

局地気象モデルの水工学分野への応用

Application of a Mesoscale Meteorological Model to Hydraulic Engineering

大澤 輝夫

Teruo OHSAWA

1. はじめに

近年の IT の進歩は目覚しく、机上の PC で、局地気象モデルを用いた現実気象場の 3 次元シミュレーションが可能な時代になってきた。これには計算機の処理速度が上がったことだけでなく、一般ユーザでも利用可能な汎用気象モデルがネット上で無料公開されていることや、境界条件として計算に必要な不可欠な客観解析値の入手が非常に容易になったこと等が大きく関係している。こうして現在では、局地気象モデルは気象研究者のみならず、土木系や建築系、環境系、農学系、海洋系等の様々な応用研究分野で利用され始めている。そうした応用の一つとして、本稿は、局地気象モデルの水工学分野への応用例について述べたものである。特に、海洋・海岸工学の分野でニーズの高い「台風時の沿岸海上風の推定」について、局地気象モデルの必要性から利点、手法、精度検証、将来性までをまとめている。

言うまでもなく、台風はその強風により高潮や高波を発生させ、時に人命をも含めて沿岸域や海上船舶に大きな被害をもたらす。それ故、沿岸防災や海難防止の観点から、台風時の海上風を高精度に推定することが海洋・海岸工学者にとっての必須の課題となっている。ここで言う「推定」という言葉には 2 つの意味がある。一つは将来の予測であり、もう一つは過去の再現である。将来予測としての台風予報については、その実行に際して膨大な情報収集能力や計算処理能力を必要とするため、日本では気象庁が一極集中でその責務を果たしているのが現状である。他方、防災対策を講じる上で欠かせない過去の事例解析や仮想台風のシミュレーションは、主として海洋・海岸工学者によって行われている。通常、対象となる内湾・沿岸スケールの気象海象の解析では数百 m ～数 km の空間解像度を持つ海上風情報が必要とされる。具体的な防災対策には定量的な議論が必須であるため、将来予測とは違った意味で海上風の高い推定精度が求められることになる。

本稿では、後者のテーマ、すなわち過去の台風時の海上風を高精度に推定する手法について検討する。第 2 節ではまず、これまで行われてきた台風に伴う風場のモデル化手法についてまとめている。それを受けて第 3 節では、従来のモデル化手法の問題点と局地気象モデルを用いることの利点について述べる。第 4 節では、さらに局地気象モデルの利用にあたって大きな問題となる初期場の問題について説明し、その解決法としての台風ボーガス手法について解説する。第 5 章では、局地気象モデルと台風ボーガスを併用した海上風シミュレーションの精度検証及び応用としての具体的な計算例を紹介する。

2. 台風に伴う風場のモデル化

工学的な応用を目的として、台風に伴う風場をモデル化する試みはこれまで数多くなされてきた^{1), 2)}。提案されたモデルは、工学分野では従来単に台風モデル(あるいはモデル台風)と呼ばれることが多いが、台風予報に用いられる気象庁の数値予報モデル名との混同を避けるために、ここでは 2 次元台風モデルと呼ぶことにする。一般的に 2 次元台風モデルの多くは、まず中心気圧や最大風速半径等を入力値として与え、同心円状の気圧場を仮定するところから始まる。次いで、気圧傾度力、コリオリ力、遠心力の 3 力のバランスから傾度風を計算し、それに台風固有の速度と地表面摩擦による影響を加えて、最終的に地表面を出力する。代表的な一例として、光田・藤井モデル^{3), 4)}を以下に紹介する。

まず、地表気圧場 $p(r)$ を以下に示す Schloemer の式⁵⁾ (海岸工学分野では Myers の式⁶⁾ として知られる) により与える。

$$p(r) = p_c + (p_\infty - p_c) \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (1)$$

ここで、 p_c は中心気圧、 p_∞ は台風周辺気圧、 r_m は旋衡風に対する最大風速半径である。気圧傾度力、コリオリ力、遠心力の3力による傾度風平衡の式は、以下のように表される。

$$\frac{V_{gr}^2}{r_t} + fV_{gr} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (2)$$

ここで、 V_{gr} は傾度風速、 f はコリオリ係数、 ρ は空気密度である。 r_t は空気粒子の軌跡の曲率半径で、静止している場合には中心からの距離 r と一致する。台風が動いている場合は、「流線=等圧線」の仮定の下で、Blaton の式⁷⁾に基づいて次式が導かれる。

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} \left[1 - \frac{C}{V_{gr}} \sin \theta \right] \quad (3)$$

ここで、 C は台風の進行速度、 θ は台風の進行方向から時計回りに測った位置角である。(3)式を(2)式に代入し、 r_t を消去して傾度風速 V_{gr} について解くと、

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left\{ -(fr - C \sin \theta) + \sqrt{(fr - C \sin \theta)^2 + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \right\} \quad (4)$$

が得られる。この(4)式に(1)式で表される気圧分布 $p(r)$ を与えることにより傾度風場が求まる。

式(3)に関しては、動いている台風に対して流線と等圧線が一致するという仮定は不自然である、という指摘もある¹⁾。台風が動いている場合の傾度風速を解く別の方法の一つとして、静止時の傾度風速に台風の移動速度に伴う風速を単純に付加する方法があり、この方法は海洋・海岸工学の分野では広く用いられている^{8) 9)}。

(4)式で得られた傾度風を地表風に変換するには、地表面摩擦の影響を考慮して風速と風向を補正する必要がある。一般に傾度風速に対する地表風速の比は定数として 0.5~0.7 程度の値が使われることが多い。しかし現実の台風では、最大風速半径を越えてもなお中心に向かって吹き込む空気塊に起因して、最大風速半径よりも内側でその比が最大となることが知られている。この現象は super gradient wind と呼ばれ、光田・藤井モデルでは地表風を求める段階で、この現象による影響を考慮している。そこでは、地表風速/傾度風速比 G は台風中心からの相対距離 ($x = r/r_m$) の関数として、次のように表される。

$$G(x) = G(\infty) + \{G(x_p) - G(\infty)\} \times \left(\frac{x}{x_p}\right)^{k-1} \exp\left[\left(1 - \frac{1}{k}\right) \left\{1 - \left(\frac{x}{x_p}\right)^k\right\}\right] \quad (5)$$

ここで、 x_p は $G(x)$ が最大を示す x の値、 k は関数の形状を表わす係数である。 $G(\infty)$ は台風周辺での地表風速/傾度風速比を表し、海上では 2/3 (陸上は 1/2) という値をとる。地表面摩擦は風向も変化させるが、低圧側への吹き込み角として光田・藤井モデル⁴⁾では、海上の場合、台風の外域 ($r \geq r_m$) では 15 度、内域 ($r < 0.5r_m$) では 0 度、その間 ($0.5r_m \leq r < r_m$) ではそれら 2 つの値を直線的に内挿している。こうして、地表風速は、台風の移動に伴って進行方向右側で強くなり、最大風速半径 r_m のやや内側で最大となる。

2 次元台風モデルの明らかな欠点の一つとして、陸上地形による気流の収束や偏向を考慮できない点が挙げられる。この問題を解決する方法としては、束縛条件として質量保存則を課した変分法を利用するマスコンモデルを使う手法が提案されている。2 次元台風モデルにマスコンモデルを併用することにより、地形影響を考慮することが可能になり、内湾海上風の推算精度が向上すること^{10) 11)}や、高潮計算に効果的であること¹²⁾が明らかになっている。

3. 2 次元台風モデルの問題点と局地気象モデルの利用

2 次元台風モデルが、その簡便さと一次近似的な精度の良さからある程度の成功を収めてきた一方で、海上を対象にした計算では予測された風や波、潮位が実測と合わないケースが絶えず報告されてきた。工学的な目的で 2 次元台風モデルを用いる場合、実測値に合うようにモデル中の係数のチューニングをする

ことは常套手段であるが、実測値の乏しい海上ではこのチューニングを行うこと自体が難しい。沿岸陸上での観測値を使って代用する場合にも、陸上風と海上風との差異を考慮してチューニングしなければならない難しさがある。また沿岸域における高潮や高波等の海象は、その場の風だけによって起こされるものではなく、長時間に渡る広域的な風応力の積分値に依存して生じるものである。仮に一地点の海象を推算する場合でも、長時間かつ広範囲な風の場合が不正確であれば、対象とする海象は現実とは合わない。沿岸海上風の推定精度が特に求められる理由がここにある。

では、台風時の海上風推定を行う上で、従来用いられている2次元台風モデルの問題点とは一体何だろうか？真っ先に挙げられるべき問題点は、前節最後の部分でも述べた陸上地形の影響が考慮できないという点であろう。ただしこの問題に関しては、マスコンを併用することによりある程度の改善が期待できることは既に述べた通りである。ここではその他の問題として、気象学的な観点から以下の4つの問題を挙げてみたい。

まず1つ目は、台風と周辺気圧場との関係である。台風を中心付近では、眼の壁雲での潜熱放出と眼の中での下降流に伴う断熱圧縮によって上層の気温は周辺に比べて数度～十数度高くなる。その結果として中心付近の地上気圧は非常にシャープな低下を示す。この気圧分布による気圧傾度力に遠心力とコリオリ力がバランスして、中心から数10～200km程度の所に最大風速を持つ風速分布が出来上がる。2次元台風モデルはまさにこの特性をモデル化したものである。しかし台風が発達過程の最盛期を過ぎ、衰退期に入った頃、周辺に優勢な高気圧が存在すると、中心付近よりもむしろ台風縁辺部と高気圧との間で気圧傾度が大きくなることがある。その場合には、台風中心からずっと離れた所で最大風速半径付近よりも強い風が吹くことになる。1999年7月に台風9905号の中心から600km以上も離れた海域で「フェリーむろと海難」が発生したが、その主要因は、上で述べたような台風縁辺部と太平洋高気圧の間に形成された強風域であった¹³⁾。このような台風渦に対する周辺気圧場の影響は、当然、2次元台風モデルだけで考慮できるものではない。

2つ目は台風の外見的特徴とも言えるスパイラルレインバンド（らせん状降雨帯）に関する問題である。スパイラルレインバンドは地表風の収束域に形成され、またレインバンドを形成する積乱雲群からの冷氣外流出も重なるため、そこでの風況は非常に複雑になることが知られている。上述の「フェリーむろと海難」に関しても、スパイラルレインバンドの通過が海難の一要因となったことが明らかになっている¹³⁾。同様に、吉野ら¹⁴⁾は2004年8月に台風0416号によって発生した瀬戸内海の広域高潮の解析の中で、アウターレインバンド（外側降雨帯、スパイラルレインバンドを発生場所により2つに分けた時の外側の降雨帯を指す）の重要性を指摘している。このケースでは、アウターレインバンドに伴う副次的な強風ピーク（図-1）が台風中心から遠く離れた紀伊水道での海水流入を促進し、瀬戸内海での広域的な高潮につながった。そして、このような副次的な強風ピークを再現できなかった2次元台風モデルによる海上風を用いた場合は、高潮の推算値が極端に過小評価されることが明らかになった。

3つ目は台風の温帯低気圧化に関連する問題である。言うまでもなく、台風は水蒸気が凝結する際の潜熱をエネルギー源とする、いわゆる熱帯低気圧である。この熱帯低気圧が北上して南北温度傾度（傾圧性）の強い中緯度までやって来ると、南北の温度差に起因する位置エネルギーを運動エネルギーに変換することによりシステムを発達・維持する温帯低気圧の様相を帯びてくる。これを一般に台風の温帯低気圧化という。台風の温帯低気圧化に伴う強風により発生した海難の一例が、2004年10月に富山湾で発生した海王丸海難である¹⁵⁾。海難発生当時、台風0423号

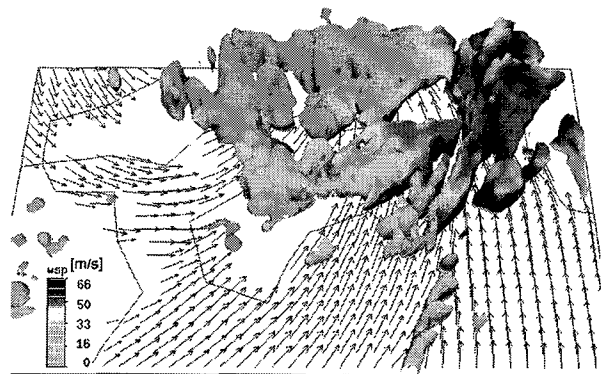


図-1 台風0416号のアウターレインバンドに伴って紀伊水道付近に発生した副次的な風速ピーク¹⁴⁾。

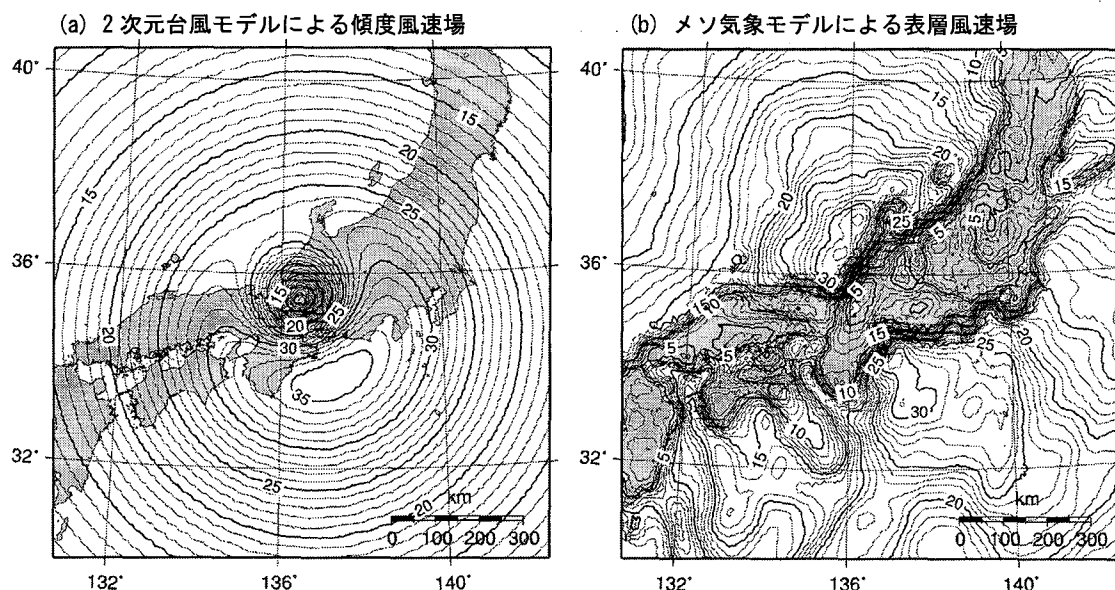


図-2 海王丸海難(富山湾)の発生時刻における台風 0423 号に伴う風速場(単位: m/s) ¹⁶⁾.

は中心気圧 980hPa で岐阜県中部を東北東に時速 55km の速度で進んでいた。これに伴い、海難発生場所に近い観測点では最大風速 33m/s を記録した。一方、気象庁ベストトラックの台風情報を入力した 2 次元台風モデル(光田・藤井モデル)を用いた計算では、海難発生当時の富山湾上での推定風速は傾度風速で約 25~30m/s、地表風に換算すれば 20m/s 強程度の風速値しか得られなかった(図-2)。解析の結果、この台風左半円での予期せぬ強風は、観測史上上陸日が 3 番目に遅い(10 月 20 日)台風 0423 号の顕著な温帯低気圧化によって、北方から強い寒気が入り、台風北側象限で気圧傾度が強化されたことによるものと解釈された ¹⁵⁾。傾圧大気下での気象現象が、2 次元台風モデルの守備範囲外であることは明らかである。

4 つ目は、誰しもが学校教育で一度は耳にする「台風は進行方向右側で風が強い」という命題が、実際どれ程正しいのかという問題である。台風固有の反時計回りの渦に台風の移動(若しくは一般風)の効果を重ね合わせる 2 次元台風モデルでは、この命題が真であることを前提条件に理論が構築されている。簡単に言えば、左半円で最大風速が現れるような風の場合は、2 次元台風モデルでは最初から考慮されていない。この問題を検討するために、藤井ら ¹⁷⁾ は 2001 年から 2005 年までの 5 年分の気象庁メソ客観解析値に含まれる、(重複を含む) のべ 753 個の台風を解析し、台風中心に相対的な最大風速の出現位置について調べた。その結果、全体では最大風速を右半円に持つ台風が約 7 割、左半円に持つ台風が約 3 割という結果が得られた(図-3)。意外に左半円に最大風速を有する台風が多いことがわかる。また、季節進行が夏から秋に進むにつれて左半円に最大風速を持つ台風の割合は増える。日本付近を東進する台風に限定してみると、7~9 月で 4 割程度、10 月では 7 割弱の台風が左半円に最大風速を持つことが示された。さらに興味深いのが、台風の移動速度との関係である。2 次元台風モデルでは台風の進行速度が速いほど右半円の風速が大きくなるが、藤井らの解析結果では、40km/h を超える台風では逆に左半円に最大風速が出現する割合が増加するという結果が得られた。

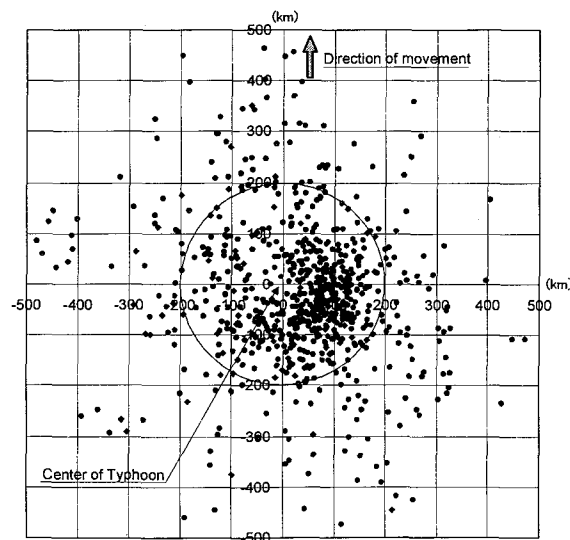


図-3 台風中心に相対的な最大風速の出現位置(サンプル数: のべ 753 個) ¹⁷⁾.

一見不思議に思われるこれらの結果であるが、前述の温帯低気圧化の問題と関連付けると解釈しやすい。10 月に左半円に最大風速を示す台風のほとんどが温帯低気圧化に関係していることが確認されている。温帯低気圧化が起これば、北方からの寒気が台風左半円の対流圏中下層に流入し、台風中心に残る暖気或いは右半円側の暖気移流との間に顕著な温度勾配を形成する。これに起因して左半円下層で気圧傾度が強化され、結果的に傾度風が強まる。そして、そもそも温帯低気圧化が起これるケースは真夏よりも中緯度で傾圧性が増す秋の方が多い。つまりこれが「季節進行に伴い、左半円に最大風速を示す台風の割合が増加する」理由である。また中緯度で傾圧性が強いということは温度風の関係により対流圏中層の偏西風、すなわち台風渦を流す指向流も強まることを意味する。これが結果的に「移動速度の速い台風は左半円に最大風速を示す割合が多い」理由となる。「移動速度が速いから左半円に最大風速が現れる」という訳ではない。

4. 局地気象モデルの概要

局気象モデルは、文献によってはメソ気象モデルや領域気象モデル、場合によっては雲解像モデルと表現されることもある。これらの名前はモデル開発者の目的に依存している場合が多く、各モデルの中身はオーバーラップした部分が多い。すなわち、いずれもその実態は、数百 m～数十 km の空間解像度で数 km～数千 km スケールの気象現象をシミュレートする数値流体力学モデルである。本節では、代表的な局気象モデルとして MM5 (Fifth generation Mesoscale Model) を例にとり、その概要を解説する。

4.2 基礎方程式系

Figure 1 displays a series of 16 contour plots showing the distribution of the parameter σ across a grid of K (vertical axis, ranging from 1 to 16) and P_t (horizontal axis, ranging from 0.0 to 1.00). The plots are arranged in a grid where K is the vertical axis and P_t is the horizontal axis. The σ values are indicated by a color scale on the right, ranging from 0.0 (white) to 1.00 (black). The plots show that σ is generally higher (darker) for higher K values and lower P_t values, with a peak in σ around $K=13$ and $P_t=0.5$. The plots are labeled with K values on the left and σ values on the right. The top plot is labeled $K=1, \sigma=0.0$ and the bottom plot is labeled $K=16, \sigma=1.00$.

B-6-5

慮している。基本的な予測変数は、風速の3成分と気圧、温度であるが、雲微物理過程の計算スキームの選択によっては水蒸気、雲水、雨水、雪、氷、霰の混合比も予測変数となる。

鉛直座標には気圧準拠の σ 座標を用いている。気圧を基準状態とそこからの変動成分の和で表される。

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t) \quad (6)$$

鉛直 σ 座標は、基準状態の圧力 $p_0 = P_0(z)$ だけを用いて、

$$\sigma = \frac{p_0 - p_{top}}{p_{surf} - p_{top}} = \frac{p_0 - p_{top}}{p^*} \quad (7)$$

と定義される。 p_{top} 、 p_{surf} はそれぞれモデル上端および地表での基準状態の気圧である。 p_{surf} は土地の標高に依存するため x 、 y の関数となり、また p_{top} は通常100hPaなどの一定値が与えられる。図-4に σ 座標系の概念図を示す。

MM5の基本的な予報変数である風速(3成分)、気圧変動成分、気温および密度の6成分は、運動方程式(3成分)、連続式、熱力学式、状態方程式の6つの偏微分方程式から求められる。以下に、状態方程式を消去して求まる5つの予測式を示す。

運動量方程式 x 成分：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{V} \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_{earth}} + D_u \quad (8)$$

運動量方程式 y 成分：

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{V} \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) + ew \cos \alpha - \frac{vw}{r_{earth}} + D_v \quad (9)$$

運動量方程式 z 成分：

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma} \frac{\partial p'}{\partial p} = -\mathbf{V} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{g R_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \quad (10)$$

気圧方程式：

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \rho \nabla \cdot \mathbf{V} = -\mathbf{V} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{Q}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right) \quad (11)$$

熱力学方程式：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{Q}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (12)$$

任意の物理量 A に関する移流項は次のように表される。

$$\mathbf{V} \cdot \nabla A \equiv m u \frac{\partial A}{\partial x} + m v \frac{\partial A}{\partial y} + \dot{\sigma} \frac{\partial A}{\partial \sigma} \quad (13)$$

ただし、

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad (14)$$

である。また発散項は、

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} \quad (15)$$

のように表される。

上記の式中の添え字 $(_0)$ は基準状態(高さ z のみの関数)を表し、またプライム $(')$ は基準状態からの変動成分を表す。 ρ は密度、 θ は温位、 Q は比断熱加熱(潜熱、放射等)、 D_A はサブグリッドスケールの粘性・拡散に関連する項である。 r_{earth} 、 R_d 、 c_p はそれぞれ、地球半径、乾燥空気に対する気体定数、定圧比熱を表し、 γ は定積比熱に対する定圧比熱の比である。 f はコリオリパラメーター($f = 2\Omega \sin \phi$ 、

ϕ は緯度)で、 e はもう一つのコリオリパラメータ ($e = 2\Omega \cos \phi$) である。 $\alpha = \lambda - \lambda_c$ であり、 λ は経度、 λ_c は地図変換上の中心経度、 m はマップファクターを表す。その他の記号に関しては、MM5に関する参考文献^{21) 22) 23)}に準じている。

4.3 物理過程

MM5で考慮される物理素過程及びそれらの相互関係を図-5に示す。主な物理過程は、雲微物理過程、積雲過程、地表面過程、大気境界層過程、放射過程であり、それぞれが互いに影響し合っている。MM5では、各物理過程に対してそれぞれ複数の計算スキームの選択が可能になっている。

水物質の相変化に伴う雲や雨などの降水物理過程は、雲微物理過程及び積雲過程の中で扱われる。局地気象モデルの多くは、用いている計算格

子で表現可能な降水と計算格子で解像できないサブグリッドスケールの降水とを分けて計算している。前者は雲微物理過程のスキームの中で計算され、雲水、雨水、氷、雪、霰、雹の混合比に関する時間発展式を解いて求めている。それに対して後者は、モデルのグリッドスケールの量でサブグリッドスケールの積雲対流の効果を診断する、いわゆる積雲パラメタリゼーションにより計算されている。モデルの解像度が高解像になり、あらゆる積雲過程が解像可能になれば、それらは全てグリッドスケールの計算において陽に計算できるため、積雲パラメタリゼーションを使う必要はなくなる。どの程度の解像度から積雲パラメタリゼーションを使う必要がなくなるかについてはまだ議論の余地のある所ではあるが、ユーザズガイド²³⁾には、格子解像度が5km~10km以下であれば積雲パラメタリゼーションは不要であると書かれている。

地球大気を駆動するエネルギー源は言うまでもなく太陽からの短波放射である。この短波放射や地表面や雲から射出される長波放射は、放射過程のスキームの中で計算される。雲微物理過程や積雲過程により算出された雲や水蒸気による影響を考慮した上で、放射伝達式により、短波放射と長波放射の透過、吸収、散乱等が計算される。

地表面過程では、地表面でのエネルギー、運動量、水物質の収支バランスから、大気の下端境界条件としての運動量フラックスや顕熱・潜熱フラックス等が計算される。各フラックスは地表面状態に大きく依存するが、MM5では計算に先立って各格子の土地利用を決定し、その各土地利用に対してフラックス計算に必要な係数がテーブルとして与えられるようになっている。デフォルトのUSGSの土地利用データを用いれば、土地利用は25種類に区分されて設定される。

大気境界層過程では、地表面過程で得られる地表面フラックスを考慮して、地上から1.5kmくらいまでの大気境界層内の乱流粘性・拡散、非局所鉛直混合、自由大気からのエントレインメント等の計算が行われる。乱流モデルの種類(1次のK-理論かMellor-Yamadaタイプの1.5次スキームか)、非局所混合の考慮の有無、LSM (Land Surface Model) の使用の有無等の組み合わせにより、現在MM5の大気境界層過程には計6種類の計算スキームが実装されている。

5. 台風ボーガス手法の導入

前節で述べた局地気象モデルを用いて台風のシミュレーションを行う上で大きな問題となるのが、初期値の与え方である。通常、局地気象モデルを用いて計算を行う際には、より広い範囲をカバーする客観解析値を初期値及び境界値として入力する。それ故、空間解像度の低い客観解析値を初期値に用いた場合、現実の台風中心付近に見られるシャープな気圧低下や強風が表現されてないために、仮にそのまま時間積分を始めても弱い台風しか計算されないという問題が起こる。この問題を解決するために用いられるのが、

Direct Interactions of Parameterizations

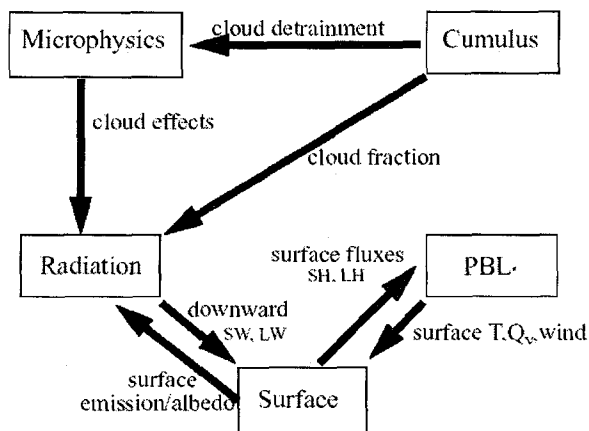


図-5 MM5で考慮される物理粗過程とそれらの相互関係³⁾

台風ボーガス (typhoon bogus) と呼ばれる手法である。

天気予報の大元となる気象観測網は、台風中心付近の構造を正確に把握できるほどの空間解像度を持っていない。そこで、気象庁を含めた世界の気象予報センターでは、それぞれの独自の方法で作った仮想の台風を疑似 (bogus) 観測値として客観解析に取り込み、もっともらしい初期値を作成しているのが現状である。台風の仮想的な3次元構造を表現するこの擬似データのことを台風ボーガスという。気象庁では領域モデル (20km 格子) とメソモデル (10km 格子) の解析予報サイクルの中で台風ボーガスが使われている。しかし計算の都合上、台風の中心気圧はモデルの解像度に応じてやや浅めに調整される²⁵⁾ため、ベストトラックデータに記された中心気圧と比べると、領域解析値やメソ解析値に表現される台風強度は弱くなっている場合が多い。それ故、本稿が対象とするような高精度高解像な海上風推定を目的とする場合には、メソ気象モデルに入力する解析値に新たに台風ボーガスを投入し、計算する空間解像度に見合った初期値を作成することが重要になってくる。

メソ気象モデル MM5 には、実は既にランキン渦に基づく台風ボーガス投入ツール²⁶⁾が実装されている。しかしながら、このツールには中心気圧を陽に設定できないという欠点があり、また中心気圧を合わせるために最大風速や最大風速半径等のパラメータを調整すると、このパラメータがしばしば非現実的な値となるという問題がある。そこで著者らは、気象庁ベストトラックの台風情報を読み込んで解析値の中に自動的に台風ボーガスを投入することができる独自のツールを作成した²⁷⁾。実用上、MM5 への入力値として気象庁の客観解析値を用いることを意識して、投入される台風ボーガスは気象庁が現業で用いている ANL ボーガスに準じたものとなっている。その意味で、このツールを使って気象庁の客観解析値に台風ボーガスを投入する場合は、ANL ボーガスの再投入と言うべきかもしれない。ANL ボーガスについては大野木や上野による報告^{25) 28) 29)}に詳しい解説がある。

台風ボーガスの投入の大まかな手順は、①地上気圧分布の計算、②3次元高度場の計算、③非対称成分の付加、④第一推定値への埋め込み、となる。以下、上野の解説²⁵⁾を参考に、Ohsawa et al.²⁷⁾で作成された MM5 用台風ボーガス導入ツールの中身について、①から④の各手順をそれぞれ 4.1 節から 4.4 節に詳述する。

5.1 地上気圧分布の計算

地上気圧分布 $P_S(r)$ は、気象庁と同じく藤田の式³⁰⁾

$$P_S(r) = P_{\max} - \frac{\Delta p}{\sqrt{1 + \left(\frac{r}{R_0}\right)^2}} \quad (16)$$

により計算する。 $\Delta p \equiv P_{\max} - P_c$ であり、 P_c は中心気圧、 $P_{\max}$ は台風中心から無限遠の位置での地上気圧値である。この $P_{\max}$ は、台風半径 R_B の円周上で平均した地上気圧 P_B と中心気圧 P_c を用いて、

$$P_{\max} \equiv P_c + \frac{P_B - P_c}{1 - \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{R_B}{R_0}\right)^2}}} \quad (17)$$

と表される。 R_B は台風半径、 R_0 は台風中心付近での気圧分布のシャープさを表すパラメータである。実際の計算では、中心気圧 P_c 及び強風半径 R_{15} は気象庁ベストトラックデータから読み込まれる。台風半径 R_B は、強風半径 R_{15} を速さ 15 m/s で回転する空気リングを角運動量が保存するように外向きに移動させた時に、回転速度が 0 m/s になる半径として計算する。パラメータ R_0 は、強風半径で風速が 15 m/s になるという条件から求める。

5.2 3次元高度場 (D 値) の計算

気象庁 ANL ボーガスは、高度の D 値 (台風域内の等圧面高度 Z の周辺値からの偏差) の3次元軸対称構造を、解析関数を用いて記述する点に大きな特徴がある。任意の気圧面 (p 面) における、台風中心から半径 r だけ離れた所の D 値は、

$$D = Z - Z_B = -\frac{R}{g} \int_{P_s}^p T d \ln p + \frac{R}{g} \int_{P_B}^p T_B d \ln p = -\frac{R}{g} \int_{P_s}^p (T - T_B) d \ln p + \frac{R}{g} \int_{P_B}^p T_B d \ln p \quad (18)$$

と書くことができる。すなわち D 値とは、高度の第一推定値（入力された客観解析値）を台風半径の円周上で平均した値 Z_B からの偏差である。また R 、 g はそれぞれ気体定数、重力加速度で、 T_B は温度 T を台風半径の円周上で平均した値である。 P_s は式(16)で与えられるので第2項は既知となり、問題は第1項を求めることに帰着する。ここで、第1項（ $=\Delta Z$ ）が次のような解析関数で表せるものと仮定する。

$$\Delta Z = \beta (\ln p - \ln P_s) \times \left[(\ln p - \ln P_{Ta0})^2 + \varsigma \right]^n \exp \left[\delta (\ln p - \ln P_{Tax})^2 \right] \quad (19)$$

ΔZ は、 $p = P_{Tax}$ と $p = 0$ の間のあるレベルで最大となる。この解析関数はコンポジット解析で得られた台風構造を表現すべく作成されたものであり、 P_{Tax} は気温偏差が最大となる気圧レベル、また P_{Ta0} は気温偏差が0となる気圧レベルに相当する。このことを考慮すると、 δ 、 ς は次のように書ける。

$$\delta = -\frac{1}{2(\ln P_s - \ln P_{Ta0})(\ln P_{Tax} - \ln P_{Ta0})} \quad (20)$$

$$\varsigma = n(\ln P_{Tax} - \ln P_{Ta0}) \frac{A + \sqrt{A^2 + \frac{4(n+1)}{n} B}}{\ln P_s - \ln P_{Tax}} - (\ln P_{Tax} - \ln P_{Ta0})^2 \quad (21)$$

ここで

$$A \equiv (\ln P_s - \ln P_{Ta0}) [2(\ln P_{Tax} - \ln P_{Ta0}) - (\ln P_s - \ln P_{Tax})] \quad (22)$$

$$B \equiv (\ln P_s - \ln P_{Tax})^2 (\ln P_{Tax} - \ln P_{Ta0}) (\ln P_s - \ln P_{Ta0}) \quad (23)$$

である。

気象庁と同様に $n=1$ とし、 P_{Tax} 、 P_{Ta0} については予め値を与えておけば（ここでは $P_{Tax}=250\text{hPa}$ 、 $P_{Ta0}=100\text{hPa}$ とした）、この段階では β のみが未知数となる。この β は、台風中心とそれ以外のところで別々に計算される。台風中心では、 $p = P_{Tax}$ で D 値が0となると仮定し、式(18)より計算する。中心以外では、温度偏差0レベル（ $p = P_{Ta0}$ ）の D 値が台風中心から外側に向かって線形に減少し台風半径の所で0になる、という仮定に基づいて計算する。ただし、その後の研究で、台風中心では $p = P_{Ta0}$ で D 値が0となると仮定した方が予報精度が良くなることが報告されている²⁵⁾ため、ここでもそれに従った。以上により、軸対称ボーガスの3次元高度場が完成する。

5.3 非対称成分の付加

ANL ボーガスと同様、非対称成分は第一推定値から抽出したものを利用する。まず地上気圧場から第一推定値に表現された台風の中心位置（ゲス中心）を特定する。その後各等圧面についてゲス中心からの距離毎に円周平均高度 Z_{gs} を計算する。第一推定値の高度を Z_g 、前述の軸対称ボーガスの高度を Z_{bs} とすれば、非対称成分を含むボーガスの高度 Z_b は、

$$Z_b = Z_{bs} + (Z_g - Z_{gs}) \quad (24)$$

となる。括弧で括った部分が高度場の非対称成分である。風速場についても同様に、

$$V_b = V_{bs} + (V_g - V_{gs}) \quad (25)$$

として計算する。風速の軸対称成分 V_{bs} 、 V_{gs} は、傾度風平衡の式

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left\{ -fr + \sqrt{(fr)^2 - 4rg \frac{\partial Z}{\partial r}} \right\} \quad (26)$$

を使って、 Z_{bs} 、 Z_{gs} からそれぞれ計算した傾度風である。

5.4 第一推定値への埋め込み

台風ボーガスで第一推定値を修正する領域は台風半径 R_B 内であり、台風ボーガスを第一推定値に埋め込む際の重み付けには、次の関数を用いる。

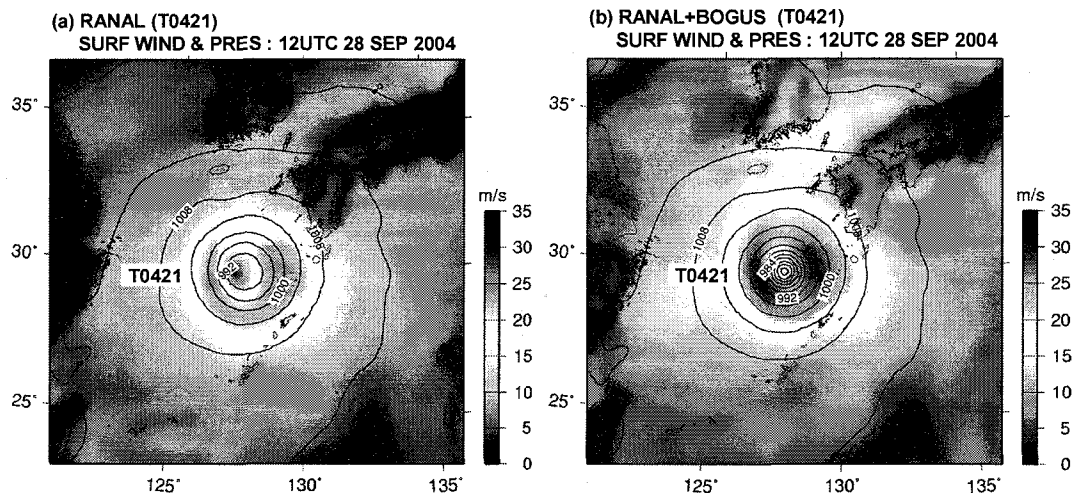


図-6 気象庁領域解析値への台風ーガス投入前後の地上気圧場と地表風速場の比較²⁷⁾。

$$W = \left(\frac{R_B^2 - r^2}{R_B^2 + r^2} \right)^m \quad (27)$$

この関数は台風中心で $W = 1$ ，台風半径 R_B で $W = 0$ となる． α を任意の物理量， α_b をボーガス値， α_g を第一推定値とすれば，台風ボーガスの埋め込みは，

$$\alpha = W\alpha_b + (1-W)\alpha_g \quad (28)$$

の形で行なう．式(27)の m の値が大きいく程，台風ボーガスの埋め込みの重みが全体的に小さくなり，修正は中心部に限定される．デフォルトでは $m=2$ とした．

5.5 台風ボーガスによる初期場の修正

4.1 節から 4.4 節の手順により得られた台風ボーガスを気象庁領域解析値に投入した例を図-6 に示す．この図は地上気圧と地表風速の分布を示しているが，台風ボーガスを投入することにより，台風中心の気圧低下がよりシャープ再現されていることがわかる．同時に台風中心付近の風速が全体的に強まっている様子が見て取れる．こうして，台風ボーガスを投入することにより，メソ気象モデルに入力される初期値を，気象庁ベストトラックで与えられる現実の台風強度に近付けることが可能となる．

5. 海上風の精度検証と応用

本節では，MM5 による計算に台風ボーガス手法を導入して，実際に海上風の精度検証を行った例を紹介する．中野ら³¹⁾は，前節で述べた MM5 と台風ボーガスを用いた手法(新手法)の一般性を確かめるために，包括的な精度検証を行っている．八代海及び周防灘に高波・高潮をもたらした 10 個の台風を対象に 48 時間の推算計算を行い，マスコンを併用した 2 次元台風モデル(従来手法)との精度比較を行った．その結果を表-1 に示す．比較には港湾関係省庁の観測地点(熊本港，水俣港，八代港，三角港，荏田港，宇部空港)での風速観測値を使用した．表中では，従来手法と新手法による風速推定の RMS 誤差及び相関係数が比較され，精度の良い手法の値が灰色で示されている．表より明らかに，新手法は

表-1 2 次元台風モデルに基づく従来手法とメソ気象モデルを用いた新手法による風速推定精度の比較²⁸⁾

事例	従来手法		新手法	
	RMSE (m/s)	相関係数	RMSE (m/s)	相関係数
T9711	5.45	0.32	2.89	0.71
T9719	4.80	0.22	5.60	0.40
T9918	6.07	0.64	4.70	0.85
T0014	5.78	0.84	3.07	0.84
T0205	4.00	0.43	3.70	0.56
T0215	4.23	0.43	5.70	0.63
T0306	6.06	0.50	3.31	0.74
T0314	5.85	0.72	3.18	0.79
T0416	3.84	0.62	6.79	0.58
T0418	8.61	0.74	6.23	0.85
全事例	5.08	0.47	4.85	0.76

(優れている手法を灰色で示す)

T0416 以外の全ての事例で相関係数が従来手法を上回っており、RMS 誤差についても 7 事例で従来手法より小さくなっている。これらの結果より彼らは、新手法により推定される海上風は従来手法より精度が高く、一般性のある推定手法であると結論付けている。

MM5 に台風ボーガス手法を導入して得られた海上風を高潮計算に応用し、その精度を検証した事例も報告されている。前述の吉野ら¹⁴⁾の研究では、瀬戸内海で発生した広域高潮

の再現性を 2 次元台風モデルによる風と台風ボーガスを導入した MM5 による海上風を使って比較している。図-7 に 2 次元台風と海洋モデル CCM(CASE1) 及び MM5 を組み込んだ大気-海洋-波浪結合モデル³²⁾ (CASE2) から計算された高松の潮位を示す。CASE1 では、ピーク時の潮位が実際の潮位偏差の約半分しか再現できていない一方で、CASE2 では潮位変動、位相共に観測値をほぼ再現している。この両者の違いは、図-1 で示したように、MM5 で再現された紀伊水道付近のアウトレインバンドに伴う強い南風が、2 次元台風モデルでは再現できないことに起因する。そのため、図-8 に示されるように、CASE1 では吹き寄せ効果による紀伊水道から瀬戸内海への海水流入が十分に起こらず、結果的に高松の潮位を過小評価する結果につながったと解釈できる。

MM5 による海上風を波浪推算に応用した例としては、川口ら³³⁾の研究がある。図-9 は、台風 9918 号を解析対象にして、従来法(2 次元台風モデル+マスコンモデル)と MM5 に台風ボーガス手法を導入した手法の 2 つを用いて、風及び波浪の推算結果を比較したものである。図から明らかなように、MM5 から得られ

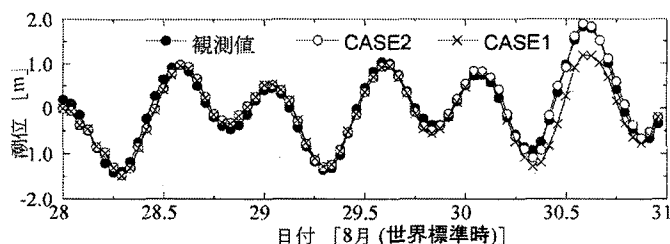


図-7 高松における潮位の観測値と計算値の時系列¹⁴⁾。CASE1 では 2 次元台風モデル、CASE2 ではメソ気象モデル MM5 による海上風を入力として用いている。



図-8 2 次元台風モデル (CASE1) 及びメソ気象モデル MM5 (CASE2) による風をそれぞれ用いた場合の表層流速と潮位の分布¹⁴⁾。

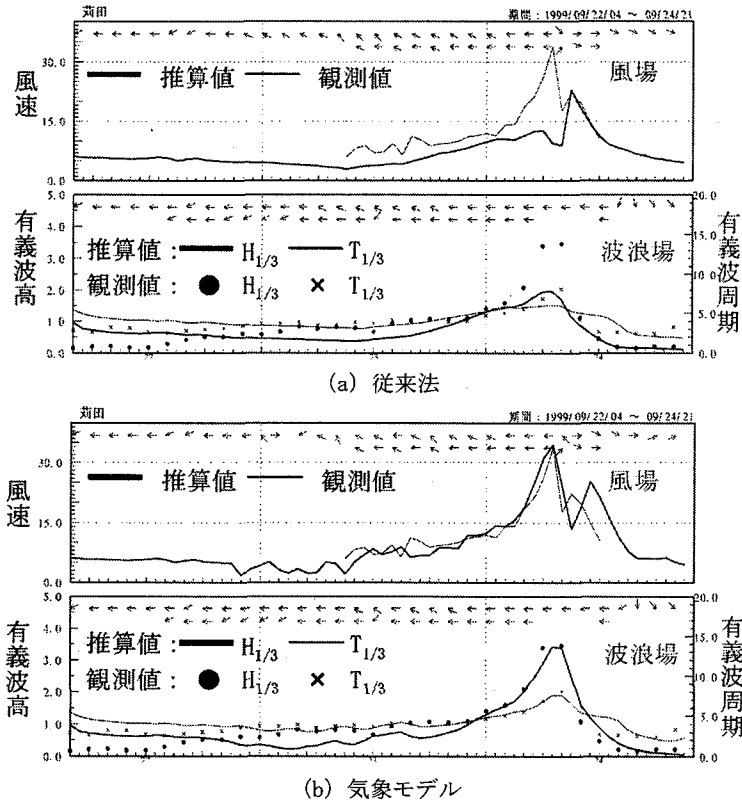


図-9 従来法（2次元台風モデル+マスコンモデル）とメソ気象モデルMM5（台風ボーガスあり）による風及び波浪の推算結果（台風9918号）³³⁾。図中の $H_{1/3}$ 及び $T_{1/3}$ はそれぞれ有義波高、有義波周期を表す。

る海上風を用いた推算結果の方が観測値との対応が良く、最大有義波高の再現性が高いことがわかる。また彼らは、5つの台風について同様な比較を行ない、対象とした台風全てにおいてMM5の海上風を用いた推算値の方が従来法に比べて精度が高い推算結果となることを示した。ただし、最大有義波高の起時にはMM5の方が観測値との差が大きいケースも見られることを指摘している。その理由として、MM5では、2次元台風モデルとは異なり、台風進路をベストトラックデータに忠実に再現することが難しいため、経路のずれや通過時刻の差が生じ、最大有義波高の大きさやその発生時刻にずれが生じてしまうことを指摘している。

上の最後の部分は、今後、海上風推定精度の向上を図る上で非常に重要な指摘である。一般的に言えば、台風の進路誤差を小さくするには、台風ボーガスを投入した解析値を短い時間間隔で4次元同化することが有効である²⁷⁾。しかしその一方で、進路が実測と合わない台風に4次元同化をかけすぎると、計算場と解析場が相殺する形となって、台風強度を弱めてしまう傾向があるのもまた事実である。さらに、4次元同化のかけすぎは計算場よりも台風ボーガスを含む解析場を重視しすぎることを意味し、究極的には局地気象モデルを用いること自体の意味が問われることになる。4次元同化を如何にかけるか - これは局地気象モデルによる海上風シミュレーションに課せられた今後の大きな課題の一つである。

6. おわりに

本稿では、台風時の海上風を精度良く推定する手法として、局地気象モデルによる数値シミュレーションと台風ボーガス手法の導入が効果的であることを述べてきた。技術的にはまだ改良の余地は大きいですが、それでも、海洋・海岸工学分野の様々なケースにおいて、従来の手法である2次元台風モデルの推定精度を上回ることが報告されている。計算コストや労力がかかるデメリットはあるものの、2次元台風モデルでは扱えない気象素過程を客観的に考慮できる魅力は大きく、将来性は十分にあると考えられる。

一方、2次元台風モデルは、計算コストがかからず極めて簡便、という明快な特徴を持つ。対象とする海域が非常に狭い場合や速報性を重視する場合、或いは定められた経路上で台風をきちんと動かしたい場合などでは、2次元台風モデルの優位性は揺るぎない。両手法は、将来的に見て二者択一でなく、目的に応じて使い分けられるような、二者共存の方向に向かうものと思われる。

尚、本稿の内容は、日本風工学会誌へ投稿中の解説記事³⁴⁾を一部改変したものである。

参考文献

- 1) 藤部文昭：移動する台風の風速分布を表す計算式について，天気，Vol. 43，pp. 671-680，1996.
- 2) 岡田弘三：高潮を起こす気象の場とそのモデル化，月刊海洋，Vol. 32，pp. 735-742，2000.
- 3) Mitsuta, Y. and T. Fujii: Synthesis of typhoon wind patterns by numerical simulation, Natural Disaster Science, Vol. 8, No. 2, pp. 49-61, 1986.
- 4) 光田寧：台風による風災害の予測について，京都大学防災研究所年報，No. 40 A，pp. 47-61，1997.
- 5) Schloemer, R. W.: Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Okeechobee, Florida, Hydrometeorol. Rep., U. S. Weather Bur., No. 31, pp. 1-49, 1954.
- 6) Myers, V. A.: Characteristics of United States Hurricanes pertinent to levee design for Lake Okeechobee, Florida. Hydrometeorol. Rep., U. S. Weather Bur., No. 32, pp. 1-106, 1954.
- 7) Holmboe, J., G. E. Forsythe and W. Gustin: Dynamic meteorology, John Wiley and Sons, pp. 207-209, 1945.
- 8) 山下隆男：高潮の数値シミュレーション，月刊海洋，Vol. 32，No. 11，pp. 752-762，2000.
- 9) 檜垣将和，小西達男：高潮予測技術，月刊海洋，Vol. 32，No. 11，pp. 771-776，2000.
- 10) 柴木秀之，後藤智明：陸上地形の影響を考慮した内湾海上風の推算モデル，第40巻，pp. 166-170，1993.
- 11) 岡田弘三，林健次，磯崎一郎：内海における海上風推算手法の開発，海の研究，Vol. 4，No. 2，pp. 91-99，1995.
- 12) 山下隆男，別宮功，G. Watson：陸上地形および表面粗度を考慮した高潮の数値計算，海岸工学論文集，第43巻，pp. 266-270，1996.
- 13) 大澤輝夫，石田廣史：台風9905号による「フェリーむろと」海難の気象解析，日本航海学会論文集，第113号，pp. 267-273，2005.
- 14) 吉野純，村上智一，林雅典，安田孝志：高潮計算精度に及ぼす入力台風気象場の再現性の影響，海岸工学論文集，第53巻，pp. 1276-1280，2006.
- 15) 藤井勉，大澤輝夫，石田廣史：台風0423号による海難海王丸時の気象解析，日本航海学会論文集，第115号，pp. 183-189，2006.
- 16) 藤井勉，大澤輝夫，石田廣史：台風内の予期せぬ強風により発生した2つの海難，Proc. of Techno-Ocean 2006 / 19th JASNAOE Ocean Engineering Symposium, Kobe, 18-20 Oct 2006, Paper No. 148, in CD-ROM, 2006.
- 17) 藤井勉，大澤輝夫，石田廣史：台風内における最大風速の出現位置に関する研究，日本航海学会論文集，2007（印刷中）.
- 18) 大澤輝夫，竹山剛生，安田孝志：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，海岸工学論文集，第48巻，pp. 281-285，2001.
- 19) 金庚玉，山下隆男：大気・波浪・海洋結合モデルによる台風9918号の高潮・高波の追算，海岸工学論文集，第51巻，pp. 236-240，2004.
- 20) 河合弘泰，中野俊夫，川口浩二，松浦邦明：IAU データ同化手法のメソ気象モデルの導入と台風9918号の海上風・波浪・高潮の追算，海岸工学論文集，第53巻，pp. 381-385，2006.
- 21) Dudhia, J.: A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, Mon. Wea. Rev., Vol. 121, pp. 1493-1513, 1993.
- 22) Grell, G., J. Dudhia and D. Stauffer: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), NCAR/TN-398+STR, 122p, 1995.
- 23) MMM-NCAR: PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3, <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html>, 2001.
- 24) MM5 home page, <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/>
- 25) 上野充：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. 131-286，2000.
- 26) Davis, C. and S. Low-nam: The NCAR-AFWA tropical cyclone bogusging scheme, A report prepared for the Air Force Weather Agency (AFWA), 12p., 2001.
- 27) Ohsawa, T., T. Nakano, K. Matsuura and K. Hayashi: 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 Eng., Vol. 31, No. 3, pp. 193-196, 2006.
- 28) 大野木和敏，上野充：台風ボーガスデータの改良，研究時報，第44巻，pp. 247-269，1992.
- 29) 大野木和敏：台風ボーガス，数値予報課報告・別冊第34号，pp. 52-61，1997.
- 30) Fujita, T.: Pressure distribution within typhoon, Geophys. Mag., Vol. 23, pp. 437-451, 1954.
- 31) 中野俊夫，大澤輝夫，吉野純，益子涉，河合弘泰，松浦邦明：台風ボーガス高度化による数値予報モデルを用いた海上風推算手法の精度向上，海岸工学論文集，第53巻，pp. 1286-1290，2006.
- 32) 村上智一，川崎浩司，山口将人，水谷法美：気象場に支配される伊勢湾を対象とした大気-海洋-波浪結合モデルの精度検証，海洋開発論文集，第22巻，pp. 103-108，2006.

- 33) 川口浩二，河合弘泰，吉田秀樹，村永努，惟住智昭：設計波算定を目的とした波浪推算の精度向上に関する基礎的検討，海洋開発論文集，2007（印刷中）。
- 34) 大澤輝夫：台風時における沿岸海上風の推定手法，日本風工学会会誌，第 112 号，2007（印刷中）。