近地地震のマグニチュード (続報)

京都大学理学部阿武山地震観測所 渡 辺 晃

(昭和 48 年 2 月 8 日受理)

Determination of Earthquake Magnitude at Regional Distance in and near Japan (Second Report)

Hikaru WATANABE

Abuyama Seismological Observatory, Faculty of Science, Kyoto University

(Received February 8, 1973)

The relation between the total duration of seismic waves ($F-P$) and the earthquake magnitude (M) was investigated by using the data obtained at the Abuyama Seismological Observatory and its array stations. The well-known formula, $M = \alpha \log(F-P) + \beta$, was compared among the observation stations and also in the cases from the seismographs with different constants. The coefficients in the formula, α and β were found to represent respectively the *frequency-dependent* and the *frequency-independent* characteristics of both the observation station and the seismograph.

Several attempts were made to relate the $F-P$ time to the nature of seismic coda waves. A crude estimation then gave the inference that the above formula would be taken out from the AKI's (1969) analysis of the coda as scattered waves.

§ 1. ま え が き

前報 (1971) においては、各種の地震記録を用いて、最大振幅からマグニチュードを決める関係式を求めた。また、これに付随する問題として、波動の減衰および震源スペクトルに関していくつかの議論を行なった。これに続いて、ここでは地震波の振動継続時間 ($F-P$) とマグニチュード (M) の関係式を求め、同様な問題についての考察を行ないたい。

一般に、 $F-P$ と M は次のような簡単な関係で表わされる。

$$M = \alpha \log(F-P) + \beta \quad (1)$$

この関係は最初に BISTRICSANY (1958) によつて提唱され、SOLOV'EV (1965) はこの式を Sakhalin の地震に適用した。さらに、津村 (1967) は紀伊半島周辺の地震を使つて、200 km 以内の近地地震については震源距離が $F-P$ に殆んど影響しないことを確かめ、この関係式の有用性を実証した。

この方法の利点は、いうまでもなく、実際の手続が簡便に行なえることである。しかしその

Fig. 1. Distribution of epicenters, together with the array stations of the Abuyama Seismological Observatory. The solid and open circles correspond to those in the Wakayama and the other regions respectively.

Fig. 2. Comparison of the magnitude (M_0) determined from the WATANABE's (1971) formula with the magnitude (M_J) by the Japan Meteorological Agency. There may be seen some linear relation between them.

反面、この関係式を充分に実用化するには種々の条件によつてひき起こされる誤差についての議論が必要である。従つて、ここでは地震計の種類、観測点の状況、震源距離などによつて (1) 式の係数がいかに変化するかを調べ、それらの事実をもとにして (1) 式が成立する意味について考えてみたい。

§ 2. 資 料

阿武山地震観測所の衛星点で記録された近地震のうち、1970 年間で震源が求まつたものおよそ 200 個を選び出し、各観測点ごとに感度が一定であつた期間について $F-P$ を読み取つた。Fig. 1 にここで用いた地震の震央を黒丸 (紀伊半島周辺) および白丸 (その他の地域) で示した。震源の深さはいずれも 20 km 以内である。これらの地震のマグニチュード (M_0) は前報 (1971) の式を用い最大振幅から求めた。Fig. 2 はこの M_0 と気象庁によつて発表されたマグニチュード (M_J) との比較であり、互いによい相関を示していることが分る。従つて、さらに小さい M についても同様な関係が保たれていると考えても差支えないであらう。

Fig. 3 は観測点ごとに $F-P$ と M_0 の関係を示したもので、下の図 (mean) は各点の平均である。なお、白丸および黒丸は Fig. 1 に示した地域にそれぞれ対応している。図からみられるように、各観測点とも可成りのばらつきが認められるが、白丸と黒丸の混り具合は津名*を除いてほぼ一様であると考えてよい。すなわち、 $F-P$ は震源距離に殆んど影響されないことが確かめられる。津村 (1967) によつてすでに指摘されたように、点のばらつきは観測点でのノイズの変化や読取誤差によるものであると考えられるので、各点の資料を平均するとそのばらつきは小さくなり、 M の精度は向上する (Fig. 3, Mean)。

このように、Fig. 3 から $F-P$ と M の関係について既によく知られた事柄を読み取ることができる。さらに観測点相互の比較から、次のような新しい事実が指摘される。第一に、直線性の成り立つ M の上限が存在することである。この M の値は一定しないが、各点とも共通して $F-P=100$ 秒に相当し、この点から直線関係が折れ曲つている。次に、 M が小さくなるとこれとは逆方向に折れ曲る傾向がみられ、この場合の $F-P$ の値は一定ではない。さらに、これらの折れ曲りが起こらない範囲で直線の傾斜を比較すると、各々の観測点で有意な相違が認められる。

次節においては、これらの事実を $F-P$ に対応する地震波の性質に結びつけて考えてみよう。

* 津村 (未発表) によると、和歌山周辺の地震については他の地域に比べて M_{F-P} (和歌浦) が 0.5 程度大きく求められる。この傾向は津名についても同様であるが、現在のところその理由は明らかでない。

Fig. 3. Relations between the total duration of seismic waves and the magnitude. The bottom figure shows the average value for the above stations.

§ 3. 地震計および観測点相互の比較

衛星観測点には同種の速度型地震計が設置されているので、前節で述べた事柄に関して観測点相互の比較を行なうのに都合がよい。また、阿武山地震観測所の各種の記録を用いて、地震計の特性による相違をみることができる。

Fig. 4 は阿武山における $F-P$ と M の関係である。白丸 (Long Period) および黒丸 (Short Period) は同じ資料を用いて、Fig. 5 に示した 2 種類の地震計からそれぞれ得られたものである。なお、Short Period は Fig. 3 と同じ分布であるが、これと重ならないように Long Period は縦軸に沿って 0.5 だけ上にずらせて示した。Short Period については、前述の折れ曲りが明瞭にみられ直線関係の成り立つ上限は $M_1 = 3.7$, $\log(F-P) = 2.0$ であることが分る。一方、Long Period にはこのような上限はみられず、広い範囲で直線関係が成り立っている。

前述のように、各点に共通する上限の値、 $F-P = 100$ 秒に相当する coda wave を調べてみると、その卓越周波数は地震および観測点に関係なく殆んどの場合、 $f_0 = 0.8 \sim 1.3$ Hz である。また、 $F-P$ の増加と共に f_0 は小さくなる傾向がみられる。これらの事実は Long Period にも同様にあてはめることができる。一方、 $F-P = 100$ 秒に相当する f_0 は速度型地震計 (Fig.

Fig. 4. The relations between $F-P$ and M obtained from the seismographs with different frequency characteristics as shown in Fig. 5. There is a significant difference in the value of α between the two cases. It is also noteworthy that an evident deviation of the plot from the linear relation can be seen at the large magnitude range for the case of 'Short Period' only.

Fig. 5. Frequency response curves of the seismographs being used at the Abuyama Seismological Observatory to record the microearthquakes.

Table 1. Characteristic constants of the stations.

Station	α	β	Δ	G	M_1
Abuyama	2.78	-1.78	+0.04	250*	3.7
Tanto	2.88	-2.11	-0.15	90	3.4
Tsuna	2.94	-2.50	-0.42	60	3.2
Kobe	3.04	-2.26	-0.56	150	3.6
Tannan	3.05	-2.93	-0.68	30	3.1

* μ kine/mm

5, Short Period) の感度が急に低下するいわゆる cut off 周波数と一致する。このことから、Fig. 3 および Fig. 4 (Short Period) に現れる折れ曲りは coda wave の性質とこれに対する地震計の特性によるものであることが明らかになった。従つて、 $F-P = 100$ 秒に相当する M_1 の値は地震計の感度 (G) によつて自然に決つてしまう (Table 1)。

次に、Fig. 6 は岐阜県中部地震 (1969 年 9 月 9 日) の余震を近くで記録した際の $F-P \sim M$ 分布の一例である。ここで注目されるのは M の小さい範囲における折れ曲りである。この下限のマグニチュード (M_2) は地震計の感度および震源域からの距離によつて変化する。これに対応する記象を調べてみると、 $S-P$ に比べて $F-P$ が充分大きくない場合に折れ曲りが生じていることが分る。つまり、下限が起くるのは、前述のような分散性質のある coda wave ではなく、実体波・表面波など震源距離によつて出現する時刻の定まつた波動についての継続時間を $F-P$ として採用することに起因するのであろう。ちなみに、Fig. 3 に小さい地震を

Fig. 6. An example of the relations between $F-P$ and M obtained from the temporary observation of the aftershocks of the earthquake of the Central Part of Gifu Prefecture, September 9, 1969. There is an apparent deviation from the linear relation at the small magnitude range.

加えてみると、この下限はおおよそ $F-P \approx 3(S-P)$ で出現することが分る。このように、1個の地震計で決め得る M の範囲には、その感度および特性によつて、おのずから限界がある。微小地震の観測に用いる速度型地震計については、一般に $M_1 - M_2 = 2.0 \sim 2.5$ である。

Table 1 に示した α の値は折れ曲りが起こらない範囲で決めた直線の傾斜を表わしている。この値の観測点による相違は用いた資料や計測器の特性によるものでないことは明らかであるから、観測点自体の振動特性に起因するものであると考えることができる。これは、Fig. 4 にみられるように、地震計の特性によつて α が変化する事実からも予想されることである。もしも、観測点自体（地盤）の振動が周波数特性をもち、それが各点で相違しているとすれば、常時微動のスペクトルにも当然影響が現われるはずである。このような観点から、各点で静隠時のグラウンドノイズをデーターレコーダに記録し（各点ともノイズは低くおさえているので、通常、 $F-P$ の読み取りには殆んど影響しない。ここで用いたノイズは記録紙には現れない程度の小さいものである）アナログ方式でスペクトルを求めた。

Fig. 7 はこのようにして得られたスペクトル曲線である。各点とも 0.1 秒より短周期の範囲では 45° 傾いた直線に近似することができるので、この部分の速度スペクトルは ω^{-1} にほぼ比例すると考えられる。従つて比較のため、便宜上、11.5 Hz でスペクトルを重ねて示して

Fig. 7. Relative velocity spectra of the back ground noises. They seem to be in inverse proportion to ω at the high frequency range over 10 Hz.

ある。これらのスペクトルの形は、本来、ノイズ源のスペクトル、媒質の減衰係数、計測器の特性およびここで考えている地盤の特性などの効果を総合的に表わすものである。しかし、ここでは単純に地盤の特性をみるための尺度として、ノイズスペクトルの短周期成分と長周期成分の割合を求めることにした。すなわち、 ω^{-1} に比例する共通部分を延長し、仮に、3 Hz における実際のスペクトルとの差 (Δ) をとつて α と比較する。

このように Δ の値は直接、地盤の特性を表わすものではないが、観測点近傍の基盤の状況から経験的にみて、その良否を示す目安になつていくことが分つた。すなわち、“固い岩盤”であるほど Δ が小さく (長周波のノイズスペクトルが ω^{-1} の延長線より下にくる。) α は逆に大きな値を示す (Table 1)。これらの事実から、直線の傾斜 α は地盤と計測器の総合的な周期特性によつて決まる量であり、とりわけ、その長周期成分の相違が α の値を変える主因になっていると結論することができる。

§ 4. 考 察

BISTRICSANY (1958) は (1) 式を提唱した際に、この式の定数 β は観測点および地震計に

依存するものであるが、係数 α は一定であると仮定した。しかし、前節で述べたように、 α も同じく観測点および地震計の総合的な周期特性に左右されることが明らかになった。従つて、(1) 式を実用化するためには、前もつて観測点と地震計の組み合わせに応じた係数を経験的に求め、直線性の成り立つ範囲を調べておかななくてはならない。このような制約があるにもかかわらず、この方法が重視されるのは、いうまでもなく、 $F-P$ が震源距離に殆んど影響されず実際の手続が簡略に行なえるからである。これは coda wave に関する AKI (1969) の理論の発端にもなっている事実である。この論文で AKI は coda spectrum の peak frequency (f) は震源距離にはよらず、origin time から計つた lapse time (t) のみで表わすことができ、 $t \propto f^{-1.5}$ の関係があることを示した。この $f \sim t$ 曲線は前節で述べた coda wave の分散性質を具体的に表わすものであり、これによつて直線関係の折れ曲りをうまく説明することができる。これに関連して、(1) 式が成立する範囲は主として coda wave を対象にして $F-P$ を読み取つた場合に限られることが明らかになった。このような事実を総合すると、coda wave の性質から逆に (1) 式を導くことができるかも知れない。

AKI (1969) は、地殻に一樣に分布している scatterer によつて散乱された表面波の集まりが coda を形成すると考えた。この理論によれば、scattering の全体としての効果 $S(f)$ は記録から得られる coda spectrum $A(t)$ に補正を加え次のように表わすことができる。

$$S(f) = K(t) \cdot A(t) / M_0 \quad (2)$$

ここで、 M_0 は地震のモーメント、 $K(t)$ は $f \sim t$ 曲線から得られる分散効果、地震計の特性および Q モデルによる減衰に対する補正である。一方、TAKANO (1971) は松代地震についてこの方法をあてはめ、 $S(f)$ および M_0 の議論を行なつた。この論文では、速度型地震計の記録から微小地震の coda について $A(t)$ を求め、0.5 秒より短周期の範囲においても同様な $f \sim t$ 曲線 ($t \propto f^{-1.3}$) が得られることを示した。この資料によれば、 $f = 2 \sim 5$ Hz ($t = 15 \sim 50$ sec) の範囲で $\log K(t)$ はほぼ $\log t$ に比例しており、

$$\log K(t) = 3.10 \log t + \text{const.} \quad (3)$$

の関係が得られる。AKI はモーメントの得られた地震について (2) から $S(f)$ を求めているが、その長周期部分が一定になることから観測点ごとに決つた補正值 (excitation factor) を考えるだけで充分であると述べている。しかし、ここで取扱つている短周期の範囲 ($f = 2 \sim 5$ Hz) では AKI の資料から $S(f)$ はほぼ f に比例して大きくなつていて考えることができる。従つて、 $f \sim t$ 曲線から次の関係が得られる。

$$\log S(f) = -0.77 \log t + \text{const.} \quad (4)$$

次に、 M と M_0 の関係について WYSS AND BRUNE (1968) の式、

$$\log M_0 = 1.4 M + 17.0 \quad (5)$$

を採用すれば, (2)~(5) から次の関係が得られる.

$$M = 2.76 \log t + 0.71 \log A(t) + \text{const.} \quad (6)$$

ところで, t と共に $A(t)$ は小さくなるが, その値が記録紙上のノイズレベル (const.) と等しくなる場合, その t の値は近似的に $F-P$ とおきかえることができる. ただし前述のように $F-P$ を $S-P$ に対して充分大きくとる必要がある. すなわち, $A(t) = \text{const.}$, $t \simeq F-P$ とすれば (6) は次のように書き変えることができる.

$$M = 2.76 \log (F-P) + \text{const.} \quad (7)$$

この式の係数 2.76 は速度型地震計に対するものであり, 変位型の記録ではこの値は違ってくる. それは, $K(t)$ に含まれる地震計の特性に対する補正値が相違しているので, (3) 式の係数が変わるからである. ちなみに, Fig. 5 (Long Perlod) の地震計について $K(t)$ を推定し, (7) 式の係数を求めると, $\alpha = 2.20$ となり実測値 (Fig. 4) と矛盾しない. また, (7) 式の const. は地震計の感度 (3), 観測点の excitation factor (4), ノイズレベル (6) などの影響を総合したいわゆる振幅についての station correction に関係する値であることが分る.

このようにして, AKI の coda wave に関する理論から, 近似的ではあるが (1) 式を導くことができた. また同時に, 前節で述べたいいくつかの事実を説明することもできた. しかし, (2) 式および, これから導かれる (7) 式には多くの仮定が含まれている. とりわけ, (4) 式の仮定は重要である. AKI が述べているように, $S(f)$ がある地域について common shape をもつているとすれば, 近接した観測点相互で α が相違する事実を説明することはできない. 従つて, common shape をもつた $S(f)$ を本来の scattering effect と観測点における excitation factor に分離して考え, 比較的短周期の波動に対して 後者にも 周期特性をもたせてその場所による違いを議論しなければならない. これはノイズスペクトル (Fig. 7) の場所による相違からも示唆されることである. しかし, このような議論を推し進めるためには, とりあえず各観測点において $S(f)$ を計算し, その相違を詳細に調べる必要がある. また, これと平行して, 各観測点近傍の局地的な地体構造の比較を行ない, その特性を明らかにしなければならない. これらは今後の問題としたい.

おわりに際して, 有益な助言をいただいた阿武山地震観測所の諸氏に深く感謝する.

文 献

- AKI, K., 1969, Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves, J. Geophys. Res., 74, 615-631.
BISTRICSANY, E. A., 1958, A New Method for the Determination of the Magnitude of Earthquakes, Geofiz. Kozl. 7, No. 2.

- SOLOV'EV, S. L., 1965, Seismicity of Sakhalin, Bull. Earth. Res. Inst., **43**, 95-102.
- TAKANO, K., 1971, Analysis of Seismic Coda Waves of Ultra Microearthquakes, Jour. Phys. Earth, **19**, 209-215.
- 津村建四朗, 1967, 振動継続時間による地震のマグニチュードの決定, 地震 **2**, **20**, 30-40.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, 地震 **2**, **24**, 189-200.
- WYSS, M., and J. N. BRUNE, 1968, Seismic Moment, Stress, and Source Dimension for Earthquakes in the California-Nevada Region, J. Geophys. Res., **73**, 4681-4694.