堆積盆地における地震波コーダの性質

京都大学理学部地球物理学教室 出 射 隆 文・堀 家 正 則

京都大学防災研究所 岩 田 知 孝

(昭和 60 年 4 月 5 日受理)

Seismic Coda Waves Observed on a Sedimentary Basin

Takafumi IDEI and Masanori HORIKE

Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyoto University

Tomotaka IWATA

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

(Received April 5, 1985)

We have investigated the characteristics of S coda waves on a sedimentary basin for examining if they may be applicable to estimate the stable amplification factor. The results are as follows: (1) R.M.S. amplitude ratios of coda waves observed on the basin to coda waves on the nearest rock site were inconsistent with the ratios of S waves between the above two sites for frequencies lower than 3 Hz. The ratios of coda waves scattered as much as those of S waves. (2) The phase velocities determined for coda waves on the basin were consistent with those of Rayleigh waves estimated by another study. (3) Comparing coda waves observed on the basin with those synthesized through convolving the SH wave response for the basin and the seismogram on the rock site, the former was much smaller than the latter. From the above three results, coda waves on the basin seem to consist of not only single-scattering S waves but also surface waves generated locally. It is therefore difficult to estimate reliable amplification factor from coda waves observed on the sedimentary basin.

§1. はじめに

ある地域の地震動予測を行なう際に、震源、伝搬経路、その地域の地下構造の3つの要因を考慮しなければならない。震源距離、規模の同じ地震でも、伝搬経路の Q 値及び観測点近傍の地下構造によつて地震動の強さは大きく異なる。例えば最近では、東北地方の太平洋側と日本海側における地震波の距離減衰の違いが、上部マントルの Q 値の違いによつて説明されており [HASEGAWA *et al.* (1978)], また観測点近傍の影響については、堆積層による増幅効果 [IRIKURA and AKAMATSU (1974)], あるいは不規則境界による効果 [IWATA and IRIKURA (1984)] などが報告されている。以上の事から、地震動を予測する上で、地域的な距離減衰特性及び観測点近傍の地下構造を正確に求めることの重要性が明らかとなる。

ところで、 Q 値及び地盤の増幅特性は、2 点間のスペクトル比を介して求めるのが普通である。しかし、ノイズの含まれたスペクトル比は統計学的に不安定であるため [JENKINS and

WATTS (1960)] この方法で得られる増幅特性は極めて大きなばらつきを示すことがあり [IRIKURA and AKA MATSU (1974)], Q 値にいたっては, しばしば負の値が得られる事さえあり, 何らかの他の方法でこの問題点を解決することが望まれる.

AKI (1969) は, 近地地震のコーダは, ランダムに分布する不均質からの後方散乱波であり, そのパワースペクトルの減衰曲線は, 地震規模, Radiation Pattern, 観測点及び震源位置に依存せず, 発震時からの経過時間のみに依存することを示した. その後, コーダのこのような性質に注目して, 震源や媒質の特性の研究が様々な地域で行なわれるようになった [RAUTIAN and KHALTURIN (1978); SINGH and HERRMANN (1983); TSUJIURA (1978); etc.]. また, 1~25 Hz の S コーダの弾性波としての本性については, その Q 値と S 波の Q 値が一致すること [AKI (1981)] と, 異なる岩盤上で観測された S 波の振幅比とコーダの振幅比が一致すること [TSUJIURA (1978)] から主に S 波の後方散乱波であると考えられるようになってきている.

更に TSUJIURA (1978) は, S コーダの比のほうが S 波の比よりはるかに安定していること

を示した. この様なコーダの性質は, 自然に以下の可能性に導く. すなわち, もし地盤におけるコーダも岩盤上と同様に S 波の後方散乱波であると仮定できるならば, 岩盤上のコーダとの比を求めることにより, S 波主要動の比を用いる場合よりはるかに精度よく, S 波に対する地盤の増幅特性及び Q 値を推定できる可能性が考えられる.

本研究では, 地盤上で観測されたコーダを調べ, 上に述べた可能性を検討することにする. 第1に, 地盤及び岩盤上で観測されるコーダのスペクトル比が, S 波主要動の比と比較して安定かどうかを調べてみる. しかし, 未固結の堆積層が存在する場合には, 表面波の様に地表面近くにトラップされる波が二次的に強く励起される可能性がある. 実際, 地盤上での地震波は岩盤上に比べて複雑であり, 特にコーダの部分は様々な波の重ね合わせである可能性があり, その場合, 岩盤上と同じように, 主に S 波の後方散乱波であるとみなせないかもしれない. そこで第2に, 地盤上でのコーダの波の本性を調べてみる. この目的のために次の 2 つの方法を用いる. 1 つは, 地盤上での

Fig. 1. Geological map of the Kyoto basin. The symbols OGR and OBK denote the observation sites.

三点観測の記録からコーダの波の到来方向及び位相速度を求め、波の種類を推定する方法である。もう1つは、別の研究で推定されている基盤から地表までの速度構造に、岩盤での記録を基盤からの入射波と仮定して与え、地盤の応答をもとめて地盤上での観測記録と比較してみる方法である。

§ 2. 観測及び記録

2.1. 観測場所及び観測方法

地盤上の観測点として京都盆地南部の巨椋池干拓地 (OGR), 岩盤上の観測点としてそこから東方約 5 km 離れた山腹の古生層岩盤露頭上 (OBK) を選んだ (Fig. 1). OGR, OBK を

Fig. 2. Configuration of the two types of triplicate array at OGR. Sites 1, 2, 3 constitute type I array and Sites 1, 2, 4 type II array. Site 4 removed from Site 3 on June 2, 1985.

含む京都盆地南部全体の基盤構造は、狐崎・他 (1971) によつて推定されており、OGR 付近の基盤までの堆積層の厚さは約 700 m である。これとは別に、OGR の堆積層の地下構造は、川部・他 (1984) により浅層反射法によつて、また、HORIKE (1985) により微動を用いたインバージョンによつて、それぞれ推定されている。これらの結果から OGR 近傍の地盤は、水平成層構造で近似できる事がわかる。地質的には、盆地周辺の山は、ほとんど古生層の岩からなり、盆地内はせいぜい厚さ数十mの薄い沖積層の下に厚い洪積層が古生層の基盤まで堆積していると考えられている [狐崎・他 (1971)]。

OGR での三点観測は、Fig. 2 のように Types I, II の2種類行なつた。Type II の Site 4 は、1984 年 6 月 2 日以降、Type I の Site 3 を移設したものであり、この点は他の 3 点よりも 1 m 位高い学校敷地内に設けられた。

また、観測には OBK においては固有周期 2 秒、OGR においては固有周期が上下動は 1 秒、水平動は 2 秒の速度型地震計をもちいた。

2.2. 記 録

今回の解析に用いた地震を Table 1 に示す。また、その震源位置を Fig. 3 に示す。震央距離は 10~100 km で、マグニチュードは 2.7~4.3 の範囲であり、特に 1984 年 5 月 30 日の山崎断層での地震 (M 5.6) の余震が多い。

Fig. 3. Epicenters of earthquakes analysed in the present study.

Table 1. List of events recorded at OGR and OBK.

NO.	YEAR	M D	H M	SEC.	Lat.	Long.	Depth (km)	M(JMA)
1	1984	5 19	16:39	29.44	34 52.4	135 40.7	9	2.7
2		5 24	4:00	1.99	34 53.3	135 41.8	11	—
3		5 27	15:29	49.16	34 53.8	135 42.3	15	3.0
4		5 30	10:20	58.82	34 56.5	134 37.5	17	3.8
5			10:30	58.41	34 56.2	134 36.9	17	4.1
6			11:06	17.08	34 57.0	134 36.1	16	3.9
7			11:16	6.25	34 56.5	134 37.8	15	3.8
8			11:31	36.91	34 56.4	134 38.0	16	3.3
9			12:36	1.05	34 56.9	134 37.0	16	3.4
10			20:43	55.00	34 38.0	134 38.0	16	4.0
11			22:31	49.93	34 57.0	134 36.2	15	4.0
12		5 31	2:08	13.27	34 9.1	135 34.2	73	3.9
13			8:28	20.90	34 56.6	134 37.5	17	3.4
14		6 1	5:29	53.22	34 56.9	134 35.4	17	3.6
15			8:41	28.86	34 57.5	134 36.1	15	3.4
16		6 2	16:12	36.43	34 57.7	134 35.4	18	4.3
17		6 3	21:27	15.30	34 56.3	134 35.7	15	3.0
18		6 5	13:47	51.46	34 56.9	134 35.8	16	4.0
19		7 12	0:04	42.38	35 16.8	135 48.0	13	2.9
20		7 14	22:28	49.51	34 38.2	135 34.1	13	2.8
21		7 17	1:49	16.77	34 51.7	135 34.4	14	3.6
22		8 9	6:47	53.06	35 9.7	136 43.3	15	3.8
23		8 19	5:03	23.26	34 52.8	135 40.4	14	3.0

§ 3. 解析及び結果

3.1. S 波及び S コーダによって推定された地盤の増幅特性の比較

(1) 解析方法

OGR, OBK の NS, EW 成分の記録を 5 段階のバンドパス・フィルター (中央周波数, 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 Hz, バンド幅, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0 Hz) に通す. その結果を Fig. 4 に示す. ついで, 0.1 秒おきに 10 秒間のウィンドウをかけ, RMS 振幅を求める. ここで, 時間 t における RMS 振幅 $A_{\text{rms}}(t)$ は, 次式で定義することにする.

$$A_{\text{rms}}(t) = \frac{1}{w} \sqrt{\sum_{u=t-w/2}^{t+w/2} A^2(u)}$$

ここで w はウィンドウの長さである.

ウィンドウの長さについては 5 秒と 10 秒を試行した結果, 5 秒ぐらいでは短すぎ, RMS 振幅が時間とともにがたついて, コーダの滑らかな減衰が表わせず, 10 秒に決定した. こうして求められた RMS 振幅を用いて, OGR と OBK との振幅比を求める. S 波に関しては, S 波主要動の始まりから 10 秒間振幅の RMS 比を求め, またコードに関しては, 起震時からの経過時間で波の到着時間の 2 倍の所を始まりとし [RAUTIAN and KHALTURIN (1978)], RMS 振幅で S/N が 3 の所で終わりと定義し, その間で起震時からの経過時間が 50 秒の所での RMS 振幅の比を求める. 比を求める時間を 50 秒にした理由は, 解析した地震はコードが 40 秒あたりに始まるものが多く, あまり後方では S/N が十分高い地震の数が少なくなり

すぎるためである。

また、地盤における3つの観測点の場所による影響が上の解析結果に影響していないかどうかを調べるため、Site 1 に対する Sites 2, 3, 4 のコードの比も求めてみる。

(2) 結果

No. 1~23 の地震の NS 及び EW 成分についての S 波及びコードの比を Fig. 5 に示す。各周波数毎に地震の個数が異なるのは、経過時間が 50 秒の所で S/N が 3 以上の場合にのみプロットしてあり、高周波へいくほど S/N が悪くなり (Fig. 4), S/N が 3 以上の地震が少なくなっているためである。実線は各周波数毎の平均値を結んだものである。Fig. 5 によると、S 波、コードともに 6 Hz にピークが見られ、また、比の値もよく一致している。しかし、3 Hz 以下の低周波については、比の傾向はよく似ているが、その値はコードの比の方が 2 倍程度大きく見積られている。12 Hz については、NS 成分では S 波及びコードの比が一致しているが、EW 成分では S 波の方が大きくなっている。しかし EW 成分のコードの比は 1 点しか求まっておらず、上記の傾向が系統的なものであるかどうか断定は出来ない。上の結果から、6 Hz 以上の高周波についてはコードの比は地盤の増幅特性を示しているのに対して、3 Hz 以下の低周波については増幅特性を表わしていないものと考えられる。つまり、3 Hz 迄の周波数のコードには、S 波以外の他の種類の波が含まれている可能性がある。一方、比のばらつきは、S 波とコードとでほとんど変わらず、TSUJIURA (1978) の結果とは一致しない。ゆえに、コードの比を用いれば地盤の増幅特性がより精度よく推定できるかもしれないという予想は否

Fig. 4. An example of the filtered seismograms obtained at OGR and OBK. Center frequency of each filter is shown at the left side of the figure. The numbers at the left of each trace indicate maximum velocity amplitudes.

定されなければならない。

次に、経過時間 50 秒での Site 1 に対する Sites 2, 3, 4 のコーダの比を Fig. 6 に示す。これによると、Site 2/Site 1 は NS, EW 成分ともに、すべての周波数について、ほぼ 1 であり、Site 3/Site 1 も、比の傾向は少しばらつきはあるものの、ほぼ 1 である。一方、Site 4/Site 1 については比の傾向が変わり、3 Hz で少し大きくなり、6, 12 Hz と高周波になるにつれて減少している。このことは Site 4 で観測された波形を見てもわかり、明かに Sites 1, 2 と比較して高周波成分が落ちている。これは、Site 4 が学校敷地内にあるためにその影響が出たものと思われる。このことは、地震動が観測点のごく近傍の地下構造の影響を受けている可能性を示しており、観測及び解析においては十分な注意が必要である。しかし、今回の解析では Type II での OGR の記録は Site 1 のものを用いたので、結果に対する影響はない。

Fig. 5. Amplitude ratios of OGR to OBK for S and S coda waves, in the frequency range from 0.75 to 12 Hz. Left and right diagrams show NS and EW components, respectively. Lines represent the average amplitude ratios for each frequency.

Fig. 6. Coda amplitude ratios of Sites 2, 3 and 4 to Site 1 of the tripatite array at OGR. Top and bottom diagrams correspond to EW and NS components, respectively. In the right two figures, heavy and dashed lines represent coda amplitude ratios between Sites 3 and 1, and between Sites 4 and 1, respectively.

3.2. S コーダの到来方向及び位相速度の推定

3.2.1. 位相差による推定

(1) 解析方法

OGR における 3 点の鉛直成分の記録を狭帯域のガウス関数型のバンドパス・フィルタ [DZIEWONSKI *et al.* (1969)] に通し、対応する波束について各点 2 間のいくつかのピークの時間差を読み取る。この時間差は各地震計の位相特性を含んでいるので、3 点の地震計のステップ応答から推定した位相差を各周波数に対して時間差に直し、この値だけ前記の時間差にさらに補正を加える。得られた結果から、各ピークの時間差が良く合っているものだけを選び、その平均値から波束の到来方向及び位相速度を推定する。

この解析において、ステップ応答から求められたチャンネル毎の位相誤差は最大 2° 程度であつたが、観測状態の日々の変化などを考慮すると、位相差が 10° 以下の波については速度の分解能が不十分と思われる。この基準によると、100 m の距離間で速度の分解能が十分ある

Fig. 7. Filtered seismograms (0.5-1.0 Hz) of three vertical components at OGR.
The numbers at the left of each trace indicate observation point in Fig. 2.

Fig. 8. An example of propagating direction and phase velocity. Arrows show the direction of epicenter.

のは、 0.5 Hz の波では 1800 m/s 以下である。より高周波については、周波数に比例してより速い速度まで分解能がある。

(2) 結果

一例として No. 22 の地震について結果を示す。Fig. 7 は、 $0.5\sim 1.0\text{ Hz}$ のバンドパス・フィルターに通した結果で、コーダの部分まで各観測点間で波束の対応の良いことが分かる。それから得られた波の到来方向及び位相速度を Fig. 8 に示す。Fig. 8 において矢印は震源方向を示し、線の向きは到来方向を、長さは速度を表わしている。それによると、S 波の到着時間から 9 秒間 (Fig. 8 の A) が 1 つの波束に対応し、震源方向からの波であると考えられる。また、11 秒後から 9 秒間 (B) も震源方向からの波であり、その速度 (約 1.3 km/s) から表面波であると考えられる。しかし、コーダにあたる時間が 52 秒から 79 秒 (C) に対応する 4 つの波束は、その波の方向が震源方向と無関係であり、その速度も $1.2\sim 2.3\text{ km/s}$ とまちまちである。従つて、この部分の波は震源からのものではなく、二次的に発生したものと考えられる。

同様に、他の地震についても解析を行つた。しかし、すべての波束について上の例のように速度が求まる訳でなく、多くの波の重なり合ったものや、分解能を超えた速い速度のものは除かれている。結局、速度が求められた波束は全体の 5 割程度であつた。また、 1.5 Hz 以上の高周波になると、3 点間の波束の対応が悪くなり、この方法では速度の推定できなくなつ

Fig. 9. (a) Stationarized seismograms of coda parts. (b) Spatial autocorrelation coefficients of each two points. The numbers in front of the traces denote the observation points in Fig. 2.

た。そこで、より高周波については次の方法を用いることにした。

3.2.2. 空間自己相関係数による推定

(1) 解析方法

AKI (1957) により考案された空間自己相関係数による方法で速度を求めてみる。ここでは、コーダが各周波数に対して単一速度を持つ波が等方的に到来していると仮定する。その時、2地点間の上下動の空間自己相関係数は、

$$\rho(r, \omega) = J_0(\omega \cdot r / c(\omega)) \quad (1)$$

と表わされる。ここで、 $\rho(r, \omega)$ は、2 点間の距離 r 、角周波数 ω での相関係数で、 $c(\omega)$ は周波数 ω の波の速度である。

Fig. 10. Phase velocities estimated for coda waves at OGR, A: by time-lag of peaks in filtered data, B-D: by spatial autocorrelation coefficients, B: from first zero, C: from first minimum, and D: from second zero. E shows phase velocities of Rayleigh waves at OGR obtained by HORIKE (1985).

この方法では 2 地点における時系列は定常的でなければならない。そこで解析においては、コードの始まりから 60 秒間の記録の後の方を増幅して、定常の仮定を満たすようにし、その記録について 2 点間の相互相関係数を求め、そのフーリエスペクトルの実部をとることによって相関係数を求めるようにした。

このようにして記録から求められた相関係数が (1) 式で近似できるものとして解析する。実際には相関係数とベッセル関数 $J_0(x)$ の零点、極大値、極小値を対応させて、 $c(\omega)$ を求める。

(2) 結果

No. 6 の地震についての結果を示す。Fig. 9(a) が定常化された記録であり、(b) はその空間自己相関係数である。これによると、ベッセル関数で近似できるのは最初の零点、極小値、2 番目の零点までで、それより高周波についてはベッセル関数で近似する事ができず、速度を求める事が出来なかつた。

他の地震についても同様の解析を行つたが、解析したすべての地震について、その空間自己相関係数がベッセル関数で近似できるわけではなく、近似できた地震について速度は 2.0~5.0 Hz で 700~400 m/s と求められた。

3.2.3. 結果

上の 2 つの解析方法によつて得られた位相速度を Fig. 10 に示す。これによると、今回の解析で求められた位相速度は、HORIKE (1985) によつて得られたレーリー波の位相速度とよく一致する。したがつて、この結果はコードには表面波が含まれていることを示していると考えられる。

3.3. 地盤の応答

(1) 計算方法

2.1 で述べた様に、OGR における堆積層の S 波速度構造は比較的良好にわかっている。そこで、岩盤上で観測されたコードを堆積層下面に入力として与えたその構造に対する S 波応答を合成し、地盤上で実際に観測されたコードと比較してみる。地盤の応答計算は SILVA (1976) にない、 Q 値を考慮した拡張された HASKELL マトリックス法を用いて行なう。しかし、SILVA (1976) が示したのは P-SV 問題に対するマトリックスのみなので、同様に考えて SH 問題に対するマトリックスを構成して計算を行なつた。

Table 2. Structure of S-wave velocity, density and Q -value. A and B are the models whose Q structures are lower and upper ones, respectively.

h (m)	ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Q	
			A	B
10	1.5	170	10	20
90	1.7	520	20	40
00	1.7	600	20	40
150	1.9	820	30	60
380	1.9	1080	30	60
∞	2.4	2400	∞	∞

この様な計算をする際に問題になることは、コードは様々な入射角の後方散乱 S 波により構成されているので、特定の入射角に対する応答だけでは計算できないことである。しかし、Table 2 に示した model A に対する SH 波の応答を計算した結果、入射角は殆ど影響しないことがわかつた。たとえば、垂直入射にたいする入射角 30° の場合の増幅率の比は、平均約 0.95 であり、入射角 45° の場合は 0.9、入射角 60° の場合は 0.7 である。また、異なつた岩盤上ではコード

の比とS波の比が一致することは、大きい入射角をもつ波はコーダの形成に殆ど寄与していないことを示唆していると考えられる。従つて、入射角が大きくなると影響してくるSV波の効果を無視して応答を計算してもよいであろう。以上のことから、ここでは垂直入射のSH波に対する応答をSコーダに対する平均的地盤の応答と考えて計算した。この様な単純化した計算をしているので個々の位相の対応よりもRMS振幅が、ほぼ一致すれば満足するものとする。

(2) 結果

計算に用いた地震はNo. 12の深発地震である。計算に使われた構造をTable 2に示す。この構造は、HORIKE (1985) と川部・他 (1984) の結果を基に仮定したものである。またQ値については、岸本 (1982) とYAMAMIZU *et al.* (1983) の結果を参考に、適切と思われる範囲の上下限値をTable 2に示した。Q値の小さい方をmodel A, 大きい方をmodel Bとし、その構造に対する応答をFig. 11に示す。これによると、2つのモデルともS波直接波と考えられるS波の立ち上がりの部分の約2秒間のRMS振幅の大きさは、ほぼ再現できている。このことは、地下構造モデルは適切であることを示していると考えられる。しかし、コーダ部分に対しては、計算された振幅が小さすぎて観測値が再現されていない。また、Table 2に示した浅発地震の場合には、観測されたコーダと計算されたコーダの振幅の差は更に大きくなる。このことにより、地盤上でも岩盤上でもコーダがS波の後方散乱波のみからな

Fig. 11. SH responses calculated by using the models A and B at OGR. The seismograms begin at the onset of S-wave. Arrows denote the time where coda amplitude ratios were estimated.

り、地盤増幅度のみがその差異の原因であるという仮定は否定される。このようになる理由として、地盤上におけるコードは表面波によつても構成されるためと考えられる。また、OGRにおいては、2~7 秒に大振幅の波が観測されている。この部分の原因は盆地構造による焦点効果、盆地堆積層による表面波の励起、あるいは、堆積層の速度分布の揺らぎに起因していると考えられる。しかし、本稿の主題ではないので、別の機会に議論したい。

§4. 議 論

以上の解析結果から、地盤におけるコードにはS波の後方散乱だけでなく、表面波が含まれている可能性が高いと考えられる。しかし、AKI (1981) の論文において、SATO (personal communication) が関東平野の深さ 3 km の地中で観測されたコードと地表で観測されたコードを比較した結果を報告しているが、それによると、関東地方においてはコードに表面波が含まれている可能性は否定されており、それと今回の結果とは一致しない。その理由としては、両地域の構造の違いが考えられる。OGR は、Fig. 1 に示す様に盆地中央部にあるので、二次震源と考えられる盆地堆積層と周囲の古生層の山との境界から生じた表面波が集中しやすく、しかも二次震源から比較的近い距離減衰も小さく、二次的に生じた表面波がコードの生成に大きく寄与すると予想される。これに対して、関東平野内の岩槻は、二次的に生じた波が比較的集中しにくい場所にあり、また、二次震源からの距離が比較的大きいため距離減衰も大きく、表面波が観測されなかつたのではないかと考えられる。以上のことから、今回の解析結果はすべての場合に当てはまるわけではなく、その観測点の地形的条件に応じて、地盤上で観測されるコードの性質が大きく変化することを示しているものと思われる。

2 地点間のコードの比を求める際に、経過時間が何秒の所で比をとるべきかが問題になる。

3.1 でも述べたようにコードの始まりをS波の到着時間の2倍としたが、これは震源と観測点を焦点とする楕円体上に散乱源を考え、それが近似的に球（長、短軸比が 0.86 以上）とみなせる。すなわち、散乱源が観測点に対して等距離に分布しているとみなせるきをコードの始まりと考えて、決定したのである。コードを用いてQ値の推定をする際には、対象としている散乱源の位置によつて、解析に用いる経過時間は容易に決定できるが、2 地点間のコードの比を求める際には、2 地点間の距離も考慮に入れる必要がある。すなわち、震源と観測点を焦点とする2組の楕円体が近似的に一致することが条件になる。よつて、2 地点間の距離に比べて震源距離が長くない場合には、S波の到着時間の2倍よりも、もつと後の時間で比をとる必要がある。このような理由で、今回の解析においては、極近地地震についてもすべて、同じ経過時間（50 秒）の所で比を求めた。

§5. 結 論

今回の解析において得られた結果をまとめる。まず岩盤と地盤のS波主要動の比とSコードの比とを比較した結果、岩盤間でのようにS波主要動とコードとで比が一致せず、3 Hz 以下の周波数においては、コードの比がS波の比よりも大きくなつた。また、コードの方が比のばらつきが小さい岩盤上の場合と異なり、コードの比もS波の比と同程度のばらつきを示した。ゆえに、コードの比によつても、S波主要動による場合よりも正確に地盤の増幅特性を推定する事は出来なかつた。また、地盤における3点間のコードの比を調べることにより、1 m 程度

の盛土の影響によつて、6 Hz 以上の高周波が減衰することがわかつた。しかしそれ以外の場所の各測定点間のコーダの比は 1 になり、場所による影響は小さかつたと思われる。

次に、三点観測の記録から推定された地盤でのコーダの位相速度は、同じ場所で別の方法で推定されたレイリー波の位相速度と一致した。よつて、地盤におけるコーダには表面波が含まれていると考えられる。しかし、今回の解析に用いたトリパタイトの大きさや解析法のために、5 Hz 以上の高周波及び速度の速い実体波については速度が求まらず、コーダに含まれる表面波の割合を求めることが出来なかつた。

最後に、既に別の研究で推定されている地盤の速度構造に対して計算された応答によつては、地盤上で観測されたコーダを説明することはできなかつた。このことは、地盤におけるコーダが基盤から入射する S 波の後方散乱波のみでなく表面波の様に横方向から入射してくる波からも構成されている可能性を示すものであり、位相速度における結果を支持していると考えられる。

謝 辞

今回の研究にあたり、終始指導をしていただいた京都大学理学部小林芳正助教授、京都大学防災研究所入倉孝次郎助教授に心から感謝の意を表します。京都大学防災研究所院生の福山英一氏には、観測における助力など数多くの援助を得ました。工学部建築学教室の篠崎祐三博士には、観測機器の便宜を計つていただきました。また、京都大学理学部地震予知観測地域センターには、震源データを利用させていただきました。また、京都大学理学部院生の天池文男、今住隆、阿部進氏には、有益な助言及び励ましをいただきました。ここに心から感謝いたします。

観測においては、観測点を設置させていただいた北小倉小学校・北小倉保育所、観測場所として巨椋池干拓地の利用を許可していただいた巨椋池土地改良区、また、作業の妨げになるにもかかわらず、今回の観測に協力していただいた巨椋池干拓地の農家の皆様には、本当に感謝致します。

今回の解析には、京都大学大型計算機センター FACOM M382 を利用した。

文 献

- AKI, K., 1957, Space and Time Spectra of Stationary Stochastic waves, with Special Reference to Microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- AKI, K., 1969, Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615-631.
- AKI, K., 1981, Scattering and Attenuation of High-Frequency Body Waves (1-25 Hz) in the Lithosphere, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **26**, 241-243.
- AKI, K., 1981, Attenuation and Scattering of Short-Period Seismic Waves in the Lithosphere, in Identification of Seismic Sources-Earthquakes or Underground Explosion, E. S. HUSEBYE and S. MYKKELVEIT, editors, D. REIDEL Publishing Co., Dordrecht, The Netherlands, 515-541.
- DZIEWONSKI, A., S. BLOCH and M. LANDISMAN, 1969, A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **59**, 427-444.
- HASEGAWA, A., N. UMINO and A. TAKAGI, 1978, Double-Planed Deep Seismic Zone in the Northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- HORIKE, M., 1985, Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-Wave-

- Velocity Structure down to the Basement in Urbanized Areas, *J. Phys. Earth*, **33**, 59-96.
- IRIKURA, K. and J. AKAMATSU, 1974, Earthquake Motions Observed on Rock and Ground, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **24**, 263-290.
- IWATA, T. and K. IRIKURA, 1984, Estimation of Irregular Underground-Structure from Seismic Ground Motions, *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **34**, 1-18.
- JENKINS, G. H. and D. G. WATTS, 1968, *Spectral Analysis and Its Applications*, San Francisco, Holden-Day, Inc.
- 川部喜朗・堀家正則・小林芳正・今住 隆, 1984, 簡単な観測システムによる CDP 浅層反射法の試み, *物理探鉱*, **37**, 307-318.
- 岸本清行, 1982, 軟弱地盤における Love 波の減衰と Q_s 構造の推定, *地震*, **2**, **35**, 1-18.
- 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規, 1971, 地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題, *京都大学防災研究所年報*, **14A**, 203-215.
- RAUTIAN, T. G. and V. I. KHALTURIN, 1978, The Use of Coda for Determination of the Earthquake Source Spectrum, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **68**, 923-943.
- SILVA, W., 1976, Body Waves in a Layered Anelastic Solid, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **66**, 1539-1554.
- SINGH, S. K. and R. B. HERRMANN, 1983, Regionation of Crustal Coda Q in the Continental United States, *J. Geophys. Res.*, **88**, 527-538.
- TSUJIURA, M., 1978, Spectral Analysis of the Coda Waves from Local Earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53**, 1-48.
- YAMAMIZU, F., N. GOTO, Y. OHTA and H. TAKAHASHI, 1983, Attenuation of Shear Waves in Deep Soil Deposits as Revealed by Down-hole Measurements in the 2300 Meter-Borehole of the Shimohsa Observatory, Japan, *J. Phys. Earth*, **31**, 139-157.