

大阪湾における高潮とその氾濫に関する研究

中川 一・井上 和也・島本 和仁・
武田 誠・上塚 哲彦

STORM SURGES AND THEIR FLOODING IN OSAKA BAY AREAS

By Hajime NAKAGAWA, Kazuya INOUE, Kazuhito SHIMAMOTO,
Makoto TAKEDA and Tetsuhiko UETSUKA

Synopsis

A numerical simulation model for the simultaneous analysis of storm surges and their inundation of a protected low-lying area is presented. After the check of the model for the open boundary conditions, a "dangerous passing zone" was defined by means of sensitivity analysis of the tracking paths and moving speeds of several typhoons. If a typhoon passes through this zone, severe storm surges are generated at Osaka North Port. The really worst course for Osaka North Port was examined and was found that the 10 km westward side from Muroto Typhoon was the worst one. By using these informations, "designed typhoon path" was newly defined and possibility of the occurrence of the storm surge flooding was investigated by this numerical simulation model in which a discharge due to a wave overtopping was taken into consideration.

1. 緒 言

大阪湾域部に立地する都市は、室戸台風、ジェーン台風、伊勢湾台風、第2室戸台風等によりこれまで多大の高潮災害を経験してきた。一方で、これらの災害を契機に高潮災害を防止・軽減するための対策が進められてきており、これ以降大規模な高潮氾濫災害は幸いにも発生していない。しかしながら、30年以上も巨大台風が大阪湾域に来襲していないこともあって、高潮災害が忘れられた災害になりつつある中、対策が本当に有効に機能するかどうかは、巨大高潮の経験もないことから不明な点も多い。したがって、どのような規模の台風がどのような経路をとった場合に、どのような氾濫の可能性があるのかを予め知った上で、それに対する高潮対策の機能評価を行い、弱点があれば有効な高潮対策を講じることが重要となろう。その際、高潮氾濫の数値シミュレーション手法は有効な手段となり得る。

本研究では、高潮氾濫災害の予測や被害規模の予測を可能とするような手法を確立し、これを実用に供し得るものにするための第一段階として、まず、高潮現象の予測モデルの検討を行うとともに、これを大阪湾域部に適用して、高潮氾濫の数値シミュレーションを実行し、高潮氾濫災害発生の可能性について検討する。

2. 高潮およびその氾濫のシミュレーション法

2.1 高潮とその氾濫の基礎式

高潮現象では鉛直運動が水平運動に比べて十分小さいと考えられるので圧力に静水圧分布を仮定して長波近似を行えば、次式に示されるような浅水長波の基礎方程式系が高潮およびその氾濫数値モデルとして適用可能であろう (Fig. 1)。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial(uM)}{\partial x} + \frac{\partial(vM)}{\partial y} = f_c N - gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_w} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_w} + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial(uN)}{\partial x} + \frac{\partial(vN)}{\partial y} = -f_c M - gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_w} - \frac{\tau_{by}}{\rho_w} + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial x^2} \right) \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 h ；水深、 u, v ；それぞれ x, y 方向の流速成分、 M, N ；それぞれ x, y 方向の流量フラックスで、 $M = uh, N = vh, H$ ；基準面から自由水面までの高さ、 ρ_w ；海水の密度、 p ；平均気圧からの偏差、 f_c ；コリオリのパラメータで、 $f_c = 2\omega \sin \phi$ 、 ω ；地球の回転角速度、 ϕ ；緯度、 A_h ；水平渦動粘性係数、 τ_{sx}, τ_{sy} ；それぞれ自由水面上でのせん断応力の x および y 方向成分、 τ_{bx}, τ_{by} ；それぞれ水底面でのせん断応力の x および y 方向成分、 g ；重力加速度、 t ；時間、 x, y ；それぞれ東および北方向を正にとった座標である。自由水面上でのせん断応力は風速の 2 乗に比例すると考えられており、ここでは次式を用いる。

$$\tau_{sx} = \rho_a f_s W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad \tau_{sy} = \rho_a f_s W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 ρ_a ；空気密度、 f_s ；自由水面上での抵抗係数、 W_x, W_y ；それぞれ自由水面上での x, y 方向の風速である。

一方、高潮のように自由水面上に大きなせん断応力が作用するような流れの底面せん断応力には、自由水面上でのせん断応力を考慮した次式が適用可能なものとする¹⁾。

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2 u \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} - k \tau_{sx}, \quad \tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2 v \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} - k \tau_{sy} \dots\dots\dots (5)$$

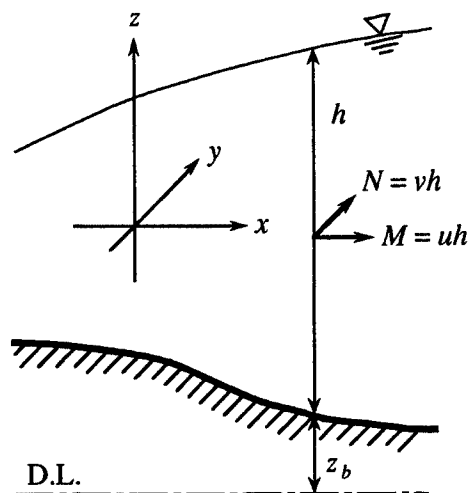


Fig. 1. Coordinate systems.

ここに, n ; Manning の粗度係数,
 k ; 定数である。

高潮の計算と同時に堤内地での氾濫計算を行うため, 潮位の上昇に伴う堤内地への越流量を評価する必要がある。潮位が堤防天端高を超えたときには, 岩佐ら²⁾と同様に本間の越流公式³⁾を用いて越流量を計算する。すなわち, 堤外潮位を H_r , 堤防高を H_0 , 堤内水位を H_f , 越流幅を L としたとき, $h_1 = H_r - H_0$, $h_2 = H_f - H_0$ とすれば, たとえば $H_r > H_f$ のときの越流量 Q_0 は, 次式で与えられる (Fig. 2)。

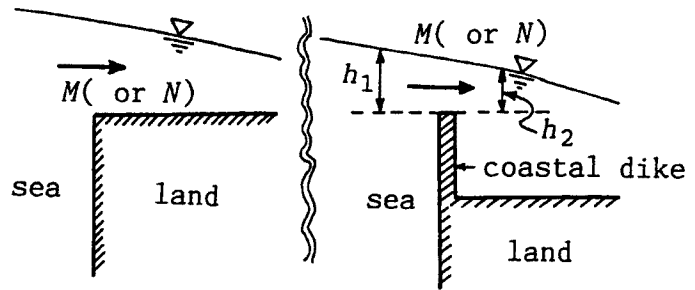


Fig. 2. Definition sketch of overflow discharge.

$$\left. \begin{array}{l} h_2/h_1 \leq 2/3 \text{ のとき } Q_0 = \mu L h_1 \sqrt{2gh_1} \\ h_2/h_1 > 2/3 \text{ のとき } Q_0 = \mu' L h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} \end{array} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

ここに, μ, μ' はそれぞれ完全越流および潜り越流時の流量係数であって, 長方形の堰の場合, それぞれ 0.91 及び 0.35 とされている。 $H_r < H_f$ のときに生ずる堤内地から堤外地へ逆越流の場合にも同様な取り扱いをする。

高潮による海水面の上昇が, 海岸堤防などの天端高を越えなければ, 越流は発生しないが, 海面が天端高以下であっても, 天端高が必ずしも十分でなければ, 異常波浪によって越波が発生し, 氾濫の原因となる。そこで, 越波流量を以下に示すように上塚・中川・井上⁴⁾と同様の方法で評価する。

越波流量を求めるためにまず, 次に示すような井島の式⁵⁾を用いて有義波高 $H_{1/3}$ を求める。

$$\left. \begin{array}{l} \frac{gH_{1/3}}{U^2} = 0.30 A \left[1 - \left\{ 1 + \frac{0.004}{A} \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{1/2} \right\}^{-2} \right] \\ \frac{gT_{1/3}}{2\pi U} = 1.37 B \left[1 - \left\{ 1 + \frac{0.008}{B} \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{1/3} \right\}^{-5} \right] \end{array} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} A = \tanh \left[0.578 \left(\frac{gh_T}{U^2} \right)^{3/4} \right] \\ B = \tanh \left[0.520 \left(\frac{gh_T}{U^2} \right)^{3/8} \right] \end{array} \right.$$

ここに, $H_{1/3}$; 不規則波の有義波高, $T_{1/3}$; 不規則波の有義波周期, F ; 風の吹送距離, U ; 風速, h_T ; 堤防前面での水深である。ただし, 井島の式を利用するに当たってはつぎの仮定を導入する。

1. 台風の移動中は, 大阪湾全域に風が吹いているので, 堤防前面に來襲する波は大阪湾内で十分に発達すると考える。そして, 防波堤のない地点は, 発達した波浪が來襲するものとして吹送距離 F には大阪湾の長軸の長さ 60 km を与える。また, 防波堤が存在し, 防波堤によって護られている海岸では, 防波堤と海岸との間で波浪が発達し, 海岸線へ到達すると考え, 防波堤と海岸線の平均的距離である $F = 2$ km を与える。

2. SMB 法による波浪推算では, 「波の進行方向に対して風向が $\pm 30^\circ$ の範囲内にある風が吹く領域を風域とみなす」とある。したがって, 各堤防前面でこの条件に当てはまる領域内の風速の最大値を風速 U として与える。そして得られた有義波高 $H_{1/3}$ を, 浅水係数を用いて換算沖波有義波高に変換する。

次に越波流量を合田・岸良・神山⁶⁾による次式から評価する。

$$\frac{q_{\text{exp}}}{\sqrt{2g(H'_0)^3}} = \int_0^\infty q^*(x) \cdot p(x) dx \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$q^*(x) = 0.10 \left(\frac{K}{1+K} \right)^{3/2} x^{3/2} \left[1 - \frac{h_c}{H'_0} \cdot \frac{1}{Kx} \right]^{5/2}$$

$$K = \min \left\{ \left[1.0 + a \frac{xH'_0}{h_T} + \frac{b}{K_s} \left(\frac{xH'_0}{h_T} \right)^2 \right], c \right\}$$

ここに、 $x = H_w/H'_0$ 、 K_s ； $K_s = H_{1/3}/H'_0$ で表される浅水係数、 h_c ；水面からの天端高、 H_w ；波高、 H'_0 ；換算沖波有義波高、 $p(x)$ ；波高の確率密度関数であり、不規則波の波高は Rayleigh 分布に従うものとし、その確率密度関数を与える。また、直立護岸ならば、上式において $a = 1.0$ 、 $b = 0.8$ 、 $c = 10.0$ とし、消波護岸ならば、 $a = 0.5$ 、 $b = 0.0$ 、 $c = 5.0$ とする。

この期待越波流量 q_{exp} を、堤内地への単位幅越波流量として与える。ただし、越流が生じているときには越波による流入は考えないことにする。また、堤防前面の水深がある程度大きい所に波浪が来襲する場合、浅水係数 K_s には微小振幅理論が適用可能であるとする。

以上の方程式が越流および越波を考慮した高潮氾濫解析の基礎方程式系である。

2.2 台風モデル

台風のモデル化に関しては数々の研究が行われており、藤田のモデル、藤井・光田のモデル、Yoshizumi のモデルなどいくつかのモデル⁷⁾が提案されている。ここでは、山下⁸⁾が 1991 年のバングラデシュの高潮の追算で用いて実績のある、台風の移動速度を考慮した藤井・光田のモデル^{9), 10)}を用いることにする。藤井・光田のモデルでは、気圧分布は同心円状であるとした次の Schloemer の式を用いている。

$$P = P_c + \Delta P \exp(-r_m/r) \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 r ；台風の中心からの距離、 P ；台風の中心から距離 r における気圧、 P_c ；台風の中心気圧、 ΔP ；中心気圧低下量、 r_m ；台風の最大風速半径である。

風速分布については、まず地表面の摩擦の効果を無視した風 friction-free wind (FFW) を移動する気圧場から推算し、さらにこれを地表風に換算して風速場を求める方法をとる。FFW は上空の風に相当すると考えられ、気圧分布が与えられたとき、FFW の風速場は、Blaton の式を用いて気圧場移動の補正を行った傾度風速 U_{gr} として次式で表すことができる。

$$\frac{U_{gr}^2}{r_t} + f U_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 r_t は空気塊の流跡線の曲率半径で、次式で与えられる。

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} \left(1 + \frac{C}{U_{gr}} \sin \beta \right) \quad \dots\dots\dots (11)$$

ただし、 β は台風の中心から風を推算する場所へ向く動径ベクトルが気圧場の進行方向となす角で、進行方向を基準として反時計回りに測った角度である。また、 C は台風の進行速度である。これら 2 式より、FFW の風速場が求められる (Fig. 3)。

次に、 U_{gr} を地表風速 U_s に変換する。 U_s と U_{gr} との比は一定ではなく、台風の中心付近で大きくなり、最大風速半径の少し内側では 1 以上になるという特徴を有することが実測結果から得られている¹¹⁾。これを考慮し、藤井・光田のモデルでは、風速比 U_s/U_{gr} の分布は $\xi = r/r_m$ とともに変化するものとして次の関数形 $G(\xi)$ で表している。

$$\frac{U_s}{U_{gr}} = G(\xi) = G(\infty) + \{G(\xi_p) - G(\infty)\} \left(\frac{\xi}{\xi_p}\right)^{\kappa-1} \exp\left[\left(1 - \frac{1}{\kappa}\right)\left\{1 - \left(\frac{\xi}{\xi_p}\right)^{\kappa}\right\}\right] \dots (12)$$

この関数形 $G(\xi)$ は、台風の中心から外に向かって ξ が増加するとともに大きくなり、 $\xi = \xi_p$ において最大値 $G(\xi_p)$ をとり、そこから外に向かって減少する。今回の計算では、パラメータの値に藤井・光田が用いたものと同じ、 $\kappa = 2.5$, $\xi_p = 0.5$, $G(\xi_p) = 1.2$, $G(\infty) = 2/3$ を用いるものとし、FFW と地表風とのあいだの風向きの偏角については、一般に広く用いられている 30° を使用する。

以上より求められる気圧分布および地表の風速分布を前述の基礎方程式に与えることによって高潮計算を行う。すなわち、偏差圧力 p は (9) 式の P から台風外の気圧 P_∞ を引いた圧力、および (12) 式より得られる U_s を次式の座標変換により x, y 方向に分解した風速を基礎方程式に与える。

$$W_x = \frac{-x - \sqrt{3}y}{2r} U_s, \quad W_y = \frac{\sqrt{3}x - y}{2r} U_s \dots (13)$$

ここに、 x, y はそれぞれ W_x, W_y を求めるべき地点の座標、 $r^2 = x^2 + y^2$ である。

2.3 基礎式の差分化

本研究では、以上の基礎方程式系を差分式に変換して数値計算を行う。差分化は、中川の方法に従って次のように行う¹²⁾。運動量保存則の差分化においては、時間に関しては前進差分、移流項には第一次風上差分、圧力項には中心差分、底面摩擦項には Vasiliev の不安定を避けるため implicit な形にして中央差分を行う。その他の項は、中央差分によって行う。連続式の差分化は、時間に関して前進差分、空間に関して中央差分とし、leap frog 的に計算を進める。すなわち、例えば時刻 $(n+2)$ での新しい流量フラックス M^{n+2}, N^{n+2} は、時刻 n の M^n, N^n と時刻 $(n+1)$ の水深 h^{n+1} により求められ、時刻 $(n+3)$ の新しい水深 h^{n+3} は、時刻 $(n+2)$ での M^{n+2}, N^{n+2} と時刻 $(n+1)$ での h^{n+1} により求められる (Fig. 4)。結局、連続式および x 方向の運動量式の差分式は以下のようなものである。なお、 y 方向の運動量式の差分式は紙幅の都合上省略する。

連続式の差分式

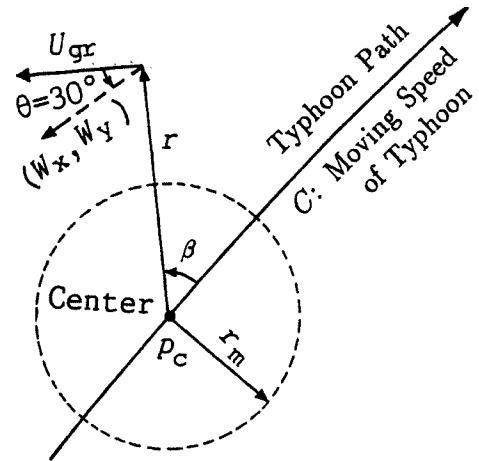


Fig. 3. Definition sketch of typhoon model.

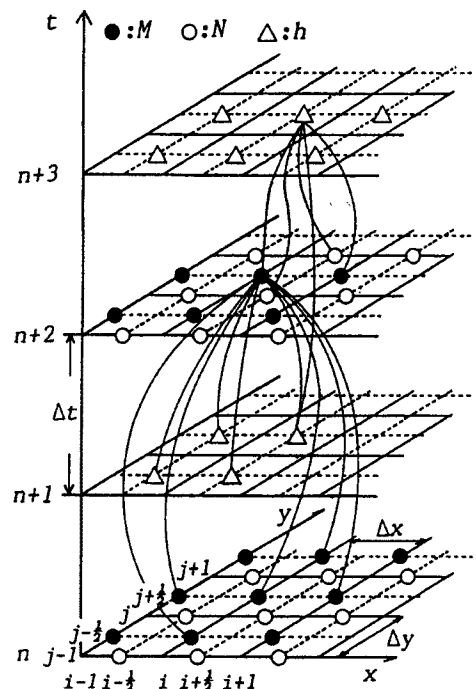


Fig. 4. Definition of variables and the order of calculation.

$$\frac{h_{i+1/2, j+1/2}^{n+3} - h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1}}{2\Delta t} + \frac{M_{i+1, j+1/2}^{n+2} - M_{i, j+1/2}^{n+2}}{\Delta x} + \frac{N_{i+1/2, j+1}^{n+2} - N_{i+1/2, j}^{n+2}}{\Delta y} = 0 \quad (14)$$

x 方向の運動量式の差分式

$$\begin{aligned} & \frac{M_{i, j+1/2}^{n+2} - M_{i, j+1/2}^n}{2\Delta t} \\ & + \left\{ \begin{array}{ll} \frac{u_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n - u_{i-1, j+1/2}^n M_{i-1, j+1/2}^n}{\Delta x} & : u_{i, j+1/2}^n \geq 0, \quad u_{i-1, j+1/2}^n > 0 \\ \frac{u_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n - 0}{\Delta x} & : u_{i, j+1/2}^n \geq 0, \quad u_{i-1, j+1/2}^n \leq 0 \\ \frac{u_{i+1, j+1/2}^n M_{i+1, j+1/2}^n - u_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n}{\Delta x} & : u_{i, j+1/2}^n \leq 0, \quad u_{i+1, j+1/2}^n < 0 \\ \frac{0 - u_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n}{\Delta x} & : u_{i, j+1/2}^n < 0, \quad u_{i+1, j+1/2}^n \geq 0 \end{array} \right. \\ & + \left\{ \begin{array}{ll} \frac{v_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n - v_{i, j-1/2}^n M_{i, j-1/2}^n}{\Delta y} & : v_{i, j+1/2}^n \geq 0, \quad v_{i, j-1/2}^n > 0 \\ \frac{v_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n - 0}{\Delta y} & : v_{i, j+1/2}^n > 0, \quad v_{i, j-1/2}^n \leq 0 \\ \frac{v_{i, j+3/2}^n M_{i, j+3/2}^n - v_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n}{\Delta y} & : v_{i, j+1/2}^n \leq 0, \quad v_{i, j+3/2}^n < 0 \\ \frac{0 - v_{i, j+1/2}^n M_{i, j+1/2}^n}{\Delta y} & : v_{i, j+1/2}^n < 0, \quad v_{i, j+3/2}^n \geq 0 \end{array} \right. \\ & = -g \frac{h_{i-1/2, j+1/2}^{n+1} + h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1}}{2} \cdot \frac{h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1} + z_{\delta_{i+1/2, j+1/2}} - h_{i-1/2, j+1/2}^{n+1} - z_{\delta_{i-1/2, j+1/2}}}{\Delta x} \\ & - \frac{h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1} + h_{i-1/2, j+1/2}^{n+1}}{2\rho_w} \cdot \frac{p_{i+1/2, j+1/2}^{n+1} - p_{i-1/2, j+1/2}^{n+1}}{\Delta x} \\ & + f v_{i, j+1/2}^n \frac{h_{i-1/2, j+1/2}^{n+1} + h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1}}{2} + \frac{\rho_a}{\rho_w} f_s W_x \sqrt{W_x^2 + \bar{W}_y^2} \\ & - \frac{g \left(\frac{n_{i-1/2, j+1/2} + n_{i+1/2, j+1/2}}{2} \right)^2 \frac{M_{i, j+1/2}^{n+2} + M_{i, j+1/2}^n}{h_{i-1/2, j+1/2}^{n+1} + h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1}} \sqrt{(u_{i, j+1/2}^n)^2 + (v_{i, j+1/2}^n)^2}}{\left(\frac{h_{i-1/2, j+1/2}^{n+1} + h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1}}{2} \right)^{1/3}} \\ & + \frac{\rho_a}{\rho_w} k f_s W_x \sqrt{W_x^2 + \bar{W}_y^2} \\ & + A_h \left(\frac{M_{i+1, j+1/2}^n - 2M_{i, j+1/2}^n + M_{i-1, j+1/2}^n}{(\Delta x)^2} + \frac{M_{i, j+3/2}^n - 2M_{i, j+1/2}^n + M_{i, j-1/2}^n}{(\Delta y)^2} \right) \dots \quad (15) \end{aligned}$$

ここに,

$$u_{i, j+1/2}^n = 2M_{i, j+1/2}^n / (h_{i-1/2, j+1/2}^{n+1} + h_{i+1/2, j+1/2}^{n+1})$$

$$v_{i, j+1/2}^n = (v_{i-1/2, j}^n + v_{i-1/2, j+1}^n + v_{i+1/2, j}^n + v_{i+1/2, j+1}^n) / 4$$

$$W_x = (W_{x, i-1/2, j+1/2}^{n+1} + W_{x, i+1/2, j+1/2}^{n+1}) / 2$$

$$\bar{W}_y = (W_{y, i-1/2, j+1/2}^{n+1} + W_{y, i+1/2, j+1/2}^{n+1}) / 2$$

3. 大阪湾における高潮の特性

ここでは、今回用いる高潮モデルの適用性を検討するために、過去に発生した大阪湾での高潮の再現計算を試みるとともに、計算領域や境界条件の与え方を吟味して解析精度向上について検討する。ただし、高潮による潮位変動に焦点を絞り、高潮計算のみを行うこととし、氾濫計算は行わないものとする。

3.1 初期および開境界条件の検討

(1) 計算領域と開境界条件

計算領域として、Fig. 5 に示すように紀伊水道と播磨灘を含むような領域-I と、紀淡海峡と明石海峡を開境界とする大阪湾のみを含むような領域-II とを考える。格子サイズ及び格子数として、領域-I では東西方向に $\Delta x = 2290$ m, 南北方向に $\Delta y = 1845$ m とし、東西方向に 40 メッシュ、南北方向に 67 メッシュとり、領域-II では、 $\Delta x = 1145$ m, $\Delta y = 922.5$ m, 東西方向に 46 メッシュ、南北方向に 59 メッシュとっている。なお Δt はともに 10 秒とする。いずれの領域も海底地盤高には海上保安庁刊行の海図から読みとった C. D. L. (Chart Datum Level) 値をメッシュごとに内挿することによって与えている。水深データは大阪港での平均海面 (M. S. L.) を用いることにし、海図のデータ

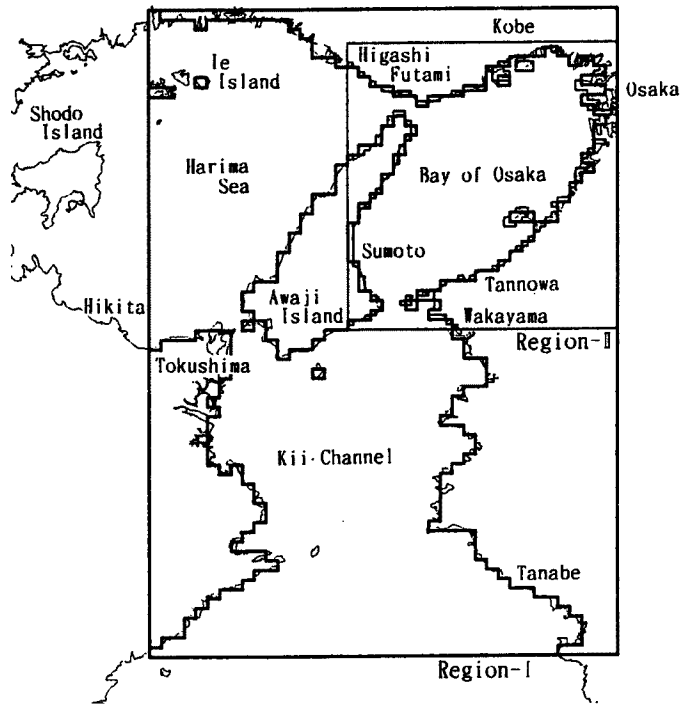


Fig. 5. Computational domains of the Region-I and Region-II.

+ 95 cm を M. S. L. (Mean Sea Level) としている。また、本節では氾濫計算は行わないが、次節ではこれを行うので地盤標高を極力 T. P. (Tokyo Peil) 値で表わし、各年ごとの M. S. L. が T. P. 上どこにあるかを調べて用いている。また、観測潮位データには通常、観測データとともに T. P. と D. L. (Datum Line) との関係が与えられているので、これを用いて潮位を T. P. に換算する。

今回の計算では、大阪湾に初期条件として M. S. L. の潮位を与え、境界条件として開境界で天文潮位と、次式で表される気圧低下に伴う吸い上げ効果による潮位上昇量と風の吹き寄せ効果による潮位上昇量を与える¹³⁾。

$$h_p = 0.991 \cdot \Delta p \quad (16)$$

$$h_w = \alpha h_p \quad (17)$$

ここに、 h_p ；吸い上げ効果による潮位上昇量 (cm), Δp ；開境界での平均気圧からの気圧低下量 (hPa), h_w ；吹き寄せ効果による潮位上昇量 (cm), α ；定数である。

計算に用いる諸係数は、 $f_c = 0.0000834$ (1/sec), $\rho_w = 1030$ (kg/m³), $\rho_a = 1.293$ (kg/m³), $f_s = 0.0026$,

$n = 0.03 \text{ (m}^{-1/3}\text{sec)}$, $A_h = 0.01 \sqrt{\Delta x \cdot \Delta y}^{4/3}$ (unit: m), $k = 0.25$ としている。 r_m については, Fig. 6 に示すように, 上陸時の第2室戸台風では台風中心からの半径が 100 km 以上では $r_m = 80 \text{ (km)}$ が, 100 km 以下では $r_m = 60 \text{ (km)}$ が適している¹⁴⁾。台風の中心示度と r_m については何らかの相関が見られるようであるが, これについては今後の研究に委ねることとし, ここでは第2室戸台風規模の台風を扱うことにするので $r_m = 60 \text{ (km)}$ を用いる。

(2) 天文潮条件

天文潮を数値計算に盛り込む際には, 通常は調和解された分潮の和として与える。気象庁発行の潮位表では 45 分潮を用いて潮位予報の計算が行われている。通常, シミュレーションの目的に応じて 2 分潮 (M_2, S_2) あるいは 4 分潮 (M_2, S_2, K_1, O_1) が用いられられている。本研究では, 高潮の潮位をもとに越流・氾濫現象を取り扱うため, 天文潮の影響はかなり重要な要素となる。本来ならば, 45 分潮を用いるのが好ましいが, 計算の煩雑性をなくすため分潮をかなり絞って取り扱うことにし, これを検討した結果, Fig. 7 に示されるように, 9 分潮 ($M_2, S_2, K_1, O_1, N_2, K_2, P_1, Q_1, S_a$) を採ればほぼ潮汐現象を表現し得ることがわかった。高潮の潮位偏差を扱う場合は 4 分潮でも十分であろうが, 氾濫に直接影響する潮位そのものを扱う場合は, 4 分潮では不十分と思われる。なお, 天文潮位は境界条件として (16) 式と (17) 式による気象潮の値とともに開境界値として与える。

(3) 前駆計算

初期条件として M. S. L. で静止している水位を与えた場合, 開境界値として天文潮を与え, ある程度計算を進めて領域全体で天文潮の再現性が満たされて初めて高潮計算が可能となる。高潮現象は天文潮を計算しないで気象潮のみ求め, これに天文潮を加算しても十分評価できるとも言われているが, ここでは氾濫を取り扱うこともあって, なるべく現象に忠実な方法, すなわち, 天文潮と気象潮とを同時に計算する方法を採用する。そこで, 天文潮の再現性が満たされるまでの計算をここでは“前駆計算”と呼ぶことにし, 前駆計算をどの程度の期間実行すれば良いか検討を行った。Fig. 8 は, 潮汐の調和分析から求めた大阪北港の天文潮位 (9 分潮) と, 領域-II で東二見と和歌山の天文潮 (9 分潮) を境界条件として湾内の計算を行い, その結果求まる大阪北港での潮位とを比較したものである。同図より, 領域-II のような規模の領域では, 前駆計算はほぼ 1 日程度で十分であることがわかる。ただし, これは潮位のみについての検討結果であり, 潮流などの再現に必要な前駆計算は, 別途検討が必要と思われる。

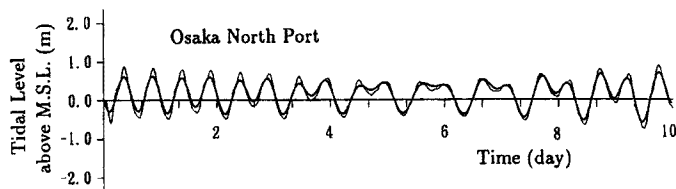


Fig. 8. Precursory calculation of the astronomical tide.

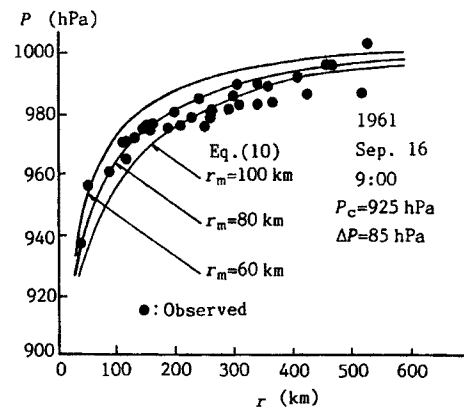


Fig. 6. Relation between observed and calculated pressure profile of Dai-ni Muroto Typhoon.

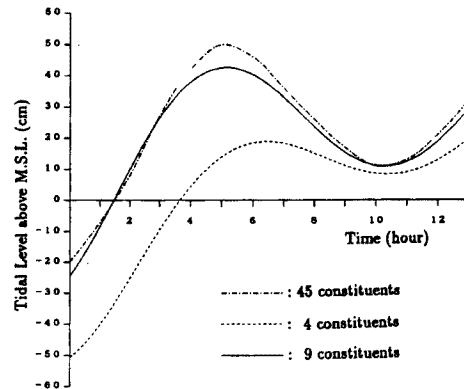


Fig. 7. Reproducibility of astronomical tide level by the tidal constituents.

(4) 高潮の追算による境界条件の検討

シミュレーション手法を用いて過去の高潮の追算を行うには、開境界条件として観測値を与えることが望ましい。しかしながら、将来の高潮の推算などを行う場合には境界条件に観測値が適用できない。そこで何らかの方法で開境界条件としての気象潮条件を与える必要がある。ここではどのような気象潮の開境界条件を与えれば良いのかを検討する。

大阪湾はその地形的特徴から非常に高潮の発生しやすいところである。過去にも多くの大型台風が大阪湾で高潮を発生させた。ここでは、近年の高潮のうち第2室戸台風、6420台風、6523台風、7916台風の追算を行い、開境界条件の影響について検討する。

まず領域-IIだけを用いて、高潮の再現計算を行った。再現計算には、東側の開境界と南側の開境界の条件として、東二見と和歌山の潮汐定数から求まる天文潮位を、(16)式および(17)式で評価される吸い上げおよび吹き寄せ効果による潮位上昇量とともに与えた場合(CASE 1)と、東二見と和歌山での観測潮位をそれぞれの境界条件として与えた場合(CASE 2)の2通りの計算を行った。ただし、(17)式中の係数 α には $\alpha = 1.0$ を用いている。各台風の経路及び中心気圧の変化を後で用いる室戸台風、ジェーン台風とともにFig. 9に示す。

各台風について、大阪北港、神戸および淡輪における潮位の計算値と観測値を比較したのが、Fig. 10である。第2室戸台風では潮位のピーク付近を除くと、CASE 1の場合は観測値より計算値がやや小さくなっており、CASE 2の場合は非常に観測値に近い計算結果を得ていることが分かる。一方、両ケースともピーク潮位の計算結果が観測値より大きくなっている。6420台風の場合はCASE 1にくらべCASE 2は非常に観測値に近い値となっている。6523台風および7916台風ではピーク潮位以外ではCASE 2の方が観測値に近い結果となっている。

以上の結果を総合すると、境界条件に観測値を用いた場合(CASE 2)、全体の形状も含めて、潮位の再現性は境界条件に計算潮位を与えた場合(CASE 1)よりかなり向上することがわかる。一方、(16)式や(17)式を境界条件に用いた場合は波形全体の再現性があまり良くないことが分かる。特に6420の場合、大阪北港等の計算結果が観測値よりかなり小さくでている。このように、境界条件を正確に与えれば(観測潮位を用いれば)2次元単層モデルを用いても、ややピーク潮位が過大となるがかなり実測値に近い結果を得ることがわかる。ピーク潮位が大きく算定される理由は不明であるが、台風モデルや単層モデルであることに原因があるのかもしれない。

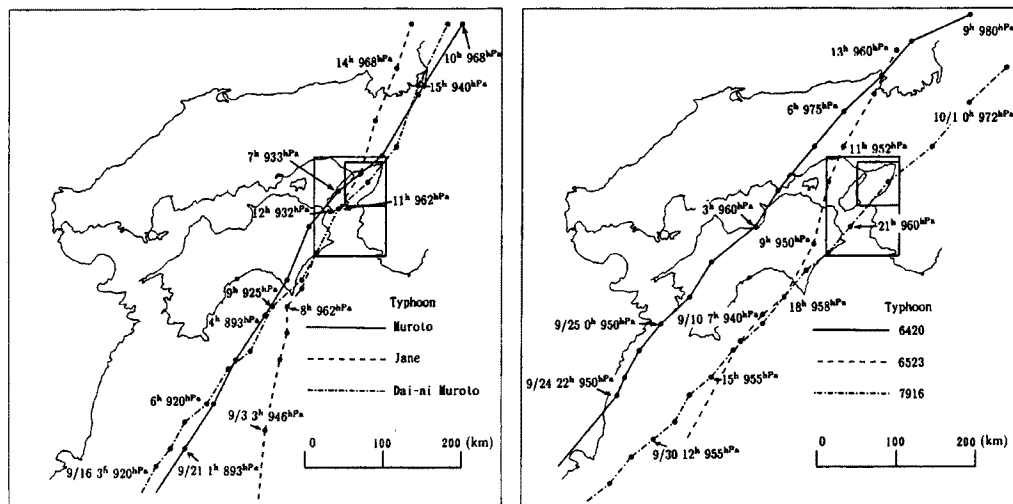


Fig. 9. Tracking paths of the past typhoons.

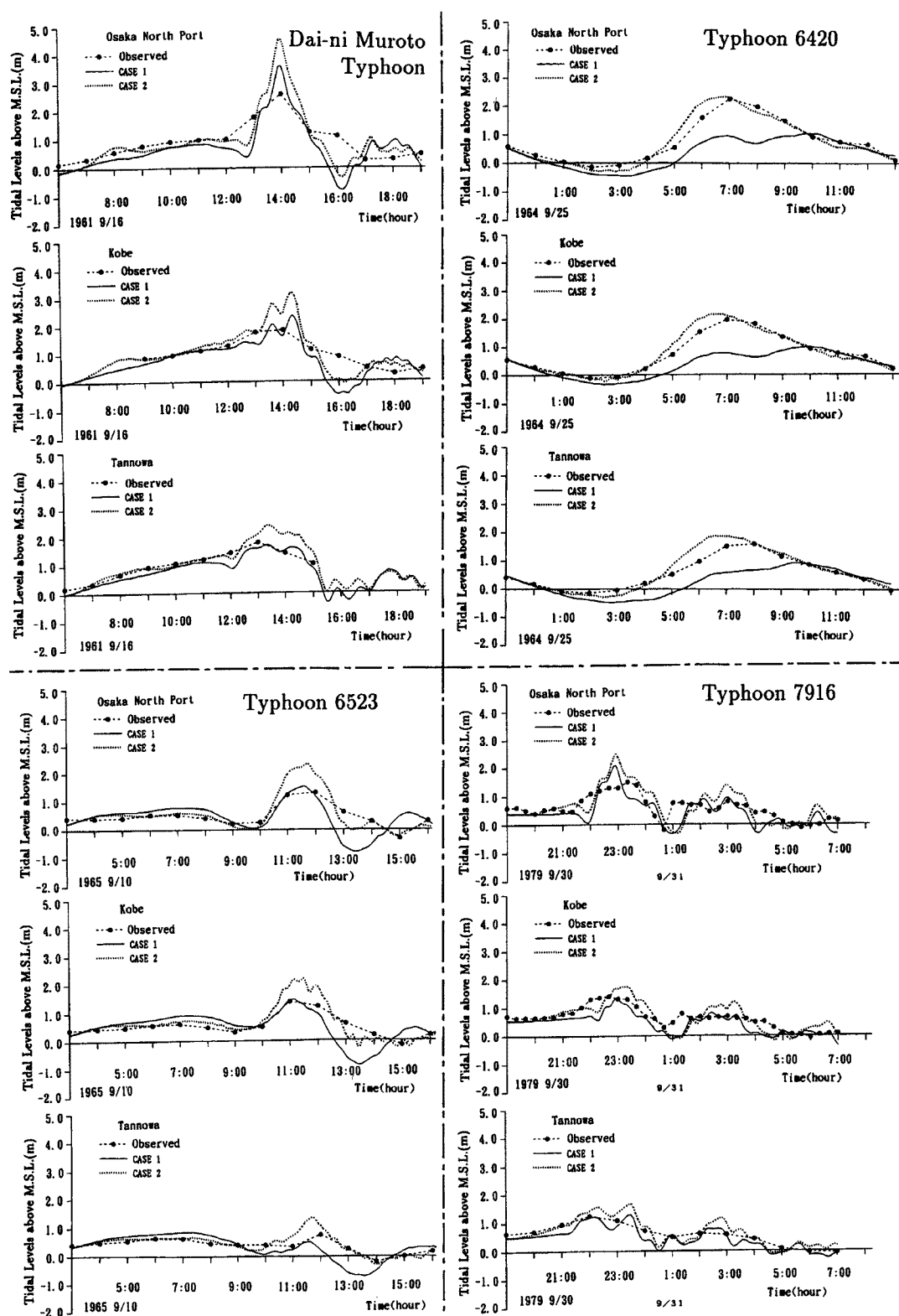


Fig. 10. Comparison between calculated and observed tidal levels in the Region-II.

ここで用いた4つの台風のうち、6420台風と6523台風に関しては、開境界条件として与えた(16)式と(17)式による潮位上昇量は、観測値より小さく算定されており、これが原因で領域全体に潮位低下が生じるものと考えられる。これは、開境界条件として吹き寄せ効果を(17)式では適切に与えられないことに原因があるものと推察される。そもそも、吹き寄せ効果は風の吹送履歴や地形形状の影響を受けるので、このような単純な式で評価することにはかなり無理があろう。台風がどのような経路をとったとしても α が一律に与えられるものか疑問である。そこで、4つの台風の開境界条件として、観測値と同等の潮位を得るのに必要な α の値を検討してみた。その結果がTable 1である。同表より、 α がかなり変化しなければ開境界で観測値と同等の潮位を得ることができないことがわかる。

この問題を解決するには、領域の開境界を外洋上にとり、開境界での α の影響をできるだけ小さくすることが必要である。そこで、領域-IIでの境界条件を求めるために、領域-IIを含むさらに広い領域-Iを設けて検討する。領域-Iにおける境界条件として、播磨灘側の開境界条件には開境界の北側のメッシュに家島、南側のメッシュに引田の潮汐定数を用い、その間のメッシュは内挿値を用いる。紀伊水道の開境界条件には開境界の東側に室戸岬、西側に田辺の潮汐定数を用いてその内挿値を与える。計算は、まず領域-Iのみを先に計算し、得られた領域-IIの開境界部に相当する領域-Iの各水理量(水位、流速、流量フラック

Table 1. Temporal changes of α values giving the nearly same tidal levels as observed ones.

Dai-ni Muroto Typhoon (1961)

Time	α Higashi-Futami	α Wakayama
9 / 16 6:00	2.7	2.2
7:00	2.5	1.7
8:00	2.4	1.4
9:00	1.8	1.4
10:00	1.5	1.3
11:00	1.3	1.4
12:00	0.5	1.7
13:00	1.3	2.4
14:00	2.4	1.5
15:00	4.5	2.6
16:00	4.8	2.1
17:00	5.2	0.9
18:00	0.4	2.1
19:00	4.0	- 0.6

Typhoon 6420 (1964)

Time	α Higashi-Futami	α Wakayama
9 / 24 23:00	5.6	0.2
9 / 25 0:00	4.4	0.8
1:00	4.0	1.0
2:00	3.2	2.3
3:00	2.3	3.1
4:00	3.0	5.4
5:00	5.0	7.7
6:00	7.7	10.1
7:00	12.5	11.1
8:00	16.1	9.3
9:00	19.1	4.5
10:00	19.8	0.4
11:00	15.3	- 0.5
12:00	11.0	- 5.0

Typhoon 6523 (1965)

Time	α Higashi-Futami	α Wakayama
9 / 10 3:00	3.0	0.3
4:00	2.3	- 0.2
5:00	1.8	- 0.4
6:00	0.9	- 0.1
7:00	0.1	0.1
8:00	- 0.1	0.3
9:00	- 0.1	0.9
10:00	0.2	2.7
11:00	3.7	1.8
12:00	4.6	4.5
13:00	10.3	4.5
14:00	10.0	0.0
15:00	9.6	0.4

Typhoon 7916 (1979)

Time	α Higashi-Futami	α Wakayama
9 / 30 19:00	2.0	1.2
20:00	1.2	1.2
21:00	1.0	1.6
22:00	1.8	2.1
23:00	4.4	2.3
10 / 1 0:00	7.0	0.3
1:00	6.4	1.7
2:00	8.0	4.0
3:00	9.8	7.0
4:00	13.3	4.7
5:00	13.0	3.7
6:00	10.0	6.0
7:00	17.5	8.0

ス)を、空間的に対応する格子を中心とした移動平均値で、時間的には内挿値で与える。また、 α については $\alpha=1$ (CASE 3) と $\alpha=0$ (CASE 4) の2通りの場合を考える。

計算結果を Fig. 11 に示す。第2室戸台風では、大阪北港での resurgence の形状が再現できるようになり、ここでは示していないが和歌山や東二見でも高潮部分の再現性が良くなった。さらに CASE 3 の場合、各地点で forerunner 部分が観測値によくあっている。ただし、最高潮位は CASE 3 では大きくなりすぎており、CASE 4 の方が良いようである。台風 6420 では、計算結果は観測値との隔たりはあるものの、大阪北港の潮位は観測値に近づいている。また、CASE 3 と CASE 4 の結果にあまり差がない、すなわち、 α の影響が軽減されていることも特徴的である。6523 台風では、東二見や和歌山の潮位の再現性が非常に向上したため、各地点で観測値に近い計算結果が得られている。CASE 3 と CASE 4 では CASE 3 の方が観測値に近いようである。7916 台風では、神戸や淡輪の計算結果は CASE 3 の場合観測値に近く、全体的に CASE 3 の再現性がよい。ただし、ピーク潮位については CASE 3 では若干過大となり、CASE 4 の方が良くあう。

結局、領域-Iを用いたことで東二見や和歌山で発生する高潮 (storm surge) 部分の潮位が比較的良く再現されることになり、その結果 CASE 1 よりも大阪北港、神戸、淡輪での潮位変化もかなりよく再現できるようになっている。また、 α については、 $\alpha=1$ の場合、forerunner も含め全体的に潮位の再現性がよいが、ピーク潮位がやや大きめにあらわれる傾向にあり、 $\alpha=0$ の場合は、全体的に潮位が低くなり、ピーク潮位も観測値よりはやや大きい、 $\alpha=1$ の時よりも小さくなって観測値に近づくようである。

以上の結果をまとめると、大阪湾での高潮解析では、計算領域が領域-IIでは不足であり、領域-Iあるいはそれ以上の外洋領域をとる必要があることがわかった。また、 α については、forerunner の再現には必要ようであるが、その物理的意味が不明であり、うねりや黒潮の蛇行といった物理現象が α と何らかの関係があるのか、(17)式のような表現でよいのか等、今後、吹き寄せ効果あるいは forerunner 現象について物理機構を解明する必要がある。また、ピーク潮位が過大になるのは台風モデルや2次元単層モデルによるものと考えられ、その検討が必要である。

3.2 台風の通過危険領域

高潮対策を講じる上で、対象とする台風をどのように設定するかが重要となる。例えば、大阪市においては伊勢湾台風規模の台風が大阪湾が満潮時に室戸台風経路を通った場合が想定されている¹⁵⁾。しかしながら、室戸台風の経路が大阪市にとって本当に最も危険な経路なのかは不明である。そこで、特定地点において高潮潮位が最も大きくなる台風の経路をもとに、台風の“通過危険領域”を設定する。

通過危険領域の設定は、数値シミュレーション手法を用いて以下のように行う。すなわち、まず、過去に大阪に大きな被害をもたらした5つの台風、室戸台風、ジェーン台風、第2室戸台風、6420 台風および6523 台風を選び、これらの台風の経路を北緯32度から36度の間で1時間毎の位置に対して最小二乗法を用いて直線近似し、これを南北に延長して台風の経路を再定義する。ついで、この直線の台風経路と平行な経路を東西に10 km 間隔で合計8本設け、この各経路上の台風の移動速度を30 km/h から80 km/h まで10 km/h 毎に変化させる。そして、各台風について大阪北港での潮位が最大となる経路とそれに隣接する次に大きな潮位を与える2本の経路を選び、5つの台風について合計10本の経路を包絡するような領域を“通過危険領域”とするのである。結局、5種類の台風につき8本の経路と6種類の移動速度の合計240通りの計算を実行する。なお、計算は領域-Iと領域-IIを接続する方法とし、通過危険領域を設定することが目的であるため、潮汐および氾濫の計算は行わず、また $\alpha=0$ とする。シミュレーションで用いた5つの台風の経路を Fig. 12 に示す。図中の太線が再定義された台風の経路、その他の直線が平行移動させた経路で、東方向を正の方向としている。

以上の240通りの計算結果のうち、各台風毎に大阪北港の最大潮位をまとめたものが Fig. 13 である。潮位は進行速度や経路によって変化し、概ね4～6 m の潮位が発生している。これより、台風の移動速度

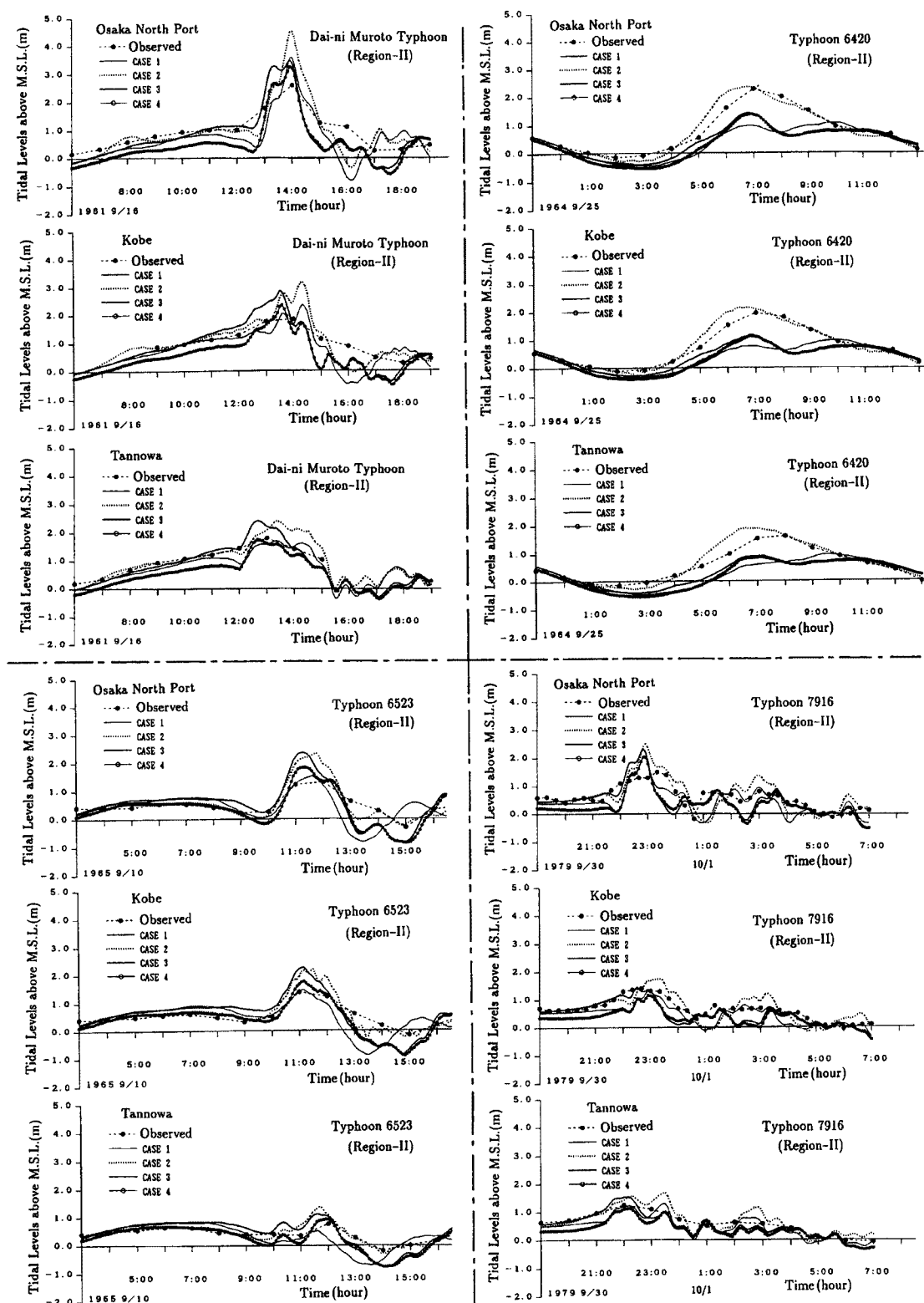


Fig. 11. Comparison between calculated and observed tidal levels in the Region-II which is connected with the Region-I.

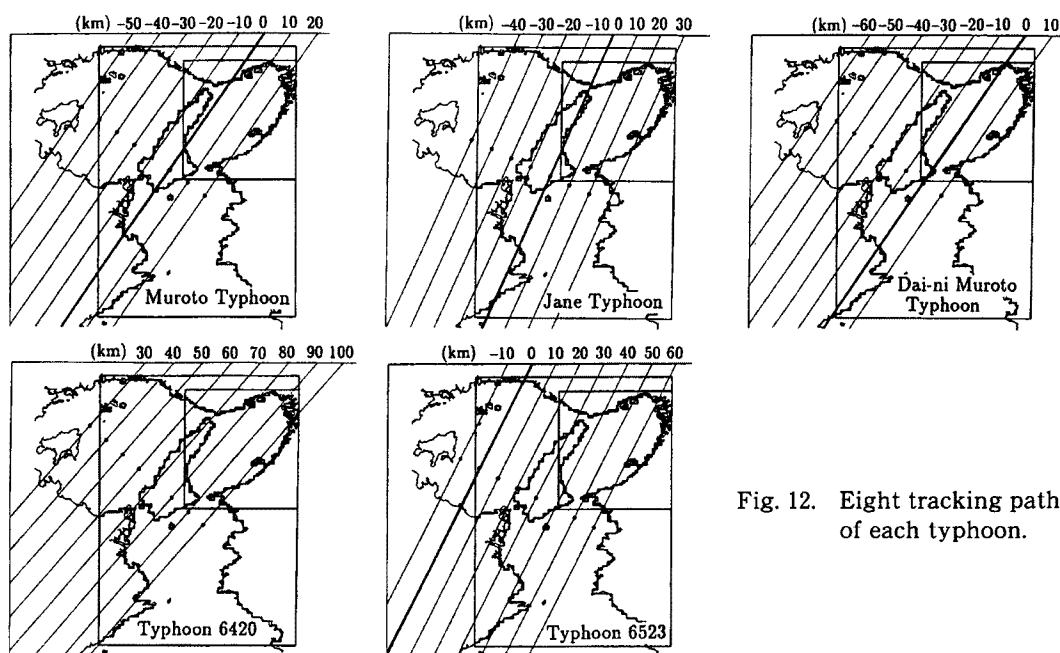


Fig. 12. Eight tracking paths of each typhoon.

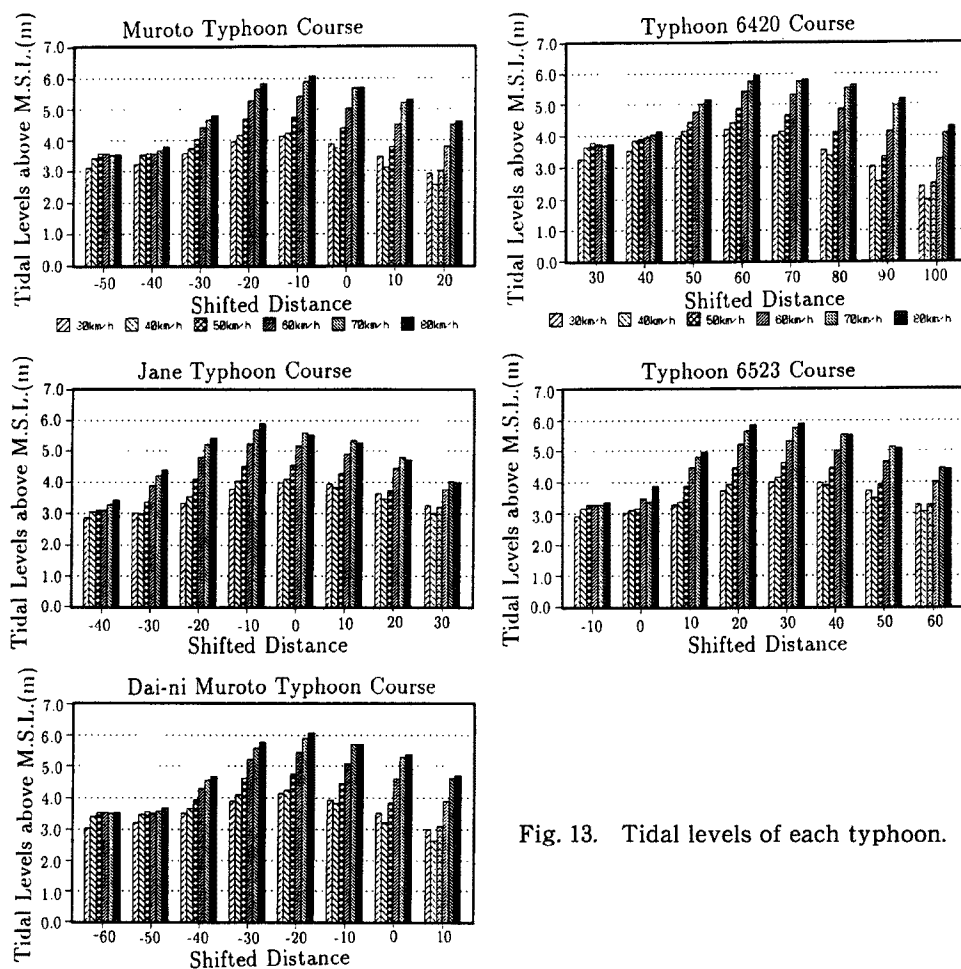


Fig. 13. Tidal levels of each typhoon.

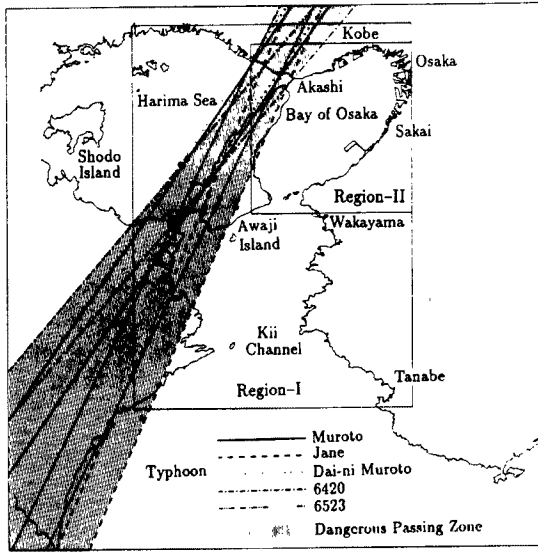


Fig. 14. Dangerous passing zone.

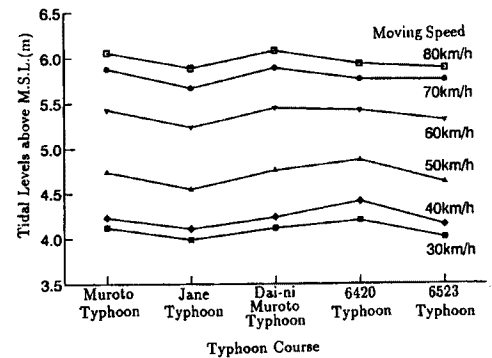


Fig. 15. Relation between maximum tidal levels and moving speeds.

が大きくなると最大風速が増加し、潮位が大きくなることが分かる。従って、移動速度が大きな台風ほど危険といえる。ただし、大阪湾内を台風の中心が通過する経路では、進行速度が40 km/hの場合より30 km/hの場合の方が大きな潮位を生じている。これは、気圧低下による吸い上げは、台風の移動速度と長波の伝播速度との比が0.8に近づけば共振状態となって潮位が増大すると言われており、このことが影響しているものと思われる。

以上の計算結果をもとに通過危険領域を描いたものが、Fig. 14である。室戸台風は西へ10～20 km、ジェーン台風は本来の経路とそれから西へ10 km、第2室戸台風は西へ20～30 km、6420台風は東へ60～70 km、6523台風は東へ20～30 km移動させたものが最大潮位を発生させる経路で、図中の斜線領域が大阪北港に高い潮位を発生させる台風の通過危険領域である。

最も潮位が大きくなる経路をとった場合の各台風の移動速度と最高潮位との関係をまとめたものがFig. 15である。これより、進行速度が比較的小さい場合は6420台風の進行方向をとった場合が、そして、進行速度が大きくなると第2室戸台風の進行方向をとった場合が、高潮を発達させやすい。これは、進行速度が小さいと吹き寄せ効果より吸い上げ効果が大きくなり、湾の長軸方向に平行な経路の方が潮位を増大させやすく、進行速度が増加すると吹き寄せ効果が卓越し、大阪北港の方向に最大風速の風向が向く経路の方が、潮位が増大するからである。そして、吸い上げ効果より吹き寄せ効果の方が卓越するようになる変化点は進行速度が50 km/h～60 km/hの間で生じるようである。

4. 大阪湾における高潮氾濫域の予測

4.1 計算対象領域

計算領域は領域-I、領域-IIに加えて氾濫も同時に計算する領域-IIIおよび領域-IVを追加する。領域-IIIは大和川河口部から西宮市を含むFig. 16に示すような領域である。領域-IVは淀川河口部の大阪市此花区および港区に焦点を絞ったFig. 17に示すような領域である。なお、両図には領域の地盤高の分布も示されている。

領域-IIIの格子サイズ及び格子数は、東西方向に $\Delta x = 286.25$ m、南北方向に $\Delta y = 230.625$ mで、東西

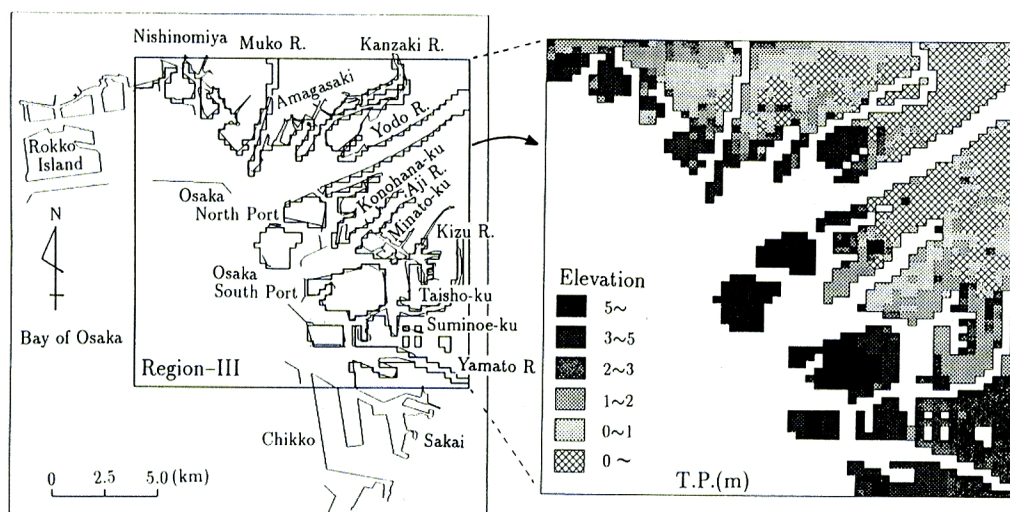


Fig. 16. Computational domain of the Region-III and its distribution of elevation.

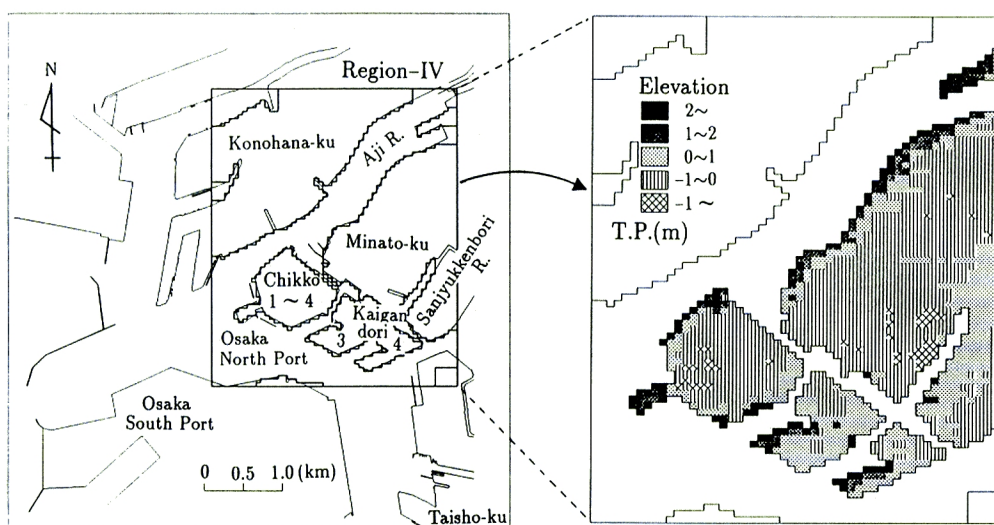


Fig. 17. Computational domain of the Region-IV and its distribution of elevation.

方向には56メッシュ、南北方向には64メッシュであり、計算の差分時間間隔 Δt は2秒である。地盤高は、関係する自治体発行の2500分の1の地形図から読みとり、河床位については建設省や地方自治体より入手した河川の縦断図あるいは横断図から現況の河床位を読みとった。さらに、河川および海岸堤防の天端高には、現況値を使用した。いずれの標高もすべてT.P.値に変換している。

西側及び南側の開境界条件として領域-IIの値を、領域-Iと領域-IIの接続と同じ方法を用いて与えている。また、一級河川については上流端に、年平均流量から割り出される流入量を与える。越流や越波に関しては前述した方法で評価する。

領域-IVの格子サイズ及び格子数は、 $\Delta x = 57.25$ m, $\Delta y = 46.125$ mで、東西方向に55メッシュ、南北方向に80メッシュで、 Δt は0.5秒である。標高などの設定は領域-IIIの場合と同じである。また境界条件は、領域の四方ともを領域-IIIの値を前述の方法で与えた。

4.2 大阪市の高潮対策の概要¹⁶⁾

大阪市の高潮対策事業の基幹施設は、安治川、尻無川、木津川の三大防潮水門と防潮堤および中小防潮水門と防潮扉等である。高潮発生時には防潮水門等を閉鎖し、高潮の進入を防ぐことになっている。また、水門閉鎖に伴う内水の排除は、毛馬排水機場を中心とする排水施設によって行われる。さらに、これらによって対処できない箇所では防潮堤によって高潮災害を防ぐことになっている。その防潮堤の天端高は次のように決定されている。まず計画基準潮位として、7月から10月（台風期）の朔望平均満潮位 O. P. + 2.20 m (= T. P. + 0.9 m) に高潮潮位偏差（風の吹き寄せや気圧の低下などに伴う潮位の異常上昇高）3.00 m を合わせた O. P. + 5.20 m を設定し、さらにこれに波浪などの影響を考慮した余裕高を加えて天端高としている。旧淀川筋の防潮水門より下流では、余裕高は防波堤による低減効果を考慮して 1.40 m とし、結局防潮堤の天端高は O. P. + 2.20 m + 3.00 m + 1.40 m = O. P. + 6.60 m, 防潮水門より上流では高潮時に水門を閉鎖した場合の計画貯留内水位を O. P. + 3.50 m, 余裕高を 0.80 m とし、防潮堤の天端高は O. P. + 3.50 m + 0.80 m = O. P. + 4.30 m となっている。また、神崎川筋の河口部では余裕高を 2.90 m とした O. P. + 8.10 m, 三国橋～大吹橋では余裕高を 0.80 m とした O. P. + 6.00 m となっている。また、港湾施設では堤内地と接続している場所などには防潮扉が用意されており、高潮来襲時には扉を閉鎖して高潮の進入を防止する。この防潮扉は、西大阪では 486 基設置されており、平均幅員は 4 m 程度である。

4.3 従来の計画台風と最悪台風の比較

従来の計画台風では室戸台風経路が大阪にとって危険な台風経路とされている。本研究では、前述したように、通過危険領域が大阪北港にとって危険であるという結果を得た。しかし、室戸台風経路はこの通過危険領域をとっていない。そこで、台風が室戸台風経路をとる場合と通過危険領域をとる場合の高潮の規模を比較検討する。

まず、室戸台風の経路を室戸台風本来の移動速度で、大阪北港に 1994 年 9 月 7 日の 20 時の満潮時に高潮の最大潮位偏差が重なるように来襲する場合を想定する。この時の中心気圧は、上陸までは伊勢湾台風規模である 929.5 hPa の一定値とし、上陸後は次式¹⁰⁾に従って気圧を上昇させる。

$$\Delta P = \Delta P_0 \exp(-a_i t_i) \quad \dots\dots\dots (18)$$

ここに、 ΔP ；中心気圧低下量、 ΔP_0 ；上陸時の中心気圧低下量、 a_i ；減衰の割合を示すパラメータで、西日本の場合、統計の結果^{9), 10)}から平均値の $a_i = 0.084$ (1/hour) を用いる。 t_i ；上陸後の経過時間 (hour) である。上陸は、北緯 33 度を台風が通過する時点とした。この台風を“室戸台風経路”と定義する。

一方、比較のため通過危険領域をとる台風として、上記の経路を西に 10 km 並行移動させ、中心気圧は室戸台風経路の場合と同じにした経路を“最悪経路”と定義する。これら 2 つの経路を Fig. 18 に示す。

計算は、領域-I から領域-III まで行った。ただし、越波による氾濫は考慮していない。領域-III での潮位計算結果を Fig. 19 に示す。最高潮位は、20 時頃に生じ、最悪経路を通過した場合の方が若干最大潮位が大きくなっている。大阪北港での潮

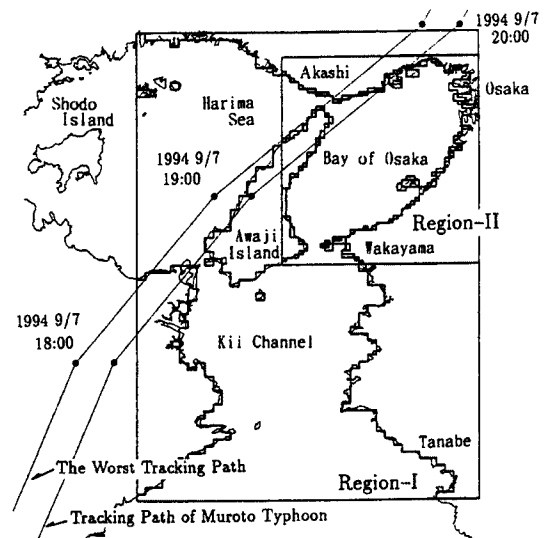


Fig. 18. Tracking path of Muroto Typhoon and the worst tracking path which is 10 km westward side from it.

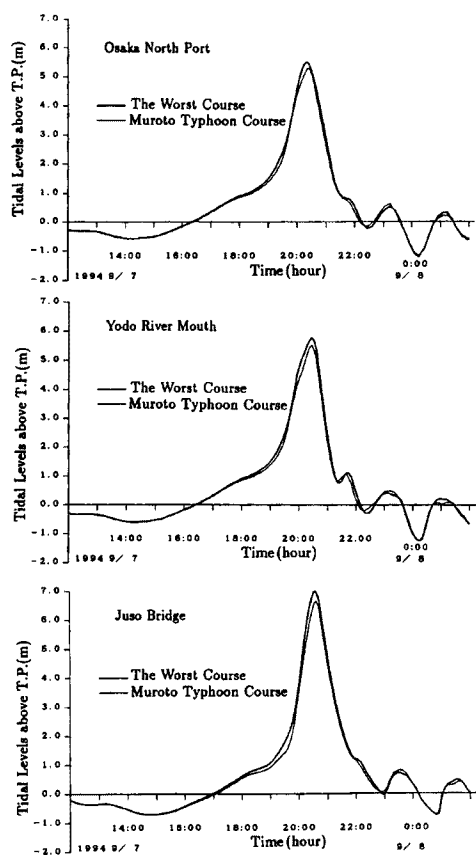


Fig. 19. Calculated tidal levels in the Region-III. The fine lines indicate the calculated results in the case of Muroto Typhoon path and thick lines those in the case of the worst path.

位は、室戸台風経路で T.P. 5.2 m, 最悪経路で T.P. 5.5 m に達している。また、十三大橋の地点で潮位が T.P. 上 7 m にも達しているが、これは高潮の河川遡上に伴う河川水と高潮の相互作用及び河床位の上昇による浅水変形により高潮位を記録したものと考えられる。

Fig. 20 に領域-III での氾濫の様子を、Fig. 21 に領域-III における氾濫面積の時間変化を示す。室戸台風経路の場合、氾濫面積は約 25 km² であるが、最悪経路の場合は 40 km² 以上にもなっている。氾濫箇所は室戸台風経路の場合は主に西宮・神崎川左岸・此花区・大正区・住之江区等であるが、最悪経路の場合、これらに加えて淀川沿いや港区でも氾濫が発生しており、大幅な氾濫域の増加が見られる。

このように、最悪経路を通過した場合に多くの氾濫が発生するのは、防潮堤の高さが O.P. 6.6 m, つまり, T.P. 5.3 m であるのに対し、最悪経路では潮位が T.P. 5.5 m に達するからである。一方、室戸台風経路ではこれよりも若干小さな潮位になるため氾濫域も小さくなると考えられる。また、淀川でも高潮の河川遡上による水位上昇によって、小規模な氾濫が発生していることがわかる。

4.4 計画台風の設定

氾濫解析を行う目的の一つは、どのような場所が浸水する危険性があるかをみることにある。しかしながら都市の利用形態は非常に複雑で、地域的な視点で論じようとするれば、それなりの土地利用形態を詳細に再現できる領域をとって氾濫解析を行わなければならない。

い。そこで、今回は領域-IV において格子サイズを約 50 m にとり、一般的な構造物が 1 格子で再現できるようにした。

大阪市で大規模な高潮が発生させる台風は、通過危険領域を通り、しかも進行速度が速い台風であることが、これまでの解析で明らかにされた。しかしながら、実際の台風を予測することはできないので、何らかのモデル台風を定義する必要がある。それは、災害発生の危険性があり、かつ現実的なものとして定義しなければならない。そこで、台風の経路としては通過危険領域のほぼ中央を通り 3.2 で用いた経路のうち、第2室戸台風を西に 20 km 移動させた経路を採用する。進行速度は、室戸台風や第2室戸台風などの大型台風が大阪湾周辺では、50 km/h ~ 60 km/h であったので、50 km/h とすることにした。また、中心気圧は上陸までは過去最大であった伊勢湾台風規模として 929.5 hPa とし、北緯 33 度を通過した時点から上陸したとみなし、(18)式に従って気圧が上昇するとした。以上の条件で移動する台風を“計画台風”と定義し、その経路を Fig. 22 に示す。

4.5 計画台風を用いた高潮氾濫解析

計算方法は、領域-I から領域-III までは 4.3 と同じであるが、領域-III については越波による氾濫を考

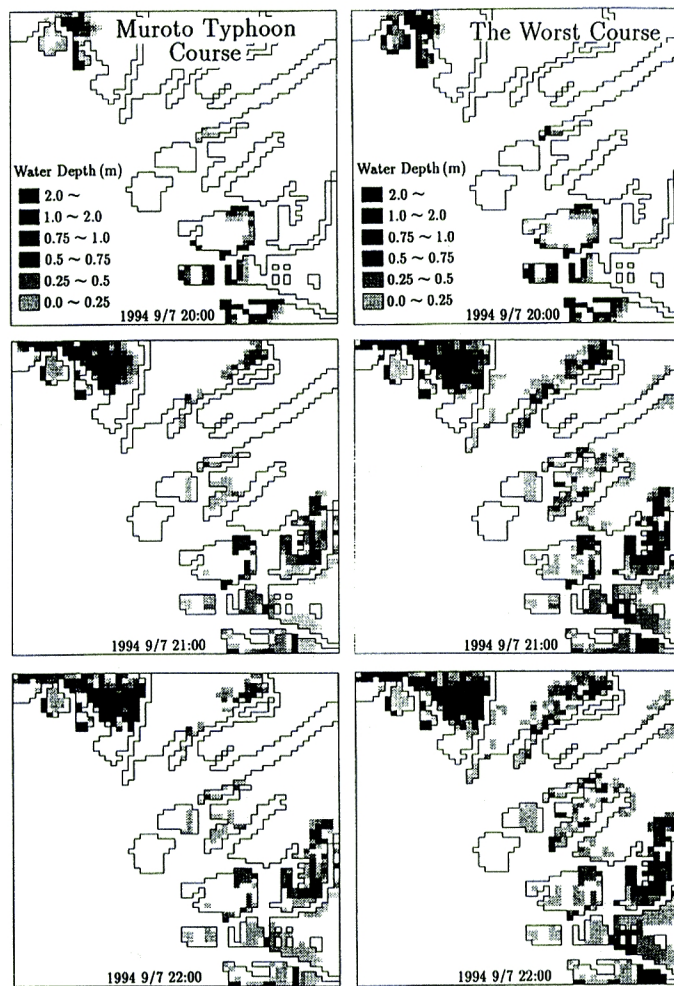


Fig. 20. Calculated flooding areas in the Region-III. The left column gives the calculated results in the case of Muroto Typhoon path and the right column those in the case of the worst path.

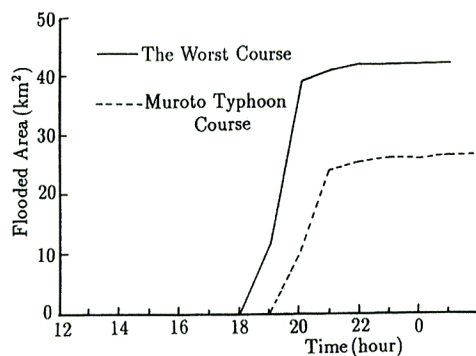


Fig. 21. Temporal changes of the flooding areas in the Region-III.

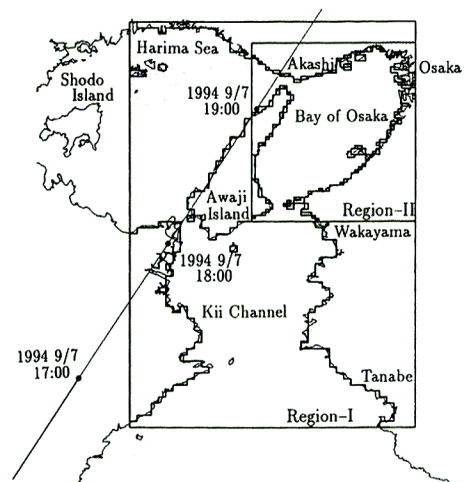


Fig. 22. Tracking path of the "designed typhoon".

慮する場合と、考慮しない場合の 2 通りの計算を行い、領域-IV での氾濫計算も行っている。領域-IV の計算方法は基本的には領域-III と同じであるが、境界条件として陸上における境界値も領域-III から、海域部での境界条件の接続方法と同じようにして与えた。

計算対象日も 4. 3 の計算と同じである。

越波を考慮した大阪北港での有義波高および有義波周期の計算結果を Fig. 23 に示す。台風が最も大阪北港に近づく 18: 00 ~ 20: 00 に、波高・周期とも最も大きくなり、 $H_{1/3} = 1.5$ m, $T_{1/3} = 2.5$ sec 程度である。北港前面には防波堤が存在し、これによって吹送距離が短くなる ($F = 2$ km) としたため、港内ではあまり波高が発達していない。

越波を考慮した場合と考慮しなかった場合の領域-III での氾濫の様子を示したものが Fig. 24 である。越

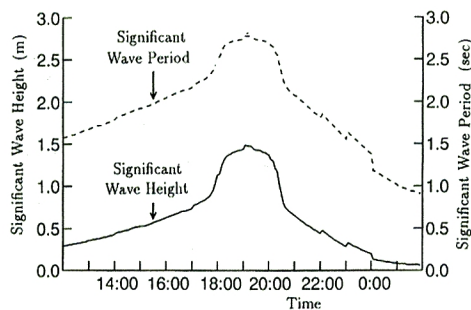


Fig. 23. Calculated significant wave height and period in the Region-III.

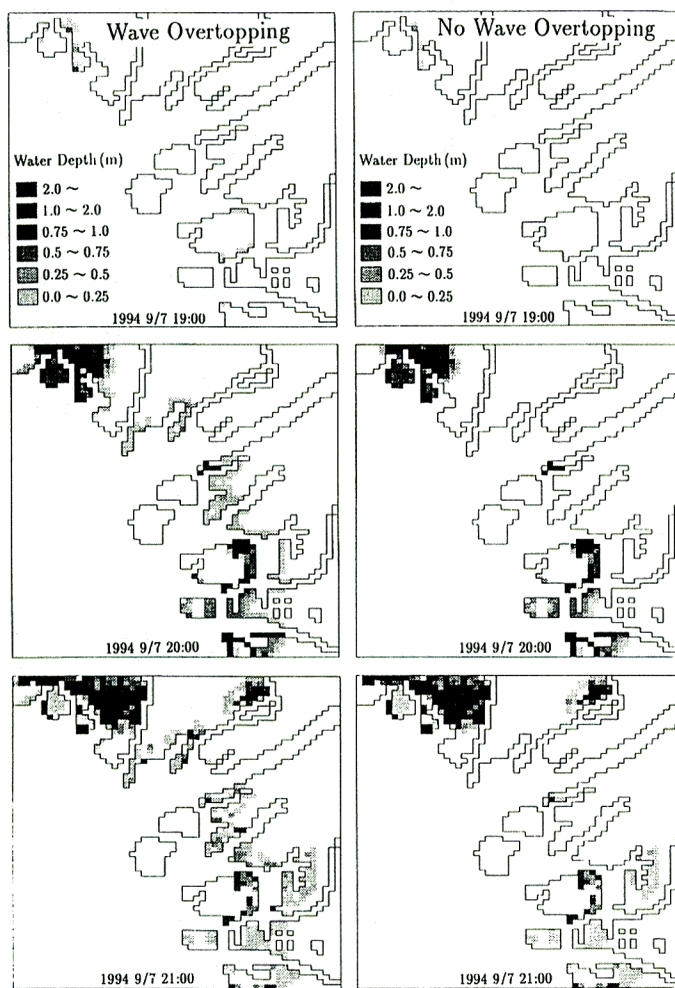


Fig. 24. Calculated flooding areas in the Region-III. The left column gives the calculated results in the case of wave overtopping and the right column those in the case of no wave overtopping for the “designed typhoon”.

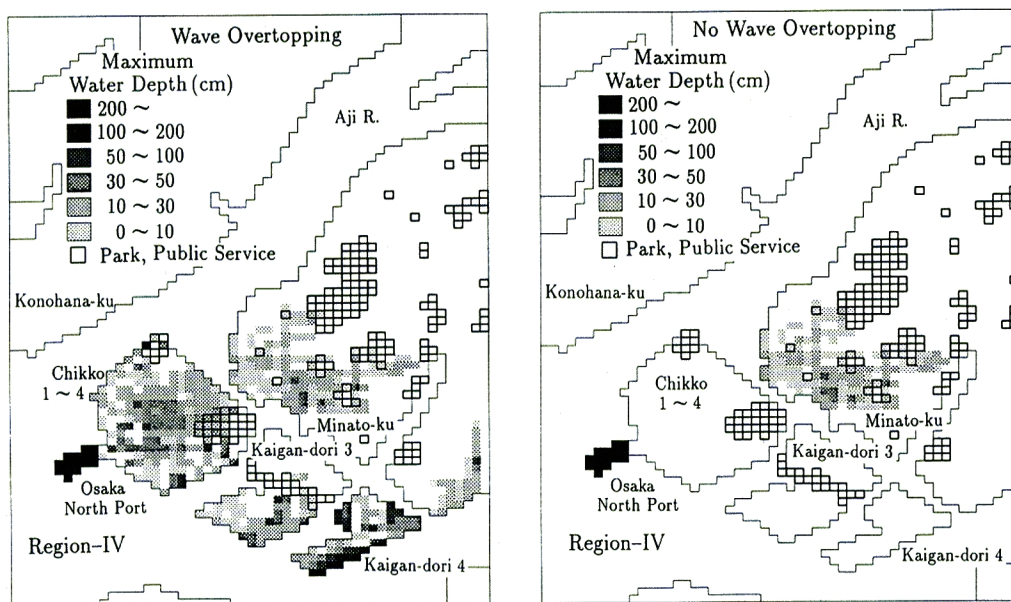


Fig. 25. Comparisons of the maximum water depths in the Region-IV in the case of wave overtopping and those in the case of no wave overtopping.

波を考慮した場合、海岸沿いを中心に氾濫がかなり生じている。例えば此花区や港区のように、越波を考慮しなかった場合には氾濫が生じなくても、越波を考慮すると氾濫が生じる地域がかなり見られる。ただし、Fig. 20 に示した最悪経路（室戸台風の移動速度）の氾濫規模よりも小さくなっているが、これは計画台風の進行速度が室戸台風より遅いこと、最悪経路より吹送距離が短くなる（最大風速半径の半分の距離にある台風中心から 30 km の位置で最大風速が発生するが、計画台風の経路ではこの位置が大阪湾の長軸に沿ったものでなく、若干これからずれている）ためであると思われる。

Fig. 25 は、領域-IV において、越波を考慮した場合としない場合での最大氾濫水深の分布を示したものである。越波を考慮した場合の氾濫面積は 1.2 km^2 で、考慮しない場合のそれは 0.4 km^2 である。氾濫水深の分布はその地点での地盤高の影響を大きく受け、地盤高が低い所ほど氾濫水深は深くなっているが、越波を考慮した場合でも 50 cm 以下の所が殆どで、高潮対策の有効性が認められる。ただし、この地域の海岸部は多数の防潮扉で守られており、防潮扉が有効に機能しなければ大規模な氾濫が発生する危険性を有していることを認識しておく必要がある。そのような場合も想定して建物の耐水化や避難システムの充実を図っておく必要があろう。

5. 結 語

本研究では、2次元単層モデルによる高潮とその氾濫の解析法を示し、過去に大阪に来襲した主要な台風を用いて高潮の再現性を検討するとともに高潮氾濫の予測を試みた。本研究によって得られた主要な結果はつぎのようである。

1. 高潮計算を行う際の潮汐計算には、潮位の再現性を重視する場合、少なくとも 9 分潮を考慮する必要がある。また前駆計算については、領域-II のような大阪湾全体を含むような領域を対象とする場合では、潮位のみであれば 1 日程度で十分である。
2. 高潮解析の計算を行う際には、開境界条件の与え方が重要で、計算領域の境界はなるべく外洋上に設定することが好ましい。また、吹き寄せ効果の評価が難しく、物理機構が不明な (17) 式による方

法では普遍的に α を決定することが困難であることがわかった。うねりや黒潮の蛇行といった現象が forerunner に関係すると考えられるので、吹き寄せ効果のモデル化とともにこのような現象による影響をも考慮した開境界条件の設定法を開発する必要がある。

3. 2 次元単層モデルを適用して、大阪北港で危険な高潮を発生させる台風を検討した結果、室戸岬付近に上陸し、四国東岸及び淡路島西岸をかすめるように通過し、明石海峡のやや西を通る台風の経路が最も危険であり、これを通過危険領域として設定した。
4. 従来の計画台風の経路である“室戸台風経路”よりも、これより 10 km 西の経路である“最悪経路”の方が大阪北港での高潮が大きくなり、氾濫規模も領域-III で 1.6 倍程度になることがわかった。
5. “計画台風”を設定し、越波を考慮した氾濫解析を行ったところ、越流では氾濫しない地域でも氾濫が発生し、氾濫規模が増大することがわかった。また、氾濫計算領域の格子サイズを約 50 m に設定した領域-IV では詳細な氾濫情報が得られた。氾濫は小規模であり、高潮対策の有効性が確認された。

高潮氾濫は高潮のピーク潮位で殆ど決定されるものと思われる。そしてそれは台風モデルに強く依存している。ここで用いた藤井・光田のモデルには標高などの地形条件が入っていない。実測風は地形の影響を強く受け、台風モデルによる風速場とはかなり違ったものとなっている可能性がある。高潮の推算の精度を向上するには、今後このような影響を考慮した台風モデルに改良することが必要となろう。さらに、越波が氾濫規模の拡大に与える影響評価も重要であり、越波流量の評価の精度向上が望まれる。

今後、このような点について検討するとともに、高潮氾濫ハザードマップおよびリスクマップの作成および高潮氾濫を対象とした避難システムについて検討していきたい。

最後に、本研究の一部は文部省科学研究費（一般研究（B）研究代表者 井上和也、課題番号 05452376 および一般研究（C）研究代表者 中川 一、課題番号 05680368）の補助を受けたものであり、関係各位に記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 岩垣雄一・榎木 亨：海岸工学，共立出版，1982，p. 224.
- 2) 岩佐義朗・井上和也・水鳥雅文：氾濫水の水利の数値解析法，京大防災研年報，第 23 号 B-2，1980，pp. 305-317.
- 3) 土木学会編：水理公式集，昭和 46 年改訂版，1971，p. 265.
- 4) 上塚哲彦・中川 一・井上和也：高潮氾濫における越波の影響の解析，土木学会関西支部平成 6 年度関西支部年次学術講演概要，1994，pp. II-87-1-II-87-2.
- 5) 井島武士：波浪の数値予測，土木学会水理委員会水工学シリーズ 68-02，1968，pp. 02-1-02-30.
- 6) 合田良美・岸良安治・神山 豊：不規則波による防波護岸の越波流量に関する実験的研究，港湾技術研究所報告，第 14 巻 4 号，1975，pp. 3-44.
- 7) 土木学会・海岸工学委員会・研究レビュー小委員会編：海岸波動〔波・構造物・地盤の相互作用の解析法〕，1994，pp. 216-217.
- 8) 山下隆男：1991 年サイクロンによるバングラデシュの高潮・強風災害，京大防災研年報，第 35 号 A，1992，pp. 136-148.
- 9) 藤井 健・光田 寧：日本本土に襲撃する台風の統計的性質について，京大防災研年報，第 28 号 B-1，1985，pp. 463-473.
- 10) 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のシミュレーション，京大防災研年報，第 29 号 B-1，1986，pp. 229-239.

- 11) 光田 寧・文字信貴・塚本 修・浅井東洋：八重山群島を襲った台風 5 号 (7705) の気象学的特性について，京大防災研年報，第 21 号 B-1，1978，pp. 405 - 415.
- 12) 中川 一：氾濫水・土石流の動態とその解析，土木学会水理委員会，水工学シリーズ，1992，pp. A-9-1-A-9-20.
- 13) K. Nakatsuji, S. Watanabe, H. Kurita and N. Yamane : Greenhouse Effects on Storm Surges, A Case study at Osaka Bay, Japan, Proc. of 25 th Congress of IAHR, Vol. IV, 1993, pp. 56 - 63.
- 14) 大阪管区気象台：第 2 室戸台風報告，大阪管区異常気象調査報告，第 9 巻，第 3 号，1962，pp. 6 - 7.
- 15) 大阪市港湾局：高潮とのたたかい，1988.
- 16) Osaka Prefectural Government : Comprehensive Flood Control Measures in Urban Area, Urban River Division, Departments of Public Works.