## 台風15号の発生・発達における環境場の影響

# Contribution of large-scale environments on genesis and development of Typhoon 1915

筆保 弘徳\*1・及川 義教\*2・永戸 久喜\*3・嶋田 宇大\*4・和田 章義\*5・吉田 龍二\*6・宮本 佳明\*7

# Hironori FUDEYASU, Yoshinori OIKAWA, Hisaki EITO, Udai SHIMADA, Akiyoshi WADA, Ryuji YOSHIDA, Yoshiaki MIYAMOTO

This study examined the contribution of large-scale environments on genesis and development of Typhoon Faxai (2019), using the best track, Early stage Dvorak analysis result, Japan Meteorological Agency-Typhoon genesis score and typhoon intensity forecast scheme based on statistical hurricane intensity prediction scheme. The environments for its genesis stage was associated with the easterly wave pattern with upper-cold low. Higher sea surface temperature and upper-ocean heat content contributed significantly into rapid intensification of Faxai during its development stage. The environment of small vertical shear contributed to less decaying process during its mature stage, resulting in intense Faxai while making landfall on Japan.

Keywords : the contribution of large-scale environments, EDA, JMA-TGS, TIFS

## 2.1.1 はじめに

2019年台風 15号(T1915と記す)は、観測史上最強クラスの勢力で日本に上陸し、千葉県を中心に関東に甚大な 被害をもたらした。T1915の発生から上陸するまでの特徴は以下の3点である。

- ① 発生期では、長い期間顕著に発達をせずに西進した
- ② 発達期では、水平サイズが小さい構造のまま北西進し、急速発達をした
- ③ 成熟期では、日本接近・上陸後も衰弱が顕著ではなかった
- これらの特徴を持ち、T1915は勢力が衰えることなく関東に接近・上陸したことで、甚大な被害が引き起こされた。

*1 横浜国立大学教育学部 准教授・理博	Associate Prof., Faculty of Education, Yokohama National University, Dr. Sci.
*2 気象庁アジア太平洋気象防災センター 予報	Senior Scientific Officer, Tokyo Typhoon Center,
官	Japan Meteorological Agency
*3 気象庁アジア太平洋気象防災センター セン	Head, Tokyo Typhoon Center, Japan Meteorological Agency,
ター長	Senior researcher, Typhoon Research Department, Dr. Sci
*4 気象庁気象研究所台風研究部 主任研究官・	Senior researcher, Typhoon Research Department,
理博	Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Dr. Sci
*5 気象庁気象研究所台風・災害気象研究部第一	Head, The First Laboratory, Department of Typhoon and Severe Weath
研究室長・理博	Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Dr. Sc
*6 コロラド大学ボルダー校 CIRES、研究員・理	University of Colorado Boulder, CIRES, Research Scientist II Dr. Sci
論博	Assistant Prof. Faculty of Environment and Information Studies,
*7 慶応義塾大学、講師・理博	Keio University Dr. Sci
• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •	,,,

これらをもたらした要因は、台風の構造・強度変化をもたらす環境場と台風内部プロセスにある。

本研究は T1915 をとりまく環境場に注目する。特に、従来の研究による環境場の影響は定性的な考察にとどまっ ているが、本研究では定量的に示すことを目的とする。台風のライフサイクルに対する環境場の寄与を定量的に示 す手法を確立することは、過去や将来の他の台風と比較するためにも有効となる。その目的のために、本研究はベ ストトラックと早期ドボラック法の結果、台風発生環境場診断手法 Typhoon Genesis Scores (TGS: Yoshida and Ishikawa 2013<sup>1)</sup>)の気象庁 (Japan Meteorological Agency; JMA)版である JMA-TGS と、統計力学的強度予報 Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS: DeMaria and Kaplan 1994<sup>2)</sup>)の気象庁版である気象庁強度予報ガイダンス Typhoon Intensity Forecast scheme based on SHIPS (TIFS: Yamaguchi et al. 2018<sup>3)</sup>;嶋田と大和田 2019<sup>4)</sup>;Ono et al. 2019<sup>5)</sup>)を用 いる。そして、T1915 の発生・発達・成熟期の環境場を定量的に示して、上記の特徴 3 点についての要因を明らか にする。

### 2.1.2 用いるデータと手法

本研究は、T1915 の位置と強度について、ベストトラックと気象庁が独自で開発した早期ドボラック法(Early stage Dvorak Analysis; EDA)を用いる。気象庁気象衛星センターは、客観的に解析して発生した雲システムが台風へと発達するかどうかを判定する EDA を開発した(土屋他 2000<sup>6</sup>)。そして、EDA は検証を重ねて改良された後(上野 2002<sup>7)</sup>; 寺坂他 2007<sup>8)</sup>;Kishimoto 2007<sup>9)</sup>)、衛星台風解析業務が気象衛星センターから気象庁予報課に移管されたことに伴い、2007 年から現業でも利用されるようになった。現在の EDA は、発生初期の熱帯擾乱の解析(中心位置・強度)及び発達の可能性を判定する。ベストトラックで用いられるドボラック法(Dvorak 1984<sup>10</sup>)は、台風に発達する可能性がある雲域は、その台風になる約1日~1.5日前に「活発な対流雲からなる低気圧性に湾曲した雲列や雲バンド」が形成され、この特徴を持つ雲システムをT数1.0と定義している。具体的なT数1.0の条件は、①雲システムは12時間以上持続していること、②中心位置(Cloud System Center; CSC)の推定精度は直径2.5度以内でその CSC は現在時刻まで6時間以上継続していること、③CSC から概ね2.0度以内に-31℃以下の濃密な雲域に存在し、この濃密な雲域の大きさは概ね直径1.5度より大きいことである。EDA では、このT数1.0の3条件を5つの条件に分離し、T数=0.0、0.5、1.0、1.5に細分している。3条件未満の場合はT数=0.0、4条件を満たす場合はT数=0.5、5条件を満たす場合はT数=1.0、5条件を満たし更に発達する場合はT数=1.5と解析される。 EDA の時間間隔は6時間であり、ベストトラックの場合は日本接近時で6時間未満の時間間隔のデータもあるが、本研究では統一するためにベストトラックでも6時間間隔として用いる。

本研究では、T1915の発生期の環境場を、気象庁版のTGSである JMA-TGSを用いる。気象庁予報部(1990)<sup>11)</sup>や Ritchie and Holland (1999)<sup>12)</sup>は、北西太平洋における台風発生をもたらす環境場には決まったパターンがいくつか あることを指摘している。Ritchie and Holland (1999)は、1984年から8年間のTC発生事例について、対流圏下層 の東西風の水平風シアライン、東西風の合流域、モンスーンジャイア内、偏東風波動、先行台風により形成される ロスビー渦列の5つに分類し、そのパターンごとに合成図を作成して台風発生環境場の平均的な描像と統計値を明 らかにした。さらにYoshida and Ishikawa (2013)は、Ritchie and Holland (1999)の統計結果を基にして、熱帯低気 圧発生環境場を診断する手法TGSを開発した。この手法は、ある指標を設けて熱帯低気圧ごとの発生環境場パター ンを定量的に見積もることができる。さらに、複合的なパターンのケースでも、それぞれの指標から割合で見積も ることができる。JMA-TGSは従来のTGSとは異なり、EDAで最初に検出された時点の位置と時間に注目して、気象庁 全球モデルの結果から台風発生環境場を準リアルタイムで診断する。

本研究では、T1915の発生期から発達期の環境場の解析にTIFSの結果を用いる。TIFSについての詳細は第2.3章を 参照されたい。

### 2.1.3 T1915 の強度変化の概要

ベストトラックによると、T1915 は 9 月 4 日 18 時 (世界標準時) に南鳥島近海で台風の強度に達した (図 2.1.1)。 実況では 9 月 5 日 15 時に発生を発表している。EDA によると、台風となる前からこの熱帯低気圧は確認されてい て、8 月 29 日 12 時に日付変更線より東で熱帯低気圧 EDA024 (以降内容に合わせて EDA024 と T1915 を使い分ける) として初めて検出した。この EDA024 は、台風発生になるまで 6 日間も顕著な発達も衰弱もなかったことになる (特 徴①)。Fudeyasu et al.(2020)<sup>13)</sup> によると、EDA で検出された熱帯低気圧の寿命は台風強度に到達する場合は 1.4 日、 到達できずに消滅するもので 1.2 日でなので、EDA024 は平均よりも異常に長く存在したことになる。また、衛星雲 画像の解析 (図略) によると、CSC を含む雲システムの水平サイズは小さかった。

EDA によると、EDA024 は検出後も平均時速約 20 kmで西進する。その期間の強度は T 数=0.5 でほぼ変わらなかった。9月2日00時からはベストトラックも解析を開始し、4日18時に台風強度に達する。その後もしばらく T1915 は緩やかな発達する(特徴①)。そして、6日頃から7日12時にかけて時速約 30 kmと速度を上げて北西進し、非常に強い勢力まで急速に発達した。気象庁は台風急速発達(Rapid intensification: RI)の定量的な定義を定めていないものの、24時間で中心気圧が 20hPa 下回ることから、本研究では T1915 は RI が起きたと考えている(特徴②)。また、その時の 30kt 長軸半径が 150nm と水平サイズは平均よりも小さい(特徴②)。

日本にまで接近した7日18時に中心気圧は955 hPa に達して、T1915において最大の勢力に到達した。そして、8日12時までと比較的長い期間の成熟期となった(特徴③)。移動速度も時速約20kmと落とし、移動方向も北東へと転向した。8日18時ごろに神奈川県三浦半島を通過し、中心は東京湾を通りながら20時ごろに千葉市に上陸した。上陸後は衰弱期になるものの、衰弱期に見られる台風の構造変化は目立たなかった(特徴③)。移動速度も時速約40kmと上げて北東進して、太平洋にぬけて10日03時には台風は温帯低気圧となった。

#### 2.1.4 T1915 発生期の環境場

図 2.1.2 は、熱帯低気圧 EDA024 が最初に検出された 8 月 29 日 12 時の JMA-TGS による 850hPa の風の場とスコア 値を示す。EDA024 は図の赤星で示し、図左下はスコア値である。偏東風波動パターンのスコア値 0.04 のみが算出 されていて、他のスコアはゼロである。つまり、T1915 の発生環境場は、副次的なパターンがない 100%の偏東風波 動のパターンと診断された。偏東風波動のトラフの軸を緑点で示している。

Fudeyasu and Yoshida (2018)<sup>14)</sup> は TGS と過去 35 年の台風事例の統計解析から、発生環境場パターン毎で比べた台 風の特徴を調べている。偏東風波動パターンで発生した台風は他のパターンと比べて、①発生位置が平均よりも北 東域であること、②発生時の水平サイズが小さいこと、③発生期やその後は西進する、という特徴を持つことを示 している。T1915 もこれらの特徴を持っていたので、偏東風波動パターンで発生する典型的な台風といえる。また、 Fudeyasu et al. (2020) は、TGS と 9 年間の EDA 結果を用いた統計解析により、偏東風波動パターンで発生した熱帯低 気圧が台風強度まで達する割合(45%)は、他のパターン(55%)よりも低いと示している。T1915 は、台風強度に まで発達しにくい環境場の中で、台風強度に至ったことになる。

T1915 の発生環境場で特徴的なもう一つは、EDA024 からみて北西の上層に寒冷渦が存在していることである。 この寒冷渦は図 2.1.2 の紫星印で示す。台風発生前から、中緯度から南西へ延びたトラフから切り離されたもので、 渦の中心は寒気を持っていた(図 2.1.3 左上)。この寒冷渦は西進する EDA024 と並列してゆっくりと西進していて、 ほぼ EDA024 の北西 500~1000 km付近に位置していた(図 2.1.3 右上)。Fudeyasu and Yoshida (2019)<sup>15)</sup> は、38 年間 の台風発生環境場を調べて、台風発生時に寒冷渦が存在した場合としなかった場合を調べている。その結果、約 9% の事例で台風の北西に寒冷渦があり、寒冷渦が存在する場合は存在しない場合よりも上層の発散場や鉛直シアや対 流有効位置エネルギー(CAPE: convective available potential energy)の点で、発生環境場が好条件になることを示し ている。T1915 の場合も、台風発生率が低い偏東風波動パターンの環境場であったが、寒冷渦が加わることで台風 発生の環境に適していたと考えられる。

図 2.1.4 は、ベストトラックと TIFS の 6 時間予報の中心気圧と、その主要な説明変数の発達寄与値である。ベス トトラックと TIFS の 6 時間予報の中心気圧を比べて等しいことから、その説明変数を用いる。T1915 の発生期で は、海面水温(SST: Sea surface temperature、時間平均した 6 時間後の気圧変化量は-2.9hPa/6hr)や海洋貯熱量(OHC: Ocean Heat Content) (-2.3 hPa/6hr)が発達に寄与(中心気圧を示しているのでマイナス方向が発達を意味する)し ている。しかし、非線形の効果が衰弱に寄与していて、発達の寄与とほぼ釣り合っているために発達も衰弱も顕著 ではなかったと考察される。

### 2.1.5 T1915 発達期の環境場

T1915 は、発生期から発達期初期にかけて、偏東風によって 155E 付近まで約7日間かけて西進する(図2.1.1)。 上層の寒冷渦も T1915 の北西でともに西進していたが(図2.1.3 右上)、9月5日頃から寒冷渦は T1915 から西へ離 れて(図2.1.3 左下)、T1915 は北上を始める。そして、T1915 は急激な発達 RI をする。図2.1.4 によると、発達期 では SST や OHC が大きく貢献している。平均をすると、海面水温 SST (-2.8hPa/6hr) と OHC (-2.7hPa/6hr) ととも に鉛直シアも発達に寄与(-2.2hPa/6hr) する。鉛直シアが発達に寄与するというのは、鉛直シアが平年よりも小さ いことを意味する。図2.1.5 で示すように、台風経路上での SST や OHC は非常に高い。

Fudeyasu and Yoshida (2018) は、日本への上陸数の全体の平均割合は約13%に対して、偏東風波動パターンでは約5%とであり、偏東風波動パターンで発生した台風が日本に上陸することは稀だと指摘している。一方で、Fudeyasu and Yoshida (2019)によると、発生時に寒冷渦が存在する台風の場合は、日本上陸割合は約20%となり、存在しない場合よりも高くなることを示している。T1915 も偏東風波動パターンの影響だけでなく、北上する段階ではT1915のほぼ西に位置した寒冷渦の循環の影響を一部受けて北上したと考えられる。また、Yoshida and Fudeyasu (2020)<sup>16)</sup>で示した平年的な偏東風波動域よりも、T1915 に関する偏東風波動域がいつもよりも北偏していることも注目すべき点である。つまり、北偏した偏東風波動域により台風が日本に接近しやすかった。

Fudeyasu and Yoshida (2018) は偏東風波動パターンで発生した台風は、他のパターン(平均は約14%) と比べて RI 発生率は比較的低い(約11%)と示した。T1915 はその統計的特徴とは異なり、北上しながら急速に発達する RI を起こしている。前述のように偏西風パターンでは珍しく台風が北上して、その環境場では SST と 0HC の発達への 影響が大きい(Wada and Chan 2008<sup>17)</sup>)ことが考えられる。さらに、T1915 の構造的特徴により内部プロセスも影響 していると考えられる。つまり、偏東風波動パターン特有の乾燥した環境場にいたことで、Fudeyasu and Wang (2011)<sup>18)</sup> が示す内部プロセスを通して台風の水平サイズが小さくなる。そして、Miyamoto and Takemi (2015)<sup>19)</sup>や Miyamoto and Nolan (2018)<sup>20)</sup>の RI メカニズムを考えると、RI のオンセットは水平サイズが小さい方が始まりやすいと考察さ れる。つまり、水平サイズが小さい方が RI に好ましく、そのためにも環境場は乾燥しているほうが良いことにな る。Fudeyasu et al. (2018)<sup>21)</sup>は、37 年間の台風の統計解析を行い、RI をする台風としない台風の環境場の違いを調 べた。その結果、RI をする台風の環境場の方が RI をしない方よりも乾燥していたが、その統計的な結果と今回の 事例は一致する。

### 2.1.6 T1915 成熟期の環境場

T1915 は日本に接近・上陸時に成熟期を迎える。図 2.1.4 によると、成熟期では SST (+0.7 hPa/6hr) と OHC (+0.8 hPa/6hr) が衰弱の寄与に変わるが、鉛直シアは発達に大きく寄与 (-2.7 hPa/6hr) する。SST と OHC は海面の効果 であるため、温暖ではない海域や上陸することで、負の効果に転ずる。注目すべきは、鉛直シアの正の効果である。

鉛直シアが弱かった理由は、図 2.1.3 右下のように上層ジェットが北偏していたことである。

また、鉛直シアが発達に寄与すということを言い換えれば、台風の構造がまだしっかりあり、台風としての発達 過程が続いたことを意味する。その日本接近時の内部構造については第2.3、2.6、2.8章で紹介する。

### 2.1.7 まとめ

本研究では、ベストトラックや EDA の結果と JMA-TGS と TIFS を用いて、T1915 の発生・発達・成熟期の環境場の 寄与を定量的に示した。発生期から発達期前半まで T1915 は顕著に発達しなかったが(特徴①)、台風発生環境場は 偏東風波動パターンであり、その統計的な特徴を T1915 は持っていた。発生期における上層の寒冷渦の存在、また は偏東風波動の北偏により、台風は西進しながら日本に接近する。その後、T1915 は発達期を迎えて RI が発生した が(特徴②)、高い SST と OHC という環境場が大きく貢献した。また、T1915 のサイズが小さいことで、内部プロセ スが重要な役割を果たしたと考えられる。一方、成熟期から衰弱期では、衰弱過程が弱くなる環境場であった(特 徴③)。T1915 が日本に接近・上陸することで SST と OHC は衰弱の寄与に変わるが、それに匹敵する鉛直シアの小さ さが発達に寄与していたことで、T1915 の勢力が衰えなかった。

本研究で用いた解析手法は、今後の台風ライフサイクルに対する環境場を評価するアプローチとして有用になる と期待される。

#### 謝辞

本調査を進めるにあたり、貴重な観測データを迅速に提供くださった気象庁アジア太平洋気象防災センターの関係者 に深く感謝いたします。また、科学研究費助成事業特別研究促進費の助成を得て行われました。さらに、科学研究 費補助金(17H02956、17K14398、19H00705、19H05696)や文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラムの 支援を一部受けました。関係各位に感謝の意を表します。

#### 参考文献

- Yoshida, R. and H. Ishikawa: Environmental factors contributing to tropical cyclone genesis over the Western north Pacific. Mon. Wea. Rev., 141, 451-467, 2013.
- DeMaria, M., and J. Kaplan, A statistical hurricane intensity prediction scheme (SHIPS) for the Atlantic basin. Wea. Forecasting, 9, 209–220, 1994.
- Yamaguchi, M., H. Owada, U. Shimada, M. Sawada, T. Iriguchi, K. D. Musgrave, and M. DeMaria., Tropical Cyclone Intensity Prediction in the Western North Pacific Basin using SHIPS and JMA/GSM. SOLA, 14, 138-143, 2018.
- 4) 嶋田宇大, 大和田浩美, SHIPS. 気象研究所技術報告, 82, 4-19, 2019.
- Ono, M., S. Notsuhara, J. Fukada, Y. Igarashi, and K. Bessho, Operational Use of the Typhoon Intensity Forecasting Scheme Based on SHIPS (TIFS) and Commencement of Fiveday Tropical Cyclone Intensity Forecasts. Technical Review No. 21. RSMC Tokyo Typhoon Center, 2019.
- 6) 土屋昭夫,三河哲也,菊池明弘,台風へと発達する雲システムの早期判別法について.気象衛星センター技術報告,38,13-19,2000.
- 7) 上野忠良, 台風へと発達する雲システムの早期判別結果(2000,2001 年)と南シナ海で台風に発達した雲システムの周辺場にみられる特徴、 気象衛星センター技術報告, 41, 1-14, 2002.
- 8) 寺坂義幸,中西達郎,西村修司,「台風へと発達する雲システムの早期判別法」の精度検証と雲システムが台風に発達するまでの経過時間, 気象衛星センター技術報告,48,45-54,2007.
- 9) Kishimoto, K., T. Nishigaki, S. Nishimura, and Y. Terasaka, Comparative study on organized convective cloud systems detected

through early stage Dvorak analysis and tropical cyclones in early developing stage in the western North Pacific and the South China Sea. RSMC Tokyo—Typhoon Center Tech. Review, 9, 14 pp. 2007.

- 10) Dvorak, V. F., Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep. NESDIS 11, 47 pp. 1984.
- 11) 気象庁予報部, 予報作業指針台風予報, 7-13pp, 1990.
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. Mon. Wea. Rev., 127, 2027–2043, 1999.
- 13) Fudeyasu H., R. Yoshida, M. Yamaguchi, H. Eito, C Muroi, S Nishimura, K Bessho, Y. Oikawa, and N Koide, Development conditions for tropical storms over the western North Pacific stratified by large-scale flow patterns, JMSJ,97, 439-45, 2020.
- Fudeyasu H., and R. Yoshida, Western North Pacific Tropical Cyclone Characteristics Stratified by Genesis Environment, Mon. Wea. Rev., 146, 435 - 446, 2018.
- 15) Fudeyasu. H and R. Yoshida, Statistical Analysis of the Relationship between Upper Tropospheric Cold Lows and Tropical Cyclone Genesis over the Western North Pacific, J. Met. Soc. Japan, 97, 439-451, 2019.
- Yoshida R. and H. Fudeyasu, How Significant are Low-level Flow Patterns in Tropical Cyclone Genesis over the Western North Pacific?, MWR,148, 559-576, 2020.
- Wada, A. and J. C. L. Chan, Relationship between typhoon actibity and upper ocean heat content, Geophysical Research Letters, 35, L17603, 2008.
- Fudeyasu, H., and Y. Wang, Balanced contribution to the intensification of a tropical cyclone simulated in TCM4: Outer core spinup process. J. Atom. Sience., 68, 430-449, 2011.
- Miyamoto, Y. and T. Takemi, A Triggering Mechanism for Rapid Intensification of Tropical Cyclones. J. Atmos. Sci., 72, 2666-2681, 2015.
- 20) Miyamoto, Y. and D.S. Nolan, Structural Changes Preceding Rapid Intensification in Tropical Cyclones as Shown in a Large Ensemble of Idealized Simulations. J. Atmos. Sci., 75, 555-569, 2018.
- Fudeyasu H., K. Ito, and Y. Miyamoto, Characteristics of tropical cyclone rapid intensification over the Western North Pacific, Journal of Climate, 24, 8917-8930, 2018.



図 2.1.1 T1915 のトラック。青から緑が EDA の結果。緑から後はベストトラックの結果。赤は台風強度。オレンジが温帯低気圧化以降のトラック。

Fig. 2.1.1 Track of T1915.



図 2.1.2 8月 29日 12時 における EDA024 の位置(赤星)。3日前の 850hPa 面の水平風と流線関数(コンター)と 渦度(影)。左下は JMA-TGS スコア値。

Fig. 2.1.2 The result of JMA-TGS at 12 UTC 29th August 2019.



図 2.1.3 200hPa 高度(コンター)と温度場(シェイド)。赤線がその時間までの T1915 のトラック。 Fig. 2.1.3 Distributions of 200-hPa height (contour) and temperature (shaded).



図 2.1.4 TIFS の 6 時間予報による T1915 強度変化による主要説明変数の中心気圧への寄与値時間変化。実線はベストトラック(黒)と TIFS(赤)による中心気圧。
 Fig. 2.1.4 The result of TIFS for T1915.



図 2.1.5 2019 年 9 月 4 日 18 時の海面水温と TCHP。紫の線は T1915 のトラック。 Fig. 2.1.5 Distributions of (left) SST and (right) TCHP at 18UTC 4th September 2019.

# 地上観測データを用いた暴風・突風の解析

# Analysis of Strong Winds and Gusts associated with Typhoon Faxai (2019) using Surface Observatoins

# 益子 涉\*1 Wataru MASHIKO

This study examined the characteristics of strong winds and gusts associated with Typhoon Faxai (2019) during its approach to and landfall over the Kanto region using the surface observations. Faxai possesses an axisymmetric structure on the mature stage, such as the overall rainfall distribution, developed eyewall, and eye, in spite of the passage over the Kanto region in midlatitude. Extreme maximum winds and gusts were observed in the inner-core region, especially around the developed eyewall region. The typhoon with such a structure as Faxai, which passes over the Kanto region, is quite rare, and is only Typhoon Danas (2001) since 1994.

Keywords : strong winds, gusts, surface observation

### 2.2.1 はじめに

2019年台風第 15 号は千葉県千葉市付近に上陸し、気象庁ベストトラックデータとして上陸時の記録が始まった 1991年以降において最も強い勢力で関東に上陸した台風となり、関東地方を中心に多くの地点で観測史上1位の最 大風速・最大瞬間風速を記録した。これにより、房総半島を中心に7万棟以上の住家被害(令和元年12月5日内 閣府「令和元年台風第 15 号に係る被害状況等について」)や大規模停電が発生するなど甚大な被害が生じた。本研 究では、気象庁アメダスによる地上観測データ等を用いて、台風第 15 号に伴う暴風・突風の実態を明らかにするこ とを目的とする。

### 2.2.2 2019年台風第15号の特徴

台風第15号は、約7m/sのゆっくりとした速さで東京湾を通過し、その後強い勢力で9日5時前に千葉県千葉市 付近に上陸した。その後は、北東進して茨城県を通過し、鹿島灘へ抜けていった(図2.2.1)。最大風速(10分平均 風速)は神津島村で43.4m/s、千葉市で35.9m/s、羽田で32.4m/s、最大瞬間風速(3秒平均風速)は神津島村で58. 1m/s、千葉市で57.5m/s、木更津市で49.0m/sを観測するなど、関東地方を中心に多くの地点で観測史上1位の記 録を更新した。これらの強風は台風のトラック近傍の左右両側で観測されていたことが分かる(図2.2.1a, b)。全般 に沿岸部や島嶼部で風速が大きくなっているが、千葉や木更津などでは東南東から南東の風となっており、陸側か らの風にも関わらず記録的な強風となっていたのも特徴の一つである。

\*1気象庁気象研究所 台風・災害気象研究部 Senior Researcher, Department of Typhoon and Severe Weather Research, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Dr. Sci.

アメダスの各観測点において観測された最大風速・最大瞬間風速を台風中心・移動方向に対して相対的にプロットしたものを図 2.2.1c, d に示す。但し、台風の進行方向が図の上向きである。これによると、台風中心を通る東西線付近に集中してプロットされており、多くの地点で台風の最接近時に最大風速・最大瞬間風速が観測されていたと言える。また、強い最大風速・最大瞬間風速は台風中心近傍に集中しており、かつ台風中心近傍の進行方向左側を含め全象限にわたって見られるのが特徴である。これは発達した台風のコア構造を有していたことを示唆している。

台風が千葉市付近に上陸した頃の気象庁レーダーによる降水分布を見ると、台風は全体的に軸対称に近い構造を もっていたことが分かる(図 2.2.2)。そして、台風の眼に対応した無降水域や、それを取り囲む発達した眼の壁雲 に対応した強雨域も見られる。

台風中心が通過したと思われる千葉特別地域観測所の時系列を図 2.2.3a に示す。レーダー画像と対応させると、 最大瞬間風速 57.5 m/s が観測されたのは、進行方向前面の眼の壁雲が通過したタイミングであったことが分かる。 その後、眼の中に入ると風速は弱まり、気圧の最小が観測され、5 時過ぎには後面の眼の壁雲の通過に伴い再び風 が強まっていた。これらのことからも台風は、軸対称に近い構造や眼、眼の壁雲に伴う強風域など、関東上陸時で も発達した成熟期の台風構造 (e.g., Jorgensen 1984<sup>1)</sup>, Willoughby 1988<sup>2)</sup>)を有していたと言える。

図 2.2.3b は木更津における地上の時系列であり、千葉特別地域観測所同様に眼の壁雲の通過に伴って 49.0 m/s の 最大瞬間風速が観測されている。この時の突風率(最大瞬間風速/10 分平均風速)は 2.17 と極めて大きな値であっ た。風向の変化をみると、大きな変動は見られず、この突風は竜巻のような旋回風に伴うものではなかったと言え る。このような突風性の強風は、木更津や千葉の時系列において 5~10 分周期で観測されており、何らかの数 km スケールの現象(例えば、水平ロール構造(Wurman and Winslow (1998)<sup>3)</sup>)が副次的に風速を強化していたことを示 唆している。こういった現象の解明が今後の課題である。

### 2.2.3 近年の顕著な被害をもたらした 2018 年台風第 21 号・2019 年台風第 19 号との比較

ここでは近年顕著な暴風をもたらした 2018 年台風第 21 号と 2019 年台風第 19 号との比較を行う。

2018年台風第21号は近畿地方に暴風によって甚大な被害をもたらしたが、強風は主に進行方向右側で発生して いたことが分かる(図2.2.4d, e)。台風の移動速度は17.3m/sと速く、観測された最大風速の風向は南南西が多く、 これは台風の移動方向に沿ったものであるとともに、紀伊水道に沿った方向であり、これらの要因が大きく影響し たと考えられる。レーダーでは全体的に軸対称に近い構造を保持し眼の無降水域も見られるが、活発な対流域は前 方側に集中し、台風の南側では対流がかなり弱まってきているのが分かる(図2.2.4f)。特に強い最大風速が観測さ れたのは台風の進行方向右側後面であり(図2.2.4e)、活発な対流域とは必ずしも対応していなかっといえる。和歌 山市では57.4 m/sの最大瞬間風速が観測されたが、台風中心付近の活発な対流域の通過後のタイミングで降水はほ とんど観測されておらず、下降流にともなう上空の運動量輸送が強風の原因であると考えられる。これらのことか らも近畿地方に暴風をもたらした時の台風の構造は成熟期のものとは異なり、崩れかけていたと言える。

2019年台風第19号については、移動速度が12.8m/sと極端に速くはなかったが、進行方向右側に集中して強風が 観測されていたことが分かる(図2.2.4a, b)。台風中心が相模湾に達する頃には、台風の構造は大きく崩れ、台風の 西側や南側では対流が極端に弱まっていたことが分かる(図2.2.4c)。

これらのことから 2019 年台風第 15 号は、近年の顕著な暴風被害をもたらした上陸台風とは異なり、上陸時でも 発達した成熟期の台風の構造をもっていたと言える。

### 2.2.4 東京湾付近を通過した過去の台風との比較

関東へ襲来する台風において 2019 年台風第 15 号のように発達した成熟期の構造を維持したものはどのくらい稀 であるのかを明らかにするために、まず 1994 年以降に東京湾付近を通過した台風について気象庁ベストトラック データを用いて抽出を行った(図 2.2.5)。その結果、熱帯低気圧、温帯低気圧化したものを含めると計 15 個であっ た(表 2.2.1)。2019 年台風第 15 号はベストトラックによる最大風速は 80 kt と最も強くなっているが、2019 年台風 19 号や 2017 年台風第 21 号と比べても決して突出した値ではないことが分かる。また、中心気圧でみれば、2017 年 台風第 21 号や 2002 年台風 21 号と比べて同程度かむしろやや高いことが分かる。

抽出されたすべての台風に対して、アメダスで観測された最大風速を台風中心・移動方向に対して相対的に表示 したものを図 2.2.6 に示す。(但し、2008 年以前は 10 分値データ、それ以降は 1 分値データを使用している。20 m/s 以上の風に対して両方のデータの存在する地点で比較をすると、その差は平均 1.6%でほとんど結果に影響しないこ とを確認している。) 2019 年台風第 15 号のように発達した台風のコア構造を有したものを抽出するために、台風中 心から半径 25 km 以内において最大風速 25 m/s 以上が観測された台風を抽出すると、2019 年台風第 19 号、2019 年 台風第 15 号、2004 年台風第 22 号、2001 年台風第 15 号の 4 つしかないことが明らかになった。この内、2019 年台 風第 19 号は 2.2.3 節で述べたように上陸時の構造は崩れており、残りの 2004 年台風第 22 号と 2001 年台風第 15 号 の構造について以下に示す。

2004年台風第22号は19.5 m/s という速い速度で北東し、伊豆半島に上陸した後、東京湾を通過していった。最 大風速は網代で39 m/s、石廊崎で30 m/s、最大瞬間風速は石廊崎で67.6 m/s、網代で63.3 m/s、横浜で39.9 m/s など が観測されていた。これらの顕著な強風は台風の移動速度が速いにもかかわらず、進行方向左側においても発生し ている(図 2.2.6)。その時の地表付近の気温の分布をみると、台風の進行方向左側では中心付近を含め冷気で覆わ れ、通常の台風構造とは大きく異なっていたことが分かる(図 2.2.7a)。関東平野における進行方向左側の強風は主 に下層の冷気と地形の影響により生じたことが明らかにされている(Mashiko 2008)<sup>4</sup>。その時の台風の構造をレー ダーで見ると、台風の南側において降水域がなくなっており、台風構造は大きく崩れていたことが分かる(図 2.2.7b)。

2001年台風第15号については、台風中心近傍に集中して強い最大風速が観測されていた(図2.2.6)。この時の地 表付近の風と温度場をみると、関東平野にはシアや温度傾度はほとんど存在していなかったことが分かる(図 2.2.8a)。レーダーで台風の構造をみると、2019年台風第15号よりもコンパクトではあるが、軸対称に近い構造を しており、台風の眼や眼の壁雲のようなものも確認できる。上空の総観場をみても、傾圧性を伴ったジェット気流 は北海道付近に位置していた(図略)。2001年台風第15号は2019年台風第15号よりも、コンパクトで弱いなが ら、2019年台風第15号と同様に成熟期の台風の構造を有していたと言える。

#### 2.2.5 まとめ

2019年台風第 15 号は関東上陸時でも軸対称に近い構造をもち、台風の眼や眼の壁雲を伴い、発達した成熟期の 台風の構造を有していた。これにより眼の壁雲付近を中心に、台風中心近傍において顕著な最大風速が観測されて いた。このような構造を有して東京湾付近を通過する台風は稀であり、1994年以降のデータを用いて調べたところ、 2001年台風第 15 号以来であったことが分かった。しかし、2004年台風第 22 号のように台風の構造が崩れかけて いても、2019年台風第 15 号に匹敵するような顕著な強風をもたらす場合があるので、こういった台風にも注意が 必要である。

### 参考文献

1) Jorgensen, D. P., 1984: Mesoscale and Convective-Scale Characteristics of Mature Hurricanes. Part II. Inner Core Structure

of Hurricane Allen (1980), J. Atmos. Sci., 41, 1287-1311,

- 2) Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical hurricane core. Aust. Meteor. Mag., 36, 183-191.
- 3) Wurman, J., and J. Winslow, 1998: Intense sub-kilometerscale boundary layer rolls observed in Hurricane Fran.Science, 280, 555–557.
- Mashiko, W, 2008: Formation Mechanism of a Low-Level Jet during the Passage of Typhoon Ma-on (2004) over the Southern Kanto District. J. Meteor. Soc. Japan, 86, 183-202.
- 表2.2.1 1994年以降に図2.2.5の矩形の領域を通過した台風のリスト(熱帯低気圧、温帯低気圧化したものを含む)。 気象庁ベストトラックデータをもとに、領域に入った時の台風の中心気圧、移動速度、最大風速を示す。
- Table 2.2.1 List of the typhoons that passed over the red rectangular region in Fig 2.2.5 since 1994. The central pressure, translation speed, and maximum from JMA's best track data are also described.

台風	中心気圧 (hPa)	移動速度 (m/s)	最大風速(kt)
2019年19号	961	12.8	74
2019年15号	960	7	80
2017年21号	955	22.1	75
2016年9号	977	11.5	63
2015年6号	996	26.6	ET
2014年18号	966	22.2	65
2010年9号	1004	8	TD
2005年11号	975	9.8	65
2004年23号	989	12.7	ET
2004年22号	965	19.5	70
2002年21号	959	15.8	71
2002年7号	975	20.5	60
2001年15号	970	7	55
2001年11号	982	11.8	45
1998年5号	966	16.3	59



- 図 2.2.1 アメダスにおける 2019 年台風第 15 号 (T1915) に伴う (a) 最大風速・風向 (10 分平均)、最大瞬間風速・風向 (3 秒平均)の分布。(c) アメダスの各観測点で観測された最大風速を台風中心・移動方向に対して相対的に表示。図の上方が台風の移動方向で、太数字は台風の移動速度を示す。(d) (c) に同じ。但し、最大瞬間風速。
   Fig. 2.2.1 Distributions of (a) maximum 10-min mean wind and (b) maximum 3-s mean wind observed by Automated
- Meteorological Data Acquisition System (AMeDAS) during the passage of Typhoon Faxai (2019). Spatial distribution of (c) the maximum 10-min mean wind and (d) the maximum 3-s mean wind relative to the typhoon center. Note that the top of the sheet is the direction of the typhoon motion and numeral is the translation speed.



図 2.2.2 2019 年 9 月 9 日 04:30JST の気象庁レーダーによる降水強度の分布。矢羽はアメダスによる 10 分平均風を示す。

Fig. 2.2.2 Rainfall intensity estimated by radar reflectivity at 04:30 JST on Sep. 9, 2019. Barbed arrows denote surface winds.



図 2.2.3 (a) 千葉特別地域観測所における 3 秒平均風速・風向、気圧の時系列。(b) 木更津における 3 秒平均風 速・風向の時系列。

Fig. 2.2.3 (a) Time series of 3-s wind speed and wind direction, and pressure at Chiba observatory. (b) Time series of 3-s wind speed and wind direction at Kisarazu weather station.



図 2.2.4 (a) 図 2.2.1 (a) に同じ。但し 2019 年台風第 19 号。(b) 図 2.2.1 (c) に同じ。但し 2019 年台風第 19 号。
(c) 図 2.2.2 に同じ。但し、2019 年 10 月 12 日 21:00JST。(d) 図 2.2.1 (a) に同じ。但し 2018 年台風第 21 号。
(e) 図 2.2.1 (c) に同じ。但し 2018 年台風第 21 号。(f) 図 2.2.2 に同じ。但し、2018 年 9 月 4 日 14:00JST。
Fig. 2.2.4 (a), (b) As in Fig 2.2.1 (a) and (c), but for Typhoon Hagibis (2019). (c) As in Fig 2.2.2, but at 21:00 JST on Oct. 12, 2019. (d), (e) As in (a) and (b), but for Typhoon Jebi (2018). (f) As in (c), but at 14:00 JST on Sep. 4, 2018.

1994-2019 (35.2-36.0, 139.4-140.0)



- 図 2.2.5 気象庁ベストトラックデータをもとに 1994 年から 2019 年までに図中の赤枠域を通過した台風の経路(一部、熱帯低気圧、温帯低気圧化したものを含む)。
- Fig. 2.2.5 Tracks of the typhoons that pass over the red rectangular region from 1994 to 2019 according to JMA's best track data.



- 図 2.2.6 表 2.2.1 に掲載した台風に対して、アメダスで観測された最大風速を台風中心・移動方向に対して相対的 に表示したもの。図の上方が台風の移動方向を示す。
- Fig. 2.2.6 Spatial distribution of the observed maximum 10-min mean wind relative to the typhoon center as . Note that the top of the sheet is the direction of the typhoon motion.



- 図 2.2.7 (a) 2004 年 10 月 9 日 17:30JST における地上風(矢羽)と気温(コンター)の分布。実線は 2004 年台風 第 22 号の経路を示す。(b) 2004 年 10 月 9 日 17:30JST における気象庁レーダーによる降水強度の分布。矢羽は アメダスによる風を示す。
- Fig. 2.2.7 (a) Surface winds (barbed arrows) and temperature (contours) at 17:30 JST on Oct. 9, 2004. Solid line indicates the track of Typhoon Maon (2004). (b) Rainfall intensity estimated by radar reflectivity at 17:30 JST on Oct. 9, 2004. Barbed arrows denote surface winds.



- 図 2.2.8 (a) 2001 年 9 月 11 日 11:20JST における地上風(矢羽)と気温(カラー)の分布。(b) 2001 年 9 月 11 日 11:20JST における気象庁レーダーによる降水強度の分布。
- Fig. 2.2.8 (a) Surface winds (barbed arrows) and temperature (colored dots) at 11:20 JST on Sep. 11, 2001. (b) Rainfall intensity estimated by radar reflectivity at 11:20 JST on Sep. 11, 2001.

# ドップラーレーダーを用いた台風上陸時の構造変化の解析

## Doppler radar analysis of structural changes of Typhoon Faxai at landfall

## 嶋田 宇大\*1 Udai SHIMADA

Environmental conditions of Typhoon Faxai (2019) during intensification and evolutions of the structure before and after landfall were examined. Faxai intensified over the area with a sea surface temperature of 30 °C under very weak (less than ~5 m/s) vertical wind shear. These conditions are, in general, favorable for intensification. It is noteworthy, however, that Faxai intensified in spite of the fact that Faxai was surrounded by dry air and underneath a synoptic scale, upper-level high, which suppressed upper-level divergence. Faxai reached its maturity with a very compact structure and then made landfall in the Kanto district without little weakening. The storm experienced eyewall replacement cycles twice when it moved near the Izu islands and just after it moved off Ibaraki. After the storm moved to Tokyo bay, the eyewall contracted rapidly, but a rainband extending from the eyewall developed over the Boso peninsula. The earth-relative wind field was asymmetric due to its forward speed (7m/s), leading to an increase in wind speed over the Boso peninsula, which was located on the right side of the track. Furthermore, the stormrelative wind field showed that the location of a local wind maximum changed from the front side to the south-east side of the storm after it moved to Tokyo Bay. Consequently, it is estimated that the south of the Boso peninsula at 2-km altitude had been exposed by wind speed greater than 50 m/s for up to 2 hours. It is known that the highest gust wind speed observed at the surface is comparable to 2-km wind speed in the coastal region. Thus, it is suggested that gust winds over 40 m/s, which were frequently observed at Tateyama, could have happened everywhere along the western coast of the Boso Peninsula. Finally, a dry boundary layer model suggests that some rainbands can be explained by the effects of storm motion and land-sea roughness contrast around Tokyo Bay.

Keywords : landfalling tropical cyclones, Doppler radar analysis

### 2.3.1 はじめに

2019年台風第 15 号は、9月8日から9日にかけて、非常に強い勢力で伊豆諸島を北上し、関東地方に接近・上陸した。各地で風速 20m/s 以上の暴風が観測され、千葉県南部を中心に観測史上1位の最大風速や最大瞬間風速が記録された。この暴風により各地で甚大な被害が発生した。しかしながら、地上の観測点が限られているため、観測のない地域ではどの程度の風が吹いていたか不明であり、風速と被害の関係は明らかになっていない。これらを明らかにするためには、台風の風の面的分布の実態把握が不可欠である。

\*1 気象庁気象研究所台風研究部 主任研究官 Senior researcher, Typhoon Research Department, Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

一般に日本に接近・上陸する台風は衰弱期である。2018 年台風第 21 号も非常に強い勢力で上陸したが、衰弱期 であった。しかし、台風第 15 号は、北緯 20 度から 30 度までの海域で発達し、衰弱せずに非常に強い勢力のまま関 東地方に接近した点で、他の典型的な日本接近台風と異なる事例であった。台風第 15 号がどのような環境場で発達 し関東地方に接近したのか、どのような構造的特徴を有していたのかを明らかにすることは、今後の台風の予測精 度向上に不可欠である。

本研究の目的は、気象庁レーダー等の観測データを用いて、台風が伊豆諸島を北上していた最盛期から、台風が 関東地方に上陸し再び海上に進むまでの間における、台風の降水分布や風速場の特徴を明らかにすることである。 さらに環境場の特徴を調べ、台風の構造との関係について考察する。

#### 2.3.2 使用データと解析手法

本研究で使用したデータは、気象庁東京レーダーデータ、気象庁降水強度データ、気象庁空港地上気象観測デー タ(最大瞬間風速及び海面更正気圧)、気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)、及び気象庁強度予報ガイダンス(TIFS, (Yamaguchi et al. 2018;嶋田と大和田 2019; Ono et al. 2019)データである。最大瞬間風速は3秒平均風速の 1 分以内の最大値である。JRA-55 及び TIFS データは台風周辺の環境場情報を得るために使用した。

第3節で示す台風スケールの風速場は GBVTD 法(Lee et al. 1999)及び GVTD 法(Jou et al. 2008)を東京レー ダーデータに適用して得た。台風の中心点からレーダーサイトまでの距離で決まる半径領域内では GBVTD 解析を、 その外側領域では GVTD 解析を行った。GBVTD 解析及び GVTD 解析は単一ドップラー速度データから台風風速場を解 析する手法である。得られる風速の空間解像度は接線風速で最大波数3までしか得られないため、二台のレーダー データを使用した Dual 解析より解析精度の不確実性が大きい。しかし GBVTD 解析及び GVTD 解析では、台風周辺の 風分布が広い領域で得られるため、台風の構造変化プロセスの研究で使用されてきた(e.g., Shimada et al. 2018)。 本調査では、風速場の解析を9月8日1500UTC から9月9日0400UTC まで行った。ドップラー速度データの観測密 度の制約から、高度1km から10km までの1km 間隔で風速場を解析した。得られた風速は30分移動平均をかけてノ イズを除去した。

本研究では5分毎の風速場データを扱うため、台風の中心位置は気象庁ベストトラックのものではなく、最大風 速半径(RMW)の水平スケールの循環中心点と定義し、循環中心点探査手法(Bell and Lee 2012)で算出した。

台風第15号の場合、RMWが時間によって激しく変化していたため、最初に複数のRMWを設定してそれぞれの場合 で全期間にわたって中心点を抽出した。そして、その時々の実際のRMWに合わせて、抽出した中心点を選択した。 客観抽出できなかった時刻は、第一推定値(期間前半は主観で設定し、後半は気象庁の速報解析の中心点を利用) の中心点をそのまま利用した。最後に選択した中心点に対し、30分移動平均をかけて滑らかな台風トラックを作成 した。

#### 2.3.3 解析結果

この節では、台風第15号の構造を特徴づけるに至った環境場条件について最初に報告する。その後にドップラー レーダーデータの解析を通じ、台風第15号の構造的特徴を示す。

### (a) 環境場条件

図2.3.1は気象庁強度予報ガイダンスで使用されている環境場変数及び台風の最大風速の時系列を示す。表2.3.1 に変数の定義を記す。この変数は各時刻における気象庁全球モデル(GSM)の解析値(GANAL)から算出された値で ある。台風が発達していた9月5日18時から9月7日18時に注目すると、台風は海面水温が30度もあり、ほぼ 5m/s以下の非常に小さな鉛直シアーの環境場で発達していた。海洋貯熱量は発達後半に50 kJ/cm<sup>2</sup>以下になったも のの、特に悪影響はなかったとみられる。後で述べるように、台風第15号はコンパクトな構造で、風速の強い範囲 が限定されていたため、海面水温さえ暖かければ、多少海の中が冷たくても影響はなかったのではないかと推察さ れる。

図 2.3.1b を見ると、台風第 15 号は一見発達には不利な環境場にあったことがわかる。台風の周辺の湿度は 60% 以下で、発達後半にかけて低下していた。上層 200hPa の発散は比較的小さい時間が多く、特に発達後半は負になっ ていた。これは台風周辺の上層大規模場が沈降場になっていたことを示す。この環境場条件は、統計的には最大風 速の増加と中心気圧の低下に不利な条件とされている(嶋田と大和田 2019)。また、850hPa の渦度も発達後半に負 になっており、台風周辺の大規模場が太平洋高気圧の影響で高気圧性循環にあったことを示す。この環境場条件は、 統計的には中心気圧の低下に不利な条件とされている(嶋田と大和田 2019)。一方、最大風速の増加には有利に働 きうる。大規模場の低気圧性渦度が小さいほど、台風のスケールが小さいことを意味し、中心気圧は高くなりうる 一方、気圧の勾配は大きく風速が大きくなりやすいためである。

説明変数	
Vmax	最大風速
OHC	海洋貯熱量
RHMD	700–500 hPa 相対湿度 (%) (r=200–800 km)
SHDC	850–200-hPa 間の鉛直シアー (r=0–500 km)
Z850	850-hPa 高度の絶対渦度 (r=0–1000 km)
D200	200-hPa 高度の発散 (r=0–1000 km)

表 2.3.1. 変数リスト.



図 2.3.1 気象庁強度予報ガイダンスで使用されている環境場変数の一部及び台風の最大風速の時系列.環境場変数は気象庁全球モデル(GSM)の初期値(GANAL)から計算されたものである.

では以上のような環境場の特徴はどのような総観場によってもたらされたのだろうか。ここでは、特異な環境場 を特徴づける4つの変数の分布を示す。図2.3.2a, bは9月7日6時の水平スケール1000km以下の擾乱成分をフ ィルターアウトした高度200hPaの高度場及び200-850hPaの高度間の鉛直シアーを示す。台風は総観スケールの大 規模場で見ると、上層の高気圧のほぼ真下に存在していた。このおかげで台風は4m/s以下の非常に小さな鉛直シ アー場にあった。一方、対流圏中層(高度500hPa)では、総観規模の上層高気圧の存在により、台風の周囲が湿度 50%以下の乾いた空気に取り囲まれていた(図2.3.2c)。これは大規模場が沈降場にあったことと整合的である。Wang (2009)は数値実験を通じ、熱帯低気圧の外側領域の降水活動を人工的に抑制した場合、気圧の動径勾配が大きくな り、最大風速が増加することを示した。台風第15号もこの中層乾燥空気が台風の外側領域の対流活動を抑制しサイ ズをコンパクトにした一方、気圧勾配の増大により風速増大につながったことが推察される。したがって台風第15 号の場合、乾燥空気は衰弱に効くのではなく、むしろ最大風速の増大に寄与していた可能性が考えられる。一方、 海面潜熱フラックスは太平洋高気圧と台風の間の東風の影響により、台風進行方向前面(アップシアー左側)で大 きな値となっていた。この海面潜熱フラックスの配置は、より軸対称な対流活動の形成に有利に働いたと考えられ る(e.g., Rappin and Nolan 2012)。



図 2.3.2 9月7日 0600UTC における(a) 200hPa の高度場、(b) 200hPa と 850hPa 間の鉛直シアー、(c) 500hPa 高 度の相対湿度、(d) 海面潜熱フラックス. データは JRA-55 を使用している. (a) 及び(b) は、Kurihara et al. (1993) や Wang et al. (2015) が用いた 1000 kmスケール以下の擾乱をフィルターアウトする手法を通して台風成分 を取り除いた場である. (d) は JRA-55 の風速を利用して算出したため、値が実際よりも大幅に小さいことに注意.

(b) 軸対称分布

東京レーダーで観測された反射強度の軸対称平均ホフメラー図によると(図2.3.3)、台風の構造が上陸前後で激しく変化していたことがわかる。台風が陸地の影響を受け始めた9月8日1700UTC以降、眼の壁雲の収縮が起きた。 眼の領域にある非降水域が次第に縮小し、台風が千葉市に上陸した頃には眼の領域がつぶれた。その後、中心のす ぐ東側で降水システムが発達した。台風が茨城沖に抜けた頃から、半径70km付近に新しい眼の壁雲が形成された。

風速分布については、上陸直前の台風は、30m/sの風速(高度2km付近)範囲が半径100km付近にあった。半径30-40km付近に最大風速半径(RMW)が存在し、軸対称平均最大風速は高度2kmで45m/s以上あった。その後、陸地の影響を受けて風速が急速に減少し、茨城沖に抜けた後には高度2kmの軸対称平均最大風速は35m/s程度に減少した。



図 2.3.3 9月8日 1500UTC から9月9日 0400UTC までの(a) 軸対称平均した反射強度、(b) 軸対称平均した高度 2 km接線風速のホフメラー図. (b)の黒線は最大風速半径(RMW)を示す.

次に台風第15号の構造を特徴づけるため、2018年に近畿地方に上陸した台風第21号の構造と比較を行った。図 2.3.4 は台風第15号の上陸前と後の半径・高度分布、図2.3.5 は台風第21号の上陸前後の半径・高度分布である。 上陸直前の構造に着目すると、高度2kmにおける両者の軸対称平均最大風速は45m/s程度で大きな違いはなかった。 しかし、高度2kmのRMWは第15号が30-40km付近にあったのに対し、第21号は110-120km付近にあった。そのた め、第15号は風速35m/s以上の範囲が半径80 km以内だったのに対し、第21号は150 km以遠まであった(レーダ 一解析範囲の外側)。水平スケールが第15号と第21号で大きく異なっていたことがわかる。このように台風第15 号は狭い範囲で強い風が吹く構造的特徴を有していた。図は省略するが、相対渦度で比較すると、第21号の方は最 大で軸対称成分の渦度は1.6 × 10<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>に対し、第15号の方はその約2倍の3.0 × 10<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>に達していた。した がって、2019年台風第15号と2018年台風第21号は軸対称分布で見ると、台風第15号の方が上層の方まで最大風 速が大きく、台風の渦としてしっかりとした構造を保っていたと言える。ただし、台風の移動速度が第15号で7m/s に対し、第21号では16m/sもあったため、台風の強度としての最大風速は台風第21号の方が強かったことに注意 が必要である。



図 2.3.4 2019 年台風第 15 号の上陸前後における半径・高度分布(時間平均値).カラーは軸対称平均した反射強度、実線は軸対称平均した接線風速を示す.



図 2.3.5 2018 年台風第 21 号の上陸前後における半径・高度分布(時間平均値).カラーは軸対称平均した反射強度、実線は軸対称平均した接線風速を示す.

### (c)非対称分布

台風第15号はコンパクトで閉じた眼の壁雲を伴っていたものの、眼の壁雲はきれいな軸対称な構造ではなく、外側にスパイラル状に延びた数本の降水バンドで構成されていた。これらの非対称構造の特徴について、ここでは、眼の壁雲交換、レインバンド、風速極大の観点から報告する。

### (i) 眼の壁雲交換

台風は伊豆諸島近海を北上中と茨城県沖に進んだ直後にそれぞれ眼の壁雲交換を経験した。眼の壁雲交換とは一般に、内側壁雲が衰弱して消滅する一方外側壁雲が新たに形成・発達することで、眼の壁雲が置き換わる現象である。台風第15号の壁雲交換では、二回とも一般的な壁雲交換とはやや異なる特徴が見られた。

図 2.3.6 に一回目の壁雲交換時の降水強度分布を示す。1040UTC には二つの壁雲(二重壁雲)が見られ、内側壁 雲は半径約 20 km、外側壁雲は半径約 50 kmの大きさを持っていた。次第に内側壁雲の南半分が消滅するとともに、 北半分は強い降水強度を保ったまま外側壁雲と一体化していった。そして 1310UTC には二つの壁雲としての識別が 不可能となった。壁雲交換が完了したとみられる。図は省略するが、二重壁雲時にはドップラー速度の分布でも風 速のダブルピークが見られた。眼の壁雲交換が完了しても、きれいな軸対称な眼の壁雲が形成されたわけではなく、 外側に数本のスパイラル状の降水域が延びた、非対称な眼の壁雲構造になっていた。

一回目の壁雲交換時に、台風はちょうど神津島付近を通過した。神津島空港で観測された海面更正気圧、風向及 び風速によると(図2.3.7)、最低海面更正気圧(952.6hPa)を観測したのは内側壁雲の中心付近が通過した9月8 日1231UTC頃で、その後はゆっくりと気圧が上昇した。気圧の水平分布は軸対称ではなく、進行方向前面で勾配が 大きく、後面で勾配が緩やかだったことがわかる。

二回目の壁雲交換では、9月8日2200UTC以降、台風中心の西側に非降水域が急に現れ、台風の上陸によって収縮していた中心付近の降水域の南西側が消滅した(図2.3.8)。一方、台風中心のすぐ南東象限で発達したバンド状の降水域は次第に新しい眼の壁雲の一部を構成した。9日0200UTC以降、非降水域の西側には再び降水域が現れ、大きな閉じた眼の壁雲となった。しかしながら、この時間帯においては非降水域が多くを占めており、精度の高い密な風速分布は得られなかったため、風速のダブルピークは確認できず、東側で発達したレインバンドに伴う詳細な風速分布は得られなかった。

これらの壁雲交換では、古い眼の壁雲の中心点は外側壁雲の中心点よりも進行方向前面にずれて位置しており、 古い内側壁雲の一部が発達したまま外側壁雲と一体化していた。Zhang et al. (2017)はこのような眼の壁雲交換 を「部分的な眼の壁雲交換」と呼んだ。



図 2.3.6 一回目の眼の壁雲交換時の降水強度分布. 黒線は気象庁速報解析の経路及び風速場解析で抽出された 中心点を示す. 円は台風中心から半径 50km 及び 100 kmを示す. 台風の中心点(黒点)は台風スケールの循環中心 点であり、気象庁速報解析の線形内挿点とは異なる.



図 2.3.7 神津島空港で観測された(a) 海面更正気圧,(b) 1 分毎の最大瞬間風速の最大値とその風向.



図 2.3.8 二回目の眼の壁雲交換時の降水強度分布. 黒線は気象庁速報解析の経路及び風速場解析で抽出された 中心点を示す. 円は台風中心から半径 50km 及び 100 kmを示す. 台風の中心点(黒点)は台風スケールの循環中心 点であり、気象庁速報解析の線形内挿点とは異なる.

### (ii) レインバンドと風速の極大

千葉県南部の高度2kmの上空では、台風が三浦半島を通過する前の9月8日1630UTC頃から、東京湾を通過中の1900UTCにかけて、風速50m/s以上の風が吹いていた(図2.3.9左)。特に1730UTCから1900UTCにかけては、眼の壁雲から台風の南東側にスパイラル状に延びる強いレインバンドが見られ、その風下側で風速が局所的に増加していた(図2.3.9中及び右)。活発なレインバンドは他に台風の眼の壁雲の北東側と西側にもそれぞれ見られた。

台風の南東側のレインバンドは台風が千葉県に上陸以降さらに発達した。この頃の GBVTD 法による風速は過小評価となっている可能性が高いが、南東側のレインバンド付近では風速も局所的に強くなっていた(図略)。



図 2.3.9 ドップラー速度データから推定された高度 2 km の風速(左側)、高度 2 km の風速から移動速度を差し引 いて求めた台風の移動に相対的な風速(真ん中)及び降水(右側)の分布。上段は 9 月 8 日 1630UTC、中段は 9 月 8 日 1745UTC、下段は 9 月 8 日 1850UTC. 黒線はレーダー解析に用いた台風経路を示す. 円は内側から順に、台風中 心点から 50km、100km の距離を示す. 対象時刻の前後 5 分以内に地上で観測された最大瞬間風速の極値を黒枠内に 示す. 風速の空白域は、ドップラー速度の観測値がないため、風速が推定できなかったことを示す。風速場推定手 法の精度的限界のため、風向には不確実性があることに注意が必要である.

### (iii) 風速の継続時間と地上の突風

千葉県南部の上空では、レインバンドに伴う局所的な風速増加と、地理的に台風の進行方向の右側に位置していたことが影響し、台風の大部分が陸地にあるにもかかわらず、少なくとも1900UTC頃までは風速が減少しなかった。その結果、千葉県南部の高度2kmの上空では、風速50m/s以上の風が最大で2時間にわたり吹き続いていた(図2.3.10右)。また、伊豆半島から関東地方南部、茨城県にかけての広い範囲で、風速40m/s以上の風が高度2kmの

上空で吹き続いていた(図 2.3.10 左)。

一般に高度2kmの風速と地上で起こる最大瞬間風速(突風)の極値は、各観測点で見ると、良い対応関係にある。 実際、台風の眼の壁雲(強い降水域)付近では、高度2kmの風速に匹敵する最大瞬間風速の極値が地上(沿岸地域) でしばしば観測されている。ゆえに、高度2kmの風速は、地上(沿岸地域)で起こる最大瞬間風速の極値をある程 度推測できる高度の風と言える。熱帯低気圧の観測研究や理論研究によると、台風の眼の壁雲付近では、地上の10 分平均風速が高度2km風速の約0.8 倍になる関係が知られている。また、地上10 分平均風速と最大瞬間風速(3 秒平均風速)の極値は、約1.2 倍になることが知られている。結果的に、レーダーで観測される高度2km風速と地 上(沿岸地域)で観測される最大瞬間風速の極値はほぼ同じになりうる。

台風第 15 号の事例においても概ね良い対応が見られた。沿岸域のアメダスで観測された1分毎の最大瞬間風速 とその上空の高度2kmのレーダーで推定された風速の関係を見ると、台風第15号では、高度2km風速に相当する 最大瞬間風速の極値を地上で観測していたことがわかる(図 2.3.11)。また、千葉県館山で観測された1分毎の最 大瞬間風速と高度2kmの推定風速の時系列によると、高度2kmで推定風速 50m/s 以上の風が吹いている間、地上 では40m/s以上の最大瞬間風速が頻繁に観測されていた(図 2.3.12)。

高度2kmの風速と最大瞬間風速の極値の間の一般的な関係とレーダー解析の結果を合わせて考えると、千葉県館 山で観測されたような40m/s以上の最大瞬間風速の極値が、観測データのない千葉県南部の沿岸地域全域でも生じ ていた可能性が示唆される。



図 2.3.10 高度 2 km 付近で風速 40m/s 以上(a)、及び風速 50m/s 以上(b)の風が吹いていたと推定される積算時間(分).積算は 9 月 8 日 1500UTC から 9 日 0400UTC まで.



図 2.3.11 沿岸域のアメダスで観測された1分毎の最大瞬間風速の最大値と高度2kmの推定風速の散布図(9 月8日1500UTCから9日0400UTCまで).



図 2.3.12 千葉県館山で観測された1分毎の最大瞬間風速の最大値と高度2kmの推定風速の時系列(9月8日 1500 UTC から1836 UTC まで).緑色は推定風速が50m/s以上の期間を表わす.

### (iv) 海陸分布の影響

Kepert 氏の境界層モデル(Kepert and Wang 2001)を使用して、関東地方の海陸分布や移動速度が台風の非対称構造にどう影響を与えたか調べた。この境界層モデルは、湿潤過程が入っていないドライモデルであり、摩擦分布に対応した境界層内の非対称構造を診断する(Kepert 2006b)。ここでは9月8日1730UTCにおける風速場(レーダーから GBVTD 法で算出)から傾度風バランスを仮定して推定した軸対称な気圧場(高度5km)を境界層モデルに与えることで、摩擦応答に伴う風速場を診断した。また関東南部の海陸分布(標高0mとする)を与えるのみとし、地形の影響は診断しない。

図 2.3.13a によると、海陸分布の影響により、台風の南側にあたる相模湾で摩擦収束が強まることが診断された。 これに移動速度の効果が加わると(図 2.3.13b)、進行方向前面(北東側)と北西側にも摩擦収束域ができた。その 結果、摩擦収束の極大域が房総半島先端から相模湾にかけてと、房総半島、及び湘南海岸付近の三か所に診断され た。これらの診断された摩擦収束の極大域付近には、実際に眼の壁雲を構成する三つのレインバンドが形成されて いた(図 13c)。よって、台風が三浦半島から東京湾を通過している時の非対称な降水分布は、移動速度と海陸分布 が影響していたことがわかった。

一方、今回使用した境界層モデルでは、高度 2km 付近に見られた風速極大を診断しなかった。レインバンドの発達に伴う湿潤プロセスの影響を考慮しないといけないかもしれない。今後の課題である。



図 2.3.13 9月8日 1730UTC における、(a, b)境界層モデルを用いて診断された高度1kmでの鉛直速度(カラ 一)及び高度2kmでの風速(実線), (c)降水強度.

### 2.3.4 まとめ

台風第15号の発達期における環境場の特徴と、関東地方上陸前後における、台風の降水分布及び風速場の時間変 化を調査した。台風第15号は、海面水温が30度で、非常に小さな鉛直シアー(5m/s以下)の環境場で発達した。 このような条件は一般に発達に好都合な環境場である。一方でこの台風は、周辺を乾燥空気に囲まれ、総観規模の 上層高気圧のほぼ真下に位置し、上層発散が抑制された環境場であったにもかかわらず発達したことは特筆すべき 特徴である。台風は非常にコンパクトな構造を有して最盛期に達し、その後大きく衰弱せずに関東地方に上陸した。 台風は伊豆諸島近海を北上中と茨城沖に進んだ直後に眼の壁雲交換を経験した。上陸後には眼の壁雲が収縮して非 降水の眼領域がつぶれた一方、眼の壁雲から外側にスパイラル状のレインバンドが発達し、房総半島南部でしばら く停滞した。台風の移動速度(7m/s)の影響で、風速場は非対称な構造になっており、進行方向右側の千葉県で風 速が増加した。さらにストームリラティブな風速場は、上陸前は進行方向前面に極大域があった一方、陸地の影響 を受けた後は台風の南東側に極大域が現れた。その結果、千葉県南部では高度2km付近で風速50m/s以上の風が最 大で2時間にわたって吹き続いていた。沿岸域では高度2kmの風速と同程度の最大瞬間風速の極値が地上で観測さ れうることが知られている。今回の解析結果から、千葉県館山で頻繁に観測された40m/s以上の最大瞬間風速は、 アメダスによる観測のない千葉県南部の沿岸地域でも生じていた可能性が示唆された。最後に、境界層モデルを用 いた調査により、台風が東京湾を進んでいる時の非対称な降水分布は、台風の移動の影響に加え、関東地方の海陸 分布が影響したことが示唆された。

## 謝辞

本調査を進めるにあたり、貴重な観測データを迅速に提供くださった気象庁観測部、成田航空地方気象台、及び東 京航空地方気象台の関係者に深く感謝いたします。また、境界層モデルの使用を許可いただいたオーストラリア気 象局及び Jeff Kepert 氏に感謝いたします。本調査は、科学研究費助成事業(特別研究促進費)「停電の長期化に伴 う影響と風水害に関する総合調査」(代表丸山喜久千葉大学教授)の助成を得て行われた。

### 参考文献

- Bell, M. M., and W. Lee, 2012: Objective tropical cyclone center tracking using single-Doppler radar. J. Appl. Meteor. Climatol., 51, 878-896.
- Jou, B. J.-D., W. C. Lee, S. P. Liu, and Y. C. Kao, 2008: Generalized VTD retrieval of atmospheric vortex kinematic structure. Part I: Formulation and error analysis. Mon. Wea. Rev., 136, 995-1012, doi:10.1175/2007MWR2116.1.
- Kepert, J. D., 2006b: Observed boundary layer wind structure and balance in the hurricane core. Part II: Hurricane Mitch. J. Atmos. Sci., 63, 2194-2211, doi:10.1175/JAS3746.1.
- Kepert, J., and Y. Wang, 2001: The dynamics of boundary layer jets within the tropical cyclone core. Part II: Nonlinear enhancement. J. Atmos. Sci., 58, 2485-2501, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<2485:TDOBLJ>2.0.CO;2.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricanemodels by vortex specification. Mon. Wea. Rev., 121, 2030-2045, doi:10.1175/1520-0493(1993)121,2030:AISOHM.2.0.CO;2.
- Lee, W.-C., B. J.-D. Jou, P.-L. Chang, and S.-M. Deng, 1999: Tropical cyclone kinematic structure retrieved from single-Doppler radar observations. Part I: Interpretation of Doppler velocity patterns and the GBVTD technique. Mon. Wea. Rev., 127, 2419-2439.
- Ono, M., S. Notsuhara, J. Fukada, Y. Igarashi, and K. Bessho. 2019: Operational Use of the Typhoon Intensity Forecasting Scheme Based on SHIPS (TIFS) and Commencement of Fiveday Tropical Cyclone Intensity Forecasts. Technical Review No. 21. RSMC Tokyo Typhoon Center.
- Rappin, E. D., and D. S. Nolan, 2012: The effect of vertical shear orientation on tropical cyclogenesis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 138, 1035-1054.
- 9) 嶋田宇大, 大和田浩美, 2019: SHIPS. 気象研究所技術報告, 82, 4-19.
- Shimada, U., M. Sawada, and H. Yamada, 2018a: Doppler radar analysis of the rapid intensification of Typhoon Goni (2015) after eyewall replacement. J. Atmos. Sci., 45, 143-162.
- Wang, Y., 2009: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? J. Atmos. Sci., 66, 1250-1273, doi:10.1175/2008JAS2737.1.
- 12) Wang, Y., Y. Rao, Z.-M. Tan, and D. Schonemann, 2015: A statistical analysis of the effects of vertical wind shear on tropical cyclone intensity change over the western North Pacific. Mon. Wea. Rev., 143, 3434-3453, doi:10.1175/MWR-D-15-0049.1.

- 13) Yamaguchi, M., H. Owada, U. Shimada, M. Sawada, T. Iriguchi, K. D. Musgrave, and M. DeMaria., 2018: Tropical Cyclone Intensity Prediction in the Western North Pacific Basin using SHIPS and JMA/GSM. SOLA, 14, 138-143.
- 14) Zhang, F., D. Tao, Y. Q. Sun, and J. D. Kepert, 2017: Dynamics and predictability of secondary eyewall formation in sheared tropical cyclones. J. Adv. Model. Earth Syst., 9, 89-112, doi:10.1002/2016MS000729.

# 超高分解能モデルによる市街地での突風の解析

# Numerical Analysis of Turbulence and Gust in an Urban District with an Ultra-High-Resolution CFD Model

# 竹見 哲也\*1 Tetsuya TAKEMI

This study examined the characteristics of severe winds and gusts over an urban district during the passage of Typhoon Faxai (2019) by using an ultra-high-resolution computational fluid dynamics (CFD) model. A building-resolving large-eddy-simulation modeling for turbulent motions was employed in the CFD model. As a case, business districts in Tokyo were chosen for the numerical analysis. The large eddy simulations realistically reproduced turbulent winds within the urban districts. It was found that the peak gusts becom stronger in areas consisting of buildings with variable heights and open spaces/major streets. Urban districts are highly susceptible to wind-induced damages.

Keywords : severe winds, gust, turbulence, large-eddy simulation, computational fluid dynamics

## 2.4.1 はじめに

台風 15 号により,関東各地で暴風が吹き,特に房総半島では広域で倒木や電力網への被害が生じ,長期間におよぶ停電が発生し,生活基盤に甚大な影響が生じた。最大瞬間風速としては,房総半島の地点では,館山 48.4 m/s,勝浦 40.8 m/s,木更津 49.0 m/s,千葉 57.5 m/s,成田 45.8 m/s,銚子 40.4 m/s といった暴風が観測された。一方,東京都心でも暴風が吹き,東京 31.4 m/s,羽田 43.7 m/s,江戸川臨海 36.5 m/s といった最大瞬間風速が記録された。

こういった瞬間的に強まる突風は、台風自身が気象現象として持つ固有の擾乱特性から生じる場合もあれば、地 表面の複雑さや凹凸具合によって生じる気流の乱れから生じる場合もある。どちらの影響が顕著に表れるかは、気 象場や地理的な特徴に応じて変化する。例えば、竜巻やダウンバーストといった局所的な現象の場合には、突風は 現象が持つ固有の特性に応じて定量的に決まると言える.一方、台風や低気圧の場合には、気象場の影響が顕著に 表れる場合もあれば、地形や都市構造といった地表面形状の影響が支配的になる場合もあるであろう。

例として 2018 年台風 21 号の場合を考えると、市街地における突風率は 2 前後となり、一般的に知られた突風率 (概ね 1.2~1.5)よりもはるかに大きな値を取ることが分かった<sup>1)</sup>。これは、市街地で生じる突風は、地表面の形状 あるいは粗度に一定程度は影響を受けるということを示唆している。

そこで本研究では、市街地で生じる暴風や突風を定量的に見積もることを目的とする。東京都心の高層ビルが林 立する街区を解析対象とすることで、ビルの高さや密集度によって風速変動が街区内でどのように変化するかにつ

*1 京都大学防災研究所	准教授	・理博	Assoc. Prof., Disaster Prevention Research Institute,
±			Kyoto University, Dr.Sci.
いて調べる。建物を陽に表現し, large eddy simulation (LES)により, 超高分解能で数値シミュレーションし, 台風 15 号通過時に想定される東京都心での暴風を量的に再現する。

## 2.4.2 数値モデルおよびシミュレーションの設定

本研究で用いた数値モデルは、Yoshida et al. (2018)<sup>2)</sup>、Yoshida and Takemi (2018)<sup>3)</sup>で開発された LES モデルである。 本 LES モデルは、Nakayama et al. (2011)<sup>4)</sup>に基づき、MPI による大規模並列化などの高速化が施されている<sup>5)</sup>。この LES モデルでは、乱流粘性は標準スマゴリンスキーモデルによりモデル化されており、京都市街地での観測結果と の比較からスマゴリンスキー定数を 0.14 と設定している<sup>2)</sup>。本 LES モデルにより、京都市街地<sup>2)</sup>や大阪市街地<sup>6</sup>を 対象に、乱流シミュレーションが実施されている。大阪市街地を対象とした研究<sup>6</sup>では、2018 年台風 21 号の通過に 伴って生じた市街地内での暴風を定量的に表現することに成功し、高層ビルの周囲に大通りや中低層建物が混在す る街区では、境界層上端高度の風と同程度の暴風が地上でも吹くことが示された。このように本 LES モデルは、既 に実市街地での適用例を重ね、実績を残しているものである。

解析対象領域は、図 2.4.1 の白枠で示した東西 2 km・南北 3 km の範囲とした。図中には、国際航業(株)による 3 次元地理空間データ PAREA-LiDAR より作成した 2 m 分解能での東京都心部の建物高さの分布を示す。その中で、 解析対象として、高層ビルが林立し、また中低層の建物が密集したり、大通りや公園といった空間が存在したりと いった多様な空間特性を持つ範囲を選んだ。計算領域の鉛直方向には 1.026 km の高さを設けた。



図 2.4.1 東京都心部での建物高さ(単位:m)の分布とLES モデルによる計算領域(白枠)

図 2.4.1 に示される実際の都市建物データを用い,建物や構造物を陽に LES モデルの下端境界条件として与える。 LES モデルの格子系は直交直線座標系であり,建物が流れ場に及ぼす影響を Goldstein et al. (1993)<sup>7</sup>によるフィード バック強制により表現し,建物が存在する格子点において,この強制を運動方程式の外力項として与える。建物が 存在しない流体の格子点では,この外力項は除外する。このように,格子点毎に流体か建物かを都市建物データ PAREA-LiDAR から判別することで,統一した支配方程式を直交直線座標系で差分化し,数値的に時間積分する。 本研究での計算領域の空間分解能は,水平格子幅を2mとし,鉛直格子幅は地面から高度350mまでは2m,350m より上空では2mから徐々に間隔を16mにまで広げて設定した。これによって,建物部分については,水平・鉛直 方向ともに2mの解像度で表現されることになる。

台風 15 号の通過時の東京都心部での強風は、概ね北よりであったことから、解析対象領域の北側境界を流入境界 とし、北風を想定した場合の対象領域内の乱流シミュレーションを実施した。乱流シミュレーションをするために は、流入境界において適切な強度を持った変動風を境界条件として注入することが必要不可欠である。本研究では、 Nakayama et al. (2011)<sup>4)</sup>を参考にして、解析対象とする計算領域とは別に、乱流を駆動するドライバー部を設け、十 分に吹走させることで乱流を生成する手法を用いた。ドライバー部では、下端境界に高さに粗度ブロックを配置し、 吹走させることで十分な変動性状を持つ乱流を生成させ、ライバー部での流出境界での変動風速を解析対象領域の 流入境界面に与えた。この手法は、Yoshida et al. (2018)<sup>2)</sup>および Yoshida and Takemi (2018)<sup>3)</sup>と同じものである。解析 対象の本計算領域の下流側の境界には放射条件、側面境界面には周期条件を課した。

図 2.4.2 に、本計算領域を拡大した範囲を示す。この図では、左が北側、右が南側、上が東側、下が西側を示し、 流入境界は左境界となる。北風が主流方向とみなすことから、図中の左から右向きを主流方向として x 座標とし、 それと直交する軸を y 座標と設定した。なお、解析対象領域である x 方向 3 km・y 方向 2 km の範囲の外側に、一 様高さの粗度ブロックを規則的に配置し、バッファー領域とすることでドライバー部から本計算領域への不自然な 接続を回避するように工夫した。バッファー領域も含めた本計算領域の大きさは、x 方向 4 km・y 方向 2.4 km とし た。バッファー領域は、ドライバー部でも設定しており、ドライバー部の計算領域は、x 方向 6 km・y 方向 2.4 km・ z 方向(鉛直方向) 1.026 km である。

時間積分は5400秒とし、最後の1800秒間の出力データにより解析した。



図 2.4.2 図 2.4.1 の白枠を拡大した本計算領域および建物高さ(m)分布。解析対象領域の外側には一様粗度ブ ロックを配置したバッファー領域を設けている。

#### 2.4.3 解析結果

最初に,解析領域での平均風速の鉛直プロファイルを見てみる。時間積分した 5400 秒間で時間平均し,かつ高度別に面平均した風速の鉛直分布を図 2.4.3 に示す。図中の風速は,平均風速の最大値が見られた高度 326 m での風

速U<sub>∞</sub>により規格化した数値により示している。この平均風速プロファイルは、大阪市街地でシミュレーションした ときに得られたもの<sup>の</sup>と似たものとなっている。解析対象とした東京都心部と大阪市街地での粗度特性が似ている ため、平均風速としては同様の形状となる。言い換えれば、大都市の粗度特性に応じた乱流境界層が良好に表現す ることができたと言える。



図 2.4.3 本計算領域での平均風速の鉛直プロファイル。境界層上端高度(326 m)での風速(U<sub>∞</sub>)で規格化した風速値により示す。

以上のように作成した乱流境界層において見られる風速場について以下に調べる。

まず,地上風速場を見てみる。ここで地上風とは,地上高 10m での風とする。図 2.4.4 に時間積分の後半 1800 秒 で平均した風速場を示す。本解析では,北風を主流風向としているため,南北の大通りにおいて全般的に平均風速 が強いことが分かる。また,ある程度の広がりを持ったオープンスペースでも風速が強くなっている。一方,建物 の密集度が高い街区においては,平均風速が弱いことも見てとれる。このように平均風速で見ても,市街地内では 局所的に大きく変化し,建物の配置や密集度に応じて変わるのである。言い換えれば,市街地で観測された風速値 の空間代表性をどう捉えるべきかについて十分に注意して考える必要があると言える。

次に,最大瞬間風速の分布を見てみる。図 2.4.4 から,流入境界の左境界から x 軸の向きに 0.5 km までの距離で, 風速が一律に局所的に強まっているように見え,物理的に不整合な分布と言える。これは,ドライバー部,バッフ アー領域と吹走した後,実在都市の解析領域に流入したところで粗度の変化の影響を受けて,気流が現実的とは言 えない応答を示すためである。そこで,x 座標が 1.0 km の位置から下流側の範囲において,最大瞬間風速の分布を 調べることとする。最大瞬間風速は,時間積分の最後 1800 秒の間での格子点毎の時系列から最大値を求めることで 決定した。図 2.4.5 に,1 km 四方の範囲毎に最大瞬間風速の分布を示す。最大瞬間風速値が大きくなっている場所 は,x 方向(南北方向)に伸びる大通り沿い,大規模な建物(高層の場合が多い)の周辺部,空間的な広がりがある オープンスペースなどである。特に大規模建物の周辺では,オープンスペースが確保されている場合が多く,そう いった場所では全般的に風速値が極めて大きくなっていることが分かる。



図 2.4.4 地上高 10 m での時間平均した風速場。高度 326 m での風速U<sub>∞</sub>により規格化している。灰色部分は建物を表す。



図 2.4.2 の解析対象領域のうち 1 km 四方の範囲で分けて示した格子点別の最大瞬間風速値。x 軸および y 軸の座標は,図 2.4.2 または 2.4.4 での座標と一致している。灰色部分は建物を表す。

このような最大瞬間風速値の分布の特徴は,2018 年台風 21 号の通過に伴い生じた大阪市街地内での暴風の出現 特性とも一致している。大規模な建物は高層でもあり,そういった構造物の周囲では,迂回する流れ,上空からの 下方への運動量輸送の促進,気流の収束といった効果が複合的に作用することにより,最大瞬間風速値が極めて大 きくなるのである。

Nakayama et al. (2012)<sup>8</sup>は、気象モデル Weather Research and Forecasting (WRF)モデルによる 60 m メッシュまでの ダウンスケールシミュレーションと都市建物解像の LES モデルとを接続することにより、2009 年台風 18 号により 東京で観測された最大瞬間風速 30.2 m/s の再現実験をした。建物解像 LES モデルにより、突風率 2 を超える風速変 動を再現することが可能となり、ほぼ観測と一致した瞬間値を再現することができた。気象モデルで表現される風 速値は、100 m メッシュ以下よりも高分解能でシミュレーションした場合であっても、おおむね数分から 10 分程度 の時間平均した観測風速に対応する。特に都市のような複雑地表面上での風速変動は、建物を陽に表現することで 初めて現実的に激しく変動する風速が再現できるのである。Nakayama et al. (2012)<sup>8</sup>で示した通り、都市街区内での 風速変動は、LES モデルにより初めて定量的に表現できるものである。

しかし, Nakayama et al. (2012)<sup>80</sup>の LES では,水平分解能が 20 m であったため,街区内での詳細な瞬間的な変動 を表現することは困難であった。本研究では,水平分解能 2 m という超高解像度と設定することにより,図 2.4.5 に 示した通り,街区内での個別の建物周りの瞬間的な風速変動をも再現することができた。このような超高解像度モ デルにより,都市で生じる突風を定量的に見積もることが可能となった。

#### 2.4.4 まとめ

本研究では、建物解像 LES モデルを用いて、東京都心部での突風の数値解析をした。3次元地理空間データを用いることにより、東京都心部での実際の建物や構造物を LES モデルの下端境界に設定し、現実の都市で生じるであろう風の非定常な挙動を再現することができた。

解析の結果,主流方向に伸びる大通り沿い,大規模な建物の周辺部,空間的な広がりがあるオープンスペースといった場所において最大瞬間風速が特に強くなることが分かった。特に大規模建物の周辺では,オープンスペースが確保されている場合が多く,そういった場所では全般的に最大瞬間風速値が極めて大きくなっていることが分かった。このように,超高解像度の建物解像 LES モデルにより,実際の都市街区内で生じる暴風,突風を定量的に表現することが可能となった。

本研究で示した LES モデルによる数値解析手法は,都市といった複雑地表面上で生じる暴風のリスクを定量的に 評価する手法として活用できる。近年,全国で進む都市再開発,都市再生による建物の高層化,密集化を考えると, 都市での暴風リスクは,以前にもまして高まっていると言える。本研究で用いた解析手法は,今後様々な都市での 暴風リスクを定量的に評価するアプローチとして有用になるであろう。

#### 参考文献

- 1) 竹見哲也,石川裕彦,2019:2018 年台風 21 号による暴風の解析. 京都大学防災研究所年報,第62 号 B, pp.386-392.
- Yoshida, T., T. Takemi, and M. Horiguchi, 2018: Large-eddy-simulation study of the effects of building height variability on turbulent flows over an actual urban area. Boundary-Layer Meteorology, Vol. 168, pp. 127-153, doi: 10.1007/s10546-018-0344-8.

- 3) Yoshida, T., T. Takemi, 2018: Properties of mixing length and dispersive stress in airflows over urban-like roughness obstacles with variable height. Scientific Online Letters on the Atmosphere, Vol. 14, pp. 174-178, doi:10.2151/sola.2018-031.
- Nakayama, H., T. Takemi, and H. Nagai, 2011: LES analysis of the aerodynamic surface properties for turbulent flows over building arrays with various geometries. Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol. 50, pp. 1692-1712, doi: 10.1175/2011JAMC2567.1.
- 5) Vanderbauwhede, W., and T. Takemi, 2015: Twinned buffering: A simple and highly effective scheme for parallelization of Successive Over-Relaxation on GPUs and other accelerators. High Performance Computing and Simulation (HPCS), 2015 International Conference on, pp. 436-443, 20-24 July 2015, doi: 10.1109/HPCSim.2015.7237073.
- 6) Takemi, T., T. Yoshida, S. Yamasaki, and K. Hase, 2019: Quantitative estimation of strong winds in an urban district during Typhoon Jebi (2018) by merging mesoscale meteorological and large-eddy simulations. Scientific Online Letters on the Atmosphere, Vol. 15, pp. 22-27, doi:10.2151/sola.2019-005.
- Goldstein, D., Handler, R., and Sirovich, L., 1993: Modeling a noslip flow boundary with an external force field. J. Comput. Phys., 105, 354–366.
- 8) Nakayama, H., T. Takemi, and H. Nagai, 2012: Large-eddy simulation of urban boundary-layer flows by generating turbulent inflows from mesoscale meteorological simulations. Atmospheric Science Letters, Vol. 13, pp. 180-186, doi: 10.1002/asl.377.

# 台風15号による園芸施設への被害状況を踏まえた再解析風速データの比較

Comparison of Re-analysis Winds based on Storm Damage to Greenhouses due to Typhoon Faxai (2019)

飯塚 聡\*1, 横山 仁\*2, 清水 慎吾\*3, 鈴木 真一\*4 Satoshi IIZUKA, Hitoshi YOKOYAMA, Shingo SHIMIZU, Shin-ichi SUZUKI

This study compared the characteristics of re-analysis winds associated with Typhoon Faxai (2019) during its approach to and landfall over the Chiba Prefecture. Winds estimated from X-Band doppler radar deployed over the metropolitan Tokyo are assimilated into the cloud resolving model. This assimilated 10-m surface winds are compared with those obtained from both the Meso Scale Model (MSM) and the Local Forecast Model (LFM) of the Japan Meteorological Agency. The comparison shows that the assimilated winds well reproduce the 10-m surface wind speed and direction observed at the many AMeDAS stations over the Chiba and Ibaraki prefectures. The regional characteristics of the greenhouse damage observed over the Chiba and Ibaraki prefectures are also explained by the wind speed of the assimilated re-analysis winds.

Keywords : Typhoon Faxai, 10-m surface winds, data-assimilation, greenhouse damage

# 2.5.1 はじめに

2019年の台風 15号は中心気圧 955hPa、最大風速 45m/s の勢力を維持したまま9日3時頃に三浦半島に接近後 東京湾を進み、中心気圧 960hPa、最大風速 40m/s の勢力で9日5時頃に千葉市に上陸した。その後、北東に進み 茨城県沖に抜けたが、千葉市では最大瞬間風速 57.5m/s を観測するなど、台風の進行方向の右側にあたる房総半島 を中心に広域で暴風となった。この暴風により房総半島の各地で停電が生じ、長期間にわたり住民生活などに甚大 な影響を及ぼした。また、台風第15号による農林水産関係の被害総額は約509億円(10月10日現在、農林水産 省)に上り、その約8割を千葉県(約428億円)、1割を茨城県(約60億円)が占め、両県とも被害額の約7割を 園芸施設が占めている。

気象現象の実況把握は、災害対応の初動において有効な情報と考えられる。現在、降雨については、気象庁アメ ダスによる観測の他に国土交通省による X-Rain によるレーダ雨量観測により広範囲の面的な情報が得られる。一

*1防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門	Researcher, Storm, Flood, and Landslide Research Division,
総括主任研究員・理博	National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Dr.Sci.
*2防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門	Researcher, Storm, Flood, and Landslide Research Division,
主幹研究員・農博	National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Dr.Agr.
*3防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門	Researcher, Storm, Flood, and Landslide Research Division,
主任研究員・理博	National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Dr.Sci.
*4 防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門	Researcher, Storm, Flood, and Landslide Research Division,
主任研究員・理博	National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Dr.Sci.

方、風況の情報については、気象庁アメダスなどによる地点での観測による情報のみで、広範囲の面的な情報を把 握することはできていない。数値モデルに観測データを組み入れることにより補正した再解析データは、この問題 を補完する手法の一つとして考えられる。再解析データの精度は年々向上しているものの、今回の台風 15 号によ る強風災害の状況把握にどの程度、利活用できるのかは明らかではない。そこで、現在利用可能な再解析データで 表現される台風 15 号の風について比較評価した結果を報告する。なお、比較評価に当たっては、気象庁のアメダ スの 10 分平均値の地上 10-m 風との比較の他に、千葉県と茨城県の複数地点で現地調査した園芸施設の被害状況と の対応も比較検討した。

#### 2.5.2 再解析データの風の比較

ここで比較するのは、気象庁から提供されているメソ予報数値モデル MSM (Meso Scale Model) と局地数値予 報モデル LFM (Local Forecast Model) および雲解像度モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) に LFM のデータを側面境界条件として与えると同時に首都圏に展開している X-NET と呼ばれる X バンド気象レーダによ る観測網 (図 2.5.1) から推定した高度 1km での風の情報<sup>1</sup> (図 2.5.2a) などを同化することにより得られた再解析 データ<sup>2</sup>である (図 2.5.2b)。また、参考のために、米国の NCEP から提供されている水平解像度 1 度、0.5 度、 0.25 度の再解析データも示す。なお、各データの概要を表 2.5.1 に示す。

			•
再解析データ名	空間分解能	範囲	標準値(予報値)の出力時間間隔
NCEP-GFS	100km~1 度	全球	6時間(3時間)
NCEP-GFS	50km~0.5 度	全球	6時間(3時間)
NCEP-GFS	25km~0.25 度	全球	6時間(3時間)
MSM	5km~0.05×0.0625 度	日本域	3時間(1時間)
LFM	2km~0.02×0.025 度	関東域	1時間(30分)
CReSS	1km	関東域	10 分

表 2.5.1 再解析データの名前と解像度



図 2.5.3 は、9 月 9 日 3 時における NCEP から提供されている水平解像度 1 度、0.5 度、0.25 度の NCEP-GFS の 高度 1km における風の場と海面気圧分布ならびに MSM と LFM の高度 1km の風の場と海面気圧分布、さらに、 CReSS の高度 1km の風の場と海面気圧分布を示したものである。房総半島の南端の 35°N, 140°E 付近では、いず れのデータでも約 50m/s の風速を示しているが、水平解像度 1 度の NCEP では中心気圧の位置が三浦半島から北 東へ大きくずれており、中心気圧の低下も著しく過小評価されている。水平解像度 0.5 度の NCEP でも、ずれ幅は



小さくなるものの、同様な 傾向が見られる。しかし、水 平解像度 0.25 度になると、 LFM と同程度の風速や気圧 場を再現している。一方、水 平解像度 0.25 度の NCEP よりも水平解像度が細かい MSM の風の場を見ると、 LFM に比べると台風の進行 方向の右側の房総半島周辺 での強風域の範囲が小さく、 反対側の強風域の位置もや や西へずれている。最も水 平解像度が高い CReSS の 風を見ると、LFM に類似し ているが、レーダの情報(図 2.5.2a) が入る進行方向の 西側の神奈川県で差異が見 られる。

次に、気象庁のアメダスの 10 分平均の風と MSM, LFM および CReSS の地上 10m での風速・風向を比較したも のを図 2.5.4 に示す。レーダの情報が得られない新島では CReSS, LFM, MSM のいずれも台風通過後の風速が過大 評価傾向となるなど観測とのずれが大きい。しかし、大島では、台風が通過した 1 時頃からレーダのデータ同化に よる補正効果で、MSM, LFM と比べて CReSS では観測に近い風速が再現されている。また、新木場、香取、成田、 茂原、木更津、勝浦、佐倉、横浜、三浦、辻堂、柏、竜ケ崎でも、最大風速が観測された時刻を中心に MSM, LFM と比べてアメダスで観測に非常に近い風速が CReSS では再現されている点は特筆すべき点と言える。ただし、最 大瞬間風速 52m を周辺の海上自衛隊館山航空基地で記録した館山や最大瞬間風速 57.5m が観測された千葉では、 観測に比べ過小評価されている。また、羽田では最大風速観測時刻直後に風速が不自然に低下している。この原因 として、細かく複雑な雨雲の状況においてレーダで必ずしも時空間方向に一様に風速データが推定できないことの 他に、観測データを同化する際の時間・空間的な範囲を決めるパラメータなどの設定による問題が挙げられる。但 し、前者については、国土交通省の X-Rain など他の観測データを活用することで、後者の問題については今後事例 を増やすことによりパラメータ値を適切にチューニングすれば改善される可能性が高い。一方、風向については、 今回の台風 15 号通過時においては、MSM, LFM, CReSS のいずれもアメダスで観測された値をほぼ再現している。 これらから、一部で風速を過小評価している地点はあるものの、MSM, LFM に比べて CReSS はアメダス地点で観 測された 10 分平均値の値を全体的にはより精度良く再現していると判断できる。













## 2.5.3 園芸施設の被害状況と再解析の風との対応

次に、強風により倒壊した園芸施設の状況およびそれから推定された風向と CReSS の風速データとの対応関係 について調べる。台風 15 号が通過した後の 9 月 10 日から 10 月初旬にかけて、千葉県および茨城県内を数回に分 けて周り、園芸施設の被害状況について調査した。今回の台風 15 号により倒壊が確認された園芸施設の地点を表 2.5.2 に、現地調査から推定した各地点での風向を図 5 に表示する。また、写真 2.5.1 から 2.5.24 は、各地点での園 芸施設の被害状況を示したものである。

番号	地名	緯度	経度	風向
1	茨城県つくばみらい市中島	35.96	140.06	北西
2	茨城県取手市小泉	35.90	140.09	南東
3	茨城県取手市清水	35.90	140.10	東
4	茨城県行方市玉造	36.10	140.42	北北東
5	茨城県行方市小貫	36.11	140.47	東
6	茨城県鉾田市白塚	36.17	140.56	東
7	茨城県鉾田市湯坪	36.18	140.56	東と西
8	千葉県佐倉市上勝田	35.70	140.28	南南東
9	千葉県八街市大関	35.66	140.30	東
10	千葉県八街市八街	35.61	140.32	東
11	千葉県八街市武勝	35.63	140.32	東
12	千葉県八街市笹引	35.63	140.31	南東
13	千葉県南房総市富浦町1	35.04	139.84	南
14	千葉県南房総市富浦町2	35.04	139.84	東
15	千葉県南房総市富浦町3	35.04	139.84	南東
16	千葉県館山市布沼1	34.95	139.82	南西
17	千葉県館山市布沼2	34.96	139.80	南
18	千葉県木更津東インター脇	35.36	140.05	南東
19	千葉県君津市湯名	35.36	140.05	南南東
20	久留里線下郡駅すぐ傍の踏切周辺	35.35	140.05	東
21	千葉県君津市山本	35.35	140.05	南南東
22	千葉県君津市西原1	35.34	140.05	南南東
23	千葉県君津市西原2	35.34	140.05	南
24	千葉県君津市西原3	35.34	140.06	南東

表 2.5.2 現地調査した地点名・緯度・経度との倒壊した園芸施設から推定した風向

図 2.5.6 から図 2.5.12 に、現地調査した地点で倒壊した園芸施設から推定された風向と CReSS の風向が一致した時刻で CReSS の風速が最大の時の風速分布を示す。南房総市では 30m/s 以上の風速が、そのほかの木更津市、 八街市、取手市、つくばみらい市、鉾田町では 15m/s 以上の風速となっていることがわかる。また、木更津市では すぐ近くで 20m/s 以上の風速も見られる。今回現地調査を実施した地点では、通常のパイプハウスの倒壊が確認さ れたが、例外的に南房総市では鉄骨ハウスの倒壊やガラス温室の被覆材の破損が見られた。木更津市でも、鉄骨ハ ウスの倒壊は確認されなかったが、ガラス温室の被覆材の破損は見られた。一般に、最大瞬間風速は 10 分平均風 速の 1.5 倍から 2 倍とされているが、粘性項に対してレイノルズ平均を施す気象モデルでは、最大瞬間風速のよう な乱れを表現することができないことから、CReSS の風速の 2 倍の値が各地点での最大瞬間風速として考える。 補強の程度によって変わるが、園芸施設はその構造部材により風に対する強度が異なり、通常のパイプハウスでは 約 30m/s、鉄骨ハウスやガラス温室では約 50m/s 程度が許容される設計用の最大瞬間風速とされている<sup>3</sup>。これら から、CReSS から想定される各地点での最大瞬間風速は、現地調査で確認された園芸施設の被害特徴と比較的良 く対応していると言える。



2002年台風21号の際、千葉県・茨城県下での多くの園芸施設は台風の進行方向の前面の東寄りの風で倒壊して いたことが森山等(2003)<sup>4</sup>により報告されている。今回の台風15号においても、千葉県・茨城県下での多くの園芸 施設は台風の進行方向の前面の東寄りの風で倒壊していた。一般には、台風の進行方向の右側で最大風速が観測さ れることから園芸施設が北東方向に倒壊することが想像される。現地調査で話を伺った関係者の中には、電柱は西 側に倒壊していることもあり、竜巻等の影響を指摘する話も聞かれた。しかし、今回の台風15号による風が極め て強かったため、台風の進行方向の前面の東寄りの風で園芸施設の多くが西側へ倒壊したためと推定される。



写真 2.5.1: つくばみらい市中島



写真 2.5.3: 取手市清水



写真 2.5.5: 行方市小貫



写真 2.5.2: 取手市小泉



写真 2.5.4: 行方市玉造



写真 2.5.6: 鉾田市白塚



写真 2.5.7: 鉾田市湯坪



写真 2.5.8: 佐倉市上勝田



写真 2.5.10: 八街市八街



写真 2.5.12 八街市笹引



写真 2.5.7: 鉾田市湯坪



写真 2.5.9: 八街市大関



写真 2.5.11: 八街市武勝



写真 2.5.13: 南房総市富浦町1



写真 2.5.15: 南房総市富浦町 3



写真 2.5.17: 館山市布沼 2



写真 2.5.19: 君津市湯名



写真 2.5.14: 南房総市富浦町 2



写真 2.5.16: 館山市布沼 1



写真 2.5.18: 木更津東インター脇



写真 2.5.20: 久留里線下郡駅すぐ傍の踏切周辺



写真 2.5.21: 君津市山本



写真 2.5.23: 君津市西原 2



写真 2.5.22: 君津市西原 1



写真 2.5.24: 君津市西原 3





図 2.5.7: CReSS による木更津市(記号 K)で倒壊した園 芸施設から推定した風向と一致する時刻(2019 年 9 月 9 日 6 時 30 分)の 10m 風速分布。



図 2.5.8: CReSS による八街市(記号 Y)で倒壊した園芸 施設から推定した風向と一致する時刻(2019 年 9 月 9 日 3 時)の 10m 風速分布。





図 2.5.9: CReSS による取手市(記号 T)で倒壊した園芸 施設から推定した風向と一致する時刻(2019 年 9 月 9 日 4 時 40 分)の 10m 風速分布。



図 2.5.11: CReSS による鉾田市(記号 H)で西側に倒壊 した園芸施設から推定した風向と一致する時刻(2019 年9月9日6時30分)の10m風速分布。



## 2.5.4 おわりに

本研究では、強風の広範囲の面的な情報としての再解析データの有効性について、今回の台風 15 号に関わる気 象庁アメダスの 10 分平均値の地上 10-m 風と現地調査した園芸施設の被害状況を踏まえ評価した。その結果、いく つかの地点では風速が過小評価されていたが、X バンド気象レーダで推定された高度 1km での風を同化した再解析 データによる地上 10-m 風は、広い範囲において気象庁アメダスで観測された風速・風向と良い対応が見られた。 観測体制の強化や同化技術の向上がより進めば、今回の台風 15 号のような強風時の面的な情報を提供するシステ ムとなる可能性が高いと考えられる。また、そのデータの地上 10-m 風は、園芸施設の倒壊や破損状況とも比較的 良い対応が見られた。各地域での構造物およびその耐風速などの情報を組み合わせれば、今回のような台風の強風 災害時における初動対応において有効な情報となることが期待される。

## 参考文献

- 前坂 剛, 真木 雅之, 岩波 越, 三隅 良平, 清水 慎吾, X バンドドップラーレーダネットワークを用いた地上風の 推定手法について, 第 20 回風工学シンポジウム論文集. https://doi.org/10.14887/kazekosymp.20.0.34.0
- K. Shimose, S. Shimizu, R. Kato, and K. Iwanami, "Analysis of the 6 September 2015 Tornadic Storm Around the Tokyo Metropolitan Area Using Coupled 3DVAR and Incremental Analysis Updates," J. Disaster Res., Vol.12, No.5, pp. 956-966, 2017. https://www.fujipress.jp/jdr/dr/dsstr001200050956/
- 3) 一般社団法人日本施設園芸協会, 温室設計指針検討専門委員会, 農業用温室設置コスト低減推進事業報告書 (平成28年度補正予算国庫補助事業) (第二分冊), 平成30年3月. https://jgha.com/wp-content/uploads/2019/11/TM06-13-lowcost1808 2.pdf
- 4) 森山英樹, 佐瀬勘紀, 小綿寿志, 石井雅久, 台風 0221 による千葉県・茨城県下の園芸施設構造の被災状況と考察, 農業施設 34 巻 3 号, 199-212, 2003.

https://www.jstage.jst.go.jp/article/sasj1971/34/3/34\_3\_199/\_pdf/-char/ja

# 台風 15 号に伴う突風と落雷の空間分布

# Spatial Distribution of Gusts and CG Lightning Associated with Typhoon 1915

# 小林 文明\* Fumiaki KOBAYASHI

Based on the detected gusts accompanied with the Typhoon T1915, the meteorological features of gusts were revealed. Almost of the gusts were accompanied with convective radar echoes. Most of the gusts occurred within 50 km from the center of the typhoon and concentrated within between East to West direction. These results implied that the gusts were influenced by both the force of gradient wind and the downdraft from cumulonimbus. The number of lightning strikes (CG) around T1915 exceeded 400 times and CG concentrated in the center of the typhoon inner core. CG lightning discharge was observed over the sea, and no CG was observed over the land after the landing of T1915.

Keywords : gust, typhoon induced tornado, downburst, Cloud-to-Ground discharge

## 2.6.1 はじめに

令和元年台風 15 号 (T1915, アジア名ファクサイ) は,9月8日21 時頃神津島付近で再発達し,955 hPa の"非常 に強い (最大風速44 m/s 以上54 m/s 未満)"勢力のまま9日03 時頃三浦半島を通過し,960 hPa で千葉市に上陸し た。台風が非常に強い勢力のまま関東に接近したのは珍しく,昨年関西を襲った台風21号 (T1821) に次いで,首 都圏が強風に曝された。関東近海で再発達したことから,東京島嶼部から関東南部で特に暴風による被害が発生し た。神津島村で58.1 m/s,千葉市中央区で57.5 m/s を記録するなど,これまでの最大瞬間風速を更新するような強 風が観測された。本節では,1)地上で観測された突風が相対的に台風のどこで発生したかという突風の空間分布 と、2) 台風15号に伴う落雷 (雷放電) 特性を調べた。

\* 防衛大学校地球海洋学科 教授・理博 Prof., Dept. of Geoscience, National Defense Academy, Dr.Sci.

## 2.6.2 突風の空間分布

台風 15 号に伴う住宅被害は,全壊 219 棟,半壊 2,126 棟,一部破損 39,828 棟となっており(消防庁,2019 年 10 月 10 日現在),全壊と半壊数は T1821 の数を一桁上回る結果となった。また,住家だけでなく,送配電設備,農業施設,樹木等が広域で甚大な被害に見舞われた。地上における突風が台風のどこで発生したのかを調べるために, 台風 21 号(T1821)同様の解析を試みた<sup>1)</sup>。

図 2.6.1 は気象官署の最大瞬間風速値(最大瞬間風速 30 m/s 以上の風速値)を記録した地点を,台風進行方向に 相対的な位置で表したものである。図中赤丸は上空に強エコー(48 mm/h 以上)が存在していた箇所である(黄色 丸は中程度のエコー,白丸は弱エコーを示す)。この図から,台風 15 号に伴う突風は半径 50 km 以内に集中し,特 に東西方向に分布する傾向が明らかである<sup>2)</sup>。一般に,T1821 で示されたように,比較的広範囲(半径 150 km)の 東側(危険半円)に分布すると考えられるが<sup>3)</sup>,本事例では一般的な傾向とは大きく異なる結果となった。これは, 台風がコンパクトで,暴風域の最大半径が約 110 km と狭かった点,台風の渦構造を維持したまま上陸した点が強く 寄与していたと考えられる。上空のエコー強度との関係は,東側(危険半円)に強エコー(台風循環内の発達した 積乱雲)に伴う突風が集中していた。





Fig. 2.6.1 Positions of maximum instantaneous wind speed (more than 30 m/s) relative to the center of T1915

#### 2.6.3 地上稠密気象観測データによる台風 15 号の特徴

関東地方に設置してある地上稠密気象観測ネットワーク (POTEKA) は,約 300 カ所の観測点で構成されており,数 km 間隔における空間分解能の観測を可能にしている<sup>4)</sup>。簡易気象計の観測値の中で,気圧値は地形や構造物の 影響をほとんど受けず,観測地点の標高による更正(海面更正気圧)のみを行えば議論することができる。台風 15 号通過に伴う気圧変化には,メソ〜マイクロスケールの大気擾乱に伴うと考えられる変動がみられた。図 2.6.2 は, 台風上陸時の気圧分布を示しており,台風の中心付近からアウターレインバンドに至る領域で密な観測が行われた ことがわかる。東京湾に沿った観測地点で 960 hPa 台が記録され,さらに近傍の地点あるいは台風中心から同距離 の地点でも気圧値が 1~2 hPa 程度異なっていた。台風 15 号の POTEKA による最小気圧値は,東京都利島で 9 月 8 日 23:09 に観測された 956.4 hPa であった。また,千葉市に上陸した時点での気圧は,9月9日 04:33 に千葉市内で 962.5 hPa が観測され,気象庁による発表(上陸時 960 hPa)と整合的であった<sup>5</sup>。



図 2.6.2 9月9日4時のレーダエコー(カラー、気象庁)とPOTEKA で観測された海面更正気圧(円内数値)<sup>5</sup>



具体的な3 観測地点における気圧の時系列をみると(図 2.6.3),台風通過前後の気圧変化パターンは類似しており,台風の構造が維持されたまま通過したことを示唆している。いずれの観測地点でも気圧の微小変化(pressure dip)が存在していたことがわかる。これは、T1821 でも解析されたようなメソスケールの渦、あるいは竜巻のようなマイクロスケールの擾乱が内在していたことを意味している<sup>1)</sup>。



```
図 2.6.3 気圧の時系列データ(異なる3地点)<sup>5)</sup>
```



## 2.6.4 落雷の特性

現在,陸上に設置された落雷位置標定システム(LLS: Lightning Location System)により,日本周辺の落雷は1個1個の位置,極性,電流値などが観測可能となっている。ここでは、台風15号に伴う落雷活動を、フランクリン・ジャパンが運用している全国規模の雷観測ネットワークであるJLDN(Japanese Lightning Detection Network)のデータを用いて議論する。有効なデータが得られる日本近海(海岸線から約500km),つまり台風接近時の落雷(CG: Cloud-to-ground discharge)頻度,落雷分布,落雷極性についてまとめる。9月8日から9日までの2日間で観測されたCGは426回であり、2018年台風21号に伴うCG数8000回と比べても全体としては不活発であった<sup>3)</sup>。図2.6.4の落雷分布をみると、台風の中心付近(図中破線は台風経路を示す)でCGが集中していたことがわかる。また、台風が再発達した神津島付近から上陸して海上に抜けるまでの間、台風中心付近(インナーコア)におけるCGはほとんど観測されなかった<sup>9</sup>。これは、T1821で暴風域内のCGが海上では観測されず、上陸時のみ陸上で観測された結果と逆である。台風の上陸前後で、台風の構造だけでなく内在する積乱雲の構造も変化するためCGの分布にこのような違いが生じるものと推測される。落雷極性は、全体でみると約半分が正極性であった。台風中心付近の極性は、接近時(8日12時〜24時)に正極性58%、上陸後再び海上に抜けた後(9日6時〜12時)は68%と正極性の割合が非常に高かった。一方、レインバンド(アウターレインバンド)に伴うCGに関しては、正極性が約3割であった。



図 2. 6. 4 落雷分布 (8 日 0 時~9 時 12 時)<sup>6)</sup> Fig. 2.6.4 Positions of CG lightning from 00JST, 8 to 12JST, 9 September

## 2.6.5 フェーズドアレイレーダでみた台風の構造

千葉市内に設置された X バンドフェーズドアレイ気象レーダで台風 15 号通過の観測に成功している(ただし, 台風通過後の停電により一部データの欠測がある)<sup>2)</sup>。フェーズドアレイ気象レーダは,複数のスロットアンテナか ら同時に電波を射出するので,高時間分解能の観測が可能となる。本観測でも,平板アンテナを 30 秒に1回転させ 全空のデータを観測したため,30 秒間隔でレーダエコーの3 次元分布が得られた。上陸時の台風 15 号は,同心円 の渦構造がはっきりしていたが(図 2.6.5),エコー分布は場所により強弱は異なっていた。





フェーズドアレイ気象レーダで観測,3次元表示されたエコー分布を図2.6.6 に示す。台風のインナーコア,アウタ ーレインバンドとも積乱雲の集合体であるが,積乱雲の発達(雲頂高度)は個々の台風,中心からの位置,時間に よって変化する。台風が三浦半島を通過した,9日1時30分のエコー構造は,相対的に背の高いエコーがインナー コア部分に存在し,その外側では背の低い積乱雲が面状に広く分布していたことがわかる。この時のエコー頂高度 は,6~7 km 程度であり,中緯度で発生する積乱雲に比べて低く,熱帯起源の台風に伴う積乱雲は上陸時にも水雲 的構造であったことを示唆している。



図 2.6.6 フェーズドアレイ気象レーダによるエコー3 次元表示 <sup>2)</sup> Fig. 2.6.6 Three dimensional echo structure observed by X-band phased-array weather radar

#### 2.6.6 過去の台風との比較

令和元年台風 15 号の後,台風 19 号による広域豪雨,台風 21 号に伴う千葉県内から東北にかけての集中豪雨な ど,台風に伴う甚大な災害が相次いだ。2004 年に 10 個上陸した台風のうち,台風 22 号 (T0422, Ma-on)は T1915 と同様のスケールをもちコンパクトな台風による強風災害が顕著であった。両者の違いは,T0422 は急速に衰弱し ながら伊豆半島に上陸したのに対して,T1915 は勢力を維持したまま東京湾を北上して上陸した点であった。2004 年の台風 23 号 (T0423, Tokage)は日本列島の広域に大雨をもたらしており,2004 年と 2019 年は 2 つの類似した台 風が激甚災害をもたらした点で同様のパターンとなった。ちなみに,T0423 時の日本全体で積算した総雨量は観測 第1位の記録であり,T1919 はそれに次ぐ第2 位の記録となった。

#### 参考文献

- 1) 小林文明, 高木みゆき, 金井紀江, 台風 21 号に伴う突風と落雷の空間分布, 「平成 30 年台風 21 号による強風・ 高潮災害の総合研究」, 平成 30 年度科学研究費・特別促進費研究成果報告書, 1-37-42, 2019
- 小林文明,木村海斗,高田明里,池田大将,岩下久人,諸富和臣,嶋村重治,原岡秀樹,鷹野敏明,高村民雄, 樋口篤志,令和元年台風15号(Faxai)の気象学的特徴,大気電気学会誌,96(印刷中),2020
- 3) 小林文明, 高木みゆき, 金井紀江, 平成 30 年台風 21 号 (Jebi)の落雷特性と突風の空間分布, 大気電気学会誌,
  96 (印刷中), 2020
- 4) Iwashita, H., and F. Kobayashi, 2019: Transition of meteorological variables while downburst occurrence by a high density ground surface observation network, Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics, 184, 153-161, 2019
- 5) 岩下久人,小林文明,諸富和臣,嶋村重治,原岡秀樹,鷹野敏明,高村民雄,樋口篤志,地上稠密気象観測デー タからみた台風21号(Jebi)と台風15号(Faxai)の特徴,大気電気学会誌,96(印刷中),2020
- 6) 原岡秀樹,小林文明,岩下久人,諸富和臣,嶋村重治,鷹野敏明,高村民雄,樋口篤志,令和元年台風 15 号 (Faxai)の落雷特性,大気電気学会誌,96(印刷中),2020

# 2-7

# 雷放電活動から見た台風 15 号の盛衰過程

# 3D characteristics of lightning activity associated with Typhoon Faxai (2019)

櫻井 南海子\*1, 筆保 弘徳\*2, Paul R. Krehbiel\*3 Namiko SAKURAI, Hironori FUDEYASU, and Paul R. KREHBIEL

3D characteristics of lightning activity associated with Typhoon T1915 were examined using Tokyo Lightning Mapping Array (Tokyo LMA) and JMA C-band Doppler radar. Lightning were observed in the eyewall and outer-rainband in the typhoon, and  $\mp$  the number of lightning in the eyewall were more observed than that in the outer-rainband. Most of lightning in the eyewall were observed when the typhoon center was located over the sea. On the other hand, lightning in the outer-rainband were observed when the typhoon center was approaching to Kanto region and passing over Tokyo bay or Kanto region. There were developed convective cells in the eyewall which had 10 km echo top height and lightning location sources were observed over the developed convective cells and surrounding upper stratiform layer. Leader was propagated from the core of eyewall to outside into the stratiform region.

Keywords: lightning, Lightning Mapping Array, typhoon

## 2.7.1 はじめに

2019年9月に関東を通過し広い範囲に強風および大雨をもたらした令和元年台風15号(T1915, アジア名ファク サイ)は<sup>1)</sup>,多くの雷が発生したことも特徴の一つとして挙げられる<sup>2),3)</sup>.台風に伴って発生する雷放電は,壁雲や 外側降雨帯で多く,内側降雨帯で少ないことがこれまでの研究で報告されている<sup>4)</sup>.中野ら(2011)は,熱帯降雨 観測衛星(TRMM)に搭載された雷観測装置(LIS)で観測された10年分の雷放電データを用いて,台風に伴って 発生する雷放電は,季節によって発生場所や雷放電数などが異なることを明らかにした<sup>3)</sup>.しかしながら,台風に 伴う雷放電に関する研究の多くは衛星データを用いているため,台風内で発生した雷放電の時間変化を詳細に調べ ることは難しかった.本節では,首都圏に展開している3次元雷観測システム(Tokyo LMA)を用いて,台風15号 の雷放電活動の時間変化と3次元的特徴を調べた.

*1 防災科学技術研究所 主任研究員・理博	Senior Researcher, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Dr.Sci.
*2 横浜国立大学教育学部 准教授・理博	Associate Prof., Faculty of Education, Yokohama National University, Dr. Sci.
*3 ニューメキシコ鉱物工科大 教授・物博	Prof., New Mexico Institute of Mining and Technology, Dr. Phy.

#### 2.7.2 雷放電の空間分布

Tokyo LMA は、12 台のセンサーから成り、雷放電から放射された電磁波のうち VHF 帯の電磁波を受信し、到達時間差法を用いて雷放射源の位置を3次元的に特定することにより放電経路を可視化する観測システムである<sup>5)</sup>. ただし、Tokyo LMA の観測範囲は12 台のセンサーの中心から200 km 程度であるため、台風15 号の一生の雷放電を観測することは出来ない. Tokyo LMA が捉えた雷放電が台風15 号の一生においてどの時期に発生したのかを把握するため、気象庁で発表された台風中心付近の最大風速と中心気圧<sup>6)</sup>の時間変化および Tokyo LMA で観測された 雷放射源数の時間変化を調べた(図 2.7.1). 台風15 号は、9月5日3時(日本時)に南鳥島近海で発生し、9月8日 3時にかけて中心気圧を下げ続け、955 hPa に達した. 同様に、中心付近の最大風速も45 m/s まで強まった.9月9 日 0時から中心気圧の上昇および最大風速の弱化が始まり、9月10日3時には台風は温帯低気圧となって消滅した. Tokyo LMA で観測された雷放射源数の時系列を見ると、Tokyo LMA は9月8日12時から9月9日12時まで 雷放射源を断続的に検知していた. これらのことから、Tokyo LMA は台風15号の最盛期後半から衰退期にかけて 発生した雷放電を観測していたといえる.

次に、台風 15 号に伴って発生した雷放射源の空間分布を図 2.7.2 に示す.解析期間は、9月8日12時から9月 9日12時である.この期間、Tokyo LMA により観測された雷放射源数は44,160点で、高度分布は高度約 10 km(約 -30℃)にピークが見られた.雷放電の発生場所を、時間を追って見ていくと、まず、台風 15 号の中心が南海上に 位置する9月8日12時から9月8日20時の期間、陸上では関東を中心に複数の孤立した雷雲が発生した(図 2.7.2 ①).台風 15 号の中心が八丈島付近を通過した9月8日15時から神津島に接近した9月8日22時の期間には、壁 雲で雷放電が観測された(図 2.7.2②).台風が関東にさらに近づき神津島を通過した頃から、雷放電は殆ど発生し なくなった.台風の中心が東京湾を北上し千葉県と茨城県を通過した9月9日00時から9月9日06時の期間は、 外側降雨帯で雷放電が発生した(図 2.7.2③).台風の中心が茨城県から海上へ出る直前である9月9日06時から、 外側降雨帯での雷放電はなくなり、壁雲での雷放電が観測された(図 2.7.2④).

次に, 台風 15 号で観測された雷放射源と台風中心からの距離との関係を図 2.7.3 に示す. 台風中心から 30 km, 140 km, 300 km, 380 km において雷放射源数の極大が見られ, 内側から順に壁雲, 外側降雨帯に対応し, 300 km と 380 km は台風の中心が陸上から遠く離れた南の海上に位置する時に関東で発生した孤立雷雲による雷放電に対 応する. 台風本体に関係する壁雲と外側降雨帯で発生した雷放電に注目すると, 台風 15 号は外側降雨帯より壁雲 で多く雷放電が発生したことが分かった.

#### 2.7.3 壁雲で発生した雷放電

台風 15 号で多く発生した壁雲における雷放電の特徴を明らかにするため、台風 15 号が茨城県から茨城県沖へ東 北東方向に移動する過程で壁雲で発生した雷放電を詳しく解析した.図2.7.4 に、雷放射源の空間密度分布を示す. 解析期間は、9月9日06:59:00から08:42:50である.雷放射源の高度分布プロファイルを見ると高度約8 km にピ ークがみられるが(図2.7.4c)、図2.7.4b、cを見ると雷放射源の集中する高度は水平方向に一様ではなかった.雷放 射源の集中する高度は西(陸上)から東(海上)に高度が高くなっていた(図2.7.4b).同様に、南北方向も雷放射 源数の集中する高度が一定ではなく、南から北にかけて低くなっていた(図2.7.4c).

高密度雷放射源の高度が水平方向に一様ではない原因を明らかにするため、台風の降水システムの内部構造を調べた. 図 2.7.5 は、9 月 9 日 06:50 から 07:00 の期間に観測された雷放射源と気象庁 C バンドドップラーレーダ(東京レーダ)の反射強度の分布である. 台風中心から見て右側の壁雲のエコー頂高度は、台風の中でも特にエコー頂高度が高く、反射強度 20 dBZ のエコー頂は高度 10 km まであり、比較的反射強度の強い 35 dBZ は高度約 7 km ま

で達していた(図 2.7.5a, c). 雷放射源は,この台風中心の右側の壁雲に集中していた.また,雷放射源の多くは, 35 dBZ の領域よりも高い高度に分布しており,20 dBZ のエコー頂高度が南から北へ向かって低くなっているのに 対応して,雷放射源の高度分布も低くなっていた(図 2.7.5c).これらのことから,壁雲内の発達した対流域におい て霰や氷晶といった氷粒子による電荷分離が起こり,雷放電が発生していたと考えられる.

図 2.7.6 は、9月9日 06:55:38 に壁雲付近で発生した雲放電1フラッシュの雷放射源の空間分布である. 雷放射源 は、高度7から10km 付近に集中して観測された. これは、負リーダによる正電荷領域への進展過程を捉えたもの と考えられる. 図 2.7.5 に見られた雷放射源の高度分布が東(北)方向へ高く(低く)なっている様子が1フラッシ ュからも確認できる. また、図 2.7.6 から、フラッシュの水平スケールは東西方向に約 30 km、南北方向に約 40 km に亘っていた. Yoshida et al. (2018)<sup>7</sup>によると、夏季雷の水平スケールは平均 6.5 km、最大 45.2 km であることから、 台風 15 号内で発生した図 2.7.6 の雷放電の水平スケールは平均的な夏季雷に比べて大きかった. 今回得られた雷放 電の水平スケールの結果は、台風内部で発生する雷放電の一般的な特徴なのか、台風 15 号に限った特徴なのかは、 今後、他の台風事例を含めて統計的に調べる必要がある. また、リーダの進展過程を見ると、リーダは壁雲の円弧 に沿って南北方向に広がり、また、壁雲の内側から外側へ向かって進展していた。

#### 2.7.4 まとめ

令和元年台風 15 号の雷放電の特徴について、Tokyo LMA と気象庁レーダを用いて調べた. Tokyo LMA は、台 風 15 号の最盛期後半から衰退期にかけて発生した雷放電を観測し、壁雲と外側降雨帯で雷放電が発生したこと、 壁雲でより多くの雷放電が発生したことがわかった.また、壁雲と外側降雨帯で観測された雷放電は同時期に発生 することは殆どなく、それぞれ数時間に亘って連続的に別々の期間に発生していた.壁雲の雷放電は、壁雲の中で 特にエコー頂高度の高い対流域でリーダ進展を開始し、対流域上空や周辺に広がる層状域(正電荷領域)へリーダ が進展していた.壁雲で観測された雷放電の中には、1フラッシュの水平スケールが南北方向に約40km あり、平 均的な夏季雷の水平スケールよりも大きい雷放電が存在した.以上のように、本研究では、台風に伴う雷放電の 3 次元的特徴を観測から捉えることが出来た.

## 参考文献

1) 内閣府, 令和元年台風第 15 号に係る被害状況等について, 2019.

(http://www.bousai.go.jp/updates/r1typhoon15/pdf/r1typhoon15\_30.pdf, 2020.3.17)

- 2) 原岡秀樹,小林文明,岩下久人,諸富和臣,嶋村重治,鷹野敏明,高村民雄,樋口篤志,令和元年台風15号(Faxai)の落雷特性,大気電気学会誌,96(印刷中),2020
- 3) 櫻井南海子, 筆保弘徳, 岩波 越, Paul R. Krehbiel, William Rison, Daniel Rodeheffer, 2019 年に関東を通過した 台風 15 号, 19 号の雷の特徴について, 大気電気学会誌, 96(印刷中), 2020
- 4) 中野藤之,森本健志,牛尾智雄,河崎善一郎,TRMM 搭載 LIS により観測された台風における雷放電の特徴,天気, 58, 117-130, 2011.
- 5) Ronald J. Thomas, Paul R. Krehbiel, William Rison, Steven J. Hunyady, William P. Winn, Timothy Hamlin, and Jeremiah Harlin, Accuracy of the lightning mapping array, 109, 2004. https://doi.org/10.1029/2004JD004549.
- 6) 気象庁, 台風経路, 2019. (https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/data/typhoon/T1915.pdf, 2020.3.17)
- 7) Yoshida S., E. Yoshikawa, T. Adachi, K. Kusunoki, S. Hayashi, and H. Inoue, Three-dimensional radio images of winter lightning in Japan and characteristics of associated charge structure, IEEJ Trans., 2018. https://doi.org/10.1002/tee.22795.



図 2.7.1 台風 15 号の中心気圧,最大風速の時系列(b)と雷放射源数の時系列(a).



図 2.7.2 Tokyo LMA で観測された台風 15 号に伴う雷放射源の分布. 点の色は発生時刻の違いを示している. ④の点は,赤色の方が青色よりも観測時刻が古いことを示している. 図中の数字は,雷放電発生の大まかな順を示している.赤色の点線は,台風 15 号の経路を示している.



図 2.7.3 台風 15 号で観測された雷放射源の動径分布. 図中の数字は, 図 2.7.2 の数字 に対応する.



図 2.7.4 9月8日 21:59:00 UTC から 23:42:50 UTC に壁雲で観測された雷放射源の空間 密度分布図. 暖色系の色ほど密度が高いことを示している.



図 2.7.5 9月8日 21:50 UTC から 22:00 UTC にかけて観測された雷放射源とレーダエ コーの空間分布. 図中の+は, Tokyo LMA で観測した雷放射源の位置を示す. (b)の点 線は, それぞれ(a)と(c)の断面の位置を示す.



図 2.7.6 9月8日 21:55:38 UTC に壁雲付近で発生した1フラッシュの雷放射源の空間 分布.

# 数値シミュレーションによる

# 2019年台風 15 号の上陸前の強度・構造変化のメカニズム

# Intensity and Structural Changes in Typhoon 1915 before the landfall in a numerical simulation

宮本 佳明\*1, 筆保 弘徳\*2, 和田 章義\*3 Yoshiaki MIYAMOTO, Hironori FUDEYASU, and Akiyoshi WADA

This study investigates change in intensity and structure of Typhoon 1915 simulated in a numerical simulation. Typhoon 1915 made landfall with the strongest intensity out of tropical cyclones (TCs) that made landfall at Kanto area. We focus on the physical reason why the cyclone can sustain such a strong intensity until it approaches the land. Analyses of a numerical simulation revealed that the structure of the simulated TC is axisymmetric, which is favorable to intensify. This feature has not been popular in mid-latitudes where the baroclinicity is high. By conducting a vorticity budget analysis, it is shown that the symmetric vortex structure is due to high stretching and tilting terms.

Keywords : Typhoon, Intensity and structure change

#### 2.8.1 はじめに

発達中や成熟期の熱帯低気圧(Tropical Cyclone: TC)の多くが、回転軸周りに対称(軸対称)的な風や雲を伴う。TCの強化・維持には、最大風速半径(Radius of Maximum Winds: RMW)より内側での非断熱加熱が重要であることが分かっている(Shapiro and Willoughby 1982<sup>1</sup>); Schubert and Hack 1982<sup>2</sup>); Rogers et al. 2013<sup>3</sup>)。さらに、RMWより内側の非断熱加熱の分布が軸対称的であるほど、より効率的にTCを強化できることも理論的・観測的に示されている(Nolan et al. 2007<sup>4</sup>); Shimada et al. 2017<sup>5</sup>)。つまりは、RMWより内側で、軸対称的な(角度方

*1 慶應義塾大学環境情報学部 専任講師・理博	Assistant Prof., Faculty of Environment and Information Studies,
	Keio University, Dr.Sci.
*2 横浜国立大学教育学部 准教授・理博	Associate Prof., Faculty of Education, Yokohama National University,
	Dr. Sci.
*3 気象庁気象研究所 室長・理博	Group Head, Meteorological Research Institute,
	Dr. Sci.
向に変動が少ない)大きな非断熱加熱が存在すると、TC は強化しやすい。基本的に非断熱加熱は、海から供給された水蒸気が凝結することによる空気の加熱である。そのため、海面水温の高い海域を通過した際に、非断熱加熱が多くなってTC が強化しやすい。

傾圧性の低い熱帯では TC の構造も軸対称的で、非断熱加熱の分布も軸対称的になりやすいが、傾圧性の高い中緯 度にやってくると、背景水平風の鉛直シアーも大きくなり軸対称構造が崩れて非対称性が強まることが多い。これ に伴って、中緯度に来た多くの TC が温帯低気圧に変化する。温帯低気圧は、南北の温度差(位置エネルギーの差) を利用して駆動する低気圧であり、水蒸気の凝結熱を主たるエネルギーとする TC とは、動力源が異なる。温帯低気 圧になった後に再発達するものもあるが、基本的に TC は、中緯度に来ることで、水温が低くなり、鉛直シアーも強 くなって構造も非対称化し、弱まって行く。

2019年台風15号は、歴史上稀に見る強度で関東へ接近・上陸して、千葉県を中心に広範囲で被害を発生させた。 台風15号は東京湾を北上し(図1)、その際に進行方向の東側(危険半円側)にあたる千葉県で、特に強風によっ て建造物の倒壊や広範囲での停電など大きな被害を引き起こした。この台風は、東京湾を北上する直前に、その最 大の強度である955 hPaとなった。それでは、中緯度に入ってきた後にも関わらず、このような強い強度を獲得し たのは何故なのだろうか。上述したような現在分かっているTCの性質を踏まえると、この理由として、水温が上昇 したことに加えて、台風の構造が強化しやすい状態へ変化したことなどが考えられる。

そこで本研究では、台風 15 号の数値シミュレーションを行い、上陸前に台風の構造がどのように変化したのか、 そして構造変化と強度変化の関係を明らかにすることを目的とする。本論文では、まず第2章でシミュレーション の設定を紹介した後、3章で強度や構造変化に関する結果を示し、4 章で渦度の収支解析を行って軸対称化した理 由を示す。5章で結果を考察し、6章でまとめる。

#### 2.8.2 シミュレーションと解析方法

気象庁で開発された非静力学大気波浪海洋結合モデル(Non-Hydrostatic Model: NHM, Saito et al. 2006<sup>6</sup>)を 用いて、台風 15 号が上陸する直前の 2019 年 9 月 8 日 00UTC から 36 時間の数値シミュレーションを行った。水平 解像度を 1 km とした。

台風の強度に重要な海面水温のデータに関しては、リモートセンシング社が提供する、衛星マイクロ波観測によって得られた水平格子間隔 0.25°の日毎の水温データを利用した。海洋データとして、水平格子間隔 0.5°の北太平洋版海洋長期再解析データセットを利用した。実験結果の詳細は Wada et al. (2019)<sup>7</sup>を参照されたい。

台風の中心は、海面更正気圧のデータから重心を求め、その格子点を中心点と定義した(Braun et al. 2002<sup>8</sup>)。 また台風の強度は、多くの先行研究と同様に(e.g., Miyamoto and Nolan 2018<sup>9</sup>)、風や他の物理量を円筒座標形に 座標変換した後、角度方向に平均した接線方向風速が、高度2kmにおいて最大となる値を最大風速(強度)と定義 した。

### 2.8.3 結果:台風の強度・構造変化

図1に、計算された台風の強度(高度2 km での最大風速、および、中心点における海面気圧)の時間変化を示 す。最大風速も中心気圧も、シミュレーションの後半まで、ほぼ一定の値で推移しており、目立った発達・減衰は 見られない。しかし、t = 40 h になると急激に強度が弱まっていることがわかる。これはちょうど台風が上陸した 時に相当し、それまでの強度が強かった分、上陸した時の衰退も顕著である。

図2に、接線風速が高度2 km で最大となった半径(最大風速半径)と、接線風速が15 m/s になった半径の時間 変化を示す。最大風速半径は、計算開始後からt = 10 h まで減少し約20 km になって10 時間程度維持していた。 その後、t = 20 h から t = 40 h にかけて緩やかに 40 km 程度まで増加した。一方で、風速 15 m/s 半径は、計算開 始直後に約 200 km まで増加し、計算期間の最後に急激に小さくなるまでの間、徐々に小さくなって行った。

図3に、t = 6, 12, 18, 24, 30, 36 hにおける鉛直平均した凝結物混合比と高度2 kmにおける水平風を示す。 t = 6 hの時点で、目を取り囲むように凝結物の多いリング状の領域(目の壁雲)が存在することが分かる。その 周りには、スパイラル状に伸びる凝結物混合比の大きい領域も存在でき、中心の北東側で半径数+ km、南西側では 半径 150 km以上まで広がっている。t = 12 hになると、目の壁雲域の凝結物量が増加し、その極大が中心西側に 位置している。さらにレインバンドも成長して、北東象限にコンマ状に広がっている。

さらに t = 18 h では、中心付近の凝結物混合比はさらに増加しており、対流活動が活発化したことを示唆している。ただ、分布は軸対称的であった t = 12 h のものより、非対称性が増したと見られる。レインバンドもほぼ全ての象限で凝結物の値が大きく、目の壁雲を取り囲むように成長している。t = 6 h までの波数1の構造から、レインバンドが2本のびた波数2の構造が顕著になった。t = 24 h になると、南にあったレインバンドが消えて、北にのみ存在している。また、目の壁雲での非対称的な分布も継続している。

t = 30 h では、明らかに目の壁雲の半径が大きくなった。目の壁雲より外側の凝結物混合比が大きい領域も北西 象限に集中し、その値も前と比較すると小さい。この傾向は t = 36 h で継続されているが、この時刻では目の壁雲 の非対称性が顕著で、壁雲域でも大きな凝結物混合比は北西象限にのみ集中している。

ここで注目したいのが、t = 18 から 24 hにかけて、非対称ながら目の壁雲の外側にもう一つ円弧状の雲が存在 していた点である。その後の時間で、内側の壁雲が衰退し、外側の雲が入れ替わったように見える。そして、目の 壁雲の半径がそれまでに比べて大きくなった。この一連の過程は、目の壁雲の交換サイクル(Eyewall Replacement Cycle: ERC) と見なすことができる。ERC は台風の強度・構造を劇的に変えるため、台風の予報において重要な現 象であるが、その変化が急激であるため予測することが難しい。さらに、ERC のきっかけとなる現象が、外側の壁 雲の形成である。外側の壁雲の形成には風速の分布が重要であることが指摘されているが(例: Miyamoto et al. 2018<sup>10</sup>)、まだ解明されていない。ただ外側壁雲が形成したからと言って、全てのケースで ERC が生じるとは限らず、 内側と外側の両方の壁雲が維持されるケースもある(Tsujino et al. 2017<sup>11</sup>)。この点は、今後詳細に調べる。

図4に、水平断面図と同じ6つの時間における、角度方向に平均した凝結物混合比と、接線方向風速・動径方向 風速の半径・高度分布を示す。t = 6 h では、接線方向風速の極大が高度数百 m から1 km にあり、その半径より少 し内側で凝結物混合比が最大となっている。混合比は高度6 km 程度まで大きな値を持っている。

地表面付近に速い内向き流が存在しており、高度約13 km・半径50 km付近に外向き流の極大が存在している。 また、最大風速半径付近で、高度1 km あたりでは外向きの流れとなっている。これは、傾度風平衡を満たす接線方 向風速よりも速い風速(超傾度風)が吹くことで、気圧傾度力に対して遠心力が強くなり過ぎて生じると考えられ ている。遠心力が大きくなることが重要なので、小さい台風で見られやすい特徴である。

図5に、二つの高度差で算出した水平風の鉛直シアーの時間変化を示す。一つは、高度 1.5 km と 12 km (黒色 線)、もう一つは高度 1.5 km と 8 km (灰色線)の風速差である。ここで水平風は、台風中心周り 600 km で平均した値である。両シアーとも同じような時間変化をたどっていた。計算開始後大きな値であったが、数時間後には 1.4 x  $10^{-3}$  s<sup>-1</sup>程度まで下がり、t = 32 h 程度まで一部の期間を除いて最小値を維持し、その後再び増加した。

図6に、台風中心から半径100km以内で平均した地表面からの顕熱フラックス(黒色線)と潜熱フラックス(灰 色線)の時間変化図を示す。顕熱・潜熱両フラックスともに似た時間変化をたどっている。計算開始からt = 18 h まで両フラックスが大きい値を保ち、その後急に減衰している。そして再びt = 38 h あたりから増加した。

図7に、相対渦度の鉛直成分、及び、凝結物混合比で求めた軸対称度の時間変化を示す。両者ともに、最大風速 半径以内で高度1.5 km から10 km で平均した値である。相対渦度の軸対称度は、計算開始直後から増加し、t = 10 h で極大になり 20 h まで維持した。その後、減衰して t = 25 h 以降は小さい値となった。凝結物混合比も t = 10 h から 20 h の間で大きい値となったが、相対渦度の軸対称度に比べて値のばらつきが大きい。

### 2.8.4 結果:渦度の収支解析

次に、計算開始後に台風15号が少し強まった理由を明らかにするため、台風の中心付近において、相対渦度の鉛 直成分の収支解析を行った。相対渦度の鉛直成分の方程式は、各地点での渦度の時間変化が、東西・南北・鉛直方 向の移流項、鉛直流の発散による伸縮項、傾斜項、拡散項で決まるという式である。

図8に軸対称平均した渦度の時間変化を示す。渦度は、計算開始数時間後から増加して、t = 8 から 22 h まで最 大の値(約5 x 10<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>)に達して、その後再び低い値(約2 x 10<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>)を維持していた。この変化傾向は、強度 変化の時間変化(図1)よりも、最大風速半径のそれ(図2)と類似しており、最大風速半径が変化することで領 域平均した渦度が変化したと考えられる。

次に、計算結果から各項を計算し、台風の半径 100 km 以内、及び、高度 1.5 km から 10 km で平均をした各項の 時間変化を示す(図8)。計算開始数時間後で伸縮項が大きくなり、その後ティルティング項、移流項の順に大きく なった一方、伸縮項は負の値になった。この結果から、最大風速半径以内で平均した軸対称成分の渦度は、主に軸 対称成分のストレッチング項・ティルティング項によって増加したと考えられる。そして大きな渦度が維持された のは、ティルティング項と移流項が寄与している。

#### 2.8.5 考察

2019 年台風 19 号のシミュレーションの結果、関東へ上陸する十数時間前に、中緯度にも関わらず、計算された 台風が発達していた。結果に示した台風の環境場・内部構造に関するパラメータの解析から、台風が発達した原因 を考察する。

まず環境場のパラメータとして、一般的に台風の発達に最も大きく影響を与える、地表面からの熱フラックス(海面水温の結果)と背景水平風の鉛直シアーの二つのパラメータの時間変化を求めた。その結果、上陸前に鉛直シア ーが弱くなっていたことと、地表面からの顕熱・潜熱両方のフラックスが大きくなっていたことが示された。つま り、台風が発達しやすい環境場に存在していたと考えられる。

また、台風の発達速度を決めると考えられている内部構造に関するパラメータも調べた。計算された台風が発達 したタイミングで、最大風速半径が小さく、相対渦度で求めた軸対称度パラメータ(Miyamoto and Takemi 2013<sup>12)</sup>) が大きい値となっていた。先行研究から、これら二つの内部パラメータが大きい時には、台風の運動エネルギーを 生成する非断熱加熱が同じ量与えられた時にも、台風の発達率が高くなることが分かっている。これらの結果から、 計算された台風は、環境場のパタメータで見ても、内部構造に関するパラメータで見ても発達しやすい状況であっ たことが考えられる。

### 2.8.6 まとめ

過去最高強度で関東に上陸し、被害を発生させた 2019 年台風 15 号について、上陸前からの数値シミュレーションを実行し、上陸前の台風の強度・構造変化について解析を行った。その結果、計算された台風は、上陸前に強化しやすい環境下に存在していたために、強度変化が生じたとともに強い強度を保ちながら上陸したと考えられる。

具体的には、海面からの顕熱・潜熱フラックスが大きく、背景水平風の鉛直シアーが小さい環境場であった。また、 台風の渦自体も、高度2 kmにおいて接線方向風速が最大となる半径が約20 kmと小さく、相対渦度の鉛直成分で 算出した軸対称度も高くなっており、発達に好ましい構造となっていた。

### 参考文献

1) Shapiro, L.J. and H.E. Willoughby, 1982: The Response of Balanced Hurricanes to Local Sources of Heat and Momentum. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 378–394.

2) Schubert, W.H. and J.J. Hack, 1982: Inertial Stability and Tropical Cyclone Development. J. Atmos. Sci., 39, 1687–1697.

3) Rogers, R., P. Reasor, and S. Lorsolo, 2013: Airborne Doppler Observations of the Inner-Core Structural Differences between Intensifying and Steady-State Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2970–2991.

4) Nolan, D.S., Y. Moon, and D.P. Stern, 2007: Tropical Cyclone Intensification from Asymmetric Convection: Energetics and Efficiency. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3377–3405.

5) Shimada, U., K. Aonashi, and Y. Miyamoto, 2017: Tropical Cyclone Intensity Change and Axisymmetricity Deduced from GSMaP. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 1003–1017.

6) Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J.-I. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. Mon. Wea. Rev., 134, 1266-1298.

7) Wada, A., Kanada, S., and Yamada, H., 2018: Effect of air-sea environmental conditions and interfacial processes on extremely intense Typhoon Haiyan (2013). Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 123.

8) Braun, S.A., 2002: A Cloud-Resolving Simulation of Hurricane Bob (1991): Storm Structure and Eyewall Buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1573–1592.

9) Miyamoto, Y. and D.S. Nolan, 2018: Structural Changes Preceding Rapid Intensification in Tropical Cyclones as Shown in a Large Ensemble of Idealized Simulations. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 555–569.

10) Miyamoto, Y., D.S. Nolan, and N. Sugimoto, 2018: A Dynamical Mechanism for Secondary Eyewall Formation in Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 3965–3986.

11) Tsujino, S., K. Tsuboki, and H. Kuo, 2017: Structure and Maintenance Mechanism of Long-Lived Concentric Eyewalls Associated with Simulated Typhoon Bolaven (2012).*J. Atmos. Sci.*, **74**, 3609–3634.

12) Miyamoto, Y. and T. Takemi, 2013: A Transition Mechanism for the Spontaneous Axisymmetric Intensification of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 112–129.



図1:高度2 km における、角度方向に平均した接線方向風速の最大値(黒色線)と、重心位置における海面気圧 (灰色線)の時間変化図。



図2:高度2kmにおける最大接線風速の半径(黒色線)と、風速が15m/sになる半径(灰色線)の時間変化図。



図3:高度1.5 kmと10 kmの間で鉛直平均した凝結物混合比(g/kg、陰影)と高度2 kmの水平風(ベクトル)の 水平断面図。



図4:角度方向に平均した鉛直平均した凝結物混合比(g/kg、陰影)と、接線方向風速(黒色等値線)、動径方向風 速(灰色等値線)の半径一鉛直断面図。



図 5:高度 1.5 km と 12 km の風速差で算出した背景風の鉛直シアー(黒色線)と、高度 1.5 km と 8 km の風速差で 算出した鉛直シアー(灰色線)の時間変化図。背景風は台風中心周り 600 km で平均した水平風速。



図 6:最大風速半径以内で平均した海面における潜熱フラックス(黒色線)と顕熱フラックス(灰色線)の時間変 化図。



図 7:相対渦度の鉛直成分で求めた軸対称度(黒色線)と凝結物混合比で求めた軸対称度(灰色線)の時間変化図。 両者ともに、最大風速半径以内、及び、高度 1.0 km から 10 km で平均した値。



図8: 渦度の鉛直成分(灰色線)と収支解析によって求められた各項の時間変化図。青色線は移流項(水平二次元・ 鉛直成分の合計)、赤色線は伸縮(ストレッチング)項、黒色線は傾斜(ティルティング)項を示す。実線は軸対称 成分による項、鎖線は非軸対称成分による項を示す。全ての項は、最大風速半径以内、及び、高度1.0 km から10 km で平均した値。

## 2-9

# 東京湾における高波の要因

# High waves generated in Tokyo Bay by Typhoon Faxai (1915)

# 高野 洋雄\*

## Nadao KOHNO

This study examined the characteristics of high waves generated by Typhoon Faxai (1915) which led to severe damages in the coast of Yokohama City, especially Kanazawa district and Honmoku piers. The maximum significant wave heights were about 3m, which is large for inland-bay waves, and the wave periods were also large as 7 seconds. Numerical wave simulation was conducted and the results turned out that long swells propagated from the south of Tokyo Bay, which might enhance the damage at the coast of Yokohama. Calculated wave spectrum indicates that wave energy is distributed in wide range, which means multiple waves simultaneously exist. Such wave condition makes sea surface complicated and sudden high wave may occur. Those situations would have led to the damages in the coast of Yokohama, although the conditions are circumstantial.

Keywords : ocean waves, wave spectrum, numerical simulation

### 2.9.1 はじめに

台風第15号については、房総半島の強風災害に関心が集まり当初あまり着目されなかったが、東京湾で高波が発生し、特に西部の横浜市海岸部で災害が発生した。横浜市金沢区の福浦地区の工業団地や本牧のふ頭の海釣り施設などは、護岸の倒壊や家屋の損壊など大きなダメージを受けた。高波による被害等については、別章で報告されるので、ここではこのような災害をもたらすことになった波浪の要因について報告する。

### 2.9.2 東京湾の高波概況

台風第15号は、小型であったが記録的な強風を伴い、台風が接近・通過した9月9日未明に、東京湾で高波を発 生させ護岸等の設備に損害がでた。被害のあった横浜市海岸部には波浪の観測地点はなく現地の値はよくわからな いが、近くの観測として港湾局の港湾局第二海堡波浪計<sup>1)</sup>の観測値を表2.9.1に示す。なお、この値は速報値であ り、確定後に値が変わる可能性がある。台風の接近に伴い、有義波高最大2.7m(周期7.4秒)が観測されている。 波高3m弱という値は、外洋ならともかく東京湾のような内湾では、かなり大きい波高であるといえる。ただし、高 波期間の前後数時間に欠測があるため、あくまで参考としての最大値である。

図 2.9.1 (a)は、2015 年~2019 年(5 年間)における第二海堡波浪計の毎時観測値について、有義波高と周期の

\* 気象研究所全球大気海洋研究部 室長 Head, The Fifth Lab., Dept. of Atmosphere, Ocean and Earth System Modeling, Meteorological Research Institute, JMA

散布図をとったものである。ほとんどの波は波高 1m 弱で、今回の波高は、5 年間で最大の値である。周期は、6 秒 以下の短い波ものが大多数を占める。周期が 8 秒を超える波も観測されているが、そのほとんどは波高 0.5m 程度 と低いもので、逆に波高が 2m 程度になる場合の周期は 6 秒程度のものが多い。このことから、第二海堡で波高が 2m を超え、更に周期が 7 秒と大きい値になることは滅多にないことといえる。因みに、この散布図で次点にあたる 波高 2.5m の波は、2017 年の台風第 21 号による高波であり、この時も横浜市港北区の新横浜公園で浸水被害が発生 した。

高波の由来を評価するために、波向別の波高分布をとなったものが図 2.9.1 (b)である。第二海堡では基本的に 全方位からくる波が観測されているが、大きい波高の波は専ら南の波向となっている。これは、東京湾内では吹送 距離の制限等によって波が発達しにくいことによる。大きな波は基本的に、南の東京湾開口部(浦賀水道)から入 ってくるものであることになる。東京湾では台風前面で東よりの風が卓越するが、この方向の波高を見ると顕著に 低いものばかりになっており、高波は南よりの波向を持つことが多いといえる。

	有義波		最大波	
日時	波高	周期	波高	周期
9/90時	0.8	3.9	1.3	4.0
9/93時	2.7	7.4	4.3	8.4
9/97時	1.3	5.2	2.3	6.4

表 2.9.1 第二海堡波浪計の観測値(速報値)

※1,2,4-6時は欠測



図 2.9.1 近年の第二海堡の観測値特性

2015 年~2019 年における毎時観測値の、(a) 波高/周期の散布図、(b) 波向別の波高観測値の分布 2015-2017 年は確定値、2018, 2019 年は速報値を用いた。

2.9.3 高波の数値計算

東京湾における高波の状況を調べるために、波浪モデルによる推算を行った。気象庁波浪モデル(MRI-III)<sup>2)</sup>を 用い、計算条件は表 1.1.2 に示した通りで、外洋(055km 格子)、近海(5km 格子)、東京湾(400m 格子)の3重の 領域で計算した。外力は、気象庁全球モデル(GSM)の風に、台風域内を解析値で補正した風を用いた。初期値は 2019年9月7日 00UTCで、外洋計算では波浪解析値を初期値としているが、近海・東京湾の計算は静穏状態から 計算を始め、9日 00UTCまでの48時間を計算した。今回の台風の接近前は、関東海域では波が低かったため、内 湾については静穏状態からスタートしても、高波の時刻までに十分 spin up すると考えている。

モデル	気象庁第3世代波浪モデル MRI−III			
領域 解像度	日本近海	15–55N	0.5 度	
		115-155E		
	沿岸	30-38N	0.05 庄	
		126-143E	0.05 度	
	東京湾	34.25-35.75N	400	
		138.5-140.25E	400m	
外力	GSM 海上風+台風解析による傾度風			
初期值	日本近海 全球波浪モデル初期値			
	沿岸・東京湾 静穏スタート			
初期値	9月7日00UTC			
計算時間				

表 2.9.2 計算の概要

9月9日16UTCから21UTCにおける、毎時の波浪計算結果を図2.9.2に示す。台風が南にある16UTCは、北 東風で吹送距離は長くなるがまだ風速はさほど強くないため、波高は2m弱とあまり高くない。台風が北上して接 近するにつれ、台風の前面の東風が強まり、これに伴う西向きの風浪が発達する。ただし、東西方向の吹送距離は 長くないため、風は強くても波高は2~2.5m程度である。18UTC頃から、東京湾は台風前面の南東風が強まり波高 2.5~3mとなる。また、少し南の東京湾開口部にあたる浦賀水道付近では、外洋で発達した5mを超える高波が作 られており、この波の一部もうねりとして横浜市の海岸に向かっているように見える。その後南風となり、東京湾 を北に進む波向の波が発達する。台風が通過してからは、南西風に変わり、東京湾中央部から北東の湾奥部に向か う波ができるが、風速は弱くなっており、高波域は限定される。横浜市付近の波は、18UTC頃が一番高く、東京湾 を南東から進んでくる波が卓越している。



図 2.9.2 計算された波浪状況 図のカラーは有義波高、矢印は卓越波向を示す。

次に、金沢区と本牧における波高と周期の変化についてみる。図 2.9.3 に、金沢区、本牧、及び第二海堡における 波高と周期の時系列を示す。比較のため第二海堡の観測値もプロットしてある。第二海堡では、台風接近前の計算 波高は若干過大であるが、ピークの値や時系列の傾向は大体一致している。計算された周期は、観測に比べてピー ク前の短い周期も表現されないなど変動が小さく全般的に大きめであるが、高波高時の 18UTC には、7.7 秒と観測 よりもやや大きいが大体同じ値になっており、概ね妥当な計算結果といえよう。



図 2.9.3 地点における波と周期の時系列

計算された最大の波高は、金沢区で2m、本牧で2.5mという値で、この値は、外洋では大きくないが、東京湾では大きめの値である。また周期も、金沢区で6.3秒、本牧で6.8秒と、東京湾としては大きい値が計算されている。 通常よりは高波高かつ長周期の波が海岸部に打ち寄せていたことになる。

2.9.4 波浪スペクトルの特徴

波の特性について、波浪スペクトルで詳細に考察する。図 2.9.4 は、金沢区と本牧付近における計算された波浪 スペクトルを示したものである。



図 2.9.4 金沢区と本牧における波浪スペクトル

等高線は波エネルギー(m<sup>2</sup>/s)を表し、来る方向、円は中心から周期 5, 10, 15, 20 秒を示す。

波のスペクトル分布をみると、金沢区、本牧共に中心付近の周期6秒程度の部分に大きなエネルギーが分布して おり、これが主な波となる。更に、金沢区では南東から、本牧では南から、周期10秒を超える長周期のところにも エネルギーが広がっている。この長周期の波は浦賀水道から入ってきたうねりと考えられる。この成分は、エネル ギーとしては短い周期の成分に比べて大きくはないが、長周期で波長のかなり長い波である。一般に長周期の波は、 海岸構造物に大きな衝撃を与えるほか、越波などが起こりやすくなるため、浸水や堤防の被害につながりやすい<sup>3)</sup>。 このような長周期の波が重なっていることで、防波堤等へのダメージが大きくなったものと考えられる。

短い周期の部分について細かく見ると、北東から南西まで幅広くエネルギーが分布しており、連続的ではあるが 単一の極大となっていない。風向の変化に応じて波向の違う成分が徐々に作られたことになり、複数の波成分が存 在していたことを示している。このように、複数の波が存在すると、重ね合わせなどによって海面が複雑になり、 また突然の大波が発生しやすくなる 4。今回の波浪スペクトルの分布をみると、複数の波が重なっていることが示 されるので、潜在的な可能性ではあるが、突発的な大波が発生しやすい状況でもあったといえる。 2.9.4 おわりに

台風第15号による、東京湾の高波の特徴について、主に数値モデルを用いて調査した。台風第15号は、小型で ありながら非常に強い風を伴っており、これによって波高2~3m、周期7秒という東京湾としてはかなり大きな波 が作られたと考えられる。更に、東京湾の南から周期10秒を越える長周期の波(うねり)も入っていたことが分か った。このような高波高・長周期の波が、横浜市の海岸部にあたったことが災害災害につながった要因と考えられ る。

また、横鼻海岸部付近の波浪スペクトルをみると、南からの長周期の波に加え、広い方位にエネルギーが分布し ており、複数の波成分が重なり合った状態にあることが分かった。このような複数の波は、その重ね合わせにより 海面が複雑になるほか、突発的な高波が発生しやすくなる。有義波高 2-3m は東京湾では高い値であるが、このよう な条件により、突発的に大きな波が発生して災害につながった可能性もある。

### 参考文献

- 1) 永井紀彦, 1998.ナウファス(全国港湾海洋波浪情報網)の現状と今後の課題,土木学会論文集, 1998(609). 1-14 (データ: https://www.mlit.go.jp/kowan/nowphas/)
- 2) Ueno, K. and N. Kohno, 2004. The development of the third generation wave model MRI-III for operational use. *Proc. 8th Int. Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, G2, 1-7
- 3) 合田良實, 1982. 港湾構造物の耐波設計, 鹿島出版会
- 4) 高野洋雄, 2014. 波浪スペクトルを活用した波浪情報の高度化について, 測候時報, 81, S39-S51.