

海面水温特性を考慮した台風シミュレーションの移動モデルの再構築

Reconstruction of Typhoon Tracking Simulation Model Considering Sea-Surface Temperature Properties

小林俊之*¹ 山田均*² 勝地弘*² 筆保弘徳*³
Toshiyuki KOBAYASHI, Hitoshi YAMADA, Hiroshi KATSUCHI, Hironori FUDEYASU

SUMMARY

Sea surface temperature change due to the global warming may affect the development of typhoons. In order to estimate extreme wind speed, a tracking model of typhoon simulation considering the sea surface temperature was developed before, but there were some discrepancies between estimation and observation. In this study, from the viewpoint of characteristics of linear model in the updating calculation, data period for the modeling was restricted to summer based on the number of typhoons approaching to the Japan. Focusing on the latitude of 31.5 degrees north where almost all typhoons start to weaken, the termination condition of the typhoons was clarified. In addition, if the value calculated by updating calculation in the model exceeds the threshold, it was recalculated from the time of occurrence of a typhoon. As a result, the typhoon intensity approached the observed value by applying these improvements to the tracking model.

key words: Typhoon simulation, Monte-Carlo simulation, Extreme value, Global warming, Sea-surface temperature

1. まえがき

技術の発展により、風による振動を考慮しなければならぬフレキシブルな構造が増えていることから設計風速の重要性は極めて高い一つの項目である。日本の設計風速を議論する上で、台風による強風が支配的な要因の一つとなる。しかしながら、信頼できる各地の風速等の

気象観測データは 100 年を満たさないために、そのような長い再現期間における年最大風速の再現期待値は外挿とならざるを得ない。

解決策の一つとして Georgiou ら¹⁾や日本では光田、藤井ら²⁾、石原ら⁴⁾、松井ら⁵⁾によって研究が進められてきた統計的台風シミュレーション（以後、台風シミュレ

* 1 横浜国立大学都市イノベーション学府 大学院生 (kobayashi-toshiyuki-sk@ynu.jp)
Graduate student, Yokohama National University

* 2 横浜国立大学都市イノベーション研究院 教授
Professor, Yokohama National University

* 3 横浜国立大学教育学研究科 准教授
Associate Professor, Yokohama National University

ーションと呼ぶ)がある。これは過去の台風の観測値を基にモデル化し、1万年分などの大量の疑似的な台風を対象地点に襲来させるモンテカルロシミュレーションを行うものである。この方法は建築物荷重指針・同解説⁹⁾に示されるように、明示的に設計の中に組み込まれる場合も出てきている。

一方で、物理過程から台風をシミュレーションする方法もあり、最近では地球温暖化時の気象現象を解析する試みまで行われている⁷⁾。しかし、中條ら⁸⁾は、計算時間の関係から設計外力推定に必要なデータ数を得るためには非現実的で、モデルによって再現性が異なる問題を指摘している。その問題を鑑みて、経験的な事象を確率統計的に議論する台風シミュレーションは設計風速の根拠として一つの妥当な方法である。

地球温暖化によって海面から水深 100m までの温度は 21 世紀末にはおおよそ 0.6~2.0℃上昇する⁹⁾とされている。そして、海面水温が上昇することは台風の強度が増す原因となる懸念がある。海面水温が変化した場合の年最大風速の極値分布は未知であり、長い再現期間を推定する場合にどの程度の影響があるのかは議論すべき点であるため、海面水温を一つのパラメータとした台風シミュレーションで定量的に明らかにする取り組みが行われている。

宮田ら¹⁰⁾、勝地ら¹¹⁾は海面水温を 1 つのパラメータとして考慮させながら台風の発生から終了地点までをシミュレートするフルトラック型台風シミュレーションを構築した。これは大きく分けて「移動モデル」と「強風場モデル」の二つで構成される。前者は台風の発生から終了までの台風の中心位置と中心気圧を確率統計的にシミュレーションするモデルである。後者は前者によって得られたデータに気圧場と風速場の経験式、あるいは力学的近似解などを適用して台風中心まわりの強風環境を再現するモデルである。前者の中の移動速度や中心気圧に関する逐次計算の重回帰モデルの説明変数として海面水温のパラメータを組み込むことで、台風に与える影響を反映できる。しかし、そのモデル式(1)は海面水温及び中心気圧低下量などの現時点の値と 6 時間後の値の回帰式であり、特に中心気圧低下量に関してはデータが増えるほど a は 1 に近づき、乱数の影響が支配的となる問題があった。そこで、著者らは他のシミュレーションでは時間変化量に対して時系列モデルを適用している例^{8),12)}が多いことから、変化量を目的変数とした回帰式を適用する方法等の提案、改善を施している¹³⁾。ただし、各地周辺の中心気圧低下量の相対度数分布にはまだ明らかな観測値との差があることや、年最大中心気圧低下量の極値

分布については触れられておらず、強度の再現性については疑念があった。移動モデルの更なる改良及び強度の評価を極値分布においても行わなければ、長い再現期間における設計風速の評価が正しく解明できない。

$$X_{new} = aX_{old} + b \cdot SST + c + e \quad (1)$$

ここで、 X_{new} : 6 時間後の値、 X_{old} : 現時点の値、 SST : その位置での海面水温、 a, b, c : 回帰係数、 e : 誤差項

本研究では、移動モデルを対象として 3 つの改良策を提案した。1 つ目は逐次計算における重回帰モデルのパラメータ推定に用いる観測値の期間を 6~10 月に限定すること。2 つ目は北緯 31.5° 以北で衰弱過程にある台風が多いことから、その領域に存在する台風に対して事前に終了時の中心気圧低下量を確率分布から決定すること。3 つ目は逐次計算で算出される値に対して、観測上で得られた最大値を閾値として設定し、それを超えた場合にモデルの整合性を保つために発生時から再計算をさせることである。これらの改良策が台風強度に及ぼす感度の確認を行い、台風シミュレーションの移動モデル再構築を目的とした。

2. 従来の移動モデルとパラメータ設定

2.1 移動モデルに用いる観測データ

モデルパラメータの構成に使用している台風の観測値は気象庁のベストトラックデータにおける 1951~2017 年のものから 1711 個の台風を用いている。抽出した際の条件については以下の通りである。

- ・ 熱帯低気圧が台風として定義されるのは風速 34 ノット以上のため、そのデータ区間のみ使用している。
- ・ ベストトラックデータは基本的に 6 時間毎の記録であるが、日本接近時などに短時間による記録も含まれている。しかしながら、1 時間毎に等速と仮定するなどして内挿を行うと時間変化量が 0 となり、重回帰モデルにおけるパラメータ推定の際に異常が生じるなどが懸念されたため、6 時間毎のデータのみを使用している。
- ・ 北緯 4° 以南で発生する台風は観測数が少ないため、除外されている。
- ・ 東経 180° 以東から越境した台風は性質が異なるため除外されている。
- ・ 再発達する台風を再現することは現状では難しいことから、再発達前のみデータを用いている。

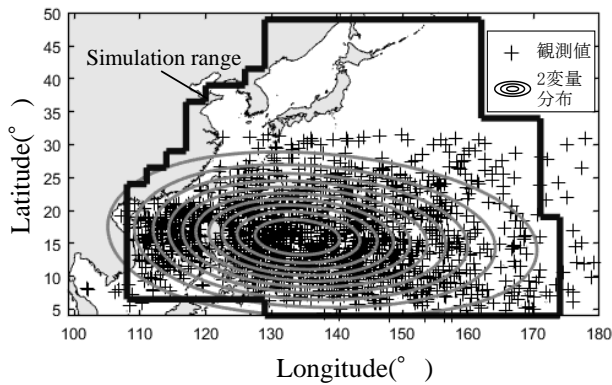


図 1 シミュレーション範囲と発生地点の観測値とそのモデルの比較

Fig. 1 Simulation range and comparison of observed occurrence points and the model

2. 2 シミュレーション範囲と計算フロー

台風の観測数が少ない箇所では後述する逐次計算の精度が下がり、非現実的な動きを助長する等の問題があるため、シミュレーション範囲は図 1 の太枠のように設定されている。この範囲外に存在してから札幌、大阪、那覇の 500km 圏内に存在した台風は 1711 個の台風からは確認されず、経験上で日本に襲来したほとんどの台風はこの範囲内に収まる動きを示すことから、妥当な範囲といえる。

逐次計算のために推定されるパラメータは場所によって特性が変化すると考えて、シミュレーション範囲を規定サイズの格子で区切り、それぞれの格子で推定している。格子の大きさは 6 時間毎の移動量における平均値 μ と標準偏差 σ から $\mu \pm 3\sigma$ の絶対値の最大値が東西方向で約 2.9° 、南北方向で絶対値が約 2.4° であることから、それらが収まるように $3.0^\circ \times 2.5^\circ$ のサイズとされている。

移動モデルの計算フローを図 2 に示す。終了条件は以下に示す二つが使われている。

- 中心気圧低下量が 5hPa 以下
- 台風が範囲外に存在

2. 3 確率分布とパラメータ推定

年台風発生回数と発生位置、発生時の中心気圧低下量の確率分布とパラメータの決定は天野ら¹⁴⁾の台風特性パラメータの算出方法に準じて以下の通りに行われている。

観測値と最尤推定法によりパラメータを決定した正規分布、対数正規分布、ワイブル分布(いずれも二つのパラメータをもつ)を確率紙上にプロットし、二乗平均平方根誤差(RMSE : Root Mean Square Error)を比較して、その値

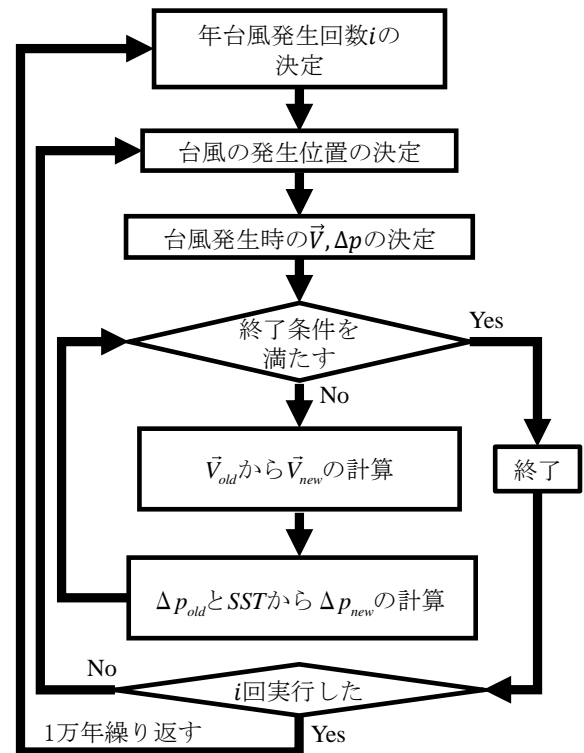


図 2 移動モデルにおける計算フローの概略

Fig. 2 Outline of calculation flow in tracking model

が最も小さい確率分布、パラメータを使用している。また、RMSE を求める際に対数正規分布とワイブル分布においては普通目盛りに座標変換を行って正規分布のものと同様の比較ができるようにしている。例として年台風発生数の場合を示す。図 3 に示す RMSE より対数正規分布が採用されている。図 4 より、観測値の度数分布と各確率分布を比較し、RMSE が小さいほど当てはまりが良いことが再確認できる。

発生地点に関しては、南北方向にワイブル分布、東西方向に対数正規分布が採用されている。発生地点は南北方向と東西方向の相関も考慮させて 2 変量分布として発生させるために、東西方向については条件付期待値、条件付標準偏差の式(2),(3)から表される式(4)より、条件付正規分布 $f_{x|y}(x|y)$ の確率変数を対数変換させたものを用いている。その際、上記の最尤推定法に加えて、相関係

$$E(X|y) = \mu_x + \rho \frac{\sigma_x}{\sigma_y} (y - \mu_y) \quad (2)$$

$$\sigma_{x|y} = \sigma_x \sqrt{1 - \rho^2} \quad (3)$$

$$f_{x|y}(x|y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{x|y}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{x - E(X|y)}{\sigma_{x|y}} \right)^2 \right] \quad (4)$$

ここで、 X, Y : 発生地点における経度、緯度の確率変数、 σ : 標準偏差、 ρ : 相関係数、添え字は各確率変数のパラメータおよび条件付パラメータ、条件付確率分布であることを意味する。

数などについても別途求めている。図 1 に観測値と以上の方法を用いたワイブル分布と条件付対数正規分布の 2 変量分布を示す。発生範囲は観測値が収まる北緯 4~31.5°、東経 99~180° としており、発生地点がシミュレーション範囲外であれば、その時点で終了として次の台風を発生させている。

2. 4 発生時移動速度

発生時の移動速度は場所毎に分布が異なるため、式(4)による 2 変量正規分布で格子毎にパラメータを推定している。また、各格子上における発生時の移動速度と、発

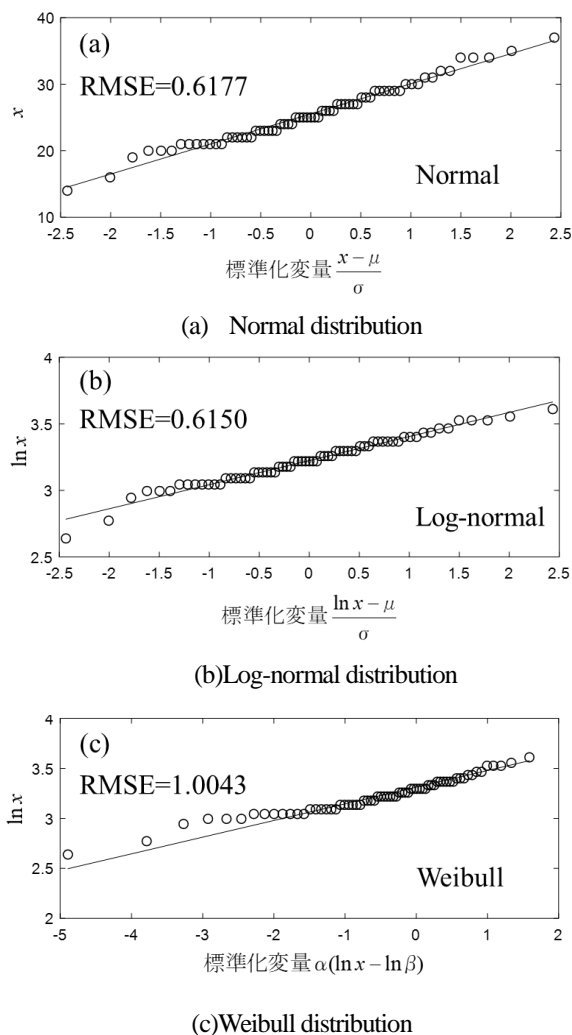


図 3 確率紙上における確率分布毎の観測値との比較 (ここで、 x は年台風発生回数を示す)

Fig. 3 Comparison with observed values for each probability distribution on probability paper

生時以外に存在した台風の移動速度を比較すると場所ごとに両者は類似した傾向を示すことから、後者も含めてパラメータを推定している。例として格子 5 (緯度 21.5~24°、経度 162~165°) のパラメータ推定に利用した観測値と 2 変量正規分布についての例を図 5 に示す。ちなみに、それぞれ北を正、東を正としている。

2. 5 6 時間毎の逐次計算を行う移動速度のモデル

重回帰モデルを用いて、現時点の値から 6 時間後の値を推定している。本来、台風の移動については偏西風や偏東風、太平洋高気圧の縁辺流などの指向流¹⁵⁾が一つの要因となっており、まわりの大気の流れが影響を与える。その流れ全ての確率的な表現を行うことは煩雑となることや、長い計算時間を伴うことから、過去の観測値を基に現時刻値から次の移動速度を推定することは妥当な手段であると考えられる。

移動速度は南北方向と東西方向の 2 成分 v_{NS} 、 v_{EW} をもつベクトルとして式(5)のように定義される。

$$\vec{V}^T = \{v_{NS} \quad v_{EW}\} \quad (5)$$

添え字で 6 時間後の値は new、現時点の値は old と付けて

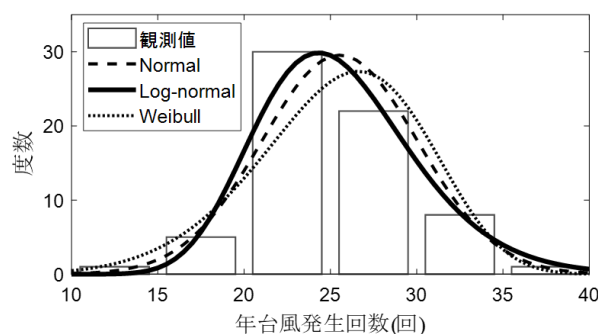


図 4 観測値の度数分布と各確率分布との比較

Fig. 4 Comparison of frequency distribution of observed values and each probability distribution

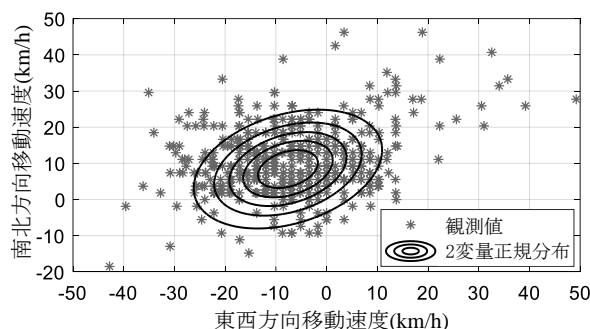


図 5 観測値と発生時移動速度を決定する 2 変量正規分布の比較

Fig. 5 Comparison of observed value and bivariate normal distribution model showing occurrence movement speed

区別し、式(6)に \vec{V} の変化量 $\Delta\vec{V}$ を示す。

$$\Delta\vec{V} = \vec{V}_{new} - \vec{V}_{old} \quad (6)$$

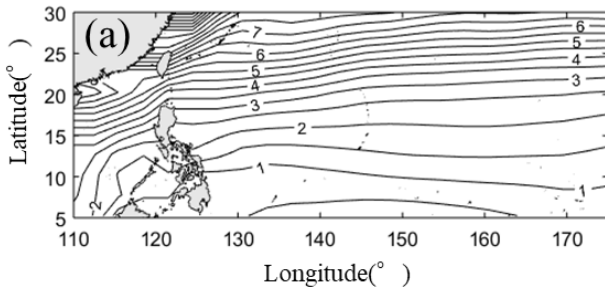
$\Delta\vec{V}$ を目的変数とした重回帰モデルは各変数を式(7)で正規化し、式(8)のように表される。正規化パラメータと重回帰モデルにおけるパラメータは格子毎に推定されている。

$$Z(S) = (S - \mu_s) / \sigma_s \quad (7)$$

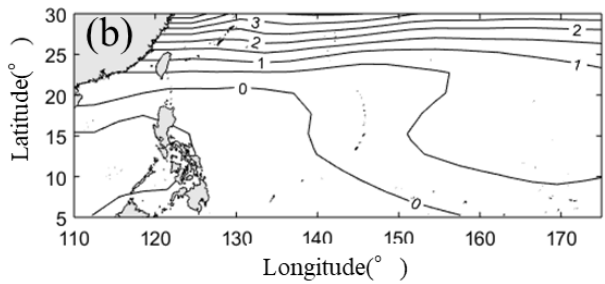
$$Z(\Delta\vec{V}) = \mathbf{A}Z(\vec{V}_{old}) + \vec{b} + \vec{e} \quad (8)$$

ここで、 \mathbf{A}, \vec{b} : 回帰係数行列と回帰係数ベクトル、 \vec{e} : 誤差ベクトル

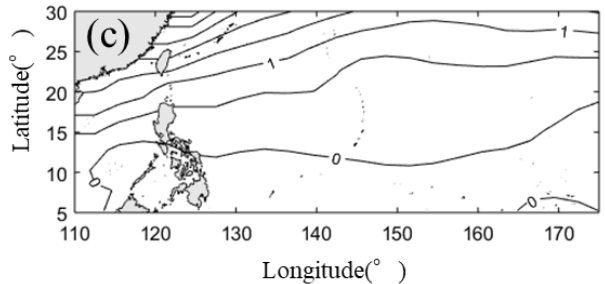
また、回帰平面(説明変数が2つであるため平面で表現される)と観測値の誤差における標準偏差を誤差ベクトル成分としている。そして、その成分を er とすると、 $N(0, er^2)$ で表される正規乱数がシミュレーションに用いられている。その際、0から $3er$ 以上離れた値が出現した場合は再試行することとなる。ちなみに、観測上の最



(a) August-January



(b) August-June



(c) August-October

図 6 海面水温の偏差

Fig. 6 Sea surface temperature deviation

大値より閾値を定めているため、 $-33.0 \leq NSv \leq 109.0$ 、 $-64.0 \leq EWv \leq 145.0$ (単位は km/h) を範囲として、閾値を逐次計算の頭打ちとした。

2. 6 6 時間毎の逐次計算を行う中心気圧低下量のモデル

中心気圧低下量 Δp は1013hPaから中心気圧を引いた量で定義している。移動速度と同様にして、 Δp の6時間毎の変化量 $\Delta(\Delta p)$ は式(9)で表され、海面水温を SST とすると、その重回帰モデルは式(10)のように表される。

$$\Delta(\Delta p) = \Delta p_{new} - \Delta p_{old} \quad (9)$$

$$Z[\Delta(\Delta p)] = a_1 Z(\Delta p_{old}) + a_2 Z(SST) + b + e \quad (10)$$

ここで、 a_1, a_2, b : 回帰係数、 e : 誤差項

海面水温分布は米国の国立気候データセンター配布の Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v5¹⁶⁾ と呼ばれるデータセットを用いた。そこから、1951~2017年の海面水温分布より海面水温の回帰係数を推定している。また、シミュレーションは台風の上陸数の多い、1951~2017年の7~9月における平均海面水温を用いている。中心気圧低下量の閾値と範囲は $0.0 \leq \Delta p \leq 143.0$ (単位は hPa) として、移動速度と同様に決定している。

3. モデル及びパラメータの問題点と改良策

3. 1 パラメータ推定に使用する観測データ

従来ではパラメータ推定に1~12月の観測データを用いていた。それゆえに、台風が日本に接近する経験の少ない月の海面水温も使用してパラメータ推定を行っていた。また、それらは接近する経験の多い月より比較的低い海面水温であると考えられる。海面水温の変動について調べるために、日本南海における8月と1月の平均海面水温の偏差を調べた。図6(a)に示すように、 $0.5 \sim 7.5^\circ\text{C}$ ほどの比較的大きな変化があることがわかった。一方で、気象庁で公開されている日本本土(沖縄を除く)に接近した台風の相対度数分布は図7に示される。6~10月はそれぞれ相対度数が5%以上である。ここで、6~10月の海面水温の大まかな変動を見るために、6月と8月、8月と10月の平均海面水温の偏差を同様に図6(b)(c)に示す。6月から10月にかけて平均海面水温は $0 \sim 3^\circ\text{C}$ ほどの変化であることがわかり、自明であるが1月と8月の偏差に比べて小さいことがわかった。したがって、重回帰モデルは線形であるため、説明変数の取りうる範囲の変

化によってフィッティングが変化しやすいので、1年の海面水温の変動幅が大きいことで適合が悪くなっていた可能性が明らかとなった。それに対し、接近数の多い6~10月の観測値のみを用いることで変動幅を抑えられ、解決できることが考えられる。

また、従来のモデルでは上陸数の関係から7月、8月、9月の平均海面水温の平均の分布を用いて、シミュレーション中に一律の海面水温分布としていた。しかしながら、海面水温の分布は月ごとに変化していることや、接近する台風を考えると6月、10月の海面水温も考えなければならず、各月の海面水温によって台風の強度が変化することも考えられる。

以上より、海面水温の変動幅を小さくすることで、日本に襲来する台風強度がより観測値に適合すると考えて、6~10月のみの観測値を用いてパラメータ推定を行うこととした。この期間は図7の接近数から鑑みて妥当であると考えられる。そして、6~10月の接近数のみの相対度数から累積度数分布を作り、0~1の一樣乱数によって台風毎に各月の海面水温分布を決定することとした。

3. 2 終了時中心気圧低下量について

中心気圧低下量が5hPa以下になったときを一つの終了条件として設けていた。しかし、実際の台風における終

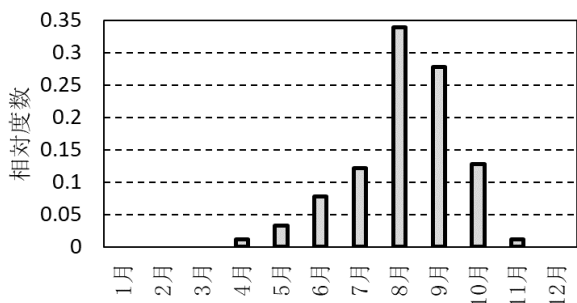


図7 日本本土に接近した台風の月毎の相対度数分布

Fig. 7 Monthly relative frequency distribution of typhoons

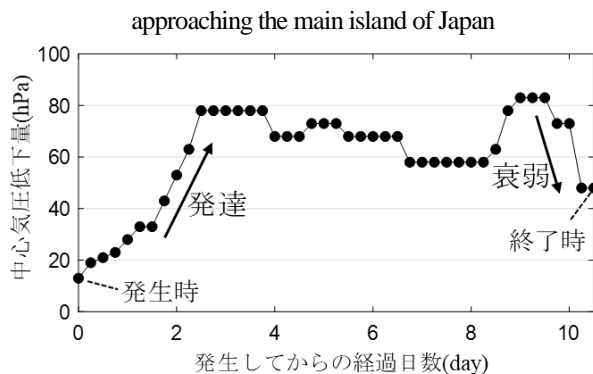


図8 2015年台風15号の中心気圧低下量の推移

Fig. 8 Temporal change of the central pressure difference

了時中心気圧低下量は10~30hPa付近のものが多く、稀に60hPaなどの場合もある。したがって、従来の終了条件では終了しているはずの台風が日本に襲来していた。

ある台風の中心気圧低下量の時系列変化を図8に示す。一般的に台風は発達時に中心気圧低下量が徐々に大きくなり、その後、衰弱期に入り小さくなる。また、この例では発生時よりも終了時の方が中心気圧低下量は大きい。このことから、2. 3の方法より、終了時の中心気圧低下量の確率分布を決定し、事前に確率分布から決めた値以下となったら終了するシミュレーションを構築することを検討したが、発生時点でその値を下回ることがあり、発達するはずの台風が発生時に即終了させられてしまう問題があった。

それを解決するために、衰弱過程にある台風のみに着目をした。事前に行った分析より、北緯31.5°以北に存在した台風の中心気圧低下量の時間変化量は0以下の値を95%以上が示しており、ほとんどの台風が衰弱していることがわかった。そこで、北緯31.5°以北に存在した台風の終了時中心気圧低下量の確率分布を2. 3の方法により図9に示すような対数正規分布に決定した。そして、台風の発生時にこの分布から終了時の中心気圧低下量を予め決めておき、シミュレーション上で北緯31.5°以北に位置し、なおかつ中心気圧低下量が定められた値以下となった場合に終了させるようにした。

3. 3 逐次計算時における閾値を超えたときの扱い

逐次計算は乱数に委ねられる部分があることから、非現実的な値を算出することがある。これを避けるために閾値を設けており、そこを頭打ちとしていた。しかし、頭打ちを設けることはモデルに沿わない計算結果を修正

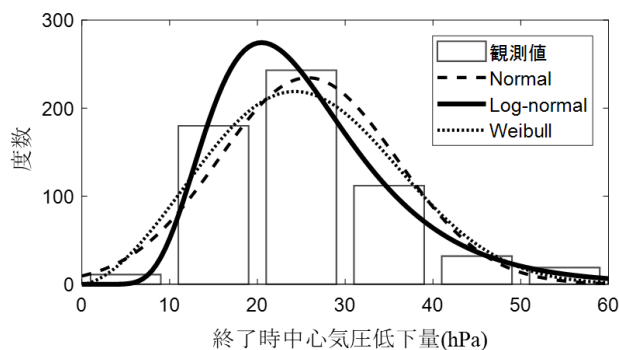


図9 北緯31.5°以上存在した台風の終了時中心気圧低下量における度数分布と各確率分布

Fig. 9 Frequency distribution and each probability distribution of central pressure difference at the end of the typhoon which exists at greater than or equal to 31.5° N

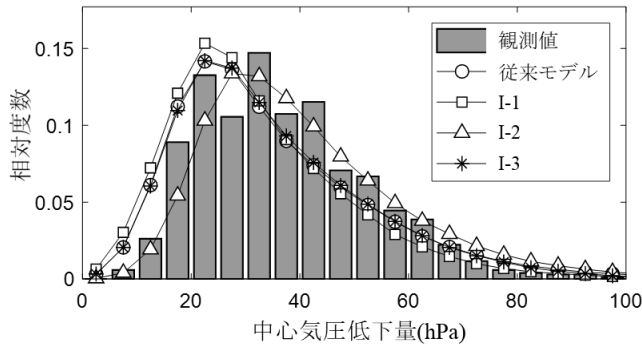


図 10 大阪周辺に存在した台風の中心気圧低下量の観測値とシミュレーション値の比較

Fig. 10 Comparison of observed and simulated central pressure difference of typhoon existed around Osaka

するので、モデルの整合性が失われることが懸念された。

したがって、閾値を超えた値が出た場合は発生時から再計算をさせることとした。将来的に閾値を超える値が実際の現象で起こる可能性を否定できないが、本研究では暫定的な値として観測上の最大値を用いることとし、式(11)(12)(13)の閾値を用いた。中心気圧低下量が負になる場合のみは、非常にそのような例が少ないことや、その時点で終了条件を満たすこと、最小値側の問題であるため年最大風速の極値分布にほとんど影響をもたらさないと考え、0を頭打ちとして計算をさせた。

$$-33.0 \leq NSv \leq 109.0 \text{ (km/h)} \quad (11)$$

$$-64.0 \leq EWv \leq 145.0 \text{ (km/h)} \quad (12)$$

$$0.0 \leq \Delta p \leq 143.0 \text{ (hPa)} \quad (13)$$

4. 改良策毎の感度分析

実際にシミュレーションを1万年分試行し、札幌、仙台、横浜、名古屋、大阪、高知、広島、福岡、那覇の各地方における気象台等を中心に半径500km圏内に存在した台風を抽出して、その中心気圧低下量と、年最大中心気圧低下量を調べた。3.の各節で述べたそれぞれの改良策をI-1、I-2、I-3と呼ぶこととして、結果を従来モデルと比較して改良策毎の感度を調べた。

4. 1 中心気圧低下量の相対度数分布における感度

図10に大阪の中心気圧低下量における相対度数分布の例を示す。また、定量的にこの分布を比較するために式(14)に示す誤差指標 K^8 により、各地方の観測値との誤差を調べた結果を図11に示す。誤差指標はその値が小さいほど、全体的にシミュレーション値が観測値に近づいていることを示す。これらの結果より従来モデルと比較

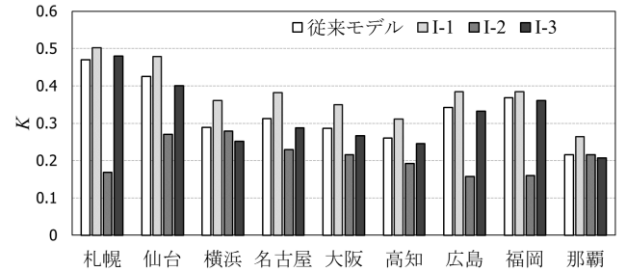


図 11 各地方における改良策毎の誤差指標 K の比較
Fig. 11 Comparison of error index K for each improvement measure in each region

すると、I-1は値が低い側に全体的な分布がシフトして観測値と離れる結果となった。I-2は、今まで低い中心気圧低下量のまま襲来していた台風を抑制することができ、分布全体が観測値に近づく傾向のある結果となった。この結果より、今までは終了時の中心気圧低下量による影響が大きく、左側に重心が寄り、分布形が変化していたためと考えられる。また、I-3による変化はほとんどなく、全体的な分布に対して影響を及ぼさなかった。

$$K = \sum_{i=1}^n |p_s(i) - p_o(i)| \quad (14)$$

ここで、 p_s : シミュレーションの相対度、 p_o : 観測値の相対度数、 i ($= 1, 2, \dots, n$) : 階級の番号

4. 2 年最大中心気圧低下量の極値分布における感度

図12に大阪における年最大中心気圧低下量の分布の例を示す。プロットはHazenの方法で、極値I型分布として示した。従来モデルが年最大中心気圧低下量を過大評価しているのに対して、I-1は分布が全体的に低い側にシフトし、観測値により近づく結果を示した。また、I-2は極値分布にほとんど影響を及ぼさず、I-3は変化が無い部分もあるが、標準化変量が1あたりから大きくなるにつれて極値分布が観測値側にシフトした。他の地域でもほとんど同様の傾向を示した。

5. 移動モデルの再構築

I-1、I-3のように年最大中心気圧低下量の極値分布が観測値に近づく改良策でも中心気圧低下量の分布は悪くなるなどの結果があった。しかし、I-2を組み合わせることによって終了時中心気圧低下量を抑制し、相互的に改善されることで解決できると考え、全ての改良策を組み込んで移動モデルの再構築を行い、4.と同様に観測値との比較を行った。

大阪の中心気圧低下量の分布例を図13に示し、各地方

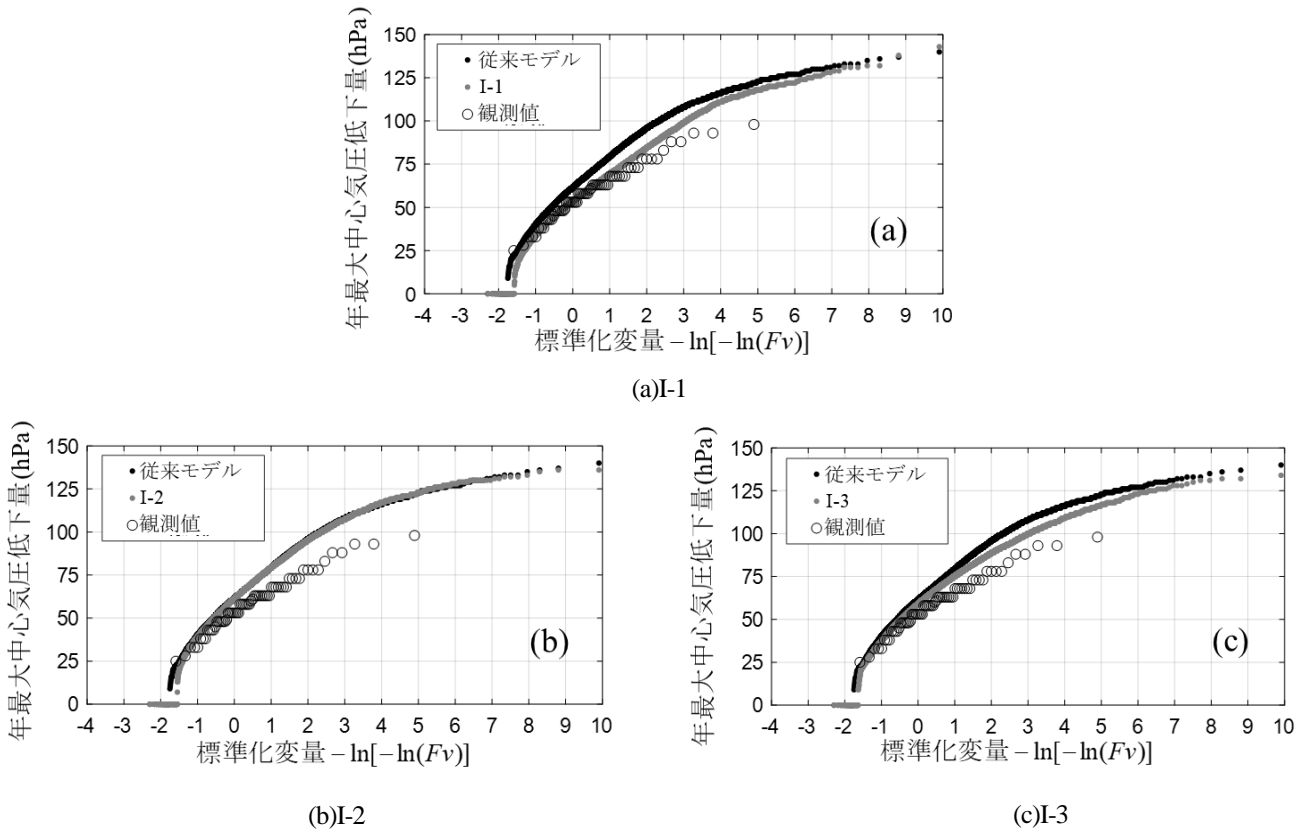


図 12 大阪周辺に存在した改良策毎の年最大中心気圧低下量の極値分布に関する改良策毎の比較
 Fig. 12 Comparison of the extreme value distribution of the annual maximum central pressure difference of typhoon existed around Osaka for each improvement measure

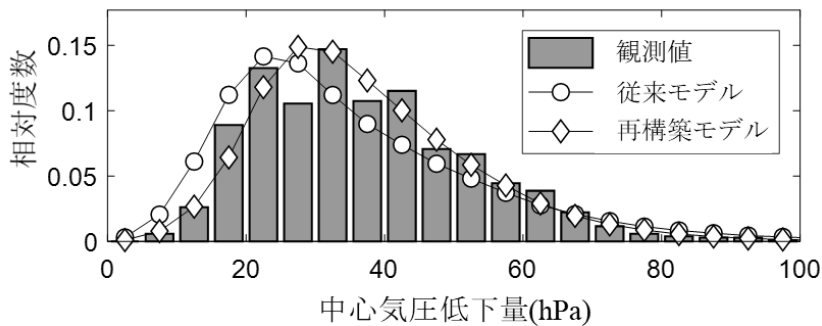


図 13 大阪周辺に存在した台風の中心気圧低下量の観測値と従来モデルと再構築モデルの比較
 Fig. 13 Comparison of observed values of central pressure difference of typhoon existed around Osaka with former and reconstructed models

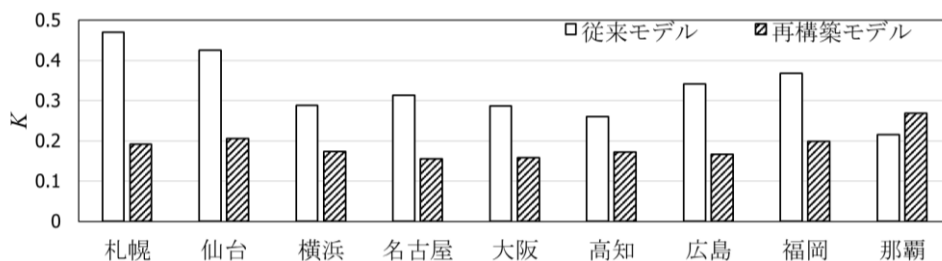


図 14 各地方における従来モデルと再構築モデルの誤差指標 K の比較
 Fig. 14 Comparison of error index K between former and reconstructed models in each region

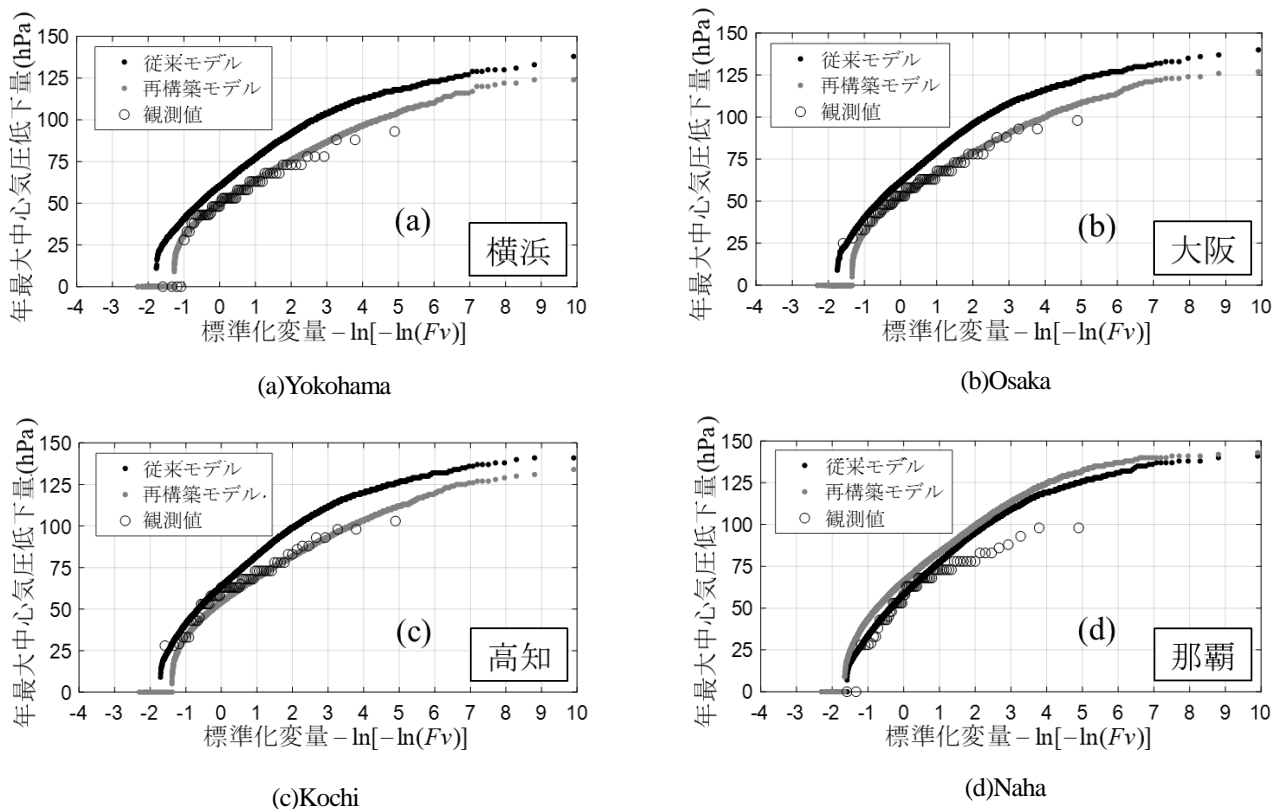


図 15 各地周辺に存在した台風の年最大中心気圧低下量の極値分布における観測値と従来モデルと再構築モデルの比較

Fig. 15 Comparison of observed values and former and reconstructed models in the extreme value distribution of annual maximum central pressure difference of typhoons existed around each region

における誤差指標 K を図 14 に示す。年最大中心気圧低下量の分布についても横浜、大阪、高知、那覇を例として図 15 に示す。これらの結果から改良策が相互に作用し、 K は大幅に小さくなり、年最大中心気圧低下量の分布においても観測値に非常に近い結果となることがわかった。ただし、那覇に関しては台風の接近数が 11 月でもある程度多いことから、そのデータが反映できないことや、終了時の中心気圧低下量が北緯 31.5° より南では終了時中心気圧低下量は 5hPa 以下のままである。したがって、今回の改良策の効果が発揮されず、誤差指標 K が大きくなった。また、年最大中心気圧低下量の分布についても過大評価となった。移動モデルが那覇に対応するには別の改良策を今後検討していく必要がある。

6. まとめ

本研究では、海面水温を考慮した台風シミュレーションにおける移動モデルの改良策とそれぞれが台風強度に及ぼす影響を調べた。また、改良策を全て適用してモデルを再構築した後の台風強度についても調べた。得られた結果は以下の通りである。

- (1) 6~10 月の観測データから移動モデルのパラメータ推定を行い、シミュレーション時は各月の海面水温分布を適用することで、線形モデルの特徴を活用し、各月の海面水温で発達する台風を再現して年最大中心気圧低下量の極値分布を観測値に大きく近づけることができた。
- (2) 95%以上が衰弱過程である北緯 31.5° 以北に存在した台風の終了時中心気圧低下量を事前に決定することで、中心気圧低下量の相対度数分布における左側に重心が寄ることを抑制し、誤差指標 K を小さくすることができた。
- (3) 逐次計算時に閾値を超えた場合、再計算を行わせることでモデルの整合性を保ち、年最大中心気圧低下量の極値分布を観測値に近づけることができた。
- (4) 移動モデルに以上の 3 つの改良策を全て適用した再構築モデルを用いて、再度台風強度を観測値と比較したところ、非常に良い一致が得られた。ただし、那覇に関しては強度が観測値の分布と離れる結果となり、今後の検討が必要である。

参考文献

- 1) Georgiou, P. N., Davenport, A.G and Vickery, B. J., "Design wind speeds in regions dominated by tropical cyclones.", *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol.13, pp139-152, (1983).
- 2) 藤井健, 塚本修, 光田寧, 「日本本土に襲来する台風
の統計的性質について」, 京都大学防災研究所年報,
第 28 号, pp463-473, (1985).
- 3) 藤井健, 光田寧, 「台風の確率モデルの作成とそれ
による強風シミュレーション」, 京都大学防災研究所年
報, 第 29 号, pp229-239, (1986).
- 4) 石原孟, ホアイタム, チョンチャーリョン, 藤野洋三,
「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, pp5-10, (2004).
- 5) 松井正宏, 日比一喜, 「実測と台風モデルの平均化時
間の違いを考慮した台風シミュレーションによる年
最大風速の予測手法」, 日本建築学会構造系論文集,
第 506 号, pp67-74, (1998).
- 6) 日本建築学会, 「建築物荷重指針・同解説(2015)」, 日
本建築学会, pp315-317, (2015).
- 7) Mizuta, R., et al., "Over 5,000 Years of Ensemble Future
Climate Simulations by 60-km Global and 20-km
Regional Atmospheric Models", *Bulletin of the American
Meteorological Society*, No.7, pp1383-1398, (2017).
- 8) 中條壮大, 森信人, 安田誠宏, 間瀬肇, 「時系列相関
型の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.69, No.1, pp64-76, (2013).
- 9) Intergovernmental Panel on Climate Change, 「第五次評
価報告書 第 1 作業部会報告書 (気象庁訳)」, 気象
庁, (2013).
- 10) 宮田利雄, 山田均, 勝地弘, 西脇三智子, 「海面水温
の影響を考慮した台風シミュレーション」, 第 17 回
風工学シンポジウム論文集, pp29-34, (2002).
- 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, 第 29 巻第 3 号, pp1-17, (2004).
- 12) 河合弘泰, 橋本典明, 「確率台風モデルの構築とそれ
を用いた高潮の出現確率分布の試算」, 港湾空港技術
研究所資料, No.1122, (2006).
- 13) 小林俊之, 山田均, 勝地弘, 筆保弘徳, 「フルトラッ
ク型台風シミュレーションの移動モデル改善」, 日本
風工学会年次研究発表会概要集, (2019).
- 14) 天野貴文, 明田修, 鈴木威, 「GIS を用いた台風シミ
ュレーション・システムによる風向別風速の再現期
待値の推定」, 土木情報利用技術論文集, Vol.15,
pp155-166, (2006).
- 15) 筆保弘徳, 伊藤耕助, 山口宗彦, 「台風の正体」, 朝
倉書店, pp102-105, (2014).
- 16) Huang, B., et al., "Extended Reconstructed Sea Surface
Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations,
and Intercomparisons", *Journal of Climate*, vol.30,
pp8179-8205, (2017).