

# 浅水変形効果を考慮した津波インバージョン手法に関する研究

安中 正\* ・太田孝平\*\* ・茂木寛之\*\*\*  
吉田郁政\*\*\*\* ・高尾 誠\*\*\*\*\* ・曾良岡 宏\*\*\*\*\*

## 1. はじめに

歴史津波に対する数値計算の再現性に影響を与える要因には、①数値解析手法（支配方程式とその解法，空間格子や計算時間間隔など），②海底地形データの信頼性，③波源のモデル化，④痕跡高の信頼性がある。これらのうち①と②については計算機の発達や調査の進展により実務上十分な精度で計算結果が得られるようになったが，③の波源のモデル化については断層面上ですべり量が一様なモデルが用いられることが多く，改善の余地が残されている。

津波の検潮記録からインバージョンにより断層面上のすべり量分布を求める研究は Satake (1989) 等により行われてきているが，検潮記録に比べてデータ数の多い痕跡高を活用した検討は行われていない。また，従来のインバージョンでは，津波伝播の基礎方程式として線形長波式が用いられており，浅海域での浅水変形効果が厳密には考慮されていない。

本研究では，津波痕跡高の再現性の向上を目的として，①検潮記録だけでなく痕跡高も用いることが出来ると共に，②津波の浅水変形効果を考慮したインバージョン手法を提案し，適用性を検討した。

## 2. 浅水変形効果を考慮した津波インバージョン手法の提案

本章では，検潮記録と痕跡高を用いたインバージョン手法の評価関数式及び計算フローを示す。

### (1) 評価関数式

インバージョン解析に用いる津波データは，浅海域に位置する検潮所で記録された波形と沿岸域における最高打ち上げ高である痕跡高の 2 種類である。この 2 種類のデータを同時に再現できるように評価関数  $J$  を式 (1) のように設定した。

$$J = C_1 \times \sum_{i=1}^{n_1} \left( (Z_{NL}^0)_i - (Z_{NL}^c)_i \right)^2 + C_2 \times \frac{n_1}{n_2} \sum_{i=1}^{n_2} \left( \log_{10}((A_{NL}^0)_i) - \log_{10}(\beta \times (A_{NL}^c)_i) \right)^2 \dots\dots\dots (1)$$

- $Z_{NL}^0$ : 検潮記録のある時間における津波高さ
- $Z_{NL}^c$ : 検潮記録と同時に計算波形の津波高さ (浅水理論)
- $A_{NL}^0$ : 痕跡高
- $A_{NL}^c$ : 計算波形の最大津波高さ (浅水理論)
- $n_1$ : 検潮記録の全データ数
- $n_2$ : 痕跡高の全データ数
- $C_1$ : 検潮記録の残差二乗和に対する重み
- $C_2$ : 痕跡高の対数残差二乗和に対する重み
- $\beta$ : 痕跡高に対する補正係数

基本的にはデータの残差二乗和を最小にする評価式であり，痕跡高については相田の指標  $\kappa$  を最小にする事を目標としていることから対数残差二乗和としている。

重み  $C_1, C_2$  は，性質の違う 2 つの残差二乗和の重みを調整するために導入したものである。なお，それらの重みを考慮する前に，対数残差二乗和に  $n_1/n_2$  を掛けることにより，検潮記録と痕跡高の各データの重みの和が 1:1 になるように調整している。

補正係数  $\beta$  は，検潮記録の振幅と痕跡高の間の系統的な違いを調整するために導入した未知数であり，その値はすべり量同様に津波データからインバージョンにより決定される。

### (2) 計算フロー

浅水変形効果を考慮すると厳密には線形性（波形の重ね合わせ）が成り立たないため本来ならば津波数値計算の繰り返しによる非線形インバージョン解析を行う必要があるが，それには膨大な CPU 時間がかかる。そこで，本研究では浅水変形効果を除去した津波波形と痕跡高を用いるフローを提案し，CPU 時間の短縮を図った。

図-1 にフローを示す。初回のインバージョンでは，観測記録（検潮記録  $Z_{NL}^0(t)$  や痕跡高  $A_{NL}^0$ ）をそのまま用い，線形長波理論に基づくグリーン関数の足し合わせが成立すると仮定してすべり量分布を求める。次のステップで

\* 正会員 理修 東電設計(株)地震技術部  
 \*\* 工修 東電設計(株)建築技術部  
 \*\*\* 正会員 東電設計(株)地震技術部  
 \*\*\*\* 正会員 工博 東電設計(株)原子力技術部  
 \*\*\*\*\* 正会員 工修 東電設計(株)原子力技術部

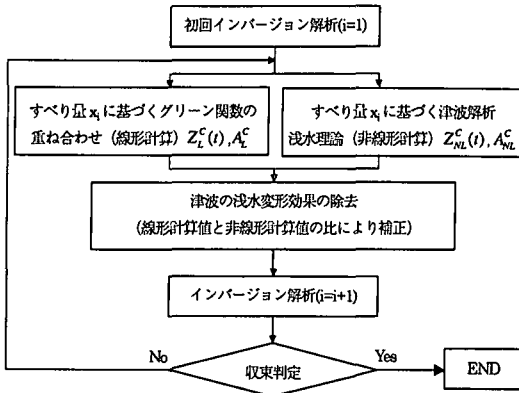


図-1 浅水変形を考慮したアンバージョン手法のフロー

の計算波形から式(2)を用いて検潮記録  $Z_{NL}^0(t)$  (この場合は図-2の  $Z_{NL}^C(t)$  と同じ) から求めた浅水変形効果を除去した補正検潮記録  $Z_L^0(t)$  を図-3に示す。この場合、補正記録は図-2の  $Z_L^C(t)$  と良く一致しており、浅水変形効果は適正に除去されている。

2回目以降のインバージョンでは、観測記録ではなく、浅水変形効果を除去した  $Z_L^0(t)$ ,  $A_L^0$  に対してインバージョン解析を行い、すべり量分布  $x_i$  を求める。最終的に、 $Z_L^0(t)$  と  $Z_{NL}^0(t)$  の関係が安定すると、 $Z_L^0(t)$ ,  $A_L^0$  が一定になり、すべり量分布も収束する。

以上の方法では、 $Z_L^0(t)$  が  $Z_L^C(t)$  に近づけば、同時に  $Z_{NL}^0(t)$  も  $Z_{NL}^C(t)$  に近づくかと仮定している。この仮定は近似的なものであるが、次章で示す通り、実務上問題ないと考えられる。

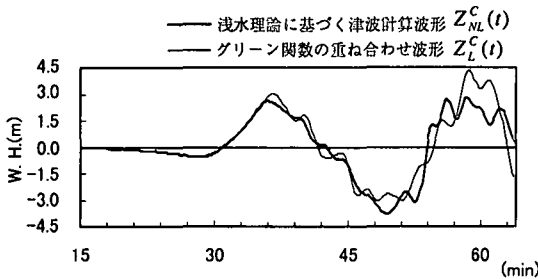


図-2 非線形計算波形と線形計算波形の比較

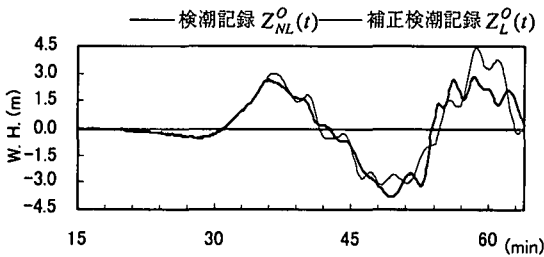


図-3 検潮記録の補正例

は、そのすべり量分布を用いてグリーン関数の足し合わせ波形  $Z_L^0(t)$  (最大値  $A_L^0$ ) と浅水理論に基づいて計算した波形  $Z_{NL}^0(t)$  (最大値  $A_{NL}^0$ ) の2つを求める。この2つの波形の関係(周波数伝達関数と最大値の比)を用いて、観測記録から浅水変形効果を除去した補正検潮記録  $Z_L^0(t)$  あるいは補正痕跡高  $A_L^0$  を下記の式(2)を用いて作成する。

$$\text{検潮記録: } Z_L^0(t) \leftrightarrow Z_L^0(\omega) = \frac{Z_L^C(\omega)}{Z_{NL}^C(\omega)} \cdot Z_{NL}^0(\omega) \quad \dots (2)$$

$$\text{痕跡高: } A_L^0 = \frac{A_L^C}{A_{NL}^C} \cdot A_{NL}^0$$

グリーン関数の足し合わせ波形  $Z_L^0(t)$  及び浅水理論に基づく津波計算波形  $Z_{NL}^0(t)$  の比較例を図-2に、これら

### 3. 1968年十勝沖地震津波に対するインバージョン手法の適用検討

本章では、1968年十勝沖地震津波を対象として行ったインバージョン手法の適用性に関する検討結果を示す。

#### (1) 計算条件及び断層モデルの設定

図-4に数値計算領域、断層モデルの位置と諸元、実記録の解析で用いた検潮所10ヶ所及び痕跡高193点の位置を示す。断層面の範囲は相田(1977)及びSatake(1989)による1968年十勝沖地震津波のモデルを参考に設定した。

数値計算で用いる計算領域は、沖合い5120m格子間隔より1/2ずつ順次細分化を行い最小格子間隔を320mとした。グリーン関数作成の際に用いる津波数値計算の基礎方程式は線形長波理論とした。また、断層面全体のすべり量分布に対する津波数値計算の基礎方程式は、浅水理論に基づく長波の方程式とした。最小水深は7m、計算時間間隔は全領域一律1.0秒、計算時間は180分とした。

#### (2) 人工的に作成した津波データへの適用

はじめに、提案した手法の妥当性を確認するため、人工的に作成した津波データに対して提案した手法の適用性を検討した。あらかじめ適当にすべり量分布を設定した断層モデルに対して浅水理論に基づいた津波数値計算を行い、検潮所での波形と痕跡高地点での最大津波高さを人工的に作成し、インバージョンに用いる観測データとした。インバージョンで扱う津波時刻歴波形の対象範囲は、実現象を精度よく表現できると考えられる第2波までとした。

表-1に検討ケース一覧を示す。実際のデータには、ノイズが含まれていると考えられていることから、case 2とcase 4ではホワイトノイズ(標準偏差0.1m)を加えた人工データを用いた。

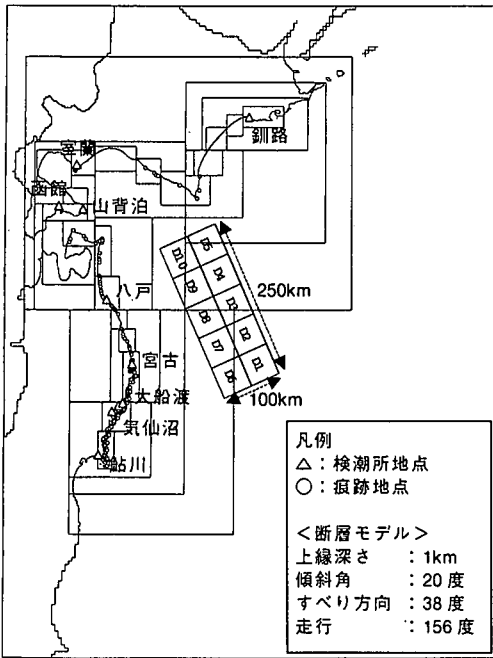


図-4 断層モデル, 検潮所及び痕跡高位置

表-1 人工データを用いた検討ケース

	case 1	case 2	case 3	case 4
津波データ	検潮記録: 15 波		痕跡高: 228 点	
ノイズ	無	有	無	有

表-2 痕跡高に対する計算値の評価

繰り返し 計算回数	検潮記録を用いた場合				痕跡高を用いた場合			
	case 1 (ノイズ無)		case 2 (ノイズ有)		case 3 (ノイズ無)		case 4 (ノイズ有)	
	$K$	$\kappa$	$K$	$\kappa$	$K$	$\kappa$	$K$	$\kappa$
1	1.25	1.22	1.42	1.25	1.13	1.09	1.10	1.14
2	1.10	1.12	1.14	1.11	1.02	1.04	1.02	1.11
3	1.04	1.05	1.08	1.09	1.01	1.03	1.01	1.09
4	1.02	1.03	1.04	1.05	1.00	1.02	1.00	1.08
5	1.01	1.02	1.02	1.03	1.00	1.02	1.00	1.08

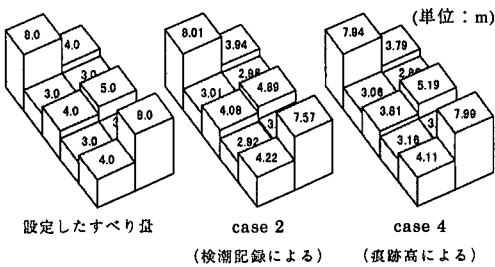


図-5 人工データに対する推定すべり量分布の比較

表-2 にインバージョンの各ステップにおける痕跡高の再現性の評価結果を示す。この評価は浅水変形効果を除去したデータに対するものではなく、本来一致させたい  $A_{0L}$  と  $A_{0R}$  に対する評価である。インバージョンは 4 ~ 5 回の繰り返しでほぼ収束しており、相田による指標  $K, \kappa$  は共に約 1.0 である。この結果は、2 章で示した仮定の妥当性 (線形の場合に浅水変形効果を除去したデータと合致するモデルが同時に非線形の場合に本来の浅水変形効果を含むデータと合致するモデルにもなっている。) を裏付けるものと考えられる。

図-5 にあらかじめ設定したすべり量分布とノイズを含む case 2 (検潮記録: ノイズ有) 及び case 4 (痕跡高: ノイズ有) で求められた推定すべり量分布の比較を示す。両ケースとも設定したすべり量分布とよく一致している。この結果は、十分なデータがあれば、痕跡高だけでもすべり量分布を推定できることを示している。

(3) 実記録への適用

検潮記録のみを用いた場合 (case 5), 痕跡高のみを用いた場合 (case 6), 両者を同時に用いた場合 (case 7,  $C_1 : C_2 = 1 : 16$ ) の 3 ケースについて 1968 年十勝沖地震津波の実記録への適用性を検討した。重みの比 ( $C_1 : C_2$ ) は、痕跡高の一致が case 6 と同程度であり、なおかつ検潮記録との一致もそれほど悪くならないという観点から試行錯誤的に設定した。なお、検潮記録は、首藤(1988)による検潮井戸の応答特性を用いて補正した。

図-6 に各検討ケースで求められた推定すべり量分布の比較を示す。case 7 については、痕跡高に対応するすべり量分布として、 $\beta = 2.60$  で補正した分布を示している。すべり量分布の全体的傾向として、南部 (図の右下側) で小さく、中部で大きいという傾向は 3 ケースとも一致している。ただし、細かく見ると、case 5 では中央部のすべり量 (最大 5.88 m) が突出しているのに対し、case 6 では中北部 (最大 11.42 m) が突出しているという違いがある。case 7 で補正係数  $\beta$  が 2.60 となっているのは、一般的に言われているように、検潮記録の振幅に比べ痕跡高が系統的に大きい傾向があることを示している。

図-7 に検潮記録と case 5~7 で求められた計算波形の比較を示す。case 5, 7 では到達時間や位相は全体的によく一致しているが、case 6 では case 5, 7 ほど一致していない。また、図-8 に痕跡高と case 6, 7 で求められた最大津波高さの比較を示す。case 6, 7 ともに水位の分布傾向は一致している。

以上より、case 5 では  $\kappa = 1.56$  と痕跡高との適合度がやや低いこと、case 6 では検潮記録との対応関係がよくないことから、検潮記録と痕跡高の両方を満足する case 7 が現状では妥当であると考えられる。

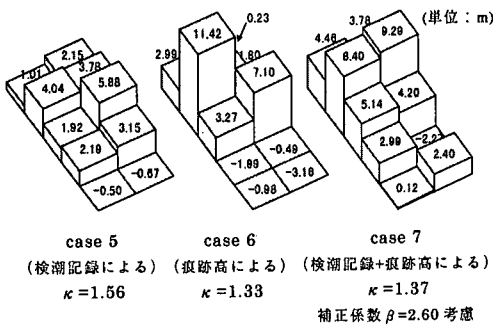


図-6 推定すべり量分布の比較

の不均質分布と痕跡高の再現性について検討した。対象津波は、3章で述べた1968年十勝沖地震津波に加えて、1611年慶長三陸地震津波、1856年安政八戸沖地震津波、1896年明治三陸地震津波、の計4つとした。表-3に各津波に対してインバージョンで用いた断層モデルの諸元と観測記録数を示す。

1856年八戸沖地震津波は1968年十勝沖地震津波の1つ前のサイクルの地震と仮定し、1611年慶長三陸地震津波は1896年明治三陸地震津波と同様に津波地震と仮定し、各々の断層モデルの位置や諸元は同一のものを用いた。古い歴史津波である1856年八戸沖地震津波と1611年慶長三陸地震津波では痕跡高の記録は少なく、検潮記録もない。そのため、断層面の分割を多くするとインバージョンでは解が不安定となる。そこで、本研究ではこのような古い歴史津波に対しては全体的な不均質分布傾向を把握することに着目し、断層モデルの分割数を2分割とした。

各津波に対して推定した断層のすべり量分布を図-9に示す。1968年十勝沖地震津波と1856年安政八戸沖地震津波の比較では、両者とも北側の領域のすべり量大きい。1896年明治三陸地震津波と1611年慶長三陸地震津波の比較では、両者とも北側のすべり量大きい。ただし、1611年慶長三陸地震津波の20m以上というすべり量については地震学的観点から現実性に問題があると思われる。

痕跡高と計算値の評価指標であるばらつき $\kappa$ に関する、一様断層モデルと不均質断層モデルの場合の比較を図-10に示す。なお、この場合、幾何平均 $K$ は両者とも約1.0になるように調整している。1968年十勝沖地震津

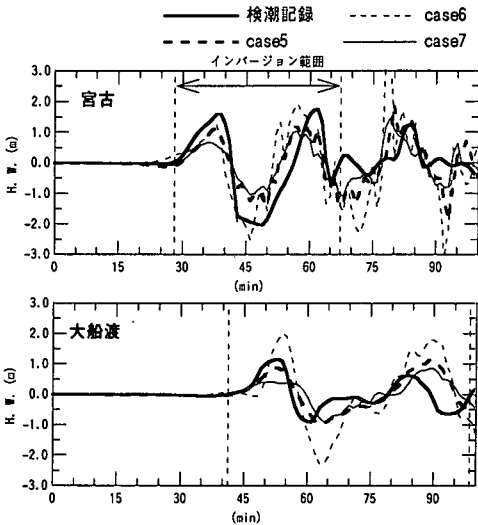


図-7 検潮記録と計算波形の比較

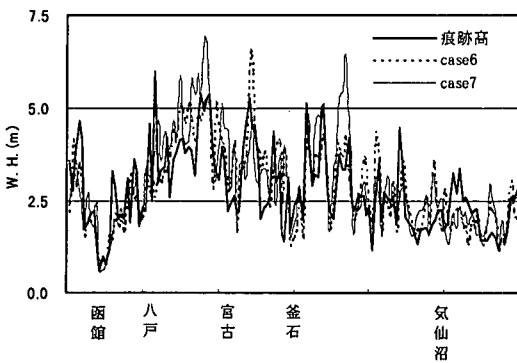


図-8 痕跡高と計算値との沿岸分布の比較 (case 7の場合、補正係数 $\beta$ を考慮)

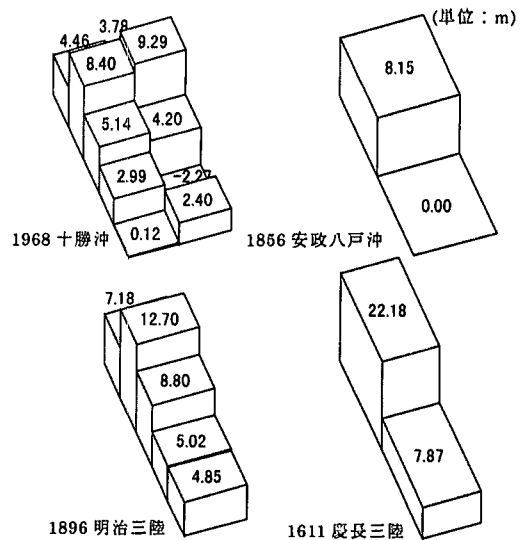


図-9 各津波に対する断層面上の不均質分布

#### 4. 東北地方太平洋側の津波に対する断層面上の不均質分布の推定

本研究で提案したインバージョン手法を東北地方太平洋側で発生した幾つかの津波に対して適用し、すべり量

表-3 断層モデルの諸元とインバージョンで用いた記録

対象津波	緯度	経度	$\theta$ (°)	$\delta$ (°)	$\lambda$ (°)	$L$ (km)	$W$ (km)	$d$ (km)	$U^{*1}$ (m)	検潮 記録数	痕跡 高数	重み $C_1 : C_2$	参考 文献*2
1968年十勝沖	41.58	143.58	156	20	38	250	100	1	6.48	10	193	1:16	A, S
1856年安政八戸沖	同上								6.58	—	20	—	
1896年明治三陸	40.75	144.46	185	10	90	300	50	1	9.87	2	95	1:1	T
1611年慶長三陸	同上								13.7	—	11	—	

\*1) 一様断層モデルに対して幾何平均 $K$ が約1.0になる時の平均すべり量。

\*2) 断層モデル設定の際の主な参考文献, A: 相田 (1977), S: Satake (1989), T: Taniokaら (1996)

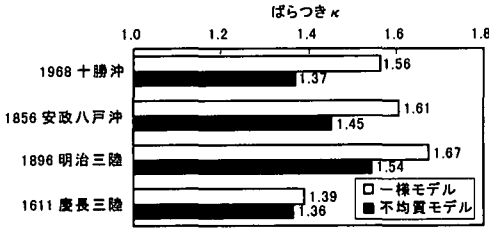


図-10 一様断層モデルと不均質断層モデルのばらつき  $\kappa$  の比較

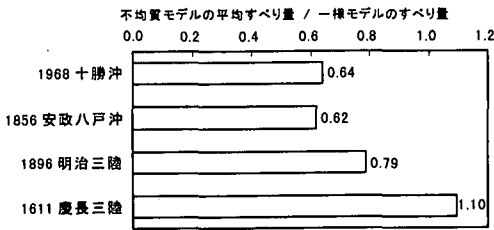


図-11 一様断層モデルに対する不均質断層モデルの平均すべり量の比

波の場合、ばらつき  $\kappa$  は一様断層モデルでは 1.56 であるのに対し、不均質断層モデルでは 1.37 とかなり小さくなっている。他の津波の場合に関しても、ばらつき  $\kappa$  は一様断層モデルより不均質断層モデルの方が小さく、不均質モデルにより再現性が向上している。

一様断層モデルのすべり量に対する不均質断層モデルの平均すべり量の比を図-11 に示す。1611 年慶長三陸地震津波の場合には不均質断層モデルの平均すべり量の方が一様断層モデルのものよりやや大きくなっているが、その他の津波の場合には、一様断層モデルより不均質断層モデルの平均すべり量の方がかなり小さくなっている。

### 5. おわりに

本研究では、津波痕跡高の再現性の向上を目的として、

①検潮記録だけでなく痕跡高も用いることが出来ると共に、②津波の浅水変形効果を考慮したインバージョン手法を提案し、人工的に作成した津波データ（波形及び最大値）及び実記録を用いて手法の適用性を検討した。

人工的に作成した津波データを用いた検討では検潮記録を用いた場合だけでなく、痕跡高だけを用いた場合にも、あらかじめ設定したすべり量分布が良好に再現出来ることを示した。

1968 年十勝沖地震津波に対する適用検討では、検潮記録と痕跡高の両者を同時に再現するモデルを求めた。ただし、重み ( $C_1 : C_2$ ) の与え方により解は変化する。検潮記録・痕跡高のデータ数及び信頼度を加味したより適切な重みの与え方については今後の課題である。

東北地方太平洋側で発生した 4 つの津波に対して提案した手法を適用し、不均質断層モデルは一様断層モデルよりも痕跡高の再現性を向上させることが出来ることを示した。今後、他の歴史津波にも適用し、再現性の向上度に関するデータを蓄積することが重要と思われる。

謝辞：本研究を進める上で、貴重な御意見を賜りました岩手県立大学首藤伸夫教授ならびに東北大学今村文彦助教授に厚く謝意を表します。

### 参 考 文 献

相田 勇 (1977): 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, Vol. 52, pp. 71-101.  
 首藤伸夫 (1988): 日本海中部地震津波の発生・増幅機構と破壊力, 自然災害特別研究研究成果, pp. 57-85.  
 Satake, K. (1989): Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes, J. Geophys. Res., Vol. 94, pp. 5627-5636.  
 Tanioka, Y. et al. (1996): Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, Geophys. Res. Lett., Vol. 23, No. 13, pp. 1549-1552.