

2015 年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2016 年 3 月 9 日

日本気象学会沖縄支部

2015 年度沖縄支部研究発表会

会期：平成 28 年 3 月 9 日（水）13 時 00 分～17 時 00 分

会場：沖縄科学技術大学院大学 ミーティング・ルーム 1（国頭郡恩納村字谷茶 1919-1）

プログラム

司会：當眞 辰彦（沖縄支部幹事）

●開会挨拶：横山 博文（沖縄支部長）

●日程及び運営説明（司会）

●発表 座長：高橋 清和（沖縄支部理事）

口頭発表 1 （球陽高等学校）

口頭発表 2 （琉球大学大学院理工学研究科）

口頭発表 3 （琉球大学理学部）

口頭発表 4 （沖縄气象台）

休憩

口頭発表 5 （琉球大学工学部）

口頭発表 6 （琉球大学理学部）

口頭発表 7 （情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センター）

休憩

口頭発表 8 （放送大学大学院文化科学研究科）

口頭発表 9 （琉球大学理学部）

口頭発表 10 （琉球大学理学部）

*口頭発表は、質疑応答あわせて 15 分

●閉会挨拶：堤純一郎（沖縄支部理事）

事務局 田村 弘人（沖縄支部幹事）

口頭発表題目・発表者氏名

1. 「太陽の黒点、雲量が紫外線量に与える影響に関する研究」
比嘉 絵野、若狭 琴乃、狩俣 蕉子、知念 ひなの、奥間 夢翔（球陽高等学校） …P3
2. 「亜熱帯域における中規模渦と大気の相互作用」
山本 峻士（琉球大学理学部） ……P6
3. 「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」
森田 亜弥（琉球大学理学部） ……P8
4. 「沖縄本島地方における異常低温時の気象状況」
宮城 嗣昌（沖縄気象台） ……P10
5. 「沖縄県地球温暖化対策実行計画に見られる気候変動の影響と適応」
堤 純一郎（琉球大学工学部） ……P13
6. 「東シナ海の波高におけるブイとモデルの相関関係」
島 拓也（琉球大学理学部） ……P14
7. 「ラジオゾンデを用いた PAWR のドップラー速度測定精度検証」
岩井 宏徳（情報通信研究機構 沖縄電磁波技術センター） ……P16
8. 「日本国内における竜巻の発生環境に関する研究」
惣慶 靖（放送大学大学院 文化科学研究科） ……P19
9. 「2015 年台風第 15 号の急速な発達と内部構造の関係」
田盛 智翔也（琉球大学理学部） ……P21
10. 「RSMC Tokyo 台風強度予報誤差データベースの構築と環境場を用いた統計的補正」
伊藤 耕介（琉球大学理学部） ……P23

太陽の黒点、雲量が紫外線量に与える影響に関する研究

沖縄県立球陽高校 二年
比嘉絵野 奥間夢翔 狩俣蕉子
知念ひなの 若狭琴乃

1. 動機・目的

現在、黒点数と紫外線量は相関の関係にあると知られている。また、雲量も紫外線量に影響している事が分かっている。しかし黒点・雲量・紫外線量の3つの関係はあまり知られていない。そこで、私たちは黒点と雲量がどのように紫外線量に影響しているのかに興味を持ち研究対象とした。また、紫外線量を手軽に判断できる指標を提示することができるかどうか研究した。



図2 使用した全天カメラ

2. 測定方法

2015年7月から12月まで、正午～午後1時の間に雲量・紫外線量・黒点数を調査した。

- 道具 ①全天カメラ(図2)
②紫外線測定器(図3)
③紫外線測定器を固定する台(図4)

(1) 雲量

全天カメラを用いて、運動場の中央で空の様子を撮影した。

(2) 紫外線

紫外線測定器を用いて、東西南北、四方向の紫外線量を10秒おきに一分間測定した。

(3) 黒点

宇宙天気情報センターのサイト内で公開されているその日の黒点数を記録した。



図3 使用した紫外線測定器



図1 全天カメラで撮影した写真



図4 作成した固定する台

3. 解析方法

(1) 雲量

気象庁は雲量測定を目視で行っている。これでは個人差が大きいと考え、図5のように鉷物の色指数を測定する方法を応用して雲量を数値化した。

(2) 紫外線

測定した東西南北の紫外線量を平均した後、合計してその日の紫外線量とした。

(3) 黒点

宇宙天気情報センターの情報をそのまま使用した。

解析した雲量、紫外線、黒点の値をエクセルを使ってそれぞれグラフ化し、さらに相関係数を求め、関係性があるのかを調べた。また、厚い雲が太陽を覆っている場合と、覆っていない場合も同様に調べた。

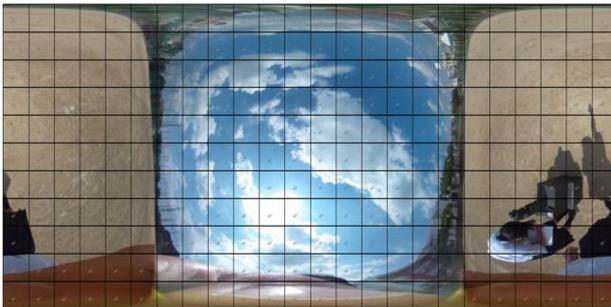


図5 雲量48.0%の写真

4. 解析結果

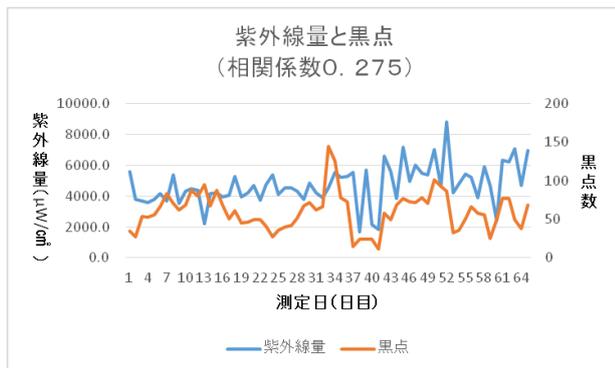


図6 紫外線量と黒点の変化

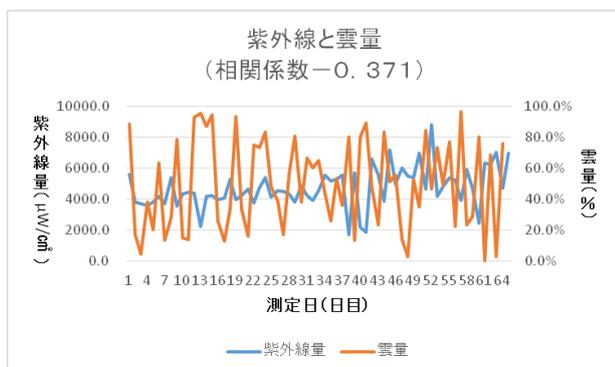


図7 紫外線量と雲量の変化

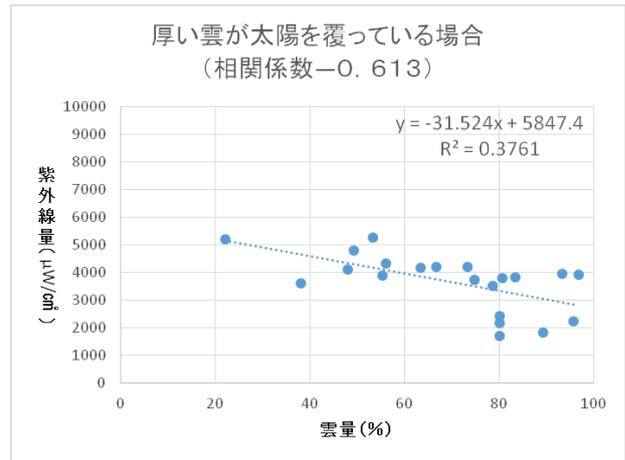


図8 厚い雲が覆っている場合

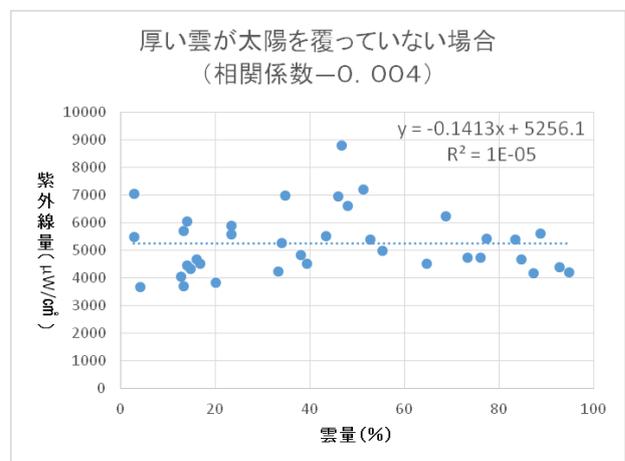


図9 厚い雲が覆っていない場合

紫外線量は黒点に弱い正の相関。(図6)

紫外線量は雲量に弱い負の相関。(図7)

厚い雲が太陽を覆っている場合、紫外線量は雲量にかなり強い負の相関があった。(図8)

厚い雲が太陽を覆っていない場合、紫外線量は雲量にほとんど相関が無かった。(図9)

5. 考察・結論

一般的に黒点が多いと太陽活動が活発であり、紫外線量が強くなると言われている。本研究の結果では、黒点と紫外線量は弱い相関しか確認されなかった。

一方、一般的に雲量が多い時は紫外線量は弱くなることが知られており、気象庁によると、「薄曇りの場合は、快晴時の約8~9割」、「曇りの場合は、快晴時の約6割」とある。例外としては、「雲が比較的多くても日射しを受けていれば、快晴の場合よりも大きいUVインデックスとなることもあります」とある。しかし、本研究の結果では、明確に紫外線量が弱くなった時

は、厚い雲が太陽を覆っている場合だけであった。

これらのことから、黒点と雲量は紫外線量に相関があるようだが、一般的に言われていることは実際的には大きな影響は無く、厚い雲が太陽を覆っているかどうかで紫外線量を判断する上で重要になってくると考えられる。このことは今現在の紫外線量をすぐに判断したいときに大変役に立つ。インターネットで紫外線量を調べたり、望遠鏡で太陽の黒点数を数えたりするよりも、太陽方向の雲の厚さに気をつけるだけで良いからだ。

亜熱帯域における中規模渦と大気の相互作用

○山本峻士(琉球大学大学院・理工学研究科)・久木幸治(琉球大学・理学部)

キーワード：亜熱帯域・中規模渦・雲量

1. はじめに

中規模渦がある場合の大気の状態について、調べることは大気海洋の相互作用を解明することにおいて重要である。

南極海において、中規模渦がある場合の大気の状態について調べた研究がある。その研究では、海水温、風、雲量、雨量が低気圧性の渦のときは数値が低くなっており、高気圧性の渦のときは高くなっていった(Frenger 他 2013)。

中緯度帯の渦について研究をしている事例はあるが、大気と海洋の相互作用については未だ不明な点が多い。

そこで本研究では、亜熱帯域における中規模渦が、大気にどのような影響があるのかを、雲量、気温、風データ、海面水温を使用し、解析する。その結果からどのような関係性があるのかについて調べることを目的とする。

2. データについて

JCOPE2 海面高度データ、気象庁メソ数値予報モデル GPV (MSM) 解析データ(初期値データ)、気象庁の北西太平洋の日別海面水温データを使用した。解析領域は直接的に黒潮の影響を受けない東経 135 度～150 度、北緯 22.4 度～30.0 度とし、期間を 2008 年～2013 年の 6 年間としている(図 1)。

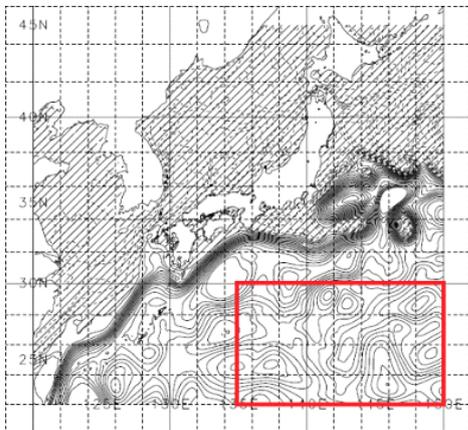


図 1. 解析範囲

3. 研究方法

JCOPE2 海面高度データから、海面高度偏差を計算し使用する。海面高度偏差データの東経 135 度～150 度、北緯 22.4 度～30.0 度の範囲内から渦の検出を行う。その際、4 度×4 度の領域を、格子点間隔 (1/12 度) ずつ順次西から東へずらし探索する。東経 150 度まで探索した後は、北へ格子点分 (1/12 度) ずらし、再度西から東へ探索させる。領域内の中心で、海面高度が極大値、又は極小値となった場合、渦が検出されたものとする。従って領域内で複数の暖水渦(冷水渦)が検出されないようになっている。

次に気象庁データ、日別海面水温データに照らし合わせる際に、検出された渦の中心座標から半径 200km とする円内の雲量、気温、風データ、海面水温の解析を 6 年分に行い、平均をとった。解析したデータが、それぞれ暖水渦と冷水渦でどのような特徴、違いがあるのかを調べた。尚、解析に使う日別海面水温データについては偏差を計算し、使用している。

また風データを使用する際に、東西成分 u と南北成分 v の 2 種類の風を、
$$\text{div} = ((u(m+1, n) - u(m-1, n)) / (2 * \Delta x)) + ((v(m, n+1) - v(m, n-1)) / (2 * \Delta y))$$
 と計算させ、収束発散の値を出している。ここで m, n は格子点番号である。これは収束発散を表す式をもとにしている。

4. 結果と考察

暖水渦について

海面水温偏差は、西側で水温が高い。暖水渦は時計回りの回転をするため南の暖かい海水が西側を通過していくためであると考えられる。気温は、非対称性が見られる。これは北の冷たい海水と、南の暖かい海水が時計回りに回転するからであると考えられる。収束発散値については、渦の中心部で、収束域が見られた(図 2)。下層雲

量は、数値に大きな差はないが、収束域のあった中心部で雲量が少し高くなっている(図3)。中層・上層雲量は、共に北で雲量が高くなり、南で雲量が少なくなっている。

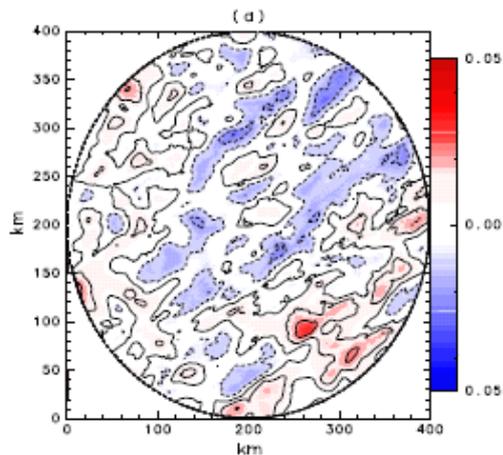


図2. 暖水渦における収束発散値

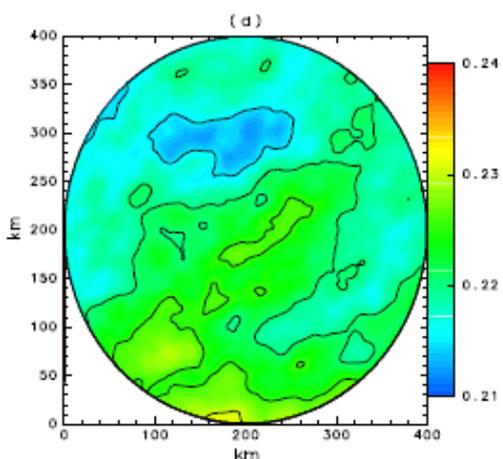


図3. 暖水渦における下層雲量

冷水渦について

海面水温偏差は、東側で水温が高くなっている。これは暖水渦と同様の理由ではあるが、冷水渦は、反時計回りの回転のため南の暖かい海水が東側を通過して北上するためであると考えられる。気温も、暖水渦と同様で、非対称性が見られる。こちらも同様の理由ではあるが、回転は反時計回りのため暖水渦の等温線の傾きとは、逆となっている。収束発散値は、発散域が中心部で少し見られ、暖水渦に比べて発散域が見られている(図4)。下層雲量は、中心部に比べて、周囲の雲量が高くなっている(図5)。中層・上層雲量に関しては、暖水渦と同様で、北で雲量

が高く、南で雲量が少ない結果となった。

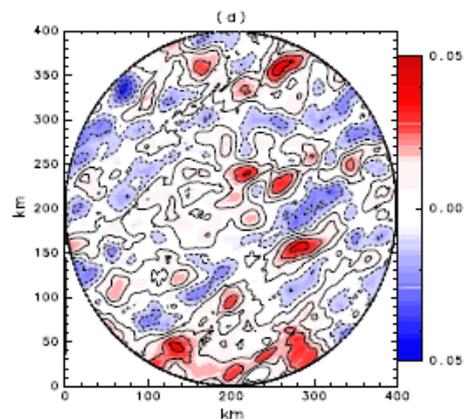


図4. 冷水渦における収束発散値

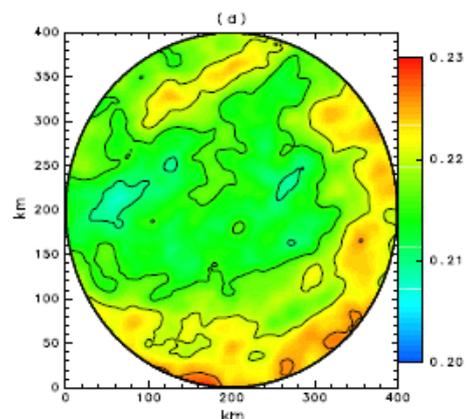


図5. 冷水渦における下層雲量

5. 課題

冷水渦に関しても、海面高度の高さに条件をつけて解析を行い、どのようになるか見る必要があると考える。

中層・上層雲量に関して、なぜ暖水渦、冷水渦ともに北で雲量が高く、南で雲量が低い結果になるのかを考える必要がある。

参考文献

Frenger, N. Gruber, R. Knutti and M. Münnich, 2013: Imprint of Southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall, Nature Geoscience 6, 608-612, doi:10.1038/ngeo1863.

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

森田 亜弥、山田 広幸（琉球大学理学部）

1. はじめに

日々の天気を観ると、寒冷前線通過時に複数の線状の降水帯を持っていることがある（図 1）。種子島レーダーの観測では、低気圧に伴う前線の暖気側に 2 本以上の線状の降水帯（warm-sector band, 以下 WSB）を伴う事例が、1960 年 1 月～1964 年 12 月の 5 年間で 58% 検出された（Nozumi and Arakawa 1968）。前線に先行して降水帯が発生するメカニズムとして、前線本体の降水に伴う冷氣外出流による新たな上昇流の形成が考えられるが、それが無い場合もある。Schultz (2005) は冷氣外出流を伴わない WSB の発生メカニズムについて 10 種類の存在を指摘している。そのうち 4 種類は地形が関係している。沖縄域は地形の影響が少ないことにより、前線が持つ内的な要因により複数の降水帯を伴うしくみを明らかにできると期待される。本研究では、沖縄を通過する寒冷前線を抽出し、形態に基づき分類を行った。その中から WSB を持つもの（WS 型）と典型的な 1 本の降水帯を持つもの（Typical, TP 型）を比較することで、複数の降水帯の発生に関わる特徴を明らかにすることを目的とする。

2. データと解析方法

本研究では気象庁系数レーダー、情報通信研究機構沖縄偏波降雨レーダー（COBRA）、気象学研究室千原地上観測データ、気象庁地上天気図、気象庁メソ予報モデル（MSM）を用いた。はじめに、4 年間（2012 年 1 月～2015 年 12 月）のレーダー雨量分布図と天気図より、東経 124 度～132 度、北緯 22.5 度～30.0 度の範囲を通過する、長さが 100km 以上で降水強度が 10mm/h 以上の線状降水帯を持つ寒冷前線を抽出・分類した（図 2）。次に、WS 型と TP 型の代表例として、表 1 に示す各 2 事例について、地上観測データ、レーダー反射強度、MSM の鉛直断面を用いて内部構造の解析を行った。さらに、2 つのタイプのすべての事例を用いて、出現の季節性、通過時刻、通過前後 6 時間の気温差、レーダーのエコー頂高度、移動速度、走向について統計的な特徴を調べた。

3. 結果

図 2 に示すように、4 年間で寒冷前線は 243 事例抽出され、そのうち WS 型が 30 事例、TP 型が 35 事例であり、WS 型は寒冷前線全体の 12%、TP 型は 14% であった。

地上観測データより、WS 型と TP 型の両方で前線の通過時に気温の低下、風向変化、気圧上昇が見

られた。WS 型では前線に先行する降水帯の通過時、気温の低下が見られる場合とそうでない場合があった。レーダー反射強度の鉛直断面（図 3、4）より、WS 型はレーダーの反射強度の高度が高く（10km 以上）、TP 型は低い（8km 以下）という違いが見られた。また、WS 型では対流圏上層で前方に延びるかなどこ雲（図 3 の点線）が見られ、その下に WSB が形成されるのに対し、TP 型はそれが見られなかった。同様に、MSM の鉛直断面でも WS 型でかなどこ雲を形成する風の流れが見られた。

WS 型と TP 型で前線の通過時刻（図 5a）、レーダーのエコー頂高度（図 5b）、月別の発生（図 5c）において両者の差が見られた。通過時刻は WS 型では夜間の 12UTC（日本時間の 21 時）に通過する割合が多いのに対し、TP 型では午前中の 00UTC（日本時間の 09 時）に通過する割合が多かった。レーダーのエコー頂高度は WS 型では 11～14km が多いのに対し、TP 型では 7～8km が多かった。月別の発生は WS 型では 3 月、TP 型では 2 月に発生が多く見られた。前線通過 6 時間前後の気温差（図 5d）、移動速度、走向には明瞭な差は見られなかった。

4. まとめと考察

前線に先行する WSB の発生時、前線本体の降水帯が上空で前方に延びるかなどこ雲の形状を伴っていた。Thorpe et al. (1982) は、前線進行方向に延びるかなどこ雲は重力波を伝播させることを指摘している。このことより、前線に先行する 2 本目の降水帯の発生は重力波が関係している可能性がある。また、Fovell et al. (2005) はスコールラインに先行して現れる降水帯を数値シミュレーションによって再現し、対流の発生が夜間に多いことを示した。これは今回の WS 型の通過が夜間に多いことと一致している。WS 型の発生メカニズムを特定するため、高分解能のレーダーを用いたより詳しい事例解析が必要である。

謝辞：沖縄偏波降雨レーダー（COBRA）のデータは情報通信研究機構の岩井宏徳氏から頂きました。

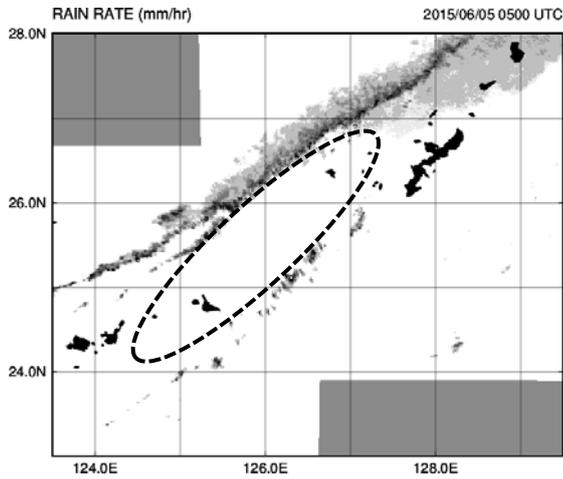


図 1. 寒冷前線通過時に 2 本の降水帯を伴う事例

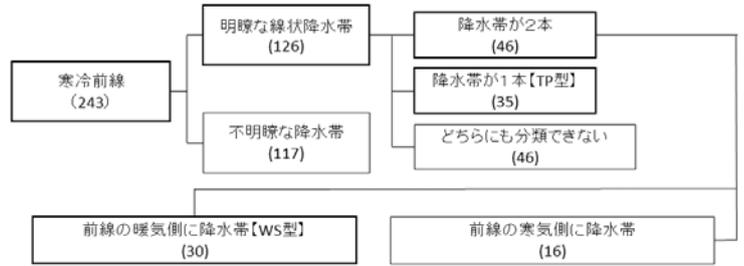


図 2. 寒冷前線の分類

表 1. 詳細な解析を行った事例

WS型	TP型
2015年6月5日	2014年12月3日
2014年3月12日	2015年3月3日

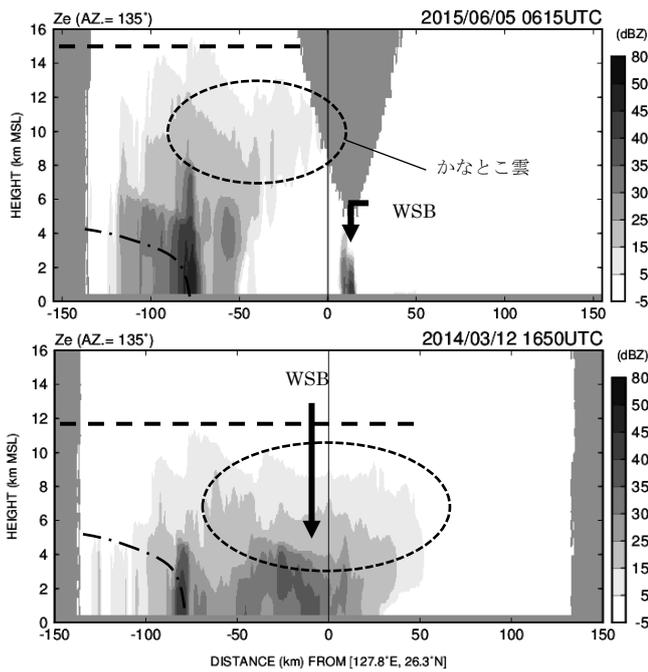


図 3. レーダー反射強度の鉛直断面図 (WS 型)
一点鎖線は寒冷前線の位置を表す。

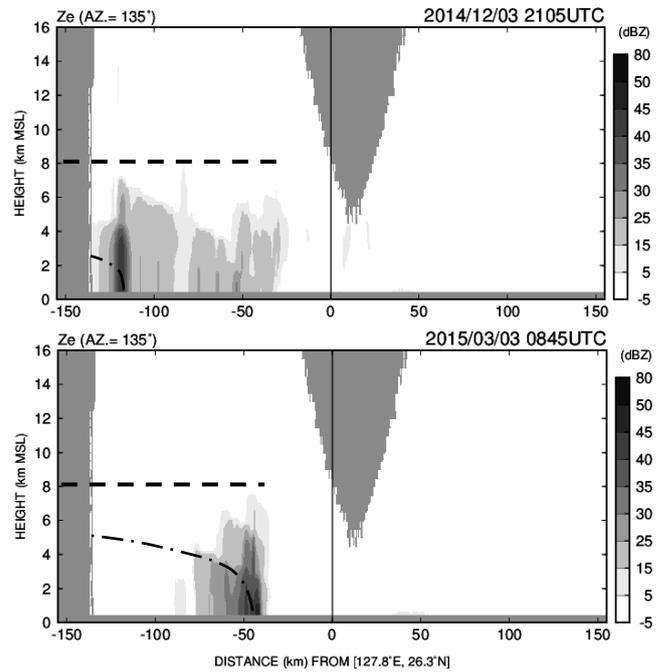
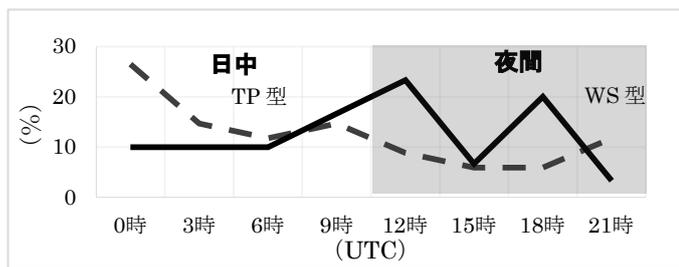
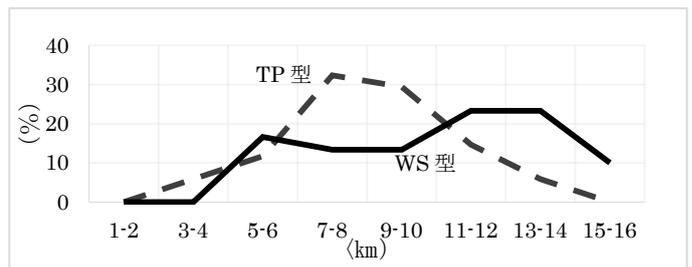


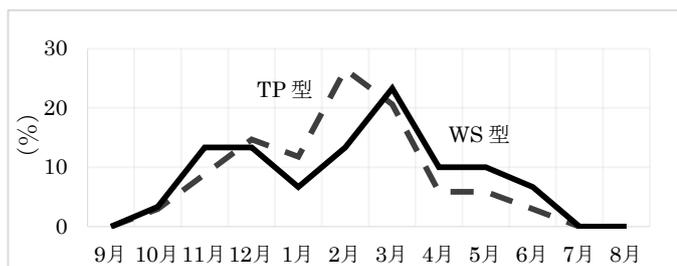
図 4. レーダー反射強度の鉛直断面図 (TP 型)



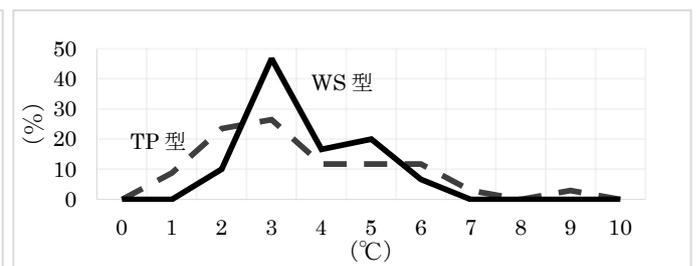
a) 前線の通過時刻



b) レーダーのエコー頂高度



c) 月別の発生



d) 前線通過前後 6 時間の気温差

図 5. WS 型 (実線) と TP 型 (点線) の統計解析結果

縦軸はそれぞれの総数に対する割合を示す。

沖縄本島地方における異常低温時の気象状況

宮城嗣昌、我如古 均、屋比久猛弥、立間啓之、石川美乃（沖縄气象台）

1. はじめに

2016年1月24日から25日にかけて、日本付近は強い冬型の気圧配置となり、日本海側から九州、四国にかけて所々で大雪となった。沖縄地方でも850hPaで -6°C 以下の非常に強い寒気が流れ込み、記録的な低温を観測し、沖縄本島地方に初の低温注意報を発表した。沖縄地方において、このような低温となることは稀であり、今後の注意報運用に資することを目的に調査を行った。

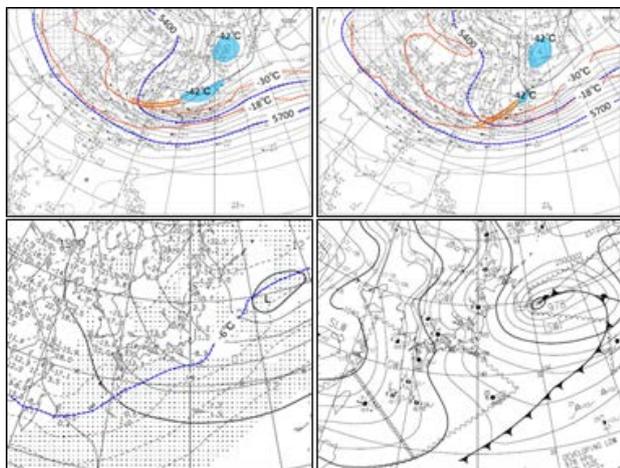
2. 調査方法

低温発生時の観測値、数値予報資料を整理する。また、過去の低温時の気象状況を把握するため、気象庁55年長期再解析の0.5度メッシュ資料(以下、JRA-55と表記)等を用いて特徴を整理する。

3. 調査結果

3.1 総観場

第1図に2016年1月24日の500hPaと850hPaの高層天気図および地上天気図を示す。



第1図 高層天気図、地上天気図
 上段：500hPa 左：24日09時、右：24日21時
 下段：24日21時 左：850hPa、右：地上

500hPaでは、24日09時にはサハリン付近および日本海に -42°C 以下の寒気コアがあり、日本海から華中にかけてトラフが解析されている。21時には、トラフの東進に伴い東シナ海で -30°C 以下の寒気が流入している。名瀬の高層観測では24日09時に -15.2°C （1月の月平年値 -14.7°C ）、21時には -12.6°C を観測した。850hPaでは、24日09時に -4.4°C 、21時には -7.4°C と平年（1月の平年値

3.8°C ）を大きく下回り極値を更新した。

地上天気図を見ると、モンゴルには1064hPa、華北には1052hPaの優勢な高気圧が張り出し、日本の東にある発達した低気圧との間で冬型の気圧配置が強まっている。

第1表に1月24日から25日に観測された、沖縄本島地方の観測所における日最低気温を示す。

24日午後から25日朝にかけて、各観測所で記録的な低温となり、奥で 3.1°C 、渡嘉敷で 3.7°C を観測するなど、5観測所で 5°C 以下を記録し、9観測所で日最低気温の極値を更新した。また、大陸の高気圧の張り出しに伴い、沖縄本島地方では気圧の傾きが大きくなったため、23日午後から北または北西の風が強く吹き、宮城島では27.1m/s、那覇では26.8m/s、北原では25.7m/sの最大瞬間風速を観測した。

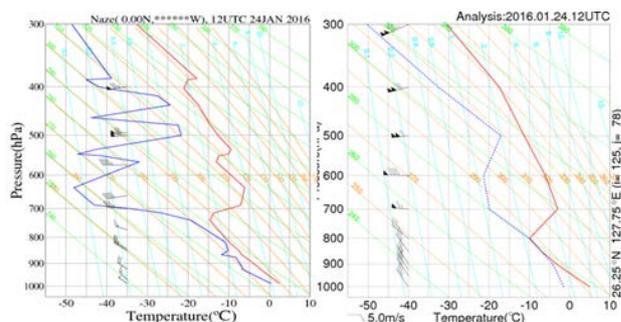
第1表 沖縄本島地方における2016年1月24日～25日の最低気温 $^{\circ}\text{C}$ （*は極値更新を示す。）

奥	渡嘉敷	糸数	粟国	宮城島	北原
3.1*	3.7*	4.1*	4.9*	4.9*	5.1*
久米島	伊是名	慶良間	名護	安次嶺	那覇
5.2	5.2*	5.4*	5.5	5.8*	6.1

第2図に名瀬の高層観測による1月24日21時のエマグラム及び那覇における同時刻のメソ解析値の鉛直プロファイルを示す。

名瀬のエマグラムでは、09時には650hPa付近に逆転層が見られ（図略）、21時には寒気の沈降に伴う沈降性の逆転層が750hPa付近まで下がっている。逆転層から下層では、対流混合層が見られた。

那覇におけるメソ解析でも、名瀬の高層観測で捉えられたような特徴が見られた。

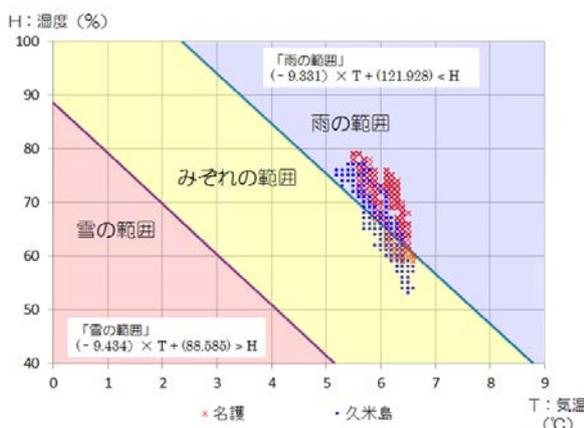


第2図 エマグラム 2016年1月24日21時
 左：名瀬 高層観測 右：那覇メソ解析

衛星画像（図略）では、東シナ海から沖縄地方には、寒気に伴う筋状の雲が見られ、大陸との離岸距離も短く強い寒気を表している。航空自動観測気象報による雲底高度（第1層）は、久米島では24日は1500～2500ftで推移し25日09時以降は3000ft以上となった。那覇空港では24日は2500ft前後で推移し、24日夜から1500～2500ftに下がり、25日11時以降は2500ft以上となっている。レーダー観測（図略）では、24日12時には東シナ海で散在した弱いエコーが南東進し、夜にかけて沖縄本島地方を断続的に通過した。雲頂高度は、逆転層の高度及びレーダーエコー頂高度から約2～3kmと推定される。

3. 2 みぞれ、あられの観測

第3図に名護と久米島における、気温と湿度の散布図と自動観測による現象判別の閾値を示す。強い寒気の流れ込んだ24日から沖縄本島地方の各地で直径数ミリ程のあられを観測したとの情報があった（第4図）。また、名護と久米島の特別地域気象観測所では、24日夜から25日未明にかけて断続的にみぞれ^{*}を観測した。同期間に降水があった時間帯のうち、気温7℃以下、湿度70%以下のみぞれの範囲に入った時間帯は、みぞれと判別された。（※現象の判別は観測装置の自動判別による。久米島で39年ぶり、名護では1966年の統計開始以来初観測。）



第3図 名護と久米島における気温と湿度、自動観測による現象判別の閾値（1月24日21時～24時）

今回観測されたみぞれやあられについて、那覇におけるメソ解析や航空機観測から、沖縄本島付近では、24日12時過ぎから925hPa（約2500ft）で0℃～-1℃、850hPa（約4500ft）では-4℃～-6℃、逆転層高度は約800hPaとなっており、925～800hPa付近で形成された雪片や氷の粒が解けずに地上まで落下したものと考える。



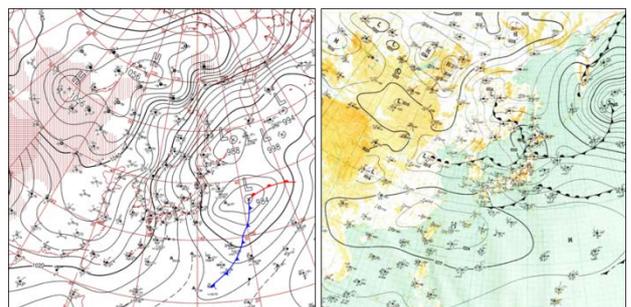
第4図 氷あられ 2016年1月24日20時07分 宜野湾市 撮影：気象台職員

4. 過去事例による低温発生時の特徴

1962年12月末から1963年3月にかけて、沖縄地方では強い寒気が流れ込み、平年を大きく下回る低温を観測した。1963年1月の日平均気温は、那覇で12.4℃（平年差-4.6℃）、久米島で11.3℃（平年差-5.4℃）となった。この異常低温により、パインの葉やけ、裂果、鶏の産卵率の低下など農作物や家畜等への被害が各地で発生し、沿岸では魚が仮死状態で海面に浮く現象が見られた。また、各地でひょうやあられ、霜を観測した。※平年値は1981～2010年を使用。

1963年から2015年において、顕著な日最低気温を観測した10事例を、環境場の特徴や低温要因等から、“グループ1”寒気流入（放射冷却なし）型、“グループ2”寒気流入+放射冷却型の2パターンに分類した。

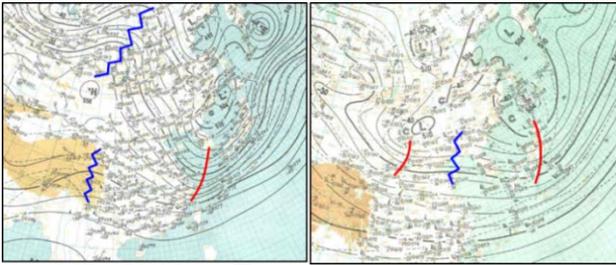
代表的な地上天気図（第5図）及び、500hPa高層天気図（第6図）と環境場の特徴について示す。



第5図 地上天気図
左：2011年1月16日9時（グループ1）
右：1963年3月1日9時（グループ2）

グループ1は、大陸から優勢な高気圧（1040～1050hPa）が張り出し、日本付近は強い冬型の気圧配置となり、東シナ海まで強い寒気が南下。地上では北よりのやや強い風が吹き、下層雲が広がり曇りや雨の天気となった。

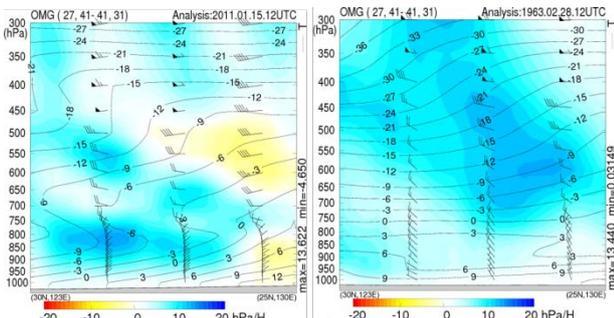
グループ 2 は、大陸高気圧の張り出しは緩み、沖縄地方に高気圧の中心があり、地上では風が弱く晴れている。



第 6 図 500hPa 高層天気図
左：1967 年 1 月 15 日 21 時 (グループ 1)
右：1963 年 1 月 19 日 21 時 (グループ 2)

両グループの事例ともに、気温低下前には 500hPa で長波のトラフが中国大陸に解析され、沖縄地方に寒気が流入しやすい場であった。気温低下時には、グループ 1 では、寒気コアが日本海まで南下し、東シナ海では低気圧性曲率が大きくなっていった。グループ 2 では、南西諸島はほぼゾーナル場であった。

第 7 図に東シナ海から沖縄本島付近にかけての鉛直断面図を示す。断面図では、東シナ海を南下する寒気の沈降を確認することが出来た。



第 7 図 上昇流 (暖色)・下降流 (寒色) 鉛直断面図
左：2011 年 1 月 15 日 12UTC (グループ 1)
右：1963 年 2 月 28 日 12UTC (グループ 2)

グループ 1 では、350hPa～550hPa には亜熱帯ジェット気流に対応する逆転層があり、650hPa～850hPa 付近に寒帯ジェット気流に対応する逆転層が見られる。他の事例においても、寒帯ジェット気流に対応する逆転層や強い沈降による寒気の南下を確認することが出来た。

グループ 2 では、沈降昇温による逆転層が 850hPa～900hPa 付近に確認できた。なお、ゾンデによる高層観測値からは、地表付近で放射冷却による逆転層が形成されているが、JRA-55 では確認出来なかった。

500hPa と 850hPa、925hPa の気温時系列 (図略) をみると、グループ 1 では 850hPa と 925hPa で、前日 00UTC 以降、気温の下降が継続し寒気流入の効果が大きいことが確認出来た。また、500 hPa

と 925hPa の寒気移流タイミングがほぼ一致する事例は 2 事例であった。この事例では、500hPa ではトラフは深まりながら東シナ海から沖縄付近を通過し、後面では強い寒気の沈降があることが確認出来た。タイミングが一致しなかった事例は第 4 図の 2011 年 1 月の事例で、500hPa トラフの深まりが他 2 事例と比べて弱く、トラフ通過時の 500hPa 気温低下が不明瞭であった。

グループ 2 では、850hPa と 925hPa では、前日 00UTC 以降、気温の上昇傾向がみられ、放射冷却による沈降昇温の効果が現れていた。また、500hPa でも上昇傾向の事例が多く、グループ 2 については、500hPa 寒気移流と地上最低気温のピークが必ずしも一致しない事例が多いことが分かった。

第 2 表 顕著な低温事例についての調査で得られた特徴

グループ 1	<ul style="list-style-type: none"> ・日本海に寒気コア ・東シナ海で低気圧性曲率が大きい ・大陸に優勢な高気圧がある ・日本付近は強い冬の気圧配置 ・東シナ海まで強い寒気が南下 ・地上で北よりのやや強い風 ・下層雲が広がり曇りや雨
グループ 2	<ul style="list-style-type: none"> ・寒気コアは北海道より北 ・沖縄地方はゾーナルまたは東谷場 ・大陸の高気圧の張り出しは緩む ・沖縄地方に高気圧の中心 ・寒気流入のピークは過ぎた状態 ・地上では風が弱く晴れている

5. まとめ

2016 年 1 月 24 日から 25 日にかけて、沖縄本島地方では、各地で日最低気温の極値を更新するなど記録的な低温となり、初の低温注意報を発表した。今回の異常低温に伴う顕著な災害は報告されていない。(1 月 25 日現在)

数値予想資料では、名瀬の高層観測で捉えられた特徴が、那覇のメソ解析でも見られた。また、過去調査におけるグループ 1 の特徴が一致した。

過去事例の調査では、グループ 1 およびグループ 2 の事例とも、寒気コアの存在と位置による定量的検討は出来ず、500hPa 気温の平年偏差だけでは地上付近の異常な気温低下を推定することは難しい事が分かった。また、気温、鉛直断面図より、下層寒気流入と沈降昇温が逆転層形成に関連することが確認出来た。グループ 2 の放射による最下層付近の気温低下は、モデルの解像度の問題から、JRA-55 では表現されていない。

参考文献

琉球气象台 異常気象報告 1963：1963 年 1 月の異常寒波 (昭和 38 年 1 月豪雪)
那覇測候所 沖縄縣気象年報 1917～1923

沖縄県地球温暖化対策実行計画に見られる気候変動の影響と適応

堤 純一郎 (琉球大学工学部)

1. はじめに

2015年12月12日、国連気候変動枠組み条約第21回締約国会議(COP21)の結論としてパリ協定が採択された。新興国を含め世界196カ国・地域が温室効果ガス削減の枠組みに合意する画期的な協定ができた。これは1997年の京都議定書以来18年ぶりの国際的合意である。

この会議は英語でUnited Nations Conference on Climate Changeとなっており、日本語では気候変動である。一方、日本の内閣官房には地球温暖化対策推進本部が設置されており、地球温暖化ということばが好んで使われている。

沖縄県でも国の方針に従い、2010年に地球温暖化対策実行計画を定めており、温暖化ということばになっている。しかし、実際には単純な温暖化だけでなく、より複雑な気候変動であることは近年の気象データを見れば明確である。

図-1は沖縄気象台の2016年1月の気温変動であるが、日最高気温が25℃を超える夏日が2回現れている一方、24、25日には全国的に大寒波が襲い、最低気温6.1℃、6.3℃を記録している。

もちろん、これだけでは気候変動ではないが、このような急激な気温の変動が繰り返し出現するようになると、気候変動の影響と捉えることも考えられる。気候変動の一般化である。

本報は沖縄県が策定した地球温暖化対策実行計画及びその2016年度改訂版における、地球温暖化の影響とその適応について紹介し、今後の気候変動を広報する上での一助としたい。

2. 沖縄県の施策経緯

沖縄県では地球温暖化対策として、2003年8月に「沖縄県地球温暖化対策地域推進計画」を策定し、CO₂排出量の目標を2010年度までに基準年とした2000年度より8%削減とた。その後、国の地球温暖化対策推進法の改定により、都道府県等における温暖化対策地方公共団体実行計画策定を義務化したため、沖縄県では2010年度に再度、「沖縄県地球温暖化対策実行計画」を策定するに至った。その際のCO₂排出量の目標は、2006年度に14%増加していることを考慮し、2020年度を目標年度として、基準年と同じレベルに戻すこと、つまり0%削減を基本として、それから-8%までの幅をもたせた。同時に、国の定める長期目標である2050年までに1990年度の排出量の-80%という目標もそのまま長期目標とした。

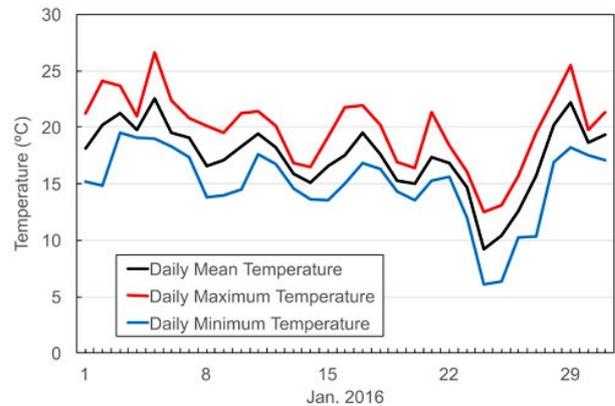


図-1 2016年1月の沖縄気象台の気温変動

3. 気候変動の影響と適応に関する記述

2003年の沖縄県地球温暖化対策地域推進計画には、地球温暖化の影響を表-1のようにまとめているが、具体的な影響の記述はほとんどなく、まだ遠い将来の話として捉えられている。

2010年度の沖縄県地球温暖化対策実行計画でも、まだ将来予測として温暖化の影響を捉えているが、緩和策と適応策が明確に定義され、適応策に関する記述が含まれた。現在策定中の改訂版では、定量的な影響に言及している。

表-1 地球温暖化の影響(2003年版)

区分	影響の概要	
県土への影響	IPCC(2001年)の予測による海面水位上昇88cmでは、水没する県土の面積は34.23km ² で、県総面積の1.5%に相当します。	
自然系	降水量・台風への影響	降水量は-5%~+10%の幅で変化すると予測されます。台風の発生回数は減少するが強度は強くなると考えられます。
	海岸環境への影響	海面が上昇することに伴い湾内は閉鎖的となり外洋の海水交換が悪くなり、水質が悪化するおそれがあります。
	植物への影響	地理的に限定される種や過剰な種は、気温上昇や進入種のストレスに対して脆弱であり、貴重な植物群落は危機に直面するといわれています。
	動物への影響	南限種は北上を余儀なくされます。また、南方系の種の進出に伴い、既存種との間に新たな競争関係が生じると考えられます。
	干潟への影響	前浜干潟や河口干潟などは後背地が堤防などで遮断されているため、干潮時にも大部分が海面から現れることはないと考えられます。
	マングローブへの影響	海面上昇率が88cm/100年の最悪のシナリオでは、海面上昇に追いつくことができず消失してしまうおそれがあります。
	サンゴ礁への影響	海面の上昇速度についていけないサンゴ礁が水没したり、30℃以上の高水温が続くことによるサンゴの白化などが懸念されます。
産業	漁場への影響	コアモなどの温帯種は夏期の平均水温28℃~29℃の等温線が生育境界であるため、温暖化の影響により本県から消失するおそれがあります。
	農業への影響	イネの受粉障害による収量減少やサトウキビの低糖度問題、乳用牛の乳量減少、成豚の繁殖障害、害虫分布の北上などが予想されます。
	林業への影響	降水量が一定で気温のみ上昇すれば水分条件が悪化するため、同一の温度条件でも生産力は低下すると考えられます。
	水産業への影響	海水温の上昇によるプランクトンへの影響は魚類など高次生態系に変化をもたらす、漁獲高に影響を及ぼすと予想されます。
	観光産業への影響	海面水位の上昇により海岸線が水没する可能性があり、それによる海浜の消滅は観光産業に大きな影響があると考えられます。
その他	社会基盤等への影響	海面上昇によって海岸保全施設(防災施設)の機能と安定性が低下します。堤防や護岸に打ち上げる波が高くなり越浪量も増加すると考えられます。
	人の健康への影響	熱中症の増加やマラリア、デング熱など媒介動物感染症が増加すると予想されます。

東シナ海の波高におけるブイとモデルの相関関係

島拓也(琉球大学・理学部) , 久木幸治(琉球大学・理学部)

1. はじめに

海の波がどのようなになっているかということは、貿易や漁業などの航海や、大気海洋相互作用を解明する上で重要な情報である。そこで、波浪推算モデルを用いて波高の観測値と予測値の相関を調べ、より正確な予測ができるようになれば、実際に直接観測ができないような場所でも波高などのより正確な情報が得られると考えられる。

そのために、本研究では東シナ海に係留したブイによる波高の観測値とモデルと比較を行い、波浪推算モデルの検証をすることを目的とする。

2. 使用したデータ

気象庁が提供している東シナ海の係留式ブイ(図1)で観測された波高・風速・風向データを使用した。期間は1999年1月1日から12月31日までで時間間隔は3時間である。海上風データとしてECMWF(European Center for Medium-Range Weather Forecasts: ヨーロッパ中期予報センター)が提供しているERA Interimを使用した。

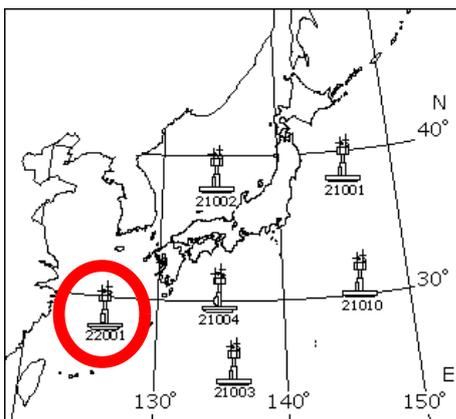


図1. 使用するブイの位置(気象庁 HP)

3. 研究方法

波浪推算はエネルギー平衡方程式(例えば磯崎・鈴木, 1999)から、波浪スペクトルを計算して波高

を求める。計算領域は東経120度から130度、北緯22度から33度までで、空間分解能は緯度、経度ともに0.5度間隔である。図2に計算された波高の分布図の例を示す。そして、その中からモデルでブイの座標(北緯28度10分, 東経126度20分)と近い座標をとって、波高及び風速の比較を行った。

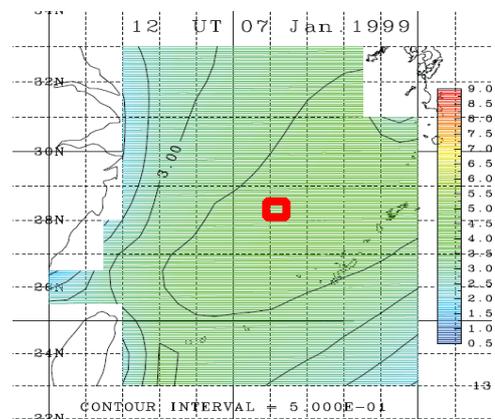


図2. 解析領域及び波高推算例

そして、ブイの欠測した時間を除いた同時系列で月ごとに相関関係を求める。また、風との関連性も調べるために、風速や風向でも同様に観測値との関係を調べた。その時、ブイの風速データは観測器の高さが7.5mのため、モデルと同じ10mの高さにするためにHsu他(1993)の式で補正した。

また、波高や風速・風向の観測値と予測値の二乗平均平方根(RMS)誤差をそれぞれ求めて、2つの間にはどれぐらいの差があるかも調べた。

4. 結果と考察

波高について

ブイの観測値とモデルの予測値の波高の相関の強さは、年間では $R^2=0.6965$ で、1番強い月は2月(図3)、低い月は6月(図4)だった。各月ごとの相関の強さは、1, 6, 7月が0.4から0.7の中くらいの強さで、残りの月は0.7以上の強い

相関が見られた。この相関が弱い月が見られたのは、波高を求める際に計算領域外からのうねりを考慮しなかったことが原因の一つと考えられる。

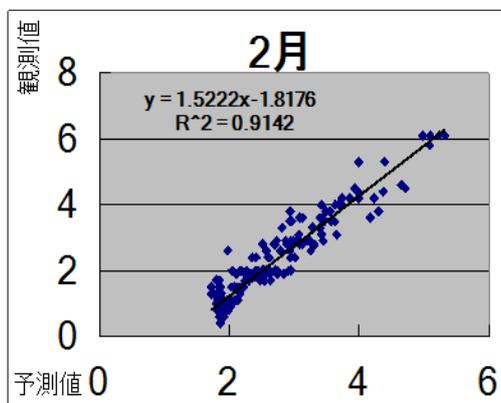


図 3. 波高の相関(強い)縦軸横軸共に単位は m。

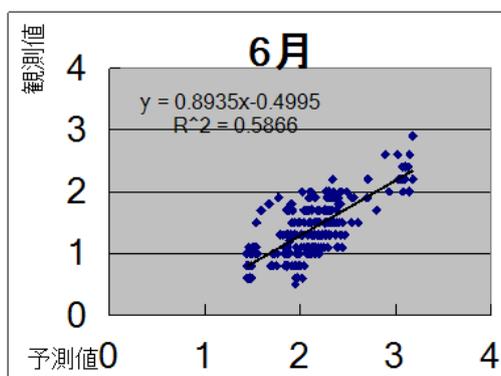


図 4. 波高の相関(弱い)縦軸横軸共に単位は m。

風速について

風速でも同様に相関の強さを求めた。年間では $R^2 = 0.7676$ で、1番強い月は10月(図5)、弱い月は6月(図6)だった。各月ごとの相関の強さは1, 4, 6, 8月が中くらいの強さ、残りの月が強い相関が見られた。

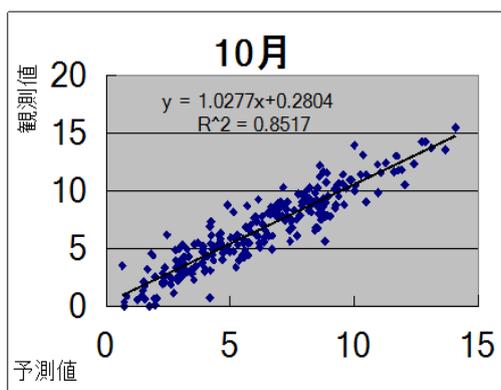


図 5. 風速の相関(強い)縦軸横軸共に単位は m/s。

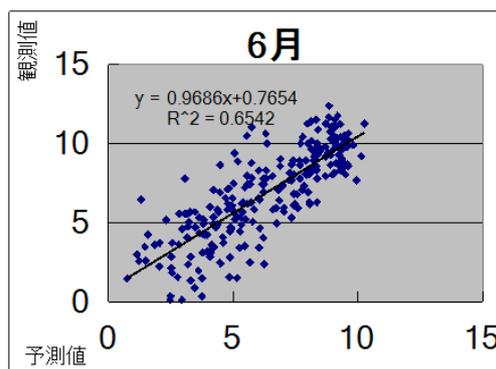


図 6. 風速の相関(弱い)縦軸横軸共に単位は m/s。

また、波高の相関係数と風速の相関係数の月ごとの値は同じような強さを取り、ある程度一致しているように見られた。しかし、波高の観測値と予測値の値の誤差が大きかったことは、風向の値のばらつきが大きく、波高と風速の関係性に少しずれを生じたと考えられる。

また、相関が少し弱い月があったのは、モデルの解像度が 0.5 度と粗かったことも関係していると考えられる。

5. 課題

今後の課題としては、波浪推算の精度を上げるために、精度の良い海上風データを使用する必要がある。また計算領域を拡大し、解像度を細かくする必要がある。さらにエネルギー平衡方程式におけるソース関数のパラメーターを、他の論文などを参考にして、より現実に近い値にする必要がある。

参考文献

磯崎一郎、鈴木靖 (1999).波浪の解析と予報. 東海大学出版会

S.A.Hsu, Eric A.Meindl and David B.Glihousesen (1993:) Determining the Power-Law Wind-Profile Exponent under Near-Neutral Stability Conditions at Sea. J. Appl. Meteor., 33, 757-765.

ラジオゾンデを用いた PAWR のドップラー速度測定精度検証

* 岩井宏徳（情報通信研究機構）、山田広幸（琉球大学）

1. はじめに

情報通信研究機構（NICT）沖縄電磁波技術センター（以下、沖縄センター）に設置されているフェーズドアレイ気象レーダ（PAWR）のドップラー速度検証のために、沖縄本島内でラジオゾンデの放球を行った。本報告ではラジオゾンデと PAWR で観測される水平風速の比較方法と比較結果について報告する。

2. 比較方法

PAWRはNICT沖縄センターの敷地内の鉄塔に設置されている（北緯 26 度 29 分 54 秒、東経 127 度 50 分 35 秒）。PAWR は半径 60km の範囲を距離分解能 100m（600 レンジ）、方位角分解能 1.2 度（300 セクター）で、30 秒で 3 次元観測可能である。

ラジオゾンデは Vaisala RS92-SGP を使い、受信機は 2015 年 10 月以前は DigiCORA Sounding System MW31、それ以降は MW41 を用いた。ラジオゾンデは 2 秒ごとの位置情報（緯度、経度、高度）が保存されている。なお、MW31 での受信の場合、緯度と経度の情報は小数第 2 位までであるため、線形内挿して比較に用いた。

図 1 に比較に用いる PAWR のドップラー速度 Vr_{PAWR} とラジオゾンデの東西風 u_{Sonde} 、南北風 v_{Sonde} との関係を示す。ラジオゾンデと PAWR との観測時刻差が 1 秒以内で、PAWR の観測ビンに含まれるラジオゾンデの観測データを抽出し、東西風 u_{Sonde} と南北風 v_{Sonde} を以下の式で PAWR の方位角 ϕ の方向に投影して水平風速 Vh_{Sonde} を算出する。

$$Vh_{Sonde} = u_{Sonde} \sin \phi + v_{Sonde} \cos \phi \quad (1)$$

一方、PAWR のドップラー速度は

$$Vr_{PAWR} = Vh_{PAWR} \cos \theta + w \sin \theta \quad (2)$$

で表され、仰角 θ が低い場合は右边第二項は小さいので

$$Vh_{PAWR} \approx Vr_{PAWR} / \cos \theta \quad (3)$$

として Vh_{PAWR} と Vh_{Sonde} を比較する。仰角 θ が高い場合は降水粒子の落下速度 (w は負の値) のドップラー速度 Vr_{PAWR} への寄与は無視できない。ただし、PAWR、ラジオゾンデとも計測地点における降水粒子の落下速度を直接計測できないため、PAWR から東に約 150m の位置に設置されているマイクロレーンレーダ（METEK MRR-2、時間分解能 1 分、高度分解能 100m、最大観測高度 3100m）で計測される降水粒子の落下速度 w を用い、

$$Vh_{PAWR} = (Vr_{PAWR} - w \sin \theta) / \cos \theta \quad (4)$$

として Vh_{PAWR} と Vh_{Sonde} を比較する。

図 2 に本研究で比較に用いたラジオゾンデの飛行軌跡および高度を示す。2015 年 5 月 28 日に琉球大学千原キャンパスから、2015 年 7 月 10 日と 2016 年 1 月 21 日に NICT 沖縄センターから放球したラジオゾンデの観測データと PAWR のドップラー速度の比較を行った。

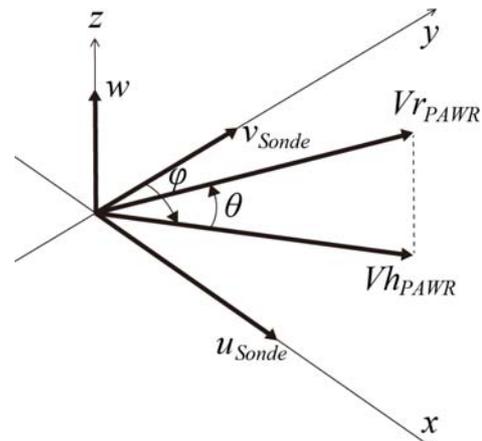


図 1 PAWR のドップラー速度 Vr_{PAWR} とラジオゾンデの東西風 u_{Sonde} 、南北風 v_{Sonde} との関係。

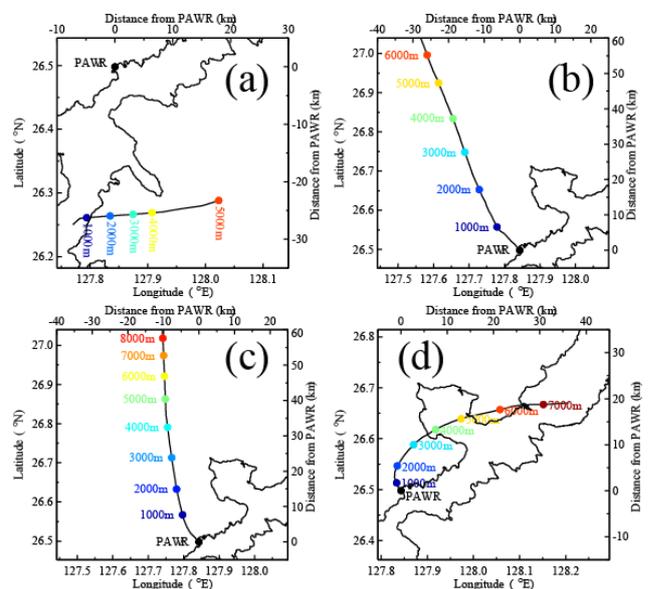


図 2 (a)2015 年 5 月 28 日 14 時 23 分 30 秒、(b)2015 年 7 月 10 日 9 時 45 分 38 秒、(c)2015 年 7 月 10 日 13 時 11 分 21 秒、(d)2016 年 1 月 21 日 18 時 6 分 0 秒に放球されたラジオゾンデの飛行軌跡および高度。

3. 比較結果

3. 1. 2015年5月28日

梅雨期の激しい対流性の降雨事例であり、沖縄本島では竜巻注意情報が発表された。ラジオゾンデは放球地点である琉球大学千原キャンパスから東に飛翔した。ラジオゾンデの観測データから上空の西風は25m/s程度であったが、ラジオゾンデの飛行方向がPAWRの視線方向と直交に近い角度であるため(図1a)、ドップラー速度は遅く、PAWRのドップラー速度 V_{rPAWR} の折り返しはほぼ無かった。ラジオゾンデの位置がPAWRから25kmから30km程度離れており、PAWRの観測仰角が9.38度以下であるため、 V_{hPAWR} は式3を用いて算出した。図3に V_{hPAWR} と V_{hSonde} の比較結果を示す。激しい降水のため高度5kmでラジオゾンデの観測が終了してしまったため、サンプル数が少ないが、良い一致を示している。2015年7月10日と2016年1月21日の事例と異なり、負の速度領域にも V_{hPAWR} と V_{hSonde} の観測値があり、良い一致を示している。

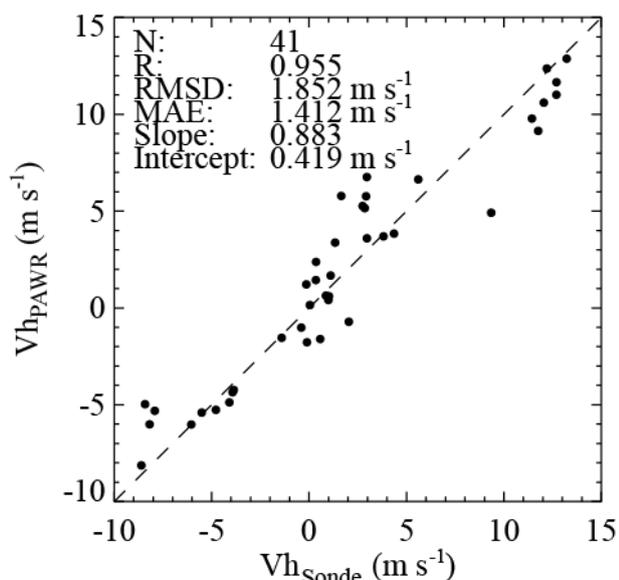


図3 2015年5月28日14時23分30秒に琉球大学から放球したラジオゾンデの V_{hSonde} とPAWRの V_{hPAWR} の比較。Nはサンプル数、Rは相関係数、RMSDは二乗平均平方根偏差、MAEは平均絶対誤差、SlopeとInterceptは回帰直線の傾きと切片を示す。

3. 2. 2015年7月10日

台風第9号による強風の事例である。NICT沖縄センターにおいてラジオゾンデの放球を2度実施し、ラジオゾンデは北北西の方向に高速に飛翔した(図2bと図2c)。水平風速が非常に速く、PAWRの観測仰角が7.18度以下であるため、 V_{hPAWR} は式3を用いて算出した。PAWRのドップ

ラー速度 V_{rPAWR} は全て折り返し補正を施している。図4に V_{hPAWR} と V_{hSonde} の比較結果を示す。水平風速が35m/sから45m/sでは良い一致を示しているが、その他ではばらつきが大きい。PAWRの観測点におけるSN比が15dB以下(図4の赤点)の場合に大きくばらついており、SN比が低い場合はドップラー速度の観測誤差が大きいことを示している。

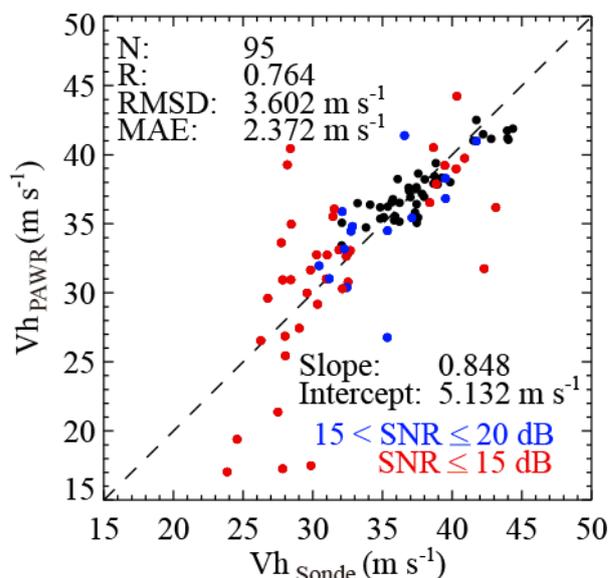


図4 2015年7月10日9時45分38秒と13時11分21秒にNICT沖縄センターから放球したラジオゾンデの V_{hSonde} とPAWRの V_{hPAWR} の比較。赤点はPAWRのSN比が15dB以下、青点はSN比が15dB以上かつ20dB以下の場合。黒点はSN比が20dB以上。

3. 3. 2016年1月21日

冬季の層状性の降雨事例である。NICT沖縄センターにおいてラジオゾンデの放球を行い、水平風速が比較的弱かったため、PAWRの観測仰角が12度から60度の範囲であった。前の2事例と比較して観測仰角が高く、降水粒子の落下速度のドップラー速度 V_{rPAWR} への寄与は無視できない事例である。マイクロレインレーダの最大観測高度は3100mであるため、PAWRの観測高度が3100m以下であった18時6分から18時24分までのマイクロレインレーダの計測値の平均値を降水粒子の落下速度として用いた。PAWRの観測高度が3100m以下では式4で V_{hPAWR} (図5の赤点)を算出し、3100m以上では式3で V_{hPAWR} (図5の青点)を算出した。なお、観測高度6km以上ではPAWRの感度が低下して観測精度に問題があるため比較から除外した。図5に V_{hPAWR} と V_{hSonde} の比較結果を示す。水平風速が5m/sから20m/sで良い一致を示しており、ば

らつきも小さい。図 6b に PAWR のドップラー速度 V_{rPAWR} (黒点) と水平風速 V_{hPAWR} (赤点と青点) との関係を示す。ラジオゾンデ放球から 10 分間程度は PAWR の観測仰角 (図 6a の青点) は高く、降水粒子の落下速度 (図 6b の緑点) も速いため、降水粒子の落下速度による補正の効果 (V_{rPAWR} と V_{hPAWR} との差) が大きい。PAWR の観測高度が 3100m 以上では降水粒子の落下速度を考慮していないが、PAWR の観測仰角が低い (15.18 度以下) ため、 V_{rPAWR} と V_{hPAWR} との差は小さい。降水粒子の落下速度を考慮していないにも関わらず、ラジオゾンデの V_{hSonde} と PAWR の V_{hPAWR} の差が小さいのは、観測高度が概ね融解層高度 (約 4km、NICT の沖縄偏波降雨レーダの偏波間相関係数から推定、図略) 以上であるため、降水粒子の落下速度が小さかったことが理由の 1 つと考えられる。

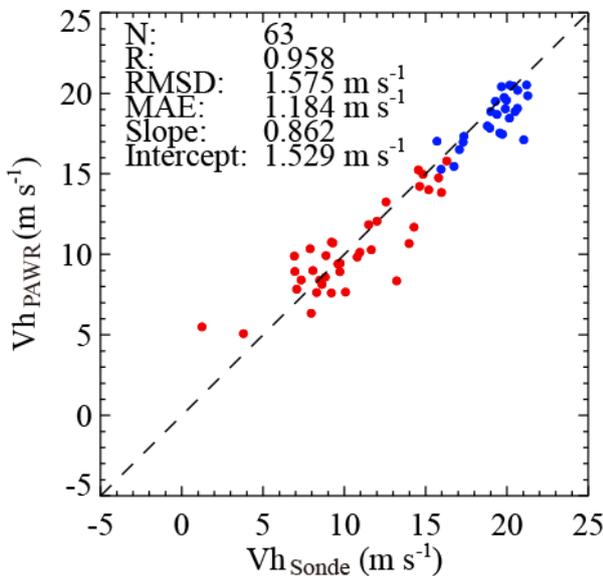


図 5 2016 年 1 月 21 日 18 時 6 分 0 秒に NICT 沖縄センターから放球したラジオゾンデの V_{hSonde} と PAWR の V_{hPAWR} (赤点および青点) の比較。赤点は式 4 で降水粒子の落下速度で補正した V_{hPAWR} 。青点は式 3 で算出された V_{hPAWR} 。

4. まとめ

梅雨期の激しい対流性の降雨、台風による強風、冬期の層状性の雨の時に放球したラジオゾンデの

風速と PAWR のドップラー速度との比較を行った。比較の結果、弱風時、強風時とも良い一致を示した。ただし、SN 比が低い場合 (15dB 以下) は観測誤差が大きい。また、観測仰角が高い場合 (概ね 15 度以上) では降水粒子の落下速度を用いて水平風速 V_{hPAWR} を算出することが有効であることを示した。

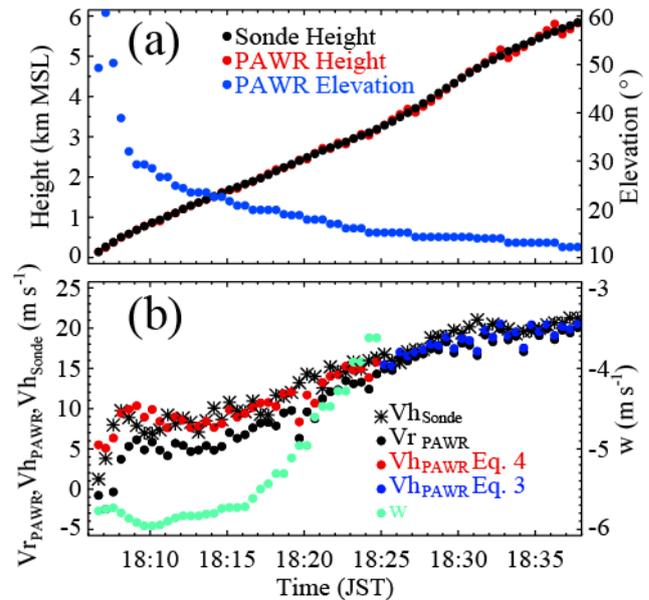


図 6 (a)2016 年 1 月 21 日 18 時 6 分 0 秒に NICT 沖縄センターから放球したラジオゾンデの高度 (黒点) および PAWR の観測高度 (赤点) と仰角 (青点) の時間変化。(b)ラジオゾンデの水平風速 V_{hSonde} (アスタリスク)、PAWR のドップラー速度 V_{rPAWR} (黒点) と水平風速 V_{hPAWR} (赤点と青点)、PAWR の観測高度に対応する降水粒子の落下速度 w (緑点) の時間変化。

謝辞

琉球大学千原キャンパスおよび NICT 沖縄センターにおけるラジオゾンデの放球は琉球大学と NICT との共同研究に基づいて実施された。ラジオゾンデの放球では、琉球大学の伊藤耕介助教と学生の皆様にご協力いただいた。

日本国内における竜巻の発生環境に関する研究 ～ストームヘリシティ (SReH) の調査から～

惣慶靖 (放送大学大学院文化科学研究科)

1. はじめに

日本で発生する竜巻は米国に比べて小規模であり、またその発生頻度の低さから現象の解明が進まず、具体的な竜巻への対応策を考えることは困難とされている。竜巻の学術的な実態把握はもとより、予測技術や伝達手法の研究などが強く望まれている¹⁾。

竜巻の発生環境の調査には、事例解析、統計解析、数値実験などがあり、これらの解析を逐一蓄積していくことは極めて重要だとも言える。

櫻井・川村 (2008) はゾンデ観測データと JRA-25 長期再解析データを用いて日本の竜巻発生環境場の実態を統計的に調査した。そしてシビアストーム発生のポテンシャルを示す既存のパラメータについて、その診断基準の日本における有効性を考察したところ、ストームヘリシティ (以降 SReH と称す) は有効な指標であることを再確認している²⁾。

阿保ら (2007) はウィンドプロファイラ (以降 WPRF と称す) の近くで発生した竜巻の SReH を調査して、竜巻発生時に SReH は減少傾向にあったことを報告している³⁾。しかし彼らが調査した竜巻のうち、WPRF 局から 15 km 以内に発生したそれは 1 例のみであった。そこで本研究では、WPRF 局から 15 km 以内で発生した竜巻事例を調査し、SReH の時間的変化の特徴を把握することを目的とした。

2. 研究方法

発生した竜巻が WPRF 局に近ければ近いほど、SReH は真の値に近いものが得られると考えられるが、国内 WPRF 局の近くで発生した竜巻は弱いものが多い (藤田スケール F0～F1)。弱い竜巻なら水平スケールは小さいと考えられることから、10 km 程度の水平スケールなら SReH 環境場は変化しないと仮定した。しかし WPRF 局から 15 km で発生した F2 竜巻 (1 事例) に限り、これも調査対象に含めた。よって本稿では WPRF 局から 15 km 以内で発生した F0～F2 竜巻 (全 19 事例) を調査した。なお SReH は次式で定義される⁴⁾。

$$SReH = \int_0^{3km} (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} dz \cdots \text{式 (1)}$$

式 (1) において、 $(\mathbf{V} - \mathbf{C})$ は雷雨に相対的に吹き込む風、 $\mathbf{k} \times (\partial \mathbf{V} / \partial z)$ は \mathbf{k} を鉛直方向の単位ベクトル

ルとして回転のベクトルを示す。雷雨移動ベクトル \mathbf{C} はレーダーエコーの動きから求めるか、その見積もりが困難な場合には Bunkers et al. (2000) の方法を用いた⁵⁾。これは地上から上空 6 km 間の大気密度で重み付けされた風の平均値に、地上と上空 6 km の水平風シアを考慮して雷雨移動ベクトルを見積もる手法である。

SReH は、ホドグラフを使って上空の風ベクトルが幾何学的に作る図形の面積を計算することで、容易に求めることができる⁴⁾。本稿ではマイクロソフトエクセルに計算式をプログラムして SReH を求めた。Bunkers et al. による手法で雷雨移動ベクトルを求める場合も計算式をプログラムしたマイクロソフトエクセルを使用した。

アメダスデータ、気象レーダーデータは気象庁の HP⁶⁾ より入手した。高層気象観測データはワイオミング大学の HP⁷⁾ より入手した。WPRF データは気象業務支援センターから購入した。なお気象庁竜巻等突風データベース⁶⁾ において 2002 年 4 月から 2012 年 6 月までの期間に発生した「竜巻」と認定されたものを調査対象とした。図 1 に本稿で調査した竜巻の分布を示す。



図 1. 調査した竜巻事例の分布図 (GoogleEarth にプロット) ピンク色のバルーンは竜巻発生地域を示し、x2、x3 は同一地域で発生した複数個の竜巻を示す。

3. 結果

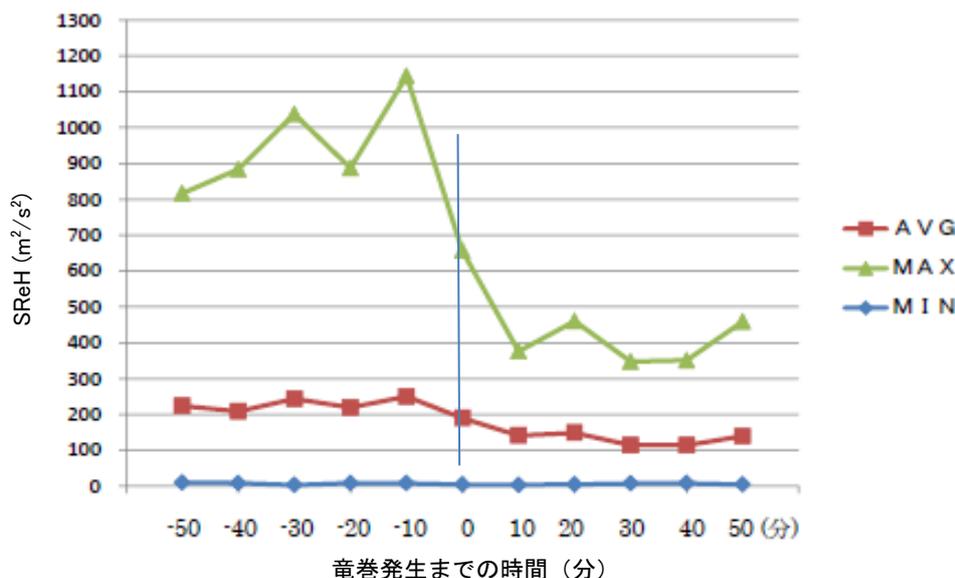


図2 竜巻19事例の変化傾向

竜巻全19事例中、SReHが増加中または極大において竜巻が発生した場合が7例、SReHが減少中または極小において竜巻が発生した場合が10例、SReHがあまり変化しなかった場合が2例であった。

図2は全19事例を統合した竜巻発生時刻前後のSReHの時間変化である。この図において、平均値(AVG)を見ると、竜巻が発生する前の10~50分の間は、SReHは $240\text{m}^2/\text{s}^2$ 前後の値を示していた。竜巻発生10分前からSReHは減少して、竜巻発生後の10分後以降では $130\text{m}^2/\text{s}^2$ 前後の値を示していた。竜巻発生時のSReHは $190\text{m}^2/\text{s}^2$ であり、米国における竜巻発生下限値⁴⁾と言われる $150\text{m}^2/\text{s}^2$ を超えていた。

さらに図2において、竜巻発生前では偏差(MAX-AVG)が大きいが、竜巻発生後ではその偏差が小さくなっていたことが特徴的である。

4. まとめ・今後の課題

SReH統計調査により、竜巻発生時のSReHの時間変化の特徴と竜巻発生との関係が分かった。SReHの計算にマイクロソフトエクセルを使用して容易に計算できるようにして、竜巻の発生はSReHが減少期に多いことが確認できた。発生した竜巻付近のSReHを計算し統計調査したことでSReHおよびWPRFの有効性が示されたと思われるが、雷雨移動ベクトルの決定やWPRFデータ欠測時の取り扱い等に対して改善点は残る。今後の課題としたい。

将来的に適切な竜巻事例が増えれば本稿で行ったような統計調査の質が向上して、竜巻発生に関するSReHの時間変化の特徴がより明らかになると思われる。

謝辞

本稿作成にあたり、ご指導下さいました放送大学客員教授吉崎正憲先生に感謝申し上げます。

参考文献

- 1) 田村幸雄, 2007: 気象研究所主催「竜巻シンポジウム」報告. 天気 **54**, 895-896.
- 2) 櫻井溪太, 川村隆一, 2008: 日本における竜巻発生環境場と予測可能性. 天気 **55**, 7-22
- 3) 阿保敏弘, 勝山健一, 白野和浩, 2007: ウィンドプロファイラを用いた竜巻事例におけるストーム相対ヘリシティの調査. 日本気象学会2007年春季大会予稿 B209.
- 4) 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 220-251.
- 5) Bunkers, M. J., B. A. Klimowski et al, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*, **15**, 61-79.
- 6) 気象庁竜巻等の突風データベース. <http://www.data.jma.go.jp> (2013.12月アクセス)
- 7) ワイオミング大学: <http://weather.uwyo.edu/> (2013.12月アクセス)

2015 年台風第 15 号の急速な発達と内部構造の関係

田盛 智翔也⁽¹⁾, 山田 広幸⁽¹⁾, 嶋田 宇大⁽²⁾

(1)琉球大学理学部 (2)気象庁気象研究所

1. はじめに

台風はしばしば、24 時間に最大風速が 15m/s 以上増加するような発達をすることがあり、「急発達」(rapid intensification)と呼ばれている(Kaplan and DeMaria 2003)。Wang and Zhou(2008)は、北西太平洋で発生する台風のうち、約 37%が急発達するという統計結果を示した。同様に 2015 年台風第 15 号も、八重山地方接近時に急発達した。しかし、台風の強度は予報を上回り、石垣島で観測史上最大となる 71m/s の最大瞬間風速が観測された。予報誤差の原因として、急発達期の観測による詳細な内部構造のしくみが未解明な事が挙げられる。過去の観測において、二重壁雲の内側の壁雲の消滅後に急発達すること (e.g. Willoughby et al. 1982)、発達期に壁雲の傾斜が急になる (e.g. Hazelton and Hart 2012) などの内部構造の大きな変化が指摘されている。本研究では、気象庁石垣島レーダーのデータを用いて、台風 15 号の急速な発達と内部構造の変化の関係について調査する。

2. 使用データと実験設定

解析には、気象庁石垣島レーダーによる 2015 年台風第 15 号の強度推定結果 (中心気圧、高度 2km の最大風速)、気象庁石垣島レーダーの反射強度、レーダー雨量分布を使用した。解析期間は 2015 年 8 月 22 日 1800UTC から 8 月 24 日 0000UTC までで、解析範囲は東経 122.8-126.7 度、北緯 22.4-26.4 度である。

急発達する台風 15 号の構造変化の特徴を解析するため、レーダー雨量分布を用いて台風の中心を基準とした東西断面を時間毎に並べた東西-時間断面(図 1)を作成し、急発達期間の分類と眼の収縮の時間変化を解析した。また、反射強度の三次元分布より作成した台風中心からの東西および南北断面を使用し、Hazelton and Hart (2013) の測定方法を参考に壁雲の傾斜の時間変化について解析を行った。台風の中心が石垣島に最接近した期間、中心気圧と壁雲の傾斜の解析ができなかった。

3. 結果

台風 15 号の急発達期間の大きな構造変化について、レーダー雨量分布の東西-時間断面と各時刻の水平分布(図 1)を示す。それぞれの構造での特徴をもとに期間を次のように 3 つに分類した。台風

15 号は、最初に二重の壁雲を伴っていた(期間 I)。その後、内側の壁雲が消滅するとともに外側の壁雲が内側に移動し眼が収縮した(期間 II)。石垣島を通過した 8 月 23 日 1300UTC 以降、眼の収縮が見られなくなった(期間 III)。ドップラー速度から解析された中心気圧の時間変化(図 2)は、期間 II と III を通して気圧の低下を示した。

急発達期間における壁雲の傾斜の変化を反射強度の三次元分布より解析した結果、期間 II と III の台風 15 号の壁雲の平均傾斜は約 51.2 度であった。これは、平均的な台風の壁雲の傾斜約 45 度よりも急である。壁雲の細かな形状に着目すると(図 3)、眼の外側にへこんだ降水帯を伴う凹タイプと眼の内側に膨らんだ降水帯を伴う凸タイプでは壁雲の傾斜に大きな違いが見られた。どちらのタイプにも属さない normal タイプに比べ、凹タイプで傾斜が急で降水強度が強く、凸タイプで傾斜が緩やかで降水強度が弱い事がわかった(図 4)。

期間 II と III 中での壁雲の傾斜 (1 時間平均) と中心気圧の時間変化を比較すると、凸の少ない期間 III において壁雲の傾斜が最も急な時間がある事がわかった(図 5 の丸印)。

4. まとめと今後の課題

台風 15 号は、Willoughby et al.(1982)の観測と同様に二重壁雲構造の崩壊後に急発達をしていた(期間 I)。また、急発達期間において中心気圧の低下時に眼が収縮する期間(期間 II)とほとんど眼が収縮しない期間(期間 III)があった。それぞれの期間中の眼の形状・壁雲の傾斜に注目すると、期間 II でのみ凸タイプが確認された。これは、Rogers et al.(2013)の壁雲の内側の不安定(降水帯)に伴い眼が収縮するという結果と関係している可能性がある。また、期間 III について壁雲の傾斜(1 時間平均)が最も急な時間が確認された。これは、Hazelton and Hart(2013)の台風の発達に伴い壁雲の傾斜が急になるという結果と一致する。

本研究では、主に気象レーダーの降水強度の解析を行った。今後は風速のデータを用いて、収縮による風速の増大などの強度変化の解析を行う。また、小さなスケールの内部構造の変化が台風の強度に大きな影響をもたらすことが分かった。今後は、さらに小さなスケールについても解析を行っていく必要がある。

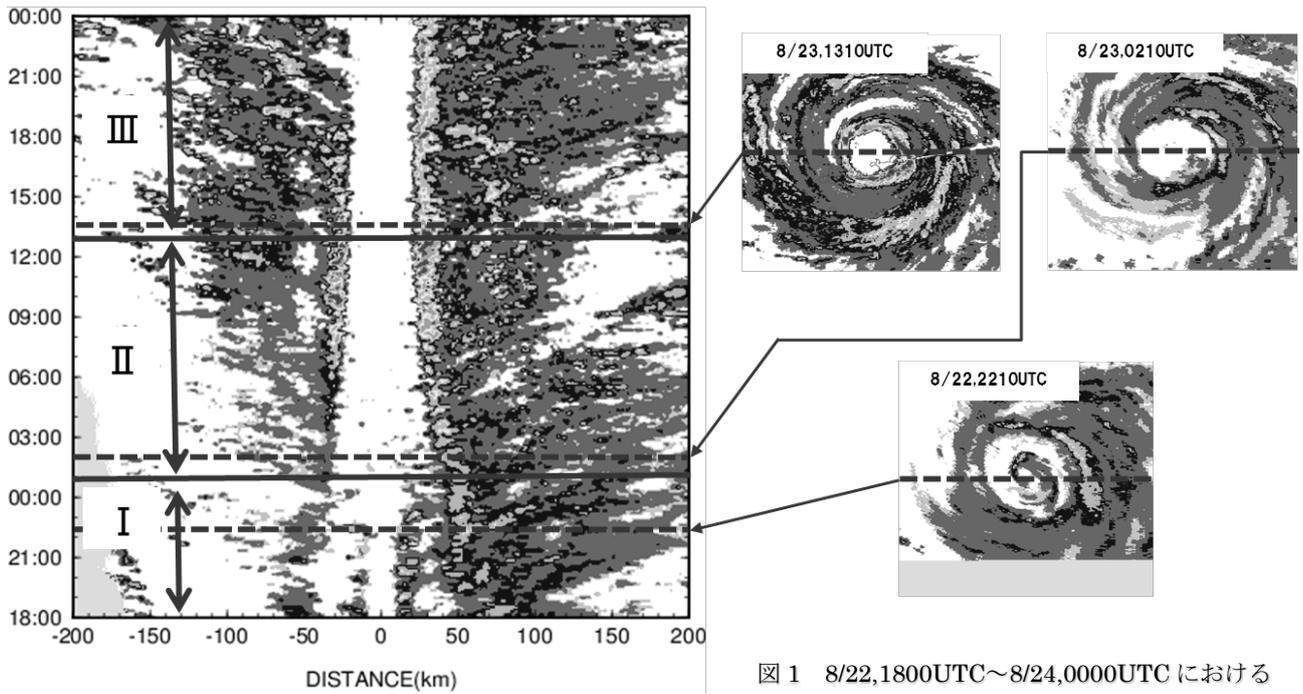


図1 8/22,1800UTC~8/24,0000UTCにおける
左)レーダー雨量分布の東西-時間断面
右)各時刻でのレーダー雨量分布の水平分布

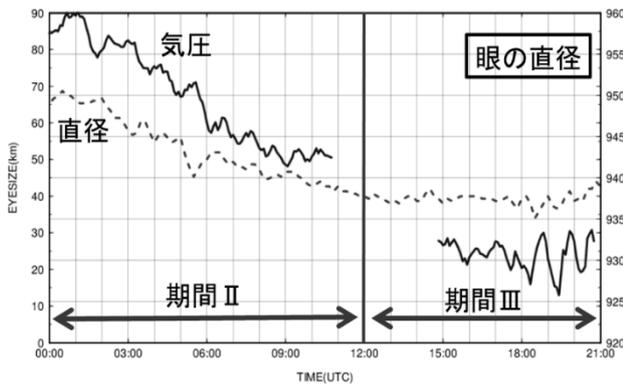


図2 8/23,0000UTC~8/23,2100UTCにおける
眼の直径と中心気圧の時間変化
中心気圧(実線) 眼の直径(点線)

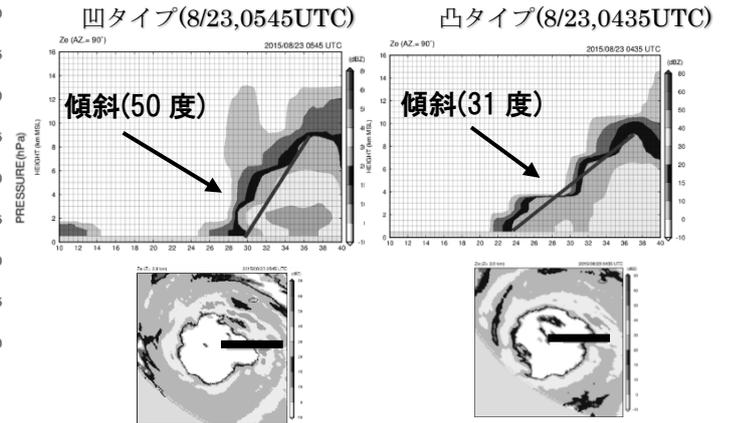


図3 眼の形状による壁雲の傾斜の変化

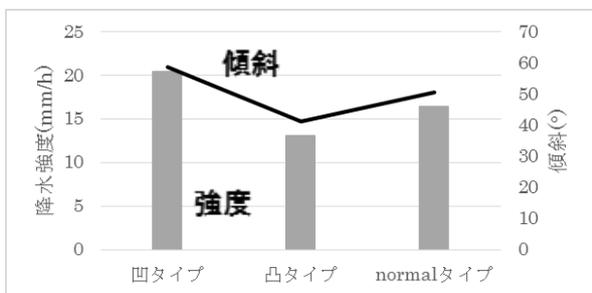


図4 8/23,0300UTC~8/23,1900UTCの期間で捕らえられた
眼の形状と傾斜・降水強度の関係
降水強度(棒グラフ) 壁雲の傾斜(実線)

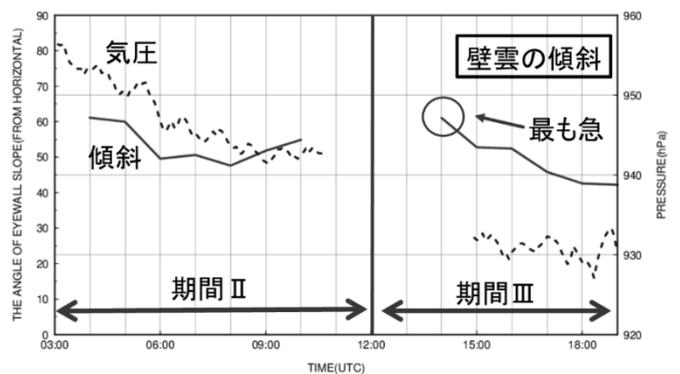


図5 8/23,0300UTC~8/23,1900UTCにおける
壁雲の傾斜(1時間平均)と中心気圧の時間変化
壁雲の傾斜(実線) 中心気圧(点線)

RSMC Tokyo 台風強度予報誤差データベースの構築と環境場を用いた統計的補正

伊藤耕介（琉球大学理学部）

1. はじめに

気象庁は 1989 年 7 月から、Regional Specialized Meteorological Center Tokyo(以下、RSMC Tokyo)として、アジア各国の台風に関わる防災に貢献してきた。過去 25 年間、進路予報が改善されてきたことは周知の事実だが、強度予報に関してはその実態が詳しく調べられているとは言い難い。本研究では、台風強度予報誤差のデータベースを構築することで、基礎的な検証を行う。

また、このデータベースをもとに、環境場に対する強度予報誤差のバイアスが存在する可能性についても調査した。一般に、台風強度を数値計算で陽に再現するためには高解像度大気海洋結合モデルの利用が望ましいが(Ito et al. 2015)、現在、気象庁では、水平格子点間隔 20km 相当の GSM の結果を台風強度予報に用いており、台風の内部コアダイナミクスを陽には表現できない。ただし、このような場合であっても、環境場に対するバイアスの存在が分かれば、統計的補正によって発表予報を改善することができる。本研究では、台風強度に関連する環境場の代表的な指標として、理論的な台風の到達可能強度 (MPI)、水平風の鉛直シア、海洋表層の平均水温を計算し、強度予報の補正に利用可能かどうかについても検証を行った。

2. 手法

本研究では、紙媒体・デジタルデータとして公開されている年報 Annual Report on the Activities of RSMC Tokyo(1989 年版のみ Annual Activity Report; 以下、AR)を用いた。AR には、最大風速・中心気圧の誤差の年間統計量(1989 年以降)、及び、6 時間毎の個別の発表予報誤差(1992 年以降)が記録されている。本研究ではこれを元にデータベースを構築した。

環境場に対する検証は 2008 年以降に対して行う。これは現在と同じ水平格子点間隔 20 km の GSM が予報に用いられているようになったのが、2008 年以降だからである。GSM の出力結果は京

都大学生存圏研究所のデータベースから取得し、海洋内部のデータは MOVE/MRI.com の 0.5 度解像度の結果を利用している。水平風の鉛直シアは Ueno and Kunii (2009)に基づき、850 hPa と 200 hPa における水平風ベクトルの差を GSM に現れた台風中心から 300 km 以内で平均したものと定義する。海面水温には MGDSST、海洋表層水温は台風通過 2 日前における海面から水深 100 m までの深さの平均水温 (T100) で代表させる。MPI としては Emanuel (1986)が提案した EMPI と、EMPI における海面水温を T100 で置き換えた Lin et al. (2013)の OCPI の 2 種類を MPI として採用したが、これらは式で書くと、EMPI は下記のように表される。

- 最大風速の MPI :

$$V_{\max}^2 = (T_{SST} - T_{outflow}) \frac{T_{SST}}{T_{outflow}} \frac{C_k}{C_D} (k_{SST}^* - k_{env})$$

- 海面中心気圧の MPI :

$$\ln \frac{P_{V\max}}{P_{center}} = \frac{1}{2C_p T_{SST}} V_{\max}^2$$

$$\ln \frac{P_{env}}{P_{V\max}} = \frac{1}{2C_p T_{SST}} V_{\max}^2 + CAPE$$

ここで P, T, k, k^* はそれぞれ、海面気圧・気温・比エンタルピー・飽和比エンタルピーである。

強度予報改善を目的とした統計的補正モデルとしては以下の形を考える。

$$F' = F + \alpha_1 S + \alpha_2 (M - F) + \beta + \varepsilon$$

F は補正前の台風強度の指標 (中心気圧または最大風速)、 F' は補正後の台風強度の指標、 S は水平風の鉛直シア、 M は台風強度の指標に関する MPI である。本研究では、 $\alpha_1, \alpha_2, \beta$ は予報時間・種別 (中心気圧か最大風速か) ごとに、2008-2011 年のデータを入力値として、最小二乗法により

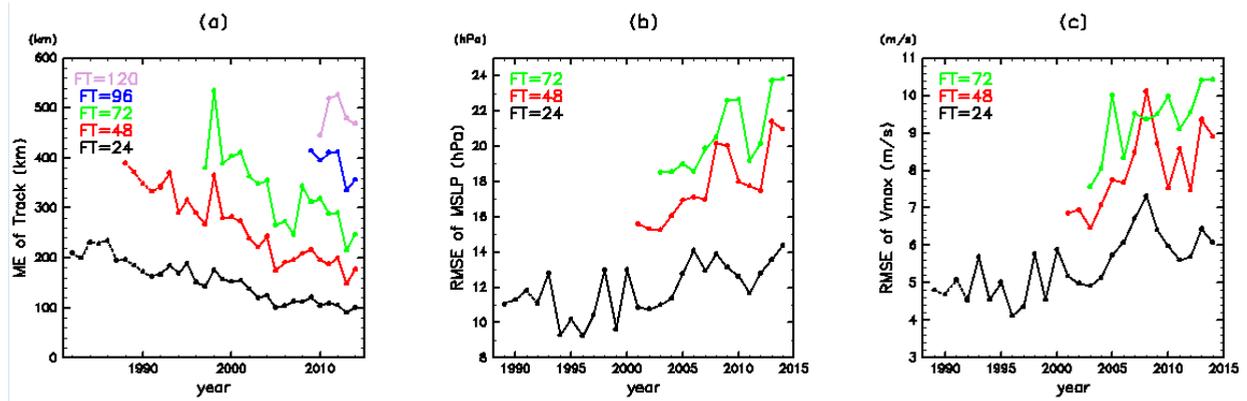


図 1. RSMC Tokyo による台風予報の誤差(a)進路予報誤差の単純平均(b)中心気圧予報誤差の二乗平均平方根(c)最大風速予報誤差の二乗平均平方根. FT は予報時間を表す.

補正後の強度とベストトラックデータとの差 (ϵ) が小さくなるように決定する. そして, 2012-2014 年の発表予報に, 得られた係数と環境場の予報値を用いた補正をかけて, 強度予報精度が向上するかどうかを確認する.

3. 強度予報誤差の傾向

図 1 に構築したデータベースに基づく, 進路予報・中心気圧・最大風速の予報誤差の年平均値を示す. この図から, 過去 26 年間にわたり, 進路予報は改善傾向を示しているが, 中心気圧と最大風速に代表される台風強度予測誤差はほぼ横ばいの状態が続いていることがわかる. また, 1992-2014 年の個別データをもとに, 評価時刻から 24 時間前までの中心気圧の変化で中心気圧の予報誤差を分類すると, 急発達や急減衰が

起こる場合には, 現象の見逃しが起こり, 強度予報誤差が大きくなる傾向にあることが分かった(図 2).

2008 年以降のデータについて, 水平風の鉛直シア, 海面水温, 海面表層水温, EMPI (陸上のデータを EMPIL, 海上のデータを EMPIO とする), OCPI の値ごとに発表予報の平均バイアスを分類した結果を図 3 に示す. この図から, 鉛直シアが 10 m/s を超えた場合には, 発表予報は台風強度を強く出し過ぎる傾向にあり, 表層海面水温が 30 度近い場合には弱く出し過ぎる傾向にあることが分かる. 発表予報に対する MPI の偏差ごとに結果を並べると, きれいに右下がりの結果となっている. これは, 理論的に台風が強く(弱く)なるポテンシャルを秘めているにも関わらず, 発表予報が強く(弱く)ならないと予報した場合には, 結局, 台風は評価時刻において強く(弱く)なっていることを示している. これらの結果は, 最大風速についても基本的に同様であり, 予報時刻が長くなるにしたがって平均バイアスは大きくなる傾向にあった

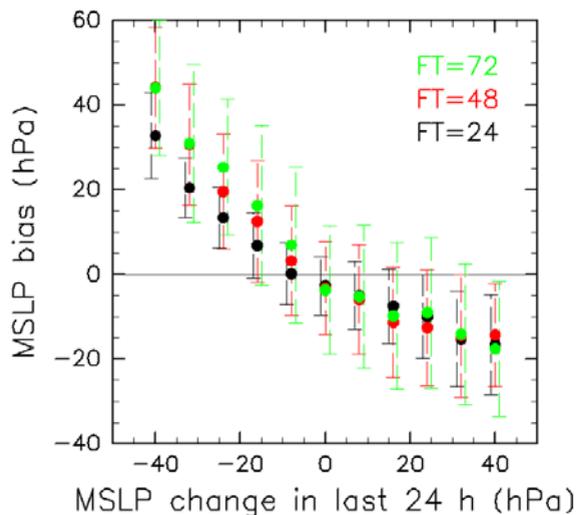


図 2. 中心気圧予報のバイアスを発達率別に分類したもの. FT は予報時間を表し, 鉛直に伸びる棒は標準偏差を表す.

4. 統計的補正

3 節の結果から, 環境場の物理量で分類した場合に発表予報にバイアスが存在していることが分かった. そこで, 2 節で示した水平風の鉛直シアの予報値と台風通過前の物理量から計算した MPI を説明変数とする統計モデルに基づいて, 発表予報に補正を掛け, 発表予報をさらに改善することができるかどうかについて検討した.

統計的補正モデルを適用した結果, EMPI を MPI として採用した場合には, 中心気圧(最大風速)

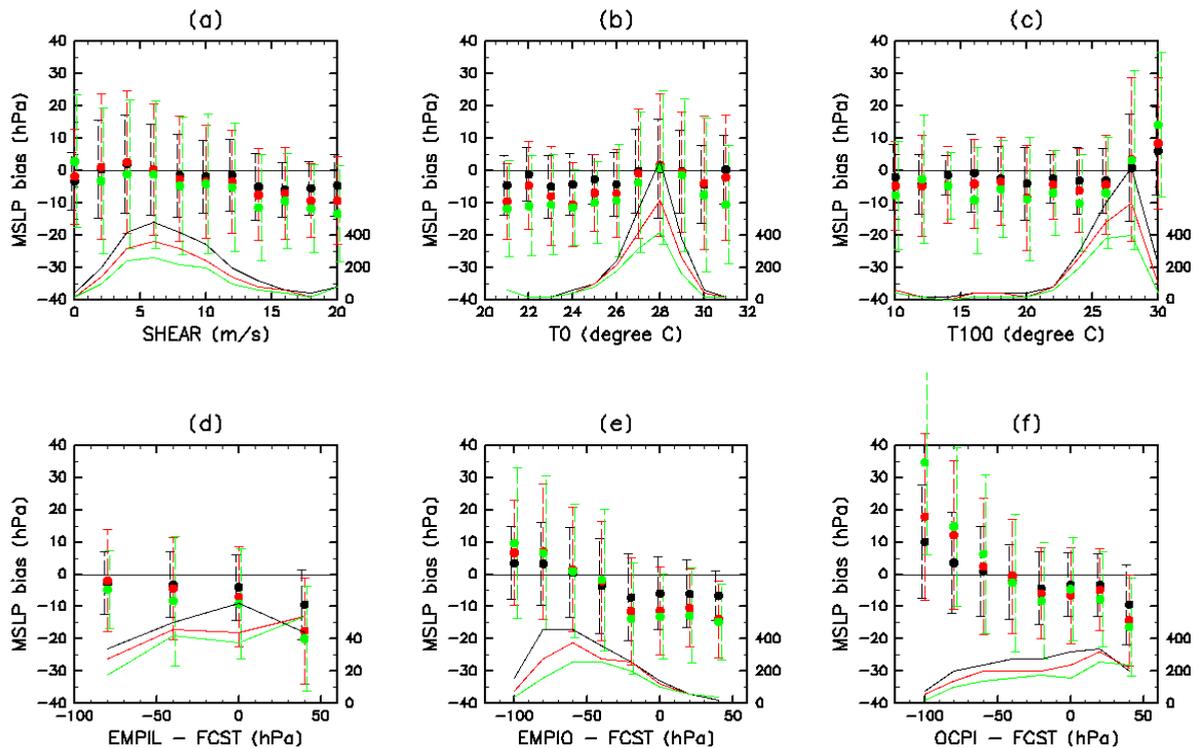


図 3. 点は中心気圧予報の平均バイアスを環境場の値で分類したもの。(a) 鉛直シア (b) 海面水温 (c) 海面表層水温 (d)-(f) 発表予報に対する MPI の偏差, (d) EMPIL (e) EMPIO (f) OCPI. 黒は FT=24, 赤は FT=48, 緑は FT=72 であることを表す。鉛直に伸びる棒は標準偏差を表す。実線は各カテゴリーの事例数(数値は右軸)を表す。

の発表予報が FT=24 で 3.2 % (1.9 %), FT=48 で 4.5 % (4.6 %), FT=72 で 3.5 % (1.6 %) 改善していた。OCPI を MPI として採用した場合には, FT=24 で 6.7 % (4.3 %), FT=48 で 9.1 % (6.0 %), FT=72 で 10.9 % (4.2 %) 改善した。この結果は予報時間が長いほど, また, 海洋の情報を取り込むほど発表予報の改善率が高いことを示している。特に, 急発達や急減衰の起きている場合の改善が顕著であった(図は省略)。

5. まとめ

RSMC Tokyo が発表している台風強度予報誤差に関するデータベースを構築し, 発達時や減衰時などに強度予報誤差が大きいことを明らかにした。また, 水平風の鉛直シアや海洋表層水温, MPI といった台風強度に重要と考えられる物理量に対して, 予報のバイアスが存在しており, 統計的補正を掛けることによって発表予報の誤差を最大で 10 % 程度減らせることが分かった。

謝 辞

本研究は, 科研費基盤 C 台風強度にかかわる外的要因の診断のための数値的研究」(課題番号: 25400461) の助

成を受けて実施されたものです。データ整備に当たっては, 仲田真理子さん, 宮里結衣さん, 宮本育利さん, 善村夏実さんの協力を得ました。MOVE/MRI.com の結果は気象研究所の碓氷典久氏より提供して頂きました。

参 考 文 献

- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585-605.
- Ito, K., T. Kuroda, K. Saito, and A. Wada, 2015: Forecasting a large number of tropical cyclone intensities around Japan using a high-resolution atmosphere-ocean coupled model. *Wea. Fore.*, **30**(3), 793-808.
- Lin, I. I., and Coauthors, 2013: An ocean coupling potential intensity index for tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1878-1882.
- Ueno, M., and M. Kunii, 2009: Some aspects of azimuthal wavenumber-one structure of typhoons represented in the JMA operational mesoscale analyses. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **87**, 615-633.