

原著論文

パーソナルコンピュータによる津波の数値シミュレーション

—奥尻島周辺海域—

岡本 義雄*

1. はじめに

1993年7月に起きた北海道南西沖地震は震源域に程近い奥尻島および、隣接する北海道西岸を襲い、未曾有の津波被害をもたらした。この地震の震源及び余震域の概略位置と周囲の地形、本稿の津波計算の範囲等を図1に示す。一般に津波の被害は震源域の地殻変動、伝播経路の海底地形、最終的に津波が押し寄せる海岸の微地形などに大きく作用される。また、地震の規模と津波の規模の関係には不明な点も多く、津波の予報技術は今に至るも、まだ、満足すべきものではない[例えば都岡(1987)]。しかし、昨今は高速計算機の発達で、水深データなどを大容量の計算機のメモリーに記憶させ、基礎方程式を差分して計算することで、研究、防災目的に津波の伝播に関する、多くの数値計算が実行されてきている[古くはAida(1969)や

阿部(1971)、最近では本稿の津波に関して、加藤ほか(1994)など]。

一方、高校などの地学の授業では津波の伝播を再現するために簡単な水槽実験[例えば、数研出版(1993)]が用いられることはあっても、上記のような数値シミュレーションが教材とされることは少なかった。それは、

i) 専門家のシミュレーションは、学校現場では余りポピュラーではない、大型計算機やWS(ワークステーション)上で実行されることが多かったこと。

ii) 計算の手順の詳細が余り公表されていないため、計算実行には津波の計算式やプログラミングの専門的知識が要求されること。

iii) 計算に用いる水深データなどが学校現場では入手にくいこと。

などが主な原因ではないかと考えている。

そこで筆者は、これら専門家の研究から学び、手近なパーソナルコンピュータ(以下PCと略す)でも計算可能な教材用津波シミュレーションの作成に取り組んできた。プロトタイプ(試作モデル)は1995年夏の地学教育全国大会で発表した[岡本(1995)]。本稿では上記津波の詳細な再現のため、計算論理に若干の改良を加えた上、より細かい水深データを採用した計算結果を紹介する。さらに海底地形の変化が津波の発現におよぼす効果を、解りやすく示す計算も実行したのでその結果も合わせて報告する。

2. プロトタイプの要点

本論に入る前に、繰り返しになるが、試作モデル[岡本(1995)]のあらましを再掲しておく。

2.1 計算論理

計算には線形長波近似の津波の基本式を差分化した式[阿部(1971)]をMS-DOS版N88BASICのプログラムコードに書き直したものを用了。奥尻島周辺を75×75の格子に切り分け、各格子点での水の流速と水位を、差分式に従い計算し、その結果をもとに時間

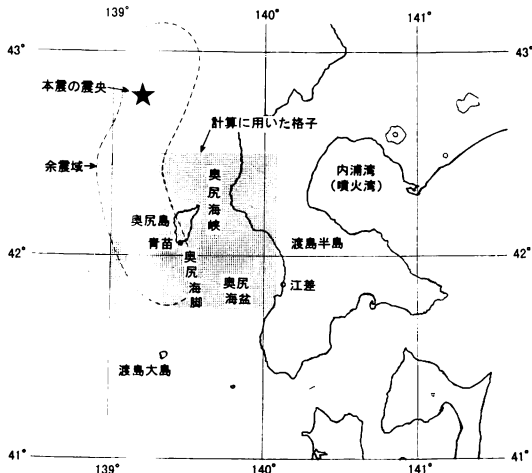


図1 1993年北海道南西沖地震震源域の概略。本稿の津波計算の格子の範囲も示す。被害を与えた津波の波源域は後述するように、震央よりずれ、余震域の南半分に相当する[震央位置及び余震域は「気象庁震源データCD-ROM(1996),(財)気象業務支援センター扱い」による]。

* 大阪府教育センター 1998年10月20日受付 1998年12月20日受理

を1ステップ更新して計算を繰り返す(詳細は3章に詳述)。

2.2 水深データ

計算の境界条件となる水深格子データは筆者が高校勤務時に生徒の協力を得て自作した。格子データの作成法は岡本(1998)に準じている。まず奥尻島周辺の等深線が描かれた地形図に75×75の格子に区切る格子線(実尺約3.4 km 間隔)を鉛筆で引く。次に格子点の水深値を肉眼で読み取りPCに入力していくという方法である。この水深データによる海底地形を図2aに示す。

2.3 初期海面(津波の波源)

試作では、計算の簡単化のため地震発生時に震源域の海面にガウス関数状の海面隆起を仮定した。

2.4 計算結果

上記、試作モデルによる計算結果を図2b~dに示す。この図から、

- i) 奥尻島西海岸で水深が浅くなると津波の高さが高くなり、波長が短くなる。
- ii) 奥尻島の南北で水深に差があり、深い北側では

津波の速度が速く、北海道西岸への津波の到達は早い。南側では水深が浅く、津波の速度が遅いため、北海道西岸への到達が遅れる。

iii) 北海道西岸に津波が到達するとき、海岸と平行になって押し寄せる。

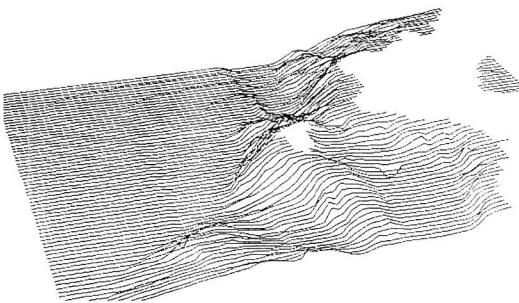
など、津波の幾つかの重要な特徴が再現されている。この試作では

- 水深の格子が粗い(格子間隔約3.4 km)。
- 震源域の位置はその後の研究の指摘する震源域より、かなり西側にシフトしている。
- 初期海面の形も上記のとおり、簡略化してある。

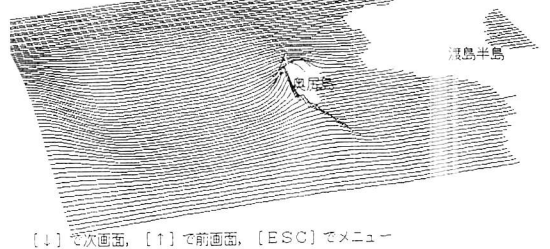
などの欠点はあるが、教材としては一定の価値を持つと考えた。

しかし、残念ながら、岬地形に原因すると考えられる奥尻島南端での津波波高の増幅などの細部は計算格子が粗すぎるため未再現のまま残った。また、計算格子の端での計算式(「透過境界条件」と呼ぶ、後述)をうまく定義できていなかったため、画面西端の格子境界より大きなゴーストの反射波が発生してしまうなど、津波シミュレーションとして改良の余地は大き

a. 自作データによる海底地形

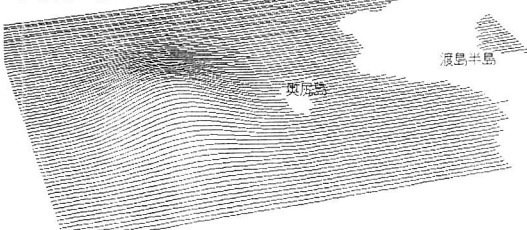


c. [南西沖地震津波シミュレーション] 地震発生後 4.5(min) (0.5-0.5(min))
奥尻島付近の海底地形メッシュデータをもとに線型長波近似の津波の基本方程式を数値的に解いたもの。計算に時間がかかるので結果をアニメーションで表示データの入力に森本朱美、玉田五十鈴(東向き島南端付近水深データ)を得た参考文献:阿部邦昭「津波の数値計算と物理モデル」(2001)



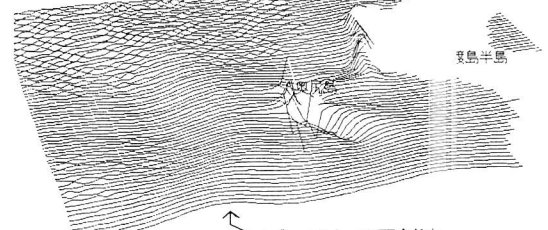
[↓]で次画面, [↑]で前画面, [ESC]でメニュー

b. [南西沖地震津波シミュレーション] 地震発生後 0.5(min) (0.5-10.5(min))
奥尻島付近の海底地形メッシュデータをもとに線型長波近似の津波の基本方程式を数値的に解いたもの。計算に時間がかかるので結果をアニメーションで表示データの入力に森本朱美、玉田五十鈴(東向き島南端付近水深データ)を得た参考文献:阿部邦昭「津波の数値計算と物理モデル」(2001)



[↓]で次画面, [↑]で前画面, [ESC]でメニュー

d. [南西沖地震津波シミュレーション] 地震発生後 9.0(min) (0.5-10.5(min))
奥尻島付近の海底地形メッシュデータをもとに線型長波近似の津波の基本方程式を数値的に解いたもの。計算に時間がかかるので結果をアニメーションで表示データの入力に森本朱美、玉田五十鈴(東向き島南端付近水深データ)を得た参考文献:阿部邦昭「津波の数値計算と物理モデル」(2001)



[↓]で次画面, [↑]で前画面, ゴーストの反射波

図2 以前のプロトタイプによる海底地形と計算結果。海底地形は自作した格子データ(75×75)を使用。ゴーストの反射波については後述。

かった。

3. シミュレーションの改良

そこで、本稿ではさらに精密な津波伝播の再現のため、計算格子および論理の一部などを改良した。改良点は次のとおり。

i) 計算格子を約 1 km 間隔の格子 (メッシュ) に細かくした。そのための水深データは自作をあきらめ、インターネット上のサーバーに研究者向けに公開されているものを用いた (後述)。

ii) 計算格子の境界でゴーストとして生じる反射波を除去するための「透過境界条件」を格子の周囲に設定した。

iii) 初期海面の設定に地殻変動モデルを考慮した。その他の計算はプロトタイプとはほぼ同様である。以下、シミュレーションの方法を詳述する。

3.1 基本方程式

津波の基本方程式のうち、地面との摩擦や粘性、コリオリ力の影響、水の溢流の効果など細部をすべて捨象したもっとも簡単な線形長波近似の以下の式 [阿部 (1971) 及び Abe and Noguera (1992)] を用いることにする。

運動方程式:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

連続の式:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} (hu) - \frac{\partial}{\partial y} (hv)$$

ここで、 u, v はそれぞれ水の流速の x, y 成分 [m/s]

h は水深値 [m],

η は静水面からの水位 [m]

t は時間 [s]

g は重力加速度 [m/s²]

を表わす。

この式は津波の波長 (λ) が水深 (h) よりずっと長い条件 ($\lambda \gg h$, 長波の条件) で成り立つ近似であり、摩擦等の影響が無視できない 100 m 未満の浅い内湾などをのぞくと、津波に関してはこの近似が十分有効であると言われている [例えば都司 (1987)]. この計算で生じる津波は教科書などによく記されているように、水深のみに依存した速度 \sqrt{gh} で伝播し、波長による波の速度の分散は生じない。

3.2 差分式

上記のような微分方程式をコンピュータで解くには、これ

を空間、時間について差分化することが一般に行われる。その差分式は再び、阿部 (1971) 及び Abe and Noguera (1992) によれば下記のとおりとなる (この式は 2 章のプロトタイプに用いたものと格子の数え方などが若干異なる他は、本質的に同じものである)。

運動方程式:

$$u(i, j, k) = u(i, j, k-1) - g \frac{\Delta t}{\Delta s} \{\eta(i, j, k) - \eta(i-1, j, k)\}$$

$$v(i, j, k) = v(i, j, k-1) - g \frac{\Delta t}{\Delta s} \{\eta(i, j, k) - \eta(i, j-1, k)\}$$

連続の式:

$$\eta(i, j, k) = \eta(i, j, k-1)$$

$$- \frac{\Delta t}{\Delta s} \{hu(i+1, j)u(i+1, j, k-1)$$

$$- hu(i, j)v(i, j, k-1)$$

$$+ hv(i, j+1)v(i, j+1, k-1)$$

$$- hv(i, j)v(i, j, k-1)\}$$

ここで、 i, j は格子番地、 $k, k-1$ は時間ステップ、 $\Delta t, \Delta s$ はそれぞれ時間と空間の差分量を示す。

このとき、空間格子の位置関係を図示すると図 3 のようになる。変数を半格子ずらして用いることからスタッガードグリッド [例えば, Aki and Richards (1980)] と呼ばれる。この空間格子の η と u, v を全格子領域で交互に計算していくことにする。そして全空間格子 (i, j) について上記の計算が終われば、時間を 1 ステップ進めて、また繰り返す。このような計算法は、

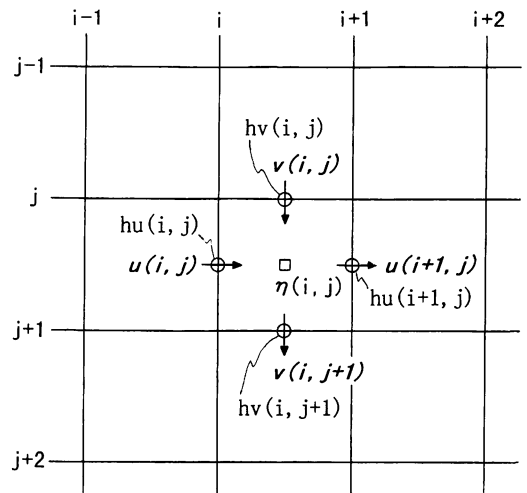


図 3 計算に用いた差分のための空間格子と各変数の配置 (η と u, v は半格子ずれる位置→スタッガードグリッドと呼ぶ手法)。

交互に変数を計算することからリーブフロッグ法 [例えば, 小林ほか(1989)] と呼ばれる. 図3からわかるように, ある点の未来の状態は取り囲む周囲4点の現在の状態と, その点自体の現在の状態から四則計算のみで計算できる形になっている. ただし, 計算には安定条件が存在し, 条件内 ($\Delta s/\Delta t > \sqrt{2gh_{\max}}, h_{\max}$ は計算領域での最大水深) で計算を行わないと, 計算値の発散を生じてしまう. 実用的には, Δt を十分小さくすることで目的は達せられ, その分計算時間は多くかかる. 本稿の計算では原則として $\Delta s=1$ km, $\Delta t=1$ 秒を用いた. なお, 陸地と接する格子では海岸に直角方向の水の流速を0とおいている. これはその境界で波が完全反射する条件である.

この差分式を N88BASIC でコーディングしたものの一部を図4に示す. ここでは BASIC の3次元配列変数の容量制限から, 配列変数は2次元にとどめ, 上記式の $k, k-1$ 等の時間を示すパラメータは変数名に f (future, 未来を示す) と p (present, 現在を示す) を付することで代用した.

3.3 水深データ

日本付近の陸上の標高値格子データはすでに国土地理院が作成した「国土数値情報」が「数値地図」とい

う呼び名で CD-ROM として市販されているが, 海域の水深格子データに関しては, 専門家用の高価なものが一部で市販されているのみで一般に入手が難しい. そんな中で, 専門家向けに研究用に限ってということで暫定的に公開されているものがインターネットアドレス <http://www.aist.go.jp/GSJ/dMG/free/japan/Intro.html> に置いてある [駒澤ほか(1995)]. これを今回は用いることにする.

このデータ (ファイル名 `jpn.1960.2680.grd`) は約 1 km の格子で日本列島周辺海域を網羅した水深の記録である. ところが残念ながら, 水深数値データは研究者用の特殊な `netCDF` というバイナリー形式に圧縮されており, 汎用のエディタでは処理できない. しかも全体で 20 MByte を超える膨大なファイルである. このデータの解析や処理にはハワイ大学で開発された `GMT` [Generic Mapping Tools, Wessel and Smith (1995)] という数値地図解析処理ソフトが用いられる. これは UNIX 用のフリーウェアソフトであり, 大変有用であるが, インストールなど取り扱いが少し複雑で学校現場ではほとんど知られていない. この `GMT` を PC 上の UNIX 互換の OS である Linux 上にインストールして当該海域の水深データの切り出

```

1570 '—time. iteration
1580 *TIME. ITE
1590 CLS 2
1600 FOR J=0 TO JMAX
1610   FOR I=0 TO IMAX
1620     WF(I,J)=WP(I,J)-DP*(HU(I+1,J)*UP(I+1,J)-HU(I,J)*UP(I,J)+HV(I,J+1)*VP(I,J+1)-HV(I,J)*VP(I,J))
                                                    ' sea surface displacement
1630   NEXT I
1640 NEXT J
1650 FOR J=1 TO JMAX
1660   FOR I=1 TO IMAX
1670     UF(I,J)=UP(I,J)-G*DP*(WF(I,J)-WF(I-1,J))      ' velocity of x comp.
1680     VF(I,J)=VP(I,J)-G*DP*(WF(I,J)-WF(I,J-1))      ' // y
1690     IF HU(I,J)=0 THEN UF(I,J)=0                    ' coast line along N-S
1700     IF HV(I,J)=0 THEN VF(I,J)=0                    ' // E-W
1710     IF D.FLG=0 THEN 1780                            ' display flag
1720     Z=-WF(I,J)*DZ*M
1730     XX=I*MX+J*2-10 : ZZ=J*MY+Z*MY+50              ' display co-ordinate
1740     IF I=1 THEN 1770
1750     IF H(I,J)=0 THEN CL=0 ELSE CL=4                 ' line color
1760     LINE (XP,YP)-(XX,ZZ),CL
1770     XP=XX: YP=ZZ
1780   NEXT I
1790 NEXT J
1800 '—"transparent" boundary condition

```

(以下略)

図4 計算に用いたプログラムの一部. 前ステップの u, v (変数名 `UP, VP` に変更, 以下同様) を用いて, η (`WF`) を計算し, それを用いて, u, v の値を更新 (`UF, VF`) している. つまり, η と u, v を交互に計算していることになる (リーブフロッグという手法).

しを行ったのち、BASICで処理できるシーケンシャルファイル形式の水深データに変換した。これら水深データの処理の詳細に関しては長くなるので次稿で詳述することにして、本稿では割愛する。

本稿の計算では、PC上のBASICでの配列変数記憶領域の制限(約64 kbyte)を考慮して、上記水深デー

タより奥尻島を中心とする、約85 km 四方の86×86の格子データ(格子間隔約1 km)を取り出して用いている。この水深データによる海底地形を図5aに示す。2章で少し触れた奥尻島周辺の海底地形の特徴が見て取れる。

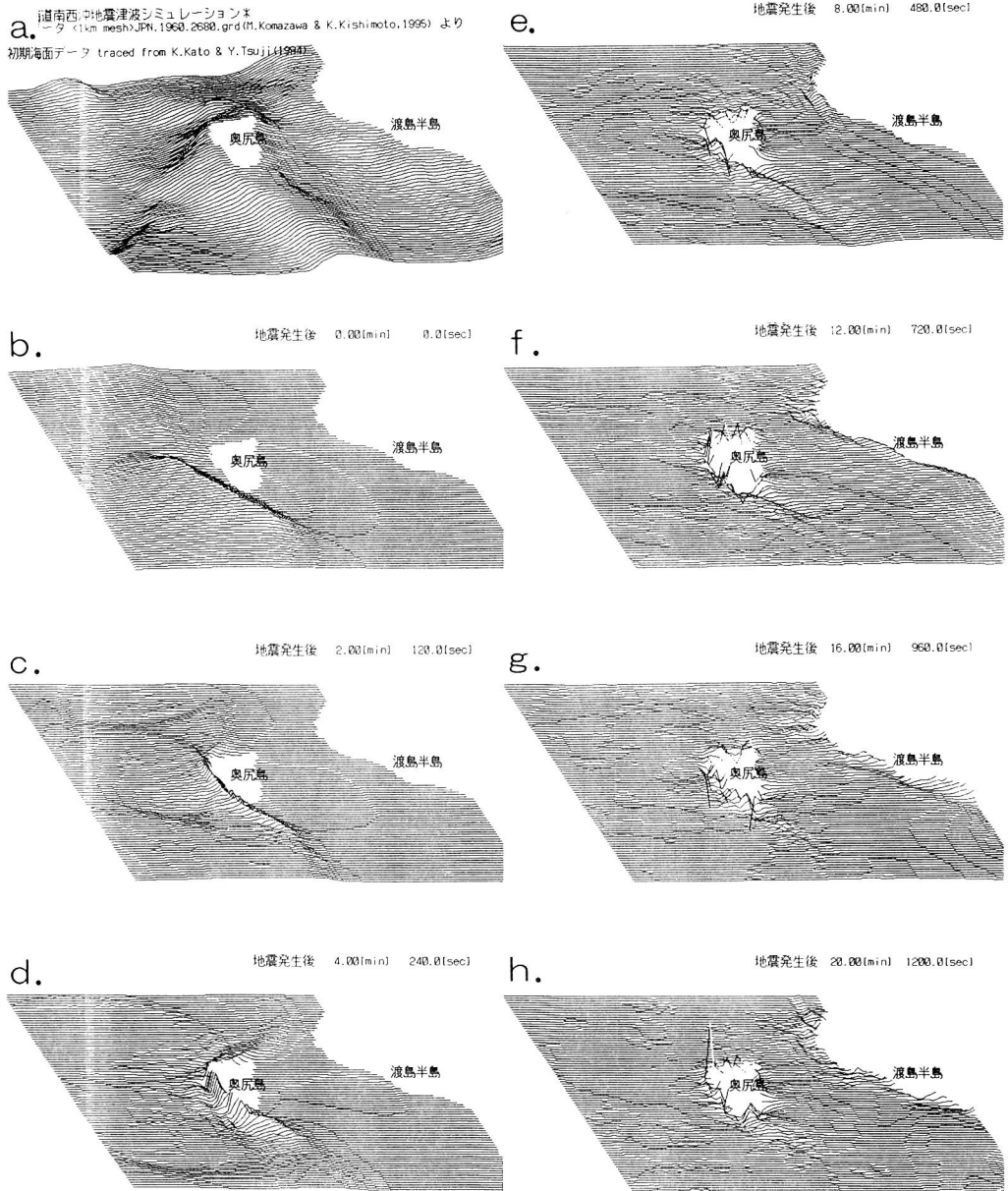


図5 1 km メッシュ水深データと改良した計算論理による1993年北海道南西沖地震津波伝播シミュレーション。aはこの水深データによる海底地形。また、b~gは計算結果の津波伝播(原図はカラーでアニメーション表示)を示すスナップショット(0から4分までは2分間隔、それ以降は4分間隔)。

3.4 透過境界条件

計算メモリーは有限なので、計算格子の外側のデータは計算に用いることができない。その結果、計算格子の端は何もせず放っておくと、波の反射を惹き起こし、本来存在しないゴーストの反射波を生じてしまう(2章の図2dに顕著)。これは、津波のみならず、地震波など“波”を扱う有限格子の差分による伝播計算ではよく生じる大変困った現象である。そのため、ゴーストの波を生じさせないために、計算格子の端に与える条件(「透過境界条件」と呼ばれる)について様々な研究がなされてきている。

ここでは、Aida (1969) に記載された方法を少し変形して用いることにする[阿部(1998), 私信]。それは計算格子の端での流速を下記の速度に置くという方法である。

$$u \text{ or } v = \pm \sqrt{gh} \eta / h$$

ここで u or v は計算格子の端面で直角方向の速度成分が選ばれることを示す。また土については格子の外側の方向を示す符号が選択される(例えば格子 $i=0$ の端面では $u = -\sqrt{gh} \eta / h$ が用いられる)。この条件を計算格子端で用いることで、計算が若干、複雑になるが、ゴーストの反射波は気にならない程度に軽減された。

3.5 初期海面

津波の原因になる初期の海面の形は、断層モデルより推定した地殻変動より、計算される[都司(1987)]。ここでは、加藤ほか(1994)が設定した水位の等高線モデルをトレースして格子データ化したものを用いた。これは、奥尻島の南西と北西に2個所の断層を推定し、それぞれに約6mと約4mの逆断層の変位量を与えて、初期海面変動を仮定している。これを $t=0$ の各格子点の水位(η)と置いて、計算を開始する。なお、図1でも明らかなようにこの波源域は本震震源から南にかなり離れている。

3.6 計算時間

計算は前述したようにMS-DOS版N88BASICでコーディングし、BASICコンパイラにかけたあと、ノートPC(MMX Pentium 150 MHz)等で行った。地震発生後正味30分間強(2000ステップ)の津波伝播について、計算に要する時間は約1時間といったところで、現在のPCの高度な計算処理能力を垣間見ることができる。

4. 計算結果

図5b~hにこの計算の結果を水位を誇張して示す。2章のプロトタイプと概ね同じ様子であるが細かくみると、再現性に関して幾つか改善点が見受けられる。その主なものを記す。(かっこ内は計算上の地震発生後の時間経過を示す)

- ①格子が細かくなった分、短い周期の波まで表現できるため、奥尻島西岸での波の増幅がより顕著に再現されている。(4~6分)
 - ②海が相対的に深い北岸を進む波が、比較的浅い南岸を進む波よりも早く北海道西岸に到達する。ただし、これは北側の断層変動からの影響も大きい。(6~8分)
 - ③奥尻島南部の青苗地区の岬を迂回しながら回る大きな波高の波が再現され、特に南東岸のあたりで大きく上下する波が再現されているようにも見える。(6分と13分の2回)
 - ④奥尻島北岸を回った波が北側から奥尻海盆に入り込んでくる様子が解り、さらにその波は遅れて北上する南周りの波と合流して、島の東岸中央部で波高が高くなることが再現される。(16分)
 - ⑤奥尻海脚で足踏みしていた波が、かなり遅れて、北海道西岸に到着する。(18分)
- などである。

なお、これらの計算は10秒毎の計算結果を各格子データの数値とは別に、画像としてもハードディスクに取り込んでいて、後でアニメーション画像として動画再現することができる。また、各沿岸での海面変動を時系列データに直したのも用意した(図は省略する)。

5. 仮想実験

次に、奥尻島周辺の海底地形が津波に及ぼす影響を詳しく調べるため、水深データを加工して、仮想の海底地形を作り、同じ初期海面の条件で津波の伝播や波高の増幅の様子がどのように異なるかを調べてみた。

5.1 “プールの底モデル”

浅海部での津波の波高増幅がよく問題にされるので、思いきって浅海部を無くし、深海底から一気に直立する海岸地形を作った。具体的には、水深データの陸上部以外をこの辺りの標準の水深である-3000mに統一した。奥尻島が円柱のように屹立した海底地形である。この地形の様子と初期海面を同じ条件にし

て、計算した結果を図6に示す。

この計算では、波は陸地以外すべて同じ速度で伝播し(水深が同じため)、陸地からの反射波による以外は波の増幅が生じず、従っていわゆる“津波”は生じていない。いかに浅海部で津波が増幅されるかを如実に示す結果である。

5.2 “奥尻海山モデル”

奥尻島が島ではなく、海山であったら津波はどうなるかという計算である。具体的には、奥尻島周辺の-500 mより浅い地形部分をすべて削って、海面下-500 mの深度に沈める条件とした。この地形と計算結果を図7に示す(初期海面など条件は前計算と同じ)。

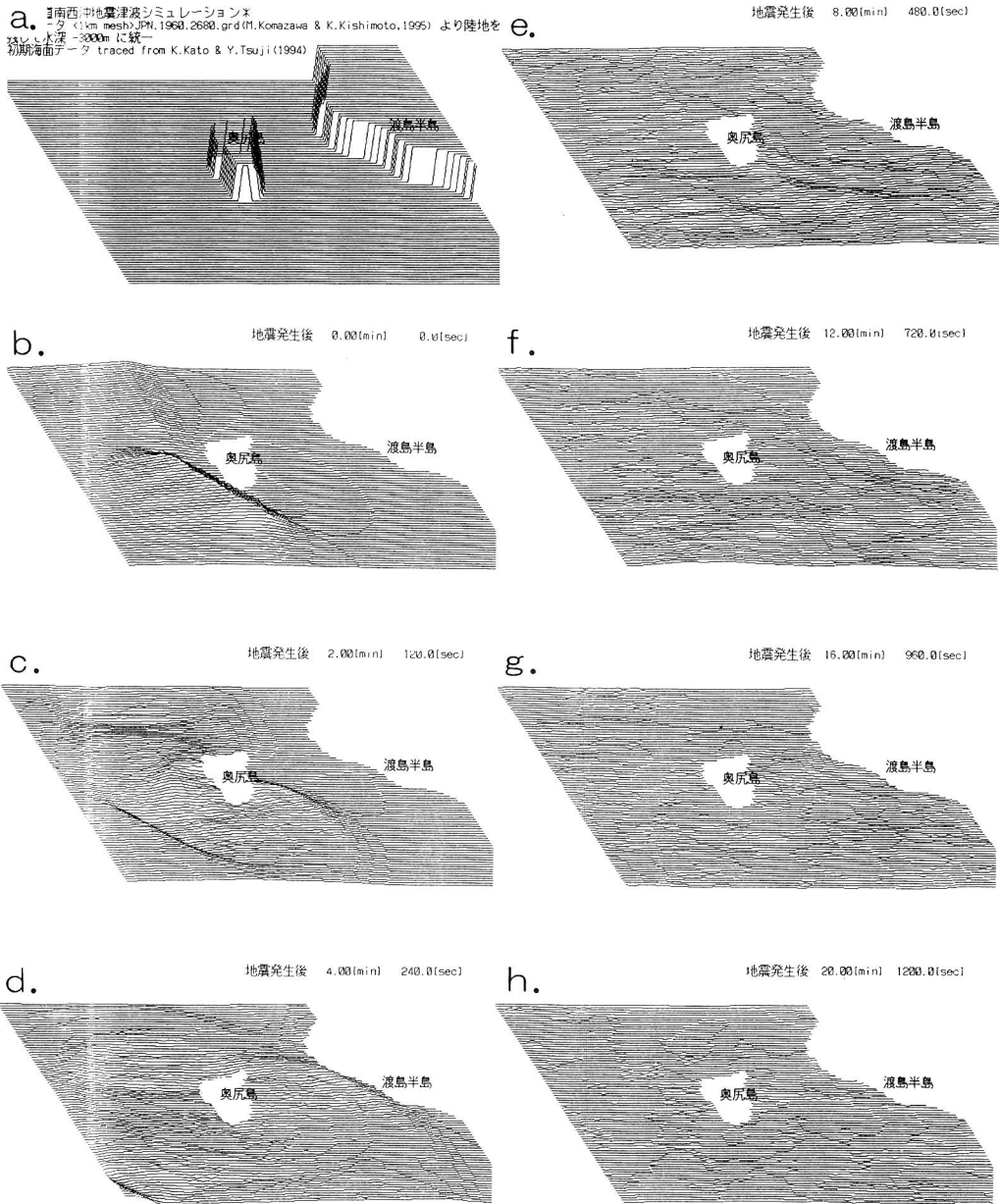


図6 仮想実験(“プールの底”モデル)の海底地形と津波伝播。大きな“津波”は生じていない(諸元は図5と同じ)。

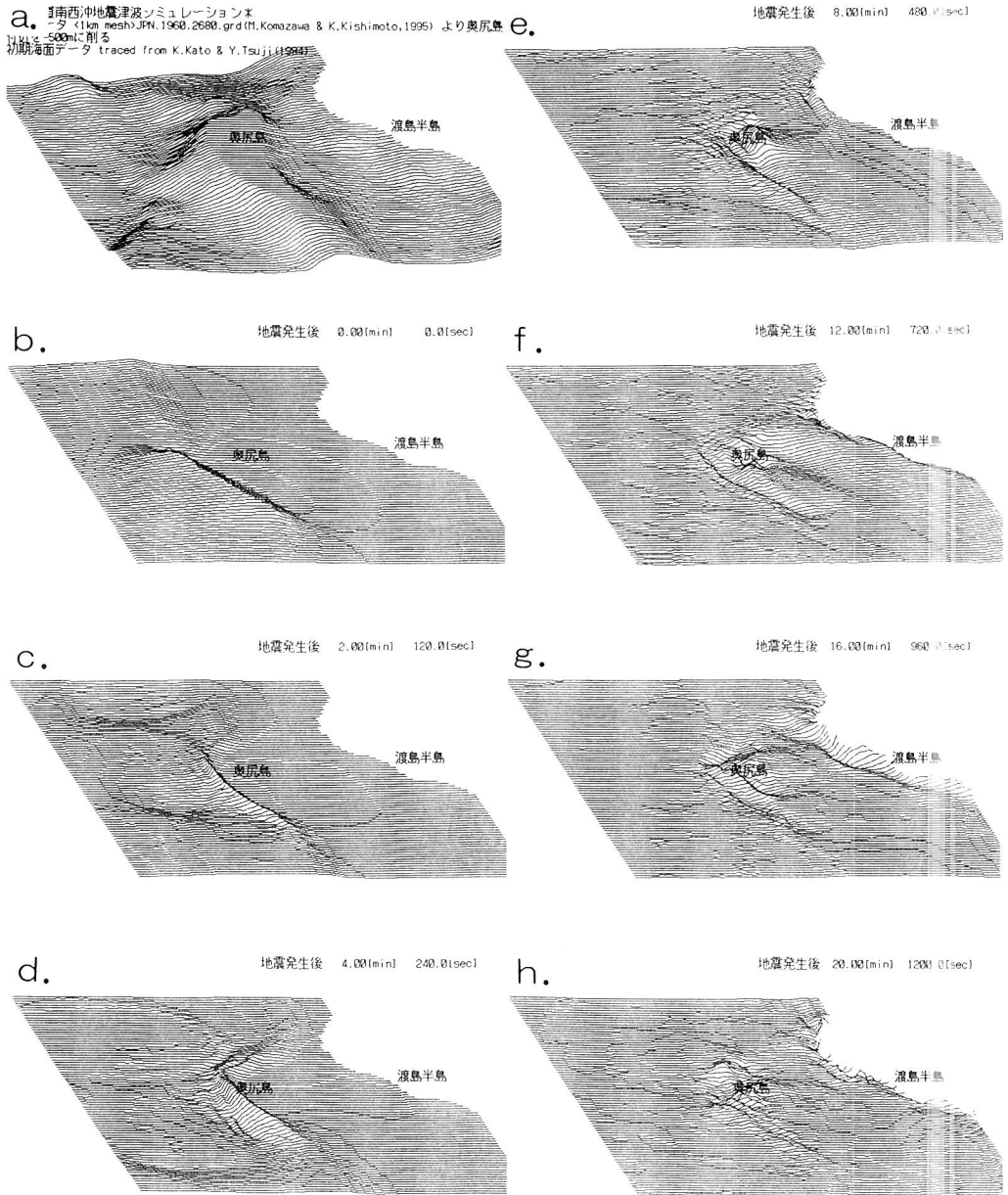


図7 仮想実験 (“海山モデル”) の海底地形と津波伝播。浅海部で波が遅延し、増幅されるのがわかる (諸元は図5に同じ)。

今度は海山の浅海部による津波の波高の増幅と波長の短くなる様子がよく観察される。しかし、津波は島がないため、そのまま北海道西岸へ水深に応じた速度で伝播しようとする。そのため、浅海部が一種の凸レンズに似た働きをして、津波を屈折させ、海山の後方(東側)に大きな波高の高い“こぶ”を作り、その影響で、北海道西岸の海山の影にあたる部分で波高が高く

なる様子が観察できる。

6. 議 論

6.1 数値計算の再現性

まず、本稿の計算の信頼性であるが、津波の再現性に関しては、本津波について専門的な立場からさらに細かい格子を用いて計算を行った結果 [加藤ほか

(1994)]と比較しても、概ね一致する結果がでており、教材として用いる際の信頼性には問題がないと考える。

特に、青苗地区に隣接する“初松前”地区の住民の証言にある、地震後7分と13分の被害[加藤ほか(1994)]についても、計算結果の波の高まりがほぼ一致するようにも見える(4章の③で記述)。ただ、この一致は偶然であるかもしれない、もっと細かい格子による再現実験が必要である。

6.2 仮想地形による数値実験

次に、浅海部の地形が津波伝播に与える効果を調べるため行った、幾つかの仮想実験の結果について考える。

i) 島を円柱状にして、浅海部をなくした実験は浅海部の津波に与える影響の大きさを改めて実感させた。また、この実験では水深が一定なため、波紋の形は最後まで崩れず、陸地に達する波が海岸と平行にならない特徴も再現されている。これは学校などのプールに生じる波の性質とよく似ており、関連を教室で考えさせたい。

ii) 次に、島を水中に沈めた実験では、浅海部による津波の集中が再現された。津波も光と同様に屈折を示す性質を持つことをよく再現する実験であると思う。実際に日本海沿岸に発生する津波では、島の背後で津波の波高が増したのが観測され、津波に対する島のレンズ効果[阿部(1996a, 1996b)]とも呼ばれる。また、この実験のように島がない浅海部でも波の屈折集中が起こり、背後に波高の高い場所が生じたという報告もある[例えば、日本海中央部の大和堆について都司ほか(1994)など]。これらの現象については、もっと簡単な地形を境界条件としたモデル実験でさらに詳しい点が確かめられるはずであり、今後の研究課題としたい(以下でも議論)。

6.3 被害集中の原因

さらに海岸地形による津波被害の集中についてであるが、三陸海岸が津波の被害を受けることが多かった頃は、津波の重要な性質として、リアス式海岸の三角型の湾奥に被害が集中すると言うことが強調された。ところが、本稿で扱った北海道南西沖地震の後では岬状の地形の部分(青苗地区を含む)に被害が集中したとも言われた。教科書でも波の一般的性質と津波の特性に分けて上記2通りの記述を併記しているようである[例えば数研出版(1993)]。この一見矛盾するように見える記述は、津波の波高増幅には津波と湾のサ

イズの比が関係し、

i) 陸地により反射した波が湾奥で大きく合成される場合と、

ii) 島や岬の周囲の浅海部による増幅効果の方が大きく影響する場合の2通りのメカニズムが考えられることによる[阿部(1998), 私信]。この点に関しては本稿の実験では後者の現象をある程度再現するが、必ずしも十分とはいえない。6.2とも関連するが、簡単な海底地形と初期海面を用いた各種の「モデル実験」を行い、津波の被害集中を起こす水深や海岸地形の条件について、さらに調べる必要があり、この点を次稿以降の研究課題としたい。

6.4 計算に関する補遺

本稿の計算では、最も簡単な線形長波近似の津波の基本式を用いているため、津波の海底との摩擦や、浅い海底での遡上効果などが含まれておらず、100 m以浅での津波の挙動が正確に再現されているとは言えない。本稿の計算式を瀬戸内海や大阪湾など、浅い海域での計算に応用する際は注意が必要である。

6.5 教材としての効用

今回の計算は学校現場ではありふれたPC上でBASICという初学者には解りやすいが計算速度にやや難のあるプログラミング言語を用いている、しかしPCの計算速度自体が飛躍的に向上しているため、その速度のハンディキャップは気にならず、むしろBASICのコードを理解できる生徒にとってこの計算は身近に感じることができると思う。教材としての数値シミュレーションの効用についてはすでに岡本(1998)で詳述したので繰り返さないが、生徒に仮想実験の津波伝播を予想させてみたり、仮想地形を水深ファイルとして作らせて、それを基に計算を行うのも効果的であろう。波の伝播という眼でみれば物理の教材としても有効かも知れない。単なるアプリケーションの利用に留まらない新たな計算機の活用教材にふさわしいと考えている。なお、現行のプログラムではメモリー領域等の制約が大きく、もっと広い範囲、例えば日本海全域を考えた津波の計算などが現状では難しい。今後、これらの点の改良も目指したい。

7. おわりに

本稿を書いている時に、ニューギニア島でまた、数千人の人々が津波の犠牲となった。そのメカニズムが住民にも詳しく知られていないことも被害を大きくしている原因の1つと思われる。今更ながら巨大な自然

現象の実像を教室で理解させることの重要性を痛感させられた。自然の大きなスケールの現象を、半導体と電子で構成されたわずか数 10 cm 四方の PC 内の“箱庭”に精密に再現していく過程も、複雑な自然を理解する上での 1 つのブレイクスルーになればと願っている。

現在、筆者の PC ではフリーの OS である Linux 上の C 言語に移植した上記プログラムを用いて、より広域の格子に展開した日本海全域の津波伝播や仮想東海地震を想定した津波伝播の計算を始めている。この結果や本稿では省略した水深データ作成処理の詳細などは次稿で報告するつもりである。

謝 辞

本稿のプロトタイプの水深データ作成は大阪府立東百舌鳥高等学校 3 年生(当時)、森本朱美、玉田五十鈴両君の協力によるところが大きい。

日本歯科大学新潟短期大学阿部邦昭教授には、草稿を読んでいただき、津波の計算式に関して透過境界条件の設定等多くの誤りや、全体を通じた改善点を指摘していただきました。また、地質調査所研究調査官岸本清行氏からは、水深データの入手にあたり有益な助言を得ました。東京大学海洋研究所客員研究員荒井賢一氏には文献入手等に協力を得ました。匿名査読者 2 名の方々のコメントも本稿の改善に有益でした。これらの方々に感謝申し上げます。なお、本研究には文部省科学研究費補助金基盤研究(C) No. 09680207 の一部を使用しました。

文 献

阿部邦昭 (1971): 津波の数値計算と波高の予測. 海洋科学, 3, 258-264.

- 阿部邦昭 (1996a): 津波に対する島のレンズ効果 その 1. 1993 年北海道南西沖地震津波. 地震 2, 49, 1-9.
- 阿部邦昭 (1996b): 津波に対する島のレンズ効果 その 2. 1983 年日本海中部地震津波. 地震 2, 49, 11-17.
- Abe, K. and Noguera, B. E. (1992): A Fault Model of the Sanriku Earthquake on March 21, 1960 Derived from Tsunami Waveforms. *Bull. Nippon Dental Univ., General Education*, No. 21, 25-38.
- Aida, I. (1969): Numerical Experiment for the Tsunami Propagation—the 1964 Niigata Tsunami and the 1968 Tokachi-oki Tsunami. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 47, 673-700.
- Aki, K. and Richards, P. G. (1980): “Quantitative Seismology, Theory and Method,” W.H. Freeman, p. 777.
- 加藤健二・都司嘉宣 (1994): 1993 年北海道南西沖地震の断層要素の推定とその津波の特性. 地震研究所報, 69, 39-66.
- 気象庁 (1996): 気象庁震源データ CD-ROM
- 小林紘士・和田 明・角湯正剛 (1989): 流体数値実験. 朝倉書店, p. 51.
- 駒澤正夫・岸本清行 (1995): 日本列島周辺域の地形データ (1 km メッシュ). 地震学会ニュースレター, 7(4), 3-4.
- 岡本義雄 (1995): 地学教材としての数値シミュレーション 1—火砕流と津波—, 平成 7 年度地学教育学会第 49 回鳥取大会要項, 36-37.
- 岡本義雄 (1998): 地学教材としての火砕流シミュレーション, 地学教育, 51, 97-105.
- 数研出版 (1993): 高等学校地学 IB, 218-220.
- 都司嘉宣 (1987): 地震に伴う現象, 地震の事典, 274-295.
- 都司嘉宣・加藤健二・荒井賢一・上田和枝 (1994): 北海道南西沖地震津波の西日本海岸での浸水高, 月刊海洋号外 No. 7, 192-200.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1995): New Version of the Generic Mapping Tools Released. *EOS Trans. AGU*, 76, p. 329.

岡本義雄: パーソナルコンピュータによる津波の数値シミュレーション—奥尻島周辺海域— 地学教育 52 巻 2 号, 53-62, 1999

〔キーワード〕 津波, 数値シミュレーション, 奥尻島, 海底地形, パーソナルコンピュータ

〔要旨〕 パーソナルコンピュータを用いた津波の伝播を示す数値シミュレーションを開発した。水深データはインターネット上から収集し、計算過程も詳述した。計算結果は教材用として十分な精度であり、津波の浅海部における増幅効果がよく解る仮想数値実験も併せて行い、教室で津波の性質を生徒に理解させるための格好の教材となった。

Yoshio OKAMOTO: Numerical Simulation of Tsunami Propagation Using Personal Computer —Around the Okushiri Island Region—. *Educ. Earth Sci.*, 52(2), 53-62, 1999