

2013 年度 研究発表会 予稿集

2014 年 3 月 4 日

日本気象学会沖縄支部

日本気象学会沖縄支部 2013 年度研究発表会

会期：平成 26 年 3 月 4 日（水）13 時 00 分～16 時 50 分

会場：O I S T 沖縄科学技術大学院大学（沖縄県国頭郡恩納村字谷茶 1919-1）

プログラム：

司会：国吉真昌（沖縄気象台）

13：00～13：05 開会挨拶（北村佳照 沖縄支部長）

座長：木村陽一（沖縄気象台）

13：05～13：25 口頭発表 1（上原一也 沖縄気象台）

13：25～13：45 口頭発表 2（友利 健 沖縄気象台）

13：45～14：05 口頭発表 3（松田留佳 沖縄県立球陽高等学校）

14：05～14：25 口頭発表 4（嶋田宇大 気象研究所台風研究）

14：25～14：45 口頭発表 5（藤間弘敬 琉球大学理学部）

14：45～15：00 休憩

15：00～15：25 口頭発表 6（眞榮田憲 琉球大学理学部）

15：25～15：45 口頭発表 7（山田広幸 琉球大学理学部）

15：45～16：05 口頭発表 8（平良 明 琉球大学理工学研究科）

16：05～16：25 口頭発表 9（上原盛希 琉球大学工学部）

16：25～16：45 討論

16：45～16：50 閉会挨拶（山田雄二 沖縄支部理事）

事務局：沖縄気象台防災調査課

口頭発表題目

1. 「2013年3月31日に糸満市で発生した突風の事例調査」
上原一也、裁吉信（沖台気象台）…………… P1
2. 「平成24年に沖縄本島に接近した台風の構造解析」
友利健、宮城嗣昌、小濱俊朗、小栗秀之、大田潤、榎山恵子、根間幸美（沖台気象台） P4
3. 「台風中の積乱雲が風速に及ぼす影響 -暴風のメカニズムを探れ-」
松田留佳、小橋川南、金城侑那、永井秀行（沖縄県立球陽高等学校）…………… P7
4. 「単一ドップラーレーダーデータを利用した台風強度の推定 -2012年台風第15号(Bolaven)の事例-」
嶋田宇大、北島尚子（気象研究所台風研究部）、山田広幸（琉球大学理学部）…………… P10
5. 「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」
藤間弘敬、山田広幸（琉球大学理学部）…………… P12
6. 「気象衛星ラピッドスキャンデータを用いた沖縄周辺におけるメソ対流システムの発生過程の解析」
眞榮田憲、山田広幸（琉球大学理学部）…………… P14
7. 「2010年奄美豪雨の期間中に北へ伝播する降水システム」
山田広幸（琉球大学理学部）、岩井宏徳（NICT 沖縄電磁波技術センター）…………… P16
8. 「東シナ海における波の傾向とパターン分類」
平良明（琉球大学理工学研究科）、久木幸治（琉球大学理学部）…………… P17
9. 「雷計測のための光検出装置と擬似雷光発生装置の開発」
上原盛希、青山亮馬、下地伸明（琉球大学工学部）…………… P20

2013年3月31日に沖縄県糸満市で発生した突風事例

*上原一也、裁吉信(沖縄气象台)

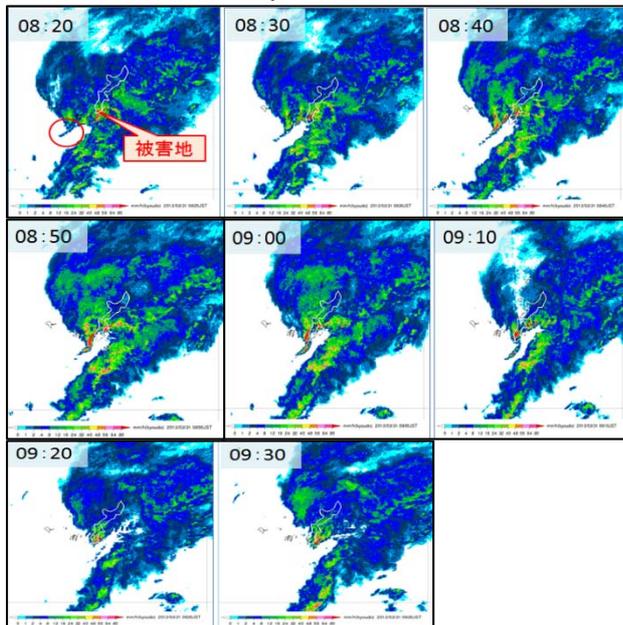
1 はじめに

2013年3月31日09時00分から09時30分の間に、沖縄県糸満市で突風が発生しビニールハウスの倒壊等の被害が出た。沖縄气象台の現地確認から、この突風による被害分布から竜巻等を示唆する特徴が見られず、突風現象の特定には至らなかった。なお、突風の藤田スケールはF0と推定した。

本調査では突風現象の監視及び予測技術に資することを目的に、突風現象の解明や突風をもたらした環境場の特徴及びメソγスケールの擾乱(弓状エコー)の発生メカニズムに着目して調査を行った。

2 調査方法

実況解析では、天気図、気象レーダー及び「Draft」を用いたドップラーレーダー(糸数、那覇空港)によるデュアル解析から、それぞれの着目点について考察する。また、実況解析で考察した結果を、メソ解析値を用いた解析と気象庁非静力学モデル(以下、JMA-NHM)による再現実験をとおして検証するほかメソβスケールの擾乱(コンマ状エコー)の発達及びメソγスケールの擾乱(弓状エコー)の発生要因等について考察を述べる。



第1図 3月31日のレーダーエコー(降水強度)

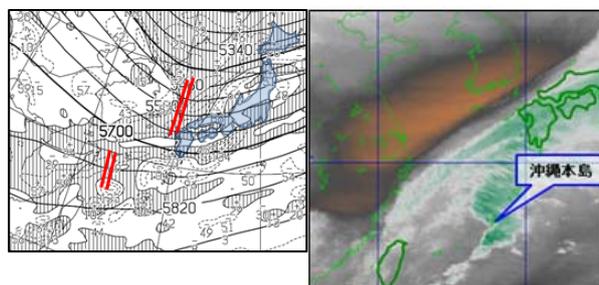
3 実況解析

(1) 気象レーダー(降水強度)の特徴

第1図のレーダーエコーによると、メソβスケールのコンマ状エコーが沖縄本島を通過する中で、その西側にメソγスケールの弓状エコー(赤丸)が発生している。弓状エコーは、08時30分頃から急速に強まって沖縄本島南部に接近するが、09時20分頃に被害地付近で急速に弱まって通過している。

(2) 総観場の特徴

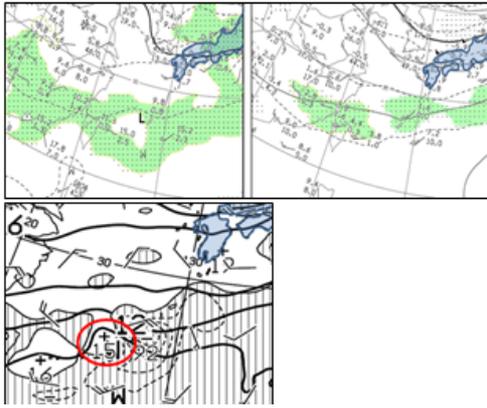
地上天気図(3/31 09時)では、沖縄本島南側に前線があって停滞している(図略)。500hPa(第2図左)では、日本海を顕著なトラフが東進しており、沖縄地方はその後面にあたっている。また、振幅の小さい短波のトラフが大陸東岸から沖縄地方に接近している。第2図右から、大陸東岸から黄海にかけて顕著な暗域が見られ、日本海を東進したトラフ後面の沈降場に対応している。また、沖縄付近にコンマ状エコーに対応する発達した雲域が見られ、その後面にドライスロット(乾燥貫入)が確認できる。



第2図 左: 500hPa解析図、右: 気象衛星水蒸気画像

ここで、総観場で見られた特徴から、コンマ状の雲域の形成要因を推定する。まず、大陸東岸から東進してくる短波トラフの影響が考えられるが、トラフの振幅が小さく、その影響は小さいと考える。また、日本海のトラフの影響も考えられるが、雲域が発達した場合はトラフ後面の沈降場であることから、形成要因にはトラフ後面の暗域が関与している可能性がある。

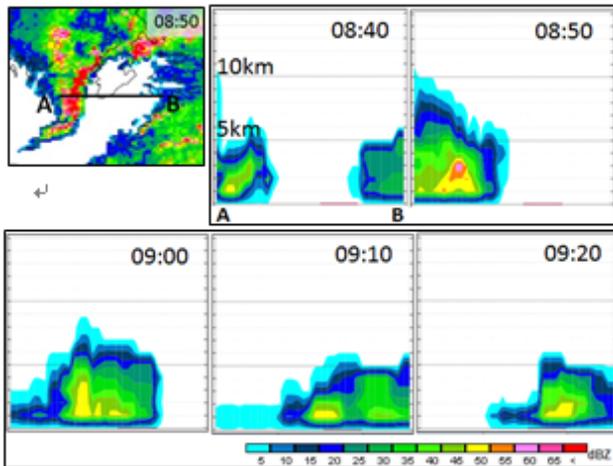
次に、第3図に3月31日09時の高層解析図を示す。850hPa、700hPaで、前線に対応する湿域(湿舌)が東西にのびているが、その一部(沖縄本島の西海上)に狭域の乾燥域が見られる。この乾燥域は850hPaの昇温域(赤丸)かつ700hPaの下降流場に対応しており、断熱下降による昇温乾燥域と考える。



第3図 左上：850hPa 湿数、右上：700hPa 湿数（緑色は湿数 3°C以下）左下：850hPa 気温、700hPa 鉛直 P 速度

(3) 気象レーダー（断面図）の特徴

第4図に弓状エコーのA-Bに沿った断面図を示す。08時50分に高度3km付近に反射強度60dBZ以上の部分（桃色）が見られるが、09時00分には急速に弱まっている。



第4図 左上図A-Bに沿った弓状エコーの断面図

反射強度が急速に弱まる要因として、降水粒子の急降下に伴う引きずり降ろし効果または乾燥域による降水粒子の蒸発効果が考えられる。

(4) 弓状エコーが急速に弱まった要因の考察

要因の考察方法として、メソ解析値によるエマグラム（3月31日09時（図略））を用いて700hPa（高度約3km）の気塊を地上まで下降させたときの気温と突風発生地点に最も近い那覇の地上気温を比較した。その結果、湿潤断熱線に沿って下降させた気温は約23°C、地上気温（那覇）は18.5°Cで、差が大きいことから、降水粒子の急降下によりエコーが急速に弱まった可能性は低いと考えた。次に、乾燥空気によって降水粒子が蒸発したと仮定し、高度3kmの湿球温度を求め、そこから湿潤断熱線に沿って地上まで下降させると約19°Cとなり、那覇の地上気温とほぼ同値となった。このことから、弓状エコーの急

速な弱まりの要因は、後者と考えられる。また、その際に空気が冷却されて下降流が生じ、突風の発生に繋がったと推定する。

(5) 気象ドップラーレーダーの特徴

糸数レーダーによるドップラー速度分布（仰角0.4deg、（図略））では、突風の発生場所で09時20分から09時30分にかけて北東風（20～30m/s）となっている。また、デュアル解析から求めた高度500mの収束・発散（図略）から、突風が発生した場所は発散場になっていることから、突風が発生した時間帯は下降流が起きていたと考えられる。

(6) 実況解析のまとめ

- ア 沖縄付近に見られるメソ β スケールのコマ状のエコーの発達要因には、トラフ後面の顕著な暗域が関与している可能性がある。
- イ 高層天気図に見られる狭域の昇温乾燥域は、上空から乾燥空気が沈降してきた影響と考える。
- ウ 弓状エコーの急速な弱まりの要因は、乾燥空気による降水粒子の蒸発と推定した。また、ドップラーレーダーの解析から、突風が発生した時間帯は下層で発散場となっており、下降流が発生していたことを示していた。以上のことから、この突風現象はダウンバーストであると考えられる。

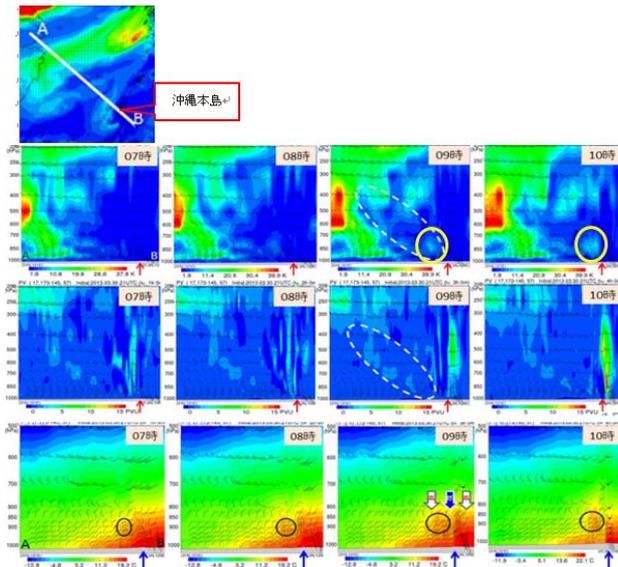
2 メソ解析値及びJMA-NHMによる解析

目的1：高層天気図で見られた狭域の昇温乾燥域は、乾燥空気が沈降した影響と考えたが、昇温乾燥域の形成要因をメソ解析値で確認する。

目的2：弓状エコーの急速な弱まりを乾燥空気による蒸発と推定したが、その効果を検証するため、JMA-NHMによる感度実験（降水粒子の蒸発除去）で、気象要素の変化の有無を確認する。また、弓状エコーの発生要因を推定する。

(1) 狭域の乾燥域及び昇温の形成要因について

第5図に、MSM予報値（3月31日06時初期値）による断面を示す。断面は図左上のA-Bに沿っており、湿数（上段）、渦位（中段）、気温（下段）を示す。上段より、乾燥空気（白点線）は時間とともに上空の暗域から下層まで沈降していることから、沖縄本島西側に見られた狭域の乾燥域（黄丸）は上空の乾燥空気の沈降により形成されたと考える。また、高渦位域（白点線）も時間とともに下降しており、下降する乾燥域と一致していることから、この乾燥域は高渦位気塊に伴うものと考えられる。気温の断面図では、乾燥空気の沈降に対応すると思われる昇温域（黒丸）が見られ、時間とともに明瞭になっている。この昇温域の明瞭になるタイミングと乾燥空気が沈降するタイミングとほぼ合っていることから、乾燥空気の沈降による断熱昇温と考える。



第5図 左上図 A-B に沿った時系列 (07~10 時) の断面図、上段：湿数、中段：渦位、下段：気温
矢印は沖縄本島の位置を示す。

(2) JMA-NHM による解析

計算設定 (格子間隔 5km) は次のとおりとした。

初期値：2013. 3. 30. 21UTC、格子数：120×120

中心緯度経度：26. 1N、127. 7E

積分時間間隔：20 秒、予想時間：5 時間

降水過程：雲物理過程のみ

ア 再現結果と感度実験 (降水粒子の蒸発効果有無) 結果

第6図上段に、FT=3 (3月31日09時) の850hPa湿数、気温、鉛直P速度の再現結果を示す。弓状降水域は再現できておらず、弓状降水域に対応する湿域 (赤丸) が現れていることから、降水粒子の蒸発を除去させ、湿域、気温、鉛直P速度の変化を確認した。

蒸発を除去した結果を下段に示す。850hPa湿数で、湿域が明瞭となり、中央の気温の断面図では気温低下が弱まり、右図の鉛直P速度では下降流の弱まりが見られた。これらから、実況解析で弓状エコーの急速な弱まりの要因として推定した乾燥空気による降水粒子の蒸発は妥当と考える。

イ 2km 格子における再現実験

本調査で着目している弓状エコーが、5km 実験で降水として再現できなかったことから、格子間隔を2km にして再現を試み構造を解析する。計算の設定は次のとおりである。

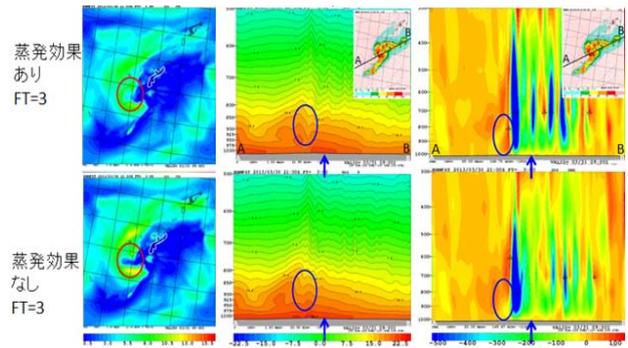
初期値：2013. 3. 30. 23UTC

親モデル：2013. 3. 30. 21UTC (5km)

領域：132×132、緯度経度：26. 1N、127. 7E

積分時間間隔：8 秒、予想時間：3 時間

降水過程：雲物理過程のみ



第6図 左：850hPa 湿数、中央：気温断面図、右：鉛直 P 速度断面図

再現結果は、5km 格子の再現結果同様、弓状エコーは降水として再現できず、湿数 (850hPa) では再現されている (図略)。

ウ 弓状エコーが降水を再現できない要因の考察

モデルに人為的に導入された水蒸気拡散効果の影響を調べるため、5km 格子のデフォルトモデルで水蒸気拡散を抑制する (対流強化) 感度実験を行った。結果は弓状エコーに対応する降水 (雨粒) は再現できず、その効果はなかった (図略)。次に、弓状エコーに対応する湿域がどのような降水粒子で構成されているのか確認すると、弓状エコーは雲水としてのみ再現されていた (図略)。弓状エコーが発生した沖縄本島西側の成層の特徴として、下層に昇温域があり、850hPa 付近の強い逆転層に対応している (図略) ことから、対流が抑制されたため、モデルの中で降水 (雨粒) として再現できなかった可能性がある。

(3) メソ解析値及び JMA-NHM による解析のまとめ
ア 狭域の昇温乾燥域は、湿数及び渦位の断面図より、上空の暗域から高渦位気塊 (乾燥空気) が沈降したことにより形成されたと考える。

イ JMA-NHM の感度実験結果より、湿数等の変化が見られたことから、弓状エコーの急速な弱まりの要因は乾燥空気による蒸発であり、その結果、冷えて重くなった空気が下降し突風が発生したと考えられる。

ウ 弓状エコーが降水として再現できない要因は、弓状エコーの発生した環境場に対応する沖縄本島西側の下層昇温域 (逆転層) により、対流が抑制されたためと考えられる。

(4) メソスケールの弓状エコー発生メカニズム
コンマ状エコー後面の下降流により強制的に下層まで引き下ろされた高渦位の前面で弓状エコーが発生したと考えられる。また、コンマ状エコーが発達する過程で後面の下降流も更に強まり、その結果乾燥域が強化され、弓状エコーが急速に弱まった (蒸発) と考えられる。

本調査において、田中恵信氏、鈴木修氏により気象研究所で開発された「Draft」を用いました。この場を借りてお礼申し上げます。

平成 24 年台風第 15・16・17 号のドップラーレーダー dual 解析

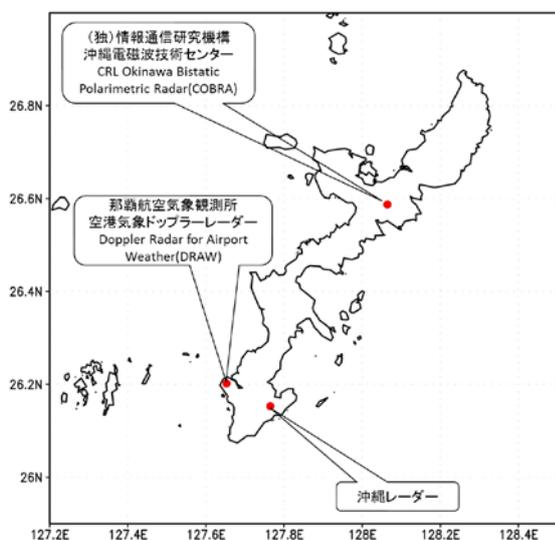
友利健・宮城嗣昌・小濱俊朗・根間幸美・大田潤・小栗秀之・槇山恵子(沖縄气象台)

要旨

平成 24 年には、沖縄本島に猛烈な台風第 16 号、17 号および非常に強い台風第 15 号が接近した。これらの台風について、複数のドップラーレーダー観測を組合わせて構造解析を試みた。その結果、台風第 16 号については、中心付近の詳細な風の分布が解析され、メソ渦の存在が確認された。台風第 17 号については、動径風の分布とエコーとの対応および動径方向の接線風速の分布を確認できた。15 号については、強雨域の風の分布に特徴が見られた。

1 調査方法

沖縄本島では、気象庁の沖縄レーダーおよび那覇空港気象ドップラーレーダー(以下那覇 DRAW)、(独)情報通信研究機構沖縄電磁波技術センターの CRL Okinawa Bistatic Polarimetric Radar(以下 COBRA)の 3 つのドップラーレーダーが稼働している(第 1 図)。



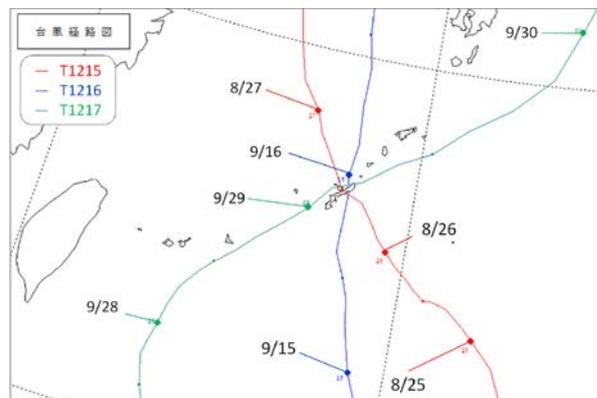
第 1 図 沖縄本島レーダーサイト配置図

本調査では、沖縄レーダーと COBRA、那覇 DRAW と COBRA、沖縄レーダーと那覇 DRAW の組合せでデュアル解析を行った。解析には気象研究所において解析されたソフト draft を用い、デュアル解析のアルゴリズムは石原(2001)によった。

ドップラー速度の符号は、気象庁ではレーダーサイトから遠ざかる方を正としているのに対し、COBRA では近づく方を正としている。符号を気象庁方式に

統一するため、COBRA の符号を反転する処理をした。COBRA では水平・垂直の 2 つの偏波で観測しているが、降水粒子の落下速度推定には、水平偏波の反射強度を用いた。これらの対応を行うため、draft に若干の改修を加えている。

3 つの台風の、沖縄本島付近の通過日時および経路を第 2 図に、各台風の解析期間を第 1 表に示す。なお、時刻はすべて日本標準時を用いる。



第 2 図 台風経路図 (日付に対応する時刻は 09 時)

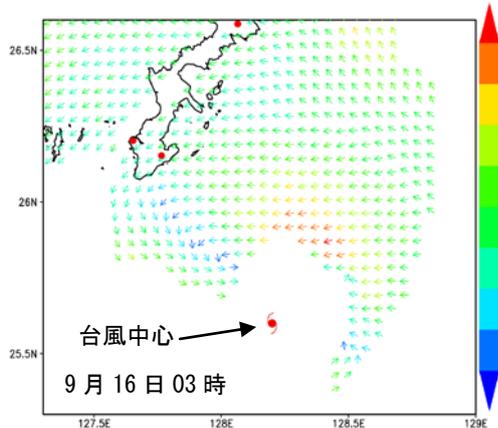
第 1 表 各台風の解析期間

第 15 号	8 月 26 日 15 時～27 日 04 時
第 16 号	9 月 16 日 02 時～05 時
第 17 号	9 月 29 日 06 時～10 時

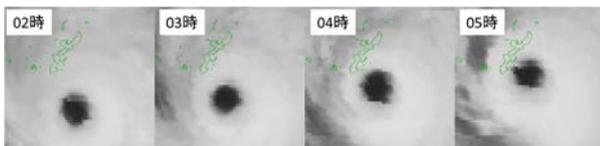
2 台風第 16 号

3 つの台風のうち、デュアル解析で最も良い結果を得られたのは第 16 号である。その代表例を第 3 図に示す。図中、矢印は風向を、色は風速を表す。台風の北～北東象限に東風 80m/s 前後の極大域が見られる。また、北西象限には、台風中心从那覇 DRAW

方向に長軸を持つ長円形のマesoscale渦が解析されている。台風の北象限では、風速極大域からメソ渦にかけて、東風が卓越している。第4図は、同時帯の衛星赤外画像である。台風北西象限のメソ渦に対応した、眼の構造の変形を見てとれる。



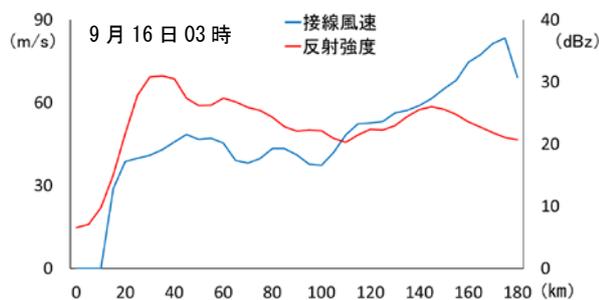
第3図 水平風分布 (高度 1km)



第4図 衛星赤外画像 (9月16日02時~05時)

(1) 接線風速・反射強度の平均値の分布

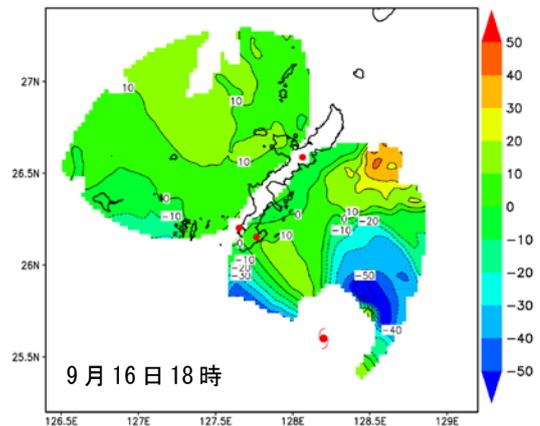
台風中心からの距離を5km刻みにとり、その領域における接線風速・反射強度の平均値の分布を第5図に示す。距離40km付近で接線風速の極大、30km付近で反射強度の極大となっている。アイウォールのすぐ外側に、風速の極大域があると考える。



第5図 接線風速・反射強度の平均値分布 (高度 1km)

(2) 動径風の分布

台風から吹き出す方向を正とした動径風速の分布を第6図に示す。風速の極大域とメソ渦の近傍に吹き込みの極大(30~50m/s)、その間で吹き出しの極大となっている。



第6図 動径風速の分布

(3) メソ渦

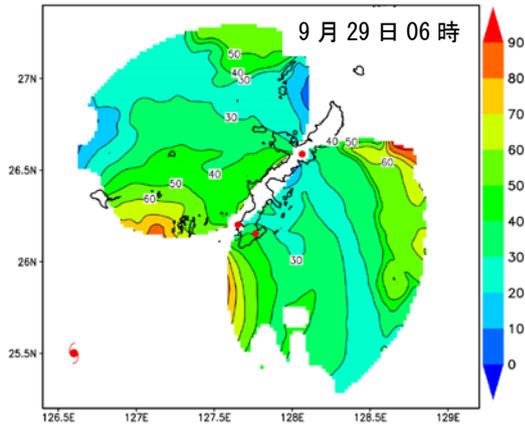
台風中心から那覇 DRAW の方向 25~30km の距離に中心を持つメソ渦が解析された。台風中心からこの距離の領域における風速の平均は 30~40m/s である。これに対し、メソ渦近傍では 10~20m/s 程度と弱い。

メソ渦は、03 時から 05 時の間に台風の中心に対しておよそ 45 度回転しており、台風を一周するには 8 時間を要することになる。一方、メソ渦付近の風速の平均をおよそ 40m/s とすると、約 2 時間で台風を 1 周することになる。メソ渦の生成に渦ロスビー波が関与していると仮定すると、この環境下でメソ渦の回転周期が 8 時間となるためには 4 波数が必要となるが、この解析では、それらは確認できなかった。このことから、メソ渦形成について、渦ロスビー波はほぼ無関係といえる。

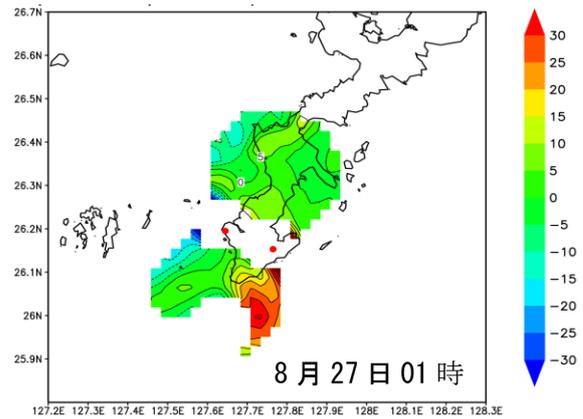
3 台風第 17 号

29 日 06 時の接線風速の分布を第 7 図に示す。デュアル解析が可能であった領域内では、接線風速は台風中心に近い領域で最も大きく、外側に向かって徐々に小さくなっている。

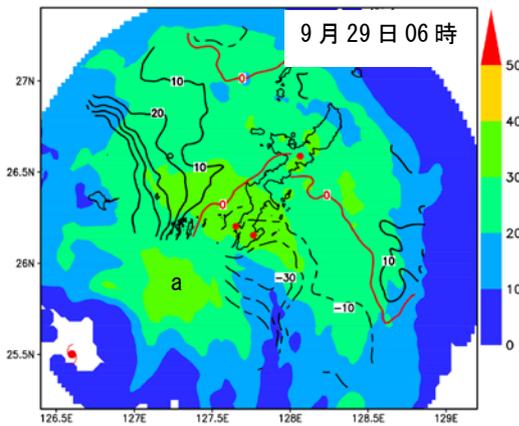
第 8 図に反射強度 (カラーズケール) および動径風速 (実線: 吹き出し、破線: 吹き込み) の分布をしめす。エコーの強い領域 (図中 a) の東側では、台風の外側から風が吹き込み、北西側では、台風の外側へ風が吹き出している。



第7図 接線風速 (高度1km)



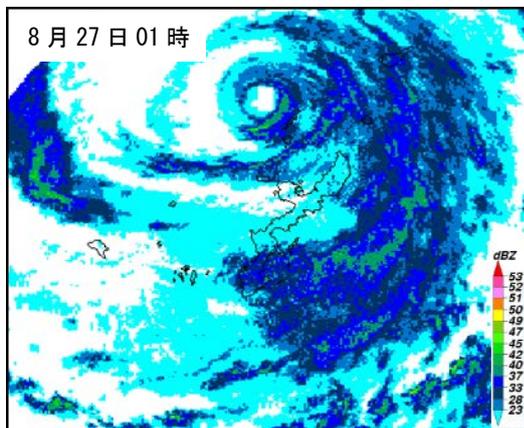
第10図 発散 (高度1km)



第8図 反射強度・動径風速 (高度1km)

4 台風第15号

第9図に27日01時における沖縄レーダーの反射強度の分布を示す。沖縄本島南部をレインバンドが通過しており、エコーは東進している。同時刻の沖縄レーダーと那覇 DRAW で得られたデュアル解析結果を見ると、エコーの進行方向に向かって西風が強まっており (図省略)、これに対応して強い発散が解析されている (第10図)。



第9図 沖縄レーダー反射強度 (高度1km)

5 まとめ

- (1) 台風第16号の中心付近では、接線風速は強雨域のすぐ外側にピークを持っていた。また、動径風速の分布より、北東象限と北西象限の強い吹き込みの間に、吹き出しが見られた。
- (2) 台風第16号では、中心の北西象限にメソ渦が確認された。このメソ渦近傍では、周辺に比べて弱風となっている。また、渦ロスビー波とは無関係と思われる。
- (3) 台風第17号については、台風特有の風の分布を確認でき、台風中心付近では、強いエコーへの風の吹き込みと吹き出しが見られた。
- (4) 台風第15号については、エコーの外側に発散の強い領域を確認できた。

本調査にあたり (独) 情報通信研究機構 (NICT) からレーダーデータの提供を受けました。また、ドップラーレーダーデータを用いた解析には、気象研究所で開発された「Draft」を使用しました。この場を借りて関係者の皆さまにお礼申し上げます。

参考文献

石原他 ドップラー気象レーダー 気象研究ノート 第200号(2001)

台風中の積乱雲が風速に及ぼす影響

—暴風のメカニズムを探れ—

永井秀行、松田留佳、小橋川南、金城侑那

(沖縄県立球陽高等学校)

1. 動機・目的

2012年の夏、沖縄本島3つの台風が直撃した。しかし、暴風について最大級の警戒を呼び掛けた最初の台風は風速が弱く、3つめに直撃した台風の風速の方が強く、被害も甚大であった。私たちは昨年、3つの台風の気圧傾度と風速の関係を分析し、同じ気圧傾度でも風速が大きく異なっていたことを確認した。そして、1時間毎のレーダー・アメダス解析雨量図から推定した積乱雲分布と風速の関係を調べた。その結果、「①観測点の風上側に強い壁雲（積乱雲の壁）があるときは、壁雲の上昇気流によって風が上空に運ばれるため壁雲の内側の風は弱まる。②観測点の風下側近くに孤立した積乱雲があるときは、その積乱雲の上昇気流によって風が加速するため観測点での風は強まる。」という仮説が得られた。しかし、このときに使用したレーダー・アメダス解析雨量図は1時間毎のものであり、解像度に欠けているという課題があった。そこで今年度は、①風速のモデル実験と②気象レーダーによる5分毎の降水強度分布を用いた解析を行って、昨年得られた仮説を検証することを研究目的とした。本研究でどのような状況で風速が強まるかが分かれば、防災に役立てることができるであろう。

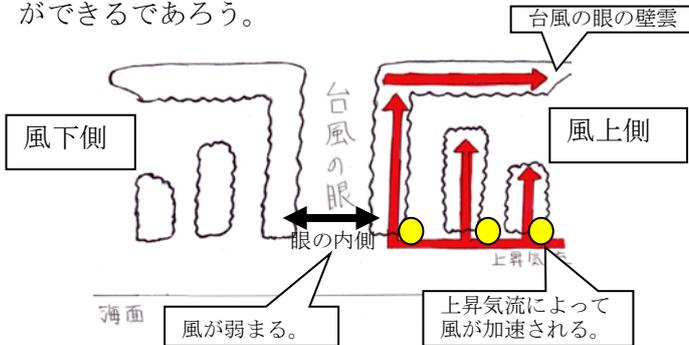


図1 昨年度の研究で得られた仮説

2. 方法

(1) 孤立した積乱雲のモデル実験 (図2)

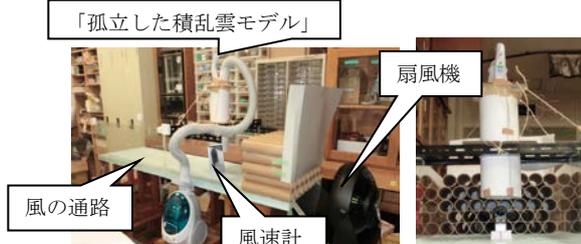


図2 実験装置

図3 孤立した積乱雲モデル

ア 実験の説明

- ①風の通路：180cm×45cmの断熱材の長辺に高さ30cmの亚克力板をつけたもの
- ②「孤立した積乱雲モデル」(図3)：厚紙を用いて円形の筒を作成
- ③整流装置：乱流である扇風機の風を整流に近づけるために、円形の筒を並べて風を送る。
- ④測定範囲：「孤立した積乱雲モデル」の中心が円形の筒の先端(風の吹き出し口)から33.4cmになるように固定する。その風上側27cm、風下側73cmの計100cm、左右25cmを測定範囲とし、モデル真下は1cm間隔、その他は5cm間隔で風速を測定する。
- ⑤扇風機の風：台風の見立て「孤立した積乱雲モデル」に風がぶつかからないように、下12.7cmの隙間から風速計に向けて扇風機の風を送る。
- ⑥掃除機の吸い上げる力：積乱雲の上昇気流に見立て、掃除機1台の上昇気流を発生させたときの風速の変化を求め、積乱雲による上昇気流が風速に与える影響を調べる。

イ 実験順序 (扇風機「強」と掃除機1台「中」で実施)

- 1) 上昇気流が無いときの風速を測定する。
 - ①扇風機の電源を入れて、風を送る。
 - ②測定範囲の風速を測定する。
- 2) 上昇気流があるときの風速を測定する。
 - ①扇風機の電源を入れて、風を送る。
 - ②掃除機1台の電源を入れて上昇気流を発生させる。
 - ③測定範囲の風速を測定する。

(2) 台風の眼の壁雲のモデル実験 (図4)



図4 実験装置



図5 「壁雲モデル」

ア 実験の説明

- ①風の通路：「(1) 孤立した積乱雲のモデル実験」と同様
- ②モデル実験の再現範囲：眼の壁雲の通過する前後で、図6の矢印の範囲に相当する。

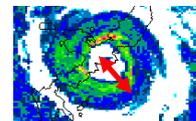


図6 「眼の壁雲モデル」実験の再現範囲

- ③「壁雲モデル」(図5)：出席簿の厚紙を用いて作成
- ④整流装置：「(1)」と同様
- ⑤測定範囲：「(1)」と同様
- ⑥扇風機の風：台風の風に見立て「壁雲モデル」に風がぶつからないように、下12.7cmの隙間から風速計に向けて扇風機の風を送る。
- ⑦掃除機の吸い上げる力：積乱雲の上昇気流に見立て、掃除機3台の上昇気流を発生させたときの風速の変化を求め、積乱雲による上昇気流が風速に与える影響を調べる。

イ 実験順序 (扇風機「弱」と掃除機3台「中」で実施)

「孤立した積乱雲モデル」を「壁雲モデル」に取り換えて「(1)」と同じ実験を行う。

3. 結果・考察

(1) 孤立した積乱雲のモデル実験

①結果

「孤立した積乱雲モデル」の上昇気流を発生させたことにより、「孤立した積乱雲モデル」真下周辺の風速が何%増減したかを求めた。風速の変化率分布図を等高線図で作成したところ図7のようになった。(図中の円柱は「孤立した積乱雲モデル」の位置を表す。)

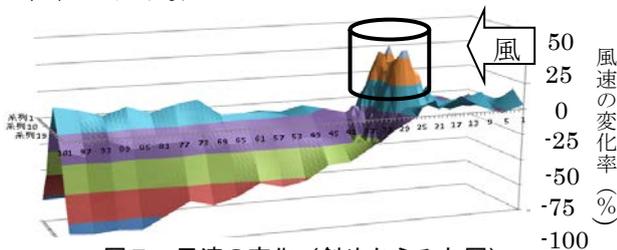


図7 風速の変化(斜めからみた図)

②考察

風速の変化率が+20%以上(グラフ橙、灰)の範囲を風が強まった範囲とする。積乱雲モデルの真下で風速の変化率が増加している。この結果から、積乱雲モデルの真下では、上昇気流によって局地的な低圧部が形成されていると推定できる(図8)。

図7より「孤立した積乱雲モデル」の真下を通過するとき風が強くなっていくことが分かる。これは低圧部の風上側では風の向きと気圧傾度力の向きが一致するためであると考えられる(図8)。

図7より「孤立した積乱雲モデル」通過後に、風が弱まっていくことが分かる。これは、低圧部の風下側では風の向きと気圧傾度力の向きが逆であるためであると考えられる(図8)。

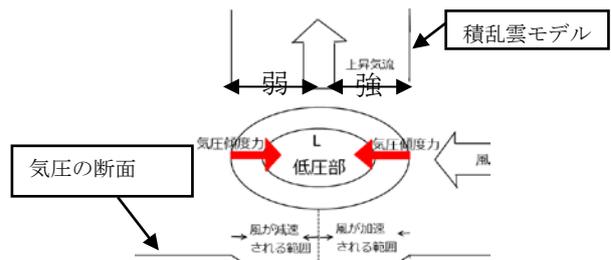


図8 積乱雲モデル真下周辺の低圧部が風速に与える影響を示す模式図

2012年台風17号で沖縄気象台(那覇市樋川)観測の平均風速と前後50分間移動平均風速(図9)を比較し、10分毎の風速が強かった3回の時刻について、気象レーダーによる5分毎の降水強度分布(図10~図12)を用いて、周辺の積乱雲分布を調べた。その結果2回に観測点の風下側間近に積乱雲が見られた。この2回については、積乱雲の真下に形成された局地的な低圧部の気圧傾度力の影響で強い風が吹いたと考えられる。

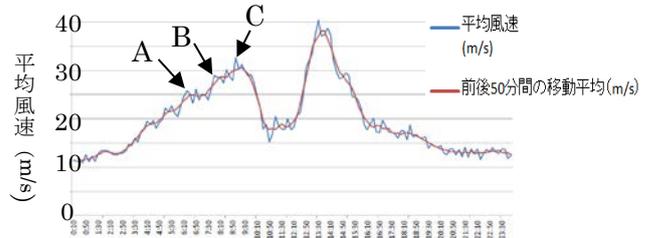


図9 台風17号平均風速の時系列

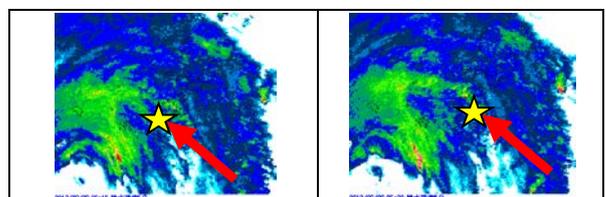


図10 2012年9月29日気象レーダーによる5分毎の降水強度分布(左6:15 右6:20)(図9A)
(画像中の黄色い星は沖縄気象台(那覇市樋川)を、赤い矢印は風の向きを表している。以下同様)

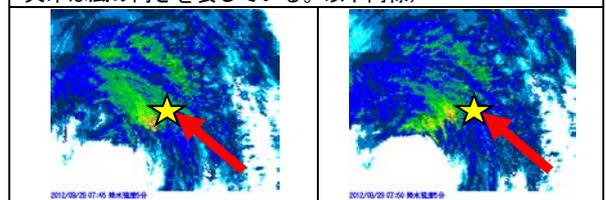


図11 2012年9月29日気象レーダーによる5分毎の降水強度分布(左7:45 右7:50)(図9B)

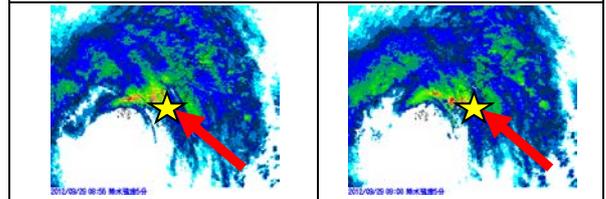


図12 2012年9月29日気象レーダーによる5分毎の降水強度分布(左8:55 右9:00)(図9C)

(2) 壁雲のモデル実験

①結果

「壁雲モデル」の上昇気流を発生させたことにより、「壁雲モデル」真下周辺の風速が何%増減したかを求めた。風速の変化率分布図を等高線図で作成したところ図13のようになった。(図中の四角形は「壁雲モデル」の位置を表す。)

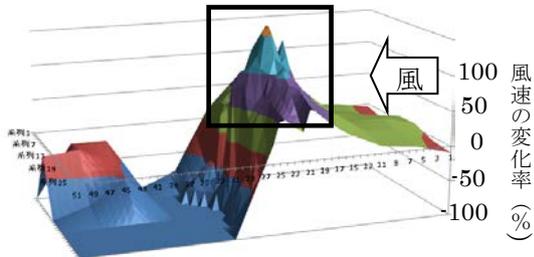


図13 風速の変化(斜めからみた図)

②考察

風速の変化率が+50%以上(グラフ紫、水色、橙)の範囲を風が強まった範囲とする。図13より壁雲のモデル実験でも周辺の風速変化率は孤立した積乱雲のモデル実験のときと同様に、「壁雲モデル」の真下を通過するときに風が強くなっていくことが分かる。この結果から、壁雲モデルの真下では、上昇気流によって局地的な低圧部が形成されていると推定できる(図8)。

図13より、「壁雲モデル」の風下側で風速の変化率が-100%(無風)になっているのは、風下側に風が通り抜けずに、送り込まれた風のほとんどが、「壁雲モデル」の上昇気流によって上に移動させられたためであると考えられる。

2012年台風17号の沖縄気象台観測の平均風速の時系列変化グラフと「台風の眼の壁雲のモデル実験」の風速変化率グラフを比較したところ、同様の風速変化が見られた(図14)。したがって、このモデル実験は実際の眼の壁雲周辺の風速変化を再現していると考えられる。

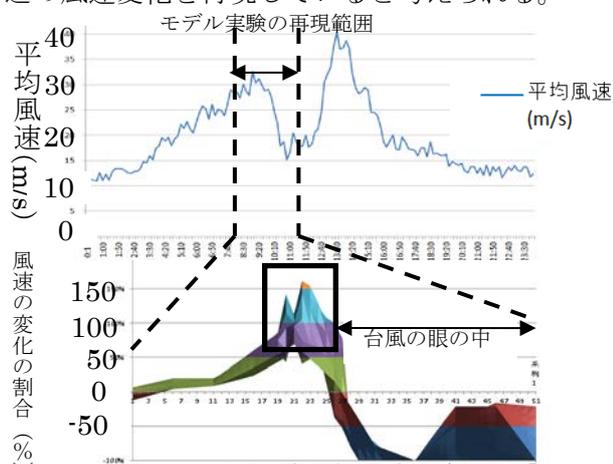


図14 台風17号の風速の時系列変化グラフと「台風の眼の壁雲のモデル実験」の風速変化率グラフの比較

4. 結論

(1) 孤立した積乱雲の真下周辺では、積乱雲の上昇気流によって局地的な低圧部が形成されるため、気圧傾度力の影響で風は強まる。したがって、台風で積乱雲が通過するときには風は強まる。

(2) 眼の壁雲の真下周辺では、壁雲を構成する積乱雲の上昇気流によって局地的な低圧部が形成されるため、眼の壁雲周辺で風は最も強くなる。また、強まった風は壁雲の上昇気流によって上空に運ばれるため、眼の壁雲の内側では風は弱くなる。

5. 課題

今後の課題として以下のものが挙げられる。

(1) 時間が足りなかったため、扇風機と掃除機の強さの組み合わせを変えた実験を行うことができなかった。

(2) 今回使用した2012年台風17号の平均風速観測データは、インターネットから入手した10分毎のものであり、積乱雲通過時の気圧の変化が分からなかった。より時間間隔の細かいデータを入手して解析する必要がある。

6. 参考文献

- ・「沖ノ鳥島で観測した台風9713号の眼」(海洋技術センター 中埜岩男ほか)、海洋技術センター試験研究報告 第41号
- ・「沖縄地方における台風接近時の最大瞬間風速に関する研究 事例解析1」(沖縄気象台 大城栄勝ほか)
- ・「台風第14号グラフデータ」(宮古島気象台ホームページ)
<http://www.jma-net.go.jp/miyako/kakosiryou/ty0314/ty0314graph/ty0314graph.htm>, アクセス日:2013.1.8
- ・「過去天気」(日本気象協会)
<http://tenki.jp/past/> アクセス日:2013.1.8
- ・「デジタル台風」(国立情報学研究所)
<http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>, アクセス日:2013.1.8
- ・「Labs Channel」(weathernews)
<http://labs.weathernews.jp/> アクセス日:2013.1.8
- ・沖縄タイムス 2012.8.25~29
- ・琉球新報 2012.9.16~18
- ・琉球新報 2012.9.22~10.2

単一ドップラーレーダーデータを利用した台風強度の推定

-2012年台風第15号(Bolaven)の事例-

*嶋田宇大・北島尚子(気象研究所台風研究部)・山田広幸(琉球大学理学部)

1. はじめに

海上にある台風の強度(ここでは、中心気圧及び最大風速を指す。)は、主に、衛星データを用いたドボラック法により推定されるが、その推定誤差は大きいことが知られている。台風が陸地に接近した際には防災上、強度推定の精度向上が望まれる。米国では、単一ドップラーレーダーを利用して台風の強度を推定する試みが行われている。そこで、本研究では、気象庁現業ドップラーレーダーで捉えることができた台風のうち、まずは、レーダー動径風が十分に得られ、軸対称構造も明瞭だった2012年の台風第15号(Bolaven)に対し強度推定を行い、その精度を評価した。Bolavenは、2012年8月26日20:00から23:30JSTにかけて、中心気圧930hPa、最大風速85knotの勢力(気象庁ベストトラック)で三重眼構造を有したまま沖縄本島北部を通過した台風である。

2. 方法

Bolavenに対し、Lee *et al.* (1999) が開発したGBVTDという手法により、2012年8月26日1450JSTから27日0145JSTまでの11時間分を5分間隔で推定した。リトリーブ及び強度推定手順は以下の通りである。

- 1) GBVTD-simplex method (Lee and Marks 2000) により台風の中心位置を推定する。
- 2) 推定した中心位置に対し、GBVTD により台風の水平風速分布(高度1km及び2km)を算出する。リトリーブできる風速場は、接線風(波数3まで)、動径風(波数0)及び、レーダーと台風中心を結ぶ方向の環境風である。
- 3) リトリーブした軸対称接線風が傾度風バランスしていると仮定し、台風近傍の地上気圧観測データを利用して、台風の中心気圧を推定する。本研究では、那覇及び名護の海面更正気圧データを利用した。

なお、ここでの解析には高度1km及び2kmのCAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)データを使用した(レーダーデータ解析ツールDraftを使用して、沖縄(糸数)現業ドップラーレーダーデータから作成)。

3. 結果

まず、リトリーブした風速場の精度を検証した。

リトリーブした風速場から逆計算したドップラー風速とレーダーで観測したドップラー風速のRMSD(二乗平均誤差)は期間平均で、高度1km面は1.2m/s、高度2km面は1.1m/sだった。図1は、名護の地上観測データとリトリーブした風データ(環境風は含まない)の比較である。リトリーブした風速は、地上瞬間風速と強弱のタイミングがおおむね一致し、26日18:30、20:30、22:30、27日00:30JST頃に第一と第二の壁雲に伴う風速のピークが見られた。地上瞬間風速との相関係数は、高度2kmのリトリーブ風速では0.75、高度1kmでは0.77だった。風向も地表面摩擦の効果を考慮すると、リーズナブルな対応が見られた。この他、沖縄本島の東の宮城島のアメダス観測データに対しても同様の結果が得られた。これらのことから、リトリーブした風データの精度は良好と考えられる。

強度推定は、沖縄本島通過の数時間前(台風はレーダーから約130kmの地点に位置。沖縄レーダーの2km高度におけるレーダー動径風の探知範囲は半径約165km。)から行うことができた。眼の壁雲の反射強度が一番大きいところ(図2; 台風中心から10~20kmの範囲にある黒色部分)と

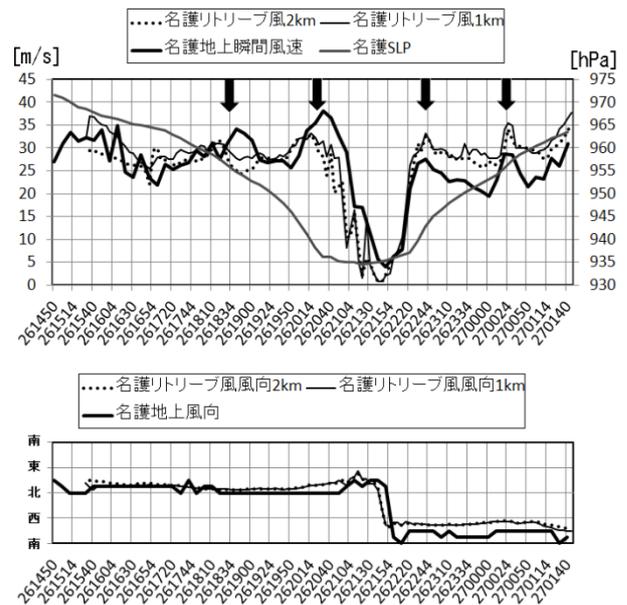


図1: (上) 名護で観測された地上瞬間風速(太実線)と、高度2km(点線)及び1km(細線)のリトリーブ風速(環境風を含まない)。参考として、名護の海面更正気圧(灰色線)を示す。(下) 名護で観測された瞬間風の風向(太実線)と、高度2km(点線)及び1km(細線)のリトリーブ風の風向。

RMW (最大接線風半径) (図3; 実線) をみると、両者の変化傾向は一致しており、リトリーブした風速場からも時間の進行とともに眼の壁雲が収縮する様子を捉えることができた。また、レーダー反射強度の一番大きいところ (台風中心から15→12km 地点) のすぐ外側 (台風中心から15→13.5km 地点) にRMW が位置していた。

推定した最大風速 (図4) は、気象庁ベストトラックよりやや小さな値となり、高度の違いを考慮すると小さすぎるように見える。しかし、同じ風速場の仮定のもとに推定した台風の中心気圧 (図5) は、名護の観測値及びベストトラックにほぼ近い値となっており、推定された風速場は妥当であったと考えられる。ベストトラックの最大風速が大きめなのは、930hPa程度の台風が通常持つ最大風速よりも、三重眼構造を有するBolavenの最大風速が弱かったことによる可能性がある。以上の結果から、Bolavenの事例では、本手法によるレーダー動径風の解析は妥当で、十分に精度よく台風の強度を推定できることが示唆された。

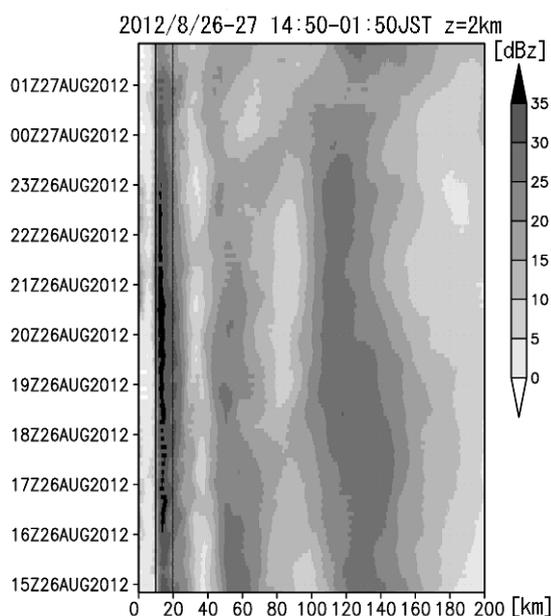


図2: 高度2kmにおけるレーダー反射強度(dBZ)の台風軸対称成分のホフメラー図(下から上へ時間経過)。横軸は台風中心からの距離(km)。実線は横軸の10km及び20km地点を示す。

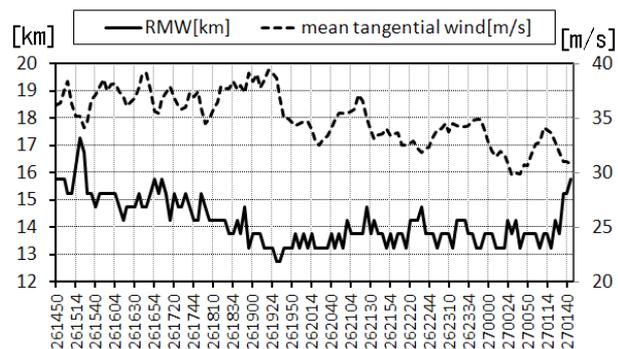


図3: 高度2kmにおける最大接線風半径(RMW[km])(ラベルは左側)と、RMWにおける平均接線風[m/s]の時系列(ラベルは右側)。

4. 今後の課題

今後の課題は以下の通りである。

- ・環境風のリトリーブ
- ・ゾンデやウィンドプロファイラなどの観測データを用いたさらなる精度検証
- ・折り返し補正やQC手法の高度化
- ・現業ドップラーレーダーで捉えられた全事例に適用して (本土を含め 20 事例ほど)、得意事例、不得意事例を調査
- ・台風状況下の大気境界層の科学的な理解 (高度 1, 2km の物理量から地上の物理量を推定するために)

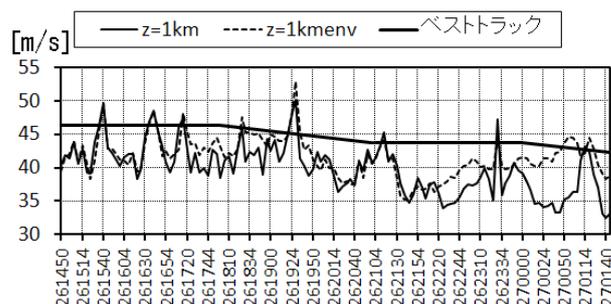


図4: 推定した台風の最大風速 (高度1km) の時系列。環境風を含むもの (z=1kmenv) と含まないもの (z=1km) を示す。参考として、ベストトラックの最大風速も示す。

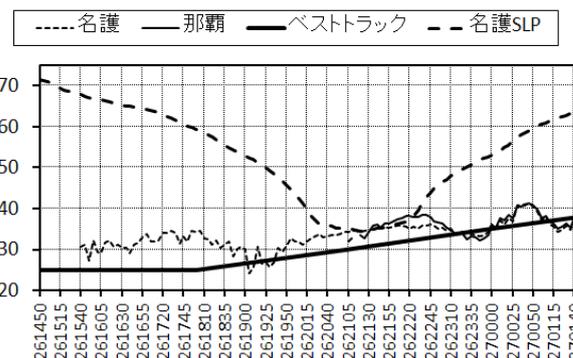


図5: 推定した台風の中心気圧の時系列。高度1kmのリトリーブ風と、名護及び那覇で観測された現地海面更正気圧をそれぞれ利用して算出した (名護及び那覇と示す)。参考として、気象庁ベストトラックの中心気圧と名護の現地海面更正気圧も示す。

参考文献

- Lee, Wen-Chau, Ben Jong-Do Jou, Pao-Liang Chang, Shiung-Ming Deng, 1999: Tropical Cyclone Kinematic Structure Retrieved from Single-Doppler Radar Observations. Part I: Interpretation of Doppler Velocity Patterns and the GBVTD Technique. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2419–2439.
- Lee, Wen-Chau, Frank D. Marks, 2000: Tropical Cyclone Kinematic Structure Retrieved from Single-Doppler Radar Observations. Part II: The GBVTD-Simplex Center Finding Algorithm. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1925–1936.

謝辞

ドップラーレーダーデータの使用及び本手法の適用にあたり、気象研究所気象衛星・観測システム研究部の山内主任研究官及び佐藤研究官より貴重なコメントをいただきました。

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

藤間 弘敬、山田 広幸（琉球大学理学部）

1. はじめに

沖縄本島と奄美大島には低いながらも山地が存在し、沖縄本島の与那覇岳は 503m、奄美大島の湯湾岳は標高 694m を持つ。この地形による強制上昇や、日射による地表面の加熱によって発生する局地循環の影響で、降雨が強化されると予想される。本研究の目的は沖縄、奄美における地域的な降雨の発生時の特徴、季節的な傾向などを明らかにすることである。

2. データ・解析方法

気象庁レーダーエコー強度と情報通信研究機構の大宜味ウインドプロファイラのデータを用いて解析を行った。対象期間は 2006 年から 2012 年の 7 年間である。レーダーの観測値から高度 2km における日積算データ(時刻は UTC)を作成し、島上と海上の日積算雨量の差が一定値(敷居値として 0.5mm、1.0mm、2.0mm の三種類を設定)を越えた場合を地形性降雨ありとして事例を抽出した。

さらに沖縄本島、奄美大島の全体だけでなく奄美南東斜面、奄美北西斜面、沖縄南東斜面、沖縄北西斜面、沖縄本島南部の合計七パターンについてそれぞれ解析した。図 1 がその範囲を示し、濃い陰影が島上(周囲を含む)を、薄い陰影が海上を示している。一般風との関係を明らかにするため大宜味村にあるウインドプロファイラの風データを用いて、上空 2550m の水平風を調べた。観測データから日平均風速、風向を算出し、積算雨量の敷居値 1.0mm を越えた日について風速の強弱、風向の特徴を調べた。

3. 結果・考察

7 年間のレーダーのデータから年間平均雨量を作成したものが図 2 である。図中の星印が糸数レーダーと名瀬レーダーを示していて、実線の円はそれぞれのレーダーから 150km の距離を表している。レーダーからの距離から近すぎると雨量が過小評価されやすいことや、離れるほど信頼性が低いことにも注意しなければならない。糸数レーダーから 8.9km 離れている那覇市に位置する沖縄気象台と、52.5km の距離にある名護測候所の平均年間降水量はそれぞれ 2040.8mm と 2018.9mm でほとんど同じであるが、レーダーの積算で算出した平均値は那覇で 2460.8mm、名護で 2691.0mm であり両地点の間には 200mm 以上の差が生じている。レーダーから算出した値と実測値のずれは観測している高さの違いに起因するものと考えられる。また、奄美大島の北側海上で

不連続に値が増加しているところがあり、奄美北西斜面で発生数が過小評価されている可能性がある。

図 2 を見ると奄美大島や沖縄本島北部で周りの海上と比較しておおよそ 500mm 程度雨量が多いのが見てとれる。実際に島上だけで明らかに降雨が強まっていると見られることは多い。図 3、4 が地形性降雨がはっきりと見られる日の日積算雨量図である。地形性降雨発生件数は、敷居値 1.0mm の場合において、沖縄全体で 293 件、沖縄南東斜面で 323 件、沖縄北西斜面で 389 件、沖縄南部で 315 件となった。奄美については、奄美全体で 339 件、奄美南東斜面で 408 件、奄美北西斜面で 344 件となっている(図 5、6 が沖縄全体と奄美全体の発生件数を示す)。奄美の方が沖縄より発生件数が多い。これは奄美大島の方が山が高く地形の影響が大きいためと考えられる。

季節別の特徴を見ると全七パターンにおいて夏に多いことが共通している(図 5、6)。これは上述した日射による局地循環の影響だと考えられる。奄美と沖縄の間で異なる点として、奄美では冬(12 月から 3 月頃)に発生件数の若干の増加がある。パターン別で見るとこの傾向は奄美北西斜面で顕著であった。沖縄ではこのような傾向は見られなかった。

風との関係については、局地循環の影響を考えると、風が強ければ島上の暖かい空気が風下へ移動してしまうため、地形性降雨発生時には平均風速は弱いことが予想された。沖縄南部を除いて地形性降雨発生時に年間の平均風速が弱くなっているが、全地域とも夏は発生時の方が風速が強くなっている。これは地形性降雨が局地循環発生時だけでなく、台風や熱帯低気圧の通過時にも発生しているためだと推測される。風向については発生時特有の特徴は無く、四季の変化にそのまま対応して、夏は東～南風、冬は西～北風が多くなっていた。奄美で見られた冬の発生件数の増加は、北西季節風によって風上となる北西斜面で地形による強制上昇が発生し、降雨が強化されることがあるからだと推測される。沖縄でこの傾向が無いのは山の高さが足りないためと考えられる。

4. まとめ・今後の課題

レーダーから得られた積算雨量を解析した結果、沖縄本島と奄美大島で地形性降雨は数多く(対象期間 2557 日のうち約 300~400 件)発生していることが分かった。また、発生が夏に集中していることも分かった。風との関係については予想され

た結果が顕著には現れなかったもので、局地循環と強制上昇を分けて考える必要がある。また、地形性降雨と風以外の要素(大気の安定度など)との関係を調べる必要もある。

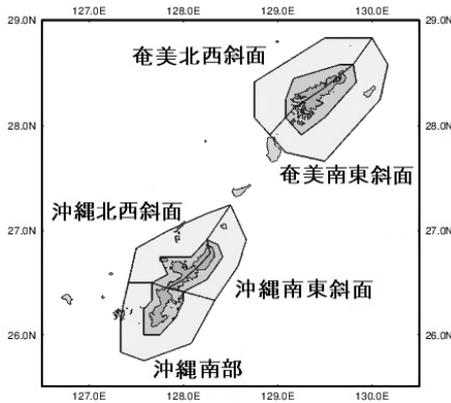


図 1. 島上、海上とした範囲

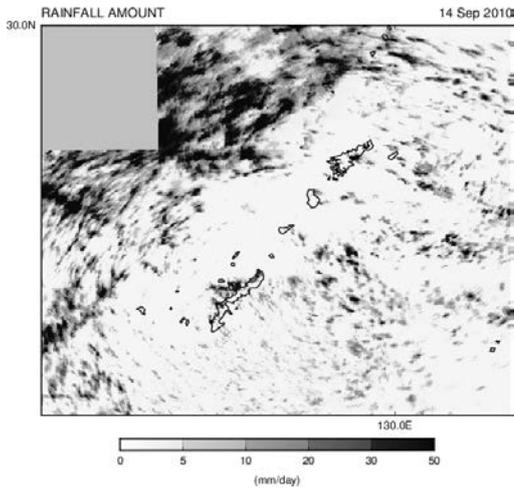


図 3. 2010 年 9/14 の日積算雨量図(左上のグレーの部分は欠損値)

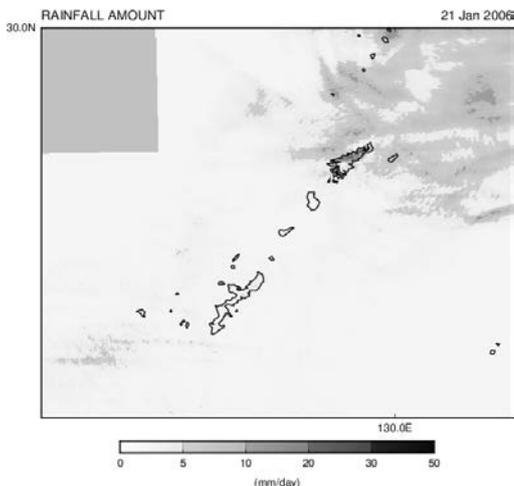


図 4. 2006 年 1/21 の日積算雨量図(左上のグレーの部分は欠損値)

RAINFALL AMOUNT

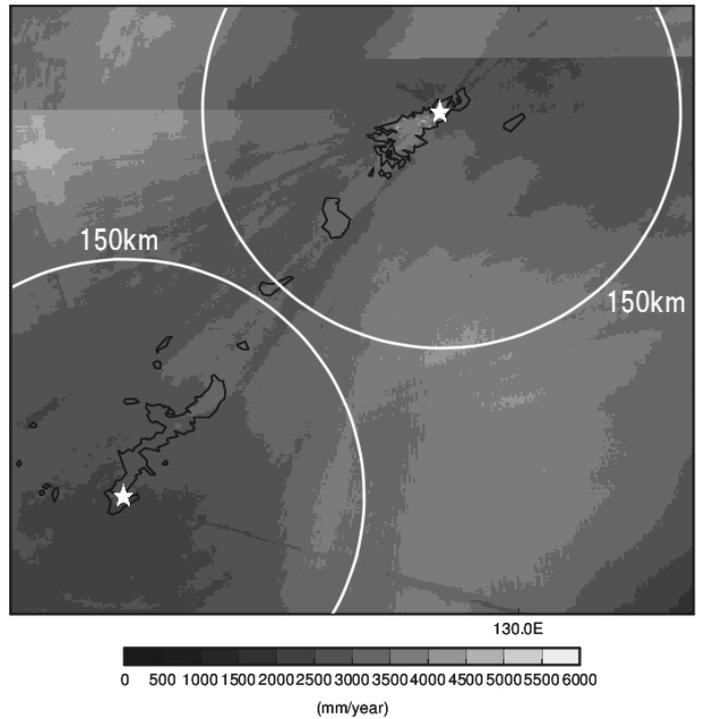


図 2. レーダーエコー強度から算出した年間平均雨量図

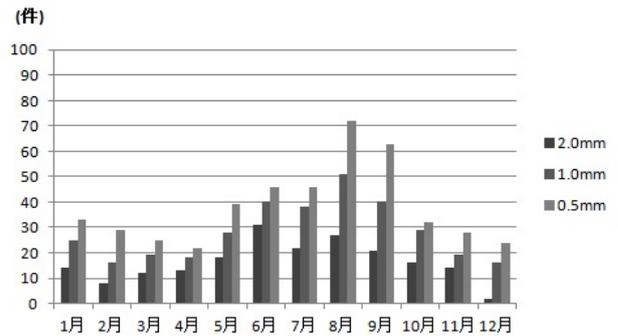


図 5. 奄美全体の地形性降雨発生件数(2006~2012)

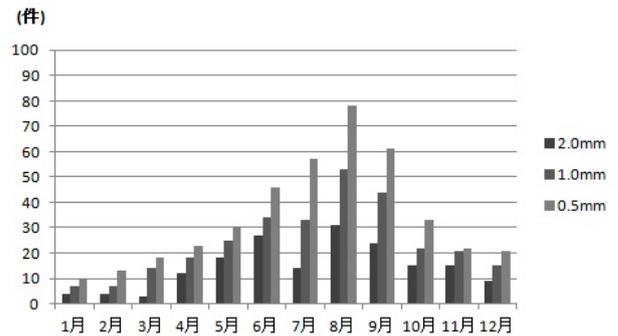


図 6. 沖縄全体の地形性降雨発生件数(2006~2012)

表 1. ウインドプロファイラから算出した平均風速(m/s)

		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	平均
沖縄	発生あり	10.9	8.6	11.5	11.3	9.5	10.2	7.1	7.9	5.4	5.1	7.6	9.5	8.2
	発生なし	12.4	11.5	10.8	10.1	7.9	8.5	6.1	5.9	5.5	4.9	7.8	9.9	8.6
NW	発生あり	8.4	9.8	11.5	12	9.4	10.8	6.2	7	4.8	6	7.4	10.7	8.1
	発生なし	12.5	11.5	10.8	9.9	7.8	8.1	6.3	6	5.8	4.8	7.7	9.8	8.6
SE	発生あり	11.4	8	12.1	11.4	8.2	9.3	7.4	6.9	5.9	5	7.7	8.7	7.8
	発生なし	12.3	11.6	10.7	10.1	8.1	8.7	6	6.1	5.4	5	7.8	10	8.7
南部	発生あり	11.5	11.4	12.3	11.4	11	10.2	8.6	9.5	7.2	5.7	7.8	8.7	9.4
	発生なし	12.3	11.4	10.7	10.1	7.5	8.5	6	5.7	5	4.9	7.8	10	8.4

気象衛星ラピッドスキャンデータを用いた沖縄周辺における メソ対流システムの発生過程の解析 眞榮田憲・山田広幸（琉球大学理学部）

1. はじめに

近年、マスメディア等でゲリラ豪雨と称されるような局所豪雨が関心を集めている。これらの現象は日本各地で被害をもたらすその対策が急がれている。このような現象は積乱雲によってもたらされ、時間スケールで30分から60分の中小規模のものであるため発生予測が困難である。しかし近年の研究でそれらの発生環境場の数値評価が可能となり局所豪雨の発生しやすい環境場が明らかになっているが（竹見ら 2012年）、依然として発生時刻・位置が特定出来るまでには至っていない。気象庁は待機運用中の静止気象衛星ひまわり6号を用いて、5分間隔の高頻度観測（ラピッドスキャン）を2011年から夏季の日中に実施している。このデータを用いると、積乱雲に発達する前の下層の雲を検出できる可能性がある。本研究では5分間隔で観測を行うラピッドスキャンによって得られる雲画像から、積乱雲の発達に大きく寄与する下層の雲の様子を解析し、降水セルの発達の前兆現象を特定することを目的とする。

2. 研究データと解析手法

ラピッドスキャン可視画像により下層の雲の動きを確認できる日のうち、後に積乱雲に発達し降雨をもたらす事例を抽出する。抽出した事例について水平方向・鉛直方向の雲の動きを判定し、環境場の解析を行うためにラピッドスキャン赤外画像、気象庁天気図、AMeDAS データ、客観解析データ、情報通信研究機構の大宜味ウィンドプロファイラデータや米・ワイオミング大学に保管されている高層気象観測データを使用する。その結果から降雨レーダー画像では予測のできない降水セルの発達の前兆現象を特定する。尚、本研究では2011年から2013年に行われたラピッドスキャン観測データを使用するが、冬期は上空を雲が覆ってしまい下層の雲が見えないことが多いこと、現象が顕著に現れるのが5月から9月の時期であったため各年この5か月間を解析期間とする。

3. 結果及び考察

抽出した事例は水平方向・鉛直方向の雲の分布の違いから、7通りの発達タイプに分類を行った（表1）。事例の総数は101件であり、梅雨明け以降の6月、7月に多く8月は少なくなっている。ここでは特にその現象が顕著に現れている3例をあげる。各図は左側に発達前と発達後の可視画像、中央に降水セル発達後の降雨レーダー画像、右側に使用したデータのひとつを示す。図1（タ

イプ①）は南東から湿った空気が流入することによって島の風下である北西側で降水セルが発達し、強い雨を降らせた事例である。気象庁客観解析データから計算した安定度指数は大気の状態が不安定であることを示しており、他に目立った擾乱が確認できないことから、地形による影響を受けた降水セルの発達と判定した。図2（タイプ③）は沖縄本島の南と北にある台風の外側の雲が衝突するように接近し、降水セルが発達し強い降雨が確認された事例である。ウィンドプロファイラ観測が停止していたため、名瀬と南大東の各観測点での高層気象観測データと赤外画像を利用して雲の動きを確認した。その結果、北側の台風に伴う下層の雲が南へ移動し、南側の台風に伴う上層の雲が北へ移動しており、上層と下層の雲が重なりあった時に降水セルが発達したと確認出来た。タイプ④（図3）は島の上空で線状に発生していた雲が那覇市付近で発達し、強い雨を降らせた事例である。名護市では北北東の風が吹いており、那覇市の東に位置する糸数でも時間の経過とともに北北東の風から東北東の風へと風向を変えており、那覇市付近で強い収束が発生した結果降水セルが発達したものと考える。

今回あげた事例はいずれも降雨レーダー画像からは予測の出来ないものであり、発生前に見られる低い雲は降水セル発達の前兆とみなす事ができる。一方で、分類された前兆と同じ現象に見えるものであっても降雨を伴わない事例もあり、この要因は大気の状態が安定的であったことや雲が自由対流高度に達するほど発達しなかったなど、環境場の条件を満たしていないものと考えられる。雲の急発達が見られた日は付近に台風や台風から変わった温帯低気圧が存在することが多く、何らかの関連がある可能性がある。実際に距離を測定したところ、事例の発生地点より南側に台風が存在しているときは平均約1000kmの距離となり、北側に存在しているときは約500km離れた距離にある事がわかった。また、今回検出した事例の大部分は、降雨レーダーで降水が確認される1時間前程度に前兆とみられる低い雲が発生していた。

4. まとめと課題

今回下層の雲の活動が確認できる状況の下、ラピッドスキャン可視・赤外両画像と各観測値、客観解析データを使用することで特定の前兆現象を発見し分類することができた。しかし、分類された前兆と同じ現象に見えるものであっても降雨を伴わない事例もあり、その違いを今後検証す

る必要がある。また、台風との関連がどの程度のものであるか今後詳しく調べていく必要がある。ラピッドスキャンは2014年に打ち上げ予定のひまわり8号においてによって本格運用される予定であるので、豪雨の短時間予測を目指してさらなる研究が必要と考えられる。

表1. タイプ別・月別の検出事例数

	5月	6月	7月	8月	9月	合計
①地形の影響	3	6	3	0	6	18
②収束	8	12	2	1	3	26
③雲が重なり合う	3	5	4	2	3	17
④地形+収束	0	0	4	2	2	8
⑤地形+雲が重なる	2	4	12	4	2	24
⑥雲の発達が伝播	1	1	0	0	0	2
⑦その他	0	5	0	0	1	6
合計	17	33	25	9	17	101

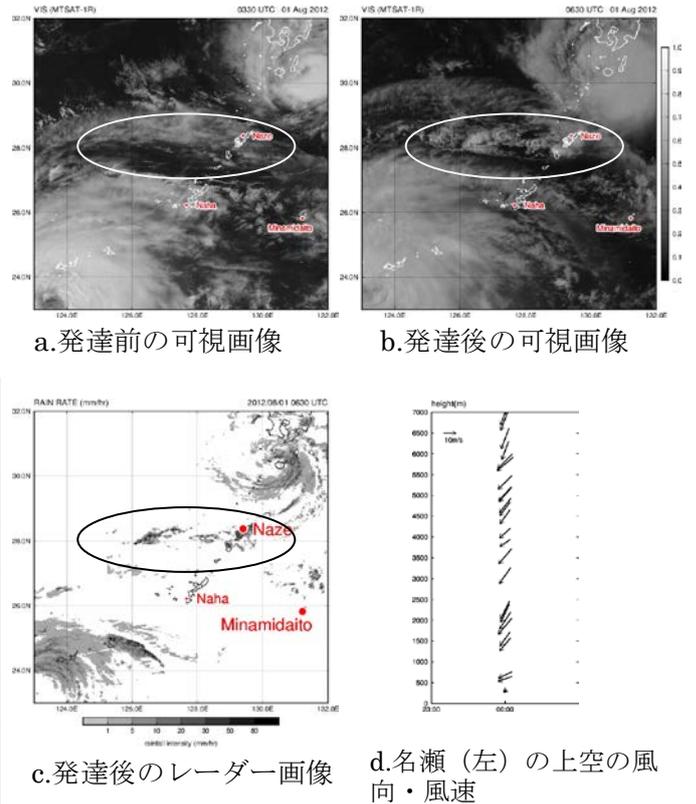


図2. 雲が重なり合い発達した事例 (タイプ③)

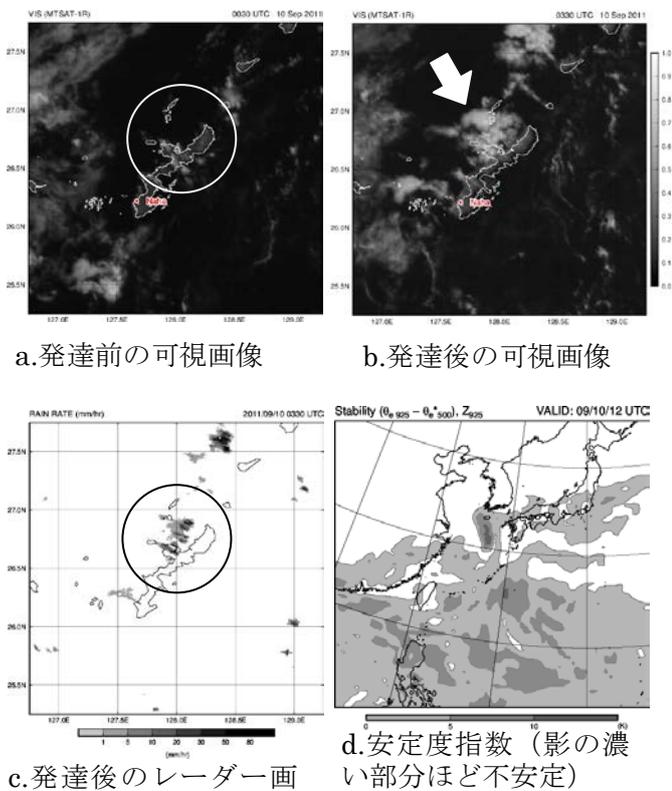


図1. 地形の影響を受けて発達した事例 (タイプ①)

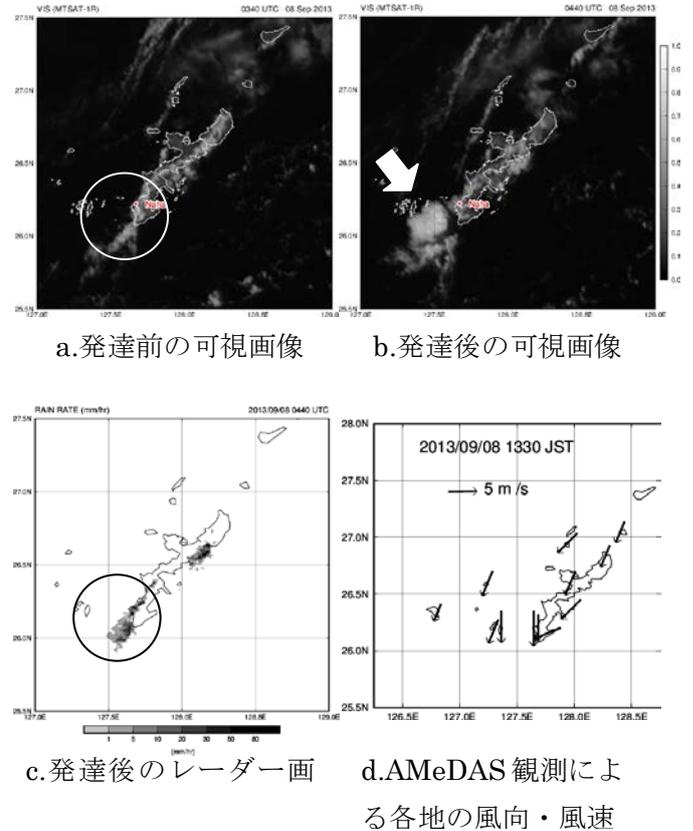


図3. 地形の影響と収束により発達した事例 (タイプ④)

2010年奄美豪雨の期間中に北へ伝播する降水システム

山田 広幸 (琉球大学理学部), 岩井 宏徳 (NICT 沖縄電磁波技術センター)

1. はじめに

2010年10月20日に発生した奄美豪雨では、秋雨前線上に停滞した降水システムによって11~17時の6時間に約550mmの降水がもたらされた。この事例についてこれまで、前線北側の冷たい気団が暖かい海面上で気団変質する過程や (Tsuguti and Kato 2014)、降雨期間の小低気圧の発達 (田上と川野 2012) について解析が行われている。しかし強雨の開始前に前線の南側で起きた現象については注目されていない。本研究では上述する強雨期間の前後に奄美を通過した、北進する降水システムに着目し、衛星やレーダーのデータを用いて特徴を調べ、フィリピンに上陸して急速に弱まった台風13号 (Megi) との関連性について議論する。

2. 北上する降水システムの特徴

奄美大島とルソン島東海岸とを結ぶ直線上で作成した、衛星赤外輝度温度の時間-距離断面を図1に示す。奄美では強雨期間 (矩形領域) の前後に北上する雲域 (A, B) がみられる。これらの雲域は台風 Megi の約800km外側で発達し、東西に延びるスパイラル状の形態を持ち、 $10\sim 14\text{ms}^{-1}$ の速度で北進した。図2は雲域Aに対応する降雨分布を示したもので、東西に延びる雨域が沖縄本島を通過し、奄美へ到達する頃に弱まると同時に停滞性の降水システムが奄美大島の上で発達する様子がみられる。強雨の終了直前には、雲域Bに対応する東西に延びる降水システムが奄美に接近した (図略)。

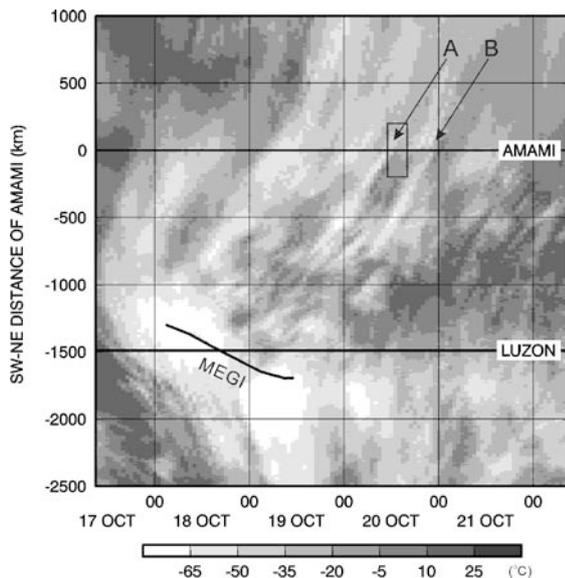


図1 静止衛星赤外輝度温度のホフメラー図。時刻はJST。縦軸は奄美とルソン島とを結ぶ線上の距離。矩形領域が奄美豪雨の期間で、太線は台風13号 (Megi) の中心位置を示す。

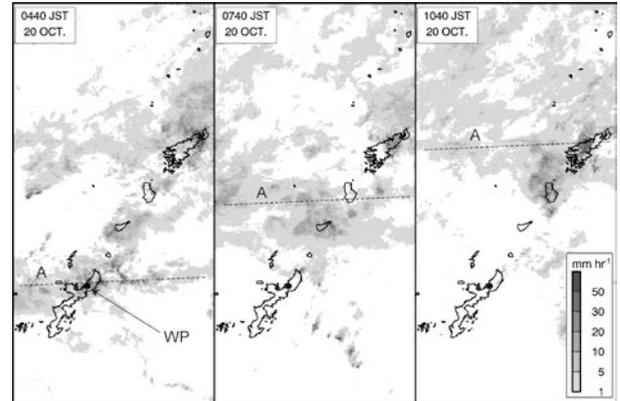


図2 気象庁レーダー雨量分布。(左) 強雨の開始6時間前、(中) 3時間前、(右) 開始時。雲域Aの位置を破線で、大宜味ウインドプロファイラ (WP) の位置を黒丸で示す。

降水システムの通過による風系の変化は沖縄の広い範囲で観測された。図3は沖縄本島で観測された南北風成分の鉛直分布である。Aの通過後に (破線) に高度2km以上で南風が 5ms^{-1} を超え、Bの通過直前に北進速度に対応する 10ms^{-1} を超える南風が高度4-9kmに広がっている。このことは、Bは南風の加速域に形成され、Aはその北側を環境風より速く伝播することを示唆する。

3. 台風 Megi との関連性

Megiは奄美豪雨の2日前にルソン島に上陸し、中心気圧が12時間に885から940hPaに急上昇した。この急激な弱体化は傾度風平衡の状態を崩し、気圧傾度の弱まりにより台風の外側に広がる風をもたらすことが予想される。今後はMegiの弱体化と南風の強化、降水システムの伝播との関連性を数値実験により詳しく調べる必要がある。

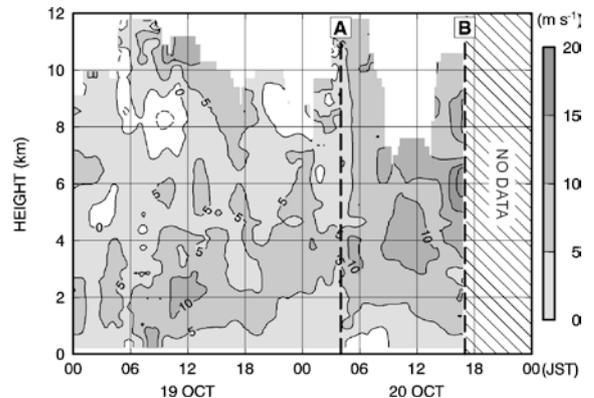


図3 大宜味ウインドプロファイラ (WP) による南北風成分の時間-高度断面。等値線は 5ms^{-1} 間隔。A, Bは降水システムが通過した時刻を表す。

東シナ海における波の傾向とパターン分類

平良明（琉球大学理工学研究科）、久木幸治（琉球大学理学部）

1. 導入

東シナ海は古くから中国との貿易航路として栄え、現在でも多くの船舶が行き来する。また多くの天然資源が埋蔵されている可能性があり、これから開発が見込まれる場所でもある。そうした中で船舶の安全な航海や海洋開発において東シナ海上の波浪の情報はますます重要となってくる。太平洋西部の緑海であるこの海域では秋から春にかけて温帯低気圧が多発する。また夏は台風の進路と重なり、たびたび周辺の地域に大きな被害を及ぼしている。東シナ海の波浪特性について、磯崎・斉藤(1992)、Hwang and Teague(1998)で研究されている。しかし東シナ海における波高や周期などの各データの空間分布を比較し、大局的な見地から波の傾向を調べた研究はあまり行われてこなかった。

そこで本研究では気象庁から提供されている波高、周期、波向き、風の沿岸波浪データを用いて各データの分布図を作成し、東シナ海における波の傾向や各データ間の関係性を調べることを目的とする。

2. 研究方法

解析範囲は $120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 、 $24^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$ の範囲とした。使用したデータは気象庁が提供している2008年1月1日から2009年12月31日までの0時（世界標準時）の波高、周期、波向き、風の沿岸波浪データである。研究の手順としては大きく分けて次の2つである。

(1) 各データの季節別の分布図を作成して比較する。

(2) 各データの分布を12パターンに分類して比較する。

(1) では波高、周期、風の平均値、波向きの最頻値を春（3月～5）、夏（6月～8月）、秋

（9月～11月）、冬（12月～2月）の期間で求めて分布図を作成し比較した。

(2) では Kohonen(2001)が開発した自己組織マップ (SOM) を用いた。各データの解析期間分（計731日分）の分布を12パターンの分布に分類した。さらに各波高パターンに対応する周期、波向き、風パターンの割合を調べ、割合が高かったパターン分布図を比較した。

3. 結果

季節別の平均値、最頻値の分布図において、波高は春、夏に低く、秋、冬に波高が高い傾向が見られた。またすべての季節で範囲の南側の $122^{\circ}\text{E}\sim 126^{\circ}\text{E}$ 、 $25^{\circ}\text{N}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 付近で波高が高くなっていた。周期ではすべての季節で、南西諸島の東側とおよそ 27°N より南で周期が長くなっていた。春、夏、秋では範囲の北側、 $29^{\circ}\text{N}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 付近でも周期が長い傾向にあった。波向きはすべての季節で南西諸島の東側で北西向きの波が見られた。それ以外の領域での波向きは春と秋で概ね北西向き、夏はおよそ 28°N より北側で北東向き、南側で北西向きの波向きが多く見られた。冬は南西諸島の東側以外の領域では概ね南きの波向きが見られた。風速は春と夏で弱く、秋と冬で強い傾向が見られた。風向きは春と秋は概ね南西向き、夏は概ね北向き、冬は概ね南向きであった。

波高のパターン分布図で最も頻度の高かった波高パターン①（図1）では全波高パターンの中で全体的な波高が最も低い。特に範囲の南側付近でやや波高が高くなっていた。波高パターン①の時に割合の高かった周期パターンでは全体的に周期が長かった。波高パターン①の時に割合の高かった波向きパターンでは波向きは概ね北西向きであった。波高パターン①の時に割合の高かった風パターンでは風は、非常に弱く、風向きは複

雑であった。また波高パターン①は春から夏にかけて多く見られた。

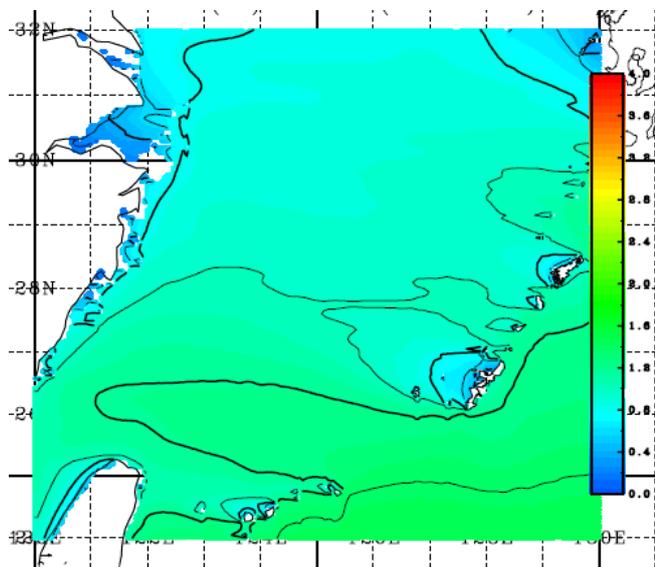


図1. 波高パターン①

波高のパターン分布図で2番目に頻度の高かった波高パターン⑫(図2)は、全波高パターンの中で全体的な波高が最も高い。また範囲の南側付近で波高が高くなっていた。波高パターン⑫は冬に多く見られた。

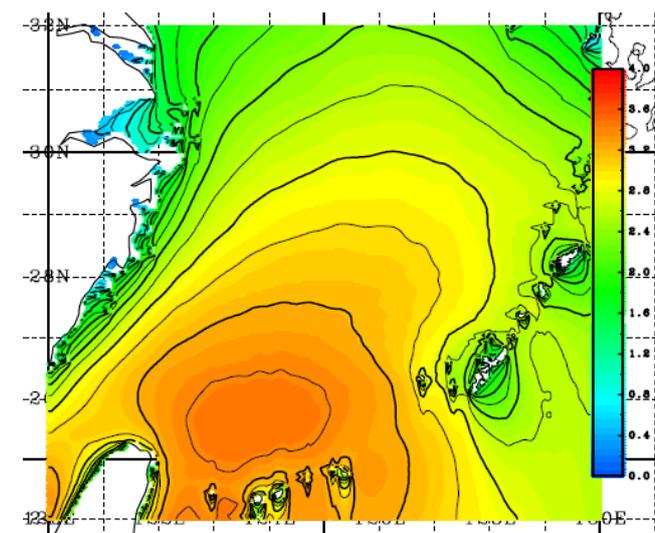


図2. 波高パターン⑫

波高パターン⑫の時に割合の高い周期パターン、波向きパターン、風パターンを調べた。その

周期パターンは、南西諸島の東側とおよそ27°Nより南側では周期は長かったが、それ以外では短い傾向であった。波向きパターンは南西諸島の東側では北西向きだったが、それ以外の領域では複雑だった。風パターンは概ね南向きの強い風が見られた。

4. 考察

各データの季節別の平均、最頻値分布図において春、夏、秋では波向きと風向きが一致せず、周期も全体的に冬より長い傾向であった。したがって範囲の東沖から伝わってきたうねりが図の広範囲にわたって伝わっていると考えられる。図の南側付近で波高が高くなっていたのは、卓越したうねりが伝わってきたためだと考えられる。

冬では南西諸島の東側では周期が長く、波向きと風向きが一致しないためこの領域ではうねりが伝わっていると考えられる。それ以外の領域では波向きと風向きが一致し、周期は短いため風浪が伝わっていると考えられる。図の南側で波高が高いのは、南向きの強い風と長い吹送距離によって発達した波が伝わっているからだと考えられる。

波高パターン①の時は波向きと風向きは一致せず全体的な周期が長かった。したがって範囲の東沖から伝わってきたうねりが図の広範囲にわたって伝わっていると考えられる。図の南側で波高が高かったのは、卓越したうねりが伝わってきたためだと考えられる。

波高パターン⑫の時は南西諸島の東側と約27°Nより南側では周期が長い。これはうねりが伝わっていると考えられる。それ以外の領域では波向きと風向きが一致しないが、波向きが複雑で周期が短い傾向にあるので、風浪が卓越していると考えられる。波向きが風向きと一致しないのは、冬の風が不規則に変化するためだと考えられる。図の南側で波高が高かったのは、南向きの強い風と長い吹送距離によって発達した波が伝わっているからだと考えられる。

5. まとめ

春、夏、秋は南西諸島の東沖から伝わってきたうねりが広い範囲まで伝わっている。またこの時期には卓越したうねりが範囲の南側を伝わり波高が高くなる。冬は南西諸島の東側で範囲の東沖からきたうねりが伝わっており、それ以外の範囲では風浪が伝わっている。また強い北風によって発達した波が範囲の南側を伝わり波高が高くなる。

参考文献

Hwang, P. A. and W. J. Teague (1998): Technical evaluation of constructing wind and wave climatologies using spaceborne altimeter output, with a demonstration study in the Yellow and East China Seas. Naval Research Laboratory Memo. Rep. NRL/MR/7332-98-8216, 41 pp.

磯崎一郎・斉藤勝也 (1992):東シナ海の波浪特性について. 海と空. 第 67 巻. 19-40.

Kohonen, T. (2001) Self-Organizing Maps. Springer-Verlag, ISBN 3-540-67921-9, New York, Berlin, Heidelberg.

雷計測のための光検出装置と擬似雷光発生装置の開発

上原 盛希*, 青山 亮馬, 下地 伸明 (琉球大工)

1. はじめに

雷は大気中の電荷分離が原因となって起こる大規模な電気放電現象である。落雷時には稲妻が音や光、電磁波や熱などの様々なエネルギーに変換されて大気に放出される。この変換されたエネルギーを詳しく知ることが、雷現象の性質の理解に大きく役立つと考えられる。そこで本研究では雷から放たれた光の時間変化を調べるために高速な光検出装置の製作を目標としている。光検出装置自体は多く世に出回っているが、その多くが汎用型として作られており、雷光の計測には不向きなことが多い。そのため、雷光のための光検出装置の開発を行った。基本的に雷は高速な現象であり、発生場所が予測できないため、雷光を捉えるための装置は高速性と広指向性の2つの性能が要求される。高速性では装置が雷光の速度に追従できるかが重要となってくる。広指向性では雷の発生場所の特定のためである。今回は上記の中から、速度追従試験を行った。しかし、実際の雷は自然現象であるため、狙ったタイミングでの機器の試験を行うことが困難である。そのため雷光の電流波形を模擬した擬似雷光発生装置を製作し、製作した光検出装置の精度確認を行った。また、より実際の雷光に近づけるため、光源にLEDを用い色温度調整機能をもたせた。

2. システムと実験方法

今回製作した光検出装置を図1に示す。

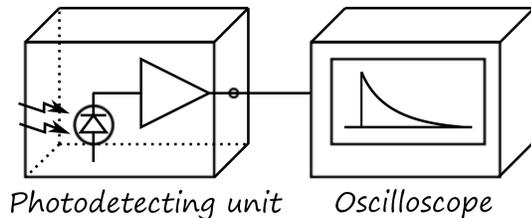


図1 光検出装置

光検出装置は、光検出部、増幅部そして波形観測部で構成される。光検出部にはシリコンPINフォトダイオードを使用しており、890nmにピーク波長を持つ。増幅部はオペアンプによるI-Vコンバータを採用しており、帰還抵抗は330k Ω 、補償コンデンサ6.8pFとした。波形観測部はオシロスコープである。

擬似雷光発生装置を図2示す。

擬似雷光発生装置は、波形生成部、増幅部そして発光部で構成される。波形生成部はマイコン (BeagleBone Black) と12bitのD-Aコンバータを用いて製作した。増幅部では擬似雷光の出力のピーク値が調整できるようにし、今回は出力電圧を8.4Vとした。発光部にはBlue(470nm)、Cyan(501nm)、Orange(590nm)のLEDを用いた。これらのうち

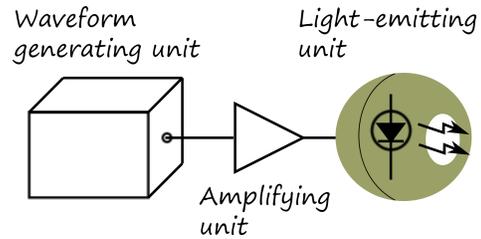


図2 擬似雷光発生装置

BlueとCyanを一定の割合で光学的に合成することによって1つの色(Aqua)とした。擬似雷光発生装置は、AquaとOrangeの2色を光学的に合成し、その2色の間を変化するように設計した。2色の割合は可変抵抗によって制御した。Blue, Cyan, Aqua, Orangeの色温度分布をCIE1931xy色度図にプロットした図を図3に示す。

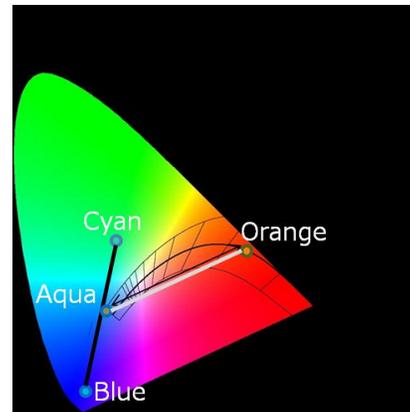


図3 CIE1931xy色度図上にプロットした各種LEDの色温度分布と理論上の色変化軌跡

擬似雷光を製作するにあたって、雷の電流波形と色温度を再現することを目標に設計した。雷の相関色温度は様々に変化するため、幅広い色温度調整が行えるように設計した。また、電流波形は、立ち上がり開始からピークになるまでの時間(波頭長)が10 μ s以下、立ち上がり開始からピーク値の半分に減衰するまでの時間(波尾長)が350 μ s以上である波形を考慮した。これはJIS規格による雷の直撃雷電流波形で定められている波頭長10 μ s、波尾長350 μ sという波形よりも厳しい条件にするためである。また、発光部の積分球は自作したものであり、可視光域の拡散反射率は、85-87%とほぼ一定の値である。積分球の内径は直径30cmであり、直径7cmの開口ポートを持つ。

2.3. 実験方法

2.3.1. 擬似雷光発生装置の精度実験

擬似雷光発生装置によりLEDを点滅させ、目的の擬似雷光の波形が出力されているかを確認し

た。Aqua の抵抗値を R_{Aqua} 、Orange の抵抗値を R_{Orange} としたとき、 $R_{Aqua}:R_{Orange}$ を 0:480 から 480:0 まで 40Ω ずつ変化させた時の擬似雷光の出力を web カメラで捉えた。その画像から画像解析によって得られる色温度を xy 色度図上にプロットした。

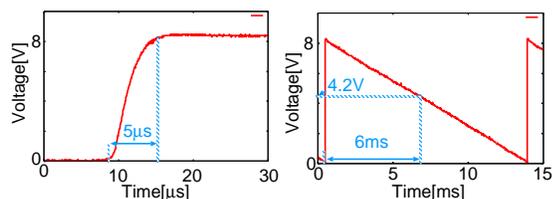
2.3.2. 光検出装置の精度実験

擬似雷光を製作した光検出装置で観測した。なお、光検出装置は擬似雷光発生装置の開口ポートから 5cm 離れたところにセットした。

3. 実験結果

3.1. 擬似雷光発生装置の動作確認実験結果

擬似雷光発生装置の出力波形を図 4 に示す。



(a) 波頭長条件

(b) 波尾長条件

図 4 擬似雷光発生装置の電流波形条件

実験結果より、波頭長が 5μ 、波尾長が約 6ms の波形が観測された。達成条件を満たしていることから、目的の波形が得られたと言える。

Aqua から Orange まで一定の割合で可変抵抗を変化させた時の擬似雷光と、それぞれの色温度を CIE1931xy 色度図上にプロットした図を、それぞれ図 5、図 6 に示す。

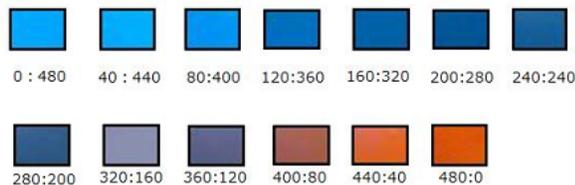


図 5 Aqua から Orange まで色を変化させた時の擬似雷光

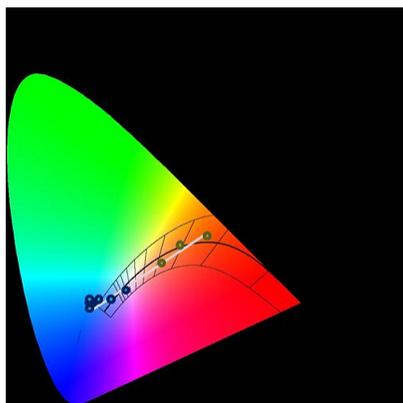


図 6 Aqua から Orange まで色を変化させた時の擬似雷光の色温度分布

実験結果より等偏差線内に軌跡が収まり、黒体軌跡に直線近似しながら変化した。そこから色温度に当てはめると、擬似雷光は約 2000–50000K で色温度調整が可能であることがわかった。

3.2. 光検出装置の精度実験結果

擬似雷光を検出した結果の一例 (約 10000K の場合) を図 7 に示す。

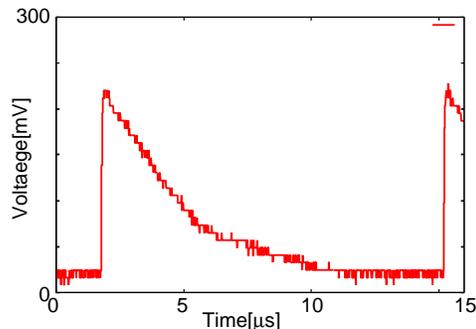


図 7 色温度約 10000K の擬似雷光検出結果

実験結果より今回製作した光検出装置は、擬似雷光を捉えることができた。

4. まとめと今後の課題

今回製作した擬似雷光発生装置は、雷の電流波形を再現した。また、CIE1931xy 色度図上で描かれる色温度 (1000–50000K) をほとんどカバーできた。しかし、今回は可変抵抗によりアナログ式に色温度を制御していたが、今後は制御をデジタル化することでより信頼性の高く、安定した装置に改善すべきである。光検出装置は、速度追従試験を行った。その結果、擬似雷光を検出することができたので、実際の雷光の検出が期待される。今後はもうひとつの性能評価である広指向性について検討し、本光検出装置を実用化を目指す。