

地殻及びプレートやマンツルの運動を考慮した津波伝播の数値解析

鹿児島大学工学部 学生会員 吉川 諒
鹿児島大学大学院理工学研究科 学生会員 山下 啓
鹿児島大学大学院理工学研究科 正会員 柿沼太郎

1. 研究の背景及び目的: 2010年チリ地震津波は、日本を含む環太平洋地域に広く伝播した。ところで、遠地津波の一般的な数値解析では、津波第1波のピーク到達時刻を実際の到達時刻よりも早い時刻として算出してしまふことが知られている。そこで、本研究では、海水下にある地殻及びプレートを弾性体として考慮し、また、マンツルが流体のように振る舞うと仮定して、地殻及びプレートやマンツルの運動を考慮した津波伝播の数値解析を行なう。そして、これらの運動が津波の伝播にどのような影響を及ぼすのかに関して調べる。

2. 数値解析の手法及び条件: 静水深 h_w が一様である海域を対象とする。海水の密度を ρ_w とする。この海水の下に、海底面があり、その下に、地球の地殻及びプレートが、更にその下方に、マンツルが存在する。このうち、地殻及びプレートが、一つの弾性体であり、かつ、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。すると、地殻及びプレートの厚さを考慮することなく、その運動を中立面上で考えることができる。これらの平均的な曲げ剛性率を B とする。他方、更に下方にあるマンツルの上層部が、完全流体であると仮定する。このマンツル上層部の鉛直方向の深さを h_m とし、密度を ρ_m とする。そして、このマンツル上層部の下面は、水平な固定床であると仮定する。すなわち、解析対象の初期状態は、水平な固定床の上に、深さ h_m のマンツルに相当する流体があり、その上に、厚さ 0 の地殻及びプレートに相当する薄板が乗り、この薄板の上に、津波の伝播する海水が乗っている状態となる。海水の上面は、自由水面とする。なお、マンツル上層部を完全流体であると仮定する本モデルでは、 ρ_m 及び h_m が、それぞれ、マンツル上層部の流動性及び流動範囲を規定することになる。本モデルを対象とした数値解析のために、ここでは、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) を用いる。流体運動には、速度ポテンシャルを $\phi(x,z,t) = f_0(x,t) + z f_1(x,t) + z^2 f_2(x,t)$ と展開した非線形波動方程式系を適用し、波の分散性を考慮する。また、鉛直軸 z に関しては、原点が静水面に位置するとし、鉛直上向きを正とする。

鉛直壁を $x = 0$ km に設け、時刻 $t = 0$ s の津波初期波形を $\eta(x,0) = a_0 \{1 + \cos[2\pi(x/L)]\}$ ($0 \text{ km} \leq x \leq L/2$)、 $a_0 = 5.0$ m、 $L = 200$ km とする。重力加速度は、 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ とする。海水の密度を $\rho_w = 1,000 \text{ kg/m}^3$ とし、海水の静水深 h_w が 4,000 m で一様であるとする。すると、計算対象のパラメタは、上述したマンツル上層部の密度 ρ_m 、マンツル上層部の深さ h_m 、そして、地殻及びプレートの曲げ剛性率 B となる。これらのパラメタの値は、明らかとなっていないため、これら三つのパラメタの値が異なる場合の数値解析を実施し、マンツル上層部や、地殻及びプレートの運動が津波の伝播過程に対して与える影響を調べる。

3. マンツル上層部や地殻及びプレートの運動が津波に与える影響: 上記の三つのパラメタ ρ_m 、 h_m 及び B の値を仮定した場合の、時刻 $t = 2,000$ s における水面形 η 及び海底面形 b の数値解析結果を図-1~4 に示す。ここで、比較のために、マンツル上層部、並びに、地殻及びプレートの両者の運動を考慮しない場合の、一様静水深 4,000 m の海域を伝播する 1 層問題の津波の水面形 (赤色のグラフ) が描かれている。

図-1 に、 $B = 0.0 \text{ Nm}^2$ 及び $\rho_m = 3,300 \text{ kg/m}^3$ であり、 $h_m = 1,000$ m、 $96,000$ m、または、 $196,000$ m である場合の結果を示す。マンツル上層部の流体運動を考慮した場合、水面形と海底面形が同位相で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様子が確認できる。このうち、内部波モードは、マンツル上層部の深さ 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、 $h_m = 96,000$ m である場合、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 がより大きい $h_m = 196,000$ m である場合、表面波モードよりも、内部波モードの津波高さが大きくなっている。

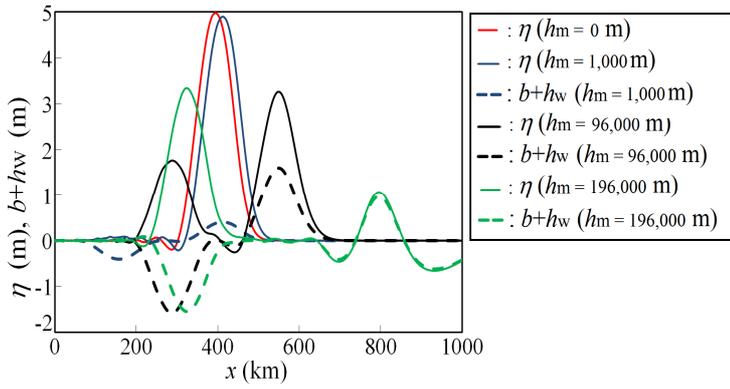


図-1 時刻 $t=2,000$ s における水面形 η 及び海底面形 b ($\rho_m=3,300 \text{ kg/m}^3$, $B=0.0 \text{ Nm}^2$)

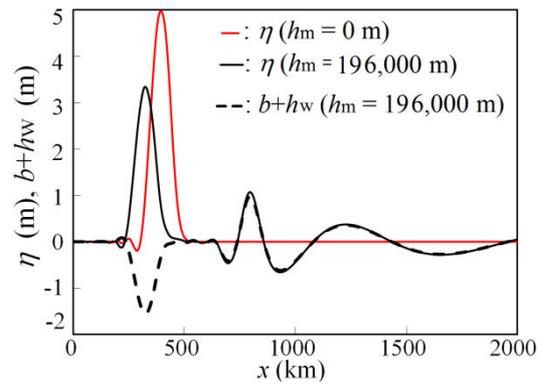


図-2 時刻 $t=2,000$ s における水面形 η 及び海底面形 b ($\rho_m=3,300 \text{ kg/m}^3$, $h_m=196,000 \text{ m}$, $B=3.43 \times 10^{10} \text{ Nm}^2$)

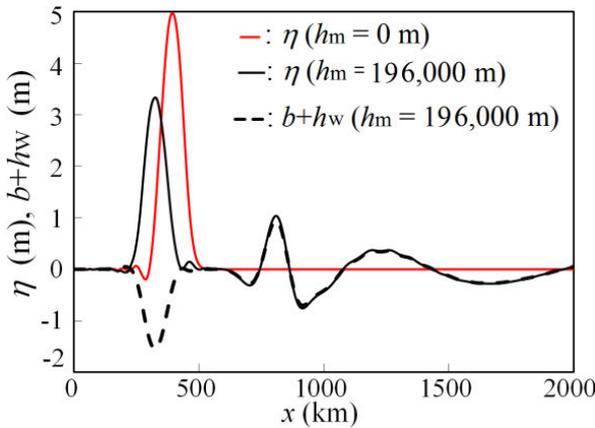


図-3 時刻 $t=2,000$ s における水面形 η 及び海底面形 b ($\rho_m=3,300 \text{ kg/m}^3$, $h_m=196,000 \text{ m}$, $B=3.43 \times 10^{20} \text{ Nm}^2$)

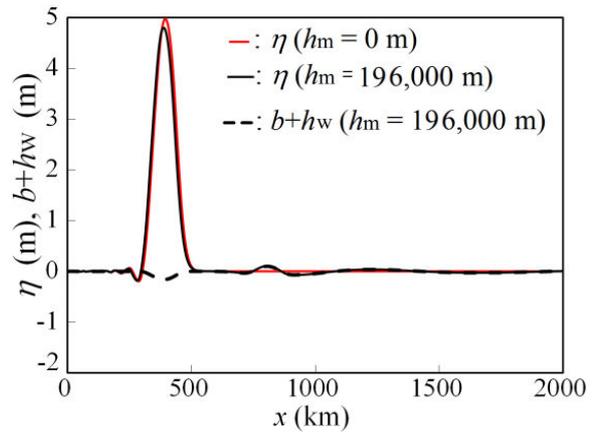


図-4 時刻 $t=2,000$ s における水面形 η 及び海底面形 b ($\rho_m=33,000 \text{ kg/m}^3$, $h_m=196,000 \text{ m}$, $B=3.43 \times 10^{10} \text{ Nm}^2$)

図-2 に、 $B=3.43 \times 10^{10} \text{ N m}^2$ 、 $\rho_m=3,300 \text{ kg/m}^3$ 及び $h_m=196,000 \text{ m}$ である場合の結果を示す。図-1 に示した $B=0.0 \text{ Nm}^2$ 、 $\rho_m=3,300 \text{ kg/m}^3$ 及び $h_m=196,000 \text{ m}$ の場合と比較すると、 $B=3.43 \times 10^{10} \text{ N m}^2$ のオーダの地殻及びプレートの曲げ剛性率は、表面波モード及び内部波モードの津波高さ及び波速に対して殆ど影響しないことがわかる。しかしながら、図-3 に示す、曲げ剛性率がより大きい $B=3.43 \times 10^{20} \text{ N m}^2$ の場合、表面波モードの波速に弾性体の運動の影響が現れている。すなわち、図-2 の $B=3.43 \times 10^{10} \text{ N m}^2$ の場合よりも、図-3 の $B=3.43 \times 10^{20} \text{ N m}^2$ の場合の方が、表面波モードの波速が 4 m/s 程度大きくなっている。他方、内部波モードに対しては、弾性体の曲げ剛性率の違いの影響は、殆ど認められない。

図-4 に、 $B=3.43 \times 10^{10} \text{ Nm}^2$ 、 $\rho_m=33,000 \text{ kg/m}^3$ 及び $h_m=196,000 \text{ m}$ である場合の結果を示す。これは、図-2 の場合よりも、マントル上層部の密度 ρ_m が大きい場合の空間波形の結果である。図-2 と図-4 を比較すると、 ρ_m が大きい図-4 の場合、表面波モードの津波高さが小さくなっている。他方、内部波モードの津波高さ及び波速の両者とも、 ρ_m が大きい図-4 の場合に大きくなっており、これらは、1層問題における津波高さ及び波速の値に近付いている。ただし、図-4 に示された内部波モードの津波は、波速が約 192 m/s であり、波速が約 198 m/s である1層問題の津波よりも遅れて伝播している。この場合、チリから日本までの距離を $17,000 \text{ km}$ とすると、チリ沿岸域で発生した津波は、1層問題における津波よりも、約45分遅れて日本に到達することになる。以上のように、マントル上層部と地殻及びプレートの運動をある条件に仮定した場合、一層問題の津波よりも遅れて伝播する、有意な波高を有する内部波モードの津波が存在する。

参考文献

Kakinuma, T., Yamashita, K., and Nakayama, K.: Surface and internal waves due to a moving load on a very large floating structure, J. Applied Mathematics, Vol. 12, Article ID 830530, 14 pages, 2012.