

## 人工震源によるコーダ波の観測

村井 芳夫・松波 孝治・小林 芳正

### OBSERVATIONS OF SEISMIC CODA WAVES EXCITED BY ARTIFICIAL SOURCES

By *Yoshio* MURAI, *Koji* MATSUNAMI and *Yoshimasa* KOBAYASHI

#### Synopsis

We observed seismic coda waves excited by artificial sources on sedimentary basins. We compare the coda decay rates at three sites for two frequency bands (12 to 20 and 24 to 40 Hz) and obtain the following results.

(1) Coda-Q value is higher at the Ogura-Ike Reclaimed Land site in the southern part of the Kyoto Basin than at the Yasu Riverbed site near the east coast of Lake Biwa for the frequency band centered at 16 Hz but it is reversed for the band centered at 32 Hz. This reflects the difference in heterogeneity at the two sites.

(2) Coda excitation is very weak at the Kyoto University Soccer Ground site on the foot of the Gounpou Hill in Uji, Kyoto. This is because a homogeneous base rock lies in a very shallow part under the site and therefore the region of a scattering medium contributing to coda excitation is very weakly inhomogeneous.

#### 1. はじめに

近地地震記録の直達S波の後続波は、Sコーダ波と呼ばれている。これはランダムに分布した不均質構造からの、S波の後方散乱波だと考えられている<sup>1)</sup>。その振幅の時間減衰から求められた“coda Q”は、一次等方散乱モデルによると、震源と観測点を焦点とする楕円体中での、地震波の非弾性的および散乱による減衰の効果を表していると考えられる<sup>2)</sup>。これにもとづいて、岩盤上での地震コーダ波観測から、coda Qのtectonicな活動に関連した地域性<sup>3)</sup>や大地震の発生と関連した時間変化<sup>4)</sup>が報告されている。

堆積層上での地震コーダ波の観測からは、観測点近傍の表層地質がSコーダ波振幅に影響することが示された<sup>5)</sup>。また、エアガン実験により得られたコーダ波振幅が、重力のブーゲー異常と負の相関があり、観測点直下の堆積層が薄いと小さくなると考えられた<sup>6)</sup>。このように、堆積層上でのコーダ波の性質（振幅レベルおよび時間減衰）は、表層地質の物性（減衰および散乱特性）に強く依存していると考えられる。したがって、未固結堆積層のcoda Qを調べれば、その物性が明らかにできることが期待される。さらに人工震源でcoda Qが求められれば、自然地震が起こるのを待つ必要はないし、小さな領域の物性を調べられる。しかし、未固結堆積層上でのコーダ波観測例は極めて少なく、表層地質構造とcoda Qの関係を実験的に検討し

た報告はまだなされていない。そこで、この実験では各種の堆積層上で人工震源を用いてコーダ波を観測し、その時間減衰(coda Q)に表層地質構造による違いがあるかどうかを調べた。

2. 観測点と観測方法

観測点の位置を Fig. 1 に示す。観測は、滋賀県守山市の野州川下流の河川敷 (YS), 京都盆地南縁の巨椋池干拓地 (OG) と京都府宇治市の醍醐山地五雲峰のふもにある京都大学サッカーグラウンド (KG) の3カ所で行った。YS は湖東流紋岩の基盤上に古琵琶湖層群が、OG は秩父系古生層の基盤上に大阪層群がのっている。KG は秩父系古生層の基盤上に堆積した扇状地で、人工的に造成された地盤である。したがって、YS と OG は軟らかい堆積層、KG は硬い地盤と考えられ、コーダ波の時間減衰に違いが見られることが期待される。

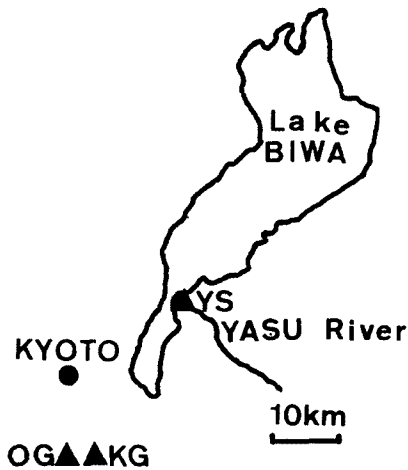


Fig. 1. Location of observation sites (Triangles).

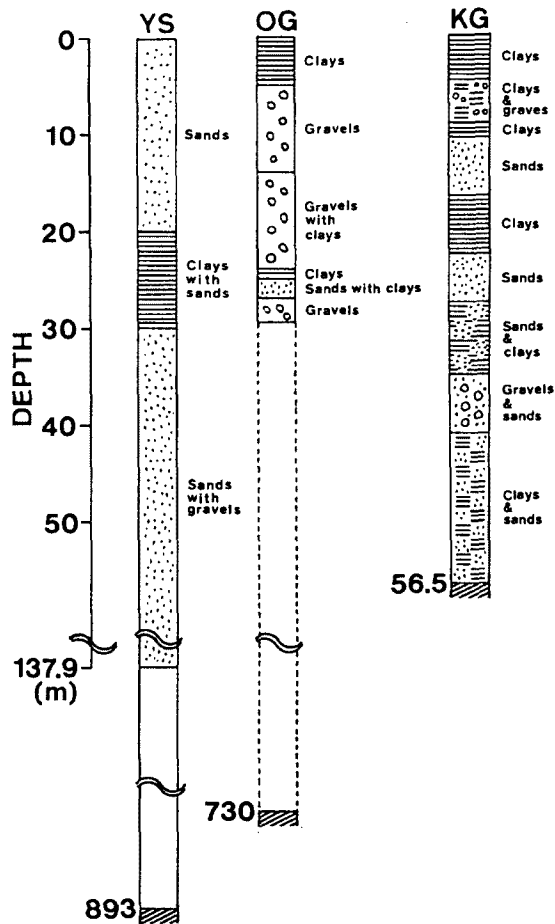


Fig. 2. Columns of core samples near observation sites. The depths of basement rocks in every areas are to be noted.

Table 1. List of observational devices and their parameters.

Observational point:	YS	OG	KG
Source device:	Yuatsu-impactor (Weight 200 kg)	Dropping-weight (50 kg)	Dropping-weight (50 kg)
Receivers:	Velocity 4.5 Hz (3 components) Velocity 2.0 Hz (Vertical) Velocity 0.5 Hz (Vertical)	Acceleration (3 components) Velocity 0.5 Hz (3 components)	Acceleration (3 components) Velocity 0.5 Hz (Vertical)
Recorder:		DR-F1	
Sampling rate:		500 Hz	
Total number of acquired data:	10	14	10

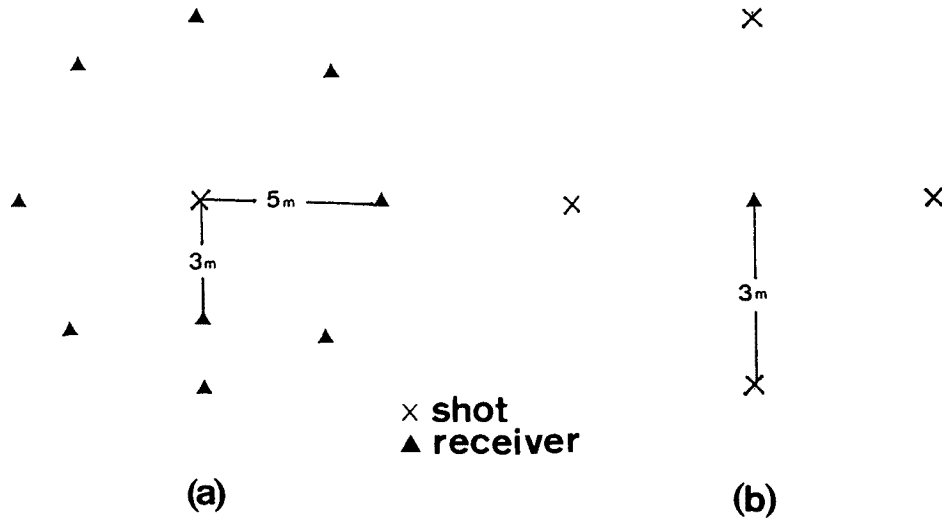


Fig. 3. Schematic configuration of sources and receivers. Cross marks represent sources. Triangles represent receivers.  
(a): YS site. (b): OG and KG sites.

YS では微動の位相速度から<sup>7)</sup>, OG, KG ではS波屈折法探査から<sup>8),9)</sup>, 表層のS波速度がそれぞれ0.25, 0.17, 0.19 km/s と求められている。さらに, OG ではP波屈折法探査から, 基盤までの深さが730 m と求められている<sup>10)</sup>。また, YS, OG, KG のそれぞれ2 km 西, 1 km 南, 0.3 km 北ではボーリング調査がなされており<sup>11), 12), 13)</sup>, YS, KG 付近の基盤の深さもそれぞれ893 m, 56.5 m とわかっている。**Fig. 2** にボーリングの柱状図を基盤の深さとともに示す。

各点での観測装置の諸元を **Table 1** に, 震源と地震計の配置図を **Fig. 3** に示す。震源の方向性を打ち消すために, YS では震源を取り巻くように地震計を配置し**(a)**, OG と KG では逆に地震計を取り巻くように震源を移動させた**(b)**。いずれの観測点においても, パーティクル・モーションを調べるために3成分地震計を配置し, さらに固有周波数が0.5 Hz の同じ上下動速度計を震源から3 m の所に置いた。

震源装置は, YS では油圧インパクト (地球科学総合研究所) を, OG と KG では50 kg の重錘落下装置を用いた。重錘は約1.7 m の高さから落とした。得られたデータの個数は, YS, OG, KG でそれぞれ, 10, 14, 10個で, スタッキングは行っていない。データ記録には, デジタル・レコーダー DR-F 1 (TEAC) を用い, サンプリングは500 Hz で行った。

### 3. 解析方法

#### 3.1 コーダ波部分の特定

3成分地震計は, 記録がクリップしないようにゲインを小さくしてあり, 早くノイズレベルに落ちてしまうため, コーダ波解析には使用しない。同じ地震計で3つの観測点を比較できるように, 以後の解析には固有周波数が0.5 Hz の上下動速度計の記録を用いることにする。

3点での記録の例を **Fig. 4** に示す。震源時を時間0としてある。コーダ波の始まりは, パーティクル・モーションがある一定方向を示さなくなる所を目安にして, すでに求められているS波速度から推定される直接S波の走時の10倍の所とした。解析区間はS/N比が2になる所までにした。YS と OG では主要動後1秒以上コーダ波が強く励起されているのに対して, KG ではコーダ波の励起が非常に弱いことがわかる。

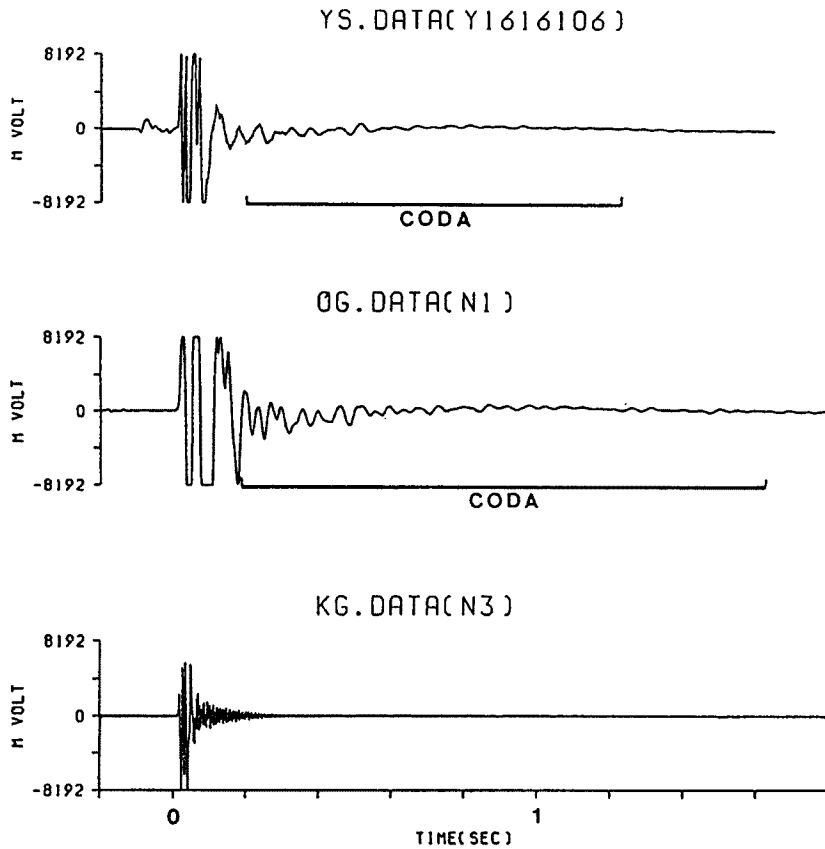


Fig. 4. Examples of seismograms observed at each site. The origin time corresponds to the moment of shot.

Fig. 5 にパーティクル・モーションの例を示す。矢印は震源の向き、星印はパーティクル・モーションを調べたタイム・ウィンドウの始点を表す。(a)は直達波を含む部分で、水平面内では震源を向くような一方向に震動している。(b)はコーダ波の部分で、軌跡が乱れており、いろいろな方向から来た散乱波である可能性を示唆している。

### 3.2 コーダ波解析

まず、3つの観測点の固有周波数 0.5 Hz の地震計の速度記録の上下動成分にバンドパス・フィルターをかける。この時、Fig. 6 のコーダ波部分のパワー・スペクトルを見ると、10~30 Hz 付近が卓越している。ここでは記録の解析区間(約1秒間)も考慮して、中心周波数は16.0と32.0 Hzの高周波バンド記録の解析に限ることとする。

次に、中心周波数に対応する周期の5倍の長さのウィンドウをかけ、RMS 振幅を求める。 $w$ をウィンドウの長さとする、時間  $t$  での RMS 振幅  $A_{rms}(t)$  は次式で定義できる。

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

この時、隣合うウィンドウがお互いにあまり重ならないように、ウィンドウの増分は充分長くしなければならない。ここでは Phillips ら<sup>5)</sup> になって、ウィンドウの増分はウィンドウの長さの半分とした。

最後に、コーダ波の時間減衰を定量的に評価するために、コーダ波がS波の後方散乱波であると仮定し、一次等方散乱モデル<sup>2)</sup>を最小自乗法であてはめて coda Q を求めた。RMS 振幅の常用対数をとると、coda

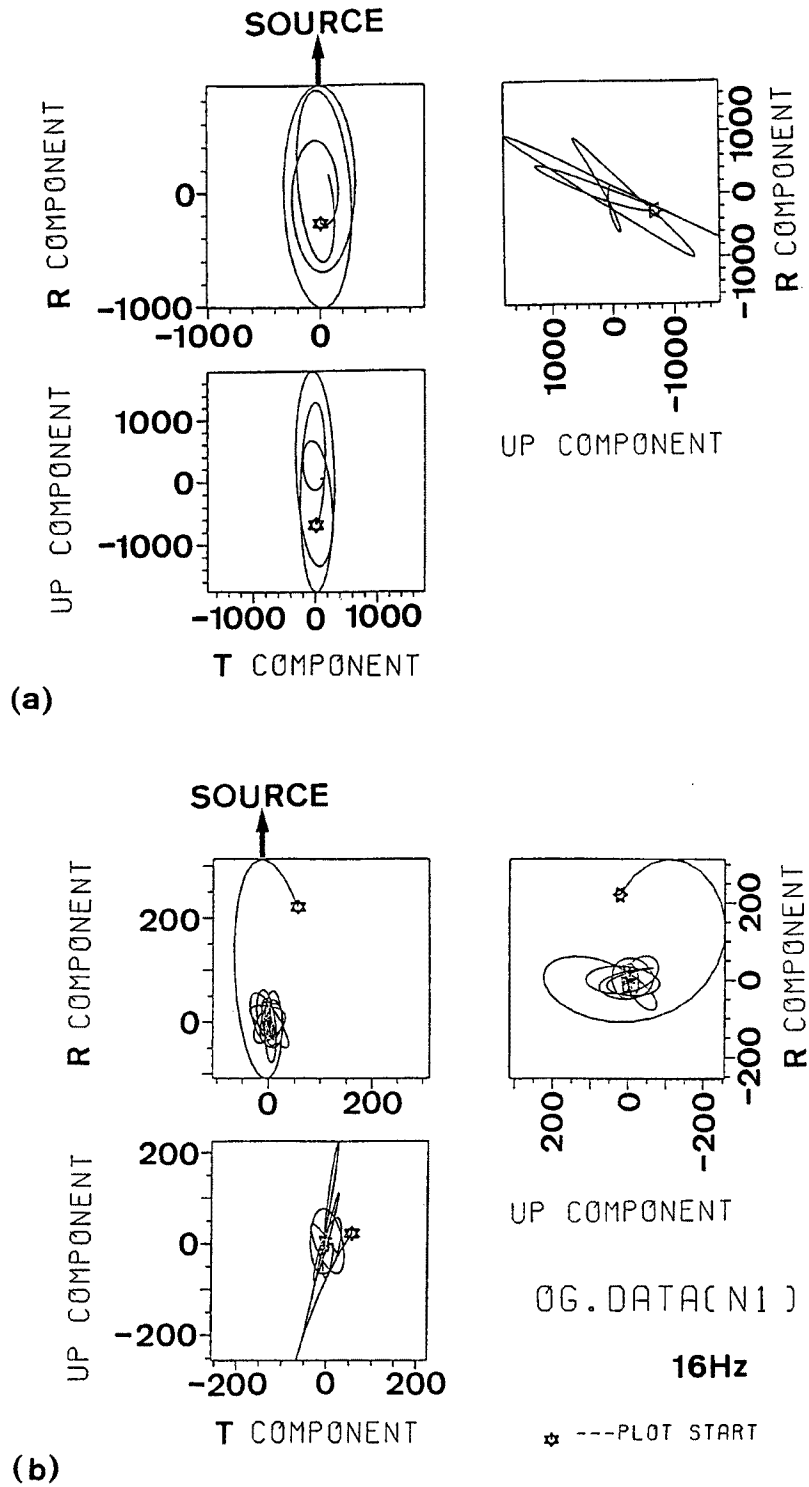


Fig. 5. Examples of particle motions. (a): for the direct waves. (b): for the coda waves. Arrows indicate the direction of the source. Stars represent the starting points of the time windows.

Q は次式から求められる。

$$\log_{10} A_{rms}(t) = -\log_{10} t - \pi \log_{10} e \cdot Q_c(f)^{-1} ft + \text{Const.}$$

ここで、 $Q_c(f)$  は中心周波数  $f$  での coda Q である。

#### 4. 解析結果および議論

Fig. 7 に各観測点での RMS 振幅の時間減衰を周波数別に示す。ただし、最大値で規格化してある。また、求められた coda Q の平均値とそれに対応する減衰曲線も併せてプロットしてある。KG では、coda Q は精度よく決まらなかった。これは、3.1 で示したように、KG ではコーダ波の励起が極めて弱いためだと考えられる。YS と OG では、安定した時間減衰を示している。なお、OG や KG の曲線で、1秒前後の時間に山が見えるものがある。これは、重錘が落ちた

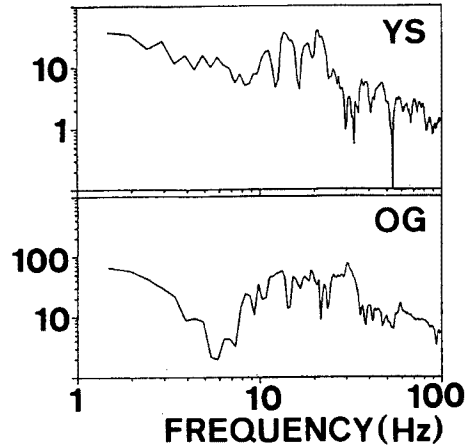


Fig. 6. Power spectra of coda waves. Upper: YS site. Lower: OG site.

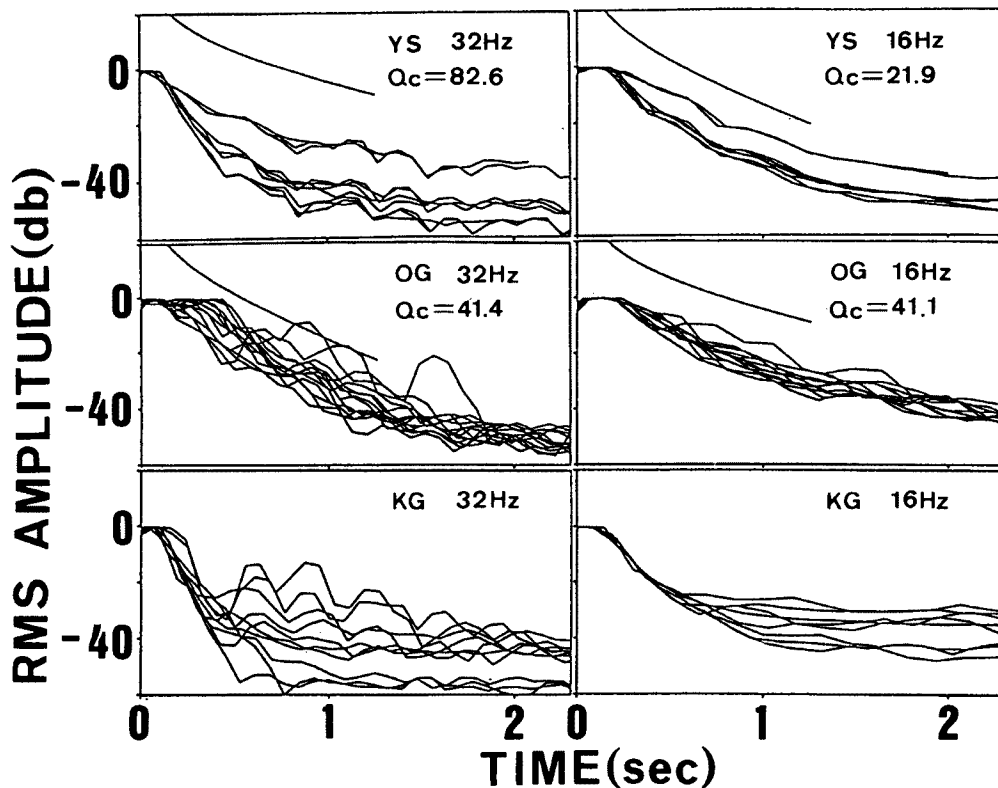


Fig. 7. Decays of band-pass filtered RMS amplitudes with lapse time. Left: for the band centered at 32Hz. Right: for the band centered at 16Hz. Each curve is normalized with its maximum value. Coda-Q values shown in the figures are mean values. The decay curves predicted by the single scattering theory are also plotted except for KG site.

時にはね返ったり転がったりしたノイズで、これらのデータのこの部分は解析区間から除外されている。

こうして求められた coda Q を、周波数の関数として Fig. 8 に示した。エラー・バーは標準偏差を表す。YS の 32 Hz 以外は精度よく決まっている。YS が 32 Hz で不安定なのは、Fig. 6 の YS のパワー・スペクトルで 30 Hz 付近が落ちているためかもしれない。コーダ波が S-S の一次後方散乱波だと仮定すると、この coda Q は表層の S 波速度に対して、半径約 20~140 m の範囲に対応している。

OG に関しては、出射<sup>14)</sup> が岩盤上での観測記録を堆積層下面に入力として与え、Q 値を考慮して拡張された HASKELL マトリックス法を用いて S 波応答を合成し、地盤上での観測記録と比較した。

その結果、直接 S 波部分の RMS 振幅の大きさがほぼ再現できていることから、使われた地下構造モデルは適切であると考えた。その際、Q 値の周波数依存性は考えていないものの、深さ 10~150 m の Q 値が 20~60 と見積られており、本実験の結果と調和している。KG では、Fig. 2 を見ると深さ 140 m は既に基盤（深さ 56.5 m）の深部に達しており、コーダ波励起に寄与する散乱媒質領域の半分以上は均質な岩盤で占められている。そのため、ここではコーダ波があまり励起されなかったものと思われる。

また、16 Hz では OG が YS より減衰しにくいですが 32 Hz では逆の結果になっている。YS の 32 Hz に対する値の信頼度は低いので、この結果のすべてを信用するわけにはいかないが、少なくともこのようなコーダ波の時間減衰は地盤の物性の何らかの違いを反映しているものと思われる。ただし、ここでは震源のエネルギーが小さいため 2 つの高周波バンドでしか coda Q が求められていないことも考えると、この実験結果から議論するには資料不足である。今後は、例えばパイロサイスのように、大きなエネルギーを発生させ、もっと低周波側での coda Q を求められるような震源を使う必要がある。さらに、重錘がはね返ったり転がったりしないように、ノイズを小さくする工夫も必要である。

この解析では、コーダ波が S-S の後方散乱後であると仮定した。この実験で用いたような重錘落下型震源を single force とみなすと、発生する振幅は S 波の方が P 波よりも約 3 倍大きい。しかも P 波の radiation pattern が鉛直下向きだけであるのに対して、S 波は水平面の斜め下向きに広がっている。したがって、散乱体への入射波は、S 波の方が卓越していると思われる。また、Knopoff ら<sup>15)</sup> の次のような理論的考察により、S-S 散乱が卓越すると考えられる。つまり、 $\lambda$  を入射波の波長、 $a$  を不均質構造の相関距離とする。まず、 $\lambda/a > 1$  の場合は、いろいろな方向への P-S、S-S 散乱が卓越する。この時、入射波振幅は S 波の方が大きいので、S-S 散乱の方が大きくなる。逆に  $\lambda/a < 1$  の場合は、P-P、S-S 散乱が卓越するが、この場合はほとんど前方散乱だけなので、後方には散乱波が返ってこない。この実験の場合、入射波の波長は、16 Hz で 5~8 m、32 Hz で 10~16 m である。散乱体が何であるか特定することはできないが、 $\lambda/a > 1$  の場合を想定しても無理はないと思われる。ただし、この観測では、散乱波が S 波だということを検証することはできなかった。今後は、散乱波にどのような波型が卓越するかわかるように、アレイ観測をする必要がある。それに加え、多重散乱の可能性を検討してみる必要もあろう。

さらに、未固結堆積層におけるコーダ波には地層間の多重反射が紛れ込んでいる可能性がある。これを取り除くためのデータ処理をしなければならないかもしれない。しかし、垂直入射に近い多重反射波の振幅

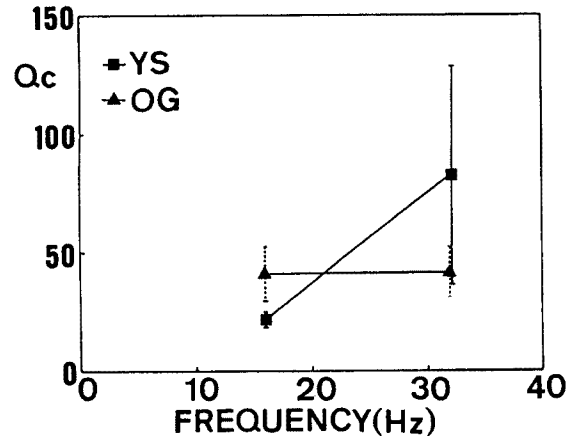


Fig. 8. Coda-Q values against frequency. The straight lines connect mean values for each passband. The error bars represent  $\pm 1$  standard deviations.

は、その多重度と共に等比級数的に減少することを考えると、コーダ波における多重反射波の影響は小さいと考えられる。Fig. 5 に示したように、コーダ波部分のパーティクル・モーションはランダムであることをも考えあわせて、ここでは、コーダ波はランダムに分布した不均質構造からのS波の後方散乱波と仮定した。

## 5. ま と め

人工震源によるコーダ波の観測から、次の結論ならびに問題点が得られた。

### — 結 論 —

(1) coda Q は 16 Hz では野州川河川敷より巨椋池干拓地の方が大きい、32 Hz では逆転する。このことは、地盤の物性の何らかの違いを反映していると考えられる。

(2) 京都大学宇治サッカーグラウンドでは、コーダ波の励起は非常に弱い。これは、基盤が浅いため、散乱媒質領域の不均質性が非常に弱いからだと考えられる。

### — 問題点 —

(1) この実験では、コーダ波がS波の一次後方散乱波であるという仮定を検証することはできなかった。今後はこれを示すためにアレイ観測をする必要がある。また、多重散乱の可能性を検討しなければならないかもしれない。

(2) 未固結堆積層におけるコーダ波には地層間の多重反射が紛れ込んでいる可能性がある。これを取り除くためのデータ処理をしなければならないかもしれない。

(3) 大きなエネルギーを発生させることにより、もっと低周波側での coda Q が求められるような震源を使い、さらにノイズを小さくする工夫が必要である。

## 6. 謝 辞

観測の立案およびデータ解析に際しては、京都大学防災研究所の入倉孝次郎教授、岩田知孝助手、京都大学理学部大学院生の筒井智樹氏に数多くの有益な助言や援助をいただきました。京都大学地震予知観測地域センターの行竹英雄助手には重錘落下震源用の三脚台をお借りしました。また、<sup>1)</sup>地球科学総合研究所には油圧インパクトをお借りしました。<sup>2)</sup>阪神コンサルタンツの野田利一氏には、油圧インパクトを操作していただきました。京都大学理学部学生の上野 WIDIYANTRO、川崎慎治、山田浩二の各氏には、観測を手伝っていただきました。ここに感謝いたします。

データ解析に際しては京都大学大型計算機センター FACOM M 780 を利用した。

## 参 考 文 献

- 1) Aki, K.: Analysis of Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves, *J. Geophys. Res.*, Vol. 74, No. 2, 1969, pp. 615-631.
- 2) Aki, K. and B. Chouet: Origin of Coda Waves: Source, Attenuation, and Scattering Effects, *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, No. 23, 1975, pp. 3322-3342.
- 3) 佐藤春夫: 関東・東海地域におけるコーダ Q<sup>-1</sup> の地域性, *地震* 2, 第39巻, 1986, pp. 241-249.
- 4) 佐藤春夫: 地震発生に関連した散乱と減衰の時間的变化, *地震予知シンポジウム*, 1987, pp. 157-163.
- 5) Phillips, W.S. and K. Aki: Site Amplification of Coda Waves from Local Earthquakes in Central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 76, No. 3, 1986, pp. 627-648.



- 6) 松本 聡・長谷川昭：エアガン実験で観測されたコーダ波の振幅特性，地震2，第42巻，1989，pp. 317-324.
- 7) Tsutsui, T. and Y. Kobayashi: Discontinuity of Basement Rock Depth in the Eastern Coast of Lake Biwa Discovered by Observations of Microseisms, J. Phys. Earth, Vol. 37, 1989, pp. 133-146.
- 8) 西宇正嘉・堀家正則・岸本清行：巨椋池における微動の特性，地震学会講演予稿集，No. 2, 1977, 312.
- 9) 芝 良昭：反射表面波を用いた地下構造における水平方向の不均質性の検出，京都大学大学院理学研究科地球物理学専攻修士論文，1990，20 pp. .
- 10) 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規：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，第14号A，1971，pp. 203-215.
- 11) Yokoyama, T., S. Ishida, T. Danhara, S. Hashimoto, T. Hayashi, A. Hayashida, Y. Nakagawa, T. Nakajima, N. Natsuhara, J. Nishida, Y. Otofujii, M. Sakamoto, K. Takemura, N. Tanaka, M. Torii, K. Yamada, S. Yoshikawa and S. Horie: Lithofacies of the 1000 m Core Samples on the East Coast of Lake Biwa, Japan, Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, Vol. 4, 1976, pp. 52-66.
- 12) 建設省淀川ダム統合管理事務所・株式会社応用地質調査事務所：地下水調査における地質調査業務（その1）浅層地質断面図集—京都盆地及び大阪平野—，1975，18 pp. .
- 13) 小林芳正・安藤雅孝・入倉孝次郎・吉住永三郎：黄檗断層の地球物理学的・地質学的調査，地震2，第37巻，1984，pp. 417-428.
- 14) 出射隆文・堀家正則・岩田知孝：堆積盆地における地震波コーダの性質，地震2，第38巻，1985，pp. 217-232.
- 15) Knopoff, L. and J.A. Hudson: Scattering of Elastic Waves by Small Inhomogeneities, J. Acoust. Soc. Am., Vol. 36, 1964, pp. 338-343.