

近畿における広帯域強震動アレイ観測

松波 孝治・岩田 知孝・入倉孝次郎

SEISMIC ARRAY OBSERVATIONS FOR STRONG GROUND MOTION OVER BROAD FREQUENCY BAND IN THE KINKI DISTRICT OF SOUTHWEST JAPAN

By Koji MATSUNAMI, Tomotaka IWATA and Kojiro IRIKURA

Synopsis

We are observing seismic waves from small to large earthquakes at a seismic array network deployed in the Kinki district to elucidate and predict vibrational characteristics for strong ground motions. The network is composed of four stations on rock sites and nine stations on ground sites. At each station, we install a three-component velocity seismometer with a wide dynamic range of 78 dB over a broad frequency band from 0.025 to 30 Hz. From comparisons among the seismograms from an earthquake of $M=5.2$ occurring in the aftershock region of the 1946 Nankai Earthquake of $M=8.1$, we obtained the following results. (1) The seismic motions at a hard ground site (OSA) on a diluvium in the central Osaka Plain are characterized by a distinctive surface-wave group around 20 to 30 seconds after S arrivals. The amplitude of the wave group is comparable to that of the principal part of S waves. The wave group vibrating in the north-south direction is composed of Love waves that propagate not from the epicenter in the south direction but from the east mountainous region. (2) The seismic motions at a soft soil site (WOS) in the Osaka Bay areas are characterized by S waves strongly reflected from the interface between a sedimentary layer and a basement rock around 4 to 5 seconds after S arrivals. Their amplitudes reach 60 to 130% of S-wave amplitudes. This can not be explained by a horizontally layered model of the underground structure.

1. は じ め に

大地震時における強震動予測のためには、対象とする地域に高密度の強震動観測網を展開し、将来大地震の発生が予想される震源域付近で生じた小～中規模地震を多数観測することにより震源特性、波動の伝播経路特性及び表層地質構造の地震動への影響いわゆるサイト特性等を精度よく評価する必要がある。しかしながら西日本の中枢的都市機能を持つ京阪神地域の強震動観測点は、地震活動の活発な南関東および東海地域に比べて極めて少ない。

京阪神地域を中心とする近畿地方に被害をもたらす地震には、紀伊半島沖から四国沖にかけた南海トラフ沿いの巨大地震と内陸部に発生する地震の2種類がある。南海トラフ沿いの巨大地震は、歴史的に繰り返して生じており、その再来周期は100～150年と言われている¹⁾。1946年に生じた南海地震 ($M=8.1$) からすでに46年経過しており、近い将来、大地震前の活動期に入ることが予想されている。一方近畿地方内陸部に発生する地震もまた、歴史的に見れば大きな被害をもたらして来ており、とくに京都・奈良・大阪周辺と琵琶湖周辺に大きな地震が頻発した。明治以降に限れば、1909年姉川地震 ($M=6.9$)、1927年北丹後地震 ($M=$

7.5), 1936年河内大和地震 ($M=6.4$) そして1952年吉野地震 ($M=7.0$) が挙げられる。このように京阪神を中心とした近畿地方は、ここ数十年に限れば大きな被害をもたらした地震を経験してはいないが、歴史的に見れば、被害地震を発生させる地震活動の能力は高いと言える。一方近年、特に阪神地域では超高層建物並びに長大構造物が急激に増えているが、まだ大きな地震を経験しておらずその耐震能力の評価のための地震動データは極めて不足している。このように、近畿地方、中でもとりわけ人口密度が高く重要構造物が集中しライフライン網が縦横に走っている京阪神地域においても、南関東・東海地域と同様に精度の高い強震動予測に基づいた防災・減災対策の必要性が生じてきた。このためには、同地域に高密度の強震動観測網を構築し、その発生が予想される大地震の震源域付近で生じる小～中規模地震の地震動データの取得が必要不可欠である。

上述の観点から、我々は1988年から京阪神及びその周辺地域に、広帯域な周波数特性を持った速度型強震計3成分から成る強震動観測点を除々に増設し、現在計6点になった²⁾。さらに1992年3月からは、滋賀県消防防災課と共同で琵琶湖周辺の3地点でも同様の強震観測を開始した。1992年中には同周辺地域に、さらに3点増設する計画である。また我々は上記の定常観測点とは別に、局所的な表層地質構造や地形等による地震動への影響を調べる目的で、計4点からなる強震動小アレイ観測を temporary に行っている。本稿では、これら定常的及び temporary な強震動観測の概要を報告すると共に、観測された地震動記録の比較から推定できる不規則形状な堆積盆地構造を成す大阪平野^{3)~5)}の地震応答特性について若干の考察をする。

2. 観測点と観測方法

Fig. 1 に観測点の配置を示す。▲印は岩盤上の、△印は地盤上の観測点である。Table 1 に各観測点の位置並びに地震計のタイプ・感度、総合周波数特性、サンプリング周波数、ダイナミックレンジ等を示す。これら観測点のうち ABD, TRH 及び MNK は滋賀県消防防災課との共同観測点である。観測は総て速度型強震計3成分で行っている。100 Hz のサンプリング周波数でデジタル化するため 30 Hz (VS-1, 2, 3) ないしは 45 Hz (VSE) にしや断周波数 (F_c) を持つ Low-pass Filter (LPF: 減衰傾度 42 db/oct (VS-1, 2, 3) あるいは 24 db/oct (VSE)) を地震計の出力に直結している。Table 1 に示すように VS-3 は 0.0017 Hz (周期約 600 s) から 30 Hz まで、そして VSE は 0.017 Hz (周期約 60 s) から 45 Hz まで、それぞれ平坦な周波数特性を持つ。波形は 14 bit あるいは 16 bit の分解能を持つ AD 変換器でデジタル化される。いずれの観測点も数 $\text{milli}\cdot\text{cm/s}$ から 20 cm/s (VS-1) あるいは 40 cm/s (VS-2, 3 及び VSE) の地動を観測でき、78~86 dB のダイナミックレンジを確保できる。記録媒体には 3.5 inch のフロッピーディスク (ABU, TNJ, SEN), ハードディスク (WKY), カートリッジテープ (OSA) 及び IC カード (ABD, TRH, MNK) を用いている。現在9観測点中5点 (TNJ, SEN, ABD, TRH, MNK) は公衆電話回線によるテレメータリング機能をもっている。なおいずれの観測点においても1時間ごとにラジオの時報で時刻較正を行うため時刻精度は誤差0.01秒以内である。

以上は定常観測点の概要であるが、この他に4点から成る temporary な小アレイ観測を大阪市の上町台地域 (OSA 付近) で行っている。これは、大阪堆積盆地の地震応答とくに盆地周縁部で2次的に生成されるS波後続表面波群の生成と伝播過程を解明することを目的としている。Fig. 2 に小アレイ観測の位置を示す。小アレイの口径は約 600 m であり、地震計は定常観測と同様の3成分速度型強震計 (VSE) である。地震計の出力を F_c が 45 Hz の LPF に通した後 100 Hz のサンプリング周波数でデジタル化し、IC カードに記録する。総合的には 0.017~45 Hz の帯域で平坦な周波数特性を持ち、86 dB のダイナミックレンジを有する。また1時間ごとにラジオの時報で時刻較正を行うため時刻精度は誤差0.01秒以内である。

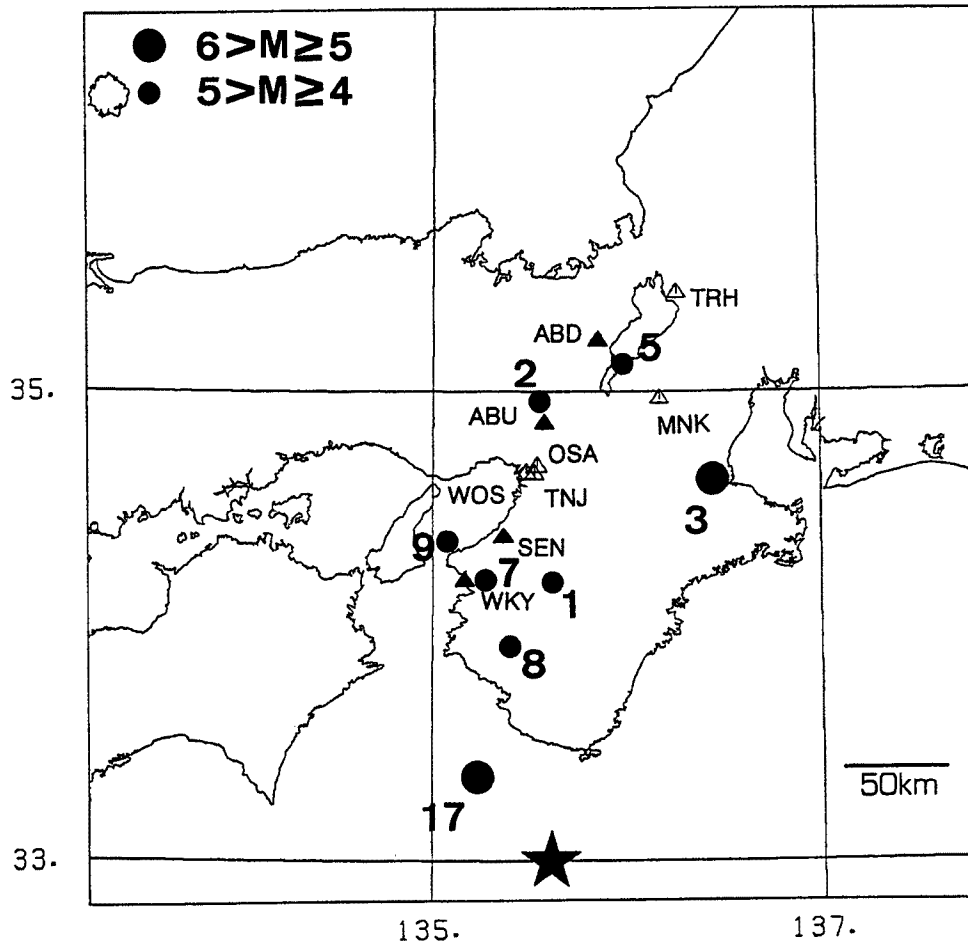


Fig. 1. Seismograph stations and epicenters of the earthquakes analyzed. The station locations are shown by the solid closed triangles (rock sites) and the open triangles (ground sites). Epicenters are shown by the solid closed circles. The epicenter numbers correspond to the earthquake numbers in Table 2. A solid closed star (★) shows the epicenter of the main shock of the 1946 Nankai Earthquake.

3. 観測記録から推定される大阪平野の地震応答——特にS波後続波群について

Table 2 に定常及び臨時観測点でこれまでに観測された地震のリストを示す。Fig. 3 に1991年10月20日紀伊半島白浜沖で起こった地震（マグニチュード $M=5.2$ 、震源の深さ $H=37$ km, Fig. 2 参照, ●印 (No. 17) で震央を示した) の WKY, OSA 及び WOS での記録を示す。この地震は1946年に発生した南海地震 (Fig. 2 参照, ★印で main shock の震央を示した) の余震域内で生じており、これらの記録は、将来その襲来が予想される南海道沖の巨大地震による大阪平野部の強震動を予測する上で重要な情報を持っている。中村⁶⁾によれば、この地震は地殻底下地震としては最近では顕著なもので、紀伊半島全域が有感（震度1～3）を記録したが、この地震のメカニズム解は、最近まで近傍でみられた水平横ずれ型と異なり、正断層型を示した。

岩盤上の WKY の記録は、大阪平野に入射する地震波動と考える事が出来る。上町台地地域の硬質地盤上の OSA 及び大阪湾岸地域の軟弱地盤上の WOS と比較して、P波及びS波部分以外に顕著な位相が見られない単純な波形を示している。OSA 及び WOS の記録では、とくにS波到着後に、S波部分と同程度かそ

Table 1. Specification of seismic observation system

STATION	LAT. in Deg.	LONG. in Deg.	SEISMO- METER	Frequency Band in Hz	Sampling Rate in Hz	Pre- memory in s	Sensitivity in V/(cm/s)	Recording system	System Dynamic range in db	Recording Media	Remarks
ABU	34.856N	135.571E	VS-3	0.017-30	100	5	0.25 2.50	HP9000 14bitADC	86	3.5FD	
WKY	34.188	135.167	VS-2	0.025-30	100	6	0.125 12.5	HP9000 14bitADC	86	HD+FD	
OSA	34.678	135.537	VS-3	0.0017-30	100	10	0.25 2.50	SAMTAC 16bitADC	80	CT	
WOS	34.648	135.482	VS-1	0.025-30	100	10	0.50 5.00	SAMTAC 16bitADC	80	CT	
TNJ	34.644	135.522	VS-1	0.025-30	100	10	0.50 5.00	DRF1+ 14bitADC	78	3.5FD	Modem
SEN	34.377	135.363	VS-1	0.025-30	100	10	0.50 5.00	DRF1+ 14bitADC	78	3.5FD	Modem
ABD	35.209	135.851	VSE	0.017-45	100	5	0.25	CV901 16bitADC	86	IC card	Modem
TRH	35.416	136.265	VSE	0.017-45	100	5	0.25	CV901 16bitADC	86	IC card	Modem
MNK	34.968	136.170	VSE	0.017-45	100	5	0.25	CV901 16bitADC	86	IC card	Modem

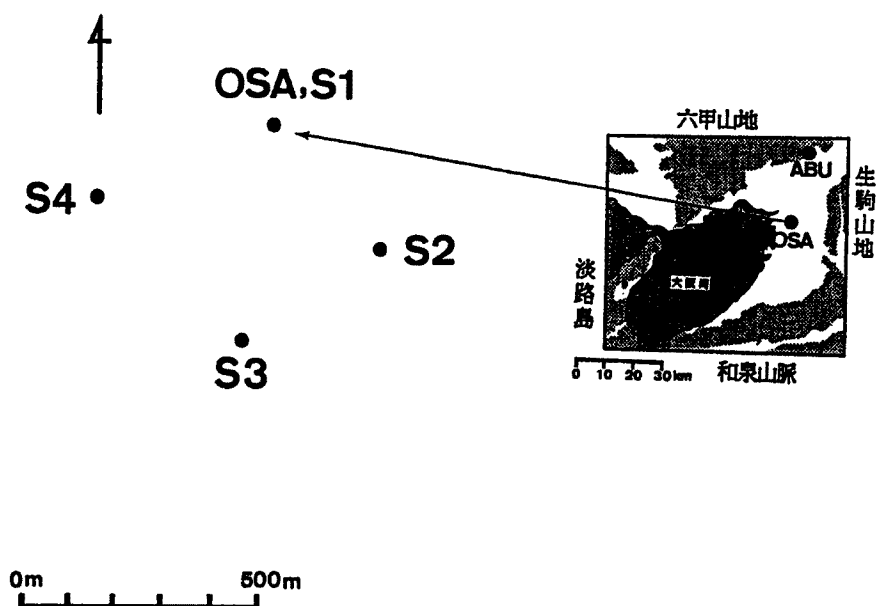


Fig. 2. Location of small seismic array deployed in the central Osaka Plain. The array is composed of four stations (S1 to S4) located around OSA. The aperture of the array is about 600 m.

Table 2. List of earthquakes recorded

Earthquake Number	Origin Time				Earthquake Location			Epicentral 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' E	34° 10.8' N	70	56	4.5	Nara-Wakayama border (near Mt. Koyasan)
2	1988	12	13	18:41:36.2	135° 34.1'	34° 58.6'	13.6	32	4.1	Kyoto-Osaka border (near Kameoka city)
3	1989	02	19	13:58:24.0	136° 28.1'	34° 36.5'	45	90	5.3	northern Mie prefec. (near Hisai city)
4	1989	05	02	16:08:17.2	136° 36.2'	35° 19.7'	39	122	4.7	Shiga-Gifu border (near Sekigahara region)
5	1990	01	11	20:10:51.7	134° 58.7'	35° 06.6'	11	64	4.9	NW Shiga prefec. (near Moriyama city)
6	1990	02	20	15:53:58.6	139° 14.0'	34° 45.6'	6	340	6.5	near Izu-Oshima island
7	1990	03	11	14:03:22.8	135° 14.9'	34° 12.3'	10	59	4.3	NW Wakayama prefec. (near Wakayama city)
8	1990	03	16	02:13:18.7	135° 22.6'	33° 55.7'	62	85	4.2	Wakayama prefec. (near Hidaka region)
9	1990	04	05	13:09:32.7	135° 04.7'	34° 23.0'	13	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.)
11	1991	06	07	20:52:05.7	122° 34.0'	-7° 16.1' (S)	563	4860	6.3	Flovers Sea
12	1991	06	16	11:36:55.4	135° 36.3'	34° 01.9'	68	75	4.3	Nara-Wakayama border (near Mt. Gomanodansan)
13	1991	07	24	18:36:36.4	139° 07.3'	32° 21.5'	251	421	5.4	near Hachijojima island
14	1991	08	06	23:49:31.8	141° 09.6'	35° 48.9'	43	527	5.9	near Choshi city
15	1991	08	28	10:29:02.2	133° 11.4'	35° 19.2'	13	226	5.9	western Tottori prefec.
16	1991	09	03	17:44:47.4	138° 49.9'	33° 41.0'	33	323	6.3	near Miyakejima island
17	1991	10	20	18:51:28.8	135° 14.9'	33° 23.7'	37	145	5.2	off Kii-hanto peninsu.
18	1991	10	27	04:59:07.8	135° 19.0'	33° 49.6'	59	97	4.3	central Wakayama prefec.
19	1991	10	28	10:09:12.3	131° 08.2'	33° 54.1'	25	414	5.9	around Suo-nada (near Ube city)
20	1991	11	02	08:53:27.7	135° 32.0'	35° 02.1'	13	36	4.3	Kyoto-Osaka border (near Kameoka city)
21	1992	01	01	22:03:55.9	135° 33.4'	34° 09.0'	68.1	59	3.9	Wakayama-Nara border (near Kameoka city)
22	1992	01	20	22:37:04.0	139° 44.5'	27° 51.9'	513	855	6.9	near Chichijima island
23	1992	02	02	04:04:05.7	139° 47.5'	35° 13.6'	92.3	392	5.9	Tokyo Bay

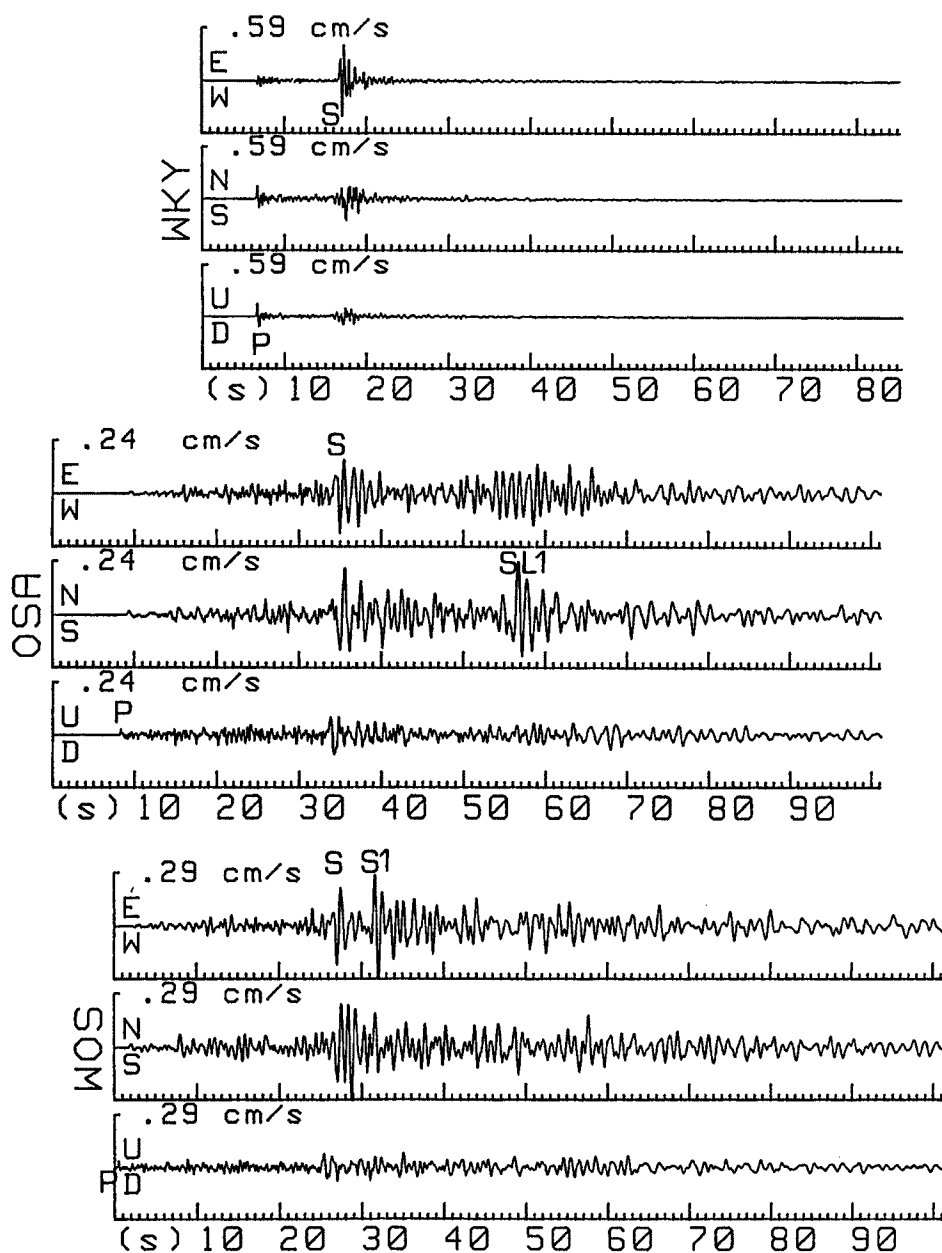


Fig. 3. Comparisons of waveforms observed at WKY, OSA and WOS for the earthquake of No. 17 in Table 2 and Fig. 1. The earthquake occurred in the aftershock region of the 1946 Nankai Earthquake. WKY: rock site, OSA: hard ground site on a diluvium in the central Osaka Plain, WOS: soft soil site in the area of Osaka Bay. 'P' and 'S' phases are P and S waves, respectively. A 'SL1' phase of NS component at OSA is composed of a Love-wave group that propagates not from the epicenter in the south direction but from the east mountainous region. A 'S1' phase of EW component at WOS is a S wave strongly reflected from the interface between a sedimentary layer and a basement rock under the bay area.

れ以上の振幅を持った顕著な後続波群が見られる。さらに詳細に見ると、OSA ではS波主要動後およそ20～30秒付近のEW成分と、同じく20秒付近のNS成分に顕著な波群が現れるのに対して、WOSではS波主要動後4～6秒付近のとくにEW成分にS波部分以上の振幅を持つ顕著な波群が出現している。このS波主要動後から数10秒間における両地点の地震応答の違いについて、これまでに得られた地震記録の解析結果に基づいて検討する。

これまでの観測の結果、上町台地地域（OSA）ではS波主要動後に周辺の岩盤上で見られないような、S波主要動部分に比べて大振幅、長周期で震動継続時間の長い波群が出現することが指摘されている^{2),7),8)}。鳥海^{7),8)}は、大阪平野及びその周辺地域における1970年以降の加速度地震計NS成分の多点観測の結果から、上町台地上の阿倍野では、震央方向に依らずS波主要動後20秒で卓越周期1秒前後のやや長周期の顕著な後続波群が出現すると指摘した。またこれら波群の走時から、顕著なS波後続波群のうち震央が北東～東～南にあるものは、生駒山と堆積層との境界付近を二次的な震源としたRayleigh波であると推測している。一方井口⁹⁾は、上町台地上にある大阪管区気象台（OSAと同一地点）の59型直視式電磁地震計（変位計）と京大防災研究所地震予知研究センター阿武山観測所（ABUと同一地点）のウィーヘルト式変位計で観測された同一地震の記録の比較から、S波後続波群特にS波到着後最初に出現する顕著な波群（第一後続波群）のS波からの到着時刻の遅れは震央方向によって異なった傾向を示すこと、すなわち震央が北～東～南にある地震ではS波到着後約20～40秒で到着するのに対し、震央が西方にある地震ではそれより遅くS波到着後約40～60秒に到着する事を示し、地震応答（特に後続波群の生成と伝播）が地震波の大阪平野への入射方向によって異なる事を指摘した。また松波等¹⁰⁾は、Fig. 2に示したOSA付近での小アレイ観測で得られた地震動データ（Fig. 4にデータの一例を示す）を用いて、特に顕著に現れたNS成分上の第一後続波群（図中のSL1相、これは鳥海^{7),8)}の指摘した波群と考えられる）の伝播方向とwave typeを波動論的に吟味し、震央方向が南である地震動記録のNS成分に顕著に現れる第一後続波群の周期2.5～5秒の成分は、ほぼ東方（生駒山の方向）から到来するLove波タイプの表面波であることを指摘している。残念ながら小アレイに至るまでの波群の伝播経路上に観測点が無いため群速度を決定できず、したがって二次的な震源の位置を推定することはできていない。Fig. 4は小アレイで観測・解析された地震動記録の例である。この地震は1992年1月20日父島近海で生じ、M=6.9、H=513 kmそして震央距離L=855 kmであった。図中、P、S及びSL1はそれぞれP波部分、S波部分そして第一後続波群を示している。一方EW成分でもS波後約10～20秒付近に顕著な波群が存在する。

上述したように、上町台地地域では地震波が南方から大阪平野に入射する場合、S波到着後20～30秒付近に震央方向とは異なる東方の生駒山方向からLove波タイプの表面波が到来し、NS成分に顕著に現れる。Fig. 3のOSAのNS成分にもやはりS波到着後20～30秒付近に顕著な波群（図中のSL1相）が見られる。その卓越周期はS波主要動部分と同じく約1秒で、これは松波等¹⁰⁾により解析・検討された周期帯（2.5～5秒）より短い。波群の出現時刻から東方から到来したLove波であると推測できる。また、Fig. 3のOSAのEW成分及びFig. 4の小アレイ記録のEW成分上でも、S波後約10～20秒付近に顕著な波群が存在する。これら波群もまた2次的に生成された表面波群と考えられる。このように、上町台地地域及びその東方の生駒山までの平野部では、地震波が南の方向から大阪平野に入射してくる場合、S波主要動と同程度あるいはそれ以上の振幅を持った東方から到来する表面波群による強い震動を受けることが予測される。この表面波群の周期は地震規模や震源距離に依存するが、これまでの観測結果では、1～5秒の周期成分が確認されている。

上町台地から西方の大阪湾岸地域の軟弱地盤上（WOS）に特徴的な地震応答は、S波主要動後4～5秒付近に、基盤岩と堆積層の境界面から反射されたS波が極めて明瞭に現れることである¹¹⁾。この反射S波は水平動radial成分でも見られるがtransverse成分の方が卓越し、その振幅はS波振幅の60～80%にも達する。またこれに付け加えるべき観測事実として、OSAではこの様な反射S波は識別できないことが挙げられる。Fig. 5にWOSで観測された反射S波（図中のS1相）の記録例を示す。同図のトレースは総てtransverse

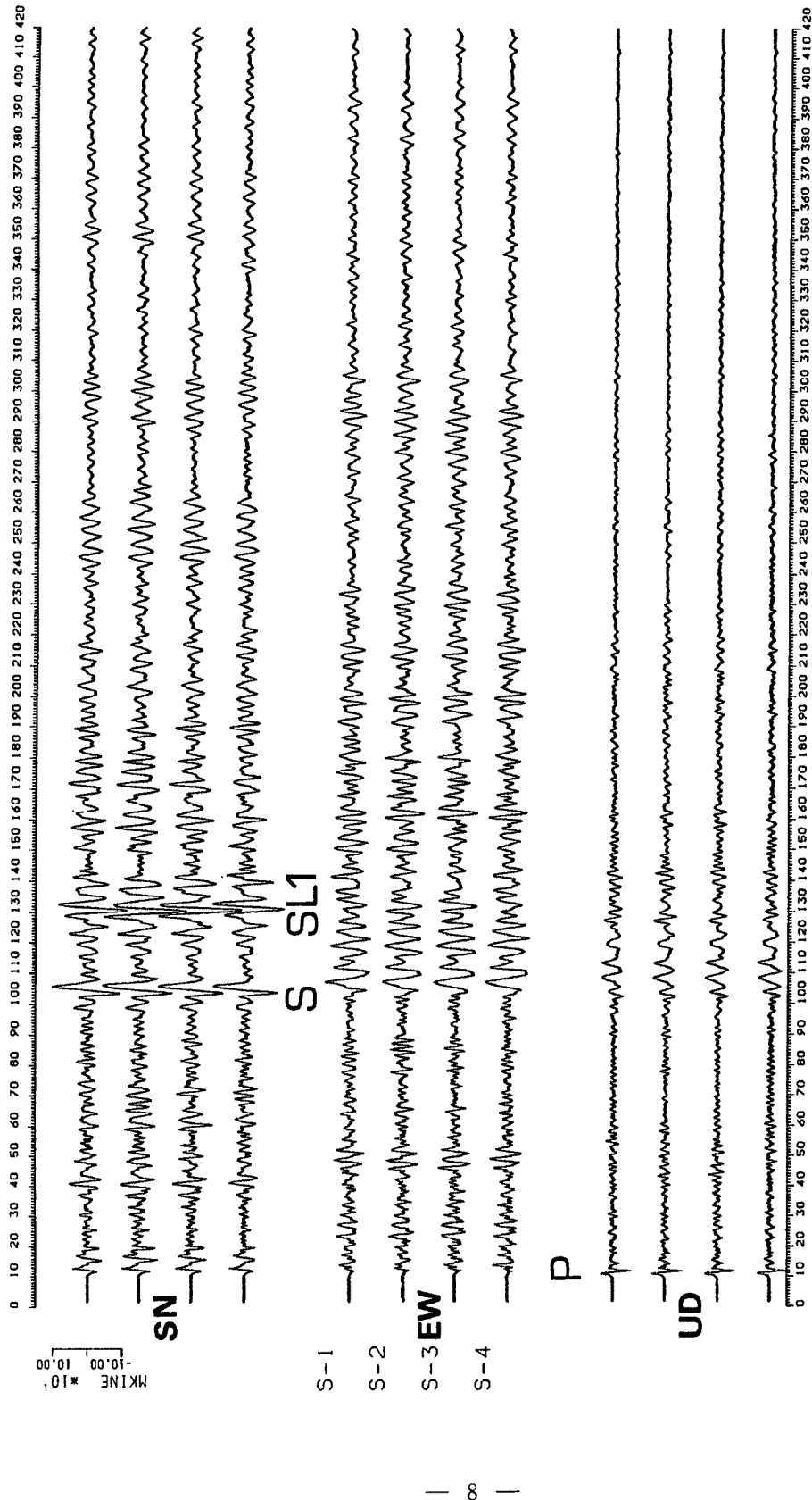


Fig. 4. Seismograms observed at small seismic array deployed in the central Osaka Plain for the earthquake of No. 22 in Table 2. The epicenter location of the earthquake is in the south-south-east direction from the array. 'P' and 'S' phases are P and S waves, respectively. 'SL1' phases of SN components are secondarily generated Love-wave groups propagating from the east mountainous region.

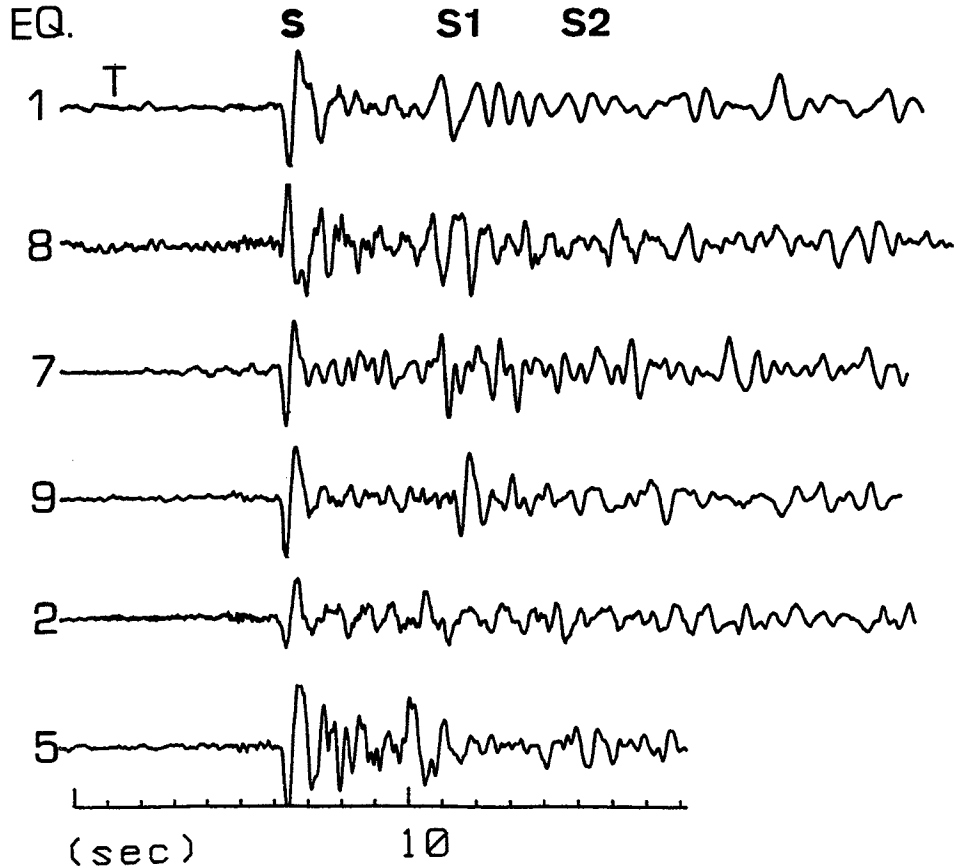


Fig. 5. Reflected S waves observed at a soft soil site (WOS) in the Osaka Bay area. Traces are transverse components (T). 'S' and 'S1' phases are direct S waves and S waves strongly reflected by the interface between a sedimentary layer and a basement rock under WOS respectively. The trace numbers correspond to the earthquake numbers in Table 2 and Fig. 1. Double-reflected S waves ('S2') also appear after single-reflected S waves ('S1').

成分である。トレース番号は Table 2 の地震番号に対応する。また震央は Fig. 1 に示した。北西方向に震央を持つ地震の記録例がないが、概ねいずれの方向から大阪平野に地震波が入射してきても反射 S 波が明瞭に現れると言える。Fig. 3 の WOS の記録の EW 成分（震央が南方向にあるためほぼ transverse 成分と見なせる）にも S 波後 4～5 秒付近に S 波とは位相が逆転した反射 S 波らしい相が見られる。しかし、振幅が S 波の 1.3 倍もあり振幅面での検討が必要である。しかしこれまでに観測された反射 S 波の振幅も S 波の 60～80% に達しており、基盤岩と堆積層間の反射境界面の 3 次元的な不規則形状を想定すれば、強い focusing 効果によって、大振幅の反射 S 波を説明できる可能性がある。岩盤上の WKY の記録にはこのような相が見られないことより、震源及び地殻内の構造との関連性はない。また表面波が大阪平野に入射してきたという可能性は、WKY の記録上で表面波を明瞭には見いだせないこと及び OSA の記録上で S 波後に WOS で観測される S1 相に対応する相が見られないこと等により否定し得る。さらに大阪平野と周辺山地の境界付近で 2 次的に生成され伝播してきた表面波という可能性も、その出現時刻（S 波後 4～5 秒付近）から否定される。従って、検討すべき問題はあがるが、この S1 相は異常に大きな振幅を持った反射 S 波と考える事ができる。このように大阪湾岸部の軟弱地盤地域では S 波主要動のみならず、S 波主要動と同程度あるいはそれ以上の振幅を持った反射 S 波震動を受ける。

大阪湾岸部の厚い堆積層に入射する S 波部分の継続時間が、振動数（振れ数）あるいは卓越周期によって

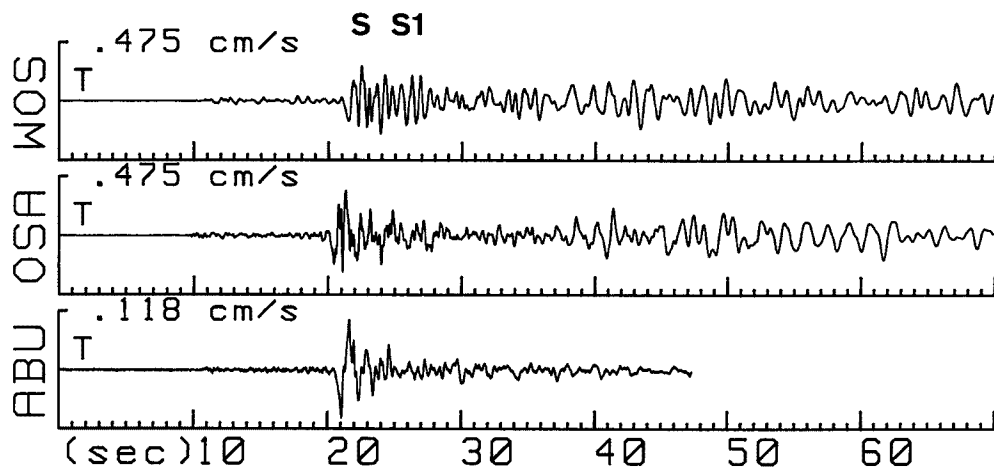


Fig. 6. Comparison of wave forms observed at WOS (in the Osaka Bay area), OSA (in the central Osaka Plain) and ABU (in the northern edge of Osaka Plain) for the earthquake of No. 3 in Table 2 and Fig. 1. Traces are transverse components (T). 'S' and 'S1' phases at WOS are a S wave and a S wave reflected by the interface between a sedimentary layer and a basement rock, respectively. Principal part of the S wave at WOS is elongated by the superposition of the reflected S wave on the S-wave coda. 'S1' phase can not be discriminated at OSA and S-wave form at OSA is similar to that at ABU. The duration of S-part at OSA is short compared with that at WOS.

長い（数秒に及ぶ）時、軟弱地盤上で観測される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ことが指摘されている¹¹⁾。Fig. 6にその観測事例を示す。この地震（ $M=5.3$, $H=45$ km, 震央は Fig. 1の●印（No. 3））は三重県久居市付近を震央とし、地震波はほぼ東の方向から大阪平野に入射する。トレースは全て transverse 成分である。S波部分の波形は、岩盤上のABU、硬質地盤上のOSAそして軟弱地盤上のWOSともに似ている。先に指摘したようにOSAでは反射S波らしきものは見られない。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4～5秒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である。

4. お わ り に

1946年の南海道地震の余震域内で最近生じた地震の記録を基にして、地震波が大阪平野に南方向から入射する場合の硬質地盤上の上町台地地域と大阪湾岸部の軟弱地盤地域の地震応答（特にS波主要動後から数10秒間における）について、これまでに得られている観測・解析結果を用いて検討した。以下にその結論をまとめる。

(1) 上町台地地域及びその東方の生駒山までの平野部では、S波主要動後にS波と同程度或はそれ以上の振幅を持った東方から到来する表面波群による強い震動を受けることが予測される。水平動NS成分の第一後続波群はLove波タイプである。またEW成分にも顕著な波群が見られる。これら表面波群の周期は地震規模や震源距離に依存するが、これまでの観測結果では、1～5秒の周期成分が確認されている。

(2) 湾岸部の軟弱地盤地域では、S波主要動後4～5秒付近で、S波部分と同程度或はそれ以上の振幅を持った反射S波震動（基盤岩と堆積層の境界面を反射面とする）を受ける。一方上町台地地域ではこのような反射S波は観測されない。基盤岩から厚い堆積層に入射するS波部分の継続時間が、振動数（振れ数）あるいは卓越周期によって長い（数秒に及ぶ）時、軟弱地盤上で観測される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。この反射S波は、地震波が南からのみならず北～東～西から大阪平野に入射する場合にも明瞭に観測される。

謝 辞

本稿を終えるにあたり、観測点の設置並びに観測の維持に多大の便宜をはかって頂き、また種々の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、関西電力泉南変電所、大阪教育大学天王寺校、東大地震研究所和歌山微小地震観測所、京大阿武山観測所、滋賀県消防防災課、大阪市大手前整肢学園、大阪市銅座幼稚園、大阪市南大江小学校の全ての関係各位に心より御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Mogi, K.: Sequential occurrence of recent great earthquakes, J. Phys. Earth, Vol. 16, 1968, pp. 30-36.
- 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) 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.
- 4) 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・土質工学関西支部，平成2年11月8日，pp. 1-12.
- 5) 香川敬生・澤田純夫・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.
- 6) 中村正夫：私信，1992年5月29日.
- 7) 鳥海 勲：大阪平野の地震動特性——あとゆれの伝達経路について——，日本建築学会大会学術講演概要集（近畿），1980，pp. 487-488.
- 8) 鳥海 勲・井上 豊・馬場研介・竹内吉弘・大場新太郎・堀家正則：大阪平野の地震動特性——フェーズⅡ——長周期地震動特性，災害科学研究所，1990.
- 9) 井口智長：大阪平野で観測されるS波後続波群，京大大学院理学研究科地球物理学専攻修士論文，1992年3月.
- 10) 松波孝治・井口智長・岩田知孝・入倉孝次郎：大阪平野で観測されるS波後続波群，地震，投稿予定.
- 11) 松波孝治・岩田知孝：広帯域地震アレイ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——，京大防災研年報，第34号B-1，1991，pp. 165-175.