

平成 28 年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2017 年 3 月 2 日 (木)

日本気象学会沖縄支部

平成 28 年度 沖縄支部研究発表会

会期：平成 28 年 3 月 2 日（水）13 時 05 分～17 時 00 分

会場：国際海洋環境情報センター（GODAC） 講義室 （名護市字豊原 224-3）

プログラム 司会：當眞 辰彦（沖縄支部幹事）

●開会挨拶 大島 広美（沖縄支部長）

●日程及び運営説明（司会）

●講演 城岡 竜一（海洋研究開発機構）

●発表 座長：高橋 清和（沖縄支部理事）

口頭発表 1 ～ 口頭発表 8 *口頭発表は、質疑応答あわせて 15 分

●閉会挨拶 山田 広幸（沖縄支部理事）

事務局 田村 弘人（沖縄支部幹事）

講演

- 「西部熱帯太平洋パラオ周辺域における気象観測プロジェクトについて」 P 3
城岡 竜一（海洋研究開発機構）

発表題目・発表者氏名（下線）

1. 「台風の接近が少ないと海水温は高いのか？」 P 5
林 和彦（沖縄気象台）
2. 「Modelling sea surface current in the north coast of the Ishigaki and Iriomote Islands」 P 7
Ashari Wicaksono, 久木 幸治（琉球大学理学部）
3. 「鉛直シアーに伴う 2016 年台風第 18 号の壁雲の構造と強度変化」 P 9
田盛 知翔也, 山田 広幸（琉球大学理学部）, 嶋田 宇大（気象研究所）
4. 「海洋データ同化システムを用いた漂流ブイの軌跡の再現と精度比較」 P10
植原 泰樹, 久木 幸治（琉球大学理学部）
5. 「2016 年 9 月に南西諸島において観測された伝播性レインバンドの構造と成層状態」
山田 広幸, 加藤 菜緒（琉球大学理学部） P12
坪木 和久（名古屋大学宇宙地球環境研究所）
6. 「熱帯擾乱が関与する沖縄本島での大雨の事例解析」 P14
江幡 康仁, 山田 広幸（琉球大学理学部）
7. 「ウィンドプロファイラにおける信号処理 –リアルタイムデータ処理とスペクトルパラメータ推定–」 P16
山本 真之, 川村 誠治（情報通信研究機構）, 西村 耕司（極地研究所）
岡本 創（九州大学応用力学研究所）, 藤吉 康志（北海道大学低温科学研究所）
8. 「人工知能による台風強度解析システム ROBORAC の開発」 P17
柴田 大河, 伊藤 耕介（琉球大学理学部）

台風の接近が少ないと海水温は高いのか？

林 和彦(沖縄气象台)

はじめに

2016 年夏季、沖縄地方の海水温は過去最高を記録(沖縄气象台, 2016)し、そのためサンゴの大規模白化がもたらされた(環境省, 2017)。海水温が高かった原因として、新聞報道等では「沖縄付近を通る台風が少なく、海水がかき混ぜられなかったこと」が上げられている(例えば、2017 年 1 月 10 日付産経 WEST)。確かに、2016 年は春まで強いエルニーニョ現象が発生していて、台風第 1 号の発生が観測史上 2 番目に遅い 7 月 3 日であったほか、8 月まで高気圧に覆われることが多く、台風の接近が少なかった。また、台風が接近し強風が吹くと、海水がかき混ぜられ、下層の低水温の海水と混合することで、海面水温が低下することは知られている(図 1)し、多くの観測でも台風の通過時に海水温が低下している(Price, 1981)。では、2016 年夏季がそうであったように、逆に台風が接近しないことが、高い海面水温を保つ要因なのか。定量的な調査はないようであることから、この命題を明らかにしようとした試みが、本調査である。

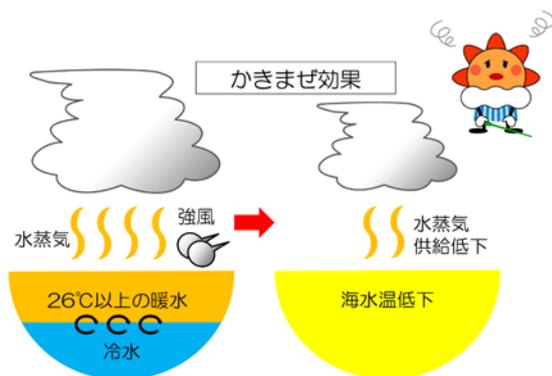


図 1 台風によるかき混ぜ効果

使用したデータ

本調査に使用したデータは、表 1 に示す石垣島での観測データである。台風接近の指標として、図 1 に示した強風によるかき混ぜ効果を定量的に表す平均風速を採用した。また、海水温の指標として、沿岸水温

を採用した。沿岸水温とは、毎日 10 時に气象台職員が港に出向き、バケツで採水、棒温度計で海水温を測定したものである。1980 年代以降は、検潮井戸に取り付けた水温センサーの値を气象台で読み取る方式に変更された。なお、石垣島での沿岸水温観測は 1913 年に開始され、2004 年まで 90 年以上のデータが揃っている(気象庁, 2001)。さらに、海水温に影響すると考えられる平均気温も指標のひとつとした。期間は、これらすべてのデータが揃っている 1961 年から 2004 年の 44 年間、時期は台風接近数が多い 6 月から 10 月の 5 か月間・15 旬とした。

表 1 今回の調査に使用したデータ

地点	石垣島
期間	1961 年～2004 年、6 月～10 月
●	旬平均風速
●	旬平均沿岸水温
●	旬平均気温

結果

風によるかき混ぜ効果をみるために、平均風速と沿岸水温年平偏差の出現率を調べた(表 2)。両者は負の相関がみられ(相関係数 -0.35)、「風がかなり強い \times 水温がかなり低い」と「風がかなり弱い \times 水温がかなり高い」の 2 か所で出現率が有意に高かった(有意水準 10%)。つまり、風の強い/弱いと水温の低い/高いは有意な関係がある。しかし、その他は出現率が有意に高いところも低いところもなく、「風が強い \times 水温が高い」と「風が弱い \times 水温が低い」の出現率は、それぞれ 7%および 8%あった。

一方、単純に気温と水温の出現率を調べたのが、表 3 である。両者は強い正相関があり(相関係数 0.75)、気温と水温の階級が同じところで有意に出現率が高かった。また、階級の符号が異なるところでは、有意に

出現率が低かった。「気温が高い×水温が低い」と「気温が低い×水温が高い」の出現率は、ともに1%で、「気温がかなり高い×水温がかなり低い」と「気温がかなり低い×水温がかなり高い」事例は、660 旬のうち 1 件もなかった。

表 2 風速と沿岸水温平年偏差の出現率(%)
階級は、++…上位 10%、+…上位 10～33%、-…下位 10～33%、--…下位 10%、0 …それ以外(並)を示す。枠内の色は、■…出現率が有意に高い、■…出現率が有意に低いことをそれぞれ示す(有意水準 10%)。

		沿岸水温平年偏差				
階級		--	-	0	+	++
平均風速	++	3	4	3	1	0
	+	4	8	8	5	1
	0	2	6	11	11	3
	-	1	5	8	5	3
	--	0	2	3	2	3

表 3 気温平年偏差と沿岸水温平年偏差の出現率(%)

階級や枠内の色は、表 2 と同様。

		沿岸水温平年偏差				
階級		--	-	0	+	++
気温平年偏差	++	0	0	2	4	4
	+	0	1	6	10	5
	0	1	9	17	7	1
	-	4	10	8	1	0
	--	5	4	1	0	0

考察

沿岸水温を目的変数とし、これが風速と気温を説明変数と仮定し、重相関を求めると重相関係数は 0.79 であった。沿岸水温と気温の相関係数は 0.75 であったことから、沿岸水温の変化に対する寄与は、気温の変化が大半を占めていることがわかる。つまり、水温が高い(低い)のは、気温が高い(低い)ためである。風の弱い(強い)ことによるかきませ効果はあるが、水温変

化への寄与は第一義的ではない。

しかし、強風によるかきませ効果があるはずなのに水温が高い事例では、暖水が分厚く存在したため、かき混ぜられても水温が低下しなかった可能性がある。このような場合、台風へのエネルギーの供給は続き、台風を発達させる(Shay, 2010)。また、黒潮流域では、海水温が高いことが、海上風を強化することが知られている(Nonaka and Xie, 2003)。今後、事例解析を行うことで、海洋から大気へのフィードバックも考慮しながら、沖縄地方の海水温の監視を続けていきたい。

参考文献

環境省(2017):西表石垣国立公園 石西礁湖のサンゴ白化現象の調査結果について、環境省ホームページ、2017年1月10日。

気象庁(2001):気象庁海洋観測資料(特別編)。

Nonaka, M., and S.-P. Xie (2003): Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmosphere feedback. *J. Clim.*, 16, 1404-1413.

沖縄気象台(2016):夏(6月～8月)の沖縄地方の平均気温が最も高い値を更新および沖縄周辺海域の海面水温が過去最高、沖縄気象台ホームページ、2016年9月1日。

Price, J. F. (1981): Upper ocean response to a hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 153-175.

Shay, L. K. (2010): Air-sea interactions in tropical cyclones, in *Global Perspectives on Tropical Cyclones: From Science to Mitigation*, vol. 4, edited by J. C. L. Chan and J. D. Kepert, pp. 93-131, World Scientific Co., Hackensack, N. J.

Modelling Sea Surface Current in the North Coast of the Ishigaki And Iriomote Islands

(石垣・西表島北岸域の表層海流のモデリング)

Ashari Wicaksono¹, Yukiharu Hisaki²

¹ Double Degree Program at Master of Marine Science, Diponegoro University and Graduated School of Engineering and Science, University of the Ryukyus

² University of the Ryukyus, Aza-Senbaru 1, Nishihara-cho, Nakagami-gun, Okinawa, Japan

1. Introduction

Dynamics ocean circulation is very complex, one of the common phenomena that occur in the ocean is mesoscale eddies. In this research, we focus on the northern coast of Ishigaki and Iriomote (Yaeyama) Islands (Miyazawa *et al.*, 2009). The aim of this study was to compare the observation data with models from Princeton Ocean Model (POM) to find out the sea surface current.

2. Data

Wind data have been taken from Japan Meteorological Agency (JMA) (Hisaki *et al.*, 2016). Sea Surface Height (SSH) is produced from AVISO. Data Merged Satellite and *In-situ* Data Global Daily Sea Surface Temperature (MGDSST). Sea surface data from HF radar taken from August 22 to October 02 in 2005 and lost data from August 31 to September 3, 2005 due Typhoon Talim (Hisaki *et al.*, 2016).

3. Methodology

Princeton Ocean Model (POM) used boundary condition Japan Coastal Ocean

Predictability Experiment 2 (JCOPE2). Topography is based on Digital Terrain Model 5 (DTM 5), with resolution 1/12° (Miyazawa *et al.*, 2009; Hisaki *et al.*, 2016).

4. Results and Discussion

Observation for wind obtain for 12 hours in 1 days at 9 and 21 with Japan Standard Time (JST). Wind stress is affecting the surface currents.

Figure 1 is weekly sea surface height (SSH) maps by observation and model. In September, SSH increased and decreased towards on October. While, in the model in August is 0.42 m, September is 0.18 m and October is 0.36 m.

The daily sea surface temperature (SST) maps from observations obtained from values ranging between 26 to 28 °C during the research period (Fig. 2).

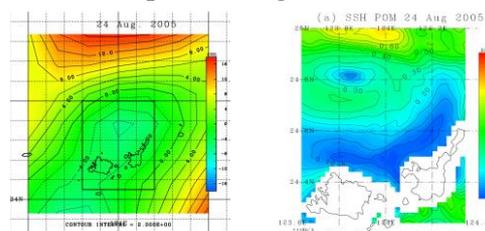


Figure 1. SSH by observation (left) and by model (right).

SST indicates that the phenomenon of eddy currents much detected in around location research in August, which this month are transitional seasons of summer headed for a fall.

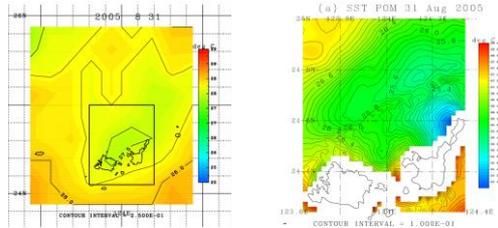


Figure 2. SST by observation (left) and by model (right).

Sea surface current of the model can see clearly by model. However, not to by HF radar (Fig. 3)

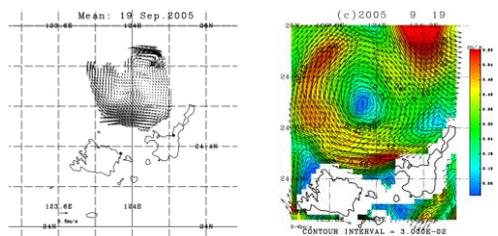


Figure 3. Sea surface current by HF radar (left) and by model (right).

In the location research area was two typical surface current, a clockwise eddy and north-eastward pattern.

Corresponding to Takahashi *et al* (2009) which analysis of sea surface current with HF radar, Kuroshio axis is generated by two main processes, the first from indirect processes such as frequency modulations of short-term in 11 to 14-day periodic flow fluctuations by the Kuroshio mean flow and the direct formation process of biweekly periodic flow fluctuations in the Kuroshio mean flow northeast of Taiwan.

Acknowledgment

Excellent Scholarship from Ministry of Education and Culture Indonesia for Double Degree Program (DDP) Diponegoro University and University of the Ryukyus

Reference

- Hisaki, Y., M. Kashima, S. Kojima.** 2016. Surface Current Patterns Observed by HF Radar: Methodology and Analysis of Currents to The North of the Yaeyama Islands, East China Sea. *Ocean Dynamics*. Springer. DOI.10.1007/s10236-016-0924-4.
- Mellor, G. L.** 2004. Users Guide for A Three Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University. Princeton. New Jersey.
- Miyazawa, Y., R Zhang, X Guo, H Tamura, D Ambe, J-S Lee, A Okuno, H Yoshinori, T Setou, K Komatsu.** 2009. Water mass variability in the western north pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis. *Journal of Oceanography*. Vol. 65. PP. 737-756.
- Takahashi, D., X. Guo, A. Morimoto, S. Kojima.** 2009. Biweekly Periodic Variation of the Kuroshio Axis Northeast of Taiwan as Revealed by Ocean High-Frequency Radar. *Continental Shelf Research*. Elsevier. PP. 1896-1907

鉛直シアーに伴う 2016 年台風第 18 号の壁雲の構造と強度変化

田盛 智翔也・山田 広幸 (琉球大学理学部), 嶋田 宇大 (気象研究所台風研究部)

1. はじめに

台風の壁雲の降水分布には、顕著な非対称性が見られることがある。非対称性をもたらす要因として、台風の移動や台風周辺の鉛直シアーとの関係性が知られている。雷活動の分布や降雨レーダー、衛星観測による対流活動の解析により、鉛直シアーの大きさが 5m/s 以上の時に、ダウンシアーの左側(DSL)で対流活動が活発であることが指摘されている(Corbosiero and Molinari 2002, Ueno 2007)。しかし、過去の研究では対流の強度については定量的に解析されていない。

本研究で取り上げる 2016 年台風第 18 号は、10 月 3 日に糸数気象庁レーダーにより、壁雲の西側で降雨が強く、東側では降雨が弱い降水分布の非対称性が観測された(図 1)。本研究では、反射強度のデータを用いて、鉛直シアーに伴う台風第 18 号の壁雲の構造と強度の変化を明らかにする。

2. 使用データと解析方法

気象庁糸数レーダーのドップラー観測範囲に台風第 18 号の壁雲が全て収まる期間(9 時から 16 時)を解析期間とした。さらに、台風第 18 号の壁雲の構造と強度変化を解析するために、壁雲の反射強度を用いた非対称成分の調和解析と、壁雲の傾斜と反射強度の測定を 10 分間隔で行った。また鉛直シアーは、気象庁全球解析データより、台風を中心から半径 200km 以上 500km 未満の 200hPa と 850hPa の平均風のベクトル差($V_{200} - V_{850}$)として 6 時間間隔で算出した。

3. 解析結果

台風は 9 時から 16 時にかけて、沖縄の南西から北上し 16 時頃に久米島の西を通過した。この期間、台風周辺の鉛直シアーは 10m/s 以上と強かった。また、壁雲の反射強度の波数 1 成分は 9 時から 16 時にかけて徐々に卓越した(図省略)。図 1 でも、9 時に比べて 16 時の壁雲の反射強度がより強い波数 1 の非対称であることが分かる。特に、DSL 領域で反射強度が強い。

図 2a に、壁雲領域内で平均した反射強度と壁雲の傾斜の時間変化を示す。解析期間、反射強度は小さくなる。同様に、傾斜も緩やかになる。しかし、DSL 領域の壁雲で平均した時間変化は、傾斜は同様に緩やかになったが、反射強度は強まっていた(図 2b)。

図 3 に、10 時 45 分の鉛直シアーの左側(SL)と右側(SR)で平均した反射強度の断面図を示す。解析期間の壁雲の反射強度と傾斜の平均値は、SL で 42.3dBZ、

65.1°。SR で 29.7dBZ、53.6°である。このように、DL 領域では、壁雲の反射強度が強く、傾斜が急であり。逆に、SR 領域では、壁雲の反射強度が弱く、傾斜が緩やかである。

4. まとめと考察

鉛直シアーに伴う台風第 18 号の壁雲の構造と強度の変化を解析した結果、期間中に徐々に壁雲の反射強度の波数 1 成分が卓越した。特に、DSL で壁雲の降水強度が強く、傾斜が急であった。また、台風全体としては壁雲の降水強度の弱まり、傾斜が緩やかになる傾向が見られたが、DSL の壁雲に注目すると壁雲の降水強度が強まっていた。このことは、鉛直シアーによる波数 1 の非対称成分が局所的には台風の強度を強化していることを示す。

謝辞: 本研究は科研費基盤(B):「南西諸島とフィリピンのドップラーレーダーを用いた台風構造と強度の関係解明」(16H04053)の助成を受けています。

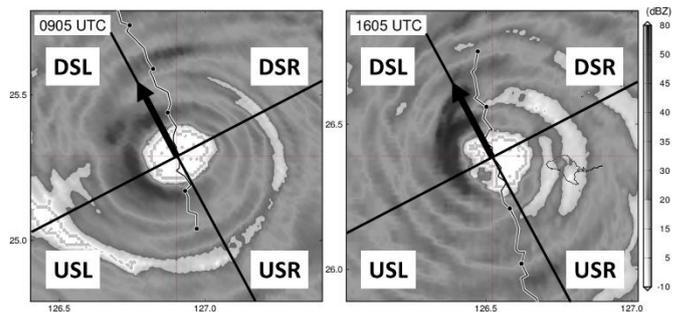


図 1: 高度 2km における反射強度。太線と黒丸はそれぞれ台風の経路と毎正時の中心位置を表す。ベクトルは 1200UTC における鉛直シアー(11.2m/s)を示す。
左)10月 03日 0905UTC 右)10月 03日 1605UTC

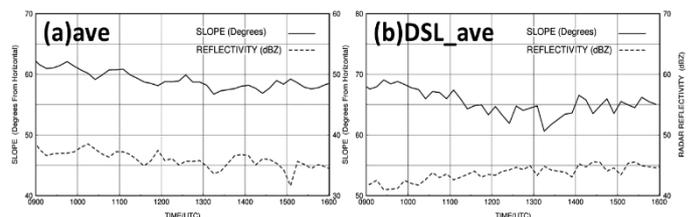


図 2: a)壁雲で平均した傾斜と反射強度の時系列。
b)DSL の壁雲で平均した傾斜と反射強度の時系列。

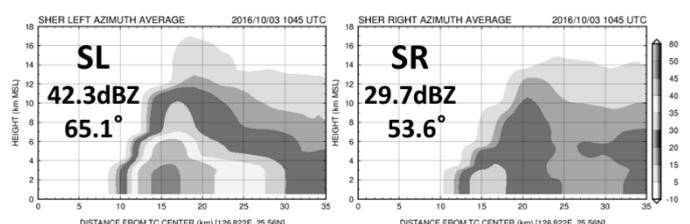


図 3: 10 月 3 日 1045UTC の反射強度の平均断面図。
数値は各方向の高度 2km の反射強度と傾斜の平均値
左)鉛直シアーの左側平均 右)鉛直シアーの右側平均

海洋データ同化システムを用いた 漂流ブイの軌跡の再現と精度比較

植原 泰樹, 久木 幸治 (琉球大学理学部)

1. はじめに

沖縄県にとって美しい海は重要な観光資源となっている。しかし海岸には多くのゴミが漂着しており素晴らしい景観を台無しにしている。そこで正確なゴミの漂流経路を知り、そこから効率の良いゴミの回収地点を見つけることができれば漂着する前に未然に回収することができる。そのために本研究では異なる海洋データ同化システムを用いて、漂流物の移動軌跡を再現しそれらの比較を行った。

2. 使用したデータ

ブイ：気象庁が実施している漂流型海洋気象ブイロボットでの観測データのうち2000年のブイの位置情報を使用した。

MOVE：気象庁が作成した海洋データ同化システムで、格子点間隔は1/10度、時間間隔は24時間間隔で時刻は00UTCである。今回は2000年の日本近海の一層目（海面から水深1m）での東西、南北の流速成分を使用した。

JCOPE2：独立行政法人海洋研究開発機構JAMSTECが作成した海洋データ同化システムで、格子点間隔は1/12度、時間間隔は24時間間隔で時刻は00UTCである。今回は2000年の日本近海の一層目（海面から水深2m）での東西、南北の流速成分を使用した。

3. 研究方法

二つの同化データを用いて漂流軌跡を地図上にプロットし、漂流ブイの軌跡と比較する。ところがどちらのデータも00UTCにおける格子点上の流速ベクトルしか含まれていないため、時間補間及び空間補間を行う必要がある。漂流ブイの漂流開始地点と時刻を初期値とする。その点の流速ベクトルを時間・空間補間する。この流速ベクトルから Δt 秒後の位置を推定する。これを繰り返

すことによって漂流ブイの軌跡を再現した。計算の時間間隔は $\Delta t=450$ 秒である。再現された軌跡とブイの軌跡を比較し、差があればその原因を考察する。考察ではそれぞれの漂流開始前後の時刻での流速データと海上風を使用する。

4. 結果と考察

2000年に実施された漂流ブイでの観測は計10回あり、今回の発表では10月15日に実施されたブイ07について報告する。ブイ07は漂流開始から南に移動しているが、MOVEデータでは北東、JCOPE2データでは北に移動している（図1）。MOVEデータの開始点付近の流れを見ると漂流ブイを南に移動させる流れはなかった。しかし黒潮本流付近に蛇行している流れがある（図2）。そこでこの流れの影響を受けた可能性を探るため初期時刻は変更せず、初期位置を西に0.1度ずつずらして計算を行った。すると、ずらしていくごとに徐々に軌跡に南向きの動きがみられていき、0.6度ずらしたところでブイの軌跡と形状が近くなった（図3）。また蛇行した流れは北東に移動し開始点に近づいている。そのため初期位置は変更せずに初期時刻を一日ずつずらして計算を行った。すると10月21日までずらしたところでブイのような南に移動する軌跡が描けた（図4）。JCOPE2データの開始点付近の流れを見ると南にブイを移動させる流れはなかった。またMOVEで見られた蛇行した流れもなかった。このことからブイが蛇行した流れに影響を受けている場合、MOVEのほうがJCOPE2のデータよりも精度が良いと言える。しかしブイが南下している期間の海上風をQuikSCATで見ると、風はおおよそ南西に向かって吹いているということが分かった（図5,6）。このことからブイは海上風の影響によって南に流されたとも考えられる。このため蛇行した流れに関係なくブイが風によって南に移動した可能性があり、一概にMOVEデータの精度が良いと言えないことが分かった。

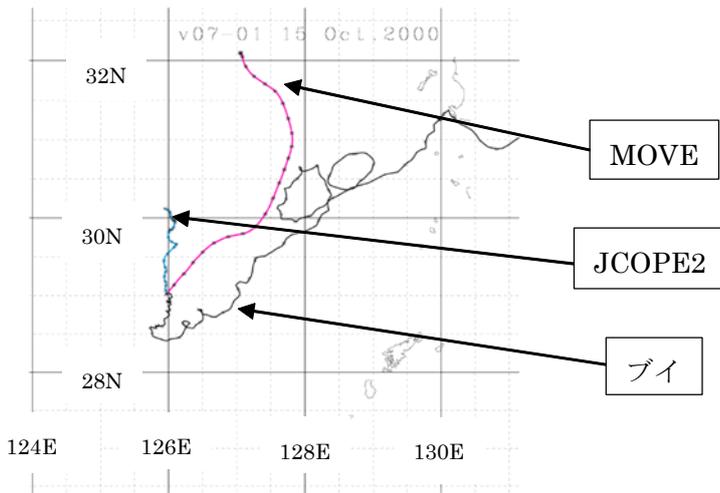


図1：ブイ、MOVE、JCOPE2の漂流軌跡

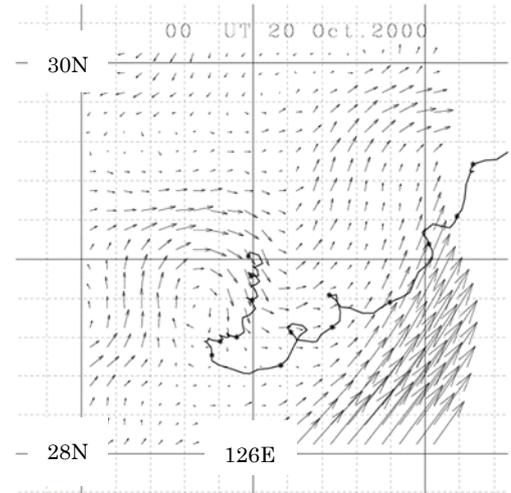


図2：10月20日のMOVEデータの蛇行した流れとブイの軌跡

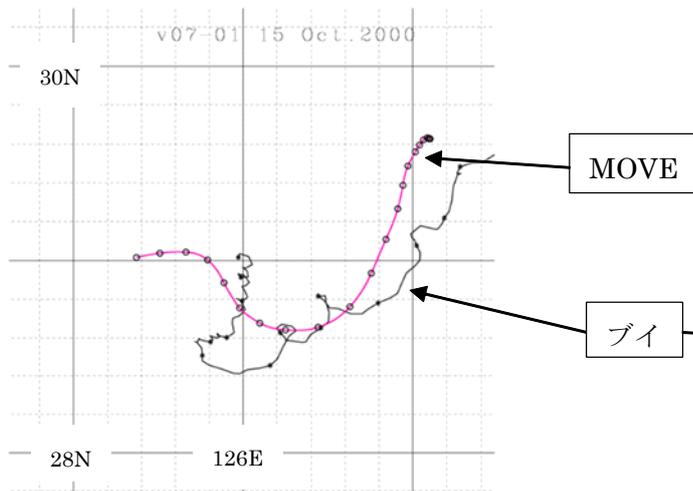


図3：漂流開始地点を0.6度西に移動

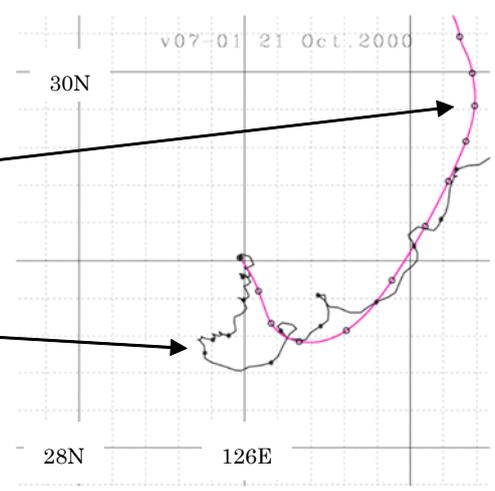


図4：漂流開始日10月21日

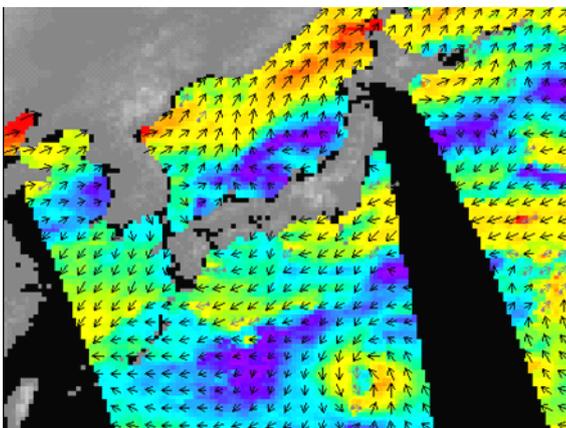


図5：10月15日午前の海上風

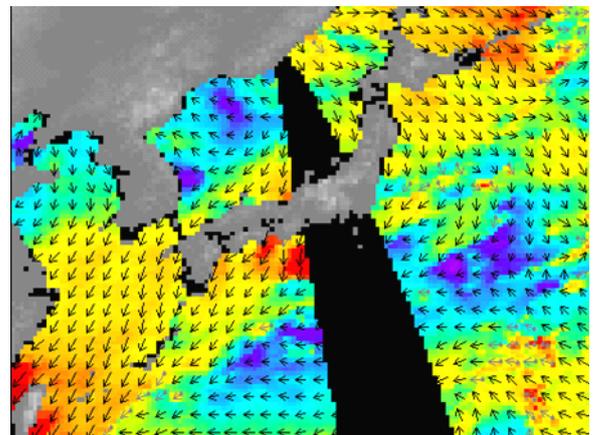


図6：10月16日午前の海上風

2016年9月に南西諸島において観測された 伝播性レインバンドの構造と成層状態

*山田 広幸, 加藤 菜緒 (琉球大学理学部), 坪木 和久 (名古屋大学宇宙地球環境研究所)

1. はじめに

局地的な気象予報に関わる約 1~1,000km スケールのメソスケール気象は、数千 km スケールの総観規模の気象に比べ、未解明の現象が多く残されている (小倉 1997)。気象庁が公開する予報精度のなかでも、沖縄地方における降水の適中率は他の地方に比べて低い。この理由として、南西諸島には未解明で予測の難しい大気現象が存在していることが考えられる。2016年9月7日に、南西諸島を南西から北東に向けて周囲の雨雲よりも速く伝播する円弧状のレインバンド (以下、RB1) が観測された (図 1)。この通過前後において、那覇では一時間あたり約 25mm の降水が観測された。本研究はこの伝播性レインバンドの構造と成層状態を調べ、その伝播の要因について議論する。

2. 使用データ

本研究で使用したデータは、気象庁レーダー雨量分布、アメダス地上観測、高層気象観測、気象庁メソ予報モデル (MSM) の初期値である。これらに加え、気象学研究室の地上気象観測 (西原、多良間) と、名古屋大学 X-バンド偏波レーダーのデータも使用した。

3. 結果

図 2 は宮古島における地上気象要素の時系列である。RB1 の通過に伴い、一時的な風速の増加と気圧の上昇がみられる。同様の変化は石垣島と多良間島でも観測された。RB1 の平均伝播速度は約 20.5m/s であった。伝播する方向に軸を取った鉛直断面 (図 3) によると、対流域のエコーは高度 4km 以下に存在し、伝播方向に対して前方でエコー頂高度が低く、後方が高くなっている特徴が見られる。図 4 は環境場の風速を RB1 の伝播する方向に座標変換した風速の鉛直分布図である。伝播方向の風速成分 (u') は最大で約 19.0m/s であり、高度 3km 以下の平均値は 15.4m/s だった。このことは、RB1 が周囲の風よりも 1~5m/s 程度速く移動したことを意味し、対流域が移動ではなく伝播していることを示唆する。図 5 は同じ高層観測データから得た温位エマグラムである。地上付近から約 925hPa までと、740~700hPa の間に等温位

(中立) 層があり、その間には安定層が存在していた。等温位層に対応する区間のブラント・バイサラ振動数は 0 に近く、リチャードソン数が 1/4 以下となっており、その間の安定層に対応する区間は波動が伝播できる状態にあった。

4. 考察

MSM を用いて風速の水平分布を調べたところ、850hPa において風速が 15m/s を越える領域が 2~300km の東西幅を持ち南西から北東に分布しており、石垣島、多良間島、宮古島を含む範囲がこの領域に含まれた。RB1 の存在がこの南西風の領域に限られていたことから、下層に極大を持つ南西風が RB1 の伝播に関与したと考えられた。

RB1 の発生要因について、内部重力波、重力流、スコールラインという 3 つの仮説を立て検証した。スコールラインの持つ明確な円弧状の先端部、急速な伝播といった特徴と類似していることと、下層に極大を持つ風のプロファイルは、過去に熱帯で観測された伝播速度 7m/s 以上の急行型スコールライン (Barnes and Sieckman 1984) に類似する。しかし、スコールラインを特徴づける後方の層状降水域がほとんど存在しないという相違があった。円弧状のレインバンドは 2015年7月20日の沖縄での大雨事例の前日にも観測されたほか、円弧状の形状と伝播特性、環境風プロファイルは、インド洋の赤道を東進する対流性レインバンド (Yamada et al. 2010) とも類似した。

5. まとめと今後の課題

円弧状のレインバンドについて、その構造や成層状態を調べ、伝播の要因と考えられる現象との類似点、相違点を議論した。仮説の更なる検証や、発生・伝播のメカニズムの解明のため、南西諸島においてさらなる事例の収集が必要である。

参考文献

- Barnes and Sieckman, 1984, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
小倉, 1997: メソ気象の基礎理論, 215pp.
Yamada, H., et al., 2010, *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1456-1473.

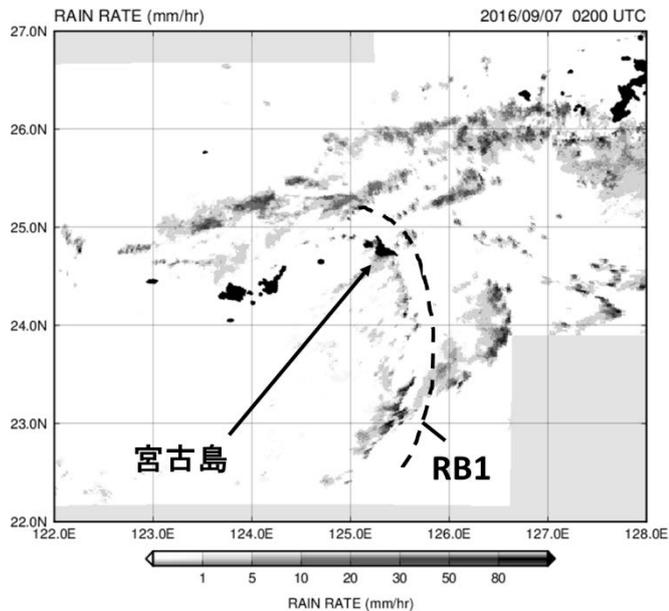


図1. 2016年9月7日0200UTCのレーダー雨量分布。破線はレインバンド (RB1) の位置を示す

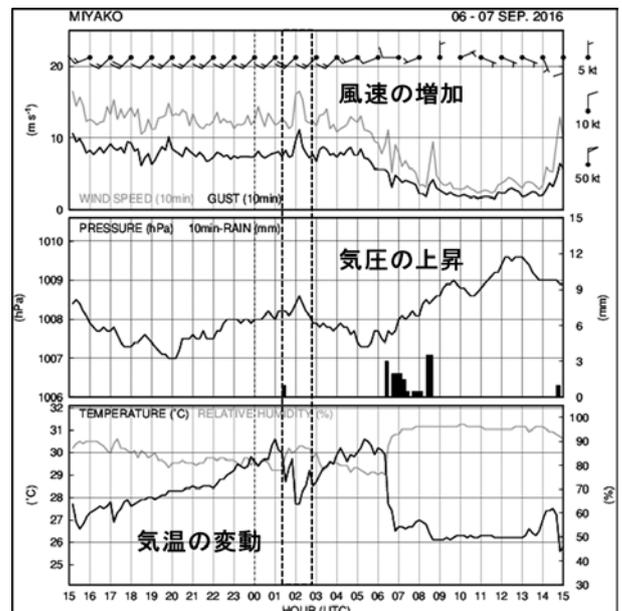


図2. 宮古島の地上気象要素の時系列。RB1の通過時間 (0200UTCの前後) を破線で示す。

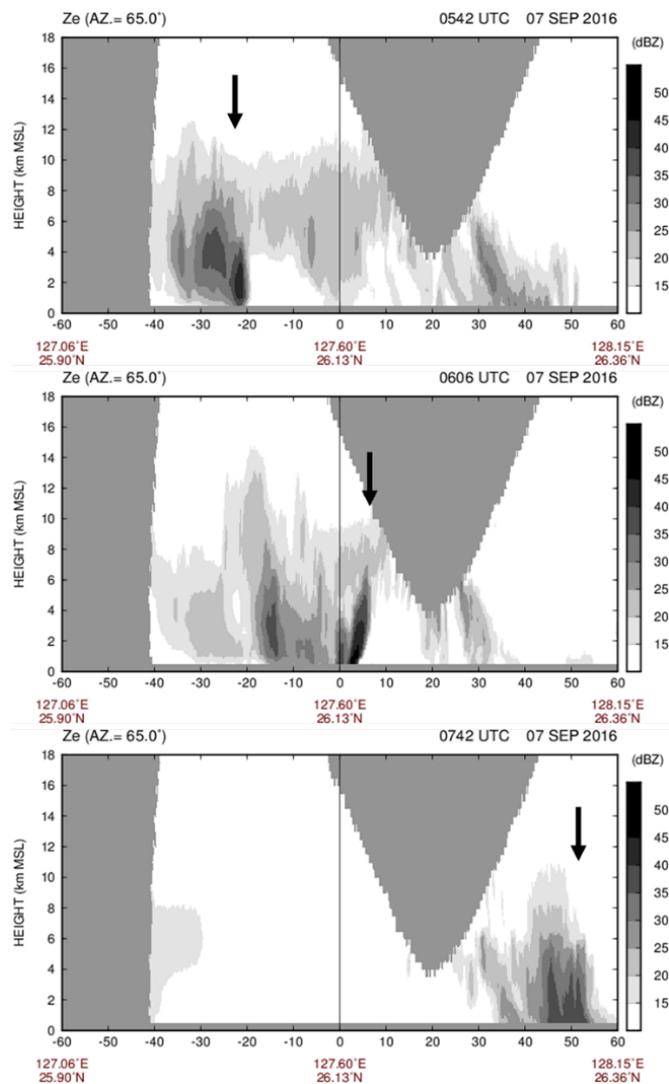


図3 名古屋大学偏波レーダーにより観測された、レインバンド (RB1) の走向に直行する方向の鉛直断面。矢印はレインバンドの対流域を示す。時刻は上から 0542, 0606, 0742UTC。

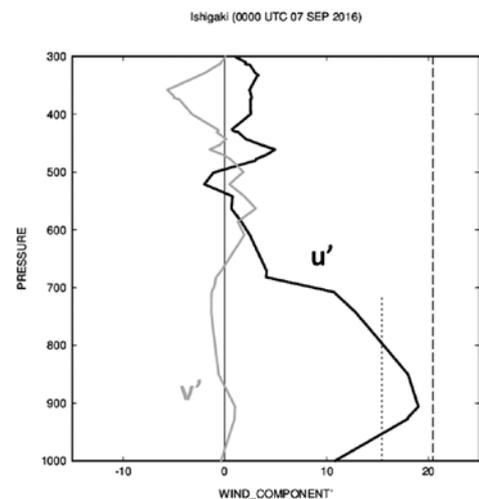


図4 石垣島の0000UTCにおける、伝播の方向 (u')および直交する方向(v)の風速の鉛直プロファイル。破線はRB1の伝播速度、点線は高度約3kmまでの平均風速を示す。

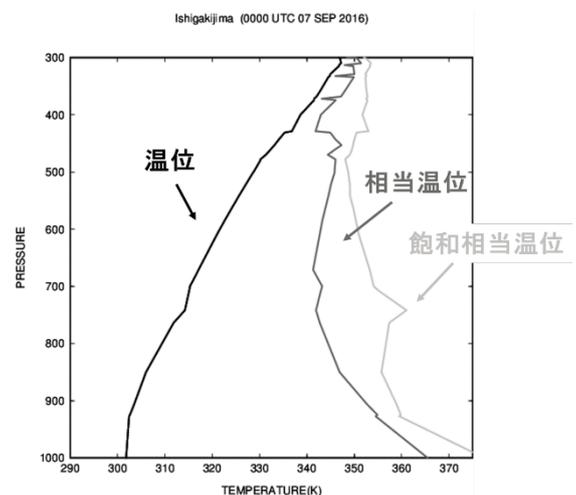


図5 石垣島の0000UTCにおける温位エマグラム。

熱帯擾乱が関与する沖縄本島での大雨の事例解析

江幡 康仁, 山田 広幸 (琉球大学理学部)

1. はじめに

夏季に発生する大雨の多くは、南からの暖湿な気流と関係していることが知られている(吉崎と加藤 2007)。米田他 (2005) は、台風周辺からの水蒸気供給と断続的な地形効果による岐阜県西部での大雨を解析している。しかし、暖湿な気流の発生要因はまだ十分に理解されていない。本研究では熱帯擾乱が暖湿な気流の発生に与える役割に注目し、特に北緯 25 度付近までの影響が指摘されている Tropical Disturbance(TD)-type 擾乱に着目する。Straub and Kiladis (2003)は、複数の台風の発生に TD-type 擾乱が関係することを述べている。本研究は南西風の卓越時に沖縄本島で大雨が発生した 2015 年 7 月 20 日の事例を解析する。本研究の目的は沖縄の大雨に対する熱帯擾乱の役割を理解することである。

2. データと解析方法

気象庁地上観測データ、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) データ、ひまわり 7・8 号の赤外面像、気象庁レーダー雨量解析データを用いた。解析期間は 2015 年 6 月 15 日から 7 月 29 日の 45 日間である。JRA-55 のデータに 3 日と 10 日のローパスフィルタおよび 3-10 日のバンドパスフィルタをかけ、数日以上の間時間スケールをもつ擾乱を抽出して解析に使用した。

3. 解析結果と考察

2015 年 7 月 20 日の那覇での地上観測によると、1120UTC から 1210UTC までの 1 時間に 63 mm の非常に激しい雨が観測された (図 1)。1200UTC のレーダー雨量(図 2)と赤外面像(図 3)によると背が高く強い降水を伴う降雨域が沖縄本島の周囲に存在したことがわかる。この時の気圧と風

の分布(図 4)によると沖縄本島の東側に高気圧、北側に低気圧の領域が存在し、その間で南西風が卓越している。バンドパスフィルタをかけた分布(図 5)でもこの特徴が見られ、この低気圧と高気圧が 3-10 日の時間スケールをもつことが示唆された。発散量の分布(図 6)では沖縄や奄美において収束域が見られ、この下層収束と上昇流によって降雨域が発達していたことがわかる。バンドパスフィルタをかけた相対渦度と風の分布(図 7a)によると、低気圧と高気圧の列は沖縄の南東約 2500km におよび、TD-type 擾乱が形成されていた。このような渦の列は、この日より 2 週間より前から発生しており、複数の台風を伴っていた(図 7b)。このことから TD-type 擾乱の発生によって沖縄周辺では収束を伴う暖湿な南西風が卓越し、大雨を降らせる要因となったと考えられる。

4. まとめ

赤道域での複数の台風を伴う TD-type 擾乱が、沖縄での大雨に関与していたことがわかった。特に低気圧と高気圧の間の南西風が暖湿な空気を沖縄に流入させ、大雨の原因となったといえる。今後は TD-type 擾乱が沖縄周辺の大雨に与える影響について過去の事例をさらに解析する必要がある。

5. 参考文献

- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店。
米田宗平, 麻生正, 高橋洋見, 2003:, 気象学会大会講演予講集。
Straub, K. H., and G. N. Kiladis, 2003: *J. Atmos. Sci.*, **131**, 945-960.

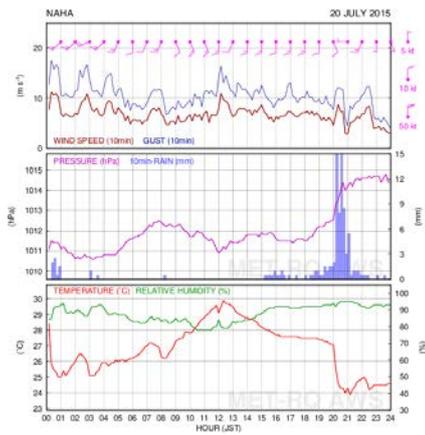


図1 2015年7月20日の那覇の気象要素の時系列

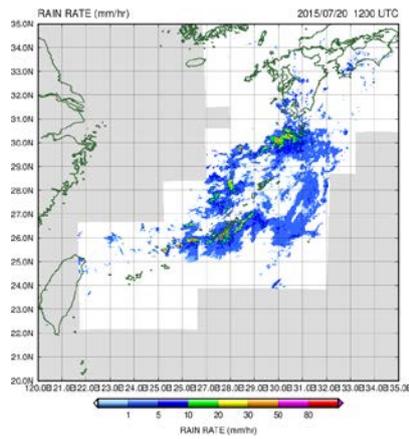


図2 2015年7月20日1200UTCにおけるレーダー雨量分布

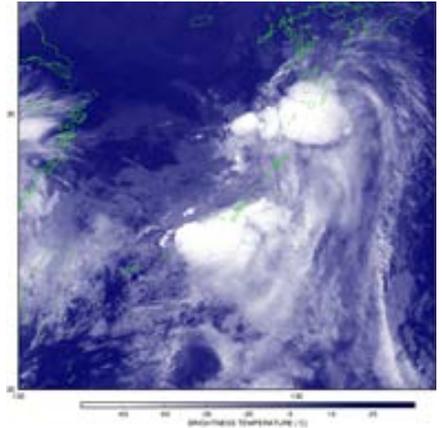


図3 2015年7月20日1200UTCの衛星赤外画像

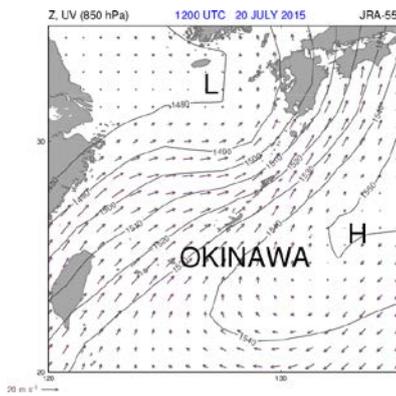


図4 2015年7月20日1200UTCのJRA-55の沖縄周辺の風と850hPa高度(10m間隔)の分布

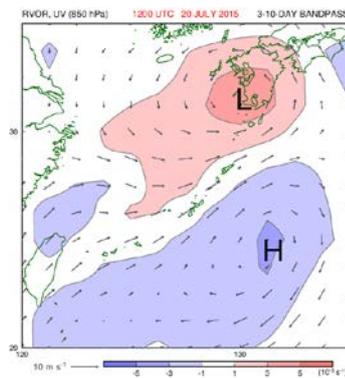


図5 2015年7月20日1200UTCの3-10日のバンドパスの相対湿度と風の画像

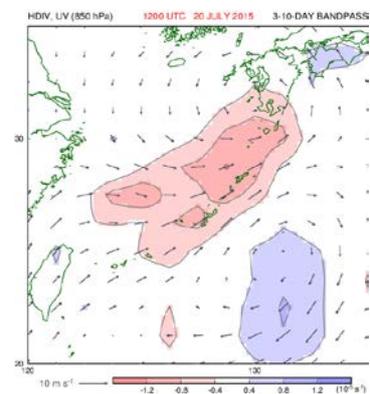


図6 2015年7月20日1200UTCの3-10日のバンドパスの発散量と風の画像

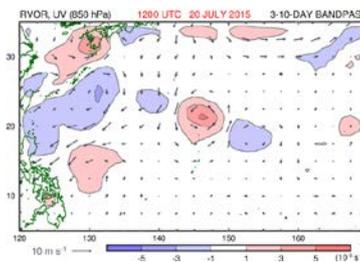


図7a 2015年7月20日1200UTCの3-10日のバンドパス相対湿度と風の画像

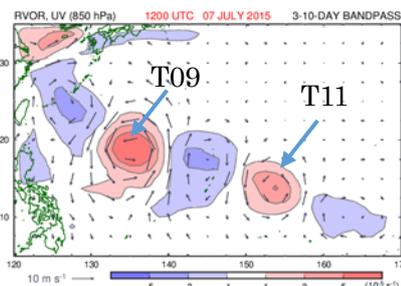


図7b 2015年7月7日1200UTCの3-10日のバンドパスの相対湿度と風の画像

ウィンドプロファイラにおける信号処理

－ リアルタイムデータ処理とスペクトルパラメータ推定 －

山本真之¹・川村誠治¹・西村耕司²・岡本創³・藤吉康志⁴

1: 情報通信研究機構 2: 極地研究所 3: 九州大学応用力学研究所 4: 北海道大学低温科学研究所

1. ウィンドプロファイラ

乱流等が引き起こす気温・水蒸気の変動は、大気中における電波の散乱を発生させる。ウィンドプロファイラ(Wind Profiler Radar; WPR)は、レーダー波長の半分のスケールを持つ電波散乱(ブラッグ散乱)によるエコー(大気エコー)を受信する。さらに、受信エコーのドップラースペクトルから、大気エコーのスペクトルパラメータ(エコー強度・ドップラー速度・スペクトル幅)を推定する。大気エコーは背景風とともに移動する。そのため、ドップラー速度の推定結果を用いることで、風速の高度プロファイルが得られる。

2. リアルタイムデータ処理とスペクトルパラメータ推定

WPR では、信号対雑音比を向上させるため、受信信号のフィルタリングを行う。WPR に広く用いられる位相変調パルス圧縮は、感度とレンジ分解能を両立するための、有効な手段である。パルス圧縮された受信信号は、デコードする必要がある。受信信号を時間方向に積分する(コヒーレント積分)ことで、ハードディスクに保存するデータ量を減らすことができる。これらのデジタルデータ処理は、観測データをハードディスクに保存する前に実施される(リアルタイムデータ処理)。参考文献[1]の4章及び5章に、リアルタイムデータ処理を含む大気レーダーの概要が述べられている。

リアルタイムデータ処理を行った複素時系列信号から、受信信号のドップラースペクトルを得る。ドップラースペクトルに存在する大気エコーに対してモーメント法などの手段を用いることで、スペクトルパラメータを推定する。ドップラースペクトルに関する信号処理は、参考文献[1]の8章に述べられている。

3. リアルタイムデータ処理とスペクトルパラメータ推定に関する技術開発

不要信号(クラッタ)により、スペクトルパラメータの推定精度が低下する。そのため、ドップラースペクトルに存在するクラッタを、極力低減する必要がある。アダプティブクラッタ抑圧(Adaptive Clutter Suppression; ACS)は、サブアレイと適応信号処理を用いてレーダービームのサイドローブを制御することにより、クラッタを動的に抑圧する観測手法である[参考文献1の pp. 301-305]。情報通信研究機構の有する

高分解能WPR(通称LQ-13)にACS機能を付加するため、USRP(USRPはUniversal Software Radio Peripheralの略)とワークステーションで構成されるACS用多チャンネルデジタル受信機を開発した^[2]。

クラッタにより推定精度が低下したスペクトルパラメータは使用されない(欠測として扱う)ことが広く行われてきた。そのため、クラッタによるスペクトルパラメータの推定精度の低下を極力防ぐことができる、スペクトルパラメータ推定手法の開発にも取り組んでいる^[3]。LQ-13による測定データのほか、2015年に北海道滝川市で実施したWPR・コヒーレントドップラーライダー・グライダーによる大気境界層の同時観測における測定データも用いることで、開発したスペクトルパラメータ推定手法の性能を検証していく。WPRによる計測データを衛星搭載雲レーダーの検証に活用するための検討も、進めている。

謝辞

ACSに関する開発は、科研費基盤研究B(課題番号26281008)の助成を受けている。スペクトルパラメータ推定手法の開発は、科研費挑戦的萌芽研究(課題番号16K12861)の助成を受けている。2015年の北海道滝川市における観測実施は、科研費基盤研究B(課題番号26287111)の助成を受けた。WPRによる計測データを衛星搭載雲レーダーの検証に活用するための検討は、九州大学応用力学研究所による共同利用研究の助成を受けている。

参考文献

- [1] W. K. Hocking, J. Röttger, R. D. Palmer, T. Sato, and P. B. Chilson, *Atmospheric Radar*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 2016.
- [2] 山本真之・川村誠治・西村耕司, ウィンドプロファイラ用デジタル受信機の開発, 日本気象学会2016年度春期大会講演予稿集, p. 86, 2016年5月.
- [3] 山本真之・川村誠治・岡本創・藤吉康志, 高分解能ウィンドプロファイラにおけるスペクトルパラメータ推定手法の開発, 日本リモートセンシング学会第61回(平成28年度秋季)学術講演会論文集, pp. 189-190, 2016年11月.

人工知能による台風強度解析システム ROBORAC の開発

柴田大河・伊藤耕介（琉球大学理学部）

1. はじめに

台風の強度推定は防災上重要である。しかし直接観測が難しいため現業では衛星画像による推定が一般に用いられている。この手法はドボラック法といい Dvorak(1984)で体系化されたものであるが、その過程に人間の目による主観的な判断が含まれるため、予報官ごとに値が異なるという問題点がある。この問題は古くから議論されており、半自動化を目的とした ODT (Velden et al. 1998) や、気象庁の CLOUD などが考案されているが(Kenjiet et al. 2013)、人間が雲パターンを入力する必要があるなどいまだ完全に客観的な方法とはなっていない。そこで、本研究ではニューラルネットワーク

(Neural Network; 以下 NN) を用いた完全自動的な台風の強度推定システム (ROBORAC) の構築を試み、結果を考察した。

2. 理論と実験設定

NN とは人間の脳構造を参考に考えられた計算モデルである。本研究では研究の第一段階として一層の NN を用いる。今回作成した NN ではクラス分類問題を解く。クラス分類とは分類基準をあらかじめ定義した上でデータに対し分類を行う作業である。本研究では研究の第一段階として最大風速は扱わず、台風の中心気圧を衛星画像を用いて振り分けるモデルの開発を目標とする。本来、中心気圧は連続値であるが、本研究では中心気圧を 6 つのクラスに分類した (図 1)。

学習に用いる画像枚数を M 枚、一枚の画像にあるピクセルの数を N 点としたときに、出力

$Y_{out}^{(i)}_j$ (i : i 枚目の画像、 j : j 番目のクラス) は

入力として赤外画像上の点の値 $x_k^{(i)}$ (k : k 番目の点)、重み $w_{j,k}$ 、バイアス b_j 、活性化関数と呼ばれる関数 f を用いて以下のように計算される (図 2)。

$$Y_{out}^{(i)}_j = f\left(\sum_{k=1}^N w_{j,k} x_k^{(i)} + b_j\right)$$

本モデルは $Y_{out}^{(i)}_j$ と気象庁ベストトラックを

観測値として $Y_{obs}^{(i)}_j$ の差から損失関数 L を計算

し、 $w_{j,k}$ と b_j を最急降下法により最適化する。本研究では最適化した重みを用いて学習していない画像の解析を行う。

今回は入力画像として気象衛星ひまわり 8 号の機動観測赤外画像 (IR1) を用い、ベストトラックを観測とみなして対比することで 2015 年の台風画像で重みを学習し、2016 年の台風画像で解析を行う。また、学習画像枚数、領域の大きさ、入力画像の粗さ (画素) の条件を変え実験を行った。

3. 結果

学習についてはすべての実験で 80% 以上の正答率を出したが、解析については約 25% 程度、誤差 1 クラスのずれを許容しても約 65% 程度であった (図 3)。これはランダムな選択よりはましであるが、人間の眼による識別には及んでいない。また、それぞれのクラスに対し適

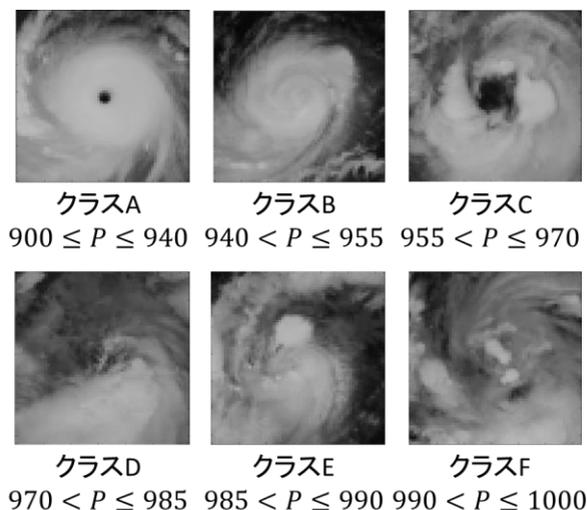


図 1. 各クラスの代表および分類基準

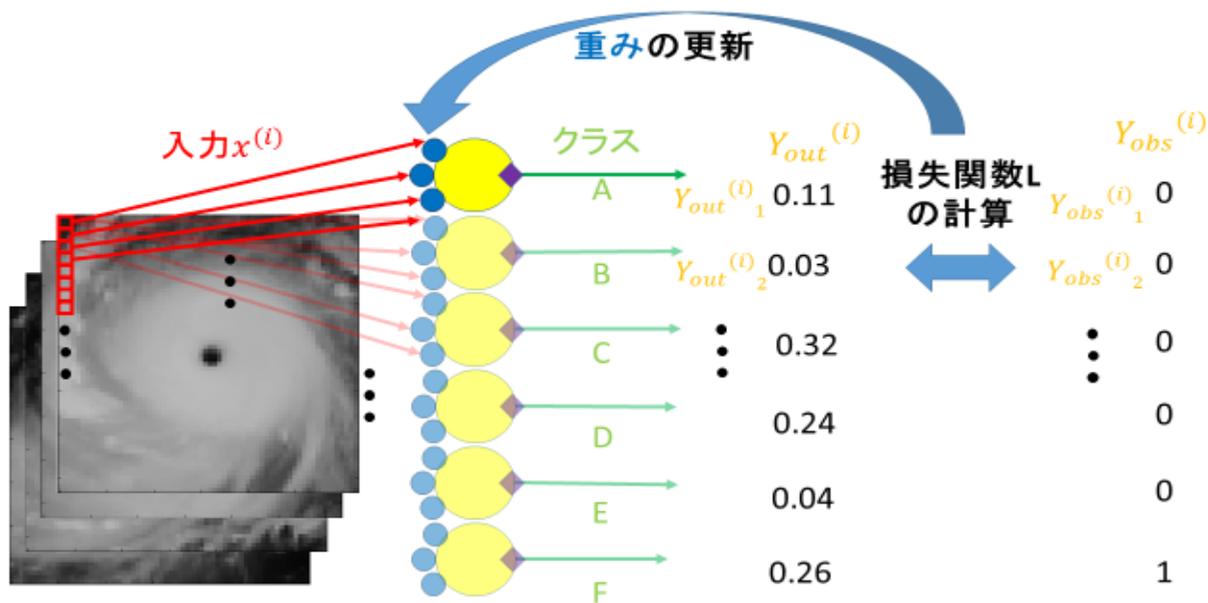


図 2. ROBORAC 学習プロセス

合率と再現率を計算したところ、強い台風についてはどちらも約 60%程度であったが、弱い台風では 10%を切るものも存在した (図 4)。一方条件を変えて実験をしたものについては領域が広いときに弱い台風で、領域が狭いときに強い台風でわずかながら再現率が上昇する傾向があったものの基本的には正答率や再現率、適合率は他の条件にも依存しなかった。

また、学習した重みについて描画してみた。今回のモデルでは重み分布はそれぞれのクラスの特徴を捉えているとすると、クラス A の重みについて台風の本目と周囲の深い対流雲が存在する台風がクラス A に分類されるような分布が形成された (図 5) が、それ以外には乱雑な分布となっていた。

4. 考察と展望

強い台風は軸対称性が高く、弱くなるにつれ軸対称性が低くなっていく。よって回転させれば同じ形状の台風が違う形状と認識されていたことが原因のひとつだと思われる。また、今回は一年分の台風画像しか用いていないため台風の形状の種類としてもほとんど学習できていないものと考えられる。この点を踏まえ、今後はフーリエ変換等回転など画像の変換に依存しない量を用いることや、複数の波長帯の赤外画像を用いることなどを目標とする。

またクラス分類では画像上の値を評価できな

いと思われるため、気圧を直接推定する仕組みも今後は試していきたい。今回作成したシステムは精度こそ劣るものの解析が瞬時に終わる、一度確立した判断基準が変更されない、といった点で人間による推定に勝る。今後こうした面を活かせるよう精度の高いシステムの開発に取り組んでいきたい。

解析	領域の 一辺	画素	正答率	誤差1クラス 正答率
MANY	200km	32 × 32	0.26	0.64
		64 × 64	0.24	0.62
	600km	32 × 32	0.24	0.64
		64 × 64	0.25	0.66
LESS	200km	32 × 32	0.25	0.66
		64 × 64	0.24	0.65
	600km	32 × 32	0.24	0.68
		64 × 64	0.25	0.68

図 3. 2016 年台風解析 正答率と誤差 1 クラス正答率 正答率は出力と観測が一致した画像の割合、誤差 1 クラス正答率は出力と観測が一致したときに加え、出力と観測のずれが 1 クラスであるものを加えた割合を指す



図4. 2016年台風解析 再現率 再現率は例えばクラスAと出力してほしいときに実際にクラスAを出力している割合を指す

謝辞

本研究は、科研費基盤S「豪雨と暴風をもたらす台風の力学的・熱力学的・雲物理学的構造の量的解析」(課題番号: 16H06311)の助成を受けて実施されたものです。

今回実験データとしてNICTサイエンスクラウドからひまわり8号の衛星赤外画像を、またベストトラックデータとして気象庁RSMC東京からデータを使用させていただきました。

参考文献

山口宗彦, 2016: 航空機観測の熱帯気圧予測へのインパクト, 日本気象学会 2016年秋季大会シンポジウム要旨集「航空機が気象学にもたらす科学イノベーション」

Dvorak, V., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Report NESDIS 11. Available from NOAA/NESDIS, 5200 Auth Rd., Washington DC, 20233, 47pp.

Kishimoto, K., M. Sasaki, and M. Kunitsugu, 2013: Cloud Grid Information Objective Dvorak Analysis (CLOUD) at the RSMC Tokyo - Typhoon Center, Forecast Division, Forecast Department, Japan Meteorological Agency

Rosenblatt, F., 1958: "The Perceptron: A Probabilistic Model for Information Storage and Organization in the Brain".

Psychological Review **65** (6): 386-408.

Velden, C. S., T. L. Olander, and R. M. Zehr,

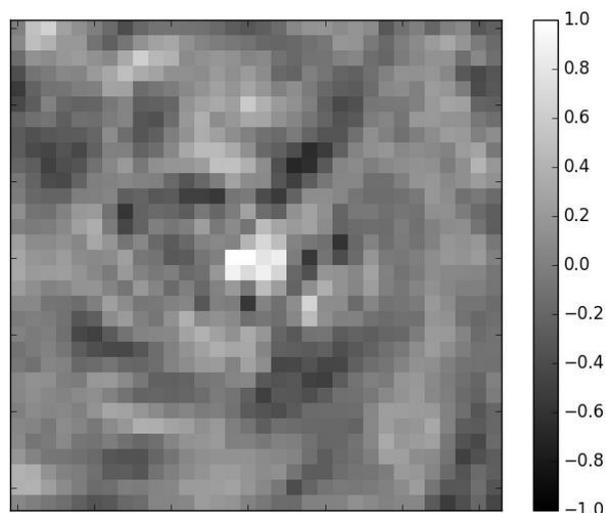


図5. クラスA重み分布図

1998: Development of an Objective Scheme to Estimate Tropical Cyclone Intensity from Digital Geostationary Satellite Infrared Imagery. *Weather and Forecasting*, 13, 172-186

NICTサイエンスクラウド ひまわり衛星プロジェクト

<http://sc-web.nict.go.jp/himawari/>

気象庁 アジア太平洋気象防災センター

http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/RSMC_HP.htm