

15. 1944年東南海地震津波の波源モデル

地震研究所 相 田 勇

(昭和54年6月9日受理)

1. はじめに

ここ数年以前から、東海地方に大地震のおこる可能性が指摘されているが、ANDO (1975a) は遠州灘にその震源断層を想定して地殻変動や津波の予測を行っている。その後 1854 年安政東海地震に関する駿河湾岸の津波や地殻変動の記録 (羽鳥, 1976) などが新たな資料として明らかにされた。石橋 (1976) はさらに別の新資料も加えた考察にもとづき、近く東海地方に予想される地震は駿河湾内に震源断層をもつであろうと指摘した。このような地震は海底に大規模な地殻変動をひきおこすから、当然津波の発生が予想され、その波高予測のための数値実験も既におこなわれつつある (例えば齋藤・小菅, 1979)。

しかし南海トラフ沿いの地震による津波の数値実験は数少く、東北日本太平洋岸の地震のように多くの実験例はない。したがってこの地方での過去の津波について、地震や測地データから求めた震源断層モデルにもとづく数値実験によって、海岸の津波実測値がよく説明できるか否か、十分な検討を加える必要がある。

1944年東南海地震は、戦中の条件の悪い時期ではあったが、比較的よく観測データが揃っているので、まずこの地震について津波の波源モデルを検討した。

2. 数値実験の方法

数値実験の方法は、筆者がすでに行った多くの実験 (相田, 1977a; AIDA, 1978 など) と同じく、流体の運動・連続の方程式を差分化し、leap-frog 法によって解くものである。こゝに基礎方程式の慣性項、海底摩擦項は省略されている。

数値計算の範囲は、Fig. 1 に示すように房総半島から大隅半島東岸に至る海域で、 $965 \times 400 \text{ km}^2$ の広範囲にとった。これは良好な検潮器による津波記録が布良や土佐清水のような遠方で得られていること、また計算範囲を小さく限定すると沖合をまわり込む波の寄与を欠くおそれがあることなどを考慮したからである。そのため計算機メモリーや計算時間の制約から、計算格子間隔は 5 km にとられた。しかし布良、伊東、内浦、松阪 (大口港)、下津、土佐清水では、計算結果を津波記録と比較するため、付近浅海域 (Fig. 1 に点線で囲んだ区域) は 2500 m , 1250 m , 625 m , 312.5 m と $1/2$ ずつ 4 段階に格子間隔をせまくして、計算精度を保つようにした。また波源域に対向して最も津波の高かった尾鷲、および南海トラフ沿いの津波でいつも著しい被害を生じる下田についても、その湾内挙動をみるため同様の細かい格子を用いてある。

沖合いの水深は、石廊崎至室戸岬・海底地形図 (水路部昭和 51 年編集) を主に、その

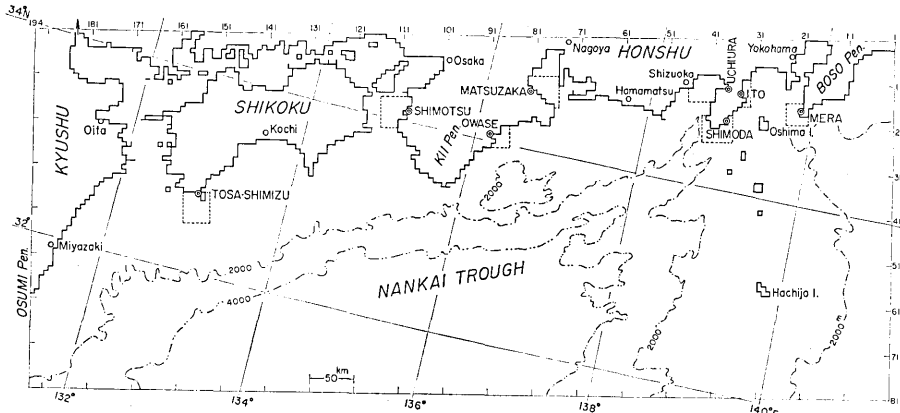


Fig. 1. Computational scheme. In areas surrounded by broken lines, finer grids 1/2 to 1/16 of the general size (5 km) are used.

他日本近海海底地形図(第 6302 号)を用い、また細かい格子を用いた前述の地域についてはその付近の海図によって各格子点の水深を与えた。計算時間間隔は全区域で安定条件を満たす 0.05 min がとられた。

Fig. 1 の右、下、左の計算区域境界および左上方の矢印で示す関門海峡への流路においては、長波の進行波としての水位、流速関係式を満たすものと仮定して近似的に無反射の条件を与えた。

また津波を生じる海底変動は、長波の変動域通過時間に比べて短時間に行われると考えられるので、海底変動の鉛直変位パターンをそのまま初期水位条件として計算を開始することにし、その変位パターンは震源断層のパラメータから MANSINHA and SMYLIE (1971) の式によって計算した。

3. 震源断層モデル

この地震は KANAMORI (1972) によって震源のパラメータが求められている。発震時は 1944 年 12 月 7 日 13 時 35 分 39 秒、震央は 33.70°N , 136.05°E 、深さ 30 km であって、断層面の傾斜角 $\delta=10^{\circ}$ 、傾斜の方位角 $\varphi=306^{\circ}$ (時計廻り)、もう一方の節面の傾斜角 $\delta=80^{\circ}$ 、方位角 $\varphi=126^{\circ}$ である。余震の分布から Fig. 2 に示すような位置に断層面を考え、Table 1 の Model I, Kanamori に示すようなパラメータが決められている。

その後 ANDO (1975b) や INOUCHI and SATO (1975) によって陸上の地殻変動の模様(後出 Fig. 5(a) 参照)をも満たすような断層モデルが提出された。これはそれぞれ Table 1 に Model II, Ando と Model III, Inouchi-Sato として示されているものである。この二つの最も著しい相違は、Fig. 2 に示すように Model III が断層面を 2 枚考えていることである。これに続いて石橋 (1976) は Model IV, Ishibashi と示すようなモデルを発表したが、これがもっとも新しい提案であり、種々な議論にしばしば引用されているものである。

なお各モデルのパラメータは引用文献に忠実にしたがっているが、論文中に明記のない

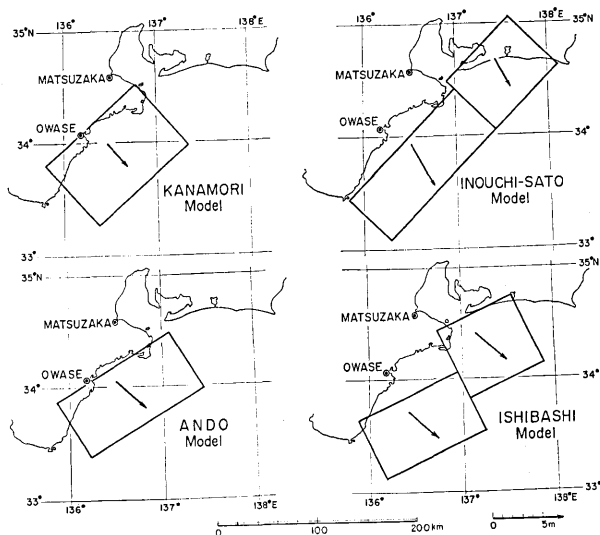


Fig. 2. Seismic fault models determined by several investigators. Rectangles drawn by thick lines are horizontal projections of the fault planes. Arrows show the direction and the magnitude of the relative slip of the hanging wall side of the fault.

Table 1. Fault parameters of various models.

Model	L (km)	w (km)	φ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	H_0 (km)	u_d (m)	u_s (m)	M_0 10^{28} dyne-cm	
I Kanamori ^{1) 2)}	120	80	N50W	10	15	3.1	0	1.5	
II Ando ²⁾	130	70	N30W	25	1	3.8	1.27	1.82	
III Inouchi-Sato ³⁾	S-W fault	154	67	N45W	30	1	4.5	-1.5	3.49
	N-E fault	84	78	N45W	30	1	3.0	-1.0	
IV Ishibashi ⁴⁾	S-W fault	110	70	N25W	24	3	3.7	1.6	2.82
	N-E fault	80	80	N25W	24	20	3.7	1.6	

L , fault length; w , fault width; φ , dip direction of the fault plane; δ , dip angle; H_0 , depth of the upper edge of the fault plane; u_d , reversal dip-slip component; u_s , right-lateral component; M_0 , seismic moment ($\mu=5 \times 10^{11}$ dyne/cm²).

1) KANAMORI (1972); 2) ANDO (1975 b); 3) INOUCHI and SATO (1975); (4) ISHIBASHI (1976).

2, 3 の値については筆者が推定あるいは仮定を行ったものがある。

4. 数値実験結果と津波観測記録との比較

この津波の検潮器による記録は、日本津波研究会（当時代表者高橋龍太郎教授）の仕事として、気象庁により編集されたマイクロフィルムコピーがある。そこでコピーから布良、伊東、内浦、松阪（大口港）、下津、土佐清水の記録を引伸して使用した。上記検潮所位置

の計算波形を比較してみると、波形はかなりよく対応し、特にはじまりの部分は、位相的にも実測波形と計算波形がよく対応する。そこで津波のはじまりから第1の半周期と、それにつづく第2の半周期の振幅 a_1 , a_2 について、実測値 x_i と計算値 y_i の比 $K_i = x_i/y_i$ を求める。こゝに i は各検潮所を番号で示したもので、 K_i の6個所の幾何平均を K とし、

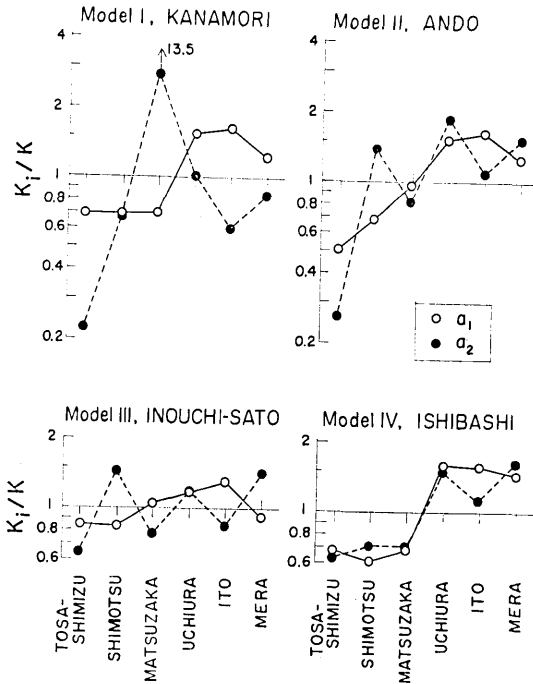


Fig. 3. Variation of K_i/K for 6 tide-gage stations, where K_i is the ratio of the observed amplitude to the computed one with K the geometric mean of K_i . a_1 and a_2 indicate the values for the first and the second half cycles of the tsunami waves.

K_i/K の値を示したものが Fig. 3 である。

これは各モデル別に、横軸に検潮所位置をとって示してあるが、Model I, II は位置による K_i の相違が著しく、波源からの波の放射の方位分布が実際と異っていることが推定される。それにくらべて Model III, IV はかなり1の近くにまとまっている。たゞ Model IV は東側3点と西側3点で系統的に値が異っているので、このモデル波源は、実際よりも西側により強くエネルギーを放射する特性をもっていることを示しており、これは南西側の断層面が沖に出すぎていることによるものと考えられる。Model III は東西の系統的な相違はほとんどないようで、波の放射の方位分布が実際に近いものと考えられる。

この観測点による K_i のバラツキを

$$\log \kappa = \left[(1/n) \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right]^{1/2}$$

で計算される κ の値で示すと Table 2 のようになる。すなわち Model III は特に第1半周期の振幅 a_1 に対して 1.18 と非常によく、 a_1 と a_2 の平均をとっても 1.27 であり、かなり好成績である。Model IV はこれに対して 1.48 の程度に止まり、検潮器の記録との調和という観点から Model III が波源のパターンを良好にあらわしていることがわかった。

しかし K の値でみると a_1 と a_2 の平均で 0.45 であり、モデルに与えた断層のずれの値が大き過ぎたことを示している。すなわち津波の高さと調和する断層のずれの大きさは、Table 1 に与えた縦ずれ、横ずれの成分 u_d , u_s を K 倍するとよいことになり、Table 2 の右側に示す u_d , u_s の値になる。以後このように津波の高さに調和させたモデルを番号にダッシュをつけて Model III', IV' などと表現することにする。Model III' の断層から推定

Table 2. Results of the simulation.

Model	a_1		a_2		mean		u_d (m)	u_s (m)	M_{0T} (dyne-cm)	
	K	κ	K	κ	K	κ				
I	1.18	1.46	2.11	3.53	1.58	2.27	4.9	0	2.37×10^{28}	
II	0.77	1.53	0.87	1.91	0.81	1.71	3.1	1.0	1.47	
III	0.47	1.18	0.44	1.37	0.45	1.27	S-W	2.0	-0.7	1.57
							N-E	1.4	-0.5	
IV	0.69	1.53	0.73	1.44	0.7	1.48	S-W	2.6	1.1	1.97
							N-E	2.6	1.1	

a_1 , 1st half cycle of waves; a_2 , 2nd half cycle; u_d , reversal dip-slip component; u_s , right-lateral component; M_{0T} , seismic moment inferred from tsunami.

$$\log K = (1/n) \sum_{i=1}^n \log K_i; K_i = x_i/y_i; x_i, \text{observed value}; y_i, \text{computed value};$$

$$\log \kappa = \left[(1/n) \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right]^{1/2}$$

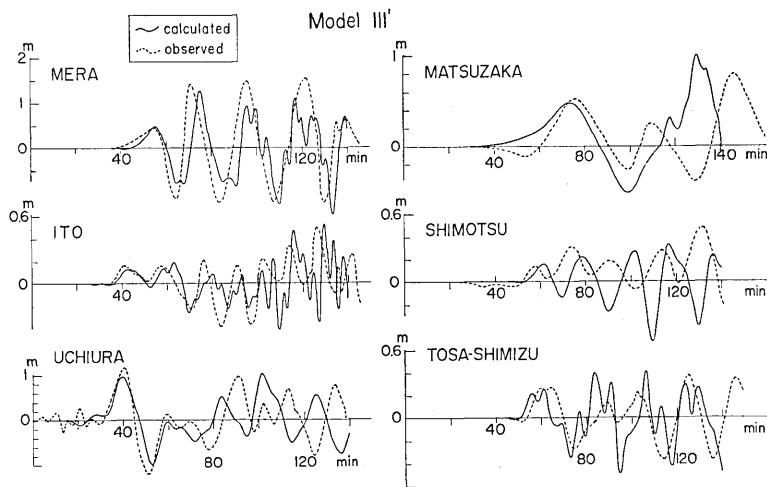
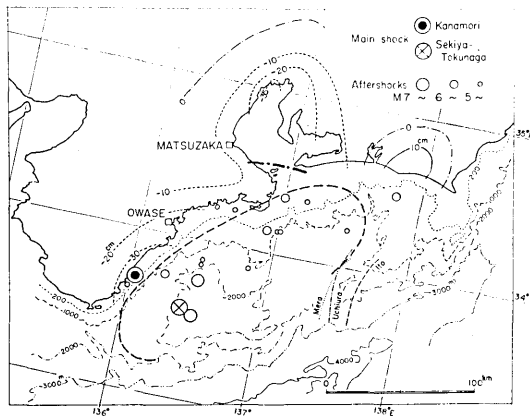


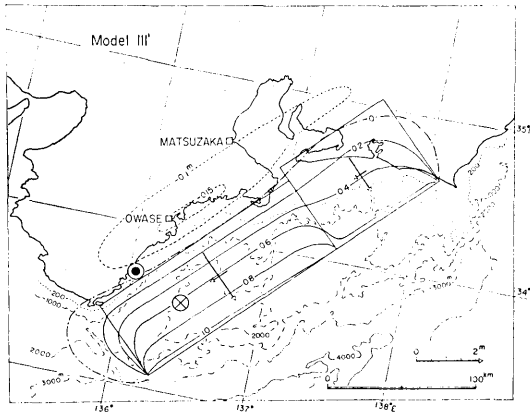
Fig. 4. The computed time history of water elevation at 6 tide-gage stations (solid line) and the observed tsunami records (dotted line).

される地震モーメントは、はじめに KANAMORI (1972) が推定した地震モーメント 1.5×10^{28} dyne-cm にきわめて近い 1.57×10^{28} dyne-cm であって、この面からも Model III' は極めて妥当なモデルであろう。

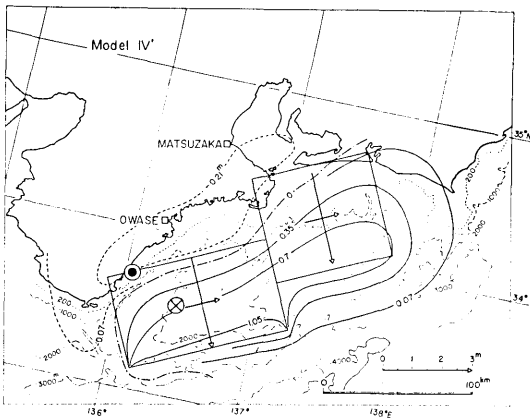
Fig. 4 にはこのモデルによって計算された各検潮所位置の津波波形 (実線) を、観測記録 (点線) と共に示してある。これを見ると、はじめの 2, 3 波は振幅、位相の両面において計算値と観測値はかなり一致していることが認められる。またそれより後半の部分においては各観測点の湾水振動の特性を反映する筈であるが、計算値は少くともその大勢において観測値と調和的である。なお松阪の津波のはじまりは、観測ではかなり明瞭に水位の



(a)



(b)



(c)

Fig. 5. (a) Reference data for the source area. Double circle is the epicenter of the main shock determined by KANAMORI (1972). Other circles are epicenters of the main shock and aftershocks determined by SEKIYA and TOKUNAGA (1974). Contour lines along the coast show the vertical land deformation. Ellipse drawn by a broken line is a locus of the final positions of wave fronts in the inverse refraction diagram (HATORI, 1974).

(b) Vertical displacement fields inferred from parameters of the Model III'. Arrows show the dip-slip and the strike-slip components of faulting.

(c) Vertical displacement fields inferred from parameters of the Model IV'. Arrows show the dip-slip and the strike-slip components of faulting.

低下が認められるにかかわらず、計算でははじめから水位が上昇していることが異っている。この点については後に触れる。

次に Model III' と IV' の海底変位分布をみよう。Fig. 5 (a) は参照する各種のデータをまとめてあるが、大きい二重丸は前述の KANAMORI (1972) による本震の震央である。また関谷・徳永 (1974) による本震震央は大きい丸に×印で、本震後 24 時間以内の余震をマグニチュード別に白丸で示してある。海岸に沿った土地の地震前後の鉛直変動は INO-UCHI and SATO (1975) から引用してコンターで示される。また太い破線で示す楕円は逆伝播図の方法によって羽鳥 (1974) が求めた津波の波源域である。それに対して Fig. 5 (b), (c) に Model III' および IV' で計算された海底鉛直変位の分布を示す。図中の長方形は想定した断層面の水平面への投影であり、矢印は相対的な断層上盤の縦ずれ、横ずれの成分をあらわす。

二つのモデルの相違は III' が陸側に接近しているのに対して IV' は少々沖に離れていること、また III' の断層面は地表から浅い位置に仮定されたのに対して、IV' は深い位置に仮定されていることなどである。そのため IV' の海底変位領域は御前崎の南方に広くはり出している。(a) に示した波源域には、羽鳥 (1974) の図から伊東、内浦、布良の逆伝播図最終波面を引き写してあるが、これによって決定されている波源域の東南の線は Model III' の海底変位域の限界とはほぼ一致して、Model IV' はやや東側にはり出しすぎているように見える。海岸の昇降については Model III' は、遠州灘海岸の隆起量がやや大き過ぎ、熊野灘海岸の沈降量が小さ過ぎるが、Model IV' はほぼ調和的に見える。

Fig. 4 の松阪の波形のはじめの部分について観測と計算の相違点を前に述べたが、実測記録を満足するためには伊勢湾を横切る沈降帯がもっと湾口に近い位置にある必要がある。このことは津波の逆伝播図 (羽鳥, 1974) でも (a) 図に示すように、もし津波のはじまりを下げ波にとれば鎖線で示す位置に松阪・福江からの最終波面がくる。これはその線より沖に海底沈降の大きな部分があることを示唆している。したがってこの点についてはモデルを補正する必要があるかもしれない。

しかし Model III' は津波の高さの面その他今まで検討した諸点について、かなり良好に実測データを満足するものといえる。

5. 数値実験結果と海岸の津波浸水高との比較

次に機械観測記録のない広範囲の海岸線に沿った津波の高さの分布をみよう。遠州灘から熊野灘にかけて 200 m 等深線上の約 15 km 間隔の位置における津波が計算され、そのはじまりの波の全振幅 H_0 が、Fig. 6 に示すように Model III' および IV' についてプロットされた。これに対して No. 10~34 の各点に対面する海岸の津波の高さ実測値 (平均水面から測った最大上昇水位) の、Fig. 6 に鎖線で分割した区域での平均値 R_{avg} を同時にプロットすると二重丸のようになる。No. 10~18 の遠州灘沿岸では 1~2 m であるが、熊野灘沿岸、ことに No. 24~30 では 5~6 m の高さ到達している。

そこで R_{avg} と H_0 の比をとってみると同図下部に示すようになる。三陸沖の津波の場合この比が約 3 で、海岸全域にかなり一様であったが (相田, 1977b)、今回の場合は地域によって相違がある。これは津波の高さについて湾奥の値も、湾口付近の値も全部一緒に

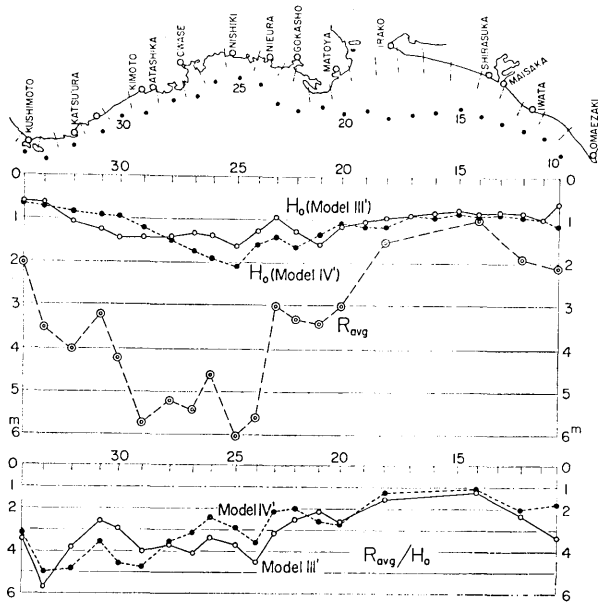


Fig. 6. Computed tsunami wave heights (double amplitude), H_0 , on the 200 m depth contour line near the source region and measured inundation heights averaged in about 15 km intervals of the coast line, R_{avg} . Numerals on the abscissa indicate the location of computation points on the 200 m depth contour.

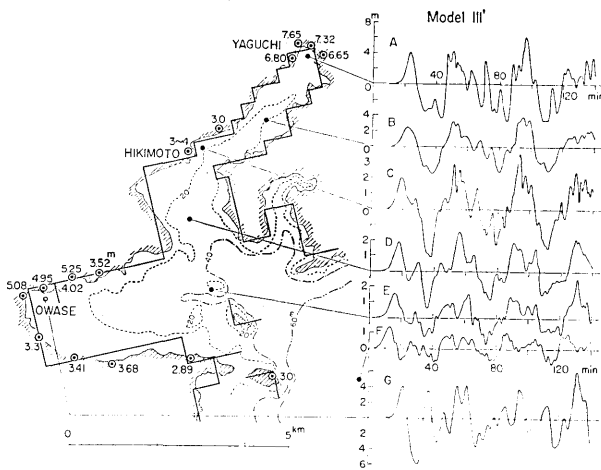


Fig. 7. Computed time history of water elevation at various locations in Owase bay and inundation heights measured along the shore line.

取扱ったこと、また 200 m 等深線が波源域 (地殻変動域) の中にあるので、三陸沖のように遠方に波源がある場合と伝播の様子に違いがあることなどによると思われる。したがって No. 23 あたりから西で R_{avg}/H_0 が大きい値を示しているのは、湾の増幅による効果を示している。そこで R_{avg}/H_0 の大きい範囲をみると、No. 27~28 の尾鷲湾の東側と西側で Model III' と IV' の大きさが逆転している。東側でリアス式湾が発達していることを考えると III' の分布の方が妥当であろう。

さらに湾内の津波の高さを計算値とくらべてみる。Fig. 7 に尾鷲湾内の各地の津波の高さ (表, 1946) を数字 (単位 m) で示してある。これに対して湾口から湾奥まで黒丸で示した A~G 地点の Model III' による計算津波波形が右側に示される。矢口 (A)、引本 (C) などは 3 波目が最大であるが尾鷲 (G) では 5 波目に最大の波が計算される。この津波の高さの実測値と計算値 (静水面からの波の振幅の極大値) とを比較して Table 3 に示す。実測値と計算値はほぼ一致するが、尾鷲での測候所員の目視報告 (鷲坂・黒沼, 1945) によれば第 1 波が最高であったということであるので、Model III' は少々低いかもしれない。また同じ報告に

Table 3. Tsunami heights in Owase and Shimoda bays.

	Owase bay			Shimoda bay
	Owase	Hikimoto	Yaguchi	Kakizaki
Observed	5 m	3 m	7 m	2.5 m
Calculated				
Model III'	① 4.1 ⑤ 6.1	① 2 ③ 3.5	① 4.1 ③ 6.1	② 2 ⑤ 2.5
Model IV'	① 5.2 ④ 6.9	① 2.5 ② 2.7	① 5.3 ④ 4.3	② 0.9 ⑤ 1.5

①, ②……, 1st, 2nd……crest amplitude.

尾鷲において水位が極大になった時刻について述べられているが、それと計算波形からの水位極大の時刻をくらべてみると、

報告	14:02	14:19	14:45	15:10	15:45
計算	13:57	14:13	14:34	15:10	15:46

となり、はじめの3波は計算の方が5分位早くなっているが、4~5波は時刻がよく一致する。しかし5波目は防波堤がかくれなかったと報告されているのに対して、計算値は最大となるという不一致がある。湾内での津波の後半の挙動に対しては、この実験程度の格子間隔では未だ粗に過ぎると思われるので、あまり立入った議論は出来ない。むしろ更に海底摩擦や陸上浸水の効果を考慮した湾内挙動を別途計算する必要がある。

また湾内への津波の侵入状況を見るため、Fig. 8の左側に Model IV の場合の地震後25分の、そして右側に地震後30分の湾内の水位の等高線を示す。津波はこゝでは波長が湾長に比べて短かく、湾内と湾口に水位昇降の節線があり、湾が2つに分岐しているための複雑なパターンが認められる。地震後90~100分程度たっても、Fig. 7の波形をみると、引本、矢口側の分岐ではほぼ同相に湾水が昇降するが、尾鷲側の分岐は必ずしも同じような振動とは認められない。

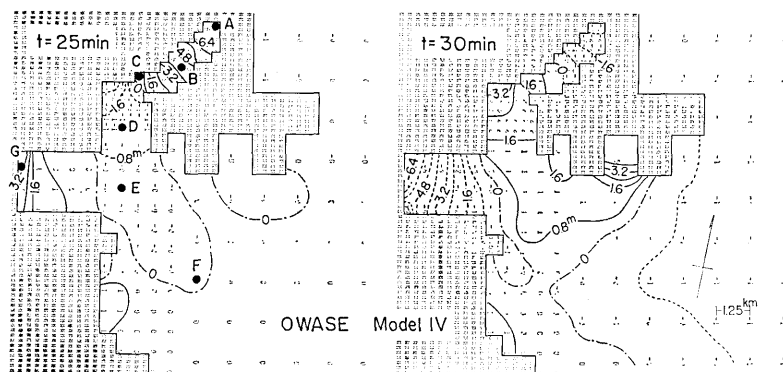


Fig. 8. Two dimensional distribution of water surface in Owase bay at the times of 25 and 30 minutes after the occurrence of the earthquake.

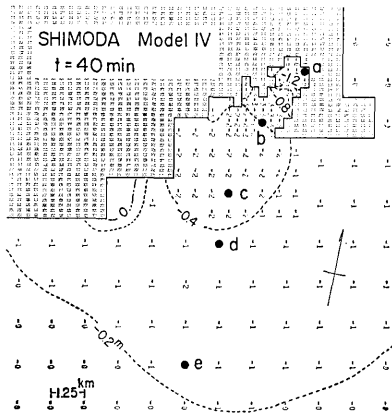


Fig. 9. Two dimensional distribution of water surface in Shimoda bay at the time of 40 minutes after the occurrence of the earthquake.

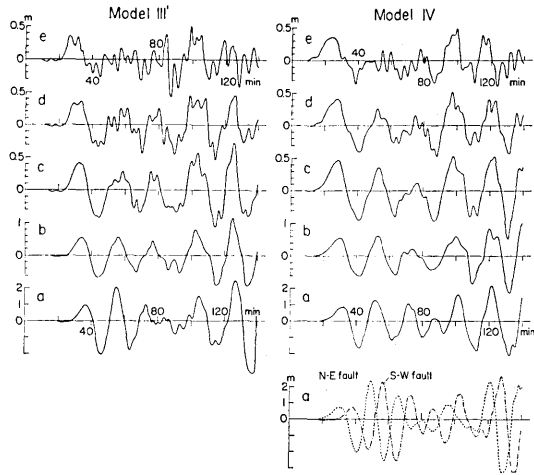


Fig. 10. Computed time history of water elevation at various locations in Shimoda bay. Alphabets attached to the curves correspond to the locations shown in Fig. 9. The lower right curve shows the contribution of N-E or S-W part of Model IV.

同様に下田湾の水位の状況は、Fig. 9 の分布のようである。これは Model IV の場合で、震後 40 分の分布である。この場合波長は湾長に比べて長いので湾内には水位の昇降の節線は生じていない。湾も単独の湾であるので、尾鷲と違って単純な湾水振動が予想される。a~e 点の水位の計算波形を示すと Fig. 10 のようである。ここで Model III' と IV を示してあるが、湾奥 a (柿崎) についてくらべるとかなりちがいがあ。振幅の面で見ると Table 3 の右端の数字のように、実測値を満たすためには Model III' の方が適当であることになる。

2 つのモデルの振幅の相違が何によってもたらされるかをみると、湾外 e 点の波形で明らかのように Model III' の方が波の半周期が短くなっている。このような僅かな周期の違いが、湾の増幅度の周波数特性に反映して湾奥の 2 波目の波高が異なってくる。

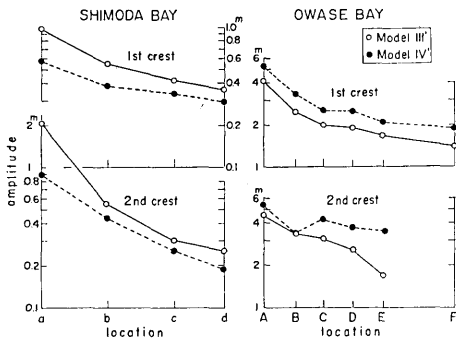


Fig. 11. Amplification of tsunami heights in the bay. Abscissa is the distance from the bay head.

この様子は Fig. 11 のように横軸に観測点の位置を右側に湾口、左側に湾奥をとって示し、縦軸に波の振幅をとって見ると、下田湾で特にモデルによる増幅度の違いが明瞭である。また第 1 波峰に対するよりも、第 2 波峰が特に著しいことも明らかである。尾鷲湾ではそれ程著しい差は認められない。

下田湾はこのように入射津波の周期に敏感に反応する。また周期は波源の大きさに関係する。例えば、Fig. 10の右下の波形はModel IVで南西側の断層と北東側の断層がそれぞれ単独にあった場合の湾奥のものである。これらは両方の断層が同時に動いたときの波形にくらべて2波目の振幅が著しく大きくなっている。すなわち断層面1つの場合は、周期が短くなって下田湾の共鳴周期に接近するためと思われる。

6. む す び

以上4種の震源断層にもとづいて津波の数値実験を行ったが、検潮器による実測記録との比較によってModel IIIがかなりよく津波の挙動を再現する波源モデルになることがわかった。そして実測振幅に調和させるためには、INOUCHI and SATO (1975) が与えた断層ずれ変位を0.45倍する必要がある。またこの値を用いたModel III'について遠州灘・熊野灘沿岸の津波の高さの分布、あるいは尾鷲湾内、下田湾内の津波の高さ実測値と比較すると、共にほぼ満足出来る結果が得られた。

またFig. 5(c)にみるように、震央は断層の南西端に位置しているから、断層の破壊はおそらく南西端から北東に走ったものと思われる。ここで南西側の断層面と北東側の断層面の中心距離は約100 kmであるから、いま破壊の進行速度を2 km/secと考え、南西側断層に対して北東側断層が $100/2=50 \text{ sec} \doteq 1 \text{ min}$ おくれてずれを生じたものとして、Model IVにもとづく各地の波形を計算した。そうすると、Table 2のKは α_1 に対して0.65、 α_2 に対して0.66、平均0.65となり、また κ はそれぞれ1.43, 1.38, 1.40となる。すなわち κ はいずれもわずかに改善されている。それにもまして下田湾奥柿崎における第2波の振幅は、Model IVが第1波の1.52倍に止まったのにくらべ、この場合は2.0倍になり、Model III'の2.1倍にほとんど同じになる。これは下田湾の実測値を説明し易い方向であり、断層破壊の進行による波源内変位の時間的な遅れも、細かい議論ではかなりはっきり効果を示すこともあることがわかる。

しかし現在の問題としては、このような効果よりも、Model III'あるいはModel IV'の位置やその他のパラメータの違いの方が、より大きい重みをもっていることは明らかであり、この断層面は三重県海岸線にかなり接近した位置にとることが妥当であると結論された。

今回の数値実験の結果、南海トラフに沿った地域に生じた東南海地震津波も、断層モデルから導かれる海底鉛直変位を波源とすることが、かなりよい近似で可能であると証明された。北海道東北地方太平洋岸の場合、地震発生機構の研究者によって与えられた断層モデルは実際よりやや小さい津波を発生することがわかっている(AIDA, 1978)。したがって実際津波の波高分布を満足するように求めた地震モーメントは、地震波から求めたものより少々大きい値になる。けれども断層面積(例えば断層の幅)を少し小さくすることによって、地震モーメントは地震波から求めた値とほぼ等しい値で、しかも津波の波高は説明出来る震源断層を決め得ることもわかっている(相田, 1977a)。

今回の東南海津波の場合はこれとは逆で、地震波解析から得られた地震モーメントの値で、通常の方法で決めた断層面の大きさ(Model I)よりも大きい面積(Model III)をも

つ震源断層が、津波の挙動に調和することがわかった。これが三陸地方と東海地方の津波の地域的な違いを示すものか、たまたまこの地震に限ったことであるかは、もう少し他の例を見なければわからない。しかしこの場合断層面積は余震分布から決められているから余震震央の決定精度や、少数の特にはなれた位置の余震を断層面積の中を含めるかどうかでかなりかわり得る。Fig. 5(a)の余震分布を見るならば、むしろ余震は Model I の領域からはみ出して、Model III のように断層面をとる方が自然であるかもしれない。

謝 辞

この研究に有益な御助言を与えられた地震研究所梶浦欣二郎教授にお礼申し上げます。またこの研究は文部省科学研究費、自然災害特別研究（研究代表者村松郁栄岐阜大学教授）の御援助を得たこと、また東京大学大型計算機センターを利用させて頂いたことを記して謝意を表します。

文 献

- 相田 勇, 1977a, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, **52**, 71-101.
 相田 勇, 1977b, 200 m 等深線上の津波波形と浸水高, 地震 II, **30**, 11-23.
 AIDA, I., 1978, Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, **26**, 57-73.
 ANDO, M., 1975a, Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects, *Tectonophysics*, **25**, 69-85.
 ANDO, M., 1975b, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
 羽鳥徳太郎, 1974, 東海・南海道沖における大津波の波源—1944年東南海, 1946年南海道津波波源の再検討と, 宝永・安政大津波の規模と波源域の推定—, 地震 II, **27**, 10-24.
 羽鳥徳太郎, 1976, 安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県下26カ町村役場の地震報告から—, 地震研究所彙報, **51**, 13-28.
 INOUCI, N. and H. SATO, 1975, Vertical crustal deformation accompanied with the Tonakai earthquake of 1944, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **21**, 10-18.
 石橋克彦, 1976, 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について—, 地震学会講演予稿集, 1976 No. 2, 30-34.
 KANAMORI, H., 1972, Tectonic implications of the 1944 Tonakai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 129-139.
 MANSINHA, L. and D. SMYLLIE, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
 表俊一郎, 1946, 昭和19年12月7日東南海大地震に伴った津波, 地震研究所彙報, **24**, 31-57.
 鷺坂清信・黒沼新一, 1945, 昭和19年12月7日東南海地震の三重・和歌山両県下実地踏査報告, 昭和19年12月7日東南海大地震調査概報, 中央气象台, 58-67.
 斎藤 晃・小菅 晋, 1979, 静岡県沿岸における東海地震津波の計算, 東海大学紀要海洋学部, **12**, 71-85.
 関谷 博・徳永規一, 1974, 遠州灘周辺の地震活動について, 地震予知連絡会会報, **11**, 96-101.

15. *A Source Model of the Tsunami accompanying the
Tonankai Earthquake of 1944.*

By Isamu AIDA,
Earthquake Research Institute.

For the Tonankai earthquake of 1944, somewhat different fault models have been proposed by KANAMORI (Model I), ANDO (Model II), INOUCHI and SATO (Model III), and ISHIBASHI (Model IV). These fault models are examined, in the present paper, from the view-point of the tsunami generation and the optimum model with respect to the tsunami is selected. At first the tsunami behavior originated from each fault model are computed with the aid of hydrodynamic numerical experiments. Then, the geographic distribution of ratios of the observed to the computed wave amplitudes for the first and the second half cycles at 6 tide-gage stations extending over 700 km along the Pacific coast of Honshu and Shikoku are examined. If these ratios do not depend on the locations, then the fault model may be considered to be consistent with the observed tsunami behavior, provided that the magnitude of the fault slip is to be multiplied by the mean value of the ratios.

By these procedures, it is found that Model III' by INOUCHI and SATO with the reducing factor 0.45 seems to be the best among the four models. In this model, two fault planes are assumed to strike in the direction of $N45^{\circ}E$ from the point of $33.08^{\circ}N$ and $136.3^{\circ}E$. The first fault has the area of 154 km long and 67 km wide and the second fault the area of 84 km long and 78 km wide on the northeastern extension of the first fault. The slip displacements of both faults are given as 2.0 m and 1.4 m for the reversal dip-slip component and 0.7 m and 0.5 m for the left lateral component, respectively. The Model III' with the above reduction gives reasonable ratios between the computed wave height along the 200 m depth contour and the measured run-up heights along the coast line of 360 km facing directly the tsunami source area. Furthermore, by the detailed computations within the bays, the satisfactory agreement of the observed and the computed wave patterns is achieved at Owase bay which is located near the center of tsunami source and in Shimoda bay which is about 150 km distant from the margin of the source area.

In conclusion, a seismic fault model can be considered a fairly good approximation to the source model for the tsunami generated in the region along the Nankai trough.