

地殻及びマンツルの運動を考慮した津波伝播の数値解析

Numerical Simulation of Tsunami Propagation through the Sea on the Plate or over the Mantle

鹿児島大学大学院・理工学研究科 柿沼 太郎 (Taro KAKINUMA)*
鹿児島大学大学院・理工学研究科 吉川 諒 (Ryo YOSHIKAWA)*
東北大学・災害科学国際研究所 山下 啓 (Kei YAMASHITA)**

*Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

**International Research Institute of Disaster Science, Tohoku University

1. 研究の背景・目的

従来実施されている、浅水方程式系に基づく遠地津波の数値解析では、津波第1波のピーク到達時刻が、実際の到達時刻より早い時刻として算出されることが知られている (Inazu and Saito, 2013; 高川, 2013; Watada *et al.*, 2014). 本研究では、この原因を地殻やマンツルに求める. すなわち、海水下にあるプレートが弾性体として運動し、また、その下方にあるマンツル上層が流体のように振る舞い、こうしたプレートやマンツルの存在が、津波伝播に影響を与えると仮定する. そして、上記の走時差に関して、数値解析に基づき調べる.

2. 地球のモデル

海水の密度を ρ_w とし、静水深 h_w が一様である海域を対象とする. 図-1に示すように、この海水下に海底面があり、その下に地殻が、更にその下方にマンツル(上部マンツル)が存在する. このうち、地殻及びマンツル表層からなるプレートが、水平スケールの大きな一つの弾性体であり、法線方向の変位が一定となる中立面を有すると仮定する. このとき、プレートの運動は、プレートの厚さを考慮することなく中立面上で考えることができる. プレートの平均的な曲げ剛性率を B とする. なお、ここでは、複数のプレート間の不連続性を考慮しない.

他方、プレートの下方にあるマンツル上層が、完全流体であると仮定する. マンツルの密度を ρ_m とし、マンツル上層の鉛直方向の深さを h_m とする. そして、マンツル上層の下面が、水平な固定床であると仮定する.

以上のように、解析対象の初期状態では、水平な固定床の上に、マンツル上層に相当する深さ h_m の流体があり、その上に、プレートに相当する厚さ 0 の薄板が横たわり、この薄板の上には、津波が伝播する深さ h_w の海水が湛えられている. 海水の上面は、自由水面とする.

3. 数値解析手法

上記のような、海水、プレート及びマンツル上層の連成モデルを対象とした数値解析のために、多層流体と大規模薄板構造物の相互干渉の解析のための数値モデル (Kakinuma *et al.*, 2012) を適用する. 流体運動には、速度ポテンシャル ϕ を $\phi(x, z, t) = f_0(x, t) + z f_1(x, t) + z^2 f_2(x, t)$ と展開した、変分原理に基づく非線形波動方程式系を適用し、波の分散性を考慮する.

ところで、本数値モデルの適用に際して、簡単のために、マンツル上層を完全流体と仮定することになる. そこで、マンツル上層の密度 ρ_m 及び深さ h_m の値を変えることによって、マンツル上層の不明確な流動性や流動範囲を規定する. 例えば、マンツル上層が、より動きにくい状態を想定する場合には、マンツル上層の密度 ρ_m を比較的大きな値に設定する.

4. マンツル上層及びプレートの津波に対する影響

図-2に、時刻 $t = 2,000$ sにおける水面形 $z = \eta$ 及び海底面形 $z = b + h_w$ の計算結果を示す. ここで、 $B = 0.0 \text{ Nm}^2$ 及び $\rho_m = 3,300 \text{ kg/m}^3$ であり、 $h_m = 1,000 \text{ m}$, $6,000 \text{ m}$, または、 $196,000 \text{ m}$ である. また、 ρ_m は、Dziewonski and Anderson (1981)を参考にして決められている. 比較のために、マンツル上層とプレートの両者の運動を考慮しない場合の1層問題の津波の水面形 $z = \eta$ ($h_m = 0 \text{ m}$)が描かれている. マンツル上層の流体運動に伴い、水面形と海底面形が同位相で

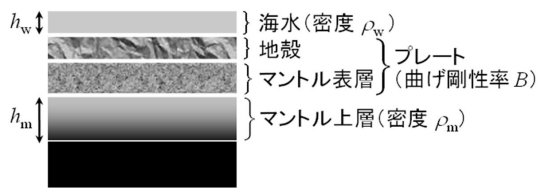


図-1 地球の構造モデル

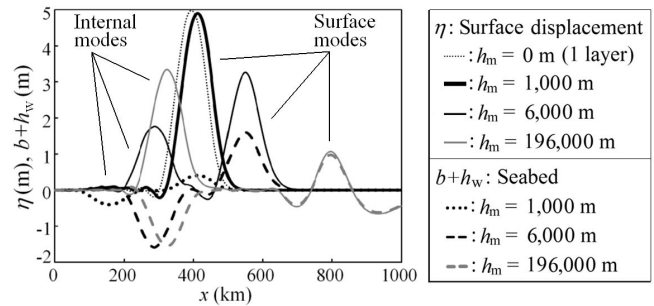


図-2 時刻 $t = 2,000$ s における水面形及び海底面形 ($B = 0.0$ Nm², $\rho_m = 3,300$ kg/m³)

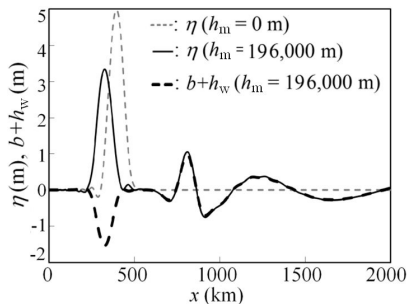


図-3 時刻 $t = 2,000$ s における水面形及び海底面形 ($B = 3.43 \times 10^{20}$ Nm², $\rho_m = 3,300$ kg/m³, $h_m = 196,000$ m)

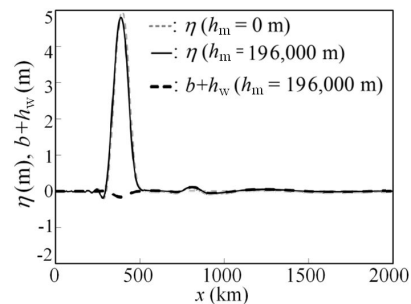


図-4 時刻 $t = 2,000$ s における水面形及び海底面形 ($B = 3.43 \times 10^{10}$ Nm², $\rho_m = 33,000$ kg/m³, $h_m = 196,000$ m)

ある表面波モードと、逆位相である内部波モードの二つのモードが伝播する。このうち、内部波モードは、マントル上層の深さ h_m が大きいほど、津波高さが大きくなり、波速が大きくなる傾向を有する。そして、 $h_m = 6,000$ m の場合、内部波モードよりも、表面波モードの津波高さが大きい。一方、 $h_m = 196,000$ m の場合、内部波モードの津波高さが大きい。

図-3 に、 $\rho_m = 3,300$ kg/m³ 及び $h_m = 196,000$ m であり、曲げ剛性率を $B = 3.43 \times 10^{20}$ N m² とした場合の結果を示す。表面波モードの波速は、約 404.0 m/s であり、対応する図-2 の場合よりも、約 4.0 m/s 大きい。また、図-4 に、 $B = 3.43 \times 10^{10}$ Nm², $\rho_m = 33,000$ kg/m³ 及び $h_m = 196,000$ m の場合の結果を示す。マントル上層の密度 ρ_m が大きい図-4 の場合、表面波モードの津波高さが著しく低く、内部波モードの津波が津波第 1 波として襲来する。内部波モードの津波は、波速が約 192.0 m/s であり、波速が約 198.0 m/s である 1 層問題の津波よりも遅れて伝播する。この場合、チリ・日本間の距離を 17,000 km、静水深を 4,000 m とすると、チリ津波は、1 層問題の津波より 45 分程度遅れて日本に到達し、これは、従来の計算結果より 30 分～1 時間 30 分程度遅れる観測結果と調和的である。このように、マントル上層及びプレートが、ある条件を満たす場合、1 層問題の津波より遅れて伝播する、津波高さが相対的に大きな内部波モードの津波が存在する。

参考文献

- 高川智博：水の圧縮性と地殻弾性を考慮した津波の分散関係解析：遠地津波予測の精度向上に向けて、土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. 426-430, 2013.
- Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson: Preliminary reference earth model, Phys. Earth. Planet. Int., Vol. 25, pp. 297-356, 1981.
- Inazu, D. and T. Saito: Simulation of distant tsunami propagation with a radial loading deformation effect, Earth Planets Space, Vol. 65, pp. 835-842, 2013.
- Kakinuma, T., K. Yamashita and K. Nakayama: Surface and internal waves due to a moving load on a very large floating structure, J. Applied Mathematics, Vol. 2012, Article ID 830530, 14 pages, 2012.
- Watada, S., S. Kusumoto, and K. Satake: Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth, J. Geophys. Res.: Solid Earth, Vol. 119, Issue 5, pp. 4287-4310, 2014.