

伊豆半島東岸付近の小地震の P 波震源 スペクトルと震源パラメータ

地震研究所 { 吉 田 満
溝 上 恵
千 葉 平 八 郎
萩 原 弘 子

(昭和63年4月30日受理)

要 旨

伊豆半島東岸付近で1985年10月に起ったマグニチュード M (F - P 時間から決めた) 1.6 から 4.1 までの小地震の P 波震源スペクトルを求め、MADARIAGA (1976) の円形クラックモデルに基づいて震源パラメータを推定した。コーナー周波数を越えた領域におけるスペクトル漸近線は大旨 ω^{-2} に比例した勾配をもっており、上記のマグニチュード範囲ではマグニチュードとコーナー周波数 f_c との間には $\log(f_c) = 1.059 (\pm 0.028) - 0.156 (\pm 0.009)M$ という線形関係がある。ソースディメンション $2r$ とマグニチュードとの間には $\log(2r) = 2.268 (\pm 0.038) + 0.164 (\pm 0.012)M$ という関係がある。地震モーメント、応力降下、平均変位は、マグニチュードが 2.6-4.1 の範囲でそれぞれ、およそ 0.20×10^{21} - 0.13×10^{23} dyne-cm, 5-10 bar, 0.3-5 cm と見積られる。マグニチュードが 2.0 より小さい地震の波形は path の効果を強く受けるので、震源パラメータは精度よく求まらない傾向にある。

1. ま え が き

微小地震の波形解析により震源スペクトルを計算し、source dimension 或いは地震モーメントをはじめとするいくつかの断層パラメータをクラックモデルに基づいて近似的に推定する事が可能である (BRUNE, 1970; SATO and HIRASAWA, 1973; MADARIAGA, 1976; MASUDA et al., 1977; OHTAKE, 1986)。しかし推定されるパラメータの中には計算過程で使われる定数の仮定値、又はクラックモデル固有の特性等に起因して、比較的安定に求まるものとそうでないものがある。従って上記の方法で推定したパラメータと他の方法で推定したものとを比較する場合、或いは地殻内の応力状態、断層のサイズ、くいちがいの量等の絶対値を議論する場合には何らかの方法でパラメータを正規化したもので検討を行うのがよいと思われる。

本稿では小地震の震源スペクトルと波形の変位成分を、伊豆半島東部で起った地震を箒木山観測点で記録した波形から求め、MADARIAGA (1976) の円形クラックモデルに基づいて断層パラメータを推定する。次にそれらのパラメータの特性について検討する。

2. 波形データ

伊豆半島の東方沖ではしばしば群発地震活動がみられるがその活動様式については宇津(1981)や溝上(1987)によって論べられている。最近の顕著な地震として1980年6月に起った M 6.7 の伊豆半島東方沖地震がある。この地震は北西—南東の方向をもつ最大主圧力によって発生した(茂木, 1982)。

本解析では主に1985年10月に伊東市の沖合で起った群発地震の中で P 波の波形が良く記録されているものを解析の対象にした。伊東付近で起る小さな地震は関東地域で展開されている地震研究所の定常観測点の1つ箒木山観測点(HOK)の固有周期1秒の短周期地震計で波形が記録されている(溝上・中村, 1980)。Fig. 1に箒木山観測点(HOK), 伊豆半島の東側に位置する伊豆大島の大島観測点(OSI), 及び伊東市(ITO)の位置と解析する地震の震央分布を示した。

Table 1に解析する地震の震源要素, Table 2に箒木山観測点の位置及び地震計の感度, ダイナミックレンジ等の諸元を示した。解析する P 波の波動は上下動地震計で記録されたもので, 地震番号 No. 1 から No. 6 (F-P 時間で決めたマグニチュード M が 4.1 から 3.2) までに属する比較的大きな地震は 30 db, 地震番号 No. 7 から No. 10 (M 2.6 から 1.6) までに属する小さな地震は 60db に増幅されており, 1秒間に120サンプルで数値化したものを波形解析に使う。

Fig. 1 に示した地震の中で, 地震番号 Nos. 2, 3, 4, 5 の4個の地震については初動分布を決定しそのメカニズムを下半球投影法で示した。いずれも北西—南東の方向をもつ最

Table 1. Hypocentral lists. The magnitude M is determined by the seismic wave duration time (F-P) and the magnitude reported by Japan Meteorological Agency is indicated by MJ . For recording seismic waves of Nos. 1-6 and Nos. 7-10 the amplifiers of low gain (30db) and high gain (60db), respectively, are used.

| No. | Date (Y M D) | Time (H M S) | Lon. (Deg.) | Lat. (Deg.) | Depth (km) | M | (MJ) |
|-----|-----------------|-----------------|----------------|----------------|---------------|-----|--------|
| 1 | 1985 10 23 | 12 03 42.3 | 139.023E | 34.753N | 19.5 | 4.1 | 3.7 |
| 2 | 1985 10 29 | 21 23 31.5 | 139.103E | 35.036N | 19.2 | 3.8 | 3.8 |
| 3 | 1985 12 21 | 11 49 56.3 | 139.167E | 34.893N | 14.4 | 3.7 | 3.2 |
| 4 | 1986 01 01 | 04 10 43.8 | 139.107E | 34.801N | 14.1 | 3.7 | 3.3 |
| 5 | 1985 10 29 | 21 30 19.4 | 139.126E | 35.022N | 13.1 | 3.5 | 3.4 |
| 6 | 1985 10 23 | 12 28 02.5 | 139.113E | 34.835N | 21.1 | 3.2 | 2.9 |
| 7 | 1985 10 24 | 20 40 51.7 | 139.059E | 34.848N | 21.4 | 2.6 | 2.5 |
| 8 | 1985 10 23 | 12 45 40.8 | 139.120E | 34.955N | 13.5 | 2.0 | — |
| 9 | 1985 10 23 | 13 55 50.2 | 139.147E | 34.942N | 13.0 | 1.8 | 2.3 |
| 10 | 1985 10 23 | 14 59 51.2 | 139.144E | 34.955N | 11.9 | 1.6 | — |

Nos. 1-6 (L: Low Gain)

Nos. 7-10 (H: High Gain)

Table 2. Station coordinate and characteristics of short-period seismograph and of amplifier.

| Code | Station Name | Lon. (Deg.) | Lat. (Deg.) | Height (m) |
|------|--------------|-------------|-------------|------------|
| HOK | HOKIYAMA | 139.0394E | 34.8497N | 890 |

Amp. Gain: 60db (H), 30db (L)

Sensitivity: 2.303 volt/kine

Free Period: 1.0 s

Damping Coefficient: 0.7

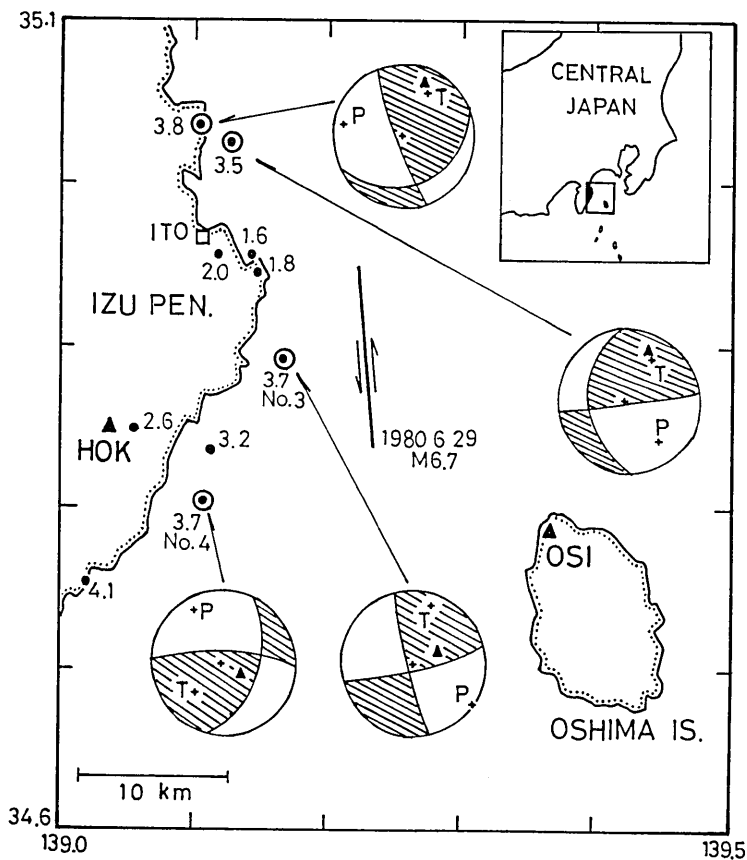


Fig. 1. Locations of earthquakes analyzed (solid and double circles), stations at Hokiyama (*HOK*), Oshima island (*OSI*), and Ito city (*ITO*). For earthquakes marked by double circles, earthquake mechanism diagrams are given in the lower hemisphere of equal area projection, with the maximum pressure and maximum tension axes denoted by *P* and *T*, respectively. Numerals attached to the circles indicate the magnitude *M* listed in Table 1. Earthquake numbers 3 and 4 correspond to those given in Table 1. The earthquake fault of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 is approximately shown in the map for reference.

Table 3. Seismic moment (M_0), source dimension (r), stress drop ($\Delta\sigma$), average displacement (u_d), corner frequency (f_c), and amplitude radiation pattern ($R_{\theta\phi}$). r , $\Delta\sigma$, and u_d are estimated by using the crack model of MADARIAGA (1976).

| No. | M | M_0 (dyne-cm) | r (m) | $\Delta\sigma$ (bar) | u_d (cm) | f_c (Hz) | $R_{\theta\phi}$ |
|-----|-----|--------------------|------------|-------------------------|---------------|---------------|------------------|
| 1 | 4.1 | 0.129E+23 | 474 | 53.0 | 4.64 | 2.50 | 0.396 |
| 2 | 3.8 | 0.822E+22 | 421 | 48.2 | 3.74 | 2.81 | 0.481 |
| 3 | 3.7 | 0.338E+22 | 363 | 30.9 | 2.62 | 3.00 | 0.148 |
| 4 | 3.7 | 0.236E+22 | 363 | 21.6 | 1.83 | 3.00 | 0.402 |
| 5 | 3.5 | 0.905E+21 | 294 | 15.6 | 1.07 | 3.70 | 0.495 |
| 6 | 3.2 | 0.677E+21 | 320 | 9.0 | 0.53 | 3.70 | 0.396 |
| 7 | 2.6 | 0.196E+21 | 252 | 5.4 | 0.25 | 4.70 | 0.396 |
| 8 | 2.0 | 0.810E+20 | 193 | 4.9 | 0.22 | 5.63 | 0.396 |
| 9 | 1.8 | 0.840E+20 | 193 | 5.1 | 0.23 | 5.63 | 0.396 |
| 10 | 1.6 | 0.675E+20 | 167 | 6.3 | 0.25 | 6.50 | 0.396 |

大主圧力軸で特徴づけられ、過去に起っている伊東周辺の地震メカニズムと符合している。これらのメカニズム解をラジエーションパターンの振幅計算に用いた。ここで求めた振幅の RMS (Root Mean Square) 0.396 をメカニズムが決まらなかった地震の振幅補正值とした (Table 3 の $R_{\theta\phi}$)。地震番号 No. 1 のメカニズム解は決定されたが、HOK はその節面 (節線) 近くに位置していて振幅計算が不安定の為、振幅補正值としては RMS 値を採用した。

3. 解析に用いたクラックモデル

断層面を円形と仮定して地震時の運動を力学的にモデル化し、遠方での変位とスペクトルを理論的に計算する試みが今までいくつかなされてきた。

考えられた円形クラックモデルは断層面の相対的な運動に関する記述が少しずつ異なり、中でも破壊が停止した時生ずる “stopping phase” (SAVAGE, 1966) を考慮しているかどうかクラックモデルを分類する場合の 1 つの因子となる。

震源スペクトルの特徴を表わす長周期レベル、コーナー周波数、高周波漸近線のベキ数の中で、コーナー周波数が破壊停止の影響を最も強く受けやすい。破壊が瞬時に終る BRUNE (1970) や SATO and HIRASAWA (1973) のクラックモデルと破壊停止の影響を考慮した MADARIAGA (1976) のクラックモデルとでは、断層面の半径を r とすると後者のコーナー周波数の見積りは前者の約半分となる。同様な考察が MASUDA et al. (1977) によっても展開された。破壊停止の効果を考慮すると、slip function はランプ関数が適切であることが AKI and RICHARD (1980) によって指摘されている。

MADARIAGA (1976) によると破壊速度 v が S 波速度 β の 90% とした場合、すべての方向におけるコーナー周波数の平均的な値は次のようになる。

$$f_c^p = 0.32\beta/r \quad (\text{Hz})$$

$$f_c^s = 0.21\beta/r \quad (\text{Hz}) \quad (1)$$

ここで f_c^p , f_c^s は P 波, S 波のコーナー周波数を, r は断層面を円形とした場合の半径を示す. 一方, 地震モーメント M_0 , 応力降下 $\Delta\sigma$, 平均くいちがい u_d と r との間には次の関係式が成り立つ (AKI (1966); BRUNE (1970)).

$$M_0 = \mu u_d \pi r^2 = \frac{16}{7} \Delta\sigma r^3 \quad (2)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{1}{r^3} M_0 \quad (3)$$

$$u_d = \left(\frac{16}{7}\right) \Delta\sigma \left(\frac{r}{\pi\mu}\right) = \frac{M_0}{\mu\pi r^2} \quad (4)$$

ここで μ は剛性率である. 本解析では震源パラメータは上式に基づいて決定される.

4. 解析結果

解析した10個の地震について, 地震計, 増幅器, 経路での波の減衰等の特性を補正した P 波速度波形と変位波形を Fig. 2 に示した. 地震計, 増幅器の特性については Table 2 にある定数, 及び周波数特性 (溝上・中村, 1980) を考慮し, その補正には HAGIWARA (1958) の式を使った. 媒質の減衰特性は AKI (1980) の関東地方の Q データに基づいて吉田・他 (1985) が推定した周波数依存性のある Q の簡便式を本解析にも適用した.

Fig. 2 によると速度波形は異なるマグニチュードの地震でもよく似ている. 変位波形はパルスの高さや幅は変るが三角形の形状に近く立ち上りはランプ関数で近似される. 震源決定及び地震モーメントを求めるのに使った震源近傍の P 波及び S 波速度構造を Table 4 に示す. 伊豆半島東部の地下構造は実際には上記の値とやや異なる (伊神, 1976; 溝上・他, 1981; MIZOUE et al., 1983) が本稿における P 波の波形解析の結果には大きな変化はないと思われる. Fig. 3 に変位スペクトルを示す. スペクトルをとった範囲は波形の長さでおおよそ 0.5-1.0 秒間である. マグニチュードとコーナー周波数の関係を Fig. 4 に示した. マグニチュードの減少につれてコーナー周波数は増加しているが, それらの関係を最小二乗法で求めると

$$\text{Log } f_c = 1.059 (\pm 0.028) - 0.156 (\pm 0.009) M \quad (1.6 \leq M \leq 4.1) \quad (5)$$

で表わされる. 推定した地震モーメントとマグニチュードとの関係を Fig. 5 に示した. ただし, ラジエーションパターンの振幅補正をメカニズムダイアグラムに基づいて行ったものと RMS 値で行ったものとを区別した.

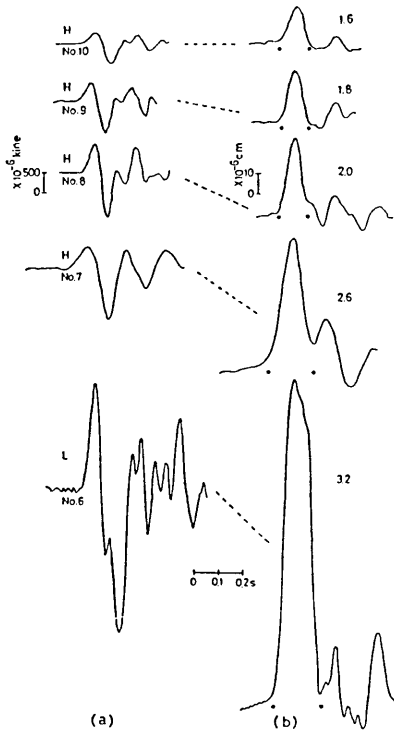


Fig. 2a.

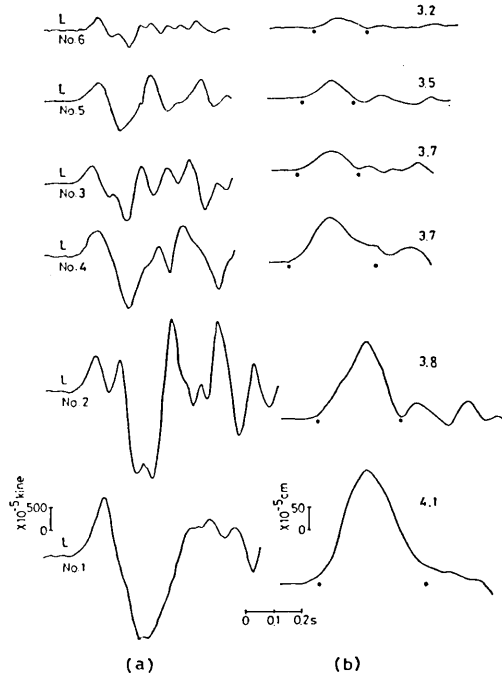


Fig. 2b.

Fig. 2. Velocity (a) and displacement (b) wave forms corrected for seismograph characteristics and attenuation along the path between the seismic sources and the station (*HOK*). Earthquake numbers attached to velocity traces correspond to those given in Table 1. *L* and *H* on the left hand side of the traces indicate the low (30db) and high (60db) gain amplifiers used for recording seismic waves. The magnitude *M* listed in Table 1 is written on the displacement traces. The pulse width is temporarily inferred from the interval between two dots marked on the displacement traces.

Table 4. Layer parameters in Kanto district.

| Thickness (km) | Density (g/cm) | <i>P</i> -Wave Velocity (km/s) | <i>S</i> -Wave Velocity (km/s) |
|----------------|----------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 4.5 | 2.50 | 5.50 | 3.10 |
| 10.6 | 2.70 | 6.15 | 3.40 |
| 16.9 | 2.88 | 6.70 | 3.70 |
| | 3.28 | 8.00 | 4.50 |

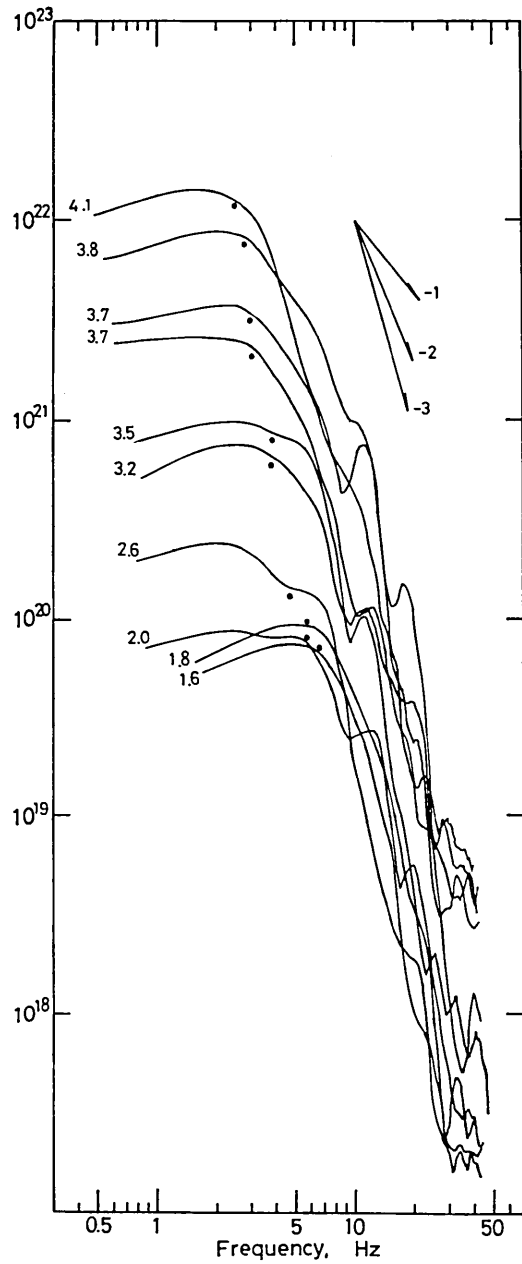


Fig. 3. Displacement spectra of P -waves. Numerals attached to the curves denote the magnitude M given in Table 1, and the corner frequency location is indicated by solid circles. The ordinate corresponds to the log-scale seismic moment in dyne-cm. The spectral gradients of high frequency asymptotes are inserted in the figure.

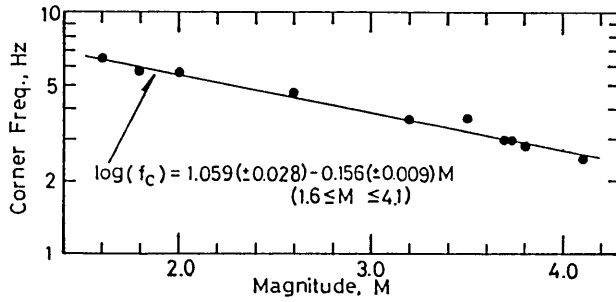


Fig. 4. Corner frequency in Hz vs magnitude M . A straight line is determined by the method of least squares.

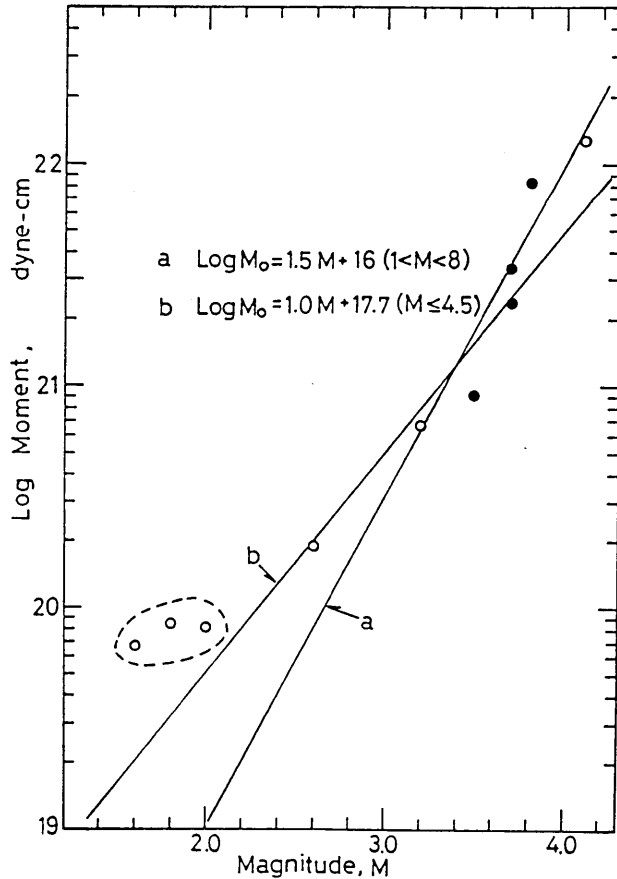


Fig. 5. Seismic moment on log-scale vs magnitude M , together with two empirical formula (a) and (b) presented by KASAHARA (1975) and NUTTLI (1983), respectively. Solid and open circles show the seismic moments determined by using the amplitude radiation patterns based on earthquake mechanism diagrams and temporal RMS values, respectively. It is noted that seismic moments enclosed by dashed lines are higher than those expected from two curves (a) and (b).

5. 議 論

地震モーメントとマグニチュードとの関係に関する研究は数多くなされている。Fig. 5 に示した地震の中で、マグニチュード M が2以下のものを除けば経験式（笠原，1975）

$$\log M_0 = 1.5M + 16 \quad (1 < M < 8) \quad (6)$$

に大体あっているが、 M が2以下のものは(6)式よりも、かつマグニチュードが小さい地震に対して得られた経験式（NUTTLI, 1983）

$$\log M_0 = 1.0M + 17.7 \quad (M \leq 4.5) \quad (7)$$

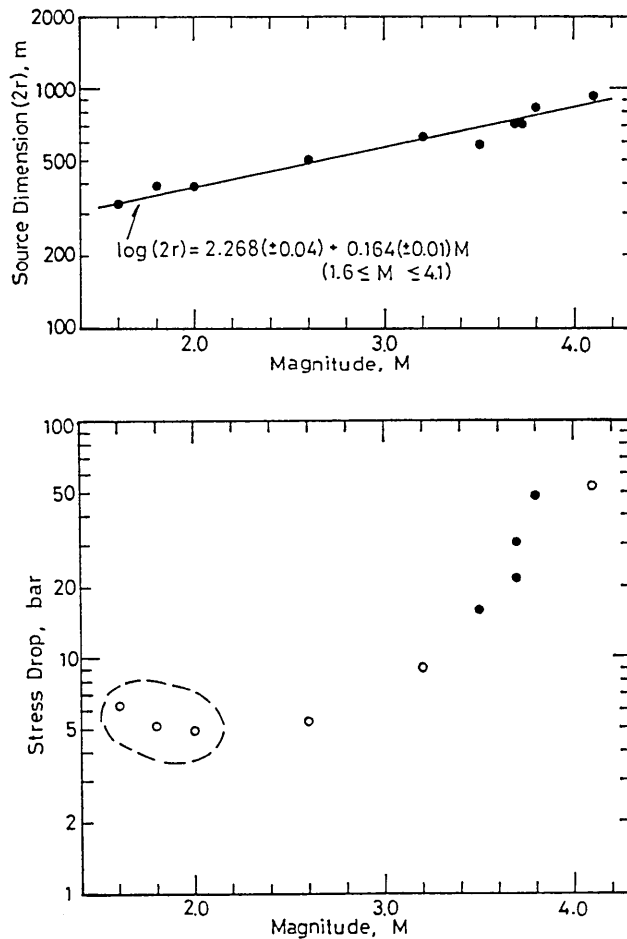


Fig. 6. Top: Source dimension ($2r$) vs magnitude M . A straight line is determined by the method of least squares. Bottom: Stress drop vs magnitude M . For solid and open circles see the caption of Fig. 5. It is noted that the stress drops enclosed by dashed lines are high.

よりやや高い, (6) 式におけるマグニチュード M は大旨大きい地震ではレイリー波の最大振幅, 小さい地震では地震波継続時間によって決められるので異なるのだが, 笠原 (1975) によると大局的にみるとマグニチュード 1 から 8 の範囲で地震の規模と地震モーメントは (6) 式で関係づけられる.

(1) 式に従って断層直径 $2r$ を求めると Fig. 6 のようになり, 最小二乗法で $2r$ と M との関係式を求めると

$$\log 2r = 2.268(\pm 0.04) + 0.164(\pm 0.01)M \quad (1.6 < M < 4.1) \quad (8)$$

と表現される. Fig. 6 には (3) 式から求めた応力降下と M との関係も図示した. (5) 式に従って求めた平均くいちがいを Fig. 7 に示した. Table 3 には地震モーメント, コーナー周波数, 円形クラックモデルで求めた断層パラメータ (半径, 応力降下, 平均くいちがい) と, ラジエーションパターンの値をまとめた.

ここで求めた断層パラメータの特性として, 地震モーメント, 応力降下, 平均くいちがいの値が, M が 2 以下でやや高めである事である. 地震番号 No. 9 の M 1.8 の地震は気象庁マグニチュード MJ が 2.3 であり, M 2 以下の地震 (Nos. 8, 9, 10) の M の精度を確かめるため F -time の検測時刻を Fig. 8 に示した. この図から上記 3 つの F -time の検測時刻はほぼ妥当であり, M の過少評価はしていないように思われる.

微小地震の波形の特性として, 固有周期 1 秒の短周期地震計で記録したマグニチュード 3.0 以下の地震はパルマ幅がマグニチュードの減少に対しても変わらず, 一定値を保つという報告 (ARCHULETA *et al.*, 1982; FRANKEL, 1982), 或いはマグニチュード 2.2 以下の

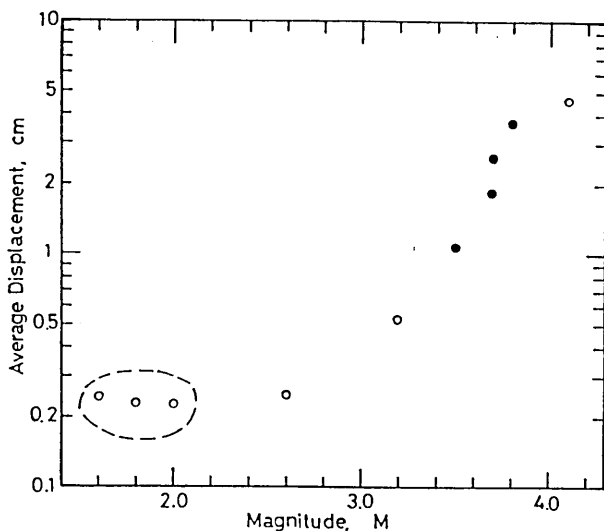


Fig. 7. Average displacements vs magnitude M . For solid and open circles see the caption of Fig. 5. It is noted that the average displacements enclosed by dashed lines are large and invariant.

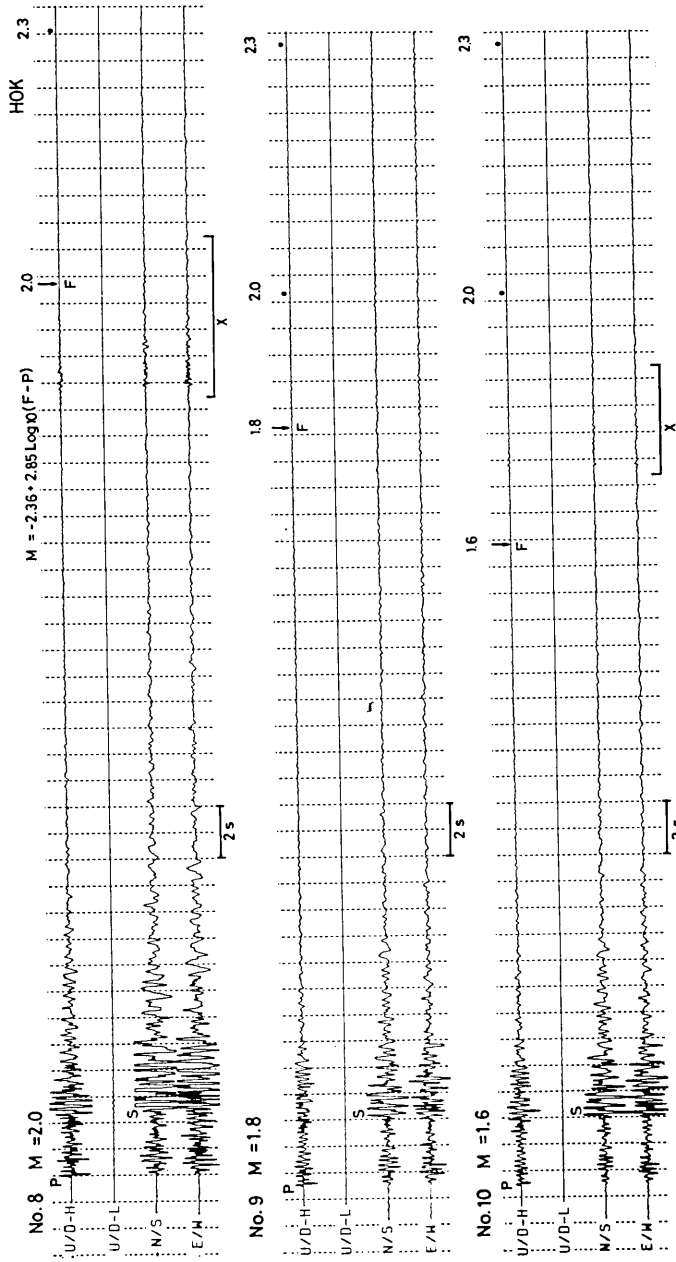


Fig. 8. Seismic wavetrains of magnitude less than 2.0 recorded at Station HOK. P- and S-waves are marked by P and S, and the finish-time of the coda waves by F. Upper two traces give the vertical component recorded by seismographs with high (H) and low (L) gain amplifiers. Third and fourth traces are the horizontal components recorded by the seismograph with high gain amplifier. At times corresponding to the magnitudes 2.0 and 2.3 defined by $M = -2.36 + 2.85 \log(F-P)$, numerals 2.0 and 2.3 are indicated on the first traces. For earthquakes of M 2.0 and 1.6, wavetrains excited by another events indicated by X are superimposed on later parts of the coda waves. The time interval between vertical dotted lines is one second.

地震ではマグニチュードの減少に対しては振幅は変るがパルス幅はあまり変化しないという事例 (FRANKEL and KANAMORI, 1983) がある。この場合には、マグニチュードの減少に対してコーナー周波数が不変、つまり断層サイズが不変という事が起る。その原因として断層サイズの小さい地震の波形は単に途中の伝播経路のインパルスレスポンスを表すと FRANKEL and KANAMORI (1983) は解釈している。

本解析においても、 $M2$ 以下の地震の P 波 (初動パルス) の振幅は変っているが、パルス幅はほぼ同じであり (Fig. 2), path の効果を強く受けているようである。これは FRANKEL and KANAMORI (1983) の主張を支持する結果といえよう。従って、 $M2$ 以下で M_0 , $\Delta\sigma$, u_d がやや高めに見積られているのは伝播経路の影響と解釈される。尚今回得られた M と断層パラメータとの関係は、O'NEILL (1984) が調べたアメリカ、カリフォルニア州パークフィールド付近の小地震 (M が 1.2 から 3.9 まで) の解析結果と似た傾向にある。

コーナー周波数を越えた高周波領域でのスペクトル漸近線は大旨 ω^{-2} に比例し、マグニチュードの大小に符合してその振幅レベルは増減している (Fig. 3)。これはいわゆる破壊停止の効果を考慮したいわゆる ω^{-2} モデルに対応する。破壊停止の効果を考慮しないとスペクトル漸近線は地震の大小にかかわらず ω^{-3} に比例した 1 本の漸近線に収束する (AKI and RICHARD, 1980)。尚、断層パラメータの見積りは用いるクラックモデルに依存するので、そのモデル依存性を付録で調べた。

6. 結 論

伊豆半島東部で起った地震動継続時間によるマグニチュード M が 4.1 から 1.6 までの地震を箒木山観測点で記録した波形を使い、MADARIAGA (1976) の円形クラックモデルに基づいて断層パラメータを推定した。 M が 2 以下の地震は伝播経路の影響を強く受けるようである。波形解析から得られた主な点として次の事が挙げられる。

- (1) 変位波形は三角形のパルスで近似されるものが多い。
- (2) コーナー周波数 f_c とマグニチュード M との間には $\log f_c = 1.059 - 0.156 M$ ($1.6 \leq M \leq 4.1$) という関係がある。
- (3) コーナー周波数を越えた高周波領域でのスペクトルは大體 ω^{-2} の勾配をもつ。
- (4) 断層直径 $2r$ と M との間には $\log 2r = 2.268 + 0.164 M$ ($1.6 \leq M \leq 4.1$) という関係がある。
- (5) 応力降下は M の減少と共に減少する傾向があり、 M が 4-2.5 でおよそ 40-4 bar である。
- (6) 平均くいちがいも M の減少と共に減少し、 M が 4-2.5 でおよそ 4.0-0.3 cm である。

付 録

クラックモデルに基づいて推定される断層パラメータにはモデル依存性がある。破壊停止の効果を考慮した MADARIAGA (1976) のモデルに基づいて推定した断層パラメータを

破壊停止の効果を考慮しない BRUNE (1970) のモデルに基づいて推定した値と比較し、その違いを前に解析したことのある新潟県小千谷付近で起った地震 (吉田・他, 1985) を例にとって Table A1 に示す。この表によると MADARIAGA (1976) のクラックモデルに基づいて求めた断層半径, 応力降下, 平均くいちがいの量は, BRUNE (1970) のモデルに基づいて求めた値に対し, P 波の場合にはそれぞれ, 0.5 倍, 8.2 倍, 4.1 倍, S 波の場合にはそれぞれ 0.6 倍, 6 倍, 3 倍となる。二者のモデルでは応力降下の推定値の違いが一番大きく, S 波よりも P 波の場合により顕著である。参考の為に MADARIAGA (1976) の

Table A1. Ratio of fault parameters determined on the basis of the crack model of MADARIAGA (1976) denoted by MA and those of BRUNE (1970) denoted by BR.

| Fault Parameter | MA | | BR | |
|-----------------|-----|-----|----|---|
| | P | S | P | S |
| fault radius | 0.5 | 0.5 | 1 | 1 |
| stress drop | 8.2 | 5.6 | 1 | 1 |
| aver. displ. | 4.1 | 3.2 | 1 | 1 |

Table A2. Recalculated fault parameters for earthquakes which occurred in 1982, near Ojiya city, Niigata Prefecture, Japan. Fault radius (r), stress drop ($\Delta\sigma$), and average displacement (u_d) are estimated by using the crack model of MADARIAGA (1976). Seismic moment (M_0) and corner frequency (f_c) have the same values as those listed in YOSHIDA et al. (1985). There is a tendency for the difference in stress drops inferred from P- and S-waves, estimated from Madariaga's model, to be larger than that estimated previously from Brune's model.

| M | M_0 (dyne-cm) | r (km) | $\Delta\sigma$ (bar) | u_d (cm) | f_c (Hz) |
|---------|--------------------|-------------|-------------------------|---------------|---------------|
| 4.0 (P) | 0.281E+22 | 0.300 | 29.9 | 1.95 | 3.750 |
| (S) | 0.154E+22 | 0.394 | 11.1 | 0.95 | 1.875 |
| 3.9 (P) | 0.679E+21 | 0.200 | 37.1 | 1.61 | 5.625 |
| (S) | 0.806E+21 | 0.394 | 5.8 | 0.49 | 1.875 |
| 3.3 (P) | 0.197E+21 | 0.300 | 3.2 | 0.21 | 3.750 |
| (S) | 0.312E+21 | 0.315 | 4.4 | 0.30 | 2.345 |
| 3.2 (P) | 0.266E+21 | 0.300 | 4.3 | 0.28 | 3.750 |
| (S) | 0.791E+21 | 0.394 | 5.7 | 0.49 | 1.875 |
| 3.0 (P) | 0.472E+21 | 0.300 | 7.7 | 0.50 | 3.750 |
| (S) | 0.247E+21 | 0.315 | 3.5 | 0.24 | 2.345 |
| 2.6 (P) | 0.483E+20 | 0.133 | 9.0 | 0.26 | 8.348 |
| (S) | 0.682E+20 | 0.143 | 10.2 | 0.32 | 5.158 |
| 2.0 (P) | 0.660E+20 | 0.183 | 4.7 | 0.19 | 6.570 |
| (S) | 0.732E+20 | 0.197 | 4.2 | 0.18 | 3.750 |

モデルに基づいて求めた新潟県小千谷付近の地震の断層パラメータを Table A2 に示す。
P 波と *S* 波から独立に推定される応力降下に差がある場合には、その差は Madariaga's model を用いたときの方が、Brune's model を用いたときよりも顕著に出る傾向がある。

参 考 文 献

- AKI, K. and P.G. RICHARD, 1980, *Quantitative seismology, theory and method*, Freeman and company, USA, 799-883.
- AKI, K., 1980, Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- ARCHULETA, R.J., E. CRANSWICK, C. MUELLER and P. SPUDICH, 1982, Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 87, 4595-4608.
- BRUNE, J.N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- FRANKEL, A., 1982, The effects of attenuation and site response on the spectra of micro-earthquakes in the northeastern Caribbean, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 72, 1379-1402.
- FRANKEL, A. and H. KANAMORI, 1983, Determination of rupture duration and stress drop for earthquakes in southern California, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 73, 1527-1551.
- HAGIWARA, T., 1958, A note on the theory of the electromagnetic seismograph, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 36, 139-164.
- 伊神 輝, 1976, 伊豆半島, 駿河湾周辺地域の地下構造, 地震予知連絡会会報, 16, 105-107.
- 笠原慶一, 1975, 地震—大地の転位, 日本金属学会会報, 14, 11, 853-856.
- MADARIAGA, R., 1976, Dynamics of an expanding fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 66, 639-666.
- MASUDA, T., S. HORIUCHI and A. TAKAGI, 1977, Far-field seismic radiation and its dependence upon the dynamic fracture process, *The Science Reports of Tohoku University, Ser. 5, Geophysics*, 24, 3, 73-87.
- 溝上 恵・中村 功, 1980, 微小地震観測ネットワークシステムについて——関東ネットワーク——, 地震予知観測室技術報告, 1, 1-134.
- 溝上 恵・中村 功・千葉平八郎・吉田 満・萩原弘子・横田 崇, 1981, 伊豆半島東方沖の群発地震の観測による相模湾, 伊豆半島および駿河湾地域の地殻上部構造の推定, 地震研究所彙報, 56, 139-160.
- MIZOUE, M., I. NAKAMURA, H. CHIBA, M. YOSHIDA and H. HAGIWARA, 1983, Westward movement of the seismic activity associated with the earthquake of July 23, 1982 off Ibaraki prefecture, northeastern Honshu, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 58, 25-63.
- 溝上 恵, 1987, 火山前線にそう地殻内地震活動の特性, 海洋科学, 19, 354-360.
- 茂木清夫, 1982, 日本の地震予知, サイエンス社, 180-250.
- NUTTLI, O.W., 1983, Average seismic source-parameter relations for mid-plate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 73, 519-535.
- OHTAKE, M., 1986, Fault length of small-sized earthquakes as estimated from the pulse width of initial P waves, *J. Phys. Earth.*, 34, 397-406.
- O'NEILL, M.E., 1984, Source dimensions and stress drops of small earthquakes near Parkfield, California, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 74, 27-40.
- SAVAGE, J.C., 1966, Radiation from a realistic model of faulting, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 56, 577-592.
- SATO, T. and T. HIRASAWA, 1973, Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, 21, 415-431.
- UTSU, T., 1981, Seismicity of the Izu Peninsula and its vicinity from 1901 through 1980

with some remarks on the characteristics of foreshock activities, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 56, 25-41.

吉田 満・溝上 恵・千葉平八郎・萩原弘子, 1985, 新潟県小千谷付近で起る微小地震の震源スペクトルと震源パラメータ, 地震研究所彙報, 60, 593-613.

P-wave Source Spectra and Source Parameters of Small Earthquakes near the East Coast of Izu Peninsula, Central Japan

Mitsuru YOSHIDA, Megumi MIZOUE, Heihachiro CHIBA
and Hiroko HAGIWARA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

P -wave source spectra of small earthquakes with magnitude M determined from F - P times ranging from 1.6 to 4.1, most of which occurred in October 1985, near the east coast of the Izu Peninsula, Central Japan, are investigated, and source parameters are determined on the basis of the circular crack model of MADARIAGA (1976). Spectral asymptotes over the corner frequency f_c have gradients approximately proportional to ω^{-2} . In the magnitude range described above, the relationship between the magnitude and corner frequency is expressed as $\log(f_c) = 1.059(\pm 0.028) - 0.156(\pm 0.009)M$ by linear regression analysis. Source dimension $2r$ is related to the magnitude as $\log(2r) = 2.268(\pm 0.038) + 0.164(\pm 0.012)M$. Seismic moment, stress drop, and average displacement for $2.6 \leq M \leq 4.1$ are estimated to be about $0.20 \times 10^{21} - 0.13 \times 10^{23}$ dyne-cm, 5-50 bar, and 0.3-5 cm, respectively. Wave forms of earthquakes with magnitude less than 2.0 suffer strong effects on the propagation path, and source parameters cannot be estimated precisely.