

兵庫県南部地震の余震記録に見られた速度の遅いラブ波

西村 敬一・河瀬 真明

SLOW LOVE WAVES OBSERVED FROM AFTERSHOCKS OF THE JAN. 17, 1995, HYOGO-KEN NAMBU EARTHQUAKE

By *Keiichi NISHIMURA and Masaaki KAWASE*

Synopsis

Slow Love waves were recorded at three seismograph stations located near the northeastern and eastern margin of Kyoto Basin, southwest Japan, from aftershocks of the Jan. 17, 1995, Hyogo-ken Nambu Earthquake. Natural period of seismometers used is 10 seconds, and epicentral distances are about 100 km. Main features of the waves are (1) They appear on seismograms, about 90 seconds after the onset of S wave, as sinusoidal wave trains lasting more than 100 seconds with periods of 6 to 8 seconds; (2) Particle motion is polarized in the horizontal plane, but the directions of oscillation are deflected anticlockwise from that of Love waves expected from the source-receiver path; (3) Group velocities are 0.4 to 0.8 km/s and are separated into normally and inversely dispersed branches. These features are attributed to off-azimuth propagation of Love wave along the waveguide, from the Osaka Bay to the Kyoto Basin through the Yodo River, with thick layering of low-velocity sediments.

1. はじめに

周期約 20 秒以上の表面波が地殻・上部マントルの構造を反映するのに対して、これより短周期の表面波は地殻上部の微細構造、とりわけ堆積層の影響を強く受けることはよく知られている。一方、堆積層の形状や構造が地震動に及ぼす影響は、地震工学・応用地震学上の重要な問題であるが、対象とされる周期は構造物の規模の増大とともに長周期側に伸びていく。例えば、石油タンクのスロッシングについては周期 8-11 秒の表面波の影響が問題にされている¹⁾。したがって、短周期表面波は、地殻上部の微細構造の地震学的研究と地震工学・応用地震学な問題の研究とに関わりをもつ境界領域的な位置を占めると考えられる。

このような考えから、おもに短周期表面波を対象とする地震観測を、京大防災研究所地震予知研究センター・逢坂山観測所（大津市）と京都大学北部構内とで実施してきたところ、1995 年 1 月 17 日の兵庫県南部地震に続く余震記録のなかに、伝播速度が遅く、淀川流域の堆積層が waveguide になったと考えられる短周期のラブ波が見い出されたので、その解析結果を報告する。

2. 観測の概要

自然地震に伴う短周期表面波の観測は、脈動（長周期微動）による S/N 比の低下を蒙り、また、近畿地方では、ある程度規模の大きい浅発地震が少ないため良好な記録が得にくい。しかし、逢坂山観測所は東に

琵琶湖・近江盆地，南西に京都盆地・大阪平野を控えているので，厚い堆積層を反映する短周期表面波の観測には比較的適した位置にあると考えられる。実際，同観測所で以前に実施した短周期（1秒）地震計による観測の際²⁾，京都府大山崎町付近で起こるやや大きい地震に伴って周期1-2秒の表面波が現れるのをしばしば経験した。

逢坂山観測所（OSY）における短周期の表面波を対象とした観測は，1989年12月より固有周期10秒の速度型地震計を用いて開始した。これは，すでに設置させて頂いていた長周期地震波観測用のシステム³⁾から地震計出力を並列に取り出し，50 Hzのサンプリングで記録するものである。地震計の感度は2.0 v/(cm/s)，アンプの倍率は100倍であり，1秒以下の短周期成分はカットされている。刻時はJJY自動校正により5ミリ秒以内の精度を保っている。一方，京都市左京区北白川の京都大学北部構内（KSK）での観測は，OSYとほぼ同じシステムを用いて1993年10月から開始した。同じ時期に，宇治市の醍醐山地にある防災研究所都市耐震センター・醍醐観測所（DAG）でも，KSKと同じシステムによる観測が始められており，以下に述べる解析結果を検証するための貴重なデータを提供して頂いた。これら3つの観測点の位置はFig. 1に示されている。なお同図には，今回の解析の対象とした兵庫県南部地震の余震の震央も示されているが，これは地震予知研究センターから提供して頂いた再観測震源情報によるものである。

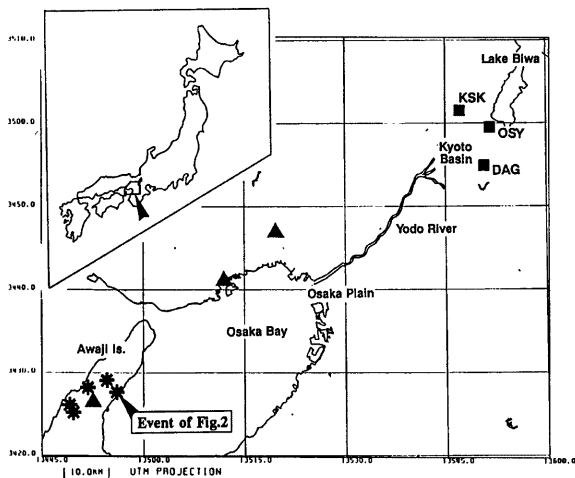


Fig. 1 Seismic stations and epicenters of relatively large aftershocks of the Hyogo-ken Nambu Earthquake. The wave train, shown in Fig. 2 and discussed in this paper, was found from events marked by asterisk, but not from those marked by solid triangle.

3. 記録の解析

兵庫県南部地震の余震に伴う短周期ラブ波はまず，OSYの長周期地震波観測システムの記録から見いだされた。Fig. 2に記録を示す。これは本震当日の余震（1月17日22時18分37.9秒，M4.5）の記録であるが，S波到着後90秒以上経ってからtransverse成分に現れ，100秒以上続く比較的単調な波群（「X」と表示）が注目された。その後の余震記録には，この波群が現れたり現れなかったりすることが分かったので，震央位置との対応を調べた。その結果，Fig. 1に示したように，問題の波群が現れる余震は淡路島で

起こっており、1月25日の大きい余震（23時15分55.8秒、M4.3）のように六甲山系の方で起こるものには現れないことが分かった。このことは、波群「X」の出現が伝播経路によることを示唆するが、淡路島で起こる余震でも現れない例があるので、震源での放射特性も影響すると考えられる。しかし残念ながら、Fig. 1の余震のうちメカニズムが求められているものは少ないので、放射特性との関係については議論できない。

以下では、Fig. 2に例示した余震の10秒地震計による記録の解析結果を述べるが、他の余震についても波群「X」の特徴に再現性があることが確かめられており、また、DAGの記録でも裏づけられている。

まず、波群「X」の振動様式をFig. 3の(a)と(b)に示す。それぞれ、OSYとKSKの原記録に6秒ローパスフィルタをかけたものである。周期6秒以下の帯域ではほとんどパワーがなく、「X」はかなりモノトーンな波群であることが分かる。振動様式をみると、この波群はどちらの観測点でもほぼ水平面内で振動しており、ラブ波の性質をもつことが分かる。ただし、注意すべきことは、図の水平方向の座標軸が通常の(radial, transverse)ではなく、水平二成分の振動が最もよく分離される方向を示していることである。すなわち、図の(away, left)座標を、OSYについては(N40°E, N50°E)、KSKについては(N35°E, N55°E)としているが、これらはともに、座標軸を(radial, transverse)から反時計回りに約15°回転させた方向にあたる。DAGの場合は約10°回転させた方向になる。このような振動方向のずれは水平地震計の設置方向や感度の違いによっても生じ得るが、P波初動の振動方向はいずれの観測点でもradial方向に振動しているので、その可能性は低いと考えられる。したがって、Fig. 3の振動様式の特徴から、波群「X」は震央-観測点方向から反時計回りにずれた経路を伝播してきたラブ波であると考えられる。各観測点への到来方向はFig. 5に矢印で示した。

なおFig. 3を見ると、波群「X」の約50秒前にはほぼレーリー波の振動様式を示す波群が見られ(時間窓の4-6)、この波群も、ラブ波の場合と同じ方向に回転した座標軸で最もよく分離されている。

次に波群「X」、すなわちラブ波が、震央から伝わったと仮定して群速度の分散を求めた。波群がモノトーンな場合は「ゼロクロス」法でも精度のよい結果が得られるので、地震計の特性で補正し6秒ローパスフィルタを通した記録に、この方法を適用した。問題は伝播距離のとり方である。このラブ波は震央-観測点方向からずれた経路を伝わったと考えられるので、震央距離を用いると群速度が遅く求まることになる。そこで簡単のために、震央-観測点を結ぶ線分と角度15°で交わる円弧の長さを伝播距離とした。これによる群速度の補正量は約1%である。こうして得られた結果を、Fig. 4に示す。走時から予想されるように群速度はかなり遅く、0.4-0.8 km/sの範囲にある。詳しくみると、群速度は正分散と逆分散を示す二つの枝に分かれており、Fig. 1で見た100秒以上続く波群は、少なくとも二つの波群によって構成されていることになる。このことを知ってFig. 3を見ると、枝分かれする速度に対応する走時を境に、振動様式に若干の違いがあることが分かる(特にleft-up面内)。

ところで、ここで解析したラブ波が二次的生成波、すなわち、震源から放射されたSH波が伝播の途中でラブ波を生成した可能性は否定できない。その場合はラブ波の群速度が全く違った値になるが、今のところ、この問題を議論できる材料がないので、上記の群速度を採用することにした。

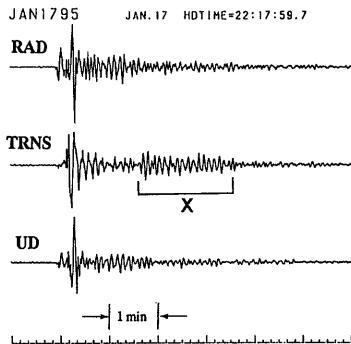


Fig. 2 Seismograms of an aftershock recorded at OSY. Note a fairly sinusoidal wave train, denoted by X, on the transverse component.

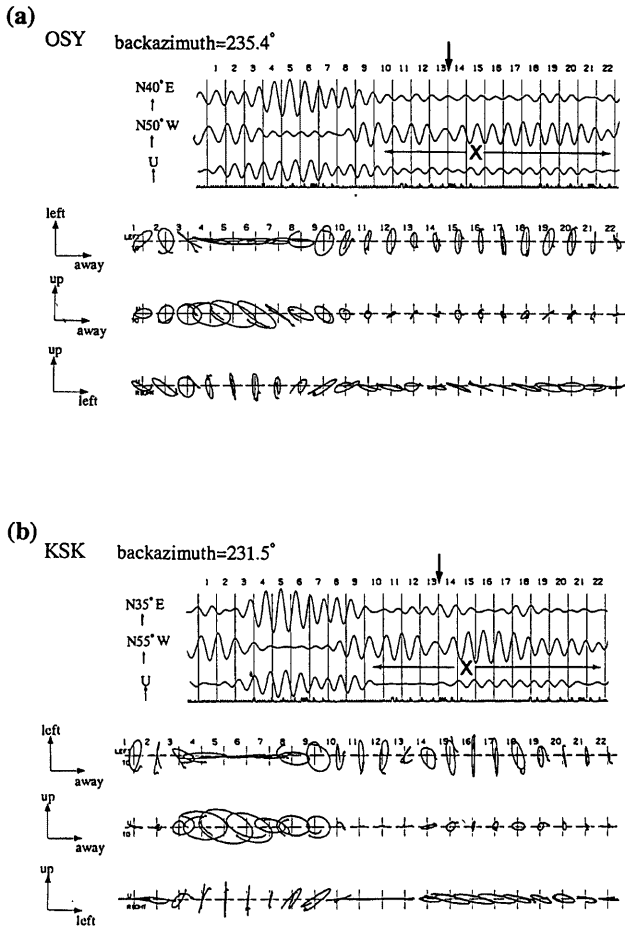


Fig. 3 Part of seismograms of the same event as shown in Fig. 2, recorded at (a) OSY and (b) KSK, lowpass-filtered with cut-off period of 6 seconds. The particle motions suggest that the wave train, X, is Love wave. However, note that the horizontal axes are rotated not to the radial-transverse directions but to the directions in which the horizontal motions are polarized. Arrows indicate the time, at which the group velocities are separated into two branches as shown in Fig. 4.

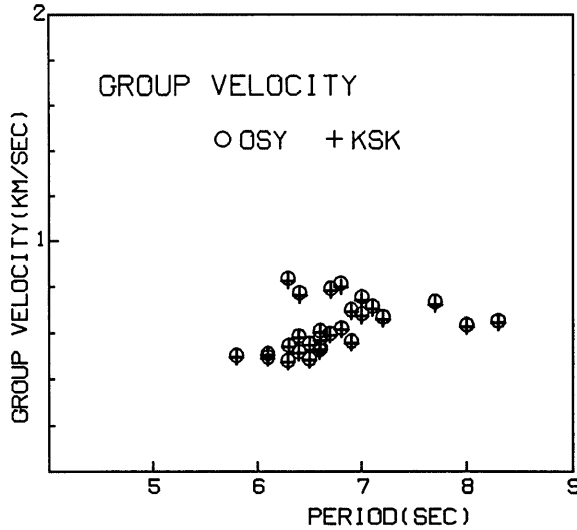


Fig. 4 Group velocities of Love wave obtained from the seismograms shown in Fig.3 after correcting for the instrument characteristics. The effect of off-azimuth arrival, suggested from the particle motions, was taken into account by assuming that the Love wave propagated along a circular arc which makes an angle of 15° with the source-receiver path.

4. 解析結果の考察

これまでの解析により、(1) 波群「X」は震央方向から反時計回りに約 15° (DAG では約 10°) ずれた方向から到来したラブ波である、(2) 群速度は $0.4\sim 0.8$ km/s とかなり遅く、正分散と逆分散を示す二つの枝に分かれる、ということが明らかになった。以下、この結果について若干の考察を行う。

まず、到来方向のずれについて考える。これは、Fig. 5 に矢印で示したように、ほぼ淀川流域からの到来を示しており、淀川流域の地殻上部構造、とりわけ堆積層が重要な役割を果たしたことが示唆される。そこで淡路島からの伝播経路を考えると、まず大阪湾については、反射法地震探査によって基盤深度と堆積層の成層構造が明らかにされており⁴⁾、大阪平野についてもいくつかの速度構造モデルが公表されている⁵⁾⁻⁷⁾。これらを対比すると、基盤深度は大阪湾から淀川の河口付近にかけて概ね $2500\sim 2000$ m、大阪平野で $1300\sim 1700$ m 前後と、堆積層が厚くなっていることが分かる。淀川中流域と京都盆地南部での重力探査の結果からは、仮定密度にもよるが、基盤の深度は $500\sim 900$ m 程度と見積られている^{8), 9)}。脈動(長周期微動)によるゾーニングの結果も、京都盆地南部の堆積層がかなり厚いことを示している¹⁰⁾。つまり、淡路島-大阪湾-大阪平野-淀川流域-京都盆地を結ぶ経路は、周囲に比べて堆積物が厚く堆積した一つの帯をなしていると考えられる。この帯は、Fig. 5 に示したように、バンドパスフィルタ¹¹⁾ をかけたブーゲー重力異常分布にも負の異常域として現れている。この重力異常は深さ $1\sim 2$ km を中心に 5 km 以浅の密度構造を反映するものである。したがって、少なくとも定性的には、淀川流域の厚い堆積層が waveguide となり、これを伝わったラブ波が震央-観測点方向からずれる経路で観測点に到来した、という解釈が成り

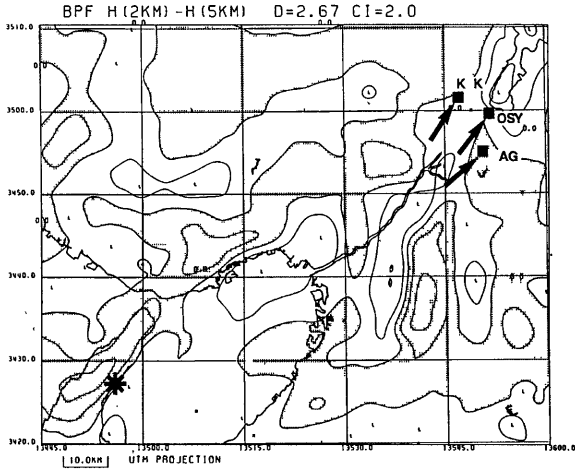


Fig. 5 Supposed directions of arrival of Love wave from the event analyzed in Fig.3, and the distribution of bandpass-filtered Bouguer gravity anomalies, with the shaded area indicating positive anomaly. The off-azimuth arrival is considered due to the thick layering of low-density (low-velocity) sediments, along the Osaka Bay to Kyoto Basin path, characterized by negative gravity anomalies.

立つと考えられる。

このように、大きい河川の流域が短周期表面波の waveguide になる現象は、例えば新潟平野¹²⁾でも知られている。とりわけ Dorman and Smalley (1994)¹³⁾ が解析したミシシッピ川中流の湾入域 (embayment) での記録には、レーリー波より後に出現するラブ波が周期 3-5 秒のモノトーンな振動として 200 秒以上も続くという、この論文で扱ったラブ波との類似性が見られる。Dorman and Smalley (1994) もこのラブ波を湾入域の堆積層と関連づけている。なお、彼ら自身は吟味していないが、その記録を見るとラブ波の振動方向は震央-観測点方向に直交していないので、伝播経路がずれている可能性があるように思われる。

次に、群速度について考える。まず、Fig. 1 に示したもののうちラブ波が現れた 5 つの余震について群速度を求め、Fig. 6 に示した。OSY と KSK での値がまとめてプロットされている。群速度値はばらついているが、0.4-0.8 km/s の範囲にあり正分散と逆分散とに枝分かれするという、Fig. 4 でみた特徴は保持されている。

この群速度を説明し得る S 波速度構造を求めるためには、伝播経路をいくつかに分けて区間ごとの群速度を計算する必要がある。先に述べたように、経路となる淡路島~京都盆地間の堆積層は観測点に向かって段階的に薄くなっていると考えられるからである。しかし今のところ、そのために必要な経路の途中での観測記録を用いる

Table 1. S-wave structure used for calculation of group velocity of fundamental Love wave.

Depth (m)	S-wave velocity (m/s)	
	Nakagawa et al.	Modified
0- 105	378	378
105- 162	465	465
162- 223	487	490
223- 298	598	590
298- 352	613	610
352- 446	646	630
446- 546	695	650
546- 675	743	700
675- 774	829	760
774- 913	921	810
913-1050	982	850
1050-1365	1030	900
1365-1505	1890	1200
1505-	(2000)	1600

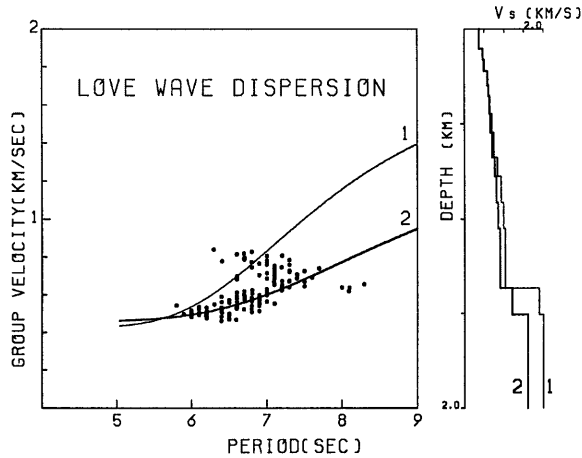


Fig. 6 Comparison between observed and theoretical group velocities of Love wave. The dispersion curves, 1 and 2, were calculated, respectively, for the S-wave structure model obtained by Nakagawa et al. (1995) in the Osaka Plain and for the one modified to fit the observation. The lowered velocities of S wave in the modified model seem to reflect the effect of thick sediments in the Osaka Bay.

ことができないので、とりあえず、中川・他 (1995)¹⁴⁾による大阪平野の淀川河川敷でのS波速度構造を用いて基本モードのラブ波の群速度を計算し、観測値と比較してみた。その際、中川・他 (1995)のモデルで基盤岩とされている深さ1365~1505 m (S波速度, 1890 m/s)の層の下に速度2000 m/sの半無限媒質を仮定した。密度は堀家・他 (1995)⁷⁾を参考にし、計算方法はSchwab and Knopoff (1972)¹⁵⁾によった。なお、この構造モデルから出発するかぎり、基本モードのラブ波の群速度が逆分散を示すことはないので、枝分かれする観測値のうち正分散を示すものを対象とした。逆分散を示す観測値はおそらく、高次モードあるいは、層厚の段階的減少に伴ってモード変換したラブ波に対応するのではないかと思われる。

得られた群速度の分散曲線は、Fig. 6に示したように、観測値より速くなった。そこで、観測値に近い分散曲線を求めるために、便宜的に、中川・他 (1995)の構造モデルの層厚を固定して速度値を変えてみた。試行錯誤の結果、Fig. 6とTable 1に示すように、モデル下半部のS波速度をかなり低くする必要があることが分かった。この結果はおそらく、伝播経路の半分近くを占める大阪湾の堆積層が厚いことを反映するものと考えられる。

5. おわりに

琵琶湖の南西に位置する逢坂山観測所 (OSY)と京都盆地の北西に位置する京都大学北部構内 (KSK)で得られた、10秒地震計による兵庫県南部地震の余震記録に、周期6~8秒で継続時間が100秒以上のモノトーンな波群が見いだされ、解析の結果、次のような予備的結論を得た。

- (1) 振動様式は、震央方向から反時計回りにずれた方向から到来したラブ波の性質を示し、大阪湾から京都盆地にかけての堆積層を伝播したと考えられる。
- (2) 群速度は0.4~0.8 km/sとかなり遅く、伝播経路の半分近くを占める大阪湾の厚い堆積層の影響を反

映すると考えられる。

もしこの結論が正しければ、淀川流域が、ミシシッピ川中流の湾入域と同様、短周期表面波の waveguide となることが示されたことになる。

とはいえ、経路全体に単一の成層構造を当てはめることには無理があり、二次的に生成したラブ波の可能性がないわけではない。ラブ波が2つの波群から構成されレーリー波より遅く伝わったことも説明を要する。これらの問題を検討するためには、伝播経路の途中、とりわけ大阪湾沿岸の観測点の記録に、対応する波群が現れているかどうか、現れているとすればその振動様式や速度はどうなっているかについての情報が必要であり、この情報をもとに、一定幅の堆積層の帯があり層の厚さが伝播方向に階段的に変化するという3次元構造モデルでの、表面波の生成と伝播を扱う必要がある。今後機会を得て検討したいと考えている。

末筆ながら、逢坂山観測所での観測に便宜を与えて頂いた京都大学防災研究所・地震予知研究センター：重富國宏助手、震源情報を提供して頂いた同センター：片尾 浩助手、醍醐観測所の記録を解析させて頂いた京都大学防災研究所・都市施設耐震システム研究センター：赤松純平助教、重力異常データを使わせて頂いた地質調査所地殻物理部：駒澤正夫博士に厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 1) 工藤一嘉・坂上 実：1983年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特徴について——新潟における石油溢流の問題点——，東京大学地震研究所彙報，第59巻，1984，pp.361-382.
- 2) 西村敬一・森井 互：地震動に及ぼす地形の影響の観測，地震，第2輯，第36巻，1983，pp.383-392.
- 3) 藤田雅之・森井 互・西村敬一：PL波の群速度に基づく地殻速度構造の推定について，地震，第2輯，第43巻，1990，pp.55-67.
- 4) 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川猛・大西正純：エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造，地震，第2輯，第46巻，1994，pp.395-403.
- 5) 鳥海 勳・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年）による——，地震，第2輯，第43巻，1990，pp.373-378.
- 6) 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2輯，第43巻，1990，pp.527-537.
- 7) 堀家正則・竹内吉弘・鳥海 勳・藤田 崇・横田 裕・野田利一：生駒山地と大阪平野境界部における反射法地震探査，地震，第2輯，第48巻，1995，pp.37-49.
- 8) 伊藤 潔・村上寛史・中村佳重郎：有馬・高槻構造線周辺における重力測定，地震，第2輯，第42巻，1989，pp.485-495.
- 9) 村上寛史・里村幹夫・竹内文朗・後藤典俊・吉川賢一：京都盆地における重力探査，物理探鉱，第28巻，1975，pp.268-276.
- 10) Akamatsu, J., K. Nishimura and M. Komazawa : Microzonation of a sedimentary regions based on comparative analysis of microseisms and gravity anomaly, Proceeding of the fifth international conference on seismic zonation, 1995, pp.933-940.
- 11) 駒澤正夫：北鹿地域の定量的重力解析について，物理探鉱，第37巻，1984，pp.125-134.
- 12) 植竹富一：新潟県南部の浅発地震により励起された表面波について，地震，第2輯，第48巻，1995，pp.99-107.
- 13) Dorman, J. and R. Smalley : Low-frequency seismic surface waves in the Upper Mississippi embayment, Seismological Research Letters, Vol.65, 1994, pp.137-148.
- 14) 中川康一・大阪市立大学阪神大震災学術調査団：大阪周辺域での震害と地盤構造，「阪神大震災」緊

急合同報告会資料集, 1995, pp.92-108.

- 15) Schwab, F. A. and L. Knopoff : Fast surface wave and free mode computation, Methods in computational physics, vol.11, 1972, pp.87-180.