

分散性を考慮した数値波動モデルの遠地津波の伝播への適用 —2004 年インド洋津波への適用—

Application of Dispersive Numerical Wave Models to Propagation of Long Distance Tsunami
—An Application to Indian Ocean Tsunami in 2004—

プジラハルジョ アルワフィ¹・細山田得三²

Pujiraharjo ALWAFI and Tokuzo HOSOYAMADA

A series of numerical studies of the December 26, 2004 Indian Ocean tsunami had been carried out using dispersive wave models i.e. weakly and fully nonlinear Boussinesq-type equations and nondispersive wave models i.e. linear and nonlinear shallow water equations. Numerical model results are compared each other or with field measurements. General features of tsunami propagation agree well in all numerical results. Numerical results of water level distribution calculated by dispersive and nondispersive wave models showed important differences especially in development of wave front. Discussion of free surface spatial distribution concluded that the dispersion mechanism is important for tsunami propagation in deep sea region, whereas nonlinearity is important in shallow water region.

1. はじめに

2004 年 12 月 26 日に発生したスマトラ沖地震による津波災害には多くの海岸工学者の関心が集まり、これまでも多くの研究成果が報告されている。津波の伝播特性を理解することは津波の到達時間の予測やその結果を受けた住民の避難行動の高度化に直結するものであり精力的な検討が行われている。大家ら (2006) は、バンダ・アチエ市街地の津波による氾濫流の解析とそれに基づく被害の推定を行っている。松本ら (2006) は、地震波形や津波から推定された断層モデルを用いてインド洋津波の伝播特性について検討を行っている。その中では津波の初期波形の与え方について検討の必要性が指摘されている。また、富田ら (2006) は、長波方程式をベースとした種々の波動方程式を用いて津波の伝播計算を実施し、それぞれの計算結果の比較を行うとともに、スリランカでの実測結果と詳細に比較検討を行っている。

対岸までの距離が 2000 km 以上におよぶベンガル湾を伝播する津波は、震源の対岸に位置するスリランカから見れば遠地津波に分類される (Imamura ら (1998))。そのような沖合での津波の伝播は、先に引用した研究に見られるように主に非線形長波方程式を用いて計算される。あるいは更に簡易的な線形長波方程式でも計算できると考えられる。しかしながら、実際に発生した津波は、様々な周波数成分が含まれており、必ずしも長波近似が成立する成分だけが含まれているわけではない。実際には陸や島々からの反射や回折、それらの干渉などの影響

によって波は分裂し、波面が複雑に変動する。従って長波方程式よりもさらに分散性を高め、非線形性を十分考慮できる方程式を沖合から浅海部まで全てに適用することが望まれる (Horillo ら (2006))。一方、計算精度を向上させるために多くの項を含む波動方程式を計算することになるため、計算量は増大し、計算時間が長くなる。精度の向上による計算機への負荷の増大についても考慮する必要がある。

本研究では、従来、海岸波動の伝播に対して用いられており波動の非線形性と分散性を考慮できるブシネスク方程式を用いて遠地津波の伝播の再現性をあらためて検討した。ブシネスク方程式は、低次から高次の波数成分の領域において分散関係が理論によるものとよりよく一致するように様々な分散項が付加されるものであり、多くの手法が提案されている。本研究では、従来、Nwogu (1993), Wei (1995) らによって提案されている弱非線形・分散性モデル (WNLB)、非線形・分散性モデル (FNLB) を用い、あわせて一般的な非線形長波モデル (NLSW)、線形長波モデル (LSW) との比較検討を行った。津波の発生に関しては、海底地盤の変位量を初期の水位変動量とするものではなく、後述するような海底地盤の変位量の時間変化を動的に評価できるモデルを採用した。津波の伝播特性の実測値については、人工衛星 Jason-1 (Gower, 2005) によって得られた水位標高データおよび既にアメリカ海洋大気庁 (NOAA) の地球物理学データセンター (NGDC) やその他の多くの研究機関で公開されている津波災害の報告書の津波遡上高と津波到達時間に関するデータを用いた。これらのデータと計算結果を比較することにより計算の妥当性および津波の伝播特性について検討した。

1 MS. Eng. 長岡技術科学大学大学院エネルギー環境工学専攻

2 正会員 工博 長岡技術科学大学准教授

2. ブシネスク系の波動方程式

本研究では様々なブシネスク系の波動方程式を用いて計算を行っているが、ここではその中の1つである Lynett and Liu (2002) によって提案された、強非線形・弱分散性方程式を1例として示す。この方程式の中には、海底地盤の変動を動的に考慮することができるアルゴリズムが含まれている。式(1)、(2)にはそれぞれ分散性を考慮した無次元化された連続条件式と運動方程式を示す。

$$\begin{aligned} & \frac{h_t}{\varepsilon} + \eta_t + \nabla \cdot ((h + \varepsilon \eta) \mathbf{u}_\alpha) \\ & - \mu^2 \nabla \cdot \left\{ (h + \varepsilon \eta) \left[\left(\frac{1}{6} (\varepsilon^2 \eta^2 - \varepsilon \eta h + h^2) - \frac{1}{2} z_\alpha^2 \right) \right. \right. \\ & \quad \left. \left. \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha) + \left(\frac{1}{2} (\varepsilon \eta - h) - z_\alpha \right) \right] \right\} \dots \dots \dots (1) \\ & \nabla (\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon}) \Big] = O(\mu^4) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \mathbf{u}_{\alpha t} + \varepsilon \mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla \mathbf{u}_\alpha + \nabla \eta \\ & + \mu^2 \left\{ \frac{1}{2} z_\alpha^2 \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_{\alpha t}) + z_\alpha \nabla \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha)_t + \frac{h_{tt}}{\varepsilon} \right) \right\} \\ & + \mu^2 z_\alpha \left\{ z_\alpha \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha) + \nabla \left[\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon} \right] \right\} \\ & + \varepsilon \mu^2 \left\{ \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon} \right) \nabla \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon} \right) \right. \\ & \quad \left. - \nabla \left(\eta \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha)_t + \frac{h_{tt}}{\varepsilon} \right) \right) \right. \\ & \quad \left. + (\mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla z_\alpha) \nabla \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon} \right) \right. \\ & \quad \left. + z_\alpha \nabla \left(\mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon} \right) \right) \right. \\ & \quad \left. + z_\alpha (\mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla z_\alpha) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha) + \frac{1}{2} z_\alpha^2 \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla (\mathbf{u}_\alpha)) \right\} \\ & + \varepsilon^2 \mu^2 \nabla \left\{ -\frac{1}{2} \eta^2 \nabla \cdot \mathbf{u}_{\alpha t} - \eta \mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon} \right) \right. \\ & \quad \left. + \eta \left(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_\alpha) + \frac{h_t}{\varepsilon} \right) \nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha \right\} \\ & + \varepsilon^2 \mu^2 \nabla \left[\frac{1}{2} \eta^2 \left[(\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha)^2 - \mathbf{u}_\alpha \cdot \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_\alpha) \right] \right] = O(\mu^4) \\ & \dots \dots \dots (2) \end{aligned}$$

ここで、 $\mathbf{u}_\alpha$ は (u_α, v_α) を成分とした流速ベクトルであり、高さ z_α で定義されている。Nwogu (1993) によれば、 $z_\alpha = -0.531 h$ であることが推奨されている。また、演算子 ∇ (ナブラ) は、 $(\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ 水平方向の勾配であり、 h と η はそれぞれ静水深、自由水面の変動量である。下付添 t は、時間に関する偏微分である。 ε と μ はそれぞれ非線形性と周波数による波の分散性を

特徴付ける重要なパラメータであり、以下のように定義されている。

$$\varepsilon = a_0'/h_0', \quad \mu = h_0'/l_0' \dots \dots \dots (3)$$

ここで、 a_0' 、 h_0' 、 l_0' はそれぞれ無次元での波の振幅、静水深、水位変動である。

3. 数値計算の概要

(1) 数値計算の対象および計算方法

数値計算の適用対象は、2004年12月26日に発生したインド洋津波である。計算領域は図-1に示すように東経75～100度、北緯-1～23度であり、ベンガル湾およびアンダマン海全域をカバーしている。その南西に広がるインド洋はベンガル湾での波動を考える上での開境界となっている。このため開境界となる計算領域の端部ではスポンジ層による透過・吸収条件を付加した。地形標高のデータにはNOAAのNGDCが提供しているETOPO2を用いた。

上記の方程式は、Weiら(1995)に倣い、有限差分法によって離散化した。計算格子は、直交デカルト座標での矩形格子である。未知数の定義位置は格子内で全て共通としたものであり、一般的に集中格子と言われているものである。空間微分には4次のオーダーの差分近似を用い、時間方向の数値積分には予測・修正子法を用いた。予測ステップでは、陽解法の1つであるAdams-Bashforth法を用いた。修正ステップではAdams-Moulton法を用い、これは陰解法となるため反復収束計算を行った。全計算時間は、津波発生時刻から約6時間程度とした。

また、波の遡上のモデル化のために、Kennedyら(2000)やChenら(2000)によって提案された人為的な微小な溝(スロット)を用いた計算法が適用されている。これにより、浅海域から陸上に向けての波の遡上を

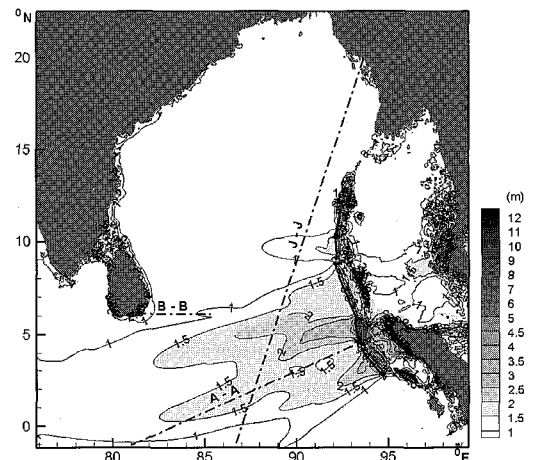


図-1 計算領域と比較断面位置および最大振幅分布

取り扱うことができ、遡上による多重反射の低減を評価できる計算となる。

(2) 津波の発生モデル

本研究において津波の発生を計算するためには、海底地盤の鉛直変位とその変位が生じた時間を把握する必要がある。これらの量がわかると海底地盤の変形速度が推定され、式(1)、(2)によって津波を発生させることが可能となる。海底地盤の変形に関するデータは、Grilli (2006) らによって提案された海底地形変動量を用いた。これまで様々な海底地盤の変位量が提案されてきたが、Grilli によるデータは、地震による海底変位が生じた領域を5つのセグメントに分割し、それぞれの領域での変形量を提案しており、分解能が高い。ただし、本研究では地盤変位の発生時間のセグメント毎の変化については人工衛星 Jason-1 の結果と合致するように若干の試行錯誤をおこなった。また、ここで採用した津波の発生モデルは、従来用いられているような、海底地盤の最終的な変位を初期の水面の波形として与えるのではなく、海底地盤の変位量を地震の初期変動の継続時間で除した地盤の変位速度を用いたものである。この変位速度は式(1)、(2)においての h_t に対応する。

4. 数値計算結果

(1) 最大振幅分布

図-1には計算によって求めた全計算時間中の水位変動の最大振幅分布を示す。なお、衛星データのフットプリント (J-J) や後述する1次元的な水位変動の分布を求めた領域の測線 (A-A, B-B 線) も併せて示す。水位変動振幅分布は、西南西方向と南西方向に向かって顕著に大きくなっており、この2方向が津波の主要な進行方向となっている。これまでの研究では、震源を2つのセグメントに分割してそれぞれの水位変動を与えて計算が行われたが、本研究では、5セグメントとし、さらに詳細な地盤の鉛直変位に対応させたため主要な伝播方向の解像度が上がった。主要な2方向の他にアンダマン諸島、ニコバル諸島近傍やマレー半島西岸沿岸などの比較的震源に近く水深が浅い海域でも大きな水位変動が生じていることがわかる。

(2) Jason-1 との比較

図-2には、図-1で示した J-J 断面での衛星 Jason-1 による水面標高の実測値の分布と2種類 (WNLB, NLSW) の計算結果の比較を示す。計算モデルの種類による違いはあまり顕著ではないが、震源から遠い地点での深海域ではやや違いが生じている。J-J 断面では赤道付近から北緯4度程度までは主要な津波の方向に対応しており、水位上昇量の増大については計算と実測ではほぼ一致していると思われる。細かい波形の変動については

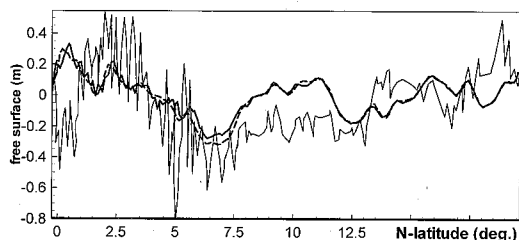


図-2 J-J断面に沿った津波による水位変動の空間分布
衛星 (Jason1) による水位変動データ (実線)
WNLB モデル (太実線) NLSW モデル (鎖線)

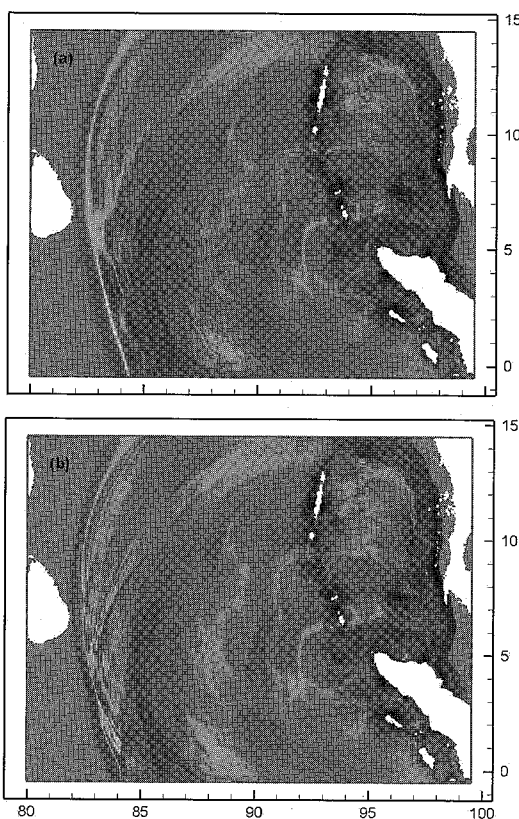


図-3 地震発生から1時間40分後のベンガル湾を伝播する津波の水位分布
上段: WNLB モデル, 下段: NLSW モデル

一致しない部分が見られたが、概ね水位分布の傾向は一致している。実測と計算との間の差異は取得されたデータの性質の違いを考慮すれば概ね満足できると判断している。

(3) 平面2次元の水位分布

図-3には NLSW と WNLB で計算された地震発生後1時間40分後の水位変動の空間分布を示す。津波の先頭部がほぼスリランカに到着する直前である。津波のフロント部での水位の立ち上がりは、NLSWの方が顕著

であり、フロントよりも後方から入射する波の変動は波の分散を評価できる WNLB の方が顕著となっている。既往の理論研究より、分散性の効果は水深の 2 乗に比例することがわかっている。このため、水深が深い計算領域の西方では東方よりも波の分散が顕著となる。

(4) 水位変動の 1 次元分布

図-4 は図-1 に示した A-A 断面に沿った 1 次元の水位分布を示す。A-A 面は震源から南西方向であり、水深はおよそ 4 km となっている。太い実線で示した WNLB モデルの結果は先端の波の背後に波の連なりを見せている。また、NLSW (点線) と LSW (細い実線) の両方が殆ど重なっていることを示している。この結果は、遠地津波計算を行う際に岸から十分離れている深海域では、非線形性があまり重要ではないことを示している。計算領域の東方 (図-4 の右方向) では、水深が約 1-2 km 程度となり、相対水深が比較的小さくなる。このような領域では水位分布を拡大すれば、WNLB, NLSW, LSW の結果に非線形性による違いが生じていることがわかる。

計算モデルによる津波の遡上高の違いを把握するためにスリランカ (Hambantota) の陸棚上を通る断面 (図-1 での断面 B-B) に沿った水位分布について調べた。図-5 にはその分布の時間変化を示す。最上段は、陸に近い部分を拡大しており、最下段は全域での静水位である。沖合で陸棚によって形成される局所的な浅海域では WNLB モデルの分散性の影響で波が分散し、水位変動が細かいことがわかる。陸棚付近では比較的浅海域となるため、非線形性が影響するが、浅海域の長さがそれほど小さくなく、最上段の拡大図でやや NLSW, LSW に違いが出る程度であった。また、WNLB と長波系の計算 (NLSW, LSW) で位相差が生じていることが分かる。位相差が生じるということは、すなわち津波到達時間にある程度差が生じていることを意味している。

(5) 津波到達時間

津波到達時間は、地盤の変形が生じ始めた時刻と津波到達時刻との差である。本研究では、津波の第 1 波のピークが到達した時刻を津波到達時刻とした。National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) の National Geophysical Data Center (NGDC) によってデータベース化された津波に関するデータは一般に公開されており、この結果とあわせて計算結果との比較を行った。表-1 にはその結果を示す。数値計算モデルごとの差はあまり大きくはないが、分散性を考慮しないモデル (NLSW, LSW) では分散性を考慮したモデルよりも到達時間が早くなっている。また、実測と計算の結果を比較すれば、計算結果の方が全観測点において津波到達時間が短くなっており、観測との相対誤差は 8.99% となった。

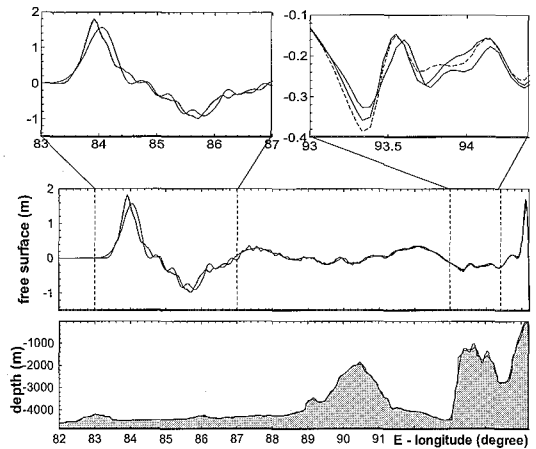


図-4 地震発生から 1 時間 40 分後の A-A 断面での水位変動分布
WNLB (太実線), NLSW (点線), LSW model (細い実線)

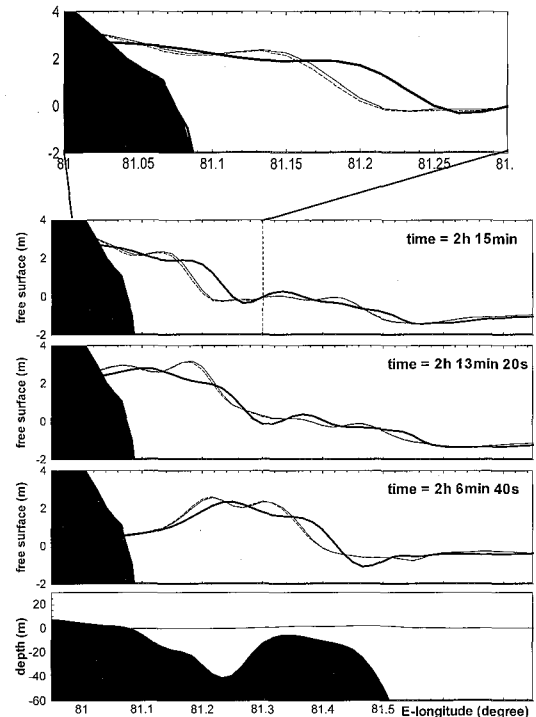


図-5 B-B 断面 (陸棚 Hambantota 付近) での水位変動分布
WNLB (太実線), NLSW model (鎖線), LSW model (細い実線)

5. まとめと考察

本研究によって津波の数値計算モデルの特徴である分散性と非線形性に依存した計算結果を示すことができた。また、計算結果と実測値は概ね満足できる程度的一致を

表-1 観測および各計算モデルごとの津波の到達時間の比較

位置(E-long., N-lat.)	到達時間			
	observation	WNLB	NLSW	LSW
Chennai, India(80°. 17', 13°. 05')	2 h 36 min	2 h 26 min	2 h 25 min	2 h 25 min
Kochi, Kerala, India (76°. 16', 9°. 58')	4 h 42 min	3 h 48 min	3 h 47 min	3 h 48 min
Paradip, Orissa, India (86°. 40', 20°. 16')	2 h 31 min	2 h 29 min	2 h 25 min	2 h 29 min
Tuticorin, India (78°. 10', 8°. 48')	3 h 24 min	3 h 22 min	3 h 22 min	3 h 22 min
Colombo, Sri Lanka (79°. 51', 6°. 56')	2 h 53 min	2 h 36 min	2 h 38 min	2 h 38 min
Kuraburi, Thailand (98°. 22', 90°. 13')	2 h 21 min	2 h 12 min	2 h 12 min	2 h 12 min

津波観測データ : NOAA, NGDC (United State Department of Commerce) Tsunami Event Database

認めることができた。実測と計算の差異については、計測方法の違いや計算には考慮されていない局所的な地形条件による影響などが考えられる。また、より正確な数値計算を行うためには海底地盤の変位の条件をより正確に把握することが重要であり、今回採用した震源域の5セグメントへの分割が計算結果の精度向上に大きく影響していたと思われる。分散性の取り扱いが十分でないモデルでも実測と偶然一致する場合もあるが、さらに多くの実証データを比較することによって分散性を高めたモデルの方が統計的に見て津波到達時間を推定する上で優位となると予想している。また、本報では低緯度を対象とした計算であったため、直交デカルト座標による計算に止めたが、高緯度では球面座標による計算を行う必要がある。

本研究においてシミュレーション時間6時間の計算に要したCPU時間については、Intel Itanium2を用いたワークステーションでLSW, NLSWともに6時間であり、WNLBでは11時間となった。また、本論文では結果について考察していないが、Fully Nonlinear Boussinesqモデル(FNLB)でも計算を行っており、その結果はWNLBとほぼ一致する傾向であった。しかしながらCPU時間は16時間であり、最も長い計算時間を要した。精度の高い計算を行う場合、計算機への負荷が依然として高い状況であることを付記する。

参考文献

- 大家隆行・越村俊一・柳澤英明・今村文彦(2006): 2004年インド洋大津波によるバンダ・アチェ市街地の津波氾濫解析と被害評価, 第53回海講論文集, pp. 221-225.
- 松本浩幸・三ヶ田均・鈴木正憲(2006): 2004年インド洋津波の発生メカニズムの数値解析的検討, 第53回海講論文集, pp. 236-240.
- 富田孝史・本多和彦(2006): スリランカにおけるインド洋津

波の数値計算による再現に向けて, 第53回海講論文集, pp. 251-255.

- Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., Kennedy, A.B., and Chawla, A.: Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup. II: 2D, *J. Waterway, Port, Coast, and Ocean Engineering*, 126(1), pp. 48-56, 2000.
- Gower, J.: Jason 1 detects the 26 December 2004 tsunami, *Eos*, Vol. 86, No. 4, 2005.
- Grilli, S.T., Ioualalen, M., Asavanant, J., Shi, F., Kirby, J. T. and Watts, P.: Source constraints and model simulation of the December 26, 2004 Indian Ocean tsunami. *J. Waterway, Port, Coast, and Ocean Engrng.* in press, 2006.
- Horillo, J., Kowalik, Z., and Shighihara, Y.: Wave dispersion study in The Indian Ocean Tsunami of December 26, 2004, *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 25 No. 1 pp. 42-63, 2006.
- Imamura, F., N. Shuto, and G. Goto: Numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis, Congress Asian and Pacific Regional Division, International Association for Hydraulic Research, Kyoto Japan 6, pp 265-272, 1998.
- Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T. and Dalrymple, R.A.: Boussinesq modeling of wave transformation, breaking and runup. I: 1D, *J. Waterway, Port, Coast, and Ocean Engineering*, 126(1), pp. 39-47, 2000.
- Lynett, P., and Liu, P.L.-F.: A numerical study of submarine landslide generated waves and runup, *Proc. R. Society London*, 458, pp. 2885-2910, 2002.
- Nwogu, O.: Alternative form of Boussinesq equations for nearshore wave propagation, *J. Waterway, Port, Coast, and Ocean Engineering*, 119(6), pp. 618-638, 1993.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Geophysical Data Center (NGDC): Tsunami Event Database, (http://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?bt_0=2004&st_0=2004&type_7=Like&query_7=Sumatra&d=7&t=102564&s=7).
- Wei, G., Kirby, J.T.: Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations, *J. Waterway, Port, Coast, and Ocean Engineering*, 121(5), pp. 251-261, 1995.