



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道で発生した津波地震 —1975年北海道東方沖地震：再訪—
Author(s)	高橋, 浩晃; TAKAHASHI, Hiroaki
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 69, 207-220
Issue Date	2006-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.69.207
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/21510
Type	departmental bulletin paper
File Information	15.pdf



北海道で発生した津波地震
—1975年北海道東方沖地震：再訪—

高橋 浩晃

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

(2006年1月17日受理)

Characteristics of a Tsunami Earthquake Occurring in Hokkaido
—Revisiting the Hokkaido-Toho-Oki Earthquake on June 10, 1975—

Hiroaki TAKAHASHI

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received January 17, 2006)

The 1975 Hokkaido-Toho-Oki earthquake ($M_s7.0$) was characterized as a tsunami earthquake which had anomalous long source process time and spectrum of seismic waves. Predominant period of seismic waves were situated in several tens to several hundreds seconds. This abnormal long-period seismic wave generated very weak intensity distribution compared to the seismic moment (M_0) and epicenter distance. Aftershock distribution and focal mechanisms indicated this event occurred on very shallow plate boundary close to the trench axis, in where seismicity has been very low. If next tsunami earthquake will occur near Hokkaido, JMA will be likely to underestimate the M_J because JMA seismographs are able to record the waves only less than several tens of seconds. This may cause error in judgment for urgent tsunami warning because of smaller M_J than real M_0 . Therefore, a reliable quick M_0 estimation method is proposed by using near- and far-field strain seismograms and far-field broadband seismograms especially for tsunami earthquake warning. In this method M_0 is estimated from source time function τ which is detected from the duration time of near-field huge pulses or far-field S-wave pulses for strainmeter and of P-wave pulse for broadband seismographs. Strain seismographs near the fault are able to fully record whole period strain change without falling off and saturation because of its flat response from several Hz to DC component. Trial M_0 estimation from the observed near-field pulse associated with the 2003 Tokachi-oki earthquake ($M_w8.0$) shows in good agreement with M_0 calculated by teleseismic waveform inversion. This implies that real-time M_0 estimation will be done from only watching the growth process of strain seismographs near the seismic fault.

I. はじめに

1975年6月10日に発生した北海道東方沖地震では、気象庁の M_J が7.0(参考値)であったため津波警報は発令されなかった。しかし、実際には津波が来襲し、花咲で95 cmの最大高さを観測した。気象庁は、津波到達後になって津波警報を発令した。津波は、北方領土を含む太平洋沿岸一帯からオホーツク海沿岸にわたる広範囲で観測された(札幌管区気象台, 1986)。

この地震は、いわゆる津波地震と考えられている。津波地震とは、地震の規模(M_s , M_J)の割に大きな津波を発生させた地震のことを指す(たとえば, 阿部, 2003)。津波地震では、地震波の短周期成分の励起が顕著に小さいために、沿岸部での震度が小さくなり、居住している住民の津波に対する避難意識が喚起されないという問題が発生する。例えば、津波地震の典型例である1896年明治三陸津波地震や1992年ニカラグア地震では、最大震度は気象庁階級で3以下だったため(宇津, 1979; Satake, 1994)、ほとんどの住民は避難行動をとっていなかった。そこへ突然大津波が来襲し、大被害をもたらす結果となった。本稿では、津波地震であった1975年北海道東方沖地震に関するデータを整理し、将来北海道で発生するであろう津波地震に対する防災対策に関する考察を行う。

II. 1975年6月10日北海道東方沖津波地震の特徴

1. 震度およびマグニチュード

本震および最大余震の震源要素と震度分布を示す(気象庁の震度データベースによる)(Fig. 1)。本震での震度は震源に最も近い根室でもIで、そのほか、釧路・網走・浦河で震度Iであった。つまり、本震の最大震度はIであった。一方、最大余震では根室・釧路で最大震度IIであり、本震よりも震度・有感範囲とも大きくなっている。本震の震度分布がその M_J と震央距離に比して異常に小さいことは、たとえば高井・岡田(2002)による震度距離減衰式をあてはめた場合にも明らかであり、震度分布からも本震が特異な震源スペクトルを有していたことが想像できる。Table 1には、各機関が求めた本震および最大余震の M をまとめた。気象庁ルーチンの M_J 決定には、使用していた地震計の周期特性(上下動5秒, 水平動6秒)よりも短い周期の最大振幅を用いていたが、本震では最大振幅を示す周期が5秒を超えたために周期12秒以内の最大振幅を振動倍率で補正して参考値として求めている(気象庁, 1975, 札幌管区気象台, 1976)。そのため、ISCカタログにはこの地震の気象庁 M は掲載されていない。Table 1では、ISC・NEICとも本震よりも最大余震の m_B が大きくなっているが、MSZでは本震のほうが大きくなっている。

2. 津波

本震発生後、気象庁は津波警報を発令しなかった(札幌管区気象台, 1976)。しかし、実際には42分後に花咲に津波が来襲し95 cmの最大高さを記録したほか、震源に近い色丹島では3.5–4 m, 国後島で2–3 m, 歯舞島で0.7–1 mの高さになった(札幌管区気象台, 1976, 1986; ISC

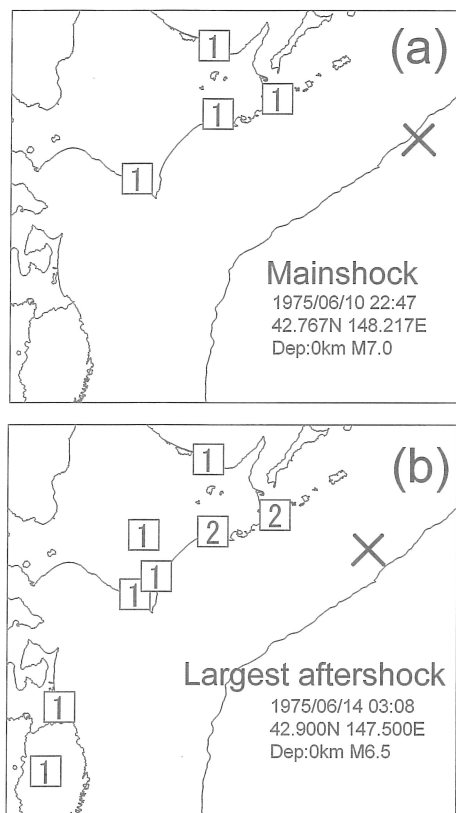


Fig. 1. Seismic Intensity distribution on JMA scale (a) for the 1975 Hokkaido-Toho-Oki mainshock, and (b) for the largest aftershock. Crosses indicate epicenters.

Table 1. Magnitudes of mainshock and largest aftershock estimated by several methods and institutions. ABE: Abe (1989), S&K: Sasatani and Kasahara (1978), and TAK: Takemura et al. (1977).

Institution	Unit	Mainshock	Largest aftershock
NEIS	MSZ	7.0	6.4
	m _B	5.8	6.1
ISC	m _B	5.6	5.9
JMA	M _J	(7.0)	6.5
ABE	Mt	7.9	-
S&K	Mw	7.7	-
TAK	Mw	7.5-7.6	6.7

Web Catalogue). Abe (1989)によるこの地震の津波マグニチュード(Mt)は7.9で、Mt-Msが0.9と大きく津波地震の特徴を示している。尚、最大余震では津波は発生しなかった。

3. 断層面

Fig. 2に気象庁カタログ(気象庁, 2002)による1ヶ月間の余震分布を示す。本震余震とも海溝軸付近に分布しており、その余震域の大きさは約100 km×60 kmである。Takemura et al. (1977)や笹谷・笠原(1978)によるこの地震のメカニズム解の節面はそれぞれ13°, 6°とかなり低角な逆断層型を示す。構造探査により明らかになった震源域付近の太平洋プレートの沈み込み角度も、海溝軸近傍の沈み込みを開始した部分であるため6°とかなり低角である(Nakanishi et al., 2004)。本震の見掛け応力は4.8 barとかなり小さく(Takemura et al., 1977)、プレートを断ち切るような高角の断層面が動いたとは考えづらい。したがって、この地震は太平洋プレートが陸側プレートに沈み込みを開始した直後の非常に浅い部分のプレート境界面上で発生したと考えられる。

4. 地震波スペクトルおよび震源過程

長宗・中礼(1976)は、札幌管区気象台の67型地震計、気象庁松代地震観測所のLMおよび

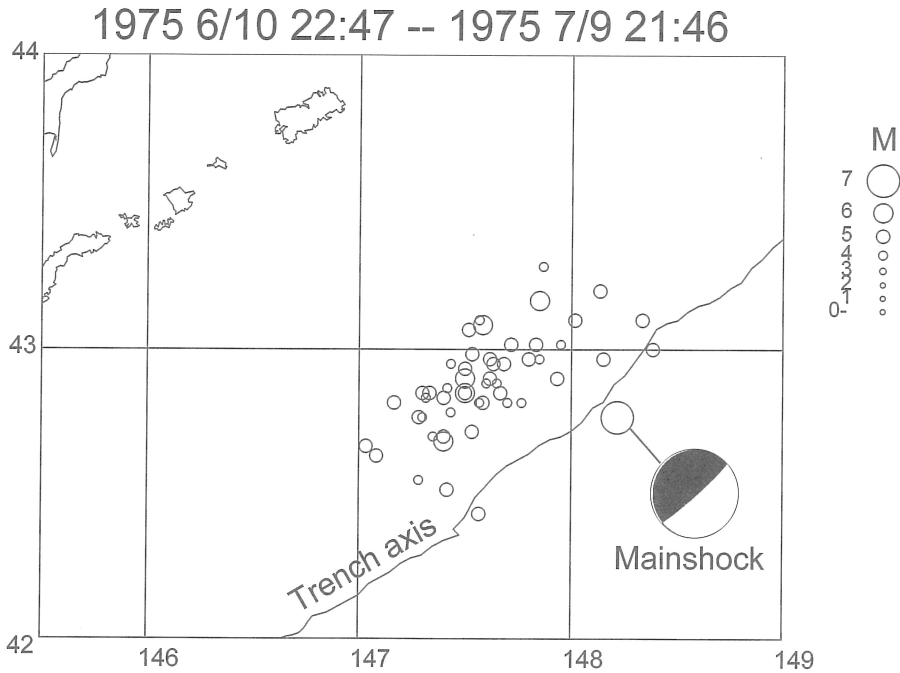


Fig. 2. Aftershock distribution of the 1975 event for the first month by JMA catalogue. Focal mechanism parameters were from Sasatani and Kasahara (1978).

WWSSN 地震計において、本震および最大余震の振幅スペクトルを比較した。周期 10 秒以下の P 波部分では余震の振幅が本震の 2 - 4 倍大きくなるものの、それ以上の周期では本震のほうが振幅が大きくなり、周期 20 秒では約 2.5 倍、周期 100 秒以上では 10 倍以上大きくなっている。

Takemura et al. (1977)らは、遠地地震波形の表面波部分を用いて有効モーメントの推定を行っている。それによると、最大余震では周期 30 秒から 150 秒までで $1.4 \times 10^{19} \text{Nm}$ とほぼ一定であるのに対して、本震では周期 30 秒付近では最大余震と同じ程度であるが、その後周期 200 秒まで有効モーメントが増加して、最終的に $2.0 - 3.0 \times 10^{20} \text{Nm}$ に達している。笹谷・笠原 (1978) による歪地震波形の実体波部分を用いた解析でも、Takemura et al. (1977)と同じオーダーである $5.0 \times 10^{20} \text{Nm}$ の地震モーメントが得られている。この M_0 の値を用いると、本震の M_w は 7.7 で $M_t = 7.9$ との差はかなり小さくなる。

笹谷・笠原 (1978)によると、歪地震波形による本震の source process time (震源時間関数) は 30 秒と長かったが、最大余震は長くとも 10 秒以下と短かった。長周期地震波形を用いた Takemura et al. (1977)や Pelayo and Wiens (1992)でも、本震の震源時間関数は 50 - 60 秒と長い値が求まっている。

以上のように、この地震は長い震源時間関数をもっており、長周期の地震波のみが励起されたこと、そのために気象庁のルーチン観測では適切な M の推定を行うことができず、津波警報が発令できなかったことがわかる。次の章では、このような特異な震源過程をもつ地震の規模を推定する手法について検討する。

III. 津波地震の規模の早期推定

北海道の場合、津波地震発生の可能性があると考えられる海溝軸付近に津波の波源があると、沿岸に到達するまでに要する時間は30分程度である。先に述べたように、津波地震では規模の割に短周期地震波の励起が弱いために震度はそれほど大きくならず、沿岸の住民が自主的に津波に対する避難を開始するとは考えづらい。情報伝達や避難の時間を考えると、津波到達前20分以上、つまり、地震発生以降10分以内に警報を速やかに発令することが必要と考えられる。津波の規模予測を迅速に行うためには、断層運動の規模を直接反映する地震モーメント(M_0) (あるいはモーメントマグニチュード M_w) を早期に推定することが必要になる。海溝軸から北海道沿岸までの距離はおおよそ200–250 km であるので、P波とS波の到達にそれぞれ30秒から45秒程度かかり、それ以降にどれだけ迅速に M_0 が推定できるかが早期に津波予報を発令するために重要になる。ここでは、その推定手法について考察する。

1. 気象庁のM決定方法と津波予報

現在、気象庁では津波早期検知網としてE93型地震計とD93型地震計を運用している。E93型は速度計でD93型は加速度波形を2回積分して得られる変位を出力する(気象庁, 2002)。これらの地震計の特性をFig. 3に示したが、応答がフラットなのはD93型で周期6秒付近までであり、周期10秒を越えると感度が急激に落ち45秒付近では1/100となる。

気象官署設置震度計の波形データが十分得られる地震では、震度計記録に旧地震計の特性を再現するフィルター(周期5秒付近までフラット)をかけた変位波形の最大振幅を用いて最終 M_J を算出している。そうでない場合には、D93型の変位波形の最大振幅を用いて最終 M_J を計算する(気象庁, 2002)。これらの M_J は震源断層においてすべての破壊が終了し、最大振幅を持つS波が到達した後にならないと決定できないし、震度計データによる場合には使える地震波の周期がD93型よりも更に短くなってしまう。また、 M_J は M_w 7.0以上の地震に対して M_w より平均0.3ほど小さくなる傾向がある(宇津, 1999)。このように、通常の M_J の決定手法では、特異な震源スペクトルをもつ津波地震に対して迅速に適切な M_0 (M_w)の推定をするのは難しい。

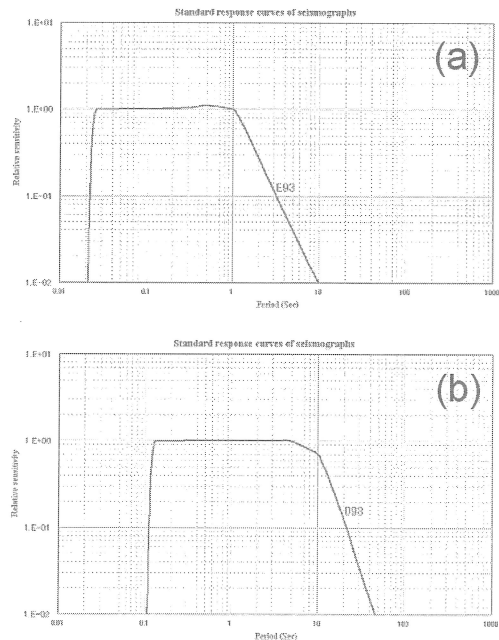


Fig. 3. Standard response curves of seismographs operated by JMA (JMA, 2002). (a) E93 velocity type seismometer, and (b) D93 displacement type seismometer.

気象庁は津波予報におけるこの問題点を考慮しており、D 93 型地震計の変位波形に 1 秒から 40 秒までのハイパスフィルターを逐次かけて複数の周期で M の推定をリアルタイムで連続的に行い (M_p)、その中の最大値を最終 M_p として津波予報発表の参考に行っている (吉田, 2003)。この手法は、 M の推定がほぼリアルタイムでできるといった優れた点をもつ。しかし、先述のように D 93 型地震計の長周期側の感度はかなり落ちているので、津波地震のような 30 秒以上の長い震源時間関数を持つ地震に対しては信頼性が低下するものと思われる。また、気象庁では近地の速度型強震計波形の P 波部分を用いた $M_w(M_{wp})$ の推定も試みているが (西前, 2002)、本論で対象としている津波地震の場合には短周期の地震波がほとんど励起されないためこの手法で M を推定することは難しい。

気象庁は長周期地震波に対応した周期 100 秒付近まで応答がフラットな WV 型地震計 (STS-2 型) も道内に 3 箇所 (恵庭, 上川朝日, えりも)、全国に 20 箇所配備している。しかし、ルーチンの津波警報発令には参考データとして利用されているものの M の決定には使用されていない (杉田, 私信)。気象庁では、特に低周波の地震の場合には、リアルタイムに流れてくる地震波形の最大振幅とその周期にも留意したうえで量的津波予報を発令している (杉田, 私信)。1975 年北海道東方沖地震では、周期 200 秒付近まで有効モーメントの増加が認められており (Takemura et al., 1977)、たとえ WV 地震計を使ったとしてもその全貌を捉えられない可能性は残る。

2. 広帯域地震計を用いた M_o の推定

津波地震では短周期の地震波はあまり励起されず、そのエネルギーのほとんどは長周期の地震波として放射される。このため、気象庁の D 93 型地震計よりもより長周期成分をフラットな特性で記録できる広帯域地震計によるデータから M を求めることが望ましい。

Furumoto and Nakanishi (1983) は、震源時間関数の長さ τ と M_o の関係を調べ $M_o \propto \tau^3$ の関係を示した。Kikuchi and Ishida (1993) は、広帯域地震計網での近地中小規模地震の観測から、その変位波形の P 波パルスの継続時間が震源時間関数を表すことを示し、それと求められた M_o との関係を調べ $M_o \propto \tau^3$ の関係式を得ている。このほか、Ekston and Enghahl (1989) や Ekston et al. (1992) でも同じような関係を得ている。これらの M_o と τ の関係式を用いれば、P 波が到着したあとにそのパルスの成長を見ているだけで M_o をほぼリアルタイムに推定することができる。特に津波予報を出す際に必要な最小 M_o の推定は、閾値を事前に設定しておけば P 波パルスが完了する前に行うことが可能になる (菊地, 2003)。この τ を用いる M_o 推定は、異常に長い τ をもつ津波地震の場合には特に有用である。

Tsuboi et al. (1995) は、Kikuchi and Ishida (1993) の考えを発展させて、P 波パルスの変位波形を更に積分しその最大振幅値から $M_o(M_{wp})$ の推定を行って、放射特性や周波数依存減衰を考慮しない場合でも Harvard CMT の M_w とほぼ一致することを示した。この手法では、マルチプルショックや浅い地震の場合に出現する pP や sP 相が P 波パルスに重畳した場合の影響は考慮されていない。しかし、例えば 2 発のマルチプルの場合でも M_o が 2 倍になるだけなので、 M_w で

は0.2しか変わらず、よって津波予報には充分有用であるとしている。

以上の研究は、P波パルスが到着すれば、たとえ長い破壊時間をもつような地震に対してもパルスの終了あるいはそれ以前に M_0 の推定が可能であることを示す。現在、日本列島には大学・気象庁・防災科学技術研究所らによって高密度な広帯域・広ダイナミックレンジな地震計網が運用されており、国内で発生した地震に関して、機械的に振り切れない地震波形を国内のどこかで取得することは十分可能である。このため、環境的には M_0 推定をP波到着時に τ や変位積分最大振幅を用いてリアルタイムに行うことが可能な状態である。この手法を津波地震に適用する場合、津波地震は長い τ をもつのでS波の影響を避けるためS-P時間が τ よりも長くなる遠方の観測点を選択して使用する必要がある。たとえば、 $\tau=60$ として市川(1978)の走時表を用いると、震央距離600 km以遠の観測点でS-Pが τ を上回る。この条件の観測点ではP波到達時間が発震時から80秒後なので、実際の M_0 推定は発震後3分程度で行えることとなる。

3. 歪地震波形を用いた M_0 の推定

歪計は原理的には数 Hz から直流成分までフラットな計器特性をもっており、機械的に振り切れることもない超長周期地震計として利用することができる。たとえば、STS-2地震計は周期100秒付近で感度がおちるが、歪計ではこのようなfall offはない。このため、津波地震のような長い震源時間関数をもつイベントでも、そのすべてを忠実に観測することが可能である。特に、震源断層に近い観測点の場合には近地項や中間地項をも正確に記録するため震源過程を知る上でも重要な情報をもたらす。歪計とSTS-1型地震計との波形の比較では、歪地震波形が地震計による波形とほぼ同であることが確かめられている(大久保ほか, 2004; Okubo et al., 2004)。震源過程に基づいた理論歪波形の計算手法としては、笹谷・笠原(1978)の点震源と無限媒質を用いる方法のほかに、点震源および有限断層と半無限媒質を用いたものや(岡田, 1980)、成層構造の計算を可能にしたものがあり(Honda, 2002)、より精密に理論波形と観測波形の比較を行うことが可能になっている。

笹谷・笠原(1978)、Kasahara and Sasatani(1986)は、歪地震波形のS波の最初のパルス部分から、無限媒質を仮定して理論波形を計算し震源時間関数(rise time) τ と M_0 の推定を行った。その結果、広帯域地震計を用いる場合と同じように $M_0 \propto \tau^3$ の関係があることを導いた。Table 2には、歪計および広帯域地震計による M_0 と τ の関係式をまとめてある。この関係式を用いれば、S波パルス到達とともに M_0 の推定が可能である。歪計は直流成分までフラットなため、この手法

Table 2. Empirical relations between τ , M_0 and Mw.

References	M_0	Mw	Remarks
Furumoto & Nakanishi (1983)	$2.5 \times 10^{15} \tau^3$	$2 \log \tau + 4.2$	Thrust fault
Kikuchi & Ishida (1993)	$1.0 \times 10^{17} \tau^3$	$2 \log \tau + 5.3$	Intermediate to deep focus earthquakes
Kasahara & Sasatani (1986)	$1.0 \times 10^{15.8-16.7} \tau^3$	$2 \log \tau + 4.5 \sim 5.1$	Strain seismograph
Ekston and Engdahl (1989) Ekston et al (1992)	$1.0-1.3 \times 10^{16} \tau^3$	$2 \log \tau + 4.6 \sim 4.7$	Aleutian, California

は津波地震のような τ の長い地震にも充分対応できる。また、振り切れる心配がないため、震源の近くの観測点も使用でき、その結果として M_0 推定が発震後短時間で可能になるが、 τ が長い場合にはPやsPのパルスにSが重畳してしまう可能性がある。

観測点が震源断層に特に近い場合には、遠地にくらべ巨大な振幅と長い継続時間をもつパルスが生成される(岡田, 1980)。歪計の応答特性と最近の記録計の高ダイナミックレンジ化は、直流成分を含むこれらの近地波形も正確に記録できる能力を提供する。2003年十勝沖地震では、震源断層近傍のえりもや茂寄(広尾)観測点で近地歪地震波形が取得された。笠原・本多(2005)は、Honda et al. (2004)の強震波形を用いて求められた震源過程を用いて歪地震動の理論波形を計算し、観測波形をよく説明することを示した。しかし、津波地震のための M_0 推定は、リアルタイムに成長している歪波形から直接行う必要がある。

近地で観測される巨大なパルスは、P, S, Rayleigh 波に加えて中間地項や近地項が重なって発生したもので、その振幅関数に関して遠地項のような単純な特性を同定することはできない(Aki and Richards, 2002)。しかし、その継続時間(T)、PとS波到着時間(Pt, St)、震源時間関数(τ)には以下の関係がある(Aki and Richards, 2002)。

$$\tau = T + Pt - St$$

このうち、 T は歪波形から直接計測可能である。P波とS波は巨大なパルスに埋もれる形となっているものの、たとえば2003年十勝沖地震の場合には短周期地震計では捉えられていることを考えると、歪波形にhigh-pass filterを通して拡大すれば到着時間は識別できると考えられる。このようにして求められた震源時間関数 τ と M_0 には、先に示したように $\tau^3 \propto M_0$ の関係がある。これにより、1点の近地歪地震波形より M_0 を推定することが可能になる。例えば、2003年十勝沖地震の茂寄観測点での T はおおよそ50秒で $Pt - St$ は-10秒、つまり $\tau = 40$ 秒あったので、これをTable 2で示した式に当てはめて M_w を推定した。Kikuchi and Ishida (1993)の式では、 $M_w 8.5$ とやや大きい値が求まっている一方、Kasahara and Sasatani (1986)では M_w が7.7~8.3、Ekston et al. (1992)では7.8であった。おおよそ、実際の M_w (8.0)に近い値が求められている。

一方、先ほども述べたようにパルスの振幅関数と M_0 の関係については単純ではない。実際に断層近傍で完全な歪波形が観測されたのは、筆者の知る限りでは2003年十勝沖地震しかないが、その本震($M_w 8.0$)と最大余震($M_w 7.1$)では最大振幅に約10倍の差がある。この相違には M_0 の違いが大きく影響していると考えられるものの、本震と最大余震では断層と観測点との間の幾何学的な位置関係が異なっていることも影響しているものと考えられる。点力源を考えた場合、遠地項による歪の振幅は $\epsilon = -(A/R)\ddot{D}[t - (R/v)]$ 、ここで $D(t)$ は震源時間関数、 R は震源距離、 A は係数、 v は対象とする波の速度で $M_0 \propto D(t)$ の関係にある(笹谷・笠原, 1978, 岡田, 1980)。それゆえに、遠地項だけが観測されている場合には、その歪パルスの2回積分値を M_0 と直接関連付けることができ、 M_{wp} の考え方で経験的あるいは理論的に M_0 の推定を行うことが可能かもしれない。これに対し、中間地項や近地項に掛かる震源時間関数の項は \dot{D} や D であり(笹谷・笠原, 1978)、それ

が遠地項と重畳しているために理論的に M_0 と振幅関数との関係をたとえば遠地項のように震源距離をパラメータとするような方法で見積もることは難しい。データを蓄積して、有限断層と観測点間の幾何学的関係を考慮したうえで、 M_0 と近地パルスの継続時間、最大振幅、あるいはパルス部分の積分値との経験式を求めることが必要であろう。

以上のように、断層に近い観測点では近地パルスの継続時間から、遠地項が大きくなる場合にはS波パルスの継続時間から M_0 の推定をほぼリアルタイムに行うことが可能であることが示された。歪地震計は振り切れることがなく、あらゆる周波数帯域に対応できることから、津波地震をはじめあらゆる地震の M_0 推定に対して有効なデータを提供することが可能であると考えられる。

IV. 津波地震に対する防災対策

北海道周辺では、実際に1975年北海道東方沖地震や1896年明治三陸津波地震が発生していることから、将来、津波地震が発生することは十分に考えられる。したがって、それに対する対策を立てておく必要がある。

先に示したように、津波地震では短周期地震波があまり励起されないために沿岸部での最大震度はIII以下になると考えられる。このため、住民が自主的に避難を行うことは考えられず、気象庁が津波警報をどれだけ迅速に発令し、それを住民に如何に早く周知するかが重要になってくる。津波の規模を予測するには地震モーメントの情報が必要不可欠である。現在の気象庁の量的津波予報体制は、通常地震に対しては極めて有効である。しかし、津波地震に対しては、信頼性のある地震モーメントに基づいて予報を出せる体制が完備されていると言えるだろうか。III章では、その視点に立って津波地震の地震モーメントの迅速な推定方向について検討を行った。

その結果として、津波地震のような長い震源時間関数をもつようなイベントでもfall offすることなく観測を行える歪計と、同じく周期100秒程の地震波まではフラットな特性をもつ広帯域地震計のデータを用いて地震モーメントを迅速に推定する手法が有効であると考えられる。津波地震の地震波スペクトルの特性からすると、震源に近い場所に設置された広帯域地震計でも振り切れないかもしれないが、近すぎると M_0 推定に必要なP波のパルスにS波が重畳して同定が難しくなる。これを避けるためには、先に述べたようにある程度遠い場所に設置された地震計の波形を用いる必要が生じ、そこまでP波が到達するまでの時間はロスとなる。一方、近地の歪計記録を用いる手法ではこのような時間のロスもなく、最も早く確実に M_0 の推定を行うことができる。歪地震波形の近地項が大きい場合にはその継続時間とPおよびS波の到着時間から、また、遠地項のみが大きく見られる場合にはS波パルス幅を用いて M_0 を推定し、クロスチェックをかける意味で遠地での広帯域地震波形による M_0 を参照したうえで最終的な M_0 を決定して、津波警報の発令を判断する。特に、歪地震波形を用いる手法はテレメータされてくる波形を見ているだけで積分の操作もいらず直接 M_0 の推定が可能である点が優れている。つまり、実時間での処理が可能であり、簡便かつ直感的にもわかりやすい。以上の M_0 決定の流れをフローチャート化したものがFig. 4である。今後、実際のデータを用いてこの手法の検証を行うとともに、 M_0 と τ の関係

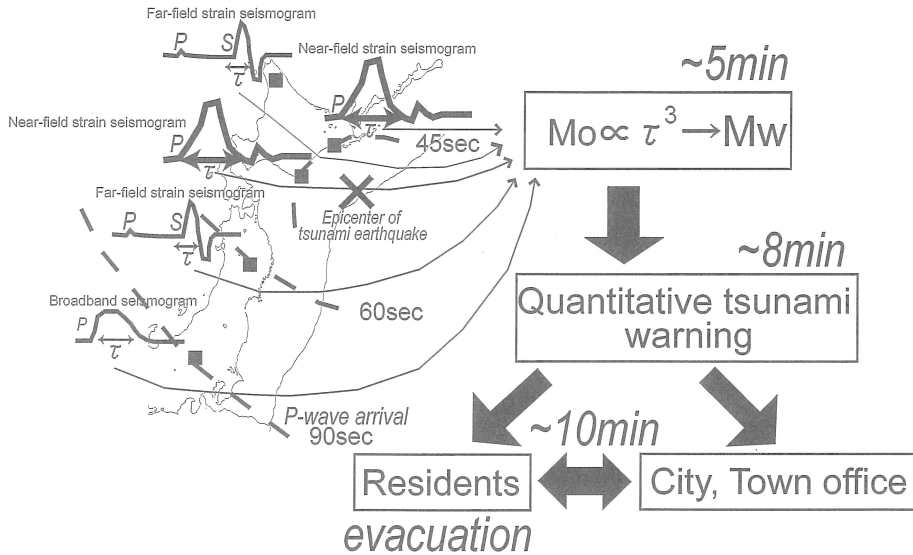


Fig. 4. Schematic illustration of the quantitative tsunami warning system for tsunami earthquakes based on quick M_o which was estimated in quasi-real time by strain and broadband seismograms.

式に関しても更なる改良を加えてより信頼性のある M_o 推定を行えるようにすることが必要であろう。また、近地歪パルスの振幅関数の情報についても経験的にでも扱えるように検討を進めるべきである。

観測手法の検討に加えて、沿岸部の地方自治体や住民に対して、津波地震の存在を周知することが必要であろう。例えば震度が小さくとも大津波が襲う可能性があること、従って、常に気象庁や地方自治体からの津波の情報に注意すること、あるいは防災無線等を用いて強制的に津波警報や避難勧告を周知できるようなハード面での整備も必要であると考えられる。

V. 海溝軸付近の最近の地震活動

Satake and Tanioka (1999) は、津波地震は海溝軸付近の沈み込みを始めたばかりのプレート境界で発生するとした。一般的に、温度と粘土鉱物の脱水の関係から海溝軸付近のプレート境界は非地震性であると考えられてきた(たとえば, Moore and Saffer, 2001). Nakanishi et al. (2004) の温度構造モデルでは、根室沖では海溝軸から 50 km 付近までは固着していない領域となる。しかし、実際には 1975 年北海道東方沖地震が発生した。

最近のペルー・チリ海溝で行われた海底地殻変動観測では、海溝軸までほぼ完全に固着していることが明らかにされている (Gagnon et al., 2005)。これは、海溝軸に近い部分でも固着することが可能であり、ひいては地震を発生させる能力を有していることを示している。この部分で固着が起こる原因について、Seno (2002, 2003) はプレート境界面での間隙流耐圧の変化をあげている。間隙流圧が静岩圧付近まで上昇すると、有効法線応力が 0 に近くなり、よって摩擦も 0 に近くなるためにゆっくりとした地震すべりを起こすことが可能になり、それが津波地震だと考えた。

1997 10/1 0:0 -- 2005 12/31 23:59

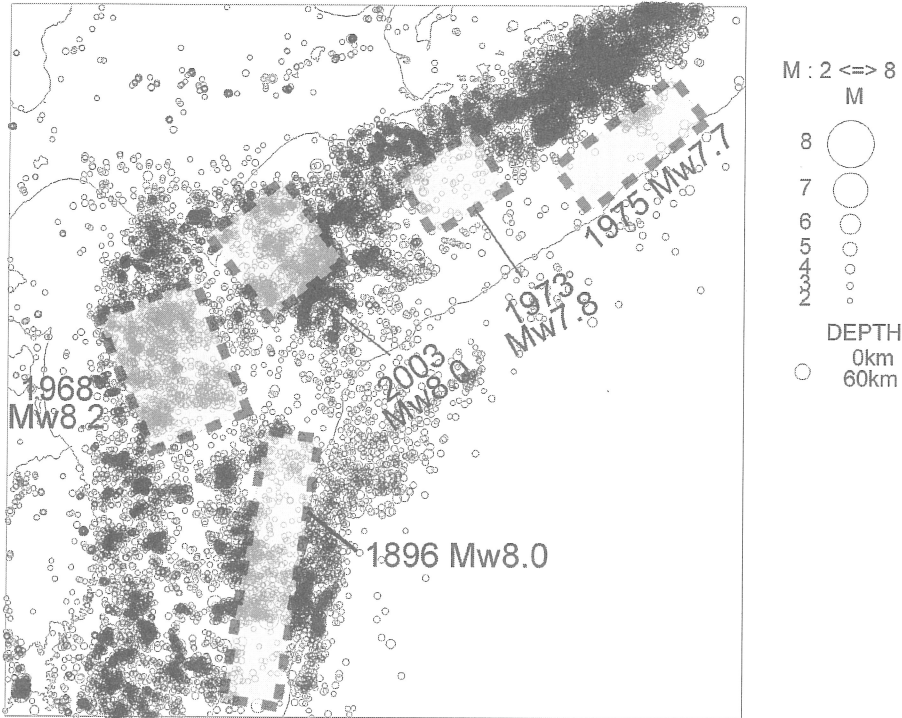


Fig. 5. Seismic activity off southern Hokkaido from October 1997 to December 2005 based on JMA catalogue. Fault models of the recent large earthquakes were also shown by rectangles (Tanioka and Satake, 1996, Kanamori, 1971, Yamanaka and Kikuchi, 2003, Yamanaka and Kikuchi, 2001).

Fig. 5 に十勝根室沖から三陸沖にかけての、一元化が始まった 1997 年以降の震央分布を示した。カタログは気象庁のものである。十勝沖では海溝軸から 50 km の部分の地震活動度が極端に低く、根室沖ではこの低地震活動帯が陸側にさらに 50 km くらい広がっている。1975 年北海道東方沖地震の震源域は、この低地震活動帯の色丹島側への延長部に位置している。この震央分布には、過去に発生した地震の断層面も同時に重ねてある。2003 年十勝沖地震や 1973 年根室半島沖地震は、従来から固着が起きていると考えられている場所、つまり、低地震活動帯よりも陸側で発生している。低地震活動帯での地震は、1896 年明治三陸津波地震と 1975 年北海道東方沖地震の 2 例で前述のようにいずれも津波地震である。1952 年十勝沖地震に関しては、Hirata et al. (2003) や佐竹ほか (2005) による津波波形インバージョンの結果から、2003 年十勝沖地震よりも沖合ですべりがあったことが示されている。しかし、空間的な分解能の制約により、Fig. 5 で示した低地震活動帯まですべり域が延びていたのかは分からない。このほか、札幌管区気象台 (1962, 1986, 2001) や宇佐美 (2003) を調べてみたが、太平洋側では 1975 年北海道東方沖地震以外では津波地震の特徴をもつような地震は見当たらなかった。

海溝軸付近の低地震活動帯の原因としては 2 つの可能性が考えられる。すなわち、定常すべり

領域であるために地震活動がない、あるいは、固着度が高いために地震活動がない、のいずれかである。この部分は陸上から離れているために GPS からその固着状況を推定することもできず、地震活動がほとんどないために相似地震を用いる手法も使えない。このような状況下で固着の状況を調べる手法としては2つ考えられる。ひとつは、海底地殻変動による固着状況の直接観測である。先に述べたように、すでにペルー・チリ海溝では実測に成功して固着が確認されており、最も有効な手法であると考えられる。もうひとつは、プレート境界面の反射強度を調べる手法である。Nakanishi et al. (2003)によると、根室沖の1973年根室半島沖地震の震源域より海溝軸側のプレート境界面付近から強い反射波を観測している。Seno (2002)のモデルを適用すると、この強い反射強度は静岩圧に近いような高い流体間隙圧を見ている可能性がある。つまり、将来1973年根室半島沖地震震源域の海溝軸側の低地震活動域で津波地震が発生する可能性を示すデータであると考えられる。

VI. ま と め

津波地震であった1975年北海道東方沖地震の特徴についてまとめた。また、将来発生するであろう津波地震の津波警報を発令するのに必要な情報である M_0 の推定方法について検討した。津波地震が低周波の地震波のみを放出する特性を持っていることから、長周期でも感度が落ちないような計器で観測することが必要であり、その結果として近地での歪地震波形と遠地の広帯域地震波形を併用して M_0 を推定することが効果的であることを示した。この手法を用いることにより、3分程度で M_0 の推定が可能になり、沿岸部を津波の襲う20分前までには津波警報の発令が可能になると考えられる。

謝辞 札幌管区気象台の杉田裕志氏には気象庁の M 推定法や津波情報の発令方法等について懇切丁寧に教えて頂いた。笠原稔教授からは、歪地震記録の見方や津波検知のアイデアについて議論していただいた。森谷武男助教授には、常日頃から北海道の地震活動の特性に関して様々なことを教えていただいた。記して感謝の意を表します。一部の図の作成にはSEIS-PC(石川・中村, 1997)を用いた。

文 献

- Abe, K., 1989. Quantification of tsunamigenic earthquakes by the M_t scale, *Tectonophysics*, **166**, 27–34.
- 阿部勝征, 2003. 津波地震とは何か, 月刊地球, **25**, 337–342.
- Aki, K., and P. Richards, 2002. *Quantitative seismology*, Second edition, University Science Books, pp. 700.
- Ekston, G., and E. R. Engdahl, 1989. Earthquake source parameters and stress distribution in the Adak Island region of the central Aleutian Islands, Akaska, *J. Geophys. Res.*, **94**, 15499–15519.
- Ekston, G., R. S. Stein, J. P. Eaton and D. Eberhart-Phillips, 1992. Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust fault 1. The 1985 Kettleman Hills, California earthquake, *J. Geophys. Res.*, **97**, 4843–4864.
- Furumoto, M., and I. Nakanishi, 1983. Source times and scaling relations of large earthquakes, *J. Geophys.*

- Res., 88, 2191–2198.
- Gagnon, K., D. Chadwell and E. Norabuena, 2005. Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements, *Nature*, **434**, 205.
- Hirata, K., E. Geist, K. Satake, Y. Tanioka and S. Yamaki, Slip distribution of the 1952 Tokachi-Oki earthquake (M8.1) along the Kuril Trench deduced from tsunami waveform inversion, *J. Geophys. Res.*, **108**, ESE6–1–15.
- Honda, R., 2002. Simultaneous synthesis of static and dynamic ground motions near a fault system, Doctor thesis of Hokkaido University.
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi and H. Fujiwara, 2004. Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, **56**, 317–322.
- 市川政治, 1978. 気象庁における震源要素新計算法と走時表, 験震時報, **43**, 11–19.
- 石川有三・中村浩二, 1997. SEIS-PC for Windows 95, 地球惑星科学関連学会予稿集, 78.
- Kanamori, H., Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, **12**, 1–13.
- Kasahara, M., and T. Sasatani, 1985. Source characteristics of the Kunasiri strait earthquake of December 6, 1978 as deduced from strain seismograms, *Phys. Earth Planet. Int.*, **37**, 124–134.
- Kasahara, M., and T. Sasatani, 1986. Body wave analyses of strain seismograms observed at Erimo, Hokkaido, Japan, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII(Geophysics)*, **8**, 83–108.
- 笠原稔・本多亮, 2005. 歪み地震動から見る 2003 年十勝沖地震の震源過程, 地球惑星科学関連合同大会講演予稿集, S 098–001.
- Kikuchi, M., and M. Ishida, 1993. Source retrieval for deep local earthquakes with broadband records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1855–1870.
- 菊地正幸, 2003. リアルタイム地震学, 東京大学出版会, pp. 222.
- 気象庁, 1975. 地震月報, 昭和 50 年 6 月.
- 気象庁, 2002. 地震年報 CD-ROM.
- Moore, J. C., and D. Saffer, 2001. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, *Geology*, **29**, 183–186.
- 長宗留男・中札正明, 1976. 1975 年 (昭和 50 年) 6 月 10 日の北海道東方沖地震の大きさと津波の規模, 験震時報, **40**, 105–107.
- Nakanishi, A., A. J. Smith, S. Miura, T. Turu, S. Kodaira, K. Obana, N. Takahashi, P. R. Cummis and Y. Kaneda, 2004. Structural factors controlling the coseismic rupture zone of the 1973 Nemuro-Oki earthquake, the southern Kuril Trench seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, **109**, B05305, doi:10.1029/2003JB002574.
- 西前裕司, 2002. 近地強震波形を利用した大地震の地震モーメントの即時決定, 日本地震学会講演予稿集, A 02.
- 岡田義光, 1980. 理論歪地震記象とその応用, 震研集報, **55**, 101–168.
- 大久保慎人・石井紘・山内常生, 2004. ボアホール歪計アレイが観測した 2003 年と十勝沖地震波形, 地震 II, **57**, 105–113.
- Okubo, M., Y. Asai, H. Aoki, and H. Ishii, 2004. The seismological and geodetical roles of strain seismogram suggested from the 2004 Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, **57**, 303–308.
- Pelayo, A. M., and D. A. Wiens, 1992. Tsunami earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge, *J. Geophys. Res.*, **97**, 15321–15337.
- 札幌管区気象台, 1963. 1611–1960 年の北海道における地震活動, 気象庁技術報告, **20**, 1–96.
- 札幌管区気象台, 1976. 1975 年 6 月 10 日北海道東方沖地震の調査報告, 験震時報, **41**, 31–48.
- 札幌管区気象台, 1986. 北海道の地震津波.

- 札幌管区気象台, 2001. 北海道の地震活動(第2版).
- 笹谷努・笠原稔, 1978. 近地地震の Strain Seismogram の解析, 地震II, **31**, 11-23.
- Satake, K., Mechanism of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake, 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2519-2522.
- Satake, K. and Y. Tanioka, 1999. Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zone, *PAGEOPH*, **154**, 467-483.
- 佐竹健治・平田賢治・谷岡勇市郎・山木滋, 2005. 1952年・2003年の十勝沖地震の津波波源の比較, 月刊地球号外, **49**, 56-64.
- Seno, T., 2002. Tsunami earthquakes as transient phenomena, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1419, 10.1029/2002GL014868.
- Seno, T., 2003. Fractal asperities, invasion of barriers, and interpolate earthquake, *Earth Planets Space*, **55**, 649-665.
- 高井伸雄, 岡田成幸, 2002. 火山フロントを考慮した地震動の距離減衰式改善の試み, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 605-608.
- Takemura, M., J. Koyama and Z. Suzuki, 1977. Source process of the 1974 and 1975 earthquakes in Kurile Islands in special relation to the difference in excitation of tsunami, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5.*, **24**, 113-132.
- Tanioka, Y., and K. Satake, 1996. Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1549-1552.
- Tsuiji, S., K. Abe, K. Takano and Y. Yamanaka, 1995. Rapid determination of Mw from broadband P waveform, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 606-613.
- 山中佳子・菊地正幸, 2001. アスペリティマップー北海道編ー, 日本地震学会2002年秋季大会講演予稿集, B52.
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, 2003. Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21-e24.
- 吉田康宏, 2003. 地震の規模をいかに早く評価するか, 月刊地球, **25**, 355-360.
- 宇佐美龍夫, 2003. 最新版日本被害地震総覧, 東京大学出版会, pp. 605.
- 宇津徳治, 1979. 1885年-1925年の日本の地震活動, 震研彙報, **54**, 253-308.
- 宇津徳治, 1999. 地震活動総説, 東京大学出版会, pp. 876.