

統計的台風シミュレーションに基づいた 一様な海面水温上昇と風速の再現期待値の関係

小林 俊之¹・山田 均²・勝地 弘³・筆保 弘徳⁴

¹正会員 大日本コンサルタント株式会社 (前 横浜国立大学)
(〒330-6011 埼玉県さいたま市中央区新都心 L.A.タワー)
E-mail: kobayashi_toshiyuki@ne-con.co.jp (Corresponding Author)

²フェロー 横浜国立大学教授 大学院都市イノベーション研究院
(〒240-8501 横浜市保土ヶ谷区常盤台 79-5)
E-mail: yamada-hitoshi-cj@ynu.ac.jp

³フェロー 横浜国立大学教授 大学院都市イノベーション研究院 (同上)
E-mail: katsuchi@ynu.ac.jp

⁴横浜国立大学教授 教育学研究科 (同上)
E-mail: fude@ynu.ac.jp

地球温暖化によって海面水温 (SST) が上昇しており, 台風が成因となる風速の再現期待値の増加が懸念されている. しかしながら, 将来の SST 上昇の分布は不確定でもある. 本研究では, 過去の SST 分布に対して一様に SST が上昇した場合を境界条件とし, 統計的台風シミュレーションを用いて SST 上昇と風速の再現期待値における関係の推定を目的とした. まず, 推定に用いた台風の移動モデルや, 一様に SST を上昇させる方法は, 高解像度台風モデルの結果と比較することで妥当性を評価した. そして, 一様な SST 上昇により, 東日本, 西日本, 九州周辺における風速の 100 年再現期待値は増加する結果が得られた. 最後に, 21 世紀末には, それらの地域において, 現在で再現期間 400 年に相当する風速が再現期間 100 年以下となる可能性を示した.

Key Words: typhoon simulation, sea-surface temperature, recurrence wind speed, global warming

1. はじめに

構造物の設計に用いる設計基準風速には, 一般的に再現期待値が適用される. 道路橋耐風設計便覧¹⁾では 100 年再現期待値相当に基づいている. 北日本以外では 100 年再現期待値に匹敵する強風の成因として, 台風が支配的である. 一方で, 地球温暖化によって海面水温 (SST) が上昇している²⁾. SST 上昇は台風の強度を増加させる懸念がある³⁾. これより, 構造物の長寿命化を図る上で, SST 上昇によって, どの程度のオーダーで風速の再現期待値が増加するのかを議論する必要がある.

風速の 100 年再現期待値を求める際に, 順序統計量と極値分布を用いて推定する方法がある. しかし, 信頼できる風速の観測期間は 100 年に満たず, 順序統計量の性質により, 推定される 100 年再現期待値が観測期間に依存して変化しやすい. この問題を解決する手法として, 物理過程あるいは統計モデルに基づく台風シミュレーション

(TY-sim) がある. これは, 長期間 (例えば, 1 万年) の台風を生成し, ある対象地点に対して各台風がもたらす風速値を疑似的に長期間分得ることで, その地点における風速の再現期待値を推定するものである. SST の影響を考慮できる TY-sim を用いることで, SST 上昇と風速の再現期待値の関係は推定可能と考えられる.

TY-sim には物理過程に基づいたモデルがある. これは, 境界条件等を与えることで物理方程式に基づいて計算を行うモデルである. この方法は計算コストが膨大であり, 計算機資源の問題から, 長期間分の計算を行うことが容易ではない. その現状で, 大量のアンサンブル数を実現した例が d4PDF⁴⁾ (地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース) である. これは, 水平解像度 60km の全球気候モデル (GCM) を用いて, 産業革命以降で全球平均気温が 4°C 上昇する場合を仮定し, 5400 年分実験をした出力結果を有する. しかし, 水平解像度 2km 程度の高解像度でなければ低い中心気圧の再現が困

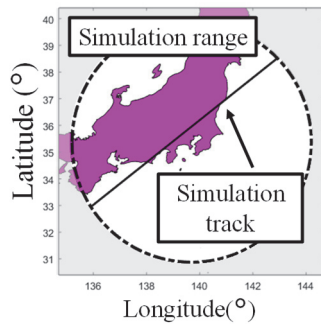


図-1 サイト限定型モデルのイメージ

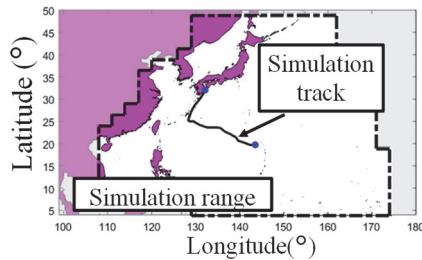


図-2 領域限定型モデル (Full-track type) のイメージ

難となる問題⁵⁾がある。この影響などにより、d4PDFの台風における中心気圧を、過去の台風と比較した場合に、バイアスがあることが知られている。また、d4PDFにバイアス補正を行った既往研究はあるものの⁶⁾、これらは平年的な中心気圧の頻度補正にとどまっている。本研究では、風速の再現期待値に着目するため、それに対して影響の大きな、極端に低い中心気圧における頻度の再現性も求められる。平年的な中心気圧と、年最低中心気圧のような極端に低い中心気圧は確率分布が異なるため、片方の確率分布の補正を行ったとしても、もう一方の確率分布が補正されるとは限らない。そして、両者を同時に補正する手法は確立されていない。

本研究で用いる TY-sim は、統計的過程に基づいたモデルである。これは移動モデルと強風場モデルから構成されている。移動モデルは、過去の中心気圧、移動速度の変化などを基に、統計的に中心気圧と台風中心座標を生成するモデルである。強風場モデルは経験式や力学的近似解を用いて、移動モデルから生成された台風中心周りの強風環境を再現するモデルである。両者を用いることで、対象地点に長期間の台風がもたらす風速を高速で計算することができる。移動モデルには、サイト限定型、領域限定型 (Full-track type) などがある⁸⁾。統計的過程に基づいたモデルは Russe⁹⁾により提案され、それはサイト限定型であった。サイト限定型は対象地点から 500km 圏内のみで台風を生成するものである。イメージ図を図-1 に示す。日本では石原¹⁰⁾などが研究を行っている。しかしながら、この方法では SST の影響を考慮した台風を再現することが難しい。一方で、領域限定型 (Full-track

type) は台風の発生から終了までを生成するモデルである。イメージ図を図-2 に示す。勝地¹¹⁾はこの方法により、SST の影響を受ける台風の盛衰システムを構築しており、任意の SST 分布を境界条件とした計算が可能である。具体的には、現時点の台風の位置における SST および移動速度、中心気圧から 6 時間後の移動速度、中心気圧を重回帰式によって逐次計算する手法により、SST の影響を考慮している。なお、最近では、台風の強度予報でも重回帰式による手法が注目されている¹²⁾。更に、著者ら¹³⁾は勝地らの移動モデルを改良し、中心気圧の平年的な値、極端に低い値に関して過去の台風と確率分布を比較し、非常によく一致する結果を得ている。なお、著者らのモデルは中心気圧の変化のみに SST の影響を考慮しており、年台風発生回数、発生位置、移動経路、台風の終了条件、後述する移動速度等の取りうる範囲については過去の台風と変わらない状態で計算を行う。既往研究として、中心気圧以外の将来変化も考慮するために d4PDF における台風からパラメータ推定をした統計モデルがある^{例えば 7)}。しかしながら、前述のバイアス補正や後述する将来の SST 分布が不確定なことによる問題がある。したがって、過去の台風の中心気圧のみに SST の影響を考慮して、風速の再現期待値を求める方法の一つの手段といえる。

一方で、将来的な台風経路の変化は不確定であるが、移動速度の変化にも SST の影響を受けると仮定する方法があり、その妥当性については興味があるところである。勝地¹¹⁾はその例であるが、6 時間毎の逐次計算のみに考慮しており、発生時の移動速度には考慮しておらず、不完全なモデルであった。したがって、両者に SST を考慮した場合の、台風経路の変化について議論することを考えた。妥当な結果を得ることができれば、SST の影響を受けた台風経路の変化が風速の再現期待値に与える影響も評価できる。

他方で、将来の SST 上昇の分布は不確定である⁴⁾。そこで、過去の SST 分布に対して一様 (平均的) に SST を上昇させたものを境界条件とする方法を考えた。一様な SST 上昇量と風速の再現期待値の関係を推定しておくことで、不確定な将来の SST 上昇量に対して、容易に風速の再現期待値を推定できる。また、再現期待値上昇のオーダーを知る指標にもなる。

本研究では、著者らの中心気圧のみに SST を考慮させたモデル (V-nonSST モデル) と勝地¹¹⁾のモデルに修正を加えた移動速度の発生時および逐次計算にも SST を考慮した移動モデル (V-SST モデル) の再現性の確認を行う。次に、過去の平均 SST 分布に対して、一様に SST を上昇させた場合を境界条件とし、V-SST モデルに対しては、生成された台風の経路の確認、V-nonSST モデルに対しては、既往の高解像度台風モデルの出力結果¹⁴⁾との

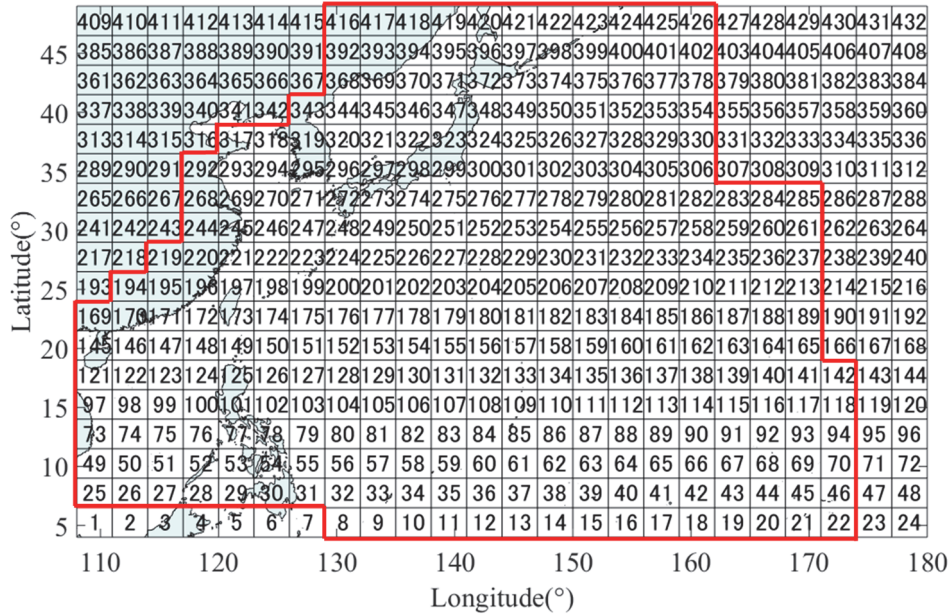


図-3 シミュレーション範囲 (赤枠) と格子番号

比較を行う。そして、二つのモデルの妥当性を検討する。同時に、一様に SST を上昇させる方法が、分布的に SST を上昇させる方法の結果と対応するのかを検討する。最後に、一様な SST 上昇量と風速の 100 年再現期待値の関係を推定する。

2. V-nonSST モデルと V-SST モデルの説明

(1) 計算概要

V-nonSST モデルおよび V-SST モデルに共通する計算概要について、文献 13) で再構築された移動モデルを基に説明する。

a) パラメータ推定に使用する観測値

移動モデルのパラメータ推定に用いる観測値 (本研究では、データセットを観測値と称す) は気象庁のベストトラックデータと NOAA の Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v5 (ERSST) ¹⁵⁾ を用いる。ベストトラックデータは主に 6 時間毎の台風および熱帯低気圧の中心気圧、中心座標が記載されており、等質性を確保するために台風 (最大風速約 17m/s 以上) のデータ区間のみを使用した。また、ERSST は全球を対象とした解像度 $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$ における各月の平均 SST 分布である。両者共に 1951~2017 年で 6~10 月の観測値のみを用いて移動モデルのパラメータ推定を行った。

b) シミュレーション範囲と計算フロー

シミュレーション範囲 (赤枠) と格子 (大きさは $2.5^{\circ} \times 3.0^{\circ}$) および格子番号を図-3 に示す。台風の各特性 (移動速度の傾向など) は地点によって異なるため、異なるパラメータを格納するため格子を設けている。な

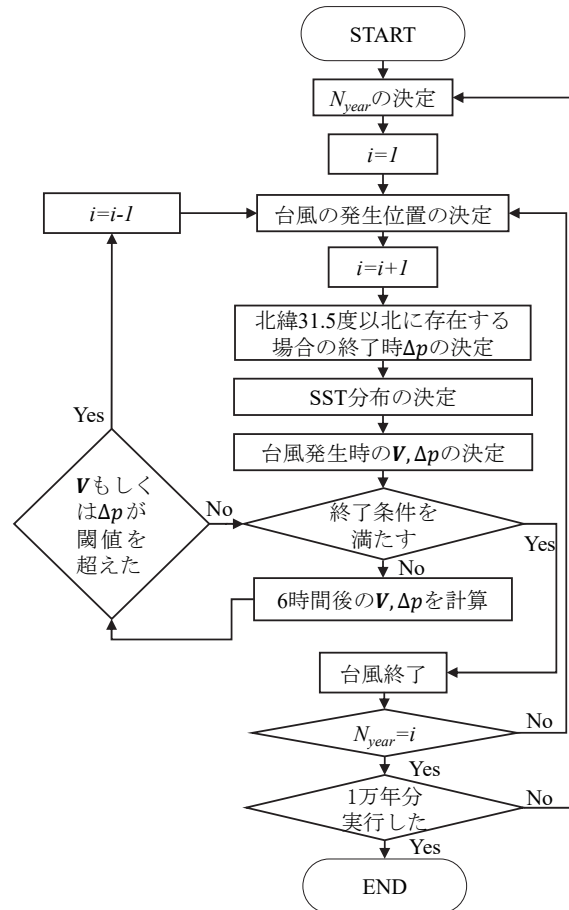


図-4 移動モデルの計算フロー

お、各格子で台風の観測値が存在しない、または 3 個以下である場合には、周辺格子からモデルのパラメータにおける平均値を計算し、補間している。

計算フローを図-4 に示す。ここで、 N_{year} は台風年発生

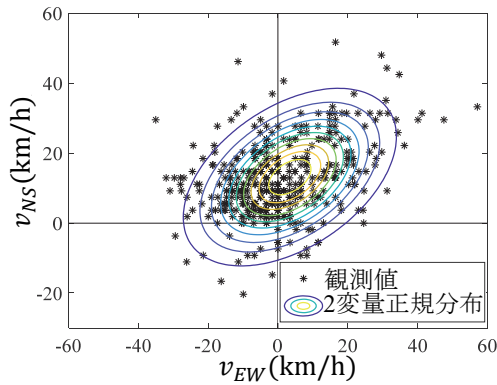


図-5 格子番号 224 の移動速度の観測値 (v_{NS} , v_{EW} 成分) と 2 変量正規分布

回数, $V, \Delta p$ は台風の移動速度, 中心気圧低下量 (周辺気圧 1013hPa から中心気圧を引いた量) を意味する. 移動速度 V は次のように定義される.

$$V^T = [v_{NS} \quad v_{EW}] \quad (1)$$

ここで, v_{NS} , v_{EW} は南北, 東西方向の移動速度成分を意味する. そして, 正の場合はそれぞれ北方向, 東方向を表す.

SST 分布は 6-10 月の各月の SST 分布を 1 セットとして境界条件にでき, 台風を生成する毎にどの月の平均 SST 分布を使用するかを, 日本に接近した台風の頻度分布に従う疑似乱数から決定している. なお, 境界条件に使用する SST 分布は, 図-3 の格子の解像度に変換して用いる.

次に, 6 時間毎の中心気圧低下量の逐次計算方法について, 次に示す.

$$\Delta(\Delta p) = \Delta p_{new} - \Delta p_{old} \quad (2)$$

$$\Delta(\Delta p) = \alpha_{p1} \Delta p_{old} + \alpha_{p2} SST + b_p \quad (3)$$

ここで, Δp_{new} , Δp_{old} は 6 時間後と現時点の Δp であり, SST は現時点の台風中心の座標に対応する格子の SST とし, α_{p1} , α_{p2} , b_p は回帰係数を意味する. 式(3)より, SST が Δp に与える影響を計算している. 6 時間毎の移動速度の逐次計算については後述する. 発生時および逐次計算中に, 観測上の最大値あるいは最小値に基づいた以下の範囲を超えた場合に発生時から再計算となる¹³⁾.

$$0.0 \leq \Delta p \leq 143.0(\text{hPa}) \quad (4)$$

$$-33.0 \leq v_{NS} \leq 109.0(\text{km/h}) \quad (5)$$

$$-64.0 \leq v_{EW} \leq 145.0(\text{km/h}) \quad (6)$$

ただし, 後述する強風場モデルは高気圧時の風速算出を想定したものではないため, Δp が 0.0(hPa) より小さい場合は再計算とせず, 0.0(hPa) を頭打ちとする.

台風の終了条件は, 台風がシミュレーション範囲外を出たとき, Δp が 5hPa 以下になったとき, 北緯 31.5° 以北に存在してかつ過去の台風の終了時 Δp の頻度に従って疑似乱数により決定された終了時 Δp 以下となったときである. いずれかに該当すればその台風は終了する¹³⁾.

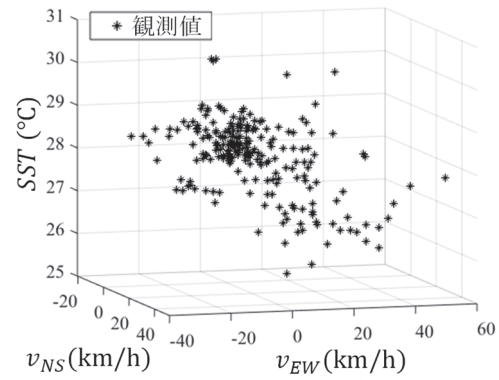


図-6 格子番号 224 の移動速度の観測値 (v_{NS} , v_{EW} , SST 成分)

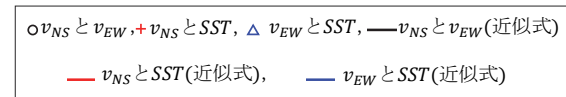


図-7 格子番号 (北緯は目安) と各相関係数の関係

(2) 移動速度の計算方法

発生時の移動速度に関しては, V-nonSST モデルは 2 変量正規分布 (v_{NS} , v_{EW}), V-SST モデルは 3 変量正規分布 (v_{NS} , v_{EW} , SST) に従う疑似乱数により決定した. 格子番号 224 の観測値と, 推定した 2 変量正規分布を図-5 に示す. なお, 格子内の発生時と発生時以外の台風の移動速度の傾向は変わらないため, 両者の観測値を用いて 2 変量正規分布のパラメータを推定している. 2 変量正規分布は確率変数間の相関を考慮できるので, 概ね適合する分布となることがわかる. 図-6 に SST を加えた 3 変量の観測値の分布を示す. 相関係数は, v_{NS} と v_{EW} では 0.4436, v_{NS} と SST では -0.4049, v_{EW} と SST では -0.3983 であった. これより, 格子番号 224 では強くはないが相関がみられた. この結果より, SST と移動方向成分に相関を考慮するために, 3 変量正規分布を仮定している. なお, 3 変量正規分布は観測値が少ない場合は, 過剰なパラメータとなる. 式(5), (6)の範囲を超える移動速度の台風しか発生させられない問題が生じないように, 事前の分析より, 観測値が 11 個以上の格子に限ってパラメータを推定し, それ以下の格子は周辺格子の平均値により補間した.

相関係数を図-7 に示す. v_{NS} と SST および v_{EW} と SST は

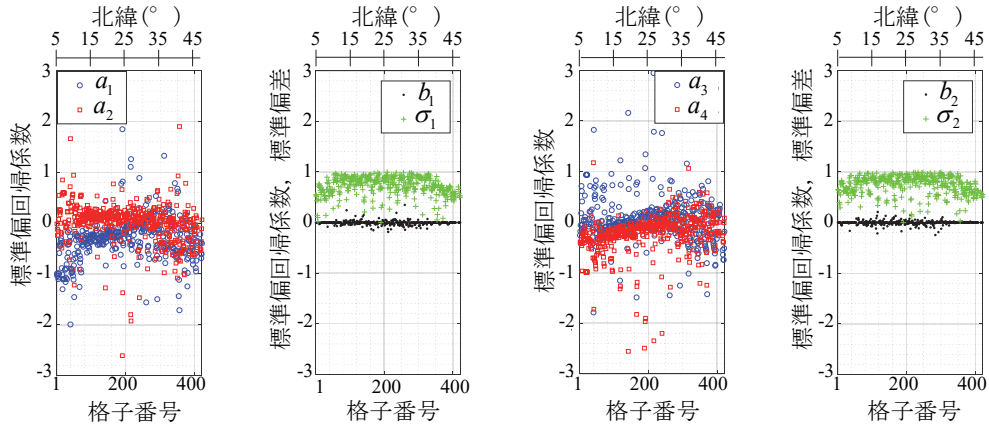


図-8 V-nonSSTモデルの格子番号(北緯は目安)に対する標準偏帰係数と、重回帰モデルの残差の標準偏差

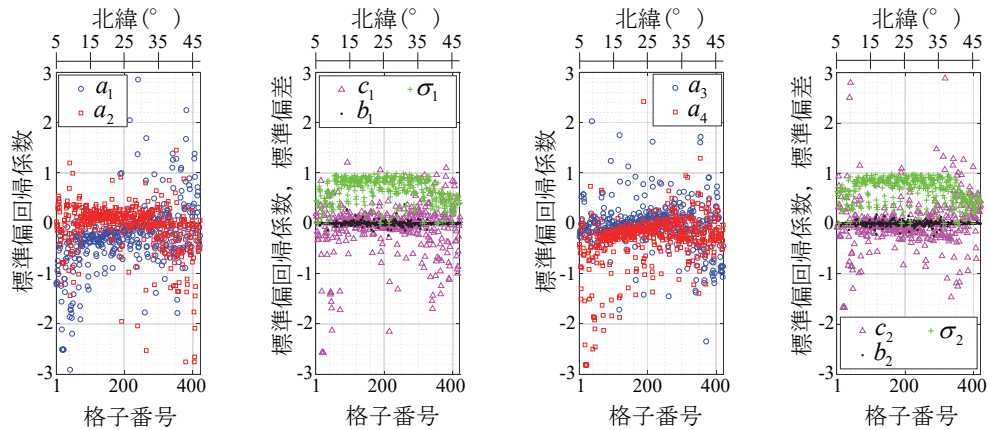


図-9 V-SSTモデルの格子番号(北緯は目安)に対する標準偏帰係数と、重回帰モデルの残差の標準偏差(北緯は目安)

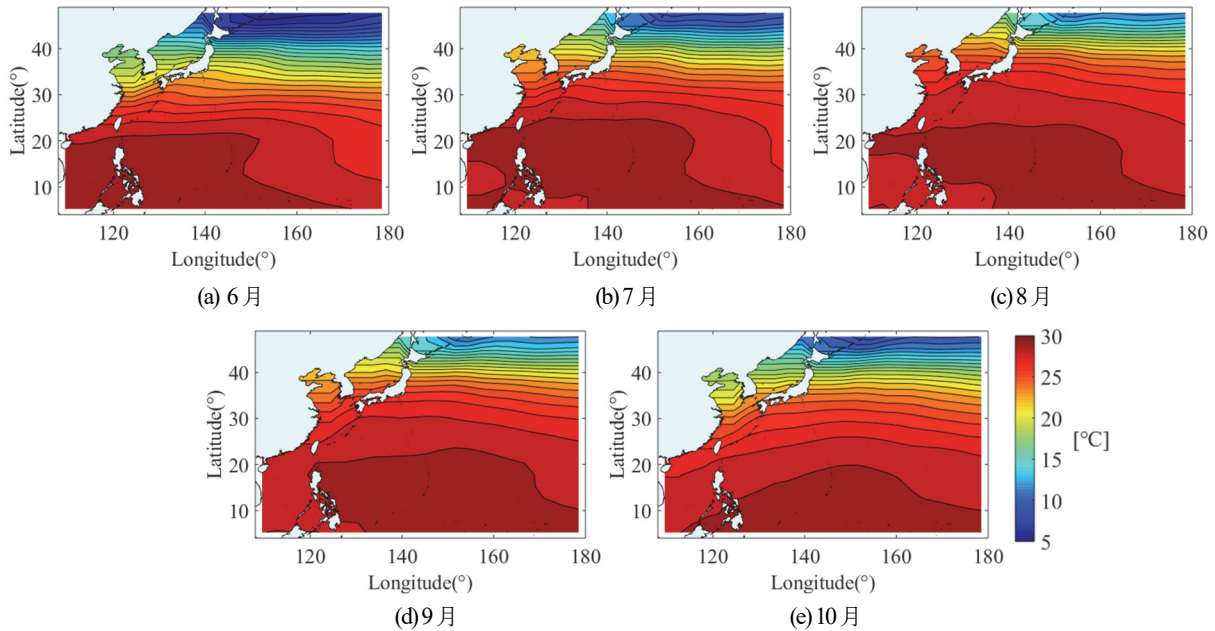


図-10 1951~2017年の平均海面水温分布

北であるほど負の相関の傾向がある。また、相関係数が負の格子は v_{NS} と SST では約55%, v_{EW} と SST では約67%であった。半分以上の発生位置で、 SST 上昇に伴い、移動速度は北方向に遅く、西方向へ速くなるといえる。

移動速度の逐次計算では、移動速度の各方向成分の6時間変化量 Δv_{NS} , Δv_{EW} を次のように定義する。

$$\begin{bmatrix} \Delta v_{NS} \\ \Delta v_{EW} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} v_{NS \text{ new}} \\ v_{EW \text{ new}} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} v_{NS \text{ old}} \\ v_{EW \text{ old}} \end{bmatrix} \quad (7)$$

ここで、 $v_{NS\ new}$ 、 $v_{EW\ new}$ 、 $v_{NS\ old}$ 、 $v_{EW\ old}$ は南北方向、東西方向の6時間後、現時点の v_{NS} 、 v_{EW} を意味する。そして、逐次計算は次の各重回帰式に基づいて6時間毎に行われる。

$$\begin{bmatrix} \Delta v_{NS} \\ \Delta v_{EW} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_1 & a_2 \\ a_3 & a_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} v_{NS\ old} \\ v_{EW\ old} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \end{bmatrix} + e \quad (8)$$

$$\begin{bmatrix} \Delta v_{NS} \\ \Delta v_{EW} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_1 & a_2 \\ a_3 & a_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} v_{NS\ old} \\ v_{EW\ old} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \end{bmatrix} SST + e \quad (9)$$

ここで、 a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 、 b_1 、 b_2 、 c_1 、 c_2 は回帰係数、 e は誤差項である。誤差項は平均値0、標準偏差は Δv_{NS} 、 Δv_{EW} の残差から求めた σ_1 、 σ_2 の各正規分布に重みづけされた疑似乱数(正規乱数)とする。V-nonSSTモデルは式(8)、V-SSTモデルは式(9)を用いる。

式(8)、(9)の目的変数と説明変数を各平均値と標準偏差を用いて標準化した際の回帰係数(標準偏回帰係数)および、重回帰式の観測値との残差の標準偏差を図-8、図-9に示す。なお、格子番号と同時に示される北緯は、目安である。これより、SSTを考慮しても、標準偏回帰係数、標準偏差の変動はほとんどないことがわかる。また、 b_1 、 b_2 は比較的小さいことがわかる。 b_1 、 b_2 が小さいということは、現時点の移動速度および誤差項の影響が6時間後の移動速度の変化量に与える影響が大きいことを意味する。なお、誤差項の影響は重回帰直線なりに分布する変数を表現している。したがって、発生時から6時間後の移動速度を計算するとき、発生時移動速度の影響を比較的受けるといえる。つまり、逐次計算のみではなく、発生時移動速度にもSSTを考慮することが重要である。加えて、SSTの v_{EW} への寄与度を表す c_2 は、北緯25°付近で多くが負になる。したがって、25°付近ではSST上昇によって、西側に台風が移動しやすくなることが考えられる。

3. 移動モデルの再現性評価と妥当性検討

(1) 境界条件となる海面水温分布

a) 過去の台風との比較用の海面水温分布

3.(2)における過去の台風との再現性の確認で使用する境界条件であるSST分布について説明する。パラメータ推定に用いた観測値と同様の期間(1951~2017年)における6~10月の各月平均SST分布を用いることにした。ERSSTを用いることとし、求められた各月平均SST分布を図-10(a)~(e)に示す。

b) 海面水温上昇時に関する妥当性検討用の海面水温分布

3.(3)と3.(4)および4.での境界条件となるSST分布について説明する。本研究では、過去気候を2006~2016年の6~10月の平均SST分布で定義しており、図-10(a)~(e)と同様の分布傾向をもつ。なお、11年間としているのは、対象とする期間中でSSTの変化をなるべく抑えるためである。過去気候に対して、一様にSSTを上昇させる際に、最大でどの程度まで上昇させるか、各月が同じ温度だけ上昇するののかに関する検討を以下に示す。

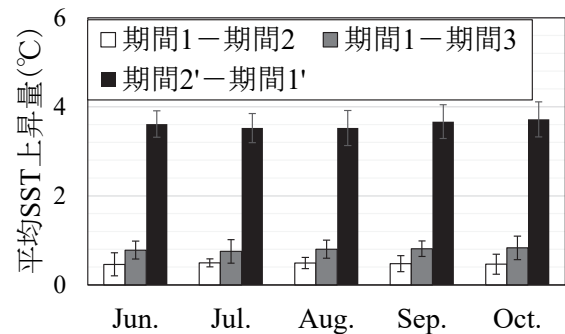


図-11 ERSSTとMIROC-ESMの各月の海面水温上昇量(エラーバーは標準偏差)

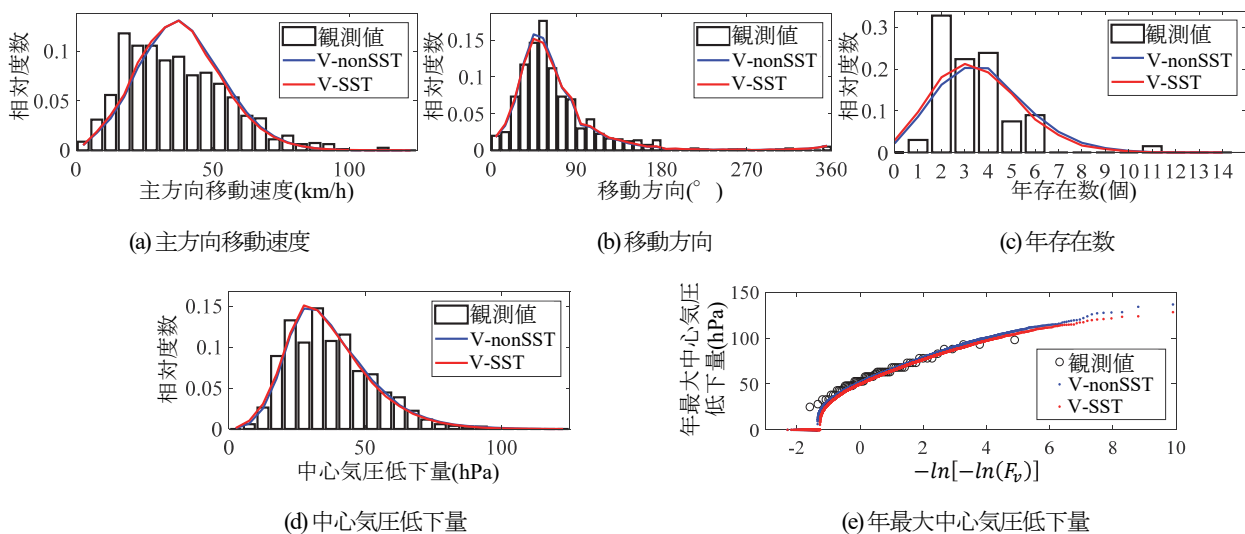


図-12 過去の台風とV-nonSSTモデルとV-SSTモデルの各台風特性における相対度数分布および極値分布の比較(大阪の例)

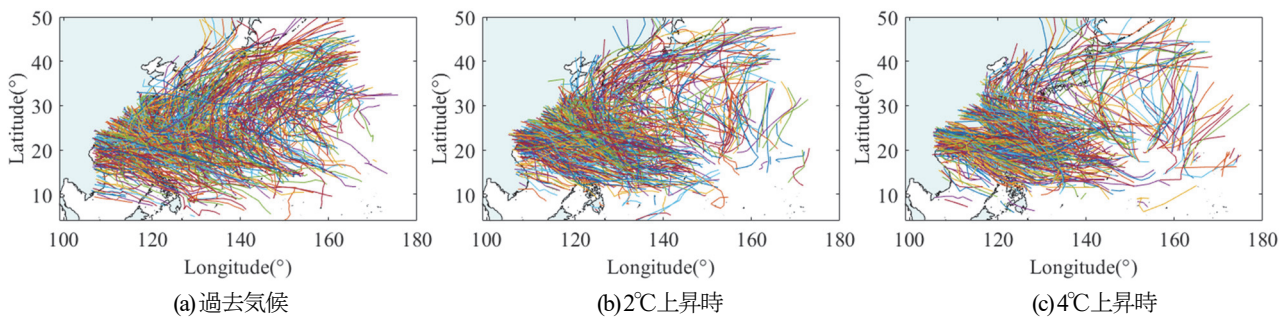
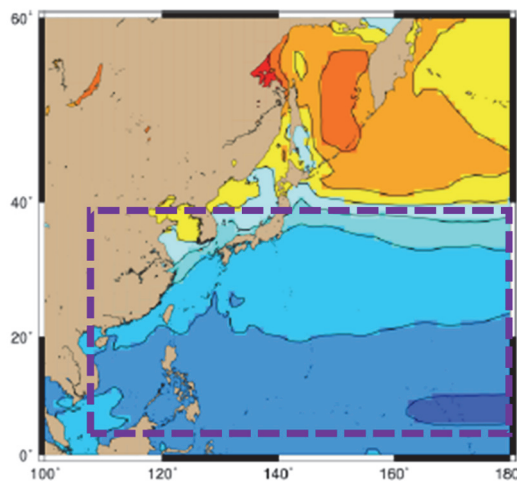


図-13 V-SSTモデルから生成された台風経路の海面水温上昇による変化

図-14 高解像度台風モデルに用いた9月における平均海面水温分布の過去と将来の差分¹⁴⁾ (破線は領域A)

GCM の一つの例として, CMIP5¹⁶⁾が提供する MIROC-ESM¹⁷⁾のRCP8.5シナリオ(2100年に温室効果ガス排出量が最大となる最悪のケースに相当)がある。このモデルが出力した SST 分布の結果を参考に、一様上昇の最大値を決めることにした。なお, MIROC-ESM の出力結果はデカルト座標系で南北方向に 192 分割, 東西方向に 256 分割された解像度である。風速の 100 年再現期待値が支配的となる日本の地域を含み, それらの地域に襲来する台風が SST の影響を受ける範囲である, 北緯 4~39°, 東経 108~180° (領域 A と称す) で 2006~2016 年と 2090~2100 年の 6~10 月の平均的な上昇量を調べた。その結果, 平均 3.61°C 上昇することがわかった。

次に, 2006~2016 年を期間 1, 1970~1980 年を期間 2, 1930~1940 年を期間 3 として, ERSST から領域 A を対象とした各月の SST 上昇量を調べた。同じく, MIROC-ESM の RCP8.5 シナリオにおける 2006~2016 年を期間 1', 2090~2100 年を期間 2' として調べた結果を図-11 に示す。これより, 過去の観測値および GCM 出力結果より, 各月によって平均値に大きく差が出ないことを示した。

したがって, 過去気候と, 過去気候の 6~10 月の各月平均 SST 分布を 0.5°C ずつ一様に SST を上昇させ, 3.61°C よりも大きい 4°C まで上昇させた 9 パターンの SST 分布を用いて, 海面水温上昇時における台風経路の妥当性に

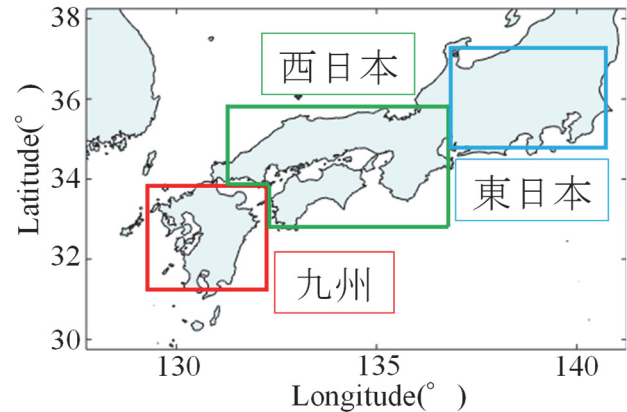


図-15 東日本, 西日本, 九州の台風抽出範囲

について 3.(3)で, 台風強度の妥当性について 3.(4)で, 海面水温上昇量と風速の 100 年再現期待値について 4.で議論を行った。

(2) 過去の台風と計算値の比較による再現性の確認

図-10(a)-(e)の SST 分布を境界条件として, V-nonSST モデルと V-SST モデルから台風を生成し, 大阪から 500km 圏内に存在した台風を抽出する。そして, 過去の台風の主方向移動速度と移動方向(東に進む方向を 0° とし, 反時計回りを正), 年存在数, 中心気圧低下量の相対度数分布, 年最大中心気圧低下量の極値分布と比較を行った。今回, 極値分布は暫定的に極値 I 型分布とし, プロットには Hazen の方法を用いた。結果を図-12 (a)-(e)に示す。ここで, F_b は極値 I 型分布の累積分布関数を意味する。これより, V-nonSST モデルおよび V-SST モデルによる計算値は観測値に非常に近い分布となった。主方向移動速度に関しては, 比較的観測値よりも計算値の方が大きい, 概ね傾向は示せていると考えられる。

(3) 海面水温上昇時における台風経路の妥当性

SST 上昇時の台風経路について調べる。V-SST モデルに過去気候および 2°C, 4°C 上昇させたときの SST 分布を境界条件としたときの 30 年分の台風の移動経路を図-13 (a)(b)(c)に示す。なお, 過去の年台風発生回数に従っているので発生個数はほとんど変わらない。これより, SST が上昇するほど西に進んで中国大陆に上陸する台風が多

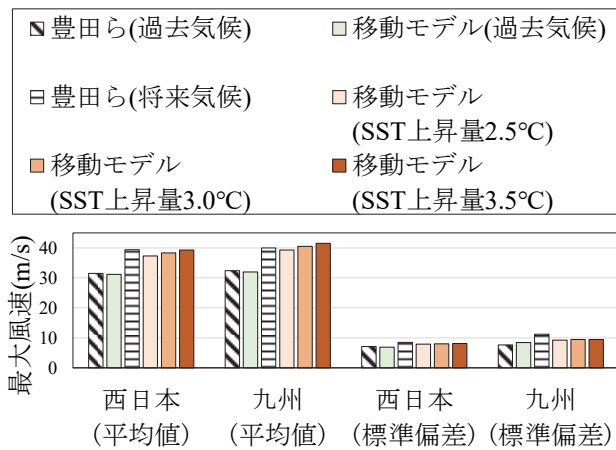


図-16 高解像度台風モデルと V-nonSST モデルから生成された台風の最大風速の比較

くなり、日本に襲来する数が極端に減少することがわかる。図-7と図-9より、北方向に遅くなり、西方向に速くなるという傾向が、このような結果を生じさせたと考えられる。

過去の台風の移動速度と SST の統計的な関係が SST 上昇後も続くとして仮定した場合の結果は、以上に示す通りである。今回の結果と類似した台風経路の傾向は、GCM 等を使用した既往の研究では見られない。GCM 等の物理モデルの場合は、年台風発生数や発生位置なども変化することから、結果の乖離が生じたと考えられる。加えて、台風の移動速度は気圧配置の影響等を受けるものと考えられ、単一の格子における SST のみが 6 時間後の移動速度変化量に寄与するモデルでは無理があったことも考えられる。上記の理由から、勝地ら¹⁰⁾のモデル化に対して修正を加えた提案手法では、将来における台風の移動速度として妥当性が低い結果となった。

(4) 海面水温上昇時における台風強度の妥当性

海面水温上昇時の V-nonSST モデルおよび一様に SST を上昇させて境界条件とする方法の妥当性を調べる。地球温暖化進行後を模擬した GCM の出力結果(SST 等)を境界条件とした、物理過程に基づく TY-sim による平均最大風速を比較することで、妥当性を評価する。

豊田ら¹⁴⁾は高解像度台風モデルを用いて、疑似温暖化実験を行っている。高解像度モデルは自動移動ネスティングによって、台風外側の環境を 27km メッシュ、台風全体構造を 9km メッシュ、内部コアを 3km メッシュで計算するなど、高解像度かつ効率的な計算を可能としている。疑似温暖化実験は、CMIP5 が提供する RCP8.5 シナリオや historical シナリオ（過去の再現シナリオ）における GCM 出力結果の将来気候（2080-2099 年）と過去気候（豊田らは現在気候と称しており、2000-2019 年として、定義している）の月平均場（SST 等）の差分を、過去の

台風の再現実験に用いた初期条件、境界条件、同化条件に加算することで行っている。なお、豊田らの過去気候は、本研究の過去気候の期間とは異なるが、平均 SST については、ほとんど変化しないので、同様の過去気候として議論を行う。以上の方法により、2000-2017 年に上陸した計 49 個の台風に対して疑似温暖化実験を実施している。今回は、その結果における西日本、九州に上陸した台風の最大風速の平均値と標準偏差を比較対象とする。また、豊田らが比較用として用いているベストトラックデータを使用した過去気候の最大風速との比較も行う。なお、計 49 個の台風に対して、V-nonSST モデルは 1 万年分の台風を用いて比較する。

豊田らは 9 月の SST における将来気候と現在気候の差分を図-14 のように与えている。これより、領域 A では概ね 2.5-3.5°C の上昇である。そこで、V-nonSST モデルから、過去気候および一様に 2.5°C、3.0°C、3.5°C 上昇させた SST 分布をそれぞれ境界条件としたときの台風を生成した。次に、図-15 に示す西日本と九州の範囲に入った台風の中心気圧の値を抽出した。中心気圧 p_c を最大風速 U_{max} に換算するために、次の式を用いた¹⁸⁾。

$$p_c = -1.53CI^2 - 3.03CI + 1010.01 \quad (10)$$

$$U_{max} = 0.09CI^2 + 13.49CI + 8.38 \quad (11)$$

ここで、 CI は台風強度の指標を示す。式(10)にて p_c から CI を求め、式(11)から U_{max} を算出した。計算された最大風速の平均値と標準偏差を図-16 に示す。過去気候の最大風速の平均値、標準偏差は非常によく一致しているため、図-15 で粗く指定した西日本、九州の範囲が概ね対応していると考えられる。そして、最大風速の平均値が 2.5-3.5°C 上昇したときの範囲に高解像度台風モデルの結果が収まっていることがわかる。また、標準偏差も概ね同様の値である。これより、SST 上昇時の V-nonSST モデルおよび一様に SST を上昇させて境界条件とする方法は、一つの有効な手段であることを示した。

4. 海面水温上昇量と風速の 100 年再現期待値

(1) 強風場モデル

風速の 100 年再現期待値を求めるために、移動モデルから生成された台風の強風環境を再現する強風場モデルについて説明する。

気圧場 $p(r_m/r)$ は次に示す Schloemer の式を用いる。

$$p(r_m/r) = p_c + \Delta p \exp(-r_m/r) \quad (12)$$

ここで、 r は台風中心と対象地点との距離、 r_m は最大風速半径を意味する。最大風速半径は、比較した経験式の中で最も観測値の再現性が高いと評価¹⁹⁾されている河合ら²⁰⁾の提案式を用いる。

$$r_m = 94.89 \exp[(p_c - 967.0)/61.50] \quad (13)$$

地表面の摩擦の影響を受けない上空風 (FFW: Friction-Free Wind) の風速は次の式²⁾を用いる.

$$U_{gr} = -\frac{fr + C \sin(\psi - \phi)}{2} + \sqrt{\left(\frac{-fr - C \sin(\psi - \phi)}{2}\right)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad (14)$$

ここで, U_{gr} は円周方向成分の風速, C は主方向移動速度, ϕ は移動方向, f はコリオリパラメータ, ψ は対象地点の台風中心に対する角度 (東を 0° として, 反時計回りに正), ρ は空気密度 ($=1.20\text{kg/m}^3$) である.

FFW から地上風に変換する際には境界層のモデルが必要となる. 台風時境界層のモデル化には種々の方法が提案されている (例えば 21)22). しかし, それらのモデルは対象地点における各風向毎の粗度長 (地表面の粗さのパラメータ) 推定のために, なるべく多くの台風時に観測された風速値が必要となる. したがって, 任意の地点で地上風を求めることは困難である. 本研究では, 日本全体の広域的な SST 上昇量と風速の 100 年再現期待値における関係を対象とするため, 任意地点で計算可能な FFW の 100 年再現期待値で SST 上昇量との関係を評価する.

(2) 海面水温上昇に応じた風速の 100 年再現期待値に関する広域的な推定

SST 上昇に対する FFW の 100 年再現期待値を広域的に推定する. 推定範囲は台風がもたらす風速が 100 年再現期待値として支配的な地域となる九州から関東までを包括する北緯 $30^\circ\sim 38^\circ$, 東経 $128^\circ\sim 141^\circ$ とした. なお, 台風の強風を著しく受ける, 沖縄周辺に関しては他地域と比

較して年最大中心気圧の精度が悪い¹³⁾, 今回は対象としない. 過去気候および一様に SST を上昇させたものを含む 9 パターンの SST 分布をそれぞれ境界条件として, 再現性, SST 上昇時の妥当性が示された V-nonSST モデルから台風を生成した. そして, 推定範囲内で 0.5° 間隔に対象地点をシフトさせて, 各対象地点から 500km 圏内に存在した台風を抽出した. そこから, 年最大風速を Hazen の方法で極値 I 型分布にプロットし, 標準極値変量 $s(= (-\ln[-\ln(F_v)])$ が 4.6 に最も近い値を 100 年再現期待値とした.

過去気候の 100 年再現期待値の推定結果を図-17 に示す. 日本では太平洋沿岸域で非常に大きな風速となり, 宮城, 鹿児島周辺は特に大きい. 一様に SST を上昇させたときの図-17 に対する 100 年再現期待値の増加率 (風速増加率) を図-18(a)~(h) に示す. なお, 本研究では, ベキ乗則¹⁾のように, FFW と任意の高さの風速は定数比に

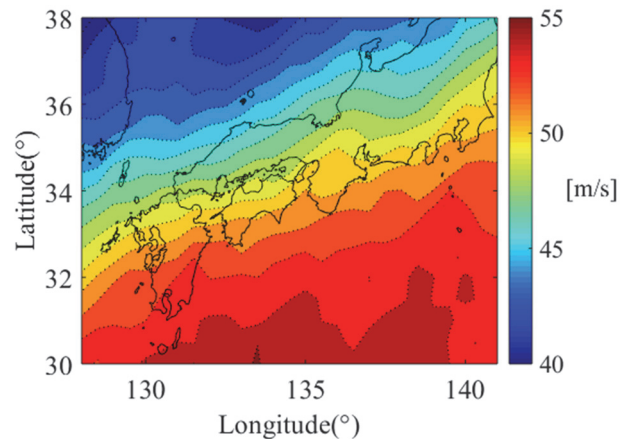


図-17 過去気候における FFW の 100 年再現期待値

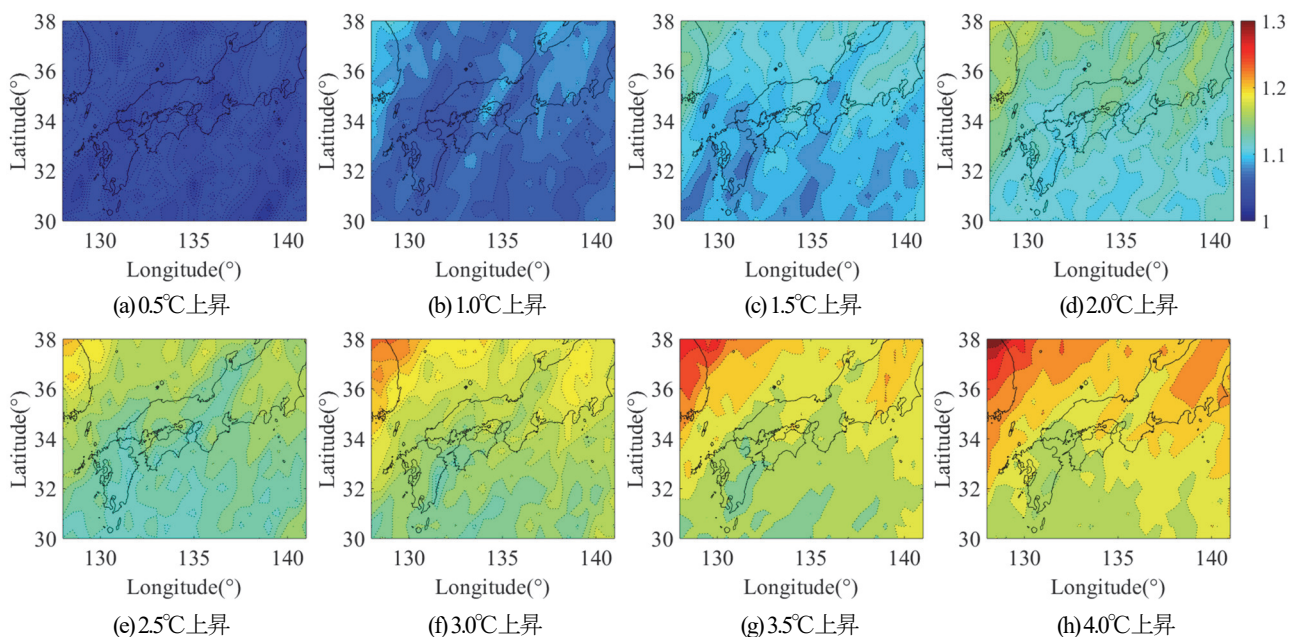


図-18 SST 上昇による風速増加率の変化 (コンターは風速増加率の値)

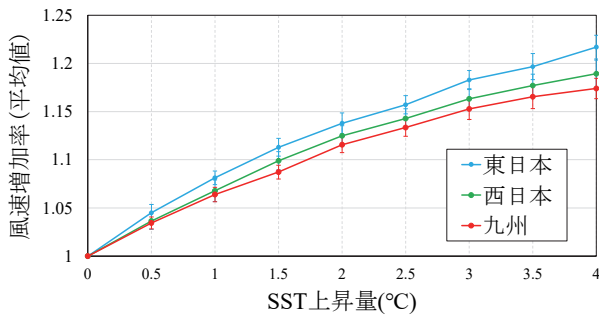


図-19 各地域における SST 上昇量と風速増加率の関係
(エラーバーは標準偏差を示す)

なると仮定する。したがって、風速増加率は地上でも図-18(a)-(h)の分布になるとして議論を行う。図-18(a)-(h)より、SST が上昇するほど、風速増加率が平均的に大きくなる傾向がある。また、図-17 で風速が小さい地域の方が、風速増加率が比較的大きい傾向も見受けられる。これより、台風がもたらす風速が 100 年再現期待値として支配的になる地域が増える可能性を示している。また、防災上の観点から、いままで台風の強風被害が少なかった地域（例えば北関東および東北地方など）でも、SST 上昇によって大きな被害をもたらす可能性が高くなることも考えられる。

(3) 各地域に着目した海面水温上昇量と 100 年再現期待値の関係

図-15 に示す地域を東日本、西日本、九州と定義する。東日本は、台風の強風が 100 年再現期待値として支配的と考えられる地域を有した範囲を設定した。各地域に着目して、SST 上昇量と 100 年再現期待値の増加率における関係をプロットした結果を図-19 に示す。これより、SST の上昇によって風速増加率の平均値が単調増加していることがわかる。また、北の地域ほど風速増加率が大きいことも示している。

道路橋耐風設計便覧¹⁾で、設計基準風速は高さ 10m、粗度区分 II の再現期間 100 年に相当する風速（基本風速）に基づいて計算される。基本風速マップでは、日本の各地域に基本風速は記載されており、5m/s 間隔で 30-45m/s の間で設定されている。一方で、GCM 出力結果の一例として、MIROC-ESM の RCP8.5 シナリオによれば、21 世紀末に 3.61°C 上昇する。このときの図-19 の九州における風速増加率の平均値は約 1.17 である。風速増加率が 1.17 の場合、基本風速が 30m/s の地域では約 5.1m/s、45m/s の地域では 7.7m/s 増える。道路橋耐風設計便覧¹⁾では、地域区分の基本風速は 5m/s 刻みで区切られている。したがって、基本風速が一段階以上大きくなることを意味する。次に、風速の上昇量を再現期間で表すために以下の式²⁾を用いる。

$$U_R = U_{100} \frac{0.61 - 0.10 \ln[\ln(R/(R-1))]}{1.07} \quad (15)$$

ここで、 U_R は再現期間 R に対応する風速、 U_{100} は 100 年再現期間に対応する風速である。 R を 400 年とし、 U_{100} を 30m/s、45m/s として式(15)にそれぞれ代入した場合、 U_R から U_{100} を引いた差は約 5.0m/s、7.6m/s となる。したがって、21 世紀末に、過去気候で再現期間約 400 年の風速が再現期間 100 年になるといえる。西日本、東日本の場合は、再現期間 400 年の風速が再現期間 100 年よりも更に短い再現期間になると考えられる。

5. 結論

本研究では、著者ら¹⁾が再構築した中心気圧低下量にのみ SST を考慮したモデル (V-nonSST モデル) と勝地ら¹¹⁾のモデルに修正を加えた移動速度にも SST を考慮したモデル (V-SST モデル) の各相関係数および標準編回帰係数の表示、過去の台風との再現性評価、SST 上昇時の妥当性評価を行った。同時に、SST 分布を一様に上昇させる方法の妥当性も検討した。最後に、V-nonSST モデルと、既往研究に基づいた強風場モデルを用いて、一様に上昇する SST 上昇量と風速の 100 年再現期待値の関係を推定した。結果を以下に示す。

- 1) 標準編回帰係数の比較を行い、現時点の台風の移動速度が 6 時間後の移動速度に与える寄与が大きいことを示すことで、移動速度にも SST を考慮する場合は、6 時間毎の逐次計算のみではなく、発生時の移動速度にも SST を考慮することの重要性を示した。
- 2) V-nonSST モデルおよび V-SST モデルから生成された台風の移動方向、年存在数、中心気圧低下量の相対度数分布と年最大中心気圧低下量の極値分布が、過去の台風と概ね一致した。主方向移動速度の相対度数分布も概ね傾向は示せている。
- 3) V-SST モデルから生成された台風は、SST が上昇するほど中国大陸に上陸する頻度が多くなった。類似した台風経路の傾向は既往の研究では見られない。結果の乖離の原因は、年台風発生数や発生位置が、SST 上昇によって変化しないと仮定していることにあると考えられる。また、単一の格子における SST のみが 6 時間後の移動速度変化量に寄与するモデルでは、台風の将来変化を表現し得ないことも考えられる。
- 4) 高解像度台風モデルの疑似温暖化実験と、V-nonSST モデルから生成された台風の最大風速を比較し、概ね一致する結果が得られた。これより、V-nonSST モデルおよび一様に SST を上昇させる方法が有効な手段の一つであるといえる。

- 5) SST が上昇するほど、風速増加率 (SST を上昇させたときの過去気候における風速の 100 年再現期待値の増加率) は大きくなる傾向があり、過去気候で風速が小さい地域の方が、風速増加率は特に大きい。
- 6) 今回定義した東日本、西日本、九州の範囲において、MIROC-ESM の RCP8.5 シナリオが出力した 21 世紀末の平均 SST 上昇量より、基本風速が 5m/s 以上増えることを示した。これは、再現期間約 400 年の風速が再現期間 100 年以下になることを意味する。

参考文献

- 1) 日本道路協会：道路橋耐風設計便覧，pp.59-85，2007.
- 2) Stocker, T. F. et al.: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, *IPCC*, pp.261-262, 2013.
- 3) Tsuboki, K., Yoshioka, M. K., Shinoda, T., Kato, M., Kanada, S. and Kitoh, A.: Future increase of supertyphoon intensity associated with climate change, *Geophysical Research Letters*, Vol.42, No.2, pp.646-652, 2015.
- 4) Mizuta, R., Murata, A. and Ishii, M.: Over 4000 Years of Ensemble Future Climate Simulations by 60-km Global and 20-km Regional Atmospheric Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, No.7, pp.1383-1398, 2017.
- 5) Gentry, M. S. and Lackmann, G. M.: Sensitivity of simulated cyclone structure and intensity to horizontal resolution, *Monthly Weather Review*, Vol.138, No.3, pp.688-704, 2010.
- 6) 井手喜彦，中尾直幸，児玉充由，橋本典明，山城賢：海面水温の将来変化パターンによる近未来の台風特性の相違に関する研究，土木学会論文集 B3 (海洋開発)，Vol.74, No.2, pp. I_587-I_592, 2018.
- 7) 梅田尋慈，中篠壮太，森信人：大規模アンサンブル気候予測データ (d4PDF) を用いた全球確率台風モデルの開発，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.75, No.2, pp. I_1195-I_1200, 2019.
- 8) 岡崎豪：損害保険業界における台風モデルの活用，日本風工学会誌，Vol.41, No.2, pp.152-160, 2016.
- 9) Russell, L. R.: Probability distributions for hurricane effects, *Journal of Waterways, Harbors & Coast. Eng. Div., ASCE*, Vol.97, pp.139-154, 1971.
- 10) 石原孟，ホタイホム，チョンチーリョン，藤野陽三：台風シミュレーションのための混合確率分布関数と修正直交変換法の提案，第 18 回風工学シンポジウム，pp. 5-10, 2004.
- 11) 勝地弘，山田均，宮田利雄，斎藤智久：海面水温の影響を導入した台風シミュレーション，日本風工学会論文集，Vol.29, No.3, pp.1-17, 2004.
- 12) 山口宗彦，嶋田宇大，沢田雅洋，入口武史，大和田浩美：台風予報・解析技術高度化プロジェクトチームによる 5 日先台風強度予報ガイダンスの開発，気象研究所技術報告，No.82, 2019.
- 13) 小林俊之，山田均，勝地弘，筆保弘徳：海面水温特性を考慮した台風移動モデルにおける中心気圧低下量再現性の向上，日本風工学会論文集，Vol.45, No.2, pp.54-65, 2020.
- 14) 豊田将也，吉野純，小林智尚：日本に上陸する台風の強度に関する将来変化の統計的特性，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.74, No.2, pp. I_1339-1344, 2018.
- 15) Hung, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Smith, T. M., Vose, R. S. and Zhang, H. M.: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons, *Journal of Climate*, Vol.30, pp.8179-8205, 2017.
- 16) Taylor, K. E., Stouffer, R. J. and Meehl, G. A.: An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol.93, No.4, pp.485-498, 2012.
- 17) Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., Nozawa, T., Kawase, H., Abe, M., Yokohata, T., Ise, T., Sato, H., Kato, E., Takata, K., Emori, S. and Kawamiya, M.: MIROC-ESM: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments, *Geoscientific Model Development Discussions*, 4, pp.1063-1128, 2011.
- 18) 木場博之，萩原武士，小佐野慎悟，明石秀平：台風の CI 数と中心気圧および最大風速の関係，気象庁研究時報，Vol.42, No.2, pp.59-67, 1990.
- 19) 高木泰士，呉文潔：日本南方海域を通過する台風の最大風速半径の推定手法，土木学会論文集 B3 (海洋開発)，Vol.71, No.1, pp.1-6, 2015.
- 20) 河合弘泰，本田和彦，富田孝史，柿沼太郎：2004 年に発生した台風の特徴と高潮の予測・再現計算，港湾空港技術研究所資料，第 1103 号，pp.3-12, 2005.
- 21) 孟岩，松井正宏，日比一喜：中立時の大気境界層における強風の鉛直分布特性 その 2 台風時の強風，日本風工学会誌，No.66, pp.3-14, 1996.
- 22) Fang, G., Zhao, L., Cao, S., Ge, Y. and Pang, W.: A novel analytical model for wind field simulation under typhoon boundary layer considering multi-field correlation and height-dependency, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, Vol.175, pp.77-89, 2018.

(Received April 6, 2020)

(Accepted March 16, 2021)

RELATIONSHIP BETWEEN UNIFORMLY INCREASING SEA SURFACE TEMPERATURE AND RECURRENCE WIND SPEED BASED ON STATISTICAL TYPHOON SIMULATION

Toshiyuki KOBAYASHI, Hitoshi YAMADA, Hiroshi KATSUCHI
and Hironori FUDEYASU

Increasing sea surface temperatures (SST) caused by global warming might affect the recurrence wind speed by typhoon. Because the future spatial distribution of SST is uncertain, we proposed a method for uniformly increasing SST for use as the boundary condition of typhoon model. The output of statistical typhoon simulation with uniform increase of SST yielded the typhoon intensity, as did the model based on physical processes. Furthermore, estimation of the relation between the amount of SST increase and recurrence wind speed of typhoons was conducted using statistical typhoon simulation with uniformly increasing SST. Results show that 400-year recurrence wind speed will be less than the 100-year recurrence value in areas except Okinawa and northern Japan by the end of the 21st century.