

## 津波地震に関する研究の現状

阿部 勝 征\*

### 1. はじめに

明治29年(1896年)の三陸地震津波は岩手県を中心に22,072人の犠牲者と8,526棟の流失家屋という大災害をもたらした。津波の高さは岩手県の沿岸各地で10mを超え、はるか遠方のハワイ島でも最大で5mを記録した。この地震による震度は北海道南岸から東北地方にかけて1~3であった(宇津, 1979)。他の地震と比較するに、大津波を引き起こした1933年三陸沖地震(Ms8.5)と1968年十勝沖地震(Ms8.1)では北海道から東北地方で記録された震度は4~5に及んでおり、明治三陸地震はゆれの強さが弱かった割に非常に大きな津波を引き起こしたといえる。1946年にアリューシャン列島で発生した地震は大津波を引き起こし、4,000km離れたハワイ諸島に大災害をもたらした。津波の高さはアリューシャン列島のウニマック島で35m、ハワイ諸島では最大で16mを記録した(Lander and Lockridge, 1989)。この津波によりハワイ島のヒロを中心に159人の犠牲者が出た。この地震の規模はMs 7.3である。同じアリューシャン列島で1957年に発生した地震はMw 9.1(Ms 8.1)であり、1946年の地震の規模よりはるかに大きな地震であったためにハワイ諸島に最大16mの津波をもたらした。すなわち、1946年の地震は1957年の地震に比べて地震の規模は小さかったが津波の規模は非常に大きかったといえる。

明治三陸地震と1946年アリューシャン地震は地震の規模と津波の規模が予想もできない

ほどかけはなれており、明白に地震の規模の割に異常に大きな津波を引き起こした現象である。Kanamori(1972)はこのように特異な地震、すなわち、地震の規模の割に大きな津波を発生させた地震を「tsunami earthquake(津波地震)」と名付け、津波発生地震(tsunamiogenic earthquake)と区別した。最新の津波地震は1992年9月に発生したニカラグア地震である。津波地震は地震の発生様式の多様性という面で地震学的に興味深いばかりでなく、津波災害の軽減という防災上の視点からも重要視されている。しかし、津波地震の事例が少ないために、その全体像が明らかになったとはいえないが、地震波解析や海底地質学の進展との関わりで最近になって詳しい研究が現れてきた。本稿では津波地震に関して、普通の地震との定量的な違い、地震波解析から明らかにされた共通要素、ニカラグア津波地震の実態、発生原因の多様性など、近年の研究をまとめてみた。

### 2. 津波地震の量的な表現

従来は津波の物理的な規模を与えるのにふさわしいスケールが無かったため、明治三陸地震と1946年アリューシャン地震といった顕著な例を除いて津波地震の識別は一般に難しかった。今日では津波マグニチュードMtが導入されたことにより津波地震による津波の規模と地震の規模とを比較して定量的に論じることが可能である(Abe, 1979, 1981, 1989)。1960年チリ地震といった超巨大地震は別として、Mtと地震の表面波マグニチュードMsは一般に良い関係にあるが、例外的にMsの割

\*東京大学地震研究所地震予知情報センター

に  $M_t$  の大きなものが存在する。すなわち、定義から明らかのように、それらは地震のマグニチュードの割に津波が大きかったものである。たとえば、図-1 は日本周辺で津波を発生させた地震の  $M_t$  と  $M_s$  との関係である。この図では  $M_t$  と  $M_s$  の差が 0.5 以上のものを津波地震として白丸で区別してある。阿部 (1988) によれば、日本周辺で津波を発生させた地震のうちで顕著な津波地震は 11 例ある。

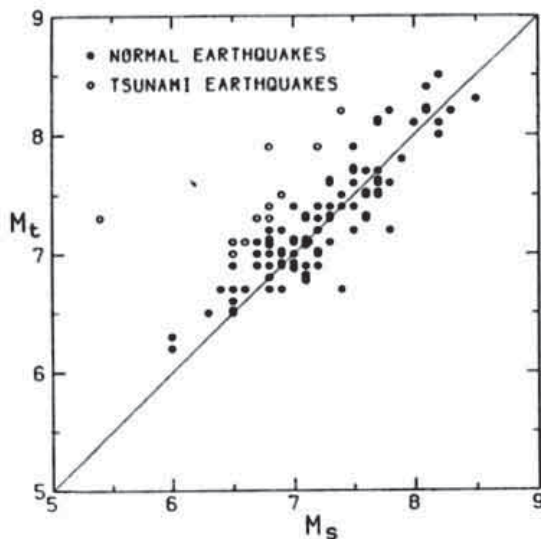


図-1 日本周辺で津波を発生させた地震の  $M_t$  と  $M_s$  との関係 (阿部, 1988)  
白丸は  $M_t$  が  $M_s$  よりも 0.5 以上も大きな津波地震を表す。

11例は過去92年間に発生した地震津波の総数の11%にあたる。

表-1 は、環太平洋で発生した地震のうちで特に顕著な津波地震のリストである。ここでは  $M_t$  と  $M_s$  の差が 0.7 もしくはそれ以上のものを掲げ、参考のために津波の最大高をのせてある。1896年三陸地震の  $M_s$  はこれまで未決定であったが、最近になって古いヨーロッパの地震計記録から 7.2 という値が求められた (Abe, 1994)。

### 3. 最近の研究の事例

ここでは、最近の研究成果として、地震波解析に基づいた Pelayo and Wiens (1992) の研究および現地津波調査の対象となった 1992 年 9 月ニカラグア地震について取り上げることにする。

#### 3.1 Pelayo and Wiens (1992) の研究

Pelayo and Wiens (1992) は 3 例の津波地震について地震波の詳細な解析を実施し、いくつかの興味ある結果を見いだした。対象となった地震は、1960年11月20日ペルー地震、1963年10月20日ウルップ島沖地震、1975年6月10日色丹島沖地震の 3 例である。いずれの地震も Abe (1979) が  $M_t$  と  $M_s$  の違いから津

表-1 世界の顕著な津波地震

震央地域	年月日	$M_s$	$M_t$	$M_w$	津波最大高
Sanriku	06/15/1896	7.2	8.2	—	38m, Ryori
Kamchatka	04/13/1923	7.2	8.2	—	30m, Ust'Kamchatsk
Unimak Is.	04/01/1946	7.3	9.3	—	30m, Unimak Is.
Peru	11/20/1960	6.9	7.8	7.6	9m, Puerto Eten
Kurile Is.	10/20/1963	7.2	7.9	7.8	15m, Urup Is.
Kurile Is.	06/10/1975	6.8	7.9	7.5	5.5m, Shikotan Is.
Torishima Is.	06/13/1984	5.4	7.3	5.6	0.6m, Kozu Is.
Nicaragua	09/02/1992	7.2	7.9	7.6	10m, El Transito

表一 2 津波地震の震源要素 (Pelayo and Wiens (1992)による)

震央地名	年月日	Ms PDE	Ms Abe	傾斜角 °	深さ km	Tp* sec	Mw	Mt Abe
Peru	11/20/1960	6.75	6.9	6	9	120	7.6	7.75
Kurile Is	10/20/1963	6.9	7.2	7	9	85	7.8	7.9
Kurile Is	06/10/1975	7.0	6.8	8	5	60	7.5	7.9

\* Tp=震源継続時間

波地震として指摘したものである。解析の結果は表一2にまとめてある。3例の地震に共通する点は次のように要約できる。

(1) 長周期表面波の解析から、3例の地震の発震機構はダブルカップルで表現される。このことは、地震は断層運動によって起きたものであり、海底地滑りを示唆するようなシングルフォースによって起きたものではないことを意味する。

(2) 震源の再決定から、震源は浅く、海溝付近にある。このことは、震源が付加ブリズムの下方に位置していることを示唆する。図一2は1963年と1975年に千島海溝付近で発生した津波地震とその余震分布である。1963年の地震については本震から7日間の余震がプロットされている。7日前に発生したMw 8.5の本震よりも余震域は千島海溝に近い。1975年の地震については本震から1か月間の余震が再決定され、震央は決定の誤差楕円と最適解で表されている。余震域は海溝の近くにあり、しかも本震はその海溝寄りに起きたことがわかる。

(3) 実体波のインバージョン解析から、メカニズムは低角の逆断層運動であり、断層面の傾斜角は6~9°と低角度である。

(4) 表面波とS波の波形解析から、長い震源時間とMsに比して大きな地震モーメントが求められた。具体的には、1960年ペルー地震の震源時間は110~130秒であり、Mwは7.6である。1963年10月20日ウルフ島沖地震の場合、震源時間は85秒であり、Mwは7.8

である。1975年6月10日色丹島沖地震では、震源時間は60秒であり、Mwは7.6である。図一3はペルー地震の解析結果を示す(Pelayo他, 1990)。黒丸と白丸はPALとPASにおける表面波の振幅を周期別に表したものである。周期が長くなるにつれて振幅が大きくなっている。このことは断層運動がゆっくり進行したことを示しており、実体波の解析から求めた震源時間関数が長いことと調和している。この地震は4個のサブイベントからなる。

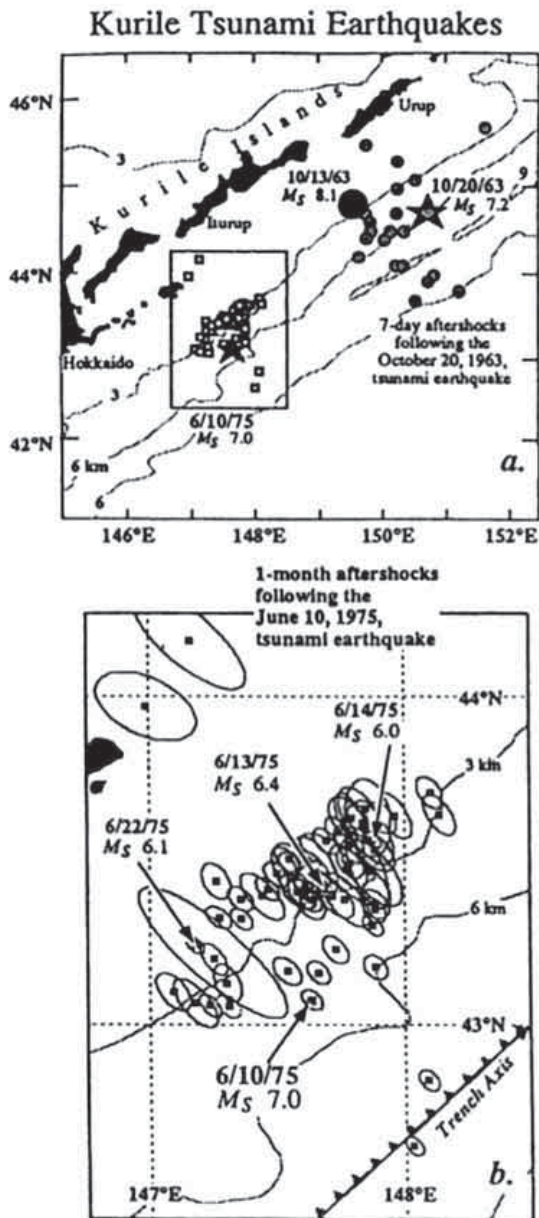
(5) 応力降下量は30 bar前後であり、平均的なプレート間地震の応力降下量とたいして違わない。

(6) 破壊の進行速度は約1 km/sまたはそれよりも遅い。多くの地震の破壊速度は3~4 km/sであり、それに比べて津波地震の破壊速度は著しく遅いことになる。

### 3.2 1992年ニカラグア津波地震の研究

1992年ニカラグア地震はニカラグア国太平洋側の100kmほど沖合いに発生した。津波が発生し、同国に多大な被害を与えた。死者は約170人、負傷者は約500人を数え、約1,500棟の家屋が破壊、約13,000人が家を失った。アメリカ地質調査所(USGS)による震源時は9月2日00:15:57.5(UT)、震源は11.761°N, 87.419°W、深さ10kmである。Msは当初7.0とされたが、後日7.2に改められた。

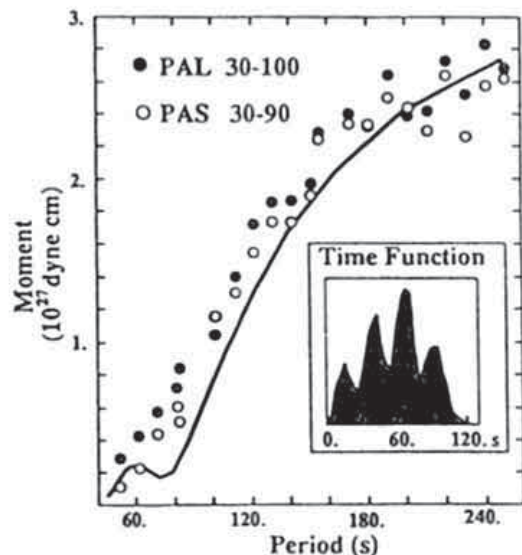
ニカラグア周辺では太平洋側からココスプレートがカリブ海プレートの下へ約8 cm/年の速度で沈み込んでいる。地震のメカニズム



図一 2 1963年と1975年の千島列島の地震の本震と余震 (Pelayo 他, 1992)  
1963年の地震については本震から7日間の余震がプロットされている。7日前に発生した  $M_w 8.5$  の本震よりも余震域は千島海溝に近い。1975年の地震については本震から1か月間の余震が再決定され、震央は決定の誤差楕円と最適解で表されている。余震域は海溝の近くにあり、本震はその海溝寄りに起きたことがわかる。

はこのテクトニクスを反映して低角の逆断層である (Satake 他, 1993; Kanamori 他, 1993; Ide 他, 1993)。断層面の傾斜角は  $16^\circ$  前後であり、断層面の広さは  $200\text{km} \times 100\text{km}$  である。地震モーメントは1964年新潟地震の規模にはほぼ相当する。この値から  $M_w$  は7.6であり、 $M_s$  より大きい。

この地震による津波はエクアドル、メキシコ、ハワイなど太平洋の各地で観測された。日本の気仙沼では13cmの津波が記録された。これらの観測値から津波マグニチュード  $M_t$  は7.9である (Ide 他, 1993)。この値は  $M_s$  よりはるかに大きく、両者の違いはニカラグア地震が津波地震であることを量的に示している。



図一 3 1960年ペルー地震の表面波振幅と震源時間関数 (Pelayo 他, 1990)  
黒丸と白丸はPALとPASにおける表面波の振幅を周期別に表したものである。周期が長くなるにつれて振幅が大きくなっている。このことは断層運動がゆっくり進行したことを示しており、実体波の解析から求めた震源時間関数が長いことと調和している。この地震の破壊継続時間は約120秒である。

津波が異常に大きかったため、日本などの研究者によって津波や地震について学術調査がなされた (Satake 他, 1993; 阿部邦昭・他, 1993)。調査地域はニカラグアと隣国のコスタリカの沿岸である。図-4 に示すように各地の津波高は平均で 4 m, 最大はニカラグアのエルトランシト (El Transito) 村の 10 m である。阿部 (1989) の予測ダイアグラムによれば Ms 7.2 から予測される津波高は 1~2 m であり、実際の津波高は予測高よりもはるかに高いことがわかる。このことからニカラグア地震は津波地震であることが判明する。

現地では津波高の調査に並行して、震度の聞き取り調査もおこなわれた。住民の証言に

よれば、沿岸の各地で感じたゆれの強さは改正メルカリ震度階の 2~3 にすぎなかった。ゆれを感じなかった住民も多数いたほどである。この震度は気象庁震度階の 1~2 に相当する。Puerto Sandino 港の港湾管理人の証言は次のようである。その震央距離は 85 km である。「オフィスの 2 階でテレビを見ていたらカタカタとゆれた。警備員と地震かなと話をした。その後仕事を続けていたところ、いつもと違うゴーという音がしたので外へでたら波が港に入ってきたのでびっくりして逃げた。桟橋の船は岸壁にたたきつけられ、もやいが切れたはしけは流されていった」。このように地震のゆれがきわめて小さかったにもかかわらず大津波が来襲したのは明治の三陸地震の状況とよく似ている。ニカラグア地震は「弱いゆれでも大津波」という教訓を残した。

ニカラグア地震の断層運動はゆっくりと起きたことが地震波の解析から確かめられた (Kanamori 他, 1993; Ide 他, 1993)。Ide 他 (1993) は実体波の解析から図-5 のような震源時間関数を求めた。解析では海溝に沿った長さ 260 km にわたり 20 km 間隔に 13 個のサブイベントを線上に配列し、地震波形のインバージョンによって最適な震源要素を求めた。大局的には震源は 3 個の大きなサブイベントで構成される。最初のサブイベントがもっとも大きく、地震モーメントは全体の 55% を占める。2 番目と 3 番目のサブイベントは最初から 36 秒後と 79 秒後にそれぞれ発生した。これらのことから破壊の進行速度は南東方向で 1.5~1.8 km/s, 北西方向へ 2.2 km/s である。多くの地震では破壊速度は 3~4 km/s であることからみてニカラグア地震の破壊速度は遅いことがわかる。また、全体の震源時間は長く、図-5 の右上の図に示されているように約 100 秒をもつ。Kanamori 他 (1993) も同様な解析をおこなって約 100 秒の震源時間を求めている。図-6 は周期別にみた地震モーメントの値である。黒丸は観測波形から求め

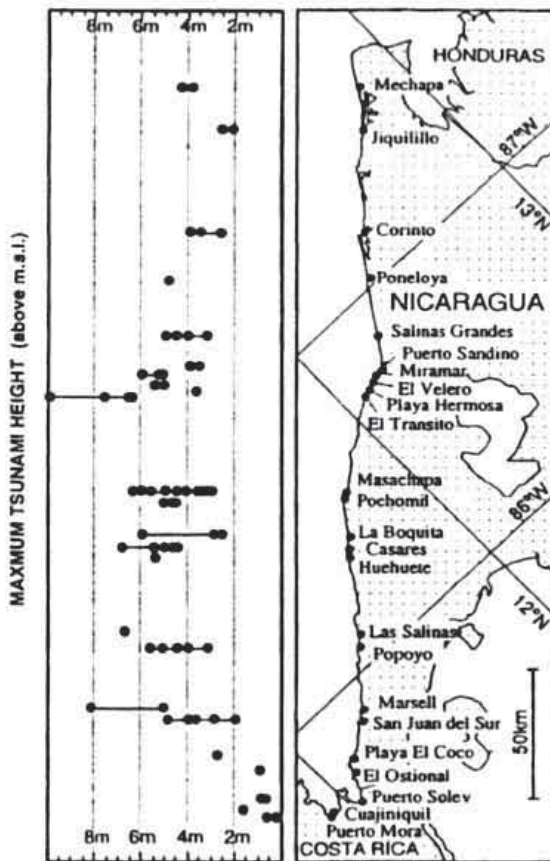


図-4 1992年ニカラグア地震による津波の高さ (Satake 他, 1993)  
黒丸は各地点で実測された遡上高を表す。最大はEl Transito村の10mである。

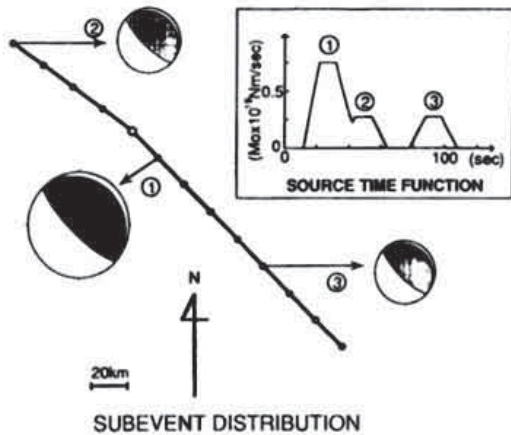


図-5 サブイベントの配列と震源時間関数 (Ide 他, 1993)

1992年ニカラグア地震は3個のサブイベントからなる。メカニズム・ダイアグラムの大小は地震モーメントの大小を表し、1番目のサブイベントがもっとも大きい。右上のダイアグラムは震源時間関数を表す。

られた値である。曲線は3種類の震源時間関数に対する計算値である。ここでは震源の変位関数として

$$D(t) = D_0 (1 - \exp(-t/\tau)) \quad (1)$$

を仮定した。ここに、 $D(t)$ は断層面上での変位の時間変化、 $D_0$ は最終変位量、 $\tau$ は時間変化を表す時定数である。この式は非常に簡略したモデルについて導いたもので、断層運動の大まかな様子を表すものである。 $\tau$ が短ければ、断層運動は比較的短時間のうちに完了し、最終の変位 $D_0$ をとる。 $\tau$ が長ければ、断層はゆっくりと運動し、最終の変位に達するまで長い時間がかかる。このような時間変化を震源モデルにあらかじめ組み込むことによって表面波スペクトルを計算することができる。ニカラグア地震の観測スペクトルと比較して計算と調和するのは $\tau$ が40秒位の場合である。実体波解析から求められた100秒の震源時間は、 $\tau = 40$ 秒の変位が90%ほど解放されたことに相当する。明治の三陸地震や1946年のアリューシャン地震では $\tau$ は100秒

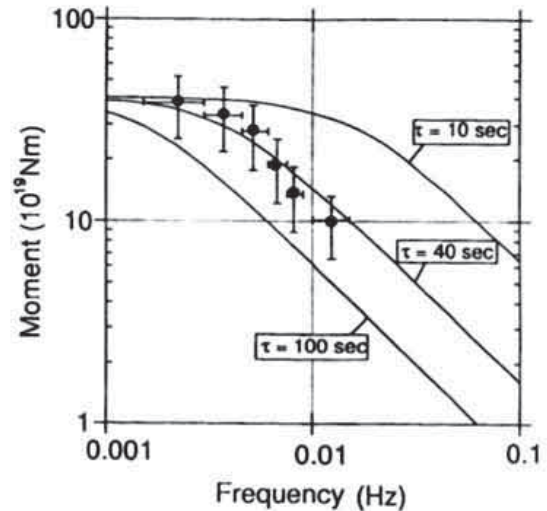


図-6 周期別にみた地震モーメントの値 (Ide 他, 1993)

黒丸は表面波の観測波形から求められた値である。曲線は震源時間関数から求めた計算値である。 $\tau = 40$ 秒のケースが観測値と調和する。

位と推定されている (Kanamori, 1972)。このことからニカラグア地震の断層運動はゆっくりと起きたが、過去最大級の津波地震よりはゆっくりでなかったといえる。断層面全体の平均応力降下量は3 barであって小さい。

津波地震の発生メカニズムの一つとして海底での大規模な地滑りが議論されることもあるので、Ide 他 (1993) はその可能性を検討した。Pelayo 他 (1992) にならって、海底地滑りの表現としてシングルフォースを用い、それから予想される表面波の計算値と実際のスペクトル振幅とを比較した。シングルフォースの方位はNE35°、水平面からの傾斜角は6°とした。図-7は周期256秒のレイレー波とラブ波のスペクトル振幅の方位分布である。実線はダブルカップルからの計算値、点線はシングルフォースからの計算値である。ダブルカップルからの方位分布はラブ波で4象限型、レイレー波で2象限型であるのに対して、シングルフォースの場合は共に2象限型である。観測値と調和するのはダブルカップ

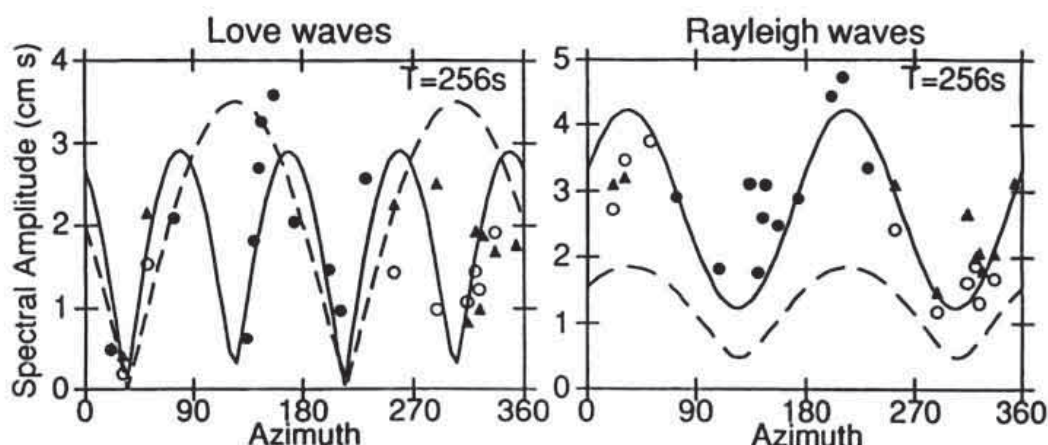


図-7 レイレー波とラブ波のスペクトル振幅の方位分布 (Ide 他, 1993)

実線はダブルカップルからの計算値, 点線はシングルフォースからの計算値である。丸や三角の記号は表面波の伝播経路の違いを示す。対象としている周期は256秒である。方位分布と振幅比の両方を満たすのはダブルカップルモデルである。

ルモデルである。これはラブ波において顕著である。さらに、レイレー波とラブ波の振幅比もレイレー波とラブ波で違っており、観測値と調和するのはダブルカップルモデルである。これらの考察からシングルフォースモデルで表現されるような海底地滑りは地震波の観測を満たさないことが分かる。

#### 4. 津波地震の発生メカニズム

津波地震とは地震の規模の割に不相応に大きな津波を励起した特異な地震である。特異な現象であることから、津波地震は「ぬるぬる地震」、「ゆっくり地震」、「低周波地震」、「粘弾性地震」、「クリープ地震」、「スロー・アースクエイク」、「サイレント・アースクエイク」など多彩な名前で見られる。その発生メカニズムに関していくつかの論文を簡単にまとめる。まとめにあたって原因を6種類に分類するが、便宜上の分け方であって互いが独立しているというわけではない。

##### (a) ゆるやかな変動

海底の変動で津波が起こるといっても、あ

まり変動がゆっくりしていたのでは津波は起こらない。津波励起の程度は変動域の大きさ、変動の継続時間、変動域付近の長波速度に関係する。大ざっぱに言えば、継続時間が数分程度までは海水にとって変動がほぼ瞬間的に加えられたと考えてよい。一方、明治の三陸地震や最近のニカラグア地震でみられたように、地震の表面波マグニチュードや震源地での地震動は津波の規模の割に異常に小さかった。これらの波の周期は20秒以下である。したがって、津波地震においては津波の発生に関与するような長時間の変動は大きく、マグニチュードや震度に関与するような短時間の変動は小さいと考えられる。Kanamori (1972) は明治の三陸地震と1946年のアリューシャン地震の地震波などを詳しく解析し、波の周期が長くなるとともに地震の実効モーメントが大きくなっていることを見いだした。図-8から、津波地震でない地震における変動の時定数は10秒前後であるのに対して、顕著な津波地震では100秒程度であることがわかる。

1975年色丹島沖や1992年ニカラグアの津波地震についても、周期が長くなるにつれて地震の規模が大きくなることが見いだされてい

る (Geller 他, 1978; Ide 他, 1993)。

震源破壊が瞬間的でなく、かなりゆるやかに進行したということは、破壊の進行速度が異常に遅いために断層が長い時間をかけて形成されたとも解釈できる。先に述べたように Pelayo 他 (1992) は1960年11月20日ペルー地震, 1963年10月20日ウルフ島沖地震, 1975年6月10日色丹島沖地震の震源時間がきわめて長いことを見いだしている。図-9は破壊の進行速度を変えたときの  $M_s$  と  $M_o$  の関係

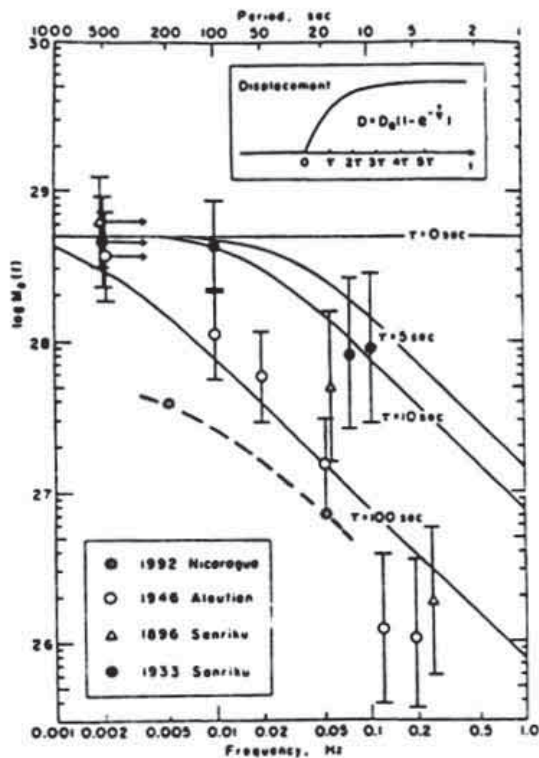


図-8 地震の実効モーメントと震源時間関数との関係 (Kanamori, 1972)

震源時間関数は本文の式(1)で表され、実際の形は右上の囲み図に示されている。τはその時定数である。曲線は時定数を変えた理論スペクトルである。1896年三陸地震(三角印)と1946年アリューシャン地震(白丸印)の時定数は100秒程度と非常に長い。点線は1992年ニカラグア地震のスペクトルである。

である。津波地震の関係は遅い進行速度をもった破壊で説明でき、津波地震の  $M_s$  は7.3前後で飽和するようにみえる。1896年三陸地震の  $M_s$  が7.2であることも興味深い(表-1参照)。

ゆるやかな断層運動は弾性破壊では考えにくく、破壊の発生したところに粘弾性的性質をもった部分があると考えられる (Kanamori, 1972)。断層の位置や深さ、破壊速度などからみて、Pelayo 他 (1992) は付加プリズム低部の破壊が関与していると考えている。

#### (b) 浅部における二次的断層

海洋プレートの上には未固結で密度の小さな堆積物がのっている。この堆積物は海溝付近で沈み込むことができず、はぎとられて陸側斜面に取り残され、厚い付加プリズムを形成する。このような構造をもったところで、プレート間を断層面とする断層運動が浅いところで枝分かれして、付加プリズム内に二次的な断層が派生したとする(図-10)。陸の

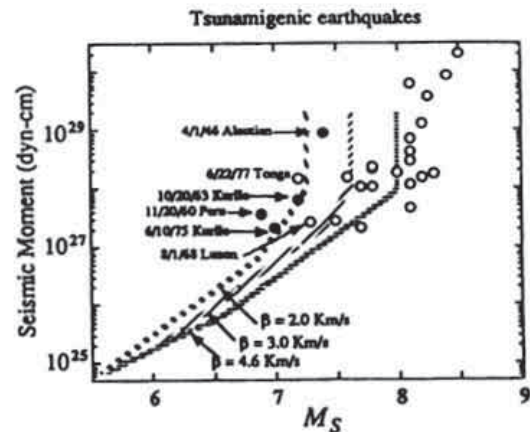


図-9  $M_s$  と  $M_o$  との関係 (Pelayo 他, 1990)

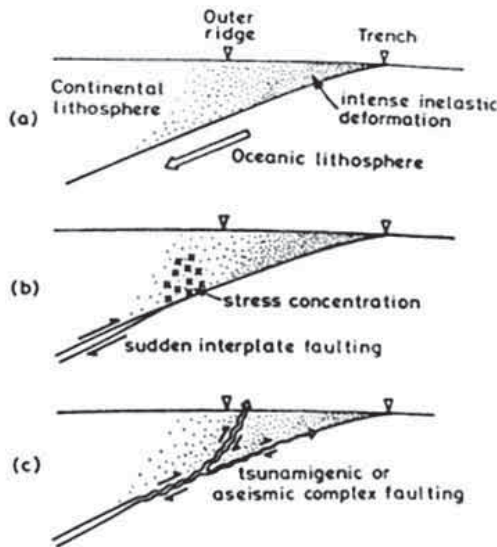
黒丸は津波地震、白丸は津波地震でないものを表す。曲線は破壊の進行速度  $\beta$  を変えた場合の理論関係である。同じモーメントであっても津波地震の  $M_s$  はそうでない地震よりも1程度小さく、津波地震の性質は遅い破壊速度によって説明される。



プレートの先端部分は非常に厚い堆積物からなっているので、媒質の剛性率は小さく変形し易い。また、分岐した断層は浅くなるにつれて傾斜角が大きくなり、海底地殻変動の鉛直成分は量を増す。これらはいずれも津波をより大きくする要素になる。Fukao (1979) はこのようなモデルで、1963年10月20日と1975年6月10日に発生した千島列島の津波地震を説明した。

(c) 浅部における低角断層

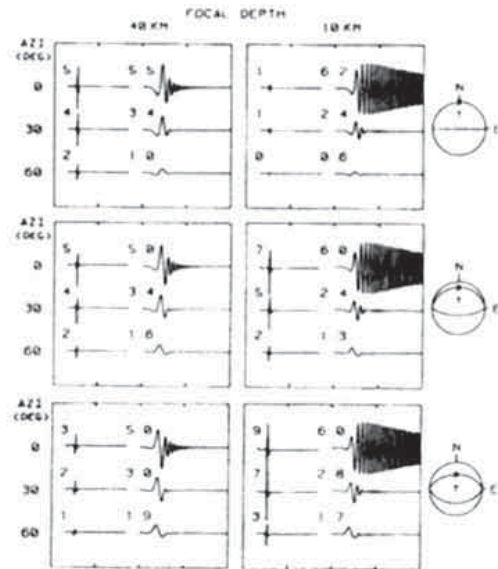
津波地震とは、マグニチュードの大きさに割に異常に大きな津波を励起した地震をいう。これを逆に言うと、津波の規模の割には異常に小さな地震波を励起した地震が津波地震になる。両者は同じことを言っているようであるが、考えようによっては意味合いが変わる。前者は津波の異常さを強調しており、後者は地震波の異常さを強調する。もともと津波ポテンシャルが大きいにもかかわらず地震の波が励起されなかったために、マグニチュード



図一〇 派生した断層による津波地震の発生 (Fukao, 1979)

(a) 地震発生前の状態, (b) プレート間地震の発生, (c) 付加ブリズム内における二次的断層の発生

が過小評価されたというケースを津波地震ととらえるのである。この考えはWard (1982) によって理論的な考察から提唱された。図一11は計算例である。各ボックス内の左側の波形は理論レイレー波、右側の紡錘形の波形は理論津波である。それぞれについて3本あるのは3種類の方位について計算してあるためである。6個あるボックスのうち上の2個は、断層の傾斜角が0°の発震機構についての結果であり、中段のボックスは傾斜角を30°



図一11 発震機構の違いとレイレー波・津波の波形 (Ward, 1982)

3種類の発震機構解(右端の機構解において、上より断層の傾斜角は0°, 30°, 60°, 断層の走向はいずれも東西方向)について、同じモーメントと震源時間をあたえて、2種類の震源の深さ(40kmと10km)に対するレイレー波と津波の波形を理論的に計算した。それぞれのボックスには上から震源からの方位(0°, 30°, 60°)に対するレイレー波(左側)と津波(右側)が示されている。右上のケースでは津波に比べてレイレー波の励起が弱く、津波地震にあたる。

としたとき、下段は60°としたときである。さらに、左側のボックスは震源の深さを40kmとしたとき、右側は10kmとした場合である。震源の深さが浅いほうが津波はよく励起されている。地震の規模や時間定数は同一に設定してある。ここで、見るべきポイントは津波の振幅とレイレー波の振幅の違いである。震源の深さを10kmとしたケースでは津波はどの発震機構でも同じように大きく出ている。ところが、レイレー波ではそれと様子が違っており、震源の深さが10kmで断層の傾斜角が0°のケース（図の右上のボックス）に対しては波の振幅が著しく小さくなっている。このケースでは津波に比べて地震の波が励起されなかったことになり、先に述べたようにこのケースは津波地震にあたる。このように、津波地震は、断層が浅いところであって、しかも断層の傾斜角が0°に近いというメカニズムをもつものであると考えられる。

#### (d) 巨大海底地滑り

大規模な海底地滑りは謎の多い津波地震の発生メカニズムとして魅力的なモデルの一つである。

大西洋には珍しい地震と津波がある。その一つが1929年11月18日にカナダ、ニューファンドランド沖で発生したGrand Banks地震である。地震の規模はMs 7.2である。津波は震央より250km離れたニューファンドランド南部の海岸を最大15mの高さになって襲い、27人の犠牲者が出た。この地震のもう一つの特徴は大規模な海底地滑りの発生である。海底地滑りによる乱泥流は1,700km先まで6~25 m/sの速度で流れ下り、大西洋横断海底ケーブルを28か所で断ち切った。海底地滑りを起こした堆積物の総体積は約100立方キロと見積られている。Hasegawa他(1987)は地震波解析をおこなって、発震機構をシングルフォースでモデル化した。地震の規模から海底地滑りの総体積は500立方キロと推定された。この体積は250km×150kmの面積に平均

15mの厚さの堆積物の全体積にあたる。

米仏研究グループはペルー南部の沖合いでシービーム法による海底地形の調査をおこない、大規模な海底地滑りの跡を大陸棚の上に発見した(von Huene他, 1989)。図-12は海底地滑りの地形である。場所はペルー海溝付近の陸側で水深は約2,000~4,000mである。20km×33kmの広さにわたって上部は800mも崩れ落ち、先端は乱泥流となって約30km先まで流れ下っている。この地滑りがいつ発生したかは明かではないが、付近の地形状況から18,000年以前であろうと推定されている。もしこのような海底地滑りが短時間に発生したとすれば、200立方キロの海水が変動し、50mの高さの津波になって沿岸部を襲うであろうと簡単な計算から推定されている。

襟裳海山の西側にある海溝陸側斜面には巨大な海底地滑りの跡と思われるような地形が存在する。その変形地形は幅40km、さしわたし60kmに及ぶ。1896年三陸地震津波のメカニズムとして、このような海底地滑りも候補の一つになる(平, 1990)。

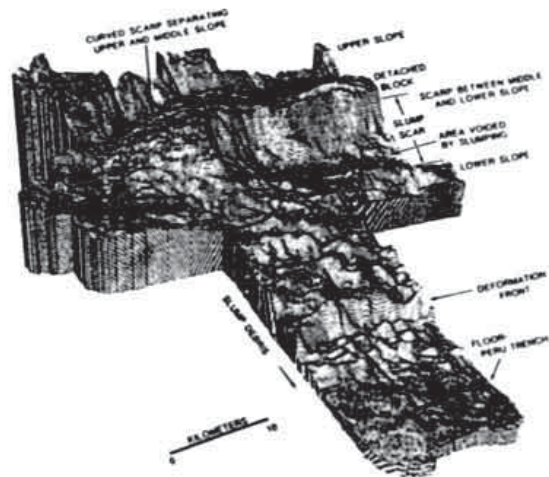


図-12 ペルー沖で発見された海底地滑り (von Huene他, 1989)

図の左上は大陸棚、右下がペルー海溝にあたる。大陸棚で堆積層が滑落し、崩落堆積物が海溝側に流れ落ちた。

地滑りが単独で発生しなくても地震の際に規模の大きな地滑りが付随すれば津波はその分だけ大きくなることにも留意すべきである。

#### (e) マグマの貫入

1984年6月13日に鳥島近海で発生した地震は小さな規模に関わらず津波を発生させた。地震の規模はMs 5.4であるのに対して、津波の規模はそれよりはるかに大きいMt 7.3である(阿部, 1988; Abe, 1989)。伊豆諸島や関東以西の太平洋沿岸で津波が観測された。波高は神津島で57cm, 土佐清水で25cm, 室戸で11cmなどであった。この特異な地震についてSatake他(1991)とKanamori他(1993)は地震波の波形解析をおこない、メカニズムを調べた。この地震ではラブ波はほとんど励起されなかったが、レイレー波は全方向に放出された。実体波や表面波の励起を説明するモデルは垂直方向のダイポールからなるCLVD震源である。CLVDとは震源を構成する要素からダブルカップルと体積変化の成分を差し引いた残りをさす。震源は小笠原弧の西側にあり、堆積層が厚く、付近に若い火山がみられる。そこでCLVDの解釈としては水平方向にマグマが貫入したというモデルが考えられる。図-13に示されているように、熱いマグマが堆積層に貫入したことによって堆積層が膨張し、それによる海底の隆起が津波を発生させたと考えるのである。堆積層中で

はマグマと水が熱的に干渉し、堆積層の膨張を加速する。津波から推定される海水の初期移動の体積は約0.04立方キロであり、直径24kmの円形内で平均10cmの変位に相当する。

1741年に北海道渡島半島沿岸に高さ10mを越す大津波があり、その津波は津軽や佐渡にも被害をあたえた。当時の資料には渡島大島噴火という記事があるだけで、地震が起きたという記事は残されていない。どうして大津波が発生したかは大きな謎になっている(相田, 1984)。マグマの貫入が原因であった可能性も考えられる。

#### (f) プレート境界堆積物の破壊

von Huene他(1991)は海溝における付加体の有無によって沈み込み境界をタイプ1とタイプ2の2種類に分類した。タイプ1の地域は大陸の周辺に付加体を形成しているところである。そこでは、沈み込む海洋プレートの表面にのった未固結で密度の小さな堆積物の一部が沈み込むことができず、はぎとられて陸側斜面に取り残されて厚い付加プリズムを形成している。タイプ2の境界ではほとんどすべての堆積物が沈み込んでしまい、付加体を形成していないところである。このような視点から図-14をみると、1896年の三陸地震と1946年のアリューシャン地震はタイプ1の境界で発生しているのに対して、1960年ペルー地震、1963年ウルップ島沖地震、1975年

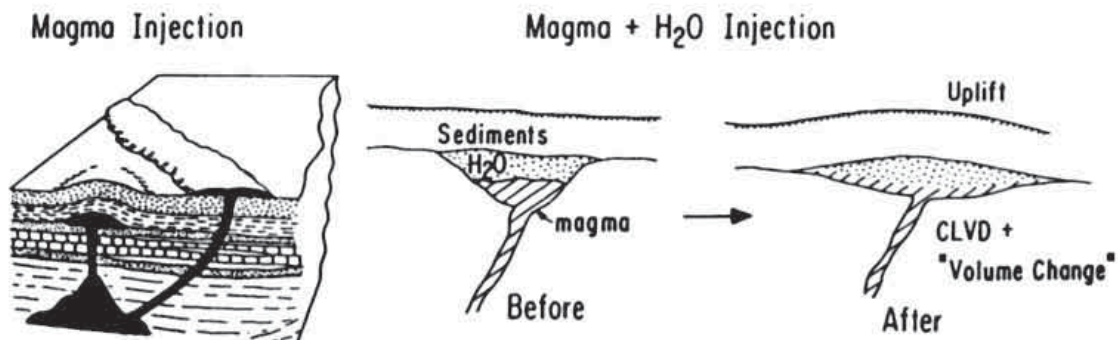


図-13 マグマの貫入と海底変動 (Kanamori他, 1993)

マグマが海底下の堆積層に貫入したことによって海底が隆起し津波が励起された。1984年に発生した鳥島近海の津波地震を説明する。

色丹島沖地震, 1992年9月ニカラグア地震といった津波地震はタイプ2もしくはタイプ1との境界付近で発生している。Kanamori他(1993)はこのような関連性を指摘して, 1896年三陸と1946年アリューシャンの地震をタイプ1の津波地震, それ以外の4地震をタイプ2の津波地震と区別し, そのメカニズムの違いを議論した。タイプ2の地震では, 付加体が欠落しているためにプレート間の断層運動は海溝近くまで達するであろう。また, 断層運動に関与する海洋プレートと大陸プレートの境界には未固結で低速度な堆積物が挟在することから, 破壊は低速で進行し, 断層はゆっくり形成されるであろう。いいかえれば, 浅いところで破壊が発生することとプ

レート間に柔らかで遅い物質が挟在することが強い津波励起とゆっくりとした変動に関わると考えるのである。タイプ1の境界では海溝付近に付加体が発達しており, そこには大量の未固結堆積物がある。そのために破壊は付加体に遮られて海底まで達することができない。したがってタイプ1の境界ではタイプ2の地震は起きないことになる。付加体内での破壊は非地震性になるか, または覆瓦構造として分散されてしまうであろう。このようなことが繰り返されれば付加体は構造的に不安定になり, 時に大きな海底地滑りが発生することになる。これがタイプ1の津波地震となって例外的に大規模な津波が発生するのかもしれない。

## 5. まとめ

津波地震の発生メカニズムについて研究は進められているが, 現象自体が希なこともあって詳細が明確にされたというにまだ至っていない。それでも1960年以降に起きた津波地震については地震波の波形解析が進み, 地震の性格がはっきりしてきた。これらの解析によれば津波地震は浅いところで発生することや破壊の進行速度が遅いことに共通の特徴がみられるようである。このような現象を付加プリズムのテクトニクスや物性に関連づけて説明しようとする動きが最近の研究で大勢を占めてきた。一方では大規模な海底地滑りやマグマの貫入といった地震以外の原因も提唱されている。

近代地震学の前に発生した1896年の三陸地震と1946年のアリューシャン地震は他のものよりはるかに強烈な津波地震である。これらの発生原因が今後いろいろな方向から解明されて津波地震の全体像が明らかになっていけば, 津波地震は同じ場所で繰り返して起きるのかといった問題や津波警報をいかに向上させるかといった問題などが解決されていくことと思われる。



図一14 津波地震の分布とプレート境界の構造 (Kanamori他, 1993)

上の地図において, 黒い記号はタイプ1(付加体有り)の津波地震または沈み込み帯を表し, 白抜きの記号はタイプ2(付加体無し)の津波地震または沈み込み帯を表す。下図の左側は付加体形成域におけるプレート間地震と海底地滑りを示し, 右側は付加体の非形成域におけるプレート間地震を示す。

## 引用文献

- Abe, K., 1979, Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568.
- Abe, K., 1981, Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 194-205.
- Abe, K., 1989, Quantification of tsunamigenic earthquakes by the Mt scale, *Tectonophysics*, 166, 27-34.
- Abe, K., 1994, Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892 to 1898, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 415-425.
- 阿部勝征, 1988, 津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化, *地震研究所彙報*, 63, 289-303.
- 阿部勝征, 1989, 地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測による日本付近の地震津波の定量化, *地震研究所彙報*, 64, 51-69.
- 阿部邦昭・阿部勝征・都司嘉宜・今村文彦・片尾浩・飯尾能久・佐竹健治・Bourgeois, J.・Noguera, E.・Estrada, F., 1993, 1992年ニカラグア地震とその津波の調査, *地震研究所彙報*, 68, 23-70.
- 相田勇, 1984, 噴火により発生する津波の見積 - 1741年渡島大島の場合, *地震研究所彙報*, 59, 519-531.
- Fukao, Y., 1979, Tsunami earthquakes and subduction process near deep-sea trenches, *J. Geophys. Res.*, 84, 2303-2314.
- Geller, R.J. and Shimazaki, K., 1978, The June 10, 1975 Kurile Islands tsunami earthquake : An extended abstract, *Proc. Conf. III, Fault mechanics and its relation to earthquake prediction*, U. S. Geol. Surv. Open File Rep., 78-380, 213-225.
- Hasegawa, H. S. and Kanamori, H., 1987, Source mechanism of the magnitude 7.2 Grand Banks earthquake of November 1929 : Double couple or submarine landslide?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1984-2004.
- Ide, S., Imamura, F., Yoshida, Y., and Abe, K., 1993, Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of September 2, 1992, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 863-866.
- Kanamori, H., 1972, Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6, 346-359.
- Kanamori, H., Ekstrom, G., Dziewonski, A., Barker, J.S., and Sipkin, S. A., 1993, Seismic radiation by magma injection : An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan, *J. Geophys. Res.*, 98, 6511-6522.
- Kanamori, H. and Kikuchi, M., 1993, The 1992 Nicaragua earthquake : A slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, 361, 714-716.
- Lander, J. F. and Lockridge, P.A., 1989, *United States Tsunamis 1690-1988*, National Geophysical Data Center, 265pp.
- Pelayo, A. M. and Wiens, D. A., 1990, The November 10, 1960 Peru tsunami earthquake : Source mechanism of a slow event, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 661-664.
- Pelayo, A. M. and Wiens, D.A., 1992, Tsunami earthquakes : Slow-thrust faulting events in the accretionary wedge, *J. Geophys. Res.*, 97, 15321-15337.
- Satake, K. and Kanamori, H., 1991, Abnormal tsunamis caused by the June 13, 1984, Torishima, Japan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 96, 19933-19939.
- Satake, K., Bourgeois, J., Abe, Ku., Abe, Ka., Tsuji, Y., Imamura, F., Ilo, Y., Katao, H., Noguera, E., and Estrada, F., 1993, Tsunami field survey of the 1992

- Nicaragua earthquake, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 74, 145.
- 平朝彦, 1990, 日本列島の誕生, 岩波新書, 260pp.
- 宇津徳治, 1979, 1885年~1925年の日本の地震活動, 地震研究所彙報, 54, 253-308.
- von Huene, R., Bourgois, J., Miller, J., and Pautot, G., 1989, A large tsunamigenic landslide and debris flow along the Peru trench, J. Geophys. Res., 94, 1703-1714.
- von Huene, R. and Scholl, D.W., 1991, Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust, Rev. Geophys., 29, 279-316.
- Ward, S. N., 1982, Earthquake mechanisms and tsunami generation : The Kurile Islands event of 13 October 1963, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 759-777.