

三陸沖における巨大地震に伴う津波の数値モデル

岩崎敏夫*・真野明**・瀧森勉***

1. 序 論

筆者らは前々報¹⁾および前報²⁾において「設計津波」を提唱し数値モデル実験により、得られる波形の性質を波源域との関連によって若干指摘した。近年地震学者によって海溝系の巨大地震に伴う地殻および地表の変動について断層モデルが提案され、実際の地震波の記録より断層パラメーターが推計され、また別に理論によって半無限弾性体内の断層運動に伴う地表面の静変位が求められるようになった。本論文では両方の波源モデルを用い、同じ方法で数値計算を行い両者を比較するとともに、それによって得られる津波の性質についての知見を得ようとした。

2. 断層モデル

断層面は次の6個の断層パラメーターによって表わされる。断層面上の縦ずれ、横ずれ成分 U_d, U_s 、すべりの大きさ D 、傾斜角 δ 、転位角 ϕ 、すべり角 λ 、このほか断層面を長方形とし断層面の面積 S 、くい違いが伝播

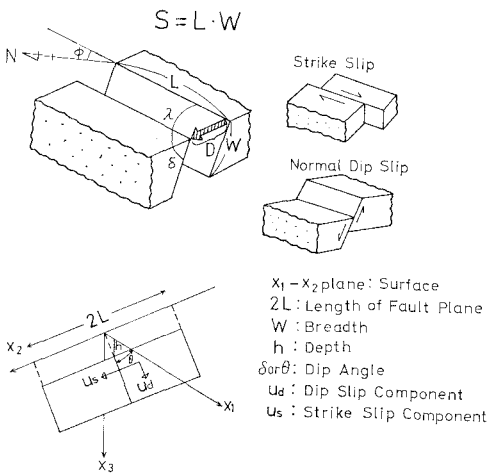


図-1 断層モデル

表-1

名 称	起 時	M	S(km ²)	D(m)	機 構
新 潟 地 震	1964	7.5	100×20	4	逆断層
根室半島沖地震	1973	7.4	100×80	2	同 上
鳥 取 地 震	1943	7.4	33×13	2.5	横ずれ断層

する速度、すなわち破壊速度 (rupture velocity) が必要になる³⁾ (図-1)。地震のマグニチュード M がほぼ等しくても、表-1 に示すように S や D 、また断層運動の機構がことなるといわれる。

図-2 は丸山⁴⁾ による理論に基づき、逆断層成分を 1 とした時の変動量で、

δ (図-2 では θ であらわしている) によって異なる形態となり、かつ矢印の大きさと向きで示すような水平変動量がえられる⁵⁾。

(1) 1933 年三陸大津波⁶⁾

図-3 は金森によりえられており、 $W=100$ km, $L=185$ km,

$\delta=45^\circ$, $\lambda=90^\circ$ で、破壊速度 $V=3.5$ km/sec、隆起時間 10 sec、くい違い量 $D=3.3$ m で、日本海溝の軸に沿って大陸側が沈降する正断層である。図-4 は、図-3 を用い上記断層パラメーターより得た地表における垂直・水平変動量の分布である。変動の進む方向は東より西へ行くものとした。

(2) 1968 年十勝沖地震津波

図-5 は金森による⁷⁾値として断層面を 150×100 km², $D=4.1$ m, $V=3.5$ km/sec で太平洋プレートのもぐり込

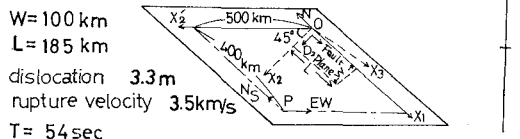


図-3 1933 年三陸大津波の断層面

* 正 会 員 工博 東北大学教授 工学部土木工学科
 ** 学 生 会 員 工修 東北大学大学院 工学研究科
 *** 正 会 員 日本工営(株)

みに伴う低角逆断層型で著しい左横ずれ成分をもつものとされるので、これを用いて阿部が海底変動を推定したものである⁸⁾。この場合には北西部縁辺に沈降部、南東部から断層線まで隆起部が形成されている。変動時間は 48 秒で、破壊は 3.5 km/sec の速度で北東に向い進むものとした。

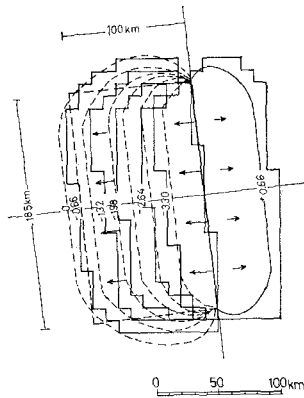


図-4 1933 年三陸大津波波源域の地表変動

W=100 km
L=150 km
dislocation 4.1 m
rupture velocity 35km/sec
T= 48 sec

(3) 1896 年三陸大津波

これについては断層モデルの推定は羽鳥が波源域を求めた結果⁹⁾より逆に金森が用いて $S=300 \times 160 \text{ km}^2$ としたもので、隆起量は平均値として 1.33 m としている。

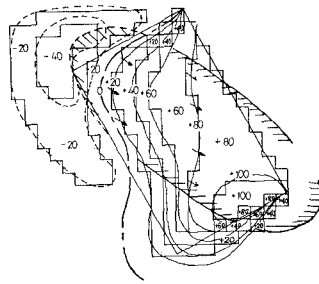


図-5 1968 年十勝沖地震津波波源域の地表変動

3. 数値解析

計算方法および境界条件は前報と同じである。計算領域を 図-6 に示すが、今回は格子距離間隔 $DS=10 \text{ km}$ 、格子時間間隔 $DT=6 \text{ 秒}$ とした。また尾駱沼、鷹架沼前面では $DS=5 \text{ km}$ 、 $DT=6 \text{ 秒}$ に細かくした。

波源域は、1968 年十勝沖地震津波については、一様上昇、変形、断層の 3 モデル、1933 年三陸大津波については一様上昇、断層の 2 モデル、1896 年三陸大津波については一様上昇モデルとした。

このうち一様上昇モデルというのは前々報、前報による設計津波の方法によるものでその寸法は 表-2 に示すとおりであるが、1896 年三陸大津波では地震のマグニチュード $M=7.6$ で、実際には前報の方法では著しく小さい波源域を与えるので前節の羽鳥の波源域を用い、 $\zeta_{\text{max}}=1.33 \text{ m}$ 、地盤上昇時間 36 秒とした。

変形モデルは相田が示したものの¹⁰⁾で、東経 143° を境界として東側が上昇域、西側が沈降域となり、 図-5 の断層モデルとよく調和するが変形量はかなり大きい(図

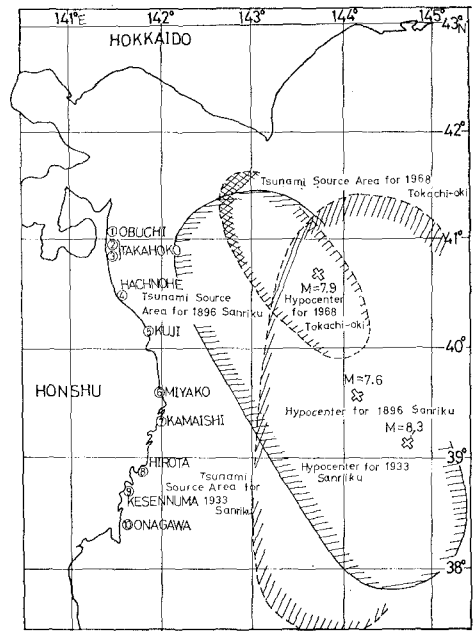


図-6 計算領域

表-2 一様上昇モデル

	M	2a(km)	2b(km)	$\zeta_{\text{max}}(\text{m})$	T(sec)
1933 年三陸大津波	8.3	420	190	7.54	60
1968 年十勝沖地震津波	7.9	170	95	4.84	60

T: 地盤上昇時間

—7)。

出力は 図-6 に示す 10 点について求めた。これらは陸側境界より 1~2 ステップ沖側で、従って水位は進行波と陸岸よりの反射波との合成波である。前報では $\Delta S=24 \text{ km}$ 、 $\Delta T=30 \text{ 秒}$ であった。今回の結果を比較してみると、波高は高くなり周期は短くなった。到達時間が理論値と一致することから、メッシュの細かさは今回程度が必要と考えられる。

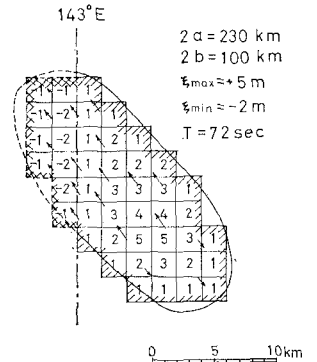


図-7 十勝沖地震津波の波源域(相田のモデル)

4. 水面振動の状況

図-8 に十勝沖地震の結果を示す。実線は一様上昇モデル、破線は変形モデル、点線は断層モデルである。ただし断層モデルでは偏差値を 4 倍してある。

これによると八戸を除き波源域における地表運動のバ

ターンの差違は第1波に限られ、以後日本海溝を含む大きな振動系の中に励起された振動は波源域における地盤

振動のパターンに大きくは依存しないと考えられる。

第1波については鷹架沼、八戸は引き波で、その他は押し波で始まっている点は変形・断層両モデルとも観測値に一致する。久慈は断層モデルでは引き波で、変形モデルでは押し波で始まっているが、観測記録ではこの点は不明となっている。

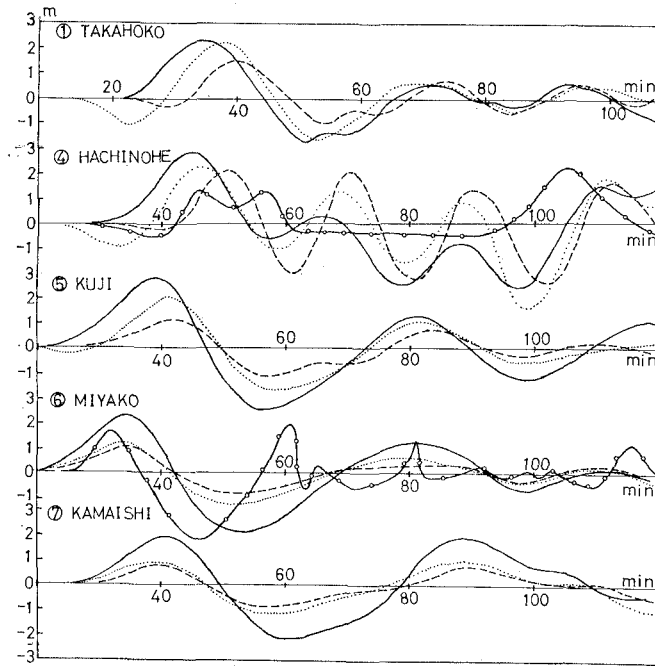


図-8 十勝沖地震津波の計算値及び観測値

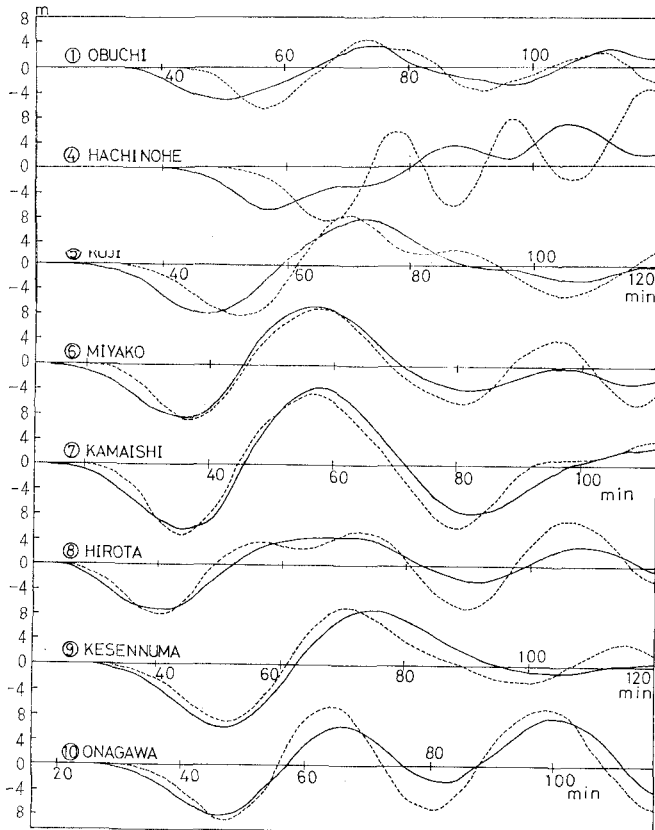


図-9 三陸大津波 (1933) の計算値

図-9 は 1933 年三陸大津波についての結果である。実線は一樣上昇モデルであるが、正断層であることがはっきりしているので、正負を逆にして画いてみた。破線は断層モデルによるが、20 倍にしてある。この場合にも両者の振動の状況は波源の地表運動の差異にあまり影響をうけないと思われる。地盤運動中の高次成分の影響は外洋については小さなものなのであろう。ただ八戸では 20 分程度の著しい振動が励起されている。

十勝沖地震における検潮記録より、偏差値をよみとって八戸と宮古について 図-8 に示した。検潮儀の時間軸ははなはだ短かいのであまり正確ではないが意外に不規則であり良い情報源とはいえない。したがって波形まで問題とする場合には、津波計の設置がどうしても必要と考えられる。

5. 波高分布

上記計算結果より最高偏差値を求め、これを波高と名付けて、表-3 に示す。 h_0 は出力点の水深であるが、沿岸 [出力点①②③] にあっては前面水深を 5m とし、湾にあっては湾口付近の水深をとり、これを h_m とし、グリーンの法則を用いて最高偏差値 ζ_{max} より、 h_m に対応する沿岸または湾口の偏差値 ζ_m を求めた。観測値の最大偏差を ζ_0 とすると ζ_0/ζ_m は修正係数ともいえるもので、これを K_2 として、表-4 に示した。

K_2 の中には湾内振動の効果や、遡上、反射の効果などいろいろのものが入っていると思われるが、むしろここでは波源域の地盤変動量の推定の不確かさのための修正係数と考える。

そこで各津波ごとの修正係数の平均値を求め、これを ζ_m に乗じて ζ_0 とし、これと観測値とを比較した。

図-10 は十勝沖地震津波の例である。変形モデルと一樣上昇モデルとは久慈以南

表-3 波高分布

		hm	h0	K1	ζmax	ζm	ζb	ζb'	
① 尾駸沼	十勝沖地震津波断層モデル 3	5	150	2.34	0.56	1.31		5.81	
	変形モデル 4				1.50			3.14	
	三陸(1933)断層モデル 5				0.22			0.51	5.35
	三陸(1896)一様上昇モデル 6				0.92			2.15	6.81
② 鷹架沼	3	5	50	1.78	0.69	1.23		5.48	
	4				2.55			5.33	
	5				0.32			0.57	5.98
	6				1.10			2.15	6.81
③ 鷹架沼	3	5	30	1.57	0.35	0.55		2.44	
	4				2.26			4.73	
	5				0.22			0.35	3.67
	6				0.84			1.31	4.15
④ 八戸	3	18	50	1.29	0.35	0.45	3.3	2.00	
	4				2.26	2.91	6.09		
	5				0.62	0.80	3.0	8.39	
	6				1.10	1.42	2.0	4.50	
⑤ 久慈	3	34	80	1.24	0.35	0.43	3.8	1.91	
	4				1.25	1.55	3.24		
	5				0.42	0.52	3.5	5.45	
	6				1.40	2.43	13.0	7.70	
⑥ 宮古	3	65	125	1.18	0.50	0.59	3.0	2.61	
	4				1.00	1.18	2.47		
	5				0.46	0.54	8.0	5.67	
	6				1.62	1.91	9.0	6.05	
⑦ 釜石	3	100	130	1.07	0.55	0.59	3.0	2.62	
	4				0.86	0.92	1.92		
	5				0.57	0.61	7.0	6.40	
	6				1.70	1.95	7.5	6.18	
⑧ 広田	3	100	130	1.07	0.60	0.64	0.9	2.84	
	4				0.45	0.48	1.00		
	5				0.37	0.40	7.5	4.20	
	6				1.25	1.34	5.0	4.25	
⑨ 気仙沼	3	45	50	1.03	0.60	0.62	0.7	2.75	
	4				0.55	0.57	1.19		
	5				0.45	0.46	6.0	4.83	
	6				1.50	1.55	3.0	4.91	
⑩ 女川	3	40	110	1.29	0.60	0.58	1.4	2.57	
	4				0.50	0.65	1.36		
	5				0.48	0.62	3.0	6.50	
	6				1.03	1.68	2.0	5.32	

で互いによく合っており、波源に近い八戸より北ではかなり異なっている。断層モデルではほぼ一様な分布であった。実測値は験潮儀、痕跡、聞き込み等によって得られるが、湾の内外でも、また同じ湾でも場所によつてか

表-4 修正係数 K2

	十勝沖地震津波		1933	1896
	断層モデル	変形モデル	断層モデル	一様上昇モデル
八戸	7.11	1.13	3.75	1.41
久慈	8.83	2.45	6.73	5.35
宮古	5.09	2.54	14.81	4.71
釜石	5.08	3.26	11.48	3.85
広田	1.41	1.88	18.75	3.73
気仙沼	1.13	1.23	13.04	1.94
女川	2.41	2.15	4.84	1.19
平均値	4.437	2.091	10.49	3.169

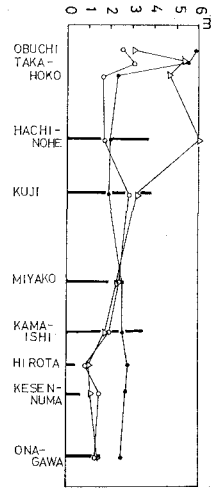


図-10 十勝沖地震津波(1968)の波高分布
○-○ 一様上昇モデル
●-● 断層モデル
△-△ 変形モデル

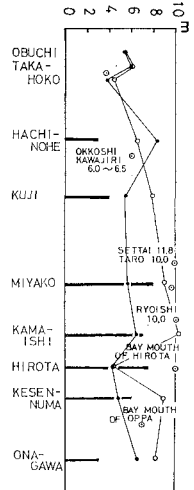


図-11 1933年三陸大洋波の波高分布
○-○ 一様上昇モデル
●-● 断層モデル

なり相違した値がえられるのが常であるから、ここに示したのは単なる目安に過ぎない。尾駸、鷹架の付近では1.5~2.7mの報告がなされているので、それらとあわせて判断すると、一様上昇のモデルが一番良い結果をあたえているといえよう。

図-11は三陸大洋波(1933)の場合である。実測値は上と同様に相当場所によって違うが、ここでは一応、羽島の文献⁹⁾より引用した。断層モデルでは修正係数を乗じているので当然実測値の平均程度であるが、一様上昇モデルも悪い値ではない。事実、図示のように、八戸、久慈の間で6.0~6.5m(追越、川尻)、久慈-宮古間で10.0~11.8m(撰待、田老)、宮古湾入口で9.6m(閉伊

岬), 釜石湾の北側で 10m (両石湾), 女川のすぐ北で 6~7.7m (追波湾口) などの記録がある¹¹⁾。

図-12 は三陸大津波 (1896) の場合である。これも修正係数をかけているので当然首肯しうる分布をあたえている。

以上, 本節の検討によれば「設計津波」の一様上昇モデル (ただし正断層のときは一様下降モデル) はそのまま無修正で湾口付近の値を与えるものといえよう。断層モデルでは十勝沖地震津波の場合 4.4 倍, 三陸大津波 (1933) の場合 10.5 倍の修正を施したことから, 地盤の変形量はどうも過少に見積もられているように思われる。三陸大津波 (1896) については「設計津波」の手法の適用にはなお検討を必要とするようである。今回のモデルでは波源域の上昇高は $1.33 \times 3.169 = 4.215 \text{ m}$ と

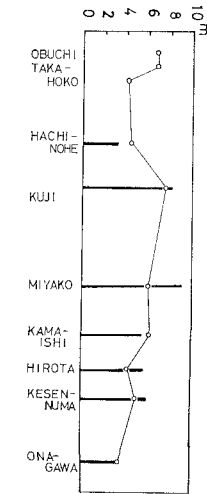


図-12 三陸大津波 (1896) の波高分布

えられた。

6. 空間波形

図-13 に, 十勝沖地震津波の際の尾駁・鷹架沼前面沖 130 km までの空間波形を一様上昇モデルによって示した。図の右端は波源域の縁辺である。a) は進行中, b) は先端が岸に到達した時点, c) は最高水位になった時点であり, 従来よりいわれている一山一谷が明瞭である。

図-14 は同じ地震に対する断層モデルによる津波の空間波形である。a) では波源域の静変位分布の非一様性がそのままあらわれており, 沿岸では b) に示すようにいったん引き波になってから c) に最高水位が表われている。

アーセル数を図-15 のような定義で求めることとし, 上にえた空間波形によって各時点について示すと, 表-5 のようになる。当初は $U < 1$ で線型性が強く, 時間の経過とともに U は大きくなっている。しかし波高一水深比はまだ相当小さいので, ソリトン分裂

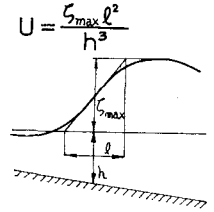


図-15 アーセル数の定義

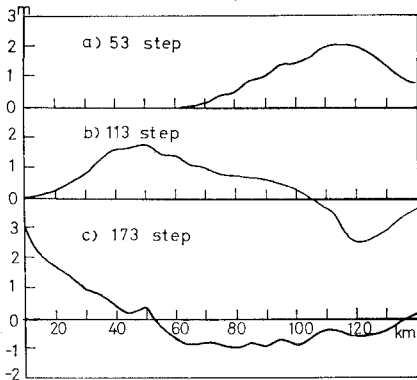


図-13 空間波形尾駁・鷹架沼前面 (十勝沖地震津波一様上昇モデル)

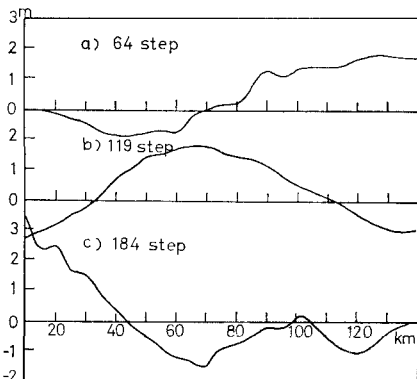


図-14 空間波形尾駁・鷹架沼前面 (十勝沖地震津波断層モデル)

表-5 アーセル数

十勝沖地震津波一様上昇			十勝沖地震津波断層モデル		
STEP	t	U	STEP	t	U
23	4 min 36 sec	0.104	49	9 min 36 sec	0.010
38	7 "	1.039	64	12 48	0.320
53	10 "	3.360	79	15 36	0.965
68	13 "	4.201	94	18 48	2.641
83	16 "	14.284	109	21 36	2.921
98	19 "	23.444	124	24 48	2.743
113	22 "	26.080	139	27 36	8.960

のような現象は生じないと考えられる。この点前報の訂正を行わねばならないが, いわゆる, 津波の周期については依然として疑問が残っている。あるいは湾内における反射などが影響するのかも知れない。この点は将来の課題である。また, ソリトン分裂の可能性は, どの付近で検討され, かつ, KdV 方程式による積分に切換えるべきであるかについても, 十分な知見は現在まだ得られていない。

7. 結 語

数値実験により津波を解析する場合, 断層モデルを波源に設定することは津波の特性やその変形を調べる上ではなほ重要な手段と考えられる。しかし, 断層モデルの与える変位量は現状では過少である。変位のオーダーを求めるためには津波の実測値より波源域まで逆算するか, あるいは「設計津波」の方法を用いる方が良い。

沿岸各地での波形は第 2 波以後は波源域の地表変位の

分布や時間分布に影響をうけない。第1波日は、空間波形で示されているように波源域の運動によって大いに波形の様相が異なるので、断層モデルを用いて研究を進めるべきである。取扱った範囲で津波は線型計算によって事足りる。したがって断層モデルによる波形は、そのまま修正係数の値だけ拡大してやれば良い。

最後に本研究に対し、運輸省第二港湾建設局より多大の御援助、御指導を得た。また東大地震研 相田 勇、東北大理学部 高木章雄、平沢朋郎の諸氏より断層モデルの御教示を得た。本計算には東北大学 NEAC 2250 モデル 700 および、センチュリー・リサーチ・センター(株) CDC 6600 を用いた。ここに記して厚く謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) 岩崎敏夫: 「設計津波」の波源域, 第20回海岸工学講演会論文集, 1973
- 2) 岩崎敏夫・楊 沢氏: 三陸大津波の数値実験, 第21回海岸工学講演会論文集, 1974
- 3) 阿部勝征: 地震断層の運動, 科学 Vol. 44, No. 3, 1974
- 4) Mayama T.: Statical Elastic Dislocations in an Infinite and Semi-infinite Medium, BERI Vol. 42, 1946
- 5) 米倉伸之・安藤雅孝: 海溝系の大地震に伴なう地殻変動と地形, 科学 Vol. 43, No. 2, 1973.
- 6) Kanamori, H.: Seismological Evidence for a Lithospheric Normal Faulting—The Sariku Earthquake 1933: Phys. Earth Planet. Interiors Vol. 4, 1971
- 7) Kanamori, H.: Focal Mecanism of the Tokachi-Oki Earthquake of May 16, 1968: Contortion of the Lithosphere at a Junction of two Trenches., Tectonophysics, Vol. 12, 1971
- 8) Abe, K.: Tsunami and Mechanism of Great Earthqakes, Phys. Earth Planet. Interiors, Vol. 7, 1973
- 9) 羽鳥徳太郎: 1896年の三陸津波の波源域および1933年の津波との比較, 地震第2集20巻, 1967
- 10) Aida, I.: Numerical Experiments for the Tsunami Propagation—the 1964 Niigata Tsunami and the 1968 Tokachi-Oki Tsunami. BERI Vol. 47, 1969
- 11) 東京帝国大学地震研究所彙報 別冊1 昭和8年3月3日三陸地方津波に関する論文及報告第2編