

ボーガス低気圧を援用した MM5 と WW3 の結合モデルによる 冬季日本海の異常波浪の再現計算

金 庚玉*・李 漢洙**・山下隆男***

日本海を発達しながら通過する低気圧は、日本海沿岸に時として異常波浪と呼ばれる高波浪を発生させる。このような異常波浪を、通常の波浪推算法で再現することは極めて困難である。これは気象庁 GPV や ECMWF 等のメソスケール気象の再現地上風は最大風速のピーク、立ち上がり特性を再現できないからである。本研究では、ボーガス低気圧をメソ気象モデル MM5 に援用し、海上風 (10 m 風速) の時系列特性の再現性を高めることが可能であることを示した。また、MM5 と WW3 との結合モデルにより、2003 年 12 月の日本海中部海域、直江津港の異常波浪の推算を行い、観測値である有義波高 9.24 m、有義波周期 12.9 s に近い値が再現できることを確認した。

1. 緒 言

日本海を発達しながら通過する低気圧は、日本海沿岸に時として異常波浪と呼ばれる高波浪を発生させる。このような異常波浪を、通常の波浪推算法で再現することは極めて困難である。その最大の理由は、海上風場の再現性にあり、気象庁 GPV や ECMWF 等のメソスケール気象の再現地上風は観測海上風、特に、最大風速のピーク、立ち上がり特性を再現できないからである。再現最大風速が観測値の 60~70% 程度にしかない点に問題がある。この問題は、数値シミュレーション結果に基づく波浪の極値統計や、設計波浪の設定に重大な誤差を与えることとなる。

本研究では、これを解決するために、ボーガス台風の考え方を低気圧に用いたボーガス低気圧をメソ気象モデル MM5 に援用し、海上風の時系列特性の再現性を高めることが可能であることを示した。また、MM5 と Wave Watch III (WW3) との結合モデルにより、大気不安定度を考慮した海面せん断応力特性、海上風の最大風速の再現性を導入した数値解析方法を示す。これを用いて、2003 年 12 月の日本海中部海域、直江津港の異常波浪の推算を行い、観測値である有義波高 9.24 m、有義波周期 12.9 s の値が再現できることを示した。

2. MM5・WW3 結合モデル

(1) メソ気象モデル (MM5)

MM5 (Grell ら, 1991) は、米国の National Center for Atmospheric Research (NCAR) で開発されたオープンメインのメソスケール気象モデルで、非静力学方程式系に基づいた、鉛直座標系には、等圧面座標 ($p-\sigma$

系)を用いている。このモデルでは、パラメータ化した雲物理過程を用いており、使用する水平スケールや目的によって積雲パラメータを幾通りかに設定する。また、地表面境界スキーム等の物理過程もオプション設定する。解像度の異なる複数の計算領域を同時に計算する multiple-nesting、観測データ同化はナッジングによる Four Dimensional Data Assimilation (四次元データ同化) が可能である。また、台風のシミュレーションを行う際には、インプットデータの台風の中心気圧や最大風速などを置き換え、強化するボーガス台風 (Low-Nam・Davis, 2001) がサポートされている。

(2) 外洋波浪モデル (WW3)

本研究では、米国環境予測センター NOAA の Wave Watch III (WW3) (Tolman, 2002) を用いる。これは、波浪のエネルギー平衡方程式を基礎式としているモデルで、水深、平均流の変化に伴う波浪の屈折、変形特性を考慮している。ソース項はそれぞれ、風からのエネルギー供給項、非線形エネルギー輸送項、白波砕波によるエネルギー消散項および海底摩擦項で構成されている。これらのソース項は全て波浪の方向スペクトル密度に依存し、移流項とのバランスで方向スペクトル密度が決定される。ソース項に非線形干渉等の非線形性を考慮した第 III 世代の波浪モデルである。また、基礎方程式は完全非線形相互作用の計算も可能である。風からのエネルギー供給項は次式で示すような Tolman・Chalikov (1996) の数値計算公式が用いられており、実波浪の発達への適用性が高いことが示されている。

(3) 大気・波浪相互作用

大気と波浪の相互作用は、大気から波浪へのエネルギー伝達率をどのように与えるかに依存する。WW3 でのエネルギー伝達率は $\beta = P(C_i, \sigma_a)$ のように、波浪の無次元周波数 $\sigma_a = (\sigma u_i / g) \cdot \cos(\theta - \theta_w)$ と摩擦係数 C_i により、次式のように与えられる。

* 正会員 工博 日本原子力研究所 研究員
** 学生員 工修 京都大学大学院工学研究科
*** 正会員 工博 京都大学防災研究所 助教授

$$10^{-4}\beta = \begin{cases} P_1(a_i, \sigma_a) & \sigma_a < -1 \\ P_2(a_i, \sigma_a) & -1 < \sigma_a < \Omega_1/2 \\ P_3(a_i, \sigma_a) & \Omega_1/2 < \sigma_a < \Omega_1 \dots\dots\dots (1) \\ P_4(a_i, \sigma_a) & \Omega_1 < \sigma_a < \Omega_2 \\ P_5(a_i, \sigma_a) & \Omega_2 < \sigma_a \end{cases}$$

$$\Omega_1 = 1.075 + 75C_r, \quad \Omega_2 = 1.2 + 300C_r$$

ここで、 $P_j(a_i, \sigma_a)$ は a_i と無次元周波数との関数として、Tolman・Chalikov (1996) 数値解析結果から作成された関係である。また、摩擦係数、無次元周波数を求める過程は以下に示すとおりである。

- 1) 波浪モデルの計算結果からピーク周波数の波速 c_p を求め、高周波数帯での無次元エネルギーレベル $\alpha = 0.57(u_* / c_p)^{1.5}$ を計算する。
- 2) $\chi = 0.2$ として、 R を計算。 u_r : 風速。

$$R = \ln \frac{Z_r g}{\chi \sqrt{a u_r^2}}$$

- 3) 次式により摩擦係数 C_r を計算する。

$$C_r = 10^{-3} \left(0.021 + \frac{10.4}{1.85 + R^{1.23}} \right)$$

- 4) 粗度高さ $z_0 = Z_r \exp(-\kappa C_r^{-0.5})$ を計算する。
- 5) 見かけの波長 $\lambda_a = 2\pi/k |\cos(\theta - \theta_w)|$ を計算。
- 6) 高さ λ での摩擦係数 $C_\lambda = C_r (u_a / u_r)^2$ を計算
- 7) 無次元周波数 $\sigma_a = \frac{\sigma u_\lambda}{g} \cos(\theta - \theta_w)$ を計算。
- 8) パラメータ化された波浪の増幅係数 $\beta = P(C_\lambda, \sigma_a)$ を計算。
- 9) ソース項 $S_{in} = \sigma \beta N(k, \theta)$ を求める

以上のことから、WW3では波齡(u_* / c_p)の影響が海面摩擦係数と無次元周波数に組み込まれ、無次元周波数毎にエネルギー伝達率が5段階で定式化されていることがわかる。

3. ポーガス低気圧

台風、サイクロン、ハリケーン、ゲイルのように極度に発達した低気圧の気圧、風速場を再現するためには、全球モデルによる解析値は、解像度が粗すぎるため、異常波浪の予測や波浪極値問題の解析には適さない。このため、メソ気象モデルによりこのような極値事象を再現するためには、ポーガス低気圧(サイクロン、台風)を導入することが必須である。Davis・Low-Nam (2001)は、熱帯低気圧に対して、全球モデルで得られたバックグラウンド気象データをMM5に適用する場合に、強さおよび位置を修正することを目的として、Cyclone Bogussing Schemeを設計した。本研究では、この手法を日本海で極度に発達した温帯性低気圧に適用し、異常波浪がどの程度再現できるかを検討する。

(1) ポーガスの方法

全球モデルの気象場から渦度と発散、気温、比湿を除去し、低気圧中心を修正した後、これらのポーガス値を埋め込む手順を、以下に示す(図-1参照)。

- a) バックグラウンドデータからの低気圧成分の除去

- 1) 半径300 km 程度の低気圧設定域を求める。
- 2) バックグラウンドデータから、風速の回転成分(非発散風速)を除去する。最大風速半径 $r = r_m$ で、渦度がゼロ($\zeta = 0$)、設定域の側方境界の外で流れ関数がゼロ($\Psi = 0$)の境界条件の下で、式(2)の流れ関数 Ψ を計算し、非発散の風速場 v_Ψ を求め、バックグラウンドデータから差し引く。

$$\nabla^2 \Psi = \zeta, \quad v_\Psi = \bar{k} \times \nabla \Psi \dots\dots\dots (2)$$

- 3) 非回転風速場(発散風速)を除去する。すなわち、非発散風速を除去したバックグラウンドデータに対して発散 δ を求め、式(32)を解く。 $v_\chi = \nabla \chi$ で非回転風速成分を求め、これをバックグラウンドデータから除去する。

$$\nabla^2 \chi = \delta, \quad v_\chi = \nabla \chi \dots\dots\dots (3)$$

- 4) さらに、地衡風 v_g とジオポテンシャル高度を除去する。バックグラウンドデータの気圧場から地衡風の渦度 ζ_g を求め、 $\nabla^2 \phi = \zeta_g f_0$ を解いて、ジオポテンシャル ϕ を求める。 $v_g = \bar{k} \times \nabla \phi$ 地衡風を計算し、バックグラウンドデータからこの成分を除去する。ここに、 f_0 はコリオリパラメーター。
- 5) 静圧分布を仮定し、ジオポテンシャル ϕ と気圧分布 p から、 $\partial \phi / \partial \ln(p) = -RT$ を解いて温度 T を求め除去する。ここに、 R はガス定数。

- b) ポーガス低気圧の埋め込み

- 1) 正確な低気圧中心位置、最大風速データを与える。
- 2) 低気圧設定域より少し大きめ(半径400 km程度)の埋め込み範囲を決める。
- 3) 速度分布、流れ関数を作成する(ポーガス低気圧場の作成)。NCAR-AFWA (Air Force Weather Agency)のCyclone Bogussing Schemeでは、

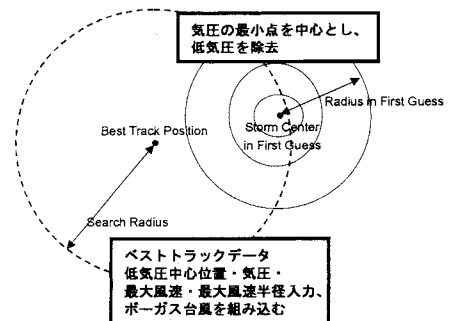


図-1 低気圧のポーガス

Rankine の渦モデルに鉛直分布関数を仮定して渦度場を作成している (Davis・Low-Nam, 2001)。

4) ボーガス低気圧場で、定常の運動方程式、連続式 (バランス方程式) を解く。熱対流や地表面摩擦項は考慮しない。さらに、温度のバランス方程式を解く。

(2) 温帯性低気圧の場合のボーガシング

ボーガシングは、仮想の低気圧場を強制的に与えるため、一般には最も大きな計算領域で実施する。バックグラウンドデータとしてはオペレーショナルな全球解析モデルの結果 (JMA-GSM) を用いるものとする。そのグリッド幅は約27 km であるため、半径300 km の低気圧設定域の場合には、GSM データの22×22メッシュ程度のデータが解析の対象となる。最大風速半径は重要なファクターであるが正確に設定し難いので、ここでは半径90 km とした。ボーガス低気圧場は、NCAR-AFWA の Rankine 渦モデルを用いた。

MM5の場合、グリッドスールによって使用する物理モデル (大気境界層、雲微細物理、積雲パラメータ) をどのように組み合わせるかが重要である。ここでは、グリッドサイズが27 km と9 km の計算領域を考えているので、大気境界層モデルには高解像度 Blackadar スキーム、雲微細物理過程は Reisner の graupel moisture スキーム、積雲パラメータは Grell スキームが適している。

低気圧は、図-2 に示すように、972 hPa の主低気圧の後に、992 hPa のディップを付随しているもので、この特性を MM5 に反映させる必要がある。このため、12月20日00UTC に、2 低気圧中心に対して、ボーガス台風と同様の方法で Rankin 渦モデルを用いた低気圧中心近傍の風速、気圧場の補正を行った (ボーガス低気圧)。ボーガシングは12月20日00UTC に、1 度だけ実施し、最大風速半径90 km、最大風速40 m/s とした。

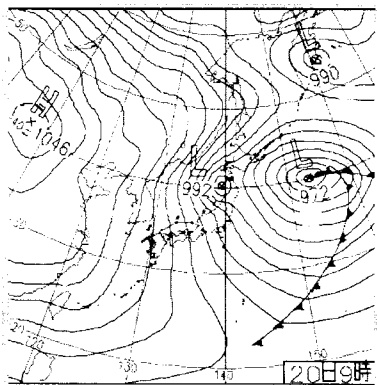


図-2 解析の対象とした低気圧の地上天気図 (2003年12月20日00 UTC)

4. 異常波浪の再現計算

(1) 対象とした異常波浪

対象とした異常波浪は2003年12月20日16時 (現地時間) に新潟県上越市の直江津港で観測されたもので、最大波高12.93 m、有義波高9.24 m、最大周期16.8 s、有義波周期12.9 s、波向きは NNW である。日本海沿岸で観測された波浪としては、波高、周期ともに極めて大きく、本研究ではこれを異常波浪と呼ぶ。この波は、直江津港から15 km 北東にある京都大学防災研究所大潟波浪観測所で観測されたが、観測水深が7 m 以浅であるため、砕波帯内のデータである。図-3 に観測された波高の時系列データを示す。

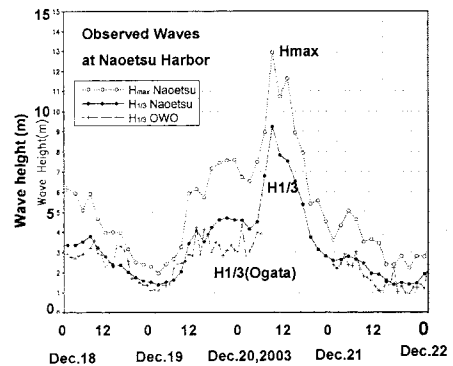


図-3 観測された異常波浪 (有義波高、最大波高) の時系列データ (直江津港、観測桟橋)

(2) 波浪推算方法

メソ気象モデル (MM5) では2回のネスティングを行った。大領域は27 km (図-4)、小領域は9 km メッシュ (鉛直23層)、鉛直方向には、地表面から100 hPa までの23層、水平格子は60 x 69で、時間ステップ60 s の計算を行った。雲微細物理は、霰を含む水蒸気、雲水、雨水、雲氷、雪の5相の混合比と氷粒の数密度方程式を解く、Reisner graupel explicit moisture scheme を用いた (Reisner ら, 1998)。大気境界層スキームは高解像度の Blackadar scheme を用い、運動量、水蒸気、潜熱の混合フラックスを計算した。バックグラウンドデータは JMA-GSM を用いた。解析期間は00UTC 17 - 00UTC 22, December, 2003で、海面水温は GFS の SST データを使用した。

WW3による波浪計算には、大領域27 km、小領域9 km メッシュの2通りの直交座標系の計算領域を設定した。水深は、1分メッシュの Digital Bathymetric and Topographic Dataset (Choi ら, 2002) を内挿して作成した (図-5)。初期周波数 $\omega_0=0.0412$ (Hz)、周波数増幅率 $X_0=1.1$ 、分割数25、方向分割数は24とし、次の3

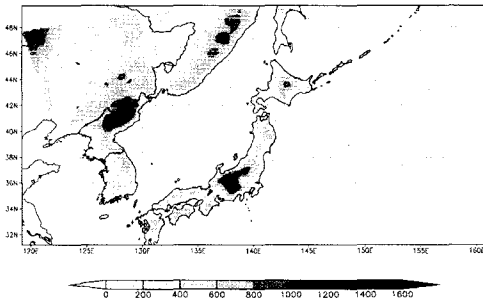


図-4 MM5 の計算領域 (広領域) と標高データ

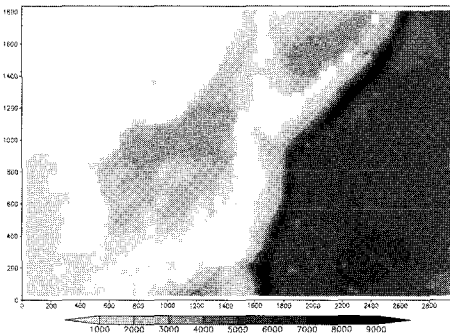


図-5 WW3 の計算領域 (広領域) と水深データ

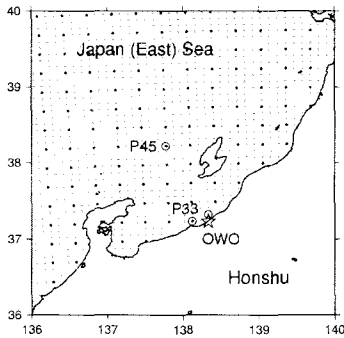


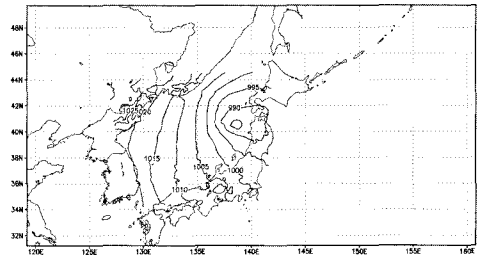
図-6 WW3, MM5 の計算点, 出力点

ケースの波浪計算を行った。

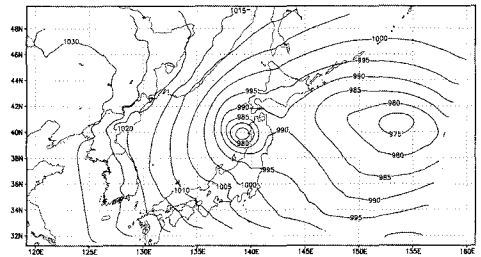
- D1: JMA-GSM で初期・境界条件を与えた MM5 の風。
- D1-TB: 単一計算領域でボーガス低気圧を入れた場合。
- D2-TB: 2 領域ネスティングでボーガス低気圧を入れた場合。

図-6 に異常波浪の発生した直江津港, 佐渡島周辺の WW3, MM5 の計算点と出力点 (P45, P33) を示す。P45 は佐渡の西方海上, P33 は直江津港の最近傍の計算点である。OWO は大潟波浪観測所の位置を示す。

図-7 に広領域 (D1-TB) と小領域 (D2-TB) において MM5 により再現された気圧場を示す。ボーガス低



(a) D1-TB (広領域) (2003 年 12 月 20 日 00UTC)



(b) D2-TB の小領域 (2003 年 12 月 20 日 00UTC)

図-7 ボーガス低気圧の導入により MM5 で再現された気圧場

気圧により図-2 の気圧分布がより明確に再現されていることがわかる。

(3) 異常波浪の再現

図-8 は大潟海岸の観測栈橋で計測された海上 10 m 地点の海上風の観測値と P33 の計算風速の時系列データ (D1, D1-TB, D2-TB) を比較して示したものである。図-9 は P33 および P45 の地点の計算された有義波高の時系列データを直江津港での観測沖波と比較して示した。これらより, ボーガス低気圧を考慮し, ネスティングで 9 km メッシュ程度に細分化した海上気象場を与えると, 観測された強風特性, および異常波浪の波高値を再現できることが示された。また, P33 の陸境界直近の出力点では, WW3 の計算結果は波浪減衰が若干大きめに評価

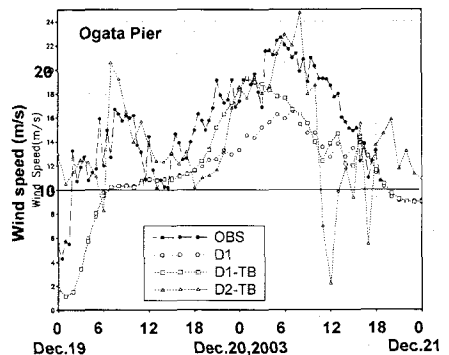
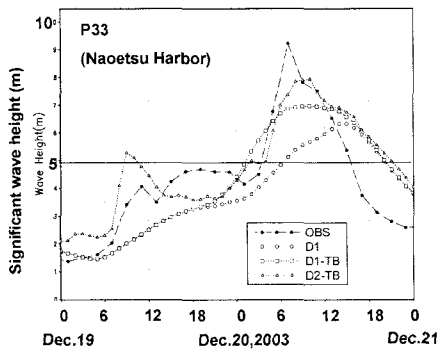
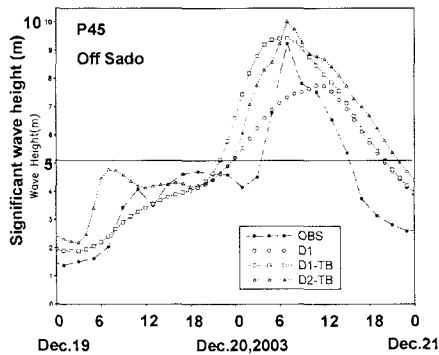


図-8 観測栈橋で計測された海上 10 m 地点の海上風の観測値と P33 の計算風速の時系列データ



(a) P33 (直江津港)



(b) P45 (佐渡沖)

図-9 P33 (直江津港) および P45 (佐渡沖) で計算された有義波高と観測沖波との比較

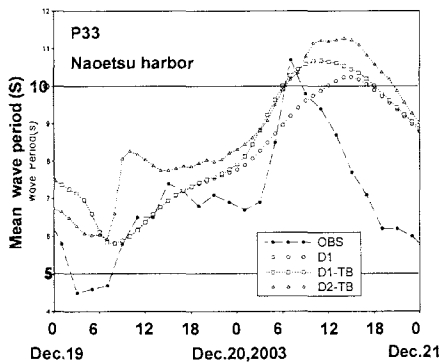


図-10 計算されたピーク周期と観測値との比較

されているようである。

JMA-GSM で初期・境界条件を与えた場合には、データ同化の影響で6時間の遅れが観られるが、ボーガス低気圧を導入したD1-TBや、ボーガスとネステイングを行ったD2-TBでは時間遅れが無く、D2-TBでは異常波浪の大きさまで、ほぼ再現できている。JMA-GSM のデ

ータを用いた解析では、5~6m程度の最大値が再現できておらず、異常波浪の再現は困難なことがわかる。

図-10に、直江津港で計算されたピーク周波数の周期と有義波周期の観測値との比較を示す。最大波高通過後も長い周期が計算されているが、観測値のそれは急激に短くなっている点が両者で異なる特性である。これは、観測周期の算出方法に起因する問題かもしれない。

5. 結 語

日本海を発達しながら通過する低気圧は、日本海沿岸に時として異常波浪と呼ばれる高波浪を発生させる。このような異常波浪を推算するため、ボーガス低気圧をメソ気象モデルMM5に援用する方法を示した。その結果、海上風(10m風速)の時系列特性の再現性を高めることができ、MM5とWW3との結合モデルにより、2003年12月の日本海中部海域、直江津港の異常波浪の推算を行い、観測値である有義波高9.24m、有義波周期12.9sに近い値を再現することができた。

なお、本研究は科学研究費補助金(基盤研究(B)(2))、研究代表者山下隆男、課題番号:14350266)、研究の一部として行われた。

参 考 文 献

Blackadar, A.K.(1979): High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1(1), pp. 50-85.

Choi, B.H., K.O Kim, and H.M. Eum (2002): Digital bathymetric and topographic data for neighboring seas of Korea (in Korean). *J. KSCOPE*, 14(1), pp. 41-50.

Davis, C. and S. Low-Nam (2001): The NCAR-AFWA Tropical Cyclone Bogussing Scheme. Report for Air Force Weather Agency.

Grell, G.A., J. Dudhia and D.R. Stauffer (1991): A description of the fifth-generation Penn State-NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR, NCAR.

Low-Nam, S., and C. Davis (2001): Development of a tropical cyclone bogussing scheme for the MM5 system, The Eleventh PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop, Boulder, Colorado, pp. 130-134.

Tolman, H.L. (2002): User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22, MMAB.

Tolman, H.L., and D.V. Chalikov (1996): Source terms in a third-generation wind-wave model. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, pp. 2497-2518.

Reisner, J., R.M. Rasmussen and R.T. Bruintjes (1998): Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, pp. 1071-1107.