## 2012 年度 研究発表会 予稿集

2013年2月19日

日本気象学会沖縄支部

日本気象学会沖縄支部 2012年度研究発表会

会期: 平成 25 年 2 月 19 日 (水) 13 時 10 分~16 時 40 分

会場:情報通信研究機構沖縄電磁波技術センター(沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

プログラム:

司会:国吉真昌	(沖縄気象台)	)	
$13:10 \sim 13:15$	開会挨拶	(横山辰夫	沖縄支部長)
座長:重村尚秀	(沖縄気象台)	)	
$13:15 \sim 13:35$	口頭発表1	(友利健	沖縄気象台)
$13:35 \sim 13:55$	口頭発表2	(萱場亙起	沖縄気象台)
$13:55 \sim 14:15$	口頭発表3	(銘苅朝晃	那覇航空測候所)
$14:15 \sim 14:35$	口頭発表4	(比嘉健一	琉球大学)
$14:35 \sim 14:55$	口頭発表5	(岩井宏徳	沖縄電磁波技術センター)
$14:55 \sim 15:10$	休憩		
$15:10 \sim 16:10$	講演	(山田広幸	琉球大学/海洋研究開発機構)
$16:10 \sim 16:35$	討論		
$16:35 \sim 16:40$	閉会挨拶	(山田雄二	日本気象学会理事)

事務局:沖縄気象台業務課気候·調査室

口頭発表題目

- 1.「沖縄地方の梅雨期における 500m 高度面の特徴について」 友利健、鈴木理、根間幸美、広瀬成章、多良間宣武、大城広志(沖縄気象台) ………… P1
- 3.「台湾地形の影響で発生し東進するメソ対流系に伴う雷現象」 銘苅朝晃、上原政博、笹本豊、石川三雄、金城康広、與那覇康司(那覇航空測候所)…P7
- 5.「沖縄偏波降雨レーダにより観測された対流性降水に関連する風速場および偏波パラメータの 変動」

## 講演

## 「台風予報の現状と将来展望」

\*友利健、鈴木理、大城広志、多良間宣武、根間幸美、広瀬成章(沖縄気象台)

#### 1 はじめに

集中豪雨の発生については、高度 500m における 水蒸気の理解が重要であることが、加藤(気象研究 所)によって示された。気象庁では、1日8回行っ ているメソ解析で、500m 高度面の諸要素も計算し ている。

本調査は、今後の大雨の調査・研究の基礎資料 とすることを目的とし、500mにおける気象諸要素 の平均的な値を整理したものである。また、沖縄 本島とその周辺離島を包括する領域において、大 雨と諸要素の対応の調査も行った。

## 2 調査方法

気象庁において 00、03、06、09、12、15、18、 21時に行っている1日8回のメソ解析(5kmメッシ ユ)格子点値(以下 GPV と略す)を実況値とみなし、 北緯 22.4 度、東経 122 度を南西端、北緯 30 度、 東経 135 度を北東端とする矩形領域内の平均およ び最大・最小値を求めた。調査期間は 2009 年 5 月1日 00 時~2012 年 4 月 30 日 21 時である。

また、北緯 25.5度、東経 126度を南西端、北緯 27.5度、東経 129度を北東端とする矩形内におい ては、2009年~2011年の5月と6月について、解 析雨量と相当温位、水蒸気フラックス(以下 FLWV)、 500m 高度面から持上げた時の自由対流高度およ び浮力がなくなる高度との対応を、散布図を作成 することにより調査した。調査した領域を第1図 に示す。



- 3 諸要素の統計値
  - 本項において用いる用語を、ここで定義する。 月平均値:領域平均を月毎に平均した値 月平均最大値:領域内の最大値を月毎に平均 した値 月平均最小値:領域内の最小値を月毎に平均 した値

#### (1)相当温位

第2図に、相当温位の月平均値および月平均 最大値を示す。また、大雨をもたらす下層の暖 湿気は、経験上、南から運ばれてくる場合が多 い。風の南北成分Vが正の値となっている領域 についての平均値および最大値を抽出し、その 月平均を第3図に示す。





第2図、第3図ともに、最大値・平均値のいず れも8月をピークとし、1月に最小となっている。 第2図と第3図で、最大値および夏季の月平均値 に大きな相違は見られないが、南風領域では寒候 期および4・5月には月平均値が大きくなり、結果 として月平均最大値と月平均値の差が小さくなっ ている。 (2) 水蒸気フラックス

第4図は、水蒸気フラックスの月平均値およ び月平均最大値の年間の値である。また、風の V成分が正の領域についての統計を、第5図に 示す。第4図、第5図とも、夏季に大きく寒候 期に小さい値となっている。また、月平均値と 月平均最大値の差も、夏季に大きな値となって いる。これは、夏季においては太平洋高気圧に 覆われた弱風が続き、台風の接近によって強風 となることが反映していると考えられる。





(3)自由対流高度までの距離と浮力がなくな

る高度



500m 面から気塊を持ち上げた時の自由対流 高度までの距離を DLFC と呼ぶこととする。また、 同気塊の浮力がなくなる高度を、EL と呼ぶ。 DLFCの月平均値および月平均最小値を第6図 に、ELの月平均値および月平均最大値を第7図 に示す。

DLFC の最小値は、年間を通して 100~200m 程 度でほぼ一定であるのに対し、月平均値は5月 と6月で1300m前後と大きくなっている。また、 寒候期には月平均値が比較的低い値となってい る。ただし、これは自由対流高度が存在しない 時を考慮しておらず、これをもって5月と6月 に対流が発生しにくく、寒候期に対流が発生し やすいとは言えない。



EL は、相当温位や FLWV と同様に、夏に高く、 冬に低くなっている。寒候期の月平均値が 2000m 程度と低いのは、沈降性の逆転層が出現 する影響と思われる。

(4) 収束

収束は、正と負の値をとり、両者は隣接し ていることがしばしばみられる。したがって、 領域内で平均をとった場合、相殺されてしま うことが考えられる。ここでは、大雨の要因 として考えられる正の値に着目し、負の値 (発散)については扱わないこととする。

収束の月平均値や月平均最大値に季節的 な特徴は見られなかった。(図省略)



第8図 収束値の最大の階級別出現頻度

第8図は、すべての期間における収束の領 域内最大値の階級別出現頻度である。250~ 300[10<sup>-6</sup>/s]付近にピークを持ち、なだらかな 右下がりの分布となっている。130[10<sup>-6</sup>/s]以 下で出現頻度が極端に小さいのは、収束や発 散の全くない状態が、広い範囲に分布するこ とは少ないことを意味している。

#### 4 大雨との対応

気象学的に大雨は、対流が発生しやすく、発 生した対流が十分高い高度まで到達する所で起 きやすいと考えられている。また、対流の起点 となる高度での気塊が、十分な水蒸気を含んで いることも、大雨発生の必要条件と考えられる。 さらに、対流発生のきっかけとなる、収束の存 在も重要であろう。このため、大雨が発生して いる領域では、DLFC が低く EL が高い、水蒸気 フラックスや相当温位が高い、収束が起きてい る等が期待される。このことを確認するための 調査を行った。調査したのは、第1 図の内側矩 形で囲まれた領域である。調査期間は、沖縄地 方の梅雨期に相当する5月~6月とし、2009年 から2011年の値を用いた。今回調査した要素は、 相当温位、FLWV、DLFC、EL の4つである。

降水の実況値として、30分毎の1kmメッシュ 解析雨量を、直近格子に対応させ、3時間内の 最大値をその格子点における1時間雨量として 用いた。大雨の判断として、沖縄本島地方にお いて大雨による災害が発生する恐れのある1時 間雨量(以下 R1)40ミリを基準とした。



第9図 格子点の相当温位・水蒸気フラッ クスとR1(緑:40mm 未満、赤:40mm 以上)

第9図に相当温位と水蒸気フラックス、第10 図にDLFCとELの大雨の有無の散布図を示す。 赤い点が大雨あり、緑の点が大雨なしである。 第8図では、赤い点は340K以上の相当温位の高 いグラフの右側に集中しているが、水蒸気フラ ックスの小さい所にも分布している。これは、 相当温位が十分高ければ、周辺からの水蒸気の 補給がなくても大雨となりうることを示してい る。6月には相当温位の月平均値は340K以上、 5月でも暖域内では同程度の月平均値となって いることから、5~6月は大雨の発生しやすい環 境が半分以上を占めるといえる。

DLFC と EL の関係では、主観的ではあるが、 EL>7000m、DLFC<1500m に集中している。EL は、 5~6 月の平均値より大きく、大雨時の特徴とい える。



5 まとめ

(1)500m 面の諸要素について月毎の統計値 を求め、特徴を見た。

(2)沖縄本島周辺においては、短時間強雨 と相当温位および EL、DLFC に一定の関係が みられた。

# 2011/2012冬の沖縄地方における日照時間が少なかった要因について

## \* 萱場亙起、上原一也(沖縄気象台)

#### 1 はじめに

2011/2012 冬(2011 年 12 月から 2012 年 2 月まで の 3 か月間を示し、以下「2012 年冬」という)は、 各地点で日照時間(第1図)が平年値(1981-2010 年の 30 年間の平均)を大きく下回り、沖縄地方の日 照時間の地域平均平年比(那覇、久米島、宮古島、 石垣島、与那国島を用いて算出)は52%となり、統 計を開始した 1946 年以降最も少ない値を更新した。 各地点の平年比は、与那国島で 32%、石垣島で 52%、 久米島で 51%など顕著だった。本調査では、寡照と なった実況の調査をするとともに、統計分析などか ら沖縄地方の日照時間と大気循環場の関係を考察し た。

#### 2 調査方法

日別、旬別の天気図や気温、日照時間、風向など 地上気象観測データを用いて、本冬の実況の経過と 特徴を調べるとともに、統計分析から沖縄地方の日 照時間と循環場の関係を調査し、2012冬と比較した。 用いた気象データは、気象庁地上観測観測データ、 JRA-25/JCDAS 再解析データ。



第1図 2012 年冬の主な地点の日照時間

#### 3 実況の経過

#### 3-1 天候の特徴

那覇の 2012 年冬の旬別データの時系列図(第 2 図上段)から、全ての旬で日照時間は平年値を下回 り、風向頻度は北系が最も多かった。風は、12月か ら1月上旬にかけては北系が卓越した一方、1月中 旬以降は南系も見られている。沖縄地方平均気温平 年差(第2図下段)から、12月中旬から1月上旬に かけては寒気の影響、12月上旬と1月中旬以降は気 温の変動が大きく、気圧の谷などの影響を受けたこ とが示されており、寡照の継続に寄与した。



第2図 2012 年冬における那覇の日最多風向の頻度(上段)と沖縄地方の平均気温平年差の5日移動平均(下段)

与那国島の風配図(第3図)から、気候値や過去 に寡照が明瞭となった年の平均に比べて、2012年冬 は北風から北北東風の頻度が多かったことが示され ている。なお、与那国島の日照時間については、約 100km しか離れていない石垣島との平年差が大きい のが特徴で、過去の調査によると与那国島の気象は



第3図 2012 年冬の与那国島の風配図(値は、 3,9,15,21時の風向を用いて算出し、気候値は1981~ 2010年までの値の平均を示す。)

強い北東風に流されてきた雲が台湾山脈の東側(風 上側)で滞留すること(有銘他)や、700hPa付近の 西からの山越風と下層の北東〜東風との収束により 形成される(金城他)ことが指摘されている。

## 3-2 気圧配置の特徴

500hPa 高度(図略)は、ユーラシア大陸で正偏差、 インド洋や太平洋西部など熱帯域は負偏差となった。





海面気圧(第4図)から、西シベリアを中心にシベ リア高気圧が強く、沖縄の南海上では気圧が低いの が特徴で、沖縄付近で気圧差(陰影のコントラスト) が大きい。気圧の規格化偏差から(第5図)から、シ ベリア高気圧の南側のA領域(30-35N、115-120E) で約1.5σ(σは標準偏差を示す)、沖縄地方の南海 上のB領域(15-20N、125-130E)は約-1.0σを示し、



第5図 2012 年冬の海面気圧の規格化偏差(色) と風の平年偏差(ベクトル)

沖縄付近の気圧傾度が 2.6  $\sigma$  と顕著 (1979/1980 年冬 から最も大きい)に大きく、北東風が強かったこと が示唆される。与那国島の 2012 年冬の日照時間の規 格化偏差は 2.5  $\sigma$  (那覇: 2.7  $\sigma$ 、石垣島 2.2  $\sigma$ )で ほぼ同値だった。よって、シベリア高気圧の張り出 しと沖縄地方の南海上の気圧の低いことが沖縄地方 の寡照に強く影響していたと考えた。

## 3-3 海面水温と影響について

2012 年冬の海面水温(第6図)は、沖縄地方付近 や東シナ海付近で高温傾向(12月と2月で明瞭)だ った。沖縄地方に流入する北東風と暖かい海面から 水蒸気補給を考えると、寡照に寄与したことが考え られる。



#### 4. 統計分析結果と考察

4-1 沖縄地方の日照時間と海面気圧の相関関係

沖縄地方の寡照と海面気圧の特徴について、統計 分析結果と2012年冬の特徴を比較した。相関図(第 7図)で統計的に有意となった領域から、沖縄地方の 日照時間は、シベリアの広い範囲や中国大陸南部に 負の相関があること、沖縄地方の南海上に正の相関 があることが示された。

## 4-2 合成解析結果

沖縄地方で寡照となった海面気圧の合成図(第8 図)から、過去に沖縄地方で明瞭に寡照となった年 は、シベリア高気圧が強く中国南部まで張り出し、 沖縄地方付近で気圧傾度が強いことが示された。こ れら統計分析の結果から、沖縄地方で寡照となった 冬は、シベリア高気圧が強く、中国南部まで張り出 していることが示され、2012 年冬の特徴と整合する 結果だった。



第7図 沖縄地方の日照時間に対する海面気圧の相関図 実線:正相関、波線:負相関、陰影:t検定で95%以上 の有意な領域を示す。統計期間は1979/1980 年冬から 2010/2011 年冬



第8図 1979/1980 冬以降で、沖縄地方で日照時間 の少ない方から3事例の冬(2005/2006、1999/2000、 1997/1998)の海面気圧の合成図(実線)と平年差(色)

## 4-3 ラニーニャとの関連と考察

2012 年冬の日本を含む東アジアや中央アジアな どの低温については、異常気象分析検討会(気象庁) によって要因の分析がされており、ラニーニャ傾向 の大気の循環場(インド洋東部からインドネシア付 近の積雲対流活動が活発だったこと)だったことや、 日本付近では偏西風が南に蛇行して寒気が入りやす い循環場であったことが指摘されている(第9図)。

これら(統計分析結果と異常気象分析検討会の見 解)から、2012年冬の沖縄地方では、シベリア高気 圧の張り出しや偏西風の蛇行による強い寒気の影響 が強かったこと。また、熱帯域(インドネシア付近) の積雲対流活動が活発だったことに伴う下層の低気 圧性循環により沖縄付近の南北の気圧傾度が強く、 北東からの寒気の影響を受けやすかったと考察した。



第9図 2012 年冬の大気の流れの特徴(気象庁)

## 5 まとめ

2012 年冬の沖縄地方の顕著な寡照について、実況 の特徴を気象観測データの推移や循環場(海面気圧 など)の調査をするとともに、過去に寡照となった 冬との比較や統計分析結果などから要因を考察した。 その結果、顕著に強かったシベリア高気圧と偏西風 の蛇行に伴う日本付近への寒気が強かったことや、 シベリア高気圧の張り出しと熱帯域を中心としたラ ニーニャ傾向な大気の流れによって沖縄付近の南北 の気圧傾度が大きくなったことが大きな要因で、沖 縄地方は北東からの寒気の影響を受けやすくなり寡 照となったと考察した。また、擾乱など気圧の谷の 通過に伴う影響の受けた期間もあり寡照に寄与した。 さらに、沖縄付近や東シナ海の海面水温が高かった ことや、与那国島では台湾山脈による地形の影響も 要因の一つと考え、これらの寄与についても今後調 査する必要がある。

#### 6 参考文献

・有銘功他(1998):台湾山脈の地形効果による与那 国島の気象特性.沖縄管内気象研究会誌第27号,29 ・金城文正他(1989):与那国島の日照・降水に及ぼ す台湾山脈の影響についての一考察.沖縄技術ノー ト第36号,29

・気象庁(2012): 平成 24 年冬の天候と大気の流れの特徴について(平成 24 年 2 月 27 日報道発表資料)

## 台湾地形の影響で発生し東進するメソ対流系に伴う雷現象

\*銘苅朝晃、石川三雄、上原政博、笹本豊、金城康広、與那覇康司(那覇航空測候所)

#### 1. はじめに

気象衛星センター(1992)によると、台湾東岸 から先島諸島にかけての海域は、メソ対流系(テー パリングクラウド)の発生頻度が最も高いと報告 されている。那覇航空測候所では、台湾北〜北東 側海域で発生したメソ対流系が、那覇空港で雷現 象となる事例に着目して、事例解析と雷監視に有 効な指標を調査した。

#### 2. 調査対象及び方法

2011~2012年の4~6月において、那覇空港周辺(空港標点から半径20km以内)で雷監視システム(以下 LIDEN と記す)により雷を検知したメソ対流系の事例(14事例)を抽出した。その中で台湾北から北東側海域で発生・発達し、那覇空港に影響した事例(7事例)についてレーダー、ウインドプロファイラ(WPR)、気象衛星観測等を利用し解析した。

本調査では、7 事例の中で代表的な特徴をもつ 2011 年 4 月 17 日の事例解析と雷監視に有効な指 標について報告する。

## 3. 2011 年 4 月 17 日の事例解析

#### 3.1 現象の概要

2011 年 4 月 17 日 6 時頃、台湾北海上で発生し た対流雲は17 日 9 時頃から雷を伴い発達しながら 東進し、17 日 14 時頃に沖縄本島を通過した。(第 1 図)



第1図 発達期(左)及び那覇空港接近時(右)の 赤外衛星画像(上段)、レーダーエコー強度・LIDEN 実況重ね合せ図(下段)





那覇空港の実況資料(図略)では、地上の停滞 前線が17日6時頃に通過し、那覇空港では北より の風に変化した。13~15時にかけて、東シナ海を 東進してきた活発な対流雲域が那覇空港を通過し、 強いしゅう雨を観測した。LIDEN では多数の雷を 検知していた。

## 3.2 総観場

第2図に4月17日9時の地上天気図(左)、500hPa 天気図(右)を示す。奄美群島付近にある低気圧 から停滞前線が沖縄地方の南海上へ延びている。 この停滞前線は17日6時頃に沖縄本島を通過し、 その後沖縄地方は地上付近の最下層で寒気移流場 に移行した。

高層天気図では、大陸東岸に 500hPa のトラフが あり、沖縄地方はその前面にあたる。850hPa (図 略)では東シナ海から沖縄本島地方付近まで傾圧 帯となっており、南西風が卓越している。

先島諸島付近では、500hPa で顕著な乾燥域となっており、台北(図略)及び石垣島温位エマグラム (第3図左)でも、800hPa 付近以下は地上付近を



第3図 4月17日9時の石垣島温位エマグラム(左) メソ解析値による対流雲付近の温位エマグラム(右)

除いて湿っており中立な成層、800hPa以上は乾燥 しており対流不安定な成層となっている。また、 停滞前線通過後で地上では北寄りの風となってい るが、850hPa付近では南西風となっていることが 確認できる。

なお、同時刻のメソ解析値による先島諸島北海 上の対流雲近傍のエマグラム(第3図右)では、

最下層に寒気が流入、940~850hPa 付近の前線帯 (前線性逆転層)の上から 600 hPa 付近まで、相 当温位が中立で、対流が活発化していることを示 しており、先島諸島付近とは大気の成層状態が異 なっていた。

## 3.3 メソ対流系の発生・発達要因

## ① 発生期

第4図にメソ対流系発生時の衛星赤外画像(左上)、同時刻の数値予報予想図を示す。850hPa では、先島諸島や台湾海峡は高相当温位域(図略) となっており、台湾海峡では南西から北東に暖湿 気が流入している(第4図左下)。また、台湾北海 上には850hPaで相当温位集中帯となっており、 南端の800hPa収束域(第4図右上)付近で対流雲 が発達している(第4図右下)。

「台湾地形が影響を及ぼす現象についての解析 的研究(H12年 沖縄気象台・気象研究所)」では、 「台湾付近で下層が南西風の場合、中層の西風山 越え気流と下層の台湾南側を迂回する気流により 台湾南東海岸に低圧部を形成し、先島諸島近海に シアーラインが形成される。このシアーラインが トリガーとなり条件付不安定の大気成層の下で対



第4図 衛星赤外画像(左上) GSM2011/4/173時初期値 FT=3 の 850hPa 風・水蒸気フラックス(左下),800hPa 発散(右 上),AB 断面図の相当温位、上昇流(右下)



第5図 NHM 統合環境による数値実験(ドライモデル) 左:下層一様な南西風 右:下層一様な南風 上段:地上風・海面気圧 下段:地上流線

流雲が発達する」と報告している。

今回、NHM 統合環境(気象研究所非静力学メソ スケールモデルをWindowsをOSに用いるパソコン 上で動作させ、結果の解析・管理を行うツール) により、下層に一様な南西風及び南風、中層以上 に一様な西風で地形効果を確認する数値実験を行 った。下層南西風の場合、台湾東海上及び台湾海 峡に下層収束が形成され、下層南風の場合、台湾 北海上に下層収束が形成されることを確認した (第5図)。この結果は、台湾付近でテーパリング クラウドが多く発生していることを裏付けるもの である。なお、4月17日の対流発生要因としては、 台湾海峡の下層収束による暖気移流の強化と 850hPa 傾圧帯との複合的な影響が考えられる。

## ② 発達期

メソ対流系は、17日9時頃に八重山諸島の北海 上で発達し、LIDEN による発雷が検知されるよう になった。台湾北海上から沖縄本島付近にかけて、 衛星画像では850hPa 傾圧帯に対応する東西の帯 状の雲域が見られた(第4図左上)が、傾圧帯付 近を東に進むメソ対流系のみで発雷が観測された。 華南付近から東進してきた500hPa 正渦の動き(図 略)がメソ対流系と対応していることから、メソ 対流系の発達には、500hPa 正渦が影響していると 考える。

メソ対流系は17日9時から14時にかけて、先 島諸島北海上から沖縄本島付近まで、雷を伴いな がら東進した。下層での暖気移流と下層収束、上 層でのトラフといった対流発達・維持の条件が持 続していた。

## 4. 雷活動の着目点

電活動の着目点として、従来は積乱雲内の電荷 分離域である-10℃層エコー強度とエコー頂高度 10kmに着目していた。

第6図は着氷電荷分離機構による雷雲内の基本 電荷分布モデルである。-35℃付近は正電荷が溜ま る高度で、沖縄付近では高度10kmと対応している。 このため-35℃層は、雲内の電荷の大きさと積乱雲 の発達高度を同時に監視できる利点があると考え、 -35℃層に着目した。



第6図 雷雲内の基本電荷分布モデル 「雷の科学」高橋劭(2009)P52より

## 4.1 LIDEN 標定位置における-35℃層エコー強度 値

LIDEN 標定位置(対地雷・雲間雷別)における -35℃層エコー強度の値を統計的に調査した。なお、 LIDEN の標定位置は、誤差数 km を含んでいる。一 方、エコー強度値は 1km 格子で計算されている。 そのため、落雷地点との対応をさせる場合は落雷 標定位置を中心に5×5格子内の上位5位までの平 均値を代表値とした。

第7 図左は各事例の対地雷標定位置での-35℃ 層エコー強度ヒストグラム(N=426)で、ほぼ正規 分布となっている(平均µは、28.2dBZ)。閾値と しての値を決定するため、累積確率グラフ(第7 図右)の有意水準5%の値を抽出すると19dBZと なった。2011年暖候期の発生期事例5事例により 検証してみる。検討対象は平成22年に作成した発



第7図 対地雷標定位置に対する-35℃層エコー強度 ヒストグラム(左)同累積確率グラフ(右)



第8図 H22作成発生期閾値(左図)、-35℃層エコー 強度(右図)での対地雷適中率

雷閾値 (-10℃層エコー強度>35dBZ かつエコー頂 高度 10km 以上)と今回調査した対地雷閾値(19dBZ 以上) で、-35℃層エコー強度の方が、適中率・見 逃し率が良い成績となった(第8図)。

#### 4.2 雷活動終息の着目点

高橋(2009)によれば熱帯や亜熱帯地方では、 雲間雷数と対地雷数を比べると雲間雷数の方が多 いとされている。今回解析した事例ではLIDEN 検 知結果は、雲間雷数の方が多く、活動終息期では、 ほぼ雲間雷の活動が卓越してくる。ところが、雲 間雷と-35℃層エコー強度値のヒストグラムは二 峰性となり対応が悪いため、雷活動終息の指標と して、衛星赤外 TBB(等価黒体温度)分布に着目 した。

正電荷蓄積域の高度付近、いわゆる積乱雲上部 の観測状況から雲間雷の活動を見る事が出来ると 考え、衛星赤外画像の TBB 低温領域のデータを調 査(発雷事例5例)した。結果、TBB-45℃以下の 領域内に雲間雷の LIDEN 標定位置がほぼまとまる ことが分かった。そのため、終息期では TBB-45℃ 以下の領域を目安に雲間雷活動終息を見出せる可 能性がある。

#### 5. まとめ

沖縄地方の暖候期は下層で相当温位が高いため、 対流不安定な成層をしており、下層収束がトリガ ーとなって対流雲が発生しやすい。2011年4月17 日の沖縄本島の発雷は、台湾地形の影響で発生し 東進したメソ対流系によるものであることがわか った。

そして、発雷と対応する指標として、雷発生期 には-35℃層エコー強度 19dBZ 以上、雷活動終息期 に衛星赤外画像 TBB-45℃以下という具体的な指 標を見出すことができた。

#### 参考文献

沖縄気象台・気象研究所(2000):平成12年度地 方共同研究「台湾地形が影響を及ぼす現象につい ての解析的研究

高橋劭(2009): 雷の科学

#### 1. はじめに

ウインドプロファイラは観測点の上空の風を 観測できるため、台風接近時の風を観測するこ とによって台風内部の風の場を調べることがで きる。特に中心が観測点付近を通過した場合、 ウインドプロファイラによって観測された風の 場は台風断面の風速場を観測したと言ってよい。 今回は地形による影響が少ないと考えられる名 瀬、与那国に最も接近した3つの台風の観測デ ータを使用し台風内部の風速場の特徴、アイウ ォールやレインバンドとの関係を調べる。

2. 使用データと解析方法

①使用したデータ

今回の研究にあたり、使用するデータはウイ ンドプロファイラが観測した、南北風速、東西 風速、S/N 比である。またアメダス雨量解析の データを用いた。以下の台風のデータを気象庁 月報から取得し解析した。ここで気圧は観測点 通過時の気圧(上段)及び最盛期の気圧(下段)

٦	-	-ろ	~
$\sim$		$\sim$	0

台風名	観測	観測所	気圧(観測点)
	期間		最低気圧
03年10号	$8/7\sim$	名瀬	945
ETAU	8/8		945
03年15号	$9/19\sim$	名瀬	975
CHOI-WAN	9/20/		955
07年15号	$10/5\sim$	与那国	925
KROSA	10/6		925

#### ②解析方法

台風の接近・通過時の南北風速、東西風速を 台風のベストトラックから計算した接線風速、 動径風速に分解する。ここで接線風速は台風の 回転方向を正、動径風速は中心方向を正とする。

## 琉球大学 理工学研究科 比嘉 健一 琉球大学 理学部 久木 幸治

それぞれの成分について時間(観測点からの距離)と高度及び風速のグラフにして特徴をみる。 また、ウインドプロファイラの S/N 比とアメダ スの解析雨量から、レインバンドとアイウォー ルの通過時刻を特定し、風速成分と比較する。

#### 3. 解析結果と考察

Fig.1、Fig.2、Fig3 にそれぞれの台風につい て動径風速、接線風速を表した。各図で左は動 径成分、右は接線成分のグラフである。またレ インバンド及びアイウォールの通過期間を記入 している。

#### ①2003年10号ETAU

ETAUは最盛期に名瀬から約2.2kmの地点を 通過した。動径風速を見ると、中心付近を除き 高度 1km 程までの下層では一貫してインフロ ーであるがレインバンド通過時に中層までイン フローが見られる。前後に比べてレインバンド 通過時に高い高度までインフローが観測される のは、レインバンドに吸い込まれる上昇気流の うちの動径成分が合成されたものであると考え られる。中層~高層のアウトフローは直後のア イウォール中層~高層のアウトフローが小さい ことを考慮すれば、自身の下層で吸い上げた風 が吹き出しているものである。その後のアイウ オールの通過時には中心近くの 1~3km の層で 大きなアウトフローが見られるが、中心通過後 の短時間のアイウォールでもアウトフローが見 られることから、これはアイウォールまで達し たインフローが螺旋状の上昇気流になるが、通 過前のこの上昇気流は鉛直上向きに一定ではな く、この高度で一旦広がり上昇していると考え られる。

#### ②2003年15号CHOI-WAN

CHOI-WAN は名瀬から約 10km の地点を通 過した。この段階では最盛期前である。アイウ オールの幅が大きく進路の関係で長時間アイウ オール内にある。動径風速を見ると、中心通過 前において、レインバンドやアイウォールの通 過に関係なく一貫して 1km 以上から 4.5km の 中間層でアウトフローが目立つ。この層におい て最初のレインバンドからアイウォールにかけ て、ほぼ断続的にアウトフローであることから、 最下層でのインフローはアイウォールまで吸い 寄せられ上昇するが1km~4.5kmの比較的下層 で大部分がアウトフローに転じ、外側までアウ トフローが続いていると考えられる。アイウォ ール内では眼に近い中層~高層でインフローに なるなど複雑な形であり、眼の通過時には下層 ではほぼゼロであるが 2.5km 付近からアウトフ ローさらに上層ではインフローも見られ、通過 後のアイウォールでは下層から上層になるにつ れてアウトフローが大きくなっていることから、 眼が傾いていることが予想できる。

## ③07年15号 KROSA

KROSA は最盛期に与那国から約 13.6km の 地点を通過した。中心気圧が低く2重のレイン バンドやアイウォールが観測点上を通過した。 ただし外側のアイウォール通過中からウインド プロファイラの値が欠測しているので、中心が 通過する午前 11 時ころまでは確認できない。

動径風速を見ると、まずレインバンドの通過 時にはインフローが 3~4km ほどの高さまで確 認でき、さらに上層ではアウトフローになって いる。これはレインバンドでも強い上昇気流も しくは中層でもレインバンドに吸い込まれる風 が強いことを表す。アイウォールにさしかかる 直前に 5~7km の層で大きなアウトフローが見 られるが、アイウォールと見分けがつきにくい がアメダスの雨量解析や S/N 比から、インナー レインバンドが通過していることがわかる。こ こで大きなアウトフローが見られるのは、自身 のアウトフローに加えアイウォールからのアウ トフローも合成されているからであると思われ る。

#### ④接線風速

3つの台風にほぼ共通している点は接線風速 の様子である。接線風速を横方向に見ると中心 が接近するにつれて大きくなるが、中心通過前 後で見ても、レインバンド及びアイウォール内 では特に大きい。アイウォールより内側に入る と最も小さくなる(KROSA は確認できない)。 高さ方向に見ると、地表面から高さ1kmまでよ りも1~2.5kmの高さで最大である。動径風速 が最下層で最大のインフローを持っていること を考慮すると、地表(海面)の摩擦によって風 が中心に向かいインフローが増加した分、接線 風速が減少していると考えることができる。

4. まとめ

- (〕接線風速に関しては、台風一般にみられる 性質を確認できた。
- ②動径風速に関しては、レインバンドやアイ ウォール通過時の台風内部の様子が中心気 圧によって大きく異ることがわかる。
- ③気圧の低い台風ほどレインバンドにおける インフローが中層まで顕著に見られ、アウ トフローがより高層になる。アウトフロー が見られる高度までレインバンドを形成す る雲が発達しているとすると、アウトフロ ーの顕著な高度を見ることによってレイン バンドを形成するの雲の高さがわかる。
- ④アイウォール内では対流圏最上層から成層 圏下層まで上昇気流がある。ここではほぼ 気圧傾度力と遠心力が釣り合っているが、 気圧傾度力は上層になるほど小さくなるた め遠心力が打ち勝つようになると半径が広 がるような螺旋状の上昇気流になり、さら に気圧傾度力が小さくなると流出している

ことがわかる。中心気圧の高い台風は下層 から気圧傾度力が小さいので、遠心力によ る流出は比較的下層から見られるようにな るのである。

⑤ウインドプロファイラによる台風の断面構 造解析では台風によって異なるレインバン ドやアイウォールの性質を比較することが できるが問題もいくつかある。









欠測値などがあると完全なデータは得られない ことや対流圏まで観測することができない。ま た移動速度の早い台風や急激に発達・衰退する 台風は解析が困難であると思われる。これらの 点を解決することができれば、今回の研究より 詳細な台風の断面構造解析が行えるものと考え る。







## 沖縄偏波降雨レーダにより観測された対流性降水に関連する 風速場および偏波パラメータの変動

\*岩井宏徳、花土弘、川村誠治、中川勝広、佐藤晋介、杉谷茂夫(情報通信研究機構(NICT))、 家森俊彦(京都大学地磁気世界資料解析センター)、西川将典、中村健治(名古屋大学地球 水循環研究センター)

## 1. はじめに

2011年7月に、NICT沖縄電磁波技術センター(以下、沖縄センター)に設置された GPM/DPR 地上検証のための Ka レーダシステム(中村他 2011)による鉛直固定観測が実施された。その観測に同期して沖縄偏波降雨レーダ(COBRA)による沖縄センターの方向の RHI 観測を実施した。本研究では、COBRAにより観測された7月13日の13時ごろに沖縄センターの近傍を通過した対流性降水に関連する特徴的な風速場と偏波パラメータの変動について報告する。

#### 2. 観測概要

7月13日9時半ごろから、COBRAにより方位角 246度(沖縄センターの方向、COBRAから沖縄セ ンターまで約24km)、仰角0度から32度までのRHI スキャンを約26秒毎に行った。送信波は+45度の 直線偏波で、水平・垂直偏波を独立に受信した。 送信波のパルス幅は2µsecで、距離分解能300mで あった。パルス繰返し周波数は909.0909Hz、パル ス積算数は512であり、仰角分解能は約0.7度であ った。9時からほぼ3時間おきに沖縄センターにお いてゾンデの放球が実施された。沖縄センター敷 地内に設置されている微気圧計では1秒おきに地 上気圧を記録した。

## 3. 観測結果

図1に12時8分に放球されたゾンデデータによるエマグラムを示す。CAPE が2625J/kg、CIN が5J/kg、LCL が158m、LFC が277m と、積乱雲が発生しやすい環境場であり、6時から16時にかけて対流性降水システムが次々と沖縄本島を西または北西方向に横断していった(気象庁糸数レーダのレーダ反射強度より;図略)。また、0度高度は約5kmであった。高度9kmまでは風速10m/s程度の南東風で、風速の顕著な鉛直シアは見られなかった。そのため、リチャードソン数(Ri)が1/4以下または1以下になる十分な高度幅を持った領域は存在しなかった。高度9kmから11kmにかけて、風向が北東風に変わり、高度11kmから15km(雲頂高度)までは風速10~12m/sの北東風だった。

地上の微気圧計では 12 時 40 分から 13 時 20 分 にかけて振幅約 0.3hPa、周期約 20 分の周期的な気 圧変動を観測した(図略)。その時間帯に直径 3~ 4km 程度の近接した 2 つの降水セルが、COBRA の RHI スキャン断面の COBRA から 15km~22km の 地点をほぼ直交するように約 8m/s の速度で北西方 向に通過していった(図 2)。



図1 12時8分に放球されたゾンデデータ(1時間 で高度16km)によるエマグラム。赤線が気温、青 線が露点温度を示す。図右側の矢印は各高度での 風向風速(高度幅500mの平均値)を示している。



図2 (a)13:00:25 および(b)13:05:12 の気象庁糸数レ ーダのレーダ反射強度。仰角 3.3 度であり、図中の 破線は同じ観測高度の位置を示す。図中斜めの直 線は COBRA からの水平距離を示す。

図 3 に COBRA の RHI スキャンにより観測され た動径風 ( $V_r$ ;遠ざかる方向が正)、レーダ反射強 度 ( $Z_{hh}$ )、レーダ反射因子差 ( $Z_{DR}$ )、偏波間相関係 数 ( $\rho_{hv}(0)$ )および偏波間位相差変化率 ( $K_{DP}$ )を示 す。13:03:24 の  $Z_{hh}$ の鉛直断面 (図 2b)から、COBRA から 15km~18km と 18km~21km の水平距離の位 置に 2 つの降水セルがあり、高度 5km 以下で 45dBZ 以上のエコーが観測されれている。Vr の鉛直断面 (図 3a) では、高度 4km~7km に COBRA 方向の 風速成分、高度 8km~10km に COBRA から離れる 方向の風速成分があり、渦のような構造が見られ る。渦のような構造は時間とともに崩れていくと ともに、COBRA から離れる方向の風速成分の高度 が上昇していった(図 3f)。K<sub>DP</sub>は 13:03:24 では 5km 以上ではおおむね 0deg/km 付近の値を示している (図 3e)。しかし、その後約 5 分間、高度 8km~10km、

COBRA からの水平距離 17km~20km の領域で  $K_{DP}$ の値が負を示した。(図 3j)。 $K_{DP}$  が負の領域では、 $Z_{DR}$ はおおむね 0dB、 $\rho_{hv}(0)$ はほぼ 1 であった(図 3h,i)。



図 3 COBRA の RHI スキャンにより観測された (a,b,c,d,e)13:03:24 の V<sub>r</sub>、Z<sub>hh</sub>、Z<sub>DR</sub>、 $\rho_{hv}(0)$ 、K<sub>DP</sub>。 (f,g,h,i,j)13:08:16 の V<sub>r</sub>、Z<sub>hh</sub>、Z<sub>DR</sub>、 $\rho_{hv}(0)$ 、K<sub>DP</sub>の鉛 直断面。横軸は COBRA からの水平距離、縦軸は高 度を示す。

## 4. 考察

K<sub>DP</sub> が負であり、Z<sub>DR</sub> が 0dB、ρ<sub>hv</sub>(0)が1という特 徴から、垂直方向に傾きを持った微小な氷晶によ るものであると示唆される。 Caylor and Chandrasekar (1996)では、上記の特徴を示すのは雷 雲頂上付近での雷放電による電場の方向と平行に 氷晶の向きが揃うことが原因であり、KDP は数 10 秒の時間スケールで正負の変動を示す。雷放電が 原因と考えるには、今回の KDP が負の時間間隔(約 5分間) と整合しない。Houser and Bluestein (2011) はケルビンヘルムホルツ波(KH波)により降水の 微物理特性が局所的に変わることを示した。KH 波 の上昇流域では柱状氷晶の生成による Z<sub>DR</sub>の増大 と様々な形状・サイズの氷晶の混合による phv(0)の 減少が観測されているが、本研究の観測結果(ZDR が 0dB、phy(0)が 1) と一致しない。地上気圧計の 周期的な変動と上空に発生した KH 波との関係に ついては Browning et al. (2012)による報告があるが、 本研究のゾンデ観測データでは KH 波が発生し(Ri が1/4以下)、持続する(Ri が1以下)する環境場 ではなかった。

## 5.まとめ

COBRA により観測された対流性降水に関連す る風速場と偏波パラメータの解析を行い、渦のよ うな構造を持つ風速場と垂直方向に傾きを持った 微小な氷晶の存在を示唆する偏波パラメータの変 動との関連について議論した。KH 波の発生につい て調べたが、KH 波が発生する環境場にはなく、他 の可能性についてさらに調べる必要がある。今後 は、糸数レーダの動径風を用いて、渦のような構 造の3次元的な風速場を解析する予定である。

## 参考文献

・中村健治、西川将典、民田晴也、清水収司、中 川勝広、花土弘、川村誠治、杉谷茂夫、2011:2 台のKa帯レーダによる降雨の対向観測実験、日本 気象学会 2011 年度秋季大会

• Caylor, I. J. and V. Chandrasekar, 1996: Time-varying ice crystal orientation in thunderstorms observed with multiparameter radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **34**, 847-858.

• Houser, J. L., and H. B. Bluestein, 2011: Polarimetric Doppler radar observations of Kelvin–Helmholtz waves in a winter storm. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1676–1702.

• Browning, K. A., J. H. Marsham, B. A. White, J. C. Nicol, 2012: A case study of a large patch of billows surmounted by elevated convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 1764-1773.

## 台風予報の現状と将来展望

## 山田 広幸 (琉球大学理学部/海洋研究開発機構)

## 1. はじめに

気象庁では現在、水平解像度 20km の全球モデル (GSM)と、水平解像度 60km のアンサンブルモデル を用いて台風の予報を行っている。台風の進路予報 については、過去 30 年に着実な精度向上がみられ る一方、顕著な北進バイアスにより進路予報が大き く外れる事例が今でも存在する。また、強度予報に ついては目立った向上がみられていない。さらに、 台風の発生については予報自体が行われるまでに至 っていない。これは気象庁だけでなく、世界各国の 現業気象機関が抱える共通の課題である。このほか、 台風はしばしば集中豪雨を伴うことが知られており、 日本だけでなく台湾、フィリピン等で深刻な土砂災 害をもたらすことがあるが、台風に伴う詳細な降雨 予測は現在の台風予報には含まれていない。

その一方、気象研究の分野では水平分解能が数キ ロ以内の雲解像モデルが急速に普及し、台風の研究 にも用いられている。このモデルを用いると、(常に ではないが)台風の急発達や進路を再現し、集中豪 雨を再現できる場合がある。コンピューターの性能 がさらに向上すると、台風予報においても雲解像モ デルが導入されるものと予想される。本講演では、 雲解像モデルを用いることにより、台風のどのよう な点の再現性が向上されるのかを解説するとともに、 雲解像モデルで台風予報を行う際の課題について述 べる。

#### 2. 内部コア構造の解像度依存性

台風は基本的に軸対称な構造を持つ。中心の眼を 取り囲む壁雲(eyewall)が半径 30~100km の範囲に 存在し、その領域で接線風速が最大となる。その外 側にはスパイラル状の降雨帯が形成される。中心か ら約 300km までの領域を内部コア(inner core)とよ ぶ。この内部コアの構造は、モデルの解像度に強く 依存する。図1は2008年の台風6号(Fengshen)に ついて、水平解像度 3.5km の全球雲解像モデル NICAM と、水平解像度 20km の気象庁全球モデル (GSM)で再現された接線風分布である。NICAM で は最大接線風の半径(黒丸と実線)が、半径 100km 以内に存在するのに対し、GSM では半径約 200km 以上とかなり広がっているのがわかる。NICAM の 最大接線風半径は、観測されるものに近く、GSM で 再現された構造は現実と比べてかなり滑らかである。 図には示していないが、鉛直流の大きさも解像度に 強く依存し、壁雲での鉛直速度は NICAM で数 m/s に達するのに対し、GSM ではその約 100 分の 1 に 過ぎない。内部コア構造の再現性の違いは、以後に 述べるように強度と進路の両方に影響すると考えら れる。



図1 2008 年台風 6 号(Fengshen)について、(左) NICAM と(右)気象庁全球モデル(GSM)で再現 された軸対称平均の接線風分布。時刻は 6 月 19 日で、NICAM は計算開始 4 日後、GSM は初期時 刻を表す。

## 3. 台風強度と軸対称性

台風の強度(海上の最大接線風速)は、壁雲にお ける軸対称な非断熱加熱と関係している。このこと は 50 年近く前から知られていることだが、雲解像 モデルで再現された台風においても成り立つことが 最近の研究で確認されている。雲解像モデルで再現 された台風の循環をSawyer-Eliassenの式を用いて 診断すると、軸対称平均した非断熱加熱の効果が、 他の強制項(非対称な加熱、運動量輸送)に比べて 1 桁大きく、台風循環を駆動する主成分であることを 示している (たとえば Montgomery et al. 2006; Fudevasu and Wang 2011)。Nolan et al. (2007)は、 この点について線型モデルを用いて確認するととも に、非断熱加熱の非対称成分は台風循環を弱める効 果を持つことを述べている。観測では壁雲が軸対称 なリング状になると台風強度が大きくなることが知 られているが、このことは軸対称な非断熱加熱が重 要であることを示唆する。

非断熱加熱とは対流性上昇流内における水の相変 化にともなう潜熱解放を表すので、基本的には台風 の強度は壁雲の上昇気流の強さと関係しているとい える。前述のように鉛直流の大きさは解像度に強く 依存するため、内部コア構造が適切に再現されない モデルでは、基本的には台風の強度は適切に再現で きないと考えられる。

## 4. 台風進路と非軸対称性

台風の進路は第一近似として、指向流とベータ効 果によって決まることが知られている。指向流とは 台風の渦を一つの塊とみなしたとき、その塊を水平 方向に移動させる流れのことで、対流圏下層から上 層まで平均した水平風ベクトルに対応する。ベータ 効果は惑星渦度の南北移流を表し、指向流が全くな い場合でも台風を北西方向に移動させる効果を持つ。 現在の台風予報では、この指向流とベータ効果の2 つが主に考慮されている。これに対し、高解像モデ ルで対流性上昇流が適切に再現されるようになると、 下層収束による渦度の強まり(ストレッチング)と、 中層における渦度の鉛直移流の効果が無視できない 大きさを持つようになる。

前述した 2008 年台風 6 号は、フィリピン東方海 上で GSM において顕著な北進バイアスがみられた 事例であるが、NICAM では全体として観測より北 にずれているものの、北西への進行はよく再現され た(図2)。この事例について進路の違いをもたらす 原因を調べるため、渦度方程式を用いた収支解析を 行った(図3)。渦度方程式の各項のうち、時間変化 と、卓越する2つの項(水平移流と引き伸ばし)を 示す。水平移流が指向流を表す。モデル間で共通す るのは、進路の方向(矢印)に時間変化の極大があ り、それが北偏する水平移流の極大と、西偏する引 き伸ばしの極大との重ね合わせによりもたらされて いる点である。異なるのは、水平移流に対する引き 伸ばしの強さで、GSM ではほぼ同等なのに対し、 NICAM では引き伸ばしが圧倒的に大きい。このこ とは、Fengshen の北西進が、指向流よりも卓越す る、西側に偏在した下層収束によってもたらされて いたことを示し、非対称構造の正確な再現性が予報 進路に影響したことを示唆する。

最近、Yamaguchi et al. (2012)は、気象庁の台風 アンサンブル予報で全メンバーが北進バイアスを示 し、アンサンブル予報でも進路予報が改善しない事 例があることを指摘している。衛星マイクロ波画像 をみると、これらの事例でも Fengshen の場合と同 様に、降水域の非対称性が顕著であった(図省略)。



**図2** 2008 年台風 6 号(Fengshen)の進路。四角が ベストトラック、丸が NICAM (6 月 15 日 00UTC 計算開始)、三角が GSM (6 月 19 日 00UTC, 20 日 00UTC 計算開始)で再現された経路を表す。 GSM は計算開始 84 時間後までを示す。数字はそ れぞれの日の 00UTC における位置を表す。



図3 渦度の時間傾向(左)、水平移流(中央)、 引き伸ばし(右)の水平分布。上段がNICAM、 下段がGSMの結果。正値(正渦度の増加に寄与) を陰影で示し、時間変化の正値のある方向が矢印 で示す台風の進路に対応する。

## 5. 雲解像モデル時代のデータ同化

以上のことから、台風の内部コアにおける非断熱 加熱の軸対称・非軸対称成分は、それぞれ台風の強 度と進路に影響するので、内部コア構造の再現性を 高めることが台風予報の精度向上につながると考え られ、雲解像モデルの利用が必要だと考えられる。 一方、雲解像モデルでは初期値の高解像度化も必要 になるり、特に台風の内部コアを正確に再現するに は、内部コアにおいて高密度で観測したデータの同 化が必要になると考えられる。現在行われているデ ータ同化では、主に台風の外側におけるデータを同 化し、指向流の再現性を高めることに主眼がおかれ ているので、同化される定常観測データの種類、予 報を効果的に改善するための最適観測法は、現式と は異なるものになる。熱帯海上で台風内部の高密度 データをいかに取得するかが課題となるだろう。

南西諸島においては気象庁レーダーのドップラー 速度データを同化することが有用だと考えられる。 昨年の台風 15~17 号のように、沖縄本島に接近す る台風では、内部コア領域のドップラー速度データ が取得されており、接線風の分布が観測値として得 られている。強度予報に課題が残った 15 号では、 接線風の分布が典型的なランキン渦とはかなり異な っていた(図省略)ので、このようなデータを同化 することで、沖縄最接近の半日程度前から強度予報 の精度を向上させることができると期待される。し かしながら、南西諸島から離れた南の熱帯海上では、 衛星や航空機を用いた風や気流構造の観測が必要に なる。衛星による取得が難しい場合は航空機などを 用いた内部コア域の集中的な観測について検討する 必要があるだろう。

謝辞:地球シミュレーターを用いて NICAM による 台風 Fengshen の再現実験を行って頂いた海洋研究 開発機構の那須野博士の研究グループに感謝します。