

津波波形解析による 2005 年及び 1937 年宮城県沖地震の震源モデル推定

谷岡勇市郎

北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センター

要旨

2005 年宮城県沖地震のすべり量分布を津波波形記録よりインバージョン手法を用いて推定した。最大すべりは 1.4m で牡鹿半島の東南東沖に推定された。遠地地震波形から山中（地震研究所）が大きなすべり 1.6m を推定した位置と同じ場所であった。2005 年宮城県沖地震の地震モーメントは剛性率を $6.5 \times 10 \text{ N/m}$ と仮定すると、 $7.4 \times 10 \text{ Nm}$ ($M_w 7.2$) と推定された。次に 1937 年宮城県沖地震について八戸の検潮記録から震源モデルを考察した。1937 年の地震が $M_w 7.0$ のプレート境界型地震であるとする、津波が八戸で観測されないためには、断層は陸より（牡鹿半島近く）にある必要がある事が分かった。この結果は東北大学が行った余震再決定の結果とも調和的である。

はじめに

今回の調査研究における最大の課題は 1973 年、1936 年、1937 年宮城県沖地震と 2005 年宮城県沖地震との関係を解明する事にある。そこで本研究ではまず 2005 年 8 月 16 日に発生した宮城県沖地震のすべり量分布を観測された津波波形から推定した。1978 年、1936 年宮城県沖地震による津波については検潮所での波形記録が存在し、それらについてはすでに解析が行われている。本研究では、津波が無かったとされる 1937 年宮城県地震について可能な範囲で断層モデルの推定を行った。

1) 2005 年 8 月 16 日宮城県沖地震の震源過程

2005 年 8 月 16 日に $M_w 7.2$ の宮城県沖地震が発生し、三陸沿岸に被害を及ぼした。地震発生直後から遠地地震波解析（山中、地震研、等）が行われ、すべり分布のパターンは 1978 年宮城県沖地震の分布とは違っている事が明らかになってきた。2005 年宮城県沖地震によるすべりは 1978 年で大きくすべった場所の南東側であると推定された。この地震は小さな津波を発生させ、三陸沿岸の検潮所で数十 cm の津波が観測された。さらに、東北大学と東京大学地震研究所の共同で設置された海底津波計でも数 cm の津波が観測された (http://www.aob.geophys.tohoku.ac.jp/news/latest/20050816_news/miyagi5.html)。本研究では、検潮所及び海底津波計で観測された津波波形を用いて 2005 年宮城県沖地震のすべり量分布を推定し、遠地地震波解析による結果と比較する。

1.1) 津波波形データ

津波波形は三陸沿岸の 5 つの検潮記録（宮古、釜石、大船渡、鮎川、小名浜）と東北大学及び東京大学地震研究所で管理している釜石沖の海底津波計で観測波形を使用した（図 1）。検潮所では両振幅で 10 cm から 20 cm 程度の津波が観測されている。海底津波計では両振幅で 2 cm

程度の津波が観測された。

1.2) 津波波形インバージョン

津波数値計算は線形長波式を用いて行い、計算領域全域のグリッド間隔は 20 秒 (約 600m)、検潮所近傍のみ 4 秒 (約 120m) とした。すべり量分布を推定する小断層は、図 1 に示す場所に 15kmX15km のサイズで 20 個設定した。地震メカニズムは山中 (地震研究所) が遠地実体波を用いて推定したメカニズム (走向 198° 、傾斜角 25° 、すべり角 82°) とした。各々の小断層に対して津波数値計算を行い、各検潮所での津波計算波形をグリーン関数としてインバージョンを行い、すべり量分布を得た。海底津波計で観測された波形には 10 倍の重みを付け、結果への影響を検潮所で観測された波形と同程度にするようにした。またインバージョンは谷岡他 (2004) の方法で、非負および平滑化の拘束条件を与えて行った。平滑化の拘束条件に対する重みは ABIC が最小になるよう決定した。

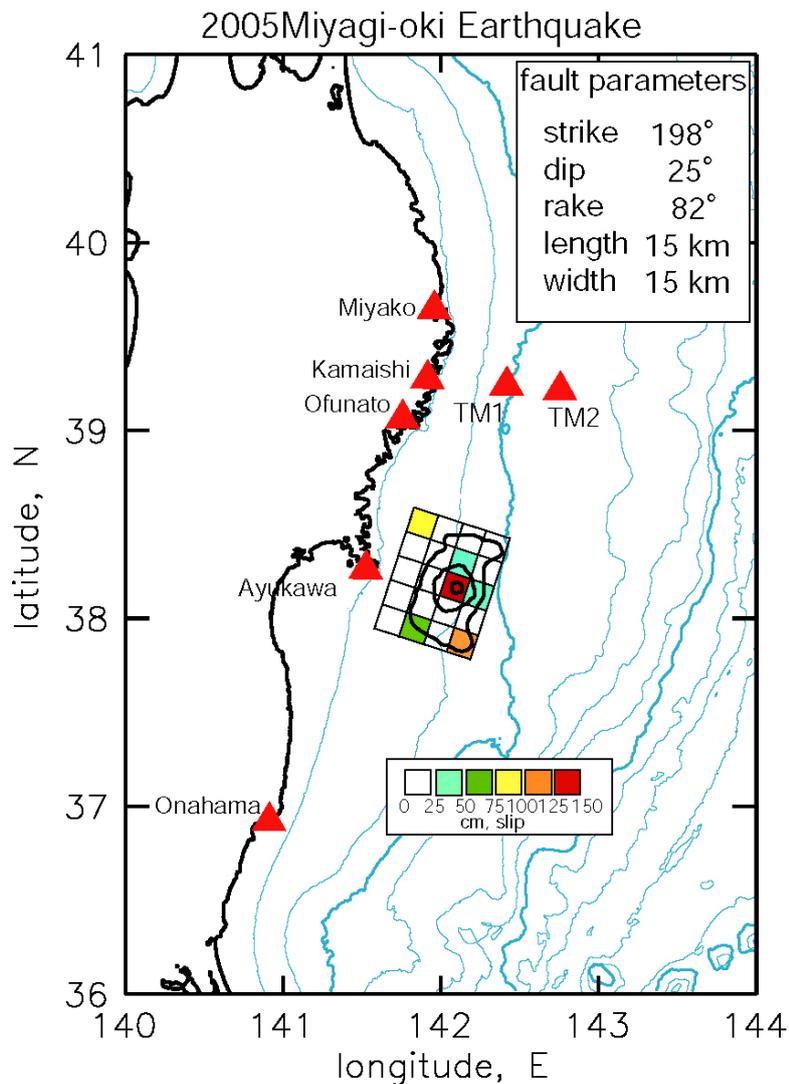


図 1. 津波波形インバージョンによって推定された 2005 年宮城県沖地震のすべり量分布。▲は解析に使用した検潮所及び海底津波計 (TM1, TM2) の位置を示す。黒コンターは 2005 年宮城県沖地震のすべり量分布 (山中、地震研究所)

2005 Miyagioki

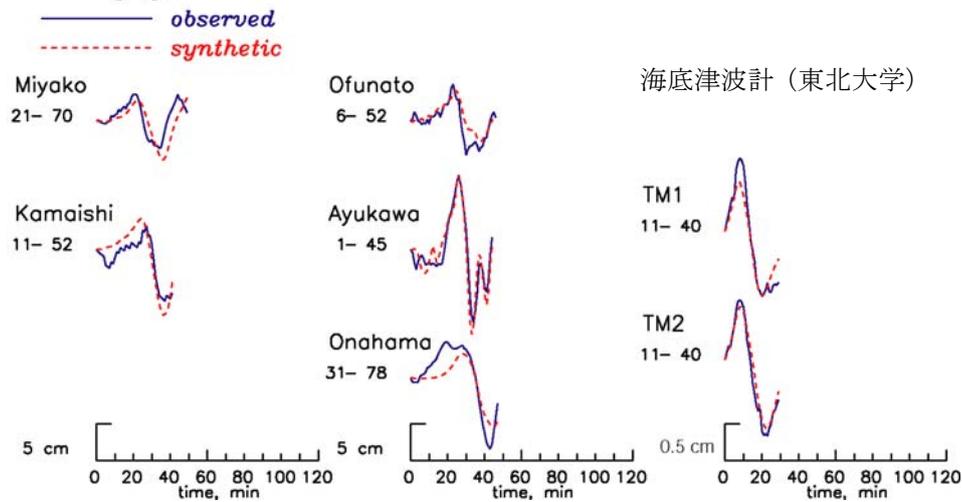


図2. 観測津波波形（青線）と計算津波波形（赤破線）の比較。観測点名の下の数字は地震発生からの時刻を示す。

表1 津波波形インバージョンによって推定されたすべり量分布

小断層	浅端部の深さ(km)	すべり量(m)	小断層	浅端部の深さ(km)	すべり量(m)
1	28.7	0.00	11	41.3	0.00
2	28.7	0.00	12	41.3	0.13
3	28.7	0.29	13	41.3	0.08
4	28.7	0.00	14	41.3	0.00
5	28.7	1.02	15	41.3	0.50
6	35.0	0.00	16	47.6	0.97
7	35.0	0.46	17	47.6	0.05
8	35.0	1.43	18	47.6	0.00
9	35.0	0.00	19	47.6	0.00
10	35.0	0.00	20	47.6	0.11

1.3) 結果

図1及び表1に津波波形インバージョンによって得られた2005年宮城県沖地震のすべり量分布を示す。最大すべりは1.4mで牡鹿半島の東南東沖に推定された。遠地地震波形から山中（地震研究所）が大きなすべり1.6mを推定した位置と同じ場所であった。すべり量も遠地地震波形から推定された値をほぼ等しい。図2には観測波形と計算波形の比較を示す。小名浜の第一波がうまく説明できていないが、それ以外は比較的良く一致している。小断層5と16に大きなすべりが推定された。小断層5はどの観測点からも離れており、解像度が小さいと思われる。小断層16については原因が特定できていないが、端の小断層であり、信頼性に欠ける。2005年宮城県沖地震の地震モーメントは剛性率を $6.5 \times 10^{10} \text{ N/m}$ と仮定すると、 $7.4 \times 10^{10} \text{ Nm}$ ($M_w 7.2$)と推定された。

2) 1937年宮城県沖地震の断層モデル

1978年宮城県沖地震の1つ前の地震は1936年と1937年の2つの地震であったと言われている。その中で1936年の地震は津波を伴い、八戸・月浜・石巻・小名浜などで津波波形の記録が残っている。しかし1937年の地震は津波を伴わなかったとされており、検潮所での津波波形記録の報告もない。本研究では、1937年宮城県沖地震の発生時の検潮記録を探し、その津波の有無を調べると共に、そのモデル化を試みた。

2.1) 検潮記録

1937年地震時の検潮記録は八戸測候所に存在した。図3に1937年12月26日21時から12月27日9時までの検潮記録を示す。地震は27日4時56分に発生した。これを見るとノイズレベルを超える津波が観測されていない事が明らかである。図5に潮汐による長周期をフィルター処理により除いたノイズを示す。ノイズは両振幅で4cm程度である事が分かる。

2.2) 津波数値計算

1937年宮城県沖地震はM7.0であったにもかかわらず、八戸で津波がノイズレベル以下であった事が明らかになった。そこで津波数値計算を行い、八戸で津波がノイズレベルを超えないモデルを考察する。津波を計算するにあたり、八戸港湾空港工事事務所・八戸市立図書館にて地震当時の検潮所周辺の海底地形データの調査・収集を行い、収集されたデータを基に、津波波形数値計算に必要な1937年当時の検潮所近傍の海底地形デジタルデータを作成した。津波の数値計算は、線形長波の式を用いて行った。計算領域全域のグリッド間隔は20秒(約600m)で、検潮所近傍のみ4秒(約120m)を用いた。津波数値計算手法についてはSatake(2002)を参照。地震のメカニズムはSeno et al. (1980)が1978年宮城県沖地震に対して推定した、走向は 190° 、傾斜 20° 、すべり角は 76° 、を用いた。地震モーメントマグニチュードを7.0と考え地震モーメントを $3.5 \times 10^{19} \text{Nm}$ と考えた。断層の長さ 30km とし、剛性率を $7 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ と仮定すると、すべり量は 0.55m となる。この断層を様々なプレート境界面に配置し、八戸での津波波形を計算する事とする。

2.3) 結果

この報告書の中で東北大学は1936年と1937年の地震余震分布を再決定し、1937年の余震は1936年の余震に比べると陸よりに分布する事を明らかにした(図4)。そこで上記の断層を図2のABCに示す3箇所³に配置し津波波形の数値計算を行った。図5にその結果を示す。断層をAに配置した場合、八戸での計算波形はノイズレベルになる事が確認された。Bに配置した場合、津波はノイズレベルより少し大きくなり、観測されるはずだと思われる。Cに配置した場合は、津波はノイズレベルよりもかなり大きくなり、必ず観測されなければおかしいと思われる。

2.4) 結論

1937年の地震がMw7.0のプレート境界型地震であるとする、津波が八戸で観測されないためには、断層は陸より(牡鹿半島近く)にある必要がある。この結果は東北大学が行った余震再決定の結果とも調和的である。

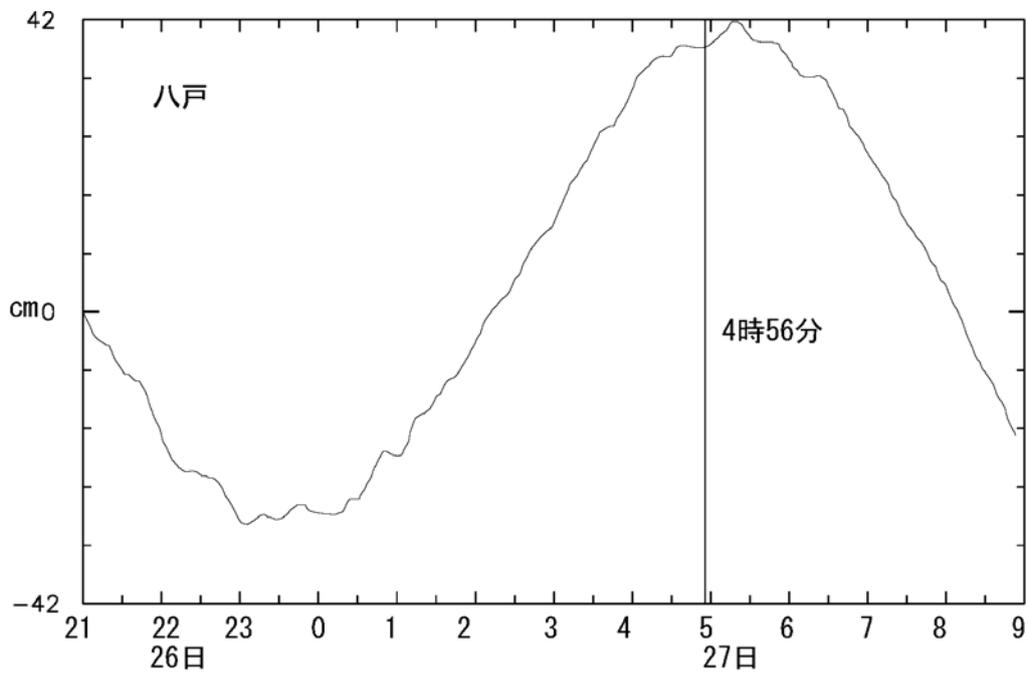


図3. 1973年宮城県沖地震に対する八戸の検潮記録。地震発生時刻（4時56分）

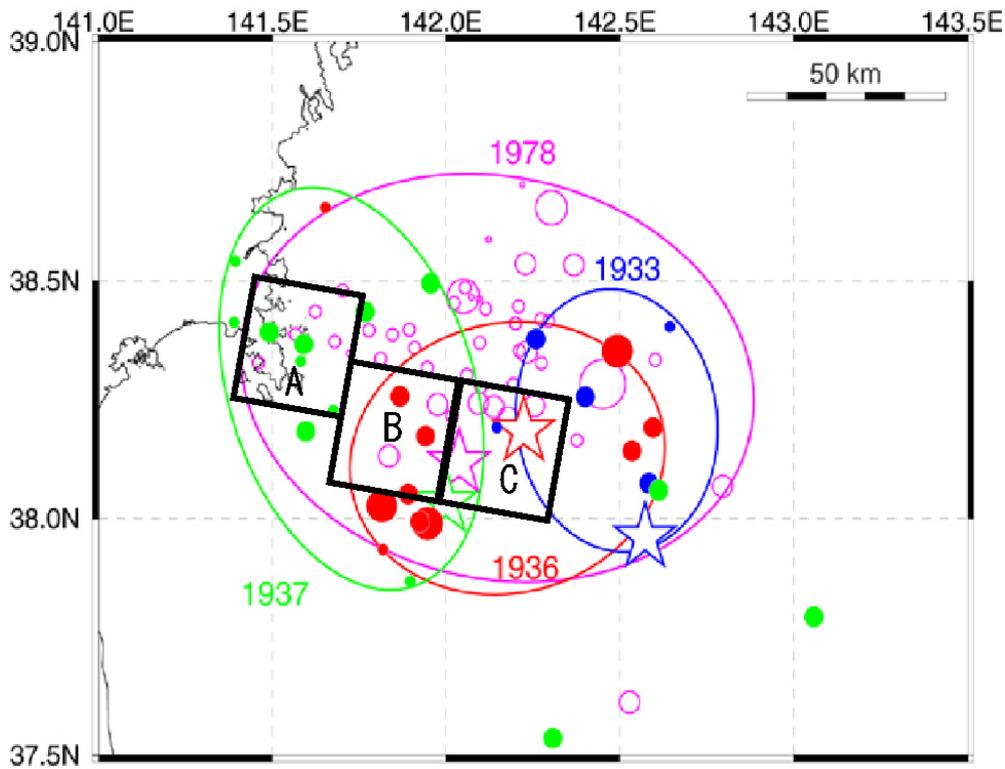


図4. 津波数値計算に用いた断層の位置 (A,B,C)。●は東北大学が再決定した1978年、1937年、1936年、1933年の余震分布。

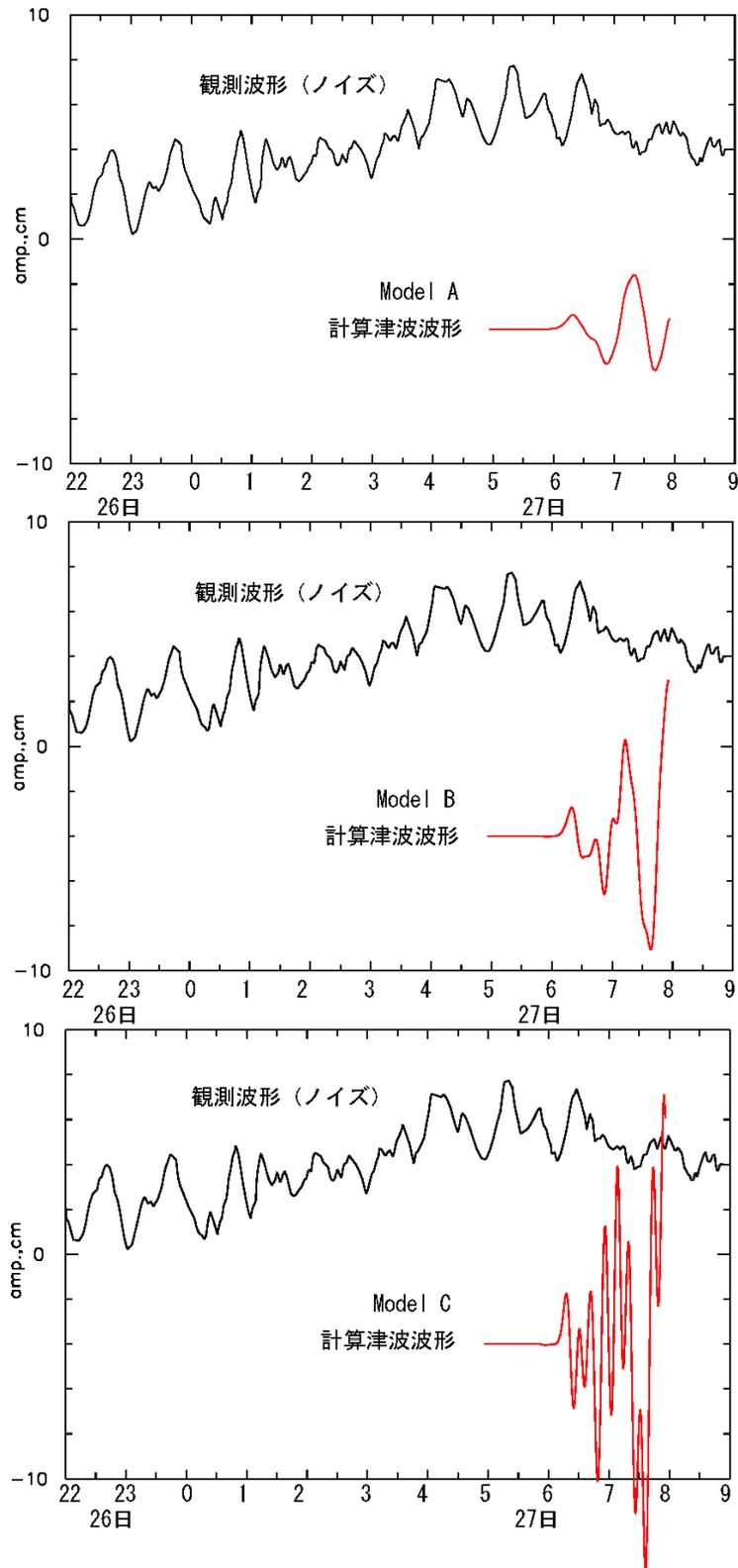


図4. 図3に示す断層位置A,B,Cに対する八戸での計算津波波形と観測波形（ノイズ）との比較

引用文献

- 1) 相田 勇：1978 年宮城県沖地震に伴った津波の数値計算，地震研究所彙報，Vol 53, pp. 1167-1175, 1978.
- 2) Seno, T., K. Shimazaki, P. Somerville, K. Sudo, and T. Eguchi: Rupture process of the Miyagi-oki, Japan, earthquakes of June 12, 1978, Phys. Earth Planet. Inter., Vol 23, pp. 39-61, 1980.
- 3) Satake, K.: Tsunamis, in “International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology”, ed. By W.H.Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kissikinger, Part A, Accademic Press, pp.437-454, 2002.
- 4) 谷岡勇市郎・平田賢治・日野亮太・金沢敏彦：津波波形から推定した詳細な 2003 年十勝沖地震のすべり量分布，地震 2, 57, 75-81, 2004