

1955～1998 年の 60 台風客観解析データを用いた 高潮ハザードの算出

松田 真盛*・河田 恵昭**・永田 茂***

公共投資の思想が集中的選択投資へと移行しており、防災投資も適材適所に行うことが求められている。高潮に関してもどの地域がどの程度の危険度にさらされているのかを客観的に評価し、それに応じた最適な防災投資を実施するうえで、外力の大きさとその確率的な頻度の把握はなくてはならない要素である。このような観点のもと、本研究では 1955～1998 年の 44 年間に実際に日本に襲来した顕著な 60 台風の客観解析データを使用して高潮ハザードカーブの作成を行い、高潮外力の確率的特性の把握を行った。東京・大阪・名古屋・鹿児島における高潮危険度を定量的に示すとともに、4 地域の相対的な危険度の比較結果を示した。

1. ま え が き

公共投資の思想が集中的選択投資へと移行しており、防災投資も適材適所に行う必要があると指摘されている。高潮に関しても、どの地域がどの程度の危険度にさらされているのかを客観的に評価し、それに応じた最適な防災投資を実施する必要がある。これまで高潮防災は第 2 室戸台風や伊勢湾台風の教訓をもとに、既往最大の潮位偏差を対象に行われてきた。しかしながら、最適防災投資及び最適補修戦略を立案する際には、既往最大の潮位偏差を対象に対策を講じるということは、再現期間が何年の外力に対処することになるのか明らかにすることが重要であり、外力の大きさとその確率的な頻度の把握はなくてはならない要素である。このような観点のもと、本研究では 1955～1998 年の 44 年間に実際に日本に襲来した顕著な 60 台風の客観解析データを使用し、高潮ハザードカーブの作成を行い、高潮外力の確率的特性の把握を行った。

2. 客観解析データを用いた高潮潮位偏差の算出

2.1 高潮潮位偏差の経験的予測式

高潮の発生原因の主なものとは低気圧、特に台風が考えられる。甚大な高潮被害をもたらした 1961 年の潮位偏差 2.5 m を記録した大阪での高潮、また 1959 年の潮位偏差 3.5 m を記録した名古屋での高潮、また記憶に新しい 1999 年の潮位偏差 3.1 m を記録した八代湾での高潮はすべて第 2 室戸台風、伊勢湾台風、台風 9918 の上陸が原因である。そこで今回は高潮の発生要因を台風に絞り、高潮ハザードの作成にあたる。

高潮災害は潮の満ち引きである天文潮と、台風や低気圧による気象潮のピークが重なった時、発生する危険性が特に高いが、本論文では、気象潮のみによる潮位の上

昇分を対象として、これを潮位偏差と呼ぶことにする。高潮の主な発生機構としては、気圧降下による海面の吸い上げと、強風による吹き寄せである。

海岸施設設計便覧 (2000) によれば気圧降下による海面の吸い上げによる潮位偏差は以下の式で記述できる。

$$\eta_{ps} = 0.991(1013 - p) \times 10^{-2} \dots\dots\dots (1)$$

ここに η_{ps} : 気圧降下による潮位偏差 (m), p : 気圧 (hPa) である。ただし、この式は海面が十分に広く、地球の自転効果が無視できる程度に海水の流動が小さいときに成立する。

同じく海岸施設設計便覧 (2000) によると、吹き寄せによる潮位偏差は以下の式で示される。

$$\eta_w = \frac{\rho_a(1 + \lambda)}{\rho_w g} \gamma_s^2 \frac{l}{h} U_{10}^2 \dots\dots\dots (2)$$

ここに η_w : 吹き寄せによる潮位偏差, ρ_a : 空気密度, ρ_w : 海水の密度, λ : 風のせん断力と海底摩擦力の比, γ_s : 海面の摩擦係数, l : 湾の長さ, h : 湾の水深, U_{10} : 海面上 10 m における風速である。

しかし、高潮の潮位偏差はこの気圧降下と強風の二つの条件が全く同じであっても、その地点の湾の形状、海底地形の形状に大きく左右されるため一意には決定しない。

海岸施設設計便覧 (2000) によれば湾ごとの高潮の潮位偏差の経験式が以下のように与えられている。

$$\eta_m = a \Delta p + b U_{10}^2 \cos \theta + c \dots\dots\dots (3)$$

ここに η_m : 潮位偏差 (cm), Δp : 最大気圧低下量 (hPa), U_{10} : 海面上 10 m での風速 (m/s), θ : 主風向と湾軸のなす角, a, b, c : 地点ごとの定数である。

式 (3) より高潮の潮位偏差は、最大気圧低下量 Δp , 海面上 10 m での風速 U_{10} , の評価をすることにより求まる。

a) 台風による傾度風速の算出

光田・藤井 (1997) によると、ある任意地点における台風による傾度風速は次式で与えられる。

* 学生会員 京都大学大学院工学研究科土木システム工学専攻
** フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所巨大災害研究センター
*** 正会員 工博 鹿島技術研究所主幹研究員 (京都大学防災研究所巨大災害研究センター客員助教授)

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left\{ -(fr - C \sin \theta) + \sqrt{(fr - C \sin \theta)^2 + \frac{4}{\rho x} \Delta p \exp \left[-\frac{1}{x} \right]} \right\} \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに V_{gr} : 傾度風速 (m/s), f : コリオリ因子 ($=2\omega \sin \phi$), r : 台風中心から任意地点までの距離, θ 台風の進行方向から任意地点までの角度, $x=r/r_m$: 最大旋衡風速半径による基準化距離 (r_m : 最大旋衡風速半径), ρ : 空気密度, C : 台風の進行速度である。

一般的に高潮潮位偏差は台風が対象港湾の西側を通過するときに高くなる傾向にある。これは台風の風の渦が左回りであるため、これに進行速度が加わり、台風の東側の風速が西側のそれより大きくなるためであり、式 (4) は台風の進行速度も考慮されている。

b) 傾度風速の地上風速への変換

高潮を発生させる風速は地上風速または海上風速であるため、式 (4) で求められた上空の風速である傾度風速を変換式 (5) (光田・藤井, 1997) により地上風速に変換した。

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

ここに, $x=r/r_m$, $x_p=0.5$, $k=2.5$ である。

また, $G(x)$ が最大となるのは $x=0.5$ の時であり、次のようになる。

$$G(0.5) = G(\infty)(1 + 10^{0.0231 \Delta p - 1.96}) \quad \dots\dots\dots (6)$$

結局, 上記により求めた $G(x)$ を V_{gr} に乗じ、地上風速が求められる。

$$U_{10} = V_{gr} \times G(x) \quad \dots\dots\dots (7)$$

この地上 (海上) 風速は上述の式 (3) の入力となる。

c) 気圧降下の算出

schloemer ら (1954) によると任意地点の台風による気圧 P_r は次式で表される。

$$p_r = p_c + (p_\infty - p_c) \exp \left[-\frac{r_m}{r} \right] \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここに P_c : 台風の中心気圧 (hPa), p_∞ : 台風の周辺気圧 ($=1013$ hPa), である。

この P_r より上述の式 (3) の Δp を求めることができる。

d) 潮位偏差の評価

1955 年から 1989 年に来襲した顕著な 60 台風について光田・藤井 (1999) が行った気圧場客観解析データを使用して、上式 (3)～(8) から高潮の最大潮位偏差を

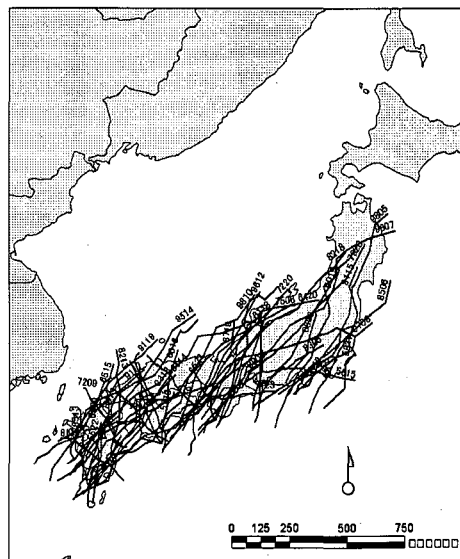


図-1 60 台風のトラック

評価した。使用した台風のトラックを図-1 に示す。

この客観解析データは台風上陸数時間前から日本列島を通過するまでの中心緯度経度、中心気圧、周辺気圧、最大旋衡風速半径などの台風パラメータに関する一時間ごとの計算結果データである。一時間ごとに逐一对象港湾の潮位偏差を求め、その内出現した最大潮位偏差を表-1 のようにまとめた。

2.2 高潮潮位偏差記録との比較

表-1 の結果のうち、甚大な高潮災害を引き起こした第2室戸台風・伊勢湾台風を含む4台風について潮位偏差の計算結果と観測値を比較したものが表-2 である。

第2室戸台風による大阪における潮位偏差は観測値で250 cm であるのに対し、計算値は228 cm であった。また、台風6420 による同地点における潮位偏差は200 cm であるのに対し、計算結果は216 cm であった。大阪については両者とも符合している。また、伊勢湾台風による名古屋の潮位偏差は観測値で350 cm, 計算値は415 cm であり、少々過大に評価されているものの、台風外力と高潮の潮位偏差はうまく符合していると言える。

3. 高潮ハザードの評価

3.1 高潮の発生頻度のモデル化

高潮の発生原因である台風は、太平洋熱赤道近傍で発生し、日本への来襲時期は7月～10月にかけてであり、季節的には台風の発生は周期性を有している。しかしながら年間を通してみると、台風の発生頻度はポアソン分布で近似される事が多く、例えば山口ら (1994) は確率台風モデルの年間台風発生数を7.8 個のポアソン分布で近似している。本論文でも、台風の発生頻度がポアソン

表-1 60 台風 の計算結果

台風名	大阪	名古屋	鹿児島	東京
5522	26.6	29.4	88.6	18.0
5615	14.5	28.3	3.1	49.8
5710	27.6	24.3	36.3	11.9
5821	29.1	51.9	7.8	107.8
5822	10.7	18.9	2.7	49.5
5906	41.2	50.9	12.6	49.0
5915	92.6	415.2	17.7	71.6
6016	31.9	22.8	8.6	11.1
6118	228.3	144.6	16.6	36.1
6124	7.2	16.1	0.0	301.0
6039	15.4	16.8	20.2	10.0
6414	33.5	25.9	95.9	11.7
6420	216.0	123.3	32.1	38.7
6515	42.6	50.5	67.9	34.8
6517	27.2	40.5	12.9	55.8
6523	131.0	87.8	22.4	43.5
6524	58.8	87.9	21.1	107.3
6626	32.6	54.9	14.6	57.1
6734	48.1	96.8	19.0	61.4
6804	48.9	62.2	28.9	45.3
6909	30.4	58.8	67.6	30.4
7002	78.9	50.9	15.8	33.7
7009	18.2	16.7	31.6	7.8
7010	10.2	0.0	1.4	0.0
7119	37.0	48.3	114.4	36.3
7123	37.8	43.2	38.4	40.2
7209	16.5	19.9	16.0	13.7
7220	47.9	191.3	0.8	31.1
7416	26.2	25.9	12.6	17.2
7506	96.7	75.8	11.1	23.7
7617	12.7	9.3	45.3	1.3
7916	76.2	139.9	7.5	20.8
7920	54.0	113.4	20.2	73.6
8013	33.5	43.4	41.6	32.7
8110	3.1	2.9	21.9	1.4
8115	32.5	55.3	8.8	157.4
8210	38.8	95.8	12.9	49.1
8213	24.1	23.5	24.7	11.4
8218	24.8	44.9	6.4	80.2
8219	23.9	22.7	13.3	11.1
8305	15.6	25.9	4.2	24.4
8506	23.5	41.1	4.9	61.5
8513	10.8	12.0	122.5	7.3
8719	93.5	118.6	10.7	24.2
8917	51.4	131.5	8.3	21.6
9019	45.8	185.1	10.6	47.2
9117	24.9	23.3	45.3	11.6
9119	75.7	72.0	69.9	36.2
9210	75.4	56.5	141.5	23.4
9313	54.6	46.9	38.1	22.8
9426	68.9	193.6	17.6	45.4
9514	33.7	32.0	58.8	13.9
9606	13.9	16.9	52.6	11.8
9612	150.1	158.2	137.3	39.1
9708	72.7	122.2	46.2	43.8
9709	47.0	18.6	4.2	6.2
9719	0.0	0.0	43.6	0.0
9805	15.1	30.7	5.3	126.9
9807	36.3	52.8	0.0	0.0
9810	143.6	68.2	15.4	3.8

単位: cm

表-2 潮位偏差の計算結果と観測値

台風名	地点	観測値 (cm)	計算値 (cm)
6118 (第 2 室戸台風)	大阪	250	228
6420 (台風 6420)	大阪	200	216
5915 (伊勢湾台風)	名古屋	350	415
6909 (台風 6909)	鹿児島	107	68

平均発生回数 $\nu(\eta)$ よりその関数形が一意に決定する。

表-1 の計算結果より、例えば観測期間 44 年間における 50 cm 以上の高潮平均発生回数を求めると表-3 のようになり、これから年平均発生回数 $\nu(\eta)$ は大阪で 0.409 回/年、名古屋で 0.659 回/年、鹿児島で 0.250 回/年、東京で 0.227 回/年となる。

一方、この確率密度関数を用いて、観測期間 44 年間に発生する 50 cm 以上の高潮発生回数を計算し、その結果を以下の表-4 に示した。

次に、高潮発生頻度のポアソン分布の適合性を見るために、表-3 と表-4 の結果に加えて、潮位偏差 25 cm 以上の場合、100 cm 以上の場合についてもグラフ化して図-2 に示した。

図-2 より、名古屋に関しては高潮の発生がポアソン分布から若干離れているが、その他の 3 港湾に関しては良い適合を見せている。特に鹿児島では良い適合を示している。

3.2 高潮ハザード曲線の評価

以上の検討より高潮の発生頻度がポアソン分布と考え、高潮ハザードカーブの構築を行った。ハザードカーブは地震の危険度評価でよく使用される外力とその発生頻度の関係を示したものである。土木学会編(1989)、星谷 (2001) による地震ハザードカーブの算出法に従い、今回の高潮ハザードを導く。

ある潮位偏差 η 以上の高潮の年平均発生回数を $\nu(\eta)$

表-3 表-1 の集計結果に基づく観測期間 44 年間における 50 cm 以上の高潮発生頻度

発生回数/年	大阪	名古屋	鹿児島	東京
1	14	20	9	8
2	2	3	1	1
3	0	1	0	0
4	0	0	0	0

表-4 ポアソン分布から推定した 44 年間における 50 cm 以上の高潮発生頻度

発生回数/年	大阪	名古屋	鹿児島	東京
1	11.95	15.00	8.57	7.98
2	2.24	4.94	1.07	0.90
3	0.33	1.09	0.09	0.07
4	0.03	0.18	0.01	0.00

分布に従うと仮定し、台風を発生原因とする高潮の発生確率に関しても式 (9) のポアソン分布を仮定した。

$$P(n, \Delta t, \eta) = \frac{(\nu(\eta)\Delta t)^n}{n!} \exp[-\nu(\eta)\Delta t] \quad \cdots (9)$$

ここに、 $P(n, \Delta t, \eta)$: 期間 Δt 年に潮位偏差 η を超える高潮が n 回発生する確率密度関数であり、分布形状は年

とすると、ある潮位偏差 η 以上の高潮年超過発生確率 $P(\eta)$ は次式のようになる。

$$P(\eta) = 1 - \exp[-\nu(\eta)] \quad \cdots \cdots (10)$$

$$\nu(\eta) = \frac{n_\eta}{T} \quad \cdots \cdots (11)$$

ここに、 n_η ： T 年間における潮位偏差が η 以上の高潮の発生回数(回)、 T ：観測年数(年)である。

以上より我が国の大都市圏を含む4港湾(東京・大阪・名古屋・鹿児島)について高潮のハザードカーブを44年

間60台風において求めたものが図-3である。

今回使用したデータは44年間のデータに限られていたため年超過発生確率の最小値はおよそ0.02となっている。山口ら(1994)は潮位偏差の観測値を3母数Weibull分布にあてはめ、再現期間50～1000年の潮位偏差を求めた。

この推定結果と今回60台風の客観解析データから求めたハザードカーブとをつなぎ合わせたグラフが図-4となる。図-4より今回の計算結果と山口ら(1994)

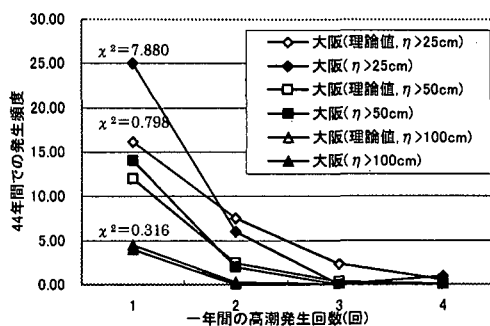
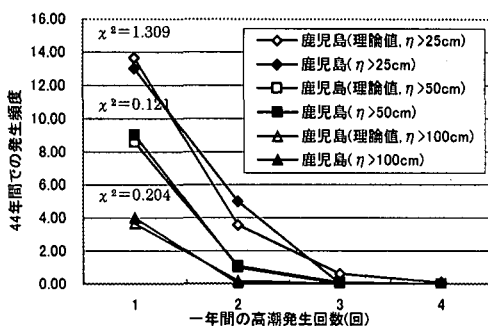
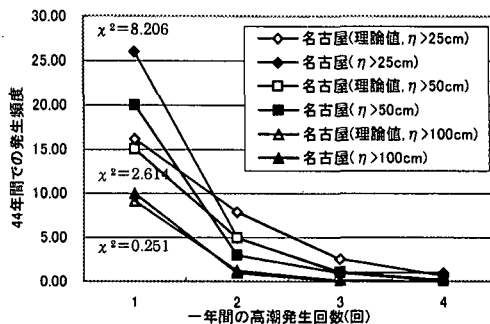
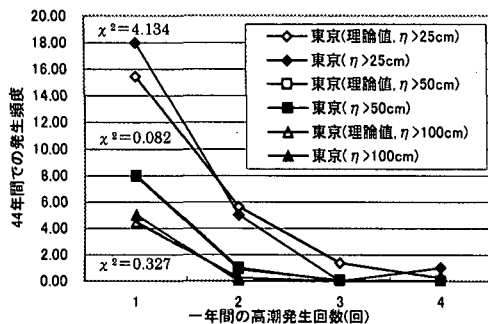


図-2 4港湾における高潮発生頻度のポアソン分布の適合性

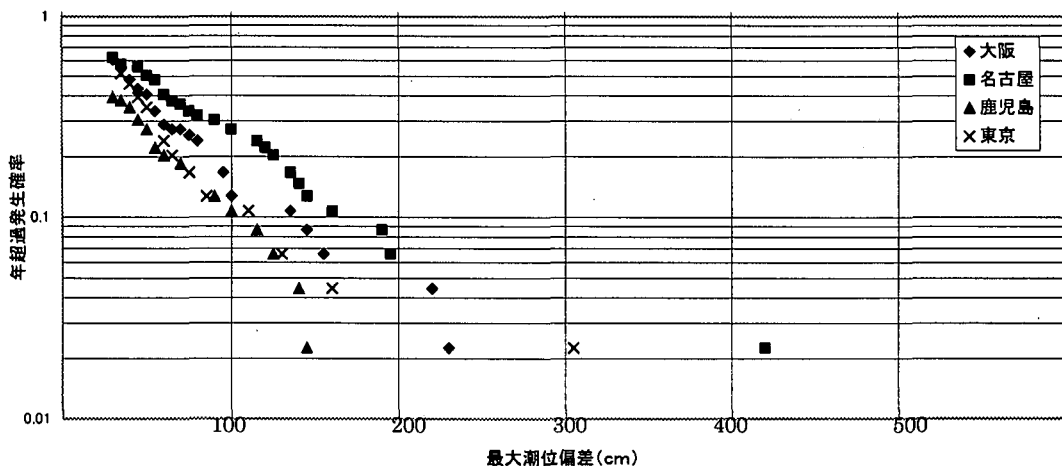


図-3 4港湾の高潮ハザードカーブ

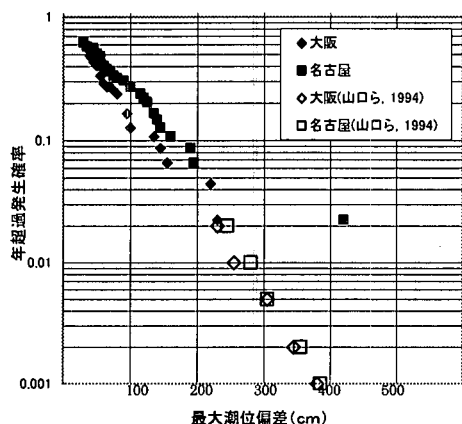


図-4 計算結果の比較

のグラフは伊勢湾台風による 415 cm の潮位偏差を除き比較的連続していることが見て取れる。

本研究では再現期間 50 年未満の高潮潮位偏差の確率的特性が詳細に明らかとなった。土木建造物の多くは耐用年数 100 年以内に設定されており、補修・改修を論ずる上でこの 50 年未満のハザード情報は価値のあるものであると考えることができる。

4. あとがき

本論文では、我が国の代表港湾の高潮ハザードカーブを評価することにより、高潮発生確率の地域特性の違いを明らかにすることができた。本論文で得られた結果を整理すると以下ようになる。

- (1) 1955 年から 1989 年に来襲した顕著な 60 台風について光田・藤井 (1999) が行った気圧場客観解析データを使用して、気象潮のみを対象とした高潮の最大潮位偏差を評価した。この結果ある程度の精度は得られたが、今後は天文潮を含めた検討から精度向上を進める必要がある。
- (2) (1)の解析結果を用いて高潮発生の確率分布を検討したところ、ポアソン分布によるモデル化が可能であることがわかった。

(3) 高潮の発生頻度がポアソン分布と考え、高潮ハザードカーブの構築を行った。この結果、名古屋ではほとんどの潮位偏差においてその発生確率が他の港湾を上回る結果となっており、再現期間 44 年における最大潮位偏差は 415 cm となった。

(4) 伊勢湾台風時の名古屋における最大潮位偏差は、ハザードカーブ上に乗っておらず、異常に大きい値であることがわかった。この名古屋における既往最大潮位偏差 415 cm へ対処するため、伊勢湾の護岸は整備されたが、これが真に合理的・経済的であるかの検討の必要性が認識された。

このように、高潮の地域ごとのハザード特性を明らかにすることによって初めて、その地域に応じた最適防災投資・最適補修戦略の立案が可能となるものと考えている。このため、今後はこの高潮外力の確率特性を用いて、物的、人的、経済的な被害を総合的に検討した高潮リスクカーブを構築し、最適な防災対策等の意思決定の支援情報として活用することを考えている。

謝辞：今回の論文の作成にあたり、貴重な台風客観解析データのご提供頂いた京都産業大学一般教育研究センターの藤井健教授に心より感謝いたします。

参考文献

- 土木学会編 (1989): 動的解析と耐震設計 地震動・動的特性, 第 1 巻, 技報堂出版, 42 p.
- 土木学会海岸工学委員会 (2000): 海岸施設設計便覧, 71 p.
- 星谷 勝 (2001): 建造物の地震リスクマネジメント, 土木施工, 42 巻, 7 号, pp. 97-101.
- 光田 寧・藤井 健 (1997): 台風による風災害の予測, 日本風工学会誌, Vol. 72, pp. 73-83.
- 光田 寧・藤井 健 (1999): 日本本土に上陸した顕著台風の気圧場客観解析の結果について, 実時間的な台風風災害予測法の研究, pp. 64-65.
- 山口正隆 (1994): わが国太平洋岸における高潮の極値の推定, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 281-285.
- 山口正隆 (1995): 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.
- Schloemer, R. W. (1954): Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okeechobee, Florida. Hydrometeorological Report, USWB, No. 31, 49 p.