令和３年度 沖縄支部研究発表会　予稿集

2022 年 2 月 24 日（木）

日本気象学会沖縄支部

令和３年度 沖縄支部研究発表会

会期：令和４年２月24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：国吉 真昌（沖縄支部幹事）

●開会挨拶　多田 英夫（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12

＊１題当たり１５分（発表10分、質疑応答５分）

●閉会挨拶　山田 広幸（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.「フラット光源の開発とレンズ光学系生成像のＦ値による照度変化分析」 …… Ｐ２
上地 慧・沖崎 武蔵・下地 伸明（琉球大学工学部）

2.「大気中降水粒子、砂粒子、火山灰粒子の帯電状態における落下運動」 …… Ｐ５
王 丹・下地 伸明（琉球大学工学部）

3.「放電現象観測用 UHF アンテナシステムの構築」 …… Ｐ８
田島 大雅・下地 伸明（琉球大学工学部）

4.「北西太平洋における「亜熱帯低気圧」の特徴」 …… P11
渡部 太聞・山田 広幸（琉球大学理学部）

5.「台風環境場の成層安定性と強度変化の関係」 …… P14
當山 也斗・山田 広幸（琉球大学理学部）

6.「The North Equatorial Countercurrent reaction to three types of El Nino, in the west of dateline
日付変更線より西におけるエルニーニョの3つのタイプに対する北赤道反流の応答」 …… P16
YUSUF JATI WIJAYA・久木 幸治（琉球大学理学部）

7.「The Influence of Climatic Factors on Triggering Sea Level Anomaly in the Equatorial Malacca Strait
赤道マラッカ海峡の海面水位偏差に及ぼす気候的要因の影響」 …… P20
ULUNG JANTAMA WISHA・久木 幸治（琉球大学理学部）

8.「東シナ海における海面水温と降水量の関係」 …… P23
甲斐 基希・久木 幸治（琉球大学理学部）

9.「近年の台風の発生及び発達状況に関する調査」 …… P26
河原 恭一・吉村 純 (沖縄気象台)

10.「４月の南西諸島近海における雷活動」 …… P29
市川 花・伊藤 耕介 (琉球大学理工学研究科)

11.「２０２０年の梅雨に対する東シナ海の海面水温の影響」 …… P32
小平 優希・伊藤 耕介 (琉球大学理学部)

12.「民間航空機観測データを用いた台風構造の解析」 …… P35
山本 蓮・伊藤 耕介 (琉球大学理学部)

フラット光源の開発とレンズ光学系生成像の F 値による照度変化分析

*上地慧 (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、デジタルカメラで撮影された雷放電路の分析とデジタルカメラの光学特性評価を行ってきた。イメージセンサのピクセルサイズは光の波長に限りなく近づいており[1]、このように高精細な二次 元画像情報/三次元映像情報(二次元情報+時間)を記録 できるデジタルスチルカメラ/ビデオカメラを科学分 析機器として利用できれば科学技術分野にとって有益である。しかし、イメージセンサの特性やレンズの特性の違いから、同じ放射エネルギーQe (J)の光を同一機種、異機種、同一設定、異なる設定を問わず色や輝 度などの光学的情報を比較し評価することはきわめて困難である。

レンズ光学系で生成される像は結像面に生成される。そのため、結像面がイメージセンサの位置にくるようにレンズは設計されている。結像面に生成される像は原理上周辺減光されることが不可避である。そのため、光学系で生成された像を精密に分析するにはこのような周辺減光を補正する必要がある。一般的にこの補正のことをフラット補正と呼ぶ。フラット補正を行うには、均一輝度光(フラット光)が必要である。フ ラット光は積分球で生成されることが知られている。 そのため、本研究では積分球を用いてフラット光源の 開発に取り組んだ。また、デジタルカメラで生成される画像の輝度情報はレンズの焦点距離 f (mm)と F 値 F/#、イメージセンサの ISO ゲイン G_{ISO} と露光時間 t (s)に影響される。通常、イメージセンサ側の ISO ゲ イン G_{ISO} と露光時間は線形と言われている。また、イ メージセンサの全ピクセルのフォトダイオードの光感度特性が放射照度 E_e (W/m^2)に対して線形でなければな らない。本研究では、3 台のデジタルスチルカメラと 6 本のレンズ(ズームレンズ 5 本、単焦点レンズ 1 本) を用い、イメージセンサの光感度特性、ISO ゲイン特性、露光時間特性が線形であることを確かめ、その後レンズ特性を調べた。

2. 実験方法

2.1. フラット光源開発とその評価

フラット光源は積分球内部に定電流 LED 光源を配置 した構成である(Fig.1、Fig.2)。LED から放射される光は光強度の偏りがある。そのため、積分球内部で LED 光源を点灯させることで積分球のポートからフラットな光を生成した。生成したフラット光のフラット性を確認するため、ポートに固定したアクリル板に測定点を開けたアルミ製のマスク板を取り付けた。ランダムノイズ除去のため、測定は 5 回行い、平均して分析した。

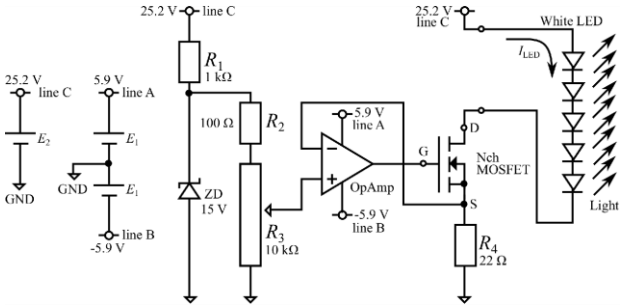


Fig.1 定電流 LED ドライバ。

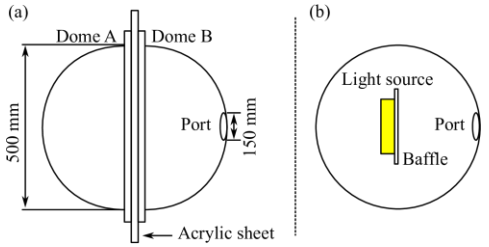


Fig.2 積分球の原理図。(a)アクリルドーム A とアクリルドーム B の間にバッフル固定板を挟んだ側面図と(b)積分球内部の側面図。

2.2. デジタルカメラとレンズ

本研究では 3 台のデジタルカメラ「Canon EOS 9000D」(C9000D), 「Nikon D5600」(ND5600), 「Panasonic Lumix DC-GF10W」(PDCGF10W)と 6 本のレンズ「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/4.5-6.3G 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)を用いた。以後、それぞれのカメラとレンズを明記する際は丸カッコ内の記号を用いる。これらカメラとレンズの組み合わせはマウントの関係から、同一メーカーどうしの組み合わせのみとし、異なるメーカーどうしの組み合わせは行っていない。

デジタルカメラには通常画像処理エンジンが内蔵されており、それによって画像処理された画像が保存されるが、それとともに未処理の信号データ(RAW フォーマットデータ)も保存される。本研究ではすべて未処理の RAW フォーマットデータを使用した。

2.3. 撮影設定

デジタルカメラのイメージセンサ特性とレンズ特性を調べるため、フラット光源を用いて撮影を行った(Fig.3)。フラット光源は積分球内部に LED 光源を配置したものである。LED 光源には 1 ライン 5 個の超高輝度白色 LED(以下 LED)から成り、それが 5 ラインある。合計 25 個の LED がある。それぞれのラインに流れる電流はラインごとに調整でき、それによって輝度調整が可能である。撮影時、デジタルカメラのレンズ先端を積分球の開口ポートに取り付けた拡散板(乳白色アクリル板)にぴったりつくように配置した。環境光を遮光するため、撮影時には積分球とデジタルカメラを黒色のプラスチックシートで被った。使用した LED 光源とフォトセンサは電磁ノイズを低減する目的でアース接続したアルミケースに収納して使用した。

Fig.3　撮影セッティング。

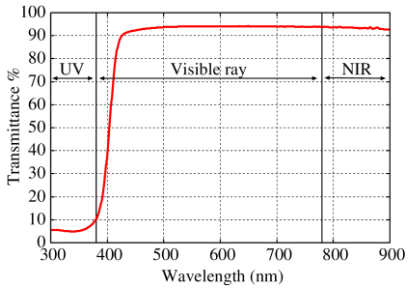


Fig.4 積分球内部塗料の反射率測定結果。反射率は紫外可視近赤外分光光度計 V670(日本分光（株）)によって測定された。

3.　結果と考察

3.1　積分球

Fig.4 に積分球内部と同じ塗料を塗布した試料の反射率測定結果を示す。紫外線から青紫色領域(波長約 450 nm 以下)を除く可視光領域(波長約 450-780nm)では反射率はほぼ 95%となっている。

3.2　フラット光の評価

Fig.5 はフラット光の評価結果である。中心から 6cm 以上離れた部分では光が弱くなっている。一方、中心から約 6cm 以内は誤差約 0.7%の良いフラット性を示した。平均値は 652 mV である。

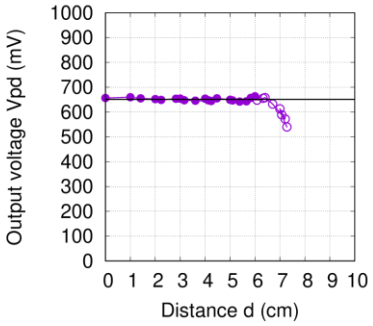


Fig.5　フラット光のフラット性の結果。横軸は開口ポートの中心からの距離で、縦軸はフォトセンサーの出力電圧である。中心から 6 cm 以内の結果を丸、6 cm 以上を白抜き丸で示す。

3.3 イメージセンサ特性とレンズ特性

3 台のデジタルカメラ(C9000D, ND5600, PDCGF10W)の光感度特性(V—I_{LED} 特性)、ISO ゲイン特性(V—G_{ISO} 特性)、露光時間特性(V—t 特性)と 6 本のレンズの焦点距離特性(V—f 特性)、F 値特性(V—F/#特性)、放射照度比特性(E_n/E_{n+k}—k 特性)を調べた。例として、Fig.6 と Fig.7 に C9000D の V—I_{LED} 特性、 V—G_{ISO} 特性、 V—t 特性を示す。Fig.6 からイメージセンサの光感度特性は線形であることが分かる。ピクセル値が 60000 を超えたあたりから飽和している様子が分かる。そのため、本研究ではピクセル値 60000 を飽和値とした。実験ではフラット光をフォトセンサーで計測することでフラット光の線形性も確認した。Fig.7 から、ISO ゲインと露光時間に対しても線形であることが分かった。これらのイメージセンサの線形性は他の 2 台のカメラ N9000D と PDCGF10W でも確認できた。

Fig.8 にレンズ Cf18-55 の V—f 特性の結果を示す。Fig.8 からレンズの明るさは焦点距離 f と F 値 F/#に対

して一定ではなくばらつきが確認できる。このような結果は他の 5 本のレンズでも確認できた。このばらつきを補正することで正確な測光が可能となる。Fig.9 にレンズ Cf18-55 の E_n/E_{n+k}—k 特性の結果を示す。この結果から、レンズは F 値が変化するごとに 2^kに従って変化することが分かる。他の 5 本のレンズでも Fig98 の結果と同様になることを確認した。

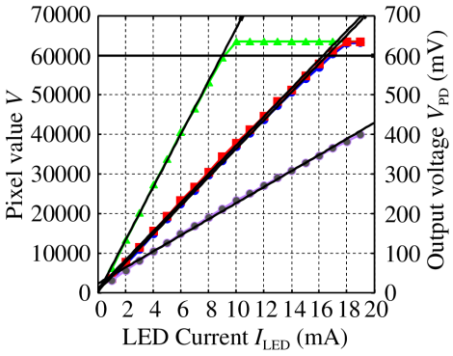


Fig.6　デジタルカメラ C9000D の光感度特性とフォトセンサの出力。 B, G, R チャンネルはそれぞれ丸、三角、四角で示し、フォトセンサ出力電圧は白抜き丸で示している。各ピクセル値はダーク補正済みである。

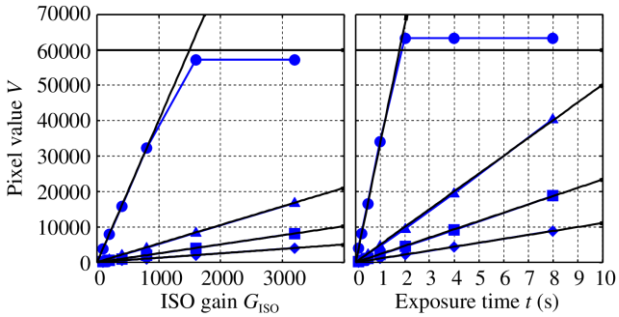


Fig.7　デジタルカメラ C9000D の B チャンネルの(左)V—G_{ISO} 特性と(右)V—t 特性。丸、三角、四角、ひし形はそれぞれ F 値 5.6, 11, 16, 22 を示す。各ピクセル値はダーク補正済みである。

4.　まとめと今後の課題

本研究ではフォトセンサ、定電流 LED ドライバ、積分球を作製しフラット光源を作製した。フラット光の評価を行い、誤差 0.7%の良いフラット性を確認できた。また、3 台のデジタルカメラのイメージセンサの光感度特性、ISO ゲイン特性、露光時間特性が線形性を示すことを確認できた。6 本のレンズ特性を調べ、焦点距離と F 値により明るさにばらつきがあることを確認した。また、放射照度比特性が 2^kの関係にあることを確認した。

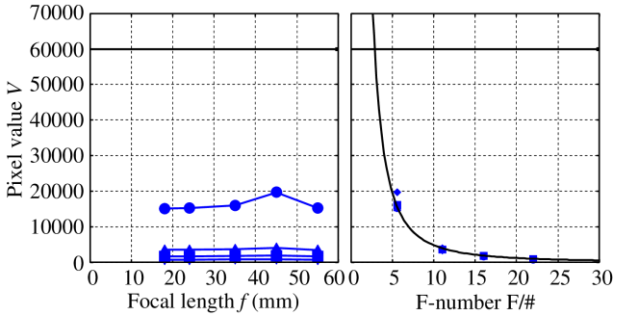


Fig.8　(左)レンズ Cf18−55 の V−f 特性。F/#=5.6, 11, 16, 22 の結果はそれぞれ丸、三角、四角、ひし形である。(右) レンズ Cf18−55 の V−F/#特性。焦点距離 f=18, 24, 35, 45, 55 mm の結果は丸、三角、四角、ひし形、逆三角で示している。実線は理論曲線である。値は B チャンネルのもので、ダーク補正済みである。

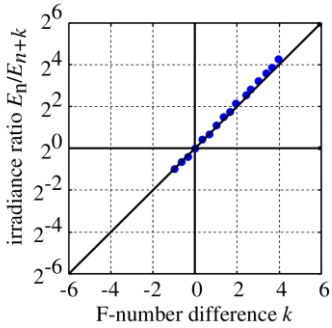


Fig.9　レンズ Cf18−55 の f=18 mm のときの B チャンネルの E_n/E_{n+k}−k 特性。実線は理論曲線である。各ピクセル値はダーク補正済みである。

謝辞

フラット光源とフォトセンサー開発に琉球大学技術部電気電子システム班の渡慶次高也、長田克之、大城諒士、仲宗根宏樹からご助言、ご協力いただきました。積分球内面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いた。感謝致します。

参考文献

[1] トランジスタ技術編集部, CCD/CMOS イメージ・センサ活用ハンドブック, CQ 出版, 2011 年, 東京

大気中降水粒子、砂粒子、火山灰粒子の帯電状態における落下運動

*王 丹 (琉球大学工学部), 下地伸明 (琉球大学工学部),

1. はじめに

大気中微粒子は電力設備保守という観点から無視できる存在ではない。降雪地帯では着雪、着氷、冠雪、埋雪などの雪害により電力設備の絶縁性低下が発生する(Takasu and Matsuda1990, Ooura et al., 2008, Kusaka et al.,2009)。沿岸地域では台風などで飛散した高塩分濃度の微水滴が電力設備に付着し塩害をもたらす。火山噴火が発生した場合、広範囲に渡ってガラス質の火山灰が碍子や電力設備などに付着する(Kawabata et al., 1994, Kawabata et al., 1995, Kouchi, 2013)。国外では砂漠地帯に電力設備が存在することがある。その場合、サンドストームやダストデビルにより舞い上がった飛砂粒子により電力設備の汚損を引き起こす。これら雪害、塩害、火山灰汚損、砂塵汚損による電力設備の絶縁性低下はコロナ放電やフラッシュオーバーを引き起こす。

再生可能エネルギーの拡大とともに高電圧直流送電(HVDC)の導入が進んでいる。HVDC では数百 kV の高電圧を直流で扱う。そのため、HVDC の送電線の碍子は集塵効果で大気中の微粒子を引き寄せる。HVDC は交流送電よりも汚損の影響を受けやすいと言われている。電力設備の保守という観点から大気中の帯電微粒子の運動を解析することは重要である。

本研究では、地表付近大気中にある個々の微粒子の主要運動を調べることを目的とする。研究では時間発展的に変化する微粒子の運動を数値計算により求めた。数値計算を実行するには大気中に存在する粒子(降水粒子、火山灰粒子、砂粒子)の大きさ、密度、抗力係数--レイノルズ数関係(Cd-Re 関係)が必要である。これらの調査結果も併せて報告する。さらに、電力設備に影響をあたえそうな大気電気象の調査も行った。数値計算の結果から、大気中微水滴は大気電場に大きく影響されていることが分かった。.

2. 計算方法

2.1. 粒子モデルと大気モデル

実際の大気中の帯電粒子にはクーロン相互作用が働くことで相互に影響をあたえる。また、粒子同士の衝突では摩擦帯電効果で粒子間で電荷移動が発生する。粒子同士の衝突では電荷だけでなく質量にも影響を与え、粒子の強度、反発係数(完全弾性衝突、非弾性衝突、完全非弾性衝突)などの組み合わせから弾性衝突、合体成長そして衝突破壊を繰り返す。さらに液体/固体降水粒子の場合、大気中の水蒸気との蒸発/昇華またはその逆の凝結/昇華凝結による成長が伴う。しかし、本研究では単一粒子の主要運動を調べるので、上記のような粒子成長はないものと仮定する。さらに、降水粒子の場合、固-液相転移、液-気相転移、固-気相転移があり、その相転移に伴う粒子と大気間での温度交換が伴うがこのような熱力学的効果も考慮しない。

本研究では降水粒子として、雨滴、雨滴球、過冷却水滴、あられ、雹、氷片、氷球、砂粒子として砂、火山灰粒子として軽石片、火山ガラス片、石質片、結晶性鉱物片と結晶片を考慮する。本来、降水粒子として雪片も含めるべきであるが、雪片は種類、大きさ、密度のバリエーションも多いこと、氷晶の種類ごとの抗力係数が不明であることから本研究では除外した。砂粒子は Wooden-Wentworth scale の「sand」に相当するもの, または British classification の「中粒砂」、「粗粒砂」に相当するものを対象とした。

大気モデルには U.S. Standard Atmosphere, 1976 を採用した。Knudsen 数 Kn によると、大気中の粒子は直径 0.1mm 以上あれば、粒子周辺の空気を連続体レジームとみなすことができる。計算で設定した粒子の直径、密度、帯電量を Table 1 にまとめる。

Table 1. 粒子の直径、密度、帯電量。

粒子	直径(mm)	密度(kg/m^3)	帯電量(pC)
雨滴	1	997	50
過冷却水滴	1	1030-1040	50
あられ	1	8.4×10^{-4}	100
雹	5	440	100
砂粒子 1	0.15	2650	-56.2
砂粒子 2	0.2	2650	66.6
砂粒子 3	0.25	2650	1.24
火山灰(軽石片)	0.2	700-1200	1.47(ρ =700 kg/m^3) 2.51 (ρ =1200

			kg/m^3)
火山灰(火山ガラス片)	0.2	2350-2450	4.92 (ρ =2350 kg/m^3) 5.13 (ρ =2450 kg/m^3)
火山灰(石質片)	0.2	2700-3200	5.6 (ρ =2700 kg/m^3) 6.7 (ρ =3200 kg/m^3)
火山灰(結晶性鉱物片と結晶片)	0.2	2600-5200	5.45 (ρ =2600 kg/m^3) 6.7 (ρ =5200 kg/m^3)

粒子の抗力はレイノルズ数の関数として求めた。レイノルズ数は $Re = \rho_{air} v_{rel} D / \mu$ で求まる。ここで、ρ_{atm} は大気の密度(kg/m^3)、v_{rel} は粒子と空気の相対速度(m/s)、D は粒子直径(m)、μ は大気の粘性係数(Pa s)である。滑らかな球体、水滴、固体降水粒子、堆積粒子の抗力係数 Cd を Fig.1 に示す。雨滴の形状は直径約 3 mm 以下ではほぼ球体と言われているが、それより大きくなると雨滴の変形が生じ抗力係数にも影響してくる。水滴に関する抗力係数 Cd は Kincaid のモデルがあり、Laws,Gunn と Kinzer、そして Park 等のモデルに基づいている。Kincaid の水滴の結果は $Re=10^3$ あたりから増加に転じているが、これは水滴が変形することによるものである。雨滴に関してはこの Kincaid モデルを採用した。あられや雹などの固体降水粒子に対していくつか抗力係数 Cd モデルが提案されている。本研究では Böhm モデルを採用した。氷片、砂粒子、火山灰粒子は複雑形状の微小粒子であり、この 3 種類の粒子は同じ抗力係数 Cd を使えることが考えられる。そのため、この 3 種類の粒子の計算では堆積粒子の抗力係数 Cd を採用した。堆積粒子に関する抗力係数は Cheng モデルがあり、Dey 等によって改良されている。我々は氷片、砂粒子、火山灰粒子に対して Dey モデルを採用した。

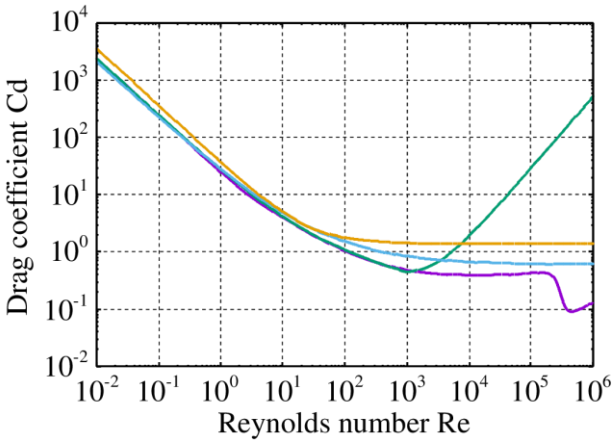


Fig.1 球体、雨滴、固体降水粒子、堆積粒子の抗力係数 Cd。球体、雨滴、固体降水粒子、堆積粒子の抗力係数はそれぞれ Morrison モデル、Kincaid モデル、Böhm モデル、Dey モデルである。

大気の風速はほぼ無風状態(≒0 m/s)とした。本研究では、地表付近の大気を想定しているので、高度による温度、密度、粘性などの大気特性は変化しないものとした。

大気電場は晴天静穏時で E=100 V/m、しゅう雨時 E=±4 kV/m、雷雲直下で約 E=40 kV/m、吹雪で約 E=4 kV/m, 砂嵐とダストデビルで E=166 kV/m(Schmidt et al.,1998, Onishchenko et al., 2019)などを考慮し、本研究では鉛直方向の大気電場を E=0 V/m, ±100 V/m, ±1 kV/m, ±10 kV/m, ±100 kV/m とした。

2.2. 数値積分

本研究で対象とする大気中の帯電微粒子の運動は散逸項(空気抵抗)があるため、4 次陽的古典 Runge-Kutta 法(RK 法)で積分した。計算は 3 次元(3D)直交座標系に基づいた 3D 空間で行った。原点 0 を地球表面(高度 0 m)に置き、xy 平面を地表に接するようにした。z 軸は地球の動径方向に取った。粒子の初期位置は高度 100 m((x, y, z)=(0, 0, 100))とし、初速度は (v_x, v_y, v_z)=(0, 0, 0)とした。

3. 結果と考察

Fig.2 に帯電微水滴粒子の時間 t に対する落下位置 z を示す。±100 V/m と±1000 V/m ではあまり違いがないが±10 kV/m からはっきり違いが出てくる。10 秒後の違いは±100 V/m で 0.1 m 程度、±1 kV/m で 1 m 程度、±10 kV/m で 10 m 程度の違いが確認できる。

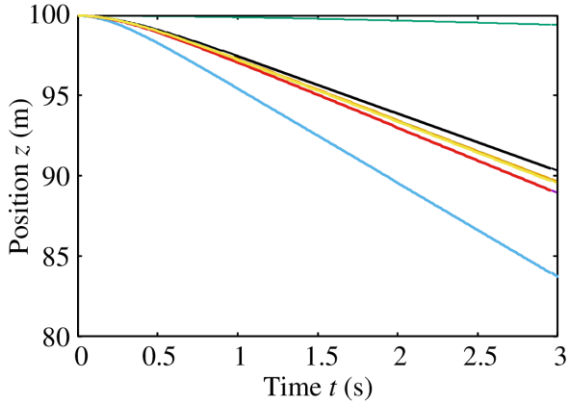


Fig.2　帯電微水滴粒子の落下位置 z vs. 時間 t。大気電場は 0 V/m、100 V/m、1 kV/m、10 kV/m、100 kV/m-100 V/m、-1 kV/m、-10 kV/m、-100 kV/m である。

Fig.3 は時間に対する落下速度を示す。粒子の終端速度が大気電場に影響していることがわかる。一部を除けば制動時間にはあまり影響がない。

時間に対する落下位置と終端速度の結果(Fig.2、Fig.3)から、落下運動の場合、大気電場による影響は大きいことがわかる。地表付近の電場は晴天静穏時で 100 V/m、しゅう雨で±数 kV/m、雷雲直下で数十 kV/m、雷雲内部で数百 kV/m の電場があることを考えると、実際の大気中の微粒子は大気電場の影響を強く受けて運動していることが分かる。本研究は大気電場のみを考慮した。このことから、高電圧、高容量の電力設備周辺の電場も粒子の運動に強く影響することが推測できる。

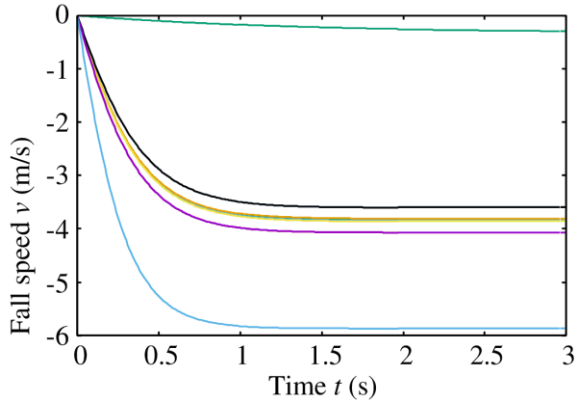


Fig.3　帯電微水滴粒子の速度 v vs. 時間 t。大気電場は 0 V/m、±100 V/m、±1 kV/m、±10 kV/m、±100 kV/m である。

4.　むすび

ほぼ気流の無い状態で大気電場 0V/m, ±100V/m、±1kV/m、±10kV/m、±100kV/m の時の大気中の帯電した降水粒子、砂粒子、火山灰粒子の運動をシミュレーションした。各粒子の大気電場の違いで位置と速度、さらに終端速度が変化することを確認できた。これらの大気電場による影響は、そのまま電力設備から生じる電場の影響が大きいものであることを示唆するものである。

5.　今後の課題

今後の課題は帯電粒子の種類、直径、帯電量、大気電場、大気の流れを変えてシミュレーションする。大気中で水滴が強い電場で引き寄せられた場合の挙動を調べる。GPGPU を導入し単一粒子系から多粒子系へ移行することを検討する。シミュレーション空間に大気電場だけでなく送電線、がいし、変電所などの電力設備などをモデリングした電場源モデルを配置することを検討する。電場源モデルは 50/60 Hz の交流だけでなく高電圧直流のモデルも検討する。

参考文献

K. Takasu, H. Matsuda, T. IEE Japan, Vol.110-B, 1990, pp.404—412

H. Ooura, M. Syugo, A. Sakai, N. Kimura, A study of the generation condition of salt and snow damage in power transmission and transformation equipments, Snow and Ice in Hokkaido, No. 27, 2008, pp.5−8, Organ Paper of Japanese Society of Snow and Ice, Hokkaido Blanch

Agatuma, Yoshio Higashiyama, Morihide Kokufu, Yutaka Ikegawa, Characteristics of Discharge of Polluted Capped Snow Formed over a 66 kV Insulator, 2009 Converence of Power and EnergySociety, IEEJ, 2009, 333.

Shuma Kawabata, Toshiyuki Irisa, Ikuro Kouzuma, lnfluence of Volcanic Ash Fall from Mt.Sakurajima on Distribution Lines, The research reports of the Faculty of Engineering, Kagoshima University, Vol. 36, 1994, pp.65—71

Shuma Kawabata, Toshiyuki Irisa , Ikuro Kouzuma, Leakage Current Characteristics of Insulators Polluted by Volcanic Ashes, IEEJ Transactions on Power and Energy, 115, 1995, pp.956-963, 10.1541/ieejpes1990.115.8_956

Kiyotaka Kouchi, Measures to Protect Electric Installation from Volcanic Eruption Phenomenon, The Journal of the Institute of Electrical Installation Engineers of Japan, Vol.33, 2013, pp.171-174, 10.14936/ieiej.33.171

放電現象観測用 UHF アンテナシステムの構築

*田島大雅 (琉球大学工学部), 下地伸明 (琉球大学工学部)

1. はじめに

雲内部は不可視であるため、電磁波による観測は強力なツールとなる。雷雲は発達期、成熟期、衰退期の 3 ステージからなり、それぞれ 15 分程度である。雷が頻発するのは成熟期であるが、発達期や衰退期でも発生すると言われている。つまり、3 ステージで電気活動が存在する。これら 3 ステージで電磁波観測することで、本来不可視である雷雲内部の放電現象の様子や、その発達過程を調査できる。

雷雲内部で発生する放電路の長さは数 km 以下と予想される[1]。例えば、1 km 以内のコンパクトな雲内放電は HF 帯、VHF 帯の強力な天然放射体と言われている[2]。よって、雲内放電観測には波長が MF 帯以下(1 km 以下)の電磁波が適切と考えられる。

電力工学の分野では機器の劣化とともに機器内部で部分放電が発生することが知られている[3]。アンテナを用いた部分放電検知システムは電力設備の劣化を非接触で監視できるため、今後電力設備の保守に不可欠な存在になることが予想される。

本研究では雷雲内放電や電力設備部分放電など放電現象を検出するアンテナシステムを構築することを目的とする。雷雲内部放電と電力設備部分放電の両方を考え UHF 帯の電磁波を観測することにした。UHF アンテナと高周波(RF)モジュールを組み合わせることでアンテナシステムを構築しその動作確認を行った。雲観測と電力設備観測のフィールド観測も行った。

2. 方法

2.1. 同軸ケーブル

アンテナシステムはUHF帯の高周波信号を扱うため、信号の伝送には同軸ケーブルを用いた。アンテナには同軸ケーブル S-4C-FB(75Ω)を接続し、RF 回路には同軸ケーブル RG316(50Ω)を用いた。

2.2. アンテナシステム構築

積乱雲内部の放電と電力設備の部分放電を検知するアンテナシステムを構築した(Fig. 1)。アンテナには U146TMH と AU5AX を用いた。受信した信号はインピーダンス整合パッド(IMP)でインピーダンス整合(75Ω−50Ω)を行い、LPF(fc=300 MHz)と HPF(fc=900 MHz)でフィルタリングした。つづいてゲイン G=18dB の低ノイズアンプ(LNA)を 3 個直列(G=54dB)で信号を増幅し、それをパワー検波器(PD)で検波した。PD で検波された信号はデータロガー(DL)で記録される。DL は AD コンバータ(ADC)とマイクロコントローラーボード(MCB)から成る。

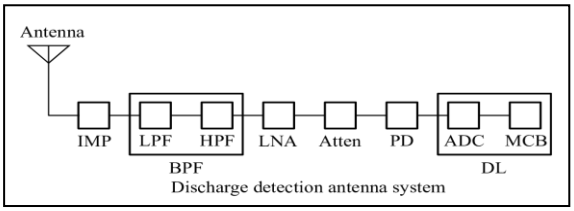


Fig. 1 アンテナシステムのブロック図。

Fig.2 (上)南上原糸蒲公園と(下)西原変電所。

Table 1 フィールド観測の日付と場所。

No.	日付	観測場所
1	2021/12/10, 2021/12/20, 2022/01/6	南上原糸蒲公園
2	2022/01/20	西原台団地公園

2.3. RF モジュールとアンテナシステムの動作確認

アンテナシステムに用いた各 RF モジュールの動作確

認をベクトルネットワークアナライザを用いて行った。さらに、アンテナシステムを構築し、屋外でテレビ電波受信確認試験を行った。また、プッシュボタン式ピエゾイグナイターから火花を放電させ、その電磁波を検知できるか確認した。

2.4. フィールド観測

構築したアンテナシステムを用いて屋外での雲観測と電力設備観測を行った。雲観測は南上原糸蒲公園で行った。研究の目的は雷雲観測であるが、雷雲シーズンではないため、雲観測を行った。電力設備観測の対象は西原変電所とその周辺にある宜野湾線(66 kV)鉄塔、宜野湾線(66 kV)送電線、吉の浦火力線(132 kV)鉄塔、西原変電所のがいし群である。これら電力設備は隣の西原台団地公園から観測した。雷雲観測と電力設備の観測の詳細を Fig.2 と Table.1 にまとめる。

3. 結果と考察

3.1. RF モジュールとアンテナシステムの動作確認

各 RF モジュール(LPF、HPF、LNA、Atten)をベクトルネットワークアナライザで調べたところ、すべて仕様を満たしていることを確認した。アンテナシステムの動作確認のため、テレビ電波受信確認を行った。市販のレベルチェッカーの結果とほぼ類似の結果を得たので正確に動作していると判断した。さらにピエゾイグナイターで火花を放電させ、アンテナシステムで検知できた。

3.2. フィールド観測

(2021 年 12 月 20 日雲観測)

南上原糸蒲公園にて一部上層雲のある空の電磁波測定を行った。観測時の状況は気温 18.4℃、湿度 49%だった。アンテナ AU5AX を使用したときの観測対象と観測結果を Fig.3 に示す。観測結果の大気の電圧平均は 0.1028 V であったのに対し、後半の約 20 秒間(時刻約 10:02:07–10:02:27)で電圧平均が 0.2763 V を記録した。これは全体の平均電圧より 0.1735 V 大きい。これより、この 20 秒間に何らかの電磁波を測定できたことがわかる。Fig.3 の写真にあるように、観測対象は電気活動を持つ積雲や積乱雲ではなく上層雲と思われる。巻雲の氷晶が帯電しているという報告があることから、微弱ながら上層雲の電気活動を捉えた可能性がある。また、UHF 帯電磁波は大気や雲及び電離層などで減衰しないことを考えると、宇宙からの電磁波の可能性もある。測定した電磁波の要因として考えられるのは、テレビ電波変動、雲の電気活動、または宇宙(天体)からの電磁波などである。

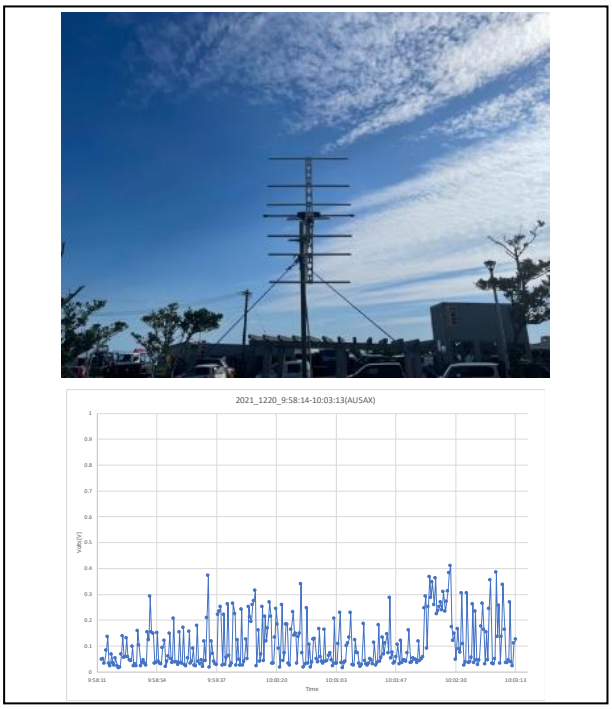


Fig.3 雲観測の(上)観測対象の写真と(下)その時の観測結果。アンテナは AU5AX を使用。写真は 2022/12/20 撮影。

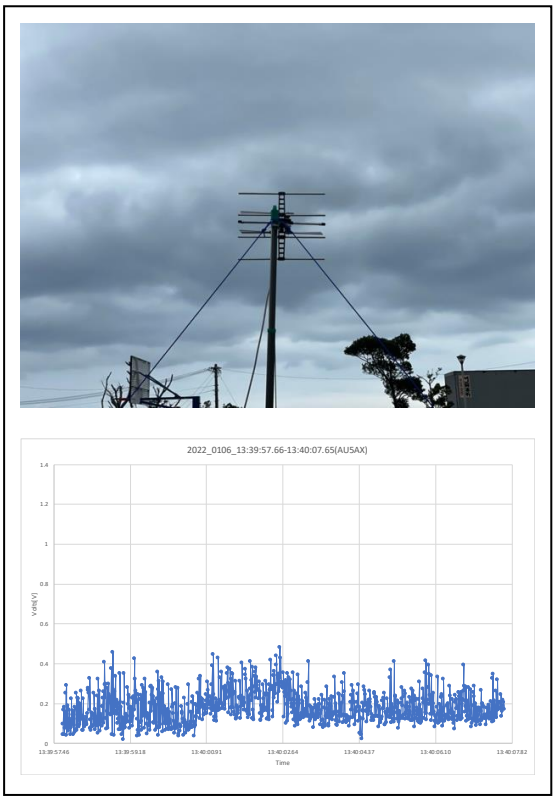


Fig.4 雲観測の(上)観測対象の写真と(下)その時の観測結果。アンテナは AU5AX を使用。写真は 2022/01/06 撮影。

(2022 年 01 月 06 日雲観測)

南上原糸蒲公園にて曇り空の電磁波測定を行った。観測時の状況は気温 20.6℃、湿度 72%だった。アンテナ AU5AX を使用したときの観測対象と観測結果を Fig.4 に示す。曇り空の大気の電圧平均は、アンテナ AU5AX で 0.1195 V の結果を示した。時刻 13:39:57.46 と時刻 13:40:17.76 の約 20 s 間で電圧が変化したことを確認した。特に、時刻 13:40:02.64 付近で平均電圧 0.1829 V で、全体の平均電圧 0.1195 V よりも 0.0634 V 大きい値となった。これより、何らかの電磁波を測定できたことがわかる。2021 年 12 月 20 日雲観測と同様に、考えられるのは、テレビ電波の変動、雲の電気活動、または宇宙(天体)からの電磁波などである。

(2022 年 01 月 20 日電力設備観測)

空、宜野湾線(66 kV)鉄塔、吉の浦火力線(132 kV)鉄塔の写真と観測結果を Fig.5 に示す。出力電圧は約 0.2--0.9V の範囲で変動している。空(公民館方面)が平均約 0.3 V、宜野湾線鉄塔と吉の浦火力線鉄塔が平均約 0.7 V となっている。空(公民館方面)の値(約 0.3 V を背景値と考えると、宜野湾線鉄塔と吉の浦火力線鉄塔の値は約 0.4 V と考えられる。まだ確定できないが、鉄塔およびがいしからの部分放電によるものと考えられる。

4. まとめ

ベクトルネットワークアナライザーを用いて RF モジュール(LPF、HPF、LNA、Atten)の動作を確認した。UHF アンテナシステムを屋外で構築し、テレビ電波と火花放電の受信確認試験を行い動作確認した。雲観測では短時間の電磁波を観測できた。この電磁波の要因はいくつか考えられ、テレビ電波の出力変動、雲の電気活動、または宇宙(天体)の電磁放射などである。しかし、現段階ではどれも決定的証拠がない。電力設備のフィールド観測を行い、66 kV 宜野湾線鉄塔よりも 132 kV 吉の浦火力線鉄塔から高いパワーを検出した。鉄塔より検出したパワーは部分放電のものと考えられる。

5. 今後の課題

検出限界を上げるため、ノイズ低減をする必要がある。そのため、観測では PD と DL をアース接続した一つのシールドボックスに収納する。PD から出力される信号を読み取る方法を検討する。観測したデータに対してフーリエ解析やウェーブレット解析などのデータ処理をすることを検討する。積乱雲と電力設備のフィールド観測を継続して行う。注目する周波数帯、アンテナ、高周波モジュールの検討を行う。

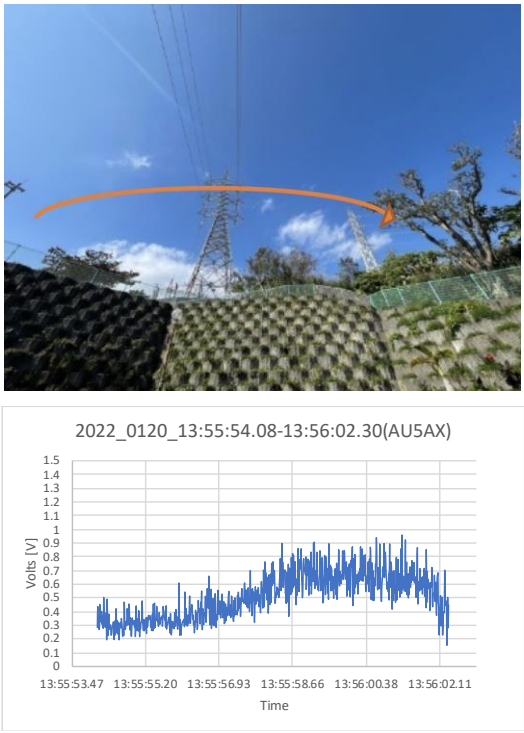


Fig.5 (上)空、宜野湾線(66 kV)鉄塔および吉の浦火力線(132 kV)鉄塔の写真と(下)観測結果。アンテナの向きを空(公民館方面)→宜野湾線鉄塔→吉の浦火力線鉄塔という順番で変えて観測した。写真は2022/01/20 撮影。

謝辞

高周波回路に関して琉球大学工学部技術部電気電子システム班の長田克之から技術指導して頂きました。西原変電所及びその周辺の電力設備(沖縄電力(株))の観測許可を頂きました。観測場所として西原台団地公園(西原町役場)と南上原糸蒲公園(中城村役場)の使用許可を頂きました。感謝致します。

参考文献

[1]太田健司, 大気電気学概論, 3.1 節, 日本大気電気学会, コロナ社, 2003 年

[2] Adnis F. R. Leal, Vladimir A. Rakov, Brigida R. P. Rocha, Electric Power Systems Research, Vol.173, 2019, 251—262

[3] 牟田神東達也, 部分放電による放射電磁波の特徴とその要因解明ならびに新しい絶縁劣化診断手法の開発, 兵庫県立大学大学院工学研究科 電気系工学専攻 博士論文, 2014

北西太平洋における「亜熱帯低気圧」の特徴

渡部 太聞・山田 広幸　（琉球大学理学部）

1. はじめに

熱帯低気圧(台風)と温帯低気圧に加え、双方の特徴を持つ亜熱帯低気圧(ST)の存在が知られている。北西大西洋で発生する亜熱帯低気圧に関する研究はいくつかあり、Evans and Guishard (2009)では成層安定度が低く、海面水温が高い海域に対流圏上層トラフが南下する環境場で亜熱帯低気圧が発生しやすいとしている。一方、北西太平洋で発生する亜熱帯低気圧を対象とした研究は少ない。気象庁の予報用語に亜熱帯低気圧は記載されていないが、気象庁によって台風と解析されながらも純粋な熱帯低気圧の構造を持っていないもの、温帯低気圧と解析されながらも熱帯低気圧のような構造を持っている低気圧が存在する。それらは亜熱帯低気圧に分類されるのではないかという仮説を立て、本研究では Hart (2003)によって開発された Cyclone Phase Space(CPS,表 1)を用いて、2000 年以降に発生した特徴的な構造を持つ低気圧を任意に抽出し、その構造を客観的に分類することによって北西太平洋の亜熱帯低気圧の特徴を調べた。

2. データと解析方法

CPS の計算には気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)および気象庁メソ解析(MA)を使用した。解析低気圧の中心位置(第二中心位置)は、アジア地上解析天気図(ASAS)または速報天気図(SPAS)を用いて第一中心位置を推定し、それを中心とする半径 200km の円形サーチエリア内における 850hPa 相対渦度の最大位置および海面気圧最小位置の平均位置から得た。

3. 結果・考察

任意に抽出した 9 事例の低気圧について CPS 解析を行った。いずれも亜熱帯低気圧と評価される期間を伴っていた。この結果は北西太平洋にも亜熱帯低気圧が存在することを示す(図 1)。解析した亜熱帯低気圧は以下に述べる 2 つのタイプに分類できる。

3-1. 対流圏中層～上層トラフ(切離低気圧)の東象限で発達するタイプ(T 型)

5 事例の低気圧がこのタイプに分類され、いずれも風の鉛直シアーの低下がみられた。ここでは 2 つの事例について特徴を述べる。

2003 年の事例(ST2003)では、亜熱帯低気圧(浅い暖気核)が熱帯低気圧(深い暖気核)に変化する「熱帯低気圧化」が見られた(図 2、3)。ST2003 は上層トラフの東象限で発生した活発な対流の後に下層循環が強化され、その後、風の鉛直シアーが弱く(図 2)、海面水温が 27℃前後の海域を北上したため熱帯低気圧化したと考えられる。

2 つ目の事例は 2021 年台風第 8 号(NEPARTAK)である。これは、気象庁により台風として解析された低気圧であったが、CPS 解析では亜熱帯低気圧に分類された(図 4)。台風第 8 号はモンスーンジャイアに伴う西よりの風と南よりの風が収束する場で発生した。発生時には海面水温が 29℃前後の海上に位置していたが、対流圏上層トラフの接近に伴い、風の鉛直シアーが 15m/s 前後と強く(図 4)、渦構造が直立できなかったため(図 5)、浅い暖気核構造になったと考えられる。

3-2. メソスケールタイプ(M 型)

4 事例の低気圧がこのタイプに分類された。ここでは 2019 年の事例(ST2019)の特徴を述べる。この事例では、発生時から亜熱帯低気圧(浅い暖気核)であった(図 6)。その発生には、風の水平シアーが強い領域で対流に伴う上昇流が発生することによるストレッチ効果が重要な役割を果たしていたと考えられる。この低気圧は、低気圧の東象限で下層風が強く(図 7)、対流雲も東象限に偏在する特徴を持っていた。特に 6 月 26 日の朝には、沖縄本島中南部付近に線状降水帯(図 8)が形成され、非常に激しい雨が観測された。

4. 今後の課題

今回の調査では、気象庁が台風として解析した

低気圧の中に亜熱帯低気圧が含まれることがわかったため、今後は過去に発生した台風の中にどれほど亜熱帯低気圧が含まれていのかを CPS 解析によって明らかにしたい。

参考文献

Evans and Guishard (2009), *Mon. Wea. Rev.*, **137,** 2065-2080.

Hart (2003), Mon. Wea. Rev., **131**, 585-616.

Rios-Berrios and Torn (2017), Mon. Wea. Rev., **145**, 1717-1738.

表 1 Cyclone Phase Space(CPS, Hart 2003)で使用する変数と、熱帯低気圧、温帯低気圧、亜熱帯低気圧の分類に使用する閾値。

1 温度対称性 $B = h(\overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}}|_R - \overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}}|_L)$

2 下層温度風 $-V_T^L = \frac{\Delta Z_{600} - \Delta Z_{900}}{ln600 - ln900}$

3 上層温度風 $-V_T^U = \frac{\Delta Z_{300} - \Delta Z_{600}}{ln300 - ln600}$

熱帯低気圧　深い暖気核　$(-V_T^L > 0 \quad -V_T^U > 0)$
　　温度対称性高い $(|B| < 10)$

温帯低気圧　深い寒気核　$(-V_T^L < 0 \quad -V_T^U < 0)$
　　温度対称性低い $(|B| > 10)$

亜熱帯低気圧　浅い暖気核　$(-V_T^L > 0 \quad -V_T^U < 0)$

CPS $-V_T$ 温度風図

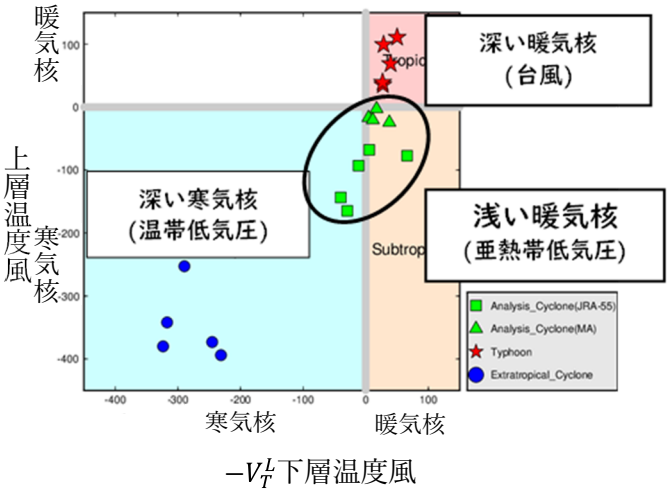


図 1 同一の領域に位置していた期間で時間平均した CPS 温度風図。緑色が任意に抽出した 9 事例を示す。

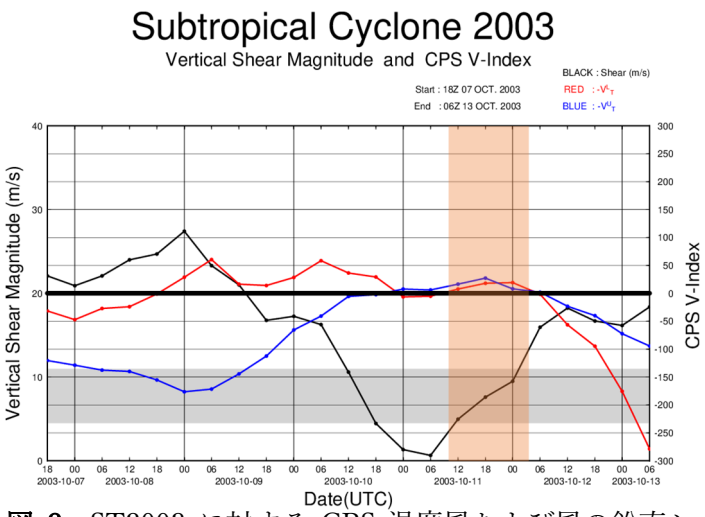


図 2 ST2003 に対する CPS 温度風および風の鉛直シアーの時間変化。黒色実線は風の鉛直シアー(m/s)、赤色実線は$-V_T^L$、青色実線は$-V_T^U$、グレー着色部は風の鉛直シアーが 4.5 以上、11.0 ($\mathbf{m \cdot s^{-1}}$) 以下の部分(Rios-Berrious and Torn (2017) の"moderate shear"に対応する)をそれぞれ示す。オレンジの矩形領域は CPS 解析により熱帯低気圧に分類された期間を示す。

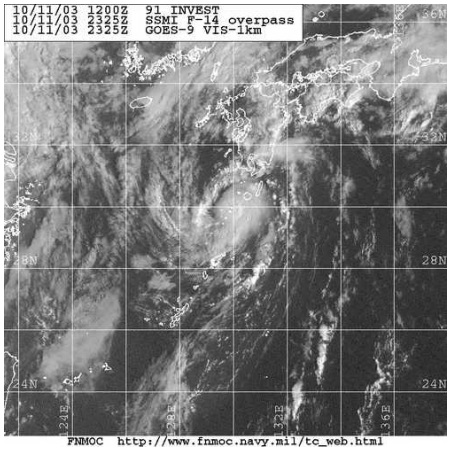


図 3 2003 年 10 月 11 日 2325UTC における可視衛星画像。

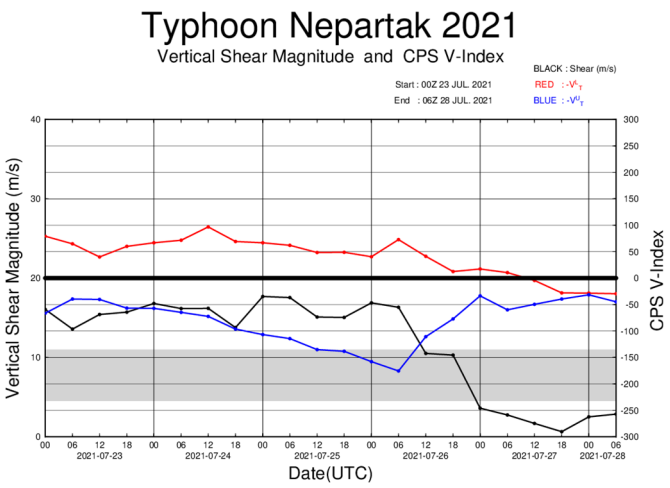


図 4 台風第 8 号に対する CPS $-V_T$および風の鉛直シアーの時間変化。黒色実線は風の鉛直シアー($\mathbf{m\ s^{-1}}$)、赤色実線は$-V_T^L$、青色実線は$-V_T^U$、グレー着色部は風の鉛直シアーが 4.5 以上 11.0 $\mathbf{m\ s^{-1}}$ 以下の moderate shear の領域を表す。

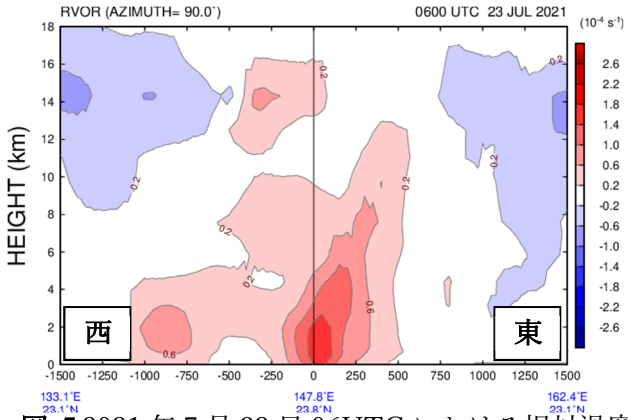


図 5 2021 年 7 月 23 日 06UTC における相対渦度($\mathbf{10^{-4}s^{-1}}$)東西断面図。横軸は低気圧からの距離(km)、縦軸は高度(km)をそれぞれ示す。

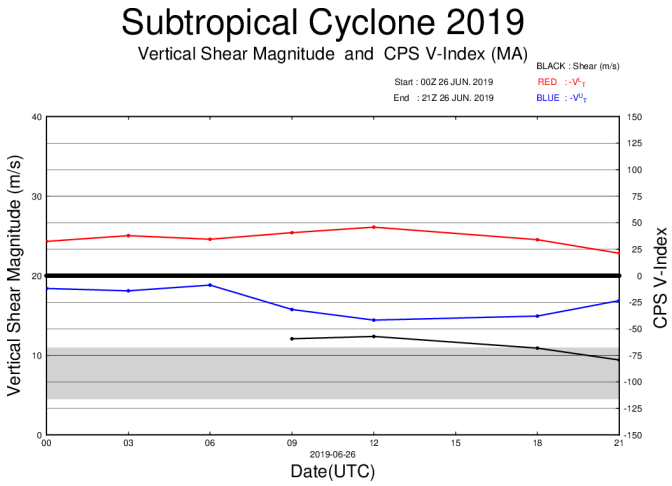


図 6 ST2019 に対する CPS $-V_T$関係と風の鉛直シアーの時間変化。黒色実線は風の鉛直シアー($\mathbf{m\ s^{-1}}$)、赤色実線は$-V_T^L$、青色実線は$-V_T^U$、グレー着色部は風の鉛直シアーが 4.5 以上 11.0 $\mathbf{m \cdot s^{-1}}$ 以下の moderate shear の領域を表す。

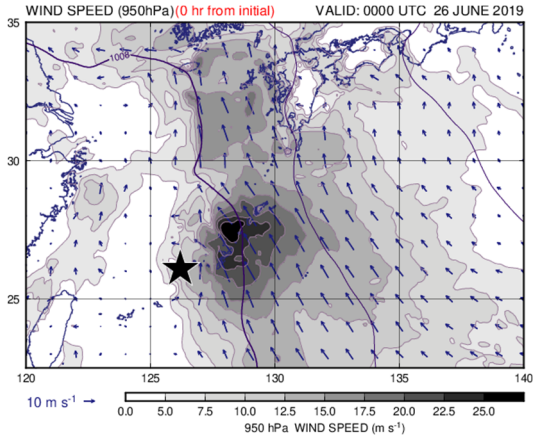


図 7 2019 年 6 月 26 日 00UTC における 950 hPa 水平風速分布($\mathbf{m\ s^{-1}}$)。星印は ST2019 の中心位置を示す。

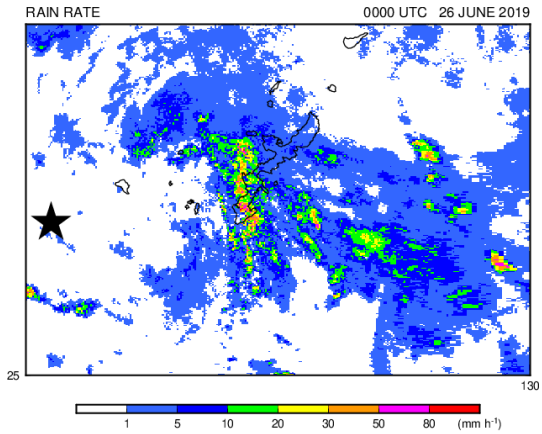


図 8 2019 年 6 月 26 日 00UTC における降水強度分布($\mathbf{mm \cdot h^{-1}}$)。星印は ST2019 の中心位置を示す。

台風環境場の成層安定性と強度変化の関係

當山 也斗, 山田 広幸（琉球大学理学部）

1.はじめに

台風の発達について、海面水温や鉛直シアーと台風強度との関係について研究はなされているが、成層の安定性が台風にどのような影響を及ぼすのかはあまり研究されていない。Bister and Emanuel (1998)は台風の最大強度を決める要因として、成層の安定性を考慮している。しかし、成層の安定性と台風の強度「変化」の関係ついては明らかにされていない。よって本研究では、気温に対応するパラメータである上空300hPa の温位を安定性の指標として、台風の強度変化と温位偏差との関係について調べ、成層の安定性が台風の発達にどの程度寄与するのかを調べる。

2.データと解析方法

本研究では､解析期間を 2012-2021 年の 20 年間とした。また 125° E から 140° E､20° N から 30° N の領域を通り、かつ中心気圧が 950hPa 以下まで発達した台風を対象とした。発達率は 24 時間における最大風速の変化量で定義し、気象庁ベストトラックデータを用いて、$V_{\max(t+12h)} - V_{\max(t-12h)}$として計算した。この際、急発達の基準として 30kt/24hr (Fudeyasu et al. 2018)を用いた。相対渦度、温位及び鉛直シアーは気象庁再解析データ(JRA-55)を用いて計算した。台風の中心は､850hPa 面において相対渦度の最大値の位置と定義した。鉛直シアーは$V_{\max(t+12h)} - V_{\max(t-12h)}$で定義した。本研究では安定度の指標として､300hPa 面の温位偏差を用いて解析を行った。温位偏差は、台風の中心から半径 550km-600km で平均した温位と Dunion (2011)による平均プロファイルを用いて計算した温位の差と定義した。海面水温は NOAA SST の日別データを用いた。

3.解析結果と考察

発達率と温位偏差、鉛直シアー、海面水温の散布図を作成して両者の関係を調べた。発達率と温位偏差は、相関係数が-0.255 と弱い負の相関を示していた(図 2)。右下に向かうような分布になっており、発達率が大きいほど温位偏差が低い傾向があることを示す。発達率と鉛直シアーは、相関係数が-0.251 とこちらも弱い負の相関が見られた(図 3)。鉛直シアーはこれまでの研究で台風の発達との関係が示されていた。このことから、鉛直シアーと同程度の相関を示した温位偏差(成層安定性)も台風の発達の要因となりうることが示唆される。海面水温については、発達率との相関が見られなかった(図 4)。これは、急発達した台風としなかった台風で発生期の海面水温にほとんど差が見られないという先行研究(Fudeyasu et al. 2018)と一致している。

これ以降は、温位偏差と鉛直シアーに着目してさらに解析を行う。温位偏差と鉛直シアーの散布図を作成し、温位偏差の平均(5.4K)と鉛直シアーの平均(6.6m/s)を基準として便宜的に 4 分割した(図は省略)。鉛直シアーが閾値を下回る事例では急発達した台風が多く、先行研究(Martin et al. 2004)の特徴と一致した。しかし、鉛直シアーが閾値を上回る環境下でも急発達している台風が多く存在した。このため、鉛直シアーが強い事例のみを取り出して、発達率と温位偏差の散布図を作成した(図 5)。相関係数は-0.378 とこれまでより比較的強い負の相

関が見られた。このことから、成層安定性(対流圏上部の温位偏差)は鉛直シアーと同様に台風発達の１つの要因であると考えられ、特に鉛直シアーが強い環境下では、温位偏差が小さい(成層安定度が小さい) ことが台風の発達に寄与すると考えられる。

参考文献

Bister, M., and K.A. Emanuel, 1998, *MWR*, **127**, 3032-3038.

Dunion, J.P., 2011, *J. Clim*, **24**, 893-908.

Fudeyasu, H., et al., 2018, *J. Clim*, **31**, 8917-8930.

Martin L. M., et al., 2004, *JAS*, **61**, 1859-1876.

図 1.　解析範囲

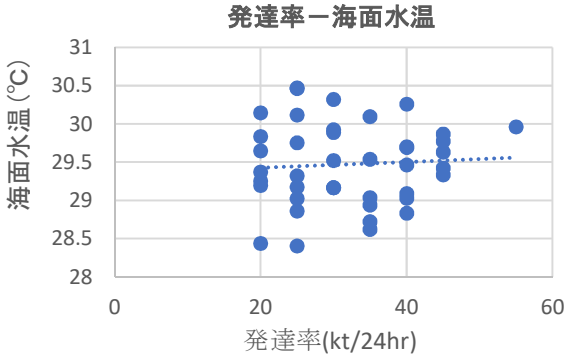


図 2.　発達率と海面水温の散布図

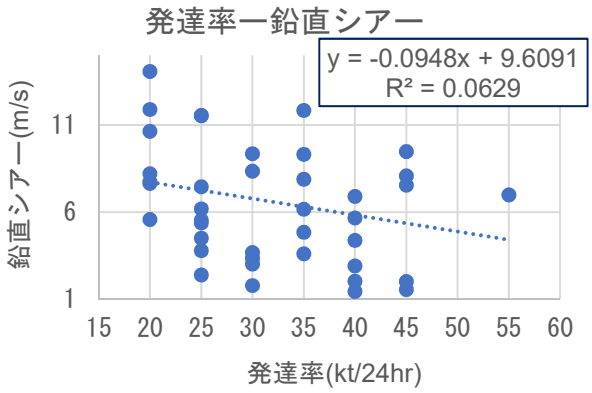


図 3 全ての事例における発達率と鉛直シアーの散布図

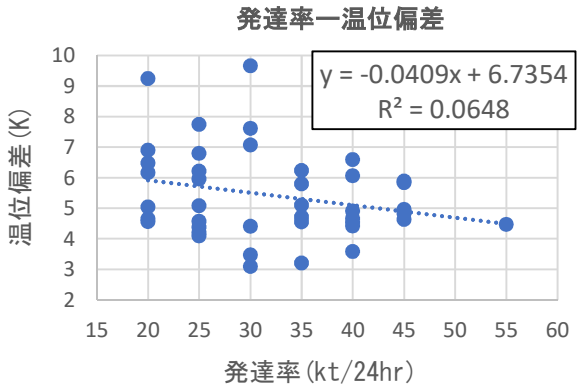


図 4 全ての事例における発達率と温位偏差の散布図。

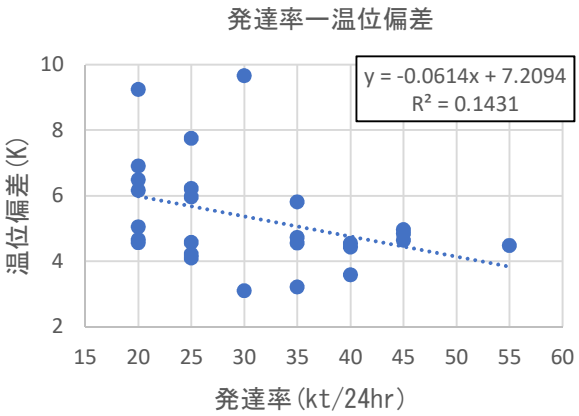


図 5 鉛直シアーが平均（6.6 m s^{-1}）より強い事例における発達率と温位偏差の散布図。

The North Equatorial Countercurrent reaction to three types of El Niño, in the west of dateline

Yusuf Jati Wijaya, Ulung Jantama Wisha and Yukiharu Hisaki
Department of Physics and Earth Sciences, University of the Ryukyus
Senbaru 1, Nishihara-cho, Nakagami-gun, Okinawa 903-0213

1. Introduction

The North equatorial countercurrent flows eastward over the Pacific Ocean and is found in latitudes ranging from 2˚N to 8˚N in the west of dateline. The NECC's main body location in the western Pacific Ocean is further south and shallower than the eastern part (Johnson et al., 2002; Zhao et al., 2016). The NECC, which is located in the Equatorial Pacific Ocean, plays a significant role in the eastward propagation of warm water. The NECC transports 18–24 Sv of water to the Eastern Pacific Ocean on average (Chen et al., 2016; Webb, 2017). The location of NECC flow in the Western Pacific Ocean is significantly related with the emergence of the Mindanao Eddy, located approximately 7˚N and 130˚E, and the Halmahera Eddy, located around 4˚N and 135˚E. The magnitude of the NECC is affected by changes in sea surface height (SSH) between those two eddy zones.

According to prior research, the NECC dynamics are inextricably linked to the El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon (Hsin et al., 2012; Zhao et al., 2013; Chen et al., 2016; Wijaya and Hisaki, 2021). This is not surprising given that the NECC is located in the area where the ENSO event takes place. El Niño's influence on the NECC west of the dateline is governed by the nature of El Niño. Previous studies have classified El Niño occurrences into three categories based on the unusual pattern of sea surface temperature (SST) over the Pacific Ocean, namely the central Pacific (CP) El Niño, the eastern Pacific (EP) El Niño and mixture both of EP and CP (MIX) El Niño (Zhang et al., 2019; Paek et al., 2017; Hu et al., 2016; Kao et al., 2009; Yeh et al., 2009; Kug et al., 2009; Ashok et al., 2007). Several prior research have looked at the behavior of NECC on the El Niño occurrence with EP and CP types (Tan and Zhou, 2018; Wang and Wu, 2012), but it is still uncommon to find it with MIX types and the impacts delivered in each season. Therefore, the primary goal of this study was to examine the reaction of NECC to three types of El Niño occurrences in each season. We investigated the spatial and temporal fluctuations of the zonal component of the surface current using reanalysis data from 40 years of observations.

2. Data and methodology

To monitor the variability of the NECC flow, this experiment used monthly zonal current (0-100 m) from the Ocean Reanalysis System 5 (ORAS5) dataset sponsored by the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF). The data ranged from 1978 to 2017 (Zuo et al., 2018).

The Oceanic Nino Index (ONI), which is calculated as the running threemonth mean SST anomaly in the Nino 3.4 region (about 5 °N to 5 °S, 170 °W to 120 °W), was the main indicator used to detect the variability of El Niño and La Nina occurrences. This index was provided by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) and was used to determine the intensity of the El Niño event (Reynolds et al., 2002). Only moderate to very strong events were observed.

Tabel 1. El Niño events ranging from moderate to very strong from 1978 to 2017

Magnitude	EP	CP	MIX
Moderate	1986/1987	1994/1995, 2002/2003, 2009/2010	-
Strong	-	1987/1988	1991/1992
Extreme	1982/1983, 1997/1998	-	2015/2016

Using wide area and long time series data for observation, the empirical orthogonal function (EOF) seemed to be a useful tool for carrying out the analysis and has since been widely utilized to extract the dominating variance (Hannachi et al., 2007). To begin, we removed the annual cycle from the data and then computed the first three EOFs for JJA, SON, DJF, and MAM of the zonal component of the surface current across 40 years.

3. Results and Discussion

The NECC's major channel is centered

about latitude 5˚N in the upstream area on average, but as it goes eastward, its path gradually moves to the north of 6N around the dateline. The typical NECC channel in the western Pacific, on the other hand, travels quite close to the latitudes of 0.5˚N to 8.5˚N (black line in Figure 1), and this range would be chosen for EOF analysis to reduce interference from the other signal.

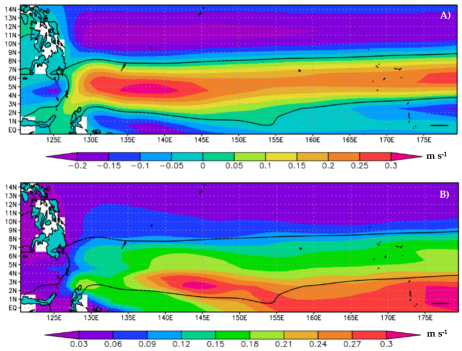


Figure 1. Mean map of (A) zonal velocity of ORAS5 and (B) the corresponding standard deviation, calculated over the period of 1978 to 2017.

3.1. Spring (MAM)

The first mode of zonal current (EOF1) accounted for 47.1 percent of the overall variance. Geographically, the NECC is situated about latitude 4˚N, with its maximum located around longitude 170˚E. This indicates that the NECC has a stronger inclination to travel slightly south than usual this season. According to the NINO 3.4 index, the flowing NECC fluctuation has a considerable relationship with the ENSO, according to the related time series PC1 (black line). When the NINO 3.4 index is positive, a positive phase representing the intensification of the NECC flow almost usually occurs.

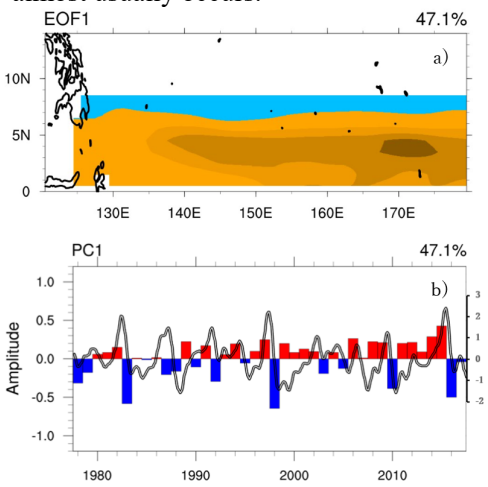


Figure 2. First leading EOF analyses of the zonal current for spring (MAM): (A) spatial pattern and (B) time series of the principal component (PC) superimposed with 6 months lowpass filtered NIÑO 3.4 index. Red and blue bars represented the NECC's strengthening and weakening, respectively.

The maximum amplitude came in the first year of the 2015/2016 MIX event, followed by a substantial negative phase the following year. It is quite difficult to assess which episode delivers a greater NECC magnitude, CP or EP episode. Furthermore, the EP episodes in 1982/1983 and 1997/1998 both resulted in a rather significant negative phase the following year. Overall, every EN event has a positive phase-amplitude in the first year and a negative phase-amplitude in the second year, except 1987/1988 CP episode.

3.2. Summer (JJA) and Autumn (SON)

According to the geographical pattern for summer, the magnitude of this mode's eastward flow is highest near the upstream area in the longitude region of 135˚E to 150˚E and meridionally situated at 4˚N. The zonal current distribution for autumn indicates that the NECC is located farther south, near latitude 3˚N. Unlike in the summer, the largest magnitude of the NECC is reported east of 140˚E and around the dateline.

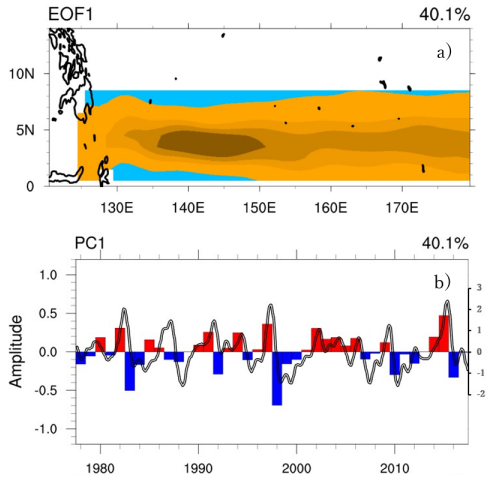


Figure 3. Same as Figure 2, but for summer (JJA).

According to the PC time series during the summer and fall, PC1 appears to have a strong relationship with the NINO index. The findings are substantially same when comparing the amplitude induced by each type of EN, summer and spring. Two MIX EN episodes consistently provide significant positive phase outcomes, but EP and CP

episodes alternatively produced stronger or weaker amplitude consequences.

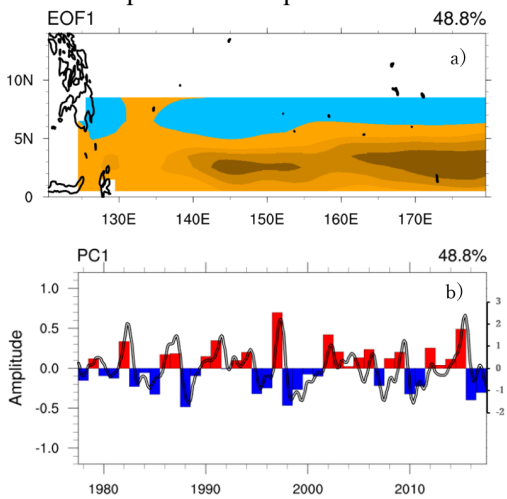


Figure 4. Same as Figure 2, but for autumn (SON).

3.3. Winter

The geographical distribution of eastward flow approaches the equator, with the center in the upstream area at around 2˚N latitude and fluctuation maxima between 130˚E and 145˚E. The NECC will then likely drift slightly to the north along the dateline as it enters the central Pacific.

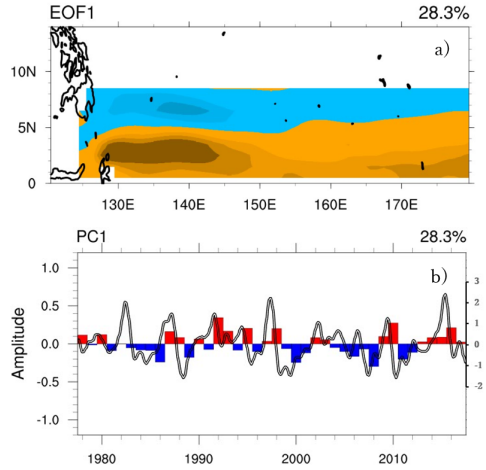


Figure 5. Same as Figure 2, but for winter (DJF).

According to the accompanying time series PC1, the eastward-flowing NECC fluctuation has a highly substantial relationship with the ENSO (black line). The four highest positive phase values were obtained during the CP and MIX EN episodes, especially in 1991/1992 and 2015/2016 for the MIX episode, 1994/1995, and 2009/2010 for the CP episode, out of the nine EN occurrences.

3.4. Eastward transport

The EOF analysis results provide some critical information about the relationship between the NECC flows and the EN event. Nonetheless, distinguishing whether the greater NECC magnitude was produced by the CP or EP event is exceedingly difficult, particularly from spring to autumn. For that reason, Figure 8 displays the monthly average quantity of eastward transport that happens in each type of EN.

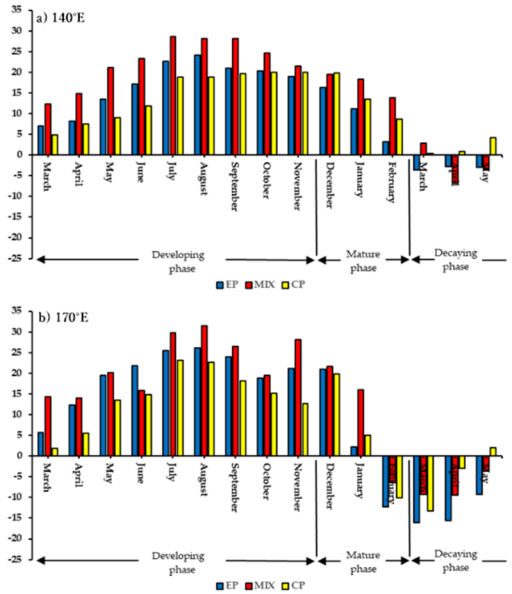


Figure 6. The monthly average eastward transport from 1˚N to 9˚N.

MIX episodes are more consistent, leading in the greatest eastward flow from development to peak. The EP episode appears to have a greater eastward flow than the CP episode in the early phases of development. When the developing stage finishes and the mature stage begins, however, the CP episode appears to cause a stronger eastward flow.

4. Summary

1. When compared to EP and CP episodes, MIX EN episodes had the greatest NECC magnitude from development to peak phase.
2. Throughout the development stage, EP EN episodes typically generated greater NECC magnitude than CP EN episodes. CP EN, on the other hand, is detected more frequently during the peak phase, resulting in a larger NECC magnitude.
3. The magnitude of the NECC decreased drastically as it neared spring one year after the EP and MIX episode's growth period.

References

Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, Yamagata T (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnection. J Geophys Res 112:C11007.

Hannachi A, Jolliffe IT, Stephenson DB (2007) Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. Int J Climatol 27:1119-1152.

Hsin YC, Qiu B. The impact of Eastern-Pacific versus Central-Pacific El Niños on the North Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean. J Geophys Res 117:C11017.

Hu X, Yang S, Cai M (2016) Contrasting the eastern Pacific El Niño and the central Pacific El Niño: process-based feedback attribution. Clim Dyn 47:2413-2424.

Johnson GC, Sloyan BM, Kessler WS, Mctaggart KE (2002) Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s. Progress in Oceanography 52(1):31-61.

Kao HY, Yu JY (2009) Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. J Clim 22:615-632.

Kug JS, Jin FF, An SI (2009) Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. J Clim 22:1499-1515.

Paek H, Yu JY, Qian C (2017) Why were the 2015/2016 and 1997/1998 extreme El Niños different?. Geophys Res Lett 44:1848-1856.

Reynolds RW, Rayner NA, Smith TM, Stokes DC, Wang W (2002) An improved in situ and satellite SST analysis for Climate. J Clim 15:1609-1625.

Tan S, Zhou H (2018) The observed impacts of the two types of El Niño on the North Equatorial Countercurrent in the Pacific Ocean. Geophys Res Lett 45:10493–10500.

Wang LC, Wu CR (2013) Contrasting the Flow Patterns in the Equatorial Pacific between Two Types of El Niño. Atmos Ocean 51:60–74.

Webb DJ (2017) On the role of the North Equatorial Counter Current during a strong El Niño. Ocean Sci 14:633–660.

Wijaya YJ, Hisaki Y (2021) Differences in the reaction of North equatorial countercurrent to the developing and mature phase of ENSO events in the western Pacific Ocean. Climate 9:57.

Yeh SW, Kug JS, Dewitte B, Kwon MH, Kirtman BP, Jin FF (2009) El Niño in a changing climate. Nature 461:511-514.

Zhang Z, Ren B, Zheng J (2019) A unified complex index to characterize two types of ENSO simultaneously. Sci Rep 9:8373.

Zhao J, Li Y, Wang F (2013) Dynamical responses of the west Pacific North Equatorial Countercurrent (NECC) system to El Niño events. J Geophys Res Oceans 118:2828–2844.

Zhao J, Li Y, Wang F (2016) Seasonal Variation of the Surface North Equatorial Countercurrent (NECC) in the Western Pacific Ocean. Chinese Journal of Oceanology and Limnology 34(6):1332-1346.

Zuo H, Balmaseda MA, Mogensen K, Tietsche S (2018) OCEAN5: The ECMWF Ocean Reanalysis System and its Real-Time analysis component. ECMWF Tech Memo:823.

The Influence of Climatic Factors on Triggering Sea Level Anomaly in the Equatorial Malacca Strait

Ulung J. WISHA[1,2], Yusuf J. WIJAYA[1,3], and Yukiharu HISAKI[1]

1. Physical Oceanography Laboratory, Faculty of Science, University of the Ryukyus, Nishihara, 903-0213 Japan
2. Research Institute for Coastal Resources and Vulnerability, Ministry of Marine Affairs and Fisheries, Padang, Sumatra Barat 25245 Indonesia
3. Department of Oceanography, Faculty of Fisheries and Marine Science, Diponegoro University, Semarang, Jawa Tengah 50275, Indonesia

1. Introduction

The arbitrarily erratic climate variability impacts all aspect of life on earth. The most observable tendency is sea level and temperature changes. Sea level change modeling is widely used to evaluate coastline and climate changes. Seasonal variability of the sea is mainly related to meteorological factors (atmospheric pressure, wind, evaporation, and precipitation), water balance (river runoff), evaporation, and topography and water density alterations. Sea level change is not geographically uniform. Therefore, a precise estimation of sea level change is imperative for controlling its impact on coastal regions (Pajak and Kowalczyk, 2019).

The Strait of Malacca is an area of significant. It is a narrow stretch of water bordered by the Malaysia Peninsula and east coast of Sumatra linking the Indian and Pacific Ocean via the South China sea. Climate anomaly may affect the area in the surrounding Strait of Malacca where the sea level anomaly (SLA) is supposed to be controlled by several climatic factors such as the Indian Ocean Dipole (IOD) and El-Nino Sothern oscillation (ENSO). Therefore, it is essential to determine the amalgamated influence of IOD-ENSO on SLA detected in the equatorial Malacca Strait since many previous studies-related to sea level rarely examined the climatic factor influences. This study will elucidate the correlation between SLA and several climatic factors that potentially play a significant role in shaping the fluctuation of sea level in the Malacca strait.

2. Data and Analysis

The approximately 27-year SLA data (1992-2019) measured from Altimetry satellite and tide gauge were retrieved from The Sea Level Explorer established by University of Colorado Boulder, University of Hawaii Sea Level center and NASA Jet Propulsion Lab, web page: https://ccar.colorado.edu/altimetry/. While, to compare the annual record of sea level, another source of long-term tide gauge measurement was employed, namely Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), web page: https://www.psmsl.org/data/. The location of tide gauge survey used in this study is shown in Table 1.

Table 1. Tide gauge survey coordinates

Location	Longitude	Latitude	Coverage year
Tanjong Pagar (Singapore)	103.9167	1.2500	1992-2019
Raffles Light House (Singapore)	103.7500	1.1667	1973-2020
Kukup (Malaysia)	103.4428	1.3253	1986-2018

To evaluate the influence of climatic factors on SLA, we used the Dipole Mode Index (DMI) and Southern Oscillation Index (SOI) data retrieved from https://psl.noaa.gov/data. On the other hand, as an equatorial region, Madden Julian Oscillation (MJO) might play a role in determining anomaly in sea level. The real-time multivariative (RMM) index was retrieved from http://www.bom.gov.au/climate/mjo/.

A linear regression method was employed to define the velocity estimation of SLA at designated times in the form of time series, so that SLA forecasting is possible for other periods. Furthermore, a simple correlation analysis was also used to examine how strongly two variables are related to each other. In this case, a correlation analysis between SLA, DMI and SOI was performed.

3. Results

Figure 1 shows the SLA profile over 27 years in the equatorial Malacca Strait. Overall, the value SLA surveyed by altimetry and tide gauge showed a similar fluctuation over times. However, the arbitrarily erratic profile of SLA detected from altimetry data was observed since in the middle of 2012 up to 2018. Both altimetry and tide gauge

data showed an upward trend over 27 years with 0.24 cm/year and 0.39 cm/year, respectively. The annual amplitude detected was not too different with an enormity of 0.5 cm. By contrast, the semi-annual amplitude detected by tide gauge measurement was 0.66 cm higher than Altimetry data (Table 2).

Of particular concern, the SLA trend tended to decline over the latest 10 years (2009-2019), even though the trend was not too significant. The decline trends were -0.18 cm/year and -0.03 cm/year for altimetry and tide gauge data, respectively (Table 2). However, the annual and semi-annual amplitudes were similar. Despite the problematic comparison between altimetric and tide gauge SLA due to the difference vertical reference system, many review papers have explained the efforts to validate sea level derived from satellite altimetry with tide gauge data (Pajak and Kowalczyk, 2019).

Table 2. Sea level trend over the period of study

Observation Period	1992-2019		2009-2019	
Source	Altimetry	Tide gauge	Altimetry	Tide gauge
Trend	0.24 cm/year	0.39 cm/year	-0.18 cm/year	-0.03 cm/year
Annual Amplitude	12.96 cm	13.46 cm	12.53 cm	13.73 cm
Semi-Annual Amplitude	1.82 cm	2.50 cm	2.29 cm	2.38 cm

Monthly comparison between SLA and DMI-SOI is shown in Figure 2. Overall, the response of SLA in the equatorial Malacca Strait caused by IOD and ENSO varied considerably. The strongest symptoms of SLA were commonly observed during the northeast monsoon over the period od 1992-2019. Higher sea level generally correlated with negative dipole mode and positive SOI value. Positive mode of IOD induces higher air pressure centered in the Indian Ocean and vice versa for the negative phase of IOD, triggering the easterly wind to flow westward and higher sea level in the western Indian Ocean (Rahmawan and Wisha, 2019). These mechanisms possibly impact the Malacca strait channel via the Bay of Bengal even though the influence is not too significant. Another study (Liu et al., 2011) defined the ENSO-related SLA predomination in the South China Sea during certain periods. However, the influence becomes less significant at 8-month lag time. This statement triggers a consideration that the ENSO-driven SLA is probably insignificant.

To prove those hypotheses, we initiated a correlation analysis between SLA vs DMI (Figure 3) and SLA vs SOI (Figure 4). Overall, the seasonal comparison between SLA vs DMI and SLA vs SOI was weakly correlated with a very low correlation value (R^2<0.1). This indicates that the climatic factors (IOD and ENSO) did not solely control the variability of SLA in the equatorial Malacca Strait.

Several sampling periods were chosen to depict the possible influence of MJO on shaping the SLA profile (Figure 5). The possibility of MJO-determined the significant phase of SLA denoted in Figure 2 was sufficiently high. Except for June 1994 and September 1997, the strong influence on SLA during the northeast monsoon (mainly in December) where the positive value of RMM2 showed the robust influence of MJO on triggering evaporation in the maritime continent (Virts et al., 2013), affecting SLA in the Malacca Strait.

Summary

An upward sea level trend was observed in the Malacca Strait over 27 years of observation. However, a little decline trend was identified during the latest ten years. The IOD and ENSO did not solely control the variability of SLA shown by a weak correlation between SLA vs DMI and SLA vs SOI. While the MJO showed a strong influence during the northeast monsoon, possibly affecting higher SLA through MJO-driven evaporation in the maritime continent.

References

Liu, Q., Feng, M., & Wang, D. (2011). ENSO-induced interannual variability in the southeastern South China Sea. *Journal of Oceanography*, 67(1), 127-133.

Rahmawan, G. A., & Wisha, U. J. (2020). Tendency for Climate-Variability-Driven Rise in Sea Level Detected in The Altimeter Era in The Marine Waters of Aceh, Indonesia. *International Journal of Remote Sensing and Earth Sciences (IJReSES)*, 16(2), 165-178.

Pajak, K., & Kowalczyk, K. (2019). A comparison of seasonal variations of sea level in the southern Baltic Sea from altimetry and tide gauge data. *Advances in Space Research*, 63(5), 1768-1780.

Virts, K. S., Wallace, J. M., Hutchins, M. L., & Holzworth, R. H. (2013). Diurnal lightning variability over the Maritime Continent: Impact of low-level winds, cloudiness, and the MJO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(10), 3128-3146.

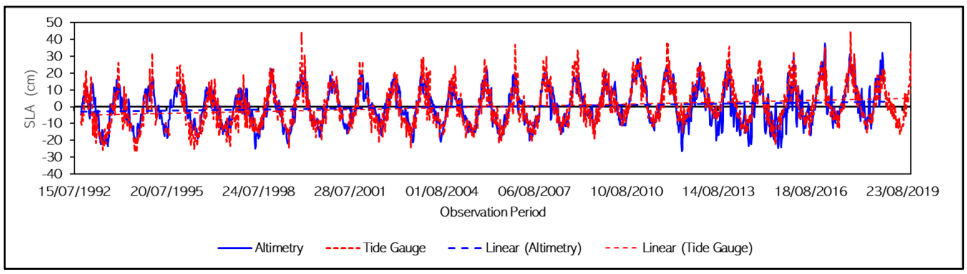


Figure 1. Sea level anomaly derived from Altimetry vs tide gauge measurement (RMSE=0.788 cm)

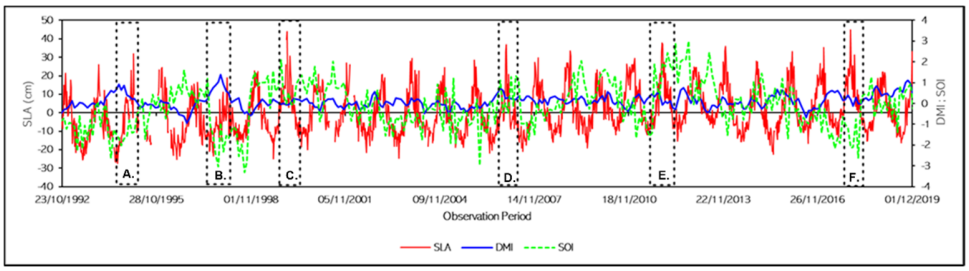


Figure 2. Monthly comparison of SLA profile vs DMI and SOI; dashed black squares denote the sampling of SLA data that will be compared to RMM index of MJO

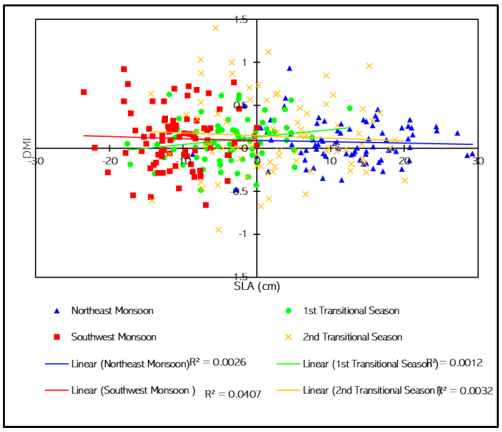


Figure 3. Correlation analysis of SLA vs DMI over the period of study

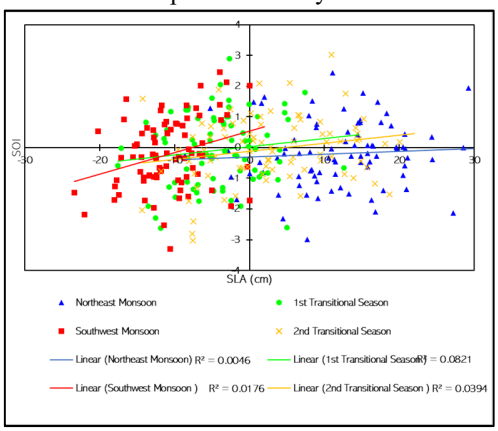


Figure 4. Correlation analysis of SLA vs SOI over the period of study

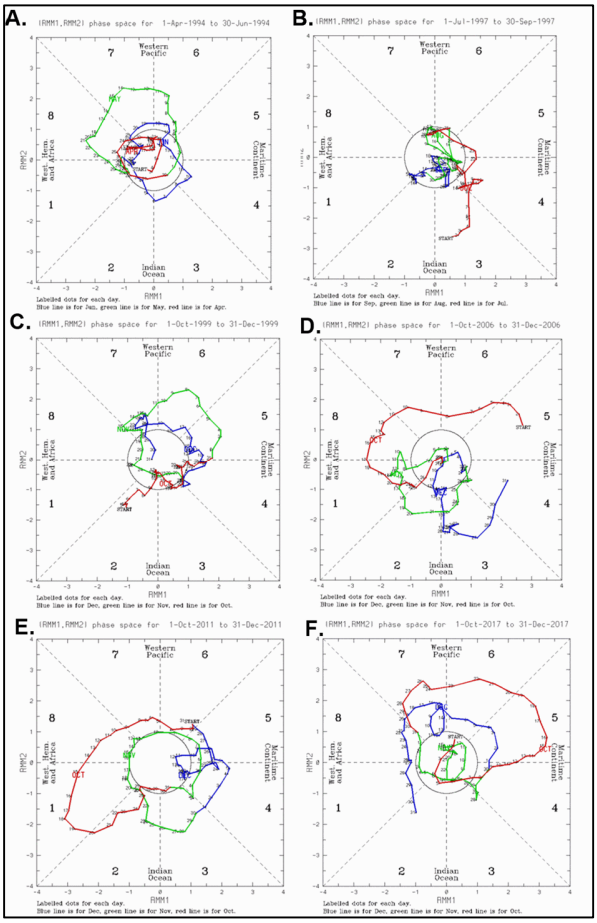


Figure 5. RMM Index during the highest phase of SLA in the equatorial Malacca Strait denoted in Figure 2. Source: http://www.bom.gov.au/climate/mjo/.

東シナ海における海面水温と降水量の関係

甲斐基希　久木幸治（琉球大学理学部）

1はじめに

日本では気温、近海の海面水温が上昇し、同時に極端な降水が強まる傾向がある。そこで東シナ海を解析対象範囲とし、過去の海面水温と降水量のデータを基に海面水温と降水量の相関を求め、統計的な観点から海面水温と降水量に関連性はあるのかを調べようと考えた。東シナ海を対象にした理由は気象庁が線状降水帯の予測をするために東シナ海に行き水蒸気量を計りに行ったため、東シナ海の海面水温と降水量に関連性はあるのではないかと考えたからだ。また、相関を求めることで海面水温の診断により中長期的な降水量の予測ができ、災害対策や経済対策にも貢献できるのではないかと考えた。

参考文献(線状降水帯の予測に～ 気象庁の観測船入港)

(https://www.mrijma.go.jp/Topics/H26/Happyoukai2014/05.pdf)

2解析方法とデータ

ヨーロッパ中期予報センター(ERA5)を使用し、1979 年～2020 年を対象に各年の月平均海面水温、月層状性降水量、月対流性降水量のデータを求める。そのデータを基に月平均海面水温と層状性降水量の相関、月平均海面水温と対流性降水量の相関、2つを計算し、海面水温の変動が降水量の変動と関連性があるのかを調べる。また、その降水は広範囲で持続性があるのか、局所的で一時的なのかを見る。解析対象範囲は東経120度～130度、北緯23度～36度。格子点の数は経度方向に41個、緯度方向に 53 個。また、夏に関してはモンスーンの水蒸気輸送の影響を考慮するためにモンスーンの風上の海面水温と風下の降水量の相関を求めた。

3結果と考察

(夏のモンスーンの月)

① 東シナ海の一部では現地の海面水温の低下は現地の層状性降水量の増加につながる可能性がある。

② 6 月、久米島の北側のみ現地の海面水温の上昇が現地の対流性降水量の増加につながるおそれがある。

③ 6 月に関しては奄美大島から鹿児島付近でモンスーンの風上の海面水温の上昇は風下の対流性降水量のみ増加させる可能性がある。

④ 7、8 月に関しては夏のモンスーンの風上の海面水温の変動は風下の降水量の変動に影響するとは限らない。

※弱い相関であるため、一概に海面水温の変動と降水量の変動が関連あるとは言えない。

(参考文献)①②③Seasonal Migration of the Baiu Frontal Zone over the East China Sea: Sea Surface Temperature Effect

(冬のモンスーンの月)

① 東シナ海どの地域でも海面水温の上昇により降水量が多くなる可能性は高い。

② 沖縄付近では海面水温が上昇すれば、対流性降水量が増える可能性が高い。

※弱い相関であるため、一概に海面水温に変動と降水量の変動が関連あるとは言えない。

(参考文献)①Seasonal Migration of the Baiu Frontal Zone over the East China Sea: Sea Surface Temperature Effect

(参考文献)②冬型降水に及ぼす日本海海面水温の影響＊'中 江 祥 浩

4今後の課題

海面水温の変動が前線の強化に関わっているのはないかと考えたため、今後は前線発生時の海面水温と降水量に着目していきたい。また、冬に関して

冬型の気圧配置時の海面水温と降水量に着目していきたいと考える。

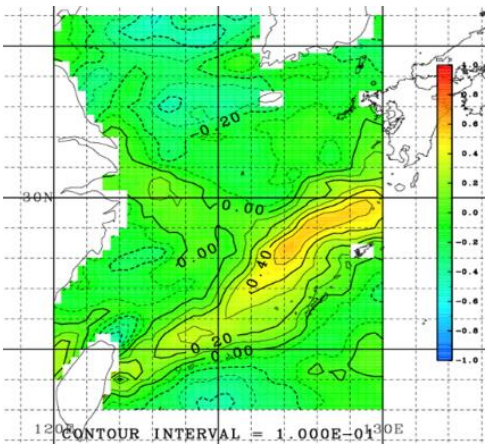
参考文献

・温暖化に伴い強雨は増えるのか？ －アメダス観測が示す気温と強雨の関係－藤部文昭（環境・応用気象研究部）
<4D6963726F736F667420576F7264202D2081798CA48B8690AC89CA94AD955C89EF817A89B7926789BB82C994BA82A28BAD894A82CD919D82A682E982CC82A95F3135303230362E646F63> （mri-jma.go.jp）（最終閲覧 2022 年 2 月 17 日）

Seasonal Migration of the Baiu Frontal Zone over the East China Sea: Sea Surface Temperature Effect Qoosaku Moteki, Atsuyoshi Manda
2013 年 9 巻 p. 19-22

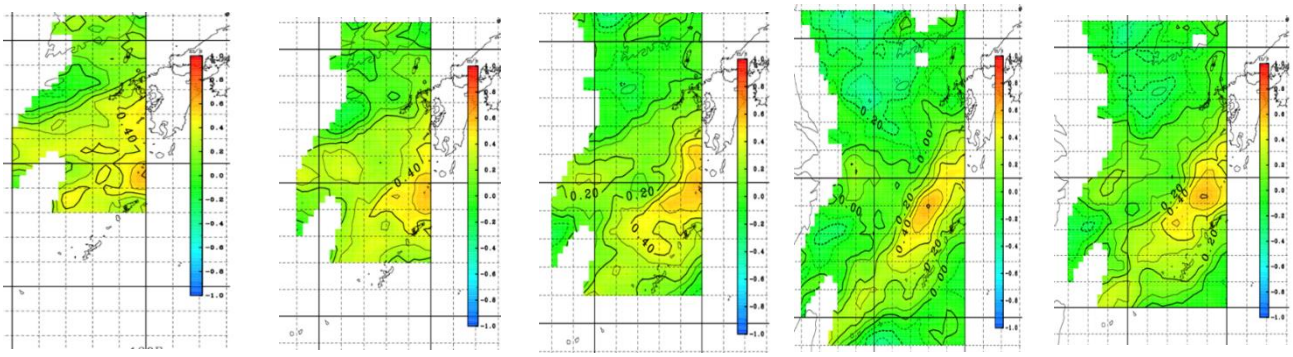
冬型降水に及ぼす日本海海面水温の影響＊’ 中江 祥 浩＊＊（1992）

・線状降水帯の予測に～ 気象庁観測船入港 日本財団 海と日本 in ながさき
線状降水帯の予測に～ 気象庁の観測船入港【長崎市】｜ 海と日本 PROJECT in ながさき（uminohi.jp）（最終閲覧 2022 年 2 月 17 日）

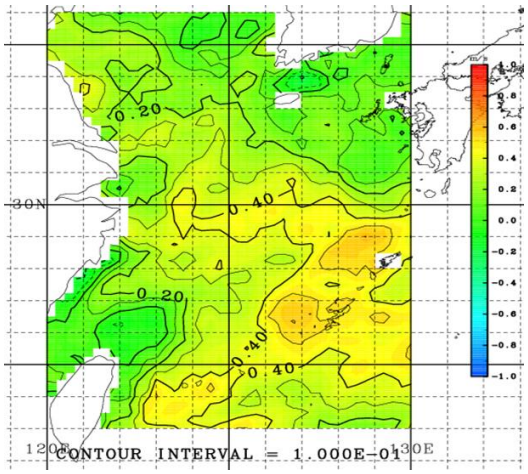


6 月の対流性降水量と海面水温の相関

6 月のモンスーンの風上の海面水温と対流性降水量の相関（北緯 a 度、東経 b 度の海面水温と北緯 a+k 度、東経 b+k 度の対流性降水量の相関）



k=5 の時　k=4 の時　k＝3 の時　k=2 の時　k＝1 の時



冬のモンスーン時（1 月）と対流性降水量と海面水温の相関

近年の台風の発生及び発達状況に関する調査

沖縄気象台地球環境・海洋課　河原恭一、吉村　純

要　旨

気象庁の「気候変動監視レポート」では、台風の発生数と、「強い」以上の勢力の台風の発生数及びその全体数に対する割合は、「有意な変化傾向は見られない」としている。平成30年度に、勢力の区分を「非常に強い」(85kt) 以上と「50kt未満」、及びその中間とし、割合に絞って変化傾向調べた。その結果、「非常に強い」以上と「50kt未満」では増加傾向が、「その中間」では減少傾向がみられた。今回はその後のデータを加えた追加調査で、「50kt以下」(「以下」「未満」等境界値の扱いを前回から変更した) は有意な増加傾向が、「50kt超95kt未満」は有意な減少傾向がみられ、「95kt 以上」は統計的に有意ではないものの増加する傾向にあることがわかった。

１　はじめに

気象庁の「気候変動監視レポート」では、台風の発生数と、「強い」以上の勢力の台風の発生数及び台風全数に対する割合について、統計的に有意な「長期変化傾向は見られない」としている。

一方で地球温暖化の進行に伴い、「気象災害の激甚化」が叫ばれる、イベントアトリビューション等の解析によって、発生した気象災害への地球温暖化の寄与が示唆される事例がある。

また、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）が2021年8月に公表した「第6次評価報告書」（AR6）では、「強い熱帯低気圧（カテゴリー3～5）の発生の割合は過去 40 年間で増加」している可能性が高いと評価している。

そこで、近年の台風の発生及び発達状況の推移について、勢力区分を見直した上で調査した。

２　データと解析方法

台風について、平成30年度の台風関連調査で」使用した1977年から2016年のベストトラックデータに加え、2017年以降2021年までのデータを気象庁イントラネットから取得して使用した。使用したデータは本稿作成時までに「確定値」となっている。

前回の調査と同様に、全発生数に対する最盛期の勢力（＝最大風速）で分類し、全発生数に対する割合の変化に着目して長期変化傾向を求めた。

データの取扱いについて、前回の調査から以下の（１）及び（２）の変更をした。

（１）強さの区分

いくつかの閾値で検討した結果、85ktではなく95ktで区切ると有意性がより高かったため、また95ktが、IPCCのAR6で言及された「カテゴリー3」の下限値に近い強さであるため、強さの区分を50kt及び95ktとした。

（２）勢力区分と境界値の取扱い

国内で一般に用いている風速の単位はm/sで、必要に応じてノット（kt）に変換される。50ktとして表示されるもののほとんどは25m/sを換算したもので、厳密には48.6ktである。この数字の丸めを考慮すると、「50kt 未満」と階級を規定した場合、50ktと表示される事例が実際には50kt未満であるのにその区分に含まれず、「50tk 以上」として扱われる不都合が生じる。同様に数字の丸めを考慮し、①「50kt（25m/s）以下」②「50kt超95kt（50m/s）未満」③「95kt以上」の３区分とした。

（３）解析方法

各年の台風の発生数と、各台風の勢力が最も強い時の最大風速を抜き出した。最大風速を基に年ごとの勢力別の数を決定して、各階級の全発生数に対する割合（百分率）を求め、この割合の長期変化を調べた。

比較のために、「強い」以上の台風の発生数と発生割合について、これらを 95kt で分けた長期変化を調べた。結果は第1表にまとめて示す。

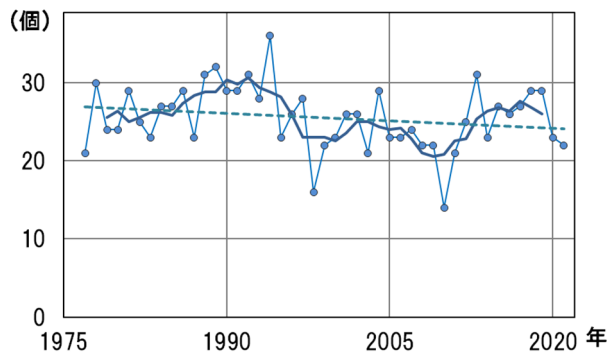
（４）有意性の判定

調査した項目の長期変化傾向について、前回の調査では最小二乗法による相関係数のみで判定したが、本調査においては水文時系列資料の検定に適したMann-Kendall検定を用いて判定した。

３　結果

（１）台風発生数の長期変化

各年の台風発生数の長期変化を第1図に示す。調査した期間において、発生数は 10 年あたり約0.6個の割合で減少する傾向にあるが、統計的には有意な変化ではなかった。



第１図　台風発生数の長期変化

マーカー付の細い折線は各年の台風の発生数を、太い折線は発生数の 5 年移動平均を表す。破線は長期変化を表すが、有意な変化ではない。

（２）台風の勢力別の割合の長期変化

台風の階級（勢力）別の全体に占める割合の経年変化を第 2 図に示し、以下に勢力別の長期変化傾向を示す。

ア　最大風速 50kt 以下の割合の変化

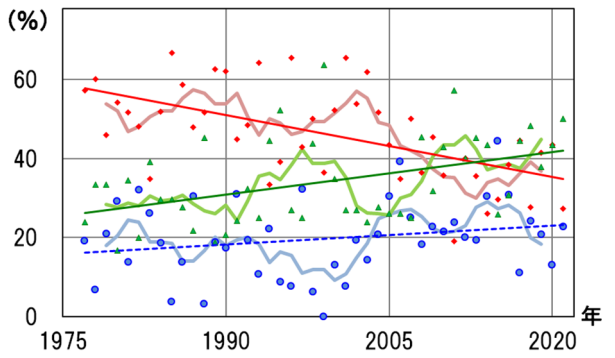
10 年あたり 3.7%の増加傾向がみられ（緑）、信頼度 99%以上で統計的に有意な変化だった。

イ　最大風速 50kt 超 95kt 未満の割合の変化

10 年あたり 5.2%の減少傾向がみられ（赤）、信頼度 99%以上で統計的に有意な変化だった。

ウ　最大風速 95kt 以上の割合の変化

10 年あたり 1.6%の増加する傾向にある（青）が、統計的に有意ではなかった。



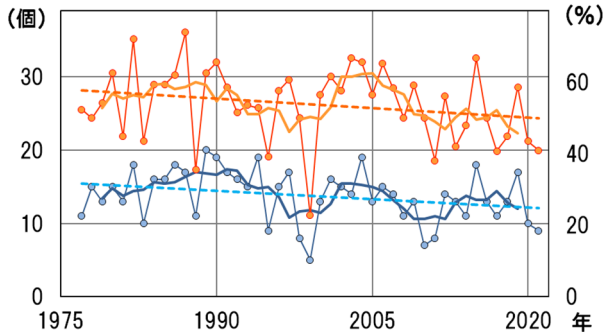
第 2 図　勢力別の全体に占める割合の長期変化

色は勢力別に、緑が 50kt 以下、赤が 50kt 超 95kt 未満、青が 95kt 以上を表す。点は年別値、折線は 5 年移動平均、直線（実線）は有意な変化傾向、直線（破線）は有意でない変化を表す。

（３）「強い」以上（64kt＝33m/s 以上）の台風の発生数と発生割合の長期変化

気象庁は毎年公開している「気候変動監視レポート」で、「強い」以上の台風の発生数と発生割合の変化を掲載しており、これらに有意な変化傾向がないとしている。同じことを 2021 年までのデータを使用して調べた。その結果を第 3 図に示す。

「強い」以上の台風の発生数は、10 年あたり約 0.8 個の割合で減少する傾向にあり、信頼度 99%では有意でないが、信頼度 95%では有意な減少傾向にある。その全発生数に対する割合は 10 年あたり 1.8%の割合で減少する傾向を示すが、統計的に有意ではない。



第 3 図　「強い」以上の勢力となった台風の発生数（青：左軸）と全発生数に対する割合（橙：右軸）の長期変化

青色は「強い」以上の勢力となった台風の発生数を、橙色は全発生数に対する割合を表す。点は年別値、折線は 5 年移動平均、直線（破線）は変化傾向を表す。有意性については本文参照。

（４）「強い」以上の勢力となった台風をさらに分類した場合の長期変化

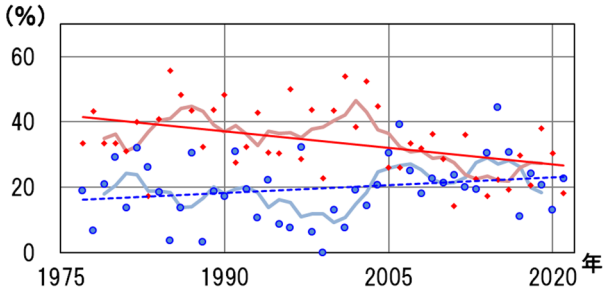
有意な変化傾向を示さない「強い」以上の勢力の台風を、95kt（50m/s）未満と 95kt 以上に分けて長期変化を調べた。結果を第 4 図に示す。

ア　最大風速 64kt 以上 95kt 未満の割合の変化

10 年あたり 3.4%の減少傾向がみられ（赤）、信頼度 99%以上で統計的に有意な変化だった。

イ　最大風速 95kt 以上の割合の変化

10 年あたり 1.6%の増加傾向（青）だが、統計的に有意な変化でない。３（２）ウと同じ。



第 4 図　「強い」以上の勢力となった台風をさらに分類した場合の長期変化

赤が 64kt 以上 95kt 未満、青が 95kt 以上を表す。点は年別値、折線は 5 年移動平均、直線（実線）は有意な

変化傾向、直線(破線)は有意でない変化を表す。

４　まとめと考察

（１）勢力別の台風発生割合の長期変化

最大風速が 50kt 以下の比較的勢力が弱い台風は増加傾向にある一方、最大風速が 50kt を超えて 95kt 未満の勢力の台風は減少傾向にあることが分かった。また最大風速が 95kt 以上の台風は、統計的に有意な変化ではないものの、増加を示唆していることが分かった。

IPCC AR6 では、「強い熱帯低気圧（カテゴリー3～5（1 分間平均の最大風速に基づき定義された熱帯低気圧の強さ。カテゴリー3 は 50～57 m/s、4 は 58～69 m/s、5 は 70 m/s 以上（訳注付記＝河原：公開された「仮訳」の数値をそのまま記載)))の発生の割合は過去 40 年間で増加しており（中略＝河原）*可能性が高い*」との記述がある。このカテゴリーは 1 分平均風速、気象庁の勢力区分は 10 分平均風速という違いがあるものの、IPCC AR6 の記述と矛盾しない結果であった。

（２）「強い」以上の台風発生数の長期変化

発生数の長期変化傾向は、1977 年から 2021 年では棄却率 5%では有意な減少傾向（棄却率 1%では有意ではない）だった。棄却率の設定で判定が分かれる程度の減少傾向を示していると言える。ただし全発生数と、「強い」以上の台風発生数の変化がどう関わっているかは明らかでない。

（３）「強い」以上の台風発生割合の長期変化

「気候変動監視レポート」では、この範疇の全てをまとめて「有意な変化はみられない」としていた。しかし、64kt 以上 95kt 未満の範囲の台風は 10 年あたり 3.4%の割合で有意に減少している一方、95kt 以上の台風は３（２）ウで示したとおり、有意ではないものの増加傾向にはある。

したがって、「強い」以上の台風全てを包括して変化傾向をみることが、変化傾向の異なる要素(減少傾向にある 64kt 以上 95kt 未満と増加を示唆する 95kt 以上）をまとめていたために変化の実態を適正に表現していない可能性があることを示唆している。

（４）調査を通じて分かったこと

台風の発生数全体については、現状では明瞭な長期変化傾向はみられない。

台風の勢力別の割合をみると、最盛期の勢力が 50kt 以下が占める割合は増加し、50kt を超え 95kt 未満が占める割合が減少している。また 95kt 以上に発達する台風は増加を示唆している。全体として比較的弱いものとカテゴリー3 以上に相当する台風が増え、その中間的なものが減少しており、勢力が両極端に分布する変化を示唆している。

５　課題

沖縄管内調査発表会（部内研究会）で本調査結果の概要を報告した。その際に、台風の勢力等の確定方法が年代によって異なり、同じ風速表記でも現実の勢力が異なっている可能性を排除できないとの指摘を受けた。現時点では、この調査結果は一定の不確実性を含むものであると理解する必要がある。

発生割合が減少傾向にあるとした「50kt 超 95kt 未満」の範囲は幅が広く、一概に減少と言っても個々の台風による影響に差があることは容易に推測される。現実には個々の台風の状況をよく把握して、それに適した防災に努める必要があることは言うまでもない。

比較的勢力が弱い台風が増えているとは言え、中心が近傍を通過した場合や、梅雨前線や秋雨前線等他の気象条件と複合した場合には大きな気象災害につながる可能性が常に存在する。台風のみならず、それを取り巻く気象状況を的確に把握し、防災に努める必要がある。

６　参考文献

気象庁(2021)：″2.4 台風の変動″，気候変動監視レポート 2020

気象庁ほか(2021)：IPCC 第 6 次評価報告書 第 1 作業部会報告書 気候変動 2021：自然科学的根拠 政策決定者向け要約（SPM）暫定訳，A.3.4

第１表　調査結果の一覧

調査項目	10 年あたり	有意性
（１）台風発生数の長期変化		
年間発生数	－0.63 個	有意でない
（２）台風の勢力別の割合の長期変化		
50kt 以下	＋3.7%	99%有意
50kt 超 95kt 未満	－5.2%	99%有意
95kt 以上	＋1.6%	有意でない
（３）「強い」以上の台風の長期変化		
年間発生数	－0.76 個	95%有意
発生割合	－1.8%	有意でない
（４）「強い」以上の勢力となった台風を分類した長期変化		
64kt 以上 95kt 未満	－3.4%	99%有意
95kt 以上	＋1.6%	有意でない

4 月の南西諸島近海における雷活動

市川 花，伊藤 耕介(琉球大学理工学研究科)

1. はじめに

日本域での雷活動は、主に梅雨期や夏季に活発である。しかし、南西諸島近海では梅雨期前の 4 月にも 1 日に 10000 回を超える顕著な雷活動が発生しており、その割合は梅雨期の 6 月、夏季の 8 月と同程度であった(図 1)。梅雨期以前の 4 月の南西諸島近海で発生する雷活動について詳細を示した過去の研究は存在せず、気象学的な背景も明らかになっていない。そこで本研究では、4 月に南西諸島近海で発生する雷分布の特徴を整理するとともに、気象学・気候学的な発生環境場について明らかにすることを目的とした。

2. 使用データと解析方法

雷は気象庁の雷監視システム LIDEN を参照し、落雷データの緯度経度を利用した。環境場の解析では気象庁 55 年長期客観解析データ(JRA-55)とメソ数値予報モデル(MSM)を用い、海洋のデータとして OISST の日平均全球海面水温を用いた。

落雷分布は南西諸島近海を緯度 0.5° ×経度 0.5° ごとの格子に分割し、落雷をカウントした。雷活動が活発な場合の環境場とそうでない場合の環境場を比較するため、1 日平均した環境場を使用し、落雷が 1 日に 1000 回以上観測された場合(以下 L1000)と落雷が 1 日に 1 回も観測されなかった場合(以下 NL)に分けコンポジット解析を行った。

3. 結果

4 月の南西諸島近海の落雷日数は黒潮流域近傍で多かった(図 2)。環境場のコンポジット解析の結果から、総観規模では 4 月の南西諸島近海は傾圧帯に位置しており、中層では西風が卓越していた(図 3 中段、上段)。L1000 では当該領域が移動性高気圧の西縁に位置しており(図 3 下段左)、南風に伴う総観規模の上昇流が存在したほか、下層での南西風と中層の西風がなす鉛直シアが存在し、対流の組織化が起きやすい場であった。また、南~南西風が低緯度からの高い相当温位の空気を流入させることにより、下層の不安定性を高めて

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
対象範囲内で**1日あたり10000回以上**落雷を観測した日数	0	0	2	10	6	15	20	14	5	1	1	0
対象範囲内で**1日1回以上**落雷を観測した日数(落雷日数)	44	41	71	111	138	149	149	151	147	108	61	54

図 1. 1 日に 10000 回以上落雷を観測した日数の割合(棒グラフ)と日数(表)

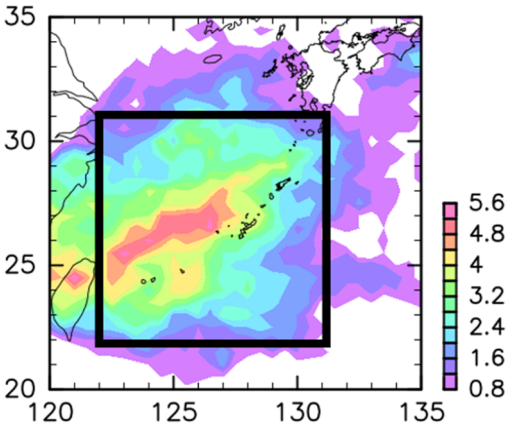


図 2. 1 日に 1000 回以上落雷を観測した日の落雷日数分布。黒枠は南西諸島近海。

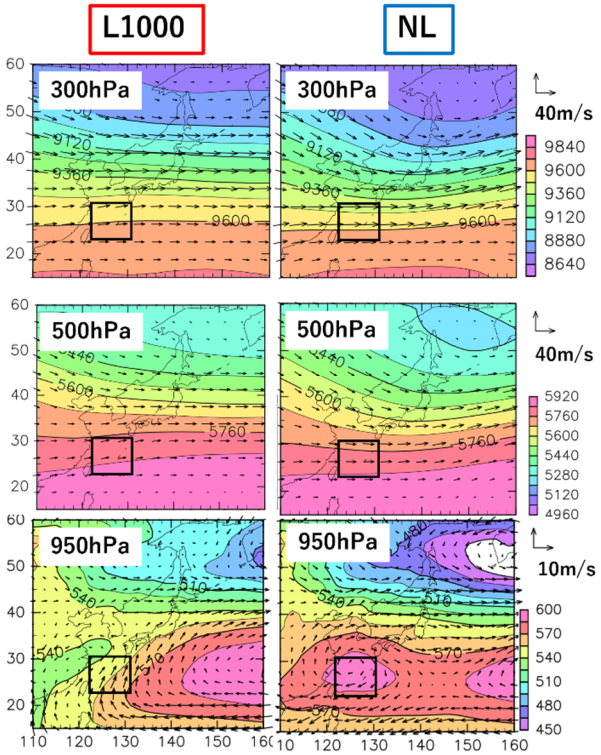


図 3. 300hPa, 500hPa, 950hPa でのジオポテンシャルハイト(m)と水平風(m/s)。左図が L1000, 右図が NL。黒枠は南西諸島近海。

いた(図 4 左)。一方 NL では総観規模で相当温位の低い空気に覆われ(図 4 右)、下降流が卓越していた。

落雷日数が多い領域はおよそ黒潮上であったため、暖流から大気への応答として圧力調整メカ

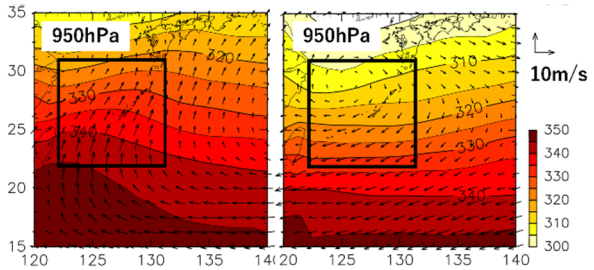


図 4. 950hPa での相当温位(K)と水平風(m/s)。左図が L1000, 右図が NL。黒枠は南西諸島近海。

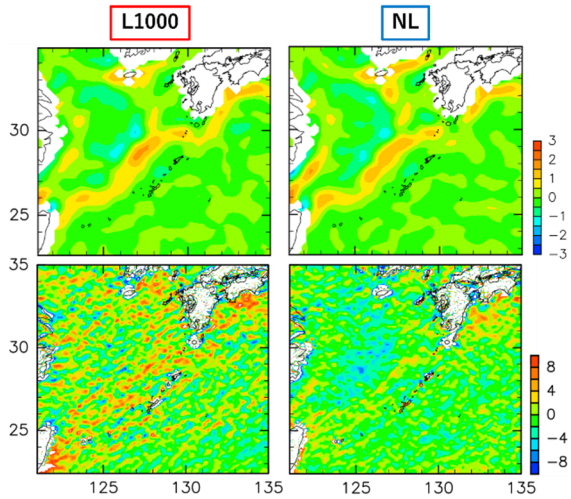


図 5. 4 月の -SST ラプラシアン($1.0 \times 10^{-10} K\ m^{-2}$)(上段)と海面気圧のラプラシアン($1.0 \times 10^{-11}\ hPa\ m^{-2}$)(下段)。海面気圧のラプラシアンは収束発散と対応する。白枠はおよそ-SST ラプラシアンが大きい領域を示す。左図が L1000, 右図が NL。

ニズム(Minobe et al., 2008)の影響を調べたところ、4 月の南西諸島近海では恒常的に圧力調整メカニズムによる下層収束偏差が見られた(図 5)。

4. 考察およびまとめ

L1000 の環境場では、南西諸島近海が高気圧の西縁に位置することで総観規模の上昇流や風の鉛直シアを生み出し、さらに下層に高い相当温位の空気が流入することで下層の不安定性を高めていた。このような対流が発生しやすい環境場で

あることに加え、黒潮上の圧力調整メカニズムによる下層収束偏差が下層収束を強めることにより、黒潮上で活発な対流活動に繋がったと考えられる。

一方 NL の環境場では南西諸島近海の北部がトラフの後面に位置していた。そのため南西諸島近海の北では上層で収束場であり、それが等温位線に沿って南下し、南西諸島近海で発散するため対流活動が発生しにくい環境場であった。圧力調整メカニズムは NL の環境場でも働いていたが、総観規模の下降気流が卓越していたため、雷活動につながる雷活動が発生しなかったと考えられる。

2020 年の梅雨に対する東シナ海の海面水温の影響

小平優希・伊藤耕介(琉球大学理学部)

1.　はじめに

東シナ海の海面水温(SST)の変調が周辺地域の梅雨期の降水量に影響を与えていることは、先行研究によって明らかになってきた。Manda et al. (2014) は、数値シミュレーションを用いて、東シナ海の SST が高いとき九州北部豪雨が強化することを示している。また、Gan et al. (2019) は、再解析データなどを用いて、20 年間の大気と海洋の主要な変動を抽出した結果として、東シナ海の SST 変動と九州の梅雨期の降水量の変動が負の相関関係にあること、及び、東シナ海の SST が低いとき梅雨前線が早めに九州付近に北上することを示している。以上のように、Manda et al. (2014) と Gan et al. (2019) は逆の主張をしている。そこで、本研究では、3 か月通して数値シミュレーションを行い、その結果から東シナ海の SST と降水量の関係性を明らかにしていく。

2.　数値シミュレーション実験の概要

本研究では、「標準実験」と「東シナ海の SST を下げる改変実験」を行い、この 2 つの実験を比較する。数値実験には気象庁非静力学モデル (JMA-NHM；Saito et al. 2012)を用い、初期値・境界値は気象庁全球数値予報モデル(GSM)に基づく解析値を使用した。計算領域は、北緯 32.5 度、東経 130 度を中心とした東西格子点数(x)×南北格子点数(y)×鉛直格子点数(z) = 200×200×40 の領域で、水平格子点間隔は 10km である(図 1)。台風の影響を除くため、5～7 月に日本への台風の接近がなかった 2020 年を対象として研究を行う。初期時刻は 2020 年 5 月 1 日 00UTC で、積分期間を 7 月 31 日 00UTC までの 3 か月間とする。改変実験では、東シナ海の SST を格子点番号(x,y) = (70,90)を中心とする x 方向に長い楕円形として与えている。中心では、-2℃の偏差を与えた(図 1)。

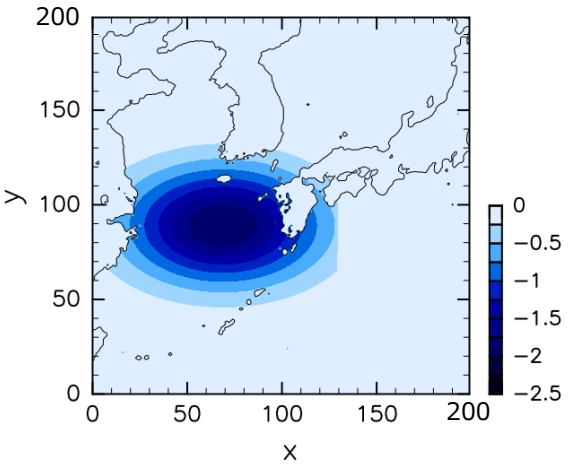


図 1.　数値シミュレーション実験の計算領域
カラー：SST 修正量[℃]

3.　結果と考察

標準実験と改変実験における積算降水量の差から、改変実験では全体的に降水量が減少していることがわかった(図 2)。これは、Gan et al. (2019) とは逆の結果であり、Manda et al. (2014) とは整合的である。また、降水量の低下幅は季節が進むごとに大きくなり、7 月で変化が最も大きくなっている。次に、下部対流圏(925～700hPa)で平均した相当温位の南北勾配を格子点 x = 10～150 で東西平均して、梅雨前線の南北方向の移動を調べたところ、標準実験と改変実験の差はほとんど見られなかった(図 3)。以上のように、Gan et al. (2019) で得られていた降水量の減少や梅雨前線の位置ずれは、東シナ海の SST 変化の応答として生じるのではなく、疑似相関を見ていた可能性が高いと考えられる。

降水量が減少したメカニズムを探るために、梅雨前線の降水の源である水蒸気の流入ついて調べた。標準実験と改変実験における水蒸気混合比の差から、SST を下げた領域の海面付近の水蒸気量が減少したこと、及び、水蒸気フラックスの差から、高気圧性循環の偏差により南西からの水蒸気供給が弱められたことがわかった(図 4)。これらの結果から、梅雨前線が弱体化したと考えられる。また、日々のデータを確認したところ、東シナ海の SST を下げると、6、7 月において東進したメソ低気圧が弱体化したことがわかった。つまり、梅雨前線帯とメソ低気圧の弱体化によって、

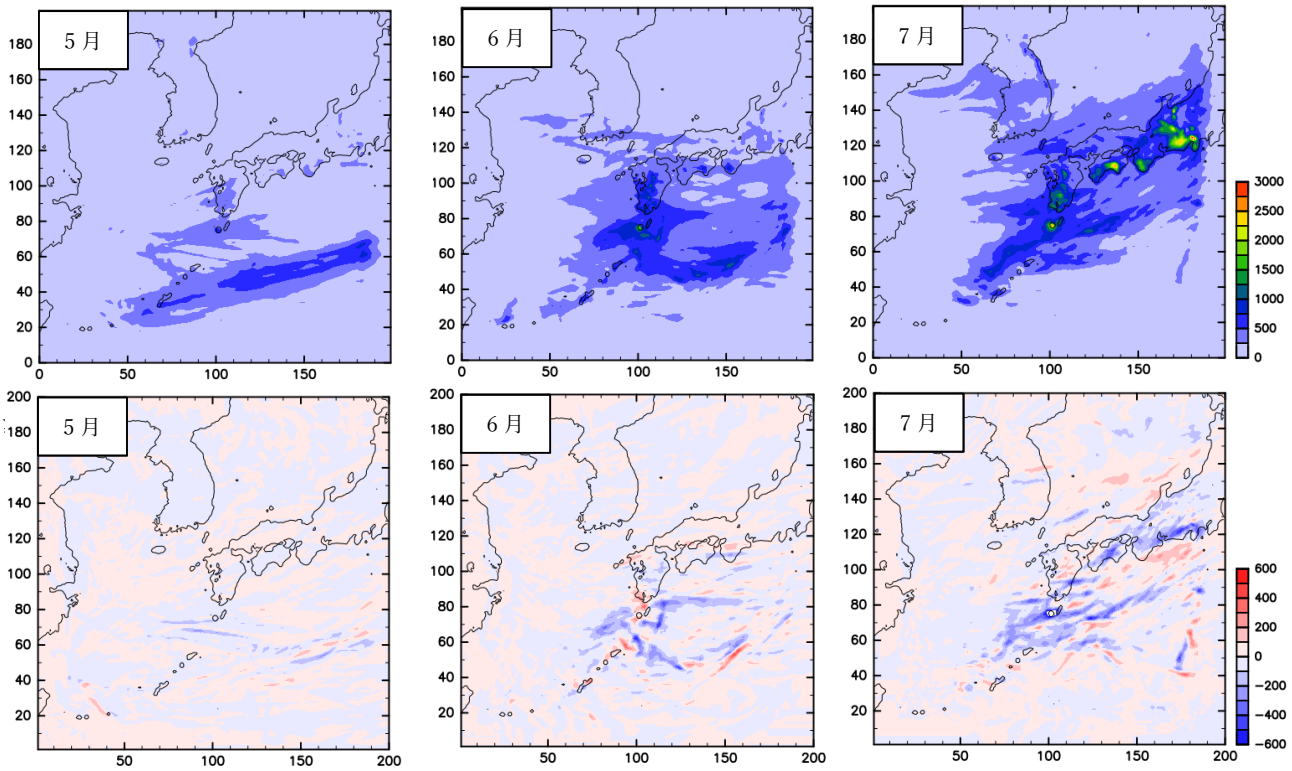


図 2.　月ごとの積算降水量[mm]　上図：標準実験、下図：改変実験-標準実験

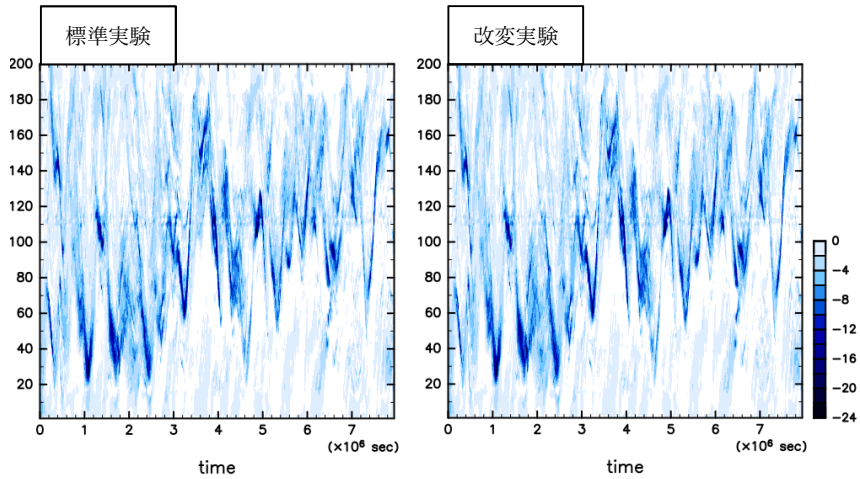


図 3.　下層対流圏の相当温位の南北勾配 [K/100km]

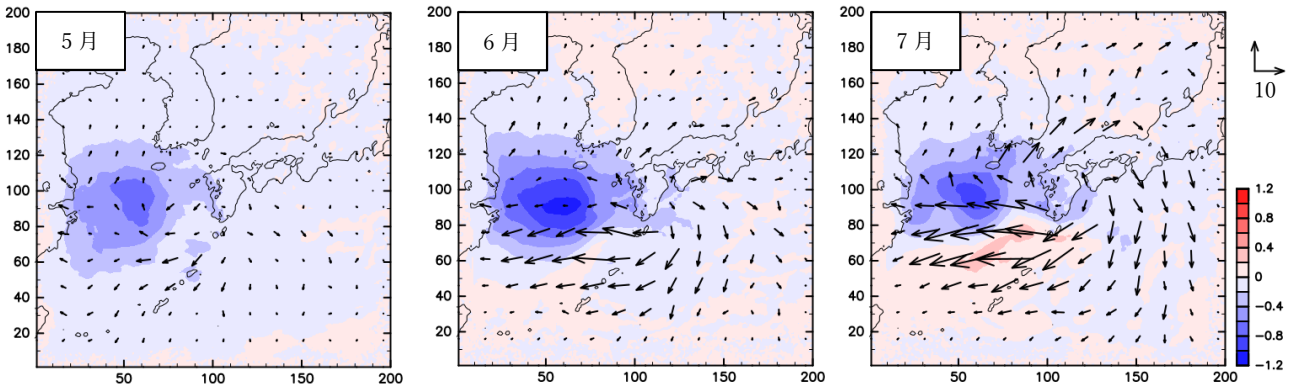


図 4.　月ごとの水蒸気混合比(カラー)[g/kg]と水蒸気フラックス(ベクトル)[g/kg*m/s]の実験間の差　(改変実験-標準実験)

降水量の減少が起きたと考えられる。

4.　まとめ

3 か月を通して数値シミュレーション実験を行い、東シナ海の SST に対する梅雨の応答を調べた結果、SST が高いほど梅雨期の降水量が多くなるとする Manda et al. (2014) とは整合的な結果が得られた一方、降水量に対する負相関や梅雨前線の位置ずれを示していた Gan et al. (2019) とは異なる結果が得られた。

本研究では、東シナ海の SST を下げたことで降水量が減少した。これは、東シナ海の SST を下げたことで大気下層が冷却され高気圧性循環の偏差が発生したこと、海面からの水蒸気供給が減ったこと、及び、南西からの水蒸気フラックスの流入が弱まったことにより、梅雨前線とメソ低気圧の発達が抑えられたことが原因だと考えられる。しかし、本研究は 2020 年の梅雨期のみを対象とした研究であることから、今後更なる研究が必要である。

参考文献

Manda et al. 2014: Impacts of a warming marginal sea on torrential rainfall organized under the Asian summer monsoon, *Scientific Reports*, Volumen4, Article number 5741.

Gan et al. 2019: Influence of the Kuroshio Interannual Variability on the Summertime Precipitation over the East China Sea and Adjacent Area, *Journal of Climate*, Volume 32, 2185-2205.

民間航空機観測データを用いた台風構造の解析

山本蓮・伊藤耕介(琉球大学理学部)

1. はじめに

台風構造の解析は航空気象や防災など様々な分野で活用できるため重要である。現在、気象庁では台風情報の推定にドボラック法を用いている。しかし、現場観測データではないため不確実性が大きい。それを補うため T-PARCII プロジェクトの航空機観測で 2017 年台風第 21 号の二重暖気核が観測され詳細な台風内部構造が明らかになった (Yamada et al. 2021)。一方、民間航空機の中には台風の近傍を飛び、データを気象予測用に提供しているものがあるが、詳しい解析はほとんど実施されてこなかった。そこで本研究では、民間航空機観測データを用いた台風構造の解析が可能かどうか検討を行う。

2. 使用データと解析設定

2010-2019 年における北西太平洋の台風を研究対象とし、民間航空機の気象観測データは米国大気海洋庁の ACARS/AMDAR の気温と風速、台風の中心位置と最大風速は気象庁ベストトラックデータを使用する。台風の中心位置は時間方向に線形内挿した。環境場の気温データとしては、JRA55 における台風中心から 500-1000km の平均値を採用し、観測データとの差を気温偏差と定義した。それらを気象庁の台風強度分類(表 1)ごと、台風中心を原点とする象限ごとに分類し、気温偏差、絶対風速の平均を半径鉛直断面上に示した。以上の解析での格子の大きさは半径方向 25km、鉛直方向 1km とする。強度の分類は気象庁ベストトラックデータを使用した。全カテゴリの平均を Cat. all とし、Cat. 3 と Cat. 4 は観測数が少ないため合わせて Cat. 3+4 とした。また、航空機観測データは観測機器のアイシングなどの影響を排除するため品質管理を通過したデータのみ使用する。

本研究のカテゴリ	階級(勢力)	最大風速(10分平均)
Cat. 1	表現なし	約17m/s以上～33m/s未満
Cat. 2	強い	33m/s以上～44m/s未満
Cat. 3	非常に強い	44m/s以上～54m/s未満
Cat. 4	猛烈な	54m/s以上

表1 台風の強さの階級分け

3. 結果と考察

2010-2019 年におけるデータ観測位置は日本付近やアジア諸国では空港が存在する沿岸部に集中していることが分かる(図 1)。過去の

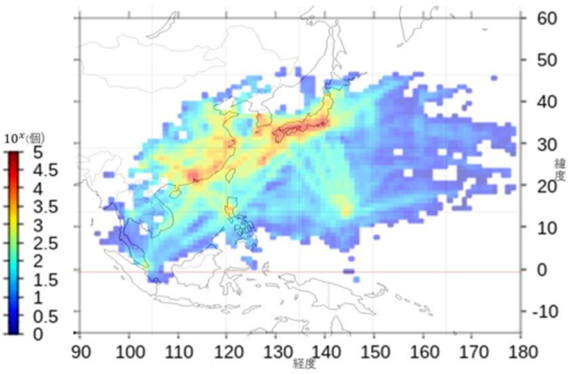


図1 2010-2019年における観測数（台風中心から1000km未満）
解像度：緯度1.0° ×経度1.0°

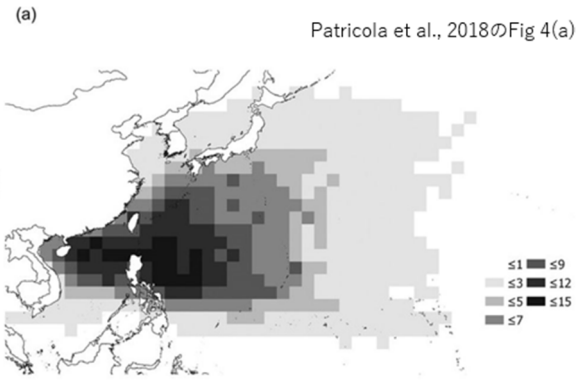


図2 1950-2015年における熱帯低気圧の分布
解像度：緯度2.0° ×経度2.0°

熱帯低気圧の分布(Patricola et al. 2018)と比較すると、データは主に北西太平洋の台風分布の北側に分布している(図 1,図 2)。

まず、カテゴリ別に考察を行う。データ数では、強い台風ほどデータ数は少なく、中心から 100km 以内のデータ数については Cat. 1 は約 1 万個、Cat. 2 は約 2000 個、Cat. 3+4 では 120 個であった。Cat. all は約 1 万 2000 個であった。そしてデータ数のピークは 3 つの範囲に存在する低い高度から高度 0-1km は航空機の離着陸高度、高度 3-4km は離島便などの小型機の巡航高度、高度 9-11km は LCC などの中型機の巡航高度に相当するため、これらの高度で多くのデータが得られたと考えられる(図 3)。

気温偏差では、全カテゴリで中心付近上層に高い領域があり、暖気核が確認できた。Cat. 2、Cat. 3+4 の気温偏差のピークは高度 8-9km にあり、強い台風ほど気温偏差が 3K 以上(以後、+3K と呼ぶ)の領域が広範囲になっている(図 4)。絶対風速では、Cat. 2、Cat. 3+4 の中心付近に非常に強い風速が観測された。また、全カテゴリで中心から 700-1000km 程度離れた位置の対流圏上層に比較的強い風速が観測された(図 5)。次に台風の中心を原点として四分割して考えた。気温偏差については、北東象限において他の象限と比べ上層の+3K の領域が広範囲であった。さらに最大気温偏差を北東象限に位置している(図 6)。これは今回観測された台風の多くが西風シアーの環境場に入るため、上層の西風と低気圧性循環によって渦軸が北東側に傾斜し、暖気核が中心から北東象限に移ったためだと考えられる(Ueno 2008)。

絶対風速については、対流圏の中層から下層において北東、南東象限の中心から 100-500km の範囲に風速が非常に強い領域がある(図 7)。この領域では多くの台風が北進もしく

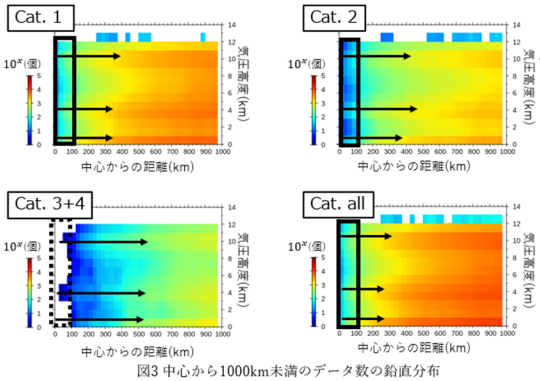


図3 中心から1000km未満のデータ数の鉛直分布

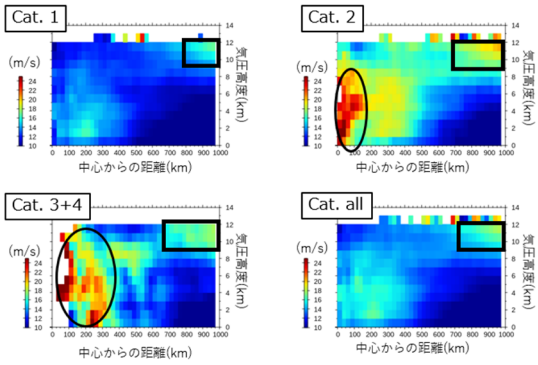


図5 中心から1000km未満の絶対風速の鉛直分布

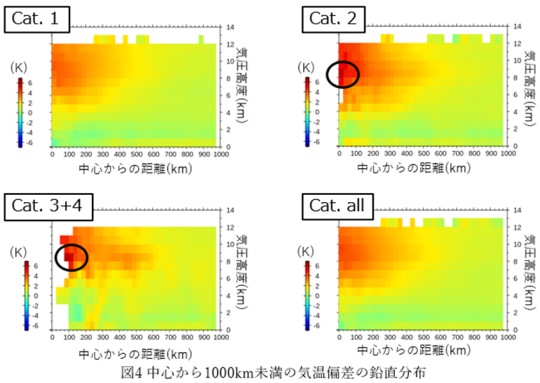


図4 中心から1000km未満の気温偏差の鉛直分布

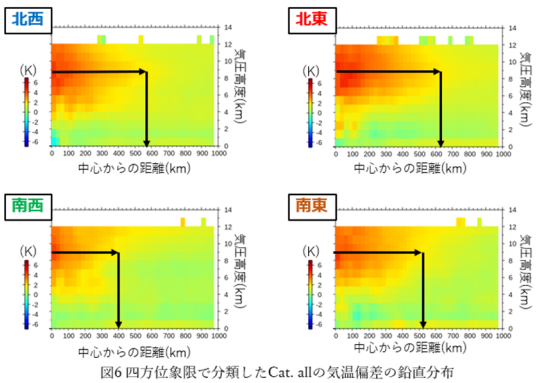


図6 四方位象限で分類したCat. allの気温偏差の鉛直分布

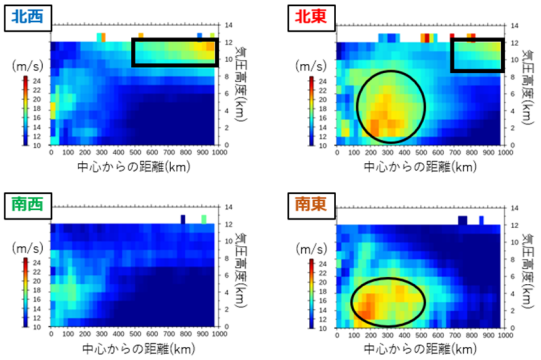


図7 四方位象限で分類したCat. allの絶対風速の鉛直分布

は東進することから、低気圧性循環に台風自身の進行速度が加えられて、風速が高くなったと考えられる。さらに北東、北西象限の離れた位置の対流圏上層に比較的強い風速がある。これは台風上層で北側に等高度線を横切る非地衡風が存在するとき、u を東西風、v_a を非地衡風成分として、

$$\frac{du}{dt} = f v_a$$

の関係（Saito 2019)があるため、これを通じて西風ジェットを強めた可能性がある。

4. まとめと今後の課題

民間の航空機観測データを用いて平均的な台風の非対称性構造を調査した。全カテゴリの中心付近上層で暖気核を確認することができた。四方位偏差で分類した場合、気温偏差では、北東象限の中心付近上層に最大が存在し、これは西風シアーと低気圧性循環による渦軸の傾斜と暖気核の移動が考えられる。絶対風速では、北東、南東象限の中心から100-500km に非常に強い風速が観測された。これは、低気圧性循環に台風自身の進行速度が加えられたためと考えられる。さらに、北東、北西象限の離れた位置の対流圏上層に比較的強い風速が観測された。これはもともと西風ジェットが存在する緯度帯を中心にデータが得られたことに加え、台風上層の北側に等高線を横切る非地衡風があると西風ジェットを強化する可能性が考えられる。

本研究では台風強度と四方位象限で分類を行った。しかし、観測データの分類方法は他にもある。台風のステージによる分類である。ステージごとに分けた時にも本研究と同様の研究が可能だと考える。また本研究の結果と衛星観測の比較も行っていきたい。近年では、マイクロ波による気温推定をもとにした台風強度解析も行われている。そのため衛星データの正確性の検証のために航空機観測データとの比較は必要であると考える。

参考文献

Patricola, C. M., S. J. Camargo, P. J. Klotzbach, R. Saravanan, and P. Chang 2018: The Influence of ENSO Flavors on Western North Pacific Tropical Cyclone Activity. Journal of Climate., 31, 5395-5416.

Saito, K., 2019: On the Northward Ageostrophic Winds Associated with a Tropical Cyclone. SOLA., 15, 222-227.

Ueno, M., 2008: Effects of Ambient Vertical Wind Shear on the Inner-Core Asymmetries and Vertical Tilt of a Simulated Tropical Cyclone. J. Meteor. Soc. Japan., 86, 531-555.

Yamada, H., K. Ito, K. Tsuboki, T. Shinoda, T. Ohigashi, M. Yamaguchi, T. Nakazawa, N. Nagahama, K. Shimizu, 2021: The Double Warm-Core Structure of Typhoon Lan (2017) as Observed through the First Japanese Eyewall-Penetrating Aircraft Reconnaissance, J. Meteorol. Soc. Japan, doi:10.2151/jmsj.2021-063.