

5. 三陸沖の古い津波のシミュレーション

地震研究所 相 田 勇

(昭和 52 年 5 月 30 日受理)

1. はじめに

歴史的な津波を含めて、過去の津波に関しては、羽鳥による一連の研究がある（例えば羽鳥, 1974, 1975, 1976）. それらは資料にもとづいて津波波源域の推定を行い、また伝播の過程で相隣る波向線間のエネルギーが保存されるという仮定のもとで、沿岸の波高分布の特徴を説明している.

一方地震断層理論にもとづいた、地表の静的変形の研究の進展に伴い、そのような断層モデルにより発生する津波の研究も行われている. 理論的な立場からは YAMASHITA and SATO (1974) によって、発生する津波の性質がしらべられた. しかし実際の津波の特性と対比するためには、海岸の形状や海の水深なども実際と合わせる心要があり、数値実験的な方法に頼らなければならない. 筆者は日本東北部太平洋岸に発生した地震で、最近観震的データなどから断層パラメータの求められている 5 個の地震を用いて、断層の食い違いによって生じる地表（海底面）の垂直変位を津波の波源として、沿岸の津波波形を計算した. そして検潮器などによって記録されている実際の津波波形と比較したところ、平均して計算結果は少々小さく出る（約 1.4 倍すると実際と一致する）が、波形など波の性質は相似していて、近似的に断層モデルが津波波源として有効であることが確かめられた（相田, 1976, 以下前報 I と記す. 結果の概略は付録参照）. また津波の際、沿岸各地で測量されている浸水高の分布が、この断層モデル波源によって説明し得るものかどうかを調べるため、200 m 等深線上の津波の波高の計算値と、外海に面した海岸での浸水高とを比較した. それによると、延長約 300 km の海岸線にわたって、この二つの量はかなりよい平行性を保っていて、水深 200 m の位置から海岸までの陸棚における平均増幅率は 2.8 であるという結果が得られた（相田, 1977, 以下前報 II と記す）. これらの結果をふまえ、近代の検測データはほとんど得られていないものの、沿岸の津波の高さなどについては、かなり調査され、あるいは歴史的記録が残されている三陸沖のやや古い津波について、その最適津波波源と考えられる断層モデルを求めることとした. これにより

1. 古い津波の波源の量的な結果が得られる.
2. 沿岸で資料の無い部分の津波の高さが推定出来る.
3. 湾内など津波防災に関連した問題に対して、湾外からの入力としての波形の情報を提供する.

ことなどが期待されるが、津波に対する自然災害科学の立場からの貢献と共に、従来マグニチュードのみの推定がなされていた古い地震について地震モーメントの近似的な値が求められることは有意義なことと思われる.

2. シミュレーションの方法

沿岸の津波の高さの分布を満足する最適津波波源を求める、いわゆる津波の逆問題は未だ確立されているとはいえない。一次元伝播に関しては容易に行うことが出来るが（例えば AIDA, 1972）、二次元伝播については筆者の試み（相田, 1972）があるものの、充分精度を上げ得るところまでっていない。

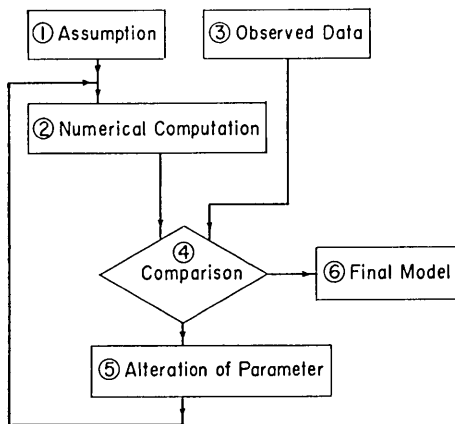


Fig. 1. Flowchart of computation procedures.

そこで現在の場合、適当な仮定のもとに試行錯誤の方法でより良いモデルを探す形をとった。その流れは Fig. 1 のブロック図に示すようであるが、以下に各ブロックについて説明する。

① もっとも基本的な方針として、海底の垂直変位は地震断層の食い違いによる静的変形によるものと仮定する。またほぼ同一地域に再びおこる地震は、同じ発震機構をもっているものとする。具体的には、ほぼ同じ場所の既知の地震の発震機構、または多くの地震の地域的平均発震機構（ICHIKAWA, 1971）を採用する。これによって断層パラメータの中、傾斜角 δ 、傾斜の方向 θ_d 、滑りの方向 θ_s など

を仮定することができる。この仮定において δ あるいは θ_s に 20° 程度の違いがあった場合、沿岸の津波波高に R.M.S. で 30% 程度の差違が生じる可能性がある（相田, 1975）。次に断層面の大きさ（長さ L 、幅 w ）は、従来の文献から、波源域、余震域、 M などを参考にして仮定する。断層面上縁の深さ z_d は 1km とする。最後に食い違い変位 u を仮定する。 u は実測データとの比較によって最終的に決定されるので、適当な地震モーメント M_0 を想定して適当な値を与えた。

② 以上の仮定によって数値実験を行う。その方法は従来行って来たもので（前報 I, II）、水の運動方程式を差分式に変換して“leap frog”法で解くものである。今回は波源の位置が水深の深い沖合で、しかも変動域がかなり小さい場合も含まれているので、計算格子間隔は外海域すべて 5 km とした。また八戸、宮古、大船渡、女川などの近傍は 200 m 以浅の海域、湾内を 4 段階に順次格子細分化を行い、最小格子間隔は 312.5 m としてある。

大津波を取扱う場合海岸の近くでは非線型としなければならないが、今回のような場合主として外洋を取扱うのですべて線型とした。したがって、一部湾内の値を使用したものについては、そのような取扱い上の誤差が含まれるかもしれない。しかしここで扱われたものは大型湾での浸水高で、湾内では数 m 以内と比較的振幅が小さかったこともあり、この影響は大きくないと思われる。

この数値実験では、まず仮定された断層パラメータを与えて、MANSINHA and SMYLLIE (1971) の方法によって海底面の垂直変位を計算する。それを津波の波源として与えるが、変位は便宜上 1 分間で終了するように与えてある。しかし津波発生の効果は瞬間的変位を

与えた場合と異ならない。計算は変位発生後2時間分を行い、200 m 等深線上約 15 km 間隔の点の水位変化が計算される。これから波高 H_0 (最大全振幅) が求められた。また湾内の特別な点における水位も計算され、静水面からの最大上昇高さ H_{max} を求めた。

③ 一方沿岸各地の津波の高さについては、津波来襲直後の現地調査の報告、日本地震史料などの記載、更にそれにもとづく羽鳥 (1975) の推定などによって知ることが出来る。それらのデータは古いもの程、数もすくないし、また湾内の値が多い。今主として計算値と比較される値は、外海に面した海岸での、沿岸にそって約 15 km 毎の平均浸水高 $R_{avg}(Y)$ である。ここに Y は津波の年度を示すものとする。そこである観測値 $R(Y)$ に対して、その地点で別の基準津波の観測値 $R(Y_0)$ との比 $R(Y)/R(Y_0)$ を求める。この際 Y_0 は多くの測量値のある 1896 年、1933 年、1968 年のいずれかをを用い、それらの津波の $R_{avg}(Y_0)$ の値と比較して $R_{avg}(Y) = R_{avg}(Y_0) \cdot R(Y)/R(Y_0)$ から平均浸水高を求める。

④ 以上の計算値、実測値の比較を行う。外海に面した海岸での浸水高 $R_{avg}(Y)$ と、必要があれば湾内特定点の浸水高 $R(Y)$ に対して、計算値 $A_s H_0$ と H_{max} を比較する。ここに A_s は 200 m 等深線より岸側陸棚の平均増幅率で、ここでは 2.8 ととった (前報 II)。 H_{max} は計算された湾内の点の水位上昇最大値である。実測と比較出来る多くの点で $R_{avg}(Y)/A_s H_0$ および $R(Y)/H_{max}$ を求め β_i とする。 i は各地点をあらわすものとする。そこで外海に面した海岸と湾内とにわけてそれぞれ β_i の幾何平均値 β を求める。即ち

$$\log \beta = (1/n) \sum \log \beta_i \quad (1)$$

である。

また β の各点間のバラツキをあらわす指標 κ を次式から求める。

$$\log \kappa = \left[\frac{1}{n} \sum (\log \beta_i)^2 - (\log \beta)^2 \right]^{1/2} \quad (2)$$

ここで κ の小さいモデル程よいことは勿論であるが、沿岸に沿った R_{avg} と H_0 の分布の形の視察による適否の判断も有効である。

また津波の先端の波の上げであるか下げであるかとか、波形の特徴、周期特性、北海道側の波高分布の特徴、津波伝播時間の適否など種々の点で実測との比較が行われた。

⑤ 比較の結果を参考にして、断層の位置、断層面の長さ L 、幅 w 、断層傾斜角 δ 、滑りの方向 θ_s などのパラメータを変更して再び計算を行い、試行錯誤を繰返す。1 例については断層面上縁の深さ z_d の変更も行った。

⑥ 比較、パラメータ変更を繰返した最終的な結果から、まず地震モーメントを $M_0 = \mu S u \beta$ から決定する。ここに μ は剛性率、 $S = L \cdot w$ 、 u は仮定した食い違い変位、 β は 4 項で求めた値である。その他波源に関する諸量、津波エネルギー、 $A_s H_0$ の推定値、200 m 等深線上の波形などの最終結果が求められる。

以上の方式に従って三陸沖の古い津波 1611 年 (慶長 16 年)、1793 年 (寛政 5 年)、1856 年 (安政 3 年)、1896 年 (明治 29 年)、1897 年 (明治 30 年)、1931 年 (昭和 6 年)、1933 年 (昭和 8 年) の 7 個について、数値実験的に最適と思われる津波波源モデルを求めた。

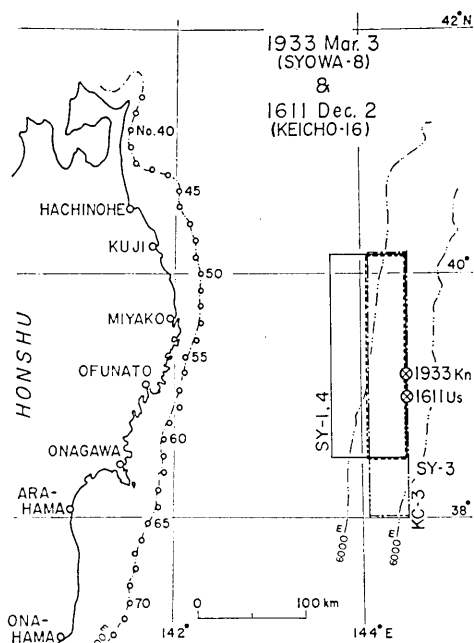


Fig.2. Fault planes assumed for the Tsunamis of 1611 and 1933. Numbered open circles show the locations on the 200 m depth contour where the output of the computation is taken out. Symbols 1933 Kn and 1611 Us show epicenters determined by KANAMORI (1971b) and USAMI (1975), respectively.

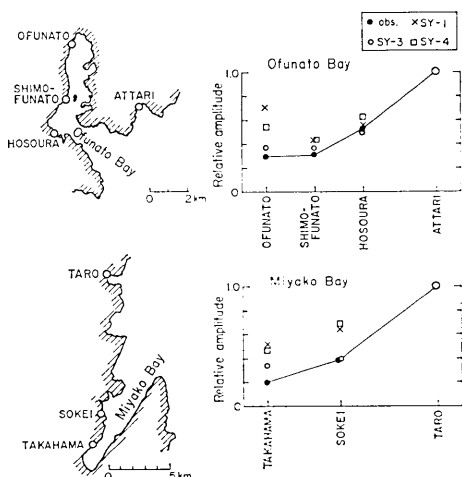


Fig. 3. Distribution of computed inundation heights in Ofunato and Miyako Bays, which vary depending on source models.

3. 各津波のシミュレーション

a. 1933年3月3日(昭和8年)津波 および1611年12月2日(慶長16年)津波

1933年三陸地震については, KANAMORI (1971b) によって発震機構が研究され, 傾斜角 45° の正断層であるとされている. したがってそれにもとづいた津波の数値実験もすでにいくつか行われていて (例えば ABE, Ku., 1976; 岩崎・真野・瀧森, 1975), 阿部 (1976) は傾斜角を 30° に変更した方が津波の始りの小さい上げ波を説明し易いと述べている. 筆者は (前報 II), KANAMORI (1971b) の断層パラメータをそのまま使用して数値実験を行ったが, 大船渡湾内で実際津波は 3m 程度であるにもかかわらず, 計算結果は 7m を超えて調和しないことを指摘した.

そこで今回はこの点を中心にモデルの変更を行うこととし, Fig. 2 に示すような断層面を設定した. SY-1 は前報 II で取扱った金森のパラメータそのままを使用した $185 \times 100 \text{ km}^2$ の断層面であり, SY-3 は断層の幅を $1/2$ の 50 km にしたものである. また SY-4 は阿部 (1976) の指摘のように傾斜角 δ を 30° にして断層幅は水平面への投影が一致するように 81.6 km にとったものである. これらの計算の結果, 大船渡湾, 宮古湾内外の数点について津波の高さを比較して見ると Fig. 3 のようになる. これを見ると断層の幅をせまくとった SY-3 の場合がもっとも実際に近く, 湾内で津波の高さが低いことがわかる. これは波の周期が短くなるため大型湾内では殆んど増幅せず沖合の波高と変わらない程度であるが, 湾外の海岸では, 短周期に増幅作用のある小湾の影響を受けて振幅が増大している

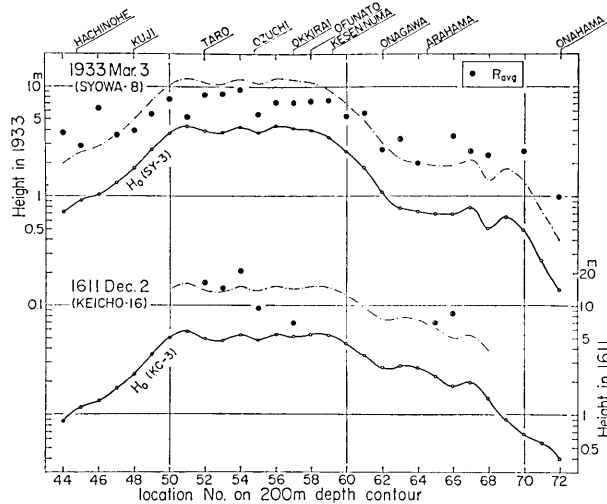


Fig. 4. Distribution of computed tsunami heights H_0 along the 200 m depth contour (solid line) and estimated inundation heights on the open coast (chain line). Double circles show the observed inundation heights R_{avg} averaged in the interval of about 15 km along the open coast.

ことによると思われる。

そこで SY-3 の場合の 200 m 等深線上の津波の波高 H_0 を求め、(1) 式による β を考慮して横軸に等深線上の位置番号 (Fig. 2 参照) をとってプロットすると Fig. 4 上図の実線の曲線になる。200 m 等深線から海岸までの増幅率 $A_s=2.8$ とすると、細い鎖線が計算された海岸線での浸水高である。これに外海に面した海岸での平均浸水高 R_{avg} (前報 II) を二重丸で示してある。この場合沿岸 26 の点における実際データと計算値から、(2) 式によって各点のバラツキを求めて見ると $\kappa=1.59$ である。すなわち場所によっては 60% 程度のバラツキがあることになるが、八戸から小名浜に至る津波の分布を一応説明しているものと思われる。

また八戸について計算波形と津波記録を対比して示したものが Fig. 5 である。SY-3 と SY-4 では始りの押し波にわずかの違いが認められるが全体の形はほとんど同じようで、検潮記録とかなり似た波が得られる。振幅については SY-3 の方はほぼ実記録と一致し、SY-4 はやや大きく計算される。時刻の点の問題であるが、文献によって検潮記録の刻時が異っていることなどありははっきりしない。羽

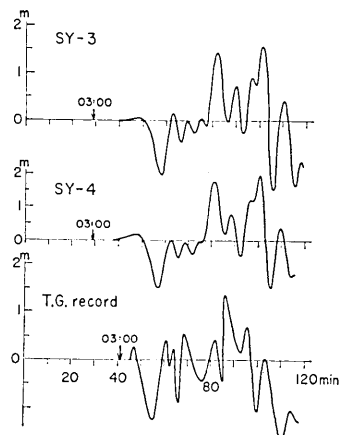


Fig. 5. Computed water elevation-time histories at Hachinohe and the tsunami record taken by a tide-gage.

Table 1. Estimation of R_{avg} for the Tsunami of 1611

No. on 200 m depth contour	Locatoin on the coast	Inundation height		C = A/B	R_{avg} in 1933 ³⁾ (D)	R_{avg} in 1611 (C × D)
		1611 ¹⁾ (A)	1933 ²⁾ (B)			
		m	m		m	m
52	Taro	18	10	1.8	8.5	15.3
53	Miyako	7	4	1.75	1.69	8.5
	Sokei	6.5	4	1.63		
54	Yamada	6.5	3	2.17	2.18	9.6
	Origasa	3.5	2	1.75		
	Koyadori	18	6.6	2.73		
55	Funakoshi	11	5	2.2	1.68	5.6
	Ozuchi	4.5	3.5	1.29		
57	Konpaku	9	8.8	1.02	0.96	7.2
	Okkirai	9	10	0.9		
65	Arahama	7	1.9	3.68	1.9	7.0
66	Imaizumi	5.5	2.3	2.39	3.5	8.4

1) HATORI (1975), 2) E.R.I. (1934), 3) AIDA (1977).

鳥 (1974) は伝播時間 46 分ととっているが, SY-3 はほぼその時刻に到達している.

SY-3 と SY-4 のモデルの良否は, 決定的な資料の不足で判断がむずかしい. しかし SY-3 の方が, 大船渡湾など湾内の津波の高さがよく調和すること, 断層の食い違い変位から推定した地震モーメント M_0 が, KANAMORI (1971b) の求めた値 $4.1 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ と一致することなどから, ここでは SY-3 を最終的な波源と決めた. 因みに SY-4 から求めた M_0 は $6.2 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ となりやや大きくなる.

次に 1611 年 12 月 2 日 (慶長 16 年) の津波であるが, 地震のマグニチュード 8.1 といわれている. この津波に対しては羽鳥 (1975) が史料の調査などから波源域を推定し, 各地の浸水高をまとめている. 各地の浸水高は湾内の地点が多いので, 第 2 節③で述べた方法で, 基準津波 Y_0 を 1933 年として R_{avg} (1611) を算出した. これらを Table 1 に表示してあるが, 概して慶長の津波は昭和の津波の, 北部で 1.6~2 倍, 南部で 3 倍程度の高さを示している.

さてこの地震の震央は Fig. 2 に示すような位置にある (宇佐美, 1975). これは KANAMORI (1971b) による 1933 年地震の震央のわずか 0.2° 南でほとんど同一地点である. 海溝上のほぼ同一地域の地震ということから, この地震も 1933 年の地震と同じ正断層地震と仮定し, 傾斜角 $\delta = 45^\circ$ を与えた. この津波は羽鳥 (1975) も指摘しているように, 1933 年津波より南端部でやや高さが高いため, Fig. 2 に KC-3 で示すように南側に 60 km のばして, $245 \times 50 \text{ km}^2$ の断層面を仮定した.

この KC-3 のモデルで計算した津波波高 H_0 を, β を考慮して, 三陸沿岸沿いにプロットすると Fig. 4 下図の実線の曲線になる. これに $A_s = 2.8$ とした計算浸水高を鎖線で示し, また Table 1 の R_{avg} を 2 重丸で示してある. この場合の各点のバラツキは $\kappa = 1.47$ である. また地震モーメントは $6.9 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ であって, 1933 年地震の 1.6 倍になっ

ている。

b. 1896 年 6 月 15 日 (明治 29 年) 津波

この津波は地震のマグニチュードが小さかった ($M=7.6$) にもかかわらず、非常に大きく、27,000 人の死者を出した。KANAMORI (1972) は海溝内側の陸側プレートの接合部の弱い部分の粘弾性的変形を伴う破壊によるものであろうと述べている。この地震の発震機構は求められていないので、どのように仮定すべきか問題であるが、この地震の特殊性が破壊の rise time だけにあるとするならば、例えば 100 sec 程度でも津波の発生効率はほとんど変わらない。(KAJIURA, 1970). したがってここでは羽鳥 (1974) の推定波源域が 1968 年十勝沖津波のそのの少々南西側に隣接しており、その走向もほぼ一致していることから、この地震も 1968 年十勝沖地震とほぼ同じ発震機構を持つと仮定した。断層面を $180 \times 100 \text{ km}^2$ とし、十勝沖地震のパラメータ、 $\delta=20^\circ$, θ_d (傾斜の方向)=S66 W, θ_s (滑りの方向)=N60°W を与えたものが MJ-2 (Fig. 6) である。この計算結果は前報 II に示したが、1933 年津波と同様、大船渡湾内の値が実測と計算で著しい違いを生じる (Fig. 7). そこで断層の長さを 210 km とし、幅を 70 km とした MJ-3, 50 km とした MJ-5, MJ-6 などと計算した。なおこの際、実際の津波が三陸南部においても明らかな引き波で始まっていることを考慮して、滑りの方向 θ_s =N80°W に変更した。ちなみに 200 m 等深線上にあらわれる津波の波形と、波源の垂直変位パターンを示すと Fig. 8 のようになる (MJ-6 の場合)。この結果 Fig. 7 に見られるように、大船渡湾内の津波の高さは湾外よりずっと低くなって、MJ-5, MJ-6 が適当な波源として考えられる。

そこで 200 m 等深線上の計算波高 H_0 と、外海に面した海岸での平均浸水高 R_{avg} (前報 II) との関係をしらべて見ると、前節④の κ の値は、MJ-5 が 1.29,

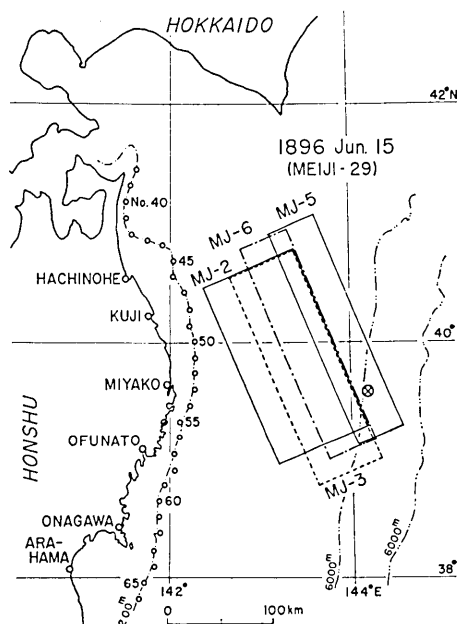


Fig. 6. Fault planes assumed for the Tsunami of 1896. Numbered open circles show the location on the 200 m depth contour where the output of the computation is taken out.

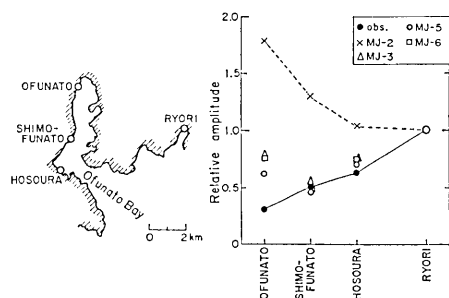


Fig. 7. Distribution of computed inundation heights in Ofunato Bay which vary depending on source models.

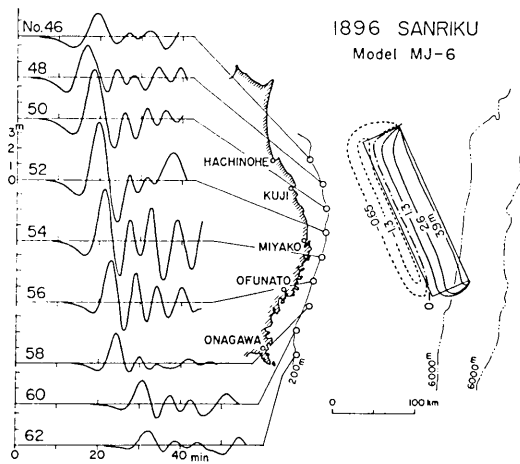


Fig. 8. Computed water elevation-time histories on the 200 m depth contour and the vertical displacement on the bottom for Model MJ-6.

MJ-6 が 1.23 である。また湾内の値についても八戸から女川までの 10 点について同様に κ を求めて見ると、MJ-5 が 1.25, MJ-6 が 1.37 である。いずれの場合もかなりよい値で、沿岸にそって計算値と実測値のバラツキは 30% 程であり、どちらのモデルをとるかむずかしい。

一方波の伝播時間を見ると、宮古で 18 分 (伊木, 1897) という報告があり、また鮎川検潮記録 (今村, 1899) によると 47 分と推定出来る。これに対して計算結果は、宮古で MJ-5 が 23 分, MJ-6 が 19 分であり、女川で MJ-5 が 46

分, MJ-6 が 43 分である。女川と鮎川の走時差は、1968 年十勝沖津波の場合で女川が 3 分早いことがわかるので、この計算結果を鮎川に換算すると、MJ-5 で 49 分, MJ-6 で 46 分となる。鮎川の結果ではどちらのモデルともいえないが、宮古の観測時刻を信用すると MJ-6 の方が妥当である。以上のように MJ-5 と 6 のモデルの採否は、更に信頼度の高いデータのない限り断定することはむずかしいが、ここでは津波伝播時間の点から MJ-6 を採用する。Fig. 9 にこの場合の H_0 と R_{avg} の関係を示す。細い鎖線は $A_s=2.8$ とした計算浸水高である。

c. 1856 年 8 月 23 日 (安政 3 年) 津波

この津波を発生した地震 ($M=7.7$) の震央は、武者 (1953), 河角 (1953), 宇津 (1968) に

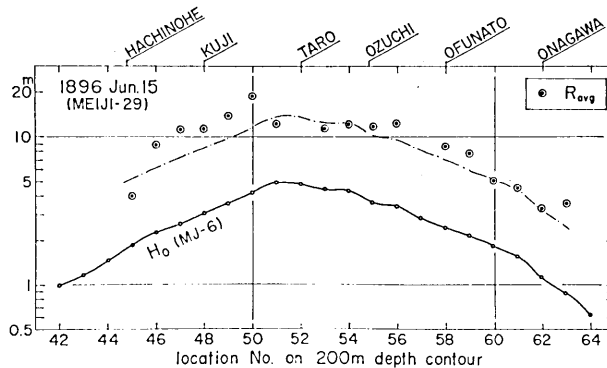


Fig. 9. Distribution of computed tsunami heights H_0 along the 200 m depth contour (solid line) and estimated inundation heights on the open coast (chain line). Double circles show the observed inundation heights R_{avg} averaged in the interval of about 15 km along the open coast.

よると, Fig. 10 の Kw で示した点であり, 宇佐美 (1975) は Us で示した点を指摘している. また沿岸の津波の高さの分布などからの推定波源として, 羽鳥 (1973) は 1968 年十勝沖津波と類似したものと考え, 十勝沖津波の波源を北西に約 40 km ずらしたものを与えている.

一方八戸沖は, 発震機構に関する ICHIKAWA (1971) の研究において, No. 8 あるいは No. 9 地域に相当していて, 平均的には傾斜角 20° の低角逆断層で, 断層走向は $N 12^\circ \sim 29^\circ E$, 滑りの方向は $N 61^\circ \sim 78^\circ W$ が考えられる.

この様にこの地震を考える上で, 十勝沖地震と相似の発震機構とするか, 八戸沖の平均的な地震と考えるかの 2 通りがある. そのような立場から Fig. 10 に示すような多くのモデルを考えた.

ここで D-3 と示したものは 1968 年十勝沖地震の場合で, 地震から決められた断層面 (KANAMORI, 1971a) を使用した前報 I, II の D-2 のモデルで, 断層幅のみを 70 km に変更したものである. このようにすると, 沿岸 6 個所の津波記録を平均的に満足するように決めた波源変位から換算した地震モーメントが, 地震波から求められた 2.8×10^{28} dyn-cm とほぼ完全に一致する. そこでこの十勝沖地震の断層傾斜角 $\delta = 20^\circ$, 傾斜方向 $\theta_d = S66^\circ W$, 滑り方向 $\theta_s = N60^\circ W$ をそのまま採用したモデル D-4, D-8, D-10, D-11 などは断層幅を 70 km としてある. また D-7 は, 八戸沖の平均的発震機構をもとに, $\delta = 20^\circ$, $\theta_d = N65^\circ W$, $\theta_s = N65^\circ W$ を与えたものである.

この津波の三陸地方沿岸における浸水高については, 日本地震史料 (武者, 1951) に記載されているので, それに一部推定を含めてまとめると Table 2 のようになる. 資料比較の基準津波としては, この場合, 1968 年十勝沖津波をとり第 2 節③の方法で浸水高 R_{avg} を求め Table 2 に示した.

さてこの場合モデルの適否の検討にあたっては, まず三陸沿岸の実測値 (Table 2) との比較から β を求め, それを適用した場合に北海道側の津波のデータと矛盾するかどうか検べるという立場で判断することとした. Table 3 は各モデルの結果の比較を示していて, κ は三陸沿岸の実測値 R_{avg} と計算値 $A_1 H_0$ とから求めたものである. そこで北海道側のデータとしては函館の波の高さがあり, 地震史料の記載などから推定しても 3.5 m はあったと思われる. また恵山岬から襟裳岬に至る北海道西南海岸での波高分布は, 記述の様子から推して西に高く東が低い傾向も確かである (羽鳥, 1973). 浦河では船が転覆したという

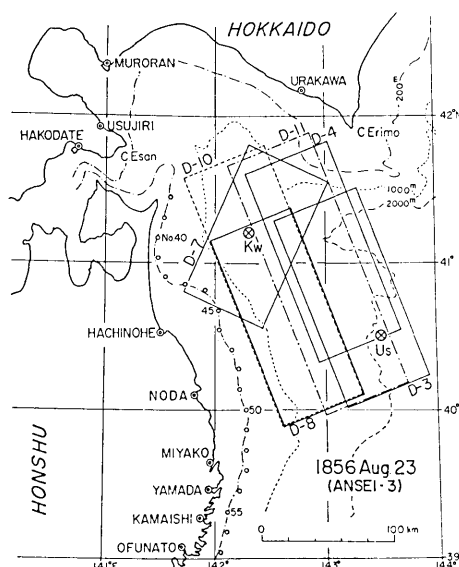


Fig. 10. Fault planes assumed for the Tsunami of 1856. Numbered open circles show the locations on the 200 m depth contour, where the output of the computation is taken out. Symbols Kw and Us show the epicenters determined by KAWASUMI (1953) and USAMI (1975), respectively.

Table 2. Estimation of R_{avg} for the Tsunami of 1856

No. on 200 m depth contour	Location on the coast	Inundation height		C = A/B	R_{avg} in 1968 ³⁾ (D)	R_{avg} in 1856 (C × D)
		1856 ¹⁾ (A)	1968 ²⁾ (B)			
		m	m		m	m
45	Hachinohe	4	3	1.3	4.0	4.6
	Samurai-hama	3	3	1		
49	Noda	6	4	1.5	4.8	7.2
54	Origasa	2.5	2	1.25	1.7	2.1
55	Tanohama	5.1	3.5	1.5	2.6	4.2
	Ozuchi	4	2.3	1.7		
56	Ryoishi	3	2	1.5	1.9	2.4
	Kuwahama	3	1	3		
	Muronohama	2.7	4.5	0.6		
	Kamaishi	3	3	1		
57	Yoshihama	3	1.7	1.8	1.8	3.2
58	Ryori	3	1.5	2	1.7	3.4
59	Osabe	3	2	1.5	1.6	1.7
	Takada	2	2.5	0.8		
62	Okachi	3	1.4	2	1.9	3.8

1) MUSA (1951), 2) KISHI (1971), 3) AIDA (1977).

Table 3. Conformity of each model with coastal behavior of the Tsunami of 1856

Model	L	w	δ	θ_d	θ_s	u_s	u_d	M_0	κ	Hako- date ~3.5 m	Ura- kawa ~2.5 m	C. Esan- C. Erimo west>east
	km	km	°	°	°	m	m	dyn-cm		m	m	m m
D-4	150	70	20	S66°W	N60°W	9.5	7.3	5.8×10^{28}	1.56	3.46	6.58	2.8~4.2
D-7	120	70	20	N65°W	N65°W	0	8.1	3.1	1.37	4.87	2.04	4.2~2.5
D-8	150	70	20	S66°W	N60°W	7.4	5.7	4.5	1.37	2.13	2.11	2.5~2
D-10	200	70	20	S66°W	N60°W	8.3	6.4	6.7	1.37	4.45	2.63	3.4~1.7
D-11	200	70	20	S66°W	N60°W	9.1	7.0	7.3	1.52	3.19	6.17	2.8~4.5

L , w , fault length and width; δ , dip angle; θ_d , dip direction; θ_s , slip direction; u_s , u_d , strike slip and dip slip components of average dislocation; M_0 , seismic moment; κ , values of Eq. (2) on the Sanriku coast; Hakodate, observed maximum inundation; Urakawa, observed first rise; C. Esan-C. Erimo, distribution of inundation heights.

記載があるが、陸上はさしたることもなかったようで、1968年津波と同程度であったと思われる。Table 3にはこのような北海道側のデータと比較して計算結果の数値を示してある。これから適切でないと思われるモデルを消去して行くと、

函館の波高によって

D-8 を消去

 κ によって

D-4, D-11 を消去

浦河の波の高さによって

D-4, D-11 を消去

恵山岬—襟裳岬間沿岸の高さ分布の傾向によって

D-4, D-11 を消去

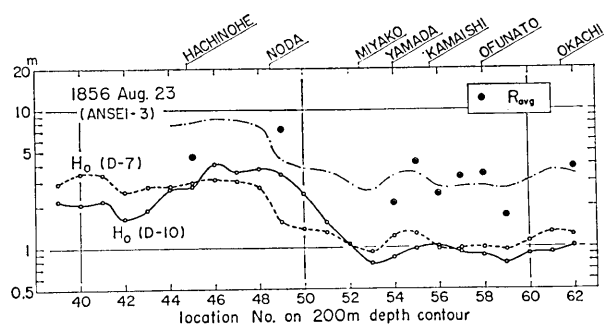


Fig. 11. Distribution of computed tsunami heights H_0 along the 200 m depth contour (solid and broken lines) and estimated inundation heights on the open coast for Model D-7 (chain line). Double circles show the observed inundation heights R_{avg} averaged in the interval of about 15 km along the open coast.

となる。この結果から D-7 および D-10 が残るが、Fig. 11 に三陸沿岸における R_{avg} と H_0 の関係を二つのモデルについて示してある。D-7 と D-10 のどちらを選ぶかは明確なきめ手がない。ただ D-10 とした場合、地震モーメントは $6.7 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ となる。これは先に述べた慶長地震クラスであり、このような大規模な地震が、このモデルのように陸地に接近しておこったとするのは、震度分布や被害程度から推定しても、考え難いのではなかろうか。したがってここでは D-7 を妥当なモデルと決めることとした。なおこの津波の周期が長かった様子が史料に記載されているが、ここで採り上げたモデルは断層幅がいずれも広く周期の比較的最長い波が発生しているので、実際と調和している。

d. 1897 年 8 月 5 日 (明治 30 年) 津波および 1793 年 2 月 17 日 (寛政 5 年) 津波

1897 年の地震 ($M=7.7$) の震央について、宇佐美 (1975) は Fig. 12 に示すように、沖合の海溝付近から 1897 Us と示した陸側の位置に修正した。津波の研究からは羽鳥 (1974) によって図中に点線で示したような波源域が与えられている。

この地震も発震機構は求められていないが、ICHIKAWA (1971) の研究によるこの地域の平均的発震機構は次のようである。

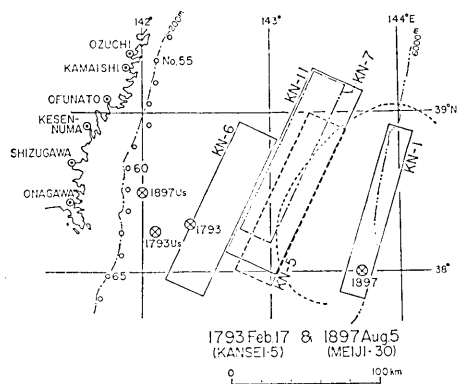


Fig. 12. Fault planes assumed for the Tsunamis of 1897 and 1793. Numbered open circles show the locations on the 200 m depth contour, where the output of the computation is taken out. Symbol Us shows the modified epicenter by USAMI (1975). Ellipse as shown by the broken line is the source area of the Tsunami of 1897 determined by HATORI (1974).

地 域	A 節 面	B 節 面	
No. 13 海溝付近	N318°W $\delta=40^\circ$	N74°W $\delta=70^\circ$	正断層
No. 14 陸 寄 り	N245°W $\delta=50^\circ$	N65°W $\delta=40^\circ$	逆断層

これらの地域は、小山・堀内・平沢 (1973) による研究における Fig. 5 b, a にそれぞれ相当していて、解は両者はほとんど完全に一致している。そこでこの発震機構でB面を断層滑り面として、KN-1 は No. 13 の正断層を与え、それより西側の他のモデルには No. 14 の逆断層を与えた (Fig. 12)。

まず正断層と逆断層のいずれをとるかについてしらべて見ると、正断層モデルでの計算結果は花咲で強い引き波で始まるように計算されるが実際は上げ波で始まっていて一致しない。また鮎川検潮記録 (大森, 1901) によると引き波で始まっているが次の上げ波に比べて小さい。しかし正断層モデルでは引き波が大きく出て実際と一致しない。以上の理由で逆断層モデルをとるべきであることがわかる。

さてこの津波の三陸沿岸各地の津波の高さは今村 (1899) によって報告されているが、

Table 4. Estimation of R_{avg} for the Tsunami of 1897

No. on 200 m depth contour	Location on the coast	Inundation height		C = A/B	R_{avg} in 1933 ³⁾ (D)	R_{avg} in 1897 (C × D)
		1897 ¹⁾ (A)	1933 ²⁾ (B)			
		m	m		m	m
47	Taneichi	1.2	3.5	0.34	3.6	1.2
48	Natsui	2.1	4.0	0.53	4.0	2.1
49	Noda	1.2	5.5	0.22	5.7	1.3
53	Miyako	1.2	4	0.3	8.6	2.6
55	Ozuchi	1.2	3	0.4	5.6	2.4
	Unosumai	1.8	4	0.45		
56	Kamaishi	1.5	3.7	0.41	7.2	1.9
	Toni	1.8	10	0.18		
57	Yoshihama	2.4	16	0.15	7.2	1.6
	Okkirai	3	10	0.3		
58	Ryori	2.7	8	0.33	7.2	2.7
	Ofunato	1.5	3.4	0.44		
59	Yonesaki	1.2	4.6	0.26	7.4	2.7
	Hirota	1~3	6~15	0.2		
	Otomo	2.1	5	0.42		
	Takada	2.4	5	0.48		
	Kesen-numa	1.2	2	0.6		
60	Shizukawa	1.5	1.7	0.88	5.3	4.7
61	Jugohama	2.1	4	0.53	5.8	3.1
62	Onagawa	3	2.5	1.2	2.7	3.2
65	Arahama	1.5	1.9	0.79	2.6	2.1

1) IMAMURA (1899), 2) E.R.I. (1934), 3) AIDA (1977).

Table 4 にそれを表示する。この中で、大船渡湾外の綾里と湾内の大船渡の高さを見ると、湾外の方が高くなっていて、この津波も比較的短周期のものと思われるので、基準津波として 1933 年の津波をとって R_{avg} を決定し Table 4 に表示した。

ここで Fig. 12 の KN-5 および 6 のモデルを比較する。共に断層の長さ 120 km, 幅 30 km ととってあるが、断層の幅を 50 km とすると前述した大船渡湾内外の津波の高さの相違を説明できない。またこの 2 つのモデルは前述 No. 14 地域の発震機構に僅かの修正を加えてあり、断層傾斜角 δ を 20° としてある。これは鮎川の検潮記録によると最初の引き波が次の押し波の振幅の $1/3$ 程度であるが、 $\delta=40^\circ$ では引き波の振幅が小さく計算されるためである。

Table 4 の R_{avg} と計算波高 H_0 との比較から沿岸の κ を求めると KN-5, KN-6 に対してそれぞれ 1.6 と 1.75 となる。また宮古、大船渡、女川の湾内の点 4 点からは κ はそ

Table 5. Observed and computed values of travel times for the Tsunami of 1897 (unit: min)

	observation	Model KN-5		Model KN-6	
		wave front	first crest	wave front	first crest
Miyako	30, 40	28	37	22	35
Ofunato	30	32	44	26	39
Ryori	30	25	34	18	29
Onagawa	33, 40	35	46	26	40

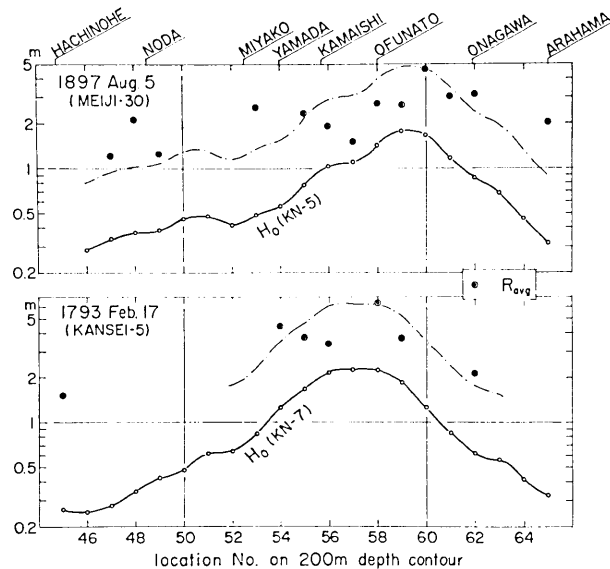


Fig. 13. Distribution of computed tsunami heights H_0 along the 200 m depth contour (solid line) and estimated inundation heights on the open coast (chain line). Double circles show the observed inundation heights R_{avg} averaged in the interval of about 15 km along the open coast.

れぞれ 1.15 と 1.28 が得られる。これらから KN-5 がやや良い結果となっている。

津波の伝播時間を今村 (1899) の表にある観測値と、二つのモデルによる計算値とを Table 5 に示した。観測値は目視の値であるので、必ずしも波の先端をとらえていないこともあり得るので、計算値は第 1 の山の到達に要した時間も記入してある。これらから KN-5 の方が妥当なことが推定される。更に鮎川の検潮記録を見ると刻時に不明確な点があるが、羽鳥 (1974) は伝播時間を 36 分としており、これは女川に換算すると 33 分程度であり、モデル KN-5 とよく一致する。以上のことから KN-5 をこの津波の最終モデルとするが、沿岸の R_{avg} と H_0 の関係を Fig. 13 に示す。

このモデルの位置は従来考えられていた震央と、宇佐美 (1975) の修正した震央のほぼ中央に位置することになるが、この付近を震央として震度分布から村松 (1969) の方式に準じて距離と震度の関係をあたって見ると、地震のマグニチュードは 7.7 程度として大きな矛盾はない。

1793 年の地震 ($M=7.1$) は津波の高さ、震度の分布など 1897 年の地震とよく似ているといわれている。羽鳥 (1975) は、この津波の波源を 1897 年の津波の波源のやや北側に想定し、また地震史料の記事から各地の津波の高さを推定している。そこでこの各地の推定値から平均浸水高 R_{avg} を、1933 年津波を基準として算出した (Table 6)。但し山田、織笠の値は筆者の修正値をとった。 R_{avg} の分布は 1897 年の場合よりやや北に片寄り、最大値はやや大きい (Fig. 13)。KN-5 と KN-6 の H_0 の分布をしらべて見ると、沖合いの KN-5 の方が北側へ延びる傾向がある。この点から 1793 年の場合も KN-5 を北に 30 km ずらした KN-7 と、断層面を $140 \times 50 \text{ km}^2$ と大きくした KN-11 を計算した。ここで断層の傾斜の方向 θ_d と滑りの方向 θ_s は前と同じであるが δ は 40° として No. 14 地域の平均発震機構の値をそのまま採用してある。KN-7 と KN-11 は R_{avg} と H_0 の分布のバ

Table 6. Estimation of R_{avg} for the Tsunami of 1793

No. on 200 m depth contour	Location on the coast	Inundation height		C = A/B	R_{avg} in 1933 ²⁾ (C)	R_{avg} in 1793 (C × D)
		1793 ¹⁾ (A)	1933 ²⁾ (B)			
		m	m		m	m
45	Hachinohe	1.5	2.9	0.52	2.9	1.5
54	Origasa	1*	1.9	0.52	0.46	9.6
	Yamada	1.5*	4	0.38		
	Oura	1.5	3	0.5		
55	Tanohama	3.5	5	0.7	0.66	5.6
	Funakoshi	2.5	5	0.5		
	Ozuchi	2.5	3	0.83		
56	Ryoishi	4.5	10	0.45	0.47	7.2
	Kamaishi	1.8	3.7	0.49		
58	Ofunato	3	3.4	0.88	7.2	6.3
59	Osabe	3	6	0.5	7.4	3.7
62	Okachi	2.8	3.5	0.8	2.7	2.1

1) HATORI (1975), * modified by the author, 2) E.R.I. (1934), 3) AIDA (1977).

ラツキを κ で比較しても 1.49, 1.43 とほとんど変わらないので優劣はつけられないが、地震モーメントを求めて見ると $0.63 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ および $0.96 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ となる。地震マグニチュードが小さいことから M_0 は小さい方をとる方が妥当と思われる。しかし従来の震央 (Fig. 13) よりもやや沖側にモデルを設定したので、若し震央をこの位置にずらすとすれば、仙台藩内で圧死 12, 家屋の損壊 1060 余 (宇佐美, 1975) を生じたことや、震度分布が 1897 年地震に近い (羽鳥, 1975) ことから、地震のマグニチュードは 7.5 程度とした方が、いまきめたモーメントともよく調和する。

e. 1931 年 3 月 9 日 (昭和 6 年) 津波

比較的最近のものであるが、ICHIKAWA (1971) の研究でも発震機構は求められていない。それでやはり平均的発震機構を参照することにして、No. 9 地域の $\delta=20^\circ$, $\theta_d=N78^\circ W$, $\theta_s=N78^\circ W$ を採用する。これは小山・堀内・平沢 (1973) の論文の同地域に対応する Fig. 3b のものとよく似ている。羽鳥 (1974) は逆伝播図、余震分布などから波源域の推定を行っている。そこでモデルとして前記のパラメータを使用し、本震の震央や余震分布を参考に $100 \times 30 \text{ km}^2$ の断層面を Fig. 15 に HC-2 で示すように設定した。

この津波は八戸で検潮記録が得られているが (IIDA, 1956), Fig. 14 の一番下に潮汐成分を除いて拡大して画いてある。一方前記モデルで計算した八戸の水位変化を画くと同図一番上のようになる。これは従来のように断層の上縁が地表下 1 km であるとしている。この場合波源のもっている短周期成分が非常に強くあらわれていて、検潮記録とはかなり異っている。そこで断層上縁の深さ z_d を 10 km~50 km と深くした場合を次々に計算して示すと同図 2 番目以降の波形になる。即ち z_d が深くなるにつれて短周期成分が小さくなり、 $z_d=40 \sim 50 \text{ km}$ で検潮記録とかなりよく似た波形が得られる。これははじまりから約 40 分あたりの第 1 の波の山に比して、90 分付近の第 2 の波の山の振幅が大きいという点でも z_d が大きい方が実際の津波の性質と合致する。そこで $z_d=50 \text{ km}$ であったとして、検潮記録の振幅と合うように求めた断層の食い違いから地震モーメントを決めると $1 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ となる。

ここで検潮記録の刻時と計算波形の時刻は図の 14:00 の矢印で見るように 30 分食い違いがある。検潮記録は始りの時刻の読取りはむずかしいが、第 1 の山の

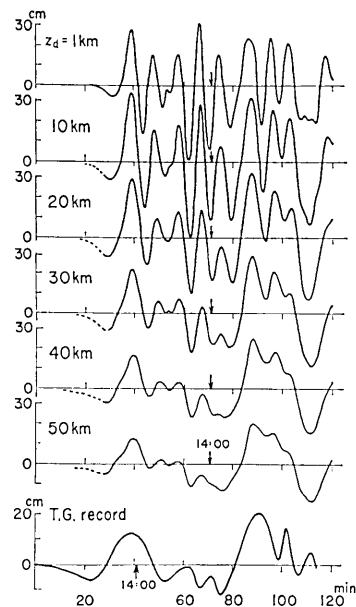


Fig. 14. Dependence of computed water elevation-time histories at Hachinohe on the depth, z_d , of the upper edge of the fault plane for the Tsunami of March 9, 1931. The lowest curve shows the tsunami record taken by a tide-gage.

時刻は14時頃で、この地震の発震時12時49分から波の伝播時間は約70分となる。これを津波の伝播図(羽鳥・小山, 1971)によって検討してみると、 39°N 以南、 145°E 以東といった遠方から伝わって来たことになり不合理である。したがって津波記録の時刻に間違いがあったと考えるのが至当のようである。

いずれにしてもこの津波を発生した断層面は、深かったと考えられるが、断層面の深さの効果については後節で検討する。

4. 求められた波源モデル

以上の結果から、沿岸における津波の特性に最も調和すると思われる波源の断層モデルを Fig. 15 に示してある。またそれらの断層のパラメータ、推定地震モーメント、海底の平均変位、変位した面積、津波エネルギーなどの諸量を Table 7 にまとめている。特徴としては1897年、1793年の津波をやや西寄りに決めたこと、1856年の津波に1968年十勝沖地震とは異った形の断層モデルを用いたことなどである。

しかし今回の結果でもう一つの特徴としては、断層の幅をせまくにとってあることである。これは前節で述べたように主として津波の周期の観点から決められたものであるが、これは求められた地震モーメント M_0 や、断層の食い違い変位量などと密接に関連する。そこ

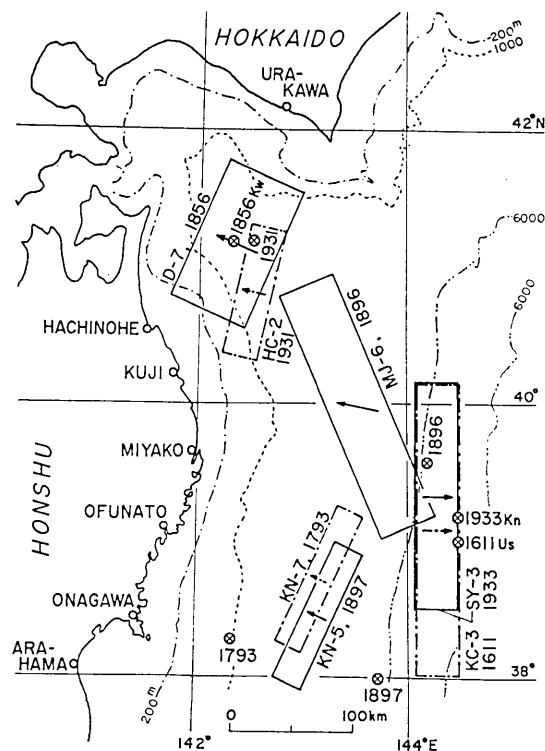


Fig. 15. Fault plane models of seven old tsunamis obtained by the present study. Arrows indicate the direction of slip vector.

Table 7. Estimated parameters of tsunami source models

Earthquake	M	Model	L (km)	w (km)	δ	θ_d	θ_s	M_0 (dyn-cm $\times 10^{25}$)	μ (dyn/ cm ² $\times 10^{11}$)	u_s (m)	u_d (m)	d_{max} (m)	d_{avg} (m)	S_d (km ² $\times 10^4$)	E_t (erg $\times 10^{14}$)
1611 Dec. 2 (KEICHO 16)	8.1	K C-3	245	50	45°	N90W	N90E	6.9	7.0	0	8.0	-4.79	-1.99	1.63	4.75
1793 Feb. 17 (KANSEI 5)	7.1	KN-7	120	30	20	N65W	N65W	0.63	4.5	0	-3.9	2.27	1.05	0.39	0.29
1856 Aug. 23 (ANSEI 3)	7.7	D-7	120	70	40	N65W	N65W	3.1	4.5	0	-8.1	4.05	1.43	1.19	1.66
1896 Jun. 15 (MEIJI 29)	7.6	M J-6	210	50	20	S66W	N80W	5.9	4.5	-6.7	-10.6	5.51	1.87	1.61	3.77
1897 Aug. 5 (MEIJI 30)	7.7	KN-5	120	30	20	N65W	N65W	0.56	4.5	0	-3.5	1.68	0.60	0.56	0.14
1931 Mar. 9 (SYOWA 6)	7.6	H C-2	100	30	20	N78W	N78W	0.1	4.5	0	-0.74	0.097	0.03	0.69	0.002
1933 Mar. 3 (SYOWA 8)	8.3	S Y-3	185	50	45	N90W	N90E	4.3	7.0	0	6.6	-3.98	-1.66	1.16	2.36

M , earthquake magnitude; L , w , fault length and width; δ , dip angle of faulting; θ_d , dip direction; θ_s , slip direction; M_0 , seismic moment; μ , rigidity; u_s , u_d , strike slip and dip slip components of average dislocation; d_{max} , the maximum vertical displacement in the source area; d_{avg} , average vertical displacement; S_d , displaced area; E_t , tsunami energy.

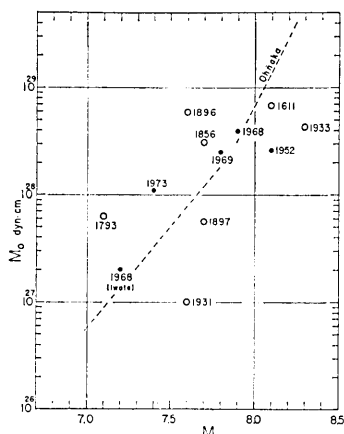


Fig. 16. Relation between the earthquake magnitude M and the seismic moment M_0 inferred from tsunami data. Open circles, the present study; closed circles, the previous report I (see Appendix). Broken line shows the general trend in the M - M_0 relation by OHNAKA (1975).

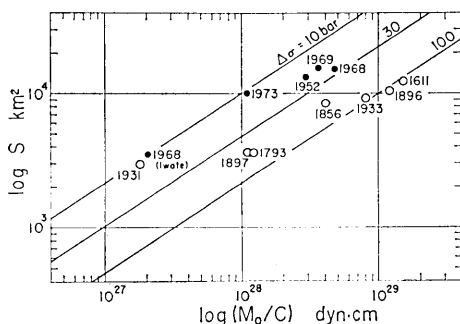


Fig. 17. Relation between S and M_0/C , where S , fault area; M_0 , seismic moment; $C = (w/L)^{1/2}$; w , fault width; L , fault length. Open circles, the present study; closed circles, the previous report I (see Appendix).

$\log (M_0/C)$ と $\log S$ との関係プロットした (Fig. 17). Fig. 16 と同様黒丸は前報 I で取扱った津波、白丸は今回のものである。ここで斜の直線は $\Delta\sigma$ を示すが黒丸と白丸で系統的に違いが目立っている。前報 I の場合、断層面の大きさは余震域など地震観測の立場から決められたものをそのまま使用したが、今回は津波の面から断層幅を小さくとっている。このことが主として前回と今回の結果の系統的な差に寄与しているものと思われる。今回求められた断層に対しては応力降下量が 50~100 bar となり、これは KANAMORI and ANDERSON (1975) によると、

で地震モーメント M_0 と地震マグニチュード M の関係をプロットすると Fig. 16 のようになる。ここで黒丸で示したものは前報 I で求めたもの (付録参照) であって、白丸が今回のものである。この中 1896 年の地震は M が非常に小さかったことで知られているが、KANAMORI (1972) の推定表面波マグニチュードは 7.9 であるからもっと右によるはずであり、また 1793 年のものは前節で述べたように $M \approx 7.5$ ではなかったかと思われる。このように見るとプロットされた点は、図中に点線で示した大中 (1975) がまとめた M_0 - M の関係とほぼ一致したところにまとまってくる。黒丸と白丸の間に特に系統的な違いもないので、 M_0 の値については、今回の津波の高さから求められた結果もほぼ妥当なものであろう。

KANAMORI and ANDERSON (1975) は、震源パラメータの決められている多くの地震のデータが、地震モーメント M_0 、断層面積 S 、応力降下量 $\Delta\sigma$ などの間の次の理論的關係を満足していると述べている。すなわち

$$\log M_0 = 1.5 \log S + \log \Delta\sigma + \log C$$

ここに長方形縦ずれ断層の場合、 $C = \pi(\lambda + 2\mu)(w/L)^{1/2}/4(\lambda + \mu)$ であり、 λ はラーメ定数である。今回津波波源とした断層モデルは、長さとの比 L/w がかなり大きいので、その補正を入れて、

プレート内の地震に対応する値である。

最近阿部 (1977) は 1964 年新潟津波の断層モデルによる数値実験を行ったが、断層の幅を地震学データから決めた値 (ABE, Ka., 1975a) より狭くとり、食い違い変位を大きくした方が、よりよく津波と適合すると述べている。これはわれわれの結果と同じく、 $\Delta\sigma$ が大きくなる傾向である。このことが平均変位量を与えた第一近似のモデルを使用した津波計算に特有なものであるのかもしれない。しかし一方従来の断層面の大きさは主に余震域から決められているから断層幅にはかなりの誤差を含んでいるものと思われるので、今後さらにこの問題について検討する必要がある。

5. 津波エネルギー

津波波源を断層モデルで考えることにすると、津波のエネルギーは次のようになる。今海底の面積 S_d の範囲に、平均 d_{avg} の変位が生じたとすれば、水面に生じる津波エネルギー E_t は、 $E_t = \rho g d_{avg}^2 S_d / 2$ である。ここに ρ は水の密度、 g は重力の加速度である。断層転位理論から地震モーメント M_0 、剛性率 μ 、長方形断層の面積 S とすれば、断層の食い違い変位 u は、 $u = M_0 / \mu S$ である。断層の傾斜角、滑りの方向などの違いを僅少とすれば、 d_{avg} は u に比例し、 S_d は S に比例すると考えられるから、結局 $E_t \sim M_0^2 / S$ となる。また応力降下量 $\Delta\sigma$ が地震によりほぼ一定と考えれば $M_0 \sim S^{3/2}$ (KANAMORI and ANDERSON, 1975; ABE, Ka., 1975b) であるから

$$E_t \sim M_0^{4/3} \quad (3)$$

となる。

Fig. 18 に $\log M_0$ と $\log E_t$ の関係をプロットした。白丸のみで示したものは今回の結果であり、断層モデルの仮定から M_0 と E_t を求めているので、(3) 式を示す斜線に沿っていることは当然であろう。また白丸と黒丸を直線で結んだものは、前報 I (付録参照) の

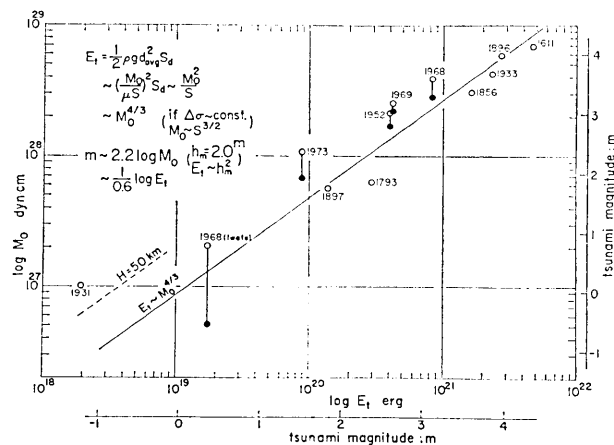


Fig. 18. Relation between seismic moment M_0 and tsunami energy E_t . Open circles, M_0 determined by tsunami data; closed circles, M_0 determined by seismic data.

結果を同時にプロットしたもので、黒丸は地震波から決められた M_0 であり、津波に適合するように M_0 を求めると白丸が得られたことを示す。このような差があることが前報 I の結論であったわけであるが、もし断層面積 (特に幅) を小さくすれば、津波に適合する M_0 は小さくなり、地震波から決められた M_0 に近くなり、(3) 式の斜線にも接近する傾向にある。即ち少なくとも津波に関しては今まで考えられて来た断層面積 (幅) よりもやや小さいものを考えた方が妥当であるように思われる。また斜線からの各点のバラツキは (3) 式を導く際に無視されたパラメータの差などによって生じたものであろう。

ここに、 $h_{max}=2.0^m$ で津波マグニチュード m を定義する (IIDA, 1970)。波源の指向性、波源と海岸の距離の差違などを無視して、 $E_t \sim h_{max}^2$ から

$$m \sim 2.2 \log M_0 \sim (1/0.6) \log E_t \sim 4.4 M \quad (4)$$

が導かれる。但し後述する $\log M_0 \sim 2M$ の関係が使われた。即ち m は $\log M_0$ 、あるいは $\log E_t$ のどちらの軸にも等間隔に目盛ることが出来る量となる。Fig. 18 には 1896 年津

波を $m=4$ として m の目盛を入れて見た。しかしこのスケールから読取った m の値と、実際に h_{max} の値から計算した値の間には直線に近い関係があるが m の値で最大 0.75 位のバラツキが出る。したがって h_{max} だけから決める m の値は、津波のエネルギー表示としてはかなりあいまいな近似と思われる。

次に津波エネルギー E_t と地震マグニチュード M の関係をしらべて見る。地震モーメント M_0 と M の間の関係は $\log M_0 = a_1 M + b_1$ のようにあらわせるが、例えば KANAMORI and ANDERSON (1975) のように $a_1=1.5$ ととられることもあるが、大中 (1975) によると M によって係数が異なることが指摘されている。津波に関連の深い $M=7 \sim 8$ の範囲では $\log M_0 \sim 2M$ ととることが出来る。これらの関係を (3) 式に入ると

$$\begin{aligned} \log E_t &\sim 2M \quad \text{あるいは} \quad (8/3)M \\ (a_1=0.15 \quad \text{あるいは} \quad 2.0 \quad \text{において}) \end{aligned} \quad (5)$$

が得られる。Fig. 19 は横軸に M 、縦軸に津波エネルギーの対数をとってあるが、2 重角で示したものが前報 I (付録参照) および今回の結果による津波エネルギー

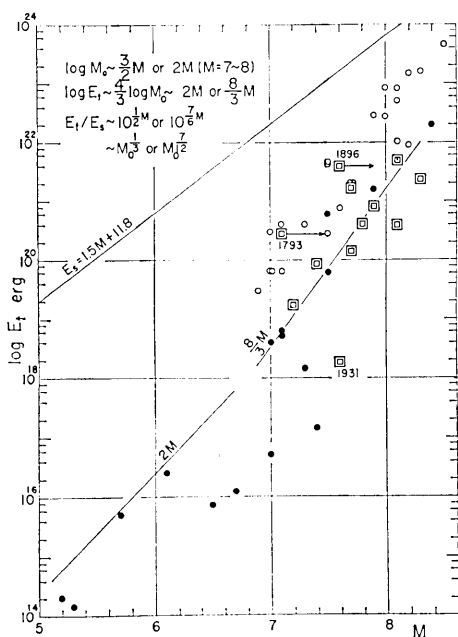


Fig. 19. Relation between tsunami energy E_t and earthquake magnitude M . Double squares, values determined by the present and previous studies; closed circles, imaginary tsunami energy calculated from the vertical displacement of the ground caused by land earthquakes (HATORI, 1970); open circles, tsunami energy calculated from tsunami waves (HATORI, 1970).

である。更に HATORI (1970) の論文から、海岸での津波波動から推算した津波エネルギー (白丸) と、陸上にあらわれた地表の垂直変位と変動域から、若しその上に水がかぶっていたら発生するであろうと考えられる仮想津波のエネルギーの計算値 (黒丸) を同時にプロットした。今回計算された津波の中、1896 年と 1793 年のものは前述のように、矢印だけ右に動かしてもよいと思われるので、計算点は図中に引いた $(8/3)M$ の直線の廻りに集まることになる。それは白丸の下限、黒丸の上限の付近にあり、 $M < 7$ における黒丸 (仮想津波エネルギー) の上限は $2M$ に比例する直線であらわせるがその延長上に、 $(8/3)M$ に比例して今回の計算点があることになる。陸上の地震から求めた仮想津波のエネルギーが、直線から離れて小さいものもあるが、HATORI (1970) によれば、変動域全体を覆う完全な測量が行われていない場合などもあって、過小評価されている可能性があるということである。このことを考慮すると、仮想津波エネルギーの上限が、断層モデルで考えられる $\log E_t$ と M の関係の線によって、数値実験から求めた津波エネルギーと結ばれていることは、陸上から海底まで、地震時の地表の変形が断層モデルで統一的に理解出来る一つの証拠となるもので興味深い。

また従来行われていた波動から求める津波エネルギーは過大評価されていると考えられているが、今回の結果から約 1 桁の違いがあると思われる。津波エネルギー E_t と地震の波動エネルギー E_s の比を求めて見ると、 $E_t \sim 1.5M$ であるので、

$$E_t/E_s \sim 10^{(1/2)M} \quad \text{あるいは} \quad 10^{(7/6)M} \quad (a_1 = 1.5 \text{ あるいは } 2.0 \text{ に対して}) \quad (6)$$

または

$$E_t/E_s \sim M_0^{1/3} \quad \text{あるいは} \quad M_0^{7/12} \quad (a_1 = 1.5 \text{ あるいは } 2.0 \text{ に対して}) \quad (7)$$

となる。即ち E_t/E_s は一定ではなく、 M あるいは M_0 に依存していて、 $a_1 = 2.0$ に対して M が 7 と 8 の間で、約 1/6000 から約 1/400 にかわることを示している。津波が観測される地震に下限があるといわれる (IIDA, 1970) のは、 M が小さくなるにつれて、このように急速に津波エネルギーが小さくなって、ノイズに埋没されてしまうものであると考えられる。

6. 断層面の深さの効果

津波の発生に対する断層面の深さの効果については既に YAMASHITA and SATO (1974) によって理論的に性質がしらべられている。ここでは 1931 年津波 (第 3 節 e) の場合についてもう少し直観的にしらべて見るため Fig. 20 に断層による地表面 (海底) の垂直変位の模様を示してある。右側は $z_d = 1 \text{ km}$ および 50 km の場合の平面のパターンで、左側に A-A' の断面を z_d の深さによって示してある。即ち z_d の増大と共に急峻なパターンは徐々になだらかになり、津波の短周期成分が洩り長周期成分が増加するであろうことが想像される。

次に八戸および宮古で計算された津波波形から第 1 の山と第 2 の山の振幅を z_d に対してプロットすると Fig. 21 上のようなになる。特徴的なことは最大値が $z_d = 1 \text{ km}$ にはなくて、 10 km 付近にあることであり、このような津波発生の最適深さの存在については YAMASHITA and SATO (1974) によって指摘されている。またこの場合波源ではどうなっている

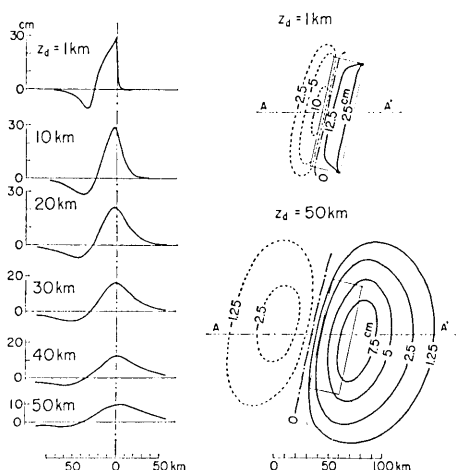


Fig. 20. Dependence of vertical displacement fields on z_d , for the source models of the Tsunami of 1931. Right figure shows contour lines of the vertical displacement and left figure the cross sections in A-A'.

かという、同図下に示すように、最大変位は $z_d=1\text{ km}$ にあらわれている。また変位を生じた海底の面積 (最大変位の 10% 以上変位した面積をとる) は、 z_d と共に増大する。今、変位を d 、変位した面積を S_d 、水の密度を ρ 、重力の加速度を g とすれば、水面に生じる津波のポテンシャルエネルギー E_p は

$$E_p = \frac{1}{2} \rho g \int_{S_d} d^2 ds$$

であらわされる。これを求めてプロットしたものが同図の実線である。エネルギーは明らかに $z_d=10\text{ km}$ 付近に最大値をもっている。このことは z_d の増大に伴って垂直変位は減少するにもかかわらず、変位した海底の面積の増大と、変位のパターンがなだらかなる効果とによって、10 km 付近で津波エネルギーの最大が生じるものと考えられる。

Fig. 21 から八戸の第1山および第2山の振幅 y_1, y_2 、波源のポテンシャルエネルギー E_p などの、 z_d に対する変化を求めて見ると、 $z_d > 15\text{ km}$ において、それぞれ

$$\log y_1 = \text{const.} - 0.011 z_d$$

$$\log y_2 = \text{const.} - 0.0067 z_d$$

$$\log E_p = \text{const.} - 0.0138 z_d$$

などが得られる。

IDA (1970) の統計的研究によれば、津波の観測される限界に対する震源の深さの効果

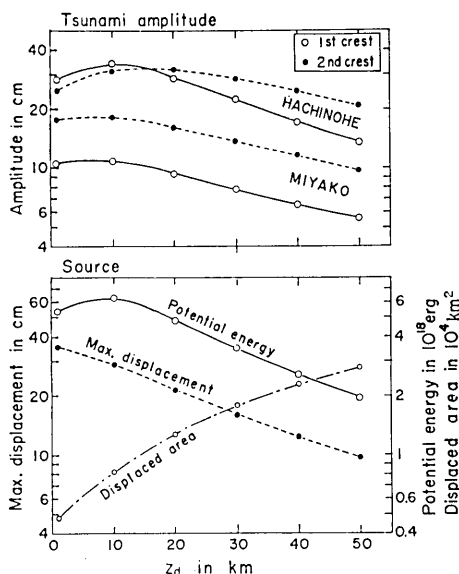


Fig. 21. upper: Dependence of computed tsunami amplitude on z_d at Hachinohe and Miyako in models for the Tsunami of 1931.

lower: Dependence of source characteristics on z_d .

として、地震マグニチュード $M=M_c+0.005H$ のような式が与えられる。ここに M_c は震源の深さ 0 km の地震のマグニチュードで、 H は震源の深さ km である。この関係は $m>2$ の津波の境界においても平行であるので、この式を逆にマグニチュード M 、深さ H の地震が発生する津波は、 $H=0$ km で $M_c=M-0.005H$ のマグニチュードの地震に相当するエネルギーしか生じないと解釈する。そうすると津波のエネルギー E_t は前節 (5) 式に示したように $\log E_t \sim (8/3)M_c$ と考えられるから、 E_t の H に対する依存性は

$$\log E_t \sim (-0.013H) \quad (8)$$

と求められる。また一方津波マグニチュード m は波源に近い海岸での津波の最大高さ h_{max} の関数として $h_{max}=2.0^m$ であらわせる (IIDA, 1970)。前節 (4) 式に示されたように、形式的には $m \sim 4.4M$ の関係があるので $m \sim (-0.0022H)$ 、したがって

$$\log h_{max} \sim (-0.0066H) \quad (9)$$

が得られる。これらを前に述べた八戸の例で見ると、第2山の振幅 y_2 は h_{max} に相当し、また波源のポテンシャルエネルギー E_p は E_t である。また z_d は H に近似的に比例関係にあると思われるので、数値実験的に求められた係数が、(8), (9) 式とほぼ一致していることを示している。震源の深さに関する統計は誤差の多いものであるから、精度の点ではあまり立入った議論は出来ないと思われるが、断層モデルから期待される z_d に関する性質が、統計的な関係とほぼ一致する結果が出たことは興味深い。

また前節 (3) 式と、(8) 式をまとめると

$$\log E_t \sim (4/3) \log M_0 - 0.013H^* \quad (10)$$

となる。これを Fig. 18 に $H=50$ km の場合として点線で示した。ここに $H=z_d$ と考えてあり、また Fig. 21 から $z_d < 15$ km では E_t はほぼ一定とみて、 $H^*=H-15$ として計算した。1931 年津波の場合はこの点線にかなり近い。

7. ま と め

このように全般的に古い津波の様相を満足する量的に明確な波源が得られたことは、この波源を利用して、沿岸の津波防災対策の企画立案、施設の設計などに役立ち得ると思われる。代表的な地域として、宮古・田老沖、大船渡沖、女川沖の 200 m 等深線上の3点の

Table 8. "Period" for the maximum wave

Tsunami	off Miyako	off Ofunato	off Onagawa
	min	min	min
1611	9.4	9.7	10.0
1793	7.6	8.9	9.5
1856	24.6	19.2	21.5
1896	10.2	7.2	8.7
1897	6.2	7.5	8.5
1933	9.3	9.2	11.5
1968	22.0	15.6	14.9

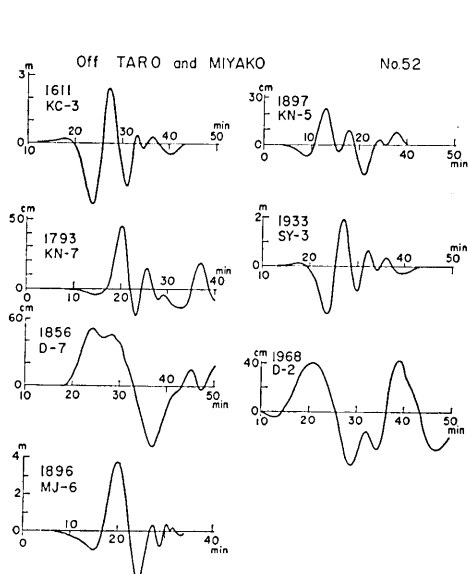


Fig. 22a. Computed water elevation-time histories for various tsunamis on the 200 m depth contour off Miyako.

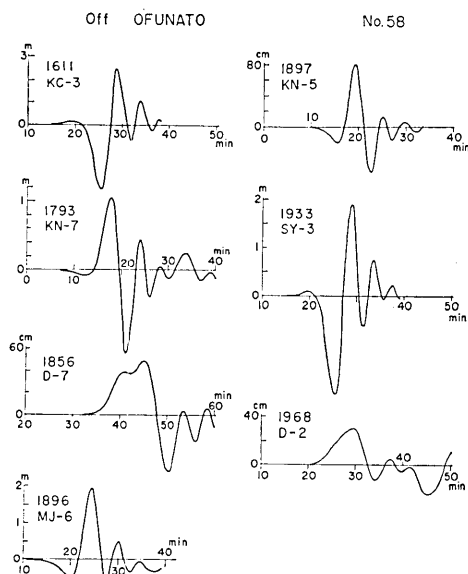


Fig. 22b. Computed water elevation-time histories for various tsunamis on the 200 m depth contour off Ofunato.

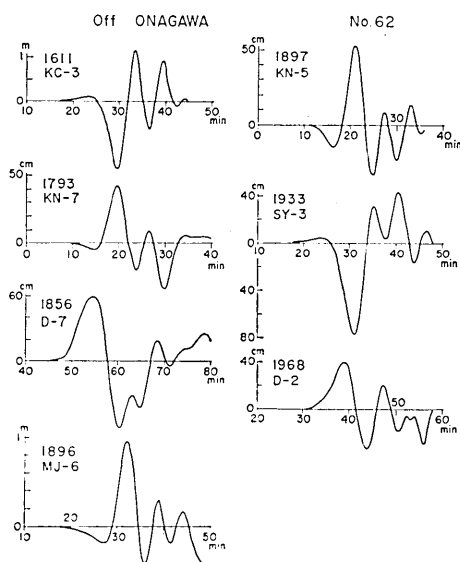


Fig. 22c. Computed water elevation-time histories for various tsunamis on the 200 m depth contour off Onagawa.

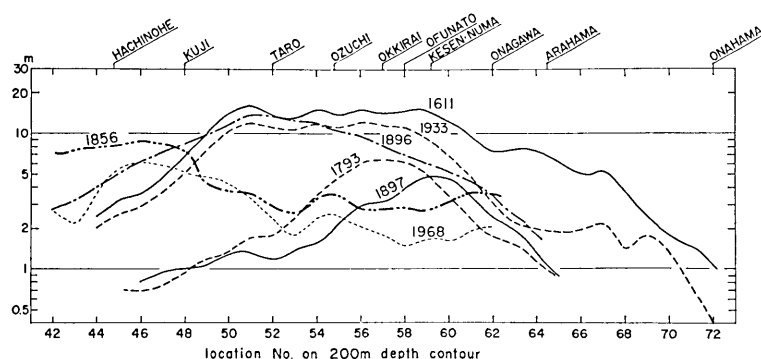


Fig. 23. Distributions of estimated inundation heights along the open coast in Sanriku district for tsunamis in the year of the label on each curve.

各津波の計算波形を Fig. 22 a, b, c に示す。1856 年と 1968 年の津波は比較的周期が長いけれども、其の他はかなり短周期である。Table 8 には、各津波の最大波とそれに引続く半波の期間を周期として示してある。これは沖合いの津波であり、波形も純粹の正弦波ではないから、単に周期だけで議論は出来ないが、大津波で周期 10 分あるいはそれ以下ということも考えられるので、海岸施設などの設計については、このような波が局部的にどのように変形され増幅されるかについて慎重な考慮が必要と思われる。

また沿岸全般にわたっての津波の高さについて、今回得られた各モデルの 200 m 等深線上の波高 H_0 から、陸棚増幅率 $A_s=2.8$ と仮定して外海に面した海岸線での平均津波の高さを求めると、Fig. 23 に図示したとおりである。これらは勿論、沿岸での津波の高さのデータから求めたものであるから、データを平滑したような形である。

しかしデータの無い地点も補間され、全般的な津波の影響圏といったものが明らかに見られる。また津波の高さの局地的な変動や、湾の増幅、海岸近傍での run-up などの効果を含めても、特別な例外を除いてほとんどこの図の値の 1.5 倍以内におさまることが確かめられている。

歴史的な情報のない時代の古い地震の震源についての情報が得られたことは、それがユニークなものでないとしても有意義である。それらは現在地震学的に理論的統計的に議論されている断層モデルの諸特性と大きな矛盾はない。ただ津波の周期特性の観点から、断層幅を比較的せまくとする必要があり、地震学的なデータに比し応力降下量 $\Delta\sigma$ が大きくなり、陸地の地震の値と同じオーダーの 50~100 bar の値となった。しかしここに取り扱ったモデルの近似の程度を考えると量的にはなお検討を要する。

波源に関する諸量から津波エネルギーについてはかなり正確な量の見積りが出来た。そして断層モデルを仮定することによって津波エネルギー E_t と地震モーメント M_0 、地震マグニチュード M との関係が

$$\log E_t \sim (4/3) \log M_0 - 0.013(z_d - 15) \quad \text{あるいは}$$

$$\log E_t \sim (8/3) M - 0.013(z_d - 15)$$

のような関係で理解されることがわかった。ここに z_d は断層面上縁の深さ (km) であり、

$z_d < 15$ km においては第2項は0と見られる。この結果津波エネルギーと地震波動エネルギーとの比は、 $E_t/E_s \sim 10^{(7/6)M}$ のようになり、 $M=7\sim 8$ に対して 1/6,000 から 1/400 に変化している。

このように少なくとも三陸沖の津波に関しては断層モデルは非常に妥当な考え方であるということが出来る。したがって今回までに得られた結果を利用して、沿岸における津波の性質などを更に追求して行くことが可能であろう。

謝 辞

この研究に種々有益な御助言を与えられた地震研究所梶浦欣二郎教授に厚く謝意を表します。論文中的数値計算は東京大学大型計算機センターによって行われまた地震研究所地震予知観測センター計算機室にもお世話になった。また費用の一部は文部省科学研究費「自然災害特別研究」三陸大津波来襲時の被害予測（代表者 東北大学 岩崎敏夫教授）によったことを記して謝意を表します。

文 献

- ABE, Ka, 1973, Tsunami and mechanism of great earthquakes, *Phys. Earth Planet. Interior*, 7, 143-153.
- ABE, Ka., 1975a, Re-examination of the fault model for the Niigata Earthquake of 1964, *J. Phys. Earth*, 23, 349-366.
- ABE, Ka., 1975b, Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes, *J. Phys. Earth*, 23, 381-390.
- ABE, Ku., 1976, Generation and propagation of the 1933 Sanriku Tsunami based on the normal fault model, *Bull. Nippon Dental Univ., General Education*, No. 5, 85-98.
- 阿部邦昭, 1976, 津波波形から求めた 1933 年三陸地震断層のディップアングル, 昭和 51 年度地震学会春季大会講演予稿集, 110.
- 阿部邦昭, 1977, 津波から決めた新潟地震の断層モデル, 昭和 52 年度地震学会春期大会講演予稿集, 126.
- AIDA, I., 1972, Estimation of the offshore form of tsunami waves, *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 28, 220-227.
- 相田 勇, 1972, 津波記録による波源数値モデルの推定, 地震 2, 25, 343-352.
- 相田 勇, 1975, 広域の津波数値実験—地震断層モデルへの依存性—, 第 12 回自然災害科学シンポジウム講演論文集, 425-426.
- 相田 勇, 1976, 地震断層モデルの津波波源としての適応性, 昭和 51 年度地震学会秋季大会講演予稿集, 116.
- 相田 勇, 1977, 200 m 等深線上の津波波形と浸水高, 地震 2, 30, 11-23.
- HATORI, T., 1970, Vertical crustal deformation and tsunami energy, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 171-188.
- 羽鳥徳太郎・小山盛雄, 1971, 日本各地における津波の到達時間と津波伝播図, 地震研究所彙報, 49, 127-142.
- 羽鳥徳太郎, 1973, 安政 3 年 (1856 年 8 月 23 日) 八戸沖津波の規模と波源域の推定, 地震 2, 26, 204-205.
- 羽鳥徳太郎, 1974, 東北日本太平洋側における津波の波源, 地震 2, 27, 321-337.
- 羽鳥徳太郎, 1975, 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 地震研究所彙報, 50, 397-414.
- 羽鳥徳太郎, 1976, 三陸沖津波の波源位置と伝播の様相, 地震研究所彙報, 51, 197-207.
- ICHIKAWA, M., 1971, Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, *Geophys.*

- Mag.*, 35, 207-274.
- IIDA, K., 1956, Earthquake accompanied by tsunamis occurring under the sea off the Islands of Japan, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 4, 1-43.
- IIDA, K., 1963, On the estimation of tsunami energy, *IUGG Monograph No. 24*, 167-173.
- IIDA, K., 1970, The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes, *Tsunamis in the Pacific Ocean*, edited by W. ADAMS, East West Center Press, Honolulu, 3-18.
- 伊木常誠, 1897, 三陸地方津浪実況取調報告, 震災予防調査会報告, 11, 5-34.
- 今村明恒, 1899, 三陸津浪取調報告, 震災予防調査会報告, 29, 17-32.
- 岩崎敏夫・真野 明・瀧森 勉, 1975, 三陸沖における巨大地震に伴う津波の数値モデル, 第 22 回海岸工学講演会論文集, 53-58.
- 地震研究所, 1934, 昭和 8 年 3 月 3 日三陸地方津浪に関する論文及報告, 地震研究所彙報別冊, 1 号, 251-.
- KAJIURA, K., 1970, Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 835-869.
- KANAMORI, H., 1971a, 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.
- KANAMORI, H., 1971b, Seismological evidence for a lithospheric normal faulting—the Sanriku Earthquake of 1933, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 4, 289-300.
- KANAMORI, H., 1972, Mechanism of tsunami earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 6, 346-359.
- KANAMORI, H. and D. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 65, 1073-1095.
- 笠原 稔, 1975, 1952 年十勝沖地震の断層モデル, 昭和 50 年度地震学会秋季大会講演予稿集, 90.
- 河角 広, 1953, 十勝沖地震並びに北海道の地震活動, 十勝沖震災誌, 135-179.
- 岸 力, 1971, 津波—北海道東北沿岸—, 1968 年十勝沖地震調査報告, 207-256.
- 小山順二・堀内茂木・平沢朋郎, 1973, P 波初動の重ね合わせから推定される東北日本の起震歪力, 地震 2, 26, 241-253.
- MANSINHA, L. and D. SMYLLIE, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1433-1440.
- 村松郁栄, 1969, 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 4, 168-176.
- 武者金吉, 1951, 日本地震史料, 毎日新聞社, 667-678.
- 武者金吉, 1953, 北海道の地震活動, 験震時報, 17, No. 1-2, 123-129.
- 大森房吉, 1901, 日本ニ於ケル津浪ニ就キテ, 震災予防調査会報告, 34, 5-81.
- 大中康蒼, 1975, 弾性反撥モデルに基づく地震の物理的基礎, 地震研究所彙報, 50, 187-208.
- SHIMAZAKI, K., 1974, Nemuro-oki Earthquake of June 17, 1973: A lithospheric rebound at the upper half of the interface, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 9, 314-327.
- 多田 亮, 1974, 根室半島沖地震による地殻変動と断層モデル, 地震, 27, 120-128.
- 宇佐美龍夫, 1975, 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, pp. 327.
- 宇津徳治, 1968, 北海道およびその周辺の地震活動, 北海道大学地球物理学研究報告, 20, 51-75.
- YAMASHITA, T. and R. SATO, 1974, Generation of tsunami by a fault model, *J. Phys. Earth*, 22, 415-440.
- YOSHIOKA, N. and K. ABE, 1976, Focal mechanism of the Iwate-Oki Earthquake of June 12, 1968, *J. Phys. Earth*, 24, 251-262.

付 録

前報 I (相田, 1976) のなかで行った数値実験の結果については, 本論のなかにしばしばその数値が引用されるので, ここに便宜のために結果の概要を付録として再録する。

地震断層モデルが津波波源として適応するか否かをしらべる 目的で Table A-1 に示す

Table A-1. Fault parameters of models

Earthquake	Model	M	L (km)	w (km)	θ_d ($^\circ$)	δ ($^\circ$)	θ_s ($^\circ$)	z_d (km)	M_0 (dyn-cm) $\times 10^{27}$	μ (dyn-cm $^{-2}$) $\times 10^{11}$	u_s (m)	u_d (m)	Remarks
Kurile Is. 1969 Aug. 12	A1	7.8	180	85	N50W	16	N50W	25	22	5.0	0	-2.9	ABE, Ka. (1973)
	A2		180	85	N50W	16	N50W	1	22	5.0	0	-2.9	
Nemuro-oki 1973 Jun. 17	B1	7.4	60	100	N40W	27	N63W	1	6.7	7.0	0.29	-1.57	SHIMAZAKI (1974)
	B2		100	100	N40W	27	N63W	1	6.7	7.0	0.18	-0.94	
	B3		100	100	N30W	30	N60W	1	7.0*	7.0	0.45	-0.89	TADA (1974)
	B4		100	100	N40W	27	N63W	1	6.7	7.0	0.18	-0.94	moved Model B2 by 29.5 km northeastward
Tokachi-oki*** 1952 Mar. 4	C1	8.1	170	85	N33W	20	N60W	1	21**	5.0	1.28	-2.67	
	C2		130	100	N50W	20	N35W	1	23*	5.0	-0.85	-3.4	KASAHARA (1975)
Tokachi-oki 1963 May 16	D1	7.9	150	100	S66W	20	N60W	1	28	4.5	-3.2	-2.5	KANAMORI (1971a)
	D2		150	100	S66W	20	N60W	1	28	4.5	-3.2	-2.5	moved Model D1 by 28 km northwestward
Iwate-oki 1968 Jun. 12	E1	7.2	80	30	S61W	30	N55W	16.7	0.51	4.5	-0.41	-0.25	YOSHIOKA et al. (1976)
	E2		50	48	S61W	30	N55W	1	0.51	4.5	-0.41	-0.25	
	E3		50	48	S61W	30	N55W	1	0.51	4.5	-0.41	-0.25	moved Model E2 by 40 km eastward
	E4		70	50	S61W	30	N55W	1	3.1**	5.0	-1.52	-0.92	

M , earthquake magnitude; L , fault length; w , fault width; θ_d , dip direction; θ_s , direction of the slip vector; δ , dip angle; z_d , depth of the upper edge of fault plane; M_0 , seismic moment; μ , rigidity; u_s , strike-slip and dip-slip components of the average dislocation; * estimated from the geodetic data, ** assumed, *** $M_0=17 \times 10^{27}$ dyn-cm after KANAMORI and ANDERSON (1975).

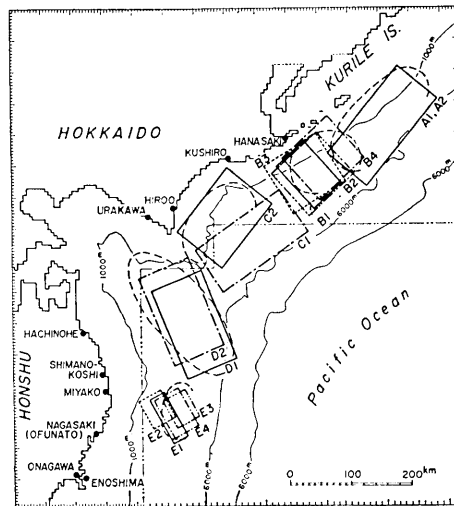


Fig. A-1. Fault plane models of earthquakes examined in the work.

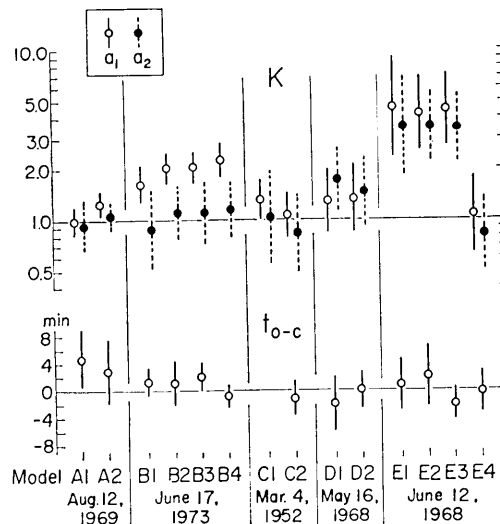


Fig. A-2. $\log K = (1/n) \sum \log K_i$, where $K_i = x_i/y_i$; x_i , y_i , observed and computed amplitudes; i , station number; n , total number of stations. Bars show uncertainty in K 's, which are calculated by the equation similar to Eq. 2 in Section 2. $t_{0-c} = (1/n) \sum (t_0 - t_c)_i$, where t_0 and t_c are observed and computed travel times of tsunamis.

地震について、津波の数値実験が行われた。地震はすべて表中に示された文献によって、断層のパラメータが明らかにされているものである。各地震について断層面の大きさ、位置を少し変更した 2~4 個のモデルが取上げられ、それらを図示すると Fig. A-1 のようである。断層の食い違いから計算された海底の鉛直変位を波源として、Fig. A-1 に示す

Table A-2. Results of numerical experiments

Earthquake	Model	M	M_0 (dyn·cm)	K	M'_0 (dyn·cm)	E_t (erg)	S_d (km ²)	d_{max} (m)	d_{avg} (m)
Kurile Is. 1969 Aug. 12	A2	7.8	$\times 10^{27}$ 22	1.15	$\times 10^{27}$ 25.3	$\times 10^{19}$ 41	$\times 10^4$ 2.19	1.58	0.55
Nemuro-oki 1973 Jun. 17	B4	7.4	6.7	1.62	10.9	8.8	0.99	0.86	0.37
Tokachi-oki 1952 Mar. 4	C2	8.1	23	0.96	22.1	41	1.48	1.68	0.66
Tokachi-oki 1968 May 16	D2	7.9	28	1.4	39.2	82	2.94	1.96	0.57
Iwate-oki 1968 Jun. 12	E3	7.2	0.51	3.94	2.0	1.7	0.46	0.69	0.23

M , earthquake magnitude; M_0 , seismic moment; K , factor shown in Fig. A-2; M'_0 , moment modified to be consistent with tsunami data, $M'_0 = KM_0$; E_t , tsunami energy; S_d , displaced area; d_{max} , the maximum vertical displacement in source area; d_{avg} , average vertical displacement.

検潮所のある各地に到達する津波を計算した。各観測点での第1半波 a_1 と第2半波 a_2 について、観測値と計算値の比 K_i を求める。これから本文 (1) 式の β_i を K_i におき変えた式で幾何平均 K を求めた。また同様に (2) 式から κ が求められる。Fig. A-2 は各津波モデルの K の値を示し、棒の長さで κ をあらわしている。また津波の到達時間の観測値と計算値の差の各観測点の平均値を t_{0-c} で示しており、棒の長さで偏差の R.M.S. をあらわしてある。1968 年岩手県沖地震については K は約 4 で地震に比べて津波が大きいことを示しているが、他の 4 個の地震については K の平均は 1.4 であり、地震から求められた断層のパラメータで津波の大きさをほぼ説明できるといえる。

このように地震断層モデルを用いた数値実験によって、第1近似として津波を再現し得たのであるが、大きさとして K 倍しなければならない。この K の値を考慮して津波のエネルギーその他波源に関する諸量と、地震モーメントに換算した値 M'_0 などを表にすると Table A-2 のようである。

5. *Simulations of Large Tsunamis Occurring in the Past off the Coast of the Sanriku District.*

By Isamu AIDA,
Earthquake Research Institute.

Optimal source models for seven significant tsunamis that occurred off the coast of the Sanriku District in the past (1611, 1793, 1856, 1896, 1897, 1931 and 1933) are estimated by means of numerical experiments. For each case, a reasonable fault model of the earthquake is assumed at first, and the resulting tsunami is computed numerically. The location and parameters of the earthquake fault are then varied by a trial and error method to fit the observed distribution of tsunami heights along the coast. The value of the dislocation on the fault is determined by comparing the computed wave amplitude at the depth of 200 m to observed inundation heights along the coast, taking the amplification factor of 2.8 into account.

The source models thus determined are found to be different from previous estimates in the following points:

For the 1897 Tsunami, the source location is shifted westwards but the orientation is the same and for the 1856 Tsunami, both the location and orientation of the fault are different. For the 1896 and 1933 Tsunamis, the width of the earthquake fault planes are reduced by 1/2 from the former estimates, to explain short period characteristics of these tsunamis.

The seismic moment M_0 computed from the fault area and the amount of dislocation determined from the tsunami source model seems to be reasonable seismologically in view of the recent study relating M_0 to the earthquake magnitude M . Furthermore, the tsunami energy E_t computed from the present optimal source model is consistent with the relation $\log E_t \sim (4/3) \log M_0 \sim (8/3)M$, which can be derived on the basis of physical reasoning applied to the earthquake fault model.

It is strongly supported by these results that a reasonable tsunami source model which explains the tsunami height distribution along the coast may be constructed by modifying an earthquake fault model, at least, for the Sanriku tsunamis.

If fault parameters thus determined are taken at face value, the average stress-drop of earthquakes generating these tsunamis comes out to be 50 to 100 bars.