

## 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 { 吉 田 満  
溝 上 恵  
千葉平八郎  
萩原弘子

(昭和60年9月13日受理)

### 要 旨

活褶曲地域、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を P 波と S 波の上下動成分を解析して求めた。周波数に依存する Q 値で補正した高精度震源スペクトルの形状は、P 波のコーナー周波数が S 波のコーナー周波数よりおよそ 1.7 倍高く、かつ高周波領域におけるスペクトルの勾配は  $\omega^{-2}$  の傾きをもつことを示している。微小地震の震源パラメータはマグニチュード 2.0 から 4.0 の範囲で、地震モーメント:  $0.48 \times 10^{20}$ – $0.28 \times 10^{22}$  dyne-cm; 応力降下: 0.39–4.5 bars; 平均くいちがい: 0.05–0.47 cm; 断層の長さ: 0.51–1.40 km と求めた。マグニチュード M が  $2 < M < 4$  の範囲では地震モーメントは経験式 (NUTTLI, 1983) から推定される値よりやや小さいが、これは、震源が活褶曲地域に位置しており地質構造的な要因によるものと思われる。

### 1. 序 言

活褶曲地域である新潟県小千谷付近の地震活動は、地殻の変形過程や褶曲構造の成長(片貝断層の縦ずれ変位の進行)に関連して MIZOUE, *et al.* (1982) によって調べられた。その解析によれば、この小千谷地域は1967年以降 M4 程度以下の地震が発生しているのみで、定常的地震活動は特に活発ではないが、1979年7月から1982年5月にかけて M3-4 クラスの地震を多数含む群発地震が発生した。又、片貝断層に沿って発生する群発地震の P 波初動押し引き分布から求めた発震機構は南北方向の走向をもつ高角逆断層を示し、地形学的に推定される断層運動様式と調和しており、東西方向に主軸をもつ圧縮応力による逆断層運動が小千谷周辺で進行中である。一方小千谷地域の褶曲構造は現在も成長しつつあり、1967~1982年の期間に行われた4回の水準測量から時水背斜の最大隆起部は10年間に約 4 km の速度で北進している事が指摘されている (MIZOUE, *et al.*, 1982)。更に、時水背斜東翼の片貝断層 (NNE-SSW の走向で西下りの逆断層) の縦ずれ成分は 1967~1978, 1978~1980 および 1980~1982 年の期間について、それぞれ 25 mm, 22 mm, および 20 mm を水準点の測量から推定され、地震活動による変位は全体の 3% 以下である (MIZOUE, *et al.*, 1982)。よって小千谷周辺の地殻の上下変動は無地震的な過程をたどっ

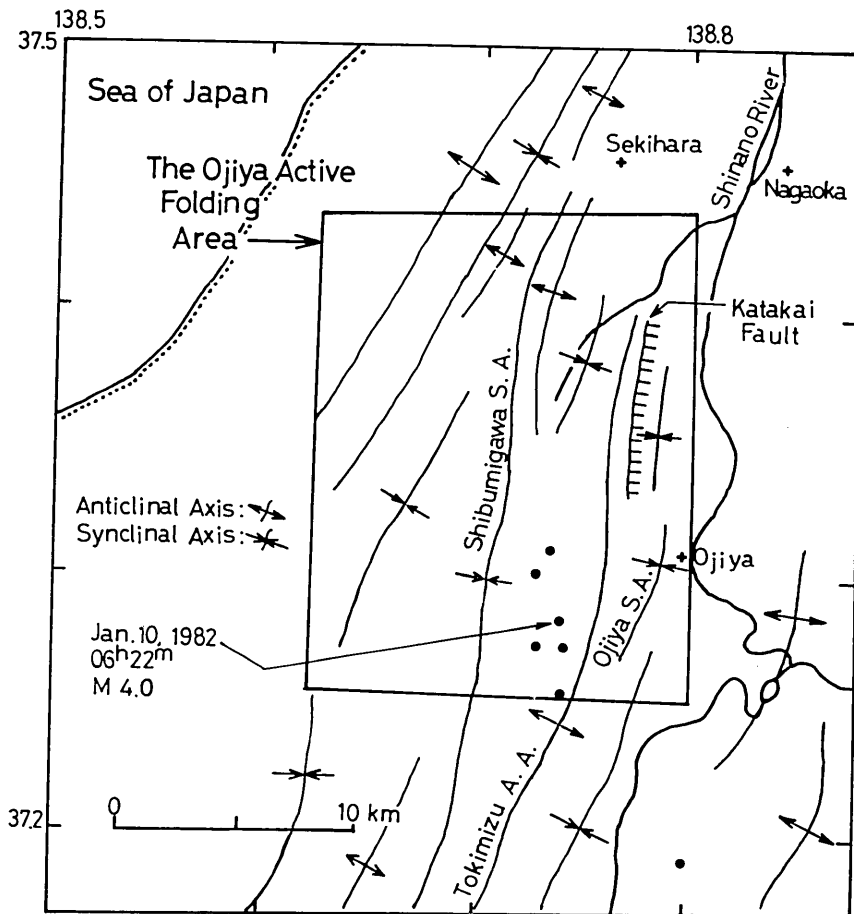


Fig. 1. Epicenters (solid circles) and the geological map near the Ojiya region.

ている事が、この地域の地形学的地震学的特性であるといえる。上記のように地殻変動が活発な所で起る地震のスペクトルの特性や応力降下、地震モーメント、平均くいちがい、断層の長さ、等震源パラメータ間に成り立つ線型性、法則性を見出す事は有意義であると思われる。本文ではこの地域で起る微小地震の震源スペクトルと震源パラメータを波形解析によって求める。

解析した地震の震央図と小千谷付近の地形図を Fig. 1 に示す。震源スペクトルと震源パラメータの関係式は BRUNE (1970) によって提唱されているモデルを採用した。この震源モデルは HANKS and WYSS (1972), TRIFUNAC (1972), ISHIDA (1974), MASUDA and TAKAGI (1978), TSUJIURA (1980), 最近では MUELLER and CRANSWICK (1985) 等の研究にも使われている。Table 1 に解析した地震情報(気象庁決定による)と波形解析に使った観測点の座標を示した。

## 2. 方法

BRUNE (1970, 1971) によると, 遠方での S 波スペクトルと, 地震モーメント  $M_0$ , 震源域の広がり半径を円形と仮定したときの半径  $r$ , 応力降下  $\Delta\sigma$  との間には次の様な関係式が成り立つ.

$$M_0 = 4\pi\rho\beta^3\Omega_0 R/R_{\theta,\phi} \quad (1)$$

$$r = 2.34\beta/(2\pi f_c) \quad (2)$$

$$\Delta\sigma = (7/16)(M_0/r^3) \quad (3)$$

又くいちがいの平均変位  $u_d$  と応力降下  $\Delta\sigma$  との間には

$$u_d = (\Delta\sigma r/\mu)(16/7\pi) \quad (4)$$

という関係式がある (KEILIS-BOROK, 1959; AKI, 1966). ここで,  $\rho$ ,  $\beta$ ,  $\Omega_0$ ,  $R$ ,  $R_{\theta,\phi}$  はそれぞれ, 密度, S 波速度, S 波の長周期スペクトルレベル, 震源距離, S 波のラジエーションパターンである.  $f_c$  は S 波スペクトルのコーナー周波数,  $\mu$  は剛性率である.

一方, 遠方での平均的な S 波スペクトル  $\Omega_s(\omega)$  は

$$\Omega_s(\omega) = (r/R)(\sigma\beta/\mu)(R_{\theta,\phi}/(\omega^2 + f_c^2)) \quad (5)$$

で表現される (BRUNE, 1970).  $\sigma$  は実効応力である. YAMASHITA (1976) によると実効

Table 1. Earthquakes used for analyses with hypocentral elements determined by JMA (a), and station coordinates (b).

(a)

| (Y)  | Date<br>M | D  | Time<br>H | M  | S    | Lon.<br>(Deg.) | Lat.<br>(Deg.) | Depth<br>(KM) | MAG. |
|------|-----------|----|-----------|----|------|----------------|----------------|---------------|------|
| 1982 | 01        | 10 | 00        | 21 | 52.5 | 138.750E       | 37.266N        | 10            | 3.0  |
| 1982 | 01        | 10 | 01        | 18 | 06.7 | 138.750E       | 37.250N        | 10            | 3.3  |
| 1982 | 01        | 10 | 06        | 22 | 40.0 | 138.750E       | 37.283N        | 0             | 4.0  |
| 1982 | 01        | 11 | 13        | 12 | 07.2 | 138.733E       | 37.300N        | 0             | 3.2  |
| 1982 | 02        | 18 | 18        | 49 | 05.2 | 138.733E       | 37.266N        | 10            | 2.6  |
| 1982 | 02        | 28 | 04        | 18 | 37.5 | 138.800E       | 37.183N        | 0             | 2.0  |
| 1983 | 01        | 19 | 22        | 10 | 02.9 | 138.748E       | 37.305N        | 4             | 3.9  |

(b)

| Code | Station<br>Name | Lon.<br>(Deg.) | Lat.<br>(Deg.) | Height<br>(M) |
|------|-----------------|----------------|----------------|---------------|
| SEK  | SEKIYA          | 139.576E       | 37.095N        | 760           |
| NIK  | NIKKO           | 139.487E       | 36.620N        | 1290          |
| DDR  | DODAIRA         | 139.193E       | 35.998N        | 800           |
| OYM  | OHYAMA          | 139.242E       | 35.420N        | 600           |

応力は静的摩擦応力と動的摩擦応力の差で定義されるが、破壊が瞬間的に起る BRUNE (1970, 1971) のモデルでは初期応力 (これは静的摩擦応力に等しい) と動的摩擦応力の差で定義される。遠方での P 波スペクトルと地震モーメント、震源域の広がりとの関係は、(1), (2) 式で  $\beta$  を P 波速度  $\alpha$  へ、 $R_{\theta, \phi}$ ,  $f_c$  を P 波のラジエーションパターンとコーナー周波数へ置き換えると、(1), (2) 式がそのまま成立する (HANKS and WYSS, 1972; TRIFUNAC, 1972)。

### 3. 震源スペクトルと Q

震源スペクトルを正確に求める為には Q による補正が必要である。最初に、震源スペクトルと Q との関係を知る為にはマグニチュード M4.0 (マグニチュードは気象庁決定によるものを指す) の地震を選び、スペクトルの形状を調べた。Fig. 2 に観測点の分布と M4.0

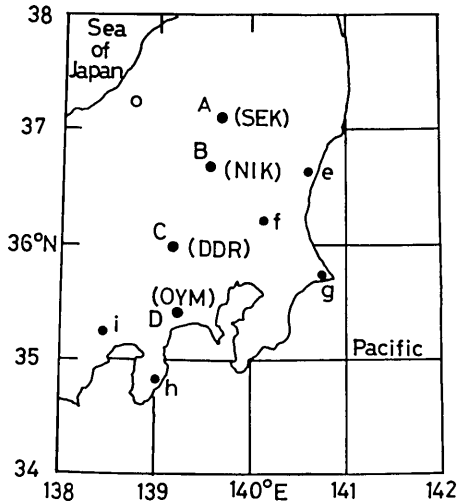


Fig. 2. Map showing the location of the earthquake of Jan. 10, M4.0 (open circle) and the stations (solid circles).

の震央を示した。観測点の名称は A, B, C, D, e, f, g, h, i の順にそれぞれ関谷 (SEK), 日光 (NIK), 堂平 (DDR), 大山 (OYM), 日立, 筑波, 銚子, 笹木山, 奥山である (溝上・中村, 1980), これら 定常観測点のうち最初の 4 点で記録した波を解析した。この 4 点はいずれも震央の東側から南側にかけて分布している。

M4.0 の小千谷地震のメカニズム解 (MIZOUE *et al.*, 1982) を採用して求めた P 波と S 波の垂直成分の理論的なラジエーションパターンの振幅を Fig. 3 に示す。P 波と S 波の振幅分布は SEK, NIK, DDR, OYM の順に (0.47, 0.32), (0.22, 0.25), (0.10, 0.41), (0.22, 0.45) であり, DDR における P 波と S 波の振幅比は 1 対 4, OYM が 1 対 2, SEK・NIK ではほぼ同程度である。

尚, 上記の振幅分布は小千谷付近で起る地震の代表的な値とみなし, M4.0 以外の地震にも適用した。

解析した波を Fig. 4 に示す。観測点, SEK と NIK の短周期地震計の低感度成分は小千谷地震の P 波と S 波を良好に記録した。高感度成分の記録は両観測点とも振幅が振り切れており使用出来ない。観測点, DDR と OYM の P 波の記録は高感度成分によって記録されたものである。S 波の記録は, DDR では振り切れており, OYM では振り切れてはいないが不鮮明なので解析出来ない。

上記の P 波と S 波のデジタル記象のサンプル間隔は 1/120 秒であるので, スペクトルの特性はおよそ 50 Hz 位まで分解能がある。

自由表面の効果は振幅が 2 倍になると仮定し, 地震計の周波数特性を考慮してスペクト

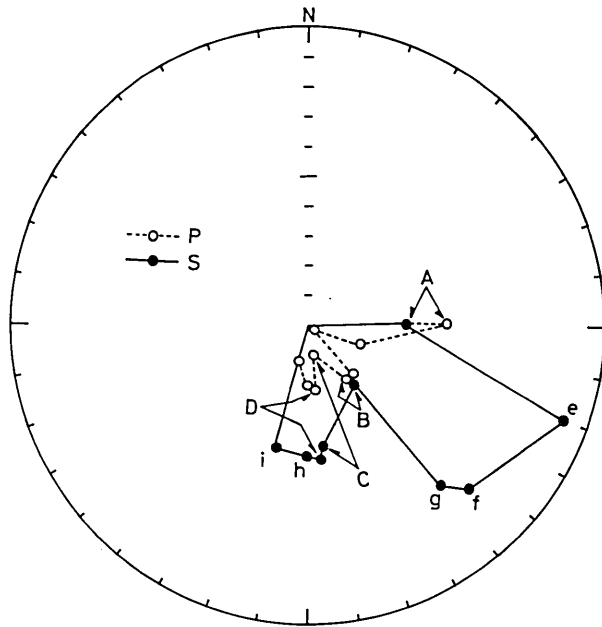


Fig. 3. Theoretical amplitude radiation patterns of P- and S-waves of earthquake of Jan. 10, 1982,  $M4.0$ .

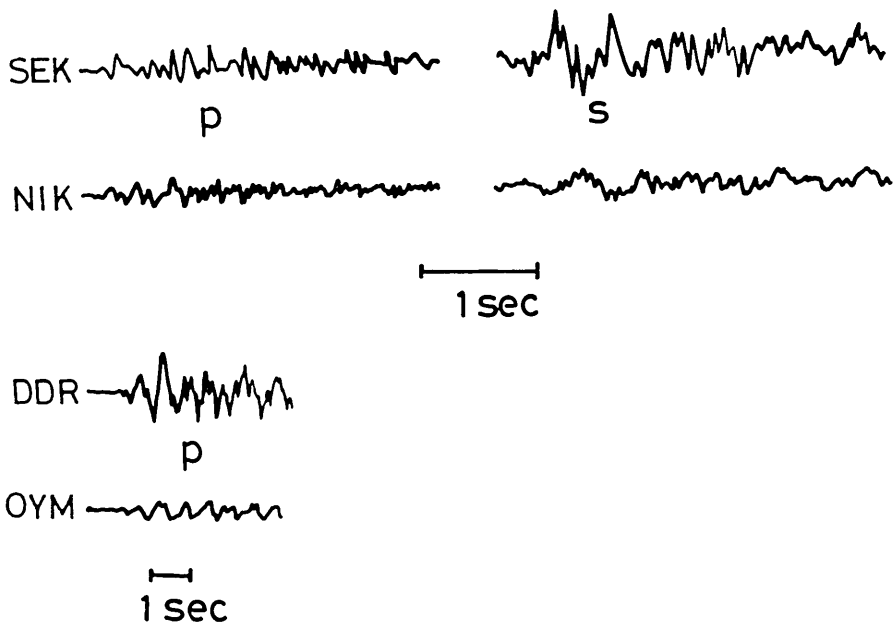


Fig. 4. Wave trains of the vertical components of P- and S-waves of the earthquake of Jan. 10, 1982,  $M4.0$ , recorded by the low-gain component of the short-period seismograph.

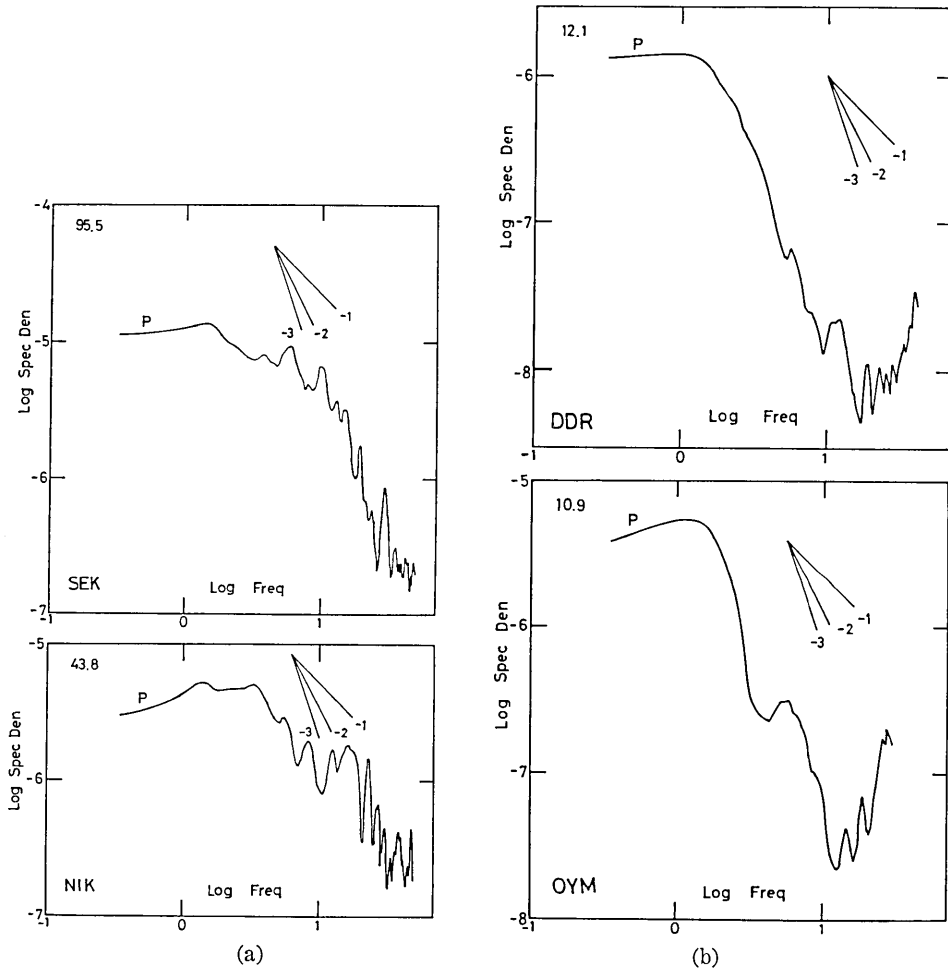


Fig. 5. P-wave source spectra corrected by assuming a constant  $Q$  of 500. A few gradients of the spectral asymptote are shown in the figure. Station azimuths measured counterclockwise from the fault strike are indicated in the upper left of the figure.

ルの補正をした。尚、変位スペクトルは速度スペクトルを積分する (FURUYA, 1969) 事によって求めたものである。

$Q$  の補正として、仮に関東地方における P 波と S 波の  $Q$  値を周波数によらない一定値、それぞれ 500 と 300 に仮定して震源スペクトルを求めると各々 Fig. 5 と Fig. 6 のようになる。Fig. 5 に示した P 波震源スペクトルは長周期領域でスペクトル密度が一定の値に近づき、2 Hz 前後から高周波数領域にかけておよそ  $\omega^{-2}$  の傾きで減少している。Fig. 6 に示した S 波震源スペクトルをみると、長周期領域では S 波が P 波のスペクトル密度よりも安定して高い。高周波領域でも、S 波スペクトル密度は P 波よりも高いが、NIK では 10 Hz より高い周波数で周波数と共に増加しており、SEK, NIK におけるス

ペクトルの安定性は P 波に比べて S 波は劣る。コーナー周波数は S 波が P 波よりもやや低い事は分るが、高周波領域における S 波スペクトルの勾配を決める事はスペクトルが不安定な為容易ではない。

いずれにしても震源スペクトルを正しく求めようとするに Q の補正が重要な因子となり、震源スペクトルに与える Q 値の補正効果を知る事が先決である。この目的の為に P 波の Q 値を 100, 200, 300, 500, 1000 と、S 波の Q 値を 100, 200, 300, 600 と変化させて震源スペクトルを計算し、Fig. 7 に示した。この図より、P 波と S 波の震源スペクトルの Q 依存性は低周波数領域では弱く、高周波数領域では強い、又 Q 値の増加と共に高周波数領域におけるスペクトルの勾配は  $\omega^{-3}$  に近づく事が分る。震源スペクトルの高周波数領域での勾配は理論的 (BRUNE, 1970; SAVAGE, 1972; MADARIAGA, 1976) には  $\omega^{-1}$  から  $\omega^{-3}$  の間にある事を考慮すると、P 波、S 波共に Q が 100 や 200 の補正では不十分である事が分る。

ここで、小千谷地震の震源スペクトルを精度良く求める為に、震源と観測点 SEK, NIK, DDR, OYM とを結ぶ経路における Q 値として AKI (1980) の報告したものを採用し Q 補正を行った。その報告では、茨城県東部と鹿島灘を含む関東東部地域と、関東北西部と南部を含む地域に分けて S 波の Q が求められているので後者の Q を採用した。この Q 値は周波数依存性があり、次の様な関係式が成り立つ。

$$\begin{aligned}
 Q(f) &= 200.0 & f \leq 1.5 \\
 Q(f) &= 156.9f^{0.6} & 1.5 < f \leq 24.9 \\
 Q(f) &= 1056.0 & 24.0 < f
 \end{aligned}
 \tag{6}$$

但し、周波数が 1.5 Hz より小さい領域と、24.0 Hz より大きい領域における Q 値は本解析で仮定したものであり、定数 156.9 は AKI (1980) の論文のグラフから読みとった値である。又、一般に、P 波の Q 値は S 波の Q 値の数倍であるという報告 (SATO, 1967) を考慮して本解析は P 波の Q 値として上記 Q(f) の 2 倍したものを採用した。

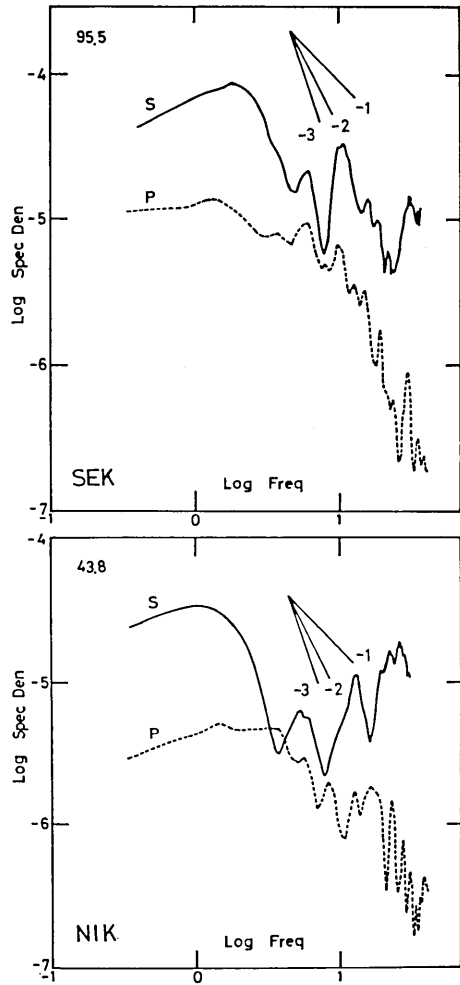


Fig. 6. S-wave source spectra corrected by assuming a constant Q of 300.

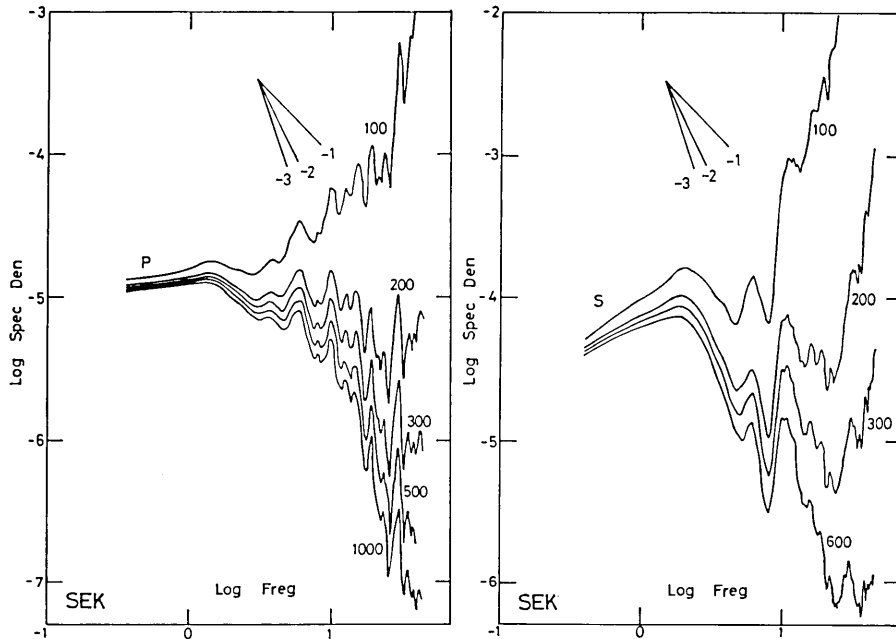


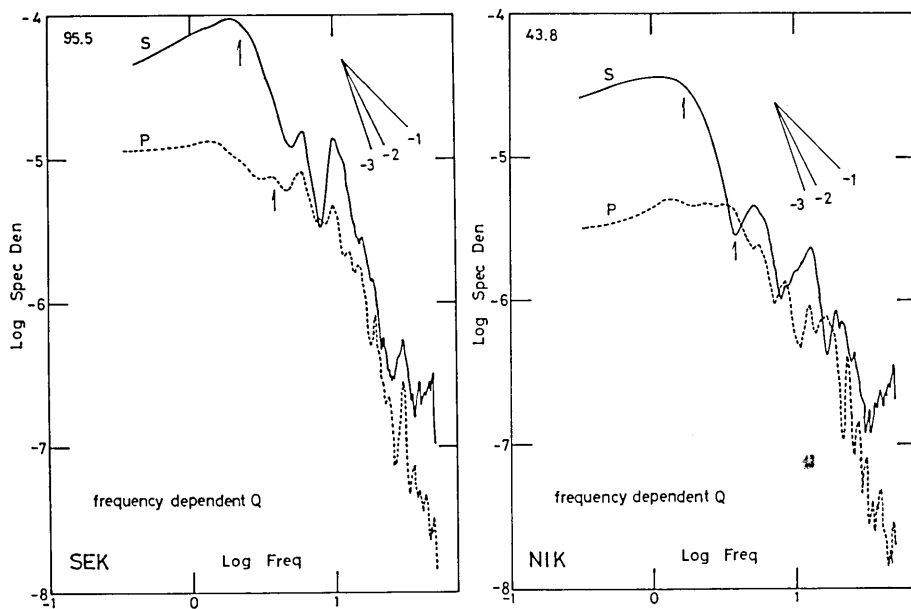
Fig. 7. P- and S-wave source spectra corrected by assuming various constant Q values indicated near the spectral curves.

周波数依存性のある  $Q(f)$  で震源スペクトルを補正したものを Fig. 8 に示した. この図から観測点 SEK, NIK 共に P 波, S 波の高周波領域における震源スペクトルは  $\omega^{-2}$  の勾配をもち, S 波の震源スペクトル密度は P 波のそれより長周期領域において高い, 高周波領域においてもスペクトル密度の差は小さいが同様な事がいえる, コーナー周波数は S 波が P 波よりも小さい事, 等が理解出来る. 観測点 DDR, OYM における P 波震源スペクトルに於ても  $f_c$  より高い周波数領域では  $\omega^{-2} \sim \omega^{-3}$  の勾配をもっている. 尚コーナー周波数は変位スペクトルで長周期と短周期領域におけるスペクトルの傾きが変わる所であるが, 又速度スペクトルで極大値をもつ所でもあるので, コーナー周波数の決定には上記の 2 つの性質を考慮した. コーナー周波数よりも長周期領域におけるスペクトルレベルの平均値は地震モーメントの計算に使われた.

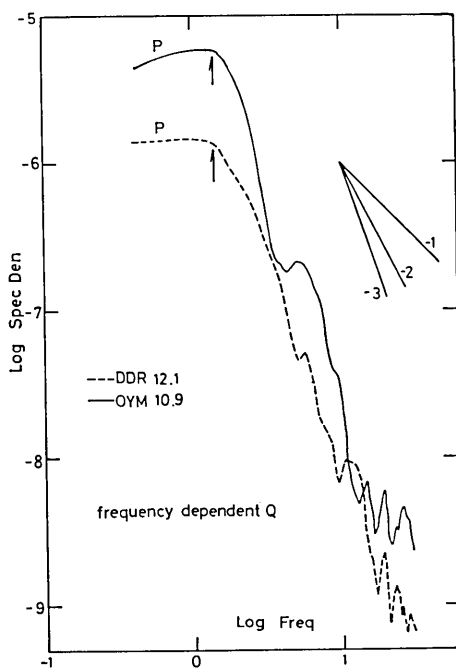
#### 4. 震源パラメータ

前節でとられた周波数依存性のある Q 補正を Table 1 に記載した M4.0 以外の地震についても行い P 波と S 波の震源スペクトルを求めた. 解析した波を Fig. 9 に, 得られた震源スペクトルを Fig. 10 に示した. M3.9 と M3.2 の地震は短周期地震計の低感度成分で, それ以外は高感度成分で記録したものである. スペクトル密度はマグニチュードの増加と共に P 波, S 波共増加し, S 波が P 波より全周波数領域において安定して高い. 震源近傍の P 波, S 波の速度, 密度, 剛性率をそれぞれ 6.10 km/s, 3.52 km/s, 2.7 g/cm<sup>3</sup>,



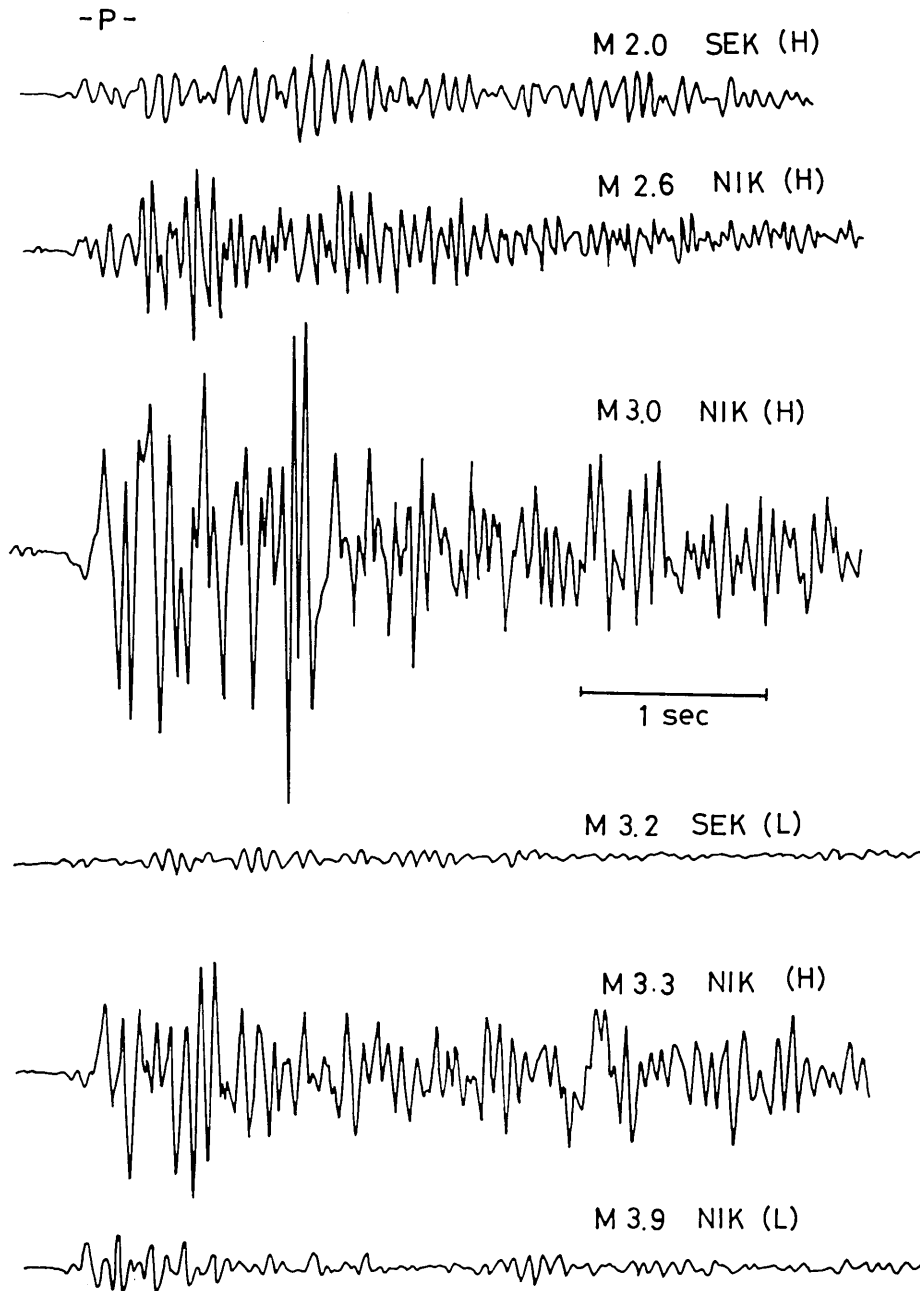


(a)



(b)

Fig. 8. P- and S-wave source spectra of the earthquake of Jan. 10, 1982,  $M_{4.0}$ , corrected by the frequency-dependent  $Q$  values. Arrows indicate the location of the corner frequency.



(a)

Fig. 9. Wave trains of the vertical components of P- and S-waves of the earthquakes with magnitudes from 2.0 to 3.9, recorded by the high (H)- and low (L)-gain components of the short-period seismographs.

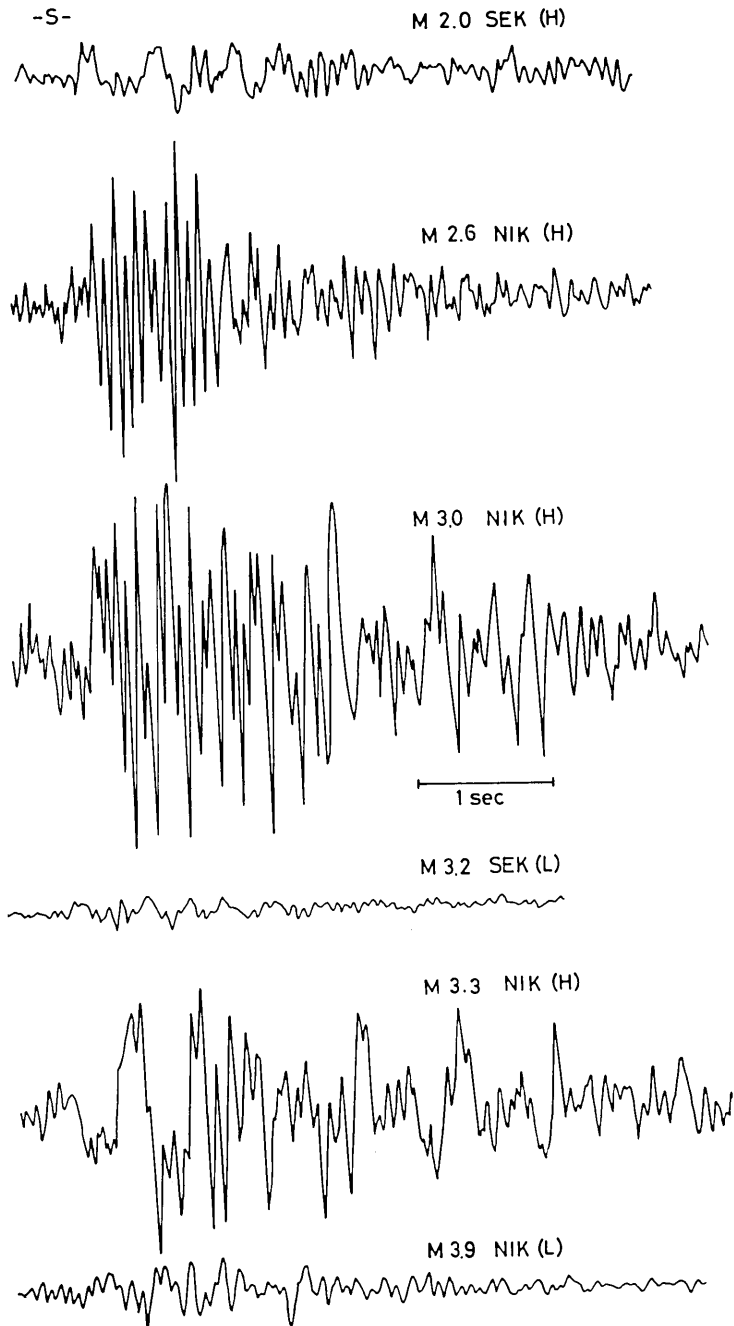


Fig. 9(b). (continued)

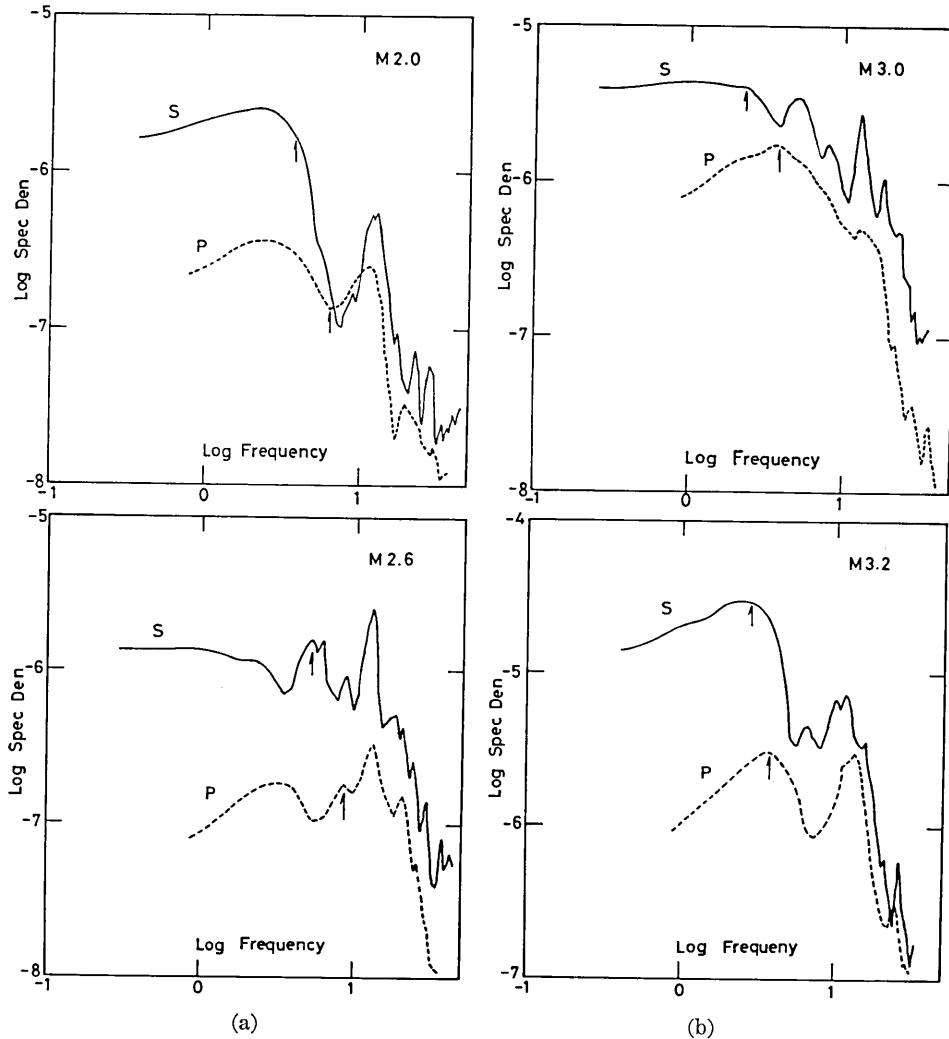


Fig. 10. P- and S-wave source spectra for the earthquakes with magnitudes from 2.0 to 3.9 corrected by the frequency-dependent  $Q$  values. Arrows indicate the location of the corner frequency.

$3.35 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> を仮定し、(1)~(4) 式及び周波数依存性のある  $Q$  補正をした震源スペクトル (Fig. 8 と Fig. 10) に基づいて地震モーメント、断層面の半径、応力降下、断層運動の平均変位を計算した。その結果を Table 2 に示す。M4.0 の震源パラメータの中の地震モーメントは、P 波では SEK, NIK, DDR, OYM で得られた値の平均値、その他の震源パラメータはすべて SEK と NIK で得られたものの平均値である。M4.0 以外の地震については SEK 又は NIK のどちらかで計算したものである。この2つの観測点は解析した地震の震央距離がおおよそ 50~90 km で他の観測点より震央に最も近い。本解析で用いた手法で震源パラメータを決定すると 2~3 倍前後の誤差が含まれる場合も

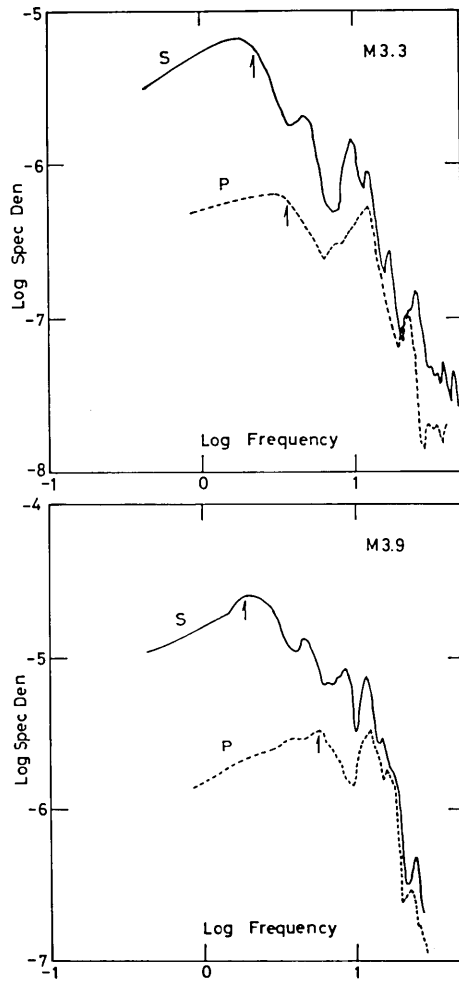


Fig. 10(c). (continued)

Table 2. P- and S-wave spectral data. Seismic moment, radius of a circular source area, stress drop, average displacement, and corner frequency are denoted by  $M_0$ ,  $\bar{r}$ ,  $\Delta\sigma$ ,  $u_d$ , and  $f_c$ , respectively.

| M       | $M_0$<br>(dyne-cm) | $\bar{r}$<br>(km) | $\Delta\sigma$<br>(bar) | $u_d$<br>(cm) | $f_c$<br>(Hz) |
|---------|--------------------|-------------------|-------------------------|---------------|---------------|
| 4.0 (P) | 0.281E+22          | 0.610             | 3.250                   | 0.470         | 3.750         |
| (S)     | 0.154E+22          | 0.699             | 2.400                   | 0.290         | 1.875         |
| 3.9 (P) | 0.679E+21          | 0.404             | 4.510                   | 0.400         | 5.625         |
| (S)     | 0.806E+21          | 0.698             | 1.030                   | 0.156         | 1.875         |
| 3.3 (P) | 0.197E+21          | 0.606             | 0.387                   | 0.051         | 3.750         |
| (S)     | 0.312E+21          | 0.559             | 0.781                   | 0.095         | 2.345         |
| 3.2 (P) | 0.266E+21          | 0.606             | 0.523                   | 0.068         | 3.750         |
| (S)     | 0.791E+21          | 0.689             | 1.017                   | 0.077         | 1.875         |
| 3.0 (P) | 0.472E+21          | 0.606             | 0.927                   | 0.122         | 3.750         |
| (S)     | 0.247E+21          | 0.559             | 0.618                   | 0.075         | 2.345         |
| 2.6 (P) | 0.483E+20          | 0.269             | 1.080                   | 0.063         | 8.348         |
| (S)     | 0.682E+20          | 0.254             | 1.800                   | 0.100         | 5.158         |
| 2.0 (P) | 0.660E+20          | 0.350             | 0.670                   | 0.051         | 6.570         |
| (S)     | 0.732E+20          | 0.350             | 0.750                   | 0.057         | 3.750         |

ある (HANKS and WYSS, 1972) が, P 波と S 波から独立に求めた震源パラメータ間の差はほぼその規準内にあり標準的な精度で震源パラメータは決定されている。

解析した地震のマグニチュードは 2.0 から 4.0 の範囲にあり各震源パラメータはマグニチュードの大小と対応関係にあるが, 線型性を明瞭にする為に地震モーメント, 半径, 応力降下, 変位とマグニチュードとの関係をそれぞれ Fig. 11, Fig. 12, Fig. 13, Fig. 14 に示した. 地震モーメントはマグニチュードに比例して大きくなっていて,  $2.0 \leq M \leq 4.0$  の範囲で  $0.48 \times 10^{20} \leq M_0 \leq 0.28 \times 10^{22}$  dyne-cm を示し, NUTTLLI (1983) によって求められた小さな地震 ( $M \leq 4.5$ ) の  $M_0$ - $M$  関係の上限を示す直線

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

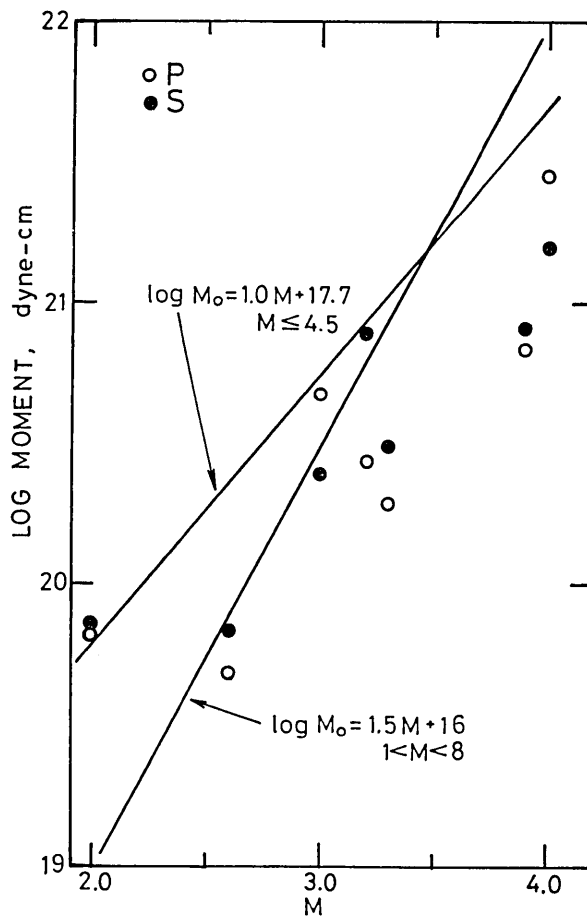


Fig. 11. Seismic moments vs magnitude. Open and solid circles denote the moments determined by P- and S-waves respectively. Straight lines show the empirical relationships between seismic moment and magnitude determined by Nuttli (1983) for  $M \leq 4.5$  and Kasahara (1975) for  $1 < M < 8$ . The line by Nuttli is an upper bound for the data for "1-sec period" magnitude less than 4.5.

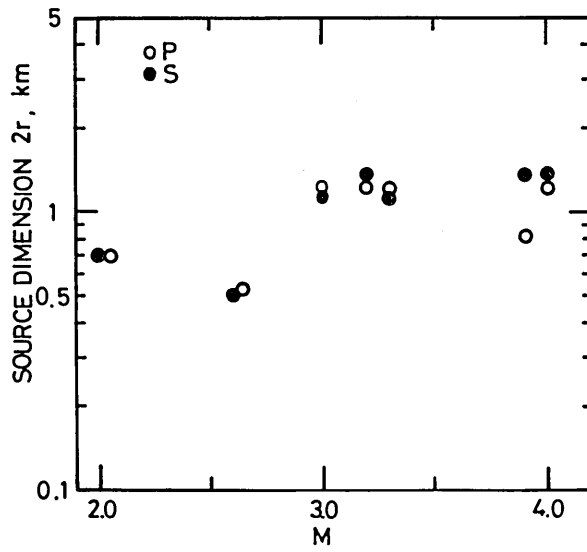


Fig. 12. Source dimensions,  $2r$  vs magnitude.

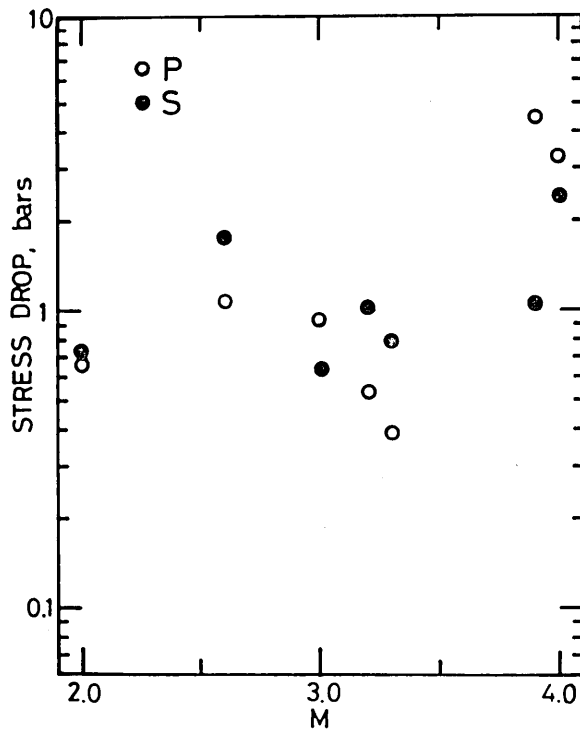


Fig. 13. Stress drops vs magnitude.

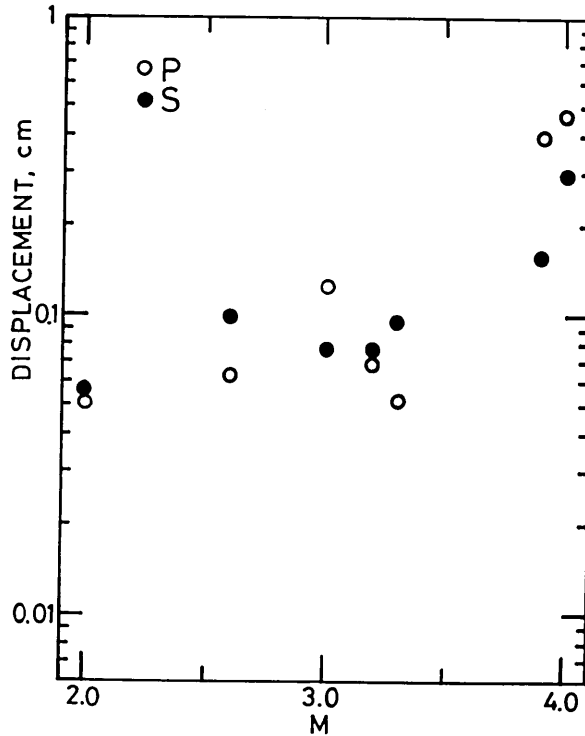


Fig. 14. Average displacements vs magnitude.

よりも小さく対応が良い (Fig. 11). しかしマグニチュードの広い範囲 ( $1 < M < 8$ ) に亘って成り立つ  $M_0$ - $M$  関係式 (AKI, 1972, 笠原, 1975)

$$\log M_0 = 1.5M + 16.0 \quad (8)$$

と比べると  $M3.9$ ,  $M4.0$  の地震モーメントはやや小さいようである. 断層面の直径 ( $2r$ ) は  $M3.0$  ではほぼ  $1 \text{ km}$  前後であるが, マグニチュードの増加と共に大きくなり,  $2.0 \leq M \leq 4.0$  で  $0.51 \leq 2r \leq 1.40 \text{ km}$  の範囲にある (Fig. 12). 応力降下は  $M3.0$  で約  $1 \text{ bar}$  と小さい値を示し,  $2.0 \leq M \leq 4.0$  では  $0.39 \leq \Delta\sigma \leq 4.5 \text{ bars}$  の範囲にある (Fig. 13). ABE (1978) によれば伊豆地域で起る  $M5$  前後の地震,  $4.9 \leq M \leq 5.5$  の応力降下は  $11 \leq \Delta\sigma \leq 25 \text{ bars}$  と見積られ, 本解析で得た  $M3.0$  で  $1 \text{ bar}$  の値はそれらよりおよそ  $1$  桁小さい. 断層運動の平均くいちがいの量は  $M3.0$  で約  $0.1 \text{ cm}$  を示し, マグニチュードの増加  $2.0 \leq M \leq 4.0$  と共に  $0.05 \leq u_d \leq 0.47 \text{ cm}$  と増加している (Fig. 14).  $M3.0$  における  $0.1 \text{ cm}$  のくいちがいは上記 ABE (1978) の地震  $4.9 \leq M \leq 5.5$  における  $9 \leq u_d \leq 20 \text{ cm}$ , TRIFUNAC (1972) のサンフェルナンドの地震  $4.9 \leq M \leq 5.5$  における  $5 \leq u_d \leq 19 \text{ cm}$ , の値よりおよそ  $2$  桁小さい.



## 5. 議 論

本解析で求めた震源スペクトルの特性の1つとして、周波数 12 Hz 近傍で振幅がやや高くなる傾向がある (Fig. 10). この現象は、NIK, SEK の常時微動の振幅スペクトルを調べると前者がおよそ 12 Hz 後者がおよそ 14 Hz で振幅スペクトルが局所的に卓越しているのもその影響があるようにも思われるが、詳しくは今後の研究を待たねばならぬ。今回得た P 波と S 波のコーナー周波数はすべて 12 Hz よりも小さい領域に属しているのもコーナー周波数の決定には支障はなかったが、より小さな地震を扱う場合はコーナー周波数が 12 Hz に近づく事が予想され、注意が必要であると思われる。尚解析した波の長さはマグニチュードと卓越周期の関係式 (TERASHIMA, 1968) を参考にして選択してあるので later phase 等は含まれていないと思われる。

P 波と S 波のコーナー周波数を Fig. 15 に示した。この図によると P 波のコーナー周波数  $f_{cp}$  は S 波のコーナー周波数  $f_{cs}$  よりも高く、ほぼ  $f_{cp} = \sqrt{3} f_{cs}$  の関係にあるようにみえる。このコーナー周波数シフト ( $f_{cp} > f_{cs}$ ) は、HANKS and WYSS (1972), MOLNAR *et al.* (1973), MASUDA and TAKAGI (1978), MODIANO and HATZFELD (1982), 等の観測結果と調和的である。SILVER (1983) はコーナー周波数シフトは破壊の開始、破壊速度、破壊の停止、等の破壊生成過程には依存せず純粹に震源サイズの有限さから生じ、 $f_{cp} > f_{cs}$  の関係が成り立つ事を示唆した。

BRUNE (1970) によると震源スペクトルの高周波数領域におけるスペクトルの勾配は

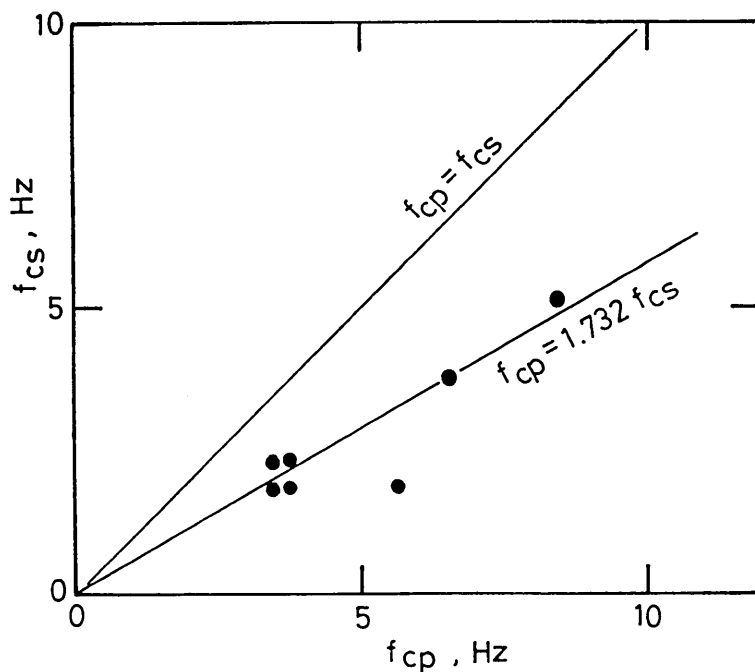


Fig. 15. Relationship between P- and S- wave corner frequencies,  $f_{cp}$  and  $f_{cs}$ .

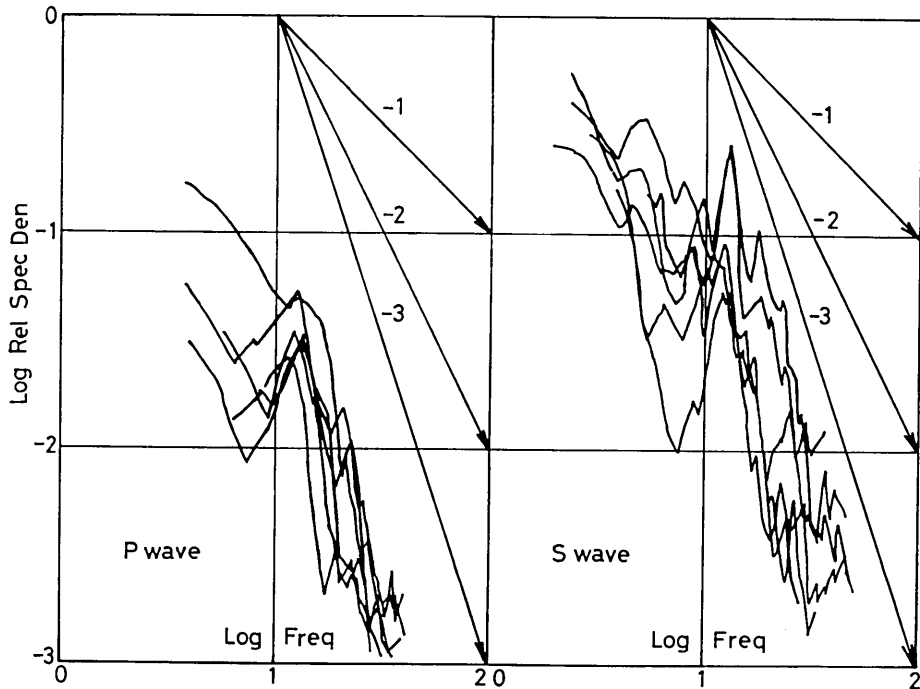


Fig. 16. P- and S-wave spectral asymptotes of the earthquakes with magnitudes from 2.0 to 4.0 in the high frequency range beyond the corner frequency.

fractional stress drop  $\epsilon$  と関係する．ここで  $\epsilon$  は  $\sigma_{\text{eff}}$  を実効応力とすると

$$\epsilon = \Delta\sigma / \sigma_{\text{eff}} \quad (9)$$

で定義される．勾配が  $\omega^{-1}$  の傾きをもつ場合には  $\epsilon=0.01$ 、 $\omega^{-2}$  の傾きをもつ場合には  $\epsilon=1.0$  となる．Fig. 16 に本解析で求めたスペクトルの勾配を示したが、この図から P 波、S 波共に  $\omega^{-2}$  の傾きをもち応力降下と実効応力がほぼ等しい特性をもっている事が分かる．つまり小千谷付近で起る地震断層では断層運動中の平均通り摩擦力は地震後の応力に近い事を示唆している．

断層震源の性状を表示する代表的パラメータの1つとして地震モーメントがある． $M_0$ - $M$  の関係式は (7), (8) 式で示した以外にも数多くの経験式 (ARCHULETA *et al.*, 1982; HANKS and BOORE, 1984; O'NEILL, 1984) が報告されており、上記2式はその中の一部である．又、一般的に観測データは経験式から多少ずれて分布する場合が多い．このずれは解析誤差以外に震源性状の本質的な特性を反映している場合も考えられる．本解析で得た地震モーメントとマグニチュードの関係 (Fig. 11) は  $2 < M < 4$  の範囲で NUTTLI (1983) によって示された小地震の上限を示す (7) 式で表現される領域に属してはいるがやや小さめにみえる．これはこの地域が褶曲運動が盛んな場所でもあり地質構造的な要因によるものと思われるが、地震モーメントの不足分に相当するエネルギーが地殻の塑性変形の為に費やされているのかも知れない．将来データを追加することによりその特性ももっ

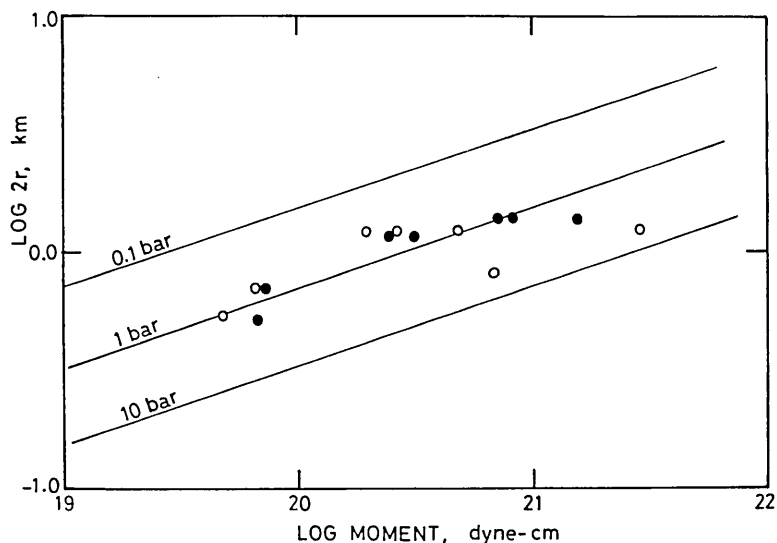


Fig. 17. Relationship between seismic moments, source dimensions, and stress drops. Seismic moments determined by P- and S-waves are denoted by open and solid circles, respectively.

と明瞭になると思われる。本解析で得た地震モーメントとマグニチュードの関係は岩手県宮古地域における特性 (MASUDA and TAKAGI, 1978) とマグニチュード2から3の範囲ではほぼ類似している。地震モーメント、応力降下、震源サイズの3つの震源パラメータの関係を Fig. 17 に示した。この図は解析した地震の断層震源の性状として、地震モーメントは  $10^{21}$  dyne-cm 位まで応力降下が 1 bar 前後を保ちながら震源サイズの拡大と共に増加する事を示す。しかしながら地震モーメントがおよそ  $10^{21}$  dyne-cm より大になる頃から震源サイズはあまり伸びず応力降下は 10 bar の方へ増加する傾向がみられる。この特性は小千谷付近の断層震源の性状を表わしているようにも思われる。震源モデルとして本解析で使った以外のもの (例えば MADARIAGA, 1976) に基づけば震源パラメータの推定値が上に得られたものと若干異なるものもでる。しかしながら各パラメータ間の整合性等を考慮し本解析では BRUNE (1970) のモデルに統一して議論を進めてきた。

## 6. 結 語

小千谷付近で起る地震の震源スペクトルを周波数によって Q 値が変る減衰補正を行なう事によりスペクトルの精度を高めた。得られた震源スペクトルは、コーナー周波数については  $f_{cp}=1.73f_{cs}$ 、高周波領域におけるスペクトルの勾配は  $\omega^{-2}$  というような特性をもち fractional stress drop は 1.0 に近い。BRUNE (1970) の震源モデルに基づいて震源パラメータを求めた結果次の様な断層震源の性状が明らかになった。解析した地震のマグニチュードは 2.0 から 4.0 の範囲にあり M3.0 は丁度中間の規模にあるが、M3.0 の特性は地震モーメント: 約  $5.0 \times 10^{20}$  dyne-cm, 断層の長さ: 約 1 km, 応力降下: 約 1 bar,

平均くい違い: 約 0.1 cm の値が得られた。マグニチュードの大小に応じてそれらの断層パラメータは増減する。マグニチュード  $2 < M < 4$  の範囲で地震モーメントは他の地域で経験的に知られているマグニチュード-地震モーメントの関係式で得られる値より全体的にやや低めである。これは褶曲運動が活発な小千谷地域の特性である可能性もあるが、将来  $M4.0$  或いは  $M2.0$  前後のデータを増すことによりその特性ももっと明瞭になると思われる。

#### 参 考 文 献

- ABE, K., 1978, Dislocations, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Izu Peninsula, Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, 253-274.
- AKI, K., 1966, Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **44**, 73-88.
- AKI, K., 1972, Scaling law of earthquake source time-function, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **31**, 3-25.
- 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**, 4595-4607.
- BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- BRUNE, J. N., 1971, Corrections, *J. Geophys. Res.*, **76**, 5002.
- FURUYA, I., 1969, Predominant period and magnitude, *J. Phys. Earth*, **17**, 119-126.
- HANKS, T. C. and M. WYSS, 1972, The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **62**, 561-589.
- HANKS, C. H. and D. N. BOORE, 1984, Moment-magnitude relations in theory and practice, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6229-6235.
- ISHIDA, M., 1974, Determination of fault parameters of small earthquakes in the Kii peninsula, *J. Phys. Earth*, **22**, 177-212.
- 笠原慶一, 1975, 地震一大地の転位, 日本金属学会会報, 第14巻第11号, 853-856.
- KEILIS-BOROK, V. I., 1959, An estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Ann. Geofis.*, **12**, 205-214.
- MADARIAGA, R., 1976, Dynamics of an expanding fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **66**, 639-666.
- MASUDA, T. and A. TAKAGI, 1978, Source parameters estimates for small earthquakes, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophysics*, Vol. **25**, No. 1, 39-54.
- 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—, 地震予知観測室観測技術報告 第1号, 1-134.
- MIZOUE, M., T. YOKOTA and I. NAKAMURA, 1982, High angle reverse faultings in the interaxial zone of active folds in the inner belt of Northeast Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **57**, 359-377.
- MODIANO, T. and D. HATZFELD, 1982, Experimental study of the spectral content for shallow earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **72**, 1739-1758.
- MOLNAR, P., B. E. TUCKER and J. N. BRUNE, 1973, Corner frequencies of P and S waves and models of earthquake sources, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **63**, 2091-2104.
- MUELLER and CRANSWICK, 1985, Source parameters from locally recorded aftershocks of

- the 9 January 1982 Miramichi, New Brunswick, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **75**, 337-360.
- NUTTLI, O. W., 1983, Average seismic source-parameter relations for mid-plate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **73**, 519-535.
- O'NEILL, M. E., 1984, Source dimensions and stress drops of small earthquakes near Parkfield, California, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **74**, 27-40.
- SATO, R., 1967, Attenuation of seismic waves, *J. Phys. Earth*, **15**, 32-61.
- SAVAGE, J. C., 1972, Relation of corner frequency to fault dimensions, *J. Geophys. Res.*, **77**, 3788-3795.
- SILVER, P., 1983, Retrieval of source-extent parameters and the interpretation of corner frequency, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **73**, 1499-1511.
- TERASHIMA, T., 1968, Magnitude of microearthquake and the spectra of microearthquake waves, *Bull. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng.*, **5**, 31-108.
- TRIFUNAC, M. D., 1972, Stress estimates for the San Fernando California, earthquake of February 9, 1971; Main event and thirteen aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **62**, 721-750.
- TSUJIIURA, M., 1980, Earthquake swarm activity in the northern Tokyo Bay, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **55**, 601-619.
- YAMASHITA, T., 1976, On the dynamical process of fault motion in the presence of friction and inhomogeneous initial stress. Part I. Rupture propagation, *J. Phys. Earth*, **24**, 417-444.

---

*Seismic Source Spectra and Source Parameters for the Micro-Earthquakes  
in the Active Folding Area near Ojiya, Niigata Prefecture, Japan*

Mitsuru YOSHIDA, Megumi MIZOUE, Heihachiro CHIBA  
and Hiroko HAGIWARA

Earthquake Research Institute, Tokyo University

Source spectra and source parameters for the micro-earthquakes in the active folding area near Ojiya, Niigata prefecture, Japan, have been determined using the vertical components of P- and S-waves. Spectral shapes determined in high accuracy, corrected for the frequency-dependent Q values, indicate that the corner frequency of P-waves is higher than that of S-waves by about 1.7 times and that the source spectra of both P- and S-waves in the high frequency range fall off as  $\omega^{-2}$ . Source parameters of the micro-earthquakes of magnitudes from 2 to 4 are estimated as follows: seismic moment:  $0.48 \times 10^{20} - 0.28 \times 10^{23}$  dyne-cm; stress drop: 0.39-4.5 bars; average displacement: 0.05-0.47 cm; source dimension: 0.51-1.40 km. Seismic moments estimated for earthquakes for the magnitude range  $2 < M < 4$  are slightly lower than the values expected from the empirical formula of NUTTLI (1983) between magnitudes and seismic moments, possibly due to the geological site effect of the epicenters located at the active folding area.