

津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究

A STUDY ON THE MESH SIZE AND TIME INCREMENT IN THE
NUMERICAL SIMULATION OF TSUNAMIS

長谷川賢一*・鈴木孝夫**・稲垣和男*・首藤伸夫***

By Ken-ichi HASEGAWA, Takao SUZUKI, Kazuo INAGAKI and Nobuo SHUTO

The mesh size and time increment, other than the CFL condition, essential to obtain tsunami run-ups with sufficient accuracy for practical applications are examined. It is found that more than 20 spatial grid points should be included within a local wave length for obtaining reasonable wave heights. This criterion is applied to a numerical simulation of the Nihonkai-Chubu earthquake tsunami in 1983, the measured run-up heights and inundated areas of which supply plentiful data for comparison. The present computation reproduced very well the spatial distribution of tsunami run-ups and those maximum values.

Keywords : tsunami run-up, numerical simulation, mesh size

1. ま え が き

近年、津波に対する防災対策のあり方について各地で関心が高まっている。たとえば静岡県海岸に面して位置する各地方公共団体では、比較的高層の建築物を津波来襲時の緊急避難所に指定し標識を設けたり、予想される津波の高さを明示した標識を海岸地域に設置するなどの工夫がなされているのもその一例である。

津波に対する防災対策を合理的に実施するには、対象とした海岸地域に来襲する可能性のある津波の規模と性質を的確に見積もることが重要であり、このための予測方法の信頼度を十分に検討しなければならない。

特定地点における津波防災対策を実施するためには、津波の高さを推定することが必須条件である。数値実験によって津波の高さを推定するためには、断層モデルの諸元や数値実験に用いる諸条件を定めなければならない。特定地点を襲ったと考えられる過去最大級の歴史津波に注目し、その津波の高さを再現するようにこれらの

諸条件を定めることが普通に行われている。しかしながら、歴史地震については、もともと

- a) 地震時の海底面の変動や陸上地域の地殻変動の資料に乏しい、
- b) 津波高さの見積り方、資料自体の信頼性に疑問点が多い、

などの事情で諸条件の検証には不向きな面がある。

本論文の目的は、これまでに提案された数値実験手法の中から、浅水長波の運動方程式と連続式を基礎式とする手法¹⁾を1983年日本海中部地震による津波に適用し、津波の高さおよび浸水域について数値実験結果と実測値とを比較することにより、数値実験手法の適用範囲およびその精度を支配する要因について考察を加えることにある。日本海中部地震による津波を数値実験の検証の対象としたのは、地震観測体制の強化により入力条件とする断層モデルのパラメーターの信頼度が高いこと、海岸地域における津波の挙動に関する記録の信頼度がきわめて高いことなどの理由による。なお、この津波では分散波としての挙動が報告²⁾され、今後の大きな課題となっているが、本論文では従来の浅水理論を用いて求められる津波の高さおよび浸水域の再現性に問題を限定して論をすすめることにした。

* 正会員 (株)ユニック数値解析研究室
(〒153 目黒区駒場 3-5-18)

** 中部電力株式会社原子力計画部原子力土建課
(〒461-91 名古屋市東区東新町1番地)

*** 正会員 工博 東北大学教授 工学部土木工学科
(〒980 仙台市荒巻字青葉)

2. 従来の研究

津波の伝播と陸上遡上を対象とした数値実験に関する代表的な研究の経緯を要約すると次のとおりである。

浅水長波の運動方程式と連続式を基礎式とし、数値実験によって求めた海岸域の津波の高さが痕跡高を平均的に説明するような断層モデルを試行計算によって求める一連の研究が相田によって行われてきた。相田はこの研究の初期の段階^{3)~5)}では、断層の食い違いによって生じる地表(海底面)の垂直変位を津波の波源として沿岸の津波波形を計算し、実際の津波波形と比較すると、平均して計算結果は小さく出るが、波形など波の性質は相似していて近似的に断層モデルが津波波源として有効であることを明らかにした。さらに三陸沖の比較的新しい津波を対象として、200 m 等深線上の波形を計算し、その波高を H_0 とすれば $A_0 H_0$ で計算点付近の海岸の平均浸水高 R_{avg} が求まるとし、1968 年、1952 年、1933 年の津波に関して東北地方沿岸を対象に平均すると $A_0 \approx 2.8$ となることを報告⁶⁾している。相田はこのような考え方を基本とし、その後の研究では歴史津波の断層モデルを求める立場から、部分的に精密な格子モデルを作成し、複雑な地形の内湾における津波の高さを表わす試みも行った^{7)~11)}。この研究過程において、相田は波先端の条件に

$$q_x \text{ あるいは } q_y = C_0 H \sqrt{gH}$$

の形式を導入し遡上現象を考慮した数値実験手法¹²⁾を提案した。ここに、 q_x, q_y : 深さについて積分した流量の x, y 成分、 C_0 : 流量係数、 H : 水深、 g : 重力の加速度である。しかし、この手法を適用した研究^{9), 11)}は、比較的信頼度の高い浸水記録¹³⁾および地形情報に基づいて歴史津波の遡上現象の再現を行った、1944 年東南南海津波を対象とした尾鷲市街における津波の遡上などわずかの例に限られている。相田はこれらの研究と併せて、最近の地震によって発生した津波を対象として地震の発生機構等に関する研究成果を考慮し、断層のモデルを推定^{14)~16)}している。相田の研究によって、津波の発生および伝播を推定するために数値実験が有力な手段であることが明らかにされると同時に、代表的な歴史津波に関する断層モデルの諸元が与えられたことは特に津波防災上の立場から有意義である。

岩崎ら^{17)~19)}は、三陸沖を対象にして巨大地震に伴う津波の数値モデルを検討しているが、数値モデルの基本とするところは相田と同様である。

津波の陸上遡上について岩崎ら^{1), 20)}は波先端の地形を階差的に近似して平面二次元問題へ適用し、オイラー座標により外海域から陸上部まで一貫したシステムで津波の数値実験が可能であることを明らかにした。一方、首

藤ら^{21)~24)}はラグランジェの方法によって波先端の条件を精度よく表わした。さらに首藤ら²⁵⁾はこのラグランジェの方法、相田の方法および岩崎らの方法に関して遡上計算法の比較を行い、適切な格子長を選べばいずれの方法によっても十分な精度をもつ計算が可能であるとしている。これは一次元問題による検討結果であったが、二次元水理実験と数値実験の比較から同様の結果が真野²⁶⁾によって得られており、格子モデルの作成に際して参考となる精度上の目安を与えている。

上記の各研究はいずれも数値計算手法に差分法を適用しているが、有限要素法を適用した例^{27), 28)}もみられる。しかし、津波の数値実験手法として差分法と有限要素法との比較を行った例は、わずかに後藤ら²⁹⁾の津波の河川遡上に関する研究にみられるにすぎない。

本研究では従来の研究成果を踏まえて最も一般性があると考えられる浅水理論を適用し差分法による数値実験を行うことによって、実現象の再現性という立場からこのような方法の適用範囲を明らかにすることとした。なお、本研究の過程において差分法と有限要素法とを同一問題に適用し結果を比較したところ、計算精度に大差がないことが明らかとなったので、ここでは計算の経済性に利点のある差分法を適用して検討することとした。

3. 計算方法と断層モデル

(1) 基礎方程式と計算手法

数値実験を行う場合の基礎方程式は、海底から海面まで鉛直方向に積分された浅水長波の運動方程式と連続式であり、式(1)~(3)のように表わされる。

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} q_x \sqrt{q_x^2 + q_y^2} = 0 \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_y}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} q_y \sqrt{q_x^2 + q_y^2} = 0 \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\eta - \zeta) + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 x, y は水平直交座標であり、 t は時間座標、 η, ζ および h はおのおの静水面より鉛直上方にとった水位、海底面の鉛直変位量および下方にとった水深であり、 D は実水深で $D = h + \eta - \zeta$ である。また q_x, q_y は単位幅当たりの流量で $q_x = UD, q_y = VD$ (U, V はそれぞれ x, y 方向の断面平均流速) であり、 g は重力加速度、 n はマンニングの粗度係数(本研究では $n = 0.03$ を仮定した³⁰⁾) である。

計算には通常用いられるリープフロッグスキームを適用した。この際、線形項はすべて中央差分で表現し、慣

性項には q_x, q_y の正負によって後退差分と前進差分とを使い分けた。水位 η を格子中央に、流量 q_x, q_y を格子点上にそれぞれ配して離散化を行った。

津波の伝播および遡上計算に必要な境界条件は、計算範囲が有限であるために生ずる外海の境界および海岸の境界から構成される。後述する日本海全域を対象とした計算における外海の境界では、特性関係を利用して計算領域内に発生した波を自由透過させる計算方法をとる。秋田県北部海岸周辺の狭い範囲を対象とした計算における外海の境界では、上述した計算結果からこの境界上における流量と水位を抽出し、これを境界条件として与える。遡上域以外の海岸の境界では、岸に直交方向の流量フラックスを零とする。遡上域の海岸では岩崎ら^{1),20)}の方法に準じて移動境界の条件を適用した。

(2) 断層モデルの諸元

海底面の変位を求めるために必要となる断層パラメータの値に、相田¹⁶⁾の Model-10 を適用することとし Table 1 にその内容を示す。この断層モデルは南北2つの断層から成り立ち、地震モーメントは 5.8×10^{27} dyne-cm である。

Table 1 Fault parameters.

Parameters	Fault N	Fault S
Length (km)	60	40
Width (km)	30	30
Depth of the upper rim (km)	3	2
Dip direction	N5°W	N22°E
Dip angle	25°	40°
Strike slip component (m)	-0.54	0
Dip slip component (m)	-3.0	-7.6

Strike slip ; right lateral +
Dip slip ; normal +

計算上は、これらのパラメータによって求めた鉛直変位が15秒間で完了すると仮定し、時間軸方向に線形補間して各時刻における単位変位量を与えた。なお、海底面の鉛直変位量は Mansinha, L. and Smylie, D. E. の理論式³¹⁾を適用して求めることとした。

4. 数値逸散に関する予備的検討

詳細な数値実験を行う前に、問題を単純化して計算上の数値逸散に関する予備的検討を行った。

(1) 一次元水路による検討

支配方程式は線形とし、一様水深の一次元水路の境界から単位振幅の正弦波を入力して、波の伝播距離と波高減衰の関係について調べることにし、次のようなパラメータを導入した。

$$N = L / \Delta X \dots\dots\dots (4)$$

$$M = \Delta t / \Delta t_c \times 100 \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 L は波長、 ΔX は格子間隔、 Δt は時間積分間

隔、 Δt_c は安定条件から定められる時間積分間隔の最大値 ($= \Delta X / \sqrt{gh}$) である。このように設定したパラメータ N は一波長間に含まれる格子点の数を表わす波の分解能である。また、 M は安定条件に対する時間積分間隔の接近度 (%) を表わし、今村ら³²⁾の研究からも明らかかなように通常の計算では可能な限りこの値を大きく設定するのが原則である。

入力値と計算最高水位の比を縦軸にとり、横軸に波の進行距離を波長 L で無次元化して最高水位の低減状態を Fig. 1(a) に示した。また縦軸を同様にとり、横軸に波の分解能 N をとって水位の低減状態を Fig. 1(b) に示した。これらの関係を見ると、たとえば $N=5$ とした場合には M を 90% にとつてもわずか一波長の進行距離で大きな数値逸散が生じてしまうことが理解される。これとは逆に M を 10% としても N を大きくとれば十分に精度の高い計算結果が得られることも明らかである。このように M と N が計算結果に与える影響を相対的に比較すると、 N の方がはるかに数値逸散を左右するといえる。

仮に、5% の誤差を許容して M と N の組合せを選ぶと、Table 2 に枠で囲った範囲がこれに該当する。実際の数値実験においては水深は一定ではなく変化する。日本における近地津波を例にとれば一定水深が4波長以上続くことはまれである。4波長間にわたって波形の大きな変化が生じなければこの間伝播してきた波を次の領域の入力波として用いても数値計算上は支障ないと考えられる。このように、実際に発生しそうな現象を考慮して、上記の範囲から M と N の値を選定する必要がある。

一方、オーバーシュートを避けるためには、Table 2 から明らかかなように N を 100 以上にとる必要がある。実際の数値実験では N をこのように大きくとることは不可能であるが、数値逸散に比べてオーバーシュートの影響ははるかに小さいことから、これを無視しても実用上は差し支えないと考えられる。

N の値を設定すると Δt_c の値が決定され、この Δt_c に対して M の値を設定すると Δt の値が決まる。すなわち、 Δt は N の値に従属しており、上記の計算結果でも当然のことながら M の値に比べ N の値の方が数値逸散に与える影響ははるかに大きい。数値逸散を回避するには少なくとも N を 20 以上にとる必要があるといえる。平面問題を対象とした場合でも、リーブフロッグスキームを用いる限りはほぼ同様の関係が成り立つと考えられる。

(2) 秋田県北部海岸を対象とした検討

津波の数値実験において、数値逸散を避けるためには格子モデルを作成する際に少なくともその分解能が 20 以上になるように格子間隔を選ぶ必要があることが上記

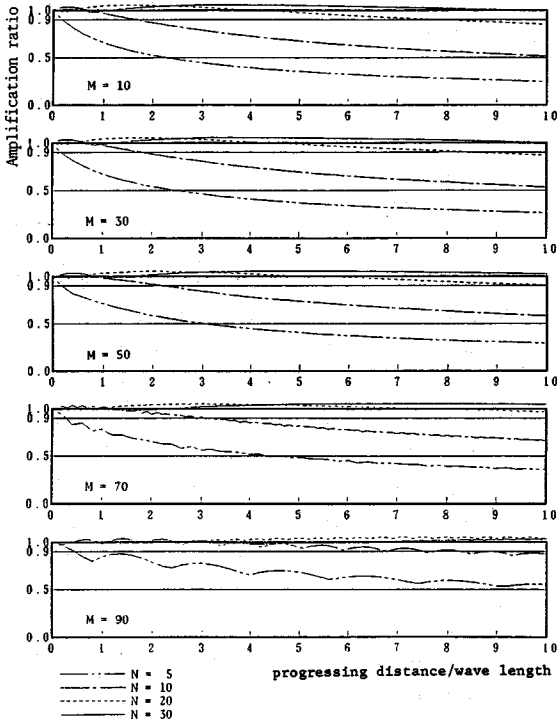


Fig. 1(a) Spatial distribution of amplification ratio.

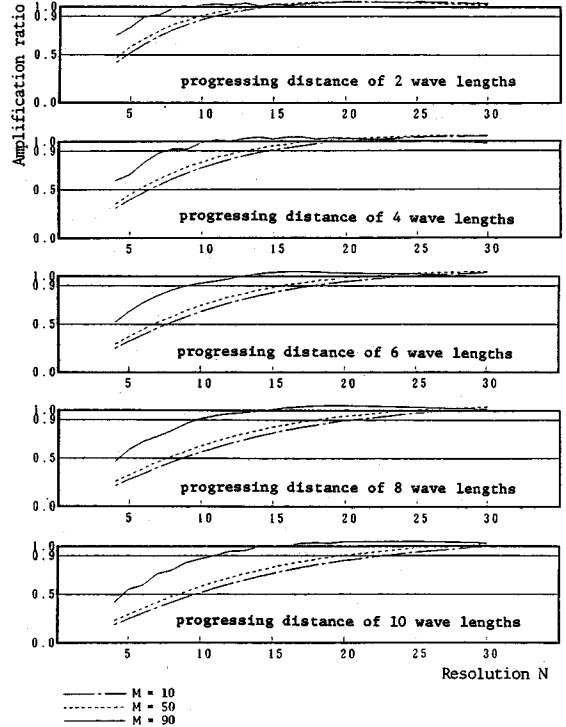


Fig. 1(b) Relationship between amplification ratio and resolution N.

Table 2 Ratio of local wave height to original wave height.

Resolution N	CFL cond. M	Progressing distance/wave length									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5	10	0.66	0.52	0.45	0.39	0.35	0.32	0.30	0.28	0.26	0.25
	50	0.71	0.58	0.50	0.45	0.41	0.37	0.35	0.32	0.31	0.29
	90	0.85	0.79	0.78	0.66	0.68	0.63	0.60	0.60	0.53	0.55
10	10	0.97	0.87	0.79	0.73	0.67	0.63	0.60	0.57	0.54	0.52
	50	0.99	0.92	0.84	0.78	0.74	0.70	0.66	0.63	0.60	0.58
	90	0.99	1.02	1.02	0.99	0.94	0.93	0.93	0.92	0.89	0.87
20	10	1.05	1.05	1.03	1.00	0.97	0.95	0.92	0.90	0.87	0.85
	50	1.04	1.05	1.04	1.03	1.01	0.99	0.97	0.94	0.92	0.91
	90	0.98	1.00	1.01	1.03	1.04	1.04	1.05	1.05	1.04	1.05
30	10	0.99	1.04	1.06	1.06	1.05	1.04	1.03	1.02	1.01	1.00
	50	0.98	1.02	1.05	1.06	1.06	1.05	1.05	1.04	1.03	1.03
	90	1.00	1.01	0.99	0.98	0.99	1.00	1.01	1.02	1.03	1.03
60	10	1.00	1.01	0.99	0.98	1.00	1.01	1.02	1.04	1.04	1.05
	50	1.00	1.01	1.01	0.99	0.98	0.99	1.00	1.02	1.02	1.03
	90	1.00	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01
100	10	1.00	1.01	0.99	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	0.99	0.98
	50	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00
	90	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01

の検討から知られた。そこで、実際の数値実験においてこの分解能が解にどのような影響を与えるのかを事前に明らかにしてみる。

計算の対象とした領域は釜ヶ沢町から男鹿半島に至る秋田県北部海岸で、南北約 110 km、東西約 120 km の範囲である。波源モデルとしては前述した相田のモデルを用いることとした。なお、この領域は一般に行われてい

る津波の数値実験で対象とされる領域よりもやや狭いが、鉛直変位の卓越している南側の波源を完全に含んでいる。

初期波形から波源域の卓越周期を概算すると約 7 分であるので津波の基本周期を 7 分と仮定し、この周期に見合う波長を計算領域全域にわたって求め、その波長の 1/20 をとると Fig. 2 に示すような格子間隔の分布が得

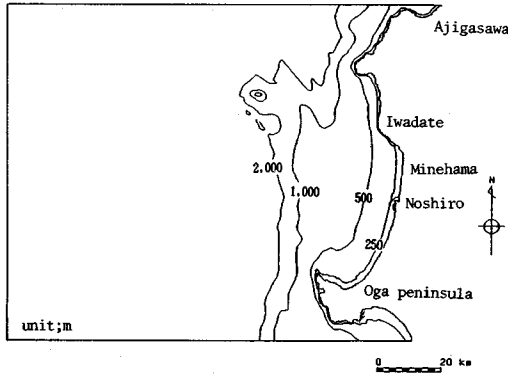


Fig. 2 Desirable distribution of grid size.

られる。実際の計算ではこのように格子間隔を与えることはできないので、この計算領域を4つに区分し段階的に格子間隔を1/2に縮小することとし3ケースの格子モデルを設定した。それぞれのケースに対応する格子間隔は、CASE-1では4, 2, 1, 0.5 kmで最小分解能は10、総格子数は13 507、CASE-2ではCASE-1の1/2の格子間隔とし最小分解能は20、総格子数は49 021、CASE-3ではさらにCASE-2の1/2の格子間隔とし、最小分解能は40、総格子数は185 056とした。ただし、いずれのケースにおいても汀線周辺の分解能は、上述した設定値よりも小さくなっている。たとえばCASE-2では水深14.5 m以浅がこれに該当する。

これら3種類の格子モデルについて伝播計算を行い、最高水位の空間分布を求めて Fig. 3 に示した。この結果、全体的な傾向はCASE-2とCASE-3とでは大差ないが、CASE-1では他の2ケースに比べ相対的に最高水

位が低い。CASE-1では2 mの等水位線が能代よりも南側で汀線寄りに大きく後退しているが、他の2ケースではいずれも大差なく男鹿半島先端付近を南北に走っている。また、峰浜の前面に現われている津波の集中度をみるとCASE-1では他の2ケースに比べ3 mの等水位線が約7 km後退している。汀線周辺ではいずれのケースも分解能が低下しているが、あえて峰浜における最高値を比較するとCASE-1~3で6.15, 8.51および10.65 mの値が得られており、CASE-3の計算値は峰浜における遡上高の平均的な値にはほぼ近いといえる。計算結果から第一波の最高水位についてさらに詳細に比較を行った結果、CASE-3を基準にとればCASE-2では4.5~8.6%低下しており、CASE-1では10~20%の低下がみられた。前項で次元問題として同種の検討を行った結果では、5%の誤差を許容すると仮定した場合、格子モデルの分解能は20以上とする必要があるとの結論を得た。実際の二次元問題を対象とした場合には局所的な水深変化が数値逸散に影響を及ぼすため分解能をさらに大きくとる必要がある。

ここに実例をもって示したように、格子分割が津波の計算水位に与える影響はきわめて大きく、数値実験の目的によっては、CASE-1あるいはCASE-2程度の格子モデルで求められた計算水位を利用する場合には注意を要する。

また、津波の再現という立場から断層モデルの諸元を求める場合には、その際に用いられる格子モデルによって断層パラメーターの値が左右されることが考えられるので、十分に分解能の高い格子モデルを用いる必要がある。

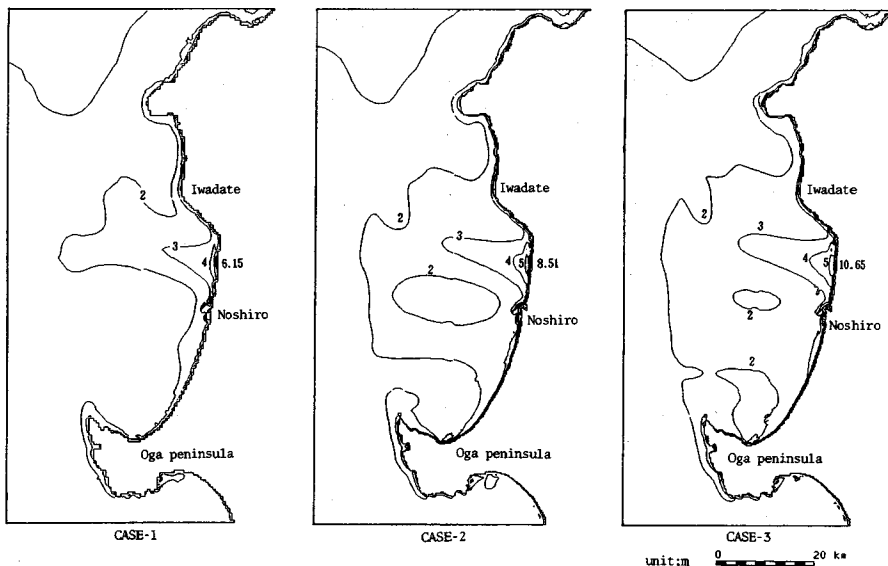


Fig. 3 Maximum water surface elevation.

5. 数値実験結果と考察

(1) 日本海における津波の伝播特性

日本海全域を8, 4, 2, 1 kmの4種類の格子間隔でモデル化し、断層モデルが日本海全域の沿岸における津波の伝播時間および初動の押し・引きを良好に再現しているかどうかを確認する目的で、おおまかに第一段階の計算を行った。

計算の結果得られた汀線における津波の到達時間および初動の押し・引きを検潮記録から読み取ったものと比較すると Fig. 4 のとおりであり、両者は日本海全域にわたってほぼ一致していることが明らかである。

一方、波形の比較には問題が残る。検潮記録には局地的な振動特性や水理フィルターの効果が含まれており、このうち水理フィルターの除去は難しい。計算の空間格子を細かくすることによって、現地の局地的な振動特性をある程度まで表現できるが、第一段階の最小格子間隔が1 kmと大きいため不十分である。こうした事情を考えて、計算波形と検潮記録との比較は行わなかった。

(2) 秋田県北部海岸における第一波の伝播特性

第二段階として、渡島半島南端から新潟県村上市に至る南北約350 km、東西約120 kmの範囲を対象に、秋田県北部海岸における津波の伝播特性を明らかにすると同

時にこの地域の詳細な遡上計算を行うための外海境界条件を設定する目的で伝播計算を行った。この段階の計算では2~0.25 km間隔の格子でモデル化が行われており、計算領域の主要部分の格子は前述したCASE-2のものと同じである。八森から男鹿半島に至る北秋田海岸、特に峰浜村の海岸において日本海中部地震津波は大きな

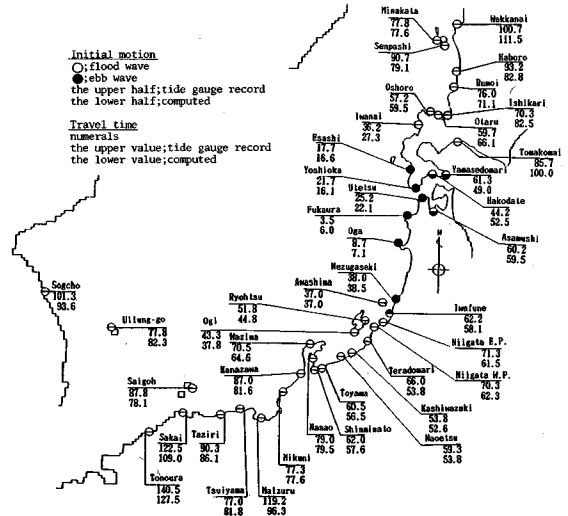


Fig. 4 Comparison between observed and computed waves.

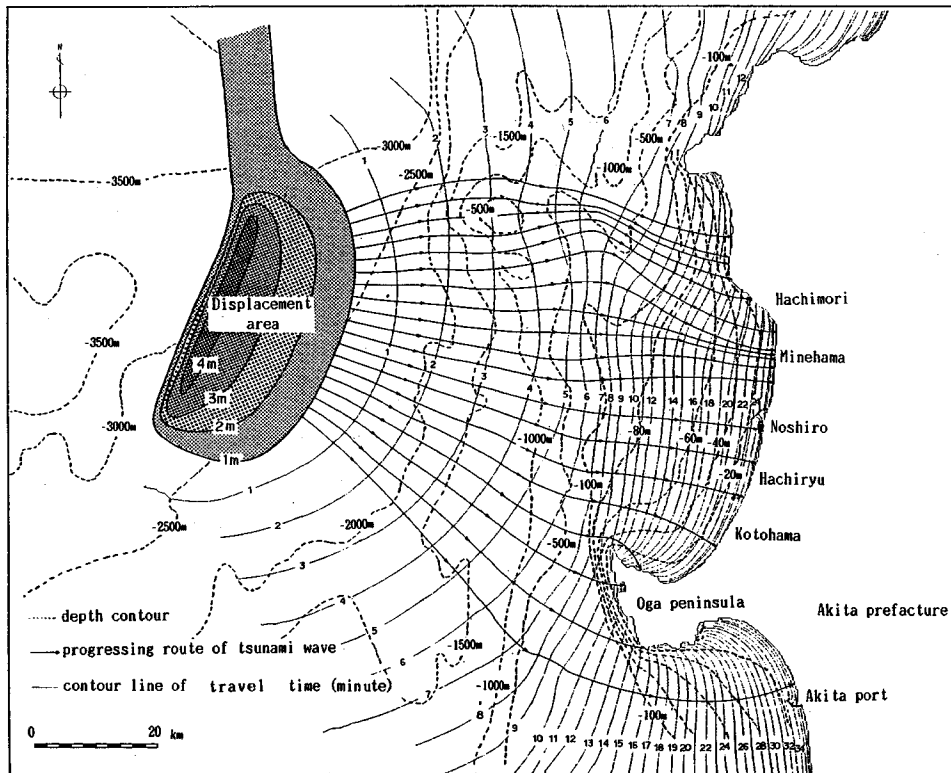


Fig. 5 Computed route of tsunami wave propagation.

痕跡高を示した。波源域からこの海岸線に至る第一波の侵入経路と伝播時間を計算結果に基づいて示すと Fig. 5 のとおりである。図中の点線は水深、矢印は侵入経路、細線は伝播時間を表わしている。この図から、八森の西方約 20 km、水深 500 m から 100 m の海域において海底地形がレンズの役割をして峰浜海岸への波の集中度を大きくしていることがわかる。海岸から 30~40 km 沖合の海底地形の影響で、波源域において 2 km 間隔で出発した侵入経路の矢印は峰浜海岸では 2 km の間に 3 本集中する結果となった。また、侵入経路と伝播時間から判断して八森海岸に到達した波の反射波が波源から伝播してきた第一波と相前後して峰浜海岸を襲った可能性のあることもうかがえる。前章で得られた知見に配慮して、水深が浅くなるほど徐々に細かい格子間隔にしたことが、上述した津波の伝播過程における地形の効果を十分に取り入れる結果となった。

(3) 浸水域と遡上高の再現性

津波の陸上への遡上現象を検討するために、青森県深浦町から男鹿半島西端に至る南北約 65 km の海岸域を対象に格子間隔を 480 m から 30 m まで 1/2 ずつ 5 段階で徐々に細かくしたモデルを用いて第三段階の計算を行った。遡上計算の対象とした海岸は第三段階の計算領域のうち八森漁港から琴浜海岸までの約 45 km の海岸線である。このうち、遡上現象が特に著しかった浜田八森地区から能代に至る区間では最小格子間隔を 30 m とし、それ以外の海岸では 60 m とした。なお、陸上の地形は秋田県山本土木事務所において測量された 1/2 000 の地形図に基づきデータ化した。

第三段階の計算結果から浸水域と遡上高の分布を求め、これを被災直後に秋田県が実施した浸水域の測量結果³⁹⁾と比較して Fig. 6 に示した。図中の斜線の部分は浸水域の実測値と計算値とを同一縮尺で示している、また棒グラフは痕跡高の測量値であり、折れ線グラフは測量位置に最も近い計算点における計算最高水位の分布を表わしている。両者の距離的なずれは格子間隔から 15 m もしくは 30 m 以内である。

浸水域について実測値と計算結果とを比較すると良好な一致がみられる。特に、内陸部まで浸水した峰浜村の水沢川、埴川および竹生川の各河口域および米代川右岸河口部の浸水域でこのような再現性が得られたのは、この地域の地形的な特徴が計算上精度よく取り入れられているためと思われる。一方、計算遡上高を痕跡高と比較すると全体的な傾向はよく一致しており、能代以南においてはほとんど問題がない。しかしながら、峰浜地区での最高計算遡上高は 15 m と最大痕跡高 14.9 m にほぼ等しいが、実際の発生箇所には約 1 km のずれがある。また、八森漁港地区に生じた 10 m 以上の遡上は計算で

きていない。これらの点に関しては、地形、初期波形および波先端部の局地波形の表現精度の問題であろうと考えられる。このように、局地的に再現のできていない計算結果もみられるが、全体としての平均的な遡上現象は良好に再現されている。

最高計算遡上高と痕跡高の比をとって再現性のばらつきをみると Fig. 7 のとおりである。図中の白丸は痕跡高、黒丸は痕跡高が得られた地点における最高計算遡上高、×印はこの最高計算遡上高を痕跡高で除した値である。相田⁷⁾は痕跡高 x_i と計算値 y_i との比 x_i/y_i を K_i 、データ個数を n とし、その幾何平均値 K

$$\log K = (1/n) \sum \log K_i$$

および K の各点間のばらつきを表わす指標 α

$$\alpha = (\sum (\log K_i)^2 - (\log K)^2)^{1/2} / n$$

を導入し、計算結果の再現性を評価する方法を用いている。ここで、遡上計算を行った領域の 241 個のデータについてこれらの指標の値を求めると、 $K=0.991$ 、 $\alpha=1.276$ となり、この計算が良好な再現性を有することが理解される。

Fig. 7 によれば、八森漁港地区は地形的に複雑で波がかなり特殊な挙動を示した海岸であり、格子間隔を 60 m とやや粗くした影響もあって、ここでは再現性のばらつきが大きくなっている。格子間隔を 30 m とした浜田八森地区および峰浜地区では、地形的な諸条件は八森漁港地区と大差ないにもかかわらず再現性のばらつきが小さい。すなわち、入射波の物理的な性質に差異がなければ実際の地形においては地形の近似度が計算結果の再現性に与える影響はかなり大きく、とりわけ再現性の空間的なばらつきにその影響が現われると考えられる。能代浅内地区、八竜地区および琴浜地区の陸上地形は、海岸線にはほぼ平行な等高線から形成されておりきわめて単調な海岸地形である。このような海岸域では格子間隔が 30 m の能代浅内地区における再現性も格子間隔が 60 m の八竜地区および琴浜地区の再現性も大差ない結果となった。

(4) 遡上域における海水の挙動

浸水域が最も広がった峰浜地区の水沢川および埴川周辺を対象として、第一波来襲時の海水の挙動を流速ベクトルで表わし Fig. 8 に示した。この図によれば、陸上に這い上がった津波が地形の影響を受けて複雑に進行方向を変えながら内陸部へ侵入して行く様子がうかがえる。流速値をみると、最大流速は局所的に約 5 m/s を越えており、津波が侵入する際に海岸域の地形が変化してしまう可能性を示唆している。

6. 結 論

本論文では、浅水長波の方程式と連続式とを基礎式と

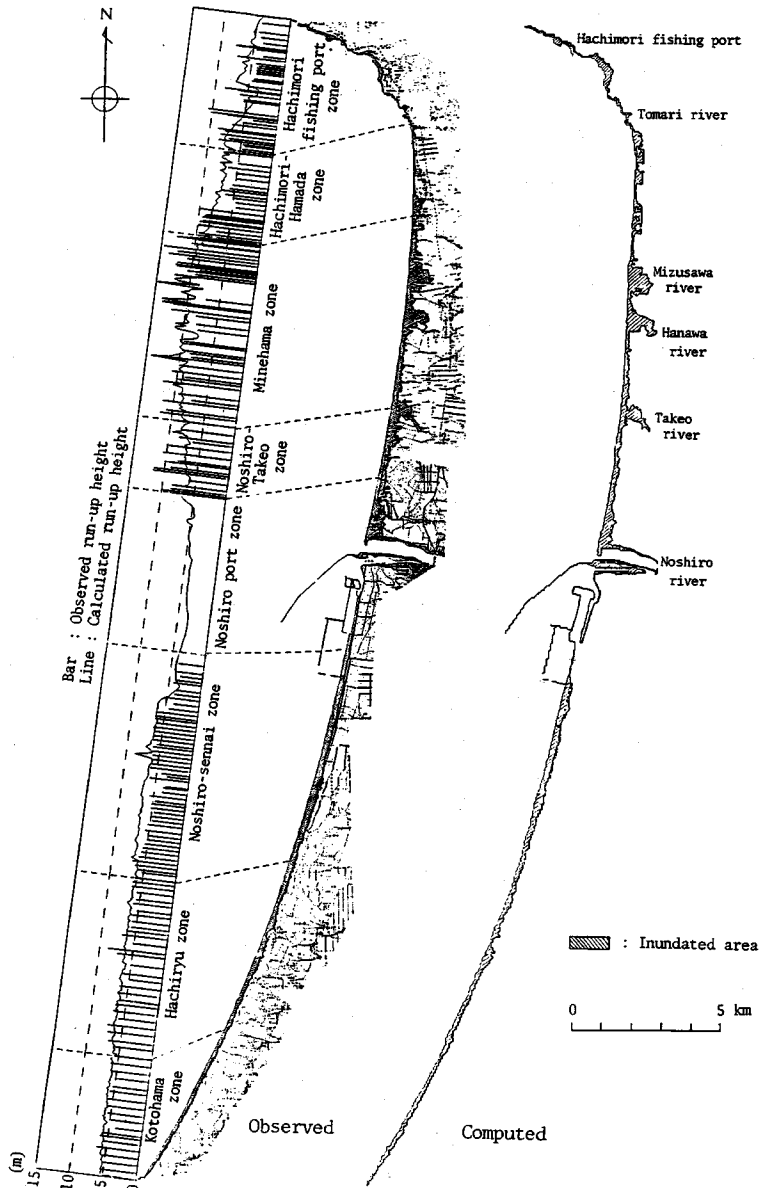


Fig.6 Measured and computed run-up height and inundated area.

する数値実験に基づき、津波の高さおよび浸水域を精度よく予測するための格子分割パラメーターの値について、以下の知見を得た。

a) 一波長間に含まれる格子点数(波の分解能)を N 、時間積分間隔の最大値に対する接近度を M (%) とすると、 N が数値逸散に及ぼす影響は M の効果に比してはるかに大きい。

b) 5% の打ち切り誤差を許容とした場合、一様水深の一次元水路における波の伝播計算によれば、 N を少なくとも 20 とする必要がある。

c) 具体的な平面問題を対象として、 N を 20 としても数値逸散は約 9% に達する場合がある。このため、計算の安定条件を考慮して、主要な計算領域全体にわたり N の値が 20 以上となるような格子間隔でモデル化することが望ましい。

上記の知見に基づき、1983年に発生した日本海中部地震津波の、日本海全域にわたる全体像および秋田県北部海岸での挙動を対象に詳細な数値実験を行った。その結果、最終うちあげ高を求めるにあたり空間格子寸法を 30 m 程度にすれば、浅水理論に基づく数値実験によっ

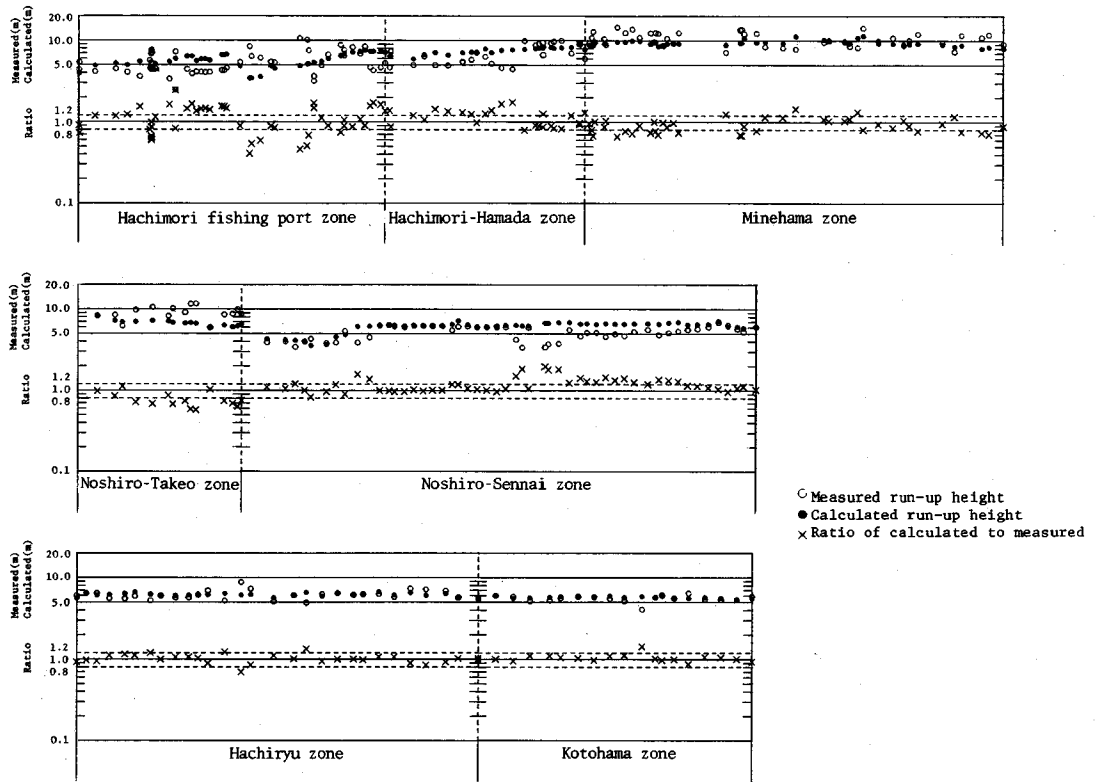


Fig. 7 Measured and calculated run-up height.

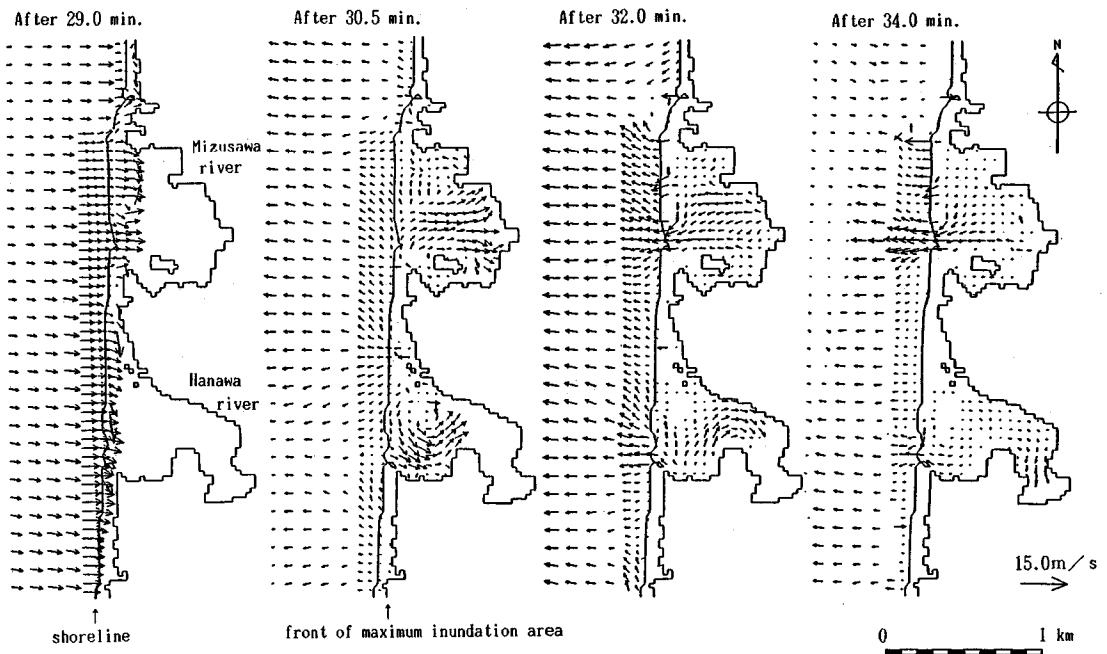


Fig. 8 Velocity distribution around Minehama area.

て十分精度よく痕跡高を再現し得ることが実証された。
 なお、Fig. 5, 6 は著者の1人がすでに土木学会論文集
 (第369号, 1986) に研究展望として掲載済みである。

謝 辞：本研究を進めるにあたり、終始ご指導・ご
 助言いただいた運輸省港湾技術研究所 後藤智明博士、
 研究途上の断層パラメーターをご教示いただきさらに計
 算結果の比較に応じていただいた元東京大学地震研究所
 相田 勇博士および貴重な津波資料を提供していただい
 た秋田県土木部 小野 勇技師に心より謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 岩崎敏夫・真野 明：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, 土木学会, 1979.
- 2) 首藤伸夫：秋田県北部海岸における日本海中部地震津波, 第31回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1984.
- 3) Aida, I. : Numerical experiments for the 1964 niigata tsunami and the 1968 Tokachi-oki tsunami propagation, Bull. Earthq. Res. Inst. Vol.47, pp.673-700, 1969.
- 4) 相田 勇：1923年関東地震津波の数値実験, 地震研究所彙報48号, pp.73-86, 1970.
- 5) 相田 勇：津波記録による波源数値モデルの推定, 地震2撰25号, pp.343-352, 1972.
- 6) 相田 勇：200m等深線上の津波波形と浸水高, 地震2撰30号, pp.11-23, 1977.
- 7) 相田 勇：三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報52号, pp.71-101, 1977.
- 8) 相田 勇：1944年東南海地震津波の波源モデル, 地震研究所彙報54号, pp.329-341, 1979.
- 9) 相田 勇：東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 地震研究所彙報56号, pp.367-390, 1981.
- 10) 相田 勇：南海道沖の津波の数値実験, 地震研究所彙報56号, pp.713-730, 1981.
- 11) 相田 勇・羽鳥徳太郎：尾鷲市街に遡上した津波の数値実験, 地震研究所彙報57号, pp.337-350, 1981.
- 12) 相田 勇：陸上に溢れる津波の数値実験, 地震研究所彙報52号, pp.441-460, 1977.
- 13) 羽鳥徳太郎・相田 勇・岩崎伸一・日比谷紀之：尾鷲市街に遡上した津波の調査—1944年東南海・1960年チリおよび1854年安政津波, 地震研究所彙報56号, pp.245-263, 1981.
- 14) 相田 勇：1978年伊豆大島近海地震に伴った津波の数値実験, 地震研究所彙報53号, pp.863-873, 1978.
- 15) 相田 勇：1978年宮城県沖地震に伴った津波の数値実験, 地震研究所彙報53号, pp.1167-1175, 1978.
- 16) 相田 勇：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59号, pp.93-104, 1984.
- 17) 岩崎敏夫・楊沢 民：三陸大津波の数値実験, 第21回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1974.
- 18) 岩崎敏夫・真野 明・瀧森 勉：三陸沖における巨大地震に伴う津波の数値モデル, 第22回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1975.
- 19) 岩崎敏夫・真野 明：三陸沖の断層地震による大津波の追算, 第23回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1976.
- 20) 岩崎敏夫・真野 明・荒井 唯：綾里湾湊における津波の数値解析, 第28回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1981.
- 21) 首藤伸夫・後藤智明：津波の遡上に関する数値解析, 第24回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1977.
- 22) 後藤智明：物質座標系による非線型長波, 第25回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1978.
- 23) 首藤伸夫：津波遡上計算時に生ずる短周期振動について, 第26回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1979.
- 24) 後藤智明・首藤伸夫：非線型津波の二次元遡上計算, 第26回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1979.
- 25) 後藤智明・首藤伸夫：各種津波遡上計算法と波先端条件の比較, 第27回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1980.
- 26) 真野 明：陸上での津波の挙動, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果No. A-53-2, pp.43-44, 1983.
- 27) Kawahara, M. et al. : Tsunami wave propagation analysis by the finite element method, Proc. of 2nd Int. Conf. on Finite Elements in Water Resources, 1978.
- 28) Iida, K. et al. : Finite element method for tsunami wave propagation in tokai district, japan, Proc. of Int. Tsunami Symp., 1981.
- 29) 後藤智明・首藤伸夫：河川津波の遡上計算, 第28回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 1981.
- 30) Houston, J.R. and Butler, H.L. : A numerical model for tsunami inundation, U.S. Army Waterways Experimental Station, pp.28, 1979.
- 31) Mansinha, L. and Smylie, D.E. : The displacement fields of inclined fault, B.S.S.A., Vol.61, No.5, pp.1433-1440, 1971.
- 32) 今村文彦・後藤智明・首藤伸夫：リーブフロッグ法による長波計算の打ち切り誤差, 地震学会講演予稿集, No.1, pp.204, 1985.
- 33) 秋田県：秋田県沿岸津波実態調査報告書, 1983.
 (1986.3.17・受付)