

II—71 高潮の吸上げ作用に及ぼす地形の影響について(II)

東京大学工学部 正員 堀川清司
石川島播磨 西山文男
日本鋼管 遠藤房男

1. 緒言

台風による高潮の生因としては、(i)低気圧圏内の強風による海水の吹寄せと、(ii)気圧低下による海面の吸上げとであると考えられている。高潮が台風の規模並びに経路に著しく左右されることは明白であるが、更には地形的な影響、あるいは局地的な特性の影響を無視することは出来ない。高潮現象の取扱ひ方としては、気象条件の変化に伴った湾内の強制振動とする考へ方と、湾口から流入した海水の長波としての変形とする考へ方とがあり、夫々により妥当な結果が得られているようである。われわれも伊勢湾台風時の気象条件(気圧、風向、風速分布)の時間的变化と、検潮記録を基にして求めた沿岸各地点でのT.P.上の潮位より湾内での潮高分布の時間的变化を対応せしめた結果、風向、風速の変化に顕著に対応して水位の片勾配が生じ、また台風低圧部の移動に伴って、潮位の高まりが湾口から湾奥へと移ってゆく状況を認めることが出来た。すなわち、鳥羽、津、四日市、名古屋と西岸沿いに高まりは移動し、更に名古屋から常滑と東岸をいり水の質量が移動し、やがて松阪、津が相対的に高まってゆく。よって、またこれらの諸現象には湾の固有振動も密接な関係を持っていることがわかる。次に気象潮のみをとって西岸および東岸沿いの分布の変化を調べてみたが、東岸沿いでは顕著には認め難いが、西岸沿いにおいては極めて明瞭に孤立波の如き形状の波の進行を認めることが出来た。東岸と西岸においてこのような差異の生じたのは明らかに風による吹寄せの効果であると考えられる。

以上のようにして、高潮に対する風の影響は極めて大きいことがわかるが、また一面低圧部の移動に伴う強制波の変形と考えると大略の特性は把握することが出来るようである。¹⁾筆者は昨年来吸上げ作用に注目して小規模な実験を実施して来たが、今回は具体的な事例として伊勢湾、東京湾についての模型に適用した結果を述べ、両湾における高潮の吸上げ作用に及ぼす地形的特性について論じてみよう。更に一般には湾口より流入した水の質量は湾奥での侵水を無視すれば湾奥で反射されて湾口に戻り、一部は湾外に逃れ、他は再び反射して湾内での振動を継続する。以上の観測より湾内振動の減衰特性について実験結果より推定し、また入手し得たチリ津波の記録を調べた結果についても報告する。

2. 高潮の湾内変形に関する実験

伊勢湾模型(水平縮尺 $1/100,000$ 、鉛直縮尺 $1/400$ 、ひずみ $1:250$)及び東京湾模型(水平縮尺 $1/50,000$ 、鉛直縮尺 $1/333$ 、ひずみ $1:150$)を製作し、巾 3 m 、長さ 12 m 、高さ 50 cm の水槽内に設置し、この上を直径 60 cm の内形の吸気口を種々の速度で移動させて湾内の波形変化を記録した。模型製作の都合上両者の縮尺が異なったことは残念であった。模型湾口の方角を種々変化させたが、図-1には低圧部の各移動経路(図-2参照)によって生じた名古屋にお

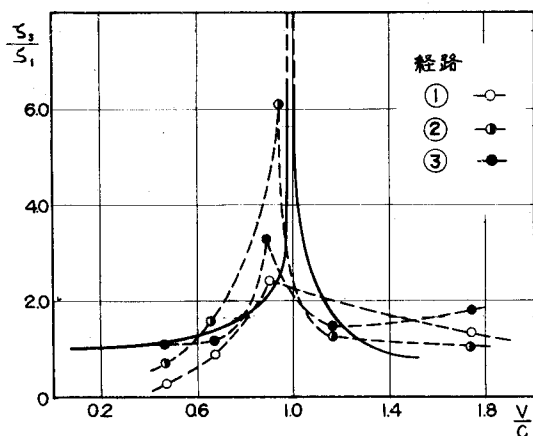


図 - 1

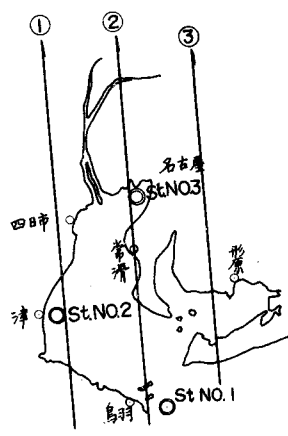


図 - 2

ける最高水位 S_2 と鳥羽における最高水位 S_1 との比 S_2/S_1 と、低圧部移動速度 V と長波の伝播速度 $C = \sqrt{gh}$ との比 V/C との関係を示したものである。図中理論曲線として S_2/S_1 と V/C との関係 $\frac{S_2}{S_1} = \frac{1}{\sqrt{1 - (V/C)^2}}$ も記入してある。実験の結果によると $V/C = 0.9$

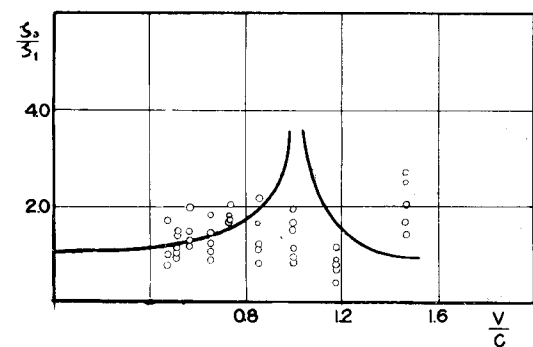


図 - 3

で最高になっているが、模型上での平均水深 $h = 5 \text{ cm}$ と仮定したことが原因かとも思われる。当然であるが、水位の上昇は理論のように無限大には達せず、せいぜい $S_2/S_1 = 3.0 \sim 6.0$ 程度迄である。同様にして東京湾については図 - 3 に示したように経路①及び②について実験を行い、図 - 4 にその結果の一部(経路①の場合)を示した。この場合には更に平均水深 h のとり方に問題があるが、傾向は伊勢湾の場合に比して著しく異なり、 V/C の値によって S_2/S_1 の値には、さして大きな差異は認められず、せいぜい $S_2/S_1 = 2.0 \sim 2.5$ 位に止まっている。

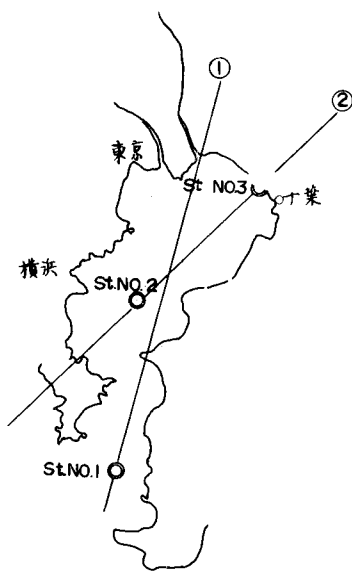


図 - 4

以上の結果を通らんしてみると、伊勢湾と東京湾とでは高潮の発達にかなりの違いがあることがわかる。すなわち伊勢湾では湾奥が狭まり水位上昇に適しているし、水深がほぼ一定して共鳴現象を起すに適していると考えられる。一方東京湾では湾口が狭く、湾奥に向って拡がり、エネルギーが分散しやすく、また水深は変化がはげしく、湾奥に向って $1/1000$ の勾配で浅くなり、海底摩擦によりエネルギーの消耗も大きいため、水位上昇は弱められるのではないかと推測される。上記の結果については各湾の高潮記録を更に検討して確かめてみたいと考えている。大阪大学の田中教授らは伊勢湾台風の資料から最高潮位に注目すれば、湾口より鈴鹿常滑の線までは Green の法則 $\frac{S}{S_0} = \left(\frac{h}{h_0} \frac{B^2}{B_0^2} \right)^{1/4}$ がよくあてはまり、それより湾奥では $\frac{S}{S_0} = \left(\frac{h}{h_0} \frac{B^2}{B_0^2} \right)^{1/2}$ に合ってくることを指摘している。²⁾³⁾

ここに S 、 h 、 B は夫々高潮の波高、湾の水深、湾の中であり、添字 0 は湾口での条件である。図-5、及び図-6 は夫々一例として $V/C = 1.14$ 、及び 0.89 の場合の $\frac{S_2}{S_1}$ 、 $\frac{S_3}{S_1}$ を図示して先の結果と比較したものである。実験値のばらつきが大きいので明確なことは言えないが、伊勢湾台風時は $\frac{V}{C} = 1.17$ であることを考慮すれば、この条件に近い $V/C = 1.14$ の時にはかなり良好な一致を示しているが、それ以外の場合には必ずしも妥当ではない。従って上記の Green の法則の適用性は V/C によって定まってくるのではなかろうか。もちろん各湾の地形的特性が直接に関与して来るであろうことは容易に推測しうる。

3. 湾内潮高の減衰

以下に簡単な取扱いにより湾内潮高の減衰特性について調べてみよう。Keulegan は境界層内でのエネルギー散逸を考慮して孤立波の減衰について取扱っている。すなわち

$$\left(\frac{S}{h}\right)^{\frac{1}{4}} - \left(\frac{S_0}{h}\right)^{\frac{1}{4}} = K \frac{S}{h}, \quad K = \frac{1}{12} \left(1 + \frac{2h}{B}\right) \sqrt{\frac{\nu}{g^{\frac{1}{2}} h^{\frac{3}{2}}}} \quad (1)$$

であり、ここに S_0 は初期の振巾、 S は距離、 B は水路中、 ν は動粘性係数である。さて図-7 のような湾を考え、 $t=0$ において強制により $S=0$ で S_0 であったとする。これが $t=t_1$ において $S=L$ で S_1 の波高に変わり、 $t=t_2$ にて $S=0$ で S_2 、以下 $t=t_{2n-1}$ 、 $S=L$ で S_{2n-1} 、 $t=t_{2n}$ 、 $S=0$ で S_{2n} 、 $t=t_{2n+1}$ 、 $S=L$ で S_{2n+1} になったと考える。 $S=L$ の湾口においては開口のために波のエネルギーの一部は湾外に逃げ、反射した波高は反射前の波高の α 倍 ($0 < \alpha < 1$) になると仮定すれば、次のような漸化式が成立つ。

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{S_1}{h}\right)^{\frac{1}{4}} - \left(\frac{S_0}{h}\right)^{\frac{1}{4}} &= K \frac{L}{h}, & \left(\frac{S_2}{h}\right)^{\frac{1}{4}} - \left(\alpha \frac{S_1}{h}\right)^{\frac{1}{4}} &= K \frac{L}{h}, \\ \left(\frac{S_3}{h}\right)^{\frac{1}{4}} - \left(\frac{S_2}{h}\right)^{\frac{1}{4}} &= K \frac{L}{h}, & \left(\frac{S_4}{h}\right)^{\frac{1}{4}} - \left(\alpha \frac{S_3}{h}\right)^{\frac{1}{4}} &= K \frac{L}{h}, \dots \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

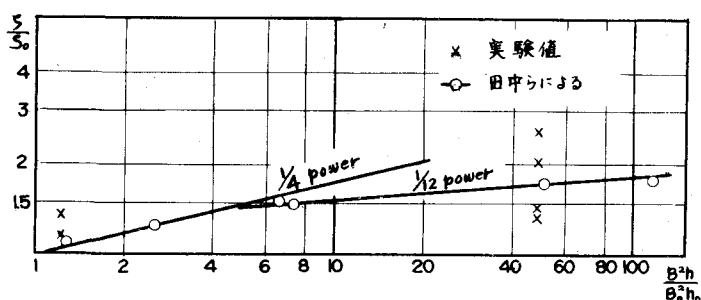


図-5 $V/C = 1.14$ の場合

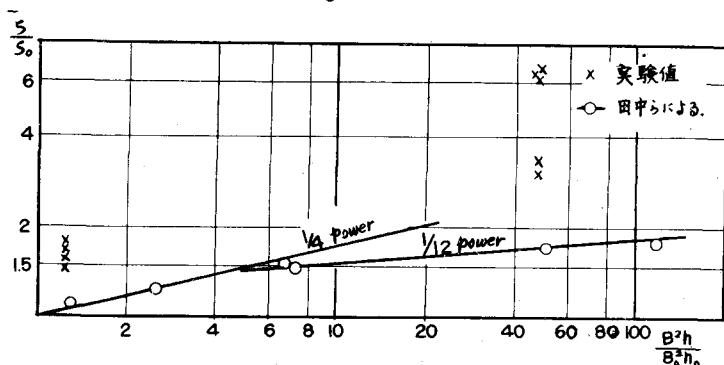


図-6 $V/C = 0.89$ の場合

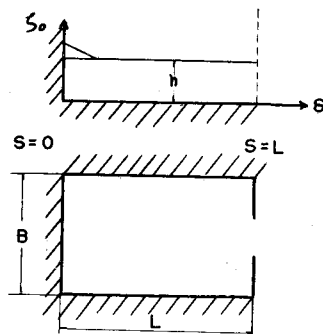


図-7

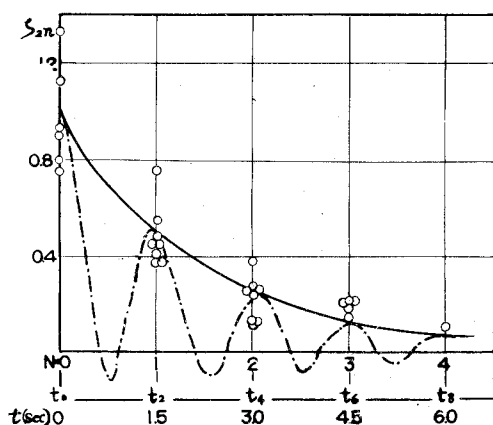


図-8

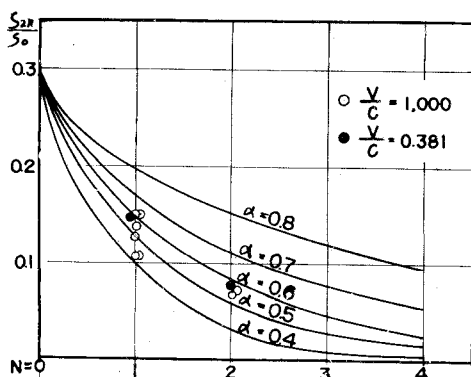


図-9 東京湾

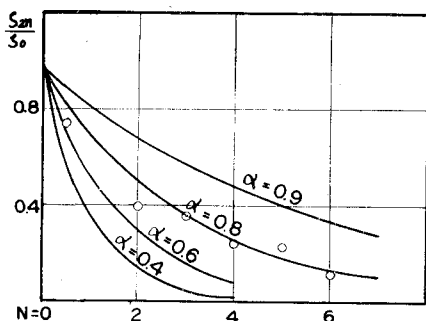


図-10 名古屋

これを整理すれば、

$$\left(\frac{S_{2n}}{h}\right)^{-\frac{1}{\alpha}} - \left(\alpha^n \frac{S_0}{h}\right)^{-\frac{1}{\alpha}} = K \frac{L}{h} (1 + \alpha^{\frac{1}{\alpha}}) \frac{(\alpha^{-\frac{1}{\alpha}})^n - 1}{\alpha^{-\frac{1}{\alpha}} - 1} \quad (3)$$

をうる。今伊勢湾の模型実験において $L = 50 \text{ cm}$ 、 $h = 5.0 \text{ cm}$ 、 $\nu = 0.01 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 、 $B = 27 \text{ cm}$ とおけば $K = 6.10 \times 10^{-4}$ となり $\alpha = 0.5$ と仮定して図示したのが図-8であり、良好な一致を示している。同様にして東京湾模型について α を種々に変えて $\frac{S}{S_0}$ の変化を示したのが図-9であり、この場合も $\alpha = 0.5$ においてよいことが知れる。両者の模型の縮尺が異っているに拘らず共に $\alpha = 0.5$ となったことは極めて興味深い。しかし小さい

模型であり、縦横のひずみがあること、また Keulegan の式は層流境界層に対して求められたものである実、果して現地資料に適用しうるかは疑問がある。筆者等が最近入手した伊勢湾内におけるチリ津波の資料を用いて同様の計算を行った結果が図-10であり、名古屋港における減衰は $\alpha = 0.8$ としたものに一致している。上記においては、高潮と津波を全く便宜的に同様に取り扱ったが、高潮は孤立波に近似し得ても、津波はかなり周期性をもった長波と考えるのが妥当であり、この様な波の性質の相異が原因であるとも考えられる。何れにしても今後高潮時の検潮記

録を検討して確かめたいと考えている。

本研究は文部省科学試験研究(研究代表者篠原謹爾教授)による成果の一部であることを付記する。

参考文献

- 1) 田中清、皇田明、村岡浩爾：高潮変形に及ぼす流水断面の効果について、第7回海岸工学講演会講演集、(1960年)
- 2) 田中清：高潮に関する諸問題、海岸工学の最近の進歩 (1961年)

3) 皇田明、村岡浩爾、和田明：長波の局所変形に関する実験的研究、第8回海岸工学講演会講演集 (1961年)

4) 本間仁、堀川清司、高隆二：高潮の吸上作用に及ぼす地形の影響について、土木学会年次学術講演会 (1961年)

5) Keulegan, G.H.: Gradual Damping of Solitary Waves, Research Paper RP1895, Journal of Research of National Bureau of Standards, Vol. 40, NO. 6 (1948)