

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.75

Summary and Characteristics of Approaching and Landfalling

Tropical Cyclones in Japan in 2012 and 2013

BY

Naoko Kitabatake, Ryo Oyama, Udai Shimada, Tomoaki Sakuragi and

Masahiro Sawada

気象研究所技術報告

第 75 号

2012 年・2013 年に日本に接近・上陸した台風の概要と特性

北畠尚子, 小山亮, 嶋田宇大, 櫻木智明, 沢田雅洋



気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

November 2015

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Established in 1946

Director-General: Dr. Masashi Nagata
Senior Director for Research Affairs: Dr. Masafumi Kamachi
Senior Director for Research Coordination: Mr. Yoshiaki Takeuchi

Forecast Research Department	Director: Dr. Kazuo Saito
Climate Research Department	Director: Dr. Tomoaki Ose
Typhoon Research Department	Director: Mr. Isao Takano
Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department	Director: Dr. Izuru Takayabu
Meteorological Satellite and Observation System Research Department	Director: Dr. Satoru Tsunomura
Seismology and Tsunami Research Department	Director: Dr. Kenji Maeda
Volcanology Research Department	Director: Dr. Hitoshi Yamasato
Oceanography and Geochemistry Research Department	Director: Dr. Tsurane Kuragano

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Editor-in-chief: Tomoaki Ose

Editors:	Wataru Mashiko	Masayoshi Ishii	Masahiro Sawada
	Makoto Deushi	Toshiharu Izumi	Kazuhiro Kimura
	Akimichi Takagi	Hideyuki Nakano	

Managing Editors: Sadao Saito, Keiko Ono

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute (MRI) since 1978 as a medium for the publication of technical report including methods, data and results of research, or comprehensive report compiled from published papers. The works described in the *Technical Reports of the MRI* have been performed as part of the research programs of MRI.

©2015 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of reports in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from reports in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of reports in this journal require written permission from the MRI.

In exception of this requirement, personal uses for research, study or educational purposes do not require permission from the MRI, provided that the source is acknowledged.

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.75

Summary and Characteristics of Approaching and Landfalling

Tropical Cyclones in Japan in 2012 and 2013

BY

Naoko Kitabatake, Ryo Oyama, Udai Shimada, Tomoaki Sakuragi and
Masahiro Sawada

気象研究所技術報告

第 75 号

2012 年・2013 年に日本に接近・上陸した台風の概要と特性

北畠尚子, 小山亮, 嶋田宇大, 櫻木智明, 沢田雅洋

気 象 研 究 所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

序

気象研究所は、気象庁が実施する台風解析・予報業務の改善に資するため、「台風の進路予報・強度解析の精度向上に資する研究（平成 26 年度～平成 30 年度）」を所内横断的な体制で実施している。本技術報告はその中の「副課題 2：台風の強度推定と急発達・構造変化過程の解明及び予測可能性に関する研究」の成果である。

近年台風に関する観測技術は大きく発展し、予測技術も長足の進歩を遂げた。気象衛星ひまわりの毎時観測から 30 分観測への高頻度化（2005 年）、気象レーダーのドップラー化（2005 年～2013 年）、台風アンサンブル予報の開始（2008 年）と改良（2014 年）、5 日先までの台風進路予報開始（2009 年）などが実施された。また、研究面では世界気象機関(WMO)観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX, 2005 年～2014 年)の一環として進路予報が難しい台風等を対象とした国際共同観測実験(T-PARC)や、アンサンブル予報の効果的な利用方法の調査を目的とした北西太平洋熱帯低気圧アンサンブル予報プロジェクト（2009 年～2015 年）などが実施されている。

台風の予測精度向上を目指して急速な発達などの現象を詳しく調べるには、お馴染みの雲画像だけでなく、台風周辺の気温・風・水蒸気・降水の三次元構造、さらには台風を駆動する水蒸気の供給源である海洋の海面温度、海洋貯熱量を詳細に分析する必要がある。特に台風の発生を監視するには熱帯域の大規模な海面水温、大気・海洋循環、MJO やモンスーントラフの状況を把握することが重要である。一方、台風が日本に接近・上陸する際の大雨や温低化の程度を監視するには、構造の非対称化や寒気核化、環境場としての中緯度上層ジェット的位置や寒気の南下などの分析も重要である。

本技術報告では様々な観測データ、解析データを用い、2012 年および 2013 年に日本に接近・上陸した台風についてその構造と循環場の特徴を示す。この中には 2012 年 8 月から 9 月に沖縄本島を相次いで通過した 3 つの台風、2013 年 9 月に近畿地方に大きな被害を与えた台風第 18 号、伊豆大島に大規模な土砂災害をもたらした台風第 26 号など、社会的に大きな影響を与えた事例が含まれる。技術報告で台風の話を取り上げるのは 2006 年に発行された第 49 号「平成 16(2004)年日本上陸台風の概要」以来である。当時においても多様な衛星データを用いるとともに、全球的視点を含めた分析がなされていたが、その後、マイクロ波探査計・放射計による台風強度推定技術や温低化を判断するための指標の開発が進んだ。またドップラー化した現業気象レーダーで観測された風速場が新たに台風の解析に使えるようになった。

本技術報告は気象庁で台風監視・予報業務やモデル開発に携わっている方々の参考資料として、また関係機関等で実施されている台風に関する研究にも役立つものとする。多くの方々にご利用いただき、台風研究が一層進展することを期待している。

平成 27 年 3 月

気象研究所台風研究部長 竹内義明

Abstract

Tropical cyclones (TCs) have caused severe disasters in Japan for many years. Although great advances have been made in TC forecast skills and disaster preparedness management, the heavy rain, strong winds, and storm surges that typically accompany TCs still have great impacts in Japan. On average, 11.4 TCs approach Japan each year and 2.7 make landfall, according to 30-year statistics kept by the Japan Meteorological Agency. In 2012, 17 TCs approached Japan, two made landfall on the main islands. Particularly, three intense TCs struck Okinawa Island in August and September 2012. In 2013, 14 TCs approached Japan and two made landfall. In September 2013, heavy rainfall brought by Typhoon (TY) Man-Yi (1318) caused severe flooding across broad areas of western Japan, and in October, massive landslides due to the torrential rainfall brought by TY Wipha (1326) caused many casualties on Izu Oshima. Each TC that approaches Japan has unique characteristics, which should be documented by using new data sources, such as microwave sensors onboard polar-orbital satellites, operational ground-based Doppler radars, and reanalysis datasets, and analysis methods, including cyclone phase space analyses. Here, the knowledge gained by many studies in recent decades of the TC life cycle, including TC genesis, rapid intensification, and extratropical transition is applied to better understand these TC cases.

Section 1 of this report is an introduction. In Section 2, TC statistics for 2012 and 2013 are presented, including the frequency with which TCs were generated, and the numbers that approached Japan and made landfall there. The environmental conditions during the TC season of each year are also described, and the relation between TC activity and the environment is discussed. Section 3 describes the life cycles and characteristics of 10 TCs that had a major impact on Japan in 2012 or 2013. A list of abbreviations and a glossary with explanatory notes are included as appendices in this report.

目次

第1章	はじめに	1
第2章	2012年・2013年の台風の特徴	2
2.1	統計的特徴	2
2.2	季節進行	4
第3章	各台風の特徴とその環境	9
3.0.1	台風事例の概要と特記事項	9
3.0.2	共通して使用する図の説明	13
3.1	2012年台風第4号	16
3.2	2012年台風第15号	21
	トピック：トロコイダル運動	27
3.3	2012年台風第16号	28
3.4	2012年台風第17号	34
	トピック：台風後方の強風	41
3.5	2013年台風第7号	42
	トピック：AMSU-Aで観測される上層暖気核の強さに基づく中心気圧推定	46
3.6	2013年台風第17号	47
3.7	2013年台風第18号	53
	トピック：西日本の大雨	58
3.8	2013年台風第24号	59
3.9	2013年台風第26号	67
	トピック：伊豆大島の大雨と台風の構造	73
3.10	2013年台風第27号	74
	トピック：台風第27号の進路と台風第28号	79
付録1	略語集	80
付録2	用語集	81

第1章 はじめに*

台風は日本で最も大きな気象災害を引き起こす原因のひとつであった。数十年前と比較すると近年では進路予報や防災対策が改善されて人的被害は激減したが、今でも台風に伴う強雨・強風・高潮等は大きな災害の原因となっている。2011年には台風第12号と第15号の大雨等により大きな災害があり、これらに関しては同年の豪雨事例とあわせて気象庁技術報告第134号にまとめられた。

2012年・2013年も日本は台風により大きな影響を受けた。2012年は日本に接近した台風が多く、特に8月から9月にかけて沖縄本島を3個の台風が相次いで通過した。2013年は9月に台風第18号により近畿地方を中心に広い範囲で大雨となり、この年から運用が開始された特別警報がはじめて発表された。さらに10月には台風第26号に伴う大雨のため伊豆大島で大規模な土砂災害が発生し、全国で死者40名、行方不明3名の人的被害が出ている。

気象研究所技術報告では第49号において、2004年に日本本土に上陸した10個の台風について報告した。そこでは本土に上陸した個々の台風が多様な特徴を持っていることが示された。それらの台風のいくつかについてはその後詳細な研究が行われ、大雨・突風の発現メカニズムに関する事例研究や、台風の温帯低気圧化に関する事例研究等について論文が発表された。それから10年が経過し、観測システムやそれによるデータを用いたプロダクトの発展と、研究の進展があった。具体的には例えば以下の点である。

- 1) 極軌道衛星搭載センサーによる観測データの増大と、それを用いた解析技術（台風強度推定手法の開発を含む）の進展。
- 2) 長期再解析 JRA-25 が整備され、それにおける台風の構造（中緯度の構造変化を含む）の一定の妥当性が確認されたこと。
- 3) 現業ドップラーレーダーの全国展開と、そのデータを用いた解析技術開発。

これらにより、日本に接近・上陸する台風の構造に多様性が大きいことが新たな側面から改めて明らかになり、台風とそれに伴う強雨・強風等の事例調査を重ねて記録に残す必要性も認識されてきた。このため、2012年と2013年に日本に大きな影響を与えた台風の事例を選んでその構造等と環境場の特徴を記録することにした。

なお、2004年の台風に関する気象研究所技術報告では本土上陸台風に着目したことから、中緯度で構造変化の過程にある台風に関する記述が多くなった。近年は相対的に低緯度側の発達期～成熟期の台風の急速な発達（rapid intensification）への関心が高いことから、本書で扱うのは2012～2013年の台風のうち、本土に上陸した台風4個と伊豆大島に豪雨災害をもたらした2013年台風第26号に加えて、南西諸島を通過した台風のうち特に台風強度や構造（強風分布等）の点で関心が高かったものを加えた10個とした。

第2章では、2012年と2013年の台風シーズンの発生数等の特徴について述べる。第3章では、上述の考え方で選択した10個の台風について、ライフサイクルと特徴を述べる。

付録として巻末に、略語集と、用語集として主に第3章で使用する用語のうち重要なものについての解説を掲載した。

なお、本書では年表記には西暦、時刻表記には世界標準時（UTC）を使用する。

* 北島尚子

第2章 2012年・2013年の台風の特徴

2.1 統計的特徴*

はじめに、第2.1.1表に2012年と2013年の気象庁の統計による発生数・日本への接近数・上陸数を示す。ここで、台風の発生とは北西太平洋海域（赤道～60°N、100°E～180°）において熱帯低気圧の中心付近の最大風速が17.2 m s⁻¹を超えた場合、台風の（日本への）接近とは台風中心が日本のいずれかの気象官署から300km以内に入った場合、台風の上陸とは台風中心が北海道・本州・四国・九州の海岸線に達した場合（ただし小さい島や半島を横切って短時間で再び海に出る場合は「通過」とされ「上陸」とは見なされない）を指す。台風発生数は、平年の25.6個に対して、2012年は平年並の25個、2013年は平年より多い31個であった。台風の発生数が30個を超えたのは19年ぶりであった。

2012年は台風発生数が平年並みで日本上陸数も2個（平年は2.7個）と多くはなかったが、日本に接近した台風の数は17個（平年は11.4個）で、1951年以来4番目の多さであった。特に8月に6個（平年は3.4個）、9月に3個（同2.9個）、10月に4個（同1.5個）と盛夏期から秋にかけて多くなった。

2013年に台風発生数が多かったのは、特に9月と10月にそれぞれ7個発生した（平年は4.8個と3.6個）ことが大きい。発生数は多かったが上陸数は年間を通して2個で、日本接近数も14個で平年よりやや多い程度であった。ただし接近数は8月までは平年より少なかったが9月に4個、10月に6個と多くなった。特に10月の6個接近は過去最多である。

第2.1.1表には、発生数に対する接近数の割合を接近率と定義して示した。平年では発生した台風の

第2.1.1表 台風発生数・日本接近数・上陸数（個）、及び接近率（接近数／発生数、％）の統計。

年	接近 上陸 等	月												年間
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
2012	発生			1		1	4	4	5	3	5	1	1	25
	接近					1	3	3	6	3	4			17
	上陸						1			1				2
	接近率	-	-	0	-	100	75	75	120	100	80	0	0	68
2013	発生	1	1				4	3	6	7	7	2		31
	接近						2	1	2	4	6			14
	上陸									2				2
	接近率	0	0	-	-	-	50	33	33	57	86	0	-	45
平年	発生	0.3	0.1	0.3	0.6	1.1	1.7	3.6	5.9	4.8	3.6	2.3	1.2	25.6
	接近				0.2	0.6	0.8	2.1	3.4	2.9	1.5	0.6	0.1	11.4
	上陸					0	0.2	0.5	0.9	0.8	0.2	0		2.7
	接近率	0	0	0	33	55	47	58	58	60	42	26	8	45

* 北島尚子

うち45%が接近し、特に5月と7月から9月にかけて50%以上が接近する。2012年は台風シーズンである5月～10月に接近率が75%以上と高く、特に5月と8月・9月は発生した台風ほぼすべてが接近した(7月に発生して8月に接近した台風が2事例あるので8月の接近率は100%を超える)。しかしこの時期の発生数は平年より多かったわけではないので、接近率の多さは発生位置や進路の特徴の反映であることが示唆される。2013年は年間を通した接近率は平年と同じだが、9月までは平年より少なく、特に7月・8月には33%と少なかった。しかし10月には発生した台風の大部分が接近している。この年は9月・10月に発生数が多く、その大半が日本に接近したことになる。

第2.1.2表には2012年と2013年の発生位置(経度)別・月別の発生数を示す。ここでは発生位置を100-120°E、120-150°E、150°E-180°の3つに分けている。このうち西側の領域(100-120°E。主に南シナ海)と東側の領域(150°E-180°)は日本から遠く、それらの地域で発生した台風は北上しても日本に接近する可能性は小さいと考えられる。日本に接近した台風の多くは120-150°Eで発生したものと考えられるが、この領域で発生した台風の数には2012年、2013年とも19個であった。2012年は全発生数に対して120-150°Eで発生した割合が大きく、しかもこの領域で発生した台風のほとんどが日本に接近したことになる。2013年は120°E以西の発生数が年間を通してやや多く、150°E以东の発生数も8月以降に多くなった。120-150°Eでの台風発生数は8月までは2013年よりやや少なかったが、9月・10月は多く、そのほとんどが日本に接近した。

したがって、2012年の日本への影響の特徴は台風発生位置と進路、2013年の日本への影響の特徴は台風発生数の季節変動との関連が相対的に大きいと言える。

第2.1.2表 月別・経度別の台風発生数。

年	経度 (° E)	月												年間
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
2012	100-120			1			1	1			1			4
	120-150					1	3	3	4	3	4		1	19
	150-180								1			1		2
2013	100-120	1	1				1	1	1	1		1		7
	120-150						3	2	3	5	6			19
	150-180								2	1	1	1		5

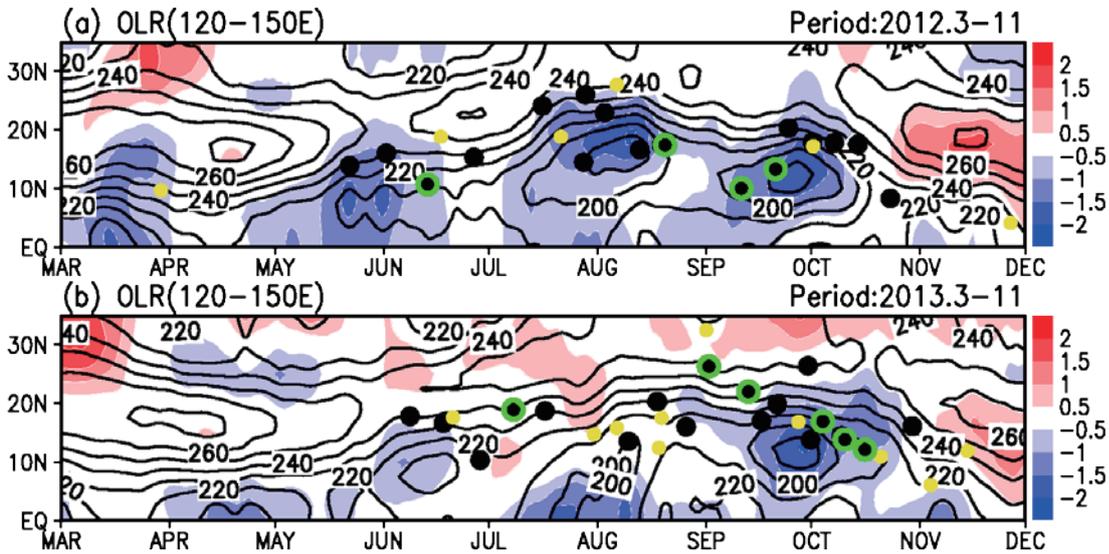
2.2 季節進行*

2.1 節で示されたように、台風の多くは 120-150° E で発生しているので (表 2.1.2)、本節では台風活動に関係する大規模場の季節進行について主に 120-150° E に着目して述べる。深い対流活動の指標として、米国海洋大気庁 (National Oceanic and Atmospheric Administration: NOAA) で作成された外向き長波放射量 (outgoing longwave radiation : OLR、Liebmann and Smith 1996) を用いる。OLR は低い値ほど高い雲があることを示し、低い値の領域は対流が活発な場所を示す。2012 年の対流活動の特徴を 120-150° E で経度平均した OLR から見ると (第 2.2.1 図)、対流活動の活発な領域が 3 月から 10 月中旬に、およそ 2 か月周期で現れている。これは季節内変動 (Madden-Julian Oscillation, MJO) に伴うものと考えられ、季節内振動の活発期には台風が発生しやすい傾向が知られている (Nakazawa 2006)。2012 年も対流活動が活発な時期 (5 月下旬、8 月上旬、9 月下旬) に台風が集中的に発生している。2013 年は 3 月から 9 月上旬までは顕著な対流活動は見られず、9 月中旬から 10 月中旬にかけて活発な対流活動が起こっている。8 月中は赤道付近を除き対流活動があまり活発ではないが、平年並の台風発生数がみられる (表 2.1.1)。ただし、この期間に発生した台風は南シナ海及び日付変更線付近で形成したものが多く、7 月末から 8 月末までの 7 つのうち 4 つは範囲外で発生した (表 2.1.2)。対流活動の活発だった 9 月から 10 月にかけては平年 (9 月と 10 月を合わせて 8.4 個) よりも多い台風 (14 個) が発生している (表 2.1.1)。

モンスーン活動度を北西太平洋モンスーンインデックス (Western North Pacific Monsoon Index : WNPMI、Wang *et al.* 2001) を用いて第 2.2.2 図に示す。WNPMI の定義は以下のとおりである。

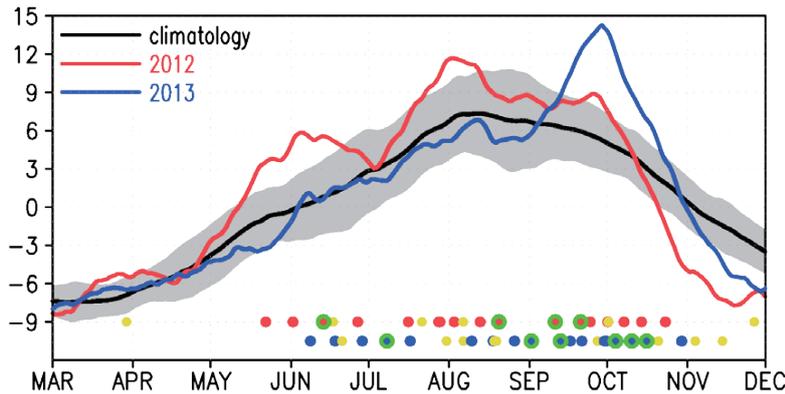
$$WNPMI = U850(5-15^{\circ}N, 100-130^{\circ}E) - U850(20-30^{\circ}N, 110-140^{\circ}E)$$

このインデックスはインドシナ半島周辺の熱帯西風モンスーンの強度と北西太平洋亜熱帯高気圧の南端からの東風の強度を反映しており、台風活動度に影響することが知られている。第 2.2.2 図によると、2012 年は 5 月下旬～6 月上旬、7 月下旬～8 月上旬、9 月下旬に大きな正偏差 (1 標準偏差以上) となり、第 2.2.1 図で示した対流活動とモンスーン活動の変動が対応しており、MJO によるモンスーン活動の変



第 2.2.1 図. OLR の緯度-時間断面図。OLR は 120 - 150° E で平均。(a)2012 年、(b) 2013 年。等値線は各年の OLR、カラーは気候値からの偏差を標準偏差で規格化したもの。季節変化に注目するため、± 15 日の移動平均をかけている。黒丸は台風発生位置、黄丸は 120-150° E 以外で発生した事例、緑丸が付いたものは本誌で取り上げた事例。

* 沢田雅洋



第 2.2.2 図. 北西太平洋モンスーンインデックスの季節変化。黒線：気候値、陰影：1 標準偏差、赤線：2012 年、青線：2013 年。± 15 日の移動平均をかけている。図下の赤丸・青丸は台風の発生した日時でそれぞれ 2012 年・2013 年に対応。黄丸・緑丸は第 2.2.1 図と同様。

調がみられる。10 月中旬以降はモンスーン活動が弱まる。2013 年は 9 月上旬まで平年並みの活動度だが、9 月中旬以降モンスーン循環が強まり、9 月下旬にピークに達し、11 月に入る頃に平年を下回る。モンスーン活動に伴う下層低気圧性循環の強化が、9 月以降の台風発生に影響していると考えられる。

台風の発生環境場の季節進行の様子を調べるため、第 2.2.3 図と第 2.2.4 図で発生ポテンシャル (Genesis Potential Index : GPI, Emanuel and Nolan 2004) を使用する。気候学的な観点から、GPI の大きい領域は台風発生域とよく対応することがわかっている。GPI は以下のように定義される。

$$GPI = |10^5 \eta|^{3/2} \left(\frac{RH}{50} \right)^3 \left(\frac{V_{pot}}{70} \right)^3 (1 + 0.1 V_{shear})^{-2}$$

η は 850hPa の絶対渦度、RH は 700 hPa の相対湿度、 V_{pot} はポテンシャル強度、 V_{shear} は 850 hPa と 200 hPa の風速差を表す。 V_{pot} は、

$$V_{pot} = \frac{T_s}{T_o} \frac{C_k}{C_D} (CAPE^* - CAPE^b)$$

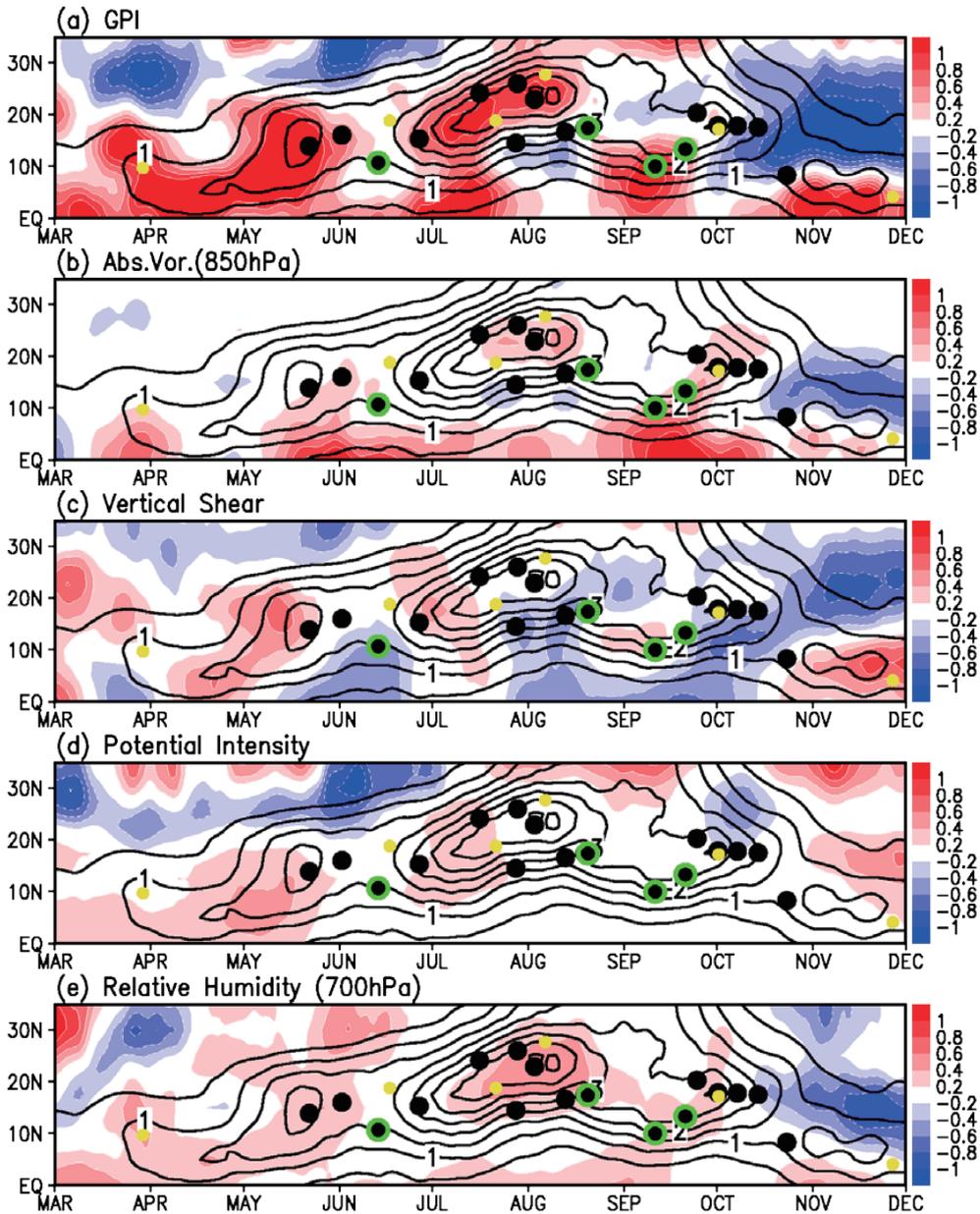
と定義され、 T_s は海面水温 (sea surface temperature : SST。ここでは COBESST (Ishii *et al.* 2005) を使用)、 T_o は上層の吹き出し (outflow) 温度、 C_k 、 C_D はそれぞれ熱・水蒸気、運動量に対する海面交換係数、 $CAPE^*$ と $CAPE^b$ はそれぞれ最大風速半径及び環境場の対流有効位置エネルギー (Convective Available Potential Energy, CAPE) を表す。使用したデータは気象庁 55 年長期再解析 (Japanese 55-year Reanalysis : JRA-55) の日平均値で、台風の直接的な影響を除くため、± 15 日の移動平均をかけた。また、GPI 偏差に対し、絶対渦度、相対湿度、ポテンシャル強度、鉛直シアの項それぞれのうちどの項の寄与が大きいのかを評価するため、1 つの項のみ気候値から偏差をとり、他の項は気候値に置き換えて GPI を計算した。例えば、2012 年の絶対渦度の寄与を計算するには、

$$\begin{aligned} [\text{絶対渦度の寄与}] &= (GP_{VOR})_{anom} \cdot (GP_{RH})_{clim} \cdot (GP_{VPOT})_{clim} \cdot (GP_{VSH})_{clim} \\ &= (|10^5 \eta_{2012}|^{3/2} - |10^5 \eta_{clim}|^{3/2}) \cdot (GP_{RH})_{clim} \cdot (GP_{VPOT})_{clim} \cdot (GP_{VSH})_{clim} \end{aligned}$$

のように計算する。 $anom$, $clim$ はそれぞれ気候値からの偏差、気候値を意味する。

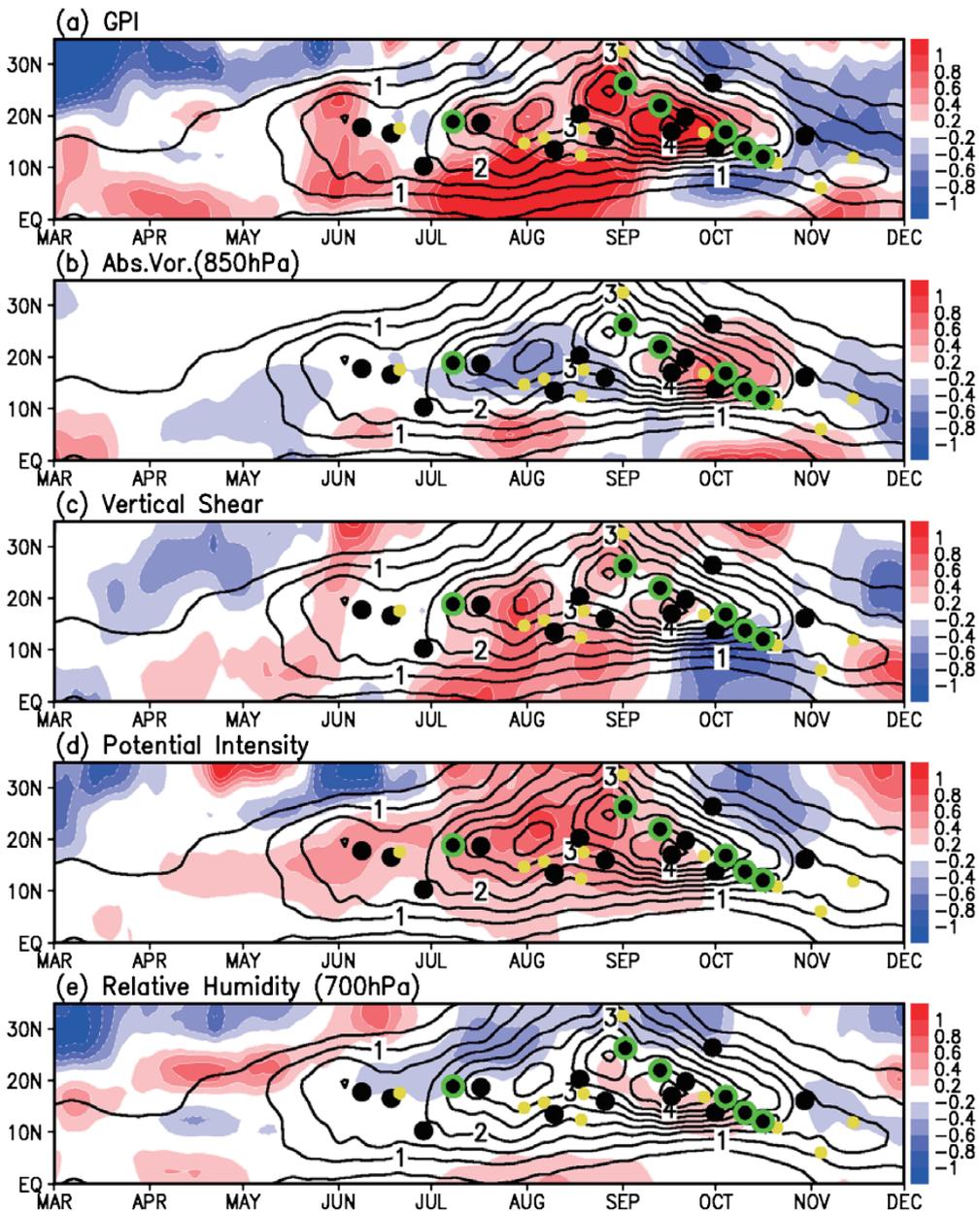
2012 年 (第 2.2.3 図) は、気候値に比べて 3 月下旬から 5 月下旬にかけて $5 - 15^\circ$ N 付近で GPI 正偏差が現れ、7 月上旬から 8 月中旬にかけて GPI 正偏差がやや大きい領域が 15° N から 25° N にシフトする。10 月以降、 10° N 以北では GPI 偏差は負となり、台風発生には不向きな環境場となっている。GPI の変動要因を調べるため、各構成要素をみると 3 月下旬から 5 月下旬にかけての GPI 正偏差域は主にポテンシャル強度が大きいこと (大まかに SST が高いことに対応) と、鉛直シアが弱いこと、中層湿度が高いことに起因する。8 月の GPI 正偏差域は主に中層湿度が平年よりも大きいことと、下層

低気圧性循環の強まりによる。9月は15° N以南で下層低気圧性循環の強まりが主に GPI 正偏差域を形成していた。10月以降に現れた GPI 負偏差域は、強い鉛直シアーや低い中層湿度が影響し、また下層低気圧性循環の弱まりも寄与している。台風発生域との関係を見ると、5月中旬から8月中旬までは GPI 正偏差域と対応しているが、9月下旬以降に発生した台風(18° N付近の5事例)は GPI 正偏差域(15° N以南)と対応していない。ただし、気候値の GPI が大きいことから、台風の発生しにくい環境場ではない。モンスーンの活発化に伴う下層循環の強まり、気候値よりやや高い中層湿度が影響したと考えられる。



第 2.2.3 図. 2012 年の 120-150° E で経度平均した (a) GPI 偏差、(b) 850hPa 絶対渦度の寄与、(c) 鉛直シアーの寄与、(d) ポテンシャル強度の寄与、(e) 700hPa 相対湿度の寄与。偏差と寄与(カラー)は気候値からの差を標準偏差で規格化。等値線(黒線)は2012年のGPI。黒丸・黄丸・緑丸は第 2.2. 1 図と同様。

2013年(第2.2.4図)は6月下旬まで広い領域で標準偏差1未満のGPI偏差がみられ、7月に入ると赤道から15°Nまで標準偏差1以上の顕著なGPI正偏差域が広がる。8月下旬から10月上旬にかけて25°Nから15°N付近をピークとしてGPI正偏差域が南へシフトしている。8月にピークとなる15°N以南のGPI正偏差域は主に弱い鉛直シアアと大きなポテンシャル強度が正偏差に寄与している。8月下旬25°NのGPI正偏差域は主に鉛直シアアが弱いこと、ポテンシャル強度が大きいことによる。9月中旬頃は下層低気圧性循環が強いこと、中層湿度が高いことも影響している。この低気圧性循環の強化はモンスーンの強まり(第2.2.2図)に伴っている。台風発生域との関係を見ると、概ね気候値のGPIが大きい領域と一致する。8月にGPI正偏差域ピーク域と台風発生が合わないのは、低緯度域のため気候値GPIが小さく、そもそも台風が発生しにくいためと考えられる。



第2.2.4図. 第2.2.3図と同じ。ただし、2013年。

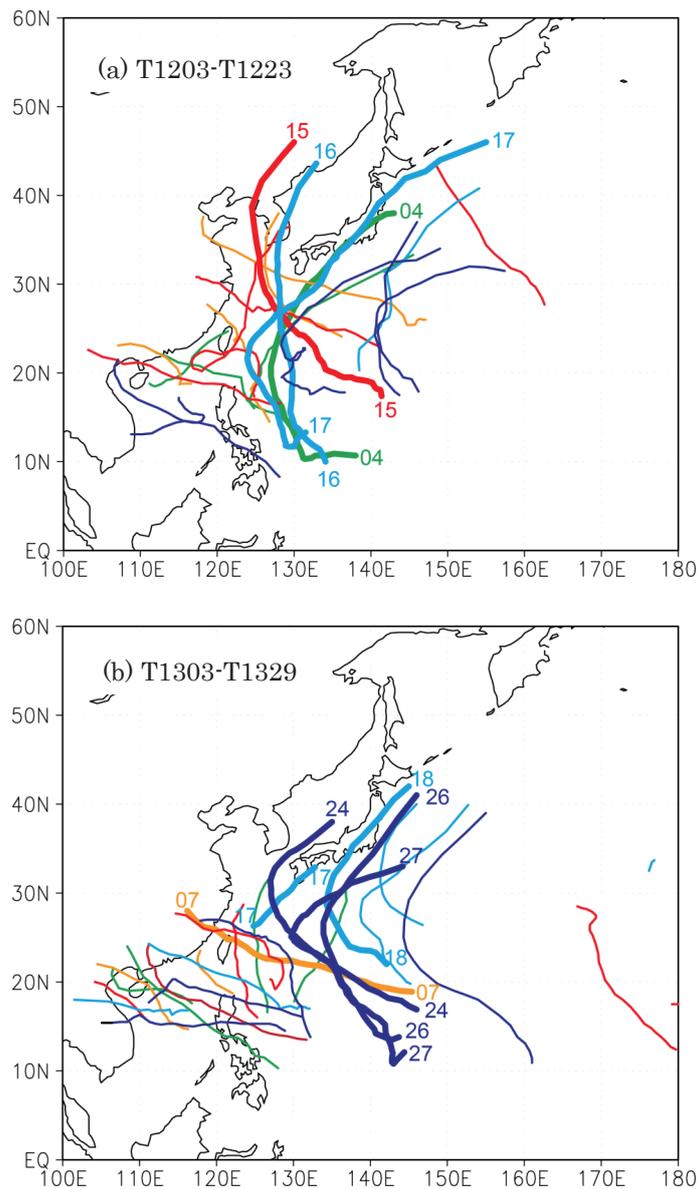
参考文献

- Emanuel K, and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and global climate. Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, *Amer. Meteor. Soc.*, 240–241.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- Liebmann, B. and C.A. Smith 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Nakazawa, T. 2006: Madden-Julian Oscillation Activity and Typhoon Landfall on Japan in 2004. *SOLA*, **2**, 136–139.
- Wang, B., R. Wu, and K-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific–east Asian monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073–4090.

第3章 各台風の特徴とその環境

3.0.1 台風事例の概要と特記事項*

2012年と2013年に日本に接近した台風は計31個あった。本章ではその中から10個を選んで詳述する。選んだのは第1章で述べたように、上陸した台風4個（2012年の第4号と第17号、2013年の第17号と第18号）と伊豆大島に豪雨による甚大な災害をもたらした2013年の第26号、及び、南西諸島を通過した台風のうち特に台風強度や構造（強風分布等）の点で関心が高かったものである。この節では、その10個の台風の概要、及び日本の観測値の極値更新や災害等を含む特記事項について述べる。第3.0.1図に台風の経路を示した。個別事例の解析については第3.1節以降の各節で述べる。



第3.0.1図 (a) 2012年と(b) 2013年の6月～10月の台風の経路。発生月により色分けしている(6月:緑、7月:橙、8月:赤、9月:薄青、10月:濃青)。台風経路のうち太線は第3節で取り上げている10個の台風で、数字はその台風番号。

* 北島尚子

なお、本節での台風の強度及び構造（熱帯低気圧／台風／温帯低気圧）は気象庁ベストトラック及び台風位置表に基づく。地名・海域名は原則として気象庁が天気予報等に用いる用語（http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/mokuji.html）を使用している。

【2012年台風第4号：第3.1節】

この台風は6月13日にフィリピンの東で発生した。15日から16日にかけて急速に発達し、フィリピンの東で中心気圧930hPa、最大風速50 m s⁻¹に達した。その後北上し、18日に沖縄本島と南大東島の間を通過して、19日に中心気圧960hPaで和歌山県に上陸し、いったん海上に出たあと愛知県東部に再上陸して、東日本を通過し20日に三陸沖で温帯低気圧に変わった。

この台風の影響により、東日本を中心に大雨となった。総降水量は、四国・近畿・東海地方や関東地方北部で200mmを超えた所があり、特に、三重県・静岡県・栃木県の山沿いでは300mmを超える雨となった所があった。風に関しては、進行方向前面で南寄りの風が強く、最大瞬間風速は、千葉県千葉で南南西の風38.1 m s⁻¹、神奈川県横浜で南西の風35.6 m s⁻¹を観測し、6月としての極値を更新した。静岡県や三重県でがけ崩れ被害があったほか各地で浸水被害があり、静岡県で死者1名が出た（総務省消防庁調べ）。

【2012年台風第15号：第3.2節】

この台風は8月20日にマリアナ諸島近海で発生した。24日から25日にかけて発達し、25日には南大東島の南で中心気圧910hPa、最大風速50 m s⁻¹に達した。26日には中心気圧930hPaで沖縄本島を通過した後、東シナ海・黄海を北上して、29日に中国東北区で温帯低気圧に変わった。

2012年に沖縄本島を通過した台風第15号・第16号・第17号のうち、この台風第15号は水平スケールが大きく、また動きが遅かったため、総降水量が多くなり、沖縄本島地方では25日から27日までに多いところで400mmを超えた。また多重壁雲構造を持っていたために中心付近での風はこの規模の台風としては比較的強くなく、アメダスの伊是名（伊是名村内花）での最大風速27.3 m s⁻¹、最大瞬間風速41.5 m s⁻¹（共に南東の風）が観測された最も大きな値であった。

この台風は沖縄本島に猛烈な勢力で接近すると予測され、厳重な警戒が行われたが、通過時には警戒したほどには強い風は吹かず、被害も比較的小さかった。

【2012年台風第16号：第3.3節】

この台風は9月11日にカロリン諸島近海で発生した。12日から13日にかけて、フィリピンの東で急速に発達し、中心気圧900hPa、最大風速55 m s⁻¹に達した。15日には中心気圧935hPaで沖縄本島を通過し、16日には九州西方海上、17日には朝鮮半島から日本海西部を通過して、18日に沿海州で温帯低気圧に変わった。

この台風は約半月前に沖縄本島を通過した第15号と比較して風が強く、鹿児島県の与論島で観測史上1位の値を更新する最大風速42.1 m s⁻¹、最大瞬間風速57.1 m s⁻¹（共に東南東の風）を観測した。また宮崎県・大分県では15日から17日にかけて雨量が多くなり、多いところで300mmを超えた。さらに、沖縄地方から近畿地方にかけて高潮が観測された。台風の接近・通過が年間で最も潮位が高い秋の大潮の満潮時に重なったため、特に那覇や長崎などで過去に記録した最高潮位を上回る潮位を観測した。

この台風に関連して、長崎県と沖縄県で計2名が死亡した（平成24年9月21日気象庁取りまとめ資料による）。また広い範囲で高潮による浸水や道路冠水の被害があった。

【2012年台風第17号：第3.4節】

この台風は9月20日にフィリピンの東で発生した。22日から24日にかけてフィリピンの東で急速に発達し、中心気圧905hPa、最大風速55 m s⁻¹に達した。この台風も沖縄本島を29日に935hPaで通過した後、北東進して30日には潮岬を通過しさらに愛知県に中心気圧975hPaで上陸した。10月1日には北海道の南東海上を通過し千島近海で温帯低気圧に変わった。

沖縄本島では第15号、第16号とこの台風で2～3週間ごとに3個の台風が通過し、その中でもこの台風で最も強い風が観測された。那覇では最大風速41.1 m s⁻¹、最大瞬間風速61.2 m s⁻¹が観測された（共に9月として歴代3位）。これらは共に西北西の風で、台風後面の吹き返しの風が強いのが特徴であった。そして台風後面で降水が弱まっていたところで猛烈な風が吹いたため、広範囲で塩害が発生した。またこのときも第16号通過時と同様に大潮に重なったため高潮被害が発生した。

本州でもこの台風に伴って各地で強い風が観測された。ただし静岡県以東では南寄りの風、愛知県以西では北寄りの風が強く、最大風速は東京都三宅村坪田で南の風25.1 m s⁻¹、愛知県常滑市セントレアで北北西の風25.3 m s⁻¹を観測した。各地で雨量も多くなり、9月29日から30日までに三重県や和歌山県の多いところで300mm近い総降水量となった。これにより各地で浸水被害や土砂災害が発生した。

【2013年台風第7号：第3.5節】

この台風は7月8日にマリアナ諸島近海で発生した。西～西北西に進みながら9日には急速に発達し、10日には日本の南の沖の鳥島近海で中心気圧925hPa、最大風速50 m s⁻¹に達した。その後、やや弱まりながらさらに沖縄の南を中心気圧950hPa、最大風速40 m s⁻¹で西北西に進み、12日には石垣島の南を通過して与那国島付近を中心気圧945hPa、最大風速45 m s⁻¹で通過した。その後も弱まりながら西北西進を続け、13日には台湾、14日には華南に上陸し、華中に進んで熱帯低気圧に弱まった。

この台風が沖縄地方に接近・通過したのは、最盛期を過ぎてやや衰弱した時期であったが、与那国島を通過した時刻に一時的に強まった。与那国島では最大風速44.0 m s⁻¹（7月の極値を更新）、最大瞬間風速60.2 m s⁻¹（共に南の風）を観測し、石垣島でも最大風速41.1 m s⁻¹、最大瞬間風速60.2 m s⁻¹（共に南東の風）を観測した。12日から13日の総降水量は多いところで150mmを超えた。この台風による被害としては風による構造物に対するものが多く、また生育期の農作物の被害も大きくなった。

【2013年台風第17号：第3.6節】

この台風は9月1日に久米島の西の東シナ海で発生した。東シナ海を北東に進み、3日には中心気圧985hPa、最大風速25 m s⁻¹に達した後、鹿児島県に上陸し、4日に四国に進んで温帯低気圧に変わった。

この台風の寿命は短かったが、台風としては比較的高緯度である東シナ海で発生したため、発生前後から温帯低気圧に変わった後まで日本に影響した。この台風の発生にはその前に通過した台風第15号の影響が考えられる。台風第17号、及びそれから変わった低気圧と、西日本付近に停滞していた前線に関連して、四国では24時間雨量が多いところで400mmを超えるなど、広い範囲で降水量が多くなった。風は、鹿児島県枕崎市で最大風速18.5 m s⁻¹（北西の風）、最大瞬間風速28.5 m s⁻¹（北北西の風）が観測された。

【2013年台風第18号：第3.7節】

この台風は9月13日00時に小笠原諸島近海で発生した。北西進して30°N付近に達してから発達し、北東進しながら15日に四国の南で中心気圧960hPa、最大風速35 m s⁻¹に達して、さらに北東進し愛知県に中心気圧965hPa、最大風速30 m s⁻¹で上陸した。その後も北東進を続け、16日には三陸沖から根室の南に進んで温帯低気圧に変わった。

この台風と前線の影響により、四国から北海道にかけて広い範囲で降水量が多くなった。15～16日にかけて24時間降水量や48時間降水量の極値を更新した地点が多数あった。総降水量が特に多くなったのは台風中心が近くを通過した紀伊半島（多いところで500mmを超えた）だが、台風進路の左側に離れた福井県・京都府・滋賀県で400mmを超えた地域があり、これらの3府県に対して大雨に関する特別警報が発表された。この大雨のため各地で土砂災害や河川の氾濫等が発生し、死者6名、行方不明1名の被害が出た（総務省消防庁調べ）。風に関しては、最大風速 25 m s^{-1} 以上を観測した地点がいくつかあったほか、内陸で通常あまり強い風が観測されない地点での台風後面の北西風による最大風速の極値更新が5地点あった。また台風接近時にその前面（北東側）数100kmの和歌山県や関東地方などで竜巻が発生して住家等に被害があった。

【2013年台風第24号：第3.8節】

この台風は10月4日にマリアナ諸島近海で発生した。5日から7日にかけて、沖の鳥島近海で発達し、7日には南大東島近海で中心気圧935hPa、最大風速 45 m s^{-1} に達して、北西進して与論島を通過した。8日には東シナ海で転向し、弱まりながらではあるが対馬を中心気圧980hPa、最大風速 30 m s^{-1} で通過して、9日に日本海で温帯低気圧に変わった。

この台風が最盛期の勢力で通過した与論島では、最大風速 37.6 m s^{-1} 、最大瞬間風速 53.5 m s^{-1} （共に北北東の風、10月の極値更新）を観測し、また沖永良部島でも最大瞬間風速 48.9 m s^{-1} （東の風、10月の極値更新）を観測する猛烈な風が吹いた。さらに対馬通過時には長崎県対馬市厳原で南東の風の最大風速 27.0 m s^{-1} （観測史上2位）、最大瞬間風速 38.6 m s^{-1} （10月の極値更新）を観測した。この暴風により、沖縄から九州、日本海沿岸地方で家屋や農作物等に被害があった。特に与論島では、2012年の台風第16号・第17号や、この台風第24号の通過の2日前の10月5日に通過した台風第23号でも強風被害が出ており、そこへの第24号による暴風で住家等に大きな被害が出た。

【2013年台風第26号：第3.9節】

この台風は10月10日にマリアナ諸島近海で発生し、13日には沖の鳥島の東で中心気圧930hPa、最大風速 45 m s^{-1} に達した。その後、やや勢力を弱めながら北西進し、15日に南大東島の東で転向した後は速度を速めながら北東進して、伊豆諸島南部を中心気圧950hPa、最大風速 35 m s^{-1} で通過した。その後も北東進を続け、16日に北海道南東海上で温帯低気圧に変わった。

この台風の接近・通過に伴い、関東・東海地方を中心に雨量が多くなった。特に伊豆大島（元町）では極値更新となる1時間降水量122.5mm、24時間降水量824.0mmを観測する記録的大雨となり、大規模な土砂災害が発生した。また台風通過時には風も強まり、八丈島では最大風速 25.0 m s^{-1} 、最大瞬間風速 44.7 m s^{-1} （共に南南西の風）を観測した。伊豆大島の土砂災害等により、死者40名（うち伊豆大島で37名）、行方不明3名（いずれも伊豆大島）の甚大な被害が出た（総務省消防庁調べ）。

【2013年台風第27号：第3.10節】

この台風は10月16日にマリアナ諸島近海で発生し、同海域で17日から18日にかけて急速に発達して、18日に中心気圧920hPa、最大風速 55 m s^{-1} に達した。その後、北西進して23～24日には沖縄近海で中心気圧950～965hPa、最大風速 $40\sim 30\text{ m s}^{-1}$ にやや勢力を弱めながらゆっくり転向して、日本の南海上を北東進し、26日06時に関東の南東海上で温帯低気圧に変わった。

この台風は沖縄近海で動きが非常に遅くなったため、特に大東島地方は23日から25日にかけて暴風域に入り非常に強い風が続き、離島の交通に大きな影響が出た。南大東島では最大風速 28.4 m s^{-1} （南南東の風）、最大瞬間風速 38.9 m s^{-1} （南の風）を観測した。

3.0.2 共通して使用する図の説明

第3.1節～第3.10節の各事例はそれぞれの特徴に応じた図を使用して説明しているが、いくつかの図は共通した形式で作成したものを使用している。それらについて以下で説明する。

(1) 台風経路及び海面水温

図中の台風(低気圧)の位置等の情報は気象庁ベストトラックデータに基づく。●は00時(世界標準時、以下同様)、○は12時の位置を表し、●の横の数字は日を示す。緑は最大風速 17.2 m s^{-1} 未満の熱帯低気圧 (tropical depression : TD) の期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。

海面水温 (SST) は各台風の発生日の全球日別海面水温 (Merged satellite and in-situ data Global Daily Sea Surface Temperatures : MGDSST) の解析値 (黒線、細線は 1°C ごと、太線は 3°C ごと) とその年偏偏差 (カラー) を描画している。

(2) 台風の強度変化

気象庁ベストトラックデータ中の中心気圧 (青線、最大風速 17.2 m s^{-1} 未満の熱帯低気圧であった期間及び温帯低気圧に変わった後の期間を含む) 及び最大風速 (赤線、最大風速 17.2 m s^{-1} 以上の熱帯低気圧であった期間のみ) の時系列変化をグラフとした。最大風速はベストトラックデータの5ノット単位の値を m s^{-1} に換算したので、本文中の風速値 (気象庁の台風位置表に基づき、原則として 5 m s^{-1} ごと) とはわずかな差が生じている。

(3) 衛星搭載マイクロ波放射計観測

本書では、衛星搭載マイクロ波放射計として、熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission : TRMM) 搭載のマイクロ波観測装置 (TRMM Microwave Imager : TMI)、第一期水循環変動観測衛星 (Global Change Observation Mission 1st - Water : GCOM-W1) 搭載の高性能マイクロ波放射計2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 : AMSR2)、防衛気象衛星計画 (Defense Meteorological Satellite Program : DMSP) 衛星搭載のSSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) による観測データを使用している。このうち、TMIに関しては 85GHz 、AMSR2に関しては 89GHz 、SSMISに関しては 91GHz の、水平・垂直偏波の輝度温度のデータを用いて求めた偏波補正温度 (Polarization Corrected Temperature : PCT) を示した。PCTはよく発達した対流の中の氷晶が多いほど輝度温度が低くなる傾向がある。各図とも、ベストトラックデータから観測時刻に内挿して決定した台風中心位置が図の中心になるよう、領域を切り出して示した。センサーごとに比較すると、SSMISは相対的に観測幅が広いが水平解像度が低く、3機の衛星に搭載されているのに対して、AMSR2及びTMIは観測幅が狭いが水平解像度が高く、搭載されている衛星は各1機である。言い換えると、SSMISでは低解像度だが広域の対流分布を比較的高い頻度で観測できるのに対して、AMSR2及びTMIでは観測頻度が少なく狭域だが詳細な対流分布を観測できる。

(4) 衛星搭載マイクロ波探査計観測

米国海洋大気庁 (National Ocean and Atmospheric Administration) の極軌道衛星 NOAA 及び気象観測衛星 (Meteorological Operational Satellite : MetOp) 搭載の改良型マイクロ波探査計ユニット (Advanced Microwave Sounding Unit : AMSU) -A で、チャンネル7 (Ch7) は 250hPa 付近、チャンネル8 (Ch8) は 180hPa 付近の、気温の観測を目的として設計されている。これらのチャンネルで観測した輝度温度 (brightness temperature : TB、カラー) とその偏差 (黒実線、 0.5K ごと) に基づき台風の暖気核の解析を行った。偏差は半径 $550 \sim 600\text{km}$ のリング状領域の平均値からの差である。各図の中心が、ベスト

トラックから観測時刻に内挿した台風の中心位置にあたる。

(5) 衛星搭載マイクロ波散乱計観測

極軌道衛星 MetOp-A 搭載の改良型マイクロ波散乱計 (Advanced Scatterometer : ASCAT) 観測値による海上風向・風速の推定値を黒矢印とカラーの風速分布 (m s^{-1}) で表した。ただし、精度の良い風速の推定値は約 20 m s^{-1} までであり、それ以上強い風速は過小評価となる傾向があることに注意が必要である。

(6) 鉛直シアー及び低気圧位相空間パラメータの時系列変化

台風 (低気圧) 中心から半径 500km 以内の鉛直シアー ($200\text{-}850\text{hPa}$ 、青線) と低気圧位相空間 (cyclone phase space : CPS) パラメータを、長期再解析 Japanese 25-year Reanalysis (JRA-25) と同じ解析方法の気象庁気候データ同化システム (JMA Climate Data Assimilation System : JCDAS) 解析値を用いて6時間ごとに計算した。CPS パラメータは B (赤線) が下層の対称/非対称構造、 $-V_T^L$ (緑線) が下層暖気核/寒気核構造、 $-V_T^U$ (紫線) が上層暖気核/寒気核構造を表す。詳細は用語集の「鉛直シアー」及び「低気圧位相空間」の項を参照。CPS パラメータでは $B > 10$ が温低化開始 (非対称化)、 $-V_T^L < 0$ が温低化完了 (下層寒気核化) とされる。JRA-25 及びそれと基本的に同じ解析方法である JCDAS では、台風の軸対称構造の表現の向上のためボーガスが適用されているが、これらのデータセットにおける温帯低気圧化前後の台風の構造については一定の妥当性が確認されている。付録2の用語集「低気圧位相空間 (CPS) も参照。

(7) 台風の急発達時の環境場

急速に発達した台風 (最大風速が24時間で 15 m s^{-1} 以上増大した事例。用語集の「急速な発達」も参照) について、その急発達開始前後の環境場を、前項と同様に JCDAS で示した。黒実線は 850hPa ジオポテンシャル高度 (30m ごと) で下層の高気圧・低気圧分布を表し、カラーで 700hPa 面の相対湿度 (%) も示した。この二つの要素で、下層の低圧部と、熱帯低気圧・台風の発達に必要な中下層の水蒸気の分布の関係を表現する。さらに青矢羽は 200hPa 面の風である (短矢羽 : 2.5 m s^{-1} 、長矢羽 : 5 m s^{-1} 、ペナント : 25 m s^{-1})。これらにより、台風を中心として下層じょう乱 (モンスーントラフ等) と上層のじょう乱 (熱帯上部対流圏トラフ (tropical upper tropospheric trough : TUTT) 等)、及びそれに関連した台風からの外出流の関係を表す。

(8) 中緯度の環境場

台風が北上し中緯度環境場の影響を受けた事例について、環境場の特徴を前項と同様に JCDAS を用いて示した。

(a) 1000hPa ジオポテンシャル高度 (細実線、 50m ごと) で下層気圧場を、また 500hPa ジオポテンシャル高度 (太実線、 50m ごと) で中層の高度場を表す。さらに $500\text{-}1000\text{hPa}$ の層厚 (m 、カラー) で温度場を表す。カラーで示された層厚は細実線・太実線で示された二つの高度場の差なので、じょう乱の温度構造が下層・中層のそれぞれの流れ等と関連付けて説明できる。さらに、層厚とジオポテンシャル高度の等値線の関係から、地衡風による暖気移流・寒気移流を定量的に読み取ることができる。

(b) 2PVU 面の温位 (K 、カラー)、気圧 (細実線、 hPa) で、対流圏の上端である力学的圏界面の高度を表し、 850hPa 面の渦位 (太実線、 1PVU ごと) で下層のじょう乱を表す。比較的低緯度では、潜熱加熱による下層渦位の増大と上層渦位の減少 (2PVU 面高度の上昇、すなわち「圏界面の持ち上げ」) を見ることができる。一方、中緯度での 2PVU 面の温位 (\cdot 気圧) の水平傾度が大きい領域は「圏界面の

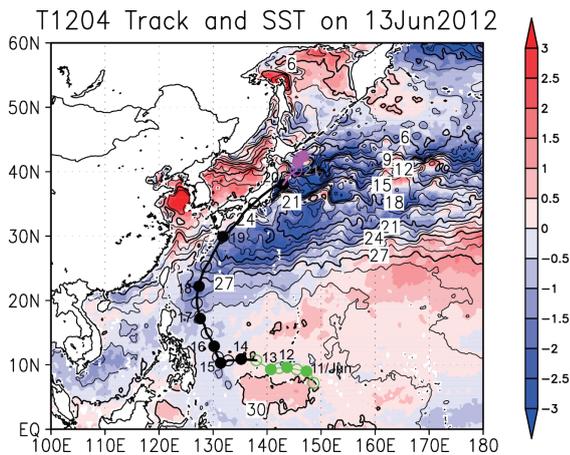
折れ込み」で、それと下層じょう乱が接近すると上層と下層のじょう乱の相互作用によるシステムとしての傾圧性発達が起こりやすくなると見なされる。

(c) 850hPa 面相対渦度 (黒線、 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ごと) と 700hPa 面相対湿度 (カラー、%)。下層渦度が大きく中層の水蒸気が多いことは熱帯低気圧の発達に必要であるが、中緯度では乾燥した気団の影響を受けることが多くなる。

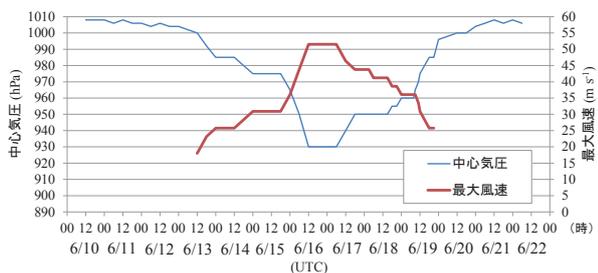
(d) 200hPa 面ジオポテンシャル高度 (黒線、100m ごと) と等風速線 (青線、 20 m s^{-1} から 10 m s^{-1} ごと)、水平発散 (カラー、単位は 10^{-5} s^{-1} 、正の値のみ)。ジェットストリークの入口右側と出口左側は水平発散が生じ、その下の対流圏では上昇運動が励起されて、低気圧の発達を促進することがある。

3.1 2012年台風第4号 (1204 Guchol) *

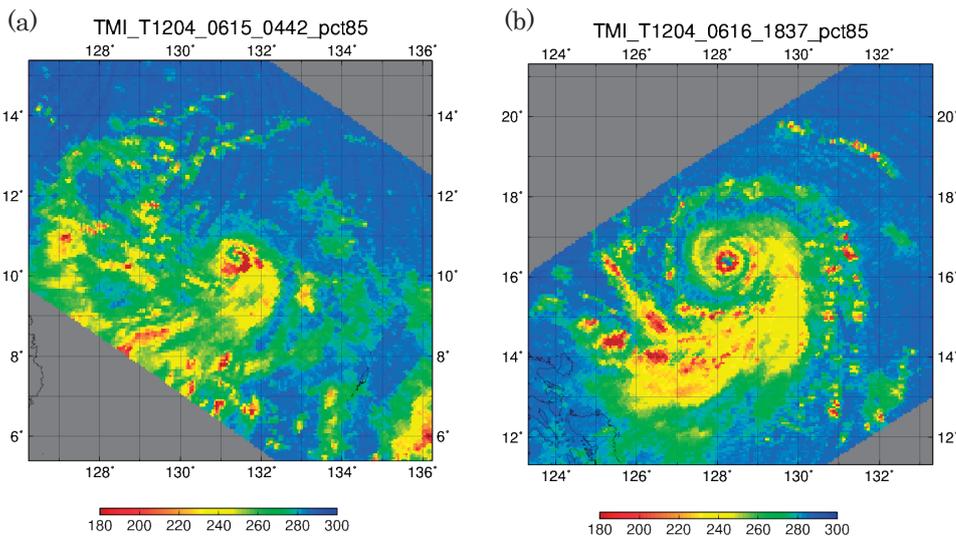
カロリン諸島近海で偏東風波動に伴うクラウドクラスタが発達して6月10日12時から熱帯低気圧として解析され、6月13日12時にフィリピンの東で台風第4号となった。経路図と強度変化を第3.1.1図及び第3.1.2図に示す。台風は同海域を西進～北西進し、ベストトラックでは15日00時から18時まで中心気圧975 hPa、最大風速30 m s⁻¹の勢力を維持していたとされる。TMIのPCT85で見ると、15日04時頃には対流は主として台風中心の南側に分布している(第3.1.3図a)が、AMSU-A(Ch7)のTBでは15日(第3.1.4図a)には中心付近に輝度温度の正偏差と負偏差が見られ、組織的な暖気核構造には見えない。これはCPSの下層・上層暖気核を表すパラメータが15日までほぼ0である(第3.1.5図b)ことには対応しているが、975hPaの台風としては暖気核が弱いように思われる。



第3.1.1図 2012年6月13日の海面水温(黒実線、℃)、その年偏差(カラー、℃)、及び2012年台風第4号の経路(気象庁ベストトラックデータによる)。●は00時(横の数字は日を示す)、○は12時の位置で、緑はTDの期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。

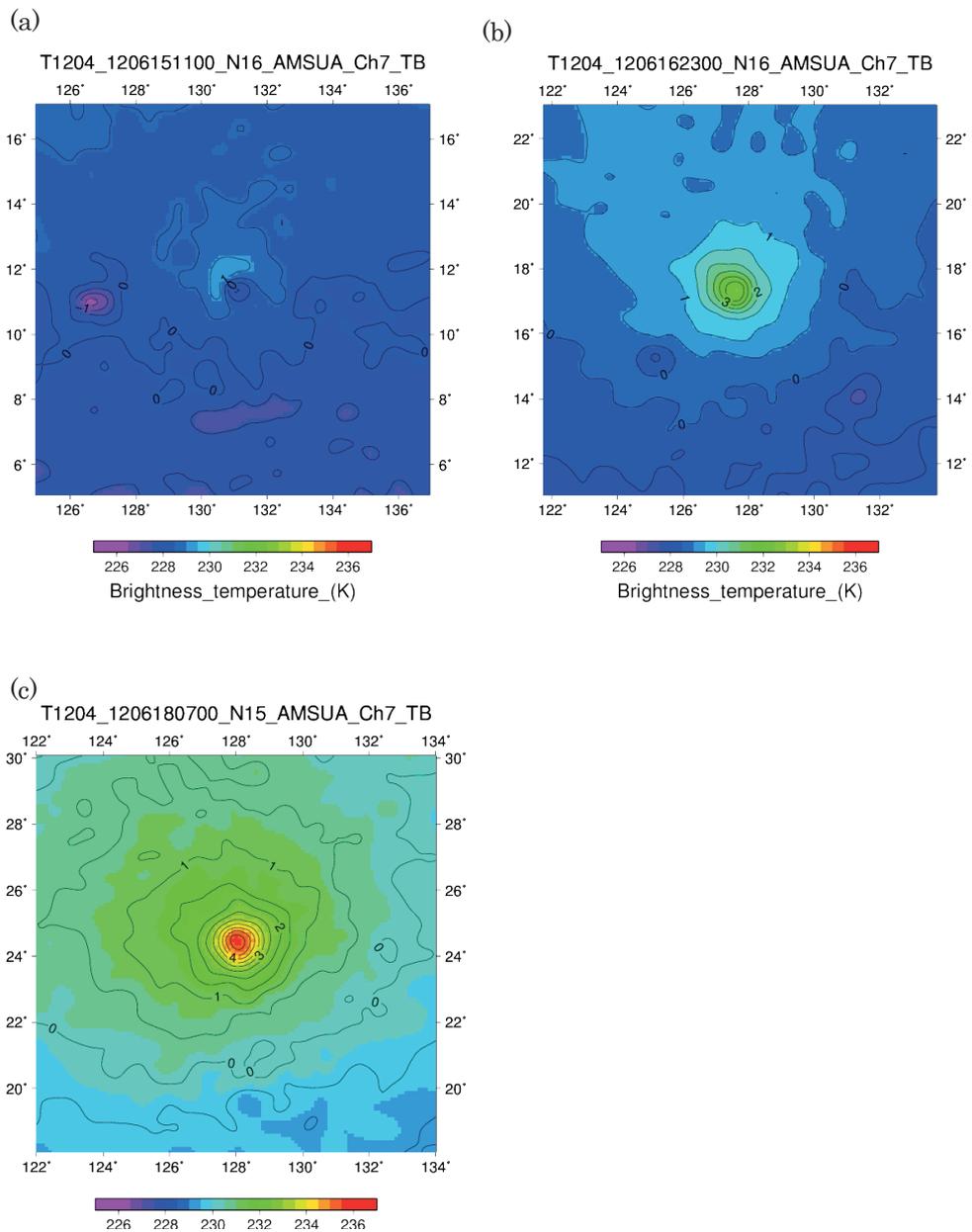


第3.1.2図 2012年台風第4号の強度変化(気象庁ベストトラックデータによる)。

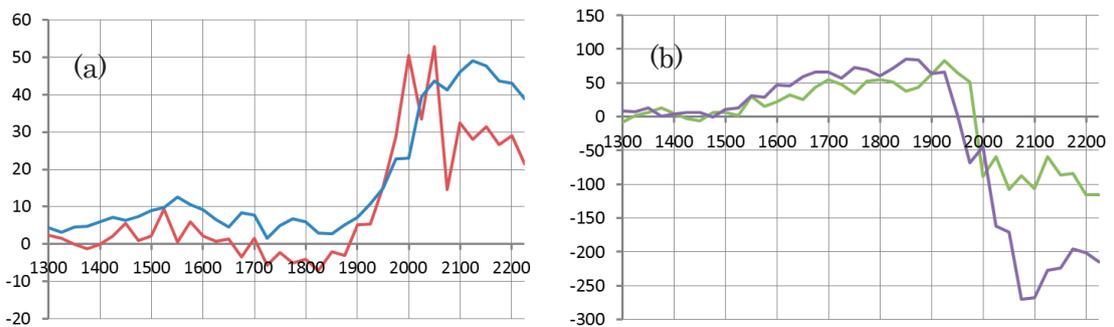


第3.1.3図 2012年台風第4号の位置を中心としたTMIのPCT85。(a)2012年6月15日04時頃、(b)16日18時頃。

* 北島尚子

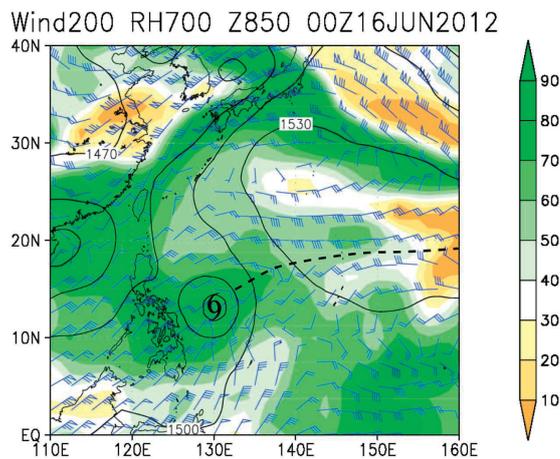


第 3.1.4 図 2012 年台風第 4 号の位置を中心とした AMSU-A (Ch7) の輝度温度 (カラー、K) とその偏差 (黒実線、K)。(a) 2012 年 6 月 15 日 11 時頃、(b) 6 月 16 日 23 時頃、(c) 6 月 18 日 07 時頃。



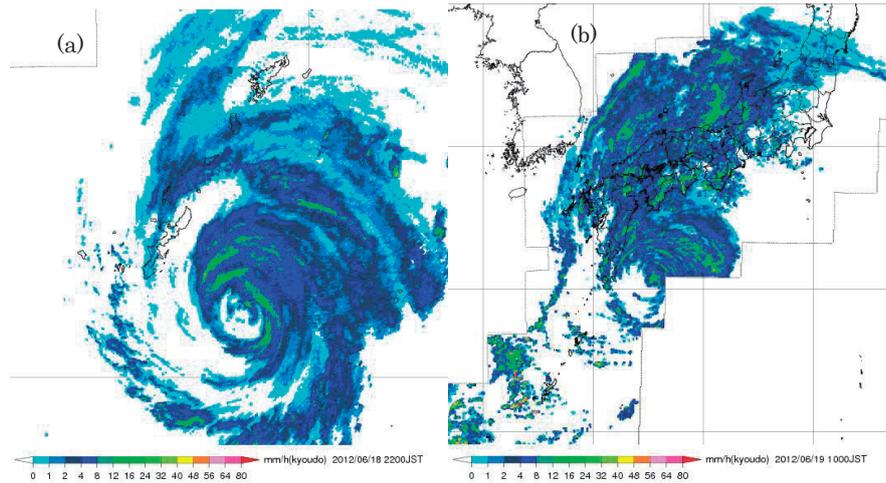
第 3.1.5 図 2012 年台風第 4 号の (a) 鉛直シア (青、 $m s^{-1}$) と CPS パラメータの B (赤)、(b) CPS パラメータの $-V_T^L$ (緑) と $-V_T^U$ (紫) の時間変化。横軸は日時 (1400 は 14 日 00UTC)。

台風はこのあと北北西進しながら15日18時の中心気圧975 hPa、最大風速 30 m s^{-1} から16日12時に中心気圧930 hPa、最大風速 50 m s^{-1} と、18時間に 20 m s^{-1} の風速増大の急速な発達をした(第3.1.2図)。これは本書で定義する急速な発達の基準(付録2の用語集「急速な発達」を参照)を超えている。この急発達の起こった海域の海面水温(SST)は平年並みだが 29°C 以上であった(第3.1.1図)。また急発達に先立って、鉛直シアが15日12時~18時に一時 10 m s^{-1} を超えていた(第3.1.5図a)が、それが弱まった時と急発達開始が一致している。急発達開始後の16日00時の850 hPa ジオポテンシャル高度と200 hPa 風などの分布を第3.1.6図に示す。下層では南シナ海からフィリピンの東にかけてモンスーントラフに伴う低圧部となっており、そこに台風が位置していることで、下層の環境風としては南寄りの風が卓越しているのに対して、上層では台風付近で北東風が卓越しており、このために鉛直シアが強い傾向があった。一方、 20° N 沿いには中部太平洋から日本の南にかけて200 hPa 風の水平シアすなわち TUTT がのびている(図中の破線)。15日から16日にかけて台風がやや北上したことに伴い、台風上空では北東風すなわち南西側への外出流に加えて、台風の東側では TUTT の南側の西寄りの風により台風から東向きへの外出流が強まることになった。これにより台風上空の水平発散が強まるとともに鉛直シアが弱まることで、台風が発達しやすい環境場となっていた。AMSU-A (Ch7) の TB では急発達の進んだ16日11時頃から明瞭な暖気核構造が見られる(第3.1.4図bに16日23時の観測を示した)。TMI の PCT85 では16日18時頃(第3.1.3図b)には北側も対流が増えて軸対称性を増しているように見える。なお、モンスーントラフに伴い対流活動が活発になっていた南シナ海では、16日06時に別の熱帯低気圧が発生し17日06時に台風第5号となった。

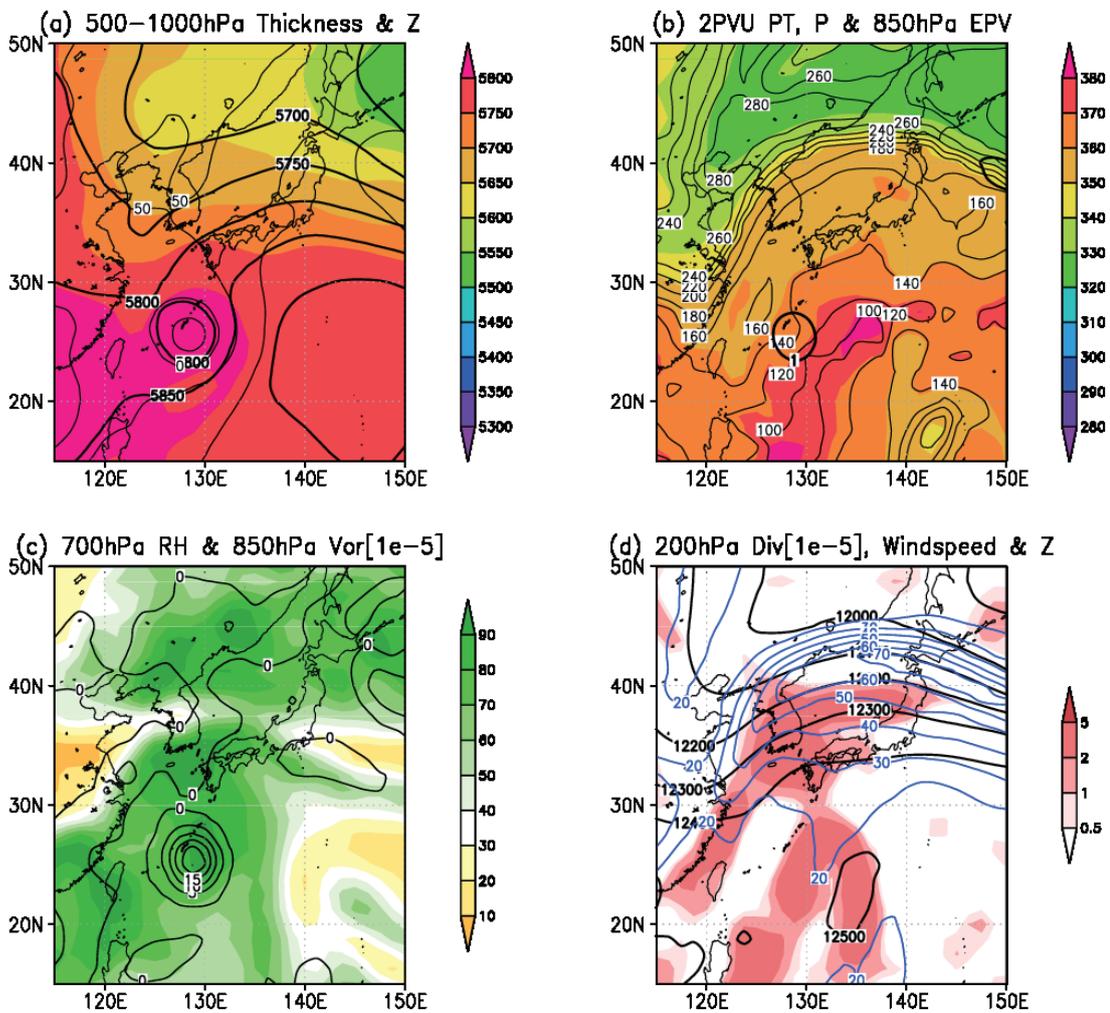


第3.1.6図 2012年台風第4号の急発達時の、2012年6月16日00時の200 hPa面の風(青矢羽)、850 hPa ジオポテンシャル高度(黒、m)、700 hPa面相対湿度(カラー、%)。破線は上層水平シア(本文参照)。

急発達後の台風第4号は、南シナ海の台風第5号と父島の東に中心を持つ太平洋高気圧の間をやや勢力を弱めながら北上し、18日には沖縄の南に達し、向きを北北東に変えて移動速度を速め、中心気圧950 hPa、最大風速 40 m s^{-1} で沖縄本島と南大東島の間を通過した(第3.1.1図)。この頃の AMSU-A (Ch7) (第3.1.4図c) の TB 偏差は4K以上で、急発達時(第3.1.4図b)と比較して正偏差域の水平スケールが大きくなっている。台風付近の鉛直シアとCPSの下層非対称性のパラメータBが顕著に増大したのは19日になってからであった(第3.1.5図a)が、レーダーエコー強度では台風が沖縄を通過する18日には南西側(後方)の対流が急速に消失し非対称性が増大していた(第3.1.7図a)。同じ頃の18日12時の総観場では、上述のBの値に表れているように下層層厚分布では傾圧性が小さいが、2PVU面温位・高度は台風付近の傾度がやや大きくなっており(第3.1.8図a,b)、これはMTSATで見る雲分布の非対称化、特に水蒸気画像での台風北西側への暗域(中上層の沈降による乾燥域)の接近に伴う対流



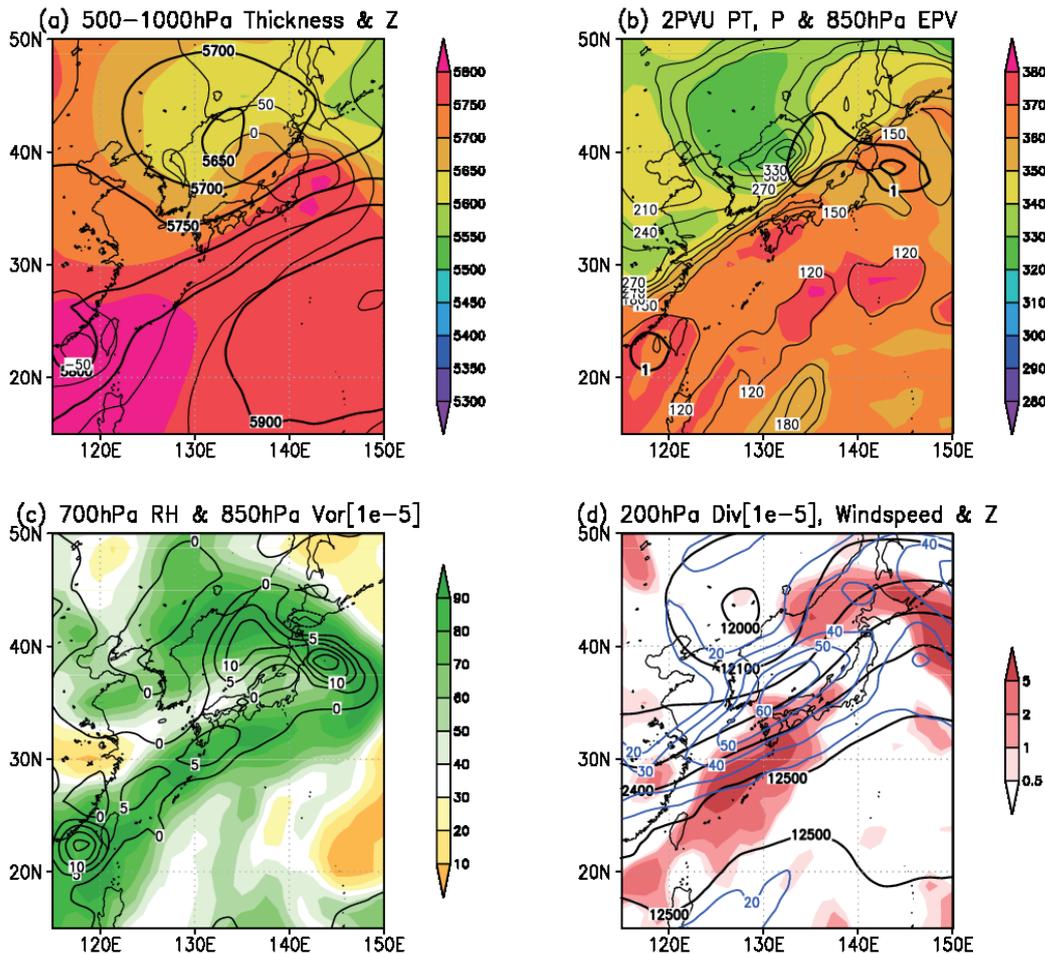
第3.1.7図 (a) 2012年6月18日13時と (b) 6月19日01時のレーダーエコー合成図。



第3.1.8図 2012年6月18日12時の総観場。(a) 500 hPa面(太実線)と1000 hPa面(細実線)のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚(カラー)、(b) 2PVU面温位(カラー)、気圧(細実線)、850 hPa面渦位(太実線)、(c) 700 hPa面相対湿度(カラー)と850 hPa面相対渦度(実線)、(d) 200 hPa面ジオポテンシャル高度(黒線)、等風速線(青線)、水平発散(赤)。台風第4号は沖縄付近、台風第5号は南シナ海の、それぞれ下層高渦度・高渦位に対応。

の減少（図省略）と矛盾がない。沖縄付近の地上気温（図省略）はやや低下していて、弱い下層寒気移流が始まっていたことも示唆される。

台風が九州・四国の南を通過した19日には台風の対流は北東側（前方）にのみ分布し、またもともと西日本にあった梅雨前線の雲バンドに接近して（第3.1.7図b）、このあと一体化したように見える。台風は19日08時すぎに中心気圧960 hPa、最大風速35 m s⁻¹で和歌山県南部に上陸した。北東進していったん海上に出たあと、11時すぎには中心気圧970 hPaで愛知県東部に再上陸して関東北部を通過し、下層・上層とも寒気核化して（第3.1.5図b）、ベストトラックでは6月20日00時に三陸沖で温帯低気圧に変わった。その後は再発達せず北海道の東に停滞して衰弱した（第3.1.1図）。AMSU-A（Ch7）では上陸前の19日07時頃にはまだTB偏差3.5K以上の暖気核が見られたが、上陸後には衰弱した（図省略）。20日00時の総観場を第3.1.9図に示す。日本海に顕著な圏界面の折れ込みとそれに伴って生じている下層擾乱が見られる（第3.1.9図b）が、秋の多くの温低化事例（例えば2012年台風第17号（第3.4節）や2013年台風第18号（第3.7節）・第27号（第3.10節）等）と比較すると、台風の西側では低温・乾燥空気の南下が小さく、ジオポテンシャル高度分布が示唆するように東シナ海では南西流（暖気移流を伴う）が卓越しており、低緯度側から梅雨前線帯への水蒸気の流入が継続していた（第3.1.9図a,c）。また台風の後面である西日本～東シナ海に上層発散域（日本海に中心を持つジェットストリークの入口右側にあたる）があって（第3.1.9図d）その地域での総観規模の上昇運動に寄与しており、台風後面で降水が継続することを示唆している点でも特徴的である。



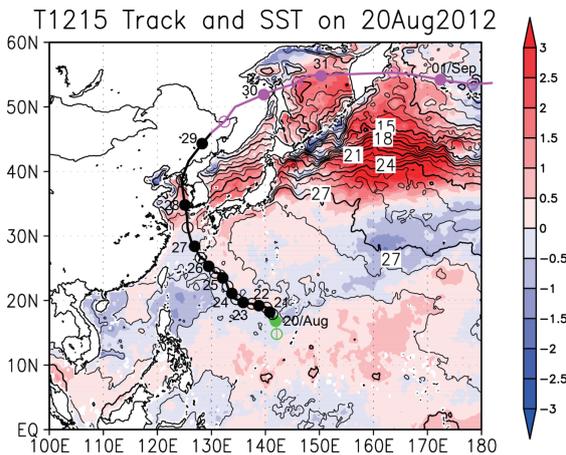
第3.1.9図 第3.1.8図と同じ、ただし2012年6月20日00時。

3.2 2012年台風第15号 (1215 Bolaven) *

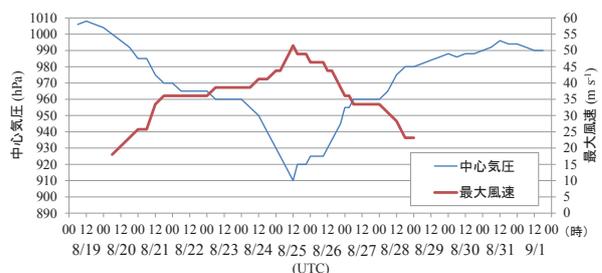
マリアナ諸島近海の12° N、142° E付近では8月16日頃から、亜熱帯高気圧の縁辺流に伴う東風とモンスーンに伴う南西風のシアライン（例えば、McBride 1995）に沿って対流活動が活発で、日周期の盛衰を繰り返していた。8月19日6時にはその少し北（14.1° N、142.1° E）で対流活動が活発となり熱帯低気圧が発生した。熱帯低気圧は約15km h⁻¹の速さで北に進み、1日後の8月20日6時に台風（中心気圧1000hPa）となった（第3.2.1図、第3.2.2図）。20日3時頃のAMSR2のPCT89（第3.2.3図a）によると、この頃の台風の主要な対流域は中心の南西側にあった。

台風は、21日から23日にかけてSSTが約29°C（おおむね平年並）の海域を西北西に進み（第3.2.1図）、徐々に発達した（第3.2.2図）。この期間は、200-850hPaの鉛直シアの大きさが10m s⁻¹前後あり、前後の時間のそれと比較して比較的大きかった（第3.2.4図a）。これは上層200hPa付近の環境風が、前後の時間のそれと比較して強く、6~9m s⁻¹の北北東の風となっていたことによる。MTSAT赤外面像（図省略）では中心の眼は確認できないが、23日04時頃のAMSR2のPCT89（第3.2.3図b）に見られるとおり、降水分布では23日以降、眼の壁雲が形成しつつあることが確認できる。ただし、主要な対流域は中心の南東側にあった（第3.2.3図b-d）。23日21時以降は、第一の壁雲とその外側に伸びる二つのスパイラルレインバンドが明瞭となった（第3.2.3図d）。

台風は24日からはSSTが29°C程度の海域を北西に進み（第3.2.1図）、ベストトラックによると、24日12時に950hPaだった中心気圧は25日12時には910hPaとなった（第3.2.2図）。ただし、この24時間における最大風速の増大は40m s⁻¹から50m s⁻¹にとどまるため、この事例は本書の急発達の基準に当てはまらない。この間、鉛直シアの大きさは5m s⁻¹以下となっていた（第3.2.4図a）。この発達時の台風の構造を詳しく見ると、構造は二重の壁雲から三重の壁雲に変化していた。SSMISのPCT91、AMSR2のPCT89及びTMIのPCT85の各画像で時間を追って見ると（第3.2.3図e-k）、この発達が始まる前の24日9時から24日12時にかけて（第3.2.3図e-f）は、第一の壁雲が明瞭で半径が25km未満で小さいことに加え、第二の壁雲が徐々に形成された。24日17時から25日4時にかけて（第3.2.3

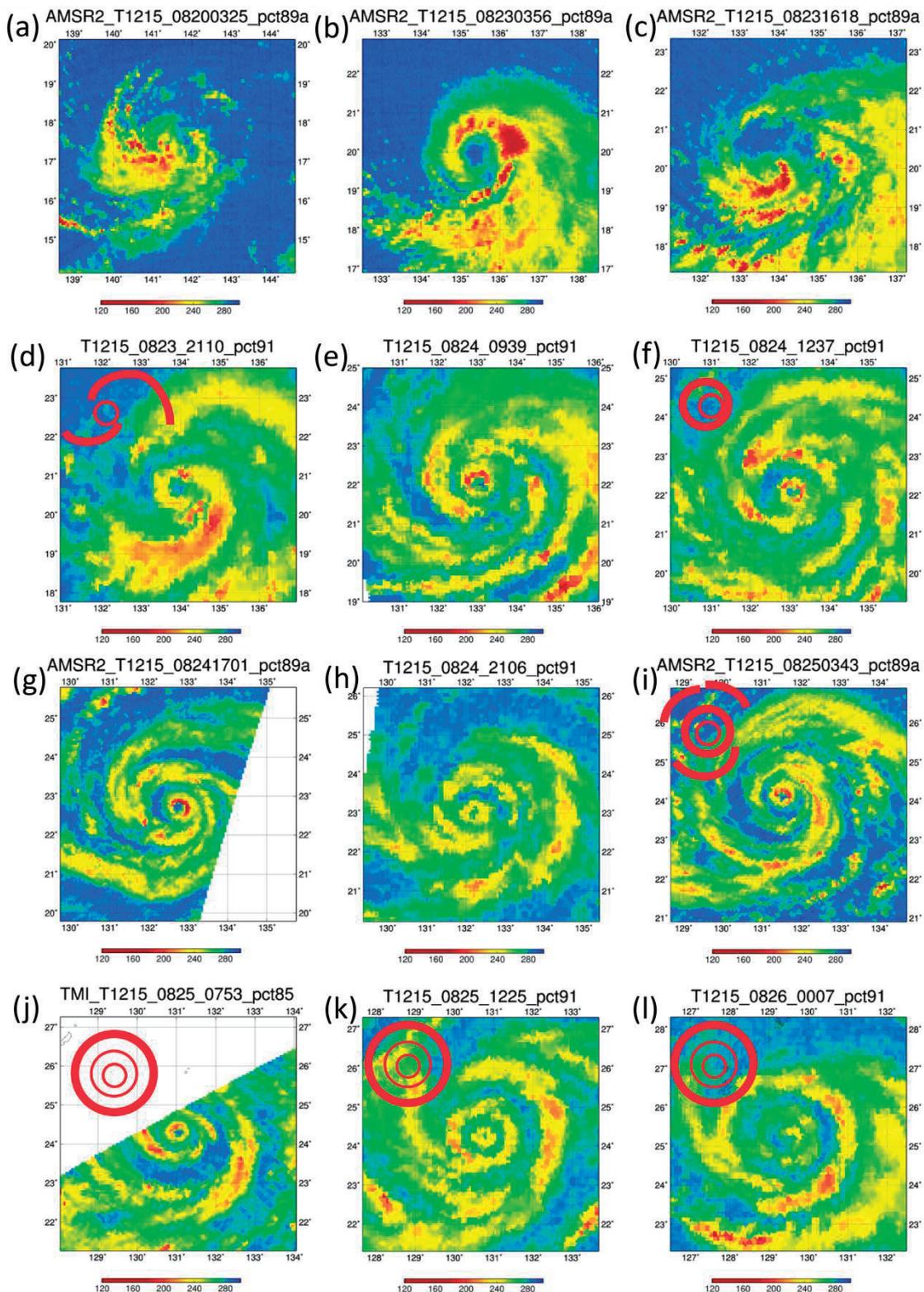


第3.2.1図 2012年8月20日の海面水温(黒実線、°C)、その平年偏差(カラー、°C)、及び2012年台風第15号の経路(気象庁ベストトラックデータによる)。●は00時(横の数字は日を示す)、○は12時の位置で、緑はTDの期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。

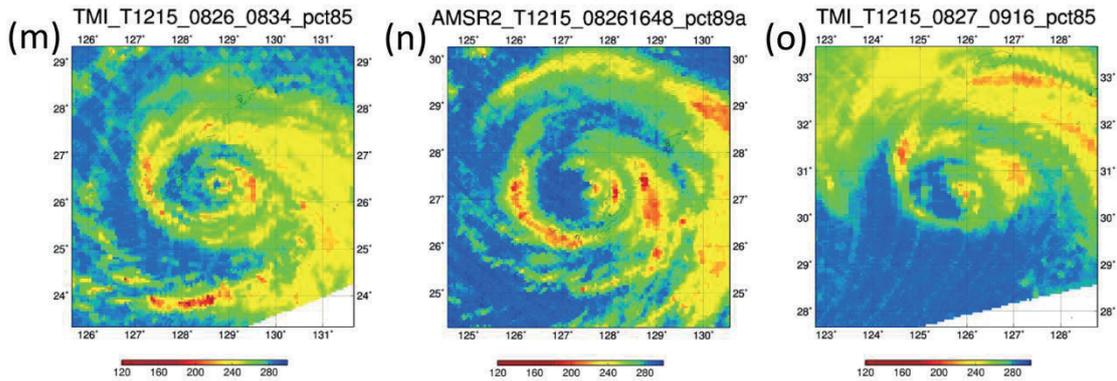


第3.2.2図 2012年台風第15号の強度変化(気象庁ベストトラックデータによる)。

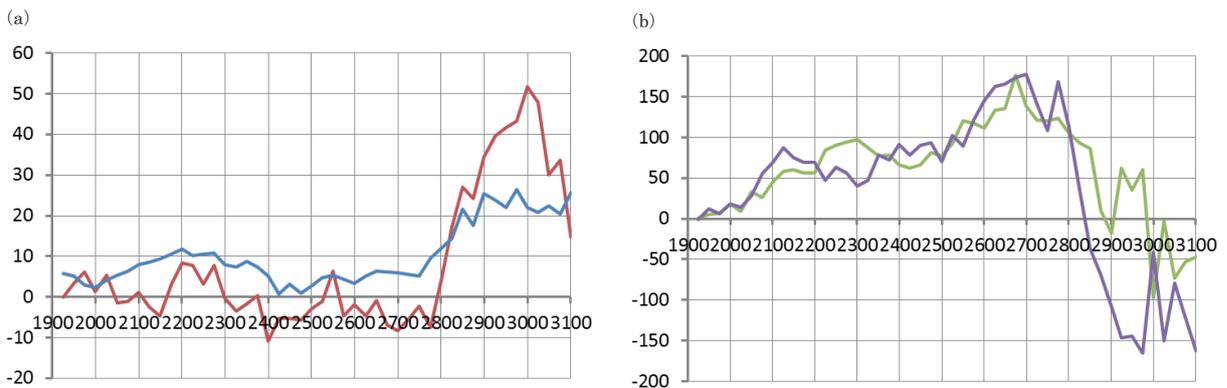
* 嶋田宇大



第3.2.3図 2012年台風第15号の位置を中心としたSSMISのPCT91、AMSR2のPCT89及びTMIのPCT85。赤マークは、眼の構造をイラストしたもの。(a)2012年8月20日03時頃、(b)8月23日04時頃、(c)8月23日16時頃、(d)8月23日21時頃、(e)8月24日10時頃、(f)8月24日13時頃、(g)8月24日17時頃、(h)8月24日21時頃、(i)8月25日04時頃、(j)8月25日08時頃、(k)8月25日12時頃、(l)8月26日00時頃、(m)8月26日09時頃、(n)8月26日17時頃、(o)8月27日09時頃。



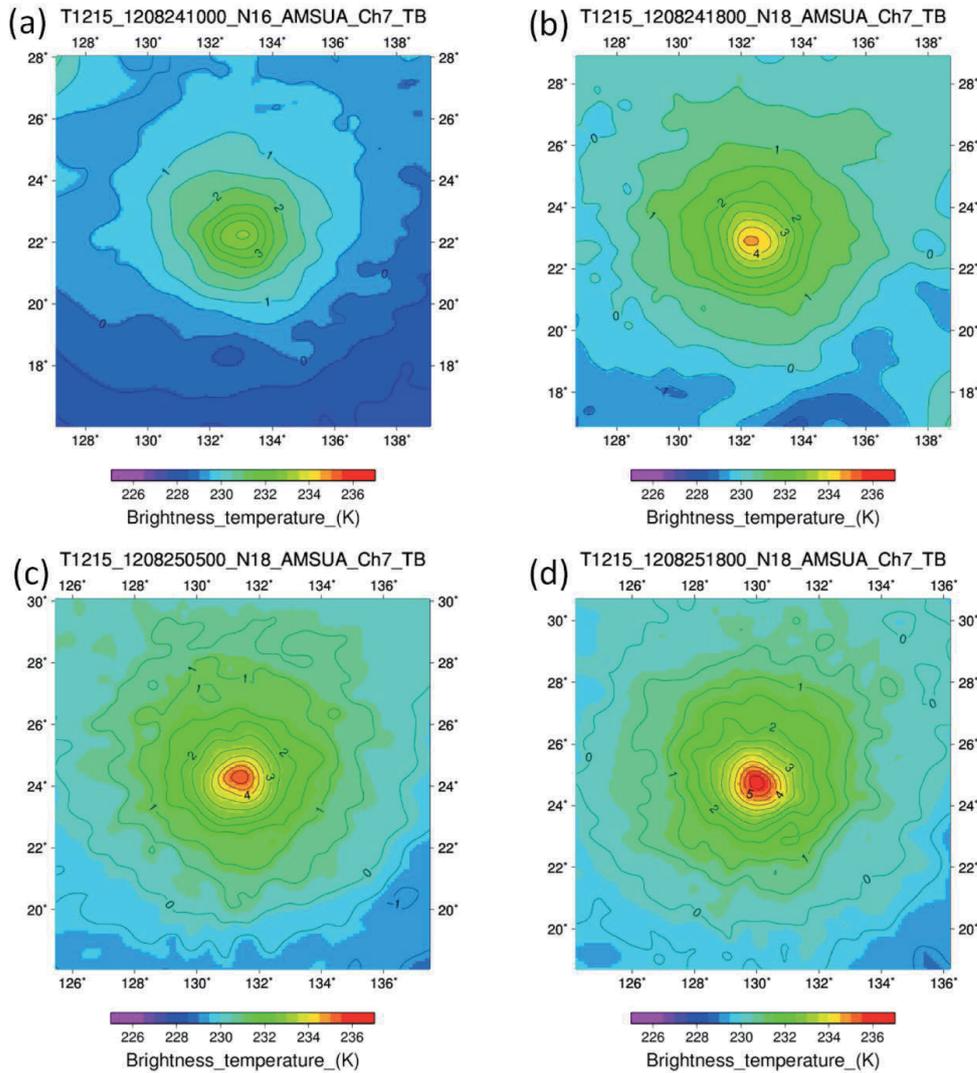
第 3.2.3 図 続き



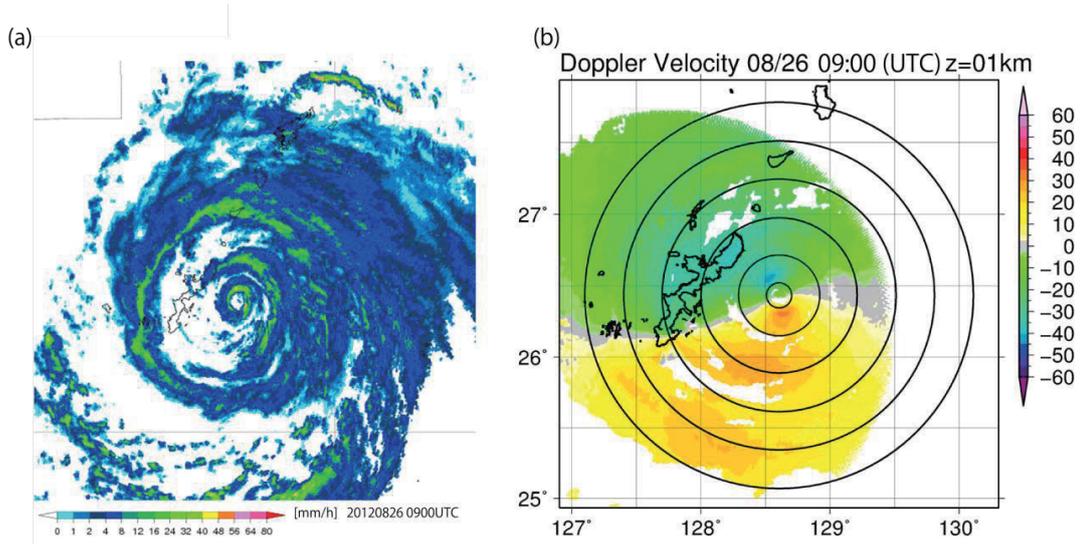
第 3.2.4 図 2012 年台風第 15 号の (a) 鉛直シアア (青、 $m s^{-1}$) と CPS パラメータの B (赤)、(b) CPS パラメータの $-V_T^L$ (緑) と $-V_T^U$ (紫) の時間変化。

図 g-i) は、第二の壁雲からスパイラル状に延びるように、徐々に第三の壁雲が形成され、25 日 8 時以降、台風は三重壁雲構造となった。最も明瞭に三重壁雲構造が見えた 25 日 12 時頃 (第 3.2.3 図 k)、台風は最盛期を迎えた。なお、第二の壁雲が形成されても、その内側の第一の壁雲が衰弱することはなかった。これは第二の壁雲が完全に軸対称に閉じていないことが影響しているかもしれない。また、第 3.2.3 図 f と第 3.2.3 図 k を比較すると、この間に第二の壁雲の半径は約 110km から約 75km に収縮していた。中心気圧は、上空の暖気核の強さに比例するため、この発達が起きている期間の AMSU-A (Ch7) の TB を見ると (第 3.2.5 図)、中心付近の TB は 3K 以上上昇していた。通常、台風は、第一の壁雲の発達とともに勢力が強まり、多重壁雲構造になったところで最盛期を迎える (発達が止まる) ことが知られている (例えば、Willoughby *et al.*, 1982)。しかし、ベストトラックによれば、台風第 15 号の場合、二重壁雲構造になった 24 日 12 時以降に気圧の急低下が始まり、三重壁雲が形成されるまで発達が続いたことになる。その後台風は徐々に勢力を弱めながら北西に進み、26 日 12 時には沖縄本島を中心気圧 930hPa の勢力で通過した。この時の沖縄周辺の SST は $28^{\circ}C$ 以上あった (図省略)。SSMIS の PCT91 及び TMI の PCT85 の画像を見ると、三重壁雲構造の完成以降、第一の壁雲及び第二の壁雲は弱まったものの、それらが完全に消えることはなく、壁雲の置き換わりは起こらなかった (第 3.2.3 図 l-m)。また台風は 26 日以降、沖縄本島に接近するにつれ、第二の壁雲に非対称性がみられるようになった (第 3.2.6 図 a)。糸数レーダーで観測したレーダー反射強度の軸対称成分 (方位角平均値) の時間平均した半径・高度断面図 (第 3.2.7 図) によると、最も内側の第一の壁雲は台風中心から半径約 15km、第二の壁雲は半径 45-65km、最も外側の第三の壁雲は半径 110-140km にあった。軸対称レーダー反射強度の値が 10dBZ 以上の高度は、第一の壁雲では高度 10km まで伸び、最も背が高いことが示唆された。第二

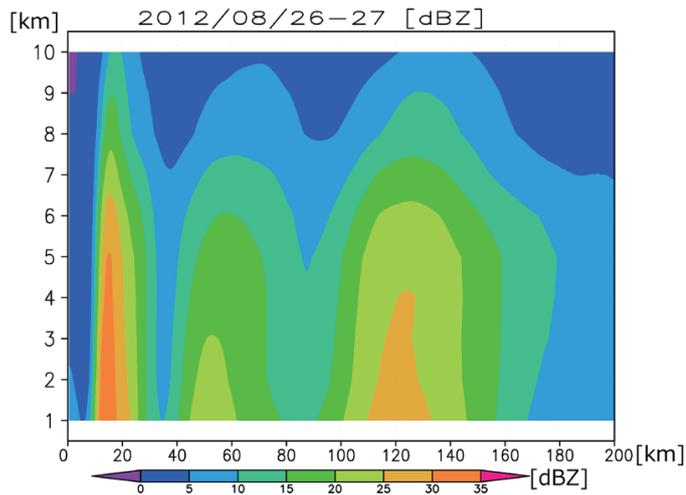
の壁雲は高度 7km まで伸びていた。第三の壁雲は高度 9km まで伸び、水平に幅広だった。沖縄本島通過直前の 26 日 09 時の高度 1km のドップラー動径風を見ると、風速は最大でも 45m s^{-1} 程度だったことがわかる (第 3.2.6 図 b)。これは同程度の勢力で沖縄本島を通過した同年の台風第 16 号 (第 3.3 節) 及び第 17 号 (第 3.4 節) の風速 (60m s^{-1} 以上) に比べて小さい。これは、台風の三重壁雲が障壁となって、台風の外側から大きな角運動量が台風内部に入り込みにくかったことが一つの要因と考えられる。26 日 12 時の CPS のパラメータ B (第 3.2.4 図 a) 及び 500hPa-1000hPa 面の層厚分布 (第 3.2.8 図 a) によると、台風第 15 号はこの時点では同心円構造を保っており、台風の西側下層には大陸からの乾燥空気の流入は見られない (第 3.2.8 図 c)。また、中緯度のジェットは 40°N 以北にあり台風から 1500km 以上離れ (第 3.2.8 図 b)、中緯度トラフとの相互作用は起きていないと考えられる。鉛直シア率は 10m s^{-1} 以下で (第 3.2.4 図 a)、下層から上層までしっかりとした暖気核構造となっていた (第 3.2.4 図 b)。



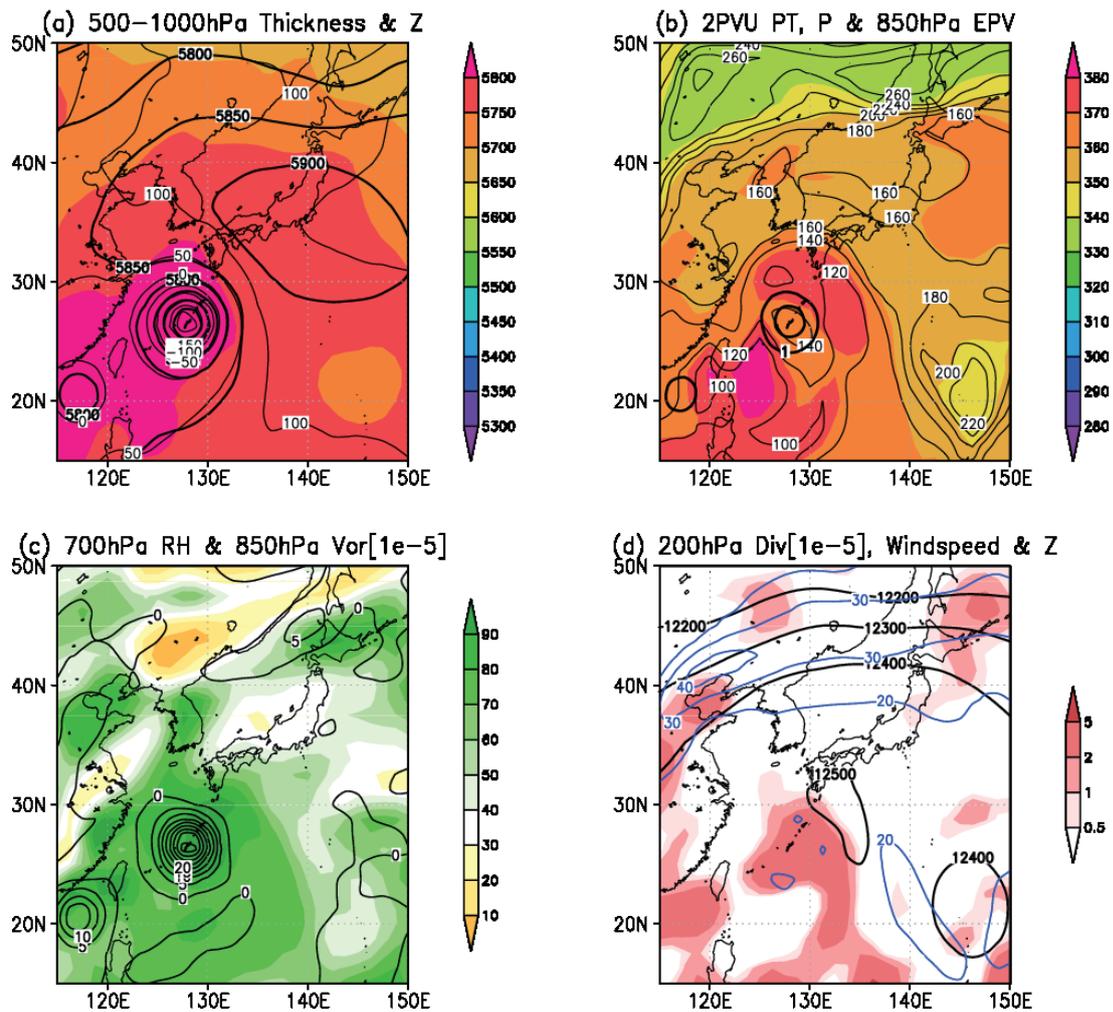
第 3.2.5 図 2012 年台風第 15 号の位置を中心とした AMSU-A (Ch7) の輝度温度 (カラー、K) とその偏差 (黒実線、K)。(a) 2012 年 8 月 24 日 10 時頃、(b) 8 月 24 日 18 時頃、(c) 8 月 25 日 05 時頃、(d) 8 月 25 日 18 時頃。



第3.2.6図 2012年8月26日09時の (a) レーダー降水強度分布、及び (b) 高度1km付近のドップラー動径風分布 (CAPPI)。同心円は、台風を中心から半径10km、30km、60km、90km、120km、150kmの地点を示す。



第3.2.7図 沖縄レーダーで観測したレーダー反射強度の台風軸対称成分 (方位角平均値) の半径・高度分布。2012年8月26日5時50分から8月26日16時50分の時間平均。



第3.2.8図 2012年8月26日12時の総観場。(a) 500hPa面(太実線)と1000hPa面(細実線)のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚(カラー)、(b) 2PVU面温位(カラー)、気圧(細実線)、850hPa面渦位(太実線)、(c) 700hPa面相対湿度(カラー)と850hPa面相対渦度(実線)、(d) 200hPa面ジオポテンシャル高度(黒線)、等風速線(青線)、水平発散(赤)。台風第15号は沖縄本島付近の下層高渦度・高渦位に対応。

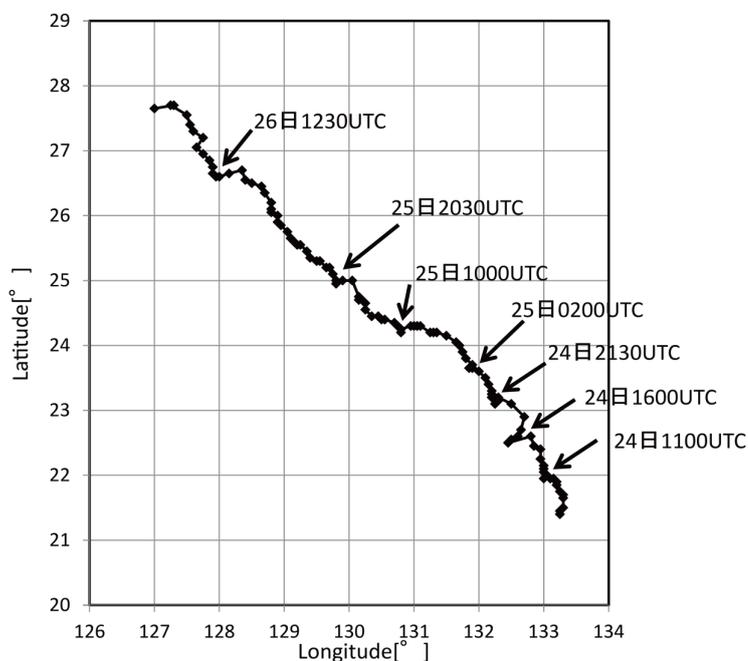
台風は東シナ海に抜けた26日15時以降、第一及び第二の壁雲の西側が不明瞭になり、三重壁雲の構造は次第に崩れ、同心円構造から非対称構造へと変化した(第3.2.3図n)。また移動速度も上がった。台風が29°Nを越えた27日03時以降は、台風中心から北東に約250km外側に位置するレイnbandの活動が明瞭となった(第3.2.3図o)。一方、台風の南側では、500hPaより上層では、中国大陸から台風の南側に向けて乾燥した空気が流入したことに伴い、目立ったレイnbandが見られなくなった(第3.2.3図o)。しかし、CPSのパラメータ上、鉛直シアーが強まり、下層非対称になり、温低化が始まるのは28日に入ってからであった(第3.2.4図)。その後台風は黄海を北北西に進み、28日12時以降、朝鮮半島に上陸し、ベストトラックでは29日6時に中国東北部で温帯低気圧に変わった(第3.2.1図)。

【トピック：トロコイダル運動】

台風第15号の特徴として、三重壁雲構造の他に、顕著なトロコイダル運動をしていた点があげられる。ここでは、その特徴について簡単にまとめた。

台風のトロコイダル運動とは、台風の眼が台風システム全体の平均的な移動に対して蛇行する運動である。Muramatsu (1986) は、二重壁雲構造を有した台風のトロコイダル運動を調べ、台風の眼が台風システム全体の中心とは一致せず、システムの中心に対し反時計回りに回転（周期は5～8時間）していることを明らかにした。

台風第15号の眼が台風システム全体の平均的な移動に対して蛇行していたことを示すため、MTSAT赤外チャンネルで中心の眼が識別可能となった24日03時から26日20時の間に対し、赤外チャンネル1のTBが最も高い点（雲のない領域または少ない領域）を台風中心と見なしたトラッキング（30分間隔）を行った（第3.2.9図）。台風は不規則な周期（3時間から8時間周期）で、時間平均的な移動方向に対して時折やや左側にずれる運動をしていた。特に、その蛇行は24日16時00分頃や26日12時30分頃に顕著に見られた。左側にずれている時、眼の移動速度は遅くなっていた。



第3.2.9図 MTSATの赤外チャンネル1の輝度温度を使ってトラッキングした2012年台風第15号の眼の位置（30分間隔）。矢印は、平均的な移動方向から左にずれた時刻を示す。

参考文献

McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formations. Chapter 3 of Global Perspectives on Tropical Cyclones. Being published by the WMO, 57 pp.

Muramatsu, T., 1986: Trochoidal motion of the eye of Typhoon 8019, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **64**, 259–272.

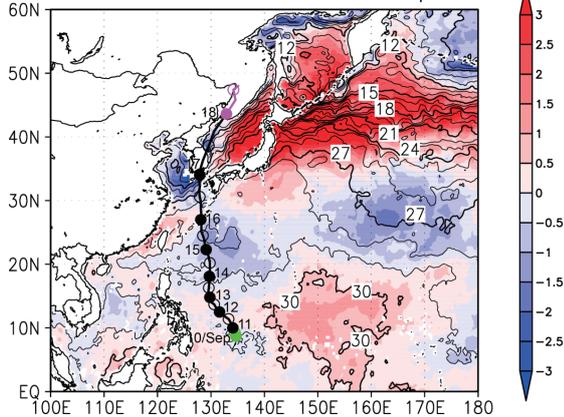
Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395–411.

3.3 2012年台風第16号 (1216 Sanba) *

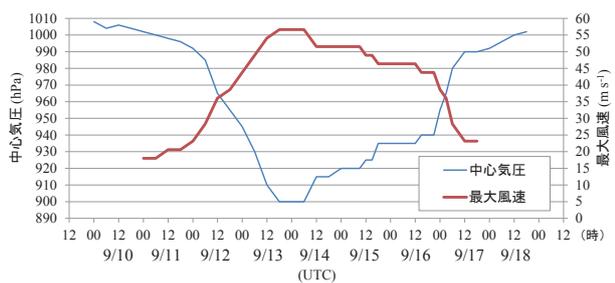
2012年9月10日00時にモンスーントラフ内(パラオ諸島の北)で発生した熱帯低気圧はその後北上し、11日00時に台風第16号となった(第3.3.1図及び第3.3.2図)。その後台風は、太平洋高気圧の西縁に沿って北上しながら、12日00時の最大風速 23 m s^{-1} から13日18時の最大 55 m s^{-1} まで急速に発達(平均約 $18.2 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$)した。

台風の発達初期のMTSAT(赤外1)のTB分布(第3.3.3図a;9月11日11時頃)では、中心付近に活発な積乱雲域がみられるものの雲バンドは不明瞭であり、SSMISのPCT91分布でも明瞭なレインバンドはみられない(第3.3.4図a)。この頃のAMSU-A(Ch8)のTB偏差分布では、上層暖気核の形成も確認できない(第3.3.5図a)。

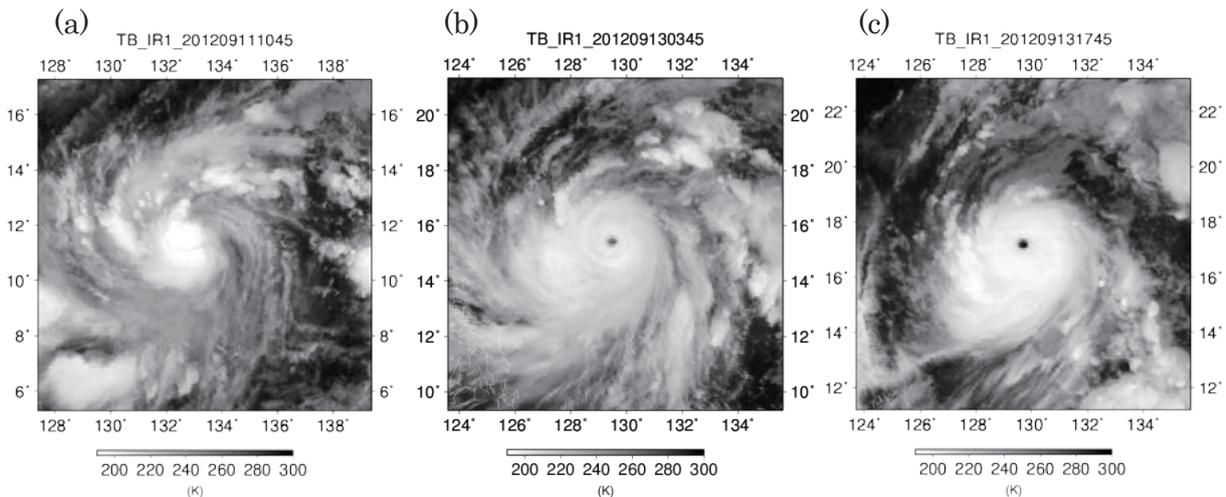
T1216 Track and SST on 11Sep2012



第3.3.1図 2012年9月11日の海面水温(黒実線、 $^{\circ}\text{C}$)、その偏差(カラー、 $^{\circ}\text{C}$)、および2012年台風第16号の経路。●は00時(横の数字は日)、○は12時の位置で、緑はTDの期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を表す。

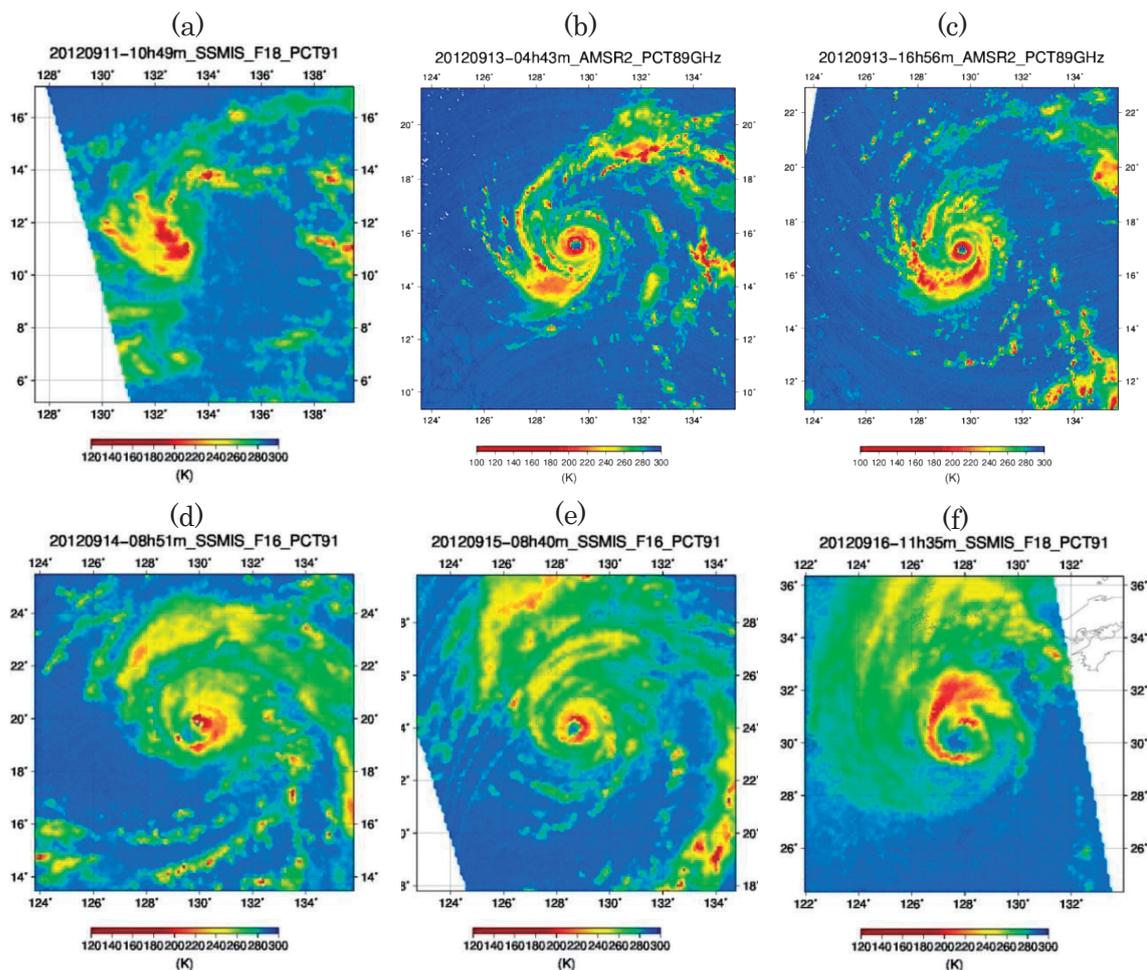


第3.3.2図 2012年台風第16号の強度変化(気象庁ベストトラックデータによる)。

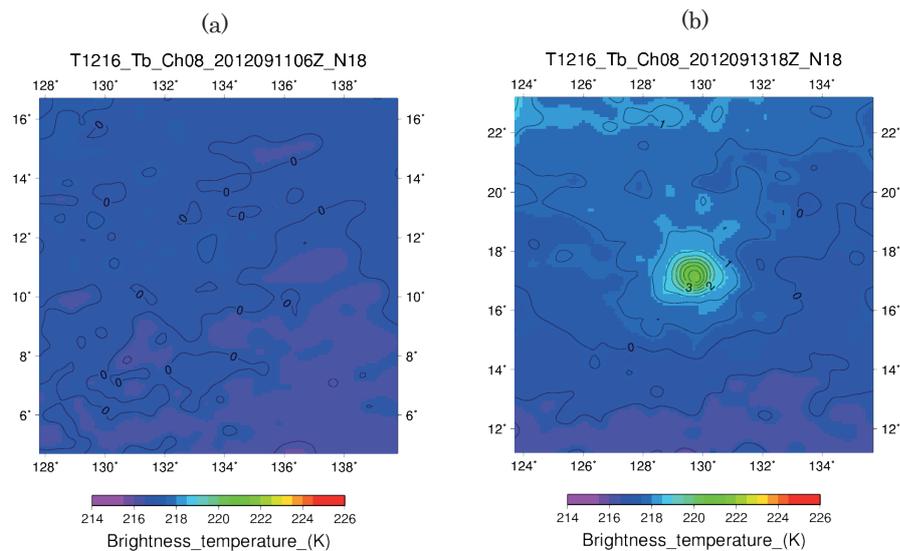


第3.3.3図 2012年台風第16号の位置を中心としたMTSAT(赤外1)の輝度温度分布。(a)9月11日11時、(b)9月13日04時、(c)9月13日18時。

* 小山亮



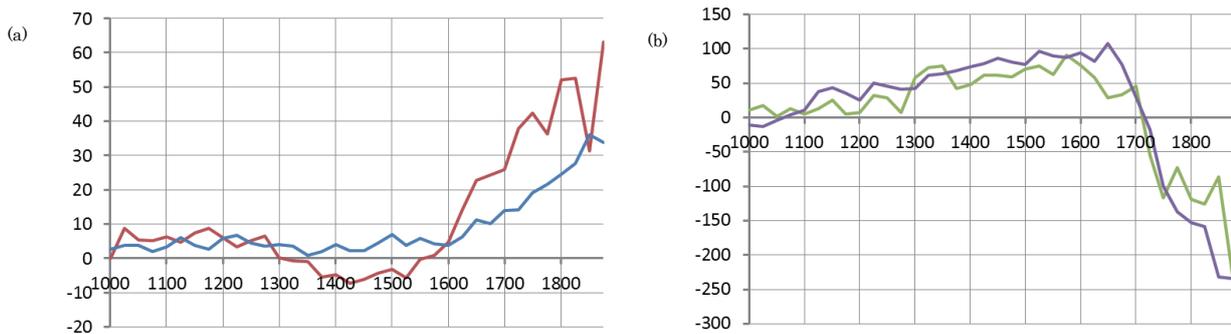
第 3.3.4 図 2012 年台風第 16 号の位置を中心とした SSMIS の PCT91 ((a), (d), (e) 及び (f)) 及び AMSR2 の PCT89 ((b) 及び (c)) の分布。(a) 9 月 11 日 10 時頃、(b) 9 月 13 日 04 時頃、(c) 9 月 13 日 16 時頃、(d) 9 月 14 日 08 時頃、(e) 9 月 15 日 08 時頃、(f) 9 月 16 日 11 時頃。



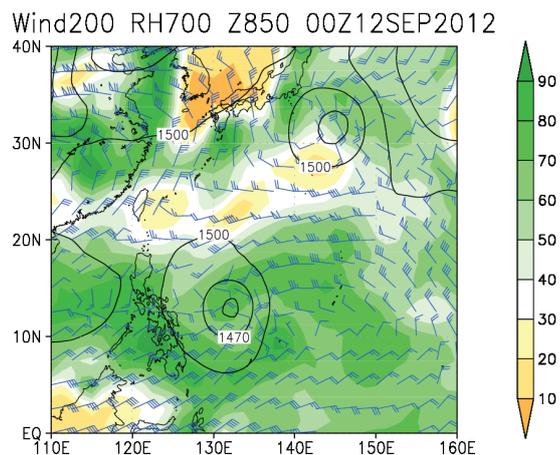
第 3.3.5 図 2012 年台風第 16 号の位置を中心とした AMSU-A (Ch8) の輝度温度 (カラー、K) とその偏差 (黒実線、K)。(a) 9 月 11 日 06 時頃、(b) 9 月 13 日 18 時頃。

その後台風は、レインバンドの明瞭化とともに構造の軸対称化が進み、9月13日04時頃以降 MTSAT (赤外1) のTB分布では眼が形成されはじめ(第3.3.3図b)、最盛期の13日18時頃をピークに明瞭化した(第3.3.3図c)。この眼の形成・明瞭化は、SSMISのPCT91分布でもみられた(第3.3.4図b-c)。台風中心から半径約100km以遠では、特に南側領域を中心に活発な対流を伴うアウターレインバンドが明瞭化し、発達を示唆した(第3.3.4図b-c)。最盛期(13日18時)の中心気圧は900hPa(最大風速は 55 m s^{-1})に達し、AMSU-A(Ch8)のTB偏差分布では、上層暖気核の発達を示唆する明瞭なTB偏差の極大(約4K)が確認できる(第3.3.5図b)。

台風第16号の急速な発達と関連する環境場の特徴として、発達期における台風周辺のSSTは 29°C 以上と高く(この季節としては平年並み)、台風の発達に好都合な海洋環境場であったことが挙げられる(第3.3.1図)。また、発達に負の影響を与える鉛直シアが、発達期を通して 6 m s^{-1} 以下と比較的小さかったことにも注目される(第3.3.6図a)。さらに、 10°N 以南に位置していた発生期には、台風上層では東風が卓越していたが、北上して 10°N 以北に達した12日00時には、台風は 20°N 沿いに強風軸を持つジェットストリークの入口右側に位置した(第3.3.7図)。このため、台風上層では北東向きの外出流が生じ、南側の南西向きの外出流とあわせて上層発散が強く、発達しやすい環境にあったと考えられる。

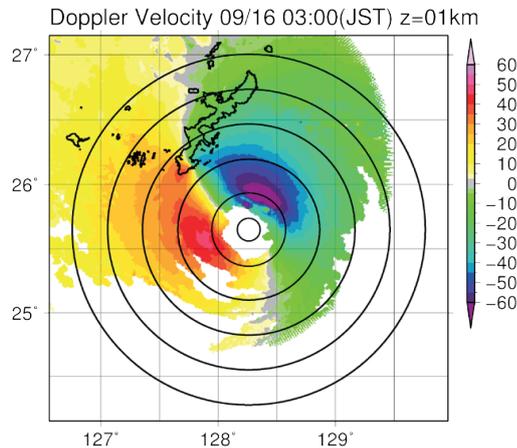


第3.3.6図 2012年台風第16号の(a)鉛直シア(青、 m s^{-1})とCPSパラメータのB(赤)、(b)CPSパラメータの $-V_T^L$ (緑)と $-V_T^U$ (紫)の時間変化。

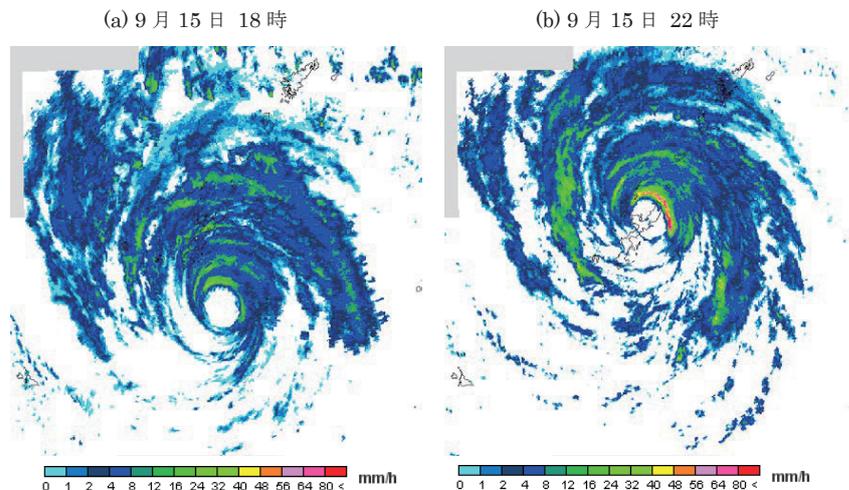


第3.3.7図 2012年9月12日00時の200hPa面の風(青、短矢羽 5 m s^{-1} 、長矢羽 10 m s^{-1} 、ペナント 25 m s^{-1})、850hPaジオポテンシャル高度(黒、30mごと)、700hPa面相対湿度(カラー、%)。

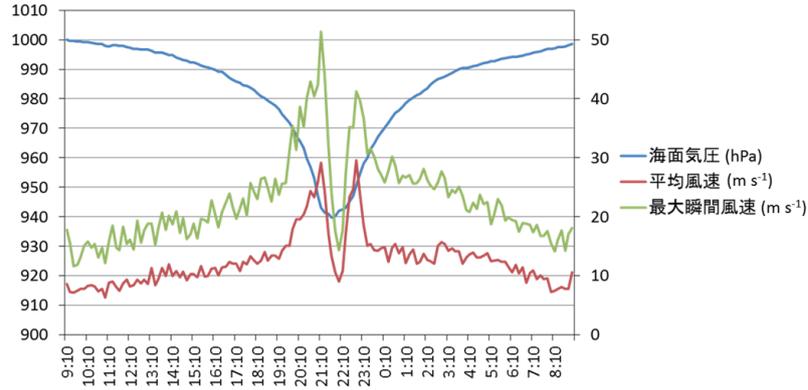
最盛期以降の9月14日08時頃には、眼の壁雲に対応するリング状降水域は不明瞭化し台風の衰弱を示唆（ベストトラックでも衰弱傾向）したが（第3.3.4図d）、15日08時頃になると再び壁雲が明瞭化した（第3.3.4図e）。それから約10時間後（15日18時頃）に沖縄レーダーで観測された高度1kmのドップラー速度分布（第3.3.8図）では、台風中心から半径約30km付近の壁雲（第3.3.9図a）で 60 m s^{-1} を超える値が観測されていた。また、台風通過前後の名護の地上観測の時系列（第3.3.10図）では、軸対称な壁雲の通過に対応すると思われる2つの最大瞬間風速のピーク（ 51.4 m s^{-1} （15日21時03分）及び 41.2 m s^{-1} （15日22時47分））が観測されている。この風分布は、この前後に沖縄本島を通過した2012年台風第15号（第3.2節）や第17号（第3.4節）と比較して典型的な成熟期の台風の構造と言える。台風はその後、壁雲で降水を強めながら、15日22時頃に沖縄本島（名護市付近）を通過した（第3.3.9図b）。台風通過時頃の名護の観測では、海面気圧939 hPa（9月15日21時40分）、最大瞬間風速 51.4 m s^{-1} （15日21時10分）が観測された。この頃の大気総観場（16日00時；第3.3.11図）は、東シナ海北部での層厚（500-1000hPa）の南北傾度増大、長江下流域上空での強い圏界面の折れ込み、乾燥空気の 22° N 付近までの南下が解析され、台風が傾圧帯に接近していたことが示唆される。この時のCPSパラメータは、台風がこの頃まで暖気核・軸対称構造を維持していたことを示している（第3.3.6図a-b）。



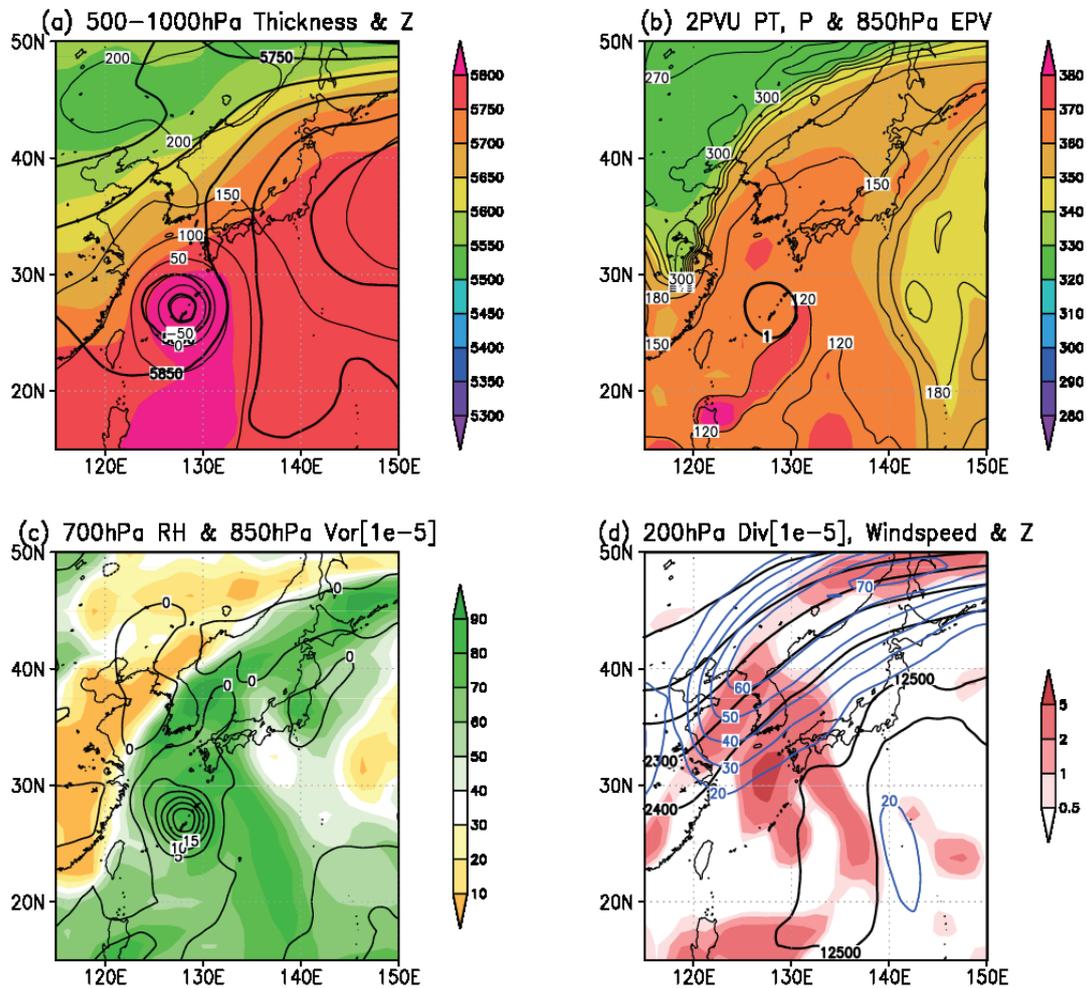
第3.3.8図 沖縄レーダーで観測された高度1kmのドップラー速度（2012年9月15日18時、単位は m s^{-1} ）。半径は内側から順に10、30、60、90、120及び150km。図の中心は台風第16号の中心位置。



第3.3.9図 気象庁レーダー（合成図）による2012年台風第16号の降水強度分布。（a）9月15日18時、（b）9月15日22時。



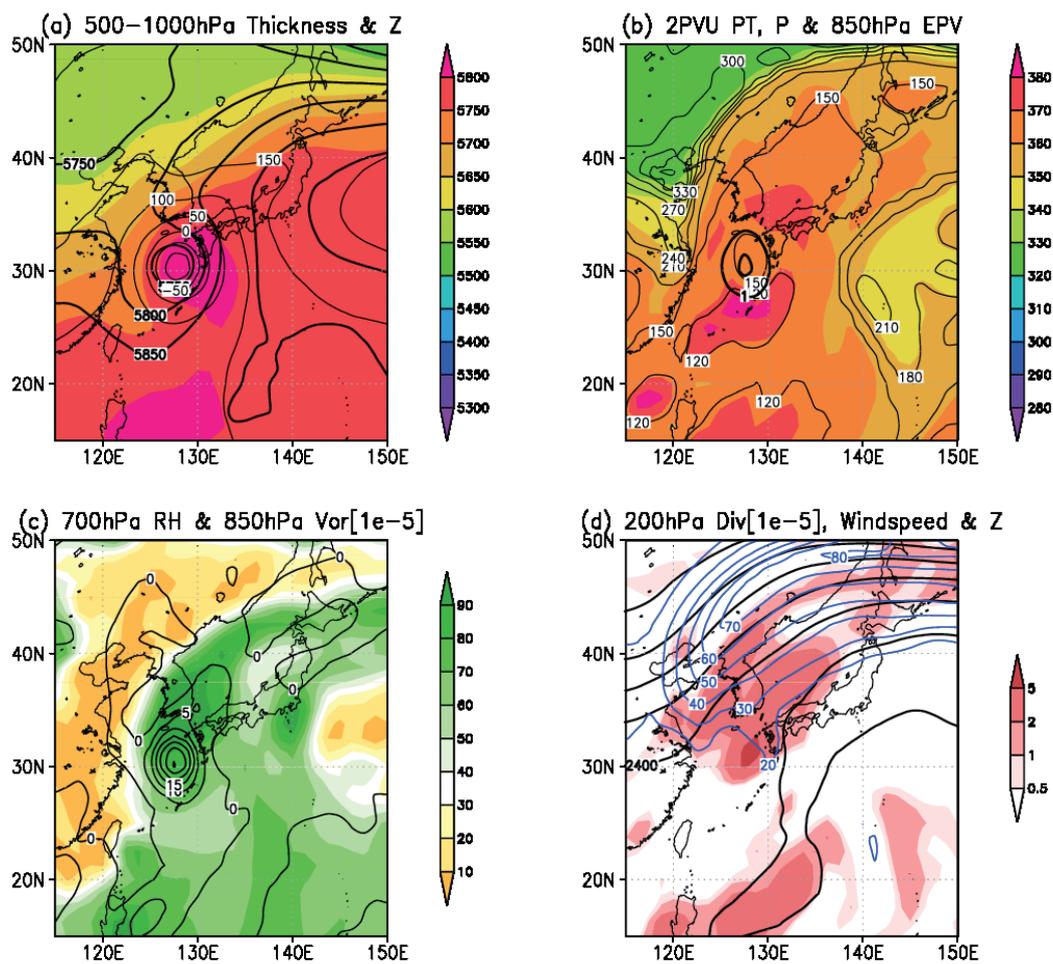
第3.3.10図 2012年9月15日9時から9月16日9時までの名護の地上観測値。海面気圧（青）、10分間平均風速（赤）、最大瞬間風速（緑）の10分値。これは、2012年台風第16号が沖縄を通過する前後の観測値である。



第3.3.11図 2012年9月16日00時の総観場。(a) 500 hPa面（太実線）と1000 hPa面（細実線）のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚（カラー）、(b) 2PVU面温位（カラー）、気圧（細実線）、850 hPa面渦位（太実線）、(c) 700 hPa面相対湿度（カラー）と850 hPa面相対渦度（実線）、(d) 200 hPa面ジオポテンシャル高度（黒線）、等風速線（青線）、水平発散（赤）。台風第16号は沖縄本島付近の下層高渦度・高渦位に対応。

このあと台風は、北上とともに対流分布の非対称性を増し、9月16日11時頃のSSMISのPCT91分布(第3.3.4図f)では、台風中心の東～南側の対流が弱まるとともに北側の強い対流域の拡大がみられる。この対流域の拡大は、16日00時に東シナ海にみられた上層発散域(黄海～日本海北部の強いジェットストリークの入口右側)に台風が進んだ(第3.3.12図)ことが寄与していた可能性がある。16日06時以降、CPSのパラメータBは10以上となり(第3.3.6図a)下層温度場の非対称性の増大を表している。

台風は、9月17日00時には中心気圧955hPa、最大風速 40 m s^{-1} で朝鮮半島の南に達した(第3.3.1図及び第3.3.2図)。台風はこの時刻までに下層非対称性が増大(第3.3.6図a及び第3.3.12図a)し上層の強いジェットストリークに接近した(第3.3.12図d)が、その強度をあまり弱めなかった。これは、台風の水平スケールが大きかったこと、直前まで強い勢力を維持していたこと、台風北側の潜熱解放で圏界面が持ち上げられ(第3.3.12図b)ジェットストリークが北上したこと、などが理由として考えられる。さらに、ジェットストリーク入口右側で励起された上層発散に伴う上昇運動も台風の強度維持に寄与した可能性がある。また、この時刻には暖気核が弱まり温低化が進んでいたが(第3.3.6図b)、台風の西側では 20° N 付近まで乾燥空気が南下していたにも関わらず、台風中心付近に乾燥空気の流入はみられない(第3.3.12図c)。台風は、朝鮮半島通過中の17日06時には下層・上層とも寒気核化し(第3.3.6図b)、ベストトラックで温帯低気圧に変わったのは日本海から沿海州に再上陸した18日00時であった。



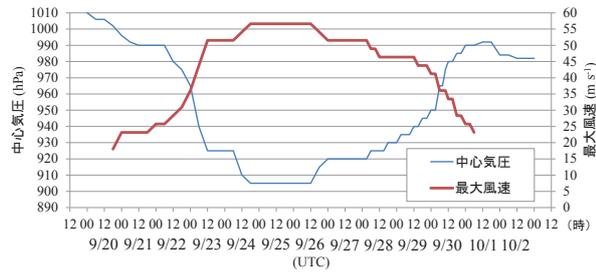
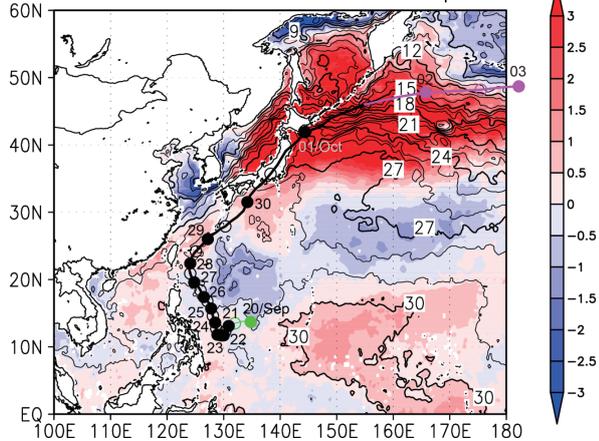
第3.3.12図 第3.3.11図と同じ。ただし2012年9月17日00時。

3.4 2012年台風第17号 (1217 Jelawat) *

9月20日00時にフィリピンの東海上で、モンスーントラフ内のクラウドクラスターを起源とする熱帯低気圧が発生し、同日18時には台風第17号となった。この台風の経路と強度変化の時系列を第3.4.1図及び第3.4.2図に示す。台風発生直後の20日23時頃にSSMISで観測されたPCT91分布によると眼は形成されていないものの(第3.4.3図a)、MTSATの赤外面像では対流雲群が低気圧性回転していることが分かり(図省略)、発達過程にあることが確認できる。

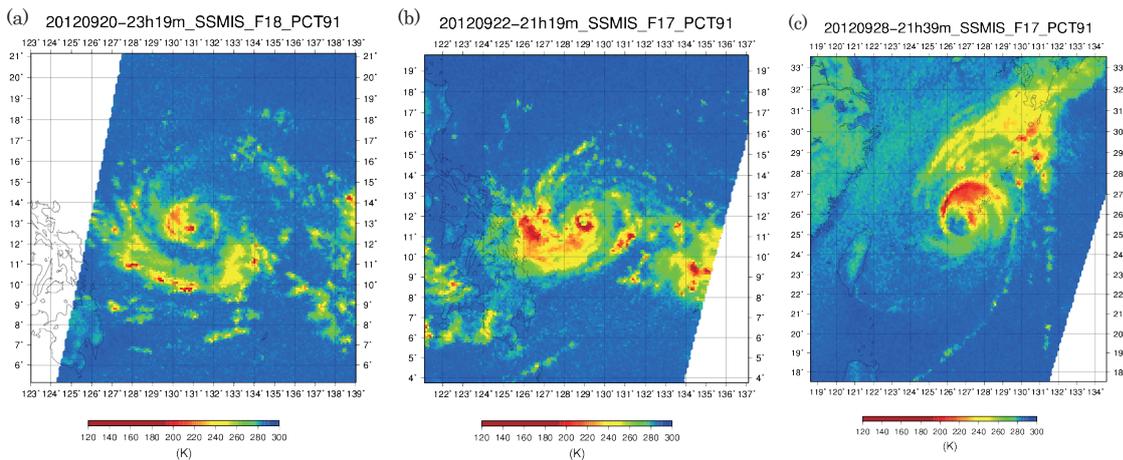
発生後、台風は発達しながらゆっくりと南西～西へ移動し、22日00時から23日00時にかけてはほぼ停滞して、その後北向きに進路を変えた(第3.4.1図)。西進中は対流雲の組織化が進んでいなかったが、動きが遅くなった22日には眼が形成され始めた。22日21時頃のSSMISのPCT91分布によると、半径約25kmの明瞭な小さい眼が確認できる。ただし、眼の壁雲中の発達した対流雲は南～南西側に偏

T1217 Track and SST on 20Sep2012



第3.4.2図 2012年台風第17号の強度変化(気象庁ベストトラックデータによる)。

第3.4.1図 9月20日の海面水温(黒実線、°C)、その平年偏差(カラー、°C)、及び2012年台風第17号の経路(気象庁ベストトラックデータによる)。●は00時(横の数字は日を示す)、○は12時の位置で、緑はTDの期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。



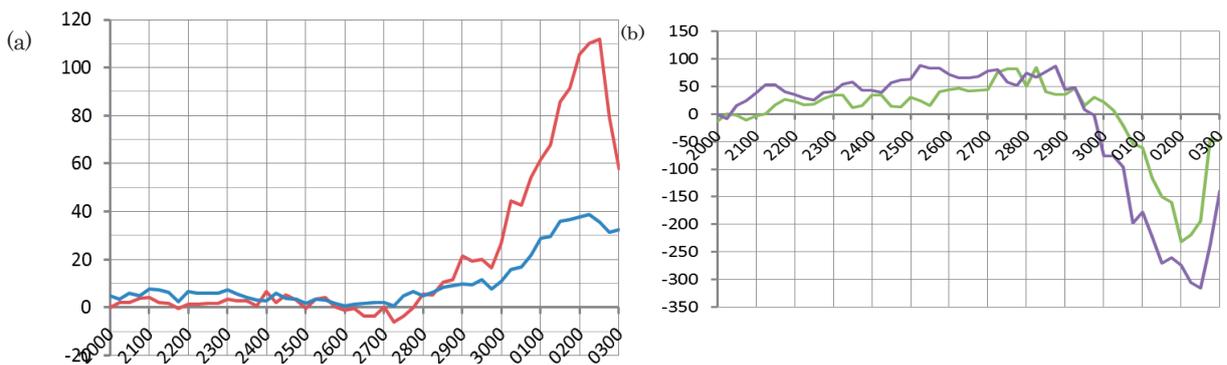
第3.4.3図 2012年台風第17号の位置を中心としたSSMISのPCT91。(a)2012年9月20日23時頃、(b)9月22日21時頃、(c)9月28日21時頃。

* 櫻木智明

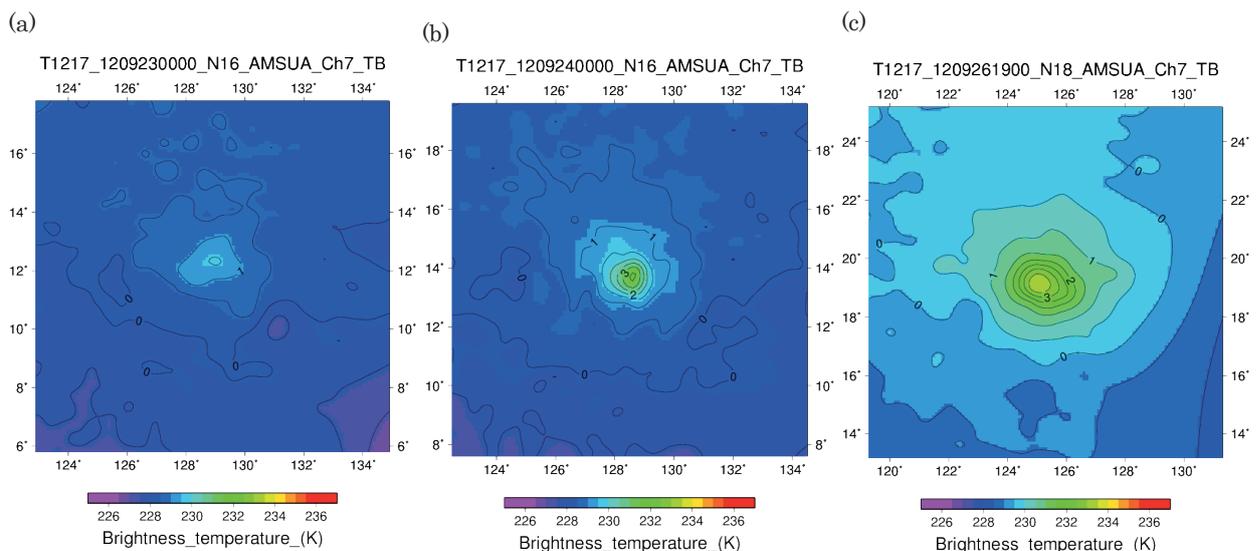
り、また、深い対流を含むアウターレインバンドが眼の南～西側に見られ、非対称な構造となっている(第3.4.3図b)。

この台風は、22日12時からの24時間で55hPaの中心気圧低下、 20m s^{-1} の最大風速増大を伴う急速な発達をし、23日12時に中心気圧925hPa、最大風速 50m s^{-1} に達した。このときのフィリピンの東～沖縄の南のSSTは台風第17号の前に通過した台風第15号と台風第16号の影響により平年より低くなっていたが、台風第17号はその低SST領域の西の、SSTが平年並み($29\sim 30^\circ\text{C}$)の海域を進んだ(第3.4.1図)。また、この海域では100m深の表層水温(図省略)はSSTと大きな差がなく($27\sim 29^\circ\text{C}$)、厚い表層混合層の存在を示唆している。さらに、鉛直シアの大きさは $2\sim 6\text{m s}^{-1}$ であった(第3.4.4図a)。以上のことから、大気海洋ともに台風の発達に好都合な環境場であったことが示される。また、AMSU-A (Ch7)のTB偏差は、23日00時では約1.5Kであったのに対し、24日00時には約3.5Kとなり、急速な発達に伴い暖気核も発達していることが示されている(第3.4.5図a, b)。

急速な発達の後、23日12時から24日12時まで、台風の発達は一時止まっている(第3.4.2図)。この頃のSSMIS及びAMSR2のPCT分布によると、台風は二重壁雲構造となっているが、内側の壁雲は弱まりつつあり、壁雲の置き換わりが起っていることが分かる(第3.4.6図a, b)。24日16時頃のTMIのPCT85分布によると、置き換わり後外側の壁雲は若干収縮しており(眼の大きさは半径約25km)、



第3.4.4図 2012年台風第17号の(a)鉛直シア(青、 m s^{-1})とCPSパラメータのB(赤)、(b)CPSパラメータの $-V_T^L$ (緑)と $-V_T^U$ (紫)の時間変化。

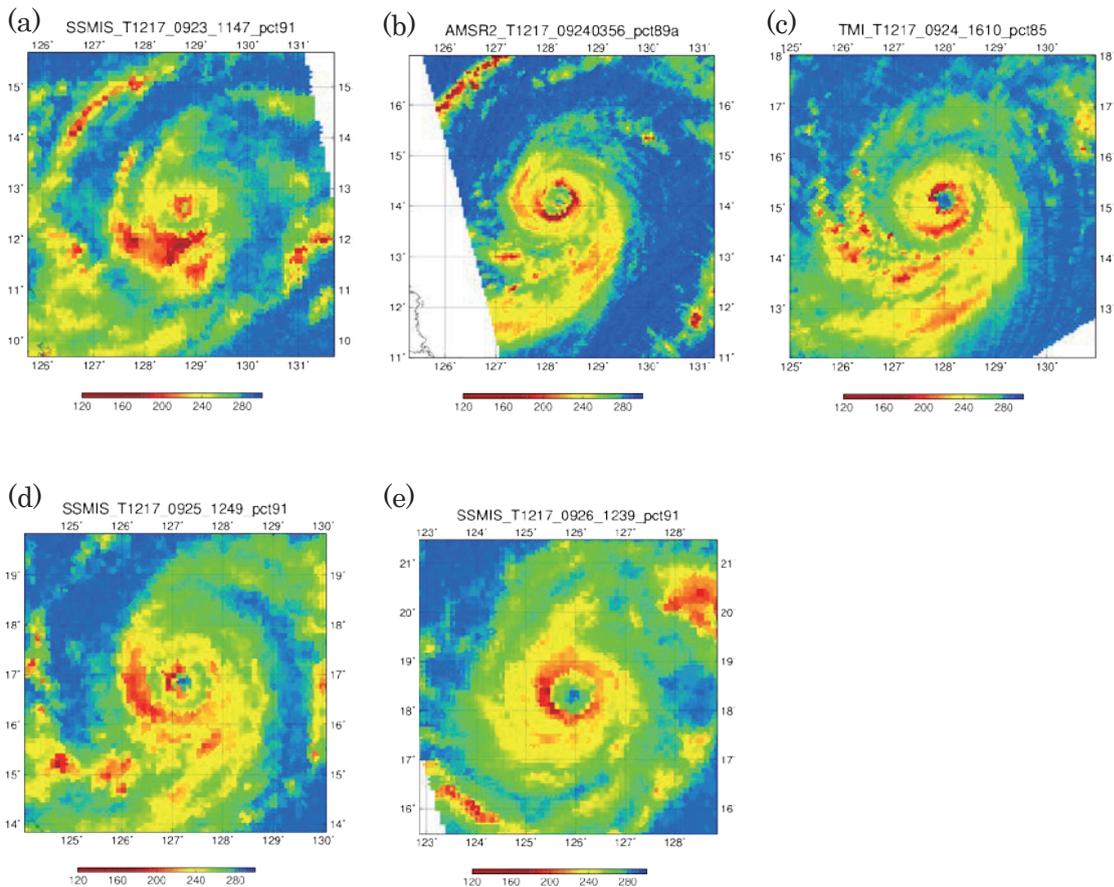


第3.4.5図 2012年台風第17号の位置を中心としたAMSU-A (Ch7)の輝度温度(カラー、K)とその偏差(黒実線、K)。(a)2012年9月23日00時頃、(b)9月24日00時頃、(c)9月26日19時頃。

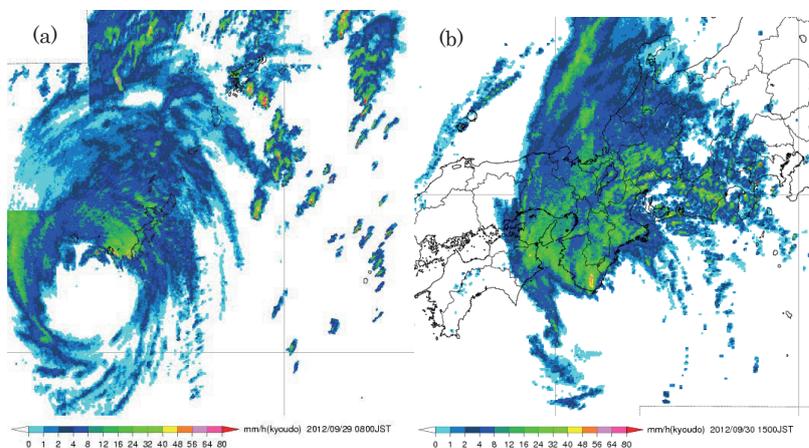
これに伴い台風は再び発達を始めたと考えられる(第3.4.6図c)。Kossin and Sitkowski (2012)では、台風は壁雲の交替過程に伴って強度変化することが報告されており、これと整合的である。

24日18時には、最低気圧905hPa、最大風速 55m s^{-1} に達し、26日12時までこの強度を維持した(第3.4.2図)。最盛期の25日12時頃、SSMISのPCT91分布では再び二重壁雲構造となっている様子が見られる(第3.4.6図d)。その後内側の壁雲は消失したが、外側の壁雲の収縮は明瞭でなく、眼の大きさは半径約50kmとなった(第3.4.6図e)。このとき、AMSU-A(Ch7)のTB偏差のピーク値に大きな変化はないが、正偏差領域の水平スケールは大きくなっている(第3.4.5図c)。これは暖気核の強度が維持されたまま水平スケールが大きくなったことを意味する。このため、壁雲の置き換わりが起ったにも関わらず中心気圧が維持されたと考えられる。その後、台風は構造を大きく変化させることなく北上し、沖縄の南海上へと進んだ。

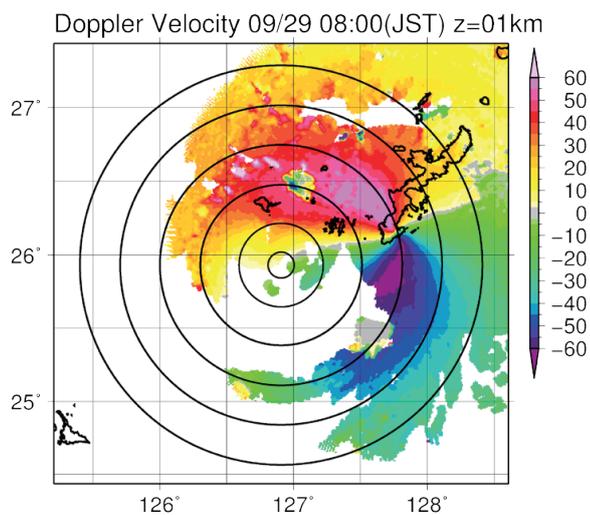
9月28日、沖縄の南まで北上した台風は北東に進路を変え、29日2時頃に沖縄本島付近を通過した(第3.4.1図)。沖縄本島付近を通過したのは、台風第15号(第3.2節)・第16号(第3.3節)に続いて、およそ半月間隔で3回目であった。台風が沖縄本島へ接近した28日21時頃のSSMISのPCT分布では、台風の北側には深い対流が見られるが、南側では顕著な対流は消失し、非対称性の強い構造となっていた(第3.4.3図c)。23時のレーダー観測による降水強度分布(第3.4.7図a)でも同様の非対称構造が見られる。同時刻に沖縄糸数レーダーで観測された高度1kmのドップラー速度(第3.4.8図)によると、非降水域では観測不可能なため欠損があるが、中心から60~120km離れた広い範囲で、強い所では 60m s^{-1} を超える強風が吹いている。これは、沖縄本島通過時にこの台風と中心気圧が同程度(930hPa



第3.4.6図 第3.4.3図と同様。ただし、台風中心付近を拡大している。観測時刻はそれぞれ、(a)2012年9月23日11時頃、(b)9月24日03時頃、(c)9月24日16時頃、(d)9月25日12時頃、(e)9月26日12時頃。(b)はAMSR2のPCT89、(c)はTMIのPCT85、その他はSSMISのPCT91。



第3.4.7図 レーダー観測による降水強度（合成図）。観測時刻はそれぞれ、(a) 2012年9月28日23時、(b) 9月30日6時。

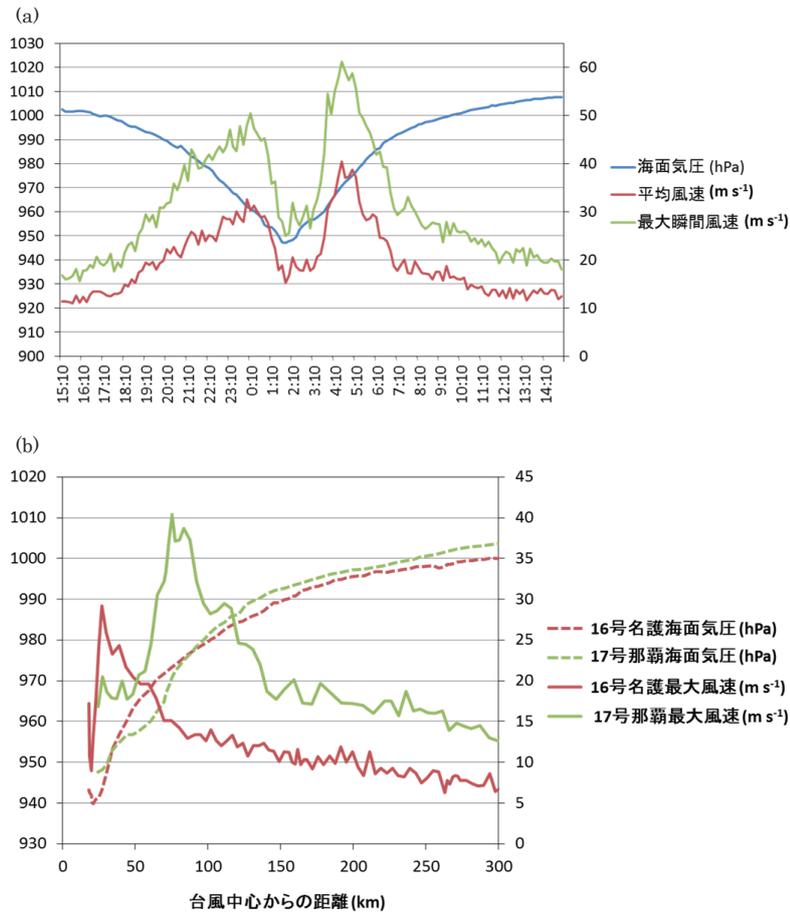


第3.4.8図 2012年9月28日23時（第3.4.7図aと同時刻）における、沖縄糸数レーダーで観測された高度1kmのドップラー速度分布。黒線は台風中心からの距離10km、30km、60km、90km、120km、150km地点を示す。折り返し補正が不完全な領域がある。

前後)で軸対称性の強かった台風第15号(第3.2節)・第16号(第3.3節)の風速よりも大きい。台風がかなり近くを通過した沖縄の地上観測値(第3.4.9図a)では、台風進路前方の観測値では最大風速 32.6 m s^{-1} (29日0時20分)、最大瞬間風速 50.4 m s^{-1} (29日0時2分)が観測されており、またドップラー速度観測値が欠損となっている進路後方では前方より強い風(29日4時30分に最大風速 40.4 m s^{-1} 、4時23分に最大瞬間風速 61.2 m s^{-1})が観測されている。地上観測から得られた台風後面における風速分布の台風第16号との比較(第3.4.9図b)によると、本事例において強風の吹いた領域は台風中心から離れており、広範囲であったことも特徴的であった。

29日00時の総観場(第3.4.10図)では、同じ2012年の台風第15号・第16号の沖縄本島通過時と比較して、下層・上層とも強い寒気が南下し(第3.4.10図a,b)、ジェット気流も南下が見られる(第3.4.10図d)。この頃はCPSパラメータでは暖気核構造はまだ維持されている(第3.4.4図b)が、鉛直シアの大きさは約 10 m s^{-1} とやや増大し、CPSパラメータのBも約20まで増大して(第3.4.4図a)、既に温低化が開始していると言える。これまでに述べた風速分布及び総観場の特徴から、本事例の強風の発現メカニズムは成熟期の典型的な台風とは異なる可能性がある。中心気圧が同程度であっても軸対称性の強かった台風より本事例で強い風が観測され、さらに異なる強風構造の存在の可能性が示唆されたことは、中心気圧と最大風速の関係が台風自体の構造や環境場等の条件によって大きく変わりうることに防災上注意すべきであることを示している。

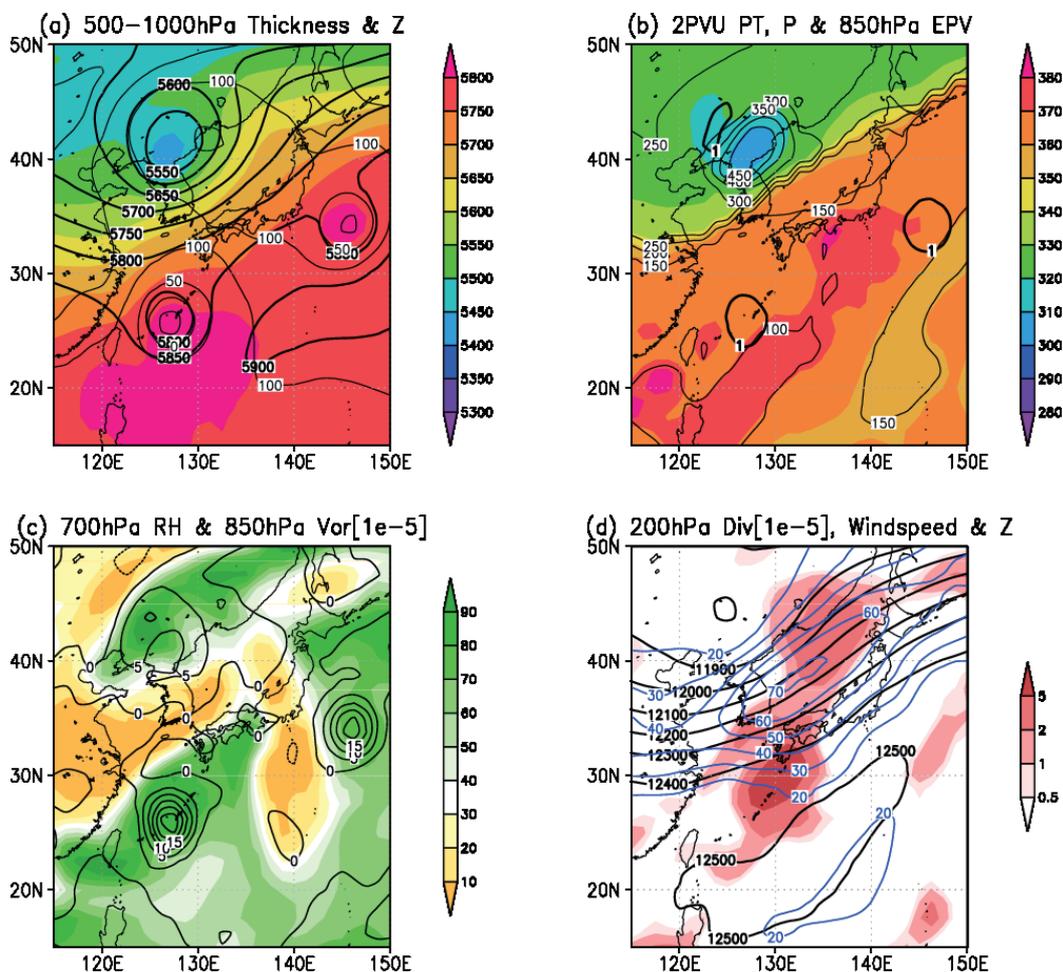
台風は沖縄通過後さらに移動速度を速めて四国の南海上を北東に進んだ(第3.4.1図)。この海域で



第3.4.9図 (a) 2012年9月28日15時から29日の15時の那覇の地上観測値。海面気圧(青)、10分間平均風速(赤)、最大瞬間風速(緑)の10分値。これは、2012年台風第17号が沖縄を通過する前後の観測値である。(b) 地上観測から求めた、2012年台風第16号(赤)及び第17号(緑)の後方の海面気圧(破線)・最大風速(実線)分布。第16号については名護の、第17号については那覇の地上観測値を用いた。

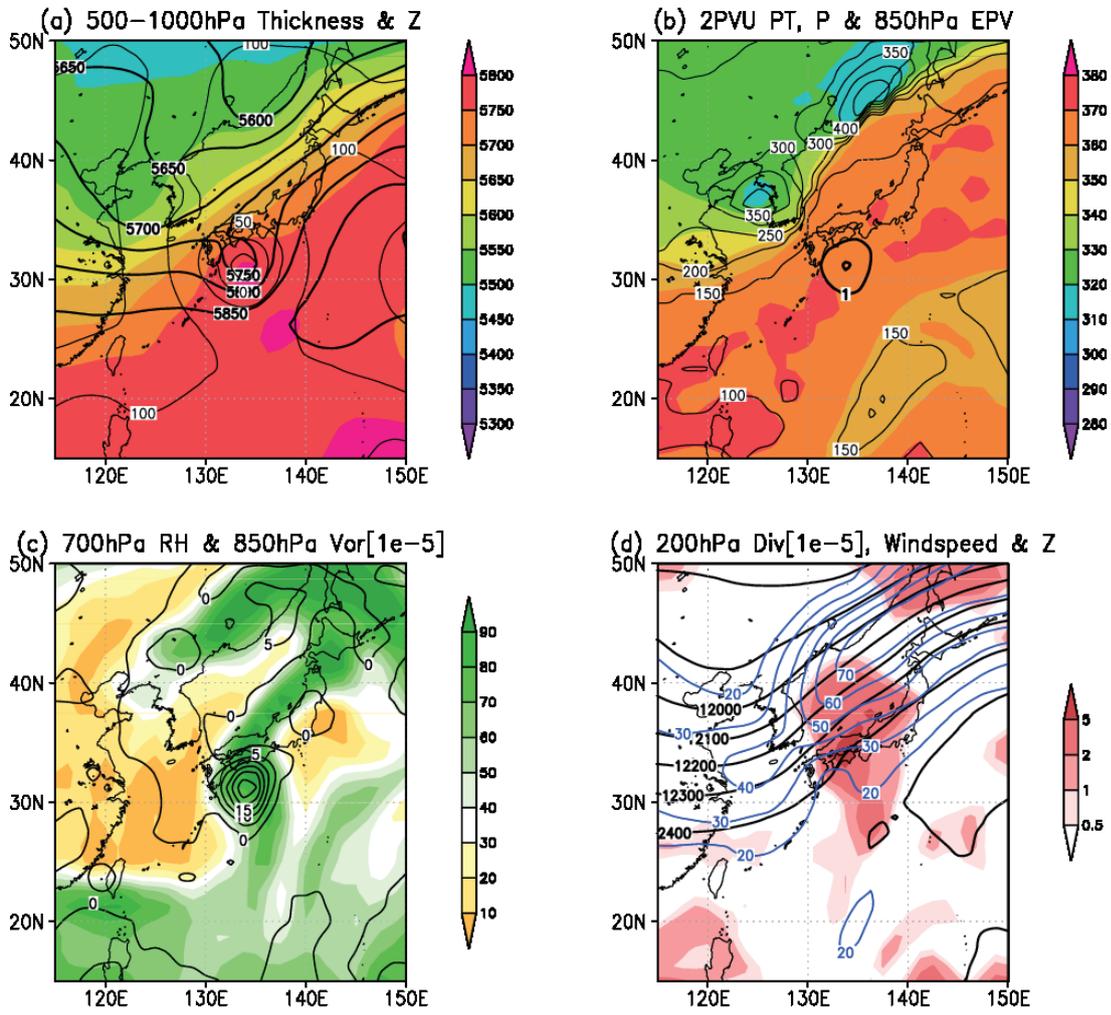
は SST が平年より 1°C 以上高く (28°C 以上)、台風は強い勢力を保っていた。30日08時には中心気圧 975hPa 、最大風速 35m s^{-1} で潮岬付近を通過し、10時には同じ強度で愛知県に上陸した。潮岬通過時のレーダー観測による降水強度分布(第3.4.7図b)では、台風中心の南～南東部は降水がほとんどなくなり、北側に幅の広い雨域(温低化期に特徴的なデルタ型レインシールド)が分布している。

上陸前の30日00時の総観場(第3.4.11図)では、本州付近は強い傾圧帯になっていて台風の東側の暖気移流・西側の寒気移流が強く、台風の西側では乾燥した寒気が南下している(第3.4.11図a,c)。上層では、朝鮮半島付近でトラフに伴って2PVU面が400hPa面より下まで下降した強い圏界面の折れ込みが見られ(第3.4.11図b)、一方で台風によって圏界面の持ち上げも生じている。従って、その間で圏界面の傾斜が大きく、ジェット気流が強められている。そしてそのジェットストリークの入口右側でありトラフの前面である西日本上空が強い上層発散域になっている(第3.4.11図d)。このことも、秋に台風が強い勢力で日本に接近し、北側に広い雨域を伴う場合の特徴で、2013年台風第18号(第3.7節)や第26号(第3.9節)等と共通点がある。



第3.4.10図 2012年9月29日00時の総観場。(a) 500hPa面(太実線)と1000hPa面(細実線)のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚(カラー)、(b) 2PVU面温位(カラー)、気圧(細実線)、850hPa面渦位(太実線)、(c) 700hPa面相対湿度(カラー)と850hPa面相対渦度(実線)、(d) 200hPa面ジオポテンシャル高度(黒線)、等風速線(青線)、水平発散(赤)。台風第17号は四国沖の下層高渦度・高渦位に対応。

この台風は、CPS パラメータでは台風が東日本を通過中であった 30 日 12 時に下層寒気核化を示し(第 3.4.4 図 b)、ベストトラックでは 10 月 1 日 12 時に千島近海で温帯低気圧に変わった。



第 3.4.11 図 第 3.4.10 図と同じ、ただし 2012 年 9 月 30 日 00 時。

【トピック：台風後方の強風】

台風の進路後方で強い風が吹いた事例としては、Fujibe *et al.* (2006) による 1991 年台風第 19 号の解析がある。この事例は類似した進路をとったが後方の風があまり強くなかった 2004 年台風第 18 号と比較して、九州北部通過時に水平温度傾度が大きくなり、中層の乾燥空気が後方に流入していた。このため、蒸発冷却によってエコー分布が非対称化するとともに、強風をもたらしていたと述べられている。

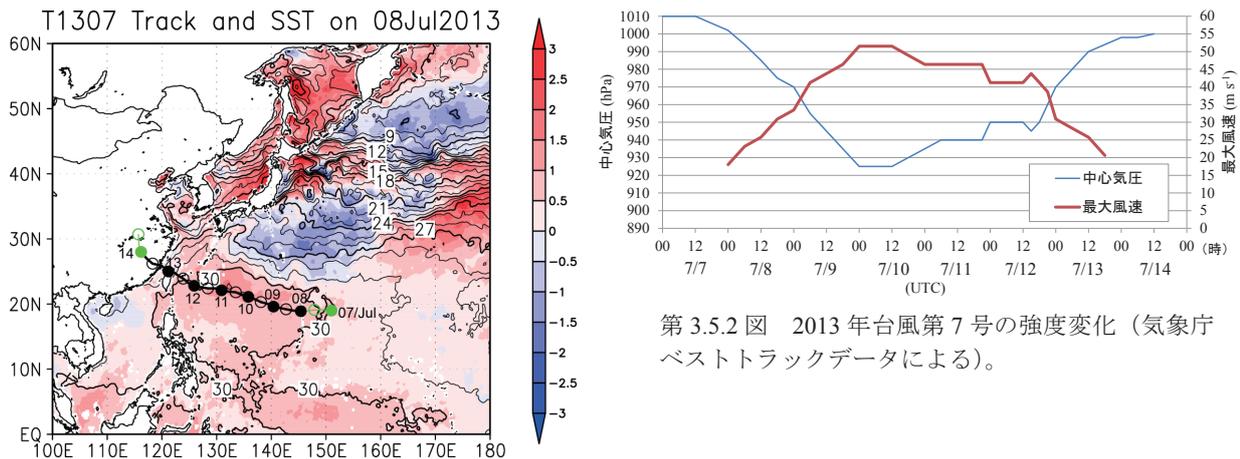
今回の台風第 17 号の沖縄通過時には、第 3.4.10 図から総観規模の乾燥した寒気の南下が見られるが、台風中心付近への影響は確認できない。気象庁メソ解析（室井、2013）においても、台風中心付近では南側に相対湿度が若干低い領域が見られるものの、中心付近への明瞭な乾燥空気の流入は確認できない（図省略）。従って、本事例と Fujibe *et al.* (2006) で述べられている 1991 年台風第 19 号の風の分布と温度構造の点では似ているが、強風発現メカニズムはこの二者の間で異なっている可能性があり、今後の研究が必要である。

参考文献

- Fujibe, F., N. Kitabatake, K. Bessho, and S. Hoshino, 2006: Comparison of surface wind fields in Typhoon 0418 (Songda) and Typhoon 9119 (Mireille) in western Japan, *Papers in Meteorology and Geophysics*, **57**, 1-9.
- Kossin, J. P., and M. Sitkowski, 2012: Predicting hurricane intensity and structure changes associated with eyewall replacement cycles. *Wea. Forecasting*, **27**, 484-488.
- 室井ちあし, 2013: 数値予報の基礎知識, 第 1 章: 概要, 平成 24 年度数値予報研修テキスト「数値予報の基礎知識と最新の数値予報システム」, 1-7.

3.5 2013年台風第7号 (1307 Soulik) *

2013年7月3日頃以降、TUTTを起源とする半径約500kmの低気圧性回転を伴うクラウドクラスターが20°N付近を西進し、7日00時にマリアナ諸島北東の海上で熱帯低気圧(TD)となった。熱帯低気圧はその後西進しながら発達して、8日00時に台風第7号となった(第3.5.1図及び第3.5.2図)。



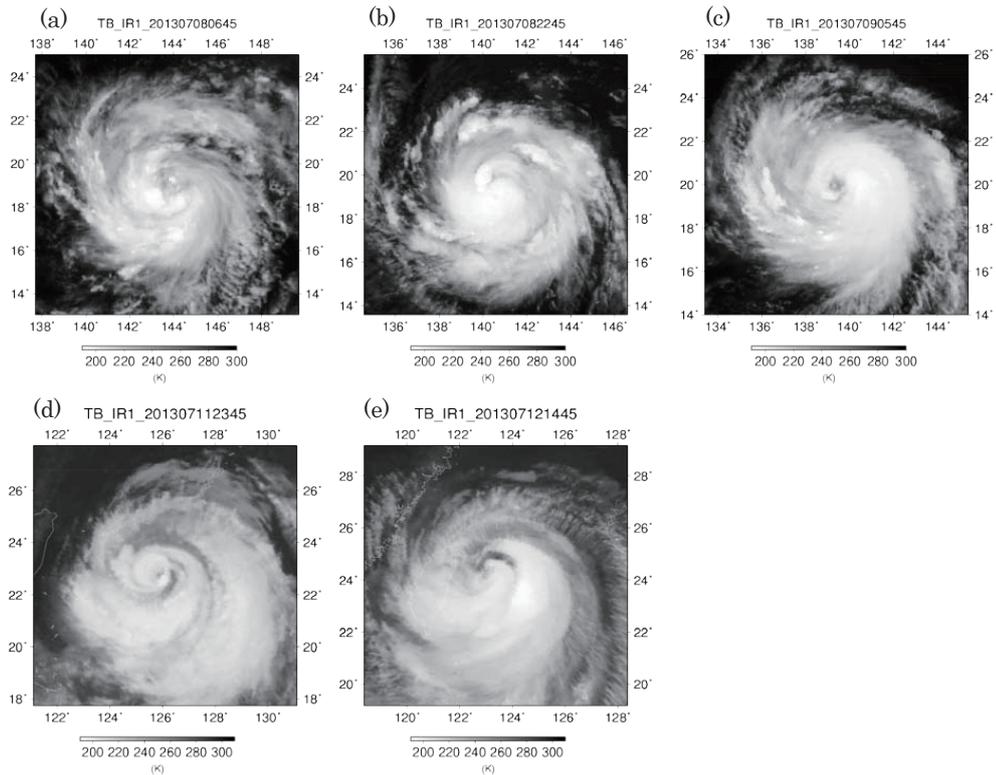
第3.5.1図 2013年7月8日の海面水温(黒実線、°C)、その偏差(カラー、°C)、および2013年台風第7号の経路。●は00時(横の数字は日)、○は12時の位置で、緑はTDの期間を示す。

第3.5.2図 2013年台風第7号の強度変化(気象庁ベストトラックデータによる)。

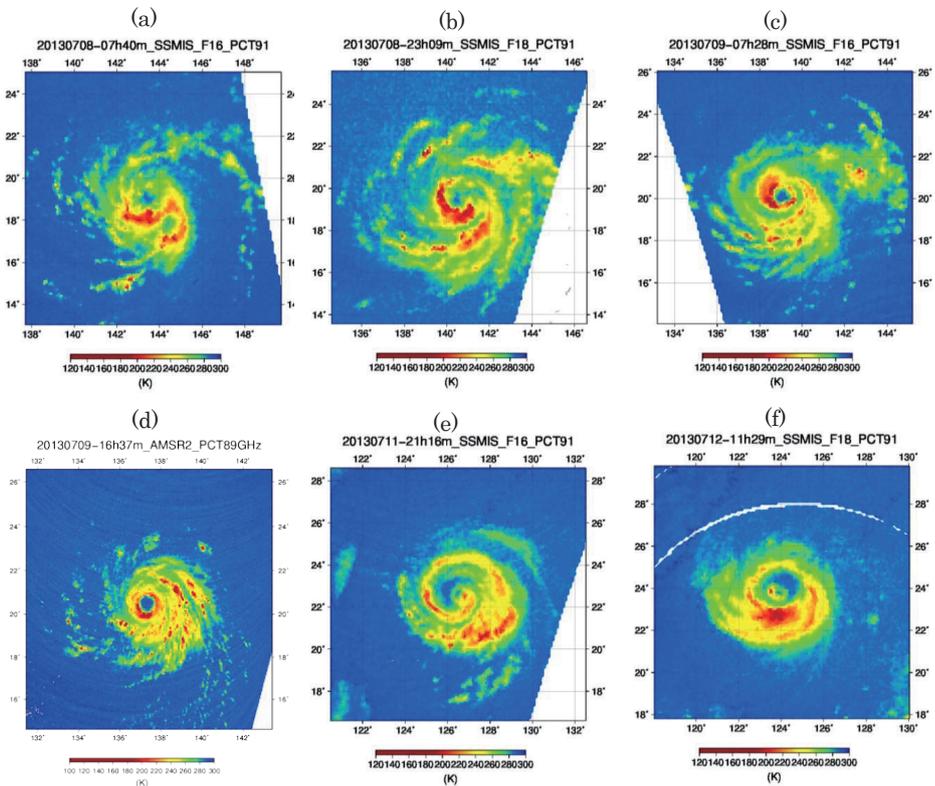
7月8日07時頃以降、台風中心付近では、対流活発化(対流バースト)を示唆するMTSAT(赤外1)のTBの低下(雲頂高度の上昇)(第3.5.3図a-b)とSSMISのPCT91の低下がみられた(第3.5.4図a-b)。また、強い対流を伴うレインバンドが南象限に偏る非対称構造となっていたことも特徴的である。その後、9日06時頃以降には、MTSAT(赤外1)のTB分布では眼が形成されはじめ(第3.5.3図c)、SSMISのPCT91分布でも壁雲に対応する明瞭なリング状降水域がみられた(第3.5.4図c)。台風はその後西進しながら眼が明瞭化し(第3.5.4図d)、沖の鳥島の北の海上へ進んだ10日00時には、中心気圧925hPa、最大風速50m s⁻¹に達して最盛期を迎えた(第3.5.2図)。最盛期では、上層暖気核の発達を示唆するAMSU-A(Ch7)のTB偏差が急激に増大していた(第3.5.5図a-b)。台風第7号の8日06時の最大風速23m s⁻¹から9日06時の45m s⁻¹への発達(22m s⁻¹ day⁻¹)は、本書で定義した急速な発達の閾値を超えていた。発達期の鉛直シアは5m s⁻¹以下と小さく(第3.5.6図)、台風経路上のSSTも30°C以上と高く(第3.5.1図)、台風の発達に好都合な場となっていた。

台風第7号はその後西進を続けたが、沖の鳥島近海に達した7月10日12時以降、強度を徐々に弱めた(第3.5.2図)。この時期の沖の鳥島近海は表層水温(100m深)によると冷水域に対応しており(第3.5.7図)、台風の衰弱に影響を与えていた可能性があるが、この影響については詳細な調査が必要である。

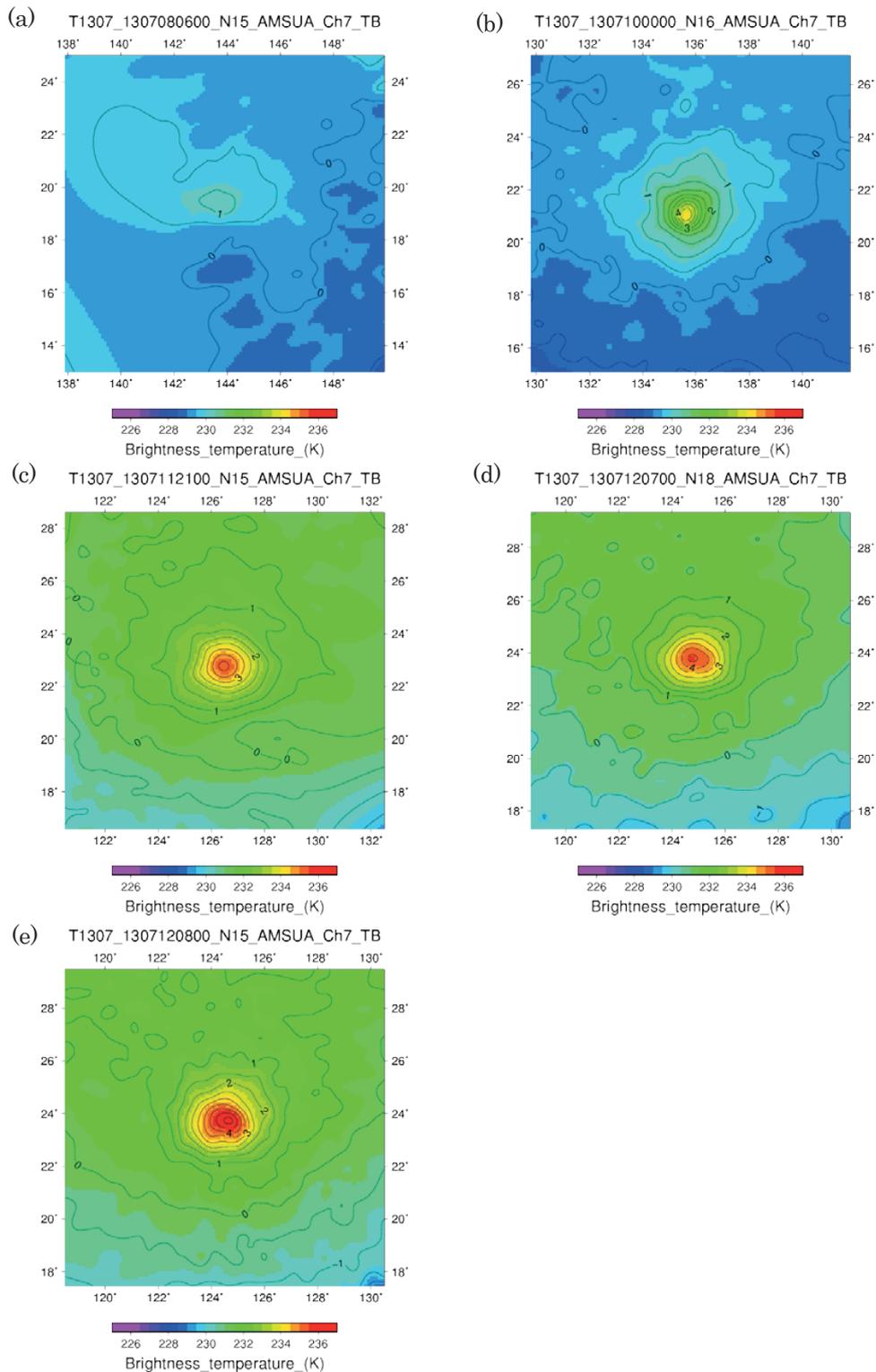
* 小山亮



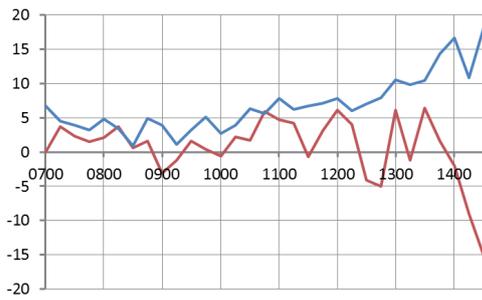
第 3.5.3 図 2013 年台風第 7 号の位置を中心とした MTSAT (赤外 1) の輝度温度分布。(a) 7 月 8 日 07 時、(b) 7 月 8 日 23 時、(c) 7 月 9 日 06 時、(d) 7 月 12 日 00 時、(e) 7 月 12 日 15 時。



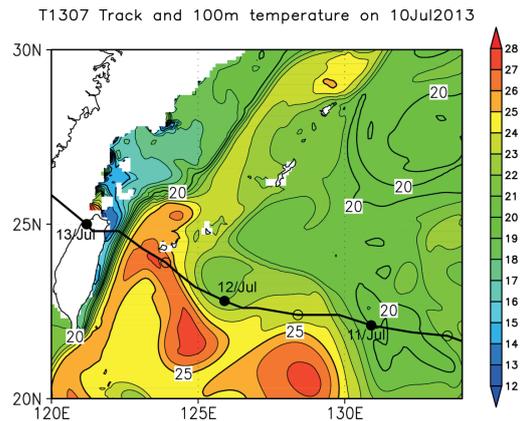
第 3.5.4 図 2013 年台風第 7 号の位置を中心とした SSMIS の PCT91 ((a)-(c), (e)-(f)) 及び (d) AMSR2 の PCT89 の分布。(a) 7 月 8 日 07 時頃、(b) 7 月 8 日 23 時頃、(c) 7 月 9 日 07 時頃、(d) 7 月 9 日 16 時頃、(e) 7 月 11 日 21 時頃、(f) 7 月 12 日 11 時頃。



第3.5.5図 2013年台風第7号の位置を中心としたAMSU-A(Ch7)の輝度温度(カラー、K)とその偏差(黒実線、K)。(a)7月8日06時頃、(b)7月10日00時頃、(c)7月11日21時頃、(d)7月12日07時頃、(e)7月12日08時頃。

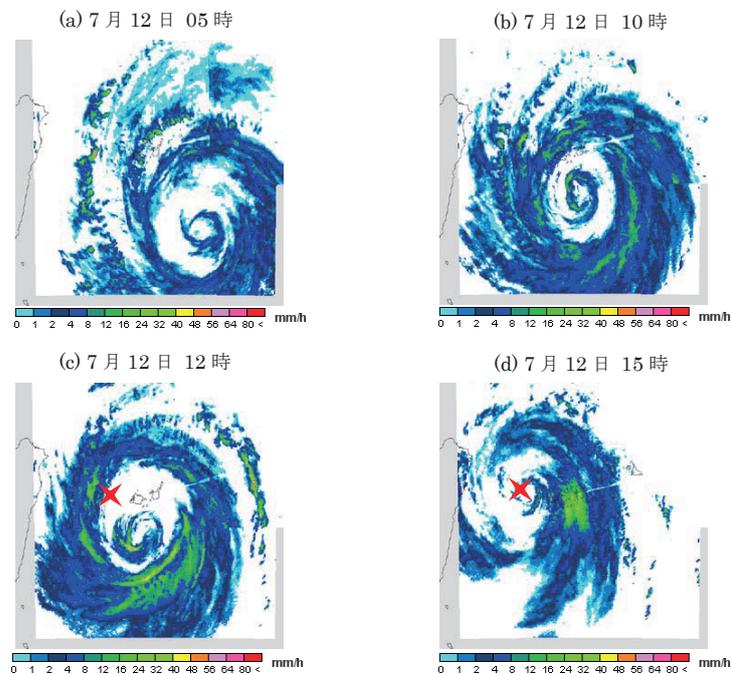


第 3.5.6 図 2013 年台風第 7 号の鉛直シア（青、 $m s^{-1}$ ）と CPS パラメータの B（赤）の時間変化。



第 3.5.7 図 2013 年 7 月 10 日の表層水温(100m 深) ($^{\circ}C$ 、細実線、カラー)。太実線は 2013 年台風第 7 号の経路で、●及び○はそれぞれ 00 時及び 12 時の位置を表す。

その後、7 月 11 日 21 時～12 日 11 時頃に、先島諸島の南の暖水域（第 3.5.7 図）に進んだタイミングで、暖気核の一時的な発達（第 3.5.5 図 c-e）と、台風中心付近南側のレインバンドで SSMIS の PCT91 の低下（第 3.5.4 図 e-f）がみられた。これらの構造変化は台風の再発達を示唆するものである。この期間にレーダーで観測された降水強度分布（第 3.5.8 図）を確認すると、12 日 05～10 時にかけて、二重壁雲構造が明瞭化していた。この二重壁雲の内側の壁雲が与那国島にかかり始めていた 12 日 12～15 時には、与那国島の観測では海面気圧 948 hPa 及び最大風速 $44.0 m s^{-1}$ （南の風、12 日 16 時 56 分）、最大瞬間風速 $60.2 m s^{-1}$ （12 日 16 時 37 分頃）が観測されていた。ベストトラック解析においても、12 日 12 時から 15 時の間に、中心気圧の低下（950 hPa から 945 hPa）及び最大風速の強化（ $40 m s^{-1}$ から $45 m s^{-1}$ ）が解析された（第 3.5.2 図）。



第 3.5.8 図 気象庁レーダー(合成図)による 2013 年台風第 7 号の降水強度分布。赤印は与那国島の位置。(a) 7 月 12 日 05 時、(b) 7 月 12 日 10 時、(c) 7 月 12 日 12 時、(d) 7 月 12 日 15 時。

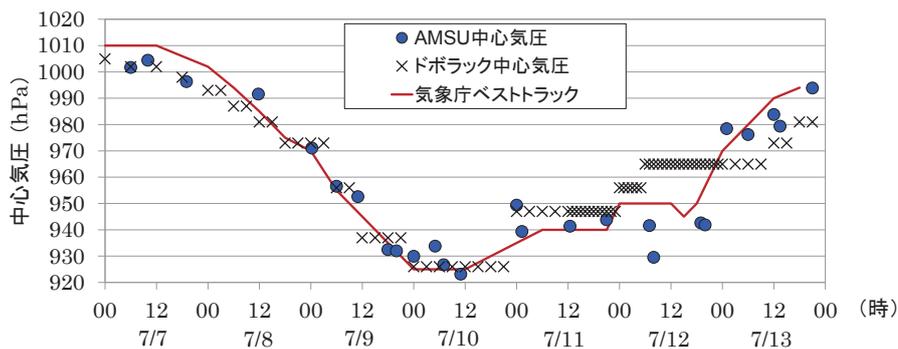
この再発達後、台風はさらに西に進み、台湾を通過してその強度を急速に弱め、7月14日00時に大陸上でTDとなった。

【トピック：AMSU-Aで観測される上層暖気核の強さに基づく中心気圧推定】

気象研究所は、気象庁予報部予報課アジア太平洋気象防災センター（RSMC-Tokyo Typhoon Center）の協力の下に、AMSU-Aマイクロ波探査計によって観測された上層暖気核の強さ（正輝度温度偏差）に基づく台風の中心気圧推定手法を開発した（Oyama 2014）。本手法による中心気圧推定値（以下、AMSU中心気圧）は、現在気象庁予報部予報課の現業台風強度解析で利用されている。

第3.5.9図に、2013年台風第7号の気象庁ベストトラックデータの中心気圧（以下、ベストトラック中心気圧）、AMSU中心気圧およびドボラック法による推定中心気圧（以下、ドボラック中心気圧）の時系列を示す。ここでドボラック中心気圧は、気象庁においてMTSATのTB（赤外1）画像を用いて解析した雲パターンから木場ほか（1990）の変換テーブルを用いて推定されている。一方ベストトラックデータは、気象庁において、ドボラック法による解析結果に加えて現場観測等も用いて事後に解析されたデータである（用語集参照）。第3.5.9図から、AMSU中心気圧は台風発生から熱帯低気圧化までの期間、ベストトラック中心気圧とおおよそ近い値で推移していることが分かる。

台風が与那国島を通過した7月12日には、ベストトラック中心気圧には7月12日15時頃をピークとした一時的な中心気圧の深まりがみられるが、これは上述の与那国島の地上観測に基づくものでドボラック中心気圧には表現されていない。一方AMSU中心気圧では、6時間程先行しているものの、この中心気圧の一時的な深まりが表現されている。この時のAMSU中心気圧がベストトラック中心気圧よりも約20hPa低いことについては、AMSUの空間解像度等に起因した10.1hPa程度のAMSU中心気圧の推定誤差の影響や、事例によって上層暖気核の強さと中心気圧の対応がよくない場合があるなどの可能性が考えられ、引き続き検証が必要である。この台風の一時的な発達の前後では、MTSATのTB（赤外1）画像で確認される雲パターンの変化（第3.5.3図d-e）はあまり明瞭ではなかったが、AMSU-Aによる観測では雲の分布に関係なく台風の内部構造（暖気核）の変化を捉えられていた（第3.5.5図c-e）。この結果はAMSU-A観測の台風解析への利用の有効性を示唆するものである。



第3.5.9図 2013年台風第7号の気象庁ベストトラック中心気圧（赤線）、ドボラック法による推定中心気圧（×）及びAMSU-A輝度温度データを用いた推定手法（Oyama 2014）による推定中心気圧（青丸）。

参考文献：

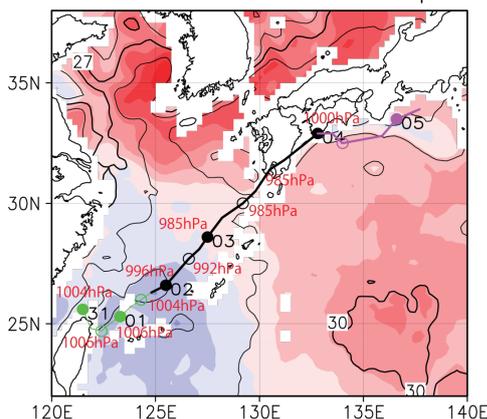
木場博之・萩原武士・小佐野慎悟・明石秀平（1990）：台風のCI数と中心気圧および最大風速の関係．気象庁研究時報、**42**, 59-67.

Oyama, R., 2014: Estimation of tropical cyclone central pressure from warm core intensity observed by the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A). *Pap. Meteor. Geophys.*, **65**, 35-56.

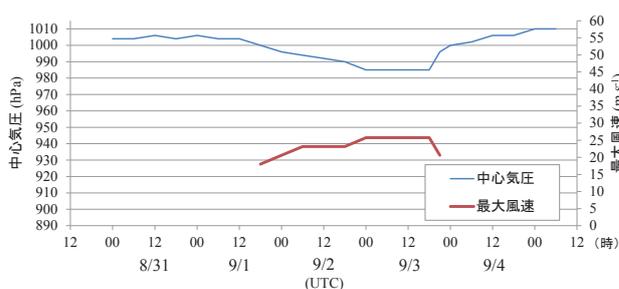
3.6 2013年台風第17号 (1317 Toraji) *

8月31日00時に台湾のすぐ北で発生した熱帯低気圧は、9月1日18時に久米島の西約200kmの東シナ海で台風第17号(中心気圧は1000hPa)となった(第3.6.1図、第3.6.2図)。この事例は、熱帯低気圧の発生が比較的高緯度の25°N付近の東シナ海であったこと、熱帯低気圧発生にその3日前に台湾と与那国島の間を通過した台風第15号が影響を及ぼした可能性があること、さらに熱帯低気圧発生から消滅まで一貫して非対称な構造であったことに特徴がある。

T1317 Track and SST on 01Sep2013



第3.6.1図 2013年9月1日の海面水温(黒実線、°C)、その平年偏差(カラー、°C)、及び2013年台風第17号の経路(気象庁ベストトラックデータによる)。●は00時(横の数字は日を示す)、○は12時の位置で、緑はTDの期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。

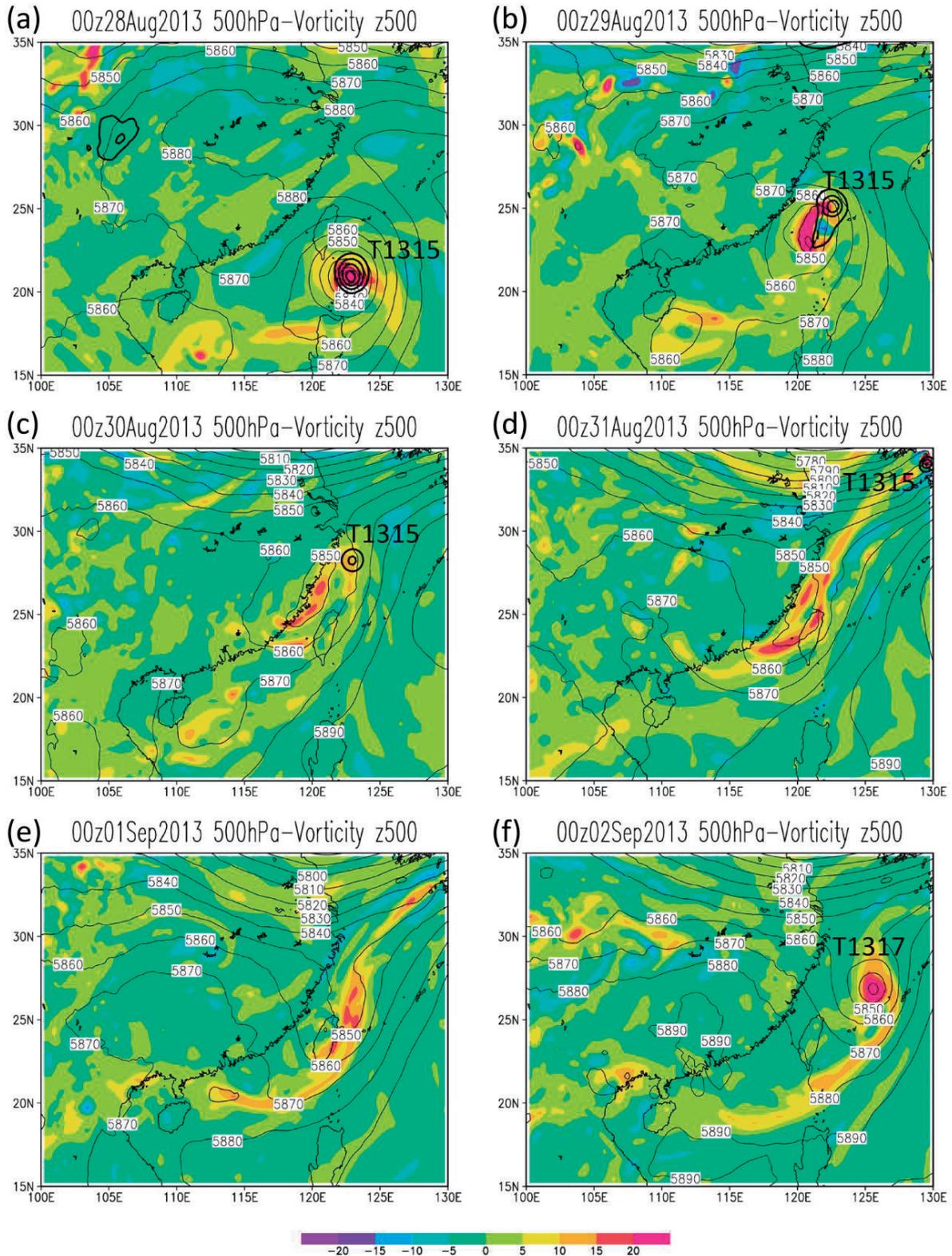


第3.6.2図 2013年台風第17号の強度変化(気象庁ベストトラックデータによる)。

まず熱帯低気圧発生までの状況を述べる。第3.6.3図は、8月28日から9月2日にかけての、1000hPa面の等高度線(ただし0m以下の値のみ、太線)、500hPa面の等高度線(実線)及び500hPa面の渦度(カラー)を示す。8月28日に台風第15号が台湾に接近した際、台風第15号の下層と上層の渦の分裂が起きた(第3.6.3図a, b)。下層の渦(台風第15号そのもの)は台湾と与那国島の間を通過したのに対し、上層の渦は台湾の真上を通過した。分裂した下層・上層の渦は、台湾の北で一つにまとまることなく、下層の渦(台風第15号)はそのまま北上し、上層の渦は台湾のすぐ北西付近で停滞した(第3.6.3図c)。台風第15号の南側に向かって吹いた南シナ海からの暖湿流は上層の渦が停滞している間も継続し、30日06時以降、上層渦近傍の台湾のすぐ北西の海上で対流が次第に活発になった(図省略)。一方、500hPa面では、上層の渦とその北にあるトラフの南端がつながり、31日00時には深いトラフとなった(第3.6.3図d)。そして、31日00時に上層トラフのやや東にあたる台湾のすぐ北で、後に台風第17号となる熱帯低気圧が発生した。上層トラフはその後徐々に深まりながら東進した(第3.6.3図e, f)。このように、台風第15号から分裂して取り残された上層の渦が別の熱帯低気圧の発生に何らかの影響を及ぼした可能性が推察されるが、その詳細な説明は今後の課題である。

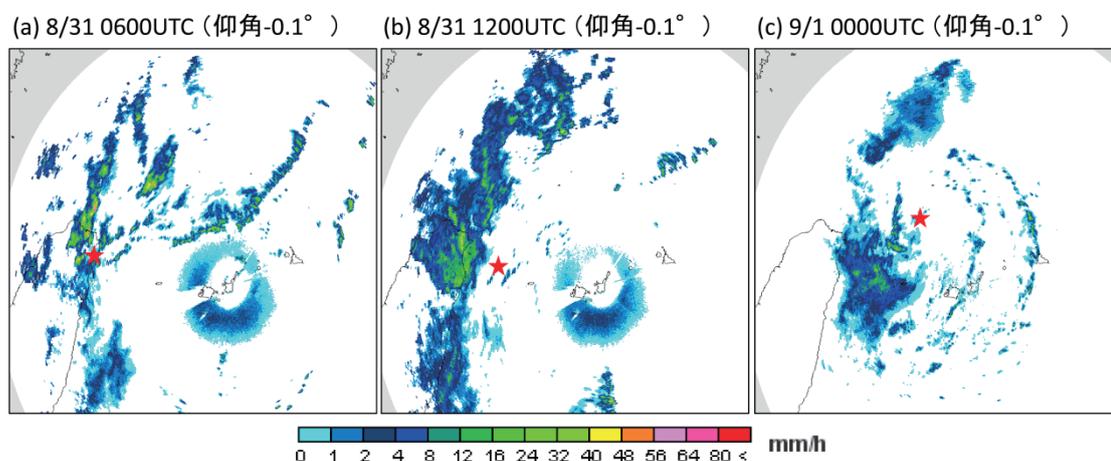
8月31日05時以降は、台湾の北東部沿岸付近で対流活動が活発化した(第3.6.4図a)。対流雲は、8月31日12時頃は熱帯低気圧中心の北西側で北北東から南南西に伸びるバンド状であった(第3.6.4図b)が、その後、熱帯低気圧の南側と北側に広がり、9月1日00時にはレーダーでスパイラル状の

* 嶋田宇大



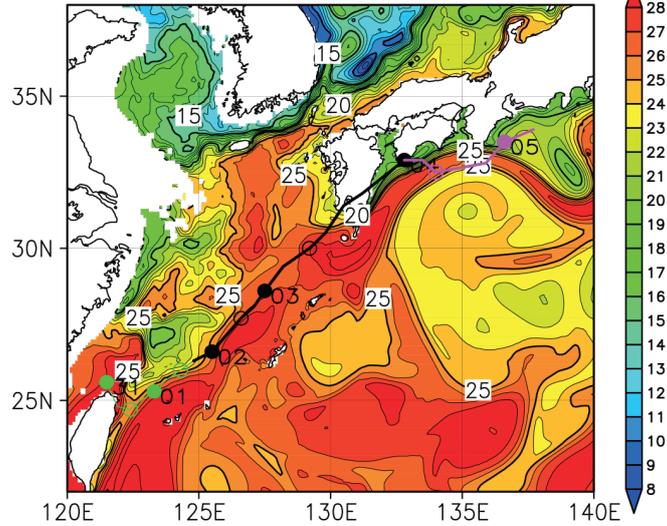
第3.6.3図 500hPa面の相対渦度(カラー、単位は 10^{-5} s^{-1})、500hPa面のジオポテンシャル高度(実線、10m間隔)及び1000hPa面のジオポテンシャル高度(太線、0m以下のみ、20m間隔)(a)2013年8月28日00時、(b)8月29日00時、(c)8月30日00時、(d)8月31日00時、(e)9月1日00時、(f)9月2日00時。気象庁全球解析値(水平解像度は $0.25^\circ \times 0.2^\circ$ 、鉛直は21層(1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10hPa))から作成。

エコー分布から渦の中心が識別可能になった (第 3.6.4 図 c)。北側の対流雲は、台風の北から九州に延びる前線とつながっていた (図省略)。熱帯低気圧は 9 月 1 日 18 時に台風第 17 号となり、ちょうど黒潮流軸のすぐ西側に沿うように (第 3.6.5 図)、SST が 28°C 以上の東シナ海を北東に進み (第 3.6.1 図)、非対称な構造を保ちながら緩やかに発達した。台風を中心付近の対流雲 (ここでは便宜的にベストトラックの 15m s⁻¹ 半径の 3 分の 2 の範囲内とし、第 3.6.6 図に赤円で示す。) のうち、北側の対流雲は次第に弱まった。一方、南側の対流雲は反時計回りに、大まかに言って、南東側 (9 月 1 日 18 時以降, 第 3.6.6 図 a)、北東側 (2 日 10 時以降, 第 3.6.6 図 b)、北北西側 (3 日 1 時以降, 第 3.6.6 図 c) へと移動した。この間の鉛直シア率は、8 月 31 日 00 時から 9 月 1 日 00 時にかけては南南西に 5m s⁻¹ 前後だったが、その後 2 日 06 時にかけておおむね南東向きに 3.5m s⁻¹ 以下と小さくなり、その後徐々に東向きにシア率が 5m s⁻¹ 以上となり、3 日 12 時以降は北北東向きに 10m s⁻¹ 以上となった (第 3.6.7 図 a)。このように中心付近の対流雲の分布域は、鉛直シア率の向きが反時計回りに回転するにつれて変化し、主に鉛直シア率の向き (ダウンシア率) からその左側の象限にかけて存在した。

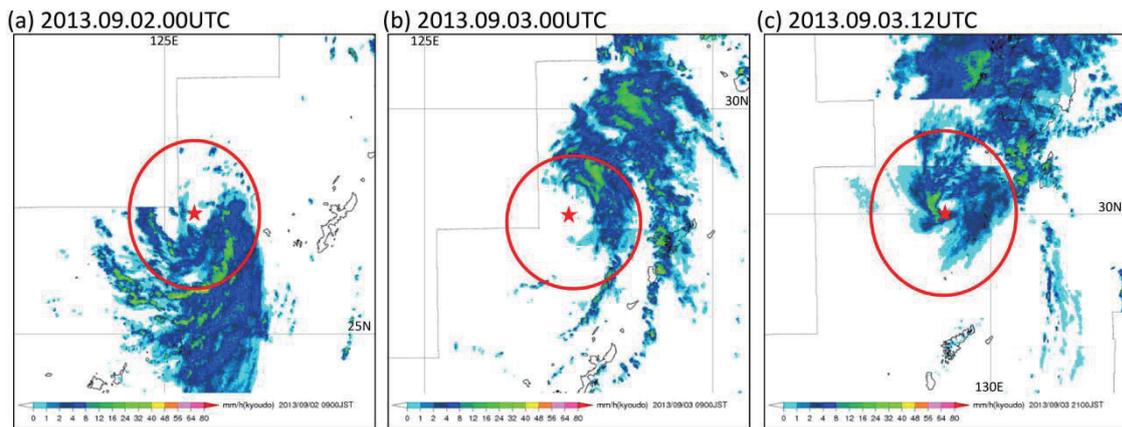


第 3.6.4 図 石垣レーダーで観測された仰角 -0.1° のレーダー反射強度。(a) 2013 年 8 月 31 日 06 時、(b) 8 月 31 日 12 時、(c) 9 月 1 日 00 時。赤い星印は、熱帯低気圧の中心位置 (ベストトラックによる) を示す。(a) 及び (b) のレーダーサイト周辺に広がる同心円状のエコーはシークラッターによるもので、降水域ではない。

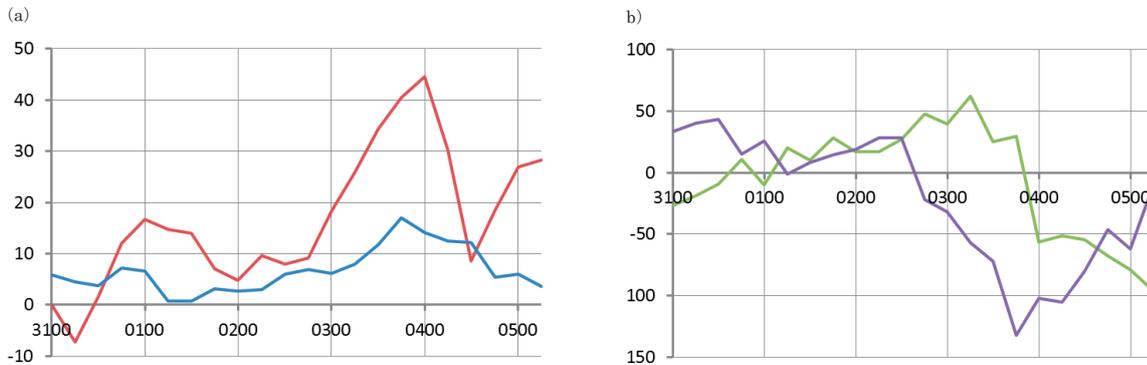
Daily 50m Temperatures 01Sep2013



第 3.6.5 図 2013 年 9 月 1 日の 50m 深水温 (°C) 及び 2013 年台風第 17 号の経路図 (第 3.6.1 図と同じ)。

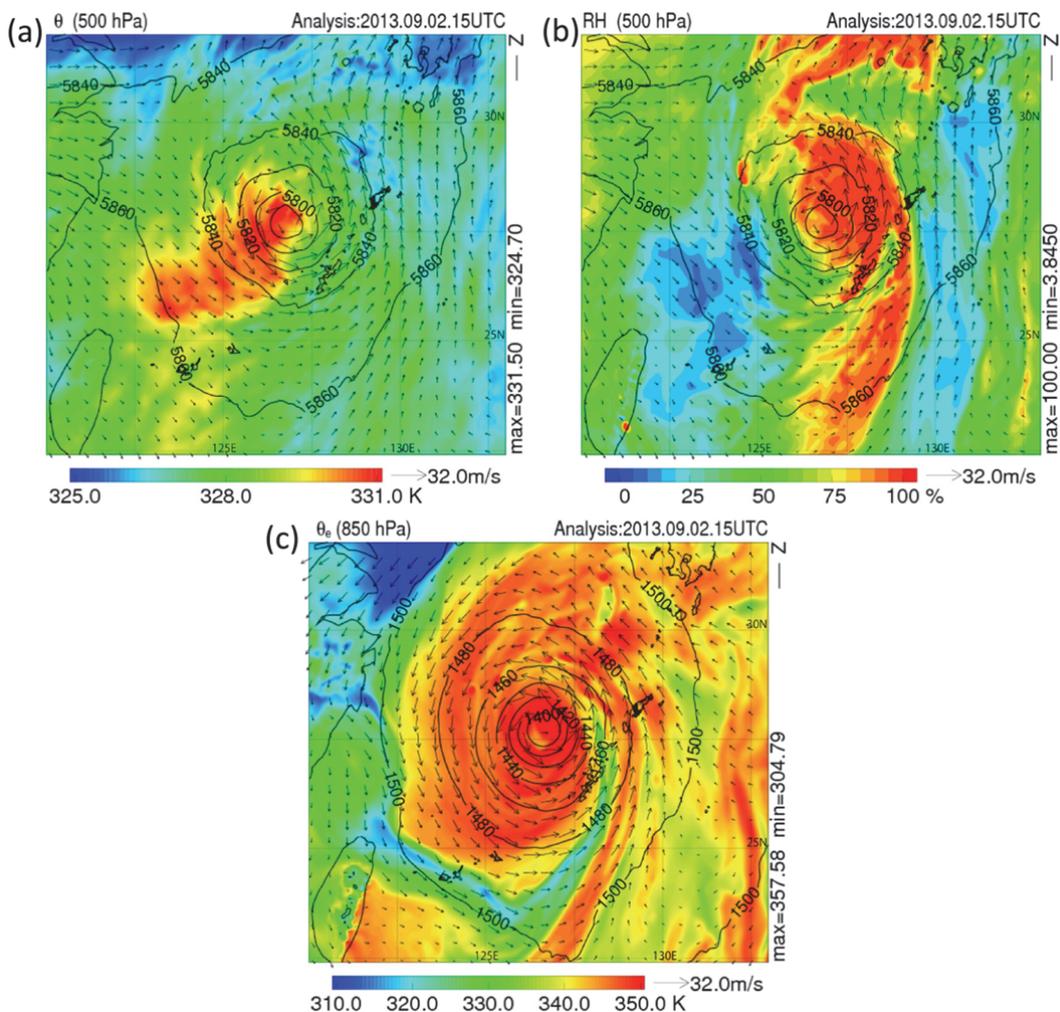


第 3.6.6 図 レーダー降水強度画像。(a) 2013 年 9 月 2 日 00 時 00 分、(b) 9 月 3 日 00 時 00 分、(c) 9 月 3 日 12 時 00 分。赤い星印は、熱帯低気圧の中心位置 (ベストトラックによる) を示す。赤円は、ベストトラックの 15 m s^{-1} 半径の $\frac{2}{3}$ の範囲を示す。



第 3.6.7 図 2013 年台風第 17 号の (a) 鉛直シア (青、 m s^{-1}) と CPS パラメータの B (赤)、(b) CPS パラメータの $-V_T^L$ (緑) と $-V_T^U$ (紫) の時間変化。

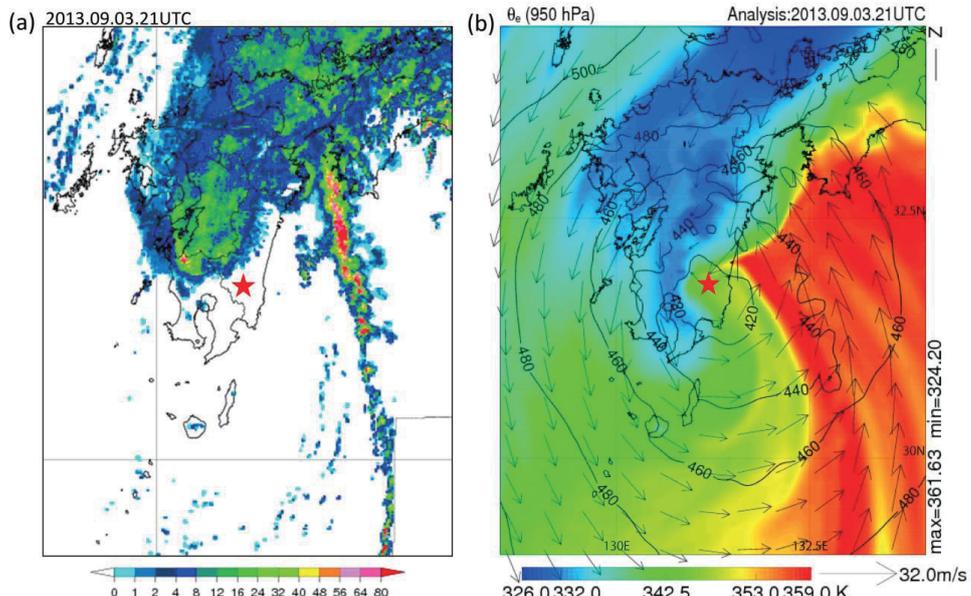
9月2日15時頃の台風の非対称な構造についてさらに詳しく見ると、500hPa面では(第3.6.8図a, b)、湿潤で暖域になっている中心付近を除き、東側で寒域、湿潤域、西側で暖域、乾燥域となっていた。また、850hPa面では(第3.6.8図c)、台風を中心から約400kmより西で乾燥空気が中国大陸から流入し、ちょうど台風の南側の対流域を低相当温位の空気塊が取り囲む構造となっていた。台風はこのような非対称な構造を有しながら、鉛直シアが 7m s^{-1} 以下とそれほど大きくない大気環境場で発達し(第3.6.2図, 第3.6.7図a)、中心気圧は3日00時に985hPaまで低下した(第3.6.1図, 第3.6.2図)。その後台風は、985hPa(最大風速 25m s^{-1})の勢力を維持したまま、3日18時頃、鹿児島県指宿市付近に上陸した。上陸後、台風は急速に弱まり、4日00時に下層寒気核化して(第3.6.7図b)四国で温帯低気圧に変わった。この台風の温低化直前に見られた特徴の一つとして、台風中心から東北東に伸びる、相当温位の水平勾配が大きい地上付近の前線帯と、台風の東側約150km以遠のところ南北に延びる対流バンドがあげられる(第3.6.9図)。これらは台風が鹿児島に近づくにつれて顕在化した。この前線帯は温低化後の温暖前線に対応し、その北側に位置していた九州東部では北寄りの地上風が継続した。南北に伸びるバンドは気象庁天気図において温低化後に寒冷前線として解析されるものに対応する(図省略)



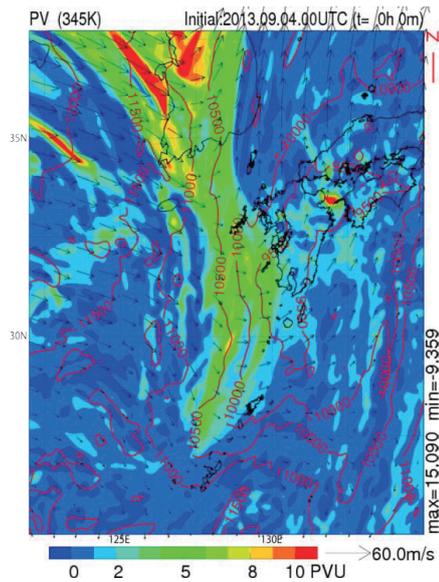
第3.6.8図 2013年9月2日15時の(a)500hPa高度の温位(カラー)とジオポテンシャル高度(実線、20m間隔)、(b)500hPa高度の湿度(カラー)とジオポテンシャル高度(実線、20m間隔)、(c)850hPa高度の相当温位(カラー)とジオポテンシャル高度(実線、20m間隔)。いずれも気象庁メソ解析値(水平解像度は $0.0625^\circ \times 0.05^\circ$ 、鉛直は16層(1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPa))から作成。

が、バンド自体は相当温位の水平勾配が大きいところではなく、その少し東側の暖域内に存在した。台風の上陸後、中心付近のエコーは不明瞭になったが、南北に伸びるバンドには強いエコーが存在し続けた。台風が温低化した9月4日00時には、温帯低気圧の中心が、台風中心から東北東に伸びた前線帯と南北に伸びたバンドの合流地点に解析された。一方、台風が温低化した時の上層10km付近の等温位面(345K面)渦位分布によると、中国東北部にある上層寒冷渦から南に伸びるストリーマ状の高渦位が台風の西側にあり(第3.6.10図)、地上の温帯低気圧付近の高渦位とカップリングして西に傾く構造になっていた(図省略)。しかし、この高渦位のストリーマはその後徐々に弱まり、上層の高渦位とのカップリングに伴って温帯低気圧が再発達することはなかった。

温帯低気圧はその後、四国沖から遠州灘へ東進しながら、5日12時に消滅した(第3.6.1図)。



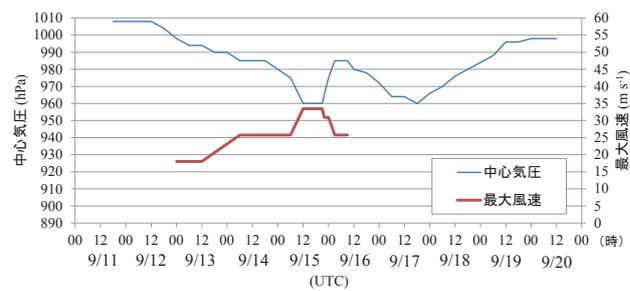
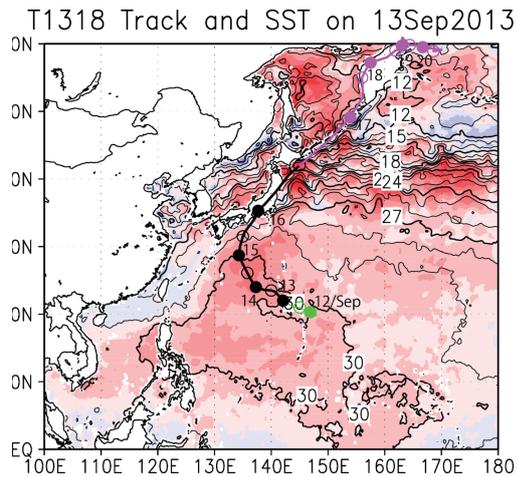
第3.6.9図 2013年9月3日21時の(a)レーダー降水強度、(b)気象庁メソ解析値から作成した950hPa面の相当温位(カラー)及びジオポテンシャル高度(実線、20m間隔)。赤星印はベストトラックの台風中心位置を示す。



第3.6.10図 2013年9月4日00時の345K等温位面の渦位(カラー)、ジオポテンシャル高度(赤線、単位はm)。気象庁メソ解析値から作成。

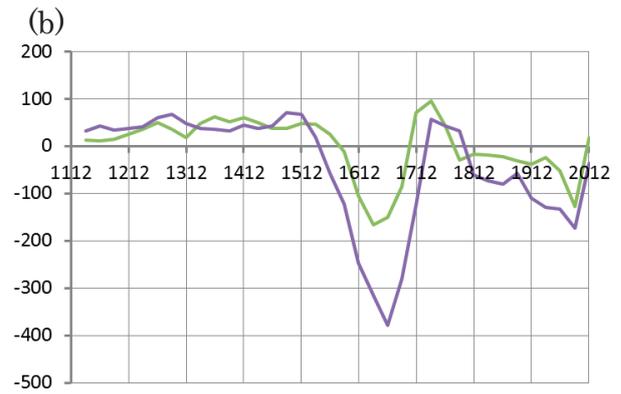
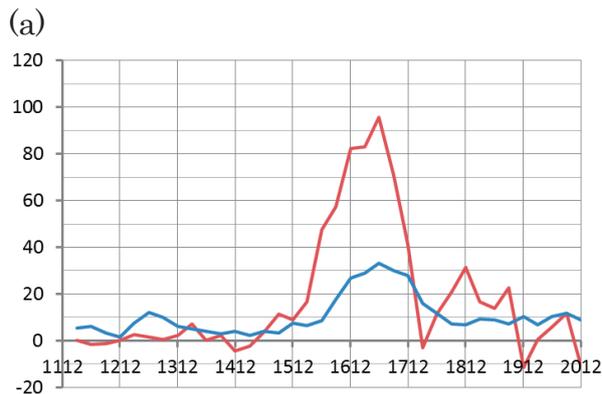
3.7 2013 年台風第 18 号 (1318 Man-Yi) *

南シナ海から 20° N 沿いに伸びるモンスーントラフ内で、クラウドクラスタが 150° E 付近から組織化しながら西北西進し、9 月 13 日 00 時に小笠原諸島近海で台風第 18 号となった (第 3.7.1 図、第 3.7.2 図)。この海域では SST は 29°C 以上で、鉛直シアも比較的小さかった (第 3.7.3 図 a) が、台風の北側の対流圏中層では比較的乾燥していた (図省略)。13 日 16 時頃の AMSR2 の PCT89 では規模の大きいコンマ状の対流分布が見られる (第 3.7.4 図 a)。14 日にかけて、台風は西～北北西へ進んだ。



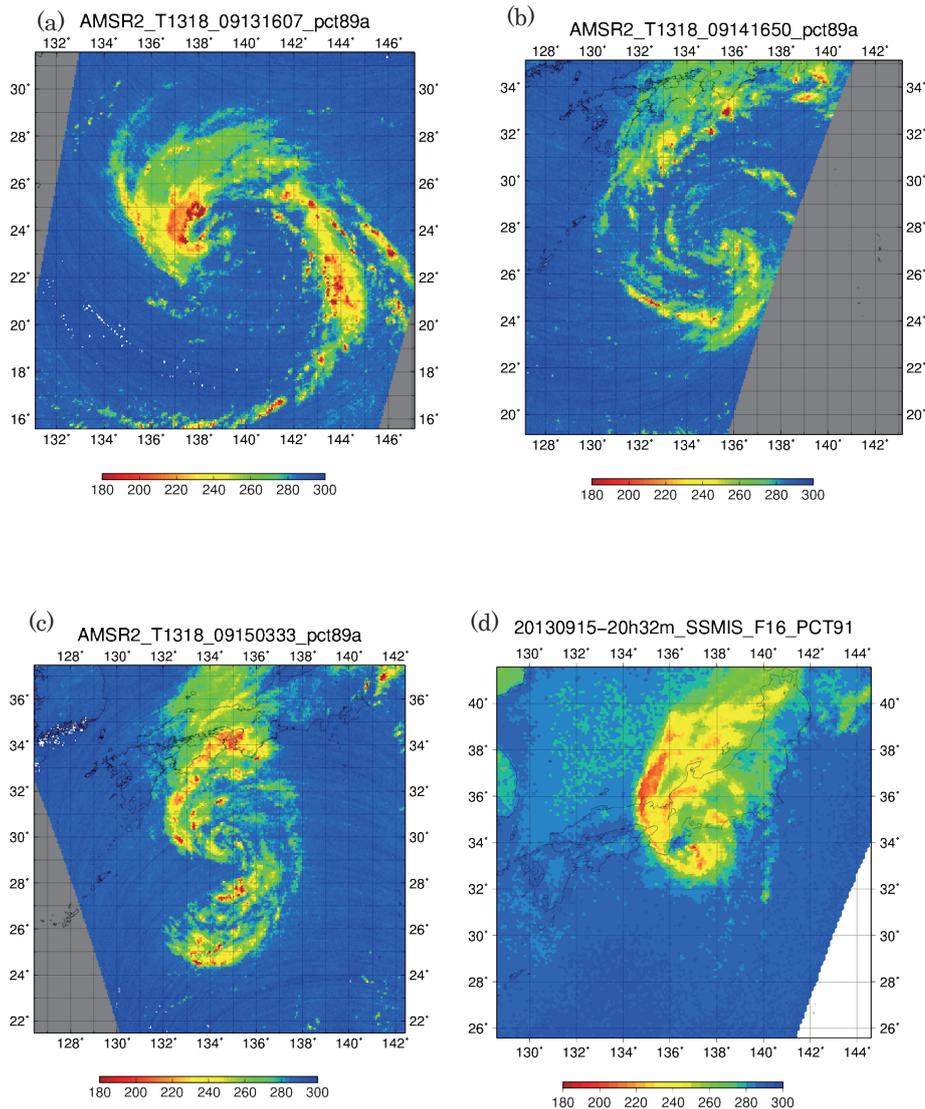
第 3.7.2 図 2013 年台風第 18 号の強度変化 (気象庁ベストトラックデータによる)。

第 3.7.1 図 2013 年 9 月 13 日の海面水温 (黒実線、°C)、その平年偏差 (カラー、°C)、及び 2013 年台風第 18 号の経路 (気象庁ベストトラックデータによる)。●は 00 時 (横の数字は日を示す)、○は 12 時の位置で、緑は TD の期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。



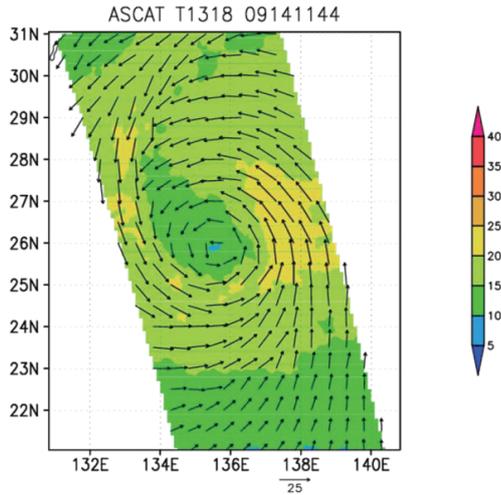
第 3.7.3 図 2013 年台風第 18 号の (a) 鉛直シア (青、 $m s^{-1}$) と CPS パラメータの B (赤)、(b) CPS パラメータの $-V_T^L$ (緑) と $-V_T^U$ (紫) の時間変化。

* 北島尚子



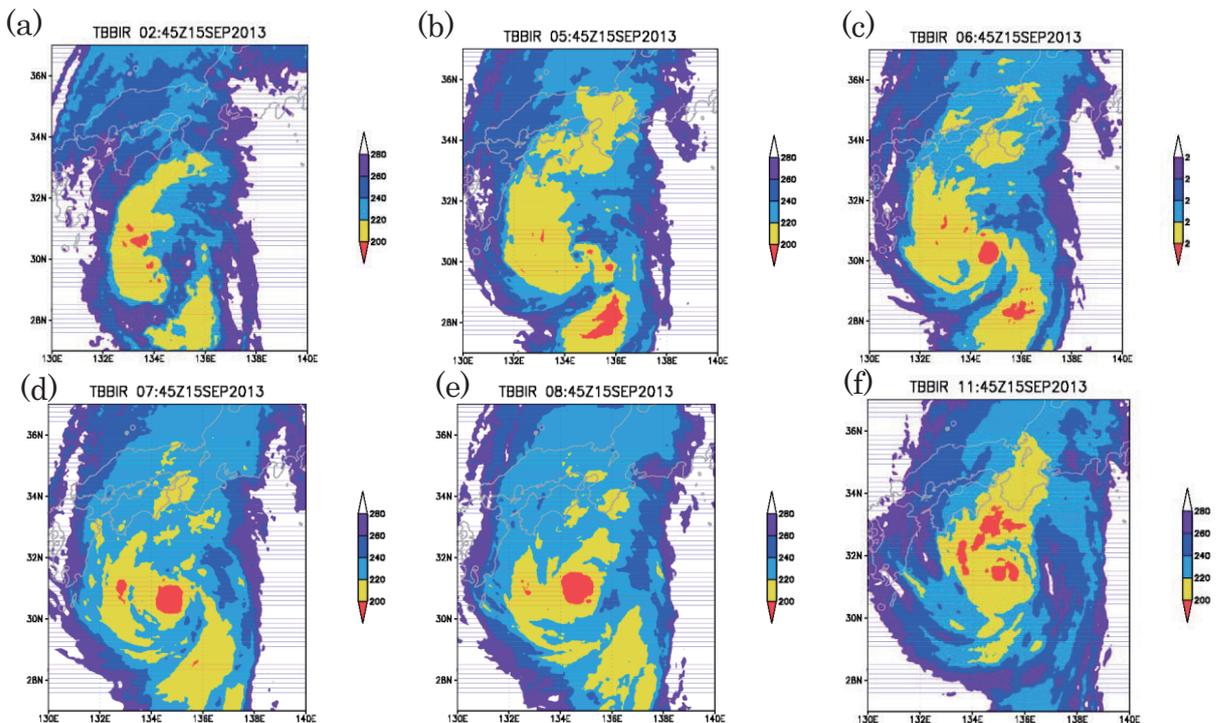
第3.7.4図 2013年台風第18号の位置を中心とした衛星搭載マイクロ波センサーによる観測。
 (a) 2013年9月13日16時頃、(b) 14日16時頃、(c) 15日03時頃のAMSR2のPCT89、
 (d) 15日20時頃のSSMISのPCT91。

SSTは30℃以上（平年より1.5℃以上高い。第3.7.1図）で表層水温も特に低くはなく（図省略）、鉛直シアも弱かった（第3.7.3図a）にもかかわらず、15日00時には中心気圧980hPaまでの発達にとどまった。AMSU-A（Ch7）TBで見られる暖気核は、14日00時頃と15日00時頃では共にTB偏差2K程度で水平スケールも同程度である（第3.7.7図a, b）。14日16時頃のAMSR2のPCT89（第3.7.4図b）では、コンマ状の対流域の主要部分が台風中心の南東側へ移動し、中心付近の対流は前日よりむしろ減少しており、眼も確認できない。これより少し前の11時頃のASCAT海上風（第3.7.5図）では、最大風速半径が200km程度と大きく、台風中心から北側に明瞭な水平シアと弱風帯が見られる。このシアの北西側にあたる四国・九州の南の海域にはAMSR2（16時頃、第3.7.4図b）で活発な対流が見られる。これらの風と対流の分布は台風の温低化期にみられる特徴（例えば2013年台風第26号や第27号：本書第3.9節及び第3.10節）に類似しており、この後の最盛期への変化は通常最盛期から温低化期への変化とは逆のように見えるのが興味深い。



第 3.7.5 図 2013 年台風第 18 号の位置を中心とした ASCAT 海上風 (m s^{-1})。2013 年 9 月 14 日 11 時頃。

15 日 00 時には台風は SST30°C 以上の海域を抜けた (第 3.7.1 図) が、このあとその構造に大きな変化が起こった。14 日 16 時頃 (第 3.7.4 図 b) に台風中心南東側にあった対流域と、九州・四国の南海上にあった対流域が、台風の北上に伴って、15 日 03 時頃の AMSR2 (第 3.7.4 図 c) では台風の南北二つのスパイラルバンドのような分布になり、30.0° N-134.5° E 付近には中心付近に眼のような空白域も見られる。MTSAT 赤外画像でも、15 日 03 時 (第 3.7.6 図 a) には活発な対流は中心の西～北西と、南東側に二つに分かれて分布していたのが、06 時 (第 3.7.6 図 b) には中心のすぐ東側に規模は小さいが背の高い対流が発生し、それらが一時的に眼を取り囲む壁雲のような分布になった。このあと 07 時から 09 時 (第 3.7.6 図 c, d, e) は中心付近で非常に背の高い対流が発達して CDO のように中心を覆い、

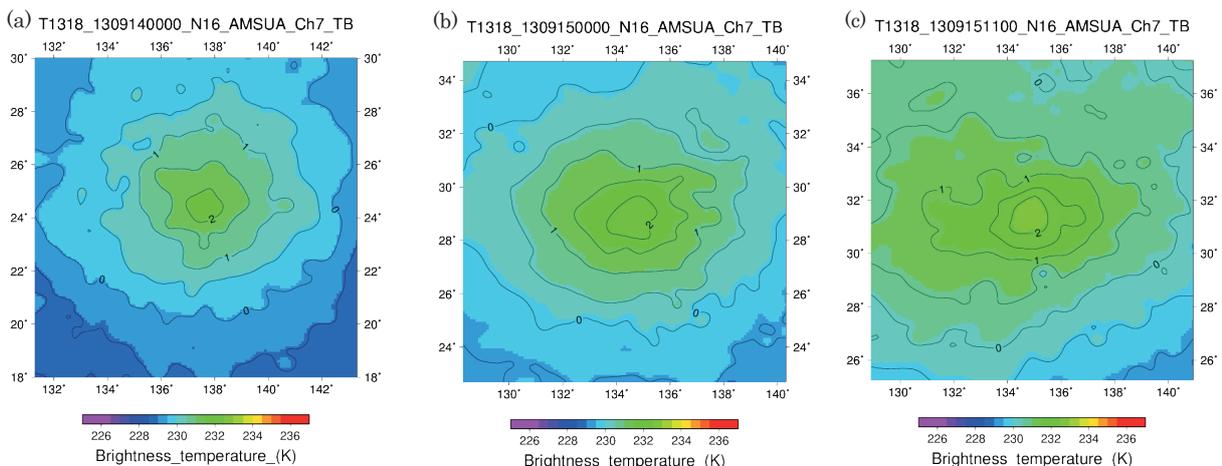


第 3.7.6 図 MTSAT 赤外チャネルの輝度温度。(a) 9 月 15 日 03 時、(b) 06 時、(c) 07 時、(d) 08 時、(e) 09 時、(f) 12 時。

眼のような構造は見えなくなった。12時（第3.7.6図f）には台風中心付近の対流に加えて中心から北西～北側に幅の広いバンド状の活発な対流が生じている。

ベストトラックにおけるこの台風の最盛期は、対流が最も活発になったところである15日12時（中心気圧960 hPa、最大風速30 m s⁻¹）とされており、同日00時から12時間で20 hPaの中心気圧低下、10 m s⁻¹の風速増大があった（第3.7.2図）。ただし、AMSU-A（Ch7）TBで見られる暖気核は、15日00時頃と11時頃では顕著な変化は見られず（第3.7.7図b, c）、この台風の強度変化にはさらに検討の余地があるかもしれない。

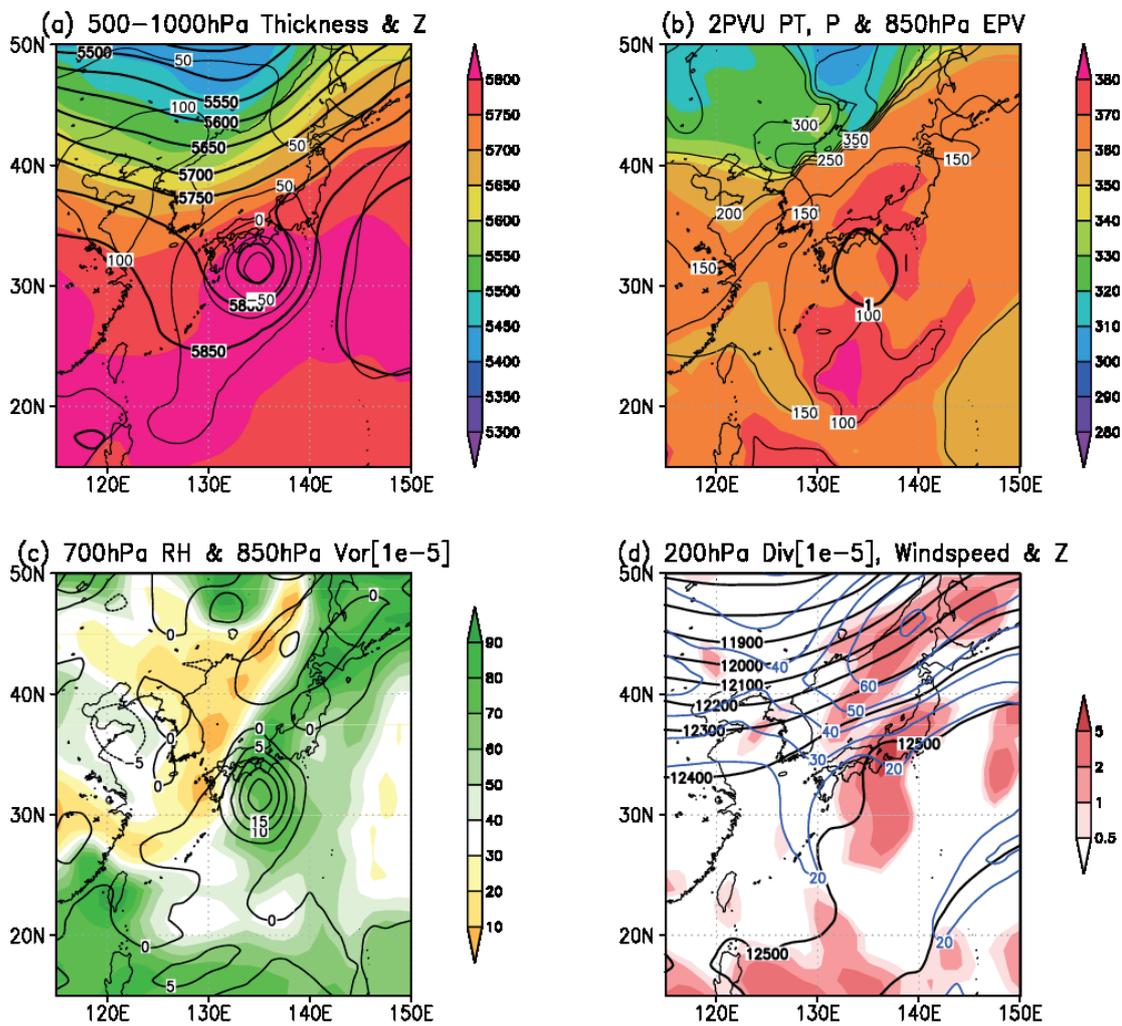
上述の15日00時頃から12時頃までの台風中心付近の対流の増大には、第3.7.4図b（14日16時頃）で九州・四国の南に見られたバンドに台風中心が接近したタイミングで生じたように見える。この九州・四国の南の降水バンドは、日本海を中心にもともと存在していた傾圧帯の暖気側で、台風に伴う暖気移流により傾圧性が増大した地域に対応している。第3.7.8図には台風の最盛期とされる15日12時の総観場を示す。四国・九州は第3.7.8図aの層厚で示される傾圧帯の南端である。これは台風接近前から日本付近に存在した傾圧帯が層厚5750m以下であった（図省略）のが、台風に伴う層厚5800m以上の暖気（第3.7.8図a）の北上によってもとの傾圧帯の暖気側で強化されたものである。既存の前線帯の暖気側での前線強化は温低化過程でよく見られる（例えばKitabatake 2008）。200 hPa面では、台風の北上によりその前面（北側）にあたる東西日本～日本海南部ではジオポテンシャル高度が上昇しており（第3.7.8図d）、このあとさらに16日00時（図省略）にかけて東日本を中心にリッジが強化した。このジェット気流の暖気側のジオポテンシャル高度増大と、西方からの中緯度トラフ（第3.7.8図bで沿海州～朝鮮半島の北に圏界面の折れ込みがみられる）の東北東進に伴うジェット気流寒気側のジオポテンシャル高度低下により、日本海～オホーツク海のジェットストリークは15日から16日にかけてジェット気流中を移動することなく停滞して強まるとともに、その「入り口」領域が日本海上空に留まった。その入り口右側の発散域が第3.7.8図dでは本州上空で強まっている。これは台風北側の発散域と重なっている。このように、中緯度で対流域（潜熱加熱）が極側に偏った台風（熱帯低気圧）の極側でリッジ及びジェットストリークが強化され、それが台風の極側での上層発散を強化し、さらにそれが台風の極側での総観規模の上昇運動と対流の強化にフィードバックすることはよく知られている（例えばJones *et al.* 2003）。



第3.7.7図 2013年台風第18号の位置を中心としたAMSU-A（Ch7）の輝度温度（カラー、K）とその偏差（黒実線、K）。(a) 2013年9月14日00時頃、(b) 15日00時頃、(c) 9月15日11時頃。

台風は15日12時頃と考えられる最盛期以降、北東進しながら非対称性が急速に増大した(第3.7.3図aのパラメータB)。20時頃のSSMISのPCT91(第3.7.4図d)では対流域が中心北側に偏って大きく広がる非対称分布となっている。このような変化の中で、台風は15日22時すぎに愛知県に上陸した。上陸時の中心気圧は965 hPa、最大風速は 30 m s^{-1} とされていて、ほぼ最盛期の強度であった。

台風はさらに北東に進み、ベストトラックでは16日12時に根室の南で980 hPaの温帯低気圧に変わったとされる。このとき台風の西側の日本海北部～沿海州には顕著な圏界面の折れ込みがあり(図省略)、それらが相互作用することで温帯低気圧として再発達して、17日18時には960 hPaとなった。温低化のタイミングとその後の再発達の際の暖気核化はCPSパラメータでの変化とほぼ一致する(第3.7.3図b)。



第3.7.8図 2013年9月15日12時の総観場。(a) 500 hPa面(太実線、50mごと)と1000 hPa面(細実線、50mごと)のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚(カラー、m)、(b) 2PVU面の温位(カラー、K)、気圧(細実線、20 hPaごと)、850 hPa面渦位(太実線、1PVUごと)、(c) 700 hPa面相対湿度(カラー、%)と850 hPa面相対渦度(実線、 10^{-5} s^{-1})、(d) 200 hPa面ジオポテンシャル高度(黒線、100mごと)、等風速線(青線、 20 m s^{-1} 以上 10 m s^{-1} ごと)、水平発散(カラー、 10^{-5} s^{-1})。台風第18号は日本の南の下層高渦度・高渦位に対応。

【トピック：西日本の大雨】

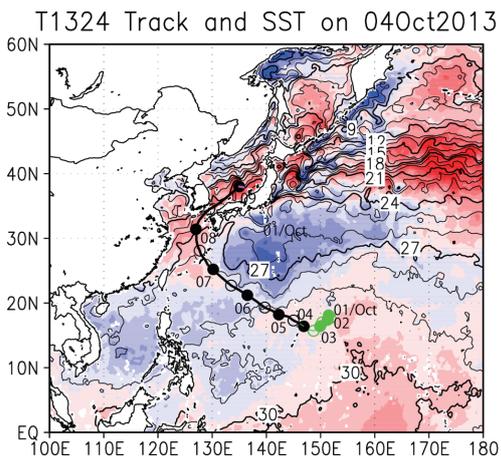
台風が日本に接近・上陸・通過する際、上述のように台風中心の北側に幅の広い対流域を伴っていたため、四国から北海道にかけて広い範囲で大雨になった。総降水量が特に多くなったのは台風中心が近くを通過した紀伊半島で、多いところで500mmを超え、静岡県でも400mmを超えたところがあった。これらは太平洋側で、湿潤な暖気が流入しやすい地域である。しかしこれらとは別に、台風中心から進路左側に離れた福井県・京都府・滋賀県の県境周辺で400mmを超えた地域があり、多いところでは500mm近い総降水量となった。後者の地域では大雨の期間には日本海側から相対的に低温な空気（地上気温が紀伊半島では26℃程度であるのに対して日本海側は23℃程度）が流入していた。この事実からこの地域の大雨には、(1) 台風の進路前面での太平洋側からの湿潤暖気の流入、(2) 台風の進路左側で日本海側の下層空気が日本海南部の相対的に高いSST (> 26℃) の海域を湿潤化・不安定化しながら流入したこと、(3) ジェットストリーク入口右側での上層発散による上昇流強化、(4) 台風に伴う暖気移流（第3.7.8図a）により既存の傾圧帯とその暖気側での前線強化に伴う上昇流強化が寄与した要素として考えられる。

参考文献

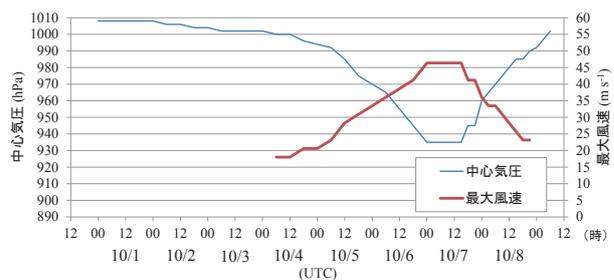
- Jones, S. C., P. A. Harr, J. Abraham, L. F. Bosart, P. J. Bowyer, J. L. Evans, D. E. Hanley, B. N. Hanstrum, R. E. Hart, F. Lalaurette, M.R. Sinclair, R. K. Smith, and C. Thorncroft, 2003: The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions. *Wea. Forecasting*, **18**, 1052–1092.
- Kitabatake, N., 2008: Extratropical transition of tropical cyclones in the western North Pacific: Their frontal evolution, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2066–2090.

3.8 2013 年台風第 24 号 (1324 Danas) *

2013 年 10 月 1 日 00 時にマリアナ諸島の東の海上で発生した小さな雲システム (半径約 150 km) をもつ熱帯低気圧がその後発達して、4 日 06 時にマリアナ諸島近海で台風第 24 号となった (第 3.8.1 図及び第 3.8.2 図)。台風発生前後の特徴的な構造変化として、台風中心付近の積乱雲域の拡大とバンド状雲域の形成が挙げられる (第 3.8.3 図 a-b)。850 hPa 面の風の場合 (図省略) によると、台風が発生した海域はモンスーンの南西風と偏東風により形成される風の水平シアーが大きな領域に対応していた。台風の中心を取り巻くレインバンドは発生当時あまり明瞭ではなく (第 3.8.4 図 a)、上層暖気核の発達を示唆する台風中心付近の AMSU-A (Ch7) の TB の正偏差も 0.5 K 以下と小さかった (第 3.8.5 図 a)。その後台風は、5 日 06 時頃にかけて、SST が 29°C 以上と高く (第 3.8.1 図)、鉛直シアーが小さな (5 m s⁻¹ 以下) 環境場 (第 3.8.6 図 a) の中で緩やかに発達を続けた。しかしその後、5 日 06 時の中心気圧 992 hPa、最大風速 23 m s⁻¹ から 7 日 00 時の中心気圧 935 hPa、最大風速 45 m s⁻¹ まで、比較的大きな発達率で発達した (第 3.8.2 図)。なお、この間の平均発達率 (約 12.5 m s⁻¹ day⁻¹) は、本書で定義した急発達の基準には達していない。

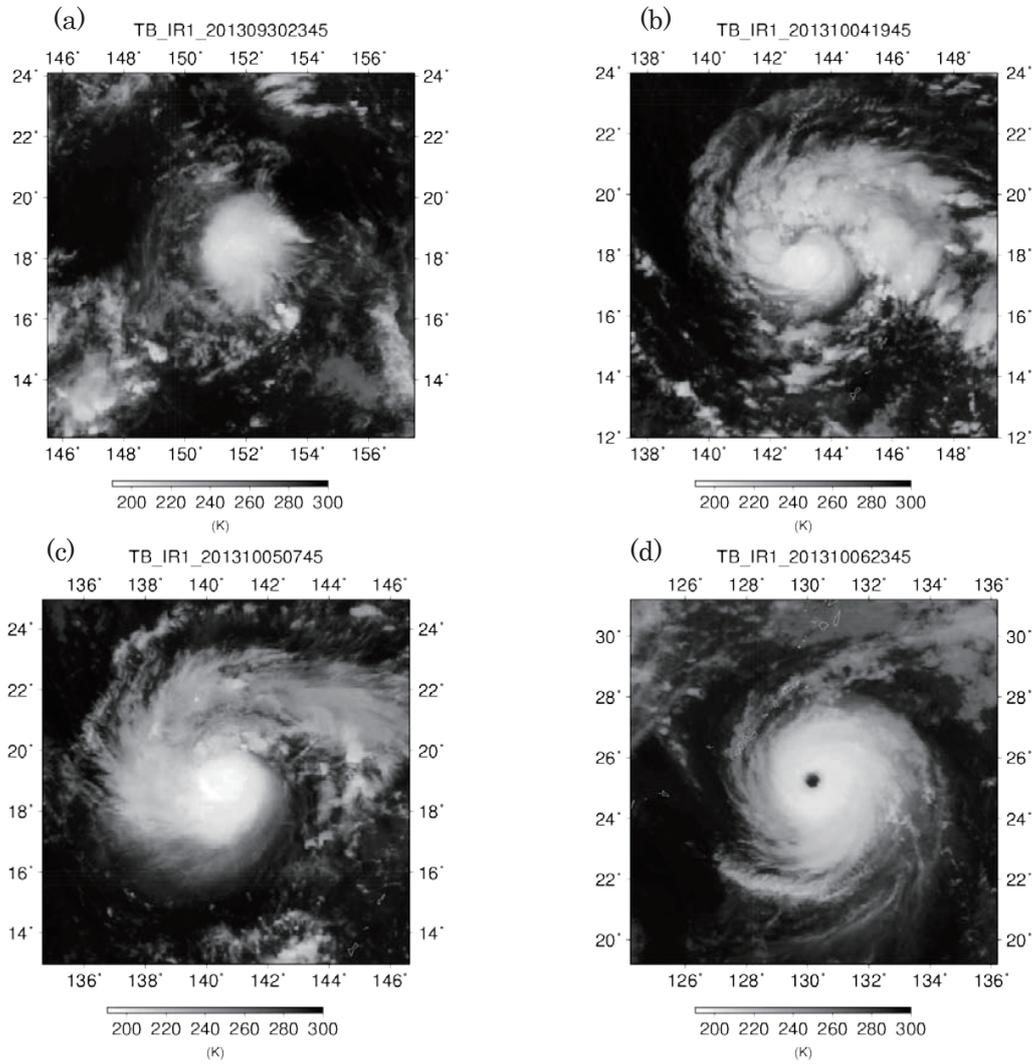


第 3.8.1 図 2013 年 10 月 4 日の海面水温 (黒実線、°C)、その偏差 (カラー、°C)、および 2013 年台風第 24 号の経路。●は 00 時 (横の数字は日)、○は 12 時の位置で、緑は TD の期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を表す。

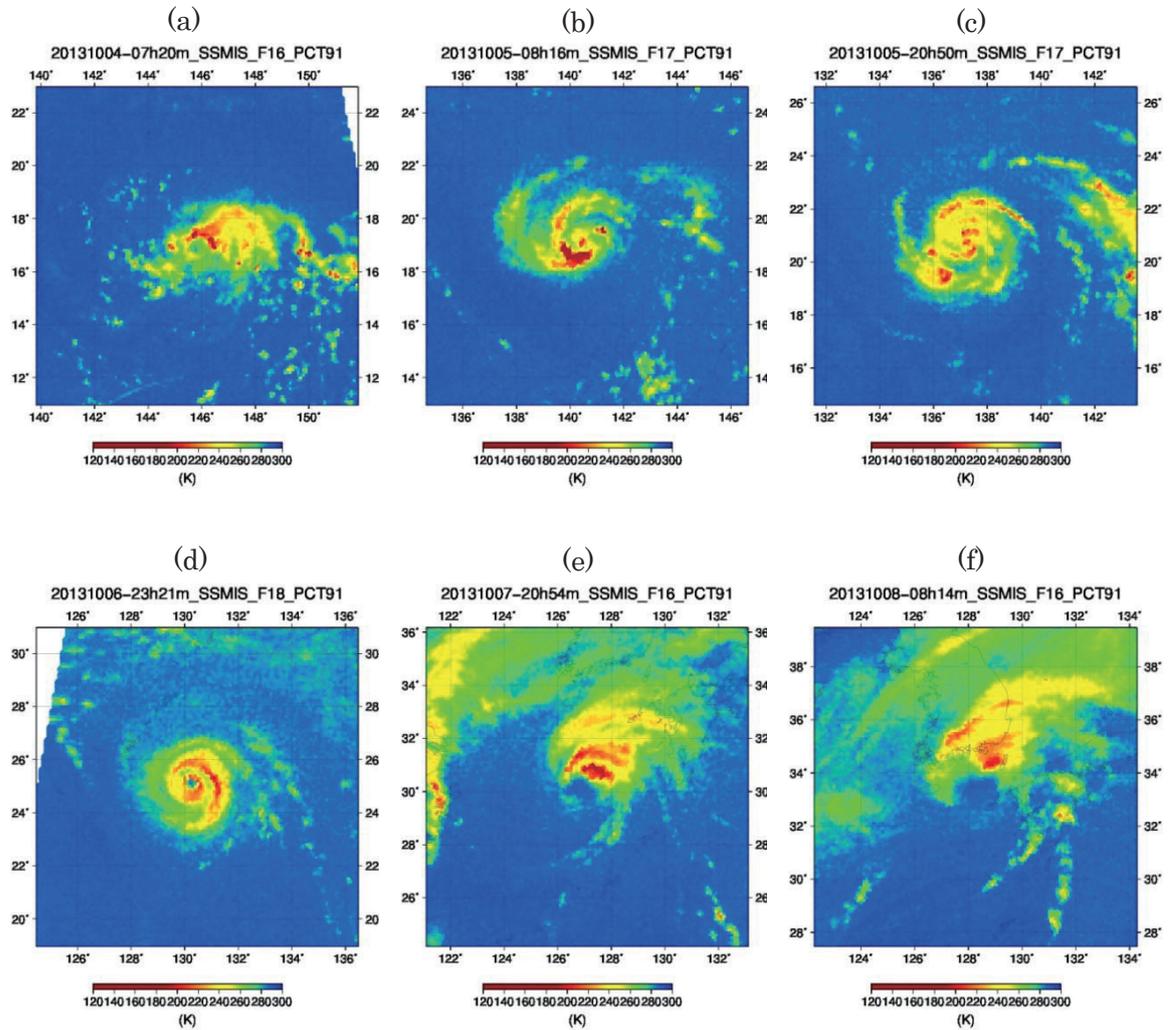


第 3.8.2 図 2013 年台風第 24 号の強度変化 (気象庁ベストトラックデータによる)。

* 小山亮

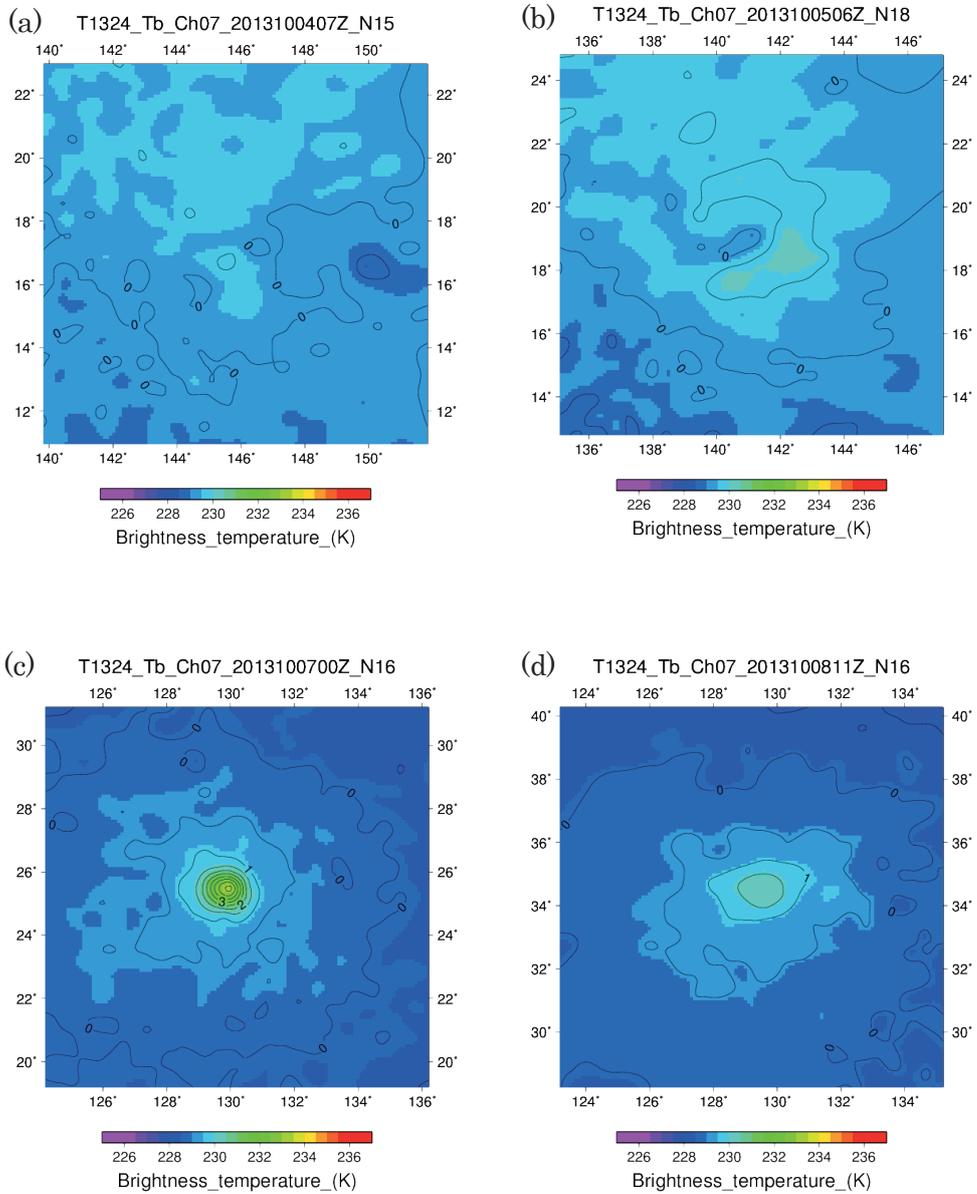


第3.8.3図 2013年台風第24号(TD時含む)の位置を中心としたMTSAT(赤外1)の輝度温度分布。(a)10月1日00時、(b)10月4日20時、(c)10月5日08時、(d)10月7日00時。

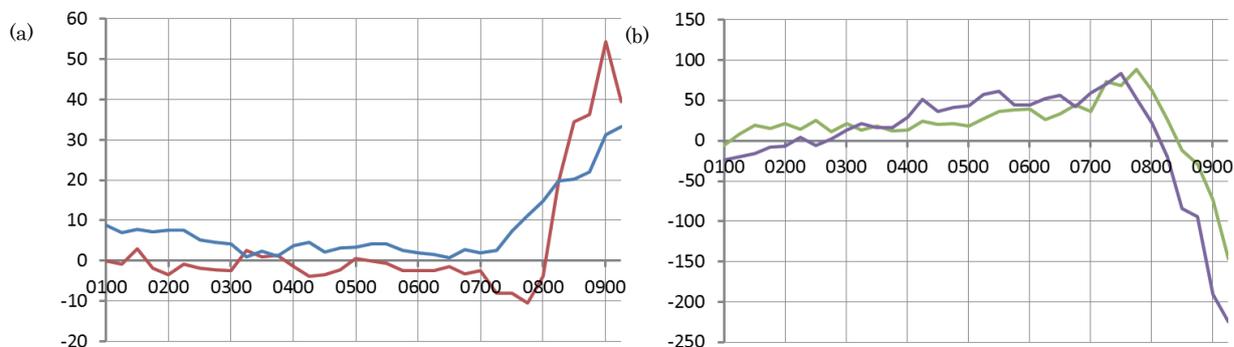


第 3.8.4 図 2013 年台風第 24 号の位置を中心とした SSMIS の PCT91 の分布。

(a) 10 月 4 日 07 時頃、(b) 10 月 5 日 08 時頃、(c) 10 月 5 日 20 時頃、(d) 10 月 6 日 23 時頃、(e) 10 月 7 日 20 時頃、(f) 10 月 8 日 08 時頃。



第3.8.5図 2013年台風第24号の位置を中心とした AMSU-A (Ch7) の輝度温度 (カラー、K) とその偏差 (黒実線、K)。(a) 10月4日07時頃、(b) 10月5日06時頃、(c) 10月7日00時頃、(d) 10月8日11時頃。



第 3.8.6 図 2013 年台風第 24 号の (a) 鉛直シア (青、 $m s^{-1}$) と CPS パラメータの B (赤)、
(b) CPS パラメータの $-V_1^L$ (緑) と $-V_1^U$ (紫) の時間変化。

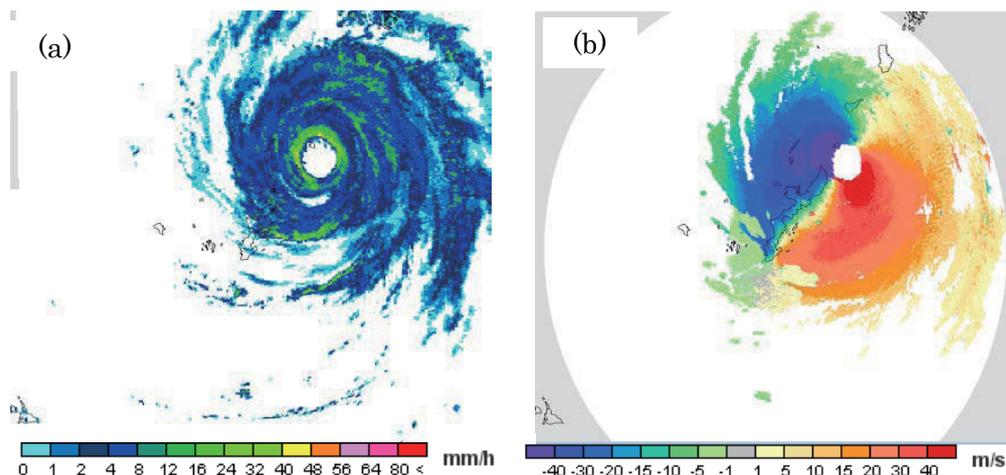
以下、10月5日06時頃以降の比較的急な発達においてみられた台風の構造変化の特徴を記述する。まず、5日08時頃に台風中心近くの南～南南西側で形成された明瞭なレインバンドに注目する(第3.8.4図b)。この明瞭なレインバンドの形成は、急激な対流活動の活発化(対流バースト)を示唆する台風中心付近のMTSAT(赤外1)のTBの急低下とCDOの形成(第3.8.3図b-c)のタイミングに対応していた。その後台風は、構造の軸対称化が進み(第3.8.4図c)、沖縄南東海上に達した最盛期(7日00時頃)には明瞭な眼が形成された(第3.8.3図d及び第3.8.4図d)。

次に、AMSU-A(Ch7)のTB分布に基づいて、台風発達期における上層暖気核(約250hPa面)の構造変化の状況を確認する。暖気核の強まりを反映する正TB偏差は、発達初期(10月5日06時頃)には約0.5Kであったが(第3.8.5図b)、台風の発達と共に増大し、最盛期頃(7日00時頃)には約4.5Kに達していた(第3.8.5図c)。また、最盛期にかけて台風中心付近のTB傾度も顕著に増大していた(第3.8.5図c)。この時の中心気圧は935hPa、最大風速は $45 m s^{-1}$ であった(第3.8.2図)。

台風は最盛期にあった10月7日07時頃に与論島付近を通過したが、現地では海面気圧934.1hPa(07時22分の与論空港)、最大瞬間風速 $53.5 m s^{-1}$ (北北東)(06時57分の与論島アメダス)が観測されていた。与論島通過時頃のレーダーによる降水強度分布では、台風の明瞭な軸対称構造(壁雲の形成)が確認され(第3.8.7図a)、沖縄レーダーのドップラー速度分布(仰角0.4度、与論島付近では高度約2kmに相当)では、与論島付近において $50 m s^{-1}$ を超える値が観測されていた(第3.8.7図b)。

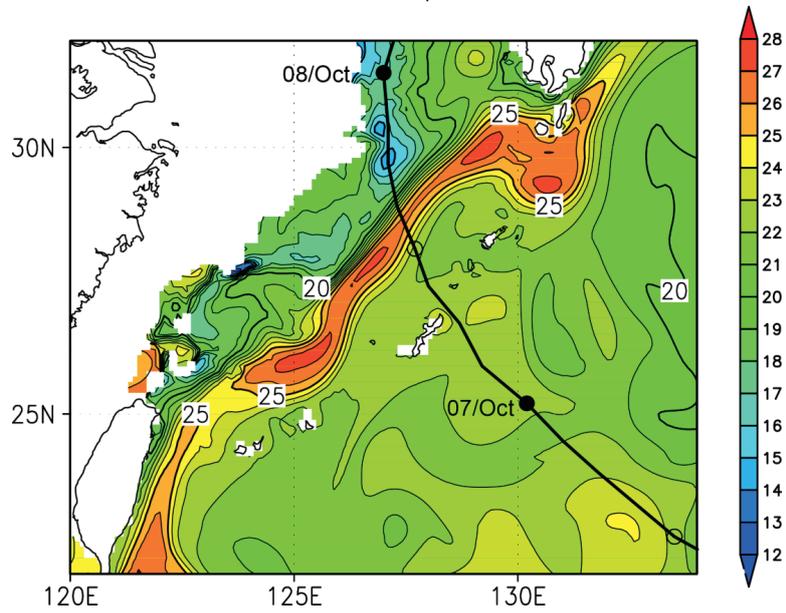
その後ほぼ北へ進んだ台風第24号は、沖縄の北西海域を北東へ流れる表層水温が高い黒潮流域(第3.8.8図)を10月7日12時過ぎに通過した後、徐々にその強度を弱めた。30°N付近を越えた8日00時には、中心気圧960hPa、最大風速 $35 m s^{-1}$ まで衰弱した(第3.8.2図)。この頃には、台風は中緯度上層ジェットに接近したため、鉛直シアが $15 m s^{-1}$ 以上に増大するとともに(第3.8.6図a)、下層の非対称性を示すCPSパラメータのBが8日00時から06時にかけて急激に増大していた(第3.8.6図a)。レーダー観測(図省略)及びSSMISのPCT91分布(第3.8.4図e)では、7日12時頃から、台風の北側に対流雲が偏る構造の非対称化がみられていた。

台風は、10月8日12時頃には中心気圧980 hPaで対馬付近を通過中に傾圧性が大きな領域に入り（第3.8.9図）、台風の南側（暖域）では 25 m s^{-1} を越える最大風速が観測されていた（第3.8.2図）。この時の総観場は下層では傾圧性が大きく（第3.8.9図a）、ジェット気流に伴う台風北側の圏界面（2PVU面）の折れ込みは大きい（第3.8.9図b）。しかし、図の領域内では明瞭な上層トラフはみられず（第3.8.9図a）、台風西側への乾燥空気の流入もみられない（第3.8.9図c）。上層のジェットストリークの入口右側の強い上層発散が台風東側に分布しており（第3.8.9図d）、8日08時頃の台風に伴う対流分布（第3.8.4図f）はこの上層発散分布に対応しているようにみえる。なお、台風の暖気核構造は、CPSパラメータによると上層で8日06時頃、下層で8日12時頃に寒気核構造へ変化していたが（第3.8.6図b）、AMSU-A (Ch7)のTB偏差では、8日11時頃に弱いながらも上層暖気核が存在していた可能性を示唆する約2 Kの正偏差域がみられ（第3.8.5図d）、台風の構造が急激に変化していたステージにあったと推測される。ベストトラックによると、その後台風は、日本海へ進んだ9日00時に温帯低気圧に変わり、同日12時に消滅した。

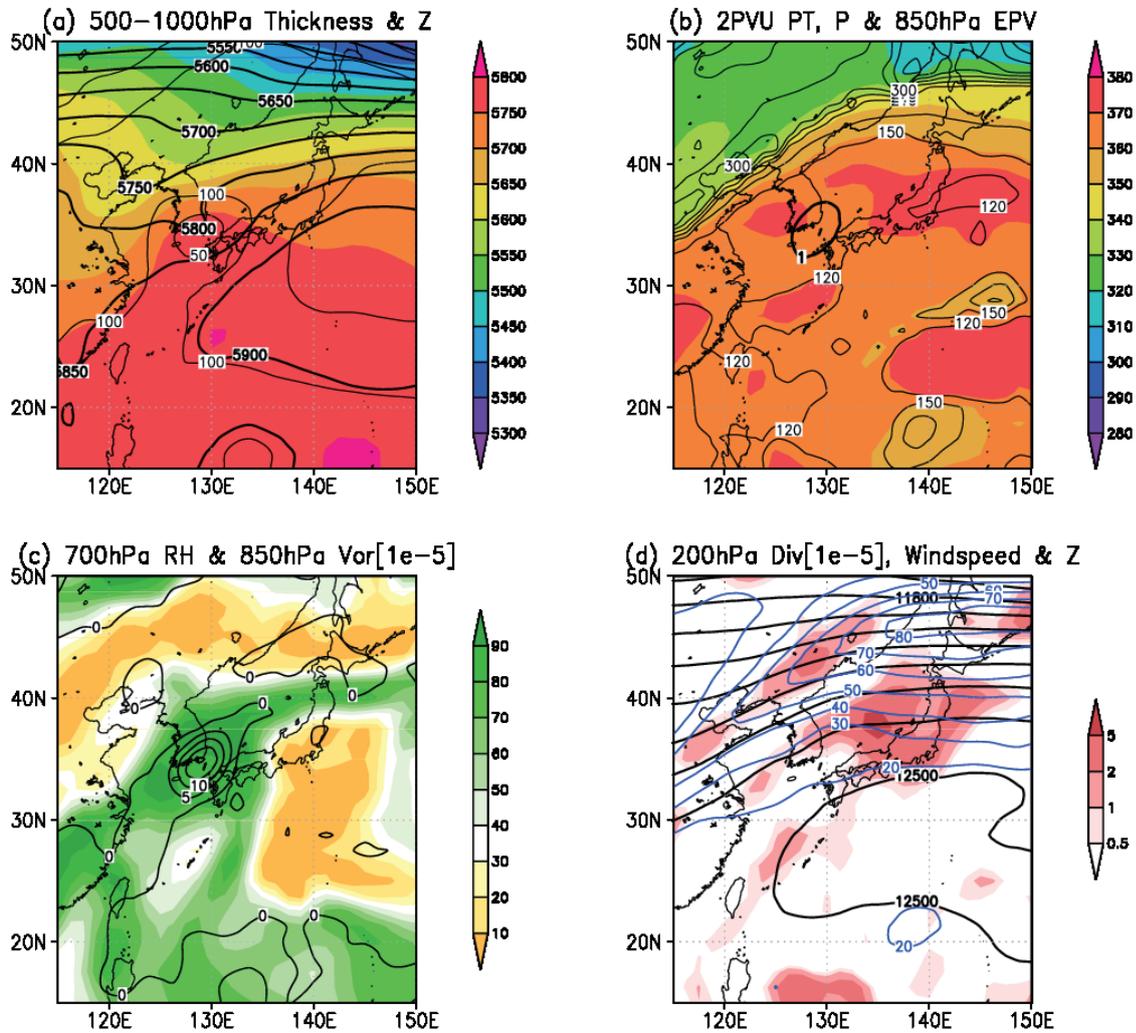


第3.8.7図 2013年台風第24号の与論島通過時頃の(a)気象庁レーダー降水強度(合成図)(10月7日07時)及び(b)沖縄レーダーのドップラー速度(仰角0.4度)(10月7日06時50分)。

T1324 Track and 100m temperature on 8Oct2013



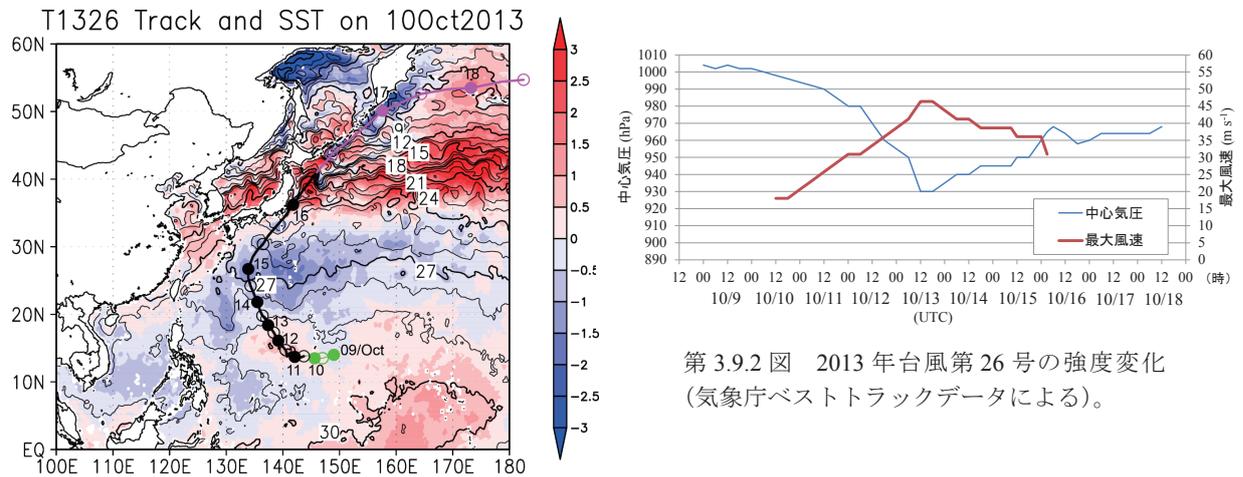
第 3.8.8 図 2013 年 10 月 8 日の表層水温 (100m 深) (°C、細実線、カラー)。太実線は 2013 年台風第 24 号の経路で、●及び○はそれぞれ 00 時及び 12 時の位置を表す。



第3.8.9図 2013年10月8日12時の総観場。(a) 500 hPa面(太実線)と1000 hPa面(細実線)のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚(カラー)、(b) 2PVU面温位(カラー)、気圧(細実線)、850 hPa面渦位(太実線)、(c) 700 hPa面相対湿度(カラー)と850 hPa面相対渦度(実線)、(d) 200 hPa面ジオポテンシャル高度(黒線)、等風速線(青線)、水平発散(赤)。台風第24号は沖縄本島付近の下層高渦度・高渦位に対応。

3.9 2013 年台風第 26 号 (1326 Wipha) *

中部太平洋から南西にのびる TUTT の先端で複数のクラウドクラスターが組織化し、10 月 9 日 12 時にはフィリピンの東で台風第 25 号、翌 10 日 12 時にはその約 2000km 東のマリアナ諸島近海で台風第 26 号が発生した。このうち台風第 26 号は SST29℃以上の海域で西進しながら発達した (第 3.9.1 図、第 3.9.2 図)。AMSU-A (Ch7) の TB では 11 日 11 時ごろまでは台風中心の北側に TB の正偏差 1.5K 程度、南側に負偏差 -2K 程度が見られた (第 3.9.3 図 a) が、11 日 23 時ごろ以降に TB 偏差 2K 以上の暖気核構造が明瞭になった (第 3.9.3 図 b)。この TB の非対称分布から軸対称分布への変化と同時期に、SSMIS の PCT91 でも、11 日 07 時ごろには対流が台風中心の主に南側にのみ分布していたのが、20 時ごろには北東側にも対流が生じる変化が起きていた (第 3.9.4 図 a,b)。これは、発生初期の 11 日 07 時 ~ 11 時ごろには潜熱解放による暖気核が十分形成されておらず、同時に南側の強い対流域では強い降水による減衰のため TB が小さくなったと考えられる。ただし、まだこのような非対称性が強く暖気核が十分組織化していなかったと考えられる 11 日 12 時ごろでも、ASCAT 海上風 (第 3.9.5 図 a) では中心の東側に風速 25m s⁻¹ 以上の領域が見られ、既に severe tropical storm の強度に達していたことを示している。



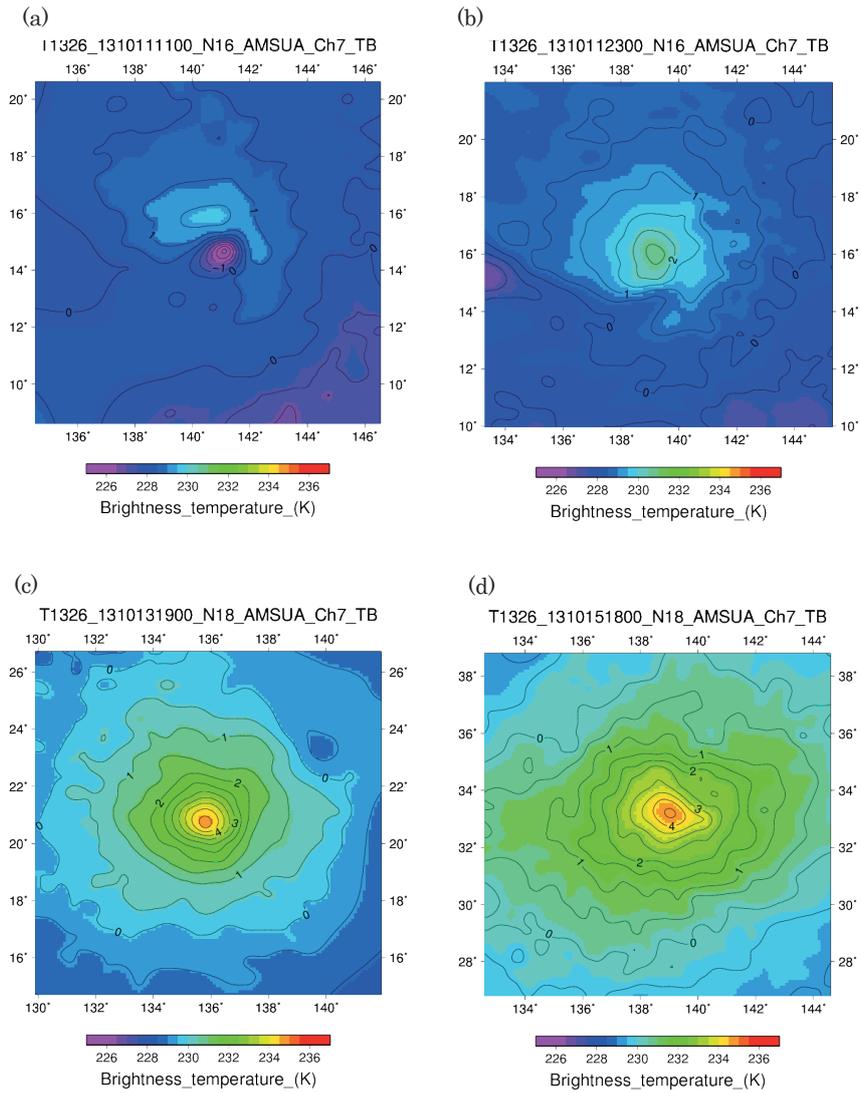
第 3.9.2 図 2013 年台風第 26 号の強度変化 (気象庁ベストトラックデータによる)。

第 3.9.1 図 2013 年 10 月 10 日の海面水温 (黒実線、℃)、その平年偏差 (カラー、℃)、及び 2013 年台風第 26 号の経路 (気象庁ベストトラックデータによる)。●は 00 時 (横の数字は日を示す)、○は 12 時の位置で、緑は TD の期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。

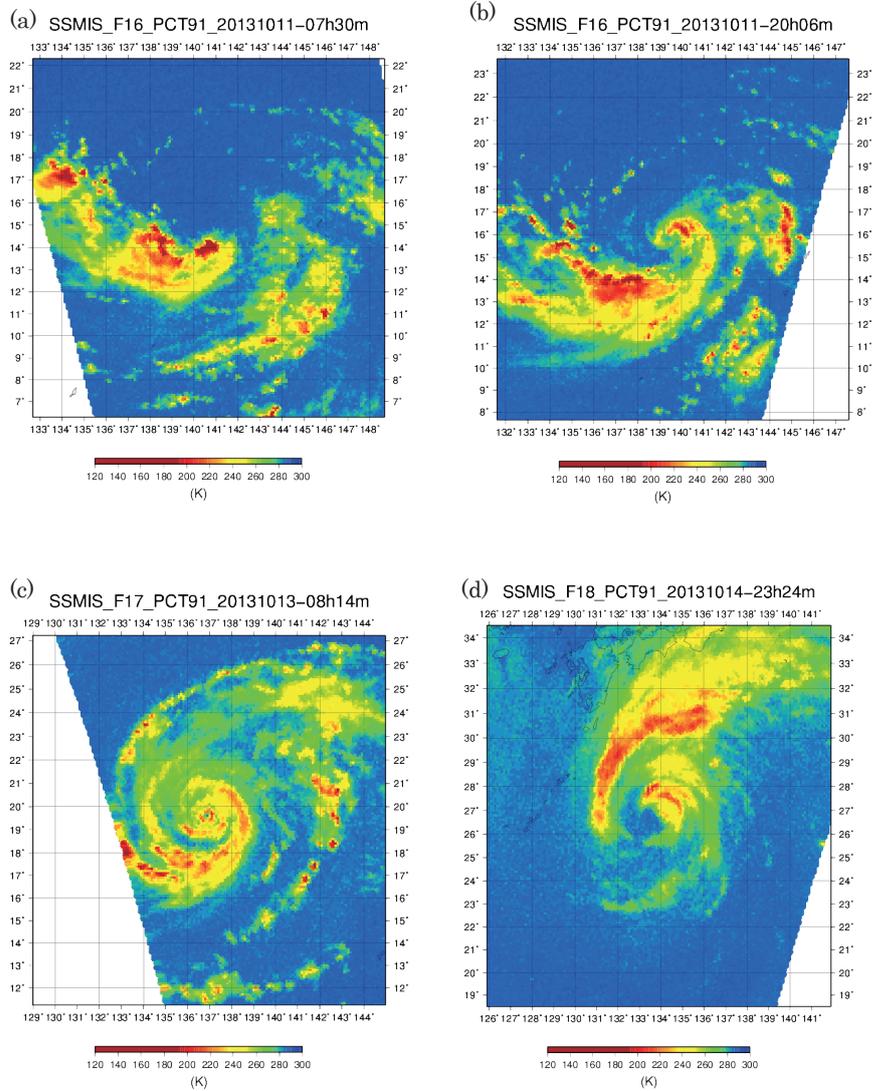
台風は 12 日には進行方向を北西に変え、10 月 13 日 12 時には沖の鳥島の東で中心気圧 930hPa、最大風速 45 m s⁻¹ の最盛期に達した。最大発達率は 12 日 12 時 (中心気圧 970hPa、最大風速 35m s⁻¹) から 24 時間での 40hPa の中心気圧低下と 10 m s⁻¹ の最大風速増大で、本書での急発達の基準には達しなかった。MTSAT 赤外面像では 13 日 06 時ごろには眼が見られ (図省略)、AMSU-A (Ch7) では 13 日 19 時ごろに TB 偏差 5K 以上の暖気核となっていて (第 3.9.3 図 c)、発達したことを示している。SSMIS の PCT91 で見られる対流域は 12 日にはコンマ状であったが 13 日には軸対称性の強い成熟期の台風の特徴的な分布になった (第 3.9.4 図 c)。14 日 00 時ごろの ASCAT 海上風 (第 3.9.5 図 b) では最大風速半

* 北島尚子

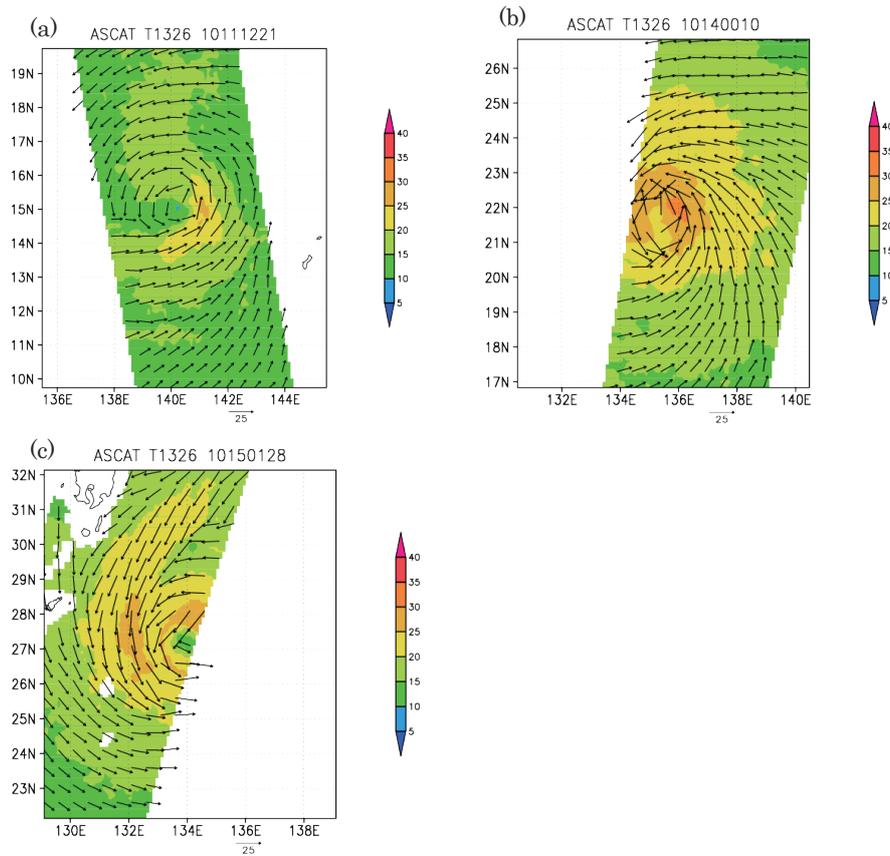
径は 100km 程度で、特に風が強いのは進行方向に対して右側（台風中心の東側）である。AMSU-A で見た暖気核のスケールや ASCAT 海上風の分布から、例えば同じ 2013 年の台風第 24 号や第 27 号との比較で、この台風は水平スケールが大きかったのが特徴と言える。



第 3.9.3 図 2013 年台風第 26 号の位置を中心とした AMSU-A (Ch7) の輝度温度 (カラー、K) とその偏差 (黒実線、K)。 (a) 2013 年 10 月 11 日 11 時ごろ、(b) 10 月 11 日 23 時ごろ、(c) 10 月 13 日 19 時ごろ、(d) 10 月 15 日 18 時ごろ。



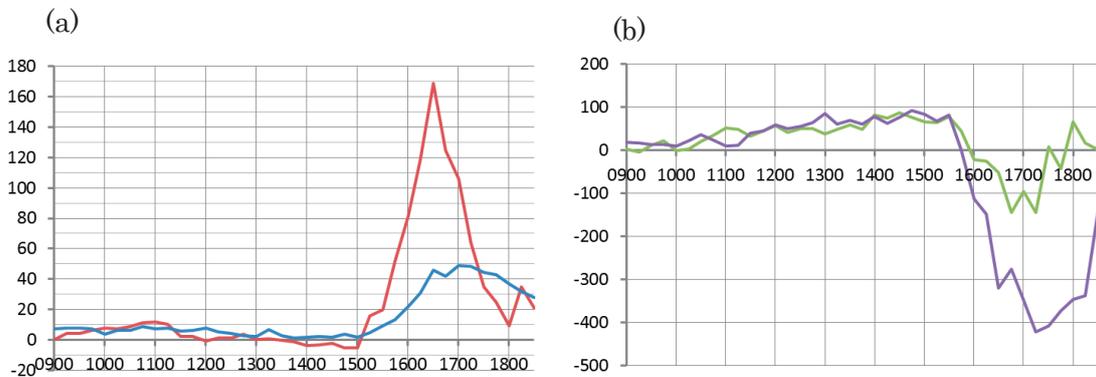
第3.9.4図 2013年台風第26号の位置を中心としたSSMISのPCT91。(a)2013年10月11日07時ごろ、(b)11日20時ごろ、(c)13日08時ごろ、(d)14日23時ごろ。



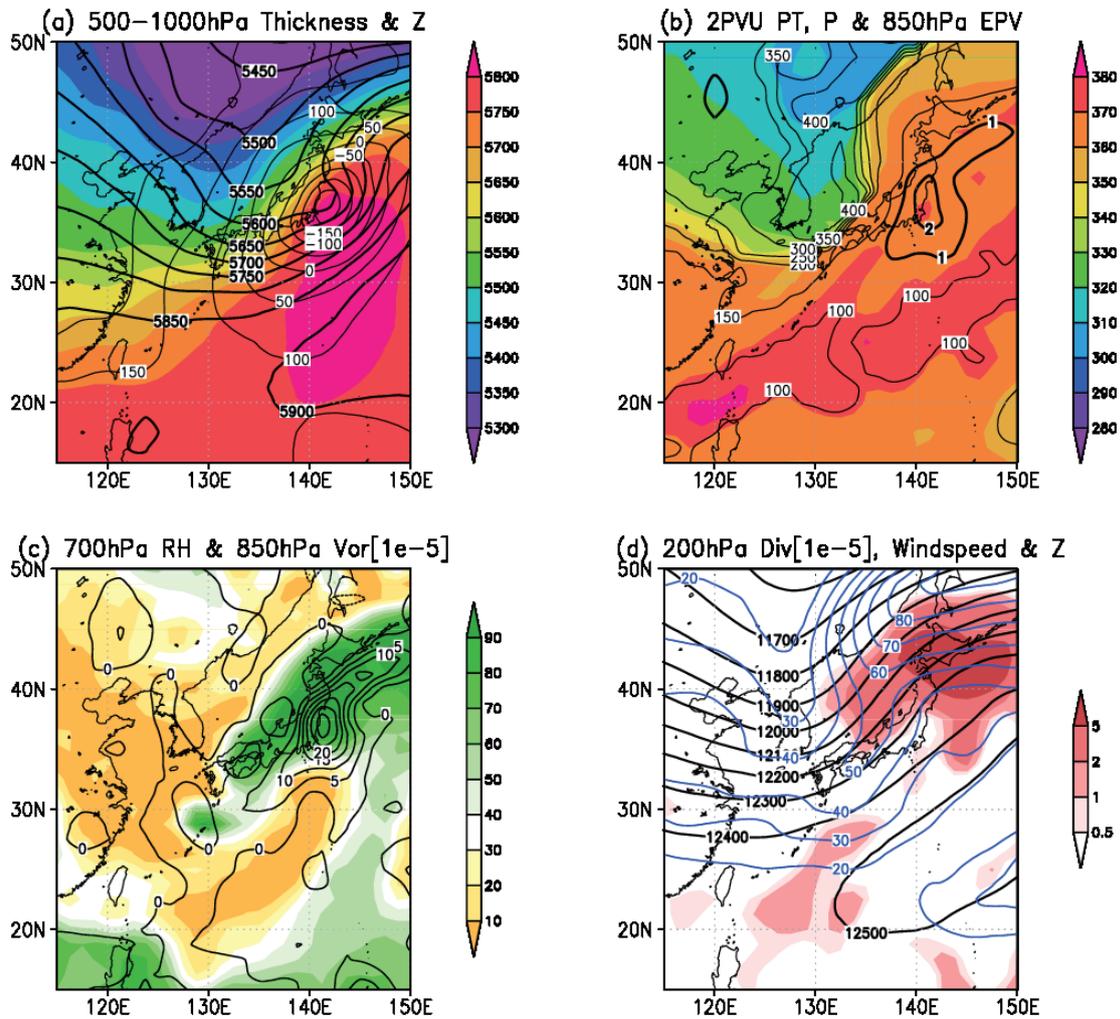
第 3.9.5 図 2013 年台風第 26 号の位置を中心とした ASCAT 海上風 ($m s^{-1}$)。 (a) 2013 年 10 月 11 日 12 時ごろ、 (b) 14 日 00 時ごろ、 (c) 15 日 01 時ごろ。

台風第 26 号は 14 日も北西進を続け、14 日以降は SST $28^{\circ}C$ 以下の海域に進んで (第 3.9.1 図)、勢力をやや弱めた (第 3.9.2 図)。このころ日本の南では 9 月下旬に台風第 20 号が通過したあと SST が平年より $1^{\circ}C$ 以上低くなっており、その影響の残った海域を台風第 26 号が進んだ。台風第 26 号は 15 日には日本の南で進行方向を北東に変えて、移動速度を速めた。AMSU-A の Ch7 では 15 日 06 時頃まで TB 偏差が 5K 以上であったが、その後はやや弱まった (第 3.9.3 図 d)。MTSAT 赤外画像 (図省略) では 15 日初めまで円形の雲パターンが見られるが、SSMIS の PCT91 では 14 日 23 時ごろには南側の対流が弱まりはじめ、非対称化が進んでいる (第 3.9.4 図 d)。このときには 700hPa 面湿度分布で 14 日 12 時に台風の西側に乾燥空気が分布し、高湿度の領域が台風の北側に限定されていた (図省略)。ただし、CPS パラメータで下層の層厚分布の非対称性を表すパラメータ B が増大を開始したのは 15 日になってからであった (第 3.9.6 図)。ASCAT 海上風では 15 日 01 時ごろの観測 (第 3.9.5 図 c) で西～北西側で成熟期の期間と比較して強風域・暴風域が拡大し、特に台風中心から 200km 程度西に風の強い領域があり、また進路前方である北～北東側約 200km には弱風帯が見られる。台風の北～北東側の弱風帯は前線帯に伴うもので、西側の北東風～北風による暴風域拡大は下層寒気の流入を示唆している。この構造は第 3.9.4 図 dに見られる 14 日 23 時ごろの対流分布とよく対応している。

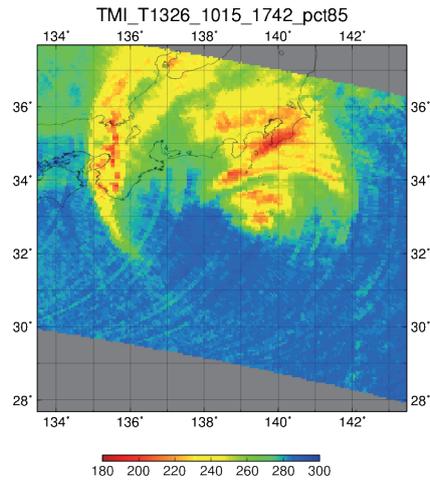
台風第26号は10月15日18時すぎに中心気圧950hPa、最大風速35 m s⁻¹で伊豆諸島南部（八丈島・三宅島近海）を通過し、16日00時には関東の東海上に達した。このときには台風付近では既にCPSのパラメータBや鉛直シアが大きくなっており、また上層・下層とも寒気核化している（第3.9.6図）。その変化が表れている16日00時の総観場（第3.9.7図）では下層層厚分布が非対称化している（第3.9.7図a）とともに、日本海には2PVU面が400hPaに達する深い圏界面の折れ込みがあり（第3.9.7図b）、台風北方のオホーツク海と西方の黄海・華中では200hPa面のジェット気流が位置している（第3.9.7図d）。特に北側のジェットストリークの入口右側（台風の北側）で上層発散が大きい。このあと、台風が二つのジェットストリークの入口右側・出口左側に位置するダブルジェットパターンとなった（図省略）。これらは温帯低気圧が発達するパターンで、台風が温低化後に再発達するパターンでもある。台風第26号はベストトラックでは16日06時に北海道南東海上で中心気圧968hPaの温帯低気圧に変わり、その後やや再発達しながら北東へ進んだ。上層トラフ・ジェットストリーク等の影響で温低化し再発達した類似事例としては2004年台風第18号がある（Kitabatake *et al.* 2007）。



第3.9.6図 2013年台風第26号の(a)鉛直シア(青、m s⁻¹)とCPSパラメータのB(赤)、(b)CPSパラメータの $-V_T^L$ (緑)と $-V_T^U$ (紫)の時間変化。



第3.9.7図 2013年10月16日00時の総観場。(a) 500hPa面(太実線)と1000hPa面(細実線)のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚(カラー)、(b) 2PVU面温位(カラー)、気圧(細実線)、850hPa面渦位(太実線)、(c) 700hPa面相対湿度(カラー)と850hPa面相対渦度(実線)、(d) 200hPa面ジオポテンシャル高度(黒線)、等風速線(青線)、水平発散(赤)。台風第26号は関東東岸の低気圧に対応。



第 3.9.8 図 2013 年 10 月 15 日 17 時ごろの TMI の PCT85。面ジオポテンシャル高度（黒線）、等風速線（青線）、水平発散（赤）。台風第 26 号は関東東岸の低気圧に対応。

【トピック：伊豆大島の大雨と台風の構造】

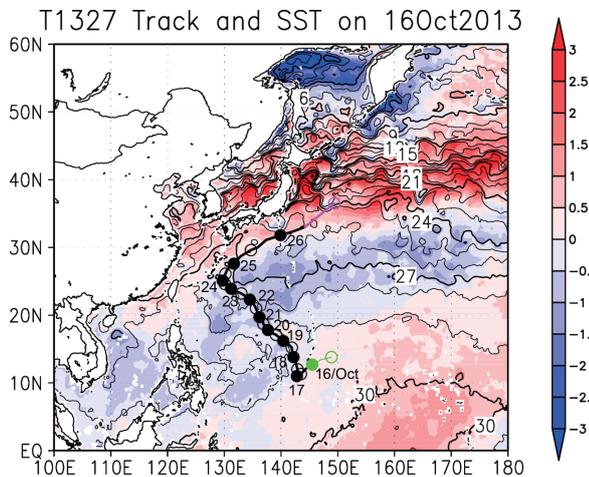
この台風が伊豆諸島に接近・通過した際に、関東・東海地方で雨量が多くなり、特に伊豆大島では 24 時間の降水量が 800mm を超えた。伊豆大島で降水が最も強かったのは 15 日 15 時～21 時ごろで、TMI の PCT85 では、台風自体の対流分布が非対称化していた中で特に伊豆大島付近に強い線状の対流を示唆する領域が見られた(第 3.9.8 図)。この要因として日本付近が大規模な前線帯であったところへ、台風が北上して傾圧性が強まり、地形性の局地前線での下層収束が強まったことが指摘されている(加藤ほか 2014)。関東東方の SST が平年より高かった(第 3.9.1 図) ことも本事例の顕著な特徴である。

参考文献

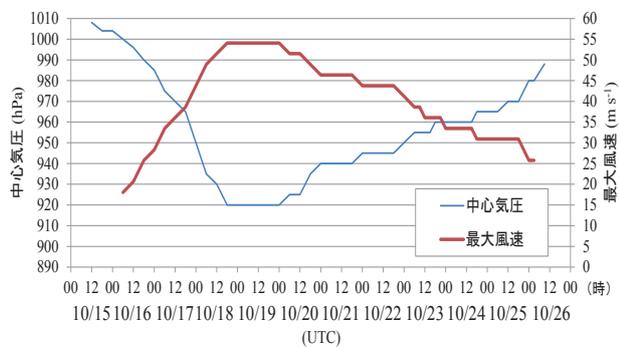
- 加藤輝之ほか、2014：台風 1326 号にともなう伊豆大島の大雨の発生要因。日本気象学会 2014 年度春季大会講演予稿集、A102。
- Kitabatake, N., S. Hoshino, K. Bessho, and F. Fujibe, 2007: Structure and intensity change of Typhoon Songda (0418) undergoing extratropical transition, *Papers in Meteorology and Geophysics*, **58**, 135-153.

3.10 2013 年台風第 27 号 (1327 Francisco) *

マリアナ諸島近海のクラウドクラスタが組織化して、10月15日12時に熱帯低気圧、16日06時に台風第27号となった(第3.10.1図)。AMSU-A(Ch7)のTB偏差では16日19時ごろに弱い暖気核が、またTMIのPCT85では16日20時ごろに既に眼が見える(共に図省略)。この台風は17日から18日にかけてゆっくり北北西～北西に進みながら急速に発達し、18日18時には中心気圧920hPa、最大風速 55m s^{-1} となった(第3.10.2図)。最も発達が大きかった時で17日18時から18日18時までの24時間に45hPaの中心気圧低下、 15m s^{-1} の最大風速増大であった。このころ台風が進んでいた海域のSSTは広い範囲で 29°C 程度であり(第3.10.1図)、100m深の表層水温も 27°C 程度(図省略)と、低緯度帯としては普通に見られる水温である。この急発達開始直前の17日12時の850hPa面ジオポテンシャル高度と200hPa面の風などの分布を第3.10.3図に示す。台風上空の200hPa面では南西側の南～南西方向への流れと北東側の北～北東方向への流れが顕著で、上層発散が強くなっている。このうち台風の北東側の上層で北～北東への流れが強まったのは、第3.10.3図にXで示した上層低気圧性循環の南西側において、この上層低気圧性循環が台風の上層発散を強めることでこのあとの台風の急発達に寄与した可能性を示唆している。この上層低気圧性循環は時間をさかのぼって見ると、中部太平洋から 20°N 沿いにのびていたTUTTを起源として、西進して台風の北側を通過して第3.10.3図の時刻(17日12時)に台風の北西側に達したものである。この台風の急発達時の変化をSSMISのPCT91で見ると、17日から小さな眼が見られ、18日にかけて眼の大きさに変化はないが(第3.10.4図a)、周辺のPCTの低い対流領域が拡大している。ASCATによる海上風速分布では、台風が急発達して最盛期となった18日00時ごろには最大風速半径が数十km程度と非常に小さかった(第3.10.5図a)。AMSU-A(Ch7)では18日11時ごろにTB偏差3K以上と強いが水平スケールの小さい暖気核が見られる(第3.10.6図a)。台風は20日00時まで最盛期の勢力を維持した。

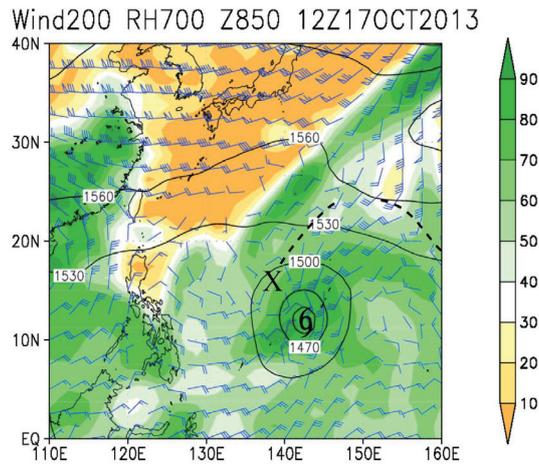


第3.10.1図 2013年10月16日の海面水温(黒実線、 $^\circ\text{C}$)、その平年偏差(カラー、 $^\circ\text{C}$)、及び台風第27号の経路(気象庁ベストトラックデータによる)。●は00時(横の数字は日を示す)、○は12時の位置で、緑はTDの期間、マゼンタは温帯低気圧に変わった後の期間を示す。

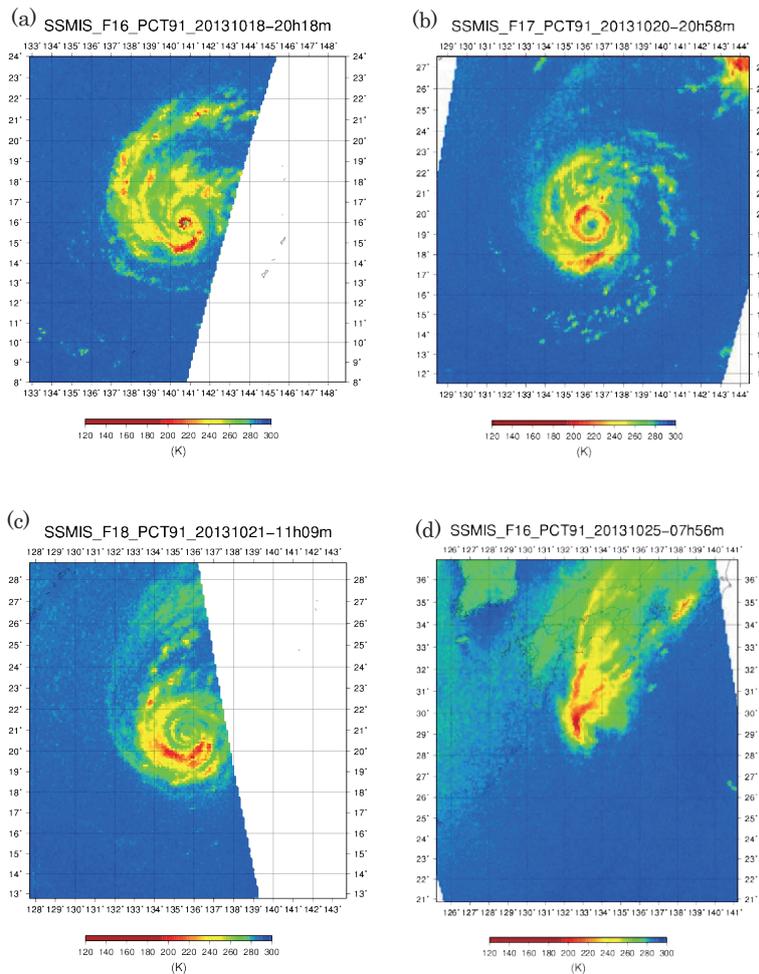


第3.10.2図 2013年台風第27号の強度変化(気象庁ベストトラックデータによる)。

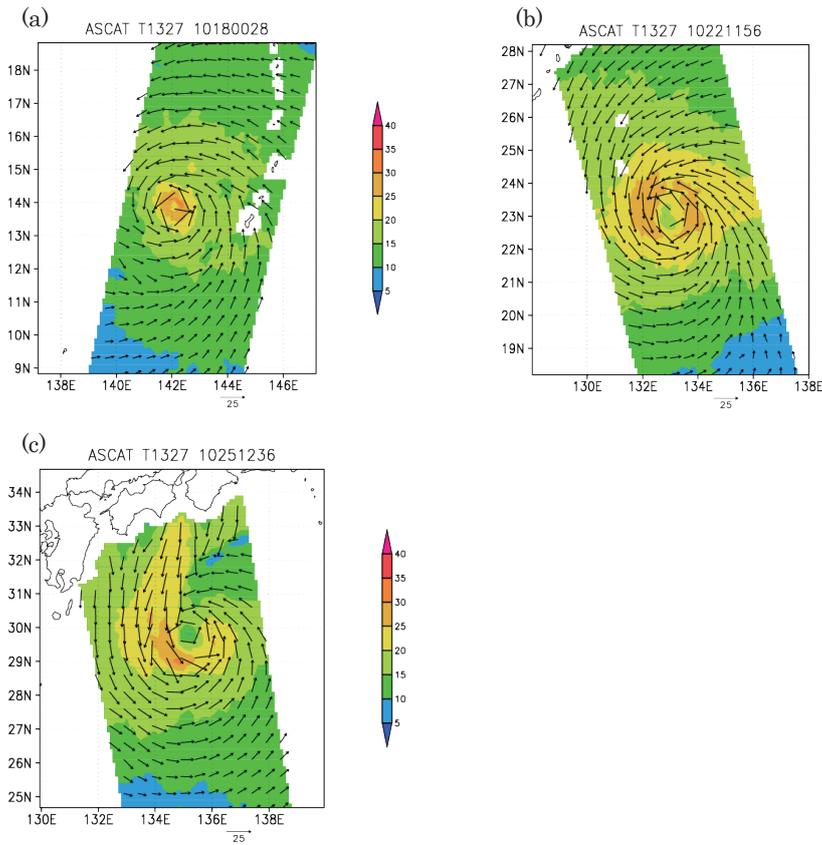
* 北島尚子



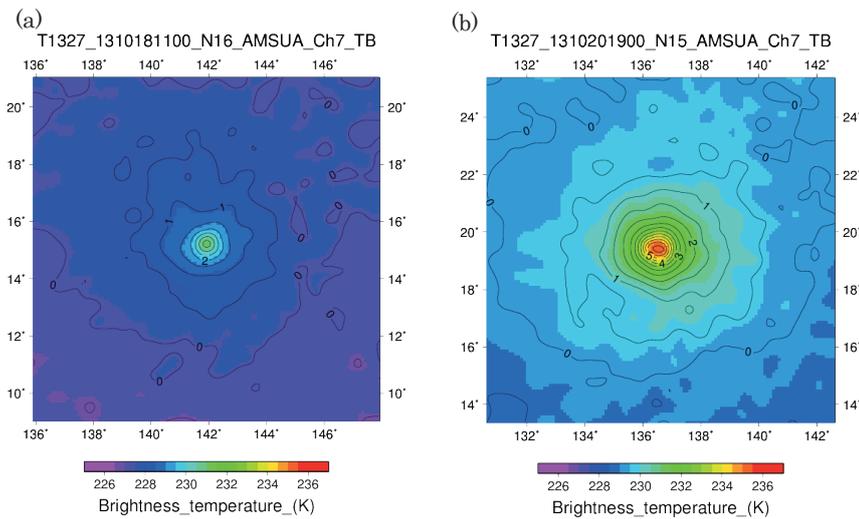
第3.10.3図 2013年台風第27号の急発達時の、2013年10月17日12時の200hPa面の風（青矢羽）、850hPaジオポテンシャル高度（黒、m）、700hPa面相対湿度（カラー、%）。図中の破線はTUTTから変形した上層水平シア、Xは上層低気圧性循環（本文参照）。



第3.10.4図 2013年台風第27号の位置を中心としたSSMISのPCT91。(a)2013年10月18日20時ごろ、(b)20日20時ごろ、(c)21日11時ごろ、(d)25日07時ごろ。



第3.10.5図 2013年台風第27号の位置を中心としたASCAT海上風 ($m\ s^{-1}$)。(a) 2013年10月18日00時ごろ、(b) 22日11時ごろ、(c) 25日12時ごろ。

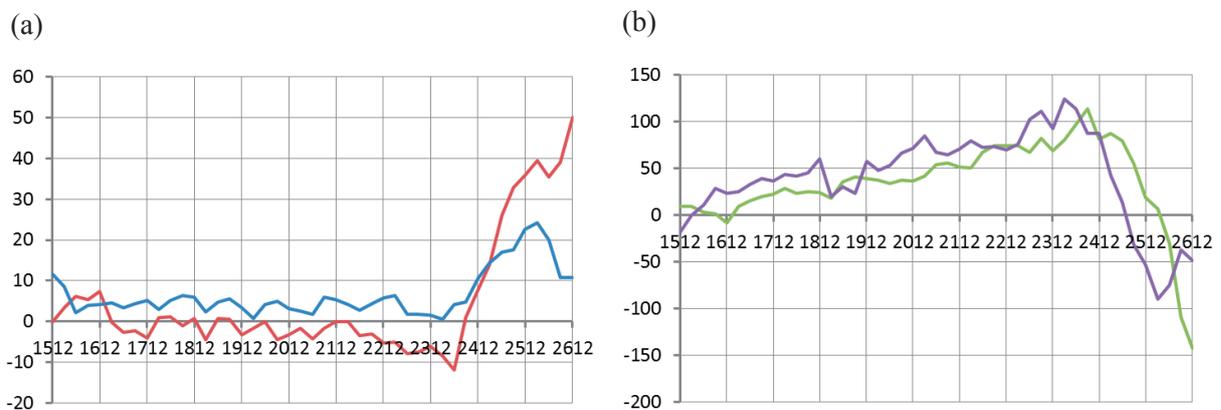


第3.10.6図 2013年台風第27号の位置を中心としたAMSU-A (Ch7)の輝度温度 (カラー、K) とその偏差 (黒実線、K)。(a) 2013年10月18日11時ごろ、(b) 10月20日19時ごろ。

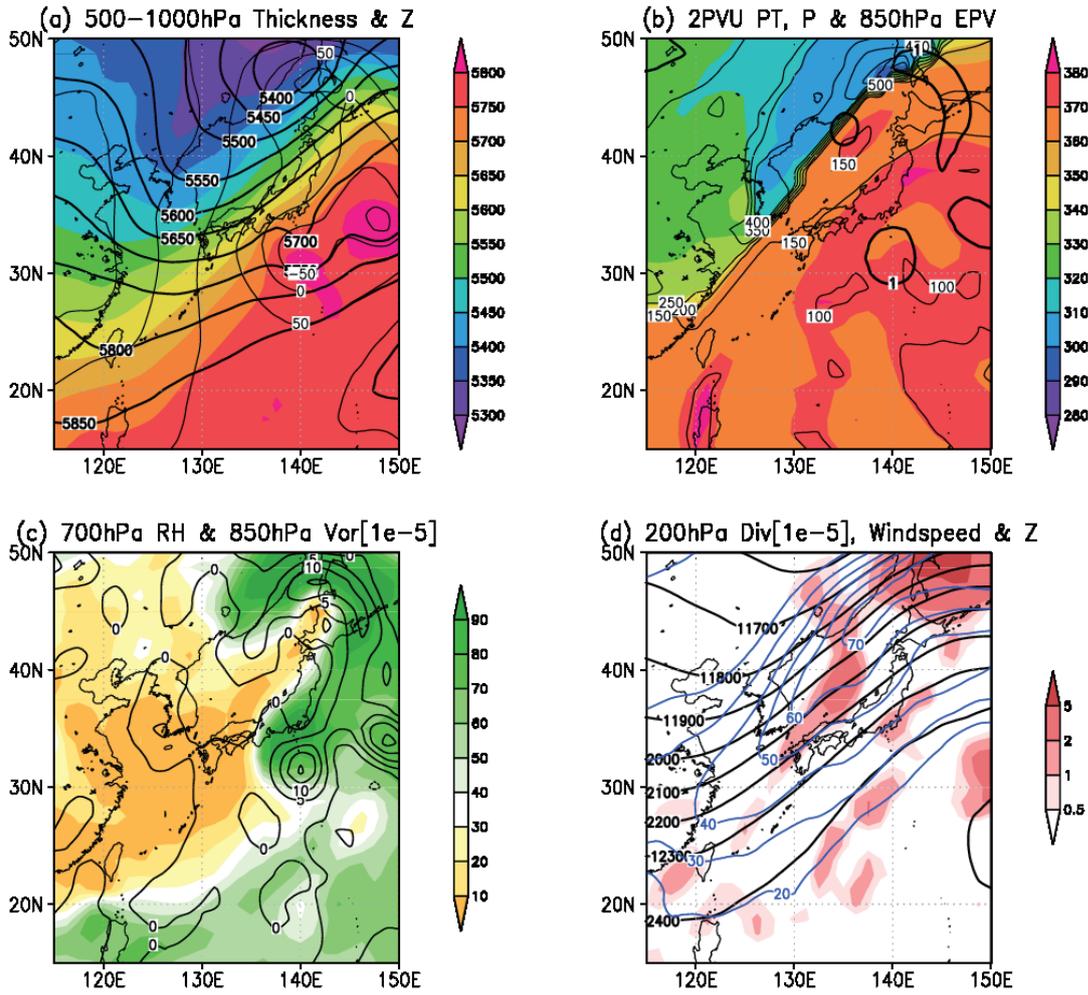
その後台風第 27 号は、台風第 26 号（第 3.9 節）の通過後に SST の低下した海域を 24 日にかけて徐々に弱まりながら北西進した（第 3.10.1 図）。SSMIS の PCT91 では、20 日 21 時ごろでは半径約 60km の壁雲が明瞭で、その周囲を別のバンドが取り囲む様子が見られ（第 3.10.4 図 b）、21 日 11 時ごろには内側の壁雲が崩壊して半径 100km 以上の外側の壁雲が主になったように見える（第 3.10.4 図 c）。AMSU-A（Ch7）TB 偏差は 20 日 19 時ごろに 5K 以上（第 3.10.6 図 b）でピークとなり、その後も 23 日ごろまで 4K 以上を維持していた。ASCAT による海上風速分布では、最大風速半径が拡大し、22 日 12 時ごろには 100km 程度となった（第 3.10.5 図 b）。

10 月 23 ～ 24 日にかけては沖縄近海で中心気圧 950 ～ 965hPa、最大風速 40 ～ 30 m s⁻¹ に弱まりながらゆっくり転向して移動方向を北東に変えた（第 3.10.1 図）。風の強い領域が拡大したことに加えて沖縄近海で台風の動きが遅くなったため、特に大東島地方は 23 日から 25 日にかけて暴風域に入り非常に強い風が続いた。このころの MTSAT 可視画像では下層渦は維持されているが赤外・水蒸気画像では雲渦は崩れている（図省略）。24 日 07 時ごろの AMSU-A（Ch7）の TB 偏差は 3K 程度に弱まった。09 時ごろの TMI の PCT85 では、半径 100km 以上に拡大していた壁雲状の対流域の南東側が消失し、非対称性が大きくなっている（図省略）。

台風は 25 日にはさらに弱まりながら速度を速めて北東進し、対流分布の非対称性を増した（例えば SSMIS の PCT91、25 日 07 時ごろ、第 3.10.4 図 d）。ASCAT による海上風速分布では、25 日（第 3.10.5 図 c）には台風中心の北西側（北東進する台風の進行方向に対して左側）に幅の広い強風の領域と、北東側（進行方向前方）の水平シアを伴う弱風帯（紀伊半島沖で風速 10 m s⁻¹ 以下の領域を含む）が見られる。これらは台風の温低化期の特徴である。CPS パラメータ（第 3.10.7 図）では、下層非対称性を表すパラメータ B が 24 日 18 時ごろに 10 を超え、25 日 00 時ごろには上層寒気核化（ $-V_T^U < 0$ ）、26 日 00 時ごろには下層も寒気核化した（ $-V_T^L < 0$ ）。台風第 27 号は気象庁ベストトラックでは 26 日 06 時に関東の南東海上で温帯低気圧に変わった。第 3.10.8 図は 26 日 00 時の総観場である。関東の南海上にある台風第 27 号の付近は下層層厚傾度が大きく、西側では寒気と乾燥空気が大きく南下している（第 3.10.8 図 a,c）。ただし圏界面の折れ込みは、日本海北部～沿海州で 2PVU 面が 300K、400hPa 面付近まで大きく下降した（第 3.10.8 図 b）が、台風中心の 1000km 以上極側に離れており台風との相互作用は見られなかった。200hPa 面では圏界面の折れ込みの暖気側の日本海からオホーツク海にかけて顕著なジェットストリークが見られ（第 3.10.8 図 d）、台風第 27 号の温低化が生じたのはその入り口右側にあたる。台風第 27 号は温低化後衰弱して 26 日 18 時に消滅し、圏界面の折れ込みに伴って生じた下層じょう乱（第 3.10.8 図 b で日本海北部に渦位極大として見られる）が、このあと別の低気圧として発生・発達した。



第 3.10.7 図 2013 年台風第 27 号の (a) 鉛直シア（青、m s⁻¹）と CPS パラメータの B（赤）、
(b) CPS パラメータの $-V_T^L$ （緑）と $-V_T^U$ （紫）の時間変化。



第3.10.8図 2013年10月26日00時の総観場。(a) 500hPa面(太実線)と1000hPa面(細実線)のジオポテンシャル高度、500hPa-1000hPa面の層厚(カラー)、(b) 2PVU面温位(カラー)、気圧(細実線)、850hPa面渦位(太実線)、(c) 700hPa面相対湿度(カラー)と850hPa面相対渦度(実線)、(d) 200hPa面ジオポテンシャル高度(黒線)、等風速線(青線)、水平発散(赤)。台風第27号は関東の南、台風第28号は関東の東の、それぞれ下層高渦度・高渦位に対応。

【トピック：台風第 27 号の進路と台風第 28 号】

台風第 27 号が 10 月 23 日から 24 日にかけて沖縄近海で動きが遅くなったことについて、台風第 28 号との間で藤原の効果が生じていた可能性が、当時の報道等で指摘された。台風第 27 号がマリアナ諸島から沖縄近海を経て日本の南へ進む間、この台風の東で別の熱帯低気圧・台風が相次いで発生し、第 28 号はそれらのうちの一つである。マーシャル諸島近海で 10 月 20 日 18 時に発生した台風第 28 号は SST29°C 以上の海域を北西進しながら急発達して、23 日 00 時に南鳥島の南で中心気圧 905hPa、最大風速 60 m s^{-1} の猛烈な強さに達した。このとき沖縄近海の台風第 27 号とは約 2000km 離れていた。このあと台風第 28 号はさらに北西に進んで、25 日 00 時に北東進していた台風第 27 号の東約 1200km に接近したところで移動方向を北東に変え、27 号に先行するようになりながらやや弱まり、台風第 27 号の温低化の 6 時間後の 26 日 12 時に温帯低気圧に変わった。

このように、台風第 27 号の動きが遅くなった 10 月 23 日から 24 日にかけて、台風第 28 号は猛烈な強さであったが、台風第 27 号との距離が 2000km 程度とやや遠かった。過去の研究では、2 個の台風の循環が相互に影響することで移動に直接的な影響の出る距離としては 1200 ~ 1500km 程度以下であると指摘されており（例えば石島ほか 2006、及びそこで引用されている研究）、それ以上の距離についても 3000km 程度まで高気圧を介して間接的に影響が生じると見なした調査もある（Carr and Elsberry 1998）。本事例の台風の移動の問題については今後の課題である。

参考文献

Carr III, L. E. and R. E. Elsberry, 1998: Objective diagnosis of binary tropical cyclone interactions for the western North Pacific basin. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1734-1740.

石島英, セルバンド ナタニエル, 宜野座亮, 2006: 北西太平洋西部海域におけるバイナリー台風の出現性と経路モードの特徴について. *天気*, **53**, 467-478.

付録 1 略語集

略語	説明
AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2, 高性能マイクロ波放射計 2
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit, 改良型マイクロ波探査計ユニット
ASCAT	Advanced Scatterometer, 改良型散乱計
CAPE	convective available potential energy, 対流有効位置エネルギー
CDO	central dense overcast
COBE-SST	Centennial in-situ Observation-Based Estimates of the variability of sea surface temperatures and marine meteorological variables - Sea Surface Temperature
CPS	cyclone phase space, 低気圧位相空間
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program, 防衛気象衛星計画
GCOM-W1	Global Change Observation Mission 1st – Water, 第一期水循環変動観測衛星
GPI	Genesis Potential Index, 発生ポテンシャル
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency, 宇宙航空研究開発機構
JCDAS	JMA Climate Data Assimilation System, 気象庁気候データ同化システム
JRA-25	Japanese 25-year Reanalysis, 長期再解析 JRA-25
JRA-55	Japanese 55-year Reanalysis, 気象庁 55 年長期再解析
MetOp	Meteorological Operational Satellite, 気象観測衛星
MGDSST	Merged satellite and in-situ data Global Daily Sea Surface Temperature, 全球日別海面水温
MJO	Madden-Julian Oscillation, マッデン・ジュリアン振動
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite, 運輸多目的衛星
NASA	National Aeronautics and Space Administration, 米国航空宇宙局
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration, 米国海洋大気庁
OLR	outgoing longwave radiation, 外向き長波放射量
PCT	Polarization Corrected Temperature, 偏波補正温度
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager/Sounder
SST	sea surface temperature, 海面水温
TB	brightness temperature, 輝度温度
TD	tropical depression, 熱帯低気圧 (最大風速 17.2 m s ⁻¹ 未満)
TMI	TRMM Microwave Imager, TRMM マイクロ波観測装置
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission, 熱帯降雨観測衛星
TUTT	Tropical Upper Tropospheric Trough, 熱帯上部対流圏トラフ
WMO	World Meteorological Organization, 世界気象機関
WNPMI	Western North Pacific Monsoon Index, 北西太平洋モンスーンインデックス

付録2 用語集

【AMSR2】

AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) は、2012年5月に打ち上げられた極軌道衛星 GCOM-W1 (Global Change Observation Mission 1st - Water) に搭載されたマイクロ波放射計である。TMI と比べて、観測幅が 1450km と広いのが特徴である。7つの周波数帯 (6GHz, 7GHz, 10GHz, 18GHz, 23GHz, 36GHz 及び 89GHz) で観測しており、水平・垂直偏波あわせて全部で 14 のチャンネルを持つ。本書では 89GHz の水平・垂直偏波の輝度温度 (TB) から求めた PCT を用いる。89GHz チャンネルの水平解像度は約 5km で TMI と同程度である。1 個の熱帯低気圧の観測頻度は 0~2 回/日である。本書で使用した AMSR2 輝度温度のデータセットは、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) の GCOM-W1 データ提供サービス (<https://gcom-w1.jaxa.jp/auth.html>) から入手した。

[櫻木]

【AMSU-A】

AMSU-A (Advanced Microwave Sounding Unit-A、改良型マイクロ波探査計ユニット A) は、極軌道衛星 NOAA 及び MetOp に搭載されているマイクロ波探査計の名称であり、気温観測のための計 12 のチャンネル (55GHz 帯) をもつ。本書では、台風の上層暖気核の発達度合いの解析のため、約 250 hPa 面付近の気温を観測するチャンネル 7 (本書では Ch7 と表記)、約 180 hPa 面付近を観測するチャンネル 8 (Ch8) の輝度温度 (TB) 及び TB 偏差を用いた。ここで TB 偏差は、台風の中心から半径 550~600km の平均輝度温度からの差として求めている。本書では NOAA-15、16 及び 18 の 3 機の衛星の観測を使用している。衛星 1 機あたりの観測頻度は 1 日 2 回であり、観測データの空間解像度は 48km (衛星直下) ~150km (スキャンラインの端) である。AMSU-A の詳細については Kidder *et al.* (2000) を参照されたい。AMSU-A データは NOAA/CLASS のサイト (<http://www.nsof.class.noaa.gov/saa/products/welcome>) から取得したものをを用いた。

[小山]

【ASCAT】

ASCAT (Advanced Scatterometer、改良型散乱計) は、極軌道衛星 MetOp (the Meteorological Operational satellite program) - A 及び - B に搭載されているマイクロ波散乱計である。マイクロ波 (5GHz) を海面に向かって照射し、その後方散乱を観測することで海面の凹凸の情報を得て、海面風速・風向を推定する。観測幅は狭い (500km×2 本) が、海上風の水平分布を得られる貴重なセンサーである。本書では、NASA Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (<http://podaac.jpl.nasa.gov/>) から入手した、水平解像度 25km の L1B プロダクトを使用している。ASCAT の海上風速の特性として、風速約 20 m s⁻¹ 以上では航空機による直接観測と比較して負のバイアスがあり、さらに、推定値としては最大で約 40 m s⁻¹ の風速しか示さない (Chou *et al.*

2013)。そのため、特に台風のような強風が吹く現象の解析に利用する場合は注意が必要である。

〔櫻木〕

【CDO】

Central Dense Overcast の略。台風の中心付近の発達した対流雲から吹き出た巻雲が円形に台風中心の上空を覆い、衛星で上から見た画像（可視・赤外）では台風の眼が見えない時がある。この眼を覆った巻雲を CDO と呼ぶ。一般に、台風が「強い台風」の強度（最大風速 32 m s^{-1} 以上）に達すると台風中心で強い下降流が生じ、中心付近で CDO が消失して雲画像で台風の眼が見られることになるが、台風中心付近が完全に CDO で覆われている場合は、可視・赤外画像を用いた台風中心位置決定の精度には限界がある。ただしその場合も、レーダーや衛星搭載マイクロ波センサーでは CDO の巻雲を透過して観測するために眼の壁雲が見え精度の良い中心位置決定と強度推定が可能な場合がある。

〔北島〕

【COBE-SST】

「海面水温」を参照。

【JCDAS】

気象庁の気候データ同化システム（JMA Climate Data Assimilation System）で作成されていた全球再解析データ。JRA-25 と同じシステムでデータ同化サイクルを延長し、2005 年 1 月から 2014 年 2 月末まで解析プロダクトが提供されている。JRA-25 は気象庁と（財）電力中央研究所で作成された日本初の全球再解析データ。解析期間は 1979 年から 2004 年までである。データ同化に用いた全球モデルの水平解像度は T106（約 120km 相当）、鉛直 40 層（0.4hPa）である。データ同化手法は三次元変分法を用いている。台風の位置・構造の表現の向上のため、台風近傍に人為的な風のデータを同化している。詳細は Onogi *et al.*（2007）や公式ホームページ（http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/index_jp.html）を参照。台風の解析については Hatsushika *et al.*（2006）を参照。

〔沢田〕

【JRA-55】

気象庁で作成された 2 回目の全球再解析データ。解析期間はラジオゾンデによる定時観測ネットワークが確立された 1958 年からの 55 年間としている（2014 年 10 月現在も解析プロダクトは提供されている）。データ同化に用いた全球モデルの水平解像度は TL319（約 60km 相当）、鉛直 60 層（上端は 0.1hPa）である。データ同化手法は四次元変分法を用いている。詳細は Kobayashi *et al.*（2015）や公式ホームページ（http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_ja.html）を参照。

〔沢田〕

【MGDSST】

「海面水温」の項を参照。

【MTSAT】

MTSAT (Multi-functional Transport Satellite、運輸多目的衛星) は、2005 年 6 月 28 日以降、気象庁によって運用されている静止気象衛星である。2010 年 7 月以降、140° E 上の MTSAT-1R (ひまわり 6 号) を待機系、145° E 上の MTSAT-2 (ひまわり 7 号) を運用系として運用されているため、本書の解析では MTSAT-2 の観測データを使用している。運用系による通常観測の頻度は、北半球領域が 30 分毎、南半球が 1 時間毎である。MTSAT がもつ観測用チャンネルは、赤外 1 (中心観測波長: 10.8 μ m)、赤外 2 (12 μ m)、水蒸気 (6.8 μ m)、赤外 4 (3.8 μ m) 及び可視チャンネル (0.73 μ m) であり、データの空間分解能 (衛星直下) は赤外及び水蒸気チャンネルで 4km、可視チャンネルで 1km である。赤外 1 チャンネルの輝度温度は雲頂温度の観測に利用され、台風の雲パターン解析に基づく強度推定 (ドボラック法) でも使用されている。また水蒸気チャンネルは、対流圏上層の雲及び水蒸気分布を観測するチャンネルであり、上層の大気の流れ (上層ジェット、上層渦等)、乾燥域等の解析のために利用される。

[小山]

【PCT】

マイクロ波は一般に雲を透過する性質があり、雲を通してその中にある氷晶や雨粒、あるいは地表面の情報を抽出することが可能である。特に、SSMIS 等の衛星マイクロ波放射計の高周波 (90GHz 付近) マイクロ波チャンネルは、よく発達した対流雲に含まれる氷晶に対して鋭敏な感度をもち、氷晶の量が多いほど輝度温度が低くなる傾向を示す。しかしこの周波数帯は、背景 (陸、海面) からの放射の影響も受けるため、その輝度温度 (TB) には氷晶に加えて背景の情報も含まれる。PCT (Polarization Corrected Temperature、偏波補正温度) は、水平・垂直偏波間の輝度温度の差を利用して、背景からの放射の影響を除いた輝度温度パラメータである。PCT は一般に、水平及び垂直偏波の輝度温度 (TB_H、TB_V) を用いて以下の式で求められる (Spencer *et al.* 1989)。

$$PCT = 1.818TB_V - 0.818TB_H$$

このように、この周波数帯の PCT を用いることにより、熱帯低気圧のよく発達した対流雲や、眼を識別することが可能となるが、異なるセンサー (本書では SSMIS、TMI 及び AMSR2) から求めた PCT は、観測周波数及び空間解像度の違いによって対流雲の見え方が僅かに異なる。このことから、本書では、PCT は台風内の対流雲分布の定性的な構造の議論 (軸対称性など) のみに使用する。

[小山]

【SSMIS】

SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) は、極軌道衛星である DMSP (Defense

Meteorological Satellite Program) 衛星に搭載されているマイクロ波放射計/探査計であり、本書では F-16、F-17、F-18 の 3 機の DMSP 衛星の観測を使用している。なお、本書の解析期間には旧世代センサーである SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) が搭載されている F-15 も運用されていたが、本書では使用しない。SSMIS は計 24 のチャンネルを持ち、放射計部分は、19、22、37、91GHz の 7 チャンネル (22GHz 以外は水平・垂直偏波を含む) である。本書では 91GHz の水平・垂直偏波の輝度温度 (TB) から求めた PCT を用いる。91GHz チャンネルの水平解像度は 12.5km で、TMI (85GHz) や AMSR2 (89GHz) よりも粗い。しかし、観測幅が 1707km と広く、また衛星が 3 機であるため、1 個の熱帯低気圧の観測頻度が最大 6 回/日となり、他のセンサーによる観測と比べて多いのが利点である。SSMIS センサーに関する詳細は Hawkins *et al.* (2008) 等を参照されたい。

[櫻木]

【TMI】

熱帯降水観測衛星 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) は、1997 年 11 月に打ち上げられた、主に熱帯域 (38° N から 38° S まで) を観測する低軌道衛星で、TMI (TRMM Microwave Imager) は、TRMM に搭載されているマイクロ波放射計である。5 つの周波数帯 (10GHz, 19GHz, 21GHz, 37GHz 及び 85GHz) で観測しており、計 9 チャンネル (21GHz 以外は水平・垂直偏波を含む) を持つ。本書では、85GHz の輝度温度 (TB) から求めた PCT を用いる。TRMM は一機のみであるため TMI による 1 個の台風の観測頻度は 1 日に 0~3 回程度と少なく、また観測幅が 760km と狭いが、85GHz チャンネルデータの水平解像度が約 5km と細かいため、対流構造の詳細な解析に適している。本書で使用した TMI 輝度温度のデータセットは、NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Service Center (<http://disc.gsfc.nasa.gov>) から入手した。TRMM 衛星や TMI センサーに関する詳細は、例えば Kummerow *et al.* (1998) を参照されたい。

[櫻木]

【TUTT】

TUTT (Tropical Upper Tropospheric Trough) とは熱帯上部対流圏トラフのことである。Sadler (1976) では TUTT が台風の北東側に存在すると、1) 鉛直シアが弱められる、2) 上層の発散風が増加する、3) 加熱により生じる上層の吹き出し (outflow) が効率的に行われるという要因によって、台風の発生・強化に寄与することが挙げられている。一方、TUTT が直接的な発生要因となることは少ないとする論文もある (Ritchie and Holland 1999、Cheung 2004、Chen *et al.* 2008)。Chen *et al.* (2008) は TUTT により励起された下層じょう乱と偏東風波動の区別が難しい点を指摘している。

[沢田]

【鉛直シアー】

上層と下層の水平風 (ベクトル) の差 (下層に相対的な上層の風)。鉛直シアーの向きの方角

をダウンシアー、反対側をアップシアーと呼ぶ。熱帯低気圧に関しては、200hPa と 850hPa の環境風の鉛直シアーで議論されることが多い。鉛直シアーは熱帯低気圧の強度及び構造に影響を及ぼす。強度への影響としては、一般的に鉛直シアーは熱帯低気圧の発達に対し負の役割を果たすものとして認識されており（例えば、Kaplan and DeMaria (2003)）、鉛直シアーの大きさが 10 m s^{-1} 程度以上になると熱帯低気圧の弱体化に効くと指摘する研究もある (Paterson *et al.* 2005)。しかし、中には比較的強い鉛直シアーの場合において急速に発達する事例 (Reasor *et al.* 2009, Molinari and Vollaro 2010) や発達初期において鉛直シアーが発達し正の役割を果たす事例も報告されている (Molinari *et al.* 2004, 2006)。構造への影響としては、鉛直シアーは熱帯低気圧渦の鉛直傾きや非対称構造をもたらすことが知られており、眼の壁雲付近では統計的にダウンシアーの左側で最も強い降水強度が観測される（例えば、Chen *et al.* 2006, Ueno 2007, Reasor *et al.* 2013, DeHart *et al.* 2014）。

本書では JCDAS を用いて台風中心から 500km 以内の風で計算した鉛直シアーを示している。「鉛直シアー」と表記されることもあるが、日本気象学会の用語集 (*) では shear の訳語として「シアー」を採用しているため、本書では「鉛直シアー」とする。

(*) http://www.metsoc.jp/member_pages/yogo_temp/ej.htm

〔嶋田〕

【温帯低気圧化(温低化)】

熱帯低気圧が中緯度傾圧帯に進んで温帯低気圧に構造変化すること。気象機関の発表（ベストトラックデータを含む）において台風（熱帯低気圧）が温帯低気圧に変わったとされる時刻は、多くの場合、温低化完了の時刻と解釈される（例えば村松 1982; Klein *et al.* 2000）。このことは、気象機関の発表する情報で台風（熱帯低気圧）とされるものには温帯低気圧への遷移過程のよう乱が含まれていることを示唆する。遷移過程では台風（熱帯低気圧）と温帯低気圧の両方の特徴を持つため、強雨・強風について成熟期の台風とは異なる性質を持つことがある。

従来、温低化は静止衛星の雲画像を用いて主観的に判定される傾向があった（例えば Jones *et al.* 2003）が、ある程度解像度の高い数値モデル解析値が利用可能になったことで、Evans and Hart (2003) は低気圧位相空間 (CPS) を用いて温低化開始を $B=10$ (非対称化)、温低化完了を $-V_T^L=0$ (寒気核化) と定義した。Kitabatake (2011) は JRA-25 を用いて北西太平洋の台風の温低化の統計調査を行い、ただし 900hPa の代わりに 925hPa を用いて温低化開始を $B=10$ 、温低化完了を $-V_T^L=0$ として、それによる温低化完了の時刻がベストトラックデータにおいて温帯低気圧に変わったとされる時刻より平均で約 4 時間早かったことを示している。

〔北島〕

【海面水温】

海面水温 (Sea Surface Temperature: SST) は、一般に海面付近 (海面～深さ十数 m まで) の水温のことを指す。高い SST (概ね 26°C 以上) は台風の発生及び発達に好都合であることが多くの先行研究により指摘されている。

本書での SST データは原則として、気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室が作成している全球日別海面水温解析 (MGDSST; 栗原ほか (2003)) を用いた。MGDSST は、衛星赤外・マイクロ波データから作成された SST データを、時空間スケールによりいくつかの成分に分割した上で最適内挿法を適用し、最後に各成分を結合することで得られる。解析過程においては、解析精度を高めるため、ブイや船舶による現場観測値に基づくバイアス補正も行っている。データの空間解像度は 0.25 度である。

なお、本書の一部 (2.2 節) では SST として COBE-SST (Ishii *et al.* 2005) を使用している。

[小山]

【寒気核構造】

「暖気核構造」の低気圧が中心に相対的な暖気を持ち、そのために下層ほど低気圧性循環が強い構造を持つものに対して、寒気核構造の低気圧は低気圧性循環が上層ほど強い構造を持つことを特徴とする。これの最も顕著な事例は上層寒冷渦が下層まで達した低気圧だが、一般には上層寒冷渦に限らず上層ほど風の強い低気圧は寒気核構造の低気圧とされる (Glickman 2000)。すなわち地上低気圧中心上空の近傍に気温の極小がある必要はない。中緯度の偏西風帯に生じる温帯低気圧はほとんどが寒気核構造の低気圧に分類される。この定義において熱帯低気圧が暖気核構造から寒気核構造に変わると温帯低気圧化 (温低化) したとされる。「暖気核」「温帯低気圧化」の項も参照。

[北島]

【急速な発達】

熱帯低気圧はときに通常より大きな発達率で発達 (最大風速増大、又は中心気圧低下) することがある。これはしばしば rapid intensification (RI) と呼ばれ、近年多くの研究者によって研究が進められている。RI の基準 (閾値) はそれぞれの研究によって異なるものが用いられるが、よく使われるのは例えば Kaplan and DeMaria (2003) が北大西洋の熱帯低気圧の RI に関して定義した 30 ノット/24 時間の最大風速増大である。本書では台風の最大風速が 24 時間で 15 m s^{-1} 以上増大する場合を「急速な発達」または「急発達」と呼ぶ。

[北島]

【クラウドクラスタ】

積乱雲が集合して形成される巨大な塊で、雲クラスタとも呼ばれる。水平スケールは 100~1000km に達する。主に衛星赤外チャンネルで捉えた画像から、その存在が認識されるようになった (Houze and Betts 1981)。クラウドクラスタが発達し低気圧性循環が強まって熱帯低気圧として組織化することがあり、熱帯域におけるクラウドクラスタのうち、7.1%が熱帯低気圧に至るという報告がある (Hennon *et al.* 2013)。

「クラウドクラスタ」と表記することもあるが、本書では日本気象学会の用語集の表記に従

いクラウドクラスタとした。

〔沢田〕

【傾圧帯】

南北の気温差が大きい領域。本書では 500~1000hPa の層厚などを参考に傾圧性について記述している。傾圧帯の分布は、温度風の関係から、上層のジェット気流と関係が深い。熱帯低気圧（台風）がこの領域に進むと、熱帯低気圧自身の強い低気圧性循環と環境場の傾圧性のために水平温度移流が生じるため、じょう乱の構造（風・雨の分布を含む）と発達メカニズムが変化する。

〔北島〕

【ジェットストリーク】

上部対流圏のジェット気流 (jet stream) の中で特に風速の大きい領域をジェットストリーク (jet streak) という。風速の値に基準値はない。ジェットストリークの入り口と出口では風速の急変のために二次循環が生じ、入口右側と出口左側で発散域となる。そしてその下では上昇流が励起される（例えば Lackmann 2011）ので、仮にジェット気流の蛇行（トラフ・リッジ）が全くなくとも中緯度偏西風帯における熱帯低気圧（台風）の構造・勢力変化に寄与しうる。

〔北島〕

【対流バースト】

“convective burst”。熱帯低気圧・台風の発生・発達期に、主に中心付近で生じる非常に強い対流。

〔北島〕

【暖気核(または温暖核)】

低気圧中心付近に見られる暖かい空気の領域。熱帯低気圧の場合は、ごく下層を除き、対流圏ほぼ全層に渡って直径数百 km の暖気核が見られる。熱帯低気圧の衰弱時には暖気核も弱まる。従来、観測により、最盛期の台風では一般に上部対流圏（200~300hPa）に極大を持つとされ、潜熱解放に伴って生成されるものとされてきた。ただし、近年の数値モデル研究で中層（高度 4~8km）に暖気核極大が現れることがあることが指摘され、これらの成因について熱帯低気圧の急発達との関連も含めて議論が行われている（例えば Stern and Nolan 2012; Chen and Zhang 2013）。

〔北島〕

【低気圧位相空間(CPS)】

低気圧の構造をいくつかのパラメータによって表し、それを低気圧位相空間 (cyclone phase space: CPS) における位相として低気圧の構造を表現することができる。Hart (2003) は熱帯低気圧を暖気核・熱的対称構造、温帯低気圧を寒気核・熱的非対称構造と定義し、それを 3 つのパラメータ

$$B = h \left(\overline{Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}}}_{\text{Right}} - \overline{Z_{600\text{hPa}} - Z_{900\text{hPa}}}_{\text{Left}} \right)$$

$$-V_T^L = \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{900\text{hPa}}^{600\text{hPa}}$$

$$-V_T^U = \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{600\text{hPa}}^{300\text{hPa}}$$

で表現した。 Z は等圧面上のジオポテンシャル高度、 p は気圧、 ΔZ は低気圧中心から半径 500 km 以内の Z の最大値と最小値の差である。 h は北半球で 1、南半球で -1 である。 B は低気圧中心から 500 km 以内の 600~900hPa の層厚について、じょう乱の移動方向に対して右側と左側の平均の差を取ったもので、移動方向に対して左右の気温差を表し、 B の値が大きい場合は非対称構造を示す。 $-V_T^L$ と $-V_T^U$ は温度風に関連したパラメータであり、それぞれ下層と上層について暖気核構造か寒気核構造かを表す。値が正の場合は暖気核構造、負の場合は寒気核構造である。台風解析にポーガスを投入する客観解析データセットでは温低化の表現に影響が出ることがあるが、JRA-25 はその影響が小さいことが Kitabatake (2010) で調査済みなので、本書の CPS パラメータは JRA-25 と同じ解析方法の JCDAS を用いて同じ定義で計算したものを使用している。「暖気核」「寒気核構造」「温帯低気圧化」の各項も参照。

[北島]

【デルタ型レインシールド】

台風が中緯度に北上し前線帯に接近すると、雲域が非対称化し、特に台風中心の北側にデルタ (Δ) 型の降水システムがしばしば現れる。Shimazu (1998) はこれをデルタ型レインシールド (delta rain shield) と呼んだ。台風に伴う他の雲域が対流雲を多く含むのに対し、この雲域は層状性の特徴を持つ領域が多い。

[北島]

【ドップラーレーダー／ドップラー速度】

ドップラーレーダーは、風に流されている降水粒子が反射する電波のドップラー効果から、レーダーサイトと降水粒子を結ぶ方向の風速を観測する。観測した風がレーダーサイトに向かって吹いている場合は風速を負に、レーダーサイトから遠ざかる方向に吹いている場合は風速を正にとり、この風速をドップラー速度またはドップラー動径風と呼ぶ。

風の流れが同心円構造をしている典型的な台風の場合、観測される低仰角のドップラー速度は規則的なパターンを示し、台風の風速や構造の情報を得ることができる。台風中心に対して、レーダーサイトと台風中心の間の距離以下の半径における円周上には、台風の接線風の向きとドップラー速度の水平成分の向きが一致する点が必ず存在する。その点を見つければ、その台風半径・高度におけるおおまかな台風の接線風速を知ることができる。また、台風が多重壁雲の構造をしている場合には、接線風速のピークが台風の動径方向に複数見られる場合がある。

[嶋田]

【表層水温】

一般に海面から深さ数百 m までの水温を表層水温という。本書では、気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室が作成している北西太平洋版海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-WNP; 石崎ほか(2009)) による水温解析値を表層水温の解析に用いた。MOVE/MRI.COM-WNP による水温解析値は、数値海洋モデル (MRI.COM; 石川ほか (2005)) の出力を第一推定値として、現場観測 (水温、塩分) データ、MGDSST 及び衛星海面高度計データを、三次元変分法を用いて同化することによって求められている。MOVE/MRI.COM-WNP の水温解析値は日別値として得られ、水平解像度は 0.1 度、鉛直層数は 54 (最深層 6000m) である。

[小山]

【ベストトラックデータ】

各国気象機関等では熱帯低気圧の位置・強度等を速報的に解析しているが、観測データの一部は入手が遅れることがあるので、それらも用いて事後解析により台風の解析値を確定したものをベストトラック (best track) データと呼んでいる。気象庁のベストトラックデータでは、北西太平洋 (赤道~60° N, 100° E~180°) を対象海域として、原則として 6 時間毎 (日本接近時は 3 時間毎) の台風の位置と強度 (中心気圧・最大風速)、風速 30 ノット以上の半径、風速 50 ノット以上の半径と、そのじょう乱が温帯低気圧または台風強度 (最大風速 17.2 m s⁻¹) 未満の熱帯低気圧と解析された期間については 6 時間毎の位置と中心気圧が掲載されている。

本書で使用する台風の中心気圧・強度は、気象庁ベストトラックデータ (*) 及び台風位置表 (**) に基づく。両者は基本的に同じ解析値だが、風速については、前者では 35 ノット以上 5 ノット毎、後者では 18 m s⁻¹、20 m s⁻¹、23 m s⁻¹、及び 25 m s⁻¹ 以上 5 m s⁻¹ 毎で表されている。本書の本文での最大風速の値は原則として後者に基づいて記載しているが、一部では前者の 5 ノットごとの値を m s⁻¹ に換算しているためにわずかな誤差が生じている場合がある。

(*) <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/trackarchives.html>

(**) http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position_table/index.html

[北島]

【偏東風波動】

熱帯域における総観規模じょう乱の 1 つ。水平スケールは 2000~4000km で、移動速度は西向きに ~8 m s⁻¹、周期は 3~5 日という特徴を持つ (Reed *et al.* 1977)。アフリカを起源とするものは特に、アフリカ波動 (African easterly wave) と呼ばれ、大西洋域の熱帯低気圧 (ハリケーン) でカテゴリー 4 と 5 に達する事例のうち、85%がアフリカ波動を起源とすることが知られている (Landsea 1993)。一方、北西太平洋域では偏東風波動を起源とする台風は多くなく、約 18% (Ritchie and Holland 1999; Yoshida and Ishikawa 2013) と報告されている。

[沢田]

【眼の壁雲(多重壁雲を含む)】

台風を中心を取り囲むように存在するリング状の対流雲を眼の壁雲 (eyewall) という。眼の壁雲付近の下層 (高度 1km 以下) では、外側から流入した下層風が収束し、角運動量保存則により低気圧性循環が強まり、台風システムの中で最も強い風が吹いている。眼の壁雲の内部には下層風の収束と非断熱加熱の影響で強い上昇流がある。一方、眼の壁雲の内側 (台風を中心側) には下降流が存在する。

台風の眼の壁雲に相当するリング状の対流雲が二つ以上存在する場合、二重 (多重) 壁雲と呼ばれる。台風を中心側から順に、第一の壁雲 (primary eyewall)、第二の壁雲 (secondary eyewall) と呼ばれる。通常、台風は第一の壁雲の発達とともに勢力が強まり、その後、第二の壁雲が形成され、多重壁雲構造になったところで最盛期を迎える (発達が止まる) ことが知られている (Willoughby *et al.* 1982)。また、二重壁雲の形成後に、外側の壁雲が収縮し、内側の壁雲が衰弱して、元の一つの壁雲の構造に戻る「眼の壁雲の置き換わり (eyewall replacement)」が起こる場合があることも知られている (Black and Willoughby 1992; Yang *et al.* 2013)。

[嶋田]

【モンスーントラフ】

主に熱帯域において線上に連なった低圧部のこと (Glickman 2000)。熱帯収束帯と分けて使う場合は、夏季のモンスーンに伴う南西風域をモンスーントラフ、東風域は熱帯収束帯とされる (McBride 1995)。水平スケールは経度方向に数 1000km スケールにわたる。モンスーントラフの定義は、使用する研究者によって異なることが指摘されている (Molinari and Vollaro 2013)。例えば、Lau and Lau (1992)では 850hPa 相対渦度の最大値の軸をモンスーントラフの軸とし、Wu *et al.* (2012)ではモンスーントラフの経度方向の広がり、 5° N— 20° N で平均した正の 850hPa 相対渦度の東端とした。Molinari and Vollaro (2013)は正の 850hPa 相対渦度で定義し、7-11 月の平均した正相対渦度域で約 73%の台風が発生していたと報告している。

[沢田]

【力学的圏界面】

世界気象機関 (World Meteorological Organization, WMO) では対流圏界面 (以後、圏界面) を気温減率で定義するのに対して、力学的な議論では、保存量である渦位を用いて定義した力学的圏界面をしばしば用いる。断熱過程では等温位面で渦位が保存されるのに対応して、等渦位面では温位が保存されると見なすことができる。中緯度偏西風帯のじょう乱として力学的圏界面に顕著に見られるのは圏界面が大きく下降 (温位は上昇) する「圏界面の折れ込み (tropopause folding)」で、等圧面ではトラフに対応する。一方、台風上空では加熱の生じた層の上側では渦位が減少し、それとその水平移流の結果として台風上空とその下流側では力学的圏界面 (等温位面) は持ち上げられる (tropopause lifting)。これは台風前面でのリッジ強化に寄与する (例えば Bosart and Lackmann 1995)。このように台風の存在が中緯度トラフ・リッジシステムに影響し、それが台風の構造変化に反映する点で、台風と中緯度システムの相互作用と言える。

本書では 2PVU 面 ($1 \text{ potential vorticity unit} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) を力学的圏界面とする。
〔北島〕

参考文献

- Black, M. L., and H. W. Willoughby, 1992: The concentric eyewall cycle of Hurricane Gilbert. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 947–957.
- Bosart, L. F. and G. M. Lackmann, 1995: Postlandfall tropical cyclone reintensification in a weakly baroclinic environment: A case study of Hurricane David (September 1979), *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3268–3291.
- Chen, H., and D.-L. Zhang, 2013: On the rapid intensification of Hurricane Wilma (2005). Part II: Convective bursts and the upper-level warm core. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 146–162.
- Chen, S. S., J. A. Knaff, and F. Marks Jr., 2006: Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3190 – 3208.
- Chen, T.-C., Wang, S.-Y., Yen, M.-C., and Clark, A. J., 2008: Are tropical cyclones less effectively formed by easterly waves in the western North Pacific than in the North Atlantic? *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4527–4540.
- Cheung, K. K. W., 2004: Large-Scale Environmental Parameters Associated with Tropical Cyclone Formations in the Western North Pacific. *J. Climate*, **17**, 466–484.
- Chou, K.-H., C.-C. Wu, and S.-Z. Lin, 2013: Assessment of the ASCAT wind error characteristics by global dropwindsonde observations. *J. Geophys. Res.*, **118**, 9011–9021.
- DeHart, J., R. A. Houze Jr., and R. Rogers, 2014: Quadrant distribution of tropical cyclone inner-core kinematics in relation to environmental shear. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2713–2732.
- Evans, J. L. and R. E. Hart, 2003: Objective indicators of the life cycle evolution of extratropical transition for Atlantic tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 909–925.
- Hart, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585–616.
- Hatsushika, H., J. Tsutsui, M. Fiorino, and K. Onogi, 2006: Impact of wind profile retrievals on the analysis of tropical cyclones in the JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 891–905.
- Hawkins, J. D., F. J. Turk, T. F. Lee, and K. Richardson, 2008: Observations of tropical cyclones with the SSMIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **46**, 901–912.
- Glickman, T.S. (Ed) , 2000: Glossary of Meteorology, 2nd Edition. Amer. Meteor. Soc., 855pp.
- Hennon, C. C., P. P. Papin, C. M. Zarzar, J. R. Michael, J. A. Caudill, C. R. Douglas, W. C. Groetsema, J. H. Lacy, Z. D. Maye, J. L. Reid, M. A. Scales, M. D. Talley, and C. N. Helms., 2013: Tropical cloud cluster climatology, variability, and genesis productivity. *J. Clim.*, **26**, 3046–3066.
- Houze, R. A. Jr., and A. K. Betts, 1981: Convection in GATE. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **19**, 541–576.
- 石川一郎・辻野博之・平原幹俊・中野英之・安田珠磯・石崎廣, 2005 : 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説. 気象研究所技術報告, 第 47 号, 189pp.

- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the KOBE collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- 石崎士郎・曾我太三・碓井典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文, 2009 : MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76**, 特別号, S1-S15.
- Kaplan, J., and M. DeMaria, 2003: Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **18**, 1093–1108.
- Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N. C. Grody, and S. J. Kusselson, 2000: Satellite analysis of tropical cyclones using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1241-1259.
- Kitabatake, N., 2011: Climatology of extratropical transition of tropical cyclones in the western North Pacific defined by using cyclone phase space, *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 309-325.
- Kitabatake, N., 2010: Impact of synthetic wind retrieval on tropical cyclone structures at the extratropical transition stage in the JRA-25 Reanalysis, *SOLA*, **6**, 77-80.
- Klein, P. M., P. A. Harr and R. L. Elsberry, 2000: Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage, *Wea. Forecasting*, **15**, 373-396.
- 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.
- Kummerow C., W. Barnes, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 809-817.
- 栗原幸雄・桜井敏之・倉賀野連, 2006 : 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析, 測候時報, 特別号, **73**, S1-S18.
- Lackmann, G., 2011: Midlatitude Synoptic Meteorology. Amer. Meteor. Soc., 345pp.
- Lander, M., 1994: Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cyclones in the western North Pacific during August 1991. *Weather and Forecasting*, **9**, 640–654.
- Landsea, C. W., 1993: A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703–1713.
- Lau, K., and Lau, N., 1992: The energetics and propagation dynamics of tropical summertime synoptic-scale disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2523–2539.
- McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. Global Perspectives on Tropical Cyclones, R. L. Elsberry, Ed., World Meteorological Organization, 63–105.
- Molinari, J., D. Vollaro, and K. L. Corbosiero, 2004: Tropical cyclone formation in a sheared environment: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2493–2509.
- Molinari, J., P. Dodge, D. Vollaro, K. L. Corbosiero, and F. D. Marks Jr., 2006: Mesoscale aspects of the downshear reformation of a tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 341–354.

- Molinari, J., and D. Vollaro, 2010: Rapid intensification of a sheared tropical storm. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3869–3885.
- Molinari, J., and D. Vollaro, 2013: What Percentage of Western North Pacific Tropical Cyclones Form within the Monsoon Trough? *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 499–505.
- 村松照男, 1982: 成熟した台風の温帯低気圧化の過程について —台風 7916 号 (OWEN) —. *天気*, **29**, 1199–1212.
- Onogi, K., and Coauthors, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.
- Paterson, L. A., B. N. Hanstrum, N. E. Davidson, and H. C. Weber, 2005: Influence of environmental vertical wind shear on the intensity of hurricane-strength tropical cyclones in the Australian region. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3644–3660.
- Reasor, P. D., M. D. Eastin, and J. F. Gamache, 2009: Rapidly intensifying Hurricane Guillermo (1997). Part I: Low-wavenumber structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 603–631.
- Reasor, P. D., R. Rogers, and S. Lorsolo, 2013: Environmental flow impacts on tropical cyclone structure diagnosed from airborne Doppler radar composites. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2949–2969.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Ritchie, E. A., and Holland, G. J., 1999: Large-Scale Patterns Associated with Tropical Cyclogenesis in the Western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027–2043.
- Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1266–1278.
- Shimazu, Y., 1998: Classification of precipitation systems in mature and early weakening stages of typhoons around Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 437–445.
- Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 254–273.
- Stern, D. P., and D. S. Nolan, 2012: On the height of the warm core in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1657–1680.
- Ueno, M., 2007: Observational analysis and numerical evaluation of the effects of vertical wind shear on the rainfall asymmetry in the typhoon inner-core region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 115–136.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395–411.
- Wu, L., Wen, Z., R. Huang, and R. Wu, 2012: Possible Linkage between the Monsoon Trough Variability and the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 140–150.
- Yang, Y.-T., H.-C. Kuo, E. A. Hendricks, and M. S. Peng, 2013: Structural and Intensity Changes of Concentric Eyewall Typhoons in the Western North Pacific Basin. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2632–2648.
- Yoshida, R., and Ishikawa, H., 2013: Environmental Factors Contributing to Tropical Cyclone Genesis over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 451–467.

気象研究所技術報告一覧表

- 第 1 号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発 (地球規模大気汚染特別研究班, 1978)
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution. (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)
- 第 2 号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究 (地震火山研究部, 1979)
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan. (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第 3 号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設 (花房龍男, 藤谷徳之助, 伴野登, 魚津博, 1979)
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City. (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno, and H. Uozu, 1979)
- 第 4 号 海底地震常時観測システムの開発 (地震火山研究部, 1980)
Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第 5 号 本州南方海域水温図-400m (又は 500m) 深と 1,000m 深- (1934-1943 年及び 1954-1980 年) (海洋研究部, 1981)
Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western-North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980. (Oceanographical Research Division, 1981)
- 第 6 号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分及び紫外日射の観測 (高層物理研究部, 1982)
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozone Depletion and the Ultraviolet Radiation. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第 7 号 83 型強震計の開発 (地震火山研究部, 1983)
Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network. (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
- 第 8 号 大気中における雪片の融解現象に関する研究 (物理気象研究部, 1984)
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere. (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第 9 号 御前崎南方沖における海底水圧観測 (地震火山研究部・海洋研究部, 1984)
Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honshu. (Seismology and Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)
- 第 10 号 日本付近の低気圧の統計 (予報研究部, 1984)
Statistics on Cyclones around Japan. (Forecast Research Division, 1984)
- 第 11 号 局地風と大気汚染質の輸送に関する研究 (応用気象研究部, 1984)
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range Transport of Air Pollutions. (Applied Meteorology Research Division, 1984)
- 第 12 号 火山活動監視手法に関する研究 (地震火山研究部, 1984)
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance. (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第 13 号 気象研究所大気大循環モデル I (MRI・GCM-I) (予報研究部, 1984)
A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-I). (Forecast Research Division, 1984)
- 第 14 号 台風の構造の変化と移動に関する研究-台風 7916 の一生- (台風研究部, 1985)
A Study on the Changes of the Three-Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time. (Typhoon Research Division, 1985)
- 第 15 号 波浪推算モデル MRI と MRI-II の相互比較研究-計算結果図集- (海洋気象研究部, 1985)
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-II - A Compilation of Results - (Oceanographical Research Division, 1985)
- 第 16 号 地震予知に関する実験的及び理論的研究 (地震火山研究部, 1985)
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method. (Seismology and Volcanology Research Division, 1985)
- 第 17 号 北半球地上月平均気温偏差図 (予報研究部, 1986)
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981. (Forecast Research Division, 1986)
- 第 18 号 中層大気の研究 (高層物理研究部, 気象衛星研究部, 予報研究部, 地磁気観測所, 1986)
Studies of the Middle Atmosphere. (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第 19 号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究 (気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部, 1986)
Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar. (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division, and Oceanographical Research Division, 1986)
- 第 20 号 気象研究所対流圏大気大循環モデル (MRI・GCM-I) による 12 年間分の積分 (予報研究部, 1986)
Mean Statistics of the Tropospheric MRI・GCM-I based on 12-year Integration. (Forecast Research Division, 1986)
- 第 21 号 宇宙線中間子強度 1983-1986 (高層物理研究部, 1987)
Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)

- 第 22 号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究 (地震火山研究部, 1987)
Study on Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological satellite (GMS). (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)
- 第 23 号 オホーツク海海洋気候図 (篠原吉雄, 四竈信行, 1988)
Marine Climatological Atlas of the sea of Okhotsk. (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)
- 第 24 号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験 (海洋研究部, 1989)
Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第 25 号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布 (海洋研究部, 1989)
Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第 26 号 地震前兆現象のデータベース (地震火山研究部, 1990)
Database of Earthquake Precursors. (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)
- 第 27 号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性 (台風研究部, 1991)
Characteristics of Precipitation Systems During the Baiu Season in the Okinawa Area. (Typhoon Research Division, 1991)
- 第 28 号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル (猪川元興・斉藤和雄, 1991)
Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第 29 号 雲の放射過程に関する総合的研究 (気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)
A Synthetic Study on Cloud-Radiation Processes. (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department, and Typhoon Research Department, 1992)
- 第 30 号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究 (三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992)
Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean-Ground Surface and Atmosphere. (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino, and K. Yamazaki, 1992)
- 第 31 号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移-30 年間の日降水量資料に基づく統計- (秋山孝子, 1993)
Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days. -Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years- (T. Akiyama, 1993)
- 第 32 号 直下型地震予知に関する観測的研究 (地震火山研究部, 1994)
Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第 33 号 各種気象観測機器による比較観測 (気象衛星・観測システム研究部, 1994)
Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
- 第 34 号 硫酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用 (応用気象研究部, 1995)
The Long-Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
- 第 35 号 ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究 (気象衛星・観測システム研究部, 1995)
Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
- 第 36 号 降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究 (地球化学研究部, 1996)
Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
- 第 37 号 大気と海洋の地球化学的研究 (1995 年及び 1996 年) (地球化学研究部, 1998)
Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998)
- 第 38 号 鉛直 2 次元非線形問題 (金久博忠, 1999)
Vertically 2-dimensional Nonlinear Problem (H. Kanehisa, 1999)
- 第 39 号 客観的予報技術の研究 (予報研究部, 2000)
Study on the Objective Forecasting Techniques (Forecast Research Department, 2000)
- 第 40 号 南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究 (地震火山研究部, 2000)
Study on Stress Field and Forecast of Seismic Activity in the Kanto Region (Seismology and Volcanology Research Department, 2000)
- 第 41 号 電量滴定法による海水中の全炭酸濃度の高精度分析および大気中の二酸化炭素と海水中の全炭酸の放射性炭素同位体比の測定 (石井雅男・吉川久幸・松枝秀和, 2000)
Coulometric Precise Analysis of Total Inorganic Carbon in Seawater and Measurements of Radiocarbon for the Carbon Dioxide in the Atmosphere and for the Total Inorganic Carbon in Seawater (I.Masao, H.Y.Inoue and H.Matsueda, 2000)
- 第 42 号 気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし, 2001)
Documentation of the Meteorological Research Institute / Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model (Kazuo Saito, Teruyuki Kato, Hisaki Eito and Chiashi Muroi, 2001)
- 第 43 号 大気および海水中のクロロフルオロカーボン類の精密測定と気象研究所クロロフルオロカーボン類標準ガスの確立 (時枝隆之・井上(吉川)久幸, 2004)
Precise measurements of atmospheric and oceanic chlorofluorocarbons and MRI chlorofluorocarbons calibration scale

- (Takayuki Tokieda and Hisayuki Y. Inoue, 2004)
- 第 44 号 PostScript コードを生成する描画ツール"PLOTPTS"マニュアル (加藤輝之, 2004)
Documentation of "PLOTPTS": Outputting Tools for PostScript Code (Teruyuki Kato, 2004)
- 第 45 号 気象庁及び気象研究所における二酸化炭素の長期観測に使用された標準ガスのスケールとその安定性の再評価に関する調査・研究 (松枝秀和・須田一人・西岡佐喜子・平野礼朗・澤 庸介・坪井一寛・堤 之智・神谷ひとみ・根本和宏・長井秀樹・吉田雅司・岩野園城・山本 治・森下秀昭・鎌田匡俊・和田 晃, 2004)
Re-evaluation for scale and stability of CO₂ standard gases used as long-term observations at the Japan Meteorological Agency and the Meteorological Research Institute (Hidekazu Matsueda, Kazuto Suda, Sakiko Nishioka, Toshiro Hirano, Yousuke, Sawa, Kazuhiro Tuboi, Tsutumi, Hitomi Kamiya, Kazuhiro Nemoto, Hideki Nagai, Masashi Yoshida, Sonoki Iwano, Osamu Yamamoto, Hideaki Morishita, Kamata, Akira Wada, 2004)
- 第 46 号 地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生の推定精度向上に関する研究 (地震火山研究部, 2005)
A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes (Seismology and Volcanology Research Department, 2005)
- 第 47 号 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説 (海洋研究部, 2005)
Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Manual (Oceanographical Research Department, 2005)
- 第 48 号 日本海降雪雲の降水機構と人工調節の可能性に関する研究 (物理気象研究部・予報研究部, 2005)
Study of Precipitation Mechanisms in Snow Clouds over the Sea of Japan and Feasibility of Their Modification by Seeding (Physical Meteorology Research Department, Forecast Research Department, 2005)
- 第 49 号 2004 年日本上陸台風の概要と環境場 (台風研究部, 2006)
Summary of Landfalling Typhoons in Japan, 2004 (Typhoon Research Department, 2006)
- 第 50 号 栄養塩測定用海水組成標準の 2003 年国際共同実験報告 (青山道夫, 2006)
2003 Intercomparison Exercise for Reference Material for Nutrients in Seawater in a Seawater Matrix (Michio Aoyama, 2006)
- 第 51 号 大気および海水中の超微量六フッ化硫黄(SF₆)の測定手法の高度化と SF₆ 標準ガスの長期安定性の評価 (時枝隆之、石井雅男、斉藤 秀、緑川 貴, 2007)
Highly developed precise analysis of atmospheric and oceanic sulfur hexafluoride (SF₆) and evaluation of SF₆ standard gas stability (Takayuki Tokieda, Masao Ishii, Shu Saito and Takashi Midorikawa, 2007)
- 第 52 号 地球温暖化による東北地方の気候変化に関する研究 (仙台管区気象台, 環境・応用気象研究部, 2008)
Study of Climate Change over Tohoku District due to Global Warming (Sendai District Meteorological Observatory, Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department, 2008)
- 第 53 号 火山活動評価手法の開発研究 (地震火山研究部, 2008)
Studies on Evaluation Method of Volcanic Activity (Seismology and Volcanology Research Department, 2008)
- 第 54 号 日本における活性炭冷却捕集およびガスクロ分離による気体計数システムによる ⁸⁵Kr の測定システムの構築および 1995 年から 2006 年の測定結果 (青山道夫, 藤井憲治, 廣瀬勝己, 五十嵐康人, 磯貝啓介, 新田 済, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008)
Establishment of a cold charcoal trap-gas chromatography-gas counting system for ⁸⁵Kr measurements in Japan and results from 1995 to 2006 (Michio Aoyama, Kenji Fujii, Katsumi Hirose, Yasuhito Igarashi, Keisuke Isogai, Wataru Nitta, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008)
- 第 55 号 長期係留による 4 種類の流速計観測結果の比較 (中野俊也, 石崎 廣, 四竈信行, 2008)
Comparison of Data from Four Current Meters Obtained by Long-Term Deep-Sea Moorings (Toshiya Nakano, Hiroshi Ishizaki and Nobuyuki Shikama, 2008)
- 第 56 号 CMIP3 マルチモデルアンサンブル平均を利用した将来の海面水温・海氷分布の推定 (水田 亮, 足立恭将, 行本誠史, 楠 昌司, 2008)
Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean (Ryo Mizuta, Yukimasa Adachi, Seiji Yukimoto and Shoji Kusunoki, 2008)
- 第 57 号 閉流路中のフローセルを用いた分光光度法自動分析装置による海水の高精度 pH_T 測定 (斉藤 秀, 石井雅男, 緑川 貴, 井上 (吉川) 久幸, 2008)
Precise Spectrophotometric Measurement of Seawater pH_T with an Automated Apparatus using a Flow Cell in a Closed Circuit (Shu Saito, Masao Ishii, Takashi Midorikawa and Hisayuki Y. Inoue, 2008)
- 第 58 号 栄養塩測定用海水組成標準の 2006 年国際共同実験報告 (青山道夫, J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E.S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. Dai, G. O. Donnell, C. Engelke, Gwo-Ching Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, Ming-Ming Jin, 葛西広海, R. Kerouel, 清本容子, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Kroglund, 熊谷正光, S. Leterme, Yarong Li, 増田真次, 宮尾 孝, T. Moutin, 村田昌彦, 永井直樹, G. Nausch, A. Nybakk, M. K. Ngirchchol, 小川浩史, J. van Ooijen, 太田秀和, J. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, 齊藤一浩, 佐藤憲一郎, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, 芳村 毅, A. Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2008)
2006 Inter-laboratory Comparison Study for Reference Material for Nutrients in Seawater (M. Aoyama, J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E. S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. H. Dai, G. O. Donnell, C. Engelke, G. C. Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, M. M. Jin, H. Kasai, R. Kerouel, Y. Kiyomono, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Kroglund, M. Kumagai, S. Leterme, Yarong Li, S. Masuda, T. Miyao, T. Moutin, A. Murata, N. Nagai, G. Nausch, M. K. Ngirchchol, A. Nybakk, H. Ogawa, J. van Ooijen, H. Ota, J. M. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, K. Saito, K. Sato, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, T.

- Yoshimura, A. Youéno, J. Z. Zhang, 2008)
- 第59号 気象研究所共用海洋モデル(MRI.COM)第3版解説(辻野博之, 本井達夫, 石川一郎, 平原幹俊, 中野英之, 山中吾郎, 安田珠幾, 石崎廣(気象研究所海洋研究部), 2010)
Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3 (Hiroyuki Tsujino, Tatsuo Motoi, Ichiro Ishikawa, Mikitoshi Hirabara, Hideyuki Nakano, Goro Yamanaka, Tamaki Yasuda, and Hiroshi Ishizaki (Oceanographic Research Department), 2010)
- 第60号 栄養塩測定用海水組成標準の2008年国際共同実験報告(青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D' amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Kroglund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 齊藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youéno, Jia-Zhong Zhang, 2010)
2008 Inter-laboratory Comparison Study of a Reference Material for Nutrients in Seawater (青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D' amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Kroglund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 齊藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youéno, Jia-Zhong Zhang, 2010)
- 第61号 強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究(大阪管区気象台・彦根地方気象台・京都地方気象台・奈良地方気象台・和歌山地方気象台・神戸海洋気象台・松江地方気象台・鳥取地方気象台・舞鶴海洋気象台・広島地方気象台・徳島地方気象台・予報研究部, 2010)
Studies on formation process of line-shaped rainfall systems and predictability of rainfall intensity and moving speed (Osaka District Meteorological Observatory, Hikone Local Meteorological Observatory, Kyoto Local Meteorological Observatory, Nara Local Meteorological Observatory, Wakayama Local Meteorological Observatory, Kobe Marine Observatory, Matsue Local Meteorological Observatory, Tottori Local Meteorological Observatory, Maizuru Marine Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory AND Forecast Research Department, 2010)
- 第62号 WWRP 北京オリンピック 2008 予報実証/研究開発プロジェクト(齊藤和雄, 國井勝, 原昌弘, 瀬古弘, 原旅人, 山口宗彦, 三好建正, 黄偉健, 2010)
WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration/Research and Development Project (B08FDP/RDP) (Kazuo Saito, Masaru Kunii, Masahiro Hara, Hiromu Seko, Tabito Hara, Munehiko Yamaguchi, Takemasa Miyoshi and Wai-kin Wong, 2010)
- 第63号 東海地震の予測精度向上及び東南海・南海地震の発生準備過程の研究(地震火山研究部, 2011)
Improvement in prediction accuracy for the Tokai earthquake and research of the preparation process of the Tonankai and the Nankai earthquakes (Seismology and Volcanology Research Department, 2011)
- 第64号 気象研究所地球システムモデル第1版(MRI-ESM1) —モデルの記述—(行本誠史, 吉村裕正, 保坂征宏, 坂見智法, 辻野博之, 平原幹俊, 田中泰宙, 出牛真, 小畑淳, 中野英之, 足立恭将, 新藤永樹, 藪将吉, 尾瀬智昭, 鬼頭昭雄, 2011)
Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) — Model Description — (Seiji Yukimoto, Hiromasa Yoshimura, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiroyuki Tsujino, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y. Tanaka, Makoto Deushi, Atsushi Obata, Hideyuki Nakano, Yukimasa Adachi, Eiki Shindo, Shoukichi Yabu, Tomoaki Ose and Akio Kitoh, 2011)
- 第65号 東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究(齊藤和雄, 黒田徹, 林修吾, 瀬古弘, 國井勝, 小司禎教, 上野充, 川畑拓矢, 余田成男, 大塚成徳, Nurjanna Joko Trilaksono, 許智揚, 古関俊也, Le Duc, Kieu Thi Xin, 黄偉健, Krushna Chandra Gouda, 2011)
International Research for Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia (Kazuo Saito, Tohru Kuroda, Syugo Hayashi, Hiromu Seko, Masaru Kunii, Yoshinori Shoji, Mitsuru Ueno, Takuya Kawabata, Shigeo Yoden, Shigenori Otsuka, Nurjanna Joko Trilaksono, Tieh-Yong Koh, Syunya Koseki, Le Duc, Kieu Thi Xin, Wai-Kin Wong and Krushna Chandra Gouda, 2011)
- 第66号 太平洋における大気-海洋間二酸化炭素フラックス推定手法(杉本裕之, 平石直孝, 石井雅男, 緑川貴, 2012)
A method for estimating the sea-air CO₂ flux in the Pacific Ocean (Hiroyuki Sugimoto, Naotaka Hiraishi, Masao Ishii and Takashi Midorikawa, 2012)
- 第67号 太平洋における大気-海洋間二酸化炭素フラックス推定手法(坪井一寛, 松枝秀和, 澤庸介, 丹羽洋介, 中村雅道, 久保池大輔, 岩坪昇平, 齊藤和幸, 花宮義和, 辻健太郎, 大森英裕, 西秀紘, 2012)
Development of a flask sampling and its high-precision measuring system for greenhouse gases observations using a cargo aircraft C-130H (Kazuhiro Tsuboi, Hidekazu Matsueda, Yousuke Sawa, Yosuke Niwa Masamichi Nakamura, Daisuke

- 第 68 号 Kuboike, Shohei Iwatsubo, Kazuyuki Saito Yoshikazu Hanamiya, Kentaro Tsuji, Hidehiro Ohmori, Hidehiro Nishi, 2012)
 国際シンポジウム 電子顕微鏡を用いたエアロゾル研究 (五十嵐康人, Weijun Li, Peter.R.Buseck, 岡田菊雄, 張代洲, 足立光司, 藤谷雄二, 嶋寺光, 五藤大輔, 三井千珠, 野島雅, 大島長, 松井仁志, 石元裕史, 松木篤, Pradeep Khatri, 中山智喜, 向井将平, 大石乾詞, 間山憲仁, 坂本哲夫, 直江寛明, 財前祐二, 塩流水洋樹, 田中泰宙, 梶野瑞王, 2013)
 International Symposium on Aerosol Studies Explored by Electron Microscopy (Yasuhito Igarashi, Weijun Li, Peter. R. Buseck, Kikuo Okada, Daizhou Zhang, Kouji Adachi, Yuji Fujitani, Hikari Shimadera, Daisuke Goto, Chizu Mitsui, Masashi Nojima, Naga Oshima, Hitoshi Matsui, Hiroshi Ishimoto, Atsushi Matsuki, Pradeep Khatri, Tomoki Nakayama, Shohei Mukai, Kenji Ohishi, Norihito Mayama, Tetsuo Sakamoto, Hiroaki Naoe, Yuji Zaizen, Hiroki Shiozuru, Taichu Y. Tanaka and Mizuo Kajino, 2013)
- 第 69 号 マグマ活動の定量的把握技術の開発とそれに基づく火山活動度判定の高度化に関する研究 (地震火山研究部, 2013)
 Development of Quantitative Detection Techniques of Magma Activity and Improvement of Evaluation of Volcanic Activity Level (Seismology and Volcanology Research Department, MRI, 2013)
- 第 70 号 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震による津波高の現地調査報告 (林豊, 前田憲二, 対馬弘晃, 岡田正實, 木村一洋, 岩切一宏, 2013)
 Reports on Field Surveys of Tsunami Heights from the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (Yutaka Hayashi, Kenji Maeda, Hiroaki Tsushima, Masami Okada, Kazuhiro Kimura and Kazuhiro Iwakiri, 2013)
- 第 71 号 気候研究のための気象研究所アンサンブル予測システムの概要とその応用 (藪将吉, 水田亮, 吉村裕正, 黒田友二, 向川均, 2014)
 Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research - Outline and its applications - (Shoukichi Yabu, Ryo Mizuta, Hiromasa Yoshimura, Yuhji Kuroda, and Hitoshi Mukougawa, 2014)
- 第 72 号 日本各地域の繰り返し相似地震発生状況に関する研究 (地震火山研究部, 地震火山部, 気象大学校, 札幌管区気象台, 仙台管区気象台, 大阪管区気象台, 福岡管区気象台, 沖縄気象台, 2014)
 Survey of moderate repeating earthquakes in Japan (Seismology and Volcanology Research Department of MRI, Seismology and Volcanology Department, Meteorological College, Sapporo Regional Headquarters, Sendai Regional Headquarters, Osaka Regional Headquarters, Fukuoka Regional Headquarters, and Okinawa Regional Headquarters, 2014)
- 第 73 号 気象研究所非静力学地域気候モデルによる日本付近の将来気候変化予測について (佐々木秀孝, 村田昭彦, 川瀬宏明, 花房瑞樹, 野坂真也, 大泉三津夫, 水田亮, 青柳曉典, 志藤文武, 石原幸司, 2015)
 Projection of Future Climate Change around Japan by using MRI Non-hydrostatic Regional Climate Model (Hidetaka Sasaki, Akihiko Murata, Hiroaki Kawase, Mizuki Hanafusa, Masaya Nosaka, Mitsuo Oh'izumi, Ryou Mizuta, Toshinori Aoyagi, Fumitake Shido, and Koji Ishihara, 2015)
- 第 74 号 新型自己浮上式海底水圧計の開発 (平田賢治, 山崎明, 対馬弘晃, 2015)
 Development of a new pop-up ocean-bottom pressure gauge (Kenji Hirata, Akira Yamazaki, and Hiroaki Tsushima, 2015)

気 象 研 究 所

1946 (昭和21) 年 設 立

所 長 : 永 田 雅
研究総務官 : 蒲 地 政 文
研究調整官 : 竹 内 義 明

予 報 研 究 部	部 長 : 理 博 齊 藤 和 雄
気 候 研 究 部	部 長 : 理 博 尾 瀬 智 昭
台 風 研 究 部	部 長 : 高 野 功
環 境 ・ 応 用 気 象 研 究 部	部 長 : 理 博 高 藪 出 悟
気 象 衛 星 ・ 観 測 シ ス テ ム 研 究 部	部 長 : 理 博 角 村 悟
地 震 津 波 研 究 部	部 長 : 理 博 前 田 憲 二
火 山 研 究 部	部 長 : 理 博 山 里 平 連
海 洋 ・ 地 球 化 学 研 究 部	部 長 : 理 博 倉 賀 野 連

気 象 研 究 所 技 術 報 告

編集委員長 : 尾 瀬 智 昭

編集委員 : 益 子 涉 石 井 正 好 沢 田 雅 洋
出 牛 真 泉 敏 治 木 村 一 洋
高 木 朗 充 中 野 英 之
事 務 局 : 斉 藤 貞 夫 小 野 景 子

気象研究所技術報告は、1978（昭和53）年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、気象研究所の研究計画に基づき実施した研究に関する手法、データ、結果等についてのまとめ、または、すでに公表した研究論文類をとりまとめ総合的報告としたものを掲載する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

ONLINE ISSN 2189-8871

気 象 研 究 所 技 術 報 告
第 75 号

平成 27 年 11 月 発行

編 集 兼
発 行 者

気 象 研 究 所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1
TEL(029)853-8535