

東京湾の潮汐と津波の数値計算の試行

磯崎 一郎*・宇野木 早苗**

1. はしがき

湾内の潮汐や津波については多くの研究があるが、一般に観測は沿岸の少数地点にかぎられ、解析的な解は単純な形の湾について得られているだけなので、複雑な地形と水深分布をもつ湾について、それらのふるまいを詳細に理解しようとするのが困難を覚えることが多い。そこで観測値と理論を結びつけて数値的に解く試みが種々行なわれ、一部ではよい結果も得られたが、やはり計算能力の点で制限を受けることが多かった。

しかるに計算機の発達によって計算能力もいちじるしく増大したので、最近では内湾さらに外洋における潮汐の数値計算も実施され興味深い結果が報告されている¹⁾。そこでわれわれも、このような数値計算でどの程度まで実際に説明できるかを理解するために、最初に東京湾の潮汐と津波について計算を試みた。結果は大体満足すべきもので、潮汐の場合は、観測のない地点の調和常数も推定可能な程度の精度であった。また、計算結果にもとづいて2次元的に複雑な分布についても多少の知見を得たので報告する。なお、湾内では津波の第1波の山もすでに \sqrt{gh} より小さい速度で進んでいることが確かめられた。

ただし、この計算では、湾口潮位を境界値として与えているので、その推測が十分正しく行なわれなければならない場合は精度は当然悪い。また計算値は格子点に囲まれた正方形内の平均値であるから、岸近くで局地性が強いところでは実際とのくい違いが大きい。特に浅くて非線形性が強い湾でどの程度までこの計算がうまくいくかは、さらに調べてみなければならない。これらについては今後検討を加えてゆくつもりであるが、海底摩擦その他についてのわれわれの知識がもっと確実なものになることが重要である。

2. 基礎方程式と境界条件

水平座標 x, y をじょう乱のない海面上にとり、鉛直座標 z を下向きに正にとった座標系での運動方程式ならびに連続の式を、圧力に関しては静力学の式が成り立ち、また海面上には気圧傾度力も接線応力も作用しないという仮定のもとに、水の表面 $z = -\zeta(x, y, t)$ から海底 $z = h(x, y)$ まで積分し、高次の項を省略するとつ

ぎの流量方程式と連続の式が得られる。

$$\frac{\partial M_x}{\partial t} = -g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{\tau_b^{(x)}}{\rho_w} + fM_y - (h+\zeta) \left\{ \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial (\bar{u} \bar{v})}{\partial y} \right\} \dots\dots\dots(1)$$

$$\frac{\partial M_y}{\partial t} = -g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{\tau_b^{(y)}}{\rho_w} - fM_x - (h+\zeta) \left\{ \frac{\partial (\bar{u} \bar{v})}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}^2}{\partial y} \right\} \dots\dots\dots(2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial M_x}{\partial x} - \frac{\partial M_y}{\partial y} \dots\dots\dots(3)$$

ここで g は重力加速度、 ζ は海面の上昇量、 h は水深、 ρ_w は海水密度、 f はコリオリのパラメーター、 \bar{u} と \bar{v} は平均流速 \bar{V} の成分、 $\tau_b^{(x)}$ と $\tau_b^{(y)}$ とは海底摩擦 τ_b の成分である。また M_x と M_y は流量成分で、次式で定義される。

$$M_x = h \bar{u} = \int_{-\zeta}^h u dz, \quad M_y = h \bar{v} = \int_{-\zeta}^h v dz \dots\dots\dots(4)$$

海底摩擦についてはいろいろの議論があるが、ここでは平均流速の2乗に比例すると仮定した。すなわち

$$\tau_b = \rho_w \cdot \gamma_w^2 \cdot |\bar{V}| |\bar{V}| \dots\dots\dots(5)$$

とおき、摩擦係数 γ_w^2 は常数で 0.002 6 とした。

境界条件は、海岸では

$$M_n = 0 \dots\dots\dots(6)$$

とおいた。ここで M_n は海岸線に対して法線方向の流量をあらわす。

外洋と連続している湾口の潮位変動もあらかじめ与えなければならないが、これには観測値をそのまま与えてもよいし、また

$$\zeta = \sum_{i=1}^m A_i \sin(\sigma_i t - \kappa_i) \dots\dots\dots(7)$$

なる正弦波の重ね合わせとして与えることもできる。ここで A_i, σ_i, κ_i はそれぞれ成分波の振幅、角速度、遅角をあらわす。

計算の手順は、基礎方程式(1), (2), (3)を時間差分 Δt 、空間差分 Δs をもつ差分方程式に書き直し、これを用いて格子点上の流れと潮位を Δt 時間間隔ごとに交互に求めてゆく。われわれは Δt として 30 sec を採用した東京湾上を 1.5 km 間隔の格子に分割した。計算の進め方の詳細は別の報告²⁾を参照されたい。

3. 潮汐の計算

潮汐に関しては、東京湾内の M_2 分潮についての計算と、昭和37年9月15~17日の実際の潮汐についての計

* 気象研究所台風研究部
** 正員 理博 気象研究所海洋研究部

算を行なった。

(1) M_2 分潮について

小倉の報告³⁾によると、浦賀港の M_2 分潮の振幅は 38 cm である。この値ならびに周辺の状況を考慮して、湾口の M_2 分潮の振幅を 35.5 cm とおいた。また周期は 12.421 時間である。湾内の水は最初に静止していて、それから湾口で一様に振幅 35.5 cm、周期 12.421 時間の波を連続的に与えて計算を進めたので、周期的に安定した解を得るためには初期条件の影響が消えるまで計算を進めねばならず、ここでは第4波目の計算値をとり出した。

図-1 には計算値と観測値を対比させて示してあるが、これらは分布の形においても、また絶対値においてもかなりよく合っている。図-2 の比較においては、振幅のほうは両者の間に非常によい一致が見られるが、位相の方は点がかかなり分散している。ただ遅角については、観測値についてもその観測年次によってかなりの変動がみられる。たとえば関⁴⁾が横浜港について8年間にわたり毎年の値で調和分解を行なったところ、 M_2 分潮の ϵ の値が最大 159.6°、最少 155.0° で 4.6° の相違が見られた。すなわち観測値そのものにすでに数度の誤差がありうるのだから図示の程度のくい違いは当然起こりうる。

M_2 分潮のピークは千葉県側で早く、西岸の神奈川県側でおくれて現われ、コリオリ力のためか、あたかも潮汐波が反時計まわりに回転するかのとき性質をみせている。しかし湾口と湾奥の潮時のずれは 20 min たらずである。振幅は湾奥に行くにしたがって大きく、千葉や幕張では 52 cm で湾口の値より約 46% 大きい。もちろんこの振幅の変化や位相のおくれは成分波の周期によって異なり、周期が長いと(たとえば日周潮)湾内での相違

図-1 東京湾内の M_2 分潮の等振幅線と等潮時線 (地点のそばの数字の上段は振幅, 下段は位相)

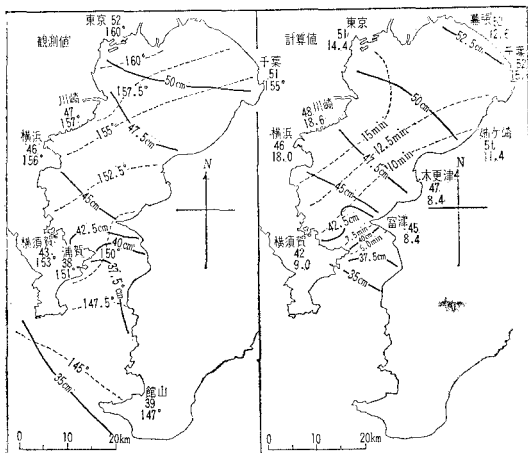
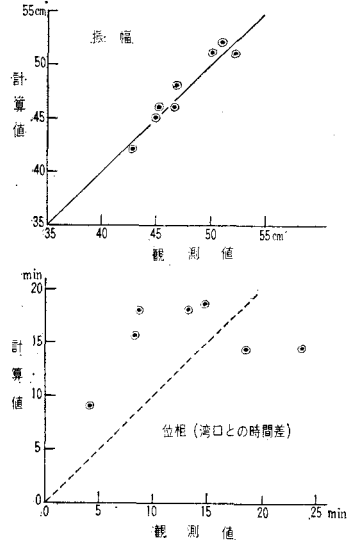


図-2 東京湾内の代表地点における M_2 分潮の計算値と観測値の比較



は小さくなる。なお、今は M_2 分潮のみとり出したが非線形の効果が大きい場合には他の分潮との相互作用があるので、1分潮のみとりあげるのには意味が少ない。ただ、東京湾では1部を除き非線形性がそれほど強くないので以上の取り扱いも許されるであろう。

(2) 昭和37年9月15~17日の潮汐

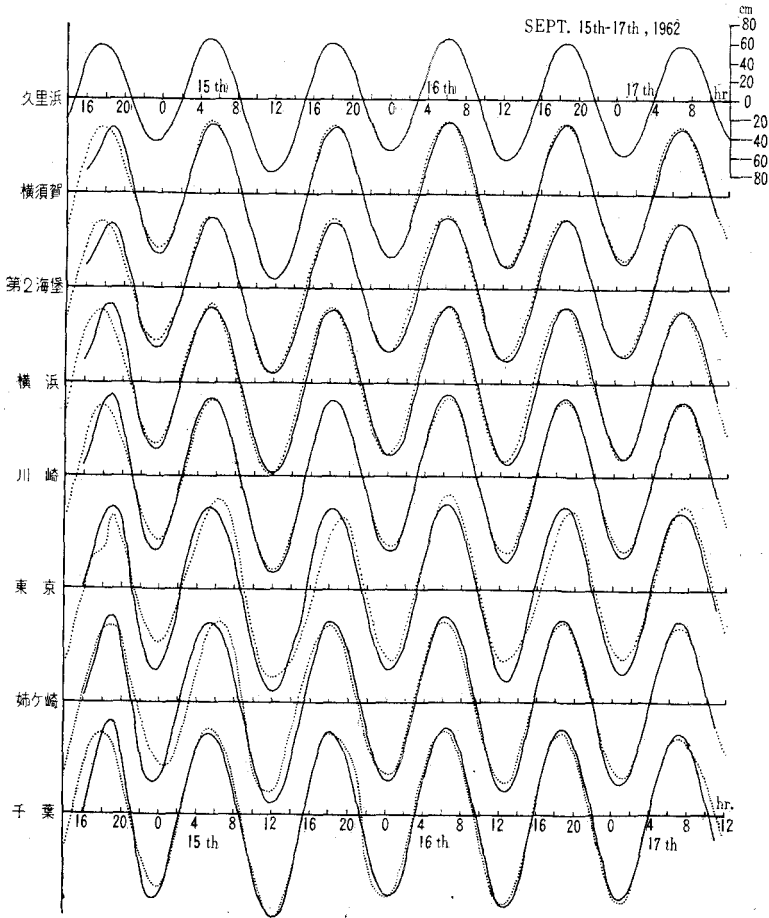
湾口潮位としては、上記期間中の久里浜の観測値に、静的に考えた気圧補正をほどこした値を用いた。また、前と同じく湾口では一様な潮位変化をすると仮定した。

図-3 には代表地点の潮位変化の計算値と観測値が示してある。この計算では初期条件として潮位変動も流れもないと仮定しているの、計算値と観測値を比較してみると、各地とも第1波は計算値のほうが観測値より位相がおくれ、両者のくい違いが大きい。東京と姉ヶ崎を除く地点では第2波目から計算値と観測値がよく一致している。姉ヶ崎でも第3波目からは満足すべき一致が見られる。東京では第4波目から両者がほぼ一致しているが、観測値のほうがいくぶん振幅が小さい。大局的にみて、東京湾の場合は初期条件の影響は12時間後にはほぼなくなり第2波目から潮汐変動が得られる。

図-4 において、破線は計算値が観測値よりも±5%だけずれていることを示す。全般に計算値のほうがいくぶん大きい、東京と姉ヶ崎を除いてはその差は5%以内である。東京は観測値として月島の値を用いており、計算値は3km格子内の平均値をあらわしている点で、このように浅水域が広く広がっている水域ではさらに格子間隔を細かくしないかぎり、ある程度の不一致はやむを得ないであろう。なお、姉ヶ崎の計算値と比較した観測値は千葉県長浦における値である。

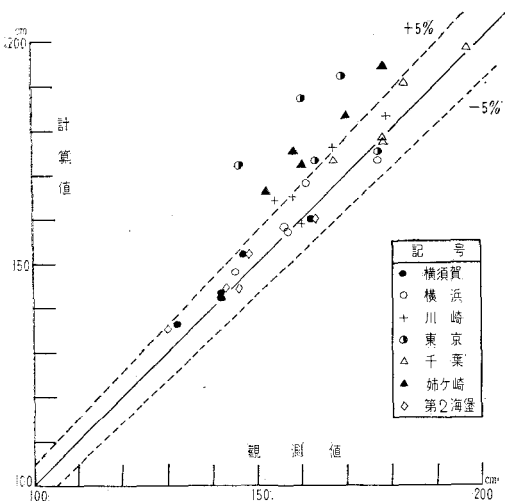
湾内の潮差は一般に湾奥にゆくにしたがって大きくな

図-3 東京湾の潮汐計算値（実線）と観測値（点線）の比較



っている。たとえば17日0時頃の干潮と7時頃の満潮との間の潮差は久里浜で 117 cm, 千葉では 177 cm で湾口にくらべて約 51 %の増大となっており M_2 分潮の場合

図-4 東京湾の潮差の計算値と観測値の比較 (昭和37年9月15~17日)



の 46 %より増大率が大きい。

図-5 によると、湾内の潮流は観音崎と富津岬の中間の水域で最も強く、17日4時には最大 90 cm/sec, 16日22時には 121 cm/sec が計算されている。湾の中央部では 20~40 cm/sec, 北部では 10~20 cm/sec で非常に弱い。水路部が行なった観測⁵⁾によると、大潮時の潮流の最強が、第3海堡付近で 0.84 kts, 湾の中央部では 0.2~0.4 kts, 北部では 0.1~0.2 kts であるが、これらは 図-5 の計算値の分布とはほぼ同じオーダーである。しかし観測によると転流時に比較的けん著な環流現象があらわれているが、計算結果ではあまりはっきりしない。これは計算で湾口の潮位が一様に変位すると仮定している点に原因があると思われるが詳細は明らかでない。

潮位にくらべて潮流は局地性が強いので計算値と観測値を比較するには注意を要する。計算値は海面から海底までの平均流速で、しかも 3 km 格子内の平均値であるから、ある特定地点、特定の深さの観測と直接に比較してもくい違いが大きいのは当然である。

図-5 漲潮時および落潮時における最盛期の流れ(計算値)の一例

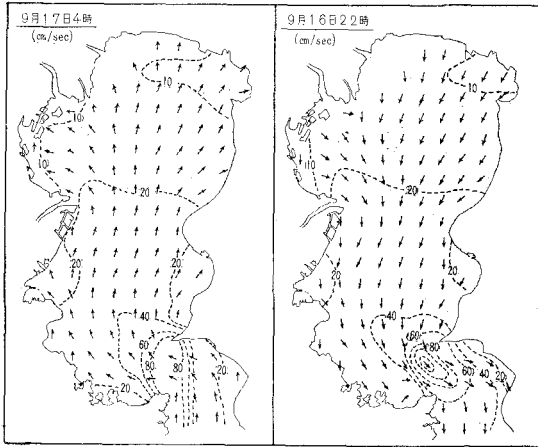
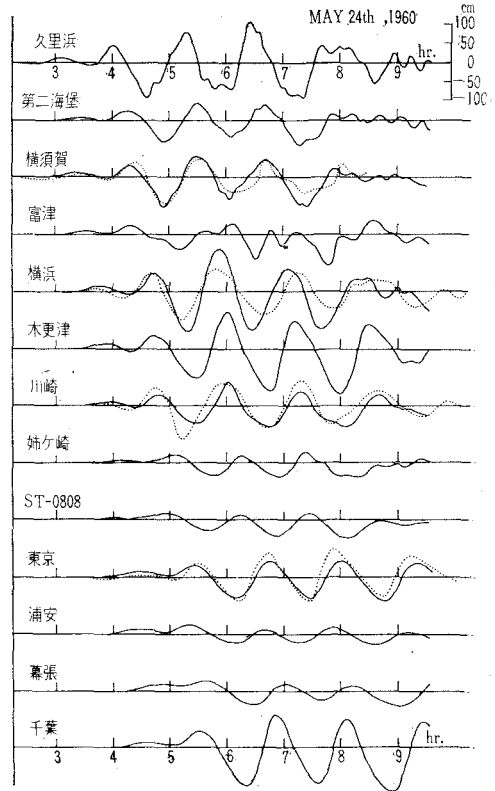


図-6 チリー地震津波の計算値(実線)と観測値(点線)



4. チリー地震津波の計算

周知のとおり、チリー地震津波は1960年5月24日未明に本邦の太平洋岸全域を襲い、特に北海道、三陸方面に大きな被害を与えた。東京湾内では久里浜、横須賀、横浜、川崎、東京および千葉の検潮器によって津波記録が得られたが、千葉だけはペンのスケールアウトのため最初の頃が欠測となっている。各観測所とも津波周期は約70minであるが振幅のほうは場所によって異なり、山から谷までの高さの最大は湾内で約1.5m、久里浜では約2mであった。計算に必要な湾口の潮位変動としては、久里浜の観測値を用い、湾口が一様に変動するとした。

(1) 観測値との比較

図-6で観測値と計算値を比較すると、横須賀では振幅、位相ともによく合っている。川崎と東京でもかなりよく合っているが計算値のほうがいくぶん振幅が小さい。横浜では計算値の振幅が観測値よりも相当に大きくこれら4地点のうちではくい違いが一番はなはだしい。これがいかなる理由によるのか、いまのところよくわからないが、観測地点の局地性によるのかもしれない。これらの結果から、大局的に見れば、数値計算はかなり信頼できるものであって、これを用いて湾水の運動の詳細を議論することも許されるであろう。

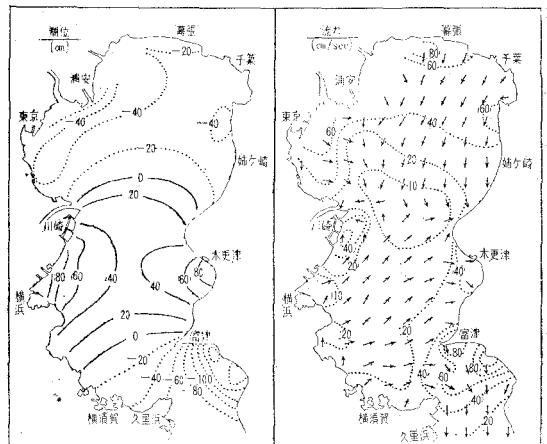
図-6でみられる津波のいちじるしい特徴は、個々の波がすべて、あたかも境界がないかのように湾奥に向かって進んでおり、はっきりと孤立した形の反射波をみとめることができないことである。これは、波長が比較的長い場合には、複雑な形をした海岸からの反射や、水深変化による部分反射などが複雑に干渉し合って孤立した形の反射波が生じにくいのであろう。もちろんこの性質は湾の基本振動周期や入射する津波の周期などに関係する。

(2) 潮位と流れの水平分布

図-7は5月24日5時55分の潮位と流れの分布を示すもので、津波の第3波の山が湾の中央部に現われており、湾奥と湾口とが谷になっている。波の山は横浜付近と木更津付近とにピークを持っていて、明らかに2次元的な様相を示している。

潮位分布と流れの分布を比較すると、波の山の付近で

図-7 チリー地震津波、代表的潮位分布と流れの分布 (5月24日5時55分)



湾奥に向かう流れが卓越し、谷の上で湾口に向かう流れがみられる。これは潮位変動が進行性であることをあらわしている。この性質は海底摩擦がけん著に作用する湾の中の共動潮の場合にも認められる。

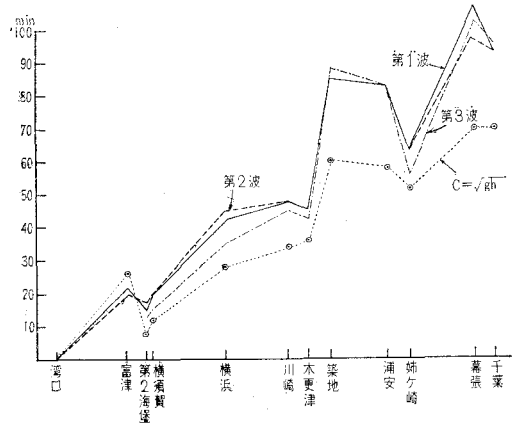
このような津波の水平分布は、実際の乏しい観測網からはよくわからないし、また解析的な取り扱いは一様に単純な理想化された形の湾について得られているだけなので実際の湾内の分布を与えてくれない。もし数値計算結果が正しいものならば、実際の湾についての複雑な振動の様相を明らかにしてくれる点で、湾内の津波の研究のための有効な手段の一つとなるであろう。

(3) 湾内の津波の伝播

広い海域や、無限に長い一様水深の水路の中では津波は長波の速度 \sqrt{gh} で進行することが知られている。しかし湾の中では反射波との干渉が起こって見かけ上の伝播の状態は非常に複雑になる。たとえばその極端な場合として、湾内で完全な定常振動が起こるような場合には波の山や谷は進行しない。

東京湾のチリー地震津波の場合には、**図-6** からわかるように、波の山と谷はすべて湾口から湾奥に向かって進んでいる。しかし、個々の波の伝播状況を示した **図-8** によると、第1波が湾奥の幕張に到達するのに要する時間は 107.5 min で、一方長波の速度で進むとすると 70 min であって、見かけ上の伝播速度は長波の速度よりかなりおそい。この性質は他のどの代表地点についても見られる。通常われわれは、少なくとも津波の第1波は長波の速度で進行すると考えがちであるが、津波の波長にくらべてあまり大きくない湾の中では成りたないことがわかった。このことはすでに松尾⁶⁾が行なった大阪湾の津波の模型実験においても認められており、また浜田⁷⁾は水路内の津波の伝播に関する数値実験で、水深が浅くなると伝播速度が \sqrt{gh} より小さくなることを指摘している。いま築地と横須賀の第1波の山の到達時間差をとってみると、計算では 65 min、観測値によると 70 min で両者はほぼ一致しているが、長波の速度で伝播すると 48 min となり、前者にくらべてかなり早い。すなわち、津波の初動は \sqrt{gh} なる速度で伝播しているのであろうが、第1波の山の伝播はこれよりもかなりおそい。これは入射波と、海岸からの反射波や水深変化に起因する部分反射などが相互干渉をすることにもとづくのであろう。また、この図から第1波、第2波、第3波とも見かけ上ほぼ同じ速度で伝播していることがみられる。しかし、これは入射する津波の周期に関係すること

図-8 チリー地震津波の個々の波の山の走時



であって、周期が変われば見かけの波の伝播速度も異なるであろう。

終りに、しばしば有益なご助言をいただいた気象庁の宮崎正衛博士と地震研究所の梶浦欣二郎博士、および潮汐資料の使用について便宜をはかっていただいた港湾技術研究所、水路部、第二港湾建設局、千葉港のそれぞれ関係の方々に深く感謝の意を表する。なお本計算の一部は第二港湾建設局の援助によって行なわれたことを併記し厚く御礼申し上げる。

参考文献

- 1) 例えば Hansen, W. : Hydrodynamical methods applied to oceanographic problems, Proceeding of the Symposium on Mathematical-Hydrodynamical Methods of Physical Oceanography, pp. 25~34, (1961).
- 2) 宇野木早苗・磯崎一郎・大塚 伸 : 東京湾の高潮と潮汐の数値計算, 第二港湾建設局・気象研究所, (1963), (印刷中).
- 3) Ogura, S. : The tide in the sea adjacent to Japan, The Bull. of the Hydrogra. Dept. Vol. VII, (1933)
- 4) 関 重雄 : 東京湾の潮位について, 産業計画会議資料, 第217号, pp. 1~52, (1961).
- 5) 小野弘平 : 東京海湾の潮流, 水路要報, 第25号, pp. 245~253, (1951).
- 6) 松尾春雄 : 大阪湾附近の津波災害軽減に関する模型実験, 土木試験所報告, 第36号, pp. 81~118, (1936)
- 7) 浜田徳一・堀口孝男・加藤 始・金子正久 : 水路に侵入する津波の計算—高知港の場合—, 第8回海岸工学講演会講演集 pp. 30~35, (1961).