

36. 南海道沖の津波の数値実験

地震研究所 相 田 勇

(昭和 56 年 10 月 28 日受理)

要 旨

南海道沖におこる巨大地震による津波の波源断層モデルを数値実験によって検討した。1946年南海地震を東西二つの断層によってあらわす。今回求められた断層モデルの特徴は、西側断層の西端が、足摺岬の東側約 30 km にあること、東側の断層面の傾斜角が 10° と低角であることである。また西側断層による海底変動継続時間を断定することはむずかしいが、3~10 分程度と、普通の地震より長い方が、計算波形と実際記録の一致がよい。

1854年安政南海地震津波の波源断層モデルは、南海地震の断層とくらべて、東側断層が北側に位置し、西側断層が 30 km 長く求められた。また、ずれの量は約 15% 大きい。このモデルで大阪の津波の高さは 2.4 m となるが、従来の推定値よりやや低い。しかし海岸においてこの程度の高さがあるならば、堀に津波が侵入する際、多くの船を上流に押し込み、地震をおそれて船上に避難していた人多数を犠牲にする可能性は十分あると考えられる。

1707年室永津波の場合は、足摺岬付近の津波の高さが、安政津波の約 1.5 倍もあり、また室戸岬、高知の地盤変動量が安政地震の際の約 2 倍といわれている。このため安政津波と相似形の波源断層モデルではよく近似できない。ここでは西側断層を更に二つに分割して三つの断層面をもつモデルによってこれを説明した。

1. はじめに

南海道沖は、東海道沖の巨大地震と対になった大地震が比較的きまった時間々隔でおこっており、その都度大きな津波災害が生じている。このうち最近のものは、1946年南海地震で、KANAMORI (1972) によって震源機構がしらべられている。この地震の本震後 24 時間以内に余震のおこった範囲は、紀伊半島の南西方の長径 120 km 程度のものであって、1ヶ月の余震域の拡大をみても、せいぜい四国東南部に達する程度であった。しかし地殻変動の範囲は紀伊半島から四国全域におよんでおり(MIYABE, 1955)、また津波の到達時間から推定された波源域も、余震域よりはるかに広いことが知られている(羽鳥, 1974)。

安藤・三雲 (1974) および ANDO (1975) は、余震域を含む東側断層と、それに連らなり、南海トラフ沿いに延びる西側断層の二つの断層を考え、東側断層は急速なずれを生じたが、西側断層は地震波を発生しない程にゆるやかに滑ったものとした。それによる津波の数値実験から変動に要した時間の定量化を試みている。

しかし最近 ANDO (1981) は更に津波の数値実験を行った結果、前よりやや面積の小さいモデルで、西側断層の変位継続時間は 10 分以下が適当であるとした。それでむしろ通常の断層破壊と考えると、震度分布、地震モーメントのデータと調和すると述べている。

また全く別に一等三角測量，一等水準測量のデータを用いて，インバージョン解析によって，この地震の最適断層モデルが岩崎・松浦 (1981) によって求められた．これによって得られた断層面は更に小さい．

一方羽鳥は，紀伊半島，四国東部の古い記録による津波挙動の調査 (羽鳥, 1978, 1980) につづいて，最近四国南西部の調査も行った (羽鳥, 1981)．これら一連の調査によって 1946 年南海，1854 年安政南海，1707 年宝永の各地震による，沿岸各地の津波の高さが求められ，それぞれの津波の類似点，相違点が明らかにされた．

筆者は既に北海道東北地方沖や，東海道沖の津波の数値実験を行って来たが (相田, 1977a, 1981; AIDA, 1978)，同様な手法を用いて，南海道沖の波源の断層モデルについて検討を行うことにした．

この報告では，まず前述の安藤，岩崎・松浦らの結果をふまえて，1946年南海地震津波波源の断層モデルを検討する．ついで，羽鳥の古記録調査資料に調和するような 1854 年安政南海津波，1707 年宝永南海津波の波源をもとめる．

2. 数値実験の方法

基礎方程式として線型浅海波方程式を用い，移流項および摩擦項は省略した．すなわち

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = -q(h + \zeta - \xi) \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} = -g(h + \zeta - \xi) \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial \xi}{\partial t} \quad (3)$$

ここに q_x , q_y は海底まで積分した流量の x , y 成分， ζ は水面上昇， ξ は海底の鉛直変位， h は水深， t は時間， g は重力加速度である．

ここで海底の鉛直変位 $\xi(x, y)$ は，MANSINHA and SMYLIE (1971) の方法によって計算される震源断層による弾性永久変位を用い，その変位は一定速度で時間 τ かかって ξ に達するものと仮定する．

(1)~(3) を差分化し，Fig. 1 に示す計算領域において，leap-frog 法で ζ , q_x , q_y を計算する．大部分の範囲で計算格子間隔は 5 km であるが，細島，宇和島，堺，内浦，伊東の検潮所のある地点については，浅海域を 1/2 づつ順次に格子間隔を細かくして，最小間隔は 312.5 m とした．この代表例として宇和島の格子分割を Fig. 2 に示す．また津波のはじめの部分の波形をみるため，海底鉛直変位の計算範囲は十分広くとって，細島，宇和島，堺の細分化域内まで ξ を与えて (3) 式の計算を行った．

3. 1946 年南海地震津波

ANDO (1975) によると，Fig. 1 に示す長方形の断層面が考えられた．東側断層は本震後 24 時間の余震域にほぼ相当し，地震波の発生に寄与した断層であり，また西側断層は四国の広範な地域に生じた地殻変動とよく調和する静的変位を生じるもので，地震波の発

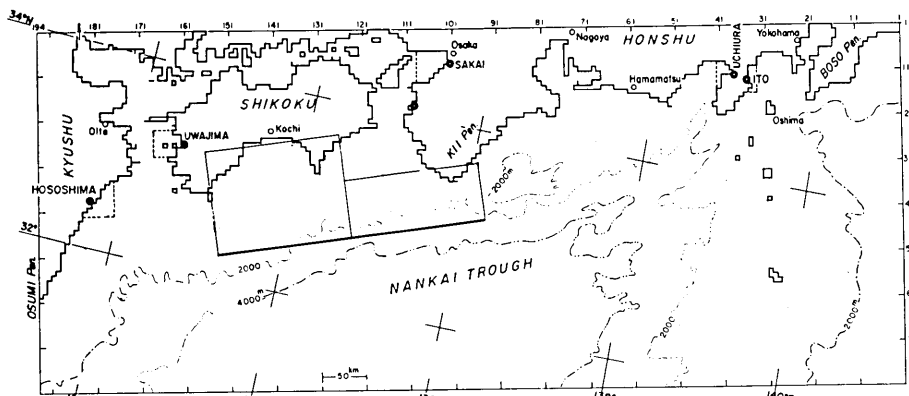


Fig. 1. Computational area. The grid size is 5 km in almost the whole area. Telescopic grid scheme is adopted in areas surrounded by dotted lines near selected five tide-stations.

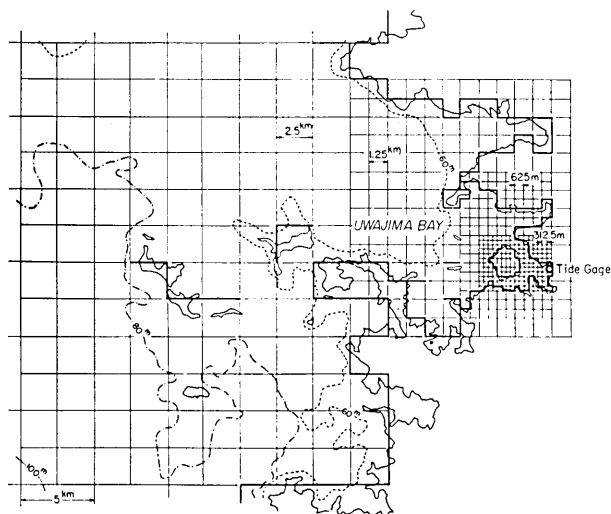


Fig. 2. Typical telescopic grid scheme near Uwajima.

生には寄与しない、立上り時間の長いものである。

しかし最近さらに津波の数値実験を行い、西側断層面積をやや小さくし、立上り時間も東側断層と同程度で、地震波の発生にも寄与したとする方が妥当であるという考えを発表している (ANDO, 1981)。

また岩崎・松浦 (1981) は、紀伊半島、四国地方の三角測量、水準測量から得られた南海地震前後の水平および鉛直の地殻変動量から、インバージョンの方法で最適断層を求めた。

そこでこれらを含めて各種モデルによる津波波形を計算し、まず宇和島、細島検潮所の津波記録と比較してみる。

Fig. 3 は用いた断層モデルの位置や各パラメータを示すもので、Model 2B は ANDO

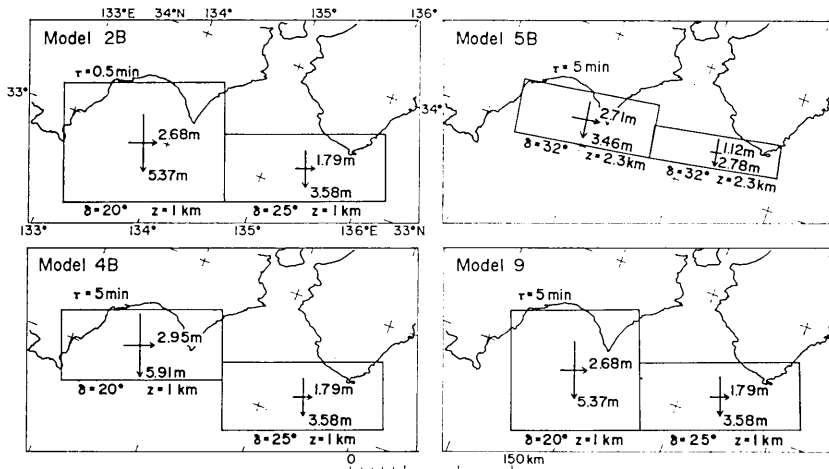


Fig. 3. Various fault models for the 1946 Nankai tsunami. Model 2B (ANDO, 1975); Model 4B (ANDO, 1981); Model 5B (IWASAKI and MATSU'URA, 1981); δ , dip angle; z , depth of upper rim of the fault; τ , duration of the bottom movement.

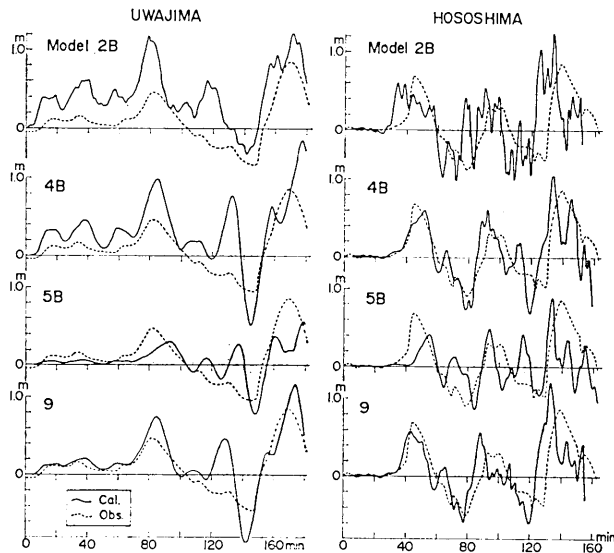


Fig. 4. Computed (solid line) and observed (dotted line) time histories of water elevations for various models shown in Fig. 3.

(1975) のモデル, 4B は 1981 年の改訂モデル, 5B は岩崎・松浦のインバージョンによるモデルにそれぞれ準じて, 断層の長さ, 幅, ずれの量 (縦ずれ, 横ずれ各成分を矢印に付した数字で示す) を与えた. また Model 9 は今回の数値実験における試行錯誤の過程によって求めた 1 モデルである.

変位場形成に要する時間 τ は, 東側断層部分に対してはすべてのモデルが 0.5 min, 西側断層部分については Model 2B のみ 0.5 min, 他は 5 min としてある. ここに東側断

層は短周期地震動を発生する通常のものと考え、この論文では τ はすべて 0.5 min としたが、西側断層の τ の効果については後に述べる。

これらのモデルによって計算された波形（実線）を、検潮器による津波記録（点線）と比較して示したものが Fig. 4 である。

ここで用いる津波の検潮記録は、日本津波研究会（当時代表者高橋龍太郎教授）が気象庁其の他の記録を収集複写したマイクロフィルムネガより引伸して使用し、推定潮位曲線よりの偏差をとって波形を書きなおした。また細島の記録（ケルビン型験潮儀）については刻時に誤りがあるようで、12 時を中心にその前後で 1 時間の刻時間隔が極端にちがいで、5:4 になっている。これは書き添えてある潮位推算曲線をみても不自然なことがわかる。そこで 12 時以降の刻時を正しいとして、その刻時間隔を 12 時以前の部分にも適用して時刻を修正した。

宇和島の津波波形は地震発生のほとんど直後から小振動がはじまっているが、80分以上たって最初の大い波が到達する。そして全体として零位置が+側にずれていることが認められる。これは宇和島が沈降域にあり、湾内の水のレスポンスによる小振動が地震直後から生じたことを示している。80分後の大きい波は土佐湾にある海底変位の大きい部分から生じたものであろう。

このような性質をモデル計算値と比較すると、Model 2B, 4B は零位置のずれが大きすぎ、また小振動の振幅も大きい。Model 5B は全体に振幅が小さく、また約 80 分後の大きい波も実際より 10 分以上遅れて到達する。これは西側断層の縁がかなり土佐湾内に入っているために波の伝播時間がかかり過ぎたためである。

細島の波形についてみると Model 2B は到達が早く、また最初の正の半波の時間が長い。4B はかなりよく一致する。5B は振幅が小さく、また波の始まりが遅れる。細島の実際波形は先に述べたように時刻の修正をしたので、位相の議論は問題があるかもしれない。しかし宇和島とあわせてみると、たとえば Model 5B がともに津波到達時間が遅れることで一致するし、また津波の周期もほぼ実際の記録と一致するといったことから、今回の刻時の修正はかなり当を得たものであったと考えられる。

以上の結果から、宇和島付近の沈降量が Model 2B や 4B よりも小

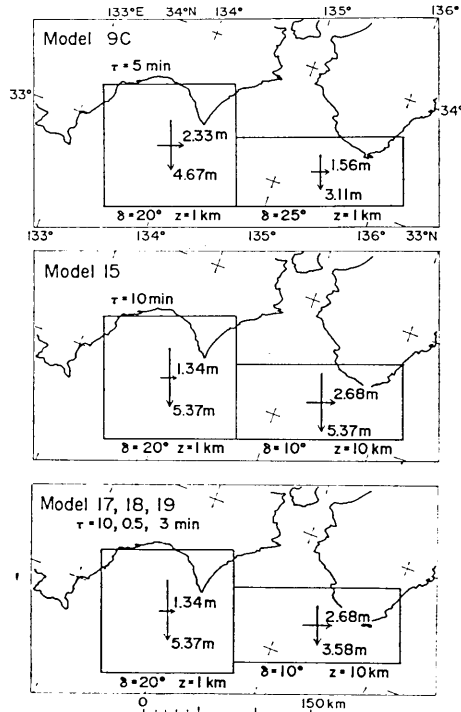


Fig. 5. Models with altered parameters of the eastern fault plane.

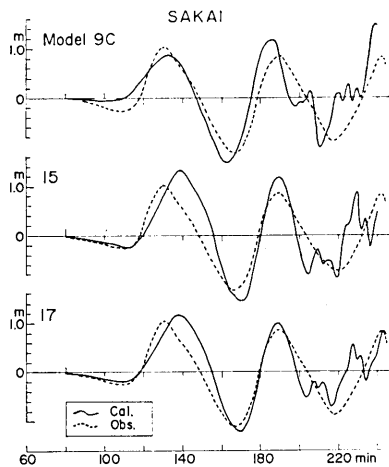


Fig. 6. Variation of computed elevation-time histories at Sakai for models shown in Fig. 5.

数 (後述する K) である。

振幅位相共第一近似的には実際の津波記録に合っていると考えられるが、実際の記録ははじまりの部分にかなり明らかな引き波があらわれている。そこで Fig. 5 に示す Model 15 および 17 では、東側断層の傾斜角を 10° 、断層上縁の深さを 10 km に変更した。Model 17 は東側断層位置を 10 km 北にずらし、また堺が大きくなり過ぎないようにずれの量をやや小さくしてある。この結果計算波形は Fig. 6 のように実際にかかなり近い引き波があらわれるようになる。

KANAMORI (1972) によれば、この地震のメカニズムダイアグラムは、方位角 310° 、傾斜角 10° の節面と、方位角 130° 、傾斜角 80° の節面があり、かなり低角の逆断層を示唆している。したがって、Model 15, 17 の傾斜角 10° はこれに調和しているといえる。

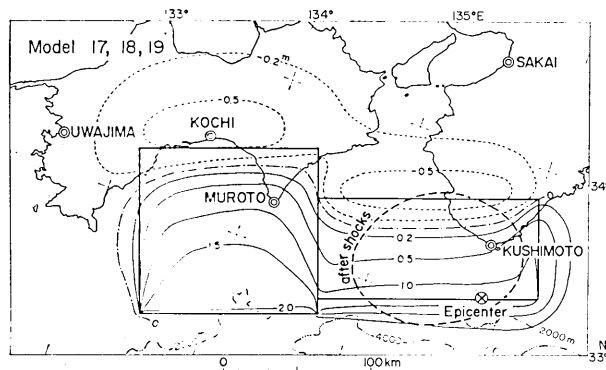
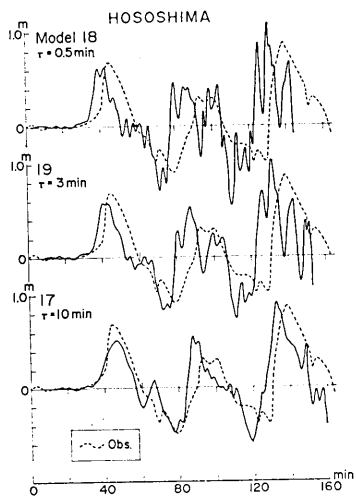


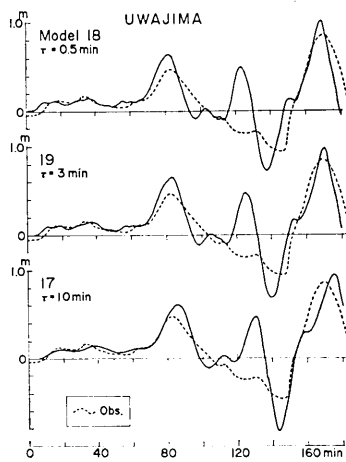
Fig. 7. Vertical displacement fields inferred from Model 17. That for Model 19', which fits the 1946 tsunami, should be multiplied by $K=0.9$ (see Fig. 9).

さく、また西側断層の縁は Model 2B よりやや東側、Model 5B より西側であることを要する。そのような考慮のもとで西側断層を Model 2B より 30 km 短かくした Model 9を試みると、Fig. 4 最下段のように、宇和島、細島の記録を満足する結果が得られた。

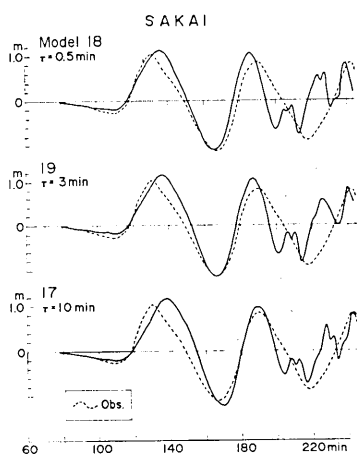
そこでこのモデルの堺の波形についてみる。Fig. 5 上に示した Model 9C は、Model 9 に与えたパラメータの中、断層ずれ変位を 0.87 倍したもので、その計算波形が Fig. 6 の上部に示してある。ここに 0.87 は細島から伊東までの 5 個所の振幅に平均的に一致させるための補正係



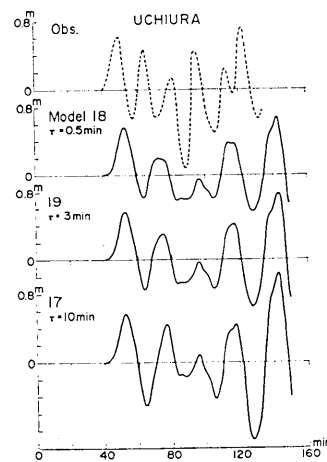
(a)



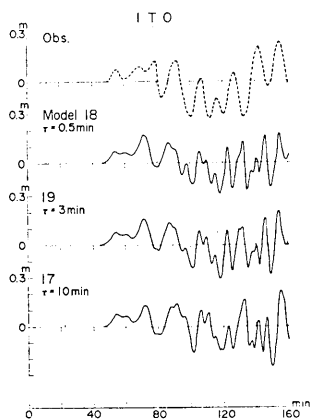
(b)



(c)



(d)



(e)

Figs. 8 (a)~(e). Computed elevation-time histories for Models 17 to 19 at Hososhima, Uwajima, Sakai, Uchiura and Ito.

Model 17 のパラメータから地表の鉛直変位場を示すと Fig. 7 のようになる。室戸、高知、串本などの変動量は水準測量の結果から示されている値 (MIYABE, 1955; FITCH and SCHOLTZ, 1971) とほぼ調和しているといえる (後出 Table 3 参照)。ただ紀伊半島西岸の沈降の最大値は、50 cm 以上と計算されるが、実際の値は 20~30 cm 程度と測量されている。しかし界の引き波の振幅を説明するためには、この程度の沈下が必要であり、あるいは紀伊水道の海底部の上に大きい沈下があり、陸上部の沈下が少なかったものかもしれない。

ここで Model 17 および、西側断層の τ を 0.5, 3 min とした Model 18, 19 について細島、宇和島、堺、内浦、伊東の 5 個所の波形を、実際の津波記録と比較してみる (Figs. 8(a)~(e))。この場合東側断層の τ は 0.5 min である。

内浦、伊東については周期の面で実際と計算の一致が悪いが、振幅および全体の波形の特徴はほぼ実際のもものと調和している。各地の波形全体をみて、 τ による著しい差違は認められない。この点は ANDO (1981) の指摘と一致し、津波の数値実験の分解能の限界であるかもしれない。これは湾内の津波波形が、その湾固有のレスポンスを強く反映するので、入力津波波形の差が目立たなくなることによる。

しかし細島の波形をみると、 τ が長い程波の位相の一致がよいようにみえる。また宇和島の波形のはじまりの部分の小振動の位相関係も、 $\tau=10$ min が最も調和している。また 130 min 程度の時刻に計算されている上げ波は、実際の波形には小さい振幅でしかあらわれていない。これは計算において地形のモデル化や反射条件が実際よりこの周期の振動を強調しているものと思われる。それらの位相関係は $\tau=10$ min の場合、80 min の上げ波から 145 min 程度の時刻の下げ波まで、実際と計算でかなりよく一致している。堺のは

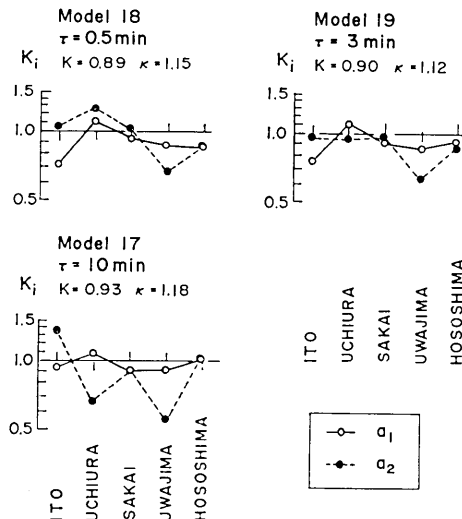


Fig. 9. Variation of ratios of observed to computed amplitudes at stations. α_1 and α_2 show the amplitudes of the first and the second half cycles. τ , duration of the bottom movement; K , correction factor for the fault slip; κ , reliability factor inferred from the logarithmic standard deviation (see the equation (4)).

はじめの上げ波、つぎの引き波に関しては $\tau=0.5 \text{ min}$ 、または 3 min が一致がよいが、2波目以降を含めると $\tau=10 \text{ min}$ がよくなる。

なおここには示さなかったが、 $\tau=20 \text{ min}$ 以上では宇和島のはじめの部分の小振動が発生せず、実際の記録と調和しない。

つぎに第1の大きい上げ波と、次の引き波それぞれについて振幅を a_1, a_2 として、実際の津波の値と、計算値の比 K_i を各検潮所について求めて図示すると Fig. 9 のようになる。5個所の K_i の幾何平均を K とすると、 a_1, a_2 の両者を平均して夫々図示したように約 0.9 となる。これはモデルに与えた断層のずれの量がやや大き過ぎたことを示す。

また各地の K_i のバラツキを示す量として、 K_i の対数の標準偏差 $\log \kappa$ を次式から計算する。

$$\log \kappa = [1/n \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2]^{1/2} \quad (4)$$

これから κ を求め、 a_1, a_2 の平均として図に示す値が得られる。そのモデルによる違いはきわめて僅かであるが、 $\tau=3 \text{ min}$ の場合が最も小さい。また $\tau=10 \text{ min}$ の場合、 a_1 に関してはバラツキが非常に少なく、 $\kappa=1.07$ となる。

以上の結果から、Model 17, 18, 19, と、鉛直変位場は等しく、 τ が異ったモデルの場合、その違いは非常に僅かであり、この数値実験からだけで τ の値を断定することは非常にむずかしい。しかし前述した結果を総合して、西側断層は通常の地震より長目の立上り時間をもっていたという考えを否定しきれないと思われる。

津波の振幅の議論については、いずれをとっても大きな違いはなく、ここでは $\tau=3 \text{ min}$ の Model 19 を採用し、断層スリップに $K=0.9$ を乗じた Model 19' を 1946 年南海津波モデルと考える。

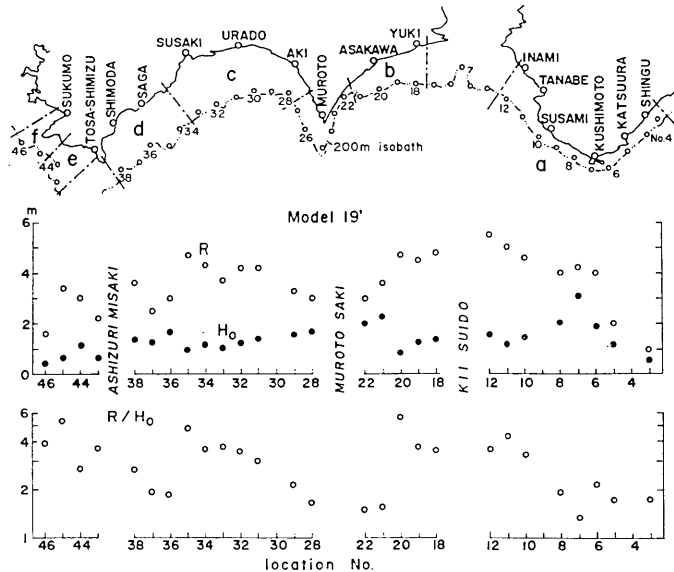


Fig. 10. Inundation heights, R , along the Pacific coast of Kii and Shikoku and computed wave heights (double amplitude), H_0 , on the 200 meter isobath.

4. 1854 年安政南海地震津波

海岸における津波の高さは、沖合の津波の波高と密接に相関がある (相田, 1977b) が、三陸沖のように津波波源域が陸地からかなり離れている場合と、南海道沖のように波源域が陸地にかかっている場合ではかなり様子が異なる。

Fig. 10 は、1946 年南海津波について紀伊半島西岸から四国太平洋沿岸にかけて、海岸における実際の津波の高さ R と、その沖合 200 m 等深線上の地点 (番号で示す) の、Model 19' による計算波高 (全振幅) H_0 をプロットしたものである。ここに等深線上の地点は約 15 km の間隔でとり、それにしたがって海岸の津波の高さもその区間での平均

Table 1. Tsunami heights compiled from published data.*

No.	Location Name	Hoei 1707 (m)	Ansei 1854 (m)	Nankai 1946 (m)	Ratios to the 1946 tsunami				
					1707	Mean	1854	Mean	
3	Shingu		1.2	1.0			1.2	} 1.11	
4									
5	Katsu'ura		2.0	2.0			1.0		
6	Koza	5.0	4.5	4.0	1.25	} 1.24	1.1		
7	Kushimoto	5.5	4.5	4.2	1.3		1.1		
8	Tanami	5.0	4.5	4.0	1.25		1.1		
9									
10	Susami	5.5	5.0	4.6	1.2		1.1		
11	Shinjo	6.5	6.0	5.0	1.3		1.2		
12	Inami	6.3	6.0	5.5	1.15	1.1			
18	Yuki		6.5	4.8			1.35		} 1.29
19	Mugi	6.0	5.5	4.5	1.33	1.2			
20	Asakawa	6.5	5.5	4.7	1.38	1.2			
21	Shishigui	5.0	5.0	3.6	1.39	1.39			
22	Sakihama	4.5		3.0	1.5				
28	Aki	5.0	4.5	3.0	1.7	1.5			
29	Kishimoto	5.5	5.0	3.3	1.7	1.5	} 1.47		
30									
31	Usa	8.0	7.5	4.2	1.9	1.8			
32	Susaki	5.5	5.0	4.2	1.3	1.2			
33	Kure	8.0	5.0	3.7	2.2	1.35			
34	Okitsu		6.0	4.3		1.4			
35	Saga (Iriino)	8.8	6.5	4.7	1.9	1.4	} 1.4		
36									
37									
38	Shimonokae	10.0	5.0	3.6	2.8	1.4	} 1.84		
43	Tosa-Shimizu	7.0	4.5	2.2	3.2	2.0			
44	Shimokawaguchi	9.4	5.0	(3)**	(3.1)	(1.7)			
45	Komame		4.0	3.4		1.2			
46	Sukumo		2.0	1.6		1.25			
								} 1.22	

* HATORI (1974, 1978, 1980, 1981).

** estimated from No. 43 and 45.

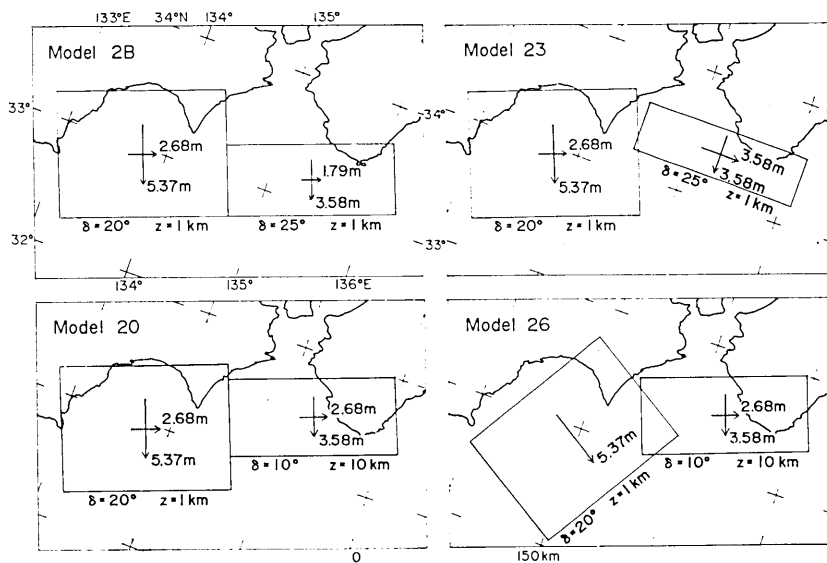


Fig. 11. Various fault models for the 1854 Ansei-Nankai tsunami. δ , dip angle; z , depth of upper rim of the fault; τ , duration of the bottom movement is assumed to be 0.5 minutes for all models.

的な値をとった。下段に示したものは、 R と H_0 の比であり、浅海域での見掛けの増幅率であるが、場所によってかなり違いがある。

しかしこの値は、ここで扱う範囲の津波においては、その場所に固有な値を示すと仮定する。そこで歴史津波の波源モデルは、そのモデルによる H_0 と、Model 19' の H_0 の比が、歴史津波のその海岸の浸水高（古記録から推定）と、1946年津波の痕跡高測量値の比と等しくなるように選ばよくなることになる。

さて南海地方の歴史津波の高さは、古記録による記述をもとに、現地の調査を含めて羽鳥（1974, 1978, 1980, 1981）によってまとめられている。Table 1 に 1946年, 1854年, 1707年の各津波の海岸各地の高さを表示した。これは羽鳥の資料から Fig. 10 に示した 200 m 等深線上の地点が代表する区間の平均的な値として編集した。また 1946年津波の高さに対する 1854年, 1707年津波の高さの比を計算し、その比がほぼ似た値をもつ地点のグループによって a~f の地域に区分して、それぞれの地域の津波の高さの比の平均値も求めてある。この地域の区分は Fig. 10 上段の地図上に示してある。

さて 1854年津波の断層モデルとして試みたものの中から Fig. 11 に 4 例を示した。Model 2B は 1946年津波のモデルとして行ったものと同じであり、Model 20, 23 は東側断層の変更、Model 26 は西側断層の変更である。また τ はすべて 0.5 min としてある。

1854年津波と 1946年津波の海岸での高さの比（Table 1 参照）を海岸各地点についてプロットすると、Fig. 12 上段の図のようになる。これに対して数値実験の結果から、Model 2B および Model 20 に関して、Model 19' に対する H_0 の比を中、下段に示した。実際の海岸の津波の高さの比が東から西に向けて高くなっている傾向があるが、モデル計算においてもほぼ似た傾向が認められる。

各点でバラツキがあるので、a~f 地域内の平均値で比較することにし、4 個のモデル

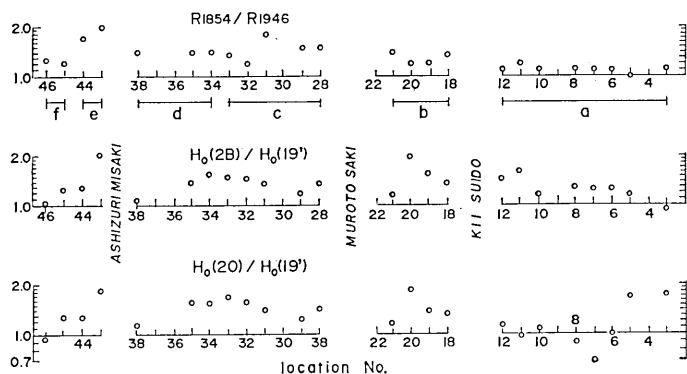


Fig. 12. Ratios of actual inundation heights of the 1854 to the 1946 tsunamis (top) and ratios of computed tsunami heights, H_0 on the 200 meter isobath of the models for the 1854 tsunami to for the 1946 tsunami (middle and bottom).

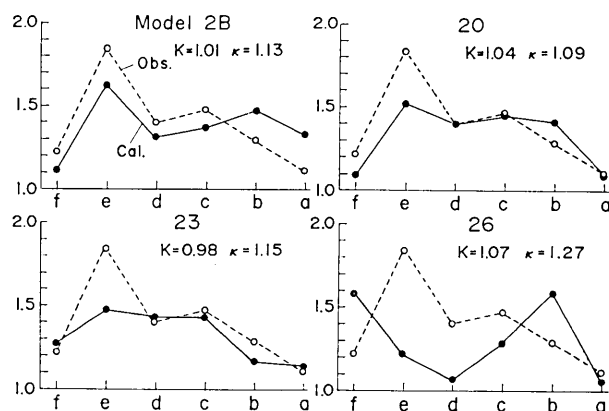


Fig. 13. Distribution of regional mean of the ratios as shown in Fig. 12. a, b, \dots and f indicate the regions shown in Fig. 10.

についてプロットすると Fig. 13 のようになる。ここに Obs は海岸での津波の高さの 1854 年と 1946 年の比であり、Fig. 12 上段の値を $a \sim f$ の地域について平均した値である。また Cal は各モデルの H_0 の Model 19' に対する比の地域平均値である。

これによって津波高さの分布の点で、Model 26 は適当でないことがわかり、他の 3 個の中で Obs/Cal の値の地域的バラツキを (4) 式の κ であらわし図中に示してあるが、Model 20 が最も妥当であることになる。

河角がまとめた 1854 年地震による地殻変動の分布 (MATSUZAWA, 1964) によると、紀伊水道の奥深く和歌山付近でも 1 m の沈降ということである。今回の Model 20 は東側断層をかなり北側にずらして紀伊水道内に沈降域が生じるようにした。

また 1854 年津波は大阪における津波の被害が、1946 年津波に比べて格段に大きかった。羽鳥 (1980) は日本地震史料 (武者, 1951) の記事や大森 (1913) の報告をもとに大阪において津波の高さ 2.5~3 m、堺 2.5 m と推定している。各モデルで計算される大阪、堺

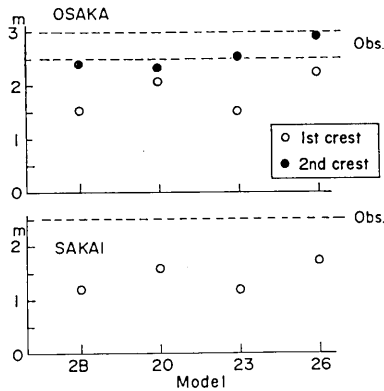


Fig. 14. Computed maximum heights of tsunami at Osaka and Sakai for assumed models. Horizontal dotted lines show the estimated values inferred from descriptions of old documents (HATORI, 1980).

の津波の高さを Fig. 14 に示した。図中に Obs として示した点線が羽鳥の推定値である。

この中で大阪、堺が最も大きくなるモデルは Model 26 であるが、前述のように紀伊半島から四国にかけての高さ分布の傾向が、実際と調和しないので、このモデルは採用できない。実際の高さ分布と最も調和している Model 20 は、大阪の津波の第1波の高さが高いが、第2波の高さは他のモデルと変わらない。また堺の高さは他のモデルより高い。しかし羽鳥の推定値には達しない。

1946 年津波にくらべて大阪湾内の津波の高さが高いのは、二つの津

波の周期が異っていて湾の増幅効果の差によるのではないかとの考え方もある。実際に数値実験をやってみると外海に面した地域の津波の高さ分布と調和させるためには波源域の大きさを極端に変えることは出来ず、今回の結果からは外海からの津波入力の違いによるとは考え難い。

一方日本地震史料(武者, 1951)の記述をみると、海岸に近い“天保山で床下5寸程の浸水”とあり、海岸付近では津波はさほど高くなかったことがうかがえる。また被害はほとんど橋、船および船に衝突された河岸の家に生じており、死者も水死より船などの衝撃によるものが多いという記事もみられる。また多数の人が地震におどろいて船に避難していたということが、多くの死者を出した事につながったといわれる。

このように大阪の被害はかなり特殊なものであって、水深の浅い海岸から堀割などに津波が侵入するとき、段波のような波が形成されてかなりな流速で上流に押し上り、船などを衝突、転覆させることが考えられるから、今回の数値実験で得られた程度の津波の高さでも十分説明出来るのではなかろうか。

5. 1707 年宝永南海地震津波

1707 年宝永津波は、南海道方面とほとんど同時に東海道方面にも襲っている。したがって東海道側にも津波波源域を考えなければならない。筆者は宝永東海津波の数値実験を行った(相田, 1981)際、南海道側の波源の東海道側の津波の高さに対する寄与は無視出来ることを確認した。そこでここでは同様に東海道側の波源の南海道側への寄与は無視出来るものとし、南海道側のみで議論することにする。

Table 1 に示したようにこの津波は四国南西部の津波の高さが 1854 年津波よりかなり高いことが特徴である。羽鳥(1981)の最近の報告によると、足摺岬の東から西にかけてそれが著しい。

また河角のまとめ(MATSUZAWA, 1964)によると、地殻変動が室戸で +2m、高知で

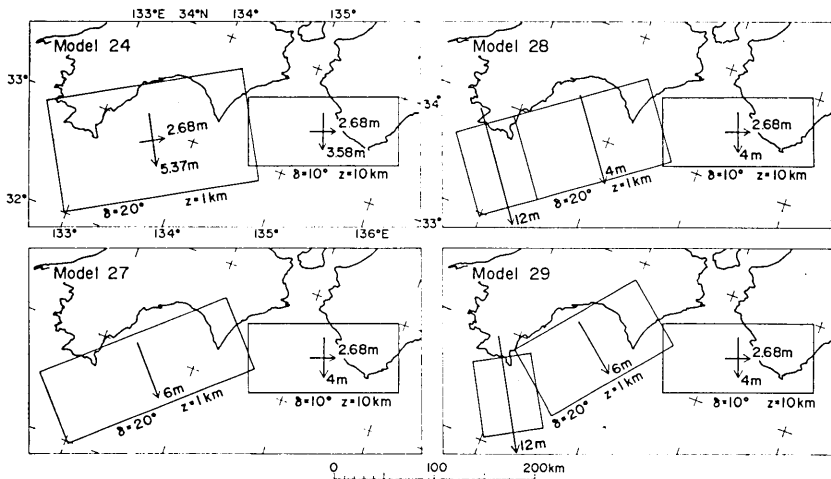


Fig. 15. Various fault models for the 1707 Hiei-Nankai tsunami. δ , dip angle; z , depth of upper rim of the fault; τ , duration of the bottom movement is assumed to be 0.5 minutes for all models.

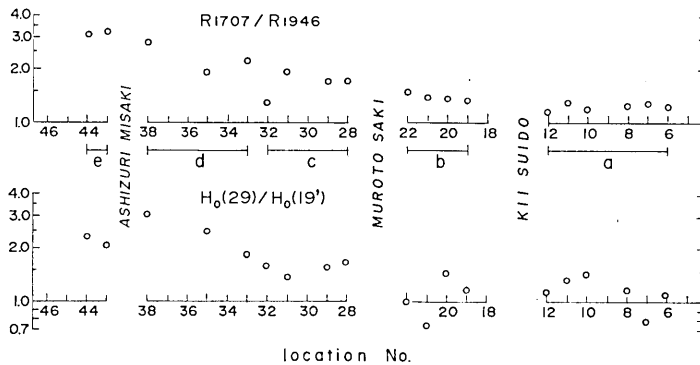


Fig. 16. Ratios of actual inundation heights of the 1707 to the 1946 tsunamis (top) and ratios of computed tsunami heights H_0 on the 200 meter isobath of the model for the 1707 tsunami to for the 1946 tsunami (bottom).

-2 m, 足摺岬では沈下ということである。

上の二つのことは安政津波と相似のモデルでは表現できない。そこで Fig. 15 に示すモデルを仮定し数値実験を行った。これらは東側断層は 1854 年津波の場合とほとんど同じで、西側断層のみを変更してある。 τ はいずれも 0.5 min にした。

Fig. 16 は宝永津波の海岸の高さ推定値と、1946年津波の高さとの比 (Table 1) を上段に示し、Model 29 の数値実験からの H_0 と、Model 19' の H_0 の比を下段に示した。Fig. 17 は 1707 年、1946 年両津波の海岸での高さの比 (R_{1707}/R_{1946}) を、モデルで計算した H_0 の比 ($H_0(29)/H_0(19')$ など) で割ったものの a~e 地域の平均値を K_i としてプロットしたものである。

これには (4) 式の κ で分布のバラツキが示してあるが、Model 29 が最もよいことが

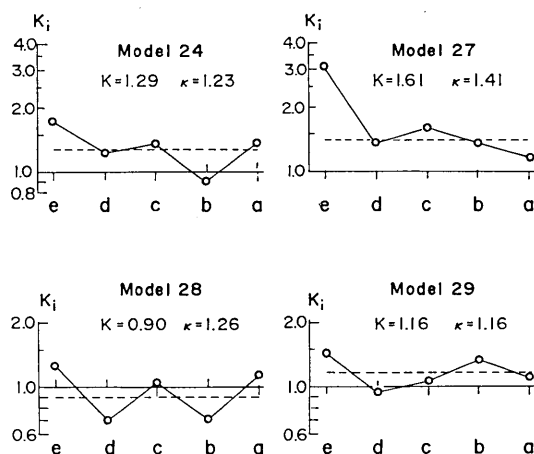


Fig. 17. Distributions of regional mean of the ratios as shown in Fig. 15. *a*, *b*, ... and *e* indicate the regions shown in Fig. 10.

わかる。このモデルは室戸岬の隆起量を大きくするために断層を反時計に回転したこと、四国西部の津波の高さを大きくするために、断層面を分割して局所的に大きな断層ずれを与えたことが特徴である。

6. ま と め

1946年南海地震津波の波源モデルを、数値実験によって検討した。試行錯誤によって、細島、宇和島、堺、内浦、伊東の津波記録の波形を、位相と振幅の両面において、できるだけ近似する断層モデルのパラメータを求めた。3節で示した Model 19 のパラメータを、振幅面で補正して (Model 19'), Table 2 に示してある。このモデルは $\kappa = 1.12$ であって、津波の挙動を満足する意味でかなり精度のあるものと考えられる。

しかし湾内の津波波形は、湾水の振動特性に強く依存するので、波源の変化にそれ程敏

Table 2. Fault parameters of the models for the 1946, 1854 and 1707 tsunamis.

Tsunami (Model)		<i>L</i> (km)	<i>w</i> (km)	δ (°)	ϕ (°)	<i>z</i> (km)	<i>u_s</i> (m)	<i>u_d</i> (m)	τ (min)	<i>M₀</i> (dyne-cm)
1946 NANKAI (Model 19')	E part	150	70	10	N20W	10	2.4	3.2	0.5	6×10^{23}
	W part	120	120	20	N20W	1	2.4	4.8	3~10	
1854 ANSEI (Model 20')	E part	150	70	10	N20W	10	2.8	3.7	0.5	8×10^{23}
	W part	150	120	20	N20W	1	2.8	5.6	0.5	
1707 HOEI (Model 29')	E part	150	70	10	N20W	10	3.1	4.6	0.5	10.2×10^{23}
	W part I	140	80	20	N50W	1	0	7.0	0.5	
	W part II	60	80	20	N30W	1	0	13.9	0.5	

L, fault length; *w*, fault width; δ , dip angle; ϕ , dip direction; *z*, depth of the upper rim of the fault plane; *u_s*, strike slip component (right lateral); *u_d*, dip slip component (reverse); τ , duration time of the bottom movement; *M₀*, seismic moment (rigidity 5×10^{11} dyne-cm⁻²).

Table 3. Comparison between computed values and published estimates of ground movements at the selected three locations.

Tsunami (Model)	MUROTO		URADO (KOCHI)		KUSHIMOTO	
	Obs (m)	Model (m)	Obs (m)	Model (m)	Obs. (m)	Model (m)
1946 NANKAI (Model 19')	1.0 ¹⁾ 0.7 ²⁾	0.76	-0.5 ¹⁾ -0.7 ²⁾	-0.55	0.5 ¹⁾ 0.4 ²⁾	0.39
1854 ANSEI (Model 20')	1.2 ³⁾	1.14	-1.1 ³⁾	-0.66	1.5 ³⁾	0.82
1707 HOEI (Model 29')	2~2.5 ³⁾	1.97	-2 ³⁾	-0.83	+ ³⁾	1.03

¹⁾ MIYABE, 1955; ²⁾ FITCH and SCHOLZ, 1971; ³⁾ KAWASUMI (MATSUZAWA, 1964).

感でないこともあり、数値実験的に求められた波源モデルが、一意的であるとはいきれない。この制約をふまえた上においても、以下のことは確かなことと思われる。

1. 東側断層の傾斜角はかなり小さかった。このモデルでは 10° 。
2. 西側断層の南西端は足摺岬の東 30 km 程度である。
3. 西側断層による海底変動時間は、東側のそれより長かったと思われる。3~10 分。

また 1854 年安政南海津波については、1946 年津波の海岸での津波高さ分布との比較から、波源の断層モデルを求めた。パラメータは 4 節の Model 20 のものを K で補正して、Model 20' として Table 2 に示した。1946 年津波の波源よりやや大きく、断層ずれの量も 15% 程大きい。データは海岸の高さの分布のみで、変動時間を議論する程の材料がないので、変動時間は東、西断層とも 0.5 min とした。

安政津波の際は大阪での被害が、1946年津波にくらべて大へん大きかった。このモデルでは大阪の津波の高さは 2.4 m 程度になる。大阪は淀川デルタ地帯に発達した町であり、低地に水路が縦横に走っていた。おそらく津波は段波のようになって水路にかなりの流速で侵入したであろう。そのため船、橋に被害を与え、また人命を奪うなど、通常の海岸より一層被害を大きくしたのではなからうか。

1707年宝永津波の南海道沖の波源も同様に求められた。この津波の高さは、四国南西部において著しく高いという特徴がある。このため Table 2 に示すように四国南西部の断層ずれの量が大きくなるようなパラメータがとられた。

以上のモデルによる鉛直変位の計算値を、室戸、浦戸（高知）、串本の 3 点を代表点として示すと Table 3 のようである。これにすでに発表されている測量値あるいは推定値を比較のために併記した。これらモデルによる鉛直変位量は、ほぼ実際の地盤変動量と調和している。

謝 辞

この報文について、種々有益な御注意を頂いた地震研究所梶浦欣二郎教授に厚く謝意を表します。また数値計算は東京大学大型計算機センターを利用して行われたことを記して、併せて謝意を表します。

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.
- 相田 勇, 1979, 1944 年東南海地震津波の波源モデル, 地震研究所彙報, 54, 329-341.
- 相田 勇, 1981, 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 地震研究所彙報, 56, 367-390.
- ANDO, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquake along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- ANDO, M., 1981, A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, (in preparation).
- 安藤雅孝・三雲 健, 1974, 南海道地震(1946)の断層運動継続時間, 地震学会講演予稿集, 1974 No. 2, p. 40.
- FITCH, T. J. and C. H. SCHOLZ, 1971, Mechanism of underthrusting in southwest Japan: a model of convergent plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 76, 7260-7292.
- 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, 1978, 高知・徳島における慶長・宝永・安政南海道津波の記念碑—1946 年南海道津波の挙動との比較—, 地震研究所彙報, 53, 423-445.
- 羽鳥徳太郎, 1980, 大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査, 地震研究所彙報, 55, 505-535.
- 羽鳥徳太郎, 1981, 高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査—久礼・入野・土佐清水の津波の高さ—, 地震研究所彙報, 56, 547-570.
- 岩崎貴哉・松浦充宏, 1981, 測地データのインバージョン解析に依る 1946 年南海道地震の最適断層モデル, 地震学会講演予稿集, 1981 No. 1, p. 135.
- KANAMORI, H., 1972, Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5, 129-139.
- MANSINHA, L. and D. SMYLLIE, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61, 1433-1440.
- MATSUZAWA, T., 1964, Study of earthquakes, Uno Shoten, Tokyo, 32-35.
- MİYABE, N., 1955, Vertical earth movement in Nankai District, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 4, 1-14.
- 武者金吉, 1951, 日本地震史料, 毎日新聞社, 1-350.
- 大森房吉, 1913, 本邦大地震概説, 震災予防調査会報告, 68 乙, 1-179.

36. *Numerical Experiments for the Tsunamis Generated off the Coast of the Nankaido District.*

By Isamu AIDA,

Earthquake Research Institute.

Source models of past tsunamis generated off the Pacific coast in the Nankaido district are examined by the trial and error method of numerical experiments on the basis of seismic fault models.

The fault model for the 1946 Nankai earthquake consists of the eastern and the western fault planes. The peculiarity of this model is that the western margin of the fault is located 30 km eastward of Ashizuri-Misaki and the dip angle of the eastern fault plane is as low as 10 degrees. It may be difficult to define uniquely the duration time of the bottom deformation from the results of present numerical experiments. The prevailing speculation, though, seems to be that the duration time of the western part is 3 to 10 minutes, which is slower than that of the eastern part.

The reliability factor, κ , of the model, a logarithmic standard deviation of the ratios of observed and computed values for five reference stations, is 1.12.

The fault model for the 1854 Ansei-Nankai tsunami is 30 km longer in the western fault and 15% larger in the slip displacement than that for the 1946 tsunami. The computed tsunami height at Osaka is 2.4 meters, which is smaller than the published estimated value, 2.5~3 meters. However, since Osaka is situated on the delta of the Yodo river and has many small canals, a tsunami 2.4 meters high at shore may invade canals as waves like bores and do tremendous damages to many boats and bridges, just as described in old documents.

In the 1707 Hiei-Nankai tsunami, the tsunami heights at the southwestern region of Shikoku were about 1.5 times higher and the uplift at Muroto-saki about 2 times larger than those of the 1854 tsunami. Therefore, the fault model similar to the 1854 earthquake cannot explain the above characteristics. A model having three separate faults is proposed for this tsunami.