

# 深発地震の規模(マグニチュード)を決める一方法

廣野卓藏\*・岩井保彦\*

従来気象官署では、地震の規模を表わすのに、有感半径の大きさによつて顕著、稍顕著等の階級を用いている。一方、近年になつてグーテンベルクとリヒターは、震央距離 100km で特定の地震計 ( $V:2,800$ ,  $h:0.8$ ,  $T:0.8\text{sec}$ ) により記録された振動の最大振巾 ( $\mu$  単位) をとり、その常用対数をもつて、地震の規模 ( $M$  と記号する) を表わすことを始めた<sup>(1)</sup>。

わが国でもこれにならつて、坪井忠二博士<sup>(2)</sup>と河角廣博士<sup>(3)</sup>が、任意の地震について観測された最大振巾 ( $\mu$ ) の常用対数より、地震の規模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 年版参照)。ただし、両博士の取扱われたのは、いずれも浅発地震についてであつて、深発地震については、わが国に於ては、まだ試みられたものがない。それには次のような理由があつた。

元来地震動の振巾分布は、発震機構によつてかなり方向性があるはずであるが、浅発地震の場合はその方向性が実際あまり顕著に現われないので、地震波の勢力は四方に一樣に発射されるというマグニチュードの理論の基礎的仮定が大体において満足されていた。しかし、深発地震の場合は、振巾分布の方向性を無視できないのである。深発地震の規模を決める方法として、グーテンベルクの方法もあるが<sup>(4)</sup>、これは一ヶ所の資料で定めるやり方であるので、上述の理由からすぐ応用することがちゆうちよされたのである。

そこで、ここで試みた方法は、一ヶ所ではなく多くの場所の資料を用いて方向性の影響をとるようにしたものである。

まず我々の方法の基礎となつた河角博士の浅発地震の規模決定法の概略をのべる。博士によれば、横軸に震央距離  $A$  を、縦軸に  $\log A$  ( $A$  は最大地動振巾) をとつて、任意の一つの地震による各地の資料をプロットする。そして、一定の曲線定規(才 2 図上左、以後簡単のため河角曲線という)を、それらに最もよくあうような位置にくるように縦軸をあわして上下に調整し、きまつたら震央距離 100km の所で曲線の値を読めば次の式から規模  $M$  が求まる。

$$M = \log A_{100} + 3.85 \dots\dots\dots (1)$$

さて、深発地震の規模と浅発地震の規模との関係は、もし両者の波動の勢力が同じならば同じであると定義する。

今、一定の勢力を出す地震を考え、その震源からあらゆる方向に一樣に波動の勢力が送り出された場合に、地表に達したある空間波の振巾  $A$  は、グーテンベルクにより

\* 中央気象台地震課

$$A = f T \sqrt{\varepsilon} \dots\dots\dots (2) \quad f = \sqrt{\frac{\rho v}{\rho_0 v_0}} \sqrt{\frac{\sin \Theta}{\Delta \sin e_0} \frac{d\Theta}{d\Delta}}^{(6)} \dots\dots\dots (3)$$

で表わすことが出来る。ただし、 $\varepsilon$  はその波の分勢力、 $T$  はその周期、 $\rho$ 、 $v$  はそれぞれ震源における密度とその波の速度で  $\rho_0$ 、 $v_0$  はその地表における値を示す。また  $\Delta$  は震央距離、 $\Theta$  は震源で波が射出される方向と鉛直線のなす角で、 $e_0$  は波線の地表における射出角である。今、最大振巾を与える空間波として  $S$  波を考えると、(2) 式において  $\varepsilon$  は一定、また  $T$  も一定と考えられる。地表面の運動は入射角と波の振動方向によつて違ふけれども、 $SH$  波は入射角にかかわらず波の振巾の二倍となる。今これに目をつけ  $S$  波全体の最大地動振巾として厳密なことはいわず概略の大きさだけを考えるとすれば、(3) 式をそのまま最大振巾分布に比例するものと考えることができる。この式より、同じ勢力の地震について、浅い地震の最大振巾分布と深い地震の最大振巾分布との関係が分るから、浅い地震の最大振巾分布より規模が決定され得るならば深い地震も決められることになる。

さて、(3) 式により  $f$  を震源の深さ 20, 80, 200, 320, 400, 500 km の場合を計算した。ただし  $\Theta$  と  $e_0$  は  $P$  波の走時曲線を用いたけれども、ポアソン比がほぼ一定と考えられるから、その結果は  $S$  波についてもほぼ成り立つと考えられる。密度は我々が取扱つた範囲では大きな変化はな

オ 1 表  $f = \sqrt{\frac{\rho v}{\rho_0 v_0}} \sqrt{\frac{\sin \Theta}{\Delta \sin e_0} \frac{d\Theta}{d\Delta}} (10^{-2} \text{km}^{-1})$  及び  $\sigma = f_{20}/f_h$

H km	20km		80 km			200 km		320 km		400 km		500 km	
	$f$	$f$	$f$	$\sigma$	$f$	$\sigma$	$f$	$\sigma$	$f$	$\sigma$	$f$	$\sigma$	
20	5.441	1.980	2.748	0.934	5.826	0.836	6.508	0.541	10.057	0.458	11.880		
50	1.956	1.620	1.207	0.842	2.323	0.702	2.786	0.497	3.936	0.432	4.528		
100	0.692	1.230	0.563	0.678	1.021	0.580	1.193	0.455	1.521	0.405	1.709		
200	0.245	0.426	0.575	0.448	0.547	0.425	0.577	0.390	0.628	0.361	0.679		
300	0.166	0.293	0.567	0.343	0.484	0.347	0.478	0.338	0.491	0.325	0.511		
400	0.113	0.219	0.516	0.276	0.409	0.287	0.394	0.294	0.384	0.293	0.386		
500	0.088	0.162	0.543	0.225	0.391	0.243	0.362	0.259	0.340	0.263	0.335		
600	0.056	0.121	0.463	0.193	0.290	0.211	0.265	0.224	0.250	0.237	0.236		
700	0.041	0.092	0.446	0.170	0.241	0.187	0.219	0.175	0.234	0.212	0.193		
800	0.033	0.075	0.440	0.152	0.217	0.154	0.214	0.141	0.234	0.189	0.175		
900	0.027	0.068	0.397	0.137	0.197	0.089	0.303	0.134	0.202	0.120	0.225		
1,000	0.024	0.055	0.436	0.098	0.245	0.054	0.444	0.095	0.253	0.088	0.273		
1,100	0.025	0.068	0.368	0.079	0.317	0.041	0.610	0.055	0.455	0.059	0.424		
1,200	0.024	0.074	0.324	0.066	0.364	0.033	0.727	0.041	0.585	0.045	0.533		
1,300	0.025	0.068	0.368	0.057	0.439	0.029	0.862	0.033	0.758	0.037	0.676		
1,400	0.025	0.060	0.47	0.049	0.510	0.025	1.000	0.028	0.893	0.032	0.781		
1,500	0.025	0.045	0.556	0.038	0.658	0.022	1.136	0.025	1.000	0.027	0.926		

H: 震源の深さ,  $\Delta$ : 震央距離

いから  $\rho = \rho_0$  とし、計算は震央距離 1,500 km まで行つた。走時表は和達・益田の表<sup>(6)</sup>を用いた。深さ 80, 200, 320, 400, 500 km の場合の  $f$  はかつて伊藤博氏<sup>(7)</sup>が求めたものがあるけれども、同氏のもは走時表として、私達・益田及び鷺坂・竹花のものを 1,500 km からつなぎその近辺の値を補正してあるので、ここで計算した値とは  $\Delta = 800$  km 以上の所がかなり違つている。これらの結果は才 1 表及び才 1 図に示してある。また、深さ 20 km の場合の振巾に対する種々の深さの場合の振巾の比も同表に示してある。

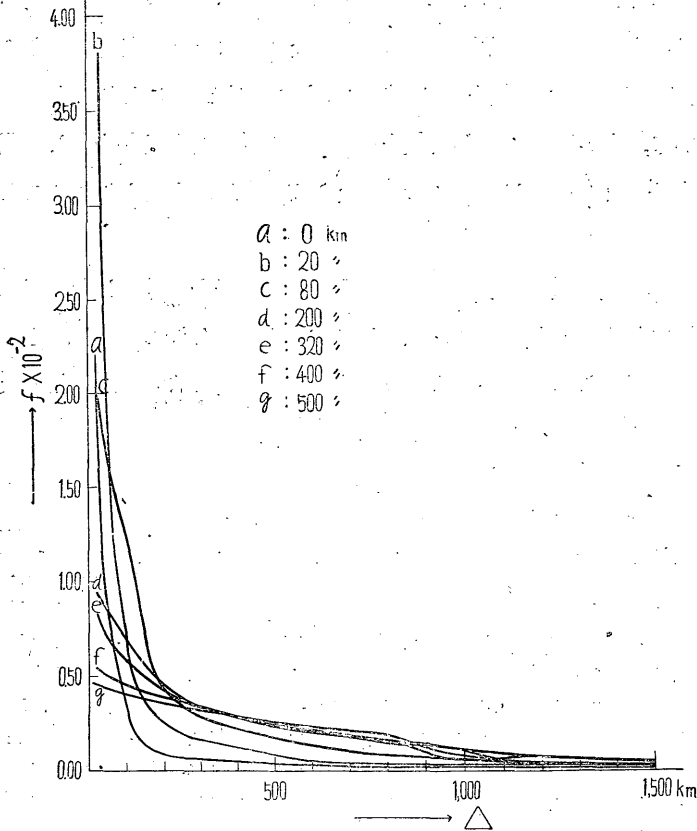


Fig. 1  $f-\Delta$  curve

ている<sup>(8)</sup>。従つて、若し減衰がなければ空間波よりも振巾の減少は少ないはずであるが、上記のように実際はその逆のように見える。すなわち、実測の最大振巾を示す波は表面波であるかも知れないが、その大きさは空間波と大差がないと考えても大きな誤りはないことになる。一方、300 km 以内の振巾の減衰が少ないのは、理論の誤りのほかに近距離では表層の影響により多くの分波を生ずるためではないかと思われる。

以上のように河角曲線は複雑な性質を持つているが、一応これを深さ 20 km の地震の空間波による地震の最大振巾分布とみなして、これと同じエネルギーをもつ各深さの地震による最大振巾分

さて、もし河角博士の求められた才 2 図の曲線が空間波によるもので、しかも伝播の途中で減衰がないものとすれば、上の理論から求めた深さ 20 km の曲線とほぼ一致するはずであるが、才 2 図に示す様に全く予想外の様子が現われている。すなわち、 $\Delta$  が約 300 km 以上は予想通り観測値の方が減衰が大きいが、300 km 以内ではその逆となっている。

一方、色々の人の調べによると最大振巾を示す波は、300 km ~ 500 km までは実体波であるが、それ以上の距離では表面波であると考えられ

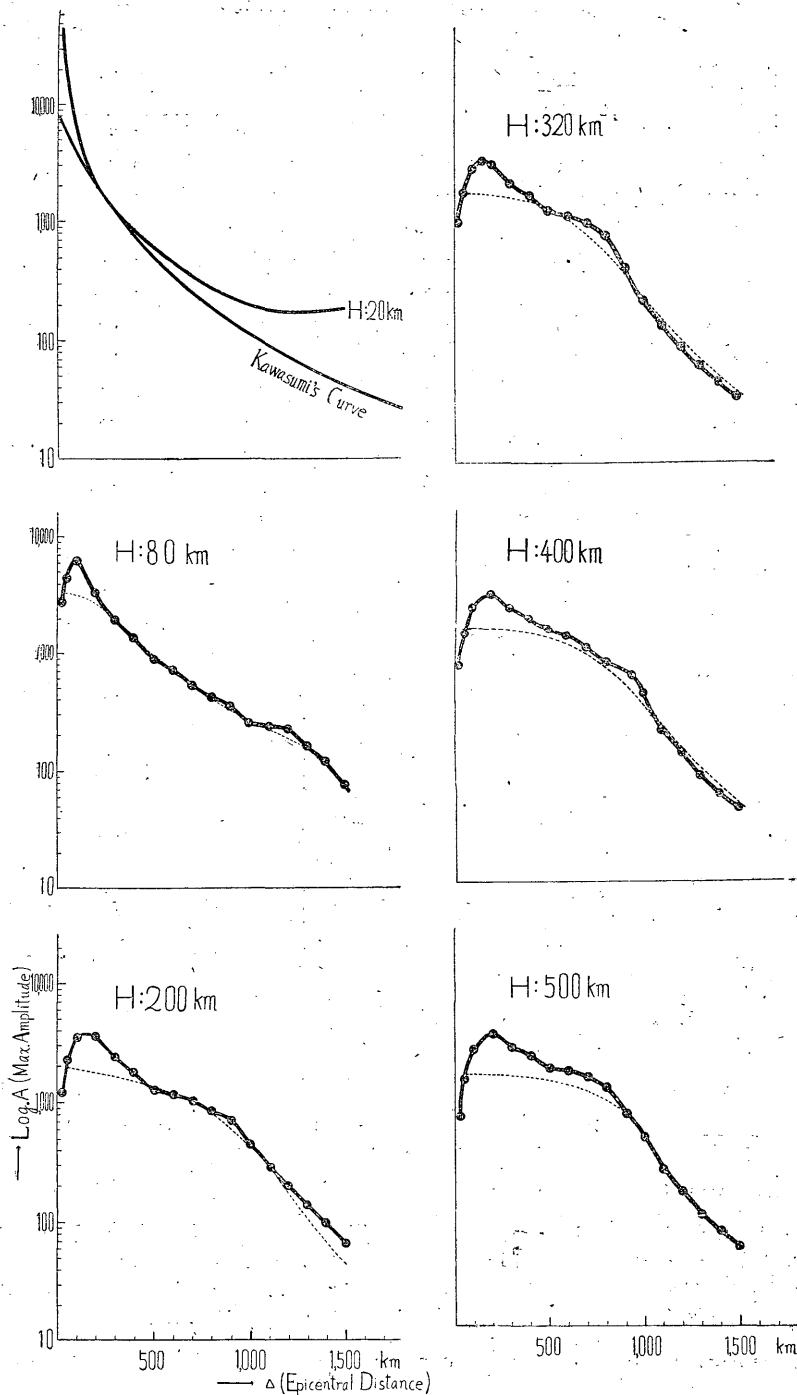


Fig. 2 Curves obtained by multiplying the Kawasumi's by  $1/\sigma$  (H: depth)

布を才1表に示した振巾比で河角曲線の最大振巾値を除して求めた。その結果は才2図のようになる。これらの図を見ると、 $\Delta$  が 100~200 km の所で曲線の極大が出て一見不自然なことになったが、これは既に述べたように、近距離では理論と実際のくい違いが甚だしいためである。こゝではその平均位置を通るように第2図の点線のように引きなをし、その結果第3図のような振巾曲線が得られた。それらを表にしたものが才2表である。なお、同表は河角曲線の  $\Delta=100$  km の位置  $P$  を 3,600 としてある。極浅発地震の場合にその波動のエネルギーは全部下方に出るとすれば、深発地震のエネルギーは上下に出るから見掛け上その半分、振巾にして  $1/\sqrt{2}$  になる。

また、地震波の伝播経路やその長さが浅発地震の場合とは多少異なるから、伝播途中における減衰に対する補正値を出来れば入れなければならないが、以上のような概略的計算なので、従つてそれ

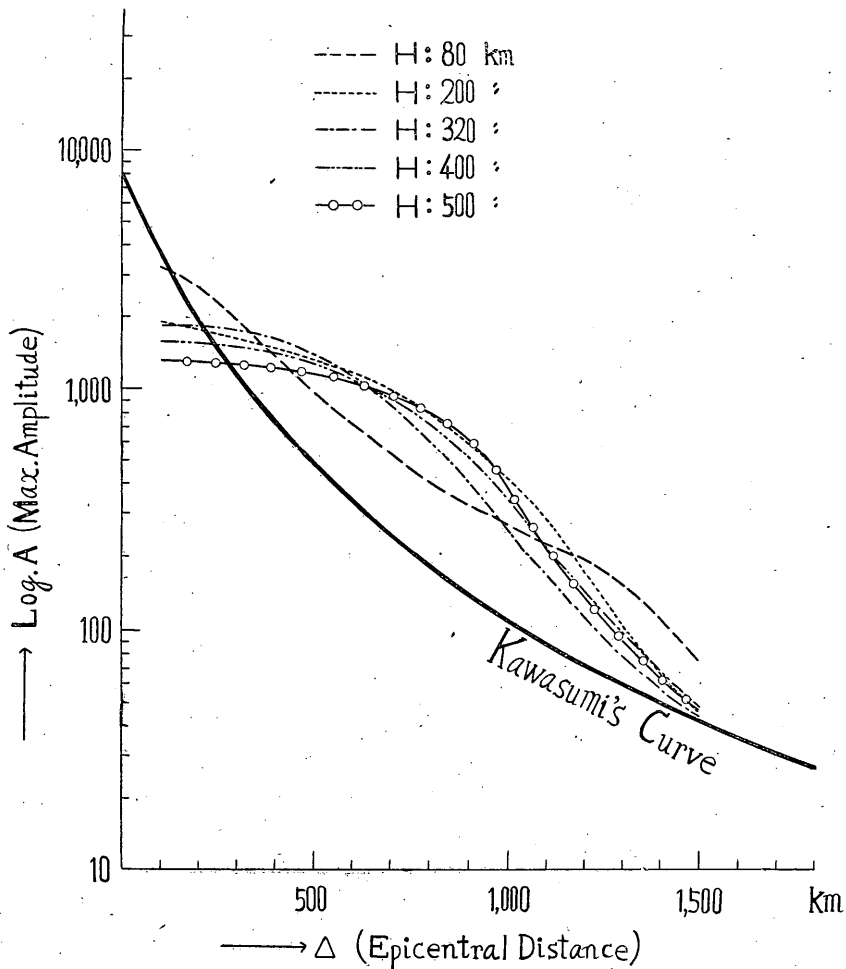


Fig. 3 Special curves for determination of magnitudes of shocks with various depth. (H: depth)

表 2 各種深さに対する振巾曲線値

$\Delta$ \backslash $H$	Kawasumi's Curve	80 km	200 km	320 km	400 km	500 km
100 km	3,600	3,250	1,900	1,850	1,560	1,300
200	1,930	2,730	1,790	1,820	1,540	1,280
300	1,120	1,960	1,620	1,780	1,500	1,250
400	720	1,350	1,480	1,620	1,420	1,220
500	480	970	1,320	1,390	1,280	1,150
600	330	710	1,170	1,150	1,080	1,060
700	240	530	1,000	870	930	930
800	180	405	800	605	720	780
900	137	320	580	405	510	600
1,000	106	265	420	253	340	380
1,100	87	223	280	166	215	210
1,200	71	190	170	111	140	130
1,300	58	152	103	78	96	90
1,400	49	110	66	56	68	62
1,500	42	73	45	44	48	46

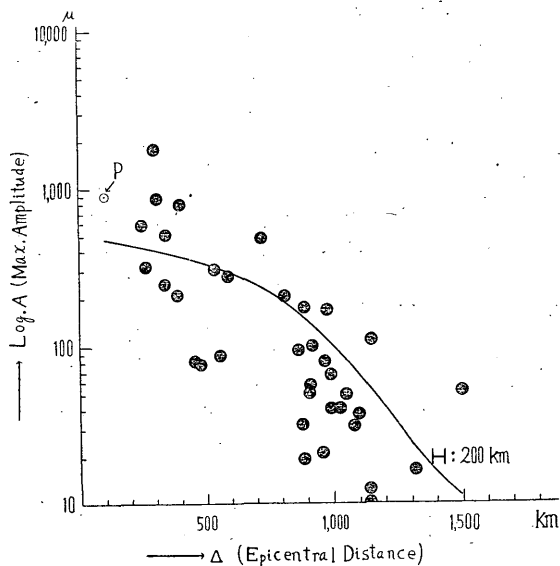


Fig. 4 (a) Earthquake of 00 h 27 m, Oct. 18, 1938. Northern part of Japan Sea.  
 $\lambda$ : 140.0°E,  $\phi$ : 44.4°N, H: 200 km,  
 MG: 6 $\frac{1}{2}$ , Mc: 6.45

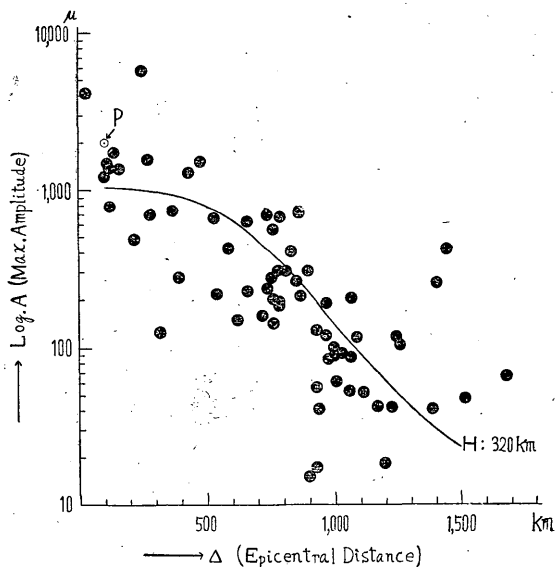


Fig. 4 (b) Earthquake of 17 h 41 m, Apr. 20, 1942. Southeast off Shima Peninsula, Mie Pref.  
 $\lambda$ : 137.3°E,  $\phi$ : 33.9°N, H: 350 km,  
 MG: 6 $\frac{1}{2}$ , Mc: 2.54

らを入れる程精度がないので、ここではそのままにした。

以上のことを考慮に入れ、結局実際に深発地震の規模を求めるには、縦軸が対数目盛になつてい  
 る方眼紙を使用して、横軸に震央距離  $\Delta$  を、縦軸に最大振巾 ( $\mu$ ) を盛り込み、そのグラフにその

驗 震 時 報

第3表 深発地震マグニチュード表

No.	発 震 時	震 央 地 名	$\phi$	$\lambda$	H	$M_G$	$M_C$
1	1927年1月15日23時32分	経岬北方はるか沖	37.02N	134.03E	420*km	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6.16
2	6 18 11 27	八丈島南西沖	33.3	138.5	300	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	5.73
3	8 21 07 13	御前崎はるか南方沖	33.0	137.6	350*	5	5.31
4	12 19 04 50	ウラヂボストック南々東沖	41.3	132.8	300*	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	5.61
5	1928 3 29 14 07	八丈島南西沖	32.4	138.2	400	7.1	7.03
6	1929 6 3 06 39	伊勢湾	34.5	137.2	300	7.1	6.8
7	1930 8 30 05 02	国後水道	44.2	146.7	210*	6	6.14
8	9 29 13 53	鹿児島湾	31.6	130.6	300	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	5.58
9	12 24 08 55	襟裳岬東方沖	42.0	144.0	150*	6	6.36
10	1931 1 9 10 46	秋田県田沢湖附近	39.8	140.5	130	6	6.17
11	2 20 14 34	日本海北部	44.0	138.0	350*	7.4	7.45
12	3 1 23 23	北海道利尻島南西沖	45.0	141.0	330*	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	5.95
13	4 21 09 02	日本海中部	38.5	134.2	320*	6	5.98
14	6 2 11 38	岐阜県益田川中流域	35.7	137.3	250	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6.50
15	6 30 01 44	熊野灘	33.9	136.8	330	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6.37
16	1932 4 5 04 17	八丈島南方沖	30.6	139.5	300	6 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	6.73
17	4 28 12 43	熊野灘	34.0	136.9	250	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	5.61
18	5 5 13 11	大阪湾	34.6	135.3	300	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6.14
19	7 25 17 25	琵琶湖附近	35.2	135.9	360	6 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	6.2
20	7 27 09 31	八丈島南々西沖	31.2	139.0	300	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	5.70
21	9 23 23 23	日本海北部	44.7	139.0	300*	6.9	7.16
22	10 14 21 37	八丈島南々西沖	31.6	138.8	300	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	5.45
23	10 26 02 03	樺太中知床岬東北東沖	46.3	145.3	410*	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6.70
24	11 13 13 48	日本海北部	43.5	137.3	350	7.0	7.29
25	12 5 09 20	熊野灘	33.7	137.0	350	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	5.58
26	1933 2 9 12 57	八丈島南西沖	31.7	138.8	250	6	5.90
27	5 24 13 36	北海道知床岬北方沖	45.6	145.3	420*	6	6.12
28	5 29 08 40	八丈島西南西沖	32.4	138.0	300	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	5.20
29	9 6 23 05	浜松南々東沖	34.4	137.8	250	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	5.08
30	9 20 12 57	熊野灘	34.1	136.6	330	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	5.45
31	12 5 04 34	宗谷海峡東方沖	45.2	144.0	360*	6 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	7.1
32	1935 4 15 20 15	飛騨北西部	36.2	137.1	260	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	6.23
33	5 31 17 19	日本海中部	38.6	134.2	450	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6.48
34	7 26 17 04	樺太北知床岬南東沖	47.5	147.3	350	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	6.76
35	10 15 23 35	能登半島北西沖	37.7	135.4	280	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	5.73
36	1936 3 1 19 23	北海道知床岬北方沖	44.8	145.0	430*	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	6.35
37	6 26 01 52	八丈島南西沖	32.5	137.9	320	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	5.98
38	10 20 04 56	九頭龍川河口沖	36.5	135.8	350	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	5.76
39	10 26 18 34	三重県中部	34.5	136.3	340	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	6.3
40	12 1 15 10	屋久島西北西沖	30.7	129.0	270	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	6.55
41	1937 4 30 05 20	日本海北部	45.7	137.3	370	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub>	6.84
42	11 22 13 53	京都附近	35.1	135.7	370	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub>	5.32
43	1938 8 1 06 55	日本海北部	43.0	137.8	500	6	5.65

No.	発震時	震央地名	$\phi$	$\lambda$	$H$	$M_G$	$M_C$
44	1938年10月18日00時27分	日本海北部	44.04N	140.90E	200km	6 1/2	6.45
45	10 21 15 48	ウラヂボストック附近	43.3	132.0	350	6 1/4	6.22
46	1939 4 21 13 30	日本海北部	47.6	140.0	500	7.0	7.25
47	10 24 23 43	日本海北部	42.0	134.0	500	5 3/4	5.65
48	1940 4 21 05 18	京都附近	34.9	136.0	350	6	5.50
49	6 27 15 53	父島北西沖	30.6	138.8	400	5 1/2	5.50
50	7 4 18 01	北海道知床岬西方沖	44.3	144.5	200	5 3/4	5.95
51	7 10 14 51	満洲滨江省穆稜附近	44.8	130.6	560	7.3	7.22
52	11 7 22 59	八丈島南々西沖	30.3	138.5	480	6 3/4	6.23
53	1942 3 6 04 48	北海道空知支庁南西部	43.0	141.7	300	6.9	6.8
54	4 20 17 41	志摩半島南東沖	33.9	137.3	350	6 1/2	6.54
55	1943 11 17 23 58	八丈島西方沖	33.0	138.0	320	7.0	6.35
56	1946 1 11 10 35	満洲綏芬河附近	45.0	131.0	600	7.2	7.08
57	1949 4 5 18 28	ウラヂボストック南々西沖	42.0	131.0	600	7 1/4	6.47
58	1950 2 28 19 21	オホーツク海南部	46.0	143.8	320	7 3/4	8.0
59	5 17 20 48	日本海西部	39.4	130.3	600	6 3/4~7	6.35
60	1951 3 6 05 12	奄美大島附近	28.3	129.3	200	7	6.68
61	4 17 04 53	鳥島北西沖	31.2	138.0	470	7	6.23

註: \* B. Gutenberg による。—の値は Pasadena の資料による。

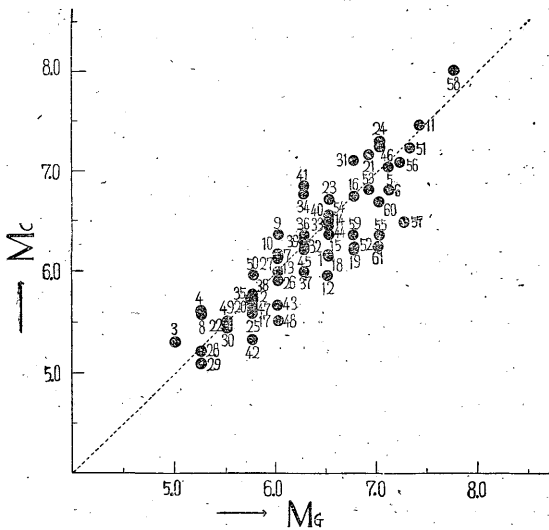


Fig. 5 Comparison between our magnitude  $M_C$  and Gutenberg's  $M_G$  for the same earthquakes.

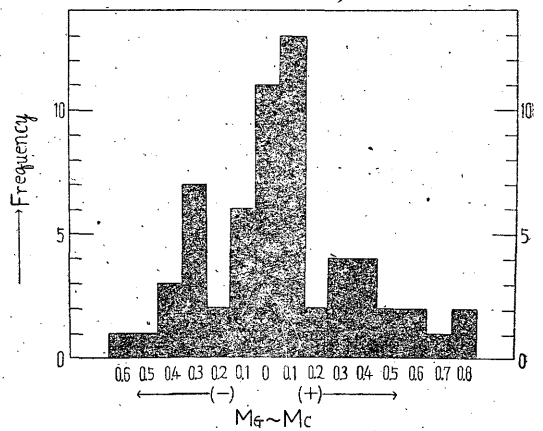


Fig. 6 Frequencies of  $M_G - M_C$

地震の深さに相当する振巾曲線をあてがい (セルロイド板にあらかじめその曲線と河角

曲線の  $\Delta = 100$  km の位置 P を印してあるもの), 最もよくあう位置で P 点の  $\log A$  を読めば

$$M = \log A + 3.35 + 1/2 \log 2$$

$$= \log A + 3.50$$

(4)



により規模を求めることが出来る。その二例を才4図に示す。日本及びその附近に起つた深発地震で、すでにグーテンベルグによつて規模の決められたもののうち61箇について、再びこの方法によつて規模をきめてみた。その結果は才3表のようになる。同表には両者の  $M$  が対比してある。なお、両者がどの程度に一致するかを見るために、横軸に  $M_G$  (グーテンベルクの規模)、縦軸に  $M_C$  (我々の方法によつてきめた規模) をとつて図にしたものが才5図である。また  $M_G \sim M_C$  の傾度を図にしたものが才6図である。これによつてわれわれの方法が  $M_G$  とかなりよく一致していることが分る。

本文を草するに当り終始種々有益な御助言をいただいた井上宇胤地震課長に厚く感謝する次第である。  
(5月1日 1952 於中央気象台)

### 参 考 文 献

- (1) C. F. Richter: "An Instrumental Earthquake Magnitude Scale." Bull. Seism. Soc. Amer. 25. 1935 pp 1~32
- B. Gutenberg and C. F. Richter: "Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration." Bull. Seism. Soc. Amer. 32. 1942 pp 163~191
- (2) C. Tsuboi: "Determination of the Richter-Gutenberg's Instrumental Magnitudes of Earthquakes Occurring in and near Japan." Geophys. Notes, Geophys. Inst., Tokyo University, 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 pp 472
- (4) B. Gutenberg: "Magnitude Determination for Deep-focus Earthquakes." Bull. Seism. Soc. Amer. 35. pp 117~130
- (5) H. Honda: Geophys. Mag. Vol. 5, 7. 驗震時報 10 卷1号, 11 卷1号
- (6) Wadati and Masuda: Geophys. Mag. Vol. 7
- (7) H. Ito: 深発地震波動の振巾計算表 驗震時報 11 卷2号, 229 頁
- (8) 例えば表助教授: "最大振巾の走時について" 地震研究所2月(1952) 談話会の講演による。

## A Method of Determination of Magnitudes for Deep Earthquakes

T. HIRONO and Y. IWAI (*Seismological Section, Cent. Met. Obs.*)

Dr. Kawasumi's method to determine the magnitudes for shallow earthquakes using the maximum ground amplitudes  $A$ 's observed in many places, is such that if we adjust and fix his special curve to dotted points  $A$ 's on a  $\log A-A$  diagram, and read the value at  $A=100$  km on the curve, the magnitude  $M$  of the shock is given by  $M=(\log A)_{100\text{km}}+3.35$ .

The authors transformed Dr. Kawasumi's special curve for shallow earthquakes into those applicable to deep earthquakes using the theoretical relationship between the wave amplitude and epicentral distance of a shock with various depth.

The authors made five of such curves, each corresponding to shock with the depth of 80, 200, 320, 400, or 500km. The magnitudes obtained by applying these curves to 61 deep earthquakes occurring in and near Japan were compared with those given by Prof. Gutenberg for the same shocks, and were found in good agreement with them.