

断層パラメータ即時的推定法による津波数値予報の精度

—1944 年東南海地震を例とした応力降下量に
違いのある 2 枚の断層の場合—

東北大学工学部災害制御研究センター* 今 村 文 彦
信州大学工学部社会開発工学科** 泉 谷 恭 男
東北大学工学部災害制御研究センター* 首 藤 伸 夫

Accuracy of Tsunami Numerical Forecasting with the Rapid Estimation Method of Fault Parameters

—A Case of Two Fault Planes with Different Stress Drop
of the 1944 Tonankai Earthquake—

Fumihiko IMAMURA

Disaster Control Research Center, Faculty of Engineering, Tohoku University,
Aoba, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980, Japan

Yasuo IZUTANI

Department of Architecture and Civil Engineering, Faculty of Engineering,
Shinshu University, Wakasato, Nagano, Nagano 380, Japan

and Nobuo SHUTO

Disaster Control Research Center, Faculty of Engineering, Tohoku University,
Aoba, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980, Japan

(Received July 11, 1991: Accepted October 25, 1991)

Rapid estimation method of fault parameters is proposed for the 1944 Tonankai earthquake, which has two fault planes with different stress drop in Aida's model. The strong motion accelerograms calculated from the stochastic propagating rupture model are used as the pseudo-observed data. The fault length estimated from them is shorter than that of the Aida's model because of neglected effect of fault with the smaller stress drop. Comparison of results by the tsunami simulation on Aida's and rapid estimation models shows that the tsunami height along the shoreline is affected not by this estimated error but the difference of total amount of sea bottom deformation. The real time forecasting of tsunami warning is performed in the eastern coast of the Kii peninsula very closed to the source region. The time available for numerical computation is thus severely limited. However, the numerical forecasting is possible in time at least by the arrival of maximum tsunami waves.

Key words: Tsunami warning system, Rapid estimation of fault parameters, Different stress drop, The 1944 Tonankai earthquake tsunami.

* 〒980 仙台市青葉区荒巻字青葉

** 〒380 長野市若里 500 番地

§ 1. はじめに

津波数値予報の目的は、地震発生から津波到達までの短時間に、正確で詳細な定量的情報を提供し、住民避難などの緊急措置に役立てることにある。この予報作業は、津波初期波形の決定過程と、津波伝播を数値シミュレーションで推算し沿岸部で津波高さを予測する過程に分けられる。特に、津波数値予報を実用化する上で、初期波形の決定精度と津波伝播計算精度が重要な問題となる。

津波初期波形の第一近似としては、断層モデルによる地盤変動量を与える方法が検討され [相田 (1974)], その有効性が認められてきた。しかし、従来の方法による場合、断層寸法は余震域などを参考として決定されるため、数値予報には使用できないものであった。この問題に対し、IZUTANI and HIRASAWA (1987) は強震動継続時間を利用した断層パラメータの即時的推定法を提案し、数値予報実用化での1つの難点を解決した。ただし、この方法には、いくつかの注意すべき点がある。まず、断層面から発せられる地震波の強度が断層面上における位置によって大きく変える場合、断層長さ評価の精度が低下することが考えられる。また、過去の強震データの少ない観測点では強震動継続時間と断層長さとの関係式中の定数に不確定な要素が含まれる。さらに、強震動継続時間の推定は観測点の方位に依存しており、震源に対する観測点の分布により信頼性が落ちる可能性がある。

以上の初期波形決定精度問題の中で、応力降下量に違いのある二枚の断層が存在し、各々の断層面から放出される地震波の平均的な強さが異なる場合について、断層パラメータの推定精度及び最終的な津波高さに及ぼす影響の評価を行なうが本研究の目的である。対象イベントは1944年東南海地震とし、相田モデル [相田 (1979)] を例に、即時的推定法の誤差の程度を検討する。そのため、まず移動震源確率モデル [鈴木・平澤 (1984)] による理論加速度波形を求め、即時的推定法により東南海地震のいくつかの断層パラメータを算定する。次に、これをもとに断層パラメータの相似則から他のパラメータを推定する。この推定値を用いて津波計算を実施し、本来の相田モデルによる津波計算結果との差について考察する。最後に、本対象領域 (東海・東南海) のように津波の波源域が沿岸部と接近している場合に津波数値予報が時間的に可能性であるかについて考察する。

§ 2. 断層パラメータの即時推定と津波初期波源

2.1 理論強震動波形の算出

即時的推定法では断層長さや破壊伝播方向の推定のために加速度記録が必要となるが、1944年東南海地震で

はこの記録はほとんど存在していない。そのため、理論的に強震動波形を計算し推定法に用いることにする。この地震にはいくつかの断層モデルが提案されているが、ここでは、そのうち一枚の断層面をもつ金森モデル [KANAMORI (1972)] および2枚の断層面をもつ相田モデル [相田 (1979)] を対象とし、移動震源確率モデル [鈴木・平澤 (1984)] により理論強震動波形を計算した。相田モデルは地殻変動の観測値に基づいて得られた断層モデルのパラメータ [INOUCHI and SATO (1975)] のうち、断層面上での食い違い量を津波の波形や波高をよく説明できるように修正したモデルである。

Fig. 1 に断層面の地表面への投影を示す。上図が金森モデル、下図が相田モデルである。2枚の断層面の内、南西側の断層面 (断層面①と呼ぶ) は、多少の相違はあるが、金森モデルの断層面に対応している。また、相田

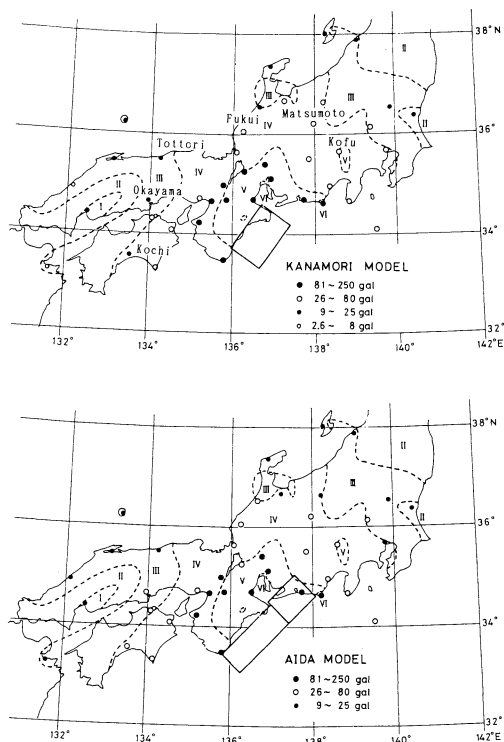


Fig. 1. Observed intensity and calculated acceleration. Circles denote the maximum horizontal acceleration of either north-south or east-west components calculated from the stochastic propagating rupture model of SUZUKI and HIRASAWA (1984). Upper is for Kanamori's fault model and lower is for Aida's fault model. Broken lines show isoseismals by the Japan Meteorological Agency.

Table 1. Assumed parameters of ground.
These are obtained under the conditions of the hard and uniform ground.

H (km)	ρ (g/cm ³)	V_s (km/s)	Q_s	V_p (km/s)	Q_p
0.025	1.9	0.4	10.0	1.8	15.0
0.2	2.0	0.8	30.0	2.0	45.0
—	2.5	3.0	—	5.2	—

H : layer thickness, ρ : density, V_s : velocity of S wave, Q_s : quality factor of S wave, V_p : velocity of P wave, Q_p : quality factor of P wave.

モデルの北東側の断層面(断層面②と呼ぶ)の食い違い量は断層面①に比べてかなり小さい。断層面上での全体的な応力降下量は、断層面①では約 27 bars、断層面②では約 15 bars である。

理論計算を行なう上で必要な断層面上における局所的応力降下量についての情報がないために、今回は全体的な応力降下量の約 2 倍を局所応力降下量の平均値と仮定し、乱数で与える。また、断層面上での破壊は断層面①の南西端からユニラテラルに伝播するものとし、伝播速度は局所的に 2.5 から 3.5 km/sec の間で変化し得るものとした。地盤モデルとしては、Table 1 に示したパラメータをすべての観測点に仮定した。この地盤はいわゆる地盤種別 II に分類される比較的硬い良質の地盤に相当する。

理論計算結果の妥当性を調べるため、Fig. 1 には理論加速度記録の水平 2 成分のうちで最大振幅の値と観測震度分布の比較を示す。破線は気象庁による震度分布である。和歌山や大阪付近の理論最大加速度値は観測震度に比べてやや大きくなっている。また、津や御前崎で観測された震度 VI や甲府で観測された震度 V など局地的に大きい観測震度を説明することはできない。しかし、多くの地点での理論加速度波形の最大振幅は観測された震度分布の概略を説明していると言える。参考のため Fig. 2 には 5 つの観測点で得られた理論加速度波形の南北成分を示す。

2.2 断層パラメータの即時推定

強震動の継続時間を用いて断層パラメータを即時的に推定する手法の詳細については、IZUTANI and HIRASAWA (1987) を参照してもらうこととし、ここではその特徴について述べ、実際に 1944 年東南海地震の断層パラメータの推定を行なう。Fig. 3 は、地震記録および加速度計を設定している観測点で得られた強震動を処理して、津波伝播計算のためのデータ (6 個の静的な断層パラメータ) を推定するまでを記述した流れ図である。

即時的に断層パラメータを推定する際、最も重要かつ

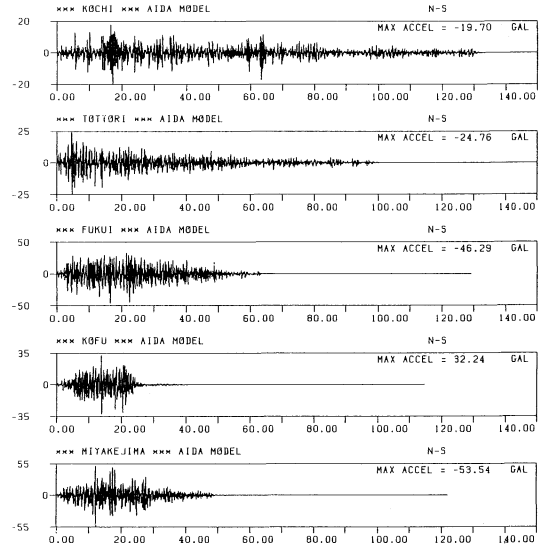


Fig. 2. North-south component of the theoretical acceleration obtained with the stochastic propagating rupture model. Ordinate is in gal and abscissa is in second.

難しい問題は断層寸法の決定であるが、本手法では強震動継続時間と断層長さ・走向との関係を利用して、この問題を解決する。大地震の際に観測される強震動継続時間は、断層の長さや断層面上での破壊の進行方向、観測点の位置関係などによって強い影響を受ける。例えば、破壊進行方向の観測点での強震動継続時間は、破壊が遠ざかって行く観測点における強震動継続時間に比べて、相対的に短くなる。浅い地震の場合、観測される強震動継続時間 (D) は

$$D = (a/0.8)FL + b \quad (1)$$

と表現できる [IZUTANI and HIRASAWA (1987)]. ここで、 a と b は観測点に固有の定数、 L は断層面の長さ、 F は断層の破壊伝播による D の方向依存性を表わす項で

$$F = \max[F^L, F^S]$$

$$F^L = (1 - \epsilon) \{1 - 0.6 \cos(\phi - \alpha)\} \quad (2)$$

$$F^S = \epsilon \{1 + 0.6 \cos(\phi - \alpha)\}$$

である。 $\max[F^L, F^S]$ は F^L と F^S のうちの大きい方をとることを意味する。係数 ϵ は、断層破壊過程に関連する係数であり、本研究ではユニラテラルな断層破壊を仮定しているため $\epsilon = 0$ とする。 ϕ は断層の長い側に沿った破壊の進行方向、 α は観測点の方位角で共に震源を中心として北から時計回りに測られる。(1) 式中の 0.8 という係数は、破壊伝播速度と S 波見かけ速度の比を 0.6 と仮定した結果である。(1) 式より、強震動継続時間が判明すれば、断層長さが決まり、次に、ABE (1975) の結果を用い、求めた断層長さより断層の幅、すべり量を推定で

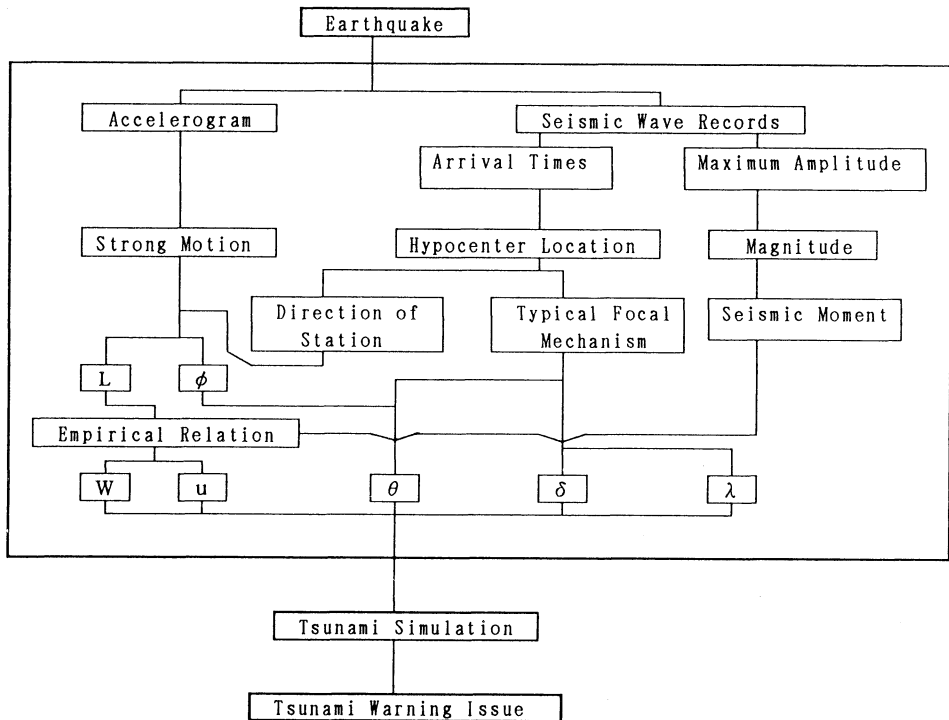


Fig. 3. Flow chart from the generation of an earthquake to tsunami warning issue, with an emphasis on the detail of the determination of fault parameters. Here L : fault length, W : fault width, u : dislocation, δ : dip angle, λ : slip angle, ϕ : rupture propagation, θ : strike direction.

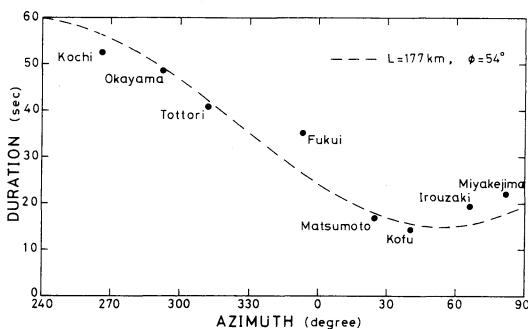


Fig. 4. Duration time and azimuth in case of Aida's fault model. Solid circles denote duration times of strong motion at eight observation stations. Broken lines denote the results by Izutani-Hirasawa method. The best fit given by the broken line corresponding to $L=177$ km and $\phi=54^\circ$. The estimated length is shorter than the actual length 238 km. This is one of reasons that the seismic wave emitted from second fault is so weak that intensity of composed seismic wave is underestimated.

きることになる。さらに、マグニチュードと地震モーメントとの間の経験式から得られる地震モーメントの値を用いて、断層パラメータ値（推定値）を補正する。

(1) 式に基づいて強震動継続時間から断層長さを推定するには、観測点に固有の定数 (a, b) を前もって知っておく必要がある。観測点の地盤に関連するこの定数 (a, b) の値は次のようにして求めた。まず、一枚の断層面からなる金森モデルについて、Fig. 1 に示された全観測点における強震動波形計算を行う。ついで、その波形から得られる強震動継続時間と金森モデルの断層長さとの最適な関係を与えるものとして (a, b) を決めた。このことは、観測点の地盤条件が強震動継続時間に与える影響は既知であるとして、応力降下量に違いのある2枚の断層面を有する地震に対する本手法の適用性を検討していることを意味する。

Fig. 4 には、Fig. 2 の5観測点に3点を追加し（黒丸印）、これらの観測点において相田モデルによる地震発生直後に加速度記録が得られたものと仮定して、断層パラメータ推定のシミュレーションを行なった結果（破線）を示す。8観測点の強震動継続時間を最もよく説明できる断層パラメータは $L=177 \pm 14$ km, $\phi=54 \pm 11^\circ$ であった。断層長さが相田モデルの断層面①と②の合計

Table 2. Fault parameters and sea bottom deformation.

	L (km)	W (km)	δ (°)	λ (°)	M_0 (dyn)	V_0 (km ³)	η_{\max} (m)
Kanamori's Model (1972)	120	80	10	90	1.5×10^{28}		
Aida's Model (1979)	154	67	30	72	1.5×10^{28}	6.47	1.02
	84	78				2.26	0.67
Rapid Estimation method	177	89	20	90	2.4×10^{28}	11.21	1.45
Ratio					1.61	1.28	1.42

M_0 : earthquake moment, V_0 : total volume of sea bottom deformation, η_{\max} : Maximum vertical displacement of sea bottom.

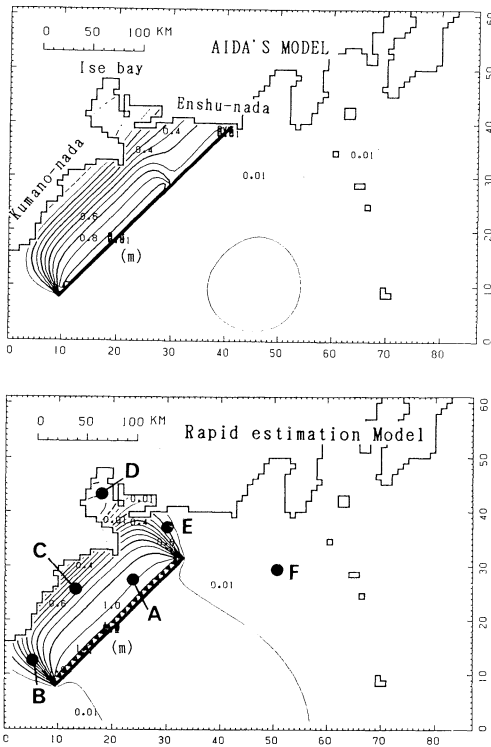


Fig. 5. Contours of water surface elevation of the initial tsunami for Aida's model (upper) and for the rapid estimation method (lower). Solid (broken) lines show rise (fall) of the water surface in meters. The time history of the water surface elevation will be computed at six points from A to F.

の 238 km よりも短くなっており、また破壊の進行方向がやや東にずれている。断層面が過小評価された理由は、断層面②からの地震波強度が断層面①からのものに劣るため、この影響が無視されてしまい、断層全体から同程度の強度の地震波を射出する場合に比べて強震動継続時間が過小評価されてしまったためである。なお、この傾向は震央距離が短いほど顕著であり、特に断層面①に非常に近い観測点の記録を用いると断層長さをかなり

過小評価してしまう。しかし、比較的遠方（震央距離 200～400 km 程度）の観測記録を用いることで過小評価が緩和されることが分かった。また、破壊の進行方向がやや東にずれてしまったのは、観測点が西方と北方に偏っており、南東方向に観測点がないためである。

2.3 津波初期波源

相田モデルの断層パラメータおよび即時推定法で決定された値を Table 2 にまとめ、併せて断層運動による海底地盤変動量の比較を示す。東南海地震では変動時間 (rise time) が 10 秒程度であり、地盤変動量とそれに伴う水表面変動量（津波初期波形）とは、ほぼ等しいと考えられる。地盤変動量は MANSINHA and SMYLYE の理論 [MANSINHA and SMYLYE (1971)] により算出している。この地盤変動量は地震モーメント (M_0) だけでなく傾斜角 (δ) やすべり角 (λ) にも影響される。今回は、 M_0 の違いほど総変動量の差はなかった。推定されたモデルでは、断層面②がないにもかかわらず、断層長さを除き相田モデルに対して過大に評価されている。総変動量が 3 割、水面の鉛直方向最大変位が 4 割ほど大きい。

Fig. 5 には水表面変動分布（津波の初期波形）を比較する。双方とも熊野灘沿岸付近で水表面が大きく上昇、伊勢湾内で若干の下降が見られる。一方、遠州灘では、推定値の断層長さが短いために水表面変動の違いが顕著に表れる。以下、この違いによる津波伝播および沿岸部での津波高さの差について検討する。

§ 3. 津波数値シミュレーションによる津波高さの検討

3.1 津波数値モデル

津波数値予報を目的とするため、支配方程式は線形長波理論とする。数値計算にあたっては、津波計算に広く用いられ、また演算時間の短い Leap-frog 法による差分化を採用した。こうした手法の精度や必要な条件については、すでに詳細に検討されている [首藤・他 (1988)]。

初期波形として、断層の動的挙動の効果を考慮せず、Fig. 5 に示された最終変動量を与えた。境界条件は外海

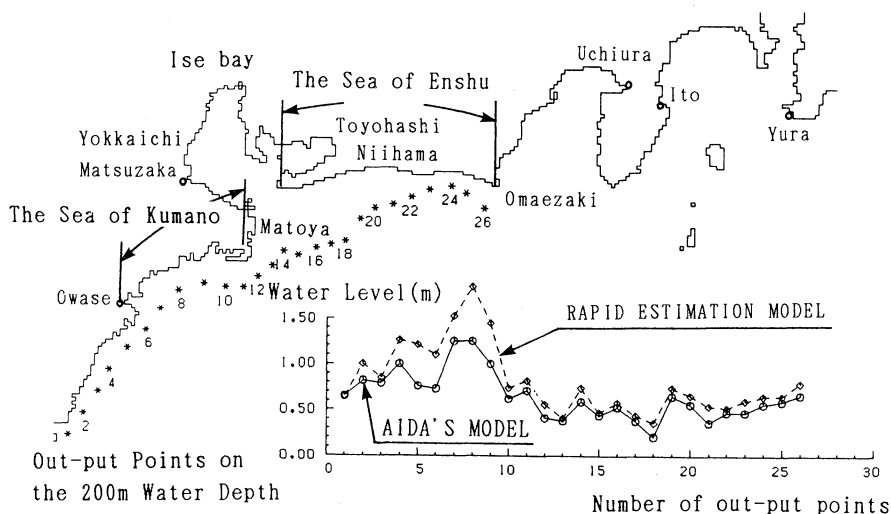


Fig. 6. Computation area in the deep-sea region and computed results on the 200 m water depth. Grid length is gradually reduced from 5.4 km in deep sea to 0.2 km at the shoreline. For comparison of the computed maximum water level in deep ocean, 26 points shown by asterisk are selected on the 200 m water depth. No significant difference is resulted along the Enshu-nada. Big difference appears along the Kumano-nada.

域と汀線とに分けられ、それぞれ線形長波近似による自由透過条件および完全反射を仮定した鉛直壁条件を設定した。空間格子間隔については、深海域で5.4 kmとし、沿岸部に近づくにつれ格子間隔を細分化していく。特に、海岸線の複雑な紀伊半島東岸（熊野灘）では最終的に0.2 kmとした。これによって、局所的には1波長に対する分割数は20から30となり十分であるが、地形近似に関しては定かではない。今のところ、海岸線をどの程度に離散化すれば形状を十分表現できるかという指標はなく、ここでは三陸沿岸での結果〔首藤・他(1988)〕を参考に決定している。

時間間隔は2.5秒とし、津波発生から120分間の再現計算を行う。対象領域はFig. 5に示したように、東は房総半島から西は紀伊半島東岸とする。

3.2 深海域での比較

まず始めに、熊野灘から遠州灘に到る200 m等深線上での最大水位の比較を行う。Fig. 6には、この付近での海岸地形、計算値出力地点および最大水位の比較を示す。図より、最大水位の差は初期波形に差のあった遠州灘付近ではなく、熊野灘付近に大きいことが分かる。推定モデルによる水表面総変動量は相田モデルより大きい（Table 2より30%ほど過大）、全沿岸域での津波高さが過大に評価されたと考えられる。ただし、断層が遠州灘にとどいていない推定モデルでは、出発点での水位上昇の大きさは、伝播中の波数分散などの効果によって減じ、そのため新居浜付近まで断層の届いている相田

モデルによる波高とたまたま同程度になったものと考えられる。いずれにせよ、推定モデルの方が全般的に大きな値を与える。

3.3 沿岸部での比較

次に、遠州灘、伊勢湾、熊野灘における沿岸での津波高さを比較する。結果をFig. 7に示す。200 m等深線上での比較結果と同様に、推定モデルの方が全体的に過大であり、特に遠州灘や熊野灘でこの傾向が大きい。計算値の誤差の表現には、相田によって提案された幾何平均[AIDA (1978)]が多用されているが、直接的でないため、やや分かりにくい。一方、長谷川(1986)は算術平均を使用して議論している。ここでは、長谷川の方法を採用し、相田モデルによる値を真値とみなし、それからの相対誤差を求め各地域での平均値分布を見る。この平均相対誤差は湾口幅に比べ湾内面積の大きな伊勢湾では6.5%と大差がないのに比べ、遠州灘で27.2%、熊野灘で29.6%となる。伊勢湾を除くと、津波高の差は30%程度となり、これはTable 2に示された総変動量の差とほぼ等しい。直接津波が来襲する場所では、波源と沿岸の距離が短いこともあって、波高の違いは総変動量に最も左右され、即時的推定法による断層長さの過小評価の影響は小さいものとなっている。

ただし、津波の沿岸での最大打ち上げ高さは、初期波形のみによるとは限らず、地形的な影響をも強く受けて生ずるものである。津波周期は浅水効果や集中効果に影響しないが、共鳴増幅には周期の長短および来襲波の繰

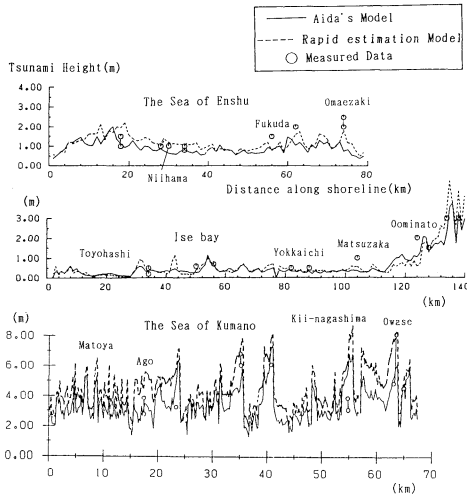


Fig. 7. Comparison of the measured run-up heights, and the computed tsunami heights obtained with the Aida's model (solid lines) and with the rapid estimation method (dotted lines). No considerable difference is found inside Ise Bay. Volume of water transported by tsunamis is limited by its relatively narrow mouth. Along the Kumano-nada coast, the rapid estimation model yields higher run-up by the same ratio as in the volume ratio of the initial profile. Along the Enshu-nada, the rapid estimation model yields slightly larger tsunami heights than Aida's model.

り返し回数が重要な因子となる。

3.4 時間波形の比較

Fig. 8 には Fig. 5 に示した地点での時間波形を出力し、相田モデルと推定モデルの比較を行った。断層短軸方向に射出される津波の基本的な周期は短軸長さに直接関係し、そのほかの周波数成分は初期波形の形状に支配される。そのため、相田モデル、推定モデルの熊野灘海岸への相対的な位置関係はほぼ等しく、水位盛り上がりは3割程度違うだけである。この結果、A, B, C点においては初期の水位上昇に初期波形の違いの直接の結果として差が生じているものの、その後の振動は両方とも極めて類似したものとなる。

ところが、場所によっては、例えば長軸方向に射出された津波が主に記録されるE点では、相田モデルによる津波との間に、次のような差が生じる。まず、発震後7分程度まで、推定モデルによる津波は到達していない。ついで、岸や陸棚からの反射波とみられる比較的短い振動を載せて、断層長軸方向への長周期波の波が到達する。相田モデルでは断層上にあるため、発震直後から影

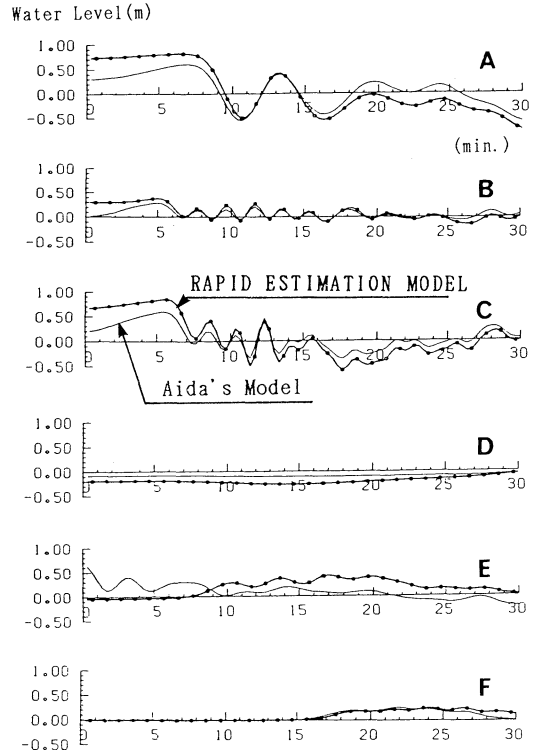


Fig. 8. Time histories at 6 points shown in Fig. 5. At A, B and C points, all of which are located on the two fault models, the water surface elevation begins with the initial rise of water surface elevation and is followed by oscillations reflecting the local oscillation characteristics. The maximum run-up is resulted by the first rise. Therefore, it is of no wonder that the maximum run-up along the Kumano-nada coast is closely connected with the initial tsunami profile as shown in Fig. 7.

響を受けて振動するが、その周期は推定モデルによる津波の短周期成分とはほぼ似たものとなっている。また、こちらの長周期成分は大きさが小さいため、あまり明確ではないが、推定モデルのものよりも長くなっているようである。

F点のように海洋上遠く離れると（とはいっても、断層幅程度なのであるが）水深の深いこともあって、沿岸近くの地形の効果は、初期の頃には全く無いと言って良い。伊勢湾奥でのD点では、初期波形の水位差が次第に調整されていく程度の差しか認められない。湾口が狭く湾内面積が広いため、津波によって流入した水位が平均化されたため、湾奥の方では、初期波形の差が結果に鮮明に表れなかったのであろう。

Table 3. CPU time for required for tsunami simulation.

	General purpose Computer ACOS2020 (sec.)	Super Computer SX-2N (sec.)
{Input Data and Initialization	1.15	0.02
{Sea Bottom Deformation	10.30	8.48
Tsunami Simulation	341.90	41.19

Table 4. Aida's K and κ values in the three regions.

	Number of data	Tsunami Height	
		K	κ
The sea of Enshu	9	1.30	1.61
Ise Bay	13	1.85	1.65
The sea of Kumano	26	1.09	1.36
Total Average	48	1.28	1.59

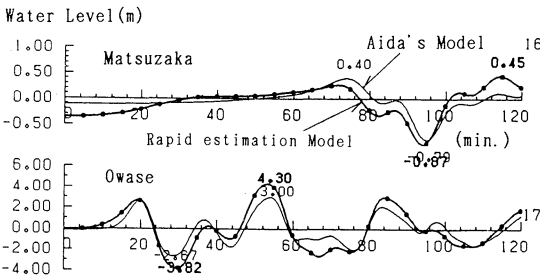


Fig. 9. Time histories for the two models at Matsuzaka and Owase. At Matsuzaka behind the Shima Peninsula in Ise bay, the water surface falls first as a direct effect of the ground displacement of the earthquake. At Owase the water surface begins to rise just after the earthquake. However, the high rise of the first crest arrives 20 min. after the earthquake. Under this circumstance, the warning based upon a numerical forecasting is practically feasible.

§ 4. 津波数値予報の可能性

4.1 予報時間について

東南海地震津波の再現計算（実時間 2 時間）に要した計算時間を Table 3 に示す。スーパーコンピュータの利用により、計算開始から 1 分以内で終了することは出来るが、断層パラメータ推定や予報伝達に必要な所要時間を加えると、波源が沿岸に接近している東海・東南海地方に対する第 1 波の予報には間に合わない。このような地域では海岸で感じた激しい地震そのものが津波警報であるという認識を常に忘れないようにする必要がある。

Fig. 9 には、松坂と尾鷲での数値計算による時間波形を示す。松坂では地震発生と共に水位変動が生じていることが分かる。これは松坂が断層運動による地盤変動の及ぶ区域内であるからである。尾鷲も同じ区域内であるが、地盤変動は極めて小さいため、津波としては多少時間が遅れてやってくることになる。ただし、第 1 波の波

峰や最大波が到達するには少なくとも 20 分程度の時間があり、予報伝達体制の整備により最大危険発生以前には量的予報を行うことは可能であると考える。

4.2 予報精度について

津波数値予報の精度を検討するため、飯田 (1981) や羽鳥 (1974) により調査された痕跡記録と計算値の比較を行う。津波数値計算結果の評価には通常、次式で定義される相田の指標 [Aida (1978)] が多く用いられている。

$$\log(K) = (\sum \log(K_i)) / N, \quad K_i = (\text{痕跡値}) / (\text{計算値})$$

$$\log(\kappa) = [(\sum (\log K_i)^2) / N - (\log K)^2]^{0.5} \quad (3)$$

N は比較の地点数、 K は計算値に対する痕跡値の比の幾何平均、 κ はそのばらつきを表わす。対象域として静岡県御前崎から三重県尾鷲市まで延長 400 km の海岸を選び、遠州灘、伊勢湾内、熊野灘の三つに分けて、総計 48 地点に対する結果を Table 4 に示す。遠州灘、伊勢湾では計算値が過小評価であるが、熊野灘では良好な一致を示している。これは、前者の領域では格子間隔を細かく採れずに、地形の近似度が低いことによると考える。全体の平均では、 $K=1.28, \kappa=1.59$ という結果を得た。通常、津波初期波形が試行錯誤で記録値を説明できるように設定された場合、 K 値は 0.8 から 1.2 の値をとる。従って、ここで得られた計算値は、十分数値予報に必要な精度は得られているものと判断できる。

§ 5. おわりに

1944 年東南海地震を例にとり、移動震源確率モデルによる理論波形を計算し、その強震波形結果より断層パラメータの即時推定を実施した。応力降下量の偏りにより、地震波の射出能力が小さい部分（本例の場合には Fig. 1 の断層面②）の寄与が無視され、断層長さが過小評価される傾向があるが、ごく近い観測点の記録を用いるよりも震央距離 200 から 400 km の観測記録を用いることで過小評価が緩和されることが分かった。

津波数値計算により、即時推定法による断層長さの過

小評価の影響を評価したところ、この影響は小さく、むしろ地震モーメントの過大評価により、遠州灘だけでなく熊野灘沿岸での津波高さを大きく見積ることが示された。ただし、断層面と沿岸域との位置関係により、断層長さの違いによる津波周期の差が生じ、湾内振動現象を変化させる可能性があるので注意を要する。

津波計算は1分以内に終了でき、初期波形推定時間・予報伝達時間を考慮すると、やや津波第1波の予報には難点があるものの、最大波高到達前の予報は可能と考える。

謝 辞

移動震源確率モデルによる理論強震波形の計算のために東京大学理学部鈴木保典氏よりプログラムをお借りした。また、この研究の一部は文部省科研費重点領域研究(代表:東北大学理学部平澤朋朗教授)より行なわれた。さらに、査読者からいくつかの貴重なご指摘を受けた。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- ABE, K., 1975, Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes, *J. Phys. Earth*, **23**, 381-390.
- ADA, 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, *地震研彙報*, **54**, 329-341.
- 長谷川賢一, 1986, 津波防災のための数値実験に関する実証的研究, 京大学位論文.
- 羽鳥徳太郎, 1974, 東海・南海道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*, **2**, 27, 10-24.
- 飯田波事, 1981, 愛知県被害津波史, 愛知県防災会議地震部会, 1-119.
- INOUE, N. and H. SATO, 1975, Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **21**, 10-18.
- IZUTANI, Y. and T. HIRASAWA, 1987, Rapid estimation of fault parameters for near-field tsunami warning, *Nat. Disas. Sci.*, **9**, 99-113.
- KANAMORI, H., 1972, Tectonic implications of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 129-139.
- MANSINHA, L. and D. SMYLLIE, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
- 首藤伸夫・後藤智明・今村文彦, 1988, 津波予警報に対する数値シミュレーションの利用, *土木学会論文集*, **393**, 181-189.
- 鈴木保典・平澤朋朗, 1984, 移動震源確率モデルから発生する地震波, 自然災害特別研究成果「断層運動における短周期挙動と入力地震波の推定」(研究代表者 佐藤良輔), 139-149.