

# 波数分散効果を考慮した日本海中部地震津波の遡上計算

岩瀬浩之\* ・ 藤間功司\*\* ・ 見上敏文\*\*\*  
柴木秀之\*\*\*\* ・ 後藤智明\*\*\*\*\*

津波の波数分散効果を考慮した津波解析モデルを開発した。開発した津波計算モデルは、積分型の非線形分散波式を支配方程式とした、いわゆる Boussinesq タイプの津波解析モデルであり、2 段階混合差分法により比較的容易に津波の解析に波数分散効果を考慮することが可能である。波数分散効果による津波挙動の特徴である深海域での波数分散効果や浅海域でのソリトン分裂波および砕波減衰のような伝播変形を再現することが可能である。本研究では、1983 年の日本海中部地震津波の再現計算を通じて、従来モデルによる解析結果と痕跡値との比較を通じて計算方法の妥当性について検証する。

## 1. はじめに

津波防災の策定に数値解析は必要不可欠な存在となり、沿岸域へ来襲する津波の伝播形態や陸上への遡上高および浸水予測は工学的にも重要な意味を持っている。津波解析に使用される支配方程式は、計算機の進歩とともに線形長波式から非線形長波式へと発展し、現在では非線形分散波式による平面解析 (佐藤, 1995; 岩瀬ら, 2001a) や鉛直方向の流速分布を考慮した 3 次元解析 (正村ら, 1996, 2001) も行われるようになってきた。しかしながら、津波解析の全体に対して非線形分散波式を適用するにはいくつか問題点があり、適切な処理方法の開発が望まれている。特に、浅海域で波数分散効果が無視できない場合には、津波のソリトン分裂、波形曲率効果による波高増幅や砕波に伴う波高減衰といった諸現象は、津波防災の策定に必要な沿岸構造物への津波の流体力や流れを評価するために必要であり、非線形長波式による解析モデル (以下従来の解析モデル) では再現することが困難である。

広領域を対象とする津波の非線形分散波式による数値解析では、できるだけ効率的な計算手法を適用することが実用的に望ましい。そのためには、津波の伝播特徴によって使用する支配方程式を適切に選択することが必要となる。岩瀬ら (1998) は、計算領域の接続と陸上遡上計算が可能な非線形分散長波式を支配方程式とした解析モデルとして 2 段階混合差分法を利用した計算手法を提案し、その解析手法の妥当性を示している。この解析モデルの特徴は、比較的容易に波数分散効果を考慮でき、従来の解析モデルで利用した既存データ (水深や構造物情報等) をそのまま利用することが可能である。ただし、遡上計算に関しては、1 次元計算や簡単な平面計算のみの適用に留まり、現地スケールでの平面解析へ適用されていない。

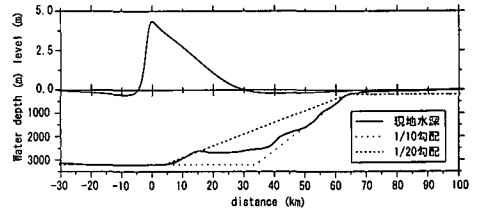


図-1 初期波形と水深分布

そこで、本研究では、浅海域でソリトン分裂波が観測された 1983 年の日本海中部地震津波の陸上遡上を含めた再現計算を行い、従来モデルによる解析結果との比較を通じ、新たに開発した津波数値解析モデル (以下本解析モデル) の有効性と課題点について検証する。

## 2. 数値解析モデル

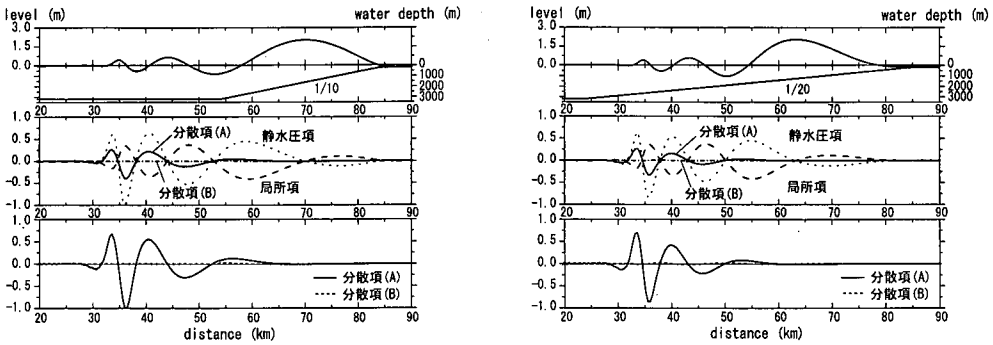
### (1) 日本海中部地震津波の波数分散効果

1983 年 5 月 26 日、マグニチュード 7.7 の地震に伴って発生した津波は、後に日本海中部地震津波と呼ばれ、死者の 9 割近くが津波によるものであった。浅海域でのソリトン分裂波の様子が初めて映像によって記録され、浅海域の波数分散効果が無視できない津波の一つとして位置づけられている。

一方、近地津波の深海域における波数分散効果については、初期波源のオーダーに比べ津波の伝播する距離が短かく波数分散効果の影響は小さく無視できるものと考えられていた。岩瀬ら (2002a) は、近地津波に対する深海域での波数分散効果の影響を表す指標値  $I_0$  を初期波形式スペクトルと波数分散特性から定義し、 $I_0$  が 1 を越える場合は近地津波であっても深海域で波数分散効果が無視できないことを示している。日本海中部地震津波指標値は 2.15 となり、震源域で波数分散効果が無視できない津波である。そのため、同津波を対象とする数値解析には、深海域から浅海域まで波数分散効果を考慮した支配方程式を適用することが必要となる。

長尾ら (1985) は、水理実験と数値解析の結果から、水深の斜面勾配が 1/20 以下であれば波数分散項中の斜

\* 正会員 (株)エコー環境水工部  
\*\* 正会員 工博 防衛大学校助教授 建設環境工学科  
\*\*\* 正会員 (株)アルファ水工コンサルタンツ技術部  
\*\*\*\* 正会員 工修 (株)エコー環境水工部  
\*\*\*\*\* 正会員 工博 東海大学教授 土木工学科



(a) 簡易水深勾配 1/10 の時

(b) 簡易水深勾配が 1/20 の時

図-2 運動の式における各項の大きさと水深 200 m 点の波形出力の比較

面効果が波形及ぼす影響は無視できるとしている。しかし、この結果は、比較的浅い水深を伝播する孤立波から得られた結果であり、深海域での影響については言及していない。そこで、1次元伝播解析であるが、日本海中部地震津波の短軸方向の波形分布と現地水深分布から求めた2ケースの簡易水深分布(図-1)を利用し、運動の式における各項のオーダー比較と200m水深点における水位の経時比較から深海域における分散項中の斜面効果の影響について考察する。使用する支配方程式は、線形分散特性に修正を加えた鉛直積分型の Madsen-Sørensen の式(1992)とし、1次元では以下になる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \text{分散項(A)} + \text{分散項(B)} \dots\dots\dots (2)$$

$$\begin{cases} \text{分散項(A)} = \frac{2}{5} h^2 \frac{\partial^3 M}{\partial t \partial x^2} + \frac{1}{15} g h^3 \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} \\ \text{分散項(B)} = \frac{1}{3} h \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial^2 M}{\partial t \partial x} + \frac{2}{15} g h^2 \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \end{cases} \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 $\eta$ は水位、 $M$ は $x$ 方向の流量フラックス、 $h$ は静水深、 $D(= \eta + h)$ は全水深、 $g$ は重力加速度であり、分散項(B)は水深における斜面効果の影響を考慮したものである。

図-2は、それぞれの簡易水深の斜面部を伝播する津波波形、簡易水深および運動の式における各項の大きさ(最大値にて規格化)を示したものである。分散項(A)の大きさは、波源域で局所項と同程度、静水圧項の半分程度になるため無視することはできない。一方、斜面効果を含む分散項(B)の大きさは他の項に比べ小さい。図-3は、斜面効果による水深200m地点における波形出力の差異を示したものである。同図より、斜面効果を受けた津波波形は、位相の変化は見られないが、波高減衰を

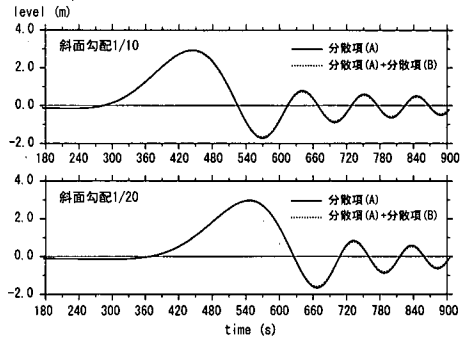


図-3 水深 200 m 地点における波形出力

することが確認できる。これは、分散項(B)は空間分布が拡散的な働きを行い、結果的に水位の減衰を起こしたものと考えられる。しかしながら、第1波に関しては、斜面効果の影響は無視できる程小さい。今回対象とした日本海中部地震津波は、比較的平坦な海底上に波源があり、波数分散効果の影響の多くは波源域で大きく作用し、深海域における1/10程度の斜面効果は無視できるものと考えられる。ただし、津波波源が水底斜面上に位置する場合はこの限りでなく、詳細な検討が必要となる。

(2) 支配方程式

上記の結果を踏まえ、本研究の平面解析で利用する支配方程式は、分散項(B)を除く式(1)~(2)を平面拡張し、碎波減衰項と水底摩擦項を考慮した以下の式を使用する。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ = \frac{2}{5} h^2 \left( \frac{\partial^3 M}{\partial t \partial x^2} + \frac{\partial^3 N}{\partial t \partial x \partial y} \right) + \frac{1}{15} g h^3 \left( \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial x \partial y^2} \right) \\ + \nu_s \left( \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) - \frac{g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \dots\dots (5) \end{aligned}$$

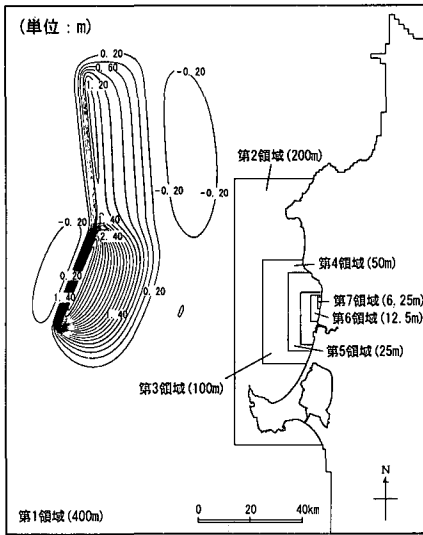


図-4 計算領域と初期波形

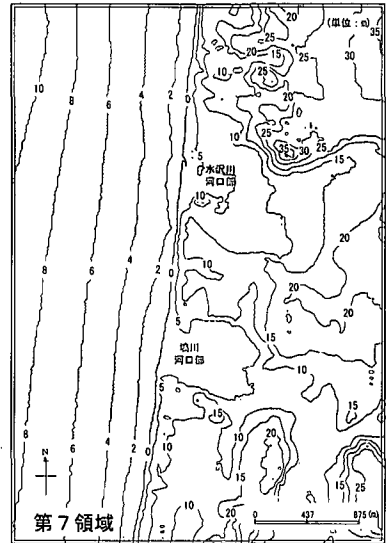


図-5 峰浜村付近の水深と標高分布 (格子間隔: 6.25 m)

$$\begin{aligned} & \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ &= \frac{2}{5} h^2 \left( \frac{\partial^3 M}{\partial t \partial x \partial y} + \frac{\partial^3 N}{\partial t \partial y^2} \right) + \frac{1}{15} g h^3 \left( \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^2 \partial y} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial y^3} \right) \\ &+ \nu_B \left( \frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) - \frac{g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \dots (6) \end{aligned}$$

ここで、 $\eta$  は水位、 $M, N$  はそれぞれ  $x$  および  $y$  方向の流量フラックス、 $h$  は静水深、 $D (= \eta + h)$  は全水深、 $g$  は重力加速度、 $\nu_B$  は渦動粘性係数、 $n (= 0.025 \text{ m}^{-1/3} \text{ s})$  はマンギングの粗度係数である。

(3) 解析手法

数値解析としては、陽的な差分と陰的な差分を組み合わせた2段階混合差分法を用い、分散項の計算が可能な場合は、非線形項を中央差分式で計算する(原ら, 1998)。また、外洋境界と領域結合境界では波数分散効果を除く非線形長波式を陽差分として計算し、非線形項は風上差分式で計算を行う。

図-4 に計算領域と津波の初期波形分布(相田, 1983)を示す。計算領域は波源を含む400m間隔の計算格子から峰浜村沿岸部6.25m間隔の計算格子の7つの領域から成る。陸上遡上は第2～第7領域の標高20m以下で行う。また、本研究では着目する津波を第1波とし、検討対象とする領域は、峰浜村の水沢川河口部と堀川河口部を含む第7領域である(図-5)。なお、時間ステップは  $\Delta t = 0.2 \text{ s}$  とし、津波第1波が来襲し陸上遡上するまでの30分の再現計算を行う。

a) 砕波減衰モデル

式(4)～(6)は断面積分形の支配方程式であり、砕波に伴う波高減衰を直接表現することができない。対象

とした日本海中部地震津波の浅海域は比較的緩やかな水深勾配であることを踏まえ、岩瀬ら(2001b)によって提案された水平床を伝播するソリトン分裂波に対する砕波減衰モデルを考慮する。砕波の表現は、拡散項と渦動粘性係数  $\nu_B$  により運動量の散逸として表現し、砕波判定は  $x$  方向、 $y$  方向に関して各々の波峰点における水表面流速  $U_s$  と波速  $C$  の流速波速比  $U_s/C$  を算出する。そして、その値が0.59を越える波峰点から前後の波谷までの範囲に対して、

$$\nu_B = 0.23 \sqrt{gD} \eta \dots (7)$$

の渦動粘性係数  $\nu_B$  の空間分布を与える。ここで、 $U_s$  および  $C$  は、それぞれ、

$$U_s = \bar{u} - \frac{D^2}{3} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} \dots (8)$$

$$C = \sqrt{gh} \left( 1 + \frac{1}{2} \frac{\eta}{h} \right) \dots (9)$$

であり、 $\bar{u}$  は断面平均流速 ( $= M/D$ ) である。また、砕波判定を受けた波峰点は、流速波速比  $U_s/C$  が0.55以下で砕波終了と判断する。

b) 陸上遡上計算

遡上計算における津波先端処理は、陸上地形を階段状に近似する岩崎・真野(1979)の方法に従う。ただし、式(4)～(6)は分散項中に静水深  $h$  が含まれることから、陸上領域での計算にそのまま適応することはできない。深澤ら(2002)は、水理実験と数値解析との比較を通じ遡上計算での波数分散項の取り扱いを検討しているが、現地の複雑な水深分布を考慮し、本研究では水深1m以下の海域と陸域では強制的に波数分散項を除く非線形長波式を支配方程式として計算を行う。また、津波の遡

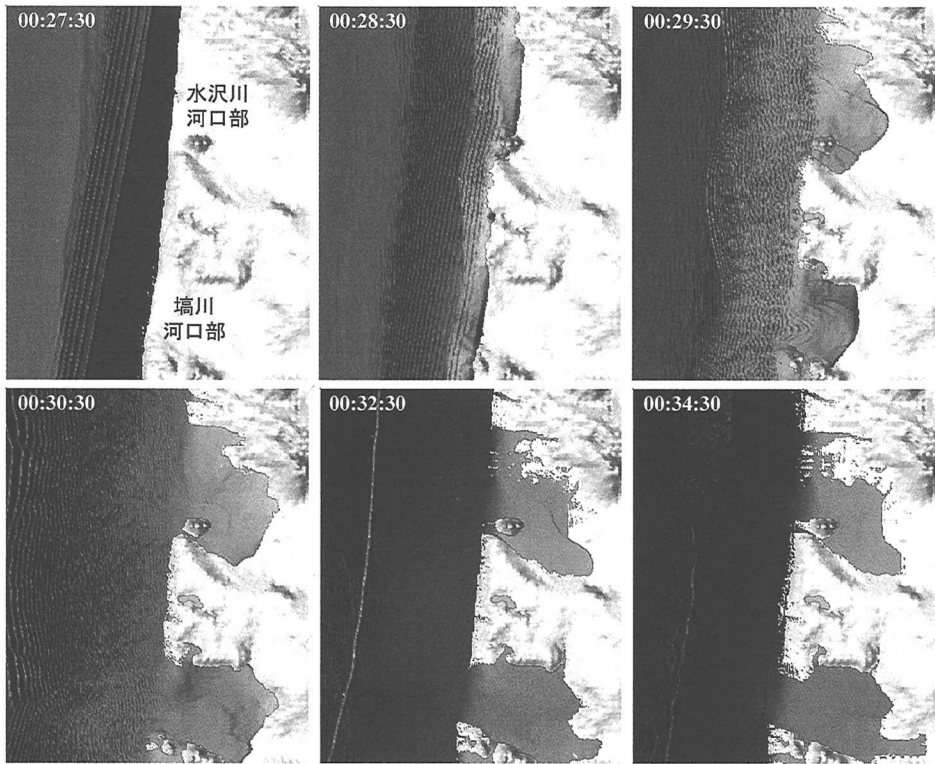


図-6 津波第1波の伝播と陸上遡上（峰浜村付近）

下に伴う海底露出を考慮し、水深2~10mの間では津波先端位置と波数分散効項に必要な計算点を確認し、波数分散項を考慮するか否かを判断し、考慮できない場合は非線形長波式として計算を行う。

### 3. 解析結果

#### (1) 津波の伝播波形

図-6は、本解析モデルによる浅海域および陸上域を伝播する津波の様子を示している。図中に記載された時間は、地震発生後、すなわち、計算開始からの経過時間を示している。日本海中部地震津波の第1波は峰浜村沿岸域の水深約8mからソリトン分裂し、水深6~4mで碎波を起こす。波頭部は複数の分裂波となり沿岸部へ伝播する。途中、波形曲率効果によって波高増幅したソリトン分裂波は、碎波により波高減衰するものの、汀線付近では後続する分散波列が次第に先行する分散波列に追いつき、沿岸部では波高が増幅する。水沢川および埴川河口部より進入した津波は、地盤高の低い両河川域沿って遡上する。

#### (2) 海岸線上の最高水位分布と痕跡高

図-7は、峰浜村海岸線上（第7領域）の津波第1波の最高水位分布示したものである。実線は本解析モデルに

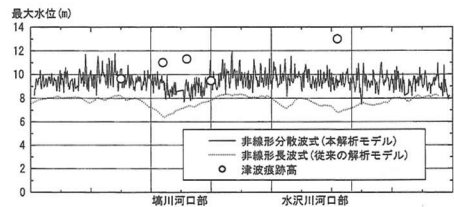


図-7 峰浜村海岸線での最高水位分布

よる結果を示し、破線は従来モデルの解析結果である。同図中には参考とし、首藤・卯花(1984)による峰浜村沿岸部の津波痕跡高の値を白丸にて示した。全海岸線において、本解析モデルによる結果は、従来のモデルに比べ約2m程高い値を示し、観測された痕跡高に近い分布となる。

#### (3) 陸上域の最大津波高分布

図-8は、津波第1波による峰浜村内陸部の最大津波高分布を示したものである。従来の解析モデルに比べ、本解析モデルの最大津波高分布（浸水域）は大きく広がる。小笠原ら(1984)が示した水沢川、埴川における最大遡上距離はそれぞれ850mおよび970mである（図中白丸付近）。特に埴川では、本解析モデルは約1km内陸

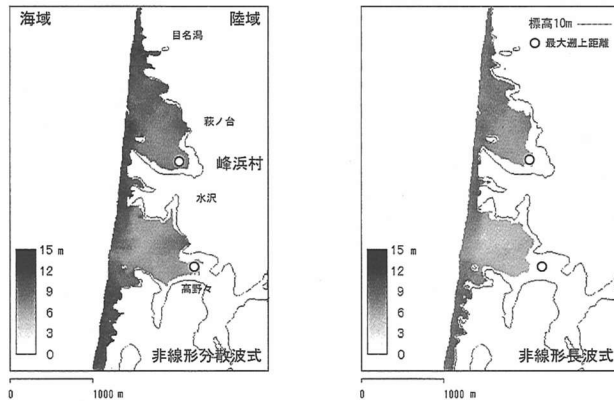


図-8 峰浜村内陸部における最大津波高分布

まで遡上し、観測された最大遡上距離に近い値を示した。

#### 4. おわりに

2段階混合差分法による非線形分散波式を支配方程式とした津波の数値解析モデルの陸上遡上計算を行った。本解析モデルは、波源域から陸上遡上までの一貫した津波解析モデルであり、浅海域におけるソリトン分裂波や砕波による波高減衰も再現することが可能なモデルである。日本海中部地震津波を通じて峰浜村沿岸付近の陸上浸水域および遡上高は、従来の解析モデルの結果に比べ、浸水域は広くなり遡上高は高い値を示した。ただし、今回対象とした陸上領域は、峰浜村の一部の局所的な領域であることと、波源モデルが従来の波数分散効果を考慮していない解析モデルで最適化されているため、本解析モデルから得られた結果をそのまま信用するには多少の疑問が残る。また、現地スケールにおける砕波現象、汀線付近の波数分散項の取り扱い、そして第2波の波形精度といった課題点が残っているため、今後も本解析モデルの修正と検討を行っていく必要がある。

**謝辞**：本研究の遂行において、科学研究補助金（基盤研究(C)(2)、代表 後藤智明、課題番号：12650520）の補助を受けた。ここに記して謝意を表す。

#### 参考文献

- 相田 勇 (1983): 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, 地震研究所彙報, Vol. 59, pp. 93-104.  
 岩崎敏夫・真野 明 (1979): オイラー座標による二次元津波遡上の数値計算, 第26回海岸工学講演会論文集, pp. 70-74.  
 岩瀬浩之・見上敏文・後藤智明 (1998): 非線形分散波理論を用いた実用的な津波計算モデル, 土木学会論文集, No. 600/II-44, pp. 119-124.  
 岩瀬浩之・竹田勝博・後藤智明 (2000): ソリトン分裂波の増幅

機構と数値計算の誤差特性に関する一考察, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 21-35.

- 岩瀬浩之・見上敏文・後藤智明 (2001a): 日本海中部地震津波の分裂に関する数値計算, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 361-365.  
 岩瀬浩之・深澤雅人・後藤智明 (2001b): ソリトン分裂波の砕波に関する水理実験と数値計算, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 306-310.  
 岩瀬浩之・後藤智明・藤間功司・飯田邦彦 (2002a): 深海域における波数分散効果が近地津波の伝播に及ぼす影響に関する考察, 土木学会論文集, No. 705/II-59, pp. 101-114.  
 岩瀬浩之・見上敏文・後藤智明・藤間功司 (2002b): 津波の伝播計算を対象とした非線形分散長波式の比較, 土木学会論文集, No. 705/II-59, pp. 129-138.  
 小笠原道夫・宇多高明・川村 徹 (1984): 日本海中部地震津波による河口及び家屋密集地域の浸水域被害, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 226-266.  
 佐藤慎司 (1995): 波の分裂と砕波を考慮した津波の数値計算, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 376-380.  
 首藤伸夫・卯花政孝 (1984): 1983年日本海中部地震津波の痕跡高, 東北大学工学部津波防災実験所研究報告第1号, pp. 88-267.  
 原 信彦・岩瀬浩之・後藤智明 (1998): 非線形分散波理論に関する多段階混合差分スキームの提案, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 26-30.  
 深澤雅人・岩瀬浩之・藤間功司・青野利夫・後藤智明 (2002): ソリトン分裂波の陸上遡上に関する数値計算, 海岸工学論文集, 第49巻, pp. 271-275.  
 正村憲史・藤間功司・林建二郎・重村利幸・後藤智明 (1996): 非静水圧3次元津波数値計算モデルの開発, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 296-300.  
 正村憲史・藤間功司・後藤智明・飯田邦彦・重村利幸 (2001): 2次元・3次元ハイブリッドモデルを用いた津波の数値解析, 土木学会論文集, No. 670/II-54, pp. 49-61.  
 Madsen, P. A. and Sørensen O. R. (1992): A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics, Part 2, A slowly-varying bathymetry, Coastal Eng., Vol. 18, pp. 183-204.