

インド洋津波における波数分散効果について

鳴原良典¹・藤間功司²

本研究では、インド洋津波の数値計算を実施する場合における波数分散効果の必要性について検討した。線形分散波理論による外洋伝播計算から、深海域での分散効果が顕著に現れる地域を明らかにし、沿岸域では 1 次元非線形分散波理論による計算を行い、浅海域での津波の変形および陸上での遡上高について非線形長波理論との違いを調べた。さらに潮位記録や Jason1 による海面高度計データなど、津波時に得られた観測記録と計算結果とを検証する場合における波数分散効果の影響について考察した。

1. はじめに

2004 年インド洋津波は、震源に近いインドネシアやタイだけでなく約 1,500km 離れたスリランカ、モルデュー、そして 4,000km 離れたアフリカ東岸に到達し、各地で大きな被害を及ぼした。このように大洋の全域を伝播するような遠地津波においては、深海域を長距離伝播することによる波数分散効果（以下、分散効果）が津波波形に大きな影響を及ぼすことが知られている（後藤ら, 1988）。したがって、特に波源遠方にある潮位記録や測定された津波痕跡高を数値計算で精度良く評価するには、線形長波理論式に分散項を考慮した線形分散波理論式を用いて津波の変形を正確に再現する必要がある。

さて、同イベントの発生後、波源モデルの推定や被災国沿岸を対象とした津波の再現など数値計算を利用した研究が盛んに実施されているが、外洋伝播計算にはほとんどの場合において非分散である線形・非線形長波理論が採用されており、どの時点、どの地域で分散効果を考慮すべきかといった検討はされていない。このことから、今後インド洋津波に関して数値計算を利用した研究を実施していくためにも、分散効果の必要な地域や条件を特定しておく必要があるといえる。

そこで本研究では、本間ら（2005）の線形分散波理論の数値モデルに基づいた球面座標系の遠地津波モデルを利用し、インド洋津波の数値計算を実施する場合における分散効果の必要性について検討することを目的とした。まず、外洋伝播計算から深海域での分散効果が顕著に現れる地域を明らかにする。次に、沿岸域では 1 次元ではあるが非線形分散波理論による計算を行い、浅海域での津波の変形および陸上での遡上高について非線形長波理論との違いを調べる。さらに潮位記録や衛星による海面高度計データなど、津波時に得られた観測記録との整合性を議論する場合での分散効果について考察する。

2. 数値計算の概要

(1) 数値モデル

従来、分散効果を考慮した遠地津波の数値モデルには今村ら（1990）のモデルがあるが、この場合、分散性を再現するための条件として計算空間格子を 5 分（約 10 km）に設定する必要がある。よって津波波源付近や、直径数 km 程度の島が点在するような環礁（例：モルデュー）においては地形自体の再現が困難であるため、計算精度が著しく低下する可能性がある。そこで、外海域で使用する数値計算手法として本間ら（2005）のモデルを球面座標系に変換して使用する。

支配方程式はコリオリ項を考慮した線形ブシネスク方程式とすると、連続の式および運動の式は以下のように表すことができる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \left[\frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (N \cos \theta) \right] = 0 \cdots \cdots (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = \frac{h}{R \cos \theta} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + fN \cdots \cdots (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = \frac{h}{R} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} - fM \cdots \cdots (3)$$

$$\phi = \frac{h}{3R \cos \theta} \left[\frac{\partial^2 M}{\partial \lambda^2} + \frac{\partial^2}{\partial \theta^2} (N \cos \theta) \right] \cdots \cdots (4)$$

ここに、 R ：地球の半径、 λ , θ ：緯度、経度座標、 M , N ：各方向の線流量、 η ：水位、 ϕ ：分散ポテンシャル関数、 h ：静水深、 g ：重力加速度、 f ：コリオリ係数、である。式(2)、式(3)の右辺第 1 項が分散効果を表し、これを無視すると球面座標における線形長波理論になる。式(2)と $\cos \theta$ を乗じた式(3)を式(4)に代入すると、以下に示す ϕ のポアソン方程式を得ることができる。

$$\begin{aligned} & \frac{h^2}{3R^2 \cos^2 \theta} \left[\frac{\partial^2 \phi}{\partial \lambda^2} + \cos \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\cos \theta \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \right) \right] - \phi \\ &= \frac{gh^2}{3R^2 \cos^2 \theta} \left[\frac{\partial^2 \eta}{\partial \lambda^2} + \cos \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\cos \theta \frac{\partial \eta}{\partial \theta} \right) \right] \\ & - \frac{fh}{3R \cos \theta} \left[\frac{\partial N}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \theta} (M \cos \theta) \right] \cdots \cdots (5) \end{aligned}$$

1 正会員 博(工) 防衛大学校助手 システム工学群建設環境工学科
2 正会員 工博 防衛大学校教授 システム工学群建設環境工学科

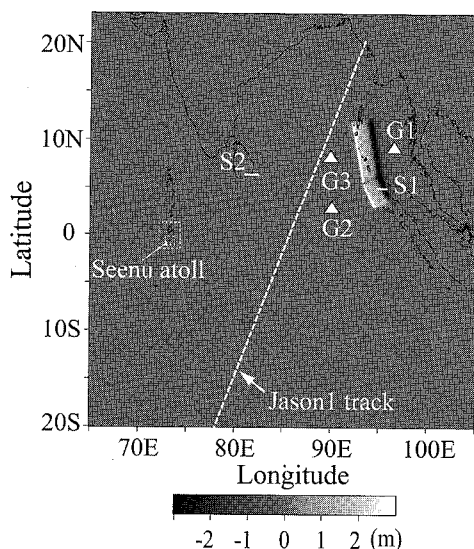


図-1 計算対象領域と津波初期水位分布

以上の式を Staggered Leap-Frog 法により差分化し、計算を行う。

(2) 計算条件

図-1 に計算領域と津波初期水位分布を示す。初期水位はアラスカ大学による断層パラメータ (Kowalik ら, 2005) を用い、静的に与えた。スマトラ島沖地震はインド洋プレートの沈み込みに伴って発生した低角逆断層型であるため、震源付近では正、その東側に負の水位分布が生じている。海底地形データには GEBCO Digital Atlas による 1 分格子を利用した。また、モルディブ・Seenu 環礁で得られた観測潮位記録と比較するため、点線に囲まれた領域内にそれぞれ 2 次 (30 秒格子)、3 次領域 (6 秒格子) を設けて領域接続を行った。データの作成については、2 次領域は 1 分格子を補間して、3 次領域は海図から作成した (図-2)。

数値モデルは 1 次領域で線形分散波理論、2 次領域で線形長波理論を、そして 3 次領域では海底摩擦項を考慮した非線形長波理論とした。なお、非線形長波理論における移流項は 1 次精度の風上差分で計算し、海底摩擦項におけるマンギの粗度係数 n は 0.025 とした。

外洋計算における境界条件は岸側を完全反射で、沖側を透過条件として領域の外側にスポンジ層を設けた。

3. 計算結果

(1) 深海域での波数分散効果

1 次領域での線形分散波理論と線形長波理論の計算結果から、深海域における津波の分散効果について考察する。図-3 は波源付近での水位の時刻歴であり、出力地

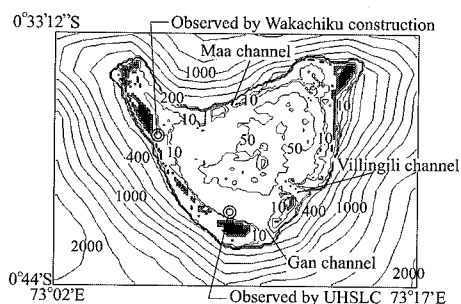


図-2 Seenu 環礁 (3 次領域) の水深分布 (m) と詳細

点は図-1 中の G1~3 に対応している。G2, G3 において線形分散波理論は線形長波理論に比べて第 1 波峰の水位が減衰しており、さらに後部では短周期波が生成されているが、G1 では両者の波形に違いは見られない。波源の西側での津波第 1 波は押しで始まり波形勾配も大きく、水深の大きい外洋部に向けて伝播するため、波源の東側に比べて分散効果が顕著になると考えられる。

次に簡易的ではあるが、線形長波理論に対する線形分散波理論の最高水位の減衰率の分布から、分散効果の大きい地域を特定することを試みた (図-4)。この図より、全体的な傾向として波源の西側から南西方向において減衰率が大きく、断層の直上付近から波源の東側、断層長軸方向での減衰率は小さい。減衰率の大きくなる地域としては、スリランカ東岸で 20 %、モルディブで 10~20 %、チャゴス諸島の南方では 40~50 % となる。一方、波源の西から南西方向でもスリランカやモルディブなどの背後では減衰率は小さい。これは、屈折や散乱などの地形効果が分散効果よりも大きくなるためであると考えられる。以上により深海域の伝播による分散効果について減衰率 10 % を閾値として考えると、インドネシア・タイ・バングラデシュでは分散効果を無視することができ、インド、スリランカ、モルディブより遠方では考慮する必要があることになる。

なお、以上の結果は本研究で使用した初期波源で得られたものであるため、走向などの断層パラメータの違いや北側断層での破壊伝播速度の考慮など、今後初期波源が修正されることでこれらの傾向は多少異なる可能性がある。

(2) 浅海域での波数分散効果

次に、浅海域での分散効果の有無による津波変形および遡上過程の違いについて検討するため、図-1 中の S1 (スマトラ島北西部・Banda-Ache), S2 (スリランカ・Yala) に沿った断面について、非線形長波理論と非線形分散波理論による 1 次元計算を行う。沖側での境界条件として線形長波理論と線形分散波理論による 2 次元平面計算から得た水位の時刻歴を入力した。計算条件とし

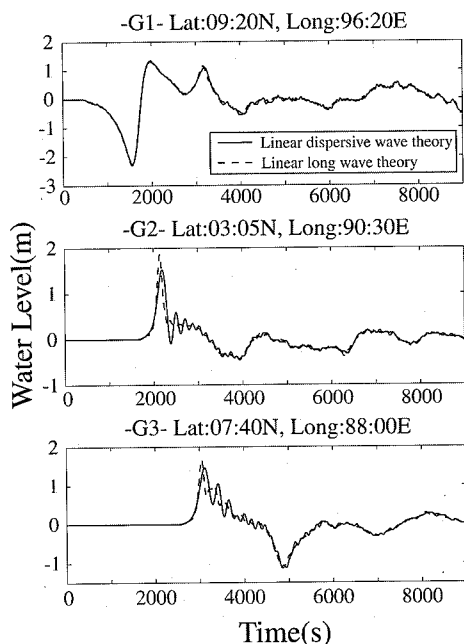


図-3 波源付近での水位の時刻歴

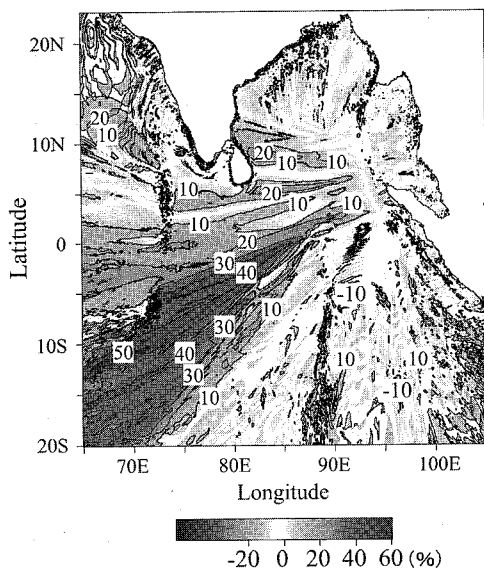


図-4 線形長波理論に対する線形分散波理論の最高水位の減衰率

て空間格子間隔 $\Delta x = 10$ m, 時間間隔 $\Delta t = 0.1$ s とした。なお、数値モデル中の移流項や海底摩擦項の計算は前述と同様の方法を採用している。

図-5 に S1 における計算結果を示す。水位変動や遡上のタイミング・遡上高全てに関して数値モデルに関係なくほぼ一致しており、波源付近の沿岸では分散効果の有

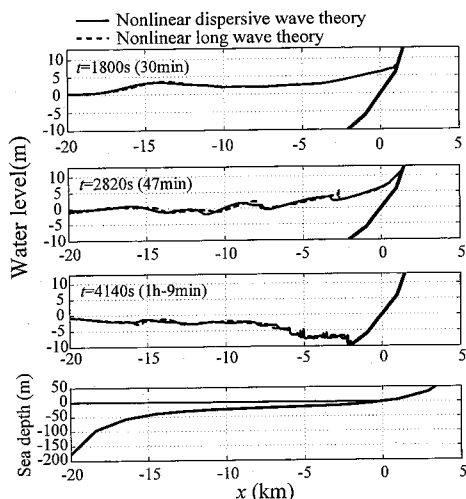


図-5 Banda Aceh での津波伝播と遡上 (1 次元計算)

無は関係ないといえる。図-6 は S2 上の各時刻での空間波形である。 $t = 7,500$ s において、非線形長波理論は非線形効果により前傾化を始めるが、非線形分散波理論は分散効果によって前傾化が抑えられており、両者の波形には大きな差が見られる。その後、汀線付近まで浅くなると非線形分散波理論も前傾化し非線形長波理論に追いつき ($t = 8,220$ s), 最終的な最大遡上高は等しくなる ($t = 9,000$ s)。しかし, $t = 11,220$ s のように第 2 波以降で遡上高に差が出ることもある。このように、単に最大遡上高や津波到達時刻を得るのが目的であるなら分散効果は無視しても問題ないが、詳細な津波伝播や遡上過程を再現することが目的であれば分散効果は考慮すべきである。

(3) 潮位記録との比較 (Seenu 環礁の詳細計算)

ここでは観測された潮位記録で数値計算結果を検証する場合での分散性の影響について調べる。本検討ではモルディブ・Seenu 環礁を対象とした詳細計算を行った。この地点は波源短軸方向の延長上に位置し、震源から約 2,000 km と離れているため、津波伝播による分散効果も十分に働いていると考えられる。また、環礁内ではハワイ大学の潮位計によるデジタルデータと、若築建設・杉田氏による実測値 (Fujima ら, 2005) などの非常に精度の良い記録が得られており、上述の検討を行うのには適した地点である。潮位の観測位置は図-2 に示してある。なお、環礁内での分散効果は小さいと考え、ここで使用する数値モデルは遡上を考慮した非線形長波理論とし、深海域での分散効果は 1 次領域での線形分散波理論計算を接続することで考慮した。

数値計算結果から環礁での津波の特性について考察す

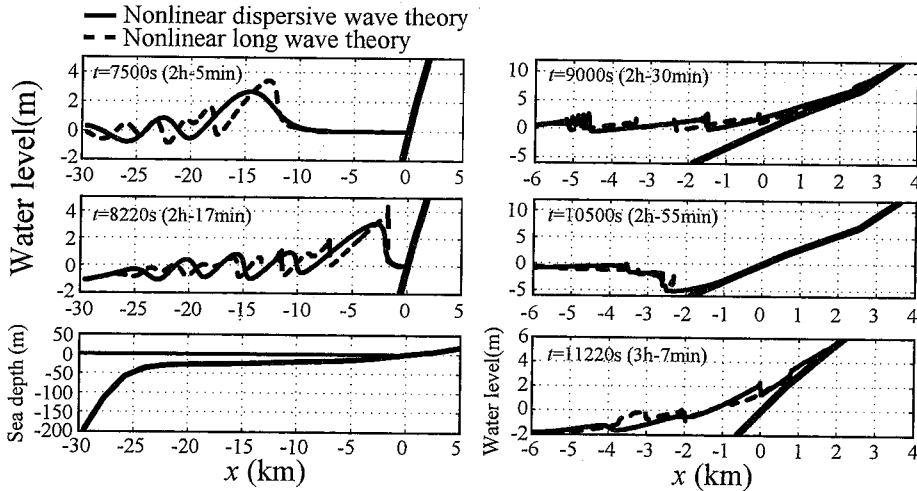


図-6 Yala での津波伝播と遡上 (1 次元計算)

る。図-7 は Seenu 環礁における流速の最大値の分布であり、線形分散波計算を外洋から接続した結果である。リーフ上で流速が大きく、また外洋と環礁との縁やリーフ間にある水路（位置関係は図-2 参照）など、水深が大きく変化する場所でも流速が大きい。特に環礁内外への津波の流出入は水路を介して行われるため、流速が大きくなっているといえる。モデルタイプにおいて、これらの水路は船舶が外洋へアクセスするための唯一の航路である。そのため、津波来襲時に水路で流速が大きくなることは防災上注意すべき結果である。なお、線形分散波理論から接続した場合と線形長波理論から接続した場合での流速に顕著な差は見られなかった。

図-8 に各観測地点における計算結果との比較を示す。計算結果は両地点とも観測記録に調和的であるが、図-3 で確認したような第 1 波峰の減衰がなくなり、環礁内に進入する津波の水位は分散効果の有無に関係なく同程度である。すなわち、ここでの分散効果は高波数成分の遅れによる波形の平滑化で現れている。このような現象の原因として環礁での地形効果が大いことが考えられるが、リーフ、水路、海底斜面などどの要素が支配的なのかは不明であり、今後検討すべき課題である。

(4) 海面高度計データとの比較

本イベントでは、海面高度計を搭載した衛星 Jason1 が図-1 の破線上に沿って津波伝播時の水位を観測しており、計算結果の精度検証には非常に有用なデータである。ここでは、海面高度計データを比較する場合での線形分散波理論の必要性について検討した。

図-9 に高度計データと各観測点の同位置、同時刻での数値計算による水位との比較を示す。図中、LDW が

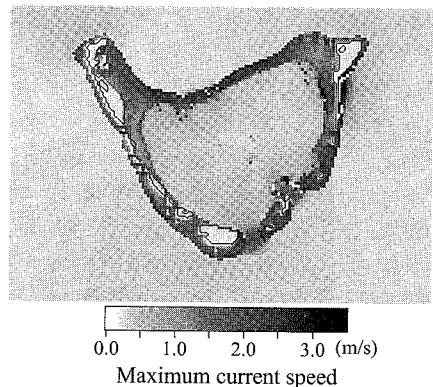


図-7 Seenu 環礁での津波の最大流速分布

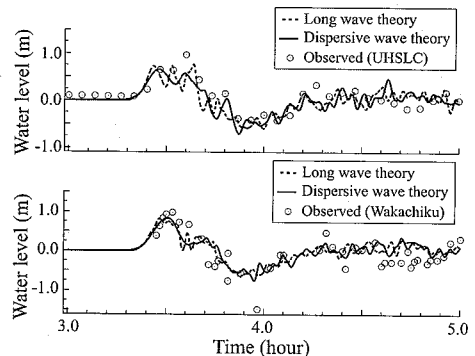


図-8 数値計算と潮位記録の比較

線形分散波理論、LLW が線形長波理論による計算結果である。本研究で初期波源として使用したアラスカ大の

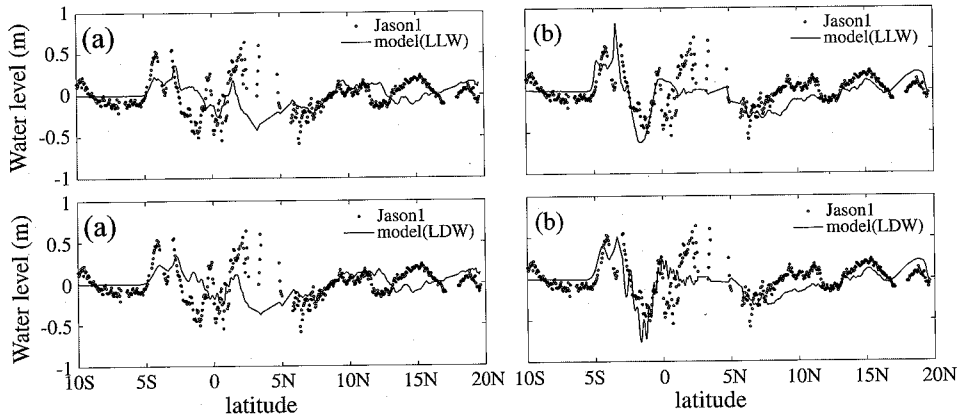


図-9 海面高度計データと数値計算との比較, (a): アラスカ大の断層パラメータ, (b): 越村ら(2005)の断層パラメータ

断層パラメータ (a) の場合, 津波フロントの位置は良好であるものの引き波の空間分布の再現性が好ましくない。波形勾配も小さいことから分散効果による違いもほとんどなく, 南側断層の走向やすべり角, 断層幅などのパラメータを修正する必要がある。

南方に伝播する津波の分散効果を検討するための一例として, 南側セグメントの妥当性が示されている越村ら(2005)の断層パラメータで比較を行う(図-9(b))。この図から, 南緯5度付近において分散効果による水位の減衰が顕著に見られ, 海面高度計データと良好に一致している。また第1波の引き波では高波数成分の位相遅れによる分裂波が生じており, 線形長波理論とは異なった波形を示している。したがって0度~南緯5度の範囲の海面高度計データを比較する場合は分散効果を考慮すべきである。一方, 0度~北緯5度付近での再現性は不十分であるが, この範囲で得られた水位は第2波のものであることから分散効果の有無は関係ないが, 今後, この領域の波源について修正をする必要がある。

4. おわりに

本研究ではインド洋津波の数値計算における波数分散効果について検討した。結論を以下に挙げる。

- 1) 線形分散波理論の最高水位の減衰率からインド洋津波における分散効果が大きい地域を特定した。波源の西側から南西方向において減衰率が大きく, 断層の直上付近から波源の東側, 断層長軸方向での減衰率は小さい。減衰率10%を閾値とするとインド, スリランカ, モルディブより遠方では分散効果を考慮する必要がある。
- 2) 遠浅海岸を有する浅海域では, 詳細な津波伝播・遡

上過程を再現することが目的であれば分散効果は考慮すべきであり, 単に最大遡上高や津波到達時刻を得るのが目的であれば分散効果は無視しても問題ない。

- 3) 環礁内に入射する津波の水位は分散効果の有無に関係なく同程度となる。また, 津波が環礁に入射する際の津波の変形には地形効果による支配が大きく, 分散効果は高波数成分の遅れによる波形への平滑化として現れる。
- 4) Jason1 による海面高度計データと計算結果を比較する場合, 0度~南緯5度の範囲において分散効果を考慮すべきであるが, 全体的な波形の傾向の再現には初期波源の精度が大きく影響する。

参考文献

- 今村文彦・首藤伸夫・後藤智明(1990): 遠地津波の数値計算に関する研究 その2 太平洋を伝播する津波の挙動, 地震2, 第43巻, pp. 389-402.
- 後藤智明・今村文彦・首藤伸夫(1988): 遠地津波の数値計算に関する研究 その1 支配方程式と差分格子間隔, 地震2, 第41巻, pp. 515-526.
- 越村俊一・高島正典・鈴木進吾・林 春男・今村文彦・河田恵昭(2005): インド洋における巨大地震津波災害ポテンシャルの評価, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 1416-1420.
- 本間寛寛・嶋原良典・藤間功司・松浦邦明・齋藤勝也・本橋昌志(2005): 小笠原諸島における東南海・南海地震の津波数値計算, 海岸工学論文集, 第52巻, pp. 261-265.
- Kowalik, Z., Knight, W., Logan, T. and Whitmore, P. (2005): Numerical Modeling of the Global Tsunami: Indonesia Tsunami of 26 December 2004, Science of Tsunami Hazards, Vol. 23 (1), pp. 40-56.
- K. Fujima, T. Tomita, K. Honda, Y. Shigihara, H. Nobuoka, M. Hanzawa, H. Fujii, H. Ohtani, S. Orishimo, M. Tatsumi and S. Koshimura(2005): Preliminary Report on the Survey Results of 26/12/2004 Indian Ocean Tsunami in the Maldives, 89p.