

数値モデルによる大阪湾の湾水振動

中 村 重 久*

1. 緒 言

海底地震による津波や台風による高潮は海岸災害の主な要因である。大阪湾沿岸の人口稠密な場所や臨海工業地帯では、この問題を十分検討し、適切な対策を講じておく必要がある。高潮に関連した研究では、たとえば、山田¹⁾は台風の移動速度と対称水域の長波の速度との関連から共振の問題をとりあげた。他方、津波に関しては、中村は、太平洋から大阪湾に侵入した津波のスペクトルの時空構造を明らかにし、スペクトル・ピークの周波数に対応する大阪湾の水位変動を自由振動モードと対比し、Nakamura・Loomis は 1960 年チリ津波の初期における大阪の水位変動を最低次のモードとして説明した²⁾。

ここでは、大阪湾に誘起された振動の数値計算により大阪の応答関数をもとめるとともに、大阪湾内の振動モードのパターンをしらべた。計算にあたっては、1972 年 J. J. Lee³⁾ が Longbeach 港の湾水振動計算に用いた計算プログラムを用いた。計算で得られた共振モードと、1960 年チリ津波の大阪におけるスペクトルとの関連についても考察する。

2. 大阪湾の地形条件

大阪湾は紀伊水道を経て太平洋につらなり、また、明石海峡は大阪湾と播磨灘とをつないでいる。大阪湾内の水深は一定ではなく、海底地形は複雑である（海上保安庁水路部発行あるいは U. S. Naval Oceanographic Office 発行の海図参照）。

3. 理論的基礎

数値計算は Lee の計算プログラムの一部を修正した後京都大学大型計算機センターの FACOM M-190 によった。この計算の理論的基礎は、Lee³⁾ にしたがえば、つぎのように要約される。

ここでの解析のために、流れは非回転、流体は非圧縮性とする。このとき、問題はラプラスの方程式を適当な境界条件のもとで解いて速度ポテンシャル ϕ をもとめることに帰する。境界条件のひとつとして、海岸線を横

断する流れはないものとする。微小振幅の適用範囲内で、速度ポテンシャル ϕ はつぎようになる。

$$\phi(x, y, z; t) = \frac{1}{i\sigma} \frac{Ag \cosh k(h+z)}{\cosh kh} f(x, y) \exp(-i\sigma t) \quad (1)$$

ここに、 σ は周波数 ($=2\pi/\text{周期}$)、 k は波数 ($=2\pi/\text{波長}$)、 A は入射波の振幅、 h は水深、 g は重力加速度、 $i=\sqrt{-1}$ 、そして、O-xy 平面は静止水面にとり、 z 軸は水面から鉛直上方にとる。このとき、(1) の関数 f は xy 面内での ϕ の分布を与えるもので、

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} + k^2 f = 0 \quad (2)$$

を満足しなくてはならない。境界条件は $\partial f / \partial n = 0$ 。

関数 f を解くために、便宜的に着目する領域を図 1 のように外洋と湾内領域 I および II に分ける。図中 KL と GF とは形式的境界である。(2) に対する Weber の解を用いると、領域 I 内の点 (x, y) での関数 f_1 は

$$f_1(\vec{x}) = \alpha \int_s \left\{ f_1(\vec{x}_0) \frac{\partial}{\partial n} H_0^{(1)}(kr) - H_0^{(1)}(kr) \frac{\partial}{\partial n} f_1(\vec{x}_0) \right\} \times ds(\vec{x}_0); \quad \alpha = -\frac{i}{4} \quad (3)$$

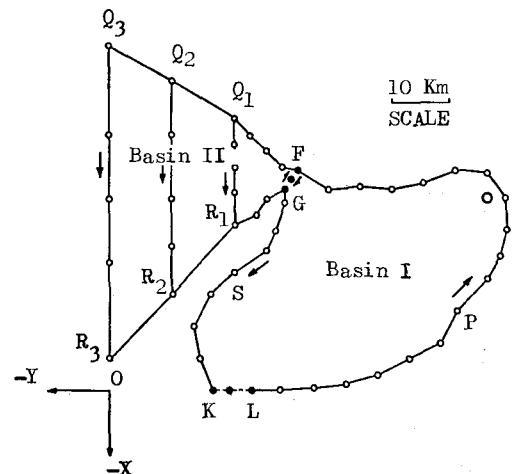


図-1 大阪湾モデル (KL は湾口, Basin I は大阪湾, Basin II は播磨灘)

ここに、 $\vec{x}_0$ は境界上の点 (x_0, y_0) の位置ベクトル、 r は $|\vec{x}-\vec{x}_0|$ の長さ、 n は境界に対する法線、そして $H_0^{(1)}(kr)$ は0次第1種ハンケル関数である。ある点 $\vec{x}(x, y)$ が境界上の1点 (x_i, y_i) に近づく場合、(3)の α の値は $-i/2$ 。そして、積分路は図-1の領域Ⅰの境界に沿って KLPFGSK のようにとる。周辺積分を不規則な形状の境界に対して得ることは一般に難かしいので、積分方程式をマトリックス方程式に書きかえ、近似解をもとめる。

形式的境界 KL と FG では $\partial f_i/\partial n$ は未知量、領域Ⅱの解 $f_2(\vec{x}_i)$ に対する形式的境界 FG での $\partial f_2/\partial n$ も同様である。

外洋での解 f は周期的な入射波および反射波(湾口が閉じているとした場合)と湾口があるためにみられる散乱波の和としてあらわされる。湾内の問題にのみ着目するときは一般に外洋での f は重要ではないが、KL では湾口の f の値は(3)の f_1 と一致する必要がある。とくに、入射波が海岸線に直角に進む場合、湾口では

$$f(x, 0) = a + \left(-\frac{i}{2}\right) \int_{\text{KL}} \left\{ H_0^{(1)}(kr) \frac{\partial}{\partial n} f_1(x_0, 0) \right\} dx_0; \\ a=1 \dots\dots\dots (4)$$

上式右边第1項は湾口が閉じているとしたときの入射波と反射波との和である。形式的境界で水位(f に相当)と流速($\partial f/\partial n$ に相当)とは連続でなくてはならない。領域Ⅰ(またはⅡ)の境界での f_1 (または f_2) の値は(4)によってもとまり、したがって、領域Ⅰ(またはⅡ)内の任意の点の f_1 (または f_2) の値は(3)の近似としてもとまることになる。

4. 計算条件

すでに述べたように、大阪湾の地形はかなり複雑であるけれども、数値計算の便宜上、つぎのような計算条件を設定し、大阪湾の単純化したモデルを考えた。すなわち、図-1のように、外洋に面した直線状海岸の一部が大阪湾口 KL に相当するものとし、大阪湾(領域Ⅰ)は形式的境界 FG を介して播磨灘(領域Ⅱ)と接しているものとした。計算条件はつぎの通りである。

大阪湾の特性長	$A=54.5 \text{ Km}$
湾口開口幅 (KL)	$HAOP=3.0 \text{ Km}$
湾内代表水深	$DEPTH=0.02 \text{ Km}$
領域Ⅰの周辺境界区分数 (KLPFGSK)	$NA=30$
領域Ⅱの周辺境界区分数 (GFQ ₂ R ₁ G)	$NB=13$
湾口の区分数 (KL)	$NP=2$
領域ⅠとⅡの共通境界の 区分数 (FG)	$ND=2$
領域Ⅰ内の計算点の数	$MA=48$

大阪湾をモデル化して計算する場合、領域Ⅱの水面積の計算結果に対する効果を評価するために、領域Ⅱの積分路を図-1のように3種類考えた。積分路 FQ₂R₁GF はほぼ播磨灘の水面積に相当する水域を囲む。

5. 大阪の応答関数

図-1の領域Ⅰ内の白丸の位置を大阪に対応するとし、 $\Delta ka=0.1ka$ としてもとめた応答関数を図-2に示した。図-2のたて軸は波高増幅率 R 、よこ軸は無次元波数 ka である。領域Ⅱの積分路を $i=1, 2, 3$ とした場合、最低次(0次)の共振モードに対する ka の値は i の値によって異なる。すなわち、 $i=1, 2, 3$ に対する共振周期はそれぞれ $T=3.9, 4.8, 10.4 \text{ hr}$ である。この $T=10.4 \text{ hr}$ は台風6420時の高潮を水理模型実験で正弦波に近似できるとした場合の周期に近い(岩垣・中村, 1967)⁴⁾。このことから、大阪湾での台風時の高潮の問題では、台風の移動速度と長波の速度との関係から定まる

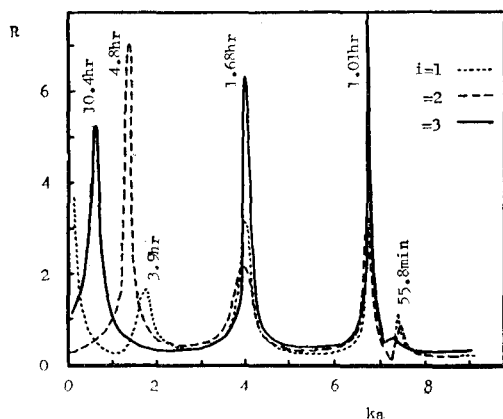


図-2 大阪の応答関数

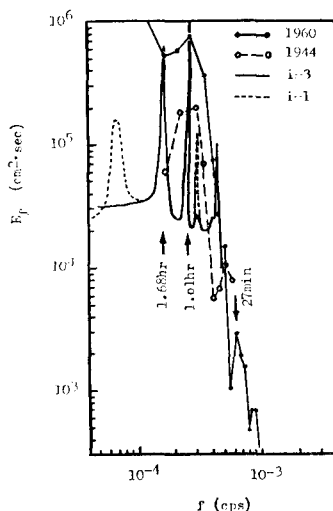


図-3 大阪の津波スペクトルと応答関数

共振以外に、湾水振動の共振をも考えるべきであろう。
 図-2 のさらに高次のモードは i の値にほとんど関係しない。
 $ka=4.033$ に $T=1.68$ hr の第1共振モード、
 $ka=6.758$ に $T=1.01$ hr の第2共振モードがあらわれる。
 $i=1$ および 2 でみられる $ka=7.412$ ($T=55.8$ min) は $i=3$ では共振モードとは認め難い。ちなみに、
 $T=1.01$ hr や 55.8 min は大阪湾内の津波スペクトルのピークの周期に対応している。1944 南海道沖地震津波と 1960 チリ津波とについて大阪の津波スペクトル

(中村ら, 1974)⁵⁾を 図-2 の応答関数と対比してみると 図-3 のようになる。

6. 大阪湾内の波高分布

ka が 0 から 8.5 までの範囲で、典型的な 8 つのモードについて、大阪湾内の波高分布は 図-4 のようになる。
 $ka<0.654$ では、湾内外とも同位相であるが (a) $ka=0.654$ では逆位相の共振モード、(b) 逆位相のモードを経て (c) 単節たて振動型となり、(d) その共

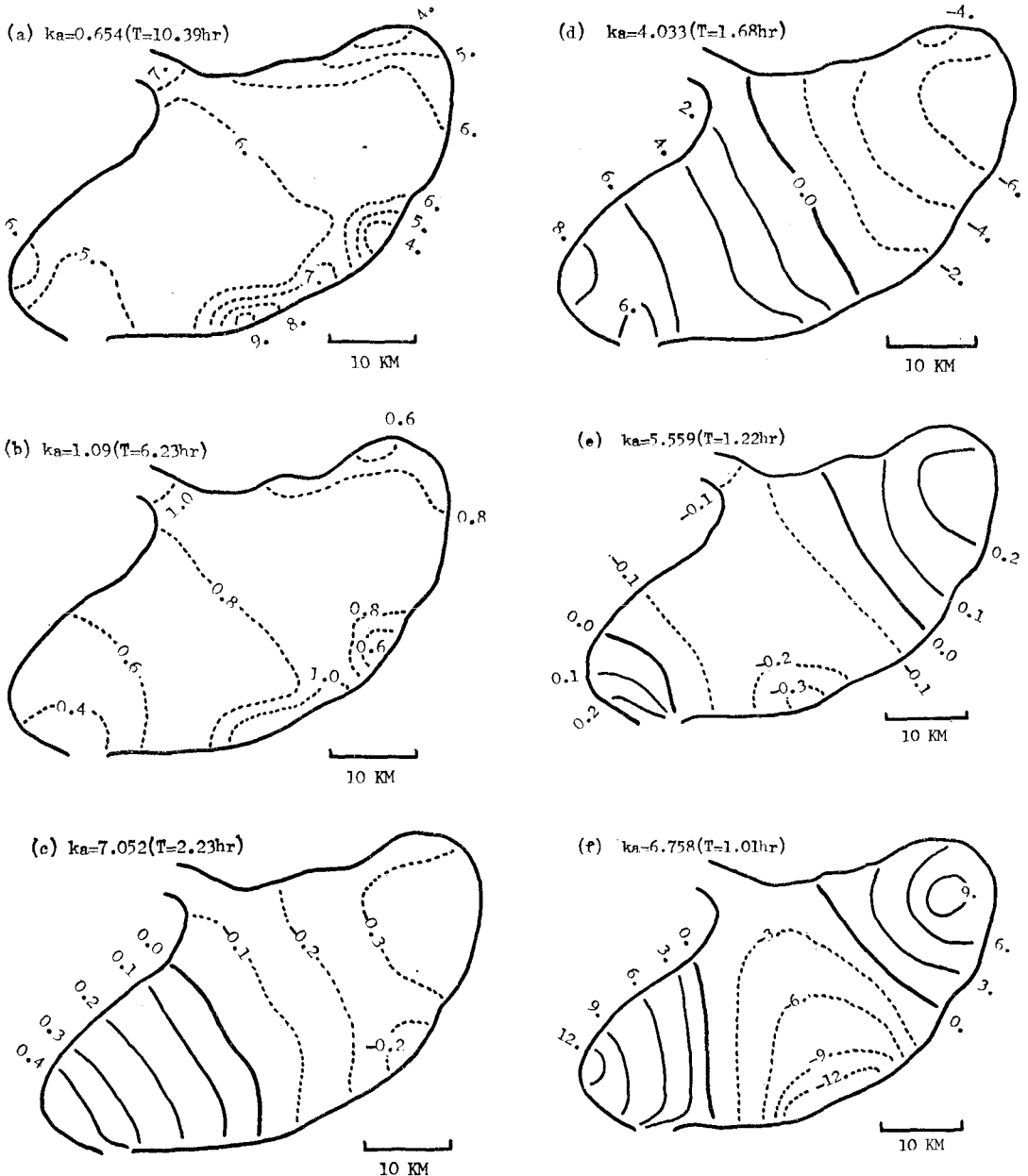


図-4 大阪湾内の水位変動のモード (図中、湾内の実線は湾外の水位変動と同位相であり、湾内の破線は逆位相であることを示す。実線および破線のパラメータは波高増幅率 R に相当する)

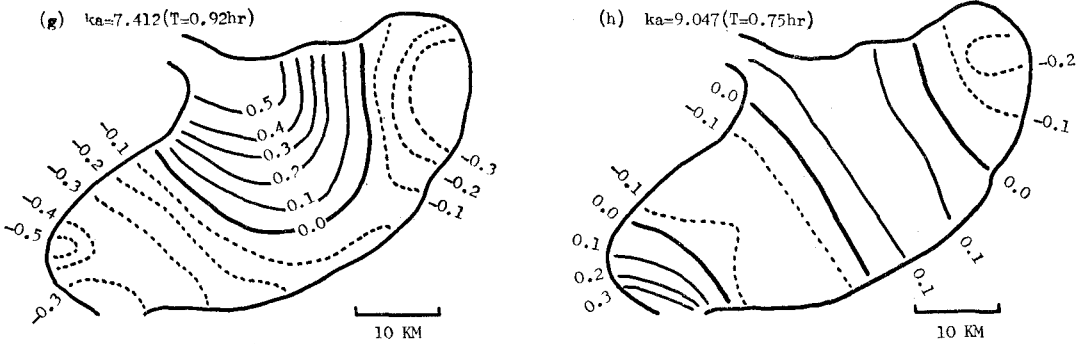


図-4 (つづき)

表-1 大阪湾の代表的水位変動の周期

振動の種類	計算条件と方法	振 動 モ ー ド			計 算 者
		たて式単節振動	たて式双節振動	よこ式単節振動	
静 振	湾 軸 沿 い の 差 分	1.97 hr (118 min)	71 min	—	日高 (1931)
自由振動	だ円座標系, Ritz の方法				日高 (1937)
誘起振動	周辺積分, Lee の方法				中村 (1979)
		1.73 hr	60.3 min	55.8 min	

振モードがあらわれる。つぎに、(e) 双節たて振動型、そして、(f) その共振モードがみられる。(g) 単節よこ振動型はごくせまい ka の範囲でしかあらわれない。さらに ka の値が大きくなると (h) 3 節たて振動型となる。なお、大阪湾の水位変動については、日高の研究^{6),7)}のほか、Lee の計算法を改良して得た著者によるものがある。その主な結果と要点は 表-1 のようである。

このようにみえてくると、図-3 に留意して、大阪湾内で津波は第2共振モードに近いものとしてとらえられる。そして、これは、湾外でこのモードに近い周期成分がすでにあったことを示唆している。さらに、これは津波スペクトルの時空構造に関する解析の結果を支持している。

7. 結 言

大阪湾内の湾水振動の特性をとらえるために、Lee の方法によって大阪湾モデルの数値計算を行ない、大阪の応答関数と大阪湾内の波高分布とをもとめた。さらに、計算で得られた共振モードと高潮や津波との関連についても考察した。

本研究をすすめるにあたり京大防災研土屋義人教授およびハワイ大学 JIMAR の Dr. Harold G. Loomis の有益な討論を得た。

参 考 文 献

- 1) Yamada, H., J. Okabe and M. Kumazawa: On the resonance effect in a storm surge (part I), Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 15, pt. 1, No. 89, pp. 45~61, 1965.
- 2) Nakamura, S. and H. G. Loomis: Lowest mode of oscillations in a narrow mouthed bay, Jour. Marine Geodesy (投稿中).
- 3) Lee, J. J. and F. Raichlen: Wave induced oscillations in harbors with connected basins, CIT, Rep. No. KH-R-26, pp. 1-135, 1971.
- 4) 岩垣雄一・中村重久: 大阪市内河川の高潮潮上に関する水理模型実験, 第14回海講演文集, pp. 104~113, 1967.
- 5) Nakamura, S., H. Higuchi and Y. Tsuchiya: On transformation of tsunami inundating into Osaka Bay, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 25, pt. 4, No. 232, pp. 37~53, 1975.
- 6) 日高孝次: 大阪湾の縦静振について, 神戸海洋気象台報, Vol. 41, pp. 1~8, 1931.
- 7) 日高孝次: 大阪湾の自由振動, 海と空, Vol. 17, No. 7, pp. 271~283, 1937.