

## 鉛直アレー地震観測記録から推定された奈良盆地北部・ 平城宮跡地の地盤のS波の速度とQ値

赤松純平・盛川 仁\*

\*鳥取大学工学部

### 要 旨

奈良盆地北部の平城宮跡地で実施されている鉛直アレー地震観測では、基盤境界生成SP変換波と地表面からの反射S波が明瞭に記録される。地表/地中スペクトル比は、概ね奇数倍の周波数列にシャープなピークを有する。また、水平動/上下動スペクトル比には盆地の基盤構造に由来する山谷が顕著に現れる。これらのデータを基に、深さ約600mの基盤岩までの地盤のS波速度とQ値のモデル化を行った。S波のQ値は、周波数の1乗に、またS波速度の2~3乗に依存していた。構造モデルから推定される地盤の固有周期は基本モードで約3秒、増幅率は広い周波数範囲で約4倍であった。

**キーワード:** 基盤生成SP変換波、地表反射S波、地表/地中スペクトル比、水平動/上下動スペクトル比、Q値の周波数・S波速度依存性、地盤震動特性

### 1. はじめに

奈良国立文化財研究所は平城宮第一次大極殿を奈良盆地最北部の平城宮跡地に復原する計画を進めており、その耐震設計資料を得るために鉛直アレーによる地震観測が行われている。計画されている大極殿は大規模な木造建築であり、その固有周期は1秒以上の長周期が予想される。従って耐震設計資料としては特に、長周期の地盤震動特性を規定する構造の同定とその物理定数の正確な把握が重要である。

鉛直アレー地震観測記録を用いた工学目的のための地盤定数の評価は、これまで主に地中の最深の観測点より浅い構造を議論の対象としている。これは、耐震工学的にはS波速度が500-600m/sのいわゆる工学的地震基盤より浅い構造、特に沖積層による地盤震動特性が重視されたためと思われるが、長周期の地盤震動特性を議論するためには、基盤岩を地震基盤とし、基盤までの厚い堆積層の構造を調べる必要がある。

観測記録には基盤境界生成SP変換波と地表面から

の反射S波が明瞭に記録されている。本論では、これらの波群に着目し、上記の観点から、地表/地中スペクトル比(H<sub>0</sub>/H<sub>d</sub>)および水平動/上下動スペクトル比(H/V)などのモード解析により、基盤岩までのS波速度とQ構造のモデル化を行い、地震時の地盤震動特性を議論する。

### 2. 奈良盆地北部の地質概要と基盤岩深度

Fig.1に奈良盆地北部の地質図を示す。盆地の大略の地質構造は、完新世沖積層、更新世前期の大阪層群下部層、さらに新第三紀鮮新世の大阪層群最下部層などの堆積層が、新第三紀中新世の堆積岩類である二上層群や中生代白亜紀の領家複合岩類などの基盤岩の上に厚く堆積している(市原ほか, 1991)。大阪盆地では沖積層と大阪層群下部層との間に更新世中期の厚い大阪層群上部層が存在することは対照的である。大極殿建設予定地でのボーリング調査のN値からは、沖積層の厚さは40m程度と推定される。

Table 1に付近のボーリングデータによる基盤岩深

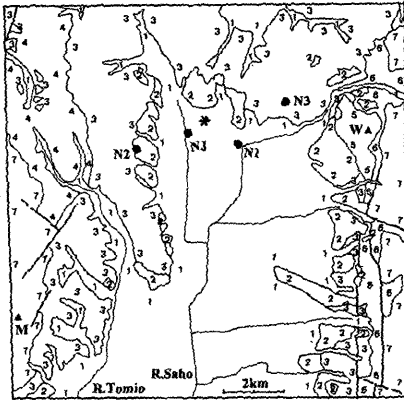


Fig.1 Geological map in the northern part of Nara basin. \* indicates the location of seismic observation site. N1, N2, N3 and NJ are borehole sites listed in Table 1. W and M denote Mt. Wakakusa (342m) and Mt. Matsu(316m), respectively. Geology is as follows; 1: Alluvial deposits, 2: Terrace deposits, 3: Lower Part of Osaka Group (Early Pleistocene), 4: Lowermost Part of Osaka Group(Pliocene), 5: Miocene Volcanic Rocks, 6: Nijo Group(Miocene Sedimentary Rocks), 7: Ryoke Complex(Early to Late Cretaceous) and thick line: fault. (after Iihara et al., 1991)

度を示す。ボーリングの位置はFig.1に示されている。法華寺(N1)、宝来(N2)および法蓮(N3)のデータは市原ほか(1991)によるものであり、それらの位置は彼らの地質図から読み取った。また二条町(NJ)は簡易保険福祉事業団(2000)による。表から、地震基盤と考えられる地層が場所により異なることが判る。すなわち、東側の宝蓮と法華寺では二上層群であるが、西側の二条町と宝来では花崗岩や花崗閃緑岩から成る

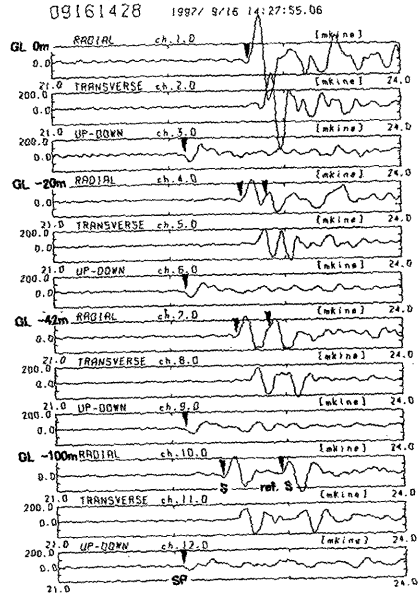


Fig.2 An example of record showing SP phase generated at soil-bedrock boundary and down-going S waves reflected at ground surface. 97/09/16, 14:27; 34° 41'N 135° 58'E; Δ=15.7km, Ts-p=2.3s, Azim=90°; M4.2.

領家複合岩類である(このことは、市原ら(1991)の東西断面図にも、当時二条町のデータが無かったにも拘わらず、記載されている)。平城宮跡地中南部の東西断面における基盤岩の標高は、宮跡地西側の二条町で若干盛り上がるが、法華寺から宝来にかけて概ね西上がりの傾斜を示す。また、法華寺と宝蓮の間に佐保田撓曲があり、法華寺の東で急傾斜に隆起していると考えられる。大極殿建設予定地に近接する

Table 1 Depth to bedrock obtained from deep drilling. Nijo Sedimentary Rocks(Nijo) or Ryoke Complex(Ryoke) is considered seismic bedrock. Place names of borehole sites are; N3: Horen, N1: Hokkeji, NJ: Nijocho and N2: Horai (after Iihara et al., 1991, and KHFF, 2000)

Borehole	N2	NJ	N1	N3
Location	34° 40'54"N 135° 46'24"E	34° 41'13.5"N 135° 47'25.7"E	34° 41' 59"N 135° 48' 32"E	34° 41'41"N 135° 49'32"E
Nijo GL(m)	—	—	-600	-400
Ryoke GL(m)	-550	-519	-646	-500
Nijo Alt(m)	—	—	-535	-290
Ryoke Alt(m)	-470	-448	-581	-390

法華寺と二条町のデータから、建設予定地の南400-500mでは、東西2kmの範囲で基盤深度は600-520mと考えられる。

平城宮跡付近では脈動のアレー観測が実施されている。盛川ほか(1997), Morikawa et al.(1999)は、周波数-波数スペクトル解析および空間自己相関法による解析から、レーリー波の位相速度の分散曲線を求めて逆解析を行い、基盤岩深度として、636m, 587m, 598m, 651mなど、観測時期と解析方法とによって異なる値を得ている。

### 3. 地震観測システムおよび観測記録

大極殿建設予定地では奈良国立文化財研究所により1997年3月から固有周期1秒の速度型3成分地震計による鉛直アレー地震観測が行われている(赤松ほか, 1997)。換震器の位置は34°41'27.5"N, 135°47'48.5"E, 設置深度はGL 0m, -20m, -42m, -100mである。GL -42mの換震器は大阪層群下部層の上面付近に埋設されている。最大記録振幅は、GL 0m, -20m, -42mは0.02m/s, 100mは0.004m/s(1997年5月以前は0.002m/s), A/D変換は16bits, 100Hzサンプル(30Hz low-pass filter使用)である。地震波の到来と地震動の終焉の判定はGL -100m成分の振幅の論理和による(しきい値は最大記録振幅の1%)。また、各成分の遅延時間は20秒である。なお、観測システムの制御とデータの回収は電話回線を利用して行われている。

解析に用いた地震記録は、1997年3月から1998年5月までの期間に収録された地震のうちS/N比の良好な34個を選んだ。地震の規模は3.4-6.1、震央は近畿地方を中心に関東~九州地方におよんでいる(最大震央距離は355km)。また、地表における最大速度振幅の範囲は6.77-0.13\*10\*\*3m/sであり、奈良地方気象台における震度Ⅲの地震3個を含む。

Fig.2にS波部分の記録例を示す。この例では、基盤-地盤境界で生成したSP変換波と地表面からの反射S波が明瞭である。

## 4. 記録の解析と結果

### 4.1 解析方法およびスペクトル解析の区間

解析方法は、まず、S波の走時解析および基盤岩と土質地盤の境界におけるSP変換波により速度構造の情報を得、次いで、S波部分を用いて、地盤構造によって形成される震動モードを、(1)いろいろな深さの地表/地中振幅スペクトル比(Ho/H-d)、および(2)地表の上下動成分に対する水平動成分の振幅スペクトル比(H/V)によって調べ、S波速度とQ値をHaskell法を用いてフォワード的にモデル化するものである。Haskell法による計算では、SV入射によるH/Vの形状は、基盤岩での入射角と基盤岩のVsとVpによって決まる臨界角( $\arcsin(Vs/Vp)$ )との大小関係により大きく変化するので、(2)については入射角との関係を検討する。また、Q値については、S波速度および周波数への依存性を検討する。

次にフーリエ解析を行う区間について述べる。これまでの調査から、観測点付近の地盤の固有周期は約3秒であることが知られている(赤松ほか, 1997)。この周期の震動を対象に、H/Vのための解析区間は20.48sおよび40.98sとした。ただし、40.98s区間では、表面波群の混入を避けるために適宜区間を短くして tailing zero を付加した。また、解析区間の始まりはSP変換波(Fig.2参照)を含むように設定した。Ho/H-dのための区間は5.12sおよび20.48sを用いた。なお、スペクトルは、1, 2, 1の重みをつけた移動平均操作を複数回(区間長5, 20, 40sに対してそれぞれ、2, 5, 8回)施すことにより平滑化している。

### 4.2 S波の区間走時とSP変換波

Table 2に、S波初動の平均の区間走時とアレー内の鉛直入射を仮定した区間速度とを示す(地盤への入射角は最大でも15°であり鉛直入射を仮定したことによる誤差は3.5%以内)。Fig.2の波形例では地表面から反射して下方に伝播する相が明瞭に追跡できる。この例ではGL -100mにおける入射波と反射波の

Table 2 Travel time of S waves, Ts-sp and resultant S wave velocity.  
(1): Incident angle at bedrock = 40°, (2): vertical incidence

Depth	N	Time(s)	Vs(m/s)
GL 0 ~ -20m	16	0.0611±0.0070	327±38
GL 0 ~ -42m	15	0.1256±0.0074	334±18
GL 0 ~ -100m	15	0.2440±0.0075	410±12
GL 0 ~ -600m	7	Ts-sp=0.54±0.07	685(1)/714(2)
GL -20 ~ -42m	15	0.0645±0.0077	341±41
GL -42 ~ -100m	15	0.1184±0.0079	490±33
GL-100 ~ -600m	7	-	790(1)/840(2)

時間差(往復走時)は約 0.48s であり、Table 2 の GL -100m ~ 0m の S 波走時 0.244s のほぼ 2 倍となっている。

短周期成分の卓越する地震では基盤岩と堆積層との境界における SP 変換波が明瞭に現れる。SP 変換波と S 波との時間差  $T_{s-sp}$  は、SP 変換波が明瞭な 7 つの記録から、

$$T_{s-sp} = 0.54 \pm 0.07 \text{ (s)} \quad (1)$$

と求まった。

基盤岩深度を 600m、堆積層全体の平均の P 波速度を 2.0km/s、基盤岩での S 波の入射角を 40 度とすると、平均の S 波速度は約 685m/s となる(この場合地盤内の P 波、S 波のバス長は、それぞれ 706m, 612m)。この平均速度を与える GL -100m から -600m までの区間速度は 790m/s となる。また P 波、S 波とも地盤内を鉛直方向に伝播しているとなると、平均の S 波速度は 714m/s、GL -100m ~ -600m の区間速度は約 840m/s となる。

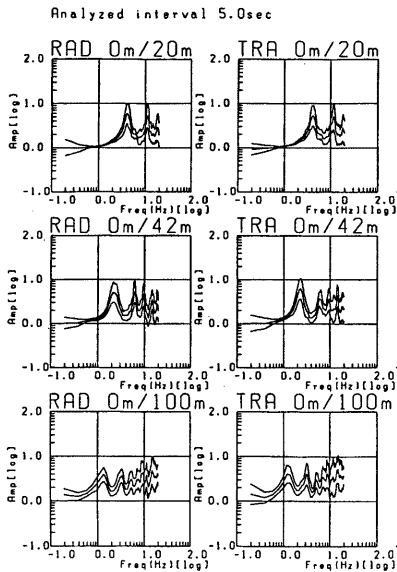


Fig.3 Mean spectral ratio of surface site to sub-surface sites, Ho/H-d (mean with 1 standard deviation). Analyzing interval is 5.12s. Left and right panels show radial and transverse components, respectively. Note the peaks at odd multiple frequencies of fundamental mode.

### 4.3 地表/地中振幅スペクトル比(Ho/H-d)

Fig.3 に水平動成分の平均の Ho/H-d(解析区間 5.12s)を示す。Ho/H-d にはシャープなピークが規則的に現れている。Table 3 に平均のピーク周波数  $f_p$  を示す。地中観測点が深いほど基本モードの  $f_p$  は低周波数に移行し、高次の  $f_p$  は基本モードの  $f_p$  の奇数倍に近い。このことから、この振動モードは、上方に向かう波と地表面で反射して下方に向かう波の干渉により、地中観測点深度で節(ノード)が形成されたものと考えられる。Table 3 から判るように、高次モードの  $f_p$  は基本モードの  $f_p$  の奇数倍より系統的に小さい。これは地表面付近ほど伝播速度が小さいことを反映したものである。表には、次式により  $f_p$  から半無限媒質を仮定して求めた区間速度が示されている、

$$f_p = (2m+1)Vs/4d, \quad (2)$$

(m=0, 1, 2, ...; d=観測点深度)

次に、Ho/H-d のピークの平均振幅(Fig.3)の特徴をみる。基本モードから高次モードまで全ての深さについてピークの平均振幅は 3~6 倍であり、周波数による振幅変化は大きくない。このことは、後で述べるように、 $Q_s$  が周波数に依存していることに関係する。なおピークの平均周波数、平均振幅とも解析区間長(5.12s, 20.48s)の違いによる変化はほとんどなかった。

Table 3 Peak frequency of Ho/H-d and S wave velocity calculated under an assumption of half space. R and T denote radial and transverse components, respectively

DEPTH	mode	$f_p(R)$	$f_p(T)$	mean	$V_s(m/s)$
0/20	0	4.12	4.09	4.11	330
	1	11.5	11.1	11.3	300
	2	18.6	17.5	18.1	290
0/42	0	2.26	2.26	2.26	380
	1	6.10	5.97	6.04	340
	2	9.77	9.34	9.56	320
	3	14.5	14.1	14.3	340
	4	19.1	18.1	18.6	350
0/100	0	1.35	1.29	1.32	530
	1	3.20	3.14	3.17	420
	2	5.43	5.03	5.23	420
	3	7.50	6.85	7.18	410
	4	9.12	8.52	8.82	390
	5	11.7	11.2	11.5	420
	6	15.3	14.1	14.7	450

DEPTH(m)	0~20	20~42	42~100
$V_s(m/s)$	330	400	740

#### 4.4 水平動/上下動スペクトル比(H/V)

Fig.4は平均のH/Vである。図には、各深度におけるR/V(R: radial成分)とT/V(T: transverse成分)が示してある。R/VとT/Vの形状は各深度ともよく似ている。これについては後で議論する。H/Vにおいて、ほとんど全ての地震で、0.25-0.45Hzと0.9Hz付近に顕著な山、0.6Hz付近に谷が現れる。深さの違う全ての地中観測点においても地表とほぼ同じ形状を示す。このことは、この震動モードが換震器埋設深度より

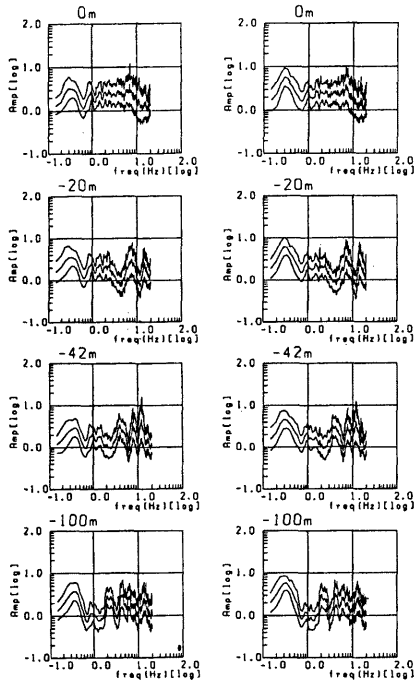


Fig.4 Horizontal-to-vertical spectral ratio, H/V (mean of 32 events and 1 standard deviation). Analyzing interval is 20s. Left and right panels show R and T components, respectively. Note that remarkable peaks at 0.3-0.4Hz are observed for both components of all the sites.

Table 4 Peak frequency of H/V (fundamental mode)

Interval	fp (Hz)	N
20s	0.368±0.160	32
40s	0.378±0.166	31

もずっと深い構造、すなわち深い基盤構造を反映していることを意味する。

Table 4に基本モードのピークの平均の周波数 fp (R/Vの値)を示す。ピーク周波数には解析区間長(20s, 40s)による違いはない。ただし、ピーク周波数の分散が大きい(fp=0.24~0.5Hz)ので、ピーク周波数と震央方位および入射角との関係を調べた。その結果、震央方位が120°~240°では他の方位に比べて分散が小さく(fp=0.24~0.35Hz)、0°~120°では分散が大きい(fp=0.29~0.5Hz)。前者は観測点からみて南方の盆地中央部に開いた方位であり、基盤岩構造が比較的变化していないこと、また後者は北~東方向の盆地境界や佐保田撓曲などの複雑な構造の影響によるものと推察される。

#### 5. 速度とQ構造のモデル化

##### 5.1 S波速度構造

4.2節では走時解析により、また4.3節では半無限媒質を仮定して区間速度を推定した。ここでは、それらの値を参考に、観測された各深度のHo/H-dおよびH/Vのピーク周波数fpを説明し得るモデルを、Haskell法によって試行錯誤的に求める。

Ho/H-dのfpはradial成分とtransverse成分で大きな違いは認められないので、SH波の入射に対するレスポンスを検討する。計算はSilva(1976)が定式化したQ値を入れたHaskell-Thompsonマトリックス法を改良したものである。結果をTable 5に、また、後述するQ値を入れたレスポンスをFig.5に示した。GL-100m以深の値は後で述べるH/Vの結果である。

このようにして得られたS波区間速度は、GL-42m以浅については半無限媒質を仮定した場合(Table 3)とほぼ同じであるが、GL-42~100m区間は大幅に小さい。このことは、半無限媒質として扱える波長の上限が基盤岩深度によって規制されることに対応する。すなわち、Ho/H-20やHo/H-42でピークを形成したfp=4.1Hz(波長~80m)やfp=2.3Hz(波長~170m)の波は、厚さ約600mの土質地盤を半無限媒質として振る舞っていると近似できるが、Ho/H-100でピークを形成したfp=1.3Hz(波長~400m)の波は、当然のことながらこの近似は成り立たないことを意味している。

次に、H/Vのピーク周波数により基盤岩までの速度値を推定する。まずH/Vの形状に対するSV波の入射角の影響を検討する。Fig.6は、基盤岩における入射角が臨界角( $\arcsin(V_s/V_p) \sim 31^\circ$ )より小さい場合と大きい場合の計算例(完全弾性体)である。図から明らかのように、基本モードのH/Vの山は、入射角が臨界角以下ではH成分の山により形成されるが、臨界

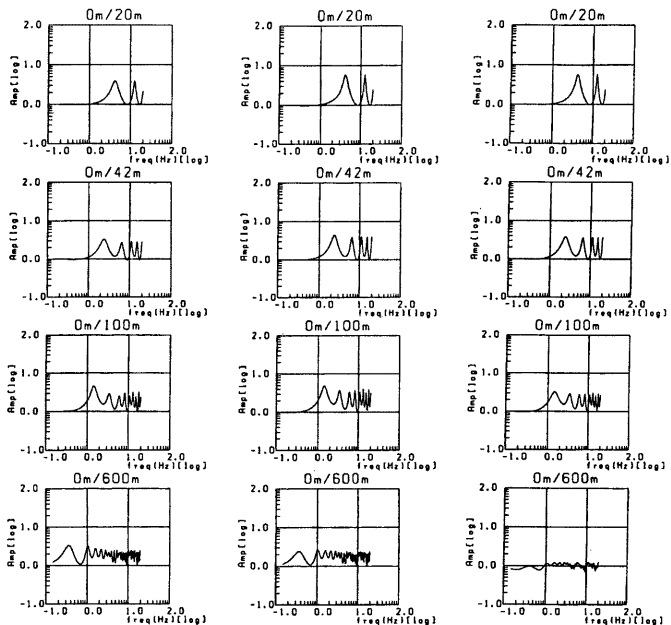


Fig.5 Calculated surface-to-subsurface spectral ratio with incident angle of 35° at bedrock for a model in Table 5 and  $Q_s(V_s^{**3})$  in Table 6.

角以上ではV成分のシャープな谷により形成される。図には例示しないが、H/Vの形状は、入射角が臨界角に近づくにつれ、また臨界角以上ではさらに、入射角の変化により大きく変化する。臨界角以上の入射では、地盤のQの影響により明瞭なピーク(V成分のシャープな谷による)が形成されないことが予想される。

このような問題点はあるが、ここでは観測地震波を臨界角以下と臨界角以上との2つのグループに分け、それぞれの平均のピーク周波数(0.44Hz および 0.29Hz)を説明する速度モデルを考える。これらの結

果が、Table 5 に区別して示してある。GL-100~600mの区間速度は、入射角が小さい場合は 960m/s、大きい場合は 820m/s と求まった。なお先の Ho/H-d の計算では後者の値を用いている。

## 5.2 Q構造

未固結堆積層の圧密作用を考慮すると、速度が小さいほどQ値は小さい(減衰が大きい)と推測される。また、地殻を構成する岩のQ値は周波数に依存して変化する(例えば、Akamatsu, 1986; Kanao and Ito, 1991)。ここでは、 $Q_s$ が

$$Q_s = Q_0 \cdot V_s^{**m} \cdot f^{**n} \quad (3)$$

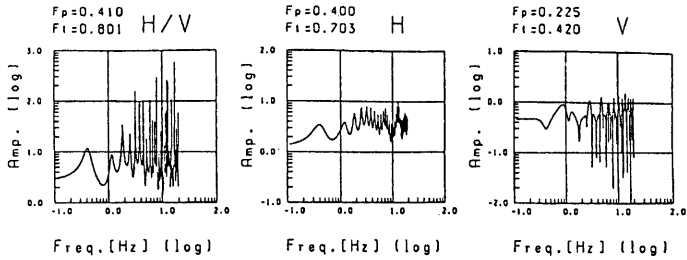
(m=1, 2, 3; n=0, 0.5, 1)

の形で  $V_s$  と周波数  $f$  に依存すると仮定して、Fig.3 に示された種々の深さの多くのモードの振幅を全体として説明するように定数( $Q_0, m, n$ )を求めた。対象としている周波数範囲は1~20Hzである。m=1, 2, 3の値について、試行錯誤の結果得られた最適モデル解がFig.5に、各層の値がTable 6に示してある(100~600mの値は参考値)。図には示さないが、周波数依存性n

Table 5 Subsurface structure model.  $V_s$  of 4th layer corresponds to 35° (left) and 25° (right) incidence at bedrock, respectively

No	depth(m)	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )
1	0~ 20	1600	335	1.7
2	20~ 42	1700	400	1.9
3	42~100	2000	590	2.0
4	100~600	2200	820/960	2.2
5	600~	4700	2450	2.5

(a) SV-incident deg=20



(b) SV-incident deg=40

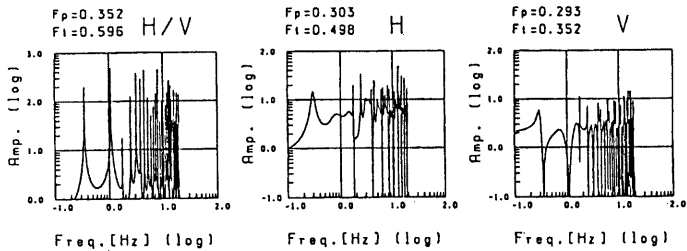


Fig.6 Calculated H/V for SV incidence with under- and over-critical angle for a model in Table 5. Incident angle at bedrock is 20° (a) and 40° (b). Horizontal and vertical responses are shown. Note that fundamental peak in H/V with incidence over critical angle is caused by trough in V component.

Table 6 Comparison of Qs dependent on various power of Vs

No	depth(m)	Vs(m/s)	Qs(Vs**3)	Qs(Vs**2)	Qs(Vs*1)
1	0~ 20	335	0.94f	1.1f	1.1f
2	20~ 42	400	1.6f	1.6f	1.3f
3	42~100	590	5.1f	3.5f	1.9f
4	100~600	820/960	(14f/22f)	(6.7f/9.2f)	(2.7f/3.2f)
5	600~	2450	—	—	—

が 0 や 0.5 では高周波数域での振幅が減少し、対象周波数範囲(1-20Hz)でピークの振幅は 3-6 であるという観測結果に適合しない。さらに、速度依存性を子細に比べると、m=1 では Ho/H-100 の値が全体として小さく、適合性が低い。これらのことから、大まかには m=2-3 と推定される。すなわち、

$$Q_s = 1.0 \cdot 10^{** -5} \cdot V_s^{**2} \cdot f \quad (4)$$

$$Q_s = 2.5 \cdot 10^{** -8} \cdot V_s^{**3} \cdot f \quad (5)$$

なお、Fig.3 に示された観測値の 1 標準偏差の範囲は Qo の (0.5-2.0) · 10\*\* -5 (m=2 の場合), (1.3-5.0) · 10\*\* -8 (m=3 の場合) に対応する。

## 6. 議論

### 6.1 3D 構造の影響

Fig.4 に示されたように、H/V において基本モードのピークは入射角によらずほとんど全ての記録に明瞭に現れる。これらの地震の多くは、基盤岩における S 波の入射角は臨界角以上であり、Fig.6 に示したようにモデル計算では顕著なピークは形成されない。この理論的予想と違って、観測される H/V に顕著なピークが形成される理由として、(1)入射角の見積もりの錯誤、(2)解析区間内での入射角の小さな波群の入射、(3)伝播経路の変倚や散乱による SH 成分の

radial 成分への混入(平行層では SH 成分には臨界角は存在しない)、(4)P 波後続波群の影響などがあげられる。(1)については、地殻の速度構造モデルが適合しないことを考慮しても、多くの地震について  $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$  の錯誤は考えられない。(2)については、S 波主要動部分は  $S_g$  が主成分と考えられるので、その入射角は S 波初動部分よりも大きい。また、入射角の小さい波群である上部マントルからの振幅の大きい反射波は考えにくい。横方向に不均質な地殻構造や盆地の 3D 構造を考慮すると(3)の影響、および P コーダや地殻内での SP 変換波など(4)の影響が示唆される。観測される H/V において、R/V と T/V の形状が似ている (Fig.4)ことも、(3)と(4)の影響と解される。

## 6.2 S 波速度モデルの精度

Table 2 に示した走時解析による S 波速度値と、Table 5 の震動モードの解析による値とを比較すると、各層とも走時解析結果はモード解析結果に比べて 2 割弱小さい。このような系統的な差異の生じる原因は不明であるが、走時解析による速度構造モデルから計算される H/V ピーク周波数は  $0.352\text{Hz}$ (入射角  $40^{\circ}$ ) または  $0.381\text{Hz}$ (鉛直入射)であり、観測された H/V のピーク周波数 (Table 4) と整合する。さらに、厚さ 40m の沖積層と法華寺のボーリングデータによる大阪層群下部層と同最下部層(厚さは、市川ほか(1991)の地質断面図からそれぞれ 280m)の S 波速度を、大阪盆地における相当層の速度値(Nakagawa et al. 1997)としたモデル、すなわち表層から (Vp, Vs, H)=(1.6, 0.3, 0.04); (1.7, 0.5, 0.28); (2.4, 0.9, 0.28)(単位は km/s および km)では、H/V のピーク周波数は  $0.332\text{Hz}$  となり、これも観測値に近い。このことは、低周波数の波動の H/V による速度解析の分解能の限界を示すものと考えられる。地表付近の地震観測から深い構造を高分解能で議論するには、高周波数成分の位相情報をも利用する receiver function 解析などを考える必要がある。

## 6.3 Q 値の周波数依存性

求めた  $Q_s$  は周波数の 1 乗に比例する。土質地盤において  $Q_s$  が周波数に比例する事例は小林ら(1989)

によっても報告されている。近畿地方における地殻や上部マントルの  $Q_s$  は、伝播経路長が同じである場合、コーダ波の Q と同じく、周波数の 0.5~1.1 乗に比例することが知られている(例えば、Akamatsu, 1986; Kanao & Ito, 1991)。これらのことは、地盤においても吸収による減衰に加え、散乱減衰の大きいことを示唆するものと考えられる。 $Q_s$  が f の 1 乗に比例する場合、振幅の距離 R による減衰は、

$$A=A_0 \cdot \exp(-\pi f R / Q_s V_s) \quad (6)$$

と表されるから、振幅は周波数によらず伝播距離だけ減衰する。DL -100~600m についても Table 5 に示された  $Q_s$  を仮定すると、土質堆積層全体により、振幅は 0.6~0.7 程度に減ることになる。参考のために、各区間での振幅の減衰量を Table 7 に示した。

## 6.4 Q 値の S 波速度依存性

我々の解析では  $Q_s$  は  $V_s$  の 2-3 乗に比例するという結果を得た。小林ほか(1989)は、深さ約 150m までの土質地盤 ( $V_s=100\sim 500\text{m/s}$ ) の地表/地中スペクトル比から、シルト・粘土層では  $Q_s=0.05V_s \cdot f$  ( $V_s:\text{m/s}$ )、砂れき層では  $Q_s=0.017V_s \cdot f$  を得ており(周波数範囲は 0.5~10Hz)、我々の結果に比べて 3~18 倍大きい。この違いは、扱っている地盤が異なることよりも、むしろ、解析対象周波数範囲の違い(10Hz 以上の高周波数域を含むか否か)に依るとと思われる。また、正木・飯田(1980)は板叩きの実験から、軟弱地盤 ( $V_s=215\sim 356\text{m/s}$ ) では、 $\ln Q_s \propto (0.0083-0.0086) \cdot V_s$  であったと報告している。彼らは、Q は周波数に依存しないとしているが、Table 6 の  $V_s=335\text{m/s}$ (第 1 層)に対して、板叩きで発生した波が球面波であると仮定すると  $Q_s=29$ 、球面波とすると 8.8 となる。彼らの解析した波の周波数は不明であるが、数 10Hz と推測されるので我々の結果と同程度であろう。このように、解析方法による違いはあるものの、地盤の  $Q_s$  が S 波速度に大きく依存していること、従って、地表付近で大きく減衰することは確かである。

地表付近での大きな減衰は土質地盤に限らず岩盤においても観測されている。Table 8 に Arbercombie (1997) がまとめた、地表/地中振幅スペクトル比から

Table 7 Attenuation of amplitude calculated with eq.(6)

No	depth(m)	Vs(m/s)	Qs(Vs**3)	Qs(Vs**2)	Qs(Vs*1)
1	0~ 20	335	0.82	0.84	0.84
2	20~ 42	400	0.90	0.90	0.88
3	42~100	590	0.99	0.99	0.98
4	100~600	820/960	(0.87/0.93)	(0.75/0.84)	(0.49/0.60)
Total			(0.64/0.68)	(0.56/0.63)	(0.36/0.44)



Table 8 Qs in shallow subsurface in California

Location	Depth(m)	frequency	Qs	Rock type
Oroville	0-475	15-50	9	ophiolite
Anza	0-150	29-80	9	granite
Anza	150-300	20-80	26	granite
Garner Valley	0-220	3-100	12	soil, weathered granite, granite
Santa Clara Valley	10-35	10-60	10	Quaternary alluvium
Santa Clara Valley	40-115	10-60	15	Quaternary alluvium
Parkfield	0-200	20-40	8-19	Tertiary sediments
Parkfield	0-300	5-40	10	Tertiary sediments
Parkfield	0-1000	5-40	37	Tertiary sediments
Cajon Pass	0-300	6-25	6-34	Miocene sandstone

after Abercrombie(1997).

求められた Qs を引用した(ただし, Qs は周波数に依らず一定としている)。周波数依存性を考慮すると, 我々の結果は Table 6 の Qs と同程度と考えられる。Abercrombie(1997)は, 地表面付近の小さい Q は岩質によらないこと, 深さとともに Q 値が増加すること, さらに室内実験では Q 値が封圧により大きく変化する(Johnstone et al., 1979)ことなどから, 深さ方向への Q 値の変化をクラック形状への圧力効果であると指摘している。このことから, 土質地盤の Q 値が圧密効果に大きく依存していることが推察される。

6.5 地盤による増幅率

最後に地盤増幅率について言及する。Fig.7 は Table 5 および Table 6 の  $Qs \propto Vs^{*3}$  の構造モデルに, SH 波が基盤での入射角  $35^\circ$  で入射する場合の伝達関数である。基本モードおよび第 1 高次モードのピーク周波数は, 0.34Hz, 1.0Hz である。増幅率は,  $Qs \propto f$  であるため, 広い周波数範囲にわたりほぼ一定の

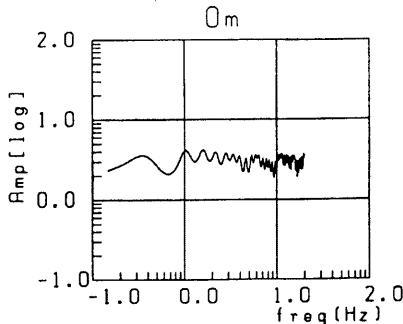


Fig.7 Response for SH with incident angle of  $35^\circ$  at bedrock for a model in Table 5 and  $Qs(Vs^{*3})$  in Table 6.

3.6-4.2 である。この値は, 基盤岩と最上層のインピーダンス比から求まる増幅率(鉛直入射)

$$2 \cdot 2 \cdot \rho \cdot V_{ss} / (\rho \cdot 1 \cdot V_{st} + \rho \cdot 5 \cdot V_{ss}) \sim 3.7 \quad (7)$$

と同程度である。地表/地中スペクトル比による増幅率がインピーダンス比から期待される増幅率と同程度であることは風化層岩盤サイトにおいても報告されている(Abercrombie, 1997)。

7. 結論

奈良盆地北部の平城宮跡地で実施されている鉛直アレー地震観測記録の S 波部分のスペクトル解析により地盤の S 波速度と Q 値を調べ, 構造のモデル化を行った。得られた結果は以下のようにまとめられる。

- (1) 地表/地中スペクトル比(Ho/H-d)は, 入射波と地表からの反射波の干渉により形成されるモードのため, おおよそ奇数倍の周波数列にシャープなピークを有する。ただし, 高次モードの周波数は基本モードの周波数の奇数倍よりも系統的に小さく, 地表付近での速度の低下に対応する。
- (2) 水平動/上下動スペクトル比(H/V)は, 盆地の深さ約 600m の基盤構造に由来する明瞭なピークを有する。基本モードの平均のピーク周波数は 0.37Hz である。H/V の形状は波の入射方位により異なっており, 盆地 3D 構造の影響が示唆される。
- (3) 観測される H/V は基盤岩-地盤境界における入射角が臨界角を越えているにも拘わらず顕著なピークを形成する。横方向に不均質な地殻構造や盆地の 3D 構造などによる伝播経路の変倚や散乱による SH 成分の radial 成分への混入, また P コードや地殻内での SP 変換波など P 波成分の影響などが示唆される。
- (4) Ho/H-d と H/V のピーク周波数を利用して, 速度

構造モデルを得た (Table 5)。S 波速度値は大阪盆地の同時代の地層の値と整合する。

- (5) 地盤の S 波の Q 値は、周波数と S 波速度に依存している (Table 6)。速度値、Q 値とも深さに依存して増大しており、土質地盤の圧密効果の影響が大きいと考えられる。
- (6) 土質地盤の基本モードの固有周期は約 3 秒である。また地盤による地震波増幅率は広い周波数範囲で約 4 倍である。これは、インピーダンス比から推定される増幅率と同程度である。

## 謝 辞

地震記録は奈良国立文化財研究所の観測システムにより得られたものである。解析に使用した計算機プログラムの一部は防災研究所岩田知孝博士から提供された。解析結果の一部は理学研究科亀井宏氏の修士論文(1999)を引用した。両氏に感謝します。

## 参考文献

- 赤松純平・盛川 仁・内田昭人(1997): 奈良盆地北部・平城宮跡付近の地盤震動特性, 第 16 回日本自然災害学会学術講演会講演概要集, pp. 43-44.
- 市原 実・古川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫(1991): 12 万 5 千分の 1「大阪とその周辺地域の第四紀地質図」, アーバンクボタ, 30.
- 亀井 宏(1999): 鉛直アレー地震観測記録による奈良盆地北部の地下構造と地盤震動特性, 京都大学大学院理学研究科修士論文.
- 簡易保険福祉事業団[KHFJ](2000): 奈良簡易保険保養センター温泉井さく井地層柱状図及び検層図, 私信.
- 小林喜久二・阿部康彦・天池文男(1989): 地盤の Q 値の振動数依存性とモデル化について, Proc. Nat'l Symp. on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, pp. 49-54.
- 正木和明・飯田汲事(1980): 軟弱地盤の Q 値と S 波速度・N 値との関係, 地震 II, 第 33 巻, pp. 392-394.
- 盛川 仁・澤田純男・土岐憲三・赤松純平・谷本雅敬(1997): 脈動のアレー観測記録を用いた奈良盆地北部基盤構造の推定について, 第 16 回日本自然災害学会学術講演会講演概要集, pp. 45-46.
- Abercombie, R. E.(1997): Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings, Bull. Seis. Soc. Am. Vol. 87, pp. 731-744.
- Akamatsu, J.(1980): Attenuation property of seismic waves and source characteristics of small earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 30, pp. 53-60.
- Johnston, D.H., M.N. Toksoz and A. Timur(1979): Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms, Geophysics, Vol. 44, pp. 691-711.
- Kanao, M. and K. Ito(1991): Attenuation of S Waves and Coda Waves in the Inner Zone of Southwestern Japan, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Vol. 41, part 2., pp. 87-107.
- Morikawa, H., S. Sawada, K. Toki, J. Akamatsu, D. Nakajima, J. Ejiri and K. Miyakoshi(1999): Estimation of phase velocities from microseisms observed at two sites, Proc. 2nd Int'l Conf. on Earthquake Geotechnical Engineering, Vol. 1, pp. 119-124.
- Nakagawa, K., K. Shiono, N. Inoue and M. Sano(1996): Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic hazard, Special Issue of Soils and Foundations, pp. 15-28.
- Silva, W(1976): Body waves in a layered anelastic solid, BSSA, Vol. 66, pp. 1539-1554

## Velocity and Q structure of S waves for soil sediments at Heijo in the northern part of Nara basin inferred from seismic observation with vertical array

Junpei AKAMATSU and Hitoshi MORIKAWA\*

\*Civil Engineering, Tottori University

### Synopsis

To elucidate subsurface structure and ground vibration characteristics at Heijo, Nara basin, where 'Daigokuden', government office in the Nara era is planned to be restored to its original state, seismic observation has been carried out at GL 0m, -20m, -42m and -100m in a borehole. The depth to bedrock is known to be about 600m from nearby deep boreholes. It is notable that, almost all the seismograms show remarkable SP phases generated at the soil-bedrock boundary and down-going S-waves reflected at ground surface. We made spectral analyses of S wave parts including preceding SP phases; surface-to-subsurface spectral ratios( $H_0/H-d$ ) and horizontal-to-vertical spectral ratio( $H/V$ ).  $H_0/H-d$  shows sharp peaks at odd multiple frequencies. Remarkable peaks and troughs of fundamental mode in  $H/V$  are observed, even though incident angle of SV phases at bedrock exceed the critical angle( $\arcsin(V_s/V_p)$ ;  $V$  in bedrock). We estimated S wave velocity and Q structure using Haskell method. As a result, it was found that,  $Q_s$  depends on 1st power of frequency and 2nd to 3rd power of  $V_s$ , fundamental natural-period of ground is 3s, and soil-amplification is about 4 for 1-20Hz.

**Keywords:** SP phases generated at soil-bedrock boundary, down-going surface-reflected S-waves, surface-to-subsurface spectral ratio, horizontal-to-vertical spectral ratio,  $Q_s$  dependent on frequency and S wave velocity, ground vibration characteristics