

擬似温暖化手法と アンサンブルシミュレーションによる 東京湾における高潮推算

谷口 健司¹・佐貫 宏²・渋尾 欣弘³・田島 芳満⁴

¹正会員 金沢大学准教授 理工研究域 (〒920-1192 石川県金沢市角間町)

E-mail:taniguti@se.kanazawa-u.ac.jp

²正会員 五洋建設株式会社 技術研究所 (〒329-2746 栃木県那須塩原市四区町1534-1)

E-mail:Hiroshi.Sanuki@mail.penta-ocean.co.jp

³正会員 国立研究開発法人 土木研究所 (〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6)

E-mail:shibuo@icharm.org

⁴正会員 東京大学大学院教授 工学系研究科 (〒113-8656 東京都文京区本郷7-3-1)

E-mail:yoshitaji@coastal.t.u-tokyo.ac.jp

地球温暖化に伴う気候変化による台風の強大化の可能性が指摘される中、高潮についても様々な評価がなされている。本研究では、1991年に発生した台風18号を元に複数の温暖化予測結果を活用した数値気象モデルによる台風シミュレーションを実施するとともに、その結果を用いた高潮シミュレーションを実施し、将来の台風特性変化とその東京湾での高潮特性に与える影響について検討を行った。台風シミュレーションでは、複数の将来気候で東京湾周辺の気圧に低下傾向がみられた。一方、台風に伴う東京湾周辺での風速の変化傾向にはばらつきがみられた。高潮シミュレーションでは、5つの将来気候のうち3つで高潮偏差の増加が顕著であった。偏差が小さかった2つの将来気候では風速に弱まりが認められ、気圧低下よりも風速の影響が大きい可能性が示唆された。

Key Words : climate change, typhoon, storm surge, ensemble simulation, Tokyo Bay

1. はじめに

地球温暖化に伴う気候変化によって、将来における台風の強大化や、強い台風の頻度増加の可能性が指摘されている¹⁾²⁾。また、台風起因する高潮についても、沿岸域に災害をもたらすハザードとして強大化が懸念され、様々な評価が実施されている³⁾。

将来気候に関する高潮偏差の評価に必要な台風資料の作成については、全球気候モデルによる温暖化予測結果の活用が一般的であり、中心気圧や最大風速半径、台風位置等の特徴量を抽出し、統計的手法で資料を作成する確率台風モデル⁴⁾による方法や、気候アノマリを再解析データに与えることによって初期値・境界条件を作成する擬似温暖化手法と渦位変換法を組み合わせた、数値気象モデルによるアンサンブル台風シミュレーション⁵⁾などが行われている。また、高潮偏差については、高潮モデルを使用するもの⁶⁾や、ニューラルネットワークを用いるもの⁷⁾など様々な手法による評価が行われている。

本研究では、高潮と洪水の複合災害リスクの評価に向

けた基礎的検討のため、東京湾で最大潮位偏差52cm、一級河川鶴見川で戦後最大規模の1,020m³/sの出水を記録した1991年の台風18号(T9118)を対象として、複数の温暖化予測結果を活用した擬似温暖化手法⁷⁾から得られた初期値及び境界条件を用いて、ラグ平均予報法(Lagged Average Forecasting: LAF法)を応用したアンサンブルシミュレーション手法⁸⁾を適用し、将来においてT9118が発生した条件と類似した大気場が形成された際の台風特性の変化傾向を調べる。また、数値気象シミュレーション結果を境界条件として、東京湾を対象とした高潮シミュレーションを行い、将来における東京湾での高潮特性の変化と台風による影響を調べる。

2. 研究方法

(1) 擬似温暖化手法による気象シミュレーション

本研究では米国大気研究所を中心に開発されている非静力領域気象モデルWeather Research and Forecasting(WRF)モデル⁹⁾を用いた数値気象シミュレーションを行う。

表-1 WRFにおける各種設定等

モデルバージョン	3.6.1
空間解像度	30km, 10km, 3.333km
積分間隔	120秒, 40秒, 13.3秒
雲微物理スキーム	Lin Ice scheme
積雲対流スキーム	Kain-Fritsch scheme (子領域には適用しない)
放射スキーム	RRTMG scheme
地表面スキーム	Monin-Obukhov
陸面モデル	RUC Land Surface Model
境界層	Yonsei Univ. scheme
データ同化	スペクトルナッジング (親領域のみ)

表-2 擬似温暖化結果作成に用いた全球気候モデル

	モデル名	空間解像度 (緯度×経度)	温度変化 (Kelvin)
1	CNRM-CM5	1.4008°×1.40625°	3.40
2	GFGL-ESM2G	2.0225°×2.0°	3.74
3	IPSL-CM5A-MR	1.2676°×2.5°	5.37
4	MIROC-ESM	2.7906°×2.8125°	5.59
5	MPI-ESM-MR	1.8653°×1.875°	3.89

温度変化は親領域における地上 2m 気温の 2090～2100 年及び 1990～2000 年の 9 月平均値の差

表-3 摂動作成のためのラグ平均予報法を用いたシミュレーションの概要

作成する状態	開始時刻	摂動作成時刻	終了時刻
X_1	9月 16日 00UTC	9月 17日 00UTC	9月 20日 12UTC
X_2	9月 16日 06UTC		
X_3	9月 16日 12UTC		

WRFによるT9118の再現シミュレーションの初期値, 境界条件には気象庁長期再解析データ (JRA55)¹⁰及び NOAA 1/4 degree SSTデータを用いる。シミュレーションは3段階ネステイングを適用して行うこととし, 親領域は日本全域と太平洋西部を含む領域, 中間領域は本州を含む領域, 子領域は関東地方周辺とする (図-1)。各領域の空間解像度は30km, 10km, 3.33kmとする。WRFにおける各種設定を表-1に示す。

擬似温暖化データの作成には表-2に示す5つの全球気候モデル (Global Climate Model: GCM) による温暖化予測結果を用いる。擬似温暖化データは, 各GCMによる現在気候と将来気候の間での変化量を, 再解析データ等の現在気候を精度良く再現したデータにアノマリとして加えて作成する。本研究では, 2090～2100年の各月平均値と1990～2000年の各月平均値の差としてアノマリを作成する。アノマリを加えて修正する変数は海面校正気圧, 気温, 地表面温度, 比湿, 風速, ジオポテンシャル高度, 海面水温である。将来気候には, 産業革命前と比較して

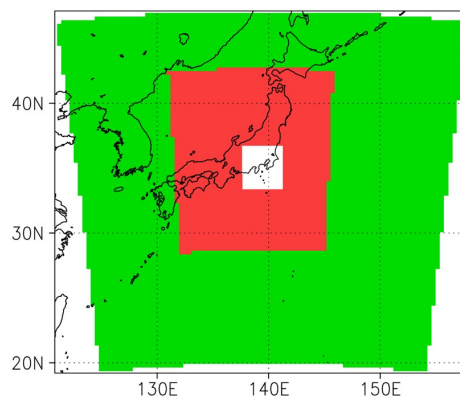


図-1 WRF によるシミュレーション領域。緑：親領域, 赤：中間領域, 白：子領域。

表-4 アンサンブルメンバー作成時の摂動のスケールファクター, の組み合わせ

(,)	(,)	(,)	(,)
(-1/3, 1/3)	(0, 2/3)	(1/3, 2/3)	(2/3, 1/3)
(-1/3, 2/3)	(1/3, -1/3)	(1/3, 1)	(2/3, 2/3)
(-1/3, 1)	(1/3, 0)	(2/3, -1/3)	(1, -1/3)
(0, 1/3)	(1/3, 1/3)	(2/3, 0)	(1, 1/3)

今世紀末の放射強制力が8.5W/m²上昇するRCP8.5シナリオによる温暖化予測結果を用いる。各擬似温暖化結果の初期時刻 (1991年9月16日00UTC) での地上2m気温のアノマリの親領域での平均値を表-2に示す。また, JRA55を初期値・境界条件とした実験を現在気候, 各GCMのアノマリを与えた擬似温暖化結果によるものを表-2に示したGCMの番号を用いて将来気候1などと標記する。

(2) アンサンブルシミュレーション

擬似温暖化手法は数値気象モデルによる力学的ダウンスケージングと合わせて, 10～数十年程度の詳細な将来の気候情報の作成に用いられているが, 特定の気象イベントを対象とした研究にも用いられている¹⁰。特定の気象イベントに適用する際には, アンサンブルシミュレーションを実施し, 初期値・境界条件の違いに起因する内部変動やカオス的な挙動による不確実性と, 気候変化による影響とを分けて評価するといったことが必要である。

本研究では, LAF法を応用した以下の方法⁹でアンサンブルシミュレーションを実施する。まず, 3つの異なる時刻からWRFによるシミュレーションを開始し, ある時刻の状態 X_1, X_2, X_3 を得る。次に, X_2 と X_1 の差による摂動 X_2, X_3 と X_1 の差による摂動 X_3 を作成する。これらから, 任意の状態 X_n を以下のように作成する。

$$X_n = X_1 + \alpha \Delta X_2 + \beta \Delta X_3 \quad (1)$$

ここで, α 及び β は X_2 と X_3 のスケールファクターであり, 両者を変化させることで様々な X_n が作成できる。本研究では表-3に示す3つのアンサンブルランを実施し

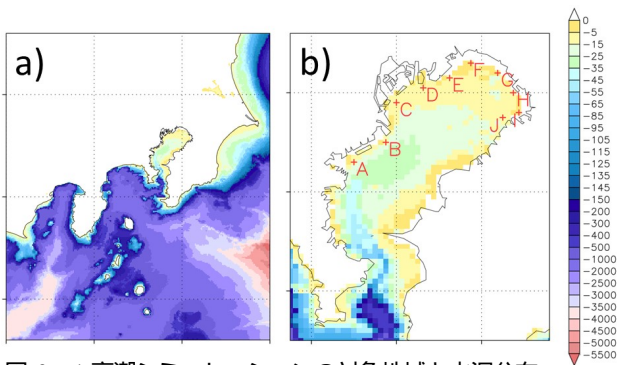


図-2 a) 高潮シミュレーションの対象地域と水深分布 .
b) 東京湾内の水深分布 . カラーバーの単位は m .

た後、同じく表-3に示した摂動作成時刻において、式(1)により新たに16個のアンサンブルメンバーを作成し、計19個のアンサンブルシミュレーションを実施する。表-4にアンサンブルメンバー作成に用いた α, β を示す。

(3) 高潮モデル

高潮モデルにおいては水平運動に比べて鉛直運動が十分小さいと考え、圧力に静水圧近似を仮定し、浅水長波方程式を基礎方程式とする。

$$[\text{連続式}] \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

[運動方程式]

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial (\eta - \eta_0)}{\partial x} = fN + \frac{\tau_{sx}}{\rho_w} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_w} \quad (3)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial (\eta - \eta_0)}{\partial y} = -fM + \frac{\tau_{sy}}{\rho_w} - \frac{\tau_{by}}{\rho_w} \quad (4)$$

ここで、 M 及び N : x 及び y 方向線流量、 η : 水位、 g : 重力加速度、 D : 全水深、 η_0 : 気圧低下に伴う水位上昇、 f : コリオリパラメータ、 τ_s : 海面でのせん断応力、 τ_b : 海底での摩擦応力、 ρ_w : 海水の密度である。開境界条件として気圧低下に伴う吸い上げ効果のほか、Harper and Sobey¹⁾に従い境界での水位勾配を与えた。

図-2は高潮シミュレーションの対象領域と海底地形である。高潮モデルの空間解像度は緯度方向に0.1度、経度方向に0.125度とし、タイムステップは20秒とした。対象期間は1991年9月17日00UTC~9月20日00UTCとした。

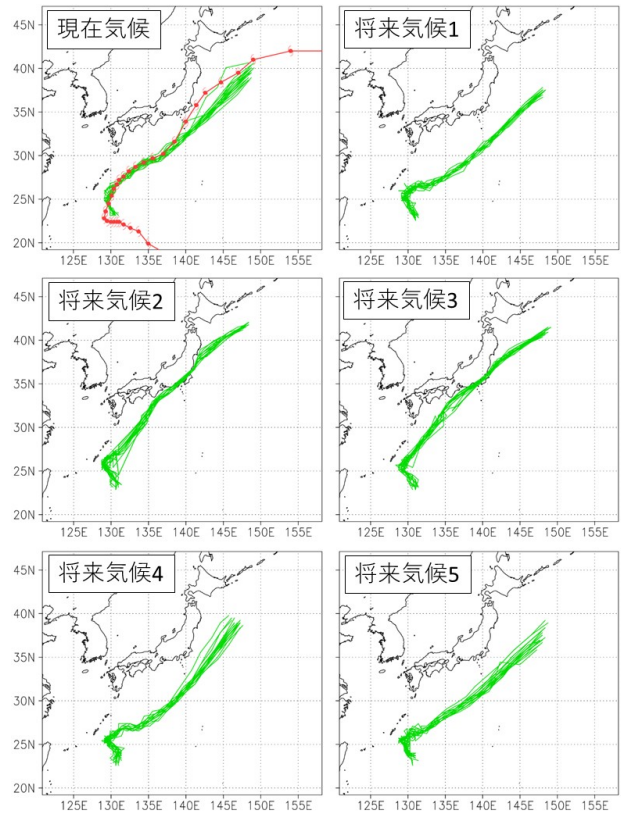


図-3 アンサンブル数値気象シミュレーションによる台風の経路。実際の T9118 に関する経路を現在気候実験の結果に赤で示す。

3. 将来気候における台風特性の変化

(1) 台風経路の変化

図-3は現在気候実験及び5つの将来気候実験による台風の経路である。現在気候の結果にはT9118の実際の経路も合わせて示してある。T9118は千葉県の数km程度沖合を北東に進む経路をたどったが、現在気候実験では実際の経路に比べてやや東を通る結果となった。将来気候では用いた温暖化予測結果ごとに経路に違いがみられた。将来気候実験における台風経路の変化が高潮偏差に与える影響については後述する。

(2) 東京湾における気圧の時系列変化

東京湾域 (139.7E-140.1E, 35.4N-35.7N) での領域平均気圧の時系列変化を図-4に示す。現在気候ではアンサンブル平均における最低気圧は988hPa程度であり、最も気圧が低下するメンバーでも985hPaを下回らない。JRA55における東京湾を含む格子点での地表面気圧と比べると、やや気圧が高いが概ね良好に再現されている。将来気候では、アンサンブル平均の最低気圧は将来気候1及び4では現在気候と同程度であるが、将来気候2, 3及び5では985hPaを下回っており、現在気候より低い。また、個別のアンサンブルメンバーに着目するといずれの将来気候実験でも985hPaを下回るメンバーが存在しており、台風

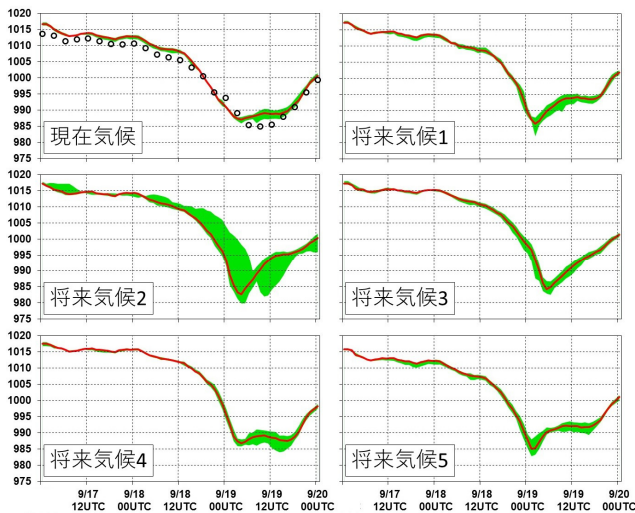


図-4 東京湾域の平均気圧の時系列変化．実線はアンサンブル平均．網掛けは変動幅．横軸は日時，縦軸の単位は hPa．現在気候には JRA55 による東京湾を含む格子点の地表面気圧をマークで示す．

の強化傾向が示唆される．将来気候2では，内陸を通過することで地表面摩擦を受けやすく，台風の弱まりが大きいメンバーがあるため変動幅が大きいと考えられる．

(3) 東京湾における風速の時系列変化

図-5は東京湾域での領域平均風速の時系列変化である．現在気候では最大風速のアンサンブル平均は17m/s程度であり，個別メンバーの最大風速は20m/s程度であった．また，JRA55による東京湾を含む格子点での地上10m風速に比べ，WRFによる風速が大きい．これは，JRA55が陸域を広く含む格子点であるのに対して，WRFによる結果は地表面摩擦の小さい海上周辺での平均値であるためと考えられる．将来気候2では最大風速のアンサンブル平均は現在気候と同程度であるが，個別のメンバーに着目した場合の最大風速は23m/s程度と現在気候を上回っている．将来気候4では，アンサンブル平均及び個別メンバーの最大値とも現在気候の最大風速を上回っている．一方で，将来気候1，3及び5ではアンサンブル平均，風速が最大となるメンバーともに現在気候を下回る結果となった．将来気候3は現在気候に比べて中心気圧は低い傾向であるが，本州への接近及び上陸に伴い，台風中心より北側で勢力が弱まっており（図は略），風速が小さくなったと考えられる．統計情報に基づく台風資料作成手法では，特定の傾向の周辺で資料が生成されてしまうが，数値シミュレーションに基づく本手法ではより多様な特性の気象場を得ることが可能であることがわかる．

4. 擬似温暖化結果に基づく東京湾での高潮偏差

(1) 東京湾における高潮偏差の分布

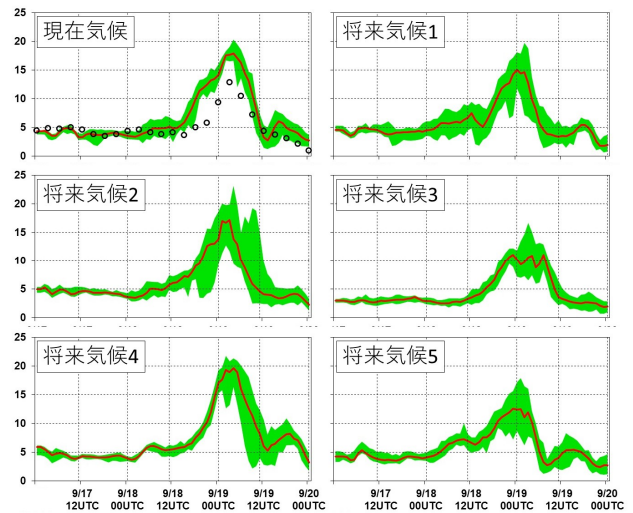


図-5 東京湾域の平均風速の時系列変化．実線はアンサンブル平均．網掛けは変動幅．横軸は日時，縦軸の単位は m/s．現在気候には JRA55 による東京湾を含む格子点での風速をマークで示す．

図-6に現在及び各将来気候実験における最大高潮偏差のアンサンブル平均を示す．高潮偏差の分布にはばらつきがみられるが，いずれにおいても東京湾の湾奥部で最大となる傾向がみられる．現在気候実験では，湾口から中央部付近までは30～40cm，湾奥での最大値は60～70cm程度である．将来気候1，2及び4では現在気候に比べて顕著な高潮偏差の増加がみられ，最も大きくなる湾奥部では40cm程度の増加がみられる．将来気候5においてもわずかながら高潮偏差の増加がみられる．一方，将来気候3では東京湾の湾口に近い部分では高潮偏差がやや増加しているが，湾奥部では低下している．

(2) 地点ごとの最大高潮偏差の比較

図-7は，図-2bに示した地点A～Jでの，現在及び各将来気候のアンサンブルシミュレーションにおける最大高潮偏差の平均値と変動幅である．将来気候1，2及び4では，いずれの地点でもアンサンブル平均が現在気候を上回っている．また，ほとんどの地点でアンサンブルにおける最大値，最小値とも現在気候より大きい．一方，将来気候3及び5では湾口に近いA～Dではアンサンブル平均は現在気候より大きい，E～Jでは同程度か下回る結果となった．また，将来気候5では，全ての地点においてアンサンブルにおける最大値が現在気候より大きい，将来気候3ではF～Jで現在気候を下回る結果となった．

(3) 台風特性の変化と高潮偏差への影響

図-6及び7より，多くの場合において気候変化に伴う台風の変化が高潮偏差の増加をもたらす可能性が示唆された．一方で，高潮偏差の増減の傾向や変化の度合いには将来気候ごとに違いがみられた．

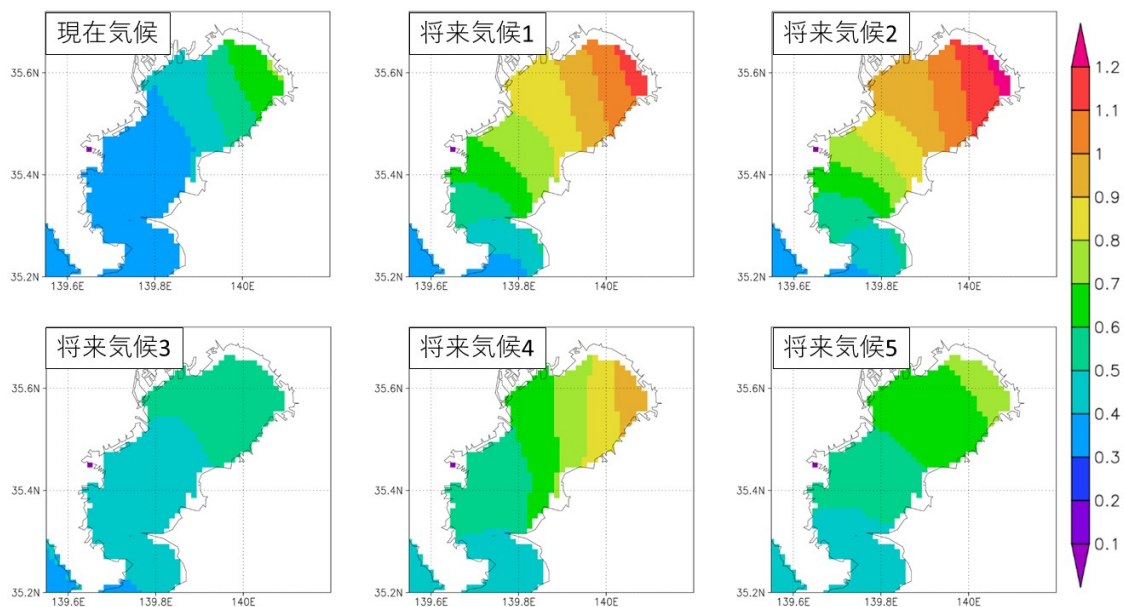


図-6 高潮シミュレーションによる最大高潮偏差のアンサンブル平均。カラーバーの単位は m。

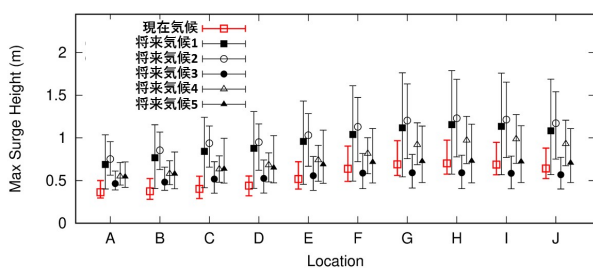


図-7 東京湾内での最大高潮偏差のアンサンブル平均値（マーク）及び変動幅。

表-5 台風特性と高潮偏差のまとめ

実験	台風経路	気圧 (hPa)	風速 (m/s)	高潮偏差(m)
現在気候	太平洋上	987.1	17.9	0.42
将来気候 1	太平洋上	986.0	15.1	0.74
将来気候 2	東京湾上	982.7	17.2	0.80
将来気候 3	東京湾上	984.2	11.1	0.48
将来気候 4	太平洋上	986.9	19.6	0.64
将来気候 5	太平洋上	985.1	12.6	0.57

表-5に各気候ごとの台風特性と高潮偏差を整理した。将来気候2及び3は、東京湾を通過する台風経路と、同様の東京湾域での気圧の変化傾向を示す一方、風速に大きな差があり。これが高潮偏差の違いの要因と考えられる。

一方、台風が本州から離れた経路をたどる将来気候1, 4, 5を比較すると、東京湾での気圧低下は将来気候5で最も大きい。高潮偏差の増加はそれ以外の2つの将来気候で大きい。将来気候5は、将来気候3と同様、現在気候と比べて風速が小さく、これが高潮偏差が小さい原因となっていると考えられる。現在気候と将来気候4を比較すると、気圧の差は小さいが、風速及び高潮偏差の増加が比較的大きく、このことも東京湾における高潮偏差に風速が重要な役割を果たしていることを示唆している。

図-8は地点Hにおける高潮偏差の時系列変化である。高潮偏差が小さな現在気候及び将来気候3, 5では、台風の接近、通過に伴って潮位偏差が大きくなり、その後収まっている。高潮偏差が大きな将来気候1, 2及び4では、一度潮位が下がった後、大きな高潮偏差となる。その後潮位偏差が下がった後、複数回のピークをとりながら収束していく。富津岬より奥の東京湾の長さを55km、平均水深を16.3mとすると、東京湾の固有振動周期は約4.8時間であり、将来気候1, 2, 4の高潮偏差の周期とほぼ

一致する。これは、大きな高潮偏差が生じたときには、湾の固有振動周期に起因する揺れ戻しによって再度大きな高潮偏差が発生する可能性を示唆するものである。一方、観測より得られた潮位偏差の解析から、東京湾における約2時間周期の顕著な副振動の存在が指摘されており¹²⁾、大規模な高潮による沿岸域での氾濫解析等では、その影響を考慮した評価も不可欠と考えられる。

5. まとめ

本研究では、既往の台風を対象として、擬似温暖化手法とアンサンブルシミュレーションより、地球温暖化に伴う台風特性と、その結果に基づく高潮シミュレーションにより、高潮偏差の変化について検討を行った。台風シミュレーションでは、将来気候においては東京湾周辺での気圧の低下傾向がみられたが、風速については変化傾向にばらつきがみられた。高潮シミュレーションでは、5つの将来気候のうち3つで顕著な高潮偏差の増加がみられた。高潮偏差の変化が小さかった2ケースでは風速に弱まりがみられ、気圧低下よりも風速の影響が大きいことが示唆された。一方、台風の経路の違いが高潮偏差に与える影響については明確な傾向は認められなかった。また、大きな高潮偏差が発生した場合には、東京湾の固

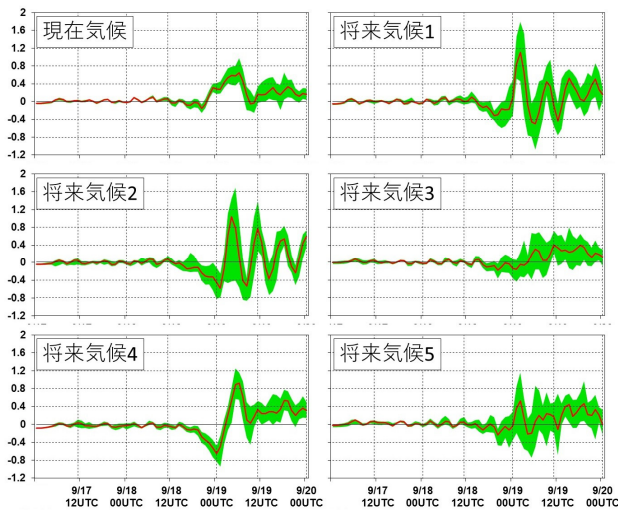


図-8 地点Hにおける高潮偏差の時系列変化．実線はアンサンブル平均．網掛けは変動幅．横軸は日時，縦軸の単位はm．

有振動周期に従う揺れ戻しにより，ひとつのイベントで複数回の大きな高潮偏差が生じる傾向がみられた．

本研究では表-5に示すように様々な台風特性の変化パターンが得られた．確率台風モデルは多くのサンプルを得ることができるが，台風構造や強度について，台風資料の制約を受けてしまう．今後，両者の長所を生かした台風資料の作成手法の確立が必要と考えられる．また，今回はT9118のみを対象としたが，複数の既往台風に基づくシミュレーションと評価が不可欠である．

参考文献

- 1) Bengtsson, L., Hodges, K.I., Esch, M., Keenlyside, N., Kornbluh, L., Luo, J.-J., and Yamagata, T.: How may tropical cyclones change in a warmer climate?, *Tellus Series A*, Vol.59, No.4, pp.539-561, 2007
- 2) Knutson, T.R., McBride, J.L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, J., Held, I., Kossin, J.P., Srivastava, A.K., and Sugi, M.: Tropical cyclones and climate change, *Nature*

Geoscience, Vol.3, No.3, pp.157-163, 2010.

- 3) 大規模水害対策に関する専門調査会：大規模水害対策に関する専門調査会報告，中央防災会議，129 p，2010．
- 4) Darling, R.W.R.: Estimating probabilities of hurricane wind speeds using a large-scale empirical model, *Journal of Climate*, Vol.4, No.10, pp.1035-1046, 1991.
- 5) 林 祐太，安田誠宏，森 信人，中条壮大，間瀬 肇，奥 勇一郎：気候変動に伴う将来高潮予測の不確実性 東京湾をケーススタディーとして，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.67，No.2，pp．I_1181-I_1185，2011．
- 6) 岩部紫織，森 信人，中条壮大，安田誠宏，間瀬 肇：確率台風モデル，高潮モデルおよびニューラルネットワークを用いた高潮偏差の長期評価，土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.72，No.2，pp．I_1465-I_1470，2016．
- 7) Sato, T., Kimura, F., and Kitoh, A.: Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using a regional climate model, *Journal of Hydrology*, Vol.333, No.1, pp.144-154, 2007.
- 8) Taniguchi, K.: A simple ensemble simulation technique for assessment of future variations in specific high-impact weather events, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, Vol.123, pp.3443-3461, 2018.
- 9) Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G.: A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR, 2008.
- 10) Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, A., Ebata, M., Moriya, H., Onoda, K., Onogi, H., Kamahori, C., Kobayashi, H., Endo, K., Miyaoka, and K. Takahashi: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol.93, pp.5-48, 2015.
- 11) Harper, B.A., and R.J. Sobey: Open-boundary conditions for open-coast hurricane storm surge, *Coastal Engineering*, Vol.7, No.1, pp.41-60, 1983.
- 12) 小西達男：2004年台風第22号による東京湾の高潮と副振動，海と空，Vol.83，No.4，pp.141-150，2007．

(2018.3.15 受付)

STORM SURGE SIMULATION IN THE TOKYO BAY UNDER FUTURE CLIMATE CONDITIONS USING PSEUDO GLOBAL WARMING METHOD

Kenji TANIGUCHI, Hiroshi SANUKI, Yoshihiro SHIBUO and Yoshimitsu TAJIMA

Under the future global warming conditions, intensification of typhoons are assumed and future variations of storm surge driven by a typhoon are assessed. In this study, a combined technique of ensemble numerical weather simulation and pseudo global warming method using multiple global climate model output was applied to the typhoon No.18 in 1991. At the same time, being forced by the weather simulation results, storm surge simulations for the Tokyo Bay were implemented. Decreasing tendency of surface pressure were found in multiple future climate conditions. On the other hand, the maximum surface wind speed showed scatter tendency of future variations. Storm surge simulations showed significant increase in storm surge in three in five future conditions. Two future climate conditions with small variations in storm surge showed significant decrease of the maximum wind speed. These results indicate variations of wind speed have larger impact on storm surge in the Tokyo Bay than pressure.