平成 30 年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2019年2月28日(木)

日本気象学会沖縄支部

平成 30 年度 沖縄支部研究発表会

会期:平成31年2月28日(木)13時30分~17時20分 会場:琉球大学理系複合棟202号室

プログラム

司会:當眞辰彦(沖縄支部幹事)

- ●開会挨拶 益子 直文(沖縄支部理事)
- ●日程及び運営説明(司会)
- ●発表 座長:山下 順也(沖縄支部理事)
 □ 頭発表1 ~ □ 頭発表10
 - 座長:林 和彦(沖縄気象台) 口頭発表11 ~ 口頭発表15
 - *1 題当たり13分(発表10分、質疑応答3分)
- ●閉会挨拶 伊藤 耕介(沖縄支部理事)

事務局山口(沖縄支部幹事)

発表題目・発表者氏名(下線)	
1.「インド洋と大西洋の海面水温が北西太平洋の台風発生環境場に及ぼす影響」 新垣 優治・伊藤 耕介(琉球大学理学部)	P 3
2. 「気象庁非静力学モデルを用いた台風進路予報の大外し事例の研究」	P 6
3.「近年の気象庁と JTWC との台風強度解析比較」	Р9
4.「航空機観測データを用いた台風強度推定手法の検証」	P11
5.「2018 年台風第 24 号における O cean Feedback の影響」	P13
6.「2018年台風第24号の内部コア領域における微細構造の解析」	P16
7. 「台風に先行して発生する大雨イベントの日本列島とその周辺における統計的特徴と環境	竟場」
<u>荒関 晋</u> ・山田 広幸(琉球大学理学部)	P18
8. 「平成 30 年 7 月豪雨に先行する沖縄地方での大雨の解析」	P21
9. 「2016 年 1 月 17 日に先島諸島で発生した線状降水帯の発生要因の解析」 田中孝(那覇航空測候所・琉球大学)、山田広幸(琉球大学)	P23
10. 「梅雨前線と平成30年台風第6号の大雨顕著事例についてのJMA-NHM調査」 <u>平仲 裕一</u> ・宮里 智裕・渡真利 明・松澤 一雅・阿波連 正(沖縄気象台)	P25
11. 「2018 年に沖縄本島地方で発生した竜巻について」	P28
12.「沖縄沿岸における波浪の長期変動傾向」 <u>ZHENG WANZHOU (鄭万周)</u> ・久木 幸治(琉球大学理学部)	P32
13.「験潮データから見る高潮位トレンド」 <u>古宇利 友哉</u> ・久木 幸治(琉球大学理学部)	P34
14.「平成 30 年台風第 24 号により沖縄本島で発生した高潮・高波災害に関する調査」 <u>友利健</u> (沖縄気象台)	P37
15. 「東シナ海の黒潮流域における表層ベクトルの空間変動」	P40

インド洋と大西洋の海面水温が北西太平洋の台風発生環境場に及ぼす影響 新垣優治,伊藤耕介(琉球大学理学部)

1. はじめに

台風は年間で約26.2 個発生しており、多い 年では39 個(1967年)、少ない年では14 個 (2010年)発生している。また、台風の年間発 生数(1990年から2011年)を全海域で分ける と、北西太平洋は約31%を占めることから、 発生数の年々変動の理解を深めることは重要 である。先行研究ではインド洋が暖かい場合 のケルビン応答が発生数に影響することを示 している(Du et al. 2010)が、他の地域に も台風発生数は影響を受けているかもしれな い。そこで本研究では、北西太平洋の台風発 生数と相関の高い地点を調べ、台風に影響を 及ぼすかどうか全球モデルを用いて確認する。

2. 使用データと実験設定

1958-2015 年を研究対象とし、台風発生数 は気象庁ベストトラック、7-9月(JAS)平均 気温は JRA55 データを用いた。

数値実験は惑星大気モデル(DCPAM5)を使用 し、地表面の状態を8月の平均場に固定す る。水平格子間隔は緯度経度5.625°、出力 時間間隔は1日、積分期間は10年間(うるう 年を含まない3650日)である。鉛直方向には σ=P/Ps座標であり、海面水温の状態と放 射強度を常に台風発生が活発な8月の平均場 に固定する設定とした。8月の平均場はAMIP Πに準じている。大気初期条件として、静止 等温大気を用いたため、実験開始後の1年間 は解析には用いない。本研究で行う数値実 験の海面水温を暖める条件式は次のように定 義した。

$$\Delta T = 5 \times \exp\left(-\frac{(Lat - Lat_i)^2 + (Lon - Lon_i)^2}{4}\right)$$
(1)
(7575), $\sqrt{(Lat - Lat_i)^2} + (Lon - Lon_i)^2$

3. 結果

相関係数を計算すると、インド洋と大西洋 の JAS 平均気温は、北西太平洋の台風発生数 と負の相関を持つことが分かった(図 1)。す なわち、この2つの領域で海面水温が高いと 北西太平洋での台風発生数が少なく、低いと 発生数が多い傾向があることがわかった。イ ンド洋と大西洋の代表地点における、海面水 温と台風発生数の関係を散布図で表した(図 2)。過去の研究で、インド洋と北西太平洋の 関係は知られているが、今回新たに大西洋で も高い相関があることがわかった。ただし、 これは因果関係を示すものではないため、数 値実験を行うことにより、インド洋や大西洋



図 1. 各年の北西太平洋の台風発生数と夏季 平均気温(1000hPa)との相関係数



図 2. 各年の北西太平洋の台風発生数と絶 対温度

の気温が台風発生に及ぼす影響を確認する。

インド洋と大西洋の海面水温が北西太平洋 の台風発生環境場に影響を与えていることを 確認するため、DCPAM5を用いて負の相関が大 きい各地点の海面水温を 5℃上げる昇温実験 と、海面水温を変えない標準実験を比較した。 台風発生環境条件は、Gray (1968)に基づいて、 対流圈下層に低気圧性循環の存在に注目する。

台風発生時における対流圏下層の風の場に は、太平洋高気圧から吹き出す偏東風とイン ド洋から吹き込むモンスーン西風がぶつかる 合流域や、風の向きが緯度方向で急変するシ アーラインが表れる。標準実験では偏東風と モンスーン西風が再現されていた(図 3(a))。 一方、インド洋昇温実験時と大西洋昇温実験 時では西風がほとんど吹いておらず、合流域 やシアーラインの形成環境として不都合であ った(図 3(b)(c))。また偏東風の強さに大きな 変化は見られない。これを偏差場で見ると、 より明瞭になる。図4に昇温実験の東西風か ら標準実験の東西風を引いた東西風偏差を示 す。北緯20度付近は西風偏差、赤道付近では 東風偏差となっていた。これらの特徴は低気 圧性の渦度を弱めることに対応しており台風 発生にとっては悪条件である。このように、 東風偏差が現れる原因としては対流が発生し ている場所への吹き込みが考えられる。いず れの Warm 実験でも偏差は赤道付近で強くな っており、南北成分より東西風成分が卓越し ていることから、ケルビン応答であることが 示唆される。



図 3. 北西太平洋における(a)標準実験, (b)インド洋昇温実験,(c)大西洋昇温実験の σ=0.86における東西風成分(9年平均値)。

いる。これがモンスーン西風を弱めた原因と 考えられる。

参考文献

(a) (x) (x)(x

図 4. 北西太平洋における(a) インド洋 昇温実験, (b) 大西洋昇温実験の σ = 0.86 における東西風偏差(9 年平均値)。

4. まとめ

相関係数の計算と数値実験により、インド 洋と大西洋の海面水温が台風発生数に及ぼす 影響を調べた。その結果、これらの海域の昇 温実験では、下層に収束が見られ、その東側 のケルビン応答が西太平洋まで伝わったため、 北西太平洋のモンスーン西風と偏東風を弱め て台風発生に不都合な環境場が形成された。 図5の赤道付近に注目すると、昇温実験で対 流を起こした地点の東側で東風偏差となって Yan Du, Lei Yang, and Shang-Ping Xie. 2010: Tropical Indian Ocean Influence on Northwest Pacific Tropical Cyclones in Summer following Strong El Nin ~o.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.

吉田 龍二. 2014 : 北西太平洋の熱帯低気圧 発 生 環 境 場 に 関 す る 統 計 的 研 究(Dissertation_全文)

植田 宏昭, 釜江陽一. 2018-11: 2015, 2016 年における台風発生数の季節的な変調, 日本気象学会「天気」/65(11)/pp.749-753

気象庁ホームページ https://www.jma.go.jp/jma/index.html



図 5. (a) インド洋昇温実験, (b) 大西洋昇温実験の σ = 0.86 における 東西風偏差(9 年平均値)。

気象庁非静力学モデルを用いた台風進路予報の大外し事例の研究

比嘉未雅,伊藤耕介(琉球大学理学部)

1.はじめに

台風の進路は防災・減災にとって基本的な 情報の一つであり,気象庁による台風進路の 予報精度も改善傾向にある(図 1)。現在の気 象庁による台風進路予報は,気象庁全球モデ ル(GSM)などの情報をもとに予報官が発表し ている。しかし,発表予報の誤差が大きい事 例が依然として存在する。一方,Yamada et al. (2016)によれば,メソ気象モデルを用い ると,進路予報が改善する場合があるとして いる(図 2)。そこで,本研究では台風進路予報 の大外し事例にメソ気象モデルを用いて再予 報をすると精度が改善するかどうかを調べ, 改善した場合にその要因を明らかにすること を目的とする。



2. 使用データと数値予報モデル

本研究では台風進路のベストトラック(事 後解析)と進路予報誤差が大きかった事例の データベースとして RSMC Tokyo の Annual Report(2012~2016年)を用い,メソ気象モデ ルには気象庁非静力学モデル(NHM)を用いる (Saito, 2012)。計算領域の格子点数は 501×501×25層,水平格子点間隔は20km,積 分時間は72時間で積分間隔は1分,初期値・ 境界値は GSM に基づく 0.5 度間隔のデータで 計算しており,対流パラメタリゼーションス キームは Kain-Fritsch(KF)スキームを用いて いる。また,台風の中心は海面気圧が最も低 い地点とした。





3. 実験結果

表1に示すのは,発表予報での72時間予報 誤差が最も大きかった5事例と,予報官が実 際に発表した発表予報,そして予報官が予報 をする際に参照したGSMの予報誤差と今回の 再予報実験で用いたNHMの予報誤差である。 誤差距離はベストトラックの中心位置と予報 による中心位置との距離としている。全事例 で発表予報誤差よりもNHMの誤差が小さいと いう結果が得られた。本研究では,NHMにおけ る進路予報が最も改善された2016年台風第7 号(Chanthu)に焦点をあて,更なる解析を行っ ていく。

表 1: 各システムに基づく 72 時間進路予報誤差

台風の階級・名前・台風の番号 初期時刻	発表予報の読差 (km)	GSMの誤差 (km)	NHMの誤差 (km)
TY Prapiroon 1221 2012/10/16 06:00	1551	1468	1176
TY Meari 1623 2016/11/03 06:00	1083	793	806
TY Jelawat 1217 2012/09/28 00:00	978	475	482
STS Chanthu 1607 2016/08/14 06:00	900	611	100
STS Kammuri 1417 2014/09/26 18:00	900	1038	209

4. Chanthu の解析

Chanthu の進路を比較すると,NHM の予報進 路がベストトラックに近い進路を取っていた。 一方,GSM では Chanthu の関東上陸を予報し ており,NHM では GSM よりも適切な北進速度 が予報できていた。北進速度に差が生じた要 因として指向流の南北成分が考えられるため, その計算を行った。

指向流の南北成分は、台風の中心を真ん中 に置いた緯度経度4度の領域を取り、その鉛 直方向の700hPaから300hPa面の南北風の平 均として求めた。値が正ならば南風を示して いる。NHMの南風がGSMよりも速く、北進速度 の違いはこの南風に起因する可能性が高い。 このように指向流が異なる要因として、太平 洋高気圧の張り出しやより細かいスケールの 現象の影響が考えられる。まずNHMとGSMの 海面気圧の総観場を比較してみたが、太平洋 高気圧の張り出しに大きな違いは見られなか った。

そこで、より詳細なスケールに注目したと ころ、北進速度に差が見られた時間帯につい て、NHM では台風の西側に別の渦があること が明らかとなった(図3左)。時間の経過を見 ると、2 つの渦はお互いを回転させるように 動いていたことから、台風の北進速度の上昇 は、台風とその近傍にあった局所的な渦によ る藤原効果によるものと示唆された。また、 NHM で予報開始から 42 時間後の 500hPa 面に おける気温場を見たところ、台風の西側に位 置した渦に対応する地点では気温が周囲より 低く、この渦が寒気の移流によってできた局 所的なものであることがわかった(図3右)。 同時刻のメソ解析値にもこのような冷たい空 気塊が見られた。

この局所的な渦がどのようにして発生・発 達したのかを明らかにするために以下の渦度 方程式を用いて解析を行った。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u\frac{\partial \zeta}{\partial x} + v\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - v\frac{\partial f}{\partial y}$$

$$-\left(\zeta+f\right)\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)$$

 ζ は渦度(s^{-1}), u, vは風の東西成分と南北成分(m/s), fはコリオリパラーメータである。



図 3: 予報開始から 42 時間後の 500hPa 高度における渦度(左)と気温場(右)。×は台風の中心



図 4: 予報開始から 42 時間後の 500hPa 面にお ける収束項の値

解析の結果,収束項が大きいことがわかった (図 4)。収束項は鉛直流の鉛直方向の変化に 関わる項であり,対流に起因することが多い。 局所的な渦が見られた地点では,上空に向か って鉛直流が強くなっていたことから収束が 起きていたことがわかり,この渦は寒気の流 入に伴って,元々あった渦が発達したもので あることがわかった。一方,GSMではこのよう な台風西側の強化が起こらなかった。以上の ことから,NHMで局所的な渦が発達し,GSMで はそれがなかった要因は,対流活動をパラメ ータ化する対流パラメタリゼーションスキー ムであることが示唆された。

それを確かめるために NHM の対流パラメタ リゼーションスキームを GSM で用いられてい る Arakawa-Schubert (AS) スキームに変えて同 様の実験を行ったところ,進路予報は GSM と 同様に大きく外れ(図 5),適切な北進速度が 再現されなくなることがわかった。

5. まとめ

気象庁による台風の大外し事例に関して, NHM を用いた再予報実験を行った。台風の進



図 5:Chanthu の進路

路予報誤差が大幅に改善されるケースがあり, 最も誤差が小さくなった Chanthu を解析した 結果, NHM では局所的な渦が形成され,藤原効 果による北進速度の上昇を予測できたため, 正確な進路予測に成功していたことがわかっ た。

参考文献

Yamada, H., T. Nasuno, W. Yanase, and M. Satoh, 2016: Role of the Vertical Structure of a Simulated Tropical Cyclone in Its Motion: A Case Study of Typhon Fengshen (2008). SOLA, 12, 203-208.

Saito, K., 2012: JMA nonhydrostatic model and its applications to operation and research. Atmospheric Model Applications, I. Yucel, Ed., InTech, 85-110, doi:10.5772/35368.

小倉 義光,2016:一般気象学 [第二版補訂版],東 京大学出版会

RSMC Tokyo-Typhoon Center Annual Report https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jmacenter/rsmc-hp-pub-eg/annualreport.html

近年の気象庁とJTWCとの台風強度解析比較

林 和彦 (沖縄気象台)

1. はじめに

地球温暖化の進行に伴い、台風の発生数は減少するが、 強い台風の割合は増加すると考えられている(Yoshida et al., 2017)が、気象庁の解析によると、台風の発生数や強 い台風の割合に変化はみられていない(気象庁, 2018)。 Mei & Xie (2016) は、気象庁のベストトラックを補正して、 JTWC (Joint Typhoon Warning Center) のデータと合わ せて台風の強度の増大を示している。

本調査では、Mei & Xie (2016) を参考に、近年の気象 庁と JTWC とのベストトラックを比較し、気候変動に伴う台 風強度の長期変化傾向を解析する基礎資料を作成するこ とを目的としている。

2. 使用したデータおよび手法

本調査に使用したデータは、2001 年から 2017 年の気 象庁および JTWC の台風ベストトラックである。これは両者 の中心気圧と風速データが、揃っている期間である。なお、 気象庁のデータは、1976 年以前は中心気圧のみ、一方、 JTWC では 2000 年以前は風速のみとなっている。風速も、 気象庁では 10 分平均風速、JTWC では 1 分平均風速と 相違がある。

気象庁および JTWC の台風強度解析には、ともに Dvorak 法 (Dvorak, 1984) が用いられている。すなわち、 衛星による台風の眼の形状(Cl (Current Intensity) 数で示 す)から、中心気圧と風速を推定している。気象庁および JTWC では、Cl 数から中心気圧および風速への変換表は 異なっている(表 1)。Cl 数が 5.0 以上の場合、中心気圧は JTWC の方が気象庁より低く、風速も平均時間が異なるこ ともあり JTWC の方が強い。しかし、Cl 数が 3.5 以下の場 合には、気象庁の方が中心気圧が低く、風速も平均時間が 長いにもかかわらず気象庁の方が強くなっている。

3. 結果

図 1 に気象庁および JTWC による台風発生数および沖 縄への接近数の経年変化を示す。気象庁および JTWC と もに、風速が 34kt 以上の TS (Tropical Storm) となった数 を、沖縄への接近とは各官署(那覇、名護、久米島、宮古 島、石垣島、西表島、与那国島、南大東島の 8 つ)のいず れかから 300km 以内を台風が通過することと定義している。

表 1 気象庁および JTWC の CI 数から中心気圧および風 速への変換表

	気象	象庁	JTWC			
	Koba et al., (1991)		Dvorak (1984)			
CI 数	中心気圧	10 分風速	中心気圧	1 分風速		
	(hPa)	(kt)	(hPa)	(kt)		
1.0	1005	22		25		
1.5	1002	29		25		
2.0	998	36	1000	30		
2.5	993	43	997	35		
3.0	987	50	991	45		
3.5	981	57	984	55		
4.0	973	64	976	65		
4.5	965	71	966	77		
5.0	956	78	954	90		
5.5	947	85	941	102		
6.0	937	93	927	115		
6.5	926	100	914	127		
7.0	914	107	898	140		
7.5	901	115	879	155		
8.0	888	122	858	170		



●:気象庁、▲:JTWC、点線:台風発生数、実線:沖縄接近数

2001 年から 2017 年に気象庁および JTWC の解析による 台風発生数は、410 個および 407 個で、年平均すると24.1 個および 23.9 個である。また、沖縄への接近台風は、全期 間では 131 個および 128 個で、年平均すると7.7 個および 7.5 個である。

図1から、2001年から2017年の間に台風の発生数および沖縄への接近数の経年変化に傾向はみられない。ただ



図2 気象庁および JTWC による最大風速別(単位:kt)の台風 解析頻度(単位:個)

●:気象庁、▲:JTWC、点線:全台風、実線:沖縄接近台風

し、2000 年代は JTWC の台風発生数が多かったのに対し、 2010 年代は気象庁の台風発生数が多くなっている。

図2に、気象庁および JTWC による最大風速別の台風 解析頻度分布を示す。解析される風速の平均時間が異な り、1 分平均を使う JTWC の方が風速の強い台風が多くな っているのは当然といえる。そこで、Mei & Xie (2016) に倣 い、気象庁の10分平均風速を表1を使って1分平均風 速に変換した。その結果を用いて、補正した最大風速別の 台風解析頻度を示したのが、図3 である。全台風に対して も、沖縄に接近した台風においても、補正をした気象庁の 解析でも、最大風速 115-145kt の頻度が不足している。最 も大きな差異は、最大風速が 34kt 未満となり、 台風と認め られなくなるものが 75 個と補正前の約 2 割にのぼることで ある。一方、沖縄に接近する台風は、勢力の弱いものの割 合がもともと大きくないことから、補正をしても台風から降格 する数は少ない。図4には、補正した台風数の経年変化を 示す。台風の発生数は、補正前と比べると年4-5個程度減 っているが、明瞭な変化傾向があるわけではない。沖縄へ の接近台風は前述のように変化はみられない。

4. 考察

2001 年から 2017 年の間に台風の発生数および沖縄への接近数の経年変化に傾向はみられない。ただし、2000年代はJTWC の台風発生数が多かったのに対し、2010年代は気象庁の台風発生数が多くなっている。表 1 にみえるように、TS(風速 34kt 以上)となるために必要な CI 数は気象庁の方が低く(気象庁 2.0、JTWC 2.5)、2010年代の傾向は理解できるが、2000年代にJWTC の方が台風発生が多い理由は不明である。

気象庁の 10 分平均風速値を 1 分平均に変換して、



図 3 気象庁(1 分平均に変換)および JTWC による最大風速 別(単位:kt)の台風解析頻度(単位:個)

●:気象庁、▲:JTWC、点線:全台風、実線:沖縄接近台風



図 4 気象庁(補正)および JTWC による台風発生数および沖 縄への接近数の経年変化(単位:個) ●:気象庁、▲:JTWC、点線:全台風、実線:沖縄接近台風

JTWC との最大風速別の頻度の比較を行ったところ、約2 割の勢力の弱いものが台風と認められなくなってしまった。 強い勢力の台風が増えているとの報告はあるが(Mei & Xie, 2016)、そもそも台風の強度の検証は、直接観測が乏しく 難しい(坪木, 2018)。しかし、台風の強度の増大だけでなく 発生数についても考慮する必要があるだろう。

参考文献

Dvorak, 1984, NOAA Tech. Rep. 11. 気象庁, 2018, 気候変動監視レポート 2017, 87pp. Koba et al., 1991, Geophys. Mag., 44(1), 15-25. Mei & Xie, 2016, Nature Geosci., 9, 753-757. 坪木, 2018, 天気, 65(6), 73-75. Yoshida et al., 2017, GRL, 44(19), 9910-9917.

航空機観測データを用いた台風強度推定手法の検証

知花聖香, 伊藤耕介(琉球大学理学部)

1. はじめに

台風の中心気圧・最大風速の算出は防災 の面からみても重要である。気象庁では、 中心気圧を算出するにあたり、海上の台風 に対して衛星画像を用いるドボラック法に 加えて、台風が陸上に近い場合には陸上の いくつかの観測値を用いた「高橋の式」 (高橋、1939)からも中心気圧を出してい る。しかし、通常、台風中心付近のデータ は手に入らないため、高橋の式の妥当性を 十分に検討することは難しい。今回は航空 機観測により 2017 年台風 21 号と、2018 年台風24号の気圧や風速などのデータが 得られたため、それらを用いて高橋の式の 検証を行う(表 1)。また、近年に入り衛星 画像の雲の移動ベクトルから推定した風速 AMV(大気追跡風)が利用可能となった。 そこで、上空の風速場から台風の最大風速 を求める新たな手法の提案を行う。

2. 実験手法

航空機観測データに高橋の式を適用し、 台風中心から離れた地点の観測データから の推定について妥当性を検証する。まず、 航空機観測に基づく高度 300m 付近の気圧 から、静水圧平衡により高度 0m おける気 圧を求めた。気象庁発表の 3~6 時間ごと の中心位置を用いて中心からの距離 r を求 め、高橋の式に線形内挿して求めた。

表1. 使用したデータ数

高橋の式 $P(r) = 1015 - \frac{\Delta p}{(1+\frac{r}{r_0})}$

高橋の式の実際の運用を想定し、縦軸に ln(1015-P)、横軸に台風中心からの距離r をとったグラフを書く。台風の壁雲の内側 では気圧が変化しないと仮定し、y軸切片 ではなく、台風の眼の半径における値を、 最低気圧として推定する(図1)。台風の眼 の半径は輝度温度分布より目視で求めた。

また、新たな手法として AMV を用いた 最大風速の推定手法を提案する。この手法 では、AMV に基づいた絶対角運動量を計算 する。300hPa よりも上空の AMV より接線 風 v を計算し、その地点の緯度・経度を代 入して、コリオリパラメータ f、中心からの 距離 r を使い、絶対角運動量を求める。

$$\mathbf{M} = \rho \left(\frac{1}{2} f r^2 + r v \right)$$

$$=\rho_{max}(\frac{1}{2}fr_{max}^2 + r_{max}v_{max})$$

max は最大風速半径の値であることを表 す。一般に絶対角運動量は中心から離れる につれて大きくなる傾向にあるが、壁雲に 連なる外出流域では動径方向に一定になる と考えられるため、絶対角運動量の分布か らそのような領域を特定した(図 2)。

以上の推定結果は、台風の航空機観測デ ータおよび気象庁ベストトラックデータと 比較する。

2017年台風21号	2017年台風21号	2018年台風24号	2018年台風24号	2018年台風24号	2018年台風24号
(10月21日)	(10月22日)	(9月25日)	(9月26日)	(9月27日)	(9月28日)
20(21)	4(5)	9(17)	16(22)	9(15)	6(6)



図1. 高橋の式による中心気圧の推定

3. 結果

航空機観測データと、台風の中心から 100-400km のデータを使って高橋の式で 推定した中心気圧を比較すると、10-60hPa 程度大きな値が出た(表 2,図 3)。 壁雲の内側でも気圧が下がるとした場合に は、若干誤差が減ったが、それでもまだ値 としては大きい。中心に近い 0-100km の データを使用し、かつ台風の眼の内側でも 気圧が変化するとした場合には、妥当な値 が得られた。



図3.2017年10月21日の中心気圧算出

AMV を用いて中心の最大風速を出した 場合、ばらつきはあるものの、平均的にみ ると航空機観測と同程度の大きさとなって おり、ベストトラックと比べると若干弱め となることが多かった(表 3, 図 4)。その原 因として、台風の中心由来の外出流の高度 よりも上空の雲の移動を見て算出した可能 性などが考えられる。



図2. AMV による最大風速推定



図4. 2018年9月25日の絶対角運動量

4. まとめと今後の課題

本研究では、航空機観測データを用いて 高橋の式の妥当性を検証した。その結果、 台風の中心から離れた領域の地上気圧だけ から台風強度推定を行う現在の運用方法で は大きな不確実性があることを示す結果と なった。特に今回は航空機観測によってそ れが強く支持される結果となった。

また絶対角運動量が準保存量であること を利用し、台風の最大風速を求める手法を 新たに提案した。本手法は、航空機観測の 入手できない場合でも使うことができると いう利点を持つが、現時点では、主観的に データを選択している、眼のサイズに大き く依存するなどの問題点があるため、今後 も改善が必要である。

	2017年台風21号	2018年台風24号	2018年台風24号	2018年台風24号
	(10月21日)	(9月25日)	(9月26日)	(9月27日)
①航空機観測データ	924	919	948	956
②気象庁ベストトラック	935	915	950	950
	(+11)	(-3)	(+2)	(-6)
③高橋の式	960	978	975	967
(100~400km)	(+36)	(+61)	(+27)	(+11)
④高橋の式	950	947	968	967
(0~400km)	(+26)	(+29)	(+20)	(+11)
⑤切片	921	909	946	955
(0~100km)	(-3)	(-9)	(-2)	(+1)
⑥切片	950	975	966 951	
(100~400km)	(+20)	(+56)	(+18) (-5)	
台風の眼の半径 (km)	51	41	86	76

表2. 航空機観測のデータ、気象庁ベストトラックの「高橋の式」との比較

・単位は hPa、()内は航空機観測データとの差

表3. 最大風速の比較

	2017年台風21号 10月21日	10月22日	2018年台風24号 9月25日	9月26日	9月27日	9月28日
 ①航空機観測 データ 	50	33	46	37	29	40
②気象庁 ベストトラック	45	50	55	45	45	45
3AMV	55	34	43	37	36	21

・単位は m/s、航空機観測データはその日に得られた風速の最大値

参考文献

高橋浩一郎(1939):台風域内に於ける気圧及風速の分 布,気象集誌,第17巻,417-421.

Kosuke Ito, Hiroyuki Yamada, Munehiko Yamaguchi, Tetsuo Nakazawa, Norio Nagahama, Kensaku Shimizu, Tadayasu Ohigashi, Taro Shinoda, Kazuhisa

Tsuboki(2018): Analysis and forecast using dropsonde data from the inner-core region of Tropical Cyclone Lan (2017) obtained during the first aircraft missions of T-PARCII, SOLA, 14, 105-110.

木場博之、萩原武士、小佐野慎悟、明石修平(1990):台 風の CI 数と中心気圧及び最大風速の関係、気象庁研究 時報, 42, 59-67

Powell, M. D., P. J. Vickery, and T. A. Reinhold, (2003):

Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical

cyclones, Nature, 422, 279-283.

気象庁 過去の台風資料

http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/index.htm

気象庁予報部 台風解析の技術

http://www.jma.go.jp/jma/kishou/minkan/koushu/taifu

_kaiseki_gijutsu.pdf

デジタル台風

http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/

2018年台風24号における Ocean Feedback の影響

久保昌也,伊藤耕介(琉球大学理学部)

1. はじめに

台風 24 号は 2018 年日本に接近した台風の 中でも強い勢力を持っており、沖縄でも大規 模な停電などの被害が発生した。この台風は 9月21日に発生し、9月30日に本州に上陸し たが、沖縄に接近する前の24日から26日に かけて台風の進行速度が非常に遅くなり、そ れとほぼ同じタイミングで台風強度の著しい 減衰が見られたほか、台風のサイズが大きく なったことも確認された。台風の進行速度が 遅いときに、台風が減衰する原因として考え られるものの一つに Ocean Feedback 現象が 挙げられる。Ocean Feedback とは台風が持つ 強風が海面を攪拌し、海面水温を低下させる ために、台風強度が弱まるという現象のこと である(Lin et al., 2008)。本研究では台風 24 号の減衰した原因が Ocean Feedback によ るものかどうかを数値シミュレーションによ って検証し、台風における Ocean Feedbackの 働きを調べるものである。

2. 数值実験設定

本研究は大気と海洋を結合させた設定 (結合モデル)と大気のみの設定(大気モデ ル)の2種類を用意し、シミュレーション を行う。大気の計算は気象庁のモデルであ る NHM (Saito, 2012)を用い、結合実験で は NHM に鉛直一次元海洋混合層モデルを結 合したシステム(Ito et al., 2015)を用い た。2種類のシミュレーションの結果を比 較し、両者の違いに注目する。計算領域は 2000km×2000km、水平格子点間隔は 2.5km、計算開始時刻は2018年9月22日 12UTCで、積分期間は 120 時間である。また、対流パラメタリゼーションスキームとして、Kain-Fritsch スキームを採用している。

3. 結果

図1は、結合モデルの9月22日、23日、 24日、25日のそれぞれ12UTCの海面水温デ ータと同時刻の海面気圧データを重ねたもの である。これを見ると、台風の通過した右側 後方で海面水温の減少が起きていることがわ かる。

図2は大気モデル、結合モデルで再現され た台風の中心気圧の時系列データである。二 つを比較すると大気モデルの方で中心気圧が 低く、台風は強い。一方、最盛期を迎えるの は結合モデルの方が早く、衰退期を迎えるの も結合モデルの方が早い。気象庁ベストトラ ックデータとも比較すると結合モデルの発 達・衰退の動きはベストトラックデータに整 合的であり、台風24号の強度がOcean feedback を考慮することにより、より適切 に再現されたことが分かる。最大風速のデー タに関しても、中心気圧と同じく大気モデル の方が最大風速は強く、発達期・衰退期を迎 えるのは結合データの方が早い。こちらも、 結合モデルの発達・衰退の動きは観測データ に整合的であった。また、結合モデル、観測 データともに中心気圧、最大風速の衰退期の 後に中心気圧または最大風速が維持される時 期がある。これは大気モデルのデータには見 られない。この期間、結合モデルでは、台風 中心から少し離れた領域での海面水温低下が



図1 結合モデルにおける海面気圧データおよび海面水温

著しく、中心付近で対流が立ちやすくなる効 果が働いていた可能性がある。

また、結合モデルでは、海面水温が著しく 低下したタイミングで台風の目のサイズが大 きくなっていたのに対し、大気モデルではこ のような特徴がみられなかった(図は省略)。 このような目の巨大化は衛星画像でも確認す ることができる。本研究は、大気と海洋の相 互作用が台風の構造にも大きな影響を与える 可能性を示唆するものである。

4. まとめと今後の課題

本研究では、2018 年台風 24 号が非常に ゆっくり移動した9月24日から26日にか けての高解像度シミュレーションを行い、 大気と海洋の相互作用を考慮することによ り台風強度がより現実的に再現されるよう になること、そして、台風の構造にも影響を 及ぼし得ることを明らかにした。本事例に おいては、台風の航空機観測も得られてい るため、今後は観測データとの比較・検討を 進めることで、さらにその妥当性を調べる こともできるものと考えられる。

参考文献

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. Forecasting, 30, 793-808, doi:10.1175/WAF-D-14-00034.1.

Lin et al., 2008: Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category 5 typhoons. Part I: Ocean features and the category 5 typhoons' intensification. Mon. Wea. Rev., 136, 3288-3306, doi:10.1175/2008MWR2277.1.



Saito, K., 2012: The JMA Nonhydrostatic model and its applications to operation and research. Atmospheric Model Applications, I. Yucel, Ed., InTech, 85-110, doi:10.5772/35368.

2018年台風第24号の内部コア領域における微細構造の解析

山城 来奈1 山田 広幸1 岩井宏徳2

(1琉球大学理学部 2沖縄電磁波技術センター)

1. はじめに

通常台風が上陸すると地形の摩擦収束により構 造が変質してしまうが、沖縄の島嶼は地形が台風に 及ぼす影響が小さく、台風が本来持つ構造を観測す るのに適していると考えられる。台風の中心付近

(内部コア)では壁雲における連続的な暴風だけで なく、一時的な突風が発生することが知られている が、そのメカニズムについて十分に理解されていな い。2018年台風第24号(TRAMI)は、9月25日 から28日まで航空機による観測が行われた。翌日 29日には沖縄本島と久米島の間を通過したため(図 1)、レーダーにより台風の内部コア領域を観測するこ とができた。本研究は突風の発生メカニズムの解明 を目的とし、地上気象とレーダーのデータを用いて 内部コアの微細構造を解析した。

2. 使用データと解析方法

本研究では、ひまわり8号の赤外画像、可視画 像、気象庁台風ベストトラック、アメダス地上デー タ、沖縄電磁波技術センターの地上気象データ(恩 納村)、沖縄偏波レーダー(COBRA)、フェーズドア レイ気象レーダー(PAWR)を使用した。地上風の 時系列データから、突風が起きた時刻を検出し、 COBRAとPAWRを使用してレーダーエコーの立体 構造の解析を行うとともに、地上データより相当温 位、絶対角運動量、角速度、接線風速、動径風速を 計算し、その変化を調べた。また、可視画像を用い て台風の眼の中にみられる小規模な渦(メソ渦)に

ついて回転速度(角速度)を計算し、突風との関係

を解析した。

3. 結果

那覇の地上風の変化を見ると(図2)、全体とし て台風の眼の中で風速が弱く、台風の壁雲内で風速 が強いという台風の一般的な特徴がみられるが、壁 雲の縁にあたる1710JSTに、相当温位の急激な低下 と約40m/sの突風が観測された。この相当温位の一 時的な低下は久米島から恩納村にかけて反時計回り に発生していた。相当温位が下がった時刻に COBRAで観測された、高度2.0kmにおける降水分 布によると(図1)、壁雲は3つの節を持つ多角形構 造を持ち、3地点とも節と節の間の辺が通過する時に 突風が吹いており、辺の部分の弱いエコーが徐々に 台風の中心へ入り込んでいく様子が見えた。久米島 で相当温位が下がった時刻から那覇で相当温位が下 がった時刻まで、台風の中心から久米島、那覇まで 10分毎に鉛直断面を作成し、レーダーエコーの構造 変化を調べると(図3)、久米島上空の背の低い2km 程度の対流エコーが台風の中心に向かって薄く広が ってゆく様子がみられ、台風の中心へ空気塊が流入 する時に突風が吹くことが分かった。各物理量の変 化(図4)によると、絶対角運動量(M)が上昇する時 刻に台風の中心に向かう動径風速(Vrの負の値)が 増加し、同じ時刻に相当温位(θe)も減少してい た。これは壁雲の外側にある空気が眼の中に流入す ることを示唆する。

可視画像においても台風の眼の形は3つの節を 持つ多角形構造がみられ(図5)、レーダーで見えた 節より約20°~50°風下側に小さな渦のメソ渦が見 られた。衛星画像で見えたメソ渦が台風の眼の周り を一周する時間は4.25時間で、地上風から計算した 角速度と(図6)は、地表摩擦による減速を考慮する と概ね整合的といえる。角速度が眼の中で増加する ことは、外側から大きい角速度をもった空気塊の流 入を表わしている。可視画像で見えたメソ渦が一周 した0730UTCにおける久米島との位置関係は、台 風の中心から約120°の場所であり、波数3の位置 関係を示す角度であったが、久米島はレーダー画像 で見える節の位置から約50°風下側に位置してお り、相当温位の下がった時刻と一致することから節 と節の間で突風が吹いていることを示唆する。

4. まとめ

可視画像で見えた台風の眼の形は3つの節を持 つ多角形構造になっていた。メソ渦はレーダー画像 で見えた節より約20°風下側で存在しており、節と 節の間の辺が通過する時に突風を伴うことが分かっ た。衛星画像から見積もったメソ渦の角速度と地上 風から算出した角速度の値が整合的だったため角速 度の増加はメソ渦が移動している様子を数値的に示 している。久米島の相当温位が下がった時刻のメソ 渦との位置関係からも、節と節の間を通過する際に 突風が吹くことが分かった。以上のことから、今回 沖縄を通過した台風第24号ではメソ渦の通過による 突風とメソ渦の形成に関連する角運動量の供給があ ったと考えられる。



図6 久米島における角速度の時系列データ

台風に先行する大雨イベントの日本列島とその周辺における統計的特徴と環境場

荒関晋 山田広幸(琉球大学理学部)

1. はじめに

北米大陸では台風に先行する大雨(Predecessor Rain Event,以下 PRE)による水災害の発生が知 られている。これは熱帯低気圧の中心から 1000km 程度離れて発生する大雨イベントである。 北米大陸で発生する PRE の多くは対流圏上層の ジェット気流が加速する領域の赤道側で発生す ることが知られている(Galarneau and Bosart 2010)。日本では PRE という言葉自体なじみがな いが、「台風が前線を刺激する」という言われ方が あり、PRE との類似性が指摘されている(北畠、 2012)。しかしながら、PRE の統計的特徴は明ら かにされていない。本研究では、日本周辺での過 去の PRE を抽出し、気象庁 55 年長期客観再解析 データ(JRA-55)を用いて総観スケールの環境場 の特徴を調べる。

2. 使用データと PRE の抽出方法と解析方法

本研究では、気象庁全国合成レーダーGPV、気 象庁ベストトラック、気象庁 55 年長期客観再解 析データ(JRA-55)を使用した。東経 120~150 度、 北緯 20~45 度の領域に入った台風のうち、降水領 域が台風中心から 500km 以上 1500km 以内でレ ーダーの観測範囲内にあり、24 時間積算降水量が 100mm 以上あり、台風から降水領域に可降水量 が 50mm 以上を伴う流入があるものを PRE とし て定義した。調査期間は 2014 年から 2018 年の 5 月から 11 月である。また、台風が先に述べた領 域にある期間中の可降水量、200hPa における風 ベクトル、925hPa における Q ベクトルを調査し た。Q ベクトルとは前線強化に着目したベクトル で、その収束は暖気移流に伴う上昇流があること を意味する。さらに、地形効果が推定される PRE に関しては追加で地上風ベクトルを求め、斜面との関連を調べた。

3. 結果

解析領域に入った台風は 5 年間で 61 個あり、 そのうち PRE を伴ったものは 30 個あった。発生 時期(図 1)は 6 月から 10 月に集中し、5 月と 11 月は見られなかった。可降水量は 55-65mm の範 囲が多かった(図 2)。多くの PRE は高層の風が加 速するやや赤道側にあった。中には高層の風に関 連性のないものもあり、地形効果が考えられる。 925hPa における Q ベクトルは全事例で収束が見 られた。PRE の半分は台風の勢力が弱まるときに 発生していた。24 時間積算降水量と湿潤空気の流 入、ジェット気流の加速、Q ベクトルの収束があ るという点で最も典型的な PRE である 2014 年 台風第 11 号に伴う PRE(2014.08.08~09)(図 3, 5) と、PRE が発生しなかった 2015 年台風第 12 号 の非 PRE(2015.09)(図 4, 6)について記述する。

図3にみられる四国地方や中国地方のPREは、 図5aにおいて50mm以上の可降水量を伴う水蒸 気の流入に伴う。図5bは200hPaにおける風ベ クトルを表す。風速の極大域が日本海まで南下し、 降水は風速が加速するやや南側で発生し、風速の 極大の南縁に沿って拡大している。ジェット気流 の南下とともに降水領域も南下した。九州地方に Qベクトルの収束域があり、北東方向に拡大した。 降水域はQベクトルの収束域に一致した(図5c)。

2015 年台風第 12 号の非 PRE では、北日本に 降水域が見られるが、台風からの高い可降水量を 伴った水蒸気の流入は見られない(図 6a)。台風と 降水域の間は上空の高気圧の張り出しに対応す る(図 6b)。北日本に高い可降水量領域があるが、 台風に伴うものではなく、一般的な前線によるものである。Qベクトルは北日本で収束している(図 6c)。

まとめ

日本周辺を通過する台風の約半分が PRE を伴 っていたことが分かった。その多くは高層の風が 加速する場所のやや南側で発生し、風の極大の南 縁に沿うことが分かった。これは先行研究で明ら かにされた特徴と一致する。PRE の降水領域は高 層の風の分布に強く依存することがわかった。ま た、PRE の形成・発達には高い可降水量を伴う湿 潤空気の流入と Q ベクトルの強い収束が必要で ある。下層の風が強い東風から南風にあるとき、 九州地方南東部や近畿地方南東部で局所的な大 雨になったのは、地形効果による影響だと考えら れる。また、PRE には該当しないが、高い可降水 量と Q ベクトルの収束があれば台風とは独立し て大雨になることも分かった。

参考文献

・小倉義光著『総観気象学入門』,東京大学出版
 会,2000.08, pp129-134

• Thomas J. Galarneau Jr and Lance F. Bosart : Predecessor Rain Events ahead of Tropical Cyclones(2010)



・日本気象学会『天気』,北畠尚子, 2012年3号, pp171-172









図3 24時間積算降水量(2014年8月8日)





図 5 2014 年台風 11 号に伴う PRE 発生時の(a)可降水 量と水蒸気フラックス、(b)200hPa の風ベクトル、 (c)925hPaのQベクトルとその収束

1 15 40 30 (Pam''s')

| 000

図 6 図 5 と同じ。ただし、2015 年台風 12 号 接近時における分布。

平成 30 年 7 月豪雨に先行する沖縄地方での大雨の解析

伊藤典子 山田広幸(琉球大学理学部)

1. はじめに

2018 年 7 月上旬、西日本を中心に全国的に広い範 囲で集中豪雨が発生し、平成 30 年 7 月豪雨と命名さ れた。その豪雨の直前に、沖縄地方では湿った空気の 影響により 3 日から 5 日にかけて、多良間島および宮 古島において、記録的な大雨が観測された(仲筋:129 mm/h、城辺:111 mm/h)。これは気象庁が 1961 年に 記録を開始して以来最も多い、1 時間降水量であった。 本研究は、この期間に大雨をもたらした降水システム の発達に関わる要因を明らかにすることを目的とし、 環境場の特徴について解析を行った。

2. 使用データと解析手法

本研究では、気象庁レーダーGPV、ひまわり8号の 赤外画像、気象庁長期客観解析データ(JRA-55)を使 用した。JRA-55 は、全球について最新の予報モデル およびデータ同化システムにより、利用可能な観測デ ータを取り入れた再解析データであり、主に今回の事 例における環境場の解析に用いた。また、気象庁レー ダーGPVの観測データやひまわり8号の赤外画像は、 降水システムの動きや環境場との関連性を調べるこ とに用いた。

3. 解析結果

図1で示すように、今回の事例では二つの降水域が 確認できた(R1、R2とおく)。この二つの降水域のう ち、R2は3日間ほぼ停滞していたが、一方でR1に関 しては3日09UTC頃から南下する動きが見られた。

図 2 は 3 日 18UTC の下層(950hPa) と 上層 (250hPa) での水平風成分と相対渦度の水平分布で ある。下層における南西風は、台湾の地形を迂回する 分布を形成し、その風下において、正の渦度を伴う上 昇流域で対流システムが発生しており、台湾の地形に よる下層収束が、降水域の停滞に関係したと考えられ る。上層(250hPa)図上の黒い実線は正の渦度をもつ トラフの位置を表し、点線はその後6時間毎のトラフ の移動を示しており、北西から南東へと進行したこと がわかる。R1の南下がこれに対応する。

図3は、図2の直線の中心における領域で平均した 値の時間変化を表す。上層のトラフが通過する7月4 日に、上昇流が強まったことが確認できる。また図4 は、図2の直線上における渦位の正の偏差を表す鉛直 断面図である。トラフの位置に正の偏差をもつ渦位が 存在しており、この渦位は進行方向前方に上昇流、後 方に下降流を誘発する(小倉義光,総観気象学入門) と考えられる。水平風の時間変化(図 3c)をみると、 降水の強かった時間帯に南西風が地表から高度 5km までの厚さを持ちながら卓越していることが確認で きる。

図5は、図2の直線上における可降水量と水蒸気フ ラックスの時間-距離断面を示す。R1、R2の停滞が みられた3日から5日(枠で示す期間)において、 55mm以上の高い可降水量を伴う南西風の流入がみ られる。これは太平洋側の高圧部と大陸側の低圧部の 境界により、流れが強まったためと考えられる。この 湿潤な南西風の領域が、南東から北西にゆるやかに (約250km/日)進行していたことが特筆される。

4. まとめと考察

今回の事例での環境場の特徴として、①南西からの 暖湿な流入の持続、②下層での台湾地形による収束、 ③上層のトラフの接近に伴う上昇流の誘発、④南西暖 湿流の領域のゆるやかな北西進、が挙げられる。暖湿 な気流と下層における収束により、先立って存在して いた対流システムに、上層のトラフが接近し、さらに 上昇流が強まったと考えられる。また降水域 R1 の南 下する動きは、上層のトラフの接近に対応していた。 これらの環境場の特徴は、大雨をもたらす対流システ ムの発達に関わる要因のひとつであると考えられる。

南東からの北西への可降水量の移動は、2015年7月 や2016年9月にもみられ、どちらも沖縄地方で顕著 な降水が確認されている(江幡2016;加藤2016)。図 3より、本州での豪雨時(7月6日前後)に、南西風 の強まり(下層ジェット)が対応していることから、 豪雨をもたらす要因のひとつであると考えられる。

今後の課題として、豪雨に関係している下層ジェットについて詳細な調査を行う必要がある。また、さらなる解析を行った上で、数値シミュレーションによる検証を行う必要がある。



直 P 速度・水平風の南西-北東向きの成分(実線が南 西風)を表す。太破線は台風、二重線はトラフの通 過を示す。

2016年1月17日に先島諸島で発生した線状降水帯の発生要因の解析

田中 孝*(那覇航空測候所・琉球大学)・山田 広幸(琉球大学)

1. はじめに

線状降水帯は災害に結びつく大雨をもたらすこ とが知られているが、その発生予測は未だ難しい 状況にある。その原因として、積乱雲を発生させ る外部強制力の表現が数値モデル内で不十分であ ることや、計算領域の大きさの問題などが考えら れる。本研究では、2016年1月17日に先島諸島 で発生した線状降水帯の発生要因を、数値シミュ レーションを用いて明らかにすることを目的とし、 特に積乱雲を発生させる外部強制力が何であった のかに着目して解析を行った。本事例は、気象庁 の現業数値モデル(以下、MSM)で十分に予想がで きなかった事例である。

2. 使用データと解析方法

本研究では、降水の推移を確認するために気象 庁全国合成レーダーGPV を利用した。また、名古 屋大学で開発された雲解像度モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulator)を用いて数値シミュレ ーションを実施した。図1に示すとおり、シミュ レーションの計算領域は MSM より十分広く設定 した。水平解像度は5km、初期値・境界値は1月 17日 0300JST 初期値の気象庁全球数値モデルの解 析値から作成し、18 時間の積分を行った(CTL 実 験)。

3. 解析結果

図2には1230JSTにおけるレーダー画像を示し ており、寒冷前線の南側で東西に走向を持つ発達 した線状降水帯が発生していることがわかる。ま た台湾東岸で先行して発生するメソ擾乱が前線へ 接近するタイミングで線状降水帯へ発展していた ことがわかった。図3にCTL実験における1400JST の降水分布を示す。図2に示した線状降水帯と類 似した東西に走向を持つ線状降水帯が再現されて いる。CTL実験では位置ずれや時間ずれはあるも のの、先行して発生するメソ擾乱とその後の線状 降水帯への発展を定性的に再現できた。

CTL 実験においてメソ擾乱が発生した 0930JST

の水平発散量、自由対流高度(LFC)および相当温位、 降水分布を図4にそれぞれ示す。メソ擾乱は台湾 を迂回する気流が作る地形性収束域で形成されて おり、そこでは相当温位342Kの暖湿気が流入し、 LFCは500m以下で積乱雲が発生しやすい環境場 であった。メソ擾乱の形成に台湾地形が影響して いることがわかったが、降水が局所的であること から地形以外の影響も示唆される。図5にCTL実 験における気圧偏差と降水強度のホフメラー図を 示す(描画範囲は図4の黒枠参照)。東進する気圧の 山(赤色)がメソ擾乱の発生に影響しており、これは 台湾上空を東へ伝播する内部重力波であることが わかった。したがって、メソ擾乱の形成には地形 性収束域と内部重力波の両方が関係していること がわかった。

CTL 実験の 1400JST における線状降水帯に対し て、北東-南西方向(図 3 黒実線)に断面をとった風 速と気温の鉛直断面図を図 6 に示す。下層 500m 以下に温度傾度の強い領域(温度傾度帯)があり、そ の前後で風速差が大きいため下層収束による上昇 流が生じている。この温度傾度帯によって線状降 水帯は発生していた。また温度傾度の強化はメソ 擾乱が持つ冷気プールと環境場の高い気温との間 で生じていた。続いて西北西-東南東方向(図 3 赤実 線)に断面をとった水物質混合比と上昇流の鉛直 断面図を図 7 に示す。強度の差はあるが上昇流の コアが 3 つ見られることから、線状降水帯は複数 の対流活動から構成されていることがわかる。

4. まとめと結論

本研究では、台湾地形・内部重力波・積乱雲が 作る冷気プールが外部強制力として働き、線状降 水帯の発生要因となっていることがわかった。こ の結果は、先島諸島の周辺で発生する線状降水帯 の予測には、台湾周辺の地形性下層収束と内部重 力波の伝播の両方を解像する数値シミュレーショ ンが必要であることを意味する。







図 1. CReSS による数値シミュレーションの計算 領域。赤枠は MSM の計算領域を示す。

図 2.1230JST におけるレーダー降水強度。茶色点線 で前線の位置を示す。

図 3. CTL 実験における 1400JST の降水と気温の分布。 黒太実線は図 6、赤実線は図 7 の断面の走向を示す。



図 4. CTL 実験における 0930JST の高度 74m の水平発散量(左図)、LFC(カラー)と相当温位(等値線、2度毎)(中図)、降水分布(右図)。左図の黒枠は図 5 の表示範囲を示す。LFC は高度 74m の空気塊を持ち上げて算出した。





図 6. CTL 実験における 1400JST の風速(カラー)と気温(等値線、0.3 度毎) の鉛直断面図。断面の走向は図 3 黒実線で示す。



図 5. CTL 実験における気圧偏差(カラー)と降水強度(等値線)のホフメ ラー図。気圧偏差は東西平均からの偏差で、東西平均した範囲は図 4 の黒枠で示す。

図 7. CTL 実験における水物質混合比(カラー)と鉛直流(等値線)の鉛直断 面図。等値線は実線(点線)が上昇(下降)流を示し、間隔は 0.25m/s 毎。→ 平仲裕一、宮里智裕、渡真利明、松澤一雅、阿波連正(沖縄気象台)

1. はじめに

2018年6月16日、梅雨前線と台風第6号の 影響で、本島北部や粟国島では記録的な大雨とな り、沖縄気象台では沖縄本島地方に大雨や洪水等 の警報及び土砂災害警戒情報を発表した。さら に、伊江村ではJEF3(風速約70m/s)の竜巻が 観測された。本調査では、大雨と竜巻が発生した 要因を明らかにするため、JMA-NHM による数 値予報実験を行った。

2. 気象概況

2018年6月16日03時の地上天気図(第1図 左)では、沖縄本島の北に梅雨前線が停滞し、先 島諸島の北の海上にある台風第6号が、沖縄本 島地方を指向していた。同時刻のメソ解析による と、300hPaでは沖縄本島地方はジェット気流入 口の南側で、トラフの前面の上層発散場となって いた(図略)。500hPaでは台風の低気圧性循環 および暖気核は不明瞭で、トラフ後面の乾燥空気 が東シナ海を南下していた(第1図右)。また、 台風の南西側からも中層の乾燥域が回りこみ、く さび状に流入していた。500m 高度では、360K の高相当温位が流入し大気の状態は不安定となっ ており、水蒸気フラックス量は台風の東側で 500g/m² s 以上と大きく、大雨のポテンシャルは 高くなっていた (図略)。



第1図 左:2018年6月16日3時 地上天気図 右: 2018年6月16日3時 メソ解析 500hPa 湿度と流線 一連の降水でピークは2回あった。1回目のピ ークは明け方04時頃で、前線が沖縄本島の北に 停滞する中、沖縄本島付近に弱い降水が広がり、 那覇や名護で約1℃の気温低下が観測された。そ の後、04時30分から06時にかけて、台風周辺 のレインバンドが沖縄本島に接近したタイミング

で雨が強まり、解析雨量で約50mm/hの非常に 激しい雨が解析された(第2図)。

07時頃にいったん降水強度は弱まり衛星赤外 画像の輝度温度は上昇したが、再び08時から09 時にかけて久米島付近で積乱雲域が急発達し、解 析雨量では粟国島から本島北部にかけて、80~ 100mm/h の猛烈な雨が解析された。

また、竜巻発生時刻とされる 09 時 30 分頃の 降水強度分布(第2図右)をみると、伊江島の直上 にフックエコー及び南下するガストフロントが発 生し、ガストフロントの通過に伴う気温低下が観 測された。09時30分のドップラー速度では、伊 江島上空のメソサイクロンと、Rear-Flank Gust Front および Forward-Flank Gust Front に対応 する高度1km付近のシアーライン(第3図左)が 観測され、スーパーセルの特徴を示していた。な お、ここでは水平スケールが数kmで鉛直渦度が 0.01/s 以上のメソサイクロンが存在する場合にス ーパーセルの発生があるものと判断する。



右: 2018年6月16日9時35分沖縄レーダー降水強度 FFGF RFGF

第2図 左: 2018年6月16日5時00分沖縄レーダー降水強度





第3図 左:2018年6月16日09時30分 沖縄レ ドップラー速度 右:スーパーセルの概略平面図 (Lemon and Doswell, 1979)

3.気象庁現業ルーチンモデルの予測 気象庁現業 MSM および LFM は、明け方の大 雨については実況に比べ、東進が遅れる傾向にあったものの、降水の強まりは予測していた(図略)。2回目の大雨については、気象庁現業 MSM および LFM は強い下層収束と大雨は予測 していたものの、メソサイクロンのスケール(数 km~10km)の現象は現業モデルの解像度では ほとんど表現できないため、MSM ではメソサイ クロン発生の予測は無く、LFM では初期時刻 15 日 18UTC のみメソサイクロン発生を予測した が、鉛直渦度は 0.01/s 未満でスーパーセルの発 生は予測していなかった(図略)。

4.JMA-NHM 実験

5km-NHM では、明け方の大雨とスーパーセ ルに伴う大雨について、それぞれ再現性が良かっ た直近の初期値(15日15UTC、21UTC)を用い た。明け方の雨についてはFT3、スーパーセル についてはFT1を初期値として1km-NHMのネ スティングを行った。積雲対流パラメタリゼーシ ョンは5km-NHMではK-Fスキームを用い、 1km-NHMでは雲物理過程のみとした。スーパ ーセルについての1km-NHM実験では、沖縄本 島の地形に沿って積乱雲が過発達し再現性が悪か ったために、全ての格子を海として計算した。

5.1km-NHM の実験結果と考察

(1) 明け方の大雨(04時~06時)

レインバンドの東進は実況より遅れ、沖縄本島 の西海上で降水が強まった。降水の位置ずれはあ るものの、弱い降水の発生後にレインバンドの降 水が強化され、実況は概ね再現された。第4図 右に示すとおり、沖縄本島の西海上の降水域は 04時から05時にかけて台風の接近に伴う風速お よび水蒸気フラックス量の増大に伴い強化されて いた。このとき、弱い降水に伴って冷気塊が形成 され、南から流入した暖湿気が冷気塊に乗り上げ ることで発生した上昇流が、積乱雲発達のトリガ ーとなっていた(第5図左)。



また、前線の北側にはトラフ後面の乾燥空気が 流入・下降し、その南側で上昇流が発生していた (第5図右)。この下降流の要因を調べるため、 下降流中にトレーサーを置いて、時間を遡る方向 で後方流跡線解析を行ったところ(第6図)、南 からの降水粒子を伴う空気とトラフ後面の乾燥空 気が合流して下降していることがわかった。この とき、500hPaの下降流域(図略)では気温低下 が見られ、降水粒子の蒸発に伴う前線北側の冷却 が、前線の水平温度傾度を増強し、対流の強化に 寄与したと考えられる。

一方、台風南側を回り込む中層の乾燥域は、降水が強まった05時頃に降水域に達していないため、降水強化には寄与せず、逆に06時以降、乾燥域の先端で対流を抑制していた(図略)。

以上のことから、①台風の接近に伴う水蒸気フ ラックス量の増大 ②先行降雨による冷気塊の形 成 ③トラフ後面の乾燥空気による前線の強化 が明け方の大雨の要因だと考えられる。





第6図 06時30分~04時00分の後方流跡線解析 平面図は06時00分(FT3)700hPa相対湿度 (2) スーパーセルに伴う大雨と竜巻(09時 頃)

スーパーセルの発生した環境場は、CAPE が 2000 以上、500m 高度の dLFC(自由対流高度 までの距離)は 100m 未満で、大気の状態は非 常に不安定で、500m 高度の水蒸気フラックス量 は 600 g/m²s を超えていた。さらに、収束の南 側では鉛直シアーが大きく、SReH は 500m²/s² を超え、スーパーセルが発生しやすい環境だっ た。また、久米島付近で発生した積乱雲は、先行 降雨による冷気塊の南側で発生・発達していたこ とがわかった(第7図右)。



第7図 左:降水強度07時30分(FT0:30) 右:温位鉛直断面図 07時30分(FT0:30) メソサイクロンの中心付近で下層の鉛直渦度は 0.01/sを超え、スーパーセルの発生する過程が再 現された。このとき、台風の東側で発達した積乱 雲域に対して、西からトラフ後面の乾燥空気が流 入したタイミング(第8図右および第9図) で、地上付近の循環が明瞭になり、その後ガスト フロントが発生した(第8図左)。

スーパーセルの発生は、実況に比べ1時間以 上早かったが、これは移動方向が実況で北東進だ ったのに対して、1km-NHM は北上したため、 西からの乾燥空気の流入が早まったからだと考え られる。



第8図 左:降水強度08時10分(FT1:10) 右:400hPaの相対湿度07時50分(FT0:50)



実況では 09 時頃にスーパーセルが発生して約 3 時間勢力を維持したのに対し、1km-NHM で は 08 時頃発生し、寿命は約1時間と短かった。

1km-NHM ではスーパーセルの北上に伴い、 下層収束とメソサイクロンが分離しスーパーセル は衰弱した。これは、1km-NHM ではスーパー セルの北上により、台風中心に近づき水蒸気供給 が少なくなったのに対して、実況ではスーパーセ ルが北東進して台風の東側で水蒸気の供給が続い たため、勢力を維持したからだと考えられる。メ ソサイクロンの北上の理由としては、沖縄本島の 地形を削除したことで地形による上昇流がなくな ることや下層の南風の強まりによって北に移動す ることが考えられる。

6. まとめ

JMA-NHM 実験により、大雨の要因は台風の 接近に伴う水蒸気フラックス量の増大、先行降雨 による冷気塊やトラフ後面の乾燥空気が影響して いたことがわかった。明け方の大雨からスーパー セルの発生については、1km-NHM で概ね再現 することができたが、スーパーセルの再現性は改 善の余地がある。竜巻の発生機構を解明するため には、再現性を高め、より高解像度のネスティン グを行うことや、実況把握のためドップラーレー ダーによる詳細な構造解析を行う必要がある。

参考文献

Lemon, L. R., and C. A. Doswell III, 1979: Severe Thunderstorm Evolution and Mesocyclone Structure as Related to Tornadogenesis.Mon. Wea. Rev., Vol 107, No.9, 1184–1197.