

陸上地形および表面粗度を考慮した高潮の数値計算

山下隆男・別宮 功・ギャリー ワトソン

Effects of Land Topography and Surface Roughness in Numerical Simulation of Storm Surges

By Takao YAMASHITA, Isao BEKKU and Gary WATSON

Synopsis

Wind fields model of typhoon is an aspect that has been made in making more precise surge models by incorporating various physical phenomena. Storm surge simulation in small closed basins surrounded by mountains such as Osaka Bay is difficult especially in the wind field prediction or simulation, which is affected by complex land topography. Fujita's typhoon model simple typhoon models which are derived from the same concept, that is superposition of pressure gradient and moving winds. Attenuation parameters for the gradient and moving wind fields in such a simple typhoon model are usually determined by observations.

Yoshizumi (1968) proposed a typhoon wind field model which describes the lower-layer winds in a moving typhoon with consideration of surface friction. It is employed here to estimate the typhoon wind field taking into account the effect of friction. In areas surrounded by mountains, the wind field is affected by both small-scale roughness such as trees and houses and by the large-scale land topography itself. As the wind field described by Yoshizumi's model does not include the effect of land topography, we introduce the 'MASCON' (mass conservation) model to take into account the effects of deceleration and acceleration of wind velocity due to land topography. This is a new model of typhoon wind field which is developed here by combining the Yoshizumi's and MASCON models. The pressure field is formulated by Schloemer's equation which assumes a symmetric pressure pattern.

Hindcast of typical storm surges in Osaka bay and Ise bay have been done by using the proposed new model to test its applicability in these bays. It has been made clear that the new typhoon model can predict a wind field as well as storm surge without any empirical attenuation parameters of typhoon model.

1. 緒 言

5,000人以上の犠牲者を出した1959年の伊勢湾台風以来、高潮対策事業の進展と上陸台風の減少により、わが国の高潮災害は減少しているように見える。しかし、そのポテンシャルは確実に増加していると考えられるので、高潮の数値予知の向上に関する研究が必要である。高潮の数値予知の精度の大半は台風による海上風の再現性に依存している。大阪湾や伊勢湾のように周囲を山に囲まれた場での台風による風域場を再現

するために、台風モデルの移動風と傾度風の減衰パラメータを風の観測値から事後に設定してきた。すなわち、これらのモデルパラメータに陸上地形の影響や表面粗度の影響を押し込んできた。同一のモデル台風でも経路が変わるとパラメータ値を変えなければならないのであるが、事後設定パラメータであるため、これを設定することは事実上不可能である。このため、台風の経路を変化させて高潮のシミュレーションを行う場合には、適切な風域場は与えられないことになる。

本研究では、陸上地形および表面粗度の影響を導入した台風モデル提案し、これを用いて高潮の再現計算を行い、陸上の影響を考慮した海上風の推定が高潮計算に極めて重要であることを示す。台風モデルの構築では、陸上と海上での表面粗度の相違が直接評価できる Yoshizumi モデルを用い、これに陸上地形の影響を考慮するため MASCON モデルを適用する。風域場の検証では、MASCON + Yoshizumi モデルにより台風 9426 号の海上風の追算を行い、簡易台風モデルの計算結果および観測結果と比較し、大阪湾・紀伊水道のような周囲を山に囲まれた場での海上風の推算の精度向上が可能であることを示す。さらに、この台風モデルの高潮数値計算への導入を検討する。提案した台風モデルは従来の簡易モデル（藤田モデル、光田・藤井モデル等）に比べて計算時間がかかるので、計算時間の短縮を図るため、風域場を更新する時間間隔を検討する。ついで、大阪湾における第二室戸台風、6523 号、9426 号および伊勢湾における伊勢湾台風の高潮の追算を行う。

2. 陸上地形および表面粗度を考慮した台風モデル

大気境界層内での乱流構造を取り込んだ台風時の大気の運動を記述するには、地面摩擦の影響とコリオリ力を考慮した Yoshizumi の台風モデルが実用面から判断しても最適である。このモデルでは、上方外縁での境界条件として摩擦を考慮しない移動風および傾度風を与え、大気境界層内での風の鉛直分布を求めるが、この場合に必要なパラメータは陸、海上の粗度要素に規定される渦動粘性係数と抵抗係数であり、地物や波浪場がわかればこれらが特定できる。しかしながら、山や谷などの陸上地形の起伏による風域場の拡・縮流特性は考慮されていないので、これらを MASCON モデルにより考慮する。

ハリケーンや台風などの極度に発達した熱帯性低気圧は、同心円状の気圧分布を仮定して、指数関数による逓減曲線でモデル化される。実際には、進行方向に対する左右の非対称性や 2 つの渦中心が存在することもあるが、気圧分布はおおむねこの関数で近似できる。しかしながら、風速分布は地球表面の粗度や気流の渦動粘性係数の他、中心付近での強風域の存在（super gradient wind）などを考慮したモデル化が必要となる。すなわち、台風場の気流運動を記述する方程式において、鉛直分布、移流の影響を無視して傾度風を計算し、これと風域場が移動する速度をベクトルの的に足し合わせれば、摩擦を考慮しない風（FFW：Friction Free Wind）が計算される。移動座標系における地上風の流跡線の曲率は静止状態での傾度風の勾配と移動速度とのやや複雑な関数となり、これを直接計算するか、近似するかでモデルが異なる。最も本質的な点は、地上での摩擦をどのように評価するかであり、これにより FFW と地上風との偏角が決まる。藤田のモデルおよび光田・藤井モデル¹⁾では、偏角を経験的に固定し（例えば、30°）、地上風の流跡線の曲率も経験的に関数で近似している。このような台風モデルをここでは、簡易台風モデルと呼ぶ。

一方、Yoshizumi のモデル²⁾は、FFW の風速場と摩擦係数で表示される Ekman spiral の鉛直分布近似式（Rosenthal, 1962）³⁾を仮定して、地表の摩擦特性を直接考慮した風域場の定式化を行っている。このため、陸上や海上（波浪の特性により粗度が異なる）での表面粗度の空間変化を考慮した台風の風域場のモデル化に適している。

2.1 Yoshizumi の台風モデル

気圧分布は Schloemer の定式化⁴⁾を用いる。

$$p = p_c + \Delta p e^{(-r/r_m)} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 p ：台風域内の気圧、 p_c ：台風中心の気圧、 Δp ：台風中心と周辺の気圧の差、 r ：台風中心からの距離、 r_m ：台風の最大風速半径、である。

傾度風は、

$$V_{gr} = r \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{\partial p}{\partial r} \cdot \frac{1}{\rho r}} - \frac{f}{2} \right) \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 p ：台風域内の気圧、 p_∞ ：台風の周辺気圧、 Δp ：台風中心と周辺の気圧の差、 r ：台風中心からの距離、 r_m ：台風の最大風速半径、である。 f はコリオリの係数で、 $f = 2\omega \sin \varphi$ 、 ω は地球自転の角速度、 φ は計算する地点の緯度、 ρ は空気密度で、気圧傾度 $\partial p / \partial r$ は次式により与えられる。

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \frac{\Delta p r}{r_m^2} \left\{ 1 + \left(\frac{r}{r_m} \right)^2 \right\}^{-\frac{3}{2}} \quad \dots\dots\dots (3)$$

で与えられる。一方、台風の進行に伴う場の風 (V_p) は、次式で与えられる。

$$V_p = V_s \alpha_0 e^{-\frac{r}{\beta}} \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 V_s ：台風中心の進行速度 (m/sec)、 α_0 、 β ：台風によって決まる係数で、 β は、 $r = 500$ km で $e^{-\pi}$ になるように定めた値である。この V_p と V_{gr} のベクトル和で風速が計算される。

気圧分布は Schloemer の式(1)で与える。このとき、極座標 (r , θ) で表した風速ベクトル ($V_{s\theta}$, V_{sr}) は、台風の進行速度 (V_r , V_θ) とそれと風速との相対速度 (V_r' , V_θ') を用いて次式のように表せる。

$$V_{s\theta} = V_\theta + V_\theta' \cos \beta + v_r' \sin \beta \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$V_{sr} = V_r + V_\theta' \sin \beta + v_r' \cos \beta \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 β は等圧線と V_s の方向とのなす角で、等圧線の接線方向のつりあい式

$$fV \cos \left(\frac{\pi}{2} - \theta - \beta \right) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \cos \left(\frac{\pi}{2} - \beta \right) \quad \dots\dots\dots (7)$$

より、次のように求められる。

$$\beta = - \arctan \left(\frac{\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial r} + |\vec{V}| \cos \theta}{|\vec{V}| \sin \theta} \right) + \frac{\pi}{2} \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここで、 V_r' , V_θ' は次式のように与えられる。

$$V_r' = V_{gr} + V' e^{-bz} \cos (\alpha - bz) \quad \dots\dots\dots (9)$$

$$V_\theta' = \sqrt{\frac{1+2K}{1+K+S}} V' e^{-bz} \sin (\alpha - bz) \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 z ：鉛直方向の変位、 K_m ：渦粘性係数を示し、 b , α , V' , K , および S はそれぞれ次式で与えられる。

$$b = \left[\frac{(1+2K)(1+K+S)f^2}{4K_m^2} \right]^{1/4}, \quad \tan \alpha = \frac{-b}{b + |\vec{V} + \vec{V}_0| C_d / K_m} \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$V' = - (V_{gr} + V_\theta) (\sin \alpha + \cos \alpha) + \sqrt{\frac{1+K+S}{1+2K}} \cdot V_r (\sin \alpha - \cos \alpha) \quad \dots\dots\dots (12)$$

$$K = \frac{V_{gr}}{fr}, \quad S = \frac{1}{f} \cdot \frac{\partial V_{gr}}{\partial r} \quad \dots\dots\dots (13)$$

ここに、 V_{gr} ：傾度風速 (Rosenthal の近似解より求められる)、 C_d ：抵抗係数、 $\vec{V}_0$ ：地表での FFW の風速

ベクトルである。

このモデルにおいて、渦粘性係数 (K_m) および抵抗係数 (C_d) を変化させた場合の、風速の鉛直分布を Fig. 1 (a) に、10 m 高度の風速ベクトルの等圧線に対する吹き込み角 (Inflow angle) および風速の絶対値を Fig. 1 (b) に示す。これより、 K_m の程度により、接地境界層内での風速分布が大きく変化することがわかる。特に、地上風の風速は $K_m = 100$ から 500 の間で敏感に変化する。また、 K_m が小さいほど、 C_d が大きいほど吹き込み角が大きくなり、 K_m が大きいほど、 C_d が小さいほど 10 m 高度の風速が強くなることがわかる。地上の粗度条件により、 K_m を特定することが重要であるが、敏感なパラメータであるのでこれを変化させず、ここでは、 K_m を $100 \text{ m}^2/\text{s}$ に固定して、 C_d を陸、海上で変化させる。

2.2 MASCON モデル

大きな起伏のある陸上地形の影響により気流が拡・縮流する効果を考慮するために実用面でも多く用いられている^{5), 6)} MASCON モデルを用いる。このモデルはられた観測点のデータから複雑な地形の周りの風速場を補間するためのもので、気流の質量保存則を制約条件とした変分法による空間内挿法 (Sasaki 1970)⁷⁾ を用いている。空気を非圧縮流体と仮定できる場合には、次式の質量保存則が制約条件となる。

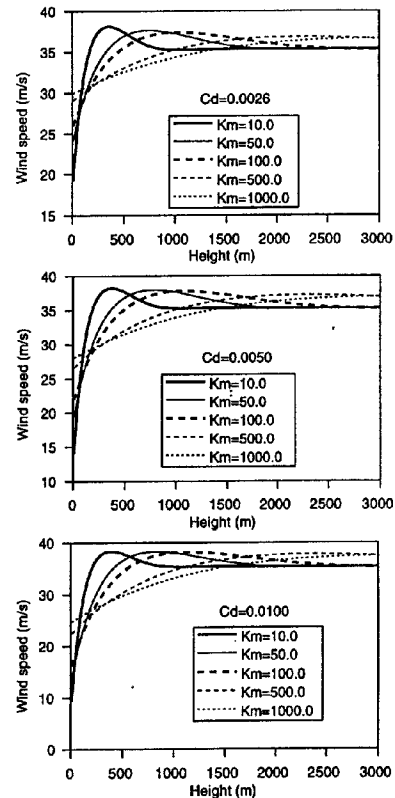
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (14)$$

ここに、 z を鉛直上向きを正とする直交座標 (x, y, z) を用い、(u, v, w) は x -, y -, z -方向の風速成分である。

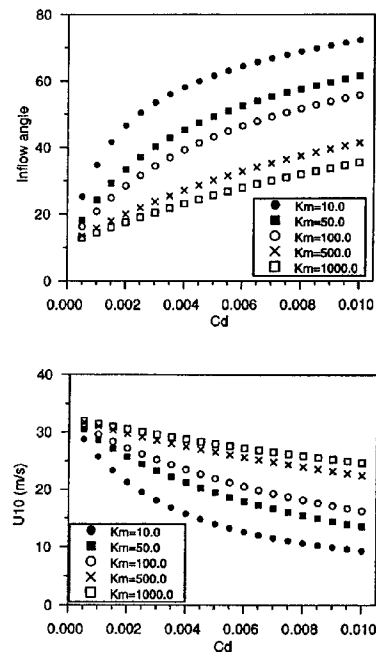
まず、Yoshizumi モデルにより表面粗度を考慮した風速場を計算し、これを初期の風速場 (u^0, v^0, w^0) とする。これに、上式の質量保存則を制約条件とする空間内挿を行い、陸上地形の影響を入れる。内挿後の風速成分を、 u, v, w とすると、内挿誤差は次式で表わされる。

$$\begin{aligned} E(u, v, w, \lambda) \\ = \int_V \left[\alpha_1^2 (u - u^0)^2 + \alpha_1^2 (v - v^0)^2 + \alpha_2^2 (w - w^0)^2 \right. \\ \left. + \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] dx dy dz \quad \dots\dots\dots (15) \end{aligned}$$

ここに、 λ は Lagrange の未定乗数であり、 α_1 および α_2 は Gauss の精度係数である。内挿風速成分を求めるためには、式 (15) を最小とするように、次式の Euler-Lagrange の方程式を式 (18) 境界条件の下に解けばよい。



(a) Vertical distribution of wind velocities



(b) Inflow angle and wind velocities
Fig. 1 K_m and C_d dependence of the Yoshizumi's typhoon model.

$$\left. \begin{aligned} u &= u^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \\ v &= v^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \\ w &= w^0 + \frac{1}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (16)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (17)$$

境界条件：

$$\left. \begin{aligned} n_x \lambda \delta(u) &= 0 \\ n_y \lambda \delta(v) &= 0 \\ n_z \lambda \delta(w) &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (18)$$

ここに、 $\delta()$ は変分を、 n_x, n_y, n_z は単位法線ベクトルである。いま、連続式(17)と式(16)とから、未定乗数 λ についてのポアソン方程式が、次式のように求めることができる。

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2\alpha_1^2 \left(\frac{\partial u^0}{\partial x} + \frac{\partial v^0}{\partial y} + \frac{\partial w^0}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (19)$$

これを解けば、式(16)から u, v, w を求めることができる。陸上境界では、 $\partial \lambda / \partial n = 0$ の境界条件を与え、SOR法で数値計算する。すなわち、加速パラメーターをTable 1の係数 $A_{x,y,z}, B_{x,y,z}, C_{x,y,z}$ を用いて、次式の繰り返し計算を行う。

$$\begin{aligned} \lambda_{i,j,k}^{n+1} &= \lambda_{i,j,k}^n - \frac{1+\nu}{B_{xyz}} \cdot \left[\frac{A_x \lambda_{i-1,j,k}^{n+1} + C_x \lambda_{i+1,j,k}^n}{(\Delta x)^2} + \frac{A_y \lambda_{i,j-1,k}^{n+1} + C_y \lambda_{i,j+1,k}^n}{(\Delta y)^2} \right. \\ &\quad \left. + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right) \frac{A_z \lambda_{i,j,k-1}^{n+1} + C_z \lambda_{i,j,k+1}^n}{(\Delta z)^2} + B_{xyz} \cdot \lambda_{i,j,k}^n + D_{i,j,k} \right] \dots\dots\dots (20) \end{aligned}$$

ここに、 n は繰り返し回数を表わし、 B_{xyz} は次式である。

$$B_{xyz} = \frac{B_x}{(\Delta x)^2} + \frac{B_y}{(\Delta y)^2} + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{B_z}{(\Delta z)^2} \dots\dots\dots (21)$$

Table 1 Boundary conditions and coefficients of different equation in SOR methods

righthand boundary condition	A	B	C	lefthand boundary condition
regular point	1	-2	1	regular point
rigid boundary	0	-1	1	regular point
regular point	1	-1	1	rigid boundary
rigid boundary	0	0	0	rigid boundary
flow through boundary	0	-4	4/3	regular point
regular point	4/3	-4	0	flow through boundary
flow through boundary	0	-8/3	0	rigid boundary
rigid boundary	0	-8/3	0	flow through boundary

3. 台風モデルの高潮の数値計算への適用

ここで提案した台風モデルを大阪湾・紀伊水道、伊勢湾の高潮の計算に適用し、従来の台風モデルの場合と比較する。まず、風域場および高潮の再現性を台風9426号の場合について検討し、次いで第二室戸台風、台風6523号および伊勢湾台風の高潮の追算を行う。高潮の流体運動の計算には、山下ら(1990)⁸⁾の時間分

割法による陰解法の差分計算モデルを用いる。

3.1 海底および陸上地形の再現

簡易台風モデルであれば、陸上地形の情報は必要ないが、陸上の影響で減衰する効果を導入するため、移動風、傾度風に対する減衰パラメータを与えなければならない。このことが、任意の台風経路に対する風域場の予測を困難にしている。ここでは MASCON モデルを用いるため、陸上地形の情報が必要である。わが国では、多くの研究、行政機関で GIS が整備されているので、比較的容易に陸上地形が再現できるので、計算条件を設定する上での困難は無い。ここでは、最も普及している国土数値情報の標高値の $1/4$ メッシュデータ (約 250 m 格子) を用いる。

Fig. 2 (a) は北緯 33 ~ 35 度、東経 134 ~ 136 度の大阪湾の風域場の計算領域の陸上地形であり、**Fig. 2 (b)** は伊勢湾の風域場を計算するための領域で座標原点は (135°.30'E, 33°.20'N) である。粗度要素としては、海上では波浪の状態、陸上では森林や宅地等の地物を考慮するが、ここでは陸上と海上の区別のみをし、渦動粘性係数および抵抗係数の空間分布として考慮する。

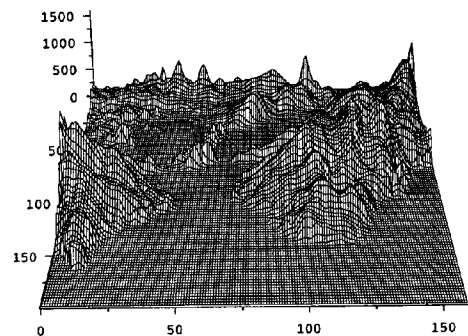
3.2 台風 9426 号の風域場の再現性

台風 9426 号の通過は、質の良い気象・海象データを残した。京都大学防災研究所の高潮観測塔 (**Photo 1**) および各気象観測点で得られたデータにより、台風の風域場の再現性を検討する。**Fig. 3** に、第二室戸台風、台風 6523 号および伊勢湾台風の経路を示す。また、**Fig. 4** には地上高度 10 m での風速、風向の時系列の観測と種々の台風モデルによる推算値の比較を示す。

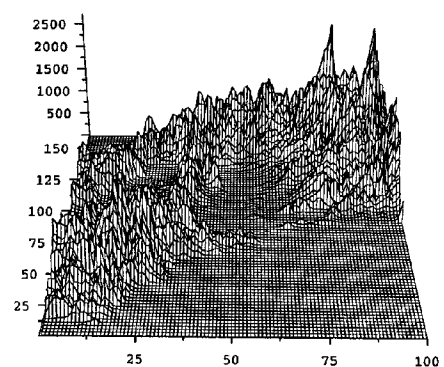
図中、×印は毎正時の観測値、細い実線は光田・藤井の台風モデル、点線は藤田の台風モデル、および太い実線は Yoshizumi モデルに MASCON モデルを適用したモデル (以降、MASCON-Y モデルと呼ぶ) による推算結果を示す。ここで、最大風速半径は全て $r_m = 60$ km とし、Yoshizumi モデルでは、渦動粘性係数は $K_m = 100$ (m²/s)、抵抗係数は海上で $C_D = 0.0026$ 、陸上で $C_D = 0.005$ とした。また、MASCON モデルによる計算では、水平方向のメッシュ間隔は $\Delta x = 2,850$ m および $\Delta y = 2,300$ m、鉛直方向には表面から 50 m までは $\Delta z = 5$ m、50 m から 2,000 m までは $\Delta z = 50$ m とした。観測値との比較は大阪 (Osaka)、神戸 (Kobe)、白浜 (Shirahama)、室戸岬 (Muroto)、高松 (Takamatsu)、徳島 (Tokushima)、潮岬 (Shionomisaki) および和歌山 (Wakayama) で行い、計算期間は 1994 年 9 月 29 日 05:00 より 9 月 30 日 05:00 とした。**Fig. 5** には、陸上地形の影響を調べるために、Yoshizumi モデルおよび MASCON-Y モデルの 10 m 高度の風速ベクトルの比較を示した。

これらの結果より、以下のことがいえよう。

- (1) 風向に関しては台風接近時には MASCON-Y モデル、通過後には 30 度の吹き込み角を仮定した光田・藤井モデルや藤田モデルのような簡易モデルが観測値を再現している。
- (2) 風速に関しては、減衰パラメータを入れていない簡易モ



(a) Osaka bay and Kii channel



(b) Ise bay

Fig. 2 Computation domain of wind field.

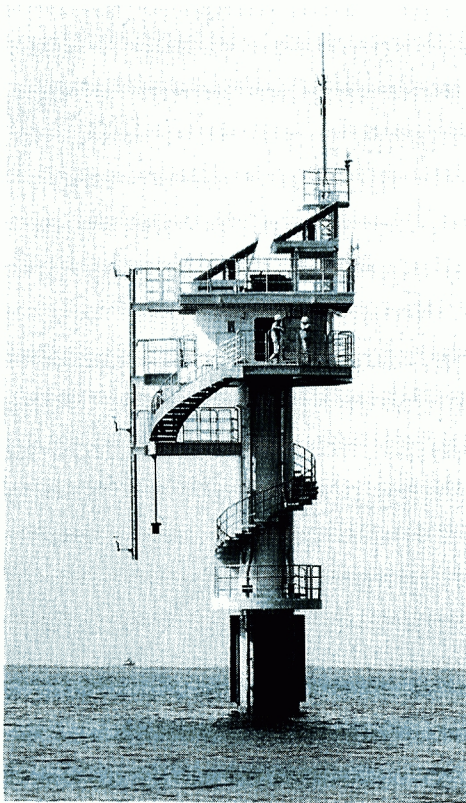


Photo. 1 Tanabe-Nakajima storm surge observation tower, DPRI, Kyoto Univ.

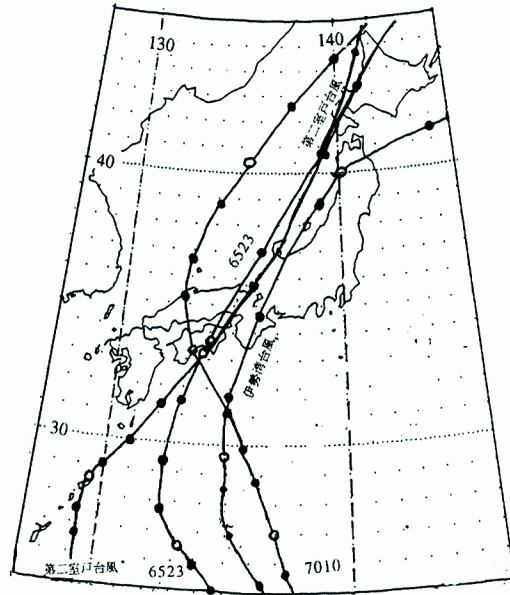


Fig. 3 Tracks of typhoon by which storm surge hindcasts were carried out.

デルおよびYoshizumi モデルは過大評価となっているが、MASCON-Y モデルでは陸上地形による減衰、増幅効果が考慮され、観測値に近くなっている。

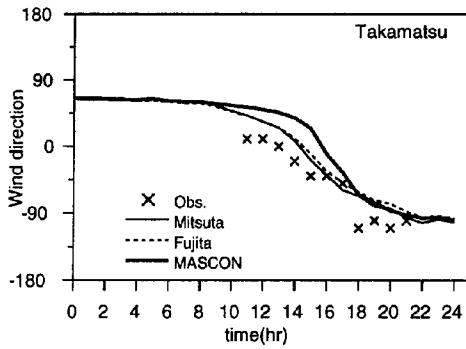
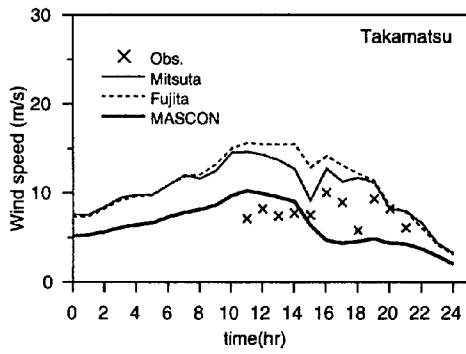
- (3) 風速ベクトルの比較からは、陸上地形の海上風に及ぼす影響が、風下側で大きことがよく示されている。

3.3 高潮計算における風域場の更新方法の検討

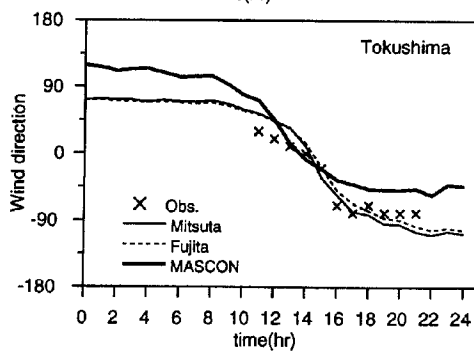
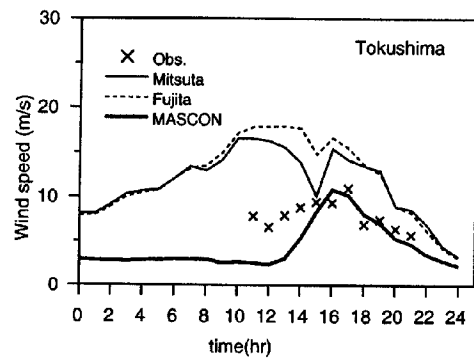
MASCON-Y モデルは従来の簡易モデルに比べて計算時間がかかる。しかしながら、台風の風域場の時間的变化は、高潮の数値計算の時間ステップに比べると十分に緩やかであるため、ある間隔でMASCON モデルによる計算を行い、これを時間内挿すればよい。ここでは、高潮計算を行う場合の風域場を更新する時間間隔を検討する。**Fig. 6** は、風域場を更新する時間間隔を10 min, 30 min および1 hr とした場合の台風9426号の高潮の計算結果を、大阪、白浜、和歌山および江井について比較したものである。これより、間隔を1 hr にすれば、湾内での吹き寄せによる急激な水位変動が考慮できないことがわかる。この台風の場合には、時間間隔10 min と30 min での相違は小さく、特殊な場合の除いては時間間隔30 min 程度で内挿計算すれば会場風の風域場をほぼ再現できることがわかる。以下の計算では、時間間隔30 min をとし、時間についての線形内挿により各時刻の風域場を計算した。

3.4 台風9426号の高潮

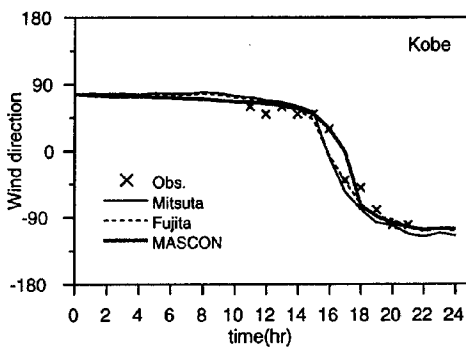
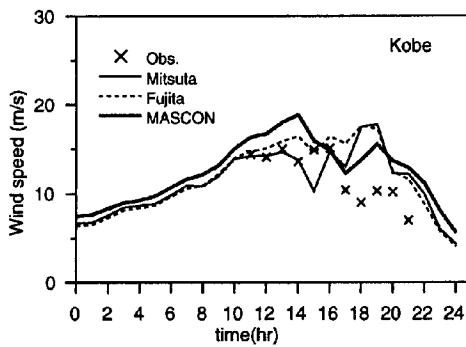
大阪湾紀伊水道海域の高潮偏差の計算では、計算開始時間1994年9月29日05:00、空間刻みを $\Delta x = 1,425\text{m}$, $\Delta y = 1,150\text{m}$ とし、時間ステップは $\Delta t = 15\text{s}$, 水平方向の渦動粘性係数は $500(\text{m}^2/\text{s})$, 海底での



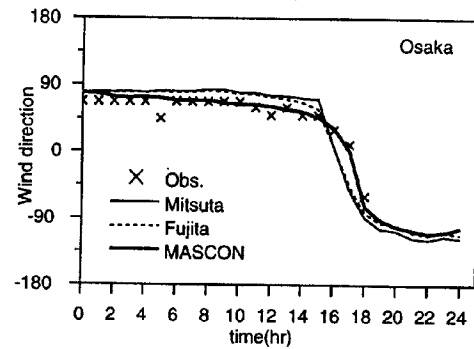
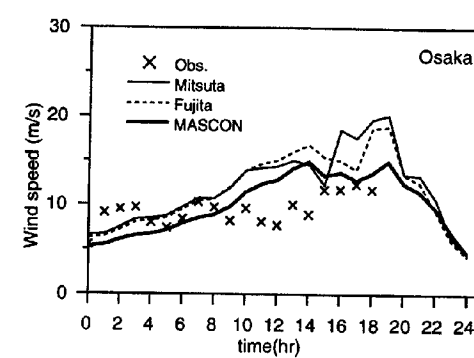
(a)



(b)



(c)



(d)

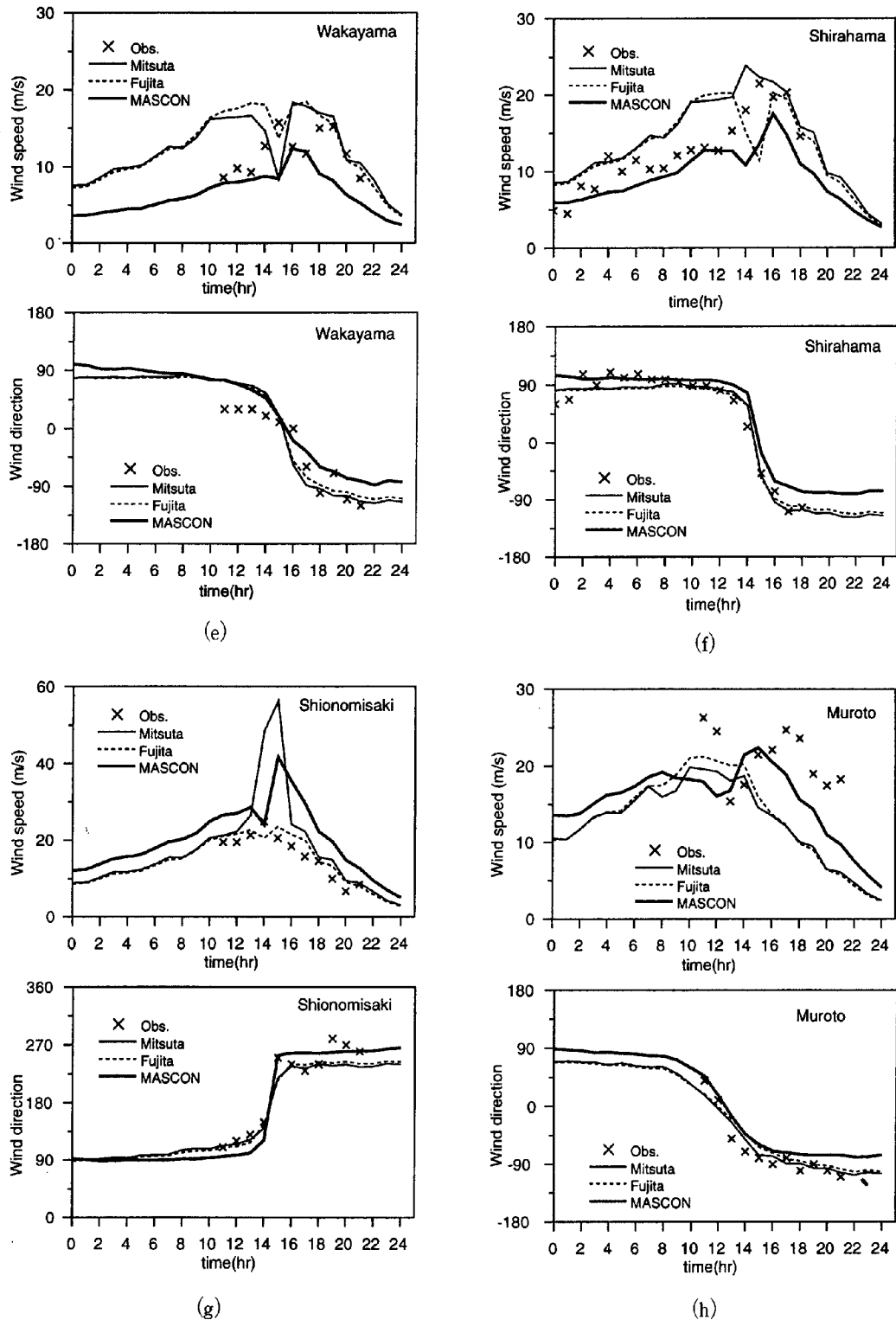


Fig. 4 Comparison between computation and observation in wind directions and speeds of T. 9426.

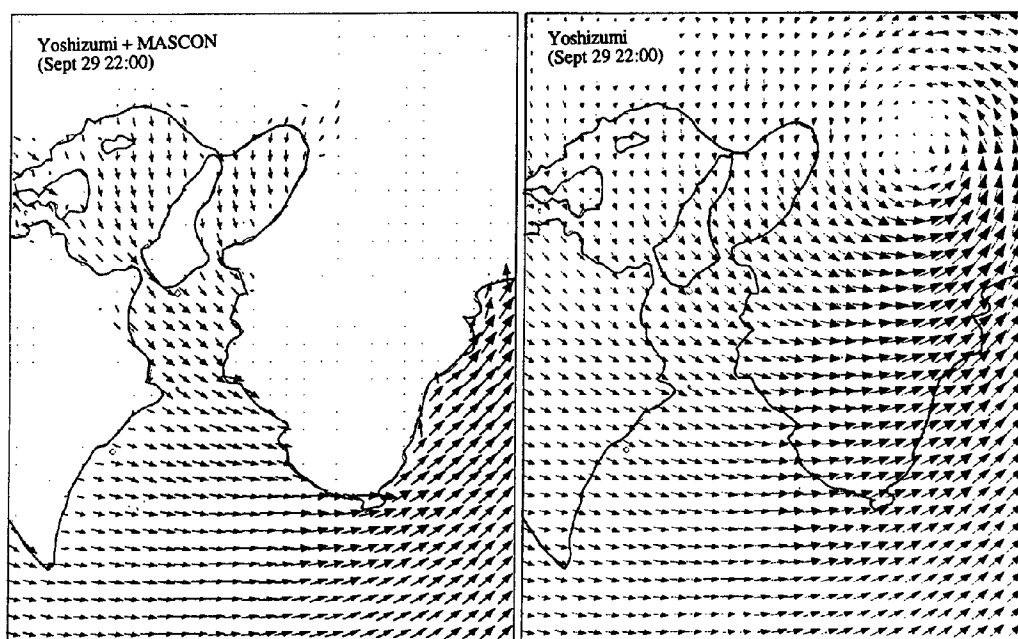


Fig. 5 Comparison of Yoshizumi's wind vector fields at 10m-height with and without MASCON model.

Che'zy 係数 60 (m-s 単位), 海面での抵抗係数は一様に 0.0026 とした。Fig. 7 に高潮の計算の領域および水位出力点を, Fig. 8 に白浜, 大阪および和歌山について, 各台風モデルによる計算結果と観測結果の比較を示す。これより, この台風による高潮は高々 60 cm 程度と小さいが, MASCON-Y モデルでは陸上の影響が取り込まれており, 良い精度で再現計算が行われていることがわかる。ただし, 和歌山における計算結果と観測値との比較は, 最大値で 5 cm 程度過小評価となり, 観測値には顕著な振動が現われていない点で差異が認められる。

3. 5 第二室戸台風および台風 6523 号の高潮

大阪湾に顕著な高潮を発生させた台風として, 第二室戸台風(台風 6118 号) および台風 6523 号があるが, これらの高潮を減衰パラメーターを考慮しない台風モデルで計算すると, かなりの過大評価になる。例えば, 第二室戸台風では大阪で 5 m を越える偏差が計算される。これを観測値に合わせるためには, 移動風, 傾度風に 0.5 ~ 0.6 の減衰パラメーターを設定しなければならない。ここでは, これらの台風 MASCON-Y モデルを適用して, 任意のパラメーターを設定しなくても, 陸上地形や表面粗度を考慮すれば適切な海上風が推定でき, 計算された高潮も観測値に近くなることを示す。なお, 計算条件は台風 9426 号の場合と同様である。Fig. 9 に第二室戸台風の追算結果を, 大阪, 神戸および岸和田について示す。また, Fig. 10 には台風 6523 号の高潮の追算結果を, 大阪, 神戸および明石について示す。図中, 太い実線は毎正時観測値, 細い実線は MASCON-Y モデルで風域場を推定した場合の高潮の計算値, 点線は光田・藤井モデルを用いた高潮の計算値である。これらの図より, 以下のことがわかる。

- (1) 第二室戸台風の場合には, 大阪湾に強風が吹く経路であるため, 光田・藤井モデルを用いると, 強風域での風速が強調され, 極めて大きな高潮が計算される。藤田モデルでは, なだらかな風域場となるため, 高潮は若干小さくなるが, 依然として大きく過大評価される。しかしながら, MASCON-Y モデルでは全般に渡って再現性が良くなっている。
- (2) 台風 6523 号の高潮の場合にも最大偏差の再現性が改善されている。特に, resurgence についてみると,

陸上の影響により沿岸部での風速が減衰される効果により, resurgence の振幅が小さくなる効果が再現されている。山下ら (1993)⁹⁾ は, 瀬戸内海における 9119 号台風の高潮の再現計算で, 陸上の影響を人為的に入れた計算を行い, 高潮波形の再現性が良くなることを示したが, MASCON-Y モデルではこれと同様の効果が考慮されていることがわかる。

- (3) これより, MASCON-Y モデルは, 個々の台風特有な減衰係数を設定すること無く, 粗度要素に規定される大気乱流パラメータと陸上地形を与えることで台風時の風域場を再現でき, 一般性の有る高潮の再現が可能であることがわかる。このことから, 高潮の予知や台風経路を任意に仮定して行うシミュレーションには, ここで示した台風モデルが有効であると言える。

3.6 伊勢湾台風の高潮

伊勢湾台風 (台風 5915 号) による高潮は, 名古屋で最大偏差が 3.4 m に達し, 伊勢湾沿岸に甚大な被害を発生させたため, 伊勢湾は大阪湾以上に高潮に対して危険な湾のように思われ勝ちであるが, 果たしてそうであろうか? ここでは, 大阪湾と同様のモデルを用いて伊勢湾台風高潮の追算を行ってみる。高潮の計算領域 (水深) は原点が ($136^{\circ}.30E$, $34^{\circ}.15'N$), 空間刻みは $\Delta x = 1,140$ m, $\Delta y = 928$ m で, 時間刻みは $\Delta t = 15$ s である。一方, 風域場を計算する領域の陸上地形は, 水平方向の空間刻み $\Delta x = 2,280$ m および $\Delta y = 1,856$ m, 鉛直方向の刻みと表面粗度, 渦動粘性係数は大阪湾のそれと同様である。Fig. 11 に, 高潮の計算領域および水位出力点を示す。台風モデルは最大風速半径を, $r_m = 60$ km と $r_m = 100$ km との 2 通りについて追算を行った。

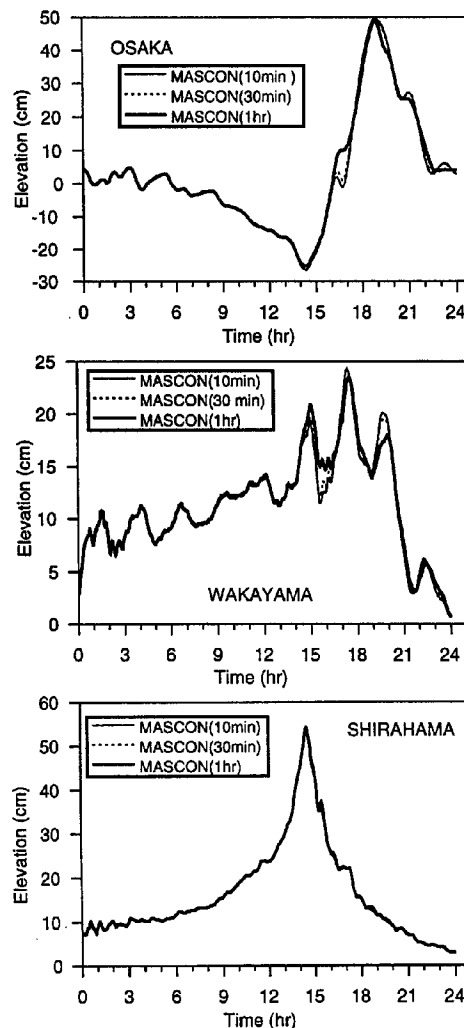


Fig. 6 Dependence on interpolation in storm surge computation.

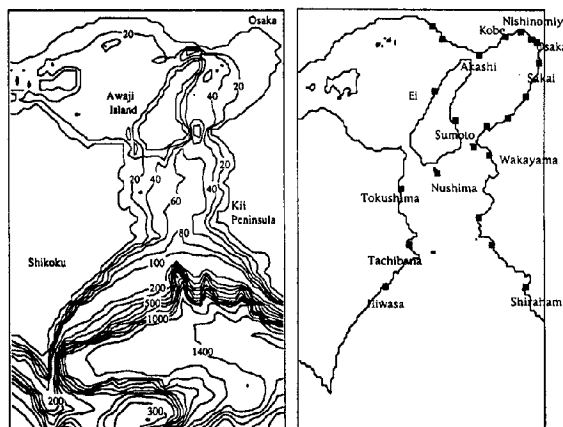


Fig. 7 Computation domain of storm surge in Osaka bay and Kii channel and output points of water surface elevation.

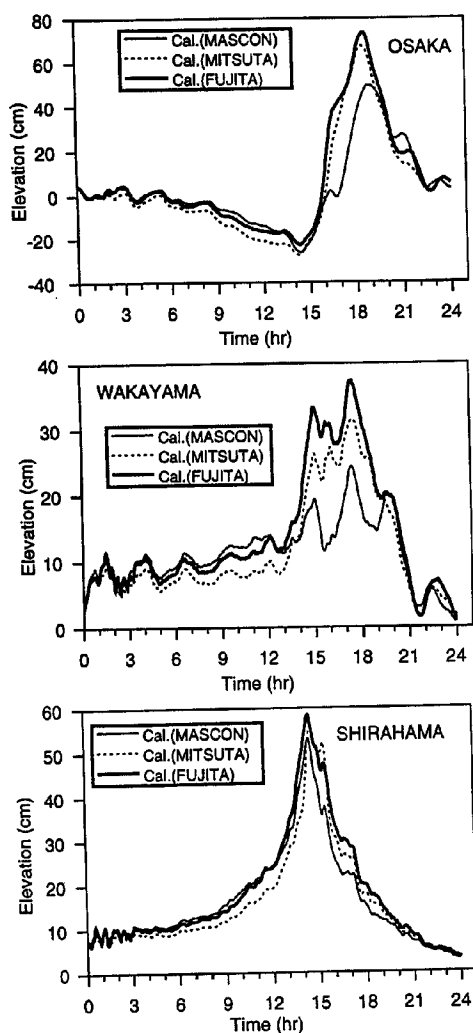


Fig. 8 Comparison of storm surges of T9426 observed and computed by using three typhoon models (Fujita, Mitsuta & Fujii and MASCON + Yoshizumi).

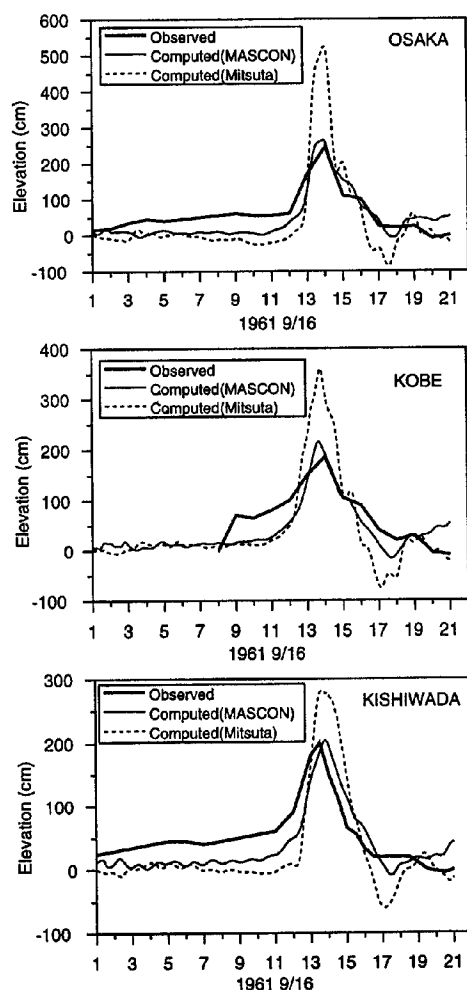


Fig. 9 Comparison of storm surges of T6118 observed and computed by using three typhoon models (Fujita, Mitsuta & Fujii and MASCON + Yoshizumi).

計算は1959年9月26日13:00とし、高潮の計算条件も大阪湾と同様のものを用いた。**Fig. 12**に示した計算結果と観測値との比較から、以下のことがわかる。

- (1) 湾奥に位置する名古屋、常滑、武豊では観測偏差は計算偏差を大きく上回る。名古屋では1 m 以上、常滑、武豊では潮位計の故障で最大値はわからないが、やはり1 m 以上の差が予想される。
- (2) 何れの観測偏差にも25 cm から60 cm の顕著な forerunner がみられ、湾奥ほど大きくなっている。福江や前芝ではこの forerunner が観測と計算偏差の差になっている。これが地盤沈下によるものか、外洋性のものかは、大阪湾、土佐湾沿岸の偏差をみれば判断できるはずである。**Fig. 13**は伊勢湾台風時の大阪、浦上、串本、高知、土佐および神戸の偏差の時間変化を示したもので、横軸は9月26日の11:00からの時間を示しているこれより、何れの地点にもかなり早い時点で20 から30 cm の水位上昇が観測されていることがわかる。
- (3) 以上のデータから、外洋性の水位上昇は30 cm と仮定できる。伊勢湾での forerunner は湾奥ほど大き

くなっている傾向があるので、これは計算開始時刻から観測されているSE方向の10 m/sの風が連続的に吹いていたために起こる吹き寄せ Fig. 14 が、外洋性の水位上昇に足し合わされたと考えたほうが自然である。ただし、この風は台風モデルでは再現できないので、数値計算の結果には現われていない。何れにしても、forerunner は外洋性の水位上昇は30 cm + SE方向の風による水位上昇（湾奥30 cm, 湾口0 cm）で説明が付きそうである。たとえこれを認めたとしても、最大偏差の推算値と観測値には、名古屋で60 cm程度の差が残り、湾内での20:00以降の急激な水位上昇は説明できない。これは、この台風の気象学的な特異性に起因していると考えられるので、モデル台風を用いる限りは、伊勢湾台風高潮の再現には限界があると思われる。

4. 結 論

陸上地形および表面粗度に影響を考慮した高潮の数値計算法を提案し、既往の台風高潮についてその適用性を検討した。得られた主な成果は以下ようである。

- (1) 陸上と海上での表面粗度の相違が直接評価できるYoshizumiモデルを用い、これに陸上地形の影響を考慮するためMASCONモデルを適用し、陸上地形および表面粗度の影響を導入した台風モデル提案した。台風9426号の風域場の追算を行い、簡易台風モデルの計算結果および観測結果と比較し、大阪湾・紀伊水道のような周囲を山に囲まれた場での風域場の推算が、経験的な減衰パラメーターを用いなくても可能であることを示した。

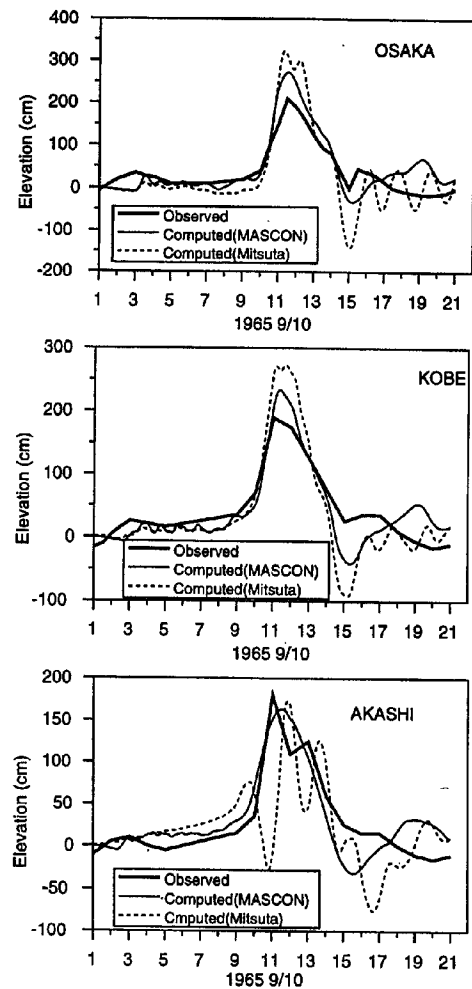


Fig. 10 Comparison of storm surges of T6523 observed and computed by using three typhoon models (Fujita, Mitsuta & Fujii and MASCON + Yoshizumi).

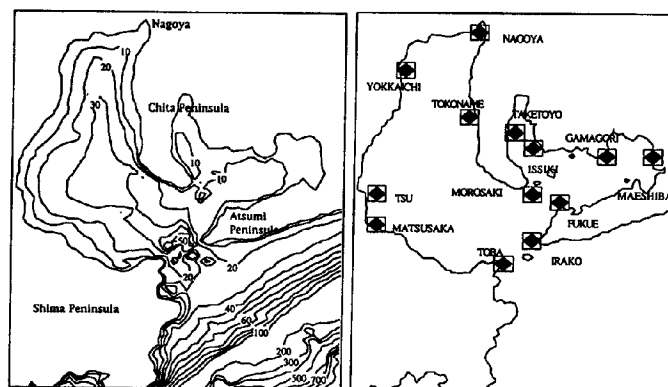


Fig. 11 Computation domain of storm surge in Ise bay and output points of water surface elevation.

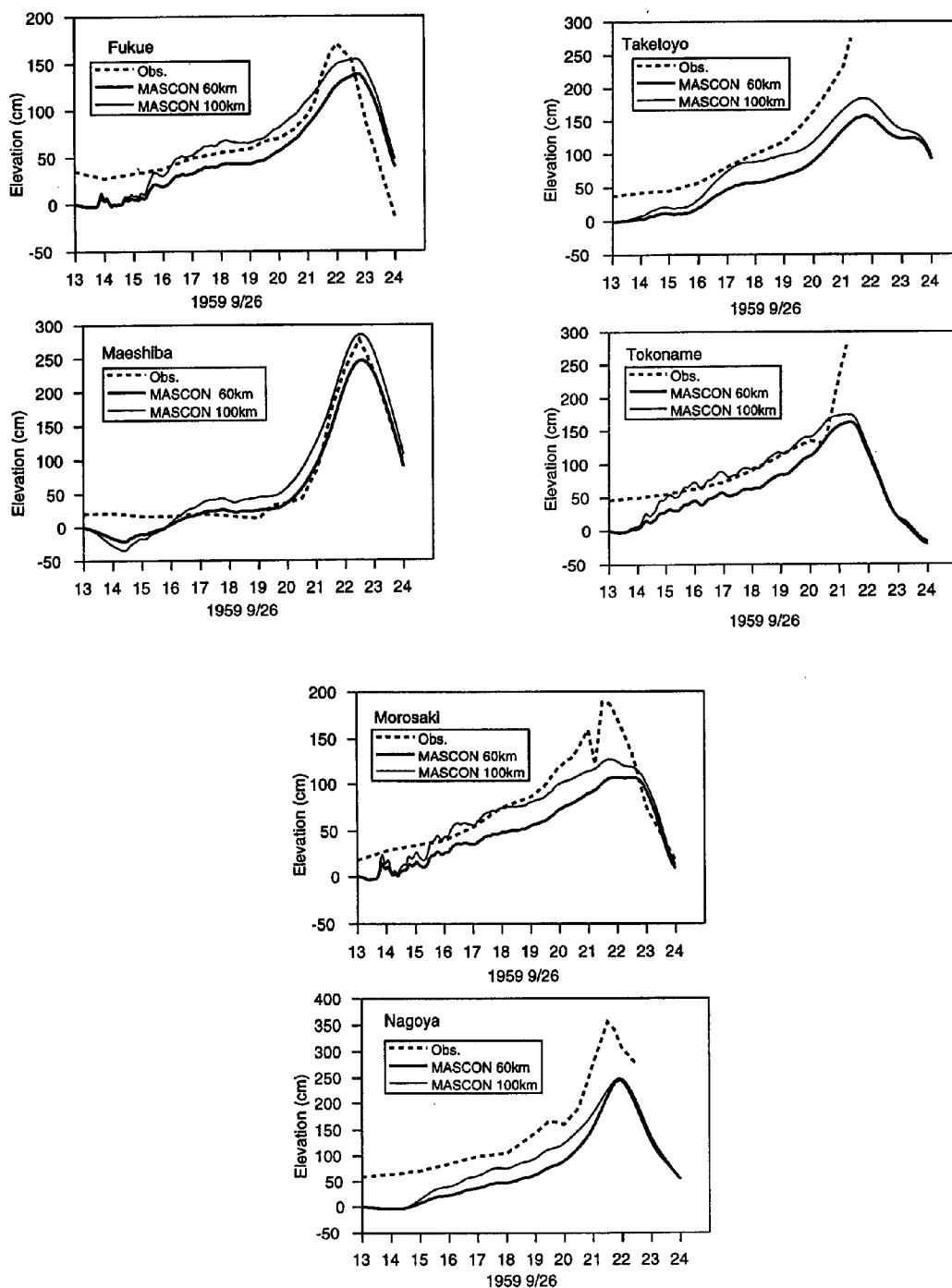


Fig. 12 Comparison of storm surges of Isewan Typhoon observed and computed by using MASCON + Yoshizumi model.

- (2) 提案した台風モデルは従来の簡易台風モデル（藤田モデル，光田・藤井モデル等）に比べて計算時間がかかるので，計算時間の短縮を図るため，風域場を更新する時間間隔を検討し，高潮計算には，10～30 min の間隔で風域場の空間分布を計算し，その間は時間内挿で十分であることを示した。
- (3) 提案した台風モデルを用いて，大阪湾における第二室戸台風，6523 号，9426 号の高潮の追算を行い，

陸上の影響を考慮して海上風の推定を行えば、大阪湾の高潮がうまく再現できることを示した。

- (4) 一方、伊勢湾台風の高潮は再現性が悪かった。その原因は、この高潮には大きな forerunner が生じていることと、台風の気象学的な特異性が存在している可能性があるためと考えられた。すなわち、forerunner は外洋性の水位上昇（約 30 cm）と SE 方向の強風（10 m/s）が連続的に吹いていたために湾内で生じた吹き寄せによる水位上昇とが足し合わされたもので、この forerunner の水位上昇分が高潮計算で再現される水位上昇との差になっている。さらに、湾内では 20:00 以降に急激な水位上昇が観測されているが、これは提案した台風モデルによる高潮の追算では再現できなかった。そのため、名古屋における計算最大水位上昇量は約 2.5 m であり、実測値を 1 m 程度過小評価する結果となった。

参考文献

- 1) 藤井 健・光田 寧：台風の確率モデルの作成とそれによる強風シミュレーション，京大防災研究所年報，第 29 号 B-1, 1986, pp. 229-239.
- 2) Yoshizumi, S. : On the Asymmetry of Wind Distribution in the Lower Layer in Typhoon, Journ. Meteor. Soc. Japan, Vol. 46, No. 3, 1968, pp. 153-159.
- 3) Rosenthal, S.L. : Theoretical analysis of field motion in the hurricane boundary layer, National Hurricane Research Project Report No. 56, 1962.
- 4) Schloemer, R.W. : Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okeechobee, Florida, Hydrometeorological Report, No. 31, 1954, 49p.
- 5) 日本気象協会：内湾の海上風と波浪の推算に関する研究—海上風の実用推算モデルの開発—, 1988, 90 p.
- 6) 後藤智明, 柴木秀之：陸上地形の影響を考慮した海上風推算, 港湾技術研究所報告, 第 32 巻第 4 号, 1993, pp. 65-97.
- 7) Sasaki, Y. : Some basic formalism in numerical variational analysis, Mon. Wea. Rev., Vol. 98, 1970, pp. 875-883.
- 8) 山下隆男・山中久生・土屋義人：エスチャリーにおける長周期波の数値計算—田辺湾の潮流・吹送流シミュレーション—, 防災研年報, No. 34, B-2, 1991, pp. 449-471.
- 9) 山下隆男・土屋義人・光田 寧：台風 9119 号による瀬戸内海の高潮の追算, 海岸工学論文集, 第 40 巻, 1993, pp. 206-210.

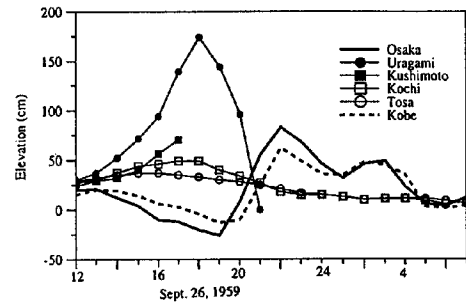


Fig. 13 Anomalies of tide caused by Isewan Typhoon in Tosa bay, Osaka bay and Kii channel.

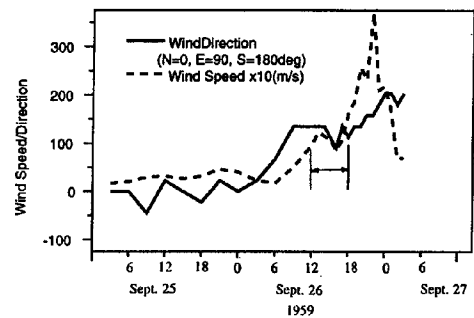


Fig. 14 Observed winds of Isewan Typhoon.