

## $P \sim F$ による地震規模の決定\*

市川政治・神林幸夫\*\*

(550.34.042)

### Determination of Local Earthquake Magnitude using $P \sim F$

M. Ichikawa and Y. Kanbayashi

(*Seismological Division, the Japan Meteorological Agency.*)

Various formulae for determining local earthquake magnitude ( $M$ ) using the  $P \sim F$  duration time were proposed by many seismologists in the world. According to Watanabe (1973), parameters in the formula are a function of characteristics of seismometer and local geology near the seismic station. As a matter of fact, the formulae proposed by many seismologists differ remarkably from case to case.

In view of the evidence, the following formulae of determining magnitude of earthquakes occurring in the southern part of central Japan are derived:

$M = 3.75 \log Td - 4.07$  (for short period seismograph whose magnification is 10,000 and more), and

$M = 4.14 \log Td - 4.18$  (for short period seismograph whose magnification is about 1,000),

where  $Td$  is the duration of an earthquake record in second.

The formulae are applicable to local events whose epicentral distance is shorter than 300 Km and whose magnitude  $1 \sim 4 \frac{1}{2}$ .

#### § 1. ま え が き

地震記録継続時間 ( $P \sim F$ ) による地震規模 ( $M$ ) の決定はこれまでに多くの人々によって試みられ、若干の機関ではこの方法を実用している (Bistricsany (1958), Solov'ev (1965), 津村 (1967), 堀 (1968), Ohtake (1970), 越川ら (1971), 服部ら (1971), 田中ら (1971), Crossn (1971), Lee et al (1971), 堀 (1973), 渡辺 (晃) (1973), 岡山ら (1977)).

高倍率地震計による観測では、しばしば、スケールアウトして最大振幅が検測できないことが起る。このような場合でも  $P \sim F$  は、たいいてい測定可能で

あり、したがって  $M$  が求められる。これがこの方法の便利な点である。

気象庁では各地に高倍率地震計を設置し、センターにテレメータするようになった。このテレメータ記録から緊急に  $M$  を含めた震源要素を決定するようにしているが、最大振幅が検測できないことがある。しかし、 $P \sim F$  はたいいていの場合測定可能であるので高倍率地震計記録による  $M$  の決定は  $P \sim F$  時間によるほうが有利のように考えられる。

渡辺 (1973) によれば、 $P \sim F$  と  $M$  の関係は地震計の特性、観測点に関係するらしい。事実、津村の式 (1967) によって東海地域の地震活動監視のためのテレメータ記録から求めた  $M$  と、最大振幅から決めた対応する地震に対する  $M$  の間には、系統的な差異

\* Received Oct. 24, 1981.

\*\* 気象庁地震課

が存在するようにみえた。

そこで、東海地震活動監視用観測網構成各観測点用の  $P \sim F - M$  関係式の決定を試みた結果、一応満足する成果が得られたのでここに報告する次第である。

## § 2. 使用データ

1979年6月から約1か年間に東海および関東地方に発生し、テレメータ網で震源要素の決定できた約1,000の地震の各地点の  $P \sim F$  時間を  $P \sim F - M$  関係式決定に使用した。これらの地震の震央分布を Fig. 1 に示す。

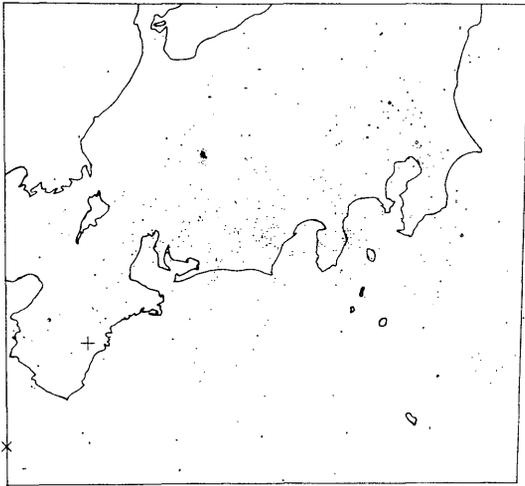


Fig. 1. Distribution of earthquakes used in the study.

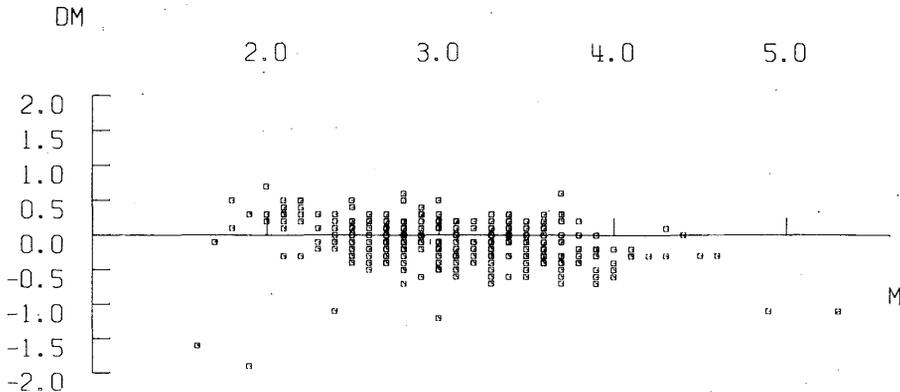


Fig. 2. Discrepancy between magnitude  $M_{P \sim F}$  determined using  $P \sim F$  by the National Research Center for Disaster Prevention (NRCDP) and magnitude  $M_J$  given by JMA vs.  $M_J$ .

上記のように気象庁決定の  $M$  と、津村の式から  $P \sim F$  によって求めた  $M$  との間には系統的な差異が認められたことと（この原因は不明である）、小さな地震に対しては気象庁決定の  $M$  の数は十分でないことなどから、国立防災センターや名古屋大学決定の  $M$  を使用することにした。

はじめにこれら2機関が決めた  $M$  と気象庁決定の  $M$  の間に系統的な差異がないか否か調べてみた。

Fig. 2 は防災センターが  $P \sim F$  から決めた  $M_{P \sim F}$  と気象庁決定の  $M_J$  との関係を示す図で、横軸は気象庁  $M_J$ 、縦軸は  $M_{P \sim F} - M_J$  である。また Fig. 3 は同じく防災センターが渡辺の式 (1973) から求めた  $M_W$  と  $M_J$  の関係を示すものである。 $M_J$  と  $M_{P \sim F}$  とは誤差の範囲内で良く一致しているのに対し、 $M_W$  は  $M_J$  よりわずかであるが系統的に小さいようである。このことは Fig. 4 に示す  $M_{P \sim F}$  と  $M_W$  との関係からも明らかである。

Fig. 5 は名古屋大学決定の地震規模  $M_N$  と  $M_J$  との関係を示すものである。 $M_{3 \sim 4}$  の範囲の  $M_J$  は、 $M_N$  よりも系統的に大きく出ていることがこの図からわかる。防災センター決定の  $M_{P \sim F}$ 、 $M_W$  と名古屋大学決定の  $M_N$  について同様な比較を行った結果は Fig. 6, 7 に示す。図から明らかのように、 $M_N$  と  $M_{P \sim F}$  の間には系統的な差異は認められないが  $M_N$  と  $M_W$  との間には、 $M_J$  と  $M_{P \sim F}$ 、 $M_{P \sim F}$  と  $M_W$  との間に認められた系統的差異と同じ

傾向の差異が認められる。

ともあれ、何れの値がもっとも信頼しうるものかわからないので、上記4つの値の平均値をもって基準のMとすることにする。

地震の記録は、紙送り1分間100mmの熱ペン記録器にとられている。地震記録継続時間としては、そ

の始まりから記録がノイズレベル程度になる所までの長さをmm単位で測定した。測定は3人で独立に行なわれたが、測定の個人差は測定した長さの10%以内である。測定対象の地震は、昭和54(1979)年6月から約1年間に東海地方および関東地方南部に発生したM1~4の浅いもの約1,000、測定したP~F

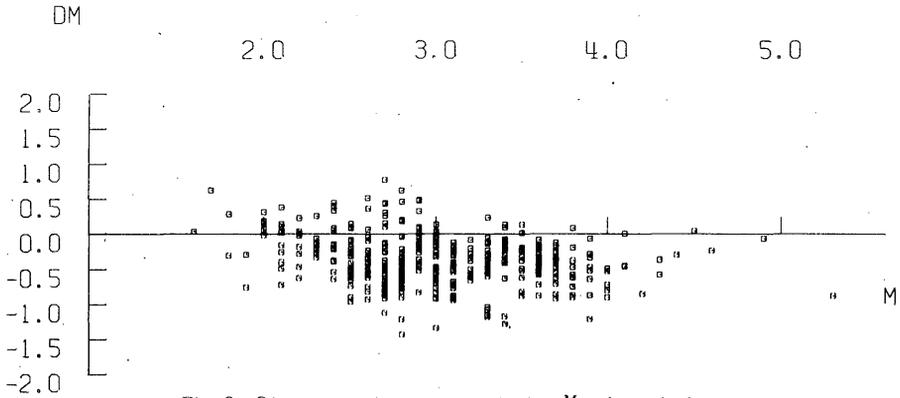


Fig. 3. Discrepancy between magnitude  $M_W$  determined using maximum amplitude of velocity by NRCDP and magnitude  $M_J$  VS.  $M_J$ .

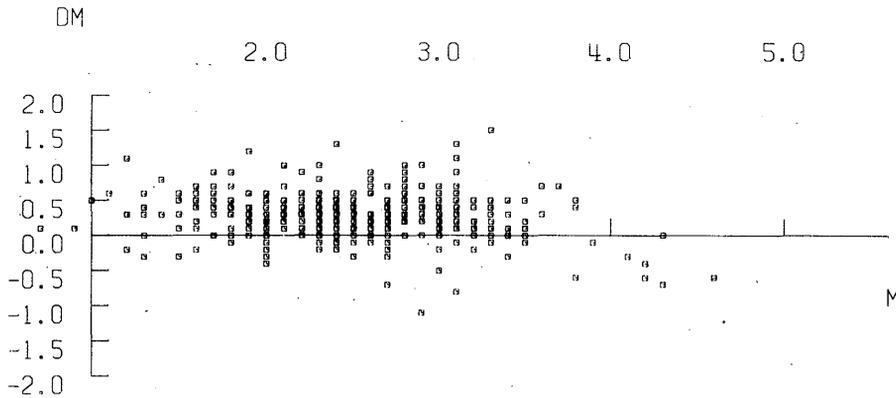


Fig. 4. Discrepancy between magnitude  $M_{P\sim F}$  and  $M_{DW}$  VS.  $M_{DW}$ .

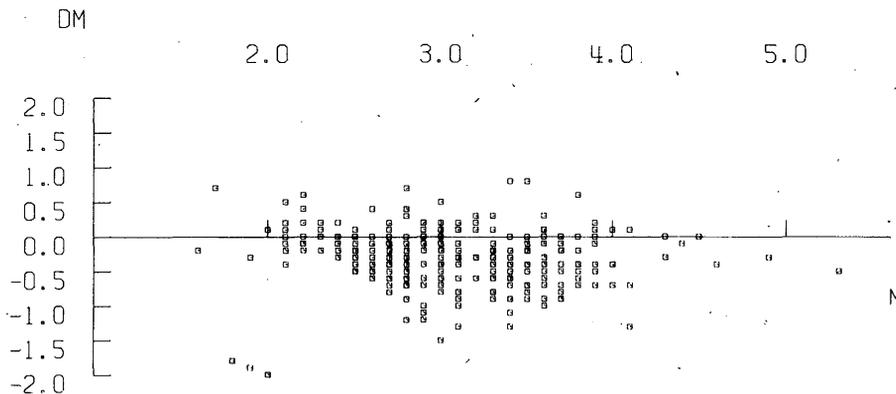


Fig. 5. Discrepancy between magnitude determined by the university of Nagoya  $M_N$  and  $M_J$  VS.  $M_J$ .

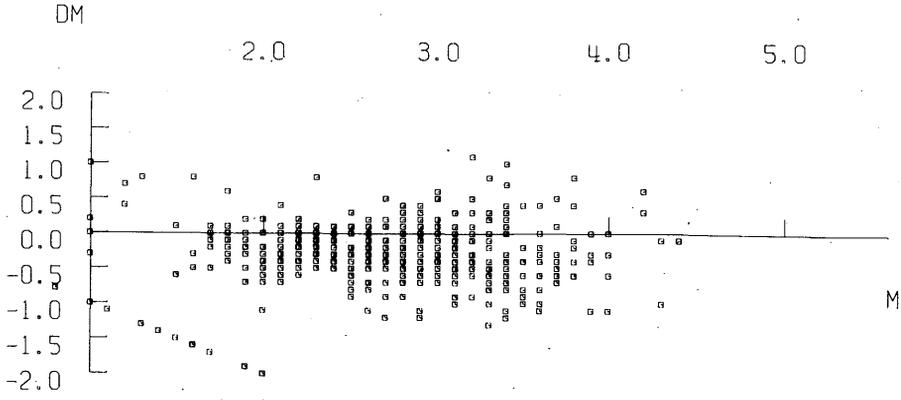


Fig. 6. Discrepancy between  $M_N$  and  $M_{N'}$  VS.  $M_N$ .

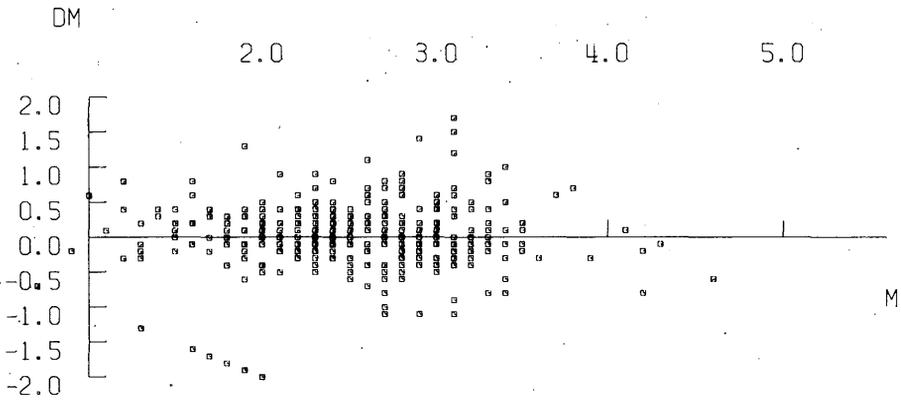


Fig. 7. Discrepancy between  $M_N$  and  $M_{P-F}$  VS.  $M_N$ .

は約 2,000 である。

§ 3. 結 果

§ 2 に述べた資料によって  $M \sim Td (=P \sim F)$  の関係式

$$M = a + b \log Td$$

の係数  $b$  および定数  $a$  を千倍級および万倍級地震計別に最小自乗法で計算した。次に、求めた  $a, b$  を使って、各地震の  $M$  を計算したところ、最大振幅による  $M$  (基準  $M$  値) との間に系統的な差異が存在することがわかった。その理由として、i) 震央距離 ( $\Delta$ ) の項が入っていない、ii)  $a, b$  決定に使った  $M$  の大部分が 3 前後のものである、が考えられる。そこで、 $\Delta$  の項を入れたり、計算に使用する  $M$  の数 (0.1 単位ごとの  $M$  の回数) を考慮して最小自乗処理してみたが、満足すべき結果は得られなかった。

そこで、はじめに求めた  $a, b$  を少しずつ変え、 $M$  1~4 の範囲で基準  $M$  と系統的な差異を生じない

ような結果を与える  $a, b$  を求めるようにした。その結果、次の式が得られた。

$$M = 3.75 \log Td - 4.90 \text{ (万倍級地震計用),}$$

$$M = 4.14 \log Td - 5.10 \text{ (千倍級地震計用).}$$

ただし、 $Td$  は 1 分間 100 mm の紙送りの記録紙上で mm 単位で測った  $P \sim F$  時間である。 $P \sim F$  を秒単位で測った場合には、下のようになる。

$$M = 3.75 \log Td - 4.07,$$

$$M = 4.14 \log Td - 4.18.$$

基準  $M$  と上式で求めた平均  $\bar{M}$  との差異と  $M$  との関係を図 8 に示す。この図から明らかのように、 $M$  1~4 の範囲で両者の間には系統的な差異は存在しない。Fig. 9 は気象庁決定の  $M$  と上式によって求めた  $M$  との間の差異を示すものである。この場合、今回決定した  $M$  は  $2 \frac{1}{2} \sim 3 \frac{1}{2}$  の範囲で多少小さくなっているようであるが、津村の式で求めた場合 (Fig 10) ほど顕著な系統的差異は認められない。

なお、本式の適用範囲は  $M$  1~4  $\frac{1}{2}$ 、 $\Delta < 300$

Km程度である。また、この式で求めた観測点ごとのMの標準偏差は±0.5程度である。

謝辞

本式作成にあたって、名古屋大学、国立防災技術センターから未発表の資料をいただいた。ここに感

謝の意を表する次第である。また、P~Fの測定は、地震課地震予知情報室の吉田明夫、岸尾政弘、二瓶信一の諸氏が行った。記して感謝する。

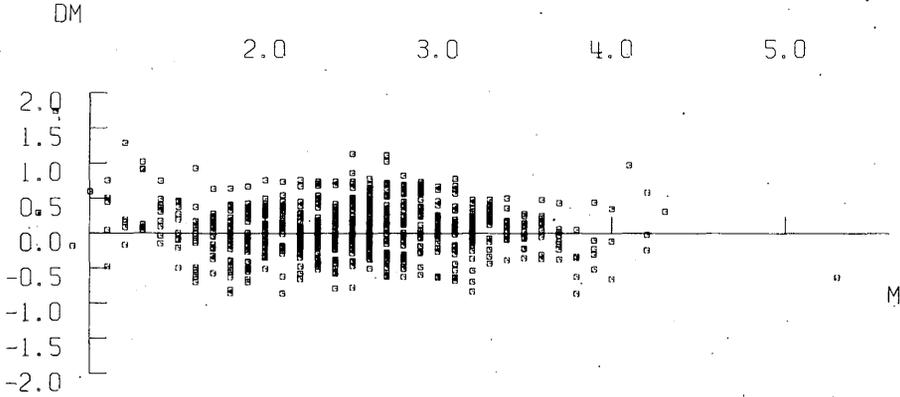


Fig. 8. Discrepancy between magnitude determined by the present formulae  $M_{FJ}$  VS. mean magnitude  $\bar{M}$  calculated from  $M_{P-F}$ ,  $M_W$ ,  $M_N$  and  $M_J$ .

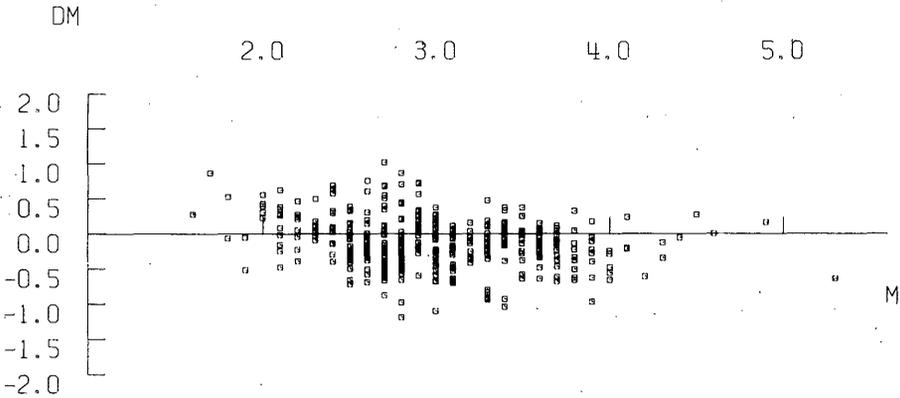


Fig. 9. Discrepancy between magnitude  $M_{FJ}$  and  $\bar{M}_J$  VS.  $M_J$ .

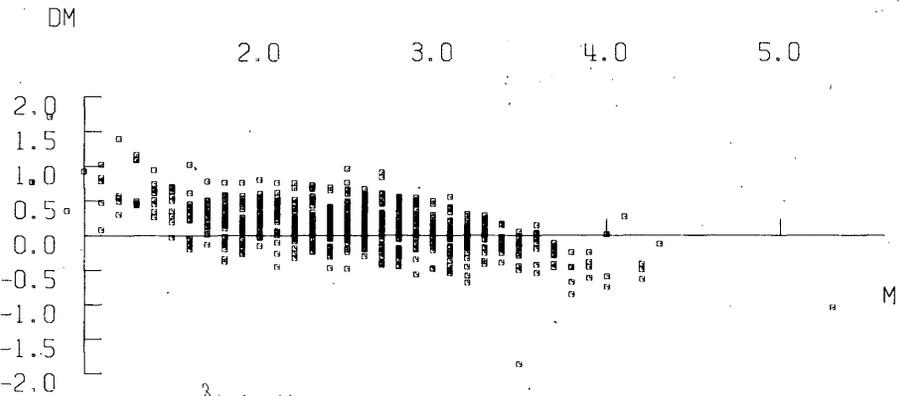


Fig. 10. Discrepancy between magnitude determined by the Tsumura's formula  $M_T$  and  $\bar{M}$  VS.  $\bar{M}$ .

## 参 考 文 献

- Bistricsany, E.A. (1958) : A New Method for the Determination of the Magnitude of Earthquake. *Geofiz. Kozl.* 7, No 2.
- Crosson, R.S. (1972) : Small Earthquakes, Structure, and Tectonics of the Puget Sound Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1133-1171.
- 服部定育・飯田汲事・宮島力雄 (1971) : 犬山地方の地震活動, *地震*, **24**, 54~66.
- 堀 実 (1968) : 和歌山県湯浅で観測された地震の震度とマグニチュードについて, *地震*, **21**, 74~76.
- 堀 実 (1973) : 堂平微小地震観測所による近地地震のマグニチュードの決定, *東京大学地震研究所研究速報*, No 10, 第4冊, 1~4.
- 越川善明・鈴木将之・亀山弘 (1971) : 関東北部の地震について (第3報), *宇都宮大学教育学部紀要*, **21**, 1-10.
- Lee, W.H.K., M.S. Eaton and E.E. Brass (1971) : The Earthquake Sequence near Danville, California, 1970, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1771~1794.
- Ohtake, M. (1970) : Micro-structure of Seismic Sequence Related to a Moderate Earthquake, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 1053~1068.
- 岡山宗夫・笠原稔 (1977) : テレメータ後の振動時間によるマグニチュード決定式, *地震観測センタ-速報*, 北海道大学, **1**, 20~21.
- Solov'ev, S.L. (1965) : Seismicity in Sakhalin, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 95~102.
- 田中豊・西田良平 (1971) : 生野鉦山内の山はねによる震動, *京都大学防災研究所年報*, **14 A**, 149~164.
- 津村建四郎 (1967) : 振動継続時間による地震マグニチュードの決定, *地震*, **20**, 30-40.
- 渡辺晃 (1973) : 近地地震のマグニチュード (続報) *地震*, **26**, 160~170.