

津波波形から推定された 1944 年東南海地震及び 1946 年南海地震のすべり量分布の解釈

谷 岡 勇 市 郎*

Interpretation of the Slip Distributions Estimated Using Tsunami Waveforms for the 1944 Tonankai and 1946 Nankai Earthquakes

Yuichiro TANIOKA*

Abstract

The slip distributions of the 1944 Tonankai earthquake (Tanioka and Satake, 2001b) and the 1946 Nankai earthquake (Tanioka and Satake, 2001a) estimated using tsunami waveforms were reviewed. In the source region off Kii peninsula, the large slip extended over the entire locked zone. However, in the source region off Shikoku, Shima peninsula or Atsumi peninsula, the slip on the up-dip or shallow part was limited. Parts of these may be explained by the existence of splay fault (up-dip subfault) systems in the accretionally prism. The tsunami waves from those earthquakes were observed not only at tide gauges in Japan, but also at Honolulu, Hawaii. The tsunami at Honolulu from the 1946 Nankai earthquake was smaller than that from the 1944 Tonankai earthquake, although the seismic moment of the 1946 Nankai earthquake is much larger than the 1944 Tonankai earthquake. The numerical tsunami computation was carried out for the 1944 and 1946 events. The largest slip region near Shikoku for the 1946 Nankai earthquake was close to the shore, so the large parts of tsunami energy were trapped in the shallow sea and were not transmitted into the deep ocean. That is one of the reasons why the tsunami observed at Honolulu from the 1944 event was larger than that of the 1946 event.

Key words : 1944 Tonankai earthquake, 1946 Nankai earthquake, slip distribution, Tokai earthquake, far-field tsunami

キーワード : 1944 年東南海地震, 1946 年南海地震, すべり量分布, 東海地震, 遠地津波

1. はじめに

南海トラフでは、フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込むのに伴い、M8 ク

ラスの巨大地震が 100-150 年の間隔で繰り返し発生している (寒川, 1992)。最近のサイクルは、1944 年東南海地震と 1946 年南海地震のペアである。これまで、これら 2 つの地震は様々なデータ

* 気象研究所地震火山研究部

* Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute

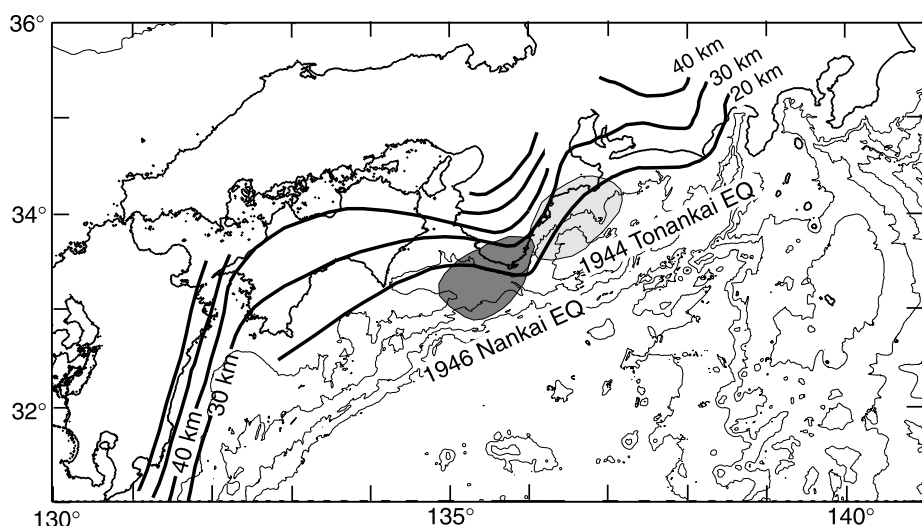


図1 1944年東南海地震及び1946年南海地震の震源域とフィリピン海プレート上面の形状。濃い陰影部はKanamori (1972) による本震後1日間の余震域を示す。太い等深線はフィリピン海プレート上面の深さを示す。薄い等深線は水深で1000m間隔。

Fig. 1 Source areas of the 1944 Tonankai earthquake and the 1946 Nankai earthquake and the upper surface of the subducted Philippine Sea plate (thick contours). Shaded areas show the one-day aftershock area obtained by Kanamori (1972). Ocean depth is indicated by thin contours.

を使って解析されている。Kanamori (1972) は地震学によるデータを用いて両方の地震のメカニズム、地震モーメントを求め、本震後1日間の余震から震源域を推定した(図1)。一方、Fitch and Scholz (1971) や Ando (1975) は地殻変動データを用いて断層パラメーターを求め、1946年南海地震の震源域は余震域よりも大きく西に広がり、四国沖まで達しているとした。また Inouchi and Sato (1975) や Ishibashi (1981) は東海地方の地殻変動を詳しく解析し、1944年東南海地震の東海よりの断層パラメーターを重点的に推定した。結果として Ishibashi (1981) は東海地域がサイズミックギャップとなっている事を示した。相田 (1981) は数点の検潮所で観測された津波波形を解析して両方の地震の断層パラメーターを推定した。

最近では Yabuki and Matsuura (1992) や Sagiya and Thatcher (1999) が地殻変動のデータをより詳しく解析し、陸に近い断層域の詳細なすべり量分布を求めた。さらに彼らはトラフ寄りの

断層域のすべり量分布は陸で観測された地殻変動データだけでは推定できない事も明らかにした。また、地殻変動データは1944年東南海地震と1946年南海地震の両方の変動を含むため、2つの地震を分離する事はできない。Satake (1993) は西日本沿岸で観測された津波波形と地殻変動データを同時にインバージョンする事によりトラフ寄りの断層域を含んだすべり量分布を両方の地震に対して推定した。しかし、すべり量分布を求めるために用いた小断層が幅60 km × 長さ90 km と大きすぎたため、津波の観測波形を計算波形でうまく説明しきれなかった。そこで、Tanioka and Satake (2001b) と Tanioka and Satake (2001a) はそれぞれ1944年東南海地震と1946年南海地震について、断層面を細かく分割(幅45 km × 長さ45 km)、また小断層をこれまで求められていたスラブの形状に沿う様に配置し、津波記録から詳細なすべり量分布を推定した。それにより観測波形と計算波形の一致の度合も飛躍的に改善された。

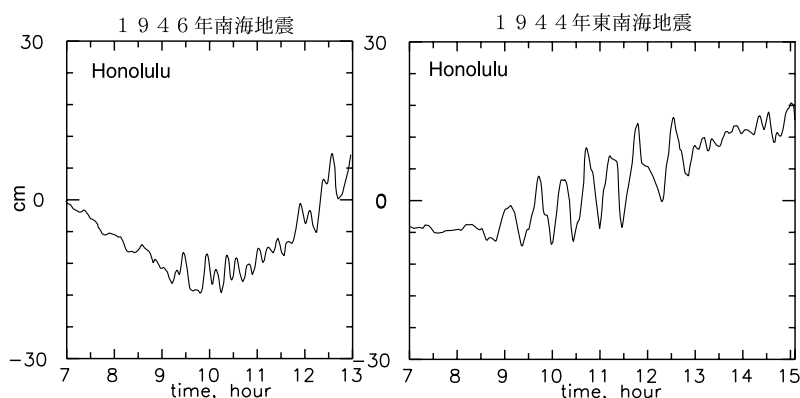


図2 ハワイのホノルルで観測された1946年南海地震と1944年東南海地震の津波波形。横軸は地震発生からの時間、縦軸は波高。

Fig. 2 The tsunami waveforms of the 1946 Nankai and 1944 Tonankai earthquakes observed at Honolulu in Hawaii. X-axis shows the time after the earthquake origin time.

陸に近い断層域のすべり分布は、地殻変動データから推定された Sagiya and Thatcher (1999) のすべり量分布と比較しても、おおむね一致した。

まず、本稿では Tanioka and Satake (2001b) 及び Tanioka and Satake (2001a) が推定した 1944 年東南海地震と 1946 年南海地震のすべり量分布についてのレビューを行うとともに、それらの結果を南海トラフの沈み込み帯の構造と関連付けて考察する。また、近い将来起こると考えられている東海地震の震源域についても考察する。

次に、Tanioka and Satake (2001a) 及び Tanioka and Satake (2001b) が推定した 2 つの地震のすべり量分布から太平洋を伝播する津波の数値計算を行う。実際、これら 2 つの地震による津波は太平洋を伝播しハワイのホノルルの検潮所で観測されている。しかも驚くべき事に、観測された津波の波高は、1946 年南海地震のものよりも、1944 年東南海地震の方が大きい(図 2)。地震モーメントは 1946 年南海地震が 5.3×10^{21} Nm (Tanioka and Satake, 2001a) で、1944 年東南海地震が 2.0×10^{21} Nm (Tanioka and Satake, 2001b) と南海地震の方が東南海地震の 3 倍近くあるにもかかわらず、ハワイでの津波は東南海地震の方が大きかった事になる。数値計算を行いこの

原因を考察する。

II. 東南海・南海地震のすべり量分布

Tanioka and Satake (2001a) は 1946 年南海地震の詳細なすべり量分布を日本沿岸の検潮記録で観測された津波波形から推定した(図 3 参照)。それによると、すべり量が大きかった場所は 2 ヶ所に分けられる。1 つは四国側で固着域の下限(深度約 20–30 km : Hyndman *et al.*, 1995) に沿って分布しており、最大すべり量は約 6 m であった。もう 1 つは紀伊半島側で固着域下限からトラフ軸に至る固着域の深さ方向全体に分布しており、最大すべり量は約 3 m であった。さらに四国側のすべり分布を詳しく見ると室戸岬直下のすべり量は約 3 m とその両隣(約 6 m) に比べると小さい。Sagaya and Thatcher (1999) は地殻変動のデータから同じ場所で 6 m のすべりを推定している事を考えると、地震直後から測地測量を行うまでに非地震性すべりが室戸岬直下で発生した可能性が高い。次に、Tanioka and Satake (2001b) は 1944 年東南海地震のすべり量分布を推定した。大きなすべりは志摩半島沖に見積もられ、最大すべりは約 3 m であった(図 3)。また約 1.5 m 程度のすべ

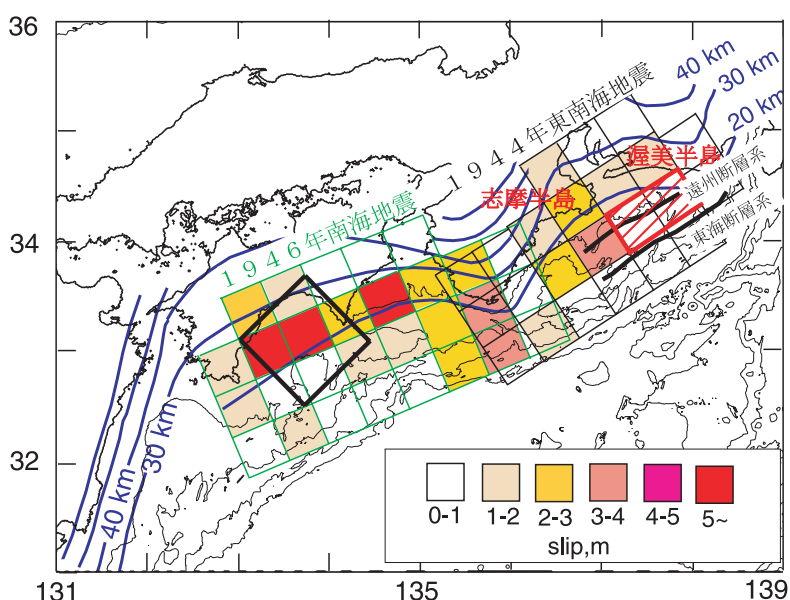


図3 津波波形解析から求められた1944年東南海地震 (Tanioka and Satake, 2001a) と1946年南海地震 (Tanioka and Satake, 20001b) のすべり量分布.

黒線の長方形は Cummins and Kaneda (2000) によって示された四国沖分岐断層の位置を示す. また東海沖海底活断層研究会 (1999) によって示された遠州断層系と東海断層系の2つの分岐断層を黒線で示す. 赤の斜線部はすべり残された可能性のある固着域.

Fig. 3 The slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake (Tanioka and Satake, 2001a) and the 1946 Nankai earthquake (Tanioka and Satake, 2001b) estimated from the tsunami waveform data. Black rectangle shows the splay fault suggested by Cummins and Kaneda (2000). Black lines show the two splay fault systems, Kuroshio system and Tokai system, suggested by The Research Group for Active Submarine Faults Off Tokai (1999).

りが渥美半島下のプレート境界にも見積もられた。この結果は Inouchi and Sato (1975) や Ishibashi (1981) が、地殻変動データから渥美半島下での断層運動の必要性を指摘した事とも調和的である。さらに Ishibashi (1981) が近い将来起こると指摘した東海地震の断層域に、1944年東南海地震の破壊は達していない事が再確認された。

図3に示されたすべり分布の主な特徴は、紀伊半島沖では地震によるすべりが固着域の下限からトラフ軸まで全体に分布しているが、その両側の地域（西側の四国沖や東側の志摩・渥美半島沖）では大きなすべりはトラフ軸まで達していない事である。その原因を南海トラフ沈み込み帯の構造から考察する。まず四国側では Cummins and Kaneda (2000) が1946年南海地震に対し図3

の黒長方形で示す位置の分岐断層が動いたのではないかと仮説を出した。Tanioka and Satake (2001b) で推定された四国側のすべり分布から計算される地殻変動は、プレート境界がすべらなくても分岐断層を置く事において説明できるとした。彼らはまた分岐断層が存在する証拠として、付加体上での化学合成生物群集の存在を上げている。プレート境界がすべり、そこから派生した分岐断層がすべったのか、それとも Cummins and Kaneda (2000) が言っている様に分岐断層だけがすべったのかははっきりしないが、その様な分岐断層が1946年南海地震の際に動いたとすれば、四国沖でトラフ軸寄りのプレート境界面でのすべりがほとんど無い事をうまく説明できる。では、東側の志摩・渥美半島沖はどうだろう。この地域

の南海トラフの構造は日仏 KAICO プロジェクトによって詳細に調べられている（東海沖海底活断層研究会，1999）。それによると，付加体中にデコルマまで達している分岐断層が数本存在する事が確認されている。そのうち，東海断層系と遠州断層系の位置を図3に示した。東海断層系は逆断層型で，遠州断層系は逆断層成分を持つ右横ずれ断層型である。東南海地震のすべりの大きかった場所は志摩半島直下から南側で，東海断層系よりも陸側（北側）であった。この事からプレート境界のすべりが東海断層系分岐断層のすべりに分岐した可能性が示唆される。その場合，東海断層系から南では，付加体の变形やプレート境界の非地震性すべりにより残った歪を解放していると考ええる。さらに東側では渥美半島の下で 1.5 m 程度のすべりが推定されているものの，それよりトラフ寄りのプレート境界面に沿った断層面はほとんどすべっていない。これは，プレート境界面のすべりが遠州断層系に分岐したと考える事が可能かもしれないし，またトラフ寄りの境界面では非地震的にすべっている可能性もある。しかし，遠州断層系の下から東海断層系までの赤線で囲んだ部分（図3）は固着域で1944年東南海地震によってひずみが開放されなかったため，今なおひずみが蓄積されていると考える事もできる。近い将来起こると予想されている東海地震を考える上で，図3中の赤線で囲まれたプレート境界面がすべる可能性はあると思われる。

この様に考えてくると，どうして紀伊半島沖でのみ，分岐断層にすべりが分岐せずに，固着域の下限からトラフ軸近傍まで大きなすべりを発生させる事ができたのか疑問になってくる。その答えは，今後，紀伊半島沖の沈み込み帯をさらに詳しく調査及び研究する事により明らかになると考える。

III. ハワイで観測された津波

2つの地震により発生した津波はハワイのホノルルで観測された。観測波形を見ると1944年東南海地震による津波は1946年南海地震により発生した津波よりも少し大きい事が分かる。地震モー

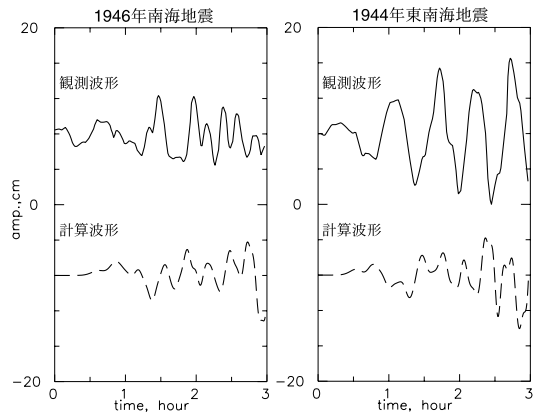


図4 ハワイのホノルルで観測された1946年南海地震と1944年東南海地震の観測波形（潮汐は取り除いている）と計算波形の比較。横軸は地震発生からの時間。

Fig. 4 Comparison between observed and computed tsunami waveforms at Honolulu in Hawaii for the 1946 Nankai and 1944 Tonankai earthquakes. X-axis shows the time after the earthquake origin time.

メントは南海地震の方が東南海地震の3倍近くであるため，単純には理解できない。そこで津波の数値計算を行った。1944年東南海地震の断層モデルはTanioka and Satake (2001a)で推定された結果を，1946年南海地震にはTanioka and Satake (2001b)で推定されたモデルを使用した。津波数値計算は線形 Boussinesq 式を陰的差分法で解く方法（詳しくはTanioka (2000) 参照）を使用した。格子間隔はハワイホノルル近海のみ20秒（約600 m），その他は1分（約1.8 km）を使用する。1分格子の海底地形データは基本的にはSmith and Sandwell (1997)の2分格子のデータを補間して作成し，日本近海のみ浅田・沖野 (1998)の500 m格子データより作成した。20秒格子のハワイホノルル近海の海底地形は海図から読み取った。

図4に観測波形と計算波形を比較するが，観測波形と計算波形の一致はいずれの地震に対してもあまり良くない。計算波形を見るといずれの津波も第1波は地震発生から8時間30分から50分程度で到達している。しかし，それらの波高は小さ

いため観測波形からは識別できない。いずれの津波も観測された波は第1波より30分から1時間以上遅れた後続波である。これらの後続波を精度良く再現するには、さらに詳しい海底地形データを用いた計算が必要と考えられ、観測波形と計算波形の一致が良くないのはそのためであろう。とはいえ今回計算された津波波形の比較からも、興味ある事が分かる。計算された津波の波高を見ると1946年南海地震と1944年東南海地震で最大波高はほぼ等しい。つまり1946年南海地震のすべり量分布から換算される合計地震モーメント (5.3×10^{21} Nm) は1944年東南海地震のそれ (2.0×10^{21} Nm) と比べると3倍近くあるにも関わらず、ハワイのホノルルで計算された津波は両者ほとんど変わらない事になる。これは、1946年南海地震で最もすべりが大きかった四国側の断層が非常に陸に近く、かつ海溝寄りの断層面はほとんどすべらなかったため、大きな地殻変動域が水深1000 m以下の浅い部分に集中した事が原因と考えられる。地殻変動域が水深の浅い場所にあると、発生した津波のエネルギーが浅い部分にトラップされ、大きな津波が外洋側に伝播しない。それ故、太平洋を伝播してきたホノルルの津波の波高は地震の規模に比べると比較的小さなものとなる。同じ様な現象は1993年 Shumagin 地震でも報告されている (Tanioka *et al.*, 1994)。

IV. 結 論

1944年東南海地震と1946年南海地震について津波波形記録から詳細に推定されたすべり量分布(図3)を見ると、紀伊半島南部沖では大きなすべりがトラフ軸まで分布しているが、その両側では、大きなすべりはトラフ軸まで達していない。特に、四国側では大きなすべりは固着域の下限側(深度20-30 km)のみである。これは四国側や志摩・渥美半島側ではプレート境界でのすべりが付加体内で分岐断層に分岐した可能性を示す。特に1944年東南海地震で大きくすべった場所は、志摩半島直下からその南側であり、東海断層系の北側迄である。東海沖海底活断層研究会(1999)が指摘した様に断層運動が東海断層系に分岐した可能性が高

い。また渥美半島沖(図3の赤線部分)のプレート境界のひずみは1944年東南海地震で開放されていない可能性がある。もし東海地震が発生した場合、渥美半島沖のプレート境界も一緒に破壊する可能性は十分考えられる。

ハワイで観測された1944年東南海地震の津波が1946年南海地震の津波よりも大きかった原因の1つは、1946年南海地震で最も大きくすべった場所が四国側の陸寄りの断層であったため、津波のエネルギーが水深1000 m以浅の浅瀬に集中し、大きな津波が外洋に伝播しなかったためと考えられる。

謝 辞

産業技術総合研究所の佐竹健治博士からハワイの津波記録を提供していただきました。防衛大学校の江口孝雄博士と匿名の査読者から本論文を改善する上で有益なコメントをいただきました。これらの方々に対しここに記して感謝いたします。

文 献

- 相田 勇 (1981): 南海道沖の津波の数値計算. 東京大学地震研究所彙報, **56**, 713-730.
- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119 - 140.
- 浅田 昭・沖野郷子 (1988): 日本周辺海域の500 m メッシュ海底地形データファイルの作成. 平成10年海洋調査技術学会研究発表会講演予稿集, 15-16.
- Cummins, P.R. and Kaneda, Y. (2000): Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2725-2728.
- Fitch, T.J. and Scholz, C.H. (1971): Mechanism of underthrusting in southwest Japan: A model of convergent plate interactions. *J. Geophys. Res.*, **76**, 7260-7292.
- Hyndman, R.D., Wang, K. and Yamano, M. (1995): Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Inouchi, N. and Sato, H. (1975): Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944. *Bull. Geogr. Surv. Inst. Japan.*, **21**, 10-18.
- Ishibashi, K. (1981): Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. In Simpson, D.W. and Richards, P.G. eds.: *Earthquake predic-*

- tion: *An international review*. Maurice Ewing Ser., vol. 4, AGU, Washington, D.C., 297-332.
- Kanamori, H. (1972): Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes. *Phys. Earth Planet Inter.*, **5**, 129-139.
- Sagiya, T. and Thatcher, W. (1999): Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129.
- 寒川 旭 (1992): 地震考古学—遺跡が語る地震の歴史— (中公新書 1096). 中央公論社, 251 p.
- Satake, K. (1993): Depth distribution of coseismic slip along the Nankai Trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 4553-4565.
- Smith, W.H. and Sandwell, D.T. (1997): Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, **277**, 1956-1962.
- Tanioka, T. (2000): Numerical simulation of far-field tsunami using the linear Boussinesq equation. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **51**, 17-25.
- Tanioka, Y. and Satake, K. (2001a): Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake. *Earth Planets Space*, **53**, 235-241.
- Tanioka, Y. and Satake, K. (2001b): Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1075-1078.
- Tanioka, Y., Satake, K., Ruff, L. and Gonzalez, F. (1994): Fault parameters and tsunami excitation of the May 13, 1993, Shumagin Islands earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 967-970.
- 東海沖海底活断層研究会編 (1999): 東海沖の海底活断層. 東京大学出版会, 151 p.
- Yabuki, T. and Matsuura, M. (1992): Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip. *Geophys. J.*