

---

**研究展望**  
**Review**

# 研究展望

## 津波の数値計算

### NUMERICAL SIMULATION OF TSUNAMIS

首藤 伸夫\*

By Nobuo SHUTO

#### 1. はじめに

わが国における近代的な津波対策は、昭和35年のチリ津波に始まる。直後の対策は実績主義であり、津波痕跡が何よりも重視された。わずかに、大船渡湾の津波防波堤の計画に際して、数値計算結果が利用されたに過ぎない。それも、奇麗な正弦波群を入力し、防波堤より内部では水が瞬時に広がると仮定した、不十分なものであった。

それ以来の30年間における、津波関連の科学および工学の進歩にはめざましいものがあった。特筆すべきは、津波初期波形決定法と数値計算の二点である。プレートテクトニクスに代表される地球物理学の進歩は、地震発生メカニズムをわかりやすく説明することに成功し、断層特性を現わす諸量に基づいて海底地盤の変動量、つまりは津波初期波形が計算されることとなった。

数値計算は電子計算機の進歩に支えられた。津波の計算には、きわめて広い海域が対象となる。精度を上げるには格子寸法を小さく取らねばならず、計算量が非常に膨大となる。大容量化・高速化という電子計算機の進歩なくしては津波数値計算の向上はあり得なかった。

この2つの結果として、浸水高に関する限り、津波再現の精度は、現在では平均して±15%の程度の誤差におさまるものとなっている。

昭和35年以来の津波対策、高潮対策、または侵食対策により、日本各地の海岸は高さ5~6m内外の防潮堤で囲まれることとなり、中規模津波に対してはほぼ万全の体制が整っている。しかし、過去の巨大津波が襲来したとすれば、現存する堤防をはるかに上回る高さで越えることは間違いない。このとき何が起こるかを推定するには、津波数値計算技術の精度向上に期待するところが

大きい。

ここでは、数値計算技術の現状を紹介し、その限界を明らかにするとともに、近い将来の課題について述べることにする。

#### 2. 計算結果の検定方法

順序が逆のようではあるが、まず計算結果の良否をいかに判定できるかについての議論をしておきたい。

発生時および伝播途上の津波を、時間波形記録と照合して検定することは現在のところ、不可能に近い。深海に設置されている津波計の数は太平洋全体で10個に満たず、日本の御前崎、房総沖、アメリカのアラスカ沖などに限られており、しかもごく最近設置されたに過ぎない。

岸近くの津波は、潮位計あるいは波高計で記録される。また、陸上で得られる遡上痕跡は数も豊富で、数値計算の最終的な判定に用いられる。しかし、これらにも次のような問題点があり、単純ではない。

潮位計には、水理的なフィルターが掛かること、記録紙の時間送りが遅く解像度が悪いことの2つの難点がある。後者は、読み取りをデジタル的に行えば、比較的簡単に改善できる。前者は、各潮位計の特性を測定する以外に方法はない。潮位計の水理特性は、検潮井戸への導水管内部の生物的な目詰まりも影響するため、比較的頻繁な検定が必要となる<sup>1)</sup>。それにしても、短周期になるほど減衰が激しく、記録されず、結局復元できない可能性もある。また、現状の検潮方法に頼る限り、巨大津波時の記録の振り切れの問題は解消できない。

最近数が増えてきた超音波式の波高計は、海水面位置を直接測定するものであり、周波数特性が平坦であるから、津波の測定も可能である。しかし、現在では、各偶数正時に20分間記録するという運用をしているので、津波を必ず測定するという保証がない。次節で触れるように、地震波からは得られない、津波初期波形に関する

\* 正会員 工博 東北大学教授 工学部土木工学科  
(〒980 仙台市青葉区荒巻)

Keywords: tsunami generation, tsunami propagation, run-up, tsunami disaster

情報を与え得る測器であるから、近い将来に観測方法の大改善がなされることが望ましい。

初期波形について潮位記録を使って議論する場合には、最初の半波丈を対象にする。それに続く波形には、局所的な地形に支配された振動が含まれる可能性が強いが、地形表現の精度をどの程度にすれば地形の影響を十分に表わせるか、まだわかっていないからである。

津波打ち上げ高は、津波数値計算の最終的な目的の一つでもあり、また数多く得られるものであるから、これとの比較は必ず行われる。ただし、比較の目的に従って扱い方に注意が必要となる。津波初期波形の修正を行う場合には、沿岸距離15 km程度にわたっての平均値を使用するのが普通である。細かな地形の効果を排除し、大局的な構造を問題とするからである。

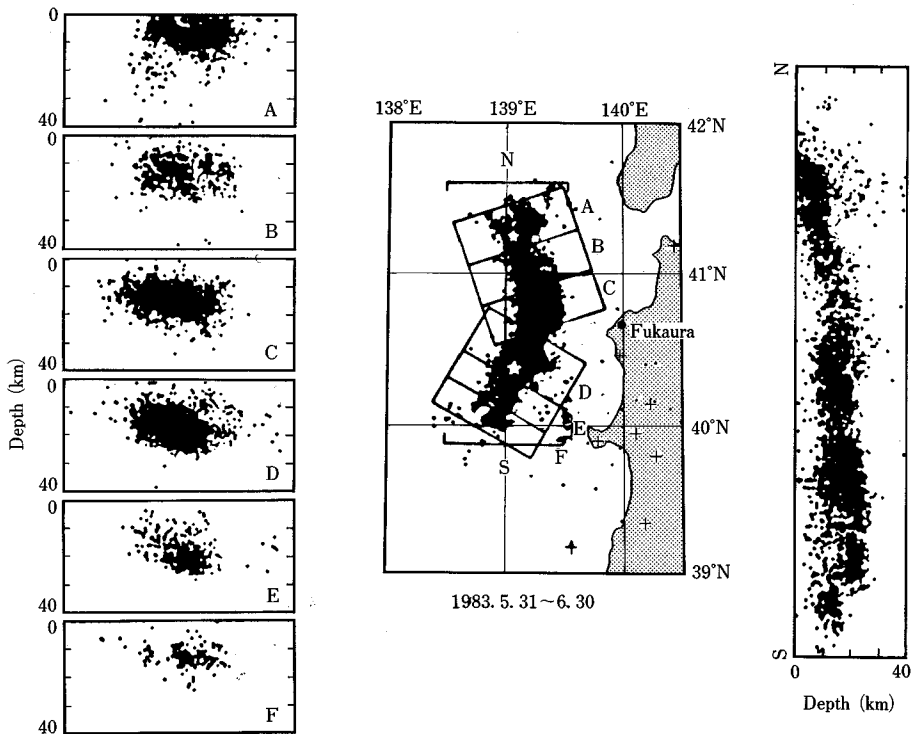
最終的な打ち上げ高が数値計算で再現できたかを調べる場合にも、局所的な効果の強い観測値は比較の対象としない方がよい。数値計算結果は、計算格子内での平均値であり、突出した岩などに衝突したとみられる津波高観測値は再現計算の対象とならないからである。かといって、あまりにも恣意的な選択になってはならないから、特異な値を特別に扱わなくとも済む程度に、数多く痕跡値を収集する必要がある。

再現の良否は、相田の  $K$  値、 $\alpha$  値によって判定される。

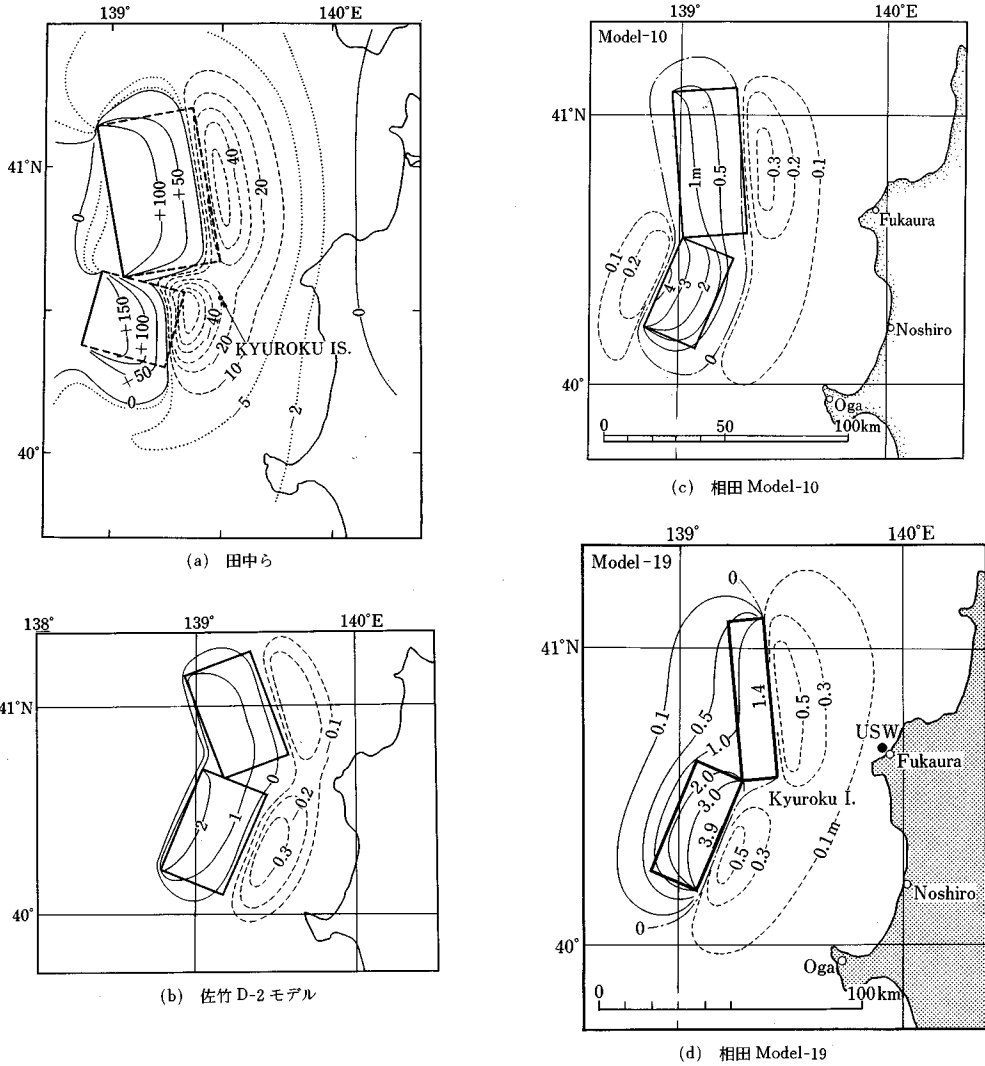
$K$  値は実測痕跡高を計算値で割った値の幾何平均値で、 $\alpha$  値はその分散である<sup>2)</sup>。現在の技術では、 $K$  値は1.2から0.8の間に抑えることができる。つまり、最大打ち上げ高に関する限り、平均誤差±15%以内に収め得る。 $K$  値の大小は、波源で想定された津波全エネルギー量が妥当であったかどうかに対応する。 $\alpha$  値は、1.4以内に抑えなくては良い計算とはいえない。 $\alpha$  値は波源内での地盤変動の場所的分布が妥当であったかに対応すると考えてよい。

### 3. 津波初期波形

15年ほど前までは、沿岸での津波記録から、初期波形が推定されていた。波源の拡がりには、津波到達時間が判明している地点から、津波を海へと逆に伝播させ、その波峰線の包絡線として決められる。このため、詳細な形状は不明で、なんとなく楕円形で近似された。そのうえ、初期波形はすぐには決められなかった。海面の変位を仮定して津波計算を実施し、沿岸での計算結果と津波痕跡や潮汐記録とを比較して、その差が小さくなるまで波源の修正を繰り返さねばならなかった。津波数値計算を行っている間にも、誤差の入り込むことは避けられない。計算結果の精度が上がらない場合、その原因は波源の設定にあるのか、数値計算の精度が悪いからなのか、



図一1 日本海中部地震の余震域



図—2 日本海中部地震津波の波源

判定ができかねる。ある程度の精度で結果が得られても、常に疑問がついてまわったのである。

地震の断層運動に基づいて海底地盤変位が計算されるようになったとき、この疑問はひとまず解決された。断層運動は、その位置、幾何的性質、運動的性質を表わすいくつかの量、すなわち断層パラメーターによって表現される。津波に関するパラメーターとしては、断層面の海底面からの深さ、断層面の傾斜角・走向・長さ・幅、断層の食い違いの方向とその大きさ、食い違いの立ち上がり時間がある。そのほか、地盤の剛性率も与えなくてはならないが、これらがわかれば、海底を水平な表面を有する半無限の均質な弾性体として、その変位が計算される。通常、Mansinha-Smylieの方法<sup>3)</sup>がこのために使用されている。

地震の情報が利用されるようになってから、津波波源の平面形状は1枚ないし2枚の長方形で表現されることが多くなった。最近の大津波では、昭和58年の日本海中部地震津波が記憶に新しいところであろう。図—1は余震分布の三次元構造<sup>4)</sup>で、断層が緩やかな東下がりであったことがわかる。

図—2 (a) は田中ら<sup>5)</sup>が求めた海底面の鉛直変位である。Shimazaki-Moriの発震機構を基本にしている。鉛直変位の最大値は1.5 mである。計算変位の検証として、波源近くにある久六島での実測地盤変位を実測し、これが25~40 cmと計算値とほぼ同程度であることを挙げている。

図—2 (b) は、佐竹<sup>6)</sup>のもので、地震波のみならず、津波計算結果と検潮記録の比較の下に、初期波形を修正

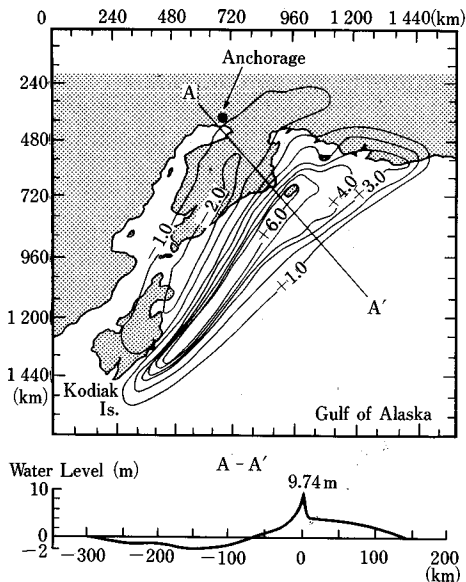
した。このD2モデルでは、最大で2 m程度の鉛直変位となっている。

図一2(c)は、相田<sup>7)</sup>が求めた最良の結果である。Shimazaki, Moriらの発震機構を出発点とし、津波計算の結果と検潮記録、沿岸での打ち上げ高をうまく説明できるまで、修正を繰り返して決めている。相田は、初期波形の修正には、波源近くの検潮記録を使用しない。波源近くでは津波そのものに短周期成分が入っていても検潮記録にはこれが落ちている可能性が大きく、誤った判断をするものになるからである。相田のModel-10では、最大鉛直変位は4 mにも達する。これだけないと、津波を説明できない。

地震波の情報から津波初期波形を決め得るようになったといっても、時として大幅な修正が必要になる。

なお、相田の検討<sup>8)</sup>によると、さらに奇妙な事実が浮かび上がってきた。日本海中部地震津波の際、波源に近い深浦地点で、超音波式波高計が津波の最初の大きな立ち上がりをとらえていた。これは日本海中部地震津波の記録の中で、最も真に近い、水理フィルターの修正を必要としない記録である。相田のModel-10は、この記録を説明できない。試算を繰り返したあげく、相田の到達した結論がModel-19で、図一2(d)に示されている。最大の鉛直変位は、Model-10とほぼ同じであるが、断層面の傾斜は西へ緩やかに下がるものとなる。余震分布から決められた傾斜が緩やかな東下がりであったから、この両者は全く相矛盾する。

矛盾を解く1つの鍵は、副断層の可能性であろう。図一3に、1964年のアラスカ地震の例<sup>9)</sup>を示す。これは、



図一3 1964年アラスカ地震の地盤変動

地盤変位が精度良く実測された、きわめてまれな例である。図中のA-A'線に沿った断面形状をみればわかるが、波長の短い、高さの大きい変位の存在することが認められよう。これは主断層とほぼ直交する副断層によるもので、現在の地震波に基づく手法では予測できない変位である。ところが津波としては、この変位の方が決定的な影響を及ぼす。地震波から決まる変位より大きな値を想定しなくてはならなかった一因、しかも断層面の傾斜を逆向きに想定しなくてはならない理由は、こうした副次的な変位の存在にあるのではないかと疑われている。

一方、地震波から初期波形（あるいは、断層のすべり量）を推定するのはあまり精度が上がらないので、やはり津波記録から決めようとの考えもある<sup>10)</sup>。津波波源始端からくる波と末端からくる波との間には到達時間差が大きく、その間にきた波は各出発地点の情報を伝えることを考慮すると、空間的な分解能において津波波形の方が地震波より優れているからである。佐竹は、これをInversion法と名づけ、いくつかの成果を得ている。今のところ、検潮記録自体の精度に問題があり、地震波による断層パラメーター決定の精度を上回るのは難しいが、さきに述べた副断層などを抽出する良い手法の1つとして将来性がある。ただし、津波記録が得られなければ解が求められないから、津波追算問題にしか適用できない。

地震波を利用しても、断層の寸法をすばやく決めるのは困難であった。通常の方法では、余震域が断層の大きさに対応すると判断する。津波の再現にはこれで良いが、津波予報には当然間に合わない。地震波の記録が終了した段階で断層寸法を推定する方法もいくつか提案されるようになった。たとえば、Izutzni-Hirasawa<sup>11)</sup>は強震動の継続時間を利用する。断層破壊速度があまり変化しないことを仮定すれば、これと強震動継続時間の積は断層長さに比例する。比例定数を過去の例から求めておけば、多少の誤差を伴うものの、地震終了直後に断層長さが決まり、幅はこれも従来の経験式に基づいて即座に得られることとなる。

いずれにしろ、津波初期波形の問題は、その後の数値計算の出発点としてきわめて重要である。海底地形の影響をあまり受けていない津波波形を測定し、これと計算波形を比較するのが、この問題の精度を上げるうえで必要となろう。深海であれば、計算に使用する方程式も単純なものでよく、数値誤差の発生原因やその定量的評価も可能であり、生じた差の原因がどこにあるかを見きわめやすい。気象庁が御前崎や房総沖に沈めた津波計、NOAAがPACTOP計画でアラスカからアメリカ太平洋岸に設置したものなどが、この目的に適しているが、その数があまりにも少ないのが難点である。近い将来に、

力を注ぐべき研究事項であろう。

#### 4. 津波伝播の数値計算

##### (1) 線形長波理論と格子間隔

発生時の津波は、水深数 km、波長が数 10 km から 200 km であるから、水深波長比は小さく、長波に属する波動である。また、波高は数 m で、波形勾配も小さいので、微小振幅と考えてよい。これを数値計算するには、線形長波理論で十分である。

図-4 にアラスカ津波に対し、水平床を仮定して行った線形長波の計算例を示す<sup>12)</sup>。線形長波理論では、波速は水深にしか依存しないので、波形を保ったまま移動する解が得られなくてはならない。ところが、伝播距離、格子間隔によって異なる結果が得られる。空間格子の寸法を変えると、背後に作り出される短周期波の波長が変わり、明らかに数値計算手法に依存した振動が発生したことが認められる。これは、数値誤差である。

##### (2) 数値分散、数値粘性の発生と抑制法

微分を差分で近似するとき、常に打ち切り誤差の生ずることは避け得ない。この誤差は、基本方程式や差分法によって変化する。線形長波理論をリーブ・フロッグ法で差分化すると、誤差の第 1 項は形式的に物理的な分散項と同形となる<sup>13)</sup>。移流項を差分化すると数値粘性項が、誤差の第 1 項となる<sup>13)</sup>。計算時間が短い間は、こうした誤差の影響は大きくないが、津波伝播時間（あるいは伝播距離）が長くなるにつれ、無視できないものに成長する。数値分散項は、短周期波を後ろに取り残すように作用する。その結果、主峰の高さが減じ、背後に短周期波

の連なりが続く波形となる。数値粘性項は、波のエネルギーを消耗し、波高を減衰させる。

伝播距離の大きくない近地津波の場合、このような現象を防ぐには、局所的な波長が少なくとも 20 個、でき得るならば 30 個以上の空間格子点を含むように、格子寸法を決める必要がある<sup>14)</sup>。具体的な空間格子の設計としては、次のようにする。まず、津波波源の短軸の長さを、その地点での一波長  $L_0$  とする。波源での平均水深  $h_0$  で決まる波速  $(gh_0)^{1/2}$  で割れば、津波主要成分の周期  $T$  が決まる。水深  $h$  での波長は、 $L = (gh)^{1/2}T$  であるから、 $\Delta x$  をこの 1/20 以下になるように定めればよい。

##### (3) 遠地津波における分散項の必要性

近地津波の場合、波源が近く、津波が陸地に到達するまで時間がかからないから線形長波理論が使えるが、遠地津波であるときには、分散効果を考慮する必要が生ずる。

発生時の津波には、さまざまな成分波が含まれている。それぞれは、微小振幅表面波理論で与えられる固有の速度で進むから、時が経つにつれて相対的な位置のずれが無視できなくなり、波形の変形となって現われる。これが分散効果である。分散効果が必要かどうかは、梶浦の  $P_a$  値で判断される<sup>15)</sup>。

$$P_a = (6h/R)^{1/3}(a/h) \dots \dots \dots (1)$$

が 4 程度より小さくなると、分散効果は無視できない。ここで、 $h$  は水深、 $R$  は伝播距離、 $a$  は伝播方向の波源のスケールである。

分散波理論としては、線形プーシネスク理論、プーシ

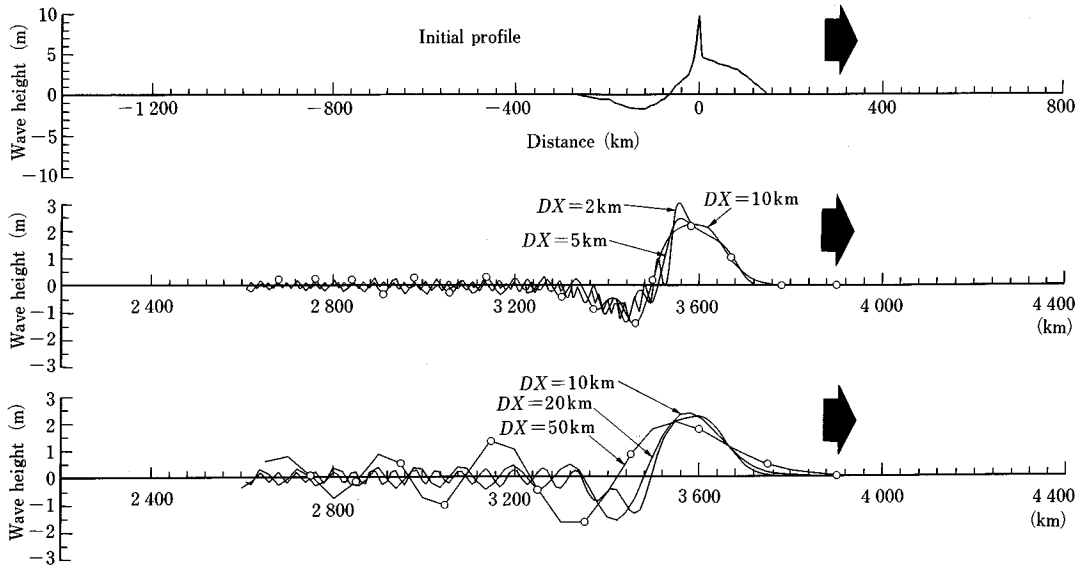


図-4 線形長波理論による計算例 (空間格子の大きさにより解が異なる)

ネスク理論，ベレグリンの式，後藤の式などがある．式の近似の程度によって使い分けなくてはならない．

太平洋上の津波伝播に関し，線形表面波理論，線形ブーシネスク理論，ブーシネスク理論での計算を比較した例がある<sup>12)</sup>．初期波形としては，波高の大きな短周期波が卓越した1964年のアラスカ津波を取り上げ，簡単のために一次元計算としている．この場合，線形表面波理論が真値を与えると解釈される．空間格子寸法を小さくするほど真値に近い解が得られ，非線形項は無視でき，線形ブーシネスク理論で十分であるとの結論を得ている．この間の状況は図—5 (a) に示されている．

現実に大洋伝播を計算するには，地球が曲面をしているため，緯度経度座標を使って表わし，またコリオリの力を含むものとしなくてはならない．

#### (4) 数値分散項の利用

(2) のように，数値分散項は波形を変形させるために望ましいものではなく，この影響がないよう数値計算計画を設計するのが普通である．ところが，これを逆に利用して，低次の方程式によりながら，高次近似方程式と同じ効果を上げ，しかも計算時間を短縮しようとする試みがある．

いま，最も簡単な形で，波形 $\eta$ に対するものとして線形ブーシネスクの式を書くと，次式となる．

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{C_0^2 h^2}{3} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0 \dots\dots\dots (2)$$

これに比べ，線形長波の式をリープ・フロッグで差分化したものは，結局次の微分方程式を解いていることに相当する．

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - \frac{C_0^2 \Delta x^2}{12} (1 - k^2) \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

第3項が， $\Delta x^2$  のオーダーであるが，式 (2) の第3項と同じ構成をしており，分散効果をもっている．今村<sup>16)</sup> は，両者の係数を等しいとおいて，それを満たすように空間格子寸法を決めることを提案した．すなわち，

$$\Delta x [1 - (C_0 \Delta t / \Delta x)^2]^{1/2} / 2h = 1 \dots\dots\dots (4)$$

である．ここで， $C_0$  は線形長波の波速である．

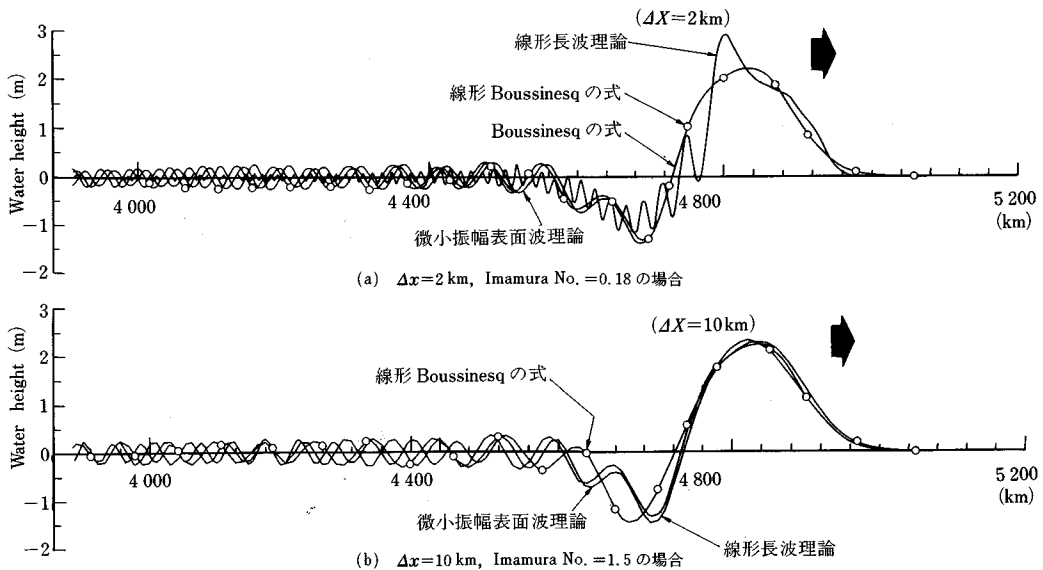
こうした計算が良好な結果を与える例を図—5 (b) に示す．図—5 (a) と比較すれば明らかなように， $\Delta x$  が上記の条件に近ければ，格子間隔の大きい低次の方程式による計算が，格子の狭い高次の方程式の結果に近い値を与えるのである．こうして，計算時間の短縮をはかり，しかも精度の良い解を得ることができる．

#### (5) 残響問題

津波が発生し，伝播し，陸岸に当たり，反射され，また大洋に戻って伝播してゆき，これを何度も繰り返してしだいにエネルギーを失ってゆく過程を解くことを，残響問題という．陸岸近くでは，海底摩擦や砕波によるエネルギー消費，陸岸での津波の捕捉や地形の凹凸に原因する位相のずれが生じ，波高はしだいに減衰する．この問題を理論的に概算しようとした試みはあるが，数値的に克明に再現した例はまだ存在しない．陸岸近くでの境界形状の入れ方，物理的条件の設定法などは，未解決のままになっている．

### 5. 近海および遡上計算

#### (1) 方程式の近似度



図—5 方程式・格子間隔の違いによる解の差 (微小振幅表面波理論が真値を与える)

浅海になると、波高水深比が大きくなるので、海底摩擦をも含む、いわゆる浅水理論とよばれる式を使わねばならない。伝播距離は大きくないので、普通のデカルト座標とした表現でよいし、コリオリの力も必要ない。水

位だけが主要な関心事であれば、水平拡散項も不要である。

線形理論との差は、非線形項である移流項、摩擦項が加わったことである。後藤ら<sup>17)</sup>の計算例によると、地形の変化する場所や浅い場所で、移流項と摩擦項は局所項に匹敵する大きさとなり、無視できない。

一般に浅くなると、波高は増大する。線形長波理論では、波速は周期によって違ったが、浅水理論の段階では振幅の大きい方が早い。しだいに水位の高い後方の部分が追いついてくる。条件によっては、波前面が次々と崩れる砕波段波になる。条件によっては、前面の局所的な勾配が急になるとともに、波峰近くの曲率が大きくなり、また分散効果がきいた波となり、クノイド波とよばれる波群が発達する波状段波となる。

砕波段波は、波前面に発生する数値的な振動をうまく制御すれば、浅水理論で計算できる。図-6がその例である。(a)、(b)は振動の発生した例で、振動の波長は明らかに格子寸法に依存している。(c)は、数値的な拡散項を使用して安定化に成功した例である<sup>17)</sup>。

波状段波は、高次近似の方程式によらなくてはならない。分散項を含み、地形の変化にも対応でき、反射波も計算できる式として、よく使用されるのはペレグリンの式である。しかし、浅くなるにつれ、この式は現実と異なった結果を与える。後藤<sup>18)</sup>は、さらに高次近似まで含んだ式を与えた。図-7<sup>19)</sup>が比較を示す。実験に比べ、ペレグリンの式は分散効果が効きすぎ、分裂した波の成長が早い。後藤の式は、ここまででは良い結果を与えるが、さらに浅くなると適合度が悪くなる。さらに浅いところでは、もっと近似度を高める必要がある。しかし、後藤の式でさえ、数値計算という点からは複雑すぎ、実用には向かない。それをさらに近似度を上げ、かつ平面的な拡がりをもつ場へ適用しようとする、現在の大容量計算機でも手がつけられないほどの計算となる。今村が伝播計算で持ち込んだような工夫が必要となる。

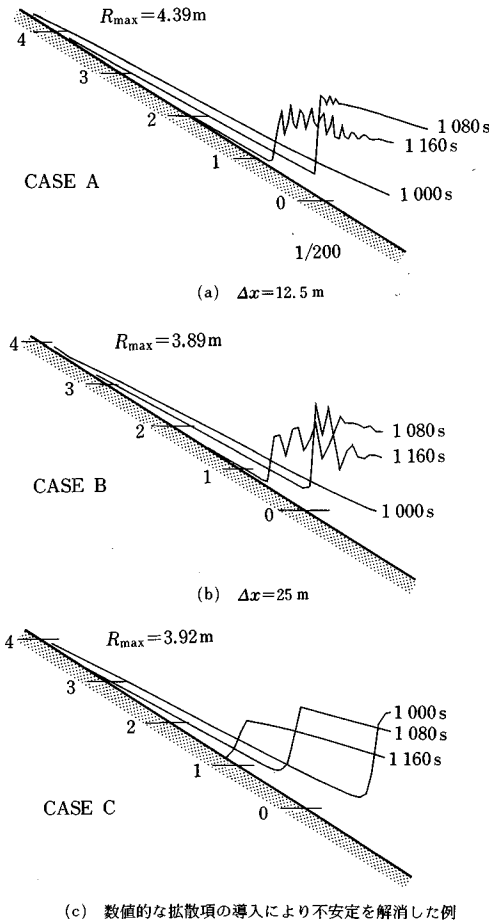


図-6 津波第2波が第1波の戻り流れにあって先端に不安定が生じた例

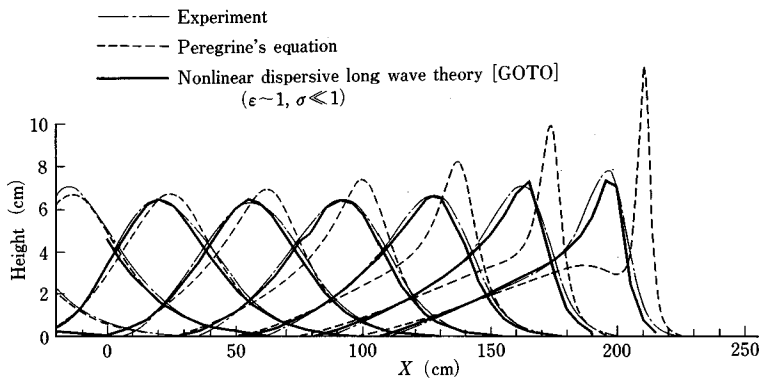


図-7 高次近似解と水理実験値の比較



さらに、現在存在する理論では、扱えない現象がある。昭和58年日本海中部地震津波時には、岸に沿って走るエッジボアが観察された。土木研究所の実験<sup>20)</sup>によると、エッジボアはわずかな条件の違いで非常に異なった振舞いをする。時としては通常の屈折法則に従って進行し、時としては地形を無視して進行する。こうしたエッジボアを扱える理論は作られておらず今後の重要な課題として残されている。

## (2) 領域の接続

深い所では津波波長は長い、浅くなるほど短くなり、しかも海底地形の影響を受けやすい。同じ精度で表現するには、深さに対応して格子寸法を変える必要が生ずる。異なる格子寸法の接続点では、下手をすると流量などの連続性が乱れ、誤差が発生し、時には不安定を起こす原因となる。格子寸法を一気に落とすことは控え、半分あるいは1/3程度に減少させる方がよい。

津波計算の対象とする海域はきわめて広い。計算の精度を上げるには、空間格子寸法を小さくせねばならず、したがって時間間隔も小さくなり、計算量が非常に大きくなる。近地津波なら、なるべく大容量の計算機を使用し、波源から陸上まで連続的に計算するのが望ましい。しかし、遠地津波の場合、あるいは計算機容量が足りない場合には、外海計算と内海計算とに分離した計算を行わなくてはならない。

外海計算といっても、陸岸を無視して計算するわけではない。ただ、空間格子寸法をあまり小さくせず、汀線位置に鉛直壁を想定し、しかも最小水深を20mくらいに設定した計算とする。陸上への氾濫や海底の露出はなく、反射率が1となる計算で、通常空間格子による計算が簡単に実行できる。これによる津波計算波形は、岸近くでは精度が悪い。しかし、深いところでの波形には、沿岸の詳細な地形より陸棚のオーダーの地形の影響が強いから、それほど精度は落ちないものと期待できる。この点について、次元問題として理論的に検討した例があり、以上の推察を裏付けている<sup>21)</sup>。

内海計算は、結果を得たい地点を囲んだ比較的狭い領域に対し、細かい格子を使用して、詳細に実施される。領域を囲む境界の形状は、陸岸境界、それに平行に近い沖側境界、両者を結ぶ側方境界からなるほぼ四辺形に近い形になる。海上の境界では、外海計算の出力を境界入力として強制的に与える。沖側境界は水深1000mくらいの場所を選ばれる。外海計算の格子は粗いから、内海計算への入力はこの内挿して決めることとなる。沖側境界では、こうした扱いにはほとんど問題はない。側方境界においては、時には問題が生ずる。側方境界と陸岸とが鋭角で交わるように選ばれると、陸岸からの反射がすぐ側方境界に達し、地形が粗いまま得られた外海計

算結果との差が大きく、不安定を起こす原因となる。側方境界には、非線形性が問題となる浅海が必ず含まれ、現在の手法では完全に正確に扱うことは不可能であるから、なるべく側方境界を遠くに取り、境界条件の不正確さが結果を得たい場所へ大きな影響を与えないようにしなければならない。

## (3) 津波の遡上計算

工学的な見地からすると、陸上での津波を数値的に再現することはきわめて重要な問題である。通常計算に使用されるオイラーの方程式は、空間座標を使って表現されているから、移動する先端を正確に表現するのは難しい。したがって、先端での計算にあたっては、近似的な方法が採用される。

傾斜した斜面は、 $\Delta x$ の幅をもつ階段として近似される。常に、階段上に水があるか否かをチェックするが、ある段には水がなく、その背後には水があることがわかり、しかもその水位の高さが前の段の地盤高より高ければ、次の時間ステップには水が前の段に乗るはずである。その水量、あるいは流速をさまざまな仮定で近似する。岩崎・真野<sup>22)</sup>は、水のない段の地盤上中点と、背後点の水位とを結んだ線が水面勾配の一次近似であるとして流れ込む流量の計算を行う。Hibberd・Peregrine<sup>23)</sup>は、既知水位の外挿線上に露出段での水位があると仮定した計算をまず行い、これで決まる流量で与えられる水位を使って再度計算して精度を高めるという方法を取る。相田<sup>24)</sup>やHouston・Butler<sup>25)</sup>は、背後段の水位と露出段地盤高との差が、堰の流量公式での水位差に対応するものと考え、露出段へ入り込んでゆく流量を計算する。こうした近似方法を、図-8に説明している。

近似を必要としない移動境界条件も不可能ではない。物質座標系を使用すると、特別な仮定をせずとも、静水時に汀線に存在した水粒子を追いかけることができ、打ち上げ高を求め得る<sup>26)</sup>。空間座標系を使って、しかも特別な近似をしないで遡上問題を解く試みもある。波先端を原点とする移動座標系へ座標変換をする方法である<sup>27)</sup>。この方法は、陸上部での波形の詳細を高次近似方程式で検討するときには、最も優れた方法である。しかし、以上の2つの方法は、次元問題では優れているが、平面的な拡がりをもつ場での津波を問題とするときには、場所的に精粗が生じて使用しにくい。

現実問題への適用では、岩崎・真野、相田の方法を使用することが多い。しかし、近似的な先端条件であるから、注意をしないと誤差が大きくなる危険性がある。津波波長との比較において、空間格子寸法 $\Delta x$ を小さくすれば、先端部一格子分だけの話であるから、誤差の影響は無視できるはずである。斜面上の津波の長さは、周期 $T$ のほかに斜面勾配 $\alpha$ にも影響される。岩崎・真野の

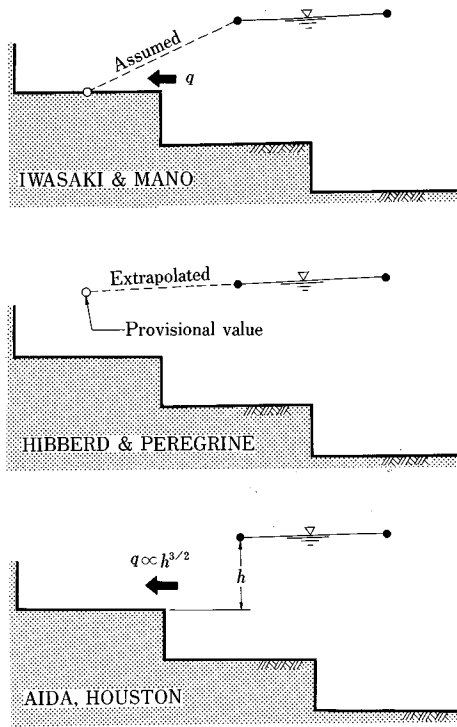


図-8 近似的先端条件の設定法

条件を使うときには、

$$\Delta x / agT^2 < 4 \cdot 10^{-4} \dots \dots \dots (5)$$

の条件が満たされないと、計算値が真値より小さくなってしまふ。相田の条件の場合、多少楽になり、この比が  $10^{-3}$  より小さければよい<sup>17)</sup>。

(4) 地形表現の精度

線形長波であると簡単に仮定しても、波速、エネルギー速度とも、水深に依存して変化し、波の進行方向エネルギー集中の程度も水深分布の影響を受ける。空間格子で分割することは、その大ききで水深を平均化することであり、水深の効果による津波変形を平滑化してしまうことにつながる。地形変化の勾配、津波波速の大きき、などとの関連において、空間格子寸法が決められる必要があるが、この点に関する議論はほとんどなされていない。ただ1つ存在するのは、一様勾配斜面に斜めに津波が入射する場合の波向線到達位置の精度に関するものである<sup>20)</sup>。沖合いでの津波の主伝播方向が陸棚に平行に近い場合、沿岸の湾へ津波が入って来るかどうかは、空間格子の大ききにかなり支配される。格子が大ききすぎると津波の屈折はゆっくりと生じ、本来なら入るべき湾から逸れてしまふ計算結果となる。このようなとき、今までに述べた基準による格子よりも、もっと小さい格子を採用しなくてはならない場合が多い。

日本海中部地震津波の直後、いくつかの数値実験が行

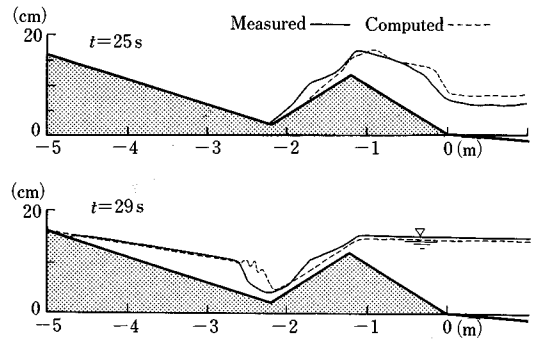


図-9 砂丘を乗り越える津波の数値計算と水理実験の比較

われたが、15 m に及ぶ打ち上げ高を計算できたものはいなかった。これらの計算では、それまでと同じ寸法の格子が使われていたのである。長谷川ら<sup>14)</sup>は、数値分散性の議論に基づき細かい格子を採用した結果、15 m の打ち上げ高を再現できた。その内容を詳しく調べると、数値分散性の影響を無視できるようにしたから成功したのではなく、地形の表現が詳しくなった結果、比較的深い場所での地形によるレンズ効果が効いていることがわかった。怪我の功名とでもいうべきである。従来の格子に比べ、1/3 から 1/5 の寸法とした計算で、計算量としては、9 倍から 25 倍のものであった。

(5) 大障害物を考慮した計算

津波浸水域を見積るだけの目的ならば、家屋1つ1つを考慮した計算を行う必要はない。海底摩擦係数を変化させれば浸水域、そこでの流速を得ることはできる。海底摩擦係数を 0.1 から 0.5 程度にすれば、過去の浸水域再現ができることは、相田などがいくつかの地点を対象とした計算で示している。

密集建造物の周りでは、水流の断面縮小、拡大、屈曲などが起こり、主に形状抵抗が生ずるが、これらをそれぞれ評価し、加え合わせ、最終的に等価換算をして海底摩擦係数として表現しようとする試みもある<sup>20)</sup>。その結果も、海底摩擦係数の値では、相田<sup>24)</sup>のものとはほぼ一致する。これによれば、浸水実績のない地点での抵抗力評価ができ、数値計算に適している。

もちろん、計算機容量が十分に大きければ、空間格子寸法を 5 m 以下に選ぶと、大きなビルは水を通さない障害物として表わされ、道路だけを津波が伝わる計算ができる。津波に対するビルの正面は水を通さないが、側面では道路を通じて水が流れる。その結果、ビル寸法と同程度の波長をもつ攪乱が生じ、町並みを走り、建造物に力を及ぼす。津波に対する建造物の防浪性の検討には、こうした細かな計算が必要とされるものと思われる。

構造物地点で縮流し、その背後で跳水を起こす流れとなるとき、跳水近辺では数値計算の精度は落ちる。しか

し、そこから少し離れると、また精度は元に戻る。図-9は、そうした例の1つである<sup>30)</sup>。砂丘を越える津波の、実験と計算の対比を示す。砂丘背後では水面形の計算精度が悪いが、その後の打ち上げ高部分では適合度は復帰している。これは、浅水理論を使った計算であった。これらからも、浅水理論でかなりいろいろな議論ができることが伺われよう。

## 6. 津波災害のシミュレーション

計算流速の2乗と浸水水位の積が、形状抵抗に比例することを利用して、家屋被害の推定をしようとする試みがある。確かに、ある地点での、ある津波に限定すると、この値の大きいほど、被害率が大きいという関係が見出される。しかし、地点を変え、津波を変えると同一の関係が成立するとは限らない。実際の被害には、流水のみならず、流木・漂流船の衝突などが関係しているからである。流木の衝突力については、堀川<sup>31)</sup>、松富<sup>32)</sup>の実験があり、流木の漂流に関しては、後藤<sup>33), 34)</sup>の数値計算法がある。しかし、両者を結びつけて、家屋破壊の推定ができるモデルはまだ存在していない。

真珠や牡蠣のような沿岸水産養殖の被害は、だいたい流速で支配されるらしい。養殖筏の被害を、計算された流速値で判定した例はある<sup>35)</sup>。

現在、沿岸地帯には大量の可燃物が貯留されている。地震でタンクが破壊され、あるいは漂流物の衝突のため、石油が流れ出し、津波によって運搬され、海底を汚染する。あるいは、引火して火災を起こし、町を焼き払う。大規模な石油流出と大火災は1964年アラスカで生じている。後藤<sup>36)</sup>は、津波による石油の移動を計算するモデルを提案している。計算例は一例のみで、タンカー事故時の石油流出に関する経験式とほぼ同程度の拡がりを与えることはわかっているが、それ以外の検証や実地への適用はなされていない。

津波襲来時の避難シミュレーションは、いくつかなされた<sup>37), 38)</sup>。時々刻々の津波位置を出力し、人間の行動シミュレーションで決まる人の位置が津波でおおわれると逃げきれないと判定するものである。

## 7. 今後の問題

これから解決すべき問題は、数多い。津波計算の精度についても、波形、流速、波力それぞれに対し、必要とされる格子寸法は違う。もちろん、計算手法のみならず、方程式そのものについての検討も必要である。

津波という現象だけでなく、それによる被害の推定となると、わかっていないものの方が多く、これからの研究が待たれる。

こうした中で、次の2点だけは強調しておきたい。1

つは、数値予報の実用化である。沿岸に中規模津波を防げる防潮堤が存在しており、しかもそれが効果を発揮した近い記憶がある場所では、「所によっては3メートルを越える津波」という現在の予報文では、判断に迷っている。もっと詳しい情報を与える、迅速で精度の良い予報が必要である。数値予報は1つの可能性として検討されるべきであろう。数値計算の精度は、コンピュータの発展に伴い解消される見通しが明るい、初期波形の決定にすべてが支配されるものと予想される。

第二は、コンピュータグラフィックスの利用である。スーパーコンピュータを使った計算は、膨大な情報を生み出す。単に浸水域や打ち上げ高を出力するだけでは、もったいない。三次元グラフィックスで画像化し、しかも動画化すると、振動する津波を再現でき、あたかも水理実験を観察しているのと同等の理解が可能である。もちろん、使用した方程式により物理的な制限を受けてはいるが、大型水理実験の代用ともなり、津波の運動への理解、あるいは新しい発見につながる事が期待できる。

## 参考文献

- 1) Satake, K., Okada, M. and Abe, K.: Tide gauge response to tsunamis: Measurements at 40 tide gauge stations in Japan, *Journal of Marine Research*, Vol. 46, pp. 557~571, 1988.
- 2) たとえば, Aida, I.: Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth.*, Vol. 26, pp. 57~73, 1978.
- 3) Mansinha, L. and Smylie, D. E.: The displacement of the earthquake fault model, *Bull. Seismological Soc. America*, Vol. 61, No. 5, pp. 1433~1440, 1971.
- 4) 高木章雄, ほか: 本震前後の地震活動, 科研費成果報告, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, pp. 24~30, 昭和59年.
- 5) 田中和夫, ほか: 日本海中部地震の特性, 科研費成果報告, 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, pp. 39~45, 昭和59年.
- 6) Satake, K.: The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis, *Phy. Earth Planetary Interiors*, Vol. 37, pp. 249~260, 1985.
- 7) 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*, Vol. 59, pp. 93~104, 1984.
- 8) 相田 勇: 1983年日本海中部地震津波の波源モデル, 1983年日本海中部地震津波に関するシンポジウム, 土木学会第31回海岸工学講演会, pp. 9~21, 昭和59年.
- 9) Plafker, G.: Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake, *Science*, Vol. 148, pp. 1675~1687, 1965.
- 10) Satake, K.: Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: method and numerical experiments, *J. Phys. Earth*, Vol. 35, pp. 241~254, 1987.
- 11) Izutani, Y. and Hirasawa, T.: Use of strong motion

- duration for rapid evaluation of fault parameters, *J. Phys. Earth*, Vol. 35, pp.171~190, 1987.
- 12) 今村文彦・後藤智明・首藤伸夫：1964年アラスカ津波の外洋伝播，第33回海岸工学講演会論文集，pp.209~213，昭和61年。
  - 13) 後藤智明・小川由信：Leap-frog法を用いた津波の数値計算法，東北大学工学部土木工学科，52p.，1982。
  - 14) 長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫：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，土木学会論文集，第381号/II-7，pp.111~120，1987。
  - 15) Kajiwara, K. : The leading wave of a tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 41, pp.535~571, 1963.
  - 16) 今村文彦：数値計算による津波予警報の可能性に関する研究，東北大学博士論文，161p.，1989。
  - 17) Goto, C. and Shuto, N. : Numerical simulation of tsunami propagations and run-up, *Tsunamis : Their Science and Engineering*, pp. 439~451, 1983.
  - 18) 後藤智明：アール数が大きい場合の非線形分散波の方程式，土木学会論文集，第351号/II-2，pp.193~201，1984。
  - 19) 長尾昌朋・後藤智明・首藤伸夫：非線形分散波の数値計算，第32回海岸工学講演会論文集，pp.114~118，昭和60年。
  - 20) 宇多高明，ほか：斜面上を進行する非線形長波の2次元変形に関する実験報告書，土木研究所資料，第2627号，113p.，昭和63年。
  - 21) 泉宮尊司・磯部雅彦：領域分割による津波の数値計算法に関する研究，第33回海岸工学講演会論文集，pp.214~218，1986。
  - 22) 岩崎敏夫・真野 明：オイラー座標系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.70~74，1979。
  - 23) Hibberd, S. and Peregrine, D. H. : Surf and run-up on a beach : a uniform bore, *JFM*, Vol. 95, Part 2, pp. 323~345, 1979.
  - 24) 相田 勇：陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—，地震研究所彙報，Vol. 52, pp. 441~4609, 1977.
  - 25) Houston, J.R. and Butler, H.L. : A numerical model for tsunami inundation, WES, Tech. Rep. HL-79-2, 1979.
  - 26) 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，pp.65~68，昭和52年。
  - 27) Takeda, H. : Numerical simulation of run-up by variable transformation, *J. of the Oceanographical Society of Japan*, Vol. 40, No. 4, pp. 271~278, 1984.
  - 28) 佐山順二・後藤智明・首藤伸夫：屈折に関する津波数値計算の誤差，第33回海岸工学講演会論文集，pp.204~208，1986。
  - 29) Goto, C. and Shuto, N. : Effects of large obstacles on tsunami inundations, *Tsunamis : Their Science and Engineering*, pp. 511~525, 1983.
  - 30) 宇多高明，ほか：津波遡上に関する実験報告書—構造物の効果を中心として—，土木研究所資料，第2486号，122p.，昭和62年。
  - 31) 堀川清司：浮遊物の衝突による破壊力，文部省科研費研究成果 No. A-58-2，陸上に氾濫した津波の挙動と津波の流動による被災のメカニズムに関する研究，pp.85~91，昭和58年。
  - 32) Matsutomi, H. : Impulsive force due to the collision of a bore with floating bodies, *Tsunami 89 Abstracts*, p.27, 1989.
  - 33) 後藤智明・佐々木順次・首藤伸夫：津波による流動，第29回海岸工学講演会論文集，pp.491~495，昭和57年。
  - 34) 後藤智明：津波による木材の流出に関する計算，第30回海岸工学講演会論文集，pp.594~597，昭和58年。
  - 35) 永野修美・今村文彦・首藤伸夫：数値計算による沿岸域でのチリ津波の再現性，海岸工学論文集，第36巻，pp.183~187，平成元年。
  - 36) 後藤智明：津波による油の広がりに関する数値計算，土木学会論文集，第357号/II-3，pp.217~223，1985。
  - 37) 国土庁：日本海中部地震の総合的調査報告書，188p.，昭和59年。
  - 38) 熱海市：観光客等津波避難対策調査報告書，172p.，昭和62年。

(1989.8.17・受付)