# 深層井観測により推定された 厚い堆積層の地震応答特性

## 木 下 繁 夫\*

国立防災科学技術センター

## The Earthquake Response Characteristics of a Thick Sedimentary Layer Estimated by Means of The Deep-Borehole Observation

### By

## Shigeo Kinoshita

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

#### Abstract

The surface ground motion due to an earthquake is estimated from the motion of the bedrock by convoluting the effects of sedimentary layer on the bedrock. In Japan, the pre-Tertiary basement has been recognized as the seismic bedrock. Particularly, in the Tokyo metropolitan area, a thick sedimentary layer with a thickness of several kilometers covers the pre-Tertiary basement, i.e., seismic bedrock. In the present study, we investigated the effects of sedimentary layer in the metropolitan area by means of down-hole arrays whose maximum depths are 600 meters or more below the top of the bedrock and a surface array at the Fuchu area in the western part of Tokyo. The summary of the results obtained by our investigation is shown below.

(1) Based on the direct measurement of bedrock motions, we proposed two models to predict the zero-damped velocity response spectra in the bedrock of the metropolitan area for the period range from 0.1 to 5 seconds. These models were derived separatedly analyzing acceleration records of category I and category II earthquakes; category I earthquakes distributed out of the volcanic front and category II earthquakes distributed in and around the volcanic front.

(2) We estimated the internal damping factor 1/2Q, as the order of 1/100f (0.1 < f < 3Hz), of the S-waves in the sedimentary layer. This results were obtained by two different methods.

(3) In order to estimate the average amplification characteristics of a sedimentary layer for the short period S-waves (0.2-2s) in the metropolitan area, we proposed a tentative estimation procedure. The average amplification characteristics are given by the average of ratios of the zero-damped velocity response spectra of surface ground motion to those of bedrock motion, which are predicted by the models mentioned in (1). The results obtained by applying the present estimation procedure to surface strong-motion records of many sites in the metropolitan area, show that the average amplification characteristics are mainly influenced by the response of sedimentary layer for the SH-waves, are independent of the difference of horizontal components, i.e., transverse or radial component of surface motions, and have maximum amplification factors of several ten times.

(4) Observation and analysis were made for a process of generating a pseudo-Love wave, which was due to a SH pulse train produced by the total reflections at the upper boundary of dipping bedrock. Such SH pulse trains are observed in an array at the Fuchu area during the earthquakes whose shallow origins are located in the southwest of the array. The train of totally reflected pulses is simulated by using the Hilbert transform repeatedly. The pulse train modulated by the sedimentary layer becomes a predominant wave which appears just after the direct SH pulse in the Fuchu area and shows a dispersion characteristics similar to the Love wave.

## 目 次

1. 序	
1.1	本研究の目的
1.2	既往の調査研究の概要
2. 深居	<b>   井観測</b> 30
2.1	首都圏における堆積層 – 基盤系30
2.2	深層井観測の概要36
2.3	基盤地震動特性45
3. 堆租	責層の地震応答(I)55
3.1	堆積層におけるS波の減衰特性56
3.2	堆積層における短周期S波の増幅特性68
4. 堆種	責層の地震応答(Ⅱ)87

4	4.1	傾斜基盤上面における全反射87
2	4.2	全反射伝播波の特性95
5.	結	論104
6.	地盤	š応答推定法105
(	6.1	平行多層地盤の観測系105
(	3.2	伝達関数推定法112
(	5.3	地盤における減衰特性推定法127
(	5.4	全反射に伴う位相歪みと遅れ時間…131
		推定法
6	6.5	見掛け速度推定法
		参考文献142

1. 序

#### 1.1 本研究の目的

首都圏の地表強震動特性で,現在最も問題となっていることの1つは,先第三紀基盤上の 厚さ数kmに及ぶ堆積層の影響である.本研究は,この堆積層の地震応答特性を,深層井観測 を中心とする地震観測により推定し,実用可能な形にすることを目的としたものである.

堆積層一基盤系による地震波の変調効果は、地表地震動の特性に、2通りの形態で見られ る.1つは、地表地震動特性を、基盤における地震動特性とその地表点直下にある堆積層一 基盤系の応答特性に分解し、各々、独立した特性として考察可能な場合である。この場合、 地震観測により明らかにせねばならないのは、独立した2つの特性-基盤地震動のスペクト ル特性と堆積層における地震波の減衰特性-であろう。

もう1つは,震源から基盤迄直接に達した地震波ではなく,基盤と堆積層の境界部で2次 的に発生し,堆積層を表面波の如く伝播する波が,地表地震動に影響する場合である.この 場合,堆積層-基盤系の取扱いは2次元的なものとなり,地震観測も多次元的な群列観測で 対応することとなる.群列観測で明らかにせねばならないのは,2次的な表面波が生成され る過程であろう.

以下,本章後半では,既往の調査研究について触れる.第2章では,深層井観測記録に基 づいて,基盤地震動のスペクトル特性を,非減衰速度応答スペクトルの領域でモデル化する. 第3章では,初めに堆積層におけるS波の減衰特性の推定結果を述べ,次いで地表強震記録 から堆積層一基盤系における増幅特性を抽出する.第4章では,東京西部・府中地域の群 列観測記録に基づいて,基盤上面で連続して全反射しながら堆積層を伝播するSH波が, Love 波的な波に成長する過程を考察する.第5章は,本研究の結論である.また,本研究 では,観測記録から地盤の応答特性を推定する技法をいくつか案出した.第6章は,附録章 として,推定技法をまとめたものである.

なお,本論文は,筆者がこれ迄に発表して来た個々の論文〔木下(1981;1983a;1983 b;1985;1986);木下・他(1982);Kinoshita(1984);Kinoshita and Mikoshiba(1984);木下・他(1986)〕を基に,新たな考察を加えてまとめたものである.

#### 1.2 既往の調査研究の概要

堆積層の地震応答に関する考察は、3段階の調査研究 - (1)堆積層と基盤の速度構造のモ デル化と堆積層における地震波の減衰特性のモデル化、(2)地震観測に基づく応答特性の実測 調査,及び、(3)弾性論に基づく応答計算法の確立 - に沿って行われるが、最終的には、こ れらの調査研究の結果が相互に矛盾を生じない様に把握されるべきものである。首都圏にお ける堆積層の地震応答に関する研究は、1970年代後半から本格化し、上記3課題とも現在 各方面で精力的に取組まれている.ここでは,現在迄に行われた各調査研究を概括する.

堆積層の速度構造に関しては、石井(1962)による爆破探査等の結果に基づく報告が、関 東地域で1960年代に報告された唯一のものであった.しかし、首都圏中央部での堆積層及 び基盤の速度構造は、石井の報告では触れられておらず、1970年代に入って行われた2系 統の積極的な探査実験により明らかになってきた.1つは、1975年から実施されている一 連の夢の島爆破実験によるもので、屈折法による速度構造の推定である〔嶋・他(1976а; 1976b;1978a;1978b;1981)〕.この探査では、東京・夢の島爆破点での堆積層は、P 波速度  $V_P = 1.8 \text{ km/s}$ 、S波速度  $V_S = 0.68 \text{ km/s}$ の第1層(厚さ1.5 km)と、 $V_P = 2.8 \text{ km/s}$ 、 $V_S = 1.5 \text{ km/s}$ の第2層(厚さ0.8 km)からなり、地表下2.3 kmからの基盤では、  $V_P = 5.6 \text{ km/s}$ 、 $V_S = 3.0 \text{ km/s}$ となることが報告された。夢の島爆破実験は、首都圏中 央部での堆積層及び基盤の速度構造を初めて明らかにした点で意義がある。屈折法による堆 積層の速度構造の推定は、その後、瀬尾・小林(1980)等により関東南西地域へと展開され ており、堆積層の広域速度構造は次第に明らかになりつつある。

一方,1970年代には、首都圏において、その孔底が基盤深く達する地殻活動観測用の深 層井が作井され、これを用いた堆積層及び基盤の速度構造推定が行われた.この種の深層井 では、作井時に連続検層が音波速度等について行われ、地質構造との対比もなされた.国立 防災科学技術センター(以下,防災センター、又は、NRCDPと略記する)の3深層井 IWT(岩槻)、SHM(下総)及びFCH(府中)においても、作井時にSchlumberger 社と帝国石油株式会社による連続検層が行われた〔高橋・他(1983);鈴木・他(1981; 1983;1985)〕.さらに、この3深層井では、ウェル・シューティング法によるP波とS波 の速度検層が行われた〔太田・他(1977;1978);Ohta *et al.*(1980);山水・他 (1981);Yamamizu *et al.*(1983)〕.この3深層井で得られた速度構造は、深層井 孔底と地表での地震観測による堆積層の地震応答特性の推定結果を考察するために不可欠な ものである.

堆積層における地震波の減衰特性の推定は、Yamamizu *et al.* (1983) と Kohketsu and Shima (1986) が、各々、深層井 SHM での直接測定と第1回夢の島爆破実験での 観測に基づいて行っている. Yamamizu 等は、 $3.5 \sim 20$  Hz におけるS波のQ値を、Kohketsu and Shima は、5 Hz 程度におけるP波のQ値を求めている. 本論文で対象とす  $3.0.1 \sim 5$  Hz の範囲では、木下 (1983 a) が深層井記録に基づいて、S波の減衰特性を推 定した例があるのみである.

堆積層の速度構造推定と比較して、地震観測による応答特性の調査には、かなりの年月が 要求される.地震観測の歴史の中で、地盤震動の調査を目的としたものとして、地中一地表 の同時観測が1960年代に本格化しはじめた〔Tanaka *et al.*(1974)〕.この同時観測は、 垂直入射波に対する表層地盤 - 特に、沖積地盤 - の地震応答を対象として初められたも

#### 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 — 木下

のである.深さ100m程度の地中観測は,現在でも数100地点以上で行われており,線形領 域を越えた表層地盤の応答を把えた例も報告されるに至っている.しかしながら,首都圏の 如く,厚さ数kmに及ぶ堆積層の地震応答を調査目的とする地中観測は,防災センターの3深 層井が作井された1970年代後半迄実現されなかった.

このため、堆積層の地震応答は、堆積層外周部の基盤露出地点と堆積層上の地表点の比較 観測により論じられた. 関東平野では、工藤・他(1982)の筑波山を露出基盤とする北関東 での観測や東京・浅川を基盤露出点とする西関東での観測 [Seo(1978); Seo and Kobayashi(1980 b); Samano *et al.*(1984)]がこの種の例としてある. これらの観測 調査では、堆積層上の地表点と基盤露出地点でのスペクトル比特性に、堆積層における SH 波の増幅特性の寄与する割合が大きいことが報告されている.

堆積層で発生する2次的な表面波を調査対象とした地震観測は,関東平野では上記の瀬尾 等の観測のみであり,大阪平野においても Toriumi *et al.* (1984) が行っているに過ぎ ない.

堆積層の地震応答に関する計算では、堆積層を半無限基盤上の水平多層地盤でモデル化することが一般的である.従って、水平多層構造の伝達関数を扱うことになり、行列法(Has-kell(1960))に基づく計算が多く用いられている.

厚い堆積層の地震応答では、1968年十勝沖地震における八戸港湾のSMAC記録以来、 表面波の寄与の重要性が認識され、種々の考察が加えられる様になった。首都圏では、伊豆 半島周辺で発生した一連の浅発地震 – 1974年伊豆半島沖地震、1978年伊豆大島近海地震、 1980年伊豆半島東方沖地震 – において、東京の観測記録中に8 s程度の Love 波が卓越し て注目される様になり、工藤 (Kudo (1978; 1980); 工藤 (1982))による考察が行わ れた.工藤は、成層構造内部に震源がある場合の表面波の正規モード解を用いて、東京での 記録に現われる8 s 程度の Love 波がこの地域での堆積層により説明出来るとした。

首都圏の堆積層で発生する2次的な表面波の生成に関しては、瀬尾(1985)による考察が ある. 瀬尾は、基盤上の堆積層が震源方向の露出基盤に鉛直に接続されるモデルを用いて、 地表接続点から放出される平面波の重ね合わせで、伊豆大島近海地震における首都圏での記 録の説明を試みている.また、首都圏堆積層の様な不整形構造で発生する2次的な表面波を 扱う各種数値解析法は、近年急速に発展し、数値解析例も見られる様になった〔座間(1981)〕. しかしながら、この種の数値解析に耐え得る様な首都圏での系統的な群列観測は充分なもの とは言えず、その整備が今後の課題となっている.

堆積層で発生する2次的な波の伝播特性の調査では、地震観測の規模が2次元的で大きな ものとなるため、模型実験による方法も有力である。烏海等〔烏海(1986)〕は、大阪平野 を対象として、2次的な表面波の伝播特性の全体像を把え、適合する解析法を得るための模 型実験を報告している。

#### 2. 深層井観測

深層井観測の目的は,基盤地震動を直接観測し,堆積層の地震応答特性を推定するための 入力波とその特性を得ることである.本章では,首都圏中央部における堆積層 一基盤系の 特徴を2.1 で概観し,深層3井を含む鉛直加速度観測と地表面での観測点を加えた府中小規 模群列観測の概要を2.2 で述べる.2.3 は,本章の結論であり,深層井記録を用いて構築さ れる基盤地震動の非減衰(相対)速度応答スペクトル〔例えば,大崎(1976)〕特性につい て考察する.なお,非減衰速度応答スペクトルの計算では,S波の主要動を含む30~60 s程 度の記録を用いている.

### 2.1 首都圏における堆積層 – 基盤系

首都圏で地震基盤 (seismic bedrock) として扱われている地層は、地学用語で言う先 第三紀基盤 (pre-Tertiary basement) であり、これを覆う地層を総称して堆積層と称 している. 物理量を用いた分類では、爆破探査から推定された P 波速度  $V_P = 5.5 \text{ km/s}$ , S 波速度  $V_s = 3.0 \text{ km/s}$  程度の地層をもって地震基盤としている〔Shima (1980)〕.

物理量による分類の中で、堆積層 — 基盤系の特徴を最も適確に把握することが出来るものは、深層井作井時に行われた各種の連続検層の結果であろう.地震波を考察対象とする場合には、音波検層がほぼP波検層とみなされるため、特に重要である.関東平野においても、地質調査所の春日部、大佐和、藤岡〔福田(1973)〕、防災センターの岩槻(IWT)、下総(SHM)、府中(FCH)〔高橋(1982)〕、及び国土地理院の筑波(TKB)〔建設省(1979)〕の各深層井では、Schlumberger社による音波検層が行われている.図2.1に、IWT、SHM、FCH及びTKBにおける音波検層と密度検層の結果を示す.図の横軸は、図中右肩に記した測定深度を、音波の伝播時間に換算したものである(Equal time layered model〔Koehler and Taner(1977)〕).音響インピーダンスと反射係数は、音波速度と密度の検層結果から得られる.音波速度と音響インピーダンスは、堆積層と基盤の境界で急変し、弾性論的にみても堆積層内では見ることの出来ない明瞭な識別境界であることを示している.なお、音響インピーダンスα(g/cm<sup>3</sup>・km/s)と音波速度 v(km/s)の間には、図2.2で示すように、

$$a = 3.1 v - 2.7$$
;  $2 < v (km/s) < 5.5$ , (2.1)

なる直線関係が見出せる.

図2.1 に見られる堆積層 一 基盤系の音波速度の特徴は、堆積層内で直線的に漸増するが、 基盤に至って階段状に変化することである.これは、横軸を深度にしても同様である〔鈴木 ・他(1981)〕. 基盤における音波速度は4.5 km/s を越えるものであり、堆積層では3.5 km/s 程度迄となっている.この堆積層と基盤の接合域にみられる速度差は,基盤深度が 2.0~2.5km程度の首都圏において見られるものであり,関東平野の他地域とは異る特質で ある.音波速度が3.5~4.5km/s の地層は,先第三紀白亜紀に属する那珂湊や銚子の地表 下数100mのシルト岩や砂岩の層と,春日部や藤岡の地表下3,000m付近の第三紀の地層と に見られる.即ち,堆積層が厚くなれば,首都圏でみられる様な堆積層と基盤の接合域にお ける速度差は少なくなることが示唆されている.

基盤における音波速度に見られる様に、基盤での弾性波速度は一様ではない.この非一様 性(統計的性質)は、首都圏の半径数10km内にある防災センターの3深層井でも各々異る特 徴を示している.1例として、図2.3に各基盤層における音波速度の確率密度関数の推定結



図2.1 音響インビーダンスと反射係数の時系列:(**a**)岩槻深層井;(**b**)筑波深層井(国 土地理院);(**c**)下総深層井;(**d**)府中深層井.

Fig. 2.1 Time series of average acoustic impedance and average reflection coefficient logs. (First, original sonic velocity logs (recorded as interval transit time per foot) and density logs are digitized at 1 meter depth interval. Next, transit times are summed until integral multiples of the sampling rate ΔT (= 0.2 ms) are achieved. An average sonic velocity in the present figure is obtained by dividing the depth interval required for the sampling time by ΔT):
(a) Iwatsuki observation well; (b) Tsukuba observation well; (c) Shimohsa observation well;

## 国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月



図 2.1 のつづき Fig. 2.1 Continued from the preceding page.

果を示す. IWTとFCHでは Gauss 分布に近い形を示しているが,SHMでは鋭い単峰 性の山を持つ形を示している.これは,SHMでの基盤が安定した結晶片岩で構成されてい るのに対し,FCHでは砂岩を主体とするものの,いくつかの異る岩質で構成されているこ とからも裏づけられる.ここでは,基盤のインピーダンス構造の地域的な違いが,基盤地震



- 32.2 音響インピーダンスと音波速度の関係.
- Fig. 2.2 Relation between acoustic impedance and sonic velocity

- 図 2.3 先第三紀基盤上部における
   音波速度の確率密度関数:
   (a) 岩槻
- Fig. 2.3 Probability density function of sonic velocity in the upper pre-Tertiary basement: (a) Iwatsuki;



動のどの程度以上の周波数に対して、各々の個性を持った影響を及ぼすかを考察しておこう、 これは、先第三紀基盤を地震基盤として扱うことが出来る周波数の上限を知るためである、 地震波に対する影響を知るための一方法は、基盤でのインピーダンス構造のゆらぎに基づい て生じる散乱減衰の周波数特性を調べることである。1次の反射(後方散乱)のみによる音 波の散乱減衰による  $Q \in Q_d$  とすると、1/2  $Q_d$  は図 2.1 で示した基盤での反射係数列の パワー・スペクトル密度関数より求められる(6.3.2 の式(6.87)参照)。図 2.1 に示した 4 深層井基盤における 1/2  $Q_d$  の計算結果は図 2.4 (a)となる。基盤において音波の伝播 が影響される周波数域を、図中で 1/2  $Q_d$  がピークとなる帯域とすれば、各深層井基盤で



(a)



( **b**)

- 図2.4 先第三紀基盤上部における音波の 散乱減衰特性1/2Qa:(a)1 次散乱の場合;(b)多重散乱の 場合.
- Fig. 2.4 Damping factor due to the scattered sonic waves. The results are based on the acoustic impedance logs of the upper pre-Tertiary basement shown in Fig. 2.1: (a) primary reflection; (b) intrabed multiple reflections.

#### 国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月

異ることがわかる.しかしながら, 50 Hz 程度以下では顕著なピークはなく,基盤における P波の伝播に地域差はなさそうである.図2.3 で示した確率密度関数がピークとなる速度と, 図2.4(a)の  $1/2 Q_d$  がビークとなる周波数とから得られる基盤での影響の大きい P 波の 波長は、SHMとFCHで50m、IWT で75m 程度である.基盤での速度構造のゆらぎが、 S波の場合もP波と相似的〔Willis and Toksož(1983)〕ならば、図2.4(a)の結果は 近似的にS波に対しても用いることが出来る.但し、P 波速度はS 波速度のほぼ倍であるか ら、図2.4(a)の横軸は 10 ~ 75 Hz 程度となり、概ね、25 Hz を越える周波数域では、 基盤のインピーダンス構造のゆらぎの地域性がS 波の伝播特性の違いとして現われそうであ る.

次に、50 Hz 以下の周波数域における音波の散乱減衰を、SHMとFCHとについて比較してみる.1次散乱の場合は、反射係数のパワー・スペクトル密度関数に1/2  $Q_d$ が支配されるが、この周波数域でのパワー・スペクトル密度関数を精度良く推定することは難しい.従って、ここでは、多重散乱の場合の1/2  $Q_d$ を求めてみる(6.3.2の式(6.88)参照).得られた結果が図2.4(b)である。ほぼ均質な基盤であるSHMに対して、ガサガサした基盤であるFCHの方が、10~50 Hz での1/2  $Q_d$ がいくぶん大きく見えるが、いずれにしても平均して  $Q_d$ ~500程度である。即ち、P波で50 Hz、S波で25 Hz 程度以下の地震波に対して、先第三紀基盤での散乱減衰は小さく、かつ首都圏での地域差もSHMとFCHでの比較で見る限り問題なさそうである。従って、先第三紀基盤は、本論文で扱う0.1~10 Hz 程度の地震波に対して、首都圏では同一の地震基盤として扱うことが出来る。

#### 2.2 深層井観測の概要

掘削深度が数㎞に達し,基盤内深く観測井を作井した地点は、図2.5 に示す IWT (35° 55' 33.0″N, 139°44' 17.0″E,標高8.96m),SHM (35°47' 36.4″N, 140°01' 25.6″E,標高22.81m),及びFCH (35°39' 02.4″N, 139°28' 25.1″E,標高44.71 m)の3箇所である.本節では、この3観測地点(地殻活動観測施設)における地震観測と 観測地点下の速度構造とを概述する.

岩槻地殻活動観測施設(IWT)

IWTにおける観測開始は、1973年であるが、地中3510mの深層井に加えて、地表及 び地中108mの浅層井を含む加速度計の同時観測は1976年から行われている. 図 2.6 にこ の施設における加速度計配置図を示す. 深層井に設置されている地震計は力平衡型加速度計 であり、当初設置されていた加速度計の固有振動数は50 Hz であったが、途中から450 Hz に変更されている. また、出力感度も16.3 V/gから3 V/gへと変更されている. 減衰定 数のみは、0.6~0.7 で変っていない. 孔底に設置された加速度計の出力信号は、地表の観 測室迄変調されて搬送されている. この変調方式もFMからPCMへと途中変更されている



**図 2.5** 防災センター・3 深層地殻活動 観測施設位置図.

## Fig. 2.5 Location of the three Deep-Borehole Crustal Activity Observatories of NRCDP.



図 2.6 岩槻地殻活動観測施設平面図.

Fig. 2.6 Plan of the Iwatsuki Crustal Activity Observatory (IWT).

が、搬送出力点における加速度振幅特性は、水平成分に関して、0~10Hz で平坦であることが保持されている.地表及び浅層井に設置された加速度計は、速度帰還型加速度計で、固有振動数5Hz,減衰定数約300である.加速度振幅特性は、0.1~10Hz で平坦である. これらの加速度計出力信号は、一部遅延装置を通して、刻時コードとともに1台のアナログ記録器に収録されている.

## 国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月

この観測施設においては、太田・他(1977)により速度検層が行われ、図 2.7 及び表 2.1 に示す結果が報告されている.



- 図2.7 岩槻施設における地下構造 [太田・他(1977)による]:(a)深層構造;(b)浅層 構造.
- Fig. 2.7 Underground structure model at IWT. [after Ohta et al. (1977)]: (a) main well; (b) auxiliary well.

表2.1 岩槻施設におけるS波速度構造〔太田・他(1977)による〕

Layer No.	V <sub>s</sub> (km/s)	$ ho(g/cm^3)$	H (m )
1	0.16	1.7	1 2.5
2	0.1 3	1.8	2.5
3	0.3 3	1.9	27.
4	0.37	1.8	9.
5	0.33	1.8	14.
6	0.4 1	2.0	17.
7	0.36	1.9	20.
8	0.4 4	2.0	218.
9	0.76	2.1	670.
10	1.3	2.5	980.
11	1.6	2.6	830.
12	2.5	2.7	* * * *

Table 2.1 Underground structure model at IWT. [after Ohta, Y. et al. (1977)].

下総地殻活動観測施設(SHM)

SHMにおける観測開始は 1978 年であるが,地中 2300 m の深層井に加えて,地表及び 地中 200 mの浅層井を含む加速度計の同時観測は 1980 年から行われている.図2.8 にこの 施設における地震計配置図を示す.深層井に設置された加速度計は,途中の変更も含めて IWTの場合と同じである.浅層井に設置された加速度計は,力平衡型加速度計で,固有振 動数 450 Hz,減衰定数 0.6 ~ 0.7,出力感度 3 V/g である.地表加速度計は,当初固有 振動数 5 Hz,減衰定数 300 の速度帰還型加速度計であったが,途中で浅層井設置型と同一 機種に変更されている.深層井設置加速度計の信号は,観測室迄 F M変調されて搬送されて おり,他の加速度計信号は直送されている.これらの加速度計出力は,一部遅延装置を通し て,刻時コードとともに1台のアナログ記録器に収録されている.

この観測施設では, 深層井を用いた速度検層が2度行われている〔太田・他(1978); Yamamizu *et al*.(1983)〕. 2回日の検層結果として, 図2.9及び表2.2が報告されてい る.

府中地殼活動観測施設(FCH)

FCH における観測開始は 1980 年であり,地中 2750 mの深層井に加えて,地表及び地中 200 mの浅層井を含む加速度観測も同年から開始されている.また,この施設では 1983年から地中 500 mの中層井での加速度観測も追加されている.図 2.10は,この施設における地震計の配置図である.この施設において地中設置された加速度計は,いずれも固有振動数450 Hz,減衰定数0.6~0.7,出力感度 3 V/gの力平衡型加速度計である.また,地表地震計も現在は地中設置型と同機種であるが,当初は固有振動数5 Hz,減衰定数300の速度帰還型加速度計が用いられていた.加速度計信号の観測室迄の伝送は,深層井のみがPC M搬送であり,他は直送である.現在,これらの加速度計信号は,全て1台のディジタル記録器に刻時コードとともに収録されている.記録器は66 dB のダイナミック・レンジを持ち,標本化時間0.02 s,信号遅延時間10 s で動作している.ただし,1984年9月以前は,



図 2.8 下総地殻活動観測施設平面図.

Fig. 2.8 Plan of the Shimohsa Crustal Activity Observatory (SHM).

国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月



- 図2.9 下総施設における地下構造 [Yamamizu et al. (1983)による]:(a) 深層構造; (b) 浅層構造.
- Fig. 2.9 Underground structure model at SHM. [after Yamamizu *et al.*(1983)]: (a) main well; (b) auxiliary well.
- **表 2.2** 下総施設における S 波速度構造 [Yamamizu *et al.* (1983)による).
- Table 2.2
   Underground structure model at SHM.
   [after Yamamizu, F. et al. (1983)].

Layer No.	$V_{s}(km/s)$	$ ho(g/cm^3)$	H(m)	
1	0.17	1.7	3.	
2	0.24	1.8	9.5	
3	0.35	1.8	7.	
4	0.41	1.9	12.5	
5	0.3 3	1.9	16.5	
6	0.27	1.8	2.5	
7	0.3 5	1.9	28.	
8	0.4 5	2.0	272.	
9	0.72	2.1	497.	
10	0.90	2.2	345.	
11	1.17	2.5	309.	
12	2.5 4	2.7	* * * *	



図 2.10 府中地殻活動観測施設平面図.

Fig. 2.10 Plan of the Fuchu Crustal Activity Observatory (FCH).

IWTやSHMと同じアナログ収録であった.図2.11は,深層井に設置された加速度計の観 測室迄の伝送特性も含む総合周波数特性である.また,残りの2井及び地表に設置された加 速度計の総合周波数特性は,現在,0~10Hzで平坦である.

この施設における速度検層は、山水・他(1981)により、深層井を用いて行われ、図 2.12 及び表 2.3の結果が報告されている.



図 2.11 深層井加速度観測における水平成分の総合周波数特性.

Fig. 2.11 Over-all frequency characteristics for the acceleration seismograph, used for recording the horizontal acceleration in the bedrock.





**表 2.3** 府中施設における S 波速度構造〔山水・他(1981) による〕.

Table 2.3 Underground structure model at FCH. [after Yamamizu, F. et al. (1981)].

Layer No.	$V_s(km/s)$	$ ho(g/cm^3)$	H(m)
1	0.14	1.7	4.
2	0.3 5	1.8	12.
3	0.4 2	1.8	6.
4	0.36	1.8	22.
5	0.5 3	1.8	6.
6	0.6 0	1.9	6.
7	0.4 4	1.8	20.
8	0.46	1.9	14.
9	0.54	2.0	115.
10	0.78	2.0	856.
11	1.19	2.2	963.
12	2.5 3	2.5	* * * *

府中小規模群列観測

東京南西部の多摩地域では,FCHを中心とする6地点の地表に速度型地震計を配置し, 1983年から本格的な観測を行っている.この地表面での観測にFCHでの鉛直方向観測を 合わせたものを,本報告では,府中小規模群列観測と称している.図2.13はこの群列観測に おける観測地点を示したものである.

地表6地点に配置された速度計は、この群列観測のために新たに製作されたものであり、 速度帰還型加速度計の帰還回路に電流積分器を組み込んだ図2.14に示す構造のものである. 実機における各部の仕様は表 2.4 に示すものである. この仕様において, 地震計出力は地動 速度に比例し, 比例定数は, 図 2.14 の記号を用いれば  $m \cdot R_o / G_f \cdot C \cdot R_f$  となり, 地 震計感度が増幅器に依存しない性質のものとなっている〔木下・他(1982)〕.





Fig. 2.13 The Fuchu small-scale array.



図2.14 府中群列観測地表用速度計の構造図.

Fig. 2.14 Fundamentals of velocity type seismometer used in the Fuchu surface array.

## 国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月

表2.4 府中小規模群列観測地表用速度計の仕様〔東京測振(株)製VS-335型〕.

 Table 2.4
 Specifications of velocity seismometer used at the Fuchu surface array observation.

(1)	Mass (m)	43 gram
(2)	Natural frequeney (f <sub>o</sub> )	1.43 Hz
(3)	Generator constant $(G_{{\boldsymbol{s}}})$	2.5 volt/kine
(4)	Motor constant $(G_f)$	2.86 x $10^6$ dyne /A
(5)	Amplifiers	
	Voltage gain of $A_1$	54 dB
	Current gain of A <sub>2</sub>	$>90~\mathrm{dB}$
(6)	Load constants	
	С	$1 \ \mu F$
	Rf	1 M <i>Q</i>

図 2.15 は、この地震計の 0.02~5 Hz における実測周波数特性であり、いわゆる村松式 速度型強震計〔村松(1977)〕とほぼ等しい特性を持っている.

図 2.13 に示した各地点では、CHF を除き、この速度計出力を常時 0.005 s 以内の精度 を持つ刻時コードとともにディジタル収録している. 収録は I Cメモリーを用いて行われて おり、ダイナミック・レンジ 66 dB、標本化時間 0.02 s,信号遅延時間 10 s は鉛直加速度 観測と同じである. CHFでの収録は、当初アナログ記録であったが、これも途中でディジ タル記録に変更されている.



- 図 2.15 府中群列観測地表用速度計の総合周 波数特性.
- Fig. 2.15 Over-all frequency characteristics for the velocity seismograph used in the Fuchu array.

#### 2.3 基盤地震動特性

基盤(地震基盤)と言う概念の発想は、ある程度の拡がりを持った地域の地表地震動特性 を、堆積層での波動伝達特性と基盤での地震動特性とに分解し、基盤での地震動特性を独立 に設定しようとするところから出ている〔Kanai(1965)〕. この場合、基盤地震動特性を 評価するモデルとして、どの様なものを考えるかは、評価モデルの使用目的によって決定さ れるべきであろう.ここでは、以下の様な条件を設定した:

(1) 一般的なパラメータにより規定され、取扱いに汎用性があること.

- (2) 堆積層の応答特性推定に有用であること.
- (3) 物理的な意味づけがなされていること.

これらの条件を満たす基盤地震動の評価モデルの1種として、平均的非減衰速度応答スペ クトルの統計的な評価式がある.まず、平均応答スペクトルは、マグニチュードと震源距離 を用いて統計的に評価した場合、実用上問題がないため広く普及しており、条件(1)に適うも のである.また、平均応答スペクトルの中で、非減衰速度応答スペクトルは、加速度地震波 主要動部のフーリエ振幅スペクトルの上限包絡となるため、堆積層の応答特性を地表と基盤 における非減衰速度応答スペクトル比で意味づけることが出来る.これは条件(2)に相当する ものである.最後に、基盤内では地表のように表層地盤による変調効果が少いため、地震波 の主要動部のフーリエ振幅スペクトルの主要部分を点震源特性と伝播径路効果からある程度 迄説明することは可能である.もっとも、数Hz 以上の短周期成分に対する非減衰速度応答 スペクトルは、計算に用いた継続時間に左右されること大ではあるが、条件(3)に関する議論 は既に行われている.これに関しては、2.3.2 で記述する.

2.3.1 基盤における非減衰速度応答スペクトル

本論文においては、基盤地震動の非減衰速度応答スペクトル  $SV_i(T; M, R)$  (gal・s)の評価式として、小林・長橋(1967)以来しばしば用いられている次式を用いる.

 $\log_{10} SV_i (T; M, R) = a(T) \cdot M - b(T) \cdot \log_{10} R + c(T). (2.2)$ 

ここで, T は周期(s), MはJMAマグニチュード, R は震源距離(km)である. この評価式を支配するパラメータ a, b, 及び c に関しては, これ迄多くの研究結果が発表されている (McGuire (1978); 翠川・小林 (1978); Ohsaki *et al.* (1980)). しかしながら, 首都圏の先第三紀層を(地震)基盤とみなして, 非減衰速度応答スペクトルの性質を調べたのは, Kinoshita (1984)のみである. 深層井記録に基づいて得られた Kinoshita の結果は, 首都圏の基盤における非減衰速度応答スペクトルに関して以下の2つの特徴を指摘した.

(1) 先第三紀基盤層内 600~800 m における非減衰速度応答スペクトルの評価を式(2.2) に基づいて行った場合,防災センターの3 深層井での観測記録のスペクトル特性を周

期 0.1~10 s の範囲で統一的に説明出来る.従って,3 深層井に設置された地震計 は、同一の地震基盤内にあるとみてさしつかえない.

(2) ただし、評価モデルとして、式(2.2)を用いる場合、首都圏における基盤地震動は、 震源位置に依らない単一経験式で説明することは困難であり、少くともパラメータの 異なる2つの経験式を用いなければ説明されない、太平洋プレート沿いに発生する地 震とフィリッピン海プレート及びその周辺で発生する地震とでは式(2.2)を支配す るパラメータは異るものとなる。

上記の特徴(2)は、記録を追加して再検討した結果、2つの地震群の境界を概ね火山フロントにした方が都合良いことが判明した〔木下(1986)〕.即ち、基盤での平均的非減衰速度応答スペクトルの経験式は、以下の様に作成する.まず、震源が火山フロントの東側にある場合をカテゴリーIに属する地震、火山フロント周辺及び西側にある場合をカテゴリーII に属する地震として分類する.経験式作成に用いた地震の震央及び深さを図2.16に示す. 図中の白丸がカテゴリーIに、黒丸がカテゴリーIIに、各々属する地震である.表2.5は、 これらの地震の諸元であり、観測地点とともに示してある.地震は、5.4  $\leq$  M  $\leq$  7.4, R < 400 km、震源深さ < 100 km で限定したものである.評価式(2.2)のパラメータ決定は、

表2.5 基盤地震動の非減衰速度応答スペクトルの経験式作成に用いた地震の諸元〔気象庁による〕.

Table 2.5Earthquake data, which are used to make models of the zero-damped velocity response<br/>spectra of the bedrock motions in the Tokyo metropolitan area. Parameters of those ear-<br/>thquakes were determined by the Japan Meteorological Agency (JMA).

Na	Date	Latitude	Longitude	Depth (km)	Magnitude	Recording Site	Category
1	June 16, 1976	35° 30'	139° 00'	20	5.5	IWT	11
2	Oct. 6, 1976	37° 04'	141° 25'	70	5.9	IWT	I
3	Jan. 14, 1978	34° 46'	139° 15'	0	7.0	IWT	11
4	Feb. 20, 1978	38° 45'	142° 12'	50	6.7	IWT	I
5	Mar. 20, 1978	36° 05'	139° 53'	60	5.5	IWT	1
6	June 12, 1978	38° 09'	142° 10'	40	7.4	IWT, SHM	1
7	June 14, 1978	38° 21'	142° 29'	40	6.3	SHM	I
8	June 21, 1978	38° 15'	142° 00'	50	5.8	SHM	1
9	July 11, 1979	36° 36'	141° 19'	40	5.9	IWT, SHM	1
10	June 29, 1980	34° 55'	139° 14'	10	6.7	IWT, SHM, FCH	11
11	Sep. 10, 1980	34° 01'	139° 00'	20	5.6	SHM	II
12	Sep. 24, 1980	35° 58'	139° 48'	80	5.4	IWT, SHM, FCH	I
13	Sep. 25, 1980	35° 31'	140° 13'	80	6.1	IWT, FCH	Ĩ
14	Apr. 13, 1981	37° 16'	142° 21'	30	5.7	FCH	I
15	Mar. 7, 1982	36° 28'	140° 39'	60	5.5	SHM. FCH	I
16	July 23, 1982	36° 11'	141° 57'	30	7.0	SHM. FCH	I
17	Aug. 12, 1982	34° 53'	139° 34'	30	5.7	IWT	II
18	Dec. 28, 1982	33° 52'	139° 27'	20	6.4	IWT	II
19	Dec. 29, 1982	33° 46'	139° 22'	20	5.9	IWT	II
20	Feb. 27, 1983	35° 54'	140° 09'	70	6.0	IWT	I
21	July 2, 1983	36° 54'	141° 12'	50	5.8	IWT	I
22	Aug. 8, 1983	35° 31'	139° 02'	20	6.0	IWT. FCH	II
23	Jan. 17, 1984	36° 27'	141° 15'	40	5.6	SHM. FCH	I
24	Jan. 18, 1984	36° 27'	141° 16'	40	5.9	SHM. FCH	Ī
25	Sep. 14, 1984	35° 49'	137° 34'	0	6.8	IWT, FCH	II
26	Sep. 15, 1984	35° 47'	137° 28'	10	6.2	IWT, FCH	ĪĪ
27	Sep. 19, 1984	34° 03'	141° 33'	10	6.6	IWT	I



- **図 2.16** 基盤における非減衰速度応答スペクトルの経験式を作成するために用いた地震の (**a**) 震央と(**b**) 深さ.
- Fig. 2.16 Location of deep-borehole observatories and epicenters (a), and focal depths (b). Observation sites are designated by plus signs, epicenters and focal depths in category I are designated by open circles, and those in category II by solid ones.

水平成分記録を用いて行ったが、記録の数は、カテゴリーIで45成分、カテゴリーIIで35成 分である.式(2.2)におけるパラメータは、最小自乗法により決定され、図2.17に示す結 果となる.図中(a)はカテゴリーIに、(b)はカテゴリーIIに属する地震を用いて、各々決 定されたものである.これらのパラメータで規定される2つの経験式も、カテゴリーI及び IIに対応して、モデルI及びIIとして分類する.図2.17のパラメータの値(黒丸)は、 $T = 0.1 \sim 5$  sの範囲で求めたものであるが.図中の実線はこれを平滑化したものである.平 滑化は、パラメータ x(T) (x = a, b, c.) を、

$$x(T) = x_0 + \sum_{n=1}^{3} x_n \cdot (\log_{10} T)^n, \qquad (2.3)$$

で関数近似することにより行われている.表 2.6 は,近似式(2.3)における展開係数をAIC法で求めたものである.図 2.17の結果が示す様に,式(2.3)を用いた場合の  $\log_{10}$  SV<sub>i</sub>(T; M, R)の平均偏差(実線)が最小自乗法による場合の平均偏差(黒丸)を大きく上回ることはなく,式(2.3)による平滑化は十分実用的である.以下では,式(2.3)を組み入れた式(2.2)の形の経験式を基盤における非減衰速度応答スペクトルのモデルとして扱う.

表 2.6 基盤の非減衰速度応答スペクトルのモデルを規定する係数 a, b 及び c の展開係数.

Table 2.6Expansion coefficients of parameters a, b, and c. Prediction models of the zero-<br/>damped velocity response spectra of the bedrock motions are constructed based<br/>on those parameters, a JMA magnitude, and a hypocentral distance.

	Model I				Model II			
n	0	1	2	3	0	.1	2	3
an	0.804	0.518	-0.161	-0.554	0.573	0.120	0.273	0.326
bn	1. 432	-0. 137	0.483		1.173	-1.649	1.190	0.902
Cn	-1.856	-3.656	1.481	3. 481	-1.308	-4.144	a	

### 2.3.2 非減衰速度応答スペクトルの特徴

まず、 $SV_i$  (T; M, R) の特徴をみるために、R = 50, 100, 及び 200 km における計 算例を M = 5.5, 6.0, 6.5, 及び7.0 について、図 2.18 ~ 図 2.20 に示す. 各図とも (a) はモデル I に、(b) はモデル II に関する結果である. いずれの図中においても、平滑化 された曲線は式 (2.3) を用いたものである. 首都圏における基盤の非減衰速度応答スペク トルの特徴は、次の様にまとめられる.

(1) モデル I における  $SV_i$  (*T*; M, R) は、モデル II におけるものよりも、同一の M と R において数倍大きい値となる.





Fig. 2.17 Values of coefficients a, b, c, and average deviations of the logarithm of zero-damped velocity response spectra of bedrock motion, as calculated for model I (a) and model II
(b). Solid lines designate the smoothed results obtained by using the power series expansion of the logarithm of period.



図 2.18 経験式に基づいて得られる基盤地震動の非減衰速度応答スペクトル(震源距離50 km の場合):(a)モデルI:(b)モデルⅡ.

Fig. 2.18 Zero-damped velocity response spectra of bedrock motion as a function of period predicted from model I (a) and model II (b) for earthquakes of magnitude 5.5, 6.0, 6.5, 7.0, and a hypocentral distance of 50 km.



- 図2.19 経験式に基づいて得られる基盤地震動の非減衰速度応答スペクトル(震源距離100km の場合):(**a**)モデルⅠ;(**b**)モデルⅡ.
- Fig. 2.19 Zero-damped velocity response spectra of bedrock motion as a function of period predicted from model I (a) and model II (b) for earthquakes of magnitude 5.5, 6.0, 6.5, 7.0, and a hypocentral distance of 100 km.



- 図 2.20 経験式に基づいて得られる基盤地震動の非減衰速度応答スペクトル(震源距離200 km の場合):(a)モデル1;(b)モデルⅡ.
- Fig. 2.20 Zero-damped velocity response spectra of bedrock motion as a function of period predicted from model I (a) and model II (b) for earthquakes of magnitude 5.5, 6.0, 6.5, 7.0, and a hypocentral distance of 200 km.

- (2) モデルIにおける SV<sub>i</sub>(T; M, R)のピークは、RよりもMに依存する度合が強い、R=50~200kmの範囲では、M=5.5のときピーク周期が0.3~0.4 s であるのに対し、M=7.0 では 2.0 s 程度迄長周期側へ移る。
- (3) 逆に、モデルⅡにおける SV<sub>i</sub>(T; M, R)のピークは、MよりもRに依存する度 合が強い、M = 5.5 ~ 7.0の範囲では、R = 50kmのとき、ピーク周期が 0.3 s 程度 であるが、R = 200 km では1~2 s 程度迄延びている。

この基盤におけるスペクトル特性,特に,モデル I の特徴(2)は, Papageorgiou and Aki (1985)にみられる震源スペクトルの短周期 (0.1~5 s)加速度領域におけるマグ ニチュードとスペクトル・ピーク域の特徴と類似している.そこで,モデル I のパラメータ を,太田・武村 (1985)が行った無限媒質中の点震源に対する S 波の遠方近似解に基づく評 価と比較してみることにする.太田・武村の解釈によれば,a(T)は震源スペクトルに関 する係数であり, $k \in M$ の関数で正値をとるものとして, $a(T) = 1 - k \cdot \log_{10}(T_M/T)$ で与えられるとしている.ここで, $T_M$  は M を決定するために用いられる地震波の卓越周 期であり,気象庁マグニチュードを用いる場合は, $T_M \sim 4$  s 程度としている.即ち,a(T)は  $T \leq T_M$ の範囲では T の単調増加関数であり, $T \sim T_M$ 程度で1となるとしている.ま た,b(T)は伝播径路における S 波の Q と伝播速度 V (km/s)を用いて,

$$\frac{1}{R} e^{-\pi R/QVT} = 10^{-b(T)\log_{10}R}, \qquad (2.4)$$

で対応つけている. さらに, c(T)は,加速度記録を用いることにより, c(T) = const.- 2 ·  $\log_{10} T$  となるとしている. c(T)の特徴は,  $\log_{10} T$ の勾配が - 2 となることで ある. さて, 2.3.1 で得られたパラメータの値であるが,まず, a(T)は,図 2.17 (a)に 示す様に, $T = 4 \sim 5$  s で 1 となり,これ以下では概ね単調増加の傾向にあると言える. 次 に b(T)であるが,これはほとんど一定であり,1.6 程度である. この b(T) = 1.6 と いう値は,佐藤・松村 (1980)が関東平野で求めた  $\pi / QVT \sim 0.015$ を式 (2.4)で用い ると R ~ 200 km での値となる. 今回のモデル I 作成に用いた地震の R の平均もほぼ 200 km であり, b(T) = 1.6を式 (2.4)で解釈することは無理がなさそうである. 最後に係数 c(T)であるが,これもモデル I において概ね  $\log_{10} T$ の勾配が - 2 となっていると言え よう.以上のことは,モデル I が太田・武村の試みた点震源モデルに基づく評価式 (2.2) の解釈が無理なく適用される範囲の地震により構成されていることを示している.

本節で得られた平均的非減衰速度応答スペクトルの経験式は、基盤地震動のフーリエ振幅 スペクトルの包絡特性を与えることは事実であるが、堆積層の応答特性推定に必要な基盤特 性を評価するために作成したものである。従って、式(2.2)の係数を求めるために、30~ 60 s の長さの地震波を用いている。これは、図 2.17 の log<sub>10</sub> *SV*<sub>i</sub> (*T*; M, R)の平均偏差



図2.21 基盤地震動の速度応答スペクトル(減衰定数5%)の経験式を規定する係数値及び観 測結果と経験式に基づく予測結果との平均偏差:(**a**)モデルI;(**b**)モデルII.

Fig. 2.21 Smoothed values of coefficient a, b, c and average deviations of the logarithm of velocity response spectra of bedrock motion for 5% of critical damping, as calculated for model I (a) and model II (b).

が示すように,周期0.2sより短周期側での評価精度の悪化として現われている.故に,本 節で得た経験式を, Papageorgiou and Akiが Trifunac(1976)のフーリエ・スペクト ルを用いて行った様な,震源スペクトルの評価に用いるのは乱暴であろう.

本節の最後として,先第三紀基盤内の深層井での観測結果と工学的地震基盤 ( $V_s = 500$  m/s 程度の地層)の露出地点での観測結果の共通性を,速度応答スペクトルの領域で示す. 工学的地震基盤での観測結果は,減衰定数5%での速度応答スペクトルとして公表されることが多い.このため,2.3.1のモデル I 及びモデル II の係数を減衰定数5% 用として作成する.結果を図2.21に示す.図2.21の係数に基づく応答スペクトルを,Ohsaki *et al*. (1980)が日本の東北部4地点の軟岩 ( $V_s = 0.5 \sim 1.0 \text{ km/s}$ )上で観測した35記録に基



づいて求めた応答スペクトルと比較したものが図2.22である. Ohsaki 等の結果とモデル Iの結果とは、減衰定数5%でのものとはいえ、相似的なスペクトルの概形を示している. この事実は、観測点と用いた地震の震源が、いずれも、火山フロントの東側にあることによ るものと考えられる.

3. 堆積層の地震応答(I)

本章では,首都圏の堆積層 - 基盤系を平行多層構造で扱える場合について,その増幅特性をS波について考察する.

堆積層と基盤のインピーダンス構造が既知の場合,増幅特性を評価するためには,堆積層 におけるS波の減衰特性が必要となる.本章前半では,2種類の方法を用いて堆積層におけ るS波の減衰特性を求める.後半では,短周期領域におけるS波の増幅特性を,地表での強 震記録を用いて推定する.地表強震記録を用いた堆積層の増幅特性推定は,田中・吉沢 (1975)が基盤入力を仮定せずに相対的な評価を行ったに止っている.本章では,前章2.3 で得た経験式に基づく非減衰速度応答スペクトル特性を基盤での入力特性として用いること により,堆積層での増幅特性を求める.

#### 3.1 堆積層におけるS波の減衰特性

3.1.1 減衰特性推定に適した記録

ここでは,府中小規模群列観測で得られた記録の中で,堆積層でのS波の減衰特性推定に 効率が良いことを即断出来る2種類の記録について述べる.これらは,千葉県中部及び茨城 県沖に震源を持つ地震において得られたものである.この2つの地域に震源を持つ地震の記 録が特に有用な理由は,解析方法こそ異なるが,他の地震記録を用いた場合と比較して,推 定されるQ値が大きく求まることである.

(a) 千葉県中部地震の記録

千葉県中部に震源を持つ地震の記録の特徴は、基盤内において直達 SHパルス波とその地 表面での全反射波が分離して記録されることである、堆積層を往復する SH 波が同一記録上 で得られることは、堆積層における減衰特性を推定するために必要なインピーダンス構造に よる補正と計器補正に関して有利な条件である(6.3 参照).

地震記録の例として、1985年11月6日の地震において、府中小規模群列観測網で得られ た transverse 成分記録を図3.1に示す. 図中の府中鉛直観測記録は、SHパルス波の堆 積層内における伝播の様子を明瞭に示している.注目すべきことは、深層井記録にみられる 地表からの反射波の振幅が、直達波の振幅と比較してさほど小さくならず、そのパルス形状 も良く保持されており、堆積層でのS波の減衰がかなり小さいということである.

そこで、図3.1の記録を、地表面での記録と鉛直方向の記録とに分けて、堆積層における直達 SHパルス波の伝播状態を捕らえておくことにする.初めに、鉛直方向の深層井→中層井(500m 井)→浅層井(200m井)→地表→浅層井→中層井→深層井と伝播する直達波の各観測点間の伝 播時間を求める.即ち、伝播性パルス波の各近接2点間の相互相関係数を求め、そのビーク となる時間差から伝播時間を推定する.結果は、1.54 s(相互相関係数 0.99)→0.36 s (0.99)→0.42 s(1.00)→0.40 s(0.98)→0.34 s(0.87)→1.60 s(0.94) となる.地表からの反射波は後続波の影響が入るため、上昇波程の相関はないが、 十分同定出来る.さらに、計算に用いた記録の標本化時間が0.02 s であることを考 慮すれば、上記各観測点間の上昇波と下降波の伝播時間は、ほぼ一致していると考えて良い. 深層井記録にみられる直達波とその地表からの反射波の時間差も、相互相関係数のピーク位 置から、4.66 s(0.98)と推定されるが、これは上記の各観測点間の伝播時間の総和と等 しくなる.これらの事実は、この地震において、SHパルス波の伝播を堆積層の平行(多) 層近似で扱うことが可能であることを示している.

次に、地表面での多点記録から、直達波の見掛け速度を求め、基盤での入射角を推定する. 方法としては、周波数 - 波数スペクトルを用いる(6.5.1 参照). 地表 6 地点の直達波部 分を用いて得られた波数スペクトルが図 3.2 である. 周波数は、この直達波のフーリエ振幅 スペクトルがピークとなる 1.3 Hz としてある. 波数スペクトルのピーク位置から求まる到



- **図3.1** 府中小規模群列観測における千葉県中部地震の記録例. 1985年11月6日の地震(M=5.0)での transverse 成分記録.
- Fig. 3.1 Velocity waveforms of the transverse component observed at the Fuchu array during the Central Chiba Pref. Earthquake of Nov. 6, 1985 (M = 5.0).

来方向は、ほぼ震央方向と一致し、見掛け速度は 6.2 km/s 程度となる。平行層近似が許さ れる範囲では、基盤でのS波速度を 2.5 km/s とすれば、基盤での入射角は 24°程度である。 従って、この地震における直達パルス波は、堆積層を平行多層で近似し、かつ垂直入射に近 い状態で、その伝播を考察しても良いと言える。



- 図3.2 直達S波の波数スペクトル、周 波数1.3 Hz の波を対象とし, 図3.1の矢印で示した4 s 問の 記録を用いた推定結果.
- Fig. 3.2 Wavenumber spectra of the direct S-waves in the surface array data shown in Fig. 3.1. The peak of high energy corresponds to coherent wave motion of frequency 1.3Hz across the array during time interval 4 seconds (analyzed data length) with apparent velocity 6.2 km/s and azimuth of approach E38°S.

## (b) 茨城県沖地震の記録

地表近くの浅い地盤を対象とした場合,S波の多重反射による卓越振動は、ほとんど全て の地表地震記録に見出すことが出来る.しかしながら、厚さ数kmに及ぶ堆積層を対象とし た場合,その卓越振動を誘起するためには、卓越振動数に相当する振動数の波が少くとも4 波程度以上継続して基盤から入射しつづける必要がある.過去10年に亘る深層井と地表での 比較観測において、上記条件が満たされる地震は、茨城県沖にその震源を持つものだけであ ったと言っても過言ではない.従って、堆積層での減衰特性の、地表と深層井での記録のス ペクトル比に基づく推定では、茨城県沖地震の記録を用いることにする.

そこで、府中小規模群列観測で得られた茨城県沖に震源を持つ地震の記録を、堆積層にお けるS波の多重反射の立場から考察しておくことにする。地震記録の例として、図3.3 に示 す1986年2月12日の地震(M=6.1)における transverse 成分を用いる. この記録の地 表4地点での直達S波2s間を用いて、相互相関法で推定した見掛けの水平速度は4.6 km/ sである.これは、上部マントルのS波速度とほぼ等しく、直達波は、ここを伝播して来た ものであろう. 堆積層を平行層で扱い、基盤でのS波速度を2.5~3.0 km/s とすれば、基 盤での入射角は 40°~45°程度となる. この直達波に続いて、いくぶん周期の長い波を含む 後続波が出現する. この後続波が堆積層におけるS波の多重反射によるものであることは、 深層井と地表の記録の相互相関々数が偶関数形状を示す(6.2参照)ことで判断することが 出来る. 深層井と地表3地点との相互相関々数を、直達S波から30s間の記録を用いて推定 した結果を図3.4 に示す. FCHにおいて、ほぼ偶関数的な形状を示し、堆積層での one – way time よりわずかに小さい 2.0 ~ 2.3 s 程度に左右のピークが現われている. これらの 事実は, FCH の地表と深層井の記録が, S 波の斜め入射における堆積層での多重反射を考 察するのに都合良いことを示している.

3.1.2 平行多層地盤の伝達関数

最下層から斜め入射するSH平面波に対する,平行多層地盤の伝達関数をいくつか定義しておく.実際の計算法は,第6章6.1~6.3で詳述することとし,堆積層での減衰特性を推定する過程において必要となる記号とその意味についてのみ記述する.

まず、地震記録は標本化時間  $\Delta T$  秒で標本化したものを扱う.このとき、 $\omega$ を円振動数、  $\lambda = \omega \cdot \Delta T$ を正規化円振動数として、以下の3種類の伝達関数を考える.

G<sub>0</sub>(2): 地表観測波のフーリエ特性/最下層入射波のフーリエ特性, G<sub>1</sub>(2): 地表観測波のフーリエ特性/最下層観測波のフーリエ特性,



- **図3.3** 府中小規模群列観測における茨城県沖地震の記録例. 1986年2月12日の地震(M= 6.1) での transverse 成分記録.
- Fig. 3.3 Velocity waveforms of the transverse component observed at the Fuchu array during the Off Ibaraki Pref. Earthquake of Feb. 12, 1986 (M = 6.1).



図3.4 FCH深層井と, TMA, FCH 及び HFC 地表における記録の相互 相関々数.図3.3の矢印で示した30s間の記録を用いた推定結果.

Fig. 3.4 Comparison between three cross-correlation functions. The results are obtained by using the data of Fuchu deep borehole and the free ground data of three sites, TMA, FCH, and HFC in the Fuchu array. The data between two arrows in Fig. 3.3 are used for estimation.

及び,

 $G_2(z)$ : 最下層観測波のフーリエ特性/最下層入射波のフーリエ特性. ここで、 $z = \exp(i\lambda)$ とする.また、 $G_2(z)$ のインパルス応答列  $H_x(z)$ を、最下 層で地表からの反射波が出現する以前の部分  $\widehat{X}_d(z)$ 、地表からの反射波が出現した時点か らの two-way time (=  $p \cdot dT$ )分  $\widehat{X}_r(z)$ 、及びそれ以降の部分に3分割:

 $H_{X}(z) = \widehat{X}_{d}(z) + \widehat{X}_{r}(z) + (2 p \cdot \Delta T \ U \& O \Re G),$ 

して,もう1つの伝達関数:

 $G_3(z) = \widehat{X}_r(z) / \widehat{X}_d(z)$  ,

を定義する. G<sub>3</sub>(*a*)は、最下層における地表からの下降波の入射波に対する 伝 達特性を 近似する. なお、この章では、断らない限り、深層井孔底のある基盤層を最下層とする.
3.1.3 深層井記録のみによる推定

1980年9月25日の千葉県中部地震(M = 6.1)とその余震では,FCHの深層井記録に 明瞭な地表からの反射波が記録された(図3.5(a)). 深層井での水平成分は,N48°E成 分のみ記録されたが,transverse方向(N15°E)に近いため,この成分記録を用いて解 析を行う.解析に用いた5記録の地震諸元を表3.1に示す.

初めに、深層井記録における直達S波と地表からの反射波の相関性を考察する. このため、 図 3.5 (a) における深層井記録を帯域通過フィルタ ( $h_o = 0.32$ ) で処理した結果を図 3.5



図3.5(a) 千葉県中部地震(1980年9月25日, M=6.1)における府中地殻活動観測施設内 の加速度記録. N 48°E 成分.

Fig. 3.5(a) Seismograms obtained by the down-hole array observation at FCH during the Central Chiba Pref. Earthquake of Sep. 25, 1980 (N48°E-component).

#### 表3.1 堆積層の内部減衰特性の推定に用いた千葉県中部地震の諸元〔気象庁による〕.

 Table 3.1
 Earthquake data of the Central Chiba Pref. Earthquake, used for estimating the internal damping factor of the sedimentary layer at FCH. Parameters of those earthquakes were determined by JMA.

No.	Date	Ori h	gin m	time s	Latitude (N)	Longitude (E)	Depth (km)	Mag.
1	Sep. 25,1980	02	54	23. 1	35°31'	140°13'	80	6.1
2	Sep. 25,1980	02	59	48.5	35° 33'	140°10'	70	5.3
3	Sep. 25,1980	03	26	36.2	35°34'	140°10'	70	4.8
4	Sep. 25,1980	04	52	50.5	35°35'	140°09 '	70	4.4
5	Sep. 25,1980	05	04	17.5	35°33'	140°06 '	80	4.7

(b) に示す. 図中にみられる直達波と地表からの反射波は,その波束を適当に選ぶことにより,ほぼ1に近いコヒーレンスを0.5~3 Hz において得ることが出来る.なお, 0.5 Hz の波は,ほぼ堆積層厚に近い波長となる.

次に,堆積層が,基盤内入射波(直達波)を入力とし,基盤内下降波を出力としたとき, 全域通過特性を持つことを利用して,堆積層の減衰特性を求めてみる.この場合,堆積層の 速度構造に基づく補正関数は,水平多層近似で扱う限り1となり,基盤における地表からの



図3.5(b) FCH 深層井における千葉県中 部地震(1980年9月25日, M= 6.1)でのS48°W成分記録と その帯域通過波群.

Fig. 3.5(b) Original seismogram (bottom) and its bandpass filtered traces. Original data was obtained at the bottom of Fuchu deep borehole during the Central Chiba Pref. Earthquake of Sep. 25, 1980 (S48°W-component). 反射波の入射波に対する遅れ時間のみが必要となる。推定に用いた記録では、4.64 sの遅れ時間である。そこで、直達波及び反射波の各4.64 sを用いて、スペクトル密度行列を推定し、反射波の直達波に対する推定利得特性から 1/2 Q を求める。図3.6 が 1/2 Q の平均



- 図3.6 府中地殻活動観測施設における堆積 層でのS波の1/2Q特性(構造補 正を考慮しない場合).
- Fig. 3.6 Average damping factor of S-waves in a sedimentary layer at the Fuchu site. The results were obtained by using the spectral ratio of surface-reflected Swaves to its direct ones. No compensation function is taken into account.

特性である.  $0.5 \sim 2 \text{ Hz}$  の範囲で,  $Q \sim 50 f$  となり,  $2 \sim 10 \text{ Hz}$  では,  $Q \text{ in } 70 \sim 100 \text{ Hz}$ 度となる. 但し, スペクトル密度行列から得られるコヒーレンスが十分高いのは数 Hz 迄で ある. 従って,数 Hz 以上の Qの推定結果は,それ以下の周波数における結果と比較して, 内部減衰としての信頼性は劣る.

上記の減衰特性の推定では、堆積層の速度構造に基づく補正関数が考慮されていない. こ れは、理想的な場合であり、基盤内記録で入射波と下降波が独立して観測され、かつ定常状 態においてのみ許される. 現実の記録では、入射波と下降波が独立して観測されているわけ ではなく、適当な補正関数が必要とされる. ここでは、3.1.2 で述べた  $|G_3(z)|^{-1}$  を補 正関数として用い、図 3.6 の結果を再検討する. 入射波に対する地表からの反射波を  $|G_3(z)|$  と比較するため、図 3.5 (b) で示した帯域通過波を利用する. 即ち、入射波と対応 する反射波として、2~3 波程度(2 波に満たないときは、1.5 波を下限とし、上限は 3 波 とする)の波束を用いる. この様な選択により、波束間のコヒーレンスは、0.5~3.2 Hz の範囲でほぼ1となる. 波束間の伝達比として、r.m.s. 比を用いた結果 (黒丸) と、  $|G_3(z)|$  の計算結果を図 3.7 に示す. コヒーレンスが高いため、r.m.s. 比は、スペク トル密度行列から得られる利得特性とほとんど一致し、安定性の高い推定結果となっている. なお、3.1.1 で述べた様に、千葉県中部地震の場合、基盤での入射角は 25°程度 であり、  $|G_3(z)|$  は、0.1~5 Hz 程度では垂直入射波の場合とほぼ同じである. 図 3.7 に示し た  $|G_3(z)|$  は垂直入射波に対するものである. 図 3.7 で見られる様に、この  $|G_3(z)|$ 



- 図3.7 地表からの反射S波の直達S波に対 するスペクトル比(黒丸)と堆積層及 び基盤のインピーダンス構造に基づ く補正関数の逆関数(実線). 白丸は実線の上限点.
- Fig. 3.7 Comparison between the spectral ratio of surface-reflected S-waves to its direct ones and the inverse of compensation function due to the impedance structure of a sedimentary layer-bedrock system at FCH. Open circles designate the envelope points of the inverse of compensation function.

- 図3.8 堆積層におけるS波の1/2Qの上限 特性(黒丸).図3.7の白丸で示した 特性を構造補正関数の逆特性として 用いた結果.
- Fig. 3.8 Upper limit characteristics of the internal damping factor of S-waves in the sedimentary layer at FCH (solid circles).

に対して、伝達比の推定結果の追随性は非常に良いことが判る. *Q* の推定には、 $|G_3(z)|$ の山となる周波数と比較的安定している周波数が中心周波数となる帯域通過波を用いた. このときの $|G_3(z)|$ として、 $|G_3(z)|$ の包絡にある図の白丸を用いた場合の 1/2*Q*の推定結果が図 3.8 である. 得られた 1/2*Q* の特性は、 $|G_3(z)|$ の包絡を構造補正に用いたため、実際の 1/2*Q* 特性の上限を推定したものと考えられる. 図の結果では、1/2*Q*特性の上限は、*Q*=50*f* での特性を大きく上回ることはなく、補正関数を無視した場合と同様に、0.5~3 Hz で、*Q*~50*f* 程度が第1近似として妥当であることを示している.

3.1.4 深層井と地表の記録の比較による推定

3.1.1 で述べた様に、先第三紀基盤上の厚い堆積層のSH波に対する伝達関数の推定には、 茨城県沖に震源を持つ地震の記録が適している。特に、1~10sの周期領域における伝達関 数の推定には、基盤地震動のスペクトル・ピークがこの周期帯域にある(図2.18(a)~2.20 (a)) M  $\geq$  7 程度の地震を用いることが出来ればさらに好都合である。ここで扱う1982年 7月23日の地震(M = 7.0)における深層井と地表の同時記録は、上記条件を満たす唯一 のものであった。以下、SHMとFCHの記録の解析から得られた結果を示す。

初めに、SHMにおける深層井と地表のN49°E成分を用いる. 伝達関数の推定区間を 決めるため、S波直達時から5sきざみに20s~60sの範囲で深層井及び地表記録の相互 相関々数を計算し、最も偶関数的となる区間を求めた. SHMの記録では、推定区間長30s において最も偶関数的な相互相関々数が図3.9に示す様に得られる. この推定区間を用いて 得られた観測波のスペクトル比特性を図3.10に点線で示す. 図中に併せて示したSH波の 増幅特性  $|G_1(z)|$ の計算結果(実線)は、表2.2の速度構造に基づいて、入射角及び減 衰特性を変化させて最も良く推定結果を説明していると思われるものである. 入射角45°は、 前節で述べた様に、S波速度約4.5 km/sの層を伝播して来た波が約3 km/sの基盤層へ入 射したときに得られる値であり、 $Q \sim 50 f$ とともに無理のないものであることを図は示し ている.

次に、FCHでの結果について示す.解析に用いた記録は、深層井と地表における N15° W成分である.推定区間は、SHMと同様にして決定した.最終的に用いた区間長は 35 s で あり、相互相関々数の推定結果を図 3.11 に示す. この推定区間における堆積層の増幅特性 の推定結果と、FCH での  $|G_1(z)|$  に対する計算結果は、各々、図 3.12に点線及び実線 で示す様になる.SH波に対する理論計算は、SHMと同様に、表 2.3の速度構造を用いて 求めた.ここでも、基盤での入射角 45°と Q = 50 f が最も良く推定結果を説明している. 図 3.13の点線は、3.1.1 (b) において図示した茨城県沖地震におけるFCH での深層井と 地表の記録の transverse 成分から求めた  $|G_1(z)|$  の推定結果である.ここでも、入射 角 45°、Q = 50 f の下での FCH の  $|G_1(z)|$  を実線で示してある.

図 3.10, 3.12 及び 3.13 の結果でみる限り,  $f = 0.1 \sim 1$  Hz の範囲での堆積層の増幅特性は,  $Q \sim 50 f$  を第1近似として用いることで説明出来たと言える.  $f = 1 \sim 5$  Hz の短周期領域では,特性曲線の山谷こそ一致させることは出来ないが,その包絡特性は説明出来る. 従って, 3.1.3 の結果も考慮すれば,  $f = 0.1 \sim 3$  Hz の周波数領域において,堆積層のS 波に対する減衰特性の第1近似は, Q = 50 f と考えて良い.

IWTでは、この節で扱っている茨城県沖地震の適当な記録が無い.しかしながら、1978 年宮城県沖地震 (M = 7.4)を含むいくつかの記録を用いた  $|G_1(z)|$ の評価では、 $f = 0.1 \sim 1$  Hz において、Q = 50 f が妥当な結果となることを示している〔木下(1983a)〕.



- 図3.9 茨城県沖地震(1982年7月23日, M=7.0)におけるSHM深層井 と地表での記録の相互相関々数.
- Fig. 3.9 Cross-correlation function of the data obtained both at the bottom of Shimohsa deep borehole and on the free ground in the same site. The data obtained during the Off Ibaraki Pref. Earthquake of July 23, 1982 (M=7.0) are used.



- 図 3.10 SHM 深層井と地表とのスペクト ル比(点線)と伝達関数の利得特 性(実線)の比較.茨城県沖地震 (1982年7月23日, M=7.0)に おける記録の場合.
- Fig. 3.10 Comparison between the spectral ratio of the Fourier amplitude (dotted line) and the gain of transfer function  $G_1$  (z) (solid line) at the site of SHM. The results were obtained by using the data during the off Ibaraki Pref. Earthquake of July 23, 1982 (M = 7.0).

## 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 -- 木下



- 図 3.11 茨城県沖地震(1982年7月23日, M=7.0)におけるFCH深層 井と地表での記録の相互相関々 数,
- Fig. 3.11 Cross-correlation function of the data obtained both at the bottom of Fuchu deep borehole and on the free ground in the same site. The data obtained during the Off Ibaraki Pref. Earthquake of July 23, 1982 (M = 7.0).



- 図 3.12 FCH 深層井と地表とのスペクト ル比(点線)と伝達関数の利得特 性(実線)の比較. 茨城県沖地震 (1982 年7月23日, M=7.0)に おける記録の場合.
- Fig. 3.12 Comparison between the spectral ratio of the Fourier amplitude (dotted line) and the gain of transfer function  $G_1(z)$  (solid line) at the site of FCH. The results were obtained by using the data during the Off Ibaraki Pref. Earthquake of July 23, 1982 (M = 7.0).



- 図3.13 FCH 深層井と地表とのスペクト ル比(点線)と伝達関数の利得特
   性(実線)の比較.茨城県沖地震
   (1986年2月12日, M=6.1)に おける記録の場合.
- Fig. 3.13 Comparison between the spectral ratio of the Fourier amplitude (dotted line) and the gain of transfer function  $G_1(z)$  (solid line) at the site of FCH. The results were obtained by using the data during the Off Ibaraki Pref. Earthquake of Feb. 12, 1986 (M=6.1).

#### 3.2 堆積層における短周期S波の増幅特性

3.2.1 推定方法

第2章の式(2.2)及び(2.3)で評価される基盤での非減衰速度応答スペクトルを $SV_{ij}$ (T; M, R) とする. ここで, T は周期(s),  $M \ge R \ge t$ ,  $\Delta q$ , 気象庁マグニチュード と震源距離(km) とする. 第2章におけるモデル I 及び II は, j = 1 及び 2 で区別するもの とする. また, 堆積層の増幅特性推定対象地点における地表強震記録の非減衰速度応答スペ クトルを  $SV_o(T; M_n, R_n)$  とする. 但し,  $M_n \ge R_n \ge t$ ,  $\Delta q$ , 第n 地震におけるマ グニチュード と震源距離である. 地震記録の総数を  $N \ge t$  たとき, 対象地点における非減衰 速度応答スペクトル比を次式で定義する.

$$\overline{G}(T) = N^{-1} \cdot \sum_{n=1}^{N} SV_{o}(T ; M_{n}, R_{n}) / SV_{ij}(T ; M_{n}, R_{n}).$$
(3.1)

非減衰速度応答スペクトルが、フーリエ振幅スペクトルの上限包絡であることを考えれば、 式(3.1)は堆積層における平均的な増幅特性を与えるものと考えられる、但し、SV<sub>ij</sub>(T; M, R)が基盤内の観測波に基づいて構成されたことから、SH波を考えた場合でも、 $\overline{G}(T)$ が単純に  $|G_0(z)/2|$  に相当するとは考え難く、堆積層の構成が深層井地点と類似の地 点では、 $\overline{G}(T)$ は  $|G_1(z)|$  に相当すると考えられる、以下、本報告では、 $\overline{G}(T)$ を堆 積層における平均的増幅特性と称する.

式(3.1)は、 $SV_{ij}$ (T; M, R)を作成するために用いた地震と深層井の位置に基づいて、その適用が制限される.まず、MとRであるが、表2.5を参照にすれば、5.5 $\leq$  M  $\leq$  7.0 及び 100  $\leq$  R  $\leq$  300 km 程度が目安となる.周期 T は、図 2.16 の平均偏差からみて、0.2~2s 程度が確かなところである.また、深層井記録は少なからず堆積層の影響を含むため、堆積層の構成が極端に異る地点での適用は避けるべきである.結局、適用範囲は、深層 3 井の地理的位置を考慮すると、東京を中心とする半径数10 km 程度以内と言えよう. 3.2.2 推定結果

G(T)の推定は、図 3.14 に示す13地点の強震記録を用いて行った。各点の名称及び位置 は表 3.2 に示す.地点番号7及び9~13ではSMAC-B<sub>2</sub>の記録を用い,他ではサーボ型 加速度計の記録を用いた.SMAC-B<sub>2</sub>の記録は、地点7では、数値化記録〔矢崎(1985)〕 を用い、地点9~13では、計算された非減衰速度応答スペクトルの結果〔倉田・他(1979a; 1979b;1981;1983;1984;1985;1986)〕をそのまま使用した.また、他地点での 記録は、全て数値化し、これを用いて非減衰速度応答スペクトルを求めた。各点において用 いた記録の地震とその諸元を、各々、表 3.3及び表 3.4 に示す.

以下, $\overline{G}(T)$ の推定結果を示す.地点番号1 (IWT)での $\overline{G}(T)$ は図3.15である. 用いた地震は,表面波が卓越しないカテゴリーIに属するものである.従って,式(3.1) では, $SV_{i1}(T; M, R)$ のみを用いている.最大増幅度が約20であり, transverse 成 分と radial 成分とを分けて求めたものの,その差異は小さい.図3.16及び図3.17は,い ずれも深層井観測点SHM(地点番号2)及びFCH(地点番号3)における transverse



図 3.14 堆積層での平均的増幅特性の推定対 象観測点位置図.

Fig. 3.14 Approximate locations of the sites for estimating the average amplification characteristics of a sedimentary layer on the bedrock.

No.	Site name	Lat.(N)	Long.(E)
1	Iwatsuki	35°55'33"	139°44' 17"
2	Shimohsa	35 47'36"	140°01'26"
3	Fuchu	35°39'03"	139~28'25 "
4	Tsukubane	36°12'36"	140°05'32"
5	Urayasu	35°39'00"	139°54'19"
6	Kawasaki	35°33'02"	139°40'54"
7	NRCDP	36°07'19"	140°05'45 "
8	Tama	35°37'55"	139°26'09 "
9	Kashima	35°55'49"	140°41'45"
10	Chiba	35°33'53"	140°06'23"
11	Shinagawa	35° 37 ' 29 "	139°45'43"
12	Keih in - ji	35°27'	139°38'
13	Yamashita	35°26.5 '	139°39.5'



- Table 3.2Names and coordinates of<br/>sites used for estimating the<br/>average amplification<br/>characteristics of a sedimen-<br/>tary layer in and around the<br/>Tokyo metropolitan area.
- **表 3.3** G(T)推定に用いた地震と観測 点の組み合わせ.
- Table 3.3Matrix of observation sites and<br/>earthquakes used to estimate $\overline{G}(T)$ .



表3.4  $\overline{G}(T)$ 推定に用いた地震の諸元〔気象庁による〕.

**Table 3.4** Earthquake data used to estimate  $\overline{G}(T)$ , which were determined by JMA

No.	Date	Latitude (N)	Longitude (E)	Depth (km)	Magnitude
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13	Oct. 5,1977 Dec. 17,1977 Jan. 14,1978 Feb. 20,1978 Mar. 20,1978 June 12,1978 July 11,1979 June 29,1980 Sep. 24,1980 Sep. 24,1980 Mar. 7,1982 July 23,1982 Feb. 27, 1983	(N) 36° 08' 36° 35' 34° 46' 38° 45' 38° 09' 36° 36' 34° 55' 35° 31' 35° 31' 36° 28' 36° 11' 35° 54'	(È) 139°52' 141°05' 139°15' 142°12' 139°53' 142°10' 141°19' 139°14' 139°48' 140°39' 141°57' 140°39'	(km) 60 50 50 60 40 40 40 10 80 80 60 30 70	5.4 5.6 7.0 6.7 5.5 7.4 5.9 6.7 5.4 6.1 5.5 7.0 6.0
14 15 16 17 18 19 20 21	July 2,1983 Aug. 8,1983 Jan. 17,1984 Jan. 18,1984 Sep. 14,1984 Sep. 15,1984 Sep. 19,1984 Oct. 4,1985	36° 54 ' 35° 31 ' 36° 27 ' 35° 49 ' 35° 47 ' 34° 03 ' 35° 52 '	141°12' 139°02' 141°15' 141°16' 137°34' 137°28' 141°33' 140°10'	5 0 2 0 4 0 4 0 1 0 1 0 8 0	5.8 6.0 5.6 5.9 6.8 6.2 6.6 6.1



図 3.15 岩槻における $\overline{G}(T)$ : (**a**) transverse 成分; (**b**) radial 成分.

Fig. 3.15 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at IWT estimated by using the data obtained during earthquakes in category I: (a) transverse component; (b) radial component.

成分記録を用いて推定した  $\overline{G}(T)$  である. カテゴリー I に属する地震記録のみを用いたも のであるが、最大増幅度は10程度である. この2地点での表層地盤は、IWTの様に沖積層 が発達しておらず、短周期領域における卓越振動が顕著ではない地点である。地点番号4 (筑波山)は、堆積層の存在しないところであり、G(T)の推定対象とはならないが、参考のため,図3.18に示した.数Hz~数sにおいてほぼ平坦であり、深層井と比較して数倍 の大きさを示している、従って、この範囲では、深層井の持つスペクトル形状が保持される. 用いた記録は、全て、カテゴリーIに属する地震におけるものである。図3.19は、地点番号 5 (浦安) における推定結果である.図 3.19(a)及び(b) はカテゴリー I に属する地震の 記録を,図3.19(c)はカテゴリーⅡに属する地震の記録を各々用いたものである.いずれの 結果においても大きな差異はなく、この周期帯域における増幅度特性が安定して求まり、結 果の実用性を示唆していると言える.なお,この地点は、N値 50以下の沖積層厚が 36m に 及ぶ代表的な東京低地の表層地盤を有するところである。図3.19に見られる1s付近のピー クは、この沖積層に依る卓越振動に支配されるものである.最大増幅度は 30 程度である. 地点番号6(川崎市平間)での推定結果図3.20は、FCHと同様に最大増幅度10程度であ ここでも、カテゴリーIに属する地震の記録のみを用いた。地点番号7(防災センター) の結果は、カテゴリーIに属する地震におけるSMAC-B。の記録を用いたものである. 図 3.21 に見られる最大増幅度は 30 程度である。 地点番号 8 は,東京南西部に拡がる 多摩



- 図 3.16 下総における $\overline{G}(T)$ . transverse 成分.
- Fig. 3.16 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at SHM estimated by using the data obtained during earthquakes in category I (transverse component).



図 3.17 府中におけるG(T). transverse 成分.





図 3.18 つくばね (筑波山) における G(T). transverse 成分.





 図 3.19 浦安におけるG(T): (a) カテゴリーIに属する地震での transverse 成分;
 (b) カテゴリーIに属する地震での radial成分; (c) カテゴリーⅡに属する地震 での transverse 成分.

Fig. 3.19 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Urayasu estimated by using the data obtained during earthquakes in category I, (a) and (b), and those in category II, (c): (a) transverse component; (b) radial component; (c) transverse component.



図 3.20 川崎における G(T). transverse 成分.

Fig. 3.20 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Kawasaki (HRM) estimated by using the data obtained during earthquakes in category I (transverse component).





Fig. 3.21 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at NRCDP estimated by using the data obtained during earthquakes in category 1 (transverse component).

ニュータウン内での観測地点である.造成地盤の耐震性は、1978年宮城県沖地震でも知ら れる様に、しばしば問題となる.このため、大規模な宅地造成が行われたこの地点では、盛 土地盤の地震時挙動を調査目的として、盛土部(NT2)と約100m離れた地山(NT3) での地震記録が集積されている.図 3.22 は,盛土厚 17 m の盛土上でのG(T) であり、図 3.23 は、地山部でのG(T)である。図 3.22 に見られるピークは、盛土地盤の卓越振動に 支配されるものである. 図 3.23 と比較して、 $\overline{G}(T)$ のピークは長周期側へ少し移動してい るが、最大増幅度は大差なく30~40程度である。従って、堆積層全体からみた場合の増幅 特性は、盛土を含むため地山より大きくなるとは言えない。但し、卓越振動数は明らかに変 化しており,盛土地盤と地山部との相対運動が盛土地盤の耐震安定性に影響することを示唆 している. なお、この地点においても、カテゴリー I に属する地震の記録のみを使用した. 地点番号9(鹿島港),10(千葉港),11(東京港・品川),12(横浜港・京浜港工事々務所) 及び13(横浜港・山下ふ頭)は、いずれも港湾地域におけるSMAC-B2の設置点である. これらの地点では、非減衰速度応答スペクトルが港湾技術研究所から公表されており、G(T) の推定には公表値を用いた.結果を,図3.24~図3.28に示す.図3.23迄の結果から,G(T) が記録成分及び地震のカテゴリーに依存せずに求まることが判明したため,図3.24~図3.28 では公表された記録成分での非減衰速度応答スペクトルをそのまま用いている。また,図3. 28 では、カテゴリー1及びIIに属する記録を併せて用いてG(T)を推定している. これは、 分離して推定した G(T) に大差がなかったためである. 港湾地域における  $\overline{G}(T)$  の最大





Fig. 3.22 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Tama NT2 estimated by using the data obtained during earthquakes in category I: (a) transverse component; (b) radial component.





Fig. 3.23 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Tama NT3 estimated by using the data obtained during earthquakes in category 1: (a) transverse component; (b) radial component.





Fig. 3.24 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Kashima estimated by using the data obtained during earthquakes in category I.









図 3.26 東京港・品川におけるG(T).

Fig. 3.26 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Shinagawa estimated by using the data obtained during earthquakes in category I.



図 3.27 横浜港・京浜港工事々務所におけるG(T).

Fig. 3.27 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Keihin-ji estimated by using the data obtained during earthquakes in category I.



図 3.28 横浜港・山下ふ頭における G(T).

Fig. 3.28 Average amplification characteristics of the sedimentary layer at Yamashita.

値も 10 ~ 30 の範囲にあることを、これらの結果は示している. 地点 12 及び 13 は横浜港内 にあり、直線距離にして 3 km 離れているが、 $\overline{G}(T)$ の推定結果は表層地盤の差異を明瞭に 示している.

3.2.3  $\overline{G}(T) \geq |G_1(z)|$  の比較

前項で得られた  $\overline{G}(T)$  を,いくつかの地点で、SH波に対する 堆積層 での 増幅特性  $|G_1(s)|$  と比較し、 $\overline{G}(T)$  の特徴を整理する.比較地点としては、堆積層のS波構造が 決定出来ることが条件となる.このため、3 深層井観測点と地点番号5、7 及び8 の地点を 比較対象地点とした.3 深層井観測点での速度構造は、第2章の表 2.1 (IWT),表 2.2 (SHM) 及び表 2.3 (FCH) を用いることにする.地点5 (浦安) は、南西約7 km に夢 の島爆破地点があり、表層地盤を除く堆積層の速度構造は、ここでの結果 [嶋・他 (1981)] を用いた.表層地盤の速度構造は、この地点の地質柱状図とN値を、近傍の検層結果 [横山 ・他 (1975)] と対照させて決定した.最終的には、表 3.5 に示す速度構造を用いた.地点 7 の防災センターでは、基盤内に達する深層井が掘削されており、池田 (1984) によれば、 深度 410 m 以深が花崗岩層であり、それ以浅は第四紀の泥 ~ 砂岩である.また、表層 40m はS波検層がなされており〔応用地質調査事務所 (1974)〕、基盤花崗岩でのS波速度を

Layer No.	$V_{s}(km/s)$	$ ho({ m g/cm^3})$	H(m)
1	0.1 4	1.7	3
2	0.20	1.8	5
3	0.12	1.7	15
4	0.1 5	1.7	9
5	0.20	1.8	4
6	0.4 5	1.9	264
7	0.6 7	2.0	1000
8	1.5 0	2.2	1000
9	2.5 0	2.5	* * * *

- 表 3.5 浦安において仮定したS波速度構造〔嶋・他(1981)
   及び横山・他(1975)の結果に基づく〕.
- Table 3.5 Underground structure model at Urayasu, which is based on the results of Shima, E. et al. (1981) and Yokoyama, A. et al. (1975).

2.5 km/s とすれば〔工藤・他(1982)〕, 中間にある第四紀上総層の速度構造さえ決定出 来れば十分である.この上総層は,音波検層の結果〔池田(1984)〕からみて,S波速度一 定の単層として問題なさそうである.そこで,防災センター構内にあるもう1本の深層井 (深度 650 m)〔島田・他(1985)〕の地震計と地表に設置した地震計の同時記録から,この 第四紀上総層でのS波速度を推定した.観測記録例を図3.29 に示す.第四紀上総層でのS 波速度は0.53 km/s 程度であり,最終的には,表3.6 に示す構造を仮定した.地点8のN T2は,FCHの南西約4 km にある.表層部分を除く堆積層の速度構造は,FCH での結 果を用い,表層部分はこの地点での検層結果を用い,最終的に,表3.7 に示す構造を仮定した.

上記の様に決定した堆積層の速度構造と、前節で得た減衰特性 Q = 50 fを用いて、各地 点での  $|G_1(z)|$  が得られる.計算された  $|G_1(z)|$  を、transverse 成分記録を用い た場合の  $\overline{G}(T)$  とともに、図 3.30 ~ 図 3.35 に示す.各図とも実線が  $|G_1(z)|$  であり、 点線が  $\overline{G}(T)$  である.いずれの結果をみても、 $\overline{G}(T)$  は  $|G_1(z)|$  の特性に、 $0.2 \leq T \leq 2$  s の短周期域で追随する形で推定されていることが判る.  $|G_1(z)|$  が比較的平 坦である SHMと FCHではいきさか不明瞭であるが、他では、 $|G_1(z)|$  の強勢な部分 の上限包絡に近い形で  $\overline{G}(T)$  が得られており、 $\overline{G}(T)$  の推定結果が堆積層における SH 波の増幅特性に強く支配されていることを示している.SHMと FCHを除く他地点での $\overline{G}$ (T) の山の部分は、いずれも地表に近い表層部分の卓越振動が影響する帯域である. これ を示すために、S波速度 500 m/s 程度以上の地層を便宜的な基盤層(通常言われる工学的 地震基盤)として、それ以浅の表層地盤の増幅特性(上昇波のみを入力とした  $G_0(z)$ に相 当する)を求めてみる.図 3.30、3.33 及び 3.35 で1 点鎖線を用いて示した  $|SG_0(z)|$ がその結果である.但し、図 3.30では、表 2.1 の第7層迄を、図 3.33では、表 3.5 の第5 層迄を、図 3.35では、表 3.7 の第4層迄を  $SG_0(z)$ の計算における各地点での表層部分 とみなしている.いずれも垂直入射するS波に対する計算であり、減衰特性は、IWTで

## 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 -- 木下



- 図3.29 防災センター構内深層井(650m)と地表における地震記録. 1986年7月10日鹿島灘 の地震(M=4.9)における水平成分.
- Fig. 3.29 Horizontal component seismograms obtained at the bottom of borehole of 650m depth in NRCDP and on the free ground in the same site during the Kashima-nada Earthquake of July 10, 1986 (M = 4.9).

Layer No.	$V_s(km/s)$	$ ho(g/cm^3)$	H(m)
1	0.082	1.3	3
2	0.145	1.6	5
3	0.23	1.7	10
4	0.40	1.7	6
5	0.48	1.9	9
6	0.32	1.7	6
7	053	2.0	371
8	2.50	2.5	***

	Layer No.	$V_s(km/s)$	$ ho(g/cm^3)$	H(m)	
	1	0.189	1.7	5	
	2	0.155	1.7	6	
	3	0.3 0	1.8	6	
	4	0.18	1.7	2	
	5	0.5 4	1.9	181	
	6	0.78	2.0	750	
	7	1.17	2.2	800	
	8	2.50	2.5	* * *	
_					

# 表 3.6 防災センターにおいて仮定 した S 波速度構造.

Table 3.6Underground structure<br/>model at NRCDP.

表 3.7 多摩ニュータウン(NT2)
 において仮定したS波速度
 構造(山水・他(1981)の
 結果に基づく).

Table 3.7Underground structure<br/>model at Tama NT2, which<br/>is based on the results of<br/>Yamamizu, F. et al. (1981).



図 3.30 岩槻における $\overline{G}(T)$ とSH波の $|G_1(z)|$ との比較.

Fig. 3.30 Three gain functions at IWT.  $\overline{G}$ ,  $G_1$  and  $SG_0$  are average amplification characteristics, gain of transfer function of a sedimentary layer for the SH-waves, and gain of transfer function of alluvial layer for SH-waves, respectively.





図 3.31





Fig. 3.32 Two gain functions at FCH.  $\overline{G}$  and  $G_1$  are the same as in Fig. 3.30.





Fig. 3.33 Three gain functions at Urayasu.  $\overline{G}$ ,  $G_1$  and  $SG_0$  are the same as in Fig. 3.30.







図 3.35 多摩ニュータウン盛土部における $\overline{G}(T)$ とSH波の $|G_1(z)|$ との比較. Fig. 3.35 Three gain functions at Tama NT2.  $G, G_1$  and  $SG_0$  are the same as in Fig. 3.30.

#### 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 -- 木下

Q = 4 f, 浦安で Q = 5 f 及び多摩 NT 2 で Q = 7.5 を仮定している. IWT と多摩 NT 2 は,地表と地中での地震観測に基づくものであり,浦安での Q は横山・他 (1975)等 を参考にしたものである.嶋・他 (1985) によれば、多摩ニュータウンの同種の盛土におけ る Q は、その S 波速度が 200 m/s 程度 (関東ローム) において、9~10 程度と報告されて いる.図 3.30, 3.33 及び 3.35 の結果は、 $|SG_0(z)|$  が $\overline{G}(T)$  とほぼ相似な形を示し ていると言える.即ち、 $\overline{G}(T)$  は、堆積層全体としては、S H 波に対する  $|G_1(z)|$ を包 絡し、その形状は、浅い構造の  $|SG_0(z)|$  に強く支配される形で推定される.

#### 4. 堆積層の地震応答(Ⅱ)

本章では,堆積層 – 基盤系で発生する2次的な伝播性波動について考察する.首都圏で この種の伝播性波動を最初に指摘したのは,瀬尾(1977)である.瀬尾は,1976年山梨県 東部地震(M=5.5)に際して,東京での観測記録に基盤上面で連続して全反射しながら堆積 層を伝播するSHパルス列を見出した.ここでは,まず4.1で,府中小規模群列観測記録に 現われた全反射伝播波をヒルベルト変換を用いて説明する.次いで,この全反射伝播波が Love 波的な卓越波となる過程を4.2で述べる.なお,府中地域での基盤は,西から東へ向 って5°~6°で傾斜しており〔鈴木・他(1985)〕,堆積層の構成も首都圏中央部と比較 して複雑である.従って,本章では,傾斜基盤と堆積層の2層構造で観測記録の解釈を行う.

#### 4.1 傾斜基盤上面における全反射

## 4.1.1 記録例

傾斜基盤上の堆積層内を全反射伝播するSHパルス列の記録は、山梨県東部から神奈川県 西部に至る地域の深さ 20km 程度に震源を持つ地震において頻繁に得られる.ここでは、初 めに、気象庁(東京・大手町)で得られた変位記録を図4.1に示す.上図は山梨県東部の地 震(1983 年 8 月 8 日, M = 6.0)で、下図は神奈川県西部の地震(1984 年 6 月 26 日, M = 4.4)で得られたものであり、いずれもNS成分記録である.これらの記録にある特徴は、 直達波(S<sub>0</sub>)に続く基盤上面での全反射波(S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>,…)が少くとも 2 度は明瞭に識別 出来ることである.特に、直達波と第1回目の全反射波の地表記録でみられる出現間隔は、 5 s 程度であり、府中地域の観測で見られる 3.5~4 s より延びている.これは、都心部で の堆積層が、府中地域と比較して厚くなっていることを示すものである.

次に,鉛直観測記録も含めて,1984年2月14日の山梨県東部地震(M=5.2)において, 府中小規模群列観測で得られたNS成分波形を図4.2に示す.NS方向は,ほぼ transverse 方向である.図中の地表記録では,直達波(S<sub>0</sub>)に続いて,基盤上面での全反射波と見做 されるパルス波S<sub>1</sub>,S<sub>2</sub>が出現している.地中観測記録にも,これらに対応する上昇波と下

降波とを識別することが出来る.基盤上面で全反射したパルス波は,全反射に伴う位相歪の ため,全反射する前の下降波と異なる波形として観測される.地中記録のうち,深度200m と500mとの記録では,地表に向う上昇波と地表からの下降波は相似波形であるが,基盤内 にある深層井孔底での記録では,基盤上面での全反射のため,直達S波とその基盤内への透 過波は異なる波形となっている.基盤内への透過波は,むしろ反射波S<sub>1</sub>と類似な波形とな っているが,これについては後述する.

4.1.2 ヒルベルト変換に基づく説明

連続して全反射するパルス波のヒルベルト変換〔離散的な場合は,例えば,Čízek (1970); Saito (1974)〕を用いた理論的な扱いは, Arons and Vennie (1950)が音波について 行ったのが最初である.ここでは,傾斜基盤層上面で連続して全反射するSH平面波を,図 4.3の堆積層 — 基盤モデルに対して,同様に扱う.



図4.1 堆積層内における全反射伝播記録の例.気象庁(大手町)の変位計 記録.NS成分.

Fig. 4.1 Displacement seismogarams showing pulse train reproduced by total reflections at the upper boundary of bedrock, obtained at the JMA (Ohtemachi, Tokyo).

# 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 --- 木下



- 図4.2 府中小規模群列観測における山梨県東部地震(1984年2月14日, M=5.2)の記録. NS成分
- Fig. 4.2 Velocity waveforms of the NS-component observed at the Fuchu array during the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Feb. 14, 1984 (M = 5.2). S<sub>0</sub> is a direct SH pulse. S<sub>1</sub> and S<sub>2</sub> are SH pulses reproduced by total reflections at the upper boundary of the pre-Tertiary basement.



図4.3 府中地域における堆積層-基盤系 モデル.

Fig. 4.3 Schematic diagram of the sedimentary layer and the bedrock distributed under and around the Fuchu array.

まず、堆積層と基盤層境界における堆積層内下降波を入射波とみなして、 $f_i(t)$ とする. このとき、境界における堆積層内反射波 $f_r(t)$ と、基盤層への透過波 $f_i(t)$ は、入射波が臨界角以上の角度で入射したとすれば、

$$f_r(t) = \cos \varepsilon_r \cdot f_i(t) + \sin \varepsilon_r \cdot \hat{f}_i(t), \qquad (4.1)$$

及び,

$$f_t(t) = f_i(t) + f_r(t) , \qquad (4.2)$$

となる. ここに、 $\hat{f_i}(t)$ は  $f_i(t)$ のヒルベルト変換であり、 $\epsilon$ ,は全反射に伴う反射波の位相の進みで、堆積層及び基盤層でのS波速度と剛性率を、各々、 $V_{s_1}$ 、 $\mu_1$ 、及び $V_{s_2}$ 、 $\mu_2$ とすれば、

$$\epsilon_r = \pi - 2 \chi, \quad \chi = \tan^{-1} \frac{(\mu_1 / \mu_2) \cdot \cos \theta_i}{\sqrt{\sin^2 \theta_i - V_{s_1}^2 / V_{s_2}^2}},$$
 (4.3)

で与えられる [Ben-Menahem and Singh (1980)]. また,  $f_t(t)$  は位相進みが  $\epsilon_t = \epsilon_r/2$  で与えられ,境界面に沿って進行する波である. この波は,基盤層内において,境界面からの深さ H'では exp ( $-\omega H'_{\Lambda} \sqrt{\sin^2 \theta_i - V_{s_1}^2 / V_{s_2}^2} / V_{s_1}$ ) だけ減衰する.

そこで、傾斜角  $\theta_d$  の基盤層上面で全反射しながら、down-dip 方向へ伝播するSH波 に対する地盤応答を考える.まず、地表面に最初に出現する直達SHパルス波を  $f_0(t)$  と する. $f_0(t)$  の地表面での入射角を  $\theta_d + \theta_o$  とすれば、 $f_0(t)$  は、 $\theta_o + 2\theta_d$  の角度を もって基盤層上面で全反射し、地表に再出する.地表に再出したパルス波を  $f_1(t)$  とすれ ば、式(4.1)より、

$$f_1(t) = \cos \varepsilon_1 \cdot f_0(t - \Delta t_1') + \sin \varepsilon_1 \cdot f_0(t - \Delta t_1'), \qquad (4.4)$$

となる.ここで、 $\epsilon_1$ は全反射に伴う反射波の位相進み、 $f_0$ は $f_0$ のヒルベルト変換波、

 $\Delta t_1'$ は  $f_0$ に対して  $f_1$  が地表に現われる迄の遅れ時間である. この  $f_1(t)$ が,  $\theta_a$  + 4 $\theta_d$ の角度をもって第2回目の全反射(反射波の位相進み  $\epsilon_2$ )を行うと, 地表に現われるパルス波は,

$$f_{2}(t) = \cos \varepsilon_{2} \cdot f_{1}(t - \Delta t_{2}') + \sin \varepsilon_{2} \cdot \widehat{f}_{1}(t - \Delta t_{2}')$$
$$= \cos (\varepsilon_{1} + \varepsilon_{2}) \cdot f_{0}(t - \Delta t_{2}) + \sin (\varepsilon_{1} + \varepsilon_{2}) \cdot \widehat{f}_{0}(t - \Delta t_{2}),$$

$$(4.5)$$

となる. ここで、 $\hat{f_0}(t)$ のヒルベルト変換が  $-f_0(t)$ となる性質を用いている. また、  $\Delta t_2 = \Delta t_1 + \Delta t_2'$ ,  $\Delta t_1 = \Delta t_1'$ としている. この過程を繰り返せば、 $f_0(t)$ が基盤層 上面でN回全反射したとき、第n回目の全反射に伴う反射波の位相進みを  $\epsilon_n$ とすれば、地 表でのパルス列は、

$$f(t) = f_0(t) + \sum_{n=1}^{N} \left[ \cos\left(\sum_{l=1}^{n} \varepsilon_l\right) \cdot f_0(t - \Delta t_n) + \sin\left(\sum_{l=1}^{n} \varepsilon_l\right) \cdot \widehat{f_0}(t - \Delta t_n) \right], \qquad (4.6)$$

となる. 但し, 観測点での堆積層の厚さを Hとすれば,

$$x_0 = H \cos \theta_d / \cos \theta_o$$
,  $y_0 = x_0 \cdot \cos (\theta_o + \theta_d) / \tan \theta_d \cdot \cos \theta_o$ 

として,

$$\Delta t_n = \left[ \left( x_n - x_0 \right) + \left( y_n - y_0 \right) \cdot \sin \theta_o \right] / V_{S_1} ,$$

$$x_n = H \cdot \sin \left( \overline{2n+1} \cdot \theta_d \right) / \tan \theta_d \cdot \cos \theta_o ,$$

$$y_n = x_n \cdot \cos \left( \theta_o + \overline{2n+1} \cdot \theta_d \right) / \sin \left( \overline{2n+1} \cdot \theta_d \right) ;$$

$$n = 1, 2, \dots, N.$$

$$(4.7)$$

となる.

次に、式(4.6)の周波数領域における表現式を求める.まず、f(t)及び $f_0(t)$ の周 波数領域における表現を、各々、 $F(\lambda)$ 及び $F_0(\lambda)$ とし、 $At_n = m(t_n) \cdot AT$ とする. 但し、 $\lambda = \omega \cdot AT$ は正規化円振動数とする.このとき、式(4.6)に基づく入出力関係は、

$$F(\lambda) \neq F_{0}(\lambda) = 1 + \sum_{n=1}^{N} \left[ \cos\left(\sum_{l=1}^{n} \epsilon_{l}\right) + i \cdot \operatorname{sgn}(\lambda) \cdot \sin\left(\sum_{l=1}^{n} \epsilon_{l}\right) \right] \cdot e^{-i m(t_{n}) \lambda}$$

$$= \left\{ \begin{array}{l} 1 + \sum_{n=1}^{N} e^{-i \left\{m(t_{n}) \lambda - \sum_{l=1}^{n} \epsilon_{l}\right\}}; \quad 0 < \lambda < \pi, \\ 1 + \sum_{n=1}^{N} \cos\left(\sum_{l=1}^{n} \epsilon_{l}\right); \quad \lambda = 0, \quad \pm \pi, \\ 1 + \sum_{n=1}^{N} e^{-i \left\{m(t_{n}) \lambda + \sum_{l=1}^{n} \epsilon_{l}\right\}}; \quad -\pi < \lambda < 0, \end{array} \right\}$$

$$(4.8)$$

となる. 但し, sgn  $(\lambda + 2\pi) = sgn(\lambda)$  として,

sgn ( $\lambda$ ) =  $\begin{cases}
1 ; 0 < \lambda < \pi \\
0 ; \lambda = 0, \pm \pi, \\
-1 ; -\pi < \lambda < 0,
\end{cases}$ 

とする.式(4.8)は、地表での直達波を入力としたとき、直達波を含む地表での観測波の 応答特性を示したものである.

最後に、図 4.2 の観測結果を、図 4.3 で示した堆積層と基盤層の 2 層モデル及び式 (4.6) を用いて解釈しよう. FCH での堆積層厚 H は 2 km であり、図 4.3 のモデルでは、H=1.75 ~ 2.25 km が観測結果の説明に用いる範囲となる. また、堆積層と基盤層での S 波速度を、 各々、 $V_{s_1} = 1.0 \text{ km/s}$  及び  $V_{s_2} = 2.5 \text{ km/s}$  とし、密度を各々、 $\rho_1 = 2.0 \text{ g/cm}^3$ 及び 2.5 g/cm<sup>3</sup>として、 $\theta_d = 5^\circ$ の傾斜を仮定する. さらに、入射波(直達波)は S H 平面波とす る. このモデルにおいて、堆積層から基盤層への入射波の臨界角( $\theta_c$ ) は 23.58° である. この  $\theta_c$  を越える入射波に対する堆積層内反射波及び基盤層内透過波の振幅及び位相進み特 性を図 4.4 に示す. 図中で見られる様に、 $\theta_c$  近傍において位相特性は急変するが、反射波 及び透過波の位相進みは、各々 180°及び 90°へ漸近する. このような条件下で、直達 S 波 (S<sub>0</sub>) から発生する地表でのパルス列と、基盤層境界での最初の透過波は、各々、式(4.6) 及び式(4.2) で与えられる.

そこで、両式に基づく数値例を実測結果と比較する.その前に、全反射回数 Nを決めてお く.図4.2のパルス波S<sub>0</sub>,S<sub>1</sub>,及びS<sub>2</sub>の到来方向と見掛け速度は、地表速度記録に相互相 関法を適用すると、図4.5の結果となる.S<sub>0</sub>の到来方向は、ほぼ震央方向と一致し、推定 された見掛け速度 V<sub>S0</sub>は、3.1 km/s 程度となる.後続パルス波の見掛け速度は順に減少 し、基盤の進行方向への傾斜と調和している.図5.3 における  $\theta_o$ は、V<sub>S0</sub>を用いて、 $\theta_o = -\theta_d + \sin^{-1}(V_{S_1}/V_{S_0})$ となる.この  $\theta_o$  に対して、地表からの反射波は、 $\theta_o + 2\theta_d$ の 角度で堆積層から入射するが、これが  $\theta_c$  以上ならば全反射伝播が可能となる.  $V_{s_0} = 3.1$  km/s とすると、この入射角は 23.82°となり、  $\theta_c$  を越えるため全反射伝播する. 以下では、  $\theta_o + 2\theta_d = 24^\circ$  としてみる. N回の全反射波の地表への入射角  $\theta_o + (2N+1) \cdot \theta_d < 90^\circ$ 迄全反射可能であるから、式 (4.6) において、N = 7 となる.



図4.4 堆積層下降波を入射波とした場合, 基盤面での全反射における反射 波と透過波の振幅及び位相特性.

Fig. 4.4 Amplitude and phase advance characteristics at total reflections of plane SH-waves. Velocity ratio 2.5(km/s)/1.0(km/s) and density ratio 2.5(g/cm<sup>3</sup>)/2.0(g/cm<sup>3</sup>) are used.



- 図4.5 図4.2における直達パルス波(S<sub>0</sub>)
   と後続する全反射パルス波(S<sub>1</sub>及び S<sub>2</sub>)の見掛け速度と到来方向.
- Fig. 4.5 Vectors showing azimuth of approach and apparent velocity of the SH pulses in Fig. 4.2. Epicenter azimuth is relative to the site FCH in Fig. 2.13.

次に、式(4.6)の $f_0(t)$ として、図4.2のSo波と良く似た

$$f_0(t) = 2 \ a \ t \ / \ (t^2 + a^2) \ , \tag{4.9}$$

なる波形を用いてみる、 $f_0(t)$ のヒルベルト変換波は、

$$\hat{f}_0(t) = 2 a^2 / (t^2 + a^2) , \qquad (4.10)$$

となる. 但し、aは任意定数である. 式(4.6)に基づいて計算された波形を堆積層厚Hを パラメータとして、図4.6に示す. 図4.2の地震記録に出現する S<sub>0</sub>, S<sub>1</sub> 及び S<sub>2</sub> に相当す るパルス波の形状と出現時間間隔を説明していると言える. 図4.6の第4パルス以後は接近 しており、図4.2の観測波から、S<sub>2</sub> 迄の様な明瞭な識別は出来ない.



図4.6 基盤上面で連続して全反射した場合の地表でのパルス列.図4.3の構造モデルを用いた計算例.



直達波 S<sub>0</sub>の地表からの下降波を堆積層での入射波としたとき,基盤内への透過波は式 (4.2)で与えられる.図4.7は,基盤上面での第1回全反射に伴う位相進み  $\epsilon_r$ (=  $\epsilon_1$ ) をパラメータとして,境界における反射波(S<sub>1</sub>に相当)と透過波とを, $f_0(t)$ に式(4.9) を用いて計算したものである. $\theta_a + 2\theta_d = 24^\circ$ を図4.4における横軸の入射角としたとき,  $\epsilon_r$ は65°となる. $\epsilon_r$ をパラメータとした,図4.7によれば, $\epsilon_r \sim 65^\circ$ 程度では,反射波 (S<sub>1</sub>)と基盤での透過波は良く似た波形となり,図4.2に示す観測結果を説明している.





#### 4.2 全反射伝播波の特性

傾斜基盤上の堆積層におけるSH平面波の地震応答は、その周波数特性が堆積層厚に依存 し、かつ、分散特性を有することで、水平堆積層における応答と異なっている〔Ishii and Ellis (1970)〕. 本節では、特に、傾斜基盤上面で連続的に全反射し、down-dip 方向 へ伝播するSH波について、その特性を考察する.

4.2.1 卓越波の類似性

SH系の波の場合,堆積層でのS波速度に対する堆積層厚の比がほぼ 1/4 周期となる卓 越波が生じる.傾斜基盤上面での連続的な全反射波においても,地表での記録にはこの種の 卓越波が生じる.ここでは,観測記録に現われるこの種の卓越波を整理し,式(4.6)に基 づく計算波と比較する.

初めに,府中地域の観測点TMAで得られた山梨県東部の地震(1983年8月8日, M-6.0 及び1984年2月14日, M=5.2)と長野県西部の地震(1984年9月14日, M-6.8及び同月15 日, M=6.2)の記録から,全反射伝播によると思われる過渡応答波を,SH系の堆積層によ る卓越振動数域で抽出してみる。府中小規模群列観測網の記録から推定されたこれらの地震に おける直達S波部分の見掛け速度は,3.0~3.2 km/sの範囲にあり,その震央方向もほぼ同 じであることから、傾斜基盤上の堆積層による類似の過渡応答が期待される.上記の地震にお けるTMAのtransverse 成分記録を,この地域での卓越周波数1/8 Hz を中心周波数とする.  $h_o = 0.32$ の帯域通過フィルタ(6.5.2 参照)で処理した結果が図4.8 である.帯域通過フィ ルタで処理した波形は、いずれの地震においても類似した過渡応答を示していることが判る. 特に、地震規模の大きい長野県西部地震の本震における記録は、原波形自体がフィルタ処理 を必要としない程この振動数帯域における卓越波の様子を明瞭に示している.



図4.8 TMAにおける全反射伝播波を帯域通過フイルタ (f<sub>o</sub> = 0.125 Hz) で処理した結果. Fig. 4.8 Bandpass filtered waveforms at TMA in the Fuchu array for four shallow earthquakes whose epicenters are located in the weat of the array.

次に,府中地域の全観測点における transverse 成分記録を,山梨県東部地震(M=6.0) と長野県西部地震(M=6.8)とについて,各々,図4.9及び図4.10に示す.図4.9は,図4. 8と同じ帯域通過フィルタで処理したものであるが,見易くするため最大値で正規化してあ る.この2つの地震における周期8s程度の波は,各観測点毎に酷似していることが判る. 特に,図4.10に示したFCH深層井の記録は,基盤内での入射波自体が周期8s程度の波を 充分に含んでおり,地表での波形はフィルタ処理を不用とする程過渡応答波形が明瞭となっ ている.

そこで、図4.3の堆積層 — 基盤モデルと式(4.6)を用いて、過渡応答波を計算し、観 測結果と比較してみる.比較対象観測点としては、図4.3のモデルを用いる場合、4.1で示 した様に、観測パルス列(図4.2)と計算パルス列(図4.6)とが良く対応する様に式(4. 6)のパラメータが与えられるTMAを考える.実際、式(4.6)のパラメータの組( $4t_n$ ,  $\sum_{I=1}^{n} \epsilon_I$ )は、第6章6.4の推定法を図4.2のTMAの記録に用いた場合、最初の4組が(3.58 s、77°)、(6.54 s、295°)、(8.48 s、379°)及び(10.54 s、507°)として推定される.


- 図4.9 山梨県東部地震(1983年8月8日, M=6.0)における府中群列観測 地表速度計の記録.中心周波数 1/8Hzの帯域通過フィルタで処 理した transverse 成分波.
- Fig. 4.9 Normalized transverse components obtained at the Fuchu array during the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Aug. 8, 1983 (M=6.0). These waves are filtered by the bandpass filter with the central frequency of 0.125 Hz and the damping factor of about 0.2 ( $h_0 = 0.32$ ).



- **図4.10** 長野県西部地震(1984年9月14日, M=6.8)における深層井と府中群列観測地表速 度計で得られた transverse 成分記録.
- Fig. 4.10 Velocity waveforms of the transverse component observed at the Fuchu array during the Western Nagano Pref. Earthquake of Sep. 14, 1984 (M = 6.8).

一方,図4.3のモデルでは、対応するパラメータの組は、H = 1.75 km のとき、(3.43 s, 64°),(6.70 s, 214°),(9.71 s, 376°)及び(12.38 s, 543°)となり、比較的良く一 致している.過渡応答の計算では、式(4.6)における入射波として、長野県西部地震にお ける FCH 深層井での記録(図4.10の矢印で示した部分)と、この種の数値計算で常套的に 用いられる Ricker wavelet,

$$\begin{cases} f_0(t) = 0.5 \sqrt{\pi} \cdot (a - 0.5) \cdot \exp(-a), \\ a = \pi^2 t^2 / T_o^2, \end{cases}$$
(4.11)

を用いてみる. 但し, Ricker wavelet において,  $T_o = 8$  s とする. 図 4.6 と同様に, 堆 積層厚 H を変化させて求めた過渡応答波形が図 4.11 である. 但し,実線は深層井記録を,点 線は Ricker wavelet を入射波として用いた結果である. 深層井記録と Ricker wavelet とが似ていることもあり, 過渡応答は似たものとなっている. 特に, 図 4.9 及び図 4.10 にお ける TMA の波形は, 図 4.11 に示した H = 1.75 km での計算波形で説明出来る. 深層井記 録を入射波として用いた場合, 図 4.10 の TMA における観測波形と図 4.11 の計算波形 (実 線, H = 1.75 km) とは,振幅の一致も良いと言える.



- 図 4.11 図 4.3のモデルに基づく過渡応答波の例.実線及び点線は、入力波として、図 4.10の深層井記録(矢印の部分)と周期8 sの Ricker waveletを各々用いた結果.
- Fig. 4.11 Response waveforms calculated for the two layers model with  $\theta_d = 5^\circ$  and  $\theta_o = 14^\circ$  in Fig. 4.3. As the incident wave for the response showing by solid line, the data between two arrows in Fig. 4.10, obtained at the bottom of the Fuchu deep borehole, are used. The Ricker wavelet with predominant period of 8 second is used as the incident wave for the response shown by dotted line.

## 4.2.2 位相速度特性

前節のモデル計算で得られた図 4.6 では、堆積層厚 H = 2 km の場合、全反射伝播の影響 は、少くとも、直達波から25s 程度は継続している. この直達波を含む伝播性波動の特性は、 Love 波との比較において興味あるものであり、ここで考察する.

まず,周波数 - 波数スペクトルを用いて,全反射伝播波の見掛け速度の分散特性を求め てみる. 考察対象とした記録は、山梨県東部地震(1983年8月8日、M=6.0) における transverse 成分で,図4.12に示すものである.周波数 - 波数スペクトルは,図中に矢印 で示した区間 25 s を用いて推定した. 府中小規模群列観測網では, 観測点間の最短距離が 約3㎞であるため,推定対象となる波の波長は6㎞を越えるものである.また,この観測網 は、直径が約6kmであり、この程度の波長に対する周波数-波数スペクトルの推定に適した ものである、これ以上の波長の波に対しては、波長が大きくなる程スペクトル・ピークがぼ けてくる、比較的安定したスペクトル・ピークが求まるのは、波長が観測網の直径の数倍程 度の波に対して迄である.即ち,府中での観測網で周 波数 ― 波数スペクトル推定に都合の 良い波は,波長が6~18km程度のものである.図4.12に示した記録を用いた場合,6~18 ㎞ 程度の波長が換算される周波数 − 波数スペクトルを持つ 波の周期は、5 ~ 8 s 程度であ った. 図 4.13 に周期 5 ~ 8 s に対する波数スペクトルの推定結果を示す. 図中の数字は dB 単位である。図 4.13 から読みとれる主たる波の到来方向は、ほぼW方向である、震央方向が W20°S であるから、主たる波の到来方向は西側へ偏っており、図4.5で示した全反射した パルス列 S₁ 及び S₂の到来方向と同じ傾向を示している.この到来方向の偏りの原因につ いて、いまのところ明確な説明は無い、観測網を通過する波の見掛け速度特性は、周波数一 波数スペクトルのピーク位置から,図4.14の白丸で示す結果となり,分散性を示している.

次に、この分散特性を、式(4.8)のフーリエ表示から得られる位相速度の分散特性と比較する.このため、2点間の平均位相速度特性を、フーリエ位相特性の差と直達波の到来時



- 図4.12 山梨県東部地震(1983年8月8日, M=6.0)における府中群列観測 地表速度計で得られたtransverse 成分記録.
- Fig. 4.12 Transverse component velocity waves observed at the Fuchu surface array during the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Aug. 8, 1983 (M=6.0). The data between two arrows are used for estimating the frequency-wavenumber spectra.







間差から求める [B<sup>a</sup>th (1974)]. 堆積層厚 H が 1.75 km と 2.0 km との 2 点間における平 均位相速度特性は、図 4.14 に点線で示した  $\overline{C}$  となる. 実測結果の方が幾分大きいが、傾向 の似た分散性を示している.また、山水・他 (1981) が FCH の深層井を用いて行った S 波 速度検層の結果に基づいて、堆積層を 3 層から成る平行層とした場合 (図 2.12 (**a**))のLove 波 の基本及び1次モードの位相速度特性を、図4.14に、各々、 $L_0$  及び $L_1$ として示す。2種類の位相速度特性C及び $L_0$ は、ほぼ同様の分散特性を示しており、連続する基盤上面での全反射がLove 波的な波を生成することを裏付けている。



- 図4.14 周波数-波数スペクトルから得られる見掛け速度と全反射伝播波の 平均位相速度Cの比較. L<sub>0</sub>は堆積層を平行3層で扱った場合の Love波基本モードの位相速度特性。
- **Fig. 4.14** Comparison between the apparent velocities estimated by the peaks of wavenumber spectra of Fig. 4.13 and two calculated phase velocities designated by  $\overline{C}$  and  $L_0$ .  $\overline{C}$  is average phase velocity of the waves reproduced by total reflections at the upper boundary of dipping bedrock, and  $L_0$  is the phase velocity of fundamental mode Love wave based on the underground structure model shown in Fig. 2.12 (a).

## 4.2.3 都心部堆積層への応用

府中地域の山梨県東部の地震等の記録にみられる Love 波的な卓越波は,入射SH波が傾 斜基盤上面で全反射しながら堆積層を伝播した結果として生じたものとして説明することが 出来た.一方,都心部では,Love 波的な波の成長が,府中地域の様にS波到達直後ではな く,その30~40 s後から観測されている.図4.15はその1例であり,長野県西部地震におけ る気象庁1倍強震計(大手町)のSN成分記録である.そこで,府中地域の観測記録の説明 に用いた方法で,都心部における Love 波的な波の成長を考察する.

都心部は,府中地域の様に基盤傾斜角は大きくなく,ほぼ平坦であるとされている.した がって,図4.3のモデルを多少変更して,図4.16に示す2つのモデルを扱うことにする.両 モデルとも,(1)は堆積層を,(2)は基盤を各々示す.また,S波速度等は図中に示した値を用 いた.式(4.6)の $f_0(t)$ に相当する入射波としては, $T_o = 8$  s の Berlage 関数:



- 図4.15 長野県西部地震(1984年9月14日, M=6.8)における気象庁1倍強震計(大手町)のSN成分記録.
- Fig. 4.15 Displacement waveform of the SN-component obtained at the JMA (Ohtemachi, Tokyo) | during the Western Nagano Pref. Earthquake of Sep. 14, 1984 (M=6.8).



- 図4.16 都心部での全反射伝播波を考察するための堆積層-基盤系モデル.
- Fig. 4.16 Two models used for calcualting the earthquake responses at about  $x = 50 \sim 60$  km, where corresponds to the central part of Tokyo.

$$f_{0}(t) = \begin{cases} 0 ; & t < 0, \\ \\ t^{2} \cdot \exp((2 - 2t/T_{o})) \cdot \sin((2\pi t/T_{o})); & t \ge 0, \end{cases} \end{cases}$$
(4.12)

を用いた.回折波を考慮せず,直達波と全反射波のみを合成した結果をモデル1及び2に対応して,各々,図4.17(a)及び(b)に示す.都心部に相当する x = 50km 前後の範囲での計算波形には,いずれのモデルにおいても,S波到達後しばらくして Love 波的な波が成長していることが判る.都心部に現われる卓越波に,基盤上面における連続的な全反射波の寄与が大きいことが,これらの計算波形からも推察される.なお,現在,この地域においては,府中観測網より大きな地表群列観測網を展開中(昭和59年~63)であり,記録の蓄積を持って詳細な検討を行う計画である.



- 図 4.17 図 4.16 のモデルに基づく全反射伝播波の例. (a)及び(b)は,モデル1及び2に 対応する.入射波として,周期8 sの Berlage 関数を用いた.
- Fig. 4.17 Calculated response waveforms for two models in Fig. 4.16. The Berlage function with the predominant frequency of 0.125 Hz (8 second) is used as the incident wave with  $\theta_0 = 14^\circ$ : (a) model 1; (b) model 2.

#### 5. 結 論

我国の首都圏は,厚さ数㎞に及ぶ堆積層の上に構築されている.周期0.2~10 sの地表強 震動特性は、この新第三紀及び第四紀の地層から成る堆積層の地震応答特性にかなりの部分 が支配されている.本論文では、堆積層の地震応答を深層井を中心とする強震観測の結果に 基づいて推定し、以下に述べる様な結果を得た.

- (1) 首都圏における先第三紀基盤内での地震動のスペクトル特性を非減衰速度応答スペクトル(フーリエ振幅スペクトルの上限)の領域でモデル化した.これは,堆積層の地震応答特性を地表の強震記録を用いて評価するため,堆積層への入力となる基盤地震動特性を予め策定することを目的としたものである.本論文では,マグニチュードと震源距離をパラメータとする平均応答スペクトル評価式を用いて,震源域の違いに依る2種類の経験式を作成した.1つは,火山フロント東側で発生する深い地震を対象とするものであり,他の1つは,火山フロント周辺及びその西側で発生する浅い地震を対象としたものである.
- (2) 堆積層におけるS波の内部減衰特性を深層井記録及び深層井と地表との同時記録を用いて求めた.S波のQは、f=0.1~3Hzの周波数域で、Q=50fが第1近似として妥当であるという結果を得た.これによって、堆積層と基盤の速度構造が既知な地域において、SH波に対する現実的な伝達関数を評価することが可能となった.
- (3) 堆積層への入力地震動特性として、(1)で得た結果を用い、堆積層における平均的増幅 度特性を 0.2 ~ 2 s の短周期域で推定することが可能であることを示した、増幅度特 性の評価が非減衰速度応答スペクトル領域でのものとは言え、地表の強震記録のみか ら特性の絶対量が評価出来るということは、首都圏における数多くの強震計の活用範 囲を有意に拡大するものである.なお、増幅特性の最大倍率は、10~40程度の範囲で あった.
- (4) 堆積層と基盤の境界で2次的に発生し、堆積層内を伝播する波動は、地表での強震動 継続時間を引き延すため重要である.この種の伝播性波動で、最も基本的なものは、 傾斜基盤上面で連続して全反射しながら down-dip方向へ堆積層内を伝播するもの である.本研究では、この様な伝播形態を示すSHパルス列とパルス列が Love 波的 な卓越波となる過程を府中小規模群列観測での記録を用いて確認することが出来た. 一方、基盤上面での全反射波が入射波とそのヒルベルト変換波で合成されることを利 用して、上記の観測事実を説明出来ることを示した。

以上が本研究で得た結果であるが、今後引き続いて考察せねばならない課題がある。特に 重要な課題は、堆積層表面波の生成過程を首都圏中央部での観測事実が説明可能となる様に 構築することである。本論文では扱わなかった Rayleigh 波型の堆積層表面波についても、

## 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 -- 木下

首都圏堆積層によると見做される周期6s程度の波の重要性は多く指摘されており,併せて 考察すべき課題である.これに付随して,堆積層表面波の生成過程を対象とする群列観測網 を充実させる必要がある.房総半島南部及び関東平野南西部と首都圏中央部で深層井を含め て現在展開している観測網とを結ぶ配置での観測点は今後増設せねばならない.

### 6. 地盤応答推定法

地表と地中に設置された地震計による同時観測は,地震時における地盤の振動特性を把え るための最も基本的な方法である〔Tanaka *et al.* (1974)〕. この種の鉛直群列観測は, 地盤が水平多層構造で近似出来るとき,最も有効なものとなる.水平群列観測は,見掛け速 度に基づく地震波の構成波群の識別も含めて,地盤の非成層構造を考察するのに有効である.

本文で取扱った記録の中でも、この種の群列観測で得られたものが大きな部分を占めている.この章では、これらの群列観測記録に基づいて地盤振動特性を推定する方法について述べる.初めの3節は、鉛直群列観測記録に基づく成層構造地盤の応答推定法であり、残りの2節が水平群列観測記録に関する処理法である.なお、この章での記述は、2変換法に基づくディジタル・フィルタを基調としている.また、地震波はSH系の波を対象とする.

## 6.1 平行多層地盤の観測系

地表と地中に設置された地震計の同時記録に基づいて地盤の振動特性を推定するためには, 地表記録が地中記録と地盤の伝達関数のインパルス列のたたみ込みで表現出来る様に伝達関 数を構成する必要がある.地震記録の時系列に直接適用出来るのは,伝達特性を2変数の有 理関数で表現したものである.ここでは,SH波の斜め入射に対する平行多層地盤の伝達特 性を2変数の有理関数で表現し,観測時系列と対応させる方法を述べる〔木下(1981; 1986)〕.

6.1.1 伝達関数の2変数による表現

半無限最下層上の水平多層地盤について考える.水平多層地盤は、これを分割して得られ る p 個の薄層から構成されるとする. 各薄層は、各々均質な媒体からなり、S 波の通過時間 が共通に dT/2 であるとする (Equal time layered model [Koehler and Taner (1977)]). さらに、各薄層は、地表側から番号付けられているものとする. この様な多層 地盤において、第 k 層のインピーダンスを、この層での密度  $\rho_k$  (g/cm<sup>3</sup>)、S 波速度  $V_k$  (km/s) 及び入射角  $\theta_k$  を用いて、 $\alpha_k = \rho_k V_k \cos \theta_k$  (最下層でのインピーダンスを  $\alpha_{p+1}$ ) とすれば、第 k 層と第 (k+1) 層との境界における第 (k+1) 層内上昇波の反射係数は、  $\kappa_k = (\alpha_{k+1} - \alpha_k) / (\alpha_{k+1} + \alpha_k)$  である. このとき、水平多層地盤の伝達関数に対する Haskell の行列法による表現は以下の様になる. まず、第 k 層を伝播する第 (k + 1) 層との境界における上昇波及び第 (k - 1) 層との 境界における下降波の z 変換を、各々、 $X_k(z)$  及び  $\widetilde{X}_k(z)$  で記述する. ここで、  $z = \exp(i\lambda)$ 、 $\lambda = \omega \cdot \Delta T$  ( $|\lambda| \leq \pi$ )である. 但し、  $\omega$  は円振動数であり、 $\lambda$ を正規 化円振動数と称する. Haskell の行列表示では、第 k 層と第 (k+1) 層の間で、

$$\begin{pmatrix} X_{k+1}(z) \\ \widetilde{X}_{k+1}(z) \end{pmatrix} = (1 + \kappa_k)^{-1} \cdot Q_k(z) \cdot \begin{pmatrix} X_k(z) \\ \\ \widetilde{X}_k(z) \end{pmatrix} ; \ 0 \le k \le p.$$
 (6.1)

なる関係がある. ここに,

$$Q_{k}(z) = \begin{bmatrix} z^{\frac{1}{2}} & \kappa_{k} \\ & & \\ & \kappa_{k} & z^{-\frac{1}{2}} \end{bmatrix}, \qquad (6.2)$$

であり、  $\kappa_0 = 1$  及び  $\widetilde{X}_0(z) = 0$  とする. そこで、

$$A_{k}(z) = \begin{pmatrix} a_{11}^{(k)}(z) & a_{12}^{(k)}(z) \\ a_{21}^{(k)}(z) & a_{22}^{(k)}(z) \end{pmatrix}$$
$$= \prod_{n=0}^{k} Q_{n}(z) , \qquad (6.3)$$

及び,

$$s_k \equiv \prod_{n=0}^k (1 + \kappa_n),$$
 (6.4)

なる記号を用いれば,式(6.1)から,3種類の伝達関数 $G_0(z)$ (地表観測波のフーリェ 特性/最下層入射波のフーリェ特性), $G_1(z)$ (地表観測波のフーリェ特性/最下層観測 波のフーリェ特性),及び $G_2(z)$ (最下層観測波のフーリェ特性/最下層入射波のフーリ ェ特性)が各々,

$$G_{0}(z) = X_{0}(z) / z^{-\frac{1}{2}} \cdot X_{p+1}(z)$$
  
=  $s_{p} / z^{-\frac{1}{2}} \cdot a_{11}(p)(z)$ , (6.5)

$$G_{1}(z) = X_{0}(z) / (z^{-\frac{1}{2}} \cdot X_{p+1}(z) + \widetilde{X}_{p+1}(z))$$
  
=  $s_{p} / (z^{-\frac{1}{2}} \cdot a_{11}^{(p)}(z) + a_{21}^{(p)}(z)),$  (6.6)

及び,

$$G_{2}(z) \equiv \left(z^{-\frac{1}{2}} \cdot X_{p+1}(z) + \widetilde{X}_{p+1}(z)\right) / z^{-\frac{1}{2}} \cdot X_{p+1}(z)$$
$$= 1 + a_{21}^{(p)}(z) / z^{-\frac{1}{2}} \cdot a_{11}^{(p)}(z) , \qquad (6.7)$$

### として定義される.

そこで,式(6.1),(6.2),及び(6.3)から得られる2つの関係式:

$$a_{11}^{(k)}(z) = z^{\frac{1}{2}} \cdot a_{11}^{(k-1)}(z) + \kappa_{k} \cdot a_{21}^{(k-1)}(z) ; 1 \leq k \leq p, \qquad (6.8)$$

及び,

$$a_{21}^{(k)}(z) = z^{-\frac{1}{2}} \cdot a_{21}^{(k-1)}(z) + \kappa_k a_{11}^{(k-1)}(z) ; \quad 1 \le k \le p, \quad (6.9)$$

を用いれば、

$$a_{11}^{(k)}(z) = z^{\frac{1}{2}} \cdot a_{21}^{(k)}(z^{-1}) ; \quad 0 \le k \le p,$$
 (6.10)

が数学的帰納法により証明される.また,式(6.8),(6.9),及び(6.10)から,

 $a_{11}^{(k)}(z) = z^{\frac{1}{2}} \cdot \left(a_{11}^{(k-1)}(z) + \kappa_k \cdot a_{11}^{(k-1)}(z^{-1})\right); 1 \le k \le p$ , (6.11) なる漸化式が得られる. ここに,  $a_{11}^{(0)}(z) = z^{\frac{1}{2}}$ とする. さらに, 変換:

$$a_{k}(z) = z^{-(k+1)/2} \cdot a_{11}^{(k)}(z) ; \quad 0 \le k \le p, \qquad (6.12)$$

により、式(6.11)は次式となる.

$$a_{k}(z) = a_{k-1}(z) + \kappa_{k} \cdot z^{-k} \cdot a_{k-1}(z^{-1}) ; \quad 1 \leq k \leq p.$$
 (6.13)

ここに、 $a_0(z) = 1$  である. 式 (6.13) から、 $a_k(z)$  は  $z^{-1}$  の多項式で、

$$a_{k}(z) = 1 + \sum_{n=1}^{k} g_{n}^{(k)} \cdot z^{-n}$$
, (6.14)

とすれば,

$$g_{k}^{(k)} = \kappa_{k} \quad ; \quad 1 \le k \le p,$$
 (6.15)

及び,

$$g_n^{(k)} = g_n^{(k-1)} + g_k^{(k)} \cdot g_{k-n}^{(k-1)} ; \quad 1 \le n \le k-1 ,$$
 (6.16)

が得られる.結局,式(6.5),(6.6),及び(6.7)は,各々,

$$G_{0}(z) = s_{p} \cdot z^{-b} / a_{p}(z)$$

$$= s_{p} \cdot z^{-b} / \sum_{k=0}^{p} g_{k}^{(p)} \cdot z^{-k} , \qquad (6.17)$$

$$G_{1}(z) = s_{p} \cdot z^{-b} / (a_{p}(z) + z^{-p} \cdot a_{p}(z^{-1}))$$

$$= s_{p} \cdot z^{-b} / \sum_{k=0}^{p} (g_{k}^{(p)} + g_{p-k}^{(p)}) \cdot z^{-k} , \qquad (6.18)$$

及び,

$$G_{2}(z) = 1 + z^{-p} a_{p}(z^{-1}) / a_{p}(z)$$
  
=  $1 + \sum_{k=0}^{p} g_{p-k}^{(p)} \cdot z^{-k} / \sum_{k=0}^{p} g_{k}^{(p)} \cdot z^{-k}$ , (6.19)

となる. 但し,  $g_0^{(p)} = 1$  及び b = p/2 とする. また,  $G_1(1) = 1$  から,

$$s_p = 2 \sum_{k=0}^{p} g_k^{(p)}$$
, (6.20)

となり、式 (6.18) は、

$$G_{1}(z) = \sum_{k=0}^{p} g_{k} \cdot z^{-b} / \sum_{k=0}^{p} g_{k} \cdot z^{-k} , \qquad (6.21)$$

となる. 但し,

$$g_{k} = \left( g_{k}^{(p)} + g_{p-k}^{(p)} \right) / \left( g_{0}^{(p)} + g_{p}^{(p)} \right) ; \quad 0 \le k \le p, \qquad (6.22)$$

である.

地盤の伝達関数を式(6.21)の様に解析的に表現する一般論は, Kobori and Minai (1969)によってなされている. 2変数の有理関数による式(6.21)の様な地盤の伝達関数 表現は、実際の水平多層構造をさらに Equal time layered model で取り扱うことによ

#### 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 — 木下

り得られたものである、しかしながら、地震波記録を時系列として扱い、地盤振動特性の推 定を目的とするならば、これらの表現は最も現実的なものとなる、特に、式(6.21)により、 地表と最下層に設置された地震計記録の時系列は直接結びつけることが出来る。

さて、式(6.21)及び(6.22)によれば、 $G_1(z)$ の分母は  $z^{-1}$ の鏡像多項式であり、その根は全て z – 平面上の単位円上にある. z – 平面の単位円上にある伝達関数の極を単位円内へ移動させ、発振しない地盤振動を得るためには、地盤での内部減衰が要求される. 各層が均質媒体からなる場合、内部減衰の導入は、周知の様に、周波数パラメータの変換により行われる. 即ち、 $G_1(z)$ において、正規化円振動数  $\lambda$  を

 $\lambda (1 + i/Q)^{\frac{1}{2}} = \lambda - i \lambda/2 Q, \quad Q \gg 1, \quad (6.23)$ 

で置換することにより、地盤の Q が導入される [Kobori and Minai (1969)]. 式(6. 23) によれば、

$$Q = \lambda / 2 c_d , \qquad (6.24)$$

の様に、Qが周波数に比例する場合には、 $G_1(z)$ における  $z^{-1}$ を exp $(-c_d) \cdot z^{-1}$  と 置換することにより、内部減衰が導入される. 3.1 で述べた様に、地盤のQは、第1近似と して、式(6.24)の形をとるため、 $G_1(z)$ の表現式(6.21)は、その有理関数の形を保持 出来るという都合の良さがある。内部減衰を含む  $G_1(z)$ の表現式から、卓越振動数におけ る Q は、 $G_1(z)$ の特性方程式の複素共役根 { $r_k \cdot \exp(\pm i \lambda_k)$ } を用いて、

 $Q = -\pi \cdot f_k \cdot \Delta T / \ln r_k \quad ; \quad f_k = \lambda_k / 2\pi \cdot \Delta T, \qquad (6.25)$ 

と評価される. ここで、 $f_k$  (Hz) は  $G_1$  (z) の固有振動数 ( $\approx$ 地盤の卓越振動数) である. 6.1.2 観測系モデル

ここでは、格子型逆フィルタを用いて、地表及び最下層に設置された地震計による観測系 を図示する.格子型フィルタは、音波の層構造伝播を扱うために用いられたものであり〔板 倉・斎藤(1969); Riley and Burg(1973)〕, SH波の成層構造に対する応答と等価 応答を持つ様な回路構成に利用することが出来る. 6.1.1 で述べた様に、水平多層地盤のS H波に対する応答特性は、各層の上層波の反射係数列 {  $\kappa_n$  } のみで記述される.格子型逆 フィルタも、この係数列 {  $\kappa_n$  } のみでその特性を記述することが出来る.

まず,図 6.1 に示す全極型の逆フィルタを考える.この図で示されている各演算要素は,図 6.2 に示す作用をするものとする.図 6.1 において,反射係数列  $\{\kappa_n\}$ が Durbin-Levinson の漸化式〔例えば, Clarebout (1976)〕を満たすとすれば,図 6.1 の格子型逆フィルタの入出力間の時系列は,図の記号を用いて,

国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月



図 6.1 全極型逆フィルタ.

Fig. 6.1 All-pole lattice representation of linear autoregressive filtering.



図 6.2 格子型フィルタに用いられる演算要素. Fig. 6.2 Operators used in lattice filters.

$$y(n) + \sum_{j=1}^{p} g_{j}(p) \cdot y(n-j) = x(n) , \qquad (6.26)$$

$$y(n-p) + \sum_{j=1}^{p} g_{j}^{(p)} \cdot y(n-p+j) = \tilde{x}(n) , \qquad (6.27)$$

及び,

$$\sum_{j=0}^{p} g_{j}^{(p)} \cdot \widetilde{x} (n-j) = \sum_{j=0}^{p} g_{p-j}^{(p)} \cdot x (n-j) , \qquad (6.28)$$

なる関係式を満たす〔例えば, Robinson (1983)〕. したがって, 図 6.3 に示す様に, 格 子型逆フィルタを組み込んだ観測系に対しては,



- 図 6.3 逆フィルタを用いた地表-地中観測系の表現(上図)と Qが周波数に比例する場合の減衰特性導入法(下図).
- Fig. 6.3 (Upper portion) Block-diagram representation for an equivalent observation system which has two seismometers installed both on the free ground and at the bottom of borehole. Observation waves on the free ground and at the bottom of borehole are designated by  $\hat{y}$  and  $\hat{x}$ , respectively. Observation wave  $\hat{x}$  is composed of two waves, incident wave x and back scattered wave  $\bar{x}$ . Operator  $z^{-b}$  plays one-way time delay and gain factor of layered system is designated by  $s_p$ . This diagram is used to model the earthquake response of multi-layer system for SH waves. (Lower portion) Exchange of delay operator due to internal attenuation with  $Q \propto f (c_d = \text{normarized circular frequency/2}Q)$ .

$$\sum_{j=0}^{p} g_{j}^{(p)} \cdot \widehat{y} (n-j) = s_{p} \cdot x (n-b) , \qquad (6.29)$$

及び,

$$\sum_{j=0}^{p} (g_{j}^{(p)} + g_{p-j}^{(p)}) \cdot \widehat{y} (n-j) = s_{p} \cdot \widehat{x} (n-b)$$
(6.30)

が成立する. ただし、 $\hat{x}(n) = x(n) + \tilde{x}(n)$ ,  $\hat{y}(n) = s_p \cdot y(n-b)$  である. 式 (6.17)、(6.18)、及び (6.19)の右辺第2項の入出力間で満たされるべき関係式は、式 (6.29)、(6.30)、及び (6.28)そのものである. 故に、図 6.3 に示した観測系モデルは、 SH波の水平多層構造に対する応答と等価な特性を考察するために用いることが出来る。6. 1.1 で述べた様に、地盤のQを式(6.24)で与えたときは、図6.3の下部に示す様に遅延作 用素を置換することにより、内部減衰を導入することが出来る。

#### 6.2 伝達関数推定法

本節では、式(6.21)に基づいて、 $G_1(z)$ を推定する方法を考察する. $G_1(z)$ を推定 対象とした場合、最初に決定すべきことは、推定に用いる記録部分である.この決定に対し て、 $G_1(z)$ の入出力間で成立する統計的性質が重要な役割を果たす.まず、この統計的性 質について述べる.

図 6.3 でみられる地表及び最下層での観測記録  $\{\hat{y}(n)\}$  及び  $\{\hat{x}(n)\}$  の z 変換を, 各々、 $\hat{Y}(z)$  及び  $\hat{X}(z)$  とする。 $\hat{Y}(1) = \hat{X}(1) = 0$  とすれば、式 (6.21) から、 地表と最下層での観測時系列の相互相関々数は、

$$R_{\hat{X}\hat{Y}}(k) = \frac{1}{2\pi i} \oint \widehat{X}(z) \cdot \widehat{Y}(z^{-1}) \cdot z^{k-1} dz$$
$$= \left(\sum_{m=0}^{p} g_{m}\right)^{-1} \cdot \sum_{n=0}^{p} g_{n} \cdot R_{\hat{Y}\hat{Y}}(k+b-n)$$
(6.31)

となる、ここで、

$$R_{\hat{Y}\hat{Y}}(k) = \frac{1}{2\pi i} \oint \widehat{Y}(z) \cdot \widehat{Y}(z^{-1}) \cdot z^{k-1} dz$$

は地表記録の自己相関々数であり,遅れ時間  $k \cdot \Delta T$  は k で略記されるとする.式(6.31) において,  $g_k = g_{p-k}$  なる鏡像関係と  $R_{\hat{r}\hat{r}}(k) = R_{\hat{r}\hat{r}}(-k)$  なる偶関数関係を利用すれ ば,  $R_{\hat{x}\hat{r}}(k) = R_{\hat{x}\hat{r}}(-k)$  が得られる. この統計的性質は、SH 波が斜めに入射しても 保持されるものであり,水平多層地盤におけるSH 波の多重反射状態を知る重要な性質であ る.即ち,  $G_1(z)$  の推定には,  $R_{\hat{x}\hat{r}}(\cdot)$  が ±  $b \cdot \Delta T$  の近傍でピークを持つ偶関数形状 となる推定区間を用いるべきである.

以下では、上記形状を持つ  $R_{\hat{x}\hat{r}}(\cdot)$  の推定区間において、 $G_1(z)$  を推定する2つの方法を考察する.

6.2.1 LPC ケプストラムを用いる方法

地表観測波は、 $G_1(z)$ のインパルス応答と最下層観測波のたたみ込みで表現される、 $G_1$ (z)の推定とは、このたたみ込まれた信号を分離し、 $G_1(z)$ のインパルス応答に相当する ものを何らかの形で抽出することである、この種の信号分離には、ケプストラムという効率 の良い技法 [Oppenheim (1969)]があり、ここでは、 $G_1(z)$ の推定に利用してみる. まず,式(6.21)と観測波の2変換との関係を,

$$\widehat{\widehat{Y}}(z) = \left(\sum_{k=0}^{p} g_{k} / \sum_{k=0}^{p} g_{k} \cdot z^{-k}\right) \cdot z^{-b} \widehat{\widehat{X}}(z) , \qquad (6.32)$$

として見直すことにする. この式の意味するところは,最下層観測波の時間軸を  $b \cdot dT$  だ け遅らせて扱えば,  $G_1(z)$  から  $z^{-b}$  の項を除くことが出来るということである. ただし, これに伴う減衰特性分は  $\sum_{k=0}^{p} g_k$  の方へ移ることは言うまでもない. そこで, 6.2.1では,  $z^{-b}\widehat{X}(z)$  を  $\widehat{X}(z)$  として扱うことにする.

次に、 $\widehat{Y}(z)$ 及び  $\widehat{X}(z)$ が自己回帰モデルで近似出来るとする.式(6.32)に対応する 推定形式は次式となる.

$$\sigma_{\hat{y}} / \sum_{k=0}^{\hat{p}} \alpha_{\hat{y}}(k) \cdot z^{-k} = \sigma_{g_1} / \sum_{k=0}^{\hat{p}} \alpha_{g_1}(k) \cdot z^{-k} \cdot \sigma_{\hat{x}} / \sum_{k=0}^{\hat{p}} \alpha_{\hat{x}}(k) \cdot z^{-k}$$
(6.33)

ここで、  $\{\alpha_{\hat{g}}(k)\}$  及び  $\{\alpha_{\hat{x}}(k)\}$  は、各々、地表及び最下層観測記録から推定される回 帰係数列である.また、  $\sigma_{\hat{y}}^2 \geq \sigma_{\hat{x}}^2$  は、これらの回帰係数に付随して推定される予測誤差 の分散である.  $\{\alpha_{g_1}(k)\}$  及び  $\sigma_{g_1}$  は、 $G_1(z)$  を推定するために必要なパラメータで、 以下の様に求まる.ただし、式 (6.33) で、  $\alpha_{\hat{y}}(0) = \alpha_{\hat{x}}(0) = \alpha_{g_1}(0) = 1$  とする.

自己回帰モデルから求められるケプストラムによれば,式(6.33)は,辺々の対数をとる ことにより,

$$\sum_{k=0}^{p} c_{\hat{y}}(k) \cdot z^{-k} = \sum_{k=0}^{p} c_{g_1}(k) \cdot z^{-k} + \sum_{k=0}^{p} c_{\hat{x}}(k) \cdot z^{-k}$$
(6.34)

となる.ここに、 $i = \hat{x}$ 、  $\hat{y}$  及び  $g_1$  としたとき、ケプストラム係数は、

$$c_i(0) = \ln \sigma_i$$
,

及び,

$$c_{i}(n) = -\alpha_{i}(n) - \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n-1} \alpha_{i}(k) \cdot (n-k) \cdot c_{i}(n-k) ;$$
  

$$1 \le n \le p, \qquad (6.35)$$

となる〔Oppenheim (1969)〕。 逆に, 回帰(予測)係数は,

$$\sigma_i = \exp(c_i(0)),$$

及び,

$$\alpha_{i}(n) = -c_{i}(n) - \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{n-1} \alpha_{i}(k) \cdot (n-k) \cdot c_{i}(n-k) ;$$

$$1 \le n \le p,$$
(6.36)

となる. 自己回帰モデルの線形予測係数(Linear Prediction Coefficient)から,式 (6.35)に従って得られるケプストラムは,通常LPCケプストラムと言われるものである.

以上のことから、 $G_1(z)$ の推定手順は次の様になる.まず、 $\{\hat{y}(n)\}_{n=1}^N$ 及び $\{\hat{x}(n+b)\}_{n=1}^N$ に自己回帰モデルを適用して、回帰係数と予測誤差の分散を求める.しかる後に、式(6.35)を用いて $\{c_{\hat{x}}(n)\}_{n=0}^p$ 及び $\{c_{\hat{y}}(n)\}_{n=0}^p$ を求める.

$$c_{\hat{g}_{1}}(n) = c_{\hat{y}}(n) - c_{\hat{x}}(n) ; \quad 0 \le n \le p, \qquad (6.38)$$

であるから、これを式 (6.36) に用いて  $\{\alpha_{g_1}(n)\}_{n=1}^p$  及び  $\sigma_{g_1}$  を得る.  $z^{-b}$ を元に戻せば、 $G_1(z)$ は、

$$G_{1}(z) = \sigma_{g_{1}} \cdot z^{-b} / \sum_{n=0}^{b} \alpha_{g_{1}}(n) \cdot z^{-n} , \qquad (6.39)$$

として推定されたことになる.

 $G_1(z)$ の推定方法は以上の通りであるが、ケプストラムを用いることによって生じる2 つの注目すべき事実がある。その1つは、地盤の群遅延時間の推定である。ここでは、地盤 における伝播時間分(オフセット)を除いた  $z^b \cdot G_1(z)$ の群遅延時間特性を考える。まず、

$$z^{b} \cdot G_{1}(z) \equiv |G_{1}(e^{i\lambda})| \cdot e^{-i\theta_{g_{1}}(\lambda)}, \qquad (6.40)$$

とすれば,式(6.34)のケプストラムを用いて,

$$\ln z^{b} G_{1}(z) = \ln \left| G_{1}(e^{i\lambda}) \right| - i \theta_{g_{1}}(\lambda)$$
$$= \sum_{n=0}^{p} c_{g_{1}}(n) \cdot \cos n \lambda - i \sum_{n=1}^{p} c_{g_{1}}(n) \cdot \sin n \lambda, \qquad (6.41)$$

となる.群遅延時間特性  $t_{g_1}(\lambda)$  は,式(6.38)より,

$$t_{g_1}(\lambda) \equiv \Delta T \cdot \frac{d}{d \lambda} \theta_{g_1}(\lambda) = \Delta T \cdot \sum_{n=1}^{b} n \cdot c_{\hat{g}_1}(n) \cdot \cos n \lambda, \qquad (6.42)$$

となる.式(6.41)は、内部減衰を考慮した場合、 $z^{b}G_{1}(z)$ の全ての極がz – 平面の単 位円内に在る最小位相推移関数となるため、 $z^{b}G_{1}(z)$ の対数振幅特性 ln  $|G_{1}(e^{i\lambda})|$ と 位相特性 $\theta_{g1}(\lambda)$ とがHilbert 変換対で表現されるという事実をケプストラムを用いて表現し たものである.

もう1つの注目点は、ケプストラムの原点である、ケプストラムの原点  $c_{g_1}(0)$ は式(6.35)、(6.20)~(6.22)、及び(6.4)より、 $G_1(z)$ の  $z^{-b}$  にかかる減衰も含めて、次式となる、

$$c_{g_1}(0) = \sum_{k=0}^{p-1} \ln (1 + \pi_k) - b \cdot \lambda / Q.$$
 (6.43)

従って、地表と最下層における観測時系列を中心周波数  $f_0$ の帯域通過フィルタで処理した後に、各々の LPC ケプストラムの原点を求めれば、地盤の  $f_0$ における  $1/2Q(f_0)$ は、

$$1/2 Q(f_0) = \left(\sum_{k=0}^{p-1} \ln (1+\kappa_k) + c_{\hat{x}}(0; f_0) - c_{\hat{y}}(0; f_0)\right) / \pi f_0 \cdot p \Delta T,$$
(6.44)

となる.

6.2.2 最尤法による推定

6.2.1 で扱った方法は、通常のフーリエ振幅比やパワー・スペクトルの平方根比を用いる 方法の様なモデル・フリーの推定ではなく、多重反射状態を考慮したモデルを規定して推定 することに意味を持つものである、しかしながら、いずれの方法においても、入射波はSH 波のみで構成されているとしている、現実の観測記録から純粋なSH波のみを分離出来るな らば、いずれの方法でも充分な推定結果が期待出来よう、ところが、実際にこの種の方法で 推定した結果は、数値計算で期待される様な増幅特性の"切れ"はなく、SH波以外の波の 混入を暗に示している。

本節では、前節同様に  $G_1(z)$  の型を保持しながら、入出力間にこの型に適合しない雑音 が加味された状態で  $G_1(z)$  を推定する方法について述べる.まず、式(6.30)に基づいて、 次の様な推定用モデルを考える.

$$\sum_{k=0}^{p} \alpha(k) \cdot \widehat{y}(n-k) = \sum_{k=0}^{p} \alpha(k) \cdot \widehat{x}(n-b) + u(n) \quad . \tag{6.45}$$

ここに、 $\{\hat{x}(n)\}_{n=1}^{N}$ 及び $\{\hat{y}(n)\}_{n=1}^{N}$ は各々正規過程とし、 $E[\cdot]$ を・の期待値を示すとしたとき、 $E[\hat{x}(n)] = E[\hat{y}(n)] = 0$ とする.また、 $\{u(n)\}_{n=1}^{N}$ は観測雑音 過程であるが、これを通常の時系列モデルの様に正規性白色雑音過程で拘束することは、自然地震を対象とする場合、現実的ではない、そこで、 $\{u(n)\}_{n=1}^{N}$ を自己回帰モデル

$$\sum_{k=0}^{q} \beta(k) \cdot u(n-k) = w(n), \quad \beta(0) = 1, \quad (6.46)$$

で与えることにする.ここに、 $\{w(n)\}_{n=1}^{N}$ は、E[w(n)] = 0、 $E[w(m) \cdot w(n)] = \sigma_{w}^{2} \cdot \delta_{m,n}$ なる正規性白色雑音過程とする.また、 $\delta_{m,n}$ はクロネッカーのデルタとする.式 (6.46)の導入は、2つの理由により避けられないものである.1つは前述した様に、自然地震の場合、完全なSH波のみを識別・分離して取り扱うことが出来ないためである.記録中に含まれているSH波以外の波を雑音とみなして、式(6.46)のモデルの方へ吸収する

必要がある.他の理由は,観測系を示す図 6.3 でみられる様に,入力過程とみなしているの が,本当の入力 {x(n)} ではなく,強いフィード・バックのかかった { $\hat{x}(n)$ } であるた めである.この様な系の推定問題では,式(6.45)及び(6.46)の様なモデル化が要求され る [Akaike (1966);赤池・中川(1972)].

次に,式(6.45)及び(6.46)におけるパラメータの推定法を考察する.推定法は最尤法 により定式化されるが,実際の計算は非線形最適化法の応用となる.まず,{w(n)}に関 する仮定により,対応する尤度関数は次式で近似される.

$$l = (2 \pi \sigma_{W}^{2})^{-N/2} \cdot \exp\left(-\sum_{n=1}^{N} w^{2}(n) / 2 \sigma_{W}^{2}\right).$$
(6.47)

通常の最尤法で行われる様に、1の最大化にかえて、近似対数尤度関数

 $L = -2 \ln l$ 

$$= N \left( \ln 2\pi + \ln \sigma_{W}^{2} + s_{W}^{2} / \sigma_{W}^{2} \right) , \qquad (6.48)$$

の最小化に基づくパラメータの推定を行う. ここに, sw<sup>2</sup> は次式である.

$$s_{W^{2}} = \sum_{n=1}^{N} w^{2}(n) / N.$$
(6.49)

初めに、 $\sigma_{w}^{2}$ について Lを最小化することにより、 $\sigma_{w}^{2} = s_{w}^{2}$ のとき L が最小化される. したがって、 $\sigma_{w}^{2} = s_{w}^{2}$ を式(6.48)に代入して、定数項を除けば、問題は、

$$M = \ln s_W^2$$
, (6.50)

を最小とするパラメータ・ベクトル

$$\boldsymbol{\theta} = \left( \alpha(1), \alpha(2), \cdots, \alpha(p), \beta(1), \cdots, \beta(q) \right)', \qquad (6.51)$$

の推定問題となる.ここに、'は行列の転置を示すとする.

問題を周波数領域で扱うため、式 (6.49)の  $s_W^2$  について、周波数領域における近似表 現を求める.まず、 $\hat{x}(n) = 0$  及び $\hat{y}(n) = 0$  ( $n \le 0$ ,及びn > N)を仮定し、 $\hat{x}(n)$  $/\sqrt{2\pi N}$ 及び $\hat{y}(n)/\sqrt{2\pi N}$ のフーリエ表示を、各々、

$$\widehat{X}(z) = (2\pi N)^{-\frac{1}{2}} \cdot \sum_{n=1}^{N} \widehat{x}(n) \cdot z^{-n} , \qquad (6.52)$$

及び,

$$\widehat{Y}(z) = (2\pi N)^{-\frac{1}{2}} \cdot \sum_{n=1}^{N} \widehat{y}(n) \cdot z^{-n} , \qquad (6.53)$$

で表わす. 同様に、  $\alpha(k)$  及び  $\beta(k)$  のフーリエ表示を、 各々、

$$A(z) = \sum_{k=0}^{p} \alpha(k) \cdot z^{-k} , \qquad (6.54)$$

及び,

$$B(z) = \sum_{k=0}^{q} \beta(k) z^{-k} , \qquad (6.55)$$

とする.次に、 $w(n) / \sqrt{2\pi N}$ のフーリエ表示を式(6.52)及び(6.53)と同様に定義 する.このとき、式(6.45)及び(6.46)に、式(6.52)から(6.55)のフーリエ表示を適 用して、 $w(n) / \sqrt{2\pi N}$ のフーリエ表示を求めれば、これは、

$$W(z) = B(z) \cdot \left[ A(z) \cdot \widehat{Y}(z) - A(1) \cdot z^{-b} \cdot \widehat{X}(z) \right], \qquad (6.56)$$

で近似される. したがって, 式 (6.49) で与えられる  $s_w^2$  は,

$$s_{W}^{2} = \frac{1}{2\pi i} \oint W(z) W(z^{-1}) \cdot z^{-1} dz, \qquad (6.57)$$

で近似される.

さて、 $\theta$ に関する式(6.50)及び(6.57)の最小化問題の解は、ベクトル列 { $\theta_n$ } で得られるものとする.  $M \in \theta_n$ の関数とみなして、 $M(\theta_{n+1}) \in \theta_n$ でテーラー展開し、最初の2次項迄をとると、

$$M(\boldsymbol{\theta}_{n+1}) = M(\boldsymbol{\theta}_n) + \boldsymbol{\xi}'(\boldsymbol{\theta}_n) \cdot (\boldsymbol{\theta}_{n+1} - \boldsymbol{\theta}_n) + (\boldsymbol{\theta}_{n+1} - \boldsymbol{\theta}_n)' \cdot H(\boldsymbol{\theta}_n) \cdot (\boldsymbol{\theta}_{n+1} - \boldsymbol{\theta}_n) / 2, \qquad (6.58)$$

となる. ここに、  $\boldsymbol{\xi}(\boldsymbol{\theta}_n)$  は  $\boldsymbol{\theta}_n$  に対する M のグラジェントを、  $H(\boldsymbol{\theta}_n)$  は  $\boldsymbol{\theta}_n$  に対する M のヘシャンを各々示すものとする. 式 (6.58) のように 2 次項迄とると、 グラジェントはベクトル列の収束に伴い零ベクトルへ漸近する. そこで、  $\boldsymbol{\theta}_n$  の i 及び j 成分を、各々、  $\boldsymbol{\theta}_i^{(n)}$  及び  $\boldsymbol{\theta}_j^{(n)}$  とすれば、  $\boldsymbol{\xi}(\boldsymbol{\theta}_n)$  の i 成分と  $H(\boldsymbol{\theta}_n)$  の (i, j) 成分は、各々、

$$\boldsymbol{\xi}\left(\boldsymbol{\theta}_{n}\right)\big|_{i} = \frac{\partial M}{\partial \boldsymbol{\theta}_{i}^{(n)}}, \ \boldsymbol{\mathcal{B}}\boldsymbol{\mathcal{O}}, \ \boldsymbol{H}\left(\boldsymbol{\theta}_{n}\right)\big|_{i,j} = \frac{\partial^{2} M}{\partial \boldsymbol{\theta}_{i}^{(n)} \partial \boldsymbol{\theta}_{j}^{(n)}},$$

### 国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月

で定義される.  $M(\theta_{n+1})$ を最小化するために、 $\theta_{n+1}$  に関するグラジェントを零ベクトル 0とすれば、式 (6.58) から、

$$\boldsymbol{\xi} \left( \boldsymbol{\theta}_{n} \right) + H \left( \boldsymbol{\theta}_{n} \right) \cdot \left( \boldsymbol{\theta}_{n+1} - \boldsymbol{\theta}_{n} \right) = \boldsymbol{0}$$

$$(6.59)$$

となる. ヘシャンが正則ならば, 式 (6.59) は

$$\boldsymbol{\theta}_{n+1} = \boldsymbol{\theta}_n - H^{-1} \left( \boldsymbol{\theta}_n \right) \cdot \boldsymbol{\xi} \left( \boldsymbol{\theta}_n \right) , \qquad (6.60)$$

なるニュートン・ラプソン形の推定式となる.以下,  $\sigma_W^2(\theta_n)$ ,  $\xi(\theta_n)$ 及び  $H(\theta_n)$ の 評価法について考察するが, 簡単のため, 添字 n は省略する.

a) 分散  $\sigma_W^2$ 

正規性白色雑音過程  $\{w(n)\}$ の自己相関々数  $R_{WW}(k)$ は,式(6.57)から次式となる.

$$R_{WW}(k) = \frac{1}{2\pi i} \oint W(z) W(z^{-1}) \cdot z^{k-1} dz$$
  
=  $\sum_{i,j,m,n=0}^{p,q,p,q,} \alpha(i) \beta(j) \alpha(m) \beta(n) \cdot \left[ R_{\hat{Y}\hat{Y}}(k+m+n-i-j) - R_{\hat{X}\hat{Y}}(k-b+m+n-j) - R_{\hat{Y}\hat{X}}(k+b+n-i-j) + R_{\hat{X}\hat{X}}(k+n-j) \right].$  (6.61)

式(6.61)の右辺における自己及び相互相関々数は、式(6.52)及び(6.53)から、

$$R_{\hat{Y}\hat{Y}}(k) = \frac{1}{2\pi i} \oint Y(z) Y(z^{-1}) \cdot z^{k-1} dz$$
  
=  $N^{-1} \sum_{n=1}^{N-k} \widehat{y}(n+k) \widehat{y}(n)$ , (6.62)

$$R_{\hat{X}\hat{Y}}(k) = \frac{1}{2\pi i} \oint X(z) Y(z^{-1}) \cdot z^{k-1} dz$$

$$= N^{-1} \sum_{n=1}^{N-k} \widehat{x} (n+k) \widehat{y} (n)$$
  
=  $R_{\hat{Y}\hat{X}} (-k)$ , (6.63)

及び,

$$R_{\hat{X}\hat{X}}(k) = \frac{1}{2\pi i} \oint X(z) X(z^{-1}) \cdot z^{k-1} dz$$
  
=  $N^{-1} \sum_{n=1}^{N-k} \widehat{X}(n+k) \widehat{X}(n)$ , (6.64)

となる. 分散 ow<sup>2</sup> は, 式 (6.61) から,

$$\sigma_{W}^{2} = R_{WW}(0) , \qquad (6.65)$$

である.

b) グラジエント **6** 

€(θ)のi成分は,式(6.50)及び(6.57)から,

$$\frac{\partial M}{\partial \theta_i} = \frac{1}{i \pi \sigma_W^2} \oint W(z) \frac{\partial W(z^{-1})}{\partial \theta_i} \cdot z^{-1} dz , \qquad (6.66)$$

で評価される.従って,各成分は式(6.56)から,

$$\frac{\partial M}{\partial \alpha(i)} = \frac{2}{\sigma_{W}^{2}} \left\{ \sum_{l,m,n=0}^{b,q,q} \alpha(l) \beta(m) \beta(n) \cdot \left\{ R_{\hat{Y}\hat{Y}}(i+n-l-m) - R_{\hat{Y}\hat{X}}(b+n-l-m) - R_{\hat{X}\hat{Y}}(i-b+n-m) + R_{\hat{X}\hat{X}}(n-m) \right\} \right\}; \quad 1 \leq i \leq p,$$

$$(6.67)$$

及び,

$$\frac{\partial M}{\partial \beta(i)} = \frac{2}{\sigma_{W^{2}}} \left[ \sum_{l,m,n=0}^{p,q,p} \alpha(l) \beta(m) \alpha(n) \cdot \left\{ R_{\hat{Y}\hat{Y}}(i+n-l-m) - R_{\hat{Y}\hat{X}}(i+b-l-m) - R_{\hat{X}\hat{Y}}(i-b+n-m) + R_{\hat{X}\hat{X}}(i-m) \right\} \right]; \quad 1 \leq i \leq q, \quad (6.68)$$

となる.

c) ヘジャン*H* 

 $H(\theta)$ は、(*i*, *j*)成分が、

$$\frac{\partial^2 M}{\partial \theta_i \partial \theta_j} = \frac{1}{i \pi \sigma_W^2} \oint \frac{\partial W(z)}{\partial \theta_i} \cdot \frac{\partial W(z^{-1})}{\partial \theta_j} \cdot z^{-1} dz, \qquad (6.69)$$

で評価される対称行列で近似される〔Akaike (1976)〕. 従って,近似ヘシャンの各成分

— 119 —

は,式(6.56)から,

$$\frac{\partial^2 M}{\partial \alpha(i) \partial \alpha(j)} \coloneqq \frac{2}{\sigma_W^2} \Big\{ \sum_{m,n=0}^{q,q} \beta(m) \beta(n) \cdot \Big\{ R_{\hat{Y}\hat{Y}}(j-i+n-m) - R_{\hat{Y}\hat{X}}(b-i+n-m) - R_{\hat{X}\hat{Y}}(j-b+n-m) + R_{\hat{X}\hat{X}}(n-m) \Big\} \Big\}, \quad 1 \le i, j \le p, \quad (6.70)$$

$$\frac{\partial^2 M}{\partial \beta(i) \partial \beta(j)} \stackrel{\leftarrow}{=} \frac{2}{\sigma_W^2} \Big( \sum_{m,n=0}^{p,p} \alpha(m) \alpha(n) \cdot \Big\{ R_{\hat{Y}\hat{Y}}(j-i+n-m) - R_{\hat{Y}\hat{X}}(b+j-i-m) - R_{\hat{X}\hat{Y}}(j-b-i+n) + R_{\hat{X}\hat{X}}(j-i) \Big\} \Big]; \quad 1 \leq i, j \leq q, \quad (6.71)$$

及び,

$$\frac{\partial^2 M}{\partial \alpha(i) \partial \beta(j)} = \frac{2}{\sigma_w^2} \left\{ \sum_{m,n=0}^{q,p} \beta(m) \alpha(n) \cdot \left\{ R_{\hat{Y}\hat{Y}}(j-i+n-m) - R_{\hat{Y}\hat{X}}(j+b-i-m) - R_{\hat{X}\hat{Y}}(j-b+n-m) + R_{\hat{X}\hat{X}}(j-m) \right\} \right\}; \quad 1 \le i \le p, \quad 1 \le j \le q, \quad (6.72)$$

となる.

上記の手続きで推定された式(6.45)の係数列を  $\{\alpha(k)\}_{k=1}^{p}$  とする. 地盤の伝達関数 は、式(6.21) における  $\{g_k\}_{k=1}^{p}$  にこの  $\{\alpha(k)\}_{k=1}^{p}$  を代入して求まる. また。

$$\sum_{k=0}^{p} \widehat{\alpha}(k) \cdot z^{-k} = \prod_{k=1}^{p} (1 - z_{k}^{-1} \cdot z^{-1}) ,$$

$$z_{k} = r_{k} \cdot \exp((i \lambda_{k})) ; \quad 1 \leq k \leq p , \qquad (6.73)$$

と因数分解すれば、地盤の卓越振動数における内部減衰を示すQは、式(6.25)へ ( $r_k$ 、 $\lambda_k$ )を代入することで得られる.

 $\{ \stackrel{\frown}{\alpha} (k) \}_{k=1}^{p}$  に基づいて得られる  $G_1(z)$  の群遅延時間特性は, Re〔・〕を〔・〕の実部を示すとして,

$$b \cdot \Delta T - \operatorname{Re}\left[\sum_{n=1}^{p} n \cdot \widehat{\alpha}(n) \cdot z^{-n} \middle/ \sum_{n=0}^{p} \widehat{\alpha}(n) \cdot z^{-n}\right] \cdot \Delta T, \qquad (6.74)$$

となる.上式の右辺第1項が地震波の地盤における伝播時間であり,第2項が式(6.42)に 相当する  $t_{g_1}(\lambda)$ である.群遅延時間特性は、対応する振幅特性が比較的ゆるやかで、かつ 大きな値をとる範囲では、停留位相の原理により、その最大と最小との間の時間領域に波形

#### 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 -- 木下

の主要部が存在することを示唆するものである. 地震波の場合においても, Izumi *et al.* (1980) はこの事実を確認している. 従って, 地盤における入出力関係の様な線形系では, 群遅延時間の加法性が成立するため,  $t_{g_1}(\lambda)$  は地盤による地震波の継続時間の変調効果を 示すとみなされる. 但し,  $z^b G_1(z)$ の分母は最小位相推移となるため,  $t_{g_1}(\lambda)$ の  $|\lambda| \leq \pi$  における平均値は零となる. これは, 式 (6.42)のケプストラムを用いた表現式から も言える。

6.2.3 推定例

本節で述べた伝達関数推定法を実記録に用いた例を示す. 6.2.2 で述べた最尤法による推定法では,式(6.45)及び(6.46)における次数の組(b, p, q)の決定も含めて行う必要がある. 次数の組(b, p, q)の決定を含めて,統計的モデルの集合から,ある最適なモデルを決定する一方法に最小 AIC法 [Akaike (1976)] がある. これは,統計的モデルの集合の中から,その最大対数尤度と独立に調整可能なモデルのパラメータ数を用いて定義される情報量規準 [Akaike (1973)]:

AIC(b, p, q) = -2(最大対数尤度)

+2 (モデル内で独立に調整可能なパラメータ数),

を最小とするモデル(次数の組)とそのときの最尤推定パラメータ(6.2.2の方法による計算結果)をもって最適モデルとする方法である.ここでは、この規準に従って伝達関数を推定する.式(6.45)及び(6.46)に基づくモデルのAICは、その定義から、

 $A I C (b, p, q) = N \cdot \ln \sigma_{W}^{2} + 2 (p + q), \qquad (6.75)$ 

となる. N はデータ数であり、 $\sigma_{W}^{2}$  は式 (6.65) で与えられる. また、式 (6.46) を考慮 しない場合は、式 (6.45) におけるパラメータ推定は単純な線形計算となり、 {u(n)} の 分散を  $\sigma_{U}^{2}$  とすれば、AIC は次式となる.

 $A I C (b, p) = N \cdot \ln \sigma_{U}^{2} + 2 p.$ (6.76)

以下,2つの記録に対する結果を示す.

(a) 宮城県沖地震における IWTの記録

1978年宮城県沖地震における IWT での観測記録を図 6.4 に示す. 図は EW成分である が、ほぼ transverse 成分とみなされる. ここでは、地表と浅層井(108 m)の記録を用 いて、表層地盤の  $G_1(z)$ を求める. まず、全長 40s の記録から、単位区間 10 s として、 1 s づつ移動させることにより31の解析区間を作る. 式(6.46)を考慮せずに、*AIC*を最 小とする組(b, p)をプロットしたのが図 6.5 である. 但し、(b, p)の範囲は、15 $\leq b \leq$ 19、30 $\leq p \leq$ 38 としている. これは、two-way time が約0.7 s であり、用いた標本化 国立防災科学技術センター研究報告 第38号 1986年12月



図6.4 1978年宮城県沖地震における岩槻地殻活動観測施設内の加速度記録. EW成分.





図 6.5 AIC 最小となる次数の組 (b, p) の列. Fig. 6.5 Sequence of the pair of orders (b,p) having minimum AIC.





時間 4T = 0.02 s では、 $p \cdot 4T \sim 0.7$  s 程度が妥当と思われるからである. このとき、  $b \sim p/2$  は 17 もしくは 18 である. 図 6.5 では、第5 ~ 第9 解析区間で、伝播時間と調 和する次数の組 (b, p) が得られている. そこで、第8 解析区間の最初から 10.24 s 間を 用い、式 (6.46) を考慮して、再び AIC 最小となる組を求めると、図 6.6 に示す様な結果 となる. 即ち、(b, p, q) = (17, 34, 14) が AIC を最小とする最適モデルの次数となる. 後の考察のため、この 10.24 s 間をフレーム 1 とし、これに後続する 10.24 s 間をフレーム 2 とする. 同様にして求めたフレーム 2 での AIC 最小とする次数の組は、(b, p, q) =(15, 31, 14) である.

各フレームにおける観測波の相互相関々数を図 6.7 に示す. SH波の多重反射状態を示す 偶関数特性は、フレーム1において明瞭にみられる.次に、両フレームにおける  $G_1(z)$ の 推定結果を図 6.8 及び 6.9 に示す.図 6.8 は  $|G_1(z)|$ を示し、図 6.9 は 群遅延時間特性 である.図 6.8 では、観測波のフーリエ振幅比も併せて示してある.いずれの場合において も、 $|G_1(z)|$ はフーリエ振幅比を、適度の"切れ"を持ちながら平滑化していると言え る.フレーム1において、式(6.73)から得られる卓越振動数(Hz)と 1/2Q の組は、 (0.92、0.173)、(2.06、0.038)及び(3.35、0.033)である.これは、表 2.1の速度構





Fig. 6.7 Comparison between the cross-correlation function of frame 1 and that of frame 2. The cross-correlation functions are estimated by using the data of the free ground and the bottom of auxiliary well with the depth 108 m at IWT.



- 図 6.8 フーリェ振幅スペクトル 比と推定伝達関数の利得 特性との比較. 左図は解 析区間1, 右図は2での 結果.
- Fig. 6.8 Comparison between the ratio of the Fourier amplitude spectra and the gain of estimated wave-transfer function: (*left*) frame 1; (*right*) frame 2.



造から得られる  $G_1(z)$  の卓越振動数 (Hz) 0.88, 2.17 及び 3.32 とも調和している.また、 $Q \sim 4 f$ 程度である.フレーム2は、推定された  $|G_1(z)|$  の卓越振動数がほぼフレーム1と同じであり、かつ、フーリエ振幅比に対する追随性も良いが、相互相関々数にフレーム1の様な偶関数性が得られず、SH波の多重反射状態が強いとは言え、それだけで説明するのは困難であることを示している.

(b) 千葉県中部地震における FCHの記録

3章の図3.5 (a)は,千葉県中部地震(1980年9月25日)におけるFCHでの観測記録 20 s間である.地表と浅層井(200 m井)を用いて,表層地盤の $G_1(z)$ を推定する.前例 と同様にして求めた *AIC*(*b*,*p*)最小とする(*b*,*p*)の組を図6.10に示す.ただし,こ の例では単位解析区間を5 s とし, *AT* = 0.02 s としている.ここでの two-way time は0.42 s であるから,(*b*,*p*) = (21,42)程度が  $|G_1(z)|$ のモデルとして期待される 次数である.従って,第5~第7解析区間程度が推定に適した区間である.図3.5 (a)の1 で示した,第5解析区間の初めから6 s 間を用いて,*AIC*(*b*,*p*,*q*)を求めた結果が図 6.11 である.*AIC*が最小となるのは,(*b*,*p*,*q*) = (21,43,13)である.このときの  $|G_1(z)|$ をフーリエ振幅比とともに図6.12に示す(左図).図6.12の右図は,図3.5(a) の2で示した6 s 間において,同様の手続きで得た  $|G_1(z)|$ とフーリエ振幅比である. データがG<sub>1</sub>(z)推定用の統計モデル式(6.45)及び(6.46)に適さない場合,即ち,SH波の多 重反射状態のデータではないとき,得られた  $|G_1(z)|$ とフーリエ振幅比の対応は困難な ものとなることを,図6.12の右図は示している.







図 6.12 フーリェ振幅スペクトル比と推定伝達関数の利得特性の比較. 左図は解析区間1,右 図は2での結果.

Fig. 6.12 Comparison between the ratio of the Fourier amplitude spectra and the gain of estimated wave-transfer function: (*left*) section 1; (*righ*) section 2.

## 6.3 地盤における減衰特性推定法

本節では,自然地震を用いる地盤の内部減衰特性推定法を6.3.1で,検層記録を用いる地 盤の散乱減衰特性計算法を6.3.2で述べる.地表と地中に設置された地震計記録に基づく地 盤の内部減衰特性推定に関しては,式(6.23)(卓越振動数に限定すれば,式(6.25)と (6.73)の組み合せ),又は,式(6.44)により実施される.6.3.1で述べる方法は,地中深 く設置された地震計の記録のみを用いて行う場合である.

6.3.1 内部減衰特性推定法

地盤におけるSH波の内部減衰特性は、配置された地震計の場所に依り、異る方法で推定 される.しかしながら、どの様な地震計の配置にしても、地盤を完全弾性体と仮定した場合 の応答特性と観測記録から得られる応答特性との比較が必要となる.したがって、鋭く変化 する応答特性が対象となる様な地震計配置は具合が悪いことになる.地震計を地表と最下層 へ配置して、G<sub>1</sub>(2)を比較用の応答特性として用いる最も一般的な方法は、地中地震計の 利用法としては良いとは言い難い.なぜならば,完全弾性の仮定の下では, $G_1(z)$ の極は 全てz-平面の単位円上に存在するからである.地中地震計を用いる理想的な方法は,式 (6.19)における  $G_2(z)$ の右辺第2項を補正のための応答特性として用いるものであろう. これは,図6.1における格子型逆フィルタの全域通過特性部のみを用いることに相当し,補 正用応答特性の振幅特性は全域で1となる.しかしながら,この条件を実現するためには, 図3.5(a)のFCH深層井での記録に見られる様に,同一波形内で上昇波と地表からの下降 波が分離して得られる程度の深さに地中地震計を設置しなければならない.このことは,設 置地震計が1台で済み,かつ,計器補正が不用という有利さを持つ.以下,最下層に設置さ れた地中地震計の記録のみを用いて地盤の内部減衰特性を推定する方法を考察する.

最下層における入射波と下降波は、式(6.19)の右辺第2項を満たす.これは、図6.3に おける入射波 x(n) 及び下降波  $\tilde{x}(n)$ が式(6.28)の関係にあることと等価である.従 って、 $x(n) = \delta_{n,0}$ として、式(6.28)から求まる { $\tilde{x}(n)$ }を { $\tilde{x}_o(n)$ }とすれば、最 下層における観測波の入射波に対するインパルス応答の2変換は、式(6.19)より、

$$H_{\hat{X}}(z) = 1 + \sum_{k=0}^{\infty} \widetilde{x}_{o}(k) \cdot z^{-k}$$
  
=  $\left(1 + \sum_{k=0}^{p-1} \widetilde{x}_{o}(k) \cdot z^{-k}\right) + z^{-p} \cdot \sum_{k=0}^{p-1} \widetilde{x}_{o}(p+k) \cdot z^{-k} + \sum_{k=2p}^{\infty} \widetilde{x}_{o}(k) \cdot z^{-k},$   
(6.77)

となる.式(6.77)における右辺第1項は,最下層でインパルス応答を観測した場合,イン パルス入力時から地表からの反射波が出現する迄の部分であり,第2項は,地表からの反射 波出現時から,two-way time の長さをもつ部分である.そこで,式(6.77)における右 辺第2項の第1項に対する比を  $G_3(z)$ とする.この  $G_3(z)$ は,最下層における観測波で, 直達波部分(そのz変換を $\widehat{X}_d(z)$ とする)と地表からの最初の反射波部分(そのz変換を $\widehat{X}_r$ (z)とする)が分離して得られた場合,近似的に,

$$\left| \widehat{X}_{r}(z) \middle/ \widehat{X}_{d}(z) \right| = \left| G_{3}(z) \right| \cdot e^{-p\lambda/2Q} , \qquad (6.78)$$

を満足すると考えられる.従って,

$$1/2Q = \left( p \lambda \cdot \ln \mid G_3(z) \cdot \widehat{X}_d(z) / \widehat{X}_r(z) \mid \right)^{-1}, \qquad (6.79)$$

となる.

6.3.2 散乱減衰特性

まず、地盤における散乱減衰を定義しておく.このため、地盤の地表に接する第1層と同

#### 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 — 木下

じインピーダンスをもつ半無限層を地盤上に仮定して、地表からの反射が最下層へ影響しな い条件が満たされているものとする.この様な条件の下で、最下層における入射波、下降波、 及び仮定した地盤上の半無限層への透過波のz変換を、各々、X(z)、 $\widetilde{X}(z)$ 、及びY(z)とする.このとき、地盤の完全弾性を仮定することから、エネルギー保存則

$$X(z) X(z^{-1}) = \widetilde{X}(z) \widetilde{X}(z^{-1}) + Y(z) Y(z^{-1}), \qquad (6.80)$$

が成立し、かつ、 $\widetilde{X}(z)$ による減衰が、

$$Y(z) Y(z^{-1}) = e^{-p\lambda/2Q_d} \cdot X(z) X(z^{-1}), \qquad (6.81)$$

$$= (1 - p\lambda/2 Q_d) \cdot X(z) X(z^{-1}), \quad \frac{p\lambda}{2} \ll Q_d , \quad (6.82)$$

なる形で定義される. この定義において,内部減衰と区別するため Q<sub>d</sub> なる記号を散乱減衰 に対して用いてある.

次に、 $Q_d$ の計算法について考察する.最も簡単な場合は、1次の後方散乱のみを考慮する場合である.この場合のインパルス入力に対する $\widetilde{X}(2)$ は、地盤内における上昇波の各層境界における最初の反射波のみで構成されるため、

$$\widetilde{X}(z) = z^{-p} \sum_{k=1}^{p-1} \kappa_k z^k , \qquad (6.83)$$

と書き下せる.従って,

$$\widetilde{X}(z) \ \widetilde{X}(z^{-1}) = p \cdot \left( R_{\kappa}(0) + 2 \sum_{k=1}^{p-1} R_{\kappa}(k) \cdot \cos k \lambda \right) , \qquad (6.84)$$

となる、ここに、

$$R_{\kappa}(k) = \frac{1}{p} \sum_{n=1}^{p-k} \kappa_{n+k} \kappa_n \quad ; \quad 0 \le k \le p-1$$
 (6.85)

である.式(6.85)は反射係数の2次の統計量である.この様な形式が意味を持つのは、概 ね、反射係数の統計的平均が零の場合である.例えば、第2章で扱ったように、先第三紀基 盤を1つの地盤とみなした場合等がこれに相当する.この様な場合、式(6.85)は反射係数 の自己相関々数の推定式とみなされるから、式(6.84)は、反射係数のパワー・スペクトル  $S_{\kappa}(\lambda)$ を用いて、次式の様に書ける.

$$X(z) \cdot X(z^{-1}) = p \cdot S_{\kappa}(\lambda) . \qquad (6.86)$$

インパルス入力では、 $X(z) X(z^{-1}) = 1$  であるから、式 (6.80)、(6.82) 及び (6.86)

-129 -

より,

$$1/2Q_d = S_r(\lambda)/\lambda, \qquad (6.87)$$

となる.

多重反射した場合の  $\widetilde{X}(z)$  による  $Q_d$  は,式 (6.87) の様に書き下すことが困難であり, 数値計算に頼らざるを得ない. この場合においても、インパルス入力  $X(z) X(z^{-1}) = 1$ を仮定し、式 (6.80) と (6.81) から、

$$1/2Q_d = -\ln\left[1 - \widetilde{X}(z) \,\widetilde{X}(z^{-1})\right] / p \,\lambda, \qquad (6.88)$$

を $\widetilde{X}(z)$ から求めることになる. 但し,式(6.77)を用いて $\widetilde{X}(z)$ のインパルス応答を 求める際には,地表上に第1層と整合する有限層を仮定して行う. 有限層の厚さは, $\widetilde{X}(z)$ のインパルス応答で,有限層上端を地表とみたときの two-way time 迄を用い,式(6.88) に代入して,1/2 $Q_d$ が収束する迄厚くするものとする.実際の計算では,原地盤の two -way time の2倍程度の伝播時間を持つ有限層で1/2 $Q_d$ は充分収束する.図6.13に, 表 2.1~2.3に基づいて作成された表 6.1の Equal time layered model (4T/2 =0.04 s)を用いて求めた SHM とFCH での1/2 $Q_d$ を示す.1/2 $Q_d$ の上限は,概ね,

 $1/2 Q_d(f) = 0.03 f^{-1}$ ; 0.1 < f < 2 Hz, (6.89)

程度である〔木下(1983 a)〕,



図 6.13 下総と府中の堆積層におけるS波の多重散乱 減衰1/2 Qa 特性.

Fig. 6.13 Comparison between damping factors of Swaves due to the intrabed multiple reflections in sedimentary layer-bedrock system at SHM and FCH.

### 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性 --- 木下

# 表 6.1 3 深層井観測施設における Equal time layered model.

# Table 6.1 Equal time layered models at three deep borehole sites, IWT, SHM, and FCH.

IWT			SHM			FCH		
Layer No.	Impedance (km/s•g/cm <sup>3</sup> )	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s•g/cm <sup>3</sup> )	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s•g/cm <sup>3</sup> )	Thickness (m)
$\begin{array}{rrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrr$	$\begin{array}{c} 0.2 \ 9 \\ 0.2 \ 1 \\ 0.5 \ 9 \\ 0.7 \ 0 \\ 0.8 \ 2 \\ 0.6 \ 8 \\ 0.9 \ 2 \\ 1.6 \ 0 \\ 2.8 \ 6 \\ 3.5 \ 2 \end{array}$	1 2.8 2.5 26.4 .7.4 13.0 16.4 21.6 198.0 699.2 1001.0 800.0 01.0 800.0 01.0 1000 1000	$\begin{array}{c} 001 - 002\\ 003 - 006\\ 007 - 008\\ 009 - 011\\ 012 - 016\\ 017\\ 018 - 025\\ 026 - 054\\ 055 - 092\\ 093 - 153\\ 154 - 205\\ 206 - 226\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \ 9 \\ 0.4 \ 3 \\ 0.6 \ 3 \\ 0.7 \ 4 \\ 0.5 \ 9 \\ 0.4 \ 6 \\ 0.6 \ 3 \\ 0.7 \ 4 \\ 0.9 \ 5 \\ 1.1 \ 7 \\ 1.9 \ 4 \\ 2 \ 8 \ 6 \end{array}$	3.4 9.6 7.0 1 2.3 1 6.5 2.7 2 8.0 1 1 8.9 2 0 1.4 3 9 6.5 5 0 4.4 2 7 3 0	$\begin{array}{c} 001 - 003\\ 004 - 007\\ 008\\ 009 - 014\\ 015\\ 016\\ 017 - 020\\ 021 - 023\\ 024 - 047\\ 048 - 160\\ 161 - 238\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \ 4 \\ 0.6 \ 3 \\ 0.7 \ 5 \\ 0.9 \ 6 \\ 1.1 \ 4 \\ 0.8 \ 0 \\ 0.8 \ 7 \\ 1.0 \ 6 \\ 1.5 \ 6 \\ 2.6 \ 2 \end{array}$	$\begin{array}{r} 4.2\\ 1\ 4.0\\ 4.2\\ 2\ 1.6\\ 5.3\\ 6.0\\ 1\ 7.6\\ 1\ 3.8\\ 1\ 2\ 9.6\\ 8\ 8\ 1.4\\ 9\ 2\ 8.2\end{array}$
299 -	6.50		227 -	6.7.5	<u>u</u> / 0.0	239 -	6.3 3	

Equal Time Layered Model: 4T= 0.01s

Equal Time Layered Model : dT = 0.04 s

IWT			SHM			FCH		
Laver No.	Impedance (km/s•g/cm <sup>3</sup> )	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s•g/cm <sup>3</sup> )	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s•g/cm <sup>3</sup> )	Thickness (m)
$\begin{array}{ccccccc} 01 & - & 02 \\ & 03 \\ 04 & - & 05 \\ & 06 \\ & 07 \\ & 08 \\ 09 \\ 10 & - & 20 \\ 21 & - & 43 \\ 44 & - & 62 \\ 63 & - & 75 \end{array}$	0.29 0.21 0.59 0.70 0.59 0.82 0.68 0.92 1.60 2.89 3.52	$12.8 \\ 5.0 \\ 26.4 \\ 14.8 \\ 13.0 \\ 16.4 \\ 14.4 \\ 193.6 \\ 699.2 \\ 98.8 \\ 0 \\ 832.0 \\ $	$\begin{array}{r} 01\\ 02\\ 03\\ 04\\ 05-06\\ 07-13\\ 14-23\\ 24-38\\ 39-51\\ 52-56\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \ 9 \\ 0.4 \ 3 \\ 0.7 \ 0 \\ 0.5 \ 9 \\ 0.6 \ 3 \\ 0.7 \ 4 \\ 0.9 \ 5 \\ 1.1 \ 7 \\ 1.9 \ 5 \\ 2.8 \ 6 \end{array}$	6.8 9.6 1 6.0 1 3.2 .2 8.0 1 1 4.8 2 1 2.0 3 9 0.0 5 0 4.4 2 6 0.0	$\begin{array}{r} 01\\ 02\\ 03\\ 04\\ 05-06\\ 07-12\\ 13-40\\ 41-60\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2\ 4\\ 0.6\ 3\\ 0.6\ 5\\ 1.0\ 0\\ 0.8\ 0\\ 1.0\ 6\\ 1.5\ 6\\ 2.6\ 2\end{array}$	5.6 1 4.0 1 4.4 2 1.6 3 5.2 1 2 9.6 8 7 3.6 9 5 2.0
76 —	6.50		57 -	6.75		61 -	6.3 3	The second second

# 6.4 全反射に伴う位相歪みと遅れ時間推定法

4.1.2 で述べた様に、地表観測点におけるSHパルス波  $f_i(t)$  とその最下層上面での全反射波  $f_r(t)$  とには、

$$f_r(t) = \cos \varepsilon \cdot f_i(t-\delta) + \sin \varepsilon \cdot \hat{f}_i(t-\delta) , \qquad (6.90)$$

の関係がある.式(4.6)で示される様に、全反射伝播は、この( $\epsilon$ , $\delta$ )の組合せに支配 される.そこで、ここでは地表における観測パルス列から、( $\epsilon$ , $\delta$ )を推定する方法につい て述べる.まず、E〔•〕を〔•〕の期待値とすると、cos  $\epsilon$  及び sin  $\epsilon$  は、式(6.90) より、

$$R_{ri}(\delta) = \mathbb{E} \left[ f_r(t) f_i(t-\delta) \right],$$
  
= cos  $\varepsilon \cdot R_{ii}(0) + \sin \varepsilon \cdot R_{ii}(0),$ 

及び,

(6.91)

$$R_{r\hat{i}}(\delta) = \mathbb{E} \left[ f_r(t) \, \hat{f_i}(t-\delta) \right]$$
$$= \cos \epsilon \cdot R_{i\hat{i}}(0) + \sin \epsilon \cdot R_{i\hat{i}}(0) ,$$

となるから,

$$R_{i\hat{i}}(0) = E (f_i(t) \hat{f}_i(t))$$
  
= 0  
=  $R_{\hat{i}i}(0)$ ,  
 $R_{i\hat{i}}(0) = E (f_i^2(t))$   
=  $R_{\hat{i}\hat{i}}(0)$ ,

及び,

$$R_{rr}(0) \equiv \mathrm{E}\left[f_r^2(t)\right]$$

$$= R_{ii}(0)$$
,

なる相関関数の性質〔Saito (1974)〕を用いれば、

$$\cos \epsilon = R_{ri}(\delta) / \sqrt{R_{rr}(0) \cdot R_{ii}(0)} ; \sin \epsilon = R_{ri}(\delta) / \sqrt{R_{rr}(0) \cdot R_{ii}(0)} ,$$
(6.93)

となる.式(6.93)は、観測誤差や他種の波の混入のない理想解である.そこで、実際の観 測記録からの解をラグランジュの未定乗数法を用いて求める.すなわち、問題を

$$L(\tau) = \mathbb{E}\left[\left\{f_r(t) - \cos \varepsilon(\tau) \cdot f_i(t-\tau) - \sin \varepsilon(\tau) \cdot \hat{f_i}(t-\tau)\right\}^2\right] - \lambda \left[\sin^2 \varepsilon(\tau) + \cos^2 \varepsilon(\tau) - 1\right], \qquad (6.94)$$

~

の最小化問題として定式化する.式(6.94)の $\lambda$ は、ラグランジュの未定乗数とする.式 (6.94)は、 $\cos \epsilon(\tau)$ および  $\sin \epsilon(\tau)$ について  $L(\tau)$ を最小化することにより、

$$\cos \epsilon (\tau) = \pm R_{ri}(\tau) / \sqrt{R_{ri}^2(\tau) + R_{ri}^2(\tau)};$$
  

$$\sin \epsilon (\tau) = \pm R_{ri}(\tau) / \sqrt{R_{ri}^2(\tau) + R_{ri}^2(\tau)}, \qquad (6.95)$$

なる解を得る.式(6.93)と比較して,式(6.95)における正符号の場合を考えれば,式 (6.94)は,

(6.92)
$$L_{min}(\tau) = R_{rr}(0) + R_{ii}(0) - 2\sqrt{R_{ri}^2(\tau) + R_{ri}^2(\tau)} \ge 0, \qquad (6.96)$$

となる.式(6.96)の右辺等号が,式(6.93)の理想解の場合であることは明らかである. 結局,式(6.94)に基づく解は,(6.96)式が  $\tau = \delta$ のとき最小値をとるとすれば,式 (6.95)で  $\tau = \delta$ として与えられる.また, $R_{ri}(\tau)$ は,ヒルベルト変換の定義から $\hat{R}_{ri}(\tau)$ としても与えられる.

本節で述べてきた方法の適用例を示そう. 全反射伝播の記録例として,図 6.14(の下図) に示すものを用いる. これは府中小規模群列観測点の1つである KFC(図 2.13)において 得られたものであり,1984年2月14日の山梨県東部地震(M=5.2)における transverse 成分記録である. 直達 SHパルス波に続いて,数秒間隔で顕著なパルス列が続いているのが 判る. このパルス列は,4.1 で述べたように,直達パルスが基盤上面で連続して全反射した 結果として生じたものである.ここでは,直達 SHパルス波部分から後続パルス列を求めた 結果について示す.

まず,図 6.14の上図に示す様に,直達 SHパルス波として, $f_0$  を規定する.時間長 2.56 s である. この  $f_0$  を  $f_i$  として,原波形上で遅らせながら,式(6.96)に基づいて  $L_{min}$  ( $\tau$ )を最小とする $\tau = \delta$  と,このときの cos  $\epsilon(\delta)$  及び sin  $\epsilon(\delta)$  を式(6.95) より求める. $\delta$ 



図 6.14 北府中(KFC)における全反射伝播に伴うパルス列の観測例と対応するパルス列の推 定波形.

Fig. 6.14 Comparison between a pulse train reproduced by total reflections at the upper boundary of bedrock (*lower portion*) and the calculated pulses (*upper portion*). The pulses  $f_1 \sim f_4$  are calculated based on the direct pulse  $f_0$ .

= 3.80 s, cos  $\epsilon(\delta) = -0.894$  及び sin  $\epsilon(\delta) = 0.448$  が得られる.  $f_i$ のヒルベルト変換波 $\hat{f}_i$ と、得られたパラメータを、 $f_i (=f_0)$  とともに、式(6.90) に用いれば、図 6.14 の上図 に  $f_1$  として示した全反射波が  $f_r$  として求まる. 同様にして、後続パルス列  $f_2$ 、 $f_3$  及び  $f_4$  が全反射波として計算される. 図 6.14 でみるように、原波形を良く説明出来るパルス列 が得られる. なお、連続するパルス間隔は、3.80 s、3.04 s、2.60 s 及び 2.12 s となり、 基盤がパルス波の伝播方向に向って深くなっていることを示している.

# 6.5 見掛け速度推定法

本節では、地表面の多点観測記録に基づいて、構成波群の到来方向と見掛け速度を推定す る方法について述べる。単一波群を対象とする場合には、三点観測を拡張して各点間での相 互相関々数がピークとなる時間と点間距離を用いた各点間の見掛け速度から進行波面を求め ることによって、到来方向と見掛け速度が決定される.この相関法は、単一波群に限定され るが、簡便で扱い易い方法である。これに対して、いくつかの波群で構成された地震波の各 波群毎の到来方向と見掛け速度の推定には、周波数 一波数スペクトルによる方法が最も一般 的である.

ここでは、周波数 一波数スペクトルの計算法を 6.5.1 で述べ、このスペクトル計算や相関 法でも使用される帯域通過フィルタについて 6.5.2 で述べる. 6.5.2 のフィルタは、そのパ ラメータを調整することにより、本報告の多くの部分で用いられているものである.

6.5.1 周波数 一 波数スペクトル推定法

地表層によるSH系の卓越周期成分を含む直達SHパルス波は,最下層上面での全反射伝 播により Love 波的な卓越波に成長する. この卓越波の特性を地表面の多点記録に基づいて 推定する基本的な方法は,周波数一波数スペクトルを用いるものである. ここでは,複素領 域での全極型予測誤差フィルタを用いて,周波数一波数スペクトルを推定する方法を述べる.

初めに, 推定方法を定式化し, 次に推定過程について述べる. まず, 平面上の第 I 観測点 (位置ベクトル $r_I$ )における標本化列を $x_I(n)$ , n = 1, 2, ..., N とする. 但し,  $n \leq 0$ およびn > N で $x_I(n) = 0$  とし, 標本化時間をAT とする. 位置ベクトルの原点を規準 観測点とし,  $r_1$  とする. このとき, 波数ベクトル  $k_0$  をパラメータとする複素時系列

$$c(n) = \frac{1}{L} \sum_{l=1}^{L} x_{l}(n) \cdot e^{-i k_{0} \cdot r_{l}}, \qquad (6.97)$$

のスペクトル密度関数は次式となる.

$$P_{c}(\lambda ; \boldsymbol{k}_{0}) = \frac{1}{L^{2}} \sum_{j,k=1}^{L} P_{jk}(\lambda) \cdot e^{i \boldsymbol{k}_{0} \cdot (\boldsymbol{r}_{k} - \boldsymbol{r}_{l})} .$$

$$(6.98)$$

但し、 $\lambda$ は正規化円振動数であり、 $P_{jk}(\lambda)$ は $x_j(n)$ と $x_k(n)$ の相互スペクトル密度関

数である. 有限観測点での記録に基づく場合,式(6.98)の右辺は周波数一波数スペクトルの推定式である. したがって,式(6.97)で定義される複素時系列c(n)のスペクトル密度関数 $P_c(\lambda; k_0)$ は,波数ベクトル $k_0$ における周波数一波数スペクトルの推定値となる.

次に, 複素時系列 c(n) が複素自己回帰モデル

$$c(n) + \sum_{j=1}^{p} \alpha_{j}^{(p)} c(n-j) = e(n) , \qquad (6.99)$$

に従うものとして、そのスペクトル密度関数の推定過程を考える。その前に、c(n)の定義式 (6.97) をビーム・フォーミングとして意味づける。但し、周波数領域におけるビーム・フォーミングであり、標本化列は狭帯域通過波である必要がある。このため、以下では $x_1$ (n) を中心周波数  $\lambda_0$  の帯域通過フィルタの出力列として扱う。したがって、 $P_c(\lambda; k_0)$ は  $P_c(\lambda_0, k_0)$ とする。複素回帰モデルにおけるスペクトル密度関数の推定過程は、実回帰モデルの場合と同様であり、定常過程の場合は、c(n)(共役複素数を $c^*(n)$ とする)の自己相関々数

$$R_{c}(n) = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^{N-n} c (m+n) c^{*}(m)$$
  
=  $\frac{1}{L^{2}} \sum_{j,k=1}^{L} R_{jk}(n) \cdot e^{-ik_{0}(r_{k}-r_{j})}$   
=  $R_{c}^{*}(-n)$ , (6.100)

及び,

$$R_{jk}(n) = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^{N-1} x_j (m+n) x_k(m) , \qquad (6.101)$$

より、複素偏相関係数  $\{k_i\}$  と予測誤差 e(n) の分散を推定することから始める、即ち、

$$\boldsymbol{k}_{1} = -R_{c}(1)/R_{c}(0) ; \quad \sigma_{1}^{2} = R_{c}(0) \cdot (1 - \boldsymbol{k}_{1} \boldsymbol{k}_{1}^{*}) , \quad (6.102)$$

を初期条件として, 複素形式の Durbin - Levinson 法 〔Claerbout (1976)〕:

;

$$\alpha_{n}^{(n)} = k_{n} ; \quad n = 1, 2, \cdots, p,$$
  

$$\alpha_{l}^{(n)} = \alpha_{l}^{(n-1)} + \alpha_{n}^{(n)} \alpha_{n-l}^{(n-1)} ; \quad l = 1, 2, \cdots, n-1,$$
(6.103)

٤,

-135 -

$$k_{n} = -\left[R_{c}(n) + \sum_{l=1}^{n-1} \alpha_{l}^{(n-1)} \cdot R_{c}(n-l)\right] / \sigma_{n-1}^{2} , \qquad (6.104)$$

$$\sigma_n^2 = \sigma_{n-1}^2 \cdot (1 - k_n k_n^*) \quad ; \quad n = 2, 3, \dots, p,$$
(6.105)

を繰り返し用いることにより、 $\{k_j\}_{j=1}^p \geq \sigma_p^2 \geq t$ が計算される. c(n)から $\{k_j\}_{j=1}^p$ の 導出過程が、非定常の場合も含めて、図 6.15に示す複素形式の予測誤差フィルタで示される のも、実過程の場合と全く同じである. 従って、 $\{k_j\}$ と予測誤差列を $\{x_l(n)\}$ から求め るブロック図は図 6.16の様になる.  $\{k_j\}$ から複素回帰係数 $\{\widehat{\alpha_j}^{(p)}\}$ への変換は、Akaike (1979)の方法に従って、 $\{k_j\}$ に Bayesian weight をかけ、再び Durbin-Levinson 法を用いることによってなされる. 同様に、 $\{k_j\}$ に Bayesian weight をかけてから式 (6.103)を用いて再計算された  $\sigma_p^2 \in \widehat{\sigma_p^2}$ とする. このとき、周波数一波数スペクトルの 推定値は、

$$\widehat{P}_{\mathcal{C}}(\lambda_{0},\boldsymbol{k}_{0}) = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{\widehat{\sigma_{p}}^{2}}{|1 + \sum_{j=1}^{p} \widehat{\alpha_{j}}^{(p)} \cdot e^{-ij\lambda_{0}}|^{2}}, \qquad (6.106)$$

となる.  $\{k_j\}$ に Bayesian weight をかけることの利点は、次数 pを一定に保つことが 出来ることである.

ここで扱った予測誤差フィルタは、6.1.2で扱った逆フィルタと対をなすものであり、入 力信号のもつスペクトル特性を時間領域でのパラメータである偏自己相関係数列と予測誤差 列とに分離して抽出するものである。ここで扱った方法では、式(6.97)の様に、群列観測



図 6.15 複素形式の全零型予測誤差フィルタ.

Fig. 6.15 All-zero complex lattice representation of linear filtering (prediction error filter).



図 6.16 複素形式の予測誤差フィルタを利用した波数スペクトル推定のためのパラメータ抽出図.

Fig. 6.16 Block-diagram representation for estimating complex partial auto-correlation coefficients and prediction error. Frequency-wavenumber spectrum is obtained by using the estimated coefficients and the variance of prediction error. B.P.F. represents a bandpass filter with narrow passband.

記録を周波数領域でビーム・フォーミングして1次元の複素信号に置換し、これを複素形式 の予測誤差フィルタに入力して、群列観測記録のもつスペクトル特性を抽出している.この ため、周波数-波数スペクトルの推定過程では、相互スペクトル密度行列の推定結果を用い る〔Capon(1969)〕必要はない.

6.5.2 帯域通過フィルタ

本報告では,種々の形で帯域通過フィルタを用いている。観測が速度計と加速度計で併行 している府中小規模群列観測では,必要に応じて帯域フィルタを用いた物理量の変換が行わ れている。第3章で述べた減衰定数の推定においても,また,周波数一波数スペクトルの推 定においても,帯域通過フィルタで前処理がなされる。ここでは,これらに用いられる帯域 通過フィルタの構成法とその特性について述べる。

本報告で用いる帯域通過フィルタは、Laplace 変数 S を用いて、

$$T_1(s) = A s / (s^2 + 2 h_o \omega_o s + \omega_o^2) , \qquad (6.107)$$

で記述される 2 次系を基本としている. ここで A は定数とする. 式 (6.107) に基づくフィ ルタを時間領域で構成するために、 $s^{-1}$  及び  $s^{-2}$  の z — form [Jury (1964)]を利用す る. 即ち、 $s = \ln z / \Delta T$  に基づいて、

$$s^{-1} = \frac{\Delta T}{2} \cdot \frac{1+z^{-1}}{1-z^{-1}}$$
;  $s^{-2} = \frac{\Delta T^2}{12} \cdot \frac{1+10z^{-1}+z^{-2}}{(1-z^{-1})^2}$ , (6.108)

なる近似を行う.ここで、*4T*は標本化時間である.式(6.108)を式(6.107)へ代入すれば、

$$\mathbf{T}_{1}(z) = \frac{A k_{0} (1 - z^{-2})}{1 + k_{1} (1 + k_{2}) z^{-1} + k_{2} z^{-2}} , \qquad (6.109)$$

なるディジタル・フィルタが得られる. ここで,

$$k_{0} = 6 \Delta T / (12 + 12 h_{o} \omega_{o} \Delta T + \omega_{o}^{2} \Delta T^{2}) ,$$

$$k_{1} = -(12 - 5 \omega_{o}^{2} \Delta T^{2}) / (12 + \omega_{o}^{2} \Delta T^{2}) ,$$

$$k_{2} = (12 - 12 h_{o} \omega_{o} \Delta T + \omega_{o}^{2} \Delta T^{2}) / (12 + 12 h_{o} \omega_{o} \Delta T + \omega_{o}^{2} \Delta T^{2}) ,$$
(6.110)

である.式(6.109)は、 $h_o = 0.6 \sim 0.7$ としたとき、 $A \ge \omega_o$ の選択により、微分及び 積分動作をする領域が得られる.即ち、 $A = \omega_o^2$ としたとき、 $\omega \ll \omega_o$  で微分特性を持ち、 A = 1としたとき、 $\omega \gg \omega_o$  で積分特性を持つ.本報告での加速度波と速度波の相互変換 は、上記方法で行われている.1例として、式(6.109)に基づいて構成された積分器の実 機について述べる.式(6.109)が図6.17のフィルタで実現されることは、図中の入出力関 係が、

$$v(n) + k_1(1+k_2) \cdot v(n-1) + k_2 \cdot v(n-2) = k_0 \cdot (a(n) - a(n-2))$$
(6.111)



図 6.17 格子構造を持つ2次系積分器.

Fig. 6.17 Representation of digital integrator with lattice structure.

となることから理解される.図 6.17における点線右側の格子構造(逆フィルタ)が式(6.109) 分母の積分特性を持ち,点線左側が分子のドリフト除去用の微分特性を持っている.格子構 造は安定条件が容易なこと( $|k_1| < 1$  及び $|k_2| < 1$ )と演算誤差が他の構成より優れ ている利点を持っている〔Markel and Gray (1975)〕.  $\Delta T = 0.02$  s,  $h_o = 0.6321$ 及び $\omega_o = 2\pi/80$ として,16ビット型のマイクロ・プロセッサー(32ビット演算)で格子 構造を構成した積分器利得の実測特性は図 6.18のようになる.図 6.19は、この実機を用いた 観測例である.この例は、長野県西部地震(1984年9月14日)の本震において、FCHの 500 m井に設置された加速度計に接続された積分器のディジタル出力をそのまま収録したも のである.

(6.112)

次に,式(6.107)を組み合わせて,

 $T_2(s) = T_1(s) + T_1(-s)$ ,



- 図 6.19 積分器を利用した速度波の観測例. 1984 年長野県西部地震における府中地殻活動観測 施設内 500 m 井での 3 成分記録.
- Fig. 6.19 Velocity seismograms obtained at the Fuchu borehole of 500 m depth during the Western Nagano Pref. Earthquake of Sep. 14, 1984 (M = 6.8).

なる帯域通過関数を考える. s = i ω とすれば、

$$T_{2}(\omega) = \frac{4 h_{o} \omega_{o} A \cdot \omega^{2}}{\omega^{4} + 2 (2 h_{o}^{2} - 1) \omega_{o}^{2} \cdot \omega^{2} + \omega_{o}^{4}}, \qquad (6.113)$$

となり、平坦な位相特性が得られる. これは、 $h_o = 0.6 \sim 0.7$ とし、 $A = -1/4h_o \omega_e$ と すれば、 $\omega \gg \omega_o$ において、位相差  $\pi$  の2回積分特性となる. この式(6.112)に基づく フィルタは、入力  $w_i(t)$ を  $0 \le t \le t_o$ において加えたとすると、その出力  $w_o(t)$ が、

$$w_{o}(t) = \int_{0}^{t} w_{i}(\tau) f_{1}(t-\tau) d\tau + \int_{t}^{t_{o}} w_{i}(\tau) f_{1}(\tau-t) d\tau ,$$
  
$$f_{1}(t) = \frac{-A}{\sqrt{1-h_{o}^{2}}} e^{-h_{o}\omega_{o}t} \cdot \sin\left[\omega_{o}\sqrt{1-h_{o}^{2}}t - \tan^{-1}\frac{\sqrt{1-h_{o}^{2}}}{h_{o}}\right] ,$$
  
(6.114)

となるものである.従って、ディジタル・フィルタの領域では、入力時系列を式(6.111) の様に前向きに作用させた出力と、後向きに作用させた出力とを加える演算となる〔Nikolic(1975)〕.適用例を図 6.20 に示す.この図は、1980年伊豆半島東方沖地震において、 震源から20kmの位置にある中伊豆地殻活動観測施設での計算されたNS成分である.図中 の上図は、村松式速度計の記録を式(6.109)に基づいて変位変換したものであり、下図は、 固有振動数 450 Hz,減衰定数 0.6 の力平衡型加速度計の記録を上述の方法で変位に変換し たものである.



- 図 6.20 速度及び加速度記録から変換された変位波形の比較例.上図は村松 式速度計の記録を、中間図は変位帰還型サーボ加速度計の記録を、 各々、変位変換した結果.伊豆半島東方沖地震(1980年6月29日、 M = 6.7)における中伊豆地殻活動観測施設でのNS成分記録.
- Fig. 6.20 (Upper portion) displacement waveform converted from velocity seismogram. (*Middle portion*) Displacement waveform converted from acceleration seismogram.

最後に、式(6.112)に基づく、本来の意味での帯域通過フィルタについて述べる.計算 手順は上述の通りであるので再論しない.まず、 $A = h_o \cdot \omega_o$ とする.このとき、フィルタ は中心周波数  $f_o = \omega_o / 2\pi$  で1となり、バンド幅は、

$$B = 2 h_{e} f_{o} = f_{+} - f_{-} ,$$

$$f_{\pm} = \left( 1 - 2 \left( 1 - \sqrt{2} \right) h_{o}^{2} \pm 2 h_{o} \left\{ \left( 1 - \sqrt{2} \right)^{2} h_{o}^{2} - \left( 1 - \sqrt{2} \right) \right\}^{\frac{1}{2}} f_{o} ,$$

$$(3.115)$$

となる.  $h_o = 0.32$  では,  $h_e = 0.2$  となり, 強震記録の処理で通常用いられる程度の特性〔亀田(1975)〕となる. 図 6.21 に振幅特性を例示する. また,  $f_o \cdot h_o = 0.01 \sim 0.05$ 程度の狭帯域にすれば、これはフーリエ並の分解能となり、振幅比特性を問題とする場合や 6.5.1 の前処理用に使用される.



- 図 6.21 帯域通過フィルタの正規化利得 特性. 一般的な目的では  $h_o =$ 0.32, 加速度 – 変位変換では  $h_o = 0.64$ , スペクトル比や波 数スペクトル推定の前処理では  $h_o = 0.01 f_o^{-1}$ 程度のフィルタ を用いる.
- Fig. 6.21 Amplitude characteristics of a bandpass filter with the central frequency of 1 Hz for  $h_{\Omega} = 0.16 40$ .

-141 -

#### 謝 辞

本研究をとりまとめるに当たり、東北大学高木章雄教授及び国立防災科学技術センター高 橋博所長に格別の御指導を賜わった。国立防災科学技術センター地震活動研究室大竹政和室 長は、いくつかの参考論文作成時に有益な御助言を下さった。地震防災研究室高橋末雄室長 は、各深層観測施設における強震観測に多くの御援助を下さった。強震観測及び記録処理に 当っては、計測研究室御子柴正研究員の助力を得ることが出来た。佐藤春夫主任研究官には、 本研究の遂行に当り、過去10年間多くの有益な助言をいただいた。また、本論文の作成に当 っても、原稿を読んでいただき、有益なコメントをいただいた。記して、これらの方々に心 からの感謝をささげる次第である。

また,強震観測の実施に当り,東京都総務局災害対策部企画課,稲城市消防本部,多摩市 水道事務所,東芝府中工場,都立府中工業高校,航空宇宙技術研究所・調布分室,浦安市役 所及び厚生年金・つくばね荘の関係各位には大変お世話になった.厚く御礼申し上げる.多 摩ニュータウンの地震記録は,東京都南多摩新都市開発本部より,一倍強震計等の変位記録 は,気象庁地震火山部地震津波監視課より,各々,借用させていただいた,御好意に対し厚 く御礼申し上げる.

本研究は,科学技術庁・国立防災科学技術センター特別研究「首都圏南部における地震活動に関する研究」,「軟弱地盤の振動挙動に関する研究」及び「地盤震害の予測手法に関する 研究」によるものである.

参考文献

- 1) Akaike, H. (1966): Some problems in the application of the cross-spectral methods, In Advanced Seminar on Spectral Analysis of Time Series, John Wiley & Sons, New York, pp.81-107.
- 2) 赤池弘次・中川東一郎(1972): ダイナミックシステムの統計的解析と制御, サイエンス社, pp. 61-72.
- Akaike, H. (1973): Information theory and an extension of the maximum likelihood principle, In 2nd International Symposium on Information Theory, Akademiai Kiado, Budapest, pp.267-281.
- Akaike, H. (1976): Canonical correlation analysis of time series and use of an information criterion, In System Identification, Academic Press, New York, pp.27-96.
- 5) Akaike, H. (1979): A bayesian extension of the minimum AIC procedure of autoregressive model fitting, *Biometrika*, **66**, 237-242.
- Arons, A. B. and D. R. Vennie (1950): Phase distortion of acoustic pulses reflected from a higher sound velocity, J. Acoust. Soc. Amer., 22, 231-237.
- 7) Båth, M. (1974): Spectral Analysis in Geophysics, Elsevier, pp.316-319.
- 8) Ben-Menahem, A. and S. J. Singh (1980): Seismic Waves and Sources, Springer-Verlag, pp.97-99.
- 9) Capon, J. (1969): High-resolution frequency-wavenumber spectral analysis, *Proceedings of the IEEE*, 57, 1408-1418.
- 10) Cizek, V. (1970): Discrete Hilbert transform, IEEE, Trans. on Audio and Electroacoustics, 18, 340-343.
- 11) Claerbout, J. F. (1976): Fundamentals of Geophysical Data Processing, McGraw-Hill, pp.55-57.

- 12) 福田理(1973):関東地方の層序試錐,日本の石油工業と技術,石油技術協会, pp.104-113.
- 13) Haskell, N. A. (1960): Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophs. Res., 65, 4147-4150.
- 14) 石井基裕(1962): 関東平野の基盤,石油技術協会誌, 27, 615-640.
- 15) Ishii, H. and R. M. Ellis (1970): Multiple reflection of plane SH waves by a dipping layer, Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 15-28.
- 16)池田隆司(1984):防災センター構内深井戸の地下水位連続観測,地震予知連絡会会報,32,157 -162.
- 17) 板倉文忠・斉藤収三(1969): 偏自己相関係数による音声分析合成系,日本音響学会音声研究会資料.
- Izumi, M., T. Watanabe and H. Katsukura (1980): Phase inclinations and nonstationarities of seismic waves. Proc. 7th WCEE, 1, 89-96.
- 19) Jury, E. I. (1964): Theory and Applications of the z-Transform Method, John-Wily & Sons, pp.231-235.
- 20) 亀田弘行(1975): 強震地震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察,土木学会論文報告集,235,52-62.
- 21) Kanai, K. (1965): Semi-empirical formula for the seismic characteristics of the ground, Bull. Earthquake Inst., Univ, Tokyo, 35, 309-325.
- 22) 建設省筑波研究学園都市営繕建設本部(1974): 国土地理院地殻活動観測井.
- 23) 木下繁夫(1981):統計的手法による波動伝達関数の推定,土木学会論文報告集,313,1-11.
- 24) 木下繁夫・御子柴正・横井勇(1982):速度型強震観測システム,第7回電子計算機利用に関する シンポジウム,土木学会.
- 25) 木下繁夫(1983a): 表層地盤の減衰特性に関する考察, 土木学会論文報告集, 330, 15-25.
- 26) 木下繁夫(1983b):東京低地における平均的応答スペクトルの推定,土木学会論文報告, 340, 205-207.
- 27) Kinoshita, S. (1984): Spectral characteristics of bedrock motions in the Tokyo metropolitan area, Proc. of JSCE, 344, 89-94.
- 28) Kinoshita, S. and T. Mikoshiba (1984): Observation of earthquake response of thick sedimentary layers, Proc. 8th WCEE.
- 29) 木下繁夫(1985):傾斜層内におけるSH波の全反射伝播, 地震, 38, 596-608.
- 30) 木下繁夫(1986): 格子型フィルタの地震観測への応用, 地震, 39, 1-14.
- 31)木下繁夫・御子柴正・星野務(1986):堆積層における短周期S波の平均的増幅特性の推定,地震, 39,67-80.
- 32) 小林啓美・長橋純男(1976): 地表で観測された地震動の周期特性から求めた地盤の増幅特性と地 震基盤における地震動の性質,日本建築学会論文報告集,240,79-92.
- 33) Kobori, T. and R. Minai (1969): One-dimensional wave-transfer functions of linear visco-elastic multilayered half-space, Bull. of the Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 18, 27-64.
- 34) Koehler, F. and M. T. Taner (1977): Direct and inverse problems relating reflection coefficients and reflection response for horizontally layered media, *Geophysics*, 42, 1199-1206.
- 35) Kohketsu, K. and E. Shima (1985): Q<sub>p</sub> structure of sediment in the Kanto plane, Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 60, 495-505.
- 36) Kudo, K. (1978): The contribution of Love waves to strong ground motions, Proc. 2nd Int. Conf. on Microzonation, 765-776.
- Kudo, K. (1980): The study on the contribution of surface waves to strong ground motions, Proc. 7th WCEE, 499-506.
- 38) 工藤一嘉(1982):やや長周期の波形予測と周辺問題,第10回地盤震動シンポジウム,日本建築学 会,57-64.
- 39) 工藤一嘉・嶋悦三・沢田義博(1982):中規模地震の観測から理解される震源及び地盤の要因,第 6回日本地震工学シンポジウム,41-47.
- 40) 倉田栄一・井合進・土田肇(1979): 1978 年 伊豆大島近海地震の 港湾地域における強震記録,港 湾技研資料, 317.
- 41) 倉田栄一・井合進・横山淑子・土田肇(1979): 1978 年宮城県沖地震の港湾地域における強震記録,港湾技研資料,319.
- 42) 倉田栄一・井合進・横山淑子・野田節男(1981):港湾地域強震観測年報(1980),港湾技研資料,

374.

- 43) 倉田栄一・福原哲夫・野田節男(1983):港湾地域強震観測年報(1982),港湾技研資料, 446.
- 44) 倉田栄一・福原哲夫・野田節男(1984):港湾地域強震観測年報(1983),港湾技研資料, 487.
- 45) 倉田栄一・福原哲夫・野田節男(1985):港湾地域強震観測年報(1984),港湾技研資料,519.
- 46) 倉田栄一・福原哲夫・野田節男(1986):港湾地域強震観測年報(1985),港湾技研資料, 547.
- 47) Markel, J. D. and A. H. Gray (1975): Roundoff noise characteristics of a class of orthogonal polynominal structure, *IEEE*, *Trans. on Acoustics, Speech and Signal Proc.*, 23, 473-486.
- 48) McGuire, R. K. (1978): A simple model for estimating Fourier amplitude spectra of horizontal ground acceleration, Bull. Seismol. Soc. Am., 68, 803-822.
- 49) 翠川三郎・小林啓美(1978):地震動の地震基盤からの入射波スペクトルの性質,日本建築学会論 文報告集, 273, 43-54.
- 50) 村松郁栄(1977): 速度型強震計の製作, 地震, 30, 317-338.
- 51) Nikolic, Z. I. (1975): A recursive time varying band-pass filter, Geophysics, 40, 520-526.
- 52) 太田外気晴・武村雅之(1985):地震動の平均応答スペクトル評価式の断層モデルに基づく理論的 考察, 鹿島建設技術研究所年報, 33, 157-162.
- 53) 大崎順彦(1976): 地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, pp.170-219.
- 54) Ohsaki, Y., Y. Sawada, K. Hayashi, B. Ohmura and C. Kumagai (1980): Spectral characteristics of hard rock motion, *Proc. 7th WCEE*, 2, 231-238.
- 55) 太田裕・後藤典俊・塩野計司・高橋博・山水史生・栗原重利(1977):やや深い構造のS波速度-岩槻3,500m地震観測井での測定とその意義-,地震,30,415-433.
- 56) 太田裕・後藤典俊・塩野計司・高橋博・山水史生・栗原重利(1978):やや深い構造のS波速度-下総 2,300 m 地震観測井における測定-,地震,31,299-308.
- 57) Ohta, Y., N. Goto, F. Yamamizu and H. Takahashi (1980): S-wave velocity measurement in deep soil deposit and bedrock by means of an elaborated down-hole method, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 363-377.
- 58) 応用地質調查事務所(1974):地中埋設管振動実験管路埋設工事報告書.
- Oppenheim, A. V. (1969): Generalized linear filtering, In *Digital Processing of Signals*, McGraw-Hill, pp.233-264.
- 60) Papageorgiou, A. S. and K. Aki (1985): Scaling law of far-field spectra based on observed parameters on the specific barrier model, *Pure and Applied Geophysics*, **123**, 353-374.
- 61) Riley, D. C. and J. P. Burg (1972): Time and space adaptive deconvolution filters, *Paper presented at the* 42nd annual Int. SEG meeting.
- Robinson, J. C. (1983): Lattice Filtering applications to deconvolution of seismic data, *Geophysics*, 48, 295-310.
- 63) Saito, M. (1974): Hilbert transforms for sampled data, J. Phys. Earth., 22, 313-324.
- 64) Samano, T., H. Yamanaka and K. Seo (1984): Ground motions excited by deep Tertiary deposit, *Proc.* 8th WCEE.
- 65) 佐藤春夫・村松正三(1980): 関東地方のS波(2-32 Hz)のQ値, 地震, 33, 541-543.
- 66) 瀬尾和大(1977): 1976 年山梨県 東部地震の 観測記象にみられる東京の基盤構造の影響, 地震学 会講演予稿集, 2, 148.
- 67) Seo. K. (1978): Earthquake motions modulated by deep soil structure of Tokyo, *Proc. 5th JEES*, 281-288.
- 68) 瀬尾和大・小林啓美(1980 a):人工地震による首都圏南西部の地下構造探査一夢の島一江ノ島測線の地下構造一,地震,33,23-36.
- 69) Seo, K. and H. Kobayashi (1980b): On the rather long-period earthquake ground motions due to deep ground structures of Tokyo area, *Proc. 7th WCEE*, 1, 9-16.
- 70) 瀬尾和大(1985):深い地盤の震動特性を探る,第13回地盤震動シンポジウム,日本建築学会,27 -34.
- 71)嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本喜俊 ・小口雄康・長能正武(1976a):東京の基盤構造,第1回,第2回夢の島爆破実験による地下深 部探査,地震研究所彙報,51,1-11.
- 72) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介(1976b):東京の基盤構造その2.第3回夢

の島,吉川町爆破実験による地下深部探査,地震研究所彙報,51,45-61.

- 73)嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明(1978a):東京の基盤構造その3. 第4回,第5回夢の島爆破実験による地下深部探査,地震研究所彙報,53,305-318.
- 74) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・大保直人・星野務・長能正武(1978b): 東京の基盤構造その4. 第6回, 第7回夢の島爆破実験による地下深部探査, 地震研究所彙報, 53, 1245-1255.
- 75) Shima, E. (1980): On the deep underground structure of Tokyo metropolitan area, Proc. 7th WCEE.
- 76) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大(1981):東京の基盤構造その5.第7回,第8回,第9 回夢の島爆破実験による地下深部探査,地震研究所彙報,56,265-276.
- 77)嶋悦三・柳沢馬住・総結一起・座間信作・星野務(1985):造成地盤における地震波の挙動,地震研究所彙報,60,179-197.
- 78)島田誠一・野口伸一・坂田正治(1985):防災センター構内3成分ひずみ計の設置姿勢について、 国立防災科学技術センター研究報告,35,17-32.
- 79)鈴木宏芳・池田隆司・御子柴正・木下繁夫・佐藤春夫・高橋博(1981):関東・東海地域における 孔井検層資料集,防災科学技術研究資料,65.
- 80) 鈴木宏芳・高橋博・福田理(1983):下総深層地殻活動観測井の作井と坑井地質,国立防災科学技術センター研究速報,48.
- 81) 鈴木宏芳・高橋博(1985):府中地殻活動観測井の作井と坑井地質,国立防災科学技術センター研 究速報,64.
- 82) 高橋博(1982):深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について,国立 防災科学技術センター研究報告,28.
- 83) 高橋博・福田理・鈴木宏芳・田中耕平(1983):岩槻深層地殻動観測井の作井と坑井地質,国立防 災科学技術センター研究速報,47.
- 84) 田中貞二・吉沢静代(1975): 強震地動に含まれる地盤特性,第4回日本地震工学シンポジウム, 161-168.
- 85) Tanaka, T., S. Yoshizawa, T. Morishita, K. Osada and Y. Osawa (1974): Observation and analysis of underground earthquake motions. *Proc. 5th WCEE*.
- Toriumi, T., S. Ohba and N. Murai (1984): Earthquake motion characteristics of Osaka plane, Proc. 8th WCEE.
- 87) 鳥海勲(1986): 堆積層表面波の構造について, 第14回地盤振動シンポジウム, 日本建築学会, 69 -74.
- 88) Trifunac, M. D. (1976): Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in term of earthquake magnitude, source to station distance, and recording site conditions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1343-1373.
- Willis, M. E. and M. N. Toksoż (1983): Automatic P and S velocity determination from full waveform digital acoustic logs, *Geophysics*, 48, 1631-1644.
- 90) 山水史生・高橋博・後藤典俊・太田裕(1981):やや深い構造のS波速度(Ⅲ) 府中 2,750 m観 測井における測定とまとめー,地震,34,465-479.
- 91) 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 2,300 meter-borehole of the Shimohsa observatory, Japan, J. Phys. Earth, 31, 139-157.
- 92) 矢崎忍(1985): 強震記録数値集(第3集), 防災科学技術研究資料, 89.
- 93) 横山晶好・野路利幸・立見英司・松原澄行・田中律子(1975):軟弱地盤における地震観測,第5 回日本地震工学シンポジウム,113-120.
- 94) 座間信作(1981): 不規則構造に対する地震波の挙動その3. 水平方向に不均質な媒質を伝播する Love 波, 地震研究所彙報, 56, 761-776.

(1986年8月26日 原稿受理)