

拡張型確率的台風モデルを用いた波高の極値推定システム

野中浩一*・山口正隆**・畑田佳男***・伊藤吉孝****

1. 緒 言

長期の再現期間に対する台風時波浪の極値を推定する方法として, 台風内気圧分布を円型分布で近似した台風属性の確率的発生モデルと海上風・波浪推算モデル, 極値統計解析モデルを組み合わせたシステム(山口ら, 1995; 畑田ら, 1996)が開発されている。円型気圧分布の近似は, 南方海域における台風の発生・発達期には, ほぼ成立するが, 台風が北上し, 台風勢力が減衰するにつれて, 気圧分布は台風の進行方向に長軸をもつ楕円状分布に変換することが多い。そこで本研究では, 台風内気圧分布を楕円型分布で近似した拡張型確率的台風モデルを用いた台風時波浪の極値推定システムを新たに構築し, 北西太平洋海域における過去46年間の既往台風や1000年間のシミュレーション台風に対する気圧・波高の推算結果の極値統計解析に基づいて, 長期の再現期間に対する確率気圧・確率波高を推定するとともに, 再現確率統計量に及ぼす気圧分布モデルの影響を検討する。

2. 拡張型確率的台風モデルの概要

2.1 対象領域

確率的台風モデルの作成領域は北緯23°~44°, 東経120°~149°(南北2640 km, 東西2720 km)の北西太平洋海域であり, 図-1に示すように, 格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 80$ km, 格子分割数 34×35 の格子網を設ける。モデル化は台風属性の地域特性を考慮するため, 境界を6つの小境界, 全領域を 4×5 の小領域に分割して別々に行う。波浪推算の対象領域は, 図-1において南側境界が2格子分(160 km)南側に位置することを除けば, 確率的台風モデルの作成領域と同じである。

2.2 気圧分布モデル

楕円型気圧分布は, 図-2に示すように, 円型気圧分布を与えるMyers式を一般化した次式で表される。

$$p = p_c + (p_\infty - p_c) \exp \left[- \left\{ \left(\frac{x}{\alpha} \right)^2 + \left(\frac{y}{\beta} \right)^2 \right\}^{-1/2} \right] \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに, p_c : 中心気圧, $p_\infty (= 1013 \text{ hPa})$: 遠方場気圧, x, y : 楕円長・短軸方向の局所座標系, α, β : 長・短軸方向台風半径, である。全体座標系 (X, Y) を導入すると, 台風属性は円型気圧分布を仮定する場合に用いる中心位置 (X_c, Y_c) , 中心気圧 p_c , 台風半径 $R (= (\alpha + \beta)/2)$ のほか, 楕円型気圧分布の仮定に特有の全体座標系 X 軸に対する楕円長軸(x 軸)傾斜角 θ および台風半径比 β/α の計6つの変量によって代表される。資料作成に際し, 従来の円型気圧分布を仮定する確率的台風モデル(畑田ら,

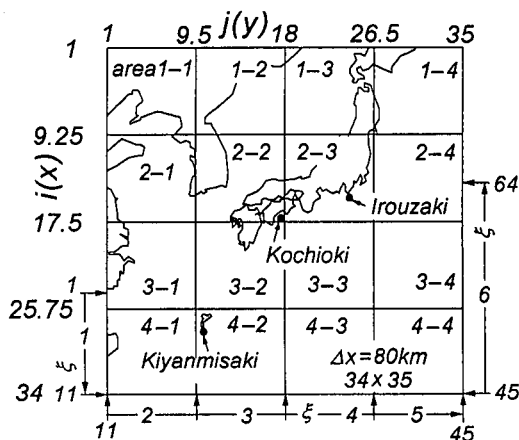


図-1 確率的台風モデルの作成領域

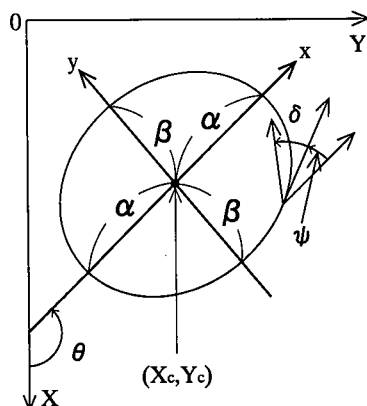


図-2 楕円型気圧分布

* 学生会員 工修 愛媛大学大学院 理工学研究科
** 正会員 工博 愛媛大学教授 工学部環境建設工学科
*** 正会員 工修 愛媛大学助手 工学部環境建設工学科
**** 学生会員 愛媛大学大学院 理工学研究科

1996) との整合性を保つため、長・短軸方向台風半径の平均として台風半径 R を定義する。また、台風内気圧分布の資料解析によれば、遠方気圧場を $p_\infty = 1013 \text{ hPa}$ とする近似的精度はかなり高い。

2.3 台風属性の確率的発生モデル

本モデルは台風の年発生数、境界での台風発生、領域内における台風の発達・移動に関する各サブモデルから構成される。楕円長軸傾斜角および台風半径比に係わる部分が従来のモデル(山口ら, 1995)を拡張したものになっている。台風属性とその変化量に対するモデル化は、台風の季節特性を考慮するため、1年を7月以前、8月、9月、10月以降の4つの期間に分けて期間別に行う。モデル化にあたり、1951~1991年の41年間320個の台風の属性資料を用いて季節別に台風発生数をポアソン分布、境界上の台風発生位置 (X_{co}, Y_{co}) を領域境界上に配した1次元座標 ξ を横軸にとった発生位置の累積分布、境界上の台風属性 p_{co} , θ_0 および台風属性変化量 dX_{co} , dY_{co} , dp_{co} , $d\theta_0$ の平均値を1次元重み付きスプライン関数、対象領域内の台風属性 X_c , Y_c , p_c , θ および台風属性変化量 dX_c , dY_c , dp_c , $d\theta$ 間の関係を小領域別に1次回帰式(たとえば、 $\theta_{i+1} = a\theta_i + b$; i および $i+1$ は6時間間隔の時点、 a , b は回帰係数)で近似するとともに、境界上および領域内でのこれら諸量の平均値からの変動量を資料解析より小領域別に求められる累積分布で表す。ここに、添字0は境界上を意味する。また台風半径 R の算出では、小境界または小領域ごとに中心気圧との相関(境界上では $R_0 = ap_{co}^n + b$, 領域内では $R_{i+1} = aR_i + bp_{ci+1} + c$)、台風半径比 β/α の算出では、中心気圧と台風半径の相関(境界上では、 $(\beta/\alpha)_0 = ap_{co} + bR_0 + c$, 領域内では $(\beta/\alpha)_{i+1} = a(\beta/\alpha)_i + bp_{ci+1} + cR_{ci+1} + d$)を考慮した回帰式を用い、資料値と回帰式による計算値の差として定義される変動量の累積分布に基づく結果を加える。

表一は入力資料および1000年間のシミュレーションより得られた代表2小領域での台風属性の平均値と標準偏差の一覧である。ここに、 C は台風中心の移動速度、 δ は N を規準として時計回りに定義される台風の移動方向を表す。両者は比較的良好に符合するが、とくに対象小領域はそれぞれ九州沿岸および中部沿岸を含むことから、台風の進行に伴う気圧分布の楕円化の進行によって北東に位置する中部沿岸域で、台風半径比がより小さい値をとる特性が再現される。

3. 波高の極値推算システム

3.1 海上風推算モデル

傾度風速 G および全体座標系における傾度風速成分 G_x , G_y はそれぞれ次式のように表される。

$$G = V_\theta / [(1/2) + \{1/4 + V_\theta^2 / f^2 R_a^2\}^{1/2}] \quad \cdots \cdots (2)$$

表一 小領域別台風属性の平均値と標準偏差

		area 2-3 mean $\pm$ st. dv.	area 3-2 mean $\pm$ st. dv.
p_c (hPa)	obs.	980 $\pm$ 15	967 $\pm$ 20
	cal.	981 $\pm$ 14	965 $\pm$ 17
C (km/h)	obs.	49.9 $\pm$ 25.8	23.6 $\pm$ 15.1
	cal.	35.9 $\pm$ 15.9	18.7 $\pm$ 9.6
δ ($^\circ$)	obs.	40.6 $\pm$ 27.9	-0.8 $\pm$ 56.6
	cal.	31.0 $\pm$ 31.9	9.0 $\pm$ 47.1
θ ($^\circ$)	obs.	22.6 $\pm$ 27.9	1.2 $\pm$ 36.7
	cal.	4.6 $\pm$ 44.3	3.6 $\pm$ 33.5
α (km)	obs.	164 $\pm$ 88	128 $\pm$ 85
	cal.	152 $\pm$ 51	107 $\pm$ 31
β (km)	obs.	149 $\pm$ 83	123 $\pm$ 82
	cal.	145 $\pm$ 50	105 $\pm$ 31
β/α	obs.	0.92 $\pm$ 0.20	0.97 $\pm$ 0.09
	cal.	0.95 $\pm$ 0.04	0.98 $\pm$ 0.03

$$G_x = G \cdot \cos(\psi + \theta + \gamma), \quad G_y = G \cdot \sin(\psi + \theta + \gamma) \quad \cdots \cdots (3)$$

ここに、 V_θ : 地衡風速、 f : コリオリ係数、 R_a , ψ : 等圧線の曲率半径と接線角、 γ : 緯度によって決まる等圧線に対する吹込み角、である。曲率半径 R_a は式(1)の1階および2階微分値を用いて解析的に求められる。

台風の移動に伴う場の風の成分 V_x , V_y は、台風中心の移動速度成分を C_x , C_y として次式で近似する。

$$V_x = C_x G / G_{\max}, \quad V_y = C_y G / G_{\max} \quad \cdots \cdots (4)$$

ここに、 $G_{\max}$ は台風半径 ($x = \alpha$, $y = 0$ または $x = 0$, $y = \beta$) 上で生じるほぼ最大傾度風速である。したがって、10 m 高度での海上風速の成分 U_x , U_y は、

$$U_x = C_1 G_x + C_2 V_x, \quad U_y = C_1 G_y + C_2 V_y \quad \cdots \cdots (5)$$

で表される。ここに、 C_1 および C_2 は海上風への変換係数であり、 $C_1 = C_2 = 0.6$ とする。以上の諸式は、 $\alpha = \beta$ とすれば、円型気圧分布を仮定する従来の台風時風速推定式に帰着する。海上風は6時間間隔の既往台風属性資料あるいはシミュレーション台風属性資料を1時間ごとに線形補間することにより計算する。

3.2 波浪推算モデル

波浪の平面分布を推定するために、第2世代に属する格子点深海モデル(山口ら, 1984)を用いて格子間隔80 kmの北西太平洋領域で波浪推算を行う。一方、特定地点における波浪推算には、高地形解像度格子網が利用できる1点浅海モデル(山口ら, 1987)を用いる。格子網は格子間隔5 kmの北西太平洋領域とこれに埋め込んだ格子間隔0.5 kmまたは1 kmの波浪推算点周辺小領域より構成される。波浪推算対象地点は沖縄本島太平洋側の喜屋武岬(水深51 m)、土佐湾内の高知沖ブイ地点(水深120 m)、伊豆半島先端の石廊崎(水深50 m)である。

3.3 極値統計解析モデル

極値統計解析には、候補分布の母数推定を最小2乗法に基づく合田(1990)のモデルを変更した Yamaguchi ら(1997)の拡張型モデルを用いる。モデルの変更点は候補分布における形状母数の種類と範囲の拡大、および分散推定に対する jackknife 法の導入である。

4. 北西太平洋における確率気圧

図-3 は既往台風資料に基づく 100 年確率気圧 p_{100} とその標準偏差 $\sigma_{p_{100}}$ の平面分布を示す。これらは 1951~1996 年の 46 年間 367 個の台風に対して楕円型気圧分布を仮定した場合の 6 時間ごとの台風属性資料から 1 時間ごとに補間した結果を式(1)に与えて、格子点気圧の特別値、ついで台風時最低気圧値を得たのち作成した台風時年最低気圧低下量資料に、拡張型極値統計解析モデルを適用して求められている。円型気圧分布を仮定した場合の 100 年確率気圧とその標準偏差はほぼ同じ平面分布を示すので、与えていない。確率気圧は台風の北上に伴う台風勢力の減衰に対応して、南方洋上から沖

縄諸島にかけて 920 hPa、九州にかけて 940 hPa、さらに東シナ海から日本海・三陸沖にかけて 960 hPa に増加するし、大陸側東北部では 980 hPa 以上になる。また、台風は偏西風の影響によって日本付近で北東方向に進行方向を変えることが多いので、960 hPa の等値線は台風の平均的進行方向である北東方向に強く伸びる。しかし確率気圧は、台風資料の期間が相対的に短いために、地点ごとに大きく変動し、その結果著しい空間変化を示す。確率気圧の標準偏差も確率気圧が低い場合ほど大きい値をとり、最大値は 12 hPa を越えることから、確率気圧の推定値は広い変動幅をもち、その信頼性は高くない。

図-4 は 1000 年間約 7800 個のシミュレーション台風に対する極値統計解析から得た 100 年および 1000 年確率気圧 p_{100} 、 p_{1000} の平面分布を楕円型気圧分布(実線)および円型気圧分布(点線)を仮定した場合に示したものである。標準偏差の最大値は 2 hPa にすぎないので、与えていない。100 年確率気圧はいずれの気圧分布モデルによっても、南方海域での 920 hPa から北あるいは北東方向に向けて 960~980 hPa に減少する。また、気圧分布モ

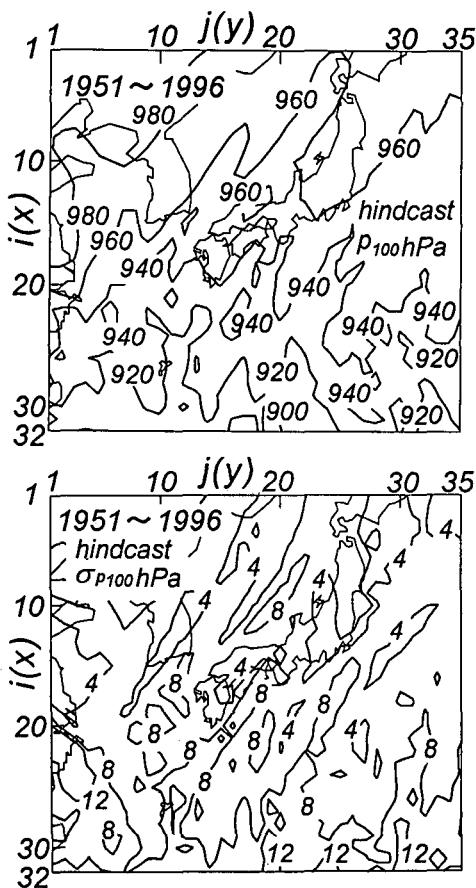


図-3 確率気圧と標準偏差の平面分布(既往台風)

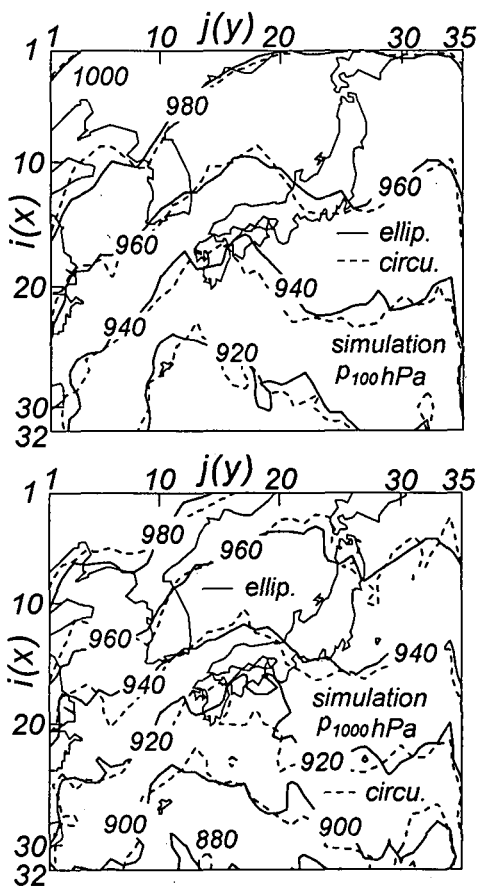


図-4 確率気圧の平面分布(シミュレーション台風)

デルの違いが確率気圧に及ぼす影響は既往台風資料の場合と同様に小さい。既往台風資料に基づく結果と比べると、平面分布のパターンは類似するが、資料期間が長いことから、年最低気圧の地域変化が小さくなって確率気圧は緩やかな空間変化を示すとともに、その値もやや高めに評価される。1000年確率気圧は100年確率気圧と比べて10~30 hPa 低くなり、その傾向は南方海域ほど強く、880 hPa の等値線も出現するけれども、平面的な分布特性は相互に類似する。要するに、台風の場合、円型気圧分布からのひずみが小さいために、確率気圧に及ぼす気圧分布モデルの影響は無視しうる。

5. 北西太平洋における確率波高

図-5は1951~1996年の46年間367個の既往台風に対する波浪推算から得た台風時年最大波高資料に基づく100年確率波高 H_{100} とその標準偏差 $\sigma_{H_{100}}$ の平面分布を、楕円型気圧分布(実線)および円型気圧分布の場合(点線)に示したものであるが、日本海は波浪推算領域から除外している。また、円型気圧分布の場合に対応する標

準偏差の図は、等値線が錯綜するので、削除している。楕円型気圧分布を仮定する場合、確率波高は南方海域、小笠原諸島東方海域および沖縄本島太平洋側で16 m程度であり、局所的に18 mに達する。わが国沿岸のうち、四国沖~関東南部沖では確率波高は14~16 m、とくに紀伊半島沖で18 mをとる。また、南方海域や東シナ海および九州南方海域では、気圧分布の違いによる確率波高の差はあまりめだたないが、四国沖~関東沖など台風勢力が減衰する領域では、その影響が明らかであり、楕円型気圧分布を仮定する場合に波高が2 m程度大きい領域もある。ただし、資料期間が短いので、確率波高の標準偏差が1.5 m以上をとる海域が、日本周辺で大きい確率波高をとる海域とほぼ符合して広範に広がっており、その最大値は2 mを越えることから、この海域での確率波高の信頼性は相対的に低い。

図-6は、気圧分布を楕円型分布(実線)あるいは円型分布(点線)とした場合の確率的台風モデルによりシミュレートした1000年間約7800個の台風に対する波浪推算と、これから得られた台風時年最大波高資料に基づく

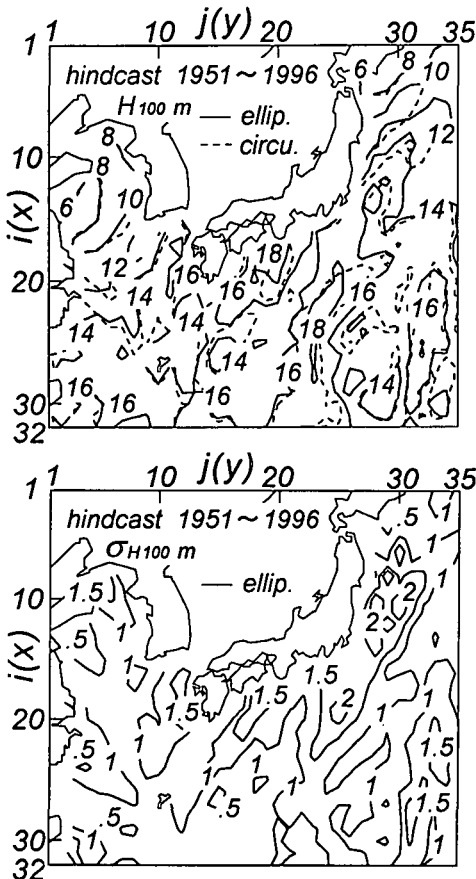


図-5 確率波高と標準偏差の平面分布(既往台風)

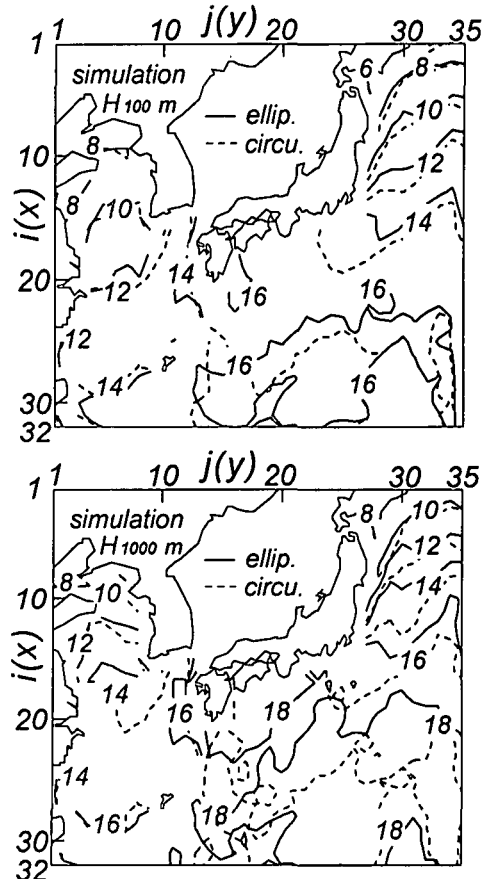


図-6 確率波高の平面分布(シミュレーション台風)

100 年および 1000 年確率波高 H_{100} , H_{1000} の平面分布図である。確率波高の標準偏差は最大でも 0.3 m 程度であるので、与えていない。確率的台風モデルは領域内で中心気圧 980 hPa 以下に発達した台風を対象として作成されているため、下位の年最大波高資料は必ずしも適切に評価されているとはいえないので、極値統計解析では下位 100 個の年最大波高資料を censoring した資料を用いている。

楕円型気圧分布を仮定する場合、100 年確率波高は台風勢力の最盛期を迎える南方海上で 16 m、台風の北上に伴う勢力の減衰とともに、沖縄付近から日本南西部で 14 m になるが、関東以北で 12~6 m に漸減する。また東シナ海では、確率波高は南部から中央部で 14~12 m の値を取り、黄海方向にかけて 8 m 程度にまで減少する。気圧分布の影響をみると、楕円型分布の場合、南方海域で 16 m の波高域がより広範囲に広がり、四国沖にも 16 m の波高域が出現するとともに、日本周辺東方海域では 14 m の波高域がより高緯度まで伸び、九州西岸部にも 14 m 波高域が新たに現れている。これらは、台風勢力の減衰によって台風内の気圧分布の楕円化が進行し、楕円短軸側で風速、すなわち波高が増加する特徴を反映すると考えられる。既往台風に基づく結果と比べると、資料数が多いため、確率波高の空間変化ははるかに滑らかであって、南方海域、日本周辺北東海域や東シナ海北西部では確率波高の空間分布は類似するが、日本西南部沖合や東シナ海南部でシミュレーション結果に基づく確率波高が 2 m 程度低い。また、1000 年確率波高はほぼ全領域で 100 年確率波高に比べて 2~3 m 増加することから、その平面分布は 2 m 程度の波高差を除いて、100 年確率波高の分布と類似する。絶対値でみれば、既往台風資料に基づく 100 年確率波高の平面分布はシミュレーション資料に基づく 100 年および 1000 年確率波高の平面分布の中間に位置する。

つぎに、表一2は楕円型気圧分布(elliptic)および円型気圧分布(circular)を仮定した場合に、46年間の既往台風資料(hist.)および1000年間のシミュレーション台風資料(sim.)から1点浅海モデルにより得た喜屋武岬、高知沖、石廊崎での台風時年最大波高資料に対する極値統計解析結果を示したものである。まず、気圧分布モデルの影響をみると、台風が勢力を保持し、気圧分布が円形を保つ傾向にある沖縄本島太平洋岸の喜屋武岬では、既往台風資料およびシミュレーション台風資料のいずれの場合にも、確率波高は気圧分布の種類にあまり依存しないのに対して、台風が勢力を減じ、気圧分布の楕円化が進行する高知沖や石廊崎では、楕円型気圧分布に基づく確率波高が円型気圧分布に基づく結果より大きくなり、その傾向は北東側に位置する石廊崎で強くみられる。ま

表一2 沿岸3地点における確率波高と標準偏差

location model	typ.	H_{100} m	$\sigma_{H_{100}}$ m	H_{1000} m	$\sigma_{H_{1000}}$ m
Kiyanmisaki elliptic	hist.	12.8	0.5	14.1	0.6
	sim.	13.9	0.2	15.8	0.2
circular	hist.	12.8	0.6	14.3	0.7
	sim.	13.3	0.2	15.1	0.2
Kochioki elliptic	hist.	13.8	0.8	16.3	1.0
	sim.	13.7	0.2	16.2	0.3
circular	hist.	12.5	0.7	14.6	0.9
	sim.	12.8	0.2	14.9	0.2
Irouzaki elliptic	hist.	15.7	0.5	18.3	1.0
	sim.	14.9	0.2	17.7	0.3
circular	hist.	13.8	0.7	15.9	0.9
	sim.	13.1	0.2	15.3	0.2

た、既往台風資料に基づく 100 年確率波高は、いずれの気圧分布モデルの場合にも喜屋武岬ではシミュレーション台風資料に基づく結果より最大 1 m 程度小さく、逆に石廊崎では 1 m 弱大きい、高知沖ではほぼ符合する。1000 年確率波高の場合にも、確率波高に及ぼす気圧分布や台風資料の種類の影響に関して、同様の挙動が見出される。

6. 結 語

本研究では、台風内気圧を楕円型分布および円型分布で近似した場合に、北西太平洋における気圧や波高の極値に及ぼす気圧分布の仮定の影響を検討した。その結果、確率気圧は気圧分布の仮定にあまり依存しないのに対して、確率波高は台風の勢力が減衰する日本周辺北東海域ほど強く影響を受けることを示した。

参 考 文 献

- 合田良實(1990): 港湾構造物の耐波設計—波浪工学への序説—, 鹿島出版会, 333 p.
- 畑田佳男・山口正隆・平田敬之(1996): 北西太平洋および東シナ海における台風発生波高の極値の推定, 海岸工学論文集, 第 43 巻, pp. 236-240.
- 山口正隆・畑田佳男・細野浩司・日野幹雄(1984): エネルギー平衡方程式に基づく浅海波浪の数値予測モデルについて, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 123-127.
- 山口正隆・畑田佳男・宇都宮好博(1987): 一地点を対象とした浅海波浪推算モデルとその適用性, 土木学会論文集, 第 381 号/II-7, pp. 151-160.
- 山口正隆・畑田佳男・大木泰憲・西村教博・中村雄二(1995): 確率的台風モデルに基づく台風時浅海波浪の極値推算システムの適用性, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 246-250.
- Yamaguchi, M. and Y. Hatada (1997): An extremal analysis system and its application to the estimation of extremes of meteorological and oceanographic elements around the coasts of Japan, Proc. WAVES97, Vol. 2, pp. 932-946.