

地盤による地震波の震動特性と雑微動特性の比較

入倉孝次郎・赤松 純平・松波 孝治

COMPARISON OF EARTHQUAKE GROUND MOTIONS AND MICROTREMORS

By *Kojiro* IRIKURA, *Junpei* AKAMATSU and *Koji* MATSUNAMI

Synopsis

Microtremors were observed at the earthquake-observational points on the ground and the rock and at several points in the vicinity of the observational points. The peak frequencies and amplitudes of the spectra of the microtremors vary with the thickness of the deposit layers. However, the peak frequencies of microtremors are not consistent with those of spectral ratios of S waves between the ground motions and the rock motions. This is partly due to the difference of the length of time window for computation of spectra. Moreover, the difference of the nature of microtremors with that of earthquake motions should be considered in estimating amplification characteristics of ground motions.

1. はじめに

地震時の地盤の震動特性を推定するためには、地盤構造を正確に決定し、地震動と地盤構造の関係を解明することが必要とされる。地盤構造を決定する方法として、火薬爆破などによる地震探査が挙げられるが、堆積層の厚さが数百米にもなると、都市域では必要な長さの測線をとる困難さや爆破地点の確保の困難さ等の問題があり、一般に探査の実施は困難である。都市域から離れた地震波探査の条件のめぐまれた地域においても、爆破震源を用いた探査法等により、P波の構造は求められるが、震動特性を知る上に重要なS波の構造の推定は困難である。従って現在のところ問題とする地域における地震波の増巾度分布を求めるには、基盤岩や堆積層の厚さの異なる地盤上において実際に地震波を観測して、地盤構造と地震動の関係の解明が必要とされる^{1),2)}。しかしながらきめの細かい地震観測点の配置は測定計器、配線網、人員など膨大な経費を必要とする。そこで地震波観測の補助的役割を果たしうる、より簡便で常時可能な地盤調査法が望まれる。雑微動観測は地盤の震動特性を知るために有効な方法であることは多く報告されているが^{3),4)}、波動としての本性について多くの異見があり^{5),6)}、特にノイズ源の多く存在する都市域では振動源のランダム性および時間的、空間的定常性等についても多くの問題点がある。従って雑微動観測により地盤構造および震動特性の推定を行なうには問題とする地点に応じた観測方法および解析方法が検討される必要がある⁷⁾。

地震波観測点で得られた地震波形は地震計台のロッキングや観測点近傍の *irregularity* による *scattering* 等の局所効果による変形を受けている場合がある。地盤構造と地震動の関係を吟味するには、はじめに各観測点での地震波の空間的一様性についての吟味が必要とされる。地震波観測およびその周辺地盤での雑微動観測により、観測点間の距離と地震波の一様性の関係が吟味される。

以上の観点で、京都盆地南部の東の山際に位置する京大宇治構内の沖積および洪積層からなる地盤上および東方約2 kmの露頭上で地震波観測と附近一帯で行なわれた雑微動観測の結果が比較された。

2. 観測点と観測方法

Fig. 1 に観測点の位置と、測線 O_1-C_0 に沿った堆積層の *profile* が示される。この附近の堆積層は沖積層

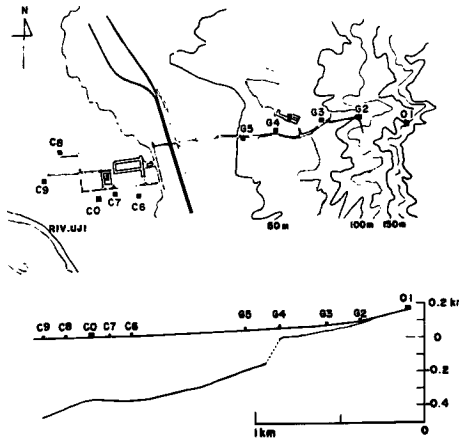


Fig. 1 Locations of observational points and vertical profile along O_1 - C_0 line.

および洪積層からなっているがその境界は明瞭ではない。古生層の岩盤の露頭にある O_1 点と沖積層の地盤上の C_0 点が地震波観測点である。地震波観測は固有周期 1 秒の速度計 ($h \approx 0.64, 3.0$ volt / kire), 直流増巾器 (感度は O_1 点で 50 倍, C_0 点で 20 倍), 遅延装置, データレコーダー (4 チャンネル 2 台) からなる自動記録装置によりなされた。

今回実施した雑微動観測は O_1 点, C_0 点と同時に宇治川河川敷の東側から五雲峰の山腹にかけた一帯に, 移動観測点を設置し, 3 点の同時 3 成分観測をくりかえす方法で実施された。使用した地震計は地震観測と同型のもので, 増巾器の倍率は O_1 で 10,000 倍, G_2 と G_3 で 5,000 倍, G_4 と G_5 で 2,000 倍, $C_6 \sim C_9$ で 1,000 倍である。雑微動記録は全てアナログデータレコーダーに収録され, 10Hz の low pass filter を通して, AD 変換器で 50Hz のサンプリングでデジタル量に変換された。

3. 地盤および岩盤で観測される地震動の比較

地盤上 (Fig. 1 の C_0 点) と岩盤上 (O_1 点) で観測された地震動の性質についてはすでに報告されている¹⁾。地盤構造による地震波の増巾特性が地盤で得られた地震波のスペクトルと岩盤で得られたスペクトルの比較により求められた。スペクトル計算のための time window の長さは P 波に対して 2.56 秒間, S 波に対して 5.12 秒間である。Fig. 2 の上図に岩盤上の P 波のスペクトルが細線で, 地盤のそれが太線で示される。No. 74-133 は和歌山近傍に生じた浅い地震で, 震央方向は南西, S-P time が 12.4 秒である。一方の No. 74-107 は岐阜近傍に生じた浅い地震で, 震央方向は東, S-P time が 8.9 秒である。下図に地盤と岩盤のスペクトルの比

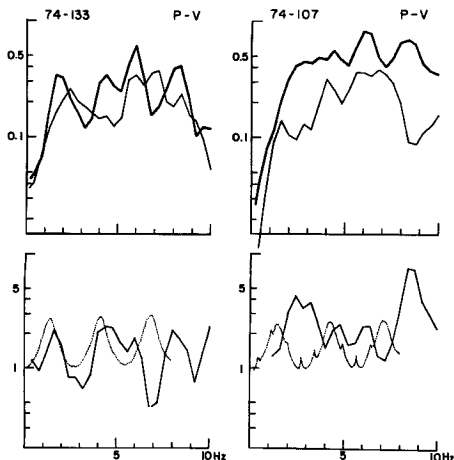


Fig. 2 Fourier spectra of P waves at rock site, thin line, and those at ground site, thick line. No. 74-107; epicenter, near Gifu, $t_{s-p} = 8.9$ sec, arriving from hill side. No. 74-133; epicenter, near Wakayama, $t_{s-p} = 12.7$ sec, arriving from ground side. Lower: spectral ratios between ground site and rock site. Dotted lines show theoretical curves calculated from analytic model with flat layers.

Table 1. Layered model at the ground in the calculation of the theoretical curves shown in Figure 2 and 4. The values are determined by means of experimental measurements such as seismic prospecting and seismic well logging, except for the values in parenthesis.

Thickness(m)	P Velocity(m/sec)	S Velocity(m/sec)	Density(g/cm ³)
3	1400	250	1.7
12	2100	440	(1.8)
6	1600	320	(1.8)
11	2200	580	(1.9)
8	1700	460	(1.9)
330	2000	580	(2.0)
	4400	(2400)	(2.5)

が実線で示される。水平な層からなる地盤構造(Table 1 参照)を仮定して計算された P 波のレスポンスが同時に点線で示される。この 2つの地震波の例について、スペクトル比の最も低周波の peak を比較すると、東側から到来する地震波(74-107)の場合の peak 周波数は、南西側からの地震波(74-133)の場合に比して、より高周波数で、その peak 値も高い。種々の方向からの地震波について、地盤と岩盤のスペクトル比の peak 周波数と振巾が Fig. 3 に示される。西側から到来する地震波について、peak 周波数は 1.5~2Hz に集中しているが、東側からの地震波について、peak 周波数は 3Hz 附近に集中している。振巾値は東側からの地震波の

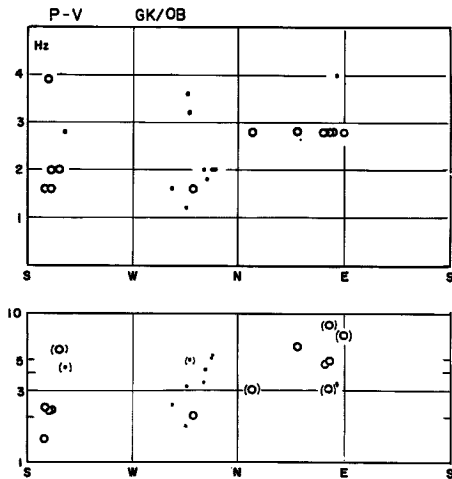


Fig. 3 Lowest peak frequencies (upper figure) and peak amplitudes (lower figure) of spectral ratios of P waves between ground site and rock site as a function of epicentral direction.

○ : $t_{s-p} > 8$ sec, ● : $t_{s-p} < 8$ sec.

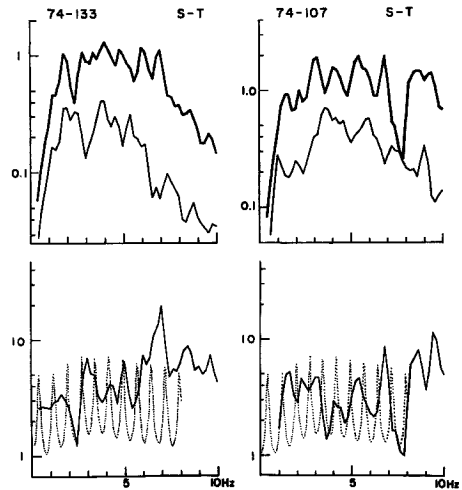


Fig. 4 Upper : Fourier spectra of S waves at rock site, thin line, and those at ground site, thick line. Lower : spectral ratios between ground site and rock site. Dotted lines show theoretical curves calculated from analytic model of flat layers.

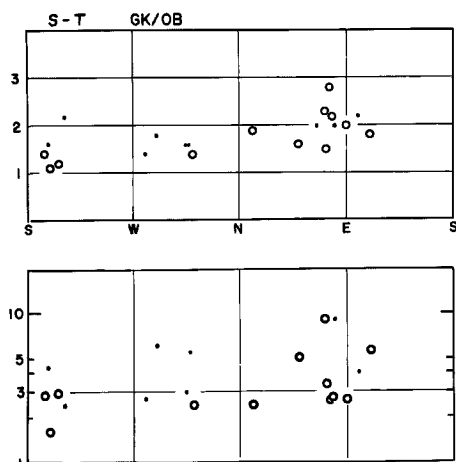


Fig. 5 Lowest peak frequencies (upper figure) and peak amplitudes (lower figure) of spectral ratios of S waves between ground site and rock site as a function of epicentral direction.

○: $t_{s-p} > 8 \text{ sec}$, ●: $t_{s-p} < 8 \text{ sec}$.

4. 雑微動観測データの解析

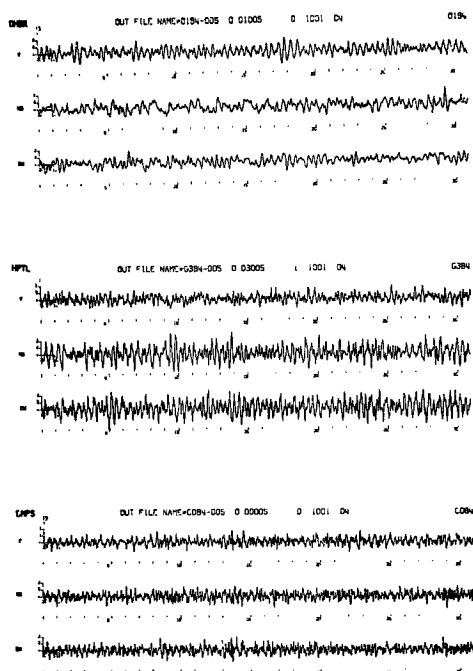


Fig. 6 Examples of the records of microtremors simultaneously observed at O_1 , G_3 and C_0 points.

場合に大きくなる傾向がある。S波の transverse 成分のスペクトルの例が Fig. 4 の上図に、地盤と岩盤のスペクトル比が下図に示される。種々の方向からの地震波に対するS波のスペクトル比の peak 周波数と振幅が Fig. 5 に示される。西側からの地震波の peak 周波数は $1.0 \sim 1.5 \text{ Hz}$ 、東側からの地震波の peak 周波数は $1.5 \sim 2 \text{ Hz}$ で、より高周波数になっている。振幅値は P 波の場合ほど明瞭ではないが、東側からの地震波の場合に大きくなる傾向がある。

地盤構造による地震波のレスポンスが地震波の到来方向により変化することは平行層モデルでは説明できない。地盤と岩盤の地震波のスペクトル比が到来方向により変化する原因として、地盤構造が水平方向に変化していることと、岩盤上の観測点近傍の地形が複雑に変化していることが考えられる。スペクトル比の peak 周波数の変化は主として地盤下の基盤岩が傾斜しており、堆積層の厚さが東側にいくにつれて薄くなっていることによると考えられる¹⁾。

Fig. 6 に地盤上 C_0 点、 G_3 点および岩盤上 O_1 点で同時観測された雑微動の波形の例を示す。 O_1 点での測定感度は C_0 点の10倍、 G_3 点では C_0 点の5倍になっている。Fig. 6 に示された波形の Fourier spectra が Fig. 7 に示される。雑微動のスペクトルの計算のための time window の長さは20秒間である。 C_0 点での微動は低周波数成分から高周波数成分まで含んでいるが、 G_3 点や O_1 点では高周波数成分は少ない。岩盤上の O_1 点では水平成分のスペクトルは 3 Hz までは比較的なめらかな形をしているが、 3 Hz 以上になると急激に小さくなっている。一方 O_1 点の垂直成分は $2 \sim 3 \text{ Hz}$ に顕著な peak をもち、それより高周波数では急速に小さくなる。この $2 \sim 3 \text{ Hz}$ の peak は G_3 点や C_0 点でもみられる。これがこの地域での微動の震動源によるか、観測点の site 特性によるかは今回の観測では十分究明できていない。

地盤構造と微動のスペクトルとの関係を見るために、堆積層の厚さが異なると推定される観測点での微動のスペクトルが 3 Hz 以下の低周波数域について比較される。Fig. 8 に6つの観測点の EW 成分のスペクトルが示される。この例では O_1 点、 C_0 点

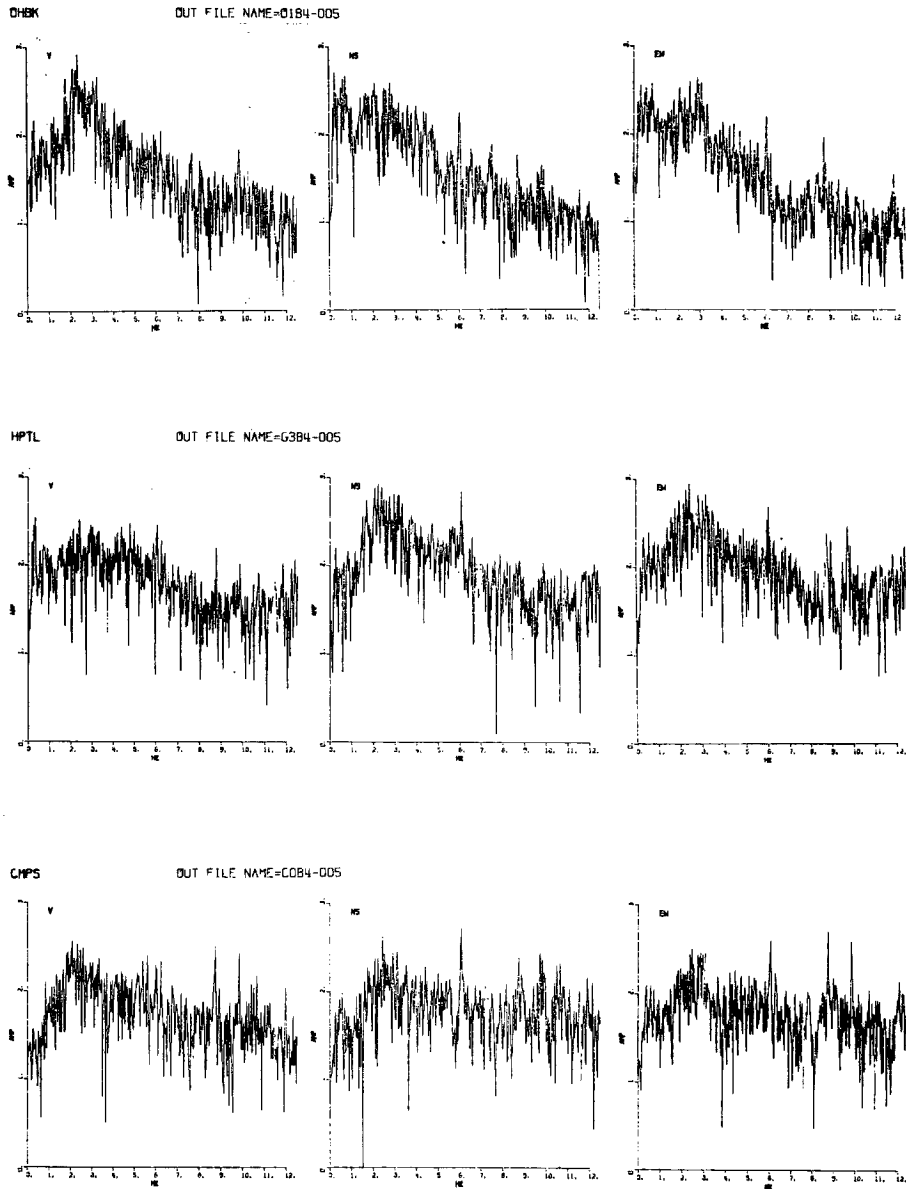


Fig. 7 Fourier amplitude spectra of microtremors simultaneously observed at O_1 , G_3 and C_0 points.

および C_0 点のスペクトルは同時観測されたものである。堆積層の厚い C_0 , C_6 および C_9 点 (Fig. 1 参照) ではスペクトルは $0.5 \sim 1.0 \text{ Hz}$ 附近に顕著な peak を有している。しかしながら G_4 および G_3 点では $0.5 \sim 1.0 \text{ Hz}$ 間の peak は顕著には見られない。 O_1 点では peak は 0.5 Hz 以下の低周数域にみられ、 $0.5 \sim 2.0 \text{ Hz}$ 間では顕著な peak はない。

雑微動の振巾分布と地下構造との関係を見るために、band pass filter を通した波形記録の平均振巾の空間

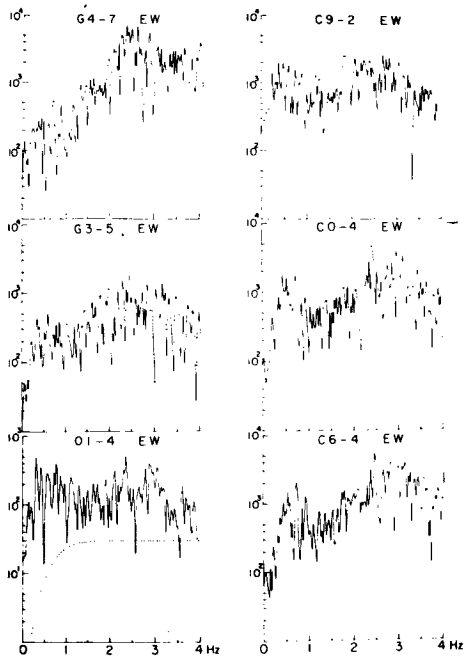


Fig. 8 Comparison of Fourier amplitude spectra of EW components of microtremors observed at 6 points where the thicknesses of deposit layers are different, as shown in Fig. 1.

的分布が Fig. 9 に示される。縦軸が振巾値、横軸が観測点の位置を示している。雑微動の観測は2つの固定点 (C_0 および O_1) と1つの移動点の三点同時観測をくりかえすことによってなされており、Fig. 9 で振巾値を示す黒丸のわきに示された数字は観測時に対応している。例えば数字1は O_1 , C_0 点および C_8 点の同時観測の記録に付されている。 C_0 点と O_1 点には1から8まで計8回の観測結果が示されている。 0.4Hz 以下の低周波数域では振巾分布は岩盤上 O_1 点から堆積層の厚くなる C_9 点までならだらかに増大する。 $0.4\text{--}0.8\text{Hz}$ の周波数域では $C_6\text{--}C_9$ 点の振巾が大になっているが、 $1.4\text{--}3.2\text{Hz}$ の周波数域では G_5 と G_4 点の振巾が大になる。この周波数帯域による振巾分布の変化は堆積層の厚さの変化に対応していると考えられる。Fig. 8 で明らかなように、雑微動のスペクトルの peak は単一とは限らず、卓越周波数のみでは雑微動特性と地盤構造との関係は必ずしも明瞭には理解できない。微動特性と地盤構造の関係を解明するためには微動の卓越周波数のみではなく、振巾分布の変化に注目する必要がある。

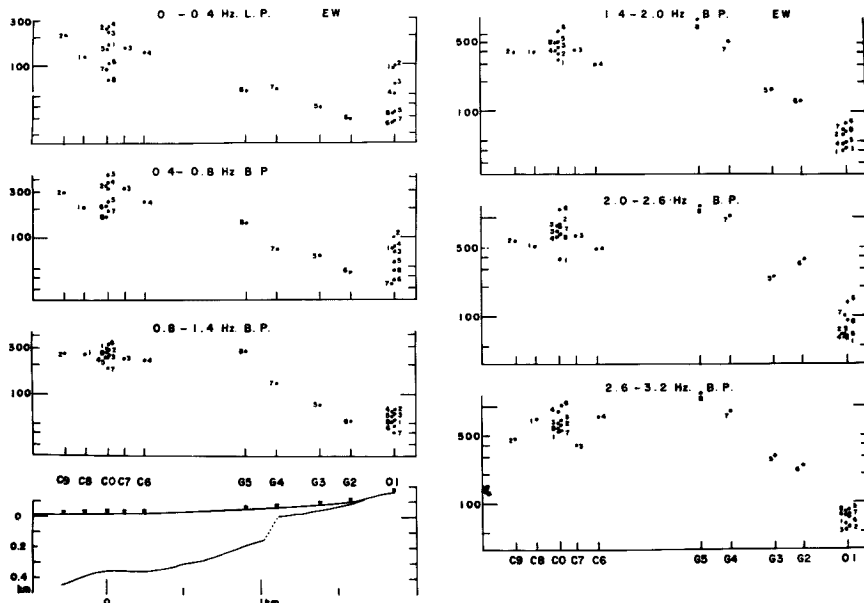


Fig. 9 Spatial variation of average amplitudes of EW components of microtremors passed through various band pass filters.

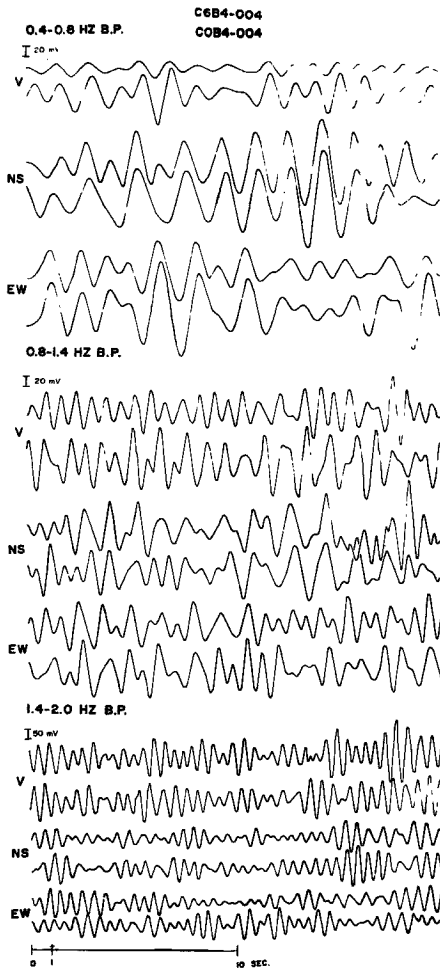


Fig. 10 Comparison of band-pass filtered seismograms of microtremors between C_0 and C_6 points.

い。この問題については今後 array 観測を実施し、微動の位相速度を求めることと、振巾の空間的変化を吟味することにより、雑微動の波動としての性質について詳細な議論を行なう。

5. おわりに

地盤上で得られた地震波のスペクトルと岩盤上で得られたスペクトルの比較から地震波の地盤による増巾度特性が求められた。S 波について地盤と岩盤のスペクトル比は西側（地盤側）から到来する地震波の場合に $1.0 \sim 1.5 \text{ Hz}$ にあり、東側（岩盤側）から到来する地震波の場合に $1.5 \sim 2.5 \text{ Hz}$ にある。

地震波観測の行なわれた地盤上の観測点 C_0 およびその周辺地域で、雑微動観測が実施された。 C_0 点での微動のスペクトルは $0.5 \sim 1.0 \text{ Hz}$ の間に顕著な peak を有している。 C_0 点近傍の観測点 (Fig. 1 の C_9 , C_8 , C_7 および C_6 点、 $C_6 - C_9$ 間は約 500 m) で得られた微動のスペクトルも同様な peak 周波数を示す。また微

動の振巾分布と地下構造との関係を詳細に議論するには、微動の伝播性や空間的な定常性についての吟味が必要になってくる。そこで三点同時観測により得られた雑微動について、band pass filter を通した波形記録とその particle motion の性質が比較される。Fig. 10 に C_0 点と C_6 点の band pass filter された波形記録が示される。 $0.4 \sim 0.8 \text{ Hz}$ の band では、2 地点の波形は三成分共よく対応しているが、 $0.8 \sim 1.4 \text{ Hz}$, $1.4 \sim 2.0 \text{ Hz}$ と高周波数帯域にいくに従って、波形の対応は悪くなっている。 C_0 点と C_7 点、 C_0 点と C_8 点および C_0 点と C_9 点間についてそれぞれ同様の比較の結果、波形の対応は高周波数帯域にいく程悪くなると同時に、観測点間の距離が大きくなる程悪くなる。すなわち雑微動の空間的な一様性の範囲は観測点間の距離と周波数に依存しており、観測点近傍の局所的な効果は 3 Hz 以下の低周波数域に関する限り殆ど無視してもよい。

Fig. 11 に C_0 点、 G_3 点および O_1 点について、band pass filter を通した波形記録と particle motion diagram が示される。 C_0 点と O_1 点間は約 $2,000 \text{ m}$ 、 C_0 点と G_3 点間は約 600 m である。 0.4 Hz 以下の周波数域については三点共波形の位相が対応しており、水平面内の particle motion もほぼ同様の震動方向を示している。三点の V 成分の位相の差から平面波を仮定して推定される伝播方向は、水平面内の particle motion の方向とほぼ一致している。 $0.4 \sim 0.8 \text{ Hz}$ の帯域では O_1 点と G_3 点間で波形の位相はよく対応しているが、 C_0 点では位相が乱れており、位相差から得られる伝播方向は particle motion の方向と必ずしも一致しない。このことは周波数帯域により震動源が異なることによるのか、地盤構造の水平方向の不連続によるのか、今回の観測からはこれ以上の吟味はできない。

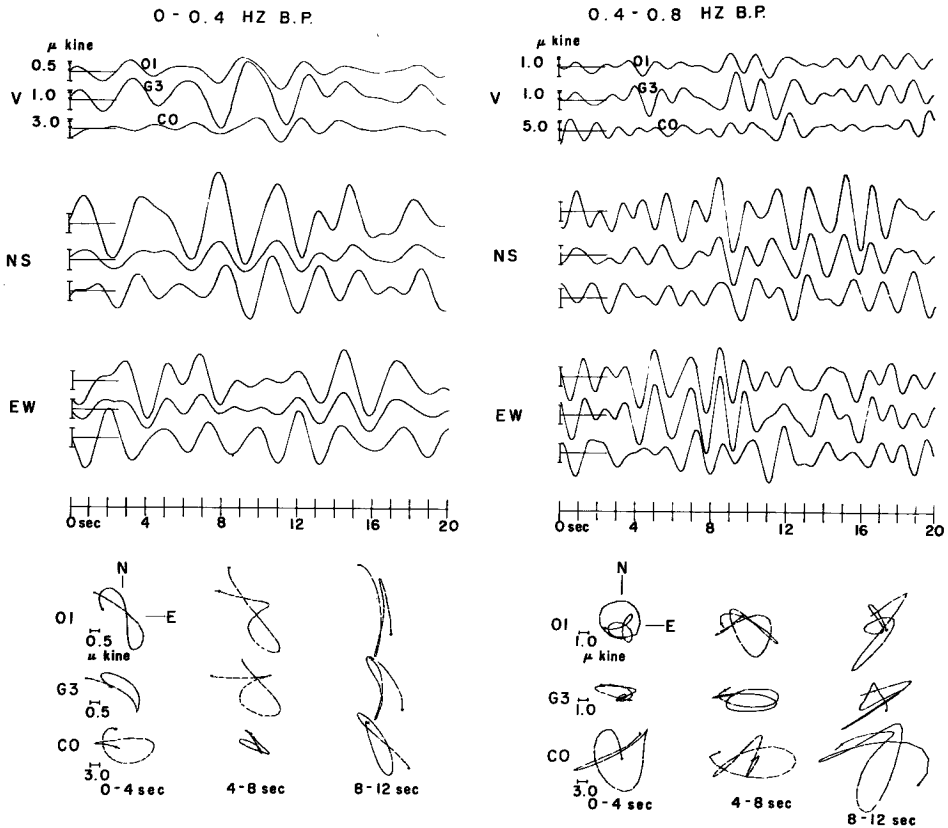


Fig. 11 Comparison of the seismograms of microtremors and the directions of the particle motions passed through 2 frequency bands, 0-0.4Hz and 0.4-0.8Hz.

動の振巾の空間的分布が band pass filter を通した記録の比較により吟味された。C₀点附近の微動の振巾は 0.4~0.8Hz の周波数帯域で増大している。従って微動のスペクトルにみられる 0.5~1.0Hz 附近の顕著な peak は C₀ 点の地盤構造により励起されたものと考えられる。

地震波観測により得られた地盤と岩盤の S 波のスペクトルの比にみられる peak 周波数は方位による変化はあっても 1.0~2.5Hz の間にある。地震波観測で得られた S 波のスペクトル比から推定される地盤構造による増巾度特性と微動特性の違いは単に波動としての性質の違いだけではなく、解析に使用した time window の長さに関係していると考えられる。雑微動のスペクトルを求めるための window は約 20 秒間であるのに、S 波の window の長さは 5.12 秒と短い。S 波のスペクトルを求める時、露頭で得られた地震動特性を、基盤岩への入射地震波の特性に等しいと仮定するために、観測点近傍の irregularity からの反射や散乱による乱れが少ない S 波の初動部分のみが解析に使用された。今後基盤入射波と露頭での地震波の関係の吟味により、適切な解析区間の検討が必要である。

地震波の入射方向による地盤の増巾特性の変化について、雑微動特性の解析からの吟味はできない。地盤による地震波の震動特性と雑微動特性の直接的な相関を求めることは意味が少ない。むしろ雑微動特性の空間的变化を吟味することにより、堆積層の厚さや平均速度が推定しうる観測方法と解析方法の確立が必要と考えられる。

終りに観測に御協力下さった防災研究所技官西正男技官および小林年夫技官に厚くお礼申し上げます。

なおデータ処理に際しては防災研究所資料センターの電子計算機 FACOM 230-25 を使用した。研究費の一部は文部省科学研究費特別研究「京阪神をモデルケースとした地震動災害の防止に関する地域的対策の研究」による。

参 考 文 献

- 1) Irikura, K and J. Akamatsu : Earthquake motions observed on ground and rock, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 24, No. 4, 1974, pp. 263-280.
- 2) 入倉孝次郎・赤松純平・松波孝治：沖積地盤で観測される地震波動の性質について，京都大学防災研究所年報，第17号B，1974，pp. 1-13.
- 3) Kanai, K., T. Tanaka and S. Yoshizawa : On Microtremors IX, Bull. Earthq. Res. Inst. 43, 1965, pp. 577-588.
- 4) Allam, A. and E. Shima : An investigation into the Nature of Microtremor, Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 1967, pp.43-59.
- 5) 野越三雄・五十嵐 享：微動の振巾特性（その1），地震，23，pp. 281-303.
- 6) F. E. Udwardia and M. D. Trifunac : Comparison of Earthquake and Microtremor Ground motions in El Centro, California, Bull. Seism. Soc. Am. 63, 1973, pp. 1227-1254.
- 7) 和田卓彦・加茂幸介・古沢 保・尾上謙介：地すべり地の Crack 群の雑微動に対する影響，地震，第26号，1973，pp. 316-325.