

64. 1978年宮城県沖地震に伴った津波の数値実験

地震研究所 相田 勇

(昭和53年10月14日受理)

1. はじめに

北海道東北地方沖の太平洋に発生した地震津波は、地震の断層モデルから期待される地表の鉛直変位を津波の波源とすると、津波の実際の挙動を比較的良好に数値的に再現出来ることがわかっている(相田, 1977; AIDA, 1978). しかしそれは第一近似であって、津波の挙動をより実際に即して説明出来る波源モデルを求めることが望まれる. 1978年1月14日、伊豆大島近海に発生した地震 ($M=7.0$) によって発生した津波は、一部測地データを含めて地震波解析から決められた地震の断層モデルによって基本的には説明出来るものであった. しかし更に付加的な変動域を与えることによって、より実際に近いモデルが提供された(相田, 1978). このようなことは多くの場合当然考えられることであり、良好な津波記録が多数得られる場合には一層精度のよい議論が期待される.

さて1978年6月12日17時14分宮城県沖に発生した地震 ($M=7.4$) は弱い津波を伴ったが、震央に最も近い陸地である宮城県女川町江の島の地震研究所江の島津波観測所で良好な津波記録が得られたのをはじめとして、気象庁その他各機関の検潮器によって多くの津波記録が得られた. また地震については気象庁、東北大学などで多くのデータが得られ、また瀬野・須藤・江口(1978)はこれらのデータと共に、世界標準地震計観測網のデータを用いて、この地震の発生機構を求めた. そこでこのメカニズム解をもとに津波の数値実験を行って、津波波源についての検討を行った.

2. 方 法

すでに北海道東北地方太平洋沖合の津波に関して行った数値実験と同様に、長波の運動方程式、連続の式を差分化して Leap-frog 法で水位・流量を計算時間間隔毎に交互に求める. 計算格子は Fig. 1 に示すように、ほぼ $36^{\circ}\text{N}\sim 43.5^{\circ}\text{N}$, $140.5^{\circ}\text{E}\sim 146^{\circ}\text{E}$ の海域を、5 km 間隔の 105×169 格子に分割し、海図から水深を与える. また図に点線で示した八戸、宮古、大船渡、女川、鮎川、小名浜、日立の付近 200 m 以浅の区域は、2500 m, 1250 m, 625 m, 312.5 m に逐次4段階に細分化した格子を使用し、検潮所近傍での計算精度の向上をはかった. 計算時間間隔は、すべての格子間隔を通じて安定な計算が行われる 0.05 分にとった.

また津波の入力としては、断層パラメータから MANSINHA and SMYLLIE(1971) の方法で海底の鉛直変位を計算し、それをそのまま静水面上に与えた. これは今回の津波の周期が比較的長い(江の島で第1の波峰に達するまでの時間が 18.5 分) ので、断層のずれの rise time は津波に関しては瞬時と考えるとよいと思われるからである.

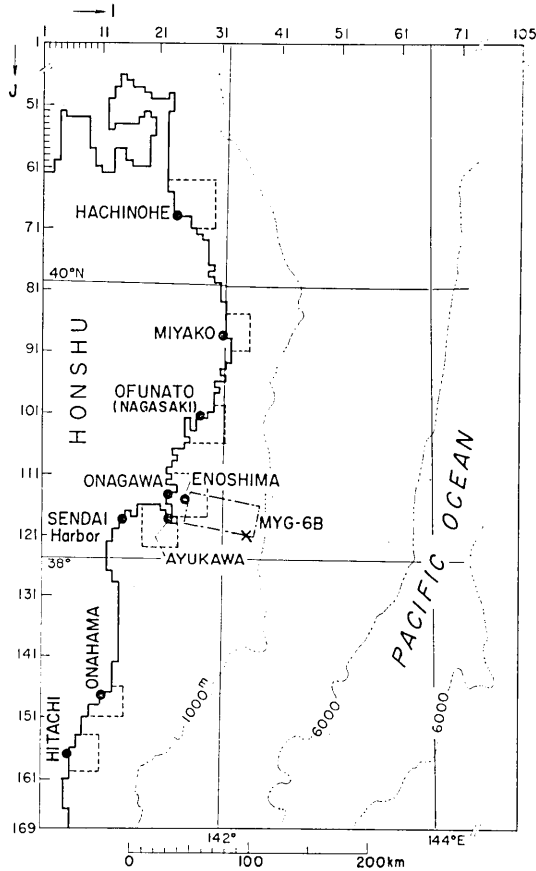


Fig. 1. Area considered in the numerical experiments. In areas surrounded by dotted lines, finer grids with 1/2 to 1/16 of the general grid size (5 km) are used. MYG-6B shows the fault plane for the optimum model and a large cross shows the epicenter of this earthquake determined by J.M.A.

求め、またその標準偏差 σ を計算する。MYG-1 モデルについてのこれらの値は Table 2 に示されているが、1952 年十勝沖、1968 年十勝沖、1969 年北海道東方沖、1973 年根室沖などの各津波の数値実験の値(AIDA, 1978)と比較すると、同等以上の成績であることがわかる。すなわち瀬野らによって与えられた断層モデルは、第一近似的には津波に対しても満足できるものであると思われる。

次に宮城県女川沖の江の島は、この波源に最も近い位置にあり、良好な記録が得られているので、これを利用して断層の位置、大きさなどを更にくわしく検討する。Fig. 3 の最も上のカーブは江の島津波観測所の ERI-IV 型津波計の記録から、計器の特性を補正したものである。上にのべた MYG-1 モデルの計算値はその下に示してある。はじまりから 40 分ぐらいまでの間は計算値と実測値は非常によく似た形をしている。しかし最初

3. 断層面の位置と大きさ

瀬野・他(1978)は、Fig. 2 に MYG-1 で示すような断層面を与えている。そのパラメータは Table 1 に示した。そこでまずこのモデルによって、鮫(八戸)、八戸、宮古、大船渡(長崎)、江の島、女川、鮎川、仙台港、小名浜、日立の 10 個所の津波波形が計算された。波形は実測記録とくらべてみるとかなりよい対応を示していて、特にはじめの上げ波とそれに引続く下げ波については、振幅、時間共により相似性をもっている。それ故特にその部分に着目しはじめの上げ波の振幅を a_1 、次の引き波の振幅を a_2 とし、それぞれについて実測値 x_i と計算値 y_i の比 $K_i = x_i/y_i$ を求める。ここに i は観測点の番号をあらわす。 K_i の上記 10 点の幾何平均値 K を、 $\log K = (1/10) \sum \log K_i$ から求める。また K_i の各点のバラツキの指標として $\log \kappa = [1/10 \sum (\log K_i)^2 - (\log K)^2]^{1/2}$ で求められる κ を用いる (AIDA, 1978)。また津波の到達時刻の観測値と計算値の差の平均値 \bar{t}_{o-c} を津波の先端および第 1 の波峰についてそれぞれ

の波峰の時刻は計算値の方が約 1 分遅れている。そこで Fig. 2 上に示す MYG-2-1B, MYG-6B, MYG-7 のような断層面を考えた (パラメータの詳細は Table 1 に示す)。これらのモデルは主に断層の東南隅の位置と断層幅を変えてあるので、東の端が 1, 6B と 7, 2-1B の順にそれぞれ約 7 km 西側に移っていて、西の端は 1, 2-1B と 6B, 7 の順にそれぞれ約 7 km, 9 km 東に移っている。これらのモデルについて計算した結果が Fig. 3 に示してあるが、第 1 の波峰の到達時刻は主に断層の東端の位置によってかわり、断層の西端の位置は引続く波の谷の振幅に影響を与えている。このような波形の特徴の、モデルによる相異を Table 1 にまとめた。ここでは江の島と共に大船渡(長崎)の記録についても示らべてある。すなわち波の先端あるいは第 1 の

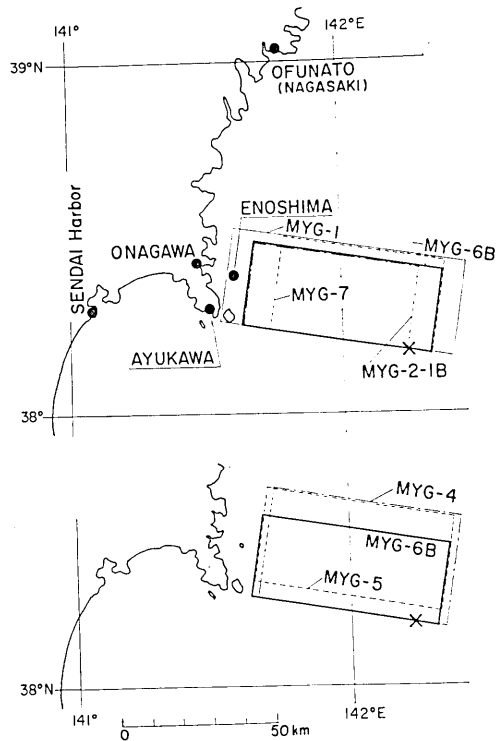


Fig. 2. Models of the seismic fault used in the computation. MYG-1 shows the seismologically determined fault by SENO et al. (1978).

Table 1. Fault parameters of various models and comparison of their models with respect to the travel time and the amplitude at Enoshima and Ofunato.

Model	Parameters ($\delta=20^\circ$ $\theta=N10^\circ E$)						Enoshima		Ofunato				
							t_{o-c}		a_1/a_2		t_{o-c}		a_1/a_2
	SE corner of fault	L	w	u_s	u_d	H_z	wave front	obs.	cal.	wave front	1st crest	obs.	cal.
MYG-1	142.40°E, 38.15°N	30	80	0.41	1.65	25	-1.0	6.62	2.64	1.5	0	1.57	1.63
MYG-2-1B	142.23°E, 38.18°N	26	56	0.56	2.24	30	1.0		5.11	2.0	0		1.66
MYG-6B	142.32°E, 38.16°N	26	65	0.48	1.97	25	0		7.31	0	-0.5		1.52
MYG-7	142.32°E, 38.16°N	30	55	0.53	2.14	25	-0.5		19.26	9.0	2.5		0.67
MYG-4	142.34°E, 38.16°N	35	65	0.43	1.74	25	-0.5		7.63	5.0	1.0		1.72
MYG-5	142.32°E, 38.21°N	30	65	0.38	1.51	25	0		4.48	4.0	1.5		1.69

L, fault length; w, fault width; δ , dip angle; θ , strike direction of faulting; u_s , u_d , strike-slip and dip-slip components of the average dislocation; H_z , depth of upper edge of fault plane; t_{o-c} , difference of the observed and the computed travel times of tsunami waves; a_1/a_2 , amplitude ratio of the 1st crest to the following trough.

Table 2. K , κ , \bar{t}_{o-c} and τ obtained for various models.

Model	K		κ		\bar{t}_{o-c}		τ	
	a_1	a_2	a_1	a_2	wave front	1st crest	wave front	1st crest
MYG-1	1.03	0.87	1.25	1.62	min -0.1	min 0.85	min 1.33	min 1.98
MYG-2-1B	1.02	0.98	1.21	1.54	0.32	1.2	1.82	3.12
MYG-4	0.86	0.84	1.23	1.40	0.81	0.9	2.29	2.06
MYG-5	1.19	1.06	1.23	1.52	0.81	1.1	1.84	2.36
MYG-6B	1.02	0.98	1.20	1.54	-0.38	1.05	1.65	2.43
MYG-7	0.82	0.82	1.34	1.63	0.88	0.6	3.72	2.06
MYG-2-1 & 2	1.32	1.18	1.20	1.51	-0.44	1.4	1.79	4.24

$\log K = (1/10) \sum \log K_i$ $K_i = x_i/y_i$ $i; 1, 2, \dots, 10$.

x_i ; observed amplitude of the 1st half cycle a_1 or the 2nd half cycle a_2 .

y_i ; computed amplitude of the 1st half cycle a_1 or the 2nd half cycle a_2 .

$\log \kappa = [1/10 \sum (\log K_i)^2 - (\log K)^2]^{1/2}$

\bar{t}_{o-c} and τ ; mean value of the difference between observed and computed travel times and its probable error.

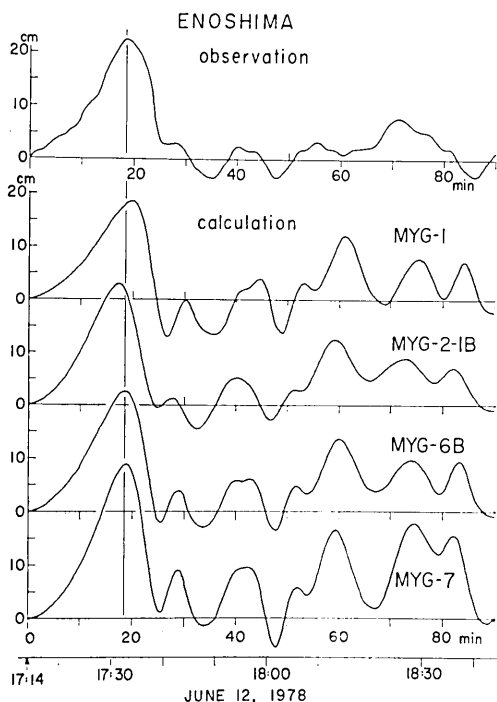


Fig. 3. Observed records corrected for characteristics of the ERI-IV tsunami recorder at Miyagi-Enoshima and computed time histories of water level for various models shown in Fig. 2.

波峰の到達時刻の実測・観測の差 t_{o-c} をとつても、波峰の振幅と谷の振幅の比 a_1/a_2 をとつても、MYG-2-1B または MYG-6B が最も実測値に近いことがあきらかである。これで断層面の東と西の端が決められたわけであるが、南北の長さを変えたモデルについて、Fig. 2 下に示す 3 つのモデルを比較した結果も Table 1 に示してある。断層面の北端が、MYG-6B より 9 km 北にある MYG-4, MYG-5 は共に成績が悪く、特に大船渡への津波の先端の到達時刻が早すぎる結果となっている。

以上のモデルについて八戸から日立まで 10 個所の点の観測値と計算値から前述の K , κ , \bar{t}_{o-c} , τ などを求めて Table 2 に表示してある。この結果からも総合的に MYG-2-1B と MYG-6B が優れているといえるが、とりわけ 6B の方が τ に関してもよい結果と

なっている。以上波源近傍についても、また八戸から日立にわたる広域についても、瀬野らの与えた断層面を少し変更した MYG-6B の方が津波の挙動をよく説明できることがわかった。Fig. 4 にこの場合の海底の鉛直変位のパターンを示した。断層面は傾斜方向に長く、走向方向に短いやや異常な形であるが、断層面の深さがかなり深い（上縁の深さ H_z を 25 km と仮定）こともあって、変位分布は南北にも伸びた形となっている。このことは羽鳥 (1978) が求めた逆伝播図による波源域ともほぼ調和するものとなっている。また Fig. 5 には各地の実測および計算の津波波形を示した。実測記録は検潮器の記録（羽鳥, 1978）から潮汐成分を取除いて読取り、時間軸を引伸した形でプロットしてある。計算波形は振幅、位相の面で実測波形とかなりよく相似している。

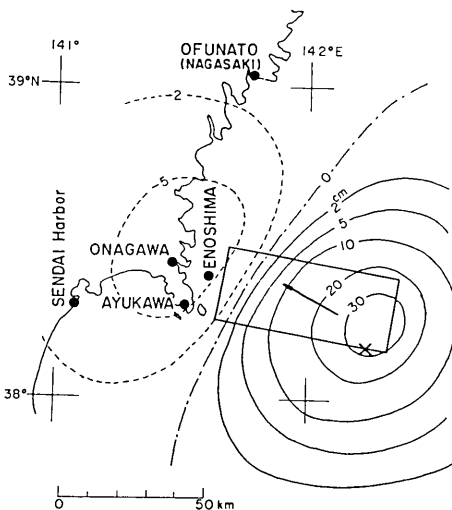


Fig. 4. Vertical displacement field of the bottom deduced from the seismic fault model MYG-6B.

4. 副断層について

東北大学理学部地震予知観測センター (1978) の余震観測によると、

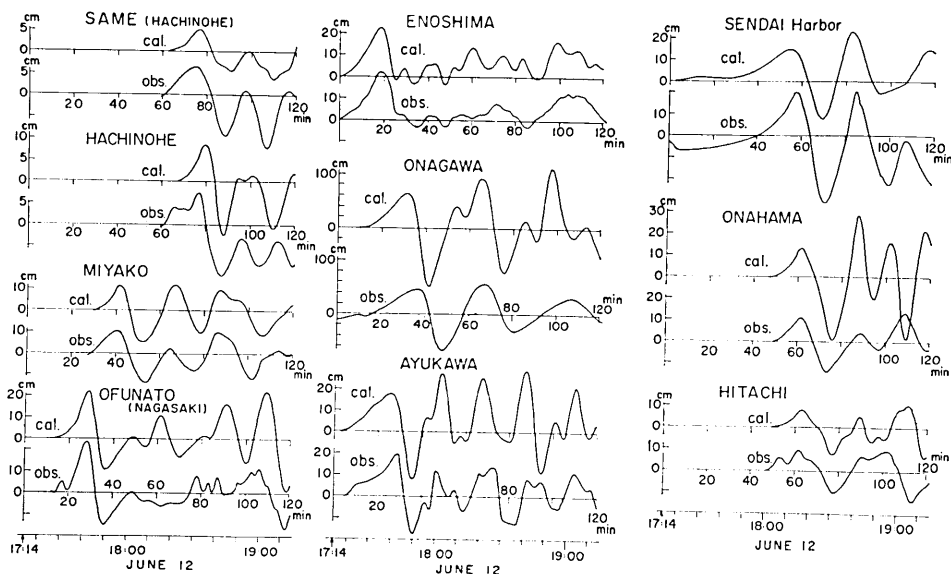


Fig. 5. Computed time histories of water level for the model MYG-6B and observed tsunami records at 10 locations along the Pacific coast of northeastern Honshu.

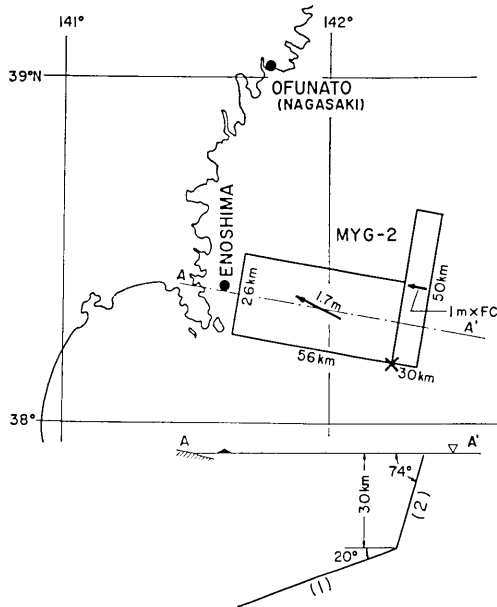


Fig. 6. Main (1) and sub (2) fault systems estimated from the aftershock distribution. Several different values of the slip displacement of the sub-fault are used for computation.

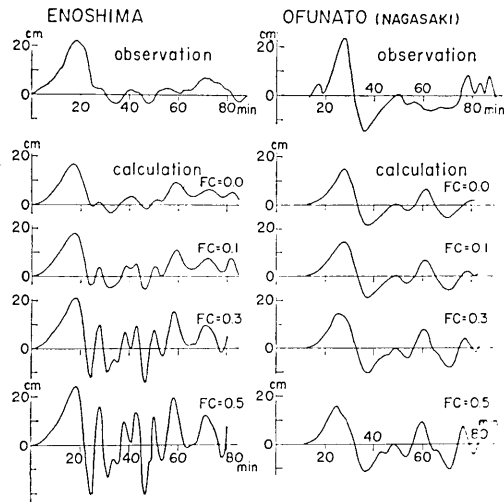


Fig. 7. Observed tsunami records and computed time histories of water level at Enoshima and Ofunato for different values of FC . FC corresponds to the slip displacement of the sub-fault in meters.

この地震の本震後 24 時間の余震分布はほぼ 30° の西下りの傾斜面に分布している。しかしその分布の東端付近、本震震源あたりから東側ではやや浅い地震もあり、この部分で断層が急角度で地表近くまで達しているかどうかということも興味がある。そこで例えば Fig. 6 のように (1), (2) 2 枚の断層面を想定して見た。発震機構と余震分布から、(1) $26 \times 56 \text{ km}^2$ 、傾斜角 20° の主断層面と、(2) $50 \times 30 \text{ km}^2$ 、傾斜角 74° の副断層面を考える。主断層の滑り変位は MYG-1 と同じく 1.7 m ($u_d = 1.65 \text{ m}$, $u_s = 0.41 \text{ m}$) とし、副断層の滑り変位は傾斜方向成分のみとして $1 \text{ m} \times FC$ を与え、 FC を $0 \sim 0.5$ に変えて副断層の効果を見ることにした。Fig. 7 の上部に江の島、および大船渡の実測記録波形を示し、それぞれその下側に、 $FC = 0, 0.1, 0.3, 0.5$ の場合の計算値が示してある。副断層は急傾斜でほぼ地表にまで達しているので(ここでは $H_z = 1 \text{ km}$ にとった)、波長の短い変位パターンがあらわれるので、断層正面の江の島の津波計算値に顕著にそれが認められる。すなわち FC の増加と共に、第 1 の波峰の振幅が大きくなり、それに続く引き波がはげしく急になっていく。またその後短周期の波が卓越している。大船渡でもそれ程著しくはないが短周期波増大の傾向は認められる。一方実測波形を見ると短周期の成分は極めて少く、それに近い計算波形を求めると、 $FC = 0$ あるいは

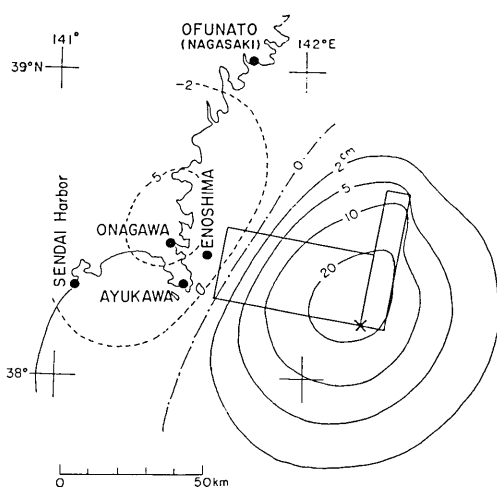


Fig. 8. Vertical displacement field of the sea bottom for the double fault system shown in Fig. 6. FC is taken to be 0.1.

が a_1 と a_2 でやや異った値となり、また τ もやや悪い値となり、副断層が加わったことによって改善された点は認められない。このように、今回の地震において余震域東端に高角度の逆断層が動いたという想定は、少なくとも津波に関しては本質的でないという結果が得られた。

5. おわりに

低角の主断層の東縁に傾斜角の大きい副断層があるのではないかという想定は、津波の挙動を数値的に求めた結果からは否定的である。すなわち副断層が動いたとしても、その滑り変位量は 0.1 m 以下、主断層の滑り変位の $1/17$ 以下であることがわかる。また副断層を組入れたモデルの方がよいという積極的な証拠も見出されなかった。

結果を総合して今回の津波を説明する地震断層モデルとしては MYG-6B が最も適当である。これは地震学的に求められた断層パラメータを用い、津波の面から断層の大きさ、位置、滑り変位を修正したもので (Table 1)、今回比較的近距离に多くの津波記録が得られたので、かなりよい精度でこのような議論が出来た。少なくとも津波発生の効果の面から、断層面の位置と大きさを 5 km の精度で求められた。MYG-6B のパラメータから、剛性率 μ を瀬野らと同じく、 $7 \times 10^{11}\text{ dyn}\cdot\text{cm}^{-2}$ とすれば地震モーメント M_0 は $2.4 \times 10^{27}\text{ dyn}\cdot\text{cm}$ となり、瀬野・他 (1978) が地震波から求めた値、 $2.9 \times 10^{27}\text{ dyn}\cdot\text{cm}$ よりいくらか小さくなった。

また海底変位の 2 乗を積算して求めた津波のエネルギーは $8 \times 10^{18}\text{ erg}$ となる。これを同じように数値実験から求めた他の津波のエネルギー E_t と地震モーメント M_0 の関係をあらわす図 (相田, 1977) にプロットすると Fig. 9 の二重丸である。これは一般的な傾向にくらべて、 M_0 に対する津波エネルギーが $1/5$ 程度であることを示している。1931 年八戸沖の津波がやはりエネルギーが小さかったが、この理由として震源断層面が深いことが

はせいぜい 0.1 である。このことから副断層が動いたと考えても、ずれが 0.1 m 以下であり、主断層にくらべて $1/17$ とほとんど無視出来る程度のもと思われる。今 $FC=0.1$ の場合の海底の鉛直変位を求めてみると、Fig. 8 のようであり、Fig. 4 の MYG-6B の場合と比較すると副断層の北側の部分のパターンが少し変わっていることがわかる。この場合の各地の計算波形を実測値と比較して、前節の各モデルと同じように K , κ , \bar{t}_0 , τ を求めて Table 2 の最下端に示した。MYG-6B にくらべて κ はかわりないが、 K の値

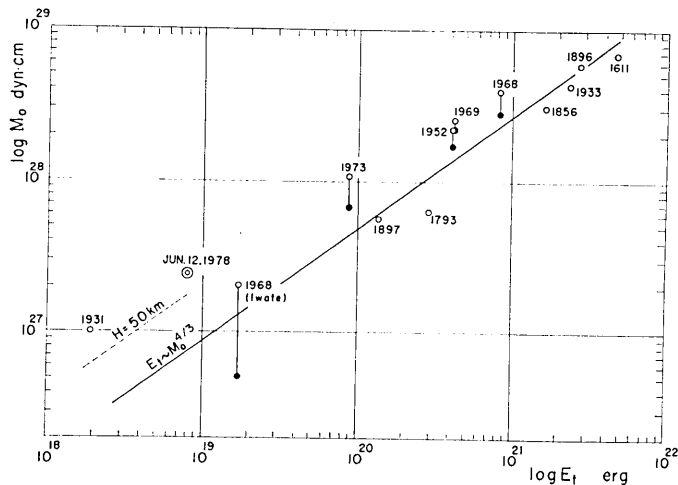


Fig. 9. Relation between the seismic moment M_0 and the tsunami energy E_t determined by numerical experiments (AIDA, 1977). Closed circles show the moment which was determined by seismic data only. A double circle shows the present case.

考えられた。今回の地震も、これと同じような傾向である。また今回の場合は沈降域が陸地にかかっている、その領域が津波発生に寄与していないこともその理由の一つであろう。

謝 辞

この地震の発生機構に関して、解析の途中から多くの情報を与えられた東京大学地球物理学教室瀬野徹三氏に厚くお礼申し上げます。また原稿に目を通して頂き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感謝申し上げます。なおこの計算は東京大学大型計算機センターによって行われ、その費用は文部省科学研究費自然災害特別研究（代表者岐阜大学村松郁栄教授）によったことを記して謝意を表します。

文 献

- 相田 勇, 1977, 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 地震研究所彙報, **52**, 71-101.
 AIDA, I., 1978, Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, **26**, 57-73.
 相田 勇, 1978, 1978 年伊豆大島近海地震に伴った津波の数値実験, 地震研究所彙報, **53**, 863-873.
 羽鳥徳太郎, 1978, 1978 年宮城県沖津波とその近海の津波活動, 地震研究所彙報, **53**, 1177-1189.
 MANSINHA, L. and D. SMYLLIE, 1971, The displacement fields of faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
 瀬野徹三・須藤研・江口孝雄, 1978, 1978 年 6 月 12 日宮城県沖地震の発生機構, 地震学会講演予稿集, 1978, No. 2, 36.
 東北大学理学部地震予知観測センター, 1978, 1978 年 6 月 12 日宮城県沖地震(速報), 地震学会講演予稿集, 1978, No. 2, 34.

64. *Numerical Experiments for the Tsunami Accompanying
the Miyagiken-oki Earthquake of 1978.*

By Isamu AIDA,
Earthquake Research Institute.

Numerical experiments for this tsunami are carried out on the basis of the seismic fault model deduced from seismological data. By adjusting some parameters of the seismic fault such as the length, the width, the location and the slip displacement, the optimum model is sought so that the computed tsunami signatures are consistent with the records of actual observation. The optimum model thus obtained is only slight different from the seismic fault model proposed by SENO et al. (1978). The result gives the location of the southeastern corner of the fault as 142.32°E , 38.16°N , the length in the strike direction as 26 km, the width as 65 km, the slip dislocation as 2.0 m (dip-slip 1.97 m, strike-slip 0.48 m). The depth of the upper edge of the fault (25 km) and the dip angle (20°) are the same as the seismic fault model. The seismic moment is estimated to be 2.4×10^{27} dyn·cm which is a little smaller than the value (2.9×10^{27} dyn·cm) obtained seismologically by SENO et al. The tsunami energy is 8×10^{15} ergs which is about 1/5 of the value previously estimated for the ordinary tsunami with the same seismic moment.

The aftershock distribution of this earthquake might suggest the existence of an additional fault with a high dip angle at the eastern end of the main-fault with a low dip-angle. To check this possibility, several double fault models with different displacements of the sub-fault are examined. The result shows that the slip displacement on this sub-fault has to be less than 0.1 m, which corresponds to only 1/17 of the slip displacement of the main-fault. The existence of the sub-fault, therefore, seems to be irrelevant to explain the behavior of this tsunami.