

## 第7章 台風強度予報作業における海洋貯熱量情報の利用

### はじめに\*

気象庁予報部予報課では、全国予報中枢として“台風及び24時間以内に台風に発達する”と予報した熱帯低気圧に対して、最長5日先までの台風予報を発表している。台風予報には、中心位置、中心気圧、進行方向と速さ（移動速度）、最大風速、最大瞬間風速、暴風警戒域、強風域等の諸元項目がある。地上・海上観測データや衛星観測データ等を用いて現在の台風諸元を確定した後、数値予報モデルの予報結果など様々な予報支援資料を参考に、予報官が総合的に判断して台風予報を決定している。

台風進路予報については数値予報システムの改良に伴い、予報開始以降着実に精度が向上している（気象庁：[http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ\\_kensho/typ\\_hyoka\\_top.html](http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ_kensho/typ_hyoka_top.html)）。一方、台風強度予報については、数値予報システムに基づく客観的な台風強度予報ガイダンスや領域モデルによる台風強度予報精度に改善傾向が見られるものの、依然として台風の発達等に関係する大気環境場、海面水温や今回紹介する海洋貯熱量等を活用した予報官による主観的予測に依るところが大きい。台風進路予報と比較して台風強度予報に目立った改善が見られないという台風予報における問題は、北西太平洋海域に限らず全海域で共通した課題である（例：DeMaria et al. 2014）。

地球上で発生する台風のほとんどは海洋上で発生する。Palmén (1948)は台風の発生に好ましい条件の1つとして“海面水温が26以上必要”と指摘した。海面水温については台風の発生だけでなく、発達・成熟・衰弱のすべての段階で台風と深く関わっている（Wada and Usui, 2007）。たとえば台風の発達については、海面から大気への潜熱・顕熱の供給に大きく依存する（Emanuel, 1986）ことが知られている。

近年、台風の発達及び最大強度は海面水温よりはむしろ海洋表層の蓄熱量（海洋貯熱量）と密接な関係にあることがわかってきた。衛星による海面高度計の観測の発展に伴い、現在では日々の海洋貯熱量分布が解析されるようになり、各国の気象機関で海洋貯熱量は台風強度予報に活用されるようになった。

このような背景に鑑み、本章では本庁予報課の台風予報作業で利用している海洋貯熱量について、その定義や台風発達との関係等を説明する。また実際の作業における利用の仕方という観点から、2013年台風第18号、2013年台風第26号、2013年台風第30号について、台風発達と海洋貯熱量の関係を紹介する。

### 7.1 海洋貯熱量とは\*\*

熱帯及び亜熱帯海域における海洋は、台風形成に必要な熱や水蒸気のエネルギー源となっている。大気海洋間で輸送される熱量と水蒸気量は海面水温、海面付近の気温、湿度、海上風や海面の状態に依存する。海面の状態に関しては、台風下での波浪の状態、すなわち海面における粗度長の変動が交換係数の変化を通じて大気海洋間の熱・運動量輸送に影響を与えることを意味する。大気海洋間の熱及び水蒸気輸送量、つまり大気海洋間の熱（顕熱）・水蒸気（潜熱）輸送量を精度よく見積もることは、台風の発達や最大強度を予測する上で重要である。しかしながら強風や高波の状況下での顕熱・潜熱輸送を現場観測することは非常に困難であることから、台風下において精度よく顕熱・潜熱輸送量を評価することは難しい。

これまで台風の発達を予測するための指標として海面水温が用いられてきた。また現在でも海面水温は台風の発生や発達に重要であると考えられている。海面水温が高くなるのは、その大部分は日射の寄与によるものであり、移流による海面水温上昇は西岸境界流域を除くと一部に過ぎない。逆に海面水温が低くなる要因については顕熱や潜熱といった乱流熱輸送、海面からの長波放射の大気への放出、鉛直1次元混合過程

\*小出 直久（気象庁予報部）、和田 章義（気象研究所台風研究部）

\*\*和田 章義（気象研究所台風研究部）

及び水平・鉛直移流と多岐に渡る。ここで鉛直移流の効果には台風により生じる湧昇（海洋内部の比較的冷たい水の上方向への輸送）が含まれる。鉛直 1 次元混合過程が働くと、海洋表層の成層（鉛直方向の水温・密度の変化がある状況）は壊され、海洋混合層（鉛直方向の水温・密度の変化が小さい状況）が形成される。

海面水温と台風発生について初めて言及したのは Palm と台風発生について初であった。海面水温が 26.5 が台以下の海域では台風は発生しないという結論は、台風は海面水温約 26 以上の海域で発生すると言い換えられることが多い。台風は一般的には低緯度熱帯海域にある低圧部が暖かい海水上で強化することにより発達し、最大強度に達する。その後、海面水温が 26 以下の海域へ移動すると発達は止まり、成熟期を迎え、やがて衰退もしくは温帯低気圧へと移行する(Wada and Usui, 2007)。

台風に伴う強い風応力は海面を冷却し、鉛直 1 次元混合過程により海洋混合層を形成する。海洋混合層が深くなること、すなわち季節水温躍層の存在する深度が深くなることは、海面から海洋表層にあった暖かい海水が下方へ輸送されることを意味する。海洋混合層が深まるにつれて、海面水温を含む混合層水温は低下し、これにより海洋から大気への潜熱輸送は低下する。このような物理的背景から、海水温 26 の海水に含まれる熱容量の分布が熱帯低気圧の強度予測に役立つというアイデアに至ったと考えられる (Leipper and Volgenau, 1972)。この熱容量は Tropical Cyclone Heat Potential (TCHP) と呼ぶことが多いが、ここでは海洋貯熱量と呼ぶ。

海面水温と海洋貯熱量、どちらが台風の強度や強化に影響を与えるか？ 過去に起こった議論には、衛星高度計による解析結果（海洋貯熱量）及び数値モデルによるシミュレーション結果（海面水温）から得られる海洋と熱帯低気圧強度との関係の違いがあった。Scharroo et al. (2005) 及び Scharroo (2006) は、ハリケーンカトリーナの事例について海面高度計で計測されたハリケーン通過前後の海面高度の変化を調査し、メキシコ湾中央部にある暖水域上をカトリーナが通過した時に急発達したことから、海洋貯熱量がハリケーンの発達に大きく貢献していると考えた。一方で Sun et al. (2006) は非静力学大気モデルによるハリケーンカトリーナの数値シミュレーション結果から、境界条件として与えている海面水温が大気海洋間の潜熱輸送を決め、これがハリケーンの発達に大きく貢献していると反論した。この議論を発端に Wada and Usui (2007) は統計解析及び海洋大循環モデルによる数値シミュレーション結果を実施し、台風強化や最大強度と密接に関わっているのは海面水温ではなく海洋貯熱量であることを結論付けた。とはいうものの、海面水温と海洋貯熱量、どちらが台風の強度や強化に影響を与えるか、については現在においても議論されている問題である。

こうした研究背景から、台風強度予測の精度向上を目指すためには日々の海面水温だけでなく、日々の海洋貯熱量を監視する必要がある。海洋貯熱量を監視することはまた、台風発達の可能性や最大強度を知る上で重要な手がかりとなることが考えられる。一方で海洋貯熱量の分布、台風発達との定量的な関係、海洋貯熱量と台風発達を結びつけるメカニズムについては未だ研究途上である。ここではまず本庁予報課の台風予報作業で利用されている海洋貯熱量データの計算方法、検証結果について記述する。次に予報現場での活用を検討するため台風発達と海洋貯熱量の関係に関する調査結果を取り上げる。なお本資料は Wada (2015a) の概要を取りまとめたものに、事例解析を加えた形で作成されている。

## 7.2 海洋貯熱量の概要・検証

### 7.2.1 海洋貯熱量の算出

本節で説明する海洋貯熱量は、以下の式(7.2.1.1)を用いて計算される。

---

\*檜垣 将和 （気象庁地球環境・海洋部）

$$Q = c_p \int_0^{Z26} \rho (T - 26) dz \quad (7.2.1.1)$$

ここで、 $Q$ は海洋貯熱量、 $c_p$ は海水の定圧比熱<sup>1</sup>、 $T$ 、 $\rho$ 、 $z$ はそれぞれ海水温 ( )、海水の密度、水深である。また、 $Z26$ は海水温 26 等温面の深さである (以下、 $Z26$  と略記する)。海洋の貯熱量を計算する際、海面から用途に応じた一定の深さ (例えば 300 m) までの熱量を積算することも多いが、ここでの海洋貯熱量は、第 7.1.1 節でも触れたように台風発達との関連を考慮して、海面から海水温が 26 となる深さまでの熱量を積算する。また、式(7.2.1.1)から分かるように、ここでの海洋貯熱量は熱量の絶対値ではなく、海水温が一様に 26 の場合と比べて、海洋表層がどれだけ熱を多く持っているかという差の形を取っている。海面水温が 26 以下の場合には、海洋貯熱量  $Q$  は 0 となる。各深度の海水の密度は、水温と塩分の値から UNESCO (1981) の状態方程式を用いて計算される。

式(7.2.1.1)を用いて海洋貯熱量を計算するには、対象とする位置での海水温と塩分の鉛直プロファイルが必要である。気象庁における海洋貯熱量の計算では、北西太平洋海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM (石崎他 2009) による水温と塩分の解析値が用いられている。海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM は、数値海洋モデル MRI.COM と 3 次元変分法による客観解析システム MOVE から構成される。このシステムは、数値海洋モデルで求めた第一推定値を、フロートや船舶によって観測される海水温・塩分や、衛星によって観測される海面高度などの観測値で修正することにより、高い精度で海洋の状態を解析することができる。MOVE/MRI.COM は、日本近海を含む北西太平洋域の海洋の状態を高解像度で解析するための MOVE-WNP と、MOVE-WNP に側面境界条件を与えるため、北太平洋全域を計算する MOVE-NP から成る。MOVE-WNP は計算領域が 15°N ~ 65°N、117°E ~ 160°W であり、台風が発生・発達する熱帯域を十分にはカバーできないことから、海洋貯熱量の計算においては MOVE-NP の解析値を用いている。MOVE-NP は、計算領域が 15°S ~ 65°N、105°E ~ 75°W、水平解像度は 0.5°、鉛直方向には 54 層を有している。MOVE/MRI.COM は気象庁の数値予報システムの一部として、一日一回実行されている。

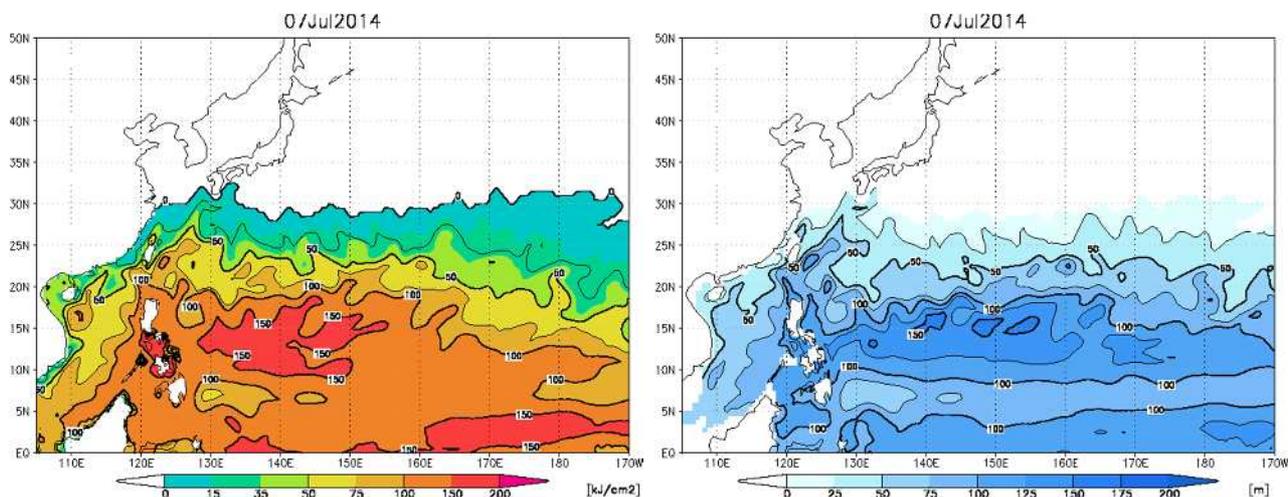
また、気象庁では過去の海洋の状態の把握や現業システムの精度評価といった調査研究を目的として、同じデータ同化システムを 1982 ~ 2014 年の期間に適用した、海洋再解析も実施している。Wada (2015a) では、大気外力として JRA-25 を用いた MOVE 海洋再解析の 5 日平均水温・塩分場から計算した海洋貯熱量を用いていたが、気象庁では大気外力として気象庁 55 年長期再解析 JRA-55 (Kobayashi et al, 2015) を用いた海洋再解析が新たに行われ、日平均の再解析値が利用可能になった (平原他 私信)。そこで本節の MOVE-NP による海洋再解析から得られた海洋貯熱量の精度検証を実施するにあたり、新しい海洋再解析の日平均水温・塩分値から計算された日別海洋貯熱量を用いることとする。

MOVE-NP の解析値から海洋貯熱量を計算する際、MOVE-NP の 200m 深までの 17 層 (1, 2, 4, 7, 12, 18, 26, 38, 50, 66, 82, 100, 118, 138, 158, 178, 200 m) の海水温と塩分解析値を、Akima (1970) の内挿法で海面から 200m まで深さ 1m 毎に内挿した上で、式(7.2.1.1)を用いて貯熱量を積算している。以下では MOVE-NP 海洋再解析データの水温・塩分解析値から計算された海洋貯熱量のことを MOVE 海洋貯熱量と呼ぶことにする。

上記の方法で計算された MOVE 海洋貯熱量の計算結果は、第 7.2.1.1 図に示すような海洋貯熱量と  $Z26$  の日別の平面分布図の形で、気象庁予報部内の予報作業用の支援資料として提供されている。図の範囲は、

<sup>1</sup> 海水の定圧比熱は、厳密には水温、塩分、圧力の関数だが、ここでは近似的に定数  $c_p = 4.1785 \text{ J/K/g}$  を用いている。

0°N~50°N、105°E~170°Wである。なお、後述するように、近年の MOVE 海洋貯熱量は、現場観測データに基づく海洋貯熱量と比較して、正のバイアス傾向が認められることから、式(7.2.1.1)から直接求められた MOVE 海洋貯熱量と共に、バイアス補正を施した海洋貯熱量分布図も併せて提供されている。バイアス補正の詳細については、次項で触れることとする。



第 7.2.1.1 図 MOVE 海洋貯熱量 (左) と Z26 (右) プロダクトの例  
対象日は 2014 年 7 月 7 日。各図の色は海洋貯熱量 (単位:  $\text{kJ cm}^{-2}$ ) および Z26 (単位: m) を示す。

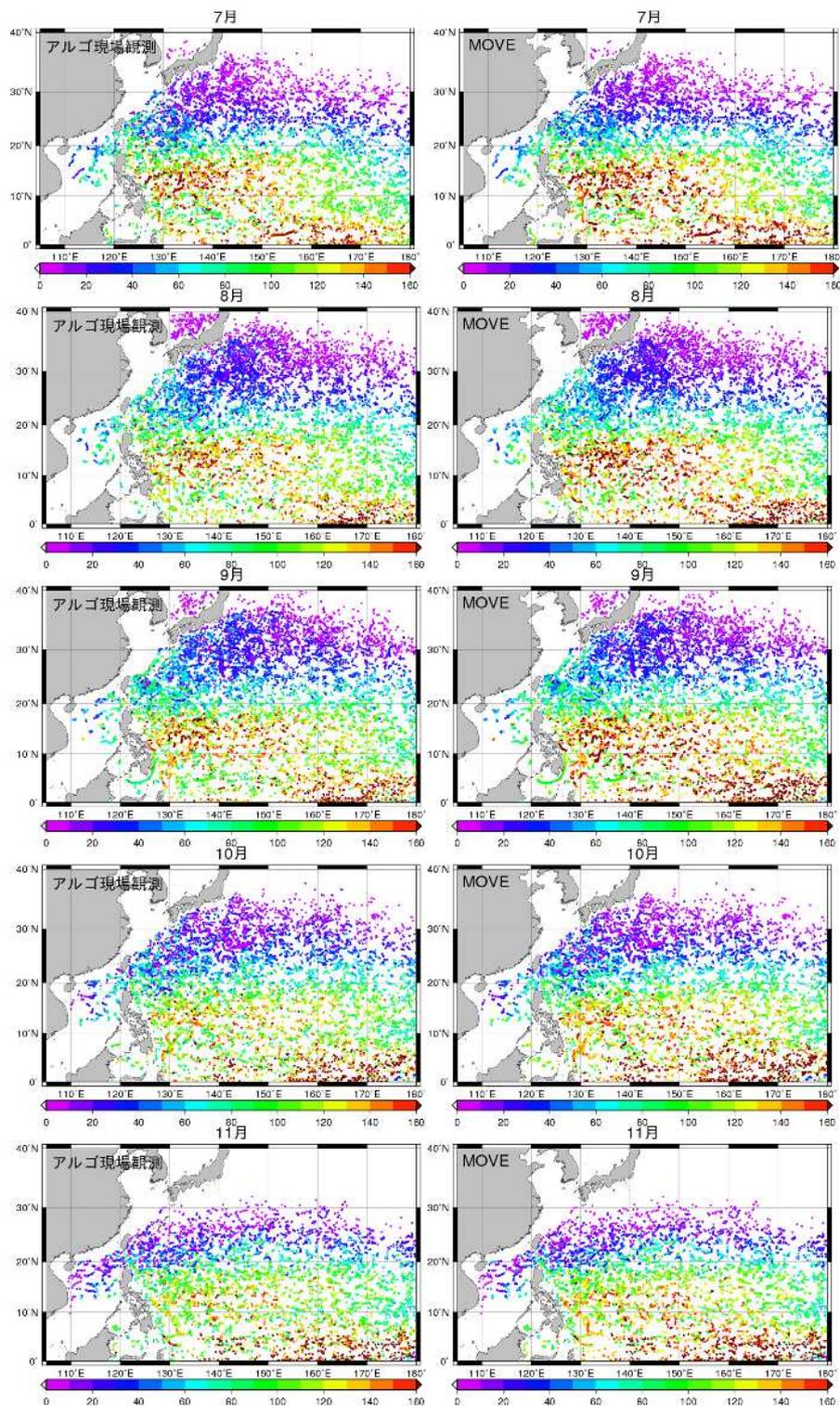
## 7.2.2 海洋貯熱量の検証

本項では MOVE 海洋貯熱量の検証結果について説明する。検証の方法は概ね Wada (2015a) に沿っているものの、執筆時点で利用可能な最新の MOVE 再解析データを用いたことから、解析期間やデータの平均期間等は異なる。検証の詳細については以下で述べる。検証対象としては、MOVE 再解析データの日平均水温・塩分解析値から、第 7.2.1 節の方法で計算された日別の MOVE 海洋貯熱量を用いた。

本検証で真値とみなす観測データとして、アルゴフロート(佐伯, 2001)によって観測された現場水温・塩分プロファイル、およびそれらから式(7.2.1.1)を用いて算出される海洋貯熱量(以下、現場観測海洋貯熱量と呼ぶ)を用いた。アルゴフロート観測データは、WMO, IOC の共同プロジェクトである GTSP (全球水温塩分プロファイル計画) の BEST COPY データセット ([https://www.nodc.noaa.gov/GTSP/access\\_data/about\\_bc.html](https://www.nodc.noaa.gov/GTSP/access_data/about_bc.html)) に含まれる品質管理済みのデータを使用した。アルゴフロートは通常海面付近数 m の観測は行わないため、海面付近の水温・塩分は最も浅い観測深度での値を外挿して用いている。検証に使用するデータの期間は、アルゴ計画によるフロートの観測網が大規模に展開され、多くの観測データが利用可能となった 2002 年以降(2002-2014 年)に限定した。なお、アルゴフロートの現場観測データは MOVE/MRI.COM でも使用されているため、独立な検証データとはいえないことに注意されたい。ここでの精度検証では、0°N~40°N、105°E~180° の海域での海洋貯熱量を対象とした。Wada (2015a) では検証の対象を、台風が比較的活発である 7~11 月のデータに限定していたが、ここではより多くの観測データを検証に使用するため、2002-2014 年期間内の全てのデータを使用した。

第 7.2.2.1 図に、アルゴフロート観測位置での現場観測海洋貯熱量と MOVE 海洋貯熱量の 7~11 月の月別平面分布を示した。現場観測海洋貯熱量(第 7.2.2.1 図 左列)は、平均的には、低緯度域、特に赤道域の 150°E 以東とフィリピンの東で大きく、高緯度域になるほど小さい傾向がみられる。また、月別の変化を見ると、8~9 月に対象海域全般にて海洋貯熱量が大きく、日本海まで海洋貯熱量 0 以上の観測が認められ

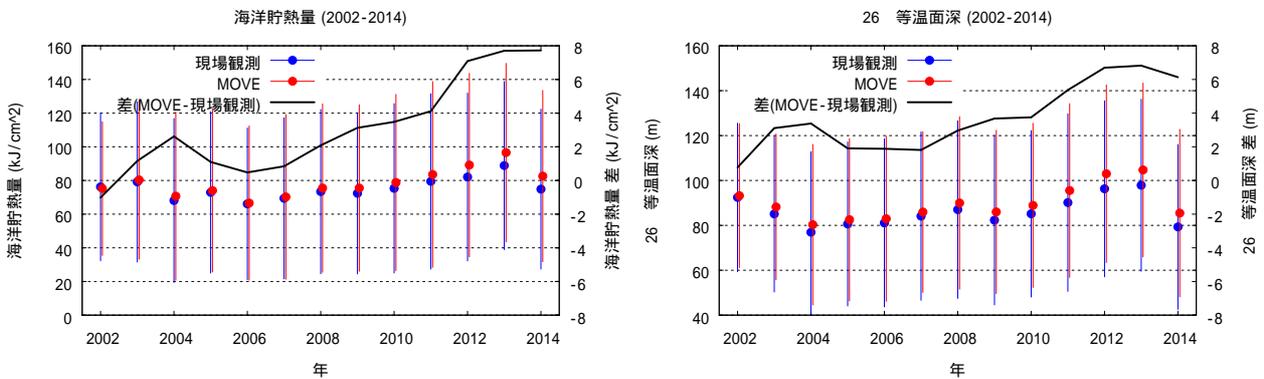
る一方、11月になると海洋貯熱量 0 以上の観測は 30°N 以南にしか見られないといった季節変化がみられる。これは海水温の季節変化に対応したものと考えられる。



第7.2.2.1図 月別 海洋貯熱量分布図

左列は2002～2014年の現場観測海洋貯熱量、右列はMOVE海洋貯熱量。MOVE海洋貯熱量は、アルゴ観測位置・観測日に対応する点のみを描画している。同じ緯度経度に異なるデータがあった場合も、平均化は行わずそのままプロットしている。点の色は海洋貯熱量(単位  $\text{kJ cm}^{-2}$ )。

上で述べた現場観測海洋貯熱量の空間・時間分布の特徴は MOVE 海洋貯熱量でも同様であり、MOVE 海洋貯熱量は、定性的には現場観測海洋貯熱量とよく対応しているといえる。一方で、定量的に見ると、MOVE 海洋貯熱量は現場観測と比較して、低緯度域、特にフィリピンの東や赤道域の 150 ° E 以東など、海洋貯熱量が大きい海域で、やや過大な傾向が認められる。



第7.2.2.2図 年平均海洋貯熱量（左）・Z26（右）の時系列図

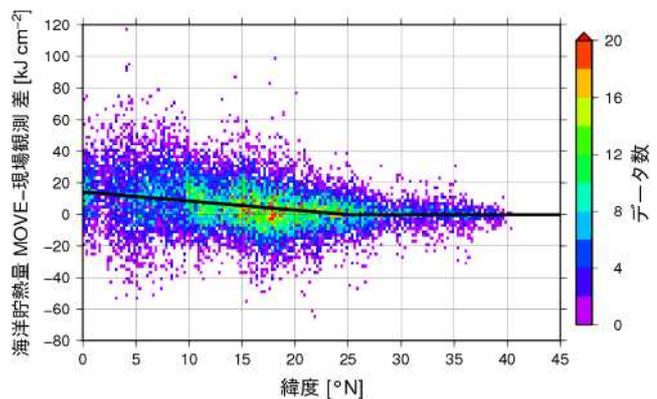
青はアルゴフロートによる現場観測から計算された値、赤は MOVE から計算された値。点の上下のバーは標準偏差を表す。黒線は MOVE - 現場観測の差。

MOVE 海洋貯熱量と現場観測海洋貯熱量を定量的に比較するため、各年毎に両者の平均を求め、図示したのが第 7.2.2.2 図 左である。ここでは、現場観測海洋貯熱量が 0 より大きいデータのみを年平均値の計算に用いた。両者の年平均値の差について年変化を見ると、2000 年代後半から MOVE 海洋貯熱量が現場観測海洋貯熱量よりも大きい傾向が認められ、特に 2012 年以降でその傾向が顕著である。同様の特徴は、Z26 の比較でも認められる（第 7.2.2.2 図 右）。MOVE 海洋貯熱量と観測海洋貯熱量の差（MOVE - 観測）と緯度の関係を 2011 ~ 2012 年のデータを用いて確認したところ、MOVE 海洋貯熱量の正バイアスは低緯度ほど大きく、高緯度に向かって小さくなり、25 ° N 以北ではほぼ 0 となっていた（第 7.2.2.3 図）。

そこで、近年みられるこの正バイアスを補正する目的で、以下の補正式で MOVE 海洋貯熱量を補正したプロダクトを作成することとなった。

$$Q_{corr} = Q - \max(-0.576 \times lat + 14.4, 0). \quad (7.2.2.1)$$

式(7.2.2.1)で、 $Q$ は補正をしていない MOVE 海洋貯熱量、 $Q_{corr}$ は補正後の海洋貯熱量、 $lat$ は緯度、 $\max$ は 2 つの値のいずれか大きい方を取ることを示す。式(7.2.2.1)の係数は、第 7.2.2.3 図に示した 2011 ~ 2012 年の MOVE 海洋貯熱量と現場観測海洋貯熱量の差を緯度に線形回帰した結果に基づいて、決められたものである。

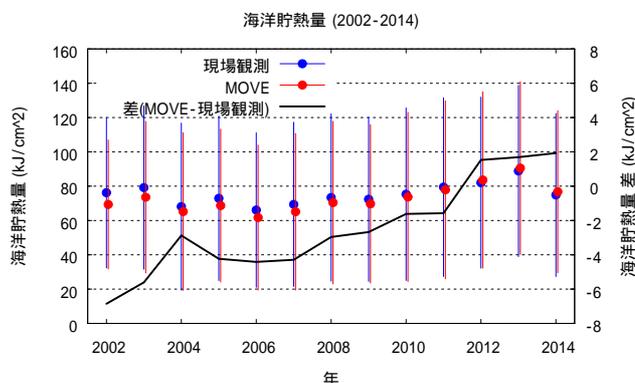


第 7.2.2.3 図 MOVE 海洋貯熱量 - 現場観測海洋貯熱量の差と緯度の関係

使用したデータの対象期間は 2011 ~ 2012 年。図中の色は、 $0.25^\circ \times 2 \text{ kJ cm}^{-2}$  のピンのデータ数を表す。図中の黒線は式 (7.2.2.1)による補正量。

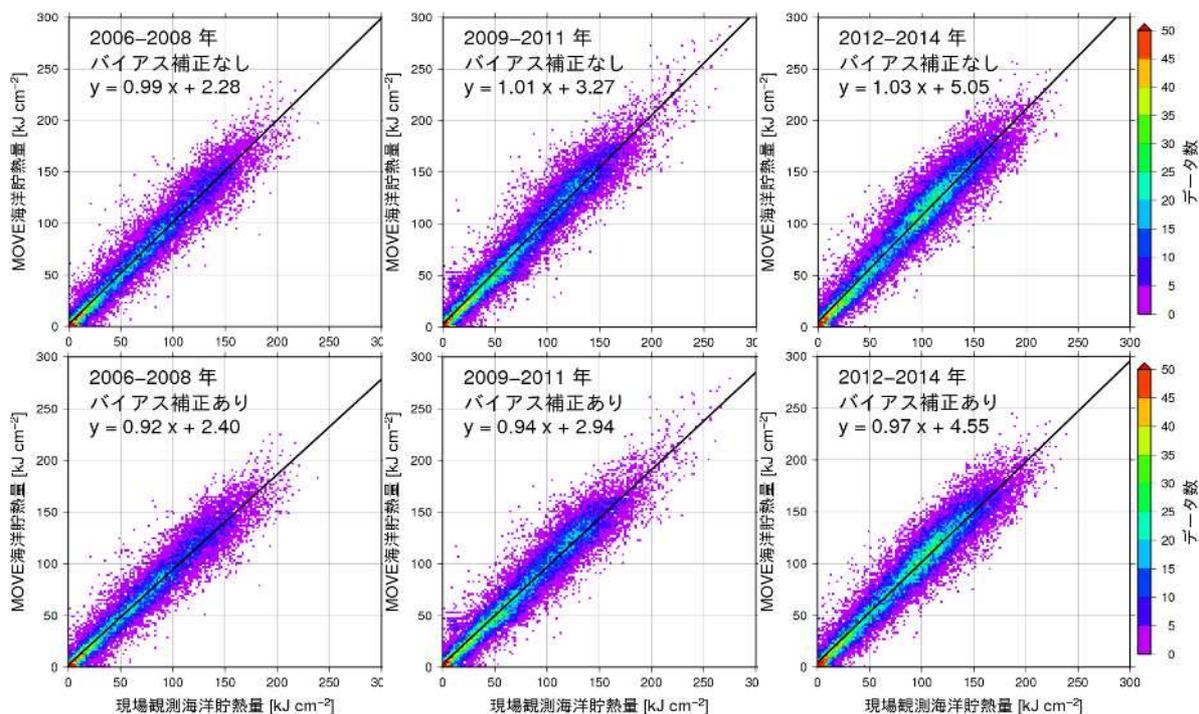
式(7.2.2.1)のバイアス補正を適用した MOVE 海洋貯熱量に対して、第 7.2.2.2 図 左と同様に現場観測海洋貯熱量との比較を行った(第 7.2.2.4 図)。2011 年以前については MOVE 海洋貯熱量 - 現場観測海洋貯熱量 差が 0 以下となっており、式(7.2.2.1)の補正が過大と考えられる。一方、2012 年以降については、補正前の正バイアスが 7~8  $\text{kJ cm}^{-2}$  であったところが、補正後は約 2  $\text{kJ cm}^{-2}$  まで、正バイアスが軽減していた。

バイアス補正の影響を評価するため、2006~2008 年、2009~2011 年、2012~2014 年の三つの期間に分けて、散布図で図示したものが第 7.2.2.5 図である。2006~2008 年、2009~2011 年の期間については、補正後の線形回帰の傾きが 0.92, 0.94 と 1 より小さくなっており、第 7.2.2.4 図でみたのと同様、バイアス補正によって MOVE 海洋貯熱量が過小となっている。一方、2012~2014 年の期間については、補正なしの回帰係数の傾きが 1.03、補正後が 0.97 となっている。回帰式の切片が正の値を取っていることを考慮すると、補正を行うことにより、現場観測海洋貯熱量との対応が改善されることが考えられる。



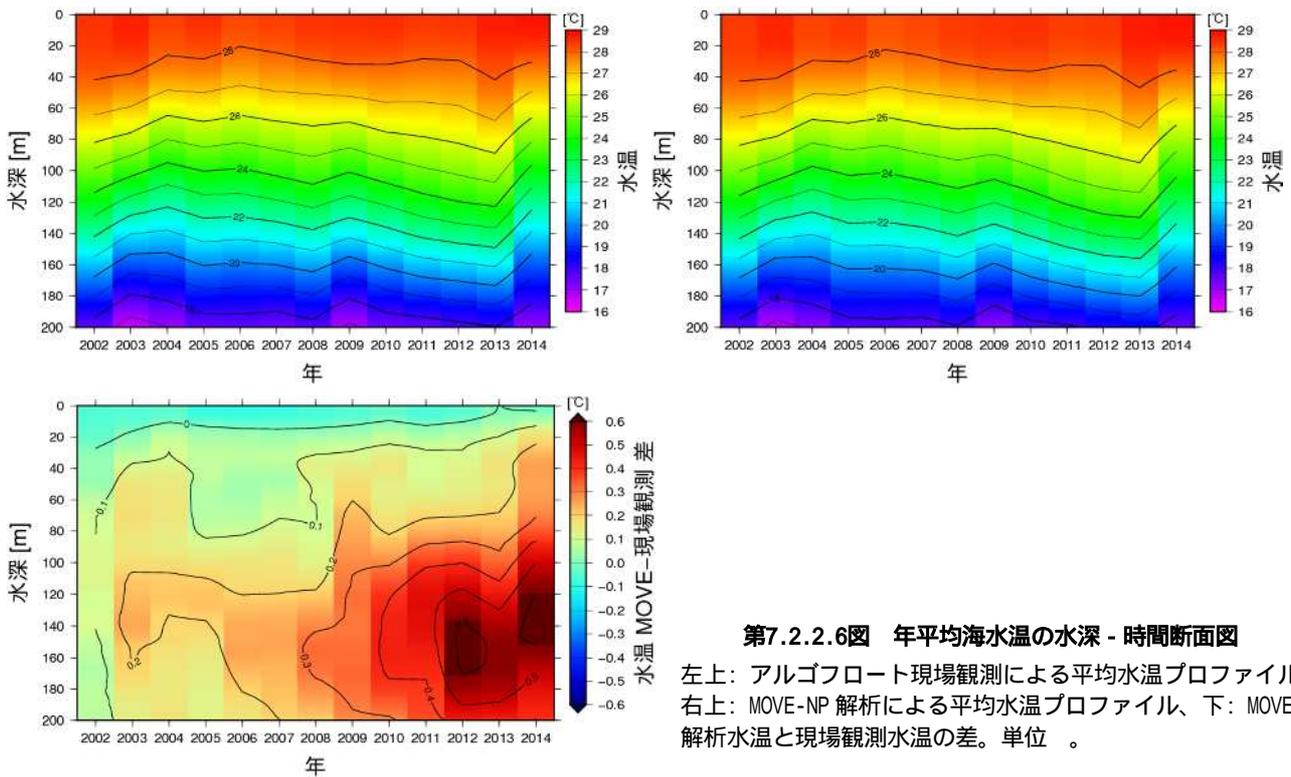
第7.2.2.4図 年平均海洋貯熱量の時系列図

第 7.2.2.2 図左に同じ、但し MOVE 海洋貯熱量は式(7.2.2.1)のバイアス補正を施した値。



第7.2.2.5図 現場観測海洋貯熱量とMOVE海洋貯熱量の散布図

上段は MOVE 海洋貯熱量にバイアス補正を適用しない場合、下段はバイアス補正を適用した場合。左列のデータ期間は2006~2008 年、中列は 2009~2011 年、右列は 2012~2014 年。黒線は線形回帰であり、回帰式も図中に示した。



第7.2.2.6図 年平均海水温の水深 - 時間断面図

左上: アルゴフロート現場観測による平均水温プロファイル、右上: MOVE-NP 解析による平均水温プロファイル、下: MOVE 解析水温と現場観測水温の差。単位 。

次に海洋貯熱量の計算の基となる MOVE 海水温解析値の鉛直プロファイルを検証する。MOVE 海水温解析値の年平均鉛直プロファイルをアルゴフロートで観測された年平均鉛直プロファイルと比較した(第 7.2.2.6 図)。アルゴフロート現場観測での海水温 26 の等値線は、水深 60~80m 付近の範囲で変化している(第 7.2.2.6 図 左上)。MOVE 解析水温(第 7.2.2.6 図 右上)は定性的には現場観測とよく対応しているものの、MOVE 解析水温と現場観測水温の差(第 7.2.2.6 図 下)でみると、ごく表層の水深 20m 以浅を除いては総じて正偏差傾向であり、水深 100~180m 付近に正偏差のピークが見られる。水深 80m 以深の MOVE と現場観測の水温差は 2008 年頃から顕著になっており、上述の MOVE 海洋貯熱量の正バイアス傾向と概ね整合的である。平均的に見て、100m 以深は海水温が 26 以下なので、100m 以深の水温の正偏差が海洋貯熱量に与える影響は限定的とも考えられる。しかし、低緯度域では第 7.2.1.1 図 右にみられるように Z26 が 100m 以深となる海域もあり、これらの海域では 100m 以深の水温正偏差が、海洋貯熱量に与える影響は相対的に大きくなると考えられる。

ここまでみてきたように、MOVE 海洋貯熱量の近年の正バイアス傾向は、MOVE の海水温解析値の正バイアス傾向に起因していると考えられる。海水温解析値の正バイアス傾向の原因に関して、これまでの調査から衛星海面高度観測データの同化方法が関係している可能性があることが示唆されている(石川他 私信)。MOVE/MRI.COM では、海洋内部の温度構造等を解析するため、現場観測データ等に加え、衛星による海面高度観測データを活用している。MOVE/MRI.COM におけるデータ同化の過程(MOVE)では、水温が高い(低い)と海面高度が高く(低く)なるという、海水の熱膨張による海面高度の変化を考慮している。一方、衛星で観測される海面高度には、陸上の氷の融解等に伴う海水の体積増加に伴う海面高度上昇の寄与も含まれ、特に 2000 年代後半以降、この寄与が比較的顕著となっていることが考えられる。MOVE では海水の質量増に伴う海面高度増は考慮されていないことから、水温上昇による海面高度上昇とみなされて、水温等のプロファイルが修正される。この一連の手続きが、近年の MOVE 水温鉛直プロファイルでの正バイアス、ひいては、MOVE 海洋貯熱量に正バイアスが生じている一つの要因であると推測される。抜本的な解決方法としては、

MOVE/MRI.COM のデータ同化における衛星海面高度観測データの同化手法を高度化し、海水温の正バイアスを解消することが望ましい。しかしながら高度化が実現するまでは、2012 年以降のように近年の MOVE 海洋貯熱量に対しては、式(7.2.2.1)の簡便な手法でバイアス補正を行った値を併用する必要がある。第 7.2.2.2 図等でみたように、年毎の特性の変化も認められることから、本節のような検証を今後も継続して行い、必要に応じてバイアス補正係数を更新することを検討している。

### 7.3 台風発達と海洋貯熱量の関係\*

#### 7.3.1 統計調査

7.1 節で述べたように、台風のライフサイクルは発生、発達、成熟、衰退のステージに分類される。RSMC Tokyo で作成した台風ベストトラックデータ(<http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html>)から 1985-2012 年の期間、6 時間毎の台風のデータ数を調べたところ、その総数は 24,206 であった。本調査では台風の発達を 6 時間内の中心気圧の差  $\Delta p_{6h}$  ( $\Delta p_{6h}$ =前 6 時間での中心気圧 - 該当時間での中心気圧) で定義することとする。中心気圧の差が正、すなわち中心気圧が深まったときを発達とする。  $0 < \Delta p_{6h} \leq 5$  hPa の条件を満たすデータの数は 5,926 であり、総数に対する割合は 24.5%、約四分の一であった。これが  $5 < \Delta p_{6h} \leq 10$  hPa の条件ではデータ数は 960 (総数に占める割合 4.0%) であり、  $\Delta p_{6h} > 10$  hPa の条件ではデータ数は 166 (総数に占める割合 0.7%) に過ぎない。台風発達 ( $\Delta p_{6h} > 0$ ) を示すデータの総数は 7,052 であり、総数に占める割合は 29.1% と総数の四分の一よりわずかに多いに過ぎない。

はじめに、すべてのライフサイクルを含む台風の記録、24,206 個のデータについて海洋貯熱量 ( $Q$ ) と対応付ける。ここで  $Q$  は台風の解析時刻 5 日前の台風位置を基準とした緯経度  $1.5^\circ$  平均半旬平均海洋貯熱量 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ ) である。緯度に依存したバイアス補正を施したものと、及び施していないものの両方を解析に使用する(Wada, 2015a)。ベストトラックのデータ数が最も多いのは  $0 < Q \leq 20 \text{ kJ cm}^{-2}$  ( $0 - 20 \text{ kJ cm}^{-2}$ ) の時で、データ数は 7,647 (バイアス補正有) 及び 7,392 (バイアス補正無) であった。どちらもベストトラックデータ総数の約 31% を占めていた。バイアス補正有の場合には  $40 - 60 \text{ kJ cm}^{-2}$  でデータ数は極値 (3,561, 総数の 14.7%) となったのに対し、バイアス補正無の場合は海洋貯熱量が  $100 \text{ kJ cm}^{-2}$  を超えたところで極値 (4,126, 総数の約 17%) となった。バイアス補正を施す海域は低緯度熱帯海域であり、かつ気候学的に海洋貯熱量が高い海域であることから、この海域においてはバイアス補正の影響が大きくなった。

次に台風の発達を 3 つの区分 ( $0 \sim 5$  hPa,  $5 \sim 10$  hPa 及び  $10$  hPa 超) に分けて、海洋貯熱量との関係を調べた。バイアス補正無の場合、海洋貯熱量が  $100 \text{ kJ cm}^{-2}$  を超える海域で、3 つの区分の総データ数が 2,035 と最も多くなった。これは台風発達総数 (7,052) の約 28.9% を占めている。バイアス補正有の場合、総データ数は減少し、1,683 となった。海洋貯熱量が  $40 \text{ kJ cm}^{-2}$  を超えた海域ではバイアス補正の有無にかかわらず、台風の発達が促進されやすかった(Wada, 2015a, b)。

#### 7.3.2 海洋貯熱量、中心気圧、移動速度と台風発達の関係

台風発達可否を見極める材料として、海洋貯熱量をどのように利用すべきか? ここでは台風の解析時刻 5 日前のバイアス補正無、台風中心位置を基準とした緯経度  $1.5^\circ$  平均半旬平均海洋貯熱量データを用いて、海洋貯熱量、中心気圧、移動速度と台風発達の関係を、緯度、経度ごとに区分された海域毎に求めた。ここで用いる海洋貯熱量は 5 日前のデータを使用しているため、台風直下にて形成される海水温低下域が海洋貯熱量および台風発達に与えてしまった効果は含まれない。台風発達可否を判定する海洋貯熱量のしきい値をここでは海域ごとに定義する。ある海域において、 $20 \text{ kJ cm}^{-2}$  ごとに分けられる区分及びこれに中心気

\*和田 章義 (気象研究所台風研究部)

圧または移動速度で分けられる区分ごとに台風発達を示すデータ数を数え上げる。区分内での台風発達データ数がその区分のデータ総数に占める割合を計算し、これが海域内のデータ総数に対する台風発達総数の割合に対し、差が有意となった区分の中で、海洋貯熱量の区分値が最も小さいものをしきい値と定義した。有意性は $z$ 検定により判定した。ここで海洋貯熱量の区分は0 - 20, 20 - 40, 40 - 60, 60 - 80, 80 - 100と100 kJ cm<sup>-2</sup>超の6区分、中心気圧は920 hPa以下, 920 - 940 hPa, 940 - 960 hPa, 960 - 980 hPa, 980 - 1,000 hPa及び1,000 hPa超の6区分とした。移動速度は6時間毎のものを気象庁ベストトラックデータから計算し、3 m s<sup>-1</sup>以下, 3 - 5 m s<sup>-1</sup>, 5 - 7 m s<sup>-1</sup>, 7 - 9 m s<sup>-1</sup>, 9 - 11 m s<sup>-1</sup>及び11 m s<sup>-1</sup>超の6区分とした。

海域毎に計算されたデータ総数に対する台風発達総数の割合を基準率と呼ぶ。基準率を求めた後、海洋貯熱量毎、もしくは中心気圧及び移動速度毎にそれぞれの区分に属するデータ数に対する台風発達の割合を算出する。最後に海洋貯熱量と中心気圧、または海洋貯熱量と移動速度の区分において、それぞれ台風発達の割合を算出する。それぞれの区分における台風発達の割合と基準率の差について、 $z$ 検定(0.05の危険率)を実施し、その有意性を判定する。以上の手続きを経て、設定した海域毎に台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合の表、第7.3.2.1～第7.3.2.8表を得た。ここで設定した海域は北緯5-10度、10-15度、15-20度、20-26度、26-32度の南北を5つに分けた海域と、東経120度西、120-140度、140度東の東西3区分に分けた海域である。海域区分の根拠についてはWada(2015b)を参照されたい。なお台風発達数が各区分において20に満たない部分については有意であったとしても、しきい値判定には使用しない。

第7.3.2.1～第7.3.2.8表に示されるように、海洋貯熱量が極めて高い状況下にあっても、台風は必ずしも発達するとはかぎらない。例えば台風発生初期のように非軸対称構造が顕著な段階においては、中心気圧がなかなか深まらず、こうしたプロセスがしきい値の算出に影響していることが考えられる。また海洋貯熱量が高くても、海洋混合層が発達している状況と海洋表層の成層が強い場合では、台風による海面水温低下量は異なる。こうした問題点については、今回の解析では考慮していない。

第7.3.2.1表 北緯5-10度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0 - 20 kJ/cm <sup>2</sup>	20 - 40 kJ/cm <sup>2</sup>	40 - 60 kJ/cm <sup>2</sup>	60 - 80 kJ/cm <sup>2</sup>	80 - 100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.40 (657)	0.18 (21)	0.26 (23)	<b>0.45</b> (118)	0.39 (129)	0.43 (148)	0.42 (218)
中心気圧							
- 920 hPa	0.25 (1)				1.00 (1)		
920 - 940 hPa	0.25 (5)			0.33 (2)		0.29 (2)	0.17 (1)
940 - 960 hPa	0.45 (20)		0.43 (3)	0.54 (7)	0.13 (1)	0.86 (6)	0.33 (3)
960 - 980 hPa	<b>0.66</b> (49)		0.83 (5)	0.67 (16)	0.75 (12)	0.47 (7)	0.69 (9)
980 - 1,000 hPa	<b>0.50</b> (235)	0.18 (8)	0.20 (9)	<b>0.59</b> (48)	<b>0.54</b> (52)	<b>0.53</b> (56)	<b>0.64</b> (62)
1,000hPa -	0.33 (347)	0.19 (13)	0.19 (6)	0.33 (45)	0.30 (63)	0.37 (77)	<b>0.36</b> (143)
移動速度							
- 3 m/s	0.31 (173)	0.26 (11)	0.06 (1)	0.40 (27)	0.26 (26)	0.30 (34)	0.33 (74)
3 - 5 m/s	<b>0.46</b> (170)	0.20 (6)	0.40 (10)	<b>0.54</b> (31)	<b>0.48</b> (36)	<b>0.48</b> (42)	<b>0.47</b> (45)
5 - 7 m/s	0.42 (167)	0.04 (1)	0.27 (8)	0.37 (24)	<b>0.45</b> (34)	<b>0.47</b> (37)	<b>0.51</b> (63)
7 - 9 m/s	<b>0.45</b> (95)	0.15 (2)	0.23 (3)	<b>0.53</b> (23)	<b>0.49</b> (23)	0.44 (18)	<b>0.49</b> (26)
9 - 11 m/s	0.43 (44)	0.11 (1)		0.48 (12)	0.38 (9)	0.75 (12)	0.37 (10)
11 m/s -	0.38 (10)		1.00 (1)	0.50 (1)	0.13 (1)	0.71 (5)	0.29 (2)

第7.3.2.2表 北緯10-15度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.43 (1,806)	0.06 (9)	0.21 (48)	0.36 (169)	0.39 (295)	0.45 (369)	0.51 (916)
中心気圧							
-920h Pa	0.25 (15)			0.33 (1)	0.30 (6)	0.14 (3)	0.33 (5)
920-940 hPa	0.39 (51)			0.43 (3)	0.29 (14)	0.41 (14)	0.50 (20)
940-960 hPa	0.46 (113)	0.25 (1)	0.25 (3)	0.26 (9)	0.45 (25)	<b>0.53</b> (25)	<b>0.53</b> (50)
960-980 hPa	<b>0.51</b> (227)	0.25 (3)	0.31 (11)	0.38 (22)	0.43 (42)	<b>0.54</b> (43)	<b>0.64</b> (106)
980-1,000 hPa	<b>0.49</b> (732)	0.03 (2)	0.21 (23)	0.40 (89)	0.41 (116)	<b>0.53</b> (133)	<b>0.63</b> (369)
1,000 hPa-	0.36 (668)	0.04 (3)	0.14 (11)	0.29 (45)	0.36 (92)	0.38 (151)	0.41 (366)
移動速度							
-3 m/s	0.35 (333)	0.14 (3)	0.16 (8)	0.34 (44)	0.35 (59)	0.29 (51)	0.40 (168)
3-5 m/s	0.45 (540)	0.03 (1)	0.17 (13)	0.30 (45)	0.43 (104)	0.46 (100)	0.57 (277)
5-7 m/s	<b>0.46</b> (562)	0.02 (1)	0.27 (21)	0.41 (55)	0.39 (85)	<b>0.52</b> (130)	<b>0.56</b> (270)
7-9 m/s	0.45 (272)	0.10 (3)	0.32 (6)	0.42 (20)	0.37 (37)	<b>0.49</b> (65)	<b>0.51</b> (141)
9-11 m/s	0.46 (84)	0.08 (1)		0.33 (4)	0.48 (10)	<b>0.54</b> (20)	<b>0.52</b> (49)
11 m/s-	0.29 (15)			0.25 (1)		0.30 (3)	0.38 (11)

第7.3.2.3表 北緯15-20度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.38 (2,227)	0.07 (30)	0.24 (147)	0.31 (296)	0.38 (419)	<b>0.45</b> (517)	<b>0.51</b> (818)
中心気圧							
--920 hPa	0.10 (14)			0.16 (2)	0.03 (1)	0.08 (3)	0.16 (8)
920-940 hPa	0.24 (83)		0.07 (1)	0.02 (1)	0.26 (20)	0.31 (34)	0.31 (27)
940-960 hPa	0.33 (183)	0.06 (1)	0.11 (6)	0.24 (22)	0.30 (39)	0.37 (50)	<b>0.51</b> (65)
960-980 hPa	<b>0.42</b> (357)	0.07 (4)	0.18 (20)	0.32 (49)	<b>0.47</b> (72)	<b>0.50</b> (87)	<b>0.62</b> (125)
980-1,000 hPa	0.44 (1,025)	0.07 (16)	0.28 (85)	0.36 (161)	<b>0.44</b> (200)	<b>0.58</b> (211)	<b>0.65</b> (352)
1,000 hPa-	0.35 (565)	0.07 (9)	0.28 (35)	0.33 (61)	0.34 (87)	<b>0.40</b> (132)	0.40 (241)
移動速度							
-3m/s	0.33 (594)	0.08 (10)	0.25 (55)	0.29 (85)	0.35 (123)	0.39 (131)	0.43 (190)
3-5 m/s	0.37 (705)	0.07 (10)	0.22 (46)	0.32 (107)	<b>0.41</b> (143)	0.41 (152)	<b>0.52</b> (247)
5-7 m/s	<b>0.42</b> (578)	0.09 (8)	0.24 (33)	0.32 (69)	0.40 (110)	<b>0.48</b> (123)	<b>0.56</b> (235)
7-9 m/s	<b>0.44</b> (261)	0.03 (1)	0.23 (9)	0.37 (29)	0.33 (32)	<b>0.58</b> (85)	<b>0.54</b> (105)
9-11 m/s	<b>0.50</b> (70)		0.50 (2)	0.40 (6)	0.53 (10)	<b>0.60</b> (21)	<b>0.61</b> (31)
11 m/s-	0.31 (19)		0.40 (2)	0.00 (0)	0.09 (1)	0.38 (5)	0.53 (10)

第7.3.2.4表 北緯20-26度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.27 (1,394)	0.05 (55)	0.22 (225)	0.35 (490)	<b>0.38</b> (364)	<b>0.44</b> (199)	<b>0.43</b> (61)
中心気圧							
-920 hPa	0.07 (4)		0.50 (2)	0.00 (1)			
920-940 hPa	0.14 (48)		0.03 (2)	0.13 (15)	0.18 (18)	0.27 (12)	
940-960 hPa	0.19 (145)	0.02 (2)	0.10 (19)	0.20 (47)	<b>0.32</b> (48)	<b>0.40</b> (25)	0.29 (4)
960-980 hPa	<b>0.31</b> (291)	0.07 (11)	0.23 (54)	<b>0.36</b> (92)	<b>0.50</b> (80)	<b>0.47</b> (43)	0.39 (11)
980-1,000 hPa	0.29 (579)	0.05 (30)	0.27 (109)	<b>0.44</b> (212)	<b>0.41</b> (120)	<b>0.55</b> (75)	<b>0.59</b> (33)
1,000 hPa-	<b>0.32</b> (327)	0.05 (12)	0.30 (39)	<b>0.42</b> (123)	<b>0.45</b> (97)	<b>0.40</b> (44)	0.40 (12)
移動速度							
-3m/s	0.24 (298)	0.05 (13)	0.14 (31)	0.28 (95)	<b>0.35</b> (88)	<b>0.41</b> (62)	0.32 (9)
3-5 m/s	0.29 (489)	0.02 (7)	0.24 (76)	<b>0.38</b> (190)	<b>0.38</b> (115)	<b>0.49</b> (82)	0.39 (19)
5-7 m/s	<b>0.29</b> (356)	0.05 (12)	0.24 (70)	<b>0.35</b> (122)	<b>0.39</b> (92)	<b>0.46</b> (40)	<b>0.57</b> (20)
7-9 m/s	0.26 (166)	0.07 (11)	0.22 (30)	<b>0.38</b> (56)	<b>0.40</b> (49)	0.26 (9)	0.46 (11)
9-11 m/s	0.28 (59)	0.05 (4)	0.35 (13)	<b>0.43</b> (20)	0.48 (16)	0.50 (5)	0.33 (1)
11 m/s-	0.23 (26)	0.13 (8)	0.26 (5)	0.44 (7)	0.31 (4)	1.00 (1)	0.50 (1)

第7.3.2.5表 北緯26-32度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.14 (419)	0.09 (186)	0.19 (177)	0.21 (95)	<b>0.25</b> (27)	0.27 (7)	0.33 (1)
中心気圧							
-920 hPa							
920-940 hPa	0.06 (6)	0.04 (1)	0.05 (2)	0.04 (1)	0.09 (2)	1.00 (1)	
940-960 hPa	0.06 (25)	0.02 (5)	0.07 (12)	0.07 (7)	0.13 (3)		
960-980 hPa	0.11 (78)	0.05 (20)	0.13 (30)	<b>0.18</b> (24)	0.31 (9)	0.29 (4)	
980-1,000 hPa	0.17 (198)	0.10 (84)	0.25 (93)	<b>0.41</b> (51)	0.29 (6)	0.50 (2)	1.00 (1)
1,000 hPa-	0.19 (112)	0.17 (76)	0.30 (40)	0.21 (12)	0.78 (7)		
移動速度							
-3 m/s	0.13 (68)	0.10 (27)	0.18 (31)	0.16 (20)	0.17 (4)	0.10 (1)	
3-5 m/s	0.15 (116)	0.12 (53)	0.19 (55)	0.19 (23)	0.18 (6)		0.50 (1)
5-7 m/s	0.14 (100)	0.09 (39)	0.18 (42)	<b>0.24</b> (24)	0.37 (11)	0.50 (2)	
7-9 m/s	0.14 (64)	0.09 (26)	0.17 (21)	0.28 (18)	0.25 (3)	0.50 (2)	
9-11 m/s	0.14 (40)	0.09 (18)	0.25 (19)	0.24 (7)	0.43 (3)	0.33 (1)	
11 m/s-	0.09 (31)	0.08 (23)	0.19 (9)	0.38 (3)	0.00 (0)	1.00 (1)	

第7.3.2.6表 東経120度より西における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

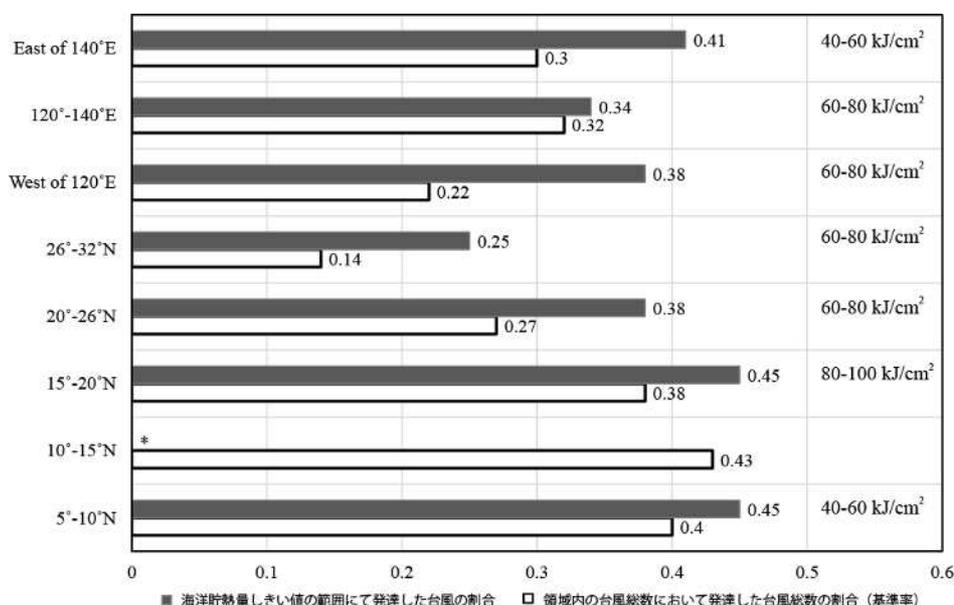
	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.22 (1,011)	0.06 (92)	0.21 (188)	0.31 (306)	<b>0.38</b> (246)	<b>0.44</b> (126)	<b>0.37</b> (53)
中心気圧							
-920 hPa							
920-940 hPa	0.09 (2)				0.11 (1)		
940-960 hPa	0.16 (24)	0.08 (2)	0.10 (4)	0.18 (7)	0.27 (7)	0.31 (4)	
960-980 hPa	0.19 (119)	0.05 (7)	0.19 (38)	0.23 (40)	0.24 (17)	0.29 (10)	0.30 (7)
980-1,000 hPa	0.22 (555)	0.04 (37)	0.22 (107)	<b>0.34</b> (183)	<b>0.40</b> (147)	<b>0.55</b> (55)	<b>0.45</b> (26)
1,000 hPa-	0.24 (311)	0.08 (46)	0.22 (39)	<b>0.34</b> (76)	<b>0.40</b> (74)	<b>0.41</b> (56)	<b>0.38</b> (20)
移動速度							
-3 m/s	0.24 (340)	0.09 (38)	0.21 (62)	<b>0.31</b> (104)	<b>0.37</b> (90)	<b>0.38</b> (38)	0.23 (8)
3-5 m/s	0.23 (339)	0.04 (21)	0.20 (63)	<b>0.33</b> (124)	<b>0.40</b> (73)	<b>0.56</b> (38)	<b>0.47</b> (20)
5-7 m/s	0.20 (211)	0.03 (12)	0.22 (47)	<b>0.26</b> (52)	<b>0.37</b> (58)	<b>0.41</b> (26)	0.47 (16)
7-9 m/s	0.19 (86)	0.06 (13)	0.19 (12)	<b>0.39</b> (22)	<b>0.34</b> (20)	0.41 (15)	0.20 (4)
9-11 m/s	0.21 (27)	0.07 (5)	0.30 (3)	0.24 (4)	0.40 (4)	1.00 (15)	0.29 (2)
11 m/s-	0.21 (8)	0.13 (3)	0.25 (1)		0.25 (1)		0.75 (3)

第7.3.2.7表 東経140度より東における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.30 (2,843)	0.14 (534)	0.23 (228)	<b>0.41</b> (422)	<b>0.43</b> (470)	<b>0.48</b> (540)	<b>0.49</b> (649)
中心気圧							
-920 hPa	0.17 (13)				0.29 (7)		0.08 (1)
920-940 hPa	0.24 (68)		0.03 (1)	0.17 (8)	0.25 (20)	<b>0.36</b> (26)	0.31 (13)
940-960 hPa	0.27 (167)	0.04 (5)	0.14 (25)	0.25 (29)	<b>0.46</b> (42)	<b>0.56</b> (39)	<b>0.60</b> (27)
960-980 hPa	0.30 (385)	0.12 (76)	0.15 (28)	<b>0.54</b> (82)	<b>0.61</b> (74)	<b>0.63</b> (62)	<b>0.74</b> (63)
980-1,000 hPa	0.32 (1,192)	0.14 (297)	0.30 (110)	0.51 (175)	<b>0.52</b> (170)	<b>0.65</b> (210)	<b>0.69</b> (230)
1,000 hPa-	0.29 (1,018)	0.14 (156)	0.30 (64)	0.35 (128)	<b>0.34</b> (157)	<b>0.37</b> (198)	<b>0.39</b> (315)
移動速度							
-3 m/s	0.27 (477)	0.05 (17)	0.19 (35)	<b>0.34</b> (86)	<b>0.33</b> (88)	<b>0.35</b> (104)	<b>0.35</b> (147)
3-5 m/s	<b>0.37</b> (774)	0.10 (49)	0.23 (65)	<b>0.43</b> (129)	<b>0.47</b> (153)	<b>0.50</b> (176)	<b>0.58</b> (202)
5-7 m/s	<b>0.35</b> (694)	0.10 (57)	0.28 (68)	0.44 (117)	<b>0.44</b> (132)	<b>0.52</b> (148)	<b>0.52</b> (172)
7-9 m/s	0.31 (382)	0.09 (47)	0.25 (34)	<b>0.41</b> (61)	<b>0.48</b> (70)	<b>0.55</b> (78)	<b>0.59</b> (92)
9-11 m/s	0.24 (177)	0.11 (53)	0.24 (18)	<b>0.51</b> (24)	<b>0.54</b> (26)	<b>0.66</b> (27)	<b>0.57</b> (29)
11 m/s-	0.21 (339)	0.20 (311)	0.15 (8)	0.33 (5)	0.05 (1)	0.47 (7)	0.39 (7)

第7.3.2.8表 東経120-140度における台風総データ数に対する台風発達数の割合と海洋貯熱量、中心気圧及び移動速度毎の割合  
カッコ内の数字は発達事例数、太字は有意水準5%で基準率との差が有意であることを示す。

	全体	0-20 kJ/cm <sup>2</sup>	20-40 kJ/cm <sup>2</sup>	40-60 kJ/cm <sup>2</sup>	60-80 kJ/cm <sup>2</sup>	80-100 kJ/cm <sup>2</sup>	100 kJ/cm <sup>2</sup> -
全体	0.32 (3,225)	0.06 (109)	0.18 (219)	0.29 (450)	<b>0.34</b> (523)	<b>0.41</b> (579)	0.50 (1,345)
中心気圧							
-920 hPa	0.11 (21)		0.18 (2)	0.19 (4)	0.04 (2)	0.03 (1)	0.19 (12)
920-940 hPa	0.19 (124)		0.05 (4)	0.09 (14)	0.21 (34)	0.30 (36)	<b>0.37</b> (36)
940-960 hPa	0.22 (298)	0.02 (3)	0.06 (14)	0.17 (56)	0.26 (67)	<b>0.36</b> (63)	<b>0.49</b> (95)
960-980 hPa	0.32 (573)	0.04 (14)	0.19 (56)	0.26 (81)	<b>0.47</b> (124)	<b>0.46</b> (112)	<b>0.60</b> (186)
980-1,000 hPa	0.37 (1,346)	0.07 (61)	0.27 (114)	<b>0.44</b> (210)	<b>0.39</b> (178)	<b>0.48</b> (215)	<b>0.63</b> (568)
1,000 hPa-	<b>0.33</b> (863)	0.08 (31)	0.24 (29)	0.32 (85)	<b>0.37</b> (118)	<b>0.39</b> (152)	<b>0.40</b> (448)
移動速度							
-3 m/s	0.30 (678)	0.03 (6)	0.13 (29)	0.22 (83)	0.31 (124)	<b>0.35</b> (138)	<b>0.42</b> (298)
3-5 m/s	<b>0.34</b> (942)	0.03 (10)	0.22 (75)	0.29 (143)	<b>0.36</b> (178)	<b>0.37</b> (163)	<b>0.51</b> (373)
5-7 m/s	<b>0.36</b> (921)	0.06 (21)	0.18 (64)	0.31 (128)	<b>0.37</b> (144)	<b>0.48</b> (158)	<b>0.57</b> (406)
7-9 m/s	0.32 (444)	0.07 (21)	0.15 (25)	<b>0.35</b> (66)	0.31 (55)	<b>0.47</b> (87)	<b>0.50</b> (190)
9-11 m/s	0.26 (157)	0.06 (15)	0.22 (16)	0.32 (22)	0.38 (18)	<b>0.52</b> (25)	<b>0.51</b> (61)
11 m/s-	0.15 (83)	0.08 (36)	0.26 (10)	0.29 (8)	0.27 (4)	0.47 (8)	0.41 (17)



第7.3.2.1図 海洋貯熱量のしきい値と発達率

各海域における台風総データ数に対する台風発達数の割合及び 海洋貯熱量しきい値における同割合。海域は5-10°N、10-15°N、15-20°N、20-26°N、26-32°N、120°E西、120-140°E、140°E東に区分している。

第7.3.2.1～第7.3.2.8表のうち、基準率と海洋貯熱量しきい値における発達の割合を海域毎にまとめたものを第7.3.2.1図に示す。北緯15-20度より北側では緯度が高くなるにつれてしきい値は減少し、総数に占める発達の割合は低くなっている。また北緯10-15度についてはz検定で有意となるような海洋貯熱量の区分は存在しなかった。北緯5-10度においては海洋貯熱量の値が低いにも関わらず、総数に占める発達の割合は北緯15-20度と同程度であった。Wada(2015b)では2013年台風第30号と1990年台風第24号を比較し、台風発達に関してはしきい値を超えていれば台風は強化すること、しかし最低中心気圧については発達中における台風経路上の海洋貯熱量の値そのものが関わることを示している。

海洋貯熱量のしきい値でみると、東経120-140度では60-80 kJ cm<sup>-2</sup>と高めになっているものの、発達の割合は0.02(2%)しか上昇していない。一方で東経120度より西ではしきい値である60-80 kJ cm<sup>-2</sup>の海

域で 0.16(16%)、発達割合は上昇する。東経 140 度より東でも、しきい値となる 40-60 kJ cm<sup>-2</sup> の海域では 0.11(11%)も発達率は上昇する。この結果は海域によって、海洋場が台風発達に関わる寄与が異なることを示している。このような海域毎の特性はまた中心気圧や移動速度の違いによって変わってくる。このように海洋貯熱量の値そのもので台風の発達を単純に判断することはできない。このことについて事例解析を通じてその詳細をみていくことにする。

### 7.3.3 事例解析

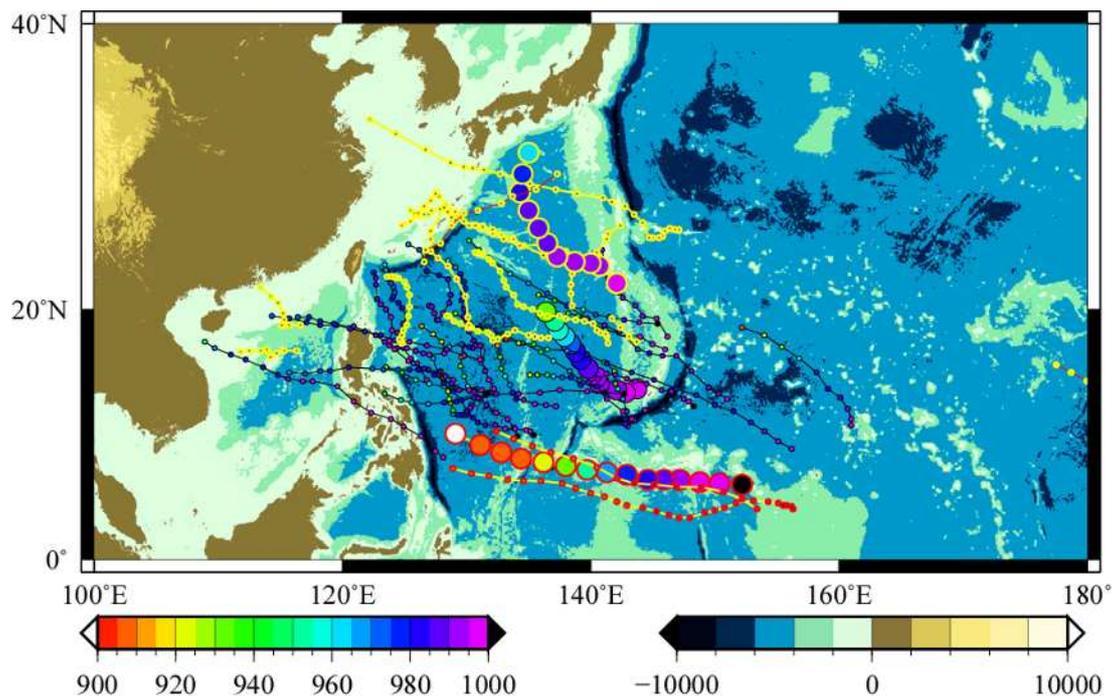
ここでは第 7.3.2 項で示した海洋貯熱量のしきい値を個々の台風に適用した事例について紹介する。2012 年から 2014 年までの 44 の台風を対象として、海洋貯熱量のしきい値の有効性について調査した。事例解析を実施するにあたり、海洋貯熱量とベストトラックデータの他に全球大気モデルにより予測された台風のデータ(tytrack)と予報課により作成される台風予報データ(yotc)を使用した。台風の解析時刻 5 日前のバイアス補正無、台風中心位置を基準とした緯経度 1.5° 平均半旬平均海洋貯熱量データを使用することから、本解析においても当該台風による海水温低下の効果は考慮されない。

第 7.3.1 項と同様に台風の発達を  $\Delta p_{ch} > 0$  と定義する。ただしここでは台風が最大強度（最低中心気圧）に達するまでの期間を台風発達期間とする。台風発達期間には台風発達だけでなく、中心気圧が変化しない時期や一時的に衰退する時期を含む。しかしながらベストトラックに示された台風は台風発達期間を過ぎた後は一時的に発達することはあっても、先に記録した最低中心気圧を超えることはなかった。一方で tytrack や yotc に記録されたデータについては、この台風発達期間を超えた後もその最大強度を凌ぐ強度を予測・予報することがある。このような状況を予測・予報における過発達と呼ぶ。一方で tytrack や yotc に記録されたデータは台風発達時に発達を示していない、もしくはその時の中心気圧の値よりも明らかに高い中心気圧を示すことがある。この時は予測・予報における未発達と呼ぶことにする。

第 7.3.3.1 表 2012-2014 年の台風発達期間における台風発達と台風直下での海洋貯熱量及びしきい値の関係  
太字は本節で扱う事例。

海洋貯熱量としきい値の関係	台風事例
海洋貯熱量が台風発達期間、常にしきい値より高い台風	T1224, <b>T1330</b> , T1422
海洋貯熱量が台風発達期間、はじめにしきい値より高く、発達するにつれて低くなる台風	T1209, T1213, T1216, T1217, T1219, T1223, T1307, T1311, T1312, T1315, T1319, T1323, T1324, T1325, <b>T1326</b> , T1327, T1328, T1329, T1408, T1409, T1410, T1411, T1415, T1418, T1419, T1420, T1421
海洋貯熱量が台風発達期間、常にしきい値より低い台風	T1207, T1208, T1210, T1211, T1214, T1215, T1218, T1221, T1222, T1317, <b>T1318</b> , T1321, T1412, T1413, T1414

2012 年から 2014 年までの 44 の台風を表 7.3.3.1 に示す。この 44 の台風を、台風発達期間における台風発達と台風直下での海洋貯熱量及びしきい値（第 7.3.2.1 図, Wada, 2015a, b）との関係から、3 つに分類した。なお個々の台風については T(西暦の下 2 桁) (台風番号) で示すこととする。以下、3 つの区分の特徴について、それぞれの区分に属する台風 (T1330, T1326, T1318) の事例解析結果を紹介する。



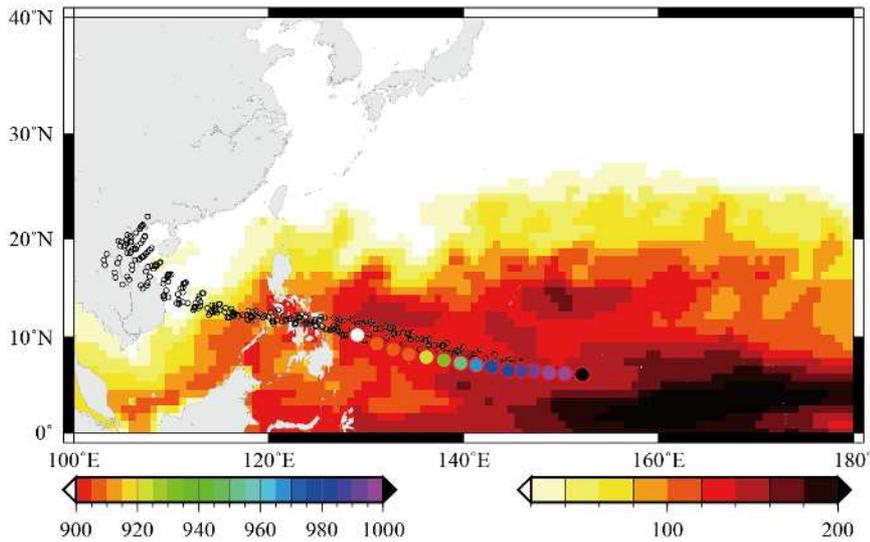
第 7.3.3.1 図 2012-2014 年の期間の台風 44 個の経路

黄色の縁取りをした大きい円は T1318、黒色の縁取りをした大きい円は T1326、赤色の縁取りをした大きい円は T1330 の経路をそれぞれ示す。円内の色は中心気圧の示度(hPa)を示す。地図の色は地形(m)を示す。

### 7.3.3.1 T1330

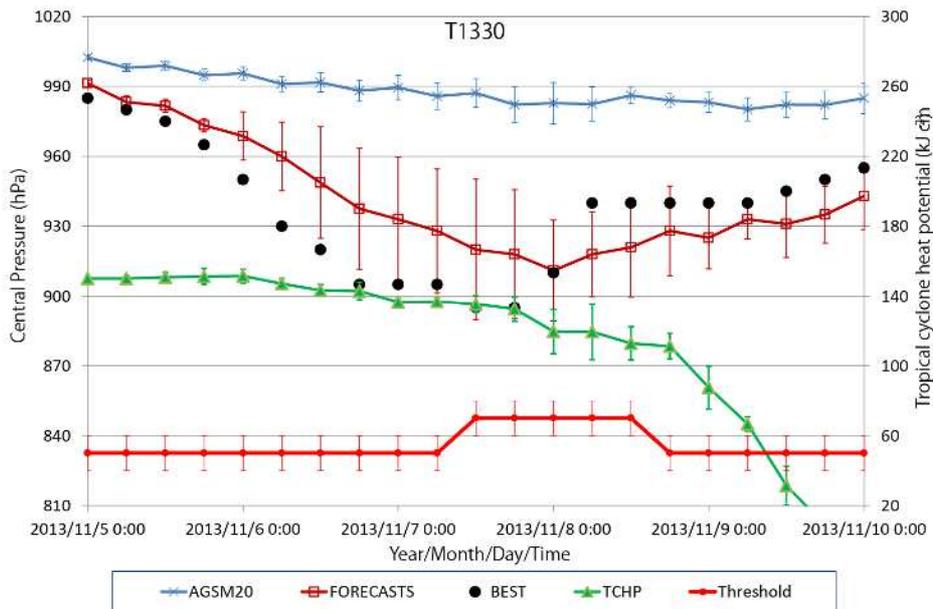
11月4日00UTCにトラック諸島近海(北緯6.1度、東経152.2度)で発生した台風第30号は西～西北西の方向へ移動した。11月5日18UTCから6日18UTCにかけて、1日に60hPaもの気圧降下とともに急発達した。その後台風は、7日12UTCから18UTCにかけて、最低中心気圧895hPa、最大風速125ノットに達した。7日2040UTCに勢力を保った状況でフィリピン島中部に位置するサマル島に上陸し、バナイ島、ヴィサヤ諸島を横断して、その後南シナ海へ抜けた。ギーワンに上陸した時の最大風速は $67\text{ms}^{-1}$ であった。台風発達期間、台風直下の海洋貯熱量は $100\text{kJ cm}^{-2}$ を超えていた(第7.3.3.1.1図)。

気象庁全球大気モデルは、進路についてはやや北側ではあったものの、速い移動速度で西進する様子を予測することができていた。しかしながら、この台風の急発達を予測することはできなかった(第7.3.3.1.2図)。強度予報に関しても、その強度変化はベストトラックの強度変化に追いついていなかった。台風直下の海洋貯熱量はしきい値よりはるかに高い値を推移した。この高い値が保った原因としては、移動速度が速かったため、海面水温が低下しにくく、高い海面水温が保たれたことが挙げられる(Lin et al. 2014)。従って海洋環境場の視点で見れば、速い移動速度は急発達及び900hPaを下回る中心気圧(895hPa)の実現に好都合であったといえる。一方で、台風の強化は海洋貯熱量がしきい値をはるかに超える状況において止まっていた(第7.3.3.1.2図)。これはT1224やT1422においても見られた特徴である。台風の大きさはT1224,T1330,T1422ともに小さく、成熟期においてはほぼリング状、同心円に近い構造が形成され、台風の眼の大きさはむしろ拡大傾向となっていた。



第 7.3.3.1.1 図 2013 年 11 月 3 日の半旬平均海洋貯熱量分布 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ )

大きい円は発達時期における台風経路を示し、円内の色は中心気圧の示度を示す (hPa)。小さい円は全球大気モデルの予測位置を示す。

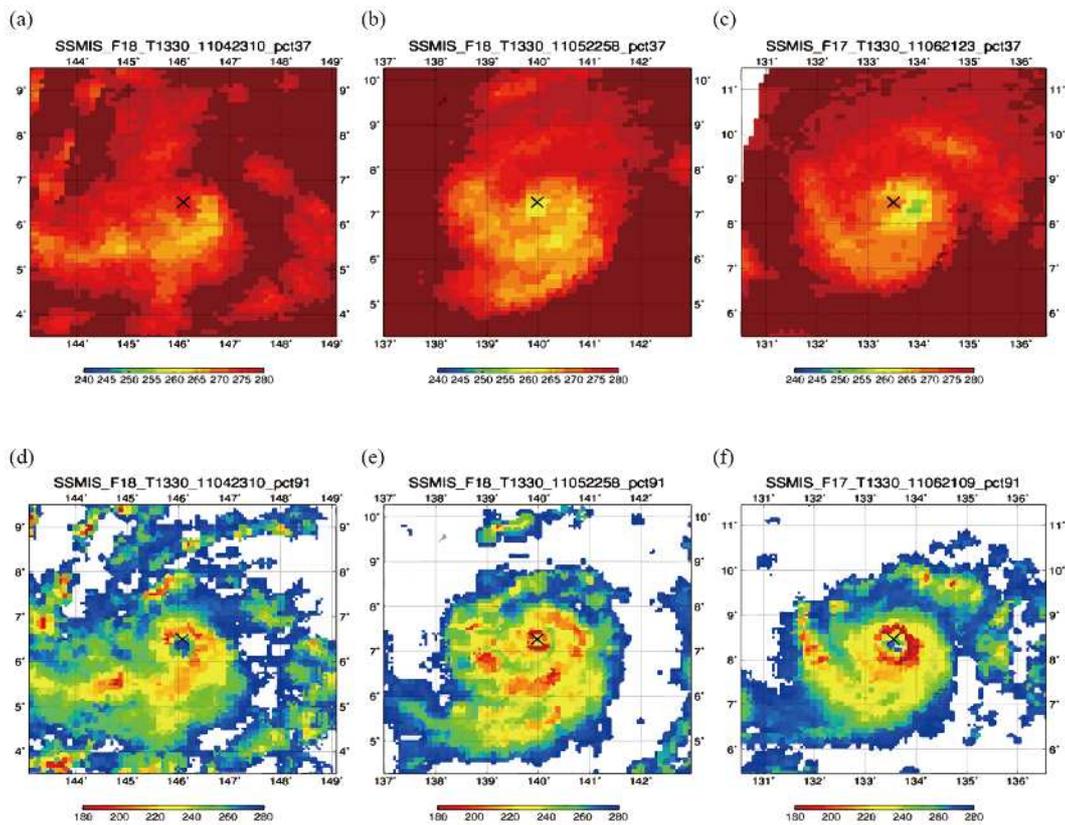


第 7.3.3.1.2 図 中心気圧と海洋貯熱量の時間変化

ベストトラック (BEST)、tytrack (AGSM20)、yotc (FORECASTS) による中心気圧の時系列図及び台風直下の海洋貯熱量 (TCHP) と TCHP のしきい値 (Threshold) の時系列図。ベストトラック以外は予測 (初期値、予測値とも 6 時間毎)・予報回数 (初期値は 6 時間毎、予報値は 12 もしくは 24 時間毎) に応じて平均及び標準偏差を計算している。

海洋貯熱量だけでなく、台風構造変化を併せてみることは、台風の実況監視及び予報にとって重要な作業である。SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz と 91GHz の PCT 分布図により台風発達期の構造変化を見る (第 7.3.3.1.3a-f 図)。37GHz 帯 PCT においては、台風中心付近での低温域がリング状に分布していると、台風は急速に強化する傾向にあることが報告されている (Kieper and Jiang, 2012)。また 91GHz の PCT は雲氷物質をとらえており、強い対流が生じたことを示すことから台風の強度を知る上で重要な手がかりとなる。

台風強化発達初期（11月4日2310UTC）において、37GHz分布図はSakuragi et al(2014)と同様の方法で推定された中心位置に対して南側で温度が低くなっている（第7.3.3.1.3a図）。一方で91GHz分布図（第7.3.3.1.3d図）においては北側で温度が低くなっている。また南側で対流活動が起こり、上昇流及び水平移流により北側へ運ばれ、進行方向前面（西北西側）で温度が低くなったことが推測される（第7.3.3.1.3d-f図）。対流による凝結加熱は温暖核の温度を高め、中心気圧の降下および台風の強化に貢献するものと考えられる。11月5日2256UTCの91GHzの画像では、こうした強化過程により台風の眼の壁雲は収縮した様子が確認できる（第7.3.3.1.3e図）。それでも37GHz分布図(第7.3.3.1.3b図)に見られる台風中心付近における低い温度分布から、さらなる強化が起こることが予想される(Kieper and Jiang, 2012)。11月6日2109UTCにおいては、37GHz分布図が非軸対称分布となり(第7.3.3.1.3c図)、また中心位置から東側で温度が低っている。このことに加えて91GHz分布図において台風の眼の大きさが拡大すると(第7.3.3.1.3f図)、台風は海洋貯熱量が高い海域上にあるとはいえ、中心気圧の降下を停止する。このような状況は台風が大気海洋環境場のもつ台風潜在強度に既に達してしまった状況とも考えることができる。

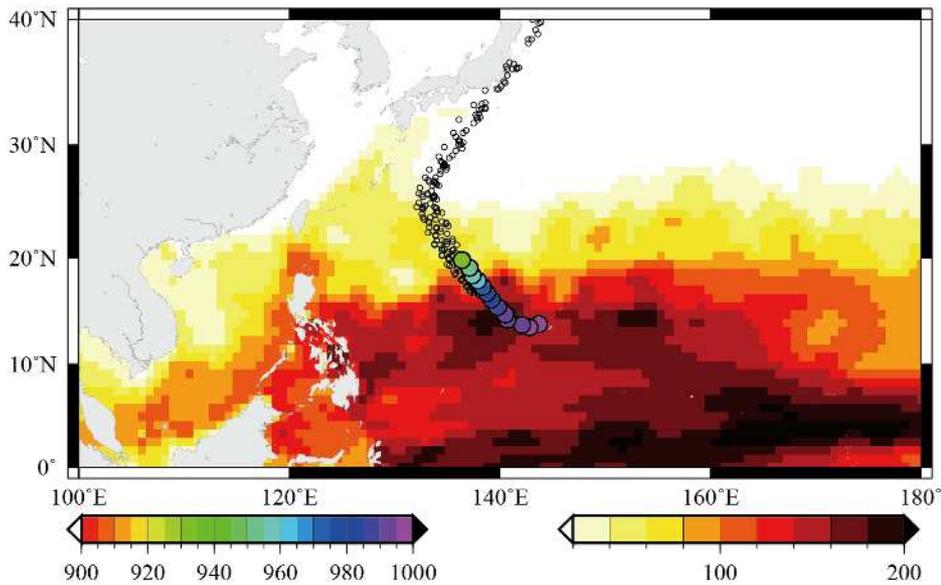


第7.3.3.1.3図 衛星マイクロ波画像

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された37GHzと91GHzのPCT分布図

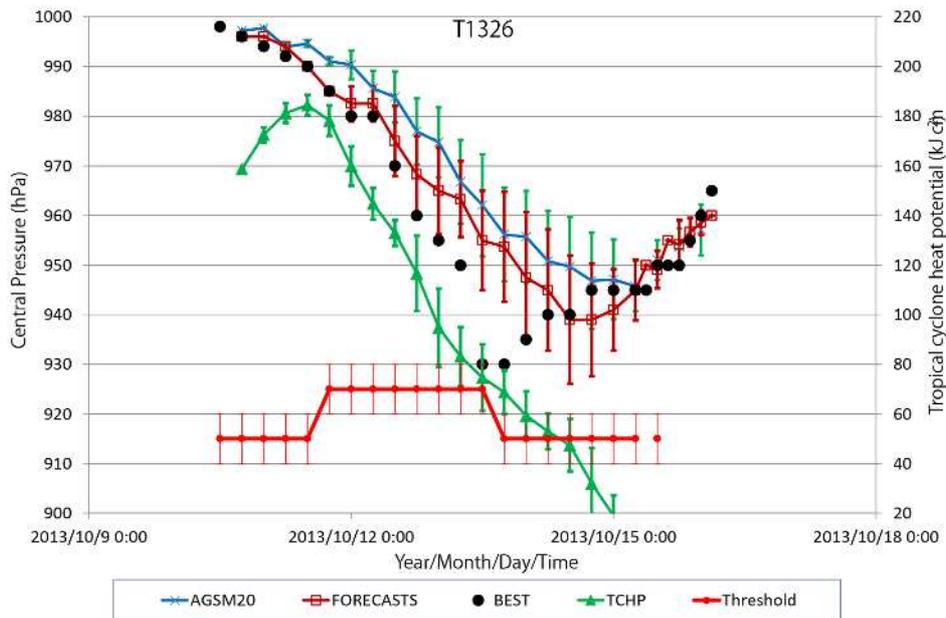
### 7.3.3.2 T1326

10月10日12UTCにマリアナ諸島付近(北緯13.8度、東経143.7度)、海洋貯熱量が比較的高い海域で発生した台風は北西に進みながら、台風直下の海洋貯熱量が $80\text{kJ cm}^{-2}$ を超える海域で発達し、北緯19.8度、東経136.4度で中心気圧930hPaに達した（第7.3.3.2.1図）。その後台風は勢力を保ったまま進路を東寄りに変え、速度を速めながら北上し、15日18UTCから21UTCにかけて伊豆諸島北部を通過した。この台風による大雨により、伊豆大島（東京都大島町）では土石流により甚大な被害が発生した。



第 7.3.3.2.1 図 2013 年 10 月 10 日の半月平均海洋貯熱量分布 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ )

大きい円は発達時期における台風経路を示し、円内の色は中心気圧の示度を示す (hPa)。小さい円は全球大気モデルの予測位置を示す。

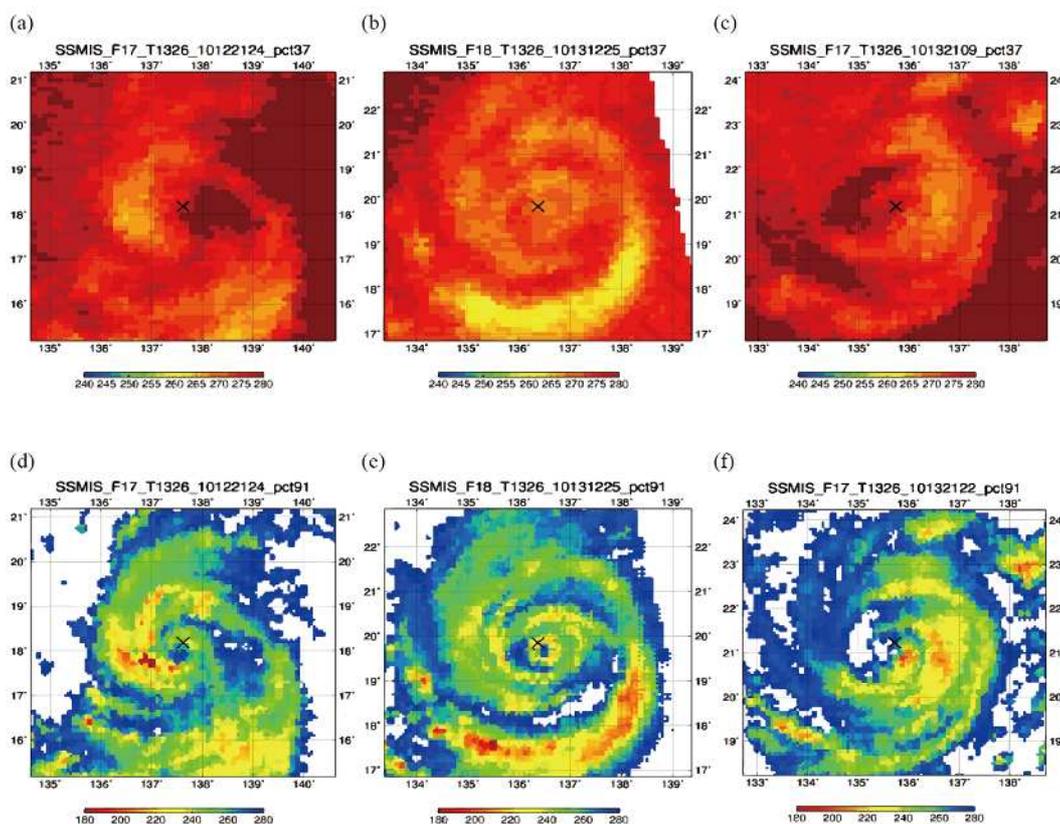


第 7.3.3.2.2 図 中心気圧と海洋貯熱量の時間変化

ベストトラック (BEST)、tytrack (AGSM20)、yotc (FORECASTS) による中心気圧の時系列図及び台風直下の海洋貯熱量 (TCHP) と TCHP のしきい値 (Threshold) の時系列図。ベストトラック以外は予測 (初期値、予測値とも 6 時間毎)・予報回数 (初期値は 6 時間毎、予報値は 12 もしくは 24 時間毎) に応じて平均及び標準偏差を計算している。

台風発生時において、台風直下の海洋貯熱量はしきい値よりもはるかに高い値であった (第 7.3.3.2.2 図)。海洋貯熱量は台風が北西方向に移動・強化するにつれて値は小さくなっており、最低中心気圧に達した時はしきい値の下限、もしくはそれを下回る値となっていた。台風の衰退期において海洋貯熱量はしきい値から低い値となっている。この台風の強度予測について、気象庁全球モデルは台風強化を表現できていな

い。また最低中心気圧もベストトラックの時間より遅れて（すなわち緯度としてはより高緯度に）表現している（第 7.3.3.2.2 図）。このモデル結果の特徴は台風強度予報にも表れている。すなわち海洋貯熱量がしきい値よりも低い状況でも台風は発達すると予報している。しかしながらこの台風が移動・強化した海域では海洋貯熱量のしきい値を下回らない海域であり、しきい値を下回った海域において、台風は発達期から成熟期に移行していた。同様の特徴はまた同じ区分に属する台風においても見られた。



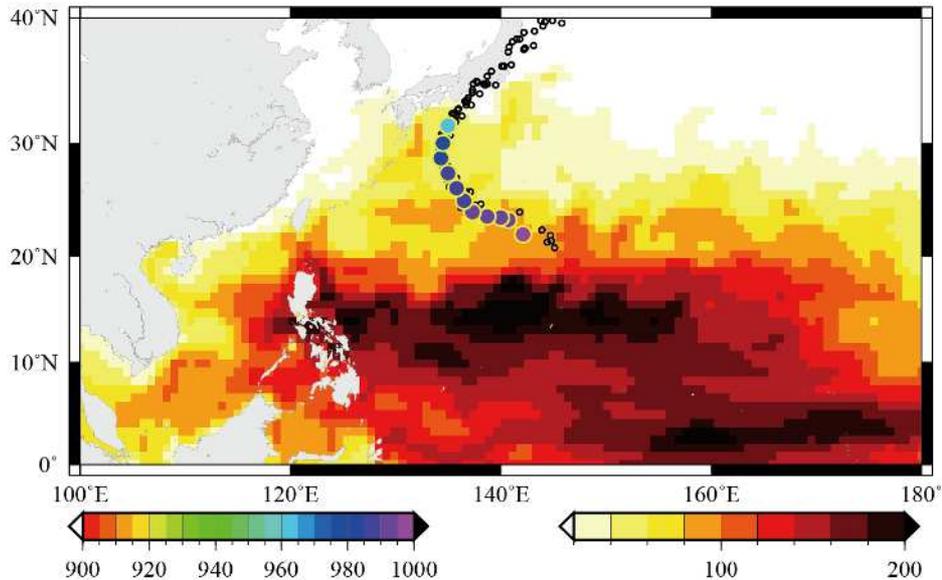
第 7.3.3.2.3 図 衛星マイクロ波画像

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz と 91GHz の PCT 分布図

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz PCT 分布図では、発達期初期（10 月 12 日 2124 UTC）において大きなリング状の低温域は見られるものの、台風中心西側において PCT は小さく非軸対称パターンとなっている（第 7.3.3.2.3a 図）。ある程度の強度に達した 10 月 13 日 1225 UTC では、台風中心付近で低温域がスパイラル上に分布しているものの、台風中心域で領域は小さいものの低温域が見られた（第 7.3.3.2.3b 図）。Kieper and Jiang(2012)の結果を考慮すると、この中心付近の低温域の出現から、台風はさらに強化することが予想される。10 月 13 日 2109 UTC、台風が成熟期を迎えたとき、台風中心付近での PCT の温度は高めとなり再び非軸対称構造となるものの、低温域は台風中心東側となる（第 7.3.3.2.3c 図）。91GHz PCT パターンは発達期において非軸対称構造（第 7.3.3.2.3d 図）であったものが、眼のサイズが小さい軸対称構造に近い分布（第 7.3.3.2.3e 図）へと変化し、その後非軸対称構造となる（第 7.3.3.2.3f 図）。非軸対称性に関して、37GHz PCT 分布図と 91GHz PCT 分布図は共通の特徴を示していることに注意されたい。ここでは海洋貯熱量が高い時には台風構造は非軸対称から軸対称構造へと変化し、海洋貯熱量が低く台風が最低気圧に達した後は非軸対称化が起こるという点が、台風の強度変化と海洋貯熱量を理解する 1 つのヒントとなる。

### 7.3.3.3 T1318

9月13日00UTCに小笠原諸島の近海(北緯22.0度、東経142.1度)で熱帯低気圧から台風へと昇格し、この台風はしばらく西寄りに進んだ。9月15日00UTCにおいて北緯28.7度、東経134.3度で980hPaであった台風は北よりに進路を変え、その後12時間で20hPaも中心気圧が降下し、960hPaとなった。15日21UTCまで中心気圧を維持した後、中心気圧965hPaとなって愛知県豊橋市付近に上陸した(第7.3.3.3.1図)。

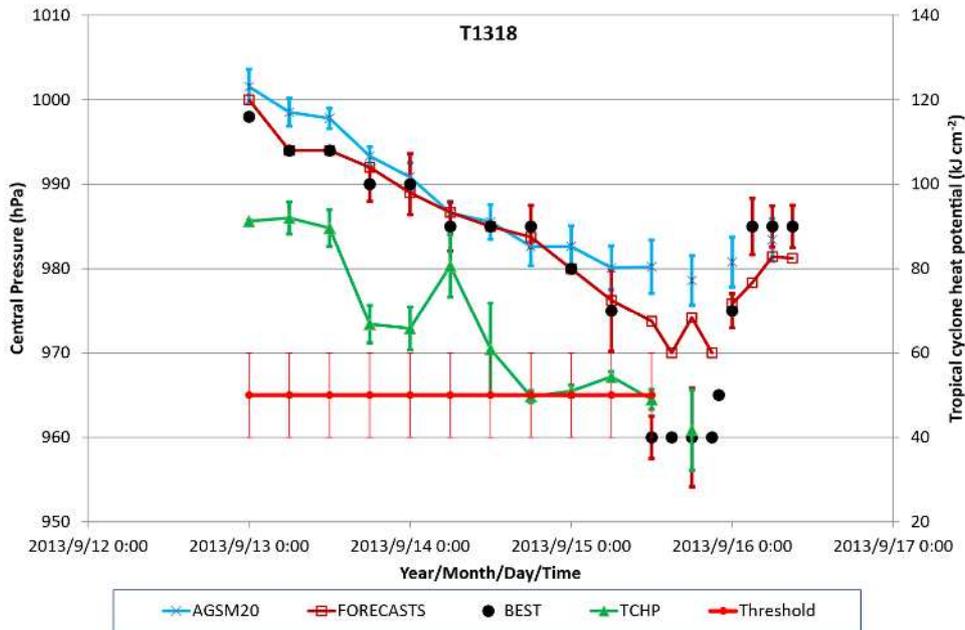


第7.3.3.3.1図 2013年9月10日の半月平均海洋貯熱量分布 ( $\text{kJ cm}^{-2}$ )

大きい円は発達時期における台風経路を示し、円内の色は中心気圧の示度を示す(hPa)。小さい円は全球大気モデルの予測位置を示す。

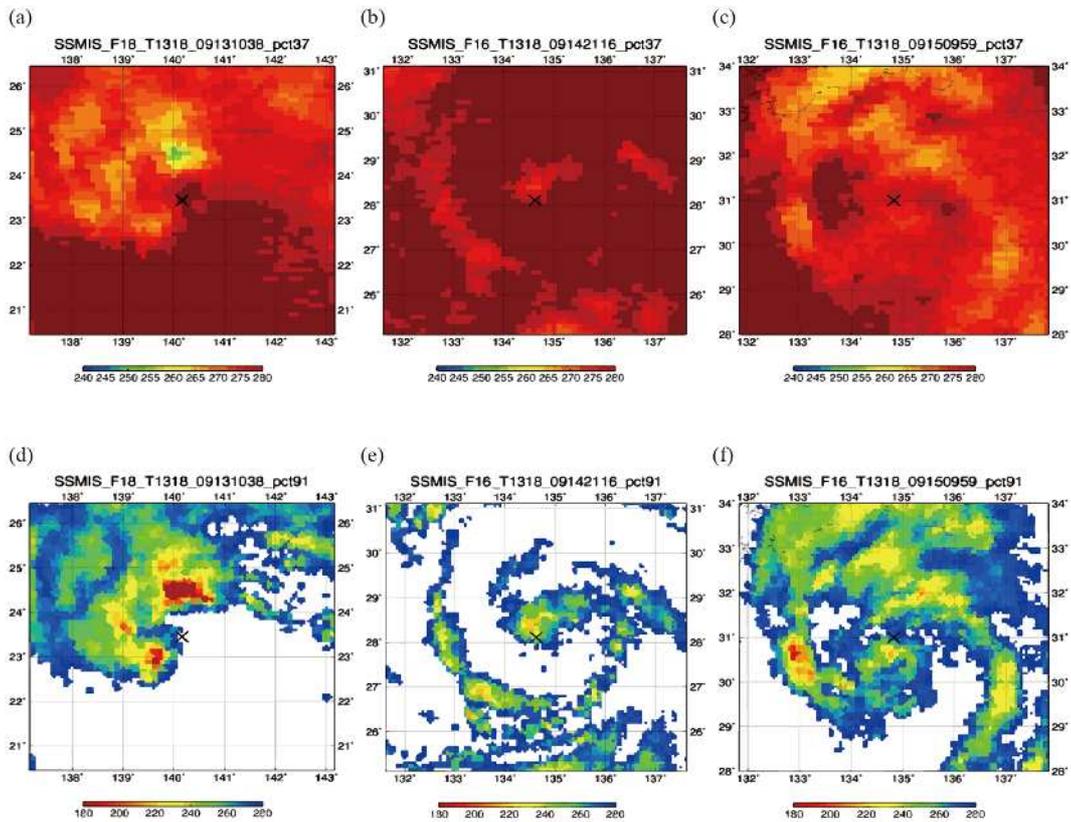
海洋貯熱量は発生当初はしきい値より高かったものの、発達時期においてしきい値を下回るようになった(第7.3.3.3.2図)。それでも台風はむしろ急発達をし、その強度を維持した状態で日本に上陸した。このようにしきい値を下回る海洋貯熱量場において発達する台風事例は、比較的中緯度に多い。この発達プロセスについては台風直下の海面水温、海洋貯熱量の値よりはむしろ周囲の海洋環境場が台風の発達に影響を与えている可能性がある。Wada(2015c)は非静力学大気波浪海洋結合モデルと2011年及び2013年9月の海洋場を初期値としたT1318に関する数値シミュレーションを実施し、2011年台風第12号通過後に形成された海水温低下域が残っている2011年9月の海洋初期値を用いた数値シミュレーションでは、T1318のような台風発達を再現することができず、また近畿北部の豪雨も再現できないことを示している。

全球大気モデルでは、12時間で20hPaもの急降下を表現することはできなかった。強度予報においても同様の傾向が見られた(第7.3.3.3.2図)。しかしながら強度変化の予報という観点でみると、定性的にはよく合っているという結果となった。比較的緯度が高いところで発達する台風を予報するにあたっては、台風直下の海面水温や海洋貯熱量を参考にするよりは、むしろ広域の海洋環境場を参考にすべきである。



第 7.3.3.3.2 図 中心気圧と海洋貯熱量の時間変化

ベストトラック (BEST)、tytrack (AGSM20)、yotc (FORECASTS) による中心気圧の時系列図及び台風直下の海洋貯熱量 (TCHP) と TCHP のしきい値 (Threshold) の時系列図。ベストトラック以外は予測 (初期値、予測値とも 6 時間毎)・予報回数 (初期値は 6 時間毎、予報値は 12 もしくは 24 時間毎) に応じて平均及び標準偏差を計算している。



第 7.3.3.3.3 図 衛星マイクロ波画像

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHz と 91GHz の PCT 分布図

SSMIS マイクロ波放射計のデータから計算された 37GHzPCT 分布図では、発達期初期（9月13日1038UTC）において北西象限の温度が低くなっており、明瞭な非軸対称構造となっている（第7.3.3.3a図）。降水帯はシールド状になっており（図示せず）、温帯低気圧への移行時期における典型的な分布であった。9月14日2116UTCでは、37GHzPCT 分布図にて台風中心付近において低温域が形成されている様子が見られ（第7.3.3.3b図）、これが後の急発達へとつながったと考えられる。9月15日0959UTCにおいては、台風は成熟期となっており、37GHzPCT 分布図では台風中心付近は低温域となっているものの、台風中心北側ではより低い低温域がスパイラル状に分布している（第7.3.3.3c図）。この台風においても非軸対称性に関してはT1326と同様、37GHzPCT 分布図と91GHzPCT 分布図は共通の特徴を示していること（第7.3.3.3d-f図）に注意されたい。91GHzPCT 分布図では、発達期初期（9月13日1038UTC）で37GHzPCT 分布図と同様、北西象限の温度が低いという明瞭な非軸対称構造を示している（第7.3.3.3d図）。9月14日2116UTCにて台風中心付近において低温域が形成されている様子もまた37GHzPCT 分布図と同様である（第7.3.3.3e図）。91GHzPCT 分布図と37GHzPCT 分布図の違いが表れるのは9月15日0959UTCであり、台風中心付近での低温域は91GHzPCT 分布図の方がより明瞭である（第7.3.3.3f図）。この中心付近での低温域は対流バースト（Wada, 2015c）により形成されたと考えられる。Wada(2015c)は、この対流バーストは海洋貯熱量が高いという海洋環境場により生じたことを数値シミュレーション研究により示している。

## 参考文献

- Akima, H., 1970: A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *J. Assoc. Comp. Mach.*, **17**, 589 - 602.
- DeMaria, M, C. R. Sampson, J. A. Knaff and K. D. Musgrave, 2014: Is tropical cyclone intensity guidance improving? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 387-398. doi:10.1175/BAMS-D-12-00240.1.
- Emanuel, K. A. 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. 1, Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1763-1775.
- 石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 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**, S1-S16.
- Kieper, M. and H. Jiang, 2012: Predicting tropical cyclone rapid intensification using the 37GHz ring pattern identified from passive microwave measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L13804, doi:10.1029/2012GL052115.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Leipper D and D. Volgenau, 1972: Upper ocean heat content of the Gulf of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 218-224.
- Lin, I.-I., I.-F. Pun and C.-C. Lien 2014: "Category-6" supertyphoon Haiyan in global warming hiatus: Contribution from subsurface ocean warming, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 8547-8553, doi:10.1002/2014GL061281.
- Palmén, E. H., 1948: On the formation and structure of tropical cyclones. *Geophysica*, **3**, 26-38.
- 佐伯理郎, 2001: Argo(アルゴ)計画. *測候時報*, **68**, S149-S153.

- Sakuragi, T., S. Hoshino and N. Kitabatake, 2014: Development and Verification of a Tropical Cyclone Intensity Estimation Method Reflecting the Variety of TRMM/TMI Brightness Temperature Distribution. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No. 15.
- Scharroo, R., W. H. F. Smith and J. L. Lillibridge, 2005: Satellite altimetry and the intensification of Hurricane Katrina. EOS Trans. AGU, **86**, 366.
- Scharroo, R., 2006: Reply to comment on “Satellite altimetry and the intensification of Hurricane Katrina.” EOS Trans. AGU, **87**, 90.
- Sun, D., R. Gautam, G. Cervone and M. Kafatos, 2006: Comment on “Satellite altimetry and the intensification of Hurricane Katrina.” EOS Trans. AGU, **87**, 89-90.
- UNESCO, 1981: Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Technical Papers in Marine Sci. **36**. UNESCO, Paris.
- Wada, A. and N. Usui, 2007: Importance of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity and intensification in the western North Pacific. J. Oceanogr., **63**, 427-447.
- 和田 章義, 2013: 台風と海洋, 台風研究の最前線(上), 気象研究ノート, **226**, 149-189.
- Wada, A., 2015a: Utilization of tropical cyclone heat potential for improving tropical cyclone intensity forecasts. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No. 17.
- Wada, A., 2015b: Verification of tropical cyclone heat potential for tropical cyclone intensity forecasting in the Western North Pacific. J. Oceanogr., **71**, 373-387.
- Wada, A., 2015c: Unusually rapid intensification of Typhoon Man-yi in 2013 under preexisting warm-water conditions near the Kuroshio front south of Japan. J. Oceanogr., **71**, 597-622.

#### 略語表

略語	完全形	意味
MOVE	Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation	気象研究所海洋データ同化システム
MRI.COM	Meteorological Research Institute Community Ocean Model	気象研究所共用海洋モデル
PCT	Polarization Corrected Temperature	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
RSMC	Regional Specialized Meteorological Center	特定地域の日々の気象や台風など特定の気象現象について解析・予報するための資料を作成し、各国に配信する地域中枢。北西太平洋の熱帯擾乱については、気象庁予報部予報課アジア太平洋気象防災センターが RSMC Tokyo としての役割を担う。
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder	DMSP16 号以降搭載されている SSM/I に探査計用チャンネルを追加したマイクロ波放射計。
TCHP	Tropical Cyclone Heat Potential	海水温 26 を超える海水がもつ熱容量 (J/cm <sup>2</sup> )。