

広帯域地震アレー観測による大阪平野の地震動特性 (1)

——大阪湾岸地域で観測される S 波主要動付近の顕著な位相——

松波 孝治・岩田 知孝

CHARACTERISTICS OF EARTHQUAKE GROUND MOTIONS IN OSAKA PLAIN BY SEISMIC ARRAY OBSERVATIONS WITH WIDE DYNAMIC RANGE OVER BROAD FREQUENCY BAND (1)

——SOME DISTINCTIVE PHASES AROUND S ARRIVALS
OBSERVED IN THE OSAKA BAY AREA——

By *Koji MATSUNAMI and Tomotaka IWATA*

Synopsis

To elucidate the effects of local geological structure of the Osaka plain on earthquake ground motions, we observed seismic waves from local earthquakes at a soft soil site (WOS) in the Osaka bay area, a hard ground site (OSA) on diluvium in the Osaka Plain and a rock site (ABU) around the northern edge of the plain. We observed S waves reflected by the interface between a sedimentary layer and a basement rock at WOS and not at OSA. The reflected waves appear distinctly within 4 to 5 seconds after S arrivals. Their amplitudes reach about 60 to 80% of S-wave amplitudes. When the duration of incident S waves on the reflection interface is longer than about 4 seconds, the principal part of S waves at WOS is elongated by the superposition of the reflected waves on the coda part of S waves. When we simulate seismograms as a 2-D SH problem with a horizontally irregular interface, we can generate the reflected waves at WOS and not so clear at OSA. The amplitudes of the reflected waves simulated are about 50 % of S-wave amplitudes at most. This agrees with the observation for the appearance of the reflected waves. However, the simulation can not explain the large amplitudes of the reflected waves observed. This suggests that the reflected waves are strongly excited by focusing of rays due to the 3-D irregular structure under WOS.

1. は じ め に

地震動部門では、西日本において中枢的都市機能を持つ大阪平野およびその周辺地域において震害予測方法ならびに防災・減災対策上不可欠な強震動予測方法確立のための基礎資料を得ることを目的とした地震動観測を行っている。1988年より開始し、現在では岩盤上2点、堆積層上4点の計6点に増設された。大阪平野で観測される地震動の性質のひとつとして、堆積盆地周縁部で2次的に発生する表面波群からなる“後ゆれ”的震動が指摘されている¹⁾。前報²⁾で報告したように、我々の観測によれば、これは、S波主要動後およそ10秒くらいから現れるS波部分と同程度の振幅を持った周期1—4秒の分散性を示す波

群を指している。この波群は震源域で生成される Rayleigh 波が未発達な震央距離においても明瞭に観測されることにより、S波の入射により大阪平野周縁部で2次的に励起された表面波群であろうと論じた²⁾。しかしながら、この後続波群の生成・伝播過程の解明に関しては地震計3成分を用いたアレー観測等による地震動データに基づいた波動論的検討が必要と考える。

今回我々はこの“後ゆれ”的震動とは性質の異なったS波主要動付近に出現する顕著な位相を大阪湾近傍の地盤上で観測した。この位相は上町台地の硬質地盤上の観測点では識別出来ないことより、大阪湾岸に特徴的な震動特性および大阪堆積盆地の基盤の形状等に強く依存しているものと考えられる。大阪湾岸地域では新空港建設に伴う隣空都市建設計画、湾岸地域の活性化を目的とするベイエリア計画等が考えられており、耐震設計上湾岸地域の地震動を予測することは極めて重要と考えられる。本稿ではまず上述の位相の波動論的性質を観測記録を基に検討し、次に観測記録と2次元不規則地下構造を仮定して得られた理論波形を比較し、大阪湾岸地域の波動特性について検討する。

2. 観 測

Fig. 1に観測点 (ABU, OSA, WOS, TNJ, SEN 及び WKY) と解析に用いた地震の震央の位置をそれぞれ▼と●印で示す。また地震のリストを Table 1に示す。ここでは WOS, OSA そして ABU の3点での記録を解析する。WOS は本稿での眼目である大阪湾岸 (大阪南港近傍) の軟弱地盤上の観測点 (西大阪治水事務所木津川水門地下道内) である。また OSA は上町台地の硬質地盤上 (大阪管区気象台地下室の地震計台上) に、ABU は阿武山地震観測所地下坑道内の岩盤上にそれぞれある。これまでの地震探査結果^{3),4)}によれば、観測点下の基盤岩までの深さは WOS でおよそ 1.5 km, OSA で 0.8 km と推定できる。また WOS 下の堆積層内の P 波の平均速度 V_p は 2.2 km/s と報告されている。

観測システムについては前報²⁾で詳しく述べたので主要な点だけ記す。地震計は各点とも村松式速度型強震計3成分 (0.5 V/cm/s あるいは 0.25 V/cm/s) を用いており、いずれも 30 Hz にし、断周波数を持つ low-pass filter を通した後 100 Hz のサンプリングでデジタル化し記録している。WOS では周期 40 秒から周波数 20 Hz まで平坦な総合周波数特性を持っており、その帯域内では、最大 20 cm/s からおよそ 0.003 cm/s までの約 76 dB のダイナミックレンジを確保できる。また OSA と ABU では周期 600 秒から周波数 30 Hz まで平坦な総合周波数特性を持ち、その帯域内では、OSA では最大 40 cm/s からおよそ 0.004 cm/s までの約 80 dB の、ABU では最大 20 cm/s から 0.001 cm/s までの約 86 dB のダイナミックレンジをそれぞれ確保できる。

3. 記 録 と 解 析

Fig. 2 に 1990 年 4 月 5 日大阪湾南西部の紀淡海峡付近で生じた深さ 13 km, マグニチュード (M) 4.1 の地震 (Fig. 1 の No. 9) の WOS と ABU での Transverse 成分 (T) と上下動成分 (UD) の記録を示す。2 地点の記録の比較から、WOS では S 波主要動前・後に UD 成分と T 成分にそれぞれ顕著な位相 (P1 および S1 相と呼ぶ) を識別できる。この P1 相は No. 2, 5, 7, 8, 9 の地震の UD 成分に顕著に見られ、波形は S 波部分の UD 成分に似ている。また S 波と P1 相の走時差 ($T(S-P1)$) は地震に依らずおよそ 1.3 秒である。S1 相に関しては、WOS で得られた全記録の T 成分を Fig. 3 に示す。これら観測記録から S1 相は水平成分特に T 成分に顕著であり、位相の反転を考慮すれば S 波 T 成分の波形に似ている。しかし S1 相の位相は S 波に対して反転している場合がほとんどであるが、同位相の場合もある。Fig. 3 に見られるように S1 相と S 波の走時差 ($T(S1-S)$) はおよそ 4-5 秒であるが、北-北東方向から入射する地震 (No. 2, 5) の T は南西-南方向から入射する地震 (No. 9, 7, 8, 1) の場合よ

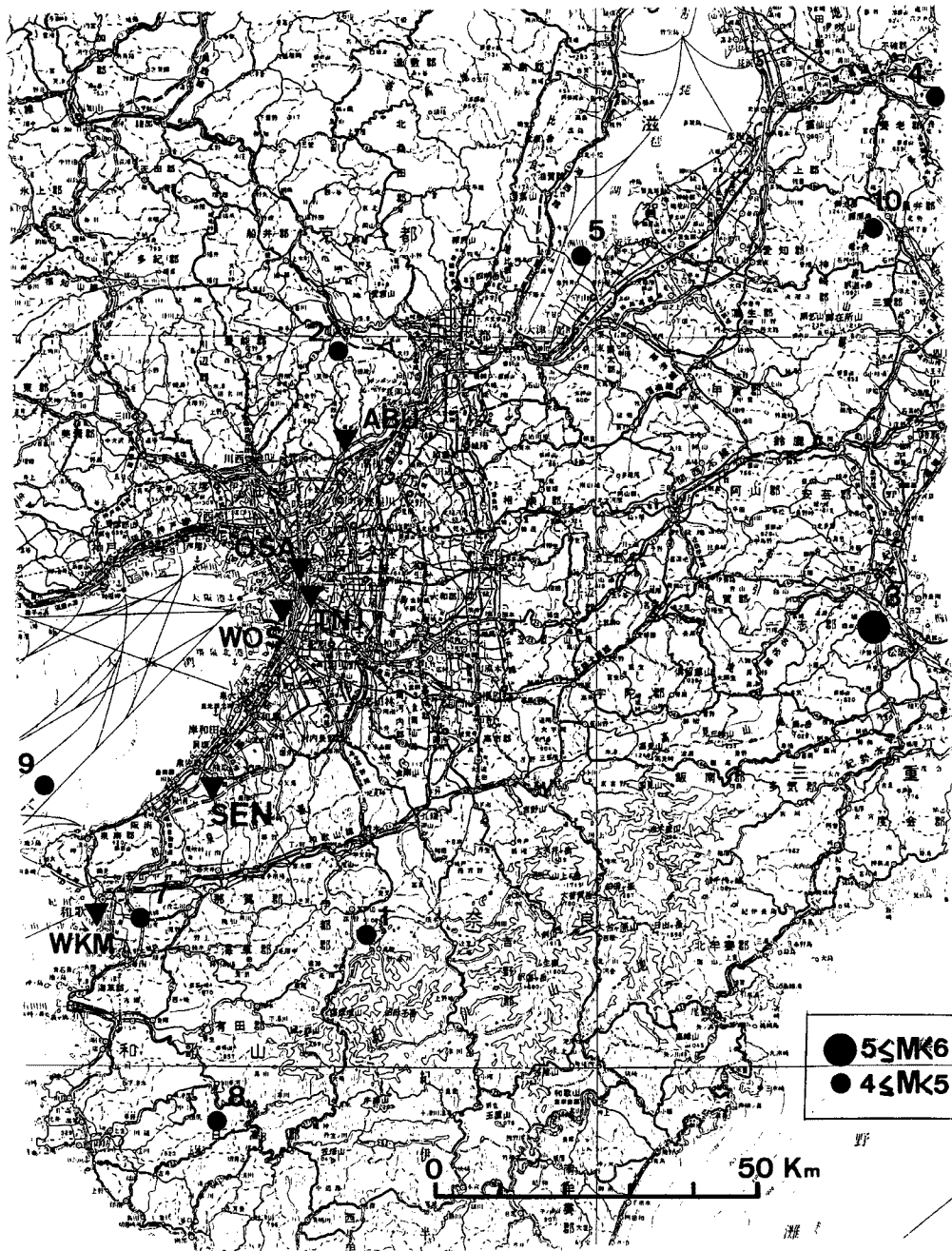


Fig. 1. Epicenters and seismograph stations. Epicenters and the Station locations are shown by the solid closed squares and triangles, respectively. The numbers of epicenters correspond to earthquake numbers in Table 1.

り小さい。さらに、Fig. 3に示されているように、S1相の後にも周期的（4～6秒毎）にパルス状の位相（S2, S3相）が見られる地震（No.7, 8, 9）もある。この場合、南西—南方向から入射してくる地震によく現れているように見える。

次に、P1相とS1相の particle motionを描くことによりその wave typeを吟味する。Fig. 4にP

Table 1. List of earthquakes analyzed

Eathquake Number	Origin Time				Earthquake Location			Epical Distance from OSA(Km)	Magnitude (M) by JMA	Region
	Year	Month	Day	Time	Longi.	Lati.	Depth(Km)			
1	1988	12	03	22:01:10.7	135° 37.0'	34° 10.8'	69	56	4.5	Nara-Wakayama border (near Mt. Koyasan)
2	1988	12	13	18:41:36.2	135° 34.1'	34° 58.6'	14	33	4.1	Kyoto-Osaka border (near Kameoka city)
3	1989	02	19	13:58:24.0	136° 28.1'	34° 36.5'	45	87	5.3	northern Mie prefec. (near Hisai city)
4	1989	05	02	16:08:17.2	136° 36.2'	35° 19.7'	40	122	4.7	Shiga-Gifu border (near Sekigahara region)
5	1990	01	11	20:10:51.7	135° 58.7'	35° 06.6'	11	63	4.9	NW Shiga prefec. (near Moriyama city)
6	1990	02	20	15:53:39.8	139° 14.0'	34° 45.6'	6	340	6.5	near Izu-Oshima island
7	1990	03	11	14:03:22.8	135° 15.2'	34° 12.2'	9	58	4.3	NW Wakayama prefec. (near Wakayama city)
8	1990	03	16	02:13:18.5	135° 23.7'	33° 55.3'	64	84	4.2	Wakayama prefec. (near Hidaka region)
9	1990	04	05	13:09:32.6	135° 04.3'	34° 22.8'	16	52	4.1	Osaka Bay (around the Ki-Tan channel)
10	1990	04	13	13:01:42.0	136° 30.8'	35° 09.2'	40	104	4.4	northern Mie prefec. (near the Suzuka mts.)

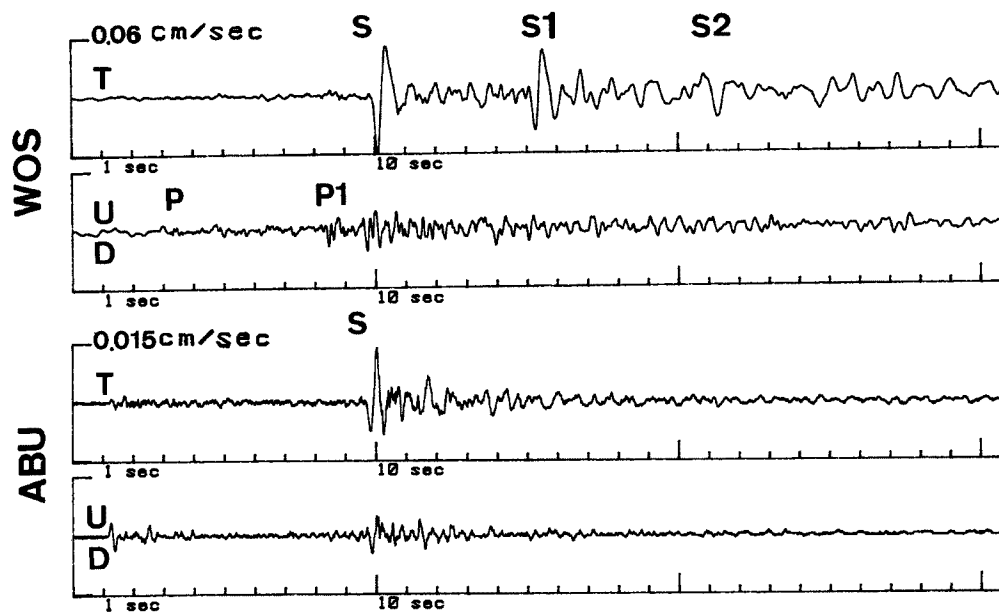


Fig. 2. Comparison of wave forms observed at WOS (soft soil site) and ABU (rock site) for the earthquake (No. 9 in Table 1 and Fig. 1) in Osaka Bay. Traces are transverse components (T) and vertical ones (UD) of particle velocity. P and S phases are indicated by 'P' and 'S', respectively. 'S2' phase is a double-reflected S wave from the reflection interface.

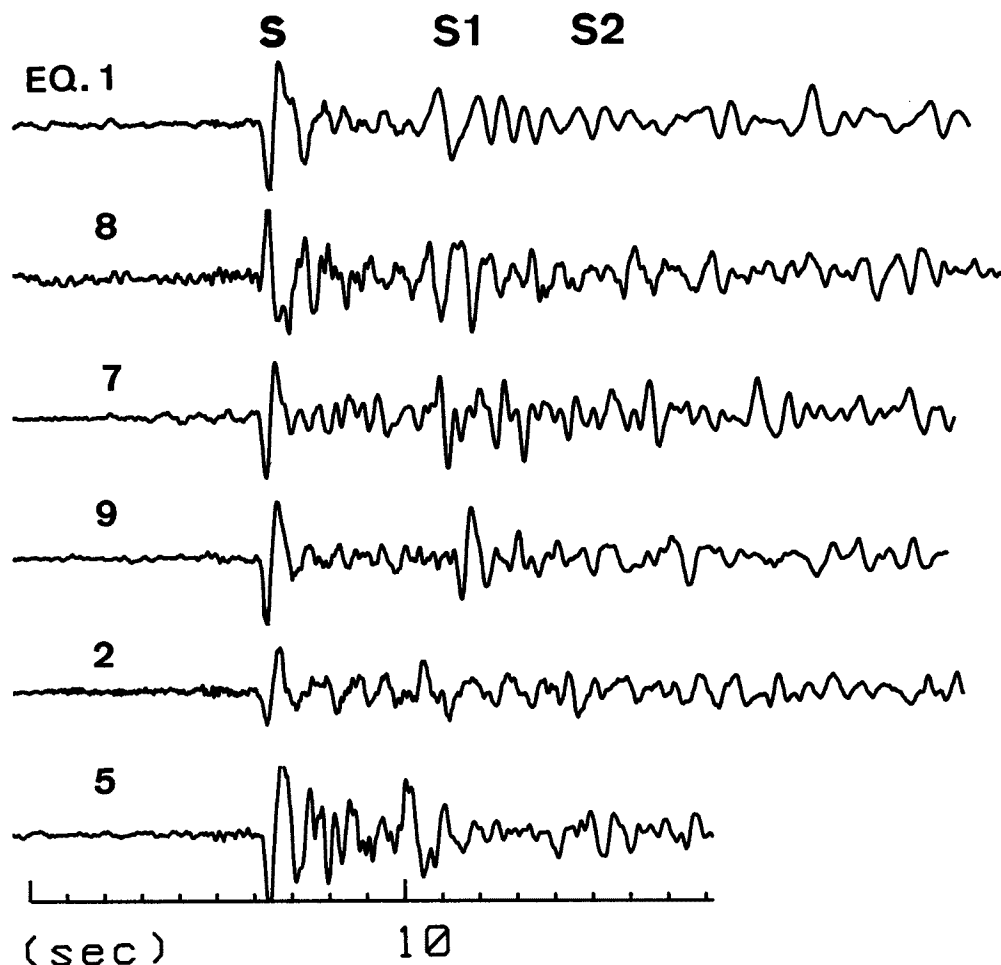


Fig. 3. Reflected S waves ('S1') after S arrivals ('S'). Traces are transverse components (T) of particle velocity. Earthquake numbers correspond to those of Table 1 and Fig. 1. Double-reflected S waves ('S2') also appear after 'S1' phases.

1 相の場合を示す。No. 1 の地震（高野山付近に震央を持ち、震源の深さは 70 km, $M=4.5$ ）の場合の垂直面内（UD（V）成分と Radial（R）成分）の particle motion を示している。解析区間 [1] の particle motion は、水平（R）方向に大きく動く SV 波に対しほぼ直交し、上下方向に振動する P1 相の動きを明瞭に示している。この結果と上述した P1 相の諸性質を併せ考える事により、P1 相は基盤岩と堆積層の境界面で生じた SV-P 変換波と考えることができる。Fig. 5 には、S1 相の場合を示してある。地震は Fig. 4 の P1 相の場合と同じく No. 1 である。この場合は水平面内（T 成分と R 成分）の particle motion を示す。解析区間 [1] の S 波部分の linear な運動方向に対して解析区間 [3] の S1 相の動きはほぼ同じ方向にある。上述した S1 相の諸性質及び particle motion の特質から S1 相は基盤岩と堆積岩の境界面で 1 回反射された S 波と考えられる。

先に述べた様に、WOS 下の堆積層の厚さ及び P 波速度 V_p は、1.5 km, 2.2 km/s と推定されている。またここでの観測結果より S 波と SV-P 変換波の走時差（ $T(S-P1)$ ）はおおよそ 1.3 秒である。これらを用いることにより堆積層内の S 波の平均速度 V_s をおおよそ 0.8 km/s と評価できる。いまこの V_s 値を用いて、基盤岩と堆積層の境界面で 1 回反射された S 波と直達 S 波の走時差を計算すると少なくとも 4 秒以上と

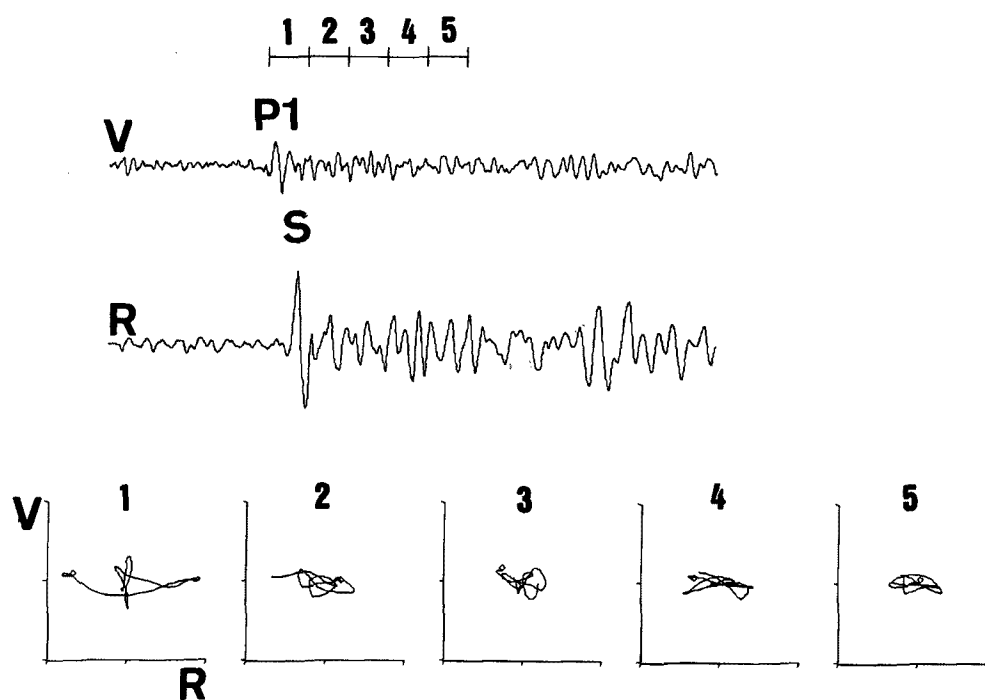


Fig. 4. Loci of particle motions in vertical plane by vertical (V) and radial (R) components of particle velocity. 'S' and 'P1' phases are an S wave and an SV-P converted wave, respectively.

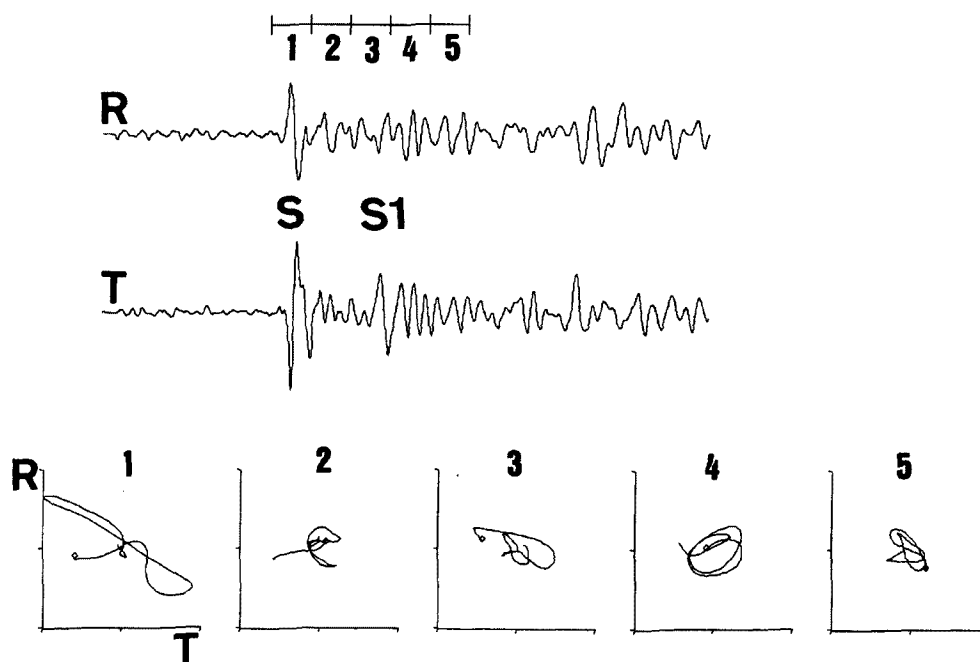


Fig. 5. Loci of particle motions in horizontal plane by radial (R) and transverse (T) components of particle velocity. 'S' and 'S1' phases are an S wave and a reflected S wave, respectively.

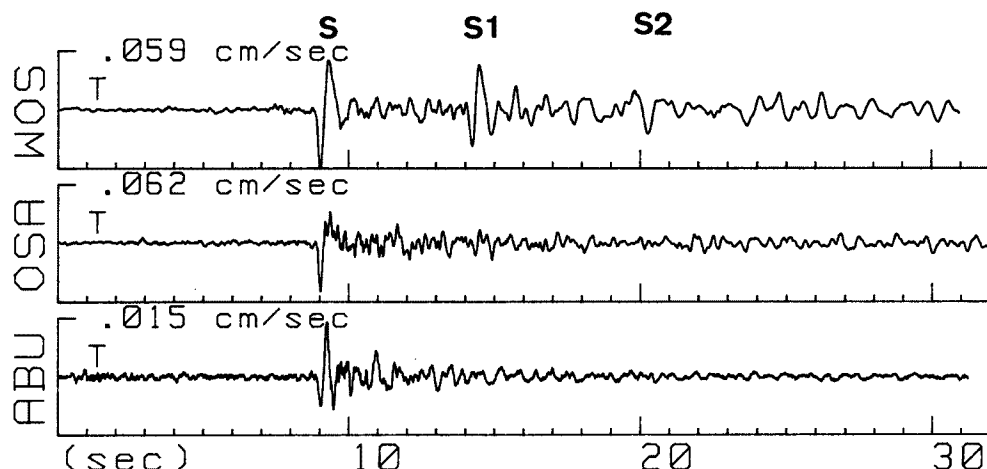


Fig. 6. Comparison of wave forms observed at WOS (soft soil site), OSA (hard ground site) and ABU (rock site) for the earthquake (No. 9). Traces are transverse components (T) of particle velocity. 'S' and 'S1' phases are S waves and reflected S waves, respectively. 'S1' phase can be clearly discriminated at WOS, but it can not be done at OSA and ABU.

なる。これは、観測された S1 相と S 波の走時差 ($T(S1-S)$) によく一致する。さらにこの結果を踏まえるならば、S1 相後に 4—6 秒毎に現れる S2, S3 相は基盤岩と堆積層の境界面で多重に反射された S 波と考えられる。

次にこのような顕著な反射 S 波は軟弱地盤上観測点 WOS にのみ明瞭に現れるものなのかということを上町台地の硬質地盤上観測点 OSA の記録と比較し検討する。Fig. 6 に No. 9 の地震（南西方向から入射、大阪湾南西部の紀淡海峡付近が震央、震源の深さ 13 km, $M=4.1$ ）の WOS, OSA 及び ABU での記録（T 成分）を示す。図では S 波部分をそろえて示した。S 波部分の振動は 3 地点とも一振り程度で終わっている。これは堆積層への S 波の入射波形が単純であったことを示している。一見してわかるように OSA では反射 S 波らしき位相を識別できない。またこの図から、WOS では S 波部分の最大振幅が OSA の約 1.4 倍あり、さらに高周波成分が落ちて OSA より滑らかな波形になっている。これは軟弱地盤に特有な地震動の性質を示している。Fig. 7 に No. 3 の地震（ほぼ東の方向から入射、三重県久居市付近が震央、震源の深さは 45 km, $M=5.3$ ）の例を示す。S 波部分の OSA と ABU の波形は短周期成分ですこし乱されてはいるがよく似ている。Fig. 6 の No. 9 の地震とは異なり S 波部分の振動の数（振れ数）も多く卓越周期も長い。これは堆積層への S 波の入射波形の継続時間が長かったことを示している。この場合も OSA では反射 S 波らしきものは識別出来ない。一方 WOS では S 波主要動部分の継続時間が他の 2 地点の場合よりもかなり長い。これは、S 波より約 4—5 秒ほど遅れて到着する反射 S 波（S1 相）が S 波のコーダ部分に重なったためと考えられる。これらの記録例から次の結果を導くことができる。WOS では反射 S 波の影響を極めて顕著に受けるが、OSA ではほとんど無視出来る。堆積層への S 波の入射波形の継続時間が長い場合（振れ数が多い時或は卓越周期が長い時）、WOS では S 波主要動の継続時間が、後続して来る反射 S 波部分の重なりにより引き延ばされる。

4. 計算波形

前節では主に S 波走時に対する P1 相、S1 相それぞれの走時の相対的な差より兩位相を検討し、両者

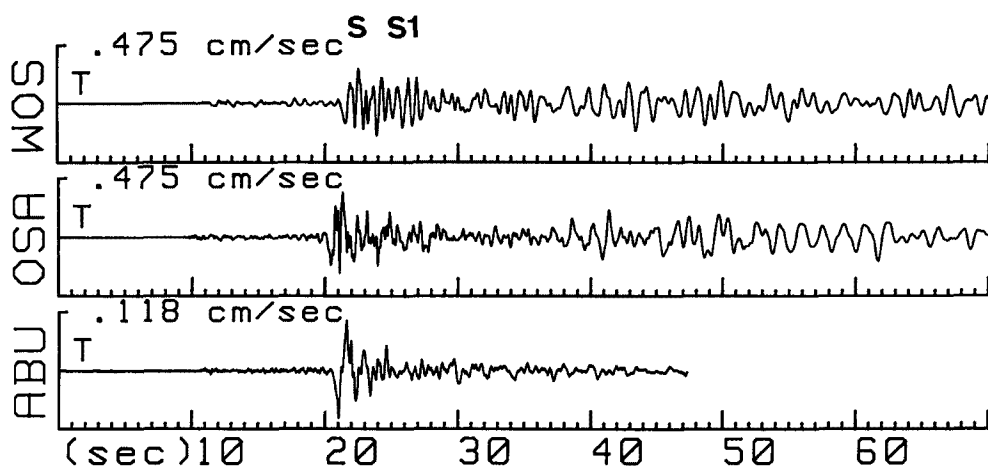


Fig. 7. Comparison of wave forms observed at WOS (soft soil site), OSA (hard ground site) and ABU (rock site) for the earthquake (No. 3) in the central part of Mie prefecture. Traces are transverse components (T) of particle velocity. Principal part of a S wave at WOS is elongated by the superposition of a reflected S wave on the S-wave coda. S-wave form at OSA is similar to that at ABU and also the duration of S-part is short compared with the duration at WOS.

はそれぞれ、基盤と堆積層の境界で生じたSV-P変換波及び地表とその境界での反射S波であることが推定された。しかしながらFig. 2並びにFig. 3を見ればわかるようにS1相の振幅がいずれの地震の場合にもS波振幅の60—80%にも達していること、さらにWOSにのみ顕著に現れることから水平成層地下構造モデルでは到底説明できない。そこで、水平方向に不規則な地下構造に平面SH波が入射した時の地表での波形を合成し、観測波形と比較することによりS1相の振幅を検討する。計算にはAki-Larner法⁵⁾を用いた。Fig. 8上部に既報^{3),4)}地震探査データを基にして推定した南西—北東断面の2層地下構造モデルを示す。図中に、各層の密度(DEN), V_s , Q値を示した。基盤岩では、 $DEN = 2.3 \text{ cm}^3/\text{s}^3$, $V_s = 2.2 \text{ km/s}$, $Q = 300$ であり、堆積層では $DEN = 1.9 \text{ cm}^3/\text{s}^3$, $V_s = 0.8 \text{ km/s}$, $Q = 100$ と仮定した。シミュレーションにおける地表観測点1—10は4km毎に置かれており6—7あたりが大阪湾岸のWOS, 9—10あたりが上町台地のOSAに対応する。この地表観測点の番号と下部のトレースの番号とは対応している。ここではSH平面波が入射角 20° で南西方向から堆積層に入射する場合を計算した。最下段のトレース(番号0)は入力波形(卓越周期2秒のRicker wavelet)を示している。この図から見られるように、地表点6—7(WOSに対応)ではS波到達後およそ5秒くらいに反射S波が見られ、さらに後ろには多重反射らしき位相を識別できる。しかし、振幅はせいぜいS波の50%くらいである。一方地表点9—10(OSAに対応)では反射S波を明瞭には識別できない。このように、計算結果は、WOSではS波主要動後4—5秒に顕著な1回反射波が現れ、さらに後部には4—6秒ごとに多重反射波が現れること、そしてOSAでは反射S波が観測されないことを示している。さらに計算結果は次のことを示している。地表点4—7あたりの反射S波は、海側に向かってなだらかに傾斜した、上に凹な基盤面の形状によるfocusingに起因してその振幅が変化しており特に地表点6(WOS)付近では大きい(S波振幅の約50%)のに対して、地表点9—10(上町台地, OSA)では上に凸な基盤面の形状によるdefocusingに起因して反射S波は顕著ではない。しかしそれでもなおWOSでの反射S波の振幅(S波振幅の60—80%)を定量的には説明できない。これは、WOSにおける反射S波がさらに強いfocusingを受けていることを示唆しており、3次元的に不規則形状な地下構造を導入しなければ説明できないと考えられる。

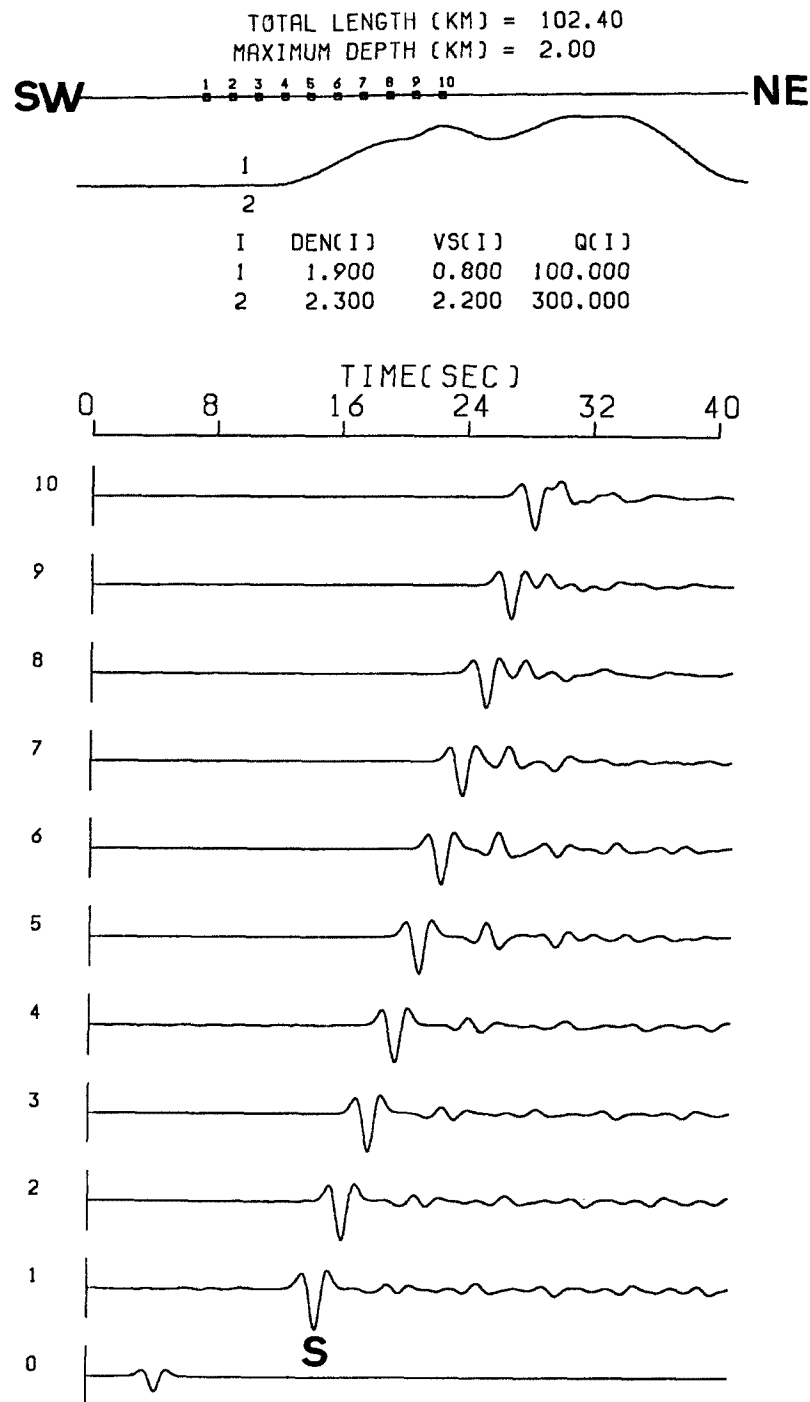


Fig. 8. Upper : 2-D model assumed for irregular structure under Osaka Plain in the SW-NE direction. WOS is around Sites 6 to 7 and OSA around Sites 9 to 10. Lower : surface motions simulated for the 2-D model of the structure using the Aki-Larner method. A Plane SH motion of Ricker wavelet type with a predominant period of 2 seconds is input into the 2-D model of the structure from the SW direction with an incident angle of 20° . The numbers of traces correspond to those of Sites.

実際、大阪平野は、大まかに見れば、六甲・生駒・和泉そして大阪湾を隔てて淡路の山系に囲まれた中に海成層が厚く堆積した北東—南西方向に長軸を持つ楕円形の堆積盆地構造の一部と見なせる⁶⁾。ここでのシミュレーションは、この長軸にほぼ平行な断面におけるものであったが、短軸方向である北西—南東方向の不規則地下構造による波のまわり込みが有り得る。

5. お わ り に

大阪湾岸（大阪南港近傍）の軟弱地盤上、上町台地の硬質地盤上、そして大阪平野北縁部の岩盤上で観測された地震動記録の解析と大阪堆積盆地の基盤構造を2次元的に仮定して得られた計算波形から、湾岸部地域の地震動予測をする上で重要と考えられる波動の性質が明かになった。以下にその諸点を記す。

(1) S波主要動前およそ1.3秒の上下動成分に、基盤岩と堆積層の境界面で生じたSV—P変換波が明瞭に現れる。

(2) S波主要動後4—5秒付近に(1)と同じ境界面から反射されたS波が極めて明瞭に現れる。この反射S波は水平動 transverse 成分に卓越し、その振幅はS波振幅の60—80%にも達する。一方上町台地ではこのような反射S波は見いだせない。

(3) 堆積層に入射するS波部分の継続時間が、振れ数或は卓越周期によって長い(数秒に及ぶ)時、S波主要動の継続時間は、後続して来る反射S波部分がS波のコーダ部分に重なることにより引き延ばされる。

(4) 2次元不規則地下構造モデルに基づく計算波形は反射S波の時刻歴は説明出来るが、その大きな振幅を定量的には説明することは出来ない。これは反射S波が3次元的に不規則な形状を持つ地下構造の影響を受けていることを示唆する。

(5) S波とSV—P変換波の走時差(1.3秒)、既報の堆積層の層厚(1.5 km)とP波速度(2.2 km/s)を用いると堆積層内のS波の平均速度はおよそ0.8 km/sと評価出来る。

上記以外の特徴的な点としては次のことがあげられる。1) (2)の反射S波出現後にも4—6秒毎に多重反射波らしき位相が見いだされる地震もある。これは波の入射方向に関係しているように見える。2) 反射S波とS波の走時差は波の入射方向に依存して変わる。

今回の観測及び解析で、大阪南港地域において4—5秒の差を持って振幅の大きな反射S波が繰り返して観測され、それが大阪平野の基盤構造と密接に関係していることが判明した。前述のように、大阪の基盤構造は東西断面において上町台地から大阪湾に向かいゆるやかに傾斜していることがわかっている。さらに今回の解析により大阪南港地域は『基盤が上向きに凹な形状を持つ地域』と考えられる。このような地域においては波動のfocusingが起きて小地震でも長い震動継続時間を持つ可能性がある。従って湾岸地域での長大構造物等の耐震設計には、地盤の非線形応答とともに堆積層内の反射による震動継続時間の延長も考慮する必要があるだろう。大阪平野における地震応答を定量的に推定するためには3次元的な基盤構造を地震探査等で詳細に求めていく必要がある^{4),7)}。

謝 辞

本稿を終えるにあたり、有益な助言を頂いた京大防災研究所入倉孝次郎教授に深く謝意を表します。観測点の設置並びに観測の維持に多大の便宜を計って頂き、また種々な面で御協力頂いた大阪府西大阪治水事務所、大阪管区気象台観測課及び京大阿武山地震観測所のすべての関係各位に心から御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 鳥海 勲：大阪平野の地震動特性，日本建築学会大会学術講演概要集（近畿），1980，pp. 487 - 488.
- 2) 松波孝治・入倉孝次郎・岩田知孝・藤原広行・松井一郎：大阪平野及びその周辺地域における広周波数帯域・広動帯域地震波観測，京大防災研年報，第 32 号 B-1，1989，pp. 53 - 60.
- 3) 吉川宗治・町田義之・寺本光雄・横田 裕・長尾英孝・梶原正章：反射法地震探査による大阪市内の深部構造調査，秋期地震学会講演予稿集，1982，pp. 140.
- 4) 鳥海 勲・竹内吉弘・大場新太郎・堀家正則・井上 豊・馬場研介：大阪平野の地下構造—北港発破実験 1988 による—，地震，第 43 巻，第 3 号，1990，pp. 373 - 378.
- 5) Aki, K. and K. Larner: Surface Motion of a Layered Medium Having an Irregular Interface due to Incident Plain SH Waves, J. Geophys. Res., Vol. 75, 1970, pp. 933 - 954.
- 6) 藤田和夫：大阪盆地の構造，関西の大深度地盤特性講演シンポジウム，土木学会関西支部・土質工学会関西支部，平成 2 年 11 月 8 日，pp. 1 - 12.
- 7) 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・江見 晋：発破実験より推定される大阪堆積盆地構造，地震，第 43 巻，第 4 号，1990，pp. 527 - 537.