

# 台風強度・構造変化における台風海洋相互作用の役割 Roles of Tropical Cyclone-ocean Interactions in Changes in the Intensity and Structure

和田章義  
Akiyoshi WADA

Studies on tropical cyclone (TC)-ocean interactions have usually addresses decreases in sea surface temperature by passage of TCs and the effects on TCs. This study also addresses the effect of changes in sea surface temperature on atmospheric environments that affect TCs. Case studies on TCs in 2018 were conducted by using the results of numerical simulation by a nonhydrostatic atmosphere model and an atmosphere-wave ocean coupled model. The intensity change of simulated Typhoon Trami (2018) was affected by decreases in sea surface temperature and tropical cyclone heat potential although the impact of the simulated track was not significant. The track of simulated Typhoon Jongdari (2018) was influenced by upper tropospheric cold low affected by changes in atmospheric environments caused by ocean coupling. However, the difference in atmospheric initial conditions more strongly affected the track simulations and simulated structural changes.

## 1. はじめに

一般によく知られる成熟期の台風は雲域で見ると円環状であり、軸対称構造をもつ。動径-高さ面に軸平均した2次元構造を見ると、海面から高度1kmまでの境界層で台風中心に向かう流れ、中心から数十km離れた場所、眼の壁雲域での上昇流、高度12km付近において、台風中心から離れる流れ、という“2次循環”が特徴となる。台風の最大風速は主に接線風速(“1次循環”)により決まるものの、台風と海洋の相互作用を考える上では2次循環、とくに境界層における暖かく湿った大気の流れと大気・海洋間の運動量・乱流熱フラックスの交換が重要となる。この2次元軸対称構造は発生から温帯低気圧までの台風のライフサイクルの中でのあらゆる構造変化に対応しているわけではなく、対流圏上層及び下層で周囲の大気と比較して気温が高い(暖気核)もしくは低い(寒気核)かによって、熱帯低気圧、温帯低気圧とそのハイブリッド低気圧に分類される(Hart 2003)。

台風域における大気と海洋の相互作用と台風海洋相互作用と呼ぶことにする。台風海洋相互作用の鍵は海面水温であり、台風域の風、気温、比湿や海洋表層における混合層や水温躍層が台風通過時の海面水温変動に影響を与える。台風域の風、

気温、比湿が海洋に影響を与える時空間スケールを考える上で、台風の移動速度や大きさも重要となってくる。

台風域の海面水温変動に関して、大気海洋間の乱流熱フラックスや短波・長波放射が与える影響は1割程度とされている(Price 1981)。台風域においては強い海上風による応力が、移動速度が3m/sより遅いときは発散流、速いときは近慣性流を励起し、強い海面付近の流れはまた乱流混合を海洋表層に生じさせる。移動速度が遅い場合、発散流は海洋内部において湧昇流を駆動し、冷たい海水がより効果的に海洋表層に運ばれることとなる(Price 1981; Wada 2002)。

従来の台風海洋相互作用は、台風によって形成された海面水温低下域とこの海面水温低下域が台風に与える影響という観点で多くの研究がなされてきた。世界においては全球大気海洋結合モデルが気象予測に用いられつつある(Chen et al. 2019; Mogensen et al. 2017)。気象予測、とりわけ台風の不確実性を考える上で海面水温初期値の不確実性、さらに海洋場の不確実性との関係を理解する必要がある。これは従来の台風海洋相互作用研究において海洋の不確実性という新しい概念を加えるという意味で学術的意義をもつ。また海面水温は傾

---

\*1 気象庁 気象研究所 awada@mri-jma.go.jp  
Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

域全域に影響を与えることを考えると、大気海洋相互作用による大気環境場の変化は台風予測に間接的に影響を及ぼすことも考えられる。この視点に関しては筆者の知る限り、これまであまり着目されてこなかったものである。

本報告では、このような背景を踏まえ、以下の2点について、領域非静力学大気波浪海洋結合モデルシミュレーション結果を用いた解析結果を紹介する。

- ・海洋場の不確実性が相互作用を通じて、台風に与える影響（2018年台風第24号）
- ・相互作用が総観場の変動を通じて台風に与える影響（2018年台風第12号）

## 2. 大気波浪海洋結合モデルと実験設定

大気波浪海洋結合モデル(CPL)は気象研究所で開発されたもの(Wada et al. 2010, Wada 2015, Wada and Oyama 2018, Wada et al. 2018)を使用した。結合モデルは非静力学大気モデル(NHM: Saito, 2012)、海洋層モデル(Bender et al. 1993)及び第3世代波浪モデル(Wada et al. 2010)で構築される。

2018年台風第24号(Trami)の数値シミュレーションで使用したモデルの水平分解能は2km、計算領域は2280km×3120km、領域の中心位置は24°N、130°Eである。また2018年台風第12号(Jongdari)の数値シミュレーションで使用したモデルの水平分解能は3kmであるものの、計算領域は2760km×2760km、領域の中心位置は30°N、140°Eである。2つの台風シミュレーションにおいて垂直層数はどちらも55、モデル上端の高さは約27kmとした。

Tramiの数値シミュレーションの初期時刻について、本報告書では2018年9月23日00UTCの結果を紹介する。積分時間は180時間である。Jongdariの数値シミュレーションに関しては初期時刻に関するアンサンブルシミュレーションを実施した。初期時刻は2018年7月25日12UTCから7月28日12UTCまで6時間毎であり、アンサンブルメンバー数は13となる。どのメンバーにおいても積分時間は144時間である。

大気初期条件及び境界条件は6時間毎の気象庁全球大気客観解析データ(水平解像度約20km)から作成した。海洋初期条件は気象庁で現業運用している水平解像度0.5度の気象研究所北太平洋海洋データ同化システム(Usui et al., 2017: NP05)及

びTramiについては水平解像度10km気象庁日本沿岸海況予測システム(Hirose et al. 2019: NP01)による日別海洋解析データも用いて作成した。数値シミュレーション結果の検証には気象庁ベストトラックを使用した

(<https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html>)。

## 3. 結果

### 3.1 2018年台風第24号

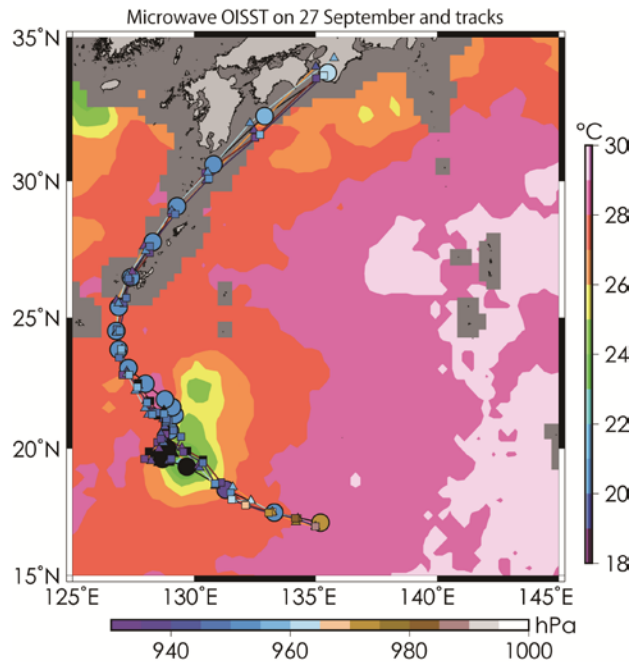


図1 9月27日の日別海面水温分布、Tramiの気象庁ベストトラック(大きい○)及び数値シミュレーションにより得られたTramiのトラックを示す。△はNP05、□はNP01を用いた実験結果であり、線の色が暖色系はNHM、寒色系はCPLの結果を示す。

2018年9月にマリアナ諸島の西、北緯15.0度、東経143.7度で21日06UTCに台風となった2018年台風第24号(Trami)は西北西進しながら発達し、24日18UTCに北緯19.6度、東経129.1度において中心気圧915hPa、最大風速105ノットに達した。数値シミュレーションの初期時刻23日00UTCは西北西進しつつ発達している状況下であり、中心気圧は970hPa、最大風速は70ノットであった。Tramiはその後北緯20度、東経129度付近で停滞し、その海域では海面水温は低下した(図1)。また9月25日06UTC~26日00UTCの期間、中心気圧と最大風速がそれぞれ915hPaから950hPa、105ノットから85ノットへと急衰弱した。

その後 30 日 03UTC まで、進路を北西から北東に変更した後も強度を維持した点で非常に珍しい台風となった。

図 1 ではまた海面水温初期値や海洋結合の有無に関係なく、数値シミュレーション結果は Trami の移動経路、特に北緯 20 度、東経 129 度付近の停滞を現実的に再現していたことを示す。言い換えれば海面水温場及び海洋結合プロセスは Trami の移動にほとんど影響を与えていなかった。

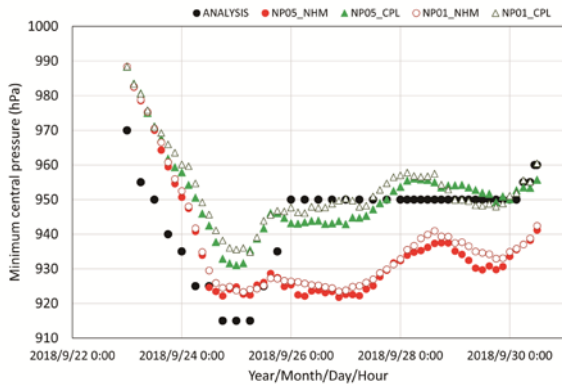


図 2 気象庁ベストトラック (Analysis) 及び数値シミュレーションにより得られた中心気圧の時間変化。NP01,NP05,NHM,CPL については文中を参照のこと。

図 2 に Trami の強度変化について、気象庁ベストトラックと数値シミュレーション結果の比較を示す。NP01\_NHM と NP05\_NHM の結果の違いは海面水温データの内挿する解像度の違いに起因する。一方で NP01\_CPL と NP05\_CPL の結果の違いは海洋初期値の違いによる海洋結合によって生じた海洋場の変化が台風に与えた影響を含む。つまり、この結果は海洋表層の成層が台風に対する海洋応答を通じて台風強度予測に影響を与えることを示唆する。

図 3 に北緯 15~25 度、東経 125~135 度における 9 月 27 日の熱容量分布を NP05,NP01 それぞれについて示す。この熱容量は海水温 26°C以上の海水の熱量を計算したもので、Tropical Cyclone Heat Potential (TCHP) と呼ばれる (Leipper 1972; Wada and Usui 2007)。北緯 20 度、東経 129 度付近に着目すると NP05 はその西側にある暖水域の東への張り出しの影響を受け、比較的 TCHP が高い。一方で NP01 における TCHP 分布をみると、この海域における TCHP は周囲に比べて低くなっている。両者の差は 10~20kJ/cm<sup>2</sup>であるものの、海外の海洋解析データから計算された TCHP の値を比較す

ると、領域の差は多少異なるものの、領域最大と最小の差は数十 kJ/cm<sup>2</sup>にも達する (Wada 2021)。

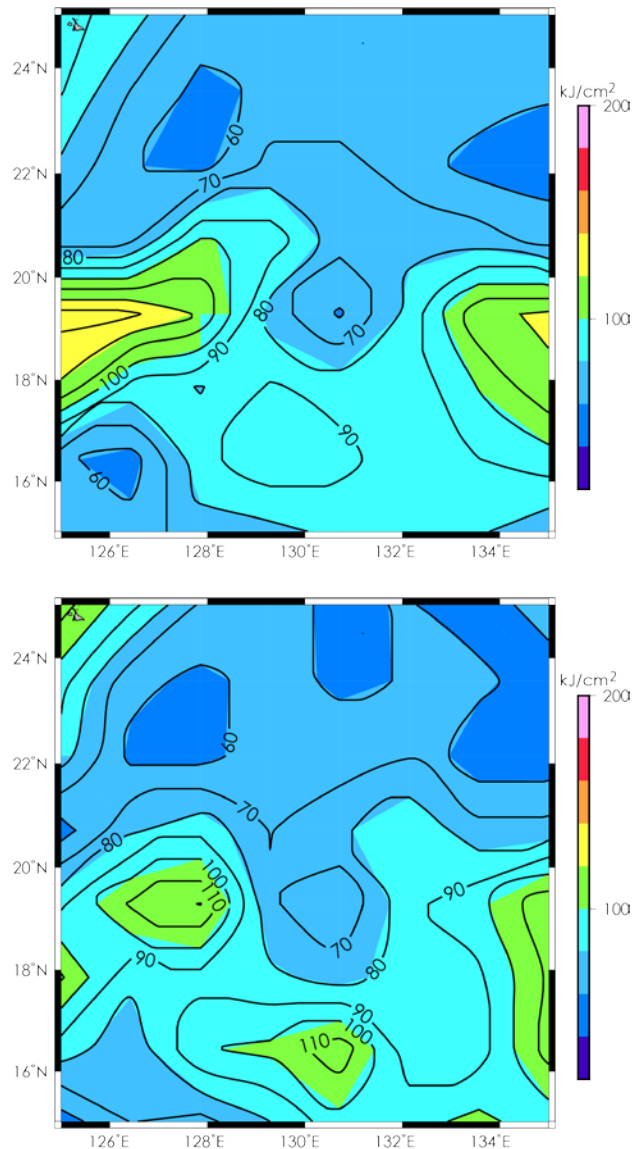


図 3 9 月 23 日における TCHP 分布。上図は NP05、下図は NP01 の結果。

気象庁ベストトラックと NP01,NP05 を用いた台風中心位置における TCHP との関係を図 4 に示す。台風が急速に発達しはじめる時、NP01 の TCHP は局所的に高くなっている。また台風が成熟期 (中心気圧 915hPa) となり、その後衰退する時期においては逆に NP05 の TCHP が NP01 のものより高い。9 月 30 日以降はどちらの TCHP も値は 0 となる。この結果は図 2 において、NP05 から作成された海洋初期値を使用した数値シミュレーション結果において、気象庁ベストトラックの中心気圧が 950hPa を維持した時期においても、中心気圧を深めた結果と整合する。実際に NP01

の場合は台風の再発達傾向は見られない。このように Trami の事例においては海洋環境場及び海洋結合が台風強度予測に大きな影響を与えていた。

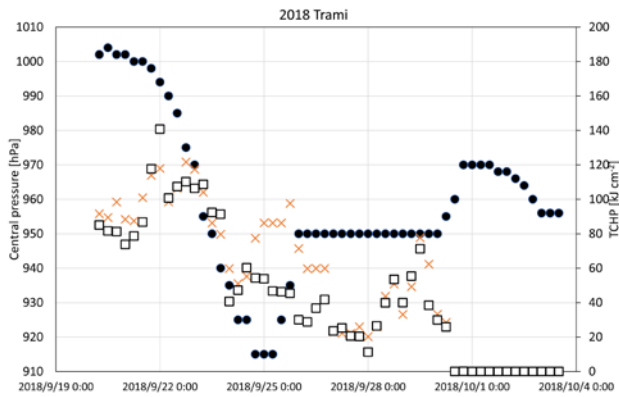


図4 気象庁ベストトラックの中心気圧と TCHP の関係。□は NP01、×は NP05 の値を示す。

### 3.2 2018 年台風第 12 号

2018 年 7 月 24 日 12UTC に日本の南海上、北緯 19.7 度、東経 139.7 度で台風となった台風第 12 号 (Jongdari) は日本の南海上を反時計回りに移動する特異な経路をたどりつつ、27 日 00UTC に中心気圧 960hPa、最大風速 75 ノットに達した。その後 28 日 16UTC に中心気圧 970hPa、最大風速 65 ノットと比較的強い勢力を保った状況で三重県伊勢市に上陸した。上陸後台風は西進し、瀬戸内海へ抜けた後に福岡県豊前市に再上陸し、九州を南下した。その後九州南方海域及び東シナ海を反時計回りの経路で移動し、東シナ海を西進した。

図 5 に気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55: Kobayashi et al 2015) から 2.5 度緯度経度格子に平滑化して計算された 300hPa 高度における渦位分布及び気象庁ベストトラックによる Jongdari の位置を示す。25 日 12UTC に日本の東海上に寒冷渦があり、27 日 12UTC には紀伊半島の南へと南西進し、29 日 12UTC には四国の南に移動した。31 日 12UTC には東シナ海で高渦位域は見られるものの、29 日以降の高渦位の値は小さくなっている。Jongdari はこの寒冷渦の周囲に沿って移動している様子がわかるものの、31 日 12UTC において高渦位域は台風の西側に存在しており、寒冷渦と台風の移動の関係は明瞭ではない。

図 6 は Jongdari の中心気圧の時間変化を示す。7 月 25 日 12UTC 初期値の NHM によるシミュレーション結果は気象庁ベストトラックと比較して過大に発達させる傾向にあり、これが CPL では過少傾向となる。アンサンブル平均でも CPL の結果は

中心気圧を高くする傾向にある。7 月 29 日以降、アンサンブル平均中心気圧は気象庁ベストトラック中心気圧と比べて値が小さく、台風を過大に発達させていることがわかる。7 月 25 日初期値における中心気圧は NHM, CPL とともにアンサンブル平均と比べて、気象庁ベストトラックに近い値となっている。

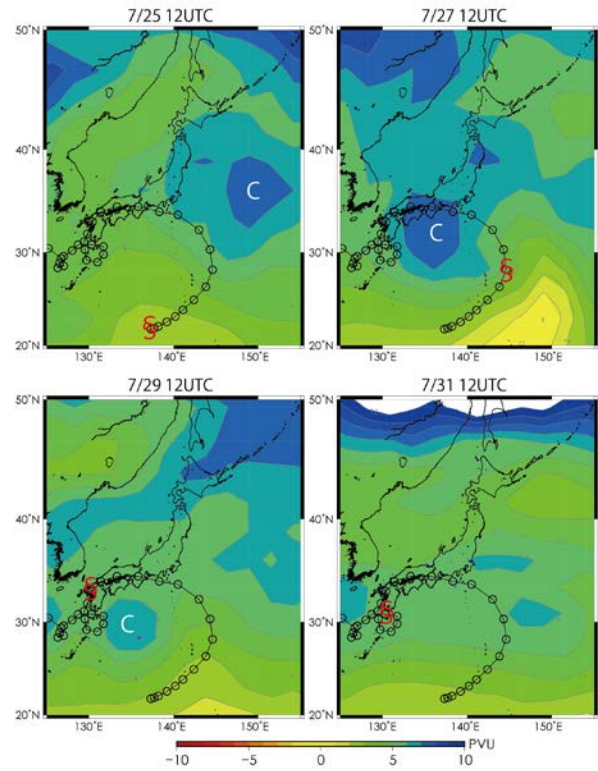


図5 気象庁ベストトラックによる Jongdari のトラック及び 300hPa 高度における渦位分布。\$ は同時刻の台風の位置、C は寒冷渦の位置を示す。

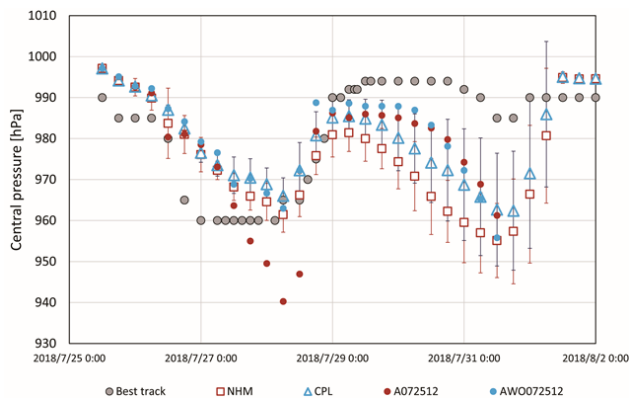


図6 気象庁ベストトラック (Best track) による Jongdari の中心気圧の時間変化とアンサンブル平均中心気圧及び標準偏差。図の赤丸は 7 月 25 日 12UTC を初期値とした NHM (赤丸)、CPL (青丸) のシミュレーション結果。

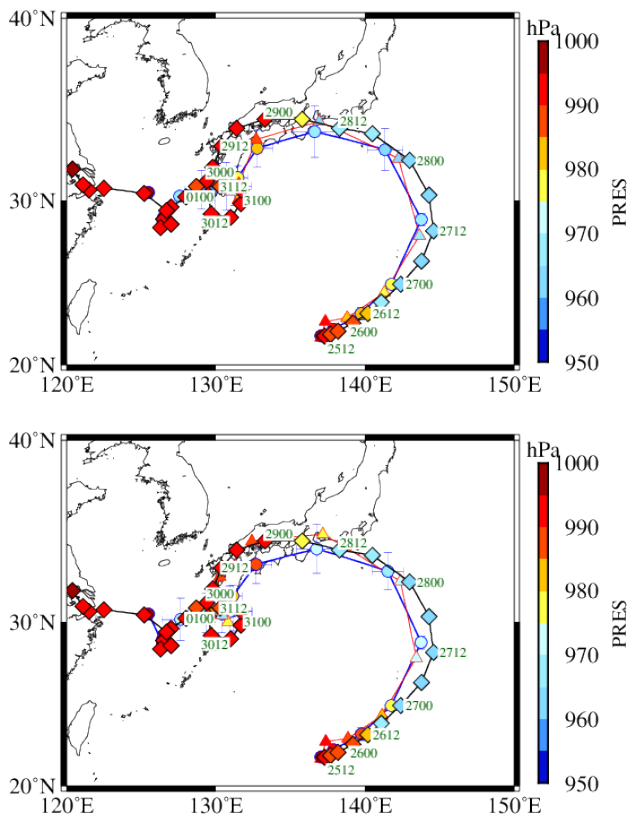


図7 Jongdari の経路。気象庁ベストトラック（黒線及び○）、アンサンブル平均及び緯度経度標準偏差（青線及び◇）及び7月25日12UTC初期値でのシミュレーション結果（赤線及び△）。上図はNHM、下図はCPLの結果を示す。図中の数字 ddhh は日 (dd) 及び時刻 (hh: UTC)。記号内の色は中心気圧を示す。

図7にJongdariの気象庁ベストトラック経路、アンサンブル平均及び7月25日12UTC初期時刻のシミュレーション結果を示す。台風経路に関してはTramiの時と同様、海洋結合による違いは小さい。しかしながら九州南方における反時計回りの経路においては海洋結合による差が見られた。この海洋結合による経路の違いと比較して、シミュレーション初期時刻の違いがJongdariの経路に与える影響は大きい。特に大気初期場はJongdariの経路シミュレーションの精度に重要であった。

図8にNHM及びCPLのアンサンブルシミュレーション結果を低気圧移動空間解析(Hart 2003)した結果を示す。各パラメータのアンサンブル平均及び標準偏差を6時間毎に示している。ここで、移動方向における気温差を示すパラメータとして、

$$B = h \left( \overline{Z_{600hPa} - Z_{925hPa}} \Big|_R - \overline{Z_{600hPa} - Z_{925hPa}} \Big|_L \right)$$

対流圏下層の温度風に関連するパラメータとして、

$$-V_T^L = \frac{\delta(\Delta Z)}{\delta \ln P} \Big|_{925hPa}^{600hPa} = \frac{(\Delta Z)_{600hPa} - (\Delta Z)_{925hPa}}{\ln P_{600hPa} - \ln P_{925hPa}}$$

とする。

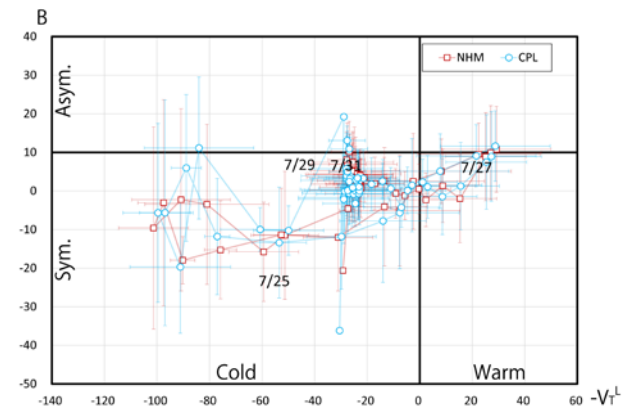


図8 NHM及びCPLシミュレーション結果を用いた低気圧位相空間図。Sym.は対称、Asym.は非対称、Coldは寒気核構造、Warmは暖気核構造を示す。図中の数字は日付を示す。

図8の結果から、海洋結合の効果はパラメータB、台風構造の対称性に効くのに対し、初期時刻の違いによるばらつきは海洋結合の効果を凌ぐことがわかる。実際にJongdariは寒気核構造から暖気核構造へ遷移した後、再び寒気核構造へと変質し、非対称性に関してはほとんど現れなかった。後者に関しては気象庁全球解析データによる解析結果と整合する(図省略)。数値シミュレーション結果は対流圏下層の温度風に関連するパラメータを大きく見積もる傾向にあるものの、これは水平解像度の違い(シミュレーション3kmと客観解析20km)が解析結果に影響を与えている可能性がある。

#### 4. まとめ

台風海洋相互作用に関して、ここでは

- ・海洋場の不確実性が大気海洋相互作用を通じて、台風に与える影響
- ・大気海洋相互作用が総観場の変動を通じて台風に与える影響

と2つに整理し、それぞれについて台風事例を選定し、非静力学大気モデルと大気波浪海洋結合モデルによる数値シミュレーションを実施した。

①海洋初期値が2018年台風第24号の強度シミュレーションに不確実性をもたらす。海洋解析値の精度向上は台風予測にとって重要である。

②大気初期値が2018年台風第12号のシミュレーションに不確実性をもたらす。海洋結合は台風の非軸対称化に寄与している可能性。また海洋結合による大気環境場への影響を考慮する必要がある。

#### 謝 辞

本研究は科学研究費助成事業 JP18H03737, JP18K03747, JP19H01973, JP19H05696 の支援を受けています。

#### 参 考 文 献

- Bender M. A., I. Ginis, and Y. Kurihara, 1993. Numerical simulations of tropical cyclone–ocean interaction with a high–resolution coupled model. *J. Geophys. Res.*, 98, 23245–23263.
- Chen, J.-H., S.-J. Lin, L. Magnusson, M. Bender, X. Chen, and L. Zhou, et al. (2019). Advancements in hurricane prediction with NOAA's next - generation forecast system. *Geo. Res. Lett.*, 46, 4495–4501. <https://doi.org/10.1029/2019GL082410>.
- Hart, R. E., 2003. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 585–616.
- Hirose, N., N. Usui, K. Sakamoto, H. Tsujino, G. Yamanaka, and H. Nakano et al., 2019. Development of a new operational system for monitoring and forecasting coastal and open-ocean states around Japan. *Ocean Dyn.*, 69, 1333–1357. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01306-x>.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda et al., 2015. The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Mogensen, K. S., L. Magnusson, and J. R. Bidlot, (2017). Tropical cyclone sensitivity to ocean coupling in the ECMWF coupled model. *J. Geophys. Res.*, 122, 4392–4412. <https://doi.org/10.1002/2017JC012753>.
- Price, J. F., 1981. Upper ocean response to a hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 11(2), 153–175. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0153:UORTAH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0153:UORTAH>2.0.CO;2)
- Saito K., 2012. The JMA nonhydrostatic model and its applications to operation and research. In: Yucel I (ed) *Atmospheric model applications*. InTech: Croatia, pp 85–110 DOI:10.5772/35368.
- Usui N, T. Wakamatsu, Y. Tanaka, N. Hirose, T. Toyoda, S. Nishikawa et al., 2017. Four-dimensional variational ocean reanalysis: a 30-year high-resolution dataset in the western North Pacific (FORA-WNP30). *J Oceanogr.*, 73, 205–233. <https://doi.org/10.1007/s10872-016-0398-5>.
- Wada, A., 2002. The processes of SST cooling by typhoon passage and case study of Typhoon Rex with a mixed layer ocean model. *Pap. Meteor. Geophys.*, 52, 31–66.
- Wada A., 2015. Unusually rapid intensification of Typhoon Mai-yi in 2013 under preexisting warm-water conditions near the Kuroshio front south of Japan. *J. Oceanogr.*, 71, 597–622 DOI: 10.1007/s10872-015-0273-9
- Wada, A., 2021. Roles of oceanic mesoscale eddy in rapid weakening of Typhoons Trami and Kong-Rey in 2018 simulated with a 2-km-mesh atmosphere-wave-ocean coupled model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 99, <http://doi.org/10.2151/jmsj.2021-071>.
- Wada A, N. Kohno, and Y. Kawai, 2010. Impact of wave–ocean interaction on Typhoon Hai-Tang in 2005, *SOLA*, 6A, 13–16.
- Wada A, and R. Oyama, 2018. Relation of convective bursts to changes in the intensity of Typhoon Lionrock (2016) during the decay phase simulated by an atmosphere-wave-ocean coupled model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 96, 489–509, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2018-052>
- Wada A, S. Kanada S, H. Yamada, 2018. Effect of air - sea environmental conditions and interfacial processes on extremely intense Typhoon Haiyan (2013). *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 123, 10379–10405. <https://doi.org/10.1029/2017JD028139>.