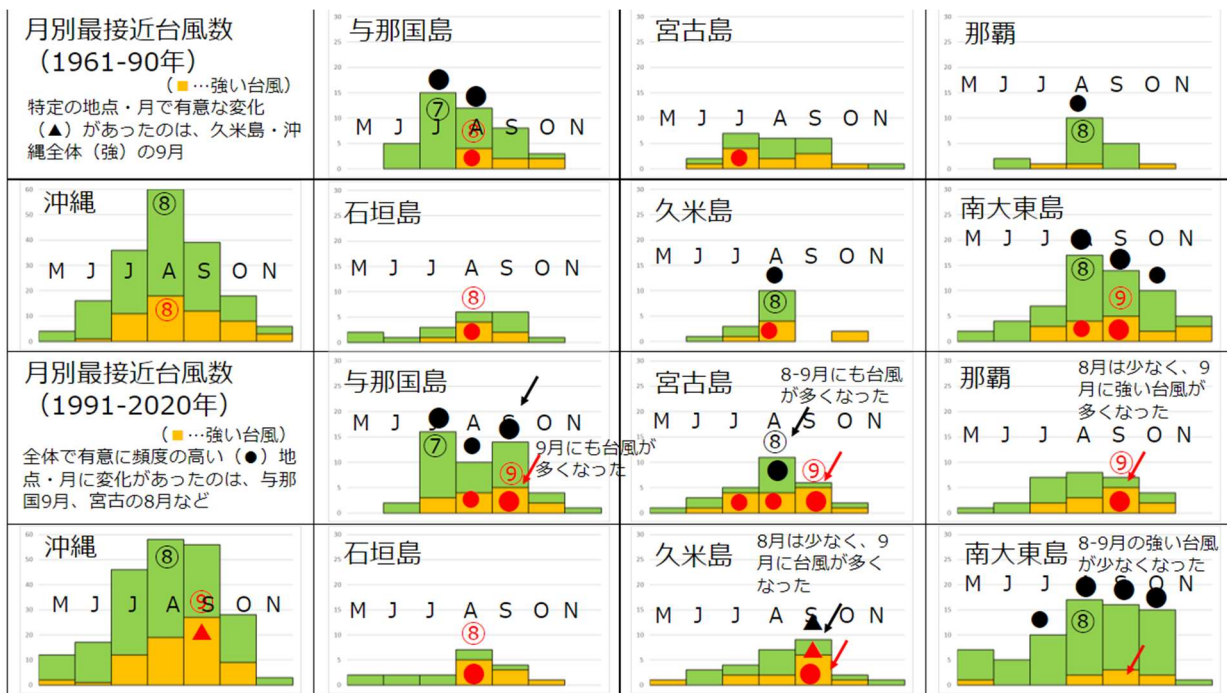
- [1] 木場ら, 1990, 研究時報, 42(2), 59—69.
- [2] 沖縄気象台, https://www.data.jma.go.jp/okinawa/data/kiko/climate_report_okinawa.html.
- [3] IPCC, 2021, 第6次評価報告書第1作業部会報告書.
- [4] Yamaguchi and Maeda, 2020, *J. Meteor. Soc. Japan*, 98, 775—786.



第1図 宮古島での台風接近時の最低気圧と最大風速のプロット及び台風経路図



第2図 沖縄各地への台風の接近数及び強い台風の接近数 (1941~2020年の10年ごと)



第3図 沖縄各地への最接近台風数及び強い台風の接近数の月別変化 (上段: 1961~1990年、下段: 1991~2020年)