

## 10. 1974年伊豆半島沖地震余震のスペクトル解析(1)

— マグニチュードとS波スペクトル —

地震研究所 辻 浦 賢

(昭和49年7月20日受理)

### 1. は し が き

地震波のスペクトルとマグニチュードに関する研究から、規模の大きい地震は長周期の波をより多く含んでいると考えられるようになってきている。MATUZAWA [1964] は大きな近地震のP波にしばしば大きな長周期の波が存在していることを指摘している。又P波に限らずS波、表面波、Coda wave についても、スペクトルの最大振幅を与える周期がマグニチュードの増加と共に増加することが報告されている [AKI, 1956; KASAHARA, 1957; MATUMOTO, 1960; TSUJIURA, 1967; TERASHIMA, 1968; 渡辺, 1971; 梅田, 1973].

一方、安芸は dislocation theory に基づいた震源の周波数解析から、震源モデルとして $\omega$ -square モデルを提唱し、更にこのモデルに基づき Scaling law と呼ばれる地震のマグニチュードと、観測される波のスペクトルの関係を求めた [AKI, 1967, 1972]. 又 Brune 他は表面波の周期100秒と20秒の振幅比について調べた結果、これらの振幅比はマグニチュード6.0~8.4の範囲で、 $\omega^{-1}$  モデルに良く合うことを報告している [BRUNE and KING, 1967; BRUNE and ENGEN, 1969].

著者は世界の主な地震地域9ヶ所の地震の spectral ratio について調べた結果、Scaling law は地震の発生する地域によって異なることを見出した [TSUJIURA, 1973]. 又最近、近地震のCoda スペクトルの解析からも Scaling law の地域性が認められている [AKI, *et al.* 1974].

本稿の目的は、定常的に活動している比較的小さい地震のスペクトルの重ね合わせによって得られる Scaling law から、同地域における大地震のスペクトルを推定すること、更に Scaling law の地域性についても確かめることにある。今回発生した伊豆半島沖地震は多数の余震を伴っている。このことは Scaling law を作る上に、又作られた Scaling law から推定される本震のスペクトルと、観測から得られる本震のスペクトルを比べる上においても極めて好適であると考えられる。

### 2. 解析資料および方法

今回用いた資料は、堂平微小地震観測所 (DDR) の定常観測によって得られる資料のうち、短周期 (SP), 中周期 (MP), 広帯域 (WB), 長周期 (LP) 地震計の各水平動 E-W 成分であり、S波についてのスペクトル解析を行なった。夫々の地震計の倍率特性を第1図

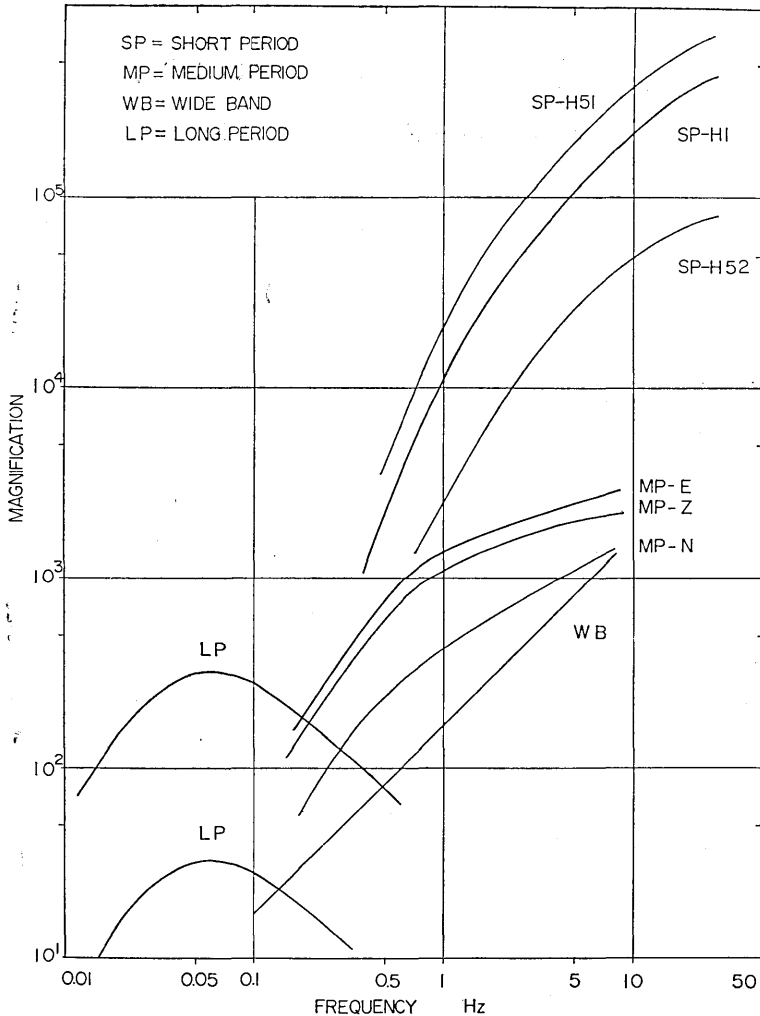


Fig. 1. Magnification curves of the seismographs used.

に示す。このうち、SP については 2 組の analog 型の Band-Pass Filter を用い SP-H51, SP-H52 の特性に沿った定常観測による資料 [辻浦, 1973], および MP, WB, LP については magnetic tape の記録を再生し, Off-Line Spectrum Analyzer 方式 [TSUJIURA, 1973] によって解析した資料を用いた。又 SP の記録は, 地震波スペクトルの時間的経過を追ってゆくための資料として, 或は個々の地震の source parameter を決めるための資料としても役立つ。

震源スペクトルの相対的な違いを導き出す方法は, 従来から用いている方法と同様, 夫々の地震の伝搬経路が略共通とみなされる, ある限られた地域の地震のスペクトル比を用いることである。DDR の観測資料によれば, 同一地域から到来する地震波は, やゝ長周期についてみれば ( $T > 3$  sec), その波形は非常に良く対応がつき, このことは地域が同じ

であれば、夫々の地震の発震機構もまた同じであろうと推定される [TSUJIURA, 1973]. 従って若しそのスペクトルが地震の大きさによって変化するならば、その違いは直ちに震源スペクトルの相対的な違いとして考えることができるであろう。

第2図として解析に用いた SP 記録の1例を示す。F<sub>0</sub> は band-pass filter の中心周波数を示し、上から 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 Hz でその band は夫々1オクターブである。読取りをすべき周波数別の振幅を矢印で示した。震源位置、深さ等の資料は6月31日現在、唐鎌他によって決定されたもの [唐鎌他, 本速報],

及び未決定の資料については、DDR net 5 観測所の P 波到達時刻差、並びにその波形から推定した。又マグニチュード MF-P については、堀 [1973] によって決められた式によって決定した。

### 3. 結 果

5月9日8時37分に発生した最初の余震から5月25日10時までの間で合計304個の余震を観測し、第2図に示した記録をもとに解析をおこなった。第3図にS波の周波数別の最大振幅が0.02~0.1  $\mu$  (MF-P=2.2~2.7) の地震について、解析したスペクトルからみかけ上の corner frequency  $f_c$  を求め、地図上に示した、黒丸、白丸、×印は夫々  $f_c=6\text{Hz}$ ,  $3\text{Hz}$ ,  $1.5\text{Hz}$  に対応する。図をみて明らかなごとく、 $f_c$  の違いは震源位置によらず複雑に分布している。

そしてこのような傾向は、地震の M が小さいほど顕著であるらしい。尚震源位置とスペクトルに関する詳細な議論は正確な震源決定をまたねばならない。余震のスペクトルから求めた stress drop の複雑な分布は、1952年の Kern County の余震においても、又1971年の San Fernando 地震においてもみられる [THATCHER and HANKS, 1973; TUCKER and BRUNE, 1972].

DDR と余震域との距離は平均約 150 km であり、これらの余震に対し、伝搬経路の影

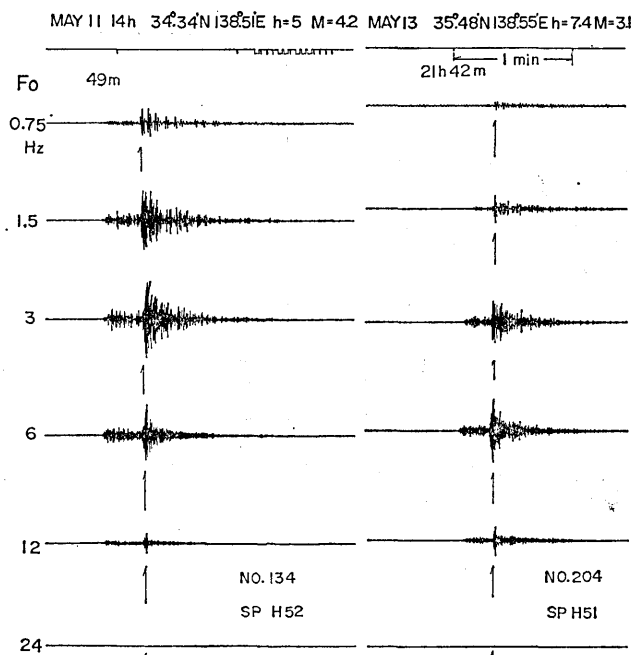


Fig. 2. An example of the filtered seismogram. "F<sub>0</sub>" indicates the center frequency of each band-pass filter with one octave band-width.

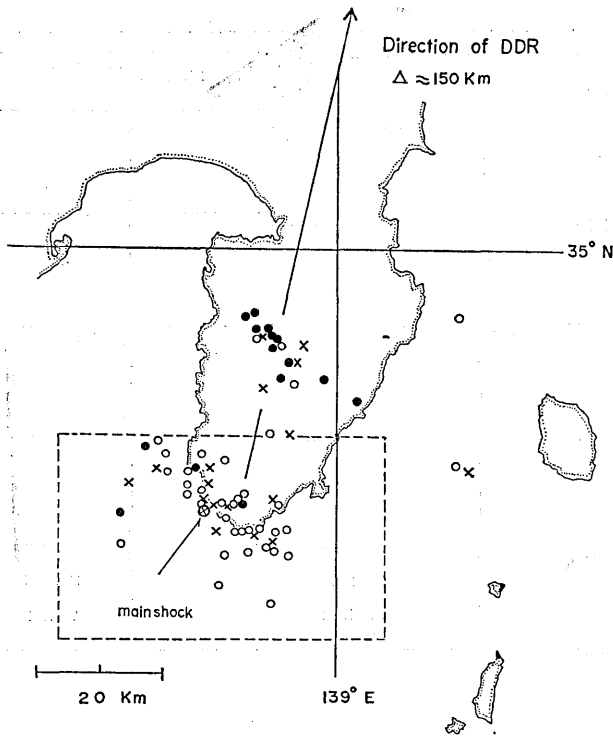


Fig. 3. Distribution of the earthquake epicenter with different corner frequencies in the S-wave spectra of aftershocks in which their maximum amplitude ranged between 0.02-0.1 micron. The corner frequency of 6 Hz, 3 Hz, and 1.5 Hz is indicated by closed circles, open circles, and cross marks, respectively.

響は略共通とみることができであろう。したがってこのようなスペクトルの違いは、おそらく経路による影響よりもむしろ震源スペクトルの違いである。勿論震源スペクトルは地震の大きさや深さ、発震機構、余震発生の日時等の違いによっても変わるであろう。そこでこれらの影響をすくなくするため、1) 発震機構の違い、その他、震源近傍の局地的な影響をすくなくするため、余震域を小さくし、点線で囲む地域の地震に限定した。2) 時間的なものについては、いくら時間的な変化がみられる(後述)ので、最大振幅  $1 \mu$  以下の微小地震については5月9日18時以後のものを用いた。3) 地震の大きさを限定するため、マグニチュード別の平均値を用いた。

第4図にマグニチュード別の平均的な変位スペクトルを示す。すなわち  $M=2.2\sim 4.5$  の地震について、No. 1~No. 6 で示す6段階に分割し、夫々平均的なスペクトルを出した。縦軸右側はマグニチュードを示す。MF-P=3.0 に相当する地震の最大振幅を基準とし、左側の変位振幅に合わせるべく決定した。図に示すごとく、 $M$  の増加に従って  $f_c$  が小さくなっていることがわかり、 $f_c$  より高周波領域  $f=3\text{ Hz}\sim 6\text{ Hz}$ 、 $6\text{ Hz}\sim 12\text{ Hz}$  における振幅の減少は略等しく夫々  $f^{-1.4}$ 、 $f^{-2}$  に比例する。勿論ここで云うスペクトルは観測されたスペクトルであって震源スペクトルを意味するものではない。No. 8 で示す二重丸は本震並びにその余震の平均的な source parameter (geometry, stress drop, rupture velocity) が断層の長さに無関係である所謂 Similarity の仮定を用い、JMA によって決められた本震の  $M=6.9$  に合わせるべく拡張したものである。低周波領域 ( $f < 0.75\text{ Hz}$ ) では、余震の  $M$  が小さいため推定出来なかったが、 $M=6.9$  に対し、 $f_c$  の軌跡から求めた  $f_c$  と No. 8 で示す拡張したスペクトルからみて  $f_c=0.25\text{ Hz}$  振幅約  $10\text{ mm}$  の値が得られそうである。

2重丸で示す推定した本震のスペクトルと観測結果とを照合することは、きわめて興味

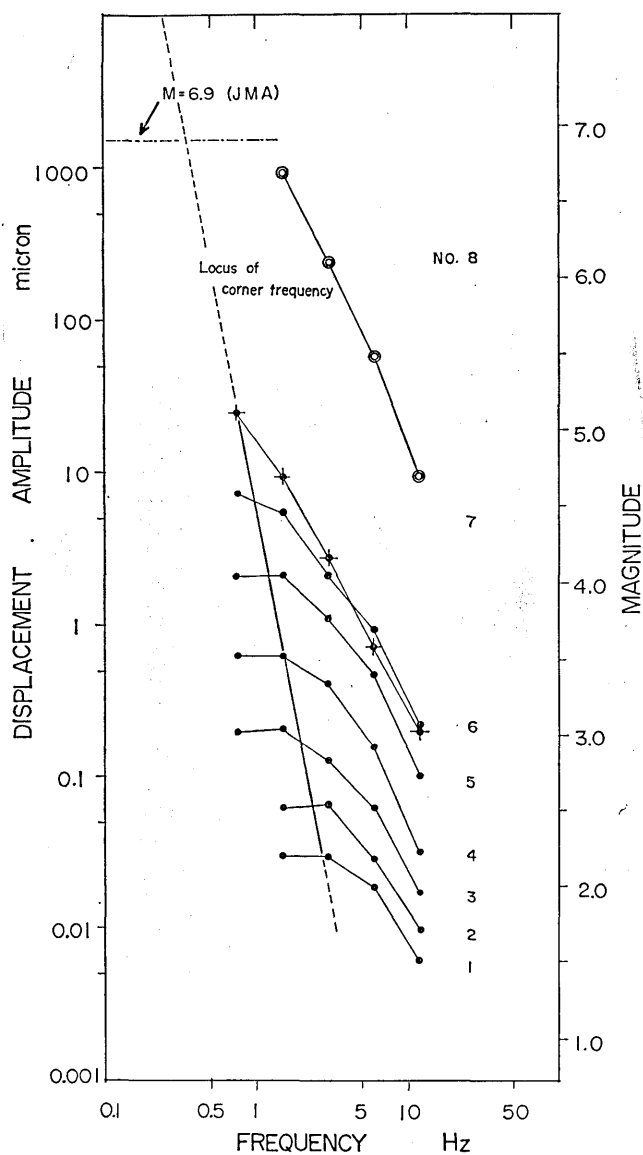


Fig. 4. The averaged S-wave spectra for different magnitudes in the aftershocks of the Izu-Hanto-oki earthquake. The numerals indicate the grouping numbers which are divided according to the displacement amplitude of aftershocks (see Table 1). The locus of the corner frequency, indicated by a dotted line, and the spectrum, indicated by double circles, are extrapolated based on the scaling law of observed spectra under the similarity assumption for large and small earthquakes. The closed circles with a cross mark show the spectrum of aftershock which occurred 6 minutes after the main shock. The magnitude indicated on the right side is extrapolated corresponding to the amplitude of the left side based on a magnitude of 3.0 which was determined by the total duration method of seismic waves.

Table 1. An averaged amplitude spectrum of each earthquake group divided into 7 groups for amplitude range.

Am; Amplitude range in micron, MF-P; Mean magnitude determined by total duration method of seismic wave for each group, N; Number of shocks used.

No.	Am	$F_0$					MF-P	N
		0.75	1.5	3.0	6.0	12.0		
1	0.02-0.049	—	0.030	0.030	0.019	0.0061	2.2	43
2	0.05-0.099	—	0.062	0.065	0.029	0.0097	2.6	39
3	0.1 -0.49	0.20	0.21	0.13	0.064	0.017	3.0	60
4	0.5 -0.99	0.61	0.61	0.41	0.16	0.031	3.4	17
5	1.0 -4.99	2.07	2.15	1.13	0.48	0.10	3.8	8
6	5.0 -9.99	7.18	5.47	2.02	0.92	0.22	4.5	2
7	10.0 -29.9	25.0	9.48	2.80	0.73	0.20	≈4.8	1

のもてる問題であるが、DDR においては P 波を除いて、すべての地震計が飽和し役に立たなかった。クロスマークのついた黒丸で示す No. 7 のスペクトルは、本震後 1 ヶ月間における最大のもので、然も本震 6 分後の 8 時 39 分に発生したものである。No. 6 の地震に比べ 0.75 Hz の振幅が 3 倍以上大きいにも拘わらず高域 ( $f > 6$  Hz) では逆に小さくなっている。このような傾向は本震直後の微小地震において特に顕著であり、数日後に略平均的スペクトルにもどっているように見えるが更に検討を要する。略同じ現象が京都周辺の地震においてもみられる [渡辺, 1973]。これらの事実は本震発生後の残留歪の分布、剛性率等の物理的性質の時間的変化を示唆するものとして興味深い。第 1 表に変位スペクトル、平均した振幅別の地震数を示す。前述のごとく、304 個すべてについて震源が決まっているわけではなく、これらの中には点線で示す地域外の地震も含まれる。しかしその数は相対的にすくなく、将来再検測をしたとしても  $f_0$  を変えることはないであろう。

#### 4. 千葉付近の地震について

Scaling law に地域性があることは既に述べた。更に震源の深さによる違い等も検討するため、関東地方に発生する地域別、深さ別の地震に対する Scaling law を作りつつある。その一例として near Chiba ( $\approx 35^\circ 30'N$ ,  $140^\circ 00'E$ )、深さ 60 km ~ 70 km の地震群に対する結果を第 5 図に示す。方法は伊豆沖地震の場合と同じである。一般に定常的活動における地震のスペクトルは略一様な形をしており、第 3 図に示したような  $f_0$  のばらつきは見られない。

図から見られるごとく、みかけ上の  $f_0$  はマグニチュードの増加と共に低周波領域に移行するが、伊豆沖余震に比べ、同じ  $M$  に対し約 1/2 となる。

更に  $M=4.8$  の地震の変位振幅が  $f_0$  より低域において小さくなる傾向を示す。つまり BRUNE [1970] の云う flat な領域は現れず、むしろ卓越周期を示すことは注目に値する。

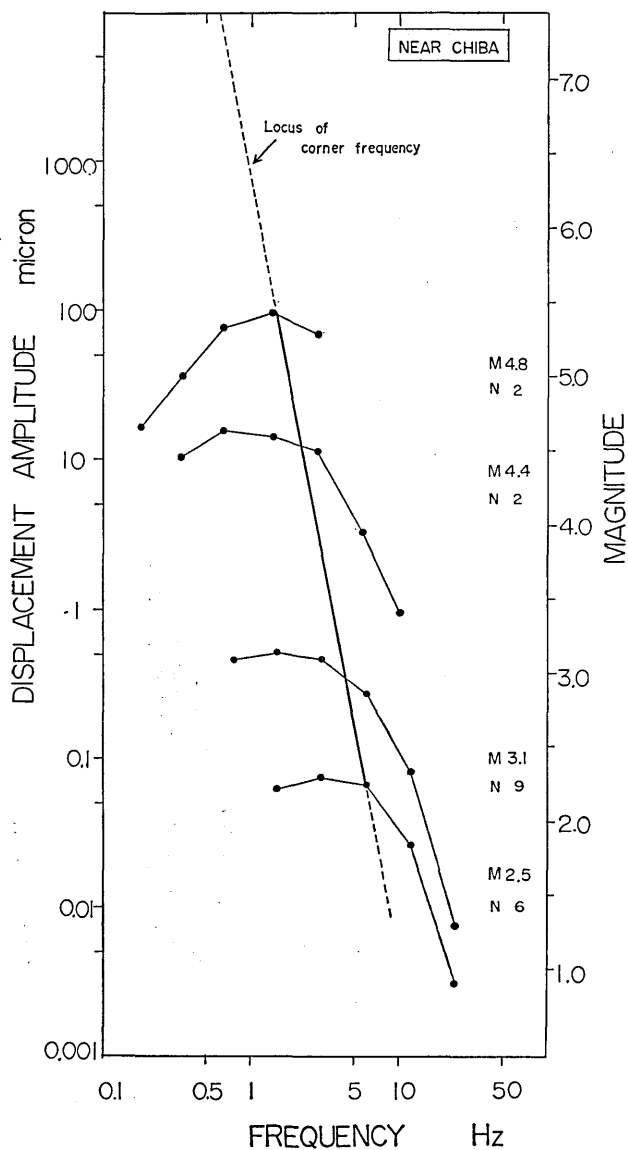


Fig. 5. The averaged S-wave spectra for different magnitudes in the earthquakes of near Chiba ( $\approx 35^{\circ}30'N$ ,  $140^{\circ}00'E$ ). The numerals indicated by M and N show the mean magnitude for each spectrum and the number of shocks used. Another explanation, the same as those shown in Fig. 4.

## 5. 伝搬の影響

観測されたスペクトルを用いて, moment, dimension, stress drop 等の source parameter を決める研究は数多くなされている [BRUNE, 1970; DOUGLAS and RYALL, 1972; THATCHER, 1972; HANKS and WYSS, 1972; TUCKER and BRUNE, 1972;

THATCHER and HANCKS, 1973]. 今回の data をもとに同じことを試みた。観測されたスペクトルから source parameter を決めるための重要な factor として伝搬経路に沿っての減衰の問題がある。媒質の非弾性にもとづく減衰をうけた地震波は

$$A(f) = A_0(f) \exp[-x\pi f/QV]$$

によってあらわされる。

ここで  $A$  は周波数  $f$  に対する振幅、 $x$ =距離、 $V$ =地震波速度である。6月10日現在、唐鎌他[本速報]によって決められた震源をもとに、61個の余震について  $x=150$  km、 $V=3.2$  km/sec、 $Q=250$  を仮定して、夫々の周波数に対する経路に沿っての減衰を補正し、震源スペクトルを求めた。ここで仮定した  $Q$  の値は関東地方における P 波に対する平均的な  $Q$  の値 500 [TSUJIURA, 1966] をもとにした。その一例を第6図に示す。その結果61個すべての震源スペクトルは、マグニチュードの大きさに拘わらず 12 Hz にピークを持ち、12 Hz/6 Hz の振幅比は 6~10 倍に達する。更に  $Q=500$  としても  $f_0$  の求まらない地震が多い(半黒丸)。そこで  $Q$  の値が周波数に依存する仮定をもちい、周波数 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 Hz に対する  $Q$  の値として 200, 200, 300, 500, 1000 の値を用い補正した結果を同図黒丸で示した。ここで用いた周波数に依存する  $Q$  の値は、同じ filtering による筑波観測所において観測された

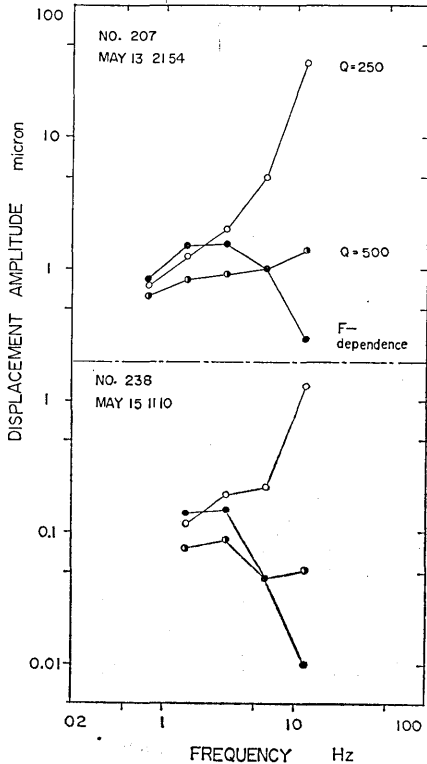


Fig. 6. Amplitude spectra corrected for instrument response and attenuation. Open, half closed, and closed circles show the spectrum corrected by the different  $Q$  values of 250, 500, and the frequency-dependence of  $Q$ , respectively. For the frequency-dependence of  $Q$ , 200 for 0.75 Hz and 1.5 Hz, 300 for 3 Hz, 500 for 6 Hz, and 1000 for 12 Hz are used.

関東地方の地震の Coda wave のスペクトルから求めた値である [準備中]. いずれにしても震源スペクトルを推定するにはあまりにも  $Q$  の依存性が大きすぎるように思われる。今後 near field の data ともつき合わせて、 $Q$  の値を決めなおさなければいけないであろう。

## 6. 結 語

伊豆半島沖地震の余震のスペクトル解析から地震規模 ( $M$ ) とスペクトルの関係、いわゆる "Scaling law" の作成を試みた。又ある地域の小地震群から同地域の大地震のスペ



クトルを推定し、推定されたスペクトルと実際に観測された大地震のスペクトルを比較、検討することも目的とした。しかし堂平微小地震観測所においてはその性格上、地震計の倍率が高く、今回の伊豆沖地震のごとき近地大地震（本震）のスペクトル解析には用を足さなかった。したがって余震群から推定したスペクトルと本震のスペクトルを満足に比較検討することはできなかった。更に今回の余震は最大で  $M \approx 4.8$ 、しかも本震直後の異常と考えられる期間に発生しており、このような条件下で  $M=6.9$  を推定するには無理があり、十分な結論を持ちえなかった。今後ともこのような方法を用いて、関東地方の定常活動の地震から、地域別における大地震のスペクトルを推定することを目的とした研究を進めていきたい。

### 謝 辞

未発表にもかかわらず震源資料の提供をいただいた津村建四朗氏並びに震源決定に協力された方々に感謝の意を表すると共に、吉田満氏には  $Q$  の補正について協力をいただいた。石田瑞穂嬢、名古屋大学深尾良夫氏には本稿をまとめるにあたり、有益な助言をいただいた。あわせて感謝の意を表する次第である。

### 参 考 文 献

- AKI, K., 1956, Correlogram analysis of seismograms by mean of a simple automatic computer, *J. Phys. Earth*, **4**, 71-79.
- 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. Roy. Astron. Soc.*, **31**, 3-25.
- AKI, K., B. CHOUET, and M. TSUJIURA, 1974, Local scaling law of earthquake source spectrum, submitted to *Science*.
- BRUNE, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- BRUNE, J. N. and G. R. ENGEN, 1969, Excitation of mantle Love waves and definition of mantle wave magnitude, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **59**, 923-933.
- BRUNE, J. N. and C. Y. KING, 1967, Excitation of mantle Rayleigh waves of period 100 seconds as a function of magnitude, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **57**, 1355-1365.
- DOUGLAS, B. M. and A. RYALL, 1972, Spectral characteristics and stress drop for micro-earthquake near Fairview Peak, Nevada, *J. Geophys. Res.*, **77**, 351-359.
- HANKS, T. C. and M. WYSS, 1972, The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **62**, 561-589.
- 堀 実, 1973, 堂平微小地震観測所の観測による近地地震のマグニチュードの決定, 地震研究所研究速報, **10** (4), 1-4.
- 唐鎌郁夫, 津村建四朗, 高橋正義, 荻野 泉, 酒井 要, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の余震観測, 地震研究所研究速報 **14**, 55-67.
- KASAHARA, K., 1957, The nature of seismic origin as inferred from seismological and geodetic observations, 1, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 473-532.
- MATUMOTO, T., 1960, On the spectral structure of earthquake waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **38**, 13-28.
- MATUZAWA, T., 1964, Study of Earthquake, *Uno Shoten Tokyo*, p. 45.
- TERASHIMA, T., 1968, Magnitude of microearthquake and the spectra of microearthquake waves, *Bull. Intern. Inst. Seis. and Earthq. Eng.*, **5**, 31-108.

- THATCHER, W., 1972, Regional variations of seismic source parameters in the northern Baja California area, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1549-1565.
- THATCHER, W. and T.C. HANKS, 1973, Source parameters of southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **78**, 8547-8576.
- TSUJIURA, M., 1966, Frequency analysis of seismic waves (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 873-891.
- TSUJIURA, M., 1967, Frequency analysis of seismic waves (2), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 973-995.
- TSUJIURA, M., 1973, Spectrum of seismic waves and its dependence on magnitude (1), *J. Phys. Earth*, **21**, 373-391.
- 辻浦 賢, 1973, 微小地震スペクトルの地域性 (1) —関東地方—, 地震 [ii], **26**, 370-375.
- TUCKER, B.E. and J.N. BRUNE, 1972, Seismogram, S-wave spectra and source parameters for aftershocks of the San Fernando Earthquake of February 9, 1971, preprint.
- 梅田康弘, 1973, 震源近くでの長周期地震波の観測, 地震 [ii], **26**, 336-347.
- 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, 地震 [ii], **24**, 189-200.
- 渡辺 晃, 1973, 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—, 昭和48年度地震学会春季大会講演予稿集, 40.

## 10. Spectral Analysis of S-Wave for Aftershocks of the Izu-Hanto-oki Earthquake of 1974 (1).

—Spectrum of S-Wave and Its Dependence on Magnitude—

By Masaru TSUJIURA,

Earthquake Research Institute.

The relationship between the S-wave spectrum and earthquake magnitude can be obtained by analysis of 304 aftershocks of the Izu-Hanto-oki earthquake and the earthquakes of the near Chiba region. From the scaling law of relatively small shocks with different magnitude, the spectrum of large earthquakes (main shocks) is predicted under the similarity assumption for large and small earthquakes. We found a difference of two times in the apparent corner frequency of S-waves between the earthquakes of the Izu-Hanto-oki and the near Chiba region. The distance and focal depth of the former event was about 150 km and shallower than 10 km, and the latter about 100 km and 60 km, respectively.

Comparison between a predicted spectrum based on the scaling law and an observed spectrum for main shock is another interesting study. Unfortunately, the seismographs used in this study were overloaded for the main shock of the Izu-Hanto-oki.

The correction of the attenuation effect for 61 aftershocks was examined by using several  $Q$  values in order to estimate the source parameters. However, a reasonable source spectrum cannot be obtained since the spectrum is extremely sensitive to the  $Q$  values.