

## わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性と 数値予報の問題点について

河田恵昭・小池信昭\*・井上雅夫\*\*・嘉戸重仁\*\*\*

\* 京都大学大学院 工学研究科  
\*\* 関西大学工学部 土木工学科  
\*\*\* 関西大学大学院 工学研究科

### 要 旨

本年より気象庁は近地津波に対して数値予報を導入し、津波予報の信頼性向上が期待される。一方、遠地津波の予報は1960年のチリ地震津波以来、太平洋津波警報センターに頼っている部分が多く、遠地津波に対しても早急に定量的評価を行う必要がある。ここでは、環太平洋地震帯上に断層モデルを想定し数値シミュレーションを行うことにより、わが国沿岸部に来襲する遠地津波の伝播特性を調べた。その結果、数値計算結果からもチリ南部で発生する津波が、もともとわが国に被害を及ぼす危険性が大きいことがわかった。また、東南アジアで発生する津波も、海溝等の位置関係から指向性が決定され、わが国に影響を及ぼす可能性があることがわかった。さらに、数値予報を導入する際の問題点として、津波数値計算の初期条件となる断層パラメータによって計算結果が大きく異なる可能性を指摘した。

キーワード：遠地津波、数値予報、伝播特性、環太平洋地震帯、断層モデル

### 1. 緒 言

1993年北海道南西沖地震津波を契機として、津波警報・注意報の発令までの時間が短縮された。それは、環太平洋地震帯上で発生する遠地津波に対する警報・注意報まで影響を及ぼし、以前よりも頻繁に警報・注意報が発令されるようになった。しかし、実際には、被害を及ぼすような津波はほとんど観測されておらず、住民からその信頼性を疑問視する声も聞かれるようである。日本近海で発生する近地津波については、気象庁が1998年度から数値計算による量的予報を導入するので、その信頼性の向上が期待できる。しかし、遠地津波に対しては、現状では太平洋津波警報センターからの情報に頼っているので、依然その信頼性に問題があるといえる。とくに、近地津波と遠地津波との間で予報の信頼性に差がでてきた場合、津波来襲予想地域の住民はいつそう混乱

することも予想される。したがって、遠地津波に対しても、できるだけ早急に定量的な数値予報に基づいた警報・注意報の発令体制を整備し、その信頼性の向上を図る必要がある。そこで、ここでは、環太平洋地震帯上の各地に断層モデルを系統的に想定して、数値計算によってわが国沿岸部に来襲する遠地津波の最大高さや到達時間などの伝播特性を定量的に評価することにした。さらに、数値予報を導入する際の問題点として、津波数値計算の初期条件となる断層パラメータによって計算結果が大きく異なる可能性があるため、断層パラメータの変化による伝播特性への影響を詳しく調べることにした。

### 2. わが国沿岸部における遠地津波の特徴

ここでは、わが国沿岸部に来襲する遠地津波の特徴を明らかにするため、過去400年の遠地津波につ

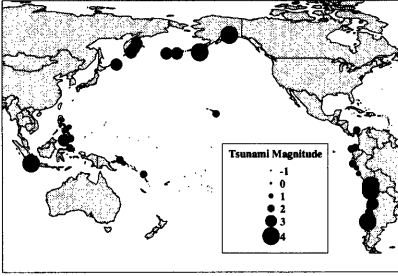


Fig. 1 Spatial distribution of tsunamis which damage Japanese coastal region

いて検討する。外国の沿岸で発生した津波のうちわが国沿岸部に影響を与えた津波を図示したものが Fig.1 である。この図を見ると、わが国に影響を与えた津波は、チリ・ペルーなどの南米、アラスカ・アリューシャン、カムチャッカ・千島およびフィリピン・インドネシア周辺において多く発生していることがわかる。

さらに、津波規模階級 (Tsunami Magnitude)  $m$  により被害規模を地域別に比較する。津波階級規模は被害規模を表しており、海岸で観測された津波の最大の高さ  $H$  と、被害の発生した海岸の範囲を合わせて考えられ、 $m = \log_2 H$  という関係があり、 $-1 \sim 4$  の値で表される。

この津波階級規模  $m$  を発生地域別に比較すると、4 の規模は圧倒的に南米が多い。これに対して、カムチャッカ・アリューシャン・アラスカは3、インドネシア・フィリピンはほとんどが2以下となっている。

羽鳥 (1989) は、わが国に襲撃する遠地津波について以下のように指摘している。環太平洋地震帯を5つの津波発生地域に分けた場合、わが国での観測回数別に見ると南米地域のものがもっとも多く、ついで千島・カムチャッカ地域のものが多い。アリューシャン・アラスカ地域のものは、規模が大きい割には指向性の効果もあり、日本沿岸への影響は少ない。フィリピン・インドネシア地域の津波は、その多くが0.5m以下であり、検潮器で検知された程度の小さいものである。

また、主な遠地津波のわが国における波高分布を調べると、いずれの場合も三陸沿岸の波高がもっとも大きく、ついで北海道東部と三重県沿岸にピークがある。発生地域別には、南米の津波では三陸沿岸と三重県沿岸、千島・カムチャッカの津波では三陸と北海道東部で波高が大きくなる特徴がある。これは、

三陸沿岸と三重県沿岸は国内有数のリアス式海岸をもつことから、津波が狭い湾内に入ることによって海面の上昇を引き起こし、また北海道東部は千島・カムチャッカ地域に向けて湾口を広げていることから、同地域で津波が起こった際波高が増大すると考えられる。また、フィリピン・インドネシア地域の津波による波高の分布の特徴は、琉球列島の波高よりむしろ西日本が大きい傾向がある。

### 3. 遠地津波の数値シミュレーション方法

#### 3.1 基礎方程式

太平洋を伝播する津波を扱うには、近地津波で通常用いられる直交座標系に代わって球面座標系 (地球座標系) を採用する必要がある。また、後藤ら (1988) は遠地津波に対する支配方程式の検討を行い、線形圧力項の他に波数分散項およびコリオリ力の項が重要かつ不可欠であると結論づけている。したがって、遠地津波の基礎方程式としては、以下のようなコリオリ力を考慮した線形 Boussinesq 方程式 (Boussinesq, 1872) を用いる必要がある。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial N}{\partial \theta} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[ \frac{h^3}{3} F \right] \quad (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -fM + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \theta} \left[ \frac{h^3}{3} F \right] \quad (3)$$

ただし、

$$F = \frac{1}{R \cos \theta} \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial t \partial \lambda} + \frac{\partial^2}{\partial t \partial \theta} (v \cos \theta) \right] \quad (4)$$

$$u = \frac{M}{\eta + h}, v = \frac{N}{\eta + h} \quad (5)$$

ここに、 $\lambda, \theta$ : 経度、緯度、 $\eta$ : 水位変動、 $M, N$ :  $\lambda, \theta$  方向の流量フラックス、 $h$ : 静水深、 $g$ : 重力加速度、 $f$ : コリオリ係数、 $R$ : 地球の半径である。

上で得られた基礎方程式を差分化する際には、空間方向の離散化には水位と流量フラックスの計算点を半メッシュずつずらしたスタッガードメッシュを採用し、時間方向の離散化にはリープフロッグ法を用いることにする。しかし、上の運動方程式には未知数が2つ以上含まれているため、陰解法を用いる必要がある。一般に、陰解法は安定性は高いが計算容量や計算時間がかかるため、太平洋全域を対象とするような極めて広い範囲を数値計算する場合には向いていない計算方法である。

そこで、差分近似により生じる数値誤差 (ここでは数値分散性) を利用して、低次近似ながら高次近似と同等の解を得る方法を用いることにより、短い

時間で数値計算を行うことを考える。後藤ら (1988) は、数値計算の打ち切り誤差に起因する数値分散性と物理分散効果が同程度となる条件を用いれば、比較的簡単な計算ですむ線形長波理論を用いても、実用上問題のない結果が得られることを明らかにしている。したがって、ここでは線形長波理論を用いることにし、それを以下に表す。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial N}{\partial \theta} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN \quad (7)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -fM \quad (8)$$

### 3.2 差分式

空間方向の離散化には水位と流量フラックスの計算点を半メッシュずつずらしたスタッガードメッシュを採用し、時間方向の離散化にはリープフロッグ法を用いることにすると、式 (12)~(14) の差分式は以下のようにになる。

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k - \frac{\Delta t}{R \cos \theta_j \Delta \lambda} (M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}) - \frac{\Delta t}{R \Delta \theta} (N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}) \quad (9)$$

$$M_{i+1/2,j}^{k+3/2} = M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - \frac{gh_{i+1/2,j} \Delta t}{R \cos \theta_j \Delta \lambda} (\eta_{i+1,j}^{k+1} - \eta_{i,j}^{k+1}) + f(N_{i,j-1/2}^{k+1/2} + N_{i+1,j-1/2}^{k+1/2}) + N_{i,j+1/2}^{k+1/2} + N_{i+1,j+1/2}^{k+1/2}) / 4.0 \quad (10)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k+3/2} = N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - \frac{gh_{i,j+1/2} \Delta t}{R \Delta \theta} (\eta_{i,j+1}^{k+1} - \eta_{i,j}^{k+1}) - f(M_{i-1/2,j}^{k+1/2} + M_{i+1/2,j}^{k+1/2}) + M_{i+1/2,j+1}^{k+1/2} + M_{i+1/2,j+1}^{k+1/2}) / 4.0 \quad (11)$$

ここに、上添字は時間を、下添字は空間メッシュ番号を表す。

### 3.3 初期条件

初期条件としては、地震の断層パラメータから Mansinha and Smylie (1971) の方法を用いて計算した海底地盤変動量の鉛直成分を、そのまま海面上の水位変動として与え、津波の初期波形とする。海底地盤変動量を海面上に与える際には、変動全体が瞬時に完了するものとしても実用上は問題ないことが知られている (Aida, 1969)。

### 3.4 境界条件

陸地との境界では、津波が完全反射するものとして、境界面に垂直な流量フラックスを0とする。また、計算領域と接する外海との境界では、日野 (1985) の無反射境界条件を用いることにする。

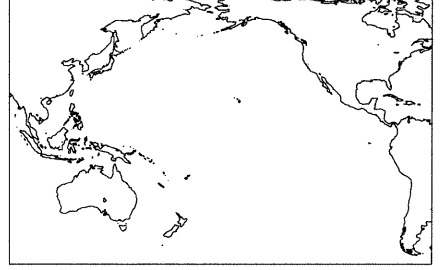


Fig. 2 Numerical simulation area of tsunami propagation

## 4. 1960年チリ地震津波の再現計算によるモデルの適用性

ここでは、1960年チリ地震津波を数値シミュレーションで再現することにより、本モデルの適用性を確認する。

### 4.1 計算領域・格子間隔・時間間隔

まず、計算領域は、Fig.2のように環太平洋地震帯がすべて含まれる領域として、南緯50度から北緯60度、東経120度から西経70度で囲まれる領域を取ることにした。また、計算格子間隔と時間間隔は、今村ら (1990) の計算格子条件を参考にして、 $\Delta \lambda = \Delta \theta = 10'$ 、 $\Delta t = 20 \text{sec}$ とした。

### 4.2 初期条件と断層パラメータ

初期条件としての津波初期波形は、Kanamori and Cipar (1974)、Kanamori and Anderson (1975) が長周期地震動記録から推定した断層パラメータ (Table1) を使用して、Mansinha and Smylie (1971) の方法で海底地盤の鉛直変位を計算して、それをそのまま初期水位変動として与えた。

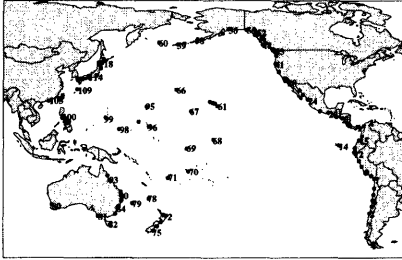
### 4.3 観測値との比較

数値シミュレーションの計算結果と太平洋の各地の潮位観測所における観測値とを比較して、数値モデルの適用性を確認する。まず、潮位観測所の位置を Fig.3 に示す。そして、Fig.4 に計算結果と観測値との比較を表した。

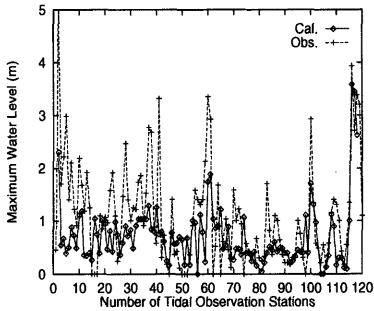
これを見ると、場所によっては2~3倍になっており、 $10'$  = 約 20 km の計算格子間隔では沿岸部における津波の高さは十分に再現できないことになる。それでも、全体的な傾向としては観測値と調和的であり、津波の指向性など空間的な広がりを把握する

**Table 1** Fault parameters of the 1960 Chilean Earthquake

Length	Width	Depth	Strike of the fault	Dip Angle	Dislocation	Slip Angle
800km	200km	53km	N10E(degree)	10°	24m	90°



**Fig. 3** Location of tidal observation stations

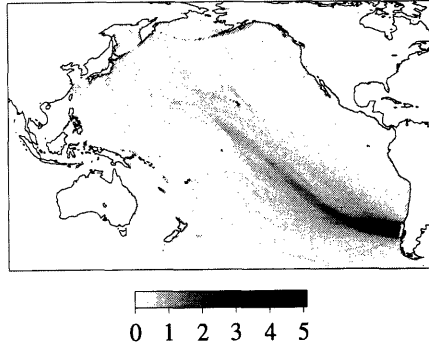


**Fig. 4** Comparison between numerical results and observation ones

上では、このモデルは十分な適用性をもっていると判断できる。ただし、沿岸部の津波の高さを評価する場合は、Greenの法則やさらに詳細なメッシュでの計算などを行う必要がある。

#### 4.4 最大水位の分布

数値シミュレーションによる1960年チリ津波の最大水位の分布をFig.5に表す。前に述べたように、沿岸部での値については信頼性は低いが、全体的な傾向や指向性などはこれとみるとよくわかる。



**Fig. 5** Spatial distribution of maximum water level due to the 1960 Chilean earthquake tsunamis given by numerical simulation

#### 4.5 三重県尾鷲における1960年チリ津波の氾濫計算

太平洋全域の数値シミュレーションに用いる計算格子の大きさは、太平洋全域を覆うため10' = 約20 kmであり、沿岸部の津波の高さを評価するには不適切である。ここでは、三重県尾鷲を例にとり、氾濫域までも含めた数値シミュレーションを行い、その結果を観測値と比較することによって、沿岸部での再現性を確認することにした。

まず、計算領域はFig.2に続いてFig.6のように5段階に領域を細分化していった。それぞれの領域の接続は広領域から狭領域への入射波だけでなく、狭領域から広領域への反射波も考慮して、一度に数値計算をする方法をとった。それぞれの計算格子の大きさは、10', 5', 1km, 250m, 50mである。計算時間間隔は、もつとも小さな領域でも計算が安定できるように、1secにとった。基礎方程式としては、250m以下の領域では非線形長波方程式を用いて、それ以外では線形長波方程式を用いた。

尾鷲における津波氾濫計算結果を痕跡値と比較したものをFig.7に示す。これとみると、氾濫計算結果の広がり方が痕跡値の広がりよりもいくぶん小さいが、最大遡上高という点で見ればほぼ再現できているとみなせる。

また、計算格子の大きさの違いによる最大水位の比較をTable2に示す。これとみると、計算格子の

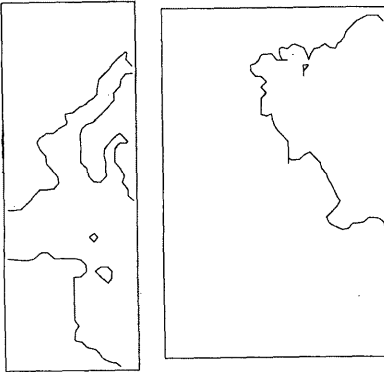
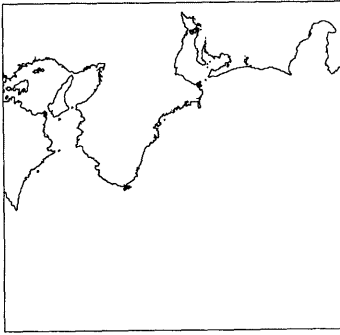
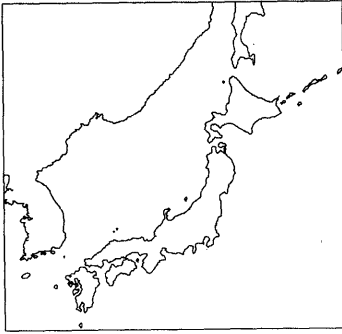


Fig. 6 Numerical simulation area of tsunami propagation and inundation

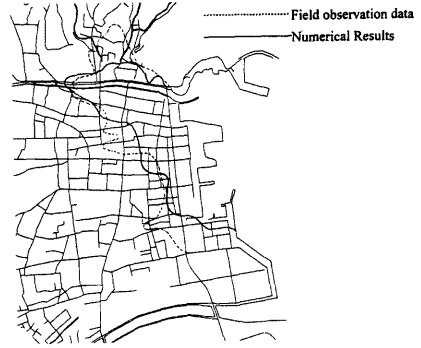


Fig. 7 Comparison between numerical results and field observation ones

大きさが細くなるほど観測値に近づいていくが、氾濫計算をせず陸上と海との境界で完全反射させた場合は、観測値よりも大きくなってしまふことがある。

## 5. わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性

ここでは、環太平洋地震帯上に断層モデルを想定して、わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性を数値シミュレーションによって詳しく調べた。

### 5.1 断層モデルの想定

環太平洋地震帯上に断層モデルを想定する際には、以下のようにした。まず、断層モデルの位置は、Fig.8のような過去に津波を生じさせた地震の震央分布を参考にして、プレート境界に沿ってFig.9のように配置することにした。また、断層モデルの大きさは、モーメントマグニチュード  $M_w$  を7.0から9.5まで0.5ずつ変化させて、以下のようなモーメントマグニチュードと断層パラメータの関係式(佐藤, 1989)を用いて決定した。

$$M_w = (\log M_0 - 16.1)/1.5 \quad (12)$$

$$\log L(\text{km}) = \frac{1}{3} \log M_0 - 7.30 \quad (13)$$

$$\log U(\text{cm}) = \frac{1}{3} \log M_0 - 6.80 \quad (14)$$

モーメントマグニチュードの変化による断層パラメータの値を上式によって求めると、Table3のようになる。

### 5.2 津波の最大水位分布

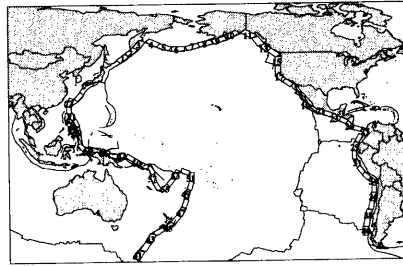
Fig.10は、モーメントマグニチュードが9.5の場合の、環太平洋地震帯の各地域で津波が発生した場合の最大水位の分布である。これをみれば、各地域

**Table 2** Comparison results computed by mesh length

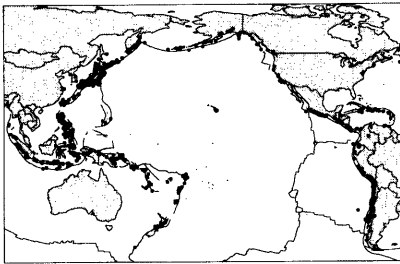
Length of mesh	10'	5'	1km	50m (without flood)	50m (with flood)	field observation data
Maximum water level (m)	1.4	2.3	2.6	4.1	3.2	3.6

**Table 3** Fault parameters

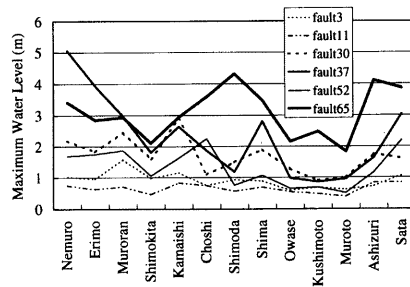
Mw	L(km)	W(km)	U(cm)
7.0	37	18	117
7.5	66	33	207
8.0	117	58	369
8.5	207	104	656
9.0	369	184	1,166
9.5	655	328	2,073



**Fig. 9** Location of fault models around the Pacific rim area



**Fig. 8** Spatial distribution of epicenter of earthquakes with tsunami around the Pacific rim area



**Fig. 18** Distribution of maximum water level and arrival time along Japanese coastal region

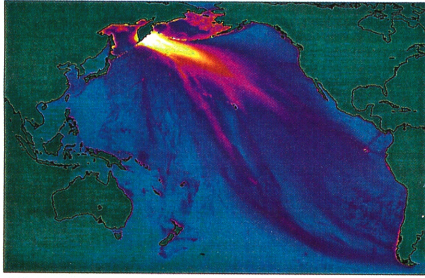
くするために最大値を5mにしたが、これ以上の箇所も存在する。これをみれば、各地域で発生した津波がどのようにしてわが国沿岸部に来襲するのか、すなわち指向性がよくわかる。

### 5.3 到達時間と水位分布の時間変化

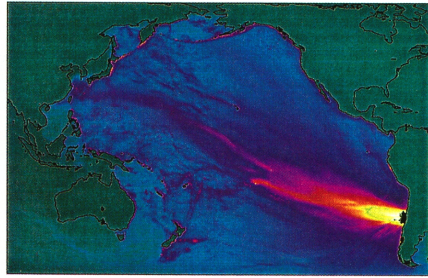
Fig.11 から Fig.16 までは、モーメントマグニチュードが9.5の場合に、環太平洋地震帯の各地域で津波が発生後3時間ごとに水位分布を出力したものである。ただし、図では見やすくするために水位を-1mから1mにしたが、これ以上の箇所も存在する。これをみれば、各地域で発生した津波の伝播過程とともに、沿岸部に到達する時間がわかる。

### 5.4 わが国沿岸部における遠地津波の伝播特性

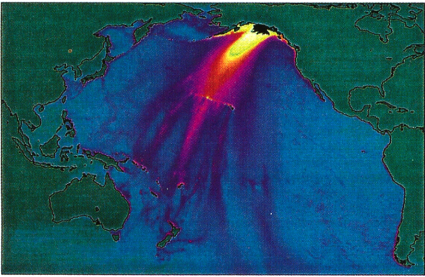
Fig.17 は、わが国沿岸部の各地における断層位置およびモーメントマグニチュードごとの最大水位と到達時間の変化を图示したものである。また、Fig.18 は、発生地域による伝播特性の比較を图示したものである。これらを見ると、いずれの地域もチリ南部と東南アジアで発生した津波の影響が大きいことがわかる。とくに、北海道東部および東北地方ではチリ南部、西日本ではインドネシアからの津波が大きくなるのがわかる。



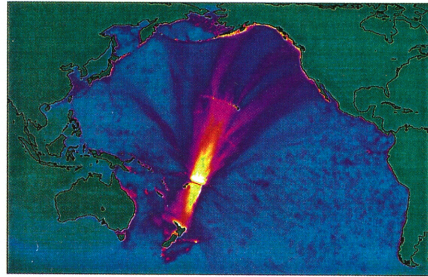
0 1 2 3 4 5  
(a) Kamchatka (fault 3)



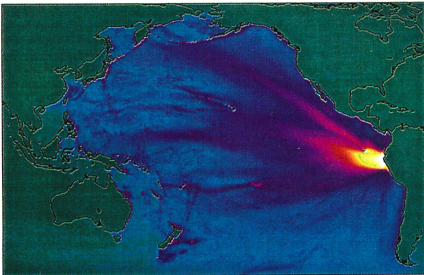
0 1 2 3 4 5  
(d) Chile (fault 37)



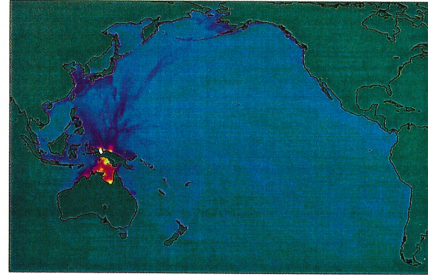
0 1 2 3 4 5  
(b) Alaska (fault 11)



0 1 2 3 4 5  
(e) Southwest Pacific (fault 52)

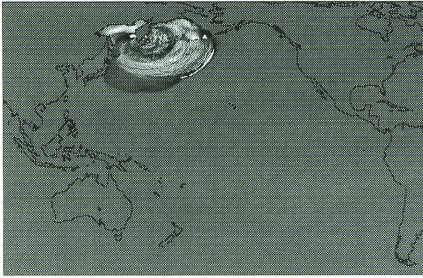


0 1 2 3 4 5  
(c) Peru (fault 30)

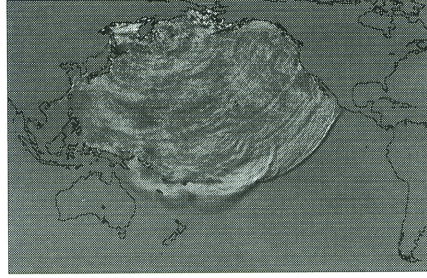


0 1 2 3 4 5  
(f) Indonesia (fault 65)

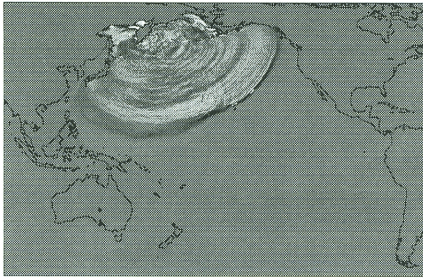
Fig. 10 Spatial distribution of maximum water level



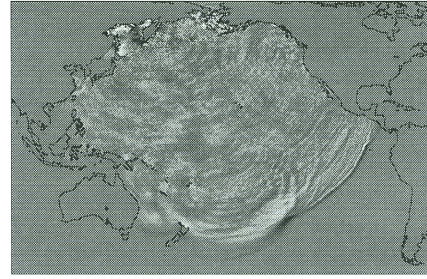
-1 0 1  
(a) After 3 hours



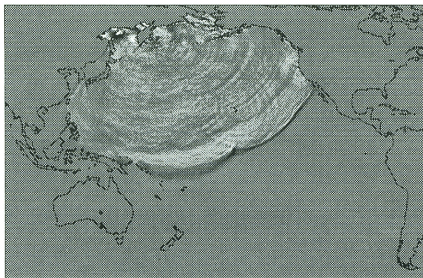
-1 0 1  
(d) After 12 hours



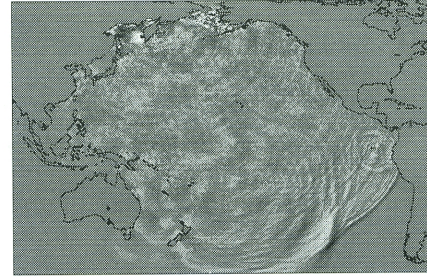
-1 0 1  
(b) After 6 hours



-1 0 1  
(e) After 15 hours



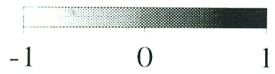
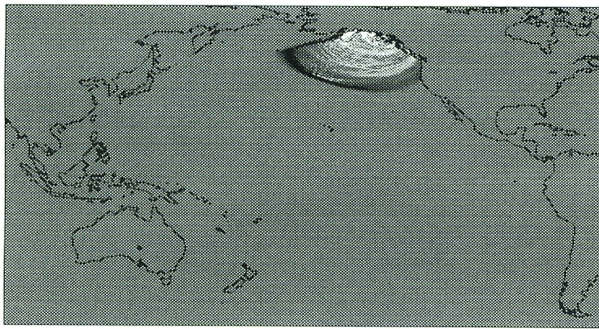
-1 0 1  
(c) After 9 hours



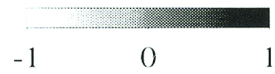
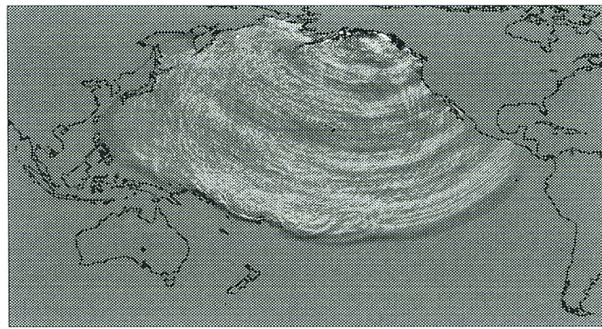
-1 0 1  
(f) After 18 hours

Fig. 11 Spatial distribution of tsunamis caused around Kamchatka area (fault 3)(unit:m)

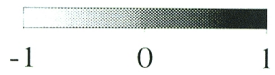
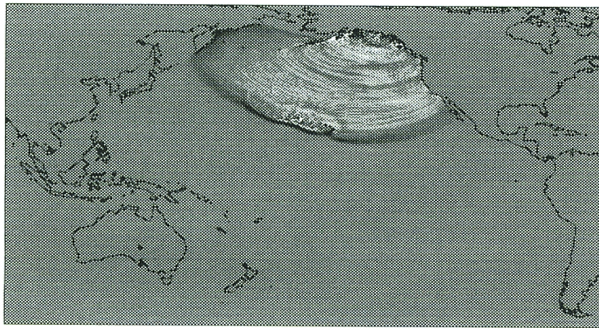




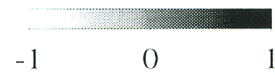
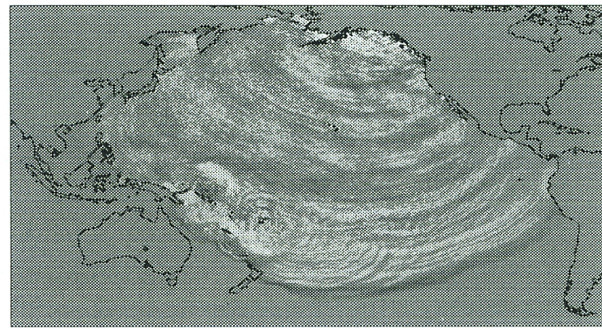
(a) After 3 hours



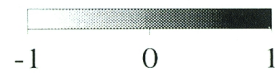
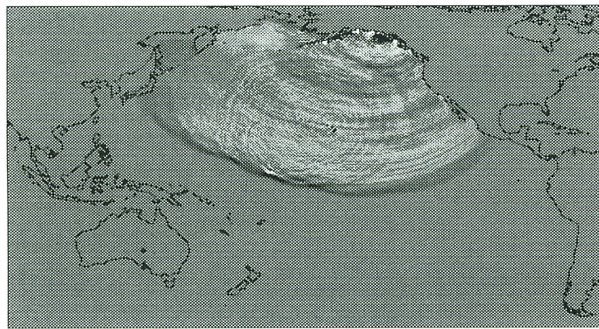
(d) After 12 hours



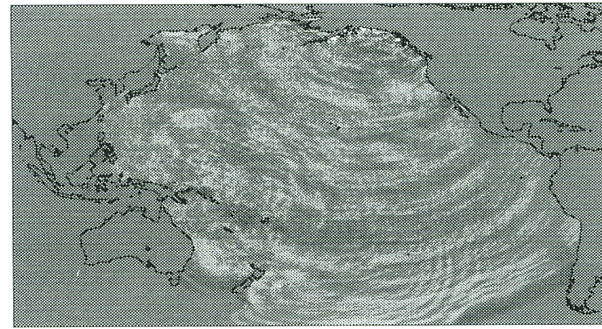
(b) After 6 hours



(e) After 15 hours

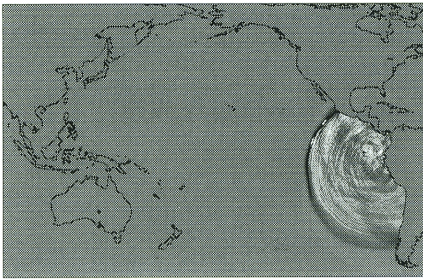


(c) After 9 hours

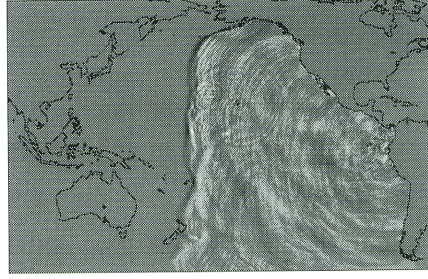


(f) After 18 hours

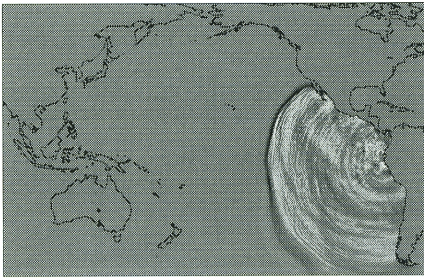
**Fig. 12** Spatial distribution of tsunamis caused around Alaska area (fault 10)(unit:m)



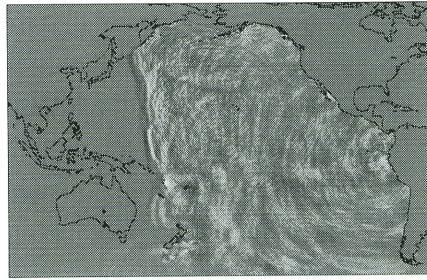
(a) After 6 hours



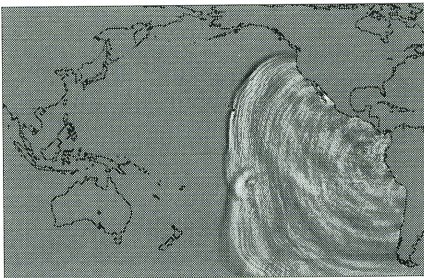
(d) After 15 hours



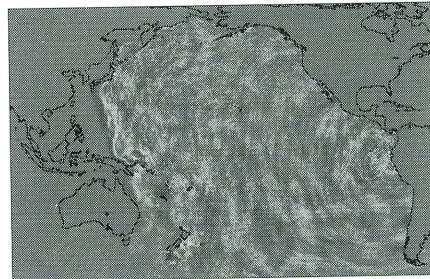
(b) After 9 hours



(e) After 18 hours

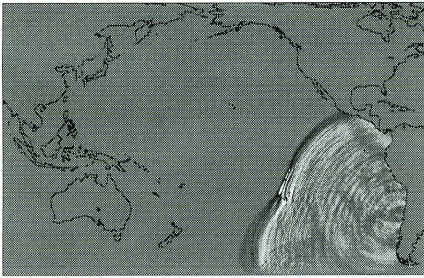


(c) After 12 hours

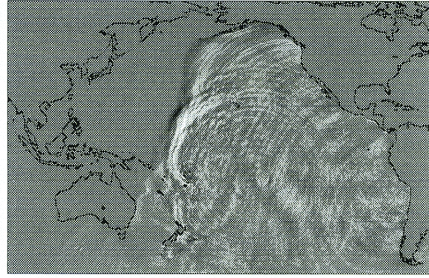


(f) After 21 hours

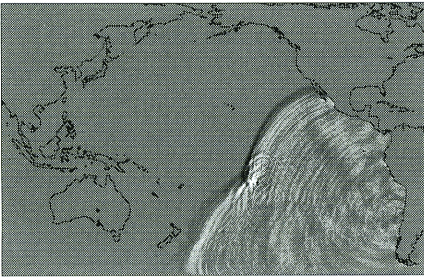
Fig. 13 Spatial distribution of tsunamis caused around Peru area (fault 30)(unit:m)



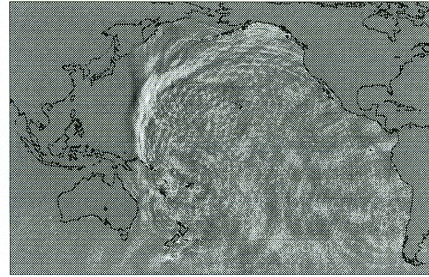
(a) After 9 hours



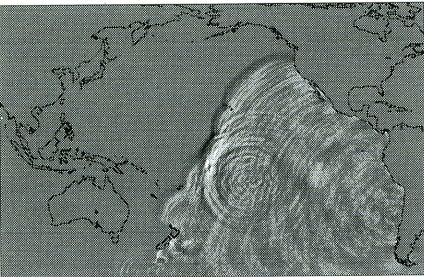
(d) After 18 hours



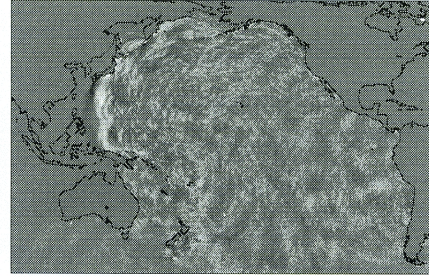
(b) After 12 hours



(e) After 21 hours

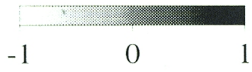
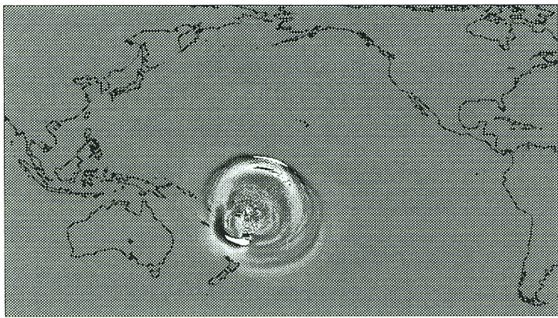


(c) After 15 hours

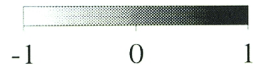
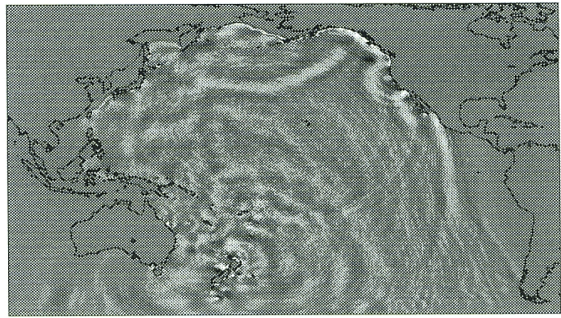


(f) After 24 hours

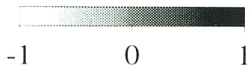
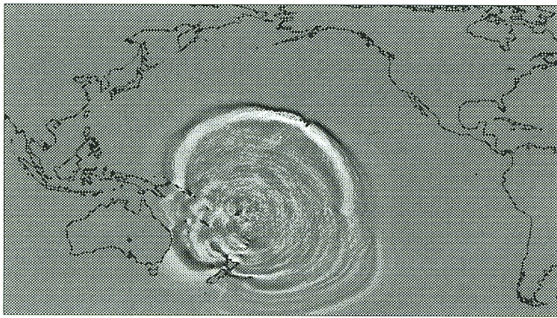
Fig. 14 Spatial distribution of tsunamis caused around Chile area (fault 37)(unit:m)



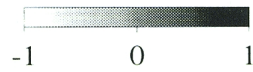
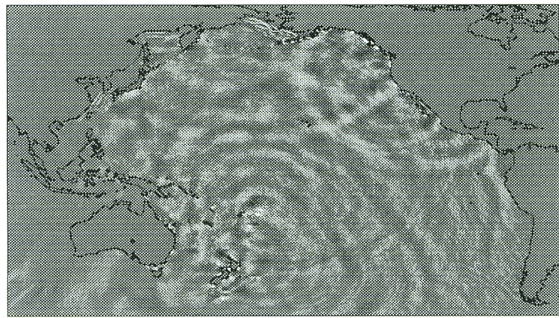
(a) After 3 hours



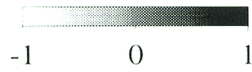
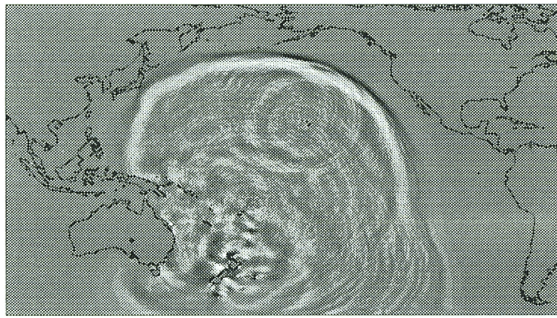
(d) After 12 hours



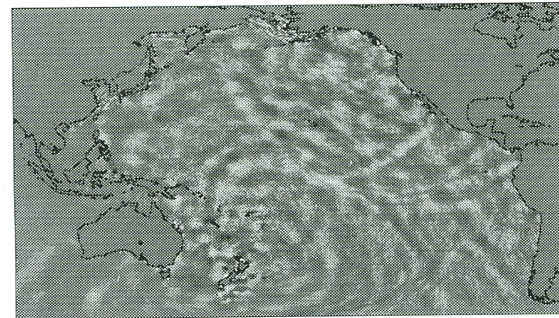
(b) After 6 hours



(e) After 15 hours

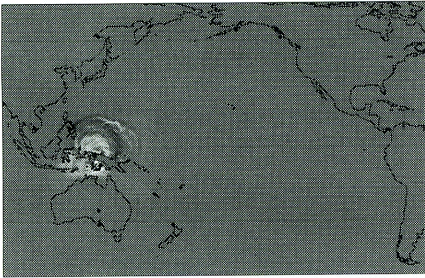


(c) After 9 hours

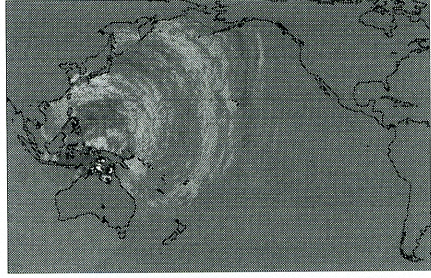


(f) After 18 hours

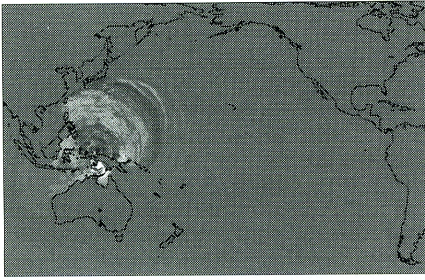
**Fig. 15** Spatial distribution of tsunamis caused around Southwest Pacific area (fault 52)(unit:m)



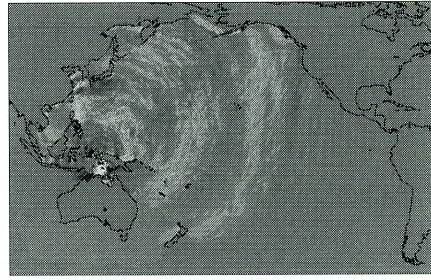
(a) After 3 hours



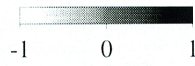
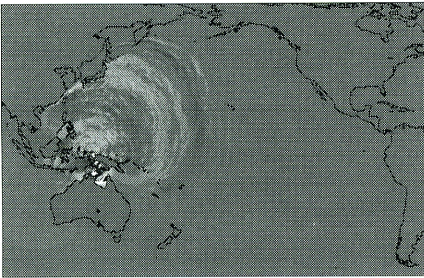
(d) After 12 hours



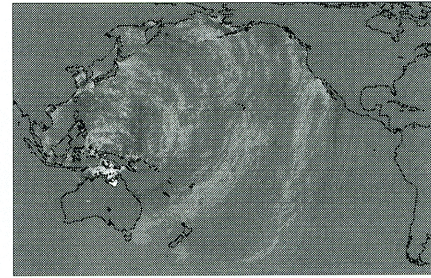
(b) After 6 hours



(e) After 15 hours

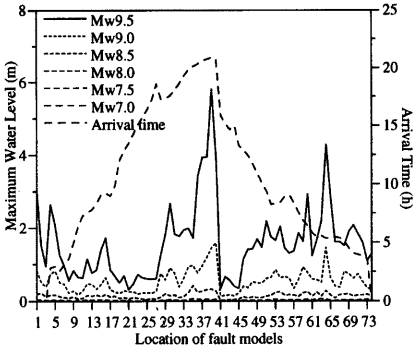


(c) After 9 hours

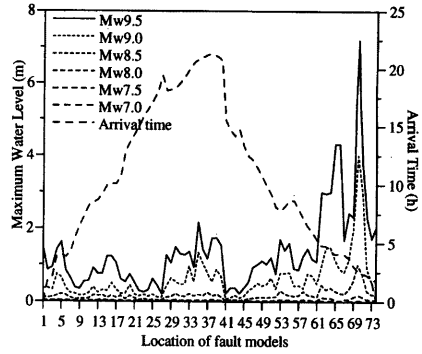


(f) After 18 hours

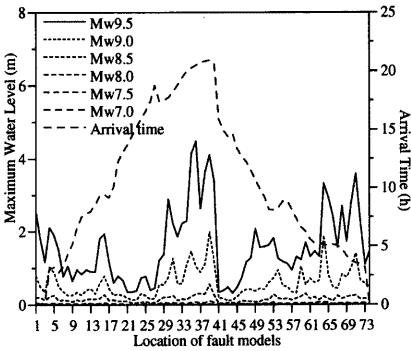
Fig. 16 Spatial distribution of tsunamis caused around Indonesia area (fault 65)(unit:m)



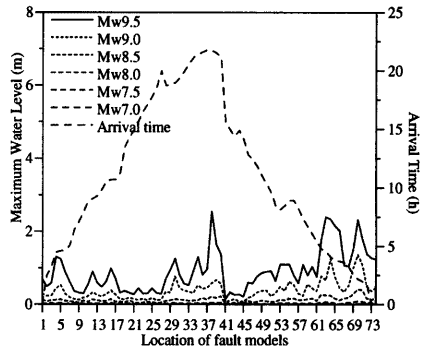
(a) Erimo



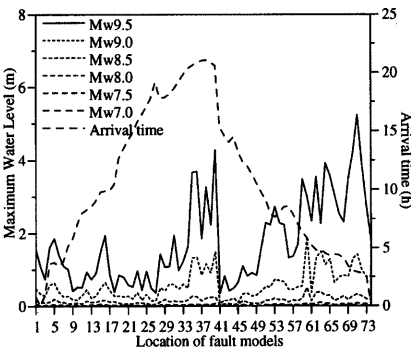
(d) Shimoda



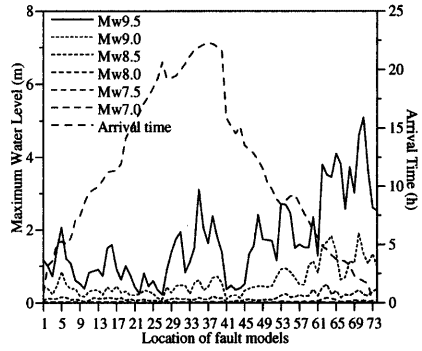
(b) Kamaishi



(e) Owase



(c) Choshi



(f) Ashizuri

Fig. 17 Maximum water level and arrival time of far field tsunami along Japanese coastal region

## 6. 津波数値予報の問題点

### 6.1 津波数値予報

数値シミュレーションによる津波予報は、従来は過去の津波実績からの推定式やハワイの太平洋津波警報センターからの情報に頼らざるを得なかったためしばしば不正確であった津波の予警報情報を、数値計算を行うことにより正確かつ詳細にすることを目的としている。そしてこの数値シミュレーションの精度は、津波初期波形の決定精度と津波伝播計算の精度に支配される。これらのうち、津波伝播計算の精度に関しては従来から研究が行われており、最大波高に関する限りは10%～20%ぐらいの計算誤差で数値計算が行えることがわかっている（例えば、後藤ら、1988）。一方、津波初期波形の決定は、断層パラメータの決定と断層モデルから津波初期波形を決定するプロセスに分かれるが、Aida (1969) により地震の断層パラメータから計算した海底地盤の鉛直変動をそのまま津波の初期波形として用いても実用上は問題ないことが示されている。したがって、津波の数値予報においてもっとも問題となるのは、地震の断層パラメータをいかに正確に推定するかということである。しかしながら、地震発生から短時間のうちに断層パラメータを正確に推定することは現在の技術では不可能である。そこで、現段階では、断層パラメータの違いによる津波伝播特性への影響を詳しく調べて、その信頼性を明確にしておくことが適切である。

### 6.2 断層パラメータの変化による津波伝播特性への影響

断層パラメータが正確に推定できない以上、津波数値予報にとってもっとも重要なことは、断層パラメータの変化によって津波の伝播特性がどの程度影響を受けるかをあらかじめ詳しく調べて理解しておく必要があるということである。なぜなら、津波の伝播特性への影響の程度によって、即時的に推定される断層パラメータに要求される精度も変わってくるからである。そこでここでは、断層パラメータが変化することによって、来襲する津波の水位や到達時間などの伝播特性にどの程度の影響があるかを、数値計算によって詳しく調べることにする。

遠地津波の例として、1960年チリ地震の断層パラメータを基準に考えることとする。そして、静的な断層パラメータのうち大きさに関する量すなわち長さ  $L$ 、幅  $W$ 、食い違い量  $U$  および深さ  $d$  を変化させた場合、わが国の三陸地方における津波の最大水位や到達時間などの伝播特性がどのように変化するかを数値シミュレーションによって詳しく調べて

Table 4 断層パラメータの変化量

case	長さ $L$ (km)	幅 $W$ (km)	面積 $S$ (km <sup>2</sup> )
1	800	200	160,000
2	600	200	120,000
3	400	200	80,000
4	400	100	40,000
5	200	50	10,000
6	100	50	5,000

みた。なお、1960年チリ地震の断層パラメータはおそらく既往最大級のもので推定されるため、断層パラメータの変化としてはチリ地震の断層パラメータを徐々に小さくしたものを考えた。すなわち、まず Table 4 のように長さ  $L$  と幅  $W$  を変化させて、その後これら 6 つのケースそれぞれに対して食い違い量  $U$  を  $U = 24, 20, 16, 12, 8, 4$  m の 6 ケース、深さ  $d$  を  $d = 53, 33, 13$  km の 3 ケース、合計 108 ケースについて数値計算を行った。また、数値計算は実時間で 24 時間分を行った。

#### (1) 断層面積の影響

Fig.19 は、断層面積を変化させた場合に、三陸地方に襲来する津波の最大水位がどのように変化するかを図示したものである。これを見ると、断層面積が大きくなるにつれて最大水位が大きくなることわかる。ただし、その関係は比例関係ではなく、その傾きの変化のパターン、すなわち断層面積の変化量に対する最大水位の変化量の割合はまちまちである。

また、Fig.20 は、断層面積を変化させた場合に、三陸地方に襲来する津波の到達時間がどのように変化するかを図示したものである。これを見ると、三陸および三重とも断層面積が大きくなるにつれて到達時間が早くなっている。それでも、その変化の幅は 15 分から 20 分以内に収まっている。断層パラメータの推定誤差および 22 時間以上かかる到達時間のうちの 15 分から 20 分ということを考慮すると、到達時間については断層パラメータの決定精度による影響はそれほど受けないと考えてよいだろう。

さらに、Fig.21 は、断層面積を変化させた場合に、三陸地方に襲来する津波の第 1 波水位がどのように変化するかを図示したものである。これを見ると、これまでとは傾向が異なり、単調に増加あるいは減少という形ではない。三陸および三重とも断層面積 80,000km<sup>2</sup> をピークとして山形になっている。しかし、80,000km<sup>2</sup> 以上ではその変化は小さい。

#### (2) 食い違い量の影響

Fig.22 は、食い違い量を変化させた場合に、三陸

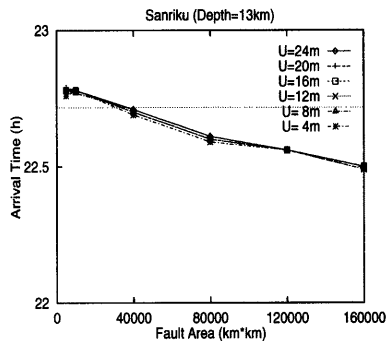
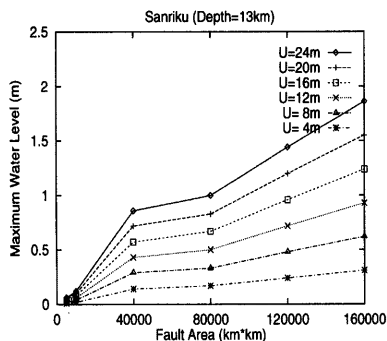
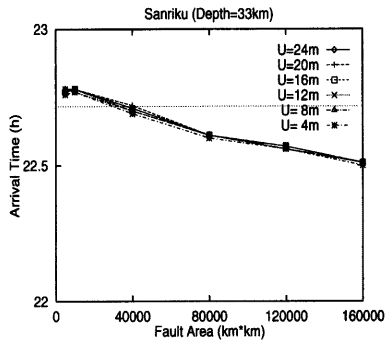
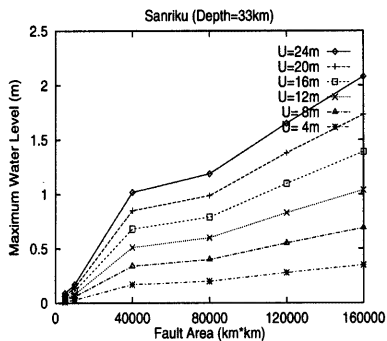
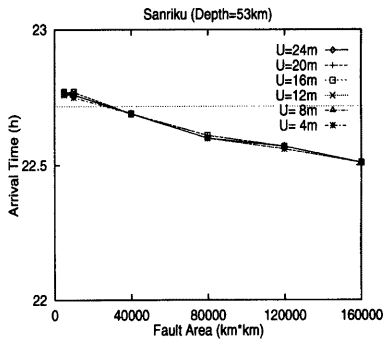
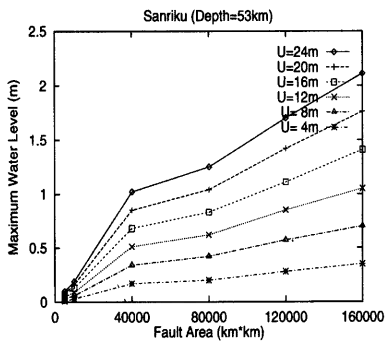


Fig. 19 Relation between maximum water level and fault area

Fig. 20 Relation between arrival time and fault area



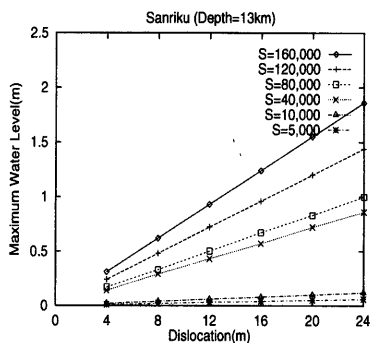
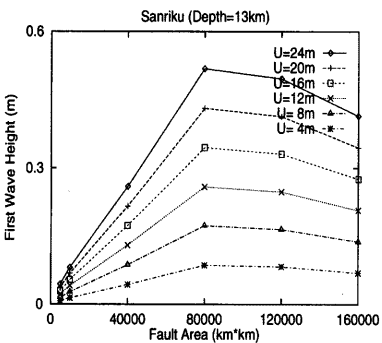
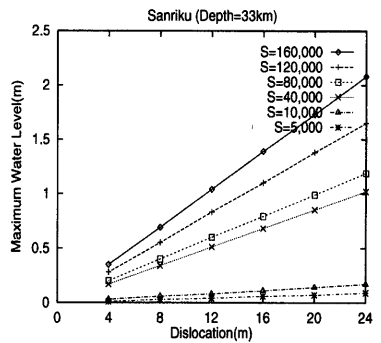
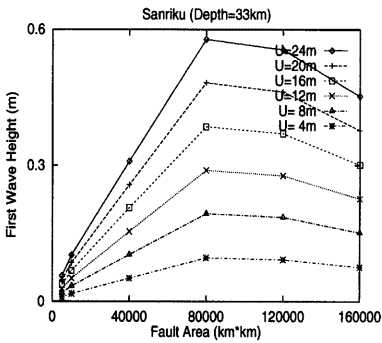
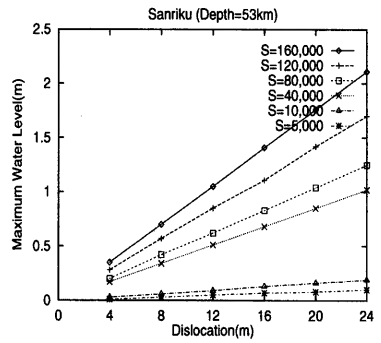
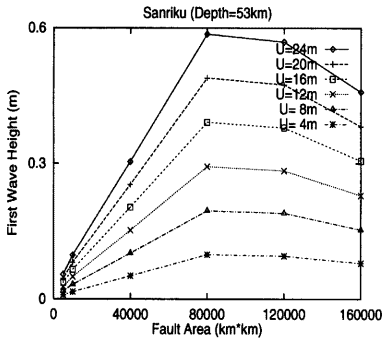


Fig. 21 Relation between first wave height and fault area

Fig. 22 Relation between maximum water level and dislocation

地方に襲撃する津波の最大水位がどのように変化するかを図示したものである。これを見ると、食い違い量が大きくなるにつれて最大水位も大きくなっており、しかもその関係は比例関係であることがわかる。もっとも、基礎方程式に線形方程式を用いており、重ね合わせの原理が成り立つので比例関係となるのは当然である(河田・小池, 1997)。

Fig.23は、食い違い量を変化させた場合に、三陸地方に襲撃する津波の到達時間がどのように変化するかを図示したものである。これを見ると、三陸および三重とも断層面積の場合とは違って、食い違い量の変化による到達時間の変化はほとんどまったくないといってよい。これは、食い違い量だけ変化した場合、津波の波源域の大きさは変わらないため、到達時間への影響はないと判断できる。

Fig.24は、食い違い量を変化させた場合に、三陸地方に襲撃する津波の第1波水位がどのように変化するかを図示したものである。これを見ると、最大水位の場合と同様の傾向を示し、食い違い量と第1波水位が比例関係にある。

### (3) 深さの影響

これまでみてきたように、深さが浅いほど津波の水位は大きくなるが、その差はわずかであるので、深さによる伝播特性への影響はほとんどないといってよい。これは、断層パラメータから地盤変動量を求める際に用いる Mansineta and Smylie (1971) の方法が、深さによる違いをほとんど反映しないことに起因すると考えられる。

### (4) 断層の形状による影響

断層面積が同じであっても、その形状が長方形 ( $L = 2W$ ) か正方形 ( $L = W$ ) かで津波の伝播特性が変化することが予想される。そこで、断層面積が  $80,000\text{km}^2$  の場合を仮定して、その形状が長方形 ( $L = 2W = 400\text{km}$ ) の場合と正方形 ( $L = W = 283\text{km}$ ) の場合で津波の伝播特性にどのような影響があるかを調べてみた。

Table5は、断層モデルの形状によって、最大水位、到達時間および第1波水位などの津波の伝播特性にどのような変化があるかを示したものである。これを見ると、長方形の方が最大水位や第1波水位に関して多少大きく、また到達時間に関しては正方形の方が少しはやいという結果が出た。これは、長方形の場合には、1960年チリ津波の例でもわかるように、ハワイ周辺で2つに分かれた津波が東北地方周辺で再び重ね合わされるため、プレート境界に沿う方向に長い断層モデルほど水位が大きくなると判断できる。一方、正方形の方が到達時間が若干早いのは、正方形の断層モデルの方が距離的にわが国に近いと

Table 5 Influence of shape of fault model

	$L = 2W$	$L = W$
Maximum Water Level (m)	1.25	1.18
Arrival Time (h)	22.6	22.5
First Wave Height (m)	0.59	0.55

ころまで地盤変位を生じさせるからである。

### 6.3 まとめ

これまでみてきた結果から、食い違い量による影響がもっとも大きいとみなすことができる。ついで断層面積の影響が大きい、両方とも地震の大きさに関わる量であるが、地震モーメント  $M_0$  とは、弾性率を  $\mu$ 、食い違い量を  $U$ 、断層面積を  $S$  として、

$$M_0 = \mu US \quad (15)$$

の関係があるので、片方が大きくなれば、もう片方は小さくなる関係にある。両者のうち、食い違い量を大きくとった場合の方が津波は大きく計算される。したがって、津波警報など安全性が要求される場合には、断層面積よりも食い違い量を大きくして安全側に立った数値予報をするほうがよいといえる。

## 7. 結語

ここでは、まず、環太平洋地震帯上に断層モデルを想定して数値シミュレーションを行うことにより、わが国沿岸部に襲撃する津波の伝播特性がどのように変化するかを詳細に調べた。その結果、チリ南部で発生する津波がわが国にもっとも影響を及ぼしやすいということが、数値計算結果からも証明された。また、フィリピン・インドネシアなどの東南アジアで発生する津波も、指向性の関係からわが国に影響を及ぼす可能性をもっていることがわかった。過去の事例では、この地域からわが国へ甚大な被害を与える津波は報告されていないが、地震の規模が大きい場合には注意する必要がある。

また、津波数値予報の問題点として断層パラメータ推定の問題をとりあげ、断層パラメータを変化によって津波伝播特性にどのくらい影響があるかを調べた。その結果、食い違い量の影響がもっとも大きく、ついで断層面積の影響が大きいことがわかった。

最後に、本研究で用いた太平洋の水深データは日本海洋データセンターに、日本周辺の海洋の水深データは地質調査所の駒澤正夫氏に提供していただいた。また、世界の地震震源分布のデータは東京大学地震研究所の加藤育子技官、チリ津波のデータは

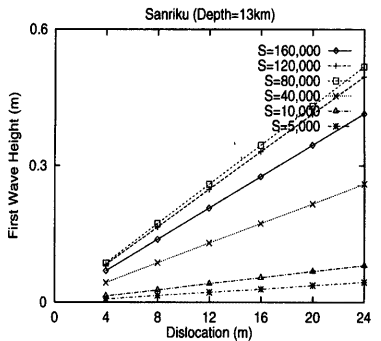
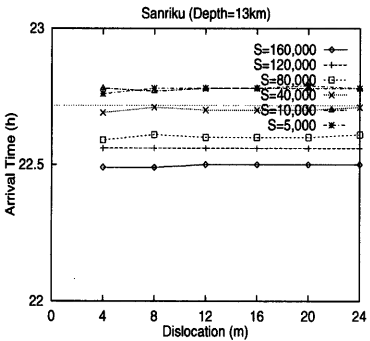
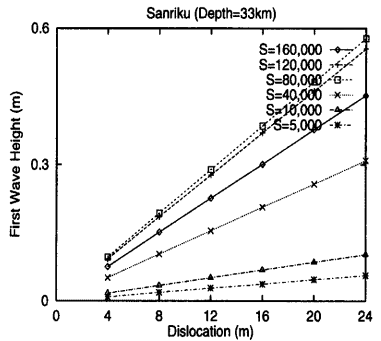
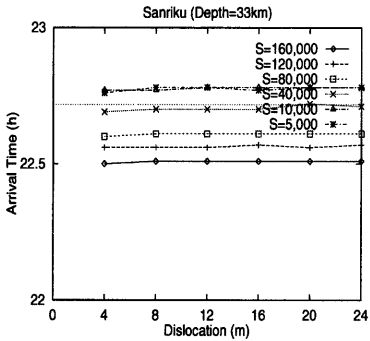
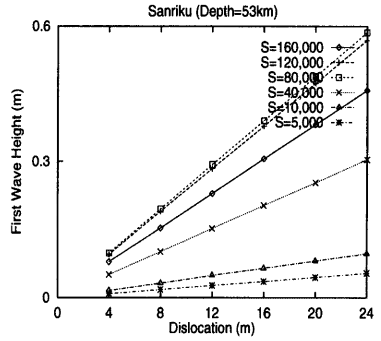
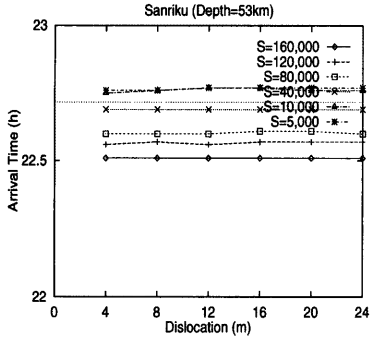


Fig. 23 Relation between arrival time and dislocation

Fig. 24 Relation between first wave height and dislocation

東北大学工学部の今村文彦助教授に提供していただいた。ここに記して、謝意を表する。

#### 参考文献

- 今村文彦・首藤伸夫・後藤智明(1990):遠地津波の数値計算に関する研究 その2, 地震2, 第43巻, pp.389-402.
- 河田恵昭・小池信昭(1997):重ね合わせの原理に基づく津波数値解析方法, 海岸工学論文集, 第44巻, pp.271-275.
- 後藤智明・今村文彦・首藤伸夫(1988):遠地津波の数値計算に関する研究 その1, 地震2, 第41巻, pp.515-526.
- 佐藤良輔(1989):日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, pp.28-43.
- 羽鳥徳太郎・相田 勇・坂下至功・日比谷紀之(1983):和歌山県湯浅・広に遡上した南海道津波の調査—1946年南海道および宝永・安政津波について—, 東大地震研究所彙報, Vol.58, pp.187-206.
- 羽鳥徳太郎(1989):日本沿岸における遠地津波のエネルギー分布, 地震2, 第42巻, pp.467-473.
- 日野幹雄(1987):開放境界における波の無反射透過条件の極めて簡単な計算スキームの提案, 東京工業大学土木工学科研究報告, No.38, pp.33-37.
- Aida,I.(1969):Numerical experiments for tsunamis caused by moving deformation of the sea bottom, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.47, pp.849-862.
- Boussinesq,J.(1872):Theorie des ondes et des remous qui se propagent le long dun canal recxtangulaire horizontal, au communiquant an liquide contenue daus ce canal des vitesses sensiblement pareillews de la surface au fond, Loiuilles, J.Math. 17, pp.55-108.
- Kanamori,H. and Cipar,J.J.(1974):Focal process of the great Chilean earthquake of May 22, 1960, Phys. Earth Planet. Interiors, 9, pp.128-136.
- Kanamori,H. and Anderson, D.(1975):Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seismol. Soc. Am., 65, pp.1073-1095.
- Mansinha,L and D.E.Smylie (1971):The displacement fields of inclined faults, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.61, No.5, pp.1433-1440.

### Far Field Tsunami Potential along Japanese Coastal Region

Yoshiaki KAWATA, Nobuaki KOIKE\*, Masao INOUE\*\* and Shigehito KADO\*\*\*

\* Graduate School of Engineering, Kyoto University

\*\* Faculty of Engineering, Kansai University

\*\*\* Graduate School of Engineering, Kansai University

#### Synopsis

We should always be fully prepared for not only near field tsunami, but also far field tsunami. The characteristics of far field tsunami propagation such as arrival time and maximum water level are estimated by a numerical simulation model with finite difference method which describes the Pacific Ocean and its vicinity. Initial condition is calculated by several fault models systematically supposed around the Pacific rim area. As a results, it is clear that the potential of tsunamis caused around southern Chile area is the highest due to location of disturbance occurrence. Tsunamis caused around the Philippines, Indonesia and Peru have also tendency to damage Japanese coastal region, if momentum magnitude of earthquake is higher than 9.0.

**Keywords :** *far field tsunami, tsunami potential, the Pacific rim area, fault model*