

# 令和5年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2024年2月29日(木)

日本気象学会沖縄支部

## 令和5年度 沖縄支部研究発表会

会期：令和6年2月29日（木）13時05分～17時45分

場所：沖縄気象台防災連絡室及びオンライン会議（Teams）による発表

プログラム

司会：糸村 昌史（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18

\*1題当たり15分（発表11分、質疑応答4分）

- 閉会挨拶 久木 幸治（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. 「石垣島測候所草創期の役割と今後—岩崎卓爾の奮闘—」 ..... P 3  
林 和彦（石垣島地方気象台）
2. 「1910～20年代に観測された石垣島の極端な日最低気温」 ..... P 5  
林 和彦（石垣島地方気象台）
3. 「2023年4月19日前線暖域内における沖縄本島地方の大雨事例」 ..... P7  
小濱 俊朗・平良 直樹・福原 幸将・中野 優子・鈴木 史記・大城 智幸・金城 康広（沖縄気象台）
4. 「2023年3月22日線状降水帯による沖縄本島地方の大雨事例調査」 ..... P9  
中野 優子・鈴木 史記・大城 智幸・平良 直樹・福原 幸将・小濱 俊朗・金城 康広（沖縄気象台）
5. 「太陽活動27日周期変動の成層圏への影響」 ..... P12  
榑原 麻希・久木 幸治・伊藤 耕介（琉球大学理学部）
6. 「2022年台風第11号と熱帯低気圧との相互作用前後の構造・強度変化」 ..... P15  
津波古 和慶・山田 広幸（琉球大学理学部）
7. 「2023年台風第6号の進路と長周期流との関係」 ..... P18  
田中 星音・山田 広幸（琉球大学理学部）
8. 「2017年11月17日糸満市摩文仁で発生した突風の原因推定」 ..... P20  
仲石 圭吾・山田 広幸（琉球大学理学部）
9. 「二重偏波レーダー・ラジオゾンデ・Rainscopeを用いた2023年6月14日の  
沖縄県での大雨事例の解析」 ..... P22  
渡邊 朱里・山田 広幸（琉球大学理学部）
10. 「2023年台風第6号通過後に発生した那覇空港の低シーリングと  
海面水温との関係」 ..... P25  
鈴木 竜馬・仲井間 憲李・渡真利 明（那覇航空測候所）
11. 「那覇空港ドップラーレーダーの二重偏波情報を利用した発雷有無の調査」 ..... P27  
儀間 英斗・赤嶺 拡・島 拓也・渡真利 明（那覇航空測候所）
12. 「ここ数年の那覇の夏の蒸し暑さについて」 ..... P29  
藤川 典久（沖縄気象台）
13. 「那覇空港付近の大気解析における航空機データとラジオゾンデデータの比較」 ..... P32  
上村 亮太・山田 広幸（琉球大学理学部）
14. 「2022年台風第4号(Aere)の盛衰に対する上層切離低気圧の役割」 ..... P35  
渡部 太聞・山田 広幸（琉球大学大学院 理工学研究科）

15. 「Estimated Morphological Alteration in the Tidal Bore-Impacted Estuary of  
Kampar, Riau Province, Indonesia」 ..... P38  
(和訳)インドネシア,リアウ州カンパールの潮汐ボアの影響を受けた河口における  
地形変化の推定  
Ulung J. WISHA<sup>1,2</sup> and Yukiharu HISAKI<sup>1</sup> (琉球大学大学院 理工学研究科)
16. 「黒潮大蛇行によって引き起こされる熊野における潮位偏差の変動」 ..... P41  
河内 亨太・久木 幸治 (琉球大学 理学部)
17. 「MIROC-ES2L で計算された北西太平洋亜熱帯水温の過去現在未来」 ..... P44  
シェリフ 多田野 サム (琉球大学理学部)
18. 「沖縄県周辺の台風経過に伴う波高の変化と、風浪とうねりとの関係性」 ..... P47  
阿部 優樹・久木 幸治 (琉球大学理学部)

# 石垣島測候所草創期の役割と今後—岩崎卓爾の奮闘—

\*林 和彦 (石垣島地方気象台)

## 1. はじめに

石垣島測候所は、明治29年の開設以来、戦火をくぐり抜け、一日の欠測もなく、128年めを迎えている。長い歴史の中でも、明治31年来島、昭和7年に退職するまでの33年間所長を務めた仙台出身の岩崎卓爾は、気象業務のみならず、当地の文化・民俗の発信者として、社会に大きな影響を与えている。本項では、岩崎のいた石垣島測候所草創期を概観し、今後の気象台の果たすべき役割を議論したい。

## 2. 石垣島測候所ことはじめから昭和初期まで

石垣島の気象観測は、明治29年(1896)にはじまる。同時に奄美大島でも、初の中央気象台付属測候所が開設されている。前年に終結した日清戦争により、日本は台湾を獲得した。このため、内地から台湾にわたる海運、あるいは海防のために、気象情報が必要であったことは想像に難くない。

明治29年5月(以下[1])、中央気象台技師和田雄治は、出張所敷地の選定のため、石垣島に出張し、島司野村道安氏に諸事幹旋を依頼した。和田技師は、大浜間切登野城村糸数原(気象台現在地)を出張所敷地に選定し、島司にも当地使用の了解を得た。

同年11月25日より、「出張所」を「測候所」と改称し、現在地より西へ約600メートルにある桃原全能氏の居所を借り、気象観測を開始した。とはいえ、気圧計だけではなく温度計も家内に吊り下げ、雨量計は家屋より4メートル離れたところに置き、風向風力は人感によった。ただし、電信局はなく、気象電報を発送することはできなかった。同年12月5日、文部省告示によって、「中央気象台附属石垣島測候所」が正式に設置された。この日を、当台では創立記念日としている。

翌明治30年5月に、測候所は現在地に移転し、一日17回観測を開始した。新築庁舎は、木造瓦葺であった。同年6月には、風力計、風信器(風向計)、地面温度の観測を開始した。同年7月、八重山電信出張所開設により、一日三回定期気象電報を中央気象台に発信を開始した。また同月、中央気象台発表の天気予報、暴風警報を八重山島司、警察署へ配布を開始した。明治33年7月、毎時観測を施行した。

明治42年4月、現在地に煉瓦造二階建の新庁舎を竣工

した。明治43年5月、観測回数を毎時から一日6回に改正した。

大正15年5月、鉄筋コンクリート新庁舎を現在地に竣工した。昭和3年無線電信塔(鉄筋コンクリート造、高さ37.5メートル)2基を竣工した。昭和4年10月、無線実況気象報受信、天気図作製予報業務を開始する。

## 3. 地域住民との関わり

測候所が中央気象台に宛てた明治30年事業報告[2]によると、八重山では廃藩置県から間もなく、文明開化や人心一新は遅れ、諸事通訳を介しても意思疎通がもどかしい旨が記されている。それでも、明治31年報告[2]では、「地域住民の測候所に対する感情は良好だが、測候所を理解する力はない。見学を願うもの多く、小学校の見学は5回。紹介のない者は日曜午後に見学を許可している。」とあり、設立当初から地域との関係は良好であったことが伺える。

大正15年の鉄筋コンクリート新庁舎落成の際には、岩崎卓爾所長は近隣住民に案内状を配り、見学に招待している。

岩崎は、昭和2年に石垣島の気候をまとめた「石垣島気候篇」を出版したほか、島内を駆けめぐり八重山の文化・民俗・動植物の研究を続け、「石垣島案内記」「八重山童謡集」「やえまカブヤー(凧)」などの著作を残した。柳田国男を筆頭とする多くの文化人とも交流し、彼らの多くの作品に岩崎が登場している[3など]。

また岩崎は、喜舎場永珣や宮良長包と登野城小学校で「子供の会」を開くなど、子供の教育にも力を注いだ。さらには、通俗図書館、幼稚園、新聞社、青年会や婦人会を組織・指導するなど、晩年には岩崎の下には諸事万事公私問わず依頼がひっきりなしだったという[4]。

ただし、岩崎は業務について部下に厳しく、さらには業務時間外には昆虫や蛇の採集に駆り出したことから、職員が定着しなかったと言われている[5]。事実、明治40年から昭和2年までの20年間は、岩崎所長、識名信次、瀬名波長宣の3名体制であった。

## 4. 岩崎の異名にみる地域貢献と今後

岩崎は地域の名士で、「テンブンヤーマウシュマイ(天文屋=測候所のおじいさん)」と慕われ、町を歩く

と、こどもたちがついてまわったという。台風の観測をよくしたことから「台風王」「風の宿主人」、また台風観測時に飛石で右目を失明したことから「金なき片目の巖窟王」など多くの異名をもっていた。退官時には、地域の寄付で、胸像が建てられるなど、破格の敬意をもって地域に根付き、生涯を石垣島で終えている。

前項で述べたように、岩崎は公私にわたり、地域住民と深く関わりをもっており、測候所や官舎はその舞台であった。そして、岩崎率いる測候所は、八重山の人材育成の場であったと考えられる。

私たちは岩崎の後継者としての矜持を保ち、地域防災の拠点だけでなく、地域防災を担う住民を育成する場でありたいと考えている。有事の際に日頃からやりつけていないことはできない。平時にこそ、防災意識をともに高め、防災に適う人材をともに育成していく気象台でありたいと願っている。

参考文献

- [1] 八重山気象台, 1967, 八重山気象台沿革誌, 琉球政府気象庁, 52pp.
- [2] 石垣島測候所, 事務報告 (明治30年~大正4年)
- [3] 佐藤惣之助, 1924, 「蠅と蜚: 或は寂寞の本」より「台風王」, 新报社
- [4] 本川桂川, 1934, 「史譚と民俗」より「八重山渡海」, 一誠社
- [5] 盛口 満, 2021, 「ツトム虫」を探して, ボーダーインク



写真2 明治42年竣工煉瓦造庁舎前の岩崎(左)と佐藤惣之助氏



写真3 構内官舎前でこどもたちと岩崎

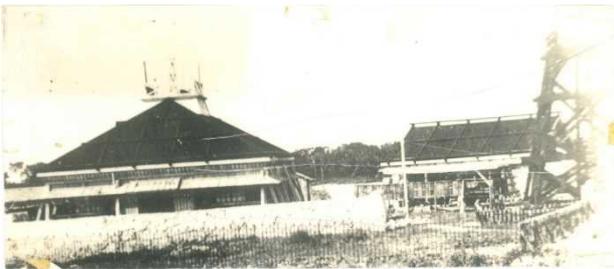


写真1 明治30年竣工初代庁舎(左)と官舎



筆者作 岩崎卓爾まんが「あがやー!! うしゅまい」

# 1910～20年代に観測された石垣島の極端な日最低気温

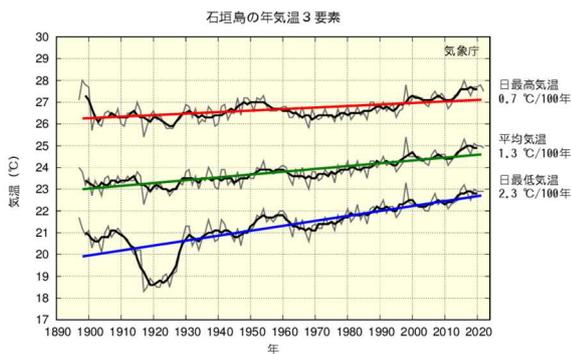
\*林 和彦 (石垣島地方气象台)

## 1. はじめに

石垣島の気象観測は1896年にはじまり、以降戦時中も一日も欠測がなく、今日まで127年の歴史をもつ。2017年には、世界気象機関(WMO)によって、国内唯一の「百年観測所」に認定されている。また、日本の平均気温偏差を算出する15地点のひとつでもある。

さて、石垣島の年平均気温、年平均日最高気温、及び年平均日最低気温のグラフ(第1図)をみると、1910～20年代にかけての20年間は、日最低気温が極端に低くなっていることがわかる。これに対して、平均気温と日最高気温には、日最低気温にみられるような低下はみられない。

本調査では、この極端な日最低気温がどうしてもたらされたかを探るものである。



第1図 石垣島における日最高気温、平均気温及び日最低気温の長期変化傾向

## 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にある石垣島の年・月平均気温、日最高気温、及び日最低気温である。また比較のため、石垣島の気象百年[1]にある月平均沿岸水温、並びに石垣島気候表[2]にある最低接地気温も使用した。

## 3. 日最低気温が極端に低い要因

日最低気温は、現在では1分ごとの観測値のうち、最低のものを選んでいく。しかし、今日のようなデジタルの自動観測装置のない黎明期には、アルコール温度計の中に指標を仕込ませた最低温度計(寒暖計)を用いて、期間中の最低気温を記録していた。最低気温が観測されることが多い夜明け以降の早朝に、一日一回の観測

をし、その日の最低気温としていたと考えられる。

日最低気温は、前述のように夜明けに観測されることが多い。これは、太陽放射のない夜間は、地表面からの放射により地表面温度が低下し、熱伝導によって最低気温が観測されるからである。

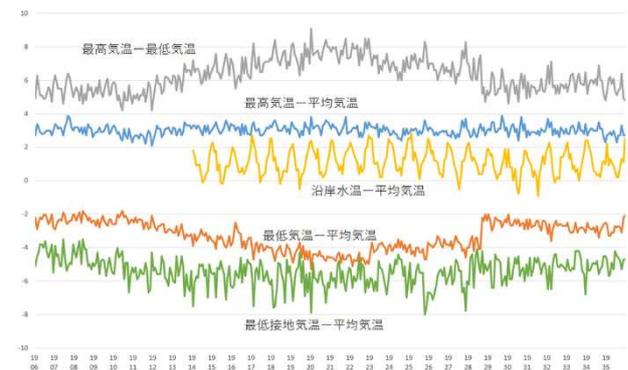
さらに、極端に朝の最低気温が低くなる条件として、近藤[3]は夜間の①晴天、②微風、③新雪が積もるなど地表面の熱容量と熱伝導が小さい、④上空に強い寒気が入るなど大気全層が乾燥して大気放射量が小さいことを挙げている。いわゆる「放射冷却」が強いときとよいうだろう。

## 4. 日最低気温と他要素の比較

石垣島で観測された日最低気温と他の関連した要素を比較してみる(第2図)。

日最低気温マイナス平均気温(オレンジ)をみると、1912年あたりから差が開いていき、1923年に最大となった後、約1°Cジャンプして戻る。1923～1928年の半ばまで差が維持されるが、1928年半ばに約2°Cのジャンプがあり、1910年あたりの差に戻っている。この日最低気温と平均気温との差にみられる変動は、他の要素にはみられないものである。

もし、極端な日最低気温が放射冷却によってもたらされるならば、冬季の晴天日に現れるはずであるが、最低気温は年変動はもたないことから、この変動要因は可能性が低いと考えられる。



第2図 石垣島における日最高気温一日最低気温、日最高気温-平均気温、沿岸水温-平均気温、最低気温-平均気温及び日最低接地気温-平均気温の長期変化傾向(1906～1935年月別)

なお、当時の月報をみると、日最低気温の月極値が観測された日は雨天が多く、日変動(4時間ごとの観測値)は小さいのに、日最低気温のみ低くなっている例が散見される。

当時は、同型の最低温度計を用いて、日最低接地気温も観測していた。観測された接地気温が、熱伝導によって気温に反映される。極端な日最低気温が観測されるなら、日最低接地気温にも同様の変動があるはずだが、それも観測されていない。

極端な日最低気温低下がみられる期間に、石垣島で顕著な気温の低下があった可能性は、日最高気温と平均気温との差に長期変化が全くみられないこと、また外的影響が大きい沿岸水温と平均気温との差にも年変動があるだけで、長期変化がみられないことから、却下される。

## 5. 考察

石垣島で1910~20年代に観測された極端な日最低気温の低下は、他の関連する要素にはみられず、また放射冷却によってもたらされたものでもないと考えられる。

当台に残る報告[4]によれば、1910年9月に最低温度計の交換が実施されており、これは徐々に日最低気温が低く観測されるようになった時期と符合している。このことから想像するに、交換した最低気温が徐々に不具合を起こしているのに気が付かずに、約20年もの間観測を続けていた可能性が高いと考えられる。

しかし、ひとつ疑問がある。最低温度計は、アルコールの先端が現在気温を示す。毎朝の最低気温観測時に、現在気温と最低温度計の現在の示度が2~3℃ずれていれば、気付いて然るべきと考える。因みに最高温度計は、それまでの最高気温を指したままなので、ずれがあっても気が付かないこともある。

当時は、岩崎卓爾所長(技手)と地元出身の識名信次・瀬名波長宣(ともに雇)の3名体制が20年続いている。この間、一日6回の観測でよいところを、岩崎の指示で24時間観測をしたり、生物の調査などに取り組んだり、かなりの変則的な勤務で慢性的な疲労があったと思われる。また、観測されたデータを吟味するということも行われていなかったのではないかと推測する。1928年より、漢那長著や正木任らが新たに測候所に加入し、観測手法の点検がようやく実施されたと考えるのは想像にすぎないだろうか。

石垣島の観測データは、永年気候観測のひとつであるので、日最低気温といえども「観測の誤り」であったことの衝撃は大きい。今後この期間のデータをどのよ

うに扱うかは、石垣島だけでなく日本の気候をどう解析するかに関わり、議論をしていくべきと考えている。

## 参考文献

- [1] 石垣島地方気象台, 1996, 石垣島の気象百年, 216pp.
- [2] ——, 1968, 石垣島の気候表, 琉球政府, 379pp.
- [3] 近藤純正, 2011, 放射冷却—最低気温, 結氷, 夜露—, 天気, 58(6), 75-78.
- [4] 石垣島測候所, 事務報告(明治30年~大正4年)

# 2023年4月19日前線暖域内における沖縄本島地方の大雨事例

平良 直樹、福原 幸将、小濱 俊朗、中野 優子、鈴木 史記、大城 智幸（沖縄气象台）

## 1 はじめに

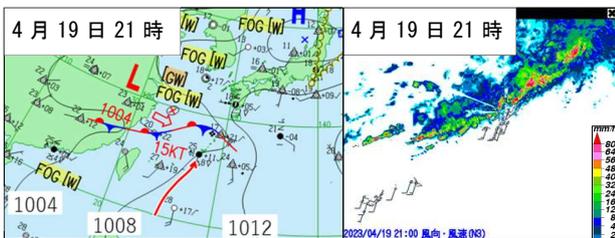
2023年4月19日に前線の暖域内でライン状の降水が発生し、沖縄本島地方は大雨となった。数値予報では、このライン状の降水が沖縄本島地方を通過する予想はなかった。本調査では、暖域内で発生したライン状の降水の環境場や構造を解析するとともに、数値予報とレーダーエコーやメソ解析等を比較することで、実況監視や予報修正につながる特徴を見出すことを目的とした。

## 2 調査方法

観測データや天気図、客観解析を用いて現象の構造を解析し、数値予報と比較を行うことで、数値予報が予想できなかった降水現象の特徴を明らかにする。

## 3 事例の概要

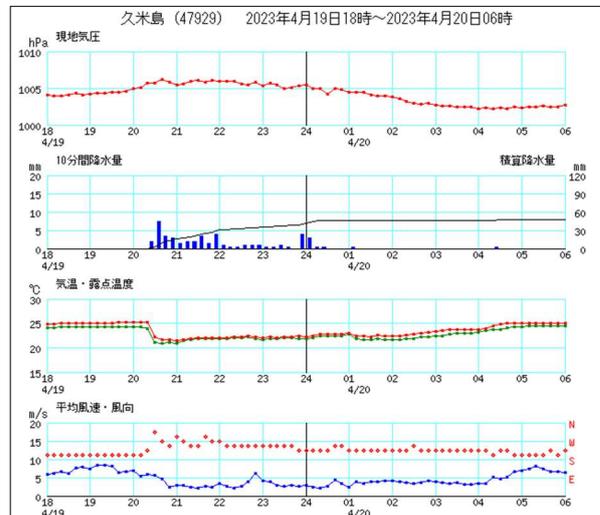
4月19日21時には東シナ海に低気圧があって東に進んでいた。また、華南から東シナ海を通過して奄美付近には停滞前線のがびており、沖縄地方は前線の暖域内にあった。19日15時頃から前線の暖域内にあたる東シナ海では、レーダーエコーがライン状となって東進し、19日夜のはじめ頃から20日未明にかけて沖縄本島地方を発達したレーダーエコーが通過した（第1図）。発達したレーダーエコーの通過に伴って、日最大1時間降水量は、名護で50.5ミリ（19日22時20分）、那覇で52.5ミリ（20日0時10分）を観測した。



第1図 4月19日21時の地上天気図(左)と降水強度・アメダス風(右)

## 4 調査結果

### (1) 観測データによる事例解析

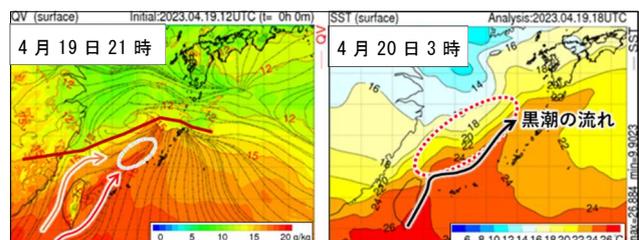


第2図 久米島 観測値(19日18時～20日06時)

久米島では、発達したレーダーエコーの通過時に気温と露点の急降下、風向が南西から北西へ変化、気圧の上昇が見られ（第2図）、名護でも同様な変化が観測された（図略）。那覇では、発達したレーダーエコーの通過直前に気温と露点の急降下があり、風向は南南西から北西へと変化した。気温と露点、風向の変化から、積乱雲からの冷氣外流出によるものと考えられる（図略）。

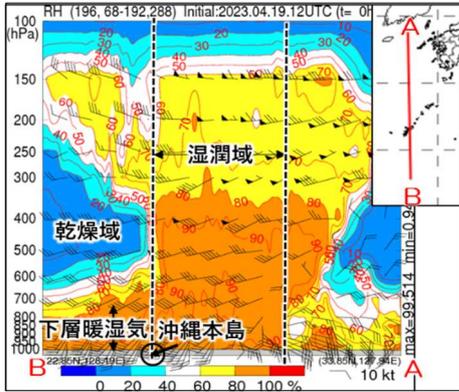
### (2) 環境場

前線の暖域内で対流活動が活発だった沖縄本島の西海上では、台湾南北周りの収束が存在し、温度勾配は不明慮であったが、南北方向の比湿差は2g/kgあり、水平水蒸気勾配が明瞭であった。20日3時の海面水温（SST）の分布では、黒潮の流路に沿って海面水温の高い領域が分布しており、比湿の高い領域の分布と形状の類似がみられた。黒潮が、比湿の高い領域の形成及び水平水蒸気勾配の形成に寄与したことが考えられる（第3図）。



第3図 19日21時の比湿(左)・海面水温(右)

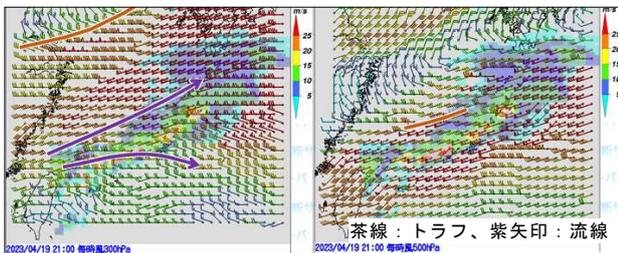
また、メソ解析における沖縄本島付近の南北方向の相対湿度鉛直断面(19日21時)は、加藤(2020)による「西日本で見られる梅雨前線帯の特徴」に類似しており、沖縄本島地方は大雨の起こりやすい環境場となっていた(第4図)。



第4図 19日21時の相対湿度と風の鉛直断面図

### (3) 対流雲を発達させた要因

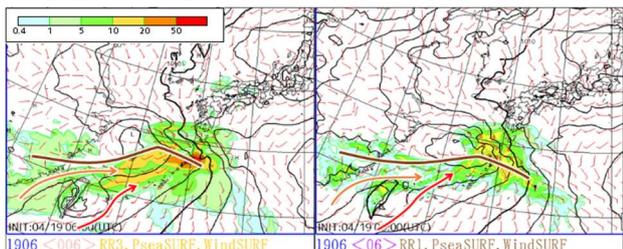
毎時大気解析(第5図)を見ると、沖縄地方は300hPaでは明瞭な発散場となっており、500hPaでは西風と西南西風のトラフの前面にあった。これらが対流雲を発達させ、500hPaトラフの東進とともに降水帯も東へ移動したと考えられる。



第5図 19日21時の解析雨量と毎時大気解析(風)  
(左: 300hPa, 右: 500hPa)

### (4) 数値予報モデルの問題点

19日06UTC初期値におけるGSMとMSMでは、前線の暖域内に台湾南周りの南西風と北回りの西南西風の収束による降水予想(GSM RR3、MSM RR1で20ミリ)があったが、この降水域が沖縄本島地方を通過する予想はなく、初期値が更新しても同様

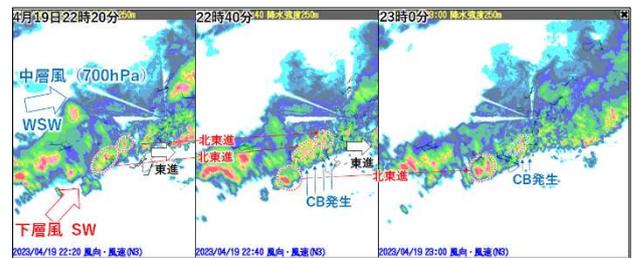


第6図 19日06UTC初期値のGSMの風・気圧・3時間降水量(左)とMSMの風・気圧・1時間降水量(右)

であった(第6図)。19日の沖縄本島地方の1時間降水量ガイダンスでは、GSMで30ミリ程度、MSMで20ミリ以下であり、非常に激しい雨が沖縄本島を通過する予想はなかった。

### (5) ライン状の降水が東進したことの考察

沖縄本島付近は、中層(700hPa)は西南西風、地上付近は南西風となっていた。個々のCBの移動方向は、概ね中層風と下層風と間の北東となっており、移動したCBの南側には新たなCBが発生していた。新たなCBの発生は、那覇での観測結果を踏まえると、CBからの冷氣外出流と下層風の収束により発生したものと推察できる。ライン状の降水域の東進は、500hPaのトラフの東進に加え、新たなCBの発生が繰り返し起きることによると考えられる(第7図)。



第7図 レーダーエコー(19日22時20分~23時)

## 5 まとめ

この事例の環境場は、沖縄本島付近は300hPaで発散場、500hPaトラフの前面にあり、台湾南北周りの収束が存在していた。黒潮が台湾南北周りの比湿勾配形成に寄与することで、沖縄本島西海上で比湿勾配が明瞭であった。相対湿度の鉛直断面構造は、「西日本でみられる梅雨前線帯の構造」に類似しており、大雨の発生しやすい環境であった。

数値予報は前線の暖域内にライン状の降水域と激しい雨の予想はあったが、沖縄本島地方を非常に激しい雨が通過する予想はなかった。実況では沖縄本島地方をライン状の非常に激しい雨が通過した。ライン状の降水域の東進は、500hPaのトラフの東進に加え、個々のCBからの冷氣外出流と下層風の収束により新たなCBの発生が繰り返し起こったことが原因と考えられる。

### 参考文献

加藤輝之(2020): 図解説 中小規模気象学, 145

# 2023年3月22日線状降水帯による沖縄本島地方の大雨事例

中野 優子、鈴木 史記、大城 智幸、平良 直樹、福原 幸将、小濱 俊朗（沖縄气象台）

## 1 はじめに

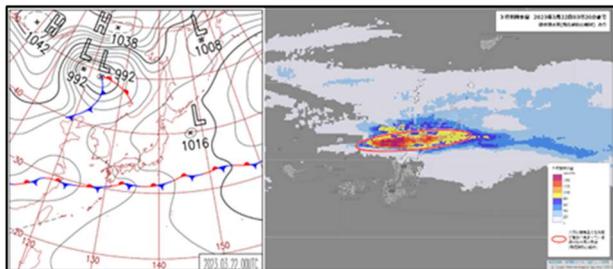
2023年3月22日明け方の線状降水帯による大雨は、早期注意情報の発表がない状況で、警報発表に至った事例である。予報技術や実況監視だけでなく、防災上の観点からも線状降水帯が発生した環境場や構造を理解し、実況監視手法や数値予報資料の修正につながる特徴を見出すことを本調査の目的とする。

## 2 調査方法

客観解析データや観測データを用いて事例解析を行い、環境場や降水系の特徴を整理した。

## 3 事例の概要

2023年3月21日から22日にかけて、沖縄地方は華中から日本の南にのびる停滞前線の暖域内に位置し、前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込んでいた（第1図左図）。沖縄本島地方では、22日明け方に線状降水帯が発生し（第1図右図）、名護地区や国頭地区では猛烈な雨が解析された。また、22日3時29分に「顕著な大雨に関する沖縄地方気象情報」が発表され、名護では日最大1時間降水量62mmを観測するなど3地点で3月の極値を更新した。一方、GSM・MSMともに降水が顕著になる前の初期値（21日06UTC）では、低気圧性循環や降水を実況より北寄りに予想していた。更に、最盛期（22日3時）の沖縄本島地方の島上でのGSMの3時間降水量、MSMの1時間降水量は、ともに10mm前後の予想と過小だった。また、MEPSでは最盛期（22日3時）の低気圧性循環や降水の広がりを実況に近い位置に予想しているメンバー



第1図 2023年3月22日の地上天気図（左図：09JST）と3時間降水量（右図：0320JST）  
※右図の赤楕円は線状降水帯の雨域。

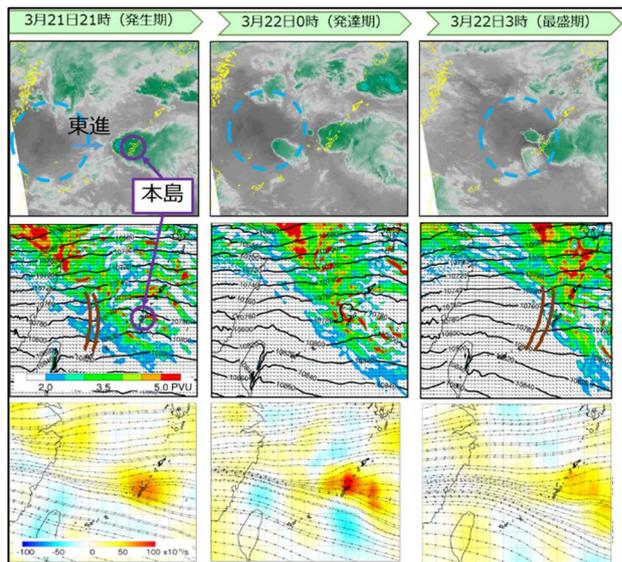
もあったが、沖縄本島地方の島上での3時間降水量は、20mm前後の予想とこちらも過小だった。なお、参考までに第1表にステージ毎（発生～衰退期）の解析雨量（R1）帳票を示す。

第1表 解析雨量（R1）の帳票

	発生～発達期										最盛期		衰退期											
	2023/03/21 (JST)										2023/03/22 (JST)		2023/03/22 (JST)											
沖縄本島地方	18	19	20	21	22	23	00	01	02	03	04	05	06	07										
本島北部																								
伊豆名・伊平屋	1	2	4	4	1	1	4	2	2	1	4	5	7	9	9	5	4	2	3	32	26	26	9	20
国頭地区	1	2	3	5	6	7	8	6	4	22	22	31	46	54	42	65	100	80	58	32	8	14	22	
名護地区	1	1	6	15	9	8	8	12	15	15	28	32	32	35	49	60	100	95	80	56	30	17	17	
恩納・金武地区																								

## 4 事例の解析結果

上層では、ショートトラフに対応した暗域が東シナ海を東進していた。トラフ前面では2PVU以上の高渦位が分布しており、前面で上昇流を励起していたと示唆される。発達期では、上層の発散場が最も強まった。これは下層収束により発達した対流雲だけでなく、高渦位による上昇流強化も発散場の強化に寄与した可能性がある（第2図）。最盛期では、高渦位は沖縄本島を通過し、暗域は次第に不明瞭となった。最盛期以降、乾燥域が南部にかかり、上空が乾燥していたため（図略）、南



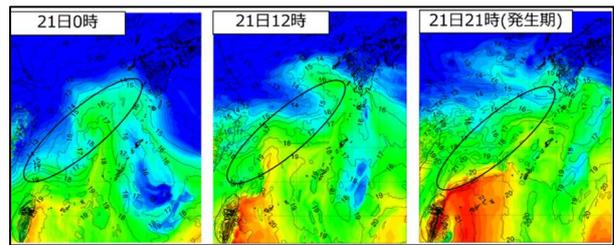
第2図 各ステージにおける水蒸気画像（上図）、メソ解析による250hPa面の高度・風と345K等温位面渦位（中図）、メソ解析による250hPa面の200km平均の発散（下図）  
※図の青破線は暗域。

部では対流雲が発達しづらく、本島北部や中部に降水域が停滞した一因と推測される。

下層では、各ステージにおいて台湾南北周りの流れが沖縄本島地方付近で収束しており、台湾東海上から高相当温位が流入していた。更に500m高度の相当温位は、338Kと高相当温位が沖縄本島地方に流入していた(図略)。下層シアアの強まりについては、発生期には沖縄本島地方の北西海上に低気圧性循環が解析され始めた。発達期には、この低気圧性循環がやや発達しながら東北東進したため、沖縄本島地方では強い南西風(35kt)が卓越し、低気圧性循環に伴う北西風と南西風の下層シアアが強まり降水強度が強まった。最盛期には、低気圧性循環が沖縄本島地方の北西海上に位置し、より南西風を強めていた。その後、低気圧性循環は東北東進し、収束位置が北側に移ったため、線状降水帯は北上したと推測される(第3図)。

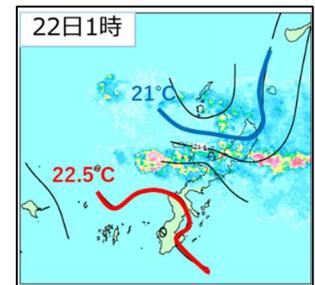
海上では、黒潮が台湾東岸から東シナ海を抜け、屋久島付近で南へ蛇行して日本の南岸を通っており、海面水温の温度傾度は、黒潮流路の北側で顕著になっている(図略)。500m高度の気温は、海面水温に対応して、台湾の北海上から九州南部に温度集中帯(傾圧帯)があった(第4図)。これは、Xu et al. (2011)が調べている黒潮と大気下層の対応と一致する。また、九州南岸から奄美地方にかけては、線状降水帯発生前に低温域が存在していた。

地上では、本島北部の気温が南部に比べて約1.5℃低く、降水域の北側に冷氣塊の存在が示唆される(第5図)。なお、鈴木ほか(2022)の線状降



第4図 線状降水帯発生前(21日0時)から発生期(21日21時)までのメソ解析による500m高度の気温と相当温位  
※図の黒楕円は温度集中帯(傾圧帯)。

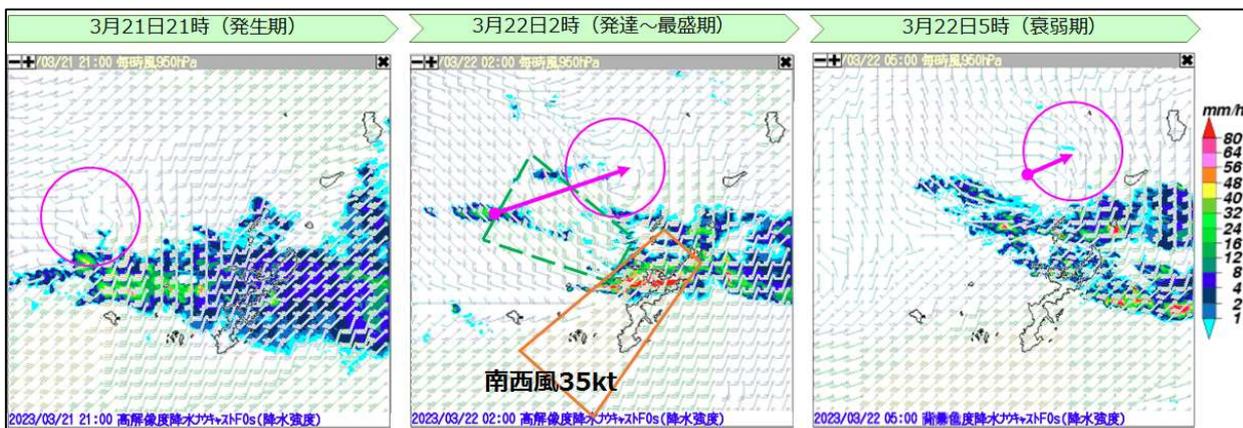
水帯の調査研究で示された2~3℃差ほど明瞭ではなかった。22日未明から明け方にかけての名護のアメダス時系列では、22日2時41分に最大降水強度150mm/hの強雨を含む雨が降り、その後気温は約1℃低下し、風向は北寄りになった



第5図 線状降水帯が顕在化する前の時間帯(22日1時)におけるアメダス気温(高度補正值)とレーダーエコー

(図略)。これらの事から、線状降水帯の最盛期の冷氣塊の広がりについては、降水がもたらしたと推測される。以上の事から、下層の南西風が冷氣塊を滑昇し、持ち上がることで積乱雲を発生させた。また、冷氣塊の存在が本島北部や中部で降水域を停滞させた一因であると推察される。

線状降水帯について、ストームに相対的なヘリシティは、発生期にはメソ低気圧近傍で高くなっており(図略)、発達期(22日2時)の名護のホドグラフは、下層から上層に向けて鉛直シアア(時



第3図 各ステージにおける高解像度降水ナウキャスト・950hPa面毎時大気解析(風)  
※図の円は低気圧性循環の位置を示す。矢印は、前ステージからの移動方向を表す。

計回り)が明瞭であった(図略)。また、下層は南よりの風、中層は西よりの風であることからバックアンドサイドビルディングにみられる構造的特徴があった。

## 5 まとめ

2023年3月22日の線状降水帯による大雨について、事例解析を行った。環境場や降水系の特徴を整理し、線状降水帯が発生した環境場や構造の特徴を4段階に分けて概念図(総観場・メソスケール)を作成した(第6図、第7図)。概念図を活用した数値予報資料と実況の比較により、予報資料を修正して検討し、実況監視すべきポイントを捉えることにつながると考える。また、冬季～春季の大雨事例の母数及び調査数が少ないため、今後事例を蓄積し、共通点を追求することが重要であり、実況監視のポイントやワークシートのより一層の高度化に繋がると考える。

### (1) 総観場の概念図

#### ア Phase1: メソ低気圧発生

東シナ海の黒潮流域で下層温度傾度(傾圧帯)が存在し、その南側で台湾南北周りの暖湿気と高気圧縁辺の南風が合流する。同じタイミングで上層に高渦位が流入し、下層に上昇流を励起することでメソ低気圧が発生する。

#### イ Phase2: 降水システムの形成

メソ低気圧により、沖縄本島地方で南西風が強化され、暖湿気流入が強まる。暖湿気は、沖縄本島地方の北側の冷たい空気の上を滑昇し、積乱雲を生成する。

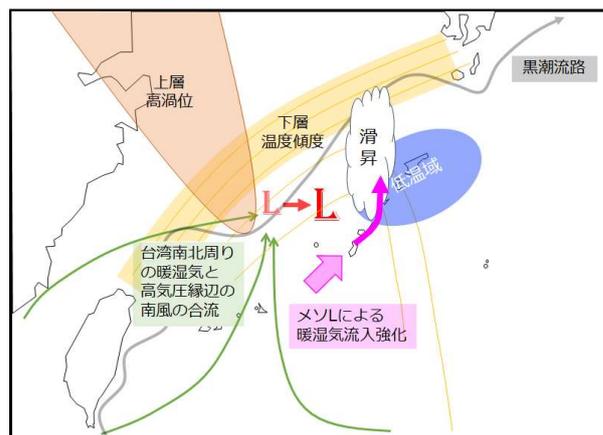
### (2) メソスケールの概念図

#### ア Phase3: 線状降水帯の発生

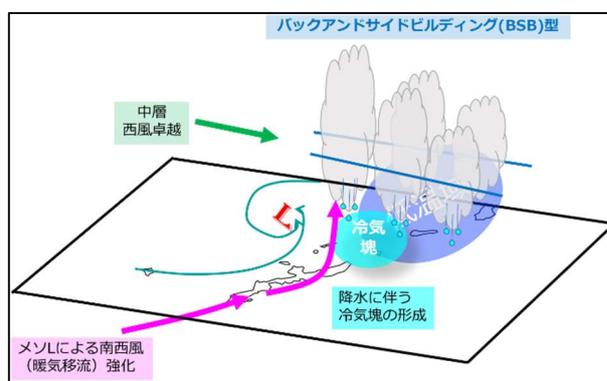
下層の南西風が冷気を滑昇し、持ち上がることにより発生した積乱雲は、中層の西風により東へと流される。同じ場所へ流入し続ける下層の南西風により、新しい積乱雲が発生する。

#### イ Phase4: 冷気塊による降水の位置固定

降水に伴い冷気塊が形成される。バックアンドサイドビルディング型であれば、降水域は北東方向へ広がるはずだが、冷気塊により同じ位置で降水が継続した。



第6図 概念図(総観場)  
Phase1・Phase2について



第7図 概念図(メソスケール)  
Phase3・Phase4について

## 参考文献

鈴木 史記, 渡真利 明, 中西 信彦, 中村 亮, 宮城 ゆず, 2023: 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. 沖縄技術ノート., (87), 1-8.

Haiming Xu, Mini Xu, Shang-ping Xie and Yuqing Wang, 2011: Deep Atmospheric Response to the Spring Kuroshio over the East China Sea. Journal of Climate., 24(18), 4959-4972.

※参考文献一部省略。

1. はじめに

太陽放射は太陽の自転による 27 日周期変動により、紫外線帯域で数%変動する(図 1)。一方、可視光線帯域では、ほとんど変動はない(Rottman et al. 2004)。紫外線は、特にオゾンが多い成層圏で吸収され、オゾンや気温への影響があると考えられるが、その影響は定量的に評価されてこなかった。本研究では、長期再解析データを用いて、太陽活動 27 日周期変動に伴うオゾン量・気温変動の空間分布を明らかにすることを目的とした。

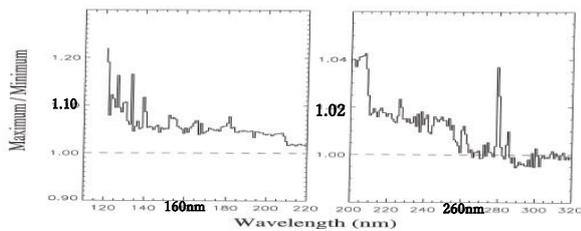


図 1 27 日周期変動の極大期と極小期における波長ごとの放射照度比

2. データ・研究手法

太陽活動のデータは、紫外線の放射照度と相関が高いことが知られ、長期に観測が続いている F10.7 を用いた(Matzke et al. 2021)。地球のオゾン量・気温は、MERRA-2 (NASA の全球大気再解析) を用いた。緯度 2.0° × 経度 2.0° × 気圧面 42 層 (高度約 60 k m) であり、1989 年 1 月 1 日～2023 年 4 年 1 日の期間とした。F10.7 データの欠損値を前後の平均値で埋め、25 日～30 日の bandpass filter をかけた。出てきた値の日付から MERRA-2 のオゾンと気温を取り出した。値の上位 1000 個を極大期・下位 1000 個を極小期とした。また、季節別でデータを 4 グループに分けた(図 2)。

	極大期	極小期
全体	1,000個	1,000個
3月～5月	240個	232個
6月～8月	309個	317個
9月～11月	255個	256個
12月～2月	196個	195個

図 2 季節別データのグループ分け

3. 結果

極小期のオゾンは、10hPa の低緯度にオゾンの最大値  $1.8 \times 10^{10} \text{ kg/kg}$  が見られた(図 3)。年平均と 3月～5月平均では、極大期において 10～3hPa の 60° S～60° N でオゾンが 0.5%程度多かった(図 4～図 5)。

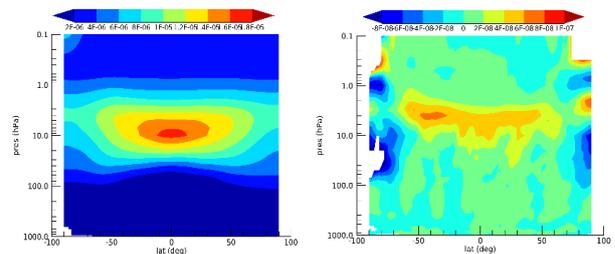


図 3 極小期のオゾン

図 4 年平均オゾンの差

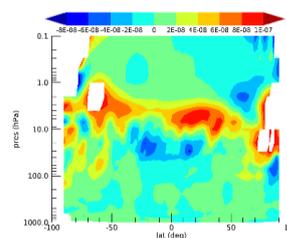


図 5 3月～5月のオゾンの差

極小期の気温は、60° S～60° N では 1hPa 辺りに最大値で 270K が見られた(図 6)。年平均の気温は、60° S～60° N 辺り・3月～5月平均は、40° S～40° N 辺りで極大期に気温の差が 0.2 K あるが変化は小さい(図 7～図 8)。また、オゾ

ンと気温ともに、極域の変動は乱れていた。

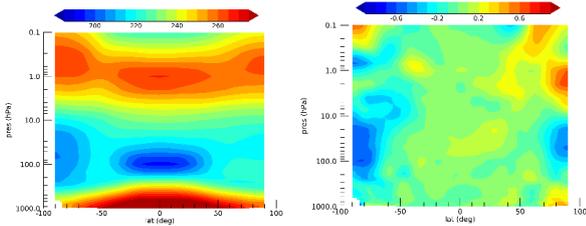


図6 極小期の気温

図7 年平均気温の差

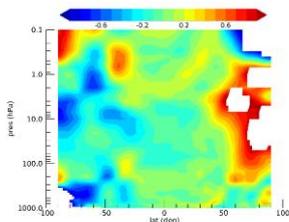


図8 3月～5月の気温の差

#### 4. 考察とまとめ

太陽からの紫外線に対し、オゾンが多く存在する10hPaより、少し上の10～3hPa辺りで応答が大きくなっていった。これは、太陽活動27日周期変動で短波長ほど変化が激しく、短い波長ほど高高度で大気に吸収されることが理由だと考えられる。また、低緯度～中緯度で変動が明瞭なのは、低緯度に近いほど太陽放射時間が長かったためと考えられる。気温は、60°S～60°Nで上昇していたが、太陽放射以外の影響を受けており、時間差が生じている可能性があるため変化が小さいと考えられる。

極域の乱れや見かけの差が乗じる可能性があるため、3月～5月のデータ数を2倍にした。結果として、データ数を2倍にした時の方が極小期のオゾン・気温の増加を減少させることができた(図9)。また、極域での極大期と極小期の差が小さくなったため、極域で起こる急激な変動現象である成層圏突然昇温の影響を強く受けていることが分かる。

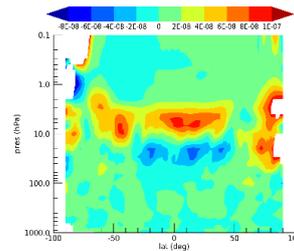


図9 3月～5月のオゾンの差データ数2倍

応答の時間差について確認した。ここでは、内部現象の影響等を考慮して北半球が夏の時(6月～8月)のデータ数2倍にして解析を行った。太陽放射からのオゾンと気温の反応への時間差は、オゾンは3日後・気温は4日後がより反応が大きかった(図10～図13)。

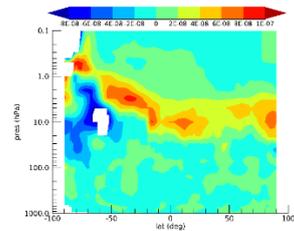


図10 6月～8月のオゾンの差データ数2倍

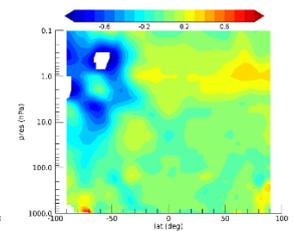


図11 6月～8月の気温の差データ数2倍

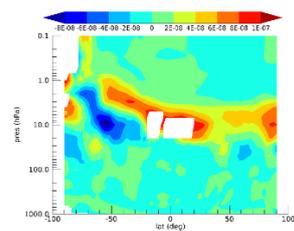


図12 6月～8月の3日後のオゾンの差データ数2倍

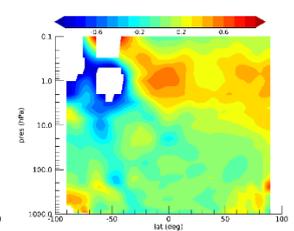


図13 6月～8月の4日後の気温の差データ数2倍

以上のことより、オゾン・気温ともに反応に時間が生じる可能性があることが分かった。しかし、オゾンの極大期の多い分布と気温の極大期の高くなる分布では、高度・緯度ともに一致

していなかった点に注意が必要である。

#### 5. 今後の課題

結果の統計的有意性については、考慮しなければならない。また、3月～5月のオゾンの差では50～10hPa 辺りで極小期の方でオゾンが増加していた。太陽活動27日周期変動によるものか偶然に現れた結果によるものか、調べる価値があると思われる。

#### 参考文献

G Rottman, L Floyd and R Viereck (2004) :  
Measurement of the Solar Ultraviolet Irradiance,  
Solar Variability and Its Effects on Climate,  
American Geophysical Union, 111-125pp.

# 2022 年台風第 11 号と熱帯低気圧との相互作用前後の構造・強度変化

津波古 和慶・山田 広幸 (琉球大学 理学部)

## 1. はじめに

2022 年台風第 11 号は、この年最初のスーパー台風で中心気圧 920hPa、最大風速 55m/s まで発達した (図 1)。

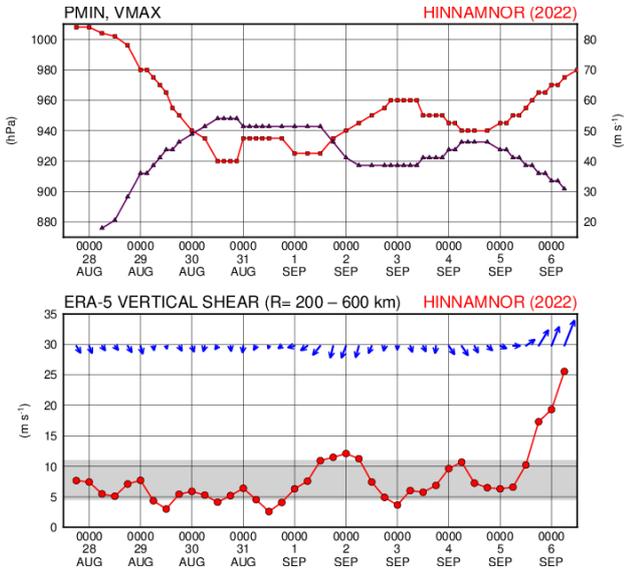


図 1. (上) 中心気圧と最大風速  
(下) ERA5 から計算された鉛直シア

内側壁雲・雲が無い領域のモート・外側壁雲を伴う 2 重壁雲構造や内側壁雲が消滅し、外側壁雲と置き換わる壁雲交換(Kanada and Nishii, 2023)、熱帯低気圧との相互作用による接近・合体、その後の再発達に伴う内側・外側壁雲の再形成といった様々な構造変化があった。また本台風は、気象庁が沖縄本島、石垣島に設置しているドップラーレーダーから半径 150km 以内の領域を通過したことで、台風本体の構造変化が直接観測された貴重な事例であり (図 2)、弊研究室が多良間島に設置している地上気象観測装置で気圧・風向・風速の急激な変化を観測している (図 3)。本研究では、先行研究で未解明である熱帯低気圧との相互作用前後の構造や強度変化に加え、石垣島レーダーに接近した 9 月 3 日以降の構造変化について解析を行う。

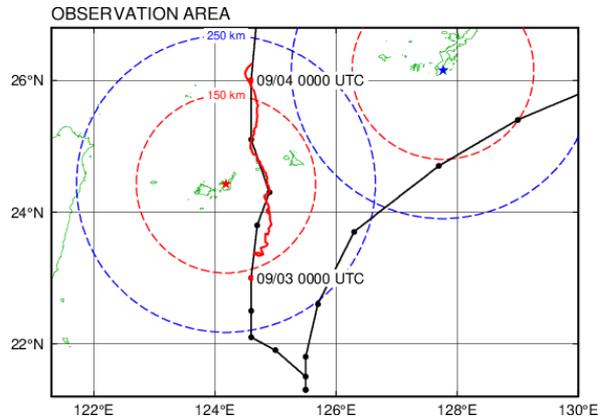


図 2. 台風の経路と糸数・石垣島レーダーからの距離

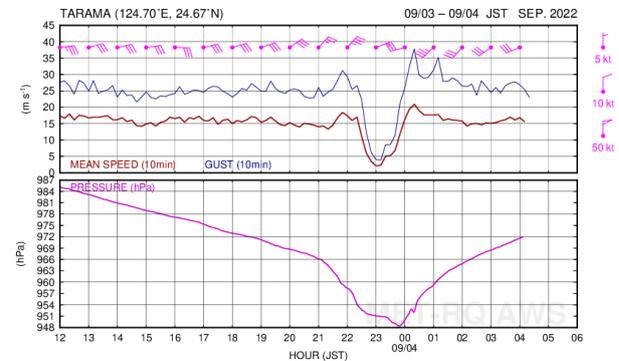


図 3. 多良間島観測データ  
(上) 最大風速・平均風向風速 (下) 気圧

## 2. データと解析方法

本研究では台風構造の調査に、ひまわり 8 号による赤外輝度温度・可視画像や気象庁レーダー GPV、気象庁ドップラーレーダー 3 次元格子データを使用した。台風に対する相対的な接線風の調査に、気象庁メソ数値予報モデルの初期値を、環境場の鉛直シアの計算に ERA5 を、海面水温の調査に HIMSST を使用した。また、弊研究室が設置している多良間島のデータも使用した。

## 3. 結果

台風第 11 号に伴う雲域は、熱帯低気圧との合体前 8 月 30 日 2300UTC から 31 日 1100UTC までの壁雲交換があった期間は、半径約 200km まで広がり、壁雲は半径約 12km だった (図 4)。30 日 0000UTC には、台風の南 850km の位置していた熱帯低気圧が相互作用により接近し、9 月 1 日 0000UTC には合体した(Wang et al., 2023)。合体

後は、半径約 600km まで拡大、壁雲も 20km まで拡大した (図 4)。

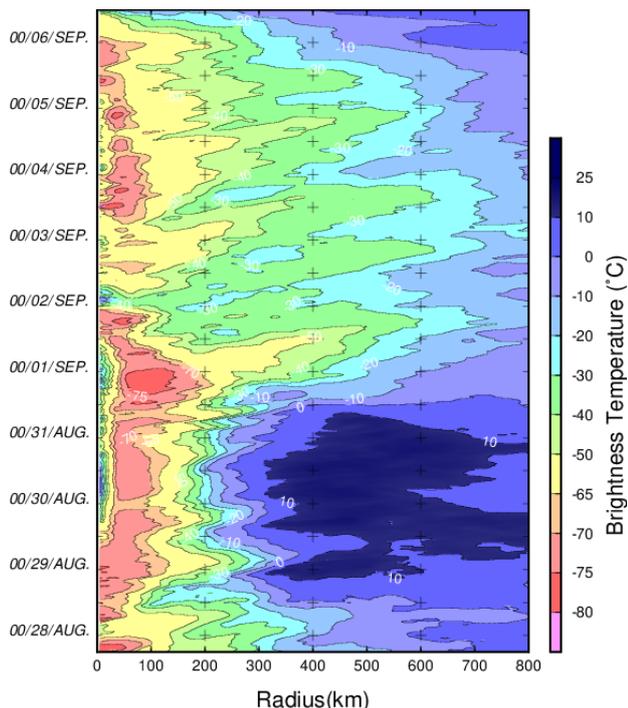


図 4. ひまわり赤外輝度温度の半径一時間ホフメラー図

熱帯低気圧との相互作用により、台風の移動速度が低下し、合体後の 9 月 1 日に停滞した。停滞したことで大気海洋相互作用としてエクマン湧昇が起こり、通過後に海面水温が約 4°C 低下し (図 5)、一時的な衰弱を引き起こした。また、衰弱による一時的な輝度温度の上昇も見られた (図 4)。

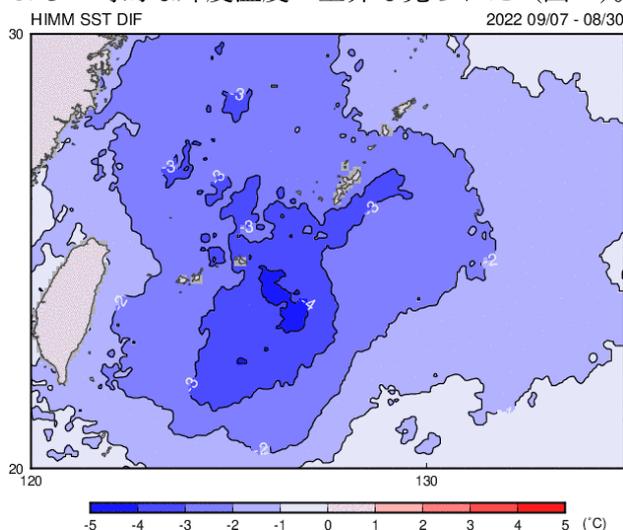


図 5. 台風通過前(30日)から通過後(7日)の海面水温変化量(°C)

9 月 2 日以降、台風は北上を開始したことで、比較的高い海面水温領域の通過、熱帯低気圧からの大量の水蒸気の供給により再発達し、内側壁雲は再発達し、外側壁雲は再度形成された。内側壁雲は、半径 30km から 20km まで収縮、鉛直シアの下流側 (ダウンシア側) で降水は強く 9 月 3 日 1100UTC 以降は同心円構造となった。

外側壁雲は、3 日 1130UTC から半径 300km 付近のダウンシアレフト側で発達していたレインバンドの軸対称化 (図 6a) が進んだが、内側壁雲を完全に囲うことはできなかった。その後、1200UTC から半径 200km 以内のダウンシア側で発達していたレインバンドの軸対称化が進み、内側壁雲を完全に取り囲んだ。しばらくの間、内側壁雲から伸びるレインバンドが外側壁雲と繋がっていたが、2210UTC に内側壁雲と離れたことで完全に内側壁雲から切り離された第 2 壁雲となった (図 6b)。

層状性の降水の下では接線風が加速され、進行方向右側で強く、対流がダウンシアライト側で強かった 1800UTC にはその下で接線風が強かった (図 7)。

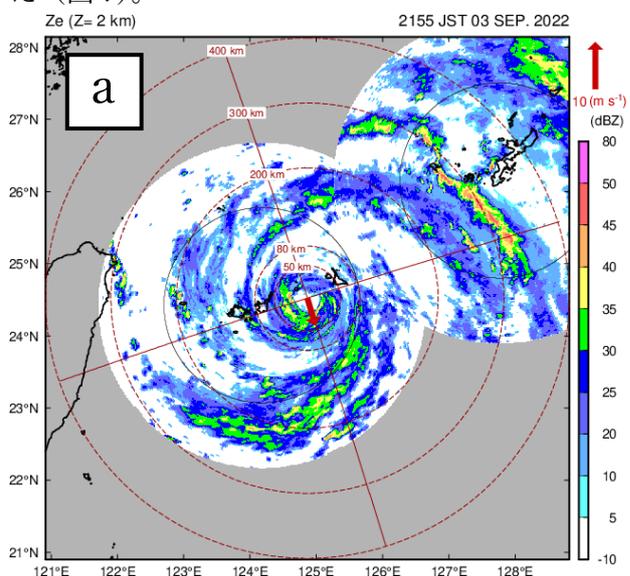


図 6a. 3 日 1255UTC レーダー反射強度

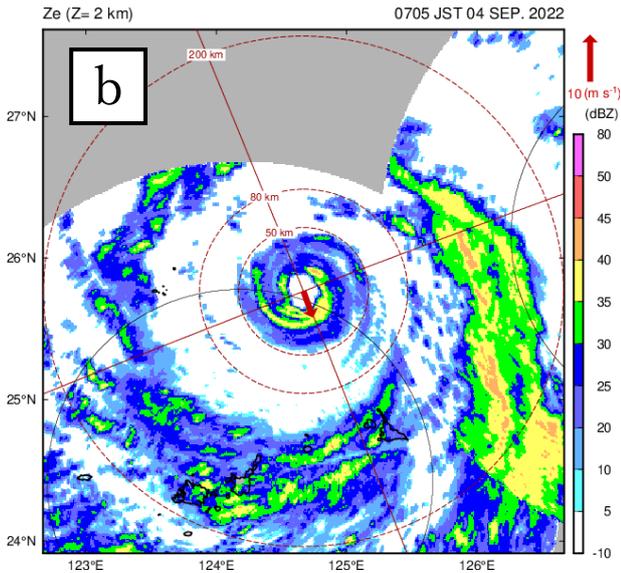


図 6b. 3 日 2205UTC レーダー反射強度

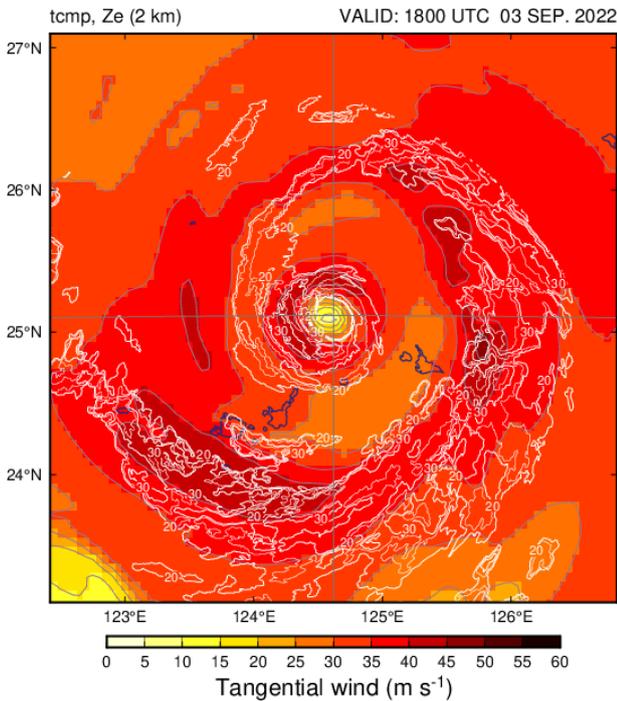


図 7. 3 日 1800UTC 台風に対する相対的な接線風（色）と 20dBZ 以上のレーダー反射強度（等値線）

#### 4. 考察

本事例は、Yu et al. (2022) で示されている模式図（図 8）と同様にダウンシアースタイル側でレインバンドが発生し、ダウンシアースタイル側での層状性の降水、軸対称化し第 2 壁雲へと発達する点では同じだった。

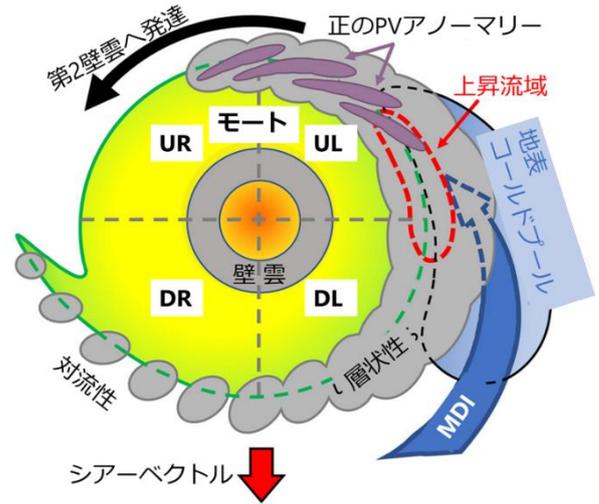


図 8. Yu et al. (2022) Fig.13. 一部加筆  
第二壁雲形成の模式図

しかし、本事例では内側壁雲が発達中であったことと第 2 壁雲への発達中は内側壁雲と繋がっていたこと、熱帯低気圧との合体により、台風中心から離れた領域でも対流が活発であったことなどの異なる点も見られた。

#### 参考文献

- Didlake et al. (2018) *J. Meteor. Res.*, **75**, 2909-2929.
- Kanada and Nishii (2023) *SOLA*, **19**, 70-77.
- Wang et al. (2023) *J. Meteor. Res.*, **37**, 431-440
- Yu et al. (2022) *J. Meteor. Res.*, **79**, 1105-1125.
- [気象庁 | 海水温・海流の知識 台風による水温の低下 \(jma.go.jp\)](http://jma.go.jp)

# 2023 年台風第 6 号の進路と長周期流との関係

田中星音・山田広幸 (琉球大学 理学部 物質地球科学科)

## 1. はじめに

台風は指向流(大規模な大気の流れ)によって移動する。本研究の対象である 2023 年台風 6 号は特殊な経路を通った珍しいケースであり(図 1)、太平洋高気圧のへりに沿って移動する 7 月、8 月の特徴的な移動経路とは異なる。台風進路に影響する流れはバックグラウンド、マッデン・ジュリアン振動(MJO)スケール、準隔週振動(QBW)スケール、および総観スケールの 4 成分に分解でき、それらを組み合わせることにより、台風の動きを説明できる(Wu et al. 2011)。さらにモンスーントラフから形成されるモンスーンジャイアは台風の動きに関係している(Wu et al. 2013)。ここでいう MJO スケール、QBW スケール、モンスーンジャイアはそれぞれ 30~60 日の周期、10~20 日間の周期、2 週間程度の寿命として定義している。これらの台風より時間スケールの長いものを見ていくことで台風の進路決定の理解を深める。

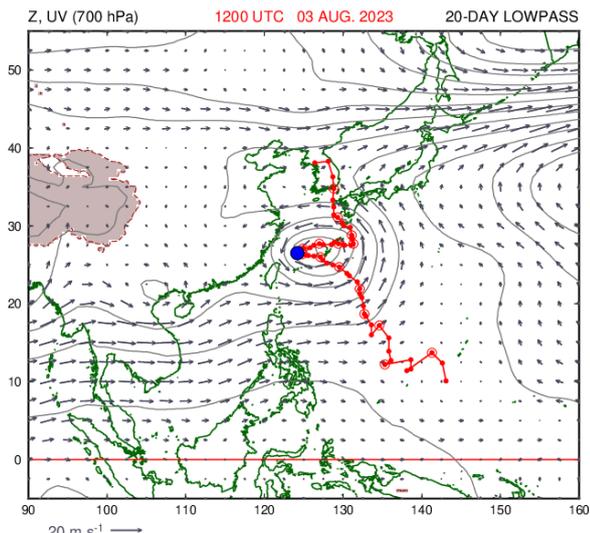


図 1: JRA55 による台風 6 号(2023)の経路と 700hPa における 20 日間平均をとりローパスフィルタ処理された風場  
青丸は進路変更のあった時の台風中心を示す

## 2. データと解析方法

本研究では、気象庁 55 年長期再解析データ(JRA-55)を主に使用している。これは、1958 年以降の観測データを解析の対象とした長期再解析プロジェクトである。解析時間間隔は 6 時間(00, 06, 12, 18UTC)で、水平解像度は緯度 1.25 度×経度 1.25 度、鉛直方向には最下層 1000hPa から最上層 1hPa までの 37

層に内挿されてある。JRA-55 では、気圧やジオポテンシャル高度、温度、相対湿度、(風の u, v, w)成分、温位などのデータを取り扱っている。ここでは、フィルタ処理を行う前の環境場を作るために使用する。

この JRA-55 で得られた 10 日間から 20 日間で平均を取った環境場にそれぞれフィルタ処理を行うことで台風より長周期な流れを解析する。環境場を 20 日間で平均を取ったものにローパスフィルタ処理を行うことで低周波成分(MJO スケール成分)を捉え、環境場を 10 日間で平均を取ったものにローパスフィルタ処理を行うことで相対的に高周波成分(総観スケール)を捉える。さらに 2 つのフィルタ処理されたものを環境場から引くことでバンドパスフィルタ処理を行い、それ以外の流れ(QBW スケール成分)を捉える。これらの方法で今回の台風 6 号の進路に影響を与えた時間スケールの大きい流れを捉える。先行研究とは異なり台風自身の渦を消す作業をしていないため、不確実性があることに注意する必要がある。

## 3. 結果と考察

図 1 に 700hPa における 8 月 3 日 12UTC を中心に MJO スケール成分の風場を示す。図 2 は 500hPa における 8 月 3 日 12UTC を中心に QBW スケール成分の風場を示す。図 3 は 850hPa における 8 月 2 日 12UTC を中心に総観規模の風とモンスーンジャイアの風場を示す。それぞれ先行研究と同じような特徴を持つ図になったため本事例も関係があるといえる。

台風が MJO スケールの渦の中心付近に位置しているときに東向きへ進路変更があった(図 1)。3 日時点で台風中心が MJO スケールの渦の西側にずれていたため北東風の影響を受け、北向きの成分が減少したと考えられる。また常に台風中心が QBW スケールの渦の中心付近に位置しており、さらに 8 月 2 日時点では合体して同心円状の渦になっている(図 2)。2 つの渦が合体すると渦の南東側で南西風が強化されるため(Wu et al. 2011)、台風の東向きの成分を強化したと考えられる。図 3 は総観規模の風とモンスーンジャイアが 2 日に渦と合体していることが分

かる(図3)。2つの渦が合体すると西向きの成分が減少する(Ito et al 2020)ため、台風の西向きの成分が減少したと考えられる。以上のことから MJO スケール成分、総観スケール成分から北西向きの成分が減少し、QBW スケール成分から東向きの成分が強化されて今回のような進路を通ったと考えられる。

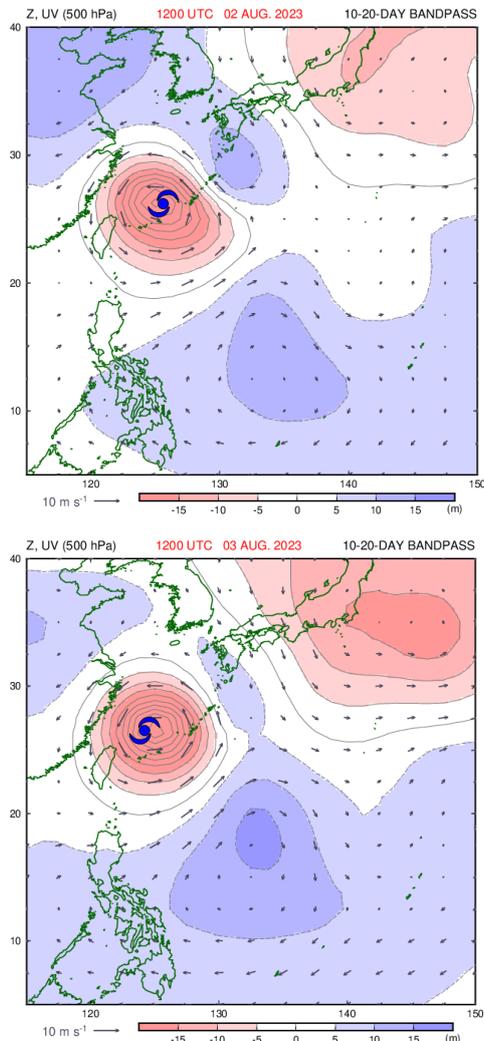


図2：10～20日間平均をとりバンドパスフィルタ処理された500hPaにおける風場  
青い台風マークはその時の台風中心を示す  
(上):2023年8月2日1200UTC  
(下):2023年8月3日1200UTC

#### 4. まとめ

調査の結果、それぞれのフィルタ処理した風場を見てみると先行研究述べられた特徴と一致していた。今回は、台風の構造や台風と同じ時間スケールでの現象には注目していないため今後はそれらを見てい

くことでこの特殊な経路を通った台風6号についての理解が深まると考える。

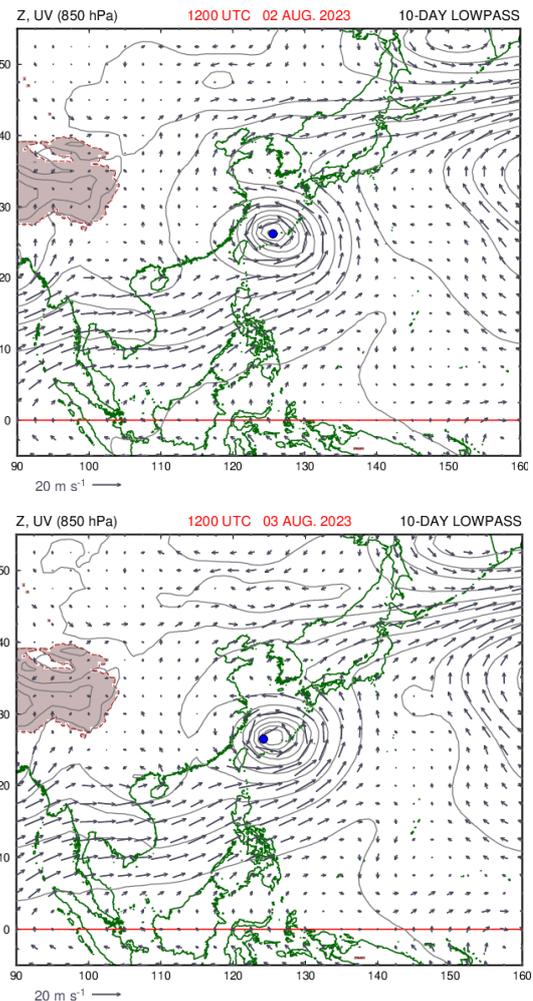


図3：10日間平均をとりローパスフィルタ処理された850hPaにおける風場  
青丸はその時の台風中心を示す  
(上):2023年8月2日1200UTC  
(下):2023年8月3日1200UTC

#### 参考文献

Ito K., C. Wu, K. T. F. Chan, R. Toumi, C. Davis, 2020: Journal of the Meteorological Society of Japan. 98(1), 5-17

Wu, L., H. Zong, and J. Liang, 2011: J. Atmos. Sci., 68, 3012-3031.

Wu, L., H. Zong, and J. Liang, 2013: J. Atmos. Sci., 70, 1023-1034.

# 2017年11月17日糸満市摩文仁で発生した突風の原因推定

仲石 圭吾・山田 広幸 (琉球大学 理学部)

## 1. はじめに

2017年11月17日19時15分ごろ、糸満市摩文仁で風速約 $30\text{ms}^{-1}$ の突風が発生した。沖縄気象台は、この突風の現地被害調査として、近隣住民への聞き取り調査と被害状況確認を行った。その結果、証言と被害状況からこの突風をもたらした現象について、竜巻の可能性を示唆しつつも、「被害や痕跡、聞き取り調査から、被害をもたらした現象を特定できる情報が得られなかった」と、突風の原因は不明としている。

本研究では、レーダーや再解析データ、局地観測データを用いて、突風発生時に上空を通過していた活発な積乱雲の解析を行い、上空の状況も加味して突風の原因を推定する。

## 2. データと解析方法

本研究では、積乱雲の解析をするために、気象庁系数レーダーの観測データを用いた。また、積乱雲に伴う局地前線をとらえるために、地域気象観測システム(アメダス)のデータを用いた。環境場を評価するためのホドグラフの作成、積乱雲を評価するためのSReH(Storm Relative Helicity)の計算、ストームモーションの計算には、ERA5(ECMWF Reanalysis 5)のデータを用いている。

## 2. 結果

ドップラー速度から、高度1.0kmに低気圧性の循環を持ったメソサイクロンを観測することができた(図1)。このメソサイクロンは、分裂をしながら1755JST~2055JSTの3時間の間構造を維持した。反射強度分布からは、フックエコーと呼ばれる、フック

状の降雨域を観測することができた。(図2)。これらの結果から、突風発生時に上空を通過していた積乱雲は、スーパーセルであることがわかった。

図3,4は、系数レーダーによって観測された、突風発生30分前と突風発生時刻のメソサイクロンのドップラー速度の鉛直断面図である。突風発生30分前の図3を見ると、メソサイクロンは太く浅い構造をしている。一方、突風発生時刻の図4を見ると、メソサイクロンは柱のような形状をしており、細く長い構造をしていることがわかる。この渦の伸長によって渦度が急増加(図5)しながら突風発生時上空を通過していた。このことから、突風の原因は竜巻の可能性が高いと思われる。

## 4. まとめと今後の課題

突風発生時に上空を通過していた積乱雲を解析した結果、積乱雲はスーパーセルであることがわかり、スーパーセル内のメソサイクロンによって竜巻が発生した可能性が高いと考えられる。本事例のメソサイクロンは分裂をしており、分裂が突風発生に影響を与えている可能性は高いと考えられる。このことから、メソサイクロンの分裂のメカニズムについては今後研究していく価値が十分にあるだろう。

## 参考文献

- ・Edwin J. Adlerman, Kelvin K. Droegemeier, and Robert Davies-Jones, 1999: A Numerical Simulation of Cyclic Mesocyclogenesis. J. Atmos. Sci., 56 2045-2069
- ・Maddox, R. A, 1976: An evaluation of

tornado proximity wind and stability date.

Mon. Wea. Rev., **104**, 133-142

・ Trapp, R. J., G. J. Stumpf and K. L.

Manross, 2005: A reassessment of the percentage of tornadic mesocyclones. Wea.

Forecasting, **20**, 680-687

・ 気象庁, 2017: 現地災害調査報告 平成 29 年 11 月 17 日に沖縄県糸満市及び南  
 城市で発生した突風について

[https://www.data.jma.go.jp/okinawa/home/pdf/2017/1117\\_toppu\\_houkoku.pdf](https://www.data.jma.go.jp/okinawa/home/pdf/2017/1117_toppu_houkoku.pdf)

・ 日本気象学会 気象研究ノート第 243 号  
 竜巻を識る 1-18, 47

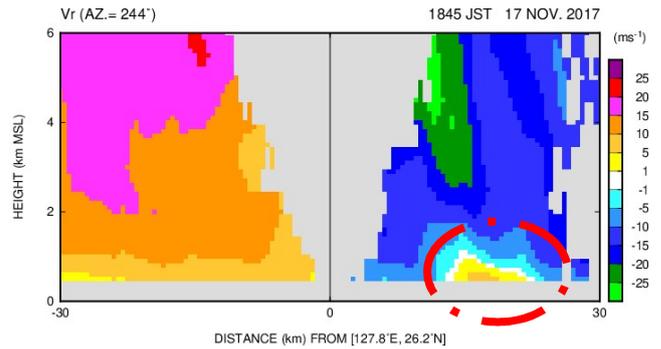


図 3. 突風発生 30 分前のメソサイクロンの鉛直断面図

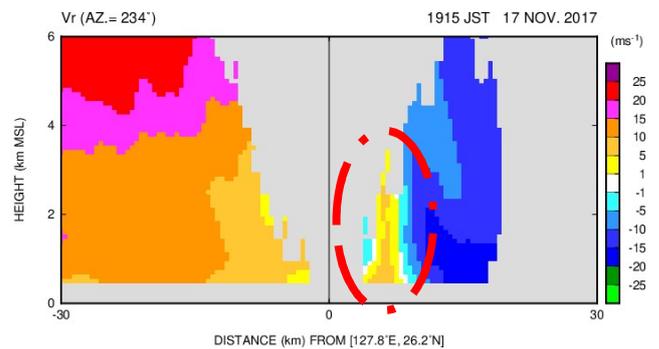


図 4. 突風発生時のメソサイクロンの鉛直断面図

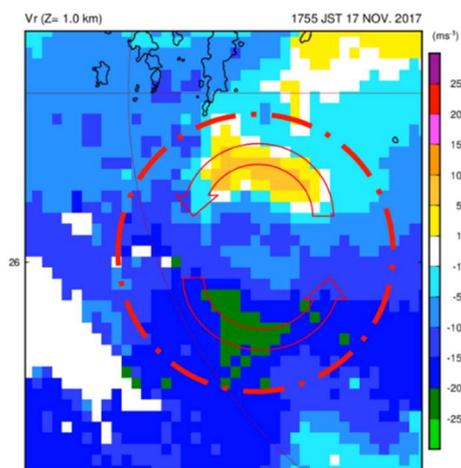


図 1. ドップラー速度 (風速を示す)

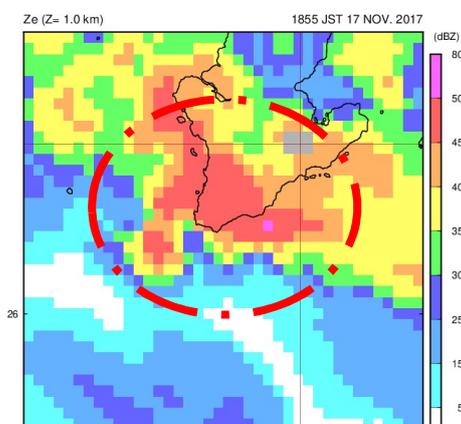
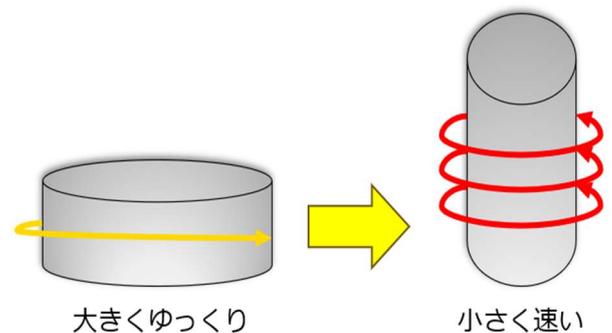


図 2. 反射強度分布 (降雨域を示す)



大きくゆっくり

小さく速い

図 5. 渦度の急増化

# 二重偏波レーダー・ラジオゾンデ・Rainscope を用いた 2023年6月14日の沖縄県での大雨事例の解析

渡邊朱里・山田広幸 (琉球大学 理学部物質地球科学科)

## 1. 研究の動機・目的

豪雨や台風等によってもたらされる自然災害への対応は喫緊の課題となっている。気象庁では、線状降水帯の予測精度向上に向けた数値予報技術の開発を進めている。豪雨予測において重要なことの一つは、雲の微物理過程、特に降水粒子の雲物理過程での力学、熱力学的フィードバックの再現性である。しかし现阶段では雲物理に関する観測が少なく、観測データを基にした雲の中の構造や現象理解は十分でない。そのため数値モデルによる再現も難しい。そこで本研究では、二重偏波レーダー、ラジオゾンデ、Rainscope のデータが揃った大雨事例の解析を行い、降水粒子の鉛直分布を明らかにする。また各データの対応関係を調査することも目的とする。

## 2. データと解析方法

主なデータは気象庁系数レーダーで取得された二重偏波パラメータの反射因子差 $Z_{dr}$ と偏波間相関係数 $phv$ 、ラジオゾンデの気圧、気温、湿度、Rainscope で取得した粒子画像である。Rainscope のデータが取得できた放球後約 30 分について、その他のデータも含め詳細に解析した。雨滴の大きさの計測には、「ビデオゾンデ画像解析処理ソフトウェア『雨滴ちゃん』」を用いた。

## 3. 結果と考察

Rainscope の観測は 2023 年 6 月 14 日 16:30~17:00JST で行われた。この時、梅雨前線は沖縄本島のすぐ南に停滞しており、下層での南からの暖湿気の流入や、上空の寒気の影響で、那覇では 24 時間の雨量が 144.5 mm (6 月の月平均降水量の約半分) を記録した。また 16:00~17:00 頃には雷も記録された。

観測の結果、Rainscope では 387 個 (雨滴 363 個、融解粒子 24 個) の降水粒子を捉えることができた。図 1 からラジオゾンデ観測による気温  $0^{\circ}\text{C}$  高度が約 5500m に存在し、この高度より上空で融解粒子が撮像できたことが分かる。

系数レーダーの偏波間相関係数 $phv$ からは融解層の存在を示唆するリング状のブライトバンドが確認できた (図 2)。ブライトバンドの高度を計算すると 4482~5336m であり、 $0^{\circ}\text{C}$  高度よりも低い高度から  $0^{\circ}\text{C}$  高度付近まで約 900m の厚みがあった。実際にブライトバンド高度に存在していた粒子の画像を図 3.b) に示した。今回の観測では、ブライトバンド高度の粒子は全て球形か楕円形の液体粒子であり、融解粒子と判別できるものは存在しなかった。

ラジオゾンデ、Rainscope、二重偏波レーダーの比較から、ラジオゾンデが観測した気温  $0^{\circ}\text{C}$  高度よりも上空で Rainscope は「固体粒子が部分的に融けた固体に近い融解粒子」を捉えていたのに対し、二重偏波レーダーは「表面が水膜で覆われ大きくなった、液体に近い融解粒子」を捉えていたと考えられる。

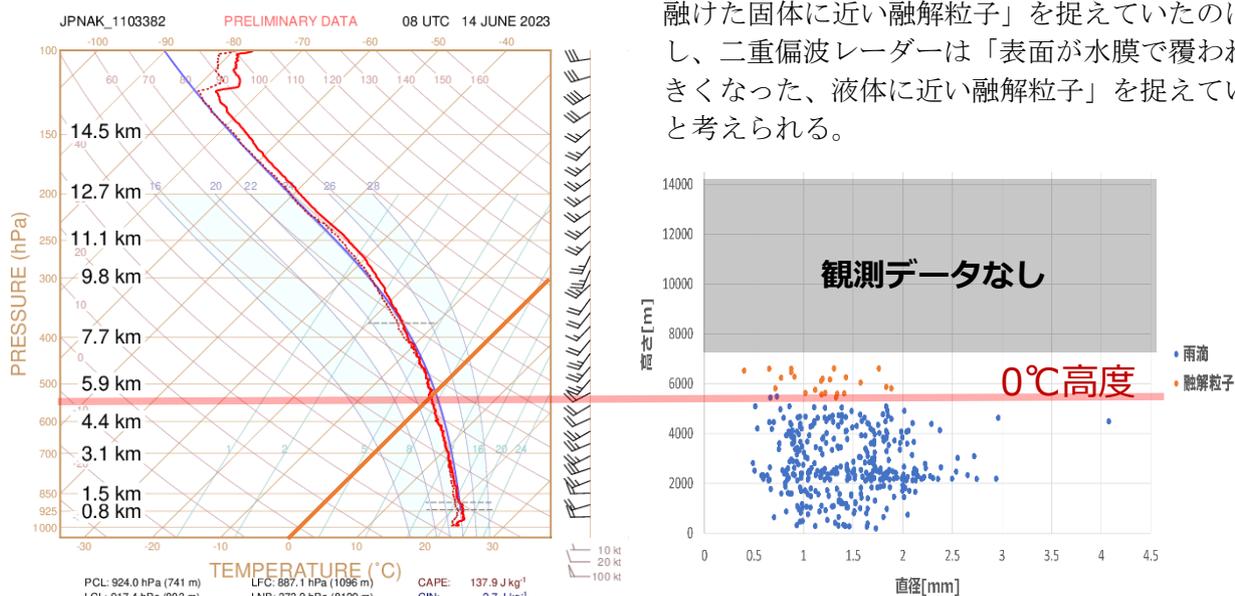


図 1.(左)6月14日07:30放球ゾンデのSkewT-logPダイアグラム。赤実線が気温、赤破線が露点温度。(右)降水粒子の直径と高度の分布図

JMA ITOKAZU 9.7 Deg. 2023-06-14T07:55:12Z  
Cross correlation ratio hv

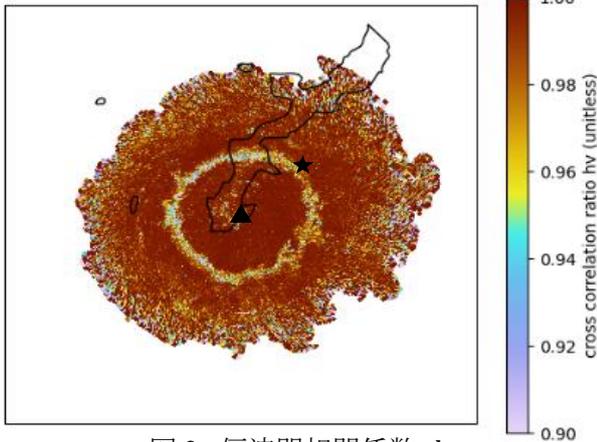


図 2. 偏波間相関係数 $\rho_{hv}$

▲は糸数レーダーの位置、★は 07:55UTC における Rainscope の位置。Rainscope の高度はブライトバンドの高度とほぼ一致している。

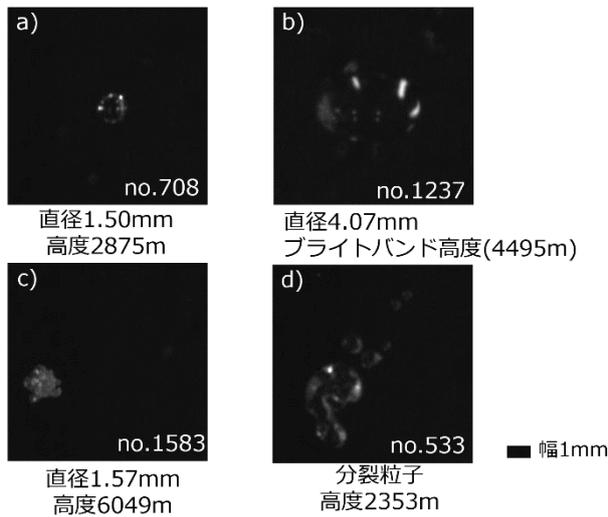


図 3. Rainscope で取得した粒子画像

気象庁ではブライトバンドについて、気温が 0 度となる高度付近の、みぞれ(雪が融けて雨と雪が混ざったもの)が存在している領域で、それよりも上層・下層と比べて局所的に強いエコーが気象レーダーによって観測されたものと説明している。しかしながら、今回の観測でブライトバンドの高度にみぞれは存在していなかった。このことから、二重偏波レーダーは融解粒子より下層に存在する大雨滴で強いエコーを示し、融解層の高度を低高度に示す可能性が考えられる。

次に降水粒子の鉛直分布については、地上から気温 0°C 高度までは雨滴が存在し、0°C 高度より上空では融解粒子が確認できた。空間に分布していた雨滴サイズごとの頻度分布は図 4 に示した。雨滴の数は高度 2~3km が最も多く、次いで 4.5km 付近も多くの粒子が存在していた可能性があった。また高度 2~4km では直径 1.5~2.0mm の雨滴が多いと分かった。1mm を超えた大きい雨粒は併合過程による成長が主となることから、特に高度 2~4km は凝結過程より併合過程が顕著だったと考えられる。地上に近づくにつれ、大きい雨滴よりも小さい雨滴の割合が大きくなることも解析結果からは判明しており、これは雲底高度の推定から鑑みて、雨滴の蒸発の影響だと考えられる。また融解粒子が確認できたことから、それより上空での氷晶等の固体粒子の存在も示唆され雷の記録とも整合的であった。

最後に、本事例と同様、梅雨前線が沖縄付近に位置していた 2011 年 6 月 1 日の観測事例 (Suzuki et al., 2012) と比較をする。雨滴が存在する最高高度は一致していたが、雨滴が存在する限界の気温は本事例の方が 3.5°C ほど高かった。高度ごとの分布については、2~3km に捕捉された雨滴数が最も多く、上空に行くほど雨滴数が減っていくとい

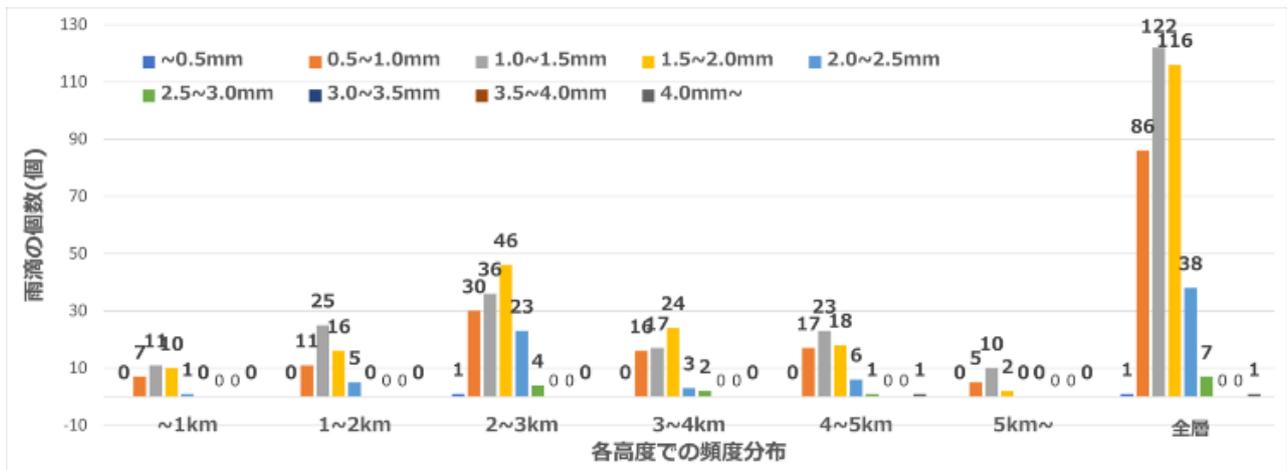


図 4. 各高度での雨滴サイズごとの頻度分布

う傾向はどちらの事例にも共通していた。しかし、[Suzuki et al. \(2012\)](#) では2~4.5km まで直径3mm 程度の雨滴が存在していたのに対し、本事例では3~4km は約2mm 以下の雨滴しか存在していないという相違点もあった。

また2つの観測結果で大きく異なる点として、0.5mm 以下の粒子の捕捉数が挙げられる。[Suzuki et al. \(2012\)](#) では直径0.3mm 以下の粒子だけでも20個以上観測されていたが、本研究で観測された0.5mm 以下の粒子は2個だった。ビデオゾンデを用いた観測事例([大石ら 2019](#), [渡邊ら 2013](#))の結果を確認しても0.3mm 以下の粒子が20個以上観測された一方、[Suzuki et al. \(2023\)](#)でRainscopeを用いて観測された結果では本観測と同様、0.5mm 以下の粒子はほとんど捕捉されていなかった。このことから、[Suzuki et al. \(2012\)](#)と本観測で0.5mm 以下の粒子の捕捉数が大きく異なっていた要因は、観測器の違いがあったことも考えられ、ビデオゾンデとRainscopeの粒径のデータを比較する際は観測器の特性の違いについて注意が必要である。

#### 4. まとめ

3種類のデータの対応関係については融解層高度を軸に調査を進めた。ラジオゾンデで観測された気温0°C高度に対し、Rainscopeの融解粒子画像はやや上空で撮像されていた。一方で二重偏波レーダーのブライトバンドは0°C高度よりも低い高度から0°C高度付近まで約900mの厚みの融解層を捉えていた。粒子画像と比較すると、レーダーは融解粒子より下層の大雨滴で強いエコーを示し、融解層の高度を低高度に示す可能性がある。

降水粒子の鉛直分布については、地上から気温0°C高度までは雨滴が存在し、0°C高度より上空は融解粒子が確認できた。雨滴の大きさは地上に近いほど小さく、これは蒸発の影響と考えられる。撮像された雨滴の数は2~3kmが最も多かった。また高高度で融解粒子が確認できたことから、それより上空での固体粒子の存在も示唆され雷の記録とも整合的であった。

#### 引用文献

[Suzuki et al. \(2012\)](#), SOLA, **8**, 1-4.

[Suzuki et al. \(2023\)](#), SOLA, **19**, 261-268.

[大石ら\(2019\)](#), 土木学会論文集 B1 (水工学), **75(2)**, I\_1177-I\_1182.

[渡邊ら\(2013\)](#), 水文・水資源学会研究発表会要旨集 水文・水資源学会 2013 年度研究発表会, 106.

# 2023 年台風第 6 号通過後に発生した那覇空港の低シーリングと海面水温との関係

鈴木竜馬、仲井間憲李（那覇航空測候所）

## 1 はじめに

那覇空港では、2023 年台風第 6 号が通過し雨が止んだ後に、シーリング（雲量 5 オクタス以上の雲底高度）が 1,000ft 未満の状態（以下、低シーリングという）が、断続的に数日続いた。このことは、飛行場予報作成の基礎資料であるガイダンスでも予想されていなかった。本調査の目的は、低シーリングの事例解析及びガイダンスで予想できなかった要因を明らかにすることである。

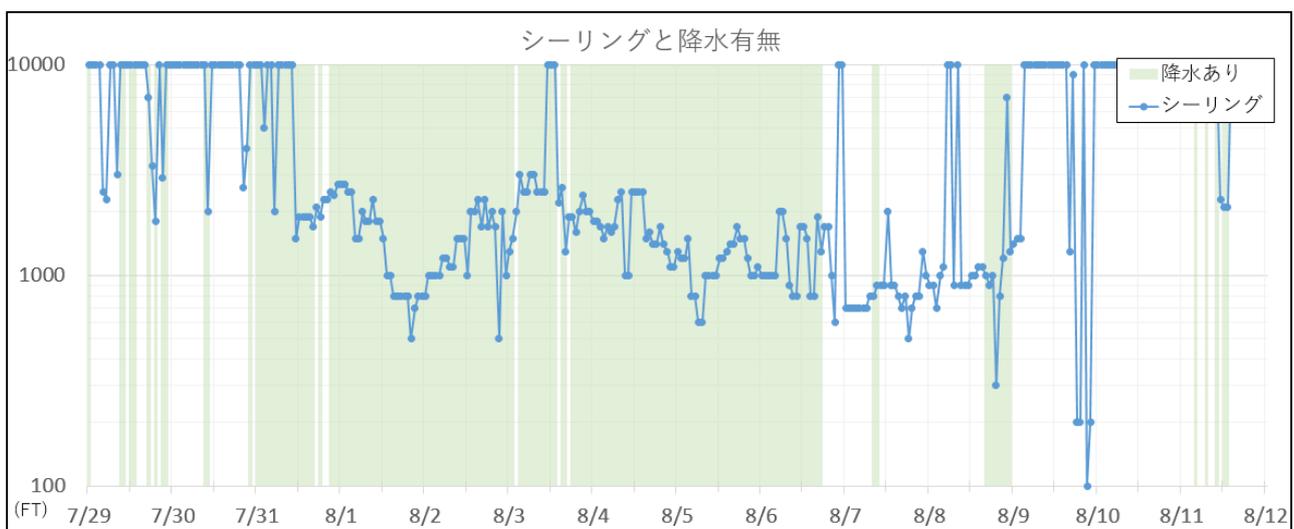
## 2 事例の概要及び解析

那覇空港における台風通過前後のシーリング及び降水の有無を第 1 図に示す。那覇空港では台風本体の雨域から抜けた 8 月 7 日朝から 8 月 10 日朝にかけて断続的に低シーリングとなった。予報現業で活用している低シーリングのワークシートでは、海面水温と地上露点温度の差を判定条件の一つとしている。地上露点温度は台風通過前後で 26°C 程度とおおむね一定だったが、海面水温は沖縄周辺海域で台風通過後に 2~4°C ほど低下し（第 2 図）、台風通過後の海面水温と地上露点温度の差は沖縄地方の広い範囲で 2°C 以下となった（第 3 図）。このことが、台風通過後に発生した低シーリングの主な要因と考えられる。

8 月 10 日朝はシーリングが顕著に低下し、一時 100ft を観測した。MSM で当時の状況を確認すると、那覇空港上空の 950hPa 付近には安定層があって、安定層の下では湿度 95% 以上、850hPa より上では湿度 80% 未満で相対的に乾燥している構造が見られた。これらはワークシートの判定条件をおおむね満たしていた。さらに、台風周辺の中上層雲が那覇空港上空から過ぎ去っていて、St の雲頂からの放射冷却が効いたことが、シーリングの顕著な低下に寄与したと考えられる。

## 3 ガイダンスの予測

MSM 雲ガイダンスの予測では、7 日 15UTC 初期値までは低シーリングを予測できなかったが、7 日 18UTC 初期値以降ではシーリング 1,000ft 前後を予測し実況に近くなった。MSM の 15UTC 初期値では前日（6 日）に解析された海面水温が使用され、18UTC 初期値では当日（7 日）に解析された海面水温が使用されている。両日の海面水温解析値を比較すると、7 日の解析値は東シナ海南部で 1°C 低下していた。このことが、モデル内での大気下層の気温や湿度の表現に影響し、低シーリング予測の有無を分けたと考えられる。



第 1 図 台風通過前後の那覇空港のシーリング及び降水有無の観測

日付ラベル位置が 00UTC（日本時間 9 時）を示す

#### 4 海面水温解析値の妥当性

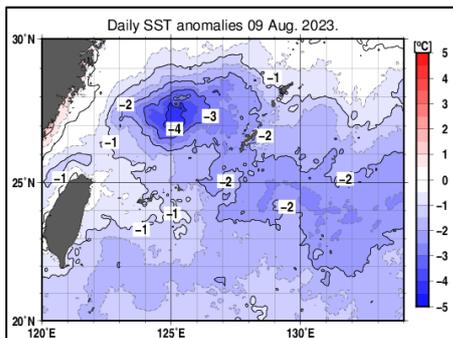
東シナ海南部における海面水温解析値(HIMSST)と台風中心からの距離を第4図に示す。海面水温低下が台風による強風に引き起こされることを考慮すると、台風接近前から最接近にかけて水温がほぼ変化しないことは不自然である。最接近の後、台風中心からの距離が約500kmに離れたときに水温は低下を示している。約500kmという距離は、台風の雲域の半径に対応していた。海面水温解析に用いる衛星観測の特性上、厚い雲域や強風・強雨域では海面水温の測定ができないことから、台風の雲域の下での水温変化が解析値に反映されていなかったと考えられる。

沖縄周辺海域のアルゴフロート(海洋観測機器)の観測値と海面水温解析値を比較すると、台風の雲域の下では解析値より観測値の方が低い傾向がみられた(第5図)。よって、台風の雲域の下での実際の水温は、解析値より低かったと考えられる。

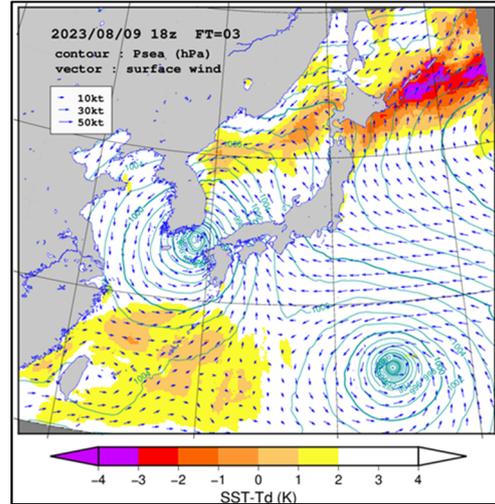
#### 5 まとめと課題

2023年台風第6号の雨雲が沖縄本島を通過した後、那覇空港では低シーリングが断続的に数日続いた。低シーリングの主な要因は、台風による海面水温の低下とみられる。8月7日15UTC初期値までのMSM雲ガイダンスが低シーリングを全く予想できなかった要因は、海面水温解析値が台風の雲域の下での水温低下を十分反映していなかったためだと考えられる。アルゴフロートの観測データから、台風の雲域の下での実際の水温は、解析値より低かったと考えられる。

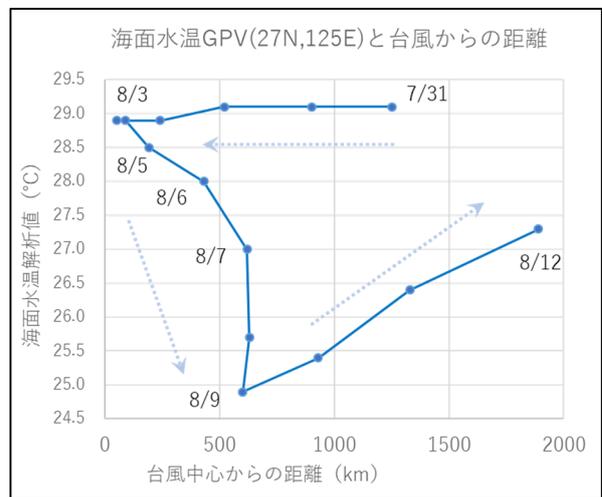
今後の調査としては、過去に同様のケース(台風通過後に低シーリングとなる)があったかどうかを調べる予定である。



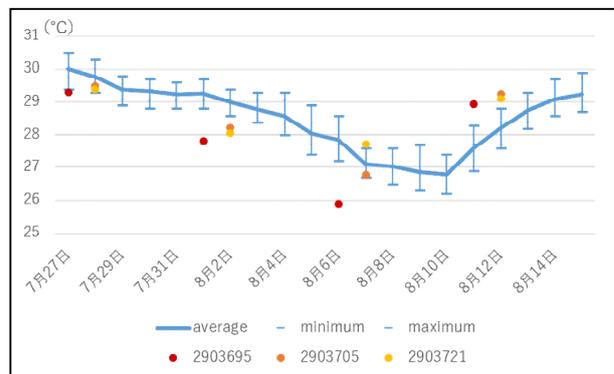
第2図 8月9日の日別海面水温平年差



第3図 海面水温と地上露点温度の差 (SST-Td)  
8月10日6時の予想 (MSM18UTC 初期値 FT=3)



第4図 海面水温解析値と台風中心位置の変化  
位置は東シナ海南部 (27N, 125E)



第5図 海面水温解析値とアルゴフロートの観測  
位置は沖縄の南 (24.5N, 129Eの±1度の領域)  
解析値は折れ線が領域内平均、エラーバーが領域内の最小・最大値を示す

# 那覇空港ドップラーレーダーの二重偏波情報を利用した発雷有無の調査

赤嶺拓、島拓也、儀間英斗（那覇航空測候所）

## 1 はじめに

那覇空港周辺で観測される積乱雲について、環境場として発雷のポテンシャルが高い状況であっても発雷しない事例も多い。本調査では、那覇空港気象ドップラーレーダー（以下、那覇 DRAW）の二重偏波情報を利用し、那覇空港周辺で観測された積乱雲を対象に発雷する場合と発雷しない場合の特徴を捉えることで、実況監視の強化及び直近予報への反映に資することを目的とする。

## 2 調査方法

2023年5月から9月までの期間、那覇空港周辺で観測された積乱雲を対象に発雷あり事例と発雷なし事例の積乱雲内部の特徴を調査した。調査には、那覇 DRAW の表示端末でリアルタイムに確認できる二重偏波情報の画像を利用した。本調査で利用する各二重偏波情報の特性は以下のとおり。

- ①水平偏波 (Zhh)：従来型の単偏波レーダーから利用されている水平偏波の反射強度。
- ②反射因子差 (Zdr)：降水粒子の形態判別が得られ、扁平になるほど値が大きくなる。
- ③偏波間相関係数 ( $\rho_{hv}$ )：降水粒子のふぞろいの度合いを表し、1に近いほど一様性が高い。
- ④偏波間位相差変化率 (Kdp)：降雨による減衰の影響が少ないため高精度な降水強度が得られ、強雨域で値が大きい。

なお、降水粒子判別や二重偏波情報の詳細な特性については、小池哲司(2021)を参照し、雨・霰(あられ)・雹の判別は第1表に則って解析した。

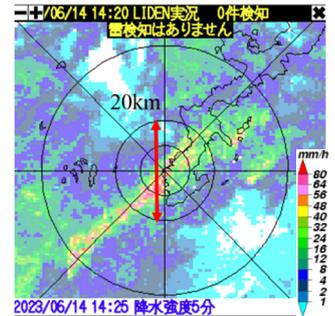
第1表 ベイズ分類を用いた二重偏波気象ドップラーレーダーによる降水種別判別（一部抜粋）

降水種別	二重偏波パラメータ			
	水平反射強度 Zhh [dBZ]	扁平度 Zdr [dB]	扁平度 Kdp [deg/Km]	均一性 $\rho_{hv}$
雨(強)	40 < Zhh	0 < Zdr < 5	0 < Kdp < 10	$\rho_{hv} \approx 1$
雨/霰	35 < Zhh < 50	0 < Zdr < 3	0 < Kdp < 1	0.9 < $\rho_{hv}$ < 1
雨/雹	50 < Zhh	0 < Zdr < 8	-2 < Kdp < 3	0.8 < $\rho_{hv}$ < 1
霰	30 < Zhh < 45	Zdr $\approx$ 0	Kdp $\approx$ 0	$\rho_{hv} \approx 1$
雹	45 < Zhh	Zdr $\approx$ 0	Kdp $\approx$ 0	$\rho_{hv} \approx 1$

## 3 結果

(1) 発雷なし事例：2023年6月14日

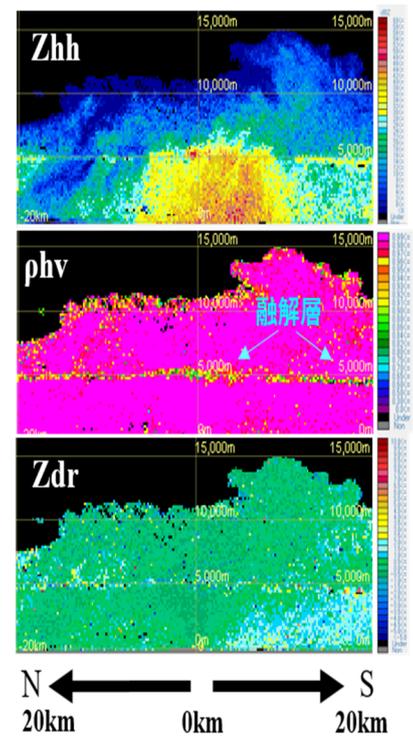
6月14日の沖縄本島地方は、梅雨前線の影響で中南部を中心に非常に激しい雨が降っていた。発雷確率は、GSMで40%を超え(MSMは20%超)、発雷の可能性が高い環境場であった。那覇空港周辺



第1図 14時25分降水強度5分とLIDEN実況

では頂高度13kmを超える強いエコーが観測されたが、LIDEN検知はなかった(第1図)。

第2図に14時25分の那覇 DRAW による鉛直断面(RHI)観測結果を示す。Zhh、 $\rho_{hv}$ 、Zdrともに約5,000m付近に融解層(09時の名瀬高層観測では高度4,847mで1.8°C)に対応したラインが確認できる。Zhhでは融解層に抑えられるように融解層以下で雨(強)の40dBZ(橙色)以上が存在している。

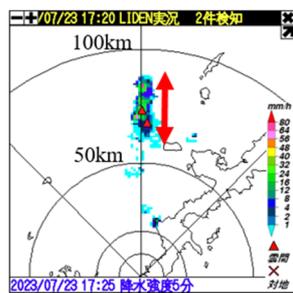


第2図 鉛直断面(RHI)観測結果  
6月14日14時25分  
上段 Zhh、中段  $\rho_{hv}$ 、下段 Zdr

Zdrは融解層より下層に1.0~2.5の正の値の領域を確認できており、Kdp(図略)でも1.0~5.0まで確認できる。これらの結果から、積乱雲内部(融解層より下層)には扁平な大粒の雨が存在していることを示唆しているが、発雷に重要なあられの存在は示唆されなかった。

(2) 発雷あり事例：2023年7月23日

7月23日の沖縄本島地方は、太平洋高気圧に覆われておおむね晴れていたが、局地的に対流雲が発達していた。本部半島付近では、南東風が収束した影響で16時頃から強いエコーが観測され、16時40分からLIDENで発雷を検知し18時00分まで続いた(第3図)。



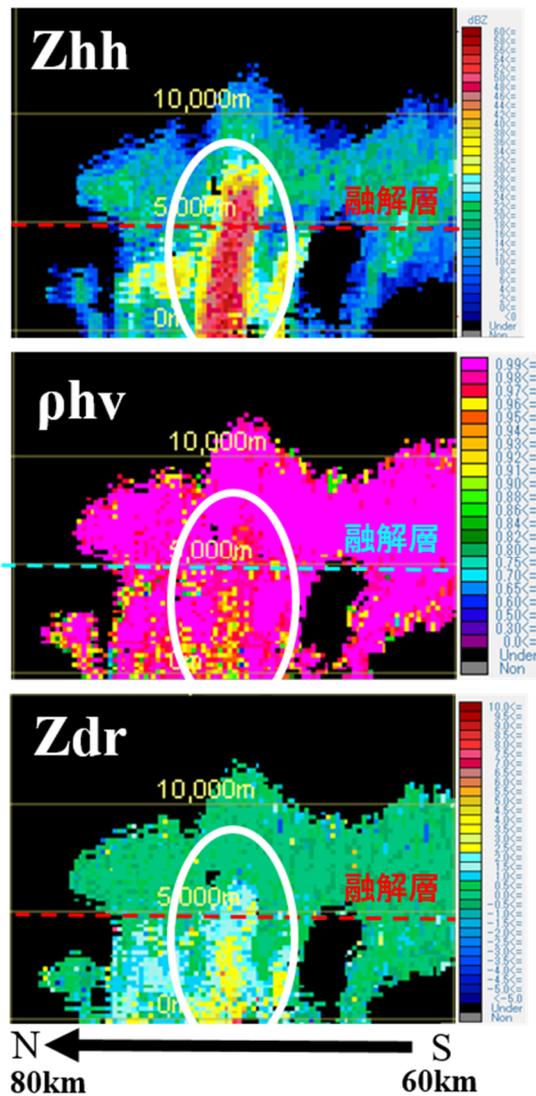
第3図 17時25分  
降水強度5分とLIDEN実況

第4図に17時25分的那覇DRAWによる鉛直断面(RHI)観測を示す。名瀬の高層観測から推定される融解層より高い高度で、Zhhが35dBZ(黄色)以上の領域を確認でき、 $-10^{\circ}\text{C}$ 面(約7,000m)にも達している。同じ領域において $\rho_{\text{hv}}$ は0.96~1.0、Zdrは0.0~2.0、Kdpは0.0~2.0(図省略)であり、「雨/あられ」や「雨/雹」の混在領域の判定条件(第1表)を満たしていた。このため、発雷に重要なあられの存在が示唆された。 $\rho_{\text{hv}}$ では融解層は不明瞭であり、下層から7,000m付近まで0.96以下の低い値が確認できることから、高い高度まで液体と固体が混合されていると推測できる。Zdrは下層から7,000m付近まで正の値が柱状に連なっていた。Snyderら(2015)によると、このような構造はZdrカラムと呼ばれる。扁平な過冷却水滴が強い上昇流によって融解層より上層に持ち上がることで形成されると考えられているため、上昇流と強い相関があるとされている。

7月23日の発雷事例の特徴をまとめると次の三つとなる。①融解層を超える高度においてZhhの反射強度が35dBZを超える領域の存在、②融解層が不明瞭、③Zdrカラムの存在である。これらの特徴は強い上昇流の存在とそれに伴うあられの形成を示唆しており、LIDEN検知との対応が良いと考える。

4 まとめ

2023年6月14日の発雷なしの事例では、融解層が明瞭で、融解層より下層の積乱雲内部には扁平な大粒の雨の存在が示唆された。



第4図 鉛直断面(RHI)観測  
7月23日17時25分  
上段Zhh、中段 $\rho_{\text{hv}}$ 、下段Zdr

一方、2023年7月23日の発雷ありの事例では、融解層は不明瞭で、 $-10^{\circ}\text{C}$ 面高度付近までの積乱雲内部において、あられの存在が示唆された。また、Zdrカラムも確認できたことから、強い上昇流の存在も示唆され、LIDEN検知されたことと整合している。

これらの結果から、那覇空港周辺で観測される積乱雲の発雷について、那覇DRAWの二重偏波情報を利用することにより、ある程度の精度で判別が可能になると考える。事例を蓄積して、更なる特徴を見出したい。

# ここ数年の那覇の夏の蒸し暑さについて

藤川 典久 (沖縄气象台)

## 1. はじめに

那覇で夏を2回過ごしたが、夏の蒸し暑さは、エアコン無しでは耐え難いほどのものだった。特に2022年の7月後半は、露点が27 を超える晴れの日が続き、日没後のランニングも大量の汗をかいた。その頃、沖縄をテーマとした朝ドラが放映されていたが、1960年代の沖縄の夏は、エアコン無しでも、それほど暑そうには見えず、夜は涼しそうにさえ見えた。ということで、那覇の夏の蒸し暑さについて、その経年変化、WBGTからみた人体への影響の変化、それらの経年変化をもたらした気候的要因について調べた結果を報告する。

## 2. 使用したデータ等

- ・那覇の地上気象観測値
- ・WBGTの計算は、小野ら(2014)の式<sup>1)</sup>を使用。
- ・全球大気データは、気象庁第3次長期再解析JRA-3Q
- ・海面水温は、COBE-SST2
- ・対流活動の指標は、NOAA-OLR

## 3. 那覇の水蒸気圧の経年変化

地球温暖化において、温室効果ガスの増加とともに、気温は上昇するが、相対湿度はほとんど変化しないと言われている。戦後、1980年代半ばまでは、十年規模変動の影響もあって、気温はほぼ横ばいで、水蒸気圧も横ばいだった(相対湿度も変化せず)が、1980年代半ば以降、気温は上昇する一方で、水蒸気圧は2010年代半ばまで横ばい(2000年代に減少)と続けたのち、2010年代半ばから急激に上昇した。年平均水蒸気圧のこのような変化は、図1に示す7~9月の3か月平均でみられるように主に盛夏期の変動が反映されたものであった。

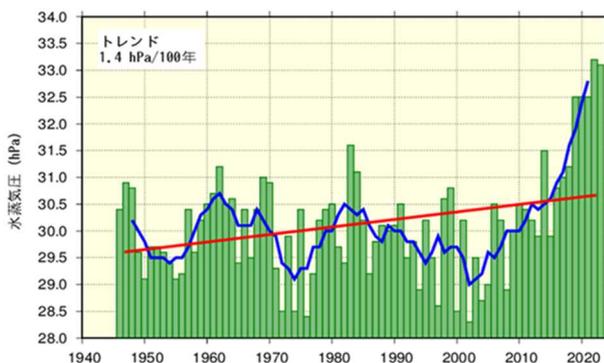


図1 那覇の7~9月平均の水蒸気圧の経年変化

## 4. 那覇の15時のWBGTの経年変化

図2に、時別の全天日射量が利用できる1989年以降で小野ら(2014)の式をもちいて推定した那覇の15時のWBGTの経年変化を示す。1990年代のWBGTは、気温と同様にほぼ横ばいかやや低下し、2000年頃の低極の後、急激に上昇を始めている。5年移動平均値を2021年と2002年で比較すると、気温は0.4 しか上昇していないが、WBGTは1.6も上昇しているとともに、WBGT31以上の危険(運動原則禁止)とされる日は、数日あるかないかだったのが、ここ数年は年間30日前後と大幅に増加しており、水蒸気圧の増加がWBGTを大幅に引き上げ、人体への負荷を高めていることがわかる(なお、那覇では2018年から黒球温度計を用いたWBGTの観測が実施されており、その観測値は推定値より0.3程度小さくなっているため、観測値によるWBGT31以上の日数とは異なることに注意が必要)。

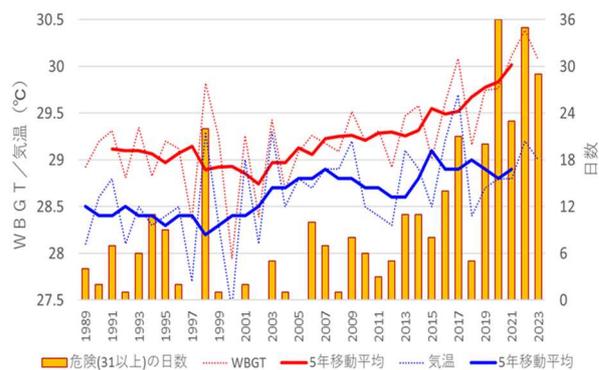


図2 那覇15時の7~9月平均のWBGTとWBGT31以上の危険日数の経年変化

## 5. 水蒸気圧の増加をもたらした背景場の変化

最初に、那覇の水蒸気圧の経年変化をJRA-3Qの近隣格子がちゃんと表現しているかを確認した。期間前半はJRA-3Qに正のバイアスがあるが、衛星による水蒸気観測等が充実してきた1990年代以降はよく一致していることがわかる(図3)。このため、1991年以降のデータを用いて背景場の変化を確認するが、十年規模の変動が明瞭なことから、水蒸気圧が多くなった最近10年(2014~2023年)と少なかった2000年代(2000~2009年)の10年の差を用いて、背景場の違いを確認した。

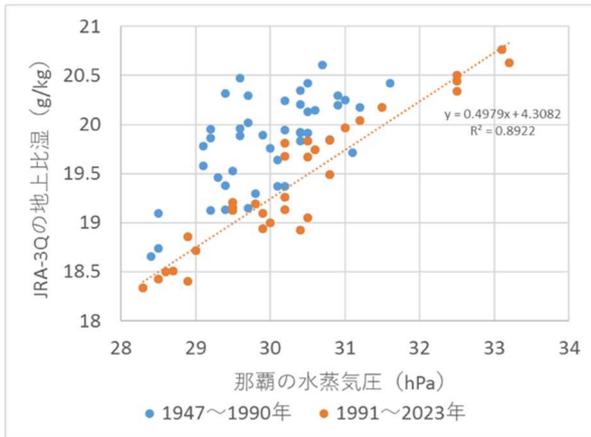
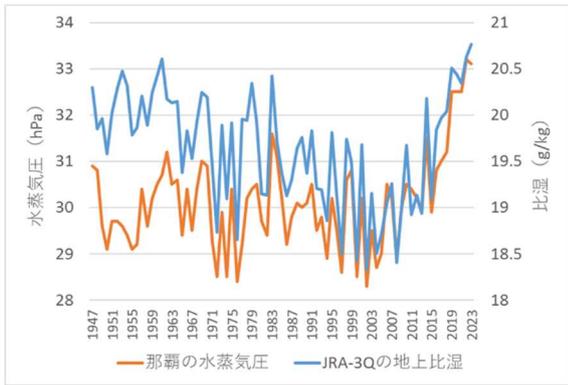


図3 那覇の観測値とJRA-3Q近隣格子の経年変化（上）と値の比較（下）

地上比湿は、熱帯域では全体的に有意に増加しており、特にフィリピン～日本列島に沿っての増加が顕著であり、那覇の近年の水蒸気圧の増加を裏付けている（図4）。

このフィリピン～日本列島に沿っての水蒸気圧の増加は、南からの水蒸気フラックスの増加（図略）に伴うものであり、これはフィリピン付近～日本の南東海上における下層高気圧性循環が強かったことと整合的である（図5、なお、両10年の差で有意な領域が見られなかったため、2000年代10年の平年差も表示）。

対流活動は、アラビア海～インドで活発になる一方、ベンガル湾～南シナ海～ニューギニアの北にかけてが不活発となっており（図6）、アジアモンスーンの活動が北西側で活発、南東側で不活発になっていることが見受けられる。

海面水温は、多くの海域で有意に上昇し、北太平洋では太平洋十年規模変動の第2モード（NPGO: Di Lorenzo et al. (2008)）的なパターンが顕著である一方、インド洋～北西太平洋ではNPGOの符号とは逆に、昇温トレンドが明瞭である（図7）。

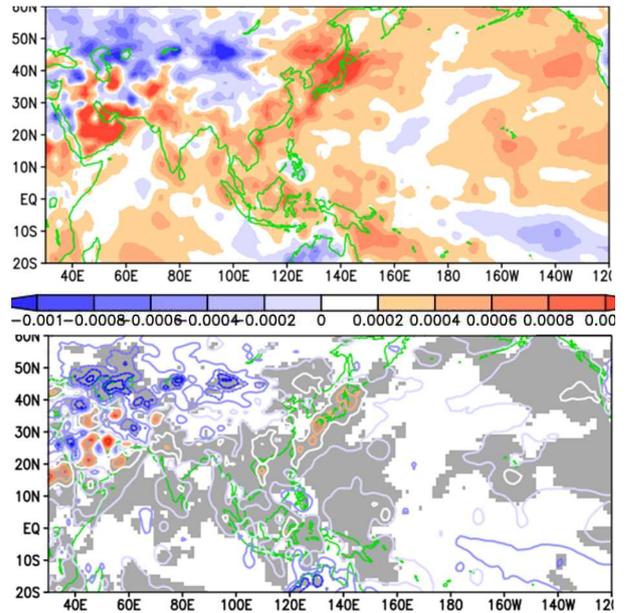


図4 地上比湿の最近10年の平年差（上）と2000年代10年との差の検定（下：90%有意に陰影付加）

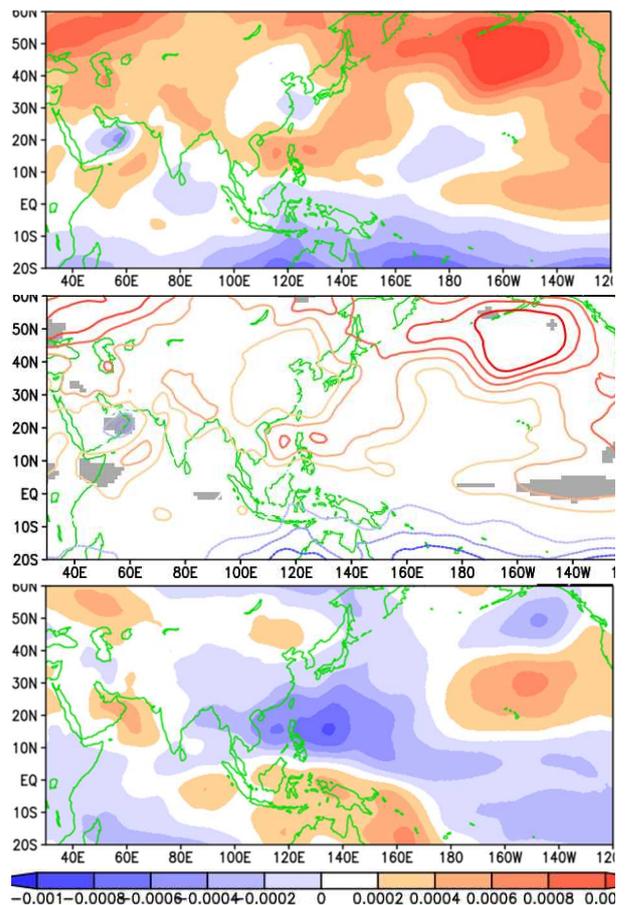


図5 850hPa流線関数の最近10年の平年差（上）と2000年代10年との差の検定（中）および2000年代10年の平年差（下）

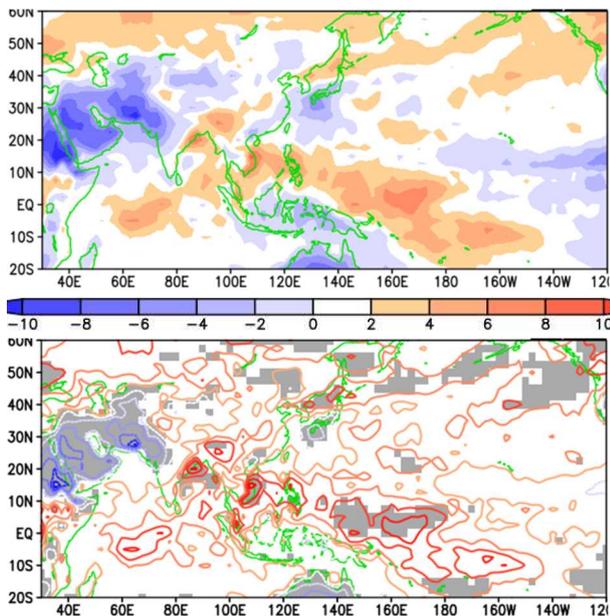


図6 OLRの最近10年の年平均差(上)と2000年代10年との差の検定(下: 90%有意に陰影付加)

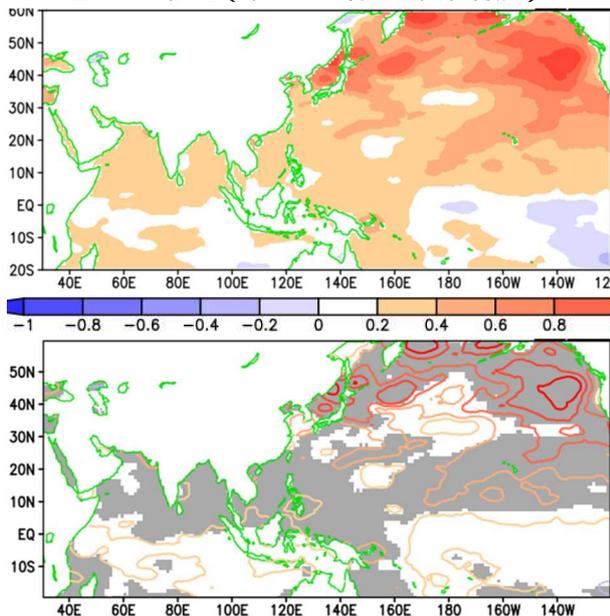


図7 SSTの最近10年の年平均差(上)と2000年代10年との差の検定(下: 90%有意に陰影付加)

## 6. 考察

最近10年と2000年代の10年の大気、海洋の状況を比較したところ、フィリピン周辺での高気圧性循環の強化が水蒸気圧の増加に寄与しており、その背景にはアジアモンスーン循環の変化があることがわかった。図8は、1986年以降でのインド洋北部～フィリピン周辺の領域平均海面水温と850hPa流線関数の回帰分析の結果であるが、この海域の海面水温が高いほど、フィリピン周辺の下層高気圧性循環が強いことが示されている。なお、1947～1985年には、このような特徴は見られない(図略)ことから、数十年を超える長周期の変動、あるいは地球温暖化に伴ってインド洋の海面水温への大気

の応答が変化してきている可能性も考えられる。

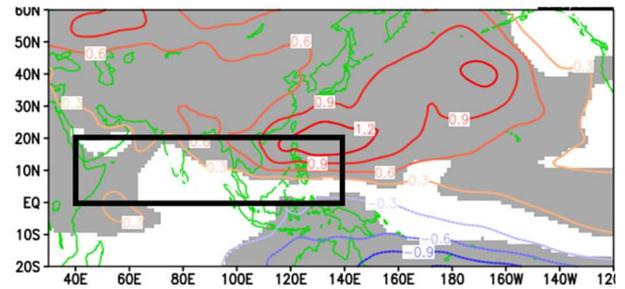


図8 黒枠海域平均SSTと850hPa流線関数の回帰係数分布(90%有意な領域に陰影付加)

インド洋北部の海面水温が高い場合に、どのように大気が応答するのかの模式図が、Xie et al (2009)などを参考に気象庁HPで示されている(図9)。本稿で示した兩年の差は、この模式図と概ね一致していることから、このメカニズムが最近10年に頻繁に生じ、その結果、那覇の水蒸気圧が、地球温暖化に伴って増加すると見込まれるよりも大幅に増加したものと考えられる。

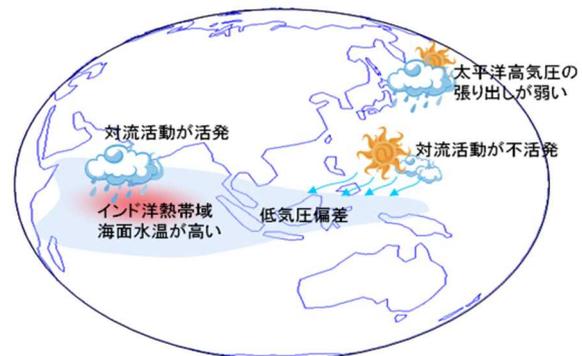


図9 インド洋熱帯域の海洋変動の日本の天候への影響(気象庁HP\*3より)

### インド洋北部の高い海面水温

対流活動がアラビア海～インド付近で活発  
赤道付近で熱源応答としてケルビン波が東進  
亜熱帯域から低気圧に向けて風が吹き込む  
亜熱帯域は下層発散場となり高気圧性循環が強化

### 参考文献

- \*1 小野雅司, 登内道彦(2014): 通常観測気象要素を用いたWBGTの推定, 日生気誌, 50: 147-157.
- \*2 Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, 22, 730-747.
- \*3 [https://www.data.jma.go.jp/cpd/data/el\\_nino/learning/faq/whatiselnino3.html](https://www.data.jma.go.jp/cpd/data/el_nino/learning/faq/whatiselnino3.html)
- \*4 Di Lorenzo, E., N. Schneider, K. M. Cobb, P. J. S. Franks, K. Chhak, A. J. Miller, J. C. McWilliams, S. J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T. M. Powell and P. Rivière (2008): North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change; *Geophys. Res. Lett.*, Vol.35, L08607.

# 那覇空港付近の大気解析における航空機データ とラジオゾンデデータの比較

上村 亮太・山田 広幸（琉球大学 理学部）

## 1. はじめに

航空機の安全運航には、その航空路における気象現象の予測が重要で、その予測のために上空の気象データの取得が大事である。そこで、この研究では民間航空機が行っている航空機観測というものに着目した。この航空機観測は、「航空機自動観測」といい、通称、「ACARS」と呼ばれている。ACARS は航空路における気象データを取得できることから、このデータを用いて航空路上の大気状態を解析し、その情報を後続機に知らせることで、航空機の安全運航への貢献が期待できる。この研究では、ACARS データを用いた解析の結果とラジオゾンデ観測データを用いた解析の結果を比較し、ACARS データの有用性を検証することを目的とする。

## 2. 使用データと解析方法

本研究で使用した ACARS データは、那覇空港を中心とした緯度・経度方向に $\pm 0.5^\circ$ の範囲内(図 1)の航空機データから抽出した。また、ラジオゾンデ観測データは、気象庁との共同研究の枠組みで実施したラジオゾンデ観測のデータを使用した。比較検証を行った日付は、沖縄で大雨事例が発生し大気の状態が不安定であった 2023 年 6 月 14 日である。また、気象条件による違いを調べるため、晴天であった 2023 年 6 月 30 日においても比較をした。

上記のデータを使用して、まず、ACARS データとラジオゾンデ観測データの気温、風速について比較をした。その結果、ACARS データはばらつきが多く、データ品質に問題があることが示唆されたため、品質管理を行った。品質管理の方法は、ACARS のデータにおいて、1 時間ごと、また 1000m ごとに、風速、気温の平均を求め、風速は平均値から $\pm 3\sigma$ の範囲のデータを抽出した。気温については、気温減率を  $10^\circ\text{C}/\text{km}$  と仮定して平均値から大幅に外れている値を除去した。図 2A,B は品質管理前と品質管理後の ACARS データとラジオゾンデデータの比較である。

次に、ラジオゾンデデータおよび品質管理を施した後の ACARS データを用いて、フライトごとに風の鉛直シア(VWS)を 300m ごとに計算した。ACARS データでは必要に応じて線形補間を行い、300m ごとのデータを抽出して VWS を計算した。表 1 は、石崎(1972)を参考にした VWS の値による乱気流強度の指標である。

## 3. 結果・考察

VWS の解析結果は、航空機が飛行をしている場所によって捉える風が異なることもあるため、ACARS による解析結果にばらつきがあるものの、ラジオゾンデデータの VWS 値と ACARS の VWS 値は大きな違いはあまりなかった。(図 3A)。また、乱気流指標に着目すると、3000m 近傍、もしくは 4000m 近傍に並程度の乱気流が予想される高度帯(VWS がおよそ  $6\text{kt}/1000\text{ft}$  以上となる高度帯)を ACARS、ラジオゾンデ共に検出していることから、両者のデータが概ね一致していることを示している。また、同一高度で比べた両者の VWS 値の、高度 1000m 以上の rms 誤差は、3.29 であった。この 6 月 14 日は大気の状態が不安定で風速が変化しやすい状況であったこと、また、ACARS の風ベクトル rms 誤差が(1.6~2.5m/s)である(Benjamin et al.,1999)ことを考慮すると、今回求めた VWS の rms 誤差は比較的小さい値を表しており、ACARS データを用いた VWS の解析結果とラジオゾンデデータを用いた VWS の解析結果は、近い値を示すことが示唆された。天気が晴れの日の 6 月 30 日のほぼ同じ時間帯における両者の VWS 値を比較してみると、より一致する結果となった(図 3B)。また、このときの rms 誤差は 2.2 程度と、ACARS、ラジオゾンデ両者の VWS 値がより一致する結果となった。

## 4. まとめ

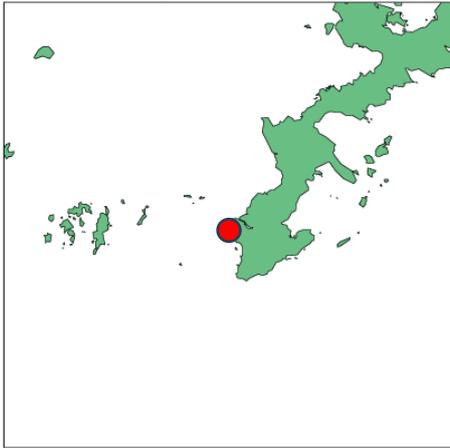
ACARS データとラジオゾンデデータの VWS 値は概ね一致することから、ACARS データによる VWS の解析は有用性があると判断できる。しかし、実際に乱気流が発生したかが定かではないため、PIREP との相互検証が必要である。

また、ACARS の気温データも用いたリチャードソン数の解析も行ったが、上手くいかなかったため、今後は ACARS の気温データも活用した解析法を確立し、ACARS データの航空機の安全運航におけるさらなる有用性を示すことが課題である。

**謝辞：**本研究は、気象庁気象研究所との共同研究で実施したラジオゾンデ観測データを使用しています。琉球大学気象学研究室の皆様をはじめ、観測を実施された皆様に感謝申し上げます。

## 参考文献

Benjamin et al. (1999), *Wea. Forecast.* **14**, 1032–1038.  
石崎 (1972), 天気, **19**, 331-342



鉛直シア率(VWS) (knot/feet)	指標 乱気流の強さ
6~10 /1000	並~強
10/1000	強
15/1000	強~激

表 1. 乱気流指標の閾値(参考：石崎 1972)

図 1. ACARS データ抽出範囲

●那覇空港

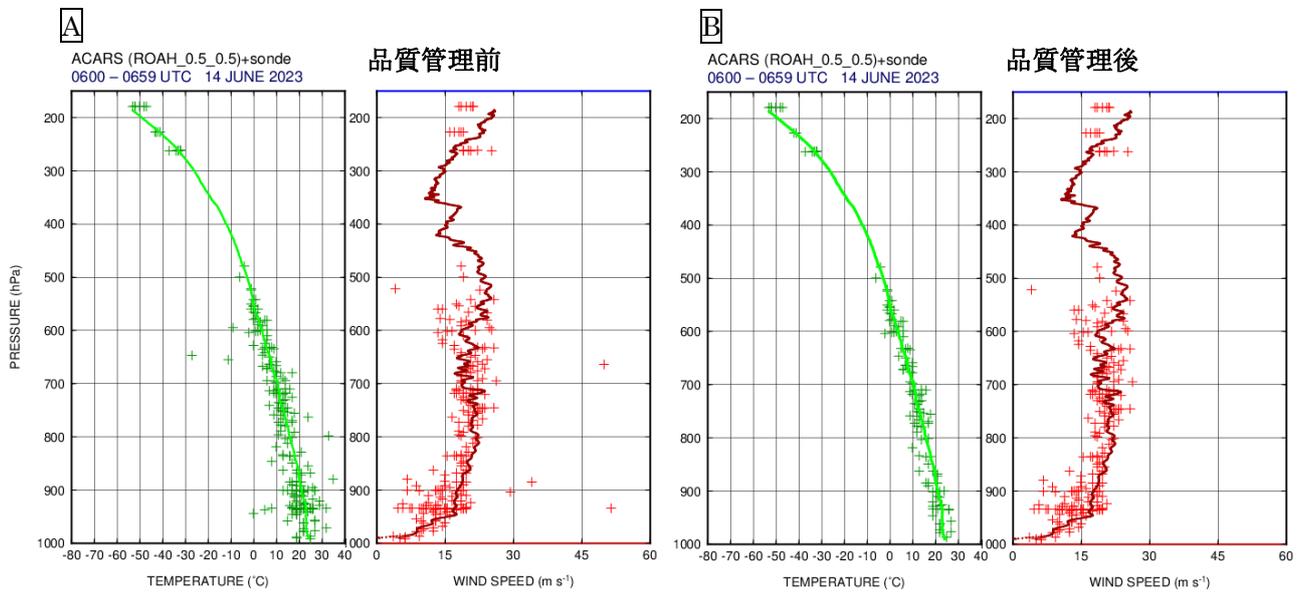
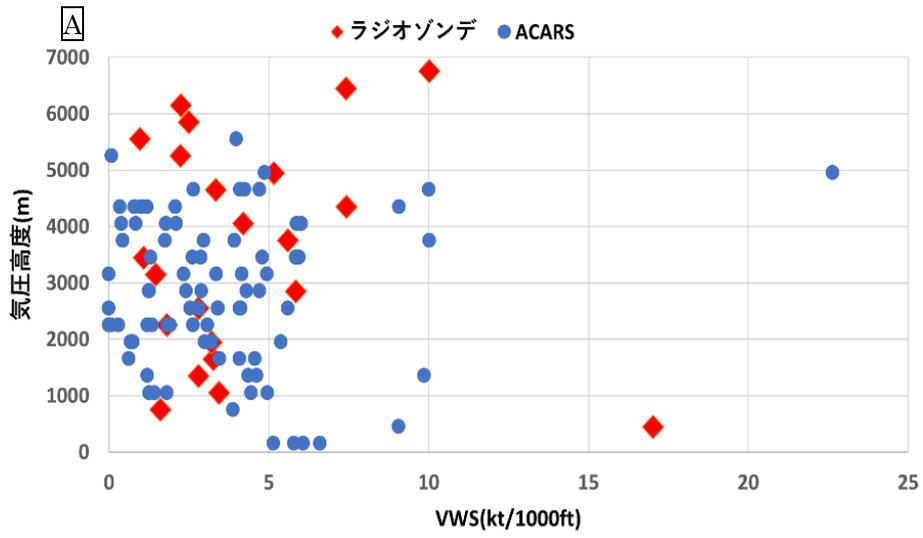


図 2. 06:00~06:59(UTC)における ACARS データ(+印)と 06:00(UTC)放球のラジオゾンデデータ(実線)の、気温と風速の比較

A: 品質管理前 B: 品質管理後

VWS:鉛直シアー (06/14 06UTC)



VWS:鉛直シアー (06/30 05UTC)

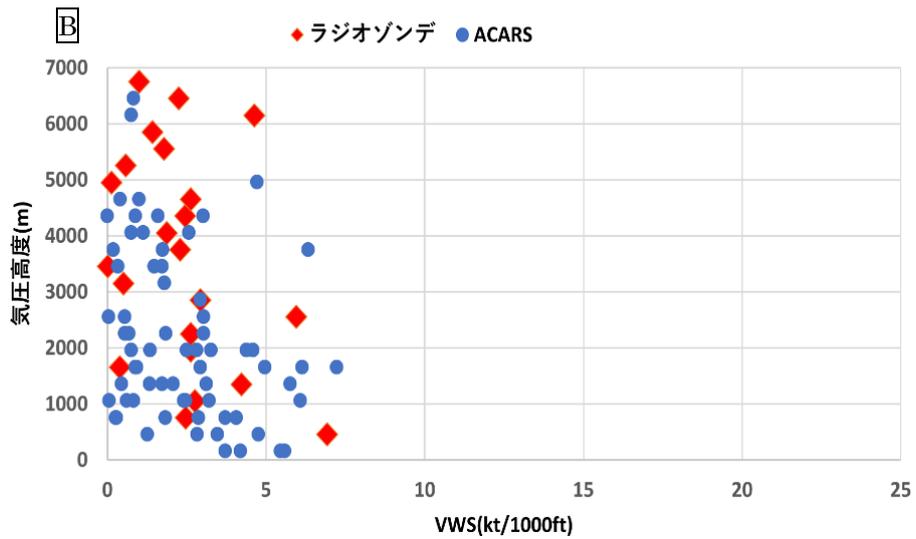


図 3. 鉛直シアー(VWS)

A: 2023年06月14日06UTC B: 2023年06月30日05UTC

# 2022 年台風第 4 号(Aere)の盛衰に対する上層切離低気圧の役割

渡部 太間 ・ 山田 広幸 (琉球大学大学院 理工学研究科)

## 1. はじめに

台風は熱帯・亜熱帯の海上で発生する積乱雲が組織化された低気圧であるが、上層切離低気圧(UCL)などの中緯度大気の影響を強く受ける場合があることが知られており、日本に上陸する台風の 20%が UCL 近傍で発生していることが統計的に明らかになっている[1]。UCL は上層発散、非軸対称運動量強制[2]による二次循環の強化により台風の発達に寄与する一方で、風の鉛直シアの増加を介して発達を抑制する側面も持つことが分かっているが[3]、北西太平洋において UCL 近傍で発達する弱い台風に着目した解析は少ない。本研究は、UCL の南東象限で発達し、2022 年 7 月 2 日に沖縄本島地方を通過した台風第 4 号(Aere)(図 1a, b)の発達・衰弱過程に着目し、再解析(ERA5)および琉球大学千原キャンパスで行ったラジオゾンデ高層観測データを用いて、第 4 号の発達・衰弱に対する UCL の力学・熱力学的な役割について事例解析を行った。

## 2. 解析方法

渦度の時間変化を定量的に評価するため絶対渦度収支解析を行った。UCL との相互作用は Eddy Flux Convergence of Angular Momentum (EFC)[2] (式 1)により診断した。最後に UCL の接近に伴う第 4 号の接線風の spin-up について平均接線風運動量収支解析[4]を用いて調査した。

Eddy Flux Convergence of Angular Momentum (EFC) : Molinari and Vollaro (1990)

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

## 3. 解析結果・考察

図 2a, b は台風中心からは 200 km 以内の領域で平均した絶対渦度の時間-高度(hPa)、中心から半径 300 から 600 km 以内の領域で平均した 200 hPa における EFC および第 4 号と UCL の水平距離(km)の時間変化をそれぞれ示す。

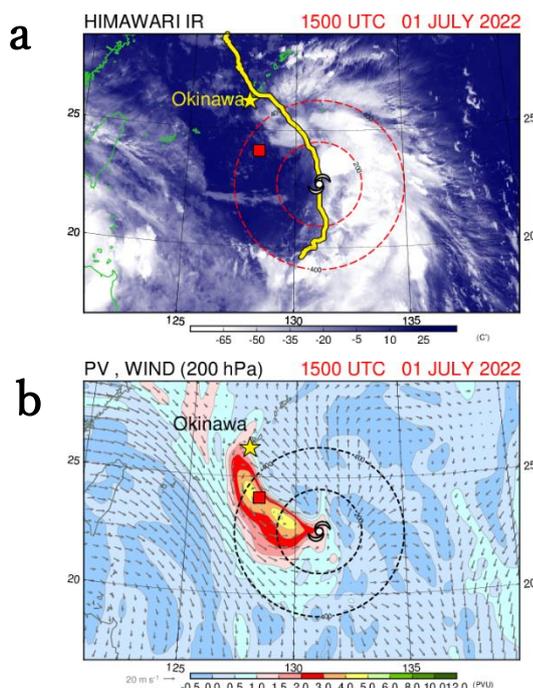


図 1 (a) : 2022 年 7 月 1 日 1500UTC におけるひまわり 8号赤外面像。黄色の実線は ERA5 から推定した第 4 号の移動経路を示す。(b) : 同時刻における 200 hPa 渦位水平分布図。赤色の四角は UCL の中心位置を示す。

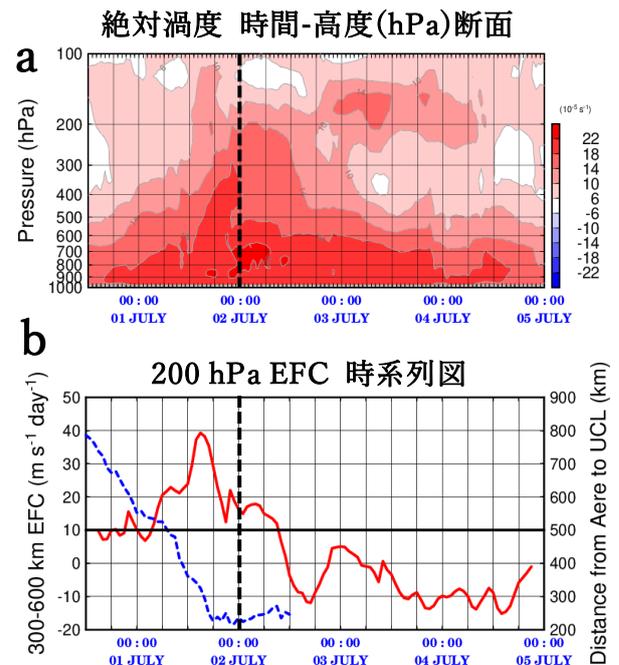


図 2 (a) : 台風の中心から半径 200 km 以内の領域で平均した絶対渦度の時間-高度(hPa)断面図。(b) : 台風の中心から半径 300 から 600 km 以内の領域で平均した 200 hPa における EFC(赤色実線)、第 4 号と UCL の水平距離(km)(青色破線)の時系列図。

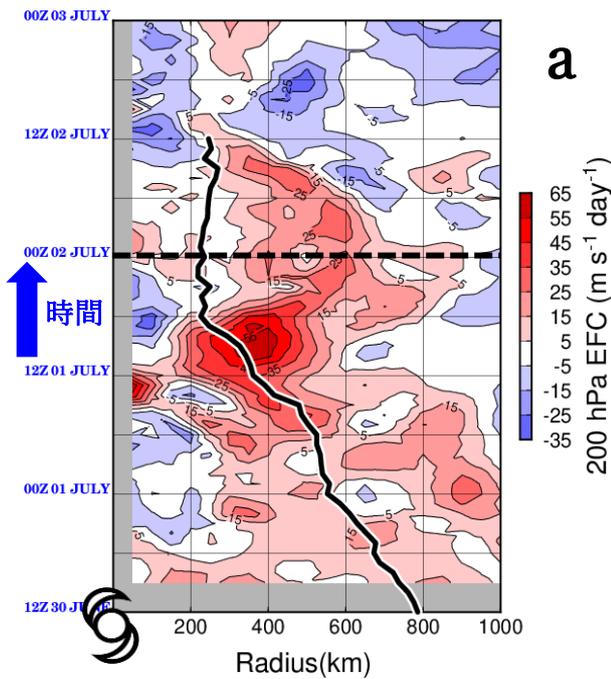


図 3 (a) : 200 hPa における EFC の半径-時間ホフメラー図。シェードは EFC ( $\text{m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ )、黒色の実線は第 4 号と UCL の水平距離(km)を示す。黒色破線は台風が発達していた 2 日 0000UTC までの期間を示す。

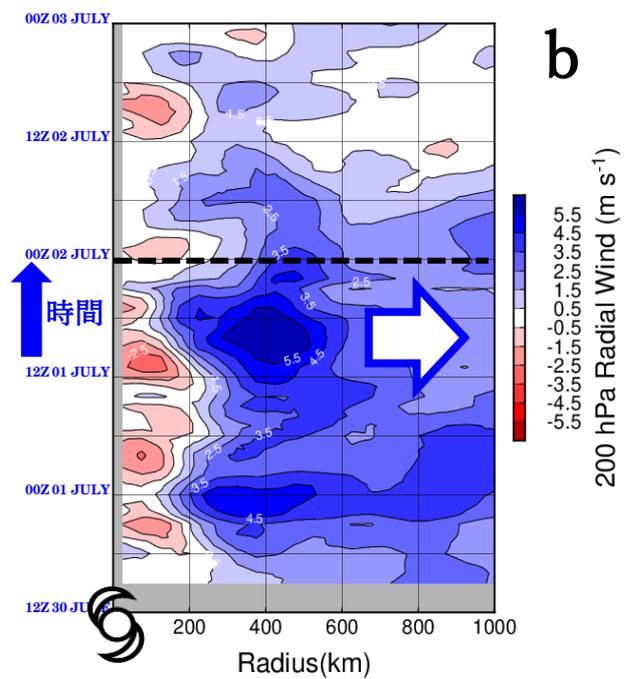


図 3 (b) : 200 hPa における動径風の半径-時間ホフメラー図。シェードは動径風( $\text{m s}^{-1}$ )、黒色破線は台風が発達していた 2 日 0000UTC までの期間をそれぞれ示しており、青色が outflow に対応した領域である。

7 月 2 日まで見られた渦度の強化には、発散項および鉛直移流項が寄与しており、台風が発達において対流活動が重要であったことを示唆する。また、渦度が強化されていた 7 月 2 日までの期間、UCL の接近に伴い EFC が増加していることから第 4 号は UCL との相互作用中に発達していたと考えられる。

図 3a, b は 200 hPa における EFC と動径風の半径-時間ホフメラー図をそれぞれ示す。UCL の接近に伴う EFC の増加と outflow の強化が対応しており、これは UCL の接近に伴う非軸対称運動量強制の応答として outflow が強化されたことを示唆する。図 4 は EFC が増加していた期間にあたる 7 月 1 日 1500UTC における平均接線風運動量収支解析の平均渦度フラックス (MVF) 項の半径-高度 (hPa) 分布図を示している。この時間、対流圏中層の inflow の強化に伴う MVF 項が中層の接線風の spin-up に寄与していたことを示唆している。中層の inflow が強

化された要因として、非軸対称運動量強制の応答[2]および対流圏中層における台風と UCL の渦併合が考えられる。

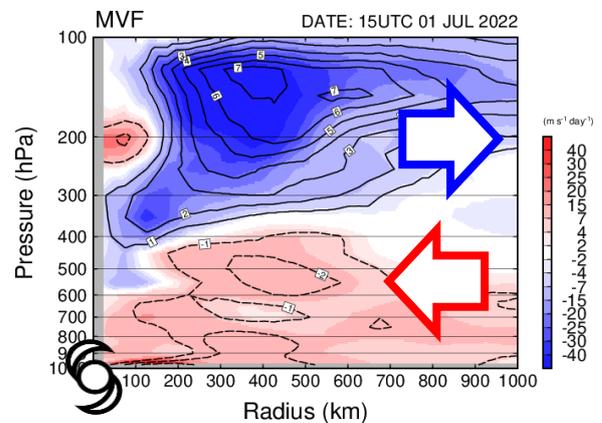


図 4 7 月 1 日 1500UTC における接線風運動量収支解析における平均渦度フラックス (MVF) 項の半径-高度 (hPa) 分布図。破線は inflow、実線は outflow を示す。

第4号が沖縄本島に最接近した7月2日1200UTCにおける高層観測では600 hPa付近に明瞭な沈降逆転層が観測された(図5)。これはUCLの接近により西象限から侵入した乾燥空気により台風中心付近の成層状態が安定化し、対流活動が抑制されたことを示唆する(図6)。

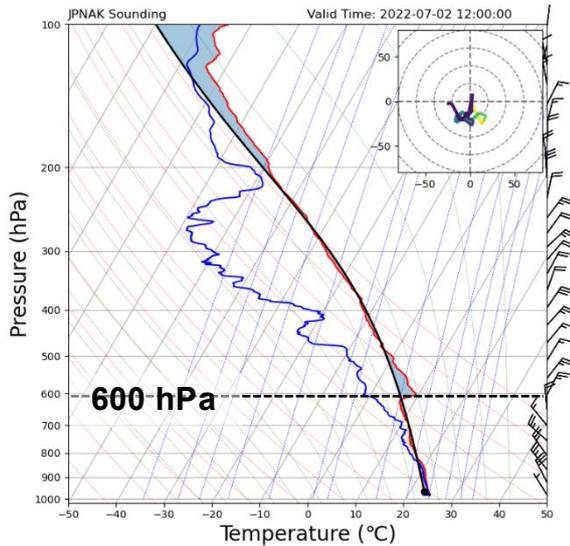


図5 第4号の中心付近を観測した7月2日1200UTCにおけるSkew-T-logPダイアグラム。赤・青色の実線は気温(°C)、露点温度(°C)をそれぞれ示す。

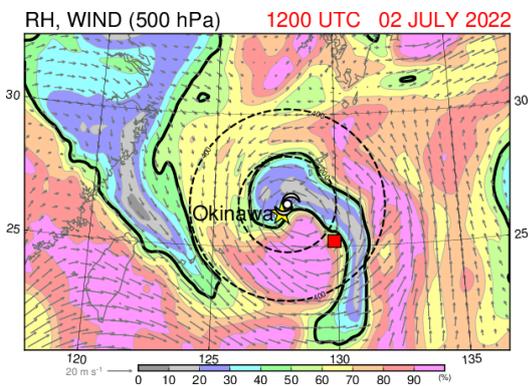


図6 7月2日1200UTCにおける500 hPaの相対湿度(%)の水平分布図。赤色の四角はUCLの中心位置、黒色の太等値線は相対湿度が50%以下の領域を示す。

#### 4. まとめ

解析により示唆された第4号の発達過程に対するUCLの役割を示した模式図(図7)に示す。本事例解析は、中心付近の対流活動に加え、これまであまり着目されてこなかったUCL近傍で発達する弱い台風に対する、UCLの対流圏中～上層の力学的強制の重要性を示すものである。今後、さらに事例解析を蓄積することで多様性に満ちた相互作用や弱い台風による大雨の発生機構の解明に繋がることが期待される。

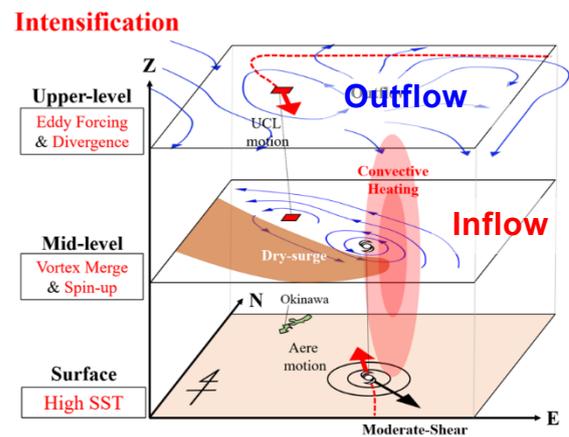


図7 解析から示唆された第4号の発達過程におけるUCLの役割を示した模式図。

#### 謝辞

高層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。また、本研究は科研費補助金(新学術領域, 22H04490)の助成を受けました。

#### 参考文献

- [1] Fudeyasu and Yoshida (2019), *JMSJ*, 97(2), 439-451.
- [2] Molinari and Vollaro (1990), *JAS*, 47(15), 1902-1918.
- [3] Peirano et al. (2016), *GRL*, 42(10), 5509-5515.
- [4] Persing et al. (2002), *MWR*, 130(2), 298-317.



第4号と上層切離低気圧の3次元渦位分布の動画。

# Estimated Morphological Alteration in the Tidal Bore-Impacted Estuary of Kampar, Riau Province, Indonesia

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

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

In Indonesia, a tidal bore exists in the Kampar Estuary in the Pelalawan Regency, Riau Province. The tidal bore passages are very destructive, as shown by unstable shoreline erosion throughout the river (Putra et al., 2017). The tidal-generated bore in this area significantly controls the sediment transport and turbulence, as Wissha et al. (2022) reported. According to locals, the eroded riverbank areas vary depending on season and wind direction.

This unstable and underestimated sediment movement and behavior could threaten the local community and settlement since they tremendously rely on the riverbanks of the Kampar Estuary. Therefore, a study estimating seasonal shoreline erosion is crucial. A few studies predict the erosion sedimentation in the area affected by a tidal bore, and this aspect should be investigated. In this study, we hypothesize that aside from being generated by a sudden change in water level during the displacement of ebb-flood tides, the other factors should play a significant role in the propagation of tidal bores, such as the monsoon system with respect to surface wind energy transfers, thereby impacting the unstable shoreline change in the study area. This study aims to model the seasonal variability of tidal bore features and estimate the possible eroded area throughout the Kampar Estuary.

## 2. Materials and Methods

An integrated MIKE21 modeling system was used to approximate the tidal bore features. A flow model with a flexible mesh was chosen, considering the depth-integrated Saint-Venant equation (Madsen et al., 2005).

The flexible mesh was generated from unstructured triangular grids, set up with the shoreline and bathymetry data, considering open and closed boundary, characterized by tidal constituents and recorded water level. The bathymetry data was collected from Geospatial Agency of Indonesia, webpage:

<https://tanahair.indonesia.go.id/demnas/#/batnas>, combined with filed measurement previously reported by Wissha et al. (2022). A NAO99b tidal model was also simulated to supply tidal water forcing during the simulation. On the other hand, the record of water level data provided by the Agency of Regional River of Sumatra III Pekanbaru was also used.

Table 1. model validation using surface elevation data.

Observed area	RMSE	R <sup>2</sup>	Significance <i>F</i>
Estuary mouth	0.33 m	0.89	0.001
Estuary	0.038 m	0.96	<0.05
River body	0.17 m	0.87	<0.05
Upstream	0.11 m	0.91	<0.05

A monthly 10m ERA5 wind data (u- and v-component) was employed to determine the wind variation in the study area and included within the model simulation, with a horizontal resolution of 0.25°. These data could be accessed via this following webpage: <https://cds.climate.copernicus.eu/>.

The model simulated should be validated before using it further. In this case, we validated the model using a field measured tidal bore data previously established by Wissha et al. (2022), employing a root means square error (RMSE) and linear regression-

associated ANOVA (analysis of variance), shown in Table 1.

### 3. Results

The Kampar estuary is predominated by the mixed tide with prevailing semidiurnal, where within 24 hours, there will be two floods and two ebbs oscillating upstream, with different surface elevations within one flood-ebb cycle. This state impacts the tidal bore generation that exists in this estuarine zone. Therefore, two bore passages propagate upstream in one day, as shown in Figure 1.

In the estuarine zone (Figure 1A), the estimated tidal bore height reaches 2.72 m during the first passage and about 4.32 m during the second. The rapid transitional change in velocity is also observed at the end of the ebb tide. The longitudinal velocity  $V_x$  declines up to -0.45 m/s, indicating that the tidal bore passage has commenced propagating upstream (flow reversal). Meanwhile, the horizontal transverse velocity  $V_y$  shows the same state whereby a rapid reversal flow occurs with a magnitude reaching -5 m/s, indicating higher turbulence in the southern river shoreline (riverbank).

The tidal bore height considerably decreases after propagating about 46.12 m upstream by approximately 1.75 m for the first bore passage and 2.71 m for the second propagation (Figure 1B)—the rapid declines in longitudinal velocity  $V_x$  and horizontal transverse velocity  $V_y$  reaching -0.5 m/s and -0.3 m/s, respectively. The magnitude was about 0.2 m/s lower during the first passage.

In the upstream area (approximately 50 km from the estuarine zone), the tidal bore is no longer significant, and the wave height is about 1 m during the two passages (Figure 1C). The sudden increase in the velocity magnitude does not reflect the hydraulic jump anymore. The longitudinal velocity ranges from -0.2 to 0.1 m/s, and the horizontal transverse velocity ranges from -0.1 to 0.2 m/s. This state indicates that the bore propagation is decayed due to an upstream super shallow bottom morphology, increasing the bottom friction, and hampering the bore flow.

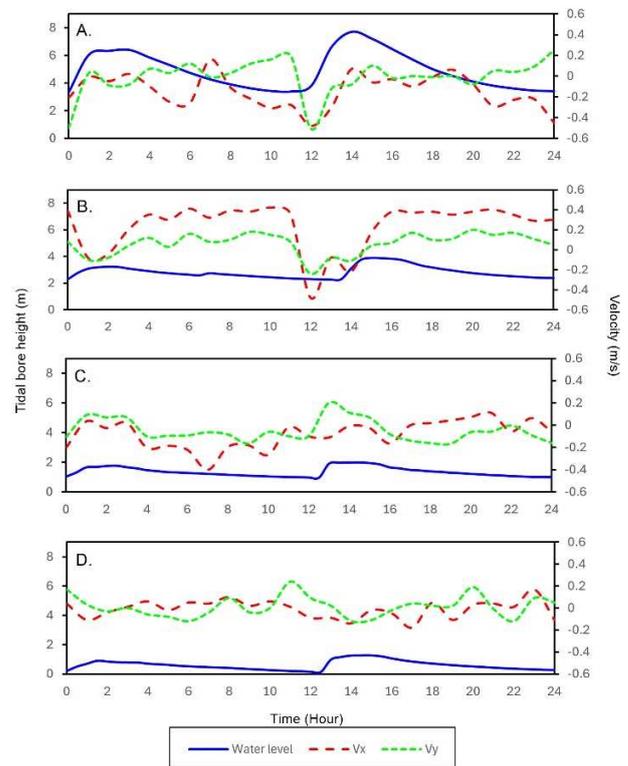


Figure 1. The estimated tidal bore features within one flood-ebb cycle in the estuary area (A), river body (B), upstream (C), and the decay area (D)

The last area of observation is the place of tidal bore decay. The tidal bore height is less than one meter, and the turbulent velocity is very weak, ranging from -0.11 to 0.2 m/s (Figure 1D).

Since the study area is situated near the equatorial line, where the trade winds take place, apart from the significant tidal bore influence, the monsoonal variation of the wind regime could control the erosion-sedimentation of the bottom morphology of the Kampar Estuary. During the northeast monsoon, the northeasterly wind predominantly moves toward the southwest (ranging from 0 to 8 m/s) and vice versa during the southwest monsoon (ranging from 0 to 5 m/s) (Figure 2).

Based on the hydrodynamic modeling approach, simulated for 90 days, the sedimentation is observed in the surrounding estuarine zones and upstream during the northeast monsoon, with the bed level change ranging from 0.5 to 4.9 m. At the same time, the erosion is estimated in the eastern boundary,

behind Muda Island, and around the river body, with a magnitude ranging from -1.6 to -4.9 m (Figure 2A).

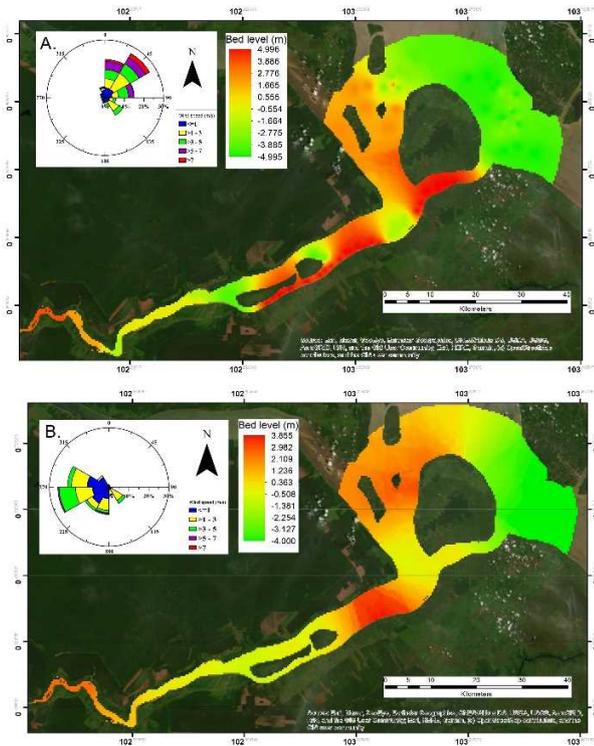


Figure 2. The estimated bed level changes during the northeast monsoon (A) and the southwest monsoon (B).

A different sediment movement is identified during the southwest monsoon (Figure 2B). Even though the bed level change is lower than in the other seasons, the erosion-sedimentation pattern is almost the same. The most noticeable significant augmentation of bed level is identified in the front of Ketam Island, reaching 3.85 m for 90 days of simulation. The other bed level augmentation is observed in the northern model boundary and the upstream area, ranging from 0.3 to 2.1 m. The erosion is found in the southeastern model boundary, reaching -4 m. More interestingly, the bed level change in the river body is not significant during all seasons, ranging from -0.5 to 0.5 m. This state indicates no significant sediment mixing and turbulence in this area. This state is consistent with the lower tendency of the estimated horizontal transverse velocity, reflecting less shoreline erosion. According to Gemilang et al.

(2018), the river body of the Kampar estuary is predominated by a compacted coarse sediment type, which is arduous to resuspend and be scoured by the bore front.

#### 4. Conclusion

With an arbitrarily turbulent velocity, the tidal bore height decreases by about 1.5 m every 20 km upstream. The sharp increase in the longitudinal and horizontal transverse velocities is still observed up to 46 km upstream, with a gradual decrease of about one m/s per 20 km upstream. Aside from the significant influence of the tidal bore passages, the monsoon system also plays a significant role in the bottom morphological alteration in the study area, whereby higher sedimentation occurs during the northwest monsoon with a deviation of approximately 1 m within 90 days of simulation. Significant erosion is estimated on the eastern Mendol Island and behind Muda Island. The stable bed level change is identified in the river body, indicating a less significant mixing and turbulence characterized by compacted coarse sediment deposition.

#### References

- Gemilang, W. A., Wisna, U. J., & Rahmawan, G. A. (2018). Particle Size Characteristics of Riverbed Sediments Transported by Tidal Bore 'BONO' in Kampar Estuary, Riau-Indonesia. *Marine Research in Indonesia*, 43(1), 25–35. <https://doi.org/10.14203/mri.v43i1.293>
- Madsen, P. A., Simonsen, H. J., & Pan, C. H. (2005). Numerical simulation of tidal bores and hydraulic jumps. *Coastal Engineering*, 52(5). <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.12.007>
- Putra, A., Wisna, U. J., & Kusumah, G. (2017). Spatial Analysis of the River Line and Land Cover Changes in the Kampar River Estuary: The Influence of the Bono Tidal Bore Phenomenon. *Forum Geografi*, 31(2). <https://doi.org/10.23917/forgeo.v31i2.5290>
- Wisna, 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 (Switzerland)*, 14(16), 2651. <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/w14162561>

# 黒潮大蛇行によって引き起こされる熊野における潮位偏差の変動

河内亨太・久木幸治（琉球大学 理学部）

## 1. はじめに

黒潮は北太平洋亜熱帯循環の西岸境界流で、常に一定の流路を流れず直進流路と大蛇行流路を形成する（関根，2007）。黒潮が大蛇行する際に遠州灘と熊野灘では低圧性の冷水渦が生じ、反流が渦の北側と北西側で流れることが分かっている（図1）。この反流において地衡流の関係が近似的に成り立つことで海面高度が上昇し、異常潮位の原因となっている可能性があるが、このことを示唆する論文は少ない（例えば久野，2022）。そこで本研究では、第一に「黒潮が直進流路を形成している期間」と「黒潮が蛇行流路を形成している期間」での潮位偏差の違いについて統計的に解析し、直進流路期と蛇行期との間で統計的に違いが見いだせるか検証した。第二に熊野検潮所・冷水渦中心間の距離を計測し、これと熊野での潮位偏差との間で統計的な関係があるか検証した。また、黒潮流軸と渦中心間との距離を計測し冷水渦の凡その半径を見積もり、これが沿岸の潮位と関係しているかについても検証する。

## 2. データと研究方法

本研究では、冷水渦の中心を海面高度で捉えるために、気象庁気象研究所の日本沿岸海洋再解析データセット MOVE/MRI.COM-JPN Dataset を用いた（広瀬他，2020）。気象庁と海上保安庁は2017年8月下旬から黒潮が大蛇行していると発表しており、これに準拠するため用いるデータ期間を2017/9/1~2019/12/31とした。得られた渦中心の座標はgoogle earthにプロットしていき、熊野検潮所との距離を計測した（図2）。熊野の潮位偏差は気象庁 潮汐観測資料からダウンロードして用いた。潮位偏差は実測潮位と天文潮位との差である。また、潮位偏差の値を気圧補正する為に使用した毎時海面気圧は、気象庁 尾鷲の毎時海面気圧のデータを用いた（吉田他，2014、

久野，2022）。潮位偏差・海面気圧は共に以下の使用期間とした。蛇行期 2017/9/1 1:00JST~2019/12/25 23:00JST、直進期 2014/9/1 1:00JST~2016/12/25 23:00JST 黒潮流軸データは海上保安庁海洋情報部の経度毎流軸通過緯度情報を用いた。

## 3. 結果と考察

直進期と蛇行期における熊野検潮所での潮位偏差の違いについては、表1のようになり、蛇行期は直進期と比べて平均値も中央値も約6cm高くなることが分かった。直進期と蛇行期のヒストグラム（図3）をみると、直進期は蛇行期に比べて潮位偏差が-5cm以下の値を取る日が少なく、潮位偏差が+10cm以上の値を取る日が直進期に比べて多いことが分かった。熊野・渦中心間距離と熊野の潮位偏差の散布図（図4）をみると、やや右上がりの傾向が見て取れ（相関係数が約0.3）、渦中心が熊野から100km離れると熊野の潮位偏差が約9cm上昇する傾向にあることが分かった。これは冷水渦が熊野から離れるほど熊野の潮位偏差が高くなる傾向があるといえる（図5，6）。黒潮流軸と渦中心間距離に関する統計量は表2のようになり、黒潮流軸・渦中心間距離の平均値・中央値は約130kmとなった。黒潮流軸・渦中心間距離と熊野の潮位偏差との散布図では相関関係は見いだせなかった。

## 4. 今後の課題

本研究では、熊野灘に面した熊野検潮所での潮位偏差のデータのみ使用したが、遠州灘に面した赤羽根検潮所でも同様の結果を得られるか調べる必要がある。また本研究では、冷水渦と沿岸の潮位偏差との間に統計的な結果は出たもの、高水温の海水が沿岸に流入したことで潮位偏差が高くなったのか、地衡流により海面高度と繋がって上昇したのかという力学的な解析には踏み込めておら

ず、さらなる検証が必要となる。

## 5. 参考文献

黒潮流路の蛇行状態と黒潮内側反流, 松本孝治, 1985、統計的手法を用いた黒潮流路変動解析, 吉田次郎ほか, 2014、黒潮大蛇行の継続期間と三重県沿岸の潮位変動, 久野正博, 2022、日本沿岸海況監視予測システム 10 年再解析値, 広瀬他, 2020

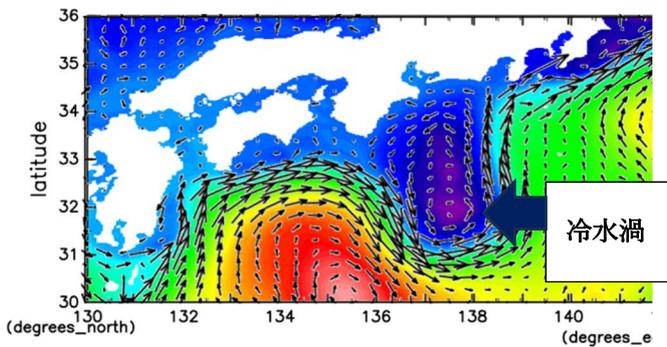


図 1: MOVE/MRI.COM-JPN Dataset 海面高度 2019 年 9 月 26 日

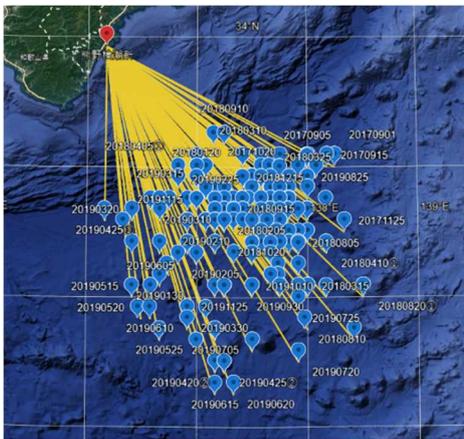


図 2: google earth にプロットされた渦中心

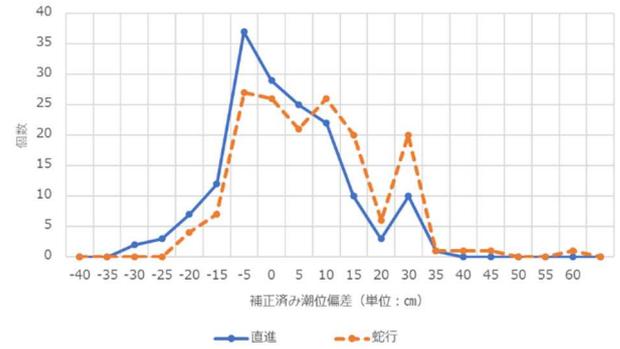


図 3: 直進期と蛇行期の潮位偏差のヒストグラム  
縦軸は個数、横軸は補正された潮位偏差 (cm)

基本統計量	直進期	蛇行期
平均値	-1.69cm	4.62cm
中央値	-1.80cm	4.09cm
標準偏差	12.62cm	13.60cm
尖度	0.01	0.78
歪度	0.09	0.49
範囲	62.67	81.93
データの個数	161個	161個

表 1: 直進期と蛇行期の熊野における潮位偏差の基本統計量

	流軸・渦中心間距離
平均	132.32km
中央値	130.78km
標準偏差	29.72cm
尖度	1.93
歪度	-0.40
範囲	184.11
データの個数	79

表 2: 黒潮流軸・渦中心間距離の基本統計量

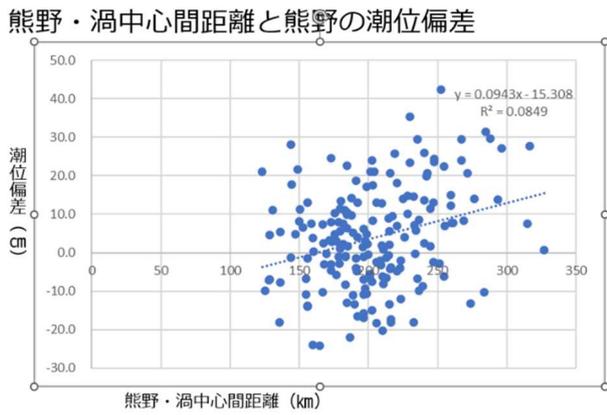


図 4：熊野・渦中心間距離と熊野の潮位偏差の散布図  
縦軸は一日平均の補正済み潮位偏差（cm）、横軸は熊野・渦中心間距離（km）

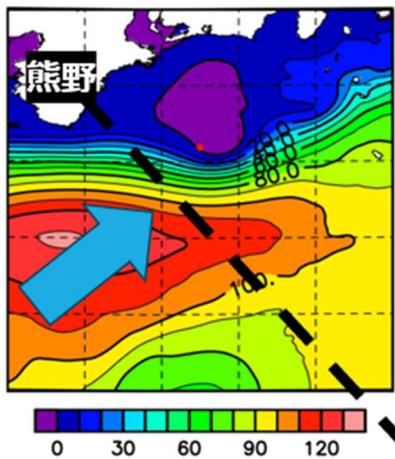


図 5：MOVE/MRI.COM-JPN Dataset 海面高度  
2016年3月19日 点線は図6の断面を表している。

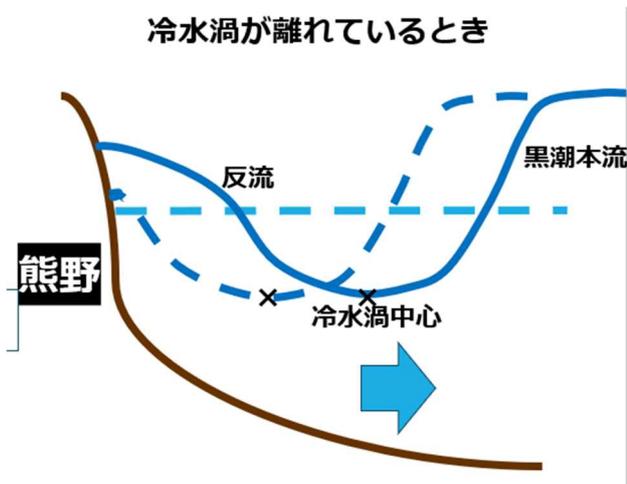


図 6：冷水渦の中心が熊野から離れている模式図

# MIROC-ES2L で計算された北西太平洋亜熱帯水温の過去現在未来

シェリフ多田野 サム

琉球大学 理学部

## 1. はじめに

北西太平洋亜熱帯域では水温が上昇傾向にあり、将来的な昇温が気候モデルで予測されている。水温上昇は沖縄の気温のみならず、台風強度やサンゴ礁にも影響を与える。将来の水温予測の信頼度を上げる上で、現在や過去の水温変化を気候モデルが再現可能か検証することは重要である。

本研究では最新の全球気候モデルで行われた過去 12 万年の時代の数値実験を解析する。特に夏季の水温変化に着目し、観測や古環境復元との比較を行う。これにより気候モデルが放射強制(日射、温室効果気体、火山噴火)に対する水温変化を再現可能かを検証する。最終的には過去から将来にかけての水温変化メカニズムの類似点や相違点を明らかにすることが目的である。本発表では初期解析結果として、現代気候の水温再現性と過去 12 万年の水温変化の比較を紹介する。

## 2. 使用データ

気候モデル MIROC-ES2L で行われた数値実験結果を解析する。MIROC-ES2L は MIROC5.2 と同様の物理場を有し、大気が約 2.8°、海洋が約 1.0°の水平解像度をもつ。加えて物質循環モデルが結合されている地球システムモデルである (Hajima et al. 2020)。

このモデルを用いて行われた 7 つの時代の実験結果を解析する。これらの実験は、最終間氷期(12 万 7 千年前)、最終氷期最盛期(2 万年前)、完新世中期(6 千年前)、過去千年、Historical、SSP-585、SSP-126 である。全ての実験が CMIP6/PMIP4 で定められている設定に

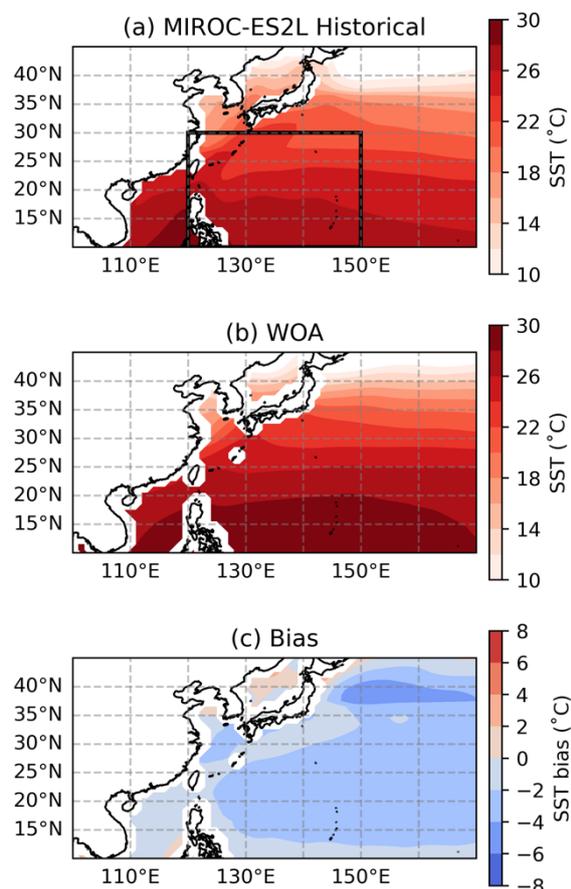


図 1 年平均北西太平洋亜熱帯水温の空間分布. (a) モデル(MIROC-ES2L), (b)観測(World Ocean Atlas) and (c) Bias (MIROC minus WOA). (a)の黒四角は図 2 の領域平均箇所を示す.

基づいて行われている (Ohgaito et al. 2021)。北西太平洋亜熱帯域 (120°-150°E, 10°-30°N) に着目した解析結果を主に紹介する。

### 3. 結果と議論

#### 3-1 現代の水溫バイアス

MIROC-ES2L は北西太平洋亜熱帯水溫を觀測よりも 2°C 程度低くシミュレートすることがわかった(図 1)。この低溫バイアスは世界中のモデルで共通のものである (Zhu et al. 2020)。また水溫バイアスは年間を通して持続していた。

大氣モデルにおける海面熱フラックスの解析から、短波放射反射と海面潜熱フラックスが過剰であることが影響していることがわかった。短波放射に関しては夏季の雲アルベドの影響が大きく、潜熱フラックスに関しては冬の北風によることが明らかになった。

#### 3-2 過去から将来への水溫変化

MIROC-ES2L でシミュレートされた北

西太平洋亜熱帯域の水溫變動について 7 つの時代の時系列をまとめたものを図 2 に示す。1850 年からの偏差で示している。まず現代氣候再現実験(Historical)では、近年の水溫上昇傾向を概ねよく再現できている。また 1997 年の高水溫偏差に関しては、頻度は異なるが似たような高偏差イベントがモデルでも検出されている(図 1, 3)。温暖化下の水溫について、全球氣溫の昇溫が +2°C に抑えられた SSP-126 シナリオでも水溫上昇が 1.5°C 以上平均的に上昇する予測となっている。水溫場だけで見ると、1997 年の高水溫偏差のような環境が平均的に続くことが示唆され、サンゴ礁への影響が懸念される。

過去の時代のシミュレーション結果と比較すると、このモデルでは最近 20 年の水溫は過去 12 万年の中で最大であることが示唆されている(図 3)。これについては今後他のモデルや古環境復元との比較を通し、検証を進めていく必要がある。

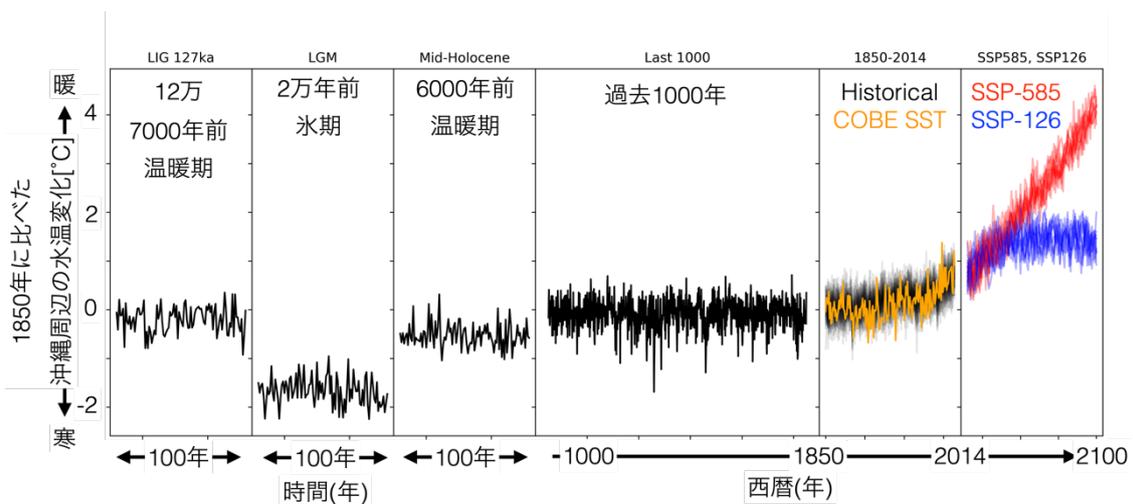


図 2. 北西太平洋亜熱帯水溫の時系列変化(120°-150°E, 10°-30°N). 8 月平均を示す。黒、赤、青はモデル結果を示し、オレンジは現代の觀測水溫(COBE SST)を示す

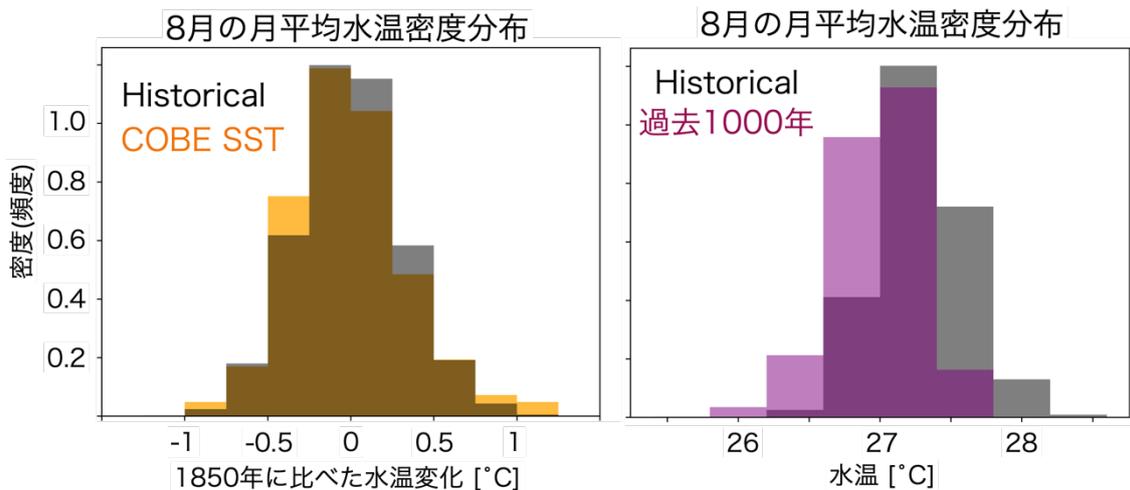


図 3. 8 月水温の密度(頻度)分布. 左は現代気候のモデル(グレー)と観測(オレンジ)を比較. 右はモデルにおける現代(グレー)と過去 1000 年(紫)を比較.

#### 4. まとめと今後の課題

MIROC-ES2L では Historical の水温を観測よりも  $2^{\circ}\text{C}$  程度低くシミュレートする一方で、近年の水温上昇トレンドは概ね再現している。パラメタ感度実験などを通し (Sherriff-Tadano et al. 2023)、雲などの取り扱いがバイアスに与える影響を定量的に評価する必要がある。

水温変化を議論する上では黒潮の扱いも重要となる。解像度の問題から MIROC-ES2L では黒潮の詳細な変動を表現できていないため、高解像度海洋モデルの結果などを用い、黒潮の役割も考慮していく必要がある。

#### 5. 引用文献

1. Hajima, T. et al. Geosci. Model Dev., <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>, 2020.
2. Ohgaito, R. et al. Geosci. Model Dev., <https://doi.org/10.5194/gmd-14-1195-2021>, 2021.
3. Sherriff-Tadano, S. et al.

J.Climate, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0221.1>, 2023.

4. Zhu, Y. et al. J. Climate, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0654.1>, 2020.

# 沖縄県周辺の台風経過に伴う波高の変化と、風浪とうねりとの関係性

発表者 203275K 阿部優樹

指導教員 久木幸治

## 1.はじめに

2023年8月に台風6号「Khanun」が沖縄を襲った。本台風は長期間停滞したため、海路や空路に大きな影響を与え、品薄・欠品が続いた。今回は海路に着目し、台風による波高の変化はどのように起きているかについて調べ、被害をある程度予測することを目的として本研究を行った。先行研究として、「2018年夏期に観測された台風に伴う高波浪について」(馬場2019)では、2018年の台風20号,21号,24号の接近時に観測された高波浪条件に至った背景について観測データに基づいて検討された。波高や、風浪、うねりの時間変化に伴う全体的な動きについては解析されていなかったため、本研究では、その全体的な時間変化を中心に解析を行った。

## 2.データと解析方法

本研究では、ERA5とNowphasのデータを使用し、台風が通過した際の波高の時間変化について調査を行った。台風自体の進路や性質に関するデータの解析には気象庁のデータを使用した。また、有義波高は風浪とうねりから算出されるため、風浪とうねりに関しても時間変化を調査し、それらのデータの関係性について調べた。

## 3.結果

ERA5におけるうねりのデータは、うねりに関連する表層の海、海の波の最大3分の1の平均高さを表したもので、これは波の頂上と波の谷の間の垂直距離を表す。うねりとは、風によって異なる場所と時間に発生した波のことを表す。風浪のデータは、局地的な風によって生成される表層の海洋、海の波の最も高い3分の1の平均高さを表したもので、これはうねりと同様に波の頂上と波の谷の間の垂直距離を表す。

結果として、Nowphasのデータによると那覇では台風が通過しているにもかかわらず、有義波高に多少の減少傾向がみられた。ERA5のデータでも21日の06UTCに一度波高が低くなり、その後再び高くなっていた。風

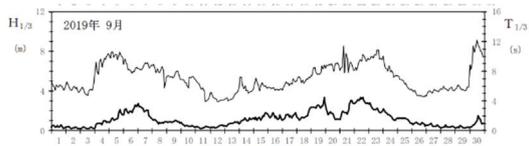
浪とうねりの関係については、沖縄周辺でTapah接近時は風浪成分がうねり成分を常に上回る状況になっていた。

## 4.考察

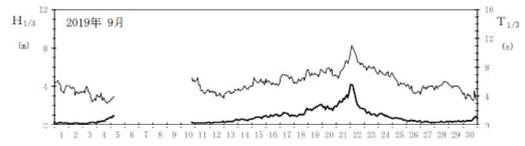
Nowphasで見られた全体的な減少傾向は、ERA5では見られなかったため、Tapahの通過した際のNowphasのデータは、正確に得ることが出来なかったといえる。台風が沖縄本島付近を通過した直後に波高も弱まっていることから、台風が陸に近づいたことが原因であるといえる。

## 5.まとめと今後の課題

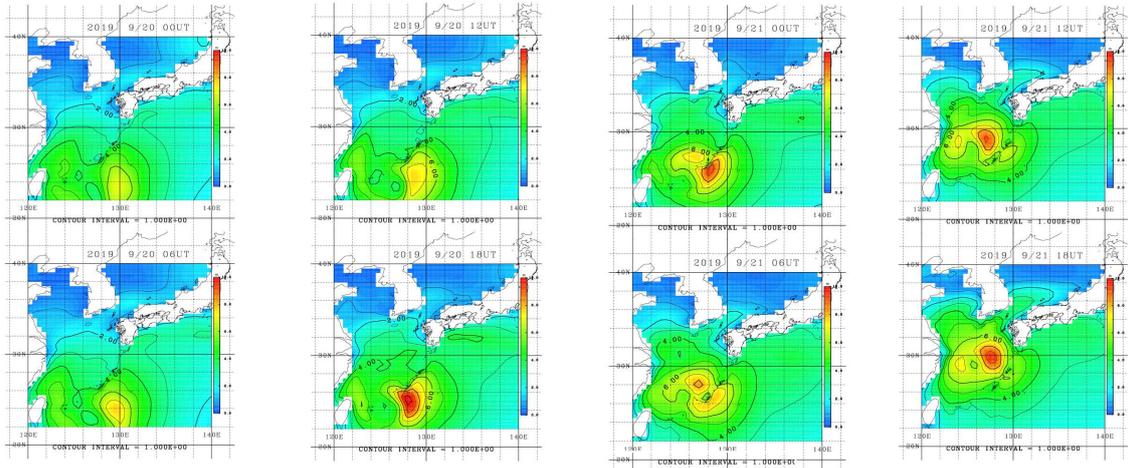
データの収集や表示はできているが、まだ考察しきれていない部分が多い。波高の弱まりは陸への接近による影響ではないかと考察したが、試しに表示してみた今年のKhanunのデータと比較してみたところ、Khanunではその傾向が見られなかった。本研究の現象を究明するには、Tapahの性質自体を詳しく調べる必要がある。本研究ではERA5のデータのみでの解析となってしまうため、他のデータとも照らし合わせる必要がある。また、他の台風でも今回のような現象が他の台風にもみられるのか確認し、波高や風速以外にも海面圧力や総降水量などのまだ調べきれていないデータについても検討する必要がある。風浪とうねりからの考察や風向との関係性についての考察もまだまだ不十分であるといえる。



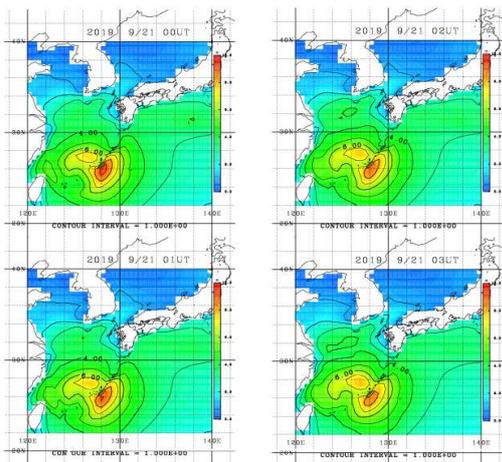
<平良沖のNowphasデータ>



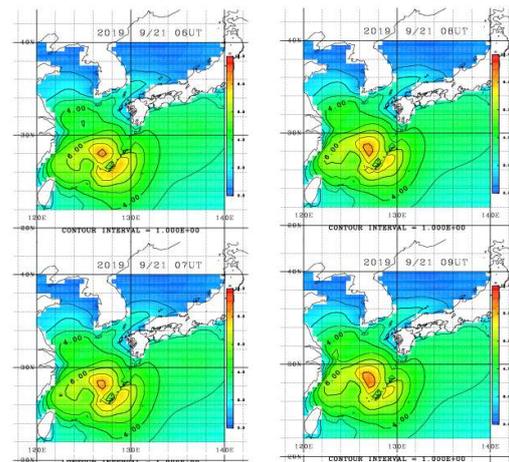
<那覇のNowphasデータ>



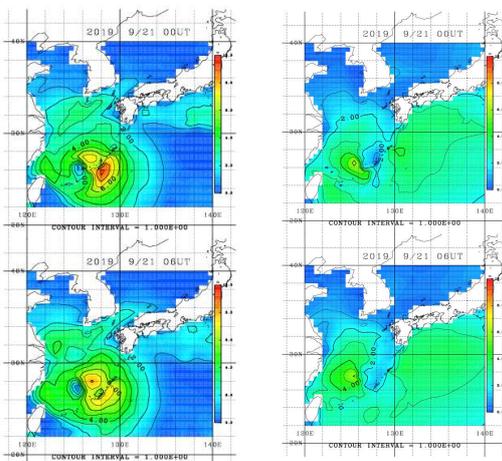
<6時間ごとの波高データ>



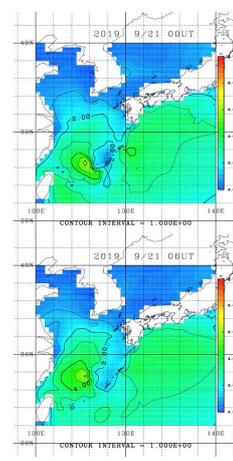
<00UTC-03UTCの波高データ>



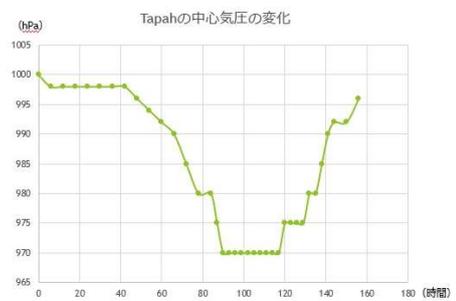
<06UTC-09UTCの波高データ>



<風浪データ>



<うねりデータ>



<Tapahの中心気圧の変化>