

ゆっくりとした断層破壊による地震津波について

松本 浩幸*・三ヶ田 均**・大町 達夫***・井上 修作****

本研究では、津波地震の発生原因が「断層面上のゆっくりとした断層破壊」と仮定して、それに伴う「ゆっくりとした海底面変動」が津波を引き起こす過程および伝播の特性を数値計算によって検討した。ライズタイムが 100 s 程度であれば断層破壊の影響は無視でき、静的変位から予想される津波と同程度の津波が発生する。また、ライズタイムが 500 s のゆっくりとした海底面変動でも水塊移動を引き起こし津波が発生することを示した。ただし、津波の波高が小さくなり、周期が長くなる点は従来の予測とは大きく異なる。本研究は、ゆっくりとした断層破壊による地震津波に対しても、沖合観測によって早期に津波を検知できることを示唆している。

1. はじめに

1896 年明治三陸地震では、三陸地方沿岸では震度 II ～III 程度の揺れであったにもかかわらず、地震発生から 30 分後に来襲した津波でおよそ 22000 名の命が奪われた。被害を大きくした最大の要因は、強い揺れがなかったために、多くの人々はその後の津波を予想できなかったためと思われる。阿部 (1988) の津波マグニチュード M_t と地震 (表面波) マグニチュード M_s の関係によれば、たいいてい場合は地震が大きければ津波は大きくなっている。明治三陸地震のように、地震波から予想されるよりも大きな津波を発生させる地震がまれにあり、このような地震を津波地震と呼んでいる。津波地震の発生メカニズムは、いくつかの仮説はできているものの、完全に解明されたわけではない。本研究では、津波地震の発生原因が「断層面上のゆっくりとした断層破壊」と仮定して、それに伴う「ゆっくりとした海底面変動」が津波を引き起こす過程、および津波の伝播特性を数値計算によって検討し、いまだ予測が困難である津波地震による津波のリアルタイム検知に資することを目的とする。

本研究に類似した研究は、すでに大町ら (2003) によって検討されている。大町ら (2003) は、単純な 2 次元モデルを用いて検討したが、本研究のユニークな点は過去に津波地震が起こった海域に仮想断層モデルを設定して、ゆっくりとした断層破壊に伴って起こる津波の発生・伝播を検討した点にある。仮想断層は、1994 年三陸はるか沖地震に基づき設定した。これは Tanioka ら (1996) が詳細な断層モデルを推定しているからである。また、1994 年三陸はるか沖地震の震源域は、1968 年十勝沖地震のものとはほぼ重なっており、この海域での巨大地震の再来周

期は短いと考えたからである。さらに近年、沖合でのリアルタイム津波観測の必要性が議論されており、観測機器設置の機運も高まっている。津波に対して、沖合における観測指標をあらかじめ予測しておけば、沿岸住民の避難に要する時間を稼ぐことができ、沖合観測が津波防災上最も有効手段となり得ると考えられる。

2. 津波地震に関する知見

Kanamori (1972) が津波地震を論じて以来 30 年が過ぎたが、個々の津波地震の解析例が増えるばかりである。津波地震、すなわち地震波から予想されるよりも大きな津波を伴う地震の発生原因をレビューすると、(a) 断層面上のゆっくりとした破壊伝播 (Kanamori, 1972; Ide ら, 1993), (b) 海溝軸近くの剛性率の小さな付加帯内の逆断層破壊 (Fukao, 1979; Tanioka・Satake, 1996 b), (c) 断層滑りの水平方向運動成分によって駆動される海溝軸近くの陸側堆積層の上下運動 (例えば, Tanioka・Satake, 1996 a; Seno, 2002), また特殊なケースとして、(d) 地震に伴う二次的な海底地滑り (例えば, Satake・Tanioka, 1999), という説がある。Kanamori・Kikuchi (1993) は、最近の広帯域地震観測網で捕らえられた 1992 年ニカラグア地震と 1896 年明治三陸地震を比較した。地震波を利用した地殻構造探査によって堆積物などの付加帯の有無が確認できて、海域が異なれば津波地震の発生メカニズムも異なる説を提唱している。上述 (a)～(d) のいずれの説が正しいのか現在のところ分かっていない。理由の一つに、津波を起こす地震の近傍に、地震や津波の観測点が無いことが挙げられる。もしも上記の (b) や (c) の考え方のように津波地震の原因となる現象が海溝近くのごく限られた狭い領域で発生しているとしても、従来の陸上や沿岸の観測網のみでは、遠く離れた海底下で起きた現象を明らかにすることができない。そのため、海底での観測データが必要とされている (例えば、三ヶ田ら, 2004)。そもそも津波地震は津波を伴う地震の約 10% 程度と考えられており、その発生頻度が少ないことも大きな原因と考えられる (首藤, 2003)。

* 正会員 博(工) (独法) 海洋研究開発機構 深海研究部 研究員

** 理 博 (独法) 海洋研究開発機構 海洋技術研究部 研究主幹

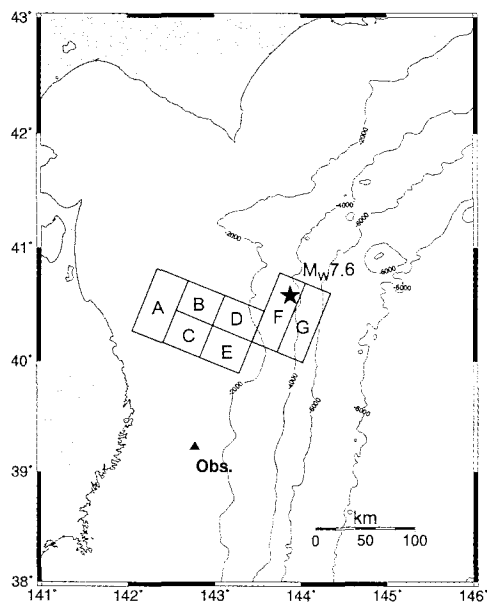
*** 正会員 工 博 東京工業大学教授 大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻

**** 正会員 修(工) 東京工業大学教務職員 大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻

3. 津波解析手法

本研究では、断層面がゆっくりと破壊をした場合に海底地盤上に存在する流体がどのように挙動するのかを解析する。本研究では、そのような過程を再現計算するのに適している Ohmachi ら (2001) の動的津波解析手法を用いる。解析手法の詳細は、Ohmachi ら (2001) の論文に記述されているので、ここでは概要だけを述べる。

まず、断層モデルから海底地盤の断層面のずれに伴う静的変位と地震動成分である動変位を同時に計算する。ついで、地盤変位を流体底部に時々刻々入力して、海底地盤上の海水を押し上げることによって津波を発生させ、それに続く伝播状況を解析する。震源断層を含む海底地盤領域の解析には境界要素法 (BEM) を用いる。津波の発生・伝播の解析には、有限差分法 (FDM) を用いる。運動量保存の支配方程式には、Navier-Stokes 方程式を採用する。流体の圧縮効果は、質量保存方程式に音速項を取り入れて考慮する。自由表面の波高は、高さ関数法を用いて自由表面を有する差分セルの流速から計算する。また、動的津波解析手法では海底面の圧力変化も再現計算でき、沖合リアルタイム津波観測で一般的に採用されている海底水圧計の観測指標を検討するのにも都合である。



図一1 1994年三陸はるか沖地震の断層面

表一1 各小断層の深さとすべり量

subfault	depth, km	slip, m
A	38	0.75
B	31	0.65
C	31	0.93
D	23	0.73
E	23	1.71
F	16	0.56
G	10	-0.01

4. 津波シミュレーション

(1) 仮想震源断層の設定

津波シミュレーションのために用いる仮想断層モデルは、Tanioka ら (1996) が推定した 1994 年三陸はるか沖地震の断層パラメータを参考にして設定した。Tanioka ら (1996) は、地震、地殻変動および津波の統合インバージョンに基づき、1994 年三陸はるか沖地震の震源断層を推定している。図一1 は、推定された断層面の位置を示している。本研究では、断層面を7つの小断層に分割して、各小断層を破壊させて断層運動に伴う動的地盤変位を計算する。Tanioka ら (1996) は、1968 年十勝沖地震との比較のため小断層 A の北側にさらに小断層を2枚設定しているが、1994 年三陸はるか沖地震の余震分布とは一致せず、またインバージョン結果によるすべり量が小さいことから津波への寄与は小さいと判断して、本研究では設定しない。小断層 A~G の深さとすべり量を表一1 に示す。最大すべり量は小断層 E の 1.71 m である。仮に断層が破壊すれば津波地震となる可能性が高い、海溝軸寄りの小断層 G のすべり量は 0.01 m と推定され、ほとんどすべっていないことを示唆している。断層面の大きさは、小断層 A, F, G は 60 km×30 km, B, C, D, E は 30 km×45 km とする。断層パラメータのうち、走向 200°, 傾斜角 10°, すべり角 90° は小断層 A~G で共通である。なお計算では、海底地盤は P 波速度 6.7 km/s, S 波速度 3.9 km/s の半無限弾性体の均質地盤と仮定する。

(2) 断層の破壊過程の影響

断層破壊は、震源から西方へ向かって進んだと推定されているので、計算では小断層 F から小断層 A へ向かうように設定した。計算した動的地盤変位を流体底部に与えて、津波の発生・伝播を計算した (rupture モデルと呼称)。動的津波解析による海面変動状況のスナップショットを図一2 に示す。図中の時刻は断層破壊開始からの時刻を、濃淡はそれぞれ海面上昇、海面低下を表している。図一2 によれば、三陸沿岸におよそ 20 min で津波が到達する状況が再現されている。

ここで、断層の破壊過程の影響を調べるため、静的断

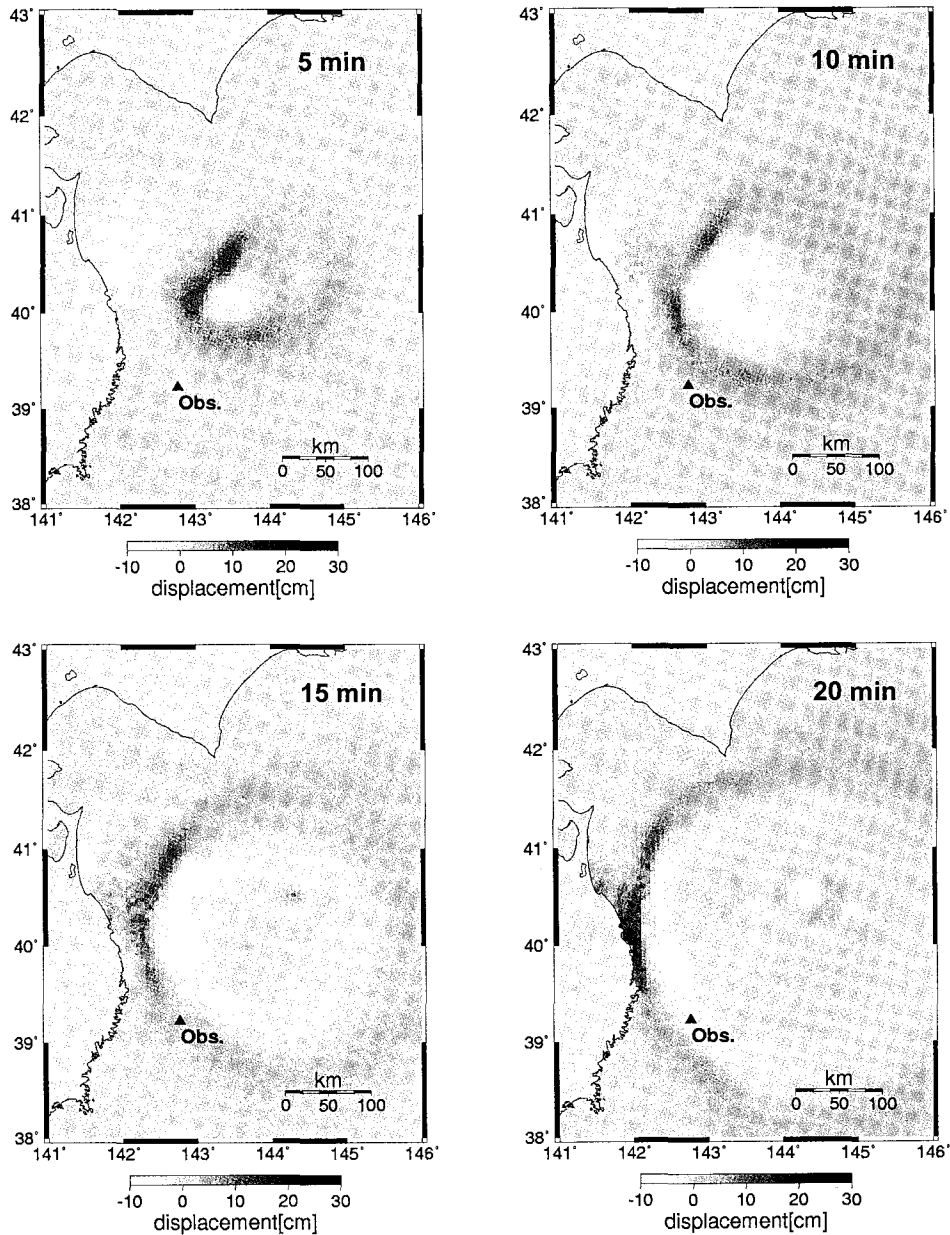


図-2 断層の破壊過程を考慮した津波シミュレーションの結果。図中の時刻は断層破壊開始からの時刻を表している。

層パラメータから海底地盤の永久変位分布だけを計算して、ライズタイム 36 s の線形 ramp 関数でその変位を空間的に一様に流体底部に与えた (uplift モデルと呼称)。ライズタイム 36 s は、1994 年三陸はるか地震の震源時間関数と一致する破壊継続時間である。rupture モデルと uplift モデルを図-1 中の Obs. 地点 (水深約 1500 m) の水圧変動で比較したものが図-3 である。図の横軸は断層破壊開始からの時刻を表している。rupture モデルで

は、断層破壊に伴い、まず地震動が到達して水圧変動を誘発する。その後、8 min で到達している両振幅 10 hPa、周期約 17 min の水圧変動が津波である。図-3 によれば、2 つのモデル間で地震動に伴う初動以外に有意差が認められない。これは震源から離れば断層の破壊過程を考慮しない後者の単純化した計算モデルでも、十分に津波を評価できることを示唆している。

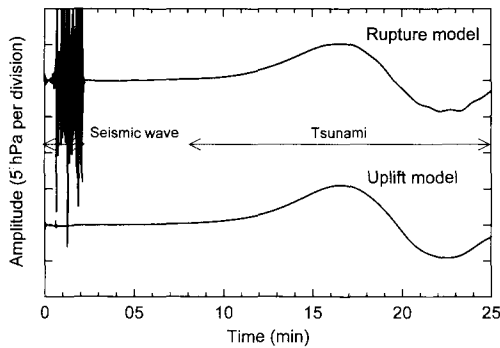


図-3 ruptureモデルとupliftモデルの比較

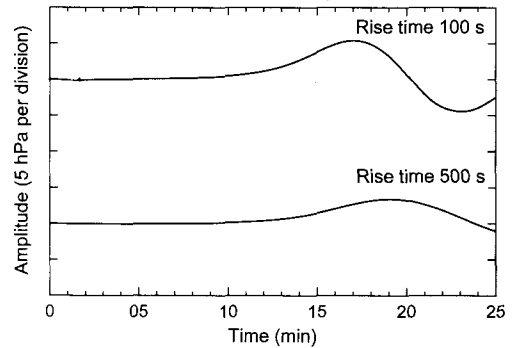


図-4 ライズタイム 100 s と 500 s の比較

(3) 海底面の変動速度の影響

上述の uplift モデルと rupture モデルの計算結果を踏まえて、海底地盤が変動する継続時間と津波の発生効率との関係を評価する。評価の方法は、uplift モデルの線形 ramp 関数のライズタイムを 100 s, 500 s に設定して計算する。Obs. 地点の水圧変動の計算結果を図-4 に示す。ライズタイム 100 s でも津波が発生・伝播して、波高は静水圧換算で 5 hPa を示す。図-3 に示すライズタイム 36 s よりも津波発生に要する時間分だけ位相は遅れるものの、断層破壊終了を時刻 0 に補正すれば海底地盤変動のライズタイムによる違いはない。一方、ライズタイム 500 s でも海底変動により津波が発生して、Obs. 地点において 10 min 後から水圧上昇が始まる。水圧上昇の立ち上がり時刻は、ライズタイム 100 s と大差はない。そして 19 min 後に最大 3 hPa の水圧変動となって津波が Obs. 地点を伝播している。

ライズタイム 500 s を仮定したときの海面変動状況のスナップショットを図-5 に示す。海底変動のエネルギーが津波に変換される間に津波が伝播している。そのため、結果として波長が長くなり波高は小さくなることが分かる。このような地震では表面波マグニチュードが小さくなるが、図-4 はライズタイム 500 s のゆっくりとした断層破壊による津波でも沖合に設置した水圧計で捕らえることができる可能性を示している。一方、沿岸での津波波高は、ライズタイム 100 s の方が 500 s よりも 2 倍の差で大きい結果となった。

5. 結 論

本研究で得られた主要な結論を以下にまとめる。

(1) ライズタイムが 100 s 程度までは、波源域外において震源断層の破壊過程が津波に及ぼす影響は小さい。

(2) ライズタイムが 500 s で海底面がゆっくりと上昇する場合でも水塊移動を引き起こし、津波が発生する

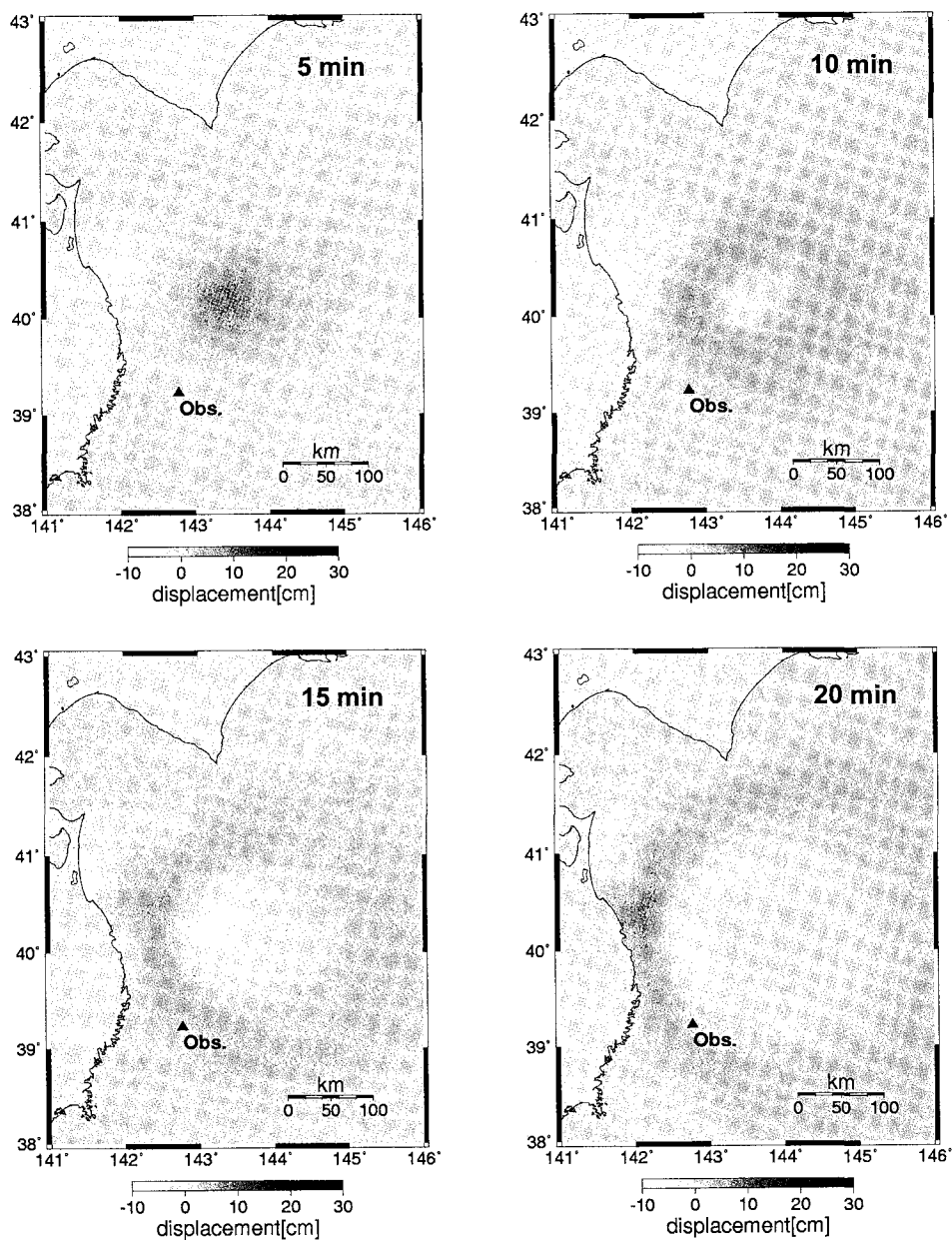
ことが確認できた。ただし、ライズタイムが 500 s の場合には、通常の断層モデルから予想されるものより波長は長く、波高は小さくなる。これは津波が発生するのと同時に津波が伝播しているためである。

(3) 表面波マグニチュードに基づく津波警報システムは津波地震に対して過小評価する懸念があるが、ゆっくりとした断層破壊による地震津波に対しても、沖合観測によって直接津波を検知できる可能性を示した。

謝辞：本研究は海洋研究開発機構深海調査研究費 (A 02 および C 55) の補助を受けています。

参 考 文 献

- 阿部勝征 (1988): 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, 地震研究所集報, 第 63 巻, pp. 289-303.
- 大町達夫・戸畑真弘・井上修作 (2003): 津波地震の発生原因に関する解析的検証, 海岸工学論文集, 第 50 巻, pp. 331-335.
- 首藤伸夫 (2003): 津波はどこまで解明されているか, ながれ, 第 21 号, pp. 474-480.
- 三ヶ田均・荒木英一郎・松本浩幸・E. Davis・木下正高・川口勝義 (2004): ケーブル式システム及び掘削孔ステーションによる海底観測-日本近海の測地・地震・水文地質学的観測の現状-, 月刊地球, Vol. 26, pp. 227-233.
- Ide, S. F. Imamura, Y. Yoshida, and K. Abe (1993): Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of September 2, 1992, Geophys. Res. Lett., Vol. 20, pp. 863-866.
- Kanamori, H. (1972): Mechanism of tsunami earthquake, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 6, pp. 346-359.
- Kanamori, H. and M. Kikuchi (1993): The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, Nature, Vol. 361, pp. 714-716.
- Ohmachi, T., H. Tsukiyama, and H. Matsumoto (2001): Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 91, pp. 1898-1909.
- Satake, K. and Y. Tanioka (1999): Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, Pure Appl. Geophys., Vol. 154, pp. 467-483.
- Seno, T. (2002): Tsunami earthquakes as transient phenomena, Geophys. Res. Lett., Vol. 29, 10.1029/2002 GL 014868.
- Tanioka, Y., L. Ruff, and K. Satake (1996): The Sanriku-oki,



図—5 ライズタイム 500 s の津波シミュレーションの結果。図中の時刻は海底面変動開始からの時刻を表している。

Japan, earthquake of December 28, 1994 (Mw 7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23, pp. 1465-1468.

Tanioka, Y. and K. Satake (1996a): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophys. Res.*

Lett., Vol. 23, pp. 861-864.

Tanioka, Y. and K. Satake (1996b): Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23, pp. 1549-1552.