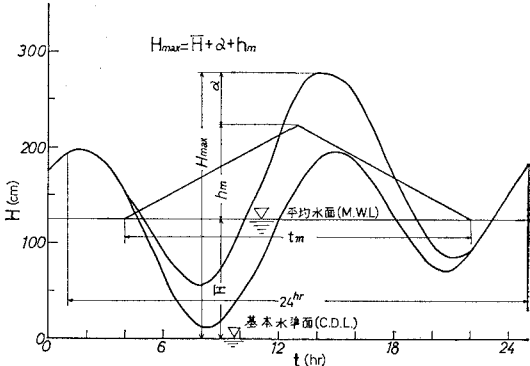


異常高潮位の発生確率の求め方について

— 天文潮と気象潮の重ね合わせによる一方法 —

川 上 善 久*・谷 本 勝 利*

図-1 α の説明図



1. 序論 (研究の動機)

高潮による異常高潮位の発生を統計的に取り扱うとき、

- ① 実測検潮記録の観測期間が不足である。また潮位の表示基準面が信頼できない、
 - ② 電子計算機による数値計算¹⁾や実験式^{2)~4)}により推算するときに、いちいち天文潮位を考慮することを避けたい、
- という場合が非常に多い。

実測検潮記録をそのまま用いるよりは、これから気象潮**を算出し、これに全体を公正に代表する一連の天文潮位を組合せることができれば、検潮資料に対する潮位表示基準面への不信頼や天文潮位の偶然性を除去することができる。その結果、短期間の資料からより信頼度の高い統計的成果が得られるであろう。電子計算機による数値計算や実験式から、ある特定の潮位のときの気象潮だけ求め、これに全体を公正に代表する一連の天文潮位を組合せることができれば、簡単に異常高潮位の統計的資料が得られるであろう。以下はこれに関する筆者らの試みである。

2. 数値実験の概要

(1) 基本的な考え方

図-1 は模型的な天文潮位曲線と気象潮である。両者によって形成される高潮の最高潮位 H_{max} は、その時刻における天文潮位と気象潮差との和である。一般に、

H_{max} の発生時刻は、気象潮差の最大時に一致するとは限らない。しかしここでは、

$$H_{max} = \bar{H} + \alpha + h_m \dots\dots\dots (1)$$

と表わし、実際の多数の天文潮と気象潮の組合せに対して、 α がどのように変化するかを調べ、式 (1) から H_{max} を計算することを試みた。

(2) 数値実験の方法

最初に、電子計算機に毎時の天文潮位を計算させておき、これに二等辺三角形形状の気象潮のモデルを重ね合わせた。一つの気象潮のモデルを、台風期の1朔望月について毎日24回発生させ、その発生時を1時間ごとにならしていった。そしてその一つ一つについて、気象潮差の最大時点からこれを中点とした24時間内の最大値をとり出して、これを式 (1) の H_{max} とし、これから α を計算した(この場合の気象潮のモデルの継続時間は、

表-1 実験対象地点の諸定数と p, q, r

検潮所名	H_0	$\bar{H}$	F	$h_a (=M_2)$	p	標準偏差 σ_p	q	標準偏差 σ_q	r	標準偏差 σ_r
鮎川	88.4	98.1	0.94	31.2	2.250	0.056	4.861	0.149	-0.749	0.019
東京	121.8	135.2	0.57	52.2	1.968	0.057	3.605	0.115	-0.551	0.015
名古屋	142.2	157.5	0.42	67.8	1.956	0.072	3.464	0.142	-0.533	0.019
串本	104.8	122.8	0.58	45.7	2.046	0.057	3.708	0.116	-0.572	0.015
和歌山	110.6	124.3	0.62	49.2	2.175	0.048	4.153	0.105	-0.625	0.013
神戸	91.6	105.7	0.92	31.1	1.956	0.059	4.121	0.138	-0.581	0.018
宇野	142.7	161.3	0.61	67.3	1.867	0.094	3.718	0.180	-0.630	0.028
呉	196.4	212.0	0.39	99.3	1.865	0.049	3.211	0.093	-0.494	0.013
松山	193.8	213.5	0.38	99.3	1.813	0.051	3.154	0.097	-0.487	0.013
宇和島	127.0	136.2	0.52	58.5	2.091	0.058	3.784	0.122	-0.606	0.016
高知	108.2	126.9	0.52	49.2	2.172	0.062	4.097	0.138	-0.640	0.017
三角	221.0	238.3	0.28	120.9	2.257	0.040	3.856	0.083	-0.570	0.010
深堀	166.6	185.0	0.37	83.8	1.923	0.060	3.294	0.115	-0.501	0.015

* 正会員 運輸省港湾技術研究所 ** 気象潮, 気象潮差, 最大気象潮差の定義は参考文献 8) に準じた。

すべて気象潮差最大時点を中心として、24 時間以内である)。これに用いたモデル、地点数は以下に示すとおりである。

(3) 数値実験の範囲、数量

a) 対象地点：主要四分潮の大きさ、日潮不等、高潮発生の頻度等を考慮して、表-1 に示す 13 地点を代表として選んだ。

b) 数値実験の期間：1965 年 8 月 27 日（潮の日）から 1965 年 9 月 25 日（潮の日）まで（選定の理由は 3. の (1) に示す）。

c) 気象潮の範囲、数量：最大気象潮差については、0~3.5 m である。気象潮のモデル数は 16 個であり、実験総数は 13 地点×16 モデル×696 個である。

3. 天文潮のモデル、気象潮のモデル

(1) 天文潮のモデルと平均潮位の取り扱い

2. (3) の b) に示す期間について、以下に示す諸条件にしたがって、毎時の潮位を計算し、これを天文潮のモデルとした。計算式は式 (2) のとおりである⁵⁾。

天文潮位 = $H_0 + \sum fH \cos(V + u + nt - k) \dots (2)$

① 推算の紀元時：1965 年 1 月 1 日 0 時（中央標準時）。

② 推算の中間時：1965 年 7 月 2 日 12 時（中央標準時）。

③ 引数 u および因数 f の値：中間時の値を用い、1965 年中一定と考えた。

④ この計算に用いた分潮は 表-2 に示す 15 分潮である（調和定数は、昭和 40 年潮位表³⁾ 記載の値を用いた）。

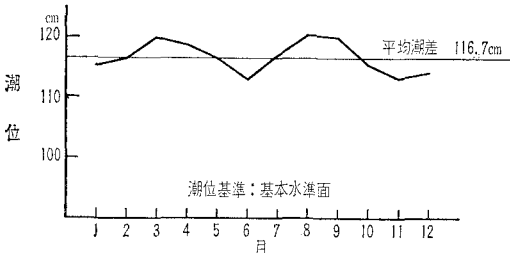
数値実験の期間として、8~9 月の 1 朔望月を選んだ理由はつぎのとおりである。

表-2 15 分 潮 一 覧 表

記 号	名 称	記 号	名 称
M_2	主 太 陰 半 日 周 潮	K_2	日 月 合 成 半 日 周 潮
S_2	主 太 陽 半 日 周 潮	μ_2	太 陰 二 均 差 潮
ν_2	主 太 陰 出 差 潮	Q_1	主 太 陰 梢 率 潮
K_1	日 月 合 成 日 周 潮	L_2	副 太 陰 梢 率 潮
O_1	主 太 陰 日 周 潮	MS_1	複 合 潮
P_1	主 太 陽 日 周 潮	S_{2a}	太 陽 半 年 周 潮
M_1	太 陰 1/4 日 周 潮	S_a	太 陽 年 周 潮
N_2	主 太 陰 梢 率 潮		

注：上表記号はその分潮の半潮差としても用いられる。

図-2 東京の月平均潮差（昭和 40 年潮位表より）



① 実際に顕著な高潮は 9 月に最も多く発生し、8~10 月に主要なものの全部が集中していると考えてさしつかえない²⁾。

② 潮汐の状態は、大体月令にしたがって反復する^{5), 6)}。たとえば月平均潮差の変化は 図-2 に例示するとおりであり、月による変化はほとんどない。

③ 約 1 年を隔った月令の相等しいときの潮汐の状態は、毎年ほぼ等しい^{5), 6)}。

モデル天文潮の期間を 8~9 月の朔望 1 月に限ったので、モデル期間の平均潮位としては、その期間の平均潮位を用いることとした。主要な異常高潮位はほとんど全部 8~10 月に集中している²⁾ ので、ここに述べる方法を実際計算に適用するときは、9 月だけまたは 8~10 月の平均潮位を式 (1) の $\bar{H}$ として用いればよい。8~10 月以外の資料が無視できないときは、それぞれの月の平均潮位³⁾ を式 (1) の $\bar{H}$ として計算する必要がある。

(2) 気象潮のモデル

気象潮のモデルは、全地点とも 表-3 に示す 16 個である。これらの形状、大きさはつぎのとおりである。

表-3 気象潮のモデル

記 号	最大気象潮差 h_m (cm)	継続時間 t_m (hr)	$\delta_m = h_m/t_m$	記 号	最大気象潮差 h_m (cm)	継続時間 t_m (hr)	$\delta_m = h_m/t_m$
0~24	0	24	0	100~10	100	10	12.50
50~20	50	20	2.50	150~12	150	12	15.00
100~24	100	24	4.17	150~10	150	10	16.67
100~20	100	20	5.00	200~12	200	12	20.00
100~18	100	18	6.25	200~10	200	10	25.00
100~16	100	16	7.14	250~8	250	8	31.25
100~14	100	14	8.33	300~8	300	8	37.50
100~12	100	12	10.00	350~8	350	8	43.75

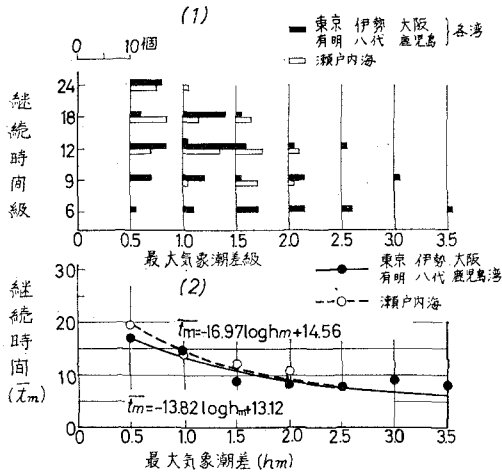
① 気象潮差を縦軸に、時間を横軸にとったとき、気象潮のモデルの形状は二等辺三角形であるとする。

② 最大気象潮差と継続時間（発生から消滅までの時間長をいう）の大きさは、表-3 のとおりとする。

ここでいう異常高潮位とは、台風時の気象潮に起因するものと考えている。したがって、気象潮もまた台風に起因するものであって、継続時間が数時間ないし 1 日程度のものと考えている。

モデル設定に当っては、気象潮のうちその主要部であるところの、いわゆる Storm Surge^{7), 8)} の部分に注目した。図-3 は室戸台風など主要な台風による気象潮（検潮記録からの推算値）について、その形を 図-4 に例示するように三角形と見なして（両者の最大気象潮差 h_m は一致させる）、 h_m に対する継続時間 t_m の分布を全国的に調査し、その結果を取りまとめたものの一部である。表-4 は三角形モデルの妥当性を検討するため、図-4 に例示する気象潮^{9)~11)} および不等辺三角形モデルについて、二等辺三角形モデルを用いた場合との α の相違を対比したものである。二等辺三角形モデルは、左欄のモデルとほぼ最大気象潮差が等しく、目測で最も近

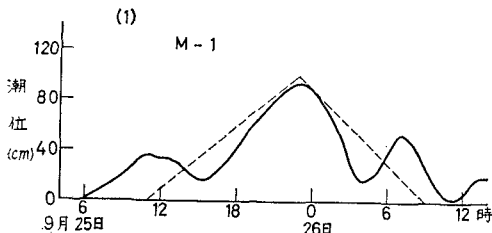
図-3 最大気象潮差と継続時間

表-4 実際の気象潮潮位曲線または三角形のモデルと二等辺三角形のモデルを用いた場合の α の比較

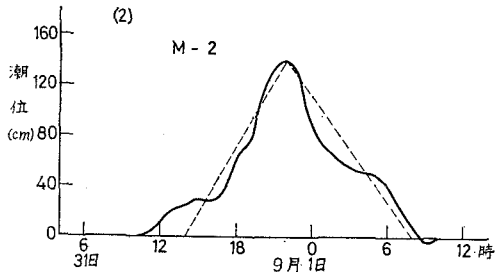
港名	図-4の記号	実際の気象潮および不等辺三角形のモデル		二等辺三角形のモデル			$\bar{\alpha}-\bar{\alpha}_0$
		α_0	標準偏差	$h_m \sim t_m$	$\bar{\alpha}$	標準偏差	
東京	M-1	34.4	25.3	100~22	34.3	24.8	-0.1
	M-2	20.1	34.2	140~18	20.9	32.1	+0.8
	M-3	12.2	42.5	200~18	11.2	38.4	-1.0
	M-4	20.6	31.8	100~12	20.6	31.8	0
伊勢	M-1	81.9	37.8	100~22	82.1	37.7	+0.2
	M-2	62.2	44.3	140~18	64.6	43.5	+2.4
	M-3	44.1	55.7	200~18	49.3	50.2	+5.1
	M-4	63.8	42.6	100~12	63.1	42.9	-0.7
三 角	M-1	100.7	46.6	100~22	102.4	46.1	+1.7
	M-2	81.3	52.1	140~18	85.0	50.5	+3.7
	M-3	61.7	61.9	200~18	68.8	56.3	+7.1
	M-4	83.3	50.7	100~12	82.7	50.7	-0.6

図-4 気象潮とモデルの比較

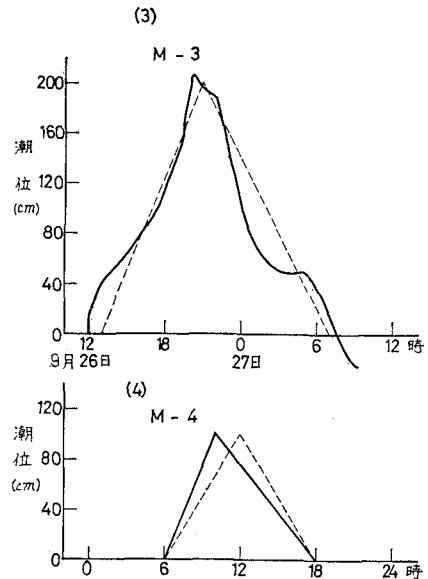
5313 号台風による東京の気象潮潮位曲線



キティ台風による東京の気象潮潮位曲線



伊勢湾台風による松阪の気象潮潮位曲線



似た形状のものである。表-4 の結果を考察すると、東京では非常によく一致しており、伊勢、三角においてもその相対誤差は最大 0.12 程度、絶対誤差は三角で最大 7 cm 程度である。M-4 はいずれもよく一致しているから、三角形をモデルとする以上は、最も簡単な二等辺三角形のみを用いればよいと思われる。

表-3 のモデルは、上述の全国的な $h_m \sim t_m$ 分布の調査にもとづき、 $h_m \sim t_m$ および δ_m の分布の全体を代表するものを、必要かつ十分な程度に選択したものである。

4. 計算結果の取りまとめ

図-5 は神戸の α の分布状況を図示したものである。 α の最大値は常に潮位の最大値に等しく、最小値は δ_m が大きくなるにしたがって潮位の最小値に近づき、した

がってその分散範囲も δ_m が大きくなるにつれて小さい方に広がり、天文潮位の分布形状に近づく。

α の平均値 $\bar{\alpha}$ を求め、これを 図-6 のように無次元表示すると、いずれの地点もほぼ同一曲線に近く分布する。しかし地点により多小のずれがあるので、この曲線の一般式を、

$$\bar{\alpha}/h_a = \frac{q}{\delta_m/\delta_a + p} + r \dots \dots \dots (3)$$

と仮定し、各地点ごとに最小自乗法により、定数 p, q, r を決定してみた (表-1 参照)。その結果を潮型示数 F の関数として、図-7 に示す。最小自乗法により q, r を F の一次関数として表わし、これを $\bar{p}$ とともに示せばつぎのとおりである。

$$p = \bar{p} = 2.026 \dots \dots \dots (4)$$

図-5 α と潮位の分布図

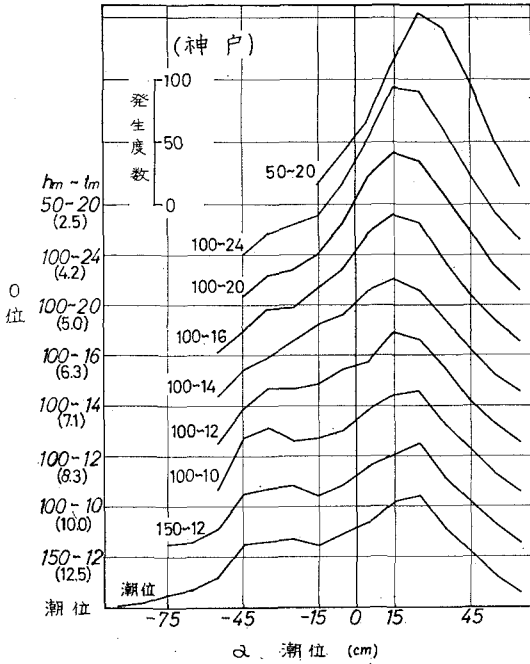
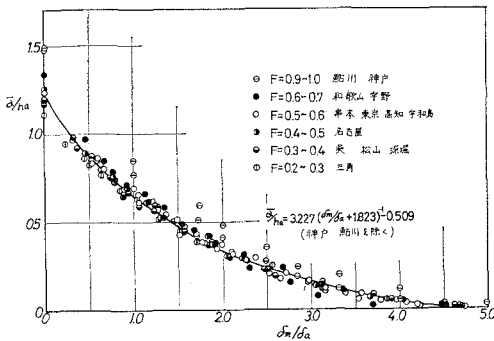


図-6 $\bar{\alpha}$ の無次元分布



$q = 1.802 F + 2.784 \dots\dots\dots (5)$

$r = -(0.255 F + 0.440) \dots\dots\dots (6)$

式(4),(5),(6)の関係を式(3)に代入すれば、一般に、

$$\bar{\alpha}/h_a = (1.802 F + 2.784)(\delta_m/\delta_a + 2.026)^{-1} - (0.255 F + 0.440) \dots\dots\dots (7)$$

と表わすことができる。図-8 はこれを図化したものである。式(7)を用いれば、潮型示数から δ_m/δ_a に対する $\bar{\alpha}/h_a$ の値を簡単に求めることができる。適用の範囲は実験に用いた地点の潮型示数の分布範囲から推定して、 $F=0.2\sim1.0$ の箇所、地域的には日本海、北海道沿岸を除いた日本本土の海岸に一応限定される(表-5 参照)。

神戸、鮎川を除く 11 地点のデータから、 p, q, r を最小自乗法により決定すれば次式のとおりである。

$$\bar{\alpha}/h_a = 3.277 (\delta_m/\delta_a + 1.823)^{-1} - 0.509 \dots\dots\dots (8)$$

図-6,8 から明らかなように、式(8)を $F=0.2\sim$

図-7 定数 p, q, r

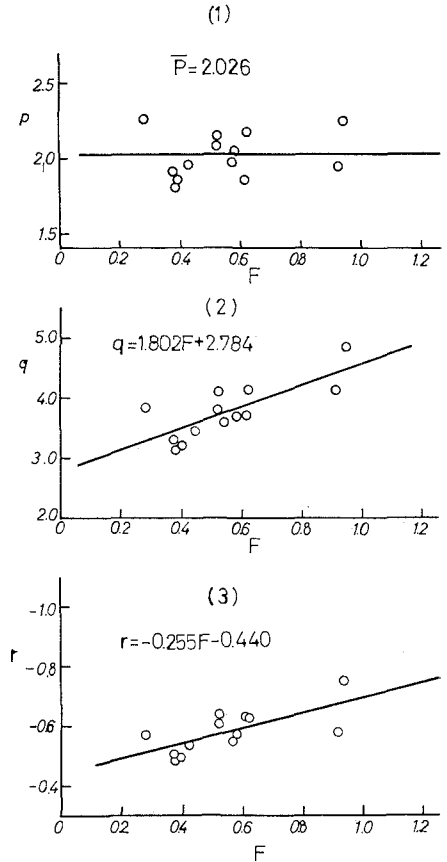


図-8 α と δ_m の関係

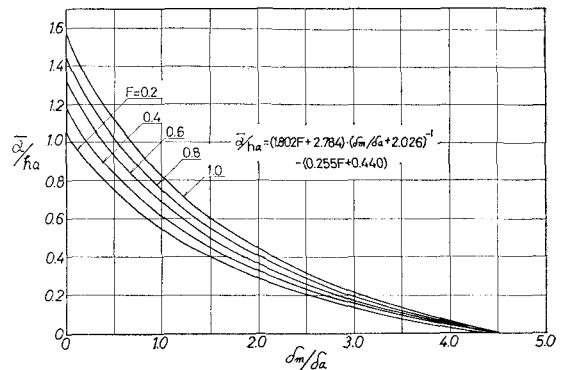


図-9 α 超過発生確率図(神戸)

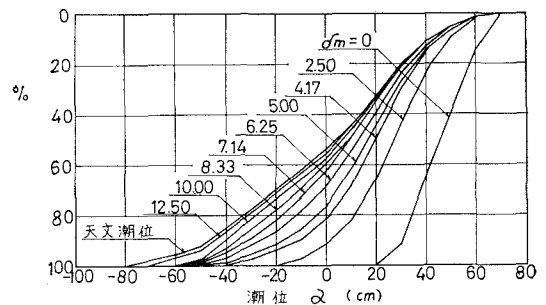
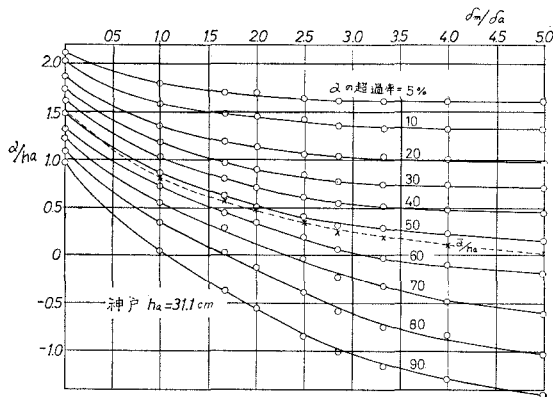


表-5 検潮地点の分類表

$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2}$ $\frac{M_2 + S_2 + K_1 + O_1}{(cm)}$	10~25	25~50	50~75	75~100	100~125	125~150	150~175	175~200	200~225
0.1~0.2									
0.2~0.3									(三 角)
0.3~0.4		青 森				下 関	鹿児島, 富江, (深堀), 佐世保	糸崎(呉), (松 山), 水俣	宇部, 荊田
0.4~0.5						(名古屋), 枕崎	女 神		
0.5~0.6		舞 阪			土佐清水, 細島, 油 津, 浦神, (串本), (宇 和島), (東京), 鳥羽				
0.6~0.7			函 館		川崎, 横浜, 御前崎, 尾鷲, 下津, (和歌山), (高知), 内浦, 清水	(宇 野)			
0.7~0.8				布良, 岡田, 伊 東	小 松 島	高 松			
0.8~0.9				八戸, 銚子, 淡 輪, 州本					
0.9~1.0				宮古, (鮎川), 小名浜, 大阪, (神戸), 室蘭					
1.0~1.2	舞鶴, 外ノ 浦			花咲, 釧路					
1.2~1.4	西郷, 輪島 宮津, 岩崎								
1.4~1.6	小樽, 境								
1.6~1.8			網 走						
1.8~2.0									
2.0~2.5	稚 内								

注: () は数値実験の対象地点

図-10 α と δ_m の関係 (神戸)

0.7 程度の地点に広く適用してもよく、この場合の絶対誤差は三角のようにとくに h_a の大きいところでも約 10 cm である。また 鮎川, 神戸のように $F=0.9\sim1.0$ 程度のところに適用しても、この場合は h_a が小さいので、その絶対誤差は 10 cm 以下である。

図-9 は図-5 から求めた神戸の α の超過発生率図である。これから超過率が 5%, 10%, ... である α の値を求め、図-8 と同様な無次元表示をすれば、図-10 のとおりである。

5. 実際計算の方法

神戸港を例にとり、相当長期間のすべての h_m が与えられたとき、式 (1) の α を用いて異常高潮位の発生確率を求める方法を説明する。資料としては、参考文献 12) に神戸港における大正 15 年から昭和 36 年までの気象

潮が、その最大値で示してあるので、これを用いる。

最も厳密な方法としては、それぞれの h_m に対する t_m を調べて、それぞれの α すなわち $H_{\max}$ を知る必要がある。

またこのとき、平均潮位についても単に 9 月あるいは年間の平均潮位をとるよりは、 h_m ごとにその発生月の平均潮位をとる方法や、各月の発生回数を加重した平均潮位を用いることがより正確であろう。しかし以上の考えをそのまま用いることは計算をはん雑にし、また時によっては資料不備のため計算そのものを不可能とするであろう。ここではできるだけ簡単で、しかも必要十分な精度をもった計算方法を得ようとするものである。

この場合の問題点は、

- ① 個々の h_m/t_m の代りに $h_m/\bar{t}_m$ を用いられないかどうか、
 - ② t_m すなわち $\bar{t}_m$ に主観や個人誤差があったり、資料からの代表選択法に多小の誤まりがあってもよいかどうか、
 - ③ α の代表値は $\bar{\alpha}$ だけでよい。いくつ選べばよい、
 - ④ $\bar{H}$ は何を用いればよい、
- などである、

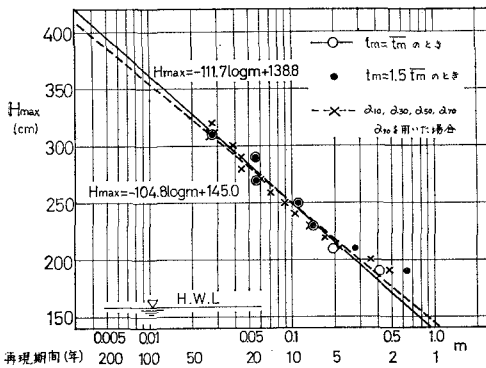
主要海湾や瀬戸内海で、同一級の h_m に対する t_m の分布は 図-3 (1) のとおりである。それぞれの t_m の代りに $\bar{t}_m$ を用いた場合、 $\delta_m/\bar{\delta}_m$ の値はほとんどすべて 0.5~2.0 の範囲にある。 $\bar{t}_m$ は 図-3 (2) に示すとおりである。 h_m 一定の場合のそれぞれの δ_m の代りに、 $\bar{\delta}_m = h_m/\bar{t}_m$ を用いることとし、その妥当性を検討するため

表—6 神戸港の異常高潮位発生確率計算の諸条件

階 級	h_m		$\bar{t}_m$	$\bar{\delta}_m h^*/\bar{t}_m$	$\frac{2}{3} \bar{\delta}_m$
	発生度数	年間超過 生起回数			
50~70	25	1.2222	16	3.8	2.5
70~90	7	0.4722	15	5.3	3.6
90~110	3	0.2500	13	7.7	5.1
110~130	2	0.1667	12	10.0	6.7
130~150	2	0.1111	11	12.7	8.5
150~170	0	0.0556	10	16.0	10.7
170~190	0	0.0556	10	18.0	12.0
190~210	1	0.0556	9	22.2	14.8
210~230	1	0.0278	8	27.5	18.3

注： h^*_m は各階級の中央値

図—11 異常高潮位超過発生確率（神戸）



$\frac{2}{3} \bar{\delta}_m = h_m / 1.5 \bar{t}_m$ を用いたものと比較することとする。

上述の神戸港の気象潮の資料と 図—3 (2) から 表—6 ができる。最初にこの表から α の代表値である $\bar{\alpha}$ を計算し、 $\bar{\alpha}$ に対する $H_{\max}$ を計算する。これらを片対数紙上にプロットすると、図—11 のような結果が得られる。これから両者の差はほとんど無視でき、神戸の場合は同一 h_m に対して $\bar{t}_m$ を一括適用してもよいようである。また $\bar{t}_m$ 自身に多小の主観や個人誤差が入っても、結果には影響しないことがわかる。

潮差の大きい三角についても、 $\bar{t}_m$ と $1.5 \bar{t}_m$ による $\bar{\alpha}$ の差は 10~20 cm であった。

同一 δ_m に対する α の分布の代表値として、 $\alpha_{10}, \alpha_{30}, \alpha_{50}, \alpha_{70}, \alpha_{90}$ を選び、これから5個の $H_{\max}$ を作った場合について計算してみると（このとき同一の h_m に対する δ_m の代表値としては $\bar{\delta}_m = h_m / \bar{t}_m$ を用いた）、図—11 の×印のようになる。 $\bar{\alpha}$ だけを用いたものは上述の5個の α から5倍の $H_{\max}$ を作ったものにくらべ、 $H_{\max} = 2.0$ m で 3 cm, $H_{\max} = 4.0$ m で 11 cm 程度の相違がある。

つぎに $\bar{H}$ について述べる。以上の神戸の計算では、 α の代表値として $\bar{\alpha}$ を用いたときは、① 個々の気象潮ごとにその発生月の平均潮位を用いた。② 図—11 には載せなかったが、9月の平均潮位を全気象潮に適用して試算した。この結果、① と ② については $H_{\max}$ が 210 cm 以上では全く差異はなかった ($\alpha_{10}, \alpha_{30}, \dots, \alpha_{90}, h_m$

を用いたときは h_m 級ごとに発生年月の平均潮位を回数につき加重平均した)。また全国的に見ても、小さいものを除けば、他の異常高潮位はほとんどすべて台風により、8~10 月に発生している²⁾ から、8~10 月または9月の平均潮位を $\bar{H}$ として用いれば十分である。

6. 結 論

以上、天文潮と気象潮の重ね合わせにより1連の異常高潮位を作り、これを用いてその発生確率を求める方法を説明した。

(1) この方法を用いることにより、

① 相当長期間の気象潮（最大気象潮差）が与えられれば、容易にしかも相当正確に、異常高潮位の発生確率を求めることができる。

② 検潮資料については、発生時における天文潮位の偶然性を除去し、また潮位の表示基準に対する不信頼を除去することができる。

③ 異常高潮位の発生確率に関し、より信頼度の高い資料を提供し、港湾等の臨海開発や海岸防災事業の設計条件の正確化、合理化に資することができる。

(2) しかしながら、この研究はつぎの諸点について不十分であるから、引き続き研究する必要がある。

① 日本海、北海道沿岸は天文潮差も小さく、高潮の危険も少ないから、その大部分の地域については、本方法を適用するまでもないと思われる。しかしなおその要否、天文潮位、適用する場合の α の選び方について調べる必要がある。

② 青森、網走等（表—5 参照）への式 (7) の適用の可否。

③ 式 (7) を用いれば、任意の地点の $\bar{\alpha}$ がその地点の潮型示数からわかるようになっている。しかしその他の α についても、全海岸に通用する式を求めなければならない。

④ $\delta_m = h_m / t_m$ の分布についても、全海岸の値を分類整備しなければならない。

(3) 式 (7) の適用範囲は、 $F=0.2 \sim 1.0$ の地点で、日本海、北海道沿岸を除いた日本本土とする。このうち舞阪は除外する。

(4) 異常高潮位の発生確率の求め方全般については

① 適用すべき確率曲線の選定

② 長期間の気象潮資料をいかにして求めるべきか。
推算により求める場合は、どのような推算方法が、精度、能率等の点で最も適当するか。

などの諸点について検討しなければならないであろう。

7. あとがき

この研究のための計算は、港湾技術研究所の電子計算機 TOSBAC 3123 を用いて行なったものである。

計算機使用に当っては、当所計算室の協力を得た。

また計算、図表作製に当っては、天坂技術員、夷塚技官の協力を得た。ここに付記して謝意を表する。

本研究には筆者らが気付いていない不備な点もあろうかと思われるので、多数の方から本研究に対するご意見、ご批判をいただくよう願ひして、結びとします。

記号の説明

F : 潮型示数, $F = (K_1 + O_1) / (M_2 + S_2)$

f : 因数⁵⁾

H : 各分潮の半振幅

$\bar{H}$: 平均潮位

H_0 : 年平均潮位

$H_{\max}$: 最大気象潮差時を中時点とする 24 時間内の最高潮位

h_a : 主太陰半日周潮の半潮差, 一般には H_m または M_2 で表わす

h_m : 最大気象潮差

k : 遅角⁵⁾

n : 1 平均太陽時についての角速度⁵⁾

p, q, r : 係数

$\bar{p}$: p の平均値

t_a : 主太陰半日周潮の周期, 12 時間 25 分⁵⁾

t_m : 気象潮モデルにおける気象潮の継続時間

$\bar{t}_m$: 気象潮モデルにおいて h_m を一定としたときの t_m の平均値

u, V : 引数⁵⁾

α : $\alpha = H_{\max} - \bar{H} - h_m$

α_0 : 実測気象潮, 不等辺三角形モデルに対する α

$\bar{\alpha}$: 気象潮モデルにおいて, h_m を一定としたときの α の平均値

α_n : α の超過発生率が $n\%$ であるような α

δ_a : $\delta_a = h_a / t_a$

δ_m : $\delta_m = h_m / t_m$

$\bar{\delta}_m$: $\bar{\delta}_m = h_m / \bar{t}_m$

参 考 文 献

- 1) 気象庁・第三港湾建設局: 大阪湾高潮の総合調査報告*, 昭和 36 年.
- 2) 奥山熊一・宇野木早苗: 日本沿岸における高潮の概況, 気象庁, 研究時報, 11 巻 6 号, p. 534~536, 1959.
- 3) 気象庁: 昭和 40 年潮位表, p. 459~461, 1965.
- 4) 高橋浩一郎: 災害に関するオペレーションリサーチ(II), 気象庁, 研究時報, 13 巻 7 号, p. 522~525, 1961.
- 5) 中野猿人: 潮汐学, p. 84~128, p. 278~283, 1940.
- 6) 小倉伸吉: 潮汐, p. 19~31, 1934.
- 7) 宮崎正衛・梶浦欣二郎: 津波と高潮, 日本海洋学会創立 20 周年記念論文集別刷, p. 45, 1962.
- 8) 室田 明: 高潮理論, 水工学シリーズ, 64-07, p. 2~3, 1964.
- 9) 中央気象台: 昭和 28 年台風第 13 号報告, 中央気象台彙報, 第 39 冊, 第 2 号, p. 98, 1955.
- 10) 中央気象台: キティ, デラ台風報告, 中央気象台彙報, 第 35 冊, 第 2 号, p. 130, 1950.
- 11) 気象庁: 伊勢湾台風調査報告, 気象庁技術報告, 第 7 号, p. 422, 1961.
- 12) 神戸海洋気象台海洋課(杉浦次郎): 神戸海洋気象台の管轄区域における高潮の記録について, 神戸海洋気象台彙報, No. 170, p. 99~101, 1963.

* 主要海湾についてはいずれも同種のものがある。