近地地震のマグニチュード (第 3 報)

—マグニチュードと最大振幅の周期との関係—

京都大学理学部阿武山地震観測所 渡 辺 晃

(昭和 48 年 12 月 14 日受理)

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

—On Relations between Magnitude and Period Corresponding
to the Maximum Trace Amplitude—

Hikaru WATANABE

Abuyama Seismological Observatory
Faculty of Science, Kyoto University

(Received December 14, 1973)

Relations between magnitude (M) and observed period corresponding to the maximum trace amplitude (T) were investigated by using the data from different types of seismometers. The formula proposed by GUTENBERG and RICHTER (1942), $\log T = \alpha M + \beta$, is ascertained to hold well for shallow earthquakes of focal distances less than about 200 km, where the seismic body waves give the maximum trace amplitude and the corresponding period coincides well with the peak of the observed spectrum. As a matter of course, there is much difference in the coefficients of the formula among the different types of seismometers.

With the aid of this formula, the dependence of magnitude on the period can be normalized, then the deviation of plots from the normal relation in the $M-T$ diagram is found to represent a significant feature of the observed wave form. It is also certain that the feature does not essentially vary with focal distance, radiation pattern deduced from the initial P waves, and attenuation factor and structure of the crust. Thus, the deviation in the plot, named " s " value in the text, may be considered as a specific character of the earthquake origin, showing any of the source parameters, such as the effective stress, stress drop or strength of the source region.

From this point of view, we studied how the rupture process of the main shock related to the subsequent aftershock activity, taking, as an example, the aftershocks of the earthquake of the Central Part of Gifu Prefecture in 1969 ($M=6.6$). A crude analysis leads to a conclusion that the aftershocks with *soft* wave forms ($s > 10$) occur at the very beginning of the sequence surrounding the focus of the main shock, whereas the events with *hard* wave forms ($s < -10$) are delayed for a while and located along the fault trend distant from the focus of the main shock.

§1. はじめに

前報 (1971, 1973, a) においては, 近い地震について地震波の振幅および振動継続時間から

昭和 48 年 5 月 24 日発表

マグニチュード (M) を決定し、それに付随するいくつかの問題について議論を行なつた。このなかで、地震波の周期と M の関係について次のような事柄が指摘されている。すなわち、震源距離およそ 200 km 以内の浅い地震については記象上の最大振幅は実体波もしくはその変成波に相当し、それらの周期は M のみの関数であつて震源距離には殆んど影響されない事実である。また、記録に現われる卓越周期は地震計の特性によつて左右され、例えば最大振幅に相当する波の周期、 T_A (変位型地震計) および T_V (速度型地震計) は M に関してそれぞれ次のように異なつた関係式で表わされている。

$$\log T_A = 0.35 M - 1.65 \quad (1)$$

$$\log T_V = 0.20 M - 1.50 \quad (2)$$

この関係式はすでに多くの例について求められているが、その係数にかなりの相違があり、その意味付けもまちまちである場合が多い [GUTENBERG and RICHTER (1942), MATUMOTO (1960) など]。しかし前述のように、用いる地震計の特性を決め、対象とする地震の深さおよび震源距離を限定し、さらにそれらの M を統一した方法で計算すれば、相互に似通つた関係式が求められる可能性がある。逆に、このようにしてもなおかつ生ずる相違が有意なものであれば、それは地域または地震群の特性を表わすものであるとみなすことができる。つまり、スケールおよび資料を規格化したうえで、お互いに比較し、その係数に意味をもたせるべきであろう。

ところで (1) および (2) の関係は多くの資料から統計的に求められたものであるから、当然のことながら個々の値はこの関係を中心にしてばらついている。これには周期の読みあやまりや M の決定誤差に起因するものも含まれているが、第 1 報 (1971) に述べたように、これらの誤差は M に換算して ± 0.35 以内であると考えても差支えない。従つて同一地域内および同じ地震群についての資料を比較して、この限界を越えたばらつきは有意なものであるとみなすことができる。

ここでは、(1) および (2) 式を、仮に、全体としての平均値であると考え、それからの偏差の地域的分布および同一地震群についての時間的分布を求め、地体構造および地震の時系列との関係をいくつかの例について調べた。 $T \sim M$ 関係式の係数の相違については稿を改めて議論したいと思う。

§2. 柔らかい地震と固い地震

近い地震について記録上の最大振幅を与える波は実体波またはその変成波に相当することはすでに述べたとおりである。この場合は smooth な表面波と異なり、周期の読みとりは困難

なことが多い。しかし、同じ地震計の3成分の記録からその最大値の前後を含めた wave train についての平均値をとれば誤差を軽減することができる。このようにして阿武山の変位計（ウィヘルト）で震源距離 200 km 以内の地震について読みとった最大振幅に相当する周期（ T_A ）を M について示したのが Fig. 1 である。この図の実線は (1) 式の関係を表わし、その上下

Fig. 1. Dependence of magnitude on the period which gives the maximum trace amplitude on a displacement seismogram.

の鎖線は M に換算して ± 0.35 の誤差範囲を示している。この誤差範囲から大きくはずれる地震は特徴ある波形をもっていることが認められる。そこで、まずこのはずれの程度を表わす尺度として、 s (softness) という量を定義しよう。Fig. 1 のプロットから実線（平均値）へ垂線*をおろし、その距離で表わすことにし、鎖線上（ $\Delta M = \pm 0.35$ ）で $s = \pm 5.0$, $s > 0$ は周期が伸びる方向にとることにする。つまり、上の鎖線上では $s = +5.0$, 下では $s = -5.0$ となる。

Fig. 2 は同程度の M および震源距離をもった地震について、 s による波形の相違を比較

* この偏差を ΔM に換算すれば簡明であるが、 $\log T_A$ と M が直線関係のみで表わせない場合もあるので [渡辺 (1973, b)], 平均曲線まで垂線をおろしその距離をとることにした。

1969 Feb. 18, 09^h49^m, $M = 4.0$ $s = 26$ $r = 58\text{km}$

1969 Feb. 18, 14^h49^m, $M = 3.9$ $s = -3.0$ $r = 60\text{km}$

1969 May 22, 00^h45^m, $M = 3.9$ $s = -8.4$ $r = 75\text{km}$

10 sec

Fig. 2. Comparison of seismograms of nearly the same magnitude and the same focal distance but of different s values.

したものである。記録にみられるように、 $s > 5$ の地震は同じ M の平均的なものに比べ全体として長周期成分が卓越して、いわば“柔らかい”感じの波形をもっている。逆に $s < -5$ の地震は短周期の多い“固い”感じの地震である。このように s は地震の大きさによる波形の変化を差引いた残差を表わす量であると考えることができる。

さらに、この記録から、 s と共に地震の振動継続時間 ($F-T$) が長くなっていることが察知される。この事実を確かめるために、最大振幅から決められた気象庁マグニチュード (M_J) と $F-P$ から得られる M_{F-P} の差をとつて、 s との関係を示したのが Fig. 3 である。この図で M の決定精度が ± 0.3 程度であることを考慮すれば、ほぼ原点を通る直線関係が成り立ち、次の式で表わすことができる。

$$s = 24(M_{F-P} - M_J) \quad (3)$$

この関係により、前述のように定義した s は、最大振幅が振り切れ T_A が読みとれない場合においても、 $F-P$ から推定することができる。ただし、第 2 報 (1973, a) で述べたように、 M_{F-P} は地震計の特性や震源距離によつて系統的な誤差を生ずる虞れがあるので、前もつ

Fig. 3. Relation between the s value and $M_{F-P} - M_J$. M_{F-P} and M_J are the magnitudes obtained respectively from the total duration of seismic waves and the maximum displacement amplitude by J.M.A.. There may be seen some linear relation.

て十分な補正を施しておく必要がある。

このようにして、主として Fig. 1 から求めた s の地域的分布を示したのが Fig. 4 である。ここで白丸、二重丸、黒丸はそれぞれ $s > 5$, $5 \geq s \geq -5$, $s < -5$ の地震を表わしている。また $\times$ 印が付いたものは深さが 30~60 km のやや深い地震を示している。+ 印は阿武山地震観測所である。

この分布からみられるように、 s の値は阿武山までの震源距離や方向に無関係であることが確かめられる。つまり、 s の値は地震そのものの持つ性質を示すものであり、発震機構、波の減衰、地殻構造などに殆んど影響されない。このような観点から Fig. 4 を見直すと、次の事実を指摘することができる。

(1) 阿武山—京都周辺、紀伊半島西部などほぼ定常的なサイスシティを示す地域について、それぞれ s の平均値をとると、 $\bar{s} \approx 0$ である。このことは若狭湾、京都府中部（和知）、兵庫県西部（山崎）の地震群（余震、群発地震）についても同様である。すなわち (1) 式の関係が個々の地震群についてそれぞれ成り立っていることを示している。また、これらの地震群の本震に相当する ($M > 5$) のものは Fig. 1 からみられるように、 $s \approx 0$ である。

(2) 阿武山—京都周辺の地震については、南から北にかけて s の値が正から零、零から負へとほぼ規則的に移り変っている。この事実は、この地域で調べた地震波のスペクトルの変化

Fig. 4. Distribution of s values obtained from the Wiechert seismometers at the Abuyama Seismological Observatory. Open, double and solid circles denote the events of s values larger than 5.0, between 5.0 and -5.0 , and less than -5.0 , respectively. Events of deep foci ($h=30\sim60$ km) are shown by crosses.

[平野 (1973)], 余震活動の地域差 [OKANO (1970)] などとよく符合し, 地体構造もしくは起震歪力の地域的变化を示すものとして興味深い。

(3) 紀伊半島周辺のマントル上部に発生するやや深い地震は例外なく, $s \leq 0$ で短周期の卓越する波形をもっている。現在, s の深さによる変化は調べていないが, 地殻内部とマントル上層部における地震の発生機構の相違を示唆するものであろう。

Fig. 5. Temporal variation of s value for the aftershock sequences. Abscissa is in logarithm of lapse time from the occurrence of the main shock.

(4) 阿武山周辺、紀伊半島西部など定常的なサイスミシティを示す地域では、 s の時間的変化は顕著に現われない。これに対して、余震系列に関してみると、 s の値は時間と共に規則的に変化していることが分つた。この時間的変化の様子は後の節で詳しく述べることにする。

このように、 s の値は地震そのものの持つ性質を表わす一つの量ではあるが、その物理的意味は、Fig. 2 の記録で定性的にみたのみで、必ずしも明確ではなかつた。しかし、以上述べた事実からも推察されるように、 s は、震源の状態を示すいくつかのパラメーターのうち震源域の起震歪力 (effective stress) または stress drop の平均的な値からの偏差をおおまかに表わす量であると考えることができる。

§3. s の時間的変化

定常的なサイスミシティを示す地域に比べて、群発地震や余震などの局所的な地震活動に注目すると活動の消長に伴つて s の値が時間的に大きく変化していることが分る。そのよい例は 1968 年 8 月に発生した和知地震に伴なう前震および余震群である。Fig. 4 でみられるように、数 km の震源域にさまざまな s の値が混在している。このように、局地的な s の分布が本震の位置、余震分布、地震断層などどのような関連をもっているかは興味ある問題であるが、これは次節で詳しくみることにして、ここでは本震の発生時刻 (O. T.) からの時間的経過について調べてみよう。

Fig. 5 は、 M_f が発表されている比較的大きい地震について s を求め、その時間的変化を示したものである。最後の岐阜一福井県境の地震を除いて、本震発生後比較的短期間のうちに s が大きくなり、長周期成分が卓越した柔らかい余震が多く発生する。しかし、その後は s の値は凹凸をくり返ししながら徐々に減少し、その平均値はほぼ本震の値 (前述のように $s \approx 0$) に近づいて余震活動が終息している。この事実は本震発生後の震源域の状態 (特に、残留歪力または破壊強度など) の時間的変化を示唆するものとして興味深い。

ところで、上述のような s の時間的変化が一般的であるとすれば、1972 年 8 月の岐阜一福井県境の余震系列は特殊な例である。まず本震 ($M=6.0$) の s が異常に大きい。また本震直後から s は逆に正から負へと大きく変化している。この値が時間と共に再び増加し、もとの本震の値までもどるかどうかは現在のところ明らかでない。いずれにしても、この相違は震源域の特殊な状況を反映しているものであろう。従つて、この地震の発震機構、余震分布などの資料と対比しながら、さらに検討を加えたいと思う。

§4. s の時間的、空間的分布

前節では比較的大きい余震について s の時間的変化を調べたが、余震の空間分布の時間的

Fig. 6. Comparison of velocity seismograms of vastly different s values.

推移と関係付けるためには資料が充分ではなかつた。従つて、岐阜県中部地震の余震を例にとつて、小さい余震の s を求める方法を工夫した。Fig. 6 は馬瀬観測点において得られた記録の一例である。一見して分るように A の地震は他に比べて長周期が卓越し柔らかい波形をしている。しかし、B と C の比較は、周期 T_p が簡単に読みとれないので難しい。Fig. 7 は最大振幅 A_m と $F-P$ から求めたマグニチュードの比較であり、これは Fig. 3 と同様な意味をもっているので、平均値からの偏差によつて s を求めることができる。ちなみに、Fig. 6 の記録については、 $s(A)=+18.0$, $s(B)=-2.0$, $s(C)=-8.5$ である。馬瀬以外の 4 観測点の資料からも全く同一の結果を得ることができる。このようにして求めた s の値が $|s|>10$ である極端に柔らかい余震と固いもの（平均から上下にとびはずれたもの）の分布を白および黒丸で示したのが Fig. 8 である。模様の濃淡は単位面積 (1 km^2) におちる震央の密度を表わしている。 $A \geq 50$, $50 > B \geq 20$, $20 > C \geq 10$, $10 > D \geq 5$ である。また、二重丸は本震の震央を示している。

この本震は $N 27^\circ W$ 方向の左ずれ strike-slip 断層によつて起つたことが P 波初動分布から確かめられている。この走向は余震の帯状分布と全く一致する。さらに、本震直後からおよ

Fig. 7. Relation between the magnitudes determined from $F-P$ and the maximum amplitude. This diagram is useful as well as the relation in Fig. 3 to determine the s value when it is difficult to read of the period.

Fig. 8. Aftershock activity following the earthquake of the Central Part of Gifu Prefecture in 1969. Events of large absolute values of s are shown by the open ($s > 10$) and solid ($s < -10$) circles, respectively. The large double circle is the location of the main shock.

そ1週間、主な余震活動はAおよびBの地域に限られていた[渡辺・黒磯(1970)]。この初期の余震活動と時期を同じくして、柔らかい余震が本震の震源を中心にして活動域(A)をとりまくように発生している。これに対して固い地震は主として活動域(B)の北西部分に集中している。ところで、第2節で述べたように、 s の値は地震を発生させる effective stress の大小を表わすパラメーターであると考え、上の事実にあてはめてみると、余震域の状態をこまかく観察することができる。そこで、この余震系列について本震発生からの経過を追ってみよう。

本震発生とともに震源域にくいちがいがあり、それにつれてAの地域がN 27°Wの方向に変位を行なう。この変位はB地域にも伝わりその北西端で停止する。この場合、Bは全体として北西方向の圧縮力を受けたことになる。この部分は初期の余震密度からみて、Aに比べてさほど破壊は進行していないと考えられる。つまり本震直後、BはAに比べて、いわゆる破壊強度が大きくなっていると解釈することができる。このために、stressの蓄積がおり、**本震からやや時間をおいて固い余震が発生する**。一方、Aに発生する多くの余震は平均的な値をもっていることから($s \approx 0$)、この部分では、破壊度とともに残留 stress も最大になっていることが予想される。

これに対して、AおよびBの周辺(特に南西側)はB地域の圧縮に対比して、むしろ、張力が作用したと考えると、この部分の強度は非常に小さくなる。従つて、小さい stress で**柔らかい地震がすぐに起ることが予想され、事実とよく符合する**。

このようにして、本震後の残留 stress、破壊度さらに破壊強度などの分布を総合的に考えて、余震活動および s の時間的、空間的分布を一応、説明することができた。しかしこの一連の仮説は本震直後に生じた地殻変動、とりわけ、その断層面上のくいちがいの分布と調和したものでなければならない。従つて、地殻変動の微細な観測と相俟つて、本震および余震の発生機構の研究をさらに押し進めることができるであろう。

§5. おわりに

変位または速度に対して平坦な特性をもつ地震計で、記録上の最大振幅を与える波の周期は、一般に、スペクトル曲線のピークの位置とほぼ一致する。また、この周期は震源距離 200 km 以内の浅い地震については、地殻の減衰係数や地震の発震機構に殆んど影響されない。従つて、第2節で定義した s は「地震そのもののもつ性質のうち、 M によるスペクトルの平均的な変化をとり除き、地震の規模を規格化したうえで得られる周波数領域における特徴を表わすものである」と考えることができる。このような見地から、実際の例について s を求め、その有用性について議論した。

この方法の最大の利点は、いうまでもなく、簡単な手続で大量の資料を入手できることである。第4節で述べた余震系列の時間的空間的分布への応用は、そのよい例であろう。ここで得られた事実—本震の周辺に柔らかい余震が本震直後から発生し、断層の延長上に固い余震がやや時間をおいて発生する—は他の場合にも同様に成り立つかどうかは興味ある問題である。この観点から将来の観測を進めたいと思う。この研究の成否は、小さい地震まで含めて、マグニチュードの決定精度にかかっていることはいうまでもない。

あわりにあたつて、多くの有益な助言をいただいた阿武山地震観測所の諸氏に心からお礼を申し上げる。

文 献

- GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER, 1942, Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **32**, 163-190.
- 平野 勇, 1973, 京都周辺に発生する地震の震源機構の地域性, 地震学会講演予行集 No. 1, 1973.
- MATUMOTO, T., 1960, On the Spectral Structure of Earthquake Waves —The Relation between Magnitude and Predominant Period—, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, 13-27.
- OKANO, K., 1970, Aftershock Activity in the Vicinity of Kyoto, *Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, **20**, 17-22.
- 渡辺 晃・黒磯章夫, 1970, 岐阜県中部地震—1969年9月9日—の余震について, *地震研究所集報*, **48**, 1195-1208.
- 渡辺 晃, 1971, 近地震のマグニチュード, *地震 II*, **24**, 189-200.
- 渡辺 晃, 1973, a, 近地震のマグニチュード(統報), *地震 II*, **26**, 160-170.
- 渡辺 晃, 1973, b, 微極小地震の規模別頻度分布について, *地震 II*, **26**, 107-117.