

## 6. 1923 年関東地震津波の数値実験

地震研究所 相 田 勇

(昭和 44 年 9 月 22 日発表—昭和 44 年 11 月 29 日受理)

### 要 旨

海底変動によつて発生する津波の振幅は、海底変動の垂直変位と、変動の速度に依存する。若し変動速度に対する振幅応答の特性が異つた場所があるならば、変動模型を仮定した数値実験の結果と、実際の観測値とを比較することによつて、海底変動の大きさと、速度を推定することが出来る筈である。1923 年関東地震津波が例題として採上げられ、相模湾岸および横須賀の実測値と調和するような変動模型が求められた。その結果、少くとも津波発生に効果的であつたと思われる海底変動は、5 min 以下の比較的短時間に完了し、垂直変位量は最大  $-6 \sim -10$  m 程度と推定される。

### 1. 緒 言

1923 年 9 月 1 日、いわゆる関東大地震は、関東地方南部一帯に大被害をもたらした。この地震に伴つた津波は、比較的限られた地域に被害を与えたが、全般的に見てそれ程大きなものではなかつた。

一方地震後に、相模湾内の水深測量が、水路部によつて行われたが、その結果によると地震前後約 10 年間で、100 m 以上の沈降や隆起があつたことを示している [内田, 1925]。これは陸上の変動量に比べて格段に大きいため、若干の疑問をいただく人もあつた。茂木 [1959] は、富山湾や津軽海峡西方などの精密測深の結果と共に、相模湾内の変動量について統計的な比較を行つて、相模湾南西部については 50 m 程度の沈降があつたという結論を出している。

筆者は、津波の伝播、発生の問題について数値実験の方法がかなり役に立つものであることを示したが [相田, 1969a および 1969b]、この報告では、相模湾の海底変動と、当時調査された湾岸各地での津波の高さなどの模様とが、どのように調和するかを数値実験的にしらべ、津波を惹き起こした海底の垂直変動の大きさと、その継続時間について推定を行つた。

### 2. 方 法

数値実験の方法は、前の報告 [相田, 1969a および 1969b] の場合と同様であつて、基礎微分方程式を差分方程式に変換、数値積分を行うものである。即ち、 $x, y$  軸を水面に、 $z$  軸を鉛直下方にとり、海底の垂直変位を  $\eta$ 、海面の水位上昇を  $\zeta$  とおけば、運動および連続の方程式は、長波近似のもとに次式であらわされる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\zeta - \eta) = - \frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y}, \end{aligned} \right\}$$

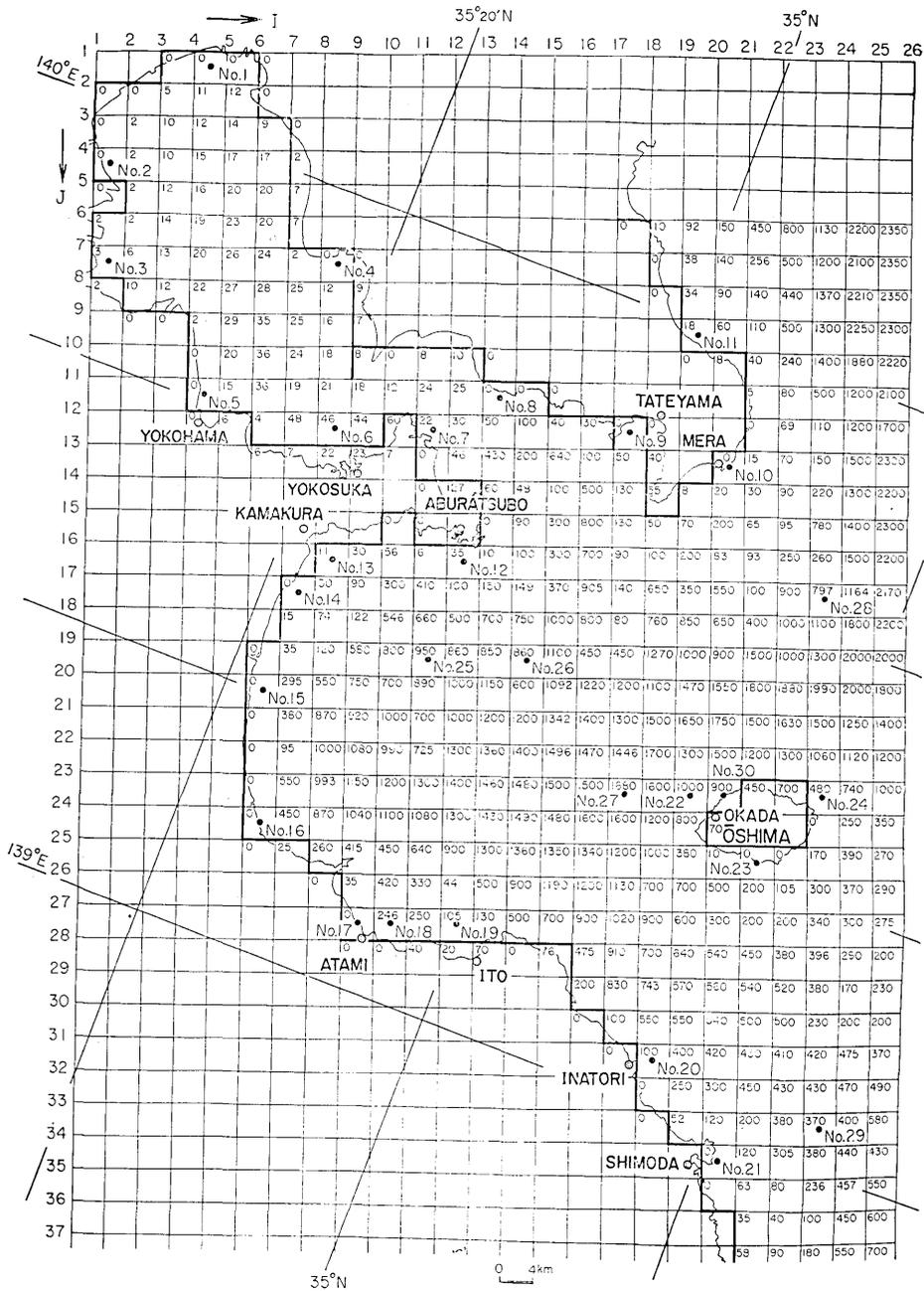


Fig. 1. Computing grid scheme for the Kanto Earthquake Tsunami. Numeral in each grid point shows the water depth in meters. Water elevations at numbered dots are obtained.

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial q_x}{\partial t} &= -g(h-\eta+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \\ \frac{\partial q_y}{\partial t} &= -g(h-\eta+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \end{aligned} \right\}$$

ここに  $q_x, q_y$  は水面から海底までの積分流量の  $x, y$  成分である。これらの方程式は容易に差分式に変換される。

また境界条件としては、陸岸については、それに直角な流量成分  $q_x$  あるいは  $q_y$  が 0 と与えられる。計算格子数が有限であるために生ずる外海の境界については、長波の進行波として  $\sqrt{q_x^2+q_y^2}=\sqrt{gh}\zeta$  が与えられる。

Fig. 1 は、この数値実験において使用した計算格子を示す。東京湾および相模湾を含む海域を 4 km の間隔で区切つてある。図中各格子点に示す数字は  $m$  で表わした水深であり、No. を附して表示した黒丸の各点の水位変化が、数値として印刷された。水位変化は擾乱前の水面に対するものと、変動しつつある陸地に対するものとの両方が求められた。

**与えた海底変動:**

変動模型を仮定する根拠としては、先ず水路部による測量結果 [内田, 1925] に従うことが、最も当然なことと考えられるので、変動域と変動の様子はこれに従つて与えることとする。その結果によれば、変動の様子はかなり急峻であるので、今回の計算格子中央点の数値を求めるために、格子軸に沿つた変動の断面を画いて、4 km 毎の平均値を求めた。これによつて海底変動の様子はやや平滑化される。また相模湾最北部と、三浦半島南端沖合の小さな急峻な変動地形は省略された。このような操作を行つたが、なお測量値に略々忠実な模型が与えられ、変動量の最大値は隆起地域で +92 m, 沈降地域で -105 m となる。今後この変動模型を  $\eta_s$  と表示する。

**海底変動の継続時間:**

さてここで、有限な速度で海底変動が行われる場合に生ずる津波の振幅について考えて見る。従来発表されている理論的な結果 [高橋, 1942 および 1945] などを参照して、海底が等速度で、時間  $\tau$  だけ変動を続け、終止した場合発生する津波の変動域内の最大振幅を調べて見る

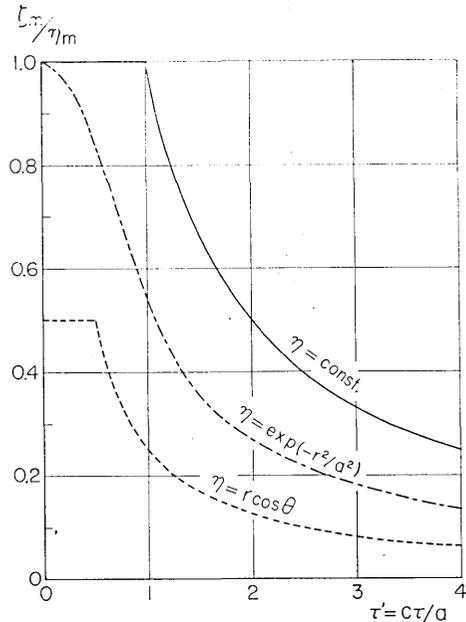


Fig. 2. Relation obtained analytically between the maximum water elevation in a source area and the duration time of the bottom deformation for 3 models with different shapes.  $\zeta_m$ ; the maximum water elevation.  $\eta_m$ ; the maximum bottom deformation.  $c$ ; long-wave velocity.  $a$ ; radius of a deformed area.  $\tau$ ; duration time of bottom deformation.

と、Fig. 2 に示すようになってる。

横軸は海底変動の継続時間を無次元化した量  $\tau'$  で、 $c\tau/a$  に相当する。ここに  $c$  は長波速度、 $a$  は波源域の半径である。縦軸は海底変動の最大値  $\eta_m$  に対する水位変化の最大値  $\zeta_m$  の比である。カーブは上から、円筒形の海底変動の場合、 $\exp(-r^2/a^2)$  で表わされる釣鐘状の場合、円形の区域が直径を軸として傾動した場合に相当する。水位変動は、海底変動の形状によつても、その大きさが異なるけれども、変動継続時間  $\tau'$  が 1 より大きい範囲では、水位上昇は  $\tau'$  に逆比例する関係にある。従つて今回の数値実験において与える変動継続時間は、相模湾岸に、あまり実際とかけ離れた数値を与えないように、変動量と関連させて決定された。

このような考慮のもとに Table 1 に示す 4 例の実験が行われた。ここに  $\tau'$  は相模湾の平均水深を 1000 m、変動域半径を 25 km と仮定して無次元化した変動継続時間である。

Table 1. Sea bottom deformations.

No.	Vertical displacement $\eta$	Duration time $\tau$ (min)	Normalized $\tau'$
Ex. 2	$(1/2)\eta_s$	10	2.4
Ex. 4	$(1/8)\eta_s$	5	1.2
Ex. 5	$(1/16)\eta_s$	2	0.48
Ex. 6	$(1/2)\eta_s$	20	4.8

$\eta_s$ : Bottom deformation obtained by the Hydrographic Office.

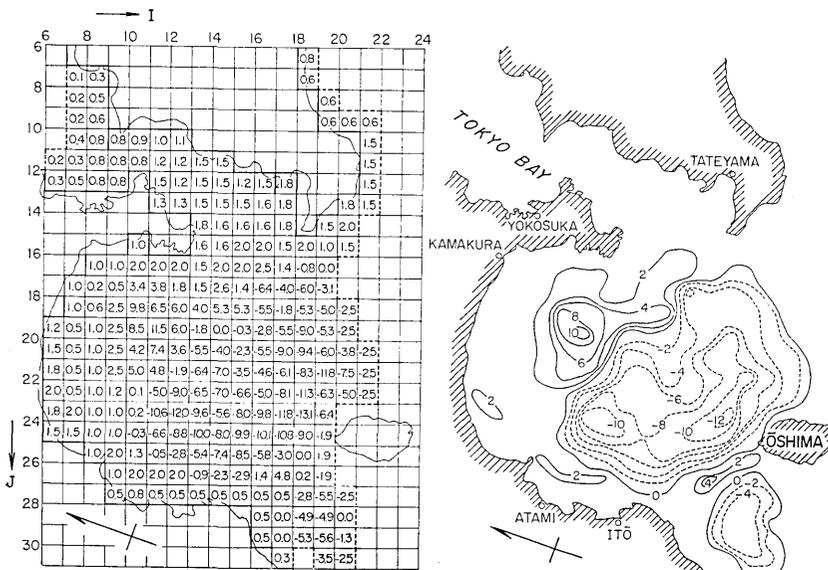


Fig. 3. A model of bottom deformation corresponding to the case of Ex. 4, reduced from the surveyed result by Hydrographic Office. Numeral at each block shows a final displacement of a bottom deformation in meters. The pattern of the deformation is expressed by contour lines in the right hand side.

このように  $\tau$  によつて変動量を測量値  $\eta_s$  の何分の一かに与えたわけであるが、この際陸岸付近の値は、水準測量などで正確に求められているので、その値は変えることなく、変動量の大きい沖合いのみを調節した。

このような海底変動模型の 1 例を Fig. 3 に示す。これは Ex. 4 の場合であつて、各格子ブロック中央の数字は、海底変動が完成された後の変動量を  $m$  で示す。これを見易いように  $2m$  毎の等変動量線を引いて見ると同図右側に示すようになり、この模様は水路部測量の結果と相似である。

### 3. 実験結果

前節の方法によつて得られた各地の津波の波形の 1 例を Fig. 4 に示してある。これは Ex. 4 の場合であつて、陸地の変動量を差引いた海面の昇降を示している。各地の波形は、その地の海底形状による特性を反映して、例えば外海の大島では波の周期はかなり短かくしかもはや減衰している。東京湾内の横須賀では周期は非常に長くなつている。

このような結果から、各地の津波の振幅と海底変動の継続時間との関係が、どのようになつているかをしらべて見る。Fig. 5 は横軸に継続時間  $\tau$  をとり、縦軸に各地の津波計算波形の第 1 の谷の振幅  $\zeta_1$  を、海底沈下量の最大値  $\eta_m$  に対する比であらわしている。図中太い実線で示した曲線は高橋 [1945] の理論から得られた、円形区域の傾動の場合の波源周辺で得られる最大値を示す。各地の振幅は、全般的に見て理論値の 1.7 倍から 4 倍の値を示しているが、これは陸岸の反射波や、海の深さが一様ではないことや、また理論模型が実際の海底変動と完全には一致していないなどの影響であろう。

個々の場所について見ると、相模湾口の大島 (岡田) の場合は、理論値の 1.7 倍程度で

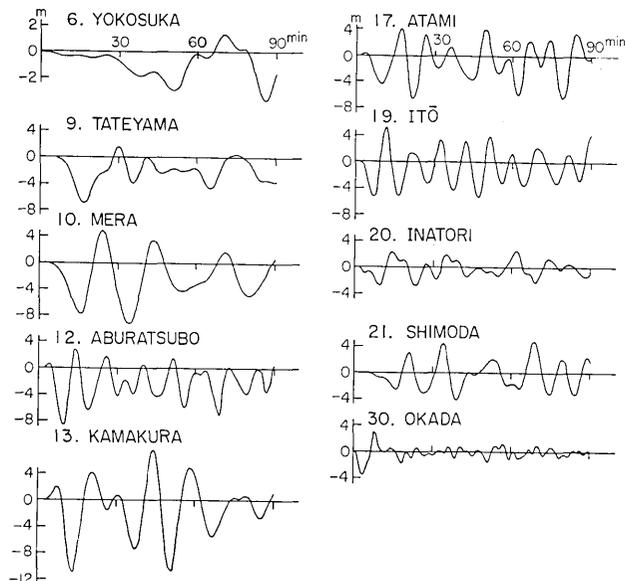


Fig. 4. Computed wave forms for Ex. 4 relative to land at various places.

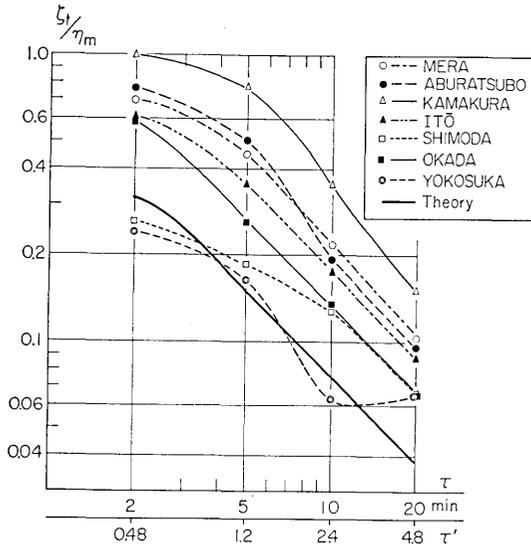


Fig. 5. Relation between the amplitude of the first fall of computed waves and the duration time of the bottom deformation at various places.

#### 4. 実験値と実測値の照合

関東地震に伴う津波についての報告は、震災予防調査会報告 100 号甲、乙などに掲載されている。検潮記録としては、横須賀と東京湾奥の 2, 3 の場所の外は、いずれも遠方のものである。従つて相模湾岸の各地の記録は、地震直後に現地調査をされた人々の報告の数値に頼らなければならない。このような数値は、その性質上場所によつて精疎があり、また報告者によつても食い違つている場合もある。この数値を報告者別に表示して見ると Table 2 のようになる。これらの数値は海岸での Run-up の効果も含まれている筈であり、数値実験で得られる値と比較するためには、更に小さく見積る必要がある。それ故、1) 1 箇所に 2 つ以上の測定値がある場合は平均をとる、2) 記事によつて信頼度が高いことが明瞭な場合は、その数値をとる、3) 外海に面した海岸での値は、Run-up 効果を考慮して、1/2 にする、などの考慮のもとに、推定した各地の津波の高さなどを同表の右の方の欄にまとめてある。以下において実験値と比較される実測値は、ここにまとめた数値を採用することにする。

さて 4 例の実験結果から、津波の最高の高さを、相模湾岸の 8 箇所についてしらべて見ると Fig. 6 に示すようになる。ここで津波の高さは擾乱前の海面からの高さを用い、図中観測値として示した値は、先にまとめた実測値にその場所の地盤の変動量を加えてある。どの実験例についても、概して実験値が観測値より大きくなつている。しかし高さの分布については、鎌倉を除いて似たような傾向を示しているともいえる。各地の高さの平均値をとつて見ると、Table 3 に示すように、実験値の平均は実測値よりも大きく、実験で与えた海底変動量が大き過ぎたことを示している。そこで平均値が両者で等しくなるように補正した上で、実験値の実測値に対する偏差の 2 乗平均の平方根を求めて見ると Table 3

殆んど平行していて、外洋に近い場合は理論に極めて近い振舞いをする事が認められる。伊東、布良においても、振幅は更に大きくなるが、傾向は理論値に近い。これに反して、東京湾に入りこんだ横須賀は、以上の場合とは異つた傾向を示して、振幅も相模湾岸の地点の 1/2~1/3 である。これは恐らく東京湾の振動周期特性と、入口のせまくなつている効果のためであろう。

このように海底変動の継続時間に対して、振幅応答が異なる地点があることは、数値実験で得られた結果を、実際観測値と比較して、最も信頼される変動模型を推定するためには是非必要なことである。

Table 2. Observed values along the coast of Sagami Bay.

Reporter Place	Observed values*					Modified values**		
	T. KATO	N. YAMASAKI	T. IKEDA	A. IMAMURA	S. NAKAMURA	Height (m)	Initial wave	Period (min)
TATEYAMA			+1.8 m -7.5 m <i>i.w.</i> : - <i>T</i> : 20 min		<i>i.w.</i> : +	+1.8 -7.5	-	20
MEBA		9 m	9.2 m <i>i.w.</i> : -	9 m	7.1 m <i>i.w.</i> : +	+4	-	
JOGASHIMA (ABURATSUBO)		6 m		6 m	-6 m <i>i.w.</i> : -	+3 -6	-	
KAMAKURA	6 m	3 m		3~5 m	<i>i.w.</i> : -	+2.5	-	
ATAMI	9.1 m	12 m	bay head 12 m +1.5 m -3 m bay mouth <i>i.w.</i> : - <i>T</i> : 5~6 min	12 m	6.5 m	+1.5 -3	-	5~6
Ito	9.1 m	6~8 m		8 m	+2.7 m -6.8 m <i>i.w.</i> : + <i>T</i> : 11~12 min	+2.7 -6.8	+	11~12
INATORI	6 m				3.6 m <i>i.w.</i> : -	+2.5	-	
SHIMODA	6 m				4.1 m <i>i.w.</i> : -	+2.5	-	
OKADA (OSHIMA)		12 m		6~10 m		+5		

\* after Rep. Imp. Earthq. Inv. Comm., 100A and 100B (1925).

\*\* These values are estimated taking into account the accuracy of the description and the run-up effect.

*i.w.* Sense of the initial motion of waves, rise (+) or fall (-).

*T* Period of tsunami waves.

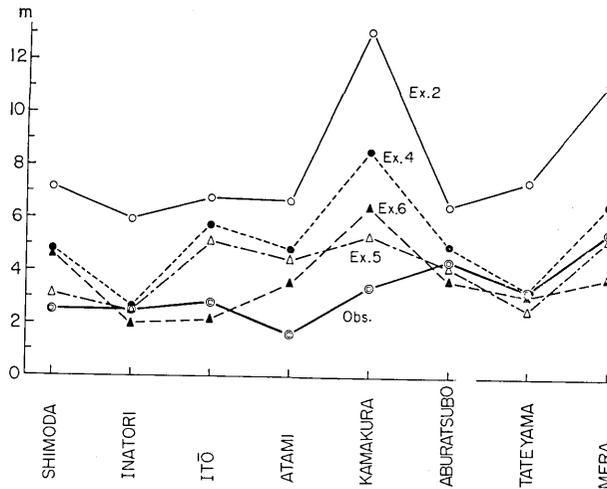


Fig. 6. Computed highest water elevations relative to a still water level at various places along the coast of Sagami Bay. The bold line shows the observed value.

の下段の値になる。これによると  $\tau=20$  min の場合 (Ex. 6) が少々大きくその他は大差はないようで、これだけで各変動模型の優劣を決めることは出来ない。即ち相模湾岸の津波の高さを平均的に満足するためには、海底変動は、継続時間  $\tau=20, 10, 5, 2$  min に対して、沈降の最大がそれぞれ 46.6, 21, 8.2, 5.27 m であればよいことになる。

そこで変動継続時間に対する振幅応答が、相模湾岸とは異つている横須賀についてしらべて見る。Fig. 7 は横須賀における計算波形を、検潮記録と比較したものであつて、点線が検潮記録である。下げ波の部分は位相においてもかなり一致するが、上げ波の部分の位相はよく一致しない。ここでは振幅に着目して、擾乱前の海面に対する第1の下げ波の振幅  $a_1$  と、引き続き上げ波の振幅  $a_2$  と、それらの比  $a_1/a_2$  について、海底変動継続時間に対する変化をしらべたものが、Fig. 8 である。ここで  $a_1$  および  $a_2$  は、Table 3 の実験値と実測値の振幅比を用いて補正を行つてある。この図を見ると明らかに  $\tau=5, 2$  min の場合は  $\tau=10, 20$  min の場合よりはるかに観測値に近く、殆んど一致している。即ち相模湾岸の平均的な振幅を満足し、また東京湾内、横須賀の検潮記録に見られる波形

Table 3.

	Obs.	Ex. 2	Ex. 4	Ex. 5	Ex. 6	Ex. 7	Ex. 8
Mean of 8 stations	3.25 <sup>m</sup>	8.11 <sup>m</sup>	5.19 <sup>m</sup>	4.07 <sup>m</sup>	3.66 <sup>m</sup>	2.62 <sup>m</sup>	3.19 <sup>m</sup>
Ratio to mean value of observation		2.495	1.595	1.252	1.126	0.806	0.981
Root mean square of deviation of computed values		1.12 <sup>m</sup>	1.26 <sup>m</sup>	1.17 <sup>m</sup>	1.46 <sup>m</sup>	1.098 <sup>m</sup>	0.915 <sup>m</sup>

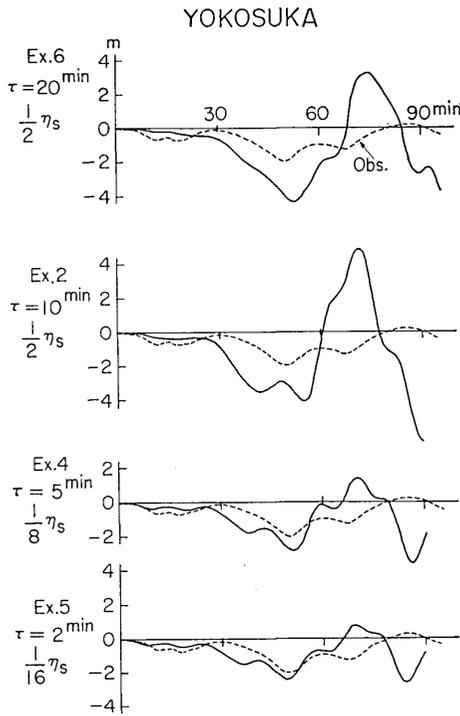


Fig. 7. Comparison of the computed wave form (solid line) and the tide gage record (broken line) at Yokosuka.

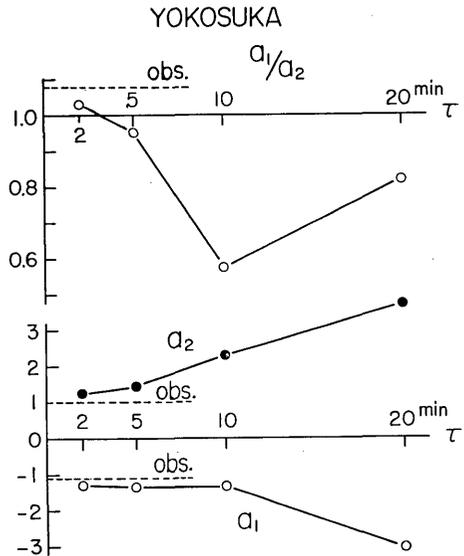


Fig. 8. Variations of  $a_1/a_2$ ,  $a_1$  and  $a_2$  with respect to  $\tau$ .  $a_1$ ; the lowest level relative to still water.  $a_2$ ; the highest level. These values are adjusted by the ratio between the averages of computed values and of observed ones along the coast of Sagami Bay.

と調和するためには、Ex. 4 または Ex. 5 の模型がもつともらしいということがわかった。

### 5. 仮想模型に対する実験

以上の実験においては、水路部の測量の結果を基礎として海底変動の模型を考えた。然しながら実験の結果は、変動継続時間をかなり短かくとり、従つて変動量は測量値の(1/8~1/16)程度をとつた方が、津波の観測事実をよく説明出来ることになつた。最適模型の変動量がこのように測量値とかけ離れた以上、もうその変動の平面分布についても水路部の結果に固執する必要はない。

事実、上の4例の実験では、相模湾東部に隆起地帯をおいたため、鎌倉においては、上げ波で始まつている。これは現地での調査において、引き波で始まつたことになつてゐることと矛盾する。前に述べた茂木 [1959] の論文においても、この部分の隆起は統計的に有意とは認められないと述べられている。

このような事実を考慮して、Fig. 9 に示す仮想的な変動模型を設定した。左図は各格子ブロックに与えた変動量を  $m$  単位で示してある。見易いように等変動量線を引くと同図右側のようになるが、これには相模湾底の主要断層崖 [山崎, 1925] も記入した。即ち

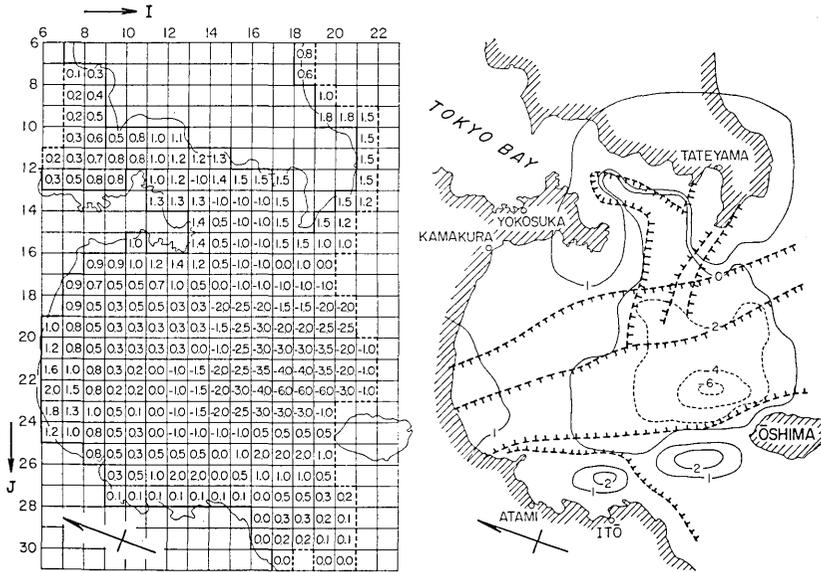


Fig. 9. A model of the bottom deformation, corresponding to the case of Ex. 8. In the figure of the right-hand side, submerged faults estimated by N. Yamasaki are drawn together with the contour line of bottom deformation.

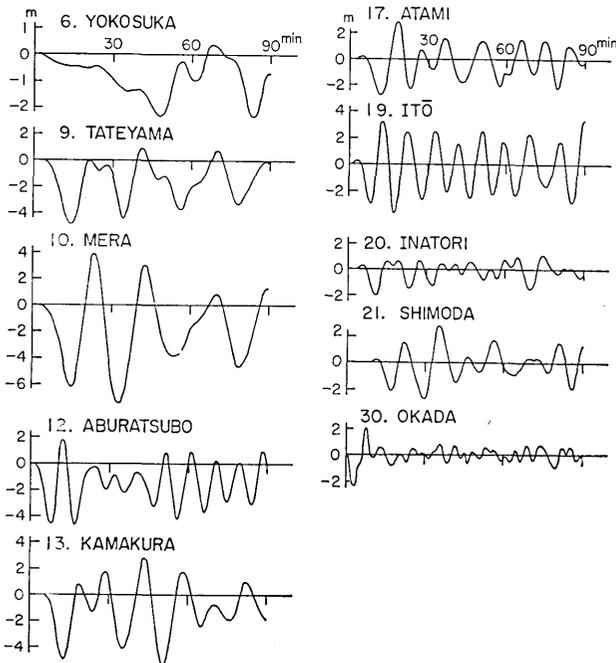


Fig. 10. Computed wave forms at various places in the case of Ex. 8.

この模型は海底断層崖を、隆起沈降の境界と考えることによつて作られた。これは前節の水路部の測量結果による変動の分布ともかなりよく一致しているが、この模型で特に異つた点は、相模湾東北部の隆起地帯をやめたこと、東京湾入口に入り込む沈降地域を設けたこと、伊豆半島東南岸に近く隆起地帯を設けたことなどである。

2 番目のものの理由は、館山における津波の出現時刻を実際に近く早くするため、また3番目のものの理由は串本など遠方の検潮記録が上げ波で始

まつていることを考慮したものである。

また松田 [1962] によるフォッサマグナ南部の地質構造図に示されている中新世以降の沈降地帯と、この模型の沈降の最大の部分は一致する。しかし松田の図には、相模湾東北部から館山湾にかけての沈降帯が示されているが、この模型では相模湾東北部にはそのような沈降地域を設けていない。

この Fig. 9 に示す仮想的模型について、変動継続時間  $\tau=2 \text{ min}$  の場合を Ex. 7 として行い、また変動量の最大値を 2 倍の  $-12 \text{ m}$  にとつて、 $\tau=5 \text{ min}$  とした場合を Ex. 8 として行つた。Ex. 8 の場合の各地の計算波形を示すと Fig. 10 のようになる。Fig. 4 の波形と比較して見ると、明らかに鎌倉において引き波が始まるようになった。また報告によると伊東が明らかに上げ波で始まつたとされているが、隣接の熱海、稲取では引き波であつたとされている。この実験の場合、伊東においては僅かに上げ波で始まつているが、熱海、稲取でも上げ

波で始まつていて報告と矛盾する。しかし最初の上げ波は非常に小さいので、地震直後でもあるし、人々に見落される可能性も大きいと思われる。

相模湾岸各地における計算波形から、最高津波の高さを読みとり、図に示すと Fig. 11 のようになる。この図における各地の値は、前に示した Table 3 の右端の欄にあるように、8 地点の平均値を求めて、実測値の平均値との比によつて補正された。Table に示された偏差の 2 乗平均値の平方根の値からも明らかなように、Ex. 7, Ex. 8 の場合は、前の実験の場合より実測値に僅かに近くなつている。

横須賀における計算波形を、検潮記録と比べて見ると Fig. 12 に示すようになる。下げ波の位相関係はかなりよい一致を示しているが、上げ波は充分ではなく、仮定した変動模型が細かい点で不十分なものであると思われる。

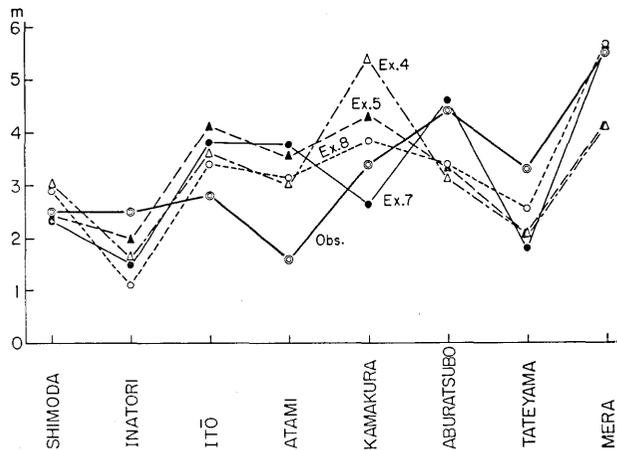


Fig. 11. The highest level of computed waves along the coast of Sagami Bay. These values are adjusted so that the average of computed values at 8 places agrees with the one of the actual observation.

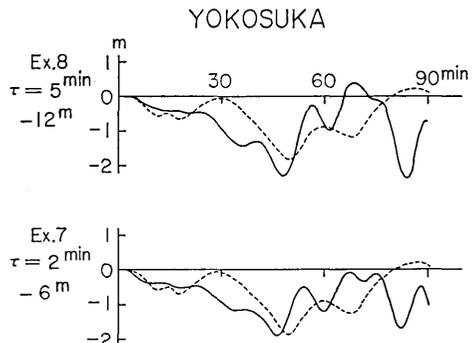


Fig. 12. Comparison of the computed wave form (solid line) and the tide gage record (broken line) at Yokosuka.

Table 4.

	Obs.	Ex. 4	Ex. 5	Ex. 7	Ex. 8	Mean	Ratio to obs. value
$a_1/a_2$	1.08	0.96	1.03	1.36	1.23		
$a_1$ (m)	-1.1	-1.34	-1.28	-1.33	-1.55	-1.375	1.25
$a_2$ (m)	+1.02	+1.41	+1.25	+0.97	+1.25	+1.22	1.19

振幅の関係について前の Ex. 4, Ex. 5 の場合も含めて表示すると Table 4 のようになる。ここに  $a_1$  は擾乱前の水面に対する下げ波の最低値であり、 $a_2$  は上げ波の最高値である。実験値は相模湾岸の平均値が実測値の平均値と一致するように補正してある。

以上の結果から今仮定された模型は、前節の測量値を基礎とした模型に比べて、相模湾岸の実測値からの偏差がごくわずかに小さくなったが、横須賀については著しい変化はない。この4例の横須賀における振幅を平均して見ると、Table 4 の右端に示すように、実験値は実測値の約1.2倍になつている。

以上の場合は、相模湾岸の実測値と実験値とが、その平均値において等しくなるように、海底変動量を補正したのであるが、若し横須賀の実験値を、検潮記録の値に合わせるとするならば、相模湾岸の実測値の平均が、最初推定した値より20%程度低くしなければならぬ。これは最初の推定の精度から考えて充分あり得ることであり、むしろこのような評価の方がもつともらしく思われる。

## 6. 結 言

津波の高さは、波源域の海底変動の大きさと、その継続時間に依存するが、この2つの要素を決定するためには、継続時間に対する振幅応答の異つた、多くの地点の観測値と、実験値を比較する必要がある。今回の場合は、相模湾岸と東京湾内で、この特性が著しく異つているので、この両者を調和させるような海底変動の大きさと、継続時間をもつた模型を、選択した。その結果、津波を発生するに効果的であつたと考えられる海底の垂直変動は、次の通りである。

- 1) 海底変動の継続時間は5 min 以下である。
- 2) 海底変動の大きさは、変動量分布を Fig. 9 のように仮定した時、継続時間5 min で沈降の最大が-10 m、継続時間が2 min で-6 m 程度と考えられる。

海底の変動継続時間を2分とすれば、津波の様子は瞬間的な変動の場合と極めて近いことは解析の結果からも明らかである。筆者は先に、瞬間的な海底変動を与えた場合の1964年新潟津波および1968年十勝沖津波の波源での水のポテンシャルエネルギーを求めた[相田, 1969a]。それによると新潟津波で $6 \times 10^{20}$  エルグ、十勝沖津波で $4 \times 10^{21}$  エルグであつた。今回の関東地震の場合を同様に求めて見ると、Fig. 9 の変動分布で沈降の最大が-6 m の場合、 $4.35 \times 10^{20}$  エルグとなる。関東地震のマグニチュードは7.9といわれているので、1968年十勝沖地震と略々同じ大きさであると考えられるが、今求めた津波エネルギーの値は非常に小さく約1/10である。関東地震の場合、地変が陸上に及んでいるので、地形変動のすべてが、津波の発生に寄与しているわけではないとはいえ、これはかなり低い値である。

以上関東地震津波を引き起した波源模型について、大略の推定を行つた。この様な方法においては、波源模型を一義的に決めることは出来ないので、数値実験で得られた結果と実際の観測記録との比較の方法が重要になつて来る。その際勿論数値実験の精度を高める必要があるが、一方観測記録の量と質が波源模型の精度を左右する決定的な要素となる。この点今回の実験においては、相模湾岸に検潮記録がなかつたなど、観測値の面で不十分なものであつた。今後豊富な観測資料のある場合について更に検討される必要があらう。

## 7. 謝 辞

この研究にあたり、終始有益な助言と激励を頂いた梶浦教授に感謝の意を表します。また小山技官には図面の作製に協力して頂いた。併せて謝意を表します。なおこの計算は東京大学地震研究所、地震予知観測センターの IBM 360/40 によつて行われた。

## 文 献

- AIDA, I., 1969a, Numerical experiments for the tsunami propagation—the 1964 Niigata tsunami and the 1968 Tokachi-oki tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 673-700.
- AIDA, I., 1969b, Numerical experiments for tsunamis caused by moving deformations of the sea bottom, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 849-862.
- MATSUDA, T., 1962, Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan, *Crust of the Pacific Basin, Geophysical Monograph*, No. 6, 140-150.
- TAKAHASI, R., 1942, On seismic sea waves caused by deformations of the sea bottom, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 20, 375-400.
- TAKAHASI, R., 1945, On seismic sea waves caused by deformations of the sea bottom, Second report, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 23, 23-35.
- 茂木昭夫, 1959, 関東大地震における相模湾の海底変動について—新精密測量資料による再検討—, *水路要報*, 60, 52-60.
- 内田虎三郎, 1925, 関東大地震に因る相模湾底及附近地形の変化調査報告, 震災予防調査会報告, 100 乙, 61-62.
- 山崎直方, 1925, 関東地震の地形学的考察, 震災予防調査会報告, 100 乙, 11-54.

## 6. A Numerical Experiment for the Tsunami accompanying the Kanto Earthquake of 1923.

By Isamu AIDA,  
Earthquake Research Institute.

After the Kanto Earthquake in 1923, the sea bottom displacement in Sagami Bay was investigated by the Hydrographic Office. The comparison of the hydrographic surveys made before and after the earthquake resulted in an enormous amount of displacement. The credibility of this conclusion was examined by MOGI (1959) who showed that at least, the south-western part of Sagami Bay experienced subsidence of the order of 50 m. In the present paper, the author tried to examine the compatibility of the sea-bottom deformation obtained by the Hydrographic Office and the tsunami height observed along the coast of Sagami Bay, by making use of a numerical experiment. In this experiment, it is assumed that the areal distribution of the bottom deformation is as given by the Hydrographic Office and the speed of the vertical movement of the bottom is constant for a certain duration.

Roughly speaking, the tsunami height along the coast is proportional to the amount of vertical displacement and inversely proportional to the duration. Thus, it is rather difficult to determine these two parameters separately. To avoid this difficulty, it is necessary to find places where the response of the tsunami height to duration parameter is different from the ordinary places. Fortunately, the behavior of waves at Yokosuka in Tokyo Bay was different from that along the coast of Sagami Bay, so that the model which satisfies the actual data of tsunami height in both areas was found as follows:

- 1) The duration time of bottom deformation is 5 min or less.
  - 2) The vertical displacement of bottom is 6 to 10 m in the maximum subsidence area.
- Namely, the tectonic deformation in the bottom of Sagami Bay, which was effective for the generation of the tsunami, seems to be much smaller than the result given by the survey of the Hydrographic Office at that time.