

日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震の マグニチュードと地震モーメントの関係

鹿島建設(株)小堀研究室* 武村 雅之

Magnitude—Seismic Moment Relations for the Shallow Earthquakes in and around Japan

Masayuki TAKEMURA

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Akasaka 6-5-30, Minato-ku, Tokyo 107, Japan

(Received April 8, 1990; Accepted June 13, 1990)

The relation between seismic moment M_0 and magnitude M of JMA (Japan Meteorological Agency) is examined for the earthquakes of $M > 5$ in and around Japan. The data for the events in subduction zones including the earthquakes along eastern margin of the Japan sea are approximately explained by the relation as

$$\log M_0 = 1.5 M + 16.2 \quad (1)$$

This equation was proposed by SATO (1989) based on the similarity relation of source parameters. In consideration of the difference between M and surface-wave magnitude M_s , the equation (1) can be modified so as to describe more detailed trend of the data distribution of M_0 and M . On the other hand, the data for inland events which occurred in the upper crust cannot be explained by the equation (1). Another relation is available for these events as follows:

$$\log M_0 = 1.17 M + 17.72 \quad (2)$$

Two reasons are possible for the difference of the M_0 - M relations between the events in the subduction zone and in the inland. One is that the stress drop of the inland events is larger than that of the subduction events. The other is that the inland events show large excitation of surface-waves in the medium periods, because the focal depths of them are shallower on the average, comparing with those of the events in the subduction zone. The JMA magnitude is determined from the maximum amplitudes of seismic waves in the medium period range, which are usually given not by S-waves but by surface-waves for large events. This fact supports the latter reason.

Key words: JMA magnitude, Seismic moment, Scaling law, Shallow earthquakes.

§ 1. 序

現在、我が国で一般的に使われている気象庁によるマグニチュード M (以下気象庁マグニチュードと呼ぶ) は、坪井 (1954) による定義式に基づいており、この式は M が GUTENBERG and RICHTER (1949) による地震規模 M_G と同等のスケールになるように提案されたものである。 M_G は多少のずれを認めると震源が浅い地震に関しては表面波マグニチュード M_s [GUTENBERG, 1945] に対応するものである [GELLER and KANAMORI (1977), ABE (1981)]. このため、気象庁マグニチュード M と M_s を同

等に扱うことも広く行われている [たとえば KANAMORI and ANDERSON (1975)].

一方、各種マグニチュード間の関係が詳細に調べられるにつれて [たとえば林・阿部 (1984), NOGUCHI (1979), 武村・小山 (1983), 宇津 (1982a)]. 気象庁マグニチュード M と M_s が広いマグニチュード範囲では系統的な差を生じることが指摘されている。武村・小山 (1983) はその差がマグニチュードを決める際に用いる地震波の周期 (決定周期) の差によるとして、その差を震源スペクトルのスケールリングモデルによって説明している。

このように気象庁の M は M_s との関係で論じられる

* 〒107 東京都港区赤坂 6-5-30

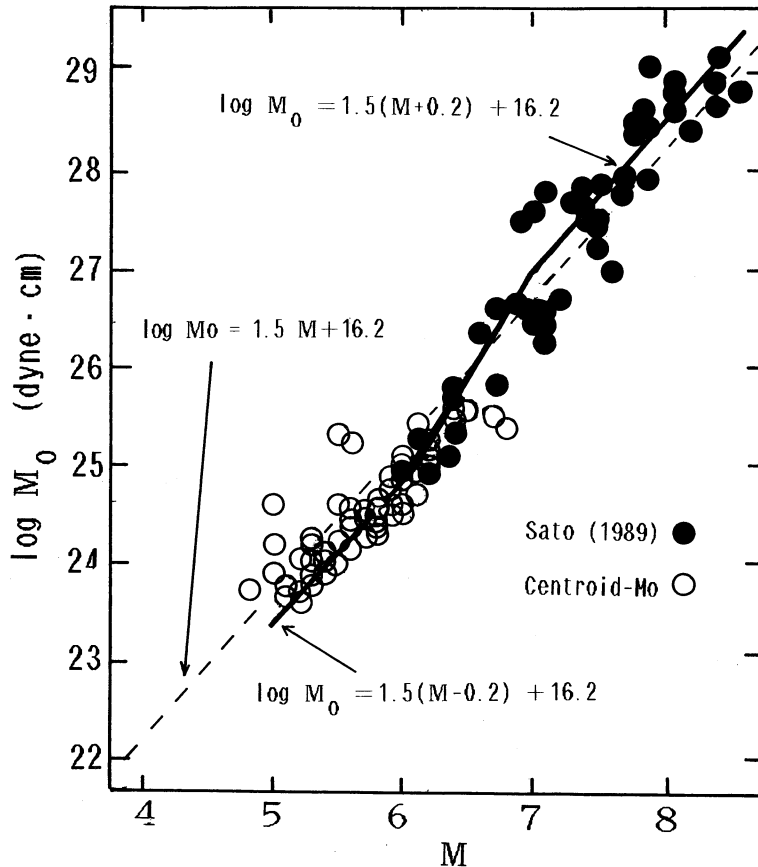


Fig. 1. Relation between seismic moment M_0 and JMA magnitude M for the earthquakes in the subduction zones including the events along the eastern margin of the Japan sea. Solid and open circles indicate the data from SATO (1989) and the data based on the centroid-moment tensor solutions, respectively. Broken line indicates the relation obtained by SATO (1989), and solid lines the relation modified in consideration of the difference between surface-wave magnitude M_s and M .

ことが多い。近年、佐藤(1989)は日本付近の地震の震源パラメータを整理し、その結果と気象庁マグニチュード M ないしはそれとほぼ同等のマグニチュードとの関係を求め議論している。また M と地震モーメント M_0 との関係に関して、TAKEMURA *et al.* (1990) は佐藤(1989)のデータに小地震に対して得られた M_0 のデータを加えて主に伊豆半島周辺の地震について検討している。その結果、伊豆半島周辺地域の大地震の M_0 と M の関係は、海溝沿いに発生する地震と比べ同じ M_0 に対して M が大きいとの指摘をし、気象庁マグニチュード M の地域性に言及している。また相田(1990)は断層の長さ L と M との関係の地域性を検討している。それによれば、内陸地震は海溝沿いの地震に比べ同じ L に対して M が大きいとの結果が得られている。

近年、工学的に断層モデルによる強震動予測の重要性が高まり、強震動の評価が盛んに行われている。その際、

震源パラメータを推定するため M_0 と M の経験的關係が使われることが多い [たとえば石田(1986), 小林・翠川(1981), 太田・鏡味(1976), TAKEMURA and IKEURA (1988)]。このため M の地域性、特に M_0 と M の関係に着目した地域性の検討やその原因を明らかにすることは地震工学上も重要な課題である。本稿では佐藤(1989)による結果を出発点として、それらの問題を議論する。

§2. 地震モーメントと気象庁マグニチュードの関係

佐藤(1989)は日本付近で発生した地震の断層パラメータをまとめ、地震を深発地震(深さ 80 km 以上)、海溝沿いの地震、内陸の地震の 3 種類に分け、マグニチュードと断層パラメータの関係について議論している。マグニチュードに関しては主に宇津(1982b)および気象庁地震月報の値が使われている。宇津(1982b)は 1926 年以降の地震に対してはほとんど地震月報のマグ

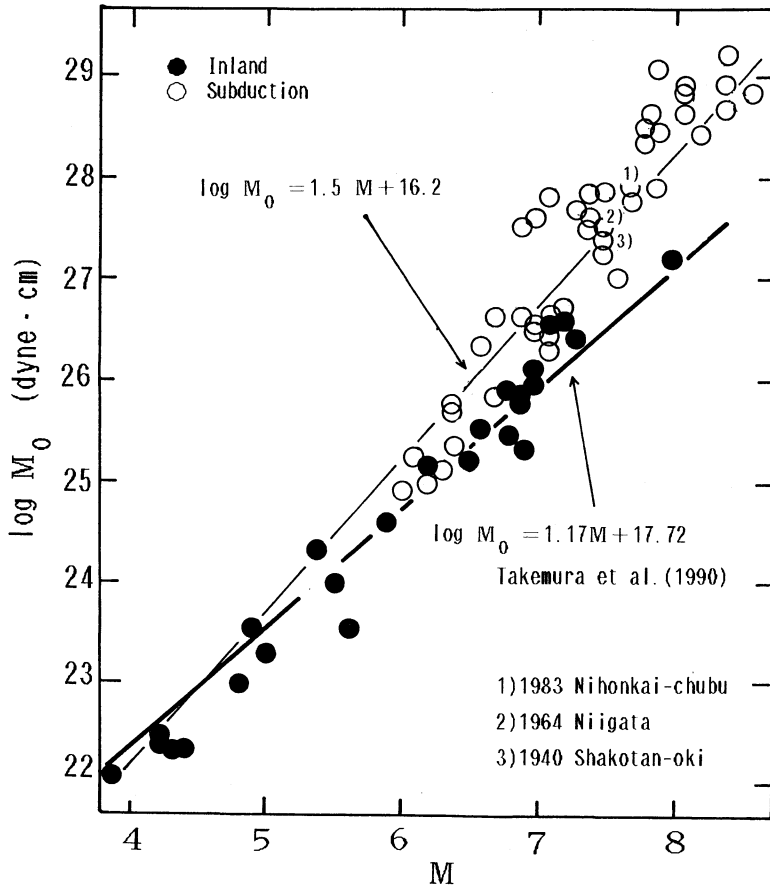


Fig. 2. Relations between M_0 and M for the inland and the subduction events. Solid and open circles indicate the data for the inland and the subduction events, respectively. Open circles with numerals indicate the data for the events along the eastern margin of the Japan sea. All the data are summarized by SATO (1989). Thin and thick lines show the relationships derived by SATO (1989) and TAKEMURA *et al.* (1990), respectively.

ニチュードを使用しており、それ以前の地震についても原則的に気象庁マグニチュードと同様の決定法を基本としてマグニチュードを決定している(宇津, 1979)。従って、佐藤(1989)の採用したマグニチュードは気象庁マグニチュード M ないしはそれとほぼ同等のマグニチュードであると考えられる。ただし、宇津(1982b)により M が決定されていない1884年以前の地震に関して佐藤(1989)は、宇佐美(1975)による M の値を採用している。1884年以前の地震に関する地震規模の評価法は、気象庁マグニチュードの評価法とかなり異なっていることが考えられる。しかしながらそれらの評価においても、最近の気象庁マグニチュードがマグニチュード決定の基本とされていること[宇佐美(1975)]、全データに対する1884年以前のデータの占める割合が小さいこと等から、佐藤(1989)と同様ここでも特にデータの区別をせずに検討をすすめることにする。

佐藤(1989)は以上のデータと断層パラメータの相似則をもとに以下のような M_0 と M の関係を導いている。その際、応力降下量は50 barと仮定されている。

$$\log M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm}) = 1.5M + 16.2 \quad (1)$$

また(1)式とデータを比較して、 M が7~7.2を境にして M の大きい地震については M_0 がやや大きめ、 M が小さい地震については M_0 がやや小さめに決まることを指摘しているがその理由は明らかでない述べている。

ここでは、データが最も多い海溝沿いの地震に日本海東縁部の地震を加えたデータを選び Fig. 1 で(1)式と再度比較を行った。その際1896年の三陸津波地震は他の地震と震源特性が大きく異なっているため[KANAMORI(1972)]データから除いた。Fig. 1には、 M が小さい領域を補うため上記条件に該当する1977~1985年に日本付近で発生した地震に対するモーメントテンソルのダブルカップル近似解による地震モーメントの値も示す

[DIEWONSKI and WOODHOUSE (1983), DZIEWONSKI *et al.* (1983), DZIEWONSKI *et al.* (1983a, 1983b, 1984a, 1984b, 1984c, 1985a, 1985b, 1985c, 1985d, 1986), GIARDINI *et al.* (1985)]. パラッキはあるが、全体として点線で示す(1)式に沿ってデータが分布していることが分る。また、佐藤(1989)の指摘通り(1)式に対して、 $M=7$ (ほぼ $M_0=5 \times 10^{26}$ dyne·cm) より大きい地震に対しては M_0 がやや大きめ、それより小さい地震については少なくとも $M=5$ (ほぼ $M_0=5 \times 10^{23}$ dyne·cm) までは M_0 がやや小さ目に決まる傾向が見られる。

これに対して内陸の地殻内で発生する震源の浅い地震(以下内陸地震と呼ぶ)は M_0 と M について異なる関係が求められる。Fig. 2 は M_0 と M について佐藤(1989)が内陸の地震に分類したもののうち日本海東縁部に発生したものを除く地震を黒丸、海溝沿いに発生すると分類されたものに日本海東縁部に発生したものを加えたデータを白丸で示す。白丸については上記の僅かな違いを考慮すると(1)式にほぼ沿ったデータの分布が見られる。これに対して黒丸の地震は以下の式とよい相関があり明らかに海溝沿いの地震と区別されることが分る。

$$\log M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm}) = 1.17 M + 17.72 \quad (2)$$

この式は TAKEMURA *et al.* (1990) によって、伊豆半島周辺で発生する地殻内地震に対して求められたものである。図では日本海東縁部の大地震に対して番号が付されているが、データのまとまりを考慮すると明らかに日本海東縁部の地震は海溝沿いの地震のグループに分類する方がよいことが分る。

日本における内陸の大地震に関して、従来からよく用いられている断層パラメータと M との関係式に松田(1975)による以下の式がある。

$$\log L(\text{km}) = 0.6 M - 2.9 \quad (3)$$

$$\log D(\text{m}) = 0.6 M - 4.0 \quad (4)$$

ここで L は断層の長さ、 D はすべり量である。最近高精度の微小地震観測結果より内陸地震の震源は上部地殻の極浅い地域に限られていることが指摘されている [たとえば高木・松沢(1987)]。このため一定以上に地震が大きくなると内陸では、断層の幅は頭打ちし断層の長さすべり量のみが増加すると指摘されている [SHIMAZAKI (1986)]。以下に(3)(4)式から M_0 と M の関係を求めるがこのような断層の幅の頭打ちを考慮して $W=$ 一定と仮定する。具体的には内陸地震に対して評価された断層の幅 W の値 [佐藤(1989)] を参考に $W=15$ km とする。さらに剛性率を $\mu=3.4 \times 10^{11}$ dyne/cm² と仮定して $M_0=\mu LWD$ の関係を考慮すると(3)(4)式をもとに、内陸の大地震に関する M_0 と M の関係を次のように求めることができる。

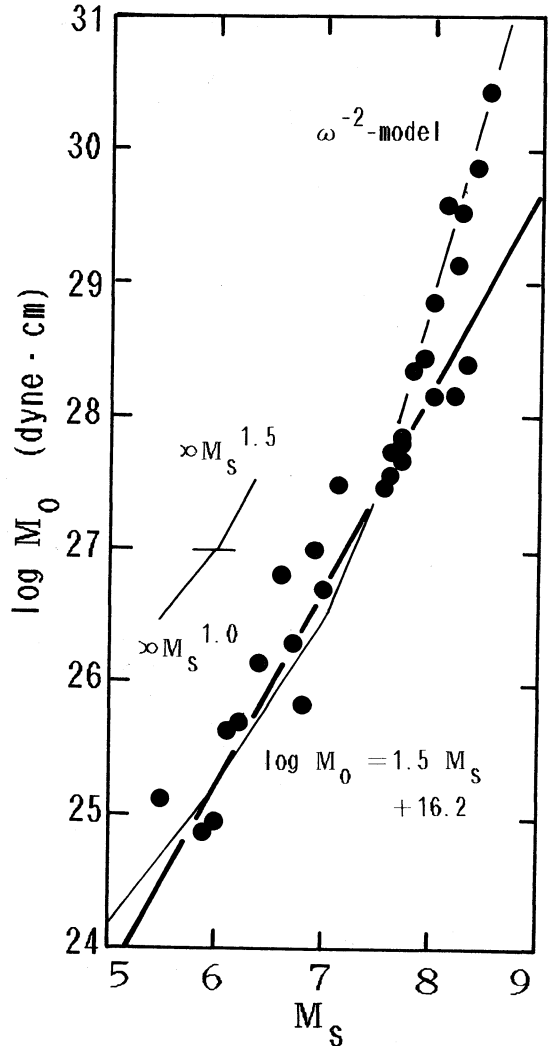


Fig. 3. Relation between M_0 and M_s for the events in the subduction zones. The data and thin curve are obtained by TAKEMURA and KOYAMA (1983). Solid line indicates the SATO (1989)'s relation in which M_s is substituted for M .

$$\log M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm}) = 1.2 M + 17.8 \quad (5)$$

この式は(2)式とほぼ一致する。断層幅が一定となる地震規模を見積もるため、たとえば $W=L$ として(3)式から下限の M を求めると $M=6.8$ となる。つまり、ほぼ $M \geq 6.8$ の大地震について松田(1975)の結果は(2)式と整合しているといえる。

§3. 議 論

以上の検討により地震モーメント M_0 と気象庁マグニチュード M との関係に地域性があることが明らかに

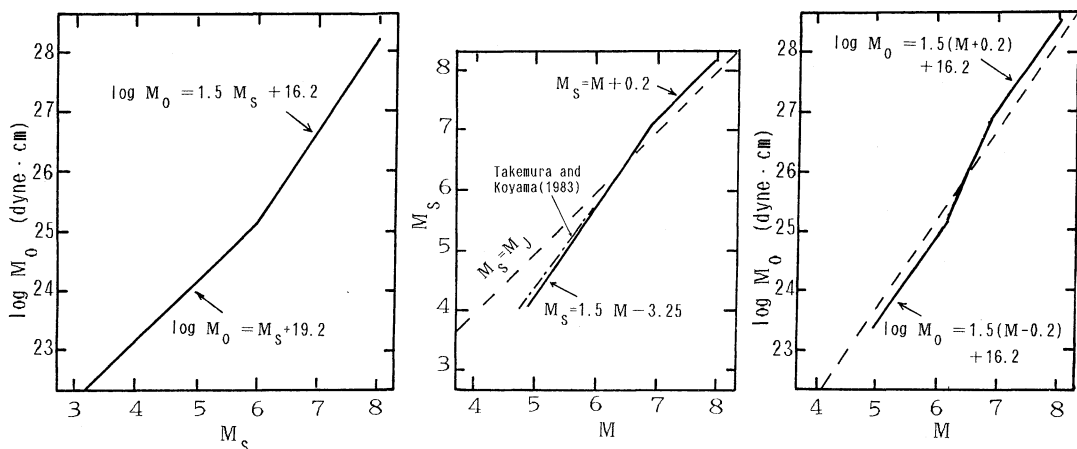


Fig. 4. M_0 - M_s , M_s - M , and M_0 - M relations for the events in the subduction zones. Chained curve for the M_s - M relation is derived by TAKEMURA and KOYAMA (1983), through the application of the theoretical result based on the scaling model of source spectra to the data of M_s and M . The modified M_0 - M relation (solid lines) is obtained from the M_0 - M_s and M_s - M relations (solid lines). M_0 - M relation indicated by the broken line is that proposed by SATO (1989).

なった。しかしながら同時に、何故海溝沿いの地震の M_0 と M の関係が (1) 式と僅かに異なるか、また何故内陸地震の M_0 と M の関係が海溝沿いの地震と異なるか、等の疑問が新たに生じた。ここでは、これら 2 点についてさらに検討を進める。

先ず、前者の問題について震源スペクトルのスケーリングの観点から議論する。スケーリングモデルを用いた地震モーメントとマグニチュードの関係の理論的検討で最もよく議論されているのは、地震モーメント M_0 と表面波マグニチュード M_s についてである。KANAMORI and ANDERSON (1975) は、断層パラメータの相似則を仮定して、 M_0 と M_s の関係が地震の規模によって 3 種類の関係になることを示している。つまり小さい地震から大きい地震にかけて、 $\log M_0 \sim M_s$, $\log M_0 \sim 1.5 M_s$, $\log M_0 \sim 3 M_s$ との関係である。(1) 式の M を表面波マグニチュード M_s に置換えると第 2 の関係に対応することがわかる。Fig. 3 は武村・小山(1983)が海溝沿いの地震についてまとめた M_0 と M_s の関係である。図の細い線は M_s を周期 20 秒の震源スペクトルの振幅を相対的に表すパラメータとして、 ω^{-2} モデル [AKI (1967)], Revised モデル B [AKI (1972)], Ordinary モデル [武村・小山(1983)] より求まる理論的關係であり (いずれも同じ関係になる)、データをよく説明することがわかる。 $M_0 < 10^{29}$ dyne·cm の地震はすべて日本付近の地震であるが、日本付近の地震にはそれ以上のものがないため $M_0 < 10^{29}$ dyne·cm のデータに関しては世界中の海溝沿いの地震から選ばれたものである。図には仮に、(1) 式の M を M_s に置換えた場合の関係が太い実線で示されてい

る。データおよび ω^{-2} モデルによる関係とこの線を比較すると、KANAMORI and ANDERSON (1975) が指摘しているように M_0 がほぼ 10^{25} dyne·cm から 10^{28} dyne·cm の範囲 (M_s が 6 から 8 に対応) で $\log M_0 \sim 1.5 M_s$ の関係が成立し、太線がそれらの関係を満足することが分る。これに対し M_0 が 10^{25} dyne·cm より小さい領域 (M_s が 6 以下) では、細線が示すスケーリングモデルの結果から推定すると $\log M_0 \sim M_s$ の関係が成立し、 $\log M_0 \sim 1.5 M_s$ が成立たなくなることが予想される。これは M_0 が 10^{25} dyne·cm より小さい地震の震源スペクトルのコーナー周期が 20 秒より完全に短周期となり、 M_s が相対的に地震モーメントのレベルに対応するためと考えられる。 M_0 が 10^{28} dyne·cm より大きい地震に関しても M_0 と M_s の関係は徐々に $\log M_0 \sim 1.5 M_s$ からはずれ、KANAMORI and ANDERSON (1975) の指摘通り $\log M_0 \sim 3 M_s$ の関係に近付くが、日本付近の地震を対象としているかぎり M_0 が 10^{29} dyne·cm 以上の地震はほとんどないため、以上の結果より M_0 と M_s の関係を簡単な直線で表すと以下のようなになる。

$$\log M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm}) = 1.5 M_s + 16.2 \quad M_s \geq 6.0 \quad (6)$$

$$\log M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm}) = M_s + 19.2 \quad M_s < 6.0 \quad (7)$$

次に (6) (7) の関係を地震モーメント M_0 と気象庁マグニチュード M との関係に直すため、 M_s と M との関係を検討する。日本付近の海溝沿いの地震に対する M_s と M の関係も武村・小山(1983)によって検討されている。その際 M_s と M の関係を最もよく説明する理論的關係が震源スペクトルのスケーリングモデルによって求められており、その関係はほぼデータの中央を通ることが

示されている。そこで今回その関係をデータの豊富な $M > 5$ の範囲で以下のような簡単な 2 本の直線でおきかえ、 M_s と M の平均的關係とする。

$$M_s = M + 0.2 \quad M \geq 6.9 \quad (8)$$

$$M_s = 1.5M - 3.25 \quad 6.9 > M \geq 5.0 \quad (9)$$

(6)(7) 式の M_s に (8)(9) 式を代入すると M_0 と M の関係を以下のように導くことができる。なお (9) 式によると $M_s = 6.0$ はほぼ $M = 6.2$ に対応する。

$$\log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.5(M + 0.2) + 16.2 \quad M \geq 6.9 \quad (10)$$

$$\log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 2.25M + 11.3 \quad 6.9 > M \geq 6.2 \quad (11)$$

$$\log M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}) = 1.5(M - 0.2) + 16.2 \quad 6.2 > M \geq 5.0 \quad (12)$$

(11) 式は $M = 6.9$ および $M = 6.2$ で (10) 式、(12) 式と $\log M_0$ の値にそれぞれ 0.02 および 0.05 の差を生じるが、これらは各式の係数を丸めた影響であり、パラメータの評価精度を考慮すると問題になる差ではない。

Fig. 4 に M_0 と M_s 、 M_s と M の関係、さらにそれらから求まる M_0 と M の関係をまとめる。 M_s と M の関係には、先に述べた武村・小山(1983)によるスケーリングモデルによる結果も示されているが、(8)(9) 式で M_s と M の関係をほぼ表現していることが分る。また、 M_0 と M_s の関係と M_0 と M の関係を比較すると、 M_0 と M_s の関係は $M_s < 6$ で、 $M_0 \sim 1.5M_s$ の関係からはずれるが、 M_0 と M の関係は少なくとも $M = 5$ 程度の比較的小地震まで M で 0.2 程度の誤差を考慮すれば (1) 式の関係が満足することが分る。先に示した Fig. 1 に太線で示す関係は (10)(11)(12) の関係であり、(1) 式に比べてデータをより説明していることが分る。つまり Fig. 1 で (1) 式とデータとが僅かにずれる原因は、海溝沿いの地震で断層パラメータの相似則が満足されていないことを示すのではなく、 M_s と M の差を考慮すればむしろ相似則から導かれた M_0 と M_s の関係をもとに説明できる現象であることが分る。

次に内陸の地震に対する M_0 と M の関係が海溝沿いの地震と異なることの原因について考える。考えられる原因として次の 2 点がある。

(1) 内陸地震の応力降下量が海溝沿いの地震に比べて大きく、震源における長周期地震波や短周期地震波の励起が大きい。

(2) 内陸地震の震源が浅く、やや長周期表面波の励起が大きい。

(1) に関連して KANAMORI and ANDERSON (1975) は、intra-plate 地震 (内陸地震に対応) と inter-plate 地震 (海溝沿いの地震) の平均的な応力降下量がそれぞれ

100 bar および 30 bar であると指摘している。ちなみに松田 (1975) の (3) 式と (5) 式および $W = 15$ km から LW と等価な面積 S を持つ、円形クラックに関する下式 [KEILIS-BOROK (1959)] から応力効果量を求めることができる。

$$\Delta\sigma = 7\pi^{3/2}/16 S^{3/2} \quad (13)$$

その結果 $M = 7$ で 75 bar, $M = 8$ で 152 bar となり、海溝沿いの地震をよく説明する佐藤 (1989) の関係 (1) 式を導く際に仮定された $\Delta\sigma = 50$ bar よりも大きい値が求まることも分る。気象庁の M は固有周期約 5 秒の変位型の地震計で観測された記録の最大振幅値から決められており、周期数秒の地震波の特性を反映していると考えられている [武村・小山 (1983)]. 震源スペクトルに対し応力降下量が大きい影響は同じ地震モーメントの場合、コーナー周期より短周期側のスペクトル振幅を増大させる [たとえば BRUNE (1970)]. 従って、その影響は気象庁マグニチュードに影響する周期帯よりコーナー周期が長周期側にある $M6$ 以上の大地震に顕著に現れるものと考えられる。その点も Fig. 2 の傾向と整合している。NOGUCHI (1979) は、地震モーメントではなく表面波マグニチュード M_s と気象庁マグニチュード M との比較より、内陸地震の M が海溝沿いの地震の M に比べて系統的に大きいことを指摘しその原因の 1 つとして応力降下量の差をあげている。しかしながら、NOGUCHI (1979) が指摘する地震のうち地殻内地震の応力降下量を佐藤 (1989) の資料により調べると応力降下量は 15 から 65 bar であり必ずしも大きい値とはなっていない。個々の地震についてみると応力降下量のみで簡単に M_0 と M の関係を説明できない面もあるようである。一方、武村・太田 (1983) は加速度記録の最大値や震度データから短周期領域における震源スペクトルを反映したマグニチュードスケールを評価しているが、加速度最大値や震度の割に気象庁マグニチュード M が大きいと指摘された地震は全て内陸の $M > 6$ の地震である。このことを考慮すれば、比較的規模の大きい内陸地震の M は M_0 だけでなく短周期領域の地震波振幅の励起を基準にみても大きいことになりその場合応力降下量の違いのみで簡単に M の地域性を論ずることはできない。

そこでつぎに (2) の原因について考える。気象庁マグニチュード M を決定している地震波は主にやや長周期領域での表面波であると言われている [たとえば工藤 (1978), MAMULA *et al.* (1984)]. このため M が大きく決まる原因を表面波の励起の差と考えることもできる。この場合震度や加速度最大値が主に直達 S 波で決まるとすれば、それらの値がそれ程大きくならないという武村・太田 (1983) の結果も理解できる。Fig. 5 は表面波

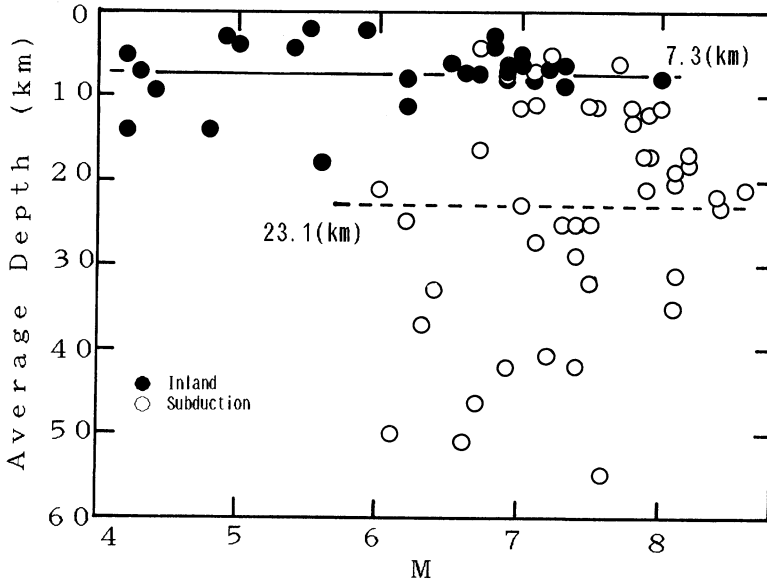


Fig. 5. Comparison of focal depths between the events in the inland (solid circles) and the subduction zones (open circles). The focal depth is defined as an average depth over the fault area for each event. Average values of the focal depths are also shown for the inland and the subduction events, respectively.

の励起に影響の大きい震源の深さを内陸地震と海溝沿いの地震について示したものである。震源深さは断層面の平均的深さとして求めた。この結果によれば、黒丸の内陸地震の震源はほとんど 15 km より浅いのに対し、白丸の海溝沿いの地震は 10 から 50 km の広い範囲に震源が分布することが分る、平均的には内陸地震が 7.3 km、海溝沿いの地震は 23.1 km である。工藤(1978)は震源深さを 5, 10, 20 km と変えて東京付近の標準的地殻構造に対してやや長周期領域における Love 波の励起関数を比較している。その結果によれば、震源深さが 20 km の場合と比較して 10 km の場合は約 5 倍、5 km の場合は約 8 倍程度 Love 波の励起が大きくなること分る。これらは M にして 0.5 以上の差に対応し、内陸地震と海溝沿いの地震の M_0 と M の関係の違いを十分説明できる程度の差と考えられる。またその差が大地震に対しより顕著に現れる原因は必ずしも明らかではないが、たとえば地震の規模が大きくなるとマグニチュードの決定に際し比較的遠距離のデータが多く用いられ、幾何減衰の小さい表面波が S 波に比べ地震動の最大値データにより大きな影響を与えると考えることもできる。

§4. 結 論

日本付近で発生した地震の地震モーメント M_0 と気象庁マグニチュード M の関係を検討し以下のことが分った。

(1) 海溝沿いの地震(日本海東縁部の地震を含む)に対しては、断層パラメータの相似則を仮定した(1)式によって、少なくとも $M \geq 5$ の範囲でデータを説明することができる。(1)式に対し M と M_s との差を考慮すると、よりデータをよく説明する関係(10)(11)(12)式を求めることができる。

(2) 内陸地震のデータは(1)式とは異なる(2)式により説明される。内陸で発生する大地震の断層幅が地震規模によらず一定とすれば、従来内陸地震に対して良く用いられている松田(1975)の関係(3)(4)式は M が約 6.8 以上の大地震に関して(2)式と整合するものである。

(3) 海溝沿いの地震と内陸地震において、 M_0 と M の関係が異なる原因としては、内陸地震の応力降下量が海溝沿いの地震に比べて大きいこと、内陸地震の震源が浅く M の決定に主に用いられるやや長周期表面波の励起が大きいこと等が考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、地震予知総合研究振興会相田勇先生および佐藤良輔先生には、未発表の研究資料を見せて戴き、貴重な御意見をいただきました。謹んで御礼申しあげます。

文 献

ABE, A., 1981, Magnitudes of large shallow earth-

- quakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **27**, 72-92.
- AKI, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- AKI, K., 1972, Scaling law of earthquake source-time function, *Geophys. J.*, **31**, 3-25.
- 相田 勇, 1990, 私信.
- BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, **68**, 5207-5222.
- DZIEWONSKI, A. M. and J. H. WOODHOUSE, 1983, An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3247-3271.
- DZIEWONSKI, A. M., A. FRIEDMAN, D. GIARDINI and J. H. WOODHOUSE, 1983, Global seismicity of 1982: Centroid-moment tensor solutions of 308 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 76-90.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1983a, Centroid-moment tensor solutions for January-March, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 71-75.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1983b, Centroid-moment tensor solutions for April-June, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 243-249.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1984a, Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1983, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **34**, 1-8.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1984b, Centroid-moment tensor solutions for October-December, 1983, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **34**, 129-136.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1984c, Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1984, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **34**, 209-219.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1985a, Centroid-moment tensor solutions for April-June, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **37**, 87-96.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1985b, Centroid-moment tensor solutions for July-September, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **38**, 203-213.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1985c, Centroid-moment tensor solutions for October-December, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **39**, 147-156.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1985d, Centroid-moment tensor solutions for January-March, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **40**, 249-258.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1986, Centroid-moment tensor solutions for April-June, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **41**, 215-224.
- GELLER, R. J. and H. KANAMORI, 1977, Magnitude of great shallow earthquakes from 1904 to 1952. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 587-598.
- GIARDINI, D., A. M. DZIEWONSKI, and J. H. WOODHOUSE, 1985, Centroid-moment tensor solutions for 113 large earthquakes in 1977-1979, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **40**, 259-272.
- GUTENBERG, B., 1945, Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 3-12.
- GUTENBERG, B. and C. F. RICHTER, 1949, *Seismicity of the earth*, Princeton Univ. Press.
- 林 保彦, 阿部勝征, 1984, 気象庁データにもとづく M_s 決定法, *地震* **2**, **37**, 429-440.
- 石田勝彦, 1986, 強地震動スペクトル特性の評価に関する考察, 第7回日本地震工学シンポ, 379-384.
- KANAMORI, H., 1972, Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **6**, 346-359.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- KEILIS-BOROK, V., 1959, An estimation of the displacement in an earthquake source and source dimensions, *Ann. Geofis. (Rome)*, **12**, 205-214.
- 小林啓美・翠川三郎, 1981, 半実験式に基づく震源域近傍での地震動スペクトルの推定, 第18回自然災害科学総合シンポ, 79.
- 工藤一嘉, 1978, 長周期構造物への地震入力に関連した表面波の評価, 第5回日本地震工学シンポ, 273-280.
- MAMULA, L., K. KUDO and E. SHIMA, 1984, Distribution of ground-motion amplification factors as a function of period (3-15 sec) in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **59**, 467-500.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, *地震* **2**, **28**, 269-283.
- NOGUCHI, S., 1979, On the relation between surface-wave magnitude and JMA magnitude, *J. Faculty of Science, Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **6**, 213-224.
- 太田 裕・鏡味洋史, 1976, 耐震工学上考慮すべき地震波の周期の上限と振幅の下限, *建築学会論文報告集*, **249**, 53-60.
- 佐藤良輔, 1989, 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 390.
- SHIMAZAKI, K., 1986, Small and large earthquakes: the effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *Earthq. Source Mechanics Geophysical Monograph*, **37**, 209-216.
- 高木章雄, 松沢 暢, 1987, 日本における微小地震活動 (1987年7月~1984年6月), *地震予知シンポ*, 17-30.
- 武村雅之・小山順二, 1983, 低周波地震のスケールリングモデル—津波地震と中小規模低周波地震の関係, *地震* **2**, **36**, 323-336.
- TAKEMURA, M., T. IKEURA and R. SATO, 1990, Scaling relation for source parameters and magnitude of earthquakes in the Izu Peninsula region, Japan, *Tohoku Geophysical Journal (Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5)*, **32**, 77-89.

- TAKEMURA, M. and T. IKEURA, 1988, A semi-empirical method using a hybrid of stochastic and deterministic fault models: simulation of strong ground motions during large earthquakes, **36**, 89-106.
- 武村雅之・太田外気晴, 1983, 加速度記録からみた地震規模, 鹿島建設技術研究所年報, **31**, 113-118.
- 坪井忠二, 1954, 地震動の最大値から地震の規模 M を定めることについて, 地震 **2**, **7**, 185-193.
- 宇佐美龍夫, 1975, 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 327.
- 宇津徳治, 1979, 1985年—1925年の日本の地震活動— $M6$ 以上の地震および被害地震の再調査, 震研彙報, **54**, 253-308.
- 宇津徳治, 1982a, 各種マグニチュード間の関係, 震研彙報, **57**, 465-497.
- 宇津徳治, 1982b, 日本付近の $M6.0$ 以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 震研彙報, **57**, 401-463.