

2019 年度（第 55 回）水工学に関する夏期研修会講義集

水工学シリーズ 19-B-7

高潮数値モデルの開発と 気候変動影響評価への適用

関西大学 准教授

安田誠宏

土木学会

水工学委員会・海岸工学委員会

2019 年 9 月

高潮数値モデルの開発と気候変動影響評価への適用

Development of Storm Surge Model and Application to Impact Assessment of Climate Change

安 田 誠 宏

Tomohiro YASUDA

1. はじめに

戦後最悪の台風災害となった伊勢湾台風の来襲から 60 年が経とうとしている。伊勢湾台風を契機に災害対策基本法が制定されるとともに、海岸保全施設の整備が進められてきた。来襲する台風数が減少したことも手伝い、その後しばらくの間、高潮による被害は激減した。しかしながら、1999 年の台風 18 号により熊本県八代海や山口県周防灘で高潮被害が発生し、高潮対策の必要性が再認識された。さらに、2004 年には台風 16 号および 18 号により瀬戸内海で高潮被害が発生し、上陸台風数が過去最多の 10 個であったことから、地球温暖化による影響が議論され始めた。その後、世界でも 2005 年ハリケーン・Katrina、2007 年サイクロン・Sidr、2008 年サイクロン・Nargis、2012 年ハリケーン・Sandy、2013 年台風 30 号 Haiyan、2017 年ハリケーン・Irma および Maria など、熱帯低気圧の来襲による高潮被害が相次いで起こった。昨年、2018 年 9 月に大阪湾に来襲した台風 21 号 Jebi によって高潮が発生し、第 2 室戸台風 Nancy による既往最大観測記録を更新し、関西国際空港の滑走路が冠水したのを始め、防潮ラインの内外で浸水被害が発生したことは記憶に新しい。

高潮は、台風や発達した低気圧の接近に伴って発生する。気圧低下による海面の吸い上げの効果と風による吹き寄せの効果を重ねて、海面が上昇する。吹き寄せ効果は、風によって海面にせん断力が作用し、風の吹く方向に海水が輸送され、海面に勾配ができる現象である。この吹き寄せによる高潮は、水深が浅いほど大きくなり、また風の作用距離が長いほど大きくなるため、東京湾、伊勢湾、大阪湾などの細長い湾奥で大きくなりやすい。また、強い風によって波も大きくなるため、大きな高潮が発生する時には大きな波浪も伴っていることが多い。波は浅い沿岸部に到達すると砕波し、波の進行方向に向かって上昇する海面勾配が生じる。この現象を波浪によるセットアップと呼び、場所によっては無視できない海面上昇となる。さらに、天文潮と重なることで潮位はいっそう高くなるため、潮汐の影響も考慮する必要がある。高潮の大きさを決める主な因子は、台風の強さである。台風の強さだけでなく、コースや移動速度など、台風特性の影響を強く受ける。

近年、気候変動に伴う台風特性の変化について多くの研究がなされており、気候変動に関する政府間パネル (IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change) の第 5 次報告書 (AR5)¹⁾ においては、気候システムの温暖化は疑う余地がなく、全世界での熱帯低気圧の沿岸接近数は減少傾向にあるが、熱帯低気圧の強度は増大し、最大風速や降水強度も増大する可能性が高いと報告されている。台風強度の増大に伴い、台風が接近、上陸した場合の沿岸災害リスクは高まり、高潮による浸水被害の拡大が懸念される。地球温暖化シナリオ下における高潮偏差の変化を定量化し、将来予測を行うことは、沿岸部の減災において重要な課題である。

本稿では、これまで開発してきた高潮数値モデルについて紹介するとともに、高潮に及ぼす潮汐およびセットアップの影響について議論する。また、高潮計算の駆動外力として、台風モデルだけでなく気象予測値を用いられるようにモデルを改良し、高潮災害をもたらした実績台風による高潮

の再現計算を実施する．さらに，気候変動予測実験結果を用いて，今世紀末の将来気候下における高潮予測を行う．その際，気候モデル台風のバイアス補正方法についても検討する．

2. 潮汐・高潮・波浪結合モデル

2.1 モデルの概要

潮汐・高潮・波浪モデル SuWAT (Surge-Wave-Tide Coupled Model) ²⁾ について述べる．

高潮モデルの基礎式には，静水圧近似を基にした非線形長波近似式が使用される．非線形長波近似式は，高潮や津波など流速分布が一様で，鉛直方向加速度が無視できる場合，実用上十分な精度で計算できる．連続式と運動方程式は，以下のように表される．

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} = fN - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^x - \tau_b^x + F_x) + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{d} \right) + gd \frac{\partial \eta}{\partial y} = -fM - \frac{1}{\rho_w} d \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_s^y - \tau_b^y + F_y) + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

ここで， η は静水面からの水位， M, N は x, y 方向の流量フラックス， d は全水深， g は重力加速度， f はコリオリパラメータ， ρ_w は海水密度， P は大気圧， τ_s は海面摩擦力， τ_b は底面摩擦力， F_x, F_y はラディエーション応力， A_h は水平渦粘性係数である．海面摩擦力と底面摩擦力は，以下のように表される．

$$\tau_{sx} = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad \tau_{sy} = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (4)$$

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{d^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2}, \quad \tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{d^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (5)$$

ここで， n はマンニングの粗度係数， W_x, W_y は x, y 方向の風速， C_D は海面抵抗係数である．

大潮汐変動を伴う海域で高潮による海面上昇を適切に予測するには，波と潮汐，高潮の相互干渉を考慮する必要がある．潮汐の計算には風速を 0 として，高潮推算モデルの開境界に潮位変動を与えて領域内の潮位変動を計算する．開境界条件は次式のようなものである．

$$\eta_n = \eta_{\text{tide}} + \eta_{\text{storm_surge}} = \eta_{\text{tide}} + (p_\infty - p_a) / g \rho_w \quad (6)$$

ここで， p_∞ は大気圧であり 1013hPa， p_a は開境界での気圧， η_{tide} は潮汐変動であり，日本周辺海洋潮汐モデル NAO99 を用いた．あらかじめ開境界における潮汐変動を与え，計算領域の潮位変動を初期条件の影響がなくなるまで計算する．その後，台風による気圧低下と風速を海面に作用させて，高潮の計算を行う．高潮計算中も潮位は変動している．また，高潮計算においては，移動境界として wet-dry 境界条件を導入し，全水深 d について， $d = h + \eta \leq 0.0005$ ならば $d = 0$ と置き換える．

波浪モデルとしては，浅海域にも適用できる第三世代波浪モデルである SWAN (Simulating WAVes Nearshore; Booij et al.³⁾) を採用した．SWAN は，風による波の発生，波の反射と屈折および回折，浅水変形および砕波，海底摩擦，白波砕波，3 波共鳴波浪相互作用，4 波共鳴波浪相互作用の式から成る．基礎式は，波作用平衡方程式であり，以下のように表される．

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (7)$$

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (8)$$

ここで， N は波作用密度スペクトル， c_x, c_y は x, y 方向の伝播速度， σ は流れを考慮した角振動数， θ

は波向, c_x, c_y は σ, θ 方向の伝播速度, S はエネルギーソース関数である. 式(7)の左辺の第1項は作用密度の時間変化率, 第2項, 第3項は空間変化率, 第4項は流れによって生じる相対振動数に対する変化率, 第5項は屈折に伴う変化率を表している. 式(8)の右辺は, 風から波へのエネルギー輸送, 非線形波浪相互作用, エネルギー逸散をそれぞれ表している.

Janssen の風波発達理論によると, 波齢が小さい波浪発達の初期段階で風応力が強くなり, このような風応力の増大は高潮の発達にも大きな影響を与える.

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z + z_e - z_0}{z_e} \right) \quad (9)$$

ここで, u_* は $\sqrt{\tau/\rho_a}$, z_0 は $\alpha u_*^2/g$ であり, z_e は次のように表される.

$$z_e = \frac{z_0}{\sqrt{1 - |\bar{\tau}_w|/\tau}} \quad (10)$$

$$\bar{\tau}_w = \rho_w \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \omega S_{in}(\sigma, \theta) \frac{\bar{k}}{k} d\sigma d\theta \quad (11)$$

また, 次式で定義される Janssen による波齢に依存した海面抵抗係数 C_D を用いる.

$$C_D = u_*^2 / U(z)^2 = \left[\kappa / \left(\ln \frac{z + z_e - z_0}{z_e} \right) \right]^2 \quad (12)$$

ここで, u_* は風の摩擦速度, $U(z)$ は水面からの高さ z における風速 (通常は $z=10$ m), $\kappa (=0.4)$ はカルマン定数, z_e は有効粗度高さ, z_0 は Charnock Relation で与えられる水面の相当粗度高さである.

波浪によるラディエーション応力の分布は, 砕波帯内における平均水位の上昇や波と流れの干渉, 波による沿岸流の発生等の物理過程に重要である. ラディエーション応力による運動方程式中での力の成分 F_x および F_y は, 次式で与えられる.

$$F_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y}, \quad F_y = -\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \quad (13)$$

ここで, S_{xx}, S_{xy} は x 方向, S_{yx}, S_{yy} は y 方向のラディエーション応力である.

$$\begin{aligned} S_{xx} &= \rho g \iint \left[\frac{C_g}{C} \cos^2 \theta + \frac{C_g}{C} - \frac{1}{2} \right] E d\sigma d\theta, \\ S_{xy} &= S_{yx} = \rho g \iint [\cos \theta + \sin \theta] E d\sigma d\theta, \\ S_{yy} &= \rho g \iint \left[\frac{C_g}{C} \sin^2 \theta + \frac{C_g}{C} - \frac{1}{2} \right] E d\sigma d\theta \end{aligned} \quad (14)$$

2.2 モデルカップリング

結合モデルの計算過程を図-1 に示す.

- 1) 潮汐モデルによって, 計算領域 1 から n の潮汐変動の計算を行う.
- 2) 領域 1 のサブ結合モデルはある水位と流れ条件のもとで, 波浪計算を行う. 領域 2 のサブ結合モデルは, 領域 1 の結果を境界条件として, 波浪計算を行う. これが領域 n まで繰り返される.
- 3) 各サブ結合モデルで求められた海面抵抗係数とラディエーション応力を, 次の時間ステップの潮汐・高潮計算における条件として与える.
- 4) 各サブ結合モデルの潮汐・高潮計算をし, 得られた水位と流れを, 次の時間ステップの波浪計算における条件として与える.
- 5) 2)から 4)までの過程を, 繰り返し計算する.

このように, 各モジュールで計算された結果を相互にやりとりする双方向結合モデルである.

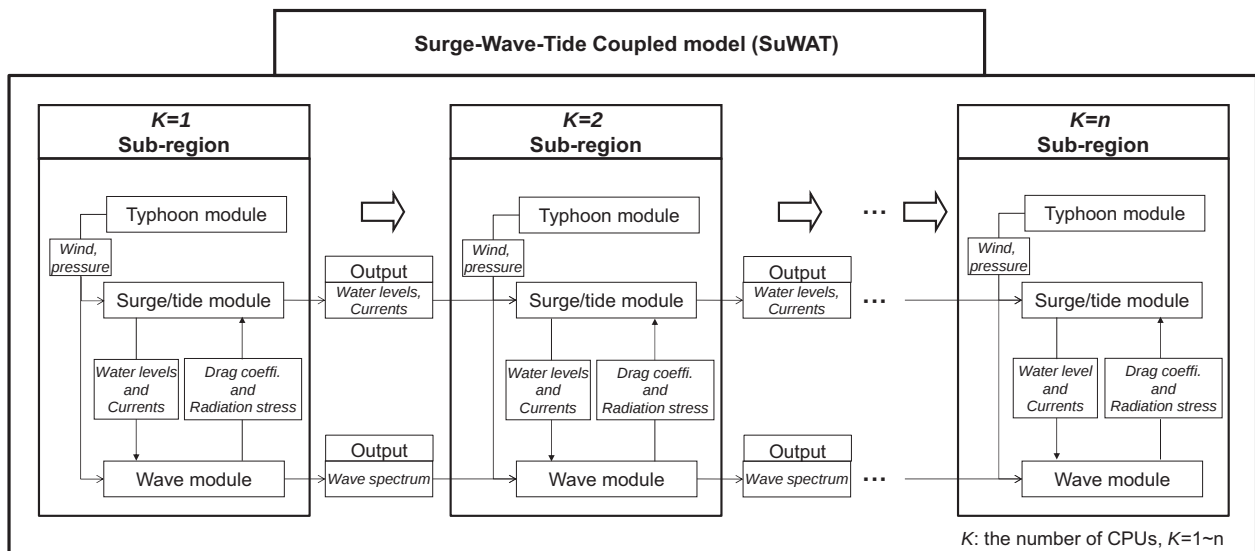


図-1 Surge-Wave-Tide coupled model (SuWAT) のフロー

3. 潮汐変動の影響²⁾

3.1 単純地形における数値実験

潮汐変動が高潮に及ぼす影響を調べるため、平衡状態の単純な海底地形を用いて、数値実験を行った。水深 h と汀線からの距離 x の関係を $h=\varepsilon x^{2/3}$ で与えた。 ε は定数で、0.2 と 0.1, 0.05, 0.01 の 4 種類の海底地形を採用した。観測点の水深は、それぞれ 8.96, 4.48, 2.24, 0.74 m である。風は中心の最大風速を 40 m/s とし、中心からの距離に対して風速がガウス分布の形で低減する分布形とした。風向は岸方向とし、風域場のガウス分布を岸方向に 50 km/h で約 6 時間移動させた。沖境界の潮位変動は、周期が 12 時間の正弦波形とし、片振幅 A を 0.5, 1.0, 2.0, 3.0 m とした。表-1 のように、観測点において高潮の最大値が発生する時刻が●印時点になるように風域場の発生時刻をずらし、高潮の発達と潮汐変動との間の位相のずれによる影響を調べた。

図-2 は、結合モデルによる最大水位の解析結果 (CR) と、潮汐がない平均水位での高潮偏差にその時の潮位を足し合わせたもの (NCR) を比較したものである。一般的に、設計水位は、高潮と朔望満潮位を足し合わせて推定されている。しかしながら、結合モデルで計算した最大水位 (CR) は、図-2 潮汐がない場合のもの (NCR) に比べて小さくなることがわかった。その差は、水深が浅くなるほど大きくなり、勾配が 0.01 の場合に差が最大になった。満潮時、高潮偏差は平均水位時のものに比べて小さくなったけれども、最大水位は潮位の片振幅が 3.0 m の大潮の満潮時に起こった。

表-1 高潮の最大値が発生する潮汐位相条件

	mcb		mca
	cb		tb
	crest		trough
	ca		ta

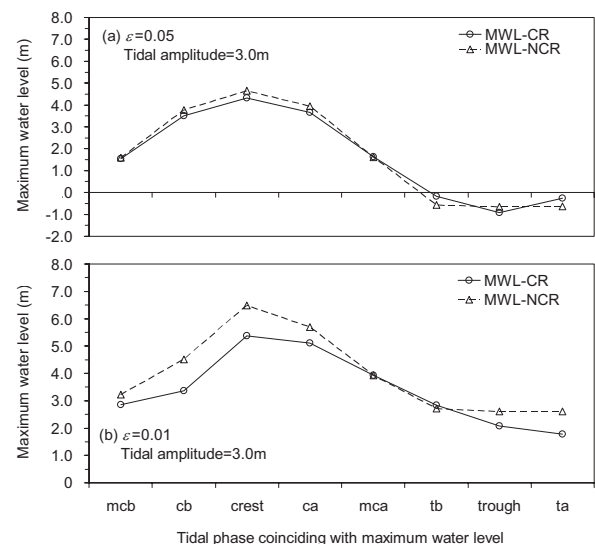


図-2 単純化地形における結合モデルによる最大水位 (CR) と最大高潮と潮位の和 (NCR)

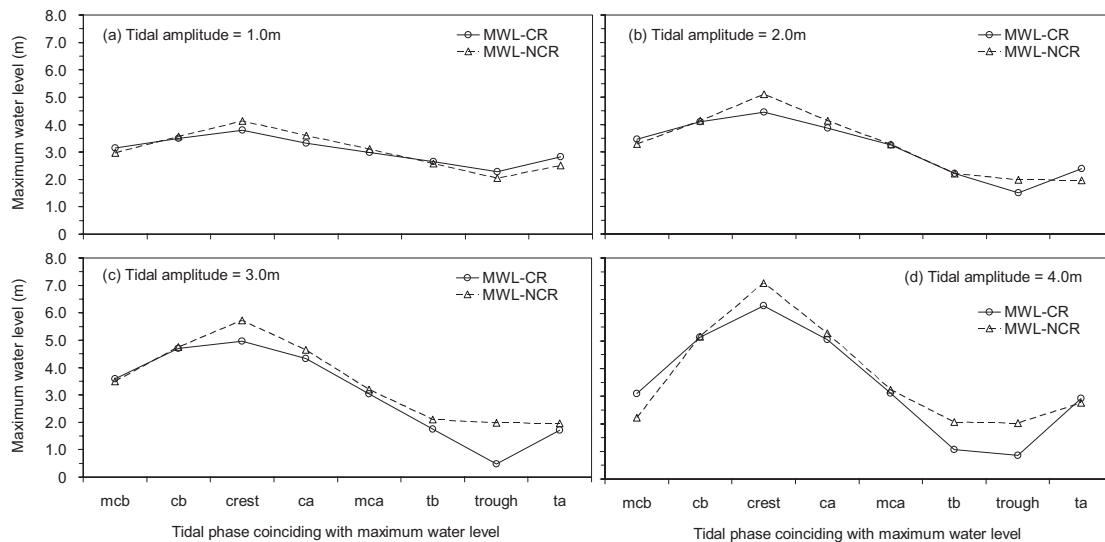


図-3 韓国西海岸における結合モデルによる最大水位 (CR) と最大高潮と潮位の和 (NCR)

3.2 現地地形における数値実験

韓国西側沿岸を対象に、潮汐変動が高潮に及ぼす影響について調べた。2003 年の台風 Maemi と同規模のモデル台風が、対象地域に来襲したと想定した。台湾から西日本、黄海全域を覆う広領域から、韓国西海岸までをネスティングした 4 つの領域を用いた。対象地域の Gunsan は、地形が複雑で水深が浅く、防波堤、島嶼、ヘッドランドなどが混在しており、干潮で現れる干潟が広がっている。Gunsan の対象地点の水深は 1.17 m である。

図-3 は、結合モデルによる計算結果 (CR) と、平均水位での高潮偏差とその時の潮位を足し合わせた結果 (NCR) を比較したものである。最大水位は、NCR の方が CR の計算結果よりも大きくなり、潮位変動量が大きいほどその影響が大きくなることがわかった。設計で通常用いられている方法では、高潮を大きく見積もり過ぎる可能性があることが明らかになった。

4. ウェーブセットアップの影響

4.1 土佐湾異常高潮の追算⁴⁾

四国南岸に来襲した台風 7010 号は、高知県の桂浜で 2.35 m にも及ぶ潮位偏差を記録した。外洋に面した海岸でこのような潮位偏差が生じたことはまれであり、気圧低下と吹き寄せのみを考慮するシミュレーションでは再現できないこと、密度成層の影響は小さいこと、波によるセットアップの影響が重要であることがわかっている (柴木ら⁵⁾)。台風 7010 号による土佐湾沿岸の高潮追算を行い、異常潮位偏差の再現性、その潮位偏差に及ぼす潮汐変動や波浪の影響について検討した。

高潮偏差に及ぼす潮汐変動および波浪の影響を調べるために、表-2 に示す 5 種類の数値計算を行った。例えば、Case TWPR は、潮汐変動、風、気圧低下および波浪のすべてを取り入れて計算するケースであり、Case WPR は風、気圧低下、波浪を考慮するものである。この 2 つを比較することにより、潮汐変動の影響を知ることができる。

高潮計算は 1970 年 8 月 20 日 6:00 から 21 日 20:00 まで行った。潮汐を考慮する計算においては、潮汐変動が定常になるまで、spin-up 計算を行っておく。計算時間間隔は、潮汐・高潮計算においては 1 s、波浪計算においては 300 s とし、高潮と波の情報のやり取りは 300 s おきに行った。

表-2 計算条件

Case	Input Forcing
TWPR	Tide + Wind + Pressure + Wave-induced Radiation Stress
TWP	Tide + Wind + Pressure
OT	Only Tide
WPR	Wind + Pressure + Wave-induced Radiation Stress
WP	Wind + Pressure

最大潮位偏差の空間分布に関する推算結果を図-4に示す。図-4(a)は Case TWPR で潮汐変動と波浪の影響が入っており、この第 5 計算領域において、観測結果と良く一致した。図-4(b)では Case TWP と Case OT の結果から気象要因のみによる最大潮位偏差を示したものである。潮汐変動の影響は小さいことが今回わかったので、この推算結果は、従来の潮汐変動を考慮しない高潮推算モデルによる結果に対応する。この図から、気象要因だけでは、土佐湾において観測された最大潮位偏差を再現できないことがわかった。図-4(c)は、Case TWPR と Case TWP の結果から得られる最大潮位偏差の差を求め、波浪の影響のみによる潮位偏差を求めたものである。沿岸では波浪の影響により水位が 0.5~1.0 m 上昇することがわかった。

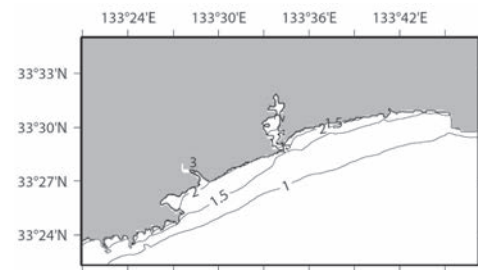
5. 高潮再現計算

5.1 メソ気象モデル WRF を用いた瀬戸内海における高潮再現計算^{6),7)}

2004 年台風 16 号来襲時には、瀬戸内海で顕著な高潮が発生し、高松で潮位 246cm、宇野で潮位 255cm を観測するなど、各地で既往最高潮位を更新した。さらに、台風 18 号来襲時には広島で潮位 268cm を観測し、既往最高潮位を更新した。瀬戸内海は潮汐の干満差が大きく、季節によっては 3m 以上にもなる。2004 年の高潮災害は、大潮と満潮が重なったために被害が助長された。

高潮推算においては、風速や気圧等の気象場の再現性が重要である。これまでの高潮推算では、地形の影響を無視した経験的台風モデルによる気圧と風速が主として用いられてきた。しかしながら、今後は、高精度化・高解像度化された GCM による全球気候解析データや RCM によるメソ気象解析データを、高潮モデルに適用していくことが主流になると考えられる。河合ら⁸⁾は、局地気象モデル MM5 を用いて瀬戸内海沿岸の高潮計算を行い、局地気象モデルによって内湾海上風の推算精度を高めることができ、高潮推算精度の向上に繋がると述べている。

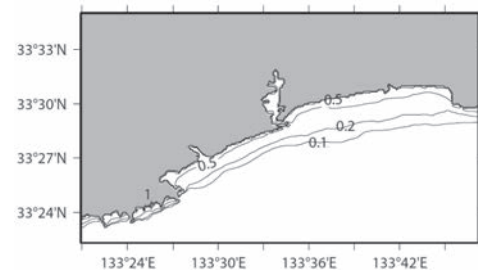
瀬戸内海は、潮汐の干満差が大きいことに加えて、島嶼などにより地形が狭隘で複雑なために、局所的な風場の再現が難しい。メソ気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting model; Skamarock et al.⁹⁾) を用いて、瀬戸内海を対象に高潮再現計算を行い、その有用性を検討した。WRF の入力データに、1 度毎、6 時間毎の客観解析データ (NCEP/FNL) を用い、解析によって気象場をダウンスケーリングした。以下のように WRF の計算条件を変えることで、高潮推算において最適な気象モデルの条件を検討した。条件は、a) 領域毎に個別に計算した場合 (WRF (individual)), b) 第 1~第 3 領域までネスティングをした場合 (WRF (nesting)), c) 第 1 領域に客観解析データを用いてナッジング (モデル値を観測値へ徐々に漸近させる同化手法、緩和法) を行い、第 3 領域までネスティングした場合 (WRF (nudging_1st)), および d) 第 1~第 3 の全領域にナッジングとネスティングをした場合 (WRF (nudging_all)) の 4 種類である。以上の 4 条件に加えて、傾度風に台風移動の効果を取り込み、超傾度風を考慮した藤井・光田モデル¹⁰⁾と Myers モデルによる経験的台



(a) Case TWPR



(b) 気象要因による水位上昇 (TWP-OT)



(c) 波浪影響による水位上昇 (TWPR-TWP)

図-4 高知沿岸における最大高潮偏差の空間分布

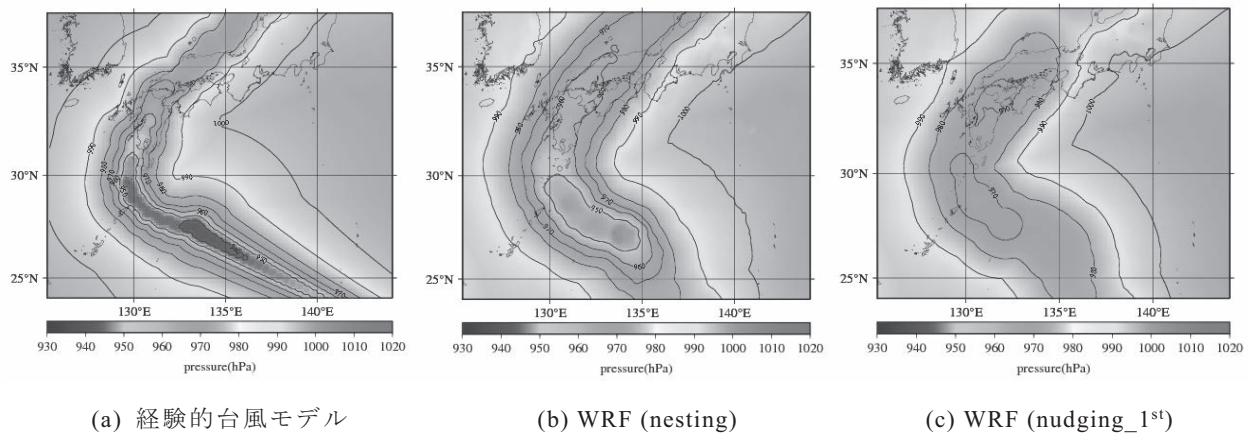


図-5 期間最低気圧の空間分布（T0416，第1領域）

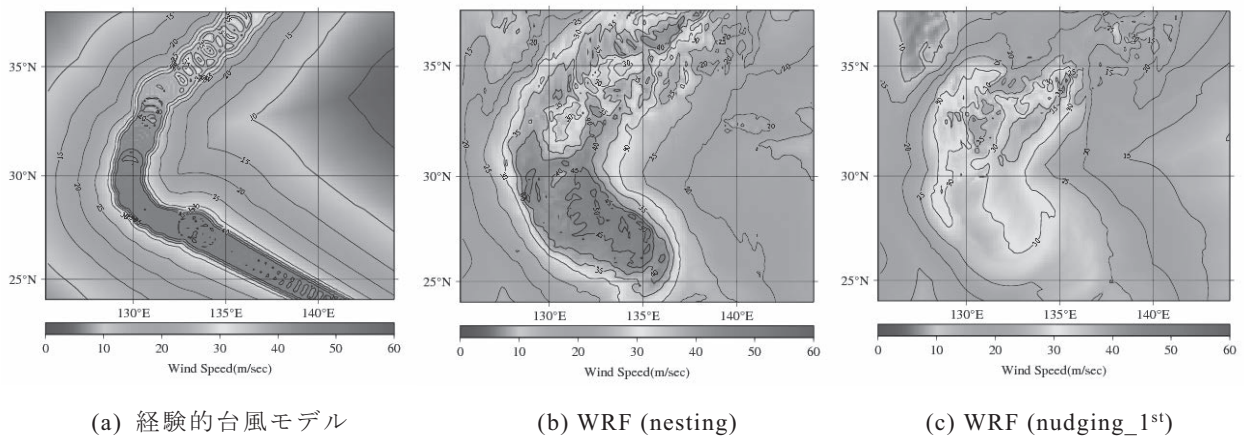


図-6 期間最大風速の空間分布（T0416，第1領域）

風モデルを用いた場合との違いについても比較・検討した。

図-5は、台風0416号来襲時の第1領域における期間最低気圧（海面更正気圧）を示したものである。図示は省略するが、台風0418号の結果も踏まえると、以下の考察ができる。台風モデルでは、台風中心付近で極端な気圧低下となるモデルの特性が表れている。日本上陸後は急激に減衰し、気圧低下量が小さくなった。WRFでは、中心付近からなだらかな気圧低下がみられる。台風モデルに比べると、日本上陸後も気圧が低い状態が保たれる傾向にあり、瀬戸内海付近に注目すると、気圧低下量はWRFの方が大きくなっているところもある。詳細領域においては、陸地による影響もはっきりと表れた。ナッジングにより、他のケースに比べて、気圧低下量が期間全体に渡って抑えられた。

図-6に、台風0416号来襲時の第1領域における期間最大風速（海面上・地上10m風速）を示す。経験的台風モデルでは、中心付近でのみ風速が大きく、経路から離れると徐々に減衰した。風速50m/s以上の猛烈な風となっており、日本に上陸した後、若干減衰するが、それでも40m/s以上であった。WRFでは台風モデルと比べて明確な差がみられ、台風の危険半円側で風速が大きめに、可航半円側で小さめに算出された。また、地形の影響を受けた結果になっており、瀬戸内海付近では風の収束および減衰が顕著で、高知や和歌山などの台風経路から離れた太平洋沿岸でも海上風の発達が表現された。さらに、ナッジングをした方が風速は小さくなった。

図-7に台風0416号来襲時の高松での潮位の時系列を、図-8に台風0418号来襲時の広島での潮位の時系列を、それぞれ示す。また、(a)が経験的台風モデル、(b)がメソ気象モデルWRFの結果である。台風モデルを用いた解析結果については、いずれの潮位条件についても、観測値と比べて再

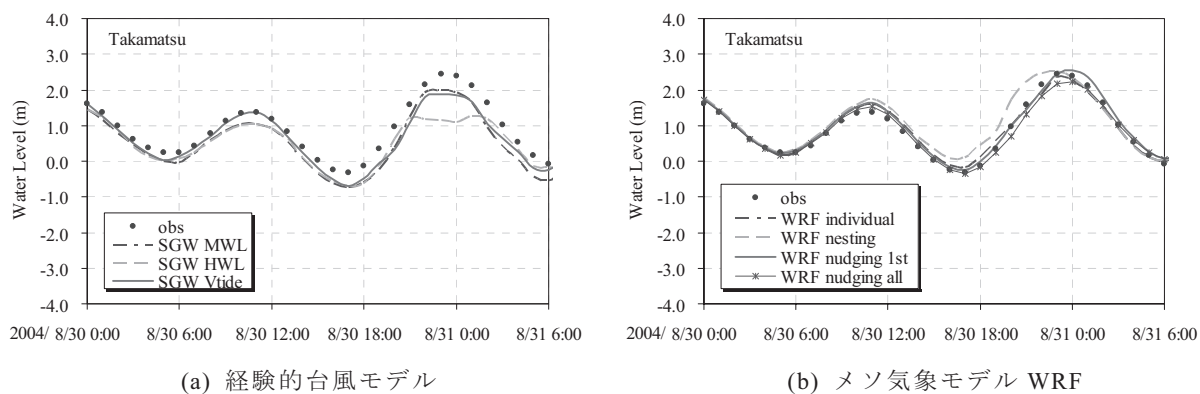


図-7 T0416 来襲時の高松における潮位の時系列変化

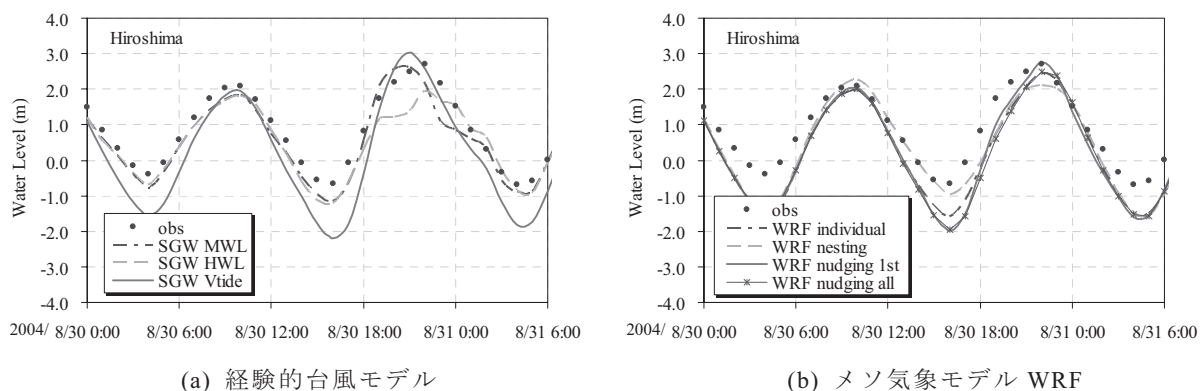


図-8 T0418 来襲時の広島における潮位の時系列変化

現性はよくない．観測値に比べて大きめになったり，小さめになったりと傾向がまちまちで，誤差も最大で 1 m を超えた．これは，気圧のシャープな低下に加え，非常に大きい風速，風向の急激な変化等の，台風モデルが元来持っている気象場の再現特性によって，高潮の発達が過剰に促進されたものと考えられる．

台風 0416 号来襲時，高松において，WRF (nesting) では，観測値よりも早いタイミングで高潮が発達した．その他のケースでは，潮位の最大値，全体的な変動傾向ともによく一致した．特に，WRF (nudging_1st) ではほぼ完全に観測値が再現された．台風 0418 号来襲時，広島において，潮位の上昇傾向は，WRF (nesting) の結果が一致しているが，ピークはやや過大と思われる．WRF (individual) および WRF (nudging_all) では，それぞれ最大で 2.0m, 1.5m 程度で，過小評価である．WRF (nudging_1st) の極大値は 2.5m で，ほぼ再現できた．

WRF でナッジングによる 4 次元データ同化を行うと，台風経路近傍の気圧低下，風速の発達だけでなく，解析領域全域における気象場の再現性がよかった．第 1 領域のみにナッジングにより解析値を埋め込み，かつネスティング計算をする条件が，高潮推算において最も精度よい結果を得られることがわかった．

5.2 詳細気象予測値を用いた伊勢湾台風高潮の再現実験¹¹⁾

伊勢湾台風が来襲した年は，気象庁が数値予報を開始した年であった．伊勢湾台風再現実験プロジェクト¹²⁾は，気象庁が現業に用いている数値予報システムを主として用い，伊勢湾台風の再解析を行うことで，伊勢湾台風級の台風を現在の技術で，進路予測のみならずその強度や高潮についてもどこまで予測することができるかを検証したものである．その結果，アンサンブル予測による進路予測実験結果は，多様な上陸シナリオが得られるが，紀伊半島付近への上陸を強く示唆した米

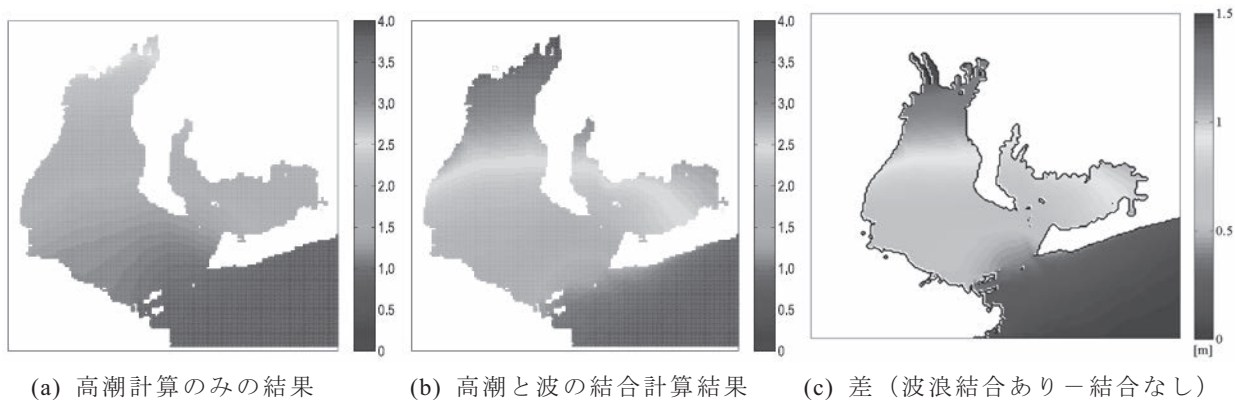


図-9 伊勢湾台風による最大高潮偏差の空間分布

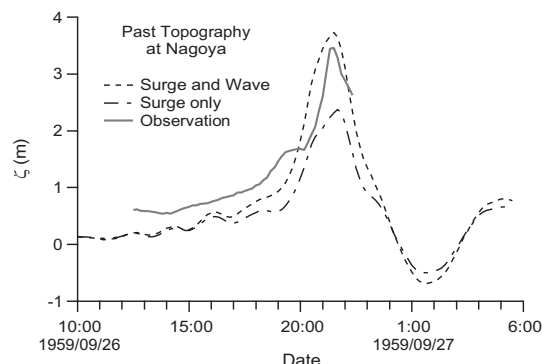
軍機の観測データを取り入れることで、実況に近い台風を再現できた。高潮予測実験についても観測に近い結果が得られたことから、現行の技術で伊勢湾台風級の台風の進路・強度を正確に予測できる可能性が示された。この伊勢湾台風再現プロジェクト¹²⁾で再現された詳細気象予測値を入力として、高潮・波浪結合モデル SuWAT により、伊勢湾台風による高潮と波浪をどの程度再現できるかを調べた。

図-9の平面分布図をみると、本多・光易による海面抵抗係数の式¹⁴⁾を用いた高潮計算だけの結果は、湾の奥に行くほど観測値を過小評価している。海面抵抗係数を調整することにより全体の値は調整できるが、物理的に矛盾なく評価する方法は確立していないため、ここでは通常値を用いている。時系列を比較した図-10をみると、高潮・波浪結合予測モデルは、三河湾奥の前芝も含めて、高潮偏差のピークをうまく再現できることがわかった。ただし、名古屋において、観測値は台風が上陸するかなり前から潮位偏差がみられているが、計算は26日9時から詳細データを用いて計算を始めているので、上陸前からの潮位偏差を表せなかった。

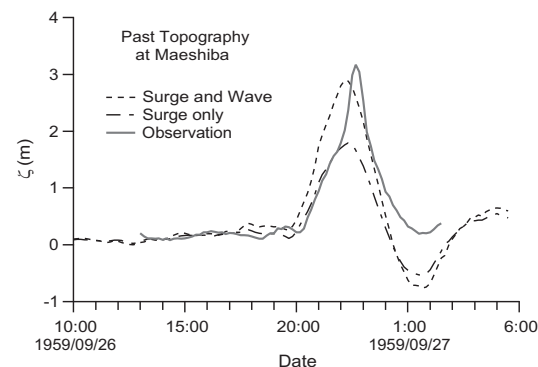
図-11は、津から名古屋を通り碧南までの、西から東に至る地点の高潮偏差と有義波高を示したものである。西では波浪が大きく、東では高潮偏差が大きくなっており、海岸構造物の被災形態は両者の規模に応じて生じたと考えられる。

高潮と波を結合させた計算結果は、観測され

た高潮偏差をかなりの精度で再現することができた。高波の再現結果は観測結果がないので精度は



(a) 名古屋



(b) 前芝

図-10 高潮偏差の時間変化

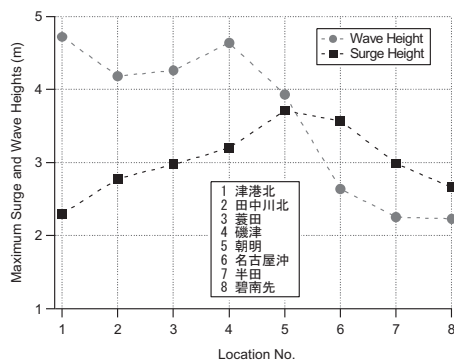


図-11 高潮偏差と有義波高の地点別変化

確かめることはできないが、従来の推算結果と整合した。高潮偏差と波浪の相対的な大きさは、伊勢湾の西では波浪が大きく、東では高潮偏差が大きくなった。

5.3 高潮モデルによる不確実性評価¹³⁾

高潮モデルによる不確実性としては、a) 計算格子解像度、b) ラディエーションストレス、c) 入力気象場、d) 海面抵抗係数が考えられる。計算条件としては、入力気象場に伊勢湾台風の詳細気象予測値¹²⁾、海面抵抗係数に Janssen による波齢に依存した海面抵抗係数、波浪モデルと結合してラディエーションストレスを考慮した。

(1) 格子解像度

高潮の発生機構のひとつである吹き寄せ効果は水深に反比例するので、高潮は水深変化に鋭敏に反応する。さらに、東京湾、伊勢湾のような内湾は、複雑な海岸線かつ海底地形を有しているため、高潮推算を行う上で、ある程度の解像度で地形を適切に表現することが必要である。格子解像度が高潮推算精度に与える影響を評価するため、最大潮位偏差の観測値と計算値を比較した結果、湾口に近い鳥羽や松坂に比べて、湾奥にある名古屋では格子解像度の影響がより大きかった。名古屋では 0.9 m の差があるが、四日市や前芝、松坂、鳥羽では 0.3～0.1 m 程度であった。

(2) ラディエーションストレス

波浪モデルとの結合によるラディエーションストレスの影響が高潮推算値に及ぼす影響について、伊勢湾を対象に確認する。海面抵抗係数について、結合しない場合は本多・光易式¹⁴⁾を用いた。ラディエーションストレスが考慮される波浪モデル結合ありの結果から結合なしの結果を差し引いた差は、湾口から湾奥に向かうほど大きくなり、伊勢湾の湾奥では推算結果に 1.2～1.75 m の差が生じた。

(3) 入力気象場

5.2 の結果¹¹⁾と経験的台風モデル (Myers 式および藤井・光田¹⁰⁾の SGW) を入力気象場とした高潮推算結果を比較する。名古屋での高潮偏差の時系列を図-12 に示す。横軸は時間(JST)、縦軸は潮位偏差である。黒は観測値、赤は詳細気象予測値による計算値、青は経験的台風モデルによる計算値である。詳細気象予測値による最大高潮偏差の値は、観測値とほぼ一致した。一方、経験的台風モデルによる計算値は、名古屋で最大値が約 5.9 m と過大評価になっており、推算精度は良くない。ピーク到達前の潮位偏差についても、経験的台風モデルによる結果は過小評価した。経験式による C_D は伊勢湾台風のような高風速時に過剰な運動量を与えること、陸上地形の影響が含まれないことが原因と考えられる。最大潮位偏差の推算結果の差を平面的にみたところ、湾奥以外はそれほど差がないが、湾奥においては非常に差が大きくなった。

(4) 海面抵抗係数

モデル内のパラメータの設定によって高潮推算結果に違いが生じる。海面抵抗係数 C_D の違いによる高潮推算への影響をみるために、海面と波浪の相互作用を考慮した C_D と本多・光易式¹⁴⁾および Garratt¹⁵⁾の経験式で求められる C_D を与えた計算をそれぞれ実施した。経験的台風モデルに対して C_D の条件を変えて計算した名古屋における結果を図-13 に示す。青系の線は、海上 10m 風速 U_{10} がある値以上のときに C_D を一定とした場

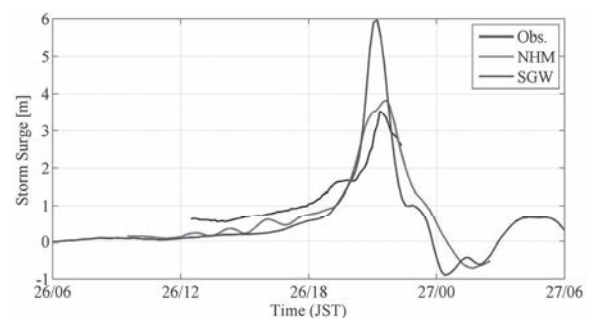


図-12 入力気象場の違いによる名古屋での高潮偏差の時系列比較 (黒：観測値、赤：詳細気象予測値(NHM)、青：経験的台風モデル(SGW))

合の結果である．波齢に依存する Janssen の海面抵抗係数と本多・光易式の結果を比較すると，最大潮位偏差はかなり異なり，Janssen の方が 1.45 m 大きく，かなりの過大評価になった．観測値と比べて最もピーク値が近かったのは，本多・光易式で $U_{10} \geq 30$ m/s の C_D を一定とした場合であった．経験的台風モデルでも，バルクフラックスのパラメタリゼーションを適切に与えると，ある程度の精度が確保できることがわかった．

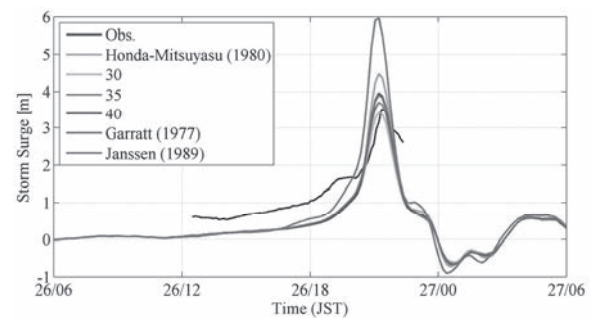


図-13 海面抵抗係数の違いによる名古屋での高潮偏差の時系列比較（黒：観測値，赤：波浪と海面の相互作用を考慮した C_D (図-12 の SGW)，緑：本多・光易式 (1980)，紫：Garratt (1977) による経験式)

5.4 台風 Haiyan による高潮の再解析¹⁶⁾

2013 年 11 月に発生した台風 30 号(以下, Haiyan)は，フィリピン，ベトナムおよび周辺地域を襲った非常に強い熱帯低気圧であった．また Haiyan は，最発達時に最低中心気圧 895hPa，最大瞬間風速 90m/s と，北西太平洋における過去 30 年間に記録されている上陸した中で最も強い台風であった．Haiyan のような特別な事例を詳細に解析することは，災害素因の評価に加えて，台風や高潮予測・再解析モデルのパフォーマンスを定量的に評価するために必要である．一般に，高潮の予測では，台風を中心強度と経路に加えて，台風半径や移動速度も重要となる．そこで，Haiyan を対象に，気象・高潮モデルを用いた台風および高潮の再解析に加え，台風モデル・高潮モデルを用いた予測の模擬実験も行い，その推定精度について検討を行う．

(1) 計算条件

台風 Haiyan の気象場の再現は，気象モデル WRF と経験的台風モデルの 2 種類を用いて行った．WRF の計算条件は，計算対象領域サイズを 4000km×2000km，鉛直 56 層，水平空間解像度を第 1 領域 (D1) $\Delta=3$ km，第 2 領域 (D2) $\Delta=1$ km，2 段ネスティングの有無，データ同化 (DA) の定数を 3 通り，海面水温 (SST) を NCEP もしくは気象庁の 2 種類と変化させ，側方境界に FNL (解析値) を与えて合計 8 ケース実施した．WRF の計算は，上陸の 2 もしくは 3 日前を計算開始時間とし，データ同化の有無により，計算結果を予測もしくは再解析と見なして評価を行った．一方，経験的台風モデル（藤井・光田モデル¹⁰⁾）については，最大旋回風速半径 R_{max} を変化させて 4 ケース行った．

(2) 気象場の再現精度

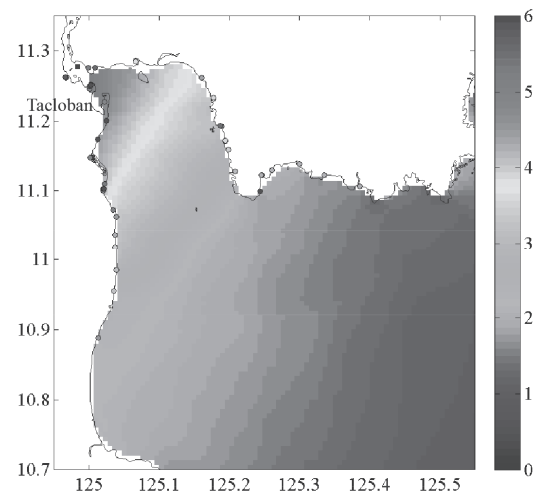
台風中心近傍の比較は，経路の再現性に大きく依存するため，定点観測データに対して絶対量を比較することに大きな意味は無いが，時系列のパターンを見ることは重要である．ピーク値の欠測により定量的な評価は難しいが， U_{10} および SLP との比較結果より，精度の良い再解析結果 (WRF-0250, 0550) では，Guian の観測所における U_{10} および SLP の時間的な変化を定性的に再現できた．これらの傾向は他の地点でもほぼ同様であり，再解析による気象場の再現性は，台風経路のゆらぎ以外ほぼ妥当な精度が得られた．

(3) 高潮の再現精度

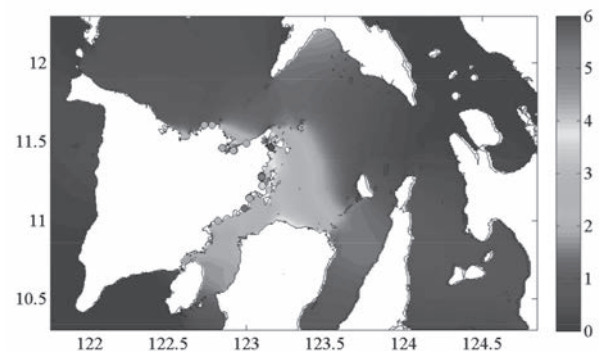
WRF による気象場の計算結果と経験的台風モデルを用いて，12 ケースの高潮の予測・再解析を行った．空間的なパターンは多少異なるものの，いずれの計算結果も Leyte 湾奥で潮位偏差が大きくなる傾向は同じであった．高潮の計算精度については，現地調査による浸水高¹⁷⁾と比較を行った．現地調査データの中で，海岸線に近いデータを選択し，これに最も近い海上の計算格子と比較した．平均誤差が最も小さいのは，WRF-0550 および台風モデルで $R=50$ km とした結果で，平均誤

差は 1.08m, これ以外のケースの結果はこれより誤差が 5~10 割増となった。WRF-0550 の計算条件は, 最小水平空間解像度 1km で SST に気象庁全球日別海面水温解析 (MGDSST) を用いており, 台風中心の構造に影響を与える解像度と海面水温 (SST) が高潮の再現性に大きな影響を与えていたことがわかった。台風モデルを用いた結果は, 台風半径 R が大きくなるに従い誤差が漸増しており, 台風半径を適切に与える必要性を示している。一方, 台風モデルを用いた場合, マクロ統計量を適切に与えられれば再現計算に近い精度で予測可能であるが, 台風の経路や中心気圧の変化が大きな場合は, これらを予測することが難しくなるため, 気象モデル同様の問題点が生じることになる。

図-14 に示すのは, WRF-0550 のケースにおける Tacloban 付近および Visaya 西部の Panay 島の最大潮位偏差の計算結果である。図中の●は, 現地調査による痕跡高を示す。現地調査では, Leyte 湾だけでなく, フィリピン西部の Panay 島東部および Negros 島北部でも 3m 以上の最大潮位が観測されているが, WRF-0550 に基づく高潮計算結果は, 局所的には差異がみられるものの, これら空間的な痕跡高を包含する妥当な結果が得られている。痕跡高と計算結果の空間分布で特徴的であるのは, Tacloban 付近と Panay 島西部の急激な水位上昇の再現性が良いことと, 細かい半島や島々で部分的な差異がみられることである。これらの結果は, 適切な外力と地形が与えられれば, 高潮偏差の推定精度が確保できることを示している。



(a) Leyte・Samar 島 Tacloban 周辺



(b) Visaya 西部

図-14 最大潮位偏差の推算結果 (●: 現地調査による浸水高, 濃淡: WRF-0550 による結果, 単位:m)

6. 高潮の将来変化予測

6.1 気候変動予測実験結果を直接用いた高潮の将来変化予測

IPCC AR5 に向けて開発・実施された最新の高解像度全球大気モデル (AGCM) による気候変動予測実験結果を用い, AGCM の気圧と風を駆動外力とし, 東アジアおよび日本沿岸を対象として高潮を直接計算し, 高潮偏差の将来変化を極値統計解析により定量的に評価する。

(1) GCM による全球気候変動予測実験¹⁸⁾

気候変動予測として, 気象庁気象研究所の水平解像度約 20km (TL959) の超高解像度全球大気モデル (MRI-AGCM3.2S: Meteorological Research Institute - Atmospheric General Circulation Model, 以下 GCM20) によるシミュレーション結果を用いる。現在気候の再現として 1979~2003 年の 25 年間, 近未来および将来気候の予測としてそれぞれ 2015~2039 年, 2075~2099 年の 25 年間を対象に, タイムスライス実験が実施されている。現在気候実験では, 海面水温 (SST), 海氷密度および海氷厚については, 英国 Met Office ハドレーセンターによる観測値 (HadISST) が用いられている。一方, 将来予測計算においては, 観測 SST の長時間平均値に CMIP3 のアンサンブル平均値を加え

た, 将来 SST 変動値を用いるタイムスライス実験という方法が採られている.

現在気候と将来気候実験の台風発生数を図-15(a)に最低中心気圧を図-15(b)にそれぞれ示す. 将来気候の平均発生数は 19, 標準偏差は 7 であった. GCM20 でも, これまでの気候変動研究において推測されていたように, 将来気候の温暖化 SST 条件下においては, 北西太平洋の台風発生数が減少することが示された. また, 将来気候の平均値は 951.7 hPa であり, 現在気候の 956.4 hPa より 5 hPa 小さい程度の変化である. 強い台風の出現確率に注目すると, 930 hPa 以下において, 将来気候の方が現在気候よりも出現確率が高い. GCM20 による最強の台風は, 現在実験の 865.9 hPa に対して, 将来実験では 845.4 hPa であった.

(2) RCM による領域気候変動予測実験¹⁹⁾

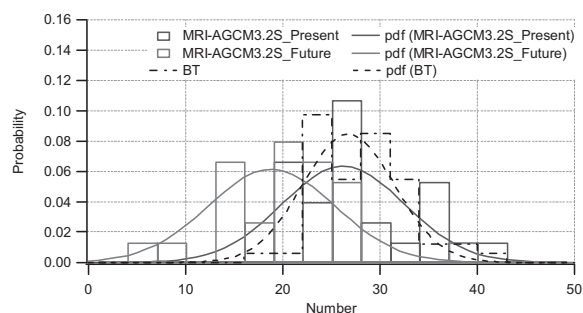
気象庁非静力学モデル (JMA-NHM: Japan Meteorological Agency - Non Hydrostatic Model) をベースに解像度 5km の雲解像領域大気モデル (5km-RCM: Regional Climate Model, 以下 RCM5)

が開発され, GCM20 モデルの結果を境界条件として, メソスケールにダウンスケールした現在気候再現実験および将来予測実験が実施されている. RCM5 のベースとなる JMA-NHM は, 顕著現象を含めたメソスケールを中心に, 総観スケールまでの気象現象を, 水平解像度 1km 程度から数 10km 程度でシミュレートすることを目的として開発されている. 力学過程では完全圧縮非静力学方程式系を採用していること, 雲物理量を予報変数として雲物理過程を湿潤過程として採用し, 陽に対流を再現できること等を主な特徴とする.

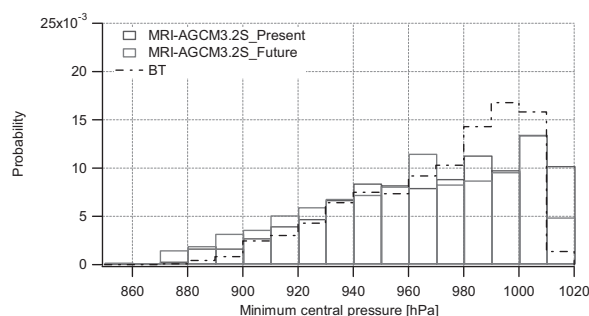
RCM5 の解析領域は, ランベルト座標系を用い, 緯度方向 18.8° N-42.8° N, 経度方向 112.7° E-149.6° E である. メッシュ数は 607×465 で, 気候変動実験期間は, 現在気候 1979-2003 年, 将来気候 2075-2099 年の各 25 年間であり, 暖候期の各年 5 月 17 日~10 月 31 日である. GCM20 の結果を境界条件として, スペクトルナッジング法によりダウンスケール計算がなされている. RCM5 データの出力時間間隔は 30 分であり, 得られるデータは 1) 海面更正気圧 (slp [hPa]), 2) 降雨量, 3) 10m 東西風速 (u_{10} [m/s]), 4) 10m 南北風速 (v_{10} [m/s]), 5) 地上気温, 6) 湿度の 6 変数である. 海面更正気圧 (slp) および 10m 高度風速 (u_{10} , v_{10}) を高潮計算の駆動力として用いた.

(3) GCM を駆動力とした高潮の将来変化予測実験²⁰⁾

北西太平洋及び日本沿岸を解析対象とし, 3 階層のネスティングスキームを適用した. 領域 D1 の格子間隔 Δ は約 12.2 km で, 各領域間の格子間隔比は 3:1 である. 3 階層目の瀬戸内海領域 (D3) と関東~東海領域 (D4) は, 領域 D2 からのパラレルネスティングとした. これら 4 領域の地形データを用い, MPI によって各領域を並列計算した. 実際の高潮計算を行う前に, 気象場の初期値を初期条件として, spin-up 計算を 120 時間行った. その後, GCM20 の気象場 (海面更正気圧 Slp および海上風速 U_{10}) を直接読み込み, それらを駆動力として与えて, 高潮シミュレーションを行った. GCM20 のデータ時間間隔は 6 時間である. 全計算領域の格子サイズと水深によるクーラン条件を満足するために, 高潮計算のタイムステップは 4 s に設定した.



(a) 年発生数



(b) 最低中心気圧

図-15 北西太平洋における台風特性の将来変化 (MRI-AGCM3.2S による現在気候と将来気候実験)

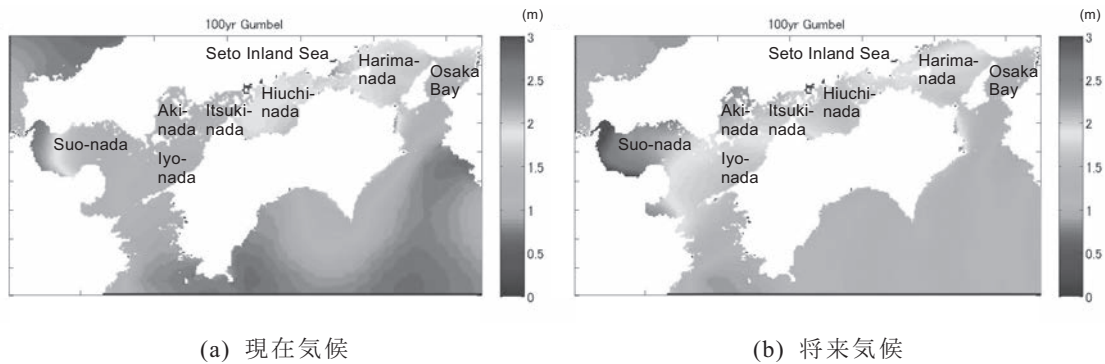


図-16 瀬戸内海領域 (D3) における高潮偏差の再現確率 100 年の値 (unit: m)

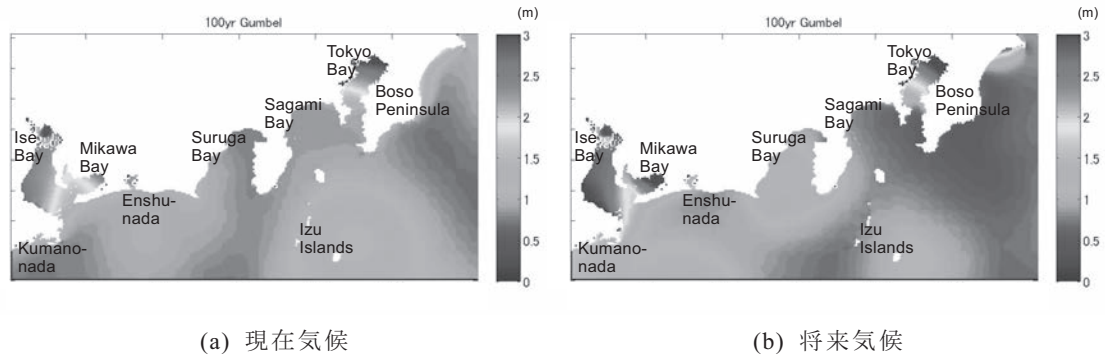


図-17 関東・東海領域 (D4) における高潮偏差の再現確率 100 年の値 (unit: m)

高潮計算に用いた台風は、領域 D1 ($25^{\circ}\sim 43^{\circ}\text{N}$; $127^{\circ}\sim 147^{\circ}\text{E}$) を通過したものとした。計算対象の台風数は、現在気候で 190、将来気候で 127 であった。台風ごとの最大高潮偏差の計算結果を極大値資料とし、極値統計解析を行った。極値分布関数として Gumbel 分布を用い、プロット・ポジション公式には Gringorten 公式を用いた。再現期間は、GCM のデータ期間の 25 年と、50 年および 100 年とした。紙面の都合上、以下では、100 年の結果のみについて考察する。

図-16 は、瀬戸内海領域 (D3) における、現在気候実験と将来気候実験による高潮偏差の再現確率値をそれぞれ示したものである。図-16(a)によると、現在気候実験においては、周防灘における高潮偏差の再現確率値が最も大きく、燧灘および播磨灘の小豆島以西においても大きい。周防灘西部の山口と大分沿岸では、100 年確率値が $2.4\sim 2.7\text{ m}$ と推算された。一方、将来気候実験結果の図-16(b)によると、周防灘での再現確率値が、現在気候に比べて大きく増大しており、西部沿岸での 100 年確率値は $3.0\sim 3.7\text{ m}$ であった。将来台風の中心気圧が小さくなったことで、高潮偏差も小さくなったものと考えられる。また、燧灘や播磨灘では将来気候の高潮偏差は現在気候よりも小さくなり、逆に安芸灘および斎灘では大きくなった。これは台風経路変化の影響と思われるが、将来台風の経路予測については、GCM20 のアンサンブル数および実験期間が限られていることもあり、不確実性が高く、細かい評価は今後の課題である。

次に、関東・東海領域 (D4) での高潮偏差の極値統計解析結果を図-17 に示す。図-17(a)より、現在気候実験結果では、東京湾で最も大きく、100 年確率で $2.3\sim 3.0\text{ m}$ と推算された。次いで、伊勢湾西部および三河湾で大きく、それぞれ 100 年確率値が $1.8\sim 2.1\text{ m}$ 、 $1.5\sim 2.1\text{ m}$ であった。これらの湾以外の沿岸では、房総半島東側と伊豆諸島周辺海域において、100 年確率値が若干大きく推算された。図-17(b)に示した将来気候実験結果では、東京湾における将来変化よりも、伊勢湾、三河湾での増大傾向が顕著であった。東京湾では $2.3\sim 3.4\text{ m}$ に増大したのに対し、伊勢湾では $2.2\sim 2.6\text{ m}$ 、三河湾では $2.5\sim 3.2\text{ m}$ と際だって増大した。現在気候で推算された房総半島東海岸や伊豆諸島周辺海域のピークは、将来気候では現れず、御前崎や志摩半島南岸において大きくなった。瀬戸内

海の場合と同様に、エリア依存性があることがわかった。

(4) RCM を駆動力とした高潮の将来変化予測実験²¹⁾

RCM5 で計算された台風ごとの最低気圧と最大風速、および最大高潮偏差の計算結果を極大値資料とし、極値統計解析を行った。図-18 は、RCM5 を用いた場合の高潮の将来変化量予測である。瀬戸内海の周防灘から燧灘にかけてと、鹿児島湾および伊勢湾、三河湾で増加しているのに対し、八代海、天草灘および鹿島灘で減少している。これらの差は台風強度の差ともいえるが、現在気候と将来気候で台風の通過する頻度に偏りがあるためとも考えられる。特に、現在気候において八代海、天草灘、鹿島灘付近を通る台風が多いのに対し、将来気候では少なくなっているため、これらの地域で高潮偏差が減少する結果が得られた可能性が考えられる。

図-19 は RCM5 を用いた瀬戸内海の特定のエリアにおける現在気候、将来気候の高潮の再現確率値を再現期間毎に表した図である。再現期間 10 年、25 年、50 年、100 年、500 年、1000 年においてそれぞれの高潮の再現確率値を示した。この図から、いずれの場所においても、現在気候よりも将来気候の方が、再現期間が短くなっていることがわかる。言い換えると、現在の設計レベルでは将来気候下で発生する極端台風に伴う高潮に対して、防護レベルが不足する可能性があるといえる。ただし、将来変化が起こることについては信頼できるが、用いた台風資料数が少ないため、サンプル数の増加と共に高潮偏差の絶対値は上がる可能性がある。

6.2 気候モデル台風のバイアス補正方法の開発²²⁾

前節の GCM20 と RCM5 を用いた予測実験は、1 つの温室効果ガス排出シナリオでしか行われていないため、将来変化を予測する上で重要な不確実性について議論することができない。一方、日本国内における気候変動および適応策に関する影響評価研究プロジェクトでは、水平解像度 60 km (TL319) の全球気候モデル MRI-AGCM3.2H (以下 GCM60) を用いて、海面水温 (SST)、雲物理スキーム、初期値に対するアンサンブル実験²³⁾を行っている。しかし、GCM60 は解像度の粗さから気象擾乱の再現精度は十分とはいえず、台風の再現性も不十分であるためモデルバイアスが存在し、この扱いが問題となっている。気候モデルを用いた降水量の将来変化に関する研究分野では、アメダス等の観測値を基準に、気候モデルの出力値のバイアス補正をする研究が広く行われている (例えば Piani ら²⁴⁾、渡部ら²⁵⁾)。これらのバイアス補正手法は広く検証、応用され、より精度の高い将来変化予測の実現が可能になってきている。

気候モデルの解像度の違いによって生じるバイアス補正手法を開発し、その有効性を検証する。その手法を適用して補正した気象データ (気圧・風速) を駆動力として高潮計算を行う。雲物理ス

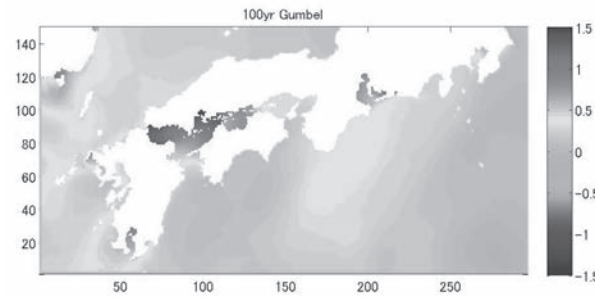


図-18 RCM5 を用いた高潮偏差の再現確率値の将来変化量 (将来－現在) (unit: m)

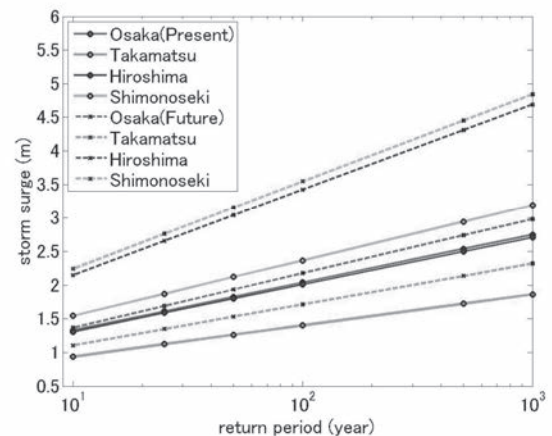


図-19 瀬戸内海における各再現期間の高潮偏差 (実線: 現在気候; 破線: 将来気候, 色の違いは地点を示す)

キーム，SST および初期値の異なるケースを用いて，アンサンブル予測をする．扱う台風の数を増やすことによって，サンプル数不足が解消され，不確実性を考慮した気候変動下での高潮の将来予測が可能になることが期待される．

(1) アンサンブル気候モデル実験

将来気候の SST 境界条件には，すべてのモデル (GCM20, RCM5 および GCM60) で，SRES A1B シナリオ条件下で行われた CMIP3 の 18 のアンサンブルモデル平均値 (c0) が用いられた．GCM60 の実験では，加えて，CMIP3 の AOGCM の熱帯域 (30°S–30°N) における SST の空間的な将来変化パターンをクラスター分類した 3 つの条件 (c1～c3) での，SST アンサンブル実験が実施されている．c1 は他に比べ昇温の東西変動が少ないパターン，c2 はエルニーニョライクな昇温パターン，c3 は北半球亜熱帯での昇温が他に比べて大きいパターンである．雲物理スキームとして，Yoshimura スキーム (YS)，Kain-Fritsch 対流スキーム (KF)，Arakawa-Schubert 積雲対流スキーム (AS) の 3 つを用いたモデルアンサンブル実験も行われている．

RCM5 は，GCM20 を物理的ダウンスケーリングした結果であるため，同じ台風が存在している．そのため，台風経路や台風強度に対する水平格子解像度の直接的な影響の比較が可能である．一方，GCM60 のアンサンブルランで出現する台風は RCM5 との関連性は全くない上に，各ランでも異なる台風が出現する．そのため，台風ごとの経路や強度について，RCM5 と直接的な比較ができない点に注意が必要である．各モデルの日本付近を 25 年間に通過した台風の個数は，GCM20 および RCM5 の現在気候で 92，将来気候で 63，GCM60 の現在気候で 57，将来気候 c0 で 34，c1 で 48，c2 で 32，c3 で 60 である．

バイアス補正手法は，1) 台風の移動を追跡しつつ時間解像度を補間する時空間補間，2) 空間解像度の粗さから過小傾向にある風速及び気圧に対して出現確率分布を近づける補正，3) 陸上における風速低減を考慮する補正の計 3 手法によって構成される．以下にその補正手法の詳細について述べる．

(2) 台風データの時空間補間

GCM60 のデータ出力間隔は 6 時間なのに対して，RCM5 のデータ間隔は 30 分である．この 6 時間毎の風速，気圧データを，直接高潮モデルに入力して計算を行うと，移動する台風情報が離散的に入力されるため，不十分な取り扱いになる．台風の連続的な移動を考慮したデータ補間をする必要がある．そこで，GCM60 出力の 6 時間間隔データを 12 等分し，30 分間隔データとなるようにデータの線形空間補間を行い，台風の連続的な移動を再現する．手順としては，台風軌跡の決定，気圧および風速データの変化量の決定，そして台風の移動の順に行った．この手法により，断続的に出現していた台風を連続的に再現することが可能となり，高潮計算によって得られる高潮偏差推定値の精度向上が見込まれる．

(3) 気圧・風速のバイアス補正

各モデル出力から台風接近期間の 6 時間毎の最低気圧と最大風速を取り出す．本稿では省略するが，いくつかのバイアス補正手法を比較した結果，パラメトリック正規分布型バイアス補正が最も良い結果を示した．これは，気圧と風速の出現頻度が正規分布に従うとし，GCM の平均値と分散が RCM5 のそれと等しくなるように累積確率分布を補正する方法で，Piani ら²⁴⁾ の用いたパラメトリック型の補正に正規分布を適用する．RCM5，GCM アンサンブルそれぞれの出力から，台風接近期間の 6 時間毎の最低気圧と最大風速を取り出し，これらが正規分布に従うと仮定する．その後，それぞれの平均値と標準偏差が RCM5P のそれと等しくなるように確率密度分布を揃える．以下に，用いた補正式を示す．

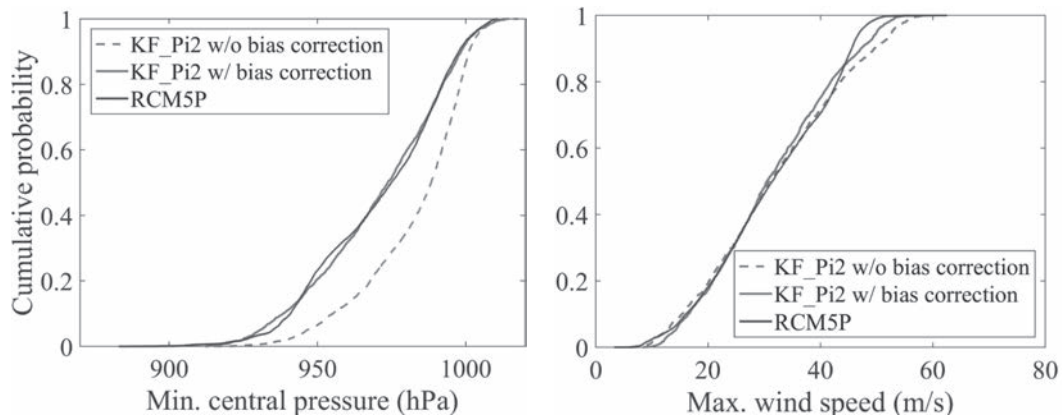


図-20 KF_P_i2 の気圧・風速に対する正規分布型バイアス補正の前後，RCM5P の累積確率分布

$$x'_{GCM} = \frac{\sigma_{RCM}}{\sigma_{GCM}}(x_{GCM} - \mu_{GCM}) + \mu_{RCM} \quad (15)$$

ここで， x'_{GCM} : バイアス補正後の GCM 出力値， σ_{RCM} : RCM5 出力の標準偏差， σ_{GCM} : GCM 出力の標準偏差， x_{GCM} : GCM 出力値， μ_{RCM} : RCM5 出力の平均値， μ_{GCM} : GCM 出力の平均値である。

図-20 は，気圧および風速に対して，バイアス補正を適用した前後の累積確率分布をそれぞれ示したものである。補正前後を比較すると，バイアス補正を行うことで，GCM の風速及び気圧の確率分布が，RCM のそれに近づいていることがわかる。しかし，風速および気圧の強度が強い箇所における補正精度は低い箇所比べて低く，補正関数については改善の余地が残る。

同様の補正を，将来気候の出力に対しても用いた。ここで，将来気候でのバイアスは，用いる雲物理スキームの違いによって生じるモデルバイアスであると仮定し，現在気候において算出したバイアス補正值を将来気候に対しても用いた。

(4) 陸上風速のバイアス補正

これまでの研究で，メソ気象モデルによる詳細なデータを用いた方が，高潮の再現性は高いことが示されている。その要因の一つとして，気象モデルが局所的な地形の影響を考慮できるか否かが挙げられる。そこで，陸上における風速に対して正規分布型バイアス補正を適用し，GCM20 および GCM60 について陸上における風速の減衰を考慮できるようにした。ただし，この手法では陸上における風速の減衰は考慮できるが，陸域通過後の台風勢力の減衰を考慮できないという点に留意が必要である。バイアス補正を適用することで，各 GCM の分布が RCM5 の分布にほぼ一致し，陸上風速の低減が再現できるようになった。

GCM20 のある台風に対してすべてのバイアス補正を適用した最大風速の平面分布を図-21 に示す。台風が滑らかに移動し，陸上で減衰する様子を再現できたことがわかる。提案したバイアス補正手法により，将来気候シナリオ条件の違いによる差を残したまま，解像度の違いによる気候モデル間のバイアスを軽減でき，さらに，陸上における風速の減衰を考慮できるようになった。

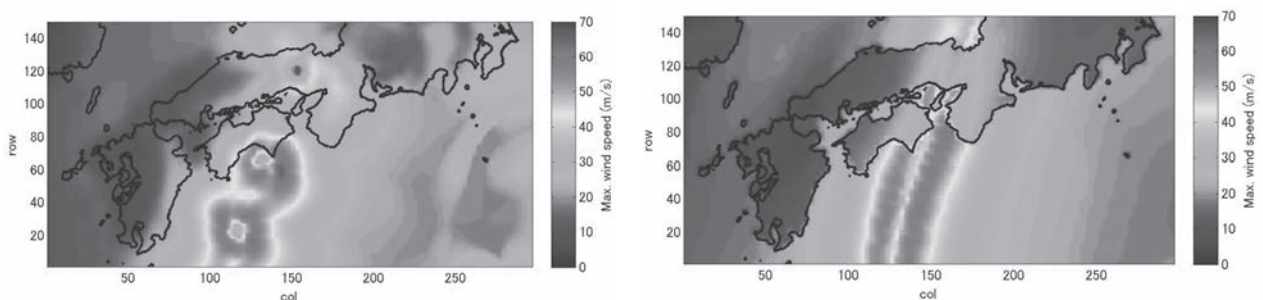


図-21 GCM20 のある台風にバイアス補正手法を適用した最大風速分布（左図：適用前，右図：適用後）

(5) 気候モデル台風的最発達強度に着目したバイアス補正²⁶⁾

上記の方法による中心気圧・風速の平均値に対するバイアス補正は、極端な台風についての誤差が大きかった。山本ら²⁶⁾は、観測データをもとに、GCMで計算される台風について風速と気圧の累積確率分布を一致させるバイアス補正方法を開発した。アンサンブル気候再現実験結果から台風経路を抽出し、台風最発達時の台風強度特性について解析した。GCM60は観測に比べて台風強度を過小評価し、また雲物理スキーム毎に異なる台風強度の累積分布特性を示した。そこで、強度のパーセンタイル分布をもとに、スキーム毎に気候変動実験結果の確率分布が、観測 IBTrACS の分布と一致するように補正值を求め、台風中心に対する台風強度の補正值とした。平均値を基準にバイアス補正を行った場合、非線形にバイアスが分布する場合には、累積分布の裾における補正が十分ではなかった。3次多項式近似を用いた結果、特に、強い台風の気圧と風速のバイアスが改善された。気圧・風速それぞれ独立に補正を行ったが、両者について補正後も観測値との整合性が取れていることを確認した。

得られた台風中心に対する補正值を、空間的な構造を持つ台風場全体に適用する必要がある。台風場全体の補正にあたっては、台風の気圧構造が Myers 式に従うと仮定し、重み付けした。さらに、気圧の微分が風速であるという関係から、Myers 式の第二項を微分して、耐風構造の風速についての関係を得た。これら二式を用いて台風構造を考慮した空間補正係数を決定した。安田ら²²⁾が開発したバイアス補正方法では、1) 台風の移動を追跡しつつ時間解像度を補間する時空間補間、2) 空間解像度の粗さから過小傾向にある風速及び気圧に対して出現確率分布を近づける補正、3) 陸上における風速低減を考慮する補正の3手法を適用した。また、安田ら²²⁾は補正する領域を台風の中心座標から東西南北に 500km の範囲を台風影響領域として、その領域内に対してのみ補正を行っていた。図-22のように、新しく開発した手法では、元の台風構造を維持しつつ、整合的に気候値を補正できることを確認した。さらに、台風期間全体に適用した結果、気圧・風速ともに台風中心周りのみに補正が行われ、空間的連続性を保った補正をすることができた。

現在気候・将来気候のアンサンブル毎に極値統計解析を行い、高潮偏差の空間分布を求めた。また、現在と将来の差をとることによって、高潮偏差の将来変化量を求めた。図-23は将来気候について25年間の気候計算結果を用いて算出した高潮の将来変化量の平均値と分散値を示したものである。安芸灘～周防灘においては、高潮は全体的に0.5m程度増加し、大阪湾においては0.5m程度減少という結果になった。また、分散値については、湾奥部において高い値を示しており、予測の不確実性が高いことがわかった。図-23上図における等高線は、最低気圧が970hPa以下の勢力の強い台風の通過回数を示している。これより、大阪湾における強い台風の通過回数は多く、分散の値は大きい。ある程度サンプル数が多いため、信頼性は高いといえる。しかし、瀬戸内海の中央部などでは、分散の値は低いものの、強い台風の通過回数が非常に少なく、信頼性は高いとはいえない結果となった。将来の高潮分布作成における不確実性の定量化を行う上で、台風のサンプル数を増加させることは重要である。

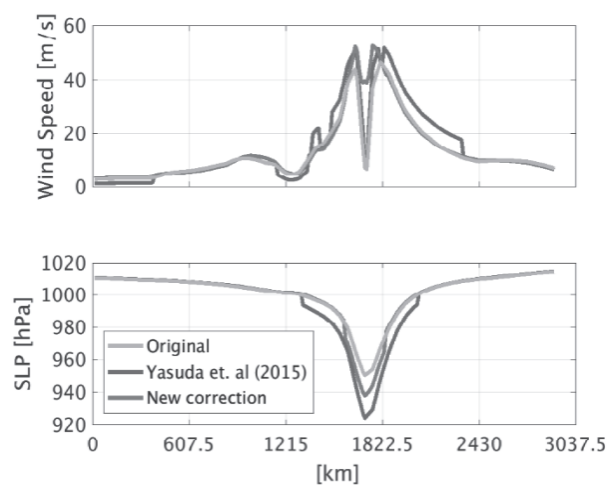


図-22 再発達時における台風強度（上：風速，下：気圧）の東西断面の比較（黄線：補正前のGCM出力、青線：安田ら(2015)の補正手法適用後、赤線：山本ら(2018)の補正手法適用後）

7. おわりに

本稿は、これまでに得られた研究成果を再整理したものである。潮汐・高潮・波浪結合モデルを開発し、高潮予測に及ぼす潮汐変動およびセットアップの影響について検討し、それらの影響が無視できないほど大きいことを示した。また、高潮計算の駆動外力として、台風モデルだけでなく気象予測値を用いられるようにモデルを改良し、2004年の瀬戸内海の高潮、1959年の伊勢湾台風、2013年台風 Haiyan による高潮の再現実験を行った。さらに、気候変動予測実験結果を用い、21世紀末の高潮予測実験を行った。気候モデル台風のバイアス補正方法についても検討し、補正したデータに基づいて、高潮の将来変化量を求めた。高潮は、毎年来襲する台風によって起こる可能性が高い災害要因である。気候変動への適応策立案のためにも、信頼度の高い将来予測が重要であり、本モデルがそのためのツールとして活用されることを期待している。

最後に、森ら²⁷⁾は、5,000年を超える長期積分を行った大規模アンサンブル気候実験データ d4PDF²⁸⁾を用いて、高度10m風速と海面更正気圧から吹き寄せ効果と吸い上げ効果を推定する簡便な評価方法で、高潮の長期評価を行っている。今後は、この大規模アンサンブルデータをいかに有効活用していくかが、沿岸域における気候変動影響評価研究の鍵になると考えている。

謝辞

鳥取大学の金洙列助教とは、モデルの開発からシミュレーションの実施まで共に研究をしてきた。また、京都大学防災研究所の間瀬肇特任教授および森信人教授には、折に触れて貴重な助言をいただいた。山口君、林君、片平君、山本君には様々な場面で助けられた。ここに感謝の意を表する。

参考文献

- 1) IPCC AR5: Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 1535p., 2013.
- 2) Kim, S.Y., Yasuda, T., Mase, H.: Numerical analysis of effects of tidal variations on storm surges and waves, *Applied Ocean Research*, Vol.30, Issue 4, pp.311–322, doi: 10.1016/j.apor.2009.02.003, 2008.
- 3) Booij, N., RC Ris., LH Holthuijsen. A third-generation wave model for coastal regions 1. model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, No.C4, pp.7649–7666, 1999.
- 4) Kim, S.Y., Yasuda, T., Mase H.: Wave set-up in the storm surge along open coasts during Typhoon Anita, *Coastal Engineering*, Vol.57, pp.631–642, doi: 10.1016/j.coastaleng.2010.02.004, 2010.
- 5) 柴木秀之・加藤史訓・山田浩次：密度成層と WaveSetup を考慮した土佐湾異常高潮の推算，海岸工学論文集，第48巻，pp.286–290，2001.
- 6) 安田誠宏・山口達也・金 洙列・島田広昭・石垣泰輔・間瀬 肇：潮汐，高潮，波浪結合モデルとメソ気象モデル WRF を用いた瀬戸内海における高潮再現計算に関する研究，海岸工学論文集，第55巻，pp.331–335，2008.
- 7) 安田誠宏・山口達也・金 洙列・森 信人・間瀬 肇：気象モデルにおける4次元データ同化およびネスティングが高潮推算精度に及ぼす影響に関する研究，土木学会論文集 B2(海岸工学)，Vol.65, No.1, pp.381–

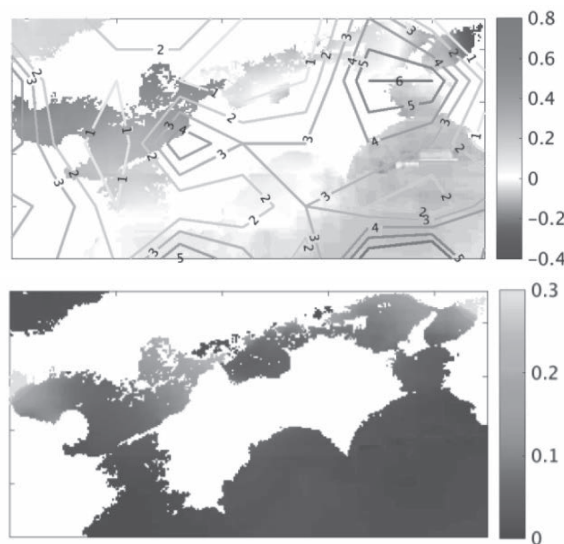


図-23 再現期間25年の高潮偏差の将来変化量の平均値(上)と分散値(下)(単位:m)(上図内の等高線は、最低気圧970hPa以下の強い台風の通過個数)

385, 2009.

- 8) 河合弘泰・川口浩二・大釜達夫・友田伸明・萩元幸将・中野俊夫：経験的台風モデルと局地気象モデルの風を用いた瀬戸内海の高潮推算精度，海岸工学論文集，第54巻，pp.286–290，2007.
- 9) Skamarock, W.C., and Coauthors: A description of the Advanced Research WRF Version 3, *NCAR Technical Note*, NCAR/TN-475+STR, 113p, 2008.
- 10) 藤井 健・光田 寧：台風の高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，No.29, B-1, pp. 229–239, 1986.
- 11) 間瀬 肇・武藤遼太・森 信人・金 洙列・安田誠宏・林 祐太：詳細気象予測値を用いた伊勢湾台風高潮の再現実験，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.67, No.2, pp.I_401–I_405, 2011.
- 12) 別所康太郎・他 14 名：伊勢湾台風再現実験プロジェクト，天気，57 号，pp.247–254, 2010.
- 13) 林 祐太・安田誠宏・森 信人・中條壮大・間瀬 肇：気候変動に伴う可能最大高潮の不確実性の評価に関する研究，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.68, No.2, pp.I_1231–I_1235, 2012.
- 14) 本多忠夫・光易 恒：水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究，第 27 回海岸工学講演会論文集，pp.90–93, 1980.
- 15) Garratt, J.R.: Review of drag coefficients over oceans and continents, *Monthly Weather Review*, Vol.105, No.7, pp.915–929, 1977.
- 16) 森 信人・澁谷容子・竹見哲也・金 洙列・安田誠宏・丹羽竜也・辻尾大樹・間瀬 肇：2013 年台風 30 号 Haiyan による高潮の予測可能性と再解析精度，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.70, No.2, pp.I_246–I_250, 2014.
- 17) Tajima, Y., Yasuda, T., Pacheco, B. M., Cruz, E. C., Kawasaki, K., Nobuoka, H., Miyamoto, M., Asano, Y., Arikawa, T., Ortigas, N. M., Aquino, R., Mata, W., Valdez, J., Briones, F.: Initial Report of JSCE-PICE Joint Survey on the Storm Surge Disaster Caused by Typhoon Haiyan, *Coastal Engineering Journal*, Vol.56, No.1, pp.1450006–1–12, doi: 10.1142/ S0578563414500065, 2014.
- 18) Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, A. Kitoh: Climate Simulations Using MRI-AGCM3.2 with 20-km Grid, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90A, pp.232–258, 2012.
- 19) Kanada, S., Nakano M., Kato, T.: Projections of future changes in precipitation and the vertical structure of the frontal zone during the Baiu season in the vicinity of Japan using a 5-km-mesh regional climate model. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90A, pp.65–86, 2012.
- 20) Yasuda, T., Nakajo, S., Kim, S., Mase, H., Mori, N. and Horsburgh, K: Evaluation of Future Storm Surge Risk in East Asia Based on State-of-the-art Climate Change Projection, *Coastal Engineering*, Vol.83, 65–71, 2014.
- 21) 安田誠宏・片平成明・森 信人・澁谷容子・間瀬 肇：非静力学領域気候モデルによる気候変動予測結果を用いた日本沿岸における高潮の将来変化予測，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.69, No.2, pp.1261–1265, 2013.
- 22) 安田誠宏・片平成明・森 信人・間瀬 肇・澁谷容子：気候モデル台風のバイアス補正手法の開発と高潮の将来変化のアンサンブル予測，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.71, No.2, pp.I_1507–I_1512, 2015.
- 23) Murakami, H., R. Mizuta and E. Shindo: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM, *Climate Dynamics*, Vol.39, pp.2569–2584, 2012.
- 24) Piani, C., Haerter, J.O., Coppola, E.: Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe, *Theoretical and Applied Climatology*, 99, pp.187–192, 2010.
- 25) 渡部哲史，鼎信次郎，瀬戸心太，沖 大幹：GCM 出力値補正手法により生じる月平均気温および月降水量の予測差，土木学会論文集 B1 (水工学)，Vol.68, No.4, pp.439–444, 2012.
- 26) 山本耀介，森 信人，Marc KJERLAND: 全球気候モデル台風の最発達強度に着目したバイアス補正手法の開発と解適合格モデルを用いた高潮の将来変化予測，土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.74, No.2, pp.I_607–I_612, 2018.
- 27) 森 信人，志村智也，吉田康平，水田 亮，岡田靖子，石井正好，木本 昌秀，高薮 出，中北英一：全球 60kmAGCM を用いた大規模アンサンブル気候予測実験とこれを用いた高潮長期評価．土木学会論文集 B2 (海岸工学)，Vol.72, No.2, pp.I_1471–I_1476, 2016.
- 28) 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：d4PDF 手引，<http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/>