局地気象モデルと台風ボーガスモデルに対応した 内湾波浪推算モデルの開発

Development of Wave Model for Inner Bay Area responding to Meteorological Model for Local Area and Typhoon Bogus Model

橋本典明¹•松浦邦明²•松永康司³•河合弘泰⁴•川口浩二⁵

oriaki HASHIMOTO, Kuniaki MATSUURA, Yasushi MATSUNAGA, Hiroyasu KAWAI, Koji KAWAGUCHI

The wave forecast accuracy strongly depends on the sea surface wind accuracy. However, it is still common that we sometimes tune parameters in wave model according to the wind data used in the applications. In this study, we discuss the improvement of the wind energy input term as well as the drag coefficient of sea surface to be suitable for the wind data provided with a meso-scale meteorological model considered to be more accurate in applications to inner sea area. Some formulations for the term and the coefficient are examined to improve wave forecast accuracy by comparing the hindcasted results with the data observed during a few typhoons in Seto inland Sea, with some useful findings being discussed.

1. はじめに

近年、局地気象モデルによる精度の高い内湾海上風の 推算が可能になってきた.しかし,局地気象モデルによ る海上風を入力風場とした波浪推算結果が過大評価とな るケースがしばしばある. 局地気象モデルによる風場推 算を設計波算定等の実務に適用する際には、波浪推算結 果のバイアスや誤差を最小限に抑える必要がある。橋本 ら(2007)は、エネルギーソース項のうち、風から波へ のエネルギー輸送項と白波砕波によるエネルギー消散項 について,いくつかの既存モデルを基に組合せを変えて 推算特性を比較したところ,多くの設定で観測値に対し て推算値が過大であった.また, KNMI(2003)による と、オランダ気象局で運用されている波浪モデル NEDWAMは、波高4m以上、周期10秒以上の波浪が予 測されると擾乱域内で直ちに過剰に発達する、と報告し ている. これらの原因は、波浪モデルが強風速に必ずし も対応しておらず、主に風から波へのエネルギー輸送が 過大になっているためであると考えられる. これを裏付 けるかのように, Powell et al. (2003), Donelan et al. (2003), Andreas (2004) 等の最近の観測結果に基づく研究によ れば、風速が一定以上になると海面抵抗係数は減少傾向

17ェロー	工博	九州大学大学院教授 環境都市部門
2	水修	(財)日本気象協会 自都圏文社
3		国土交通省中国地方整備局広島港湾空
		港技術調査事務所 所長
4 正 会 員	修(工)	(独法)港湾空港技術研究所 海洋・水
		工部 海象情報研究領域長心得
5 正 会 員	博(工)	(独法)港湾空港技術研究所 海洋・水
		工部 主任研究官

になるという報告もあり,風から波へのエネルギー輸送, 特に海面抵抗係数の扱いを検討する必要があると考えら れる.

そこで、本研究では、内湾域を対象に局地気象モデル による海上風を波浪推算の入力風場とした場合、適切な 波浪を推算する内湾波浪推算モデルを開発することを目 的として、風から波へのエネルギー輸送項と海面抵抗係 数の修正を行うこととした。

2. 解析対象海域と期間

本研究では、瀬戸内海および広島湾を対象海域とし、 最近の5ケースの台風0514,0610,0613,0704,0705号 により高波が発生した期間を対象事例とした.この期間 に観測された最大有義波とその起時を表-1に、これらの

表-1 最大有義波と起時

	台風	最大有義波		起時			
地点		波高 (m)	周期 (秒)	年	月	日	時
苅田	0514	3.64	7.6	2005	9	6	14
	0610	1.83	5.5	2006	8	18	14
	0613	2.23	5.9	2006	9	17	18
	0704	(1.80)	(5.4)	2007	7	14	8
	0705	(1.78)	(5.1)	2007	8	3	0
岩国	0514	1.87	5.5	2005	9	6	22
	0610	0.79	3.5	2006	8	19	11
	0613	3.45	5.0	2006	9	18	0
	0704	(0.79)	(3.5)	2007	7	14	21
	0705	1.46	4.1	2007	8	2	22

括弧は期間中欠測があることを示す.

台風経路を図-1に示す.広島湾に面した岩国では,狭い 海域であるにもかかわらず,台風0514号来襲時に1.87m, 台風0613号来襲時に3.45mの高波高が観測された.また, 苅田でも台風0514号来襲時に3.64m,台風0613号来襲時 に2.23mの高波高が観測された.

3. 海上風推算

気象場の推算は、局地気象モデル MM5により図-1の 領域1から3を格子間隔13.5km, 4.5km, 1.5km と nesting により段階的に空間解像度を上げて行い、海上風を10分 毎に算出した. 初期値・境界値は気象庁の領域客観解析 データ(RANAL)、海面水温は気象庁のアジア域客観解 析データ(Near-goos)を用いた. また、気象場の追算 精度を上げるために3時間毎にナッジングによる4次元デー 夕同化を行い、台風ボーガスを投入した. 推算手順は、 まず粗い格子間隔(18km)での計算により3時間毎のデー タを作成し、このデータに台風ボーガス(Ohsawa et al. (2006))を投入した解析値を作成し、この解析値を初期・ 境界値、あるいは解析値として4次元同化を行いながら 計算した.

気象場の推算期間(積分時間)が長い場合は,データ 同化する解析値自身の誤差,特に,台風中心位置が時間



図-1 台風経路図と海上風推算領域 領域1 から領域3

表−2	推算海	上風の椎	1関解析結果
-----	-----	------	--------

-					
	事例	苅田	岩国		
	台風 0514 号	1.08 (0.96)	1.19 (0.89)		
	台風 0610 号	1.00 (0.87)	1.47 (0.80)		
	台風 0613 号	1.10 (0.86)	1.13 (0.84)		
ļ	台風 0704 号	0.98 (0.89)	1.35 (0.83)		
	台風 0705 号	1.06 (0.83)	1.50 (0.88)		
キの粉はいに見ば粉ですとゆましたい担人いい見上に粉箔					

表の数値は回帰係数で1よりも大きい場合は過大に推算している ことを示す.カッコ内の数値は相関係数. とともにベストトラックから大きくずれる場合がある. そこで,進路誤差を低減するために,はじめの3時間を スピンアップのための予備計算として,15時間積分計 算を実施して12時間毎に結果を接続した.なお,領域3 の気象場の推算は台風接近時の48時間について行った.

風観測は、この期間、苅田および岩国で海上風に近い 風が観測されている。そこで、この2地点における検証 を実施した。推算海上風の相関解析結果を表-2に示す。 回帰係数は苅田では各事例ともほぼ1、岩国では1.13か ら1.50と1をやや上回ったが、相関係数は両地点で0.8以 上と高く、時間変化の傾向も概ね再現した。

4. 波浪推算

(1) 波浪推算モデルの改良

光易(1983)によると、海面抵抗係数に関しては、適 用範囲が風速25m/s 程度以下で、風速の増加に伴う単調 増加する多くの実験式が提案されている(例えば、 Kondo, Garratt, Large and Pond,本多・光易等の式). しかし、適用範囲を超えた高風速領域に対しても、観測 データがなかったため海面抵抗係数を外挿して求めてい た.一方、最近の観測結果に基づく研究によれば、一定 風速以上になると海面抵抗係数は逆に減少すると報告し ている.そこで、本研究では、第3世代波浪モデル WAMの風から波へのエネルギー輸送項に、海面抵抗係



b)瀬戸内海領域と広島湾領域 図-2 解析対象領域

数を入力とする Mitsuyasu and Honda (1982) と Hsiao and Shemdin (1983) を接続した(1)式を選択できるように改 良し,局地気象モデルを入力風とした場合の風から波へ のエネルギー輸送項および海面抵抗係数をチューニング することを目的とした.

 $B = 0.065(u_* / c - 0.018)^2 \times 2\pi f \times dpd \quad u_* / c \le 0.2$ $B = 0.34(u_* / c)^2 \times f \times dpd \quad u_* / c > 0.2$ (1)

 $dpd = \max\{\cos(\theta - \theta_w), 0\}$ (2)

ここで、*dpd*は風向依存性、 θ は風向、 θ_w は波向である. これまで第3世代波浪モデルに採用されてきた風から波へのエネルギー輸送項の多くは、風向依存性は cos ($\theta - \theta_w$)とし、逆風時のエネルギー入力はない場合が多い. なお、海面抵抗係数は本多・光易(1980)の(3a), (3b) 式とした.

 $C_d = (1.290 - 0.024U_{10}) \times 10^{-3} 4m/s \le U_{10} < 8m/s$ (3a) $C_d = (0.581 + 0.063U_{10}) \times 10^{-3} 8m/s \le U_{10} < 25m/s$ (3b) ここで, U_{10} は高度10mの風である.以上の考え方を方 法1とした.

一方,方法2以降では,波浪発達率の風向依存性に関 しては Janssen (1991a)の Miles 項の風向依存性に傲い $\cos(\theta - \theta_w)^2$ に修正した.また,内湾域を対象とした 場合,吹送距離は制限されているが台風通過時など風向 の急変する場合には,逆風の効果を波浪推算モデルで適 切に評価することは重要である.逆風の場合のエネルギー 減衰の測定(例えば,光易・吉田(1989))により,順風 による発達率と逆風による減衰率は同程度であるとして いることから,逆風の波浪の発達率を負値とした.した がって,(4)式のとおりとした.

 $dpd = \cos(\theta - \theta_w)^2 \quad \cos(\theta - \theta_w) \ge 0$

 $dpd = -\cos(\theta - \theta_w)^2 \cos(\theta - \theta_w) < 0$ (4) さらに、図-3は海面抵抗係数と風速の関係をプロットしたものであるが、海面抵抗係数は、一定風速以上になると飽和し、逆に減少傾向があることがわかる。そこで、 方法2以降では、一定に達すると飽和する関数形(5)式とした。

$$C_d = 2.5 \times 10^{-3} \quad C_d \ge 2.5$$
 (5)

さらに、図-3に示すように、同じ風速であっても波齢 によって波浪の発達率に差異が生じると考えられる。そ こで、方法3および方法4ではC_dを風速および波齢の関 数とし、図中の矢印の範囲で傾きを線形に変化させた。 各々(6)式と(7)式である。

 $g = (-6.314\beta + 14.517) \times 10^{-5}$ $C_d = 0.63 \times 10^{-3} + g \times U_{10} \quad 8m/s \le U_{10} < 25m/s \qquad (6)$ $g = (-2.241\beta + 7.786) \times 10^{-5}$

 $C_d = 0.706 \times 10^3 + g \times U_{10}$ 8*m*/*s* $\leq U_{10} < 25$ *m*/*s* (7) ここで、 βは波齢 (= C_p/U_{10})、 *C*,は彼の位相速度であ る.以上、方法1から方法4をまとめたものが**表-3**である.



表-3 波浪推算モデルのエネルギーソース項

	風から波へ のエネルギ 一輸送項	風向 依存性	海面抵抗係数
方法1	(1)	(2)	(3)
方法2	(1)	(4)	(3a), (3b), (5)
方法3	(1)	(4)	(3a), (6), (5)
方法4	(1)	(4)	(3a), (7), (5)

さらに、本研究では、エネルギー消散項(白波砕波) には Janssen (1991b)の方法、非線形エネルギー輸送項 には Hasselmann and Hasselmann (1981)の方法、海底 摩擦項には JONSWAP の経験式、地形性砕波項には Battejes and Janssen (1978)を採用した。

(2) 推算条件

解析領域は、図-2に示すように、広領域(格子間隔30 分)、中領域(格子間隔10分)、瀬戸内海領域(格子間隔 1分)、広島湾領域(格子間隔30秒)とし、nestingによ り段階的に空間解像度を上げて波浪場の計算を行った. なお、広領域と中領域は深海波、瀬戸内海領域と広島湾 領域は浅海波の計算を行った.広領域の波浪推算には気 象庁 RANALを時空間内挿した海上風を、中領域の波浪 推算には図-1の領域2の海上風を、瀬戸内海領域および 広島湾領域の波浪推算には台風接近時は図-1の領域3、 それ以外の時間帯は図-1の領域2の海上風を用いた.

局地気象モデル MM5により求めた海上風を入力とし て,表-3に示す方法1から4による波浪推算特性を比較・ 検討した.

(3) 推算結果

台風5事例を対象に, 苅田 (NOWPHAS 定時観測地点) および岩国における波浪観測値を用いて, 方法1から4の 推算精度の検証を行った. その結果を観測値と共に表-4 に示す. なお,観測値が括弧書きになっているケースは ピーク付近で欠測が存在していたケースである. 苅田に おける波高の相関係数は,台風0705号で0.8程度,その 他のケースで0.9以上と高かった. さらに回帰係数は全 方法で1をやや超えたが,ケース毎に方法1から4を比較 すると,方法2,次いで方法4の回帰係数が1に近いこと が分かる.一方,岩国における波高の相関係数は台風06 10号で0.8程度,その他のケースでは0.9以上と高かった. さらに回帰係数は台風0613号の方法2および方法4が1に 近かったが,その他の事例では2~3程度と1を大きく上 回る結果となった. 表-4全体を通してみると,回帰係数 から判断すれば,方法2ついで方法4による精度が高いと 言える. なお,方法の変更による相関係数の大幅な改善 はなかった.

次に、欠測のないケース(台風0514,0610および0613 号)について、最大有義波高の再現性を評価する. 苅田 では、台風0610および0613号時において最大有義波高を 過大に推算し、回帰係数も1を上回った.また、台風051 4号時は、最大有義波高は過小に推算しているものの、 回帰係数では1を超えた結果となった.一方、岩国では、 台風0613号時の方法2でやや過小ではあるが、方法4の推 算結果は観測値とほぼ一致した.しかしながら、他の2 事例(台風0514および0610号)については、最大有義波 高をかなり過大に推算しており、回帰係数も1を大きく 上回った.

以上のことから,回帰係数から判断すると方法2,方 法4の順で精度が高いといえる.しかしながら,岩国で 見られるように,台風0514および0610号において最大有 義波高を過大に推算したりするなど,最大有義波高の再 現性については別途検討する必要がある.

5. Adjoint 法による海面抵抗係数算出の検討

前章では、既存の研究を参考に、海面抵抗係数を風速 および波齢の関数とし、複数の方法で推算精度を検討し たが、期待するほど効果は上がらなかった。そのため、 本章では海面抵抗係数を風速のみの関数(方法2)とし た上で、(3b)の係数0.581及び0.063を同化変数として、 adjoint 法によって有義波高をデータ同化し、海面抵抗 係数を修正することを検討した(方法5とする).

ここでは、境界(外洋)からの影響が少ない広島湾領 域を対象とし、波浪推算結果が過大評価であった台風 0514 号時を対象とした.図-4(a)は、台風0514号時の岩 国における海上風の推算値と観測値の経時変化を示す. 図から、岩国での推算風速はピーク時刻付近ではやや過 大であるが、風向・風速とも時間的な変化傾向までほぼ 適切に観測値を再現している.図-4(b)は、方法2による 波浪の推算値(データ同化前と後)と観測値の経時変化

表-4 観測波高と波浪推算結果

台風 番号	方法	苅田(水深 9m)			岩国(水深 27.5m)		
		最大	有義波高		最大	有義波高	
		有義 波高	а	r	有義 波高	а	r
	観測	3.64			1.87		
台風	1	2.99	1.16	0.94	4.47	1.98	0.91
0514	2	2.99	1.11	0.95	4.07	1.76	0.91
号	3	3.11	1.25	0.92	5.61	2.37	0.90
	4	3.02	1.15	0.95	4.44	1.91	0.91
	観測	1.83			0.79		
台風	1	2.40	1.27	0.94	2.15	2.38	0.81
0610	2	2.24	1.15	0.94	1.89	2.07	0.80
号	3	2.70	1.41	0.94	2.61	2.78	0.81
	4	2.37	1.22	0.94	2.07	2.27	0.80
	観測	2.23			3.45		
台風	1	3.03	1.20	0.95	3.64	1.18	0.92
0613	2	2.99	1.11	0.95	3.25	1.04	0.92
号	3	3.17	1.29	0.95	4.54	1.40	0.92
	4	3.05	1.18	0.95	3.56	1.14	0.92
	観測	(1.80)			(0.79)		
台風	1	2.42	1.24	0.91	2.15	2.60	0.93
0704	2	2.27	1.11	0.91	1.88	2.26	0.93
号	3	2.74	1.38	0.91	2.59	3.04	0.93
	4	2.40	1.19	0.91	2.06	2.48	0.93
	観測	(1.78)			1.47		
台風	1	2.30	1.31	0.83	4.25	2.02	0.91
0705	2	2.13	1.17	0.83	3.88	1.79	0.90
号	3	2.62	1.44	0.83	5.26	2.44	0.90
	4	2.26	1.26	0.83	4.20	1.95	0.90

aは回帰係数,rは相関係数を表す. 括弧は欠測期間があることを表す.

を示す. データ同化により推算値は観測値により近づき, この際の海面抵抗係数は, $C_a = (0.439 + 0.025 U_{10}) \times 10^{-3}$ であった. さらに, 台風0613号に対しても同様にデータ 同化を実施した結果, 海面抵抗係数は, C_a = $(0.544 + 0.060 U_{10}) \times 10^{-3}$ であった.

6. おわりに

本研究をまとめると以下のとおりである.

①台風5事例について瀬戸内海領域,広島湾領域の海上 風,波浪を推算した.

②台風ボーガスを投入した局地気象モデル MM5による 海上風の推算値を苅田および岩国での観測値と比較した 結果,相関係数は両地点とも0.80から0.96と高かった. 特に,苅田については,全5事例とも回帰係数がほぼ1で あった.しかしながら,岩国では台風0613および0514号 時では概ね1に近かったが,それ以外のケースでは過大 評価であった.



③地形性砕波項を導入するなど浅海域用に改良した WAMを用いて,既存の研究成果を基に,風から波への エネルギー輸送項の修正,数種類の海面抵抗係数に式を 用い波浪の推算精度を検証した.その結果,海面抵抗係 数に上限を設ける効果が最も大きく,これは Powell et al. (2003)他,最近の海面抵抗係数観測結果を支持する. 一方,今回の検討では海面抵抗係数を風速および波齢の 関数とした効果は小さかった.これは,吹送距離の短い 内湾域で適用したためである可能性がある.

④海面抵抗係数を同化できるよう ADWAM を改良し, 広島湾領域で台風0514号の事例について,有義波高を同 化した結果,最大有義波高の値をほぼ再現することがで きた.

参考文献

- 橋本典明・萩本幸将・松浦邦明・松藤絵理子・鈴山勝之(2007): 内海・内湾域を対象とした波浪推算モデルの高精度化に向 けた検討,海岸工学論文集,第54巻, pp.126-130.
- 本多忠夫・光易恒(1980):海岸工学論文集,第27巻,pp.90-93.
- 光易恒(1983):海面に及ぼす風の応力.水工学シリーズ83-B-1,土木学会水理委員会, pp.17.
- 光易恒・吉田賀一(1989):風に逆行するうねりが存在する海 面における大気海洋相互作用,九州大学応用力学研究所所 報, 67, pp.21-38.
- Andreas E. L. (2004) : Spray stress revisited. J. Phys. Oceanogr., 34, pp.1429-1440.
- Battjes, J. A. and Janssen, J. P. F. M. (1978) : Energy loss and set-up due to breaking of random waves, Proceedings of the 16th

International Conference on Coastal Engineering, ASCE, pp.569 -587.

- Donelan M. A., B. K. Haus, N. Reul, W. J. Plant, M. Stiassnie, H. C. Graber, O. B. Brown, and E. S. Saltzman (2004) : On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. Geophys. Res. Lett., 31, L18306, doi:10.1029/2004GL019460.
- Hersbach, H. (1998): Application of the adjoint of the WAM model to inverse wave modeling, J. Geophys. Res. Vol. 103, No. C5, pp.10469-10487.
- Hasselmann, S. and K. Hasselmann (1981) A symmetrical method of computing the nonlinear transfer in a gravity-wave spectrum, Homb. Geophys, Einzelschr, Serie A., 52, pp.138.
- Hsiao, S. V. and Shemdin, O.H. (1983) : Measurements of wind velocity and pressure with a wave follower during MARSEN, J. Geophys. Res., 88 (C14), pp.9841-9849.
- Janssen, P.E.A.M. (1991a) : Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting, J. Physical Oceanography, 21, pp.1631-1642.
- Janssen, P.A.E.M. (1991b) : Consequences of the effect of surface gravity waves on the mean air flow, Int. Union of Theor. And Appl. Mech. (IUTAM), Sydney, Australia, pp.193-198.
- KNMI Home Page (2003) : Impact of assimilation of wave spectra in NEDWAM,

http://www.knmi.nl/research/maritime_modelling/ impact/.

- Mitsuyasu, H. and Honda, T. (1982) : Wind-induced growth of water waves, J. Fluid Mech., 123, pp.425-442.
- Ohsawa, T., T. Nakano, K. Matsuura and K. Hayashi (2006) : Introduction of a JMA-type typhoon bogus scheme into MM5 to improve hindcasting of coastal sea surface winds, The Forth International Symposium on Computational Wind Engineering, J. of Wind Engineering, Vol.31, No.3, pp.193-196.
- Powell, M.D., Vickery, P.J. and T.A. Reinhold (2003) : Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones Nature 422 pp.279-283.