

高潮における気圧と風の効果の比較

宇野 木 早 苗*・磯 崎 一 郎**

1. ま え が き

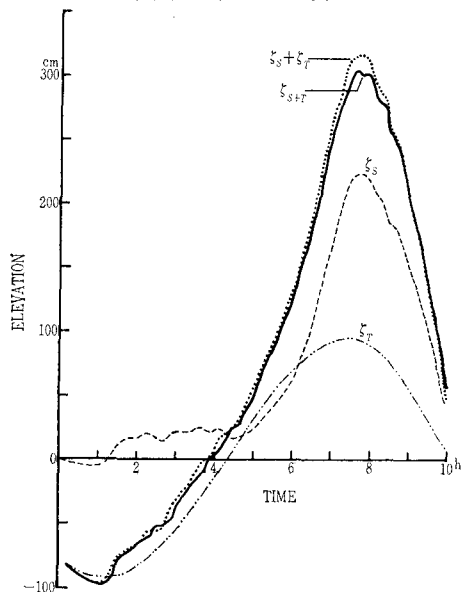
台風ともなう高潮が、台風内のいちじるしい気圧降下と強烈な暴風によって生ずることはいうまでもないが、両要素がそれぞれどの程度の寄与をなしているかを理解しておくことは、高潮のふるまいを知る上に大切であろう。

和達¹⁾は、水深 120 m のとき両者は同程度の作用をおよぼし、それより深ければ気圧の作用が、それより浅ければ風の作用が卓越することになり、室戸台風の時には、高潮生起の外力として風対気圧の作用は 3:1 ないし 4:1 ぐらいになっていると推論した。野満・竹上・松崎²⁾も室戸台風の高潮を調べて、風と気圧の作用の比は 3:1 であろうと同様の結論を得ている。ただしこれらの結果は、外海が存在を十分考慮して導かれたものでないから、気圧に比して風の効果を大きくに見積る可能性がある。

その後国司と吉田³⁾は、伊勢湾台風の際得られた比較的豊富な資料を巧妙な方法で解析し、風の効果、気圧の効果および高潮侵入の湾口効果の比は、名古屋においては 2:1:1 の程度であり、これにさらに海底摩擦の効果が -1 の割合で加わると結論した。用いられた仮定はかなり大胆なもので、その正当性については吟味を要するが、観測結果から直接に諸要素の効果を分離しようとする試みは非常に貴重である。なお湾口効果や海底摩擦の効果が、風や気圧の効果と別個に取り出されているのは検討を要するであろう。たとえば気圧効果の多くの部分は、外海から気圧の低い湾内へと海水が流入することによって生ずるのであるから、すでにその中に湾口効果は含まれていると考えるのが自然であろう。海底摩擦についても同様な事情が考えられる。

また、非線形性が強いときには相互作用が生ずるため、風と気圧の効果を分離して考えるのは意味が無いが今の場合には相互作用の寄与は大きくて 1 割程度と推察されるので、それほど問題にならないであろう。たとえば、高潮と潮汐を別々に計算して加え合わせた潮位 ($\zeta_s + \zeta_T$) と、両者を同時に考慮して計算した潮位 (ζ_{s+T}) を比較した 図-1 によれば、最高潮位のころ約 5% の

図-1 東京湾における高潮 (ζ_s)、潮汐 (ζ_T)、高潮と潮汐 (ζ_{s+T}) の計算例、湾奥における潮位



差違が認められる。風と気圧の場合は潮汐にくらべて時間スケールが短いため、相互作用はやや大きいと考えられるが、この数倍になるとは考えがたい。

もちろん今までになされた数多くの理論的研究によって、高潮に対する気圧や風の働きはかなり明らかになったのであるが、現実の複雑な気象・地形条件の場合に、風と気圧がどの程度の寄与をなしているかを、簡単な理論モデルで量的に比較するのは困難である。それゆえ本報告では、高潮の実験式および電子計算機による数値計算に基づいて、風と気圧の効果を比較することにする。

2. 気圧下降量と潮位上昇量の比較

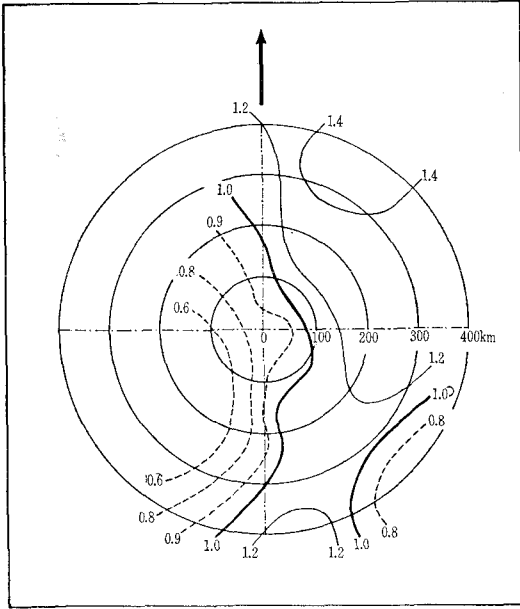
気圧と風の効果を分離して考える前に、風自体も気圧傾度ともなうものなることを考慮して、まず気圧降水量に対応して実際にどの程度の潮位上昇が現われているかを見当をつけることにする。外洋の例として、著者の一人磯崎⁴⁾が伊豆大島の岡田港における観測資料を解析して、台風域内の水位分布を推測した結果を 図-2 に示す。図は実際の水位上昇量と、水頭で表わした気圧変化量 ζ_p との比を与えるもので、台風の進行方向に向かって中心の右側から右前象限で値が大きく、中心付近から

* 正会員 理博 東海大学教授 海洋学部

** 気象研究所台風研究部

図-2 台風域内の ζ/ζ_* の分布

(ζ は水位, ζ_* は気圧降下量の水頭で表わしたもの),
磯崎りによる

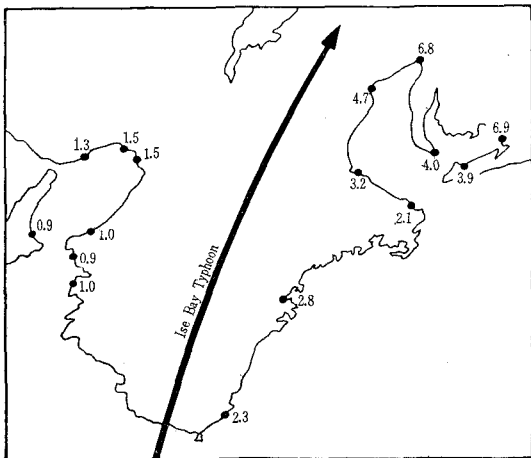


左後象限にかけて小さい。しかしその値は0.6から1.4の範囲であって、静力学的に期待される水位上昇量とあまり変わらない。

台風が陸地に近づくときに変化は複雑になる。伊勢湾台風の際の各地の最大潮位偏差 ζ_M と、同地点での最大の気圧降下量 (ζ_*) との比を求めると、図-3 のようになる。外海に面した海岸では ζ_* の2.3倍の潮位上昇が見られるが、湾の奥では7倍近くになっている。台風径路の西側では ζ_* とほとんど同じ大きさの上昇が見られるにすぎない。これは台風内の風の向きと強さの分布から当然期待されることである。

図-3 伊勢湾台風の際の ζ_M/ζ_* の分布

(ζ_M は最大気象潮, ζ_* は最大の気圧降下量の水頭で表わしたもの)

表-1 ζ_M/ζ_* の最大値と平均値

(ζ_M は高潮のときの最大気象潮, ζ_* は最大の気圧降下量の水頭で表わしたもの: ζ_* がすべて 20 cm 以上の場合)

地名	資料数	最大	平均	地名	資料数	最大	平均	地名	資料数	最大	平均
銅路	6	2.4	1.7	名古屋	7	6.8	3.7	下関	6	2.9	1.9
宮古	5	1.7	1.3	鳥羽	7	2.4	1.8	松山	9	4.9	2.5
鮎川	7	1.4	1.2	浦神	6	2.3	1.8	高松	10	3.5	2.4
小名浜	9	2.0	1.4	串本	7	3.6	2.4	小松島	10	3.1	2.0
布良	6	3.6	2.6	下津	6	2.9	2.1	高知	9	3.1	1.9
東京	7	4.8	2.9	和歌山	9	3.2	2.2	土佐清水	10	2.3	1.4
川崎	6	4.1	2.3	淡輪	5	3.9	2.3	宇和島	13	3.0	1.7
横浜	6	3.0	1.8	大阪	9	6.1	3.4	油津	6	1.7	1.3
岡田	6	2.0	1.2	神戸	9	4.9	2.6	鹿兒島	7	3.0	1.6
伊東	9	1.8	1.1	洲本	8	3.3	2.1	枕崎	5	2.0	1.4
内浦	8	2.4	1.6	宇野	10	4.4	2.6	三角	5	3.4	1.7
清水港	6	1.3	1.0	呉	9	5.3	2.9	富江	5	1.6	1.3

つぎに、高潮の際に 20 mb 以上の気圧降下が5回以上記録されている港湾について、 ζ_M/ζ_* の平均値と最大値を求めると表-1 のようになる。それぞれの地点の気圧降下量が予想されたとき、最大どの程度の高潮が起こり、平均的にはどうであるかと、ごく概略の見当をつけるのに、この表が参考になるであろう。最大の水位上昇として、外海に面した海岸では ζ_* の2.3倍、湾奥では5~7倍のが起こることが知られる。平均値は最大値の6割前後になっている場所が多い。

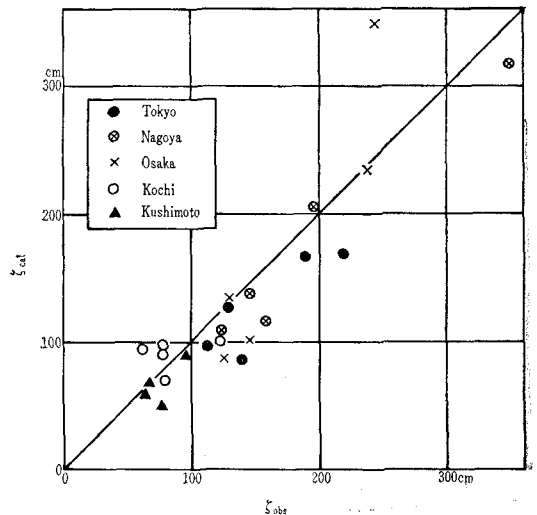
3. 実験式による気圧と風の効果の比較

気象庁では高潮予報の一手段として、

$$\zeta_M = a(P_0 - P) + bW^2 \cos \theta \quad \dots\dots\dots (1)$$

のような実験式を用いている⁹⁾。ここで ζ_M は最大潮位偏差, P は最低気圧, P_0 は基準気圧, W は最大風速, θ はこの風向と湾の主方向のなす角, a, b は過去の資料に基づいて港湾ごとに定める定数である。この実験式がわりあい良好な結果を与える港湾を選べば、右辺の2つの項を調べて、気圧と風の作用を比較することも、ある

図-4 実験式から計算される気象潮と実測気象潮の比較



程度可能と考えられる。

そこで、外海に面した地点として串本と高知を、湾内の地点として東京、名古屋、大阪を選び、実測値と計算値の比較を図-4に、係数 a , b の値を表-2に示す。表-2には、各港湾ごとに顕著な高潮5例を選び、それぞれについて風の効果 $bW^2 \cos \theta$ と気圧の効果 $a(P_0 - P)$ を計算し、その比を平均した値も掲げている。

表-2 実験式による風と気圧の効果の比較

地名	a (cm/mb)	b (cm/[m/s] ²)	$100 \times (b/a)$	$bW^2 \cos \theta / a(P_0 - P)$
東京	1.059	0.138	13.0	2.5
名古屋	1.674	0.165	9.9	2.4
大阪	2.167	0.181	8.4	1.2
串本	1.490	0.036	2.4	0.9
高知	2.385	0.033	1.4	0.2

名古屋においては、風の効果は気圧の効果の2.4倍で、国司・吉田³⁾が伊勢湾台風の場合に得た値にやや近い。東京においても同様な値が得られている。しかるに大阪においてはこの半分の1.2倍であって、気圧効果がいちじるしく大きいのは興味深い。この差違がどの程度有意なものかは明らかでないが、大阪湾の高潮に対する紀伊水道の重要性を指摘した宮崎⁴⁾の結論を考慮すればこれは紀伊水道・大阪湾を含む海域が、伊勢湾や東京湾よりはるかに長いことによるのかも知れない。

いま $x=0$ から ∞ まで広がる1次元の摩擦の無い一様水深の水路上を、 $\zeta_* = \varphi\left(t - \frac{x}{V}\right)$ なる気圧波が進行する場合を考えると、水位変化 ζ はつぎようになる。

$$\zeta = \frac{1}{1 - \left(\frac{V}{C}\right)^2} \left[\varphi\left(t - \frac{x}{V}\right) - \left(\frac{V}{C}\right)^2 \varphi\left(t - \frac{x}{C}\right) \right] \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで V は、気圧波の進行速度、 C は長波の速度で、外海に接した水路の入口、 $x=0$ 、では $\zeta = \varphi(t)$ と仮定されている。気圧擾乱の速さが長波の速さに近い場合を考えて、 $V=C(1+\epsilon)$ とおけば、式(2)はつぎのように展開できる。

$$\zeta = \varphi\left(t - \frac{x}{C}\right) + \frac{x}{C} \left(-\frac{1}{2} + \frac{3\epsilon}{4}\right) \varphi'\left(t - \frac{x}{C}\right) - \frac{\epsilon}{4} \left(\frac{x}{C}\right)^2 \varphi''\left(t - \frac{x}{C}\right) + \dots\dots\dots (3)$$

微分記号の'は引数全体 $(t-x/C)$ で微分されたことを意味する。この式から x が増すにつれて水位変動が激しくなることがわかる。一方風の作用は、紀伊水道が大阪湾の倍以上も深いので、距離の割にはそれほど顕著にならないと考えられ、けっきょくこの海湾では他の海湾にくらべて気圧の効果が目立ってくると想像される。なお和達、野満等^{1), 2)}は室戸台風の場合に、風の効果を気圧の効果の3, 4倍に見積ったが、湾外の海域を考慮すればこの値はもっと小さくなるであろう。

外海に面した地点、串本、高知では、いずれも風の効

果にくらべて気圧の効果がまさっている。ただしこのような地点では実験式(1)の適用に問題があるので、串本の値が高知の値の4倍以上になっているのが(表-2)、どの程度確かなものかは吟味を要する。

4. 数値計算による検討

計算モデルとして、伊勢湾台風級の台風が東京湾に襲来するという仮想例を考える。運動および連続の方程式は、 x, y 軸を水平にとって、

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_x}{\partial t} + (h + \zeta) \left\{ \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial (\bar{u}\bar{v})}{\partial y} \right\} - fM_y \\ = -g(h + \zeta) \frac{\partial}{\partial x} (\zeta - \zeta_*) + \frac{1}{\rho_w} (\tau_{s,x} - \tau_{b,x}) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_y}{\partial t} + (h + \zeta) \left\{ \frac{\partial (\bar{u}\bar{v})}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}^2}{\partial y} \right\} + fM_x \\ = -g(h + \zeta) \frac{\partial}{\partial y} (\zeta - \zeta_*) + \frac{1}{\rho_w} (\tau_{s,y} - \tau_{b,y}) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial M_x}{\partial x} - \frac{\partial M_y}{\partial y} \quad \dots\dots\dots (6)$$

で与えられる。 M_x, M_y は海面から海底まで積分した流量の x, y 成分、 $\bar{u}, \bar{v}$ は深さに関する平均流速の成分である。 h は水深、 f はコリオリの係数、 g は重力加速度、 τ_s は風が海面におよぼすせん断応力、 τ_b は海底摩擦、 ρ_w は海水密度を表わす。

図-5 計算領域と、計算に使用した台風の経路

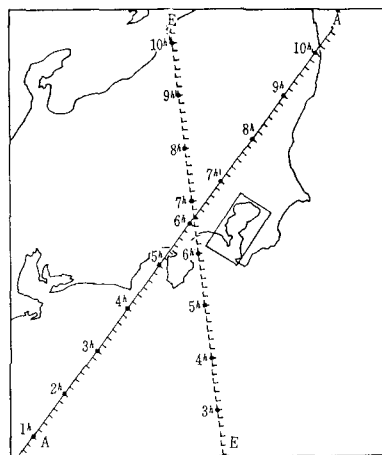


図-5に、東京湾と相模湾の一部を含む計算領域と計算に用いた2つの台風経路が示されている。Aコースは東京湾に最も甚大な高潮をもたらした大正6年の台風経路を、Eコースは昭和24年のキティ台風の経路をなぞらえたものである。海岸においてはそれを横切る流れは無いとし、外海の境界では海が深いので静的な水位変化 ζ_* があると仮定する。基本式(4), (5), (6)を微差方程式で近似し、上記の条件のもとに数値計算を行なうのであるが、計算の進め方、台風モデルの詳細、計算の

図-6 東京湾内における ζ_P , ζ_W , ζ_{P+W} の最大値の分布, A コースの場合 (単位 cm)

精度などについては別の報告⁷⁾を参照されたい。計算の精度は十分に満足すべきものではないが、大体実用になる程度なので大勢を知るには差し支えないであろう。

以下において、気圧だけ作用したときの潮位を ζ_P 、風だけの場合を ζ_W 、気圧と風がともに作用した場合を ζ_{P+W} で表す。非線形性のため一般に ζ_{P+W} は $\zeta_P + \zeta_W$ に等しくないが、プログラムの都合で風だけ取り出して計算することができなかったため、 ζ_{P+W} から ζ_P を差し引いたものを ζ_W と考えることにする。今の場合非線形性はそれほど強くはないが、しかし 10% 程度の差違があり得ることは念頭におかねばならない。

A コースの場合に得られた ζ_P , ζ_W , ζ_{P+W} の最大値の分布を図-6 に示す。気圧が作用する場合には、湾口から湾奥まであまり大きな水面の傾きは生じないが、風の場合には湾口付近では水位は低く、湾奥に近づくにつれて急激に水面が上昇する。最盛期における湾奥と湾口の水位差は、気圧の作用では約 50 cm であるが、風の作用では約 175 cm であって、後者は前者の 3 倍以上に達する。

さて、両要素の効果の比 ζ_W/ζ_P を求めると、図-7 のようになる。A コースについて見れば、風にもなう水面の上昇は気圧によるものにくらべて、湾口付近では半分以上

下であるが、湾の中央部では大体同じになり、湾奥では 2 倍以上になっている。E コースの場合も同様であるが、湾全体として A コースの場合より風の効果がまさっている。なお、実験式から求められた東京における値 (表-2) にくらべて、低めの値である。図-7 は ζ_W および ζ_P のそれぞれの最大値の比較であるが、今度は時刻を揃えて、 ζ_{P+W} が最大の時刻における ζ_W と ζ_P の比を求めると 図-8 のようになる。傾向は 図-7 と同じであるが、 ζ_W と ζ_P の比は今度の方がやや大きく、潮位最大時には風の効果がより強く利いていることがわかる。

潮位の時間的変化は図-9 に描かれている。初期には

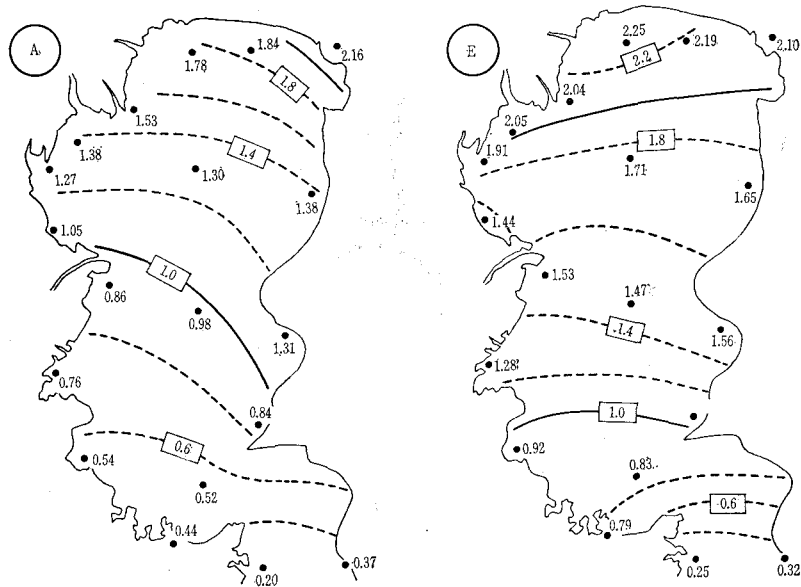
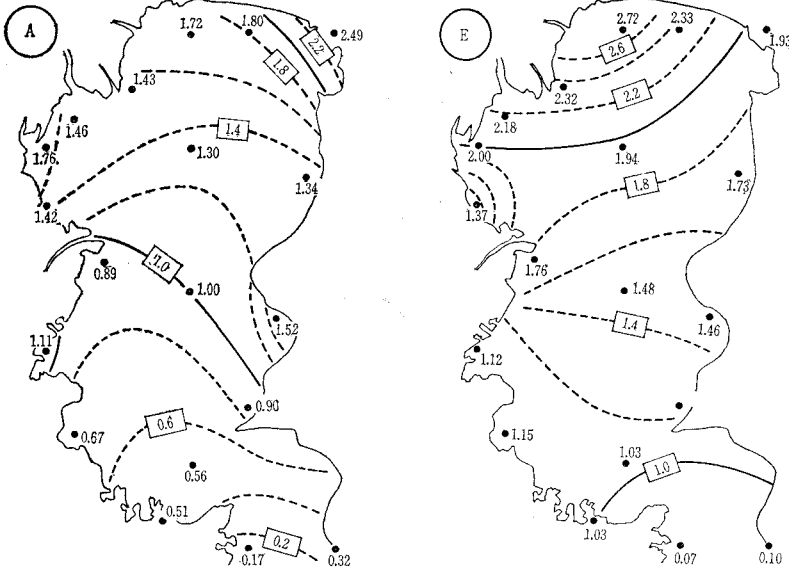
図-7 ζ_W の最大値と ζ_P の最大値の比 (左は A コース, 右は E コースの場合)

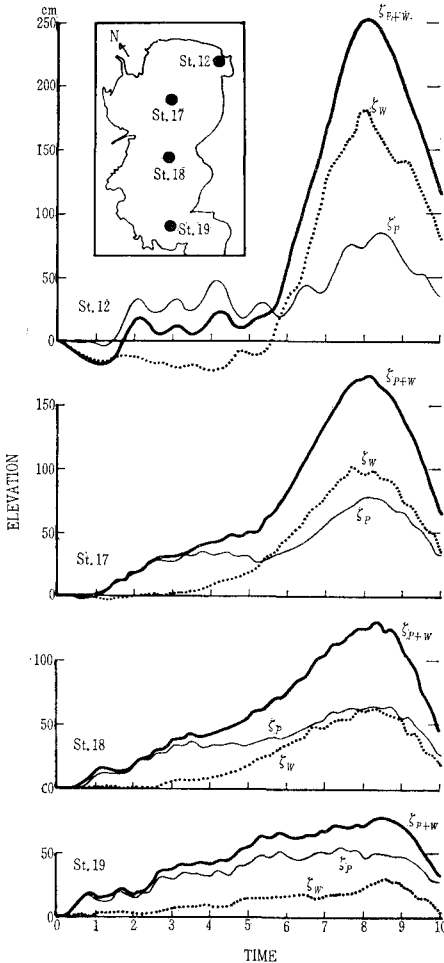
図-8 ζ_{P+W} の最大時における ζ_W と ζ_P の比 (左は A コース, 右は E コースの場合)



ζ_P が大きいのが、風の効果は大略風速の 2 乗に比例するので、台風が接近するにつれて ζ_W の上昇速度は急激に大きくなり、湾の中央より奥ではついに ζ_P を追いつくことになる。

つぎに、流量の面から検討する。図-10 の横軸は時間を、縦軸はそれぞれの時刻に湾内に蓄積されている水量 (湾外からの流入量の総和) を表わす。なおこの水量が湾内に一様に分布されたとき生ずる水面の高まりも同時に目盛っている。気圧、風および両者がともに作用したときのこの総流入量を Q_P, Q_W, Q_{P+W} と記し、それぞれの最大値を表-3 にまと

図-9 4 地点における $\zeta_P, \zeta_W, \zeta_{P+W}$ の時間的变化 (A コースの場合)



めておく。

表-3 湾外から湾内に流入した水量の最大値 (単位: 10^9 m^3)

台風コース	Q_{P+W}	Q_P	Q_W	Q_W/P_P
A コース	1.7	0.84	0.87	1.03
E コース	1.9	0.79	1.17	1.48

A コースの場合の最大の流入量は 17 億立方メートルでこれは湾全体の海面を 1.3 m 高めるに必要な水量である。そして Q_W と Q_P との最大値はほとんど同じ大きさである。潮位から見れば、湾口近くでは気圧効果が卓越し、湾奥では風の効果が卓越するが、湾全体としては気圧と風の効果はほとんど変わらないということになる。E コースの例では、最大流量は 19 億立方メートルで、A コースの場合よりすこし大きく、かつ Q_W は Q_P の 1 倍半になっている。

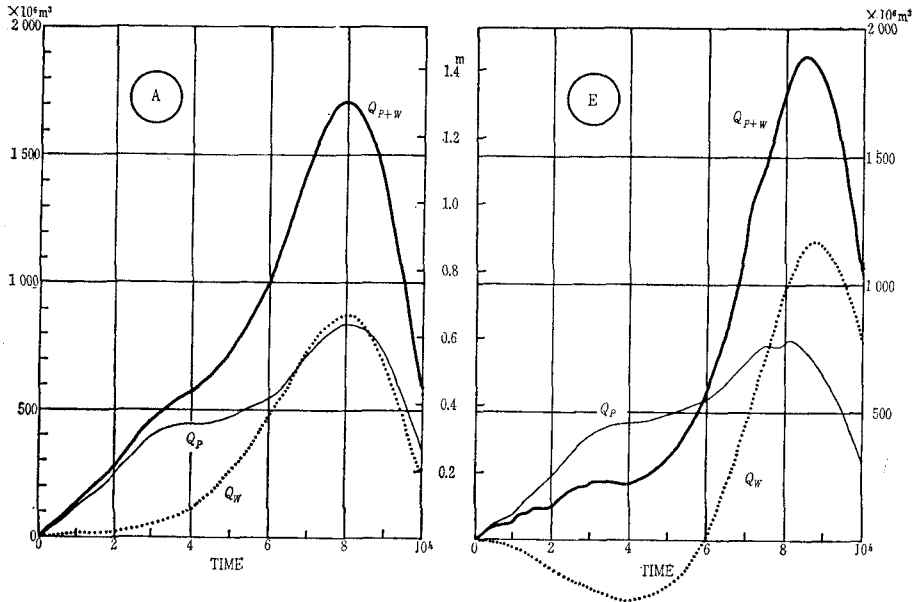
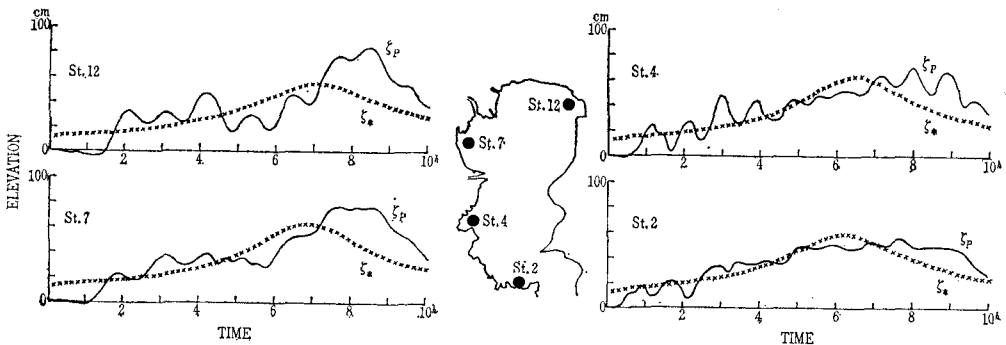
図-11 に、4 地点の気圧 (ζ_*) と潮位 (ζ_P) の変化が描かれているが、動力学的効果は弱く、静力学的に期待されるものとそう大きく変わらないことがわかる。今の場合、台風速度は湾内の長波速度より 2 割程度大きいのが、気象擾乱の速さが長波の速さと一致する場合であっても、共鳴の効果が顕著に現われるのは、式 (3) から理解できるように、水路が長い場合であって現在のように短い海域ではその効果はあまり期待できない。

5. む す び

実験式および数値計算に基づいて、高潮に対する気圧と風の役割の比較を行なった。結果を要約すればつぎのようになる。ただし下記の 1~3 項は、東京湾を対象に特定の気象条件下に行なわれた数値計算から導かれたものであるから、湾や気象条件が異なれば具体的な数値は

図一10 湾内に溜った水量の時間的变化 (左: A コース, 右: E コース)

中央の縦軸目盛はこの水量を湾内一様に広げたときの水面上昇量

図一11 気圧 (ζ_*) と気圧による潮位 (ζ_P) の時間変化 (A コースの場合)

当然変わる。また数値計算にも多くの問題点があるから、得られた結果が十分確かなものとはいえないが、一応の概念を得るには差し支えないであろう。

(1) 東京湾に強大な台風が襲来する場合、湾内に蓄積される水量からいえば、風の効果と気圧の効果はそれほど差がなくAコース(図-5)の場合にはほとんど同じ、Eコースの場合は前者が後者の1倍半である(表-3)。

(2) 潮位からいえば、風と気圧の効果は場所によって異なる。湾口付近では気圧の効果が大きい、湾内に入るにしたがって風の効果がまきり、湾奥では気圧によるものの2倍余の潮位上昇が風によって起こされる(図-7)。

(3) 気圧が作用する場合には、湾内の水面は全体的に高まりそのこう配は小さいが、風による場合は水面こう配が大きく、特に湾奥における水面の高まり方はいちじるしい(図-6)。なお気圧にともなう水面変化は、静力学的に期待されるものとそれほど違わない(図-11)。

(4) 実験式から判断すれば、大阪湾では東京湾や伊

勢湾にくらべて気圧効果が比較的大きいが、これは紀伊水道を含めた海域が長いと思われる。外洋に面した海岸では、気圧の効果は風の効果より大きい(表-2)。

(5) 現実の潮位上昇量が、気圧変化量 ζ_* (水頭で表わしたもの) の何倍であるかを調べてみると、外洋を進行している台風域内では ζ_* の半分から1倍半程度の水位変化(図-2)が、外海に面した海岸では ζ_* の2.3倍、湾奥では5~7倍の水位変化が起こり得ることがわかった(表-1)。

参考文献

- 和達清夫：台風によって生ずる大阪湾の津波に就て，海と空，18，pp. 421-438，1938。
- 野満・竹上・松崎：室戸台風に伴へる関西風津浪の研究，地球物理，4，pp. 93-108，1940。
- 国司秀明・吉田幸三：伊勢湾台風にともなつた高潮の解析，第7回海岸工学講演会講演集，pp. 225-229，1960。
- 磯崎一郎：台風によって起つた大島岡田港の気象潮，沿岸海洋研究 ノート，4，pp. 15-24，1965。
- 気象庁：昭和41年潮位表
- 宮崎正衛：大阪湾沿岸の高潮について，海洋報告，2，pp. 103-114，1951。
- 宇野木・磯崎・大塚：東京湾における高潮の推算，第二港湾建設局，p. 125，1964。