

津波のマグニチュードを定める一方法と 津波判定への応用*

渡 辺 偉 夫**

A Method of Determining Magnitude of Tsunami and its Application to Tsunami Warning

H. Watanabe

(Sendai District Meteorological Observatory)

In this paper, the author describes the method to obtain the wave height near the origin of tsunami from the initial motion of tsunami and its application. As an example, the wave height near the origin was estimated as only 1 meter in the Sanriku-oki tsunami of 1933. We define the magnitude of tsunami using the wave height of the origin, and the relation between the magnitude m and maximum height of tsunami H_m (unit: cm) is obtained as,

$$\log H_m = (1.06 \pm 0.07)m + (0.99 \pm 0.07).$$

The energy of tsunami E_t calculated from the theory of gravity wave is connected with m by the following equation,

$$\log E_t = (20.01 \pm 0.026) + (1.55 \pm 0.17)m.$$

The value of E_t of past tsunami is order of the 10^{21} - 10^{23} ergs and the same one as the energy calculated by Takahasi and Iida.

Furthermore, H_m is represented as the function of the magnitude of earthquake M and the depth of the origin of earthquake H (unit: km), by the following,

$$\log H_m = 1.12M - 0.0035H - 6.28.$$

This may be applied to the tsunami warning.

§ 1. ま え が き

現在のところ、坪井流の地震の magnitude に対応するような津波の magnitude は定められていない。一方、今村 (1942) や飯田 (1958) は津波の最大波高をいくつかの階級に分けて津波の magnitude を定義し、また、高橋 (1951) も同じ概念で津波のいろいろの現象を議論した。しかし、これらの magnitude はいわば地震の intensity に対応する河角流のようなものであって、坪井流の地震の magnitude に対応する津波の magnitude とはいえない。この原因は津波の記録から振幅を読み取り、浪源までの距離を求めることによって、地震の magnitude のように簡単に決めることはなかなかむずか

しいからである。つまり、津波の振幅は浪源から出発して、ある海岸あるいは湾内の観測所に到達するまでにいろいろの影響を受けており、発生時のいろいろな条件の外に、どんなに大ざっぱに評価しても距離のみの関数として求めることは、無理であると見られているからである。

この報告で、筆者はある観測点の津波の記録から、浪源付近の津波の高さを推定し、これを使って津波の magnitude を定義した。この magnitude は津波の最大波高とある関係があることを確かめ、津波の energy を計算した。

最後にこの magnitude を使った1つの応用として、現在の津波判定に対し、量的評価を試みた。これは従来の津波予報の精度向上のためかなり役立つものと考えられる。

* Received Sept. 7, 1962.

** 仙台管区気象台

§ 2. 浪源における津波の高さ

浪源から検潮所まで津波が伝ばしてゆくと、津波の高さは次のような効果を受けて変化する。

- 1). 湾、陸棚その他の海底および海岸地形の効果
- 2). 海深の効果
- 3). 通過する伝ば距離の効果
- 4). 反射および屈折の効果

ここで勝手な波を取ってこれらの効果をあてはめてみたとしても、極めて複雑な形でこれらの効果が挿入しているため、浪源における津波の高さを一般的に表わすかどうか疑問である。そこで津波の始めのいくつかの波だけに着目し、これらの効果をあてはめることにより浪源の高さを計算することにする。

A). 使用した理論式

- 1). 湾、陸棚その他の海底および海岸地形の効果

湾の効果については、既に筆者のまとめたもの (1953 および 1962 a) を使用する。すなわち結果だけを示すと次のようになる。

- i). 一様な幅と深さの湾

Fig. 1 において、湾奥 ($x=0$) における表面からの高さを η_0 とし、それが湾口では $u(t)$ であったとすると、

$$u(t) = 1/2\{\eta_0(t-a/\sqrt{gh_0}) + \eta_0(t+a/\sqrt{gh_0})\}. \quad (1)$$

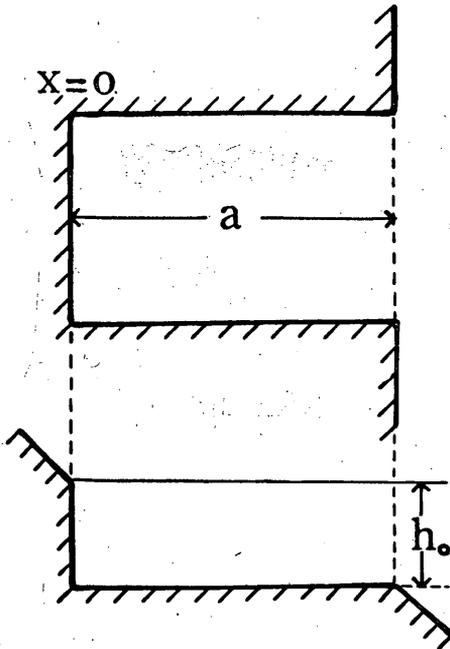


Fig. 1.

- ii). 深さのみが直線的に変化する湾

Fig. 2 の場合である。

$$u(t+A) = 1/\pi A^2 \int_A^{t+A} \sqrt{A^2 - (t-\tau)^2} \eta_0(\tau) d\tau, \quad 0 < t < 2A.$$

$$= 1/\pi A^2 \int_{t-A}^{t+A} \sqrt{A^2 - (t-\tau)^2} \eta_0(\tau) d\tau, \quad 2A < t. \quad (2)$$

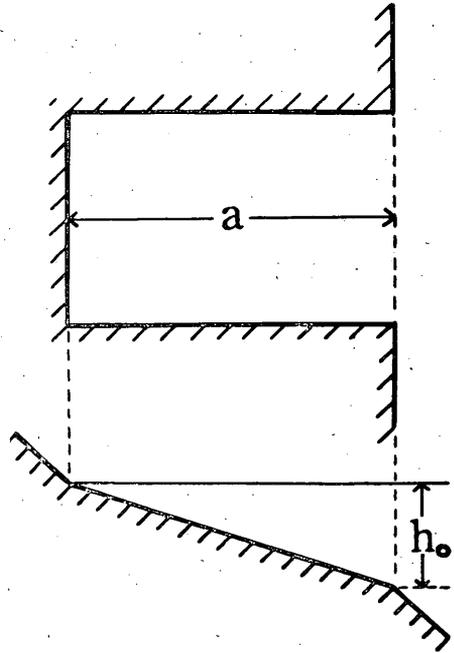


Fig. 2.

ただし、 $A = 2\sqrt{a^2/gh_0}$ である。

- iii). 深さも幅も 1 次的に変化する湾

Fig. 3 の場合である。

$$u(t+A) = 2/\pi A^2 \int_A^{t+A} \sqrt{A^2 - (t-\tau)^2} \eta_0(\tau) d\tau, \quad 0 < t < 2A.$$

$$= 2/\pi A^2 \int_{t-A}^{t+A} \sqrt{A^2 - (t-\tau)^2} \eta_0(\tau) d\tau, \quad 2A < t. \quad (3)$$

以上の式で海水の抵抗係数や渦動粘性などは考慮されていないが、これらも考慮すると計算がきわめて複雑になるので、ここでは省略することにする。なお、これらを考慮した場合の基本的な理論については、筆者 (1926 b) および中村 (1961) が取り扱っている。

陸棚の効果について中村、渡辺 (1961) によれば、陸

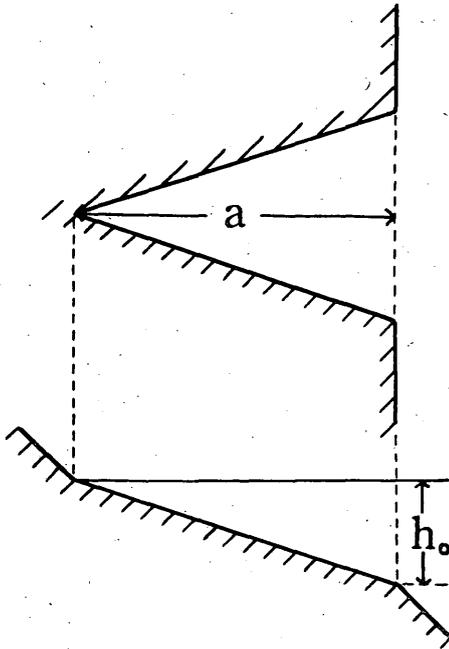


Fig. 3.

棚のもつ固有周期に比べて、津波の周期がかなり長く、かつ陸棚には直角に襲来した場合についてはある程度影響される。この場合は遠海津波のみに限られるものである。

これら以外の効果は初動のみを取った場合には大した影響はないものと考えられるので省略する。

2). 海深の効果

波が海岸には直角に入ってくると、ほとんど発散せずに浸入する。この時波の高さは Green の定理 (Lamb : 1932) によれば

$$H_2/H_1 = (h_1/h_2)^{1/4}, \quad (4)$$

となる。この方程式で H_1 は海深が h_1 であった所の波高であり、 H_2 は海深が h_2 であった所の波高を表わす。

3). 伝ば距離の効果

Jeffreys など (1950) によると、深さ一様な海面を D_1 の距離だけ通過する時の波の高さ H_1 が、 D_2 の距離を通過した時 H_2 になったとすると

$$H_2/H_1 = (D_1/D_2)^{1/3}, \quad (5)$$

となる。これは発生した波の最初のいくつかに対してのみ適用さるべきものである。

4). 反射および屈折の効果

Fig. 4 に示されるような座標軸を用い、Fig. 5 のような伝ば方向を考えると、波の振幅の反射係数 r と屈折係数 s はそれぞれ次のようになる。(Cochrane and

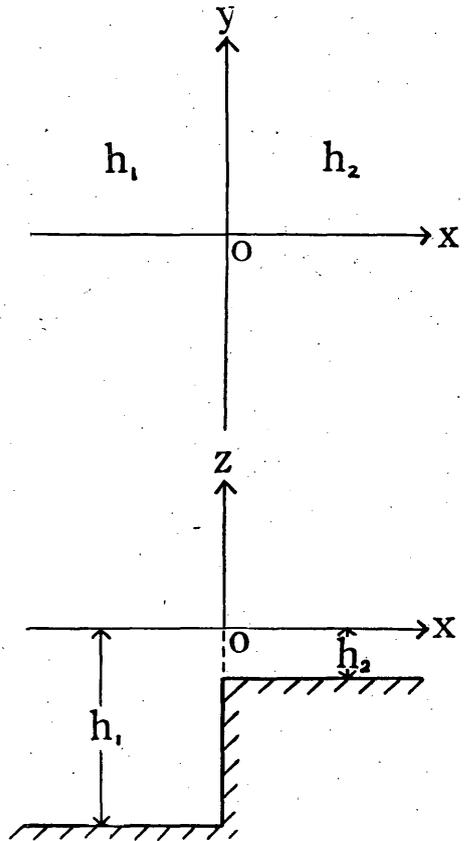


Fig. 4. Schematic diagram showing depth change assumed in the theory (after Cochrane and Arthur).

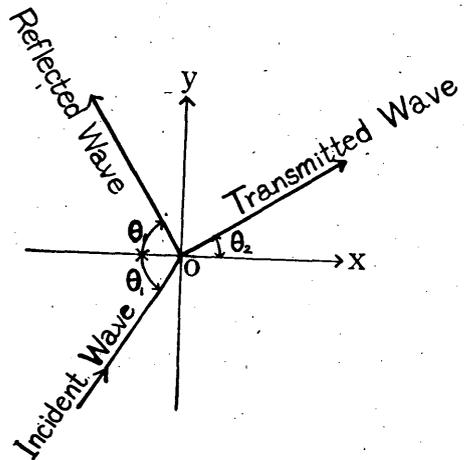


Fig. 5. Direction of travel of incident wave, reflected wave and transmitted wave (after Cochrane and Arthur).

Arthur : 1948)

$$r = (C_1 \cos \theta_1 - C_2 \cos \theta_2) / (C_1 \cos \theta_1 + C_2 \cos \theta_2), \quad (6)$$

$$s = 2C_1 \cos \theta_1 / (C_1 \cos \theta_1 + C_2 \cos \theta_2). \quad (7)$$

ここで $C_1 = \sqrt{gh_1}$, $C_2 = \sqrt{gh_2}$ である.

(7) はまた次の式に変形される. (Munk : 1953)

$$s = 2 \cos \theta_1 / (\cos \theta_1 + s \cos \theta_2). \quad (7)'$$

ここで $s = C_2/C_1 = \sqrt{h_1/h_2}$ である. Fig. 6 は C_1/C_2 に

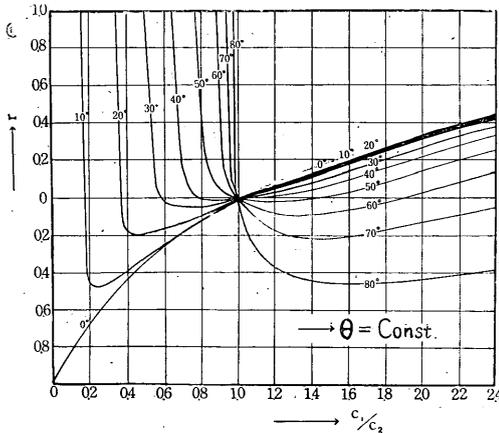


Fig. 6. Amplitude coefficient of reflection, r ; as a function of velocity ratio, C_1/C_2 ; for various values of angle of incidence θ_1 .

対する r の値を示したものである.

Fig. 6 と (7)' からわかる注目すべき事実は, $C_1/C_2 < 1, s > 1$ の時, ある入射角に対して臨界角が存在することである. したがって入射角がこの値を越えた場合, 全反射が起る ($r=1$). (6) と (7) から

$$s = r + 1 \quad (8)$$

すなわち, 波が海底の深い部分から浅い部分へ反射によって伝ばする時, 波の振幅はしばしば増大する.

B). 理論式の応用

上に述べた理論式を最近発生した6つの顕著な地震津波による検潮記録に適用してみることにする. Table 1. にこれらの津波を示してあるが, A_i および T_i は津波の初動の全振幅および周期で, A_m は最大全振幅を表す. A_m は参考までに付記したものである. また計算のため使用した海図は海上保安庁水路部発行のものである. このようにして計算した浪源における津波の高さは, この表で a として示してある. この a の値は A_i や A_m 比べてかなり小さいことは注目すべきことである.

おのおのの観測値から得られる a の値は理論的には一致しなければならないが, いろいろの誤差その他の影

響で若干ばらつくのはやむを得ないであろう. しかしながらそれほどばらついていないので, その平均値を取り, 地震の magnitude M との関係の求めたのが Fig. 7 である. 点線の矢印は値のばらつきの範囲を表わしている.

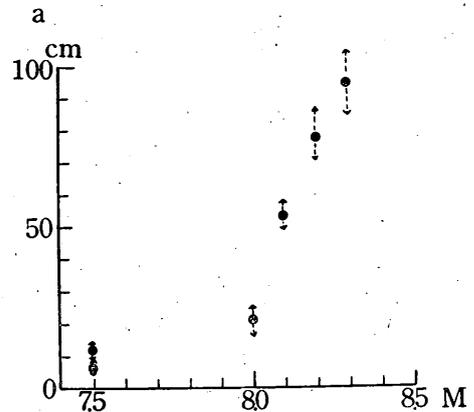


Fig. 7. Relation between wave height at the source of tsunami (a) and magnitude of earthquake (M).

この図を見ると M と a はほぼ対数関係になっているが, 房総沖津波とエトロフ沖津波は M に比して a の値は小さい. これらの津波はいずれも地震の震源がやゝ深いものである.

飯田 (1958) によると, 津波の magnitude は地震の震源の深さに関係していることを指摘している. しかし, これを厳密に求めることはなかなかむずかしい. そこできわめて常識的に考えて, 震源の深さ H の効果を次式で表わされるものと仮定する.

$$a = a_0 e^{-kH/2}. \quad (9)$$

ここで a_0 は $H=0$ の時の a の値で, k は減衰常数である. k の値として震央付近の地震波の実体波の減衰常数から判断し (伊藤 : 1940), $k=0.015 \text{ km}^{-1}$ とおく. ただし H は km 単位でとる. これは確かに問題があるかも知れないので, あとで厳密に検討してみる積りであるが, とりあえず今回はこの値を用いる. Table 1 の括弧内には (9) から求めた a_0 を示してある.

Fig. 8 は $\log a_0$ と M との関係を示したものである. 最小自乗法を用いると, 次の式が得られる.

$$\log a_0 = (1.06 \pm 0.10)M - (8.66 \pm 0.65). \quad (10)$$

この式は津波の magnitude を導入し, 津波の energy を計算するために必要なものである. 震源の深さの外に, 津波の高さに影響を与えるものに, 浪源近くの海深や海底における津波の隆起速度がある. 前者について若干試みたがあまりよい関係は得られなかった. 後者について

Table 1.

Tsunami	The Sanriku-oki tsunami of March 3, 1933	The Tokachi-oki tsunami of March 4, 1952	The Kamchatka tsunami of Nov. 5, 1952	The Bôsdô-oki tsunami of Nov. 26, 1953	The Yedorup-oki tsunami of Nov. 7, 1958	The Sanriku-oki tsunami of March 21, 1960
Depth of the origin of earthquake	0—20 km	45 km	shallow (0—10 km)	40—60 km	80 km	20 km
M	8.3	8.1	8.2	7.5	(8.0)	7.5
Sea depth near the origin	5000m	1000m	300m	8000m	1000m	1000m
Elements	A_i T_i A_m a (a_0)	A_i T_i A_m a (a_0)	A_i T_i A_m a (a_0)	A_i T_i A_m a (a_0)	A_i T_i A_m a (a_0)	A_i T_i A_m a (a_0)
Tidal station	cm min cm cm	cm min cm cm	cm min cm cm	cm min cm cm	cm min cm cm	cm min cm cm
Hanasaki					135 34 145 20	
Kushiro		238 40 238 50	77 80 100 78		20 42 25 16	
Biroo		320 69 351 58				
Hachinohe	210 30 374 85	174 57 309 54	100 71 175 87	12 32 18 6	47 52 102 21	41 30 80 13
Miyako		97 35 79 58	49 63 77 69	6 24 7 5	19 29 22 25	33 23 33 12
Kamaishi						56 16 60 9
Hashikami					45 40 56 20	
Onagawa		174 27 174 51	111 75 178 71	32 25 35 9	67 48 67 24	
Ayukawa	150 30 150 105	66 20 87 54	39 81 251 80	13 23 77 6	23 28 41 22	31 10 42 14
Onahama		38 50 38 52	75 75 164 77	20 27 28 6	17 30 25 19	
Chôshi				31 18 50 6	24 43 44 18	
Mera			56 30 106 81	21 17 133 6		
Mean value	30 95 (102)	37 54 (74)	74 78	24 6 (11)	37 21 (38)	22 12 (14)

A_i : Double amplitude of the initial motion of tsunami.

T_i : Period of the initial motion of tsunami.

A_m : Maximum double amplitude of tsunami.

a : The height of tsunami at the origin.

a_0 : The height of tsunami at the origin when the depth of the origin of earthquake is zero ($H=0$).

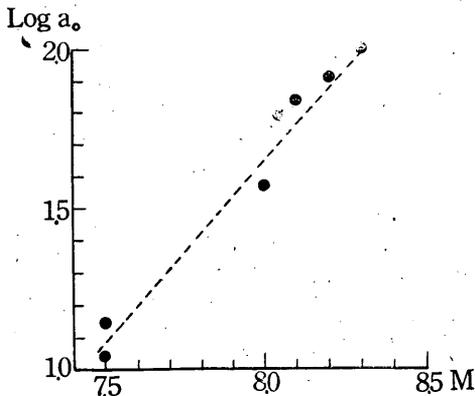


Fig. 8. Relation between $\log a_0$ and M .

中村 (1953) によれば、時間的にも距離的にも exponential の 2 乗に比例する速度で海底が隆起すると仮定し、隆起を始めて約 2 分ぐらいで海底が最大となったとすると、浪源における波の隆起は瞬間的に海底が最大になったときの波の隆起の約 2 分の 1 にすぎないということが理論的に出されているが、このような事実があるかどうかを実際の記録から今のところ確認できない。ともあれ、ある地震の magnitude に対し、震源の深さの影響が無視できないということは注目すべきことである。

§ 3. 津波の magnitude

いま、津波の magnitude m を次の式によって定義する。

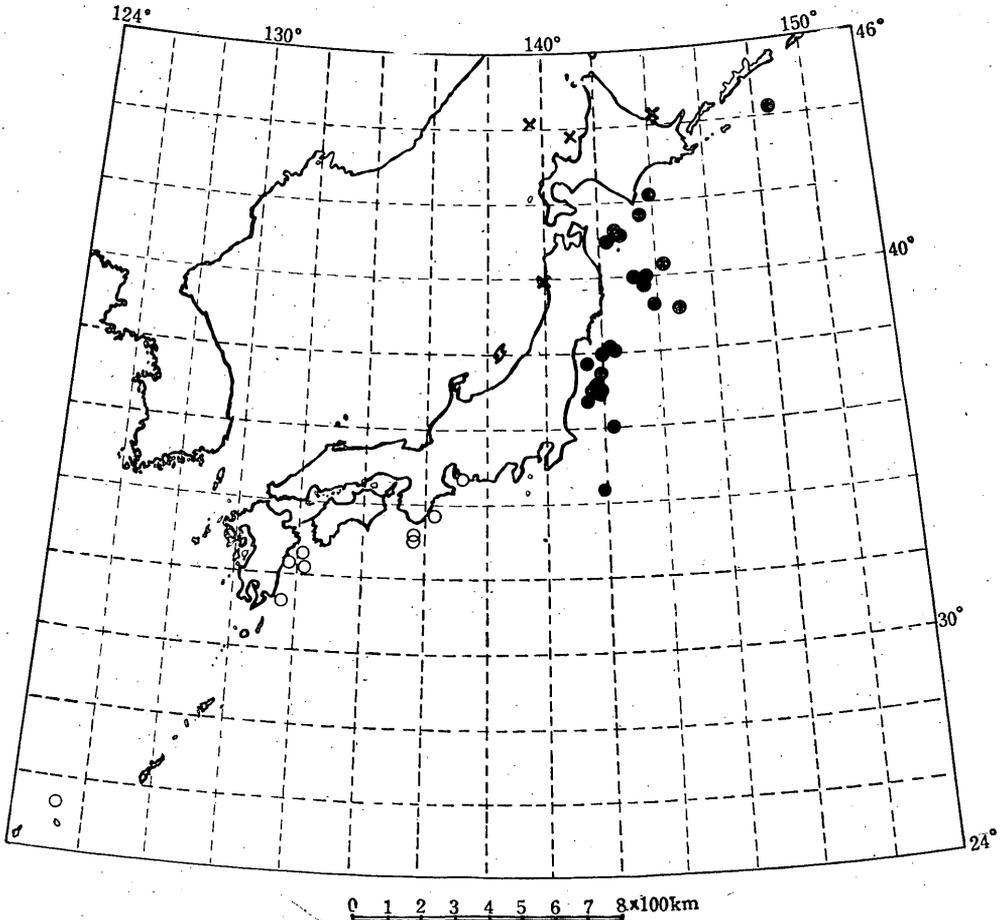


Fig. 9. Geographical distribution of the origin of tsunamis in the vicinity of Japan.

- : Northern Pacific Coast.
- : Southern Pacific Coast.
- × : Seas of Japan and Okhotsk.

(Figs. 10 and 11)

Table 2. Catalogue of tsunamis following the earthquakes in the vicinity of Japan. (1926—1961)

No.	Date and origin time (J. S. T.)			Epicerter		Depth	Location	M	H _m	m	Station	Remark
				Lati.	Longi.							
			(°N.)	(°E)	km			cm				
1	1927	Aug.	6 ^d 06 ^h 13 ^m	88	142	20	off Miyagi Pref.	6.9(7.1)	15	0.4	Shiogama	
2	1928	May	27 18 50	40.0	143.2	0—10	off Sanriku	7.0(7.0)	25	0.6	Ishinomaki	
3	1931	March	9 12 49	41.2	142.5	0	off E Coast of Aomori Pref.	7.6(7.7)	39	1.2	Hachinohe	
4	1931	Nov.	2 19 03	32.2	132.1	20	Hiuga-nada	6.6(7.5)	85*	0.1	Muroto	
5	1933	March	3 02 31	39.1	144.7	0—20	off Sanriku	8.3(8.5)	2400*	1.9	Ryōri Bay	destructive
6	1933	June	19 06 37	38.1	142.35	20	off Miyagi Pref.	7.1(7.3)	18	0.6	Hachinohe	
7	1935	July	19 09 50	36.7	141.3	0	off Ibaragi Pref.	6.5	18	0	Onahama	
8	1935	Oct.	13 01 45	40.0	143.6	40	off Sanriku	7.2(7.1)	33	0.7	Hachinohe	
9	1935	Oct.	18 09 12	40.3	144.2	20—40	off Sanriku	7.1(7.2)	20	0.6	Hachinohe	
10	1936	Oct.	3 05 46	38.2	142.2	50—60	off Miyagi Pref.	7.7(7.3)	67	1.1	Hachinohe	
11	1938	May	23 16 18	36.7	141.4	10	off Ibaragi Pref.	7.1(7.4)	83	0.7	Onahama	
12	1938	June	10 18 53	25.3	125.2	10	off NNW Coast of Miyako-jima	6.7	100*	0.2	Miyako-jima	disastrous
13	1938	Nov.	5 17 43	37.1	141.65	20	off Fukushima Pref.	7.7(7.7)	113	1.2	Onahama	
14	1938	Nov.	5 19 50	37.15	141.7	15	off Fukushima Pref.	7.6(7.7)	112	1.2	Onahama	
15	1938	Nov.	6 17 54	37.5	141.8	0	off Fukushima Pref.	7.5(7.6)	126	1.1	Onahama	
16	1938	Nov.	7 06 39	37.0	141.7	0	off Fukushima Pref.	7.1(7.1)	125	0.7	Onahama	
17	1938	Nov.	14 07 31	37.0	141.5	60	off Fukushima Pref.	7.0(7.0)	71	0.6	Onahama	
18	1938	Nov.	22 10 14	37.0	141.8	10	off Fukushima Pref.	6.7	29	0.2	Onahama	
19	1938	Nov.	30 11 30	37.0	141.8	5	off Fukushima Pref.	7.0(7.0)	19	0.6	Onahama	
20	1939	March	20 12 22	32.3	131.8	10	off Miyazaki Pref.	6.6	80	0.1	Muroto	
21	1939	May	1 15 00	39.95	139.8	0	Oga Pen.	6.7(7.0)	27	0.2	Tsuchizaki	
22	1940	Aug.	2 00 08	44.1	139.5	0—20	off Shakoten Pen., Hokkaido	7.0(7.7)	200*	0.5	Haboro	disastrous
23	1941	Nov.	19 01 46	32.6	132.1	0—20	Hiuga-nada	7.4(7.8)	100*	1.0	SW Coast of Shikoku	disastrous
24	1943	June	13 14 12	41.1	142.7	20	off Sanriku	7.1(7.4)	60	0.6	Hachinohe	
25	1944	Dec.	7 13 35	33.7	136.2	0—30	off Tōnankai	8.0(8.0)	1000*	1.6	Owase	destructive
26	1945	Jan.	13 03 38	34.7	137.2	0	Mikawa Bay	7.1(7.1)	62	0.7	Senma	
27	1945	Feb.	10 13 58	40.9	142.2	30	Off E Coast of Aomori Pref.	7.3(7.3)	35	0.8	Hachinohe	
28	1946	Dec.	21 04 19	33.0	135.6	30	off Nankaidō	8.1(8.2)	610*	1.6	Fukuro, Kii Pen.	destructive
29	1947	Nov.	4 09 09	43.8	141.0	0—30	off NW Coast of Hokkaidō	7.0(7.1)	200*	0.5	Wakkanai	disastrous
30	1948	April	18 01 11	33.1	135.6	40	off Shionomisaki	7.2(7.3)	50*	0.6	Inami	
31	1952	March	4 10 23	42.15	143.85	45	off Tokachi	8.1(8.3)	500*	1.6	Kiritappu	disastrous
32	1952	March	10 02 04	41.7	143.5	0—20	off SE Coast of Hokkaidō	7.0(7.1)	30	0.6	Hachinohe	
33	1953	Nov.	26 02 48	34.3	141.8	40—60	off Bōsō	7.5(8 ¹ / ₂)	200—300*	0.9	Chōshi	disastrous
34	1956	March	6 08 29	44.3	144.1	0—20	off NE Coast of Hokkaidō	5.8(6 ¹ / ₂ —6 ³ / ₄)	40	—0.7	Abashiri	
35	1958	Nov.	7 07 58	44.3	148.5	80	off S Coast of Yotorup Is.	(8)	200—300	(1.4)	E Coast of Yotorup	disastrous
36	1960	March	21 02 07	39.8	143.5	20	off Sanriku	7.5(7—7 ¹ / ₄)	81	1.0	Hachinohe	
37	1960	March	23 09 23	39.3	143.8	20	off Sanriku	6.7(6 ³ / ₄ —7)	29	0.2	Ayukawa	
38	1961	Jan.	16 16 20	36°02' 142°16'		40	off Ibaragi Pref.	6.8	42	0.2	Ayukawa	
39	1961	Feb.	27 03 10	31°36' 131°51'		40	Hiuga-nada	7.0	95	0.4	Tosa-Shimizu	
40	1952	Nov.	5 01 58	52	162	s(0—10)	Near E Coast of Kamchatka Pen.	(8.2, 8 ¹ / ₄)	1840*	1.8	Paramoshiri Is.	destructive

M : The magnitude of earthquake by Tsuboi's formula (The values in parenthesis indicate the magnitude by Gutenberg and Richter).

H_m : Maximum height of tsunami.

H_m* : Maximum height of tsunami determined from field observation.

m : The magnitude of tsunami defined by the author.

$$m = \log_{10} a. \quad (11)$$

特に $H=0$ の場合、上の式は次のようにおくことができる。

$$m_0 = \log_{10} a_0. \quad (11)'$$

ここで a と a_0 は cm 単位にとる。すると (11)' は (10) から

$$m_0 = (1.06 \pm 0.10) M - (6.86 \pm 0.65). \quad (12)$$

また、(9) を用いると m と m_0 の間には次のような関係がある。

$$m = m_0 - 0.0033 H. \quad (13)$$

(12) と (13) から m_0 を消去すると次の式が得られる。

$$m = 1.06 M - 0.0033 H - 6.86. \quad (14)$$

この式で $m=0$ ($a=1$ cm) に対応する M の値は、 $H=0$ で 6.5, $H=80$ km で 6.8 となる。これは沿岸の検潮所で津波として明かに確認出来る限界に近いものである。

Table 2 は 1927 年から 1961 年までの間に日本付近に

発生した津波の表である。この表は筆者 (1962 a), 飯田 (1958), Savarensky など (1958) および最近のものについては験震時報 (酒井: 1961 および気象庁: 1961) からまとめたもので、震源の深さ (H), 地震の magnitude (M) および津波の最大波高 (H_m) のすべてが分っているもののみを採用した。しかし、この期間で上記の文献から除かれたのは 1927 年の房総沖のもの 1 つだけである。なお 1952 年のカムチャッカ沖のものを付加した。(このうち文献では 1938 年 11 月 14 日 07 時 31 分のもの (Table 2 の No. 17) は $M=6.0$ となっているが、詳細に調査の結果 7.0 の誤りであると推定されるので、ここでは 7.0 と訂正して用いた) この表には (14) より計算した m も示してある。また remark は津波の被害の程度を簡単に表わしたものである、この津波を起した地震の震央を、Fig. 9 に北部 (●印), 南部 (○印), の太平洋沿岸および日本海, オホーツク海 (×印) にそれぞれ分けて示した。

Table 2 を用いて m と H_m (cm 単位) の関係を示

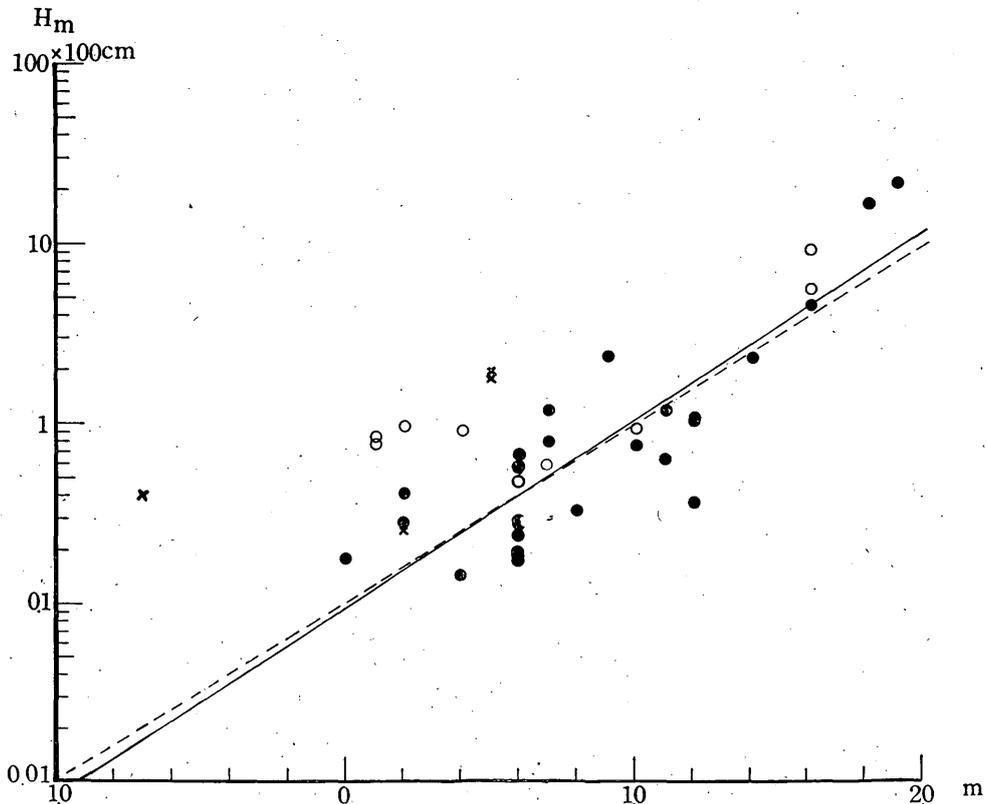


Fig. 10. Relation between the magnitude of tsunami defined by the author (m) and maximum height of tsunami (H_m). Solid line represents formula (16) and dotted line formula (15).

したのが Fig. 10 である。この図で縦軸は対数スケールに取ってある。これから日向灘、宮古島沖、北海道西方沖およびオホーツク海のもの、明かに m の小さい値に対して他の値よりも H_m が大きくなっている。したがって、これらを除いたすなわち四国沿岸以北の太平洋沿岸の値は、やゝばらついてはいるが、ほぼ直線関係と見なすことが出来る。このばらつきの原因は観測点が湾の奥のものもあり、また、湾の全く影響の受けなかったものもあって、主として沿岸地形の影響によるものだと考えられる。その他 H_m の比較的小さいものは検潮記録から読み取っているが、大きいものは現地踏査による値であることも影響しているであろう。

そこで、先ず北部太平洋沿岸の 27 の値について、最小自乗法を用いてその関係を求めてみると、次のようになる。

$$\log H_m = (1.01 \pm 0.06)m + (1.01 \pm 0.06). \quad (15)$$

また、四国以北の太平洋沿岸の 31 の値に対しては

$$\log H_m = (1.06 \pm 0.07)m + (0.99 \pm 0.07), \quad (16)$$

となり、いずれもあまり変わらない。Fig. 10 の実線は (16) 式、点線は (15) 式を表わす。以後 (16) をもってこの地域の関係を表すものとして用いる。

(16) の m の代りに (14) を代入すると、

$$\log H_m = 1.12 M - 0.0035 H - 6.28, \quad (17)$$

となる。

§ 4. 津波の energy

重力波の理論によれば、浪源から放出される津波の総エネルギー E_t は次の式であたえられる。

$$E_t = \pi \rho g V R \sum_{i=1}^n a_i^2 \cdot \frac{1}{2} T_i. \quad (18)$$

この式で ρ は海水の密度、 V は浪源付近の津波の速度、すなわち長波の場合 \sqrt{gh} (g は重力の加速度、 h は海

深)、 R は浪源からの距離である。この summation はすべての周期について行わなければならないが、簡単のため最初の 5 つの波について計算する。

ここで注意しなければならないのは、(18) を用いた場合、各要素は浪源付近の値を用いなければならないことである。 a および h は Table に示してあるものを用いたが、 T_i については浪源から観測点まで変わらないものと考えて、観測点の値を平均して用いた。さらに $R=50$ km (津波の波長の 2 分の 1 の order)、 $\rho=1.02$ gr/cm³ (海水の平均密度) として計算したものが Table 3 の (I) の値である。

次にこの E_t を用い、前項に述べた $m (= \log a)$ と $\log E_t$ との関係を見たのが Fig. 11 である。これはほぼ直線関係になっているので、最小自乗法を用いて関係式を求めてみると、次のようになる。

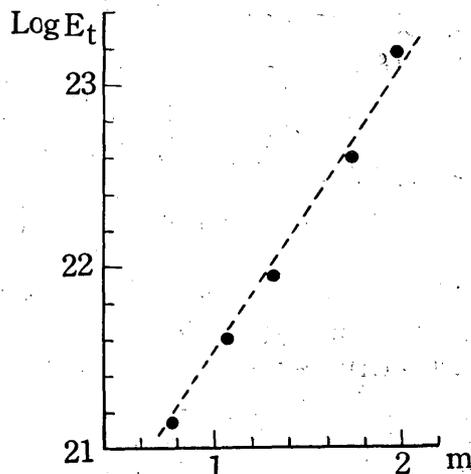


Fig. 11. Relation between $m (= \log a)$ and $\log E_t$ by (I) of Table 3.

Table 3. The energy of tsunami.

Tsunami	Sanriku-oki (1933) $\times 10^{22}$ ergs	Tokachi-oki (1952) $\times 10^{22}$ ergs	Kamchatka (1952) $\times 10^{22}$ ergs	Bôsô-oki (1953) $\times 10^{22}$ ergs	Yetorup-oki (1958) $\times 10^{22}$ ergs	Sanriku-oki (1960) $\times 10^{22}$ ergs
(I)	15	4	14	0.14	0.9	0.4
(II)	21	10	17	0.5	3	1.2
(II)'	11	5	8	0.2	1.4	0.6
(III)	16	5	16	0.2	1.4	0.6

(I) : by the author.

(II) : by Iida.

(II)' : by Iida (modified).

(III) : by Takahasi.

$$\log E_t = (20.01 \pm 0.026) + (1.55 \pm 0.17)m. \quad (19)$$

また、この式は (14) の m を用いると

$$\log E_t = 9.38 + 1.4M - 0.0051H, \quad (20)$$

となる。これは地震の magnitude と震源の深さから、津波の energy を求めることができることを示す。

Gutenberg など(1956)によれば、 M と地震の energy E との間に

$$\log E = 11.8 + 1.5M, \quad (21)$$

のような関係があることが知られている。飯田 (1958) は E の 10 分の 1 が E_t になるものとして、 E_t と M との関係を次の式で求めている。

$$\log E_t = 10.8 + 1.5M. \quad (22) \nearrow$$

この式から求めた E_t は Table 3 の (II) である。この値は order については変らないが、(I) に比べてやゝ大きい。そこで Table 4 に (I) による E_t と (21) による E との比を求めてみた。その結果、energy の大きいところでは E_t は E の 10 分の 1 よりやゝ小さめであるが、energy の小さいところでははるかに小さい。そこで、 E_t が E の 50 分の 1 であると仮定すると、(22) は、

$$\log E_t = 10.1 + 1.5M, \quad (22)'$$

となる。これから求めた値は Table 3 に (II)' としてある。これは大体 (I) の値と変らない。

一方、高橋 (1951) は今村の定めた津波の magnitude

Table 4. The ratio of the energy of earthquake to the energy of tsunami.

Tsunami	Sanriku-oki (1933)	Tokachi-oki (1952)	Kamchatka (1952)	Bôsô-oki (1953)	Yetorup-oki (1958)	Sanriku-oki (1960)
$E_t (\times 10^{22}$ ergs)	15	4	14	0.14	0.9	0.4
$E (\times 10^{22}$ ergs)	170	90	130	11	63	11
E/E_t	11	22	9	79	60	28

E_t : The energy of tsunami by the author.

E : The energy of earthquake.

m_i (0, 1, 2, 3, 4) を用いて、津波の energy を次式で求めた。

$$E_t = E_{0t} \cdot 10^{0.6m_i} \quad (23)$$

ここで $E_{0t} = 2.5 \times 10^{22}$ ergs である。この式による値は Table 3 の (III) である。この値は (I) とほとんど同じである。

結局、浪源付近の津波の高さ、あるいは筆者の定めた津波の magnitude から計算した津波の energy は $10^{21} \sim 10^{23}$ の order で、他の方法で求めた値とほぼ一致する。

§ 5. 津波判定への応用

§ 2 の (7) が基本の式になる。すなわち、

$$\log H_m = 1.12M - 0.0035H - 6.28, \quad (17)$$

において、地震の magnitude と震源の深さがわかれば、浪源に最も近い沿岸に襲来した津波の最大波高が計算できる。ここで H_m が 10 cm になる M は $H=0$ で 6.5, $H=80$ km で 6.8 となり、また、 $H=1$ cm とすると M は 5.6, $H=80$ km で 5.9 となり、これらは津波の発生限界を示すものであろう。

この式は途中で仮定を用い、また若干回して導いてきた感じがなくてもない。そこで、もっと単的に求めた場合と精度の点でどちらがよいか吟味してみよう。

一般に M , H および H_m の間に次の関係があるものとする。

$$\log H_m = \alpha M + \beta H + \gamma. \quad (24)$$

この式の係数 α , β , γ を Table 2 の M , H , H_m の値を用い、最小自乗法で求めてみると次のようになる。ただし、使用した資料は (17) で使用したものと同じ 31 の資料である。

$$\log H_m = (0.92 \pm 0.24)M - (0.020 \pm 0.006)H - (4.82 \pm 1.69). \quad (25)$$

(17) および (25) において、 M および H を与えた場合の $\log H_m$ の誤差を求めてみよう。最大のばらつきは (17) の場合は 0.64 であるのに対し、(25) の場合は 1.46 である。また、自乗平均誤差は (17) の 0.29 に対し、(25) は 0.64 である。したがって、その精度は (25) より (17) の方がはるかによい。一方、(25) において H_m が 10 cm になる M は $H=0$ で 6.3 であるが、 $H=80$ km で 8.1, $H=1$ cm とすると M は $H=0$ で 5.2, $H=80$ km で 6.9 となって、深さの効果があまりにも顕著に影響しすぎており、実際の現象と必ずしも一致しない。このことから (25) よりも (17) の方がはるかに妥当な式である。

次に今まで震源の深さを変数として取り扱っていたが、いまこれを見捨て、 M と H_m のみの関係として考えて

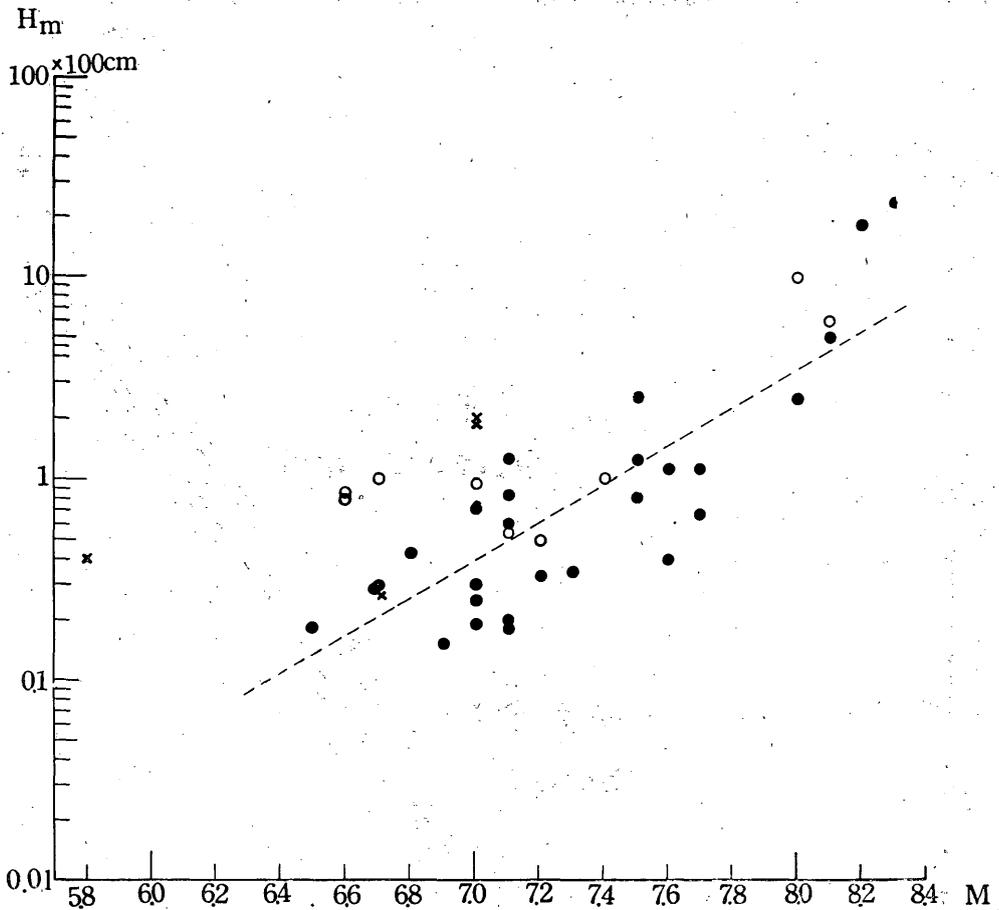


Fig. 12. Relation between M and H_m . Dotted line represents formula (26).

みる。Table 2 から (17) で使用した資料 31 について、 M と H_m との関係を見たのが Fig. 12 である。これを見ると大体直線となっているので、最小自乗法を用いて関係式を求めてみると次のようになる。

$$\log H_m = (0.91 \pm 0.09)M - (4.75 \pm 0.63). \quad (26)$$

これは図の中に点線として示してある。この場合、 M を与えた場合の $\log H_m$ の最大のばらつきは 0.68、平均自乗誤差は 0.32 で (17) のそれよりも大きい。一方、震源の深さの効果は定性的にかなり明白な事実であるから、これを無視することは、(26) が極めて精度がよい場合はとも角として、いまの場合はかなり問題がある。したがって、こゝでも (17) の方が妥当なものである。

Fig. 13 は (17) のノモグラムである。これは実際の津波予報業務において、津波電報や地震電報から、 M と H が求められるのであるから、このノモグラムを使うと直ちに H_m を算出することができる。この際、過

去の被害状況から $H=50$ cm 以上 3 m までを「ツナミ」(あるいは「ヨワイツナミ」)、3 m 以上を「オオツナミ」とすれば、警報文と対応できて警報発令の際便利である。このことはノモグラムに示してある。これによると、「ツナミ」は $H=0$ で $M=7.1$ 、 $H=80$ km で $M=7.4$ から発生し、「オオツナミ」は $H=0$ で $M=7.8$ 、 $H=80$ km で $M=8.1$ から発生することになる。しかしながら「ツナミ」の限界を状況によってはもっと下の段階で考慮しなければならない場合があるかも知れない。例えば、 $H_m=20$ cm まで下げるとすれば、 $H=0$ で $M=6.7$ 、 $H=80$ cm で $M=7.0$ となる。

もちろん、このノモグラムを使用する場合、注意しなければならないのは、若干の誤差はまぬかれないことである。この式による誤差は平均して $\log H_m$ で 0.2~0.3 くらいはあるものと考えておく必要がある。一方 M の方にもこのくらいの誤差は考えられるのであるから、

小さく見積るより大きく見積ることが業務の性質上大切なことである。

さらに、このノモグラムの適用外である日向灘以南の太平洋沿岸、日本海およびオホーツク海については、値

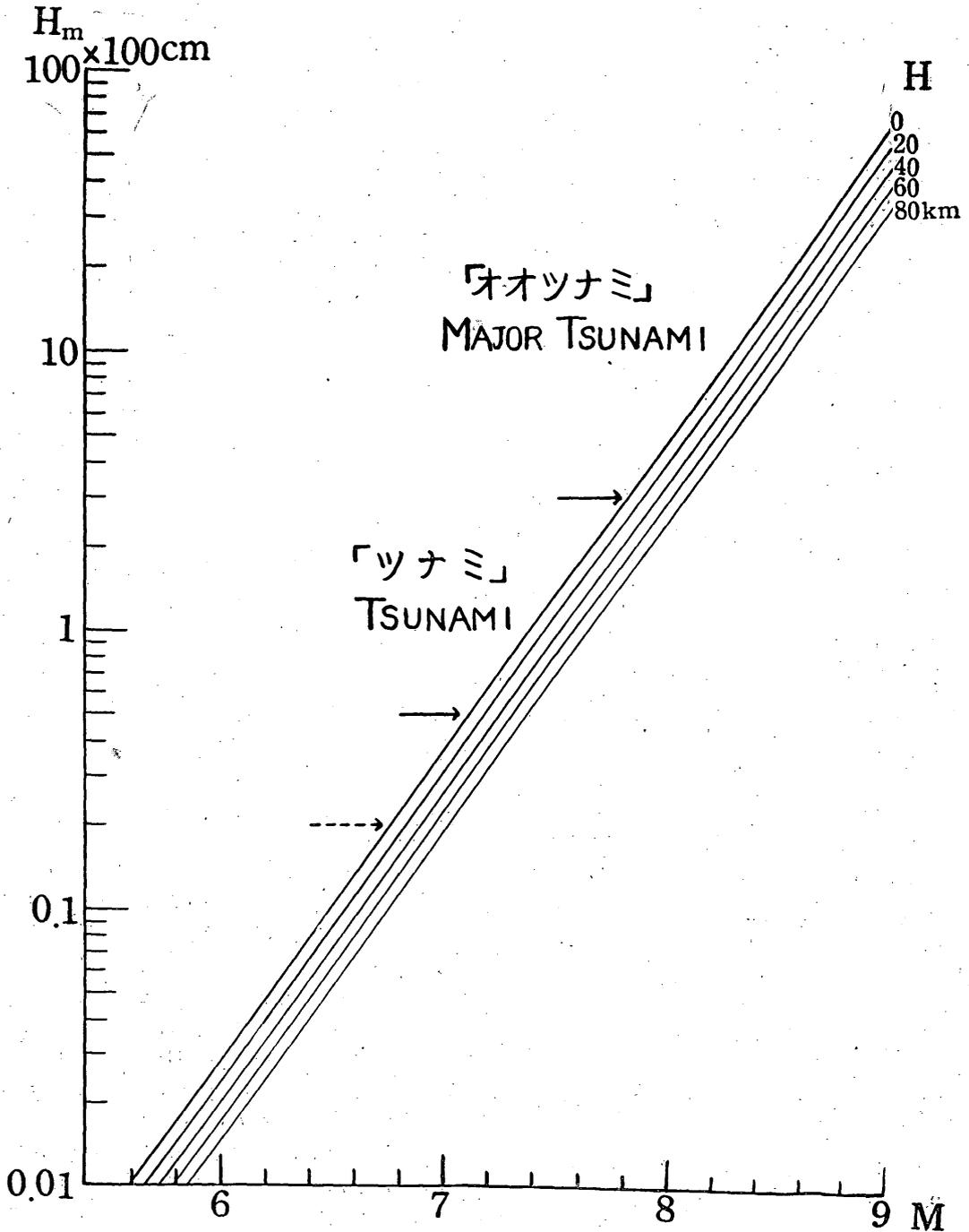


Fig. 13. Nomogram for calculating maximum height of tsunami (H_m) from the magnitude (M) and the depth of the origin (H) of earthquake.

が少ないので定量的に求めることは無理であるが、おおよそ、 M として算出したものより0.4~0.5大きいところをあてはめればよい。例えば、 $M=7.0$, $H=0$ と決められた場合、このノモグラムから $M=7.4\sim 7.5$, $H=0$ の $H_m=1m$ 前後と読みとれば、大体合っている。

§ 6. あとがき

沿岸検潮所で得られた津波の初動から、津波の浪源付近の高さを推定し、この値から津波の magnitude を定義した。この magnitude と浪源に最も近い沿岸で得られた津波の最大波高および津波の energy と関係があることを見出した。このことを津波の判定業務に応用するため、現業で使用するのに便利なようなノモグラムを作り、津波判定技術上の考察を行なった。

以上の研究調査の中で、いろいろ多くの問題が存在する。すなわち、

1). 津波の資料が必ずしも多くないため、資料処理について統計上の厳密さを欠いているかも知れない。しかしながら、この厳密さを満足するほど多くの資料を望むことは、いまのところ無理である。今後資料の蓄積によって補正または検討してゆくことが必要であるが、大勢についてあるいは実際の目的に使用する場合には、少くとも大きな誤りをおかしていないであろう。

2). 津波の発生機構について多くの不明の点があるため、仮定や省略しなければならなかった要素がある。たとえば、地震の震源の深さ、浪源付近の海の深さ、津波の方向性および地域性などはこれらである。しかしながら、これらの要素は極めて重要な問題を含んでいるので、今後引きつづき研究調査をすすめてゆくつもりである。

終りに、この研究調査は財団法人気象協会の助成（研究調査助成金）によって行なったものである。こゝに記して関係者に厚く感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) Lamb, H (1932) : Hydrodynamics. 6th edition, Cambridge Univ. Press, 738.
- 2) 伊藤 博 (1940) : 深発地震波動の振幅計算用の表. 験震時報, 11, 229—234.
- 3) 今村明恒 (1942) : 日本津波史. 海洋の科学, 2, 74—80.
- 4) Cochrane, S. D. and R. S. Arthur (1948) : Reflection of Tsunami. *Journ. Mar. Res.*, 7, 239—251.
- 5) Jeffreys, H. and R. S. Jeffreys (1950) : Methods of mathematical Physics. 2nd edition, Cambridge Univ. Press, 517.
- 6) Takahasi, R. (1951) : An Estimate of Future Tsunami Damage along the Pacific Coast of Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 29, 71—95.
- 7) Munk, W. H. (1953) : Small Tsunami Reaching from the Japanese Earthquake of March 4, 1952. *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 43, 219—222.
- 8) Nakamura, K. (1953) : On the Wave Caused by Deformation of Bottom of the Sea I. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, Geophys., 5, 167—176.
- 9) Gutenberg, B. (1956) : The Energy of Earthquake. *Quar. Journ. Geol. Soc. London*, 112, 1—14.
- 10) Watanabe, H. (1956) : Studies on the Tsunamis on the Pacific of Northern Japan, *Geophys. Mag.*, 27, 61—75
- 11) Iida, K. (1958) : Magnitude and Energy of Earthquake Accompanied by Tsunami and Tsunami Energy. *Journ. Earth. Sci. Nagoya Univ.*, 6, 101—112.
- 12) Savarensky, E. F., V. G. Tishchenko, A. E. Sviatlovsky, A. D. Dofrovol'sky and A. V. Zhivago (1958) : The Tsunami of 4-5 November 1952. *Bull. Council Seis. Acad. Sci. USSR*, 4, 1—60. (in English)
- 13) Nakamura, K. (1961) : Motion of Water due to Long Waves in a Rectangular Bay of Uniform Depth. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, Geophys., 12, 191—213.
- 14) Nakamura, K. and H. Watanabe (1961) : Tsunami Forerunners Observed in the Case of the Chile Tsunami of 1960. *Report on the Chilean Tsunami of May 24, 1960, as Observed along the Coast of Japan.* 82—99
- 15) 酒井乙彦 (1961) : 昭和36年1月16日16時20分ころの茨城県沖地震と津波, 験震時報, 26,

61—63.

- 16) 气象庁 (1961) : 日向灘地震調査報告, 驗震時報, 26, 81—107.
- 17) Watanabe, H. (1962 a) : Studies on the Tsunamis on the Sanriku Coast of the North-eastern Honshū, Japan. *Geo-*

phys. Mag. (印刷中)

- 18) Watanabe, H. (1962b) : The Motion of Tsunami at the Inner Port of Bays, Especially on the Distribution of Maximum Height of Tsunami. 日本海洋学会 20周年記念論文集. (印刷中)