

南大阪地点における 水平アレー地震記録の解析

副田悦生¹・玉井秀喜²・仲津直之²・竹澤請一郎³・山田雅行⁴

¹正会員 工修 関西電力株式会社 総合技術研究所 (〒661-0974 兵庫県尼崎市若王寺 3-11-20)

²正会員 関西電力株式会社 総合技術研究所 (〒661-0974 兵庫県尼崎市若王寺 3-11-20)

³正会員 株式会社ニュージェック 技術開発部 (〒542-0082 大阪市中央区島之内 1-20-19)

⁴正会員 工修 株式会社ニュージェック 技術開発部 (〒542-0082 大阪市中央区島之内 1-20-19)

南大阪地点の水平アレーで観測された兵庫県南部地震の本震記録について、NS成分が卓越する90～120秒付近の波群とEW成分が卓越する45～75秒付近の波群を対象に検討を行った結果、その周波数特性、到来方向、位相速度などからLove波が卓越することが明らかになった。これにより、実測記録に基づいて大阪平野南部における兵庫県南部地震時の表面波伝播性状の一典型を明らかにすることができた。この結果は表面波に主眼をおいた入力地震動評価に資するものであると考えられる。

Key Words : Hyogo-Ken-Nanbu Earthquake, horizontal array, Love wave propagation, Minami Osaka, semblance, F-K spectrum

1. はじめに

近年、特に兵庫県南部地震以降、耐震設計における入力地震動の設定は大きな課題となってきた。経験的グリーン関数法などの波形合成手法を用いて、いわゆるレベル2地震動を評価することもしばしば行われている。このように求めた入力地震動は、震源、伝播経路、サイト特性等の特徴が可能な限り反映され、精度の高いものであるが、実体波に主眼を置いていることは否めない。しかし、堆積平野(盆地)上に存在する埋立地盤、タンク、シールドトンネル、高層建築物等の大型重要施設は長周期構造物であるため、その入力地震動設定に際して、実体波以上に周期が長く継続時間も長い表面波の影響に注意を払わなければならない場合がある。

一方、大阪平野における表面波の研究は、鳥海(1975)¹⁾によって主要動の30秒以上後に卓越する周期1～2秒の波動の存在が指摘されて以来行われている。鳥海ら(1982)²⁾では、その波動を「あとゆ

れ」と呼び、1.0Hz 付近の卓越する「あとゆれ」が生駒山地または六甲山地のエッジから生成すると仮定して、大阪での震度0～3の地震に対してその伝播速度が600m/s程度であることを示した。さらに、片岡ら(1997)³⁾は構造物の耐震設計を念頭に置き、大阪で震度4以上と推定される兵庫県南部地震の観測記録を用いて大阪市西部(関西地震観測研究協議会・福島地点付近の5km×3km程度のエリア)における0.2～0.4Hz 付近の表面波伝播性状について検討している。

このように既往の研究では定性的であったり、小さな地震に基づく検討であったり、また局所的な検討であったりするために、大阪平野の表面波の問題は従前から議論され重要視はされているものの、定量的な評価が十分になされているとは言い難いと思われる。したがって、兵庫県南部地震のような強震観測記録を用いた表面波の定量的な評価が大阪平野の種々のエリアにおいて実施されることは非常に重要であると考えられる。

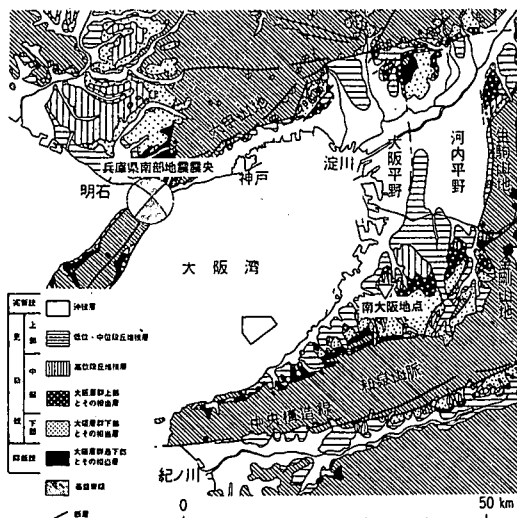


図-1 南大阪地点位置および概略地質⁴⁾

著者らは、大阪府南部光明池付近（南大阪地点）に設置した水平アレー（トリパタイト）地震計により、兵庫県南部地震による 10cm/sec を超える強震記録（速度）を観測した。この観測記録は大阪平野南部における表面波伝播性状を議論する上で、数少ない貴重なデータの一つであると考えられる。本論文では、兵庫県南部地震時に大阪平野南部がどのように揺れたかを定量的に把握することを目的として、上述の観測記録を用いて南大阪地点での表面波伝播性状を検討した結果について述べるものである。

2. 南大阪地点における地震観測記録の概要

(1) 南大阪地点の概要

a) 位置および概略地質⁴⁾

大阪平野内、特に大阪平野南部の丘陵地を伝播するやや長周期の表面波の検討を行うことを目的として、大阪府南部光明池付近に位置する南大阪変電所に地震観測点を設置している。図-1に南大阪地点の位置および概略地質を示す。

大阪堆積盆地南部地域の地形は、南縁および東縁にある山地、その北西側山麓部に広がる丘陵、丘陵の北西側あるいは丘陵周辺に発達する台地、これらを開析した低地に分けられる。

山地は東西方向に伸びる和泉山脈、南北方向の金剛山地・二上山などである。この他にも神於山や金胎寺山など、丘陵地域に孤立山地が存在する。山地

表-1 常時微動水平アレー観測における観測仕様

観測点数	7点
アレーの大きさ	直径 1.5km 三角形アレー 直径 750m 三角形アレー 直径 250m 三角形アレー
地震計	固有周期 10 秒動コイル型速度計 (上下)
フィルター	4Hz 低周波通過
サンプリング	100Hz
観測記録長	50 分 (直径 1.5km, 750m アレー) 30 分 (直径 250m アレー)
観測時間帯	夜間

を構成する基盤岩類は、和泉山脈前縁山地北部から金剛山地に分布する頰家花崗岩類（主に白亜紀）、和泉山脈前縁山地南部に発達する泉南流紋岩類（白亜紀）、和泉山脈主峰部を構成する和泉層群（白亜紀最末期）、二上山周辺の二上層群（第三紀中新世）、および二上層群相当層の甘南備累層・火山岩類である。

丘陵は数 10～250m の標高を持ち、西から東へ次第にその分布を広げながら、東北東～西南西方向に約 45km 連なっている。この丘陵地は、北流する各河川によって、南北に伸びる多くの小丘陵に分割されている。丘陵は主として大阪層群から構成されるが、丘陵の基部には基盤岩類が局所的に分布する。

図-1 をみると、南大阪地点は光明池近傍の高位段丘層に区分される丘陵部に位置していることがわかる。

b) 南大阪地点の地盤構造

近年、自然地震だけではなく水平アレーを用いた常時微動の観測記録の解析から地下構造の推定が試みられ、各地で成果を収めている^{5), 6), 7)}。この手法は、常時微動の水平アレー観測記録から微動に含まれる表面波の周波数毎の位相速度と到来方向を求め、その分散性から地下構造と表面波の伝播特性を推定するものである^{8), 9)}。なお、一般的な観測では Rayleigh 波の位相速度を対象として上下動成分の収録が行われる。

南大阪地点付近の常時微動水平アレー観測は表-1の観測仕様に基づいて実施した。

図-2にF-Kパワー・スペクトルより求めた周波数毎の位相速度を示す。解析は、車などのノイズによる非定常な波動の影響を可能な限り避けるため、観測記録のうち解析に用いる範囲を変えて周波数毎に数回の試行を行った。図-2の位相速度はその平均値（丸印）と標準偏差（上下のバー）として示している。これをみると、0.4～1.5Hz の範囲で位相速度が

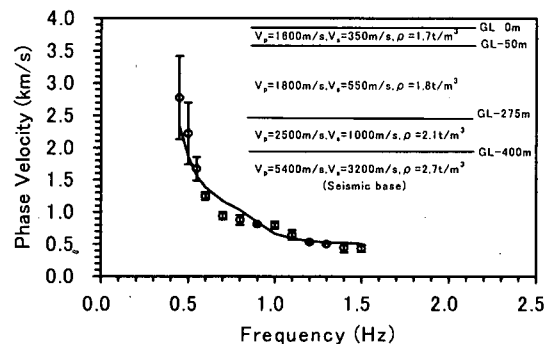


図-2 常時微動による Rayleigh 波位相速度とインバージョン結果での分散曲線 (南大阪地点)

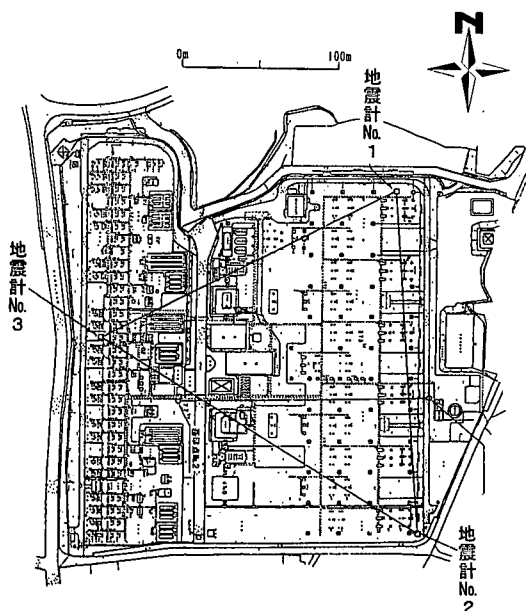


図-3 南大阪地点地震計設置位置

精度良く求められていることがわかる。また、低周波数になるほど位相速度の速くなる、正の分散性を示していることもわかる。なお、図-2には常時微動水平アレー観測により求めた位相速度を満たすようにインバージョンにより求めた地盤構造パラメータと、その地盤構造による Rayleigh 波位相速度の理論分散曲線を併記した。

常時微動観測によって得られた位相速度と堆積層を3層と仮定した物性モデル(図-2)を用いて理論的に計算した Rayleigh 波位相速度の理論分散曲線がほぼ一致することから、図-2に示す地盤構造が南大阪地点の平均的な地盤構造として考えられる。

表-2 地震計設置位置

南大阪地点 (T. P. 87m)		
観測点 No	緯度	経度
No.1	北緯 34° 27' 56.8559"	東経 135° 28' 29.3576"
No.2	北緯 34° 27' 50.2688"	東経 135° 28' 32.7593"
No.3	北緯 34° 27' 51.8980"	東経 135° 28' 23.5548"

表-3 各地震計間の距離

	南大阪地点
No.1~No.2	220.722 m
No.2~No.3	240.175 m
No.3~No.1	212.734 m

(2) 南大阪地点における水平アレー地震観測

a) 地震計設置位置

南大阪地点において観測点間隔約 200m の水平アレー地震観測を実施している。変電所構内の地震計位置を図-3に示す。地震計位置は以下の手順に基づく GPS 測量により精度よく求められており、その座標は表-2に示すとおりである。

- ①地震計付近に仮設の基準点を設ける。
- ②国土地理院の設置した2点の三角点から、この仮設の基準点の相対座標を GPS を用いて決定する。なお、GPS 測定には1級 GPS 測量機である「WILD GPS System 200」を用いた。
- ③仮設の基準点からの地震計位置を光波測距儀を用いて測量する。

また、この座標を用いて各地震計間の距離を計算すると、表-3に示すとおりとなる。

b) 南大阪地点における地震観測記録

南大阪地点に設置されている地震計は周期 40 秒程度までの長周期領域での精度を確保するために、センサ部が速度型サーボ式地震計（株）東京測振製 VSE-11, 12）、収録部が 16bit デジタル収録器（株）勝島製作所製 Datol-100）で構成されている。地震計の主な仕様を表-4に示す。

今回解析の対象とする観測地震波は、図-4に示す兵庫県南部地震の本震である。上から No.1 地震計の N-S、E-W、U-D、No.2 地震計の N-S、E-W、U-D、No.3 地震計の N-S、E-W、U-D 成分を示す。N-S、E-W、U-D 成分とも各観測点の波形がよく一致していることから、局所的な地盤の影響はないことが推察される。

表-4 地震計の主な仕様

項目	仕様	
検出器	サーボ型速度計	
測定範囲	速度	$\pm 40\text{cm/sec}$
	加速度	$\pm 1000\text{cm/sec}^2$
感度	速度	$250\text{mV}/(\text{cm/sec})$
	加速度	$10\text{mV}/(\text{cm/sec}^2)$
周波数範囲	$0.025\sim 70\text{Hz}$	

3. 解析手法の概要

南大阪地点で観測された地震波形から後続波を分離し、その特徴を明らかにするために(1)波動の粒子軌跡、(2)非定常スペクトル解析、(3)表面波の到来方向および位相速度の推定を行った。以下にそれぞれの処理手法の概要を述べる。

(1) 波動の粒子軌跡

観測記録にみられる後続波の性状を検討するために、波動の粒子軌跡を用いてその基本性状を検討する。

粒子軌跡は3成分の変位を x - y 、 x - z 、 y - z 平面上にそれぞれ投影して描くことで得られる。粒子軌跡を時間軸上で追跡していくことにより、伝播してくる波動の卓越する成分の時間変化を見ることが出来る。ただし、一般に粒子軌跡は複雑な形状となっており傾向が見にくくなることがあるため、バンドパスフィルタをかけて必要な低周波数帯域のみを取り出すことにより形状をシンプルにすることが多い。

(2) 非定常スペクトル解析

非定常スペクトルの算出方法は複数の方法が提案されており統一された定義があるわけではない。ここでは、反射法地震探査結果の解釈を行う際の波形処理の一種である瞬間周波数解析¹⁰⁾の手法を用いて、非定常スペクトルを求めた。

これは、時刻歴 $x(t)$ に対して、各周波数成分で位相を90度進めたヒルベルト変換波 $y(t)$ を作成し、これと元の時刻歴とを組み合わせることで周波数、振幅の瞬間値を得るものである。 $x(t)$ を実数軸に、 $y(t)$ を虚数軸に取って複素平面上に両者を描くと、時間 t に伴う回転角から周波数、絶対値から振幅が求められる。

この方法では時々刻々の周波数と強度が計算されるので、これらを時間、周波数のウィンドウで平均した形で非定常スペクトルを求めた。

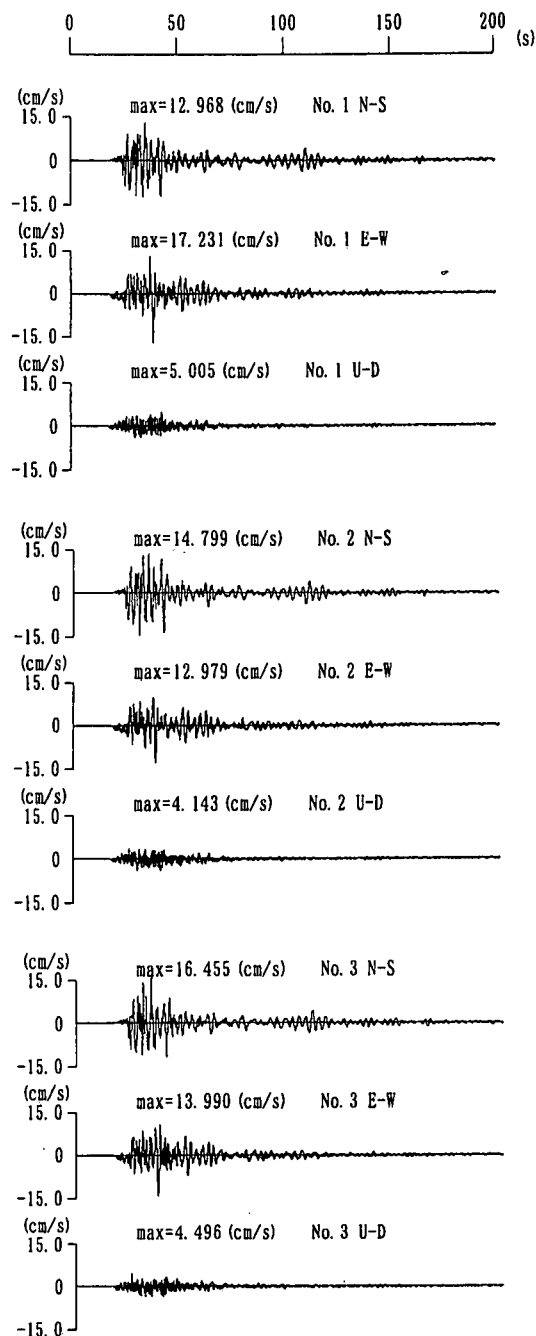


図-4 兵庫県南部地震本震における南大阪地点での観測記録(原波形)

(3) 表面波の到来方向および位相速度の推定

センブランス¹¹⁾およびF-Kパワースペクトルを用いて表面波の到来方向および位相速度の推定を行った。以下に、両手法の概要を示す。

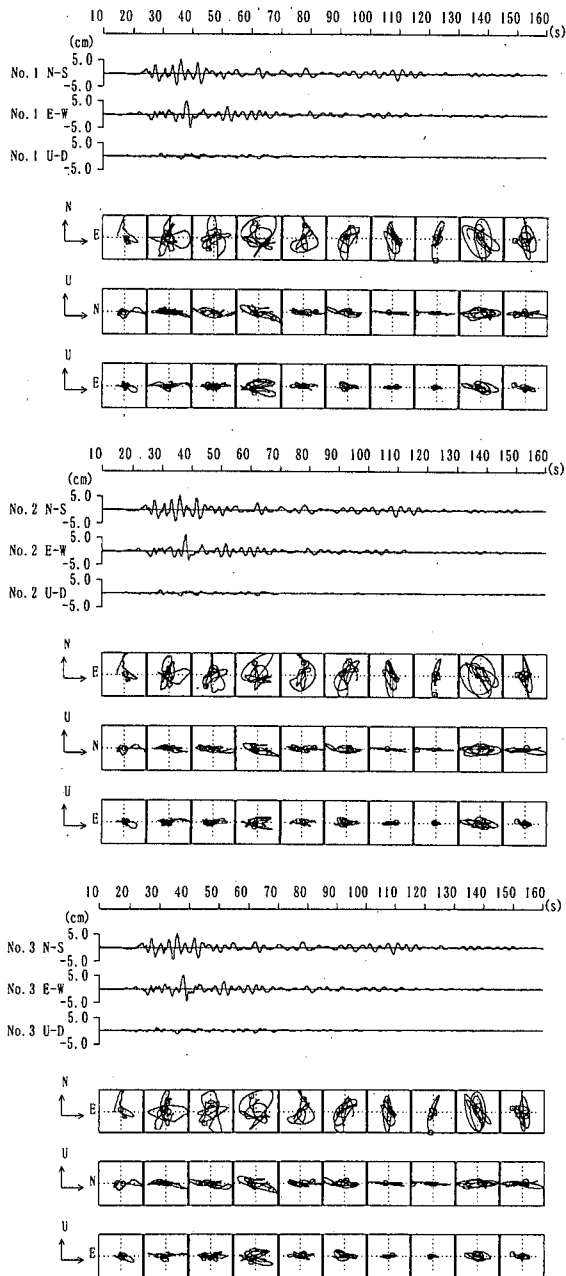


図-5 兵庫県南部地震本震の粒子軌跡

a) センプランスを用いた表面波の到来方向および位相速度の推定

センプランスは多チャンネル間のコヒーレンシを示すもので、次式によって計算される。

$$S_c = \frac{\sum_{j=k-2/N}^{k+2N} \sum_{i=1}^M (\sum_{i=1}^M X_{i,j})^2}{M \sum_{j=k-2/N}^{k+2N} \sum_{i=1}^M (X_{i,j})^2}$$

ここに、 $X_{i,j}$ は i 番目のトレース中の j 番目のサンプル値、 M はチャンネル数、 N は k を中心とするウィンドウの幅を示す。

着目する周波数帯のバンドパスフィルタを通した複数の波形に対して、到来方向と位相速度を仮定し、時刻歴をシフトしてセンプランスを計算し、センプランスの最大値を与えるシフト量により表面波の到来方向と位相速度が求められる。

b) F-K パワースペクトルを用いた表面波の到来方向および位相速度の推定

F-K (周波数-波数) スペクトルは微動探査法でしばしば使用される解析手法で、地表面に2次的に展開された地震計のアレーを用いて観測された微動の到来方向と位相速度を求めるものである。即ち、観測記録の周波数-波数クロススペクトル値を計算し、それぞれの帯域でスペクトル値が最大となる波数から波の到来方向とその位相速度を推定する方法である。なお、地震計配置が3点(トリパタイト)と制限されているため、ここではF-Kパワースペクトルの算定方法として、原理が最も簡単な Beam Forming Method (BFM) を用いた (2), (3), (4), (5), (6)。

4. 後続波の性状の検討

(1) 波動の粒子軌跡

兵庫県南部地震本震の観測波形に対して3-1節に示すように粒子軌跡を描画したのが図-5である。ここでは、原波形記録(速度)を時間軸上で積分し、変位記録に変換した後、0.2~1.0Hzのバンドパスフィルタをかけて作図した。これは既往の研究から大阪平野で卓越するであろうと予測される表面波が有する周波数帯域の性状を検討するためである。

図-5をみると、水平アレー観測を行っているNo. 1, No. 2, No. 3地震計はいずれもよく似た粒子軌跡を示している。これも、水平アレー観測を行っている地点間に特異な地質構造が存在しないことを示している。また、この記録では全体に水平成分が卓越しており、上下動成分は水平成分のおよそ1/3程度の振幅しか有していない。

(2) 非定常スペクトル解析

瞬間周波数解析を用いて計算した非定常スペクトルを図-6に示す。No. 1, No. 2, No. 3地震計の記録の非定常スペクトルはいずれもよく似ているため、ここではNo. 1地震計の結果のみを示した。なお、図-6ではスペクトル値の最も高い所を赤で示し、黄、緑、青の順に値が低くなることを示している。

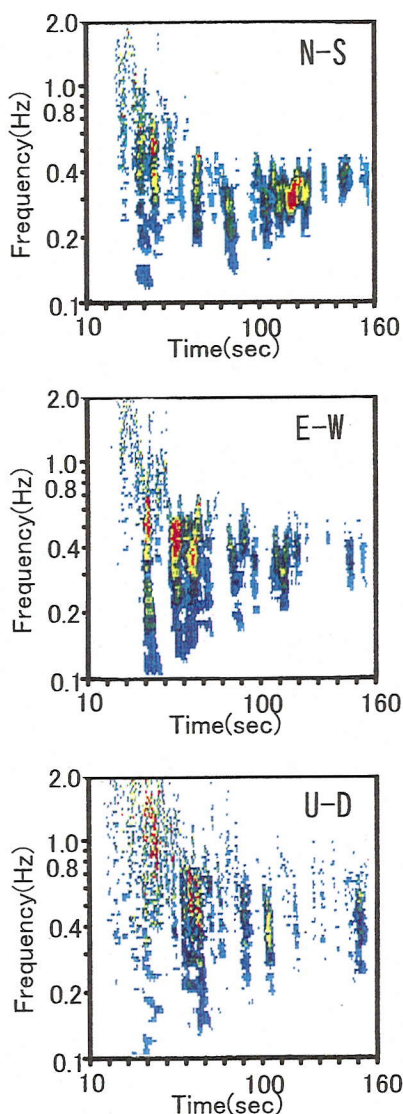


図-6 非定常スペクトル (No.1 地震計)

一般に堆積層上の非定常スペクトルは、主要動から後続波へと移行するに従い卓越する周波数が低周波数側へ変化する傾向を示すと考えられる。南大阪地点で観測された本震は明らかにこの傾向が見られる。

N-S成分をみると、90~120 秒の間に比較的長周期の表面波と考えられる振幅の大きな部分が存在している。E-W成分では 45~75 秒付近に表面波と考えられる大振幅の領域がみられる。また、U-D成分にも 45~75 秒付近にE-W成分ほど明確ではないが同様にやや振幅の大きい領域がみられる。

(3) 表面波の到来方向および位相速度の推定

粒子軌跡、非定常スペクトル解析の検討より表面波と考えられる後続波が卓越した兵庫県南部地震本震について、表面波の到来方向および位相速度の推定を行った。

a) センプランスを用いた表面波の到来方向および位相速度の推定

この波形の特に表面波と考えられる後続波が卓越しているE-W成分の 45~75 秒およびN-S成分の 90~120 秒の区間について、詳細に粒子軌跡とセンプランス解析を実施した。その結果をそれぞれ図-7, 8 に示す。図には、上から観測波形 (0.1~8.0Hz)、センプランス解析結果 (0.1~8.0, 0.1, 0.2, 0.4, 0.8, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0Hz)、No.1 地震計の記録に対する長周期側 (Low)、短周期側 (High) の粒子軌跡を順に時刻を合わせて示した。センプランスおよび粒子軌跡は記録時間を等分割した抽出区間 (各 5 秒間) に対して表示してある。また、センプランス解析結果は円と直線で示しており、表示している円の中心に向かう直線の方向が波動伝播方向で、その長さが短いほど位相速度が速いことを示す。位相速度は円の右側に添えて示した。なお、U-D成分については図-4, 5 より振幅の絶対値が水平成分に比べて小さいため詳細な解析の対象とはしなかった。

図-7 の長周期成分の粒子軌跡をみると、45~60 秒付近の範囲で水平面内、特に東西方向に卓越的に振動し、かつ南西~南東 (最も振幅が大きい 50~55 秒の波群は南) から到来していることがわかる。したがって、この波群は Love 波としての特徴を有していることがわかる。また、2.0~0.1Hz の範囲で波群の位相速度は 900 から 2800m/sec に暫増し、長周期になるほど速度が増加する正の分散性がみられる。この波群の到達時刻とS波主要動到達時刻の約 10 秒間の差は、まず兵庫県南部地震の震源付近から南大阪地点に (水平距離約 45km) 直達S波が伝わり、次に震源付近から和泉山地まで (約 50km) S波として伝播した後に和泉山地で励起され南大阪地点まで (約 10km) 表面波として南から伝播した波の時間の差と考えられる。

図-8 の長周期成分の粒子軌跡をみると 90~120 秒の全範囲にわたって南北成分が卓越しており、波動到来方向は 0.1~8.0Hz の全成分を含む波動のセンプランス解析結果から 95~120 秒の範囲で西ないし北西から伝播してきていることがわかる。また、この波群は鉛直面内での振動がほとんどなく、その振動卓越方向と到来方向から Love 波的な挙動を示していることになる。しかし、伝播速度の分散性はあ

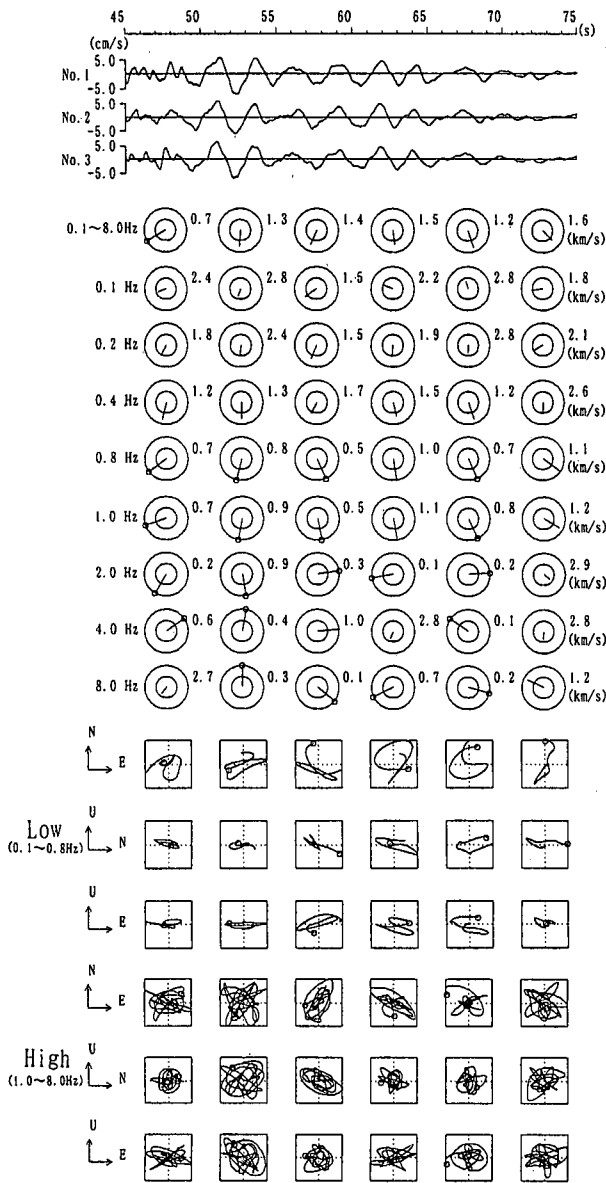


図-7 センプランスを用いた表面波の到来方向
および位相速度の推定結果
(EW成分, 45-75 秒)

まり明瞭に検出することができなかった。これは、地震発生後、時間が経過するにつれて種々の要因で励起された波動が重なり合うため、3点アレーで分離できる波動の性質が制限されたものと考えられる。図-2 に示した南大阪地点の地盤構造とその西側に位置する関西国際空港における地盤構造¹⁷⁾を参考に卓越する周波数(0.4Hz 付近)のLove 波の平均的な位相速度は 0.75km/sec 以下と仮定できるため、淡

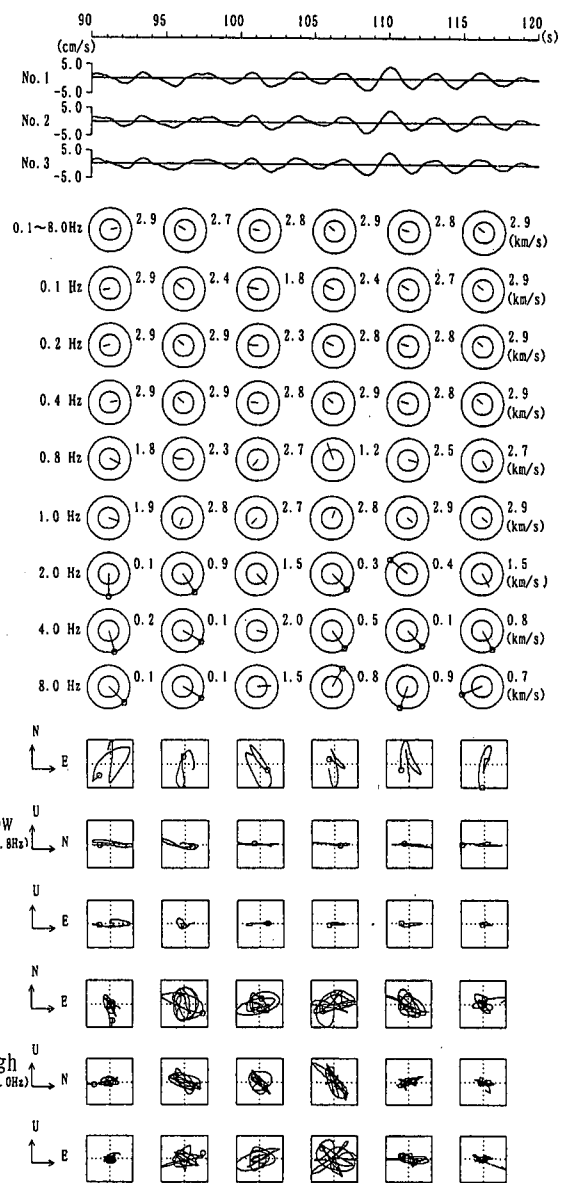


図-8 センプランスを用いた表面波の到来方向
および位相速度の推定結果
(NS成分, 90-120 秒)

路島で発生した Love 波が大阪湾を横断(約 60km)してきたと考えることで、S 波主要動との時間差(約 70 秒)が説明できる。

b) F-K パワースペクトルを用いた表面波の到来方向および位相速度の推定

前述のセンプランスを用いた結果で特に Love 波と考えられる表面波が明瞭に捉えられた 50~55 秒の区間を対象に F-K パワースペクトルを求め、重

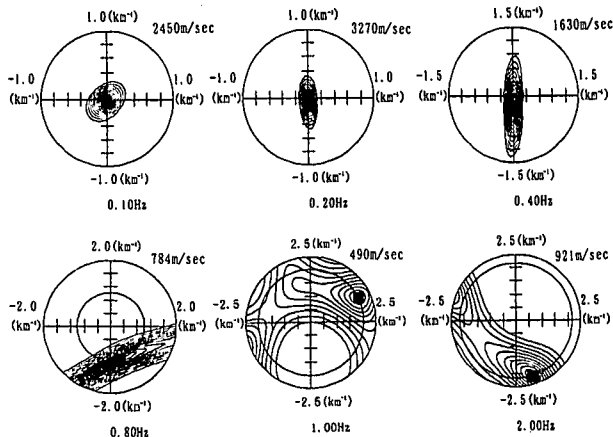


図-9 F-Kパワースペクトルを用いた表面波の
到来方向および位相速度の推定結果
(EW成分)

ねて表面波に関する検討を実施した。その結果（EW成分）を示したのが、図-9である。なお、観測点配置による空間エイリアシングが危惧されるため、2.0 Hz より高い周波数の解析はしていない。

これを見ると、センブランスを用いた検討結果と同様に、到来方向は南から南南東で位相速度は 2.0 ～0.1 Hz の範囲で分散性が見られるのがわかる。

5. 理論位相速度との比較検討

常時微動探査から得られた地盤モデルによる Love 波の理論的な位相速度分散曲線と、兵庫県南部地震の本震に対するセンブランスおよびF-Kパワースペクトルを用いて推定した表面波の位相速度の比較検討を行った。その結果を示したのが図-10で、図中の曲線が理論分散曲線、●印がセンブランスを用いた結果、○印がF-Kパワースペクトルを用いた結果を示している。なお、F-Kパワースペクトルを用いた結果の内、1.0 Hz における位相速度はその到来方向から Love 波によるものではない可能性が高いため、図-10には含めなかった。

図-10をみると、センブランスおよびF-Kパワースペクトルを用いた結果は0.4 Hz 以上の高周波数帯域で互いによく一致していることがわかる。また、1.0 Hz 以上の高周波数帯域では実測記録に基づく位相速度が理論的に求めた位相速度よりも若干大きな値を示しているが、概ね調和的な値であると考えられる。ただし、0.4 Hz よりも低周波数側で理論分散曲線よりも小さな値がみられる。これは、南大阪地

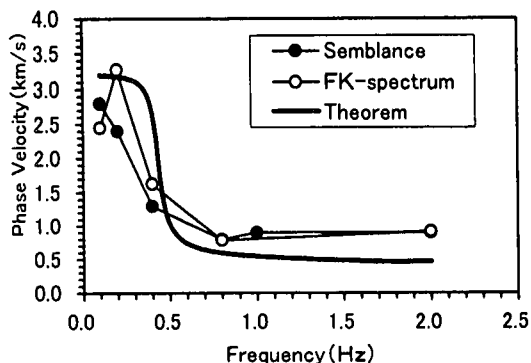


図-10 Love 波位相速度の理論分散曲線との比較

点の水平アレーのサイズが1辺約 200m と小さいために、検出できる表面波位相速度に影響を与えている可能性が考えられる。

6. 結論

南大阪地点の位置する大阪平野南部における兵庫県南部地震時の後続波の伝播性状について水平アレーによる実測記録に基づいて検討を行った結果をまとめると以下のとおりである。

- ①南大阪地点で観測された兵庫県南部地震の本震記録において、EW成分では45～75秒付近、NS成分では90～120秒付近に存在する0.3～0.5 Hz（周期2～3秒）の後続波群が卓越する。
- ②45～75秒付近の後続波群は周波数特性、到来方向、位相速度から、南方向から到来する Love 波の成分を多く含むことが明らかにされ、それは和泉山地までS波として伝播し、その後励起された表面波であると類推された。
- ③90～120秒付近の後続波群は周波数特性、到来方向、位相速度から、西方向から到来する Love 波の成分を多く含むことが明らかにされ、南大阪地点および関西国際空港における地盤から推定される位相速度を考慮すると淡路島で励起された表面波であることが説明できる。

これにより、大阪平野において一般に卓越しているとされている周期数秒程度のやや長周期表面波が南大阪地点の位置する大阪平野南部に存在することを明らかにし、兵庫県南部地震時の表面波の伝播性状の大阪平野南部エリアでの一典型を明らかにすることができた。また、その性状は南および西方向から到来する Love 波の卓越する波群であるという結論を得た。

この結果は兵庫県南部地震時の大阪平野南部、しかも南大阪地点に限定されたものである。しかしながら、このような実測結果に基づく検討結果が蓄積され、大阪平野における表面波の種類、卓越周期、到来方向等の特徴が明らかになれば、表面波を含めたレベル2地震動の評価が可能になると考えられる。すなわち、ここで得られた結果は表面波の影響が重要であると考えられる大型・重要施設に対する合理的な入力地震動評価に資するデータであると考えられる。

最後に、本研究で得られた結果および南大阪地点での強震記録そのものが、今後実施されるであろう強震動シミュレーション解析の有力な検証データとして用いられるなど、この方面の研究の発展に活かされることを期待するものである。

謝辞：本論文の執筆に際し、京都大学 土岐憲三教授にご指導賜りました。また、(財)地域 地盤 環境研究所の香川敬生氏ならびに宮腰研氏より多くの貴重なご意見を頂きました。ここに記して謝意を表させていただきます。

参考文献

- 1) 鳥海勲：平野の地震動特性について，第4回日本地震工学シンポジウム，pp. 129-137，1975.
- 2) 鳥海勲，大場新太郎，村井信義：大阪平野における地震動の伝播について，第6回日本地震工学シンポジウム，pp. 465-471，1982.
- 3) 片岡俊一，片岡正次郎，大町達夫：観測記録と数値シミュレーションから推定される1995年兵庫県南部地震によるやや長周期地震動の伝播特性，自然災害科学，Vol. 16，No. 2，pp. 125-142，1997.
- 4) 市原実：大阪層群，創元社，1993.
- 5) 松島健，岡田広，小柳敏郎，森谷武男，笹谷努，山本明彦：長周期微動を用いた地下構造の推定(5) - 十勝平野東部における探査例 -，物理探査学会第80回学術講演会論文集，pp. 121-124，1989.
- 6) 青木義彦，尾崎昌弘，辻本厚詞，堀家正則，竹内吉弘：大阪平野のS波速度構造推定，地震学会講演予稿集，

Vol. 1，p. 164，1990.

- 7) 今井智士，辻井健一郎，辻本厚詞，堀家正則，竹内吉弘：大阪平野のS波速度構造推定 その2，地震学会講演予稿集，Vol. 2，p. 148，1991.
- 8) Horike, M. : Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-Wave-Velocity Structure Down to the Basement in Urbanized Areas, J. Phys. Earth, Vol. 33, pp. 59-96, 1985.
- 9) Matsushima, T. and Okada, H. : Determination of Deep Geological Structures Under Urban Areas Using Long-Period Microtremors, Butsuri-Tansa, Vol. 43, No. 1, pp. 21-33, 1990.
- 10) Taner, M. T., Koehler, F. and Sheriff, R. E. : Complex Seismic Trace Analysis, Geophysics, Vol. 44, No. 6, pp. 1041-1063, 1979.
- 11) Neidell, N. S. and Turhantner, M. : Semblance and Other Coherency Measures for Multichannel Data, Geophysics, Vol. 36, No. 3, pp. 482-497, 1971.
- 12) Lacoss, R. T., Kelly, E. J. and Toksö, M. N. : Estimation of Seismic Noise Structure Using Arrays, Geophysics, Vol. 34, No. 1, pp. 21-38, 1969.
- 13) Capon, J. : High-Resolution Frequency-Wavenumber Spectral Analysis, Proc. IEEE, Vol. 57, pp. 1408-1419, 1969.
- 14) 岡田広，森谷武男，松島健，笹谷努：広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法，物理探査，Vol. 43，No. 6，pp. 402-417，1990.
- 15) 宮腰研，岡田広，凌魁群：地震計アレイによる表面波位相速度の推定可能な周波数領域の上限-F-K スペクトル法の場合一，物理探査学会第93回学術講演会論文集，pp. 95-99，1995.
- 16) 宮腰研，岡田広，凌魁群：微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲，物理探査学会第94回学術講演会論文集，pp. 178-182，1996.
- 17) 香川敬生，澤田純男，岩崎好規，南荘淳：常時微動アレイ観測による大阪堆積盆地深部S波速度構造のモデル化，地震，第2輯，Vol. 51，pp. 31-40，1998.

(1999. 9. 3 受付)

ANALYSIS OF SEISMOGRAMS IN A HORIZONTAL ARRAY AT MINAMI-OSAKA SITE

Yoshio SOEDA, Hideki TAMAI, Naoyuki NAKATSU,
Koichiro TAKEZAWA and Masayuki YAMADA

Propagation of dominant later phases detected in the Osaka sedimentary basin are examined in this paper. We have maintained a tripartite array observation station in the Minami-Osaka site in the Senboku region, Osaka Pref. At the station, very important strong motion records were obtained from the 1995 Hyogo-Ken-Nanbu Earthquake. There were dominant later phases in the 90-120 seconds portion of NS trace and in the 45-75 seconds portion of EW trace. We conducted various examinations for the later phases to detect spectral characteristics, propagating direction, and phase velocities. As a result, we could clarified that the later phases mainly consisted of the Love wave from the Awaji Island direction.