

## 5. 地震波の減衰の地域性 I 短周期 P 波の減衰

地震研究所 { 吉田 満  
                  中村 功

(昭和48年12月6日受理)

### §1 ま え が き

媒質が完全弾性体でなければ、波動はその媒質中を伝播する過程において一部吸収され振幅が減少する。Qは媒質の非弾性的性質を示す量であり、地球内部の構成物質の状態を解明する一つの方法として、その値が多く研究者により地震波の解析から求められている。上部マントル地震波の減衰に地域性がある事は浅田・高野(1963)、宇津(1966)、金森(1967)、辻浦(1969)、高野(1970)の論文によって指摘されている。もし浅発地震が震源から数100kmの所で観測されればその観測点の近傍の減衰状態が究明できよう。

今回の研究目的は房総半島遠方沖で起った2つの浅発地震を用いて、関東地方で観測された短周期P波のスペクトルからQを求め、上下の変動が激しい房総半島の地殻における地震波の減衰と、関東内陸部におけるそれとの違いを見出す事にある。問題とするQは周期0.1~1秒におけるその値である。

### §2 デ - タ

Table 1 にはデータとして用いた2つの地震の震源要素が示されている。この2つの地震を以下 No. 5, No. 6 と呼ぶ事にする。いずれも伊豆、小笠原海溝の近傍で発生したマグニチュード4.4の浅い地震であり、関東地方の観測所(Table 2)で観測されると震央距離が200~300km位となる。Fig.1 は No.5, No.6 の地震及び5つの観測所の分布を示したものである。これらの観測所；堂平(DDR)、清澄(KYS)、筑波(TSK)、城山(SRY)、大山(OYM)で検知された地震は東京大学地震研究所で無線方式により集中記録が常時行われているものである(辻浦(1963))。磁気テープに記録されたアナログ波形はAD変換器及び電子計算機によりサンプリング間隔20msec.でデジタル化された。プロッターで再成した地震波形がFig.2に示されている。観測所の常時微動

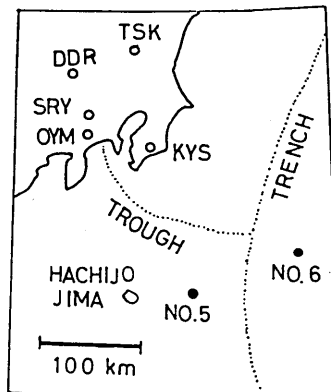


Fig. 1. The positions of the observing stations Dodaira; (DDR), Kiyosumi (KYS), Tsukuba (TSK), Shiroyama (SRY), Oyama (OYM), and the epicenters; No. 5, No. 6.

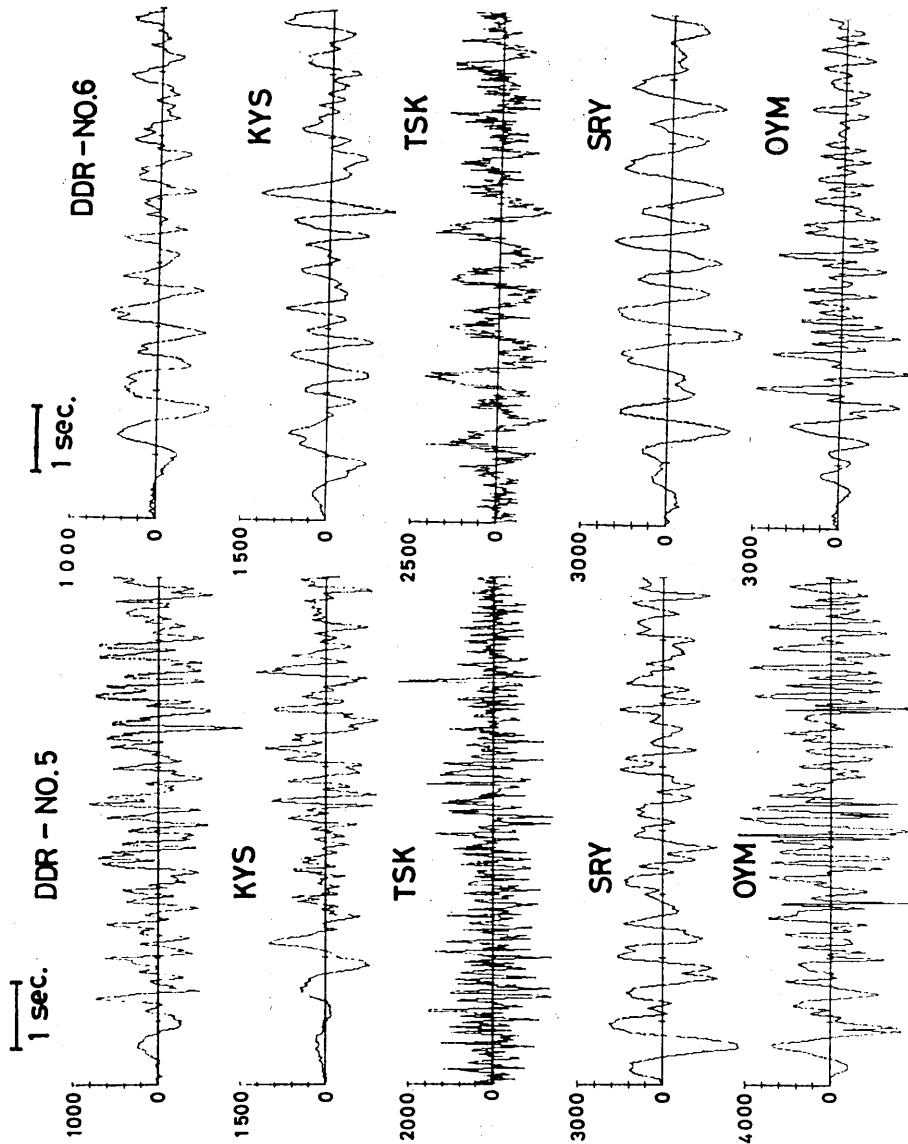


Fig.2. P waves of two shallow earthquakes recorded by five stations.

Table 1. Hypocenter elements of two shallow earthquakes.

Earthquake No.	Date	Time	$\phi$	$\lambda$	M	Depth
No.5	27 Feb. 1973	14h56m	33°24'N	140°58'E	4.4	5 km
No.6	27 Feb. 1973	13h25m	22°54'N	142°21'E	4.4	5 km

特性, 地盤特性, 伝播経路及び地震計の特性が異なるため得られた地震波形 (P波, 垂直成分)は必ずしも一致をみない. 各観測所の地震計の固有周期はすべて1秒である (Table 2).

Table 2. Stations and instruments used.

Station Code	Name	Position	Foundation	Seismograph T <sub>n</sub> (Period)(Damping const.)	
DDR	Dodaira	35.98°N 139.19°E 800 m	Paleozoic slate	1.00	0.98
KYS	Kiyosumi	35.20°N 140.15°E 180 m	Tertiary sandstone	1.07	0.50
TSK	Tsukuba	36.21°N 140.11°E 280 m	Granite	1.00	0.70
SRY	Shiroyama	35.60°N 139.27°E 254 m	Paleozoic slate	1.00	0.70
OYM	Oyama	35.42°N 139.23°E 600 m	Tertiary diabase	1.00	0.90

### §3 解析方法

初期微動継続時間は両地震 (No.5, No.6) 共20~40秒であり, P波解析時間  $T_m$  は P波の始まりから2秒, 4秒, 8秒と3種の区間をとった. 長さの異なる区間をとった理由はP波スペクトルの区間の長さによる違いを調べるためである. これらのP波は(1)式による窓をかけた後にフーリエ変換された. 即ち重み関数  $D(\tau)$  は

$$D(\tau) = \begin{cases} -\frac{1}{2} \left( 1 + \cos \frac{\pi\tau}{T_m} \right) & |\tau| > T_m \\ 0 & |\tau| < T_m \end{cases} \quad (1)$$

となる. こうした操作により得られたスペクトルが Fig.3 に示されてある. 各観測所で記録された地震波は無線方式で送られたものであるから地震計特性, 伝送特性, 弁別器特性等の補正を施す事により, 各観測所に到達した真のP波のスペクトルが得られる. 補正すべき総合周波数特性は Fig.4 に示したものであり, Fig.5 は補正されたP波のスペクトル (解析時間2秒) である.

震源付近の地震波のスペクトルはすべての周波数の波を一様に含んでいるものとする. 震源距離  $r$  におけるスペクトルは

$$F(r, \omega) = A \exp \left( -\frac{r\omega}{2QV} \right) \quad (2)$$

で表わされる.

ここで  $\omega = 2\pi f$  ( $f$ : 周波数),  $V$  はP波の速度,  $A$  は定数である. (2)のスペクトルは各観測所で得られたスペクトル  $F_n(r, \omega)$  に等しいはずである. よって(2)に  $r, f, V$  の値を代入すれば, 最小二乗法により,  $A, Q$  が求まり震源と各観測所間の経路の平均的な減衰状態が調べられる. この  $Q$  の求め方は大塚 (1962), 浅田・高野 (1963), 高野 (1966) の方法と類似である.

Fig. 6 に各観測所で得られたスペクトルが解析時間2, 4, 8秒それぞれについて示されており, 実線と丸印で結ばれた直線は最小二乗法により求めたものである. これは震

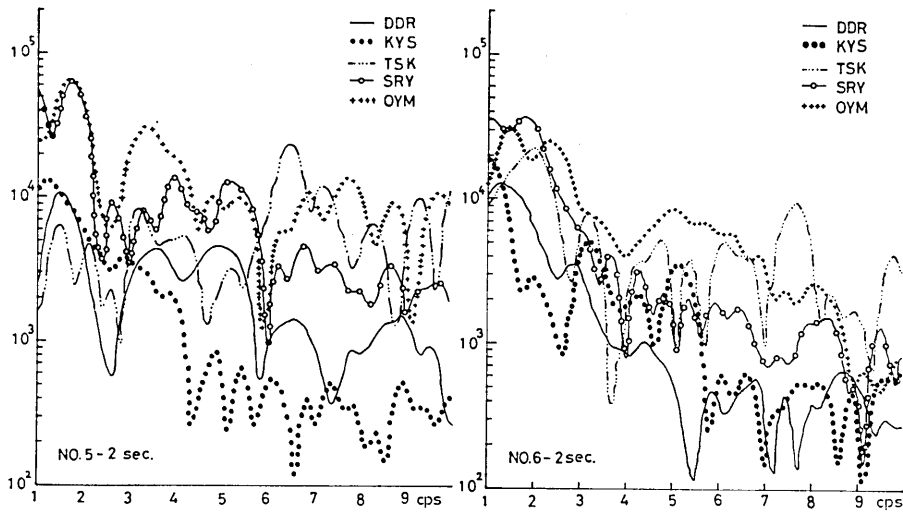


Fig. 3. Uncorrected Fourier Spectra of P waves at every stations for the first 2 sec.

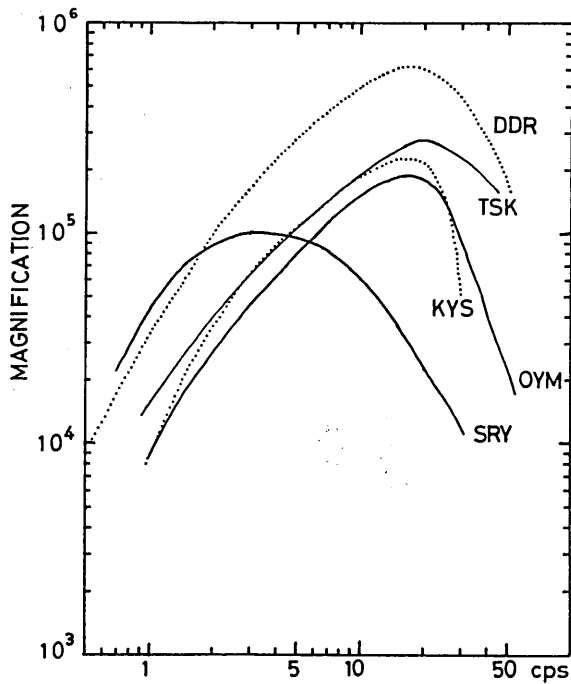


Fig. 4. Universal frequency characteristics of magnification containing the seismographs, the transmission lines and the discriminators.

源付近で変位のスペクトルが一定とした式の仮定に相当する。又点線は震源付近の振幅は周波数に逆比例するという速度スペクトル一定の仮定（浅田・高野（1963），高野（1966））に基づいて定めた曲線で、 $A = \text{const.}$  とした場合のそれとを比較するために求めたもので

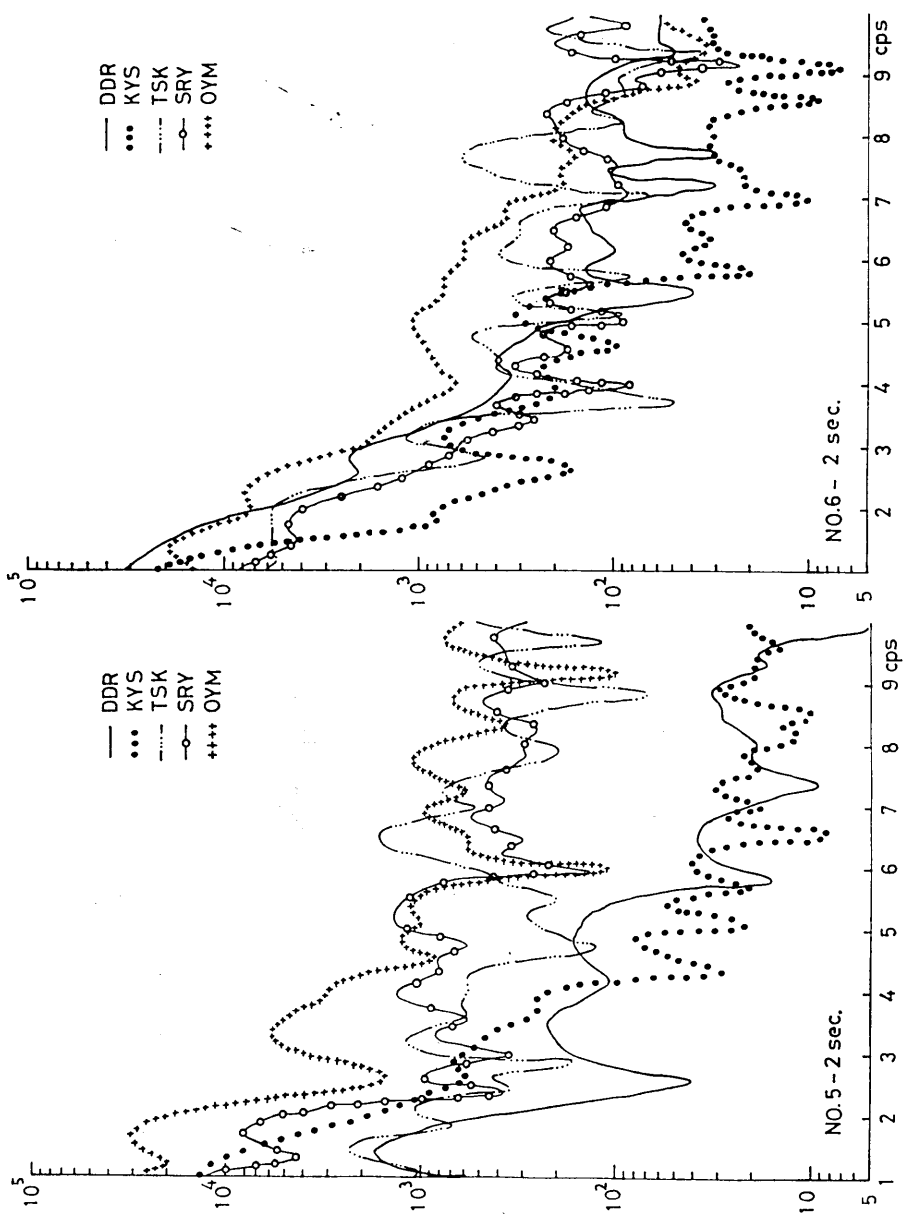


Fig. 5. Corrected Fourier Spectra of the P waves at every stations for the first 2 sec.

ある。図の右上の数値はQの値である。

#### § 4 議 論

解析時間を2, 4, 8秒にとったときに見られるスペクトルの変化は Fig. 6より, 8,

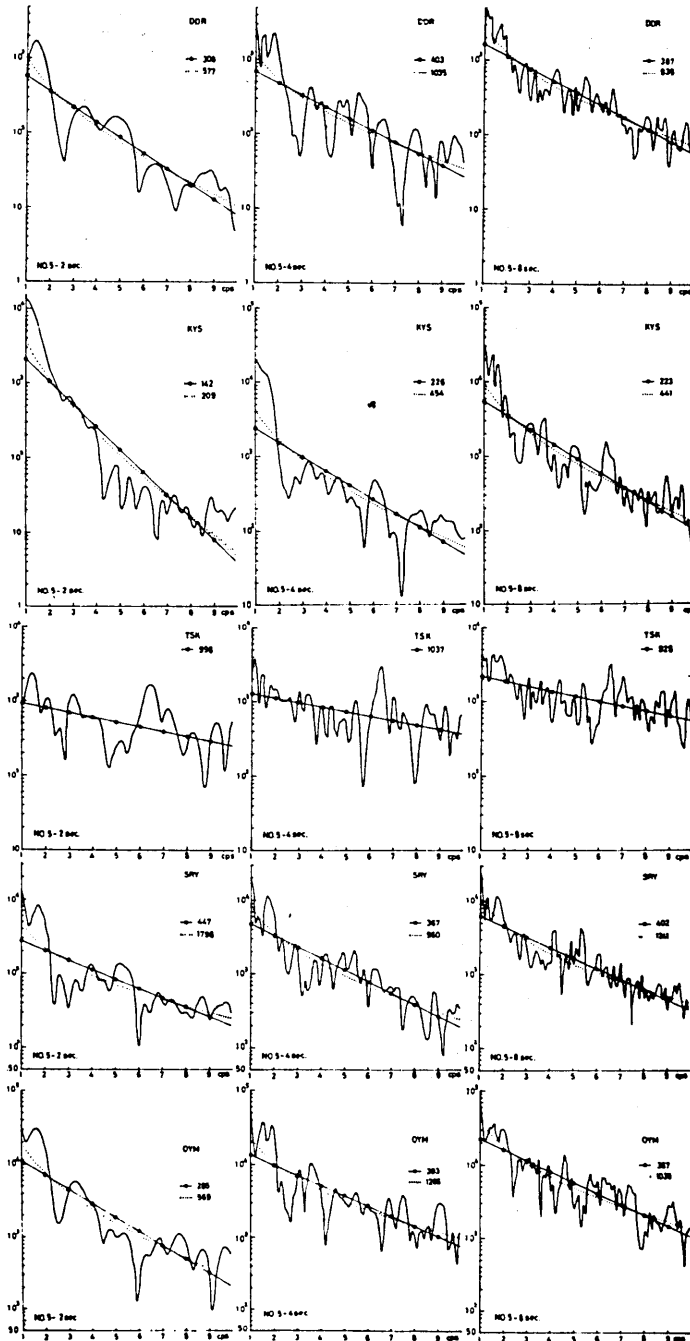
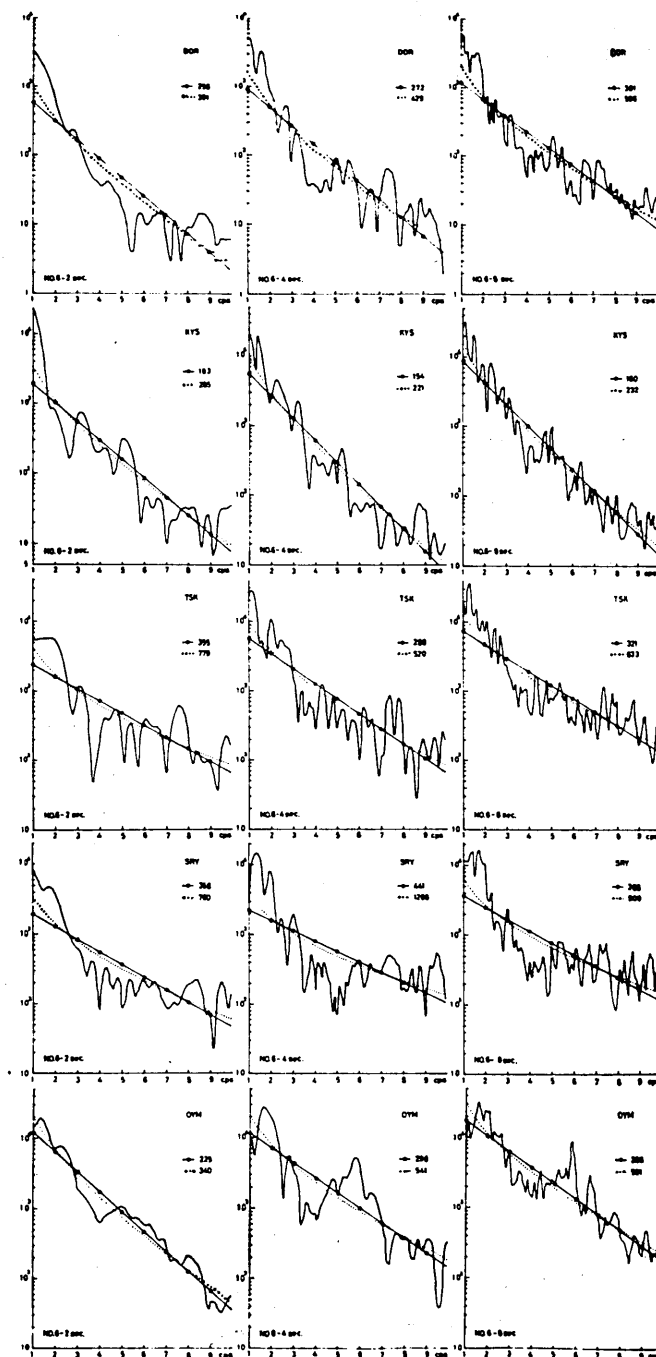


Fig. 6. Corrected Fourier Spectra for the first 2, 4, 8 sec. (the full line) and the theoretical spectra expressed by the formula (2) basing on the assumption of ( $A=\text{const. } -o-$ )



and ( $A \propto 1/f, \dots$ ). Numerical numbers are mean effective Q values along the path of seismic ray between observatories and hypocenters.

4, 2秒の順になめらかになるが, 解析時間  $T_m$  とスペクトルの間に規則性ある関係は見出されない. 解析時間  $T_m$  と  $Q$  の値の関係は詳しく調べると次の様になる.

地震 No.5 の SRY, No.6 の KYS, TSK は  $T_m = 2$  秒における  $Q$  の値と 4 秒, 8 秒のそれとを比較すれば後者の方が小さい.  $T_m$  の長い程  $Q$  の値が大きくなるのは地震 No.6 の DDR だけであり, 地震 No.5 の DDR, KYS, TSK, OYM 及び地震 No.6 の SRY, OYM における  $Q$  の値は 4, 8, 2 秒の順に小さくなる.

震源付近の地震波はすべての周波数の波を一様に含んでいるという仮定と, 周波数に逆比例するという仮定は, 共に観測スペクトル  $F_n(\tau, \omega)$  によく合う線を与えるが, 後の仮定から  $Q$  を求めた場合は前者の約 1.5~3 倍となる (Table 3),

後の仮定は速度スペクトルの研究から得られた金井 (1958) の観測結果; (3)式に基づいている

$$\frac{2\pi A}{T} (= \text{velocity}) = \text{constant} \quad (3)$$

$T$  及び  $A$  はそれぞれ地震波の周期 (0.2-1 sec) と振幅である. Table 3 によれば, いずれの仮定を採用しても清楚で観測された  $Q$  の値が一番小さく, 筑波, 城山のそれが大きい. 堂平, 大山の  $Q$  の値は筑波, 城山のそれよりもやや小さい. 房総半島は関東大地震 (1923, 9.1,  $M=7.9$ ) で最高 1.8m の隆起が生じているが, 常時上下, 水平の地殻変動は激しい (田島 (1970)). このような変動は地下構成物質の結晶の間にひびを生じさせ, 粒界での地震波の散乱, クラックでの摩擦など地震波の減衰を大にするので清楚の  $Q$  は小さくなっていると考えられる. 清楚の  $Q$  の値を  $Q_K$ , 堂平のそれを  $Q_D$  とすると  $0.5 \leq Q_K/Q_D \leq$

Table 3. Mean effective  $Q$  values along the path between observatories and hypocenters which are calculated basing on the assumption that the type of spectrum near the focus is such that the amplitude of each component,  $A$  at a frequency,  $f$  is uniform ( $A = \text{const.}$ ), and inversly proportional to  $f$  ( $A \propto 1/f$ ). The frequency range is from 1.0 to 10.0 cps. The full line at TSK-No.5 ( $A \propto 1/f$ ) means that the mean effective  $Q$  value along the path between TSK and the hypocenter of No.5 became negative as the result of the calculation by the least square method.

Earthq. No.	No.5		No.6	
	A=const.	$A \propto 1/f$	A=const.	$A \propto 1/f$
DDR	300- 400	600-1000	250- 300	400- 500
KYS	150- 250	200- 450	150- 200	200- 300
TSK	900-1000	————	250- 350	500- 800
SRY	300- 400	900-1800	350- 450	700-1300
OYM	250- 400	600-1200	200- 300	300- 500



0.6,  $Q_K \approx 150 \sim 250$  (Table 3) となる。筑波での地震 No.5 の  $Q$  の値が他に較べて大きい、これは 6 cps 近傍の振幅が卓越しているからである。地震 No.5, No.6 の各観測所における平均的経路の  $Q$  の値をそれぞれ  $\bar{Q}_5$ ,  $\bar{Q}_6$  とすると  $\bar{Q}_5 > \bar{Q}_6$  の場合が多い (Fig-6, Table 3)。

## § 5 結 語

房総半島遠方沖で起った 2 つの浅い地震を関東地方で観測し、震源観測点間の短周期 P 波 (0.1~1 秒) の減衰を調べた。その結果をまとめると次の様になる。

1). 清澄における P 波の減衰は堂平, 大山, 城山, 筑波に較べて顕著である。これは清澄付近の地質が砂岩で構成されている事、及び常時地殻変動が激しい事に原因すると推測される。

2). 清澄と震源間の平均経路における  $\bar{Q}$  の値は 150~250 であり堂平の約 50~60% である。筑波では  $\bar{Q}$  が 1000 に近い値を得たが、これは地盤条件が他の観測点よりも勝れている為であろう (地質は花崗岩より成り立っている)。

3). 八丈島付近に起った地震 (1972 年 12 月 4 日に起った  $M=7.2$  の余震) と海溝より太平洋海盆側に起った地震とでは、関東地方で観測される地震波の減衰は後者の方が著しいが、地震波の経路の差異によって生ずる地震波の減衰状態を論じるには更に多くの地震波の解析と震源精度を高める必要があろう。

4). 震源付近で速度スペクトルが一定であると仮定して求まる  $\bar{Q}$  の値は、変位スペクトル一定と仮定して求まる  $\bar{Q}$  の値の 1.5~3 倍となる。

5). P 波の解析時間の長さとしてスペクトルの変化に於て規則性ある関係は見出されなかった。

おわりに有益な助言をいただいた地震研究所佐藤泰夫教授に深く感謝致します。

## 文 献

- ASADA, T. and TAKANO, K., 1963, Attenuation of Short Period P Waves in the Mantle, *J. Phys. Earth*, **11**, 25-34.
- KANAI, K. and YOSHIKAWA, S., 1958, The Amplitude and the Period of Earthquake Motions. II., *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 275-293.
- KANAMORI, H., 1967, Attenuation of P Waves in the Upper and Lower Mantle, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 299-312.
- 大塚道男, 1962, 深発地震の S 波と ScS 波の波形について, *地震* **2**, **15**, 162-182.
- 田島稔, 1970, 最近の関東南部における地殻活動, *地学雑誌* **79**, **3**, 139-150.
- 高野敬, 1966, マントル中の短周期 S 波の減衰について, *地震*, **19**, 246-254.
- TAKANO, K., 1970, Attenuation of Short Period Seismic Waves in the Upper Mantle and Its Regional Difference, *J. Phys. Earth*, **18**, 171-179.
- 辻浦賢, 1963, 地震波動の連続観測のための多成分磁気記録法 第一報 短周期地震波動 8 成分の磁気記録, *地震研究所集報*, **41**, 419-445.
- TSUJIURA, M., 1969, Regional Variations of P Wave Spectrum (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 613-633.

UTSU, T., 1966, Regional differences in absorption of seismic waves in the upper mantle as inferred from abnormal distributions of seismic intensities, *J. Faculty Science, Hokkaido University, Series 7, 2*, 359-374.

5. *Regional Differences in the Attenuation of Seismic Waves. -1-  
Attenuation of Short Period P Waves.*

By Mitsuru YOSHIDA and Isao NAKAMURA,  
Earthquake Research Institute.

Boso peninsula is one of the most active regions in crustal movement vertically and horizontally. These movement will weaken the elasticity of the medium and strengthen the attenuation of seismic wave. The attenuation factor  $Q$  was calculated using two shallow earthquakes (magnitude 4.4) which occurred far off southeast of Boso peninsula. The epicentral distances are about 200km (Fig. 1). Mean effective  $\bar{Q}$  along the path estimated at Kiyosumi observatory founded on a sandstone in Boso peninsula is lower than any other ones at other four stations in Kanto districts. The value at Kiyosumi ( $\bar{Q}_K$ ) was estimated as 150~250 and the one at Dodaira ( $\bar{Q}_D$ ) as 250~400 in the frequency range from 1.0 to 10.0 cps. The ratio of the average  $\bar{Q}$  value at Kiyosumi to that at Dodaira is 0.5~0.6.