令和元年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2020年2月27日(木)

日本気象学会沖縄支部

平素より日本気象学会沖縄支部の活動にご理解とご協力を賜り感謝申し上げま す。

この度、令和元年度沖縄支部研究発表会予稿集を作成しましたのでお知らせいたします。

例年、その内容を研究発表会においてご報告いただいておりますが、今回は、新 型コロナウイルスの感染症対策のため中止といたしました。関係者の皆様に多大な ご迷惑をおかけし、誠に申し訳ございませんでした。

また、発表会の開催に関し、事前準備等にご協力をいただきました皆様には、この場をお借りしてお詫び申し上げます。

令和元年度日本気象学会沖縄支部研究発表会中止のお知らせ

2020年2月27日(木) (公社)日本気象学会沖縄支部

日本気象学会沖縄支部は、2月27日(木)に令和元年度日本気象学会沖縄支部研 究発表会の開催を予定しておりましたが、新型コロナウイルスの感染拡大防止のた め中止といたします。

本研究発表会に参加及び発表を予定されていた皆様、ご迷惑をおかけすることと なり、誠に申し訳ありませんが、ご理解を賜りますよう、お願い申し上げます。

なお、本研究発表会で発表予定の原稿につきましては、例年どおり予稿集として 取りまとめ、日本気象学会沖縄支部 HP に掲載いたします。

このHPへの掲載をもちまして、本研究発表会での発表に代えさせていただきま すので、何卒、よろしくお願いいたします。

> 本件問合せ担当 事務局:日本気象学会沖縄支部 山口 直輝 (沖縄気象台防災調査課内) 電 話:098-833-2186 FAX:098-836-8081 E-mail:<u>yamaguchi@met.kishou.go.jp</u> 住 所:〒900-8517 那覇市樋川1-15-15 那覇第一地方合同庁舎

題目・代表者氏名(下線)

1.「台風予報改善のための研究の取り組み」Р2 川端 康弘・山口 宗彦 (気象研究所) **2.「台風の急発達に伴う対流バーストの検出方法の検討」** P4 久保 美晴・山田 広幸(琉球大学理学部) 3.「航空機観測のデータを用いた 2017 年台風第 21 号の構造解析」……………… P7 高村 尭宏・伊藤 耕介(琉球大学理学部) 4.「2016 年台風第 18 号の上層雲に伴う微気圧変動」 ····· P 10 新垣 喜惠·山田 広幸(琉球大学理学部) 5. [2018 年 9 月 28 日に発生した台風に伴う竜巻現象の再現について」 …………… P13 根間 幸美・伊波 善史・石川 美乃(沖縄気象台) 市川 花・伊藤 耕介(琉球大学理学部) 7. 「寒冷前線近傍で発生する対流雲の発達に黒潮が与える影響について」 P19 田盛 智翔也・田中 孝・瑞慶覧 長星(那覇航空測候所) 8.「ドップラーライダーで観測された寒冷前線に先行する気流構造の変動」 ………… P20 川中子 ひかる・山田 広幸(琉球大学理学部) **9.「沖縄本島の地形の影響による短時間強雨に関する調査」** P22 當眞 嗣淳・上原 政博・松尾 有希子 (沖縄気象台) **10.「デジタルカメラレンズの F 値の相対変化による結像面の照度変化の評価** P25 中野 貴大・下地 伸明 (琉球大学工学部) 11.「針端コロナ放電検出用電流センスアンプの開発」 P28 下平 悠聖・下地伸明 (琉球大学工学部) 12.「雷雲検知用針端コロナ放電検出器を用いた暗電流観測」 ····· P31 下平 悠聖・下地伸明 (琉球大学工学部)

台風予報改善のための研究の取り組み

川端康弘,山口宗彦 (気象研究所)

1. はじめに

台風は地球上で発生する最も激しい自然現象の 一つで、強風、大雨、高潮など、さまざまな災害 を引き起こす。2019年台風第19号による広域の 水害、台風第15号による千葉県を中心とする強 風、2018年台風第21号による大阪湾の高潮など は記憶に新しい。"日本に暮らす上で避けることの できない台風"、その予報精度を改善していくこと は我々の永遠のテーマといっても過言ではない。

気象庁は、2015年に「台風予報・解析技術高度 化プロジェクト」を立ち上げた。気象庁内におけ る研究開発から現業化までの一連の取組を、効率 的かつ円滑に進めることが目的である。プロジェ クトの成果の一つとして、2019年3月に台風5日 先強度予報を開始し、また2019年6月には台風 予報円の大きさの決定手法を改良した。

本発表では、このような気象庁の台風予報を改 善するために実施した研究に加え、社会の多様な ニーズに応じた気象情報の創出に向けて更なる高 度化のために実施している研究について紹介する。

2. 台風の進路予報の改善

2. 1. コンセンサス予報の導入

気象庁が発表する台風の進路予報の精度は過去 20年で大幅に改善している。2000年頃は3日先 の台風の中心位置の年平均予報誤差は400km程 度(およそ東京-大阪の直線距離)であったが、 近年では200km以下まで減少している。図1は 2000年、2009年、2019年における平均的な予報 円の大きさを表している。予報円の大きさは、予 報精度の改善に伴って小さくなっている。また、 気象庁は2009年に、予報期間を3日先から5日 先へと延長した。予報期間を延長できることも予 報精度が改善したことが背景にある。

予報精度の改善には、数値予報モデルの高精度 化・高分解能化、スーパーコンピュータの性能向 上、観測データの拡充等がある。加えて、2015年 に導入した「コンセンサス予報」といった新しい 予測技術も大きく貢献している^[1]。コンセンサス予 報とは、複数の予測結果の平均をとったもので、個々 の予測結果を用いるよりも平均的に精度が良くなる ことが知られている。このコンセンサス予報は気象 庁だけでなく、進路予報を行っている世界の気象局 で用いられている標準的な手法である。



図 1: 平均的な予報円の大きさの変遷

2.2. 予報円作成手法の改善

進路予報に関してもう一つの大きな成果は、 2019年6月に実施した、マルチセンターアンサ ンブル予報を用いた台風予報円の大きさの決定で ある[2]。アンサンブル予報とは、数値予報におけ る初期値や予報モデルの不確実性を考慮して得ら れる複数の予測結果である。得られた複数の予測 結果がお互いに似ていれば、今回の予測結果の信 頼度は高い、逆にばらつきが大きければ不確実性 が大きいと判断することができる。「マルチ」とつ いているのは、気象庁だけでなく、海外の気象局 で運用されているアンサンブル予報も利用してい ることを意味している。マルチセンターアンサン ブル予報を導入する前は、3日先までは過去の進 路予報の誤差統計、4日・5日先は気象庁のアン サンブル予報だけを用いて予報円の大きさを決定 していた。2019年6月の変更で、5日先まで一貫 した手法で、台風ごと、また予報時刻ごとにも異 なり得る進路予報の不確実性をより適切に表現で きるようになった。マルチセンターアンサンブル 予報を用いた台風予報は、世界のどの気象局でも まだ現業化されていない最先端の予測手法である。

3. 台風強度予報の改善

強度予報に関しては、残念ながら進路予報のような精度の向上は見られない。このような傾向は 気象庁だけでなく海外の気象局による強度予報も 同様で、また台風の発生する北西太平洋域だけで なく他の海域でも同様である。台風の強度には、 海面水温、海洋貯熱量、風の鉛直シア、台風の内 部構造、スパイラルバンドなど非常に多くのこと が関係していて、かつそれらが複雑に絡みあって いる。これらを数値予報モデルで矛盾なく予測す ることは至難の業であり、強度予報の改善は世界 共通の課題である。

このようは背景の中、米国の研究者の協力を得 て、一種の「機械学習」による台風強度予測手法 の開発を行い、この手法を 2016 年から試験的に 台風予報に使用してきた(図 2)^[3]。この試験運用 を通して、強度予報の精度が大幅に改善されるこ とが確認できたため、気象庁では 2019 年 3 月か らこの手法を正式に運用している。2018 年に気象 庁スーパーコンピュータを更新し、全球モデルの 予報時間を 5 日先まで延長していたこともあり、 上記手法の導入と同時に、台風強度予報の予報期 間を 3 日先から 5 日先までに延長した。



図 2: 機械学習の概要

4. 台風予報の更なる高度化へ向けて

4. 1. 発生予報

気象庁では、24時間以内に台風に発達すると予 想される熱帯低気圧がある場合に、その進路や強 度の情報を発表している。これに対して、アンサ ンブル予報と気象衛星「ひまわり」による台風の 雲画像の解析結果を用いることで、2日先までの 台風の発生確率を精度よく予測する手法を開発し た(図3)^[4]。この手法により、信頼度「高」、「中」 といった予測の信頼度情報をつけて2日先の台風 発生予報を実現できる可能性がある。

4. 2. 予報楕円

台風の進路予報の誤差の現れ方は等方ではなく、 進行方向に沿った方向の誤差が大きい。その傾向 は、日本の位置する中緯度帯でより顕著である。 予報時刻ごとに異なる予報の不確実性を更により 適切に表現するためには、予報円ではなく予報楕 円の方が適しているかもしれない(図 4)^[5]。予報 楕円では予報円に比べて、平均して 15~20 %程 度、予測面積を小さくできることが分かった。



図 3:2 日先台風発生予報技術のイメージ



図4: 台風進路予報楕円(赤)と予報円(黒)の例

5. まとめ

気象庁は台風の進路・強度予報の改善を実現す るとともに、台風の発生予報など新しい台風予測 情報の実用化に向けた研究開発を行っている。

予報精度の向上、予報期間の延長、予報の不確 実性の推定、新しい予報プロダクトの開発など、 台風予報の高度化に関する研究は、気象災害に強 いレジリエントな社会、また気象情報を有効に活 用する社会の構築に重要な役割を果たすことが期 待される。一方、さらなる予報精度の改善に向け た課題も多く残されている。これらの課題に真正 面から取り組み、防災気象情報がより効果的に活 用されるよう研究開発を進める計画である。

参考文献

- [1] 西村修司,福田純也,2019:台風進路予報の高度化.量的予報 技術資料(予報技術研修テキスト),気象庁予報部,24,114-141.
- [2] Fukuda, J., and M. Yamaguchi, 2019: Determining probability-circle radii of tropical cyclone track forecasts with multiple ensembles. *RSMC Tokyo – Typhoon Center Technical Review*, 21, 1-19.
- [3] Yamaguchi, M., et al., 2018: Tropical cyclone intensity prediction in the Western North Pacific Basin using SHIPS and JMA/GSM. SOLA, 14, 138-143.
- [4] Yamaguchi, M. and N. Koide, 2017: Tropical cyclone genesis guidance using the early stage Dvorak analysis and global ensembles. *Wea. Forecasting*, **32**, 2133-2141.
- [5] 川端康弘,山口宗彦,2019: 台風進路予報における予報楕円.
 2019 年度秋季大会講演予稿集,日本気象学会,116,452.

台風の急発達に伴う対流バーストの検出方法の検討

1. はじめに

台風の中心付近に発生する強い対流活動(対流バ ースト,以下 CB)は、台風の急発達に先行して発生 することが多く、台風の強化に大きな影響を与え ていると考えられている(Oyama 2017; Wadler et al. 2018)。そのため、CB を自動検出することが できれば、急発達を事前に予測できる可能性があ る。しかしながら、CB の定義はそれぞれの研究 で異なっており、統一された手法がない。本研究 では、気象庁ベストトラックデータと気象衛星ひ まわり 8 号の赤外画像を用いて、先行研究で使用 された方法で CB の検出を行うとともに、CB の 検出方法の問題点や新たな方法について検討する。

2. 使用データと解析方法

気象庁ベストトラックデータを用いて、2017年から 2019年の間に発生した台風のうち、最大風速 が 64kt 以上発達する 41 個の事例に研究対象を限 定した。その中で風速が 24 時間以内に 30kt 以上 増加した 21 事例を急発達とした(Kaplan and DeMaria 2003)。また、気象衛星ひまわり 8 号の 赤外画像を用いて、中心から半径 200km の領域 で輝度温度(以下 TB)の平均を取ったときに 12 時間以内に 20K 以上下がり、TB の最小値が 238K (-35.15 $^{\circ}$ C)以下になる時を CB とする(Oyama 2017)。本研究では、この定義を基に輝度温度の推 移と赤外画像の分布を比較して従来の検出方法を 確認した。また、以下の 4 つの解析で CB の検出 方法を検討した。

TB の重み付き平均値: 台風の中心に近い輝度温 度の変動に注目するため使用した(重み付き平均 $X = \sum_{i=1}^{n} W(r)N(x,y)/\sum_{i=1}^{n} W(r)$:, 重み関数 $W(r) = (R^2 - r^2)/(R^2 + r^2)$; Cressman 1959)。

TB の上限値を補正した平均値: 雲のない海面の **TB** による平均値への影響を確認するため、下限 値を 273.15 (0℃)として補正した平均値を使用し た。

中央値:外れ値などの影響を除外するために使用 した。

対流活動の面積比:外れ値などの影響を除外する ために 208.15K (-65℃)以下の格子点数と計算領 域内全ての格子点数の比を用いた。 久保美晴 山田広幸(琉球大学理学部)

3. 結果

全 21 事例の急発達のうち 13 事例で CB が検出さ れ(図 1,2,3)、従来の検出方法ではすべての急発達 で CB が検出されるわけではないことがわかった。 しかし、衛星画像で CB として検出されなかった 事例を確認すると(図 4)、そのような事例のほぼ全 てで雲のない領域があるが CB に近い対流活動が 確認された。

TB の重みつき平均値と TB の上限値を補正した 平均値を比較した(図 5)。それぞれ CB の検出数は 13 個であり、従来の方法からの変化はなかった。 また中央値(図 6)では、値の変動と衛星画像を比較 すると検出数は 15 個であり、平均輝度温度より 検出結果は増加したが検出できない事例も存在し た。対流活動の面積比(図 7)では、対流活動との関 係性が見られ数値での比較も容易であった。

対流活動の面積比を増加開始時間と増加率で分類 したところ、急発達とされる事例 21 個全てが、急 発達が始まる前後 12 時間以内に面積比が 12 時間 で 20%以上面積比が増加していた。しかし、面積 比の増加率が 20%以上になる事例は急発達をし ない他の事例においても存在する。風速は増加す るが急発達まで及ばなかった場合と、壁雲の発達 時の場合にも対流活動の面積比は増加しているこ とがわかった。

4. まとめ

先行研究で使用された CB の検出方法では不 十分な場合がある。衛星画像を確認すると、急発 達が起こっている台風すべてで CB と思われる対 流活動が存在しているが、従来の検出方法ではす べてを検出できない場合がある。そこで新たな CB の検出方法を検討したところ、対流活動の面 積比が有用な可能性が示唆された。しかし、該当 する事例以外も検出してしまうなど、検出方法と して使用するにはまだまだ不十分であり、事例数 を増やすなどしきい値の再検討が必要である。

参考文献

 Oyama, R., 2017:Relationship between Tropical Cyclone Intensification and Cloud-Top Outflow Revealed by Upper-Tropospheric Atmospheric Motion Vectors, J. Appl. Meteor. Climatol, 56, 2801 - 2819, https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0058.1.

• Wadler, J. B., R. F. Rogers, P. D. Reasor 2018: The Relationship between Spatial Variations in the Structure of Convective Bursts and Tropical Cyclone Intensification as Determined by Airborne Doppler Radar, Mon. Wea. Rev., 146, 761 - 780, https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0213.1.

Kaplan, J., M. Demaria, 2003:Large-Scale Characteristics of Rapidly Intensifying Tropical Cyclones in the North Atlantic Basin, Wea. Forecasting, 18, 1093 - 1108, https://doi.org/10.1175/1520-

0434(2003)018,1093:LCORIT.2.0.CO;2.

• Cressman, G. P. 1959: An operational objective analysis system, Mon. Wea. Rev., 87, 367 - 374, 1959.



図 1 0yama (2017)の検出方法を用いた急発達に伴う 対流バーストの検出結果







図 3 CB と判断できなかった場合の平均輝度温度の時系 列(2017 年第 19 号)。紙面を向いて図左上には平均値の傾 きを示す。





b



-95 -90 -85 -80 -75 -70 -65 -50 -35 -20 -5 10 25 BRIGHTNESS TEMPERATURE (°C)

図4 CBとして検出されなかった 2017 年第 19 号の赤 外画像。(a)対流発達前と(b)対流発達後。



図 5 平均輝度温度と重みつき平均輝度温度と上値を 補正した平均輝度温度の時系列(2017 年第 19 号)。紙面 を向いて図左上には平均値の傾きを示す。



航空機観測のデータを用いた 2017 年台風第 21 号の構造解析

高村尭宏,伊藤耕介(琉球大学理学部)

1. はじめに

台風の構造解析は自然現象としての理解 を深めるために必要であり、防災の面から みても重要である。台風の構造解析は主に 数値シミュレーションを用いて研究されて おり、大西洋で発生した台風は航空機観測 を用いた研究は進められている (Rogers et al. 2014) ものの、北西大西洋では実際の観測 データが少ないためあまり解析は進んでい ない。しかし、2017年10月21日に実施さ れた T-PARCII 航空機観測により、北西太 平洋でも台風内部の構造を観測に基づいて 解析することが可能になった。本研究では、 航空機から投下されたドロップゾンデのデ ータを用いて台風の内部構造を明らかにす る。また、Sawyer-Eliassen の方程式を用い て凝結熱に応じて現れる二次循環を調べる。

2. 実験方法

航空機観測から投下されたドロップゾン デのデータ (気温・風速・風向・温度・気圧・ 高度)をデカルト座標から円筒座標に変換 し、水平方向 5km、鉛直方向 0.1km ごとの 格子点間隔で線形内挿を行う。得られたデ ータから成層安定度 N^2 、慣性安定度 I^2 、傾 圧性 γ 、密度 ρ をそれぞれ求める。その後、動 径風 u、接線風 v、湿度 RH、相当温位 θ_e 、 気温偏差 ΔT の分布などから台風第 21 号 の構造上の特徴を明らかにする。また、各領 域の非断熱加熱に伴う二次循環 ψ を明らか にするため下に示す Sawyer-Eliassen の方 程式を緩和法で数値的に解く。 Sawyer-Eliassen の方程式

 $\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{N^2}{r\rho} \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{\gamma}{r\rho} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\gamma}{r\rho} \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{I^2}{r\rho} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)$ $= -\frac{\partial}{\partial z} \left\{ \left(\frac{2\nu}{r} + f \right) F_{\varphi} \right\} + \frac{g}{C_p T_o} \left(\frac{\partial Q}{\partial r} \right)$

流線関数の定義より鉛直風を求める。

3. 結果

風速場を見ると中心から 30km 付近に接 線風の極大値があり、上空に行くに従って 風は弱くなっている。動径風は典型的な下 層での吹き込みを示している。また、中心か ら 20km 付近には、もう一つの接線風の極 大と下層での収束が認められる(図1)。相当 温位と湿度の値の高さから台風中心から 30-40km で壁雲が発達し、壁雲の内側の対 流圏下層でも対流が立っていると推測され る(図 2, 3)。壁雲は上空に行くにつれて外 側に傾斜する。0℃融解層があり 600-400hPaでは成層安定度の高くなり、これが 壁雲の分布に影響している可能性もある (図4)。また、この台風に特徴的な構造と して台風中心の高度 2 km付近に乾いた暖気 核が見られた(図5)。この下層暖気核の形 成・維持に寄与した非断熱加熱を Sawyer-Eliassen の方程式を用いて調べると、壁雲 や壁雲の内側にある下層対流域の非断熱加 熱がそれぞれ影響することが考えられる。 下層暖気核の領域で下降流が大きいことか ら壁雲の非断熱加熱が最も影響を与えてい ることを示唆される(図6)。





4. まとめと今後の課題

本研究で行った台風第 21 号の構造解析 では、典型的な成熟期の特徴がみられたほ か一般的な台風では見られない台風中心付 近の下層暖気核が確認された。Sawyer-Eliassen 方程式を用いて暖気核に寄与する 非断熱加熱を調べたところ、壁雲の対流活 動の寄与が大きいことが分かった。今後は、 本研究では考慮しなかった非軸対称成分を 含めてより精密な構造解析を行っていく必 要がある。



図6 加熱域Q1-3(上図)と鉛直風w(下図)

5. 参考文献

Hironori Fudeyasu and Yuqing Wang (2010) : Balanced contribution to the intensification of a Tropical Cyclone simulated in TCM4: Outer-Core spinup process, Journal of the Atmospheric Sciences, 68, 430-449

Robert F. Rogers and Paul D. Reasor (2014) : Multiscale structure and evolution of Hurricane Earl (2010) during rapid Intensification, Monthly Weather Review, 143, 536- 562. Kosuke Ito, Hiroyuki Yamada, Munehiko Yamaguchi, Tetsuo Nakazawa, Norio Nagahama, Kensaku Shimizu, Tadayasu Ohigashi, Taro Shinoda, and Kazuhisa Tsuboki (2018) : Analysis and forecast using dropsonde data from the inner-core region of Tropical Cyclone Lan (2017) obtained during the first aircraft missions of T-PARCII, SOLA, 14, 105-110.

2016年台風第18号の上層雲に伴う微気圧変動

新垣喜恵 山田広幸(琉球大学理学部)

1. はじめに

地上で観測される短周期(数分から数時間) の気圧変動の原因の1つとして、内部重力波の 通過が考えられる。Fovell et al. (2006) は、ス コールラインの数値実験でかなとこ雲の下を 水平伝播する内部重力波について調べ、内部重 力波による新たな対流の発現を示した。しかし 観測でその例を見ることは極めて少ない。2016 年台風第18号が沖縄地方に接近した10月3日 は、気象学研究室の微気圧測定により、台風か ら外に伝播する上層雲に伴った顕著な気圧変 動が観測され、独自のレーダー・ラジオゾンデ 観測により、内部重力波の水平伝播に関わる調 査が可能であった。本研究では、この日の気圧 変動に着目し、雲分布・降水分布との関係を調 べるとともに、鉛直速度と成層状態の解析を行 った。

2. 使用データと解析方法

微気圧変動が計測可能な高精度の気圧計 (Vaisala PTB330)と、名古屋大学 Ka バンド雲 レーダーを瀬底研究施設に設置し、ラジオゾン デは恩納村の沖縄電磁波技術センターから放 球した。降水と雲分布の解析には、気象庁レー ダーGPV、ひまわり8号赤外輝度温度を使用し た。本研究では微気圧変動を 10 分から 4 時間 のバンドパスフィルターを用いて抽出した。赤 外画像から縞状の上層雲が瀬底を通過した時 間を検出し、微気圧変動や鉛直風との対応を調 べるとともに、ラジオゾンデの観測データから ブラントヴァイサラ振動数(N^2 または N_m^2)とス コラーパラメータ(l²)を計算した。スコラーパラ メータは鉛直方向の波数を表し、0 になると鉛 直方向に波が伝わらない(水平に伝播する)こ とを表す。スコラーパラメータの位相速度は縞 状の雲の速度として計算した。

3. 結果

図 1a に示すように、縞状の上層雲は台風第 18 号の主に北から東側に見られた。そのうち 1210UTC に瀬底を通過した雲域を A、 2100UTC に通過した雲域を Bとおく。雲 A・ B は台風の中心から同心円状に外側へ伝播し、 地上の降水をほとんど伴わなかった。縞状の雲 の移動速度を計算すると(図 2)、約 14m/s だ が、雲 B だけ 22m/s と移動速度が速かった。こ れらの位相速度から求められる波の深さはそ れぞれ 20m と 50m である。ラジオゾンデで得 た台風の動径風速度(図 3 の実線)を見ると、 動径風速度(Vr)より早いため、雲は移動した のではなく伝播したことを示唆している。また、 同じ時間の気象庁レーダーGPV(図 1bd)を見 ると、雲 B の少し離れた所で降水域(C とおく) が発達していることが確認できた。降水域 C の 移動速度は、約 11m/s であり、地上の降水を伴 い、台風の中心から約 300km 外側で発達する アウターレインバンドである。降水域 C に雲 B が重なるタイミングで降水強度が増加してい るため、雲 B による影響が示唆される。

図4は、10月3日のうち、縞状の雲が卓越し た期間の輝度温度と微気圧変動の時系列であ る。雲Aの時間を見ると輝度温度のピークがあ り、気圧は上昇中である。その時間にKaバン ド雲レーダーによる鉛直速度(図5a)を見ると、 上昇流がみられた。微気圧と輝度温度は同位相 ではないが、上向きの波が伝播したことを示唆 している。さらに、輝度温度の極小がみられた 1340UTC の微気圧データでは、気圧は下降の 傾向にあった。この時間の鉛直速度(図5b)で は、下降流がみられた。このことから雲Aの時 間と1340UTC は重力波が伝播したと推測でき る。

図 6 はラジオゾンデのデータを 500m 毎に平 均して、ブラントヴァイサラ振動数(点線)と スコラーパラメータ(実線)を計算したもので ある。位相速度 c を 14m/s と 22m/s で分けて 計算しているのは、雲 A などの縞状の雲と雲 B の速度に違いがあるためである。グレーで示し ている層は上層雲を示しており、この層では湿 潤ブラントヴァイサラ振動数(N_m^2)を使用して いる。この層では、 N_m^2 も l^2 も0以下になってい るため、波が上に伝わらずに反射し、水平に伝 わる環境であることを示している。

4. まとめと課題

雲 A・B の移動速度は台風の動径風の速度より速いため、エネルギーの伝播があったことを 示唆している。輝度温度と微気圧変動は同位相 ではないが波が伝播したことを示唆していた。 スコラーパラメータを計算することで、内部重 力波が水平に伝播できる環境であることが分 かった。降水域 C の発達への影響については、 数値シミュレーションを用いたさらなる調査 が必要である。

参考文献

• Fovell, R. G., G. L. Mullendorf, and S.-H. Kim, 2006: Discrete propagation in numerically simulated nocturnal squall lines. Mon. Wea. Rev., 134, 3735–3752,

• Durran, D. R., and J. B. Klemp, 1982: On the effects of moisture on the Brunt–Väisälä frequency. J. Atmos. Sci., 39, 2152–2158,



図1 (a)編状の上層雲が卓越した時間(1440UTC)のひまわり8号赤外画像と,(b)同時刻の降水 強度,(c)雲Bと降水帯が重なる時間(2200UTC)の赤外画像と,(d)同時刻の降水強度。星印は瀬 底のレーダーの位置を示し、丸印はラジオゾンデを放球した恩納村の位置である。(a)~(d)の実線は 図2の断面を表している。



図2 台風の中心を通る方位角40度の方向に おける輝度温度の水平距離-時間図



図 3 恩納村から観測したラジオゾンデ のデータから得た台風第 18 号の接線風 速(破線)と動径風速(太線)。位相速度 は細線で示している。





図 6 ブラントヴァイサラ振動数(破線)とスコラーパラメータ(実線)。(a)位相速度 c=14m/s と (b)位相速度 c=22m/s を表している。上層の雲の層は陰影で示している。

2018 年 9 月 28 日に発生した台風に伴う竜巻現象の再現について

根間幸美、伊波善史、石川美乃(沖縄気象台防災調査課)

1 はじめに

沖縄地方は、竜巻の確認数(海上竜巻も含む) が全国で最も多い県であり、また、毎年台風の影 響を受けることも同様である。

竜巻現象は、発達した積乱雲により発生し、台 風に伴い発生するものも多く報告されている。

本調査の目的は、沖縄地方で発生する竜巻の環 境場について明らかにするため、過去の竜巻の事 例について調査を行った。

本報告では、2018 年 9 月 28 日に沖縄本島北部 の名護市を通過した 2 つの竜巻について、気象庁 非静力学モデル(以下、JMA-NHM)を用いた再現実 験を行ったので報告する。

この事例は、2018 年 9 月 28 日 16 時 51 分に名 護市久志、17 時 28 分に名護市済井出で突風が発 生した事例である。沖縄気象台は、この突風現象 の調査を行い、被害状況から名護市久志では風速 40m/s で日本版改良藤田スケール(以後、JEF)JEF1、 名護市済井出では、風速 50m/s で JEF1 と評定し、 突風現象については、それぞれ「竜巻の可能性が 高い」「竜巻と認められる」と評定した。

2 総観場と実況

9月28日15時(以下、日本時)には、沖縄本 島地方の南の海上に台風第24号があり、沖縄本島 は、台風北東象限で台風の中心から約350kmに位 置していた(第1図)。

降水強度 5 分のレーダー画像では、突風の発生 した 16 時 50 分に久志付近、17 時 30 分に済井出 付近をそれぞれ発達した降水域 A、降水域 B が西 進し通過した(第2 図左列)。降水域 A、B の形状 はともにフック状で、突風の発生した時刻の前後 に、フック状のエコーの先端にメソサイクロンの 検出があった(図省略)。また、フック状エコーの



第1図 2018年9月28日15時の地上天気図、衛星赤外画像



第2図 上段:28日16時50分(左:降水強度5分、右:降 水強度5分断面図(下端0km、上端16km))、下段:28日17 時30分(上段に同じ)

断面の反射強度では、オーバーハングしているエ コーの形状が確認できた(第2図右列)。

名護のアメダス(10秒値)の観測では、降水域 A が名護のアメダス付近を通過した16時55分頃 に約1hPaの気圧低下(第3図黒丸)と約1.5℃の 気温低下があった(第3図赤丸)。



第3図 16時から18時名護アメダスの観測値:上段から現 地気圧(hPa)、風向(360方位)、風速(m/s)、気温(℃)、 湿度(%)を示す。

3 数值予報資料

28 日 09 時初期値の現業 MSM モデルでは、沖縄

本島の東海上から西進する降水の予想があった (第4図左黒丸)。解析値では、沖縄本島付近では 突風関連指数である SREH が 500m²/s²以上(第4 図右黒丸)、CAPE が 1000J/kg 以上あり、EHI も 3.0J/kg m²/s²以上(図省略)と積乱雲が発達しや すく、突風が発生しやすい環境場であった。

これらの状況から、名護市の久志と済井出に突 風を発生させた降水域Aと降水域Bの親雲は、台 風の北東象限で発達した積乱雲が、スーパーセル にまで発達したことにより竜巻を発生させたと推 察した。



第4図 左:2018年9月28日09時初期値のMSMの1時 間降水量(FT6:15時予想)、右:MSM解析値SREH。

4 JMA-NHM 再現実験

本事例について、JMA-NHM を用いて 500m モデル での再現実験を行った。

5 kmモデルでの再現実験の結果と台風周辺のレ ーダー降水5分強度の分布との比較により、実況 をとらえていると判断し、5 kmモデルを2 kmモデ ルにネストし、その結果をさらに 500mモデルに ネストを行った。

それぞれのモデルは、雲物理過程のみとし、積 雲対流パラメタリゼーションは利用していない。 各モデルの詳細な設定は、以下の表のとおりであ る。

各モデルでも28日16時から17時の予想につい て、沖縄本島の中部付近にかかる強い降水域の表 現があった。特に500mモデルでは、降水域Aと降

第1表 JMA-NHM 各モデルの設定値

	5kmモデル	2kmモデル	500mモデル
初期値 年月日時(UTC)	2018092800	2018092803	2018092806
格子間隔	5km	2km	500m
格子数	$200 \times 200 \times 50$	$260 \times 260 \times 50$	$300 \times 300 \times 50$
積分時間	24sec	8sec	4sec
予報時間	FT 15	FT 12	FT 6
雲物理過程	あり	あり	あり
積雲対流 パラメタリゼーション	なし	なし	なし

水域 B に対応した 2 つの降水域、降水域 A'と降水 域 B'を再現した (第 5 図)。若干の位置ずれと時間 ずれについては、誤差範囲と考える。 500mモデ ルの 10 分毎の 1 時間降水量では、より明瞭な 2 つの降水域が確認でき、それぞれの降水域を降水 域 A'、降水域 B'として、詳細に解析を行った(第 6 図左)。降水域 A'、降水域 B'の雲水量を見る とフック状の形状をしており、16 時 00 分予想の 降水域 B'の雲水量の断面 XY では、高度 3~5 km 付近と高度 8~12 km付近に 0.01 s⁻¹



第5図 レーダー降水5分強度、JMA-NHM モデル(2列目:5km、3列目:2km、4列目:500m)の1時間降水量 上段:(2018年9月28日16時00分)、下段:(同日17時00分)赤丸は降水域A'、黒丸は降水域B'を示す。

以上の渦度が確認できた(第7図暖色域)。これは、 発達した積乱雲の中のメソサイクロンに対応する と考えられる。この渦度の大きい高度は、次第に 下層に移動し、降水域B'が本島を通過した16時 20分予想時には、高度2km以下の高度となった。

また、16時10分予想の降水域B'のXY断面で は、20m/s以上の強い上昇流によって下層の360K 以上の相当温位の高い空気塊が持ち上げられてい る様子を確認した(第8図右上、左下)。

また、降水域の進行方向の前面に下降流域(第 8図右上の寒色域)、後面に上昇流域がそれぞれ分 かれて存在しており、下降流域では地表面付近で 気温の低下がみられた(第6図右列)。これは、降 水粒子の落下に伴った蒸発冷却効果及び周囲の空 気の引きずりおろしの結果であり、名護のアメダ スの気温低下も同様の要因によるものと考える。



第6図 2018年9月28日06UTC初期値の予想時刻(上段: 15時50分、下段:16時20分)。左:1時間降水量、右:高 度485mの温度場。赤丸は降水域A'、黒丸は降水域B'を示 す。



第7図 2018年9月28日06UTC初期値の16時00分予想図。 左:雲水量 g/kg (コンターは気圧 hPa)、右:渦度10⁻⁴/s (コ ンターは鉛直流 m/s)の断面図。黒丸は降水域B'を示す。



第8図 2018年9月28日06UTC初期値の16時10分の予想 図。左上:雲水量g/kg、右上:鉛直流m/sの断面図、左下: 雲水量g/kg(コンターは相当温位K)の断面図、右下:雲 水量g/kg(コンターは気温℃)の断面図。

4 まとめ

名護市に竜巻を発生させた 2 つの降水域 A、B は、気象レーダーや衛星画像より、ともに積乱雲 の水平スケールが数十kmあり、フックエコーが確 認できた。フックエコーの中心付近では、強い上 昇流を示す-10℃面のレーダー強度 40dz 以上が対 応しており(図省略)、それぞれの降水域の断面図 では、反射強度の弱い領域(ヴォルト)を確認し た。両降水域の中心付近では、複数回のメソサイ クロンが検出された。

数値予報資料では、SREH や CAPE 等の値より突 風を発生させやすい環境場であったことから、竜 巻を発生させた降水域 A、B に伴う積乱雲は、スー パーセルの特徴を持っていたと推測した。

次に、JMA-NHM を用いて 500m モデルを用いた再 現実験を行った結果、台風の北東象限において、 竜巻を発生させた 2 つの降水域 A'、降水域 B'が再 現できた。再現された降水域 B'では、強い上昇流 域と下降流域が分離し、下降流域での気温の低下 が見られ、強い上昇流により下層の相当温位の高 い空気塊が中層に持ち上げられていた。

また、降水域の中心付近には、0.01 s⁻¹ 以上の 渦度が確認できた。これらの特徴はスーパーセル の特徴を示している。

今後の課題として、竜巻を発生させるスーパー セルの詳細な解析のため、感度実験を進めたい。

5 参考文献

加藤輝之, 2017: 図解説 中小規模気象学, 気 象庁, 316pp.

2019年台風第19号の海面水温偏差に対する感度実験

市川花, 伊藤耕介(琉球大学理学部)

1.はじめに

2019年台風第 19号(Hagibis)は、大型で強い勢 力を保ったまま 10月 12日に静岡県伊豆半島に上 陸し、関東周辺から東北地方にかけて記録的な大 雨をもたらした。この大雨により、東日本の各地 で河川の氾濫や堤防決壊、それらによる浸水被害 が広範囲にわたって発生した。IPCC 第5次報告 書でも、海面水温が高くなると気候変動に伴って 台風に伴う降水が多くなると考えられている。そ こで、本研究では海面水温が Hagibis に及ぼした 影響を明らかにするために、数値モデルを用いて 海面水温を平年値まで下げる感度実験を行った。

2.改変実験

海面水温による台風の応答や環境場の変化を調 べるために、①標準実験(以後 ctrl 実験)、②太平 洋沖の海面水温を 1℃下げた実験(以後 po 実験) 【図1】、③三陸沖の海面水温を3℃下げた実験(以 後 sf 実験)【図2】の3つの改変実験を行った。す べての実験で非静力学モデルを使用し、初期値・ 境界値は気象庁全球解析のデータを用いた。計算 領域は北緯 32 度、東経 141 度を中心とした格子 点数 401×401 の範囲で、水平格子点間隔は 20km、 鉛直層数は 40 層である。初期時刻は 2019 年 10 月 7 日 12UTC とし、積分時間は台風が日本を通 過するまでの 168 時間とする。標準実験の海面水 温は MGDSST のデータを利用している。

3.結果と考察

po実験とsf実験を、それぞれ台風の大きさ、強 さ、中緯度における移動速度、積算降水量に対し て ctrl 実験と比較した(表1)。po実験と ctrl 実 験は一定の違いが見られたが、sf 実験は ctrl 実験 とほとんど同じ結果になった【表1】。

海面水温を 1℃下げた po 実験では、ctrl 実験に 比べ台風の大きさ、強さが劣っていたにもかかわ らず、関東から東北における積算降水量が多くな っていた【図3】。そこで、ctrl 実験と po 実験につ いて、降水量に差が出た原因を先行研究と照らし 合わせて検証したところ、本州に近づいた際の台 風の移動速度が po 実験のほうが遅く、降水時間が 長いためであるということが分かった。解析をし た結果 ctrl 実験で移動速度が速くなっているのは、 台風が強いため、偏西風帯のトラフとリッジの位 置が深まり、台風自身を速く北進させるフィード バックが効いたからだと考えられる【図4】。

また、ctrl 実験と sf 実験ではほとんど差が見ら れず、三陸沖の高い海面水温は台風にほとんど影 響していないと考えられる。

4. まとめ

平年よりも高い海面水温の時に発生した台風 19号 Hagibisを用いて、海面水温による台風の応 答や環境場の変化を調べるために海面水温の改変 実験を行った。本実験では、日本南岸の海面水温 上昇は台風の大きさや強さを大きくするが、トラ フと台風の位置関係によっては必ずしも降水量の 増大をもたらすとは限らないことを意味しており、 地球温暖化に伴う台風の影響を考える上でも重要 な知見になると考えられる。



図 1(左) po 実験:太平洋沖の海面水温を-1℃した領域 図 2(右) sf 実験:太平洋沖の海面水温を-3℃した領域



図3 168時間の積算降水量 左図:ctrl 実験 右図:po 実験



図 4 500hPa 面ジオポテンシャル高度 左図:ctrl 実験 右図:po 実験 時間は初期値からの経過時間を示す

	ctrl • sf	ро
台風の大きさ	大	<u>ا</u> ر
強さ	強い	弱い
移動速度(中緯度)	速い	遅い
積算降水量	少ない	多い

表1 改変結果のまとめ

参考文献

IPCC 第 5 次評価報告書第 1 作業部会報告書技術 要約 気象庁訳 図 TS.26

Randall S. Cerveny and Lynn E. Newman.,2000: Climatological Relationships between Tropical Cyclones and Rainfall. Monthly Weather Review Volume 128 No. 9 September , 3329-3336 Charles E. Konrad and L. Baker Perry.,2010: Relationships between tropical cyclones and heavy rainfall inthe Carolina region of the USA. Int. J. Climatol.30,522-534

Fang - Ching Chien and Hung-Chi Kuo.,2009: On the extreme rainfall of Typhoon Morakot.,J.Geophys.Res.,Vol.,116, D05104, doi:10.1029/2010JD015092

寒冷前線近傍で発生する対流雲の発達に黒潮が与える影響について

田盛 智翔也・田中 孝・瑞慶覧 長星(那覇航空測候所)

<u>1. はじめに</u>

沖縄地方に接近する寒冷前線には、しばしば黒潮 付近で対流活動が活発となる事例が見られる。Xu et al.(2011)は、衛星観測により黒潮付近で対流活動が 活発である事を示し、黒潮付近での高い相当温位と CAPE が強い対流をもたらす要因であると指摘した。

本調査では、黒潮付近での対流活動が活発であった 2019 年 4 月 9 日から 10 日の寒冷前線について、 JMA-NHM を用いた数値実験を行い、黒潮が対流活動に与える影響について調査した。

2. 使用データと解析方法

レーダー降水強度や赤外画像と気象庁日別海面水 温(以下、SST)を比較して対流活動の推移を解析し た。また、対流活動と黒潮の関係を検証するため、 JMA-NHMを用いて再現実験(以下、CNT)を行った。 さらに黒潮の効果を調べるため、海面水温を平滑化 した感度実験(以下、SMK)と黒潮による SST 勾配は 保持したまま、黒潮以南の SST を1度下げた感度実 験(以下、CLK)を行った。

<u>3. 解析結果</u>

9日21UTCのレーダー降水強度、前線に直交する 方向(A-B間)における赤外輝度温度の時間距離断面、 SSTの分布を図1に示す。黒潮付近で降水強度が強 く、輝度温度が低い事から黒潮付近で対流活動が最 も活発であることが分かる。

数値実験の結果として、CNT と SMK、CLK の降 水強度について A-B 間に対応する時間距離断面を図 2 に示す。CNT (図 2 上)は、黒潮付近での降水強度 の強化が顕著だが、SMK (図 2 中)は、黒潮付近での 降水強度の強化が顕著でない。一方で CLK (図 2 下) は、CNT より弱いが黒潮付近での降水強度の強化が 見られた。次に、各実験の下層の相当温位・CAPE と 収束に着目する(図略)。CNT は、黒潮流軸に沿って 高い相当温位・CAPE の流入が見られ、さらに前線 本体の収束(以下、収束 N)と黒潮の流軸に沿った収 束(以下、収束 S)の 2 つの収束の合流点で降水強度 が強化していた。SMK は、相当温位・CAPE が低く、 収束 S も無いので降水が強化しない。CLK は、相当 温位・CAPE は低いものの、収束 S はあるので降水 が強化した。

4. まとめと考察

黒潮が対流活動に与える影響について調査した結

果、黒潮付近での対流活動の強化には、黒潮流軸に沿った高い相当温位・CAPEの流入と収束Sの存在が 重要である事が分かった。この結果は、黒潮流軸の高いSSTと、黒潮流軸のSST勾配が黒潮付近での対 流活動に影響している事を示す。



図 1:レーダー降水強度、等値線:SST(左)・赤外輝 度温度の時間距離断面(A-B 間)、青線は欠測(右 上)、SSTの分布(右下)



図 2: 上: CNT における降水強度の時間距離断面
 (A-B 間)、等値線は SST。中:上と同様、ただし
 SMK における。下:上と同様、ただし CLK における。塗りつぶしは黒潮流軸に対応する部分。

ドップラーライダーで観測された寒冷前線に先行する気流構造の変動

川中子ひかる 山田広幸 (琉球大学理学部)

1. はじめに

一般に寒冷前線通過の際は気温の低下と風向変化 が同時である。しかし、米国南部の観測では寒冷前 線通過時の気温低下前に気圧の極小と風向変化が起 こることが指摘されている(Hartung 2009)。 Schultz (2005)は気圧の極小と風向の変化が先行す る原因の一つとして、内部重力波を挙げた。沖縄周 辺の寒冷前線に着目した森田(2016)は、前線本体の 降水帯に先行して暖域側で現れる warm sector band (WSB)を持つ寒冷前線(図1、以下 WS 型)の 発生は、内部重力波(図3)が関係すると考察した。 しかし、当時は気流の鉛直構造の解析が十分ではな いことが課題であった。

本研究では気温低下に対して風向の変化と気圧の 極小が先行する寒冷前線の出現数を調べ、糸満市に 設置された京都大学防災研究所のドップラーライダ ーの運用期間(2018年12月~)において、線状の降 水域が1本存在する前線(以下TP型、図2)及び WS型について、上空における気流構造の変動を調 べ、内部重力波との関係について考察する。

2. 使用データと解析方法

前線の分類と走向、前線の進行速度の調査には、 本研究室が保有する千原キャンパスの地上観測デー タ(1分ごと)及び気象庁の雨量レーダー分布を用い た。WS型では気圧の極小と風向変化の観測が気温 低下に対し先行する前線が2件存在したため、TP 型の2事例と共に個別解析を行った。その際は前線 通過前の環境場において、前線の走向に直交する方 向の相対速度(U')及び鉛直速度(W)の変動を調べ るため、ドップラーライダーの高層観測(3.2秒ご と、高度45~637m)及び地上観測データ(10分ごと) を用いた。

3. 結果

2018年11月~2019年3月において寒冷前線を 分類した結果(図3)、気温低下に対して風向変化と 気圧極小値が先行する前線は15件中8件あり、そ のうちTP型が3件、WS型が2件存在した。

4事例において詳しい解析を行い、ここでは一例 として TP1(2018年12月16日)を挙げ、図4に気 温と風の時系列分布を示し、図 5(下)には風の向き を矢印(赤・青・薄緑・緑・橙)で表した同図を示 している。横軸が空間分布と同様になるように時間 軸は紙面において右から左に変位している事と、U' 分布の矢印において、薄緑色は|U'|が小さい風、 緑色は|U'|が大きい風を示す事に留意していただ きたい。21:30に気温低下が観測され、21:27頃に 1.4m/s以上の上昇流(W>0)が観測されたことから、 前線が通過したとみなす。図 5(下)の矩形内では、 U'が-5~11m/sから-1~5m/s へ変動する現象が見 られ、W の分布では矢印で示されたような上昇流 と下降流が見られた。U、W の分布における矢印 を重ねると図 5(上)のようになる。

図 5(上)を参照すると、|U|が小さくなる時に上 昇流が生じることと、|U'|が大きくなる時に下降 流が生じる点で、図3の矩形部分における内部重力 波の構造と合致している事が分かる。以上のことか ら寒冷前線通過前の環境場において、内部重力波が 伝搬したと示唆される。

他の3事例においても、前線本体もしくはWSB に由来する降水帯通過前(20~29分前)に、前述と 同様な気流の構造が観測された(ここでは図示な し)。

4. まとめ

風の鉛直分布における解析を通じ、4事例全てで 前線通過前の環境場で内部重力波と同様な鉛直分布 を示したため、前線通過前に内部重力波が伝搬し、 風向変化・気圧極小値の気温低下に対する先行をも たらしたと考えられる。このことは、先行研究の結 果と整合していると結論付けられる。

5. 参考文献

・森田亜弥,2016:沖縄を通過する寒冷前線の暖気側で発生する 降水帯の特徴.2015年卒業論文

• Hartung, D. C., J. A. Otkin, J. E. Martin, D. D. Turner, 2009: The Life Cycle of an Undular Bore and Its Interaction with a Shallow, Intense Cold Front., 138, 886-908

• Schultz, D., 2005: A Review of Cold Fronts with Prefrontal Troughs and Wind Shifts. Mon. Wea. Rev. , 133(8), 2449-2472.



34. フイター設置場所における地上観測結果と風の 鉛直分布(上段から順に気温、U'、W)

図 5.(下):図4のU、W分布に気流の強弱(矢印)、 U'の変動が観測された領域(矩形)を加えたもの。(上): 図 5(下)の矢印を重ね合わせたもの。

沖縄本島の地形の影響による短時間強雨に関する調査

當眞嗣淳、上原政博、松尾有希子(沖縄気象台予報課)

1. はじめに

沖縄本島は東西に約 30km、南北に約 110km の細長 い島で、北部には標高 200mを超える山々(最大で与 那覇岳 503m)があり、中南部は比較的平坦な地形と なっている(第1図)。

沖縄本島では海上から接近してきたレーダーエコ ーが陸上にかかると降水強度が強まる事例(以降、

「陸上発達事例」と記す)があり、解析雨量でも同 様に海上で少なく、陸上で多く解析されることがあ る。そのため、大雨警報・注意報発表の十分なリー ドタイム確保へのネックの一つとなっている。

本調査では、陸上発達事例の頻度調査を行い、事 例解析により陸上発達の要因が沖縄本島の地形の影 響によるものかを調査した。なお、解析手法は、気 象庁非静力学モデル(JMANHM)を用いた数値実験で行った。



第1図 沖縄本島の標高と府県予報区

2. 先行研究

藤間による「沖縄本島と奄美大島のレーダー積算 雨量による地形性降雨の調査(2014)」では、地形性 降雨は夏季に多く、日射による局地循環の影響を示 している。一方、地形による強制上昇を要因とした 降雨の強化は奄美大島では冬の北西季節風による北 西斜面で見られたが、沖縄本島では見られなかった としている。

KAWABATA による「2009 年 8 月 19 日に沖縄本島で 形成された線状降水帯の調査(2013)」では、降水帯 の形成に影響を与えた主要因は、JMANHM による感度 実験の結果により、地表面の加熱であるとしている。

3. 陸上発達事例の頻度調査

使用したデータは、2019年1月1日から9月30 日までで、沖縄本島内のアメダスで30mm/h以上を 観測した26事例とした。陸上発達事例の判定は、降 水域が海上から陸上・山岳斜面へ移動する際に、解 析雨量の増加が見られるかどうかを基準とした。

判定結果は、26事例中9事例の約35%が陸上発達 事例となった(第1表)。陸上発達事例の総観場は 様々だったが、風向がおおむね東から南よりとなっ ており、大気の状態が不安定な環境場であった。

陸上発達事例は、夜間や早朝の時間帯に多く発生 しており、先行研究で示された日射による局地循環 以外の要因も影響していることがわかった。

第	1表	陸上発達事例
~ ~	1 2	モエルモナル

·本島北部 (13	事例中3事例)	※ 赤色の背景	は警報事例を示す
日時(JST)	環境場	地上風分布	<mark>降水量の変化</mark> (mm/h)
6/26 22時	熱帯低気圧の南東側	南	36→46
8/2 13時	低気圧の北西側	東北東	27→57
8/10 13時	台風第9号の南東側	南	30→40
·本島中南部(13事例中6事例)		

日時(JST)	環境場	地上風分布	降水量の変化 (mm/h)
5/1 5時	停滞前線の南側	南西	29→40
5/28 23時	寒冷前線の近傍	南南西	27→45
6/2 6時	梅雨前線の南東側	南	37→54
6/14 5時	低気圧の南東側	南南東	33→40
6/24 7時	梅雨前線の北側	南南東	46→70
6/26 8時	熱帯低気圧の東側	南東	29→70

4. 陸上発達事例の解析

ここでは、JMANHM により陸上発達が再現できた2019年6月26日の大雨事例を対象とした。

(1) 総観場及び環境場



第 2 図 6 月 26 日 21 時 左:地上天気図 右:500hPa 高層天気図

500hPa では、華南付近に 5820m流れに対応するト ラフがあり、沖縄地方は南西流場となっていた。一 方、地上では、沖縄の南を北上する熱帯低気圧の北 側にあたる沖縄本島の西海上で、6月 26日 9時(JST、 以降全て JST とする) に別の熱帯低気圧が発生し、 北上していた(第2図)。26日の沖縄本島は、熱帯低 気圧周辺の下層暖湿気(メソ解析の500m面高度で 相当温位351K前後、図略)が流入し、26日21時の メソ解析ではDLFC(500m面高度から持ち上げたと きの自由対流高度)が沖縄本島周辺で700m以下、EL が9km以上となっており(第3図)、大気の状態が不 安定となっていた。



左:DLFC 右:本島北部付近の温位エマグラム

(2) 実況の推移と気象庁現業モデルの予想

6月26日9時に解析された熱帯低気圧の東側にあ たる沖縄本島では、熱帯低気圧の北上に伴い、南風 と南東風の収束域が9時から21時にかけて沖縄本 島南部から北部に進んだ。そのため、収束域で発生 した降水により、南部で1時間約70ミリ、本島北部 (以降、「北部」と記す)で1時間約50ミリの雨量 を解析した(第4図)。

メソモデル(MSM)の降水予想(図略)は、メソ解析 の500m面高度での収束が強い領域と対応しており、 9時と15時の南部の降水域の予想は、実況と比較し て位置ずれや過大な降水予想となっていた(第4図 下の黒枠)が、北部の降水の予想はおおむね対応し ていた(第4図下の赤点線枠)。

26日夜の北部に着目すると、21時から23時にかけて、南東海上の収束域で発生した降水域が陸上で強まった(第5図上)。その際、MSMの降水予想は陸上での強まりは予想していなかった(図略)が、局







地モデル(LFM)の 26 日 18 時初期値では陸上での降 水の強まりを予想しており(第5図下)、北部を北西 から南東に切った断面図では山岳東斜面で上昇流が 強まっていたことが確認された(図略)。

(3) JMANHM による数値実験

ここでの JMANHM による数値実験では、水平解像度 5 kmによる計算結果を親モデルとし、水平解像度 1 km へのネスティングを行った(第6図)。



第6図 JMANHM の実験設定

1km 格子の再現実験では、26 日夜遅くに沖縄本島 の東海上から北西進する降水域が北部の国頭地区を 通過しながら発達する傾向をおおむね再現できてお り、国頭地区の山岳斜面を通過する際に上昇流が強 化され(第8 図左下)、10分間降水量が増加したも のと考える(第7 図上段、第9 図中)。

一方、沖縄本島の標高を0mとした感度実験では、 陸上での上昇流の強化や 10 分間降水量の増加は見 られず、対流発達のピークや寿命は短くなった(第 7 図中段、第8 図中、第9 図右)。また、北部の陸地 を海に変えた(地表面粗度も0)実験では、標高を0 mとした実験とほぼ同様な結果となった(第7 図下 段、第8 図右)。

感度実験の結果から、対象事例では沖縄本島で比 較的標高が高い山岳が連なる国頭地区付近で対流雲 がより発達し、山岳による強制上昇による対流雲の 発達が降水量の増加に寄与していることを示唆して いると考える。ただし、地表面粗度の影響は顕著で なかった。 なお、この事例は、夜間で日射による 陸地の昇温は見られない事例である。



第7図 21時、雨量ピーク時、22時の10分間降水量
 上:再現実験 中:標高0実験 下:陸地→海実験



第8図左:再現実験中:標高0実験右:陸地→海実験
 上:6月26日22時の1時間降水量
 下:21~22時の上昇流ピーク時AB断面図

上昇流∶赤着色、雨水∶青線、雲水∶赤線



5. 風向風速別、降水量別の頻度分布

山岳による強制上昇は、風速や風向の影響を受け ると考えられるため、過去の風向風速別・降水量別 の頻度分布を調査した資料(2005年1月から2008年3 月までの期間、那覇高層観測850hPaによる風向8方 位、風速0~4、5~9、10~14、15m/s以上の4階級、 雨量閾値は解析雨量(毎正時のみ)1mm/h以上、 10mm/h以上、30mm/h以上、50mm/h以上) で確認した。

第10図は風向が南東、風速が5~9m/sの条件であ るときに、解析雨量で1mm/h以上を解析した回数の 分布図である。この資料では、国頭地区付近で雨の 頻度が周囲の海上や本島中南部より多く、全風向、 風速条件の14m/s以下の3階級、1mm/s以上で同様な 傾向がみられた。風速15m/s以上及び雨量10mm/h以 上の3階級では、データ量が少ない関係か顕著な特 徴は見られなかった。

空気塊が山岳を越えるためにはフルード数が1以 上である必要がある。国頭地区にある与那覇岳は約 500mの標高があり、約5m/s以上の風速でフルード 数が1を超えるため、弱風時(0~4m/s)でも国頭付 近の降水頻度が多いということは日射の影響も含ま れていると考えられる。また、850hPa面の風速では あるが、5~9m/s、10~14m/sでも同じ傾向であるこ とから、山岳の影響もあると推定できる。ただし、 雨量が10mm/h以上で顕著な特徴がみられなかった のは、山岳による対流雲の発達の影響は量的には顕 著ではないことを示している可能性もある。



第 10 図 風向風速別降水頻度 風向:南東 風速:5~9m/s 降水量:1mm/h以上

6. まとめと課題

本調査により、沖縄本島における 2019 年の1月か ら9月までの期間で30mm/h以上の降雨事例のうち、 陸上発達事例の頻度は約 35%程度だった。また、 JMANHM の数値実験により、沖縄本島で比較的標高が 高い北部(国頭地区)での降水量増加の要因の一つに 山岳による強制上昇の影響があることが推定できた。

今後の課題としては、事例数を増やし、風向風速 別の陸上発達事例の頻度調査や事例解析を行うなど、 更に地形の影響を調査する必要がある。

7. 参考文献

藤間弘敬,山田広幸,2014:沖縄・奄美諸島におけ る地形性降雨の特性と一般風との関係,日本気象学 会沖縄支部研究発表会予稿集

Takuya KAWABATA, Yoshinori SHOJI, Hiromu SEKO, and Kazuo SAITO, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Tsukuba, Japan (2013) 中野 貴大*,下地 伸明

明 (琉球大学工学部)

1 はじめに

これまで、雷画像の色分析や明るさ分析など、 雷を分析するための新しい手法を提案してきた [1]-[4]. デジタル画像に写る雷光をさらに精度良 く分析するためには、光学的な検討が必要となっ てくる. そのため、デジタルカメラレンズの光学 的特性を調べる必要がある. 本研究では、F 値の 相対変化による結像面の照度変化を調べること を目的とする.

本研究では、LED 光源から発せられる光を、焦 点距離とF値を変えながら画像として記録し、そ の中心の輝度値で評価した.また、イメージセ ンサの誤差についても分析した.結果から、F値 の相対変化と結像面照度の関係を調べた.

2 実験方法

2.1. 実験装置

レンズの光学的評価とイメージセンサの評価 を行うため、卓上小型簡易暗室(以下簡易暗室と 呼ぶ)内で実験を行った. Fig.1 に簡易暗室の原 理図を示す. 簡易暗室はPC ラックの周りを黒の オックス生地(100%コットン)で覆い正面を黒色 のフェルト布で覆うことで遮光した. さらに簡易 暗室内部の光の反射による影響を抑えるため、PC ラックの上棚と4本の柱は黒色のオックス生地で 覆い,テーブル面(白色)は黒色の光学用ブレッド ボードを置いた.光源には、高輝度白色 LED を1 個用いた. 白色 LED 光源は電池で駆動している. 電池は特性上、長時間連続使用すると、電圧が低 下する.この電圧変動によりLEDの輝度変化が 考えられるため、定電圧回路[5]を作成しそれを 電源とした. 定電圧回路を Fig.2 に示す. 光源 (白色 LED)から発せられる光の均一性を高める ために、レンズの手前に拡散版を置いた、拡散板 は乳白色アクリル板(コモグラス,艶消し乳半両 面マット,厚み:2mm)と拡散板を支持するための 透明アクリル板 (コモグラス,厚み:2mm) から成 る. 拡散版の配置は、白色 LED から 311.6mm 離 れた位置に透明なアクリル板を置き、透明なアク リル板から 18.1mm 離れた位置に拡散板を置い た. デジタルカメラ (Nikon, D3200, レンズ:AF-S DX NIKKOR 18-55mm f/3.5-5.6G VR) はこの アクリル板から 13.1mm 離れた位置にレンズ先 端がくるように設置した、撮影を行うときには 部屋の蛍光灯を消灯し、遮光カーテンで室外の光 を遮った環境の中で撮影を行った.





Fig. 2 定電圧回路図 [5]. E はニッケル水素電 池 (Toshiba, 6TNH22A, 006P, 8.4V), ZD はツェ ナーダイオード (Vishay, 1N5235B-TR, ツェナー 電圧: 6.8V), OpAmp はオペアンプ (新日本無 線, NJM072BD), N-ch MOSFET は N チャネル MOSFET(Infineon, IRLI520NPBF), C1 は電解 コンデンサ (ニチコン, UVK1E101MDD, 100 µ F), C2 はセラミックコンデンサ (Nova, CCC-32, 0.1 µ F), LED は高輝度 (12cd) 白色 LED(Cree, C513A-WSN-CY0Z0231) である.

2.2. 撮影

F値の相対変化による結像面照度の評価を行うため、デジタルカメラの設定値を変えることで 実験を行った.デジタルカメラで生成される画像 の明るさはF値、焦点距離、ISO感度、露光時間に 依存していることが知られている. ISO感度と露 光時間は今回の研究対象ではないことから、実験 では両設定値を ISO 感度"100"、露光時間"2秒" とした.結像面照度に関するパラメータは残り二 つであり、F値と焦点距離となる.そこで、今回 の実験では、焦点距離をf=18mm, 35mm, 55mmの値とし、さらにF値は焦点距離がf=18mmの 場合、3.5, 4, 4.5, 5, 5.6, 6.3, 7.1, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 16, 18, 20, 22 と設定し, 焦点距離が *f*=35mm の場合は5, 5.6, 6.3, 7.1, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 16, 18, 20, 22, 25, 29, 32, そして焦点距離が *f*=55mm の場合、5.6, 6.3, 7.1, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 16, 18, 20, 22, 25, 29, 32, 36 と設定して行った. 上記 設定値は51 パターンとなる. 焦点距離の違いで F値が異なるのは、それらは互いに依存関係にあるためである. 一枚の画像ではノイズの混入が 考えられるため、平均処理を行うことでノイズ除 去を試みた. そのため, 撮影は同じ設定値で4回 行った. つまり, 撮影は計51 パターンの設定値 で行い, さらに一つの設定値の撮影を4回行ったので, 合計204回の撮影を行ったことになる. 2.3. 明るさ測定

本研究では、光源の明るさを評価するために イメージセンサの中心の 4x4 配列の 16 ピクセル の輝度を分析した (Fig.3 参照).



Fig. 3 イメージセンサの中心付近の拡大図. RGB 原色カラーフィルタはベイヤー配列となってい る. 本研究で使用したデジタルカメラのベイヤー 配列は RGGB である. 黄色の丸はイメージセン サの中心である. 黄色の枠で囲まれたピクセル が評価対象の 4x4 配列のピクセルである.



Fig. 4 輝度値を求めるためのプリプロセスのフ ローチャート.



Fig.4 は輝度値測定のプリプロセッシングのフ ローチャートである.カメラで得られた RAW データから PNM フォーマット画像 (PGM) へ変 換し、Fig3 で示した中心 4x4 配列をトリミング する.さらに、中心 4x4 配列に含まれる B 成分 (4 ピクセル)、G 成分 (8 ピクセル)、R 成分 (4 ピクセ ル) に分け、色ごとに平均値 $_{i}B_{iCenter}$, $_{i}G_{iCenter}$, iGiCenter, iRiCenter を算出した.Fig5 では、ノイズ低減のた め、さらに 4 回同じ設定で撮影した画像にプリプ ロセス (Fig.4) を施し、得られた平均値 ($_{i}B_{iCenter}$, iGiCenter, iRiCenter) を平均している.本研究で は、Fig.5 で示された平均値 ($_{i}B_{iCenter}$, iGiCenter, iRiCenter) を評価対象の輝度値とした.

3 結果

Fig.6 はそれぞれ F 値の比に対する F 値の相対 変化 *k* と F 値の相対変化 *k* に対する有効径 *D* と 有効面積 *S* を表す.



Fig. 6 (a)F 値の比 (F_{n+k}/F_n) に対する F 値の相 対変化 k(理論値), (b)F 値の相対変化 k に対する 有効径 D の比 (理論値), (c)F 値の相対変化 k に 対する有効面積 S の比 (理論値).

Fig.7はそれぞれ焦点距離 f=18mm, 35mm, 55mm の場合の相対変化 k に対する RGB 成分の像面照 度比 (E_n/E_{n+k}) の変化である. 縦軸は底が 2 の 対数表記である. また、グラフ内の直線 g(x)理 論曲線 $(g(x) = 2^k)$ を示し、直線 f(x) は近似曲線 を示している.



Fig. 7 焦点距離 (a)18mm, (b)35mm, (c)55mm の ときの *k* に対する RGB 成分像面の明るさ *E*の比.

4 考察

Fig.7からF値の変化による結像面の明るさの 変化には規則性があり、F値の距離がk増加する と結像面の明るさの比は2^k増加すると考えられ る. また、Fig.7の輝度値は理論値から若干ばらつ いている. これは光源とイメージセンサ、ズーム レンズの特性上の誤差と考えられる. 光源の白色 LED は定電圧電源で駆動しているので、光源の 輝度揺らぎはかなり低いと考えれれる. イメージ センサのノイズには、アンプノイズ、リセットノ イズ、光ショットノイズ、暗電流(熱雑音)がある。 アンプノイズとリセットノイズはデジタルカメ ラ内のアナログフロントエンドにある CDS 回路 で除去されていると考えると、残りの光ショット と暗電流ノイズがイメージセンサのノイズ源の 可能性として高まる、光ショットノイズは、輝度 が高まると大きくなる傾向があるが、今回、我々 の結果にそのような傾向は見られなかった。そ のため、イメージセンサのノイズとしては暗電流 ノイズが高いと考えられる.光源の揺らぎとイ メージセンサの暗電流ノイズは輝度値を平均処 理することでかなり低減できる.よって,Fig.7 で確認できる誤差はズームレンズの特性上のも のである可能性が高い.

5 まとめと今後の課題

今回の研究では F 値の相対変化による結像面の照度変化を調べた.その結果, F 値の相対変化 kと結像面照度比には 2^kの規則性を確認できた. 今後の課題としては,本研究で得られた結果を雷 画像の研究に活かしていく.

謝辞

光源の回路作製では琉球大学工学部技術部長 田克之にご助言を頂き,光源の拡散板作製では技 術部大城諒士にアクリル加工を依頼した.また, ズームレンズの誤差に関して写真家青木豊から ご助言を頂きました.感謝致します.

参考文献

- Nobuaki Shimoji, Ryoma Aoyama, Wataru Hasegawa, Spatial variability of correlated color temperature of lightning channels, Results in Physics, Vol.6, 2016, pp161-162
- [2] Nobuaki Shimoji and Yamato Uehara, Color analysis of lightning leaders: Application of astronomical photometry, AIP Conference Proceedings 1906, 030030 (2017)
- [3] Nobuaki Shimoji, Shouta Kuninaka, Kana Izumi, Results in Physics, Evaluation of the brightness of lightning channels and branches using the magnitude system: Application of astronomical photometry, Results in Physics, Vol.7, 2017, pp2085-2095
- [4] Nobuaki Shimoji, Takahiro Nakano, Color analysis based on the color indices of lightning channels obtained from a digital photograph, Results in Physics, Vol.15, 2019, 102662
- [5] オペアンプ回路入門講座 (谷腰欣司 著 株式会社電波 新聞社 2008 年 4 月 10 日第 1 版 1 刷り発行)

下平悠聖,下地伸明 (琉球大学工学部)

1 はじめに

電現象は大気電気現象の一つであり, 雷現象の 理解には大気電気現象を深く理解する必要があ る.大気電気現象を測定するには様々な方法があ るが,本研究では雷雲検知に用いられる針端コロ ナ放電検出([1]–[3])による方法を選んだ. 針端コ ロナ放電装置では, 地表の電界強度に応じて針電 極の先端で暗放電またはコロナ放電が生じ, それ に伴い暗電流またはコロナ電流が発生する. 針端 コロナ放電装置で得られる電流(暗電流, コロナ 電流)は微弱(数 μA 程度かそれ以下)であるた め, 精度良く増幅する必要がある. そのため, 本 研究では電流センスアンプの開発を目的とする.

電流センスアンプの増幅回路には反転増幅回路,差動アンプ,計装アンプを採用し比較した. また,製作した電流センスアンプは周波数特性を 調べ,安定性の検討を行った.

2 実験方法

2.1 電流センスアンプの開発

Fig.1 は実験の針端コロナ放電検出の原理図 ([1]-[3]) である. 同軸ケーブルの片端の心線に 針電極を付け、それを上方に向ける. 同軸ケー ブルの反対側の心線にはシャント抵抗 (100k Ω) を接続する. 電流センスアンプはこのシャント 抵抗の両端に接続している、測定電流が微弱な ため、電流センスアンプの増幅回路は高入力イ ンピーダンスとする必要がある. そのため高入 力抵抗 (*R*_{in}), 低バイアス電流 (*I*_B) のオペアンプ $(NJM072BD, R_{in}=10^{12}\Omega I_{B}=30pA)$ を用いた バッファを入力段に置いた.本研究では、直流付 近の電流を測定対象とするため、高周波を除去す る CR ローパスフィルタ (LPF, カットオフ周波 数 f_c=106Hz) を置いた. さらに, 微弱信号を増幅 するため、増幅回路は低オフセット電圧にする必 要がある.本研究では、低オフセット電圧オペア ンプ (OP07C,, $V_{os} = 60 \mu V$) を用いて 3 つの増幅 回路(反転増幅回路,差動アンプ,計装アンプ)を 製作し、電流センスアンプの増幅回路とした. こ れら3 種類の電流センスアンプの安定性を確認 するため、周波数特性 (ゲイン特性, 位相特性) を確認した.また、シュミレーションの結果と比

較した. さらに, 作製した 3 種類の電流センス アンプのシャント抵抗に試験電流 10nA, 50nA, 100nA, 1µA の電流を流し, 電流センスアンプの 出力電圧を調べた.



Fig. 1 針端コロナ放電装置の原理図.

2.2 コッククロフト-ウォルトン回路の 作製

コッククロフト-ウォルトン回路はダイオード とコンデンサから成る. コッククロフト-ウォル トン回路の出力は,入力電圧(交流)と段数に応 じて決まる. 本研究では,Fig.3に示すように4 段のコッククロフト-ウォルトン回路を作製した.

作製したコッククロフト-ウォルトン回路の動 作確認実験を行った.実験では、コッククロフト-ウォルトン回路に発振器から交流信号 (AC 2V) を入力し、その時の出力電圧を確認した.このと き入力電圧のpeak-to-peak(V_{pp})と出力電圧(DC) の比からコッククロフト-ウォルトン回路の増幅 度を調べた.また、周波数の依存性も調べ、最も 増幅度が高い周波数 (f=50kHz)を採用して実験 した.



Fig. 2 四段のコッククロフト-ウォルトン回路図.

2.3 コッククロフト-ウォルトン回路の 動作確認

本研究で作製したコッククロフト-ウォルトン 回路で高電圧を生成し、針端コロナ放電検出器の 針先でコロナ放電を発生させて動作確認を行っ た.実験では、コッククロフト-ウォルトン回路 で生成した高電圧を、平板電極へ印加した.その 平板電極へ、針端コロナ放電検出器の針電極を近 づけることで、針先に電界を集中させてコロナ放 電を生成した.ここで発生したコロナ電流を電 流センスアンプで増幅して計測した.Fig.3にそ の原理図を示す.また、風による影響を調べるた め、コロナ放電時に電極部にブロワーから風を送 ることで、風による影響を確認した.



Fig. 3 コッククロフト-ウォルトン回路によるコロナ放電検出装置の原理図.

3 実験結果

3.1 回路の安定性

Fig.4 から Fig.6 はそれぞれ反転増幅, 差動ア ンプ, 計装アンプに基づいた電流センスアンプの ゲイン特性と位相特性である. Fig.4 から Fig.6 では丸点(緑色)は測定点, 四角点(水色)はシミュ レーション結果(iCircuit)であり, 曲線(紫色)は フィッティングカーブである. Fig.4 から Fig.6 の 結果から, 回路は安定であることが分かる.

3.2 試験電流による電流センスアンプの動作確認

電流センスアンプのシャント抵抗に試験電流 10nA, 50nA, 100nA, 1µA を流して出力電圧を確 認した. 出力電圧を Table.1 に纏める. 10nA 以 下の試験電流では, 突然誤差が大きくなったこと を確認した. よって, 我々の電流センスアンプは 10nA まではほぼ正確に測れる.



Fig. 4 100 倍の反転増幅回路のゲイン特性と位相 特性.



Fig. 5 100 倍の差動アンプのゲイン特性と位相 特性.



Fig. 6 100 倍の計装アンプのゲイン特性と位相 特性.

 Table. 1 試験電流源による電流センスアンプの

 動作結果.

	B	暗電流	[nA]	
試験電流	10	50	100	1000
反転増幅回路	10.1	50.0	100	1000
差動アンプ	10.0	50.0	100	1000
計装アンプ	10.0	50.0	100	1000

3.3 コッククロフト-ウォルトン回路の 動作確認

作製した4段のコッククロフト-ウォルトン回路 は、周波数 f=50kHz のとき最も性能がよく動作 していたため、動作確認実験では周波数 f=50kHz の信号 (AC) を入力した. Fig.7 は入力信号 (AC, f=50kHz)のpeak-to-peak に対する出力電圧 (DC) を表している.

このときこの回路の増幅度は 3.5 倍となって おり,理想値である 4 倍に比べ少し下回る結果と なった.



Fig. 7 **コッククロフト-ウォルトン**回路の入力信 号 (AC, 50kHz) の peak-to-peak に対する出力電 圧 (DC).

3.4 コッククロフト-ウォルトン回路に よるコロナ放電試験

平板電極と針電極の距離を 2mm としてコロナ 放電実験を行った. コッククロフト-ウォルトン 回路に交流 100V(peak-to-peak 値で V_{pp}=280V) を印加したときにコロナ放電が発生したことを 確認した. このとき作製した電流センスアンプ で測定したコロナ電流の結果を Table.2 に示す. また, 針と平板間にブロワーで強い風を送ること でコロナ電流が不安定になることを確認した.

4 考察

電流センスアンプの動作確認では, ゲイン特性 と位相特性を確認して回路が安定であることを

Table. 2	コロナ	電流(暗電浴	ā)の観測値。
----------	-----	--------	---------

	コロナ電流 (暗電流)[nA]
反転増幅回路	916
差動アンプ	924
計装アンプ	921

確認した.シュミレーション結果と測定点は近い 値を取っていた.この結果からもセンスアンプ が正しく動作をしていると考えられる. 次にコッ ククロフト-ウォルトン回路は、50kHz に近づく に連れて増幅度が上がっていった. これにより周 波数に依存していることが考えられる. また,低 電圧での試験ではあるが、入力信号 (AC V=2V, f=50kHz) を加えた結果増幅度が約 3.5 倍になっ たことを確認した、次にコロナ放電試験では、入 力電圧が AC 約 100V より起きていた.よって、 増幅度3.5倍のコッククロフト-ウォルトン回路 の出力は直流987Vと推測できる。この電圧によ り、針電極先端に電界が集中してコロナ放電が発 生したと考えられる. また, 放電している銅板と 針の先端に強い風を送るとコロナ電流に変化が あった.このことから風の影響を受けているこ とがわかる、次に風の強さによって変化がある か確認すると弱めの風では変化していないこと が確認された、この風による影響は、大気中の帯 電したエアロゾル粒子によるものだと考えられ る[4].

5 謝辞

電流センスアンプ作製にあたって比嘉広樹教 授,技術部長田克之から助言を頂いた. コックク ロフト-ウォルトン回路作製にあたって技術部長 田克之,玉那覇厚雄,大城諒士から助言を頂いた. アクリル加工は技術部大城諒士に依頼した. 感 謝致します.

参考文献

- [1] 東山禎夫,武藤三郎,堀井憲爾,雷雲下の針端コロナ 電流特性とそれによる雷雲接近の検知,電気学会論文 誌 A,99 巻,1979 年, p.411-418
- [2] 中村光一,武藤三郎,東山禎夫,堀井憲爾,針端コロナ 電流を利用する雷警報器の開発,電気学会論文誌 B, 101 巻, 1981 年, p.93-100
- [3] 奥村克夫,大気中直流針端コロナ放電による超短波帯 雑音特性,電気学会論文誌 A,111 巻,1991 年, p.89-96
- [4] 日本大気電気学会編,大気電気学概論,コロナ社,2003 年

下平悠聖,下地伸明 (琉球大学工学部)

1 はじめに

電現象は人間の社会生活に被害をもたらすこ とで知られており、日本国内に限っても年間の被 害総額は数千億円にのぼると報告されている[1]. 雷による被害を抑えるためには防雷技術を高め ることと共に雷現象や大気電気現象を理解する ことが不可欠である.現在でも防雷技術は存在 するが、それでも被害は収まらないのが現状であ る.そのため、雷現象の理解を進めることで防雷 技術に繋げる必要がある.

雷雲が近付くと地表付近では電界強度が数十 kV/m まで強まることが知られている [2]. さら に電気活動の活発な雷雲でなくとも、雨雲などの 影響で地表電界が±数kV/mの範囲で大きく変 化することが知られている[2]. 地表電界の変化 は大気電気活動に由来すると考えられるため、そ れを調べることで、大気電気活動を研究できると 考えられる、地表電界の変化を利用したものに 針端コロナ放電装置が存在する. 針端コロナ放 電装置は地表電界強度が強まると針電極からコ ロナ放電を発生する[3]-[5]. コロナ放電に伴うコ ロナ電流を計測することで、 地表電界や大気電気 に関する情報が得られる.研究では、この針端コ ロナ放電検出装置を用いて主に暗電流を計測し た、今回の研究では安全のため、雷雲を避けて曇 りと晴れの日に観測を行った. そのため、観測さ れた電流は全て暗電流である.

2 実験方法

2.1 針端コロナ放電検出器

針端コロナ放電装置を Fig.1 に示す.地表電界 が高まると、先端の針先に電界が集中し、コロナ 放電が発生する.それにともない、数μA 程度の コロナ電流が生じる.また、晴れの日などは地表 電界が弱まるため、針先での放電は弱まり、暗放 電になる.その時の暗電流はさらに小さくなる. このような微弱な電流を検出するため、電流セ ンスアンプを作製し、計測した.作製した電流セ ンスアンプは3種類で、反転増幅回路、差動アン プ、計装アンプに基づいたものである.それぞれ の検出回路図を Fig.2-Fig.4 に示す.Fig.2-Fig.4 を見て分かるように、それぞれの回路の入力段に は、入力インピーダンスを増加させるためのバッファを置き、さらに高周波成分を除去するローパスフィルタ(LPF)を置いた. Fig.2 は反転増幅に基づいた電流センスアンプをシャント抵抗に接続している.反転増幅回路はシングルエンドの入力であり、入力信号がそのまま増幅されて出力される. Fig.3 の差動アンプと Fig.4 の計装アンプは二つの入力がある差動方式であるが、本研究では片方の端子をグラウンドに接続するため、シングルエンド方式としての使用となる.入力インピーダンスを増やすため、ここでもバッファを入力段に入れている.







Fig. 2 反転増幅回路の計測回路図.









2.2 設置場所と観測日

観測場所は琉球大学工学部周辺二か所と琉球 大学グラウンドで行った.具体的な観測場所は 工学部2号館と3号館の間の木立での観測(以下、 木立観測と呼ぶ)、工学部3号館横の芝生での観 測(以下,芝生観測と呼ぶ),そして琉球大学の陸 上コートでの観測(以下、グラウンド観測と呼ぶ) である. 日時は 2019 年 8 月 20 日 15:40-16:20 と 2019 年 8 月 28 日 15:20-16:06, 2019 年 10 月 11 日 15:36-16:24, 2019 年 10 月 30 日 14:00-15:40, 2020年1月20日13:50-14:30の5度行った(以 下, それぞれ観測1, 観測2, 観測3, 観測4, 観測 5 と呼ぶ.). 観測1は芝生観測であり、観測2 と 観測3は芝生観測と木立観測,観測4では、芝生 観測とグラウンド観測、観測5では、芝生観測を 行った。また、暗電流観測の直前に気温、地温、湿 度を記録した.

2.3 観測方法

針端コロナ放電検出装置 (Fig.1) を屋外に設置 し、それに電流センスアンプを取り付けて動作確 認を行った.このとき、地面に刺したアース棒の 直径 1m の範囲に 1.5 リットルの水を散布した. ただし、観測 5 ではすでに湿った土であったため 水の散布はしていない.

3 実験結果

観測場所付近の気温と地温,湿度,天気[6]を Table.1 にまとめ,観測した電流値を Table.2 に 示す.

Table. 1 観測日の気温 []と地温 [], 湿度 [%], 天気.

	観測 1 芝生	観測 2 芝生	観測2 木立	観測3 芝生	観測 3 木立	観測 4 芝生	観測4 グラウンド	観測5 芝生
気温 [度]	34.0	33.5	32.0	27.0	27.0	25.0	25.5	18.0
地温 度	33.5	32.0	30.0	32.0	27.0	25.0	25.0	18.0
湿度 [%]	73.5	67.5	67.5	67.0	67.0	69.5	69.0	64.0
天気	晴天	晴天	晴天	晴天	晴天	曇り	曇り	曇り

Table. 2	コロナ	電流	(暗電流)	の観測値
----------	-----	----	-------	------

	コロナ	電流 (暗電流) [nA]	
観測 1	芝生	木立	グラウンド
二重反転増幅回路	60.3		
差動アンプ	58.0		
計装アンプ	59.2	_	
観測 2	芝生	木立	グラウンド
二重反転増幅回路	62.3	0.9	_
差動アンプ	68.2	0.6	
計装アンプ	67.2	-0.8	
観測 3	芝生	木立	グラウンド
二重反転増幅回路	105	1.1	_
差動アンプ	98.3	0.8	
計装アンプ	99.3	0.6	
観測 4	芝生	木立	グラウンド
反転増幅回路	186.4	_	183.2
差動アンプ	190.2	_	186.2
計装アンプ	184.4	—	183.4
観測 5	芝生	木立	グラウンド
反転増幅回路	193.4	_	_
差動アンプ	192.9	_	
計装アンプ	193.8	—	

芝生では、観測1,2より晴天時は60-70nAと 小さな暗電流を観測していた.観測3では、大き な雲が頭上にあるときに測定をした.このとき 80-100nAの暗電流を観測していた.観測4,5で は、曇っていたため暗電流が180-190nA観測で きた.そして、グラウンドの観測地に比べて芝 生の観測地の方が多く暗電流が観測できた. また、観測中に風が吹いたとき暗電流値が不安定に なっていることを確認した.

4 考察

芝生観測について考察する. 観測 1,2 では晴 天で頭上の雲が2.3割と似た条件で実験行った. このとき観測2のほうが少し暗電流が多く観測 されているがほぼ同じ観測値である. これより 晴天では、約60nAの暗電流が流れていることが わかる、次に観測3では、晴天ではあるが頭上に 大きな雲がかかって太陽が隠れているときに実 験をこなった. このとき暗電流が 80-100nA が観 測され、雲があることによっても暗電流値が増え ることが確認できる.また、この観測中に強い風 が吹いたときだけ観測値が不安定になった. これ より暗電流と風に関係があると考えられる. 観 測4.5 では、空を全面覆う雲があった. このとき 暗電流が約190nA と高い値であった. これらの 実験により太陽光や雲量、雲の分厚さが暗電流に 影響を及ぼしていると考えられる. 次に木立観 測について考察する. 木立での電流値は雲量や大 きさにかかわらずほぼ同じ電流値であった.これ は周りの木が遮蔽していて電界が変化しなかっ たことが考えられる. そしてグラウンド観測で は、観測4の芝生観測より少し小さな値であった。 これは接地棒と地面との間にある接地抵抗が影 響しているためであると考えられる. これらの 結果より地面との接地抵抗を測定してその影響 を考えることが必要である.また、天気や雲量に よって暗電流が変化していることがわかる. 雷 雲が近づいたときや台風が来たときに測定する ことでもっと顕著に変化を観測できると考える.

5 まとめと今後の課題

本研究で観測時,風が吹くとコロナ電流値が不 安定なっていた.また,グラウンド観測地では, 芝生観測地よりスペースが広いがコロナ電流は 少なくなっていた.これらから今後の課題とし て接地抵抗による暗電流への影響や風の影響,宇 宙線による大気イオンの影響,紫外線による光電 効果を考慮する必要がある.そのため常時モニ タリングできるデータロガーを開発して観測す る.このことにより暗電流がどのような変化を しているのか確認でき,その時の状況と比較する ことが可能となる.また,高さをより高くし周り の障害物の影響を受けにくくすることでより高 い暗電流が観測可能になると考えられる.

6 謝辞

電流センスアンプ作製では比嘉広樹教授,技術 部長田克之からご助言頂いた.感謝致します.

参考文献

- [1] 高度情報社会の雷害問題の実情と研究課題, 電気学会 技術報告, No.902, 2002 年, p.13-18
- [2] 日本大気電気学会編,大気電気学概論,コロナ社,2003 年,
- [3] 東山禎夫,武藤三郎,堀井憲爾,雷雲下の針端コロナ 電流特性とそれによる雷雲接近の検知,電気学会論文 誌 A,99 巻,1979 年, p.411-418
- [4] 中村光一,武藤三郎,東山禎夫,堀井憲爾,針端コロナ 電流を利用する雷警報器の開発,電気学会論文誌 B, 101 巻, 1981 年, p.93-100
- [5] 奥村克夫,大気中直流針端コロナ放電による超短波帯 雑音特性,電気学会論文誌A,111巻,1991年,p.89-96
- [6] 日本気象協会, URL:https://tenki.jp/ , 最終アクセ ス日:2020 年 1 月 20 日