

津波をとりまく最新の話題

—1992年に発生した2つの津波を対象として—

Recent Topics and Studies on Tsunamis

—Cases of the 1992 Nicaragua and Indonesia Tsunamis—

今村文彦

Fumihiko IMAMURA

1. はじめに

1992年には、9月に中米ニカラグアで、12月にインドネシア・フローレス島で地震が相次いで発生し、それに伴う津波で約1,500名にも及ぶ犠牲者を出した。単に被害が大きかっただけでなく、発生機構や防災対策の上で今後課題を残す大津波であった。ニカラグア津波は言わゆる津波地震で生じたもので、過去、1896年明治三陸大津波や1946年のアリューシャン津波、1975年根室沖津波などの例はあるが、発生頻度は低い現象であり、未解明な点が多い。地震の規模に対し津波が大きい特異現象である。地震規模を基準としている現在の津波予報に対して、このような津波地震は弱点であり、その発生メカニズムや津波伝播特性を解明しなければならない。一方、フローレス島津波は最大遡上高さが20mを越える今世紀最大級の津波であり、しかも波源域が沿岸に近いことから、津波は地震発生後早いところで2、3分で来襲してきた。最近懸念されている東海沖地震や東京直下型地震による津波に類似しており、この津波の特性や被災状況を調査することは日本の津波防災にも役立つと期待される。

本論では、1992年に発生した2つの津波を中心に、地震の概要を述べ、津波の調査・解析の結果から得られる特徴と今後の研究及び防災対策の課題をまとめる。すでに、津波の波動理論や数値計算方法に関しては後藤(1986)、津波波源の推定には相田(1986)などのすぐれた論文があるので、重複する内容は挙げていない。

2. テクトニクスと地震モデル

2.1 地震の発生領域

地球の変動帯の中でも、海洋プレートが他の大陸または海洋プレートの下に沈み込む場所、例えば太平洋西部の”島弧—海溝系”や太平洋東部の”大陸縁弧—海溝系”で、最も激しく地震や火山噴火が発生している。その中でもプレート境界の浅い場所では、沈み込むプレートと上側のプレートの強力な結合のために、海溝沿いの比較的浅い場所で逆断層型の大地震が発生する。その結果、断層運動による海底変動量が大きく津波を伴うことが多い。

ニカラグア地震の発生箇所は、ココス・プレートがカリブ・プレートに低角に沈み込んでいるところであり(図-1)、震源は浅く典型的なプレート間地震である。一方、フローレス地震の位置は、インド—オーストラリア・プレートのユーラシア・プレート下部への沈み込み

(Java Trench)より約100kmユーラシア・プレート側であり(図-2)、島弧背後での衝上断層(Back arc thrust)によって生じた浅域での低角逆断層地震である。これは1983年の日本海中部地震と規模と背景のテクトニクスの点でよく類似しており、その発生機構は日本列島に見られる縁海や島弧の構造や形成過程を知る上で重要である。

2.2 空白域

過去の地震発生分布を調べると大地震は近年発生回数が少ない空白地帯で生じることが多い。ニカラグア地震の場合には、Harlowら(1981)が太平洋沖合いに1950年以来地震の発生がない領域が存在し、しかも大きな地震は1898年のマグニチュード7.5が最後であり、同規模の地震が生じる可能性を示していた。図-1はHarlowら(1981)の結果に今回の震源位置(星印)を示したものである。図中央部点線で示されているのが空白域(Seismic gaps)である。Ideら(1993)の解析によれば、今回のイベントは周期20秒程度の短周期から求められた表面波マグニチュード M_s が7.2、200秒の長周期から求められたモーメントマグニチュード M_w が7.6となり、規模及び位置ともにHarlowら(1981)の予測に一致していることがわかる。

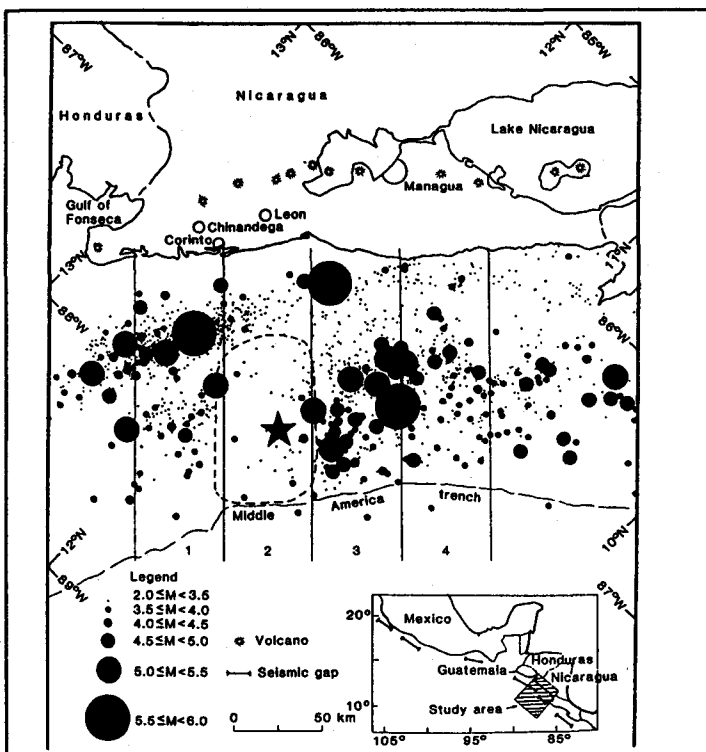


図-1 ニカラグアでの地震活動と空白域

図-2に示されたフローレス島地震が生じた箇所においてもSilver&Reedら(1988)の音波探査により、この付近では断層が存在せず、1961年にマグニチュード6.5の地震は発生してはいるが

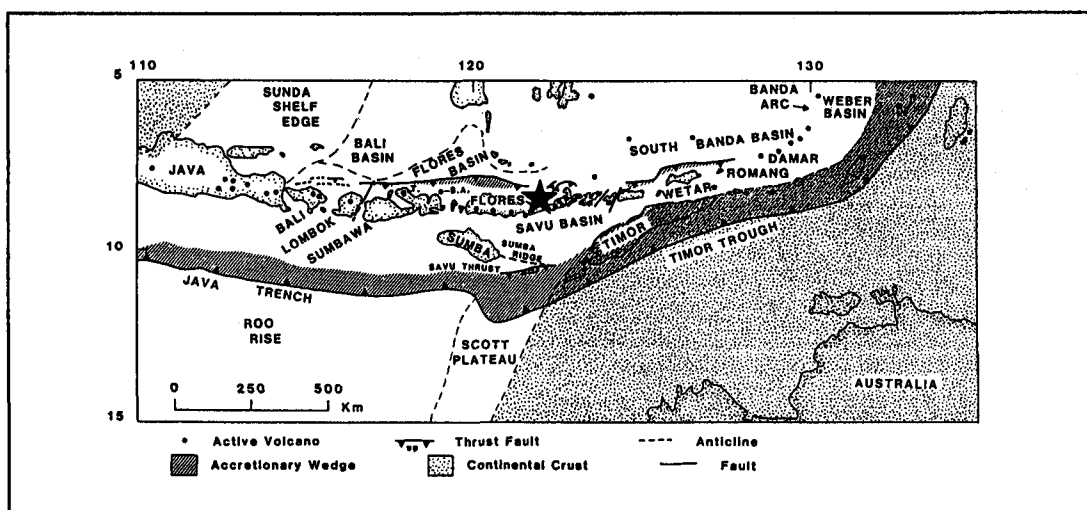


図-2 インドネシアで東部でのテクトニクス

少なくとも100年間以上津波を伴う地震は発生していない。いずれも空白域で生じた地震であり、近年の津波の経験もなく、地震発振後に津波の来襲を警戒した住民はいない。

2.3 断層モデル

地震による津波の発生原因は、ほとんどが地震時の海底変動に起因している。例外としては、地震動を引き金とした地滑り等があるが発生頻度は少ない。この海底変動を算出するには、地震による運動を定量的に評価しなければならない。1960年より長周期地震計が開発され、多くの記録により震源の幾何学的性質が調べられ、点源モデルと断層モデルという実体的なモデルの等価性が示された。これにより地震に関連した地学現象が定量的に解明されるようになり、津波の初期条件として断層モデルによる変位量が与えられるようになった(相田,1974)。

断層モデルは静的と動的なパラメータにより記述されている。前者は断層の幾何学的特徴を表すもので、図-3に示すように、断層長さ L 、幅 W 、すべり量 u 、走向 θ 、傾き角 δ 、すべり角 λ がある。後者は断層破壊過程を表すもので、破壊伝播速度と立ち上がり時間で表現されている。

2.4 断層パラメータの推定

地震記録から静的パラメーターを推定する方法の一例を図-4に示す。まず、P波初動の押し引きと震源位置における過去の地震の典型的な発震機構を参考にして、断層面の傾き角とすべり角(地震のメカニズム)が決定される。さらに、最大振幅から求められたマグニチュードとの経験式から得られる地震モーメントが算出される。以上の推定は最近 Moment Tensor Inversion による方法(川勝,1991)によっても行われている。Harvard 大学が提供している CMT解 (Centroid Moment Tensor) はその蓄積されたデータ量と推定の迅速性・正確さは定評を得ている。次に、断層の寸法(長ささと幅)を決定する必要があるが、これには余震域分布が用いられる。一般に、本震直後では、断層面上に未破壊の部分が残されており、それが時間の経過とともに引き続いて小地震をおこし破壊を進行させる。従って、余震は断層内に集中して発生するものと考えられており、断層面積を推定する際に用いられている。余震分布は地震

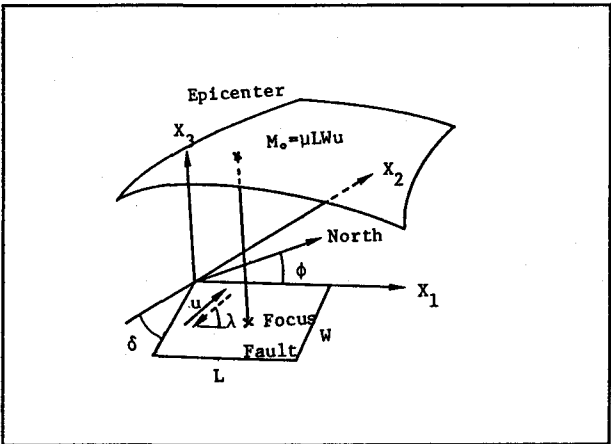


図-3 断層パラメータ

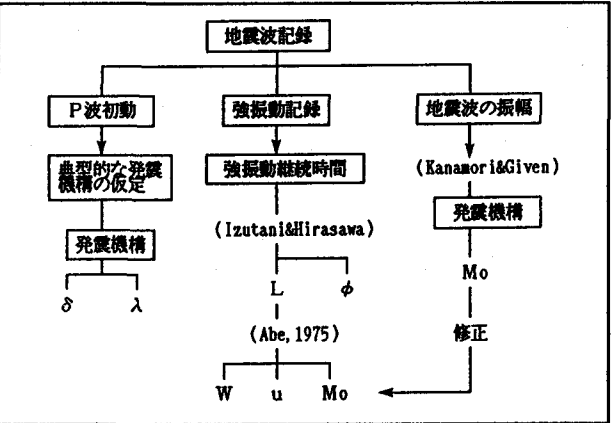


図-4 断層パラメータ推定法

後一週間から1カ月のデータを集積して与えられる。ただし、津波数値予報を主眼とする場合には、余震域からの推定法では時間の面で問題となる。そこで、泉谷・平沢(1986)は強震動記録からその継続時間を求め断層長さとし走向を推定する方法を提案し、数値予報の実用化への問題点を解決している。このとき、以下に示す断層幅は過去の地震データより断層長さとの関係(Abe,1975)により求める。

$$L = (2 \pm 0.5)W \text{-----}(1)$$

最後に、すべり量は地震モーメント M_0 と剛性率 μ により以下の式から算出される。

$$u = \frac{M_0}{\mu LW} \text{-----}(2)$$

地盤の鉛直変動量を断層運動から推定するには、先ほどの静的パラメータから、次式で表されるVolterraの式で示された食い違いと変位の関係式を用いれば地盤変動量は求まる。

$$u_i = \int_V \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right) \right] v_k ds \text{-----}(3)$$

ここでは、食い違い量 Δu_j (ξ_1, ξ_2, ξ_3) により変位量が u_i (x_1, x_2, x_3) が生じていることとなる。 v_k は法線 k 方向の方向余弦、 λ, μ はラメの係数。この変動量算定式には媒質のポアソン比を1/4に仮定したMansinha&Smylie(1971)により提案された解析解が広く利用されている。他に任意のポアソン比を仮定できるSato&Matu'ura(1974)や最近用いられているOkada(1985)の理論もある。具体的な、食い違い量などの断層パラメータと変位量との関係式はOkada(1985)を参照されたい。表-1には2つのイベントに対して推定されている断層パラメータを示す。ニカラグア地震はIdeら(1993)、フローレス島地震はHarvard大のCMT解(M121292y)による。断層面積は余震域の広がりから推定してある。

表-1 地震波より推定された地震データと断層パラメータ

	ニカラグア地震	フローレス地震
発生時間	2 Sep. 00:15:57.5 (GMT)	12 Dec. 05:29:46.9 (GMT)
震源	(11.76N, 87.42W)	(8.36S, 122.37E)
深さ	10km以下	15km
継続時間	100秒	44.0秒
地震モーメント	$3.0 \times 10^{27} \text{dyne} \cdot \text{cm}$	$6.4 \times 10^{27} \text{dyne} \cdot \text{cm}$
走向	302°	61°
傾き	16°	32°
すべり方向	87°	64°
断層長さ	200km	100km
断層幅	100km	50km
すべり量	0.375m	3.0m

3. 津波調査及びその結果

3.1 調査対象及び方法

2つの津波とも文部省の科学研究費突発災害調査により調査団が派遣され、いずれも、現地国や米国などの研究者と合同で調査することが出来た。日本が海外へ津波調査団を派遣したのはニカラグア津波調査が始めてである。調査は、地震動や地盤変動量など地震に関するものと津波高さや浸水域など津波に関するものに分かれる。地震の震度については、現地住民へアンケートを行い、体感震度を調査した。また、アンケートには、地震時の様子、津波の来襲時間、来襲の形態、規模などに関する質問項目を、現地語であるスペイン語やインドネシア語でまとめている。現地調査の場合、詳細な地図のあるなしは調査の進行だけでなく解析にも影響する

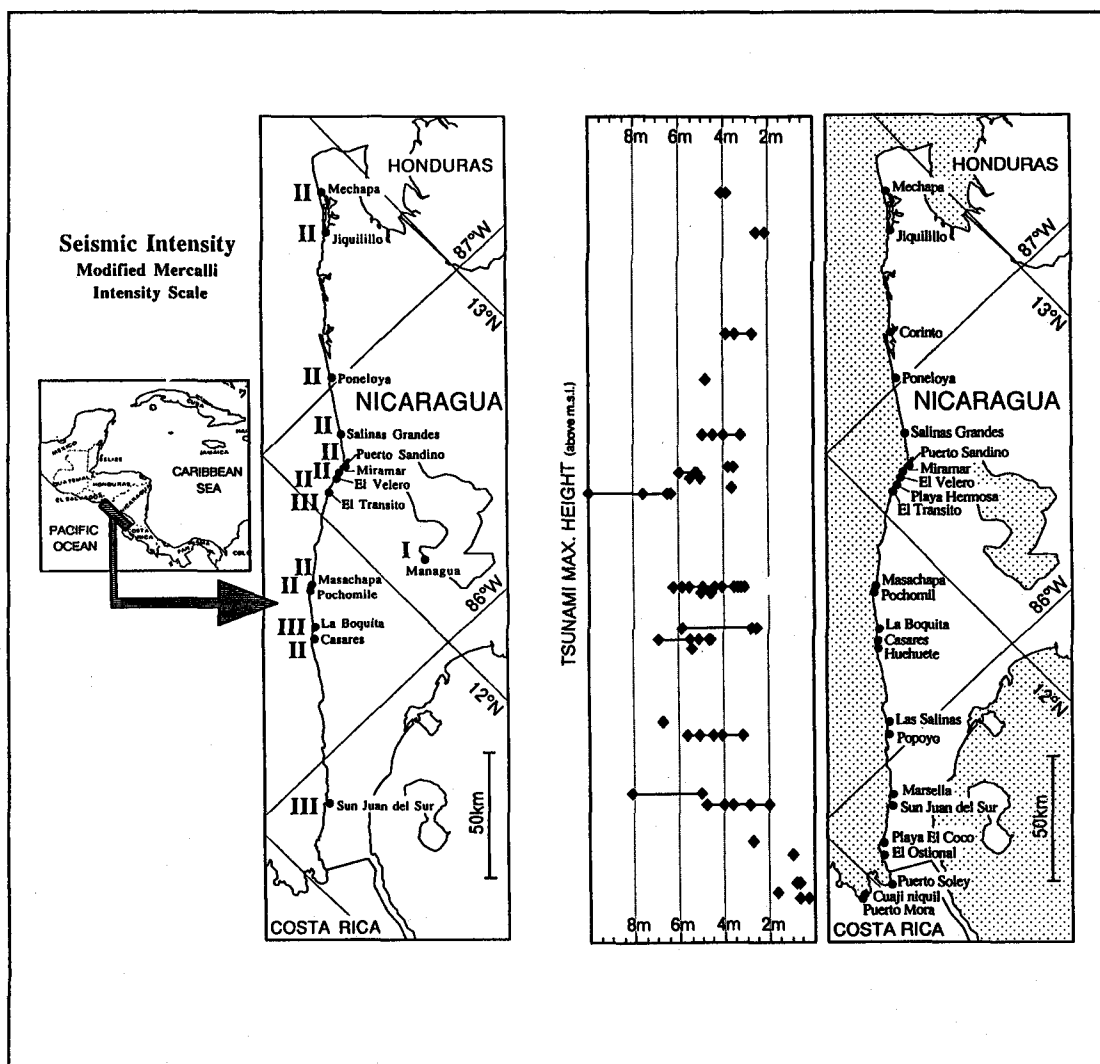


図-5 調査で得られた震度階級

図-6 津波高さ（平均潮位上）

好運なことに、ニカラグアでは5万分の1の地図を入手できた。これは旧ソ連製で、そのほか米国による地図もあるようである。この付近の政治状況が伺える。津波痕跡調査は、通常のレベル、スタッフによる水準測量の他、ヘリやセスナを利用した航空ビデオ撮影も行われた。浸水域や地形の理解に役立つだけでなく、車で入り込めない地域についての情報を得ることが出来る。最近、携帯GPSが安価に入手でき、測定地点の決定や記録に役立った。以下、ニカラグア津波調査で得られた内容を簡単にまとめる。

3.2 震度と津波の高さ

図-5, 6にニカラグア地震津波で得られた震度と津波高さを示す(Abeら,1993)。ここでの震度は修正メルカリ震度階を用いており、日本で使われている気象庁震度はこの値から1を引けばよい。ニカラグア太平洋沿岸ほぼ全域における調査を行うことが出き、各地で平均4mを越える津波が測定され、特にEl Transitoでは10mにおよぶ値を得た。これに対し地震の震度は気象庁震度で1ないし2と小さく、震度の規模に比較して津波が異常に大きいイベントであったことが確認された。沿岸一帯で調査結果の通り非常に小さい震動であり、地震による揺れを感じなかった人さえ少なからずいた。

地震は現地時間の夕方7時過ぎ(本震)であり、世界各地での地震記録とも一致する。津波来襲時間は、聞き取り調査で7時30分から8時30分の間に集約された。検潮記録も2ヶ所で入手でき、その津波来襲時間は8時15分程度であった。現地住民の中で腕時計を持っている人は少なく、正確な時間は覚えていない。調査をまとめるときに考慮しておかなければならない。来襲津波形態は2つに分かれた。壁のように押し寄せたという証言がMasachapa, Pochomil, San Juan del Surなどで得られた。一方、ゆっくりとした水位上昇という証言がLa Boquita, El

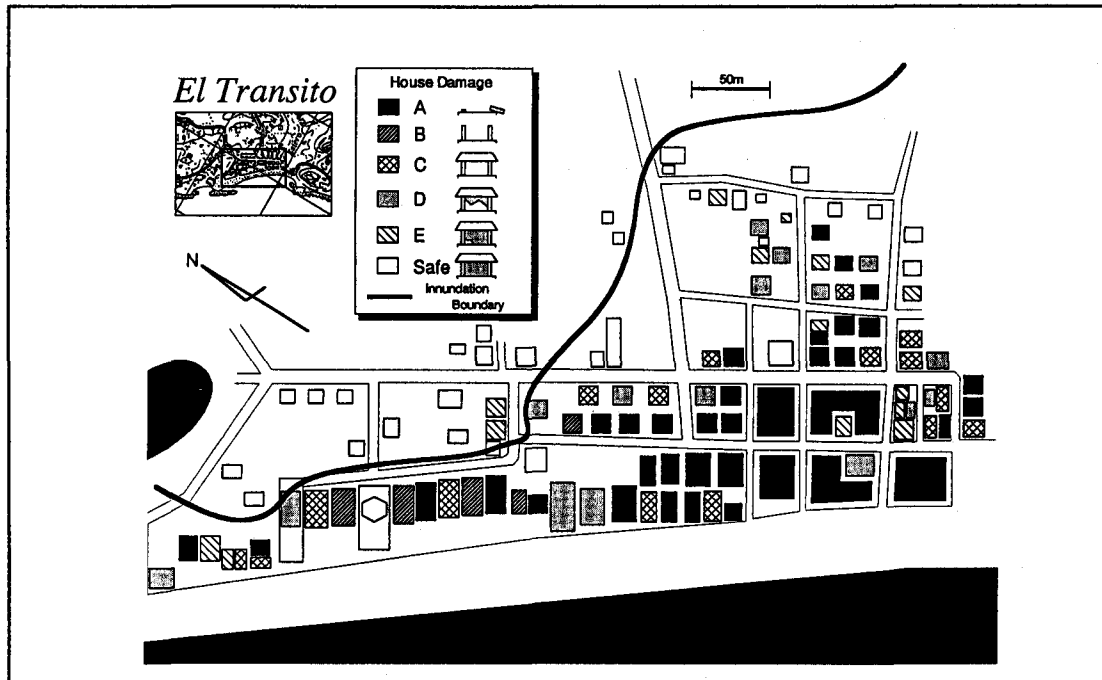


図-7 El Transitoでの家屋被害

Transitoなどと言われた。前者は海底勾配の緩やかな浅い海岸地形で見られる段波状津波であると推定され、前面の海底勾配と来襲津波形態は関係することが予想される。

3.3 沿岸での被害状況

太平洋沿岸中央部に位置するMasachapaでの被害が大きく報道されていたが、その20km北部にあるEl Transitoでの被災状況は特筆に値し、2日間に渡り詳細な調査を行った。被災地の中には情報伝達が遅い地域があり、報道で取り上げられた場所より大きな被害を受けた箇所がある。El Transitoの全家屋数は未だ判明していないが、殆どの家屋が被災しており、その数は80軒以上である。図-7はその家屋状況を調べた結果である(Abeら,1993)。ここでは、被災形態を6つに分類している(Aが全壊、Eが一部破壊)。当然、現地では住宅地図などが無いため、一軒一軒の位置、被災状況、道路の位置などを距離・地盤高測量を行って作成した。被害が大きい中心部では、すでに一軒一軒の位置を判別することができないため、全体で黒く塗りつぶしてある。そのほか、樹木などの残った傷などから津波の来襲方向と高さ、ブロックの散乱状況から波向きなどを推定した。今後、数値解析によって得られる津波高さや流体力と本調査による被害状況との比較から津波防災に関する新しい知見が期待される。なお、この地区ではこれだけの被害を受けたのにもかかわらず死者が少なく、しかも泳ぐことが出来なかった子供と老人だけに死者が限られた事は驚きに値する。

4. 現在の津波数値解析手法

4.1 基礎理論と計算方法

水の運動は本来空間的に3次元現象であるが、波長が水深に比べて大きい場合には、長波と呼ばれ鉛直方向の流速が無視でき、鉛直方向に積分された理論を適用できる。津波の場合は、波長が数百kmに対し水深はせいぜい数kmである。さらに、波高に対し水深が大きい場合には、非線形効果が小さく微小振幅長波理論が成立する。例えば、平面2次元の場合には以下の式となる。

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

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (6)$$

ここで、 η は水面の鉛直変位、 ζ は海底地盤の鉛直変位、 h は静水時の水深、 M, N は xy 方向の単位幅当たりの流量である。津波が沿岸域に到達し、水深に対する相対波高が大きくなると非線形効果や底面摩擦、さらに波が分裂し短周期になると鉛直方向加速度(分散性)などが無視できなくなり、上式はさらに複雑になる。

以上は直交座標系を用いた近地津波の場合であるが、太平洋を伝播するような遠地津波に対しては、地球座標系を用いた理論により数値計算も実施されている(今村ら,1990)。長波理論の詳細は後藤(1990)、数値計算方法や条件などはShuto(1991)、数値誤差などはImamura & Goto(1988)などを参照されたい。

初期条件は、断層運動から期待される地盤変動量を与える。動的運動が重要な場合には(4)式を用いるが、短時間に破壊過程が終了する場合には(4)の右辺はゼロとし、初期値として最終地盤変位を与えて計算を実施する。通常、このような初期条件で過去の津波を再現し成功を収めている(相田,1974)。

境界条件は、外海側と沿岸側の2つがある。外海側は波動成分が透過できる条件とし、沿岸側は遡上を許さず鉛直壁を設定する場合と遡上させる場合がある。線形理論では遡上計算を行えないので、前者の方法をとる。このため痕跡値と直接は比較できないが、入射波高と遡上高さの関係(富樫・中村,1975; 首藤,1981)により遡上高さはある程度推定出来る。入射波高に対する遡上高さの比(遡上係数)は通常1から3程度をとり、斜面長さに対し波長の長い場合には1から2をとる。この値を線形計算値に対し乗じて補正すれば遡上高さが推定できる。以上は、便宜的な方法であり、海岸地形が異なる津波高さを議論する場合には、やはり遡上計算を行う必要がある。

4.2 数値誤差とその利用

ここでは、太平洋伝播問題を扱うときに利用される条件について説明する。通常、離散化に伴って生じる数値誤差は不必要なもので、数値分散性や数値粘性により計算結果を変化させるため、それを除去して精度を上げる。しかし、ここではその性質を逆に利用して計算精度の向上や計算機容量の軽減を計る(Imamura&Shuto,1991)。始めに津波計算における数値誤差を説明し、その利用条件を述べる。

基礎式を1次元に限定すると線形理論(線形長波理論)は(7)式になり、津波計算で一般に用いられているStaggered Leap-frog法で離散化すると(8)式が得られる。(Imamura&Goto, 1988)。他にも2 Step Lax-Wendroff法やCrank-Nicholson法などあるが、本スキームは同じ条件下では、打ち切り誤差が小さい。(7)式は深海での近地津波に対して用いられる基礎式で、波数分散性は有していないことに注意されたい。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial M}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (7)$$

$$\left[\frac{\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} \right] + \left[\frac{M_{j+1}^n - M_j^n}{\Delta x} \right] = 0$$

$$\left[\frac{M_j^{n+1} - M_j^n}{\Delta t} \right] + gh_j \left[\frac{\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j-\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta x} \right] = 0 \quad (8)$$

ここで、 $\Delta t, \Delta x$: 時間及び空間格子サイズ、地点 $(x, t) = (n\Delta t, j\Delta x)$

今、(7),(8)式の比較を行いたいだが、微分操作と差分操作を直接に比較する事はできない。そのためには、微分方程式と差分方程式の厳密解をFourier級数を用いて求める方法と差分操作を(9)式に示したTaylor級数を用いて微分操作に置き換える方法がある。どちらも同じ解を得ら

れるが、ここでは、後者の方法を採用する。

$$\left[\frac{\eta_{j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j+\frac{1}{2}}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} \right] = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\Delta t^2}{24} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + o(\Delta t^4) \quad (9)$$

その結果、打ち切り誤差の第一項だけを考慮した近似式（擬似微分方程式）が得られる。さらに比較し易いように水位だけの方程式に変形すると(10)式が導かれる。

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + Co^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - Co^2 \Delta x^2 \frac{(1-K^2)}{12} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} + o(\Delta t^4, \Delta x^4) = 0 \quad (10)$$

ここで、Co:線形長波伝播速度($=\sqrt{gh}$)、K:クーラント数($=Co\Delta t/\Delta x$)

上式の左辺、第一項と第二項が本来の微分方程式（波動方程式である(7)式に相当）であり、第三項が差分化によって生じた打ち切り誤差である。ここでは、打ち切り誤差は数値分散性を持つ。奇数階の微分項であれば数値粘性の性質を示す。この性質の違いは差分スキームの対称性に関係する。すなわち、対称の場合に分散性を示し、非対称の場合に粘性を示すのが一般的である。

一方、遠地津波のモデルとして採用すべき、波数分散性を考慮した線形理論（線形 Boussinesq の式）は(11)式に示される。

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + Co^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - Co^2 \frac{h^2}{3} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} = 0 \quad (11)$$

(10)式と比較して分かるように、両式は左辺第三項の係数を除いて同じである。この係数は(10)式では空間格子間隔に関係し、(11)式では水深に関係する。従って、この係数を同じに設定できれば、(8)式の計算で、(11)式を解くことに相当する。すなわち、低次の線形理論計算で高次の分散理論解を求めることができる。

$$R.D. = \sqrt{\frac{\text{Numerical Dispersion}}{\text{Physical Dispersion}}} = \frac{\Delta x \sqrt{1-K^2}}{2h} \approx 1.0 \quad (12)$$

水深に対応させて格子間隔を変化できれば、常に(12)式を成立させることが出来る。これは任意に格子サイズを選べるFEM法にも適用でき、有効であると考ええる。通常の差分法では格子サイズを一定に選ぶことが多く、その場合は平均水深に対して選ぶ。

4.3 地震ネットワークと津波数値解析

以上の数値計算は、沿岸域の詳細な地形を取り入れた場合でも1分以内に終了でき、津波数値予報の可能性も検討されている（首藤ら,1988）。その実用化への問題になるのは、津波初期条件のための断層パラメータの推定精度と必要時間である。近年、IRIS(Incorporated Research Institutions for Seismology)に代表される地震データ網の発達により、世界中の地震データが即時に入手可能になってきた（Satake,1991）。また、地震メカニズムに関しては Harvard Univ.のCMT解が、余震分布に関しては米国地質調査所のNEIC Quick Epicenter

Determinationの情報などが迅速に提供されている。これらのデータは、近地津波に対する数値予報を行うには時間的にまだ十分でないが、遠地津波の予報や調査の資料としての利用はできる。実際、今回のニカラグア、インドネシアの調査とともに現地に入る前に、地震メカニズム解析や津波数値計算などを行っており、調査項目や対象地点の決定に役立っている。

4.4 数値計算の結果

津波は広範囲でしかも非定常現象のため、数値解析から得られる情報は膨大なものになる。従来は、沿岸部での最大値や限られた地点での時間波形を出力してきたため、そこから理解できる現象は限定され、重要な現象を見落としてしまう可能性があった。その中、近年のGraphic Animation技術の向上により、科学技術の中で広範囲に数値計算結果の可視化が精力的に行われている。例えば、図-8に示すようなシステムによりデータを画像化し、それをフレーム単位で取り込み、動画化するシステムがある。

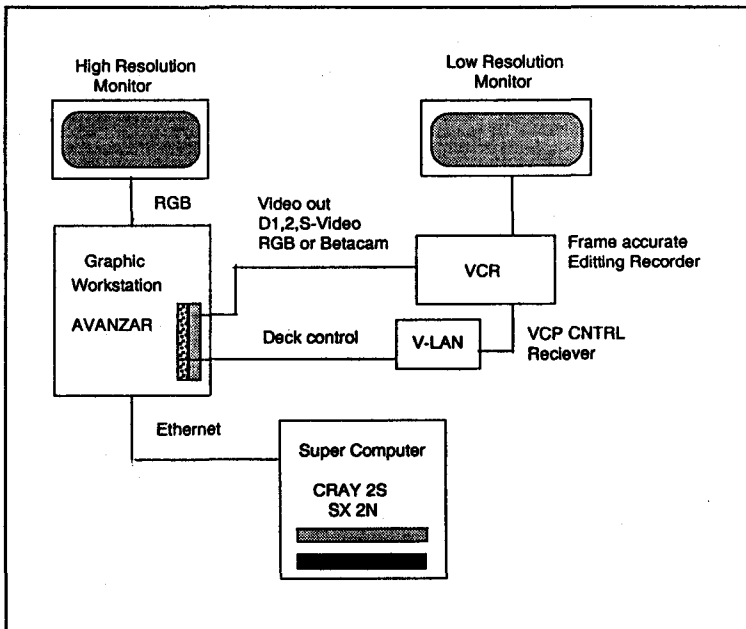


図-8 Graphic Work Stationを利用した画像作成システム

以上の数値モデルにより15%以下の誤差で津波高さを予測可能であるとされている(Shutoら,1991)。しかし、この例外が津波地震によって生じた。図-9にはニカラグア津波での数値計算結果と痕跡記録の比較を示している。図中、太い実線が地震

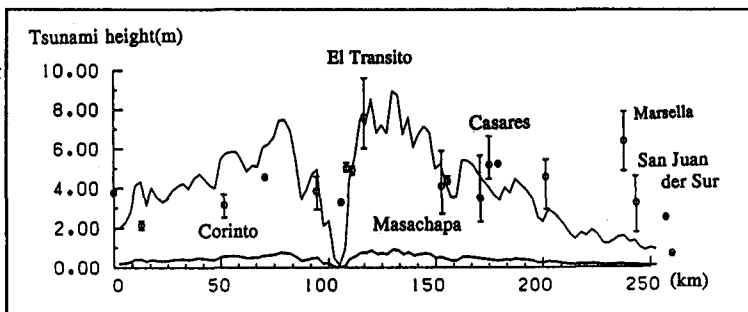


図-9 ニカラグア津波の数値計算結果との比較

データをそのまま用いた数値計算結果、白印とバーが痕跡記録、細い実線が計算値を10倍した結果である。明かに、数値モデル結果は過小評価であり、痕跡記録を説明するには約10倍ほどを乗じなければならないことがわかる。これは、Ideら(1993)が求めたように、表面波マグニチュード M_s が7.2であるのに対し津波マグニチュード M_t (Abe,1989) が7.9であることから、従来の津波波源決定法では津波を過小評価してしまうことになり、津波予報を行う上で重要な問題点である。

5. 今後の研究課題

現在の津波数値解析を中心とした研究での課題は、波源決定の精度と沿岸域での挙動特性解明の点に分かれる。

5.1 津波地震の発生メカニズム

津波地震に関しては、Kanamori(1972), Fukao(1979), Pelayo&Wiens(1992)などが、図-10に示すような、プレートの沈み込み付近にある海底堆積物（付加帯あるいは形から付加プリズムAccretionary prismとも言う）や断層の分岐構造などからその発生機構を提案している。前者の場合、(2)式から分かるように、剛性率が小さくなるため同じ地震モーメントでも地盤の変動量は大きくなる。後者は、低角の断層面に対し高角の分岐が生じるため、その結果鉛直変位成分が大きいことで説明される。ニカラガア地震の場合、分岐構造についてはまだ分かっていないが、堆積物などの量は少なく（Von Huene

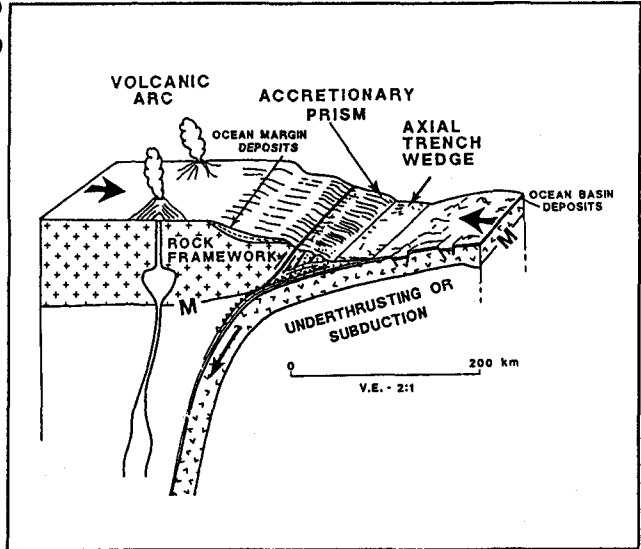


図-10 沈み込付近での構造

&Sholl,1991), 従来の付加帯モデルは適用できない。Kanamori&Kikuchi(1993)は最近、非付加帯型の沈み込みによる現象であることを示唆している。上部と下部のプレート間の摩擦力により、付加プリズムを形成する場合としない場合があり（Coulbourn,1981, Von Huene&Sholl,1991), 後者の場合に堆積物が地溝に取り込まれる（Hilde,1983)。この時、プレート間には比較的柔らかい堆積物が存在することになり、そこでの断層運動はすべるようにゆっくりとした過程になるというものである。従って、地震波の短周期成分の減衰が大きくなるため、長周期成分より地震規模を推定すればよいことを指摘している。しかし、Kanamori&Kikuchi(1993)によれば250秒もの長周期成分から推定されたマグニチュードでも7.6程度であり、7.9の津波マグニチュードや沿岸域で最大10m、平均4mの値は説明できない。

断層の破壊開始から終了までの時間を地震の時定数という。通常の脆性破壊の時定数は、1から2分程度であり、破壊伝播速度は3km/s程度、立ち上がり時間は100cm/s程度であるといわれている。津波地震はこれより時定数が大きく、2-20分程度、破壊速度で言えば0.1-2km/sである。さらに、大きな時定数をもつものをサイレントアースクエイクと呼ばれ、全体の時定数は1時間程度、破壊伝播速度は0.01-0.1km/sである。このような破壊はすでに塑性的な破壊と言ってよい。この塑性的な断層運動の原因としては、次のような項目が挙げられているが、十分理解、解明されていない。

- (1)プレート境界に沿って侵入した水（間隙水）
- (2)弾性・塑性流動則の歪速度依存性
- (3)断層破壊帯の断層粘土の塑性現象

(4)非線形の地殻応力分布

5.2 津波から断層運動解明へのアプローチ

津波を地震波や地殻変動データと同様の震源の情報をもたらす信号と考えれば、震源過程の研究に役立つ(佐竹, 1991)。最近の地震波の解析により大地震の断層運動は一様でなく、すべり量が局所的に大きい部分(Asperity)を持つことが知られてきた(菊池, 1991)。図-11には1983年日本海中部地震のすべり量の違いを示したものである(Fukuyama&Irikura, 1986)。図中、手前が南断層、向こう側が北断層である。また、フローレス島津波の高さ分布は2つの領域で大きくその値が異なっており、恐らく沿岸地形の影響だけでなく、断層の変位の違いが生じていたものと予想される。不均質断層運動は地殻運動や津波波形にも反映されるはずであり、沿岸で観測された津波波形のInversionにより、このような断層運動を調べることが出来る。Satake(1989)は1983年日本海中部地震や1968年十勝沖地震について検討している。この時、重要な点は分解能も含めた観測データの精度と沿岸部での線形仮定の有効性である。従って、津波のInversionに適するデータはサンプリング間隔の小さい、しかも深海で観測されたものであるが、この条件に合う津波観測データは少ない。その中で、気象庁で行っている海底津波計は1990年マリアナ地震津波を水深4000mもの地点で観測した例があり、今後の利用に期待されている(今村ら, 1991)。

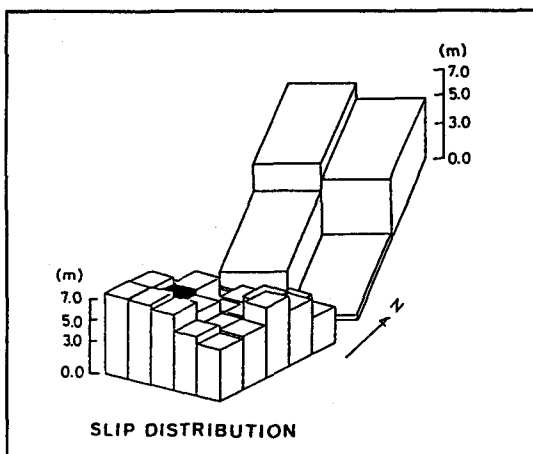


図-11 日本海中部地震のすべり量の分布

さらに、津波は地震計に観測されない微小振動または長周期振動に対して、情報を与える貴重な現象でもある。例えば1983年の日本海中部地震では南断層破壊の前に非地震すべりによる歪記録が得られており(Lindeら, 1988)、本震の前震現象として注目されている。これに対応して能代付近での来襲津波第一波が本震によるものより10分程度早く目撃されており、非地震現象(スローアースクエイクやサイレントアースクエイク)との関係が検討されている(Shutoら, 1993)。Jordan(1991)は、地球自由振動の非地震性励起を手がかりとして、通常の地震運動である高速破壊伝播に先立つ、ゆっくりとしたモーメントを解放する運動が破壊開始を作り出すと主張している。そうであれば、サイレントアースクエイクの解明が地震予知に貢献することになる。

5.3 沿岸域での津波被害(家屋被害)

フローレス津波で大きな被害を受けた中でも最大級であったのが、RiangkrokoとBabi島である。図-12には調査で得られた津波の高さを示す。特に、後者は津波高さが局所的に大きいものを除き5.0m程度であったにもかかわらず、1,300名いた住民の集落が跡形もなく流されている。この被害の原因を探るため、Babi島周辺での水位、流速、流体力を数値計算を行い検討を行った。その結果、Babi島では波高は小さいが流体力が最高 $19.3\text{m}^3/\text{s}^2$ を出しており、3波目の

参考文献

- 相田勇(1974):地震の断層モデルによる津波の数値実験, 地震第2輯, 第27巻, pp.141-154.
- 相田勇(1977):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.441-460.
- 相田勇(1986):津波波源の推定, 土木学会夏期水工学シリーズ 86-B-2, 土木学会水理委員会, pp.1-17.
- 泉谷恭男・平沢朋朗(1986):断層パラメータの即時的推定法, 東北大学工学部津波防災実験所報告第3号, pp.1-21.
- 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 太平洋を伝播する津波の挙動, 地震第2輯 第43巻, pp.389-402.
- 今村文彦・首藤伸夫・岡田正実・永井孝志(1991): 海底津波形による1990年マリアナ地震津波の観測及びその解析, 海岸工学論文集, 第38巻, pp.166-170.
- 川勝均(1991):地震の大きさと多様性 -Moment tensor inversionを中心として-, 地震第2輯, 第44巻, 特集号, pp.265-277.
- 菊池正幸(1991):震源過程の微細構造, 地震第2輯, 第44巻, 特集号, pp.301-314.
- 後藤智明(1986):津波数値計算, 土木学会夏期水工学シリーズ 86-B-3, 土木学会水理委員会, pp.1-21.
- 佐竹健治(1991):最近の津波研究, 地震第2輯, 第44巻, 特集号, pp.99-112.
- 首藤伸夫(1981): 海の波の水理, 技報堂出版, 217p..
- 首藤伸夫・後藤智明・今村文彦(1988):津波予警報に対する数値シミュレーションの利用, 土木学会論文集, 第393号, pp.181-189.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫(1991): 津波による流れと海底変動に関する研究—1960年チリ津波の気仙沼での場合—, 海岸工学論文集, 第38巻, pp.161-165.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫(1992): 土砂移動を伴う津波計算法の開発, 海岸工学論文集, 第39巻, pp.231-235.
- 富樫宏由・中村武弘(1975):津波の遡上遡上に関する実験的研究,第22回海岸工学講演会論文集,土木学会,pp.371-375.
- 箕浦孝治・中谷周(1990):津軽十三湖及び周辺湖沼の成立ち, 地質学論集, 第36号, pp.71-87.
- 羽鳥徳太郎(1984):津波による家屋の被害率, 地震研究所彙報, Vol.59, pp.433-439.
- Abe,Ka.(1975): Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes, J.Phys.Earth, Vol.23, pp.381-390.
- Abe,Ka(1989): Estimate of tsunami heights from magnitudes of earthquake and tsunami, Bull.Earthquake Res.Inst. Tokyo Univ., Vol.64, pp.51-69.
- Abe,Ku., Ka.Abe,Y.Tsuji, F.Imamura, H.Katao, Y.Iio, K.Satake, J.Bourgeois, E.Noguera and F.Estrada(1993): The Nicaragua earthquake and tsunami of 2 September 1992, Geophys.Res. Let., (in Press).
- Coulbourn,W.(1981): Tectonics of the Nazca plate and the continental margin of western South America, 18S to 23S,in Geol.Soc.Amer.Mem., Vol.154, pp.587-618.

- Fukao, Y. (1979): Tsunami earthquakes and subduction zone processes near deep-sea trenches, *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, pp. 2303-2314.
- Fukuyama, E. and K. Irikura (1986): Rupture process of the 1983 Japan sea (Akita-oki) earthquake using a waveform inversion method, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. 76, pp. 1623-1640.
- Harlow, D. H., R. A. White and I. L. Cifuentes (1981): Quiet zone within a seismic gap near western Nicaragua: possible location of a future large earthquake, *Science*, Vol. 213, pp. 648-651.
- Hatori, T. (1964): A study of the damage to houses due to tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Univ. Tokyo, 42, pp. 181-191.
- Hilde, T. W. C. (1983): Sediment subduction versus accretion around the Pacific, *Tectonophysics*, Vol. 99, pp. 381-397.
- Ide, S., F. Imamura, Y. Yoshida and K. Abe (1993): Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of September 2, 1992, *Geophys. Res. Lett.*, (in Press).
- Imamura, F. and C. Goto (1988): Truncation error in numerical tsunami simulation by the finite difference method, *Coastal Engng in Japan*, vol. 31 no. 2, pp. 245-263.
- Imamura, F. and N. Shuto (1988): Tsunami propagation by use of numerical dispersion, *Proc. of Int. Sympos. Comp. Fluid Dynamics*, Nagoya, pp. 390-395.
- Jordan, T. H. (1991): Far-field detection of slow precursors to fast seismic rupture, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 18, pp. 2019-2022.
- Kanamori, H. and M. Kikuchi (1993): The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, Vol. 361, pp. 714-716.
- Kanamori, H. (1972): Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 6, pp. 346-359.
- Linde, A. T., K. Suyehiro, S. Miura, I. S. Sacks and A. Takagi (1988): Episodic aseismic slip, stress distribution and seismicity, *Nature*, Vol. 334, pp. 513-515.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol. 61 No. 5, pp. 1433-1440.
- Noji, M., F. Imamura and N. Shuto (1993): Numerical simulation of movement of large rocks transported by tsunamis, *Int. Tsunami Symp.*, (in press).
- Okada, Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, pp. 1135-1154.
- Pelayo, A. M. and D. A. Wiens (1992): Tsunami earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, pp. 15321-15337.
- Satake, K. (1989): Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan sea earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, pp. 5627-5636.
- Satake, K. (1991): Real-time determination of earthquake source parameters and its application to tsunami warnings, 2nd UJNR Tsunami Workshop, Honolulu Hawaii, pp. 239-245.
- Sato, R. and M. Matsu'ura (1974): Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium, *J. Phys. Earth*, 22, pp. 213-221.
- Silver, E. A., D. L. Reed and R. Macaffrey (1983): Back arc thrusting in the eastern Sunda arc, Indonesia consequence of arc-continent collision, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, No. B9, pp. 7429-7

Shuto,N.(1991): Numerical simulation of Tsunamis -Its present and near future, Natural Hazards, Vol.4, pp.171-191.

Shuto,N, C.Goto and F.Imamura(1991): Numerical simulation as s means of warning for near-field tsunamis, 2nd UJNR Tsunami Workshop, Honolulu Hawaii 1990, pp.133-154.

Shuto,N., K.Chida and F.Imamura(1993): Generation mechanism of the 1983 Nihonkai-chubu earthquake tsunami, Int.Tsunami Symp. (in Press).

Von Huene,R. and D.W.Scholl(1991): Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust, Rev. of Geophysics, Vol.29, pp.279-316.