

断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した 1983年日本海中部地震の津波伝播シミュレーション

大町 達夫*・中山 義紀**・築山 洋***

1. はじめに

近年、日本近海を震源とする大地震が発生し、これに伴って発生する津波の被害が各地で報告されているが、その実態の解明は遅れていると言わざるを得ない。従来、津波のシミュレーションでは地震断層による海底地盤の永久変位を初期波形として海水面に与え、長波近似理論によって津波伝播を論じている（以後、これを静的解析と呼ぶ）。しかしこの種の解析では、津波波高や津波来襲時刻について観測記録と符合しないといった問題点があることを首藤（1991）は1983年日本海中部地震を例に挙げ指摘している。また、津波観測記録を説明するために決定された断層モデルや海底地盤の永久変位は、地震学的に決定された断層モデルや永久変位と大きく異なり、両者の違いが数倍に及ぶといった問題点も依然として残されている。

ところで、断層運動に伴う動的地盤変位は永久変位の数倍になることも珍しくなく、津波の初期波形とされてきた海底地盤の永久変位が生ずる範囲より動的地盤変位が出現する範囲の方がはるかに広い。本研究では先述の問題点を解決することを目的に、断層運動に伴う動的地盤変位を求め、これを流体に投入して津波伝播現象を調べた（以後、動的解析と呼ぶ）。そして、1983年日本海中部地震を例に、動的地盤変位を考慮した津波シミュレーションを行った。

2. 解析手法の概要

2.1 動的地盤変位の解析手法

本研究では、津波に有意な影響をもたらす震源近傍の地盤変位解析を行うとの観点から Bouchon, M (1979) による離散化波数法を用いた。この手法は、震源が極端に浅い場合には多大の計算時間を要するという問題点はあるが、地震動の実体波と表面波を全く区別することなく正確に評価できるという利点がある。

本研究では、まず日本近海で大津波を引き起こす逆断

層モデルに関する弾性波動方程式を解き、P波、SH波、SV波の震源ポテンシャルを誘導した。そして、得られたポテンシャルに離散化波数法を適用して周波数領域解を求め、フーリエ逆変換により海底地盤の変位時刻歴を求めた。

2.2 津波伝播の解析手法

既往の津波数値計算では、線形分散波理論式、線形長波理論式、および非線形長波理論式が用いられており、これらはすべて長波近似理論と呼ばれるものである。本研究では時々刻々と変化する海底地盤変位を忠実に入力するため、長波近似を用いず、津波の諸現象を厳密に記述できるように質量保存の式および運動量保存に関する Navier-Stokes の方程式を用いる。

これらの式は速度3成分 (u, v, w) および圧力 p を未知数とする連立方程式となるため、差分法を用いて解いた。なお、津波波高を表す自由表面は時間的・空間的に変化するので、自由表面を含むメッシュには高さ関数を取り入れて自由表面の応答を求めた。

3. 動的地盤変位を考慮した二次元津波解析

海底地盤の動的地盤変位が津波伝播性状に及ぼす影響を調べるために、二次元津波伝播解析を行った。ここでは、Yamashita ら (1974) を参考にモデルを設定し解析を行った。解析モデルを図-1に示し、地盤条件を表-1に表す。なお、地盤は半無限弾性体と仮定し、水深は5000m一定とした。

計算結果を図-2に示す。縦軸は変位（波高）、横軸は震央距離を表わしており、発震後10～150秒を10秒毎に、200～600秒を100秒毎に表わした計算波形である。

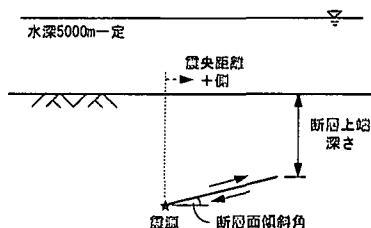


図-1 二次元解析モデル

* 正会員 工博 東京工業大学 人間環境システム専攻 教授

** 正会員 工修 電源開発(株) (研究当時 東京工科大学院生)

*** 理学 (株) 築山研究室 室長

表-1 二次元モデルの地盤条件

断層長さ	50 km
断層傾斜角	10 度
断層上端深さ	40 km
断層すべり量	10 m
立上がり時間	10 秒
P 波速度	6.9 km/sec
S 波速度	4.0 km/sec
破壊伝播速度	3.0 km/sec

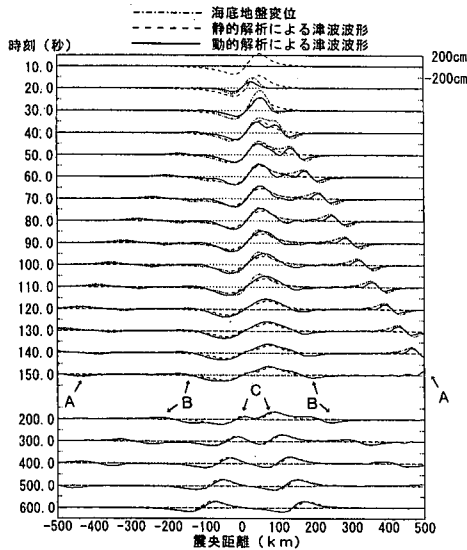


図-2 二次元解析による静的解析と動的解析の比較

また一点鎖線は海底地盤変位、点線は静的解析、実線は動的解析の結果を表している。静的解析の結果は、水深 5000 m に対応する長波速度 $c=221(\text{m/sec})$ で伝播しており、Yamashita ら (1974) の結果と調和的で、本計算が妥当であることが確認できた。

さて、海底地盤の動的変位をみると、発震後 30 秒では震央距離 100 km 付近で最大 370 cm の隆起が生じ、永久変位の約 2 倍の値を示していることがわかる。このように動的地盤変位が永久変位を大きく上回ることが珍しいことではなく、震源条件によっては数倍になることがある。よって動的地盤変位の影響は無視できないことも考えられる。

次に、静的解析と動的解析の津波計算結果を比較すると、動的解析には位相の異なる二つの波が出現していることがわかる。図中 A の波は伝播速度 3.7(km/sec) で伝播することより Rayleigh 波による波動であることがわかる。この波高は 95 cm であり、長波津波 (図中 C) の波高 110 cm と大きく変わらない。また、発震後 100 秒付近から出現する位相の異なる波 (図中 B) もあり、これ

らは静的解析では見られない波である。

更に、震央付近の永久変位によってもたらされる長波津波 (図中 C) をみると、波源の両側で振幅や到達時刻に違いがある。すなわち、振幅に関しては、断層破壊の伝播方向すなわち震央距離 + 側において、動的解析の波高が静的解析の波高を若干上回っているが、一側では両者はほぼ等しい。これは断層運動の directivity 効果が津波に影響したものと考えられる。一方、到達時刻については動的解析の方が静的解析より波の到達が遅い。これは、動的地盤変位に伴って海水が持ち上がるまでにタイムラグが生じるからである。

以上、動的地盤変位を考慮した津波解析では、長波を上回る速度で伝播する Rayleigh 波による波動が有りうることがわかった。また、地盤条件や震源条件によっては動的地盤変位が津波に及ぼす影響がさらに大きくなることも考えられる。したがって、このことから津波解析時に動的地盤変位を考慮することも必要と考えられる。

これをふまえて、次章では動的地盤変位を考慮した 1983 年日本海中部地震津波シミュレーションについて示す。

4. 1983 年日本海中部地震の津波シミュレーション

1983 年 5 月 26 日 12 時 00 分、秋田県西方沖約 100 km を震源とするマグニチュード 7.7 の地震が発生した。乗富 (1984) による本震と余震の震源分布を図-3 に示す。この地震による被害で最も深刻であったのが津波による被害であった。この津波による犠牲者は 100 名に及んだほか、多くの港湾構造物が被害を受けた。

この地震発生以降、多くの研究者によって津波解析が行われた。相田 (1984) はこの津波の数値実験を行い、比較的波源遠方の検潮記録を説明することのできる相田モデル 10 を最終的な断層モデルとして提案している。相田モデル 10 の断層パラメータを表-2 に、海底地盤の永久変位分布を図-4 に示す。

一方、これまで地震学的に推定し提案された数々の断層モデルの中で、最も信頼性の高いものとして Sato (1985) のモデルがある。これは、北海道から東北地方までで震源域の東側から約 80 km~280 km 離れた計 10 地点で観測された地震動記録をもとに決定されたものである。Sato の断層パラメータを表-3 に、海底地盤の永久変位分布を図-5 に示す。

相田 (1984) と Sato (1985) による断層モデルを比較すると、断層の枚数が 2 枚と 3 枚で異なっている。震源近傍で観測された地震記録には 3 つの大きなピークがあり、これを説明するために 3 枚断層が考えられたもので

ある。海底地盤の永久変位を比較してみると、相田モデル10の場合には450 cmを越える大きな隆起が見られる一方で、大きな沈降は見られない。しかしSatoモデルの場合、海底地盤の隆起量は250 cm程度にすぎず、その最大値は相田のほぼ半分の値である。こうした相違は表-2、表-3に示されているように、震源深さ、断層傾斜角およびすべり量の相違が大きな原因と考えられる。つまり、相田は検潮儀で観測された津波波高を説明するために、断層すべり量や断層傾斜角をかなり大きく与え、その結果、陸部で観測された地震記録や余震分布との整合性が犠牲にされたものと言える。また、検潮儀の応答特性にも不明点があるため、検潮記録をもとに断層モデルを決定するという手法自体にも限界があるものと考えられる。

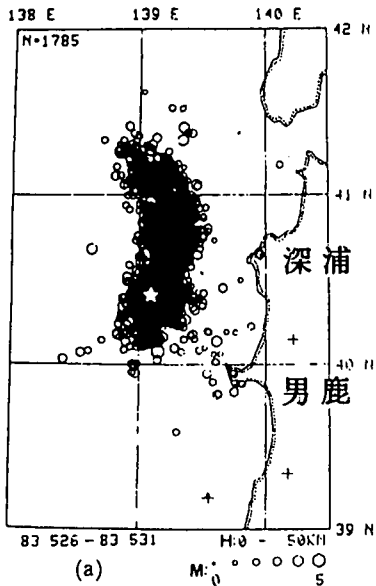


図-3 日本海中部地震の本震と余震の震源分布

表-2 相田 (1984) による断層パラメータ

	北断層	南断層
断層長さ	60 km	40 km
断層幅	30 km	30 km
深さ	16 km	21 km
断層走向角	N 5°W	N 22°E
傾斜角	25°E	40°E
地震モーメント	2.2×10^{27} dune·cm	3.6×10^{27} dune·cm
縦ずれ変位	3.0 m	7.6 m
横ずれ変位	0.54 m	0 m

上記より本研究では、Sato (1985) の断層モデルを用いて動的地盤変位を求め、津波シミュレーションを行った。海底の動的地盤変位を離散化波数法で計算する際、P波やS波の速度はYoshiiら(1971)を参考に、それぞれ7.0(km/sec)、4.1(km/sec)とした。

次に、津波伝播シミュレーションによる波源近傍の深浦の計算波形を図-6に、男鹿の計算波形を図-7に、それぞれ観測波形と比較して示す。いずれも、一点鎖線はSato (1985) による海底地盤の永久変位(図-5)を津波初期波形とした静的解析による計算波形を、実線は動的解析の結果を示している。また、点線は観測波形、二点鎖線は相田 (1984) による計算波形を示している。

静的解析の場合、発震直後に地盤永久変位を海水面に与えているために第一波到達時間が100秒以上早くなっている。しかし動的解析の場合、海水が持ち上がるまでに時間を要するため、第一波到達時刻が観測記録とほぼ一致した。また、波高についても静的解析と比べて動的解析の方が観測記録を説明できる結果となっている。

以上のことから、動的地盤変位を考慮した動的解析を行えば、少なくとも波源近傍の深浦、男鹿においては津波の計算波形が観測記録とほぼ一致し、地震学的に決定された断層モデルによって、津波も合理的に説明することができた。

一方、波源から遠方の江差、新潟東、寺泊などの地点に対しても同様の計算を行ったが、観測記録との対応はあまり良くなかった。これには、検潮記録の精度や計算モデルの粗さが関係していると考えられ、今後に検討の

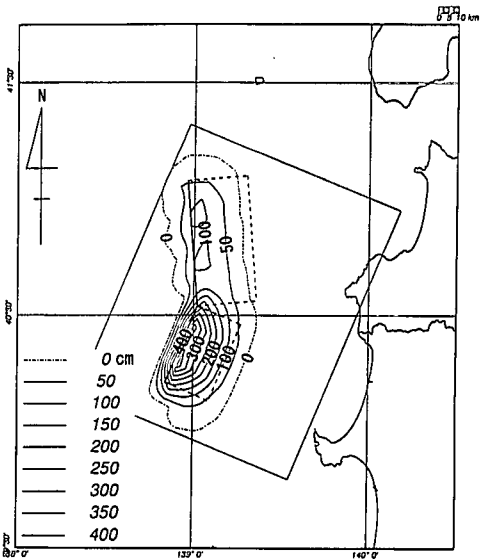


図-4 相田 (1984) の断層モデルによる海底地盤の永久変位分布

表-3 Sato (1985) による断層パラメータ

	北断層	中断層	南断層
断層長さ	35 km	35 km	35 km
断層幅	35 km	35 km	35 km
深さ	13 km	13 km	13 km
断層走向角	N 15°W	N 15°E	N 15°E
傾斜角	20°E	20°E	20°E
地震モーメント	3.0×10^{27} dune·cm	2.0×10^{27} dune·cm	3.0×10^{27} dune·cm
立上がり時間	4.0 秒	4.0 秒	4.0 秒
破壊伝播速度	1.5 km/sec	2.0 km/sec	2.0 km/sec
縦ずれ変位	6.8 m	4.5 m	6.8 m
横ずれ変位	0 m	0 m	0 m

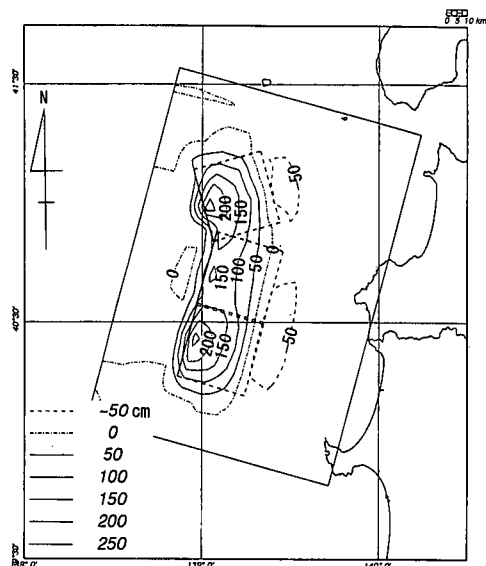


図-5 Sato (1985) の断層モデルによる海底地盤の永久変位分布

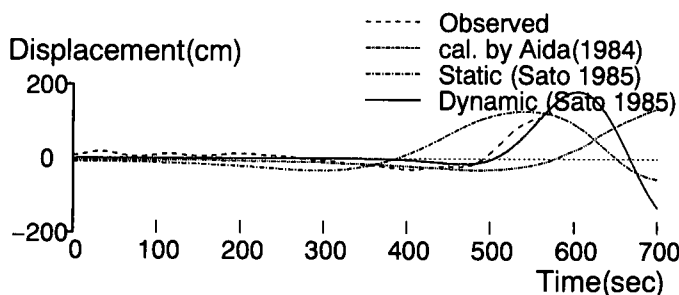


図-6 深浦での計算波形と観測波形

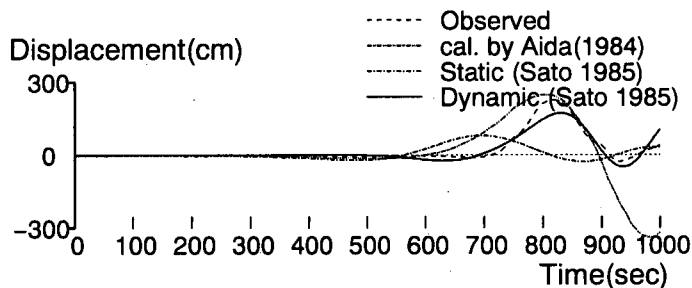


図-7 男鹿での計算波形と観測波形

余地を残した。

5. ま と め

断層運動に伴う動的地盤変位を考慮した津波伝播解析

について述べ、数値シミュレーションを行った。以下にその結果をまとめる。

1) 動的地盤変位が津波に及ぼす影響を調べた。その結果、既往の静的解析では現れない、Rayleigh 波によ

て引き起こされる波動が有り得ることがわかった。地盤条件や震源条件によっては動的地盤変位による影響がさらに増大することが考えられ、今後注目する必要がある。

2) 1983年日本海中部地震による津波について、地震学的に定められた断層モデルを用いて動的解析を行ったところ、震源近傍における深浦、男鹿の津波観測記録を合理的に説明することができた。

ところで、近年の地震観測網の整備により震源推定のインバージョン解析の研究がさかんに行われるようになり、断層運動の不均一性についても説明が進んでいる。今後は、断層の詳細な破壊過程と動的地盤変位をリンクした解析を行うことで、さらに津波現象の真相説明が進むことが期待される。

謝辞：本研究で行った津波計算は、キャノンスーパーコンピューティング S. I. のご協力を得た。また本研究で用いた水深データは、海上保安庁水路部の資料を使用さ

せていただいた。ここに記して、謝意を表す。

参考文献

- 首藤伸夫 (1991): 1983年日本海中部地震の初期波形に関する疑問, 東北大学津波工学研究報告, 8, pp. 55-81.
- 乗富一雄 (1984): 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, 文部省科研 (No. 58022002)
- 相田勇 (1984): 1983年日本海中部地震の波源数値モデル, 震研彙報, 59, pp. 93-104.
- 佐藤良輔 編 (1989): 日本の断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- Sato, T. (1985): Rupture characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) Earthquake as inferred from strong motion accelegrams, J. Phys. Earth, 33, pp. 525-557.
- Bouchon, M. (1979): Discrete wave-number representation of elastic wave field in three-space dimension, J. Geophys. Res., 84, pp. 3609-3614.
- Yoshii, T. and Asano, S. (1971): Time-Term Analyses of Explosion Seismic Data, J. Phys. Earth, 20, 1, pp. 47-57.
- Yamashita, T. and R. Sato (1974): Generation of tsunami by a fault model, J. Phys. Earth, 22, pp. 415-440.