

地震動振幅の地盤係数 (その2)*

—最大振幅について—

勝 又 護**

550 340

Ground Coefficient for Amplitude of Earthquake (II)

—Note on the Maximum Amplitude—

M. Katsumata

(*Seismological Section, J. M. A.*)

It is generally accepted that the geological condition around seismological stations gives great effects on amplitudes of seismic waves. To investigate this fact more clearly, more in detail, the maximum amplitudes of seismic waves of earthquakes of magnitudes 6 and above recorded at various stations are compared.

- 1) We classified stations into the five types, H, H-M, M, S-M and S. The M type is a standard station where maximum amplitude shows the average value. At the S type station the maximum amplitude shows the value greater than twice of the average value. At the H type station the maximum amplitude shows the value smaller than the half of the average value. H-M and S-M are the intermediate types.
- 2) The magnification factor depends on the periods of seismic waves. Moreover each station has its own response factor.
- 3) At the H type stations, the arrival time of the phase on the maximum amplitude is a little later than that of the initial S phase. But at the S type station, the arrival time of the maximum amplitude is much later than that of the initial S phase.
- 4) At the S type station, the amplitudes of horizontal component are much larger than that of vertical component.
- 5) Some stations have their own resonance period.
- 6) In an epicentral distance less than 100 km, the relation between the period T_m of the wave of maximum amplitude and the magnitude M is given by $\log T_m = 1.74 + 0.36 M$, where M is the value between 5 and $6\frac{1}{2}$.

§ 1. ま え が き

地震動の性質は観測点付近の地盤の条件により著しく影響され、このことが観測された振幅等の資料を利用するさいに障害の一つとなっている。また、各種の地盤上における地震動の性質を究明することは地震工学にとっても重要な課題である。このためいろいろな角度から多くの研究がなされているが、ここでは Magnitude

(Mag.) を定めるときの問題と関連して、地震動の最大振幅と観測点の地盤との関係等について 2, 3 の調査をおこなった。

この調査には 1953 年以降の Mag. 6 以上の地震約 70 個を用い、振幅、周期その他は気象庁観測網の地震計のうち 59 型直視式電磁地震計 (59 型)、Wiechert 式地震計 (W 式)、強震計等固有周期 5 ~ 6 秒のもので測定された資料を使用した。これらの地震計の特性曲線 (標準値) を Fig. 1 に示す。

* Received April 12, 1965

** 気象庁地震課

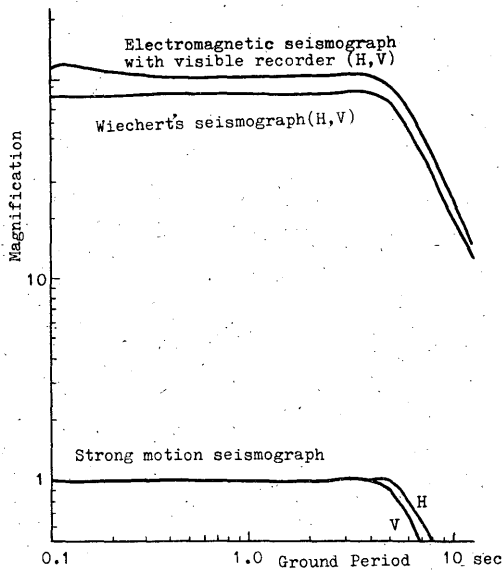


Fig. 1 Response curves of seismographs used in this investigation.

§ 2. 振幅, Magnitude の補正

a) Geographical Correction

地震波のエネルギーは震源から各方向へ均一に放出されるわけではなく、発震機構によりその配分は支配される。したがって各方位で観測される振幅は当然このことの影響を受ける。特に表面波を用いて *Mag.* を決めるような場合にはこの影響を無視するわけにはいかない(たとえば Gutenberg (1945 a)). また、同一地域の地震の発震機構に類似性があればその影響は地理的に系統的なものとなってくる。

日本では坪井 (1954) の式を用い、最大振幅 (水平成分) から比較的近距离の浅い地震の *Mag.* を定めているが、この場合震央に対する観測点の方位の影響は経験的にみて (他の要素による影響がより大きいため、発震機構による効果を分離することが困難なことにもよるのであろうが) 必ずしも顕著ではない。

地殻や mantle での構造の不均質は、そこを通過する地震波の減衰等に大きく影響する。このことは前記の発震機構による影響と共に、地域的に系統的な振幅の偏差を生じさせる。これらの影響を補正するために (一点の資料から遠地震の *Mag.* を定めようとするような場合) “Geographical Correction” が必要となり、世界各地の観測所で調べられている (例えば Gutenberg (1945), Báth (1952, 1956)).

我が国でも *Mag.* を求める式 (Δ : 震央距離, A : 振幅)

$$Mag = \alpha \log \Delta + \beta \log A + \gamma \quad (1)$$

の各係数が地域的に相違していることが坪井 (1954), 早津 (1955), 市川 (1958) 等により調べられている。しかし坪井の求めた $\alpha=1.73$, $\beta=1$, $\gamma=-0.83$ を全国共通なものとして使用しても実用上さしつかえないことも経験的にたしかめられている。したがって、各観測点における振幅の著しい相違は主として付近の地盤の条件によるものとして以下の調査を進める。

b) Station Correction

近接した (前記のような影響はほとんど無視できる) 観測点で、特性の同じ地震計を用い比較観測をおこなった例は多い。長宗一関 (1951) は約 13km はなれた長野・松代の W 式地震計の記録を比較し、洪積層上にある長野地方気象台で観測される振幅は、岩盤 (閃緑玢岩) 上に直接据えられている松代地震観測所のものと比べ、平均 3 ~ 9 倍 (場合によって 20 倍近く) になっていることを見出した。Gutenberg (1956) は花崗岩上にある Pasadena 地震観測所と、約 5 km はなれた沖積層 (厚さ約 300m) 上の地点とで、Standard torsion seismometer (周期 0.8 秒) を用いて比較観測をおこない、後者の振幅は平均して前者の 4 ~ 5 倍になっていると報じている。これらは、観測点のごく近傍の地質構造が振幅に非常に大きな影響を与えていることを示している。

気象庁観測網の地震計は種々条件の異った地盤上におかれており、多くは岩盤上に直接基礎を持つものではない。したがって、地震記録はそれぞれの地盤の性質に応じて変調されるので、振幅等の資料を利用するさいはその影響を無視するわけにはいかない。たとえば *Mag.* を求める場合、多数の観測値から平均的なものを算出するならば一応問題はないとしても、1 点、あるいは少数の観測値によるような場合には振幅にある種の補正を加えることが必要である。すなわち、ある標準的 (平均的) な地盤上での値に換算するための “Station Correction” が要求される (Gutenberg-Richter (1942), Gutenberg (1945)).

c) K と ΔM

ある観測所で観測された振幅を A_i , これが標準的な地盤上で観測されたとしたときの振幅を \bar{A} とすれば

$$\bar{A} = K_i A_i, \quad K_i = \bar{A} / A_i \quad (2)$$

から振幅の補正係数* K_i が求められる。これは Δ に

* K は地盤係数とよばれているが、これは土木関係の用語と混同されるおそれがあるので以下「振幅係数」とよぶことにする。

よる振幅の標準的減衰曲線を仮定し、多くの地震について求めた K を平均することによって各観測点の値が得られる。この結果についてはすでに第1報(勝又(1954))で述べた。また、同様なもの(地震観測法(1952))が津波業務で実際に用いられている。

多数の観測値にもとづいて算出された標準的な $Mag.$ を \bar{M} とすれば

$$\begin{aligned} \bar{M} &= 1.73 \log \Delta + \log \bar{A} - 0.83 \\ &= 1.73 \log \Delta + \log A_i + \log K_i - 0.83 \end{aligned} \quad (3)$$

となる。ある観測点の振幅 A_i から単独に決めた $Mag.$ を M_i 、これと \bar{M} との差を ΔM_i とすれば

$$\Delta M_i = \bar{M} - M_i = \log K_i \quad (4)$$

となり $Mag.$ の補正值 ΔM_i が求められる。 K の場合と同様、多数の地震についての統計的結果として各観測点の ΔM が得られる。

実際に K や ΔM を求めてみると、各地震によりばらつきが非常に大きい。また、いろいろな場合について波多(1952)、地震観測法(1952)、勝又(1954)、河角(1956)、市川(1958)、井上(1959)等が求めた値を比較してみても必ずしも一致してはいない。これは最大振幅の性質、標準となる $Mag.$ や減衰曲線の精度等を考慮すれば止むを得ないことも知れない。また、後に述べるような周期による変化を考えにいれると、 K や ΔM を単一な量として求めることにも多少疑問がある。しかし、各観測所についてさらに調査し実用上有効なものとしていくことが現業上からも要求されている。

§ 3. 振幅の増幅度による分類

a) ΔM の分布

各観測所における振幅の地盤による増幅度を知るため、前記した(4)式の方法で各地の ΔM の分布を調べた。ここでは比較的規模の大きい地震の場合に適用する目的から、また広範囲にわたる多数の資料に裏づけされた精度のよい $Mag.$ を標準値として用いる意味から、1953年~1964年の期間の $Mag. 6$ 以上の地震(約70個)を選んだ。観測法の変更* にともない1953年以降の最大振幅の観測値には振動倍率の補正がなされていないため、周期特性の似た3種類の地震計(Fig. 1 参照)を用い、それらの固有周期をこえない範囲の周期の波(水平

動)の資料を使用した。すなわち、強震計による場合は6秒以下の波、59型およびW式による場合には5秒以下のもののみを採用した。また、最大振幅として観測される波の性質や周期等を考慮して、 $\Delta 500$ km 以下の資料だけを使った。以上のような条件の資料にもとづいて求められた各地の ΔM のひん度分布の数列を Fig. 2 に示す。前記のような制限のためまだ資料が十分でない観測所も多く、だいたいの結果が得られたのは現在までのところ関東、東北地方およびその周辺地域だけである。ここでは各地の ΔM そのものを求めることがおもな目的ではないので、それ等の結果は調査の終了をまって別の機会に報告する予定である。

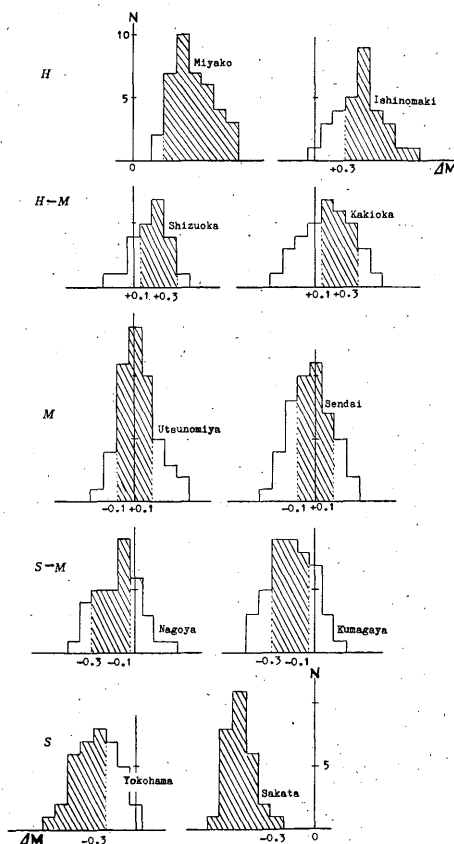


Fig. 2 Frequency distribution of ΔM .

$\Delta M_i = \bar{M} - M_i$, \bar{M} : mean value of magnitude obtained from data of many stations. M_i : magnitude obtained from the data of i th station.

This is the basis of classification H, H-M, M, S-M, and S type station.

* このほか、以前は振幅で最大のものを測ったが、1953年以降は全振幅で最大となる波を測りその1/2を最大振幅とするようになった。このため完全に対称な波型になる場合を除いて、現行のものは過去の方法によるものよりやや小さい(しかしこれによる相違は一般にごくわずかである)。

Table 1. Classification of stations due to the amplification factor (see Fig. 2)

記号	概要	ΔM	K	例
H	振幅が常に非常に小さい, 岩盤上やそれに近い条件の観測所に多い.	+0.3以上	2以上	根室, 八戸, 宮古, 盛岡, 石巻, 相川, 松代等
H—M	H型とM型との中間的性質のところ.	+0.1~+0.3	1.3~2	柿岡, 大島, 静岡等
M	標準的(平均的)振幅を示すところ.	+0.1~-0.1	0.8~1.3	仙台, 福島, 宇都宮, 水戸, 三島等
S—M	S型とM型との中間的性質のところ.	-0.1~-0.3	0.5~0.8	熊谷, 甲府, 名古屋等
S	振幅が常に非常に大きい, 軟弱な地層上の観測所に多い.	-0.3以下	0.5以下	青森, 秋田, 酒田, 新潟, 東京, 横浜, 大阪等

b) 観測所の分類

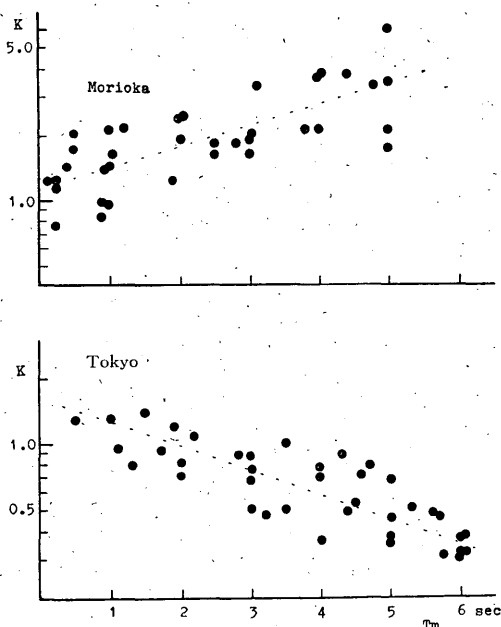
Fig. 2 には ΔM の分布の傾向が比較的明りょうなものを選んであるが, それでもかなり広範囲に分布している. そこで, 各観測所の振幅の増幅度を定性的にあらわす目的で, ΔM の分布範囲に着目し Tab. 1 のような分類を試みた. この表に記載されている ΔM や K はごくだいたいの目安として与えられている値である. また, 一応5種の型に分類したが, 全観測所について詳しい結果が判明すれば, さらに細かい分類が必要となってくるかも知れない. また, ここで例としてあげてある観測所の地質構造は調査されていないものが多いが, 将来それらの条件との関係も明らかにしていきたい.

§ 4. 最大振幅の性質

a) K , ΔM と周期との関係

固い岩盤の上に軟弱な地層がのっているような場合, 地表で観測される振幅やそこで卓越する周期等は, 両者の密度や波の速度の比, 層の構成と入射波の振動方向や波長および継続時間等により変化する. 金井その他(1950, 1952, 1953 a b, 1956, その他)により, 半無限弾性体の上に表面層がある場合, 下から鉛直に S 波が入射したとき, 両層での条件の相違により振動がどのように変調されるかという問題が理論的に研究されている. 特に, 地震工学と関連の大きい短周期の波について詳しく調べられている. 前にも記した長宗一関(1951), Gutenberg(1956)等の調査によれば, 2つの観測点での振幅比が波の周期(波長)により著しく違うことが報じられている. また, 振幅比は発現時からの経過時間によっても変化する, S 波の後で比が非常に大きくなっている.

K や ΔM を求める場合にも当然このようなことの影

Fig. 3. Some example of variation of amplification factor K due to periods of seismic waves.

$$K = \frac{\text{mean amplitude } (\bar{A})}{\text{observed amplitude } (A_i)}$$

響がふくまれてくる. 例として盛岡と東京の場合について K と周期との関係を Fig. 3 に示す. 盛岡の例では, 周期の短い波の場合振幅はほとんど標準なみで K は 1 に近いが, 長い周期の波では振幅は標準の $\frac{1}{2}$ ~ $\frac{1}{3}$ (K は 2~3) と小さい. 東京の場合にも周期の短い波では同様であるが, 長い周期の波では逆に振幅は標準の 2~3 倍 (K は $\frac{1}{2}$ ~ $\frac{1}{3}$) と大きくなっている. 他の観測所

でも大かれ少なかれ周期との関係が見出される。宇都宮、小名浜等は盛岡の例に、横浜、前橋等では東京のものと同様を示す。このほかさらに複雑な形が推定される観測所(たとえば甲府、彦根等)もある。このように周期との関係が顕著にみとめられる観測所では K や ΔM のばらつきが大きくなるものと思われる。

b) 最大振幅の発現時

最大振幅として観測される波の発現時も、振幅の場合と同様 a) で記したような条件により変わってくる。金井(1956)は、入射波の波長が表面層の厚さの4倍に近いような場合には、入射波の連続数が2, 3波でも無限長の正弦波の入射による表面層の共振に近い状態になると述べ、現実(短周期の波について)その可能性があることを指適している。

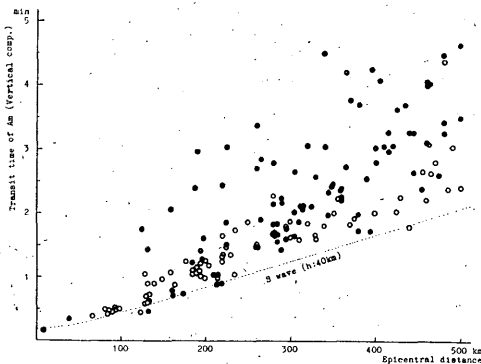
$\Delta 500$ km 程度以内では、最大振幅はその走時からみてほしい S 波群に属するものといわれている。しかし、実際に最大振幅の発現時を調べてみると、Fig. 5 a, b に示すように観測点により著しく相違していることがわかる (Fig. 4 の横浜 (S 型)、宮古 (H 型) の記録参照)。一般に S 型に属する観測所 (黒丸) では H 型 (白丸) の観測所に比べ最大振幅の発現時がおそい傾向があり、 Δ が増すと両者の差が非常に大きいのが目立つ。 H 型の観測所では最大振幅は S 波発現時から2, 3波程度あとに出現する 경우가多く、おおよそ S 波群に属する波と見

なすことができよう。しかし、 S 型の観測点で著しくおくれ出て出現する最大振幅は、厚い堆積層の構造と関連して卓越する振動によるというべきか、あるいはおそい表面波の集中のような現象によるとすべきかはその走時だけでは明らかでない。これらの波の性質を明らかにするためには、各型の観測所について、記録の解析的研究が必要である。

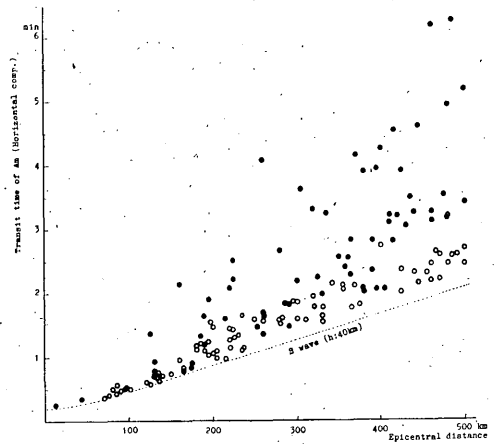
c) 最大振幅の水平動と上下動

S 型と H 型の観測所とでの振幅の相違を明らかにするため、一例として $Mag. 6.1$ の地震 (多数の地震) の場合の水平成分 (AmH) を比較したのが Fig. 6 a である。同じ地震について上下成分 (AmV) を比較したのが Fig. 6 b であるが、Fig. 6 b では Fig. 6 a に比べ差が多少せばまっていることがわかる。また、両者の比

AmV/AmH (発現時は一致しない場合が多い) と Δ の関係を求めると Fig. 7 のようになる。 H 型ではこの比が S 型のものにくらべ一般にずっと大きくなっているのが目立つ。すなわち、 S 型の観測点では水平成分が著しく増幅されているのに対し、上下成分はさ程増幅されていないことがわかる。これは § 4. b) で述べた S 型の観測点での最大振幅発現時のおくれと関連し興味あることである。また、最大振幅の上下成分の観測点による差が水平成分より少ないということは、 $Mag.$ の決定等に利用される際の有利さを示している。



a : vertical component



b : horizontal component

Fig. 5 Travel time of the phase of the maximum trace amplitude.

Solid circle : S type station

Open circle : H type station.

At S type stations, the maximum amplitude appear much later than S phase.

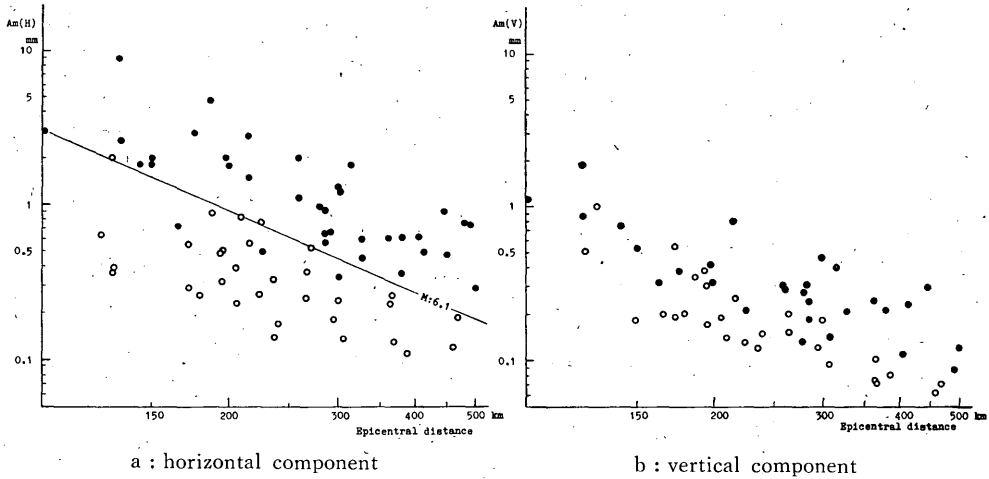


Fig. 6 Comparison of amplitudes at S and H type stations (data of earthquakes of magnitude 6.1).

Solid circle : S type station
Open circle : H type station.

The difference between S and H type stations are remarkable in horizontal component, but not so remarkable in vertical component.

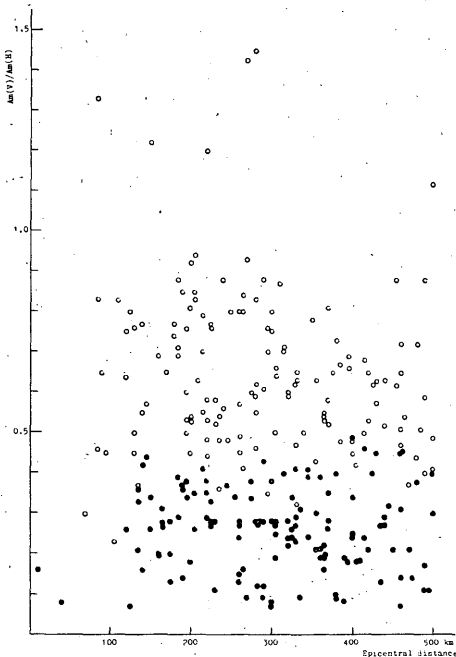


Fig. 7 Ratio of vertical to horizontal component of the maximum amplitudes (AmV/AmH).

Solid circle : S type station
Open circle : H type station.

The difference between H and S type stations is remarkable.

§ 5. 最大振幅の周期

a) 卓越周期

深い地震の場合など、いわゆる「異常震域」地帯における地震記象中に $\frac{1}{3}$ 秒程度の短周期の波が卓越していることが知られている (たとえば石川(1933)). また、森田(1937)は遠地地震等の長い周期の波に対しても敏感な地域のあることを見出している. このような周期による地盤の振動性の変化が K や ΔM を各観測所について単一な値として求めることを困難にしていることは前にも述べた.

最大振幅として観測される波の周期 (T_m) についてみても、各観測点で著しい相違が見出される. Fig. 8 は特

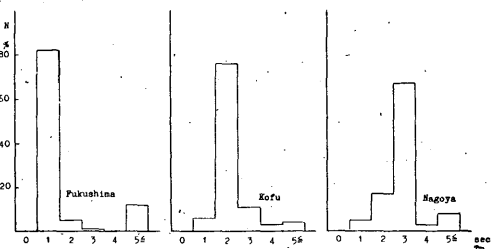


Fig. 8 The frequency distribution of periods of maximum amplitudes.

Each station has the remarkable resonance period.

微的な 2, 3 の観測所について T_m のひん度分布を示したものである。1 秒程度の波の出現するひん度の多いのは福島、柿岡等で、これらの観測所における地震記録は Fig. 4 の福島の記録例に示すように、始まりから終りまでこの種の波が卓越し、それが最大振幅となる場合が多い。小名浜、輪島等でもこれに類似した傾向がうかがえる。このほかの Fig. 8 の甲府、名古屋の例にみられるように、さらに長い周期の波の卓越する地点もある。

これらの固有振動的な波は、観測所付近の地層の構成と関係し発達する振動と思われ、地盤の振動特性を調べる上に重要な手がかりを与えるものと思われる。最近全国各地の地震観測官署で地震記録の特徴等が詳しく調べられているので、前記のようなことも次第に明らかにされていくものと期待される。

b) Magnitude と周期

地震波の周期は地震の規模や伝達距離によって変化する。比較的近距离における実体波の周期の Δ による変化についてはあまり明確な関係は求められていない。最大振幅のような相として不統一な波についてはその関係はさらに複雑で不明りようである。Fig. 9 は Mag. 6 の地震の場合 (多数の地震、水平成分の周期) を例にとって $T_m \sim \Delta$ の関係を示したものであるが、 Δ が増すと長い周期の波の出現する割合が多くなる傾向はうかがえる。一応このことを考慮にいれて $\Delta: 100\text{km}$ 以内 (Mag. : $5 \sim 6\frac{1}{4}$), $\Delta: 100 \sim 200\text{km}$ (Mag. : $6 \sim 7\frac{1}{2}$, ただし周期は秒単位) の 2 つの場合にわけて Mag. $\sim T_m$ の関係を調べた。その結果は Fig. 10 a, b に示すように非常にまとまりが悪く、これから Mag. $\sim T_m$ の関係を求めることは困難である。そこで Mag. を適当な区間に分け、各区間内の T_m の平均を求めると Fig. 10 c にプロットしたようになる (黒丸は Fig. 10 a のもの、白丸は Fig. 10 b のもの)。これから Mag. $\sim T_m$ の関係を求めると

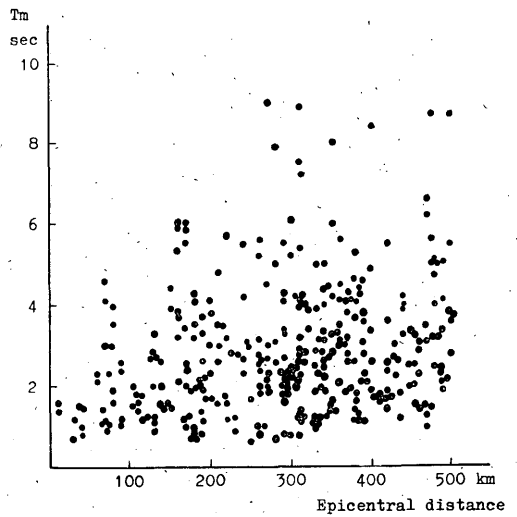


Fig. 9 Relation between epicentral distances and periods of maximum amplitudes (data of earthquakes of magnitude 6).

$$\log T_m = -1.74 + 0.36M \quad \Delta \leq 100\text{km}, 5 \leq M \leq 6\frac{1}{4} \quad (5)$$

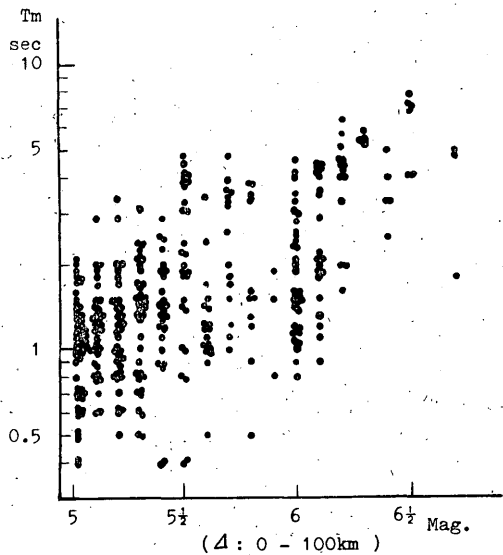
$$\log T_m = -0.87 + 0.22M \quad 100 < \Delta \leq 200\text{km}, 6 \leq M \leq 7 \quad (6)$$

となる。ただしこれらは周期 5 ~ 6 秒の地震計を使用して検出された最大振幅の周期に対する結果であるから、周期の長いものについては資料にかなり疑問がある。また、Mag. $6\frac{1}{2}$ 以上については資料も少ないので (6) 式はふたしかであるが、 $\Delta 100\text{km}$ 以内、Mag. $5 \sim 6\frac{1}{2}$ の範囲では一応 (5) 式が成立つと考えてもよいであろう。

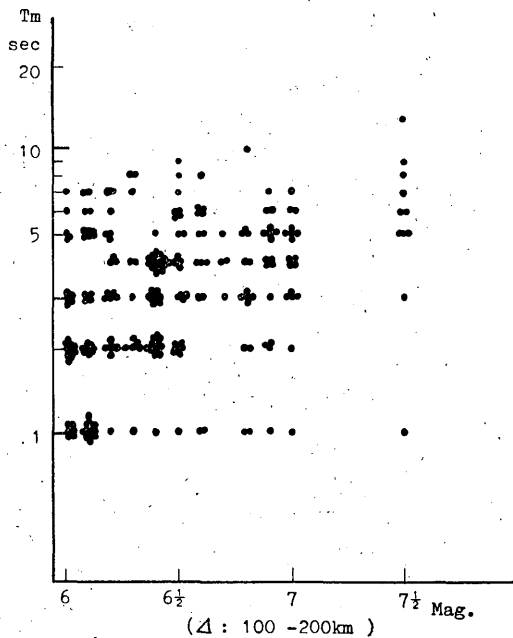
地震の規模と地震波の周期との関係は、地震の発生機構とも関連した問題でもあるので、Gutenberg-Richter (1942, 1956), 笠原 (1957), 金井 (1958), 松本 (1960) その他多くの人々によって研究されている。資料および解析方法はいろいろと異っているが、参考のためそれら

Table 2 Relation between magnitudes and periods (see Fig. 10). Comparison of A and B in $\log T_m = A + BM$.

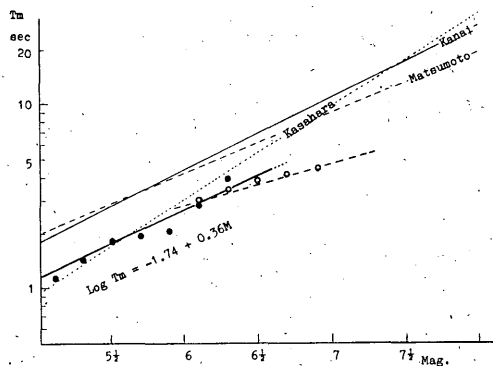
研究者	A	B	備 考
Gutenberg-Richter (1956)	-1.1	0.1	震央付近での値 (Mag. 7 以下), 最大加速度となるような短周期の波について
笠原 (1957)	-0.78 -2.59	0.28 0.51	浅い地震について, 変位スペクトルの最大値となる周期 全地震について, //
金井 (1958)	-1.70	0.39	震央距離 100 km 付近での値, //
松本 (1960)	-0.19	0.25	S1 (変位スペクトルの極大値となる周期の 1 つ) の場合



a : For epicentral distance less than 100km.



b : For epicentral distance between 100 and 200km.



c : The average of the above figures.

Open circle shows results from the date of a.
Solid circle shows results from the data of b.

Fig. 10 Relation between magnitude and periods of waves of the maximum amplitudes.

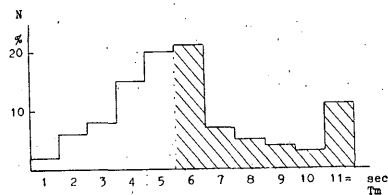


Fig. 11 Frequency distribution of periods of waves of the maximum amplitude in each station (data of earthquakes of magnitude 7.5).

の結果を Tab. 2 (Fig. 10 c 参照) にまとめておく。

c) 長い周期の最大振幅と Magnitude

現在気象庁では、坪井の式を使って浅い地震の *Mag.* を定めているが、この際使用される資料は周期 5 ~ 6 秒の地震計によって観測された周期 5 秒以下の最大振幅に限られている。しかし、規模の大きい地震では最大振幅の周期は 6 秒以上となるものも多い。Fig. 11 は *Mag.* 7.5 (3 個の地震) の場合に全国で観測された最大振幅の周期のひん度を示したものであるが、この例では

約半分は周期6秒以上となっている。このような場合には、半数の、周期5秒以下のもののみを使って *Mag.* を定めることになる。大きな地震の *Mag.* をよりよく定めることは重要なことだけに、上記のような制限で *Mag.* を定めることには釈然としないものが残る。

現在気象庁の振幅の資料には、振動倍率の補正がなされていないため止むを得ないことではあるが、たとえその補正を加えたとしても、驚坂—山岸(1955)も指摘しているように、最大振幅の検出そのものに問題が残る。これらのことは長周期の地震計(特に強震計)による観測を進めていくか、あるいは違った方式で *Mag.* を求める方法を開発する等によらなければ解決しない。

参考文献

- Báth, M. (1952): Earthquake magnitude determination from the vertical component of surface waves. *Trans. Am. Geophys. Union*, **33**, 81~90.
- “ (1956): The problem of earthquake magnitude determination. publ. bureau central séismologique international (A), **19**, 5~93.
- Gutenberg, B. (1945 a): Amplitudes of surface waves and magnitude of shallow earthquakes. *B. S. S. A.*, **35**, 3~12.
- “ (1945 b): Amplitudes of P, PP and S and magnitude of shallow earthquakes. *B. S. S. A.*, **35**, 57~69.
- “ (1945 c): Magnitude determination for deep-focus earthquakes. *B. S. S. A.*, **35**, 117~130.
- “ (1956): Effects of ground on shaking in earthquakes. *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**, 757~760.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1942): Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *B. S. S. A.*, **32**, 163~191.
- “ (1956) : do (second paper) *B. S. S. A.*, **46**, 105~145.
- 波多正二(1952): 地震動の最大振幅と地盤との関係について. *験震時報*, **16**, 88~94.
- 早津正男(1955): 地震の最大振幅が距離に対して減衰する割合, それと地下構造との関係. *地震*, **II**, **8**, 75~79.
- 市川政治(1958): 日本の各地震観測点における地震の規模 *M* の系統的な偏差について. *験震時報*, **22**, 179~186.
- Inouye, W. (1959): Magnitude of deep-focus earthquakes in and near Japan. *Pap. Met. Geophys.* **9**, 177~191.
- 石川高見(1933): 異常震域(第2報). *験震時報*, **7**, 37~70.
- Kanai, K. (1950): The effect of solid viscosity of surface layer on the earthquake movements. *B. E. R. I.*, **28**, 31~35.
- “ (1952): Relation between the nature of surface layer and the amplitude of earthquake. *B. E. R. I.*, **30**, 31~37.
- “ (1953a): do (II) *B. E. R. I.*, **31**, 219~226
- Kanai, K. and Yoshizawa, S. (1953b): do (III) *B. E. R. I.*, **31**, 275~279.
- Kanai, K. (1956): do (IV) (The case of finite train) *B. E. R. I.*, **34**, 167~184.
- “ (1958): A study of strong earthquake motion. *B. E. R. I.*, **36**, 295~310.
- Kasahara, K. (1957): The nature of seismic origins as inferred from seismological and geodetic observations (1). *B. E. R. I.*, **35**, 473~532.
- 勝又 護(1954): 地震動振幅の地盤係数(その1). *験震時報*, **19**, 77~80.
- Kawasumi, H. (1956): Intensity and magnitude of shallow earthquakes. *Pub. Bur. Centr. seism. Inst., Sérle A, Travaux Scientifiques*, **19**, 99~114.
- 気象庁(1952): 地震観測法
- Matsumoto, T. (1960): On the spectral structure of earthquake waves —The relation between magnitude and Predominant Period— *B. E. R. I.*, **38**, 13~27

森田 稔(1937) : 我が国に於ける遠地地震の異常震域
(第 1 報).

験震時報, 10, 25~42.

長宗留男・関 彰(1951) : 松代と長野の地震記象の比
較. 験震時報, 15, No. 2, 6~9.

鷺坂清信・山岸 登(1955) : 地震の最大動の観測につ
いて. 験震時報, 20, 20~26.

坪井忠二(1954) : 地震動の最大振幅から地震の規模 M
を定めることについて.
地震, II, 7, 185~193.

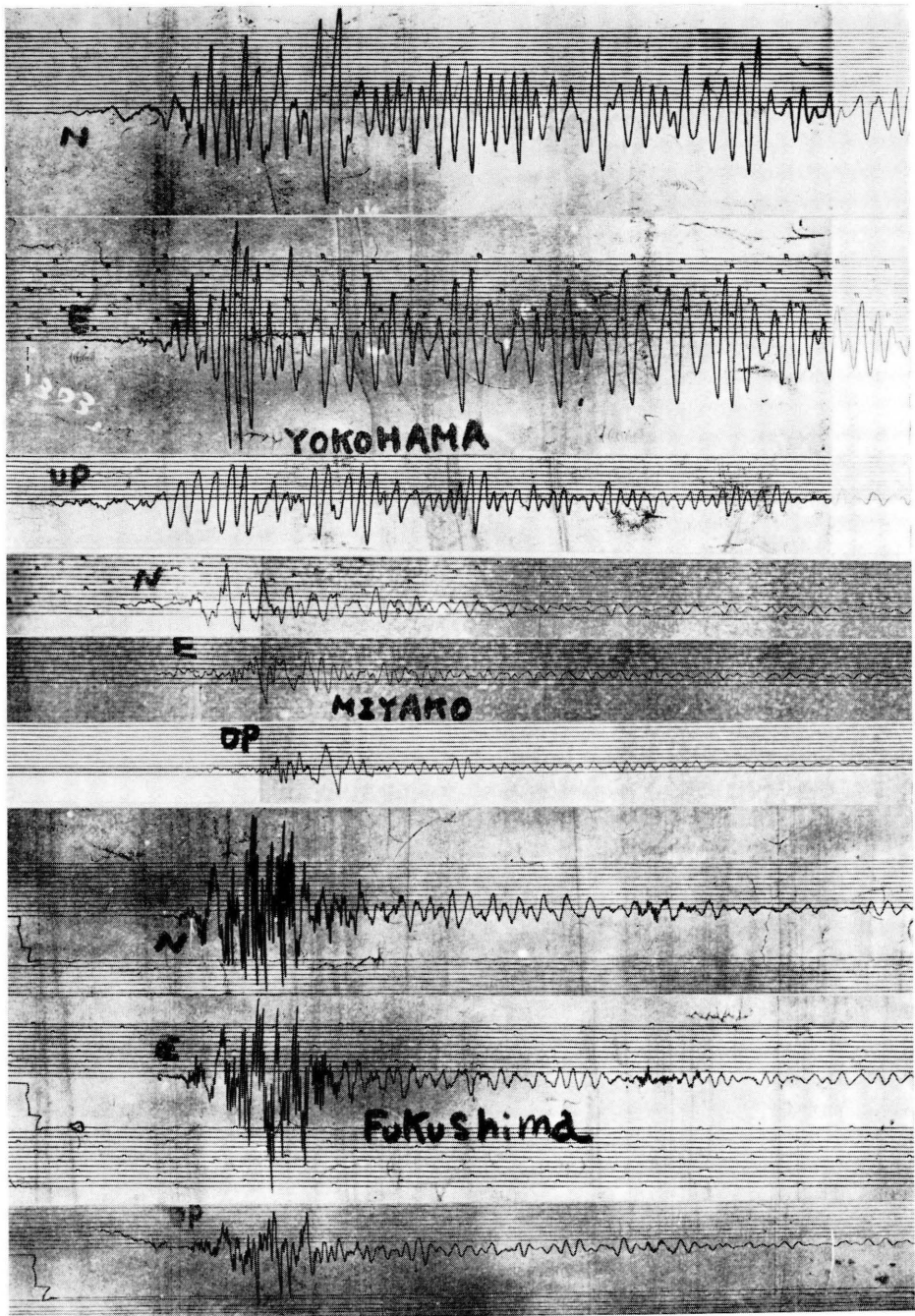


Fig. 4 Examples of seismogram.

Record of Strong Motion Seismometer of Niigata Earthquake of June 1964.

First : Record of S type station (Yokohama, Δ : 326 km).

Second : Record of H type station (Miyako, Δ : 280 km).

Third : Example of remarkable resonance period (Fukushima, Δ : 131 km. Waves of period of about 1 sec. are predominance).