

地震による津波の発生とその予測

Tsunami Generation by Earthquakes and its Forecast

佐竹 健治

Kenji SATAKE

1. はじめに

2004 年スマトラ島沖巨大地震による津波は、史上最悪の津波被害をもたらした。この原因として、地震がマグニチュード(M)9 クラスと世界最大級であったこと、インド洋ではこのような巨大地震や津波が記録されておらず、津波警報システムや津波に対する知識の啓蒙や備えがなかったことが挙げられる。日本を含む環太平洋諸国では、1960 年チリ地震(スマトラ島沖地震よりも地震の規模は大きかった)以降、巨大地震や津波に対する理解が進み、対策もとられてきた。しかしながら、スマトラ島沖地震は、環太平洋にとっても重要な問題を提起した。それは、これまで M8 以下の地震しか知られていなかったインド洋で、想定外の M9 クラスの超巨大地震が発生したことである。日本など歴史上 M8 クラスしか発生していない場所でも M9 クラスの地震が発生する可能性があるのだろうか？

本稿では、まず 2 節で 2004 年スマトラ島沖地震とインド洋の津波について概観し、3 節で地震による断層運動と津波の発生について解説する。4 節では、津波記録を使った波源の研究について述べ、スマトラ島沖地震への適用例を紹介する。5 節では、過去に世界で発生した超巨大地震と津波について、歴史記録や地質学的な手法による最近の研究を紹介し、6 節では日本における巨大地震の発生例や長期予測・対策などを紹介する。

なお、津波の伝播や遡上の数値シミュレーション、ハザードマップの作成、津波警報システムや津波に関する知識の啓蒙などについては、他の講演で触れられるので、ここでは省略する。

2. 2004 年スマトラ島沖巨大地震とインド洋の津波

2.1 史上最悪の津波被害

2004 年 12 月 26 日にインドネシアのスマトラ島沖で発生した巨大地震(M 9.1)は、インドネシアをはじめとするインド洋沿岸の国々に大きな被害をもたらした。津波は、スマトラ島のバンダアチェなどを襲った後、約 2 時間後にタイのプーケットやスリランカに到達、さらに 8~12 時間後にはアフリカ東海岸まで達した(図 1)。津波による犠牲者は、インドネシアで約 16 万人、スリランカで 3.5 万人、インド 1.6 万人、タイ 8 千人で、合計では 20 万人以上と史上最悪の津波災害となった。

地震後、世界中から多くの研究者が現地を訪れ、津波の高さについて数多くのデータを得た。地震直後の報道では、津波による被害や犠牲者の数はわかったが、津波の物理的な大きさは不明であった。日本をはじめとする各国からの調査団は、住民への聞き込みや、物理的な証拠に基づき、沿岸での津波の高さを測定し、各地での津波の高さ分布を明らかにした(河田, 2005 など)。震源に近いバンダアチェの周辺では、津波は最大 30 m の高さまではい上がった。震源域東側のタイ(プーケットやカオラク)、スリランカでは津波の高さは 5~15 m であった(図 2)。一方、その北のミャンマーでは 3 m 以下、アンダマン諸島でも 5 m 以下と、震源域の北側では津波は比較的小さかった。

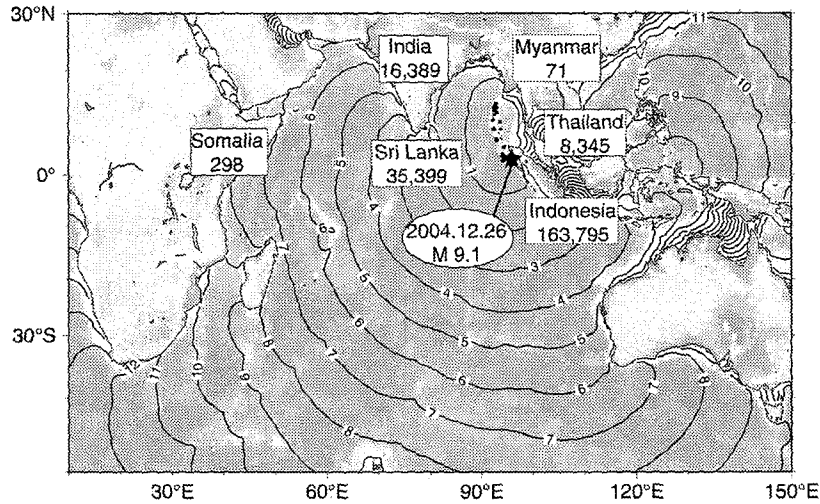


図1 2004年スマトラ島沖地震によるインド洋津波の伝播時間。コンター間隔は1時間。★と●は、本震と1日以内に発生した余震の震央(米国地質調査所による)を示す。各国の犠牲者数は International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies (2005) による。

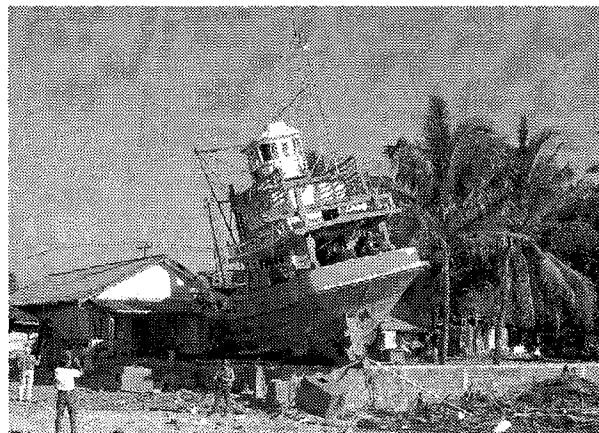


図2 タイ、バンナムケン(プーケットの北方約100 km)における津波の被害。

2.2 スマトラ島沖地震のメカニズム

2004年スマトラ島沖地震は、沈み込み帯で発生したプレート間地震である。地球の表面は約10枚のプレートに分かれており、それらは年間数 cm の速さで動いている。世界中の大地震の多くは、これらのプレートの境界で発生する。スマトラ島西側のスンダ海溝では、インド洋(インド・オーストラリア)プレートが、アンダマン(またはビルマ)プレートの下へ沈み込んでいる。引きずり込まれたプレート内には、ひずみが蓄積し、それが限界に達すると跳ね返りによって断層運動が発生する。このようにして、沈み込み帯ではプレート間大地震が繰り返し発生する。

スマトラ島沖地震の震源域は長さ1000 km以上に達した。世界各地で観測された地震波の解析によると、スマトラ島北西沖の震源から始まった断層のすべりは秒速2 km程度のスピードで北へ向かって進み、震源域における断層運動が終了するのに8分程度かかった(Ammon et al., 2005; Ishii et al., 2005; Lay et al., 2005)。また、衛星によって撮影された画像の解析(島が見かけ上大きくなったり小さくなったりしたことから、地殻が沈降あるいは隆起したことがわかる)から、地殻変動はスマトラ島・ニコバル諸島・アンダマン諸島にわたって長さ1300 km程度におよぶことが明らかにされた(Meltzner et al., 2006; Tobita et al., 2006)。さらに、現地を訪れたグループによると、地震に伴っ

てスマトラ島は南西方向へ1 m 程度移動, ニコバル諸島は水平方向に最大7m 移動したほか上下方向に最大3 m 沈降し, 灯台が海中に沈んだ (Malik and Murty, 2005). また, 4.2 で詳しく述べるように, インド洋沿岸の検潮所や人工衛星によって器械的に記録された津波の記録から, 海底では10 m を超える上下変動が生じたことが推定された. これらの調査結果を総合すると, スマトラ島沖地震の断層の長さはおよそ1000 km, すべり量は平均10 m, 最大20 ~30 m であった.

地震の規模を表すのにマグニチュード (M) がよく用いられるが, これは観測された地震波の振幅の対数から計算するものである. M9 クラスの超巨大地震の地震波の振幅(すなわち地面の揺れ)は, M8 クラスの巨大地震の10 倍である. ところが, スマトラ島沖地震のような超巨大地震の場合, 地震波は地球を何周も回るので, 通常地震波解析からその全貌を掴むのは困難である. 地震を起こした断層運動の大きさは, 地震モーメントという量で表わされる. スマトラ島沖地震のモーメントは, およそ $5 \sim 10 \times 10^{23}$ Nm であった. 地震モーメントから計算されるマグニチュードをモーメントマグニチュード (Mw) と呼び, 巨大地震の規模を表すのに用いられる. スマトラ島沖地震の Mw は 9.1 ~9.3 であった (Lay et al., 2005; Stein and Okal, 2005).

スダ海溝におけるプレートの沈み込み速度は年間5 cm 程度なので, 平均10 m のすべりを生じるためには200 年, 20 ~30m だと400 ~600 年もの間, 歪を蓄え続けていたことになる. 蓄えられていた歪が一気に解放されると, 断層運動によって海底に変動が生じる. インド洋プレートの沈み込みに伴って断層は東に傾斜しているため, 断層の直上では海底が隆起し, その東側では沈降する(図3). アンダマン諸島は断層の真上に位置していたために隆起し, ニコバル諸島やスマトラ島は断層面の東側に位置していたために沈降した. このように海底で生じた地殻変動が津波の発生源となる. 海面では海底と同じような動き(西側は盛り上がり, 東側は低くなる)をする. このため, 津波波源の東側, 例えばプーケットなどでは津波は引き波から始まる一方, 西側, たとえばスリランカなどでは引き波はなく突然大きな津波が襲ってくると予想される.

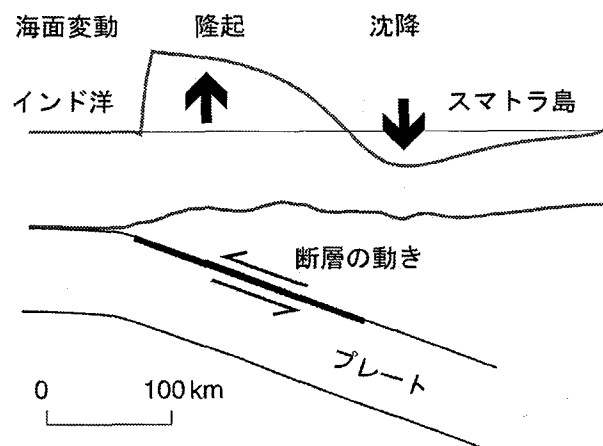


図3 2004年12月スマトラ島沖地震による海底変動の東西断面.

3. 地震による津波の発生

3.1 断層パラメーター

断層運動による地殻変動を理論的に計算し, 実測と比較するためには, 断層を単純なモデルで表現する必要がある. よく使われているモデルは, 断層面を矩形で表わし, その面上でのすべり(くいちがい)量は一定と仮定するものである. このくいちがいモデルは, 断層の端ですべりが突然ゼロになるという物理的な不自然さはあるが, 地殻変動などの計算が簡単になるという利点がある. 断層運動の物理を重視したクラック(割れ目)モデルもあるが, 地

殻変動の計算にはあまり使われていない。

この断層運動は、以下のような断層パラメーターで記述される。断層の位置は、矩形断層面上の一点の緯度、経度、深さで与える。地震断層のように地表にくいちがいが見られる場合は、深さは0 kmである。断層面の幾何学的形状は、走向(ϕ)、傾斜角(δ)、すべり角(λ)で表わし(図4)、これらは地震波解析(初動分布や波形解析)から決定できる。断層の走向 ϕ は北から時計回りに測り、 0° と 360° の間の値をとる。図からわかるように、断層は常に走向方向に対して右側に傾く。傾斜角 δ は水平面から下向きに測り、 0° と 90° の間の値をとる。すべり角 λ は、上盤の動きを下盤に投影し、その方向を断層面上で反時計回りに測る。普通は -180° と $+180^\circ$ の間で定義する。このとき、 $\lambda > 0$ は逆断層成分、 $\lambda < 0$ は正断層成分を持ち、 λ の絶対値が 90° よりも大きいときは右横ずれ成分、 90° よりも小さいときは左横ずれ成分を持つ。

矩形断層の大きさは、長さ L と幅 W とで表わす。断層の長さは走向方向に、幅は傾斜方向に測るので、 W が L よりも大きいこともあり得る。すべり(くいちがい)量は、下盤側に投影した上盤の動きを u で表わすが、これを横ずれ成分 u_s と縦ずれ成分 u_d とに分解することもある。これらの比からすべり角 λ を計算できる。

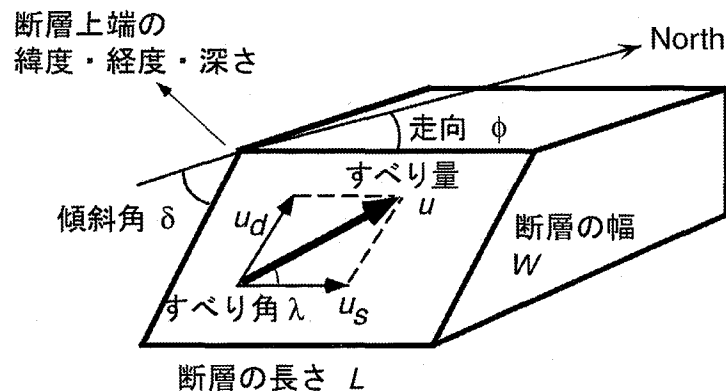


図4 断層パラメーターの定義。

これらのパラメーターは、断層付近の媒質の剛性率 μ を使って、地震モーメント M_0 と以下のように結びつけられる。

$$M_0 = \mu u L W \quad (1)$$

地震モーメントとは、点震源を表すダブルカップルのモーメント(トルク)であり、地震波解析から直接求めることができる。地震モーメント M_0 の単位がNmであるとき、

$$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5 \quad (2)$$

によって、モーメントマグニチュード M_w に変換でき、従来のマグニチュードスケールと比較できる。

日本付近で発生した大地震の断層パラメーターについては、佐藤(1989)にまとめられている。

実際の断層運動は、ある一点から始まり、通常、2~3 km/s 程度の速度(破壊伝播速度)で広がる。また、一地点における断層運動は有限の時間(立ち上がり時間)で終了する。M8クラスの巨大地震の断層の大きさは100~300 km程度であり、断層運動は1~2分で終了する。一方、津波の伝播速度は水深4000 mの深海で0.2 km/s程度であり、200 kmの震源域を伝播するのに15分以上かかる。従って、津波の発生は瞬間的であるとみなすことができ、断層の動的パラメーターによる影響は殆ど無視できる。ただし、2004年スマトラ島沖地震については、震源域が1000 km近くあり、断層の破壊伝播が10分近くかかったため、津波に対する断層の破壊の影響は無視できない。

3.2 断層による海底地殻変動

図4で定義した断層パラメーターがすべて与えられれば、くいちがいの弾性論によって断層運動に伴う地表の変位を計算できる。くいちがいの弾性論は *Stekette (1958)* によって定式化された。

無限等方均質弾性体において、ある平面 Σ 上で変位のくいちがい Δu_i が与えられたときの任意の点での変位 u_k は、ボルテラ (Volterra) の定理を使って、(3)式で表現できる。

$$u_k = \frac{1}{F} \int_{\Sigma} \Delta u_i \left[\lambda \delta_{ij} u_k^{n,n} + \mu (u_k^{i,j} + u_k^{j,i}) \right] v_j d\Sigma \quad (3)$$

ここで、 λ と μ は弾性体のラメの定数、 δ_{ij} はクロネッカーのデルタ($i=j$ のとき1、他は0)、 v は面の単位法線ベクトルである。また、 u_i^j は点震源に大きさ F の力が j 方向に働いたときに生じる、任意の地点における変位の i 成分であり、 i,j は i 成分の j 方向への空間微分を表す。半無限媒質の表面での変位を計算する際には、鏡像を使って表面で応力が打ち消しあうようにする。具体的な計算法の詳細については笠原(1983)などを参照されたい。有限の矩形断層についての解析解は、*Mansinha and Smylie (1971)*や *Okada (1985)*、岡田 (2003)などによって与えられている。ここでは、これらの計算結果を概観する。

まず、縦ずれ逆断層による地表の上下変位パターンを、断層の走向と直交する断面上で見てみよう(図5)。基本的には、逆断層の直上は隆起する。断層が地表に達している際(a)~(c)には、そこで変位の不連続が発生する。傾斜角が小さいとき($\delta=30^\circ$)、上盤側(断面図における左側、断層面の下端の直上付近)に沈降域が現われる(a)。傾斜角が 45° 程度より大きくなると、この沈降域はなくなる一方、断層の下盤側(断面図の右側)の沈降量が大きくなる。傾斜角が大きくなるにつれて隆起量と沈降量は近づき、断層面が鉛直の場合には隆起量と沈降量は等しくなる(c)。断層が地表まで達していない場合(d)には、地表の変位は連続的なものとなる。

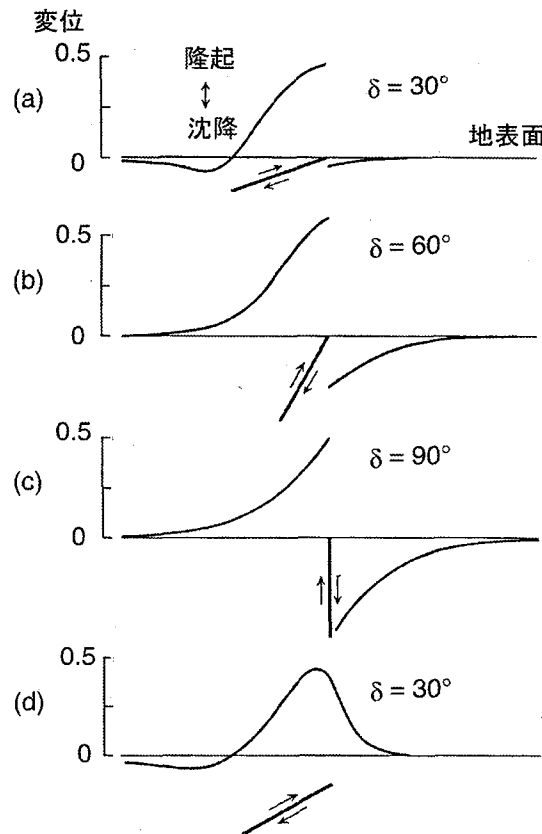


図5 縦ずれ逆断層による地表の鉛直変位。断層面上のすべりを1としたときの変位量を示す。阿部(1978)による。

海溝付近のプレート間地震は 低角逆断層であるから、断層の直上では隆起し、断層下端付近からさらに陸側では沈降することが期待される。図 6 は 1964 年アラスカ地震の際に実測された地殻変動の断面図である。低角で沈み込むプレート上の断層による長波長の隆起－沈降パターンの上に、主断層から分岐して地表へ伸びる高角の副断層(パットン湾断層)による短波長の隆起が重なっている。

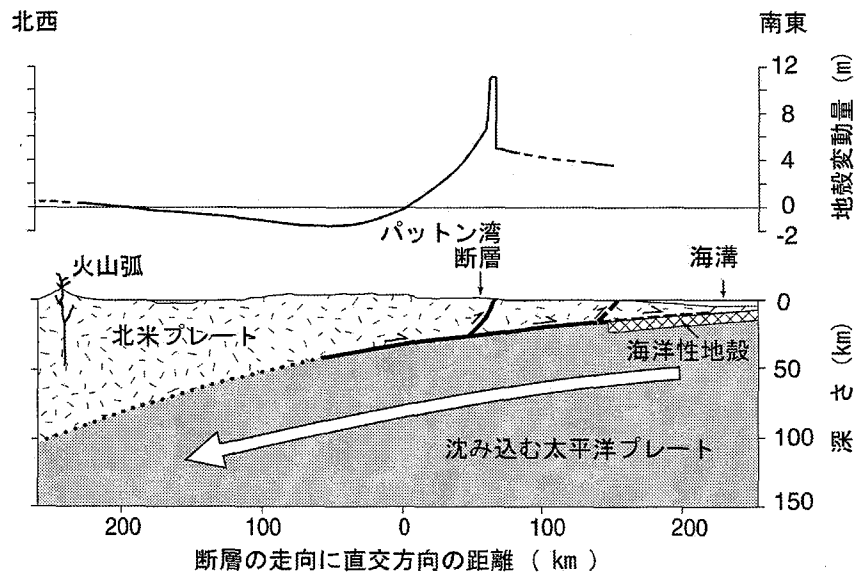


図 6 1964 年アラスカ地震による海底の上下変動の断面図. Plafker (1972)に基づく。

次に、横ずれ断層及び縦ずれ逆断層による、地表での変位分布を見てみよう(図 7)。津波の発生に寄与するのは、主に上下変位なので、ここでは上下変位のみに着目する。鉛直な断層面における横ずれ断層($\delta=90^\circ$, $\lambda=0^\circ$)の場合、地表では水平変位が卓越し、上下変位は断層の両端付近にのみ現われる。これは、断層の端でのすべりの不連続のために、隆起(質量過剰)及び沈降(質量欠損)が生じるためである。縦ずれ逆断層の場合($\delta=30^\circ$, $\lambda=90^\circ$)は、すでに断面(図 5)でみたように、断層面の直上では隆起し、その背後には沈降域が現われる。

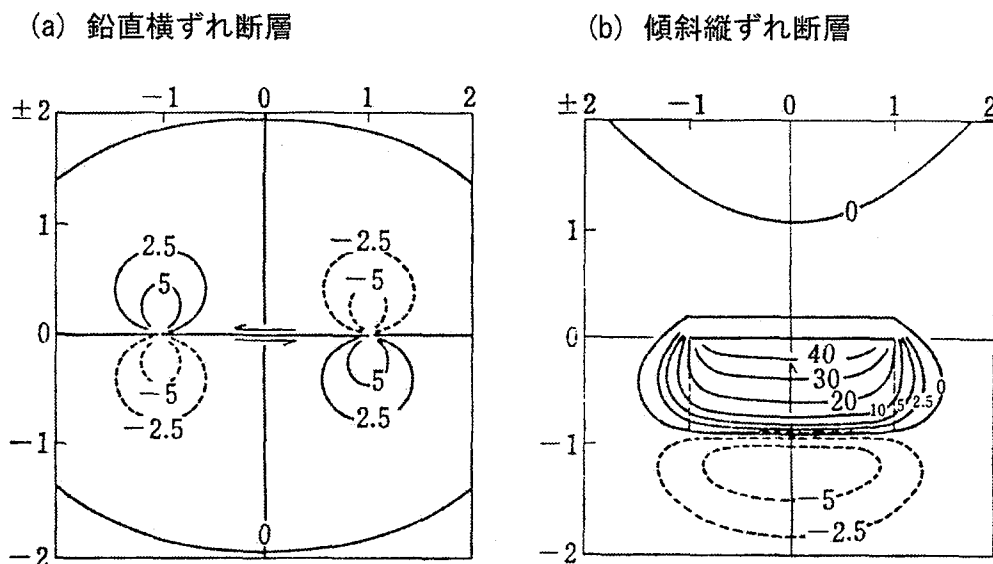


図 7 左横ずれ断層(a)と縦ずれ逆断層(b)による地表の上下変位。図中の数字は、断層面上のすべりが 1 m のときの地表上下変位量(cm)。実線は隆起、破線は沈降を表す。松浦・佐藤(1975)、宇津(2001)による。

海底面が平坦であれば、地殻変動の水平成分は津波に寄与しないが、海底が急斜面であると、地殻変動の水平成分によっても海面が上下する。地殻変動の x , y (水平), z (上下) 成分をそれぞれ u_x , u_y , u_z 、海底地形 (水深) を H とすれば、海底地形の傾斜も考慮した上下成分 u は、

$$u = u_x \frac{\partial H}{\partial x} + u_y \frac{\partial H}{\partial y} + u_z \quad (4)$$

と表せる (Tanioka and Satake, 1996)。

実際の地震の例として、図 8 に 1968 年十勝沖地震について、断層モデルから計算される海底の上下変動を示す (阿部, 1978)。この地震は、日本海溝で発生したプレート間巨大地震であり、長周期地震波の解析や余震分布から、左横ずれ成分を含む低角逆断層 ($\phi=156^\circ$, $\delta=20^\circ$, $\lambda=38^\circ$) で、断層の長さは 150 km、幅は 100 km、すべり量は約 4 m と推定された。この断層モデルから計算される海底の上下変動は、基本的には逆断層成分による隆起・沈降パターン (図 7b)、すなわち断層面の上では隆起、その陸側で沈降を示すが、横ずれ成分 (図 7a) も含まれるため、断層の南東側の縁で隆起、北西側の縁は沈降している。

図 8 には、各地の検潮所で記録された津波の初動から描かれた逆伝播図も示してある。津波第一波が上げ波であるものを実線で、下げ波を破線で表わしてある。下げ波は波源の北西部に、上げ波は南東部に集まり、海底地殻変動と対応している。すなわち、地震波から推定される断層パラメーターに基づいて海底地殻変動を計算することによって、津波の発生を推定できることがわかる。

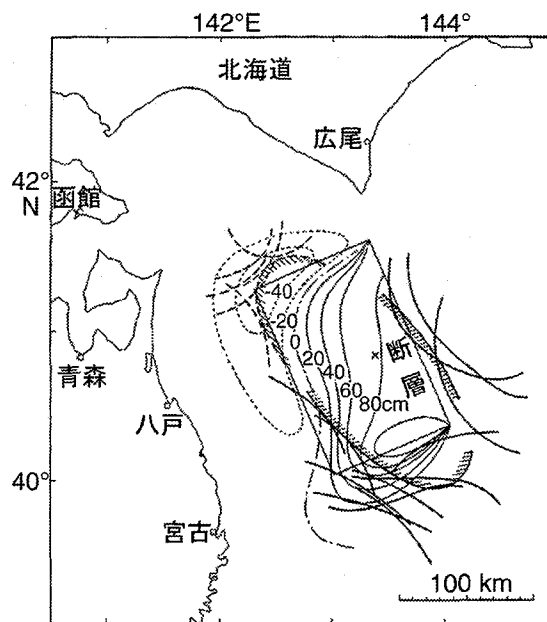


図 8 1968 年十勝沖地震の海底地殻変動と観測された津波から推定された津波の波源。阿部(1978)による。

最近の地震学的解析によれば、断層面上のすべりは一定でなく、局所的に大きい部分 (アスぺリティ) があることがわかってきた。地震波のみならず、日本列島に展開される GPS 連続観測網や、津波波形の解析からも、断層運動の不均質性が明らかになりつつある。図 9 は、1968 年十勝沖地震 (Satake, 1989) 及び 1994 年三陸はるか沖地震 (Tanioka et al., 1996) について、津波波形や GPS データのインバージョン (5.1 参照) から推定した断層面上のすべり分布である。1968 年十勝沖地震の際には、断層面上のすべり量は一様でなく、震源域の北半分で大きかった。1994 年三陸はるか沖地震の際には、1968 年に大きなすべりを発生した部分ではほとんどすべらなかった。

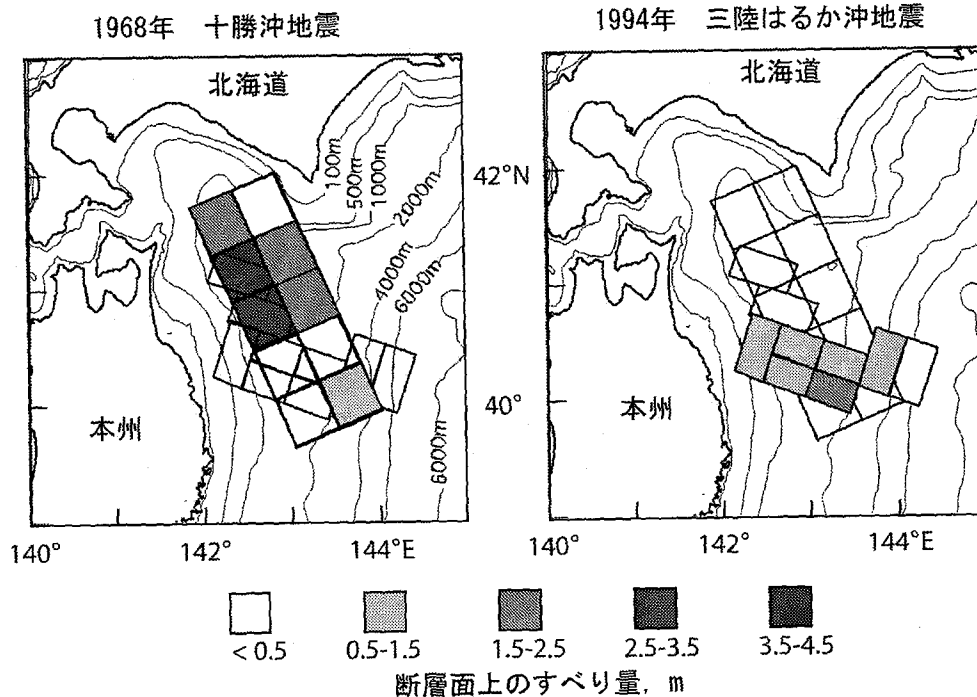


図9 1968年十勝沖地震(左)と1994年三陸はるか沖地震(右)の断層面上のすべり量分布。
Tanioka et al. (1996)による。

4. 津波波源の研究

4.1 順問題と逆問題

前節までに紹介したように、断層パラメーターがわかれば、海底地殻変動を計算し、さらに津波の伝播シミュレーションによって、沿岸での波高・流速を計算、被害を推定することができる。このようなアプローチを順問題と呼び、津波ハザードマップの作成・被害推定など、主に工学分野で用いられる。一方、実際の津波については、その波源や断層パラメーターはよくわかっていない。地震波の解析から断層パラメーターを推定することもできるが、津波の発生源は津波データから調べるのがより自然だ。観測された津波データに基づき、伝播のシミュレーションを通して波源について調べる、理学的なアプローチを逆問題と呼ぶ。

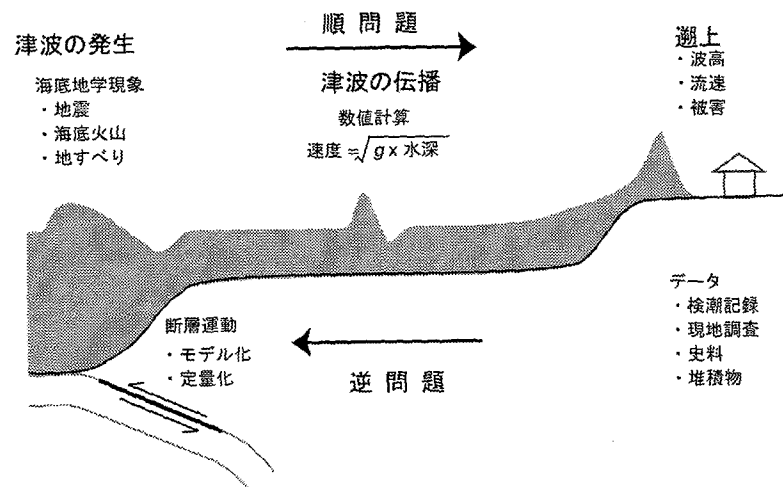


図10 津波の発生・伝播・遡上の順問題(上)と逆問題(下)。

津波波源に関する逆問題的アプローチは、主に相田によって1970年代から行われてきた(Aida, 1978)。この際、適切な断層モデルの選択基準として、以下のような基準が導入された。津波の数値計算では、津波の第1波や第2波は精度よく計算できるが、後続波は周囲の地形の影響などを受けて精度が落ちる。そこで、第1,2波の振幅を観測と比較する。各観測点(検潮所)において観測された振幅と計算振幅の比を K_i とすると、その幾何平均 K 及び幾何標準偏差(ばらつき) κ をモデル毎に比較する。

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i \quad (5)$$

$$\log \kappa = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right]^{1/2} \quad (6)$$

まず、ばらつき κ が最小のものが最良のモデルであるとし、幾何平均については $K=1$ となるようにモデル(断層面上のすべり量)を調節する。これらの基準は、観測波形と計算波形の比較のために導入されたものであるが、沿岸における観測遡上高と計算遡上高との比較にも用いられている。これらを調べながら断層パラメーターを試行錯誤的に変化させていくことによって、最適な断層モデルを得ることができる。

上のような試行錯誤的な方法では、得られたモデルが最良のものであるという保証がない。そこで、観測データから直接断層パラメーターを推定する方法(インバージョンと呼ばれる)が導入された。断層パラメーターすべてを未知数とすることも可能ではあるが、地震波解析や地学的条件から推定できるパラメーターは仮定し、観測データに最も敏感なパラメーターのみを推定することが多い。図11はこのようなインバージョンの模式図である。

断層面上の不均質なすべり量(アスペリティ)分布を推定するためには、まず断層面を小断層に区切り、各々に単位すべり量を与えて地殻変動を計算、それらを初期条件として津波の数値シミュレーションを行なう。観測された津波波形は、こうして計算された津波波形の重ねあわせであると仮定し、その重みを観測波形から求める。地殻変動及び津波の伝播(波源から波形を計算する地点まで)は線形であるとすれば、この重みは断層面上のすべり量分布と一致する。図9に示した、十勝沖地震ならびに三陸はるか沖地震の断層面上のすべり量分布は、このような津波波形のインバージョン解析によって推定したものである。

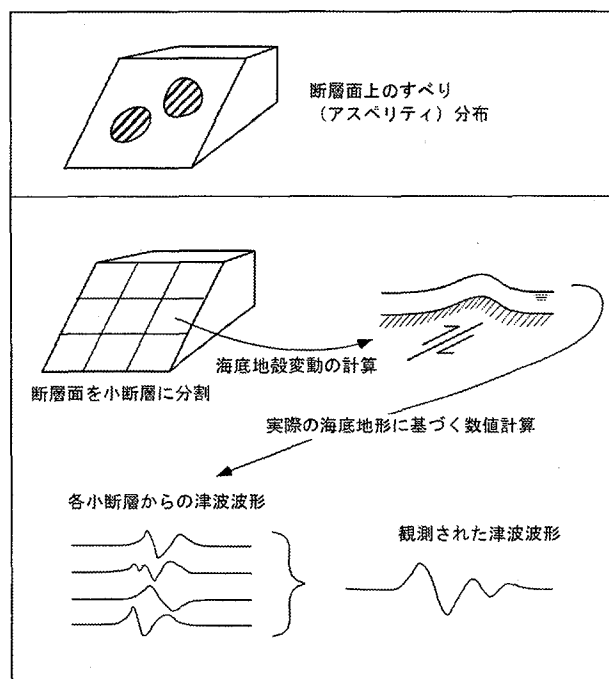


図11 津波波形インバージョンの模式図。

4.2 2004 年スマトラ島沖地震のすべり量分布

2004 年 12 月のインド洋津波は、インド洋各地の検潮所で記録されたほか、たまたま津波が伝播しているときにインド洋を通過した人工衛星に搭載された海面高度計にも記録された(図 12)。以下では、これら器械的に記録された津波記録を用いたスマトラ島沖地震のすべり量分布の推定結果を紹介しよう(藤井・佐竹, 2006; Fujii and Satake, 2007)。津波波源を囲む 12 ヶ所の検潮所(図 12)において記録された津波波形を見ると(図 13)、波源の西側では上げ波から始まっているのに対し、波源の東側では引き波から始まっており、図 3 のような海底地殻変動が発生したことを裏付ける。人工衛星のうち、Jason-1 と TOPEX/Poseidon は、地震発生後の約 2 時間後にインド洋を南から北へと通過し、Envisat は地震発生後の約 3 時間後に北から南へ向かって通過した(図 12)。これらの人工衛星の高度計データ(図 13)を見ると、インド洋中部では津波の高さは 1 m 以下であったことがわかる。外洋で津波が記録された数少ない例である。

断層面上のすべり量分布を調べるため、断層面を 22 個の小断層に分割した。それぞれの小断層は長さ 100 km、幅 100 km である。各々の断層パラメーターは、余震分布や海底地形を参照して決定した。また、3.1 で述べたように、この地震については、破壊の伝播の影響を無視できないため、南から北へと破壊が一定速度で進行したと仮定した。津波の伝播シミュレーションに使用した水深データは、外洋については ETOPO2 データ(Smith and Sandwell, 1997)、沿岸については海図から水深(約 66,000 点)をディジタル化して新たに作成したものである。計算格子間隔は、外洋では 2 分(約 3.7 km)、沿岸付近では 24 秒(約 800 m)である。

検潮記録と人工衛星データのインバージョンによって推定した断層面上のすべり量分布(図 14)を見ると、スマトラ島北西沖ですべりが最大(13~25 m)であることがわかる。バンダアチェなどのスマトラ島に大きな被害を及ぼした津波はここで発生したと考えられる。ニコバル諸島周辺でのすべり量は約 7 m であったが、アンダマン諸島ではすべりは小さく、津波の波源域の長さは約 900 km であったと推定される。破壊速度については、0.5 ~ 3.0 km/s の範囲で 0.5 km/s 刻みで変えてみたが、どの場合もすべり量分布は似たようなものが得られた。インバージョンで得られたすべり量分布から計算した津波波形と海面高度分布は、観測値をよく再現している(図 13)。

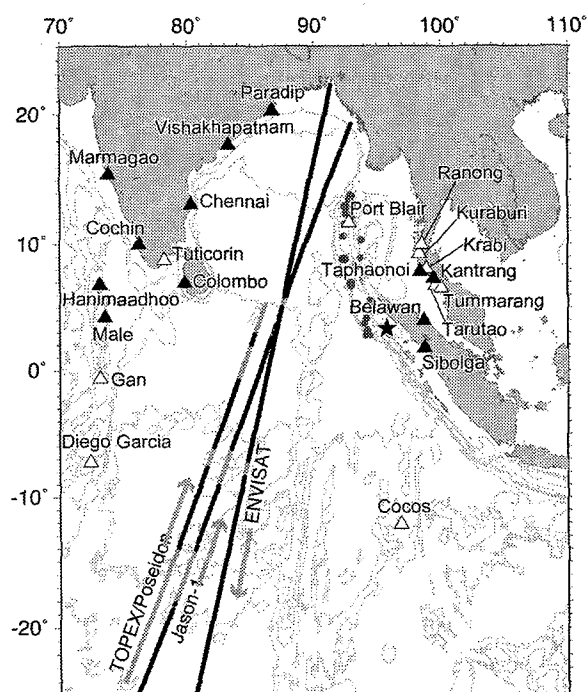


図 12 2004 年インド洋津波の観測データ。人工衛星の軌道(実線)とインバージョンに用いた検潮所の位置(▲)。

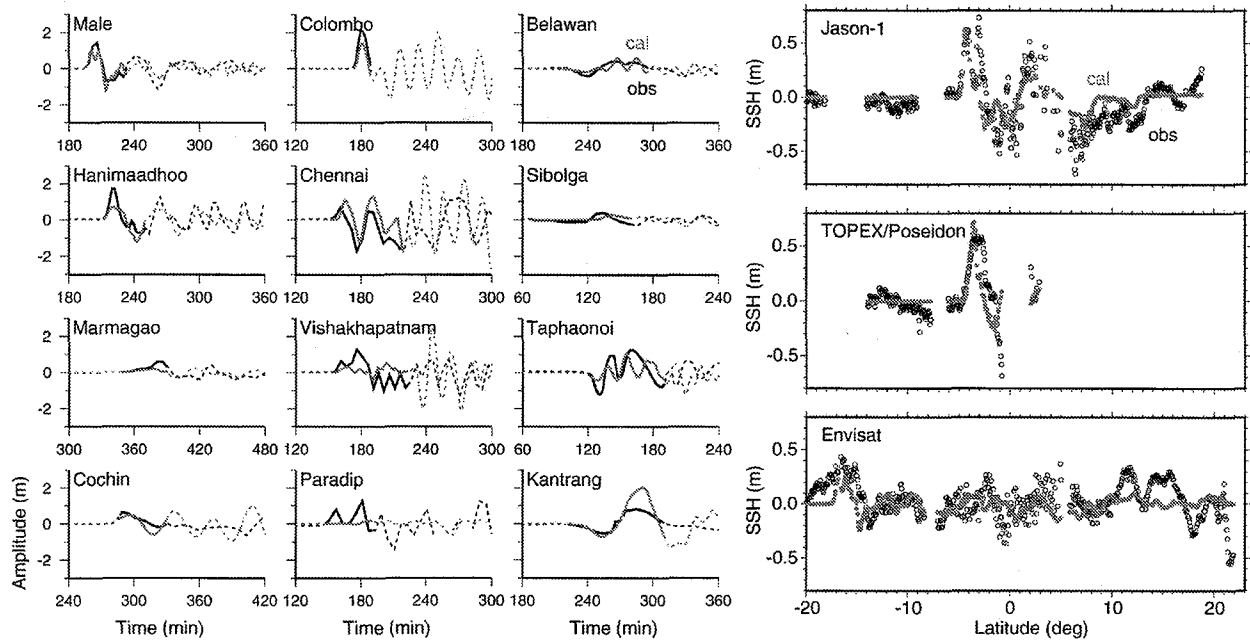


図13 2004年インド洋津波の観測値と計算値との比較。(左)検潮所における観測波形(黒線)とインバージョン結果に基づく計算波形(灰色線)。実線はインバージョンに用いた区間を示す。(右)海面高度。人工衛星データ(黒丸)とインバージョン結果による計算値(灰色)。

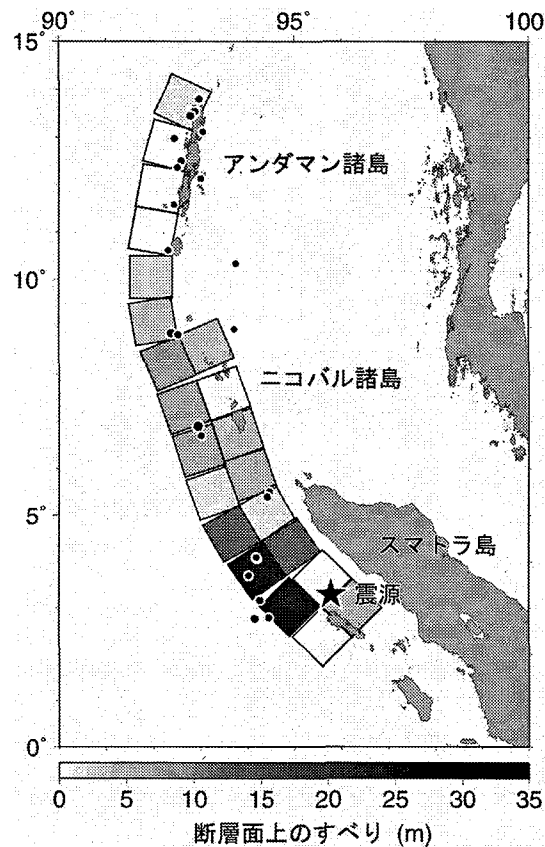


図14 インバージョンによって得られた2004年スマトラ島沖地震の断層面上のすべり量分布。

5. 過去の超巨大地震・津波

5.1 インド洋における過去の巨大地震

インド洋でM 9クラスの地震が発生することは予測されていたのだろうか？カリフォルニア工科大学とインドネシアのグループは最近 10 年ほど、インドネシアのスマトラ島周辺で古地震調査を行ってきた (Natawidjaja et al., 2004). スマトラ島とスンダ海溝との間には小さな島がならんでおり、ちょうどプレート間地震に伴う隆起域と沈降域とをまたぐような位置にある。これらの島での珊瑚礁の調査から、過去の地震に伴う海面変動(地殻変動)量が推定されている。スマトラ島沖地震の震源の南方では 1861 年、1833 年に発生した大地震によって海岸は 1 m 以上隆起したと推定されている (Natawidjaja et al., 2006)。また、スマトラ島沖では大地震が約 230 年程度の繰り返し間隔で発生しており、今後数十年以内に次の活動が起きるであろうという予測が、スマトラ島沖地震直前の 2004 年 12 月に発表されていた (Sieh et al., 2004)。

ニコバル諸島では 1847 年と 1881 年に、アンダマン諸島では 1941 年に M 8 クラスの大地震が発生した (Bilham et al., 2005)。1881 年の地震については、ベンガル湾周辺の検潮所で記録された津波波形を使って地震の大きさが推定されている (Ortiz and Bilham, 2003)。これらの地震がこの地域における最大規模の地震と考えられていた。

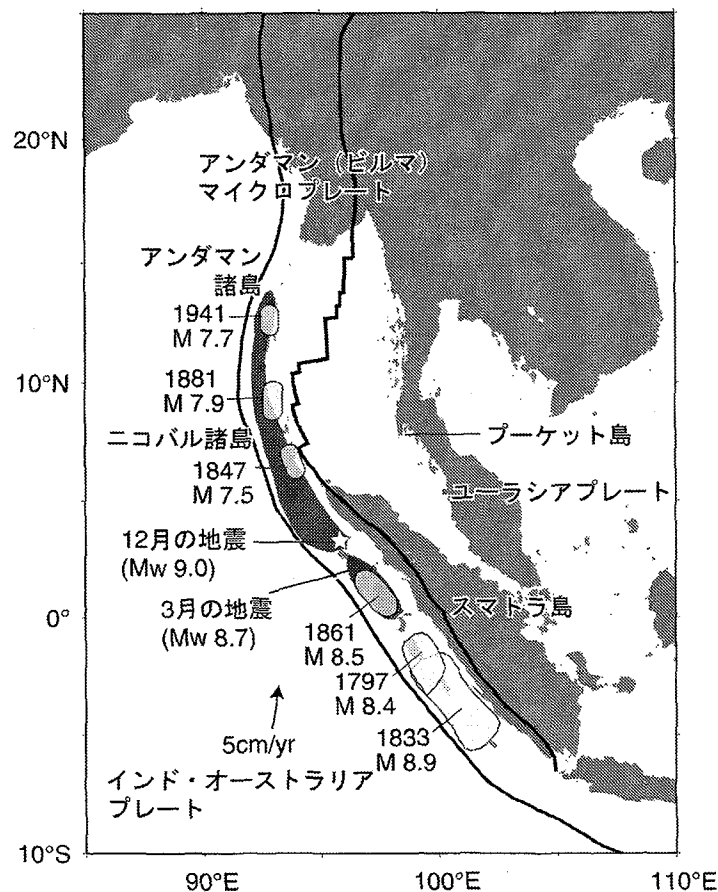


図 15 スマトラ-アンダマン諸島における過去の大地震の震源域。

Bilham et al. (2005), Natawidjaja et al. (2006)に基づく。

5.2 太平洋における過去の巨大地震

M9クラスの地震は、20世紀に4回しか発生しておらず、それらは、チリ、アラスカ、アリューシャン、カムチャツカと、いずれも太平洋周辺の沈み込み帯で発生した(図16)。

1952年カムチャツカ地震($M_w=9.0$)は、震源域の長さ600 km程度、すべり量は平均5 mで、2ヶ所で10 mを超えるすべりがあった(Johnson and Satake, 1999)。ここでは、1737年にもほぼ同規模の超巨大地震が発生した。

1957年アリューシャン地震は余震域が1200 kmと、スマトラ島沖地震と並んで世界最長であったが、すべりのほとんどは震源域の西端500 kmの領域に集中し、最大すべり量は7 mであった。地震波や津波の再解析によると $M_w=8.4\sim 8.6$ で、他のM9クラスの地震よりやや小さかった(Johnson et al., 1994)。ここでは1986年と1996年のそれぞれ $M_w=8.0, 7.9$ の大地震が発生した(Tanioka and Gonzalez, 1998)。

1964年アラスカ地震($M_w=9.2$)は、海岸変動、水準・三角測量の結果や津波の波形から、震央付近では約20 mの、もう1ヶ所では約10 mのすべりが推定されている(Johnson et al., 1996)。1960年チリ地震については、次節で詳しく見ることにする。

20世紀に発生したこれらの超巨大地震の最大すべり量は7~40 mであった。プレートの収束速度は年間5~10 cm程度だから、これらのすべりを生じるための歪の蓄積には、70~800年かかる。すなわち、20世紀の100年間では、全世界のM9クラスの超巨大地震の繰り返しのわずか一部分しか見ていないことになる。また、アリューシャンやスマトラ島沖では、M9クラスの超巨大地震の震源域内でM8クラスの巨大地震も発生していた。もし、歴史記録にM8クラスの巨大地震しか残っていなければ、これらがその地域の最大規模の地震とみなされていただろう。

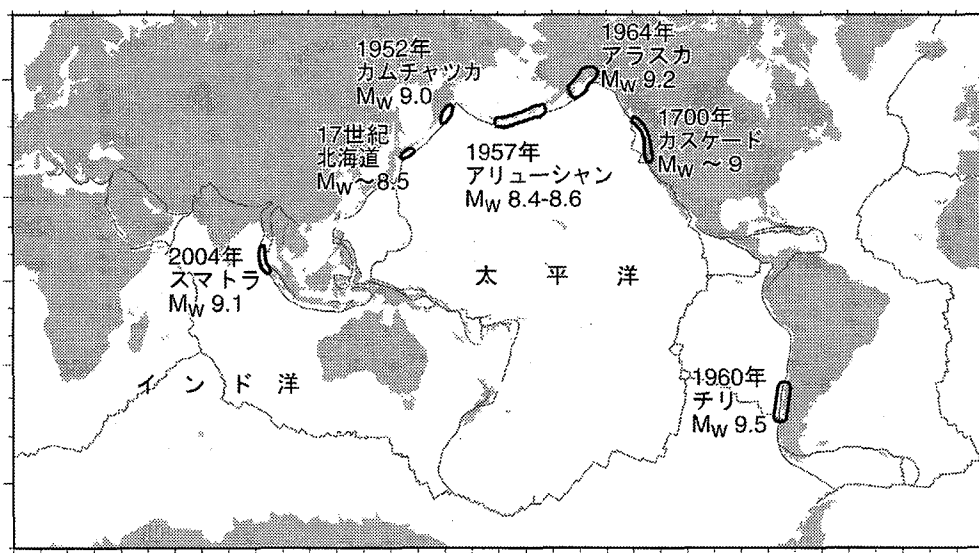


図16 超巨大地震の震源域。20世紀及び17世紀に発生したM9クラスの地震を示す。

5.3 1960年チリ地震

1960年チリ地震は、20世紀最大の地震で、震源域の長さは900 kmであった。モーメントマグニチュードは $M_w=9.5$ と推定されている(Kanamori, 1977)。一方、地震に伴う海岸の変化や水準測量などの測地データから、すべり量は平均17 m、最大で40 mと推定された(Barrientos and Ward, 1990)。

この地震による津波のため、チリの海岸では1000人以上の死者が出た。太平洋に広がった津波は約15時間後にハワイを襲って死者61人を出し、地震発生から約23時間で日本の太平洋岸に到達、死者・行方不明者139人と

いう大きな被害を出した(図 17)。

歴史記録によると、1960 年チリ地震の震源域では、1575 年、1737 年、1837 年にも巨大地震が発生したことが知られており、その間隔はおおよそ 100 年程度である。一方、震源域付近でのプレートの沈み込む速度は年間 8 cm 程度なので、約 100 年毎に繰り返す巨大地震の最大すべりは 8 m 程度にしかならないはずだ。

最近、1960 年の震源域内で行なわれた沿岸地質調査から、過去 2000 年間に最大 8 回分の古地震痕跡が発見された(Cisternas et al., 2005)。最新のものは、1960 年の地震による津波堆積物であるが、そのすぐ下位の津波堆積物は、年代測定の結果、1575 年の地震によるものであることがわかった。また、1960 年の地殻変動(海岸の沈降)によって立ち枯れた樹木のなかには、1737 年以前から生育していたものもあり、1737 年と 1837 年の地震による地殻変動は、1960 年に比べて小さかったと推定されている。調査地域内では、1960 年と同規模の津波堆積物や地殻変動を伴う超巨大地震は、300 年程度の繰り返し間隔を持つことが明らかにされた。

歴史記録からは巨大地震が約 100 年毎に繰り返すとされていたのだが、それがすべて同じ規模ではなく、地質学的な痕跡を残すほど巨大なものはおおよそ 300 年毎に(3 回に 1 回)限られることがわかった。

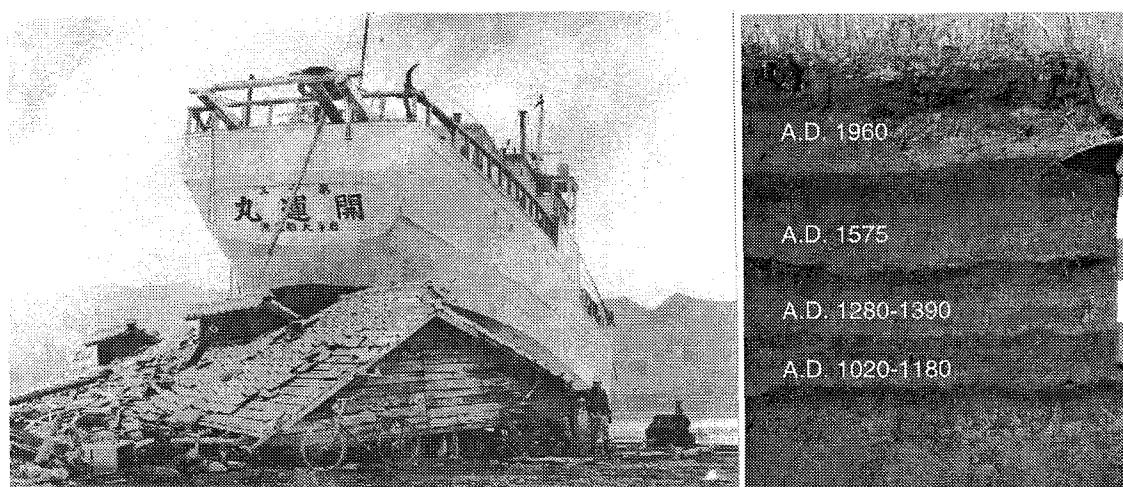


図 17 (左) 1960 年チリ地震津波による大船渡市の被害。朝日新聞による。(右) 1960 年震源域内で見られる津波堆積物。上位から、1960 年、1575 年、1280-1390 年、1020-1180 年の痕跡 (Cisternas et al., 2005)。

5.4 1700 年カスケード地震

アメリカの北西部およびカナダ南西部の太平洋岸では、海のプレートが北米大陸の下に沈み込んでいる。スマトラ島沖、チリ沖、日本周辺と同じような沈み込み帯だが、これらと違って、大地震の発生は知られていなかった。

北米西海岸では歴史記録は 1850 年頃からしか存在しない。過去 150 年間、大地震が発生しなかったといって、今後も発生しないとは限らない。実際、1980 年代の後半から始まった地質学的な調査の結果、約 300 年前に大地震が発生したことがわかった(Clague, 1997; Atwater et al., 2005)。過去の地震によって海岸が沈降したことや津波が押し寄せたことを示す証拠が、海岸付近の地層から発見された。また、地震によって立ち枯れた木の年輪を使った研究から、発生時期は西暦 1699 年の秋から 1700 年の春の間に特定された(図 18)。

北米の西海岸で巨大地震が起きると、太平洋上に津波が発生し、日本にも到達する。西暦 1700 年は日本では江戸時代だから、津波による被害があれば、古文書に記録されているはずだ。日本の古文書の調査から、元禄十二年十二月八日から翌日(西暦 1700 年 1 月)にかけて、日本各地で波源が不明の津波が記録されていた(Satake et al., 1996)。この原因不明の津波は、岩手県宮古市、同大槌町、茨城県ひたちなか市、静岡市三保、和歌山県田

辺市(田辺, 新庄)において記録されている(図 18)。

これらの日本の津波記録から、北米の巨大地震は 1700 年 1 月 26 日の午後 9 時ごろ(現地時刻)に発生したことがわかった。さらに、この地震は、長さ 1100 km にもおよぶ断層面が平均 14 m ずれたこと、Mw は 9.0 であることもわかった(Satake et al., 2003)。これは 2004 年スマトラ島沖地震とほぼ同程度の規模である。アメリカやカナダでは、この結果に基づいて将来の地震や津波への対策がとられ始めた(Atwater et al., 2005)。



図 18 (右上) 1700 年カスケード巨大地震に伴う地殻変動によって立ち枯れたベイ杉の林。米国ワシントン州コバリスにて。(左上) 元禄十二年十二月の津波を記した「田辺町大帳」。(下) 太平洋を伝播する津波の数値シミュレーション。地震発生後 9 時間の津波伝播の様子。Atwater et al. (2005)による。

6. 日本周辺で巨大地震・津波は発生するのか？

6.1 北海道太平洋岸の巨大津波の痕跡

北海道太平洋岸の十勝沖では、1843 年、1952 年、2003 年に、根室沖では 1894 年と 1973 年に M 8 クラスの地震が発生してきた(佐竹・山木, 2005; 図 19)。最近の 2003 年十勝沖地震については、地震波・津波・地殻変動データなどから、その震源像が詳しく調べられた。また、1952 年の十勝沖地震についても、古いデータの見直しによって 2003 年の地震との比較がなされた。

1952 年と 2003 年十勝沖地震について、地震計に記録された地震波形の解析から、断層面上ですべりの大きかったところ(アスペリティ)はよく似ていることが指摘された(Yamanaka and Kikuchi, 2003)。ところが、これらの地震によって発生した津波の高さを比べると、釧路以東では 1952 年の方が大きかった(Tanioka et al., 2004)。津波の記録から、2003 年十勝沖地震は釧路より西の十勝沖の海底が大きく変動しているのに対し、1952 年地震は厚岸沖での海底地殻変動も大きかったと推定されている(Satake et al., 2006)。江戸時代の 1843 年(天保十四年)の地震は、厚

岸を中心に地震動や津波により大きな被害が生じた。この地震は1952年十勝沖地震と似ているが、2003年地震よりは大きかったようだ。

東隣の根室沖では、1973年根室半島沖地震(M7.4)、1894年根室半島沖(M7.9)が発生した。これらの地震についても、規模も震源域の大きさも多少異なっていたようだが、正確にはわかっていない(佐竹・山木, 2005)。

北海道では歴史記録が江戸時代の後期以降しか残っていない。しかし、東部の太平洋岸など自然のままの湿原や湖沼が数多く残っている場所では、過去の地震や津波の痕跡が海岸付近の地層に残されている。湿原では、植物が枯れて堆積することにより、泥炭層が生成されるが、その中には津波によって海から運ばれた砂の層がはさまっていたり、火山噴火によって運ばれた火山灰層が見つかったりする。これらを用いると、津波がいつ襲ってきたのか、およその見当をつけることができる。

北海道東部の霧多布湿原では、1952年十勝沖地震津波や1960年チリ地震津波の際に津波が海岸から1 km程度遡上し、大きな被害を被った(図20)。産総研が行った調査によると(Nanayama et al., 2003; 産業技術総合研究所, 2004)、現在の湿原環境で形成された泥炭層中には、海岸から3 km以上にわたって砂層が少なくとも5枚挟まっており、砂層の分布範囲・砂粒子の特徴や砂層・泥炭層に含まれる珪藻遺骸の分析結果から、これらは過去の津波の痕跡、すなわち津波堆積物であると判断された。この津波堆積物は、19世紀以降の地震による津波の浸水域よりはるかに広く分布しており(図20)、過去にこの地域で巨大な津波が複数回発生していたことを示す。

泥炭層中には、北海道の樽前山(西暦1739年及び約2500年前)や駒ヶ岳(1694年)、中国・北朝鮮国境の白頭山(約1000年前)の噴火から風で運ばれ堆積した火山灰層も見つかっており、これらを使って津波が発生した時期を推定できる。その結果、過去2500年間に5回の巨大な津波が発生していたこと、最も新しいものは17世紀に発生したことが明らかとなった。このように、千島海溝では、繰り返す巨大地震の震源域は毎回少しずつ異なっているように見える。特に17世紀の地震は、その震源域が十勝沖～根室沖に及び、大きな津波を発生させた。

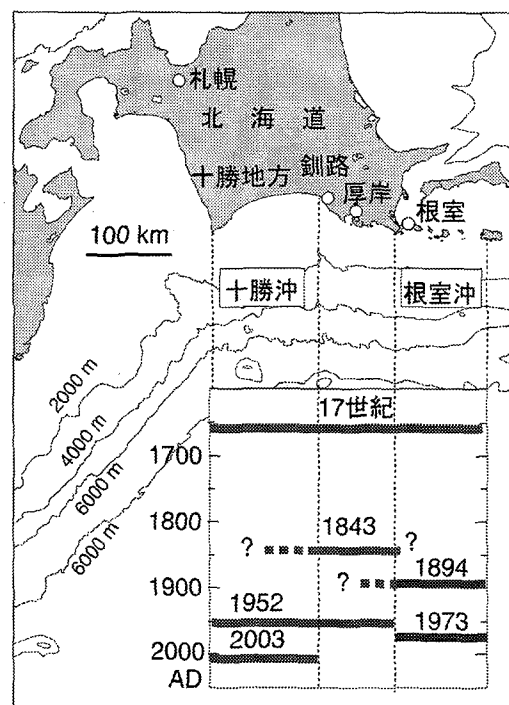


図19 千島海溝における大地震の震源域とその活動履歴。17世紀の地震は、十勝沖と根室沖の震源域が連動して巨大な津波を発生したと考えられる。Satake et al. (2005)による。

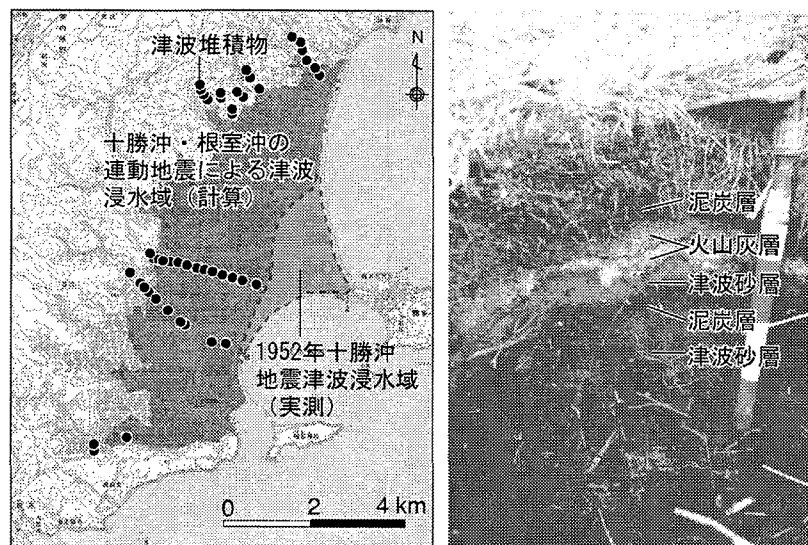


図20 (左)霧多布湿原における1952年十勝沖地震の浸水域(実測)と、津波堆積物の分布. Nanayama et al. (2003) による. 十勝沖・根室沖の連動地震から計算した浸水域は、津波堆積物の分布とよく合っている。(右)浸水域内で見られる津波堆積物。中央の津波砂層は、火山灰との層序関係から、17世紀に運ばれたと推定される。

6.2 巨大地震・津波の予測

産総研では、千島海溝で17世紀に発生した巨大な津波のメカニズムを調べるため、地震の断層運動による海底の地殻変動を計算し、これから生じる津波の伝播・海岸への遡上をコンピューター・シミュレーションによって推定、津波堆積物の分布との比較を行った。十勝沖・根室沖のプレート間地震は19～20世紀には別々に発生し、すべり量は5 m程度、 M_w は8程度であった。これらの地震が同時に発生すると、断層は長くなる。さらに、すべり量が大きいと、海底地殻変動量も大きくなり、それによって生じる津波も大きくなる。シミュレーションによると、断層の長さが300 km、すべり量が10 m程度(M_w 8.5)であると、津波は霧多布などの湿原で数 km 遡上し、調査により明らかにされた津波堆積物の分布とほぼ一致することがわかった(図20)。

このように、通常は別々に発生するプレート間地震が同時に発生して大きな地震となるものを連動型巨大地震と呼ぶ。連動型地震は、断層の長さだけでなく、すべり量も大きくなることが多い。千島海溝で17世紀に発生した地震は、すべり量は少なくともM8クラスの地震の2倍であった。2004年スマトラ島沖地震や1960年チリ地震も、19世紀に発生したM8クラスの地震よりもすべり量が大きかった。

地質学的な調査の結果、千島海溝では、17世紀に発生したような連動型巨大地震がおおよそ500年の繰り返し間隔で発生していることが明らかとなった。この研究成果を防災に生かすため、産総研では、数値地質図(CD)「北海道太平洋岸の津波浸水履歴図」を出版した。このCDには、2003年十勝沖地震と17世紀の連動型地震による太平洋沿岸での津波の高さ(実測値とシミュレーションによる計算値)をまとめた「沿岸津波情報図」、北海道東部5ヶ所の湿原における津波堆積物の分布やシミュレーションによる浸水域を大縮尺(2.5万分の1)で表した「津波浸水履歴図」、想定した地震の断層パラメーター、津波シミュレーションのアニメーション、関連する論文などが含まれる。

一方、政府の中央防災会議(議長:内閣総理大臣)では、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会において、北海道の津波対策の検討対象地震として、連動型の巨大地震(「500年間隔地震」と呼ばれている)を取り上げ、被害想定を行なった。その結果、津波の高さはえりも岬付近で最大15 m程度となり(図21)、冬に発生し

た場合、津波による全壊棟数は、5,600棟、死者数は720～870人と推定された(内閣府ホームページ <http://www.bousai.go.jp/>)。この結果に基づき、「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法」(2005年9月施行)の下で地震防災対策推進地域が指定され、施設整備などの防災対策が取られはじめた。

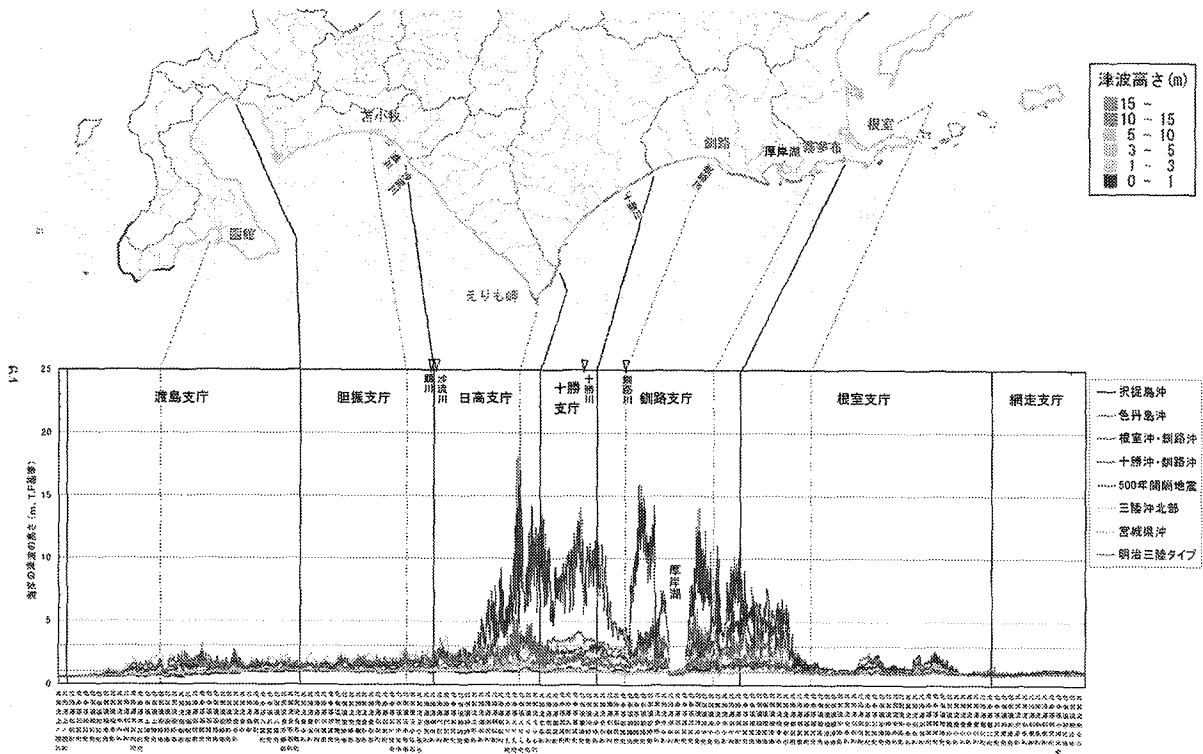


図 21 北海道の太平洋岸における想定津波高さ。中央防災会議による。

7. まとめ

2004 年スマトラ島沖地震から学ぶべき教訓として、津波に関する対策や知識の普及の重要性のほかに、将来の津波を予測する際、過去の長期間にわたって調べることの重要性が挙げられる。スマトラ島沖地震は、過去数百年程度の歴史記録には残っていても、超巨大地震が発生する可能性があることを示した。津波堆積物などの地質学的手法を用いることにより、過去数千年間の地震・津波の発生履歴を調べることができる。このような古地震学的調査は、近年世界中で実施され、超巨大地震の繰り返し間隔が 300～500 年程度であることがわかってきた。日本でも、千島海溝沿いでは 500 年程度の間隔で超巨大地震・津波が発生することが明らかとなり、これを考慮した防災対策が取られるようになってきた。産総研では現在、他地域(仙台平野、南海トラフ沿岸)においても、津波堆積物などに基づく海溝型地震の履歴調査を実施している。

引用文献

- 阿部勝征(1978):近代の地震学, 岩波講座地球科学, 8, 89-167, 岩波書店.
- Aida, I. (1978): Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, **26**, 57-73.
- Ammon, C. J., C. Ji, H.K. Thio, D. Robinson, S. D. Ni, V. Hjorleifsdottir, H. Kanamori, T. Lay, S. Das, D. Helmberger, G. Ichinose, J. Polet, and D. Wald (2005): Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science*, **308**, 1133-1139.
- Atwater, B.F., S. Musumi-Rokkaku, K. Satake, Y. Tsuji, K. Ueda, and D.K. Yamaguchi (2005): The Orphan Tsunami of 1700: Japanese clues to a parent earthquake in North America. *U. S. G. S. Professional Paper*, 1707, also from Univ. Washington Press. 133 pp.
- Barrientos, S.E. and S.N. Ward (1990): The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int.*, **103**, 589-598.
- Bilham R., R. Engdahl, N. Feldl, and S.P. Satyabala (2005): Partial and complete rupture of the Indo-Andaman plate boundary 1847-2004, *Seism. Res. Lett.*, **76**, 299-311.
- Cisternas, M., B.F. Atwater, F. Torreon, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Youlton, I. Salgado, T. Kamataki, M. Shishikura, C.P. Rajendran, J.K. Malik, Y. Rizal, and M. Husni (2005): Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature*, **437**, 404-407.
- Clague, J.J. (1997): Evidence for large earthquakes at the Cascadia subduction zone, *Rev. Geophys.*, **35**, 439-460.
- 藤井雄士郎・佐竹健治(2006):津波波形記録と人工衛星データから求めた2004年スマトラ-アンダマン地震の津波波源モデル. 津波工学研究報告, **23**, 13-16.
- Fujii Y. and K. Satake (2007): Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press
- International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies (2005): *World Disasters Report*, Kumarian Press. 246 pp.
- Ishii, M., P.M. Shearer, H. Houston and J.E. Vidale (2005): Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature*, **435**, 933-936.
- Johnson, J.M., Y. Tanioka, L.J. Ruff, K. Satake, H. Kanamori, and L.R. Sykes (1994): The 1957 Great Aleutian Earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, **142**, 3-28.
- Johnson, J.M., K. Satake, S.R. Holdahl, and J. Sauber (1996): The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **101**, 523-532.
- Johnson, J.M. and K. Satake (1999): Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka, *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 541-553.
- Kanamori H. (1977): The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-7.
- 笠原慶一(1983): 地震の力学, 鹿島出版会, 252 pp.
- 河田恵昭(2005): 2004年スマトラ島沖地震津波災害の全体像の解明, 平成16年度科学研究費補助金研究成果報告書, 186 pp.
- Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S. N. Ward, R. C. Aster, S. L. Beck, S. L. Bilek, M. R. Brudzinski, R. Butler, H. R. DeShon, G. Ekstrom, K. Satake, and S. Sipkin (2005): The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, *Science*, **308**, 1127-1133.
- Malik, J.N. and C.V.R. Murty (2005): Landscape changes in Andaman and Nicobar Islands (India) due to Mw 9.3 tsunamigenic Sumatra earthquake of 26 December 2004, *Current Science*, **88**, 1384-1386.
- Mansinha, L. and D.E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
- 松浦充宏・佐藤良輔(1975):断層モデルと地表変位のパターン, 地震第2輯, **28**, 429-434.
- Meltzner, A.J., K. Sieh, M. Abrams, D.C. Agnew, K.W. Hudnut, J.-P. Avouac and D.H. Natawidjaja (2006): Uplift and subsidence associated with the great Aceh-Andaman earthquake of 2004. *J. Geophys. Res.*, **111**, B02407, doi:10.129/2005JB003891
- Nanayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, B.F. Atwater, K. Shigeno, and S. Yamaki (2003): Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, **424**, 660-663.

- Natawidjaja, D. H., K. Sieh, S.N. Ward, H. Cheng, and R.L. Edwards, R. L., Galetzka, J. and Suwargadi, B. W. (2004): Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls, Indonesia, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JB002398.
- Natawidjaja D.H., K. Sieh, M. Chlieh, J. Galetzka, B.W. Suwargadi, H. Cheng, R.L. Edwards, J.-P. Avouac, and S.N. Ward (2006): The giant Sumatran megathrust ruptures of 1797 and 1833: Paleoseismic evidence from coral microatolls. *J. Geophys. Res.*, **111**, B06403, doi:10.1029/2005JB004025.
- Okada, Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135–1154.
- 岡田義光 (2003): 断層モデルによる地表上下変動のパラドックス, 測地学会誌, **49**, 99–119.
- Ortiz, M. and R. Bilham (2003): Source area and rupture parameters of the 31 December 1881 M_w=7.9 Car Nicobar earthquake estimated from tsunamis recorded in the Bay of Bengal, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi: 10.1029/2002JB001941.
- Plafker, G (1972): Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: implications for arc tectonics, *J. Geophys. Res.*, **77**, 901–925.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター(2004):北海道太平洋岸の津波浸水履歴図, 数値地質図 EQ-01 (CD).
- Satake, K. (1989), Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes; the 1968 Tokachi-oki and the 1983 Japan Sea earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5627–5636.
- Satake, K., K. Shimazaki, Y. Tsuji, and K. Ueda (1996): Time and site of a giant earthquake in Cascadia inferred from Japanese tsunami records of January 1700, *Nature*, **379**, 246–249.
- Satake, K., K.L. Wang, and B.F. Atwater (2003): Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, *J. Geophys. Res.*, **108**, doi: 10.1029/2003JB002521.
- Satake K, F. Nanayama, S. Yamaki, Y. Tanioka, and K. Hirata (2005): Variability among tsunami sources in the 17th–21st centuries along the southern Kuril trench. In *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, 157–70, Springer.
- 佐竹健治・山木 滋 (2005): 19～21 世紀の十勝沖・根室沖地震の波源域, 月刊地球, 号外 no. 49, 168–172.
- Satake K, K. Hirata, S. Yamaki, and Y. Tanioka (2006): Re-estimation of tsunami source of the 1952 Tokachi-oki earthquake. *Earth, Planets and Space*, **58**, 535–42.
- 佐藤良輔 (1989): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390 pp.
- Sieh, K., C. Stebbins, D.H. Natawidjaja, and B.W. Suwargadi (2004): Mitigating the effects of large subduction-zone earthquakes in Western Sumatra, *Eos Trans. AGU*, **85**(47), Fall Meet. Suppl, p.PA23A-1444.
- Smith, W. H. F. and D.T. Sandwell (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, **277**, 1957–1962.
- Stein, S. and E.A. Okal (2005): Speed and size of the Sumatra earthquake, *Nature*, **434**, 581–582.
- Steketee, J.A. (1958): On Volterra's dislocation in a semi-infinite elastic medium, *Can. J. Phys.*, **36**, 192–205.
- Tanioka, Y., L. Ruff and K. Satake (1996): The Sanriku-oki, Japan, earthquake of December 28, 1994 (M_w 7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1465–1468.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 861–864.
- Tanioka, Y. and F.I. Gonzalez (1998): The Aleutian earthquake of June 10, 1996 (M_w 7.9) ruptured parts of both the Andreanof and Delarof segments, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2245–2248.
- Tanioka, Y. et al. (2004): Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake, *Earth Planet Space*, **56**, 359–365.
- Tobita M, H. Suito, T. Imakiire, M. Kato, S. Fujiwara, and M. Murakami (2006): Outline of vertical displacement of the 2004 and 2005 Sumatra earthquakes revealed by satellite radar imagery. *Earth, Planets and Space*, **58**, e1–e4
- 宇津徳治 (2001): 地震学 (第 3 版), 共立出版, 376 pp.
- Yamanaka, K. and M. Kikuchi (2003): Source processes of the Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003 inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21–e24.