

極浅発地震における Magnitude を定める 一方法とその利用について*

渡 辺 偉 夫**

A Method on Determining the Magnitude of a Very Shallow Earthquake and its Application

H. WATANABE

Sendai Dist. Cent. Met. Obs.

Most of the traditional methods on determining the magnitude of an earthquake is inconvenient in the case of only one observed value. The author found a convenient method for determining the magnitude of a very shallow earthquake in such a case. The fundamental principle is to define the earthquake magnitude with the logarithm of the maximum ground amplitude expressed in microns, at an epicentral distance of 100km. By using the observed values at Sendai, the author calculated the magnitudes of earthquakes which had a linear relation with the magnitude determined by B. Gutenberg and C. F. Richter.

Moreover, the author made the nomograms for determining the magnitude, in an instance, from an observed amplitude and an epicentral distance of an earthquake (Fig. 5, Fig. 6 and Fig. 7). The nomograms would be very useful for tsunami forecasting procedure.

§ 1. ま え が き

地震の Magnitude を表わすのに Gutenberg と Richter は震央距離 100km の Wood-Anderson 地震計 ($V: 2800$, $h: 0.8$, $T: 1.0$ sec.) で観測された最大振幅 (μ 単位) を取り, その常用対数をもってした¹⁾. わが国でも, これにならって坪井忠二博士²⁾ と河角広博士³⁾ が任意の地震について観測された最大振幅 (μ 単位) の常用対数により地震の Magnitude を決める方法をおのおの独立に発表された (地震観測法 27 年度版参照). 両博士の取扱われたのは浅発地震についてであるが, 一観測点から直ちに地震の Magnitude を定めるのにいろいろ不備の点が多い. もちろん, 観測点によって地震計の特性や地盤の影響などが異なるし, また, 最大振幅の現われる相が実体波と表面波とによって同じ式で Magnitude を決定することに無理があるように思われる.

そこで, 筆者は以上の点を考慮して仙台で観測された利用可能な最大振幅 (実動) から極浅発地震における Magnitude を決める方法を考えてみた. 同様な方法で他の観測点でも行うことができ

* Received July 25, 1953

** 仙台管区気象台観測課

る。ここで、極浅発地震に限ったのは津波予報に早急に役立てたいための実際的な要求からである。

§ 2. 方 法

震央距離 100km の所の実動最大振幅（以下実動を取る）の常用対数をもって Magnitude と定めようというのが筆者の基礎の原理である。これは当然 Gutenberg と Richter の定めた Magnitude と linear な関係がなければならないことは明白である。

しかし、異なった震央距離の所で観測された最大振幅から震央距離 100km の所のそれを求める方法は最大振幅が実体波（主として S 相群）であるか表面波であるかによっておのおの異なる。そこで今 2 つの場合に分けて考えることにする。

i) 最大振幅が実体波の場合

元来、地震の振幅分布は発震機構によりかなりの方向性があるが、極浅発地震の場合にはその方向性があまり顕著に現れないので、地震波の energy は四方に様に放射されているという Magnitude の理論の基礎仮定が大体において満足されている。そこで、実体波の振幅 a は Gutenberg により

$$a = fT \sqrt{\varepsilon} \quad (1)$$

$$\text{ここで} \quad f = \sqrt{\frac{\sin \theta}{\Delta \sin e_0} \left| \frac{d\theta}{d\Delta} \right|} = \sqrt{\frac{\tan \theta}{\Delta} \left| \frac{d\theta}{d\Delta} \right|} \quad (2)^{4)}$$

で表わすことができる。(1) で ε はその波の分 energy, T は波の周期である。また、(2) で Δ は震央距離, θ は震源で波が射出される方向と鉛直線とのなす角で, e_0 は波線の地表における射出角である。今の場合 $\sin e_0 = \cos \theta$ であって, f は地殻の不均質による振幅の減衰係数を表わしている。

いま、最大振幅が実体波の場合、(1) において ε も T も一定と考えられる。 Δ : 100km の所の最大振幅を表わすのに suffix 0 を用い、観測点では 1 を用いると

$$\left. \begin{aligned} a_0 &= f_0 T \sqrt{\varepsilon} \\ a_1 &= f_1 T \sqrt{\varepsilon} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

ゆえに、 $\frac{a_0}{a_1} = \frac{f_0}{f_1}$ であるから、この常用対数を取ると

$$m = \log a_0 = \log a_1 + (\log f_0 - \log f_1) \quad (4)$$

となる。すなわち、 a_1 を観測点における最大振幅に取れば、 m は Δ : 100km の所の最大振幅の常用対数を表わし、われわれはこれをもって Magnitude と定めようというのである。

ii) 最大振幅が表面波の場合

Gutenberg⁵⁾によると、観測点で観測された最大振幅 a_1 と Δ : 100km の所の最大振幅 a_0 との比は次のようになる。

$$\frac{a_1}{a_0} = \frac{T_0}{T_1} e^{-k(\Delta_1 - \Delta_0)/2} \sqrt{\frac{\sin \Delta_0}{\sin \Delta_1}} \sqrt{\frac{6/\Delta_0}{\Delta_1}} \quad (5)$$

ここで、suffix は i) と同じものをういた。また、 k は途中の地殻構造などにより定まり、径路に沿って一定な吸収係数である。ここで k は非常に小であり、 k に比して $\Delta_1 - \Delta_0$ があまりに大でないかぎり、exponential factor は省略される。また、 $\sin \Delta_0 / \sin \Delta_1$ は震央距離があまり大でないかぎり、 Δ_0 / Δ_1 と置き換えられるから、次のようになる。

$$\frac{a_1}{a_0} = \frac{T_0}{T_1} \left(\frac{\Delta_0}{\Delta_1} \right)^{2/3} \quad (6)$$

これは 4 秒以上の周期のものであれば、かなり良くあてはまる。さらに、200km から 1500km までは

$$\frac{a_1}{a_0} = \left(\frac{\Delta_0}{\Delta_1} \right)^3 \quad (7)$$

という経験式が成立する。これは主として周期の変化が震央距離の自乗以上に比例し、(6) の Δ の $2/3$ 乗の項と結びついて上式の経験式となったものである。さらに、距離が大になると、その power は増加する。

(7) の両辺の常用対数を取り、式の形を整えると

$$m = \log a_0 = \log a_1 + 3 (\log \Delta - 2) \quad (8)$$

となる。すなわち、 a_1 を最大振幅に取れば、 m は Δ : 100km の所の最大振幅常用対数を表わし、われわれはこれをもって Magnitude と定めようというのである。

次に、1500km 以上になると、どうなるか。これは理論のほうからも、まだ、前の経験式のようにも一概に決定できない。そこで、次の項で述べる特殊な方法によった。

§ 3. 使用した資料と仙台において筆者が定めた Magnitude (m) と Gutenberg と Richter の定めた Magnitude (以下 M と略称) との関係

使用した資料は仙台における利用可能な観測値のうち、 M のすでにわかっているもの⁹⁾ は 49 個である。その震源地の分布は Fig. 1 に図示してある。図中の番号は Table 1, 2, 3 にしるしてある地震番号である。Table 1, 2, 3 には使用した資料の地震の発震時、震央、震央距離および最大振幅などは最大振幅を表わすものが実体波であるか、表面波であるか (表面波については更に震央距離 1500km 以内と以上とによって分けた) によってそれぞれ分けて書いたものである。

i) 最大振幅が実体波の場合

f として先に本多博士と筆者が計算した表⁴⁾を使用した。これを用いて m を計算した結果を Table 1 の最後列から 3 番目の所に記載した。さらに、この m と M との関係を Fig. 2 に plot した。ここで、● は仙台からみて NE 方向に震源がある場合で、○ はその他の方向に震源がある場合である。これをみると、震源の方向性による影響は見当たらないが、全般的にかなり良い相関が

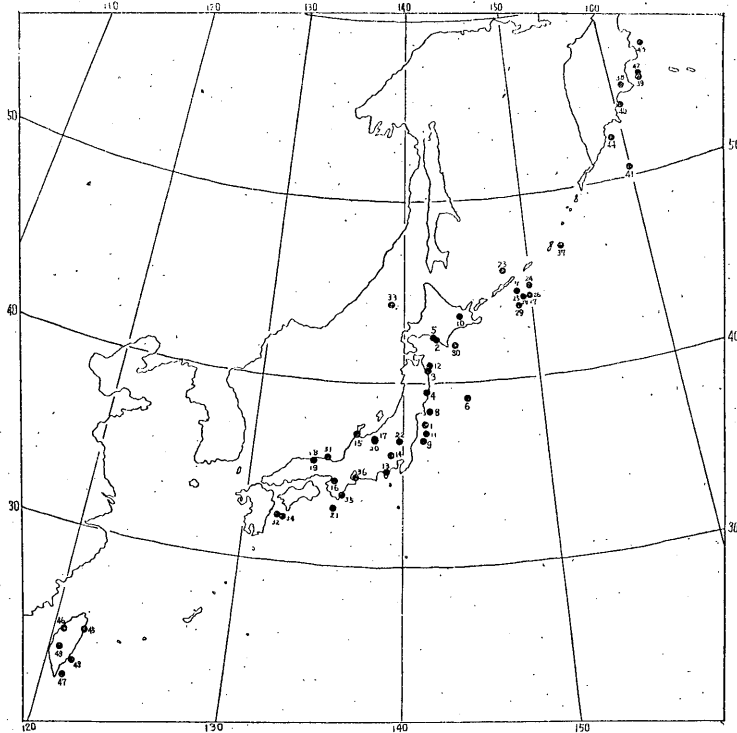


Fig. 1

Table 1

No.	Date and Time (G. M. T.)			Epicenter		Δ	a_1	f	m	M	Reference
	d	h	m	E	N						
1	1927	Aug.	5 21 14	141.6	37.7	85	37,900	0.42	4.42	7.1	
2	1931	Feb.	16 18 48	142.6	42.3	470	1,180	0.027	4.10	6½	
3	1931	Mar.	9 3 49	141.9	40.6	270	19,700	0.044	5.11	7.7	small tsunami
4	1931	Nov.	3 16 20	141.7	39.5	155	3,960	0.100	4.06	6	
5	1932	Nov.	26 4 24	142.3	42.4	475	2,060	0.026	4.36	6¾	
6	1933	Mar.	2 17 31	144.7	39.1	340	>45,400	0.039	>5.53	8.5	large tsunami
7	1933	May	1 19 51	149	44¾	990	82	0.0066	3.56	6½	
8	1936	Nov.	2 20 46	142.0	38.4	100	>74,500	0.29	>4.87	7.3	
9	1938	May	23 7 18	141.45	36.70	180	31,600	0.081	5.05	7.4	
10	1938	May	28 16 42	144.3	43.6	660	238	0.0082	3.94	6½	
11	1938	Nov.	5 8 43	141.65	37.10	145	27,280	0.112	4.85	7.7	small tsunami
12	1945	Feb.	10 4 58	142.1	40.9	315	8,200	0.040	4.77	7.3	
13	1930	Nov.	25 19 03	139.0	35.1	390	6,260	0.035	4.71	7.1	
14	1931	Sept.	21 2 20	139.3	36.0	290	8,600	0.043	4.76	6¾	
15	1933	Sept.	21 3 14	136.97	37.07	370	320	0.036	3.41	6¼	
16	1936	Feb.	21 1 08	135.67	34.52	630	218	0.0083	3.88	6	
17	1941	July	15 14 45	138.2	36.7	290	500	0.042	3.56	6	
18	1943	Mar.	4 10 13	134.2	35.6	665	64	0.0082	3.35	5¾	
19	1943	Mar.	4 19 50	134.2	35.6	665	64	0.0082	3.35	5¾	
20	1943	Oct.	13 5 42	138.2	36.8	290	290	0.042	3.30	6	
21	1946	Dec.	20 19 19	135.6	33.0	760	10,120	0.0076	5.59	8.2	large tsunami
22	1949	Dec.	25 23 25	139.7	36.7	200	3,586	0.068	4.18	6¾	

Table 2

No.	Date and Time (G. M. T.)			Epicenter E N		Δ	a_1	m	M	Reference		
	d	h	m	°	°							
23	1933	July	9	09	48	148	46	1,040	68	4.88	6¼	
24	1933	July	9	16	07	150	45	1,060	66	4.90	6¼	
25	1933	July	9	01	29	149½	44½	1,000	120	5.10	6¼	
26	1933	July	9	09	27	150	44½	1,030	98	5.03	6¼	
27	1933	July	9	12	30	150	44½	1,030	696	5.88	6¼	
28	1937	Feb.	21	07	02	149½	44½	1,000	3,420	6.53	7.4	
29	1946	Dec.	21	10	18	149	44	920	1,700	6.12	7.2	
30	1952	Mar.	4	01	22	144.0	42.0	500	82,000	7.01	8.0	tsunami
31	1927	Mar.	7	9	28	135.1	35.7	590	>14,580	6.48	7¼	small tsunami
32	1931	Nov.	2	10	03	132.1	32.4	1,000	12,340	7.09	7.5	
33	1940	Aug.	1	15	08	139.1	44.3	700	8,200	6.45	7.7	small tsunami
34	1941	Nov.	18	16	46	132.4	32.3	990	6,840	6.82	7.8	small tsunami
35	1944	Dec.	7	4	35	136.2	33.7	660	68,000	7.29	8.0	large tsunami
36	1945	Jan.	12	18	38	137.0	34.7	530	5,380	5.91	7.1	

Table 3

No.	Date and Time (G. M. T.)			Epicenter E N		Δ	a_1	m	M	Reference		
	d	h	m	°	°							
37	1927	Feb.	16	01	35	153½	47	1,750	1,120	7.63	7.0	
38	1927	Dec.	28	18	20	161	55	2,400	2,122	8.41	7.3	
39	1931	Jan.	12	20	34	163	55¼	2,510	72	7.02	6½	
40	1934	Nov.	18	09	18	160½	54	2,300	8	5.93	6	
41	1936	June	30	15	06	160	50½	2,030	646	7.63	7.4	
42	1936	Nov.	13	12	31	163	55½	2,530	1,640	8.39	7.2	
43	1945	Apr.	15	02	35	164	57	2,690	1,500	8.45	7.0	
44	1952	Nov.	4	16	48	159	52.5	2,110	13,400	9.01	8.25~8.5	large tsunami
45	1934	Aug.	11	8	18	121.8	24.7	2,350	58	6.82	6½	
46	1935	Apr.	20	22	02	120.82	24.35	2,450	950	8.10	7.1	
47	1936	Aug.	22	6	51	121.2	22.1	2,640	836	8.17	7.2	
48	1938	Dec.	6	23	01	121.5	22.9	2,510	140	7.31	7.0	
49	1941	Dec.	16	19	20	120.6	23.4	2,540	840	8.11	7.1	

あることがわかる。最小自乗法を用いて次のような関係を得た。

$$M=1.01m+2.45 \quad (9)$$

ここで得られた常数は主として地震計の倍率差や特性および観測点周辺の地盤の影響によるものであろう。

ii) 最大振幅が表面波でかつ震央距離が 1500km 以内の場合

(8) を使用して m を計算し、 M との相関を求めてみると Fig. 3 のようになる。

$$M=0.78m+2.41 \quad (10)$$

ここでは仙台からみて NE 方向に震源がある場合の点がかかなり良く直線上に乗っていることと、常数が (9) とほとんど同じであることが顕著な特徴であろう。

iii) 最大振幅が表面波で、かつ、震央距離が 1500km 以上の場合

この場合、前に述べたように周期の変化率がわからないので、次のような方法によった。すなわ

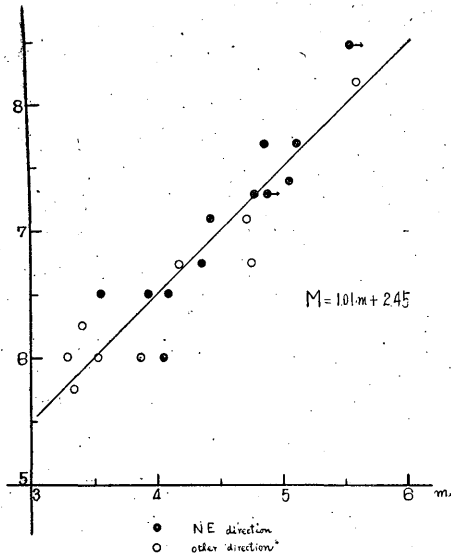


Fig. 2 The Relation between m and M in the Case which Body Wave is Maximum Amplitude.

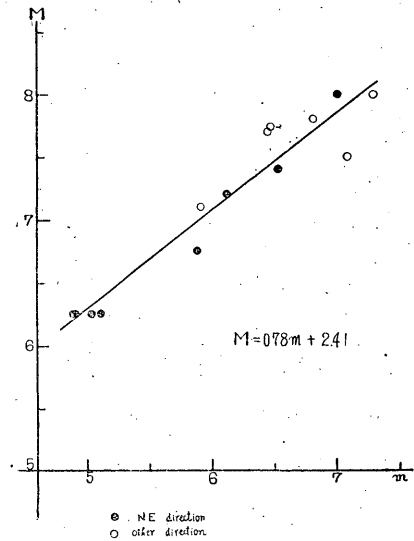


Fig. 3 The Relation between m and M in the Case which Maximum Amplitude is Surface Wave ($\Delta < 1500\text{km}$).

ち、(8) の m の形をみてわかのように、一般に m は

$$m = \log a_0 = \log a_1 + k (\log \Delta - 2) \quad (11)$$

と置くことができる。また、 m と M とは

$$M = C_0 m + C_1 \quad (12)$$

のような関係が成立するであろう。(12) で C_0 と C_1 は Δ や a_1 に無関係な 常数で、(9) や (10) でわかるように、 C_1 は (9) や (10) の常数と 大体同じものでなければならない。いま、(10) の 常数を取って $C_1 = 2.41$ として (11) を (12) の中へ代入すると、

$$M - 2.41 = C_0 \{ \log a_1 + k (\log \Delta - 2) \} \quad (13)$$

となる。

いま、Table 3 から $\log \Delta$ をほぼ一定とみなしうる資料 10 個 ($2300\text{km} < \Delta < 2700\text{km}$) を取り、 $\log a_1$ と M との相関を取ってみると、

$$M - 2.41 = 0.58 \log a_1 + 3.00 \quad (14)$$

となる。すなわち、 $C_0 = 0.58$ 、 $C_0 k (\log \Delta - 2) = 3.00$ となる。さらに、先に使用した資料を使って k を求めてみると、 $k = 3.69$ (自乗平均) となる。そこで

$$m = \log a_1 + 3.69 (\log \Delta - 2) \quad (15)$$

として全部の資料を使用して m を計算し、 M との関係を探ってみると、Fig 4 のようになる。

$$M = 0.60m + 2.41 \quad (16)$$

§ 4. 結果の利用について

仙台における最大振幅 a_1 とその地震の震央距離 Δ がわかれば、(4)、(8) および (15) によって m がわかり、さらに、(9)、(10) および (16) によって M がわかる。これを直ちに決めることができるように Nomogram を作成した。最大振幅が実体波であるか表面波であるかによってそれぞれ Fig. 4, 5 および 6 と別々に作った。図中やや太い線は小津波の起る所で、さらに太い線は大津波の起る所である。これらは今までの経験法則を採用したものである。

今地震とともに a_1 が計算できて Δ がわかりさえすれば、大体1/4くらいの精度で直ちに Magnitude が決定

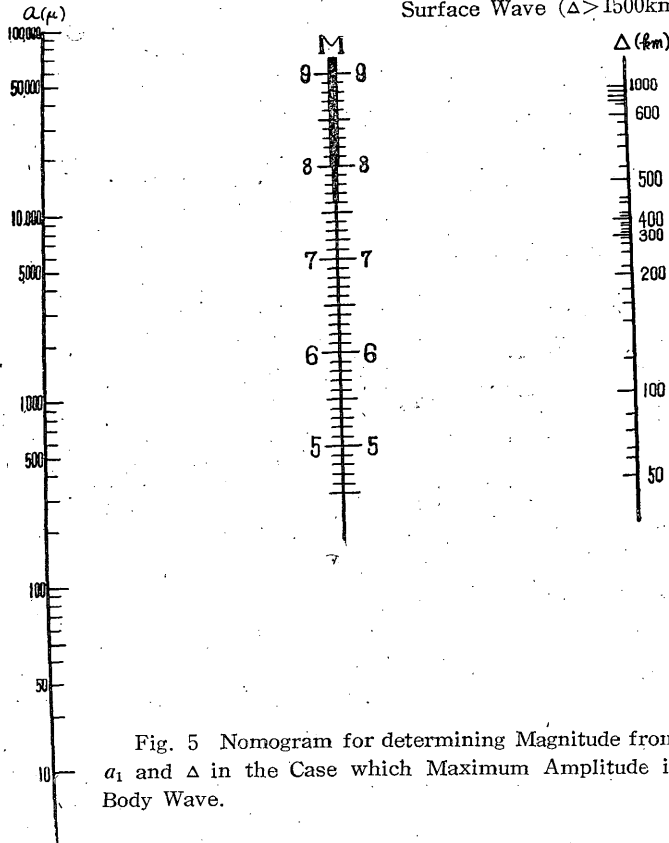


Fig. 5 Nomogram for determining Magnitude from a_1 and Δ in the Case which Maximum Amplitude is Body Wave.

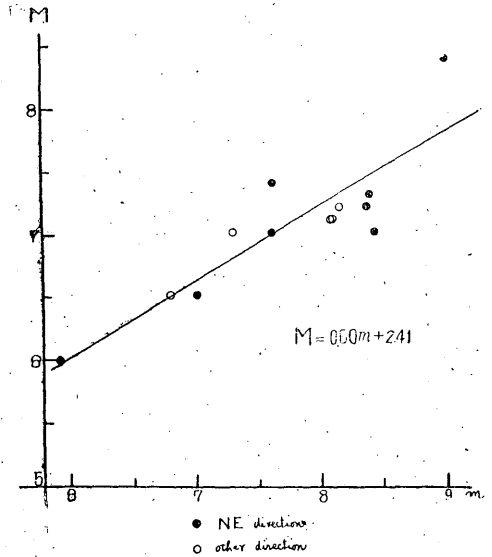


Fig. 4 The Relation between m and M in the Case which Maximum Amplitude is Surface Wave ($\Delta > 1500\text{km}$).

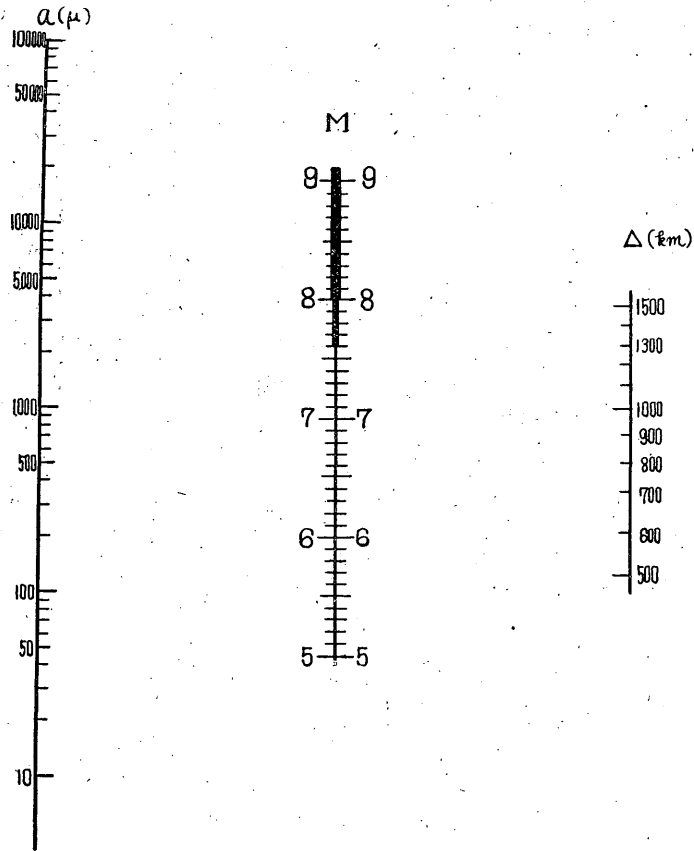


Fig. 6 Nomogram for determining Magnitude from a and Δ in the Case which Maximum Amplitude is Surface Wave ($\Delta < 1500\text{km}$).

できる。それとともに津波の有無がわかり津波予報の有力な判定資料の一助となる。それで津波判定中樞や津波指定官署（沿岸の測候所）などで同様の Nomogram を作っておくと、もし通信が止まり一観測点だけで津波警報を出さねばならないようなときには非常に役立つであろう。

終りに直接御指導賜った東北大学本多教授ならびに終始御援助下された内海技術部長、吉田津波予報官および新柵地震係長に厚く感謝致します。

References

- (1) C. F. Richter : An Instrumental Earthquake Magnitude Scale, Bull. Seism. Soc. Amer. 25. (1935) 1-32.
- B. Gutenberg and C. F. Richter : Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seism. Soc. Amer. 32. (1942) 163-191.

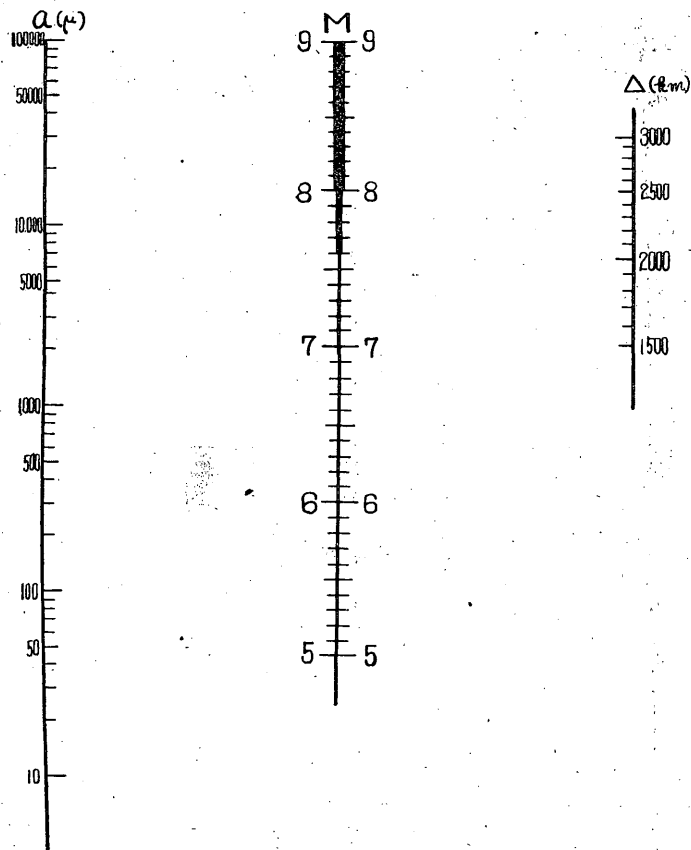


Fig. 7. Nomogram on determining Magnitude from a and Δ in the Case which Maximum Amplitude is Surface Wave ($\Delta > 1500\text{km}$).

- (2) C. Tsuboi: Determination of the Richter-Gutenberg's Instrumental Magnitudes of Earthquakes Occurring in and near Japan, *Geophys. Notes, Geophys. Inst. Tokyo Univ.* 4. (1951) No. 5.
- (3) H. Kawasumi: Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 29. (1951) 472.
- (4) H. Honda and H. Watanabe: A Remark on the Amplitude of the Initial Motion of Very Shallow Earthquake. *Science Rep. Tôhoku Univ. Ser. 5, Geophys.* 4 (1952) 94—97.
- (5) B. Gutenberg and C. F. Richter: On Seismic Wave. (3rd Paper) *Gerl. Beit. Geophys.* 47. (1936) 73—131.
- (6) B. Gutenberg and C. F. Richter: *Seismicity of the Earth.* (1949)