

メソ気象モデルと台風ボーガスを用いた伊勢湾台風時の 風の場のシミュレーション

大澤 輝夫*・竹山 剛生**・安田 孝志***

1. はじめに

台風に伴う高潮・高波計算において、その入力となる風の与え方には、いわゆる「台風モデル」(水平2次元の意味を含めて、以降「2D 台風モデル」と記述)に基づいて与える方法と、国際的な気象機関から全球・領域気象モデルの出力として提供される客観解析値を用いる方法の2つがある。しかしながら、前者には地形の影響を十分に考慮することができないという大きな問題があり、この問題解決のためにこれまで様々な手法が提案されているものの(例えば、小泉・鳥山, 1996)、信頼性や物理的根拠、適応範囲等の面で全てを満足する手法は現在までのところ見当たらない。また後者には低い時間・空間分解能に起因して、観測風との位相のずれや風速の過小評価等の問題点が指摘されている(例えば、山下他, 1996)。

そこで本研究では、2D 台風モデルの3次元拡張版とも言うべき台風ボーガス(bogus)を用いて高解像度の解析場を作成し、この場を入力としてメソ気象モデルを走らせることにより、地形の影響を含んだ風の場の計算を行った。計算対象は1959年9月の伊勢湾台風とし、全球客観解析値にはNCEP(米国環境予測センター)の2.5度格子データを用いた。またメソ気象モデルには、ペンシルバニア州立大とNCAR(米国大気研究センター)で共同開発されたMM5(5th-generation Mesoscale Model)を用いた。

2. 計算手法

(1) メソ気象モデル MM5

このモデルは雲物理過程、放射過程、境界層過程、地表面過程を含んだ非静力学モデルである。計算領域には多重ネスティングが可能になっており、本計算では、図-1に示すように、27 km 格子、9 km 格子、3 km 格子の3領域を設定した。鉛直方向の気圧準拠座標に関しては、

100 hPa 高度面(約 16 km)で $\sigma=0$ となるように設定し、 $\sigma=0.998$ の風を高度 10 m の地表風として出力した。

(2) 台風ボーガス

台風半径(1000 km)内の地上気圧は、Schloemer の式

$$P=P_c+\Delta P \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \dots\dots\dots (1)$$

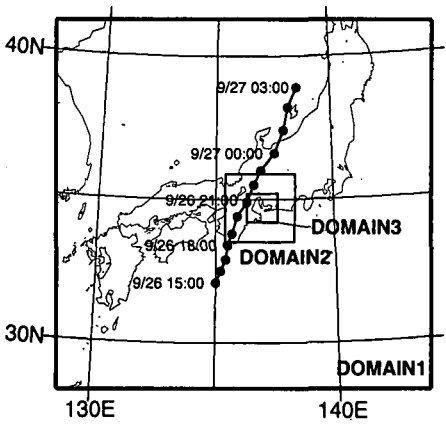


図-1 台風経路と計算領域

表-1 計算に用いた台風パラメータ

月 日	時刻 (JST)	経度 (deg)	緯度 (deg)	中心気圧 (hPa)	最大風速 半径(km)	周辺気圧 (hPa)
9月26日	15:00	135.0	32.1	925	109	1015
	16:00	135.2	32.5	925	105	1014
	17:00	135.4	32.9	925	103	1014
	18:00	135.5	33.4	929	101	1013
	19:00	135.7	33.8	935	104	1012
	20:00	135.9	34.4	940	104	1012
	21:00	136.3	34.9	945	85	1011
	22:00	136.6	35.5	950	97	1010
9月27日	23:00	136.9	36.0	960	124	1009
	0:00	137.5	36.6	968	148	1008
	1:00	137.9	37.4	970	163	1007
	2:00	138.1	38.2	970	153	1006
	3:00	138.5	38.9	966	117	1005

* 正会員 博(理) 岐阜大学助手 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻
** 愛知県名古屋市長役所
*** 正会員 工 博 岐阜大学教授 大学院工学研究科環境エネルギーシステム専攻

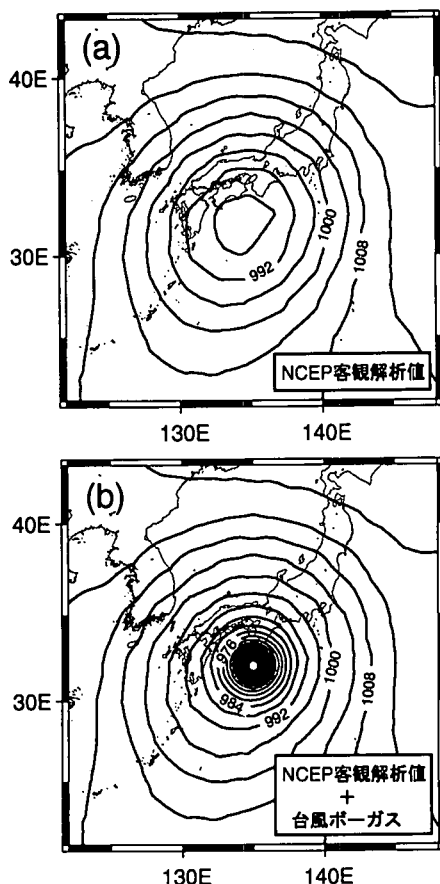


図-2 1959年9月26日15時の地上気圧 (hPa)

を伊勢湾台風時の名古屋、津、伊良湖の気圧観測値に最適フィットさせることにより求めた。ここで、 P_c は中心気圧、 $\Delta P (=P_\infty - P_c)$ は周辺気圧 P_∞ と中心気圧 P_c との差、 r_0 は最大風速半径である。計算に用いた台風パラメータを表-1に示す。

台風ポーガスには、現在気象庁の現業で使われているANLポーガス(上野, 2000)の手法を用いた。この台風ポーガスは、高度 D 値(台風半径内の等圧面高度 Z の周辺値からの偏差)の3次元軸対称構造を、複数の台風のコンポジット解析から求められた解析関数を用いて記述するものである。任意の気圧面上の半径 r の D 値は、

$$D = \Delta Z(r, p) + \frac{R}{g} \int_{p_b}^{p_s} T_b d(\ln p) \quad \dots\dots\dots (2)$$

と書ける。ここでは気体定数、 g は重力加速度であり、 P_b 及び T_b はそれぞれ地上気圧 P_s と温度 T の台風周辺値である。 ΔZ は次のように関数表示される。

$$\Delta Z(r, p) = \beta (\ln p - \ln p_s) \times \{ [\ln p - \ln (P_{T_{a0}})]^2 + \zeta \}^{-n} \times \exp \{ \delta [\ln p - \ln (P_{T_{ax}})]^2 \} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 $P_{T_{ax}}$ は温度偏差が最大になる気圧レベル、 $P_{T_{a0}}$ は温度偏差が0となる気圧レベルに対応する。

本計算では、 $P_{T_{ax}}$ 、 $P_{T_{a0}}$ をそれぞれ300 hPa、100 hPaとして計算した。 δ と ζ は p_s 、 $P_{T_{ax}}$ 、 $P_{T_{a0}}$ の関数であり、 β は台風中心において $p = P_{T_{ax}}$ で $D=0$ という仮定に基づいて計算した。等圧面高度場の非対称成分は、NCEP客観解析値を用いて、等圧面毎に方位角平均高度を台風中心からの距離の関数として求めることにより算出した。非対称成分を含めた風の場合は、軸対称ポーガスの高度場及び方位角平均高度場についての傾度風平衡の関係から算出した。温度場は、高度場について静力学平衡を仮定することにより求めた。

こうして得られた台風ポーガスを、半径と共に減少して台風半径の所で0となるような荷重関数により客観解析値に組み込み、最終的に水平0.1度格子、鉛直17層(地表~100 hPa面)の初期場を作成した。図-2(a)はNCEP客観解析値による1959年9月26日15時の地上気圧分布であり、中心気圧は988 hPa程度である。これに対して上記の手法により台風ポーガスを組み込んだ図-2(b)では、中心気圧が925 hPaまでシャープに下降している。同様な台風ポーガスを計算時間内(9月26日15時~9月27日3時)の1時間毎に作成した。そして台風の進路が実測進路からずれないように、1時間毎に4次元データ同化を行った。ただし、地形の影響をより良く再現するために風速場についてはデータ同化を行っていない。

(3) 2D 台風モデル

気圧分布には先に述べたSchloemerの式(1)を用い、傾度風から地表風への変換にはMitsuta and Fujii (1986)の手法を用いた。この手法では、傾度風に対する地表風の比は台風中心からの半径の関数として、

$$G(x) = G(\infty) + [G(x_p) - G(\infty)] \times \left(\frac{x}{x_p} \right)^{k-1} \exp \left[\left[1 - \frac{1}{k} \right] \left[1 - \left(\frac{x}{x_p} \right)^k \right] \right] \quad \dots\dots\dots (4)$$

と定義される。ここで x は最大風速半径で無次元化された距離(r/r_0)であり、 k は形状パラメータ、 x_p は $G(x)$ が最大となる値、は台風周辺での風速比(海上値2/3)である。地表風の吹き込み角は 30° とした。

3. 計算結果

図-3にMM5によって計算された26日20~22時の地表風ベクトルを示す。20時に台風中心は伊勢湾から見て西南西の方向にあり、伊勢湾湾口では南東の風、湾内では東風となっている。計算開始時刻の15時から20時までは概ねこのような東~南東風が続いている。21時には、台風接近に伴って湾内全体で南風が強まり、台風進行方向右前方にあたる湾奥部では台風中心に吹き込む強い南東風が見られる。中心が北に抜けた22時には、湾内全域で南西風の場合となった。その後計算終了時刻の

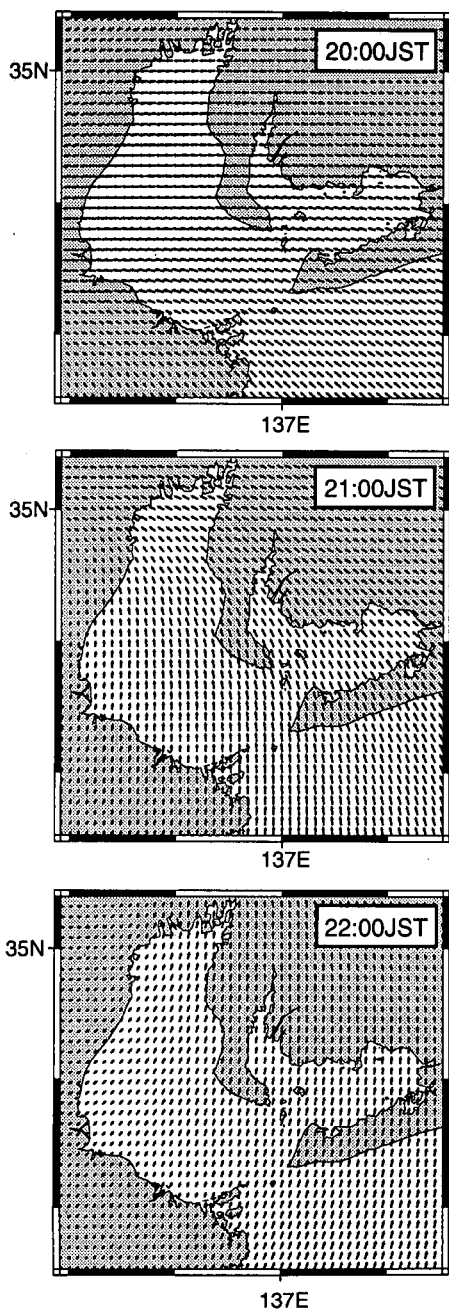


図-3 MM5による地表風ベクトル計算値

27日3時までほぼこのような南西～西風が続いている。

図-4は計算時間内の風速分布を連続的に示したものである。全体的な場のパターンは20時までほとんど変化していない。この時間帯の際立った特徴は、強風域が湾外から湾内南西部に入り込んでいることである。陸面に比べて海面は粗度が小さいために、東寄りの風は湾口部

から湾内へと侵入しやすいものと解釈できる。また標高数百mの山地を有する志摩半島への上陸を避けて風が半島を迂回する効果もこの強風域形成の一因であろうと考えられる。台風通過後には、等風速線が南北に走り、風は湾の西側で弱く東側で強くなる傾向が見られる。この時間帯の風向は南西～西であることから、風上側に位置する志摩半島や紀伊山地、鈴鹿山脈等の風の遮蔽効果がこの伊勢湾西岸沿いの風を弱めているものと解釈できる。

地形の影響が随所に見られる図-4に対して、2D台風モデルによる計算結果を示した図-5には、当然ながらそのような地形の影響は見られない。2D台風モデルによる風の場合は、台風自体の構造にのみ依存する。その典型例が、26日21時に伊勢湾上に見られる風速40m/s以上の強風域である。同じ気圧分布に基づいた台風ボーガスを4次元同化しているにも関わらず、同時刻のMM5計算値(図-4)にはこの強風域に相当する分布は見出せない。MM5計算値では、台風との位置関係に関わらず、湾外での風速は伊勢湾内の風速を常に上回っており、地形の影響による内湾での風の弱まりを如実に示す結果となっている。

4. 考 察

図-6及び図-7は名古屋と伊良湖においてMM5計算値、2D台風モデル計算値を観測値と比較したものである。図-6の風向は、0度が北、90度が東、180度が南、270度が西を示している。台風通過後の比較では、2D台風モデルに対してMM5の計算値に若干の改善が見られるが、台風接近前には明確な改善は見られない。これに対して図-7は、次節で述べる2つの問題はあるものの、MM5を用いることで風速が大きく改善され得ることを示している。名古屋での2D台風モデル計算値は、台風接近前では過大評価、通過直前から過小評価という明確な傾向を示すが、この点についてMM5計算値は随分と改善されている。藤井他(1998)は、台風時の観測値に基づき、名古屋では東風に比べて西風の方が地表風/傾度風比が大きくなることを示しているが、上記の結果はMM5を用いることによりこうした地形の影響が考慮可能なことを示している。

伊良湖については別な観点から改善が見られる。伊良湖は比較的海の近くに位置するため、2D台風モデルの計算で用いられる陸上用パラメータ $G(\infty)=1/2$ では風速が極端に過小評価されてしまっている。ここでは示さないが、これを海上用のパラメータ $G(\infty)=2/3$ に変更すると観測値とほぼ同様な値が得られる。すなわち、伊良湖と名古屋は同じ陸上であっても周辺地形の影響によって、地表風/傾度風比は全く異なる。MM5を用いる最大

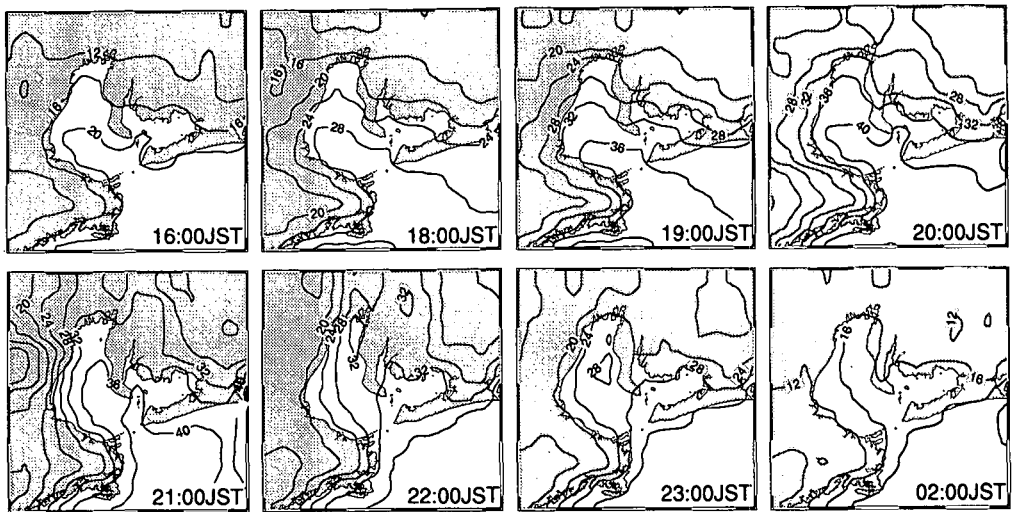


図-4 MM5 による地表風速分布 (m/s)

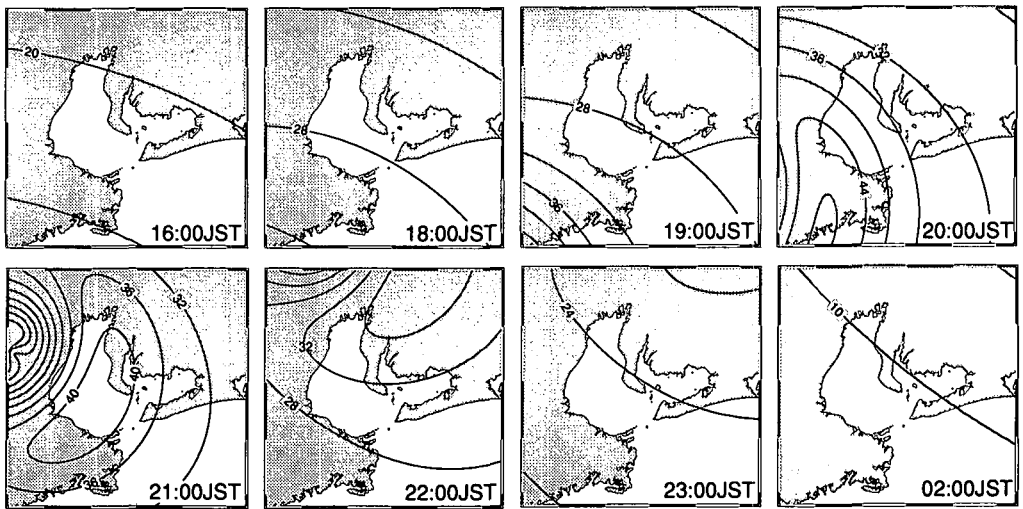


図-5 2D 台風モデルによる地表風速分布 (m/s)

のメリットは、地表風/傾度風比や吹き込み角が大気力学に基づき、時間及び空間の関数として格子毎に計算できるという点である。図-7 の名古屋と伊良湖での MM5 計算値の大きな差は、まさにこうした地形の影響を反映して算出されたものであり、一義的にしかパラメータを決められない 2D 台風モデルとの決定的な違いとなっている。

しかしながら、図-7 は台風ボーガスに関する 2 つの大きな問題を示唆している。1 つは名古屋で見られる最大風速の過小評価である。この要因として Schloemer の式 (1) の問題が考えられる。Schloemer の式は中心付近で気圧勾配が小さく鍋底型になるという特徴を持つ (岡田, 2000)。この特徴は図-2 (b) においても確認で

き、これが台風最接近時に名古屋の最大風速を過小評価しているものと考えられる。従って今後は他の気圧分布式を用いた台風ボーガスの作成も検討していく必要がある。もう 1 つの問題は、伊良湖において顕著に見られるように、台風通過後の風速が過大評価になっている点である。この原因として台風通過後の台風パラメータの問題が考えられる。本研究では計算対象を伊勢湾としていることから、台風中心と伊勢湾中央部を結ぶ直線上での一次元的な気圧分布を想定した上で、伊勢湾周辺の気圧観測値から台風パラメータを算出した。対象領域の観測値だけを使うことにより、その領域での気圧場の再現性は向上する一方で、台風通過後には最大風速半径が 150 km を超えて算出される等、2 次元的な台風の構造とし

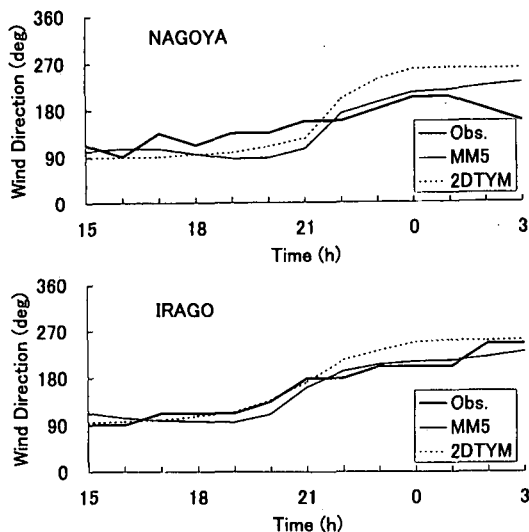


図-6 名古屋と伊良湖での風向に関する観測値と計算値の比較

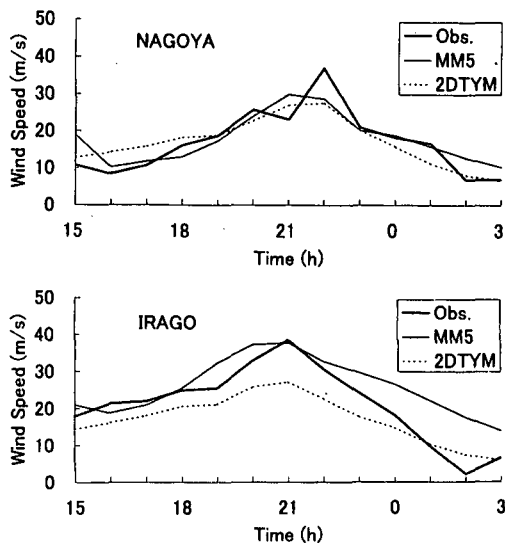


図-7 名古屋と伊良湖での風速に関する観測値と計算値の比較

ては非現実的な値となるという問題が生じる。以上2つの問題に共通して、モデルの入力値であり、台風ボーガスの基礎でもある地上気圧分布の改善が今後の計算精度向上の鍵を握っていると言える。

5. ま と め

メソ気象モデルと台風ボーガスを組み合わせることにより、半島間の湾口における風速強化、山岳や半島による風の遮蔽効果、湾外と湾内での風速コントラスト等、従来の2D台風モデルでは表現できなかった地形の影響を受けた風の場の特性を再現可能なことが明らかになった。ただし、モデル入力値となる台風ボーガスの作成に関してはまだまだ改善の余地が多くあり、特に基礎となる地上気圧分布の改善が今後の中心検討課題である。

謝辞: 本研究で用いた伊勢湾台風時の地上気象観測データは国土交通省中部地方整備局より提供して頂いた。また地球フロンティア研究システムの王自発氏と京都大学防災研究所の吉野純氏にはMM5の使用上の諸

問題に關して的確な助言を頂いた。さらに、本研究は日本学術振興会科学研究費基盤(B)(2)13555141による成果であり、ここに併せて謝意を表する。

参 考 文 献

- 上野 充 (2000): 数値モデルによる台風予報, 気象研究ノート (第3章), 第197号, pp. 131-286.
- 岡田弘三 (2000): 高潮を起こす気象の場とそのモデル化, 月刊海洋, 第365号, pp. 735-742.
- 小泉俊雄・鳥山智樹 (1996): 地形解析をもとに台風時の地表の風向, 風速を算定する実験式作成に関する理論的研究, 千葉工業大学研究報告, 理工編, 第43号, pp. 105-116.
- 檜垣将和・小西達男 (2000): 高潮予測技術, 月刊海洋, 第365号, pp. 771-776.
- 藤井 健・光田 寧・植田洋匡 (1998): 台風時における気圧場から計算した風速と実測された風速との関係(第2報), 京都大学防災研究所年報, 第41号, pp. 399-410.
- 山下隆男・路 明・榊原 弘 (2000): 砕波による海面せん断応力を導入した吹送流の数値解析モデル, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 121-125.
- Mitsuta Y. and T. Fujii (1986): Synthesis of typhoon wind patterns by numerical simulation, Natural Disaster Science, Vol. 8, pp. 49-61.