

確率的台風モデルによる降雨・高潮の同時生起性評価

EVALUATION OF CONCURRENT CHARACTERISTICS OF RAINFALL AND STORM SURGE BY A STOCHASTIC TYPHOON MODEL

端野道夫*・桑田康雄**

By Michio HASHINO and Yasuo KUWATA

A stochastic typhoon model with three properties of central pressure, moving direction and moving velocity is constructed by using B-spline functions and multi-variate autoregressive models. This stochastic typhoon model generates hourly data of typhoon location, central pressure, moving direction and velocity. Predictors against the rainfall intensity and the storm surge at Osaka are selected by using a stepwise regression analysis. About 2820 typhoons for 600 years are generated, and rainfall intensities and storm surges associated with the simulated typhoons are generated at Osaka. The concurrent characteristics of rainfall and storm surge; such as the frequency distribution of time lags, the spatial distributions of typhoon locations, when the peak rainfall intensities and the maximum storm surges occurred. At the same time the joint return periods of heavy rainfall intensities and large storm surges, are evaluated by using observed and simulated data.

Keywords: stochastic typhoon model, simulation, concurrence of rainfall and storm surge

1. ま え が き

従来の、台風モデルによる降雨予測¹⁾または高潮推算²⁾に関する研究では、降雨または高潮のいずれか1つのみを対象としており、都市河川・感潮区間における台風来襲時の高潮と洪水の同時生起性評価には利用できない。また、台風モデルの構造とそのシミュレーション方法に多くの問題点があると考えられる。こうした、既往の台風モデルの欠点を改善すべく、中心気圧、進行方向、進行速度の3要素に関するBスプライン関数と三次元自己回帰モデルからなる確率的台風モデルを構築し、台風性降雨と高潮をシミュレートする手法を提案してきた^{3),4)}。

本論文では、参考文献⁴⁾で提案したシミュレーション手法のうち、高潮シミュレーション法の単位時間を改善し、シミュレーション・データ数を40年15組(600年)に増やした。さらに、この600年分のシミュレーション・データと過去80年間の実測データを用い、大阪におけるピーク降雨強度と最大潮位偏差の発生時差、両者の発生時台風位置分布、両者の量的関係および同時リ

ターンピリオド等の諸特性より、同時生起性についての総合的検討・考察を行った。特に、大阪に大高潮・強降雨をもたらす可能性とそのときの台風コースについての評価を試みた。

対象地点として、大阪を考え、北緯28~40°、東経128~140°の矩形領域を通過した過去約50年間の台風データを確率的台風モデルの構築に用い、大阪管区気象台での降雨データと大阪港での高潮(潮位偏差)データをそれぞれの回帰モデルの構築に用いた。

2. 確率的台風モデルの構築

(1) 絶対および相対スプライン面

台風属性のうち、中心気圧 p 、進行方向 θ 、進行速度 c の3要素を東経 x 、北緯 y の関数とし、これら3要素の空間的平均場を二次元Bスプライン関数 $S_p(x, y)$ 、 $S_\theta(x, y)$ 、 $S_c(x, y)$ (これを絶対スプライン面とよぶ) で表現し、台風移動に伴う3要素の1時間当たりの変化量 Δp 、 $\Delta \theta$ 、 Δc に関する空間的平均場を二次元Bスプライン関数 $S_{\Delta p}(x, y)$ 、 $S_{\Delta \theta}(x, y)$ 、 $S_{\Delta c}(x, y)$ (これを相対スプライン面とよぶ) で表現する。一般に、二次元Bスプライン関数 $S(x, y)$ は次式で与えられる⁵⁾。

$$S(x, y) = \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m C_{ji} N_{mj}(x) N_{ni}(y) \dots \dots \dots (1)$$

* 正会員 工博 徳島大学教授 工学部建設工学科
(〒770 徳島市南常三島町2-1)

** 工修 西日本建設コンサルタント(株)
(〒700 岡山市島田本町2-5-35)

ここに、 $n=k+m$ 、 m はBスプラインの階数、 k は内部節点数、 C_{jl} ($j=1, 2, \dots, n, l=1, 2, \dots, n$) は重み係数、 $N_{mj}(x)$ 、 $N_{ml}(y)$ はそれぞれ x, y 方向の正規化されたBスプラインである。対象領域を通過したすべての台風データを式 (1) に用い、2種類の台風属性、すなわち、 p, θ, c ; $\Delta p, \Delta \theta, \Delta c$ のそれぞれについて二次元データの平滑化を行うわけであるが、赤池のAIC基準を用いて、Bスプラインの階数 m 、内部節点数 k の適切な組合せを探索し、 $m=3, k=4$ を得た。これより、重み係数 C_{jl} が決定され、得られた3要素の絶対および相対スプライン面を図示すれば Fig. 1, 2 のようである。

(2) 三次元1次自己回帰モデル

時刻 i に台風中心が場所 (x_i, y_i) にあるとする。このときの1時間当たりの変化量： $\Delta p_i \equiv p_i - p_{i-1}$ 、 $\Delta \theta_i \equiv \theta_i - \theta_{i-1}$ 、 $\Delta c_i \equiv c_i - c_{i-1}$ とその場所での相対スプライン面： $S_{\Delta p} \equiv S_{\Delta p}(x_i, y_i)$ 、 $S_{\Delta \theta} \equiv S_{\Delta \theta}(x_i, y_i)$ 、 $S_{\Delta c} \equiv S_{\Delta c}(x_i, y_i)$ との差、すなわち、偏差： $Z_{pi} \equiv \Delta p_i - S_{\Delta p}$ 、 $Z_{\theta i} \equiv \Delta \theta_i - S_{\Delta \theta}$ 、 $Z_{ci} \equiv \Delta c_i - S_{\Delta c}$ に次式のような三次元1次自己回帰モデルを適用する。

$$Z_i = A \cdot Z_{i-1} + B \cdot \delta_i + C \dots\dots\dots (2 \cdot a)$$

$$C = \bar{Z} \cdot (I - A) \dots\dots\dots (2 \cdot b)$$

ここに、 $Z_i = (Z_{pi} \ Z_{\theta i} \ Z_{ci})^T$ 、 $\delta_i = (\delta_{pi} \ \delta_{\theta i} \ \delta_{ci})^T$ は平均0、

分散1のランダム変数、 A, B は (3×3) の係数行列、 $\bar{Z} = (\bar{Z}_p \ \bar{Z}_\theta \ \bar{Z}_c)^T$ は Z_i の平均、 I は単位行列、 C は式 (2・b) で与えられる定数ベクトルである。

したがって、ある台風の時刻 i における3要素は次式で与えられることになる。

$$\left. \begin{aligned} p_i &= p_{i-1} + S_{\Delta p}(x_i, y_i) + Z_{pi} \\ \theta_i &= \theta_{i-1} + S_{\Delta \theta}(x_i, y_i) + Z_{\theta i} \\ c_i &= c_{i-1} + S_{\Delta c}(x_i, y_i) + Z_{ci} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、時刻 i における台風位置 (x_i, y_i) は時刻 $(i-1)$ の台風位置 (x_{i-1}, y_{i-1}) と進行方向 θ_{i-1} 、進行速度 c_{i-1} より与えられるものとする (Fig. 3 参照)。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} x_i &= x_{i-1} + \alpha_x \cdot c_{i-1} \cdot \sin(\theta_{i-1} - 180) \\ y_i &= y_{i-1} + \alpha_y \cdot c_{i-1} \cdot \cos(\theta_{i-1} - 180) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 α_x, α_y は距離換算係数である。つまり、時刻 $(i-1)$ における台風位置 (x_{i-1}, y_{i-1}) とそのときの3要素： $p_{i-1}, \theta_{i-1}, c_{i-1}$ が与えられると式 (4) より時刻 i における台風位置 (x_i, y_i) が定まるとともに、式 (2)、(3) より、 p_i, θ_i, c_i が定まることになる。

式 (2) における係数行列 A, B の推定には平方根法⁶⁾を用いた。また、季節により台風の規模、通過コースなどに違いがあり、こうした特性を考慮して、Fig. 4 のように、台風データを3つの領域に分類し、それぞれについて、 A, B を推定した。

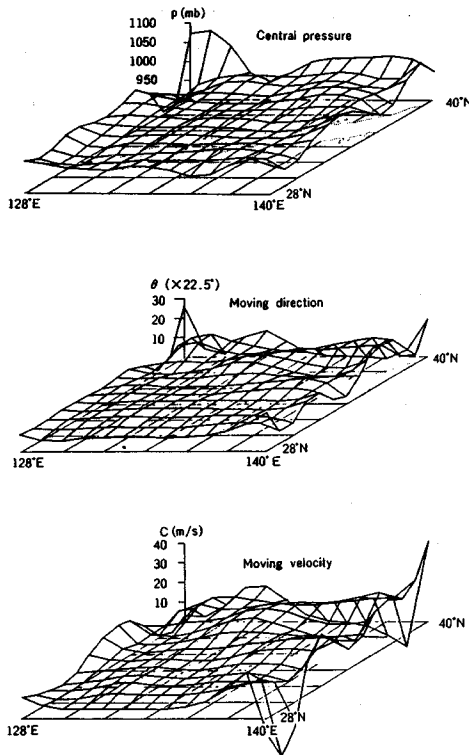


Fig. 1 Absolute spline surfaces of p, θ and c .

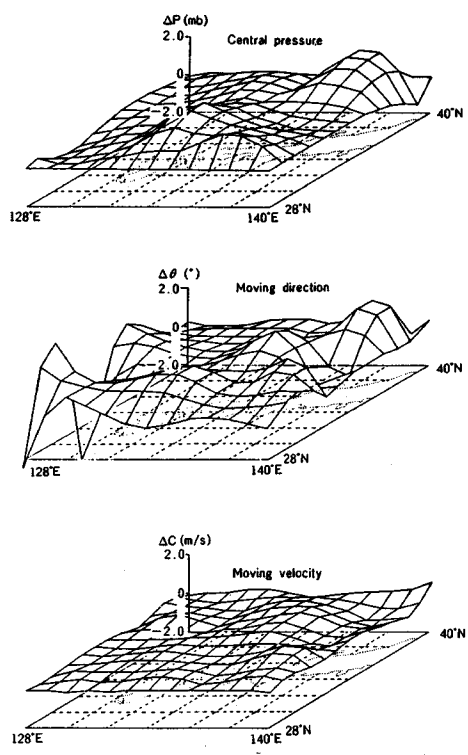


Fig. 2 Relative spline surfaces of $\Delta p, \Delta \theta$ and Δc .

式(2)を個々の台風の各時間データに適用し、ランダム変数 $\delta_i = (\delta_{pi}, \delta_{\theta i}, \delta_{ci})^T$ の確率分布関数を逆推定すれば Fig.5 のようである。定義により、 δ_i は平均0、分散1をとるが、この場合、3要素とも同一の左右対称分布であるものの、正規分布よりもかなり尖り度が大いことがわかる。したがって、後述の台風シミュレーションでは δ_i の確率分布関数として、正規分布ではなく Fig.5 を採用する。

(3) 台風進入個数と進入位置での3要素の相互相関対象地点である大阪への来襲頻度が高く、かつ影響が大である7~10月の各月ごとに発生過程がポアソン分布に従うか否かを検定したところ、各月ごとの対象領域への進入個数はポアソン分布に従うことが χ^2 検定により確かめられた。

対象領域への台風進入位置、すなわちシミュレーション

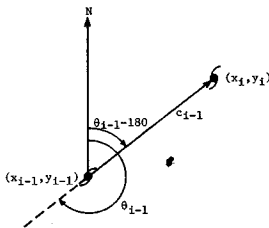


Fig.3 Typhoon location after 1 hour.

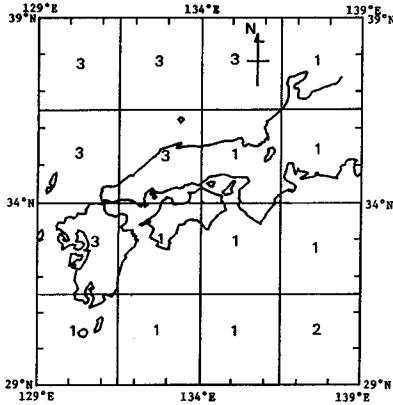


Fig.4 Classification of typhoon data for estimating coefficient matrices *A* and *B*.

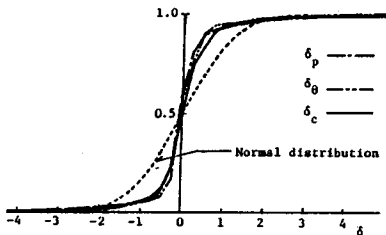


Fig.5 Probability distributions of δ_p , δ_θ and δ_c .

ンでの台風初期位置 (x_0, y_0) を対象領域の西端 (129°E, 29~39°N) および南端 (129~139°E, 29°N) にとることとし、この境界線上での台風通過個数の累積分布⁴⁾を各月ごとに作成し、これより、発生させた台風の初期位置 (x_0, y_0) を決定することにする。

シミュレーションでの初期位置 (x_0, y_0) における3要素の初期値 p_0, θ_0, c_0 は絶対スプライン面: $S_{p0} \equiv S_{p0}(x_0, y_0)$, $S_{\theta 0} \equiv S_{\theta 0}(x_0, y_0)$, $S_{c0} \equiv S_{c0}(x_0, y_0)$ と残差: $\varepsilon_p, \varepsilon_\theta, \varepsilon_c$ の和で与えられるものとする。この残差 $\varepsilon_p, \varepsilon_\theta, \varepsilon_c$ の間には互いに相関があることが予想され、したがって次式のような、相互相関を考慮したモデルを用いる。

$$\left. \begin{aligned} t_p &= a_{p\theta} t_\theta + a_{pc} t_c + a_{pp} x_p \\ t_\theta &= a_{\theta p} t_p + a_{\theta c} t_c + a_{\theta\theta} x_\theta \\ t_c &= a_{cp} t_p + a_{c\theta} t_\theta + a_{cc} x_c \\ a_{pp} &\equiv \sqrt{1 - a_{p\theta}^2 - a_{pc}^2 - 2 a_{p\theta} a_{pc} \rho_{\theta c}} \\ a_{\theta\theta} &\equiv \sqrt{1 - a_{\theta p}^2 - a_{\theta c}^2 - 2 a_{\theta p} a_{\theta c} \rho_{pc}} \\ a_{cc} &\equiv \sqrt{1 - a_{cp}^2 - a_{c\theta}^2 - 2 a_{cp} a_{c\theta} \rho_{p\theta}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 t_p, t_θ, t_c は初期位置 (x_0, y_0) での $\varepsilon_p, \varepsilon_\theta, \varepsilon_c$ について、各月ごとのそれぞれの平均: $m_{pj}, m_{\theta j}, m_{cj}$ と標準偏差: $\sigma_{pj}, \sigma_{\theta j}, \sigma_{cj}$ を用いて規準化された変数で、平均0、分散1をとる。また、 $\rho_{\theta c}, \rho_{pc}, \rho_{p\theta}$ はそれぞれ、 $(t_\theta, t_c), (t_p, t_c), (t_p, t_\theta)$ の相互相関係数、 x_p, x_θ, x_c はそれぞれ、平均0、分散1の完全ランダム変数である。

式(5)における係数 a_{ij} ($i=p, \theta, c, j=p, \theta, c, i \neq j$) は変数増減法による回帰分析より求められ、Table 1 のようになる。Table 1 によれば、各月とも、2つの係数 a_{ij}, a_{li} ($j \neq i, l \neq i, j \neq l$) のいずれかが必ず0であるので、この場合、係数 a_{ij} または a_{li} は相互相関係数 ρ_k ($k=\theta c, pc, p\theta$) のいずれかと一致することになる。したがって、7~10月の各月とも台風進行方

Table 1 Estimated values of the coefficient a_{ij} .

i \ j	July			August			September			October		
	j=p	j=θ	j=c	j=p	j=θ	j=c	j=p	j=θ	j=c	j=p	j=θ	j=c
i=p	0	0		0	0		0.248	0		0.301	0	
i=θ	0	0.451	0	0.255	0		0.487	0		0.602	0	
i=c	0	0.451	0	0.255	0		0.487	0		0.602	0	

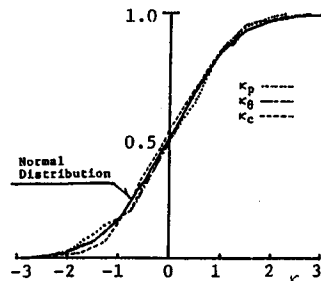


Fig.6 Probability distributions of x_p, x_θ and x_c .

向と進行速度の間に相互相関があり、特に9, 10月では中心気圧と進行方向の間にも相互相関があることがわかる。

次に、式(5)に実データを用い、完全ランダム変数 x_p, x_θ, x_c の確率分布を調べたところ、Fig. 6に示すように3者とも標準正規分布 $N(0, 1)$ に従うことが明らかとなった。

結局、台風初期位置 (x_0, y_0) における3要素の初期値 p_0, θ_0, c_0 は次のようにして決定することができる。すなわち、まず $N(0, 1)$ 分布に従う正規乱数 x_p, x_θ, x_c を発生させ、式(5)の連立方程式を解き、その解： t_p, t_θ, t_c にその月の標準偏差 $\sigma_{pj}, \sigma_{\theta j}, \sigma_{cj}$ を乗じ、平均 $m_{pj}, m_{\theta j}, m_{cj}$ を加えて残差 $\varepsilon_p, \varepsilon_\theta, \varepsilon_c$ とする。これらに絶対スプライン面の値 $S_{p0}, S_{\theta 0}, S_{c0}$ を加えて、所要の p_0, θ_0, c_0 とする。

(4) 台風シミュレーション手順

以上のことより、本確率的台風モデルを用いて、台風の3要素を1時間単位でシミュレートする手順をまとめれば次のようである (Fig. 7参照)。

- i) 各月ごとにポアソン乱数を発生させ、その年の台風個数を決める。
- ii) 台風の初期位置 (x_0, y_0) を $29 \sim 39^\circ\text{N}$, 129°E の緯線上および 29°N , $129 \sim 139^\circ\text{E}$ の経線上で各月ごとの累積確率分布に従う乱数発生により決定する。
- iii) 初期位置 (x_0, y_0) における3要素の初期値 $p_0, \theta_0,$

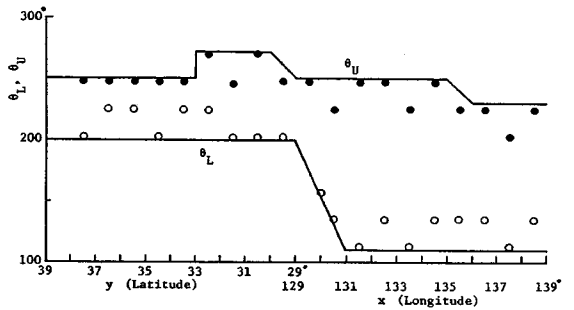


Fig. 8 Upper and lower boundary conditions for θ_0 .

c_0 を、式(5)と正規乱数により決定する。式(2)の係数行列 A, B は初期位置 (x_0, y_0) によって3ケースのいずれかに設定される。

- iv) 時刻 $i (i=1, 2, \dots)$ の台風位置 (x_i, y_i) は式(4)に時刻 $(i-1)$ の $c_{i-1}, \theta_{i-1}, x_{i-1}, y_{i-1}$ を代入することにより決定される。
- v) 時刻 i の位置 (x_i, y_i) における相対スプライン面の値： $S_{Ap}(x_i, y_i), S_{A\theta}(x_i, y_i), S_{Ac}(x_i, y_i)$ と式(2)より与えられる偏差 $Z_{pi}, Z_{\theta i}, Z_{ci}$ を式(3)に代入すれば、 p_i, θ_i, c_i が決まる。ただし、式(2)における $i=1$ のときの $Z_{i-1} = Z_0$ は平均 \bar{Z} を用いることにする。
- vi) 対象領域 ($29 \sim 39^\circ\text{N}$, $129 \sim 139^\circ\text{E}$) 内に台風が存在する間、ステップ iv)~v) を繰り返す。

なお、ステップ iii) における台風初期位置での台風3要素の初期値 p_0, θ_0, c_0 の決定には、実際のデータを参考にして、制約条件を設けた。すなわち、 $p_0 < 1008 \text{ mb}$, $c_0 \geq 1 \text{ m/s}$ とし、 θ_0 については Fig. 8 のように、上、下限条件を設けた。 p_0, θ_0, c_0 がこれらの制約条件を満足しない場合には、再度、乱数発生を行い、 $\varepsilon_p, \varepsilon_\theta, \varepsilon_c$ を求め直すことにした。

3. 台風シミュレーション

実測資料の比較的充実している1941~1980年の40年間に対応してシミュレーション期間を40年とし、大阪に影響のある7~10月の台風を40年間・15組発生させた。個数の整理において、実際の台風では途中消滅したものはもちろんのこと、温帯低気圧に変化したものも個数には数えないことにし、台風シミュレーションでは中心気圧が1013 mb以上になれば、その台風は消滅したと判定し、個数には数えない。

大阪を中心とする半径 $D=500, 300, 100 \text{ km}$ の円形領域を考え、それぞれの領域の通過個数を、実測、シミュレーション標本についてまとめると Table 2 のようであり、両者の間には有意な差がないことが有意水準5%のポアソン分布検定により確かめられた。

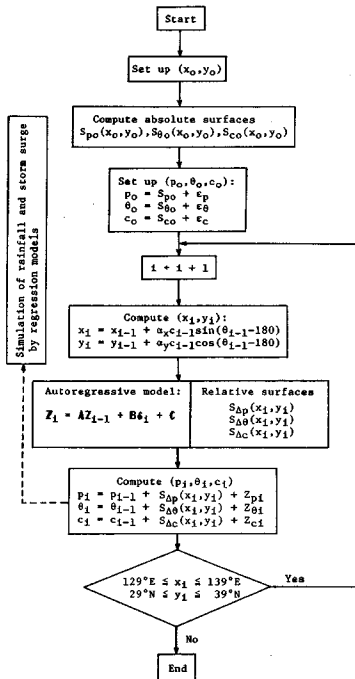


Fig. 7 Procedure of typhoon simulation.

Table 2 Simulated and observed numbers of typhoons for 40 years.

		Number of typhoons within			
		Frame: 29°-39°N 129°-139°E	Circle with radius: D (km)		
			500	300	100
Observed		191	148	85	26
Simulation group	1	213	162	97	36
	2	194	157	89	34
	3	190	154	81	19
	4	172	140	82	27
	5	184	139	69	17
	6	170	126	64	21
	7	214	156	99	29
	8	178	145	90	32
	9	199	152	92	33
	10	178	140	69	21
	11	205	161	105	33
	12	176	133	66	21
	13	170	137	84	27
	14	194	162	93	27
	15	185	146	84	29

台風シミュレーション標本から（後述の）大きな高潮あるいは強降雨をもたらした台風のうち、いくつかの経路図を示せば、Fig. 9 のようである。

次に、大阪を中心とする半径 $D=500, 300, 100$ km の円形領域を通過中の台風の中心気圧低下量 ΔP_T ($\equiv 1.013 - P_T$) の最大値を各組ごとに抽出し、上位 40 個 ($D=100$ km ではすべて) を Gringorten 公式 ($F_i = (i - 0.44) / (N + 0.12)$) で片対数紙にプロットし、実測と比較する。例として、Fig. 10 には組番 1~5 の場合を示す。これら 15 組すべてに対して Kolmogorov-Smirnov 検定 (2 標本の場合、有意水準両側 5%) を行ったところ、15 組中 3 組を除く 12 組について、実測とシミュレーション標本の ΔP_T 最大値分布に有意な差がないことが明らかとなった。組番 6, 7, 10 の 3 組については、いずれも実測値の ΔP_T 最大値分布より過大な分布になっており、強い台風が出現することが多かった。

以上のように、中心気圧の低い、いわゆる強い台風が若干、出現することが多い場合があり、この点で台風中心気圧の再現性には改善の余地が若干残されているようであるが、一般的には本確率的台風モデルは妥当な台風シミュレーション標本を提供していると考えることができよう。

4. 降雨と高潮の回帰モデルとシミュレーション方法

2.(4) で述べた台風シミュレーション手順のステップ v) より、時刻 i における台風位置 (x_i, y_i) での 3 要素 p_i, θ_i, c_i が与えられる。したがって、この p_i を適切な台風気圧分布式に用いれば、任意の地点 z における台風来襲時の気圧 p_z が推定され、また傾度風速式を用

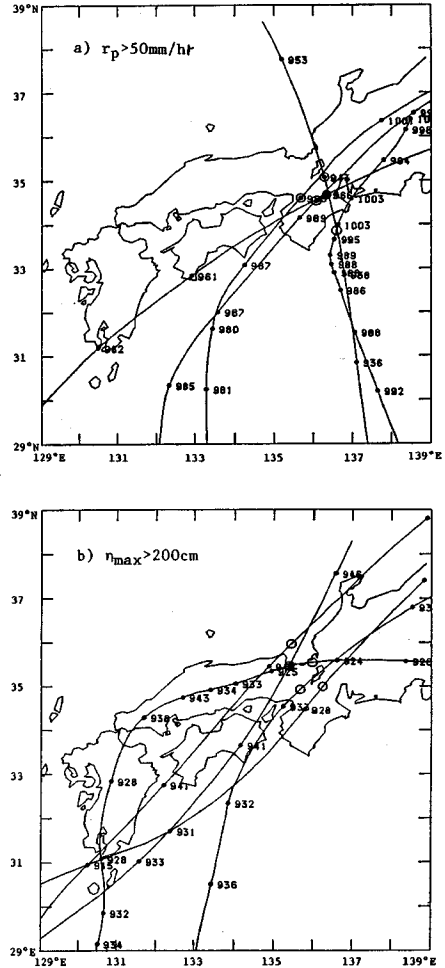


Fig. 9 Simulated typhoon tracks with $r_p > 50 \text{ mm/hr}$ or $\eta_{\text{max}} > 200 \text{ cm}$. Symbol \bigcirc indicates a typhoon location when r_p or η_{max} occurred, and numerals denote central pressures (mb) each 6 hours.

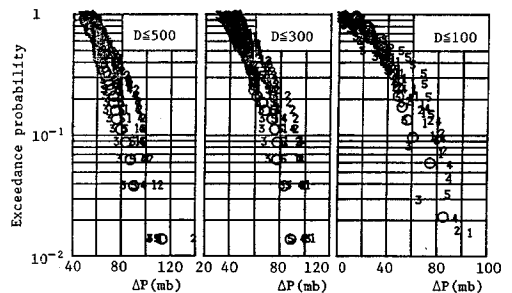


Fig. 10 Probability distributions of maximum exceedances of ΔP_T .

いれば、その地点での FFW (friction free wind) の風速、風向も推定される。そこで、対象地点の気圧 p_z は次式の Schloemer 式より求めることにする。

$$p_z = P_r + \Delta P_r \exp(-z_M/z) \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 $\Delta P_r \equiv 1013 - P_r$ 、 $P_r \equiv p_i$ は台風中心気圧、 z は台風中心から対象地点までの距離、 z_M は最大旋衡風速半径で 80 km とする⁷⁾。また、傾度風速 V_g は次式で与えられる。

$$V_g = \sqrt{\left(\frac{z \cdot f}{2}\right)^2 + \frac{z}{\rho_a} \frac{dp_z}{dz}} - \frac{f}{2} z \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 f はコリオリ係数、 ρ_a は空気密度である。傾度風の風向 θ_g は等圧線に接し、反時計回りを向いている。式 (7) 中の dp_z/dz は式 (6) を z で微分したもので与えられるから、台風中心気圧 $P_r \equiv p_i$ と台風位置 (x_i, y_i) が与えられれば、任意の地点での傾度風速 V_g が計算されることになる。この傾度風の風向 θ_g を等圧線より 30° 内側に向けた傾度風ベクトルと台風中心の進行速度ベクトル (台風 3 要素のうちの c_i, θ_i) を合成した FFW の風速、風向をもって、対象地点の風速 V_z 、風向 θ_z とする。

(1) 高潮の回帰モデルとシミュレーション方法

大阪湾長軸 (Fig. 15 中の一点鎖線) 方向を基準として、東側通過台風と西側通過台風では、最大潮位偏差の諸特性が異なることから、データを東・西通過別に整理して、最大潮位偏差 η_{max} に関する変数増減法による回帰分析を行い、次式を得た⁸⁾。

$$\text{東側: } \eta_{max} = 13.45(z_M/z) + 0.02 V_c^2 \cos \phi_c + 37.4 \dots\dots\dots (8)$$

$$\text{西側: } \eta_{max} = 2.02 \Delta P_0 - 0.04 V_c^2 \cos \phi_c + 0.08 V_0^2 \cos \phi_0 + 24.4 \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 V_c, V_0 は大阪湾央、大阪における FFW の風速、 ϕ_c, ϕ_0 は大阪湾央、大阪と台風中心を結ぶ線分と大阪湾長軸とのなす角、 $\Delta P_0 (\equiv 1013 - P_0)$ は式 (6) より計算される大阪での気圧低下量である。

式 (8) または (9) が時々刻々の潮位偏差 η (cm) についても成り立つものとして、式 (8) または (9) による推定値 $\bar{\eta}$ と実測値 η との差： $\varepsilon_\eta = \eta - \bar{\eta}$ 、すなわち残差 ε_η の分布形と自己相関性を調べたところ、分布形はいずれもほぼ正規分布に近く、自己相関係数は比較的高い⁴⁾。したがって、後述のように、一次の自己回帰モデルを ε_η に適用する。

結局、2. (4) の台風シミュレーション手順のステップ iii) より、台風初期位置 (x_0, y_0) から台風が走り出すと同時に、時刻 i における高潮潮位偏差 η_i の時系列を次式でシミュレートすることにする。

$$\eta_i = \begin{cases} 13.45(z_M/z_i) + 0.02 V_{ci}^2 \cos \phi_{ci} + 37.4 + \varepsilon_{\eta Ei} \dots\dots\dots (10 \cdot a) \\ 2.02 \Delta P_{0i} - 0.04 V_{ci}^2 \cos \phi_{ci} + 0.08 V_{0i}^2 \cos \phi_{0i} + 24.4 + \varepsilon_{\eta Wi} \dots\dots (10 \cdot b) \end{cases}$$

$$\varepsilon_{\eta i} = \bar{\varepsilon}_\eta + \rho_\eta (\varepsilon_{\eta i-1} - \bar{\varepsilon}_\eta) + \sigma_\eta \sqrt{1 - \rho_\eta^2} \cdot u_i \dots\dots\dots (11)$$

ここに、 $\varepsilon_{\eta Ei}, \varepsilon_{\eta Wi}$ は時刻 i における式 (11) より与えられる、それぞれ、東側、西側通過台風による高潮残差、 $\bar{\varepsilon}_\eta, \sigma_\eta, \rho_\eta$ は $\varepsilon_{\eta Ei}$ または $\varepsilon_{\eta Wi}$ の平均、標準偏差、自己相関係数、 u_i は標準正規分布 $N(0, 1)$ に従う正規乱数である。シミュレーションにおける式 (10 \cdot a), (10 \cdot b) の使い分け基準として、大阪湾長軸方向そのものを用いず、若干、西側通過台風に対する余裕をみて、新潟市 (37.95°N, 139.05°E) と和歌山市 (34.18°N, 135.18°E) を結ぶ線分方向を用いる。

ところで、進行速度の速い台風が大阪付近を通過する場合には、単位時間が 1 時間では真の最大潮位偏差が 1 時間の中に埋もれてしまい、結果として、最大潮位偏差が過小となることが判明した。本論文では、この点を改善するため、台風が大阪を中心に半径 150 km の円形領域内を通過した場合には、式 (10), (11) が 10 分単位についてもそのまま成り立つとして、10 分単位で潮位偏差を計算した。

(2) 降雨の回帰モデルとシミュレーション方法

台風性降雨のピーク時間雨量 r_p (mm/h) 発生時の台風位置分布⁹⁾を参考に、大阪を中心とする同心円形領域を設定し、時々刻々の時間降雨強度 r_i (mm/h) について変数増減法による回帰分析を行った。その結果、説明変数として、単位時間前の降雨強度 r_{i-1} のほかに、正野⁹⁾により流体力学的に指摘されていたように、式 (7) で与えられる傾度風 V_g の過度 ζ ：

$$\zeta = \frac{1}{z} \cdot \frac{\partial(z \cdot V_g)}{\partial z} \dots\dots\dots (12)$$

が統計的に有意となった。

次に、得られた回帰式による推定値 \bar{r} と実測値 r との比、すなわち r/\bar{r} の分布形を調べたところ、 $X = (r/\bar{r})^{1/5}$ と変数変換すると、 X と X_{-1} (:1 時間前の X 値) は相関を考慮した Freund の二変数指数型分布でよく表わされることが明らかとなった⁴⁾。

また、この $X = (r/\bar{r})^{1/5}$ と台風の大阪湾東・西通過別や降雨強度の回帰推定値 \bar{r} との関連性を検討すれば、Fig. 11 のように、 X の上限値は東側通過台風の方が高

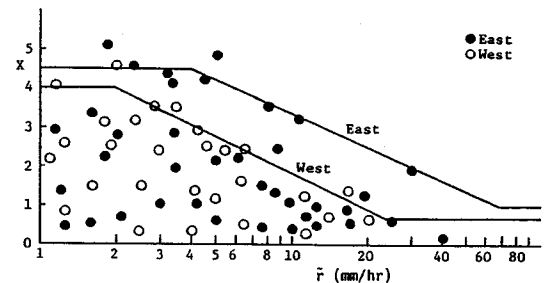


Fig. 11 Upper boundary conditions of $X = (r/\bar{r})^{1/5}$.

く、また回帰式による推定値 \tilde{r}_i が大きくなるにつれて X の上限値は小さくなる傾向がみられる。したがって、Fig. 11 の実線のように、東・西通過別に X の上限値を設定する。

実際の台風性降雨は台風が大阪に接近しても無降雨がかなりの時間続いたり、断続的に降ったり止んだりすることがある。このことを表現するため、1時間前後の降雨・無降雨確率、すなわち、時刻 $(i-1)$ での降雨 ($W_{i-1}=1$)・無降雨 ($W_{i-1}=0$) 事象と時刻 i での降雨 ($W_i=1$)・無降雨 ($W_i=0$) 事象の4通りの組合せの確率を実データより求めておく。ただし、実台風時降雨として、無降雨継続時間が7時間以上のものや台風接近時でない、いわゆる先行降雨は除外し、主に台風自体の構造から生ずるとと思われるものに限定する。これに対応して、台風性降雨のシミュレーションは大阪を中心とする半径 $D=300$ km 以内に限定する。

以上より、台風性降雨のシミュレーション手順をまとめれば次のようになる。

- ① 2.(4)での台風シミュレーション手順のステップiv)より決定された、時刻 i の台風位置 (x_i, y_i) が大阪を中心とする半径 $D=300$ km の領域内にあるか否かを判定する。 $D=300$ km の領域内に入ったならばステップ②に進む。このとき、初期値として無降雨 $W_{i-1}=0$ を設定しておく。
- ② 時刻 $(i-1)$ での降雨・無降雨事象と時刻 i での降雨・無降雨事象の組合せを乱数発生により決める。 $W_i=1$ のときステップ③に進む。 $W_i=0$ ならばステップ④に飛ぶ。
- ③ 時刻 i での降雨 ($W_i=1$) のとき次式により時間降雨強度 r_i を決定する。

$$\tilde{r}_i = \begin{cases} 0.39 \tilde{r}_{i-1} + 2.48 \zeta_{i-1} - 1.58 \zeta_{i-2} + 1.13 & (0 \leq D < 100 \text{ km}) \\ 1.75 \zeta_i + 0.56 \tilde{r}_{i-1} + 0.28 & (100 \leq D < 200 \text{ km}) \\ 2.99 \zeta_i + 0.38 \tilde{r}_{i-1} + 0.34 & (200 \leq D < 300 \text{ km}) \end{cases} \quad \dots(13)$$

$$r_i = X_i^{2/4} \cdot \tilde{r}_i \dots(14)$$

ここに、 \tilde{r}_i は回帰式 (13) で与えられる r_i の期待値、 X_i は1時間前の値 X_{i-1} の条件下における Freund の条件付確率分布 $F(X_i | X_{i-1})^{10)}$ に従う乱数を発生させることにより与えられる。もし、 X_i がその上限値 (Fig. 11 参照) を越えれば、再度、乱数発生を行う。

- ④ 時刻 i を1時間進め ($i \leftarrow i+1$)、台風位置 (x_i, y_i) がまだ $D=300$ km の領域内にあるならばステップ②に戻る。そうでなければ終了する。

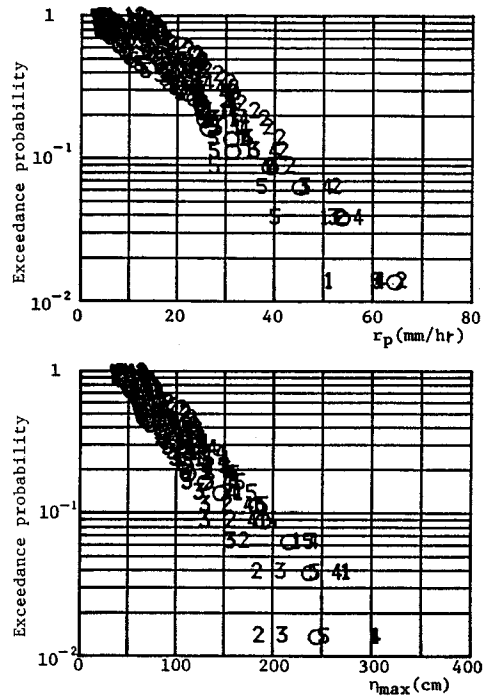


Fig. 12 Probability distributions of r_p and η_{max} (○ : observed, numeral : group number of simulation).

5. 降雨と高潮の同時生起性の評価

3.における40年間・15組、すなわち600年分の台風シミュレーションより得られた台風標本数は約2820個であり、このうち、大阪を中心とする半径 $D=300$ km の円形領域内に入った台風は約1260個である。これらの台風標本に対し、4.で述べた方法により、大阪での降雨、高潮の時系列をシミュレートした。40年間・15組のシミュレーション標本の各組ごとに、個々の台風のピーク時間雨量 r_p (mm/h) と最大潮位偏差 η_{max} (cm) を抽出し、それぞれ上位40個のデータをGringortenプロットすればFig. 12のようである。図中の○印は実測データ(1941~1980)を、数字はシミュレーション組番号を示す。Fig. 12には例として、組番1~5の場合を示す。

Fig. 13に示すような、Kolmogorov-Smirnov検定(2標本の場合、有意水準両側5%)によれば、 r_p では組番5, 10, 12の下位のシミュレーション値が過大、 η_{max} では組番1, 2, 7, 8の下位のシミュレーション値が過小となっているが、治水計画等で対象となる比較的大きな値の再現性には、高潮、降雨とも何ら問題がなく、良好な結果が得られているといえよう。

ところで、台風性降雨と高潮の同時生起性については、過去の観測データをもとに、 r_p と η_{max} の発生時差分布、

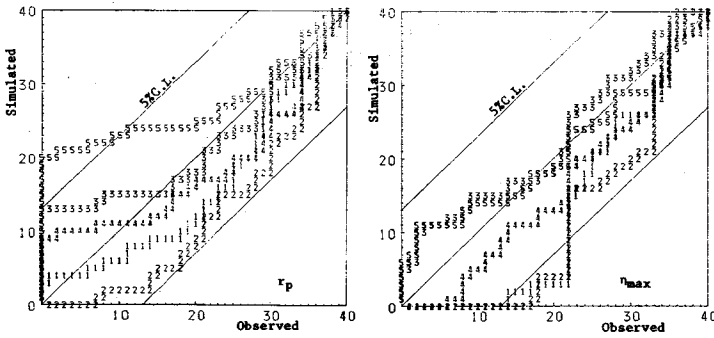


Fig.13 Kolmogorov and Smirnov tests for r_p and η_{max} .

両者の発生時台風位置分布,両者の量的関係,同時リターンピリオド等の各項目ごとに解析し,得られた知見も多い^{8),11)}.しかし,観測データは高々,過去80年間の約200個程度の台風によるものであり,台風性降雨と高潮の同時生起性を評価するうえで,十分であるとはいえない.たとえば,観測データによる r_p と η_{max} の関係図(Fig.16中の○印)では, η_{max} が120 cm以上では r_p は20 mm/h以下となっている.しかし,将来, $\eta_{max} > 120$ cm, $r_p > 20$ mm/hのいわゆる大高潮・強降雨が生起するとすれば,どのような台風経路をとり,どの程度の生起確率であるか定かでない.こうしたことに対し,本確率的台風モデルによる降雨・高潮シミュレーション標本は重要な情報を提供してくれることが期待される.

以下,実測データとシミュレーションデータを用い, r_p と η_{max} の発生時差,両者の発生時台風位置分布,両者の量的関係および同時リターンピリオドの各項目ごとに,大高潮・強降雨をもたらす台風に注目し,考察する.

(1) r_p と η_{max} の発生時差

ピーク時間雨量 r_p が最大潮位偏差 η_{max} より早く生じたときを正とし,両者の発生時差 τ の頻度分布をFig.14に示す.実測,シミュレーションのいずれの分布も $\tau=1$ hを中心,ほぼ左右対称であり, $\tau=\pm 2$ h以内の相対頻度は約40%である.シミュレーション標本によれば, η_{max} が大きくなるにつれて, $\tau=\pm 2$ h以内の相対頻度は増加し, $\eta_{max} > 150$ cmの大高潮では,約54%となる¹²⁾.また,このとき, $\tau=2$ hでの相対頻度は16%で最も大きい.すなわち, $\eta_{max} > 150$ cmの大高潮の場合,ピーク時間雨量 r_p は平均的に約2時間早く生じることになる.

(2) r_p と η_{max} の発生時台風位置分布

r_p と η_{max} をパラメーターとして,シミュレーション標本より得た, r_p , η_{max} 発生時の台風位置分布をFig.15に示す.実測データの場合⁸⁾に比べ, $\eta_{max} \geq 100, 150, 200$ cmの発生(時の台風中心存在)領域は円形に近く,逆に $r_p \geq 15, 30, 50$ mm/hの発生領域は長円形に近く

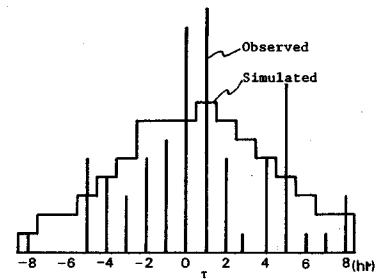


Fig.14 Frequency distributions of time-lag τ . The plus sign is used when r_p precedes η_{max} .

なっているようである. Fig.15によれば,大阪湾長軸を境に,西側で大きな高潮,東側で強降雨が生じることは当然のことであるが,さらに,次のような興味深いことが明らかとなる.すなわち,大高潮と強降雨を同時にもたらす台風のコースは2つに大別され,その1つは大阪湾長軸付近をほぼ平行に通過するコースであり,他の1つは紀伊半島北上型である.前者のコースに比べ,後者のコースの方がその領域が大であるため,その発生確率は高い.このことは,後述のように,シミュレーションでの大高潮・強降雨のほとんどが紀伊半島北上型であったことに対応する.また,紀伊半島北上型の台風の場合を考えれば,前項(1)で述べたように, r_p が η_{max} より平均的に早く発生することがよく理解される.

(3) r_p と η_{max} の関係および同時リターンピリオド r_p と η_{max} の量的関係をFig.16に示す.図中の○印は実測,△印はシミュレーション標本を示す. Fig.16

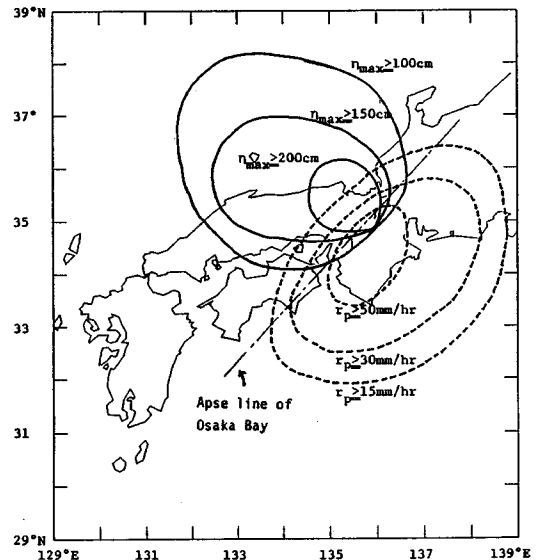


Fig.15 Spatial distribution of simulated typhoon locations when r_p and/or η_{max} occurred.

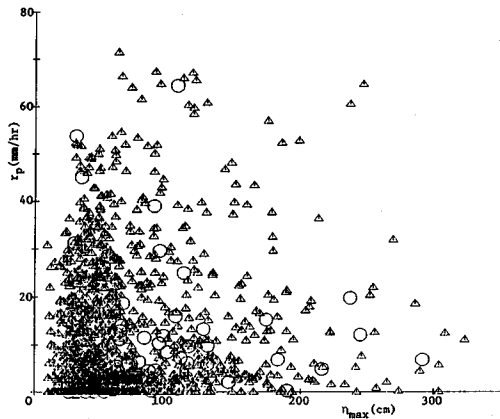


Fig. 16 Relationship between r_p and η_{max} (○ : observed, △ : simulated).

の実測データによれば、 $\eta_{max} < 120$ cm では r_p の上限値は約 70 mm/h 程度と大きいですが、 $\eta_{max} > 120$ cm での r_p のそれは約 20 mm/h 程度に小さくなっている。このことから従来、高潮が大きいほど、降雨は少ないといわれていた。

これに対し、600 年分のシミュレーション標本によれば、 $\eta_{max} > 170$ cm、 $r_p > 50$ mm/h の大高潮・強降雨の組合せが 5 回生起している。これらの大高潮・強降雨をもたらしたシミュレーション台風のコースを調べると、そのほとんどが紀伊半島北上型であり、中心気圧は 915 ~ 940 mb と強大であった。実際に、過去にもこのコースをとる台風はかなりあるが、中心気圧はせいぜい 970 ~ 980 mb であった。

シミュレーション標本に対し、 r_p と η_{max} の 2 変量年最大値の同時リターンピリオド T_{xy} ¹¹⁾ を計算すると、前述の大高潮・強降雨 ($\eta_{max} > 170$ cm、 $r_p > 50$ mm/h) の T_{xy} は約 300 ~ 500 年以上となる¹²⁾。一方、 T_{xy} の既往最大は T7916 ($\eta_{max} = 107$ cm、 $r_p = 64.5$ mm/h) の 338 年、次いでジェーン台風 ($\eta_{max} = 237$ cm、 $r_p = 19.8$ mm/h) の 240 年、室戸台風 ($\eta_{max} = 292$ cm、 $r_p = 6.8$ mm/h) の 215 年である。

こうしたことより、大阪に大高潮・強降雨をもたらすような台風があるとすれば、そのコースは紀伊半島北上型が最も可能性が高く、そのときの中心気圧は室戸台風クラスであると推論される。

6. 結 語

台風中心気圧、進行方向、進行速度の 3 要素にスプライン関数と三次元 1 次自己回帰モデルを適用し、1 時間ごとの台風位置、進行方向、進行速度、中心気圧が変化する確率的台風モデルを提案した。これと傾度風を与える式および適切な気圧分布式を結合すれば、対象とする

地点での台風時の気圧、風向、風速が推定される。こうした台風時の各種の情報と対象地点での台風性降雨、高潮について、別途、変数増減法による回帰分析を行い、台風性降雨と高潮のシミュレーションモデルを設定した。

40 年間・15 組、すなわち 600 年分約 2800 個の台風シミュレーションとそれに伴う、大阪での台風性降雨と高潮のシミュレーションを実施した。台風中心気圧の低い、いわゆる強い台風が若干、出現することが多いようであり、この点で改善の余地が残されているようであるが、全般的には本確率的台風モデルは妥当な台風シミュレーション標本を提供していると思われる。

ピーク時間雨量 r_p と最大潮位偏差 η_{max} との発生時差が $\tau = \pm 2$ h 以内の相対頻度は、 η_{max} が大になるほど増大し、 $\eta_{max} > 150$ cm では約 54 % となる。大高潮と強降雨を同時にもたらす台風のコースは、大阪湾長軸付近をほぼ平行に通過するコースと紀伊半島北上型の 2 つに大別されるが、前者に比べ、後者のコースの発生領域が大きい。 $\eta_{max} > 170$ cm でかつ $r_p > 50$ mm/h の大高潮・強降雨は過去には発生していないが、シミュレーションでは同時リターンピリオド $T_{xy} = 300 \sim 500$ 年以上の可能性をもち、室戸台風クラスの大型台風が紀伊半島を北上するコースをとったときに発生し得ることになる。

謝 辞：本研究は、文部省科研費自然災害特別研究（研究代表者：早大 吉川秀夫教授）の補助を得て行った研究成果の一部であり、記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 望月邦夫：淀川の治水計画とそのシステム工学的研究，京都大学学位論文，1970。
- 2) 長友文昭・鶴谷広一・福島 毅・宮原誠一：確率を考慮した高潮の推算手法について，第 27 回海岸工学講演会講演集，1980。
- 3) 端野道夫・北澤聖司：台風性降雨と高潮の同時生起性に関する基礎的研究，徳島大学工学部研究報告，No. 29，1984。
- 4) 端野道夫・桑田康雄：確率的台風モデルを用いた台風性降雨と高潮のシミュレーション，第 29 回水理講演会論文集，1985。
- 5) 市田浩三・吉本富士市：スプライン関数とその応用，教育出版，1979。
- 6) 神田 徹・藤田睦博：水文学—確率論的手法とその応用—，新体系土木工学 26，技報堂出版，1982。
- 7) 光田 寧ほか：改良された標準計画台風 (1) —その概説—，第 15 回自然災害科学総合シンポジウム，1978。
- 8) 端野道夫・神田 徹・北澤聖司・横山真至：台風性降雨と高潮の同時生起性に関する研究，土木学会論文集，No. 357，II-3，1985。
- 9) 正野重方：対称高低気圧内の下層層に関する近似解とそ

の応用, 気象集誌, 第 22 卷, 第 12 号, 1944.

- 10) 端野道夫・杉 雄司：複数の二変数指数型分布の結合とその応用に関する研究, 徳島大学工学部研究報告, No. 29, 1984.
 - 11) 端野道夫：Marked point process に従う水文二変量の同時確率, 第 28 回水理講演会論文集, 1984.
 - 12) 桑田康雄：台風性降雨・高潮の同時生起性とその評価に関する研究, 徳島大学大学院修士論文, 1986.
(1987. 4. 9・受付)
-