

Title	高潮と高波の同時生起確率特性に関する研究
Author(s)	國富, 將嗣
Citation	Kyoto University (京都大学), 2005-03-23
Issue Date	2005-03-23
URL	http://hdl.handle.net/2433/123472
Right	
Type	Thesis or Dissertation
Textversion	author

高潮と高波の同時生起確率特性に関する研究

2005 年

國富 將嗣

第 1 章 序論	1
第 2 章 本論文で用いた高潮・波浪解析手法の概要	5
2.1 概要	5
2.2 台風モデル	5
2.3 高潮解析モデル	8
2.4 波浪推算モデル	13
2.4.1 WAM モデル	13
2.4.2 SWAN モデル	14
第 3 章 高潮と高波による被災事例(T9918)	19
3.1 台風 9918 号による被害	19
3.2 潮位偏差と波浪の再現	20
3.2.1 天文潮位と潮位偏差	20
3.2.2 台風の風速場	20
3.2.3 潮位偏差	21
3.2.4 波浪	24
3.3 氾濫解析	25
3.3.1 氾濫解析モデル	25
3.3.2 氾濫解析領域	25
3.3.3 越波量の考慮	26
3.3.4 高潮氾濫浸水の再現	27
3.4 結語	30
第 4 章 観測資料による高潮と高波の同時生起特性	31
4.1 高潮と波浪の生起特性	31
4.2 観測資料	31
4.2.1 海象・気象資料と観測期間	31
4.2.2 台風資料	32
4.3 高潮と高波の同時生起特性	33
4.3.1 台風経路第Ⅱ型(T8410, T8712)	33
4.3.2 台風経路第Ⅲ型(T8013, T8213)	34
4.3.3 台風経路第Ⅳ型(T9119, T9313)	35
4.3.4 台風経路第Ⅴ型(T8219)	37
4.3.5 台風経路第Ⅵ型(T7916, T8917)	37
4.3.6 台風経路第Ⅶ型(T9019, T9426)	38

4.3.7	高潮と高波の同時生起特性	40
4.4	結語	40
第 5 章	確率的台風モデル	43
5.1	台風資料の作成手法	43
5.2	モデル化への検討	45
5.2.1	基礎資料	45
5.2.2	台風諸元の独立性	45
5.2.3	台風のモデル化における連続性の導入	46
5.2.4	台風のモデル化における季節的要因と場所的要因	48
5.3	計算条件	50
5.3.1	計算対象領域	50
5.3.2	台風の発生個数	50
5.3.3	台風の初期出現位置	51
5.3.4	台風の初期諸元	56
5.3.5	初期進行方位	56
5.3.6	初期進行速度	59
5.3.7	初期中心気圧	61
5.3.8	初期気圧変動率	63
5.3.9	計算時間間隔	64
5.4	台風の進行計算	65
5.4.1	台風の位置	65
5.4.2	進行方位	65
5.4.3	進行速度	66
5.4.4	中心気圧	67
5.4.5	台風消滅条件	67
5.4.6	確率的台風モデルの計算フロー	67
5.5	確率的台風モデルの適用性	70
5.5.1	比較基準	70
5.5.2	台風経路と台風発生数の再現性	70
5.5.3	台風諸元の再現性	75
5.6	結語	80
第 6 章	高潮と高波の同時生起確率特性	83
6.1	資料の作成	83
6.1.1	対象領域	83

6.1.2	台風資料	83
6.1.3	高潮と波浪計算に供する台風資料	89
6.2	解析手法	93
6.2.1	高潮解析	93
6.2.2	波浪解析	93
6.3	計算結果	95
6.3.1	対象領域	95
6.3.2	有義波高	104
6.3.3	高潮と高波の最大値の生起時間差	112
6.3.4	高潮と高波の同時生起性	121
6.3.5	高潮と高波の同時生起確率特性	129
6.4	結語	131
第 7 章 大阪湾沿岸における想定台風の特性		133
7.1	想定台風	133
7.1.1	想定台風の選定	133
7.1.2	室戸台風と第二室戸台風	134
7.1.3	伊勢湾台風(T5915)	134
7.2	想定台風の出現率	135
7.2.1	想定台風の進路の出現率	135
7.2.2	想定台風の中心気圧と進行速度の出現率	135
7.2.3	想定台風の出現率	135
7.3	想定台風の同時生起特性	136
7.3.1	計算条件	136
7.3.2	計算結果	137
7.4	高潮と高波の同時生起性を考慮した今後の高潮対策	140
7.5	結語	141
第 8 章 結論		143
謝 辞		147

第 1 章

序論

台風 9119 号は、中心気圧 940hPa、暴風半径約 300km という大型でかつ非常に強い勢力を保ちながら、9 月 27 日 16 時過ぎに佐世保市の南に上陸した。上陸後、九州北部から下関を経由して日本海に抜け、次第に加速しながら日本海を北東に進み、強い勢力で北海道渡島半島に再上陸した。この台風は、非常に強い勢力をほぼ維持したまま北上したため、全国各地で猛烈な風を起こした。最大風速は、那覇で 29.1m/s(最大瞬間風速 50.1m/s)、野母崎(長崎県野母崎町)で 45m/s、長崎で 25.6m/s(同 54.3m/s)、広島で 36.0m/s(同 58.9m/s)、輪島(石川県)で 31.3m/s(同 57.3m/s)、青森で 29.0m/s(同 53.9m/s)などを観測した。また、9 月 26 日には、沖縄県喜屋武岬で 9.54m の有義波高を観測した¹⁾。

上記のような暴風によって、倒木や家屋の倒壊、高潮による浸水、高波による護岸の決壊、送電施設の被災による停電などが発生し、全国での被害は、死者 62 名、住家被害 170,447 棟、建物浸水 22,965 棟に達した²⁾。

また、青森県などでは収穫前の林檎の約 70%が落果、西日本を中心に塩風による果樹等の枯死、全国で森林の倒木被害など農林水産業に甚大な被害があった。また、塩風害による送電設備の被害によって長期にわたる停電被害もあった。

この台風 9119 号は、当時予備校生だった私にとって、自然災害を身近に感じた初めての体験であった。広島県下は、強烈な風と雨に見舞われ、予備校へ行くために使っていた JR 呉線は不通となり、途中の駅で降りて帰ったことを思い出す。先にも述べたが、塩害による停電では蠟燭の火が頼りだった。停電は数日間続き、冷蔵庫や電子レンジ、洗濯機までもがただの箱と化し、自分の生活が如何に電力に依存しているのかを思い知らされた。

後から知ったものを含め、身近なところで様々な被害が発生した。以前通っていた高校近くの建設途中のマンションは上部が風によって倒壊。自分の住む同じ団地でも民家の屋根が丸ごと吹き飛ばされていた。自宅も瓦が 30 枚ほど破壊された。宮島厳島神社の能舞台が倒壊したのもこの台風によるものであった。

海岸付近では高潮や越波によって海水を被った車輛が無残な姿をさらしていた。思い出のあった漁港の岸壁は跡形もなく破壊され、岸壁に隣接していた民家が半倒壊しているのを見た時は言葉を失った。

台風一過の晴天の中、停電復旧のための工事を横目に予備校に向かった。休憩中に窓から外を眺めていた時、窓に白い結晶をみつけた。それが塩の結晶であることは分かったが、そこは海岸から数 km 離れた予備校の校舎である。「ここまで海水が飛んできたのか。」と驚かされた。当時「塩害」という言葉が頻繁に使われていたが、農作物や電力供給設備への被害の原因を、自分の目で確認したように感じた。

この8年後の1999年9月24日、台風9918号は、91年の台風9119号とほぼ同じ経路を辿り、九州および中国地方の各地で被害をもたらした。八代海の北部に面する熊本県不知火町松合地区では、高潮浸水によって12名の犠牲者が出た³⁾。広島においても台風9119号と同じく、高潮や高波による浸水被害を受け、江波沖の工場ではクレーンが倒壊し、3名の犠牲者が出ている。

こうした高潮や高波による災害を防ぐ手段としては、防潮堤の築造など護岸整備が不可欠である。これらの設計波や設計潮位としては、当該海域において、既往最大の高潮偏差を生起させた台風経路に、既往最大規模の台風(一般に伊勢湾台風)を進行させ、数値計算によって得られた値を用いている。また、得られた高潮と高波が同時に生起する状態を想定している。

この点において、既存防潮堤の高潮や高波に対する防護性能は、設計時において想定された既往最大値に依存せざるを得ず、台風の出現確率などの影響は含まれていない。また、高潮と高波が同時に生起することを想定しているため、返って過度に安全側の設計条件となっている可能性もある。

本論文は、この高潮と高波の同時生起特性と台風の出現確率に着目したものである。

高潮と高波の同時生起特性を把握する目的は、沿岸構造物の設計条件において、高潮と高波の同時生起状態を想定することが最適であるかについて、より精査することにある。例えば、土屋ら(1981)⁴⁾によれば、高潮と高波の生起に時間差があることによって、浸水被害が軽減されると述べている。高潮と高波が必ずしも同時に生起しないのであれば、既存の防潮堤の信頼性が向上することになり、防災計画の見直しにおいても、より高い経済的な効果を期待することができる。また、台風の出現確率を踏まえて高潮と高波の同時生起確率特性を把握することで、既存防潮堤に対する信頼性能の確率的評価に供することも可能である。

本研究では、高潮と高波の同時生起特性を確率的に把握するため、台風資料を作成する確率的台風モデルを提案している。本台風モデルは、実測台風の出現確率を踏まえ、さらに台風の経路および発達と衰退に関して時間的な連続性を考慮できる主成分分析を用いて、台風資料を作成するものである。本台風モデルについては、実測資料との比較によって、作成された台風の再現性について検討し、10,000年の再現計算によってその出現確率を把握した。これにより、高潮と高波の同時生起についてその確率的特性を把握することが可能となる。

以上を踏まえ、高潮と高波の同時生起確率特性を把握する手法の開発を目的として、本論文は以下のように構成されている。

第2章では、本研究で用いた高潮と波浪の数値解析モデルについて、その概要を紹介している。

第3章では、台風による高潮と高波災害の一例として、台風9918号来襲時における広島湾沿岸での高潮浸水被害を取り上げている。広島湾沿岸における浸水状況を数値計算によって再現し、その浸水被害の主要因を明確にしている。

第4章では、大阪湾沿岸における高潮と高波の同時生起特性について、実測資料に基づいて

把握したものである。台風の経路別に高潮と高波の生起状況を比較し、高潮と高波が同時生起する台風の特性を明らかにしている。また、大阪湾沿岸における防潮堤の設計に用いられている室戸台風経路において、高潮と高波が同時生起するかどうかを確認している。さらに、同時生起特性について、確率的評価を行うための問題点を明確にし、第 5, 6 章の足掛かりとしている。

第 5 章では、第 4 章で分かった資料不足の問題点を解決するため、台風資料の作成を目的とした確率的台風モデルの作成手法について述べている。作成手法は、回帰確率に基づく既存の研究を参考にした上で、新たに台風の経時変化に主成分分析を用いる手法を提案している。また、作成された台風資料の出現確率が、実測の台風に比して現実的な再現性能を有しているかについて精査し、台風資料として使用するに耐えるか検討を行った。

第 6 章では、第 4 章と第 5 章の結果を踏まえ、確率的台風モデルによって作成した台風資料を元に、大阪湾における高潮と高波の同時生起確率特性の把握を目的としている。大阪湾沿岸における高潮と高波の同時生起確率特性について、代表地点別に出現確率年数を求めている。

第 7 章は、第 6 章で得られた結果を用い、現状において大阪湾で来襲が想定されている台風の出現確率を踏まえ、大阪湾沿岸における高潮と高波の同時生起特性を調べた。

第 8 章は、以上の議論を踏まえて結論とする。

参考文献

- 1) 財団法人 日本気象協会: 気象要覧 平成 3 年 9 月号
- 2) 台風被害のページ: 呉市消防局呉市防災センター Web Page
(<http://www.city.kure.hiroshima.jp/~119/senta-top/taihuu/taihuuhigai1.htm>)
- 3) 滝川清: 台風 9918 号による不知火海高潮災害 -その残したもの- , 土木学会誌 第 85 号, P.41-P45, 2000
- 4) 土屋義人, 中村重久, 山下隆男, 岡扶城: 台風 7916 号による大阪湾・紀伊水道の高潮, 京都大学防災研究所年報 第 24 号 B-2, 1981

第 2 章

本論文で用いた高潮・波浪解析手法の概要

2.1 概要

高潮と高波の同時生起特性を把握するためには、高潮偏差と有義波高の時系列資料が必要である。本論文では、過去の観測資料の他、高潮と波浪の数値解析を行って、資料を得ている。

第 3 章では、過去事例として、T9818 来襲時の広島湾における高潮と高波の災害事例を挙げているが、越波による浸水量を把握するため、沿岸各地点における潮位と有義波高の時系列資料を高潮および波浪の数値解析によって得ている。

第 6 章および第 7 章では、確率台風モデルによって得た台風資料に基づき、大阪湾沿岸における高潮偏差と有義波高の資料を数値解析によって求めている。

また、高潮の数値解析には台風の気圧場と風速場、波浪の数値解析には風速場が必要となる。台風の気圧場と風速場の作成には、一般的に用いられている台風モデル(気圧場の再現モデル)を用いた。

これらの解析手法を各章で個別に解説するのは煩雑であるため、本章にまとめて記述した。

2.2 台風モデル

台風来襲時における高潮と波浪の計算を行うには、入力値となる台風風速場の情報が必要である。今、地球の経度座標を x 、緯度座標を y とし、任意の座標 (x_0, y_0) にある台風を考える。ここで、台風の最大風速半径を r_m 、中心気圧を p_c 、進行方位を真東(x 軸)に対する相対角度 θ_t 、進行速度 V_t として進行している台風を想定し、これを図-2.1 に示す¹⁾。

台風の風速を考える際、まず台風域内の気圧分布に依存する傾度風と、台風の進行に伴う場の風を分けて考えなければならない。

台風域内の傾度風は、台風の同心円状に分布する気圧分布、つまり任意地点における圧力勾配に依存する。今、台風中心からの距離 r における点 (x_1, y_1) における傾度風 V_{gr} は、同地点の圧力勾配 $\partial p / \partial r$ 、コリオリ係数 f 、空気密度 ρ_a

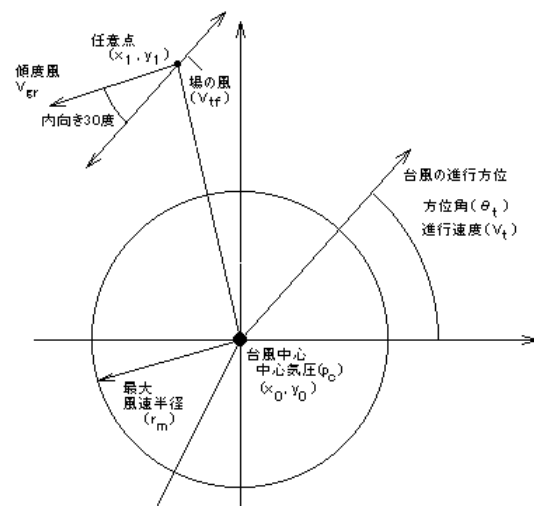


図-2.1 台風の風を求める概念図

を用いて、次式の力の釣合式で表される。

$$\frac{V_{gr}^2}{r} + fV_{gr} = \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (2.1)$$

この式(2.1)から傾度風 V_{gr} は、

$$V_{gr} = r \left(\sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{1}{\rho_a r} \frac{\partial p}{\partial r}} - \frac{f}{2} \right) \quad (2.2)$$

となる。なお、コリオリ係数 f は、地球の角速度 ($\omega = 7.29 \times 10^{-5}$ rad/s), 計算地点の緯度 ϕ を用いて次式で表される。

$$f = 2\omega \sin \phi \quad (2.3)$$

高潮計算に用いられる風速は、海面上 10m 高度の海上風として用いられるため、海面や地表面との摩擦による風速低下の影響を考慮する必要がある。そこで、式(2.2)で求められた自由大気の風速に低減係数 C_2 を傾度風 V_{gr} に乗じている。低減係数 C_2 は、平均的に 0.7 の値を用いている。また、傾度風の風向は、台風の等圧線に対して約 30 度内向きに吹き込むことから、傾度風 V_{gr} の風速成分 W_{gr}^x と W_{gr}^y は、次式によって表すことができる。

$$W_{gr}^x = \begin{cases} C_2 V_{gr} \cos \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{y_1 - y_0}{x_1 - x_0} \right) + \frac{2\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) > 0] \\ C_2 V_{gr} \cos \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{y_1 - y_0}{x_1 - x_0} \right) + \frac{5\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) < 0] \\ C_2 V_{gr} \cos \left\{ \frac{2\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) = 0, y_1 > 0] \\ C_2 V_{gr} \cos \left\{ \frac{5\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) = 0, y_1 < 0] \end{cases} \quad (2.4)$$

$$W_{gr}^y = \begin{cases} C_2 V_{gr} \sin \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{y_1 - y_0}{x_1 - x_0} \right) + \frac{2\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) > 0] \\ C_2 V_{gr} \sin \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{y_1 - y_0}{x_1 - x_0} \right) + \frac{5\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) < 0] \\ C_2 V_{gr} \sin \left\{ \frac{2\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) = 0, y_1 > 0] \\ C_2 V_{gr} \sin \left\{ \frac{5\pi}{3} \right\} & [(x_1 - x_0) = 0, y_1 < 0] \end{cases} \quad (2.5)$$

一方、台風の移動に伴って生じる場の風 V_{tf} は、台風の進行速度 V_t に対し、海面および地表面の摩擦による風の低減係数 C_1 を乗じた上で、台風の最大風速半径 r_m において $V_{tf}(r) = C_1 V_t$ とな

るように、かつ、傾度風に比例するものと仮定する.

$$V_{tf}(r) = C_1 \frac{V_{gr(r)}}{V_{gr(r_m)}} V_t \quad (2.6)$$

場の風は、台風の進行に伴うものであることから、場の風の風速成分 W_{tf}^x と W_{tf}^y は、台風の進行方位 θ_t を用いて次式によって表すことができる.

$$W_{tf}^x = V_{tf} \cos(\theta_t) \quad (2.7)$$

$$W_{tf}^y = V_{tf} \sin(\theta_t) \quad (2.8)$$

なお、風の低減係数 C_1 は、 C_2 と同じ値を使用した.

以上のことから、台風中心から距離 r にある任意地点 (x_1, y_1) における風速成分 W_x と W_y および風速 W は、

$$W_x = W_{vg}^x + W_{tf}^x \quad (2.9)$$

$$W_y = W_{vg}^y + W_{tf}^y \quad (2.10)$$

$$W = \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (2.11)$$

で表すことができる.

式(2.1)における気圧 p については、台風気圧分布モデル(台風モデル)としてこれまで様々な式が提案されている. 本研究では、一般的に用いられている **Myers** のモデルを用いた. **Myers** モデルで提案されている気圧分布式を用いると、台風中心からの距離 r における任意地点 (x_1, y_1) における気圧 p は、台風の中心気圧 p_c 、中心示度(台風周辺気圧 1013hPa と中心気圧との差) Δp 、最大風速半径 r_m を用いて次式のように表される.

$$p(r) = P_c + \Delta p \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (2.12)$$

なお、中心示度 Δp は、台風の影響を受けない遠方位置における気圧(一般に 1013～1015hPa)から台風の中心気圧を差し引いたものである.

式(2.12)を用いて式(2.1)中の $\partial p / \partial r$ を求めると、

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \frac{r_m}{r^2} \Delta p \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (2.13)$$

となる. 式(2.13)を式(2.1)に代入すると、

$$V_{gr} = r \left\{ \sqrt{\frac{f^2}{4} + \frac{r_m \Delta p}{\rho_a r^3} \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right)} - \frac{f}{2} \right\} \quad (2.14)$$

となり, 傾度風 V_{gr} を求めることができる.

2.3 高潮解析モデル

高潮による潮位偏差を再現するために使用した計算モデルは, 後藤によって開発された津波・高潮計算モデルである²⁾. 基礎方程式は, 水深方向に平均化した線流量を用いて表す質量保存式(連続式)と **Navier-Stokes** の方程式である. 質量保存式は以下のように表される.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.15)$$

ここに η は水深 h からの海面変動量, M と N は, 水深方向の平均流速 U , V を用いて表される線流量である.

$$(h + \eta) U = M, \quad (h + \eta) V = N \quad (2.16)$$

一方運動方程式は, 海面での気圧 P_0 , 重力加速度 g , 海水の密度 ρ , 全水深 $D (= h + \eta)$, 海面せん断力 τ_{sx} , 海底面でのせん断力 τ_{bx} , 及び線流量 M と N を用いて以下のように表される.

$$\begin{cases} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M^2}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{MN}{D} \right] \\ = fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right] \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N^2}{D} \right] \\ = -fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{by}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right] \end{cases} \quad (2.17)$$

ここに, A_h は水平の渦動粘性係数, p_0 は海面上での気圧である. A_h は計算格子間隔に合わせて設定した. f はコリオリ係数である.

外力である風から受ける力, いわゆる海面せん断力 τ_{sx} , τ_{sy} は次式のように定義する.

$$\begin{cases} \tau_{sx} = \rho_a C_D W_x W \\ \tau_{sy} = \rho_a C_D W_y W \end{cases} \quad (2.18)$$

ここに, $W = \sqrt{W_x^2 + W_y^2}$, W_x と W_y は海面上 10m での x および y 軸方向の風速である. C_D は海面の抵抗係数であり, 本多・光易の C_D 則に基づいて決定され以下の式で求められる.

$$\begin{cases} C_D = 0.001(1.290 - 0.024W) \quad (W < 8.0) \\ C_D = 0.001(0.581 - 0.063W) \quad (other) \end{cases} \quad (2.19)$$

また、海底面でのせん断力 τ_{bx} と τ_{by} は、マンニングの粗度係数 ($n=0.025$) を用いて以下のよう
に表される。

$$\begin{cases} \tau_{bx} = \frac{\rho g n^2}{h^{\frac{7}{3}}} M \sqrt{M^2 + N^2} \\ \tau_{by} = \frac{\rho g n^2}{h^{\frac{7}{3}}} N \sqrt{M^2 + N^2} \end{cases} \quad (2.20)$$

実際に高潮計算を行う際には、式(2.9)
と式(2.11)を差分形式に展開し、空間差分
にスタッガード格子を、時間差分にはリー
プ・フロッグ法を用いている。なお、空間格
子は、任意の経緯度座標を原点とした直交
座標系で設定している。水深資料が経緯度
座標系であることから、水深資料を経緯度
から直交座標系に変換する際は、格子位
置に該当する経緯度座標をヒュベニイ
(Hubeny) の距離公式から逆算して求め、
当該水深を内挿法によって求めている。

第 3 章では計算領域について大領域か
ら小領域へ 5 段階のネスティングを行って
いる。ネスティングを行う際には、大から小
領域への計算格子の接続比率が 1/3 となる
ようにしている。大領域と小領域の接続境

界のうち大領域内においては、大領域の格子に位置する小領域の格子に対し、全て大領域格子
の水深と一致するように設定している。小領域内においては、大領域格子内にある小領域格子の
最大水深を大領域格子の水深に置き換えている(図-2.2 参照)。

また、大領域から小領域への接続における運動方程式の非線形項を求める際に必要な接続情
報(接続境界における小領域の水位 η と x, y 成分流量)は、隣接領域内(大領域内)に存在する
定義点の既知量を空間内挿して求めている。

次に、境界条件について概要を述べる。高潮計算プログラムにおける沖側境界条件には、特性
曲線法を用いている。今、一様水深 h の海域を、沖側境界から \sin 形で表される波が入射すると仮
定する。この進入波が、1 次元伝播(x 軸方向)している線形長波(流速 u , 水位変動量 η)として考
えると、時間 t に対し、次式のように表すことができる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (2.21)$$

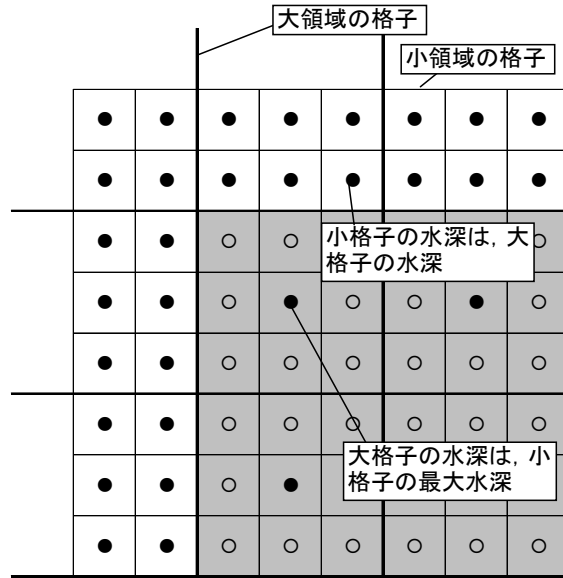


図-2.2 ネスティング境界における
計算格子と水深の定義点

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (2.22)$$

式(2.21)および(2.22)に対し, 特性量 $\eta\sqrt{\frac{g}{h}}$ で変形すると,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \sqrt{gh} \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta\sqrt{\frac{g}{h}} \right) = 0 \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\eta\sqrt{\frac{g}{h}} \right) + \sqrt{gh} \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (2.24)$$

となる. 式(2.23)と(2.24)の和および差をとると,

$$\begin{aligned} \left\{ \frac{\partial}{\partial t} + \sqrt{gh} \frac{\partial}{\partial x} \right\} \left(u + \eta\sqrt{\frac{g}{h}} \right) &= 0 \\ \left\{ \frac{\partial}{\partial t} - \sqrt{gh} \frac{\partial}{\partial x} \right\} \left(u - \eta\sqrt{\frac{g}{h}} \right) &= 0 \end{aligned} \quad (2.25)$$

が求められる. 従って式(2.25)から,

$$\frac{dx}{dt} = \sqrt{gh} \quad \text{の時} \quad u + \eta\sqrt{\frac{g}{h}} = \text{const.} \quad (2.26)$$

$$\frac{dx}{dt} = -\sqrt{gh} \quad \text{の時} \quad u - \eta\sqrt{\frac{g}{h}} = \text{const.} \quad (2.27)$$

が成立する.

今, $x=x_0$ を境界とし, x 軸の負の方向に沖側から進入する波を仮定する. 式(2.26)と(2.27)の特性量 $u \pm \eta\sqrt{\frac{g}{h}}$ は, それぞれ正と負の傾きを持つ特性線に沿って

$$u_2 + \eta_2\sqrt{\frac{g}{h}} = u_1 + \eta_1\sqrt{\frac{g}{h}} \quad (2.28)$$

$$u_2 - \eta_2\sqrt{\frac{g}{h}} = u_0 - \eta_0\sqrt{\frac{g}{h}} \quad (2.29)$$

が成立する. ただし, ここで u_0 と η_0 は, 負の方向に進行する沖側からの侵入波, u_1 と η_1 は正の方向に進行する計算領域内で発生した内湾波や反射波による流速と水位である. また u_2 と η_2 は, 設定すべき境界条件としての流速と水位である.

負の特性線に沿う特性量は, 沖側からの進行波を表すことから,

$$u_0 = -\eta_0\sqrt{\frac{g}{h}} \quad (2.30)$$

となり, 上式を式(2.29)に代入すると,

$$u_2 - \eta_2 \sqrt{\frac{g}{h}} = 2u_0 \quad (2.31)$$

となる. 正の特性線に沿う関係式(式(2.28))と式(2.31)から u_2 について整理すると,

$$u_2 = u_0 + \frac{1}{2} \left(u_1 + \eta_1 \sqrt{\frac{g}{h}} \right) \quad (2.32)$$

が導かれる. ここで, 入射波を負の方向に進行する **sin** 波として次式を仮定する.

$$\eta_0 = a \cdot \sin(k_0(x - x_0)) \quad (2.33)$$

ここに a は振幅, k_0 は入射波の波数, x_0 は境界位置の x 座標である.

式(2.33)を式(2.30)に代入すると,

$$\begin{aligned} u_0 &= -a \sqrt{\frac{g}{h}} \cdot \sin(k_0(x - x_0)) \\ &= a \sqrt{\frac{g}{h}} \cdot \sin(k_0 \sqrt{gh} \cdot t) \end{aligned} \quad (2.34)$$

となる. 式(2.34)を u^2 の式(式(2.32))に代入すると,

$$u_2 = a \sqrt{\frac{g}{h}} \cdot \sin(k_0 \sqrt{gh} \cdot t) + \frac{1}{2} \left(u_1 + \eta_1 \sqrt{\frac{g}{h}} \right) \quad (2.35)$$

と表すことができる. 従って, ネスティング境界や大領域の沖側境界などで入射波を考慮した場合の沖側境界条件は, 式(2.35)に基づいて設定される.

第6章における高潮計算では, ネスティングを行っていない. この場合の沖側境界は, 進入波を設定していないことから, 沖側境界は, 自由透過境界としている. 第3章の高潮計算における最大領域の沖側境界も同様である. 自由透過境界は, 境界位置 x_0 において計算領域内で発生した反射波を自由透過させる手法であり, 反射波についてのみ考慮する手法である. 従って, 進入波が無いことから

$$u_0 = \eta_0 = 0 \quad (2.36)$$

であり, かつ, 反射波は正の特性線に沿う特性量であることから

$$u_1 = \eta_1 \sqrt{\frac{g}{h}} \quad (2.37)$$

として考えることができる. 式(2.36)から式(2.29)は,

$$u_2 - \eta_2 \sqrt{\frac{g}{h}} = 0 \quad (2.38)$$

となることから, 式(2.28)より

$$u_2 = \frac{1}{2} \left(u_1 + \eta_1 \sqrt{\frac{g}{h}} \right) \quad (2.39)$$

となる. 式(2.37)の u_1 を用いて式(2.39)を整理すると,

$$u_2 = u_1 \quad (2.40)$$

となり, これを自由透過境界の条件として設定している. なお, 波の伝播方向は, 流向から計算し, 境界条件を設定するようにしている.

一方, 沿岸部における境界条件は, 汀線を鉛直壁として岸に直角な流量を 0 と設定している.

水位の初期条件としては, JODC の水深資料を補間して求めている. なお, 当該水深資料は東京湾中等潮位に対する水深であることから, 第 3 章の広島湾では基本水準面 CDL (= T.P.+0.139m), 第 6 章の大阪湾では O.P.(=T.P.-1.3m)を設定している. ただし, 汀線より1個海側の格子の水深は, 計算を安定にするために 5.0m としている. また, 境界条件の解説で前述したとおり, 潮汐等の沖側境界からの進入波は設定していない.

計算時間間隔は, 格子の大きさと水深に依存し, 以下に示す CFL 条件を満たすように設定しなければならない.

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} > \sqrt{2gh_{\max}} \quad (2.41)$$

ここに, Δs は格子間隔, h_{\max} は最大水深, Δt は計算時間間隔である.

2.4 波浪推算モデル

2.4.1 WAM モデル

第3章における波浪の再現計算は、第3世代波浪推算モデルWAMを用いて行った。WAMの計算格子は、経緯度座標系で表される。

WAM で用いられる基礎式は、エネルギー平衡方程式である^{3), 4)}。これは、周波数 f , 進行角 θ , 緯度 ϕ , 経度 λ , 時刻 t で示される二次元波浪場のスペクトル $F(f, \theta, \phi, \lambda, t)$ を用いて表される。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + (\cos \phi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\dot{\phi} \cos \phi F \right) + \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\dot{\lambda} F \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\dot{\theta} F \right) = S \quad (2.42)$$

ここに $\dot{\phi}$, $\dot{\theta}$, $\dot{\lambda}$ は、場の変化率で、波浪の群速度 v と地球の半径 R を用いて以下のように示される。

$$\left. \begin{aligned} \dot{\phi} &= \frac{d\phi}{dt} = vR^{-1} \cos \theta, & \dot{\lambda} &= \frac{d\lambda}{dt} = v \sin \theta (R \cos \phi)^{-1} \\ \dot{\theta} &= \frac{d\theta}{dt} = v \sin \theta \tan \phi R^{-1}, & v &= \frac{g}{4\pi f} \end{aligned} \right\} \quad (2.43)$$

ソース項 S は、風による入力項 S_{in} , 非線形相互干渉項 S_{nl} , ホワイトキャッピングなどによる減衰項 S_{ds} を用いて、以下のように表される。

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (2.44)$$

入力項 S_{in} および減衰項 S_{ds} は、摩擦速度 u^* を用いて次の式で表現される。

$$S_{in} = \beta F \quad (2.45)$$

$$S_{ds} = -2.33 \cdot 10^{-5} \bar{\omega} \left(\frac{\omega}{\bar{\omega}} \right)^2 \left(\frac{\bar{\alpha}}{\alpha_{PM}} \right)^2 F \quad (2.46)$$

ここに、式(2.45)の S_{in} の β と F は、

$$\left. \begin{aligned} \beta &= \max \left\{ 0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(28 \frac{u^*}{c} \cos \theta - 1 \right) \right\} \omega \\ \omega &= 2\pi f \end{aligned} \right\} \quad (2.47)$$

である。また、式(2.46)の、 $\bar{\omega}$, E , α は、

$$\left\{ \begin{aligned} \bar{\omega} &= \left[E^{-1} \int F(f, \theta) \omega^{-1} df d\theta \right]^{-1} \\ E &= \iint F(f, \theta) df d\theta \\ \bar{\alpha} &= E \bar{\omega}^4 g^{-2} \\ \bar{\alpha}_{PM} &= 0.66 \times 4.57 \times 10^{-3} \end{aligned} \right. \quad (2.48)$$

で示され、 $\bar{\omega}$ は平均角周波数、 E はトータルエネルギーである。 α は Wave Stress パラメータの積分であり、 PM の添え字がついている値は Pierson-Moskowitz スペクトルに基づく理論値である。

非線型干渉項 S_{nl} の厳密解 S_{nl}^{exact} は一般に次式で表される。

$$S_{nl}^{exact}(k_4) = \int \omega_4 \sigma \delta(k_1 + k_2 - k_3 - k_4) \times \delta(\omega_1 + \omega_2 - \omega_3 - \omega_4) [n_1 n_2 (n_3 + n_4) - n_3 n_4 (n_1 + n_2)] dk_1 dk_2 dk_3 \quad (2.49)$$

ここに $n_j = \frac{F(k_j)}{\omega_j}$ は、Action Spectrum を示し、係数 $\sigma(k_1, k_2, k_3, k_4)$ は波数ベクトル k_1 から k_4

の4つの組における各波数の共振的な相互作用の結合強さを示す。しかし、WAM ではこの式を簡略化し、4つの周波数 f_1, f_2, f_3, f_4 に対し、

$$\begin{cases} f_1 = f_2 = f \\ f_3 = f(1 + \lambda) = f^+ \\ f_4 = f(1 - \lambda) = f^- \\ \lambda = 0.25 \end{cases} \quad (2.50)$$

となる条件を仮定し、次式のような増減項を周波数毎に導入して非線形干渉項を算定している。

$$\begin{cases} \begin{bmatrix} \delta S_{nl} \\ \delta S_{nl}^+ \\ \delta S_{nl}^- \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 2 \\ -1 \\ -1 \end{bmatrix} P g^{-4} f^{11} \left\{ F^2 \left(\frac{F^+}{(1+\lambda)^4} + \frac{F^-}{(1-\lambda)^4} \right) - 2 \frac{FF^+F^-}{(1-\lambda^2)^4} \right\} \\ P = 3 \times 10^7, F = F(f, \theta), F^+ = F(f^+, \theta), F^- = F(f^-, \theta) \end{cases} \quad (2.51)$$

実際に WAM を用いて計算を行う際は、広島湾が瀬戸内海に位置し、外洋波浪の影響が無いことから、計算領域は広島湾のみに設定し、ネスティングは行っていない。また、潮汐などの沖側境界からの進入波も考慮していない。従って、沖側境界は自由透過境界となっている。また、沿岸部における境界条件は、反射率などによる減衰効果は設定しておらず、全反射としている。初期水位については、高潮計算のそれと同じく、JODC の水深資料を元に球面座標系で作成した。計算時間間隔は、格子の大きさに依存するが、第3章の波浪計算においては、計算時間間隔を5分に設定した。

2.4.2 SWAN モデル

第6章では、WAM に代わって、デルフト工科大学で開発された第3世代波浪推算モデルである SWAN を用いた⁵⁾。SWAN を用いた主な理由は、SWAN が WAM で用いられている物理過程を浅海域に適用できるよう改良されたものであるからである。また、SWAN は、浅海域における底面摩擦、3波共鳴、砕波の影響を新たに加えた点と、周波数(σ)、方向(θ)と空間領域(ϕ),

1) からなる 4 つの独立変数の関数である波作用量に対する式を解くことによって、流れの影響も考慮した波浪の変化計算が可能である。従って、沿岸部の比較的水深の浅い海域で波高を得たい場合には、浅海域での波浪計算を主目的とした本モデルが最適であると考えた。以下に **SWAN** の主な特徴について述べる。

SWAN では **WAM** がエネルギースペクトルを用いていたのに対し、波作用量スペクトルを用いてエネルギー平衡方程式と波作用量保存式を解く。ここで言う波作用量とは、エネルギースペクトル $E(\sigma, \theta)$ を相対角周波数 σ で除したもの ($N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma$) である。この波作用量 **N** を用いた保存式は、

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\dot{\phi} \cos \phi N) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\dot{\lambda} N) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\dot{\sigma} N) + \frac{\partial}{\partial \theta} (\dot{\theta} N) = \frac{S}{\sigma} \quad (2.52)$$

で表される。ここに $(\dot{\phi}, \dot{\lambda}, \dot{\sigma}, \dot{\theta})$ はそれぞれ、経緯度、相対角周波数、波の進行方向の時間に対する変化である。**S** は、ソース項で、**WAM** で用いられている式(2.44)と同じであるが、各項の取り扱いが **SWAN** では異なる。

まず、風からのエネルギーの入力項 S_{in} は、

$$S_{in} = A + BE(\sigma, \theta) \quad (2.53)$$

で表される。ここに **A** はエネルギーの線形的発達の影響を考慮する項であるが、**Ris(1997)⁷⁾**によると **A** 項を用いない方が再現性の高い計算結果になることが知られていることから、考慮せずに計算した。ただし、**A** 項を 0 とした場合、計算上では S_{in} は永遠に発達しないことから、**SWAN** 内部において適切な S_{in} の初期値を与えている。この影響により、計算開始から 40 分程度までは、定常状態になるまでの調整期間と見なさなければならず、計算を行う際には、予め求めたい時間帯よりも 1 時間前から計算を開始しなければならない。

式(2.53)の右辺第 2 項の指数関数的発達項 **B** は、**WAM** と同様に摩擦速度 **U** を用いて次式で定義される。

$$\left. \begin{aligned} B &= \max \left[0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(28 \frac{U_*}{c} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right) \right] \sigma \\ U_*^2 &= C_D U_{10}^2 \\ C_D(U_{10}) &= \begin{cases} 1.2875 \times 10^{-3} & \text{for } U_{10} < 7.5 \text{ m/s} \\ (0.8 + 0.065 \times U_{10}) \times 10^{-3} & \text{for } U_{10} \geq 7.5 \text{ m/s} \end{cases} \end{aligned} \right\} \quad (2.54)$$

なお、**B** については、**Janssen** による擬似線形理論⁵⁾に基づく式も計算結果に応じて選択可能である。しかし、**SWAN** を使う第 6 章では確率的台風モデルで作成した台風資料について計算を行うため、実測値と比較することができない。そこで、大阪湾における波浪計算を実施した平尾の研究結果⁶⁾を参考にすると、式(2.54)を用いた方がより実測値に近い結果が得られたことから、式(2.54)を用いることとした。

次にエネルギー逸散項 S_{ds} は、白波 ($S_{ds,w}(\sigma, \theta)$)、底面摩擦 ($S_{ds,b}(\sigma, \theta)$)、砕波 ($S_{ds,br}$)

(σ, θ) の 3 つの要素から構成される。白波による逸散項は, Hasselmann (1974)⁷⁾ の研究を基に, WAMDI group (1988)⁴⁾ によって定式化された次式が用いられている。

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\tilde{k}} E(\sigma, \theta) \quad (2.55)$$

式(2.55)の $\tilde{\sigma}$ は平均角周波数, Γ は波形勾配に依存する定数ある。 \tilde{k} は平均波数であり,

$$\tilde{k} = \left[E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{k}} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right]^{-2} \quad (2.56)$$

で表される。 E_{tot} は, 全エネルギーを示し,

$$E_{tot} = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (2.57)$$

で表される。

次に底面摩擦による散逸項は,

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (2.58)$$

で定義され, C_{bottom} は底面摩擦係数で, 計算では, Bouws and Kommen (1983)⁸⁾ を参考に, $0.067 \text{m}^2/\text{s}^3$ とした。

砕波項は, Battjes and Janssen (1978)⁹⁾ によって提案された bore-based モデルを基に次式で定義される。

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = \frac{D_{tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta) \quad (2.59)$$

ここに, D_{tot} は, 砕波による平均エネルギー逸散であり, 次式で示される。

$$D_{tot} = -\frac{1}{4} \alpha_{BJ} Q_b \left(\frac{\bar{\sigma}}{2\pi} \right) H_m^2 \quad (2.60)$$

α_{BJ} は, チューニングパラメーターで, Q_b は砕波の割合を表す。砕波の割合 Q_b は, 波がレイリー分布に従い, ある波高で全ての波が砕波すると仮定し, 次式で定義される。

$$\frac{1 - Q_b}{\ln Q_b} = -8 \frac{E_{tot}}{H_m^2} \quad (2.61)$$

H_m は, 任意の水深において波が存在し得る最大の波高, E_{tot} は全エネルギー量である。また, $\bar{\sigma}$ は, 平均角周波数で, 次式で表される。

$$\bar{\sigma} = E_{tot}^{-1} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \sigma E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (2.62)$$

SWAN における非線形干渉項 S_{nl} は, 深海域では WAM と同様に 4 波共鳴を離散相互作用近似 (DIA) を用いて計算するが, 浅海域では波浪干渉に支配的な 3 波共鳴の計算を行っている。3 波共鳴の計算には, DTA (Discrete Triad Approximation) (Eldeberky and Battjes 1995)¹⁰⁾ を改

良した LTA(Lumped Triad Approximation) (Eldeberky 1996)¹¹⁾が用いられている。

SWAN の計算では、各種計算条件を数個の制御ファイルによって設定している。以下にその概略を説明する。

まず、実行モードとして計算領域が1次元か平面 2 次元かを選択する。また、風の入力データが時系列的なものであるか、定常的なものであるかを選択することができる。第 6 章での計算では、実行モードを 2 次元、入力モードを非定常(時系列)としている。

計算座標系については、球面座標とデカルト座標とを選択できる。第 6 章の計算では、球面座標系を選択した。計算領域は、領域の原点座標、計算領域の経緯度座標に対する回転角度(0 度)、計算領域の経緯度方向の長さ(度単位)、計算領域の格子分割数をそれぞれ定義する。

また、波の方向については全周囲(選択)に対し分割数(デフォルト 36)を設定する。周波数については、下限値(0.4177248Hz)と上限値(1.7187Hz)を設定し 39 分割している。

水深および入力風のデータは、計算領域と同じく球面座標系で入力した。各データは、計算領域と同様に、原点座標、回転角度、格子分割数の他、格子間隔を設定し、それぞれの格子に該当するデータを入力している。入力風については、時系列データとしての入力が必要とされるため、入力トリガーとしての時刻を計算開始時刻とリンクさせなければならない。

SWAN においてネスティングを行う場合は、高潮計算のような同時計算とは異なり、先に大領域の計算を終了させなければならない。また、ネスティングで小領域における波高を求めるためには、その小領域は完全に大領域内部に存在しなければならない。ネスティングについても制御ファイルで実行する。オプションとしてネスティングフラグをオンにした場合、大領域の計算において、小領域の位置情報を予め記憶させ、必要な境界情報を出力する。この資料は、別途ファイルとして保存され、計算終了後に小領域計算を行う際の入力情報として使用される。

計算時間間隔は、格子間隔に依存するが、第 6 章では 5 分に設定した。なお、SWAN においては、非定常計算の場合、波作用量の運動方程式について離散化した式を、前に求めた結果との差が一定の範囲になるまで繰り返し計算している。この繰り返し回数の上限値を 20 回に設定した。

参考文献

- 1) 高山知司: 高潮推算法の現状と今後の課題, 土木学会 海岸工学委員会・水理委員会, 水工学シリーズ 02-B-6, 2002.
- 2) 後藤智明: 津波・高潮計算プログラムマニュアル, 東海大学工学土木工学科, 1997.
- 3) Komen, G.I., S. Hasselmann and K. Hasselmann: On the existence of a fully developed windsea spectrum, J. Physic. Oceanogr., Vol.14, pp.1271-1285, 1984
- 4) The WAMDI Group: The WAM Model – A third generation ocean wave prediction model, J. Physic. Oceanogr., Vol.18, pp.1775-1810. 1988
- 5) L.H. Holthuijsen, N. Booij, R.C. Ris, I.J.G. Haagsma, A.T.M.M. Kieftsburg, E.E. Kriebitz : SWAM Cycle III version 40.11 User Manual (not the short version), Delft University of

Technology, 2000

- 6) R.C.Ris: Spectral modelling of wind waves in coastal areas, ISSN 0169-6548, Report No. 97-4, 1997
- 7) Hasselmann, K: On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping, Bound.-layer Meteor., Vol.6, No.1-2, pp.107-127, 1974
- 8) Bouws, E. and G.J. Komen: On the balance between growth and dissipation in an extreme, depth-limited wind-sea in the southern North Sea, J. Phys. , 1983
- 9) Battjes, J.A. and J.P.F.M. Janssen: Energy loss and set-up due to breaking of random waves, Proc. 16th Int. Conf. Coastal Engineering, ASCE, pp.569-587, 1978
- 10) Eldeberky, Y. and J.A. Battjes: Parameterization of triad interactions in wave energy models, Proc. Coastal Dynamics Conf. '95, Gdansk, Poland , 1995
pp.140-148
- 11) Eldeberky, Y.: Nonlinear transformation of wave spectra in the nearshore zone, Ph.D. thesis, Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, The Netherlands, 1996

第 3 章

高潮と高波による被災事例(T9918)

3.1 台風 9918 号による被害

大型で非常に強い台風 18 号は、945hPa の中心気圧を保って、1999 年 9 月 24 日午前 4 時ごろに熊本県牛深市に上陸し、天草半島を縦断して北上した。同日午前 6 時には勢力をあまり変化させることなく、中心気圧 950hPa で荒尾市付近に再上陸し、さらに九州を北上した。その後、徐々に勢力を弱めながら周防灘を縦断して、宇部市付近に上陸し、中国地方を横断して午前 10 時ごろ日本海に抜けた。この台風の経路を図-3.1 に示す。この間、台風 9918 号は、西日本各地において大きな被害をもたらした。八代海の不知火町松合地区では高潮と潮汐とが重なって TP(東京湾中等潮位)上 4.5m の高潮が生じ、船溜まりの護岸を越流して、堤内地に流れ込み、12 名の犠牲者が出た。周防灘沿岸では、山口宇部空港や建設中の新北九州空港の護岸において倒壊や損壊など大きな被害を及ぼした。

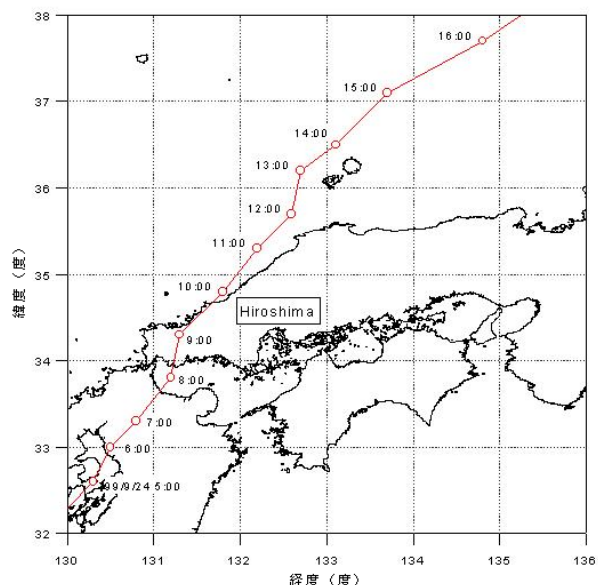


図-3.1 T9918 の経路図

一方、中国地方では、台風が日本海へ抜ける頃、吹き返しの強い南西の風により、広島湾沿岸などで大きな高潮と高波が起きた。江波においては、工場の大型クレーンが転倒し、死者 3 名を出す惨事となった。こうした強い風によって、広島湾北部に位置する沿岸部において、広範囲にわたって浸水氾濫が発生した。図-3.2 に示すのは、この時の広島湾北部沿岸の各地区で確認された浸水区域を示すものである¹⁾。浸水区域は斜線のパッチを貼ってある箇所である。これら各地区における浸水氾濫

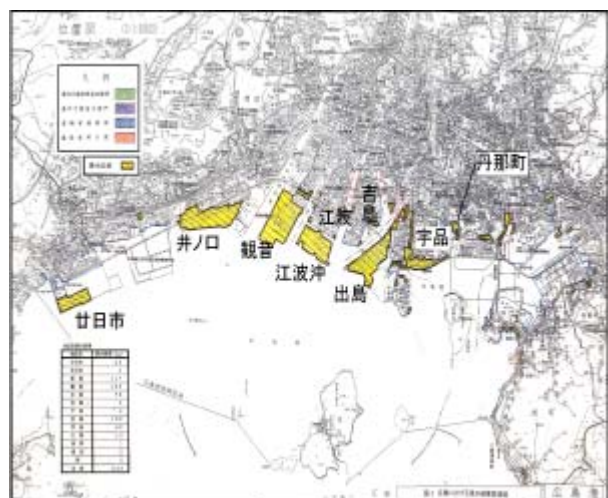


図-3.2 広島湾沿岸における浸水氾濫区域

は、防潮堤の天端高さが、生起した潮位より低い箇所だけでなく、越波による浸水が生起したと思われる箇所が存在していた。しかし、図-3.2 に示すような浸水区域の情報だけでは、浸水の原因を特定することは困難である。そこで、本章では、これら各地区における浸水の原因をできるだけ詳細に把握するため、台風 9918 号によって生起した高潮と波浪の再現結果を用いて広島湾北部沿岸で生起した浸水氾濫域を再現し、浸水被害の主要因について解明する。

3.2 潮位偏差と波浪の再現

3.2.1 天文潮位と潮位偏差

高潮氾濫解析では、天文潮位と高潮による潮位偏差を水位として与える必要がある。天文潮位は、広島湾の分潮係数から算定できる。実測の潮位は、財団法人日本海洋データセンターのものをを用い、この値から計算で求めた天文潮位を差し引いて、潮位偏差を求めた。それを図-3.3 に示す。24 日午前 11 時頃に最大の潮位偏差を示しており、高潮が生起したことがわかる。しかし、その前後を見てみると、高潮が生起する以前から+40cm 程度の異常潮位偏差が確認できる。この原因は、外洋における黒潮の蛇行などの影響により、異常潮位が生起していたものと考えられる²⁾。特に近年では、広島湾周辺では異常潮位が観測されており、例えば、宮島厳島神社の社殿の一部が浸水するなど、深刻な問題となっている。従って、異常潮位の影響を考慮するため、氾濫解析に用いる水位のデータには、高潮による潮位偏差に+40cm の異常潮位を考慮して与えるものとした。

3.2.2 台風の風速場

台風モデルとしては、第 2 章 2.1 で述べた Myers のモデルを用いた。なお、台風パラメータ r に関しては、広島西飛行場で観測された気圧を用いて Myers の式から逆算して求めた。表-3.1 に求めた台風パラメータの一覧を示す。また、海面摩擦の係数として $C = 0.7$ を与えた。

観音沖での推算風速と、実測海上風速とを比較した図が図-3.4 である。観音沖での実測値より推算風速が大きい。最大風速はともに 10:30 に発生しているが、風速の値は実測値で 27m/s、推算値で 37m/s と、約 10m/s 推算値が大きい。風速の最大値の前後で推算値はゆっくり増大し、ゆ

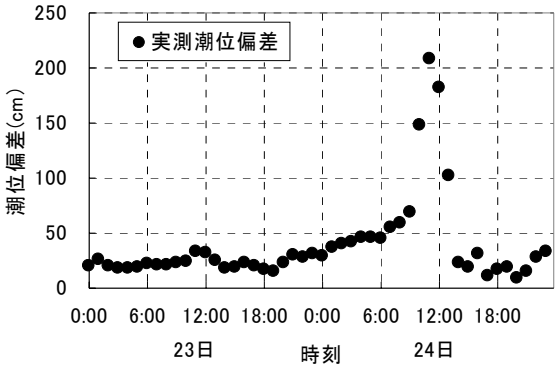


図-3.3 広島港における実測潮位偏差の変化

表-3.1 台風パラメータ一覧

月日	時刻	東経 (度)	北緯 (度)	中心示度 (hPa)	台風半径 (km)	進行速度 (km/h)
9月24日	0:00	128.9	31.0	73	52.1	30
	1:00	129.2	31.3	73	54.9	35
	2:00	129.4	31.5	73	57.7	35
	3:00	129.7	31.9	68	63.6	35
	4:00	129.9	32.2	68	68.4	35
	5:00	130.3	32.6	68	65.3	40
	6:00	130.5	33.0	63	68.8	45
	7:00	130.8	33.3	63	67.3	45
	8:00	131.2	33.8	63	57.8	50
	9:00	131.3	34.3	53	77.6	50
	10:00	131.8	34.8	53	54.9	55
	11:00	132.2	35.3	53	50.3	60
	12:00	132.6	35.7	48	65.1	60
	13:00	132.7	36.2	48	71.9	65
	14:00	133.1	36.5	48	73.0	60
	15:00	133.7	37.1	48	85.2	65
	16:00	134.8	37.7	48	95.4	70
	17:00	135.4	38.1	48	95.7	70
	18:00	135.6	38.8	43	124.2	75

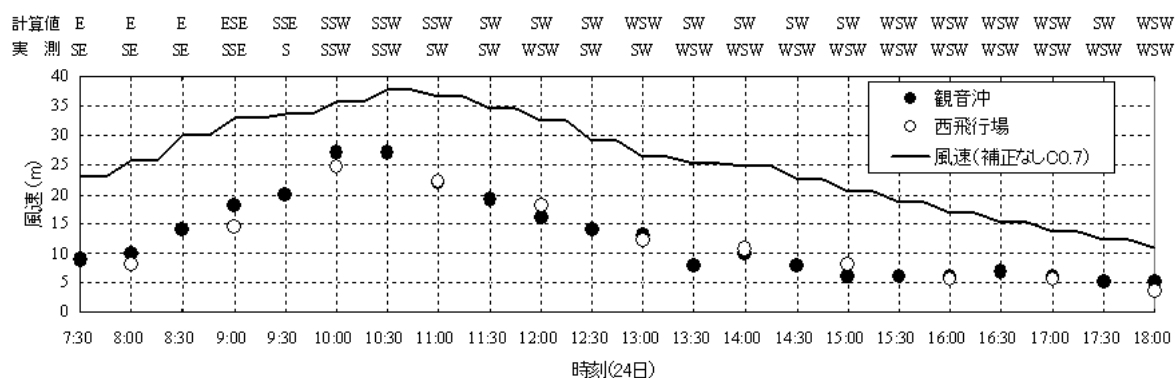


図-3.4 広島港観音沖における風速と風向

つくり減衰しているのに対して、実測値の立ち上がりが速く、また、急激に減衰している。そのため、風速の差は大きくなっている。風向きは、立ち上がり部で、実測値が E～SSE 方向であるのに対して、推算値は SE～S と南よりになっている。風速の減衰部では風向きに大きな差はない。このような観測値と推算値における風速の差は、陸上地形の影響が推算には取り入れられていないことが原因だと考えられるが、高潮計算、波浪計算の外力条件としてこの風速場を用いた。

3.2.3 潮位偏差

潮位偏差を再現するために使用した計算モデルは、2.2 で述べた後藤によって開発された津波・高潮計算モデルである。

この数値モデルを用い、先に再現した風速場を外力として高潮計算を行った。高潮の計算は外洋からの影響を考慮する必要があるため、西日本全域や南方海上を含む、格子間隔 16.2km の大領域からネスティングを 4 段階に分けて行った。最終的には 200m の格子間隔で広島湾を再現した。計算領域を図-3.5 に示す。

図-3.6 に広島宇品における高潮偏差の計算結果と観測結果の比較を、図-3.7 に 9 時から 14 時までの高潮計算結果の平面分布図を示す。図-3.6 中の細い実線は計算による高潮偏差の値、黒丸は宇品で観測された潮位偏差を示している。計算では、9 月 24 日の 6:00 頃までは海面の上昇はほとんどないが、それ以降徐々に上昇し始め、9:00 頃から急な上昇を見せた後、11:00 にピークを迎えている。その後は下降し始め、13:00 頃に少し上昇するもののそれ以降は減衰している。なおピーク時での潮位偏差は 1.5m 近くに達した。図-3.7 においてもその様子が確認できる。

一方、観測値は、6:00 の段階で既に 0.3～0.5m の偏差を示している。以後 9:00 まで徐々に上昇し、9:00 頃から急激な水位上昇を見せ、計算値と同様に 11:00 に最大の潮位偏差になった。それ以降は急激に減衰している。偏差の最大値は、2.1m で、計算値より約 60cm 高くなっている。そこで、潮位の再現の時に存在を確認した異常潮位 40cm 分を計算結果に反映させた結果を図-3.6 の太い実線で示す。この修正により計算値は比較的良好に観測地に一致することがわかる。計算による高潮最大偏差も約 2.0m となり観測結果を概ね再現できた。

しかし、下降時における潮位は、計算値が観測地よりかなり高くなっている。また、潮位偏差のピーク時以降での観測値の下降状況は、計算値より急である。特に計算結果で現われた再度の水

位上昇は観測値には現れていない。この理由として考えられるのは、風の精度の問題である。
 3.2.2 で示した風の再現値は、特に風向きにおいて観測値とズレが生じている。今回の台風風速場の再現は、一般的な **Myers** の台風モデルを用いて行ったため、対象湾域を囲む陸域の複雑な地形に影響されるような風速場を再現することは困難であった。これを修正するためには、陸上地形の影響を考慮した風の推算法を使用する必要があるように思われる。

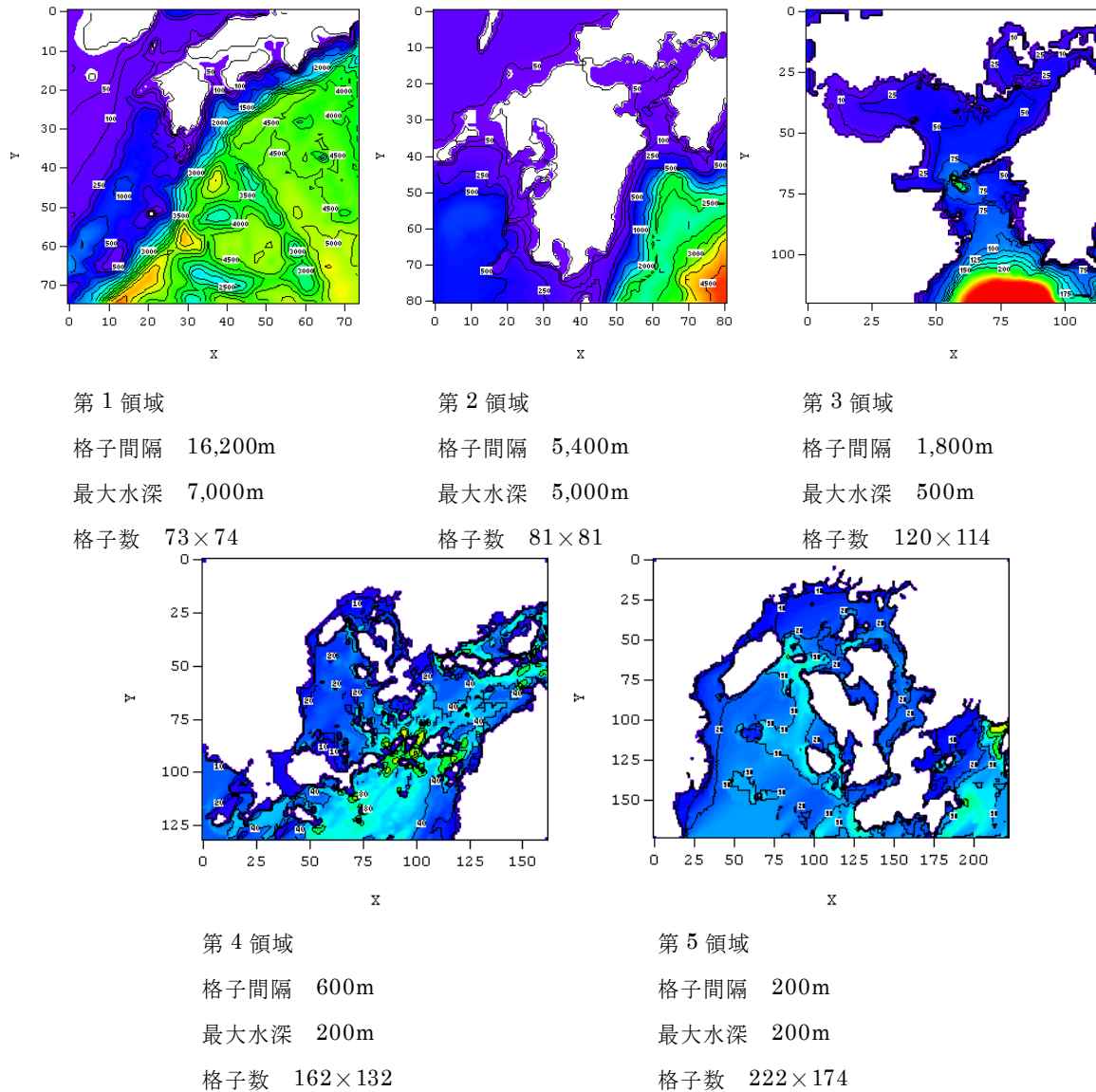


図-3.5 高潮計算領域

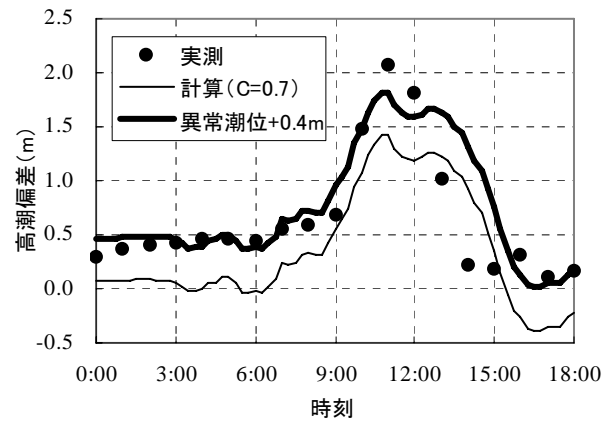


図-3.6 広島港における潮位偏差の変化

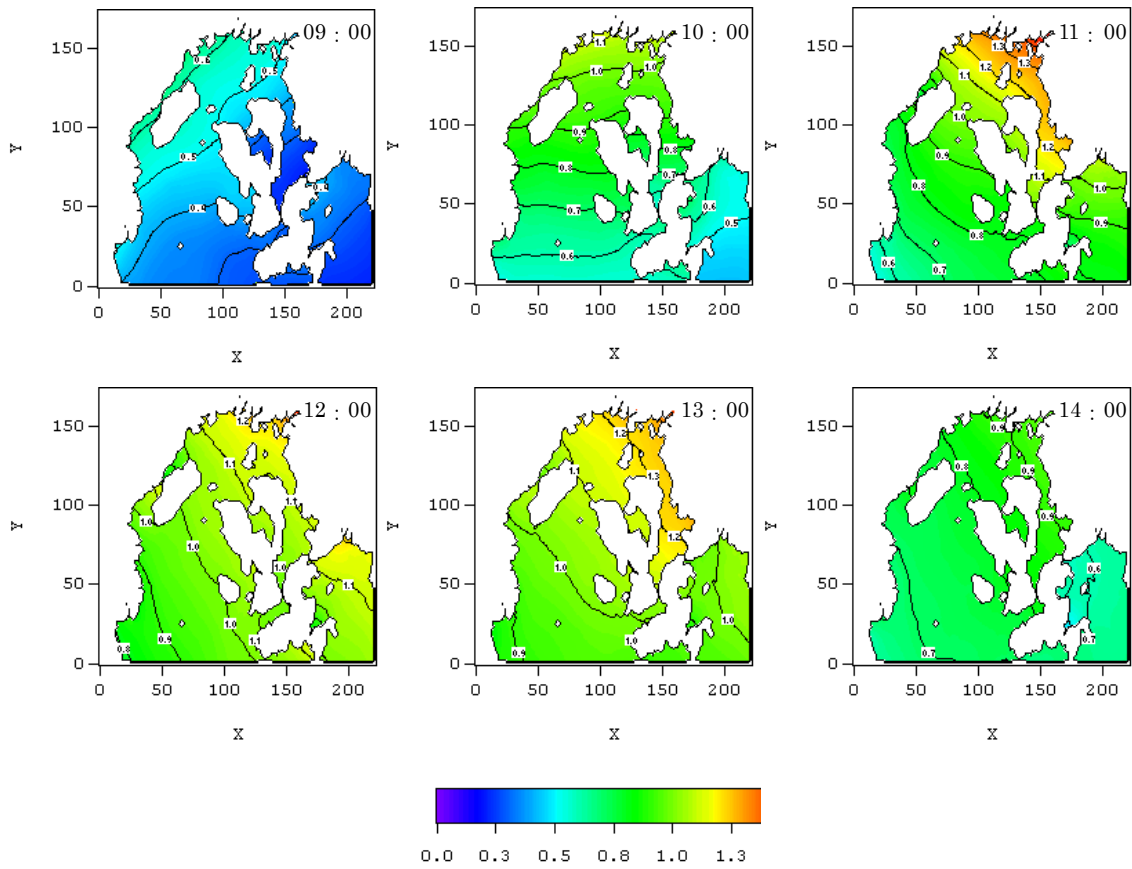


図-3.7 高潮計算結果(高潮偏差の平面分布図)

3.2.4 波浪

波浪の再現計算は、第 3 世代波浪推算モデル WAM を用いて行った(2.3.1 参照)。

計算する領域は広島湾であるが、広島湾は宮島や能美島、倉橋島に囲まれており、外洋からの波が進入し難い湾になっている。これらの島より外側の海域で発生した波が進入する可能性もあることを考慮して、少し広く計算領域を設定するのがよい。そこで、これらの島よりさらに南に位置する屋代島から北側の海域を計算領域とした。図-3.8 に計算領域を示す。

計算領域の格子間隔は 0.01 度(距離にして 1km 弱)として地形の再現を行った。広島湾内の水深は 10~20m と比較的浅いけれども、湾内発生波の周期は 5~6s と考えられ、屈折の影響は受けてもその効果は小さいと推測できる。

高潮計算で用いた風と同じ風速場で、波浪推算を行った。広島湾の湾内波については、観音沖で観測がなされている。

観測はステップ式波高計を用いて行われた。観測値の有義波高の変化と同一地点における計算結果を比較したのが図-3.9 である。この図によると、観測波高は 8:30 に 0.6m であったものが、急激に増大して、10:30 には 2.5m に達している。12:00 までは波高が 2.5m 程度を推移し、それ以降急激に波高が減衰している。このような観測値の変化に対して、計算値は、非常にゆっくり増幅し、12:00 に最大の 1.1m に達する。しかしながら、計算値は、実測値の半分以下であり過小評価している。高潮の計算では、この風によって比較的よく推定できたことから、風速が小さいことによる原因とは考えられない。そこで、波浪推算モデル WAM の特性やその影響について調べた。WAM はその格子間隔に依存して、波浪の発達に限界値(リミッター)を設けているが、この計算が浅海域における波浪発達には必ずしも適しているとは考えられない³⁾。

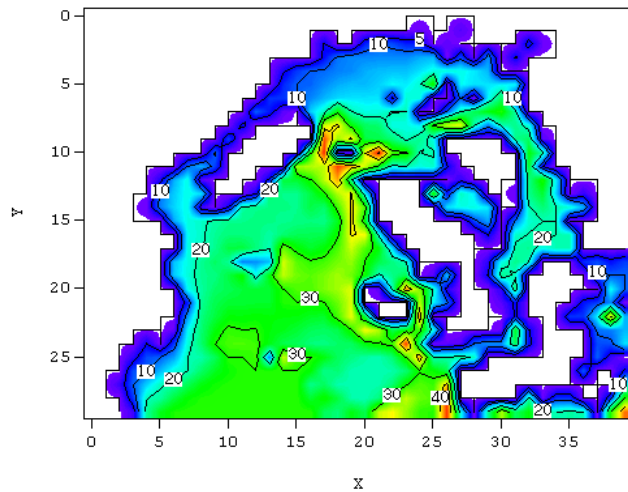


図-3.8 波浪計算領域

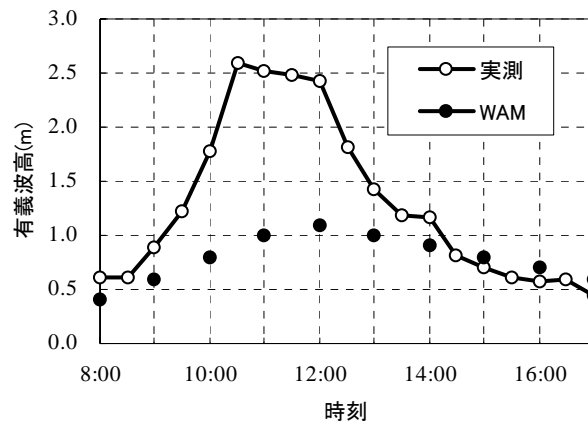


図-3.9 広島港における有義波高の変化

3.3 氾濫解析

3.3.1 氾濫解析モデル

氾濫解析には、デカルト座標系による井上モデルを用いた。基礎式は、高潮計算と同様である。ただし、隣り合う格子の地盤高さと水位との関係に依存し、条件によっては以下に示す越流公式または段落ち式⁴⁾⁵⁾を用いた。

$$\begin{cases} M = \mu h_l \sqrt{2gh_l} & \text{越流公式} \quad (h_l = H_l - z_h) \\ M = \mu h_h \sqrt{gh_h} & \text{段落ち式} \end{cases} \quad (3.1)$$

式(3.1)の上側の越流公式において、 H_l は、隣接セルのうち現在セルよりも低い地盤高に存在する水位、 z_h は現セルの地盤高であり、 $H_l > z_h$ の場合に当該式が用いられる。また、この時の μ は0.35である。越流公式は、防潮堤などの高い地盤を水が越流する場合に用いる。下側の段落ち式は、地盤高の低い方の水位が他方の地盤高よりも低い場合に用いる。なお、式(3.1)中の h_h は地盤の高い方の水深である。段落ち式の μ は段落ち部のエネルギー水頭に依存する値であり、井上の式⁶⁾から一定値 $\mu = (2/3)^{3/2}$ を用いた。なお、氾濫水の移動限界水深は、岩佐・井上・水鳥(1980)⁷⁾に従い、0.001mとした。

3.3.2 氾濫解析領域

氾濫解析を行う際、氾濫水がどのような挙動を示すかを詳細に知るためには、より細かな領域情報を必要とする。そこで、図-3.10に示す50mメッシュの領域で計算を行った。なお、データ作成に用いた元データは、(財)日本地図センター発行の数値地図(CD-ROM)から読み取った。このデータは、1.0m区切りであり、10cmの単位は四捨五入されている。広島における地盤高の最低値は、DL+4.0m程度である。

氾濫水の挙動に影響するマニングの粗度係数は、建造物や道路の影響も本来なら取り入れる必要があるが、計算が広範囲であり、個々に粗度係数を与えることは困難であったため、市街地における一般的な粗度係数 $n=0.067$ を氾濫解析領域全域に与えた。入力は、高潮計算によって得られた結果と天文潮位を用い、防潮堤の前面における水位を時系列的に与えた。

護岸の天端高さは既存護岸の現状を記した詳細地図から読み取ることでデータを作成した。概ねDL+5.0m前後の防潮堤護岸である。ただし、護岸高さが無い部分においては、防潮堤が無いものとして扱った。その個所においては、浸水は地盤の高さに依存する。防潮堤は、基本的に陸域と海域の境

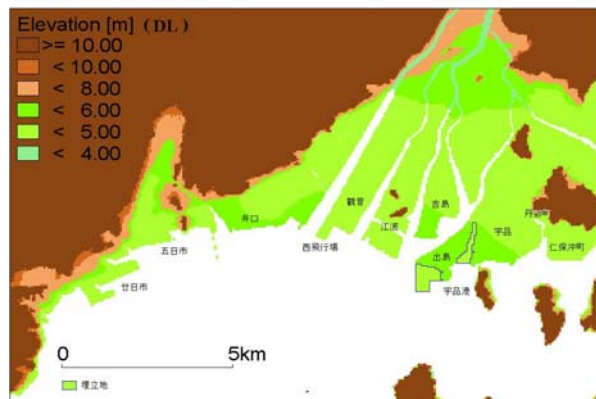


図-3.10 高潮氾濫解析の計算領域
および地盤高分布

界に与えているが、宇品港奥の埋め立て地域周辺では陸域に高潮防御構造物がある状態となっている。また、陸閘なども完全に閉め切られた状態を想定し、設計基準通りの高潮防御機能を發揮することを想定している。なお、計算時間間隔は 0.2 秒とし、1 時間ごとに氾濫域を出力した。

3.3.3 越波量の考慮

高潮氾濫解析に越波量の効果を導入するため、波浪計算によって求めた有義波高・有義波周期を用いて防潮堤堤内地への越波流量を求める。越波量は、合田ら⁸⁾の実験から、海底勾配、波高、堤体前面水深、天端高を用いて推定することが可能である。さらにこれらの実験結果から高山ら⁹⁾は、越流量の算定式を提案した。この公式は、海底勾配や波高、天端高などの諸条件を導入することで越流量を算定することが可能であるという利点を持つ。従って、高山らによって提案された越流公式を用いて越流量の算定を行った。

Shoaling Zone における単位幅、単位時間当たりの越波量 q は、無次元量として次式で定義される。

$$\log \left(\frac{q}{\sqrt{2gH_0^3}} \right) = \text{Max}(q_2, q_3) \quad (3.2)$$

ここに q_2 , q_3 は、

$$q_2 = a \log \left(\frac{h}{H_0} \right) + b \quad (3.3)$$

$$q_3 = -1.17 - 2.43 \frac{h_c}{H_0} \quad (3.4)$$

であり、 q_2 の a と b は、

$$\left. \begin{aligned} a &= -0.94 - 2.2 \frac{h_c}{H_0} + 32 \frac{H_0}{L_0} \\ b &= -0.65 - 0.2 \frac{h_c}{H_0} - 34 \frac{H_0}{L_0} \end{aligned} \right\} \quad (3.5)$$

である。なお、 h_c は護岸の天端高さ、 H_0 は沖波波高、 L_0 は沖波波長、 g は重力加速度である。

ここで求まる、単位幅、単位時間当たりの越波量 q を氾濫計算に供するためには、堤体前面の水位に変換する必要がある。氾濫解析では、浸水を越流として取り扱うため、越波による効果は、天端高よりも高い水位として与える必要がある。そこで、まず潮位と天端高の相対関係から、越流していない箇所(堤体前面の水位が防潮堤の天端より低い箇所)に関してのみ越波の効果を与えるものとし、当該箇所において仮定の越流水位を与えることとした。越波量の水位への変換は、越流公式を用いて流量フラックスから堤体前面水位に変換して求めた。

$$M = \mu h_1 \sqrt{2gh_1} \quad (3.6)$$

この際に用いた μ の値は、0.35 である。なお、 h_1 は、天端高と堤体前面水位の差である。この式の流量フラックス M に、式(3.2)から求まる、

$$q = 10^{Max(q_2, q_3)} \sqrt{2gH_0^3} \tag{3.7}$$

を導入し、 h_1 を逆算することが可能である。従って、 h_1 は、次式で求めることができる。

$$h_1 = \sqrt[3]{\frac{q^2}{2g\mu^2}} \tag{3.8}$$

3.3.4 高潮氾濫浸水の再現

高潮計算で得られた水位を用いて氾濫解析を行った。使用した潮位偏差は、+40cm の異常潮位を考慮した結果である。氾濫解析には潮位と高潮の影響のみを考慮した。図-3.11 は、この時の最大浸水深図である。具体的な氾濫状況を実測と比較するため、解析と実測の浸水面積比を地区ごとにまとめた(表-3.2)。なお参考のために実際の浸水面積を表-3.3 に示す。

氾濫解析の評価は、廿日市・五日市地区、井ノ口地区、観音地区、江波沖、江波地区、吉島、出島・宇品地区の7つの領域ごとに行った。

五日市・廿日市地区及び井ノ口地区では浸水が無く実測の浸水域は再現されなかった。廿日市において浸水が無かったのは、潮位偏差を含む潮位よりも防潮堤の天端高さが高いことが原因である。実測では廿日市地区の埋立地で浸水が確認されていることを考えると、閘門の閉め忘れなどによる局所的な浸水や、越波による浸水があった可能性がある。

井ノ口地区では、護岸が無いにも関わらず、浸水が起きていないのは、地盤高が潮位よりも高いことに原因がある。この井ノ口地区では、海岸付近のみ DL+5.0m となっているが、隣

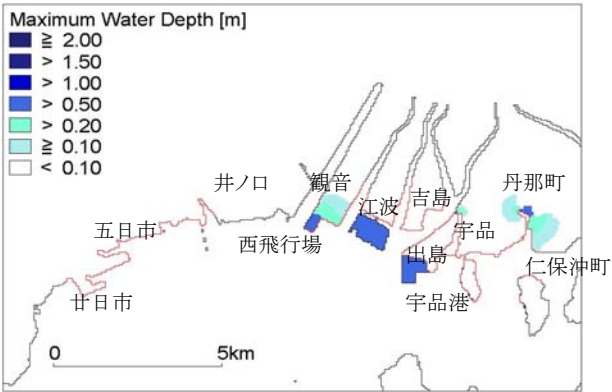


図-3.11 最大浸水深図(潮位のみ)

表-3.2 浸水面積比(対実測)

地区	高潮のみ	越波考慮	防潮堤なし
廿日市・五日市	0.0	2.5	2.8
井ノ口	0.0	1.6	1.9
観音	0.6	1.5	1.4
江波沖	1.0	1.0	2.0
江波	0.0	5.1	9.4
吉島	0.0	0.0	173/0
出島・宇品	1.1	2.1	3.2

表-3.3 実測の浸水面積

地区	浸水面積(ha)
廿日市・五日市	45
井ノ口	117
観音	139
江波沖	76
江波	1
吉島	2
出島・宇品	142

接する地域は DL+4.0m である。地盤高の精度は 1.0m 刻みであることを考えると、四捨五入により標高データに 50cm 程度の誤差が生じ、地盤高を過大に評価している可能性がある。また、越波による浸水の影響が入っていないことも要因の一つと考えられる。

観音地区における浸水面積比は 0.6 であった。面積的には浸水域を過小評価しているが、越波の影響が含まれていないためと思われる。解析では、西側の西飛行場において護岸データが無く、地盤高に依存して浸水が発生したものと考えられる。南側及び東側の護岸がある部分からの浸水は確認されなかった。

江波沖側の出島部分の地区は地盤高 DL+4.0m と低く、護岸も無いため全域が浸水している。実測においても同様であり、この地区においては浸水域を完全に再現することができた。

江波地区、吉島地区においては解析では浸水は無かった。実測の方も 2～4ha 程度の小さい浸水域であったことを考えると、概ね再現することができたと言える。

出島・宇品地区においては、出島南部の新規埋立地において浸水が確認された。しかし、埋立地での実測の浸水データは無いため比較することはできなかった。一方、出島北側の防潮護岸は DL+4.8m の箇所があり、そこから浸水があったことが解析によって確認された。しかし、出島地区での地盤高は DL+5.0m であり、護岸を越流しうる潮位が発生していたにもかかわらず、浸水が示されたのは北部のごく一部における DL+4.0m の地点のみであった。従って井ノ口地区と同様に、地盤の標高データに誤差がある可能性があるものと考えられる。

宇品及び仁保沖町まで広範囲な浸水が確認できるが、これは丹那町の低い防潮堤のある個所からの浸水である。宇品・出島地区での浸水を実測と比較すると浸水面積比で 1.1 であり解析結果の方が若干広範な浸水域を示していることが分かる。この原因としては、地盤データが 1.0m 単位の精度であり平坦な地形が多いことや、今回使用した氾濫解析手法では、複雑な市街地の構造物などの影響を取り入れることができず、実際の地形の影響が反映されていないことに起因するものと考えられる。ただし、図-3.11を見ると広範囲に渡る浸水域は何れも 10 ～20cm 以下の浸水深であることを考えると、実際の被害として考慮すべき浸水域はより狭い範囲であると考えられる。

以上の結果は波浪による越波の影響を含まず、潮位だけで解析を行ったものである。また、地盤高の精度が 1.0m であることを考えると、井ノ口地区や出島地区における DL+5.0m 地点では、実際よりも 50cm 程度低い標高を示している可能性もある。従って、地盤の標高データの誤差および波浪による越波の影響について検討する必要がある。

そこで、次に越波の影響と標高データの修正の両者を考慮して解析を行った。標高データについては、防潮堤の天端高より地盤高の高いと思われる DL+5.0m 地点について、50cm 下げた地盤データを用いた。越波については、3.3.3 で述べた手法を用いて水位に

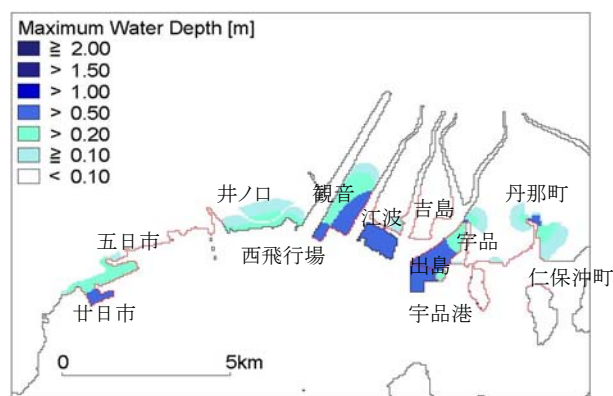


図-3.12 最大浸水深図(越波考慮・地盤変更)

反映させて計算を行った。このときの最大浸水深の結果を図-3.12 に示す。なお、波高は実測値を用いて計算値を修正して与えた。具体的には、実測波高と観測地点に近い計算格子の波高との比率(計算値/観測値)を求め、各計算格子における計算結果に対し、この比率を掛け合わせることで修正値とした。

地盤高を修正した井ノ口、出島・宇品の両地区とも、広い範囲で浸水が生じた。表-3.2 の浸水面積比の結果を見ると、井ノ口地区では浸水面積比が 1.6 であり、図-3.12 から概ね実測の浸水域を再現することがわかる。これは、地盤高を修正した効果と越波による効果と言える。

越波について着目すると、越波量は、海底勾配、波高、堤体前面水深、天端高に依存することから、高潮位、高波高の状態であるほど浸水量が多くなる。図-3.6 と図-3.9 からわかるように高潮偏差の最大値発生時刻がおよそ 11 時であり、波高の最大値発生時刻が 10 時 30 分～11 時であった。このことから、台風 9918 号の影響を受けた広島湾北岸付近では、高潮位かつ高波高の状態にあったと言える。従って、少なくとも観測点(観音沖)に近い井ノ口付近では、高潮と高波の同時生起が浸水域を広範囲にわたらせたひとつの原因であると言える。ただし、こうした高潮位、高波高の同時生起については、複数の台風、複数の地点において調査しなければ恒常的に生起するとは言えず、さらに検討していかなければならない。

宇品地区での浸水は、宇品岸壁の一部からの浸水が確認されるが、実測の浸水域を完全には再現できなかった。この理由としては、実際の高潮来襲時において陸閘門が破損し、防潮堤の機能が発揮されなかった点が挙げられる。従って、陸閘門の損壊がない場合は、計算結果のように浸水は生起せず、宇品付近の浸水は、損壊した陸閘門からの浸水であったことが示された。

出島地区においてはほぼ実測の浸水域を再現している。ただし、丹那町からの浸水が大きく、浸水面積比では 2.1 と過大評価する結果となった。これらの原因は、排水機能を考慮していない点と、地形が平坦であるため浸水箇所からの水が実際よりも広範囲に広がることに起因すると考えられる。この点を勘案すると、概ね実測の浸水域は再現されたものと考えられる。

以上のことから、天文潮位、高潮偏差、越波の影響および地盤高の修正を考慮した氾濫解析によって台風 9918 号来襲時の広島湾沿岸における高潮氾濫は再現できるものと考えられる。

最後に比較のために防潮堤がなかった場合に、どのような浸水が生起するか解析を行った。与えた計算条件は越波の影響と地盤高を修正したケースと同じである。その結果を図-3.13 に示す。また、浸水面積比を、表-3.2 に示す。現状の防潮堤がある場合の浸水域よりも、より広範囲に浸水域が広がることが見て取れる。全体的な浸水面積比で、実際の浸水域を概ね再現したと思われる越波を考慮した結果よりも、約 2.8 倍の浸水域を示した。従って、現状においても T9918 号のような台風が来襲したときでも、ある程度の高潮防御機能を発揮

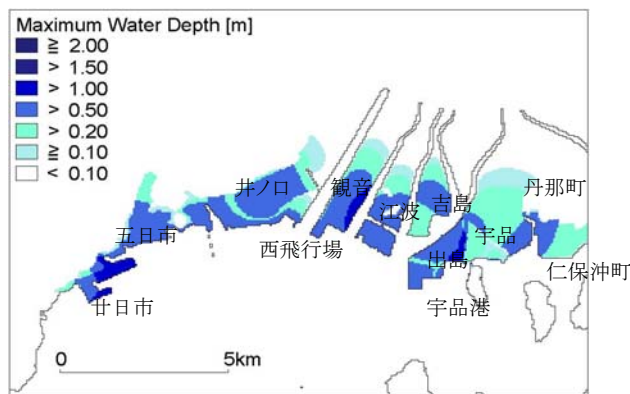


図-3.13 最大浸水深図(防潮堤の無い場合)

していることがわかった。

3.4 結語

以上のことから得られた結論としては以下のとおりである。

- 1) **Myers** の台風モデルから作成した風速場を用いて高潮計算から得られた偏差に、異常潮位を考慮することで、概ね実測の潮位偏差を再現することができた。
- 2) **WAM** では広島湾の波浪場を小さく見積もり、うまく再現することはできなかった。波浪の発達に関する限界値等について、さらに検討する必要がある。
- 3) 広島湾沿岸における高潮氾濫については、越波の影響と地盤高の修正を行うことで、概ね再現することができた。
- 4) 高潮氾濫解析により、防潮堤の低い個所からの越流浸水や越波による浸水個所など、広島湾沿岸にわたって浸水の原因を把握することができた。特に、井ノ口付近における浸水は、高潮と高波が同時に生起していることから越波による影響が大きい。ただし、高潮と高波の同時生起については、さらに検討する必要がある。
- 5) 防潮堤の無い場合の氾濫解析結果から、現状防潮堤でも、ある程度の高潮防御機能を有していることが確認された。

参考文献

- 1) 広島県広島港湾振興局・中電技術コンサルタント(株): 広島港浸水被害調査報告書, 121p, 1999
- 2) 山下隆男, 山本圭介, 土屋義人: 伊勢湾, 大阪湾・紀伊水道, 土佐湾における異常潮位, 高潮に及ぼす黒潮の影響, 京都大学防災研究所年報, 第 31 号 B-2, 1988
- 3) 平尾博樹: 閉鎖性湾内における浅海波浪推算モデル(SWAN)の適用性に関する研究, 京都大学修士論文, 2001
- 4) 武田誠: 高潮の氾濫解析手法とその都市域への応用に関する研究, 京都大学学位論文 1997
- 5) 川池健司: 都市における氾濫解析法とその耐水性評価への応用に関する研究, 京都大学学位論文 2001
- 6) 井上和也: 開水路非定常流とその水工学への応用に関する研究, 京都大学学位論文, pp.172-177 1986
- 7) 岩佐義朗, 井上和也, 水鳥雅文: 氾濫水の水理の数値解析法, 京都大学防災研究所年報, 第 23 号 B-2, pp.305-317. 1980
- 8) 合田良実, 岸良安治, 神山 豊: 不規則波による防護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 第 4 号, pp.3-44. 1975
- 9) 高山知司, 永井紀彦, 西田一彦: 4. 各種消波工による越波流量の減少効果, 港湾技術研究所報告, 第 21 巻 第 2 号, pp.151-205. 1982

第 4 章

観測資料による高潮と高波の同時生起特性

4.1 高潮と波浪の生起特性

防潮堤の設計に必要な波浪や水位の設定には波浪や高潮の推算が用いられている。これらの推算は、設計地点に最も大きな高潮が生起した台風経路に既往最大規模の台風（一般に伊勢湾台風）が進行するとして計算される。高潮と高波は別々に計算され、それぞれの最大値が設計に用いられる。このことは、高潮と高波の最大値が同時に生起することを想定していることになる。前章でも述べたように、確かに高潮と高波の同時生起状態が広島湾でも確認されたが、高潮と高波の同時生起が恒常的なものであると断定するには、台風の来襲件数および観測資料の点で不足していると言わざるを得ない。従って、高潮と高波が同時に生起する可能性（同時生起特性）については、その実態が十分に把握されているとは言えない。つまり、高潮位と高波高の発生時刻がずれることも考えられる。

また、既存の防潮堤の中には、築後 20, 30 年程度が経過したものもあり、これらにおいては、老朽化や自然外力の変化などを考慮して、嵩上げなどの改築・補強工事が行われている。既存防潮堤の適切な安全度を評価するためには、高潮と高波の生起特性を十分に把握することが重要である。

高潮と波浪の最大値が発生する時刻に着目した研究は少ないが、土屋ら¹⁾は、高潮と高波の生起時間に差があることによって被害が軽減されていると述べている。

そこで本章では、大阪湾を対象とし、実測データを用いて高潮と高波の同時生起特性についてその実態を把握するものである。

4.2 観測資料

4.2.1 海象・気象資料と観測期間

調査対象海域は大阪湾とした。大阪湾沿岸で潮位および波浪といった海象データが長期にわたり観測されている地点は、関西国際空港（以後関空と略称）と神戸港、大阪港、洲本、淡輪の 5 地点である。これらの各地点から潮位（全地点）、波浪（関空、神戸、大阪）データを収集した。また、気象データ（風データ）も求めたが、関空を除く各地では、1991 年以降のデータし

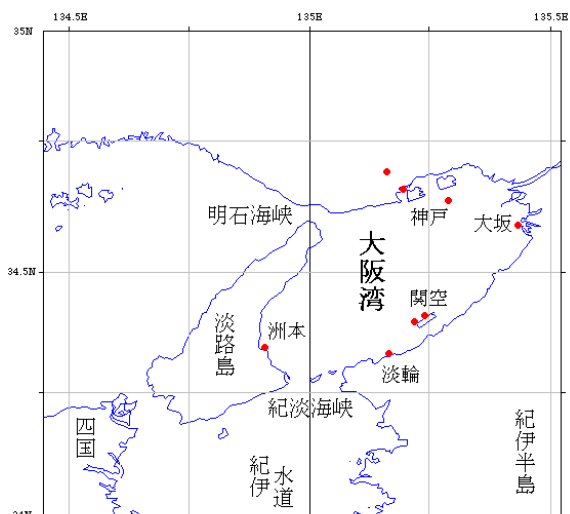


図-4.1 大阪湾における観測地点

か入手できなかった。なお観測地点の詳細位置を図-4.1 に示す。

海象データは、財団法人日本海洋データセンター、関西国際空港株式会社、運輸省（現国土交通省）、大阪市の各機関が観測しているものを使用した。風データは、気象業務支援センター発売のものを使用した。なお、データの観測時間間隔は2時間であった。

解析の対象とする観測期間は、大阪湾に顕著な高潮・高波を引き起こしたと考えられる台風を選定して決定した。台風を選定した期間は、得られた観測データの有無を考慮して、1978年から1994年までとした。参考に用いた資料としては、高波の発生時期と気象要因を調べるために、運輸省港湾技術研究所（現港湾空港技術研究所）発行の「港湾技研資料、波浪に関する拠点観測年報（毎年）」を、高潮は気象庁発行の潮汐観測（昭和63年から平成5年）を用いた。また、台風経路のチェックを行うため、（財）日本気象協会発行の「気象要覧」（1978年から1994年の該当月）と、月刊誌「気象」（1980年から1994年）掲載の天気図を参考に用いた。これらの資料を基にして11個の台風を選定し、考察対象の観測期間を設定した。なお、潮位偏差の算出は、観測潮位から天文潮位を差し引いて求めたため、黒潮による異常潮位²⁾も含まれている可能性がある。

4.2.2 台風資料

同時生起特性の傾向をより簡単に評価するために、台風経路を数種の型式に分類して検討を行った。ここでは、気象庁で採用している台風経路³⁾による分類法を適用した。結果的には、大阪湾内の高潮に関する台風としては、図-4.2 に示すⅡ型からⅦ型の6種類に分類できた。以下に経路ごとの特徴を簡単に述べる。

a) 台風経路Ⅱ型（九州の西方海上から北東へ進む場合）北緯30度を越えるときに東経が130度以西で、九州に上陸せず、九州西海上から朝鮮海峡を通る台風で、日本海側に上陸する場合もありえる。

b) 台風経路Ⅲ型（九州を北上する場合）北緯30度を越えるときに東経が130～133度で、九州へ上陸し、九州を南から北へ進む台風である。

c) 台風経路Ⅳ型（九州を北東へ進む場合）北緯30度を越えるときに東経が130度以西で、九州へ上陸し、九州西岸から東岸へ横断する台風である。

d) 台風経路Ⅴ型（四国を北上する場合）北緯30度を越えるときに東経が132～135度の範囲で、四国に上陸し、四国を南から北へ縦断する台風である。

e) 台風経路Ⅵ型（四国を北東進する場合）北緯30度を越えるときに東経が133度以西で、四国に上陸し、四国を北東に横切る

表-4.1 台風の経路形式と解析対象期間

解析対象 台風	台風 経路 型式	解析対象 観測期間	
		開始	終了
T7916	Ⅵ	09/30	10/01
T8013	Ⅲ	09/11	09/12
T8213	Ⅲ	08/27	08/28
T8219	Ⅴ	09/24	09/26
T8410	Ⅱ	08/21	08/22
T8712	Ⅱ	08/30	08/31
T8917	Ⅵ	08/26	08/28
T9019	Ⅶ	09/19	09/20
T9119	Ⅳ	09/27	09/28
T9313	Ⅳ	09/03	09/04
T9426	Ⅶ	09/29	09/30

台風である。ただし、九州には上陸しない。

f) 台風経路Ⅶ型（紀伊半島を北上する場合）北緯 30 度を越えるときに東経が 137 度以西で、紀伊半島に上陸し、半島を北進、または北東進する台風である。

最終的に選定した台風の経路形式と、データを抽出した観測期間を、表-4.1 にまとめる。また、表-4.1 に示した各台風の経路を図-4.3 に示す。

4.3 高潮と高波の同時生起特性

前述の資料を用いて、各台風経路ごとに高潮と高波の同時生起特性について調べた。各台風における、高潮と高波の最大値の生起時間差についてまとめた結果を表-4.2 に示す。時間差は、高潮生起時刻から高波生起時刻を差し引いて求めた。従って、表中の正の時間差は高潮よりも高波が遅く、負は早く生起したことを示す。各経路における同時生起特性は、以下の通りである。

4.3.1 台風経路第Ⅱ型（T8410, T8712）

T8410 も T8712 も九州に上陸せず、対馬を経て日本海を北東進している。T8410 は中心気圧 970hPa, 進行速度 35km/h で対馬近海を通過したのに対し、T8712 は、945hPa, 55km/h という比較的強い勢力、早い速度で通過しているのが特徴的である。

両台風とも大阪湾からはかなり遠方を通過したが、大阪湾各地で最大風速 10m/s 以上の強い風が観測された。大阪湾は、南西から北東にのびる楕円形をしているため、台風が山陰沖を北東進するときに南西風が吹き、波が大きくなると考えられる。T8410とT8712の高潮と高波の時系列変化をそれぞれ図-4.4(a)と(b)に示す。

図から、高潮はそれほど大きくはないが、高波高が出現していることがわかる。高波高が出現し

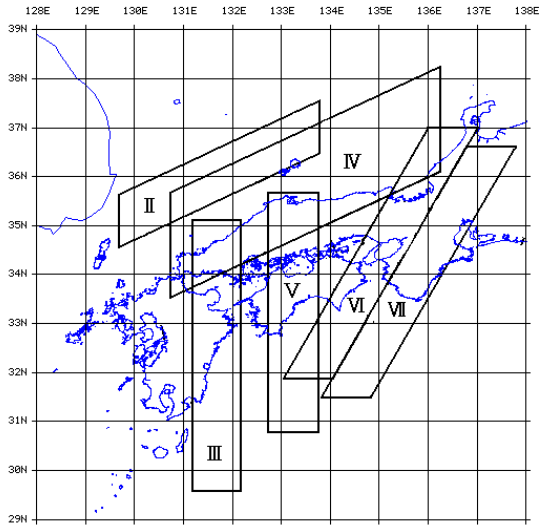


図-4.2 台風経路形式

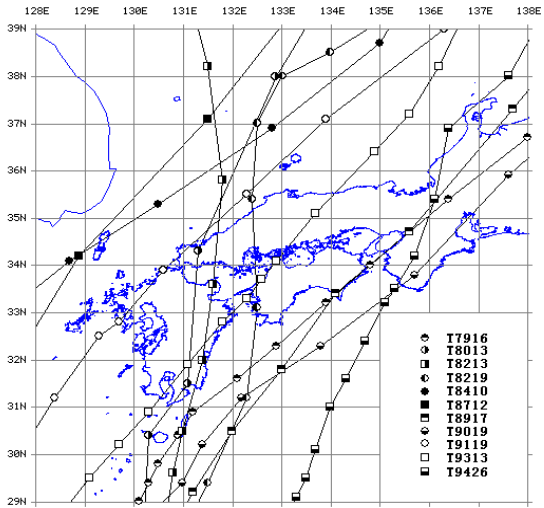


図-4.3 選定した台風の経路

表-4.2 高潮と高波の最大値生起時間差
(時間)

台風型式	台風番号	神戸	大阪	関空
Ⅱ型	T8410	2	-	2
	T8712	2	2	1
Ⅲ型	T8013	4	-	2
	T8213	-	6	3
Ⅳ型	T9119	-	-	0
	T9313	-	0	0
Ⅴ型	T8219	-	1	-12
Ⅵ型	T7916	4	-	2
	T8917	4	-	2
Ⅶ型	T9019	0	-	0
	T9426	-3	2	-

たのは、長いフェッチとなる大阪湾の長軸方向(南西から北東方向)に沿った南西風によるものと考えられる。従って、関空よりも北に位置する神戸ではより大きな波高が出現している。また、台風が山陰沖を北東進する時間は比較的長く、これによって長時間にわたる南西風が大阪湾に吹き、波高が次第に大きくなったものと考えられる。

高潮と高波の最大値の生起時間差は、各地で 2~5 時間程度であった。T8410 では高潮は神戸、関空ともに南西風が弱まり始めた 8 月 22 日午前 3 時頃に最大値を迎えている。これに対し、波高は、両地点とも 2 から 3 時間遅れた午前 6 時ごろに生起していることがわかる。T8712 においても、同様な傾向が見られ、8 月 31 日の午前 9 時頃に高潮の最大値が生起してから 3 時間後の 12 時前後に波高の最大値が出現していることがわかる。

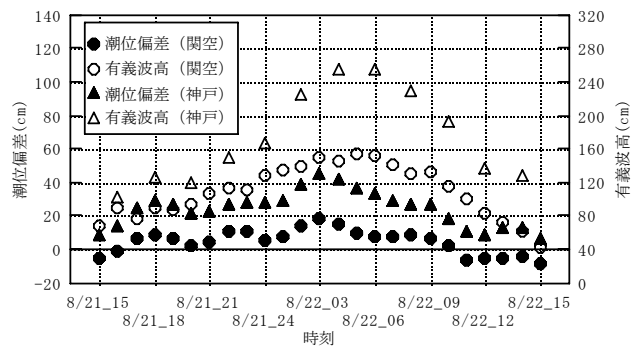
高波については、台風が大阪湾の西方に位置することから、湾内で北向きの風(南風)が支配的となっており、特に湾口から湾央にかけて風速が強く、その結果、湾央で大きくなった波が高潮に遅れて到達したのと考えられる。神戸における 2 時間程度の時間差は、湾央にあった大きな波が神戸沿岸に到達するに要する時間である。

このように、当該経路について言えば、神戸、大阪、関空に各地点において、高波は、高潮よりも 2, 3 時間程度遅く生起すると言える。なお、台風が九州西方海上を北上するため、長周期的な湾外来襲波は見られなかった。

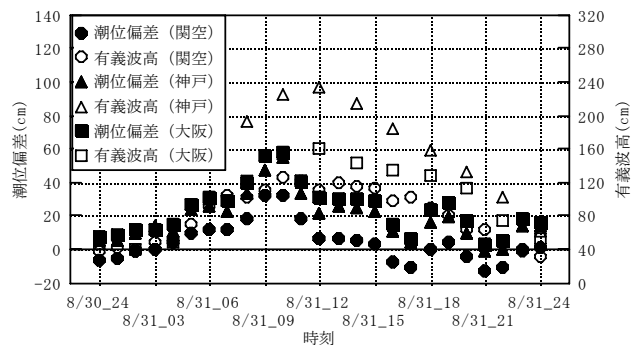
4.3.2 台風経路第Ⅲ型 (T8013, T8213)

この形式の台風は、九州南部から上陸後、北上し、中国地方を横断して日本海へ抜ける進路をとる。大阪湾は台風の東方に位置するため、台風西部の南風に大きく影響される。該当の何れの台風も中国地方北部を北進したため、大阪湾からは比較的遠方を進行した。しかし、大阪湾各地では 10m/s 以上の強い風が観測されていた。九州上陸時の台風諸元に関して、中心気圧は 960~970hPa で二つの台風ともほぼ同程度であったが、台風の進行速度は、T8013 が 10~30km/h 程度早かった。T8013 と T8213 の高潮と波浪の時系列変化を図-4.5(a), (b)に示す。

図-4.5(a)と(b)によると、先のⅡ型と同様、1.8m 以上の大きな波高が出現していることがわかる。



(a) T8410



(b) T8712

図-4.4 台風経路Ⅱ型の高潮と波高の時系列変化

これは、台風と大阪湾の位置関係がⅡ型とほぼ同様であることから、大阪湾上が台風の南西風の影響下にあったことが原因と考えられる。つまり、湾北部に対し吹送距離が大きく取れる南西風により湾央で波浪が発達し、これが湾北部沿岸に到達したものと考えられる。

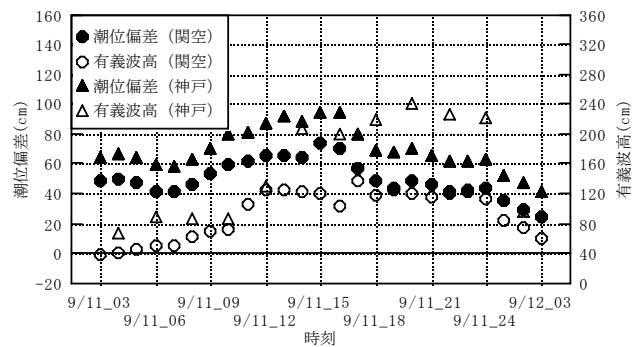
T8013 と T8213 を比較すると、図-4.3 を見ても分かるとおり、経路の面ではほぼ同じであり、中心気圧についても 960 から 970hPa 程度と同様であった。しかし、進行速度については、T8013 は 9 月 11 日 15 時で 70km/h、T8213 は 8 月 27 日 15 時で 45km/h であり、大きく異なる。この相違に着目しつつ、高潮と高波の同時生起時間差について検討した。

台風の進行速度が速かった T8013 では、9 月 11 日 15 時頃に関空と神戸ともに高潮の最大値を迎え、その後神戸では 20 時頃(4 時間後)、関空では 17 時頃(2 時間後)に波高の最大値が出現している。一方、進行速度がやや遅い T8213 では、8 月 27 日 16 時に関空、17 時頃に大阪で高潮の最大値が生起した後、大阪では 6 時間後の 23 時に、関空では 3 時間後の 19 時に波高の最大値が出現している。つまり、進行速度の速い台風 T8013 と遅い T8213 では、関空での時間差がそれぞれ 2 時間と 3 時間で、進行速度の速い T8013 の方が時間差が短いことがわかる。このことから、当該経路については、進行速度が速い方が高潮と高波の生起時間差が短くなると言える。

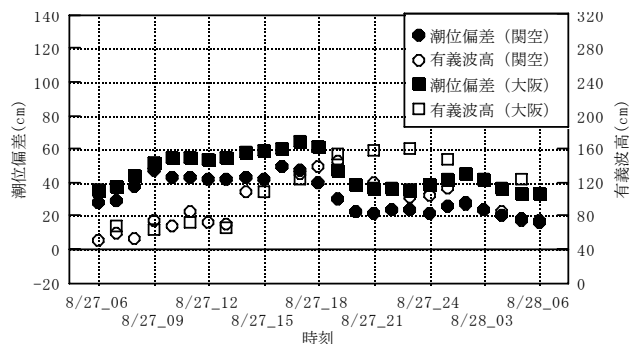
波高の大きさに着目すると、T8013 が最大で約 2.3m(関空)、T8213 では 1.7m(関空)と、T8013 の方が大きい。これは、Ⅱ型の台風同様Ⅲ型の台風は大阪湾に対して西側を北上していることから、大阪湾北部に大きな波高をもたらす北向きの風が、台風の進行方向と同じであり、台風の進行速度が速ければ速いほど、大阪湾上における南風も強くなることに起因するものと考えられる。ただし、進行速度が速い T8013 であっても、他の台風経路よりも大阪湾における南風の持続時間が長かった。これは、台風が北に進行することで、大阪湾が台風の影響範囲に入る期間が北東進する台風よりも長くなることが原因と考えられる。

4.3.3 台風経路第Ⅳ型 (T9119, T9313)

本型式の台風は、九州を南西から北東に横切り、本州付近を南西から北東進する傾向が強く、



(a) T8013



(b) T8213

図-4.5 台風経路Ⅲ型の高潮と波高の時系列変化

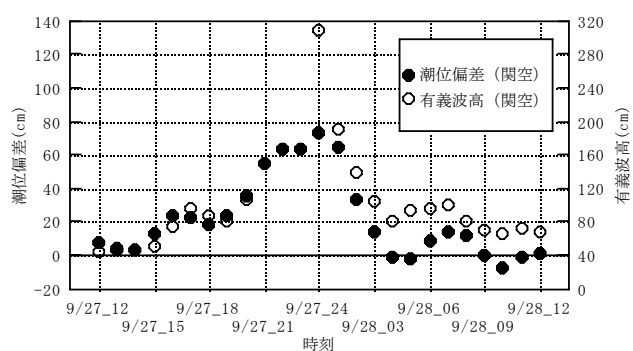
日本に来襲する台風のうち数が最も多いものである。昭和20年の枕崎台風や昭和29年の洞爺丸台風、近年では台風9119号など、我が国に甚大な被害を与えた台風が、この経路に該当する。特徴的な事項としては、台風が山陰沖から日本海を北東に進む時に大阪湾に最接近し、かつ強い南西風をもたらすことが挙げられる。特に台風の進行速度が速い場合、台風南東部では南西風が強くなるため、湾北東部での高潮、高波被害などが懸念されるものである。

該当の台風はT9119とT9313である。何れの台風も非常に強い勢力を持って九州に上陸、北東進した。T9119は佐世保上陸時の中心示度が940hPa、最大風速50m/s、北東に50km/hで進行した。近年では稀な激し

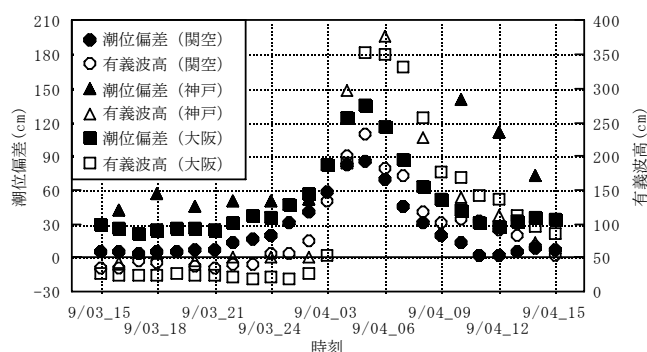
い風を伴った台風であったため気象学的な研究も多い(例えば藤井⁴⁾1992)。強風半径は600kmであったため、大阪湾をも勢力下にしていた。T9313は、中心気圧が中国地方上陸時で975hPa、進行速度が40km/h程度であった。またT9119に比して東寄りの進路をとったため、大阪湾への影響も大きかったと考えられる。何れの台風も他型式の台風に比して大きな勢力、強い風を持つのが特徴的である。なお、T9119では関空以外の地点では波浪データが得られていなかった。

両台風の高潮と高波の時系列変化を図-4.6(a)と(b)に示す。この図からわかるように、高潮および高波ともに急激な成長を遂げ、短時間で最大値が出現しているのが特徴的である。T9119では9月27日18時頃から6時間かけて80cmの高潮と、3mを超える高波が出現している。T9313では高潮および高波の発達状況はさらに急激で、9月4日午前3時ころから3時間の短い期間で1mを越える高潮と3.5m強の高波が生起している。これは、台風の強い勢力域の外縁(台風南東部)が大阪湾をかすめるような形で通過するため、短期間に強風が出現することによるものと考えられる。また、台風の進行方向に対して右側の領域で風速が強くなるという気象傾向にも影響され、南西風がより強く影響しているものと考えられる。

同時生起については、図-4.6(a)と(b)からもわかるように高潮、高波ともほぼ同時刻で最大値が生起している。特に、湾北部での有義波高と潮位偏差は、選定した台風の内、最も高い値を観測していた。台風の進行速度および台風の規模が異なる場合、大阪湾上を吹く南西風の出現時間に差が生じ、高潮・高波の生起時間に影響を及ぼすものと考えられる。



(a) T9119



(b) T9313

図-4.6 台風経路Ⅳ型の高潮と波高の時系列変化

この台風経路の場合、高潮最大値が生起する時の台風の位置が大阪湾北西であるため、大阪湾は常に、南西風をもたらす台風南東部に相当することになる。従って、大阪湾と台風の相対的な位置関係が変わらない限り、高潮と高波の生起時間に差が生じないものと考えられる。

4.3.4 台風経路第Ⅴ型（T8219）

この台風は、四国南海上から北上し、四国、中国を横断する台風である。昭和18年7月の12号台風や昭和25年のジェーン台風が主な例である。その経路からわかるように、大阪湾は台風東部にあたり、特に湾北部での高潮が生起しやすい。選定した台風の内、本経路に該当したのはT8219のみであった。

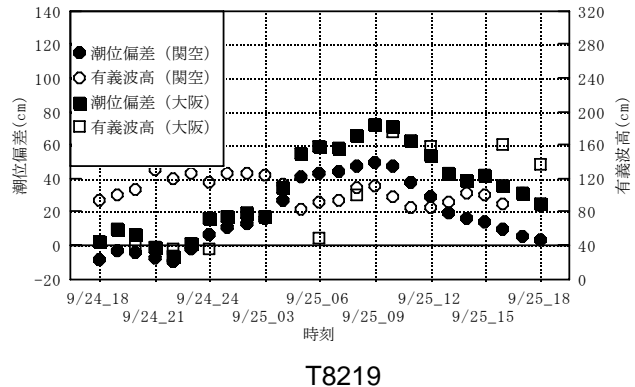


図-4.7 台風経路Ⅴ型の高潮と波高の時系列変化

台風は大阪湾の西方を北上するた

め、大阪湾では、南風が支配的となる。また、台風が四国南海上から北進するため、外洋で発達した波浪のうねり成分が大阪湾に影響を及ぼす可能性もある。

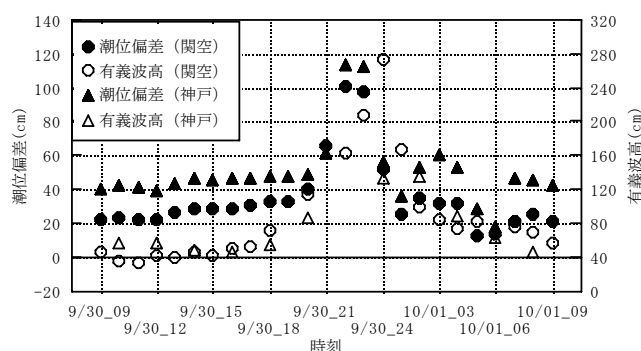
図-4.7に示すように、高潮が生起した時間は、関空と大阪の両地点とも9月25日午前9時頃である。高波は、関空では高潮の生起する12時間前の9月24日21時に最大値が生起しているが、大阪では高潮が生起した1時間後に最大値を迎えている。大阪湾が南風の支配下になる時間帯（9月25日3時以降）における波高の最大値のみに着目すれば、高潮も高波もほぼ同時に生起している。しかし、関空のように、北東風が大阪湾に吹いている時間（9月25日3時以前）において、波浪の最大値が出現していることは特筆すべき現象である。これは、台風が四国南方にあるときに大阪湾で東～北東の風が吹くことによるものと考えられる。一方、大阪では南風のみの影響を受けて波浪が発達するため、高潮の最大値とほぼ同時に有義波高の最大値を観測している。この南風による生起時間差は、他の型式の台風とほぼ同様な傾向を示しており、台風進行速度に伴う風の場の相違によって差が生じるものと考えられる。

4.3.5 台風経路第Ⅵ型（T7916、T8917）

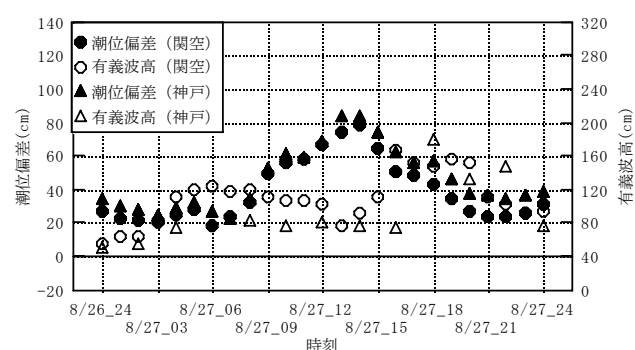
この経路は、昭和9年9月21日の室戸台風、昭和4.6年9月の第2室戸台風が例として挙げられ、大阪湾における最も危険な経路として知られる。台風の特徴としては、上陸直前に急激な発達を遂げることや、必ず瀬戸内沿岸に異常な高潮を発生させることにある。また、この経路は、大阪湾における防潮堤の設計波と設計潮位を選定するときに想定している台風経路が含まれる。この型式に該当した台風は、T7916とT8917であった。何れの台風も四国東部を北東に通過した後、紀伊水道北部から大阪湾に侵入し、大阪湾東岸を北東進している。T7916の中心示度は大阪湾通過時で約960hPa、T8917は975hPaであった。また、大阪湾上空を通過するときの進行速度

は、両者とも 60km/h 前後の比較的速い速度を持っていたことが特徴的である。この時の高潮と高波の時系列変化を図-4.8(a)と(b)に示す。

図-4.8(a)を見ると、T7916 では 9 月 30 日 22 時から 23 時頃に 1m 以上の高潮が生起し、その 2 時後の 9 月 30 日 24 時頃に関空で最大波高が観測されている。また、図-4.8(b)から T8917 の時は、8 月 27 日 14 時前後に 80cm 程度の高潮が生起した後、関空では 2 時間後の 16 時、神戸では 4 時間後の 18 時に 1.6m 強の高波が生起したことがわかる。従って、何れの台風も高波が高潮よりも 2～4 時間程度遅れて生起していることがわかる。関空と神戸港における高潮と高波の生起時間差を比較すると、両台風とも関空の方が 2 時間、神戸が 4 時間と神戸の方が遅い。これは



(a) T7916



(b) T8917

図-4.8 台風経路VI型の高潮と波高の時系列変化

高波浪の出現が、主に台風が通過した後に生じる西から南よりの風によって発達するためと考えられる。従って、大阪湾上陸後の進行速度が、T7916、T8917 共に 60～70km/h とほぼ同程度であったことで、同じ生起時間差を持ったものと思われる。

T7916 と T8917 は、共に大阪湾東岸を進んだため、大阪湾に吹く南西風は、台風が大阪湾を通過した後に生起していた。しかし、同型の経路でも台風が大阪湾西岸を北東進した場合、大阪湾に南西風が吹くのは、台風が大阪湾の北西に位置したときである。従って、大阪湾ではより強い南西風が吹く可能性があり、台風進路の微妙な相違についてより詳細な検討を要するものと考えられる。

4.3.6 台風経路第Ⅶ型 (T9019, T9426)

昭和 36 年 9 月 26 日の伊勢湾台風がこの経路である。この台風は、伊勢湾沿岸で未曾有の高潮災害となったが、大阪湾では大きな被害にならなかった。この経路の台風は、太平洋上から次第に四国の南海上を経て紀伊半島に上陸、その後北進または北東進する。これに伴って、大阪湾では北東の風が吹くために、神戸や大阪では大きな波高は発生しないと考えられる。

T9019 と T9426 がこれに該当する台風である。T9019 と T9426 号は、共に大型で強い勢力(中心示度は共に約 950hPa)で上陸し、30～40km/h で北東進した。両者の相違は、勢力や最大風速ではあまり見られなが、上陸前後の進路が T9019 はほぼ北東進、T9426 が北北東進であり、大

阪湾との相対的な距離が異なる。大阪湾は、これらの台風に対して西側に位置し、北風または北東風の影響を受けるものと考えられる。

図-4.9(a)と(b)に T9019 と T9426 の大阪湾における高潮と高波の時系列変化を示す。関空で 2m 以上の大きな波高が出現しているのが特徴的である。T9019 では関空、神戸とも 9 月 19 日 24 時頃に高潮が最大値を迎えていることがわかる。高波は、関空では高潮生起時間と同じ時刻に最大値となっている。これは、台風が大阪湾に最接近して高潮が生起した 19 日 24 時では、大阪湾上は北東風が支配的になっているため、湾北部で発達した波浪が関空に到達しているものと考えられる。

T9426 では 9 月 29 日 23 時に高潮の最大値を迎えた後、大阪では 2 時間後の 30 日午前 1 時に高波が生起していることがわかる。神戸については、図-4.9(b)の資料を見ると、高潮が生起した 29 日 23 時の 3 時間前の 20 時に波高の最大値が出現している。これは、次のような理由が考えられる。台風が紀伊半島沖にある 29 日 20 時頃は、大阪湾は東の風(西向き)が支配的となる。そのため、大阪湾北部の中央付近に位置する神戸には、東から波浪が到達したのと考えられる。また、神戸の東側には大阪港があり、吹送距離は短いため、図-4.9(b)に見られるように波高そのものは 1.2m 程度と大きくならなかったものと考えられる。T9019 では 9 月 19 日 18 時から 22 時まで神戸で欠測となっているため、最大値生起時間を 19 日 24 時としているが、上記の理由を考えると、T9426 と同様、高潮が生起する以前に東の風によって高波が生起していた可能性がある。

T9019 と T9426 では、神戸と大阪での生起時間差に差がある。これは、台風が進行するに伴って大阪湾上の風向が変化していく過程と、観測値点の位置に依存するものと考えられる。つまり、湾北部中央の神戸では、台風が紀伊半島付近にある時間に東の風によって高波が生起するが、湾北東岸に位置する大阪では、台風が本土内陸部まで進行した時に大阪湾上で支配的となる西の風によって高波が生起するためである。

一方、湾南部の関空では、台風が大阪湾遠方を北東に進むことで、台風の最接近時においては強い北東風を伴うため、高潮と高波が同時に生起したのと考えられる。T9019 の関空で波高が 2.4m に達しているのも、この北東風の影響であると考えられる。ただし、高潮は 40cm 程度と他

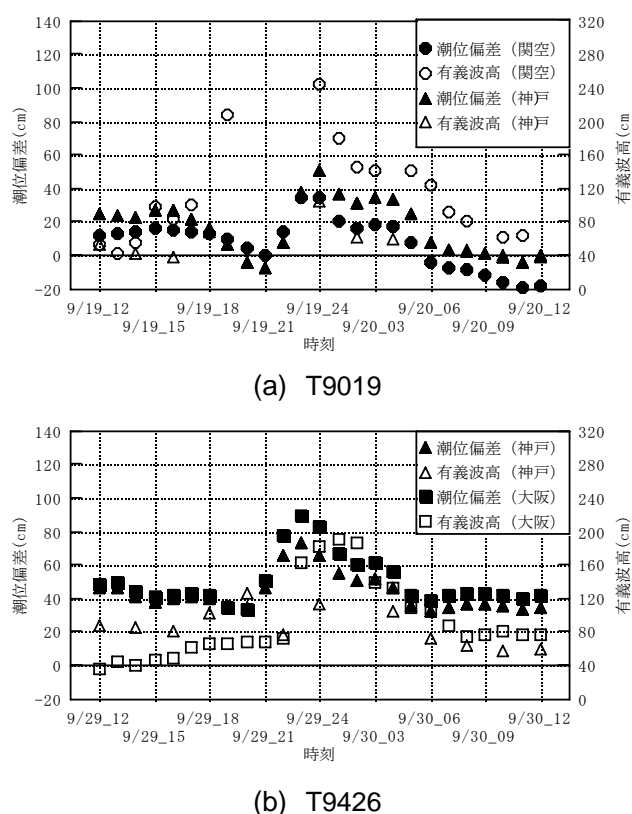


図-4.9 台風経路Ⅶ型の高潮と波高の時系列変化

地点に比して小さいことも関空の特徴と言える。

従って、Ⅶ型の台風では、湾北部の神戸では高波が高潮よりも前に生起し、湾東部の大阪では高波が高潮の後に生起することがわかった。また、湾南部の関空では高潮と高波が同時に生起するが、高潮の値は他地点に比して小さいことがわかった。

4.3.7 高潮と高波の同時生起特性

4.3.3から、高潮と高波が同時に生起する傾向にある台風経路は、Ⅳ型であることがわかった。この台風経路は、台風が大阪湾に最接近した時に、大阪湾に強い北東風を生起させる経路である。特に大阪湾北部の神戸や湾奥の大阪などでは、この影響を受けて高潮と高波が同時に生起するものと考えられる。

また、台風の進行速度が速い場合は、高潮と高波が生起する時間差が短くなる傾向にあることも分かった。

一方、1m以上の大きな高潮と2.5m以上の高波を生起させているのは、Ⅳ型とⅥ型の経路であった。Ⅳ型もⅥ型も大阪湾に大きな高潮と高波を生起させるが、それらの生起時間が異なることに注目すると、大阪湾との相対的な位置関係が原因として考えられる。Ⅳ型の台風経路はⅥ型の台風経路を西に平行移動させたような経路である。つまり、台風が大阪湾の西側か東側かまたは直上を通過するかという、台風経路の違いである。従って、高潮と高波の生起時間差が異なる原因として、大阪湾上のどの位置を台風が通過したかという点が考えられる。これまでの観測資料から得られた結果を見ると、Ⅳ型のように大阪湾の西側を通過した台風で高潮と高波が同時に生起する傾向にあり、直上または東寄りを通るⅥ型では高潮と高波は同時に生起しない傾向にあると言える。

これまで大阪湾沿岸における防潮堤の設計波や設計水位は、室戸台風の経路に伊勢湾台風と同じ規模の台風を進行させ、これに基づいた波浪と高潮の推算結果から、高潮と高波が同時に生起するとして設定されていた。しかし、上記の結果を踏まえると、室戸台風がⅥ型の経路であることから、必ずしも高潮と高波が同時に生起するとは言えない。

ただし、Ⅵ型の台風全てが同時生起しないと断定するには、2個の観測資料では不十分であり、かつⅥ型経路を西に平行移動させたⅣ型の台風では同時生起する傾向にあることから、当該台風経路についてより詳細に検討する必要があると言える。

4.4 結語

以上のことから高潮と高波の同時生起特性をまとめると、以下のようである。

- 1) 潮と高波の生起時間差には、台風経路と台風の進行速度が影響していることがわかった。
- 2) 大阪湾は、南西から北東に伸びる楕円形をした地形をしていることから、湾北東部では南西風によって高潮と高波が出現する。その最大値の出現時間は、大阪湾上を吹く南西風の強さと継続時間に依存していることがわかった。

- 3) 台風と大阪湾の相対的な位置関係と、台風の進行速度によって高潮と高波の最大値が同時に生起するかどうかがある程度決まってくることがわかった。また、本研究で取り上げた台風のうち、IV型の経路を経る台風において、高潮位、高波高が同時に生起することがわかった。
- 4) 大阪湾における防潮堤の設計波は、本研究におけるVI型の台風経路を想定して選定されているが、設計において想定されている高潮と高波の同時生起という現象は、必ずしも実際の現象として生起していなかった。
- 5) T7916のようなVI型の台風経路は大阪湾東岸を北東進しており、大阪湾上の微妙な経路の相違が高潮と高波の同時生起性に影響を及ぼす可能性があり、より詳細な調査が必要であると思われる。

参考文献

- 1) 土屋義人, 中村重久, 山下隆男, 岡 扶城: 台風 7916 号による大阪湾・紀伊半島の高潮, 京都大学防災研究所年報, 第 24 号 B-2, 1981.
- 2) 山下隆男, 山本圭介, 土屋義人: 伊勢湾, 大阪湾・紀伊水道, 土佐湾における異常潮位, 高潮に及ぼす黒潮の影響, 京都大学防災研究所年報, 第 4.1 号 B-2, 1988
- 3) 財団法人 日本気象協会編: 続 台風災害を防ごう-昭和 4.8 年～42 年, 財団法人 日本気象協会, 昭和 43 年
- 4) 藤井 健: 台風 9119 号による強風の気象学的特性について, 日本風工学学会誌 第 53 号 P.27-P.4.5, 1992

第 5 章

確率的台風モデル

5.1 台風資料の作成手法

前章で述べた高潮と高波の同時生起特性の把握は、実測資料に基づいたものであった。実測資料から高潮と高波の同時生起特性を断定的に把握するには、資料数が少ない点が問題であった。これは、台風が異常気象であり、特定の地域に影響を強く及ぼす台風が来襲するのは稀である点と、波浪や潮位の観測点が少なく、実測資料が得られにくい点に原因がある。後者の観測点の問題は、特定の地域に限定すれば、人為的に克服することも可能であるが、前者の台風の来襲回数に関しては、自然現象であるため人為的な操作は不可能である。

この点を克服するために、数値計算によるシミュレーション手法が試みられている。一般的に土木分野で試みられている手法は、これまで発生した台風の実測資料に基づいて、台風の経路や中心気圧などの諸元を確率的に算出する確率台風モデルによるものである。従って、ここで言う台風モデルとは、台風進路や中心気圧などの台風諸元を人為的に作成するものであり、Myers モデルや藤田モデルのような台風域内の気圧場および風速場の再現に用いられる 2 次元台風モデルとは全く性質の異なるものである。

確率台風モデルはこれまでも数多く作成されてきた。例えば、高橋(1964)¹⁾は、本四連絡橋のような巨大構造物の設計外力を得るために、年最大風速の超過確率を確率台風モデルによって推定した。長友ら(1980)²⁾は、高橋が用いた台風モデルと同様に、対象領域を中心とした半径 500km 内を通過した台風(1930～1976)の各諸元について出現確率を得て、モンテカルロ法によって確率的モデル台風を作成し、高潮推算に供している。同様に、端野・桑田(1987)³⁾は、大阪湾付近について、台風モデルの作成を試み、降雨と高潮の同時生起特性の評価を行っている。近年では、高潮と波浪の極値推定のために開発された山口ら⁴⁾⁵⁾⁶⁾⁷⁾の研究や、潮位と越波量の確率評価を行うために開発された加藤ら⁸⁾の研究、モデルの統計的性能を詳細に調べた橋本らの研究⁹⁾などがある。

これらの研究で共通しているのは、台風経路や台風諸元を確率的シミュレーションによって求めた後、風速場と気圧場の計算に供する際は、Myers モデルに代表される 2 次元台風モデルを用いている点である。第 3 章で述べたように、風速場の再現に Myers モデルなどの 2 次元台風モデルを用いると、陸地形状の影響を考慮していないことから、必ずしも実風速を再現できないことが分かっている。

風速場の算出に陸上地形を考慮する手法としては、気象モデルを用いた客観的手法が提案されている。例えば、気象庁では気象研究所台風研究部において台風の予測のための数値モデルを開発している¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾¹³⁾¹⁴⁾。これは、気象研究所非静力学モデルを用いた気象予測モデルを用

いたものであり、台風の再現および進路予測を目的としている。気象予測モデルは、3次元気象場に対し、温位、水蒸気量、気圧、風速などの物理量を扱い、日照、陸上植生、潜熱などの影響を考慮した数値計算モデルである。従って、計算で扱う記憶領域は膨大であり、大型計算機を用いて計算されることが主であったが、近年における計算機の飛躍的な進歩によって、計算時間の短縮や、広領域、高精度な計算もPC上で可能となっている。しかし、これら気象予測モデルにおいて、最大の問題となっているのは、気象予測モデルを実行する際に必要な初期気象場の基礎資料の不足であり、特に台風の3次元構造が完全に解明されていない点である。これを補うために、台風ボーガス(bogus)が用いられているが¹²⁾、近年ではマイクロ波データ等を利用した台風構造の解明も試みられており、より詳細な台風構造のモデル化が期待されている。

気象予測モデルを扱った台風風速場の再現計算は、土木分野においても近年試みられている。大澤ら(2001)¹⁵⁾は、メソ気象モデル MM5 (5th-generation Meso-scale Mode 1)を用い、台風ボーガスによって作成した初期条件を用いて伊勢湾台風の風速場の再現を試みている。これにより、2次元台風モデルでは再現できなかった局所的な陸上地形の影響を一定の範囲で再現することは可能となったが、台風ボーガスの基礎情報となる地上気圧分布の設定に問題が残っており、風速の過大評価など必ずしも完全な再現には至っていない。平尾(1999)¹⁶⁾は、メソ気象モデル ARPSを用いた台風の再現計算を試みているが、初期3次元気象場の設定に問題があり、結果として台風を再現するまでには至っていない。

風速場の再現には、2次元台風モデルより気象モデルを用いた手法がより客観性を持つが、初期気象場の与え方が困難でありかつ、計算時間がかかり過ぎる上、現状では必ずしも最適な風速場が得られない点が問題である。

本研究においては、高潮と高波の同時生起特性を確率的に評価することを目的としている。そこで、台風資料数の確保には、従来の手法と同様、確率台風モデルを用いる。一方、風速場と気圧場の再現については、初期気象場の設定問題について具体的な解決手法が見つからない以上、気象モデルによる手法は断念した。従って、台風風速場と気圧場の再現には、2次元台風モデルである Myers モデルを用いることとした。

高潮と波浪の数値計算に用いる風速場が Myers の式に依存することから、台風を具体的にモデル化する際に必要な諸元情報は、台風の経路および中心気圧ならびに進行速度である。台風の経路には、時系列的な台風の位置情報が必要であるが、台風の位置を決定付ける要因は、台風の前時間における位置と、そこからの進行方位、進行速度である。これらが分かれば、時系列的な台風経路情報を得ることができる。一方、中心気圧は、台風の存在海域における気象・海象場の影響を受けることが分かっている。しかし、中心気圧は時系列的に変化するため、任意の台風存在海域において独立した出現確率から乱数を用いて求めることができるとは言えず、十分に時間的な連続性を考慮しなければならない。従って、これらの台風諸元情報が得られる台風モデルを作成する必要がある。また、台風モデルを作成するに際し、既存の研究では一定の領域範囲が定められていたが、本研究では、気象庁発表の全台風経路をモデル化に使用するため、より広範囲についてモデルを作成する。

5.2 モデル化への検討

5.2.1 基礎資料

台風モデルを作成する際に用いた資料は、1950年から1995年にかけて気象庁において観測され、財団法人気象業務支援センターより発行された電子情報である。これには、台風の番号(Tで始まる4桁の数字)、観測時刻、同時刻における台風の位置情報、中心気圧が示されている。使用する台風資料の数は1228個である。これらの情報から、経緯度とも1度の間隔で台風諸元情報を取得した。ただし、取得個数が2個以下と少ないセルについては、周囲1セルの範囲まで取得範囲を広げ、当該セルにおける諸元情報とした。

取得した情報は、1度四方のセルに侵入してきた時の台風の中心気圧、進行速度、進行方位および、台風が当該セルを出て行くまでに変化した同一諸元の単位時間当たりの変動量(以後諸元変動率と呼称する)である。

5.2.2 台風諸元の独立性

確率的台風モデルの作成に際し、注目する諸元について、それらの相関を明確にしておく必要がある。高潮や高波の推算を行う際に必要な情報は、台風場の気圧配置と風速場である。Myersの式によってこれらを求めるためには、台風の場所(経緯度)、中心気圧、台風半径、進行速度、進行方位が必要となる。今、既に得られている台風の実測資料は、時刻、場所、中心気圧、進行速度である。進行方位は、連続する時刻の場所情報からHubenyの式を用いて求めることができる。

ここで、これら台風諸元の独立性について調べる。対象とする諸元は、台風の経緯度、方位、進行速度、次点までの経過時間、台風の中心気圧であり、それぞれについて相関係数を求めた。その結果を表-5.1に示す。

表-5.1に示すように、台風諸元(気圧、速度、方位)同士の相関係数は極めて小さいことがわかる。やや相関が大きいと言えるのは、進行速度と進行方位であり、負の相関を持つことから、進行方位が大きくなれば進行速度は遅くなることを意味しているが、進行方位が大きいということは、東向きを0として半時計周りに方位角をとっていることから、主に西向きから南向きに進行する台風の進行速度が遅くなることを意味する。しかし、その相関係数も-0.302であり、各々が独立であると判断することが妥当であると考えられる。以上のことから、台風諸元は、それぞれが独立であると言える。

しかし、台風の諸元情報は、時系列的に連続した情報であるため、その前後関係には強

表-5.1 台風諸元の相関係数

台風諸元	進行方位	進行速度	中心気圧
進行方位	1.000	-0.302	0.047
進行速度	-0.302	1.000	0.013
中心気圧	0.047	0.013	1.000

表-5.2 連続する台風諸元の相関係数

台風諸元	進行方位	進行速度	中心気圧
相関係数	0.680	0.815	0.978

い相関があることは想像するに難くない。表-5.2 は、連続する各諸元の相関係数を求めたものである。進行方位と進行速度の連続性については、0.68, 0.82 と若干相関係数が劣るが、中心気圧や経緯度については、1.0 に近い高い相関係数を示している。従って、台風諸元の変動については、連続性が重要となることが理解できる。逆に言えば、台風の実測データから得られた情報からその連続性を尊重することによって台風の予測がある程度実現できる可能性が示されたと言える。

5.2.3 台風のモデル化における連続性の導入

5.2.1 では台風モデルの作成に、確率的モデルを採用する際、台風の連続性を実測データに基づいて導入する必要性が認識された。台風の連続性を導入することは、時系列的に変動する台風諸元について、場所毎に独立した確率変量を求めるだけではなく、連続する直前の諸元を次の時間における諸元量を決する要因として組込む必要があることを意味する。連続性を導入する手法としては、連続する諸元情報をその相関性を考慮した形で再現することが望ましい。

最も端的な手法としては、計算セルごとに台風の進入諸元と諸元変動率を実測に基づいて算出し、それぞれの出現確率分布の合成確率分布を作成する手法である。ここで問題となるのは、1セル1諸元に対して進入諸元とセル内の諸元変動率変動率に対してそれぞれ適切な確率分布関数を当てはめなければならない点である。つまり、 100×70 のセルに対し、3 諸元 2 変量について正規分布や対数正規分布、Weibull 分布などの複数の確率分布関数を当てはめ、その整合性を検討しなければならない。しかし、42000 個の諸元に対し、複数の確率分布関数の整合性を調べるのは、作業量が膨大となる点で現実的ではない。

そこで、合成確率分布を求める際、主成分分析¹⁷⁾を用いることとした。主成分分析は、多変量データの持つ情報を少数個の総合特性値に要約する手法である。本研究で取り上げる説明変量は、台風がセルへ侵入する時の諸元と諸元変動量である。主成分分析を用いる最大の利点は、2 種類(以上)の説明変量を、一義的に正規化できる点にある。従って、1セル1諸元に対し、複数の確率分布関数の当てはめを実施することなく、進入諸元および諸元変動量共に正規分布で表すことができ、これを用いて合成確率分布を求めることが可能である。以下に一連の算出手順を示す。

実測資料に基づき、二つの説明変量(x_1 , x_2)について主成分分析を行う。 x_1 は台風のセル進入時における諸元量、 x_2 はセル内における諸元変動率である。

主成分分析は、説明変量に対し、新しい座標軸(主成分)を見つけることから始まる。主成分は、説明変量の数だけ求めることが可能であるので、ここでは二つの主成分を求める。

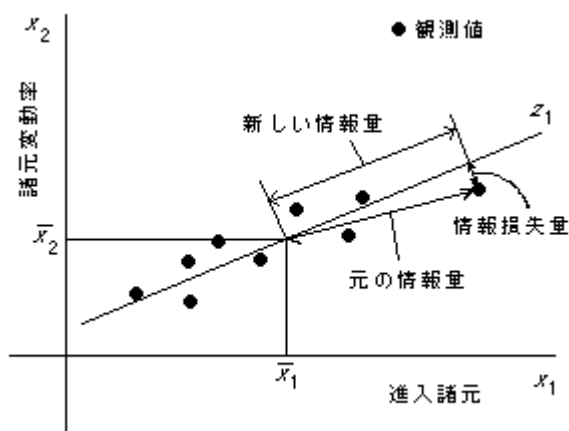


図-5.1 主成分分析の概要図

今、説明変量の平均値を (\bar{x}_1, \bar{x}_2) とし、この平均値を通る主成分(新しい座標軸) Z_1 と Z_2 を

$$\begin{aligned} z_1 &= a_{11}(x_1 - \bar{x}_1) + a_{12}(x_2 - \bar{x}_2) \\ z_2 &= a_{21}(x_1 - \bar{x}_1) - a_{22}(x_2 - \bar{x}_2) \end{aligned} \quad (5.1)$$

として仮定する. ここで Z_2 軸は、平均値を通り、 Z_1 軸に直交する新座標軸である. 主成分分析は、複数の説明変量を上記のような 1 次式に総合化させるため、情報の損失が生起する. Z_1 軸では、図-5.1 に示すように Z_1 軸に対して鉛直方向に情報損失量が生起する. 従って、この情報損失量が極小となるように Z_1 軸を求めなければならない. ここで、元の情報量は固定であるから、情報損失量を極小とするには、図-5.1 中の「新しい情報量」が最も大きくなるようにすれば良い. つまり、 Z_1 の分散が最大となるように a_{11} と a_{12} を求めることになる. Z_2 軸は、 Z_1 の分散が最も小さくなるように a_{21} と a_{22} を求めれば良い. なお Z_2 軸は、 Z_1 軸で生起した情報損失量を補うため、 Z_1 軸に対し鉛直方向に得ることになる.

説明変量 (x_1, x_2) に対する分散を (s_{11}, s_{22}) 、共分散を (s_{12}) とすると、 Z_1 の分散 $Q(a_{11}, a_{12})$ は、

$$Q(a_{11}, a_{12}) = a_{11}^2 s_{11} + 2a_{11}a_{12}s_{12} + a_{12}^2 s_{22} \quad (5.2)$$

で表される. ここで

$$a_{11}^2 + a_{12}^2 = 1 \quad (5.3)$$

の条件の下、分散共分散行列の固有値 λ_1 および λ_2 用いて、関数 $F(a_{11}, a_{12})$ と $F(a_{21}, a_{22})$ を

$$\begin{aligned} F(a_{11}, a_{12}) &= Q(a_{11}, a_{12}) - \lambda_1(a_{11}^2 + a_{12}^2 - 1) \\ F(a_{21}, a_{22}) &= Q(a_{21}, a_{22}) - \lambda_2(a_{21}^2 + a_{22}^2 - 1) \end{aligned} \quad (5.4)$$

とおき、この $F(a_{11}, a_{12})$ について a_{11} , a_{12} , $F(a_{21}, a_{22})$ について a_{21} , a_{22} で偏微分し、

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial a_{11}}(a_{11}, a_{12}) &= 2(s_{11}a_{11} + s_{12}a_{12} - \lambda_1 a_{11}) = 0 \\ \frac{\partial F}{\partial a_{12}}(a_{11}, a_{12}) &= 2(s_{12}a_{11} + s_{22}a_{12} - \lambda_1 a_{12}) = 0 \\ \frac{\partial F}{\partial a_{21}}(a_{21}, a_{22}) &= 2(s_{11}a_{21} + s_{12}a_{22} - \lambda_2 a_{21}) = 0 \\ \frac{\partial F}{\partial a_{22}}(a_{21}, a_{22}) &= 2(s_{12}a_{21} + s_{22}a_{22} - \lambda_2 a_{22}) = 0 \end{aligned} \quad (5.5)$$

を満たす a_{11} , a_{12} , a_{21} , a_{22} を求めることで、主成分 Z_1 と Z_2 を求めることができる.

この手法で Z_1 および Z_2 における a_{11} , a_{12} , a_{21} , a_{22} を求めると、

$$\begin{aligned}
a_{11} &= \frac{|s_{12}|}{\sqrt{(\lambda_1 - s_{11})^2 + s_{12}^2}} & a_{21} &= \frac{|s_{12}|}{\sqrt{(\lambda_2 - s_{11})^2 + s_{12}^2}} \\
a_{12} &= \frac{(\lambda_1 - s_{11})a_{11}}{s_{12}} & a_{22} &= \frac{(\lambda_2 - s_{11})a_{21}}{s_{12}}
\end{aligned} \tag{5.6}$$

となる. なお, 固有値 λ_1 と λ_2 は, 分散および共分散を用いて

$$\begin{aligned}
\lambda_1 &= \frac{(s_{11} + s_{22}) + \sqrt{(s_{11} - s_{22})^2 + 4s_{12}^2}}{2} \\
\lambda_2 &= \frac{(s_{11} + s_{22}) - \sqrt{(s_{11} - s_{22})^2 + 4s_{12}^2}}{2}
\end{aligned} \tag{5.7}$$

で求められる.

こうして求めた主成分によって, 多変量データを各軸ごとに一義的に正規化することができる. 従って, 新座標系の **Z1 軸**(第 1 主成分), **Z2 軸**(第 2 主成分)について, 新しい情報量(これを主成分得点と言う)の正規分布を各軸ごとに求め(図-5.2 参照), それらの合成確率分布を平面上に得ることが可能となる.

この合成確率分布を用いると, 入力項である侵入諸元を求めることができると, その出力項である諸元変動率を確率的に求める事が可能となる.

計算においては, 進入値のみが既知であるので, 進入諸元の値を通る鉛直線で得られた平面確率分布の断面を求め, その断面形状を変動諸元の確率分布と見立て, モンテカルロ法によって諸元変動率を得る.

主成分分析を用いた連続性の導入によって, 台風の各諸元について任意の変動制限を設けることなく, より客観的に諸元の算出が可能となる.

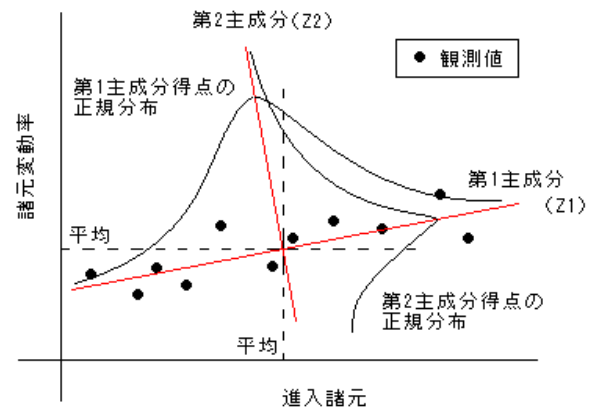


図-5.2 主成分得点の正規分布

5.2.4 台風のモデル化における季節的要因と場所的要因

台風をモデル化する際, しばしば季節的要因と場所的要因について言及される. 季節的要因については, 台風がほぼ季節的なものであるという認識があり, 特に夏から秋にかけて頻発する台風とそれ以外の台風とでは性質が異なるという見解に基づくものである.

季節的要因を簡単に扱うには, 1 年を四季に分け, その平均出現率を求めることで解決することが期待できるが, これを行うと, 1228 個という限られた実測資料が, 季節ごとにさらに限定されるとい問題が発生する.

本確率的台風モデルは、後述のとおり、1 度四方のセルに対し、45 年間に生起した台風情報の全てを用いて台風諸元と変動率の出現確率分布を求めている。従って、四季別の特性を顕著に表すとは言い難く、四季的影響は、出現確率分布の形状母数に潜在的に平滑化されて含有されることになる。

しかし、本研究においては、年間に平均してどのような台風が発生するかを問題にしているため、上記のことを踏まえ、時間的区切りを 1 年単位としてモデルの作成を試みた。

一方、場所的要因は、簡単に一様化できるものではない。何故ならば、対象とする領域は、気象庁で観測された台風の活動範囲を網羅しなければならず、その領域は、北太平洋のほぼ半分という大きさであるからである。北太平洋は、赤道付近のエルニーニョ・エルニーニャの影響を受ける海域から北赤道海流、日本の太平洋沿岸付近まで達する黒潮、日本海を流れる対馬海流、北からの親潮など様々な海流に支配されている。これらは経緯度のスケールで流れていることから、少なくとも経度緯度とも数度単位で特性を把握しなければならない。

5.3 計算条件

5.3.1 計算対象領域

計算領域は、5.2.1 の台風情報の取得領域を元に決定した。観測された台風は、全て東経 100 度から 200 度、北緯 0 度から 70 度の範囲に存在している。そこで、東経 100 度、北緯 0 度を原点とし、東西方向を X 軸、南北方向を Y 軸とした 2 次元平面を計算領域として設定した。

また、経緯度各 1 度四方を、実測データの取得単位セルとして設定したことから、台風諸元の進行に伴う変動値の計算は、同様に 1 度四方のセルごとに行った。従って、計算領域は、X 方向に 100、Y 方向に 70 の合計 7000 個のセルで構成される。図-5.3 は、計算領域と実測台風の全経路を示すものである。

5.3.2 台風の発生個数

台風は 1991 年の 19 番目の台風を意味する T9119 といったように、毎年発生順に台風番号を指定している。先にも述べたとおり、台風の発生は、気象海象に依存するものであって、この意味では、台風の発生について 1 年を区切りにとりまとめるのは分かり易さの点からも自然であると言える。そこで、確率的台風モデルの作成に際し、台風の発生個数を決定する単位を 1 年間とした。

従って、年何個の台風が発生したかを決める必要がある。過去 45 年間の台風データから各年の台風発生個数がわかるが、このデータから平均発生個数とその分散を得ることができる。これを確率分布関数で出現確率分布を作成し、モンテカルロ法を用いて 1 年間で発生する台風の個数を求めることとした。当てはめに用いた分布関数は、正規分布と対数正規分布である。台風の年出現個数別の出現確率と、分布関数を比較したものを図-5.4 に示す。

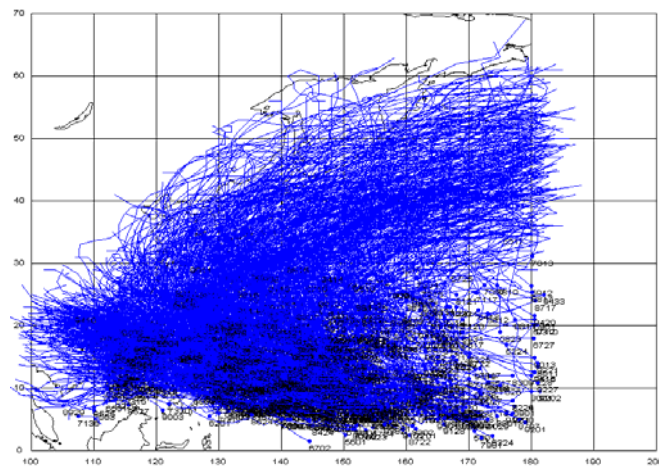


図-5.3 実測台風の全経路と、台風モデルの計算領域

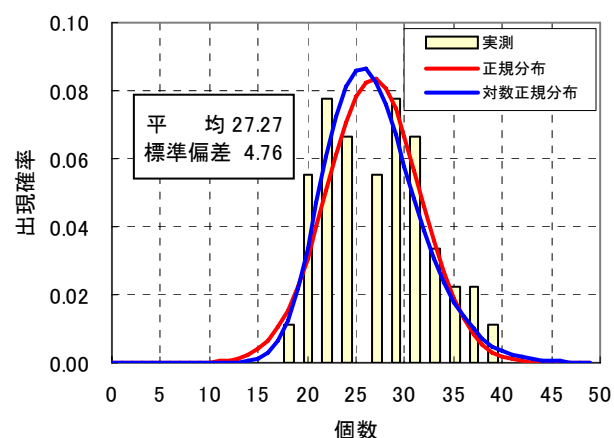


図-5.4 台風の年発生個数の出現確率分布

平均で約 27 個の台風が 1 年間で発生することがわかったが、平均値をとる 27 個付近では、出

現確率が周囲に比して下がっている。ピークは 22 個, 30 個の 2 箇所に見ることができた。これは、台風発生個数の多少については、長期的な気候変動に依存するものであると考えられ、海水温度に影響の大きいエルニーニョやエルニーニャの発生の影響を受けていると考えられる。

こうした確率分布について正規分布関数と対数正規分布関数であてはめを行ったものが、図中の赤線と青線である。何れもピークが 27 または 25 付近にあり、実際の頻度分布とピークは異なるが、両者とも実測との相関係数が 0.78 と 0.82 であり、ある程度の再現性を得ることができた。このことから、年平均発生個数については、相関係数の高い対数正規分布を採用し、1 年間で発生する台風の個数を定義することとした。

5.3.3 台風の初期出現位置

次に台風の出現位置についてモデル化する。実測のデータから発生場所が特定できるため、各セルに発生個数をまとめた。各セルの出現個数を台風の総数 1228 で除した出現確率の分布状況を図-5.5 に示す。

台風の発生は、概ね東経 138 度, 北緯 8 度付近を中心に経度方向に分布しているのがわかる。東経 130 度, 北緯 12 度付近および東経 150 度北緯 8 度付近にも出現率の高い箇所が確認できる。これをモデル化するためには、この出現確率分布をそのまま適用することが最も正確ではあるが、これは過去 45 年間の観測期間における 1 資料に基づく結果であるため、さらに多くの年数を考慮するため、出現位置を経緯度について主成分分析を行い、それらの第 1 主成分, 第 2 主成

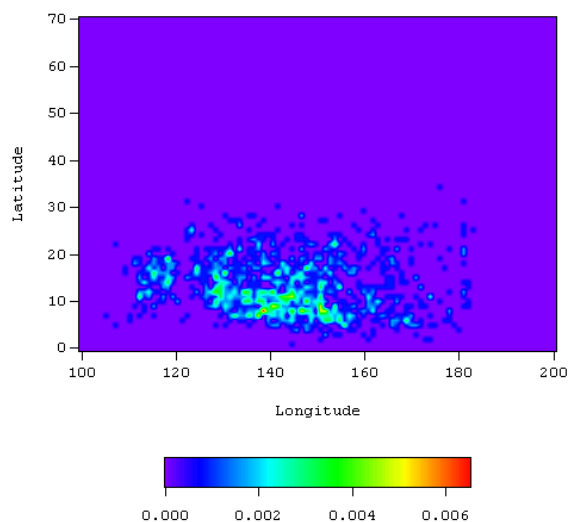


図-5.5 実測の台風出現確率分布

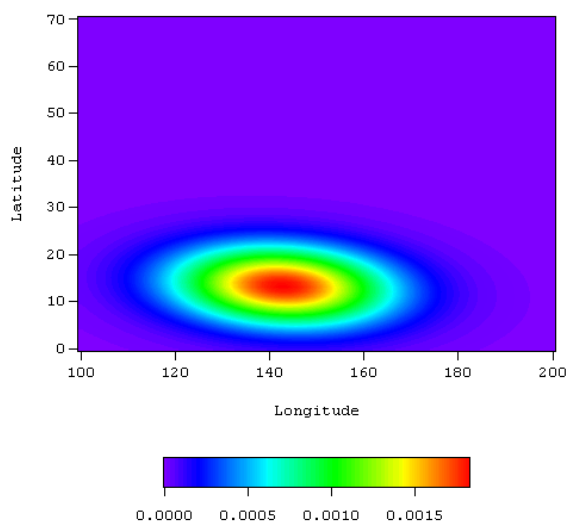


図-5.6 主成分分析による台風出現確率分布

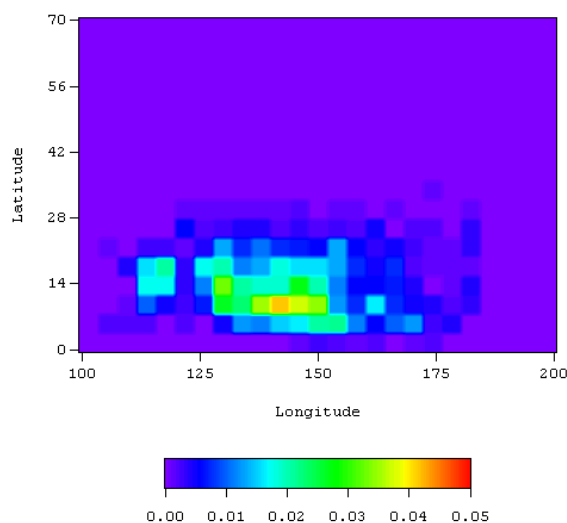


図-5.7 実測の台風出現確率分布 (4 度)

分の主成分得点分布を正規分布に当てはめ、合成確率分布を求めた。その結果を図-5.6 に示す。

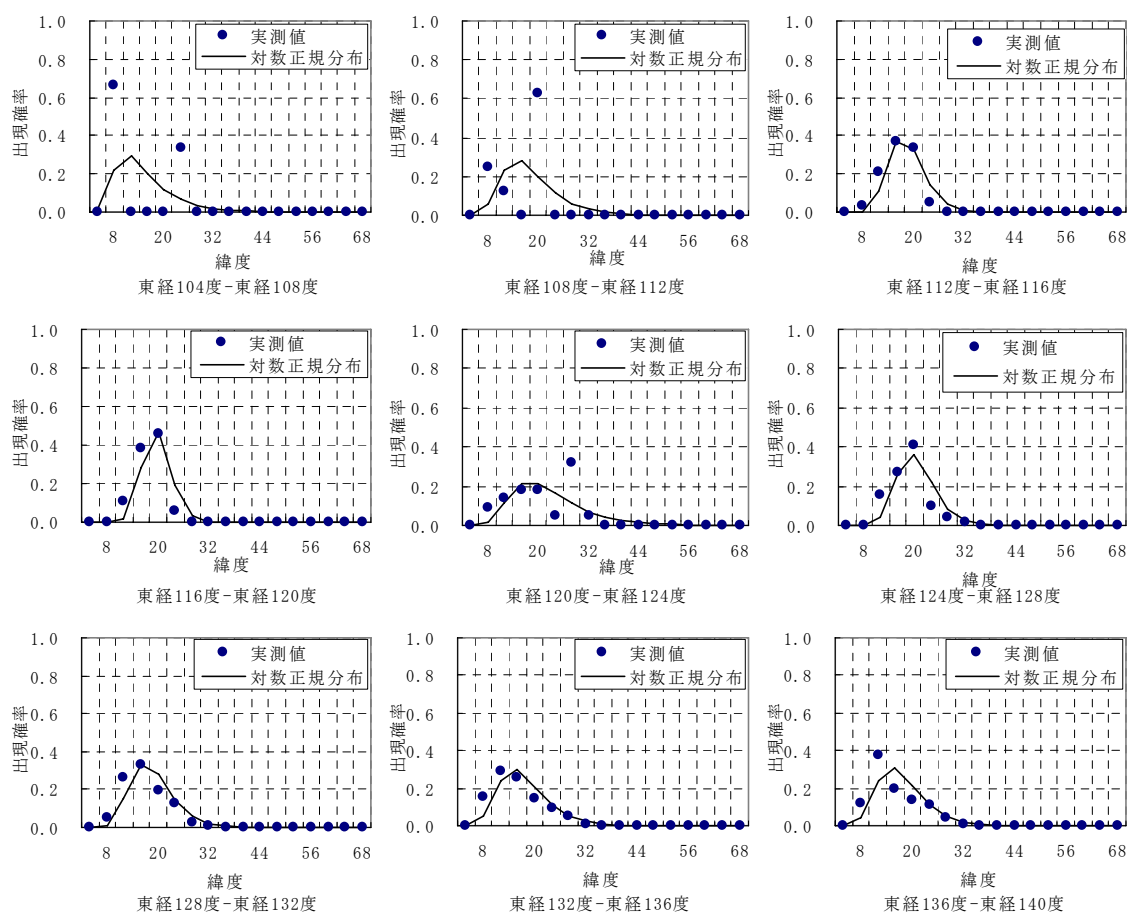
経度方向における出現箇所の平均位置は143度、緯度方向は14度であるため、ほぼそれを中心とし、西北西から東南東に向かうやや傾いた楕円形上の出現確率分布となった。

図-5.5 と比較してみると、主成分分析に基づいて第1, 2主成分に関する主成分得点の分布を正規分布に当てはめただけであるので、極端に滑らかな分布形状になっていることがわかる。これでは、図-5.5 で示された出現確率の複数個のピークは表現できず、かつ実測値では他に比較して出現確率の比較的高い座標を正しく再現することはできない。

従って、台風の発生位置に関する出現確率分布には主成分分析を用いた合成確率分布の適用は見合わせることにした。

次に試みたのは、各経緯度別に出現確率分布をあてはめ、その合成確率分布を求める手法である。この場合、経緯度について4度間隔で出現個数をまとめ、経度方向の分布には正規分布を、緯度方向の分布には対数正規分布をあてはめることにした。

まず、4度ごとに出現確率をまとめた出現確率分布を図-5.7 に示す。4度ごとにまとめたことあつて、図-5.5 と比較すると、粗い分布になっている。

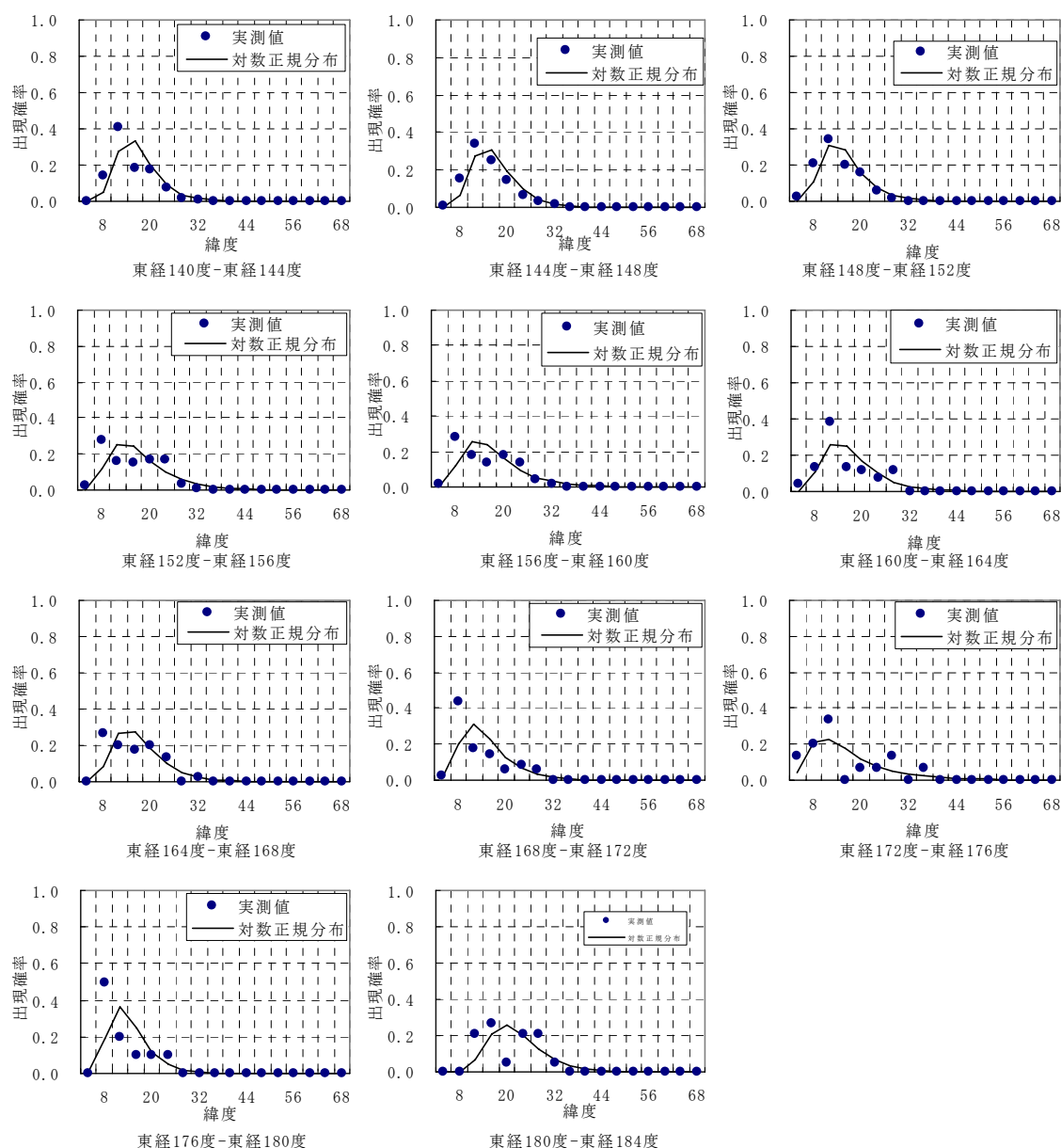


(a) 東経 104～140 度

図-5.8(A 群) 緯度方向の台風の出現分布

これを元に各経緯度別に確率分布関数をあてはめた結果を図-5.8 に示す。図-5.8-A 群は緯度方向、図-5.8-B 群は経度方向の分布であり、それぞれ実測で求めた出現確率を黒点で示す。なお、緯度方向の分布については、経度 100-104 度、184-200 度、経度方向の分布については、北緯 36 度以北において台風の出現が認められなかったことから、出現確率を 0 として扱った。

図-5.8 の実測値とそれに基づく確率分布関数の比較では、比較的良好な再現性を得ることができた。緯度方向ではより低緯度になれば出現頻度が高くなる傾向になるが、対数正規分布を用いることでこれを表現することができた。経度方向については正規分布を用いた。多少のばらつきがあるものの、低緯度であるほど分布中心が東寄りにあり、緯度が高くなると西寄りになる現象を比較



(b) 東経 140～184 度

図-5.8(A 群) 緯度方向の台風の出現分布

的良好に再現することができた。

これを元に合成確率分布を求めたものを図-5.9 に示す。ここに、任意の経緯度 4 度区分の (i, j) セル内にある任意の経緯度座標 (x, y) における合成確率 $P_{i,j}(x, y)$ (= 台風の出現確率) は、経緯度各 4 度区分の出現確率分布 $P_i(y)$, $P_j(x)$ を用いて、

$$P_{i,j}(x, y) = P_i(y) \cdot P_j(x) \quad (5.8)$$

で求められる。

図-5.9 と図-5.7 を比較すると、東経 140 度北緯 12 度付近のピークが若干北寄りに再現されているが、東経 150 度、北緯 12 度や、東経 120 度、北緯 16 度付近といった複数のピークを再現されていることがわかる。主成分分析を用いた結果では、複数のピークを再現することは不可能であった事を考えると、分布は粗いが、より実際の出現状況を再現しているものと言える。

ここで、検証のため、実測と同じ 45 年間における台風の出現位置を計算する。その結果の出現頻度分布を図-5.10 に示す。

出現のピークは東経 140 度より若干東寄りに発生したが、実測の分布状況と同じく西寄りで高緯度、東寄りで低緯度に高い出現頻度が発生している。また、東経 120 度、北緯 12 度付近の主ピーク

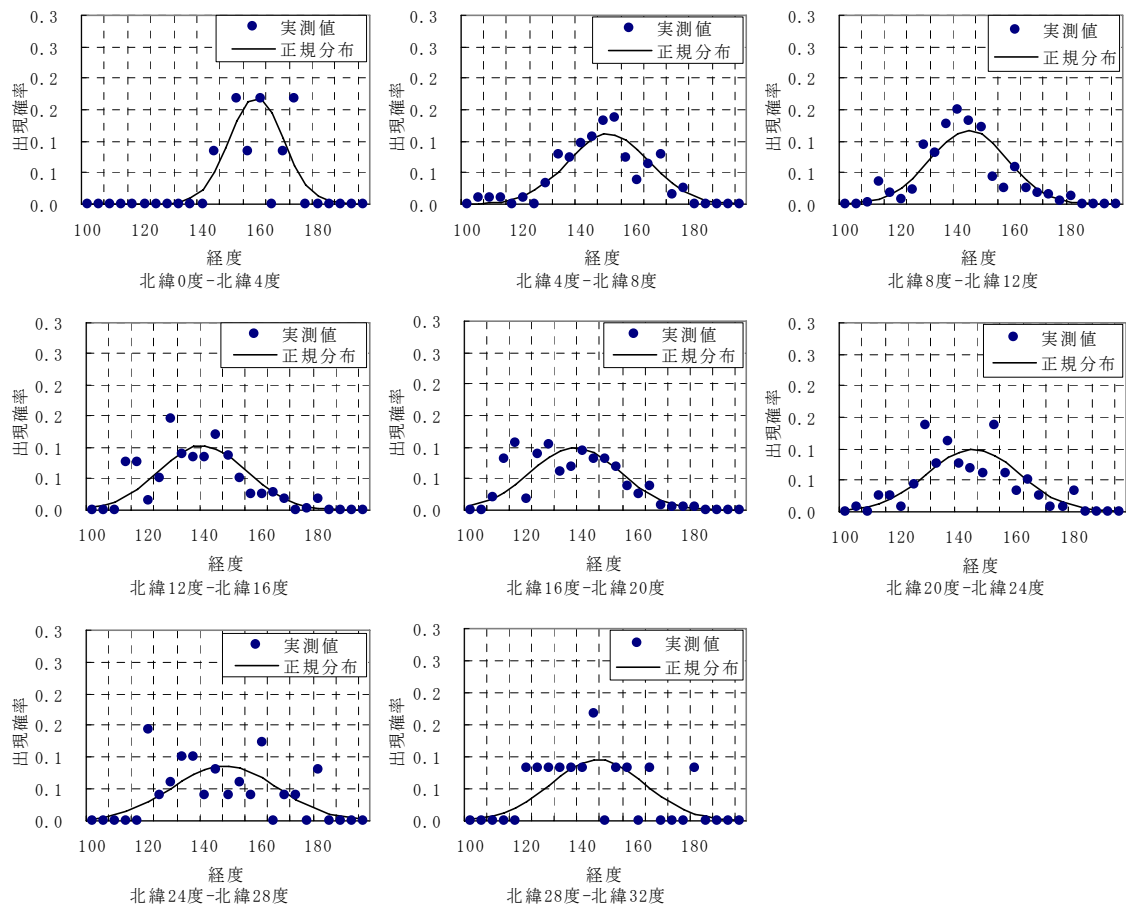


図-5.8(B 群) 経度方向の台風の出現分布(北緯 0~32 度)

クよりも離れた箇所におけるピークの存在も比較的良好に再現することが可能であった。

これらの結果を踏まえ、台風の出現位置については、合成確率分布を用いて計算を行うことにした。

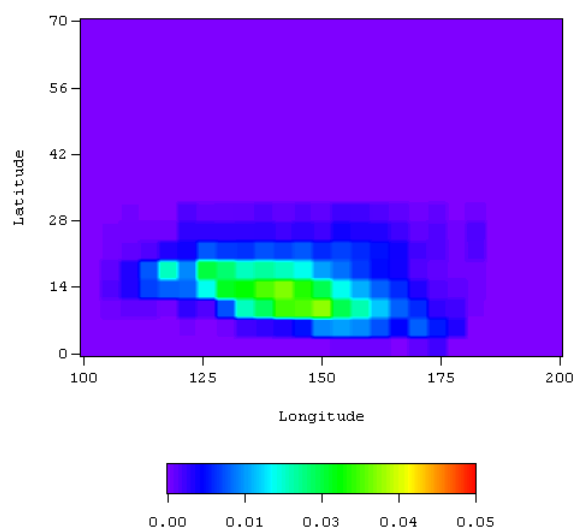


図-5.9 合成確率分布に基づく
台風出現確率分布

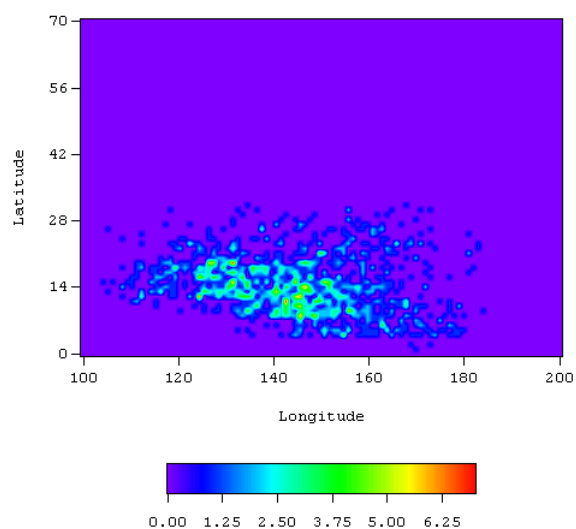


図-5.10 台風出現確率分布 45 年計算

5.3.4 台風の初期諸元

台風の発生位置は、経緯度別の合成確率分布を採用することによって、場所的な(空間的な)影響を考慮することができた。発生位置の台風初期諸元についても確率分布関数等によってモデル化を行うが、一定の場所的要因を考慮しなければならない。しかし、資料数が少ないこともあり、台風の発生した領域を 20 度ごとに区分けして資料を採取した。これを初期諸元区分領域とする。出現位置を求める際に区分けした間隔より大幅に粗いが、資料個数が少ない点や、初期諸元の標準偏差が比較的小さい(表-5.3)ことから、経緯度方向に 20 度間隔の区分領域(初期区分領域)を設定した。

これら各領域における台風の初期諸元現情報を収集し、各諸元の発生確率を確率分布関数で近似することとした。ここで使用した関数は、正規分布関数と対数正規分布関数である。

なお、この時の各領域の資料数を表-5.4 に示す。この表から分かるとおり、北緯 40 度以北の領域には台風が発生していない。

表-5.3 初期諸元の平均と標準偏差

	方位	速度	中心気圧	気圧変動率
平均	145.239	18.649	1004.194	0.194
標準偏差	58.172	9.735	5.220	0.414

表-5.4 初期諸元解析の資料数

資料数			1	2	3	4	5
			経度(度)				
			100-120	120-140	140-160	160-180	180-200
4	緯度(度)	60-70	0	0	0	0	0
3		40-60	0	0	0	0	0
2		20-40	7	71	65	27	9
1		0-20	116	336	458	129	10

5.3.5 初期進行方位

上記の 5.3.4 で出現位置を得ることができた。発生した台風は必ず移動するが、その方向を決定付けるために初期進行方位が必要である。そこで、観測資料から、台風が発生した直後の進行方向について 5.3.4 で述べた初期諸元区分領域ごとに集計した。

方位は真東を 0 度とし、反時計周りに 360 度をとった。発生頻度を集計する際の方位間隔は、

16 方位に基づき、22.5 度としている。その結果を図-5.11 に示す。図-5.11 は、実測値と実測値から得られた平均と標準偏差を用いて得られる正規分布と対数正規分布の累積確率分布で比較したものである。図中に領域 1-2 とあるのは、表-5.4 の経度方向の領域番号 1 (100-120 度)と緯度方向の領域番号 2 (20-40 度)に相当する領域を示している。この結果を元に、実測値と確率分布関数との相関係数を用いて、正規分布と対数正規分布のどちらがより再現性が高いかを比較する。その結果を表-5.5 に示す。表-5.5 によると、相関係数は全ての領域において正規分布の方が大きいことがわかる。従って、初期進行方位の出現確率計算については、各領域とも正規分布を採用した。

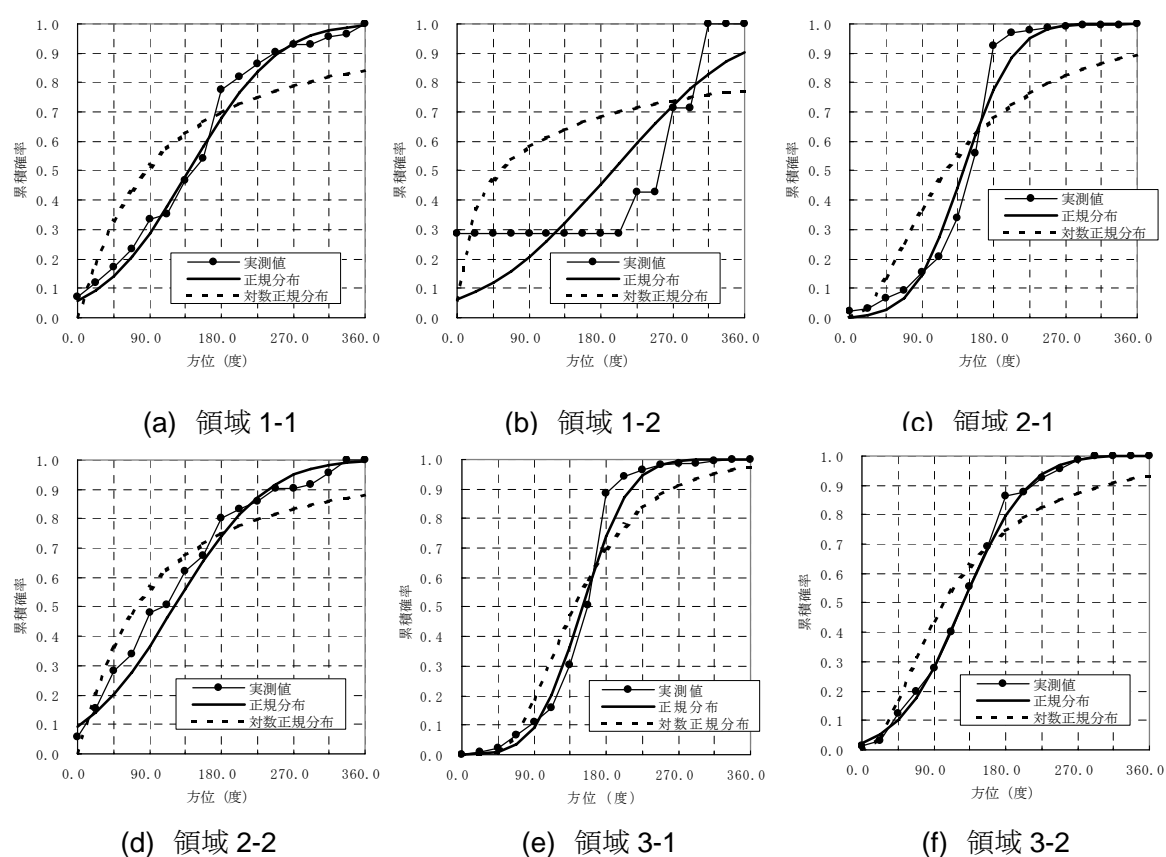
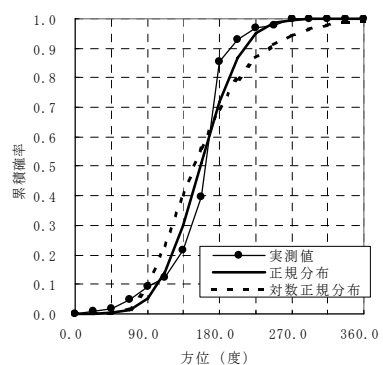
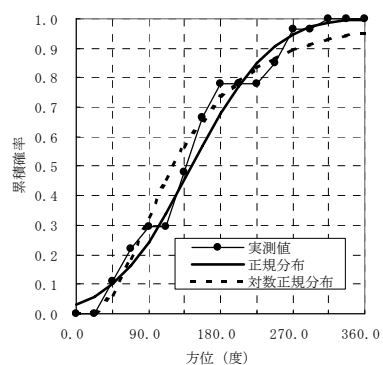


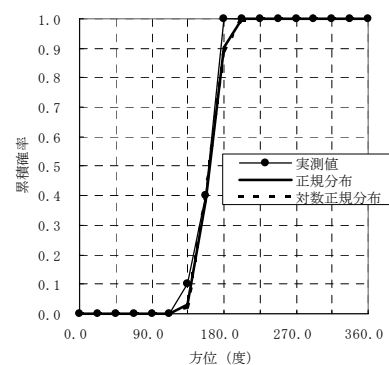
図-5.11(1) 領域別初期進行方位の出現確率の比較



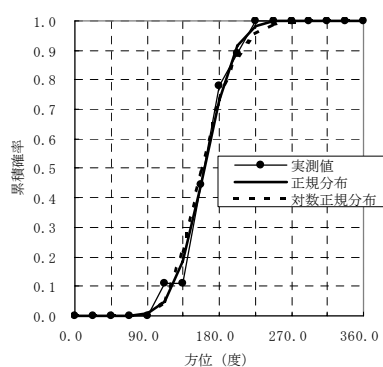
(g) 領域 4-1



(h) 領域 4-2



(i) 領域 5-1



(j) 領域 5-2

図-5.11(2) 領域別初期進行方位の出現確率の比較

表-5.5 確率分布関数と実測値の相関係数

(初期進行方位)

領域		正規分布	対数正規分布
x	y		
1	1	0.995	0.928
1	2	0.859	0.532
2	1	0.991	0.944
2	2	0.991	0.968
3	1	0.994	0.978
3	2	0.999	0.980
4	1	0.993	0.982
4	2	0.990	0.987
5	1	0.998	0.998
5	2	0.998	0.997

5.3.6 初期進行速度

台風が発生した場所とその場所における進行方位が分かったので、次に進行速度がわかれば台風の次時刻における位置を得ることができる。図-5.12は、台風が発生した直後の進行速度について、初期諸元区分領域ごとに発生頻度と、それに基づく確率分布関数を比較したものである。それらの相関係数を表-5.6に示す。本表に示されるとおり、領域2-2を除く全領域において、対数正規分布の方が数値的には高い相関係数を示していることがわかる。しかし、相関係数の差は小数点第2位までにおける差であり有意な差であるとは言えない。そこで、図-5.12を見ると、対数正規分布の方が特に進行速度が遅い(0~10km/h)部分において、より実測値に近いことがわかる。進行速度は0以下にはならず、また100km/h以上の極端に速い進行速度が出現することは稀であると考えられるため、理想的に言えば対数正規分布のような形状を持つ分布形が好ましいと考えられる。従って、初期進行速度については、全初期諸元区分領域において、対数正規分布を採用することとした。

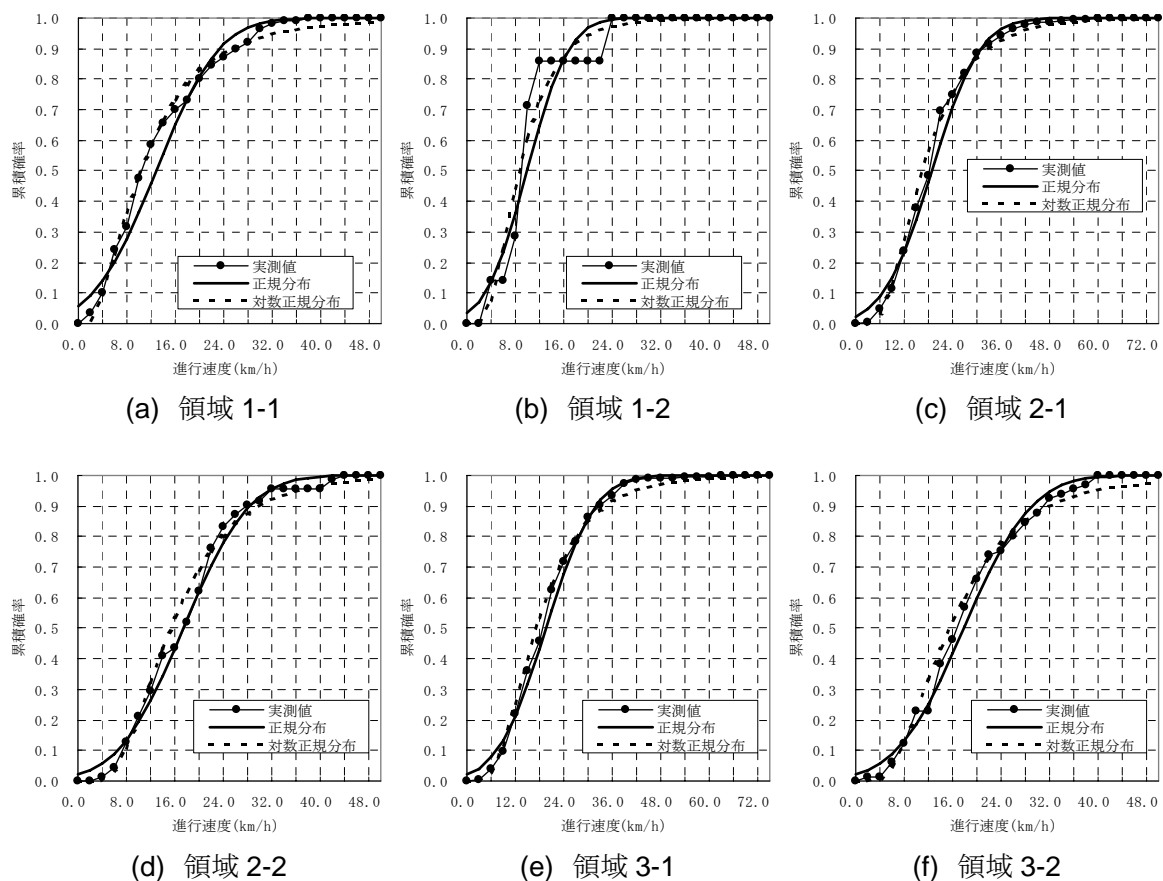
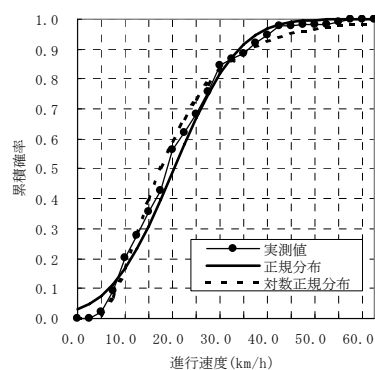
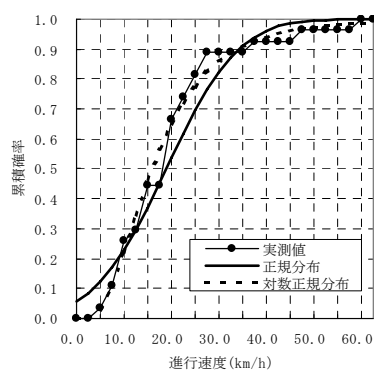


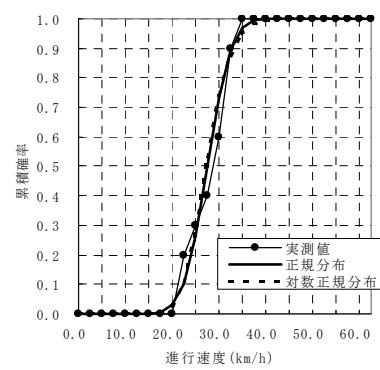
図-5.12(1) 領域別初期進行速度の出現確率の比較



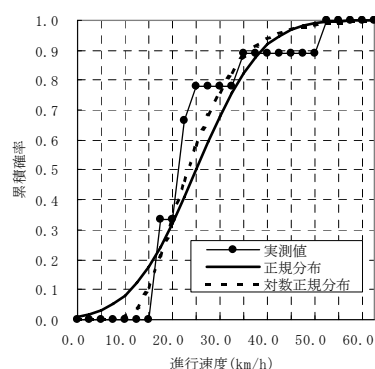
(g) 領域 4-1



(h) 領域 4-2



(i) 領域 5-1



(j) 領域 5-2

図-5.12(2) 領域別初期進行速度の出現確率の比較

表-5.6 確率分布関数と実測値の相関係数
(初期進行速度)

領域		正規分布	対数正規分布
x	y		
1	1	0.990	0.997
1	2	0.975	0.985
2	1	0.997	0.998
2	2	0.997	0.996
3	1	0.998	0.998
3	2	0.996	0.997
4	1	0.996	0.997
4	2	0.983	0.995
5	1	0.996	0.996
5	2	0.965	0.982

5.3.7 初期中心気圧

台風の中心気圧は、台風が発生した時点での中心気圧を初期諸元区分領域ごとにその発生確率を求め、正規分布関数と対数正規分布関数であてはめた。累積確率分布で比較した結果を図-5.13に示す。比較参考として相関係数を表-5.7に示す。領域 5-2 を除き、対数正規分布の方が高い相関を示している。領域 5-2 は、図-5.13(2)(j)のように、実測値にばらつきが認められ、正規分布と対数正規分布に対する相関係数の差は、表-5.7に示すように、先の進行速度の場合と同じく小数点第2位程度の差であることから、有意な差があるとは言えない。中心気圧の分布形状に関して言えば、1015hPaを上限值として平均値に近い980hPa付近で最大の出現確率となり、より低い中心気圧の出現確率が小さくなるのが好ましい。この点を考慮すると、対数正規分布の方がより理想的な形状となることは理解できる。また、有意な差が認められないとは言え、相関係数は、領域 5-2 を除き全て対数正規分布の方が大きくなっている。以上のことから、初期中心気圧の出現確率分布に関しては、全初期諸元区分領域において、対数正規分布を採用することとした。

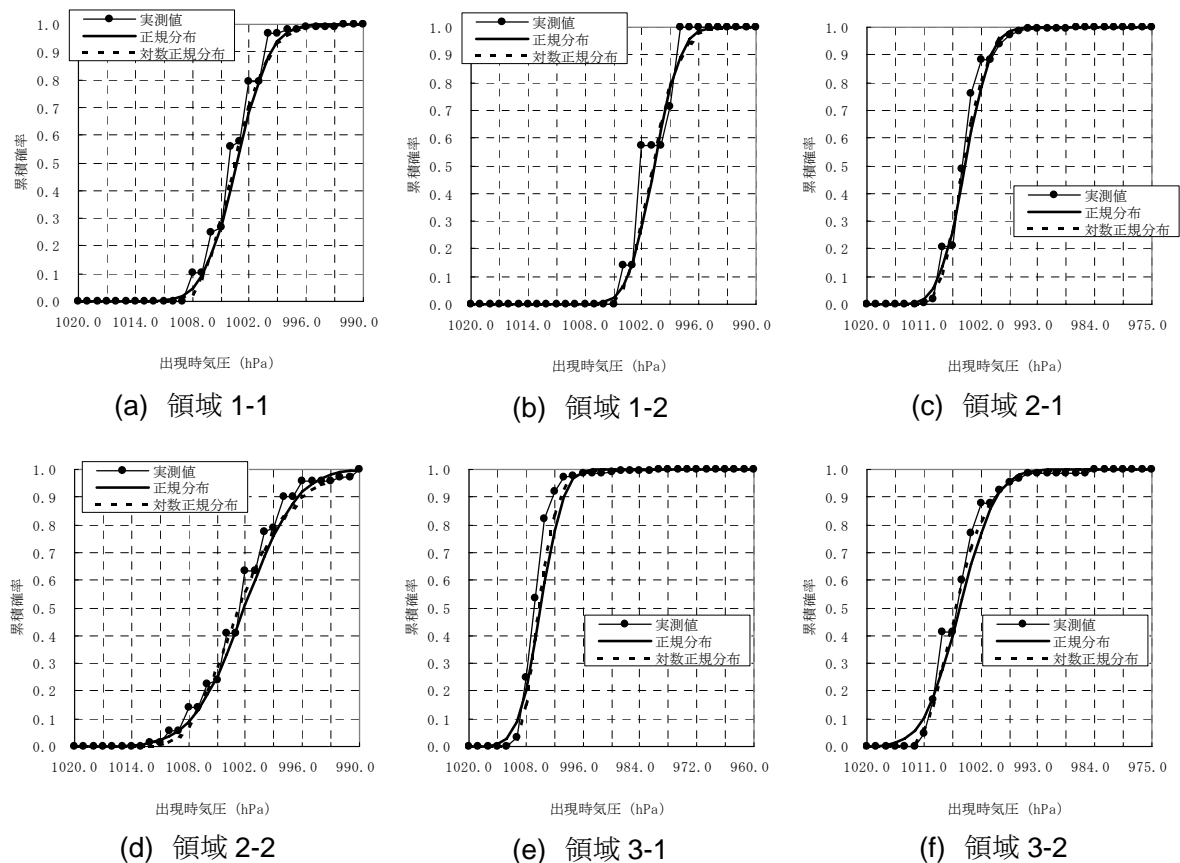


図-5.13(1) 領域別初期中心気圧の出現確率の比較

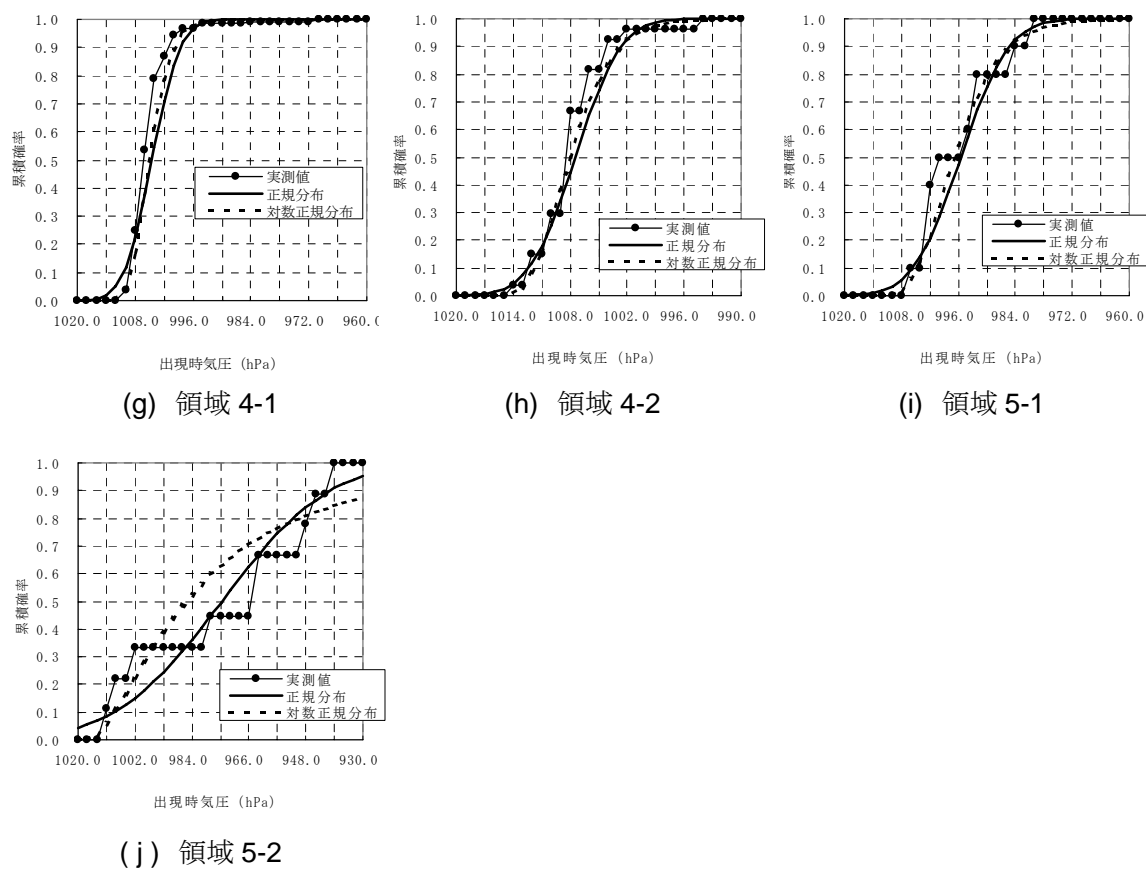


図-5.13(2) 領域別初期中心気圧の出現確率の比較

表-5.7 確率分布関数と実測値の相関係数
(初期中心気圧)

領域		正規分布	対数正規分布
x	y		
1	1	0.996	0.997
1	2	0.990	0.990
2	1	0.997	0.998
2	2	0.996	0.997
3	1	0.990	0.994
3	2	0.995	0.998
4	1	0.986	0.993
4	2	0.990	0.994
5	1	0.987	0.991
5	2	0.958	0.914

5.3.8 初期気圧変動率

台風の初期中心気圧は、発生時点での中心気圧であるが、次時間における台風の中心気圧は、移動した先の領域における諸元の性質に影響されるものではなく、進行するまでの間に変動する気圧偏差に影響すると言える。そこで、台風の気圧変動を計算するため、気圧変動率を定義する。気圧変動率は、台風の中心気圧が前時間から次時間へ移動するまでの間の気圧変動量を移動に要した時間で除して求める。

初期中心気圧を得ることができても、次時間の中心気圧を求めるためには、前時間の気圧変動率が必要であることから、発生段階での気圧変動率を求める必要がある。この初期気圧変動率について、初期諸元区分領域ごとに実測値と正規分布関数および対数正規分布関数を比較したものを図-5.14 に示す。表-5.8 は相関係数を示すが、正規分布も対数正規分布もほぼ同様な相関性を持っていることがわかり、有意な差を確認するには至らなかった。そこで、実際に計算する際には、計算速度の問題があることから、正規分布を採用することとした。

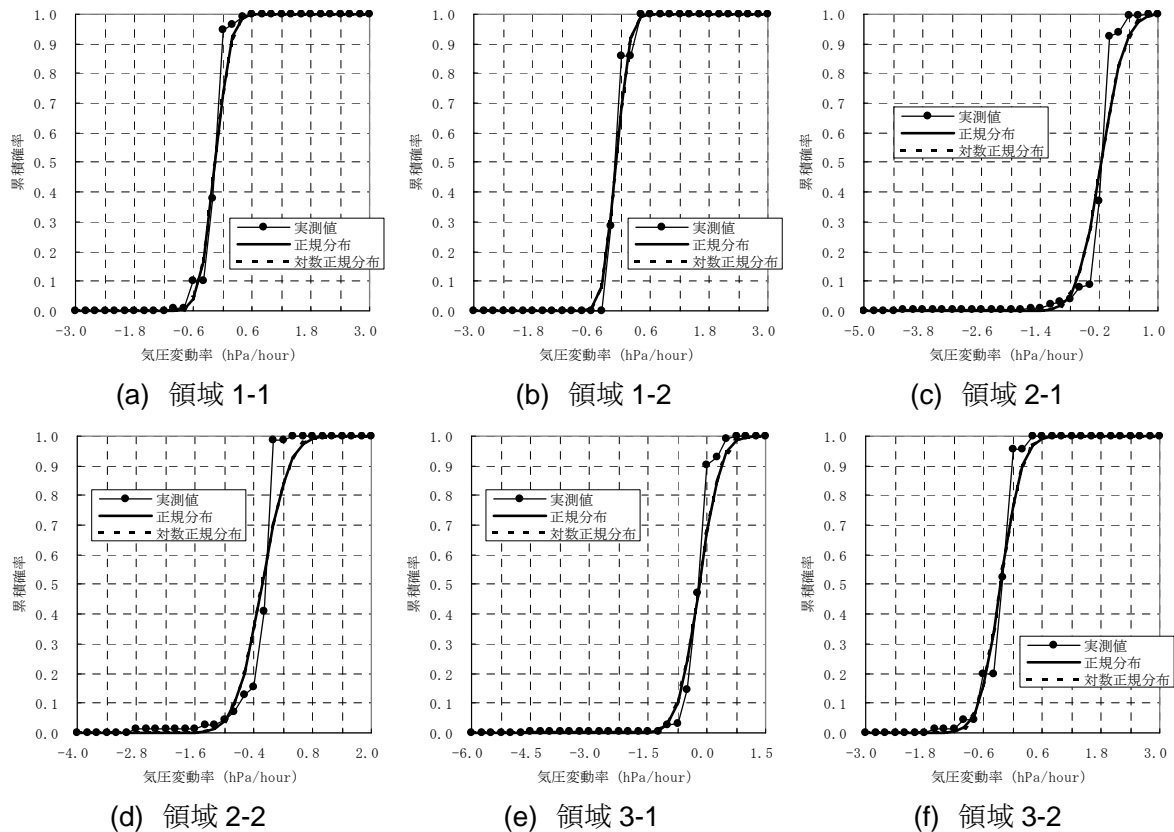


図-5.14(1) 領域別初期中心気圧変動率の出現確率の比較

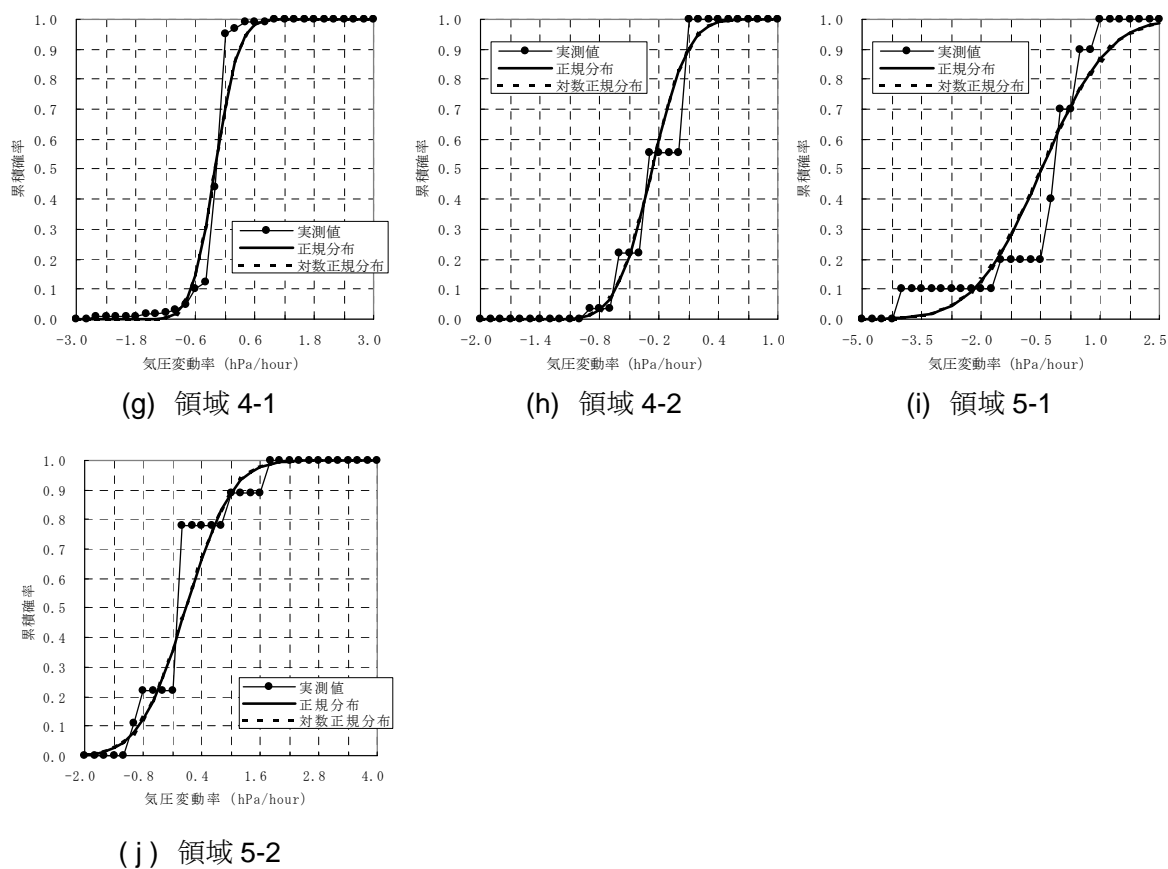


図-5.14(2) 領域別初期中心気圧変動率の出現確率の比較

5.3.9 計算時間間隔

実際に台風の進行を計算する際には、進行速度に依存して台風の位置が決まることから、台風の進行速度と予め固定した移動距離(5km)から逆算して計算時間間隔を設定した。これは、諸元変動率の計算が、一度四方の各計算セル(北緯 34 度で約 100km 四方)に台風が進入した時点で行われることから、台風が必ず隣接セルに移動しなければならないためである。つまり、進行距離を微小に制限し、台風が隣接セルを飛び越えて移動をしないように制限している。

表-5.8 確率分布関数と実測値の相関係数
(初期気圧変動率)

領域		正規分布	対数正規分布
x	y		
1	1	0.996	0.996
1	2	0.997	0.997
2	1	0.987	0.986
2	2	0.988	0.988
3	1	0.994	0.994
3	2	0.996	0.996
4	1	0.992	0.992
4	2	0.988	0.988
5	1	0.969	0.968
5	2	0.979	0.979

5.4 台風の進行計算

5.4.1 台風の位置

台風の位置は、前時間の位置、進行方位、進行速度、計算時間に依存する。進行方位は、真東を0度に半時計周り360度の全周囲に対して決まるが、位置情報を地球の経緯度で表現することから、先に進行速度と時間（計算時間間隔）の積から距離を求め、その距離と方位から次時間の位置（経緯度）を求めることとした。その具体的な手法を以下に示す。

まず、経緯度座標上の2点間の座標を (x_1, y_1) 、 (x_2, y_2) とすると、2点間の距離 S は、ヒュベニイ (Hubeny)¹⁸⁾の距離公式から、

$$S = \sqrt{(M \cdot \Delta\phi)^2 + (N \cdot \cos\phi \cdot \Delta\lambda)^2} \quad (5.9)$$

で表される。ここに ϕ は2点間の平均緯度であり、 $\Delta\phi$ および $\Delta\lambda$ は2点間の緯度差 $(y_2 - y_1)$ と経度差 $(x_2 - x_1)$ である。また、 M と N は、

$$M = \frac{6334834}{\sqrt{(1 - 0.006674 \sin^2\phi)^3}} \quad (5.10)$$
$$N = \frac{6377397}{\sqrt{1 - 0.006674 \sin^2\phi}}$$

で表される、子午線曲率半径、卯酉線曲率半径である。一方方位角 β は、

$$\beta = \alpha - \frac{\Delta\alpha}{2} \quad (5.11)$$

で求めることができる。ここに、

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{N \cos\phi \cdot \Delta\lambda}{M \Delta\phi} \right) \quad (5.12)$$
$$\Delta\alpha = \cos\phi \cdot \tan\phi \cdot \Delta\lambda$$

である。モデル内での計算では、距離 S および方位角 β ならびに始点のみが既知であることから、先ず式(5.9)において $\Delta\lambda = 0$ として $\Delta\phi$ を求める。この仮に求めた $\Delta\phi$ を用いて平均緯度 ϕ ($\phi = y_1 + \Delta\phi/2$)を求め、仮の次点における緯度として y_2^* ($y_2^* = \phi + \Delta\phi/4$)を仮定する。この y_2^* から、仮の平均緯度 ϕ^* ($\phi^* = (y_2^* + y_1)/2$)および緯度差($\Delta\phi = y_2^* - y_1$)を求め、それぞれ式(5.9)に代入して仮の経度差 $\Delta\lambda^*$ を求める。この $\Delta\lambda^*$ を式(5.12)に代入し、 α の値を求め、式(5.11)から得られる計算上の方位角と既知の方位角との相対関係から、平均緯度 ϕ を収束方向に修正し、繰り返し計算することで次時間における台風の位置を求めた。

5.4.2 進行方位

進行方位は、5.2.3 で述べたように、台風の連続性を考慮する観点から、セル進入時の進行方位に対し、単位時間当たりの進行方位変動率を主成分分析によって求めた。基礎資料としては、

計算セルごとに、台風がセルに侵入した時の進行方位と時刻およびセルから退出していく時の進行方位と時刻を収集した。従って、台風がセルへ進入してから退出するまでの間に変動した方位の変動量と、進入から退出までに要した時間で除することで変動率を得ることができる。これを各セルで取得して、5.2.3 で述べた主成分分析に基づいて進入時の進行方位と進行方位変動率の2変量に対する平面確率分布を得た。

計算では、進入時の進行方位が既知であるため、主成分分析で得られた平面確率分布を進入諸元量で断面化し(図-5.15 上段)、この断面形状を任意の進入諸元に対する諸元変動率の出現確率分布(図-5.15 下段)とした。また、諸元変動率の出現確率分布は、断面積を1となるようにしている。なお、他の台風諸元についても同様な手法で進行計算を行った。この確率分布を用い、進行方位の変動率を乱数によって決定した。

変動率の計算は、台風がセルに入った時点で実施し、同一セル内に台風がある間は、同じ変動率で台風の進行を計算した。この諸元変動率の計算手法は、進行速度、中心気圧においても同様に行っている。

以上のことから、現時間の方位 d_1 、計算時間間隔 Δt を用いて次時間の進行方位 d_2 は、

$$d_2 = d_1 + \Delta d \cdot \Delta t \quad (5.13)$$

で表される。ここに Δd は、セル進入時進行方位に対して得られる方位変動率である。

5.4.3 進行速度

進行速度の基礎資料は、観測資料の位置情報と時刻から求めた。連続する二つの位置情報を元にして式(5.9)を用いて距離を計算し、それを経過時間で除することで進行速度とした。正確には、観測された時点での台風の進行速度ではなく、台風が移動した時の平均速度を求めていることになる。従って、台風モデルにおける台風の進行速度とは、台風の現位置における直前までの平均進行速度を意味する。計算時間ごとに変化するであろう進行速度については、現位置での進行速度を入力項として、進行方位の計算と同様に単位時間当りの速度変動率(加速度)を、主成

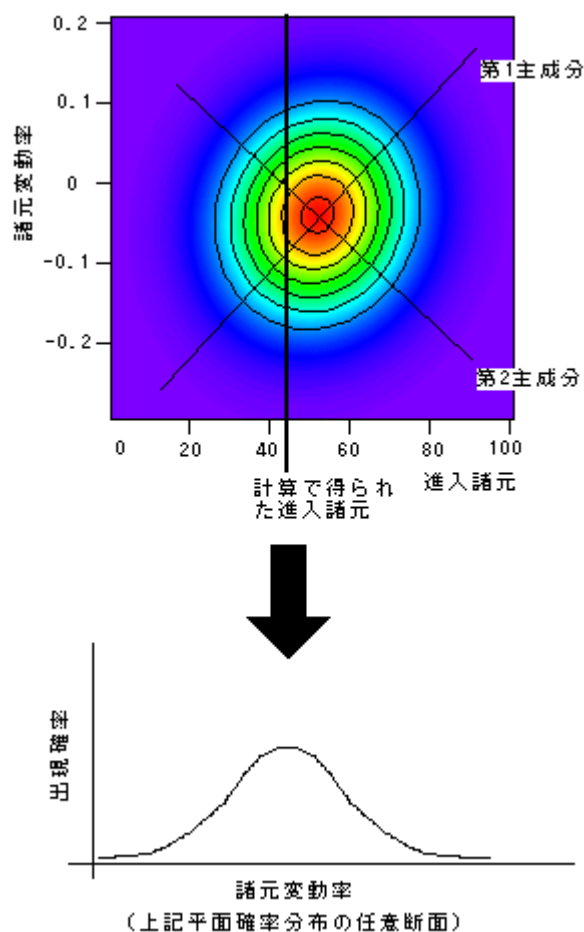


図-5.15 進入諸元と変動率の出現確率分布の概念図

分分析による確率分布に基づいて確率的に求めた。

従って、現時間の進行速度 v_1 、計算時間間隔 Δt を用いて次時間の進行速度 v_2 は、

$$v_2 = v_1 + \Delta v \cdot \Delta t \quad (5.14)$$

で表される。ここに Δv は、進入時進行速度に対して得られる速度変動率である。ただし、 Δt は、予め固定された移動距離 ($dis = 5000m$) に対し、

$$v_2 \Delta t = v_1 \Delta t + \frac{1}{2} \Delta v \Delta t^2 = dis (= 5000) \quad (5.15)$$

を満たすように設定した。

また、進行速度があまりにも低下した場合、台風が全く動かなくなるため、進行速度の下限値 ($5kt = 1.852 \times 5 \text{ km/h}$) を設定した。

5.4.4 中心気圧

台風の次時間における中心気圧 p_2 は、先の 2 つの諸元同様、現時間の中心気圧 p_1 と、セル進入時の中心気圧を入力値として主成分分析で得られる気圧変動率 Δp と計算時間間隔 Δt を用いて次式で求めた。

$$p_2 = p_1 + \Delta p \cdot \Delta t \quad (5.16)$$

基礎資料は、観測時刻において観測された中心気圧と、次の時間に観測された中心気圧である。気圧変動率は、連続する資料の中心気圧の差をその経過時間で除して求めた。

なお、台風の中心気圧は、最大まで発達したとして、下限値を **880hPa**、台風が消滅する条件として、**1015hPa** を上限値として設定した。

5.4.5 台風消滅条件

台風は周知のとおり、高緯度まで移動した場合温帯低気圧に変化し消滅することが知られている。実際、観測資料においても、高緯度になれば資料が得られないセルも多く存在していた。従って、実測資料に基づき、1 度四方のセル単位で、台風の存在しない情報を取得し、計算途中に当該セルに台風が進行した場合、消滅する条件を付した。

また、台風の資料が存在するセルでは、消滅した台風の個数をセル内で得られた台風の総個数で除した消滅確率を求め、これに従って台風が消滅する条件とした。ただし、進行計算中の台風が、一定の中心気圧以上になった場合においてのみこの条件を付している。その条件は、計算中の台風の中心気圧が、実測において消滅した台風の中心気圧の最低値よりも高い場合に適用することとした。

5.4.6 確率的台風モデルの計算フロー

これまで確率的台風モデルの計算概要を各個に述べてきた。ここで、図-5.16 に、各計算要素の構成関係と流れをまとめた計算フロー図を示し、当該モデルの計算フローについて概要を述べる。

本計算モデルは、初期設定プログラムと、台風進行計算プログラムの二つのプログラムによって構成される。

初期設定プログラムは、5.3 節「計算条件」で述べたように、台風の初期諸元を設定するものである。このプログラムのフローを以下に示す。

- 1) 任意の再現年数 (N) を入力する。
- 2) 各年ごとに台風発生個数 (M_i) を決定する。(5.3.2 参照)
- 3) 2) で求めた全ての台風について、個々に初期出現位置を決定する。(5.3.3 参照)
- 4) 2) で求めた全ての台風について、個々に初期諸元を決定する。(5.3.4 参照)
- 5) 2) から 3) で得られた全ての台風の初期情報を出力する。

なお、ここで得られた台風の総数 (K) は、 $K = \sum_{i=0}^N M_i$ で表される。

この初期設定プログラムで得られた初期情報を、次の台風進行計算プログラムに入力する。

台風進行計算プログラムは、以下の流れで計算を行う。

今、 N 年の再現計算を行うとして、台風の総発生数が K 個で、第 n 年目の j 号台風について進行計算を行うとする。

- 1) 計算開始(計算対象台風の ID 読み込み)
- 2) 第 n 年目の j 号台風の初期情報(初期出現位置, 初期諸元)の読み込み。
- 3) 現在計算セルにおける台風諸元変動率の計算(5.4.2～5.4.4 参照)
- 4) 進行速度から計算時間間隔の設定(5.3.9 参照)
- 5) 次時間における移動位置および台風諸元の算出(5.4.1 および 5.4.2～5.4.4 参照)
- 6) 移動位置の計算セル判定(前時間のセルと異なる場合は 7)へ、同じセルなら計算時間を更新して 5)を再計算)
- 7) 移動セルにおける台風諸元の出力(記憶)
- 8) 移動セルにおける台風消滅条件の判定(消滅なら 9)へ、消滅しない場合 3)から繰り返し(5.4.5 参照)
- 9) 年度台風計算終了判定(終了なら 10)へ、終了でない場合台風番号を繰り上げて 1)から繰り返し)
- 10) 台風計算終了判定(終了なら 11)へ、終了でない場合、年を繰り上げ、台風番号をリセットして 1)から繰り返し)
- 11) 計算終了

この計算を、総数 K 個の台風について実施する。このプログラムはやや複雑ではあるが、市販されている PC(PentiumIV2.4GHz, HDD80GB, RAM1GB 以上)で十分に稼動し、10000 年の再現計算でも約 1 日程度で計算できる。

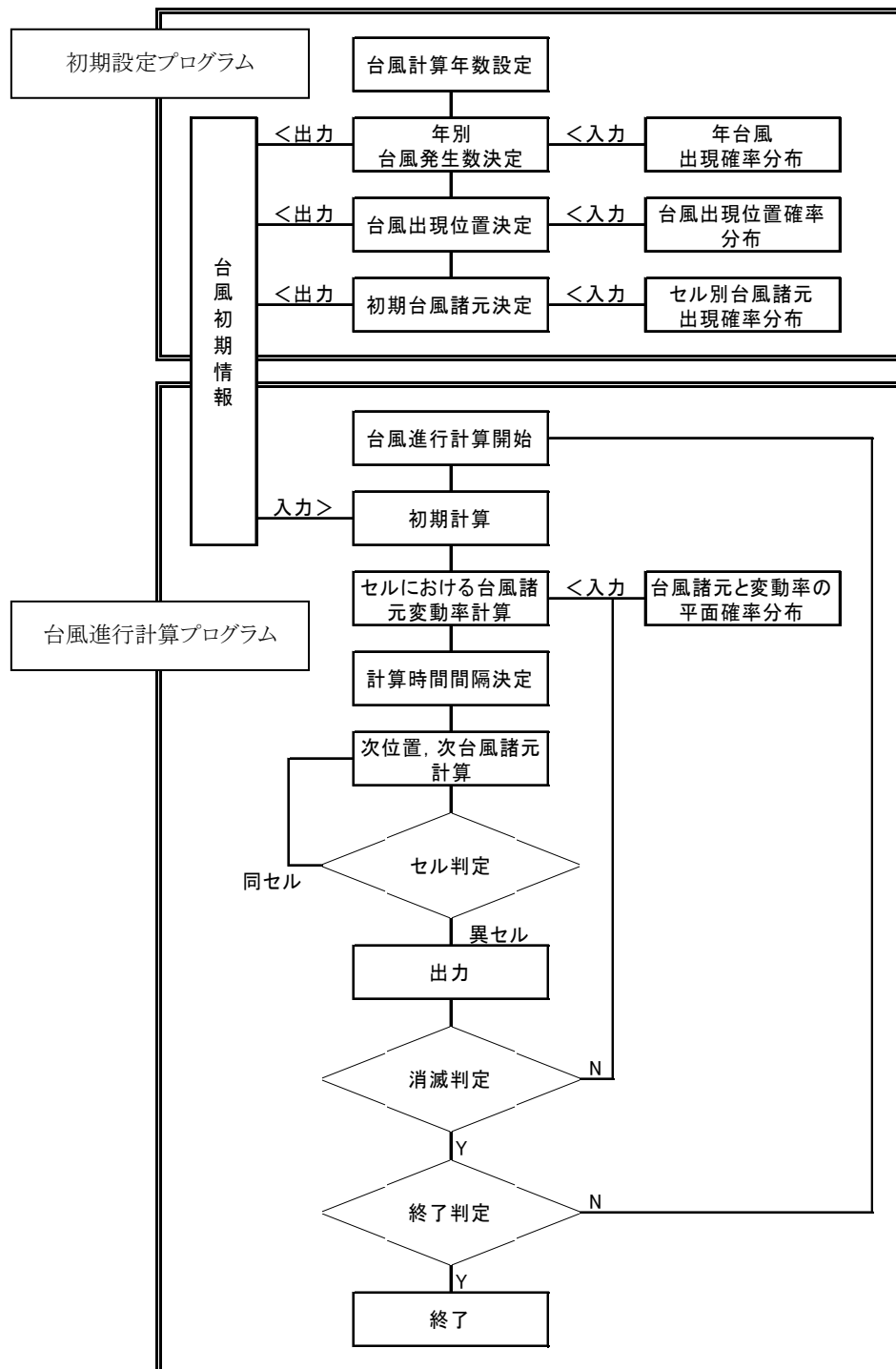


図-5.16 確率台風モデルの計算フロー(概要)

5.5 確率的台風モデルの適用性

5.5.1 比較基準

作成した確率台風モデルの再現特性を調べる。手法としては、台風の経路、台風諸元について、観測値と比較し、計算で得られる台風の再現傾向を把握する。台風経路については、観測で得られた台風経路と、計算で得られた結果を地図上に描画し、視覚的に比較する。台風諸元については、観測値から得られる資料を元に、極値統計解析した年確率諸元と、極値統計解析と同じ再現年数で行う計算結果とを比較する。10000 年の再現計算を行い、これで得られる諸元の出現傾向を出現確率分布で、観測値と比較する。

観測値と比較する目的は、比較基準となる指標を観測値に置いて計算結果を評価するためである。これは、観測資料もあくまで 45 年間に発生した台風という、任意の抽出結果であって、台風の絶対的な傾向を示すものとは言えないからである。従って、本研究で作成した確率的台風モデルは、観測値に比して、どのような再現特性を持つかを調べ、これが、現実的に台風資料として使用するに耐えるものであるかを検討するものである。

5.5.2 台風経路と台風発生数の再現性

作成した確率的台風モデルの適用性を検討する。まず、観測期間と同じ 45 年間の再現計算を行って台風経路について比較検討した。

図-5.17 は、1951 年から 1995 年の 45 年間に観測された台風の全経路を示す。観測された台風は、1228 個であった。北緯 15 度付近で発生した台風が、フィリピンを経由して西進する傾向と、北緯 20 度から 30 度、東経 120 度から 130 度付近で北東よりに変針している傾向がわかる。高緯度になれば、大半の台風が東北東に流れている。

一方、観測期間と同様に 45 年間について、確率的台風モデルを用いて行った計算結果を図-5.18 に示す。観測で得られた経路の傾向は、計算結果でも概ね再現されている。観測結果と比較すると、台風の動きが比較的直線的になっているが、フィリピン付近から西進する傾向や、中緯度付近の台風が変進したのち北東進する様子などは、観測された台風と概ね同じ傾向にある。

なお、図-5.17 で確認できる中国大陆、マレーシア、ベトナム付近および北緯 20 度、東経 170 度付近の台風は、計算結果では出現していない。これは、図-5.17 でもわかるとおり、当該付近は観測された台風の個数が限られており、

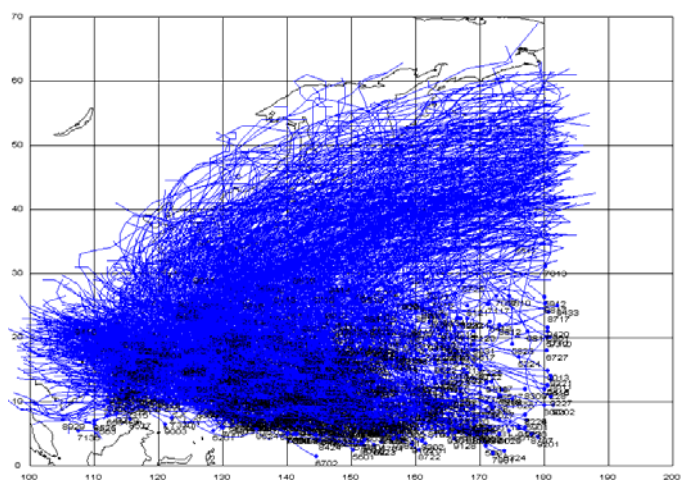


図-5.17 観測台風の全経路

確率計算の基礎となる資料が得られなかった領域である。従って、観測資料数の少ない、または無い領域に進出した台風は、必ずしも台風が消滅する中心気圧に衰退したのではなく、計算上強制的に消滅させたものである。この点を克服するためには、さらに資料数を得る必要がある。

図-5.17と5.18は、45年間で発生した全ての台風経路を示した図であることから、局所的な評価ができないため、次に大阪湾に影響を及ぼす経路を通った台風について比較した。比較のために選択した台風は、大阪湾を中心とした東経 134.5 度から 135.5 度、北緯 34 度から 35 度の範囲を通過した台風である。観測資料から得られた結果を図-5.19 に示す。観測資料の内、指定範囲を通過した台風は 25 個であった。計算で求めた結果を図-5.20 に示す。計算結果は (a)～(d) までの 4 例を示す。計算結果で得られた台風の個数は、(a) から順に 28, 27, 22, 30 個である。台風の出現位置には、ばらつきがあるものの、何れも北緯 10 度、東経 145 度付近に集中している。観測資料では、香港沖で発生した台風が 1 個あることがわかるが、計算結果では確認できなかった。ただし、図-5.20(a) では、同じ香港付近まで進出した台風が中国大陆を経て大阪湾へ進出していることから、観測資料の再現がある程度反映されていることがわかった。計算で発生した台風は、沖縄付近まで北西進した後北東に変針し、その

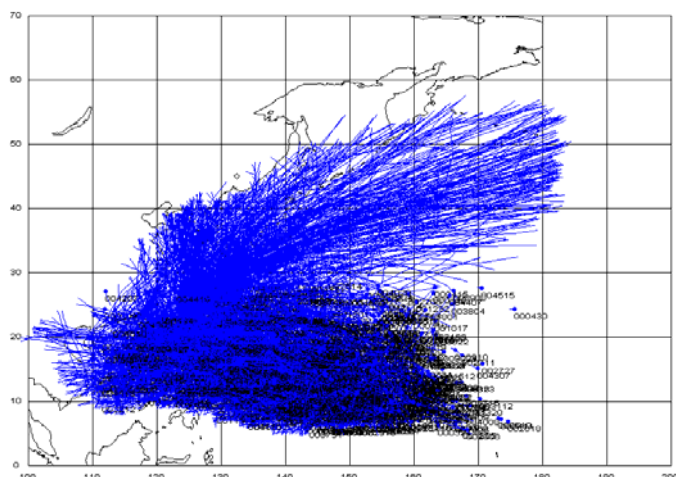


図-5.18 45年再現計算結果の全経路

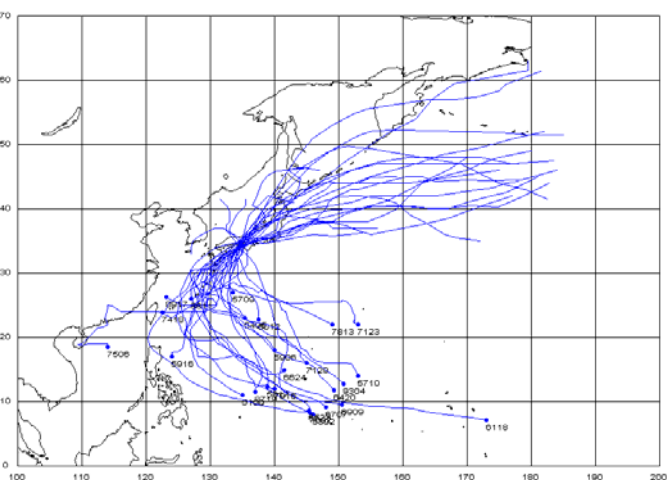


図-5.19 観測台風の経路
(大阪湾付近を通過した台風のみ)

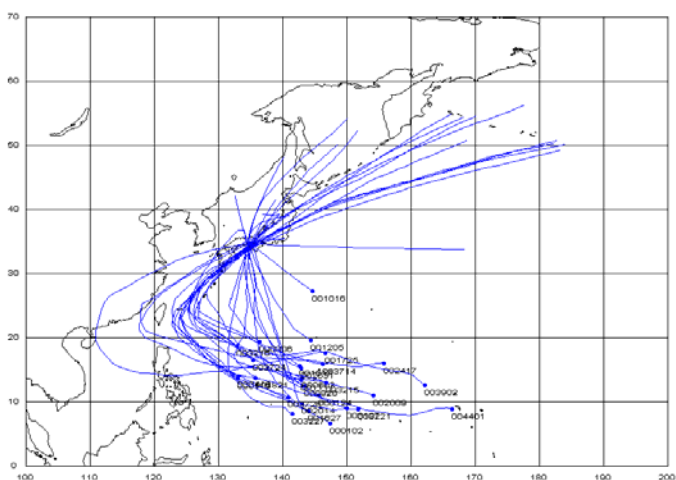


図-5.20(a) 45年再現計算結果(Case - a)

後大阪湾を経由して東北東に進行している傾向がわかる。これは、観測資料から得られた傾向とほぼ同様である。計算結果の(b)および(d)では、40度付近の高緯度で急激に南方向に変進して、あらぬ方向へ進行している台風も見られる。これは台風諸元の計算が、確率的に行われているためである。恣意的に変動制限を加えない本計算では、実際にはありえない進路を経る台風も出現しているが、それらが出現するのは、40度以上の高緯度に集中しており、日本沿岸に直接影響が無いものであることから、特に修正のための制限は設けていない。

一方、個数を比較するため、45年間の計算を222回実施し、指定範囲を通る台風の個数をまとめた。その結果を図-5.21に示す。図は、45年間で指定範囲を通過した台風の個数を横軸に、出現頻度を縦軸にとっている。図から出現頻度は、27個をピークに、17から43個まで正規分布のような広がりを持つ出現傾向にあることがわかる。平均値は、27.99で約28個、標準偏差は、5.26であった。観測資料の解析結果では25個であったが、概ね個数の面でも観測結果と同様な傾向にあると言える。

次に再現年数を増やし、50年、100年、200年、500年の再現計算を行った。45年計算と同じ指定範囲を通過した台風の経路図を図-5.22から25に示す。経路は、図-5.20(b)、(d)同様、高緯度で急激

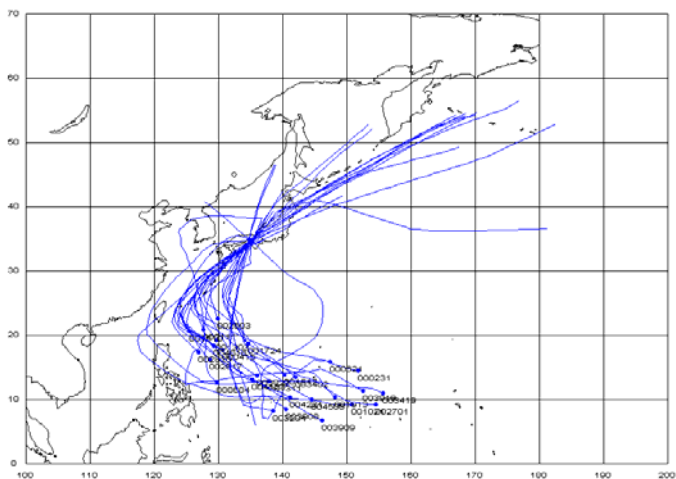


図-5.20(b) 45年再現計算結果(Case - b)

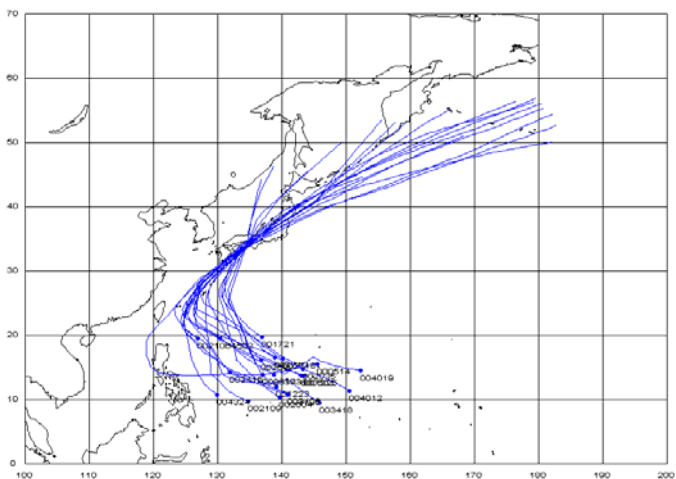


図-5.20(c) 45年再現計算結果(Case - c)

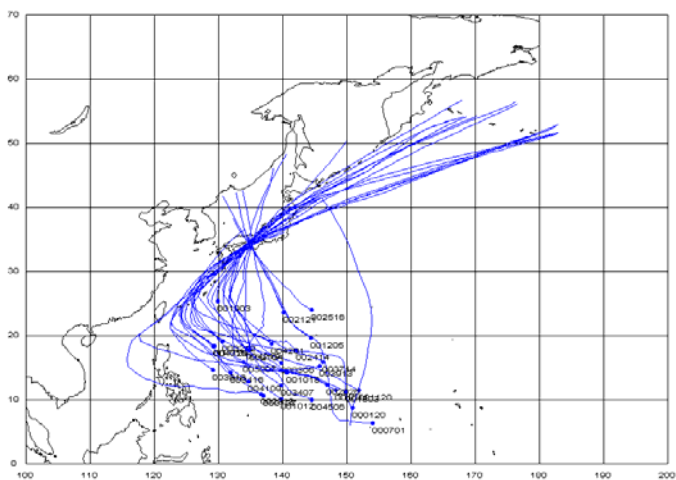


図-5.20(d) 45年再現計算結果(Case - d)

に変針している台風も散見されるが、概ね 45 年計算結果(図-5.20)と同じ傾向にあることがわかる。図-5.22 から図-5.25 を見ると、特に沖縄から台湾東方海上付近で台風が北東方向に変針する傾向が顕著にわかる。マリアナ諸島付近で発生した台風は、北西方向に進行し、やや北よりに進路を変えつつも大阪湾から朝鮮半島東海上へ抜けているのも確認できる。これは、図-5.19 を見ると、観測値でも、個数は少ないものの、同様な経路を辿っているものも確認できる。

指定範囲を通過した台風の個数を、表-5.9 にまとめた。表-5.9 中の観測値(推定)は、観測値から再現年数に対して比例計算で求めた個数であり、例えば再現年数 50 年の場合は、 $25 \times 50/45 = 27.77 \div 28$ 個として求めている。表-5.9 中の比率は、計算結果で得られた個数を表-5.9 中の観測値(推定)で除したものである。これを見ると、200 年までの再現計算では、観測値から推定される個数より 1 割程度多くなっているが、500 年では逆

表-5.9 台風の個数比較

再現年数	計算値	観測値(推定)	比率
45	-	25	-
50	31	28	1.12
100	59	56	1.06
200	123	111	1.11
500	253	278	0.91

に 1 割程度少ない。この表からでは、比

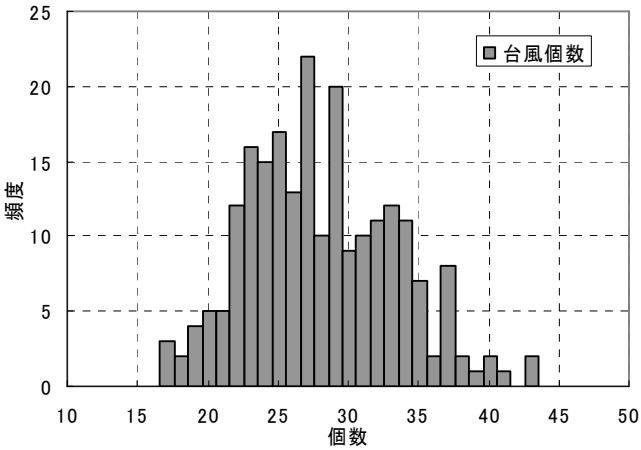


図-5.21 指定範囲内を通過した台風の出現頻度

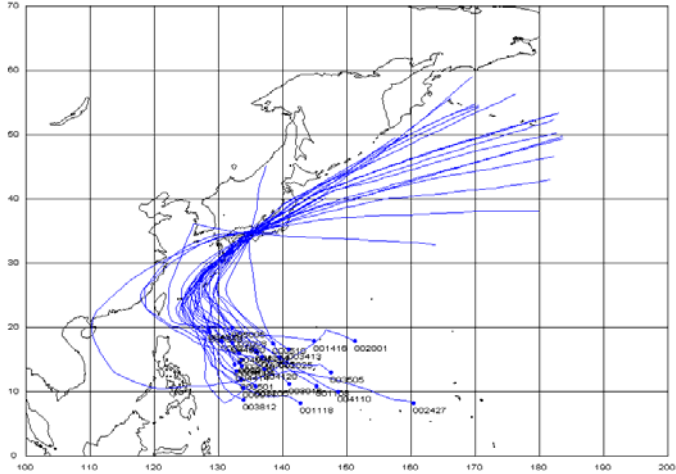


図-5.22 50 年再現計算結果

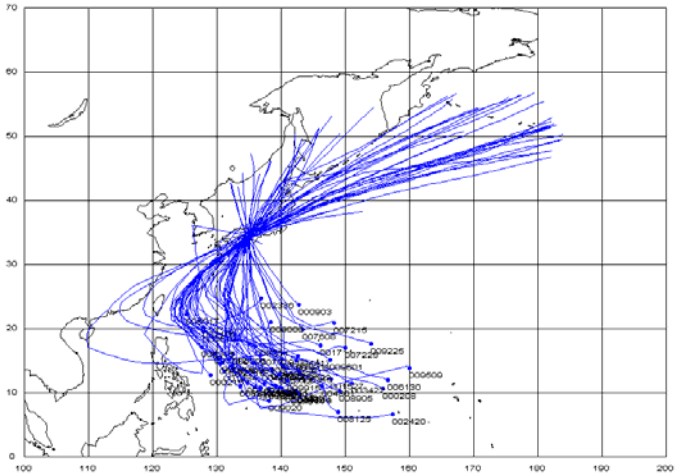


図-5.23 100 年再現計算結果

5.5.3 台風諸元の再現性

次に、経路の比較で用いた指定範囲と同じ領域について、観測台風の中心気圧と進行速度について、極値統計解析を行った。その結果を表-5.10, 5.11 に示す。母数および再現確率統計量の推定は最小2乗法によって行い、基準化変量のあてはめに用いた分布関数は、極値II型(形状母数 $k=5.0$, $k=10.0$)、極値I型、ワイブル分布(中心気圧 $k=1.6$, 進行速度 $k=2.0$)である。¹⁹⁾なお、ワイブル分布の形状母数に関しては、 $k=1.2, 1.4, 1.6, 2.0$ のうち、より現実的な値を示していると思われるものを選択した。これらの内、最も相関係数が高いものは、中心気圧では極値I型、進行速度ではワイブル分布であった。ただし、中心気圧の極値I型とワイブル分布では、相関係数に有意な差が認められなかったため(表-5.10)、再現計算結果との比較には両者を用いることとした。

この極値統計解析に対し、50年、100年、500年、1000年、2000年、5000年、10000年の再現計算行って、極値統計解析で得られた中心気圧と、進行速度を計算結果と比較した。実測の極値と計算で求めた中心気圧と進行速度は、それぞれ経路比較の指定範囲内における最小値と最大値を採用している。これらを比較した結果を、表-5.12 にまとめた。

再現計算は、50年を200回、100年を100回、500年を20回、1000年を10回、2000年を5回、5000年を2回実施したものであるが、これは、1回の1万年の計算を行って、それらの計算結果から各再現年数で区切って中心気圧と進行速度の極値を得たものである。表-5.12 に示す再現年数別の中心気圧と進行速度は、各計算で得られた中心気圧と進行速度の極値の総和を計算回数で除して求めた極値の平均値である。なお、10000年の計算については、1万年の計算を2回実施した。5000年と10000年の計算回数が2回に限定しているのは、Pentium-4 2.6GHzのCPU搭載の計算機で10000年の計算に約24時間の計算時間と、出力データの保管に1Gバイトのディスク容量を必要とすることが主たる要因である。

まず中心気圧について、表-5.10の極値I型およびワイブル分布と比較すると、再現年数50年から500年では、計算結果で10~30hPa程度低い中心気圧が出現したことがわかる。

しかし、再現年数1000年で、極値統計解析の結果に近い中心気圧が得られ、2000年以降では、再現年数が少ない場合とは逆に極値統計解析の結果よりも大きな中心気圧となることがわかる。5000年と10000年の再現計算の結果では、5000年の方が低い中心気圧となっているが、再現年

表-5.10 極値統計解析結果(中心気圧)

分布	極値II型	極値II型	極値I型	ワイブル
形状母数 (k)	5.0	10.0	-	1.6
相関係数	0.9498	0.9685	0.9701	0.9698
再現年数				
10	969.7	967.7	966.2	965.3
20	957.8	956.1	955.4	954.7
50	939.9	940.1	941.7	942.2
100	924.3	927.2	931.5	933.7
200	906.4	913.5	921.4	925.7
500	878.6	893.8	908.0	915.7
1000	854.0	877.7	898.0	908.6
2000	825.8	860.5	887.9	901.8
5000	781.9	835.8	874.6	893.1
10000	742.9	815.6	864.5	886.8

表-5.11 極値統計解析結果(進行速度)

分布	極値II型	極値II型	極値I型	ワイブル
形状母数 (k)	5.0	10.0	-	1.6
相関係数	0.8408	0.9030	0.9463	0.9773
再現年数				
10	55.4	57.4	59.0	60.6
20	65.5	67.5	68.6	69.2
50	80.6	81.3	80.8	78.9
100	93.8	92.5	89.8	85.4
200	108.9	104.4	98.8	91.3
500	132.3	121.5	110.6	98.5
1000	153.1	135.4	119.5	103.6
2000	177.0	150.3	128.4	108.4
5000	214.0	171.7	140.2	114.4
10000	246.9	189.2	149.2	118.7

数を増やすことで888hPa付近に収束する傾向にあることがわかる。比較検討するための資料数としては、5000年と10000年の計算回数が2回であることから、一般的な傾向を論じるには無理があるが、これらの結果から以下のような傾向が言える。

中心気圧に関して言えば、本確率台風モデルでは、当該指定範囲を通過する台風の中心気圧の最大値は、極値統計解析の結果に比較して、再現年数が少なければ中心気圧を過少に、再現年数が多くなれば過大に評価する傾向にあると言える。また、再現年数を5000年以上の場合、計算回数が少ないことから、絶対的な傾向とは言えないが、中心気圧の最大値は、888hPa付近に収束する傾向を持つものと言える。

表-5.12 再現計算結果

再現年数 (年)	極値の平均		計算回数 (回)
	中心気圧 (hPa)	進行速度 (km/h)	
50	927.89	72.14	200
100	917.39	74.58	100
500	899.62	80.85	20
1000	893.97	83.62	10
2000	891.93	87.23	5
5000	888.57	90.34	2
10000	888.33	101.78	2

進行速度は、表-5.12を見ると、再現年数50年の計算結果で72.1km/hとなっているのに対し、表-5.11の実測に基づく進行速度の極値統計解析の結果では、形状母数2.0のワイブル分布において78.9km/hとなっており計算結果の方が若干遅い進行速度となっている。それ以外の再現年数においても、極値統計解析の結果よりも、計算結果の方が遅い進行速度となっている。観測台風の最大進行速度は75.8km/hであったが、極値統計解析ではおよそ50年に1回、再現計算ではおよそ100年に1回の出現率となる。

このように進行速度に関して言えば、本研究で作成した確率的台風モデルは、観測値から極値統計解析を行った場合の確率年進行速度に比して、やや遅い進行速度を持った台風を作成する傾向にあることがわかった。

次に、確率的台風モデルが、観測台風の各諸元の出現傾向と比較してどのような再現性を持つかを調べた。調査手法としては、先の指定範囲と同じ領域に対して、通過した台風の中心気圧の最小値、進行速度の最大値、進行方位の平均値を抽出し、出現確率分布を作成して比較した。観測台風の各諸元出現確率分布を図-5.26(a)～(c)に示す。(a)は進行方位、(b)は進行速度、(c)は中心気圧である。図中の棒グラフが出現確率で、実線は、諸元の平均値および標準偏差に基づいて当てはめた正規分布または対数正規分布である。各諸元の出現確率を求める際の区分間隔は、それぞれ進行方位は10度、進行速度は5km/h、中心気圧は10hPaとした。図-5.26は、観測資料から得た結果であるため、母数が25個と少ないが、一定の傾向がつかめる。

進行方位においては、0度(真東)から150度(西北西)に分布している中で、40度～60度(北東～北北東)の出現率が高い。図中実線の正規分布と比較すると、相関係数は0.80であったため、それほど相関は高いとは言えないが、分布の傾向としては正規分布のように山型に分布していることがわかる。なお、平均値は、52.8度、標準偏差31.97であった。

進行速度の平均値は45.4km/h, 標準偏差15.92 であった. 図-5.26(b)では, 進行方位のようなピークを見ることができないが, 正規分布と比較すると, 傾向としては概ね平均値を中心とする20~80km/hの範囲でなだらかな山型に分布していることがわかった.

中心気圧については, 1010hPa の出現率が最大となっているが, 平均値は, 981.5hPa で, 標準偏差 17.74 であった. 比較的ばらつきがあるが, 1000hPa 以上の高い中心気圧の出現率が高いことがわかる. 分布形状については, 中心気圧には上限値があることから, 対数正規分布と比較している. 図中実線が対数正規分布であり, これと出現確率分布を比較すると, 1010hPa を除いて, 概ね近い傾向にあることがわかる.

次に 10000 年の再現計算結果を図-5.27(a)~(c)および図-5.28(a)~(c)に示す. 図-5.27(Cal.1)と 5.28(Cal.2)は, 計算で与える乱数シードが異なる他は, 同じ条件である. また, 表-5.13 に観測と計算で得られた台風諸元の最大値, 最小値, 平均値, 標準偏差をまとめている.

進行方位は, 図-5.27(a)と 5.28(a)から出現確率の分布形状は, ほぼ同じ傾向にあることがわかる. 図-5.21(a)と比較すると, 観測値の出現率のピークが60度であったのに対し, 計算結果では 50 度と若干異なるものの, 北東付近に出現確率が高くなっている点など, ほぼ同様な結果が得られた. 平均値についても, 計算結果ではそれぞれ 51.5, 51.35 度で観測台風の資料から得られた平均値(約 52.8 度)とほぼ同じであった.

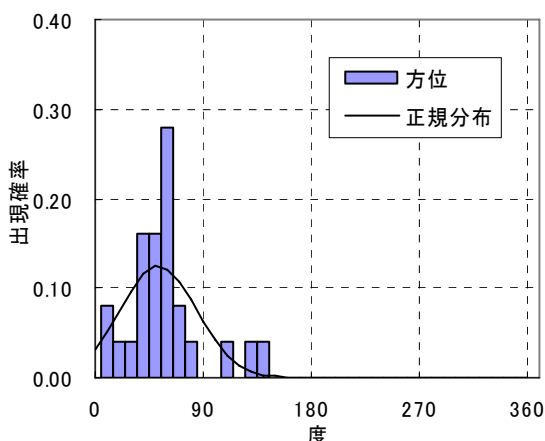


図-5.26(a) 観測台風の進行方位出現率

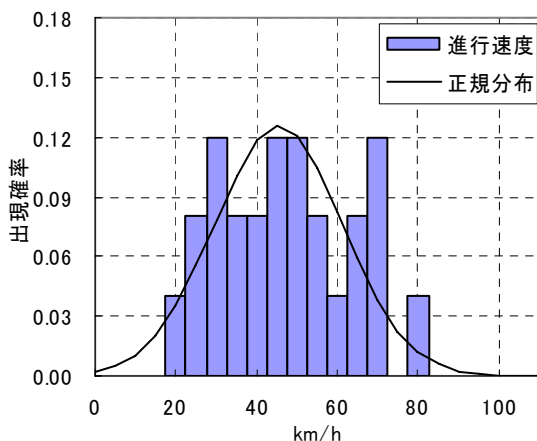


図-5.26(b) 観測台風の進行速度出現率

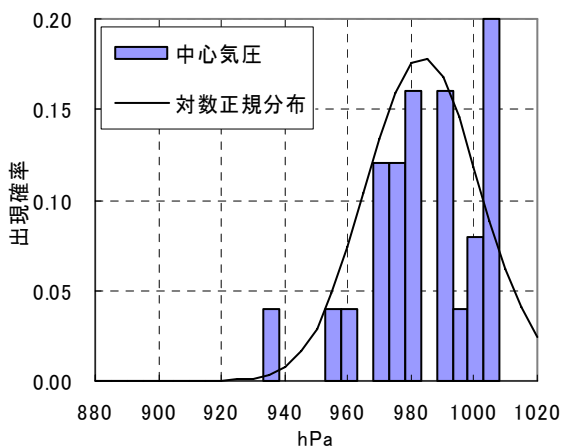


図-5.26(c) 観測台風の中心気圧出現率

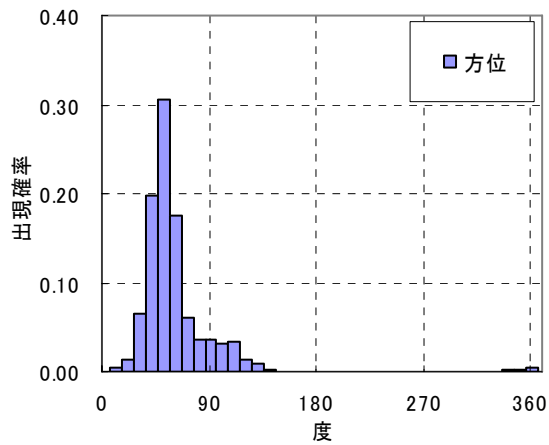


図-5.27(a) 進行方位出現率(Cal.1)

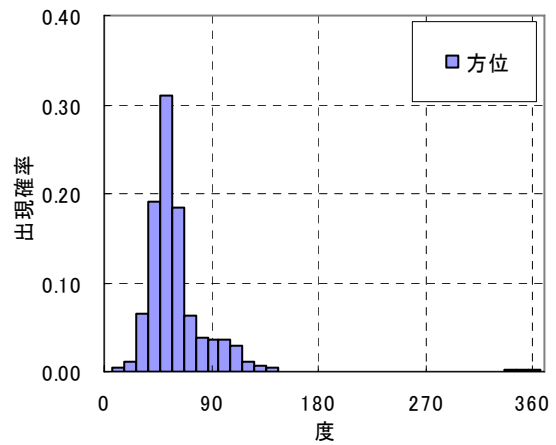


図-5.28(a) 進行方位出現率(Cal.2)

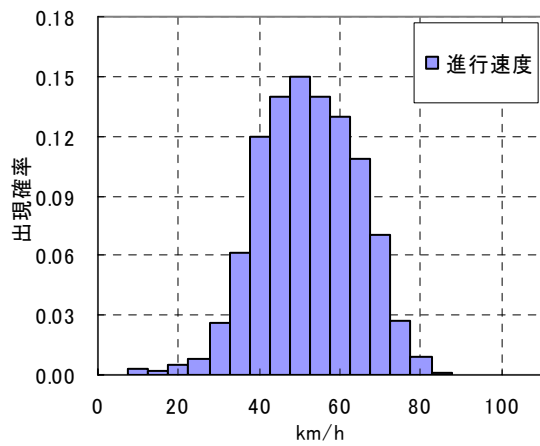


図-5.27(b) 進行速度出現率(Cal.1)

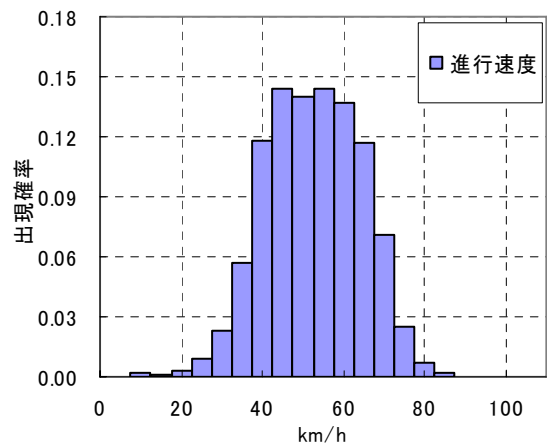


図-5.28(b) 進行速度出現率(Cal.2)

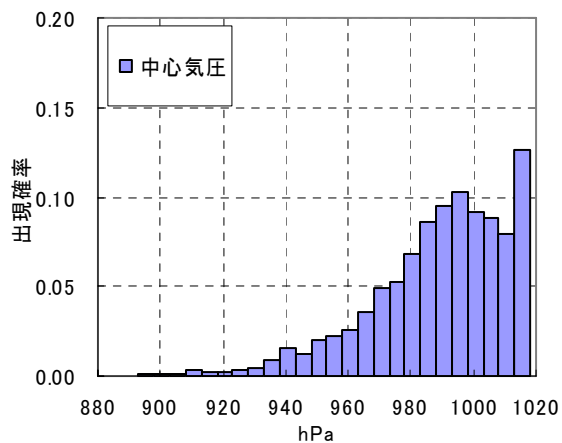


図-5.27(c) 中心気圧出現率(Cal.1)

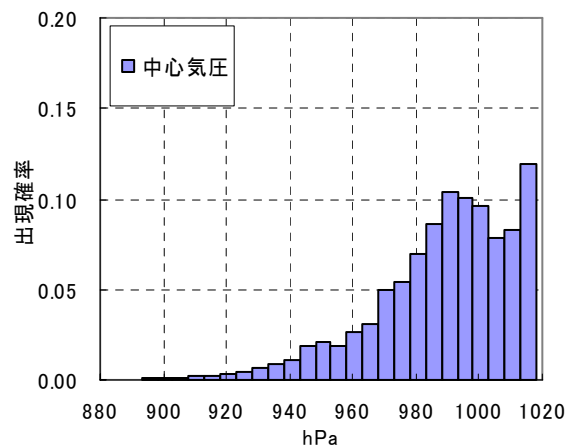


図-5.28(c) 中心気圧出現率(Cal.2)

これらの結果から、計算で得られた台風の進行方位の出現傾向は、概ね観測値に近いことが分かった。なお、進行方位の平均値、標準偏差を求める際は、270度以上の方位角について0度を

基準とした負の角度で表現している。従って、表-5.13 Cal.1 の最小値は-81.8 度となっているが、これは、278.2 度(南)を意味する。

進行速度は、図-5.27(b)と5.28(b)を比較すると、Cal.1 では50km/h に出現確率のピークが見取れるが、Cal.2 では出現していないことがわかる。

しかし、分布形状自体は、観測結果の図-5.21(b)と同様に、Cal.1, Cal.2 共に平均値(50km/h)を中心に、正規分布のように分布している。また、進行速度の平均値は、表-5.12 を参照すると、観測値と比較して5km/h 程度大きいことがわかる。従って、本確率台風モデルを用いて作成した台風資料の進行速度の出現傾向は、観測値に比較して、平均値で5km/h 程度過大に評価する傾向にあると言える。

図-5.27(c)と図-5.28(c)は、中心気圧の出現確率分布を示す。1010～1015hPa が最も出現率が高くなっているが、これを除けば、図-5.26 の観測結果と同じく985 から990hPa 付近をピークとする対数正規分布のような分布形状になっていることがわかる。平均値は、表-5.13 から計算結果は共に985～986hPa で、観測値の981hPa に比して4hPa 程度大きくなっている。これは、気圧上限値に近い1010 から1015hPa の出現率が高くなっていることが要因と考えられるが、このような1000hPa 以上の高い気圧の出現率が大きくなっているのは、観測値でも確認されており、比較的同じ出現傾向にあることがわかる。ただし、観測値では1000 から1005hPa の出現確率が最大であり、計算結果の方が10hPa ほど大きいことがわかる。

以上のことから、確率台風モデルでは、観測値よりも平均値で5hPa 程度大きな中心気圧が出現する傾向にあるが、その出現確率分布の形状は観測値を概ね再現していることがわかった。

10000 年の2回の計算で得られた台風の個数は、Cal.1 で5886 個、Cal.2 で6001 個であった。45 年間で25 個の観測台風が得られていたが、これに対し10000 年で比例計算すると、5556 個であることから、計算結果の個数は、Cal.1 で1.06 倍、Cal.2 で1.09 倍となる。これは、4.5.2 で得られた結果と同様に、10000 年に再現年数を増やしても、観測台風からの予測値に対し、観測値の±10%の範囲で資料数を作成

できることがわかった。従って、作成した台風資料は、台風の出現率としても評価できる性能であることがわかった。

表-5.13 台風諸元の比較

		進行方位	進行速度	中心気圧
観測値	最小値	0.00	19.97	930.10
	最大値	133.70	75.76	1004.00
	標準偏差	31.97	15.92	17.74
	平均	52.81	45.45	981.54
Cal.1	最小値	-81.80	8.76	887.28
	最大値	257.70	91.46	1015.00
	標準偏差	23.99	11.76	22.12
	平均	51.50	50.00	985.41
Cal.2	最小値	-75.50	9.26	890.33
	最大値	148.10	112.10	1015.00
	標準偏差	22.84	12.03	21.96
	平均	51.35	49.69	985.80

5.6 結語

以上をまとめると、以下のようである。

- 1) 台風の中心気圧、進行方位、進行速度の各諸元は、それぞれ独立であって、各諸元ごとにその経時的連続性を維持させることで確率的台風モデルによって再現できる可能性が示された。
- 2) 台風諸元の時間的な連続性は、確率的台風モデル内において、計算セル進入時の諸元値とセル内における諸元変動率の 2 変動量について、主成分分析を行うことで、一義的に正規化された平面確率分布として導入することができた。
- 3) 確率的台風モデルによって作成した台風資料は、以下のような再現特性を持つ。
 - i. 台風経路は、観測期間と同じ 45 年間の再現計算の結果、大阪湾付近の北緯 34~35 度、東経 134.5~135.5 度の範囲を通過した台風については、台風の出現から変針地点、当該領域を通過する傾向などの点で、観測値とほぼ同じ出現傾向にあることがわかった。
 - ii. 計算で作成した台風の中心気圧の最大値は、観測値から極値統計解析を行った結果に比較して再現年数が少ない場合は 10 から 30hPa 程度過少に、5000 年以上の再現年数でほぼ 888hPa に収束する傾向にあることがわかった。進行速度の最大値については、極値統計解析の結果よりも、6 から 20km/h 程度遅い台風が作成されることがわかった。
 - iii. 10000 年の再現計算の結果、台風の進行方位の出現特性は、平均値 51~52 度の正規分布型に分布し、観測値に近い出現傾向にあることがわかった。進行速度の出現値の平均値は約 50km/h で、観測値のそれと比較して 5km/h 程度速い。出現確率の分布形状は、観測値同様に正規分布型に分布していることがわかった。中心気圧は、計算における気圧上限値に近い 1010~1015hPa の出現率が高く、平均値が観測値よりも 4hPa 程度大きい。気圧上限値に近い気圧の出現率が高いのは、観測値でも同じ傾向が確認でき、出現確率の傾向としては、対数正規分布に近いことがわかった。
- 4) 以上の再現特性から、本研究の確率的台風モデルによって作成される台風資料の経路と諸元は、非現実的な値は出現せず、観測値に比較的近い出現特性を持っており、資料としての台風を作成する手法としては、十分に有用であると言える。

参考文献

- 1) 高橋浩一郎:モデル台風による年最大風速超過確率の推定, 本州四国連絡架橋調査, 気象調査(中間報告その 2), 1964
- 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 回海岸工学講演会論文集, 1980

- 3) 端野道夫, 桑田康雄: 確率的台風モデルによる降雨・高潮の同時生起性評価, 土木学会論文集, No.387/II-8, pp.237-246, 1987
- 4) 山口正隆, 畑田佳男, 中村雄二: 確率的台風モデルと高潮・波浪の極値推定への応用, 第 13 回日本自然災害学会学術講演会講演概要集, pp.135-138, 1994
- 5) 山口正隆, 畑田佳男, 花山格章: わが国太平洋岸における高潮の極値推定, 海岸工学論文集 第 41 巻, pp.281-285, 1994
- 6) 山口正隆, 畑田佳男, 花山格章: 伊勢湾における高潮の極値の推定, 海岸工学論文集 第 42 巻, pp.321-325, 1995
- 7) 野中浩一, 山口正隆, 畑田佳男, 大福学: 確率的台風モデルを利用した波高極値の推定システムの日本海における適用性, 海岸工学論文集 第 49 巻, pp.176-180, 2002
- 8) 加藤史訓, 鳥居謙一, 柴木秀之, 鈴山勝之: 確率的台風モデルを用いた潮位と越波量の確率評価, 海岸工学論文集 第 50 巻, pp.291-295, 2003
- 9) 橋本典明, 佐藤裕司, 松浦邦明, 市川雅史: 確率台風モデルの構築とその統計的特性, 海岸工学論文集 第 48 巻, pp.456-460, 2001
- 10) 村田昭彦, 斉藤和雄, 上野充: 気象研究所非静力学モデルを用いた台風の数値実験(序報), 日本気象学会 1998 年秋季大会講演予稿集 D112, 1998
- 11) 村田昭彦, 斉藤和雄, 上野充: 気象研究所非静力学モデルを用いた台風の数値実験(第二報)-雲物理と分解能によるレインバンドの再現の違い-, 日本気象学会 1999 年秋季大会講演予稿集 C351, 1999
- 12) 村田昭彦, 斉藤和雄, 上野充: 気象研究所非静力学モデルを用いた台風の数値実験(第三報)-水平分解能による水物質の量的な違い-, 日本気象学会 2000 年秋季大会講演予稿集 D310, 2000
- 13) 益子渉, 斉藤和雄, 上野充: 気象研究所非静力学モデルを用いた台風モデルの開発(序報)-気象庁 GSM とのネスティングと台風ボーガスの導入-, 日本気象学会 2000 年春季大会講演予稿集 P187, 2000
- 14) 益子渉, 斉藤和雄, 上野充: 気象研究所非静力学モデルを用いた T9119 の数値実験, 日本気象学会 2000 年秋季大会講演予稿集 P122, 2000
- 15) 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
- 16) 平尾博樹: メソ気象予測モデル ARPS を用いた台風風速場の再現, 土木学会関西支部年次講演会概要集, 1999
- 17) 石村貞夫: すぐわかる多変量解析, 東京図書, 2000, 4
- 18) 高崎正義編: 総観地理学講座 (3) 地図学, 朝倉書店, 1988
- 19) 合田良實: [増補改訂] 港湾構造物の耐波設計, pp.267-320, 鹿島出版会, 1977

第 6 章

高潮と高波の同時生起確率特性

6.1 資料の作成

6.1.1 対象領域

第 4 章で述べたように、観測値に基づく高潮と高波の同時生起特性の把握には資料数が限られているという問題があった。この点を克服するため、第 5 章で確率的台風モデルを作成し、資料としての台風を作成することが可能となった。そこで、確率的台風モデルによって大阪湾に影響を及ぼす台風資料を作成し、その発生確率を把握しつつ、高潮と高波の同時生起に関する確率的な特性を把握する。

高潮と高波の同時生起確率特性を把握する領域は、第 4 章と同じ大阪湾沿岸である。図-6.1 は、大阪湾全体を含む高潮および波浪の計算領域の一部で、沿岸部に振った数字は、高潮と有義波高の最大値および生起時間差を出力した解析地点の番号である。60 個の解析地点のうち、表-6.1 に示す代表地点について解析結果をまとめた。舞子が大阪湾北西、神戸が大阪湾の北部、西宮が湾奥北部、大阪が湾奥東部、貝塚が東部、住吉崎が南部、洲本が西部の代表地点である。

6.1.2 台風資料

第 4 章で示したように、大阪湾上を通るような VI 型の台風について、必ずしも高潮と高波が同時に生起する傾向にないことがわかった。しかし、観測結果では資料数が少ないことから、特に IV 型の台風のうち、西寄りの経路をとった台風についてより詳細に調べる必要があった。つまり、大阪湾

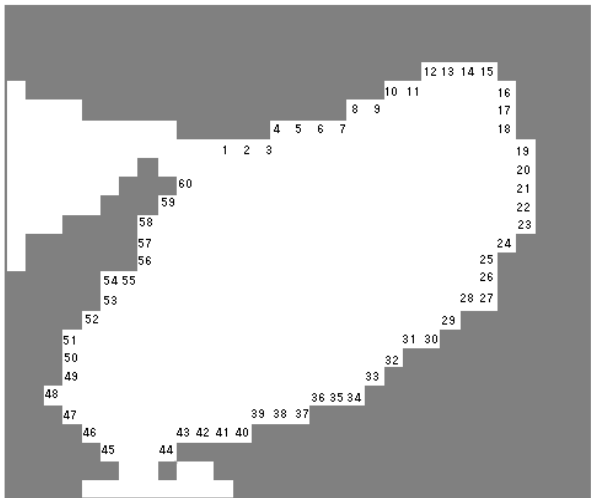


図-6.1 同時生起特性の評価地点

表-6.1 代表点一覧表

代表地点	ポイント番号
舞子	1
神戸	8
西宮	12
大阪	19
貝塚	31
住吉崎	44
洲本	48

西側を通るVI型とIV型の台風について、その微小な経路差に注目し、同時生起性を検討する必要がある。そこで、図-6.2 に示すような、東経135.0 から 136.2 度、北緯 34.4～36.4 度の領域（台風資料採取領域）を通る台風資料を作成、採取した。IV型の台風は、概ね北東方向に進行することから、当該領域を通過する台風を採取し、台風と大阪湾との相対距離を調べることで、台風経路の差異を把握することができる。

台風資料は、確率的台風モデルを用いた10000年の再現計算によって作成した。作成した条件は、第5章で述べたとおりである。

表-6.2 は、確率的台風モデルによって作成した資料台風の総個数と、台風資料採取領域を通過した資料台風の採取個数をまとめたものである。当該領域を通過する台風は、3488 個で、その出現率は、全体の約 1.3%である。年平均で言えば約 0.35 個、約 3 年に 1 回は、当該領域を通過する台風が出現することを意味する。

図-6.3 から 6.5 は、作成した台風について、その諸元の出現特性を把握するために、諸元ごとにその相関を調べた散布図である。図-6.3 から 6.5 は、それぞれ中心気圧と進行速度、中心気圧と進行方位、進行速度と進行方位をまとめたものである。図中の実線は、線形近似直線であり、 R^2 は相関係数の二乗の値を示している。また、表-6.3 に、これら 3 諸元の相関係数を、表-6.4 に平均値をまとめた。

表-6.3 を見ると、各諸元とも相関係数は小さく、諸元同士の依存性は少ないものと言え、確率台風モデルを作成した際に設定した仮定と同じ結果が得られている。図-6.3 から 6.5 の散布図を見ても、進行速度と進行方位の平均値付近を中心に広く分布していることがわかる。中心気圧に関しては、1015hPa で散布図が切れていることがわかるが、これは台風が資料採取領域を通過後、消滅したことを示している。図-6.3 の近似直線を見ると、進行速度が大きくなると、中心気圧はやや小さくなる傾向を示している。しかし、出現点の散

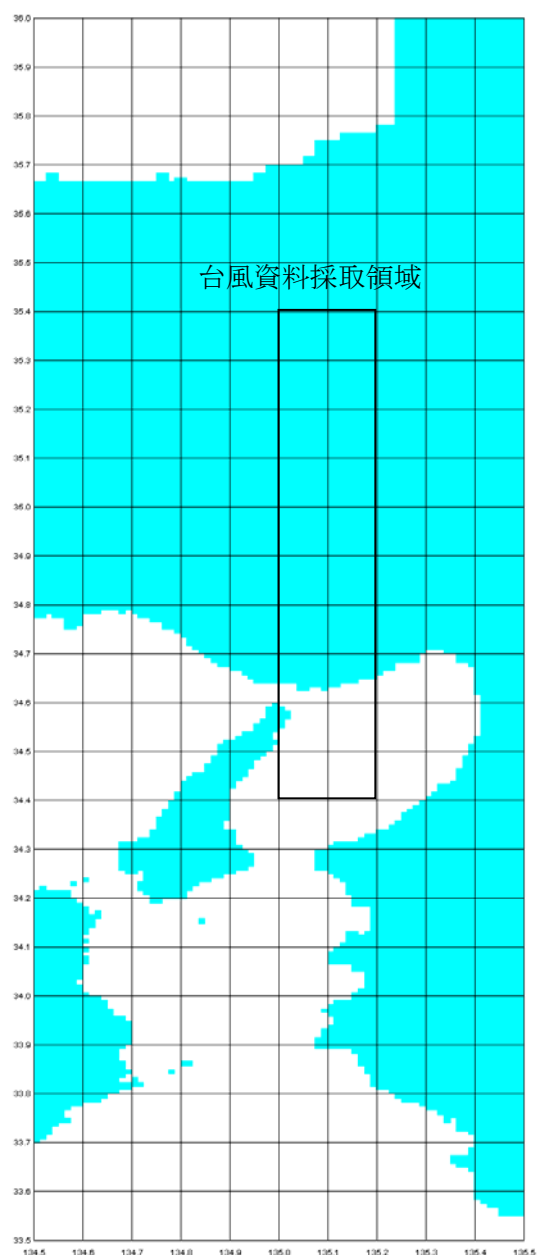


図-6.2 台風資料採取領域

表-6.2 資料台風の個数

資料台風の総個数	領域通過数
267835	3488

布状況は、概ね平均値を中心に円状に広く分布しており、かつ相関係数が極めて小さいことから、モデル化の際の仮定が反映されていることがわかる。図-6.4 と 6.5 では、この傾向が明確で、近似直線も横軸に対してほぼ平行となっている。

以上のことから、これらの相関係数と散布図から、台風諸元は、互いに独立であることが確認できた。

次に、台風経路の差異による台風諸元の出現傾向を把握するため、台風諸元と、大阪湾から台風までの相対距離について散布図および相関係数を調べた。

台風の相対距離の算出においては、大阪湾の中央やや南寄りの、北緯 34.3 度、東経 135.0 度を基準とした。この点と、資料採取領域内の台風位置(経緯度座標)

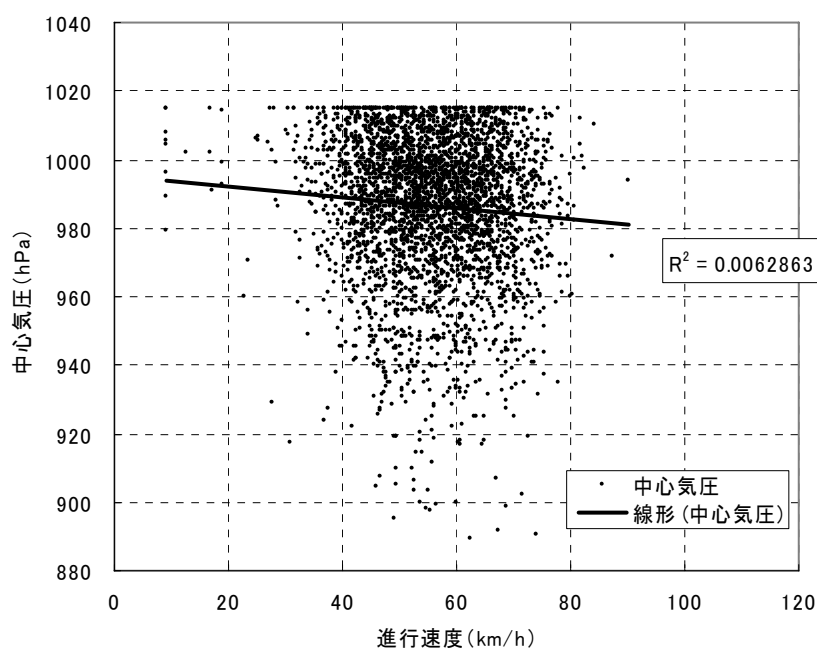


図-6.3 中心気圧と進行速度の関係

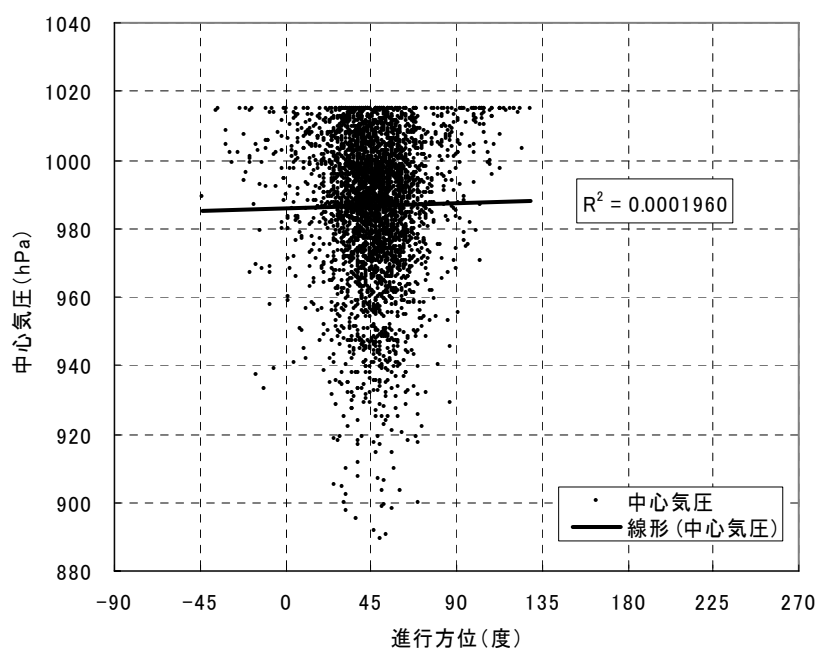


図-6.4 中心気圧と進行方位の関係

表-6.3 台風諸元の相関係数

相関係数	進行方位	進行速度	中心気圧
進行方位	1.0000	0.0012	0.0140
進行速度	0.0012	1.0000	-0.0793
中心気圧	0.0140	-0.0793	1.0000

表-6.4 台風諸元の平均値

諸元	平均値
進行方位	46.96
進行速度	55.78
中心気圧	986.50

から Hubeny の式(式(5.9))を用いて距離を求めた。

図-6.6 から 6.8 は、台風と大阪湾との相対距離と台風諸元の出現状況をまとめた散布図である。図-6.3 から 6.5 と同様に、図中の実線は近似直線で、 R^2 は相関係数の二乗である。また、表-6.5 にその相関係数をまとめた。

図-6.6 は、中心気圧と台風の相対距離の関係である。台風の相対距離の平均値は、53km であったが、図-6.6 では、当該付近に散布状況が集中することもなく、全体的に広く分布している。近似直線は、距離が離れると、中心気圧もやや大きくなる傾向にあるように見える。しかし、相関係数の二乗、つまり直線の傾きはごく小さく、ほぼ横軸に平行となっていることがわかる。従って、台風の中心気圧は、台風経路に依存していないことがわかった。

図-6.7 は、相対距離と台風の進行速度の関係を示したものである。中心気圧と同様、距離が

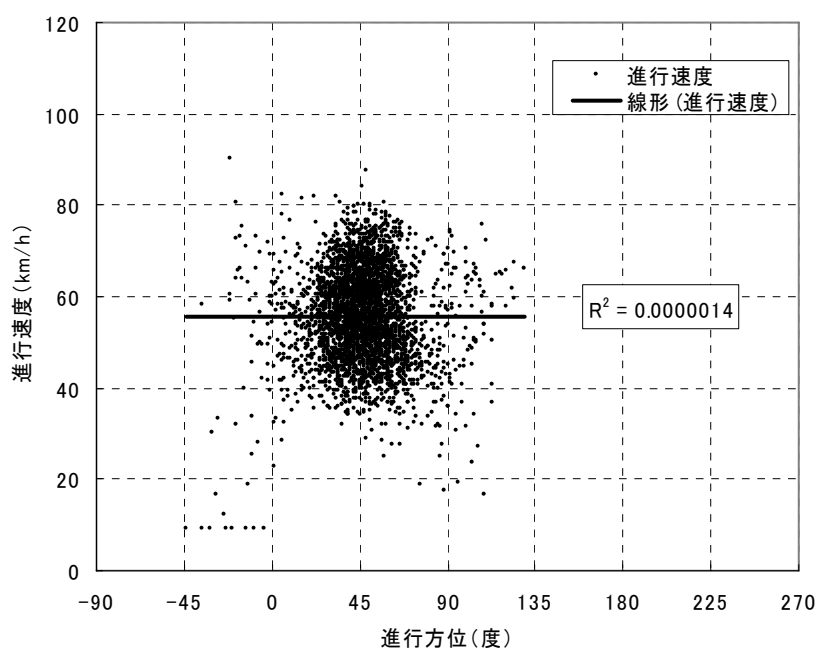


図-6.5 進行速度と進行方位の関係

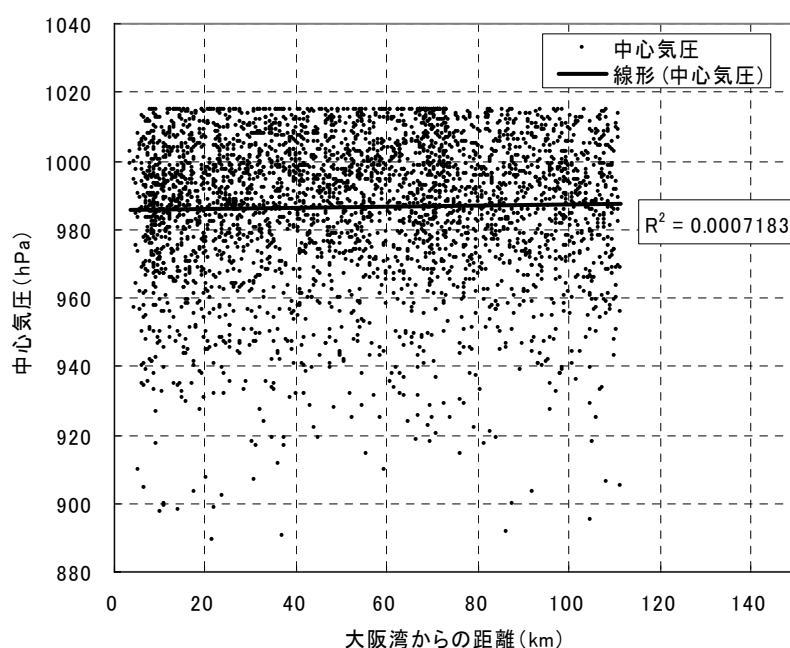


図-6.6 台風の相対距離と中心気圧の関係

表-6.5 相対距離と台風諸元の相関係数

相関係数	距離
進行方位	0.1132
進行速度	0.0856
中心気圧	0.0268

離れると進行速度がやや大きくなっている傾向にあるが、その傾きは極小く、散布状況も進行速度の平均値付近を中心に広く分布していることがわかる。従って、進行速度も相対距離に対し独立であると言える。

進行方位と相対距離の関係を図-6.8に示す。80度以上の進行方位を有する台風が、距離70km付近に集中していることがわかる。また、距離10kmの比較的大阪湾に近い台風の出現数が多いように見える。相関係数は、他諸元に比較すると0.11とやや大きい(表-6.5)、相関係数そのものの数値は小さく、相対距離と進行方位は独立であると言える。

図-6.8において、70km付近に90度以上の進行方位が集中して出現している点の特徴的である。また、90度以上の進行方位(西寄りの

方位)の台風の出現は、この70km付近にしか存在していない。このことから、北から西方向に進行する台風は、大阪湾よりも70km程度北寄りの位置を通過することがわかる。実測の資料においても、北西に進行する台風が散見されていたが、同位置に集中して出現している傾向は見られなかったことから、本モデルの特性と考えられる。なお、当該の北から西寄りの進行方位の出現率は、資料採取領域を通過した台風の総数3488個のうち、約4.38%であった。

以上のことから、台風諸元は、台風と大阪湾の相対距離に対して、ほぼ独立であることがわかつ

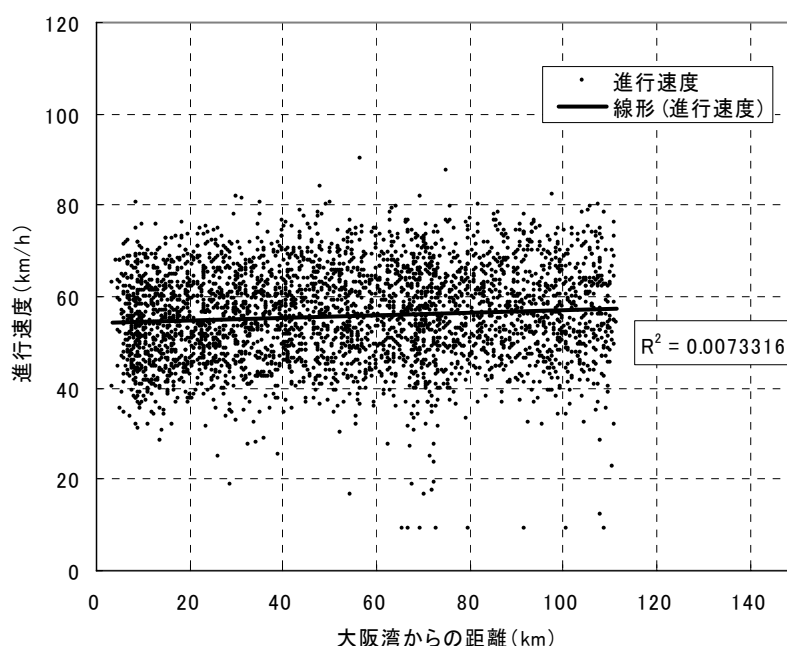


図-6.7 台風の相対距離と進行速度の関係

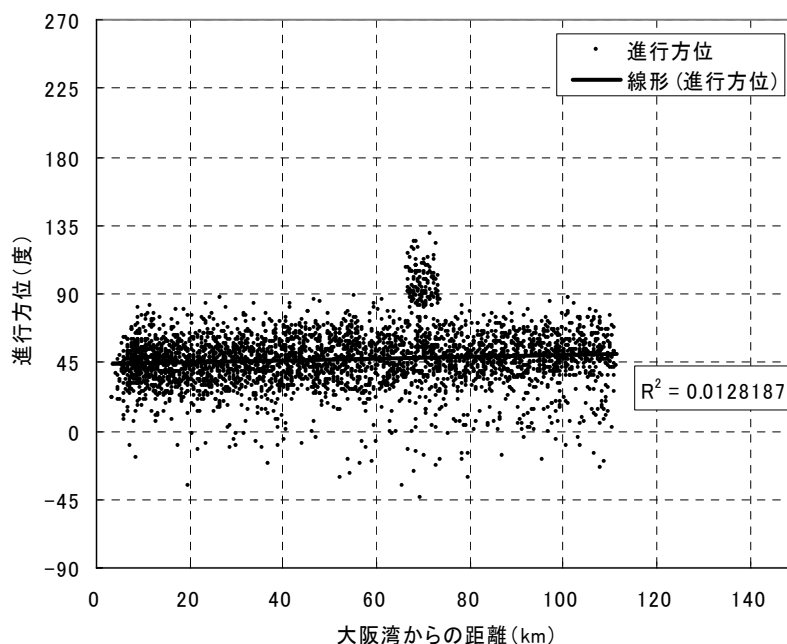


図-6.8 台風の相対距離と進行方位の関係

た。

次に、台風経路別の台風の出
現状況を調べた。相対距離別の
台風の出現率をまとめたものを
図-6.9 に示す。ここで言う出現率
は、資料採取領域を通過した台
風の総数 3488 個に対する割合
である。

図-6.9 を見ると、相対距離
10km で最大の出現率となり、
70km 付近の出現率を除けば、
距離が離れると台風の出現率が小さくなっていることがわかる。これは、進行方位と相対距離の散布図においても確認されていた。

進行方位 90 度以上 135 度以下の台風の出現率について、東寄りに進行した台風だけを抽出
すると、先に述べた通り、西寄りに進行した台風が全体の 4.38%であった。図-6.9 の相対距離
70km の出現率 12%からこの 4.38%を差し引くと約 7.6%となる。

従って、東寄りに進行した台風についてのみ見ると、大阪湾からの距離が離れるほど台風の出
現率は少なくなる傾向にあることがわかった。

また、西寄りに進行する台風は、相対距離 70km 付近に集中して出現し、その出現確率は約
4.38%であることがわかった。

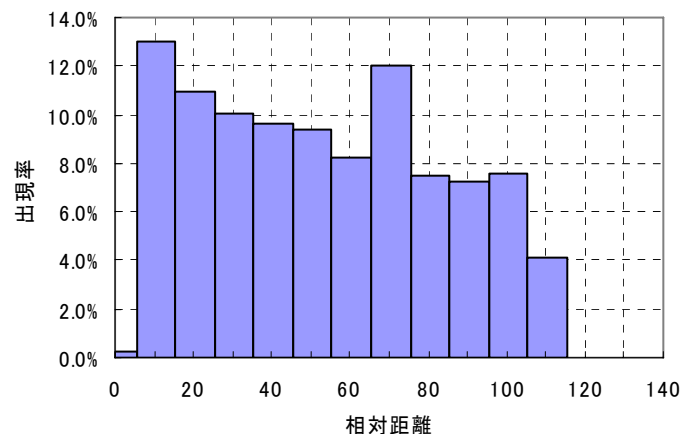


図-6.9 相対距離別の台風出現率

6.1.3 高潮と波浪計算に供する台風資料

高潮と波浪の同時生起時間差を求めるために、高潮と波浪の計算を行うが、台風資料 3488 個全てについて行うことは時間的に実用的ではない。高潮や波浪が大きくなるのは、中心気圧の低い強い風を伴う台風であることから、中心気圧の低い台風を資料の中から抽出することが考えられるが、中心気圧だけで台風を選別すると、台風経路の差異による影響を把握することは困難である。台風経路は、大阪湾との相対距離で把握することはできるが、距離の算出には、資料採取領域内の位置を用いるため、台風の進行方位によっては、大阪湾との最接近距離が必ずしも相対距離に

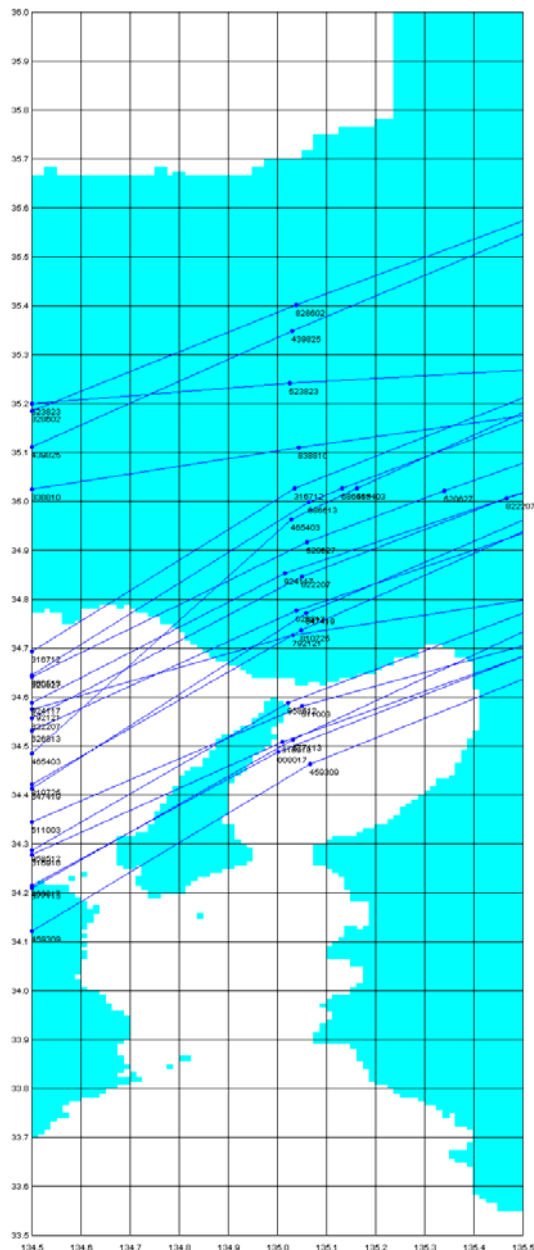


図-6.10 A 型(0~30 度)の台風経路

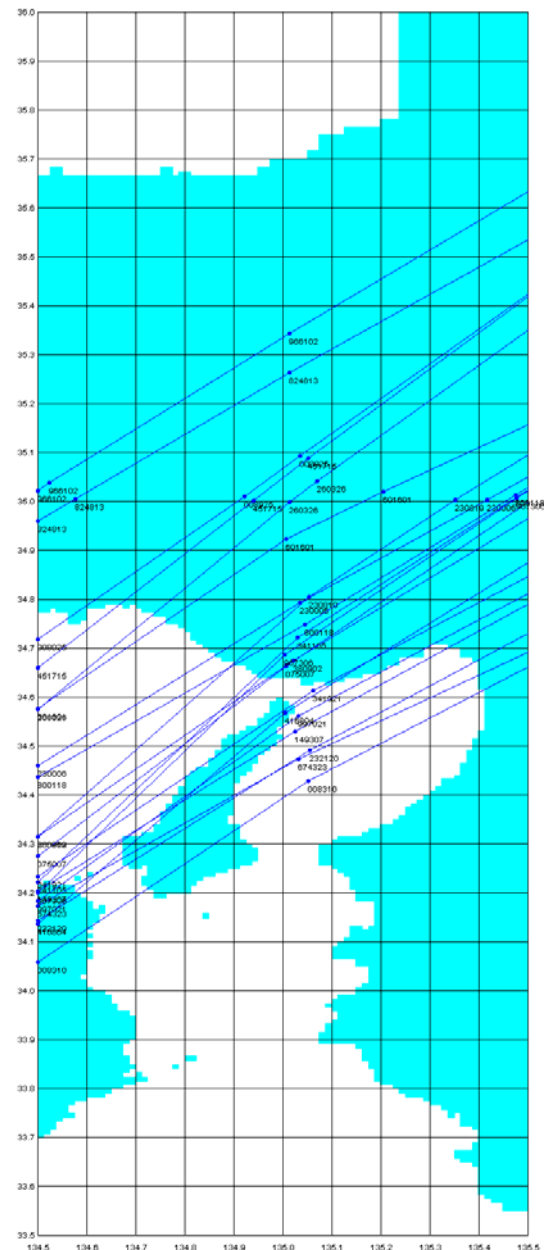


図-6.11 B 型(30~45 度)の台風経路

比例しない。

そこで、台風を進行方位別に4種類に区分し、それぞれ中心気圧が低い順に20個の台風資料を抽出した。進行方位別に区分して相対距離で比較すると、方位が近い台風同士であれば、相対距離がそのまま大阪湾からの位置関係を示すこととなり、台風経路別の比較が可能となる。進行方位の区分は、A型(方位0～30度)、B型(方位30～45度)、C型(方位45～60度)、D型(方位60以上)とした。

図-6.10から6.13は、高潮と波浪の計算に供した台風の経路図を、A型からD型までの進行方位別にまとめたものである。図中の実線が台風経路、数字は台風番号を何れの経路も大阪湾の中

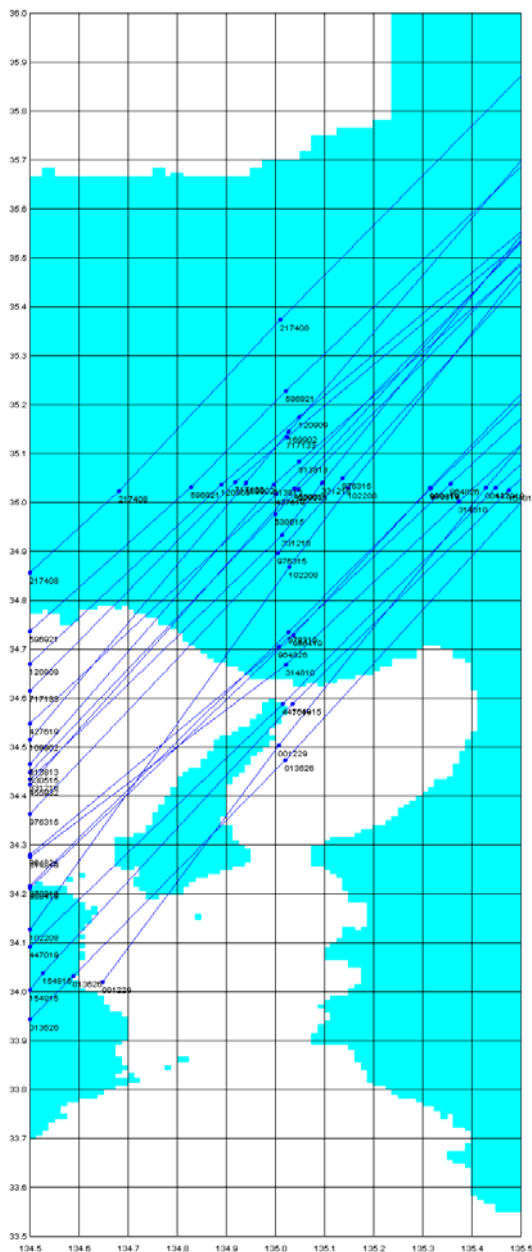


図-6.12 C型(45～60度)の台風経路

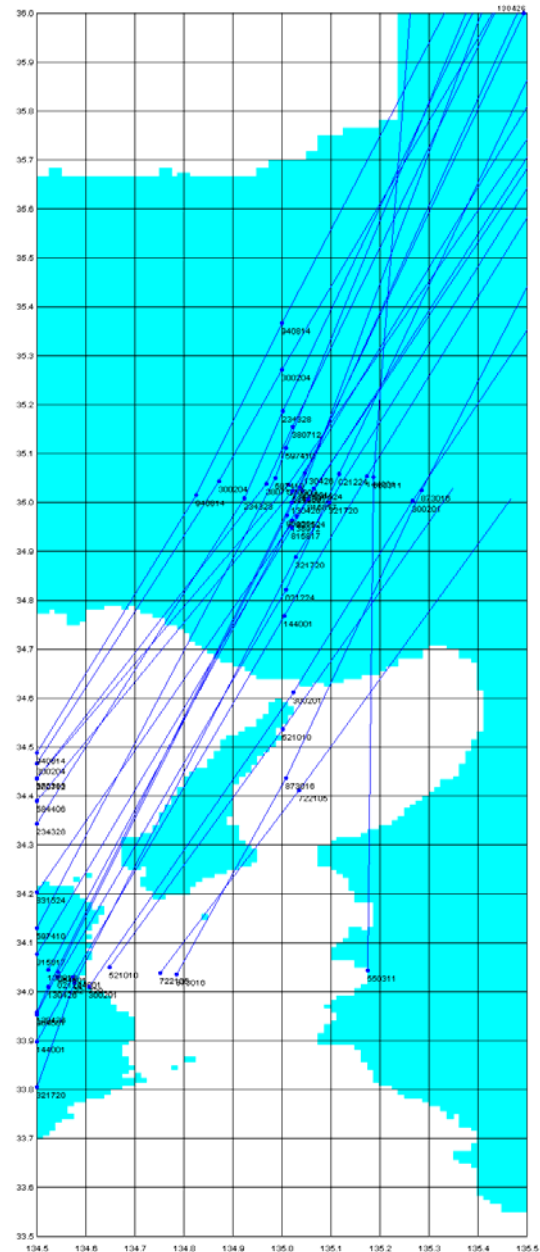


図-6.13 D型(60度以上)の台風経路

央より西側を通過しており、大阪湾に近いところを通る台風から、比較的遠くを通る台風まで幅広く台風を採択していることがわかる。

なお、相対距離の計算に用いた台風の位置は、図-6.10 から 6.13 中の東経 135 度から 136.2 度の範囲にある小さい点で示している。

表-6.6 は、方位別に抽出された台風の資料数と出現率をまとめたものである。なお、ここで言う出現率とは、計算によって得られた方位別の資料数を、作成し台風資料の総個数で除したものである。方位別に言えば、当該領域を通過する台風は、C 型の方位 45～60 度が最も出現率が高い。次で B 型の 30～45 度の方位が多いことがわかる。従って、北東方向に進行する台風の出現率が高いことが理解でき、これは観測値における VI 型台風と同じ経路であることを示している。

また、表-6.7 は、方位別の台風資料の一覧表である。表中の台風番号は、計算で作成した台風の識別番号である。本モデルでは、最初に計算期間(再現年数)を設定し、年ごとに台風を作成している。従って、気象庁における台風番号の付与方法に倣い、年毎に二桁の台風番号を付与して識別番号を設定した。例えば、T828602 は、8286 年目の台風 2 号を意味している。

表-6.6 方位別台風資料数と出現率

型式	方位範囲	総個数	出現率	抽出数
A	0～30度	469	0.1751%	20
B	30～45度	1084	0.4047%	20
C	45～60度	1264	0.4719%	20
D	60度以上	671	0.2505%	20
合計	-	3488	1.3023%	80

表-6.7 を見ると、C 型で最低の中心気圧(889.4hPa)が出現していることがわかる。B 型でも 896.4hPa で C 型に次いで低い中心気圧となっている。従って、方位別で見ると、当該領域を通過する台風は、北東方向に進行する台風について、より低い中心気圧の台風が発生することがわかる。これは、図-6.4 でも示されており、北東方向の 45 度前後の方位において低い中心気圧が生起していることがわかった。

これらの方位別 4 種、気圧順位 20 位までの合計 80 個の台風について、高潮と波浪の計算を行った。

高潮と波浪の計算を行う際に必要な入力情報は、台風の時系列的な諸元情報である。確率的台風モデルで作成した台風情報は、これらの入力情報に合わせた形式で出力されており、そのまま高潮と波浪の計算に供することができる。

ただし、高潮と波浪の計算を台風の発生から消滅まで実施するのは極めて時間がかかるため、計算対象領域に影響が出る時間帯(台風の中心が北緯 30～40 度、東経 130～140 度の範囲にある時間帯)について抽出し、高潮と波浪の計算を行った。従って、台風の進行速度によって、計算時間が変動することになるが、進行速度の速いものでも、実時間で 10 時間以上の計算を行った。

表-6.7 台風資料一覽表

A型 0度～30度					B型 30度～45度				
順位	台風番号	進行方位 (度)	進行速度 (km/h)	中心気圧 (hPa)	順位	台風番号	進行方位 (度)	進行速度 (km/h)	中心気圧 (hPa)
1	T828602	25.3	49.6	905.1	1	T966102	36.9	49.1	895.4
2	T439825	28.1	60.7	918.1	2	T674323	31.8	55.5	897.7
3	T686513	25.6	56.0	918.3	3	T232120	31.4	60.1	899.7
4	T810725	28.6	49.2	919.2	4	T341921	32.2	71.7	902.0
5	T316712	26.7	56.1	928.7	5	T416804	38.3	46.7	907.5
6	T520627	24.5	65.6	931.5	6	T008310	32.4	52.1	909.8
7	T577113	29.8	70.4	934.0	7	T341105	38.1	55.9	911.5
8	T008017	28.5	48.3	935.0	8	T380902	38.3	60.5	916.6
9	T316918	23.5	63.7	935.2	9	T075007	38.5	53.5	917.9
10	T459309	27.3	51.8	935.7	10	T230819	40.4	49.5	919.4
11	T465403	29.8	47.7	938.1	11	T230006	33.0	59.4	922.0
12	T626813	21.0	50.4	938.6	12	T967306	37.9	37.0	923.6
13	T523823	4.8	47.3	940.5	13	T601601	31.2	63.1	925.2
14	T958512	25.8	63.1	940.7	14	T997021	35.1	68.6	927.1
15	T924117	23.5	59.1	941.7	15	T824813	35.3	46.6	927.5
16	T792121	11.1	42.5	941.9	16	T008925	41.8	47.2	929.0
17	T822207	26.3	53.4	943.1	17	T149307	35.1	68.9	929.4
18	T838810	10.4	49.0	945.0	18	T451715	42.9	61.5	929.9
19	T647419	29.3	59.9	946.2	19	T800118	36.5	50.7	930.6
20	T511003	18.3	67.0	947.3	20	T260326	42.2	74.4	931.3
C型 45度～60度					D型 60度以上				
順位	台風番号	進行方位 (度)	進行速度 (km/h)	中心気圧 (hPa)	順位	台風番号	進行方位 (度)	進行速度 (km/h)	中心気圧 (hPa)
1	T154815	50.2	62.6	889.4	1	T234328	69.6	53.6	900.0
2	T980419	52.7	74.0	890.2	2	T521010	60.8	55.0	903.2
3	T120909	46.7	67.5	891.8	3	T873016	70.2	30.9	917.2
4	T001229	56.0	54.9	898.1	4	T584406	64.5	65.1	918.2
5	T447019	51.4	68.9	898.9	5	T380712	69.1	49.6	918.9
6	T013626	52.5	56.4	899.2	6	T370303	61.5	53.5	920.5
7	T596921	50.6	52.5	903.1	7	T597410	72.2	41.7	922.3
8	T217408	52.0	52.7	906.4	8	T130426	69.6	46.4	925.4
9	T314810	48.5	67.0	906.8	9	T321720	63.7	48.6	928.4
10	T331218	57.7	49.5	909.6	10	T550311	87.1	27.8	929.3
11	T813813	48.4	54.2	914.2	11	T964601	70.3	46.9	931.6
12	T976315	54.6	53.1	914.5	12	T144001	64.1	60.8	931.8
13	T978319	50.5	64.6	916.5	13	T138912	73.8	61.9	932.0
14	T717133	46.9	60.3	917.6	14	T300204	65.0	55.3	932.7
15	T964826	48.7	72.7	919.2	15	T940814	67.5	62.1	933.8
16	T169902	55.9	55.8	920.8	16	T831524	62.4	68.1	936.7
17	T427619	52.6	60.9	922.8	17	T815817	63.4	49.4	937.6
18	T530515	52.4	54.6	923.9	18	T300201	63.7	49.4	937.9
19	T102208	58.1	63.4	924.9	19	T021224	69.6	51.5	939.6
20	T455932	54.4	64.8	924.9	20	T722105	60.9	60.9	940.2

6.2 解析手法

6.2.1 高潮解析

高潮解析には、後藤モデルを使用した。後藤モデルおよび高潮の再現性については、2.3 および 3.2.3 で述べたとおりである。

計算領域は、図-6.14に示す大阪湾を含む東経 134.5 度、北緯 33.5 度を始点とする東方 92km、北方 166km の領域である。座標系はデカルト座標系である。一般に高潮計算を行う場合は、計算対象とする海域を広範囲に取る必要がある。¹⁾本研究で対象とする海域は、明石海峡と友ヶ島水道を湾口とする大阪湾であることから、明石海峡側は播磨灘までを考慮した。また、北東方向に進行する台風を計算で使用することから、南風による吹き寄せ効果を考慮し、友ヶ島水道側は紀伊水道および太平洋を含む広範囲に計算領域をとっている。

計算領域の格子間隔は 1000m、計算時間間隔は 6 秒とした。また、風の低減係数は 0.7 としている。高潮計算では経緯度ではなく直交座標系で計算を行うため、図-6.1 で示した大阪湾沿岸の評価地点について、該当する座標箇所について高潮偏差を出力した。

なお、入力すべき気圧場と風速場の計算には、2.2 で述べた台風モデルを用いている。

6.2.2 波浪解析

3.2.4 で述べたように、WAM を用いた波浪場の再現は、波浪発達に関して制限が設けられていることから、本章では第 3 世代波浪推算モデルである SWAN を用いることとした。2.4.2 でも述べたように、SWAN を用いる主な理由は、SWAN が WAM よりも浅海域における波浪計算に対し、より精度が高いからである。

図-6.15 は、SWAN で用いた波浪計算領域を示す。波浪計算は、第 1 領域(北緯 33.5 度、東経 134.5 と北緯 35.0 度、東経 136.5 で囲む領域)について 0.05 度間隔(約 3000m)で計算し、ネスティングにより、第 2 領域(北緯 34.25 度、東経 134.85 度と、北緯 34.75 度、東経 136.45 度で囲む領域)について 0.02 度間隔(約 1200m)で計算した。SWAN における座標系は、経緯度座標系である。何れも計算時間間隔は 5 分で行った。

SWAN では任意の地点について有義波高等の諸元を出力できるが、図-6.1 で示した 60 箇所の評価地点全てを出力するのは、プログラムの構成上困難であった(UNIT 数に制限があるため、60 個の出力ファイルの作成ができなかった)。そこで、有義波高の平面出力(時系列)で得られた結果を有義波高の評価に用いた。

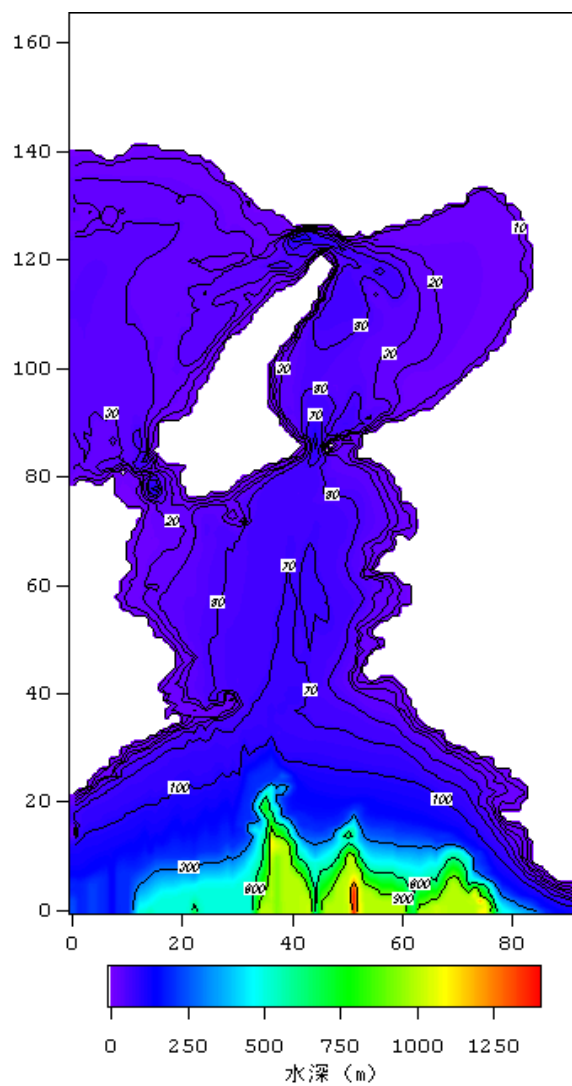


図-6.14 高潮計算領域

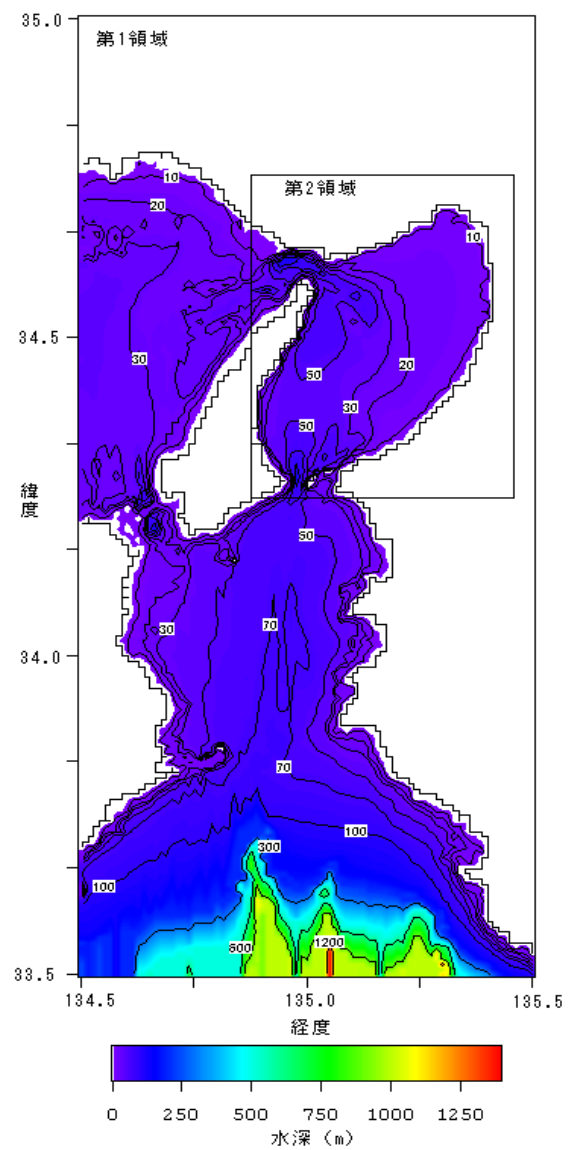


図-6.15 波浪計算領域

6.3 計算結果

6.3.1 対象領域

図-6.16 の(a)から(g)は、表-6.1 の代表地点別に、大阪湾から台風までの距離(相対距離)、中心気圧、進行速度について、高潮偏差の出現状況をまとめた散布図である。図中の黒丸は進行方位 A 型、三角が B 型、白丸が C 型、四角が D 型である。また、表-6.8 は、各代表地点における高潮偏差の、距離、進行方位、中心気圧、進行速度に対する相関係数をまとめたものである。

表-6.8 をみると、高潮偏差の出現値は、全ての代表地点において、中心気圧との相関が最も大きいことがわかる。図-6.16 を見ても、距離や進行速度に比して、中心気圧を横軸にとった散布図では、高い中心気圧になれば高潮偏差の出現値が小さくなり、気圧が低いと高潮偏差が大きくなる。

高潮偏差は、気圧による吸い上げと風による吹き寄せによって生起する。特に吸い上げ効果は、中心気圧が低ければその分吸い上げによる水位上昇が大きくなる。従って、表-6.8 に示されるように、各地点とも高潮偏差が台風の中心気圧に対し、他の台風諸元よりも大きな相関を持つことは理解できる。

次いで相関の高い進行速度については、速度が大きくなればより大きい高潮偏差が生起していることが分かる。台風風速場のうち場の風は、台風の進行速度に依存することから、台風の進行速度が大きくなれば、台風の進行方向に対して右側の半円(危険半円)の風速は大きくなる。特に B 型や C 型(図-6.16 中△と○)では、それが顕著であった結果と言える。B 型と C 型は、ほぼ北東方向に進む台風であり、大阪湾北部湾奥に最も影響があると考えられる南西風の風向きと同じであるからである。従って、大阪湾は台風の進行に伴って、危険半円の直接影響下に入ることになり、特に大きな高潮偏差が出現したものと考えられる。

次に、各地点別に高潮偏差と台風諸元の関係を調べた。

1) 舞子(図-6.16(a))

台風と大阪湾の相対距離の図(図上段)を見ると、舞子や神戸に比較して横軸に対しほぼ平行に分布していることがわかる。表-6.8 の舞子と相対距離の相関係数を見ると、-0.117となっており、相関係数は小さいが、負の相関(距離が大きくなると高潮偏差が小さくなる)を持っていることがわかった。

中心気圧との関係は、先にも述べたように他の台風諸元と比較して特に大きな負の相関を示していることがわかる。この図を見ると、舞子において、2m 以上の大きな高潮

表-6.8 高潮偏差と台風諸元の相関係数

相関係数	距離	進行方位	中心気圧	進行速度
舞子	-0.117	0.161	-0.805	0.463
神戸	-0.273	0.089	-0.802	0.481
西宮	-0.304	0.063	-0.793	0.500
大阪	-0.361	-0.009	-0.765	0.545
貝塚	-0.365	-0.041	-0.744	0.565
住吉崎	-0.281	-0.020	-0.746	0.575
洲本	-0.202	0.009	-0.737	0.602

偏差を生起させる台風は、中心気圧 910hPa 以下の B, C, D 型の台風であることがわかる。逆に言えば、A 型の進行方位 (ほぼ東向き) を持つ台風では、2m を超えるような大きな高潮偏差が生起しないことがわかった。

進行速度に関しては、ばらつきがあるものの、図面上右上がりに分布していることから、正の相関を示していることがわかる。特に 2m 以上の高潮偏差が生起しているのは、進行速度 70km/h 前後の B, C, D 型である。

以上のことから、舞子では、中心気圧 910hPa 以下で、進行速度 70km/h 程度の A 型以外の進行方位を持つ台風について、2m 以上の大きな高潮偏差が生起することがわかった。

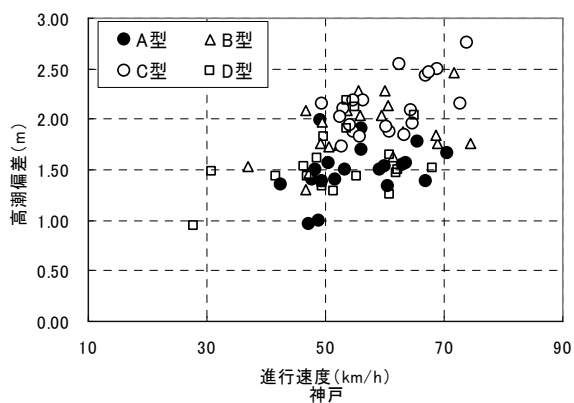
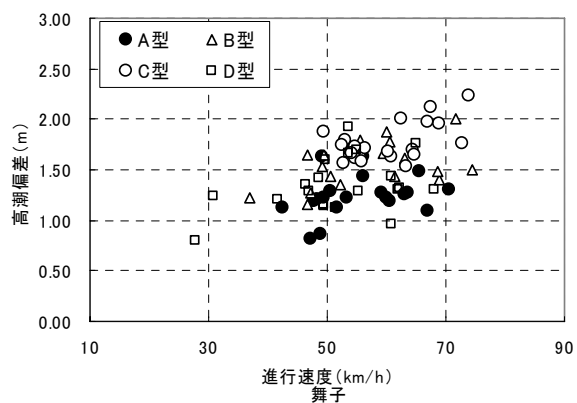
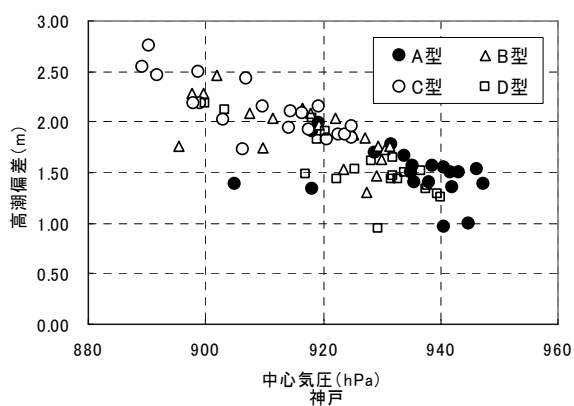
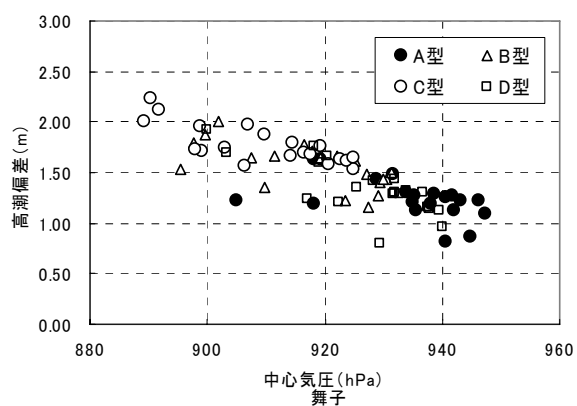
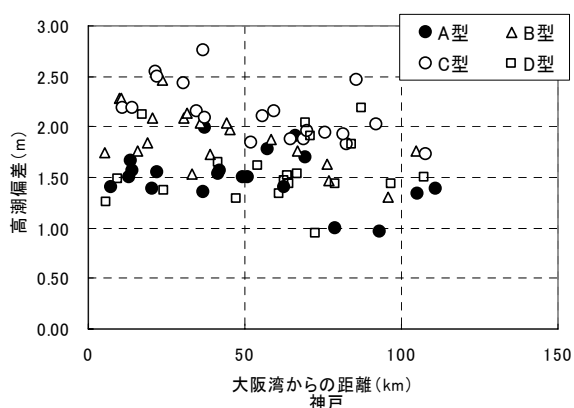
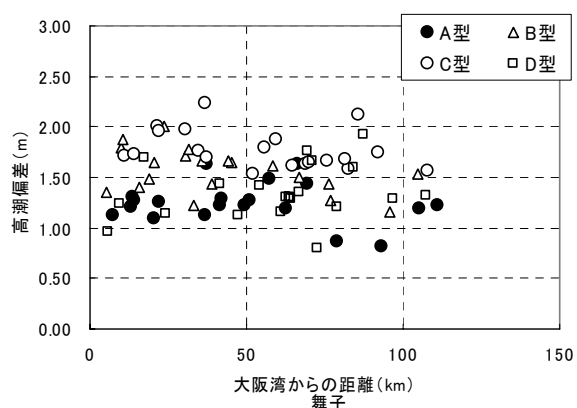


図-6.16(a) 高潮偏差の比較 (舞子)

図-6.16(b) 高潮偏差の比較 (神戸)

また、大阪湾と台風との相対距離についてはほぼ独立の関係にあることがわかった。

2) 神戸(図-6.16(b))

大阪湾と台風の相対距離の図(図上段)を見ると、舞子同様にばらつきがあるものの、距離が大きくなると高潮偏差もやや小さくなる傾向にあることがわかる。

中心気圧との関係(図中段)では、負の勾配を持つ分布傾向にあることがわかる。特に舞子よりも高い中心気圧(920hPa以下)でも2m以上の高潮偏差が生起することがわかる。ただし、これらの2m以上の高潮偏差を生起させる台風の進行方位に注目すると、何れもA型以外の台風で大きな高潮偏差が出現する傾向にあることがわかり、この点については、舞子と同様な傾向にあることがわかる。なお、高潮偏差の最大値は約2.7mであった。

進行速度(図下段)については、50km/h以上の進行速度でA型以外の台風について、2m以上の高潮偏差が生起していることがわかる。

また、舞子と比較すると、50cm以上大きな高潮偏差が出現しており、神戸は舞子に比して大きな高潮偏差が出現していることがわかる。これは、神戸が舞子よりも大阪湾奥側に位置している地理的な影響によるものと考えられる。

以上のことから、2m以上の大きな高潮偏差を生起させる台風は、920hPa以下で進行速度50km/h以上のA型以外の台風であることがわかった。なお、相対距離との関係は、相関係数は-0.273と小さいものの、距離が離れると高潮偏差がやや小さくなることがわかった。

3) 西宮(図-6.16(c))

大阪湾と台風の相対距離と高潮偏差の関係を示した図(図上段)を見ると、ばらつきがあるものの、距離に比例して高潮偏差が僅かながら小さくなる傾向にあることがわかる。

中心気圧との関係(図中段)は、舞子、神戸と同様に、中心気圧が低いほど高潮偏差が大きくなる傾向にあることがわかる。また、2m以上の高潮偏差は、930hPa以下の台風で生起しており、神戸よりも高い中心気圧でも大きな高潮偏差が生起することがわかる。なお、進行方位については、A型の台風についても2個2m以上の高潮偏差を生起させた台風が確認できるが、概ねA型以外の進行方位の台風について大きな高潮偏差が生起していることがわかる。また、神戸よりも最大で約10cm程度大きな高潮偏差が出ているが、神戸より西宮は湾奥に位置している地理的な影響によるものと考えられる。

進行速度については、45km/h以上の進行速度において2m以上の高潮偏差が生起していることがわかる。舞子、神戸に続き、より遅い進行速度でも2m以上の大きな高潮偏差が生起することがわかった。

以上のことから、西宮において2m以上の高潮偏差を生起させるのは、930hPa以下、進行速度45km/h以上、A型以外の台風であることがわかった。

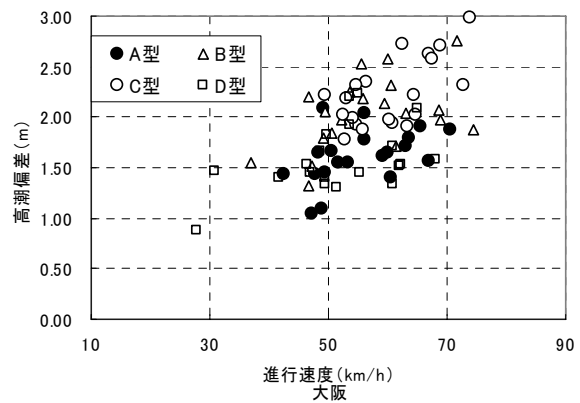
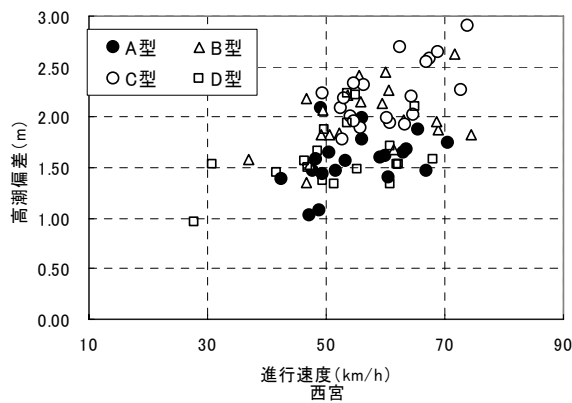
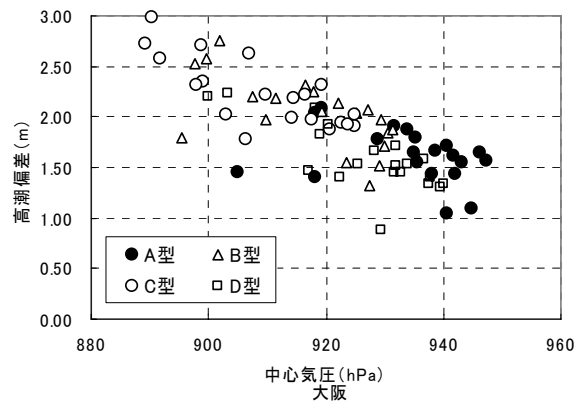
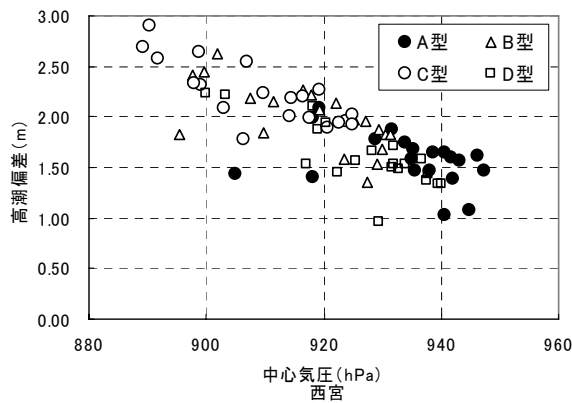
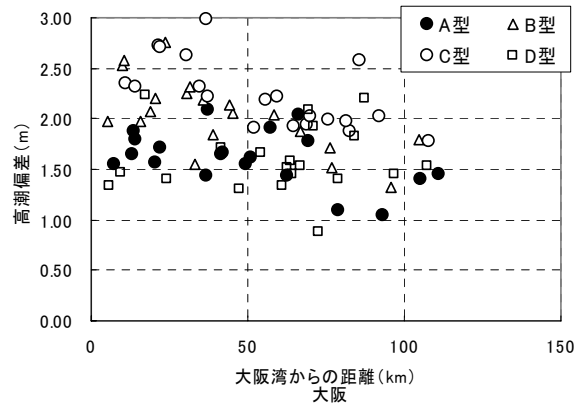
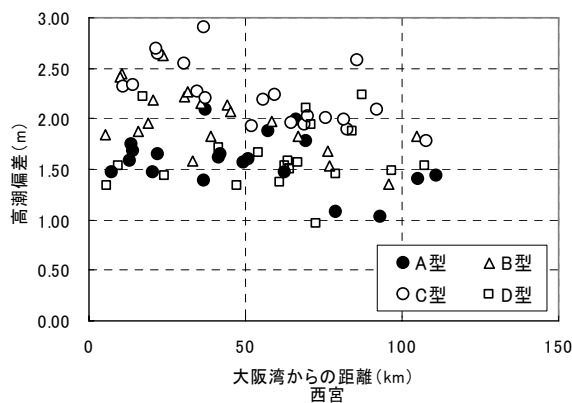


図-6.16(c) 高潮偏差の比較(西宮)

図-6.16(d) 高潮偏差の比較(大阪)

4) 大阪(図-6.16(d))

図上段の相対距離と高潮偏差の関係は、西宮や神戸と同様にばらつきがあるが、距離が大きくなることでやや高潮偏差が小さくなる傾向にあることがわかる。特に方位別に見ると、黒丸印のA型や白丸印のC型などでその傾向が理解できる。

中心気圧と高潮偏差の関係(図中段)においても、神戸や西宮と同じような傾向にあることがわかる。西宮と大阪との位置関係は、湾口から言えばほぼ同じような湾奥部に位置していることから、西宮における高潮偏差の値と比較して大きな差はないようである。2m以上の高潮偏差は、西宮と同様に930hPa以上の台風において確認でき、進行方位についてもA型以外の方角について大きな高潮偏差が出ていることがわかる。なお、最大で約3mの高潮

偏差が出現しているが、これは、各代表地点中最大値を示している。

進行速度については(図下段)、全体的な傾向は西宮に比して顕著な差は見られず、進行速度に比例して大きな高潮偏差が出現していることがわかる。2m 以上の高潮偏差が、進行速度 45km/h 以上で現れている点なども西宮と同じ傾向である。

以上のことから、2m 以上の高潮偏差が出現する台風は、中心気圧 930hPa 以下、進行速度 45km/h 以上の A 型以外の台風であることがわかった。また、出現した高潮偏差は、他の代表地点の中で最大であった。

5) 貝塚(図-6.16(e))

貝塚における台風と大阪湾との相対距離と、高潮偏差の関係図(図上段)を見ると、ほぼ神戸における出現状況と同じ傾向にあることがわかる。ばらつきが大きいものの、相対距離に比例してやや高潮偏差が小さくなる傾向にある。

中心気圧(図中段)や進行速度(図下段)においても、その出現状況は、神戸と比較的同じような傾向にある。

2m 以上の高潮偏差が出現するのは、中心気圧 920hPa 以下、進行速度 50km/h 以上の A 型以外の台風に集中しており、この点でも神戸と同様な結果が得られている。なお、高潮偏差の最大値は約 2.6m である。

貝塚は湾東部、神戸は湾北部に位置しているが、大阪湾の湾口である明石海峡と神戸、および友ヶ島水道から貝塚までの距離は、ともに約 40km 程度で、湾口からの距離はほぼ同位置にある。高潮が南西風によって大阪湾北東部に吹き寄せられていると考えると、湾口からの距離が同じような位置において、高潮偏差の最大値が同程度になることも理解できる。

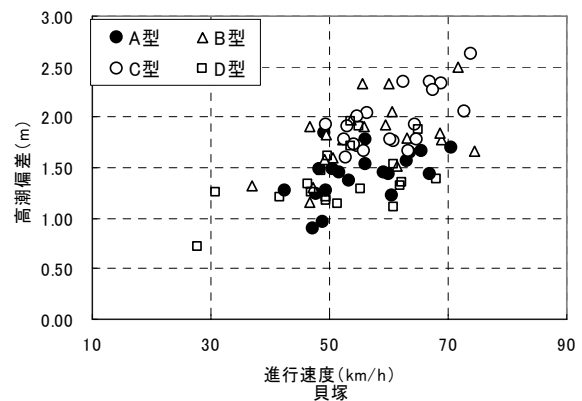
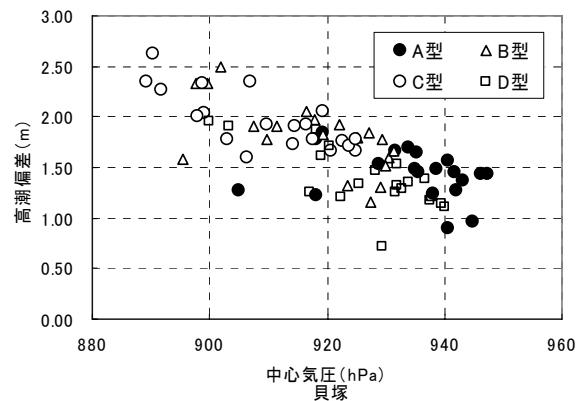
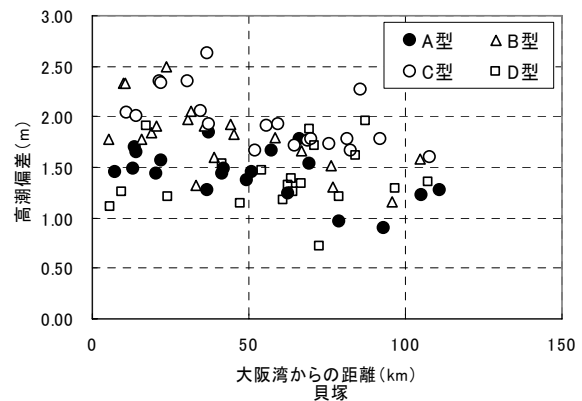


図-6.16(e) 高潮偏差の比較(貝塚)

6) 住吉崎(図-6.16(f))

友ヶ島水道の大阪湾に入っすぐの所に位置する住吉崎では、同じ湾口付近の舞子に比して、相対距離と高潮偏差の関係図(図上段)のばらつきは小さいようである。また、相対距離に比例してやや高潮偏差が小さくなる傾向も見ることができる。

中心気圧(図中段)の分布状況も他地点の分布状況に比べるとばらつきが少なく、中心気圧が大きくなることで高潮偏差が小さくなる傾向にあることがよくわかる。しかし、2m 以上の高潮は 1 件のみである。この時の台風は、中心気圧約 890hPa で、大阪湾から約 40km の付近を時速 73km/h で北東(C 型)に進行している。

高潮の最大値 2.0m と、これまでの北部の各地点よりも 0.3~1.0m 程度小さくなっている。これは、住吉崎が、大阪湾の南側入り口付近にあるためであると考えられる。

進行速度(図下段)については、他地点と同様に進行速度が大きくなると高潮偏差が大きくなる傾向がわかる。2m 以上の高潮偏差が生じた台風の進行速度は、上記の通り、73km/h であった。

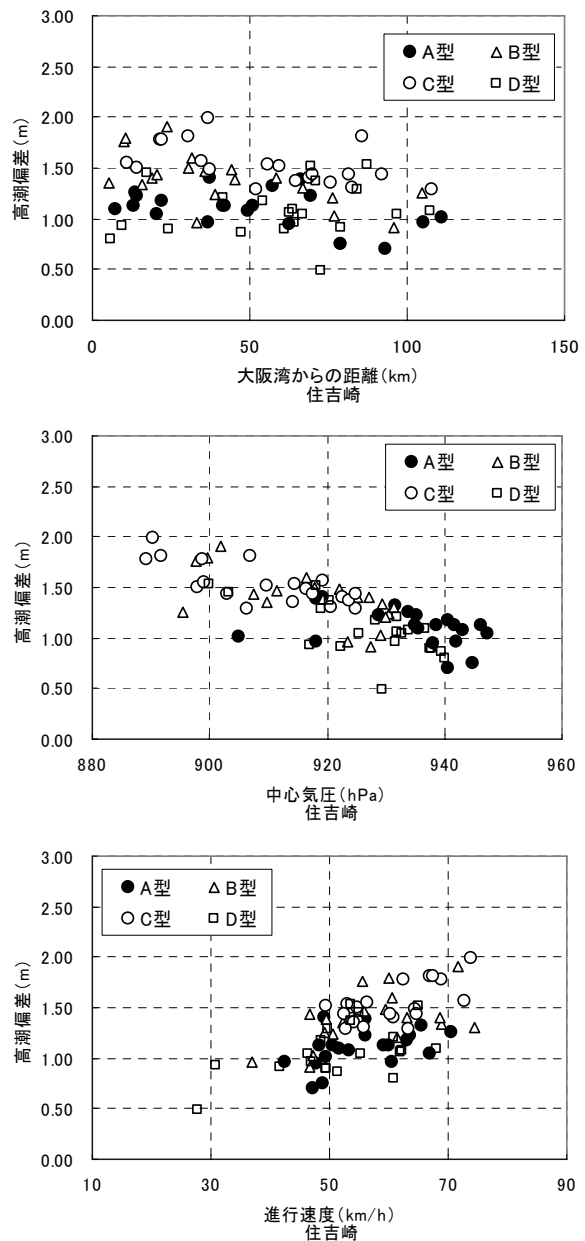


図-6.16(f) 高潮偏差の比較(住吉崎)

7) 洲本(図-6.16(g))

洲本は大阪湾の西岸、淡路島の中央付近に位置し、大阪湾において高潮を生起させる南西風については風上側に位置している。

大阪湾と台風の相対距離と高潮偏差の関係図(図上段)を見ると、やや右下がりに分布している傾向が見られる。また、黒丸印の A 型の進行方位の台風(東向き)の高潮偏差が他の進行方位に比してやや小さいことがわかる。

中心気圧との関係(図中段)では、これまでの他地点と同様に中心気圧が大きくなると高

潮偏差が小さくなる傾向を示している。

高潮偏差の最大値は約 **1.8m** で代表地点中最小であった。

進行速度との関係を見ると、他地点と同様に進行速度が大きくなると高潮偏差も大きくなる傾向にあることがわかる。

洲本においては、**2m** 以上の高潮偏差を生起させた台風はない。しかし、最も大きな高潮偏差を生起させた台風の諸元は、住吉崎においても高潮の最大値を生起させた台風と同じものであることがわかった。

以上のことから、逆説的に言えば、確率的台風モデルによって作成し採取した台風資料の中の限りではあるが、洲本において **2m** 以上の高潮偏差が生起する可能性は否定されと言える。

以上の各代表地点別に見た結果を、表-6.9 にまとめた。表-6.9 は、各代表地点別に、相対距離、中心気圧、進行速度の各台風諸元に対し、相関性(正負)と、高潮が **2m** 以上となる諸元の限界値、進行方位については、高潮が **2m** 以上となる傾向にある進路型式、および高潮の最大値をまとめたものである。

高潮偏差と台風と大阪湾の相対距離の関係は、中心気圧や進行速度の図と比較してばらつきが大きい、各地点とも概ね負の相関を持っていることが分かった。これは、大阪湾と台風の距離が離れれば、中心から遠い分大阪湾上の気圧は大きくなる(気圧偏差は小さくなる)ため、吸い上げによる水位上昇が小さくなることが原因と考えられる。

次に、表-6.9 の中心気圧と各代表地点の高潮偏差についてまとめた結果を見ると、先にも述べたように、中心気圧が大きくなれば高潮偏差は小さくなる傾向(負の相関)は、各代表地点とも同様であることがわかる。一方、**2m** 以上の高潮偏差を生起させる中心気圧の上限値は、各代表地点で異なることがわかる。湾奥の西宮や大阪では、湾口付近の舞子や住吉崎と比較して、**20** から

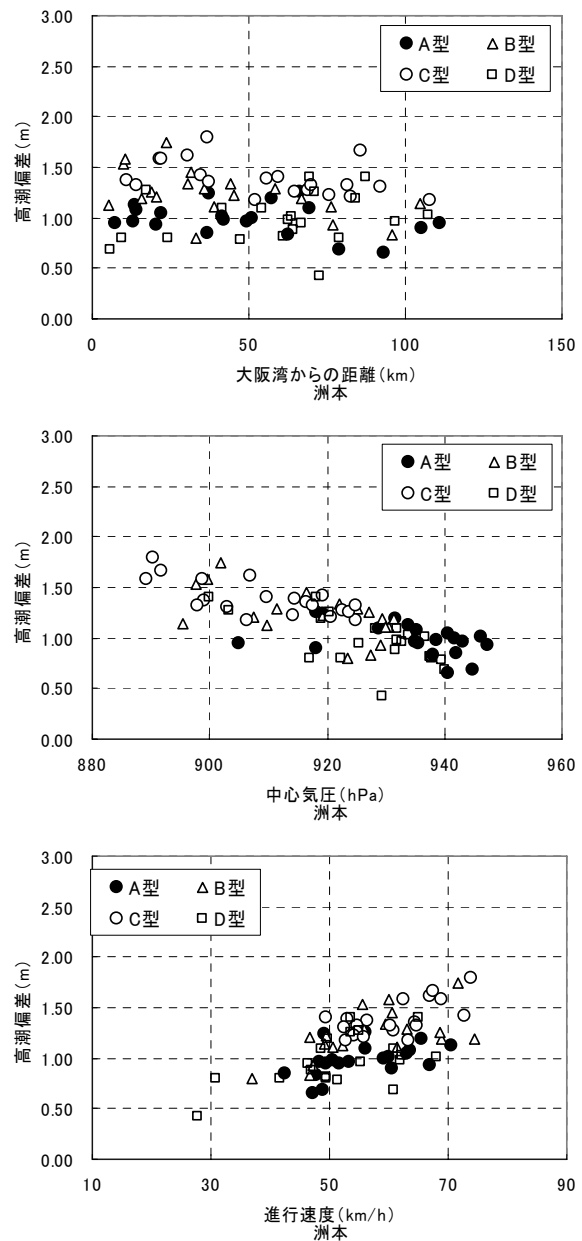


図-6.16(g) 高潮偏差の比較(洲本)

30hPa 程度大きい中心気圧で 2m 以上の高潮偏差が出現している。つまり、湾奥では、より大きな中心気圧(小さな気圧偏差)でも、大きな高潮が生起する傾向にあることがわかった。

また、湾奥部に近い西宮、大阪における高潮偏差の最大値は、それぞれ 2.9m, 3.0m と他地点よりも大きいことがわかる。湾北部の中間点である神戸では 2.8m, 同じく東岸の貝塚では 2.6m であり、湾口の舞子で 2.3m, 同じく南側湾口の住吉崎で 2.0m であった点を考えると、湾奥に近い順に高潮偏差が大きくなっていることがわかる。

湾奥部に近いほど、高潮偏差が大きくなるのは、計算で用いた台風資料は、全て大阪湾中心付近から西側を通ることから、B 型や C 型の台風では大阪湾付近を通過する際、大阪湾上は南西風が支配的となることが原因と考えられる。なお、第 4 章でも述べたように、観測結果においても同様な結果が得られている。従って、湾奥に近い地点ほど、南西風によって生起する高潮偏差、特に吹き寄せによる効果の影響を受けやすいからであると考えられる。

表-6.9 の進行速度と高潮偏差の関係についてまとめた結果を見ると、舞子や住吉崎などの湾口では 70km/h 前後の比較的早い進行速度を持つ台風において、2m 以上の高潮偏差が生起していることがわかる。逆に湾奥に近くなると、神戸や貝塚で 50km/h, 湾奥の西宮や大阪では 45km/h と、比較的進行速度の遅い台風でも 2m 以上の大きな高潮偏差が生起していることがわかる。進行速度が速ければ、場の風も速くなることから、吹き寄せ効果が大きくなることが主な理由であると考えられる。特に進行方位が北東方向の場合、南西風が大きくなるため、湾奥の高潮偏差への影響が大きくなるものと考えられる。

表-6.9 の進行方位と各代表地点の高潮偏差の関係について見ると、各地点とも A 型(図中黒丸 進行方位 30 度以下＝東向き)以外の台風において、2m 以上の大きな高潮偏差が生起していたことがわかる。これは、台風が東向きに進行する場合、風速の強い危険半円に大阪湾が位置する時間が短くなることが主要因と考えられる。例えば、極端な例として、真東に進行する台風を考える。

表-6.9 代表地点別の高潮偏差と台風諸元の関係

代表地点	相対距離		中心気圧		進行速度		進行方位	高潮最大値 (m)
	相関	高潮2m	相関	高潮 2m 以上 (hPa)	相関	高潮 2m 以上 (km/h)	高潮 2m 以上	
舞子	負	－	負	910	正	70	B,C,D	2.3
神戸	負	－	負	920	正	50	B,C,D	2.8
西宮	負	－	負	930	正	45	B,C,D	2.9
大阪	負	－	負	930	正	45	B,C,D	3.0
貝塚	負	－	負	920	正	50	B,C,D	2.6
住吉崎	負	－	負	900	正	73	C	2.0
洲本	負	－	負	－	正	－	C	1.8

この場合、西宮や大阪などの湾奥で大きな高潮偏差を引き起こす南西風は、大阪湾北岸以北を真東に進行する台風でのみ生起し、かつ、その吹送時期は台風が大阪湾に接近する時間帯のみである。従って東向きに進行する台風(A型)では、南西風の影響時間が短くなることから湾奥に対する吹き寄せ効果が減少し、高潮偏差が他の進行方位の台風と比較して小さくなったものと考えられる。

また、A型台風の中心気圧は他の台風が900hPa以下の台風が出現しているのに対して、最低で905hPa、上位20個の平均でも934.2hPaで、他の型(B型:917.7hPa, C型:909.6hPa, D型:926.9hPa)よりも大きくなっている。この傾向は、図-6.4でも示されており、進行方位の平均(46.96度)である北東方向へ進行する台風の中心気圧がより低くなる傾向と同じである。従って、A型の台風は、他の進行方位の台風と比較して、平均で7~25hPa程度大きな中心気圧が出現する傾向にあることから、吸い上げ効果がやや小さくなるものと考えられる。

上記の2点の理由で、A型の台風が大阪湾沿岸において生起させる高潮偏差は、他の進行方位の台風に比してやや小さな値を示したものと考えられる。

なお、各地点において大きな高潮偏差を生起させたC型(進行方位が45度から60度)の台風は、その出現頻度が最も大きく、また中心気圧も低い台風が出現している。

以上のことから、大阪湾における高潮偏差は、大阪湾付近を通過する台風の中心気圧に依存していることがわかった。また、進行速度に対しても速度が大きくなれば、特に北東方向に進む台風(B型やC型)において風速が強くなり、高潮偏差が大きくなることがわかった。

台風が大阪湾よりも距離が離れている地点を通過している台風の場合、大阪湾上の気圧が大きくなり、吸い上げ効果が弱くなることから、高潮偏差は小さくなる傾向にあることがわかった。

進行方位が東寄り(A型)の台風では、進行方位と風向きの関係から、大阪湾上の風速が他の進行方位の場合よりも弱くなり、高潮偏差の値も小さくなることがわかった。

大阪湾沿岸の各代表地点別に高潮偏差を比較した結果、大阪湾の西側を通過する台風に限って言えば、観測結果と同様、台風進行時に大阪湾上で南西風が支配的になることから、湾奥で大きな高潮が生起し、湾入り口や湾西部の洲本などでは湾奥に比して小さな高潮偏差となることがわかった。

6.3.2 有義波高

有義波高についてまとめた結果を図-6.17(a)から(g)に示す。高潮偏差と同様、大阪湾と台風との距離、台風の中心気圧、進行速度別に最大波高の出現状況を散布図として表している。縦軸が有義波高の最大値、横軸が台風諸元である。図-6.17 については、各地点別に分けて後述する。表-6.10 は、最大波高に対する大阪湾と台風の相対距離、台風の進行方位、中心気圧、進行速度別に相関係数をまとめたものである。

表-6.10 を見ると、代表地点の内、大阪湾の湾奥に近い神戸、西宮、大阪の地点においては、大阪湾と台風の相対距離が、他地点については、中心気圧が最も大きい相関係数(絶対値)を示していることがわかる。しかし、全体的に見て、中心気圧と波高との負の相関が顕著であることがわかる。これは、高潮偏差の場合と同様、中心気圧が小さくなる(気圧偏差が大きくなる)と、風速も大きくなることによるものと考えられる。

その一方で、台風と大阪湾との相対距離の関係をみると、各地点ごとに相関係数が大きく異なる。図-6.17 を見るとその傾向を視覚的に見て取ることができる。特徴的なのは、湾北部の各地点において、波高の出現値が 4m 前後に集中しており、その上で、台風と大阪湾の距離に比例して出現波高が大きくなっている点である。この原因としては、南部の 3 地点は、北部の 3 地点よりも台風との距離が離れており、Myers モデルで言うところの台風の最大風速半径外にあたり、波浪発達のエネルギー入力項である風速が、台風と大阪湾の相対距離に比例して小さくなることが考えられる。

一方、北部の各地点は、台風との距離が比較的近く、全て台風の最大風速半径である 60km 以内に位置しており、台風との距離が離れることで、台風の最大風速半径 60km 付近に近づくこととなる。従って、台風との距離が離れることで風速は比例して大きくなり、波高もそれに比例した結果であると考えられる。

これらの原因をより詳細に確認するため、各代表地点別に考察する。

1) 舞子(図-6.17(a))

舞子における有義波高の最大値は、7.5m と、代表地点中最大であった。この原因は、明石海峡西側に位置する播磨灘において南西風によって発達した波浪が、到達したものと考えられる。また、舞子付近の水深は、明石海峡など 50m 以上の深い箇所も多く、砕波などのショアリングの影響を受けずに高波高のまま到達したものと考えられる。図-6.17(a)の上段は、台風と大阪湾との相対距離に対する有義波高の分布状況である。これを見ると、舞子における有

表-6.10 有義波高と台風諸元の相関係数

相関係数	距離	進行方位	中心気圧	進行速度
舞子	0.576	0.308	-0.695	-0.161
神戸	0.725	0.318	-0.489	-0.113
西宮	0.683	0.310	-0.446	-0.107
大阪	0.511	0.341	-0.441	-0.181
貝塚	-0.122	0.089	-0.911	-0.045
住吉崎	-0.014	0.314	-0.872	-0.107
洲本	-0.364	0.691	-0.553	-0.055

義波高は、台風と大阪湾との距離に対し、顕著な比例関係(距離が大きくなると波高も大きくなる)を有していることがわかる。この理由としては、以下のことが考えられる。台風が大阪湾から離れたところを北東方向に進行すると、播磨灘における南西風の吹送時間が長くなり、波浪が発達する。また、逆に大阪湾に近いところを台風が進行した場合、播磨灘における風向きは台風の進行に伴って北向きから東、南へと変動するため、舞子などの北岸へ向かう波浪は、発達しきらずに到達したものと考えられる。

一方、図中段の中心気圧との関係図を見ても、顕著な負の相関を有していることがわかる。つまり、中心気圧が大きくなる(気圧偏差が小さくなる)と、波高は小さくなる傾向にあり、この点では、高潮との関係とはほぼ同様な傾向であることがわかる。高潮の場合と同様に、台風の中心気圧が小さいと、台風内部の風速は大きくなることが要因であると考えられる。

図-6.17(a)の下段図は、進行速度と有義波高の関係を示したものである。これを見ると、顕著な相関性は認められない。つまり、波浪に関しては、進行速度(=場の風)の影響は、それほど影響を受けていないことがわかる。

2) 神戸(図-6.17(b))

神戸における有義波高の最大値は、5.5m 程度であり、湾口部の舞子に比して 2m 程度小さい。特に 3m から 5m の範囲に有義波高の出現が集中している点は、舞子とは異なる傾向である。しかし、台風と大阪湾との相対距離に対する有義波高の関係図(図上段)を見ると、分布状況がやや右上がりの傾向にあることがわかる。つまり、相対距離が大きくなると、有義波高が大きくなる傾向にある。この点では、舞子における傾向と同じである。

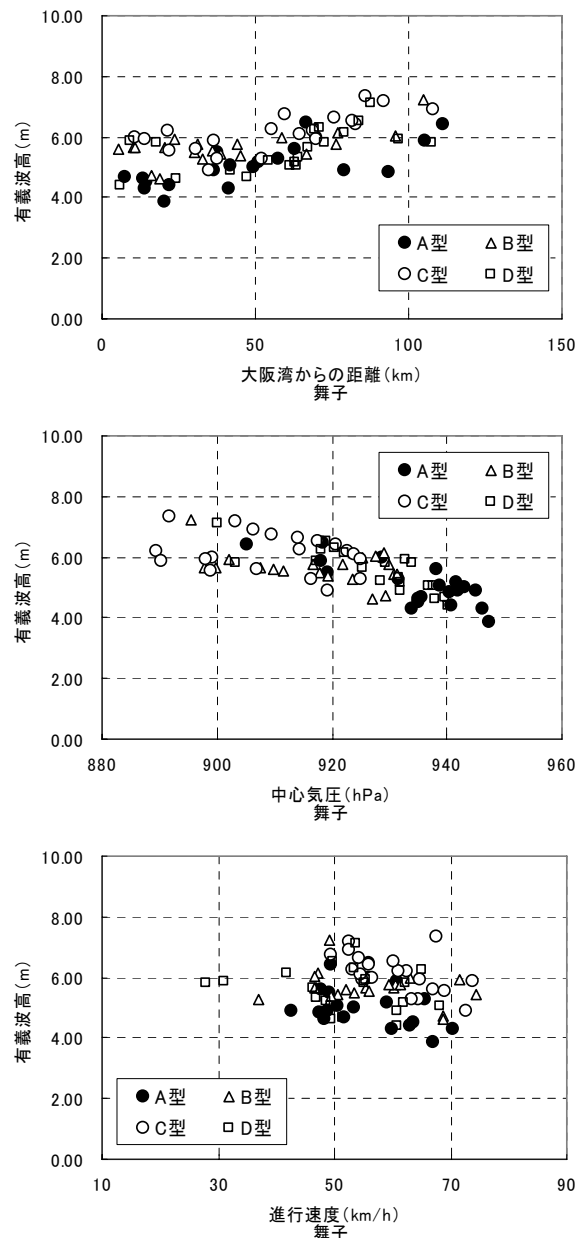


図-6.17 (a) 有義波高の比較(舞子)

一方、中心気圧との関係(図中段)を見ると、中心気圧が大きくなると、やや緩やかではあるが、有義波高が小さくなる傾向が理解できる。

中心気圧の大小は、風速に直接影響するものであり、中心気圧が低ければ気圧偏差も大きくなり、気圧傾度風が大きくなる。従って、波浪も大きく発達すると考えられる。しかしながら、神戸においては、その影響が小さい。

また、進行速度と有義波高の関係(図下段)を見ると、速度に関わらずほぼ一様に分布していることがわかる。つまり、舞子同様、神戸においても有義波高は進行速度による影響が少ないことがわかった。なお、A型の台風については、やや他の進行方位の台風よりも50cm程度小さな有義波高となっていることがわかる。

3) 西宮(図-6.17(c))

西宮では、神戸よりもさらに3mから5m付近の有義波高が集中して出現していることがわかる。

図-6.17(c)の上段図(台風と大阪湾との相対距離と有義波高の関係)を見ると、舞子や神戸と同様、やや右上がりの分布状況であり、相対距離が大きくなると有義波高も大きくなる傾向にあるようである。

中心気圧(図中段)についても、神戸と同様、中心気圧が大きくなると、有義波高がやや小さくなる傾向にあることがわかる。

これら両者の図と、先の神戸の図を比較すると、西宮では神戸よりもさらに有義波高の出現状況がより4m前後に集中しているようである。また、最大波高は約5mとなっている。神戸と西宮の地形的な相違点は、西宮がより水深の浅い湾奥に位置している点である。つまり、神戸よりも、西宮ではより浅海域になっていることから、砕波や海底摩擦の影響から波浪が減衰したものと考えられる。

一方、進行速度との関係は、有義波高4~5mに集中して進行速度に関わらず広く分布

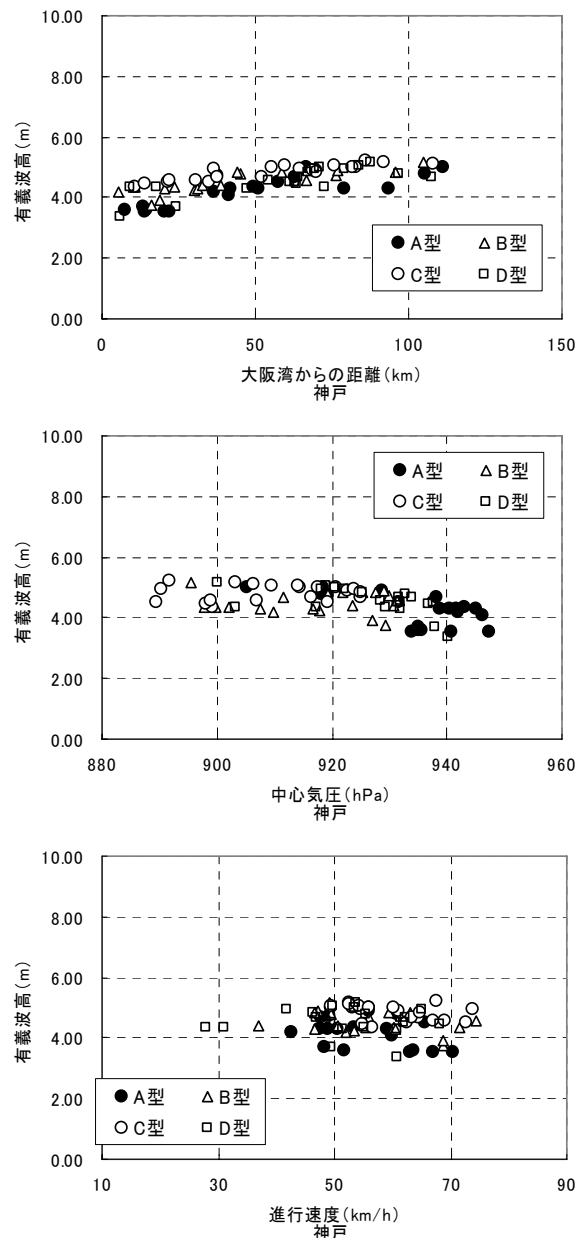


図-6.17(b) 有義波高の比較(神戸)

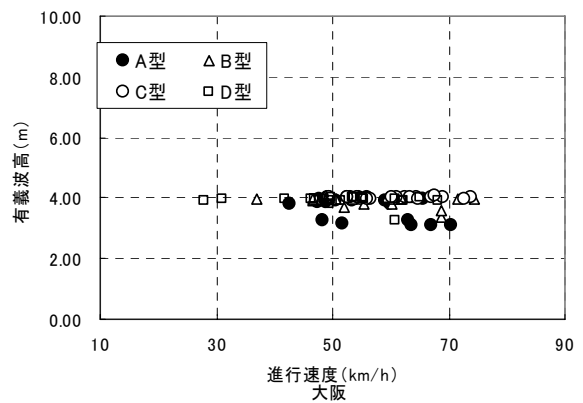
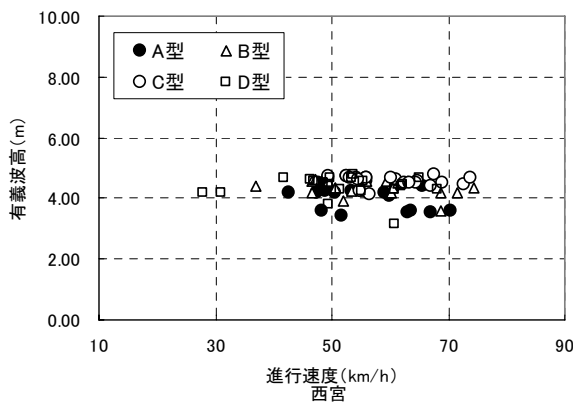
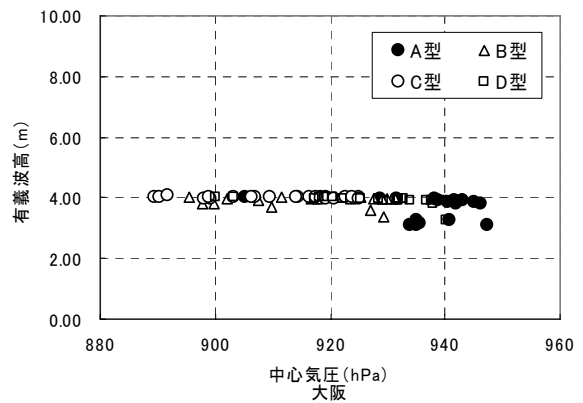
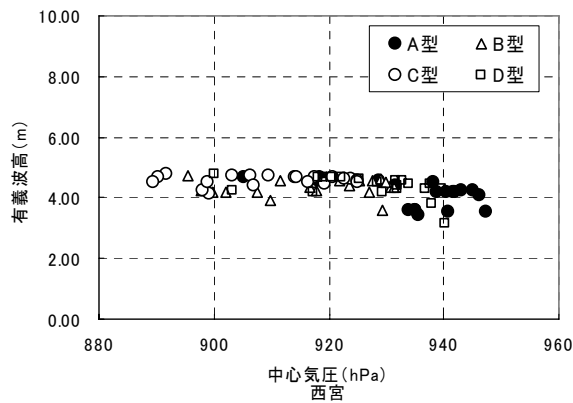
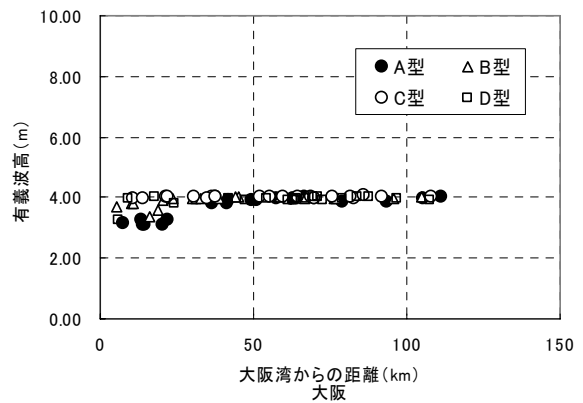
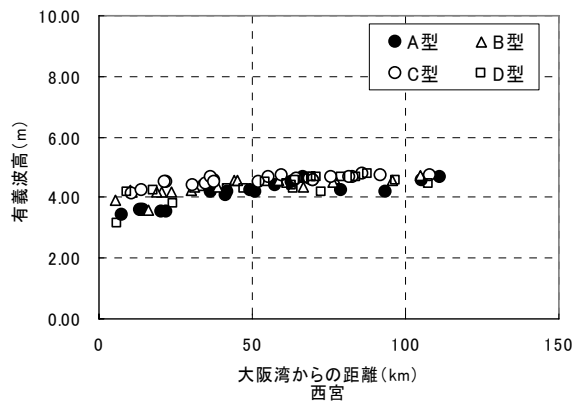


図-6.17(c) 有義波高の比較(西宮)

図-6.17(d) 有義波高の比較(大阪)

しており、西宮においても、有義波高は進行速度の影響が少ないことがわかる。

4) 大阪(図-6.17(d))

図-6.17(d)の図上段、有義波高と、台風と大阪湾との相対距離の関係図および、中心気圧との関係図(図中段)を見ると、有義波高 **4m** に集中して分布していることが顕著に分かる。進行速度との関係図(図下段)についても同様である。西宮や神戸に比しても、その集中度合いは強い。また、**4.5m** を越える波高が皆無である。大阪は大阪湾の最湾奥に位置し、水深も低いことから、砕波などの浅海変形の影響を受けたものと考えられ、波高は最大でも **4m** 程度までのものしか到達しないと考えられる。これらの結果から、大阪の地理的条件下では、

どのような強風が吹いても、有義波高が 4m 以上となる波浪が到達しないものと考えられる。

この点について言えば、湾奥の水深の浅い地点では、到達する波浪に一定の限界値があると言え、舞子などの湾口や湾中部の貝塚など(水深が比較的深い水域)に比べて、来襲波が小さくなるという点で防災上有利であると言える。

5) 貝塚(図-6.17(e))

貝塚における有義波高と台風と大阪湾の相対距離の関係を示した図-6.17(e)の図上段を見ると、大阪よりも多少ばらつきがあるものの、神戸や西宮と同様に、3~5m の有義波高が集中して出現していることがわかる。

その一方で、図中段の中心気圧と有義波高の関係を見ると、有義波高は、中心気圧に対して明瞭な負の相関を持っていることがわかる。貝塚は、大阪よりも南部に位置し、大阪湾中央からの距離も約 20km と、大阪よりも近い。従って、波浪は、4m 程度の限界値になるまでショアリングの影響を受けることなく到達しているものと考えられる。

進行速度との関係(図下段)は、舞子や神戸などの地点と同様、顕著な相関が見られず、有義波高は、進行速度の影響を受けていないことがわかる。

6) 住吉崎(図-6.17(f))

大阪湾南部の湾口に近い住吉崎では、舞子ほどではないが、貝塚や神戸などの比較しても 1m 程度大きな波高が出現している。

また、図上段の相対距離と有義波高の関係をみると、ややばらつきがあり、明瞭な相関を見ることはできない。この点では、湾北西側湾口部の舞子とは異なる傾向にあることがわかる。

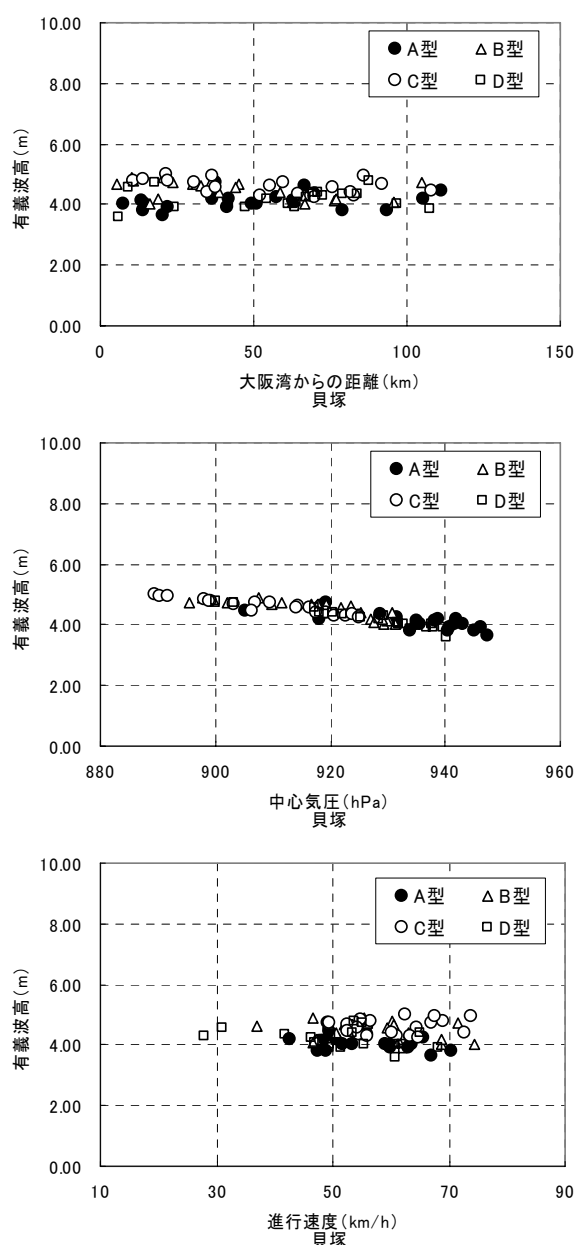


図-6.17(e) 有義波高の比較(貝塚)

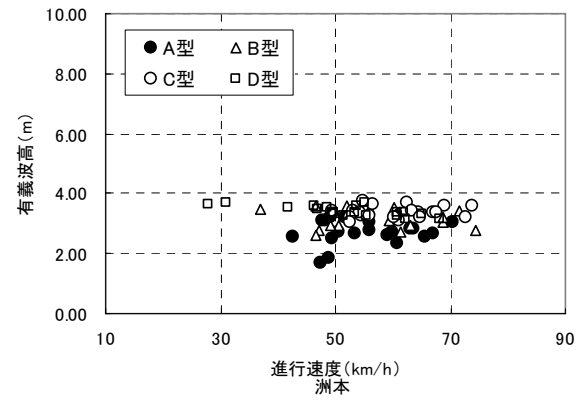
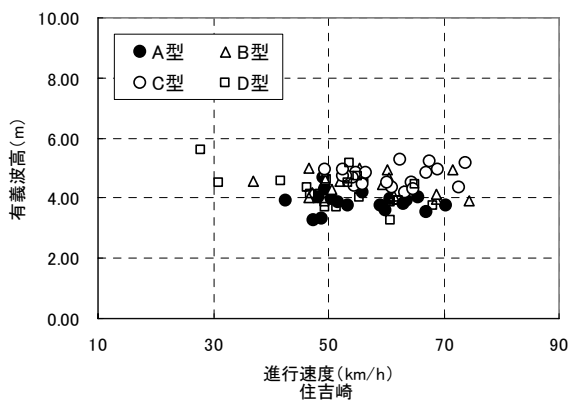
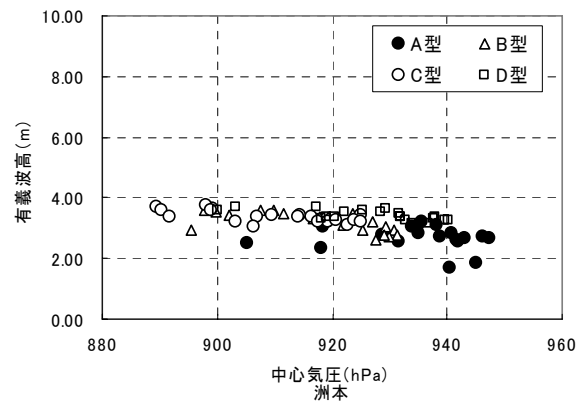
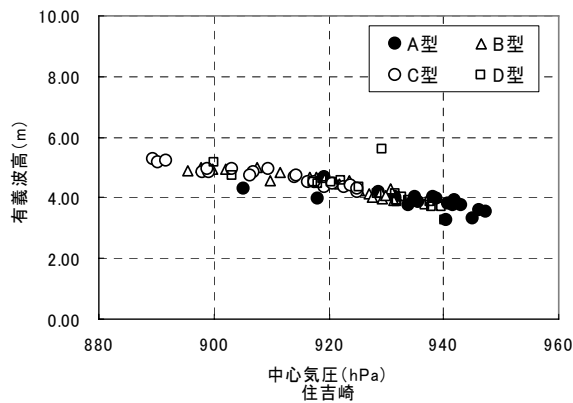
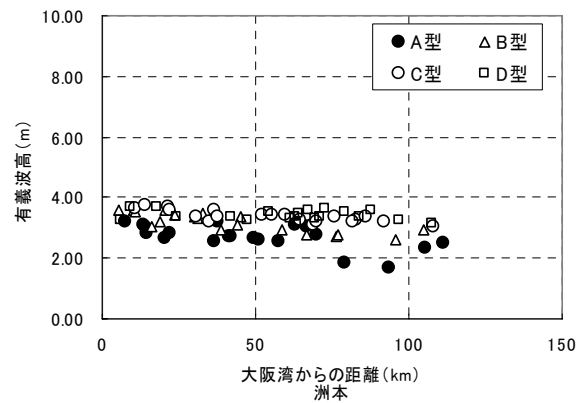
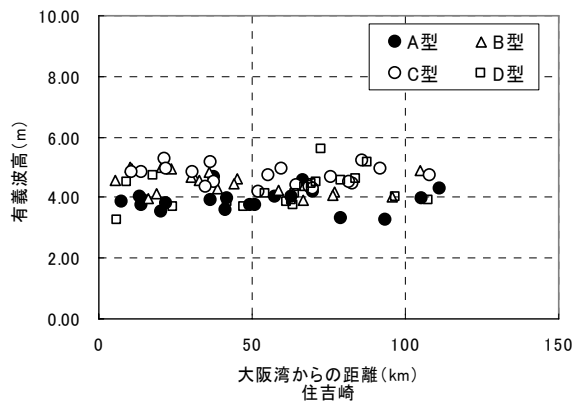


図-6.17(f) 有義波高の比較(住吉崎)

図-6.17(g) 有義波高の比較(洲本)

その一方で、中心気圧との関係(図中段)は、湾北部の各地点や貝塚と同様に、中心気圧に対して有義波高は負の相関を有していることが顕著に理解できる。

進行速度との関係(図下段)は、他地点と同様に顕著な相関を見ることができず、有義波高は進行速度の影響を受けてないことがわかる。

7) 洲本(図-6.17(g))

洲本は、南西風によって発達する波浪に対して、風上側に位置することから、有義波高は最大で **3.9m** と、他地点に比して最も小さい。

図中段の中心気圧と有義波高の関係図を見ると、やや負の相関を有していることがわか

る。一方で、台風と大阪湾との相対距離(図上段)や進行速度(図下段)を見ると、有義波高に対して顕著な影響を示す傾向は見られない。

以上のことから、有義波高と台風諸元との関係について考察した。

舞子以外の地点では、有義波高が 4m 前後に集中して出現する傾向にある。この理由としては、舞子を除く湾内の代表点においては、水深が約 10m 前後の地点であり、発達した波浪は、砕波や海底摩擦の影響により減衰して到達するものと考えられる。この傾向は湾口からの距離が遠い湾奥付近の地点で顕著である。特に大阪のように最湾奥の地点では、有義波高 4.1m 以上の波が生起しておらず、どのように大きな台風が来襲しても出現する最大波高には一定の限界があると考えられる。

なお、大阪湾内においては、最大の吹送距離は約 60km、台風によって生起される 50km/s 以上の強風が大阪湾で吹送する時間は 1 から 2 時間程度ある。この条件において有義波法(SMB法)²⁾から予測される有義波高が 4~5m あることを考えると、神戸などの湾内代表地点において、4m 前後の有義波高が多数出現している点も理解できる。また、舞子においては、播磨灘からの進入波の影響を受けるため、播磨灘を含む海域における強風(50m/s 以上)の吹送時間は、大阪湾のみのそれよりも 1 時間程度長い。従って、SMB 法から予測される有義波高は、7 から 8m となり、舞子で他地点よりも 3m 程度大きな波高が出現していることも理解できる。

表-6.11 は、代表地点別に台風諸元と有義波高の相関(正負について)と有義波高の最大値をまとめたものである。表-6.10 の相関係数の一覧表および上記の各代表地点別に考察した結果と合わせて考えると、有義波高に対して最も影響が大きいのは台風の中心気圧であることがわかる。進行方位および進行速度については、

顕著な相関がなく、有義波高に対する影響が小さいことがわかった。

表-6.11 台風諸元と有義波高の相関と有義波高の最大値(代表地点別)

しかし、台風と大阪湾の相対距離に対しては、舞子から大阪までの湾北部の代表地点では 0.5 以上の正の相関があり、貝塚や住吉崎、洲本では-0.1 から -0.4 の負の相関を有している。これは、湾北部と南部という地理的な影響であると考えられる。湾北部の各地点は、大阪湾の西側を北東方向に進行する台風が各地点に最接近する際、台風の最大風速半径(60km)の内側に位置するが、湾南部の各地点は、逆に最大風速半径外に位置する。台風の風速場は、最大風速半径に近いほど風速が早く、それよ

代表地点	相対距離	中心気圧	進行速度	進行方位	波高最大値(m)
	相関	相関	相関	相関	
舞子	正	負	負	正	7.5
神戸	正	負	負	正	5.5
西宮	正	負	負	正	5.0
大阪	正	負	負	正	4.1
貝塚	負	負	負	正	5.3
住吉崎	負	負	負	正	5.7
洲本	負	負	負	正	3.9

りも内側および外側になると風速は遅くなる。従って、最大風速半径内に位置する湾北部の地点では、台風と大阪湾との相対距離が離れることによって最大風速半径に近づき、風速が早くなる。一方、湾の南に位置する地点では相対距離が大きくなるに従って風速が遅くなる。従って、有義波高は湾北部では相対距離に正の相関を持ち、南部では負の相関を持つと考えられる。

以上のことから、有義波高は、台風の中心気圧と大阪湾からの相対距離に相関があることがわかった。

また、有義波高は、湾奥になるに従って、小さくなる傾向にあることがわかった。特に湾北部の各地点では、有義波高の最大値は**4m**前後に集中して出現する傾向にあることがわかった。なお、有義波高が最も大きいのは舞子の **7.5m**、最も小さい地点は洲本で **3.9m** であった。

6.3.3 高潮と高波の最大値の生起時間差

図-6.18(a)から(g)は、代表地点別に高潮と高波の最大値生起時間差(波高の最大値が生起した時間から高潮偏差の最大値が生起した時間を差し引いたもの)について、大阪湾から台風までの相対距離、中心気圧、進行速度に対する出現状況をまとめたものである。また、表-6.12 には、生起時間差に対する台風諸元の相関係数の一覧を示す。

以下に図-6.18 について、各地点別に詳細に考察する。

1) 舞子(図-6.18(a))

舞子における生起時間差は、最大で110分、最低で-145分である。このうち正の時間差(高波が高潮よりも後に生起した場合)を生起させた台風は、D型の台風に集中している。他の経路やD型の一部の台風は、全て負の時間差を示しており、高波が高潮よりも先に生起したことを意味している。

舞子は、大阪湾北西部の明石海峡付近に位置しているため、台風が四国徳島付近に位置する時期に東から南の風によって生起した波浪が到達したのと考えられる。一方で、高潮が生起する時間帯は、台風が大阪湾に最接近する時期(台風が播磨灘から加古川に上陸する時期)、つまり台風が最も大きな気圧偏差を大阪湾にもたらす時期である。このように考えると、より北向きに進む台風では、先に波高の最大値を向かえ、後から高潮が生起するものと考えられ、負の時間差が生起したものと考えられる。

しかし、一部のD型の台風では、正の時間差が生起している。これは、台風が本土に上陸した後、そのままそれ以上の勢力でさらに北上した場合、大阪湾では南西風が支配的になることから、これによる波浪の最大値を迎え

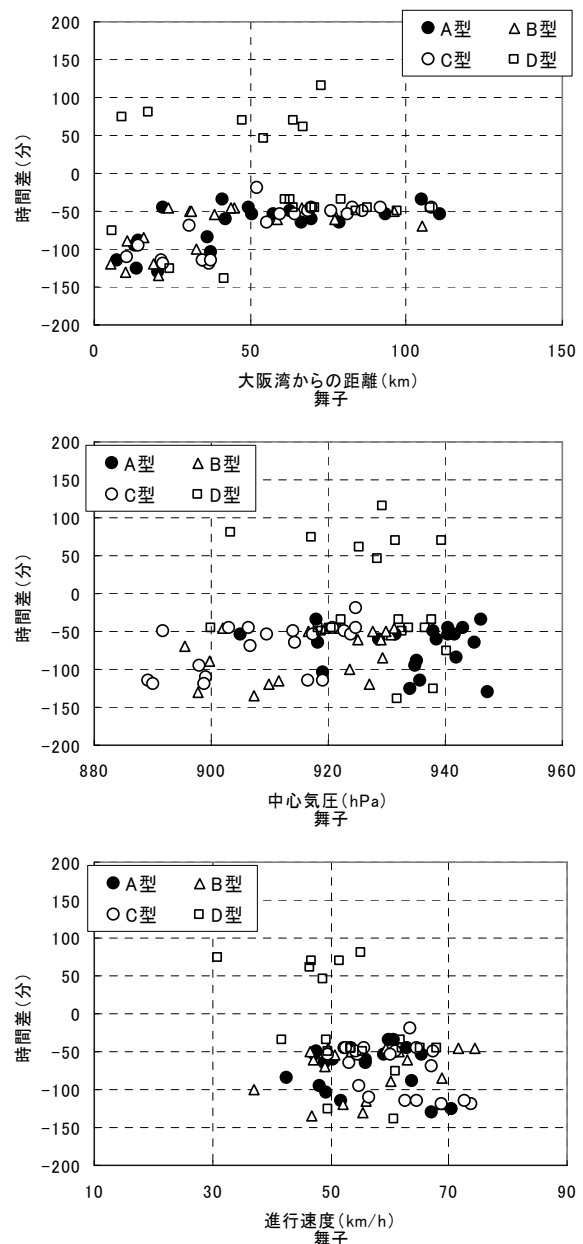


図-6.18(a) 最大値生起時間差(舞子)

たものと考えられる。

図-6.18(a)の図上段は、生起時間差と台風と大阪湾との相対距離の関係を示した図であるが、これを見ると、相対距離が 50km 以上の台風では、ほぼ-50 分の生起時間差を示している。また、相対距離が 50km 未満の台風では、相対距離が短いほど、負の時間差が大きくなっていることがわかる。この理由について図-6.19を用いて説明する。

今、同じ進行速度で北東方向に進行している二つの台風を考える。これらの台風は、それぞれ相対距離が異なる台風であり、相対距離の短い台風 T1 と相対距離の長い台風 T2 を想定する。また、舞子において波高の最大値が生起する時刻を、舞子が台風の最大風速半径に当たる時期 (A 点) とし、高潮の最大値が生起する時刻を、台風が舞子に最も近づく時期 (B 点) と仮定する。

台風 T1 の最大風速半径内 (図-6.19 の大円) に舞子が入る時の T1 の中心位置を T1-A、同様に台風 T2 についても T2-A を定義する (図-6.19 の黒丸)。さら

表-6.12 生起時間差と台風諸元の相関係数

代表地点	距離	進行方位	中心気圧	進行速度
舞子	0.346	0.457	0.155	-0.404
神戸	0.373	0.477	0.256	-0.182
西宮	0.314	0.552	0.113	-0.111
大阪	-0.567	0.124	-0.047	-0.218
貝塚	-0.787	-0.201	0.130	-0.111
住吉崎	-0.425	-0.446	0.001	0.361
洲本	-0.295	-0.389	-0.017	0.799

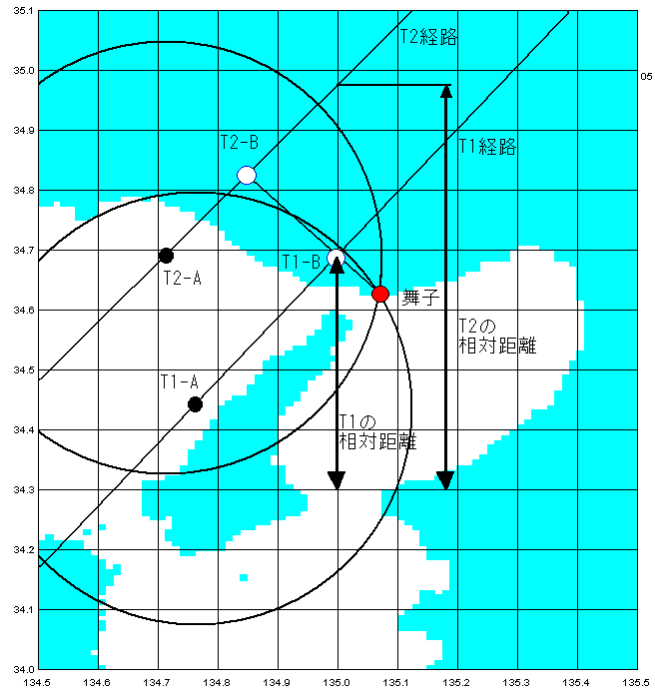


図-6.19 相対距離の相違による時間差の概念図

に、舞子に台風が最も接近した時の台風の中心位置は、それぞれ T1-B、T2-B である。

台風 T1 と台風 T2 がそれぞれの A 点から B 点に移動するためにかかる時間は、進行速度が同じであるため、図-6.19 から明らかなように、台風 T1 の方が台風 T2 よりも長い。従って、高波が生起して (台風の最大風速半径が舞子に当たる時期) から、高潮の最大値を迎える (台風が舞子に最も近づく時期) までの時間差は、相対距離が短い台風 T1 の方が長くなり、相対距離の大きい台風 T2 では短いことがわかる。以上の理由から、時間差と台風と大阪湾の相対距離の関係は理解できる。

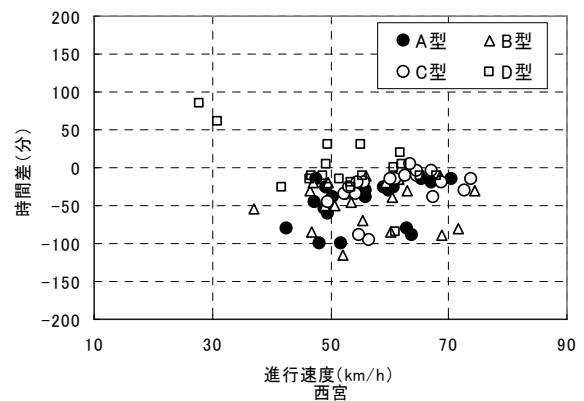
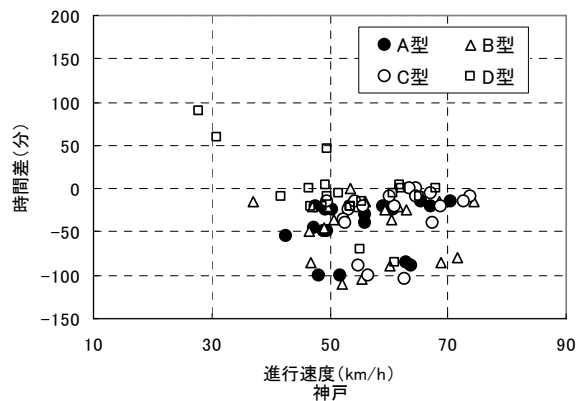
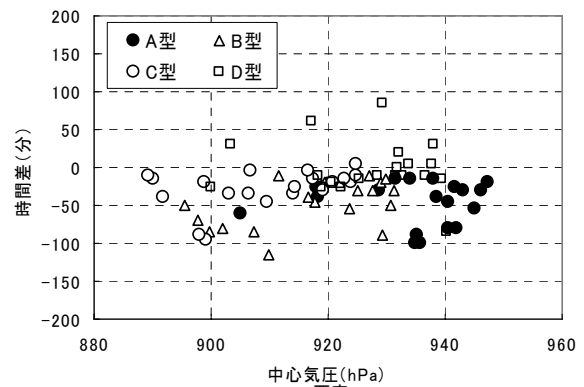
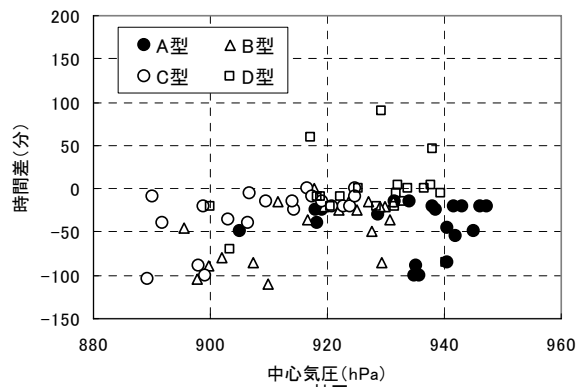
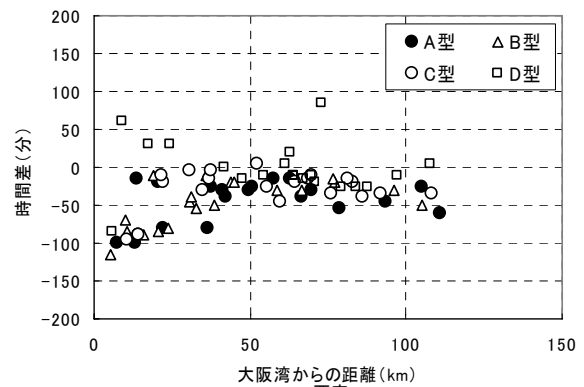
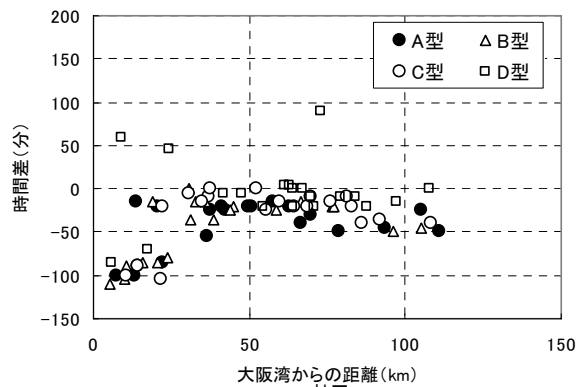


図-6.18(b) 最大値生起時間差(神戸)

図-6.18(c) 最大値生起時間差(西宮)

一方、中心気圧(図中段)と、進行速度(図下段)に関する時間差の関係は、特に顕著な相関性は見ることができず、時間差には影響していないことがわかる。

2) 神戸(図-6.18(b))

神戸における生起時間差は、最大で 90 分、最低で-110 分であった。図-6.18(b) 上段を見ると、-50分前後に集中していた舞子に対し、主に相対距離 40km 以上において、生起時間差が 0 から-50 分に分布していることがわかる。ただし、相対距離 40km 未満では、舞子と同様に負の生起時間差がより大きくなっていることがわかる。

なお、中心気圧(図中段)と、進行速度(図下段)に対する時間差は、舞子と同じように特

に顕著な相関性は見ることができず、時間差には影響していないことがわかる。

3) 西宮(図-6.18(c))

図-6.18(c)と(b)を比較すると、西宮における生起時間差は、神戸のそれと同じような傾向にあることがわかる。時間差の幅についても、-120 分から90分の間に分布しており、神戸のそれと同じ傾向にあると言える。西宮は、神戸よりもやや湾奥に位置しているが、互いの距離は約 10km 程度であることから、高潮や高波の時間的な生起状況は比較的同じ傾向にあるものと考えられる。

南西風によって発達する波浪に対して、風上側に位置することから、有義波高は最大で 3.9m と、他地点に比して最も小さい。

4) 大阪(図-6.18(d))

大阪の生起時間差の出現状況は、神戸や西宮のそれとは大きく異なる。図-6.18(d)上段を見てわかるとおり、生起時間は-35 分から+130 分の範囲にあり、特に相対距離 30km以上では-10 分から+50 分の範囲に集中して分布していることがわかる。また、大半の台風で正の時間差が生起しており、かつ、その分布傾向は負の相関を持つようであり、先の 3 地点と異なっている。

この理由について、図-6.20 を用いて説明する。図-6.20 は、大阪を対象とし、先の図-6.19と同様な、同じ進行方向で相対距離が異なる二つの台風(T1:相対距離が短い台風、T2:相対距離が大きい台風)を想定している図である。図中のT1-AとT2-Aはそれぞれの台風が大阪に最接近した時の位置である。この時に高潮が生起したものと仮定する。

一方、波高については、大阪湾上において南西風が強くなる時期、つまり台風の最大風速半径が大阪湾上にくる時期に最大値を迎えたとすると、図-6.20に示すT1-BおよびT2-B

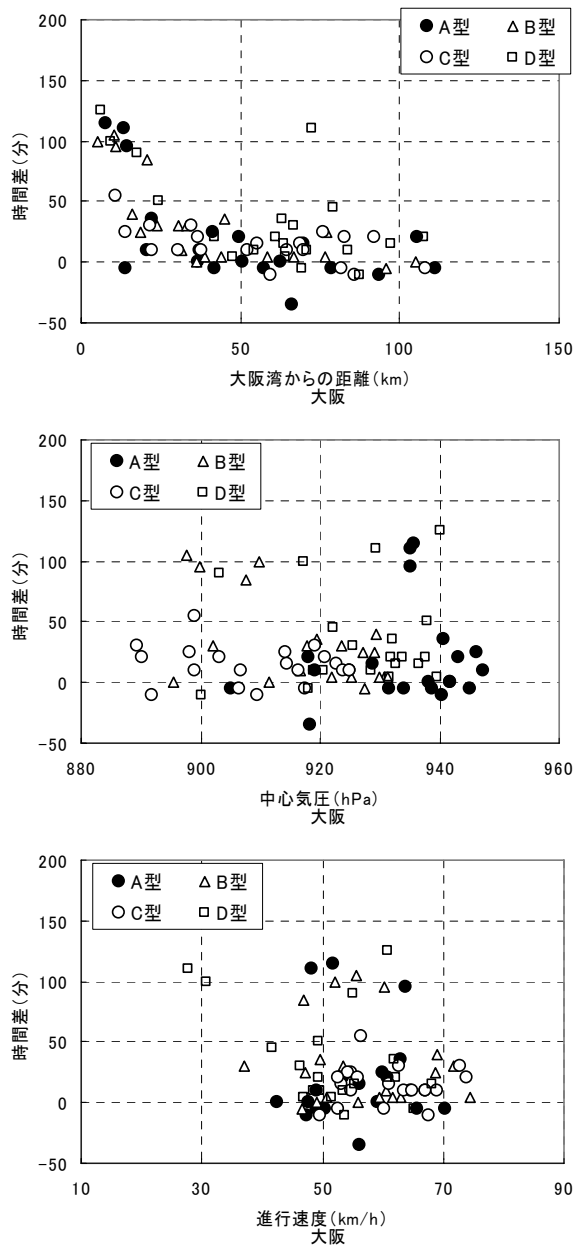


図-6.18(d) 最大値生起時間差(大阪)

の位置に台風が進行した時に波高の最大値が生起したと仮定する。

上記の仮定によると、台風 T1 が T1-A から T1-B へ進行するまでの時間は、台風 T2 が T2-A から T2-B へ移動する時間よりも大きくなり、図-6.18(d) の上段に示すような結果が得られたものと考えられる。

以上のことから、大阪においては、高潮と高波の生起時間差は、相対距離に依存していることがわかった。特に、相対距離が短い(30km 以下)の台風では 50 分以上のやや大きい正の時間差となり、大阪湾からの相対距離が 30km 以上の台風では、生起時間差が 0 分から 50 分以内となることがわかった。

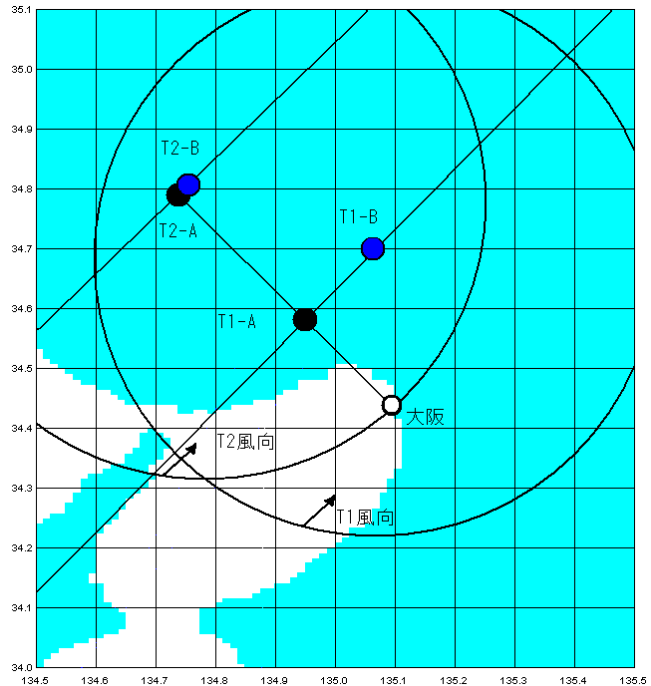


図-6.20 相対距離の相違による時間差の概念図
(大阪)

中心気圧と時間差の関係(図-6.18(d)中段)および進行速度と時間差の関係(同図下段)を見ると、明瞭な相関性は見られず、先の 3 地点と同様に中心気圧と進行速度は、高潮と高波の生起時間差に影響していないことがわかった。

5) 貝塚(図-6.18(e))

図-6.18(e)の図上段(相対距離と生起時間差の関係)を見ると、明瞭な負の相関があることがわかる。つまり、相対距離が大きくなると、生起時間差は小さくなる傾向にあることがわかる。生起時間差は、-20 分から+100 分の範囲に分布している。進行方位や中心気圧との関係図(図中段および下段)では、相対距離との関係のような明瞭な相関性を見ることはできない。

生起時間差の出現状況は、やや大阪のそれと同様な傾向にあるが、負の相関がより強くなっている点で特徴的である。これは、貝塚が大阪よりも 20km 程度南に位置していることから、先に図-6.20 を用いて説明した理由が顕著に出現したものと考えられる。

6) 住吉崎(図-6.18(f))

住吉崎における高潮と高波の生起時間差と、台風と大阪湾との相対距離の関係を示す図-6.18(f)の上段を見ると、大阪や貝塚のように生起時間差は相対距離に対して負の相関を示していることがわかる。しかし、時間差の範囲は、-70 分から+50 分の範囲で、相対距離

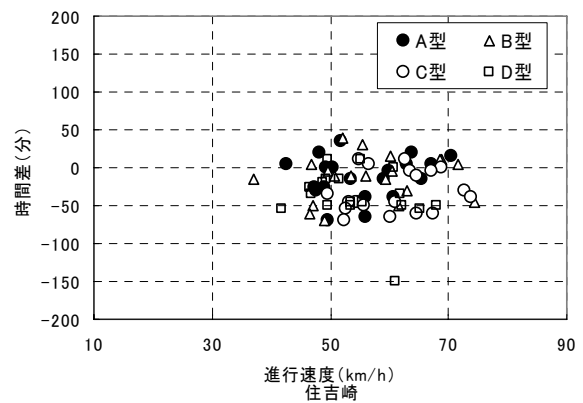
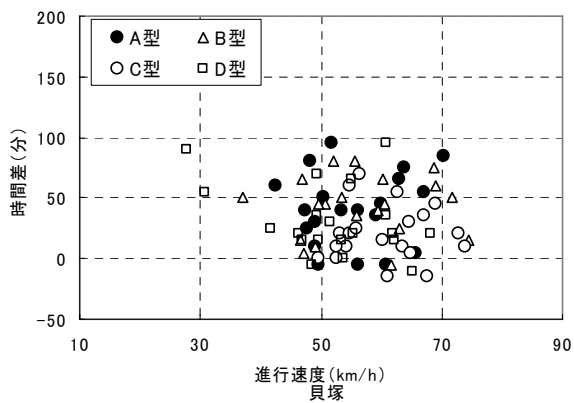
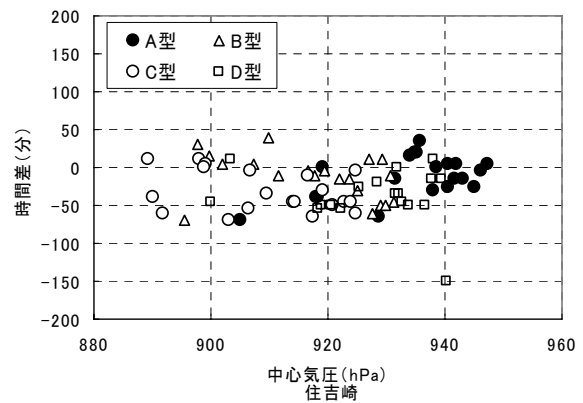
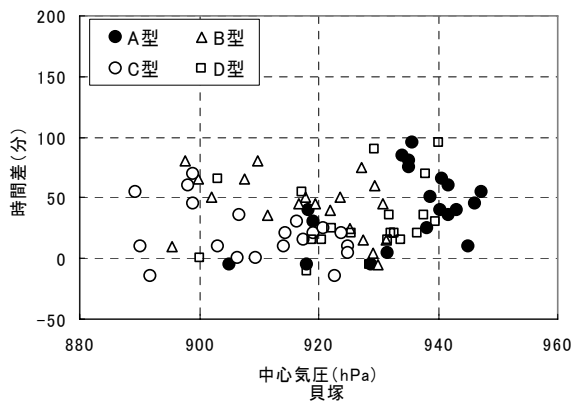
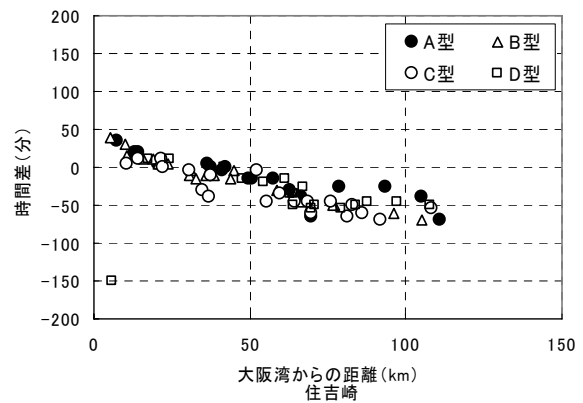
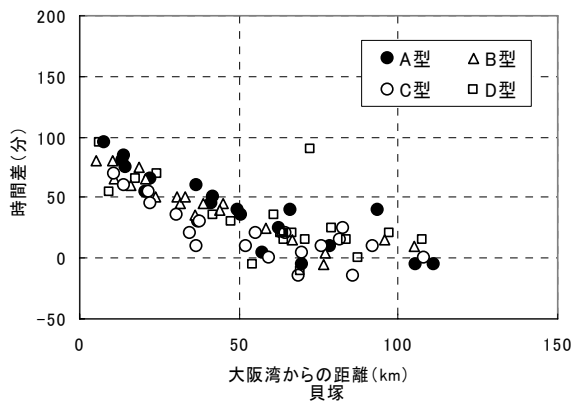


図-6.18(e) 最大値生起時間差(貝塚)

図-6.18(f) 最大値生起時間差(住吉崎)

50km 以上ではおよそ-50 分前後に収束している傾向にあると言える。これは、台風と住吉崎までの距離が最も大きく、大阪や貝塚の50kmの出現状況が、住吉崎の0kmの出現状況に近いことから、台風と各地点との距離の相違(大阪は大阪湾北部、住吉崎は湾の南端部に位置している)によるものと考えられる。

7) 洲本(図-6.18(g))

洲本における高潮と高波の生起時間差は、全ての台風について、負の時間差であった。つまり、洲本では何れの台風についても高潮よりも高波が先に生起している。なお、時間差の範囲は、-100 分から-320 分である。

これは、洲本が大阪湾西岸に位置していることに起因すると考えられる。本章で対象としている台風は IV 型の台風であり、大阪湾の西側を北東に進行する台風である。これらの台風は、四国から播磨灘を経て加古川付近から本州へ上陸し北東へ進行する。今、台風が四国徳島付近にある時を考えると、大阪湾は南東風の影響下となる。この時、大阪湾西岸の洲本は、南東風の風下に位置するため大きな波高が出現するものと考えられる。その後、台風が播磨灘へ進出し、大阪湾から台風中心までの距離が近くなると、大きな気圧偏差によって高潮が生起する。従って、大阪湾の西側を北東に進行する台風に限って言えば、洲本においては、必ず高波が先に生起し、高潮がその後に生起することが理解できる。

図-6.18(g) の上段 (相対距離と時間差の関係) を見ると、大阪などの状況とは異なり、生起時間差は相対距離に対して顕著な相関を有しているようには見られない。中心気圧に対しても同様であるが、特記すべきは、進行速度との相関 (図下段) が顕著に現れている点である。

進行速度と生起時間差には、明瞭な正の相関が見られ、進行速度が速いと生起時間差が負から 0 に近づいている。つまり、進行速度が速いと、高潮と高波の生起時間差の絶対値は短くなることがわかった。

従って、洲本における生起時間差は、相対距離に依存せず、進行速度に対して正の相関を有し、かつ、必ず高潮と高波は負の生起時間差を持つことがわかった。

地点別の考察は、以上のとおりである。しかし、進行方位の生起時間差に対する影響については、図-6.18 では傾向をつかむことができなかった。表-6.10 を見ると、湾北部の舞子、神戸、西宮および、湾南部の住吉崎において進行方位と生起時間差の相関係数が 0.4 から 0.6 程度と比較

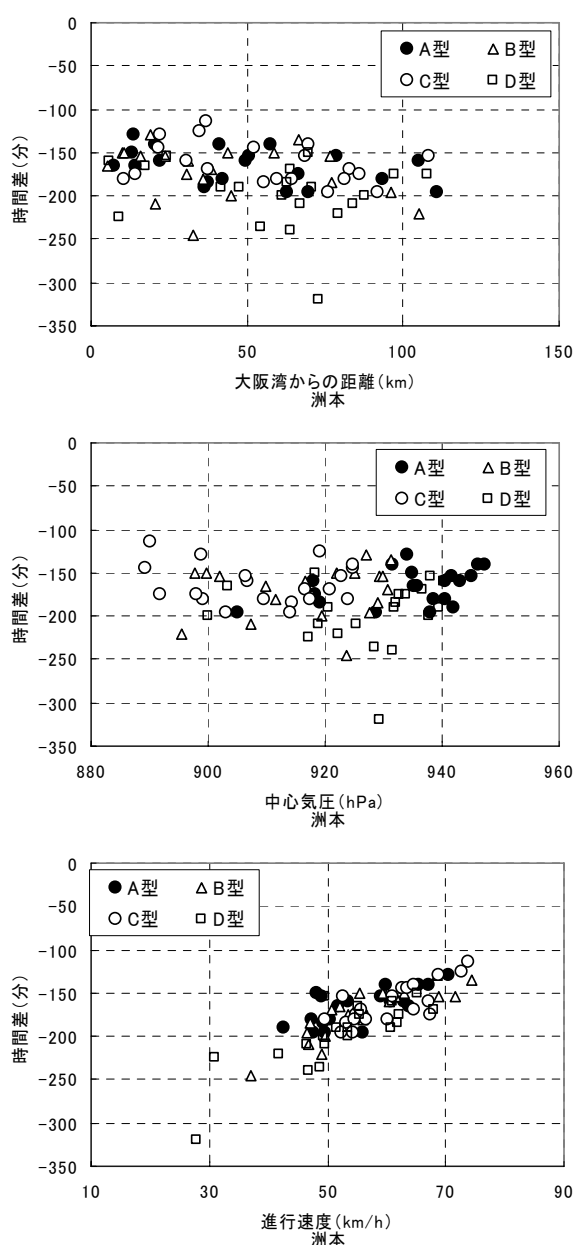


図-6.18(g) 最大値生起時間差 (洲本)

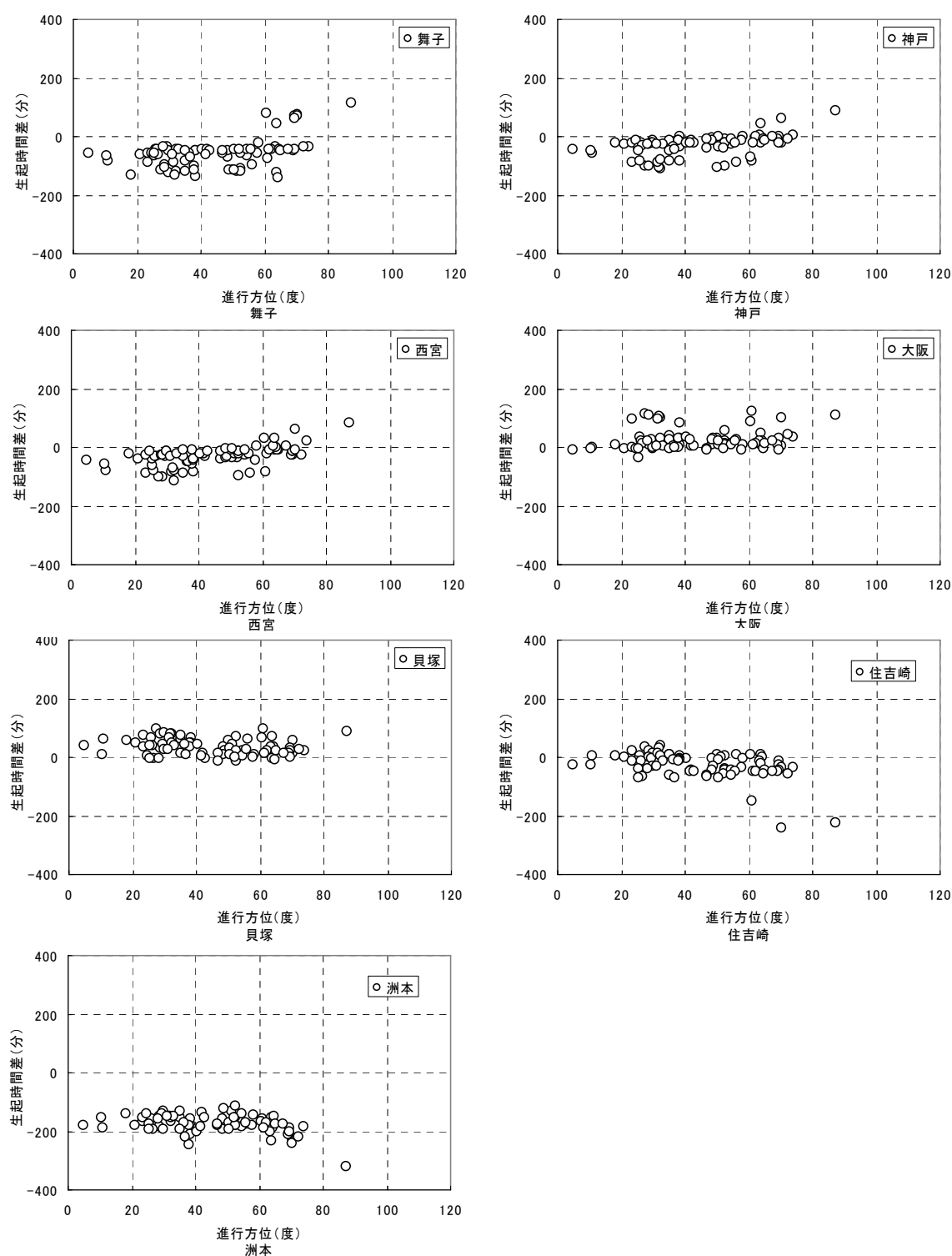


図-6.21 進行方位と生起時間差の関係図

的大きい. そこで, 図-6.21 に, 代表地点別に進行方位と高潮と高波の生起時間差の関係図を示す.

相関係数の大きい舞子や神戸などでも, 目視から言えば明瞭な相関性があるとは言い難く, 生起時間差は, 必ずしも進行方位の影響が大きいとは言えない. 従って, 進行方位については, 生

起時間差に対して顕著な相関は無いものと考えられる。

生起時間差についてまとめると以下のようである。

洲本を除く代表地点における高潮と高波の最大値の生起時間差は、大阪湾から台風までの相対距離に最も依存することがわかった。大阪湾北部においては、相対距離が大きくなると、負の時間差から次第に大きくなり、時間差が 0 分に近づくことがわかった。大阪湾東部では、正の時間差から次第に時間差が小さくなり、大阪や貝塚では時間差が 0 分に、住吉崎では-50 分に近づくことがわかった。

洲本に関しては、大阪湾西部に位置していることから、大阪湾の西側を北東に進む台風については、必ず高波が高潮よりも先に生起し、時間差は、進行速度に比例して小さくなることがわかった。洲本における生起時間差は、相対距離には依存せず、進行速度に対して正の相関を持つ傾向が強いことがわかった。

また、進行方位については、その相関係数は 0.4 程度であるものの、明瞭な関係は得られなかった。

6.3.4 高潮と高波の同時生起性

6.3.4 では、最大値の生起時間差に注目した。高潮と高波の同時生起性について、この最大値

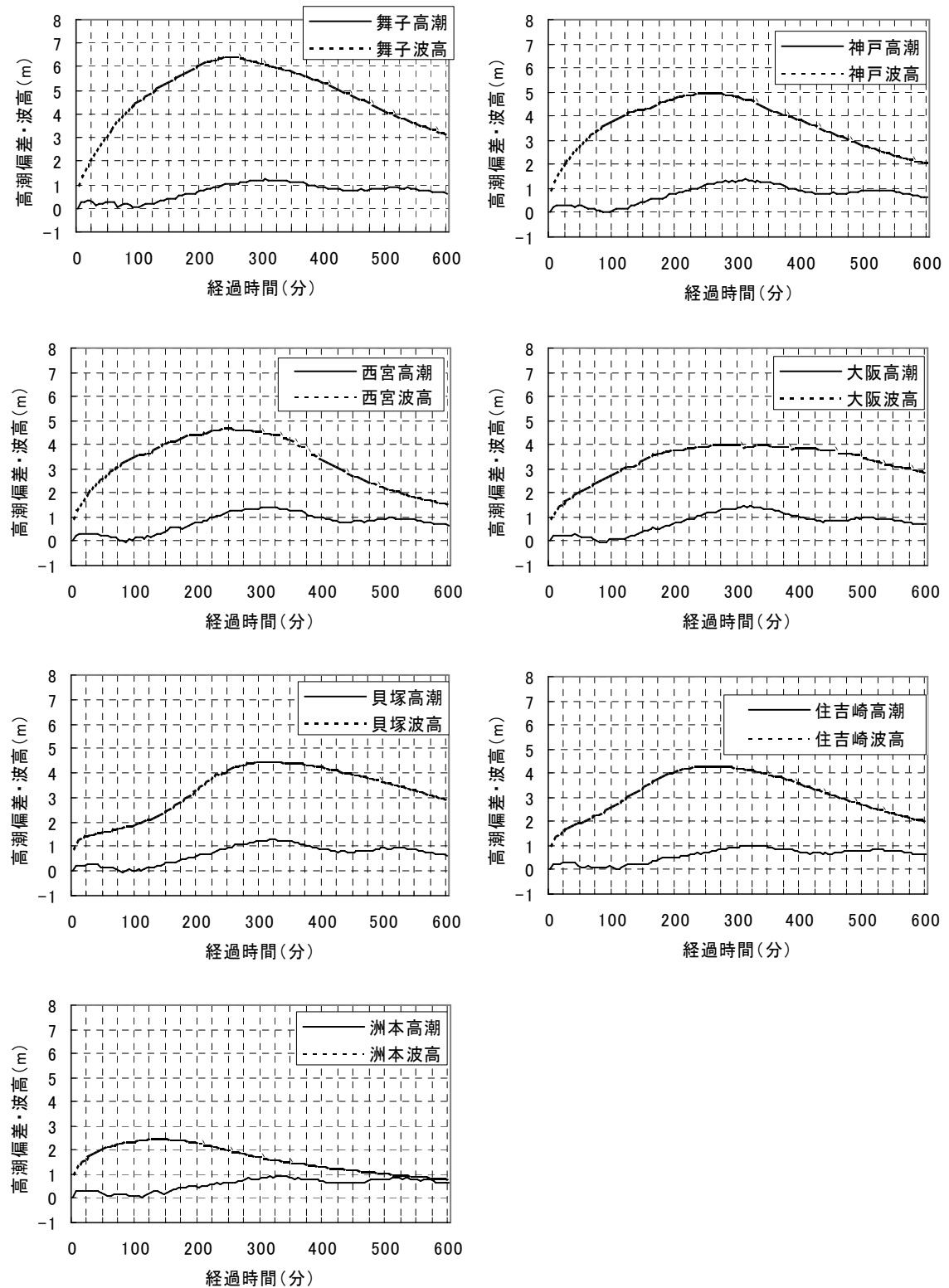


図-6.22 高潮偏差と有義波高の時系列変化(T828602)

の生起時間差だけで判断するのが妥当であるかどうかを調べた。

図-6.22 は、高潮と有義波高の時系列変化の一例(T828602)を示したものである。図-6.22 からわかるとおり、最大値が生起している前後の時間においても、高潮位かつ高波高の状態であることがわかる。従って、最大値の生起時間差について、差が 0 の時だけを同時生起とするのではなく、一定の時間的幅を持たせて評価する必要があると言える。

そこで、高潮位、高波高の状態を最大値の 9 割までを高潮位継続時間または高波継続時間と定義し、これらの時間が重なる状態を同時生起と定義した。この高潮位継続時間または高波継続時間について、最大値の生起時間の前後に分けて調べた。その結果を代表地点別に整理し、それぞれ進行方位ごとに平均値としてまとめたものを表-6.13 に示す。

表-6.13 は、高潮の最大値が生起した時間を基準(0 分)として時間を算出した。表中「前 9 割」

表-6.13 高潮と波高の最大値生起時間

		単位:分				
場所	方位型	高潮前9割	高潮後9割	波高前9割	波高後9割	波高-高潮
舞子	A型	-33.00	35.75	-136.25	-13.25	-71.00
	B型	-31.75	36.75	-144.75	-17.50	-74.75
	C型	-32.00	39.75	-121.25	-10.75	-71.25
	D型	-36.50	49.25	-86.75	68.00	-10.25
	全体	-33.31	40.38	-122.25	6.63	-56.81
神戸	A型	-25.00	31.75	-108.75	0.75	-42.50
	B型	-24.75	32.50	-118.50	8.00	-47.50
	C型	-25.50	30.75	-94.25	28.50	-30.25
	D型	-27.25	41.00	-59.25	73.75	-3.75
	全体	-25.63	34.00	-95.19	27.75	-31.00
西宮	A型	-25.75	29.25	-118.75	3.25	-47.00
	B型	-22.75	32.50	-117.50	12.25	-47.25
	C型	-23.50	31.25	-104.25	45.50	-31.00
	D型	-25.50	42.00	-68.75	74.00	0.00
	全体	-24.38	33.75	-102.31	33.75	-31.31
大阪	A型	-24.50	31.25	-43.75	98.00	14.25
	B型	-24.00	32.50	-36.00	110.00	24.50
	C型	-23.50	31.50	-50.50	150.25	6.75
	D型	-24.50	44.75	-32.50	129.75	34.25
	全体	-24.13	35.00	-40.69	122.00	19.94
貝塚	A型	-27.50	29.00	-29.50	115.00	34.25
	B型	-23.50	33.50	-21.50	117.00	39.75
	C型	-26.50	30.25	-33.25	104.75	17.50
	D型	-28.75	43.25	-24.50	112.50	23.50
	全体	-26.56	34.00	-27.19	112.31	28.75
住吉崎	A型	-27.00	29.75	-89.75	60.25	-17.50
	B型	-27.00	29.75	-83.00	54.00	-14.50
	C型	-24.25	29.00	-94.00	40.75	-35.75
	D型	-30.25	45.25	-127.25	15.00	-60.25
	全体	-27.13	33.44	-98.50	42.50	-32.00
洲本	A型	-24.25	25.50	-253.75	-108.75	-172.25
	B型	-24.50	27.50	-277.00	-109.25	-178.00
	C型	-22.50	29.75	-266.75	-107.00	-171.00
	D型	-32.75	36.75	-329.50	-137.25	-205.75
	全体	-26.00	29.88	-281.75	-115.56	-181.75

または「後 9 割」と表示があるのは、最大値生起時間より前または後の時間において、最大値の 9 割以下となるまでの時間差を示している。マイナスの符号が付いているのは、高潮の最大値が生起した時間よりも前に生起していることを示す。波高の時間についても、高潮の最大値が生起した時刻を基準に時間差を求めている。表中右端の列は、波高の最大値が生起した時刻から高潮の最大値が生起した時刻を差し引いた時間差を示し、マイナス符号がつくものは、波高の最大値が、高潮の最大値が生起した時刻よりも前に(過去の時刻に)生起していることを示す。

表-6.13 と図-6.22 を見ると、高潮位と高波の状態の継続時間は、各地点で異なることがわかる。また、全ての地点において、高潮位継続時間の方が、高波継続時間よりも短いことがわかる。

6.3.2 で述べたように、高潮は台風が大阪湾に最接近し、湾上の気圧偏差が最も大きくなる時期に高潮の最大値が生起すると考えられる。台風が大阪湾に最接近する期間は、台風の進行速度の平均が 50km/h 前後であることを考えると、1 時間以内であると予測できる。従って、表-6.13 に示されるとおり、高潮位継続時間は、1 時間程度であることがわかる。

一方、波浪は、外力となる風が弱まっても、既に発達した波浪は海底摩擦や砕波などによって減衰するだけで、進行を止めることはない。つまり、沖で発達した波は、風が弱くなっても沿岸部まで到達する。このような沖で発達した波が沿岸部に到達するまでには、時間がかかるため、その分高波継続時間が長くなっているものと考えられる。

高潮と高波の生起状況は、表-6.13 の波高-高潮の列(波高最大値の生起時間から高潮の最大値が生起した時間を差し引いたもの)を見ると理解できる。舞子、神戸、西宮の湾北部の地点と、住吉崎の湾南部、洲本の湾西部では、負の時間差が出現しており、高波が高潮よりも前に生起していることがわかる。逆に湾東部の大阪と貝塚ではこれとは逆に正の生起時間差が出現しており、当該地点については、高波が高潮の最大値生起後に発生したことがわかる。これらの原因は、6.3.3 でも述べた通り、代表地点の地理的な要因に起因するものである。

しかし、表-6.13 は、方位別に生起時間の平均値をとった結果であり、洲本を除く全ての地点で、高潮位、高波高の状態の時間が重なる結果となった。そこで、より詳細に同時生起性を調べるため、高潮と高波の生起時間が重なっているものと、重なっていないものを分けて、図-6.18 と同様に相対距離と最大値の生起時間差についてまとめた。その結果を図-6.23 に示す。図-6.23 は、各代表地点別に示している。図中の三角印が高潮位状態と高波状態の継続時間が重なった、つまり同時生起している台風である。黒丸印は、逆に同時生起状態になかった台風を示している。

図-6.23 を見ると、洲本ではすべての台風について高潮と高波が同時生起しない事がわかる。また、洲本と住吉崎を除く舞子から貝塚までの代表地点では、高潮と高波が同時生起していない台風は、台風と大阪湾との相対距離が比較的近いものに集中していることがわかる。

高潮と高波が同時生起しない台風における最大値の生起時間差(図-6.23 の黒丸)は、湾北部の舞子、神戸、西宮では-100 分、湾東部の大阪と貝塚では、+100 分となっており、表-6.11 で示した傾向と同じ結果となっている。

また、同時生起しない台風は、より相対距離が短い台風に集中している傾向にあることがわかる。代表地点別に同時生起しない台風の相対距離の限界を調べると、舞子 41.72km, 神戸 23.87km,

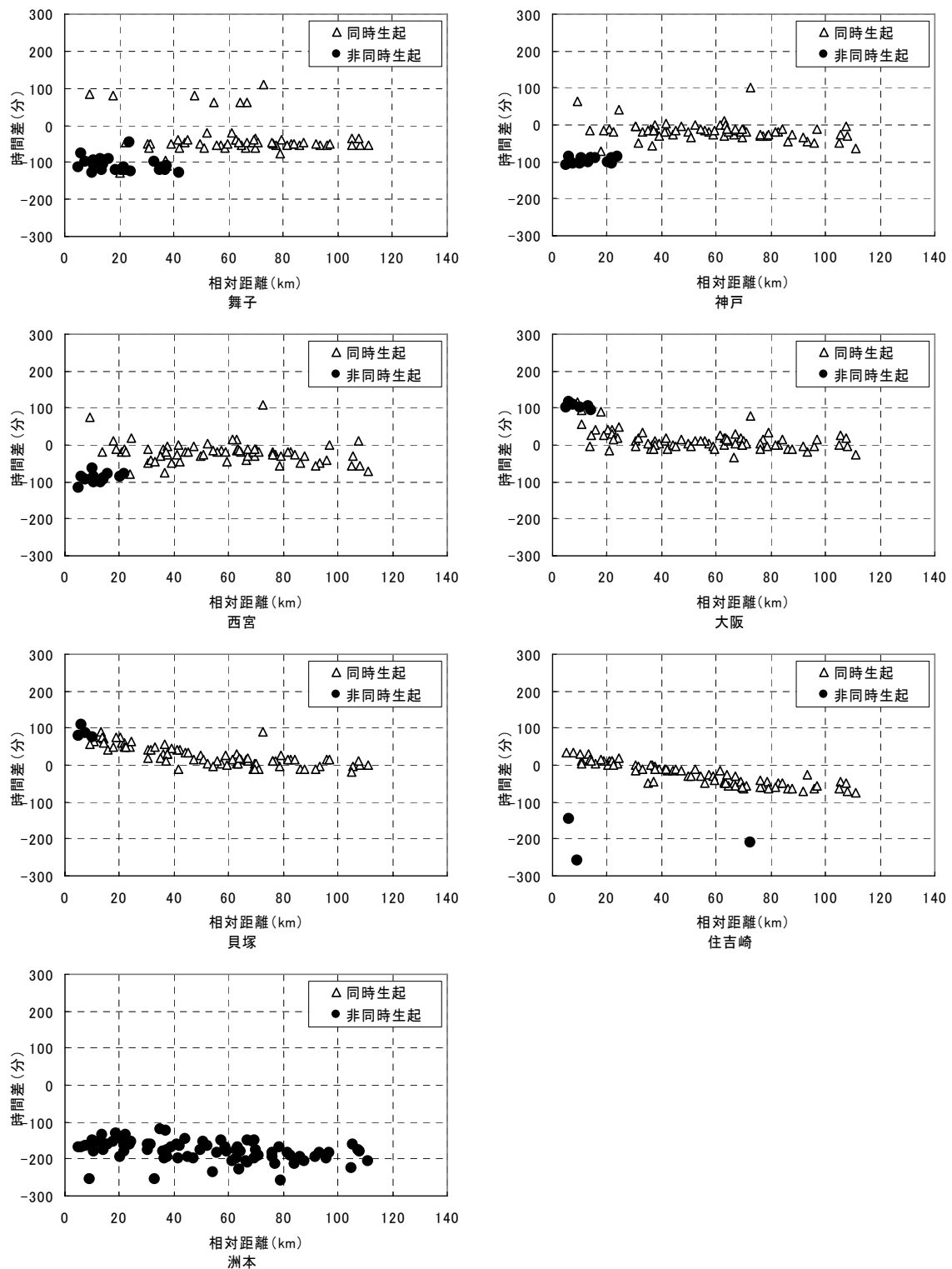


図-6.23 高潮と高波の生起時間差と相対距離(同時生起と非同時生起の確認)

西宮 22.02km, 大阪 14.41km, 貝塚 10.23km, 住吉崎 9.22km(北東方向の台風に限定)であり、南に位置する代表地点ほど相対距離の限界値が小さくなっている。

そこで、図-6.24 から 6.29 に示すように、舞子、神戸、西宮、大阪、貝塚、住吉崎について、高潮

と高波が同時生起していない台風の経路図を作成し、同時生起していない台風の特徴を調べた。

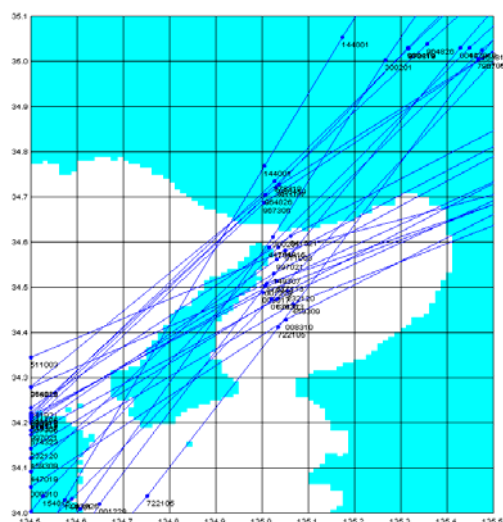


図-6.24 非同時生起の台風経路(舞子)

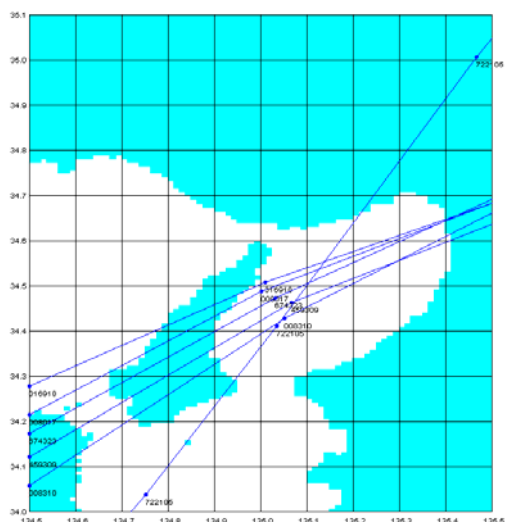


図-6.27 非同時生起の台風経路(大阪)

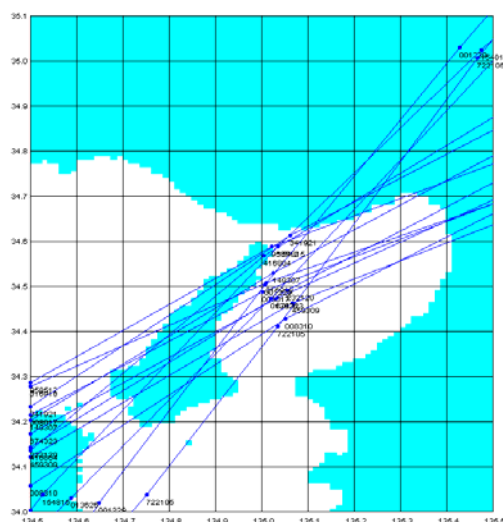


図-6.25 非同時生起の台風経路(神戸)

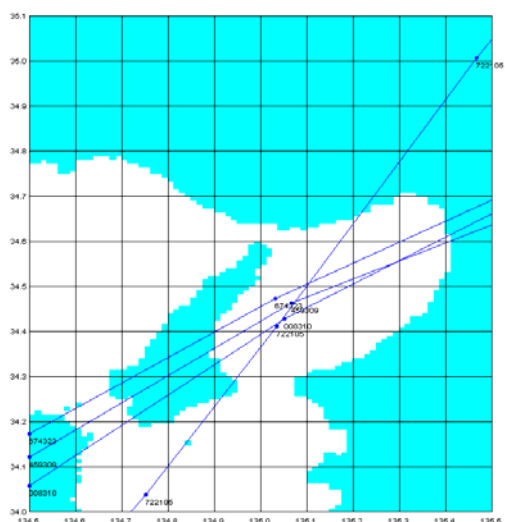


図-6.28 非同時生起の台風経路(呉)

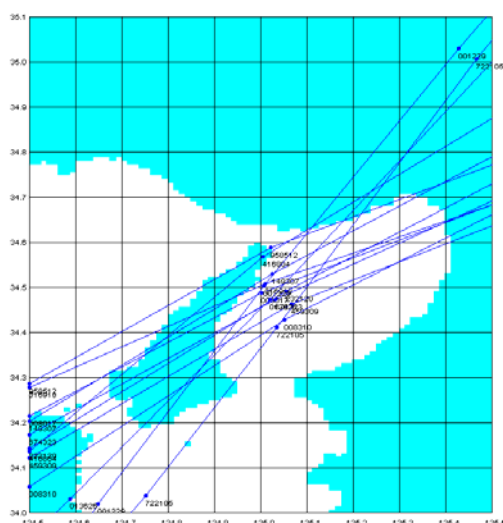


図-6.26 非同時生起の台風経路(西宮)

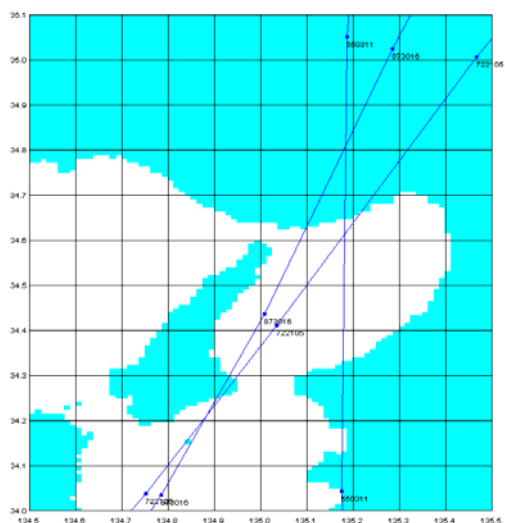


図-6.29 非同時生起の台風経路(住吉崎)

これらの図を見ると、台風と代表地点との距離が比較的近いところを通る台風についてのみ、高潮と高波が同時生起していないことがわかる。これは、最大値の生起時間差が相対距離に依存していることを示す事例と同様な結果であると言える。

表-6.14 高潮と高波の同時・非同時生起の一覧表(1/2)

○:非同時生起 空欄:同時生起

これら大阪湾からの相対距離が短い台風が、湾北部から湾東部の地点にかけて、高潮と高波が同時に生起していないのは、次の理由が考えられる。

台風が大阪湾上を通過する時は、大阪湾上の気圧は中心気圧に近い低い気圧場に支配され、大きな高潮が生起する。しかし風速場は、台風が大阪湾に近づいて直上を通過して上陸していく過程で急変していく。大阪湾に近づく前の台風では、大阪湾は東の風が支配的となっているが、台風が大阪湾上に到達すると、台風左側に位置する海域では南向きの風が、右側では北向きの風が支配的となる。さらに台風が北東に進行することで、大阪湾は全体的に西の風となる。これにより、湾北部においては、台風が

台風	相対距離	進行方位	進行速度	中心気圧	舞子	神戸	西宮	大阪	貝塚	住吉崎	洲本
T008310	5.26	32.40	52.11	909.76	○	○	○	○	○		○
T722105	6.01	60.90	60.91	940.17	○	○	○	○	○	○	○
T459309	7.62	27.30	51.79	935.70	○	○	○	○	○		○
T873016	9.22	70.20	30.88	917.16						○	○
T674323	10.23	31.80	55.49	897.67	○	○	○	○	○		○
T232120	10.77	31.40	60.14	899.73	○	○	○				○
T013626	10.79	52.50	56.44	899.17	○	○	○				○
T008017	13.22	28.50	48.30	935.04	○	○	○	○			○
T577113	13.86	29.80	70.45	934.03	○						○
T001229	14.21	56.00	54.86	898.09	○	○	○				○
T316918	14.41	23.50	63.67	935.16	○	○	○	○			○
T149307	15.94	35.10	68.86	929.41	○	○	○				○
T521010	17.52	60.80	55.02	903.24							○
T997021	18.81	35.10	68.61	927.13	○						○
T416804	20.44	38.30	46.73	907.46		○	○				○
T511003	20.57	18.30	67.02	947.26	○						○
T154815	21.67	50.20	62.58	889.38	○	○					○
T958512	22.02	25.80	63.08	940.69		○	○				○
T447019	22.23	51.40	68.90	898.93	○						○
T341921	23.87	32.20	71.70	902.00	○	○					○
T300201	24.29	63.70	49.44	937.91	○						○
T075007	30.37	38.50	53.51	917.85							○
T314810	30.58	48.50	67.01	906.81							○
T380902	31.33	38.30	60.53	916.60							○
T967306	32.92	37.90	36.97	923.59	○						○
T964826	34.78	48.70	72.69	919.16	○						○
T341105	36.05	38.10	55.92	911.49	○						○
T792121	36.69	11.10	42.49	941.92							○
T980419	36.82	52.70	73.96	890.25	○						○
T810725	37.45	28.60	49.17	919.24							○
T978319	37.63	50.50	64.58	916.50	○						○
T800118	38.81	36.50	50.66	930.63							○
T647419	41.32	29.30	59.95	946.22							○
T144001	41.72	64.10	60.85	931.80	○						○
T626813	42.08	21.00	50.43	938.65							○
T230006	44.00	33.00	59.36	921.97							○
T230819	45.00	40.40	49.51	919.41							○
T021224	47.42	69.60	51.52	939.56							○
T822207	49.56	26.30	53.38	943.12							○
T924117	50.83	23.50	59.10	941.68							○

大阪湾に来る前に高波の状態を向かえ、湾東部の地点では、台風が湾上を進行した後に高波の状態となることがわかる。

こうした条件が整う台風において、高潮と高波は同時に生起しないものと考えられ、この条件を満たす台風は、大阪湾に近いところを通る台風に限定されることがわかった。

この意味では、逆に大阪湾の西側を離れたところを進行する台風では、大阪湾に最も接近するのが、大阪湾の北西位置となり、この時の大阪湾の風速場は、南西風となるため、高潮と高波が同時に生起するものと言える。

また、台風の進行速度が速い場合は、高潮が生起した直後に湾が西風に支配されることになり、湾東部において高潮と高波が同時生起状態になることも考えられる。

6.3.3 において、進行速度との相関が見られた東部の地点は、こうした台風の影響によるものと考えられる。

以上の結果から、

表-6.14 高潮と高波の同時・非同時生起の一覧表(2/2)

○:非同時生起 空欄:同時生起

台風	相対距離	進行方位	進行速度	中心気圧	舞子	神戸	西宮	大阪	貝塚	住吉崎	洲本
T102208	52.31	59.30	63.44	924.88							○
T321720	54.41	63.90	48.61	928.42							○
T976315	55.58	55.80	53.10	914.45							○
T520627	57.35	24.50	65.61	931.54							○
T601601	58.62	31.20	63.07	925.20							○
T331218	59.53	57.70	49.53	909.63							○
T815817	61.23	63.70	49.38	937.62							○
T465403	62.68	29.80	47.72	938.08							○
T138912	62.87	73.80	61.91	932.01							○
T831524	63.65	62.60	68.07	936.69							○
T964601	63.97	70.30	46.90	931.56							○
T530515	64.53	52.70	54.64	923.93							○
T686513	66.41	25.60	56.01	918.28							○
T260326	66.80	42.40	74.44	931.27							○
T130426	66.95	69.90	46.38	925.41							○
T427619	68.92	52.60	60.93	922.81							○
T584406	69.46	64.50	65.06	918.20							○
T316712	69.69	26.70	56.08	928.74							○
T455932	69.77	54.40	64.77	924.89							○
T370303	70.99	61.50	53.54	920.52							○
T550311	72.65	87.10	27.75	929.34						○	○
T813813	75.90	48.40	54.19	914.18							○
T451715	76.33	42.90	61.48	929.94							○
T008925	77.09	41.80	47.15	929.02							○
T838810	78.81	10.40	49.01	944.98							○
T597410	79.19	72.20	41.74	922.27							○
T717133	81.49	46.90	60.30	917.57							○
T169902	82.80	55.90	55.84	920.84							○
T380712	84.04	69.10	49.64	918.92							○
T120909	85.98	46.70	67.50	891.81							○
T234328	87.53	69.60	53.62	900.04							○
T596921	92.01	50.60	52.49	903.14							○
T523823	93.42	4.80	47.31	940.49							○
T824813	95.94	35.30	46.58	927.54							○
T300204	97.04	65.00	55.33	932.67							○
T966102	104.90	36.90	49.07	895.37							○
T439825	105.35	28.10	60.67	918.14							○
T940814	107.54	67.50	62.12	933.82							○
T217408	108.13	52.00	52.68	906.45							○
T828602	111.06	25.30	49.56	905.10							○

相対距離が短い台風について高潮と高波が同時生起しないことが分かったが、必ずしも相対距離が大きい台風が必ず同時生起するとは言えない。表-6.14 は、全ての台風について、相対距離順に同時生起についてまとめたものである。表中の○印は同時生起していないことを示す。これを見てもわかる通り、相対距離が短くても同時生起している台風が確認できる。その相違は表-6.14 を見ても明確なものを見出せないが、相対距離が短い台風について言えば、同時生起していない台風の数が多い傾向にあること

表-6.15 同時生起率

代表地点	同時生起の個数	出現率
舞子	57	71.25%
神戸	66	82.50%
西宮	68	85.00%
大阪	74	92.50%
貝塚	76	95.00%
住吉崎	77	96.25%
洲本	0	0.00%

は明白である。そこで、同時生起した台風の出現個数から出現率を求め、この出現率を同時生起率と定義した。表-6.15 は、高潮と高波が同時した台風の個数を、計算に供した台風の総数(80個)で除して出現率を求めたものである。

全ての台風について高潮と高波が同時に生起しない洲本を除き、舞子で同時生起率が最低となっており、神戸、西宮、大阪、貝塚、住吉崎の順に同時生起率が大きくなっている。台風資料採取領域が、大阪湾の西側を通過した台風を採取するために設定された領域であることから、当該領域を通過する台風については、同時生起率に示されるような確率で高潮と高波が同時に生起すると言える。

これらをまとめると、大阪湾沿岸における高潮と高波が同時生起する条件は、以下のとおりとなる。

1) 大阪湾北部沿岸および南部の住吉崎では、資料台風のように大阪湾中部から西側を北東に進行する台風が大阪湾に接近して来る時の北から西寄りの風によって先に高波が生起し、その後台風が大阪湾に最接近するに伴って高潮が生起する傾向にある。この内、台風と大阪湾の相対距離が 20 から 45km 以下の大阪湾上を通過する台風では、高潮よりも高波が 100 分程度早く別々に生起するが、大阪湾から離れたところを進行する台風は、北向きの風が強い時期に大阪湾に最接近し、高潮と高波が同時に生起する。

2) 大阪湾東部沿岸では、台風の接近に伴って先に高潮が生起し、台風が大阪湾から離れるに従って大阪湾上に支配的となる南西風によって高波が後から生起する。この内、台風と大阪湾との相対距離が 15km 以上となる台風において高潮と高波が同時生起する。

3) 洲本に代表されるような大阪湾西部沿岸では、台風が大阪湾に近づく際に生起する西寄りの風によって高波が先に出現し、その後台風の接近に伴って高潮が生起する。この現象は、採用した台風資料全てにおいて確認でき、当該地点においては、高潮と高波は同時生起しない。

4) 大阪湾からの相対距離が短い台風は、高潮と高波は同時生起しない傾向にあるが、必ずしも相対距離が短い台風の全てが同時生起しないとは言えない。そこで、高潮と高波が同時に生起する台風の出現個数に基づいてその出現率を求めることで、同時生起率として高潮と高波の同時生起性を評価することができた。

6.3.5 高潮と高波の同時生起確率特性

6.3.4 では高潮と高波の同時生起特性について、各地点ごとに評価することができた。高潮と高波が同時生起することは、高潮位かつ高波高の状態であり、沿岸構造物においては最も厳しい外力条件となる。しかし、高潮と高波が同時生起する可能性については、常に生起するのではなく、6.3.4 でも示されたように、一定の条件下で生起することがわかっている。従って、高潮と高波が同時生起する可能性、つまり、その出現確率を把握することは、沿岸構造物の信頼性および性能設計において有用であると考えられる。

そこで 6.3.4 でまとめた高潮と高波の同時生起特性と、台風の出現確率を踏まえて、同時生起性について確率的に評価する。

表-6.1 台風資料採取領域を通過した台風の出現確率は 1.3023%であることが分かっている。これと表-6.15 の同時生起率を用いると、10000 年で生起する台風のうち、台風資料採取領域を通過し、かつ各地点で高潮と高波が同時に生起する確率は、表-6.16 のようになる。

計算に用いた同時生起率は、1 万年の計算によって得られた当該領域を通過する 3488 個の内の 80 個に基づくものである。これらの 80 個の台風は、6.3.4 で述べたとおり、方位別に気圧が低いものから 20 個を選別したものである。中心気圧および進行方位に対して、最大値の生起時間差は相関がなかったことから、3488 個の台風から採取した 80 個の台風は、母集団の性質を維持しているものと考えた。従って、表-6.16 で示した同時生起する台風の出現確率を、同時生起確率として評価した。

高潮と高波が同時に生起する確率は、表-6.16 から得られたが、これに対し、6.3.1 と 6.3.2 から高潮の大きさや高波の大きさに中心気圧と進行速度が影響を及ぼすことが分かっていることから、これらの出現確率についても合わせて評価した。

高潮と波高が大きくなるのは、中心気圧が低く、進行速度が速いものである。そこで、表-6.9 を参考に 940hPa よりも低い中心気圧と、60km/h 以上の進行速度の台風が、より大きな高潮偏差

表-6.16 同時生起する台風の出現確率
(全ての台風に対する確率)

代表地点	同時生起する台風の出現率
舞子	0.93%
神戸	1.07%
西宮	1.11%
大阪	1.20%
貝塚	1.24%
住吉崎	1.25%
洲本	0.00%

表-6.17 中心気圧の出現率

中心気圧(hPa)	個数	出現率
880以下	0	0.00%
880~900	9	0.26%
900~920	26	0.75%
920~940	88	2.52%
940~960	269	7.71%
960~980	693	19.87%
980~1000	1406	40.31%
1000~1020	997	28.58%
計	3488	100.00%

表-6.18 進行速度の出現率

進行速度(km/h)	個数	出現率
0~10	0	0.00%
10~20	8	0.23%
20~30	7	0.20%
30~40	13	0.37%
40~50	154	4.42%
50~60	851	24.40%
60~70	1181	33.86%
70~80	999	28.64%
80~90	262	7.51%
90~100	12	0.34%
100~	1	0.03%
計	3488	100.00%

表-6.19 台風諸元の出現率を考慮した同時生起確率

代表地点	同時生起のみ	中心気圧考慮	進行速度考慮	両者考慮
舞子	0.9279%	0.0328%	0.6530%	0.0112%
神戸	1.0744%	0.0379%	0.7562%	0.0129%
西宮	1.1070%	0.0391%	0.7791%	0.0133%
大阪	1.2046%	0.0425%	0.8478%	0.0145%
貝塚	1.2372%	0.0437%	0.8707%	0.0149%
住吉崎	1.2535%	0.0442%	0.8822%	0.0151%
洲本	0.0000%	0.0000%	0.0000%	0.0000%

表-6.20 台風諸元の出現率を考慮した台風の年平均出現数

代表地点	同時生起のみ	中心気圧考慮	進行速度考慮	両者考慮
舞子	0.2485	0.0088	0.1749	0.0030
神戸	0.2878	0.0102	0.2025	0.0035
西宮	0.2965	0.0105	0.2087	0.0036
大阪	0.3226	0.0114	0.2271	0.0039
貝塚	0.3314	0.0117	0.2332	0.0040
住吉崎	0.3357	0.0119	0.2363	0.0040
洲本	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

表-6.21 台風諸元の出現率を考慮した台風の確率年

代表地点	同時生起のみ	中心気圧考慮	進行速度考慮	両者考慮
舞子	4.02	113.99	5.72	334.18
神戸	3.48	98.45	4.94	288.61
西宮	3.37	95.55	4.79	280.12
大阪	3.10	87.80	4.40	257.41
貝塚	3.02	85.49	4.29	250.63
住吉崎	2.98	84.38	4.23	247.38
洲本	-	-	-	-

(2m 以上)と高波を生起させるとして、それらの出現確率を求めた。表-6.17 は中心気圧の出現率を、表-6.18 は進行速度の出現率をまとめたものである。ここで言う出現率は、台風資料採取領域を通過した台風 3488 個に対する比率である。

表-6.17 と 6.18 を参考にすると、940hPa 未満の中心気圧の出現率は 3.53%、60km/h 以上の進行速度の出現率は、70.38%であった。このうち、両者の条件を満たす台風の個数は、3488 個のうち 42 個であり、約 1.2%である。

台風諸元と台風経路は独立であることが分かっていることから、台風諸元の出現確率と同時生起確率の積を求めると、中心気圧や進行速度を考慮した同時生起確率を得られる。表-6.19 は、表-6.16 の同時生起確率を元に、中心気圧(940hPa 未満)および進行速度(60km/h 以上)ならびに中心気圧と進行速度の両者の出現率を考慮した同時生起確率を示す。この表を用いて、1 年平均出現個数を求めたものを表-6.20 に、確率年数を求めたものを表-6.21 に示す。表-6.20 の単位は個数で、表-6.21 の単位は年である。

これらの表から、洲本を除き、同時生起する台風の出現は、各代表地点で 3 から 4 年に 1 回生起することがわかる。洲本においては、台風資料採取領域を通過する台風では同時生起する台風

が無いことから、確率年を求めている。

これに対し、中心気圧の出現率を考慮した確率年は、940hPa 未満の中心気圧の出現率が低いことから、100 年前後となっている。つまり、大阪湾内の各代表地点で 2m 以上の高潮が生起し、これが高波と同時に生起するのは、100 年に 1 回程度であると考えられる。

進行速度に関しては、60km/h 以上の出現率が全体の 7 割に達していることから、進行速度のみを考慮した確率年は同時生起のみの場合よりも 1 から 2 年程度大きい程度である。

中心気圧 940hPa 未満でかつ進行速度 60km/h の台風の出現率は 1.2%であることから、確率年は 300 年前後となった。

以上のことから、大阪湾沿岸における高潮と高波の同時生起確率特性としては以下のようである。

高潮と高波が同時に生起する条件についてのみ考えると、その発生率は、1%前後で、3 から 4 年に 1 回の割合で出現することがわかった。

さらに台風諸元の出現率を考慮すると、中心気圧 940hPa 未満の台風のうち、大阪湾沿岸で高潮と高波が同時生起する台風は、80 から 110 年に 1 回程度の頻度で出現する。また、進行速度 60km/h 以上の台風の出現率を考慮すると、4 から 6 年程度の頻度になる。

中心気圧 940hPa 未満で進行速度 60km/h 以上の台風の出現率を考慮した場合、同時生起確率は 0.001%から 0.0015%程度となり、およそ 250 から 300 年に 1 回の割合で同時生起することがわかった。

6.4 結語

以上のとおり、確率的台風モデルを用いて作成した台風資料を元に同時生起確率特性について考察した。対象とした台風は、大阪湾上および湾の西側を通過する台風であり、これらの台風について詳細に同時生起性を把握した。その結果、以下の特性を把握することができた。

【台風資料】

確率台風モデルによって作成した台風資料の台風諸元(進行方位、進行速度、中心気圧、相対距離(台風経路))は、それぞれ独立である。

【高潮偏差の最大値】

大阪湾における高潮偏差は、台風の中心気圧が低く、進行速度が速いほど大きな高潮偏差が生起する。また、大阪湾よりも距離が離れている地点を通過している台風の場合、大阪湾上の気圧が高くなり、吸い上げ効果が弱くなることから、高潮偏差は小さくなる傾向にあることがわかった。

【波高の最大値】

大阪湾における波高の最大値は、台風の中心気圧が低く、かつ大阪湾が台風の最大風速半径外にある場合に大きな値が出現する。台風と大阪湾との相対距離が大きくなると、台風の最大風速半径内に位置する湾北部の各地点は、次第に最大風速半径に近づき、それに比例して大きな波高が出現する。逆に最大風速半径の外側に位置する地点では、台風との相対距離が大きくなるこ

とで最大風速半径から遠ざかることになり、波高は相対距離に比例して小さくなる。

【高潮と高波の最大値生起時間差】

高潮と高波の最大値の生起時間差は、大阪湾から台風までの相対距離に最も依存する。大阪湾北部と南部においては、相対距離が大きくなると、負の時間差から次第に大きくなり、時間差が0に近づく。大阪湾東部では、相対距離に比例して正の時間差から次第に時間差が小さくなる。大阪湾西岸の洲本に関しては、台風資料採取領域を通過する台風については、必ず高波が高潮よりも先に生起し、その時間差は、進行速度に比例して小さくなる。

【高潮と高波の同時生起性】

大阪湾北部沿岸および南部の住吉崎では、台風と大阪湾の相対距離が 20 から 45km 以下の大阪湾上を通過する台風において、高潮よりも高波が 100 分程度早く別々に生起するが、大阪湾から離れたところを進行する台風は、北向きの風が強い時期に大阪湾に最接近し、高潮と高波が同時に生起する。

大阪湾東部沿岸では、台風と大阪湾との相対距離が 10 から 15km 程度の大阪湾上を通過する台風よりもさらに西側を進行する台風において高潮と高波が同時生起する。

洲本に代表されるような大阪湾西部沿岸では、台風資料採取領域を通過する台風については、高潮と高波は同時生起しない。

【高潮と高波の同時生起確率特性】

大阪湾沿岸の各代表地点において高潮と高波が同時に生起する台風は、3 から 4 年に 1 回の割合で出現する。

高潮と高波がより大きくなる条件（中心気圧 940hPa 未満、進行速度 60km/h 以上）の台風諸元の出現率を考慮すると、中心気圧のみを考慮した場合 80 から 110 年に 1 回、進行速度の場合は 4 から 6 年に 1 回、両者を考慮した場合 250 から 300 年に 1 回の割合で高潮と高波が同時生起する。

参考文献

- 1) 高山知司:高潮推算法の現状と今後の課題, 土木学会 海岸工学委員会・水理委員会, 水工学シリーズ 02-B-6, 2002.
- 2) 服部昌太郎:海岸工学, 土木系大学講義シリーズ 13, コロナ社, 1994

第 7 章

大阪湾沿岸における想定台風特性

第 6 章では、確率的台風モデルを用いて高潮と高波の数値計算から、高潮と高波の同時生起確率特性について把握した。本章では、この結果を用いて、大阪湾沿岸における高潮や波浪の推算を行う際に想定されている台風(想定台風)が、どのような特性を示す台風であるかを調べる。

7.1 想定台風

7.1.1 想定台風の選定

一般に高潮の推算を行う際は、最も被害の大きかった台風の進路に既往最大規模の台風を進行させて生起する風速場を入力外力として用いている。表-7.1 は、大阪府において甚大な被害を与えた台風(室戸台風、ジェーン台風、第二室戸台風)別に、その被害規模を比較した表である¹⁾。

大阪湾沿岸で最も影響が大きかった台風は、表-7.1 に示すとおり、高潮偏差の大きさから、室戸台風であることがわかる。実際においても、大阪湾沿岸の高潮防御構造物を設計する際の想定台風の進路としては、室戸台風が用いられている。しかしながら、室戸台風が戦前の 1934 年 9 月に発生した台風であるため、電子資料などの詳細な進路情報を記した資料は発行されていない。そこで、進路を示した図等²⁾を参考に室戸台風の進路を把握した。さらに、比較的最近発生した台風で、進路情報の信頼性が高く、室戸台風と比較的似た進路を辿ったといわれる第二室戸台風についても考察する。第二室戸台風は、1961 年 9 月の台風であり、既に電子資料として発行されている。

一方、台風の中心気圧や進行速度については、既往最大規模の台風として、伊勢湾台風(上陸時中心気圧 930～950hPa、進行速度約 60km/h)³⁾が採用されている。

表-7.1 大阪府における各台風による被害

項目	台風		
	室戸台風	ジェーン台風	第二室戸台風
時期	1934年9月21日	1950年9月3日	1961年9月16日
気圧(大阪)	954.5hPa	970.3hPa	937.3hPa
最大風速(大阪)	42m/s	28.1m/s	33.3m/s
高潮偏差(大阪)	3.1m	2.4m	2.5m
浸水面積(大阪府)	4921ha	5625ha	3100ha
浸水家屋(大阪府)	166720戸	80464戸	126980戸
死傷者(大阪府)	17898人	21465人	2165人

7.1.2 室戸台風と第二室戸台風

図-7.1 は、室戸台風と第二室戸台風が大阪湾付近を通過した時の進路図である。この図を見ると、両者とも淡路島を縦断するように大阪湾西部を北東方向に進行していることがわかる。従って、これらの台風は、第 6 章で用いた資料採取領域を通過する台風であり、その内、進行方位別で考えると C 型に分類される台風であることがわかる。

室戸台風は、1934 年 9 月 21 日に 911.6hpa という猛烈な強さで室戸岬付近に上陸し、淡路島を通過して大阪に進行した³⁾⁴⁾⁵⁾。室戸台風の特徴としては、淡路島西岸を北東に進行しており、第二室戸台風よりもやや西側を通過している点が挙げられる。

一方第二室戸台風は、1961 年 9 月 16 日 9 時、室戸岬西方に中心気圧 930hPa で上陸し、13 時過ぎには兵庫県尼崎市と西宮市の間に再上陸、18 時に能登半島東部に達し日本海に出た(図-7.1 参照)⁴⁾⁵⁾⁶⁾。第二室戸台風来襲時の大阪における最低気圧は 937hPa(9 月 16 日 13 時 29 分)であった。

室戸台風の進路情報は、やや信頼性が低いが、図-7.1 の通りに進行したと仮定すると、室戸台風と第二室戸台風の相違は、若干の進路の差であると言える。室戸台風は、大阪湾からの相対距離(北緯 34.3 度、東経 135.0 度を基準)約 33km の付近を北東に進行しているのに対し、第二室戸台風は、相対距離約 25km の地点を北東に進行していた。しかし、室戸台風と第二室戸台風では、相対距離で約 8km の差があるものの、図-7.1 を見てわかるとおり、両者は比較的同じような進路を辿ったと言える。

7.1.3 伊勢湾台風(T5915)

伊勢湾台風は、1959 年 9 月 26 日 18 時頃に中心気圧 930hPa で潮岬付近に上陸し、紀伊半島中部から岐阜にかけて時速約 60km/h で北東方向に進行した。伊勢湾台風は、その名のとおり、伊勢湾沿岸をはじめとする東海・中部地方において甚大な被害をもたらした、戦後最大級の台風として知られる。

伊勢湾沿岸を影響下に置いた時の伊勢湾台風の中心気圧は 930hPa～940hPa 程度、進行速度は約 60km/h であったことから、大阪湾において伊勢湾台風を室戸台風の進路に当てはめる場合、同様な台風諸元が設定される。

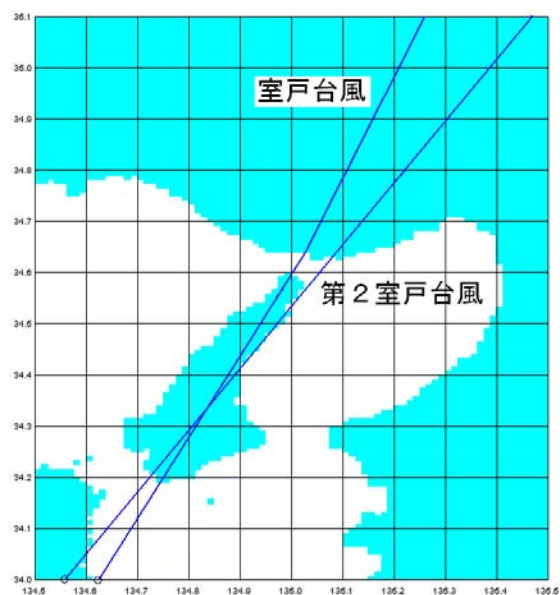


図-7.1 室戸台風と第二室戸台風の進路

7.2 想定台風の出現率

7.2.1 想定台風の進路の出現率

台風進路の出現率については、第 6 章で示した資料採取領域のうち、大阪湾により大きな影響を与える台風の進行する領域(室戸台風や第二室戸台風の進路を含む)を設定し、当該領域を通過する台風の出現率を用いた。以後この領域を進行する台風を危険台風、その進路を危険台風進路と呼称する。危険台風を抽出する領域の設定については、大阪湾においてより大きな高潮偏差や高波を生起させる台風の特性を把握し、以下のように設定した。

高潮については、表-7.1 の高潮偏差の項を参照に、2.0m 以上の高潮偏差を生起させる台風について抽出した。第 6 章の図-6.16 の上段図は、高潮と台風の相対距離の関係を示すものである。これを見ると、洲本を除き、各地点で 2.0m 以上の高潮偏差が生起しているのは、相対距離 80km 以下の台風でかつ B 型または C 型(北東方向)に多いことがわかる。

一方、波高については、第 6 章でも述べたように、大阪湾沿岸のうち、舞子以外の各地点では波高 4.0m が最大値となっている。しかし、図-6.17(c)と図-6.17(d)の上段図に示すように、西宮と大阪では、相対距離 25km 以下の A 型の台風については、3.5m 以下の波高となっており、他の台風よりも 50cm 程度低い波高が出現している。

そこで、波高については、相対距離 25km 以下の A 型台風が、比較的影響が弱い台風であると考え、それ以外の台風が危険な台風であるとした。

以上のことから、危険台風(高潮と高波が共に大きくなる危険な台風)の条件としては、大阪湾との相対距離 80km 以下で北東方向に進行する台風であると言える。

80 個の資料のうち、相対距離 80km 以下でかつ進行方向が B 型または C 型の台風は、33 個であった。従って、資料採取領域を通過する台風のうち、大阪湾において 2.0m 以上の高潮偏差を生起させ、かつ波高が大きくなる台風の進路(危険台風進路)の出現率は、約 41%(全台風では 0.53%)であることがわかった。なお、室戸台風と第二室戸台風の進路も、この危険台風進路である。

7.2.2 想定台風の中心気圧と進行速度の出現率

想定台風の中心気圧と進行速度は、既往最大の伊勢湾台風の諸元量を用いる。7.1.3 で述べたとおり、伊勢湾台風の本土上陸時の中心気圧は、930hPa～940hPa であった。表-6.17 の中心気圧の出現率の一覧を参考にすると、940hPa 以下の超過確率は、3.53%である。

一方進行速度については約 60km/h であったことから、表-6.18 の進行速度の出現率に関する表を参考にすると、60km/h 以上の進行速度の超過確率は、70.38%であることがわかる。

7.2.3 想定台風の出現率

以上のことを踏まえ、想定台風の出現確率を求める。表-7.2 は、7.2.1 から 7.2.2 までの各諸元に対する出現確率をまとめ、想定台風の出現率、年平均発生数、確率年を求めたものである。想

定台風の出現率を求めるには、台風諸元は互いに独立であることから、それぞれの出現率の積で表すことができる。その結果、想定台風の出現率は **0.0132%**となった。

表-7.2 を見ると、出現率 **0.0132%**に対し、年平均発生個数は**0.0035**個であり、**282年1回**程度の頻度で出現する台風を想定していることになる。

一般に構造物の設計においては、**50から100年**に**1回**程度生起する自然外力を想定している。この点と表-7.2の結果を踏まえて大阪湾沿岸における護岸等の構造物について考えると、過去最大の被害をもたらした台風の進路に、既往最大規模の台風を進行させるとした手法は、一般的な設計概念よりもやや安全側に近いものを想定していると言える。

表-7.2 危険台風の出現率

項目	危険台風
進路	0.53%
中心気圧	3.53%
進行速度	70.38%
出現率	0.0132%
年平均発生数	0.0035個
確率年	282年

7.3 想定台風の同時生起特性

7.2 では想定台風の出現率について考察した。一方で、大阪湾沿岸の各地点における高潮と高波の同時生起性については、具体的に数値計算によって把握する必要がある。そこで、大阪湾における想定台風である室戸台風について高潮と波浪の数値計算を用いて同時生起特性を把握した。また、室戸台風の詳細な位置情報が無いことから、参考のため、第二室戸台風についても数値計算を行った。

表-7.3 室戸台風の入力情報

時刻	東経(度)	北緯(度)	中心示度(hPa)	進行速度(km/h)
0時	133.85	33.05	83.0	60
1時	134.26	33.47	83.0	60
2時	134.59	33.91	83.0	60
3時	134.85	34.39	83.0	60
4時	135.24	34.85	83.0	60
5時	135.51	35.34	83.0	60
6時	135.74	35.83	83.0	60
7時	136.03	36.30	82.8	60
8時	136.34	36.78	80.8	60
9時	136.64	37.26	78.7	60
10時	136.95	37.74	76.7	60
11時	137.26	38.22	74.6	60

表-7.4 第二室戸台風の入力情報

時刻	東経(度)	北緯(度)	中心示度(hPa)	進行速度(km/h)
0時	133.88	33.17	83.0	60
1時	134.20	33.56	83.0	60
2時	134.53	33.96	83.0	60
3時	134.87	34.36	83.0	60
4時	135.20	34.76	83.0	60
5時	135.53	35.16	83.0	60
6時	135.87	35.56	83.0	60
7時	136.37	36.44	81.5	60
8時	136.88	37.37	79.8	60
9時	137.40	38.31	78.2	60
10時	137.92	39.24	76.5	60
11時	138.43	40.17	74.8	60
12時	138.95	41.11	73.2	60

7.3.1 計算条件

高潮と高波の解析については、第6章6.2節で用いた手法を用いた。その他の計算条件としては、入力台風の位置情報および諸元情報を、想定台風(室戸台風と第二室戸台風)とした点である。具体的には、表-7.3(室戸台風)と表-7.4(第二室戸台風)に示すような位置および中心示度(=外縁気圧－中心気圧)、進行速度の情報であ

る。

7.3.2 計算結果

表-7.5 と表-7.6 は、室戸台風と第二室戸台風について、それぞれ大阪湾沿岸の各地点における高潮偏差と波高の最大値および高潮と高波の生起時間差をまとめたものである。

これを見ると、住吉崎以外の各地点では概ね 1 時間以上の生起時間差があることがわかる。住吉崎については、時間差が室戸台風で 5 分、第二室戸台風で 10 分となっており、ほぼ同時に生起しているようである。高潮については、湾奥の西宮や大阪で約 1.8m であり、最も大きい。波高は、舞子で約 4.8m と最も大きくなっているが、神戸や貝塚、住吉崎においても約 4m の大きな波高が出現している。なお、表-7.1 では、室戸台風来襲時の大阪における高潮偏差は 3.1m となっていたが、計算結果では再現されていない。

この理由としては、高潮計算では計算の速度を考慮して比較的粗い地形情報を入力したため、沿岸部の詳細な地形的影響が考慮されていない点が考えられる。

より詳細に調べるため、図-7.2 と図-7.3 に各地点別に高潮と高波の時系列変化を示す。なお、図-7.2 が室戸台風、図-7.3 が第二室戸台風の結果である。これらを見ると、ほぼ両者とも高潮と波浪の衰勢に関しては同様な傾向にあることがわかる。例えば、舞子、神戸、西宮では高潮が生起する前に波高が大きくなり、その後高潮の最大値を迎えた後、再び波高が大きくなっている。湾東岸から南部にかけての地点についても、高潮が生起した 1～2 時間後に波高の最大値を迎えている点で似た傾向と言える。

住吉崎については、図-7.2、図-7.3 を見てわかるとおり、高

表-7.5 高潮と高波の最大値と生起時間差(室戸台風)

地点	高潮最大値 (m)	波高最大値 (m)	生起時間差 (分)
舞子	1.49	4.87	-75
神戸	1.72	4.26	-65
西宮	1.82	3.8	40
大阪	1.8	2.58	65
貝塚	1.54	4.03	75
住吉崎	1.17	3.86	5
洲本	1.09	3.53	-155

表-7.6 高潮と高波の最大値と生起時間差(第二室戸)

地点	高潮最大値 (m)	波高最大値 (m)	生起時間差 (分)
舞子	1.41	4.79	120
神戸	1.68	4.13	-75
西宮	1.78	3.64	55
大阪	1.78	2.57	105
貝塚	1.53	4.17	90
住吉崎	1.14	3.95	10
洲本	1.07	3.38	-155

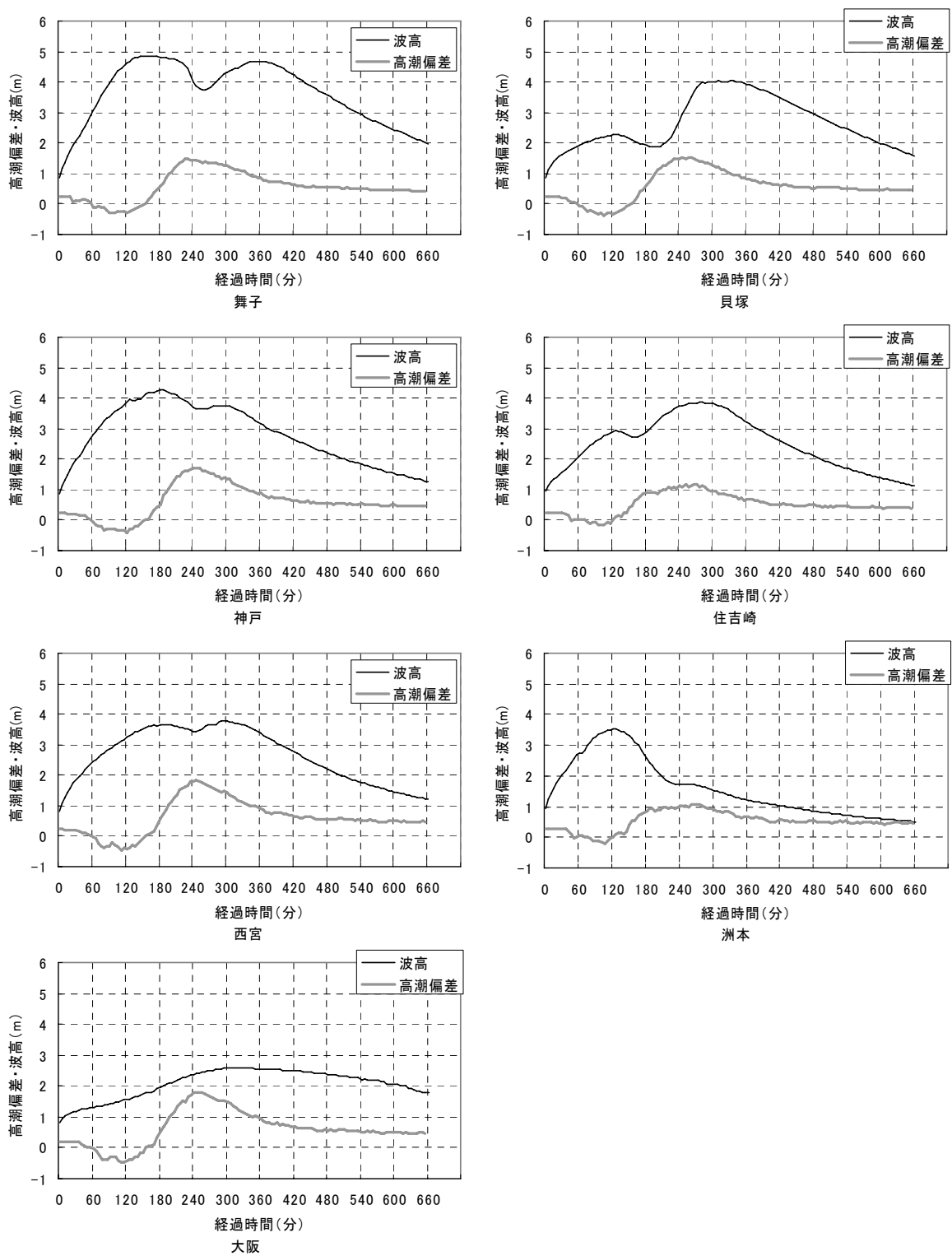


図-7.2 各地点の高潮偏差と波高の時系列変化（室戸台風）

潮偏差の値が経過時間 180 分頃から約 2 時間程度 1m 前後の値を示しており、明確なピークを示していない。つまり、高潮偏差は 1m 前後と他地点の 2m 前後の高潮偏差よりは低いものの、住吉崎においては比較的長時間高潮が継続していることがわかる。従って、住吉崎では、顕著な高潮

偏差のピークを迎えることなく、かつ、高潮偏差の最大値も他地点に比して小さくなる傾向があることがわかった。

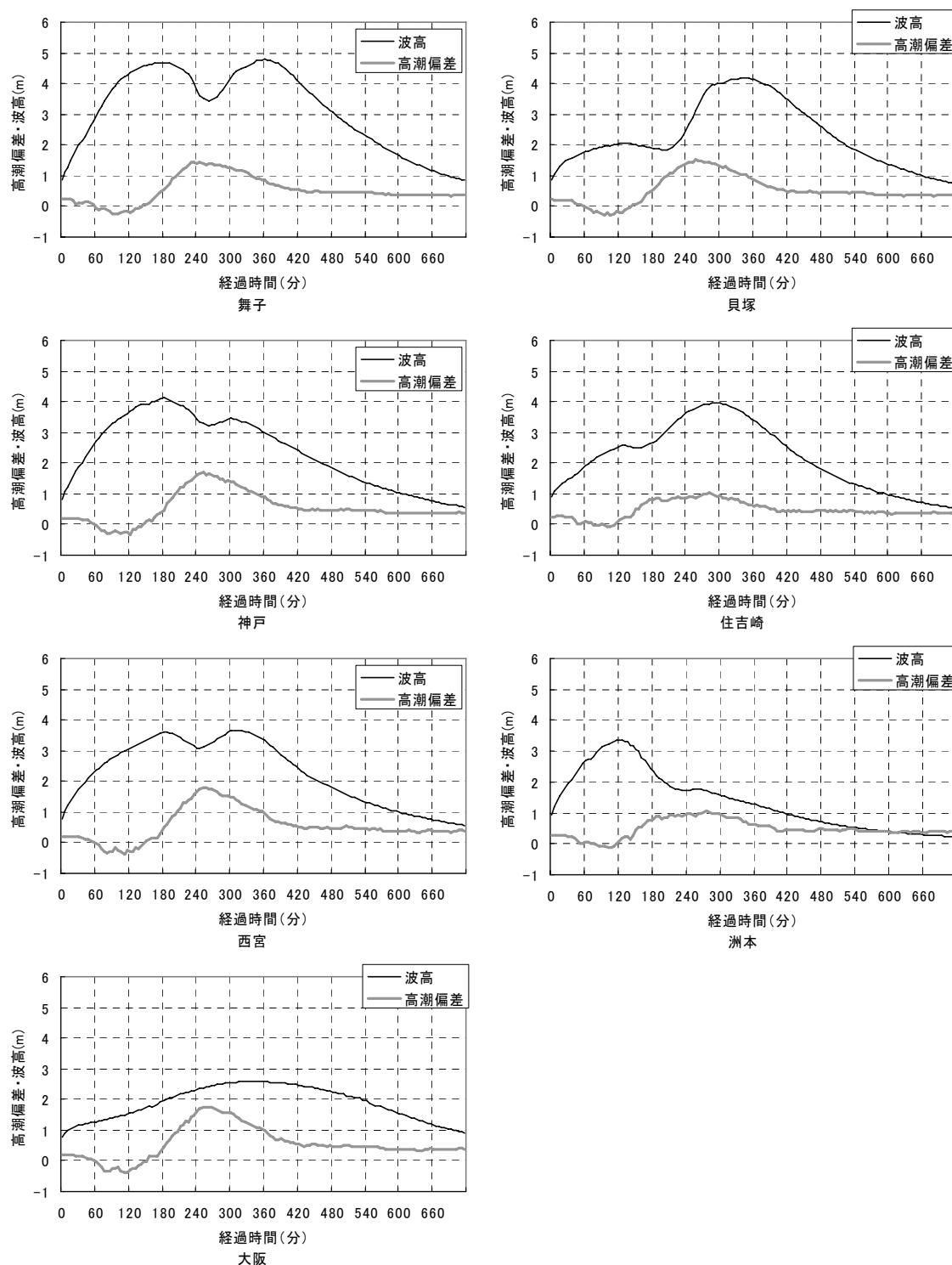


図-7.3 各地点の高潮偏差と波高の時系列変化（第二室戸台風）

また、住吉崎では、台風が大阪湾の北西部まで進行した後、吹き返しによる南西風によって高波が生起するが、高潮の継続時間が長いことから、高潮と高波が同時生起している状態になっているものと言える。ただし、波高については 4m を越えているため、波高については十分考慮する必要があると言える。

図-7.2 と図-7.3 の舞子、神戸、西宮および洲本の各地点についてみると、高潮の最大値を迎える時間よりも早く波高が大きくなっている点が特徴的である。これは、台風が大阪湾よりも南西（四国室戸岬付近）に位置している時間帯において、大阪湾が東寄りの風に支配的となるため、湾北西部で高波となるためと考えられる。

その後、台風が大阪湾上へ進行すると共に各地点で高潮偏差が大きくなっている。また、舞子、神戸、西宮では、同時に波高がやや小さくなっていることがわかる。これは、想定台風の中心が大阪湾中央部付近を通過するため、通過時は一時的に風速が弱まることに起因していると考えられる。

洲本を除く各地点では、台風がさらに北上した頃に波高が大きくなっている。これは、台風の北上に伴って大阪湾上では南西風が支配的となるからである。

これらのことから、高潮と高波の同時生起性について見てみると、住吉崎以外の各地点においては、比較的顕著に高潮が生起する時期と波高が大きくなる時期に時間差があることがわかる。従って、従来の想定台風来襲時の大阪湾沿岸において、高潮と高波が同時に生起することが想定されていたが、室戸台風や第二室戸台風のような危険台風進路を辿る想定台風については、必ずしも大阪湾沿岸で高潮と高波が同時に生起するとは限らないと言える。また、高潮と波浪の数値計算の結果、住吉崎を除く大阪湾沿岸における高潮と高波は、1 時間から 2 時間程度の時間差を持って生起することがわかった。

以上のことから、従来想定されている高潮と高波が同時に生起するとした外力算定手法は、高潮と高波が必ずしも同時に生起していない点を考えると、外力をやや過大に見積もっている可能性があると言える。

7.4 高潮と高波の同時生起性を考慮した今後の高潮対策

以上の結果を鑑み、大阪湾沿岸における今後の高潮対策について、私見を述べる。

7.2 と 7.3 で示されたように、室戸台風の進路に伊勢湾台風を進行させる従来の想定手法は、台風の出現率および大阪湾沿岸における高潮と高波の同時生起特性を考慮すると、比較的安全側の外力を見積もる想定であることがわかった。実際、昨今においても T0406 号のように想定台風の進路と同じような経路を進行した台風が発生しているが、大阪湾沿岸では顕著な災害事例は発生しておらず、想定台風による外力想定が安全側にあることを示していると言える。

しかし、従来の設計外力を求める手法としては、一つの想定台風について、最大潮位偏差と最大波高を別々に求め、それらが同時に生起するとして外力を想定していた。つまり、設計外力の信頼性について言えば、既往最大規模の外力値に依存した手法であったと言わざるを得ない。

しかし、本研究で作成した確率台風モデルを用いると、想定台風を既往最大規模の台風に限定することなく、台風進路、中心気圧、進行速度の台風諸元ごとに、より危険な条件を精査することが可能であることから、想定台風を正味の危険な台風として、その出現率と併せて求めることが可能となる。

今後の高潮対策としては、既往最大の概念に囚われず、対象海域において最も危険な台風進路パターン(本研究では一定領域を通過する台風を抽出し、危険台風進路の出現率を把握した)は何れであるかを確率台風モデルによって精査し、当該台風の出現率を把握しつつ想定台風を設定することを提案したい。危険台風を想定台風とし、その出現率を求める手法は、高潮防御護岸の設計外力の信頼性向上と、費用対効果の把握が可能となる点で有意な手法であると考える。

7.5 結語

以上の結果をまとめると、以下のとおりである。

- 1) 大阪湾沿岸において来襲することが想定されている台風、想定台風(室戸台風の進路に伊勢湾台風を進行させる)の出現確率は、**0.0132%**であり、およそ **282 年**に **1 度**の頻度で出現する可能性のある台風である。
- 2) 室戸台風および第二室戸台風に伊勢湾台風を進行させた想定台風によって、大阪湾沿岸の各地において生起する高潮と高波については、高潮と波浪の数値計算結果によると、住吉崎を除く湾沿岸の各地点で、**1 から 2 時間程度**の時間差を持って生起することがわかった。
- 3) 設計外力を設定する際、本研究で提案した確率台風モデルを用いることで、既往最大の概念ではなく、具体的な信頼性を有する設計外力の想定が可能となる。

参考文献

- 1) 大阪府: <http://www.pref.osaka.jp/osaka-pref/nishiosaka/kikaku/suigai.html>
- 2) 村上和夫, 森川雅行, 堀江毅: ADI 法による高潮の数値計算法, 港湾技術研究所資料, pp.35, 1985
- 3) 国土交通省中部地方整備局港湾空港部: http://www.pa.cbr.mlit.go.jp/tokusyu02_3.html
- 4) 和達清夫: 津波・高潮・海洋災害 防災科学技術シリーズ 2, 共立出版, 1970
- 5) 国立天文台編: 理科年表平成 10 年(机上版), 丸善株式会社, 1997
- 6) 気象庁電子閲覧室:
<http://www.data.kishou.go.jp/bosai/report/1961/19610915/19610915.html>

第 8 章

結論

本研究では、高潮と高波の同時生起特性について、実測値から把握を試み、次いで確率的台風モデルを用いて高潮と高波の数値計算から推算値を求め、高潮と高波の同時生起確率特性について把握することを試みた。以下のその結論をまとめる。

第 1 章では、9119 号や 9918 号による高潮災害を例に挙げ、自らの災害体験を踏まえながら、高潮と高波の同時生起特性を把握する意義について述べ、本研究の概要を解説した。

第 2 章では、本研究において共通して頻繁に使用した高潮・波浪解析手法(台風モデル、高潮計算モデル、波浪推算モデル)について概説した。

第 3 章では、高潮と波浪による災害の実例として広島湾沿岸における台風 9918 号による浸水被害について、高潮と高波および浸水に関する数値計算を実施し、被災の主要因を解明した。

広島湾沿岸における T9918 号による高潮氾濫は、高潮と高波が同時に生起している状態であって、特に越波による影響を大きく受けていることがわかった。

第 4 章では、大阪湾沿岸における高潮と高波の同時生起特性について、実測の資料を元にその実態を把握した。その結果、高潮と高波の生起時間差には、台風経路と台風の進行速度が大きく影響していることがわかった。大阪湾は、南西から北東に伸びる楕円形をした地形をしていることから、湾北東部で大きな高潮と高波が出現する条件としては、大阪湾が南西風に支配される時間が長い場合が挙げられる。大阪湾上において南西風が支配的になる台風経路は、IV型とVI型の台風、つまり大阪湾上および西側を通過する台風である。これらの台風経路のうち、高潮と高波が同時に生起する傾向にあるのは、IV型の台風であった。

大阪湾における防潮堤の設計波は、本研究におけるVI型の台風経路を想定して選定されているが、設計において想定されている高潮と高波の同時生起という現象は、必ずしも実際の現象として生起していないことがわかった。

第 5 章では、資料としての台風の作成を主目的とし、確率的台風モデルの作成を試みた。作成した確率的台風モデルによって得られる台風資料は、以下のような再現特性を持つ。

- 1) 台風経路は、観測期間と同じ 45 年間の再現計算の結果、大阪湾付近の北緯 34～35 度、東経 134.5～135.5 度の範囲を通過した台風については、台風の出現から変針地点、当該領域を通過する傾向などの点で、観測値とほぼ同じ出現傾向にある。

- 2) 計算で作成した台風を中心気圧の最大値は、観測値から極値統計解析を行った結果と比較して再現年数が少ない場合は 10 から 30hPa 程度過少に、5000 年以上の再現年数ではほぼ 888hPa に収束する傾向にあることがわかった。進行速度の最大値については、極値統計解析の結果よりも、6 から 20km/h 程度遅い台風が作成される。
- 3) 10000 年の再現計算の結果、台風の進行方位の出現特性は、平均値 51～52 度の正規分布型に分布し、観測値に近い出現傾向にある。進行速度の出現値の平均値は約 50km/h で、観測値のそれと比較して 5km/h 程度速い。出現確率の分布形状は、観測値同様に正規分布型に分布する。中心気圧は、計算における気圧上限値に近い 1010～1015hPa の出現率が高く、平均値は観測値よりも 4hPa 程度大きくなる。気圧上限値に近い気圧の出現率が大きいのは、観測値と同様な傾向であり、出現確率分布は、実測値と同様な対数正規分布に近い傾向を示す。

以上の再現特性から、本研究の確率的台風モデルによって作成される台風資料の経路と諸元として、非現実的な値は出現せず、観測値に比較的近い出現特性を持っており、資料としての台風を作成する手法としては、十分に有用であると言える。

第 6 章では、第 5 章で得られた確率的台風モデルを用いて大阪湾沿岸における高潮と高波の同時生起について台風の出現確率を踏まて、確率的特性を把握した。

大阪湾における高潮偏差は、台風を中心気圧が低く、進行速度が速いほど大きな高潮偏差が生起する。また、大阪湾よりも距離が離れている地点を通過している台風の場合、大阪湾上の気圧が高くなり、吸い上げ効果が弱くなることから、高潮偏差は小さくなる傾向にあることがわかった。

大阪湾における波高の最大値は、台風を中心気圧が低く、かつ大阪湾が台風の最大風速半径外にある場合に大きな値が出現する。台風との距離が比較的近く、台風の最大風速半径内に位置する湾北部の各地点では、台風との相対距離が離れることで、最大風速半径に近づくことになり、より大きな波高が出現する。逆に最大風速半径の外側に位置する地点では、台風との相対距離が大きくなることで最大風速半径から遠ざかることになり、波高は距離に比例して小さくなる。

高潮と高波の最大値の生起時間差は、大阪湾から台風までの相対距離に最も依存する。大阪湾北部と南部においては、相対距離が大きくなると、負の時間差から次第に大きくなり、時間差が 0 に近づく。大阪湾東部では、相対距離に比例して正の時間差から次第に時間差が小さくなる。大阪湾西岸の洲本に関しては、台風資料採取領域を通過する台風については、必ず高波が高潮よりも先に生起し、その時間差は、進行速度に比例して小さくなる。

大阪湾北部沿岸および南部の住吉崎では、台風と大阪湾の相対距離が 20 から 45km 以下の大阪湾上を通過する台風において、高潮よりも高波が 100 分程度早く別々に生起するが、大阪湾から離れたところを進行する台風は、北向きの風が強い時期に大阪湾に最接近し、高潮と高波が同時に生起する。大阪湾東部沿岸では、台風と大阪湾との相対距離が 10 から 15km 程

度の大阪湾上を通過する台風よりもさらに西側を進行する台風において高潮と高波が同時生起する。洲本に代表されるような大阪湾西部沿岸では、台風資料採取領域を通過する台風については、高潮と高波は同時生起しない。

大阪湾沿岸の各代表地点において高潮と高波が同時に生起する台風は、10000 年の再現計算によって、3 から 4 年に 1 回の割合で出現することが分かった。高潮と高波がより大きくなる条件(中心気圧 940hPa 未満, 進行速度 60km/h 以上)の台風諸元の出現率を考慮すると、中心気圧のみを考慮した場合 80 から 110 年に 1 回, 進行速度の場合は 4 から 6 年に 1 回, 両者を考慮した場合 250 から 300 年に 1 回の割合で高潮と高波が同時生起する。

第 7 章では、大阪湾沿岸において来襲することが想定されている台風、想定台風(室戸台風の進路に伊勢湾台風を進行させる)について、その出現特性を把握しつつ、高潮と高波の同時生起性について調べた。その結果、大阪湾沿岸において来襲することが想定されている台風(想定台風)の出現確率は、0.0132%であり、およそ 282 年に 1 度の頻度で出現する可能性のある台風であることがわかった。また、想定台風によって生起する高潮と高波は、住吉崎を除く大阪湾沿岸において 1~2 時間程度の時間差を持って生起することがわかった。従って、大阪湾で来襲が想定されている台風の出現確率と、それによって生起する高潮と高波の同時生起性を考慮すると、想定外力は、より安全側を想定していることがわかった。

設計外力を想定する際、本研究で提案した確率台風モデルを用いることで、既往最大の概念ではなく、具体的な信頼性を有する設計外力の想定が可能となる。

以下に本研究に関する今後の課題を述べる。

高潮の推算に後藤モデルを用いたが、運動方程式の非線形項の差分化において 1 次の風上差分を用いており、CFL 条件を満たせば適切な解が得られるものの、計算時間の高速化においては計算機の性能に依存せざるを得ない。また、近年では風上差分とは別に CIP 法に代表されるような高精度の差分法も研究されているため、当該モデルにおける差分法を改良することが望ましいと考えられる。また、広島湾における高潮計算において、実測値との差が大きく、異常潮位を 40cm 程度の上乗せする必要があった。この点については、その原因が、外洋潮流の流動特性による影響(黒潮の蛇行など)なのか、近年問題視されている温暖化による水位上昇といった長周期的な変動特性を有する現象なのかなど、より詳細に研究する必要があると考えている。実用面で考えれば、天文潮を求める際の分潮係数の見直しを行う必要もあるだろう。

確率的台風モデルの作成において、最も重要となるのが実測値の把握である。物理モデルではない当該モデルは、実測の台風諸元に依存している点において、常に資料を更新する必要がある。つまり、台風が発生するたびに初期出現確率分布や計算セルの進入諸元と変動率の形状母数を変更しなければならない。本研究で用いた台風資料は 1951 年から 1995 年の限られた資料を用いていることから、既に 2004 年となった近年までの約 9 年間の資料を追加して、再度計算を行い、

その精度を検証する必要があると考えている。

また、本研究では特に大阪湾を例に挙げて高潮と高波の同時生起特性を把握したが、この同時生起特性は、大阪湾の地形的特性と台風の進行状況に依存することは、上記の結果からも明確である。従って、任意の海域における高潮と高波の同時生起特性を把握するためには、それぞれにおいて本研究で示した解析手法を講じなければならない。今後は、大阪湾以外の海域についても高潮と高波の同時生起確率特性について把握していきたい。

謝 辞

本研究を進めるに当たり、常に懇切丁寧にご指導を賜りました京都大学防災研究所教授 高山知司 先生に、深甚なる感謝の意を表します。先生には、在学中の時のみならず、私が博士後期過程を認定修了した後においても、研究の進行状況を気にかけて頂き、小生を叱咤激励下さいました。また、ご多忙の中にあつて貴重なお時間を拝借し、本研究に関する適切な助言と方向性を示して頂きました。高山先生から頂いたご指導は、私の社会人としての個を形成する過程において確固たる道標を示して頂いたものと深く感謝しております。

また、本研究をまとめるに当たり、京都大学大学院教授 酒井哲郎 先生、京都大学防災研究所助教授 間瀬 肇 先生には、適切なご助言とご指導を頂きました。感謝の念に耐えません。特に間瀬先生には、私を海岸海域災害研究分野へ導いて頂いた頃から公私共に大変お世話になりました。研究に関するご指導ばかりでなく、私的な相談にも応じて頂き、精神的に支えて頂きました。

愛知県立大学 教授 吉岡 洋 先生には、先生が京都大学防災研究所ご在任中の折、気象および観測資料をご提供頂き、その他関連する資料の取得と解析方法についてご指導頂きました。

本研究において、頻繁に使用させて頂いた高潮計算モデルの作者であられる故後藤智明先生には、ご健在の折、快くプログラムをご提供頂き、感謝の念に耐えません。本研究の成果をお見せすることができないままご逝去され、直接お礼を述べることもできない事が残念でなりません。

広島湾における高潮・波浪災害の研究においては、被災実態を調べるに当たり、国土交通省中国地方整備局 西田氏をはじめ、広島県土木部には被災現場の調査資料をご提供頂きました。また、浸水氾濫解析において、現長崎大学 助手 川池健司氏に多分の協力を頂きました。

元京都大学大学院の学生で、現ハイドロソフト株式会社 木村彰宏 氏、現東海旅客鉄道株式会社 平尾博樹 氏、現独立行政法人港湾空港技術研究所 高橋英紀 氏には、本研究を進める際に様々な助言を頂き、研究完成への礎となりました。木村氏には研究遂行における助言の他、精神面での支援を頂きました。平尾氏には WAM および SWAN の使用において、高橋氏には確率的台風モデルの作成において、不可欠な助言を頂きました。

また、確率的台風モデルの基礎資料の整理及び作図において國富株式会社 田中雅之氏には貴重な時間と労力を割いて頂きました。

他同研究分野 OB および在学生の諸兄には、小生の在学 5 年間において苦楽を共にした仲間として、感謝の意を表します。

最後に、予備校、大学進学から認定退学までの 10 年間、小生の勝手を許して頂き、援助して頂いた父國富豊史と母やよいに感謝します。特に父には、國富株式会社入社後も本研究遂行のために多大な迷惑をおかけしました。今後は職務を全力で全うします。