

### 3. 1 兵庫県南部地震の前震・本震・余震・誘発地震

京都大学防災研究所地震予知研究センター 安藤 雅孝

#### 1. はじめに

1995年1月17日兵庫県南部地震はいくつかの特徴的な過程を経て、地震発生に至った。本報告では、前兆的活動、前震、本震、余震、周辺域の活動の高まりなどを、時間経過を的追って述べる。詳しくは、京都大学防災研究所地震予知研究センター（1995）<sup>1)</sup>、片尾・安藤（1996）<sup>2)</sup>を参照していただきたい。

#### 2. 地震前数年間

##### 地震断層沿いの活動の低下

図1は最近20年間の、兵庫県南部地震域周辺の微小地震活動のようすを示したものである。特徴的なのは、有馬高槻構造線の北側（丹波地域、図のなかで震央分布で真っ黒になっている地域）での高い地震活動であろう。そして、この丹波地域に比べれば活動は低いものの、微小地震が神戸から淡路島にかけて北東—南西方向に並んでいるのも注目される。神戸から淡路島にかけて帯のように地震が並んでおり、兵庫県南部地震の震源域となったところである。ここの地震活動は決して高くないが、まわりの瀬戸内海地域と比べれば高いと言える。

もちろん、活断層に沿って微小地震活動が常に高いわけではない。例えば、活動度AA級の中央構造線やA級の阿寺断層に沿って、現在は微小地震はほとんど起きない。一方、活動度C級の鹿野断層や丹後断層にははっきりとした線状の地震活動が見られる。これらは、1927年北丹後地震（M7.3）、1943年鳥取地震（M7.2）の現在も続く余震である。山崎断層では、現在の地震活動は、断層面上ではなく数キロ離れた周辺部が活発である。このように、活断層付近では地震活動もさまざまな起き方をする。これらの地震活動の違いの中に、大地震発生からどれだけ時間が経過したかの情報が含まれているかもしれない。

大地震前に震源域付近で地震活動が下がる例が知られている。この地震活動の低下は第2種地震空白域と呼ばれている。第2種空白域が兵庫県南部地震断層にも現れた可能性がある。図2は兵庫県南部地震の断層に沿った微小地震の時空間分布である。地震前1～2年間、地震がほとんど起きていない。他の活断層の例をまとめると、地震の起こり方が時間的にどのように変化して行くかは、以下のようにまとめられるかもしれない。

- 1) 本震後時間と共に活動の低下（余震活動が低下する）
- 2) 減少しつつ空間的に拡散
- 3) 最終的に消滅
- 4) 大地震発生前の活動の増加
- 5) 時間的・空間的空白域の形成（第2種空白域）

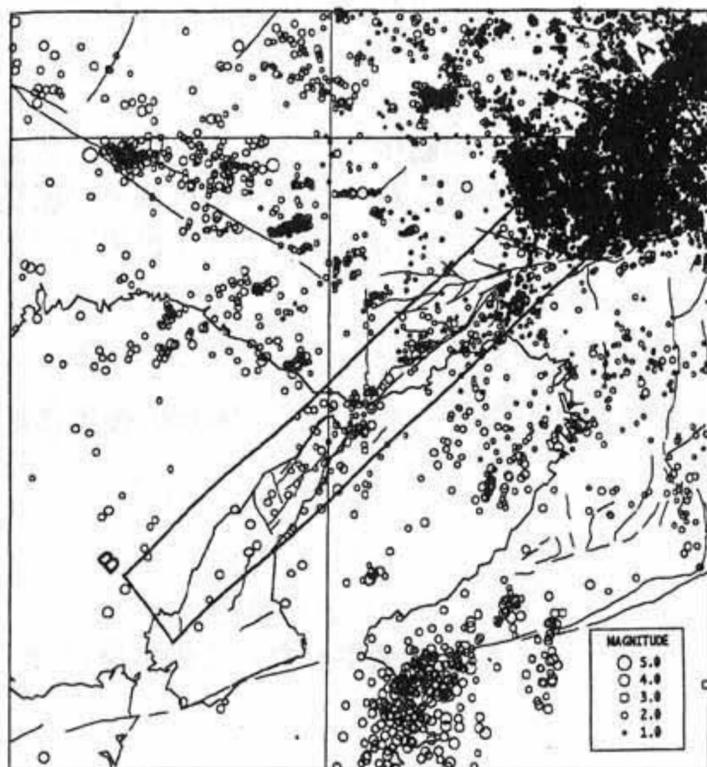


図1 兵庫県南部地震の断層沿いの地震活動 (1976~1995.1.16)

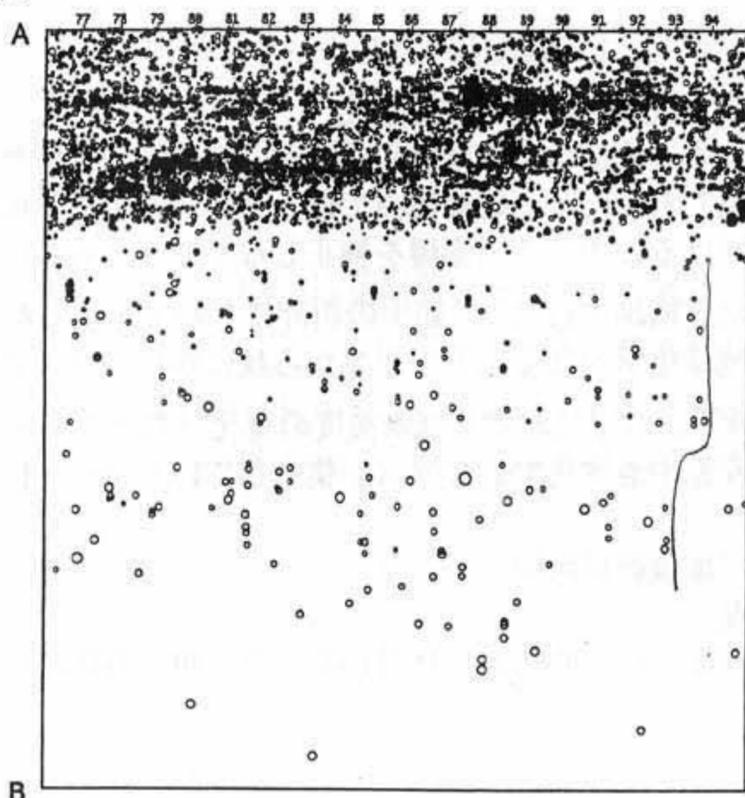


図2 図1領域A, B内の時空間分布図。兵庫県南部地震前に地震活動の空白が見られる。

今回の地震に関しては、京大防災研は、上記の5)の段階から観測を行ってきた可能性がある。それぞれの活断層に現在のステージを当てはめると、ステージ1は鹿野断層・丹後断層、ステージ2は根尾谷断層・丹那断層、ステージ3は中央構造線・阿寺断層、ステージ4は山崎断層が当てはめられるかもしれない。

### 3. 地震前1年間

#### 丹波山地の前兆的地震活動

丹波地域は地震活動は常に高い。ほとんどの地震は小さく無感地震である。この中では1994年の活動が目立つ。図3は特徴的な地震活動をまとめたものである。6月28日の地震(3)は、京都に20年ぶりに震度4をもたらしたM4.6の地震であった。この地震の3ヶ月前には同じ場所に前震的群発地震(2)が発生した。7月末には兵庫県猪名川町(大阪府と兵庫県の県境付近)に深さ10kmの群発地震(4)が発生した。この群発地震は数日で終了したが、11月9日に5km北西の地域に深さ5kmの群発地震(7)が起り、数多くの有感地震が伴った。群発地震はマグニチュード4.0を最高にM>3の地震が10個に達した。これらの活動の時間空間分布を図4示す。特徴的な地震活動はしだいに南西に向かって移動しているように見える。もちろん似たような地震活動が過去になかったわけではない。1987年にも地震活動の移動が見られた。

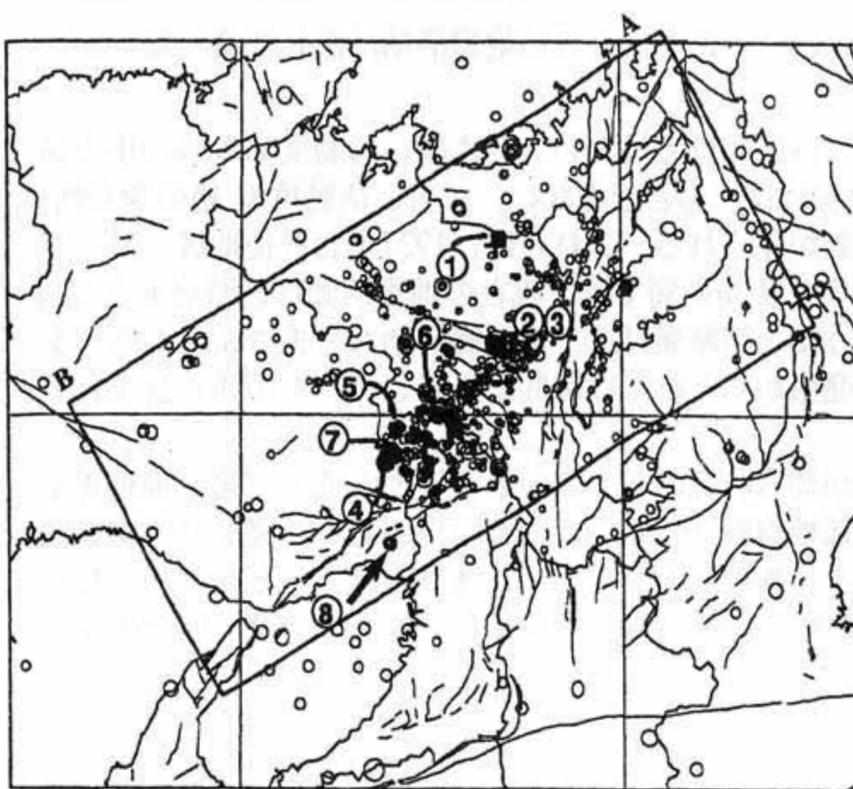


図3 1994年丹波地域の顕著な地震活動。  
①～⑧は時間順。

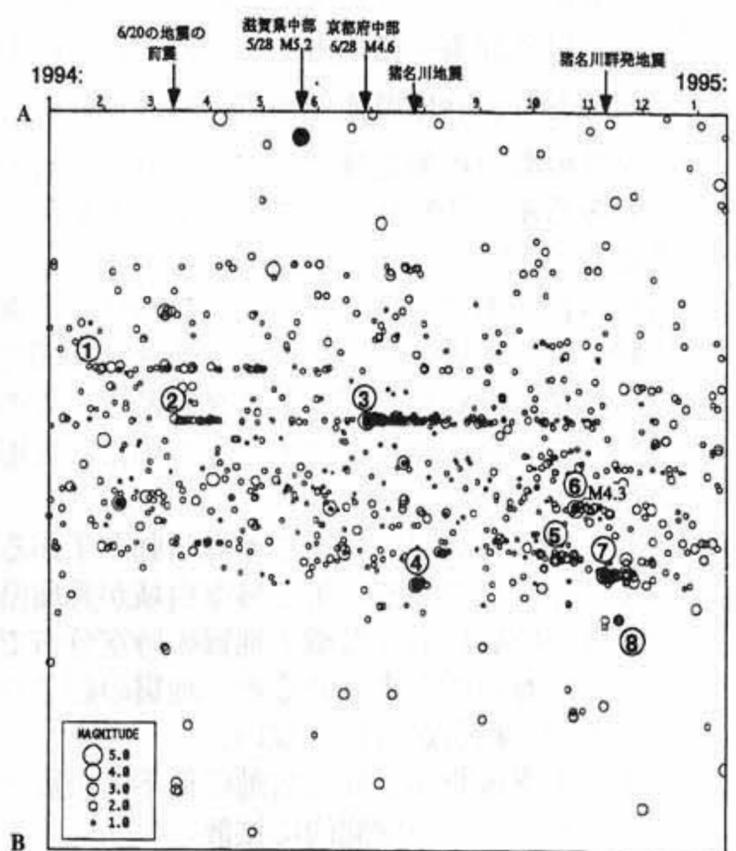


図4 図3領域A, B内の地震の時空間分布図。  
①～⑧は図3の活動に対応している。  
(京大防災研・片尾他による)

#### 六甲で観測された前兆的变化

兵庫県南部地震の断層に最も近い地殻変動の精密連続観測点は、六甲鶴甲(つるかぶと)と高雄観測点であった。高雄観測点では、94年10月頃より坑内湧水量の変化が見られた。湧水量は雨量の影響を受けるので、この影響を補正しなくてはならないが、この補正をしても10月からの変化は異常であったと結論された<sup>3)</sup>。鶴甲の歪計にも94年夏頃に異常な変化が現れたらしい<sup>3)</sup>。

地球化学的な変化も94年夏から秋にかけて起きているとの報告がある。西宮の宮水のラドン濃度の変化<sup>4)</sup>、六甲における塩素濃度の変化<sup>5)</sup>などである。上記の変化を図5にまとめた。94年の後半に地殻変動や地球化学的な異常が集中しているのが注目される。

### 4. 地震前12時間

#### 前震

本震の約11時間前、16日18時28分、明石海峡にM3.6(気象庁)の地震が発生した。この地震は神戸

で震度1であった。続いて18時49分(M2.5)、18時55分(M1.5)、23時49分(M2.1)と地震がほぼ同じ位置に発生した。図6にはこのうちの最初の二つの地震と本震のメカニズムを示した。このように、短時間に4個も続けて発生する地震活動は、過去にこの地域にはなかった。過去16年間の明石海峡5 km以内の地震活動を詳しく調べてみたところ、 $M > 1.5$ 以上の地震の発生数は78、そのうち1時間以内に続けて地震が発生した例は1回、24時間以内では4回である。1日に3個ないしそれ以上続けて発生した例は過去にはない。78個の地震の内、 $M > 4$ の地震は1個、 $4 > M > 3$ の地震は5個である。先に述べたように前震発生域(明石海峡)でも93年以降、地震はほとんど発生していない静穏期であった。ただ、この静穏期にM2.8地震(1994年7月6日)に起きていることが注目される。

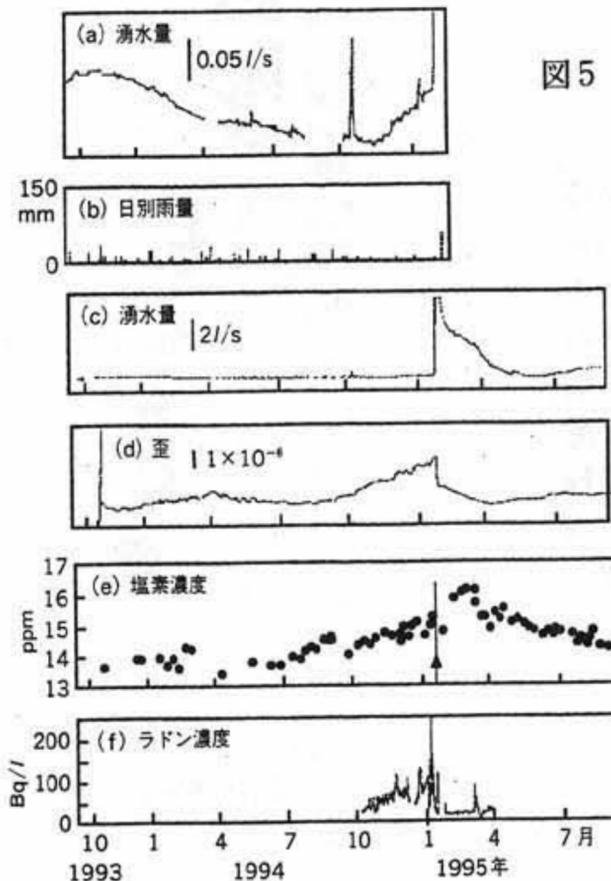


図5 兵庫県南部地震前に現れた前兆的現象。(a)六甲高雄の湧水変化<sup>3)</sup>。(b)日別雨量(比較用)。(c)(a)のスケールを縮小したもの<sup>3)</sup>。(d)六甲における地殻歪みの変化<sup>3)</sup>。(e)六甲における塩素イオン濃度の変化<sup>4)</sup>。(f)西宮におけるラドン濃度の変化<sup>5)</sup>。

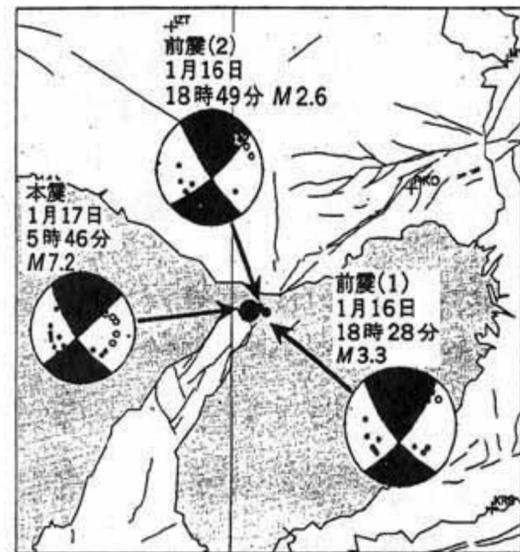


図6 兵庫県南部地震と1月16日のP波初動解<sup>2)</sup>。

## 5. 地震時

### 震源(最初の破壊の位置)

図6に示されている本震の震源の位置は、防災研地震予知研究センターの観測点に加え、大阪湾周辺のおも機関の観測点(関西地震観測研究協議会、気象庁、東大地震研究所)を併せて決定したものである。ここで用いられたデータはP波到達時間のみである。したがって、余震の震源決定に用いられた観測データとは観測点異なる。本震の震源は明石海峡に深さ17 kmと決められた(図6)が、気象庁の決めた位置に近い。

### 破壊過程

破壊過程については、いくつかのモデル<sup>6)</sup>が提出されている。これらのモデルは以下の点で共通している:

- 1) 最初の破壊が明石海峡付近(震源)に発生し、破壊は両方向に進行、
- 2) 淡路側と神戸側の二つの断層からなる、
- 3) 断層面上の変位は淡路島側が神戸市側の3倍程度

淡路島側の変位が大きかったとの特徴は、静的変位のデータ(GPS、辺長測量)に基づく断層モデル(橋本、1995<sup>7)</sup>)にも同様に現れている。菊地によれば、地震モーメントは $3 \times 10^{26}$  dyn·cmである。余震域を本震の断層の拡がりとする、断層の長さは50 km、巾は10~15 km 面積は500~750 km<sup>2</sup>となる。これらの関係から、断層面上の平均変位は1.5~2mと求められる。淡路島で観察された野島断層の地表の平均ずれが1~3m程度であるから地表の変位にも良く合う。

図7は、強震計の記録に基づき求めた Horikawa et al. (1996)<sup>8)</sup>による断層面上のすべり量を示したものである。断層運動は、初期破壊から10秒で終了している。きわめて短い破壊継続時間であった。

## 6. 地震直後

### 断層位置と破壊過程の決定

地震後ただちに、被災地の特定や被害の大きさの推定を行うには、断層の位置を正確に知る必要がある。正確な断層の位置推定には、今のところ余震が最も信頼できるデータである。地震波形を用いて破壊過程を求め、断層の位置を地図上のどこにあたるかを正確に決めるには余震の分布はなくてはならないであろう。正確な余震の情報は、今後とも瞬時災害予測には不可欠である。

京大防災研究所の地震観測網は、6つの小観測網から構成されている。その中でも阿武山観測所は、震源に最も近い所にある。観測所職員は地震後直ちに観測所に駆けつけ、停電やコンピュータの復帰に全力を注いだ。従来のシステムは激しい地震動でダウンした。地震発生2時間後に電源が復帰し、ペン描きレコーダが動き始めた。10時にはコンピュータも復帰させることに成功した。導入したばかりの新しいシステムにつなぐプログラム作りから始め、それを稼働させるまでに達した。この間、本センターとの連絡は途絶えたまま、余震のたびに観測所が激しく揺れる中での作業であった。10時以降は最前線での余震観測が開始され、精度の高い余震情報を提供し続けた。ここで得られた余震分布は、神戸市、芦屋市、西宮市などの激甚災害の帯と一致しないことも明らかにされ、被害の原因の解明にとっても重要なデータとなった。

## 7. 地震後1カ月間

### 最大余震の予測

大きな余震は、本震で弱くなった構造物に大きな被害を与える。もちろん、大きな余震発生に対する不安は、被災地や周辺域では特に大きい。今回の地震後、防災研にも多くの方から余震に

関する問い合わせがあった。大余震の予測は、防災の面からきわめて重要であることが認識された。大余震は、余震活動が一時的に静穏になった後に起こることが多い。このため防災研では余震活動の推移を見守ってきた。その中でも顕著な変化は、1月24日と2月26日頃に起きた。1月24日には余震が急激に地震が減り、25日にM4.3の地震が発生した。2月16日頃より余震の数が急速に少なくなり、18日に最大余震 M 4.9 が淡路島に発生した。この間、地震予知研究センターでは、神戸側と淡路島がとにわけて地震活動を調べていたが、大余震の予測には、区域分けをせずに、むしろ震源域全体を一緒に見る方が良かったことが分かった。区域分けをすることにより、1) 区域毎の余震数が少なくなり信頼性が低くなること、2) 余震の発生が震源域全体を調整するように起きているために区域分けすることにより意味のある結果が出せなくなる、などの理由が考えられる。これらのメカニズムの解明が今後の大余震予測に生かせるだろう。

### 周辺域における地震活動の変化

本震発生後、余震域の周辺山崎断層周辺域と丹波高原で地震活動がやや高まっている。1月17日20時29分にM3.5の地震が山崎断層付近で発生したのをはじめ、丹波地域の地震活動も活発になった。猪名川群発地震が再び始まり、震源の深さは3kmとさらに浅くなり、有感地震も多くなった。このように、本震の断層を越えてさらに周辺域の地震活動が高まる現象は、他の地震でも知られている。今回の地震は観測点密度の高い中で起きているため、地震活動の変化が的確に捉えられているのが特徴である。

図8の長方形に囲った枠は、余震域北部から丹波高原を含む領域である。この領域内の過去1年間

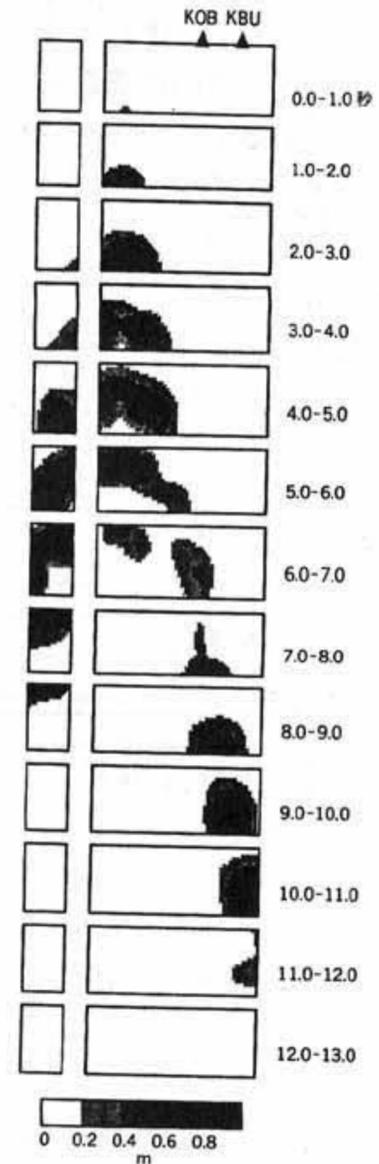


図7 強震計や測地データから求めた断層面上のすべり分布の時間的推移。色の濃さはすべり量(m)を表す。KOBは神戸海洋気象台、KBUは神戸大学の位置を示す。

(1994年6月1日～1995年11月7日)の地震活動の時空分布を図9に示した。兵庫県南部地震を境に、余震活動とともに丹波地域の地震活動も急激に高まっているのがわかる。兵庫県南部地震発生前に比べ、地震数で3～5倍に増えた。余震はしだいに減少しているが、これらの周辺域地震活動は高さを保ったままである。これらは広義の余震活動と言えるであろう。今後の活動の推移を見守っていく必要がある。

#### 緊急地殻活動調査

北海道から九州までの8大学による同観測チームが編成され、震源域を取り囲むように、臨時地震観測点25点、臨時GPS観測点20点が設置された<sup>9)</sup>。データはNTT電話回線を通じて、リアルタイムで地震予知研究センターへ送られ、全国の研究者と共同で解析を進められた。GPSによる臨時観測は、大学連合で、神戸市側と淡路島側に20点を越す臨時観測点を設置した。このうち4点では世界で初めての試みとして、地殻の動きがリアルタイムで追跡されている。データのサンプリング間隔は1秒、精度は1mmである。約1kmの距離で24時間連続観測が続けられている。このほか、GPSを地震計として利用し、地面の絶対的な動きを観測する試みもあり、今後の結果が期待される。

#### 8. 地震後3カ月間

##### 再決定された余震分布

緊急ネットのデータを基に、連係震源決定法 (Joint Hypocenter Determination, JHD) を用いて余震の震源再決定を行なった。余震はほぼ直線上に並び、全長は60kmに達した(図10)。余震分布は細い帯で淡路島をやや斜めに横切り、神戸市の山手側の活断層に沿って走る。神戸市の市街地には余震は認められない。余震分布の断面は、ほぼ地表に垂直で、深さは5kmから15kmに達する。

##### 野島断層と余震分布

野島断層は地表にはっきりとしたずれを残したが、図10のようにこの断層に沿う余震は見られない。むしろ地表の野島断層に斜交して分布しているのがわかる。また、地表の野島断層と六甲断層系の間には“とび”があり、一本の線にはのっていない。しかし、余震はほぼ一本の線上に分布する。

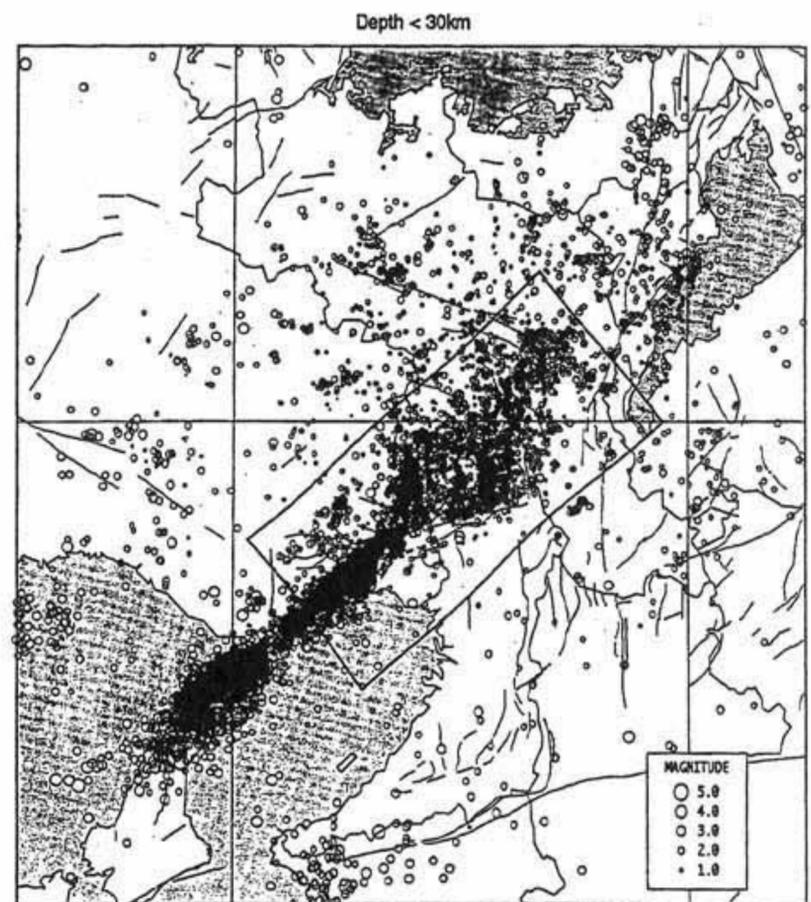


図8 自動処理による兵庫県南部地震の震央分布図。

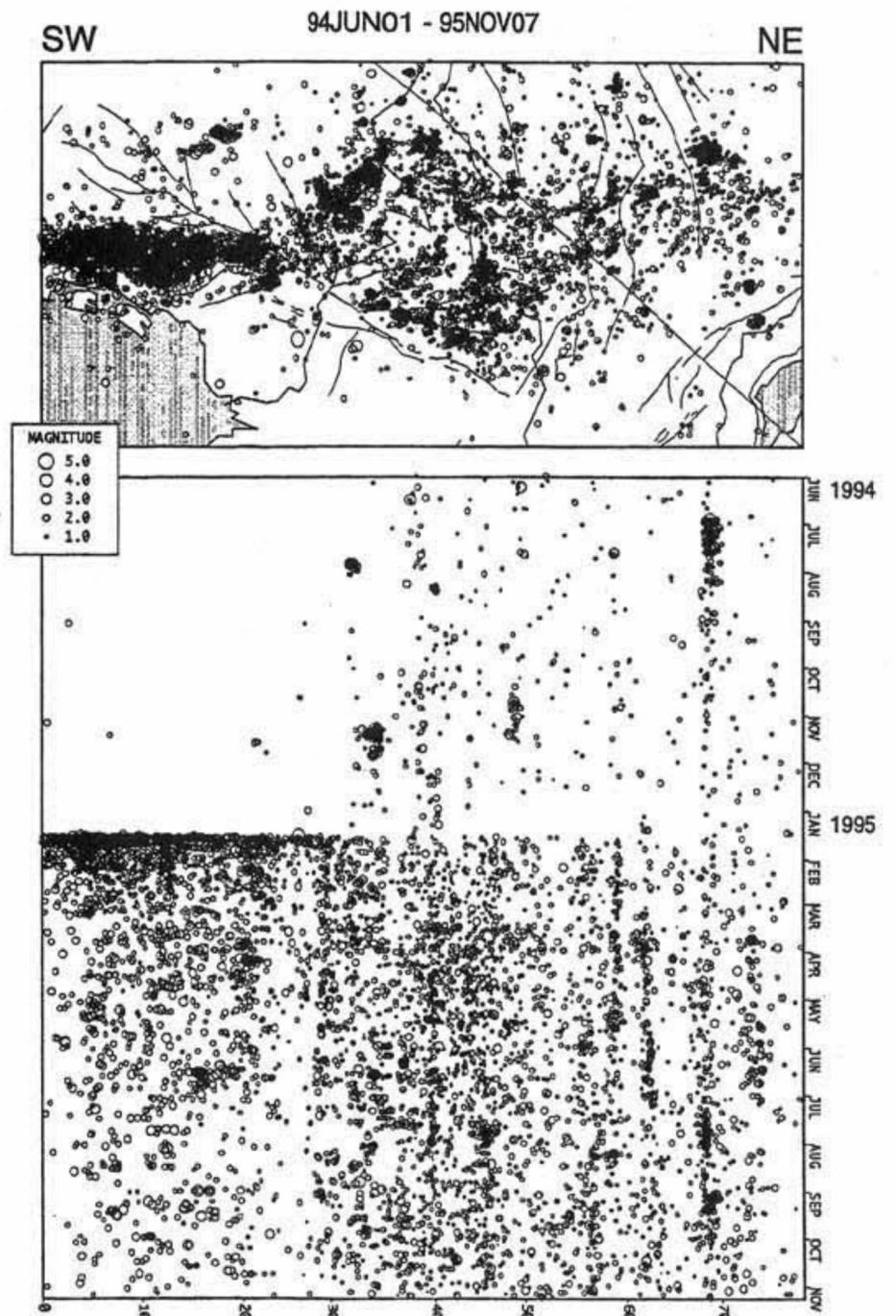


図9 図8領域A, B内の地震の時空間分布図 (1994.7.1～1995.2.24)。

兵庫県南部地震直後から活発になった地震活動はその後高い活動度を保っている。

Landers地震の時にも似たような現象が起きている。この地震では地表に現れた断層の2カ所できつとびが現れたが、しかし余震分布にはとびが生じなかった(Ellsworth, 1995)。地表の活断層分布がそのまま地下の断層の分布を表しているわけではない。たとえば、1891年濃尾地震の際には、4～5本の活断層が動いたと言われているが、地下では滑らかに繋がっていた可能性も否定できない。

淡路島北淡町平林における地質調査所による断層ボーリング調査からは、断層の傾斜角は $85^{\circ}$ とかなり大きな角度が求められた(地質調査所、1月28日コア資料検討会資料)。六甲から淡路島東海岸(東浦断層)と西海岸の野島断層の2本の断層に分かれる可能性がある。六甲—東浦断層は今回の地震では地下深くでは動いたものの、地表にはその動きが現れなかった。もう一つの断層である野島断層だけが地表に現れたものと思われる。

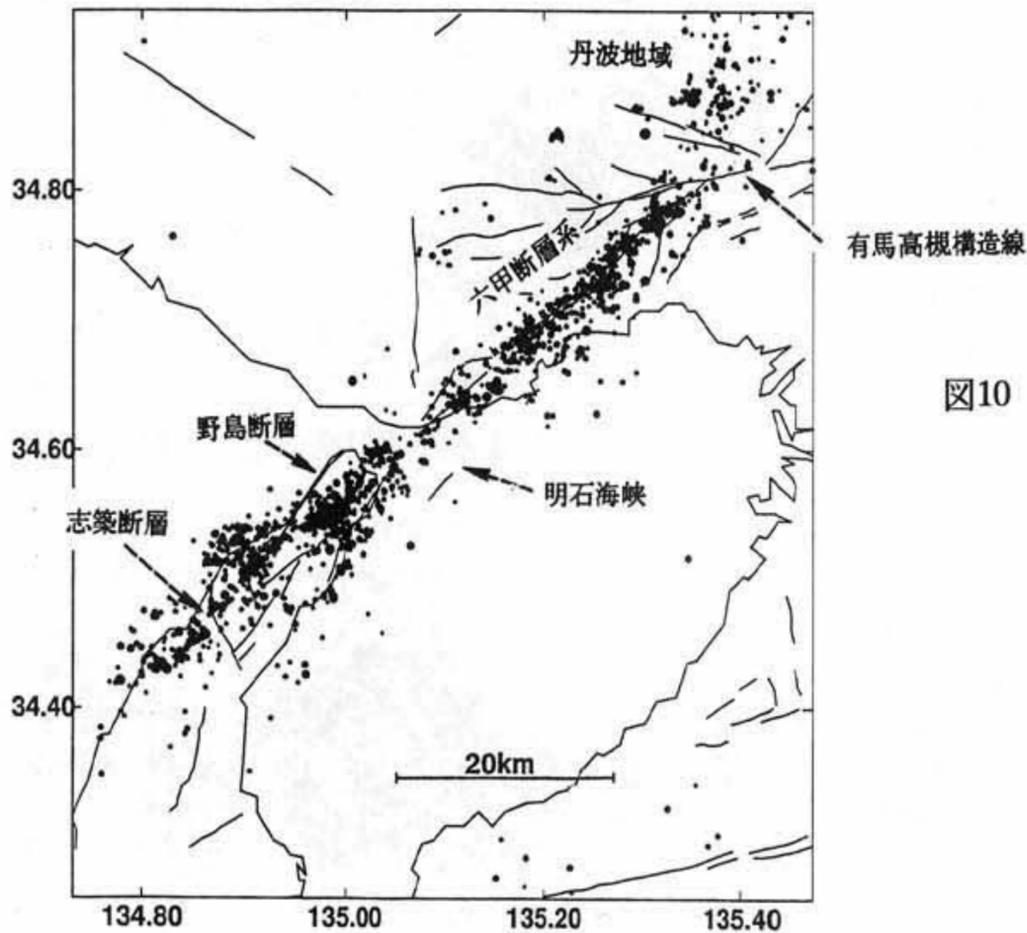


図10 連係震源決定法に基づく兵庫県南部地震の余震分布<sup>9)</sup>。

#### 活断層と地震断層の関係

地下の地震断層の形状・性質を物理探査や微小地震等を使って、きちんと押さえ、活断層との関係を明らかにする必要がある。また、地表の活断層の分布から、地下の地震断層の形状や性質を読みとる能力もつけるべきであろう。地下での活断層のつながりを知り、どの活断層と一緒に動く可能性があるかなどきめ細かく調査が行われる必要がある。さらに、今回の地震では、活断層の“とび”の部分(明石海峡)で初期破壊が起きたことから、地表に現れた“とび”が地下の断層のなんらかのようすを表している可能性もある。地表断層の分布から初期破壊の位置を推定すれば、前兆的活動を押さえることもできるかもしれない。

#### 断層末端付近での地震活動の高まり

図10で注目されるのは、野島断層の南東端にある北西—南東方向の志築断層を越えて、さらに南側の一宮町に数多くの余震が発生していることである。2月18日のM4.9の最大余震もここに起きている。これらは、本震の断層面上の地震ではない可能性が高い。ちょうど、丹波地域の地震活動に比較できるものであろう。丹波地域では、有馬—高槻構造線の北側の地震活動が高くなっている。二つの地震活動の高まりは、それぞれの末端の断層に対して対称的な分布をしている。

#### 9. おわりに

兵庫県南部地震は、地震前、地震時、地震後の過程は、しだいに明らかにされてきている。現在地質調査所を中心に有馬—高槻構造線や野島断層などの発掘調査が行われ、活断層上の最新の地震発生時期が次々と明らかになっている。地震発生に至る過程の理解がさらに深まるものと思われる。地震

に対する理解と共に、これらのデータをいかに防災へ活用するかもしだいに明らかになってくると思われる。

#### 文 献

- 1) 京都大学防災研究所地震予知研究センター：1995年兵庫県南部地震、1995年12月、78p。
- 2) 片尾浩・安藤雅孝：科学、66、78-85(1996)。
- 3) 京大理学研究科・東大地震研：地震予知連絡会報54、695、1995。
- 4) U. Tsunogai and H. Wakita: Science, 269, 61 (1995).
- 5) G. Igarashi et al: Science, 269, 60 (1995).
- 6) 菊地正幸：月刊「地球」号外 No.13、47-53、1995。  
入倉孝次郎：科学、66、86-97(1996)。  
S. Yoshida et al. : J. Phys. Earth (印刷中)。
- 7) 橋本学：J. Phys. Earth (印刷中)。
- 8) H. Horikawa et al. : J. Phys. Earth (印刷中)。
- 9) M. Nakamura and M. Ando : J. Phys. Earth (印刷中)。

関西域においては、地震観測自体を業務の一つとしている気象庁をはじめ、研究のために観測を実施している京都大学防災研究所、業務の安全体制の一環として観測を実施している阪神高速道路公団、関西電力、大阪ガス、あるいは、自治体の地震対策の一環として観測をしている滋賀県消防防災課、大阪市安全対策課等が、地震観測を行っていた。後に述べる関西地震観測研究協議会によって得られた強震動記録は、今回の地震動の特性を知る上や、今後の地震動記録の取り扱い方で、その迅速性、公開性ということで、今後の範となったのである。

防災科学技術研究所の速報No.46によれば、防災科研に報告のあった記録数は、295記録であるが、これを震央距離で100km以内とすると、約4分の1の78記録となる。この速報には、採録されていない関西電力、大阪ガスなどによる観測記録で震央距離100km以内の記録を入れると全部で122記録ある。図3-2-1には震源域ほぼ100kmでの地震記録位置を示した。

表-3.2.1 震央距離100km以内の地盤における強震動アナログ/最大値記録の公表提供機関

機関	記録数	機関	記録数	機関	記録数	機関	記録数
気象庁	4	滋賀県	2	JR総合研究所	22	東京大学	4
土木研究所	17	神戸市	1	NTT	8	京都大学	1
建築研究所	1	大阪市	1	関西電力	15	関西大学	3
港湾技術研究所	5			大阪ガス	11	大阪工業大学	7
防災科学研究所	0			竹中工務店	5	関西地震観測研究協議会	11
阪神高速道路公団	3			大林組	3		
住宅都市整備公団*	1			鴻池組*	1		
				松村組	2		
総計 (122) = 国 (26) + 地方自治体 (4) + 民間 (67) + 大学 (14) + 関震協 (11)							

滋賀県:滋賀県消防防災課, 神戸市:神戸市開発局, 大阪市:大阪市安全対策課,  
東大:東京大学地震研究所, 京大: 京都大学防災研究所地震予知センター梅田康弘助教授  
\*住宅都市整備公団と\*鴻池組は、大阪市此花区高見高層住宅で共同地震観測を実施

日本における強震計は、機械式の加速度計として開発されSMACと称されて多く設置されてきた。記録の方式も、機械ペン式から、アナログ磁気テープ式、さらにデジタル式の記録方式となっているが、この105記録のうち、デジタル系の記録方式は、76で約70%、残りの29の約30%が未だにアナログ式となっている。

これらの多くは、加速度タイプの地震計であるが、大ガスの一部、関西地震研究協議会、滋賀県、大阪市、京大は、速度型を用いている。

国の研究所のレベルでは、なぜか建築研究所の地震記録が極端に少ない。最近の高層ビルにおける地震計の設置は、積極的には行われてはいない。大阪で最近完成した最も高い高層ビルにも、地震観測は実施されていないそうである。関係者の話によると、大阪域の地震動は耐震問題は新たに地震計を設置しなければならないものとは考えられないということらしい。

地方自治体においては、地震防災の対策として地震観測を実施していたのは、滋賀県の消防防災課が県域で6ヶ所、大阪市安全対策課が市内で1ヶ所の観測を行っていた。

表-3.2.2 震央距離別地震記録数

震央距離(km)	0-20	20-40	20-60	60-100
記録個数	5	24	55	38

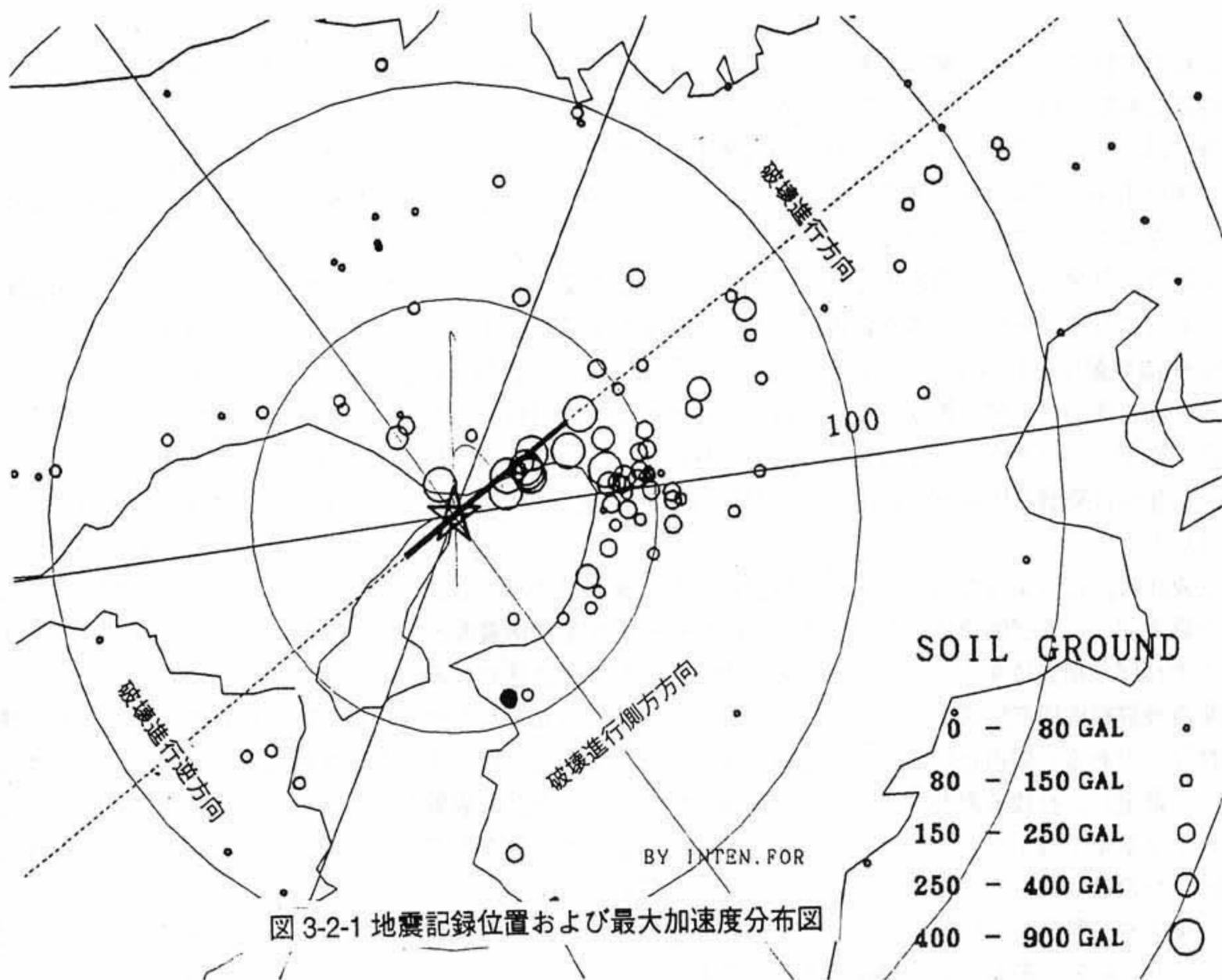


図 3-2-1 地震記録位置および最大加速度分布図

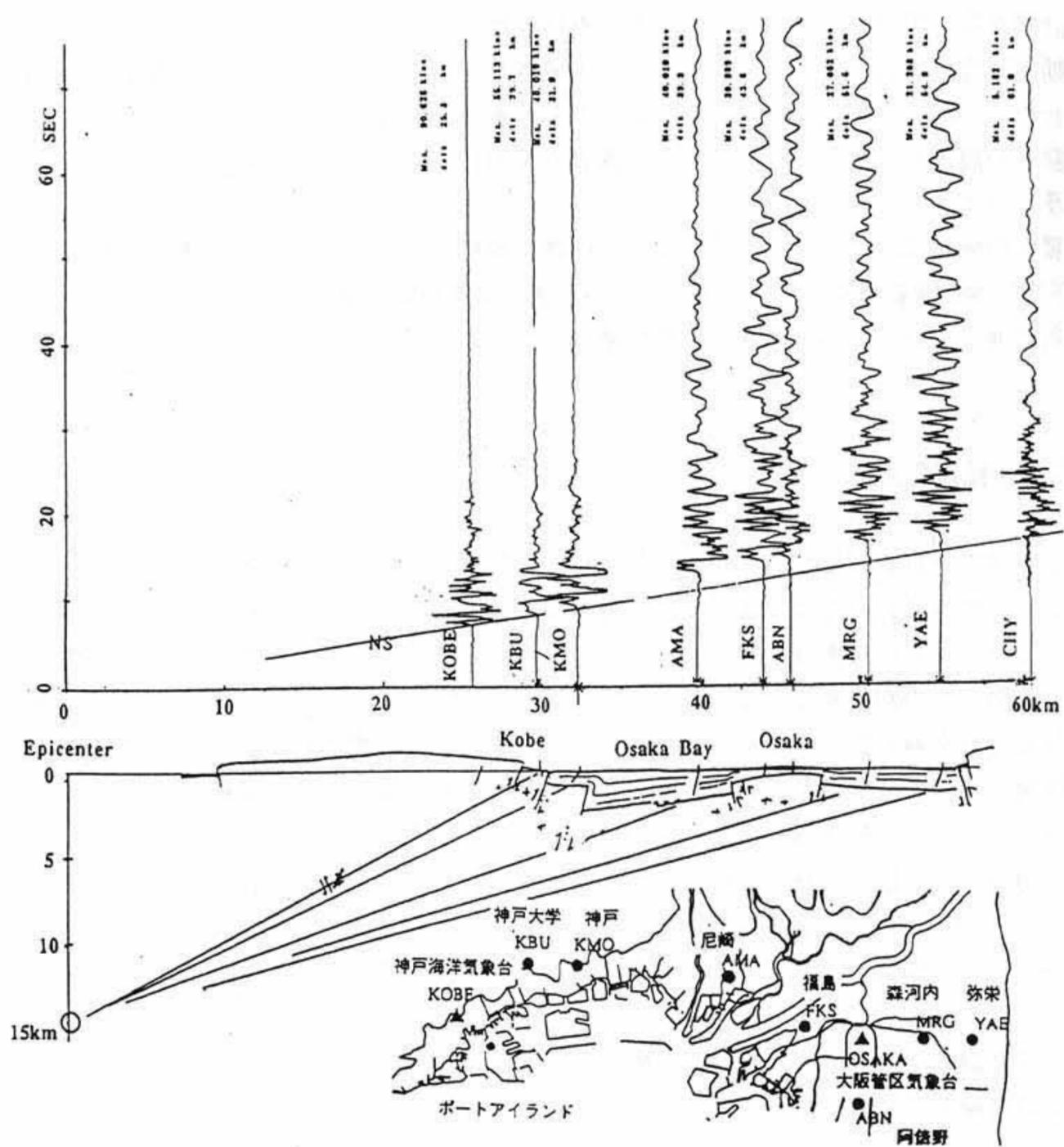


図 3-2-2 神戸域から大阪にかけての神戸地震の速度波形記録

これらの記録のうち、震央距離で20km以内のものが5つ記録されており、これらはM=7クラスの震源近傍の強震動記録として日本では初めてのものであった。

神戸域から大阪にかけての神戸地震の速度波形記録を図3-2-2に示した。神戸海洋気象台から、神戸大学、神戸本山までは単純な波形であったものが、尼崎から大阪にかけては複雑になり地震の震動継続時間も長くなっていることが分かる。

大阪管区気象台は計測震度として京都および彦根では震度V、大阪はIVと判定した。大阪は、軟弱地盤域であるにも拘わらず、はるかに遠い京都や彦根より小さな震度階であった。大阪管区気象台の最大加速度は81galの震度IVレベルであったが、他の西大阪域の地点や、阿倍野地点では、200galを越えていた。また、大阪市内では、家屋倒壊もあり、被害震度とするとV-VI相当である。今までも指摘されつづけてきた1県1観測点で震度を計測するという弱点が極に達したのである。神戸は、当初震度VIと報告されていたが、気象台は職員を阪神域に派遣して、震度VIIの域を設定したが、大阪については、ついに修正することはなかった。

気象庁は、このような震度の違いを地震計を多点観測でカバーしようとしているが、地盤分布を基礎にした震度ゾーニング図を作成しておき、観測地点の震度を基準震度として、地盤状況によってプラスマイナスすれば、相当にキメの細かい予報を流すことが出来ると思われる。

関西地震観測研究協議会は、平成3年12月20日に設立された民間組織（座長京都大学工学部土岐憲三教授）である。関西地域における地域地震防災に資するために、まず大阪盆地周辺の11地点を観測点として選定し、行政各機関の協力を得て平成6年4月に強震計の設置を完了した。それから、1年も経たない平成7年1月17日、神戸地震を迎えることになった。推進してきた立場からすれば、仕掛けがうまく働いたのはうれしくもある反面、複雑な気持ちである。

気象庁や、科学技術庁、消防庁などが独自の目的で相当数の地震計を設置し、独自のネットワークを組もうとしている。それぞれの機関は当然のことながら別の目的で地震計を全国各地に設置しようとしている。現在の計画をみる限り、総合的な地域防災に直結したものではなく、その利用目的が、震源や震度の特定、地震動の研究、等各担当毎に”縦割れで”限定されているのが実情である。数十億の予算となるものなので、せめて、ハードの地震計くらい共有したらと思うけれども、大蔵省はこの縦割れを認めて、それぞれに地震計の設置を認めている。しかし関係者の努力によって、総合的利用が可能となるシステムの可能性も追及されており、その成果を期待したい。

ただ単に震度の分布図だけでなく、地震記録を即時に解析して、地盤条件を考慮に入れた各種構造物の被害分布の予想図等の地震情報を、関西の各地域の各防災関連機関に横断的に発信する組織が欠けている。各機関を横糸で通している関西地震観測研究協議会には、このような横断的情報発信の役割が期待されよう。

### 3.2.1 デジタル記録の公開

これらの記録はアナログ記録であるが、地震記録から地震の特性を知ろうとすると当然デジタル数値で扱う必要がある。関西においては、デジタル地震記録の公開は、鳥海勲（1984, 1990）がその先鞭を切った。彼の長年にわたって得た大阪地盤におけるアナログ記録をデジタル化して、その地震動記録の波形の数値について公開したのが最初である。

気象庁は気象協会を通じて、デジタル記録の公開している。他の機関の記録の多くは、関西地震研究協議会か、各機関を通じて公開されている。建設省の土木系の記録は、土木試験所に集められたが、デジタル記録の公開は、当初高い筋から拒否されていたという事実がある。

JR系の記録は、JR総研に統合され、アナログ波形、軌跡図、応答曲線図の報告書が中村研究室から出されたが、JR系のデジタル記録は非公開である。そのため、関係者から震度VII地域の記録として注目されたJR鷹取地点の記録は、アメリカの研究者によって加速度記録がデジタル化されて、日本に逆輸入されている。

私企業の地震記録の中でも、関西電力、大阪ガスなどによる多くの記録が公開されている。これらは、内部の技術者の積極的な努力があって初めて可能になったものであって、謝意を表したい。

六甲アイランドで記録されたある強震動波形は、さる米国コンサルタントの手に渡り、秘蔵されたままであるという事実がある。この記録は、アナログ記録すらも世にでていない。ポートアイランドと六甲アイランドでの液状化の性状を比較するにも有用なこの記録の早期の公開が望まれる。

耐震設計というのは、歴史的に先人の血のにじむような努力によって進歩してきたものである。即ち、強震動記録の取得の努力と被害との関係を見抜く直感とその裏付けとしての数値的な検討を通じて、この地震国における設計方法が改善されてきたのである。

たしかに地震計そのものの設置は、それなりの費用を要し、その記録はその人の財産であって、他人がとやかくいう筋のものではないという見方もできる。しかし、地震に関する事象の記録が得られていながら、それがただ単に個人的な玩具となってしまう社会的に役立てられないというのは、誠に残念という言葉しかない。

### 3.2.2 地震観測による地震波形と最大振幅の分布

震源からの地震動の振幅の大きさの変化は、大きく次の3つによって支配されていることが分かっている。即ち、1 距離減衰 (ATTENUATION), 2 放射特性 (RADIATION), 3 ドップラー効果 (DIRECTIVITY) である。

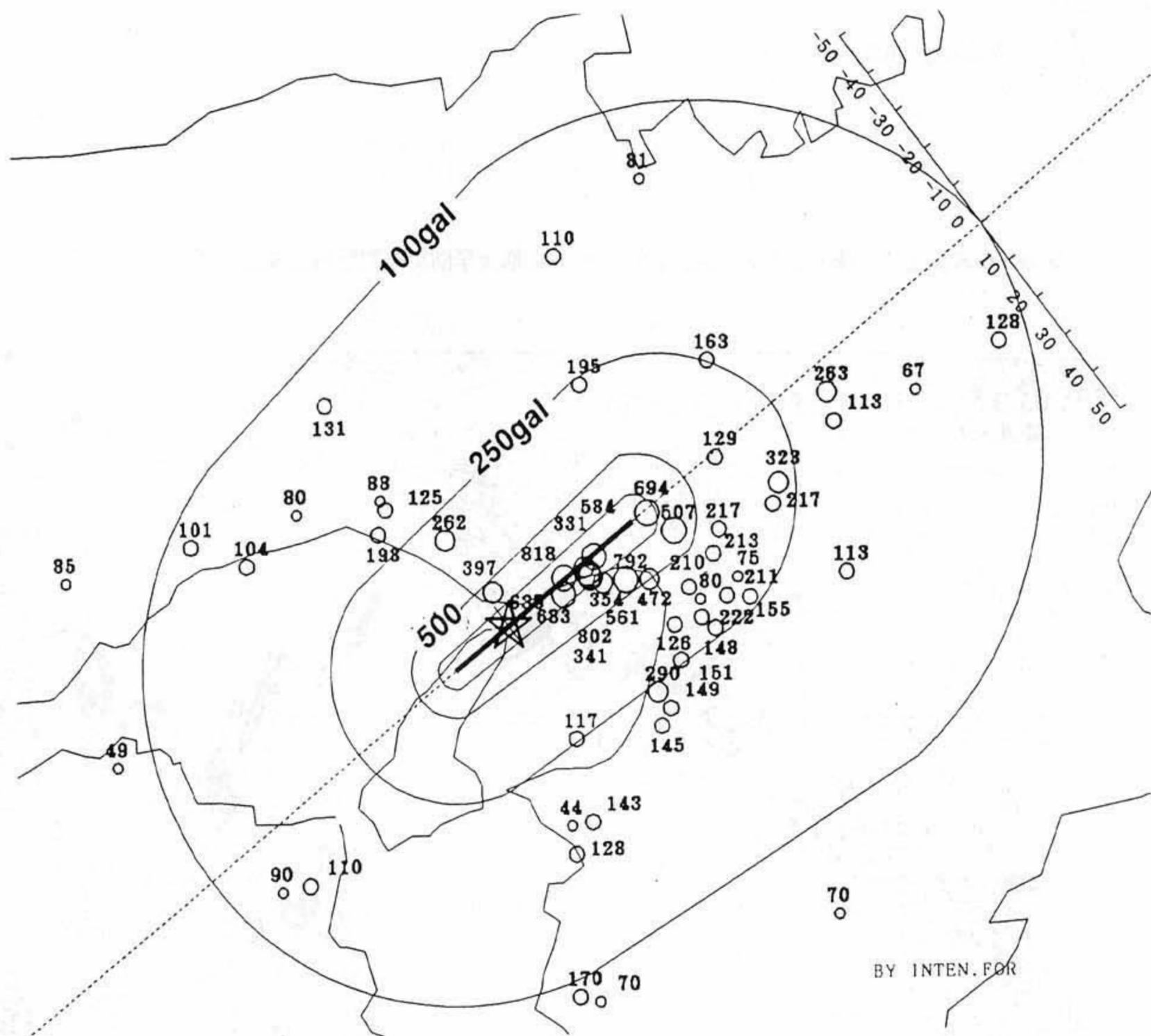


図 3-2-3 震源域近傍の最大水平加速度値分布

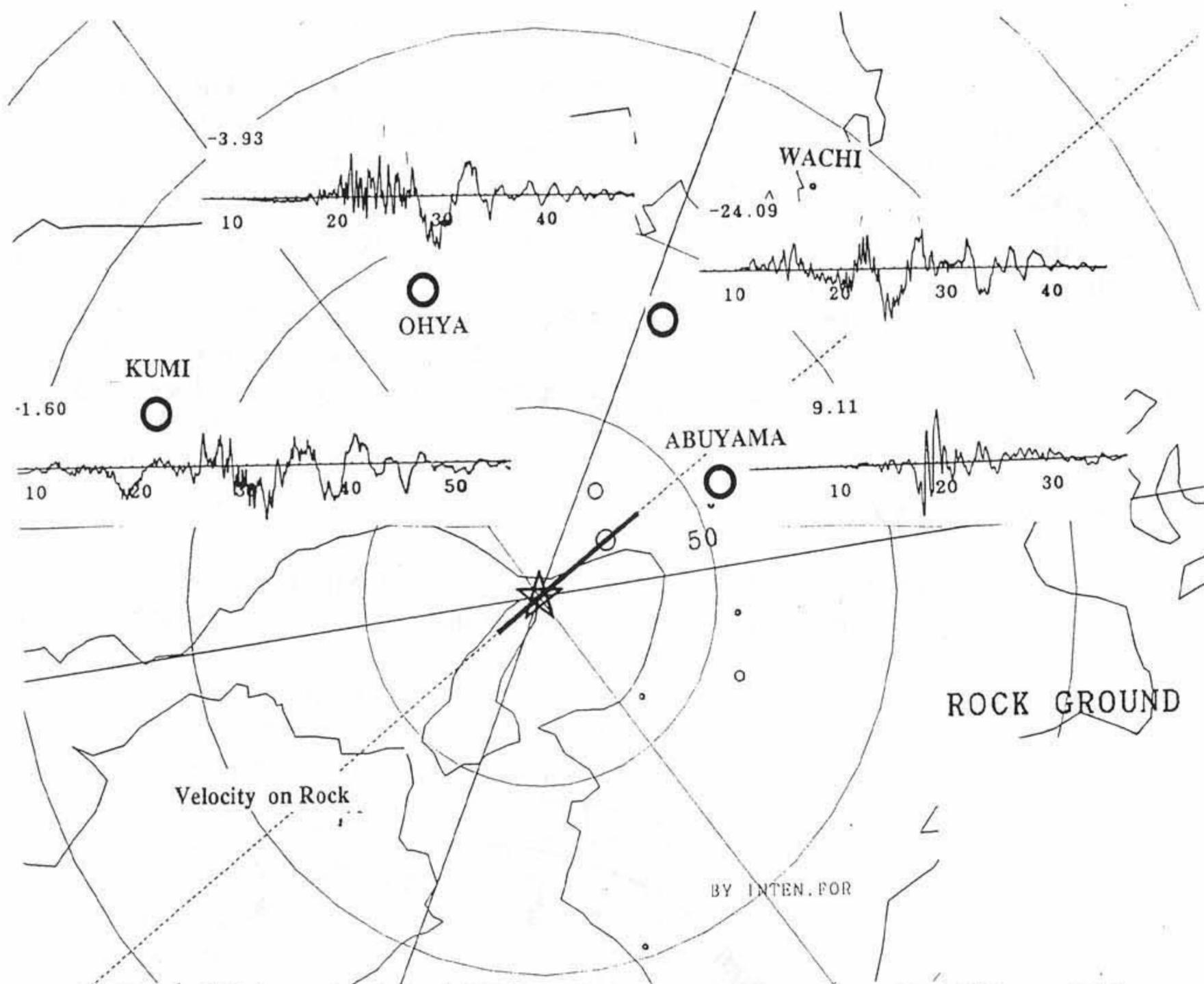


図 3-2-6 岩盤上での速度波形の卓越周期の変化 (京都大学防災研究所梅田康弘助教授による記録)

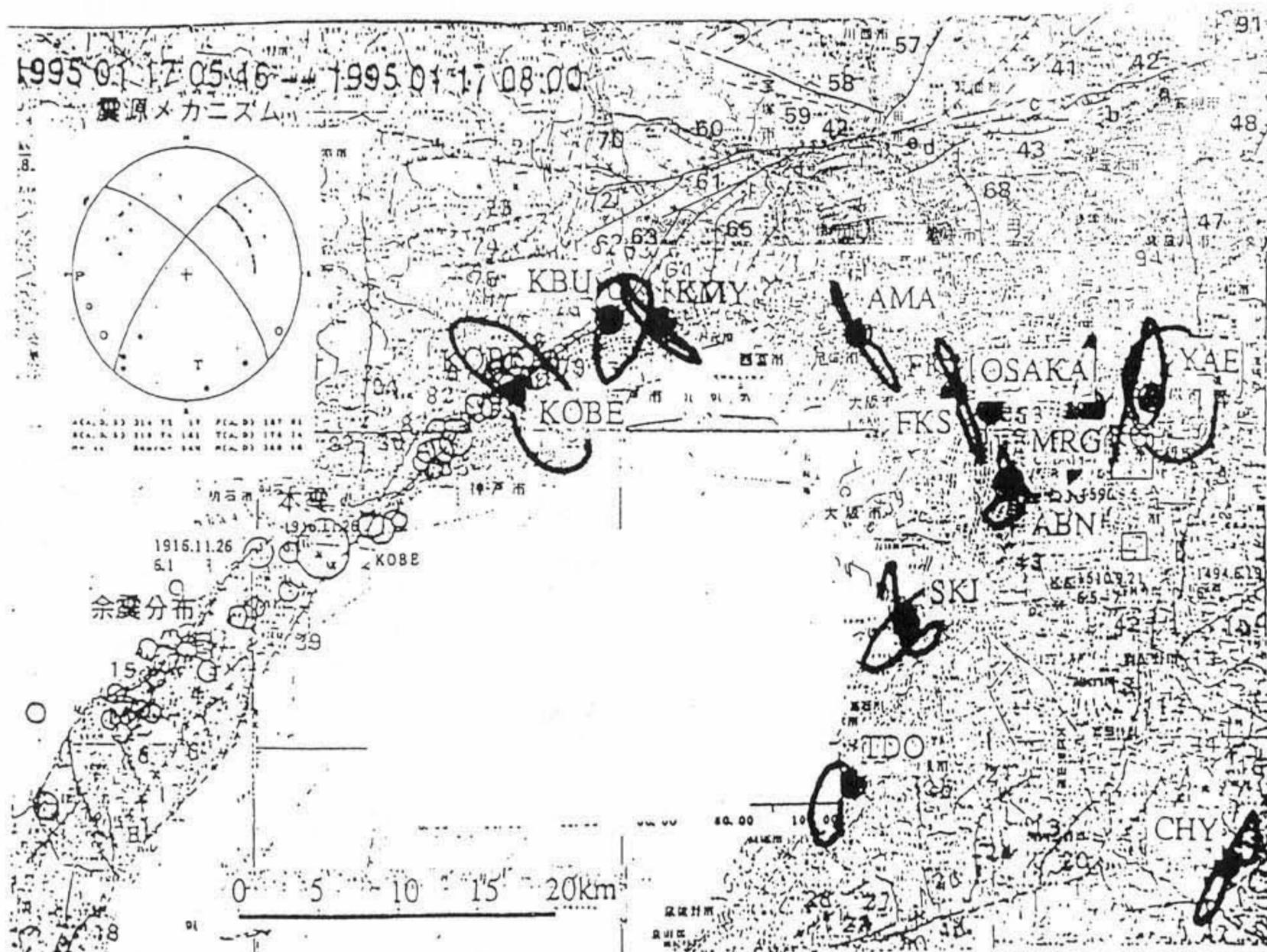


図 3-2-7 各観測地点の変位の平面上の軌跡

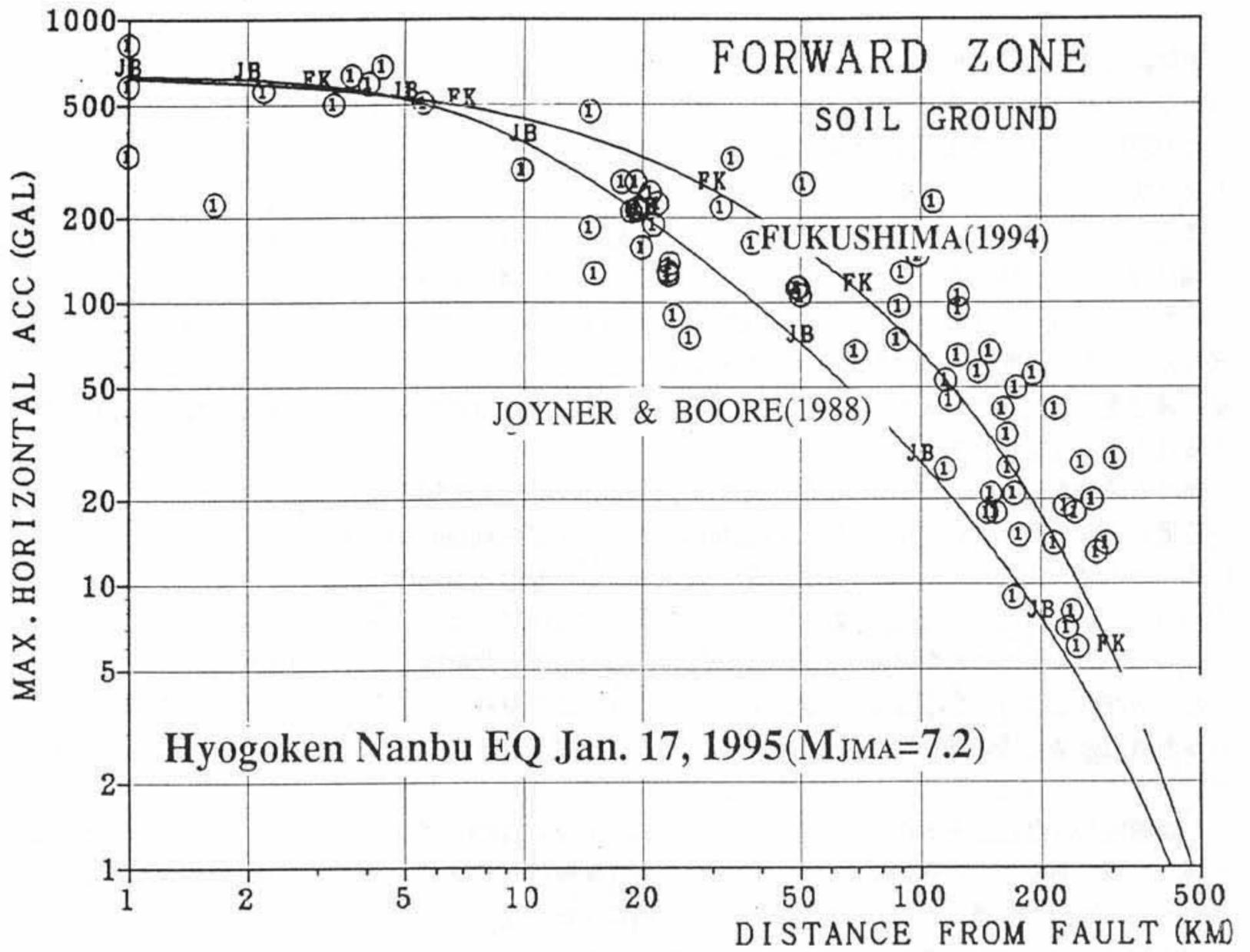


図 3-2-4 断層の破壊進行(Forward)方向の位置の最大水平加速度の距離減衰

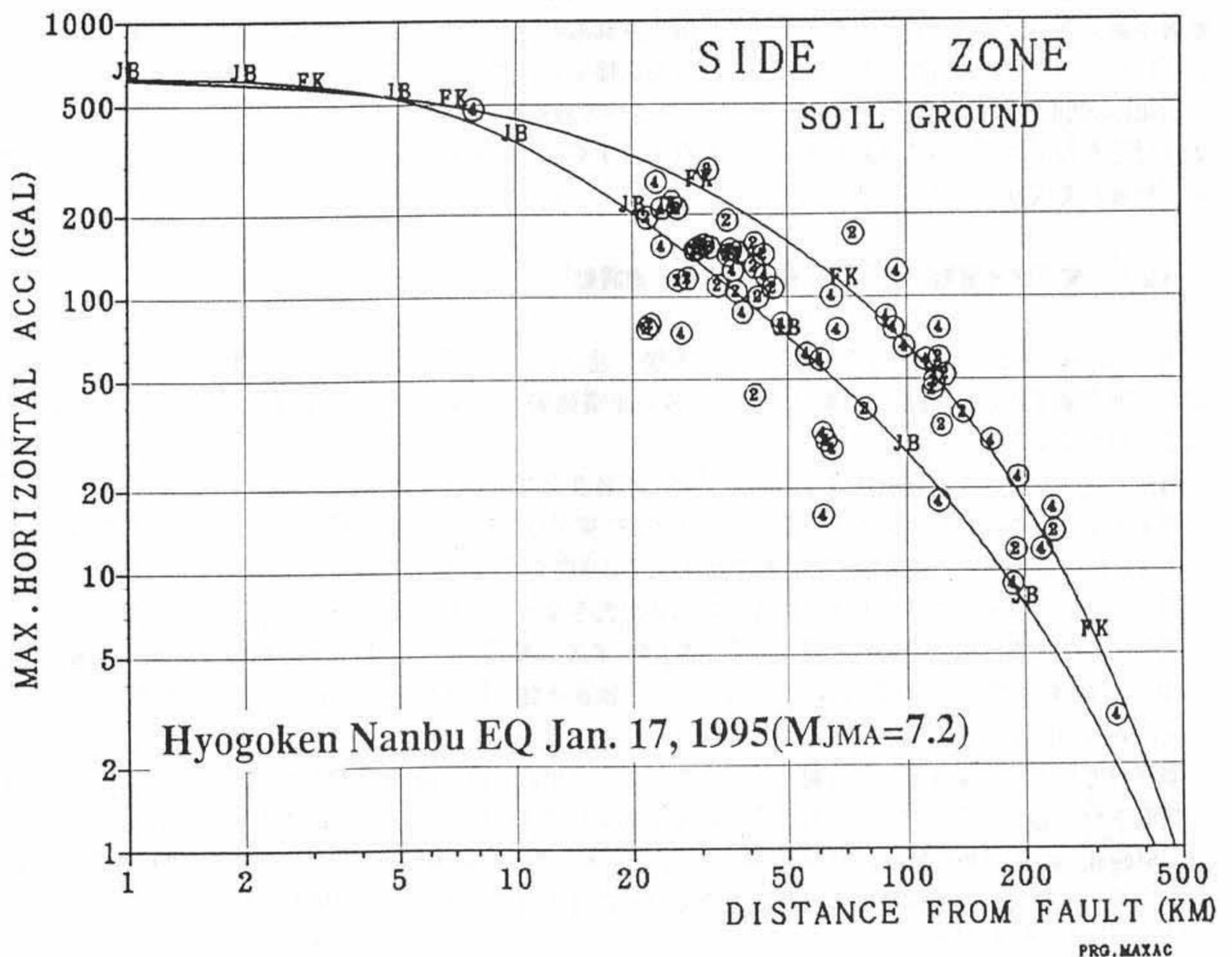


図 3-2-5 破壊進行方向と平行方向(Side)の位置の最大水平加速度の距離減衰

距離減衰は、地震波が球面的に広がりながら伝播していくために単位面積あたりの波動エネルギーが小さくなるために起こる幾何学的な減衰と、地殻の非弾性的性質による減衰と二つの理由による。

放射特性によるものは、震源からの方位角による振幅の違いであり、震源における断層運動のタイプにも関連する。

また、ドップラー効果と呼ばれているものは、波動の伝播方向と断層の破壊の伝播方向が一致すると、振幅は増大し短周期化となるが、お互いに逆方向ならば、振幅は小さくなり、長周期化する現象である。

岩盤上の記録を除外した最大水平加速度値分布を図 3-2-3 に示した。最大加速度の概略の等加速度線を入れてみたが、東北方向にやや引っ張られることが分かる。さらに図 3-2-1 の観測点を震源を中心に、断層の破壊進行方向域と、破壊進行側方方向域に分けてそれぞれの観測点の最大加速度の断層からの距離による最大加速度変化をプロットして図に示した。

断層の破壊進行(Forward)方向の位置の最大水平加速度の距離減衰を図 3-2-4 に、また破壊進行方向の側方位置のそれを図 3-2-5 に示し、Joyner and Boore(1988)およびFukushima(1994)の最大水平加速度の減衰経験式による減衰曲線をも示した。減衰経験式はどちらも比較的によく合致している。また、進行方向の方が側方方向に比較して約1.5倍程度大きな加速度を与えていることが分かる。

さらに、岩盤上でとれた記録(京都大学防災研究所梅田康弘助教授による)の速度波形を図3-2-6 に示した。破壊の伝播方向に高周波が、逆方向では低周波の波が卓越していることが分かる。これらは、いわゆる断層の破壊伝播の進む方向に強い震動が伝わるドップラー効果でディレクティブティーと呼ばれている特性である。

各観測地点の変位記録の平面上の軌跡を図 3-1-7 に示した。TDO(忠岡)やCHY(千早)における変位軌跡は、断層と平行であって、理解しやすいが、KOBE(神戸気象台)等では断層の直交する方向に卓越して動いている。右横ずれの断層運動による地震動では、断層に平行な成分が卓越すると考えられるのに、なぜその直交方向に近い成分が卓越するのか?これは、ラディエーションと呼ばれる放射特性によるものである。

三軸試験におけるせん断面を断層と思えば、三軸下におけるせん断応力は、せん断面に平行なものと、それに直交し、同じ大きさで逆向きのモーメントを与えるせん断力の組み合わせであることがわかっていく。断層が動くと、この二つのせん断力が同時に解放されるので、この解放応力によって生じる波動は、断層に平行なものとそれに直交する方向にせん断波が伝播するのである。

KOBEの観測点は、断層直上であるが、この地点への地震動は、淡路島の北端で発生した断層の破壊開始点付近から伝播してくる波動の方が、観測点からすぐ近くの断層運動によるものよりも早く到達するため、断層直交成分が卓越するのである。

### 3.2.3 震源域地震動(激烈な断層直交成分の地震動)

図 3-2-4, 5 の地震動の距離減衰曲線を見ると断層に近いところの最大加速度は、ほぼ一定となっている。即ち、地震断層から5-10kmの距離の範囲は、強い地震動領域で減衰も少ないので、いわゆる震源域と呼ぶことができよう。

前節で述べたような断層破壊進行方向域では、断層直交方向の地震動振幅が卓越している上にドップラー効果によってさらに振幅が大きくなる。表 3-2-3 に震源域の地震動の断層直交/平行方向(ほぼNSとEWに相当)による振幅の相違を示した。振幅比率は、加速度で平均1.58倍、速度で平均2.01倍となっている。

このように、震源域では、断層直交方向の成分が大きな地震動となっている。

さらに、この震源域内を含む断層からの距離30kmまでの観測点の水平最大地震動の距離減衰を図 3-2-8, 9, 10, 11, 12 および13 に地盤種別に示した。即ち、軟弱地盤、硬質地盤、および岩盤での最大加速度、最大速度の分布図を示した。

震源域の最大水平加速度は、岩盤サイトである神戸六甲台では、最大加速度/最大速度は、305gal/55kineと観測された。地盤サイトでは、台地上の神戸海洋気象台では818ga/92kine、沖積地盤の葺合で833gal、鷹取で616gal、西宮今津で792galが計測されている。地盤上での最大値としては、岩盤の2-3倍程度の値であって、台地の硬質地盤も沖積低地の軟弱地盤でもその最大値に大きな違いが見られない。

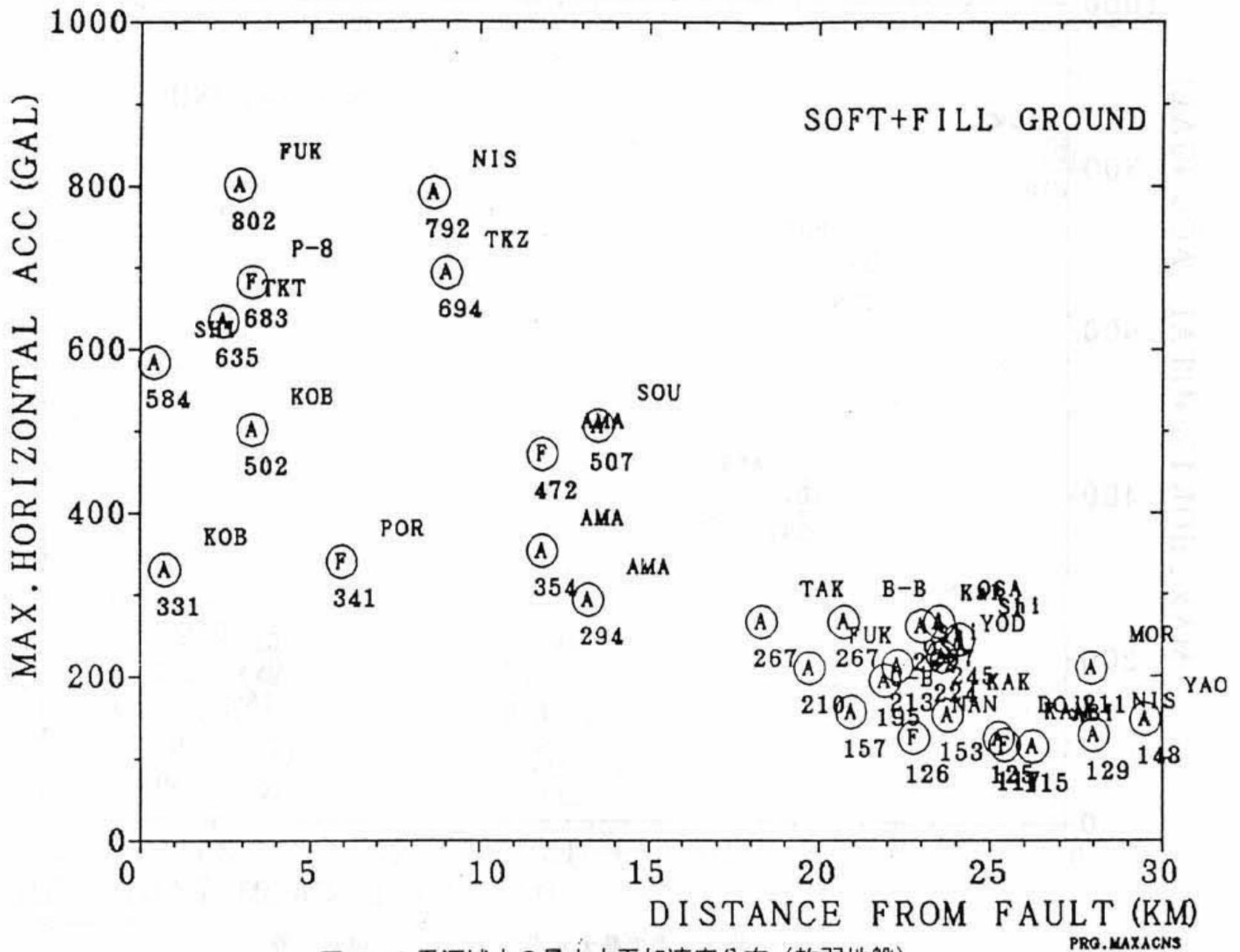


図 3-2-8 震源域内の最大水平加速度分布 (軟弱地盤)

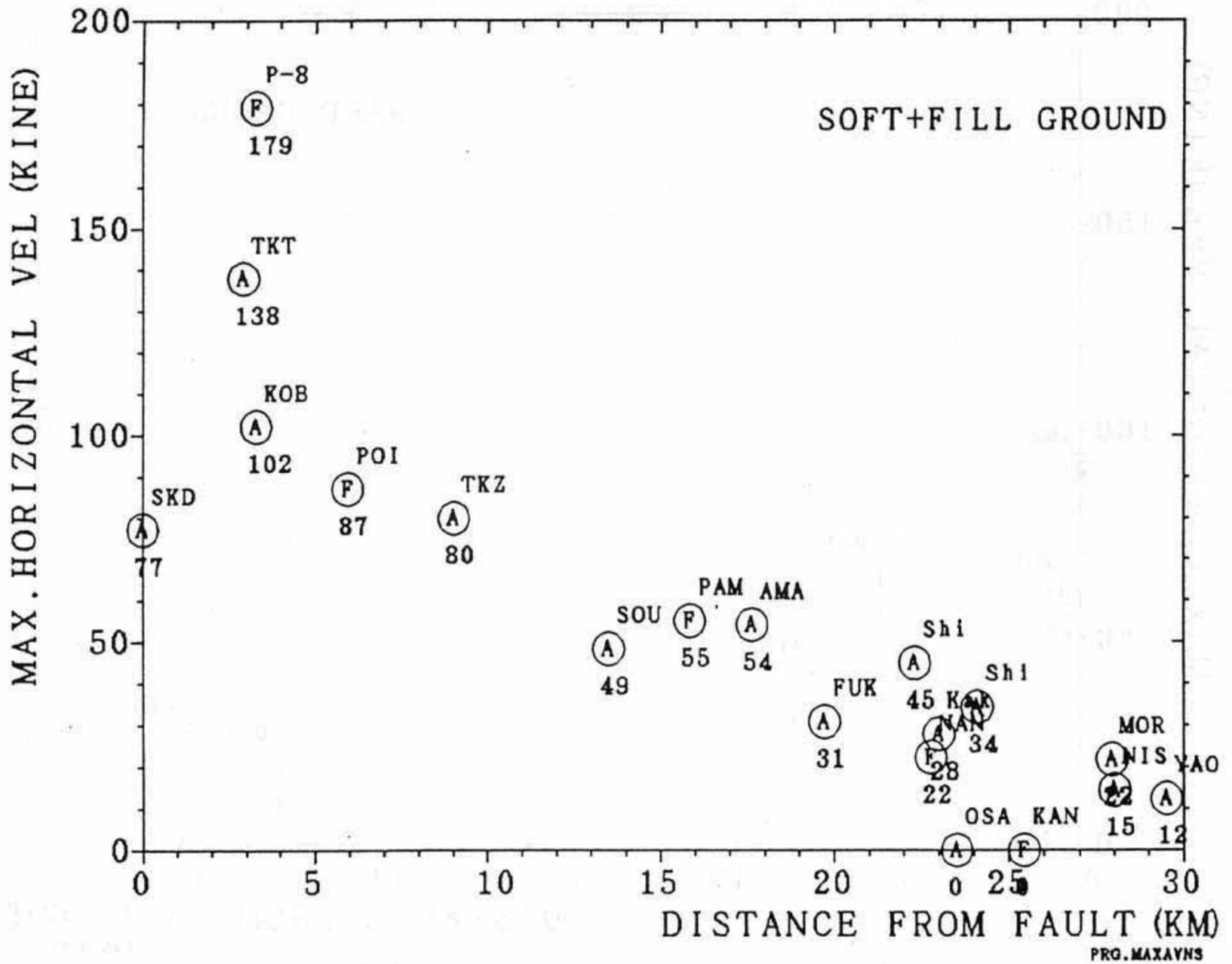


図 3-2-9 震源域内の最大水平速度分布 (軟弱地盤)

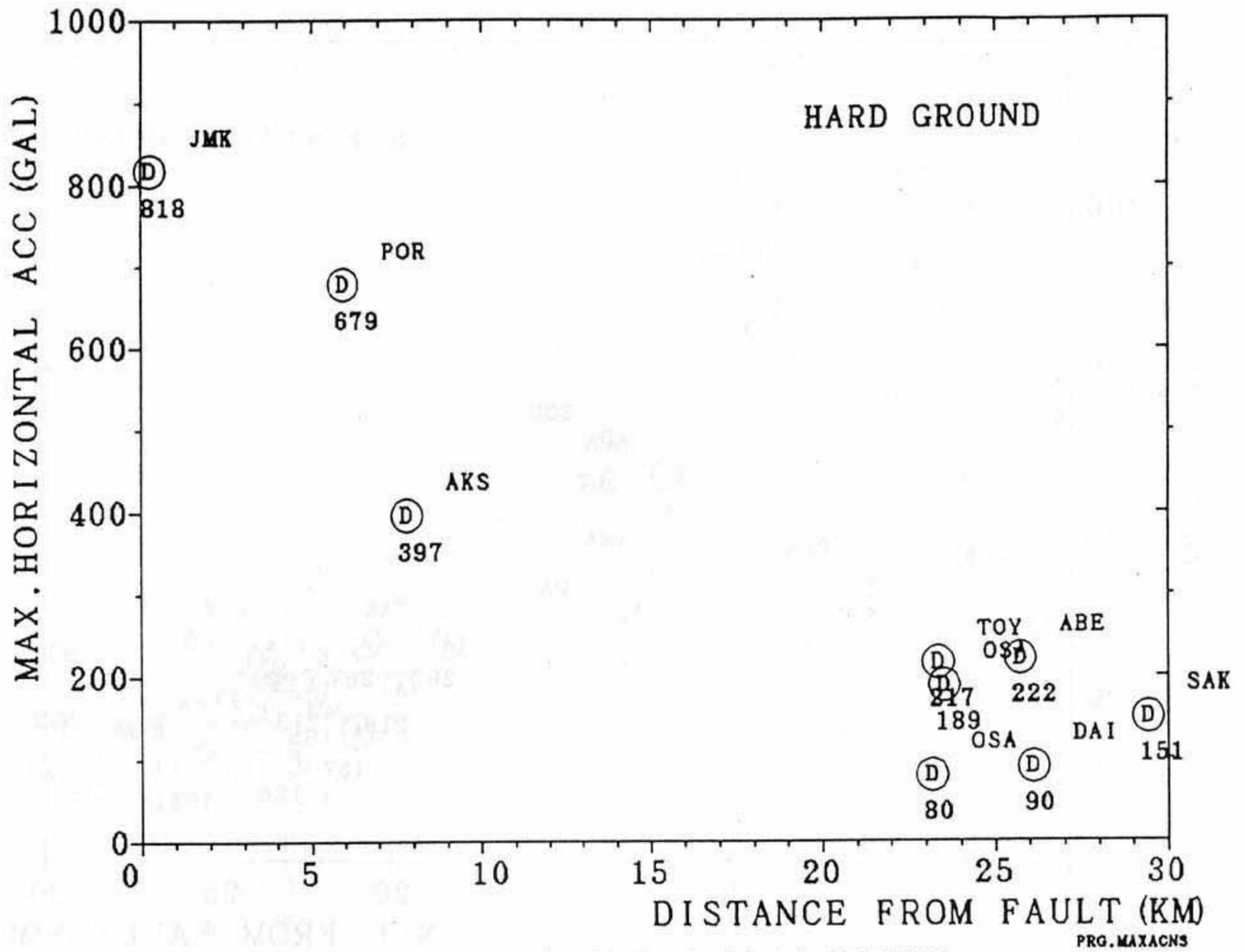


図 3-2-10 震源域内の最大水平加速度分布 (硬質地盤)

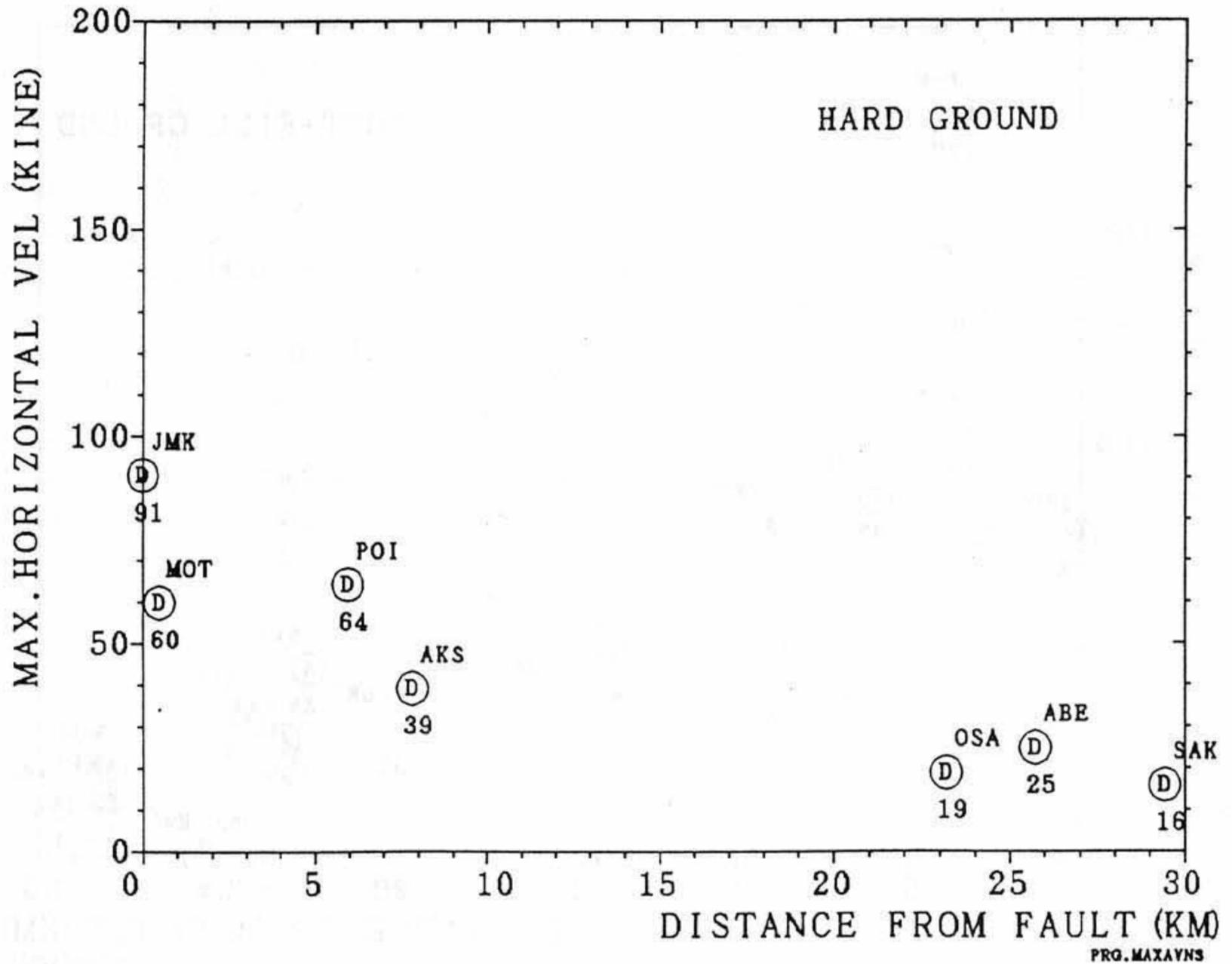


図 3-2-11 震源域内の最大水平速度分布 (硬質地盤)

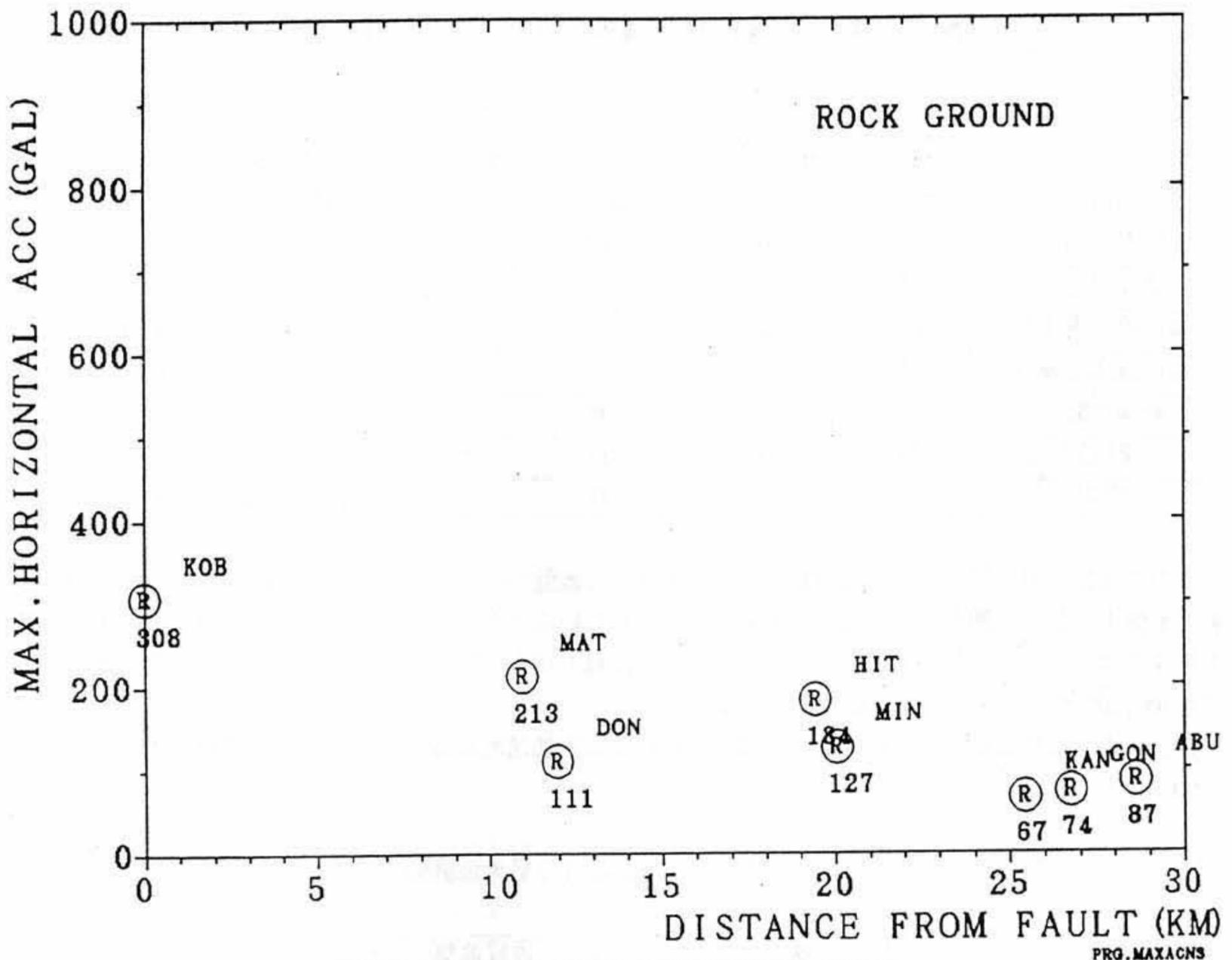


図 3-2-12 震源域内の最大水平加速度分布 (岩盤)

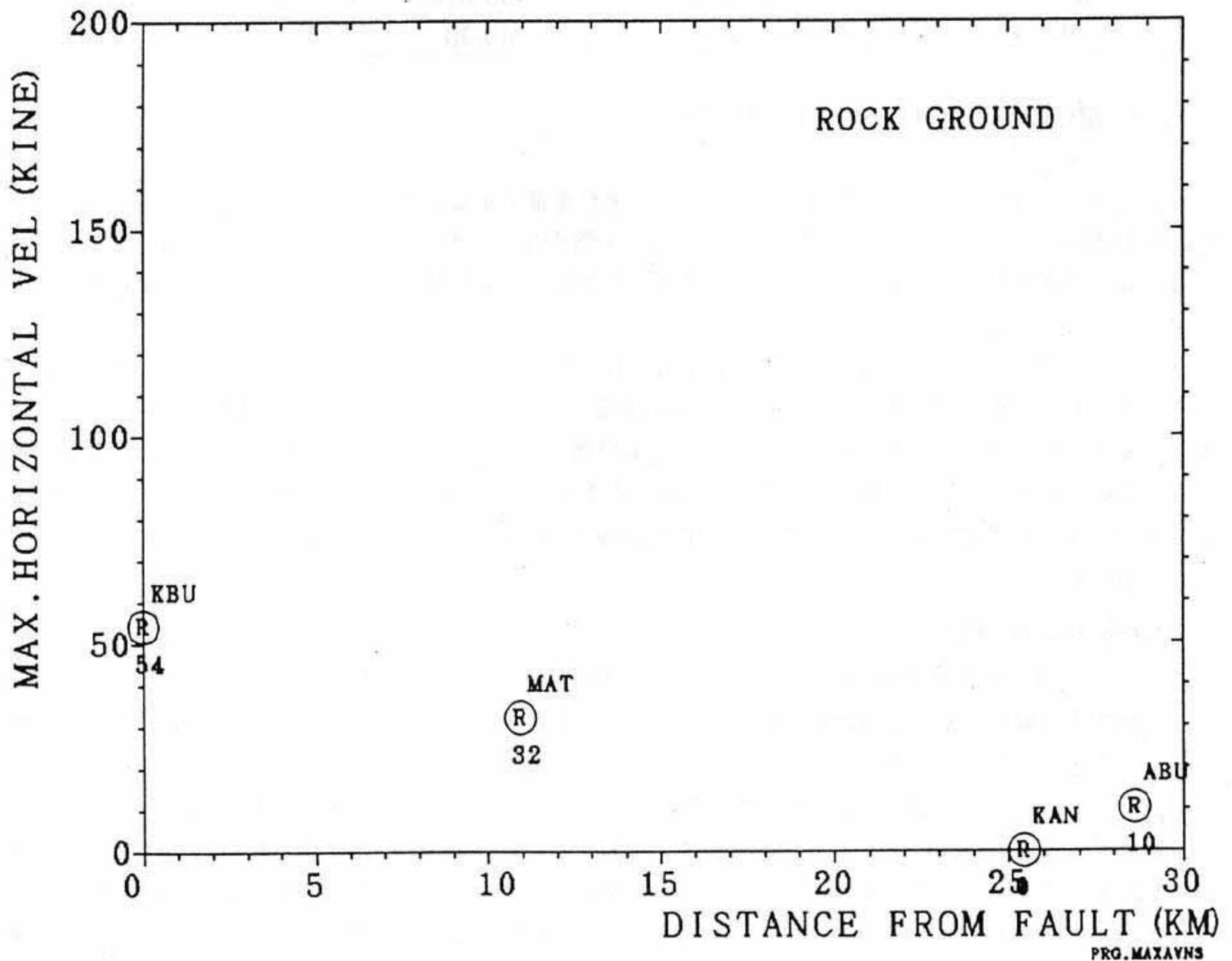


図 3-2-13 震源域内の最大水平速度分布 (岩盤)

表 3-2-3 震源域の地震動の断層直交/平行方向による振幅の相違

	加速度			速度		
	断層直交	断層平行	振幅比	断層直交	断層平行	振幅比
観測点	(NS)	(EW)	Ratio	(NS)	(EW)	Ratio
六甲台 (神戸大)	272	305	0.89	55	31	1.77
第8突堤	683	394	1.73	181	60	3.01
神戸港工事事務所	502	207	2.43	181	60	3.02
神戸海洋気象台	818	617	1.33	91	75	1.21
新神戸駅	530	267	1.98			
鷹取駅	635	553	1.14	138	131	1.05
平均			1.58			2.01

このように、震源域近くでの強震動特性は、岩盤から地盤へは数倍の増幅が見られるものの硬質地盤と軟弱地盤上の最大地動としての差異はあまり認められないことが分かる。また、埋立地盤上での波形の最大加速度は、土の非線型効果によって小さいという記録も得られているから、この地盤の非線型性のために約300gal程度の小さな値となる可能性もある。

以上のような検討から、神戸地震の震源域における最大加速度および最大速度の地盤別の大きさを表3-2-4に示した。

表 3-2-4 震源域における最大地震動

	軟弱地盤	硬質地盤	岩盤
最大加速度	300-800gal	400-820	300
最大速度	80-180kine	40-90	30-55

### 3.2.4 記録波形の逆解析による震源過程の推定

震源近傍の地震動記録から、断層面上での破壊の進行を推定することが出来る。今回のようにいくつかの断層が"断層帯"として存在している場合には、どの断層が地震断層となったのかという問題に対しては、余震の震源分布が大きな手掛かりを与えてくれる。しかし、地震を発生させた断層変位と余震分布というのは必ずしも一致しない。

幸いなことに、いくつかの場所で本震記録が得られており、これらの観測点の記録から、断層の位置とその長さ、また断層面上での震源の発生過程を検討することができる。この手法は断層を小断層に分割し、地震の発生から単位時間幅を $dt$ 時間とし、この要素断層 $i$ における時間 $j$ での $dt$ 時間での単位すべりを考える。この単位すべりによる観測点における地震波形を地殻(30km)程度位までの構造を考慮した1次元層構造モデルによる理論解 $du_i(t_{ij})$ を求める。各観測点 $k$ での地震波形 $u(t_i)_k$ は、各要素からの寄与の次のような線型の重ね合わせで求めることができる。

$$u(t_i)_k = \sum \sum a_{i,j} du_i(dt, j+t_{ij})$$

ここで、 $t_{ij}$ は、波が要素から観測点まで到達する時間で、 $a_{i,j}$ は、要素 $i$ の時間 $j$ におけるすべり量である。観測点の観測波形を $dt$ 時間毎に分割して左辺を与えれば、基本的に1次元連立方程式から、逆解析によって右辺を求めることができる。

震源付近ならびにその周辺の20地点の地震記録を用いて、本震記録から断層運動を入倉らが検討を行った結果(Sekiguchi et al, 1996)の例を図3-2-14に示した。この断層変位の時間的推移は1.5秒ごとの刻みで図3-2-15に示した。求められた断層は、淡路島、神戸西、神戸東の3つ断層ブロックに分けられる。この断層の諸元を表3-2-5に示した。まず、神戸西ブロックの西底端から破壊が発生し(0-4.5秒)、続いて淡

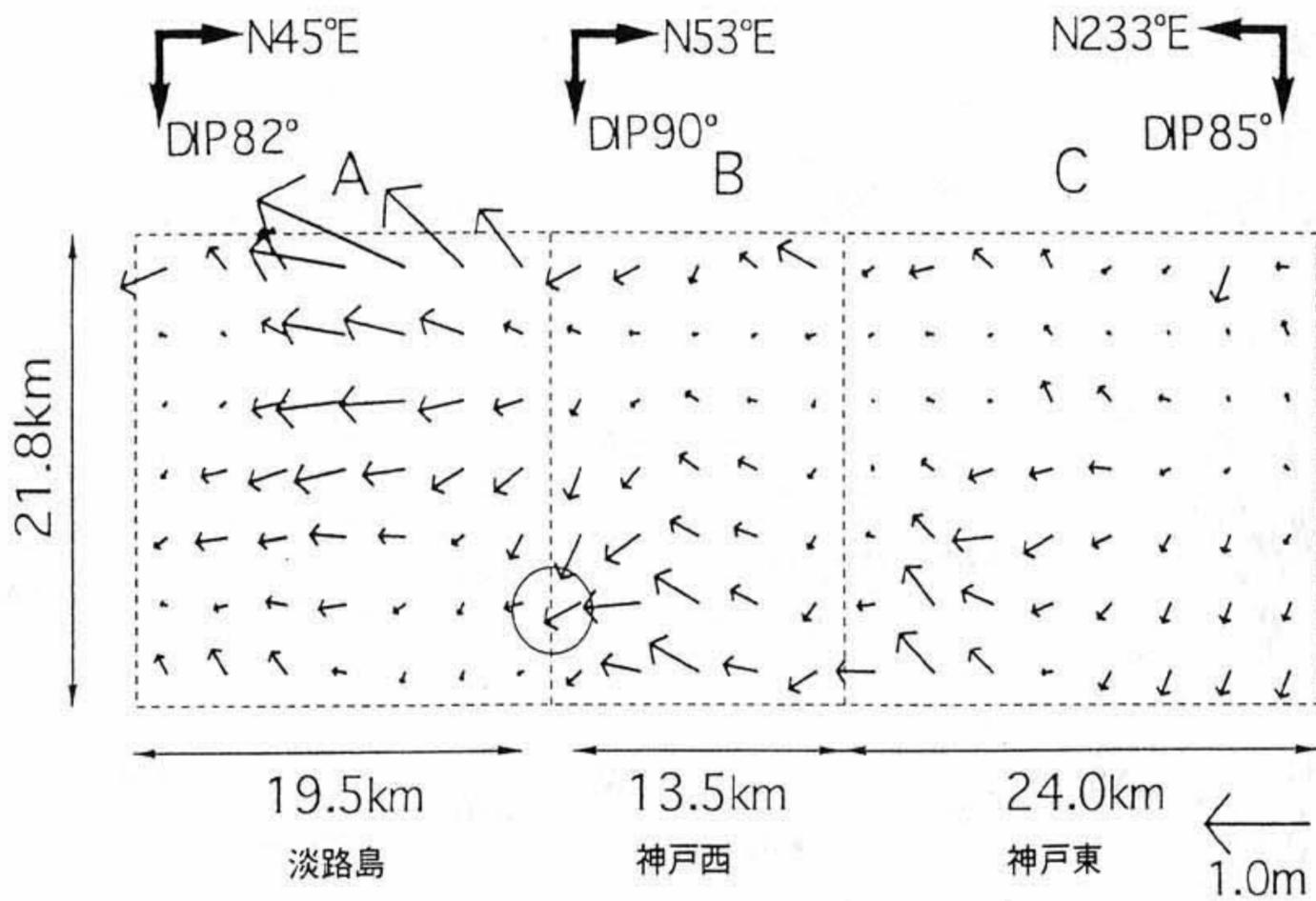


図 3-2-14 震源近くの本震記録から求められた断層運動 (Sekiguchi et al, 1996)

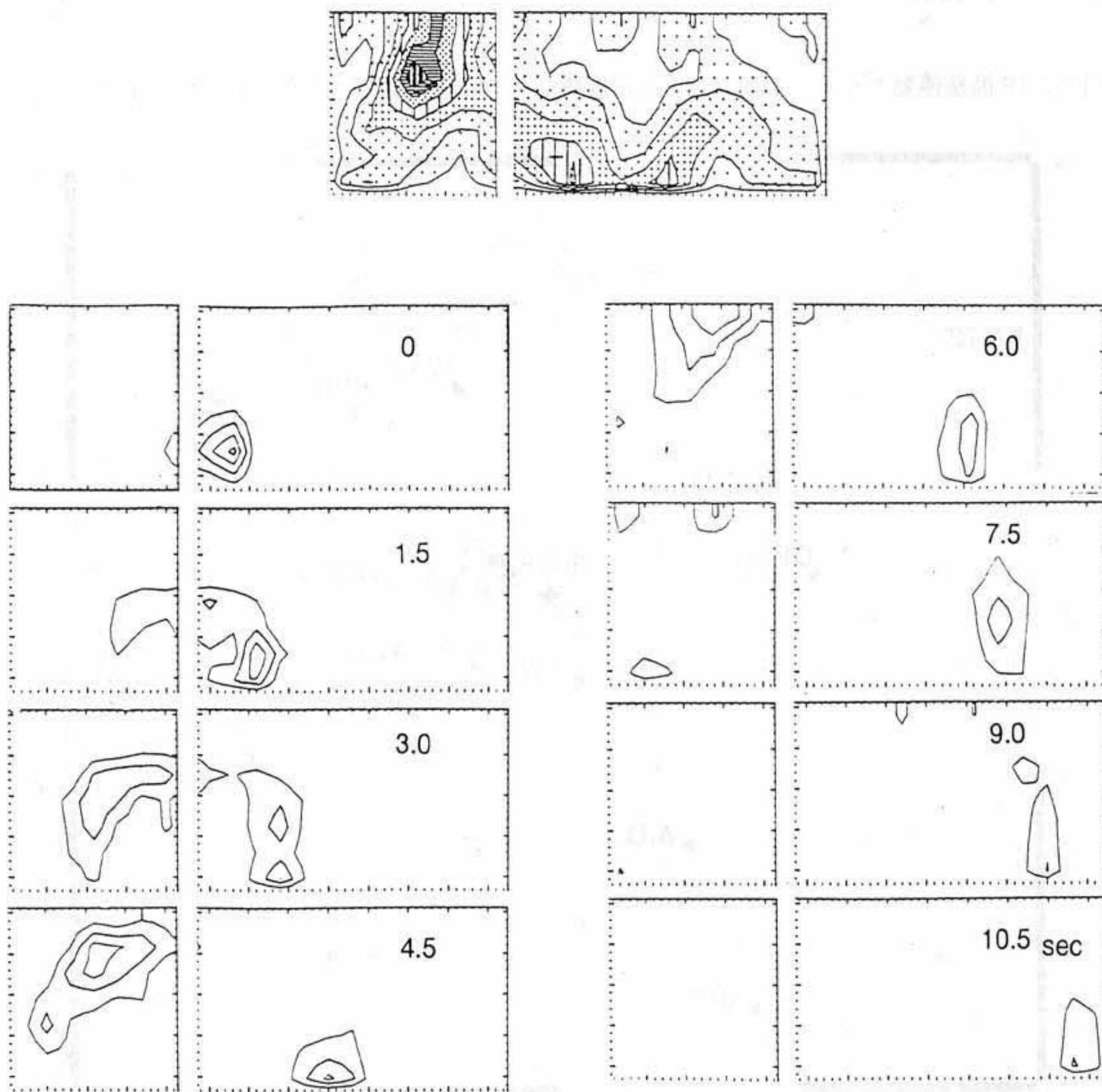


図 3-2-15 断層における変位量の時間的成長ダイヤグラム (Sekiguchi et al, 1996)

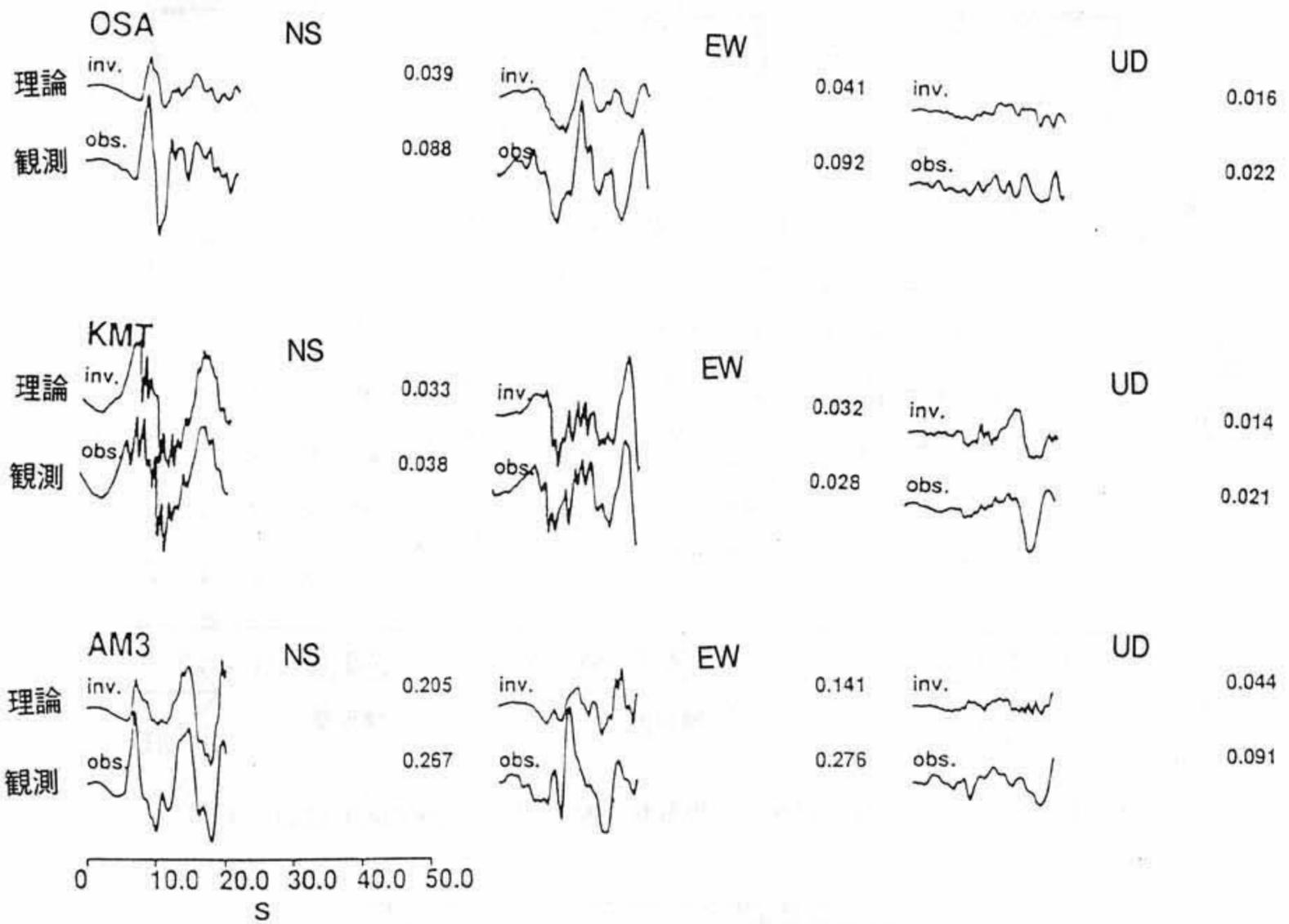


図 3-2-16 断層運動からの理論地震動（平行層構造モデル）と観測波形の比較（Sekiguchi et al, 1996）

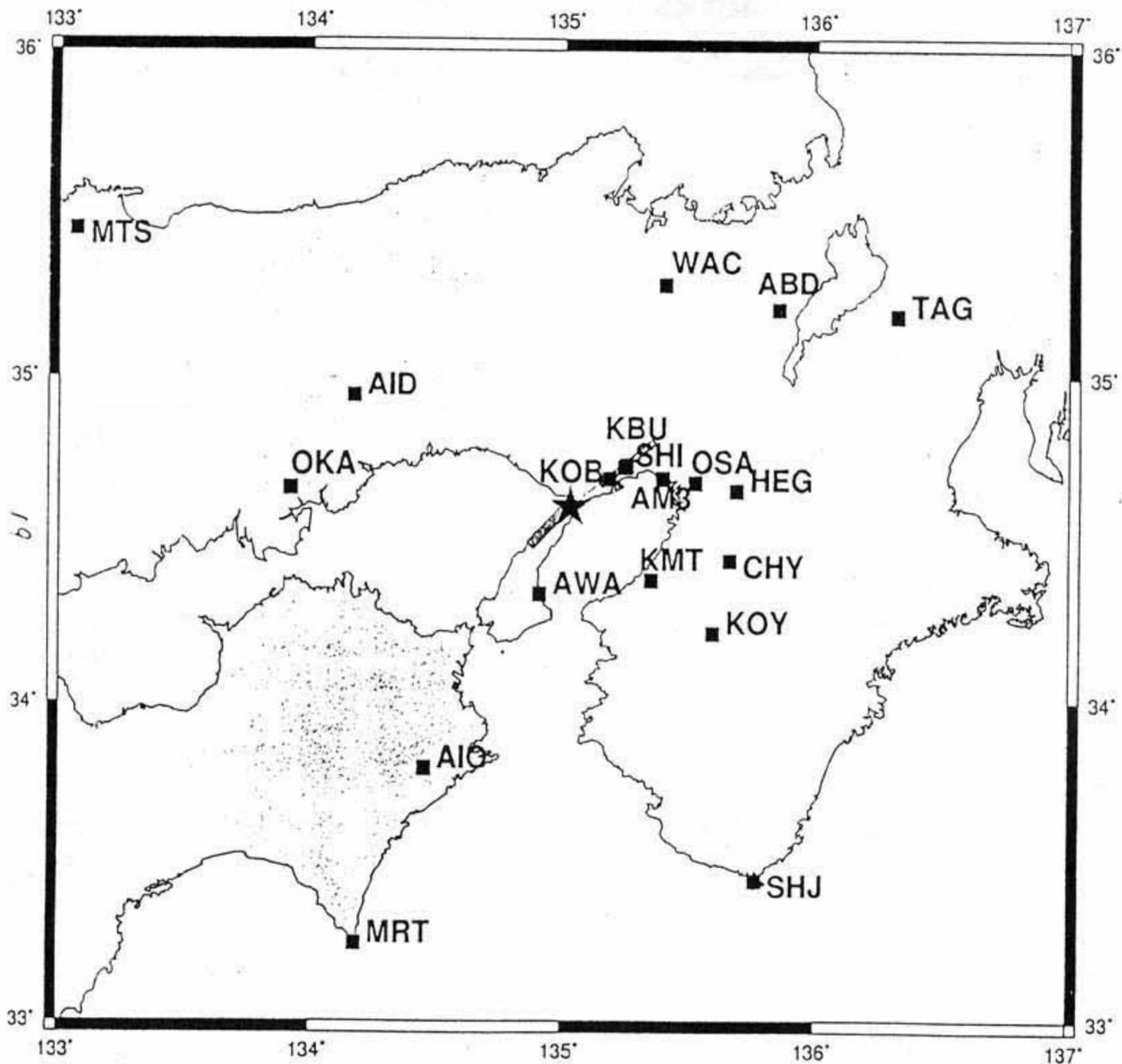


図 3-2-17 波形逆解析に用いられた震源近くの本震記録地点（Sekiguchi et al, 1996）

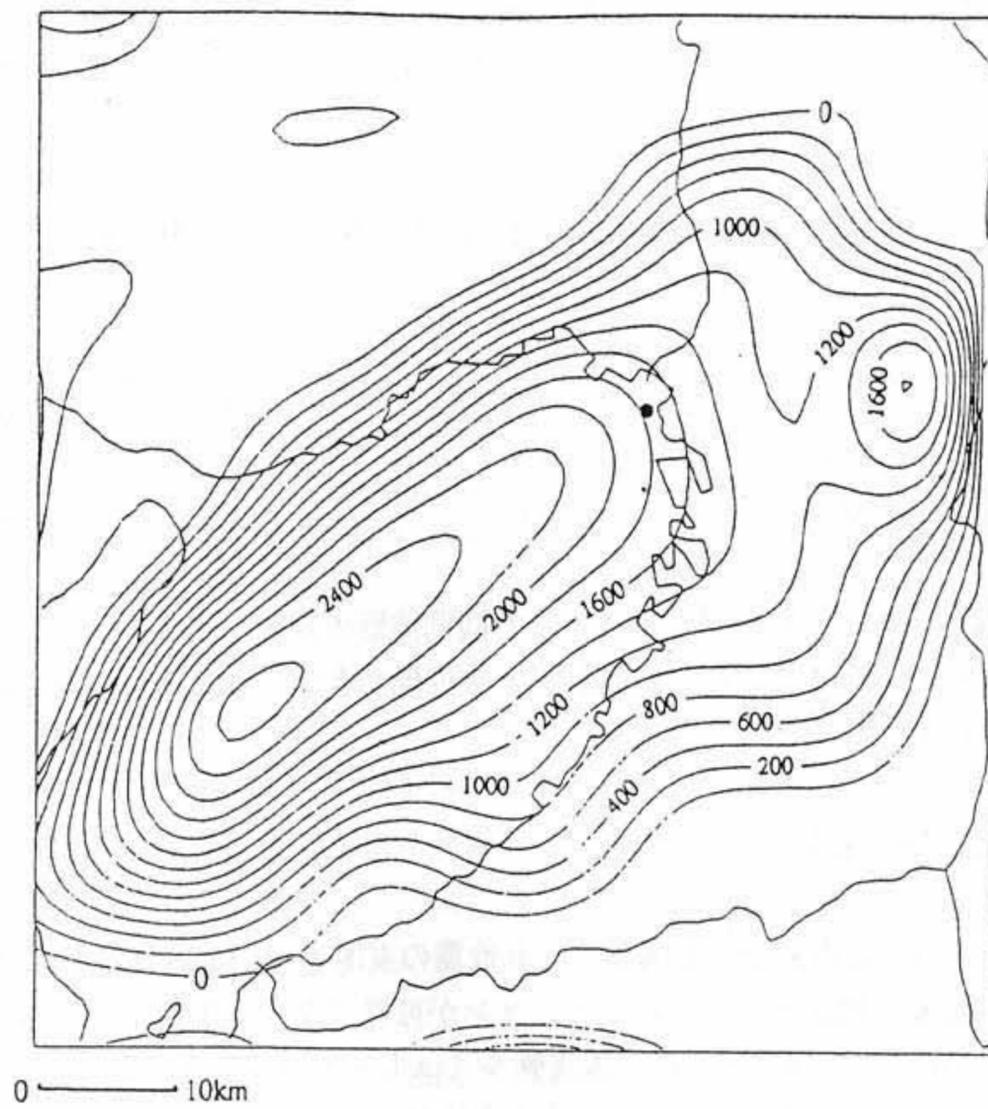


図 3-2-18大阪盆地の岩盤深度等コンター図 (香川ら(1993))

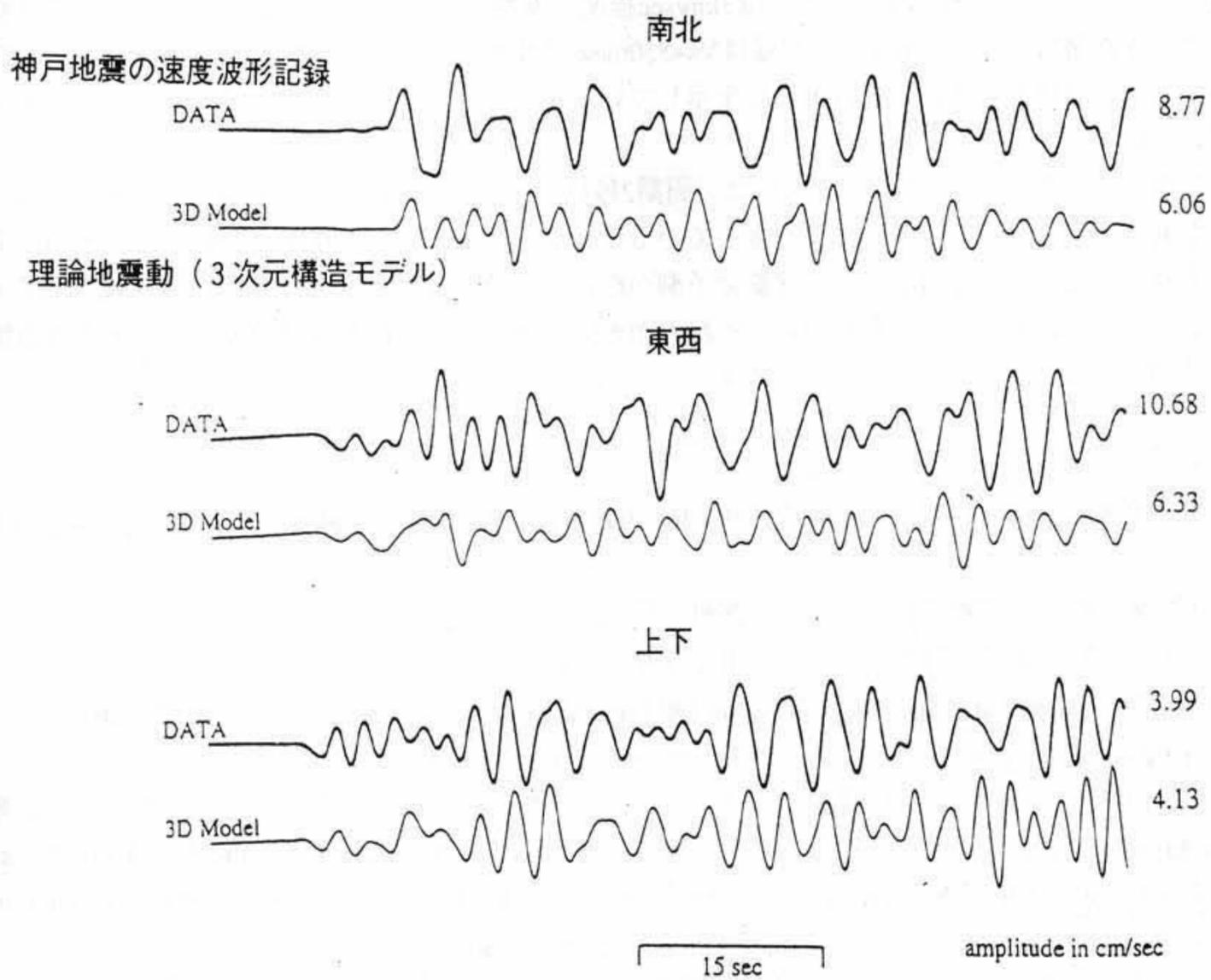


図 3-2-19 阿倍野地点における断層運動からの理論地震動 (3次元構造モデル) と観測波形の比較

路島の断層ブロックが動き（2-7.5秒），さらに神戸東ブロック（5-12秒）に移動して終了したとされている。神戸大学で見られる1-2秒の2つの波は，神戸西ブロックおよび神戸東ブロックの断層破壊運動によるものと解析されている。

表3-2-5 断層ブロックの幅，長さ，走向，および傾斜

ブロック	幅（深さ）	長さ	走向	傾斜
淡路島	21.8	19.5	N45.0°E	82.0°S
神戸西	21.8	13.5	N13.5°E	90.0°N
神戸東	21.8	24.0	N24.0°E	85.0°N

断層運動からの理論地震動（平行層構造モデル）と観測波形の比較を図3-2-16に，又観測点の位置図を図3-2-17に示した。初動から実体波部分の波形がよく再現できていて，神戸地震の断層運動過程がかなり把握できてきたことが分かる。

### 3.2.5 強震動シミュレーション

このように逆解析によって地震動記録を満足させる地震の震源過程が知られると，地盤構造に基づいて地震記録の存在しない地域で地震動のシミュレーションが可能になる。震源過程を求める際には，ほぼP波やS波の波形を中心に検討したのであるが，強震動シミュレーションにおいては，盆地境界から発生する表面波などの後続波等も加えて求めることができるようになるのである。

図3-2-17には，大阪盆地構造で仮定した岩盤深度の3次元モデルの等コンター線（香川ら(1993)）を示している。

図3-2-18には，前節で求められた断層モデルと等しい断層運動を仮定し，3次元地盤構造とした場合の結果を示している。3次元構造は，S波速度3km/sec程度の基盤岩を想定している。大阪盆地の堆積層を2層として，下部層は $V_s=1,000\text{m/sec}$ ，上部層は $V_s=550\text{m/sec}$ とS波速度を仮定して求めた予察的な結果である。阿倍野地点における計算結果と観測波形を示しているが，後続波としての表面波をもよくシミュレーションできていることが分かる。

地震動の記録および計算によって求めたものは，周期2秒以上を示して比較した。構造モデルとしては，非常に簡単なものを用いたが，比較的によく合っていることが分かる。今後，反射探査による盆地の構造が判明してくれば，このような構造による強震動予測への道が開かれると期待され，特に神戸域の震源域でのシミュレーションによって一体なにが起こったのかという地震記録の得られていない地域での構造物の応答の検討がなされよう。

参考文献；

強震観測事業推進連絡会議（1995）”強震速報NO.46 1995年1月17日兵庫県南部地震”，防災科学技術研究所

鳥海勲(1984)“大阪平野の地震動特性”，（財）災害科学研究所

鳥海勲(1990)“大阪平野の地震動特性—フェーズII”，（財）災害科学研究所

Joyner and Boore(1988)“Measurement, Characterization and Prediction of Strong Ground Motion,” Earthquake Engineering and Soil dynamics II, GT Special Volum No.20, ASCE 43-102

福島美光(1995)“地震波の発生伝播の理論を背景とした入力地震動の経験的予測,”大崎研究室報告書  
Sekiguchi, H., Irikura, K., Iwata, T., Kakehi, Y., and Hoshiya M.(1996),“Minute Location of Fault Planes and Source Process of the 1995 Hyogo-ken nanbu(Kobe), Japan, Earthquake form the Waveform Inversion of Strong ground Motion”(submitted to Journal of Physics of the Earth)

香川敬生等(1993),“大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化”,第22回地震工学研究発表会, PP199-202

### 3. 3 地盤震動特性

京都大学防災研究所	佐藤忠信
岐阜大学工学部	杉戸真太
山口大学工学部	清野純史
京都大学工学部	澤田純男
奥村組電算センター	森尾 敏
佐藤工業中央技術研究所	末富岩雄
京都大学防災研究所	北 勝利

本節では、地震観測記録の解析や、地震前後の地盤調査結果に基づいた地盤震動解析を通して、兵庫県南部地震における地震動特性の解明を試みる。3. 3. 1項では、関西地域の地震観測記録を基に、最大地動のディレクティビティ効果およびアテニュエーション特性について検討を加える。3. 3. 2項では水平地震動と鉛直地震動の相関解析を実施し、両者間の位相遅れについて考察する。3. 3. 3項では、鉛直アレー観測点4地点における地震動記録を基に水平及び鉛直地動の増幅特性を調べるとともに、等価線形化手法による一次元地盤震動解析を行い、解析結果と観測記録の対応を調べている。さらに3. 3. 4項では、神戸市街中心を通る南北断面を対象とした一次元地盤震動解析により、地震動の非線形増幅特性と被害状況との対応について検討を加えている。3. 3. 5項では、神戸市域における地盤層構造の不整形性を考慮した2次元線形震動解析を実施し、山腹域から埋立地盤まで各地帯における地盤震動特性を調べている。最後に3. 3. 6項では、断層運動より推定した理論最大地動に観測記録による補正を施すことにより、神戸市域で被害が集中した”震度7の帯”近傍における最大地動分布の推定を試みている。

#### 3. 3. 1 最大加速度分布における震源のディレクティビティの影響

図3-3-1は、強震計で観測された地震動の水平最大加速度値(AH)の分布を示している<sup>1)2)</sup>。震源断層近傍では特に断層線(ほぼ北東-南西)に沿って加速度が大きく400galを越える記録が観測されている。また京都付近で250gal以上の最大加速度が観測されるなど、断層線の北東方向の延長線上ではかなり遠方まで大きな地震動が観測されていることがわかる。

今回の地震の最大加速度が、例えばカリフォルニアの地震に対するJoyner and Booreによるアテニュエーション式<sup>3)</sup>や、日本の地震に対するFukushima and Tanakaの距離減衰曲線<sup>4)</sup>と調和的で、いわば典型的な内陸地震の地震動強さであったことは既に報告されている<sup>5)6)</sup>。しかし、今回の地震動の分布には偏りがあり、これらと震源断層から北東方向に伸びた地震被害分布の間には相関があることがわかってきた。この現象は、局所的な地盤条件や地形効果等による影響も当然考えられるが、震源特性の一つであるディレクティビティ効果で説明することができる。ディレクティビティ効果(指向性効果)は、断層の破壊が進む方向に大きな地震動が放出される現象で、ドプラー効果に似ているが振幅が大きくなるだけで観測される周波数は殆ど変化しないので、地震学の分野では区別してこう呼ばれている。すなわち、今回の地震では断層のほぼ中央の明石海峡付近から両側に破壊が進行したため、

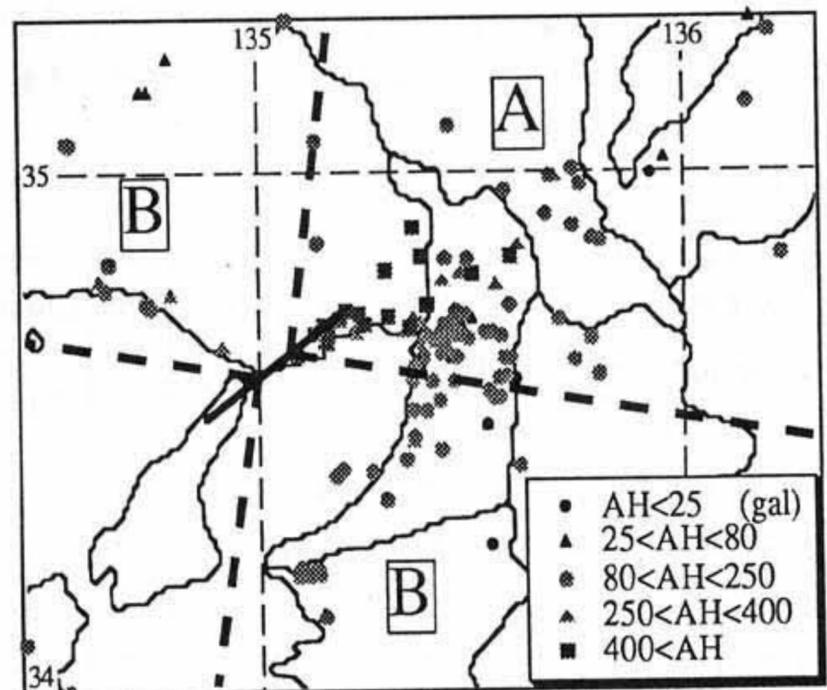


図3-3-1 水平最大加速度分布

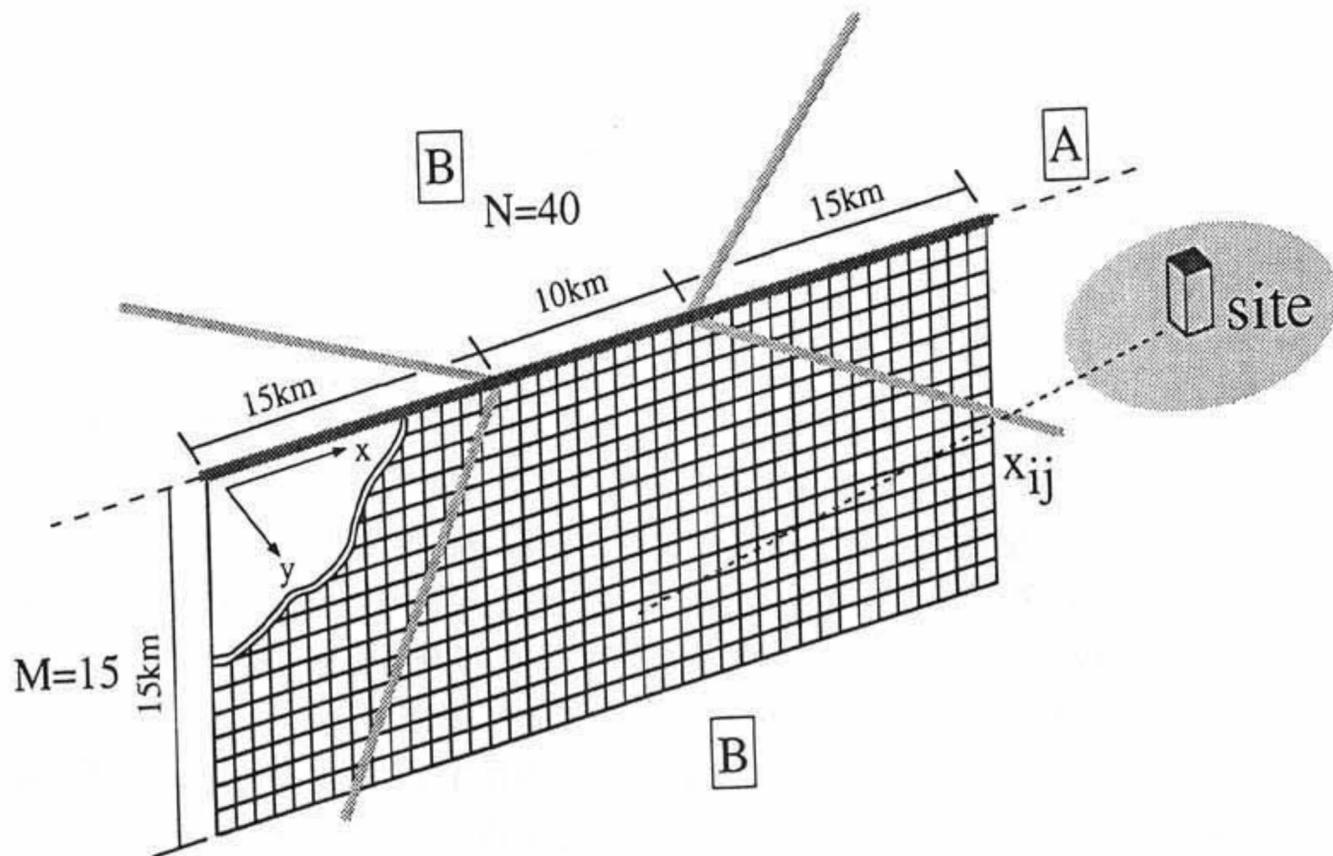


図3-3-2 等価震源距離の概念図

断層線の延長方向にはディレクティビティ効果で大きな地震動が放出されることが理論的に説明できる。そこで本項では、この地震の際に約240地点の地盤上で観測された最大加速度値から地域ごとの平均的距離減衰特性を求め、それらを用いて地震動の地域的偏りの定量的評価を試みる。

解析に用いた最大加速度観測値は、水平2成分の内の大きい方または2成分の合成値(AH)と鉛直成分(AV)であり、さらに観測点の地盤条件によりSTIFFとSOFT(それぞれ道路橋示方書<sup>7)</sup>に規定されるI種地盤と、IIおよびIII種地盤に相当)に分類した<sup>8)</sup>。図3-3-1に示す境界線でエリア分けを行い、断層線の延長方向のエリアをA、断層線直交方向をBとした。

最大加速度Aの距離減衰式として、水平鉛直成分とも同形の式(1)を用いた。

$$\log A = -\log X_{eq} - B \cdot X_{eq} + C \quad (1)$$

これは最大加速度の距離減衰特性に関する項を幾何減衰項と内部減衰項に分離したもので、全無限媒質に点震源を置いた場合について理論的に誘導される。式中の $X_{eq}$ は等価震源距離と呼ばれ、これを一般的な震源距離や断層最短距離等の代わりに用いることにより、断層近傍から遠方まで統一的に取り扱うことが可能となる<sup>9)</sup>。図3-3-2には $X_{eq}$ の概念図を示したが、断層の南西端地表面(北緯34.52、東経134.90)を原点とし、40×15kmの断層面を1km四方のセグメントに分割して、各セグメントにおける解放地震モーメントは等しいとして、各セグメント中心から観測点までの距離 $X_{ij}$ から次式により求めた。

$$\frac{1}{X_{eq}^2} = \frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \frac{1}{X_{ij}^2}}{N \times M} \quad (2)$$

表3-3-1 求められた距離減衰式の係数

Area	Ground	Component	Coefficient B	Coefficient C	Coefficient S(Std.Dev)
A	Stiff	AH	0.0021244	3.8340	0.18637
		AV	0.0050384	3.7588	0.24821
	Soft	AH	0.0021244	4.0408	0.20988
		AV	0.0050384	3.9473	0.23238
B	Stiff	AH	*0.0021244	3.6834	0.20030
		AV	*0.0050384	3.5556	0.19311
	Soft	AH	0.0021244	3.8833	0.14979
		AV	0.0050384	3.7785	0.24268

式(1)の係数のうち、伝播経路の内部減衰を表す係数Bは、比較的震源近傍から遠方までデータがあり、かつサイト効果の差が小さいと思われるエリアBのSTIFF地盤上の記録から求め、この値を他のケースに適用することで、係数Cにディレクティビティや表層地盤の増幅の影響を反映させることとした。表3-3-1にはエリア・地盤条件・水平鉛直別の回帰係数と回帰式に対する

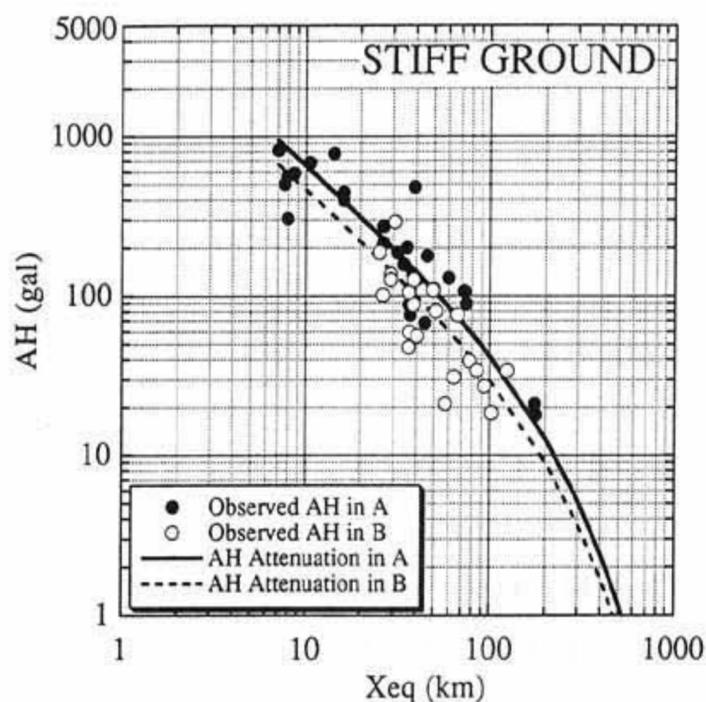


図3-3-3 等価震源距離に対する最大加速度 (STIFF地盤, 水平成分)

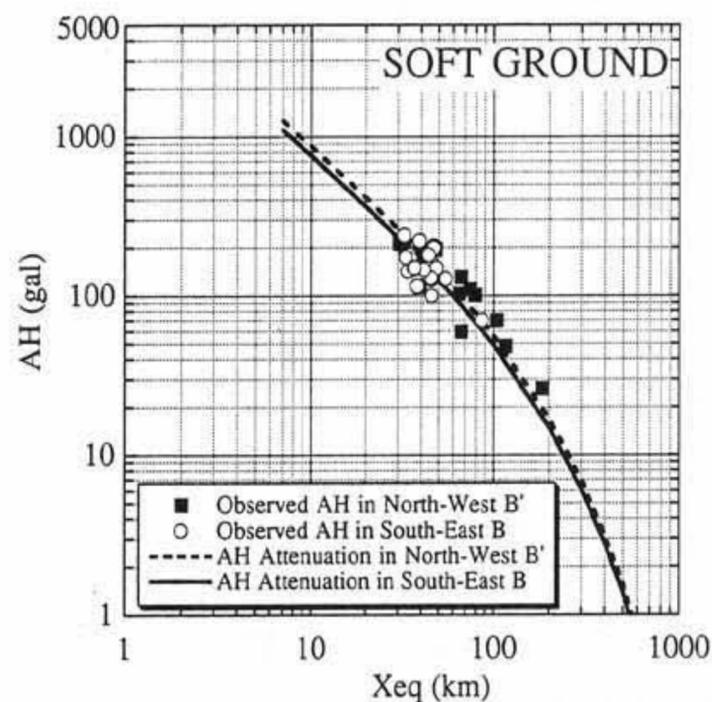


図3-3-4 断層の南東方向と北西方向の地震動の違い

標準偏差を示した。求められた水平成分に対する係数Bの値は、Joyner and Booreに示された係数0.00255とほぼ等しく、標準偏差はJoyner and Booreの0.26より小さくなっている。鉛直成分の係数Bは水平成分の約2倍の大きさで、距離減衰が大きい傾向にある。STIFF地盤の水平成分について求められた回帰式と観測値の比較を示したのが図3-3-3である。エリアAの最大加速度は、エリアBのほぼ1.5倍程度であることがわかる。

さらに、エリアBのうち断層から南東方向のエリアB'と北西方向のエリアB''の違いについて検討する。図3-3-4にこれらのエリアのSOFT地盤上で観測された最大加速度と等価震源距離の関係を示す。ただし埋立地で観測されたデータは除いている。求められた回帰曲線はほとんど同一であり、断層から南東方向のエリアと北西方向のエリアに特に違いは見受けられない。すなわち、断層の南側に被害が集中したことから、断層の南側の方が地震動が大きかったのではないかと考えるのは、観測記録からは支持されない。

さらに、今回の地震ではかなり大きな鉛直地震動が数多く観測されて注目されている。これらの記録を検討すると、鉛直地震動の最大値を与えている時刻は、水平地震動の最大の時刻とほぼ同じで、鉛直地震動が観測点の極く近傍までS波として伝播してきて、観測点直下の地盤でP波に変換されたS-P変換波であることが推察される。図3-3-5には水平鉛直比を等価震源距離に対して示した。等価震源距離が40kmより大きいところでは、水平鉛直比は等価震源距離に関わらずほぼ一定で平均2~3だが、特にSOFT地盤では等価震源距離が40km付近から急激に水平鉛直比が小さくなっている。これは、震源近傍では地震動が大きくなるために、地盤が非線形挙動を示し水平動の増幅が小さくなる。一方、鉛直動は非線形性の影響をあまり受けないので、震源近傍においても地盤で大きく増幅されるため、水平鉛直比が小さくなると考えられる。STIFF地盤で水平鉛直比があまり小さくならないのは、地盤の硬い所では非線形性の影響が小さいためであろう。

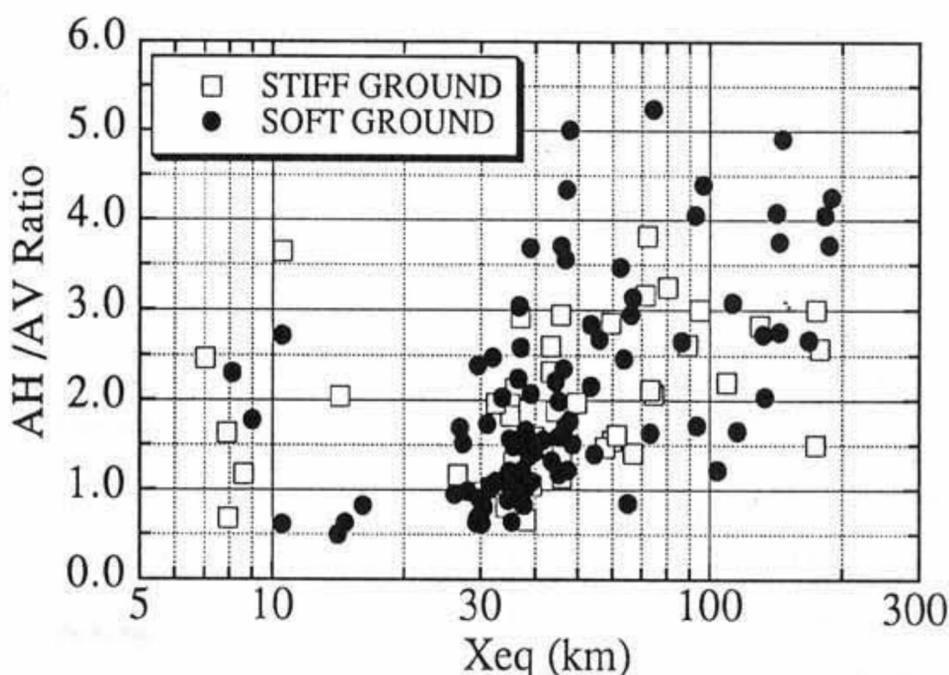


図3-3-5 等価震源距離に対する水平鉛直比

### 3. 3. 2 強震記録における水平／上下動の位相特性（時間遅れ）に関する検討

1995年1月17日午前5時46分52秒に発生した兵庫県南部地震は、気象庁によるとM=7.2、震源は淡路島北端で、深さは約14kmである。この地震で主な揺れが続いたのは10秒弱。この間に地面は5～8回大きく動き、うち強烈な揺れは2～3回である。また、震源断層はN65Eの走行を有する右横ずれで、その直交方向成分が卓越する。これは、II型の点震源とした放射パターンで説明されている<sup>10)</sup>。

この地震では、RC中層建築物の中間層の破壊が数多くみられたが、原因のひとつに水平動に激しい上下動が加わったことが指摘されている。また、地震時の地盤中の土要素の応力経路を考えると、水平動と上下動の位相差によって、モール・クーロン破壊規準線への接近度が異なる。このため、水平／上下動の位相特性の評価は、地盤、構造物を問わず耐震工学における重要な課題のひとつである。本項では、直下型地震における震源近傍の貴重な強震記録である神戸海洋気象台（震央距離19.2km）での加速度波形および神戸大学（震央距離26.0km）での速度波形のデータ解析に基づき、水平動と上下動の位相特性（時間遅れ）にみられる規則性について検討した。

#### (1) 神戸海洋気象台での加速度記録に関する検討

##### a. 加速度時刻歴

菊地<sup>11)</sup>は、淡路島側から神戸側へ3つの断層が11秒間に次々と動いて地震が起きたと分析している。まず、淡路島付近の第1の断層が動き、その動き始めから4秒後に神戸側の第2の断層が、その2秒後に第3の断層が動き出したとしている。図3-3-6に、5時46分54秒から10秒間の神戸海洋気象台の加速度記録を示す。同図では、各成分の最大値を同一振幅にして描いている。図中の①～③は、上述の3つの断層が動き始めた時刻、また、ⓐとⓑはP波およびS波が到達したと考えられる時刻である。震源からの直線距離を24km、①～ⓐ間の時間遅れを4秒とすると、平均P波速度 $V_p = 6\text{km/s}$ が得られる。またⓐ～ⓑ間の時間遅れを3秒として大森公式を用いると平均S波速度 $V_s = 3.23\text{km/s}$ が得られる。この両弾性波速度は、岩盤の値として妥当な値と考えられよう。

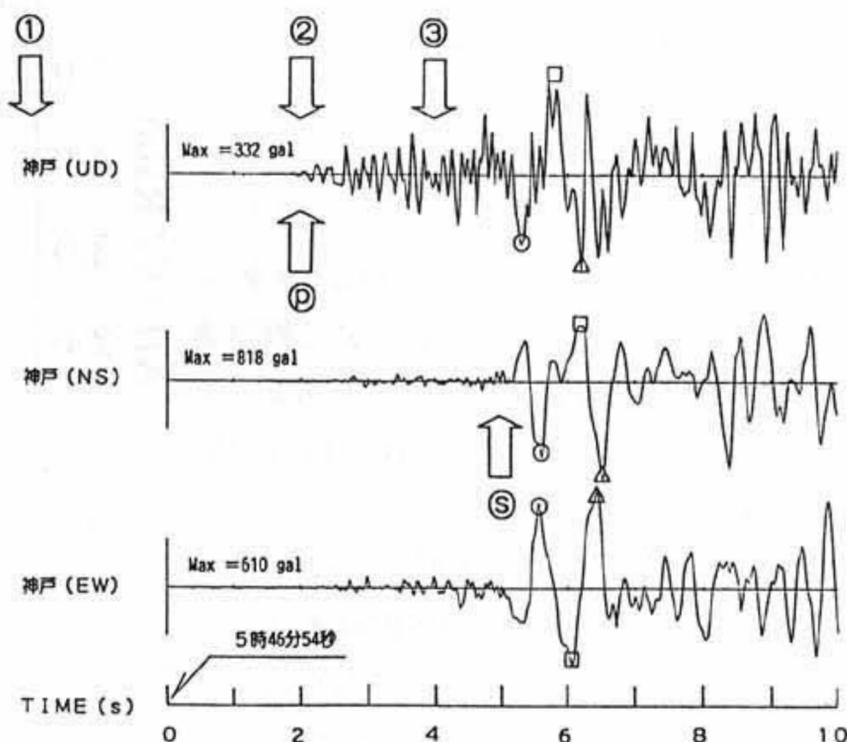


図3-3-6 神戸海洋気象台での加速度記録

また図3-3-6において、○、□、△印の第一の主要動（S波）はひどく単純で、北北西-南南東方向に2サイクル程度振動するだけであること、その周期は加速度記録としては異例に長く1s程度であることが分かる。一方、引き続いて現れる第2の主要動の周期は半分程度で、振動回数は4～5回である。

##### b. データ解析

神戸海洋気象台の加速度波形のうち5時46分54秒から60秒間のデータ（ $dt = 0.02\text{s}$ ,  $N = 3000$ 個, FFTに使用するデータ数=4096個）を用いてスペクトル解析を行った。スペクトルウィンドウとしてParzenウィンドウ（バンド幅0.4Hz）を用いた。

図3-3-7にNS/UDのスペクトル比とコヒーレンスを、図3-3-8にNS、EW、UD成分のパワースペクトルを示す。水平動において、1～3Hz程度の低振動数領域の卓越が特徴的であるが、この間の水平／上下動のコヒーレンス（相関性）は逆に低い。これは、表層地盤の増幅特性を反映したものであろう。

図3-3-9にNS/UD、EW/UDのALL PATHの相互相関を示す。両者とも相関はあまり高くないが、NS/UDの相互相関において、0.3s程度の時間遅れがみられる。また、図3-3-6から分かるようにEW

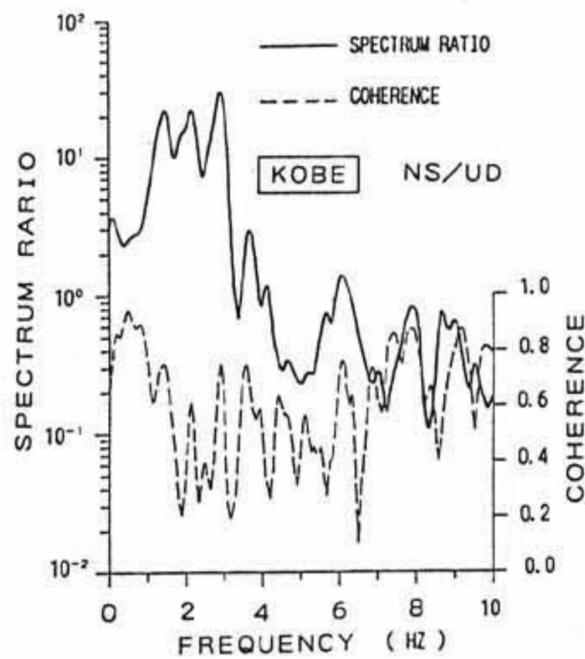


図3-3-7 水平鉛直動のスペクトル比とコヒーレンス

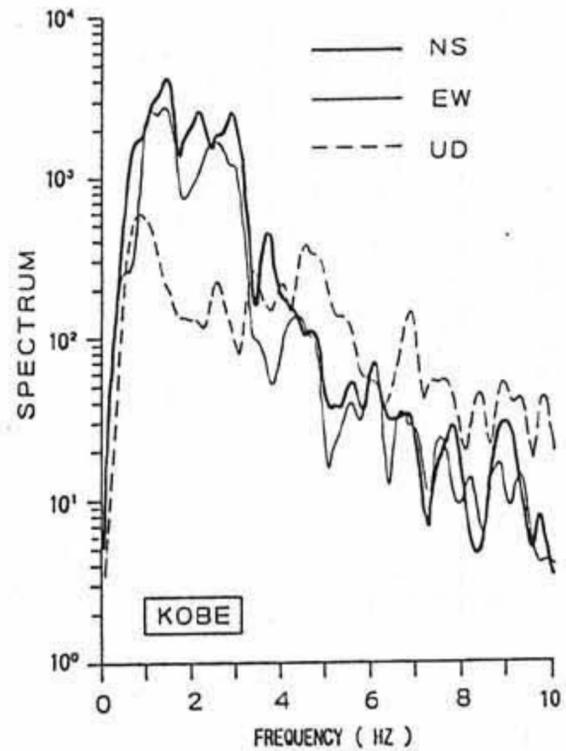


図3-3-8 パワースペクトル

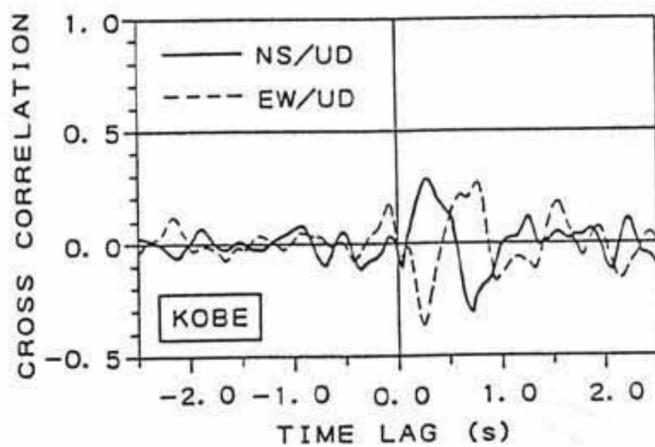


図3-3-9 相互相関関数

成分はNS成分とほぼ逆位相であるため、相互相関の符号は逆転しているが、EW成分もほぼ0.3秒遅れていることが分かる。前述の図3-3-6の主要動に付けた○、□、△印は、対応すると考えられるピークである。これらの印の水平動と上下動の時間遅れを細かくみると、約0.3sであり、図3-3-9と整合している。

卓越振動数付近の中心振動数1.0 Hz、バンド幅1.0 Hzの矩形のバンドパス・フィルター通過後の波形を図3-3-10 (a) に示す。同図において、NS成分とUD成分の同一位相と考えられるピークを破線で結んでいるが、両ピーク間に約0.3sの時間遅れが明らかである。この時間遅れは、前述した第一、第二

の主要動の両方にみられる。また、前述のようにEW成分がNS成分とほぼ逆位相になっていることも分かる。

図3-3-10 (b) には、比較のため図3-3-6と同じ原波形を示しており、図3-3-10 (a)と同様にNS成分とUD成分の同一位相と考えられるピークを破線で結んでいる。

図3-3-11にNS/UDのフェイズを示す。参考のため大阪管区気象台(震央距離48.6km)のNS/UDのフェイズを図3-3-12に示した。神戸では、振動数が高くなるに従って位相が遅れる規則性がかなり明瞭にみられるのに対し、大阪のフェイズではこの傾向はみられない。図3-3-11の縦軸の+180°と-180°は、同位相を意味する。このため、図3-3-11の神戸の位相遅れを延長して図3-3-13を描

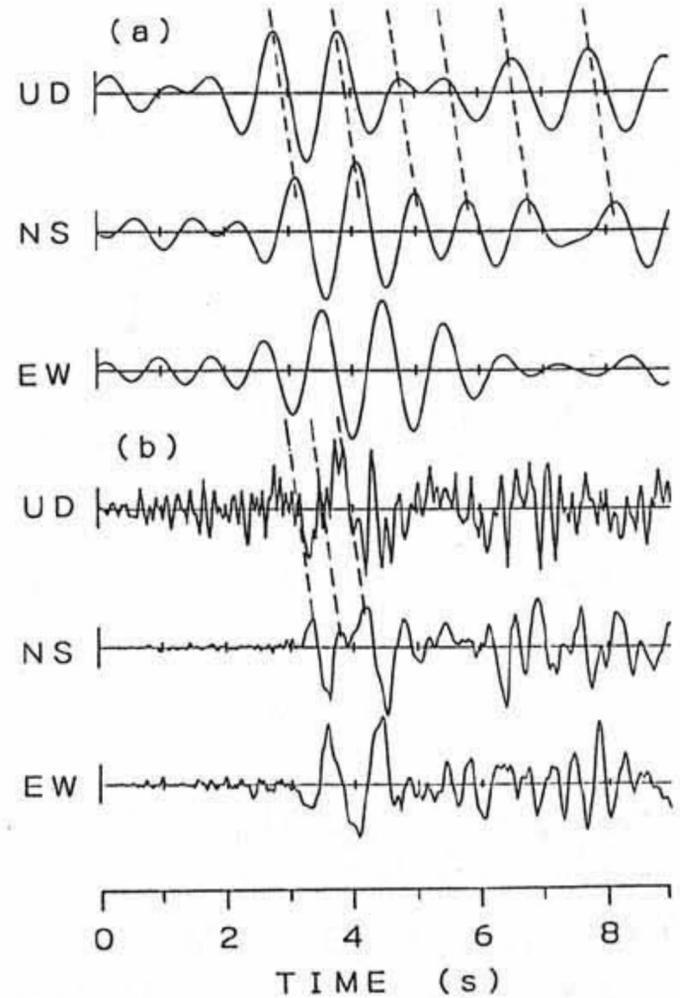


図3-3-10 神戸海洋気象台での加速度波形  
(a) バンドパスフィルター通過後  
(b) 原波形

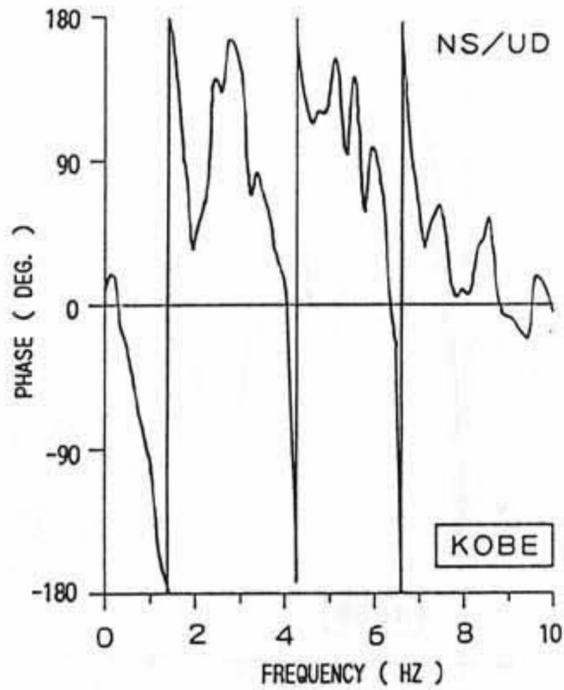


図3-3-11 フェイズスペクトル  
(神戸海洋気象台)

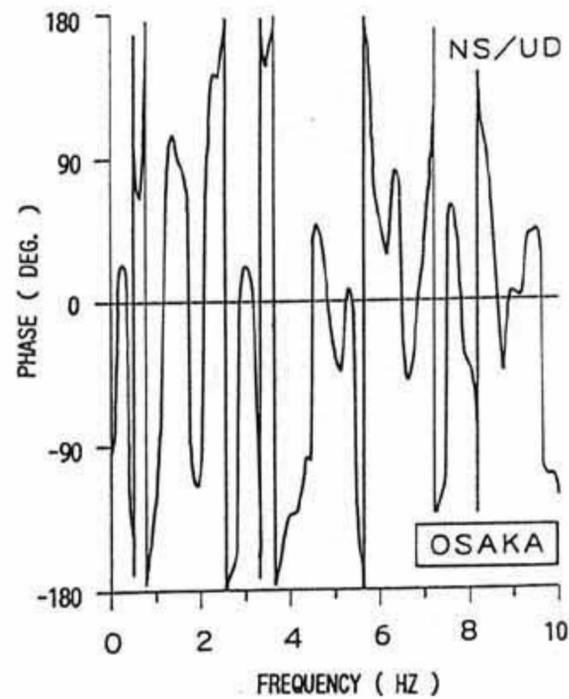


図3-3-12 フェイズスペクトル  
(大阪管区気象台)

くことができる。図中に、EW/UDのフェイズも併記した。図3-3-13の位相遅れに関して、次の2つの可能性を指摘することができよう。

①：粒子軌跡の回転方向が振動数に応じて単に規則的に変化していること。

②：同じ波形がある時間遅れ $t_g$ を有して伝播していること。

①は、震源過程の多様性に起因するものであろう。一方、②の場合、 $t_g = \theta / (360f)$ から得られる時間遅れは0.3sであり、この直線を図3-3-13中に併記した。この $t_g = 0.3$ sは、図3-3-6、3-3-9、3-3-10とも整合している。ここに、 $f$ は振動数、 $\theta$ は位相遅れである。②の要因として、SV波が岩盤と洪積層の境界あるいは既存の断層面等の何らかの不連続面に斜め入射するとき発生する透過P波と透過S波が、地表面に到達するまでに生じる時間遅れを想定してみる。このS-P変換波について、(3)で簡単な検討を加える。

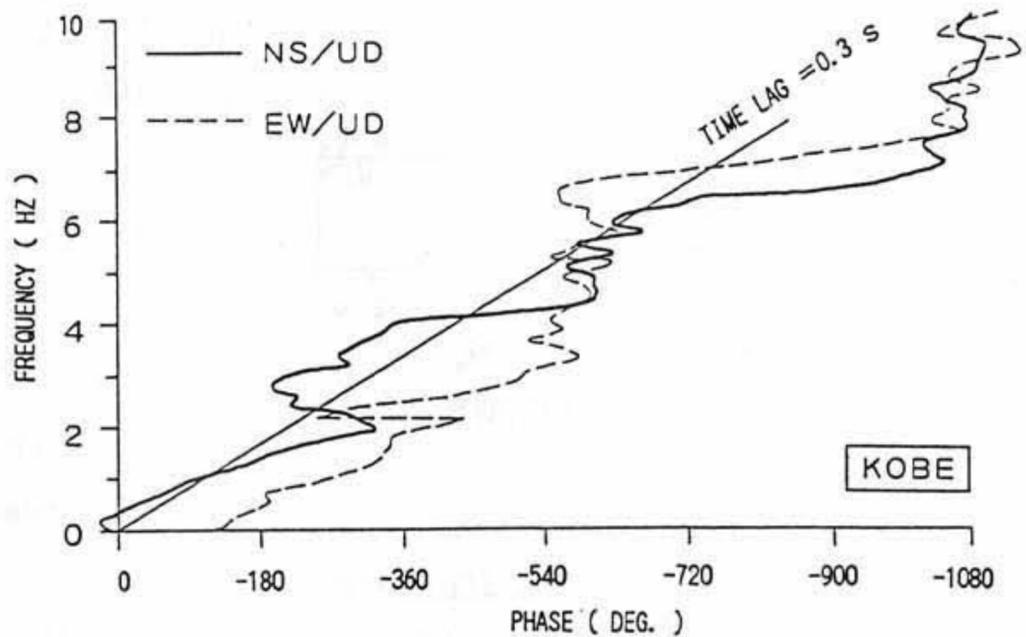


図3-3-13 フェイズスペクトル  
(神戸海洋気象台、±180度で接続)

## (2) 神戸大学での速度記録に関する検討

ここでは、神戸大学での速度記録に関して(1)と同様の検討を行う。

まず、図3-3-10と同様に卓越振動数付近の中心振動数1.0 Hz、バンド幅1.0 Hzの矩形のバンドパス・フィルター通過後の波形を図3-3-14(a)に示し、原波形を同図(b)に示す。同図において、同一位相と考えられるNS、UD成分のピークを破線で結んでいるが、(a)、(b)両者とも0.3s付近の時間遅れが明らかである。速度原波形において0.3s付近の時間遅れが明瞭にみられるのは、加速度波形に比べ高振動数域にフィルターがかかるためである。

図3-3-15にNS/UDのALL PATHの相互相関を、図3-3-16にNS/UDのフェイズを示す。前述の図3-3-9および図3-3-13と同様に、水平動が上下動に比べ約0.3s遅れている。ただし、図3-

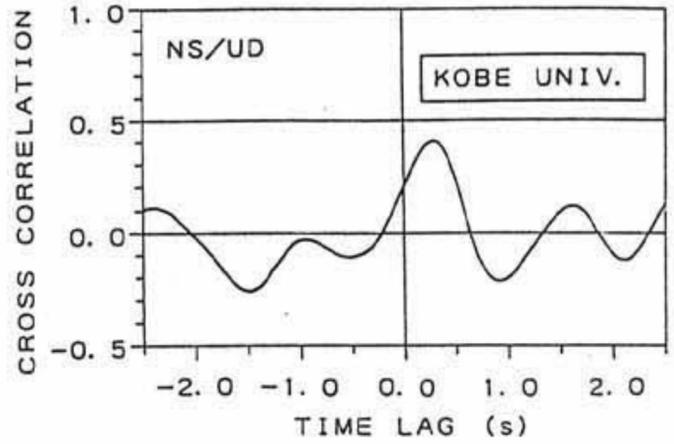
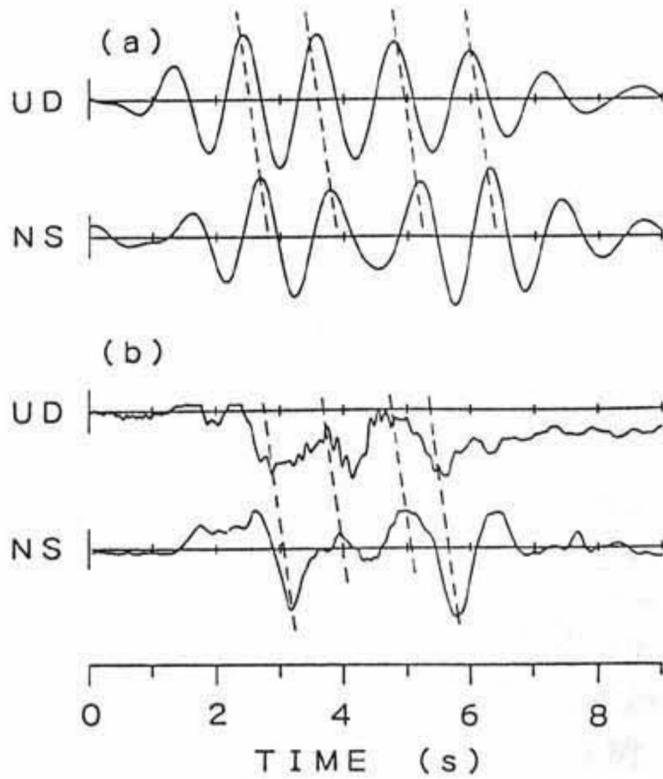


図3-3-15 相互相関関数

図3-3-14 神戸大学での速度波形

(a) バンドパスフィルター通過後  
(b) 原波形

3-15、図3-3-16の水平成分は速度振幅の大きいNS成分(Max=55.1 cm/s)に関するものであり、速度振幅の小さいEW成分(Max=31.0 cm/s)については、この様な明瞭な傾向はみられなかった。

(3) 不連続面へのSV波の斜め入射の検討

入倉<sup>12)</sup>は、最近行われた関西地震観測研究協議会による反射波探査結果を基に、東灘区付近の被害集中域を横断する方向(北北西-南南東)での地下構造を図3-3-17のように推定している。神戸海洋気象台、神戸大学を通る横断面も、この地下構造に類似しているものとし、図3-3-18に示すような簡単な2層構造を想定してみる。

この2層構造の下側から、入射角 $\beta_1$ でSV波が斜め入射するとき、式(3)の透過P波 $\phi_t$ と式(4)の透過S波 $\psi_t$ が表層地盤へ伝播する<sup>13)</sup>。

$$\phi_t = (iV_{p2} T_p / \omega) \exp[i\omega(t-t_p)] \quad (3)$$

$$\psi_t = (iV_{s2} T_s / \omega) \exp[i\omega(t-t_s)] \quad (4)$$

$$t_p = (x \sin \alpha_2 + z \cos \alpha_2) / V_{p2} \quad (5)$$

$$t_s = (x \sin \beta_2 + z \cos \beta_2) / V_{s2} \quad (6)$$

このとき、 $\phi_t$ と $\psi_t$ の時間遅れ $t_g$ は、次式で表され、Snellの法則から式(5)、(6)に含まれる $x$ の項は消失する。

$$t_g = t_s - t_p = z(\cos \beta_2 / V_{s2} - \cos \alpha_2 / V_{p2}) \quad (7)$$

ここに、 $i = \sqrt{-1}$ 、 $\omega = 2\pi f$ 、 $T_p$ 、 $T_s$ はP波およびS波の透過係数である。

表3-3-2に、入射角 $\beta_1 = 0, 10, 20, 30, 40, 45^\circ$ のときの $\beta_2$ 、 $\alpha_1$ 、 $\alpha_2$ 、 $T_p$ 、 $T_s$ 、 $R_p$ 、 $R_s$ およ

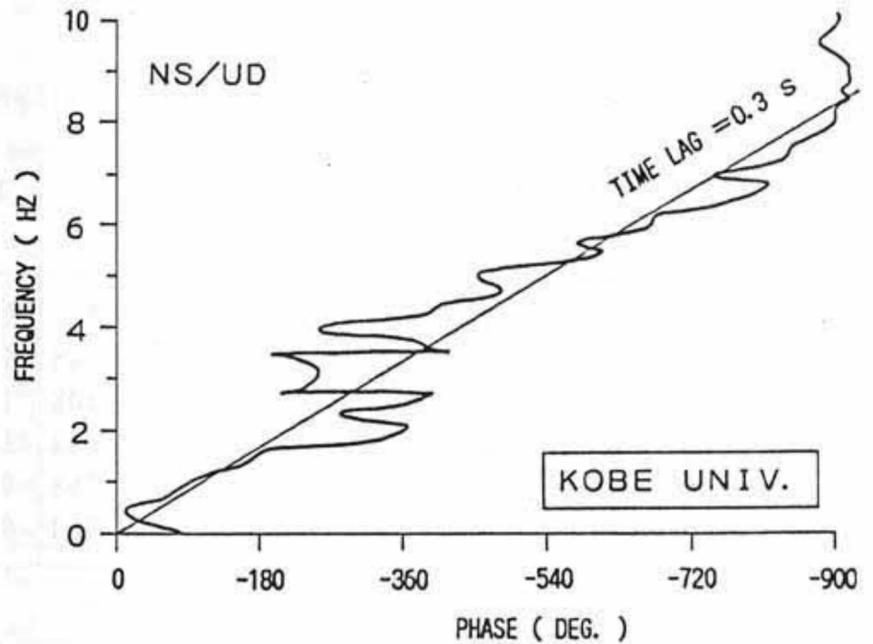


図3-3-16 フェイズスペクトル

(神戸大学、±180度で接続)

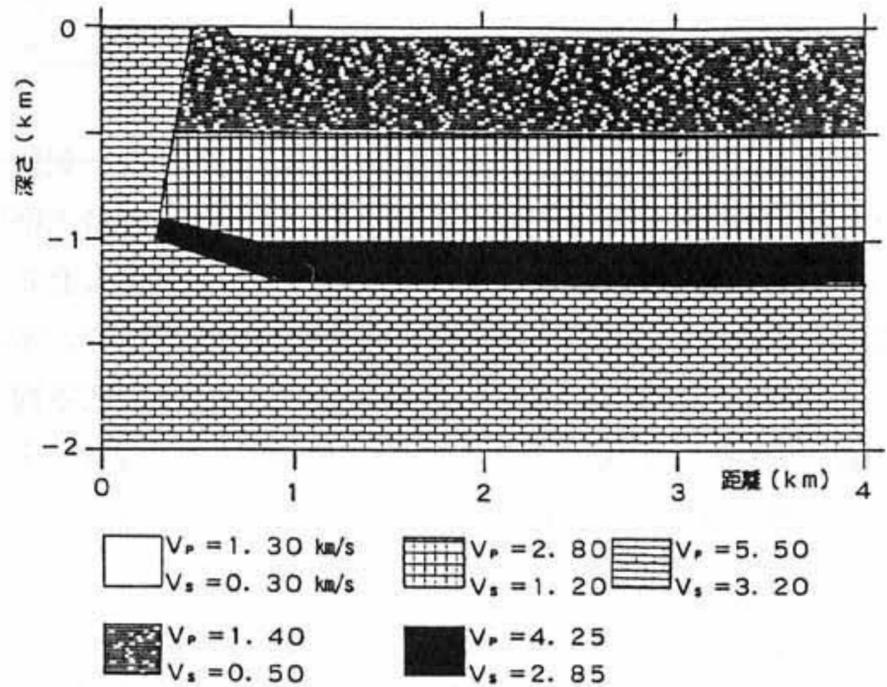


図3-3-17 東灘区付近の地下構造<sup>12)</sup>

び時間遅れ $t_g$ を示す。ただし、 $R_p$ 、 $R_s$ はP波およびS波の反射係数で、 $\beta_2$ 、 $\alpha_1$ 、 $\alpha_2$ の定義は図3-3-18に示す通りである。同表において、入射角 $\beta_1=0^\circ$ はSV波の鉛直下方からの伝播であり、このとき、透過S波 $T_s$ および反射S波 $R_s$ のみが発生する。一方、 $\beta_1$ が大きくなるにつれてP波の透過係数 $T_p$ も次第に大きくなり、 $\beta_1=45^\circ$ では $T_p$ の絶対値が $T_s$ の絶対値を上回る。ただし、時間遅れ $t_g$ の変化はあまり大きくなく、 $\beta_1<45^\circ$ の範囲では、ほぼ0.3 sである。前述した0.3 sの時間遅れの要因として、図3-3-18に示したような地下構造を反映したSV波の斜め入射の影響が考えられる。なお、 $\beta_1=45.3^\circ$ のとき $\alpha_1=90^\circ$ であり、これ以上 $\beta_1$ が大きくなると透過、反射係数は複素数（全反射）となる。表3-3-2には、これらの係数が実数の範囲を示している。

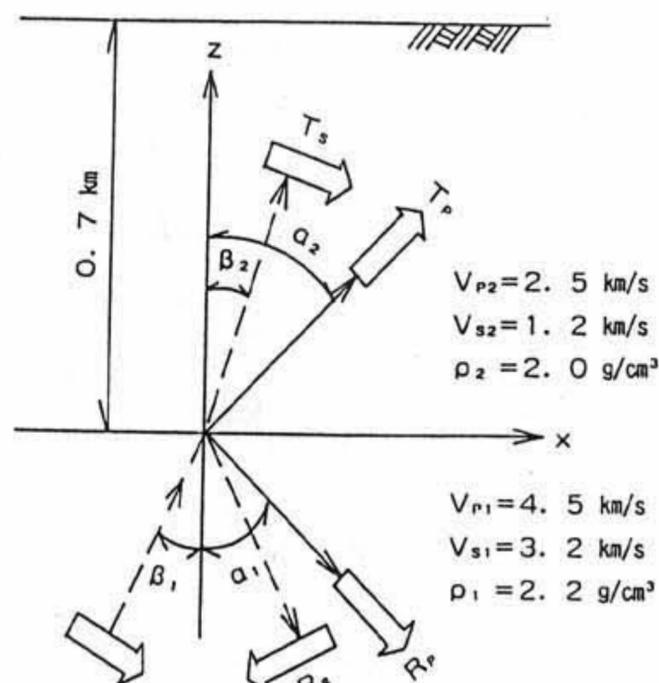


図3-3-18 2層構造地盤での弾性波の透過・反射

表3-3-2 SV波の斜め入射時の透過係数、反射係数

$\beta_1$ (deg.)	$\beta_2$ (deg.)	$\alpha_1$ (deg.)	$\alpha_2$ (deg.)	$T_p$	$T_s$	$R_p$	$R_s$	$t_g$ (s)
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.492	0.0	-0.492	—
10.0	3.7	14.1	7.8	-0.208	1.468	0.205	-0.408	0.305
20.0	7.4	28.7	15.5	-0.408	1.394	0.334	-0.184	0.309
30.0	10.8	44.7	23.0	-0.593	1.251	0.319	0.107	0.315
40.0	13.9	64.7	30.1	-0.758	0.987	0.078	0.338	0.324
45.0	15.4	83.9	33.5	-0.893	0.637	-0.346	-0.344	0.329

今後、神戸域地下構造の詳細な調査、余震記録のデータ解析等を通して、水平／上下動の位相特性と地下構造との関連についての検討が必要である。

### 3.3.3 鉛直アレー観測記録にみられる地震動増幅特性

兵庫県南部地震においていくつかの貴重な鉛直アレー記録が得られている。それらは、(a) 表層部分が液状化した地盤、(b) 湾岸部の埋立地盤、(c) 比較的堅固な地盤というように、条件の異なる地盤での記録であり、地盤の非線形性を含む増幅特性を検討する上できわめて貴重な記録である。表3-3-3に、各機関の鉛直アレー観測点ならびに記録の概要を示した。本項では、上記のうち代表的な4観測点におけるアレー記録を取りあげ、まず、地中地震計によくみられる観測方向の設置誤差の検討結果を示す。つぎに、方向補正を施した地震動波形に基づいて地震動の増幅特性を示す。さらに、各観測点での最深部の記録を入力とする地盤震動解析を行い、観測値との比較の一例を示す。

#### (1) 鉛直アレー観測記録にみられる地震動増幅特性

表3-3-3のアレー観測点のうち、図3-3-19に示す比較的大きな加速度記録が得られている4観測点のアレー記録<sup>14)15)</sup>について検討する。表3-3-4に、これらの観測点での速度構造を示した。ポアホール型加速度計による鉛直アレー記録を利用する際には、地震計埋設時の設置方向誤差を補正することが重要である。NS-EW平面上の変位軌跡を多くの時間帯で比較する方法<sup>16)</sup>により、4観測点での設置誤差が

表3-3-3 1995年兵庫県南部地震における鉛直アレー記録一覧

観測地点名 (観測機関)	緯度 経度	強震計 設置深さ	最大加速度 (gal)			震央 距離	地盤 条件
			NS	EW	UD		
神戸市 ポートアイランド (神戸市開発局)	34.6689 135.2082	0.0m	340	282	567	21km	埋立地盤
		-16.0m	570	544	547		
		-32.0m	542	455	208		
		-83.0m	670	305	173		
信貴変電所 (関西電力)	34.5944 135.6500	-1.0m	42	46	28	60km	硬質地盤
		-22.0m	22	20	11		
総合技研 (関西電力)	34.7431 135.4417	0.0m	229	507	205	43km	沖積地盤
		-24.9m	181	239	162		
		-97.0m	294	320	199		
海南港変電所 (関西電力)	34.1500 135.1917	0.0m	98	128	92	53km	埋立地盤
		-25.0m	71	60	39		
		-100.0m	26	25	21		
高砂発電 (関西電力)	34.7528 134.7833	0.0m	191	198	182	26km	埋立地盤
		-25.0m	103	107	65		
		-100.0m	86	109	82		
山崎実験センター (関西電力)	35.0597 134.6028	-0.7m	98	128	91	62km	沖積地盤
		-30.0m	71	60	39		
東神戸大橋 (阪神高速道路公団)	34.7065 135.2957	-1.5m	282	326	396	30km	埋立地盤
		-34.0m	334	389	-		
猪名川 (阪神高速道路公団)	34.8360 135.4270	-2.0m	421	415	362	47km	埋立地盤
		-30.0m	200	186	152		
高見住宅 (住宅都市整備公団 関西支社)	34.6880 135.4450	0.0m	222	267	255	42km	沖積地盤
		-30.0m	186	138	180		
関大高槻 (関西大学)	34.8330 135.5360	0.0m	118	86	53	55km	沖積地盤
		-13.0m	66	49	40		
松村組技研 (株)松村組)	34.8620 135.1860	0.0m	272	265	232	34km	沖積地盤
		-15.0m	208	213	188		
D点 (大阪工業大学)	34.6410 135.5270	0.0m	189	155	126	50km	沖積地盤
		-25.0m	129	113	81		
T地盤 (株)竹中工務店)	34.5130 135.5820	0.0m	105	100	92	54km	沖積地盤
		-100.0m	48	-	33		
Y地盤 (株)竹中工務店)	34.6975 135.5192	0.0m	43	50	49	49km	沖積地盤
		-60.0m	24	49	-		
豊橋技科大校内 (豊橋技術科学大学)	34.7072 137.4290	-1.0m	11	13	6	222km	沖積地盤
		-60.0m	7	4	3		

表3-3-5に示すように検出されている<sup>17)</sup>。この設置誤差が認められた深度ではその推定値に基づいて補正された波形を求めて、これら4観測点における各深度の加速度波形として図3-3-20(a)~(d)に示した。また、最大加速度、最大速度、最大変位の分布を表3-3-6(a)~(d)に示した。

図3-3-20(a)に示した加速度波形が得られたPI観測点は震源に近い埋立地盤であり、顕著な液状化現象がみられた地点である。同地点は、GL.-19mまでが埋立層、GL.-19~-27mまでが沖積粘土層、GL.-27~-33mまでが沖積砂層、さらにその下は洪積砂礫層となっている。地中に比べ地表での短周期の震動が減少し、結果として最大加速度が著しく減少していることが認められる。なお、GL.-83mでは、表3-3-5に示されるように水平面内で約22°の設置誤差が認められ、その補正を施すことにより最大加速度がNS成分で670.5から526.7galに、EW成分で304.6から486.2galにそれぞれ修正される。また、GL.-16mでの上下動成分にはスパイク状の強震計のノイズと考えられるものが含まれている可能性がある。上下動は、地表において大きく増幅されており、水平動と大きく異なる点である。このような上下動の大きな増幅は、湾岸部の埋立地

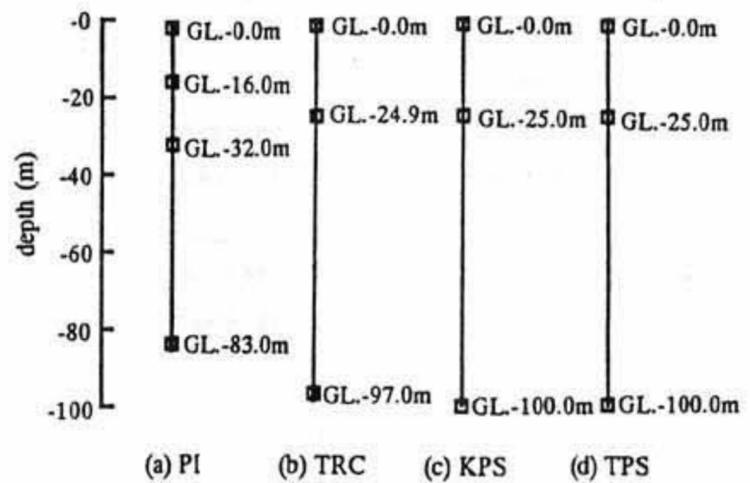
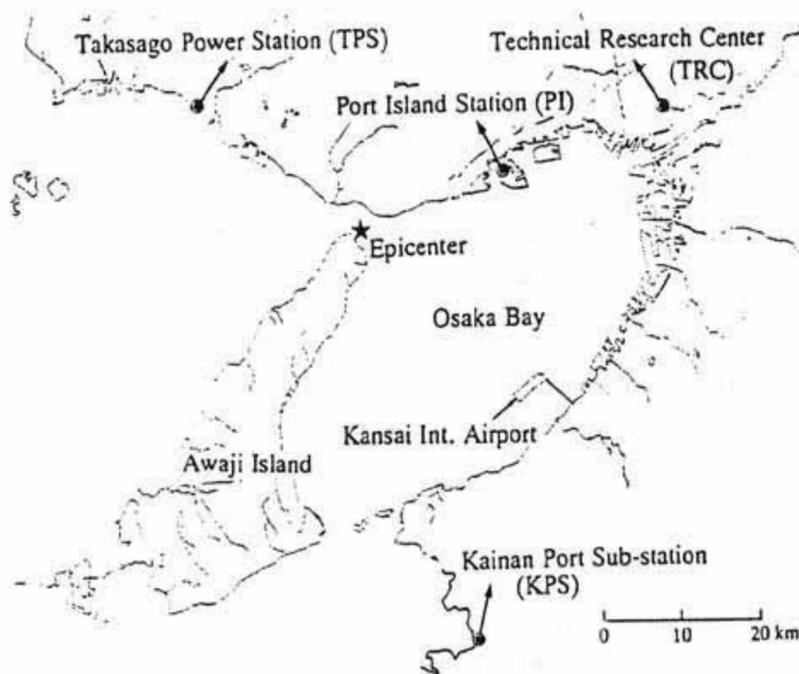


図3-3-19 鉛直アレー観測地点位置と観測深度

表3-3-4 鉛直アレー観測地点のS波速度構造

(a) Port Island (PI)				(b) Technical Research Center (TRC)				(c) Kainan Port Sub-station (KPS)				(d) Takasago Power Station (TPS)			
thickness (m)	density (g/cm <sup>3</sup> )	Vs (m/sec)	soil type*	thickness (m)	density (g/cm <sup>3</sup> )	Vs (m/sec)	soil type*	thickness (m)	density (g/cm <sup>3</sup> )	Vs (m/sec)	soil type*	thickness (m)	density (g/cm <sup>3</sup> )	Vs (m/sec)	soil type*
2.0	1.9	170.0	3	2.0	1.4	98.0	1	1.8	1.6	238.0	3	3.40	1.7	140.0	4
3.0	1.9	170.0	3	1.0	1.4	117.0	2	2.0	1.6	100.0	2	3.75	1.7	130.0	2
7.5	1.9	210.0	3	4.0	1.7	117.0	4	13.2	1.7	179.0	3	6.25	1.6	200.0	1
6.5	1.9	210.0	3	1.0	1.7	149.0	3	6.5	1.6	220.0	2	5.60	1.9	310.0	4
8.0	1.6	180.0	2	3.0	1.6	149.0	2	1.9	1.7	270.0	3	6.00	1.9	400.0	4
6.0	1.9	245.0	3	6.0	2.0	342.0	4	4.6	1.7	188.0	3	5.05	1.8	330.0	4
17.0	1.9	305.0	3	1.0	2.0	222.0	1	7.1	1.6	216.0	1	2.95	1.7	230.0	1
11.0	1.9	350.0	3	2.0	2.0	154.0	3	2.6	1.7	206.0	3	4.00	1.7	320.0	1
18.0	1.6	303.0	2	10.0	2.0	400.0	1	7.2	1.7	315.0	3	6.70	1.9	550.0	4
4.0	1.9	320.0	3	3.0	2.0	375.0	4	6.5	1.6	263.0	2	4.80	1.8	250.0	3
	1.9	320.0	3	6.0	1.7	375.0	1	2.4	1.8	370.0	4	11.80	1.9	405.0	4
				3.0	1.7	231.0	1	5.2	1.7	274.0	2	13.20	1.9	650.0	3
				3.0	2.0	286.0	4	5.5	1.8	325.0	3	9.80	1.9	500.0	4
				7.0	2.0	255.0	3	7.4	1.8	700.0	4	16.70	1.8	460.0	1
				2.0	2.0	222.0	3	9.6	1.7	338.0	4		1.8	460.0	1
				4.0	2.0	177.0	1	16.5	2.7	1630.0	5				
				2.0	2.0	222.0	1		2.7	1630.0	5				
				7.0	2.0	389.0	1								
				7.0	2.0	333.0	1								
				20.0	2.0	303.0	1								
				3.0	2.0	455.0	1								
				0	2.0	455.0	1								

\*soil type : 1=clay, 2=silt, 3=sand, 4=gravel, 5=rock

盤に特有の現象であり、他の例(KPS,TPS)にも顕著に現れている。

図3-3-20 (b) のTRC観測点は、10m程度の比較的軟かい表層の下に硬・軟の互層構造が続いている沖積地盤である。観測システムのある構内では、建物基礎部分に多少のクラックなどが発生しているが、とくに地盤にかかわる顕著な被害は報告されていない。EW成分に加速度の大きな増幅がみられる。当該地点は他の3観測点と異なり通常の沖積地盤であり、上下動はほとんど増幅されていないことが特徴的である。

図3-3-20 (c) のKPS観測点も (a) と同様埋立地盤である。速度構造は地表層の一部を除きGL.-83.5mまでせん断波速度が200~300m/sで漸増し、-83.5mから  $V_s = 1630$  m/sと急激に変化している。インピーダンス比の大きな境界を含む貴重な鉛直アレー記録の一つである。ただし、入力レベルが30gal程度と低いことから軟弱な地盤ではあるが非線形性が顕著でなく、また高い波動インピー

表3-3-5 地中地震計の設置方向誤差

accelerograph ID	depth GL.(m)	error* (deg.)
PI1	- 83	22
TRC3	- 0	180**
TRC1	- 97	46
TPS2	- 25	- 20
TPS1	- 100	16
KPS3	- 0	180***
KPS2	- 25	67
KPS1	- 100	46

notations

PI : Port Island Borehole Array Station, Kobe City Development Bureau

TRC : Technical Research Center, Kansai Electric Power Company

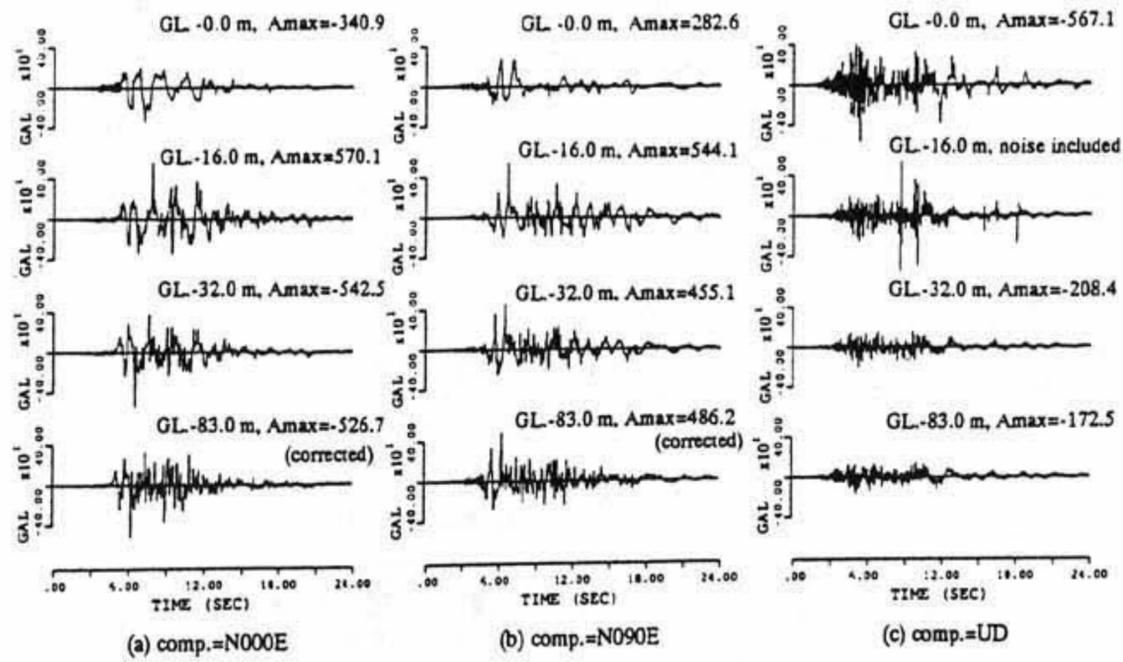
TPS : Takasago Power Station, Kansai Electric Power Company

KPS : Kainan Port Sub-station, Kansai Electric Power Company

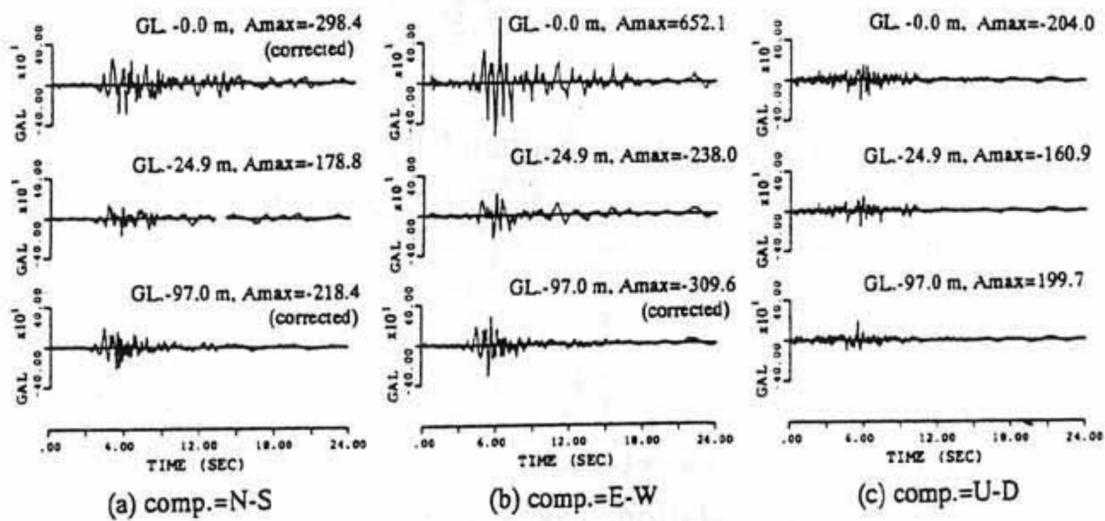
\* : positive number in counterclockwise direction

\*\* : orientation error in NS component only

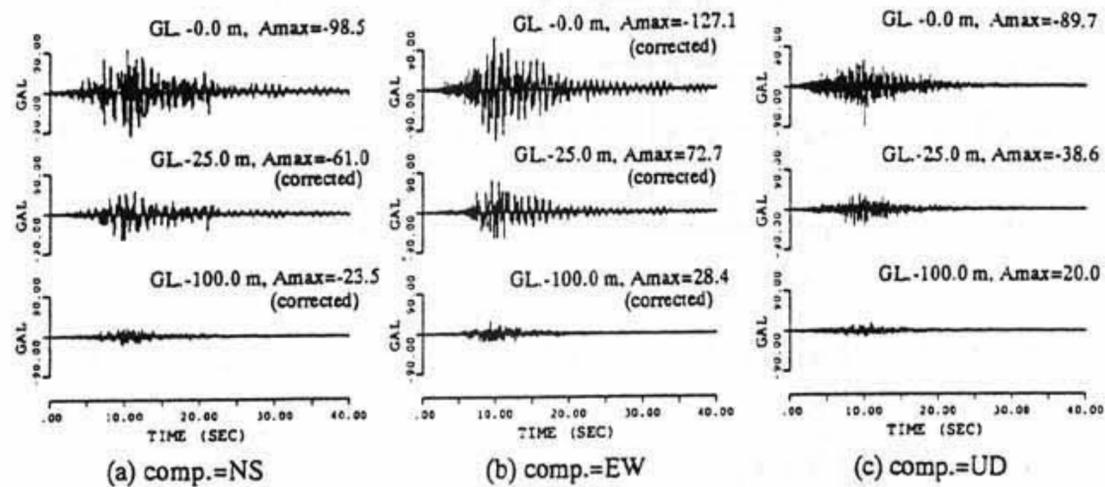
\*\*\* : orientation error in EW component only



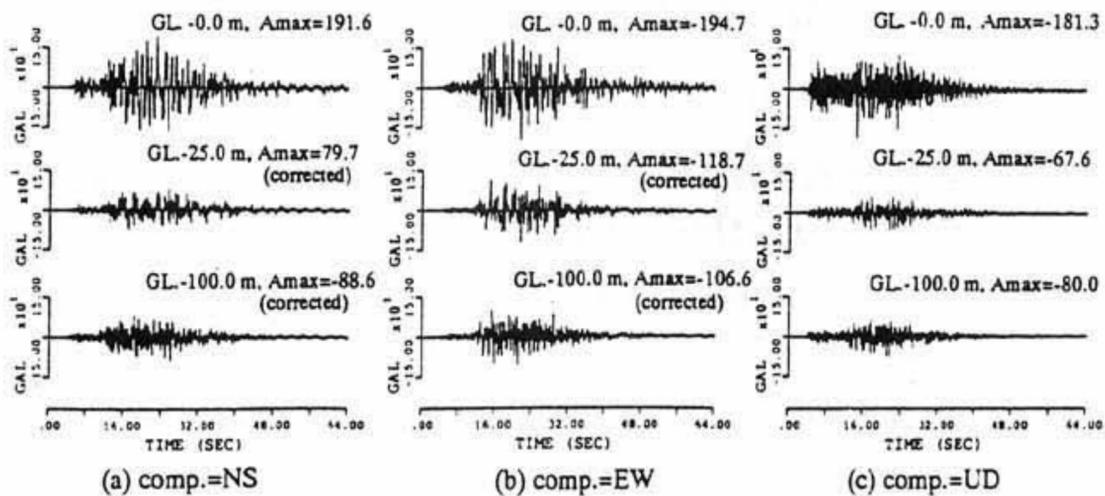
(a) PI, 神戸



(b) TRC, 尼崎



(c) KPS, 海南



(d) TPS, 高砂

図3-3-20 鉛直アレー観測による加速度時刻歴

表3-3-6 鉛直アレー観測点における最大地動

(a) PI station, Kobe City.

		peak acc. (cm/sec <sup>2</sup> )			peak vel. (cm/sec)			peak displ. (cm)		
		NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD
GL.	0.0m	-340.9	282.6	-567.1	-88.8	-51.1	-62.8	39.7	-29.6	26.9
GL.	-16.0m	570.1	544.1	547.5	-76.7	-53.3	-33.5	32.0	-24.1	-18.2
GL.	-32.0m	-542.5	455.1	-208.4	-65.0	-58.2	-27.1	28.4	-20.8	11.5
GL.	-83.0m	-670.5 -526.7*	-304.6 486.2*	-172.5	66.2 50.7*	-28.8 -51.1*	-28.4	25.9 21.6*	12.0 -16.0*	12.2

\*peak value for orientation- corrected time histories

(b) TRC station, Amagasaki City.

		peak acc. (cm/sec <sup>2</sup> )			peak vel. (cm/sec)			peak displ. (cm)		
		NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD
GL.	0.0m	298.4 -298.4*	652.1	-204.0	-37.2	-49.4	20.8	14.5	22.8	-6.0
GL.	-24.9m	-178.8	-238.0	-160.9	-24.3	34.5	21.0	13.8	18.8	-6.0
GL.	-97.0m	-292.5 -218.4*	319.9 -309.6*	199.7	30.6 -22.5*	20.3 29.8*	17.6	-13.5 12.9*	-15.4 15.4*	-7.0

\*peak value for orientation- corrected time histories

(c) KPS station, Kainan City.

		peak acc. (cm/sec <sup>2</sup> )			peak vel. (cm/sec)			peak displ. (cm)		
		NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD
GL.	0.0m	-98.5	127.1 -127.1*	-89.7	8.4	-9.4 9.4*	3.7	-1.2	1.7 -1.7*	0.6
GL.	-25.0m	-71.8 -61.0*	-59.5 72.7*	-38.6	5.8 -5.5*	-4.9 -6.0*	3.1	1.2 1.1*	1.0 -1.1*	0.8
GL.	-100.0m	-26.1 23.5*	-24.9 28.4*	20.0	-2.9 -1.7*	1.8 2.8*	1.6	0.9 0.6*	0.6 -0.8*	0.8

\*peak value for orientation- corrected time histories

(d) TPS station, Takasago City.

		peak acc. (cm/sec <sup>2</sup> )			peak vel. (cm/sec)			peak displ. (cm)		
		NS	EW	UD	NS	EW	UD	NS	EW	UD
GL.	0.0m	191.6	-194.7	-181.3	-32.4	-43.1	-12.1	10.8	-15.1	3.3
GL.	-25.0m	105.6 79.7*	-105.3 -118.7*	-67.6	-20.4 15.4*	-20.7 -22.9*	10.2	9.7 9.1*	10.1 12.3*	-3.9
GL.	-100.0m	-84.0 -88.6*	108.6 -106.6*	-80.0	10.9 11.3*	16.2 15.3*	-8.8	6.3 7.4*	8.9 8.5*	3.6

\*peak value for orientation- corrected time histories

ダンス比であることも加わって、地震動が大きく増幅していることがわかる。上下動も最大加速度においては、(a)と同様大きく増幅している。

図3-3-20(d)のTPS観測点も同様に埋立地盤である。当該地点は震源に近いことから、周辺地盤では大きなクラックが多く発生したことが報告されている。(c)に比べ入力地震動がやや大きく地震動の増幅度が低いことがわかる。ただし、上下動では最大加速度が(a)、(c)と同様大きく増幅している。

(2) 地盤震動解析

ここで対象とした4観測点での地盤震動解析はこれまでにいくつか報告されている。液状化現象のみられたPI観測点については通常の線形解析<sup>18)</sup>に加え、有効応力に基づく液状化解析<sup>19)20)21)</sup>、全応力非線形解析<sup>21)</sup>、周波数依存型等価ひずみによる等価線形化解析<sup>20)</sup>などが検討されている。さらに、観測記録の逆解析から地盤各層の等価な剛性と減衰を求めることにより、非線形性のレベルを推定した報告もなされている<sup>22)23)</sup>。このPI観測点における液状化現象に関する詳細は本報告書第4章に示されている。ここでは、液状化したPI観測点も含めて、上記の4観測点での周波数依存型等価ひずみによる等価線形化解析および通常の等価線形化解析結果の比較を示すにとどめる。

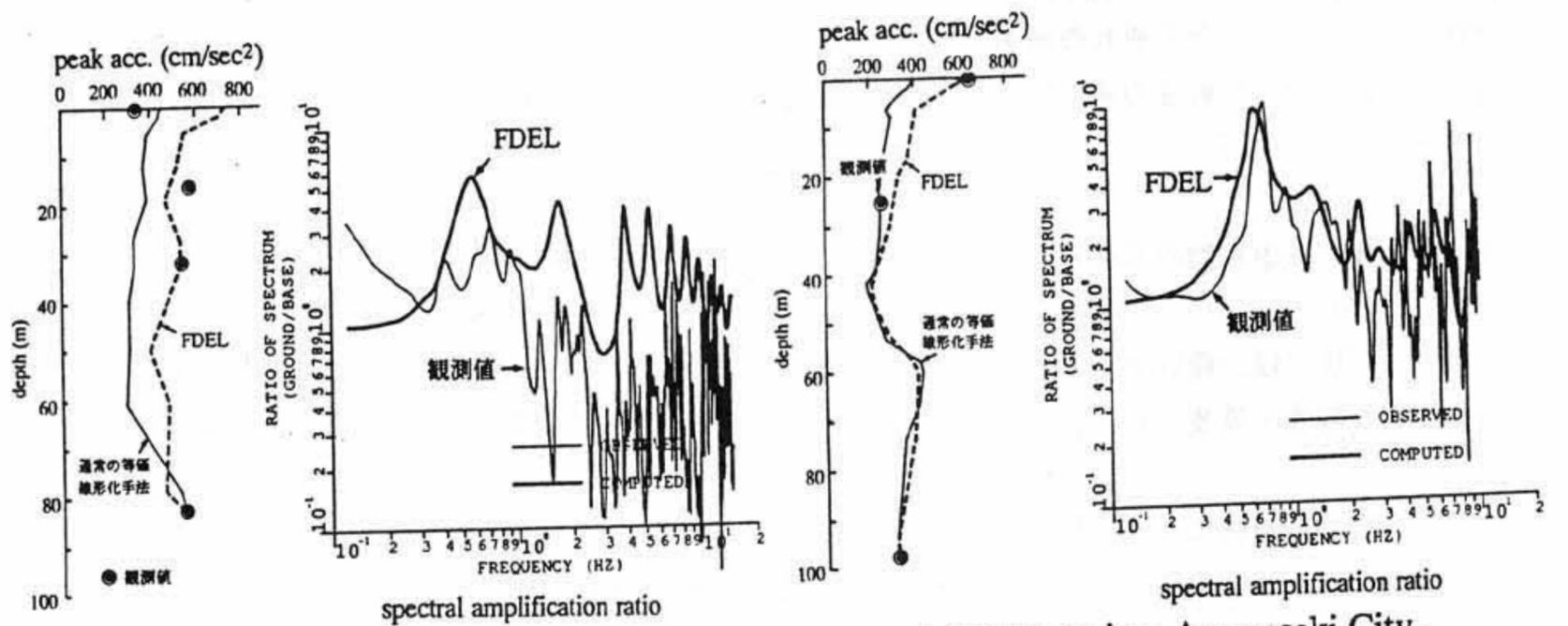
PI,TRC,KPS,およびTPS観測点での最深部における水平2成分のうち、最大加速度が大きい方の加速度波

形を入力とする地震応答解析を行った。解析は、地盤各層のひずみ波形のスペクトル特性に対応する等価剛性・等価減衰を適用する修正等価線形化手法(FDEL)<sup>24</sup>および最大ひずみの65%を有効ひずみとする通常の等価線形化手法<sup>25</sup>を用いた。各地点での最大加速度の深度分布、ならびにFDELおよび観測記録による基盤と地表でのスペクトル比を図3-3-21(a)~(d)に示した。

図3-3-21(a)はPI観測点の解析結果を示したものである。GL.-83mにおける入力最大加速度は526.7galときわめて大きな地震動である。地表付近の飽和砂層の液状化により地表での最大加速度は大きく減少しているが、FDELによる解析ではそのような現象までは当然表されていない。しかし、非液状化層である中間層での最大加速度は比較的良好に観測値を再現している。一方、通常の等価線形化解析では、これまで指摘されてきたように最大加速度が中間層でも大きく低下する結果になっている。ただし、液状化により低下した地表の最大加速度には結果としては近い値となっている。観測記録とFDELによるスペクトル増幅率は大きくかけ離れている。液状化により、観測記録による増幅率は1Hz以上の周波数領域で1.0を大きく下回っている。

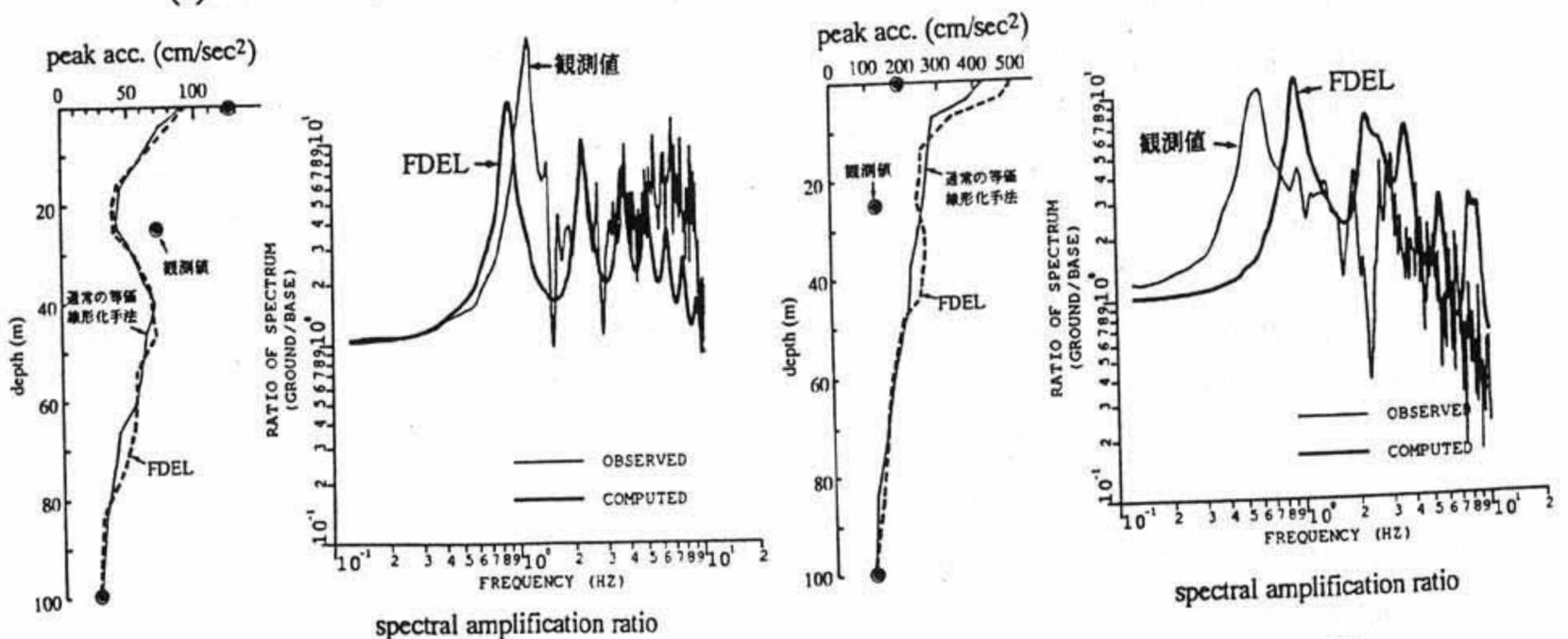
図3-3-21(b)はTRC観測点について比較したものである。GL.-97mにおける最大加速度は309.6galである。FDELによる解析値と観測値はほぼ一致しているが、通常の等価線形化解析では軟弱な地表付近で最大加速度が観測値を下回っている。FDELによるスペクトル増幅率は1次モードは観測値とよく対応しているが、2~3Hzあたりでやや大きめになっている。なお、当該地点近傍での液状化現象は報告されていない。

図3-3-21(c)はKPS観測点について比較したものである。GL.-100mにおける入力最大加速度は28.4galとかなり小さい。したがって、非線形性の影響は解析結果にはほとんど入らないため、FDELおよび



(a) PI station, Kobe City.

(b) TRC station, Amagasaki City.



(c) KPS station, Kainan City.

(d) TPS station, Takasago City.

図3-3-21 観測記録と解析結果の比較

通常の等価線形化手法による結果はほとんど同じである。地表、およびGL.-25mでの観測値が解析値から大きくかけ離れている。この最大加速度の違いは、同図右に示されるように5Hz以上の高周波数領域での増幅率の違いによるものと考えられる。また、1次モードが計算値の方が周波数が低くなっている。一般に、SHAKE<sup>25)</sup>のような通常の等価線形化解析においては軟弱地盤において地盤の非線形性の影響が過度に入る傾向にあるが、当解析法(FDEL)においてもこの影響がやや入りすぎている結果になっている。スペクトル増幅率の比較から、本解析での減衰の下限值(5%)<sup>24)</sup>をさらに低くすることにより観測値に近づくものと考えられる。

図3-3-21(d)のTPS観測点も図3-3-21(a), (c)と同様埋立地盤である。GL.-100mにおける入力最大加速度は106.6galであり、(a), (b)と(c)の中位に相当する。当該地点はやや震源に近いことから周辺地域での液状化現象も認められているが、観測点構内での噴砂は報告されていない。FDELおよび通常の等価線形化解析による最大加速度は観測値よりもかなり大きいことがわかる。スペクトル増幅率における卓越周波数も観測値ではかなり低くなっている。したがって、当該地点では、噴砂に至らないまでも地中部において不完全液状化状態となり、地盤がかなり軟化したことが考えられる。

### (3) まとめ

兵庫県南部地震において記録の得られた鉛直アレー観測点の概要を示すとともに、4つの観測点での埋設加速度計の設置方向誤差を補正した加速度波形を紹介した。これらは、湾岸部の埋立地盤および沖積地盤における貴重な鉛直アレー記録である。また、これまで実務の分野で多用されてきた地盤応答解析プログラムSHAKEの問題点をある程度改良したプログラムFDEL<sup>24)</sup>を用いて、取り上げた地盤での応答解析を実施し観測結果と比較した。それぞれの観測点では、詳細な地盤調査が進められており、今後より厳密な非線形解析も含めて地盤震動解析法の適用性についてさらに研究されることが期待される。

## 3. 3. 4 浅層地盤の非線形増幅特性が地震動分布に与える影響

3. 3. 3では、鉛直アレー記録を用いて地盤の非線形特性に関する詳細な検討が行われた。ここでは、そのような特性と震度7の帯状分布および観測記録の最大値分布との関係について考察する。

### (1) 常時微動観測による地盤構造推定

地震動分布を推定するためには、地盤特性の平面的分布を把握することが重要であり、近年常時微動観測がよく用いられている。これまでも様々な機関により微動観測が行われており、三宮駅付近で約2Hz、東灘区の震度7の地域で約3Hz、湾岸部で0.5~1Hzの成分が卓越するようである(詳細は資料編に掲載)。また、釧路市での観測結果<sup>26)</sup>と比べると、スペクトル比の値が小さく、卓越周波数が読み取りづらいという印象を受ける。このことは、表層と工学的基盤とのS波速度のコントラストが、釧路市に比べて明瞭でないことを意味していると考えられる。これまでの調査は南北方向の変化に限定されているが、現在、ESG研究委員会を中心とする合同微動観測グループにより、淡路島北部~西宮市に至る広範囲の地域の平面的な常時微動特性分布の把握を目的とする調査が実施されている。この活動を通じて、卓越周波数の分布を把握するだけでなく、卓越周波数の評価法、地盤構造との関連、常時微動の適用限界等、常時微動に関する様々な課題が解決されることが望まれる。

### (2) 基盤波の特性と地盤の非線形化の関係

吉田・他<sup>27)</sup>は、基盤加速度と地表加速度の関係(水平2成分の合成値)を示している(図3-3-22)。基盤の扱いが同等でないものの概してみれば、基盤最大加速度が小さい場合には軟弱地盤で大きな増幅が見られるのに対し、基盤最大加速度が大きくなるにつれ増幅率は小さくなる傾向が見られる。特に、ポートアイランド等液状化が発生した地点では、増幅率は1前後となっている。このような加速度の頭打ち現象は、

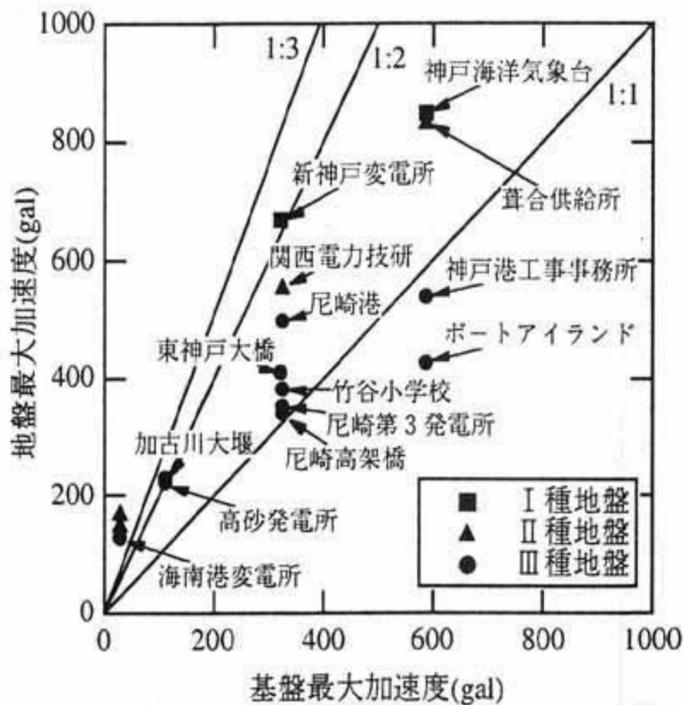


図3-3-22 基盤と地表の観測最大加速度の関係

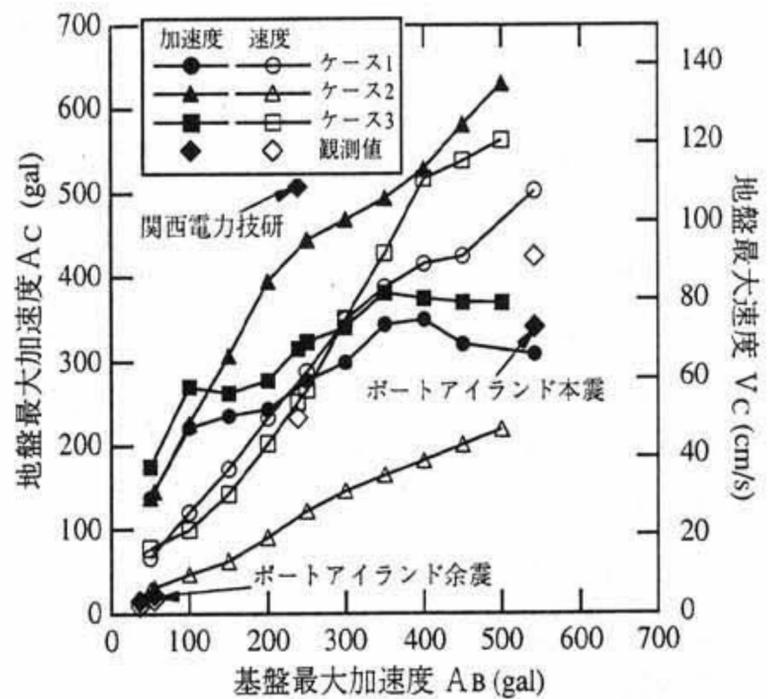


図3-3-23 数値計算による基盤最大加速度と地表における最大加速度・最大速度の関係

地盤の応力がせん断強度近くになると、それ以上のせん断応力の伝達が阻止されることにより生じる。液状化が生じる場合には、過剰間隙水圧の発生によりせん断強度も減少する。今回の地震では、震度7の地域内で観測された記録がJR鷹取駅のみであるのは残念であるが、様々な地盤で強震記録が観測されており、観測により加速度の頭打ち現象を確認できた意義は大きい。

地盤の剛性・減衰は地盤内に生じるせん断ひずみに応じて変化し、せん断ひずみは地盤変位に依存する。したがって、同じ最大加速度でも周波数特性が異なれば地盤変位が異なるので、せん断ひずみも異なり地盤の挙動も異なるはずである。そこで、鉛直アレーで観測されているポートアイランドのGL-32.4mでの本震（ケース1）と余震（1/17 5:50, M=4.9；ケース2）のNS成分、関西電力（株）総合技術研究所（以下、関西電力技研）のGL-24.9mの本震（ケース3）のEW成分の3つの波について、入力波の最大加速度振幅を50, 100, …, 500galと変化させ、一次元等価線形化解析により地表における最大加速度、最大速度を求めてみたのが図3-3-23である。ポートアイランド、関西電力技研の地盤のモデル化は吉田・他<sup>28)</sup>に基づいている。

本震記録を入力した場合、関西電力技研の方がポートアイランドよりも増幅率が大きいという違いはあるものの、いずれも基盤最大加速度  $A_B$  が150galになると地盤の非線形特性の影響が現れ、地表最大加速度  $A_C$  の増加が緩やかになり（増幅率が小さくなり）、さらに  $A_B$  が400galになると  $A_C$  はむしろ小さくなり始める。地表最大速度  $V_C$  は  $A_B$  が400galまではほぼ直線的に大きくなり、450galになって緩やかな増加となっている。一方、ポートアイランドの余震記録を用いた場合、 $A_B$  が250galまで  $A_C$  は直線的に大きくなっており、500galまで  $V_C$  は直線的に大きくなっており、これは、余震記録を用いた場合の  $A_C$  が500gal入力に対しても42cm/sと、本震記録を用いた場合の1/2以下と小さいことから明らかなように周波数特性の違いによる。なお、余震における観測値が小さいのは、液状化後まだ過剰間隙水圧が消散せず、地盤の剛性が回復していないためである。今回の地震記録の特徴として、図3-3-24の加速度応答スペクトル（減衰5%）の比較からわかるように、1秒付近のやや長い周期成分が大きかったことが挙げられる。最大加速度が大きかったことのみならず、やや長周期成分が大きかったことも、顕著な地盤の非線形化現象が見られた理由と考えられる。

### (3) 三宮駅付近を通る南北断面での一次元解析

神戸市域では六甲山系から海側へと南北の変化が明瞭である。例えば、三宮駅付近を通る南北断面の浅層地盤構造については、ボーリングデータに基づき安田・他<sup>29)</sup>により図3-3-25のようにモデル化されている。山側および海岸付近では建物の被害が小さかったのに対し、三宮駅周辺では大きな被害が見られた。

浅層地盤構造の差異により地震動がどのように異なるかを明らかにするために、図中に柱状図が示されている地点について一次元等価線形化解析を行う。ここで、二次元解析を行わない理由は、①沖積層と洪積層との境界の傾斜は平均的には1%程度と緩やかである、②本震時に浅層地盤では減衰定数が10%以上になったと考えられ、浅層地盤を側方へ伝播する波動成分は小さいと考えられる、③東灘区における余震観測でも、震度7の地域で山側や海側よりも最大加速度が大きくなっているが、一次元解析ではほぼ説明できている<sup>30)</sup>、である。

(2)で述べたように、今回の地震では地盤の顕著な非線形化が現れているので、地盤のモデル化(特に動的変形特性)は慎重に行う必要がある。しかしながら、現時点では十分な情報は得られていないので、以下に述べるように既往の経験式により定めた。今後、詳細な情報が得られれば結果は大きく異なる可能性もあり、本解析は概略的な評価とならざるをえない。道路橋示方書<sup>7)</sup>に基づき、N値からS波速度を推定した。動的変形特性には、安田・山口による提案式<sup>31)</sup>を用いた。上半・中村<sup>32)</sup>が三宮駅周辺での常時微動観測により推定した地盤の卓越周波数と概ね対応するように基盤(500m/sを仮定)を設定した。これは、第2洪積層上面に概ね相当しているのではないかと考えられる。入力地震波としては、神戸大学観測記録のNS成分、ポートアイランドのGL-83.4mでの観測記録のNS成分から等価線形解析により算出した基盤入射波<sup>27)</sup>を用いた。

得られた最大加速度、最大速度の分布を図3-3-26に示す。加速度振幅、フーリエ・スペクトルにおいてポートアイランド波の方が2倍程度大きい(同一基盤を設定したため)ので、解析により得られた値も2倍程度大きくなっている。神戸大学波を用いた場合、最大加速度はあまり変化せず、最大速度は埋立地で大きくなっている。ポートアイランド波を用いた場合、最大加速度は1500m付近より海側では急激に低下し、

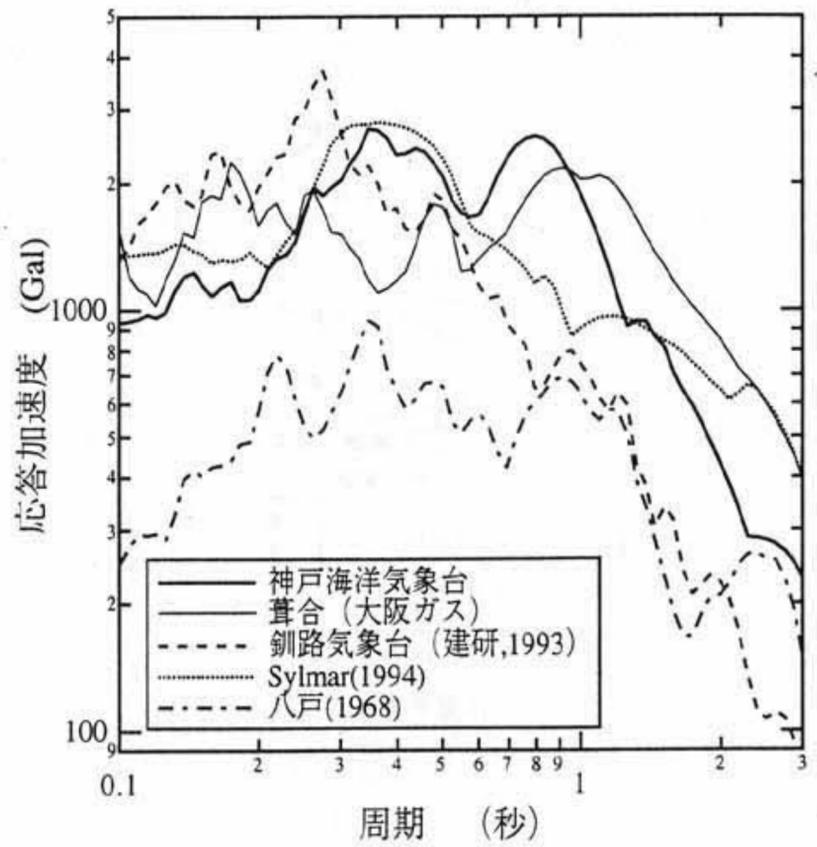


図3-3-24 他の地震における観測記録の加速度応答スペクトル(減衰5%)との比較

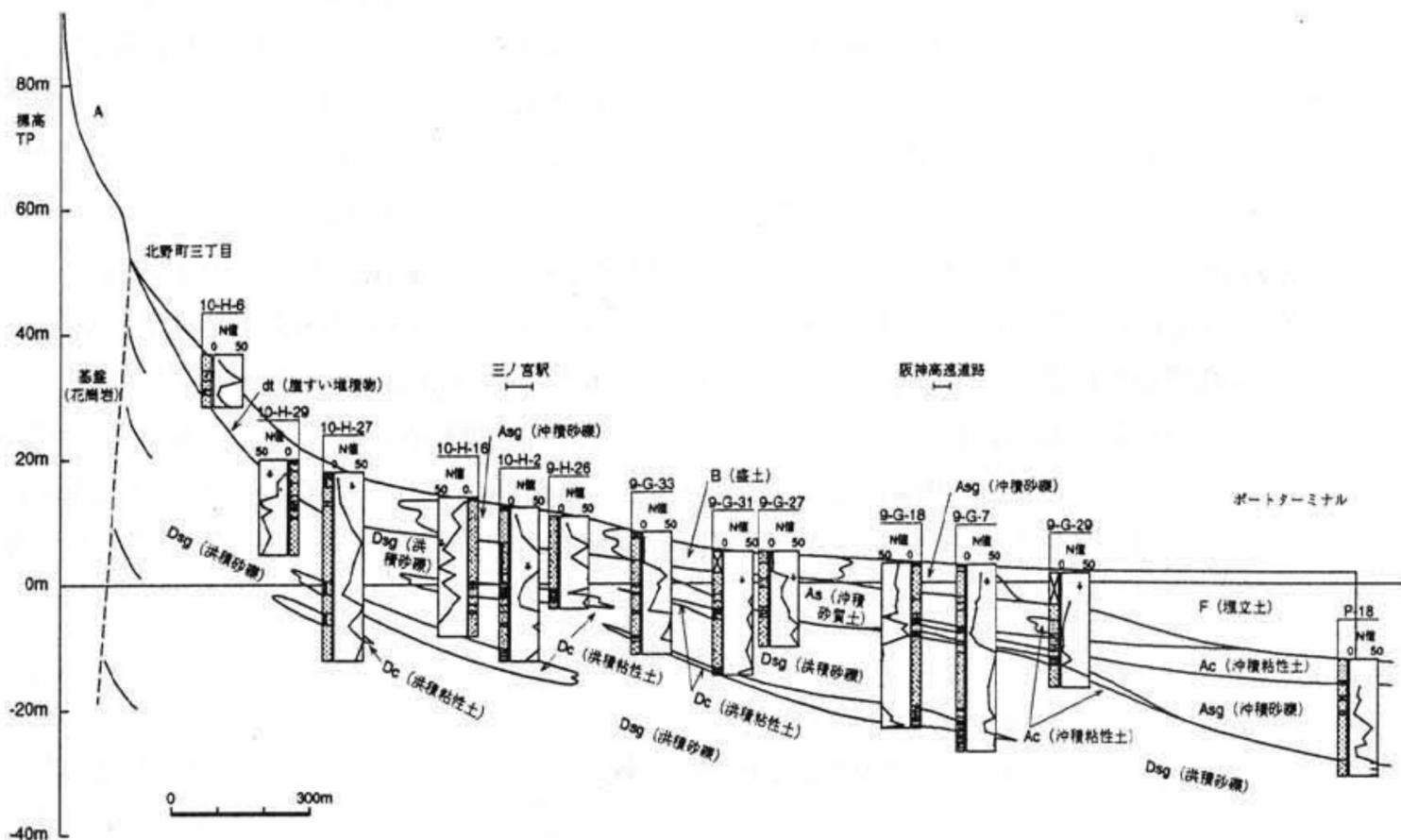


図3-3-25 三宮駅付近を通る断面の浅層地盤構造<sup>29)</sup>

最大速度は山側で小さく500m位置より海側では大きな違いは見られない。1500m付近より海側では、沖積粘性土および埋土（マサ土）が現れることが、大きな影響を与えていると考えられる。ポートアイランド波を用いた場合の値は、ポートアイランドでの観測値（最大加速度341gal、最大速度91cm/s）、大阪ガス葺合供給所での観測値（最大加速度805gal、最大速度124cm/s）と良く対応している。図3-3-27に示す葺合における波形もよく対応する。後半部で異なるのは、工学的基盤レベルでの波形が2点で異なっているためと考えられる。なお、葺合観測点は解析位置より約1.5km東北東にある。等価線形化解析でも液状化地域における最大応答を概ね説明できている理由は、室内試験で得られるひずみ依存性が液状化発生も考慮して計測されていることによる。すなわち、動的変形試験は通常非排水条件下で行われ、したがって過剰間隙水圧も発生し、その結果が $G-\gamma$ 、 $h-\gamma$ 関係に影響しているため、得られた動的変形特性の中には過剰間隙水圧発生の影響が含まれており、結果的には完全に液状化の発生を無視しているわけではないことになる。

図3-3-26において、ポートアイランド波を入力した場合でも、震度7の三宮駅付近と湾岸部とで最大速度の差が現れていない。したがって、低層建物等の短周期構造物については、地盤の非線形化による入力地震動の低減という恩恵があったが、やや長周期構造物については低減効果は小さかったことになる。この結果の解釈としては、2通り考えられる。1つは、図3-3-26の結果は概ね正しく、建物の被害分布と地震動分布は必ずしも対応しないという考え方である。実際、阪神高速道路やポートライナー等のやや長周期構造物は湾岸地域で大きな被害を受けており、被害がないように見える中高層ビルも杭基礎には被害が生じている可能性がある。このような観点から考えると、杭基礎の被害調査が重要であり、さらに個々の構造物の周期特性・強度特性を充分把握した後に、被害分布と地震動分布を周期に応じて対応させていく必要があると考えられる。もう1つは、図3-3-26の浅層地盤のみをモデル化した解析では不十分であり、最大速度についても帯状分布となるべきで、震度7の地域での最大速度は湾岸部よりも大きかった（150cm/s程度？）とする考え方である。1993年釧路沖地震では、釧路気象台で今回の地震と同程度の最大加速度が観測されたにもかかわらず、被害は小さかった。その被害程度の差は図3-3-24に示したように0.5秒より長い周期成分の差に起因すると考えられ、そのことは釧路沖地震における最大速度が今回の地震の1/3程度であったことに反映されていると考えられる。最大速度でも帯状分布となるためには、3.3.5で述べられる深層地盤の不整形構造による焦点効果を考慮する必要があると考えられる。現時点では、被害状況の把握も地震動を推定するには不十分であり、また入力地震波、地盤モデル、解析手法等、解析上の問題も多く、震度7の地域における地震動を推定するには、もう少し時間が必要であると言わざるを得ない。

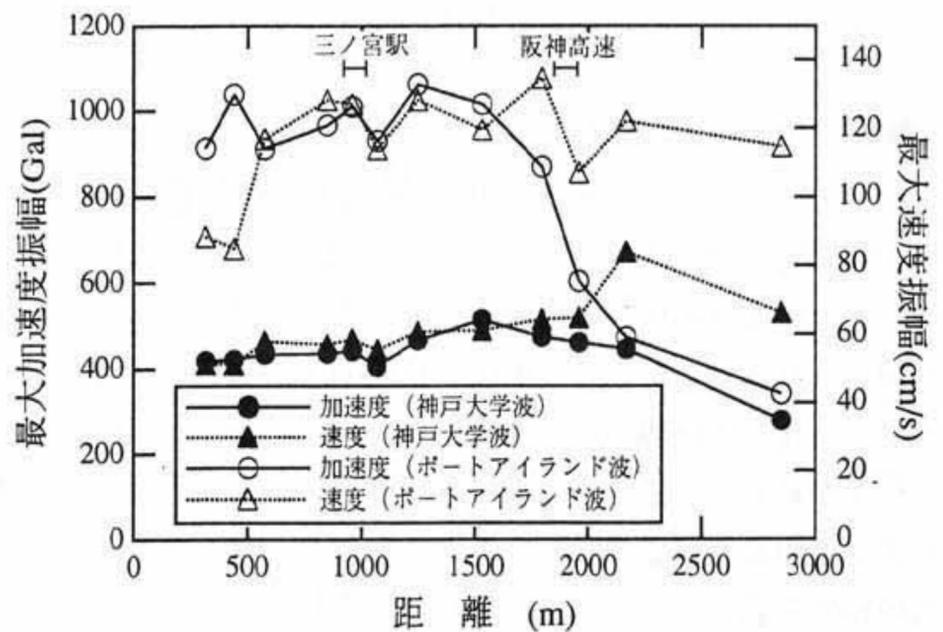


図3-3-26 三宮駅を通る断面における最大加速度、最大速度の分布

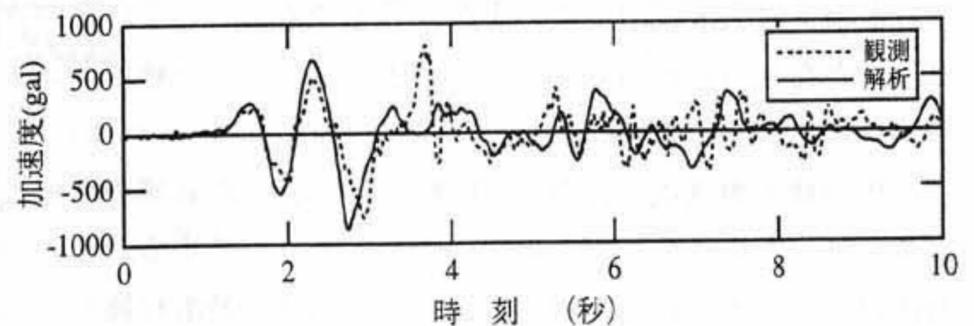


図3-3-27 大阪ガス葺合供給所における観測波形と計算波形の比較

### 3. 3. 5 神戸の地盤震動特性

兵庫県南部地震の被害分布を見てみると、神戸市須磨区から西宮市にかけて長さ約20km、幅約1kmの帯状に分布している。この帯状地帯が生じた要因として①伏在断層が存在する、②軟弱地盤地帯であること、③地層変動の著しい不整形地盤地帯であることなどが挙げられたが、1月17日以降の余震観測結果から震源分布は帯状地域より山側に分布していることや、帯状地域の地盤が海側の地盤より硬質で、軟弱地盤地帯が帯状地域から外れることから要因①、②の可能性は低いと推定できる。以上のことから、この帯状地域の発生は地盤の不整形性が要因となっていると考えられる。また、1985年のMexico地震などで不整形な地盤における被害が甚大であることが指摘されており、今回も地盤の不整形性による諸現象の結果、地震動が増幅され被害が集中した可能性が高いと考えられる。以上のことから、神戸市街地における不整形な地盤での地震動の増幅性を調べるために地盤震動解析を行う。

#### (1) 神戸の地盤概要<sup>33)</sup>

神戸市域の地形の特徴は、中央にほぼ東西に延びる六甲山地を抱え、南北両側に、丘陵ないしは台地があり、平野と言えれば大阪湾沿いにわずかに分布するに過ぎないという点にある。しかも六甲山地の南側と北側では高度にかなりの差があることは、六甲トンネル、新神戸トンネルに南下りの傾斜がついていることから明らかである。

六甲山地の南側は急斜面で階段状となり、また丘陵や台地との境がはっきりしていて、著しい傾斜の急変が見られ、市街地の拡大を規制しているように見える。この線が断層と一致、急斜面が断層崖に当たる。大倉山以西、会下山から長田にかけての地域は、最も複雑な断層地形を呈する。そして断層崖下には、丘陵や台地、山麓扇状地や三角州が山地急斜面を開折する小河川に沿って複雑に分布している。

市街地部の地盤の土質工学的特性は、神戸の地質的背景を反映して、他の主要都市ではみられないような非常に特徴のある工学的特性を示している。すなわち、海岸線からわずか3km程度をへだてて北側に六甲山地を形成する基盤岩の花崗岩が露出しているため、市街地の平野部では東西方向22kmの間に六甲山地から流れる十数の中小河川がある。また、これらの河川によって形成された扇状地が阪神山麓平野をつくっているため、その大半の地盤は砂礫あるいは砂地盤である。神戸市街地の地質の特性の概要を述べると次のようである。

山麓帯は主として花崗岩であるが、ここには多くの断層系が存在し、それら断層を境として南側が相対的に急激に高度を減じる階段状地形を形成している。この部分での表層近くは、花崗岩が風化してマサ土化しているため、降雨で流出しやすく、山地部の河川には土石の流出防止のため多くの砂防堰堤が建設されている。断層部は、このような地質要因に伴う斜面崩壊、断層破碎帯の変形、トンネル掘削時の湧水等の種々の工学的問題が発生している地帯である。

山麓部には緩傾斜の地形があるが、この部分は六甲山地の風化崩壊土が洪水時に土石流として流出されて堆積した扇状地の連続地帯である。そのため河川の旧流路は玉石や礫質土が多く、流路から離れた地域にはマサ土が堆積した砂層となっている。そのため地下水が地下浸透しやすい地形である。現在の地形は河川の流路部の方がその周辺より高い天井川地形となっている。

さらに南側の海岸近くは縄文海岸線から現海岸線までのもっとも平坦な海岸平野地形で、沖積低地帯であり、潮流によって形成された砂州部とその背後にできる後背低湿地とがあり、後者の地域では粘土層の堆積がみられる。現在の海岸線までは和田岬部を除いてあまり厚い沖積粘土層はみられない。

海岸線に沿って人工的に埋立てられた地域があり、その大半は六甲山地から採取されたマサ土で埋立てられている。その代表が東部埋立地、西部埋立地、ポートアイランド、六甲アイランドなどである。ポートアイランドにおいては、軟弱粘土の厚さは北部で7m、南部で16mと沖合に行くにしたがって厚くなっている。

以上のことから、六甲山地南麓の神戸市街地を地形・地質的に見れば、表3-3-7のように山側から山麓扇状地、海岸平野、埋立地と分類できる。

## (2) 地盤のモデル化

神戸の地盤<sup>33)</sup>に収録された約1500本のボーリングデータと海底地盤—大阪湾を例として—<sup>34)</sup>を基に、神戸市の長田区、兵庫区、中央区、灘区、東灘区について地盤モデルを作成した。図3-3-28(a)～(e)に各地盤モデル図を示す。各モデルは第2洪積砂礫層を基盤層として、その上に洪積粘土層、第1洪積砂礫層、沖積粘土層、埋立層が堆積した5層地盤から成っている。また、各モデルに用いた地盤物性値はポートアイランドの物性値<sup>35)</sup>を利用し、S波速度 $V_s$ の値はN値を用いて次式<sup>36)</sup>から求めた。地盤物性値を表3-3-8に示す。

$$V_s = 69N^{0.17} \cdot H^{0.2} \quad (8)$$

ここにNはN値、Hは深度(m)である。

ボーリングデータから神戸市街地の地盤構成を地質的に見ると、海側から山側に行くにつれて沖積地盤の層厚が薄くなり山麓で洪積地盤と接することから、市街地はいわゆる地形あるいは地層構成の著しい不整形地盤帯であると考えられる。

## (3) 地盤モデルによる地盤震動解析

前述したように、神戸市街地は不整形な地盤であると考えられるから、震動解析には離散化波数法(AL法)<sup>37)</sup>を用いた。これは複数に曲がった境界面を有する媒質の地盤震動応答計算ができるように拡張されている<sup>38)</sup>。離散化波数法とは、平面波の重ね合わせとして波動場を表すもので、Fourier級数展開と同様の考え方で不整形境界形状が繰り返されるという仮定の下に支配方程式を離散化し、打ち切り波数を決めた後に境界での変位・応力の連続条件をもとにして、不整形境界で生じる散乱波の波数の重み係数を決定する方法である。AL法では地層の境界面に離散点を設ける必要があるため、離散点の数を256として解析を行った。これより、x方向の離散点の間隔は60mとなり、堆積地盤の平均S波速度( $V_s = 312\text{m/sec}$ )とこの離散点間隔60mから算出される振動数の分解能は5.0Hz程度となるので、本研究では以後の解析における周波数の上限を5.0Hzに設定した。図3-3-29(a)～(e)は、各地盤モデルに鉛直下方から1.0～5.0Hzまで1.0Hz刻みにSH波が入射すると考えたときのそれぞれの地表面における応答倍率である。特に中央区、兵庫区では5.0Hzにおける倍率の大きな部分が山麓から海岸低地の部分と一致している。

図3-3-30は神戸市の地盤の卓越周波数分布を、図3-3-31は、各振動数における応答倍率の分布を示す。また卓越振動数は矩形領域内の40点のボーリングデータを参考にこの地盤モデルを作成し、重複反射理論から求めたものである。ここで重複反射理論を用いた理由は5.0Hz以上の振動数の影響を見るためである。地盤別に卓越振動数を見てみると、埋立地帯では4.0Hz以下、海岸低地帯では4.0～6.0Hz、丘陵・台地帯では4.0～8.0Hz、山地帯では10Hz以上となっている。一方、今回の地震で被害の大きかった地域の卓越振動数は、長田区では8.0～10.0Hz、兵庫区では4.0～8.0Hz、中央区では4.0～6.0Hz、灘区・東灘区では4.0～8.0Hzであり、長田区を除く低地帯では卓越振動数がほぼ4.0～6.0Hzで被害が集中していることが分かる。また、図3-3-29、31より入射波の振動数が低いときは堆積層の厚い埋立地で振幅が大きいが、入射波の振動数が高くなると不整形地盤上部、つまり低地での振幅が大きくなっている。

### 3.3.6 神戸市域を含む領域における最大地動分布の推定

1995年兵庫県南部地震は、ごく普通の中型地震であったにもかかわらず、都市直下に発生する内陸型地震

表3-3-7 神戸市街地の地盤区分

地帯	名称	地質
①	山地帯	花崗岩、神戸層群、古生層
②	丘陵・台地帯	大阪層群、段丘層
③	海岸低地帯	沖積層
④	埋立地帯	埋立土、沖積層

表3-3-8 解析モデルの地盤物性値

1st Layer	埋立土層	N=7~20	$\rho = 1.6t / m^3$ $V_s = 150m/s$
2nd Layer	沖積粘土層	N=2~4	$\rho = 1.6t / m^3$ $V_s = 160m/s$
3rd Layer	上部洪積互層	N=10~50	$\rho = 1.7t / m^3$ $V_s = 350m/s$
4th Layer	洪積粘土層	N=12~28	$\rho = 1.7t / m^3$ $V_s = 400m/s$
5th Layer	基盤層	N > 50	$\rho = 1.8t / m^3$ $V_s = 500m/s$

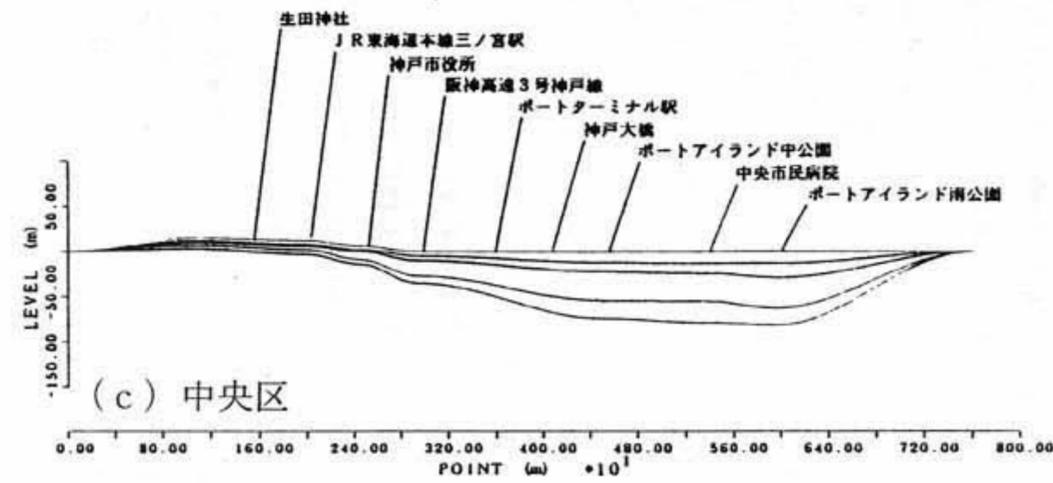
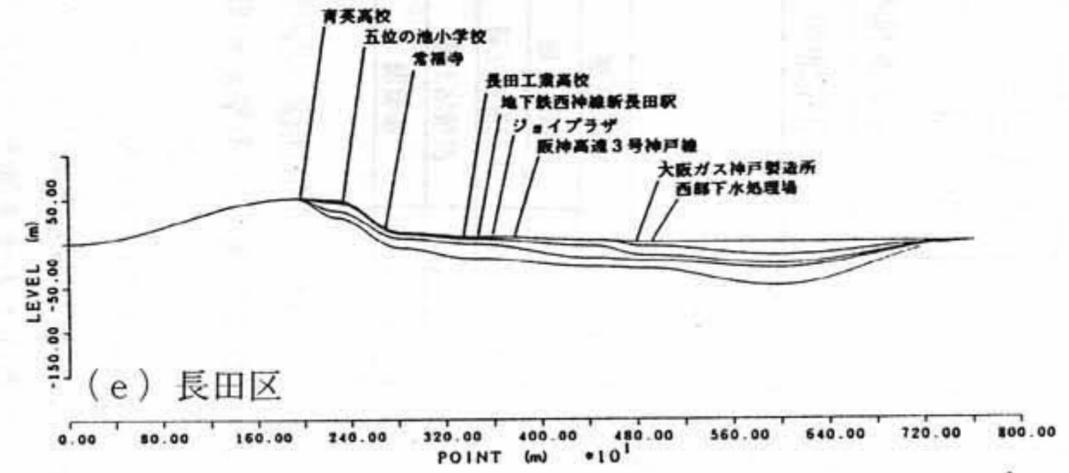
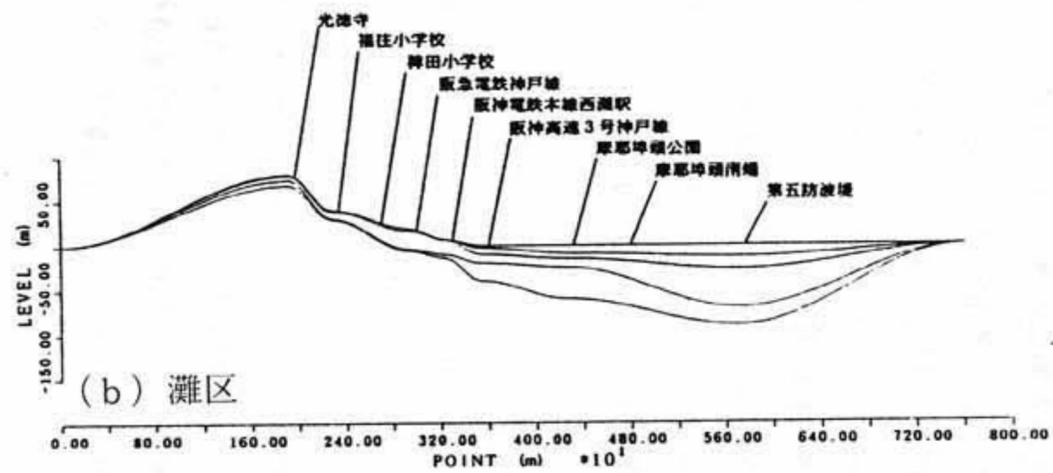
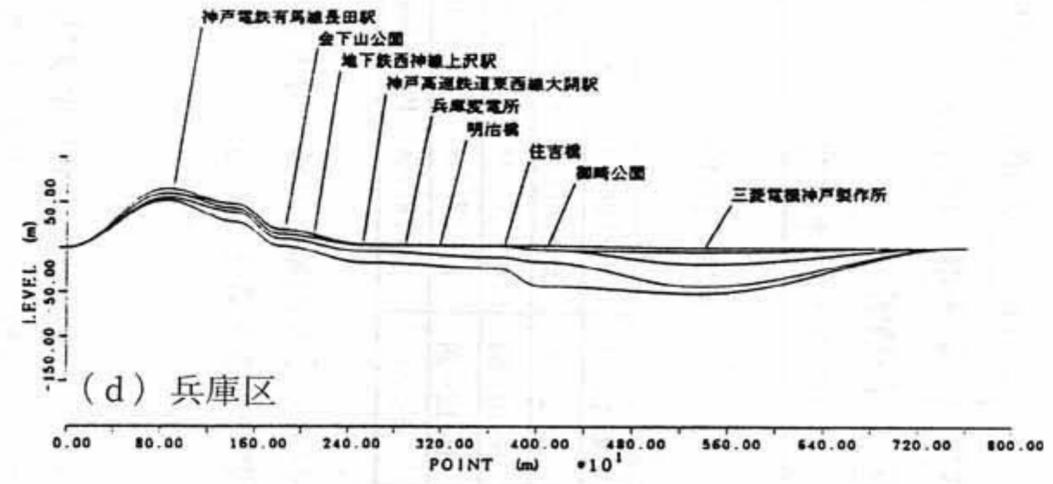
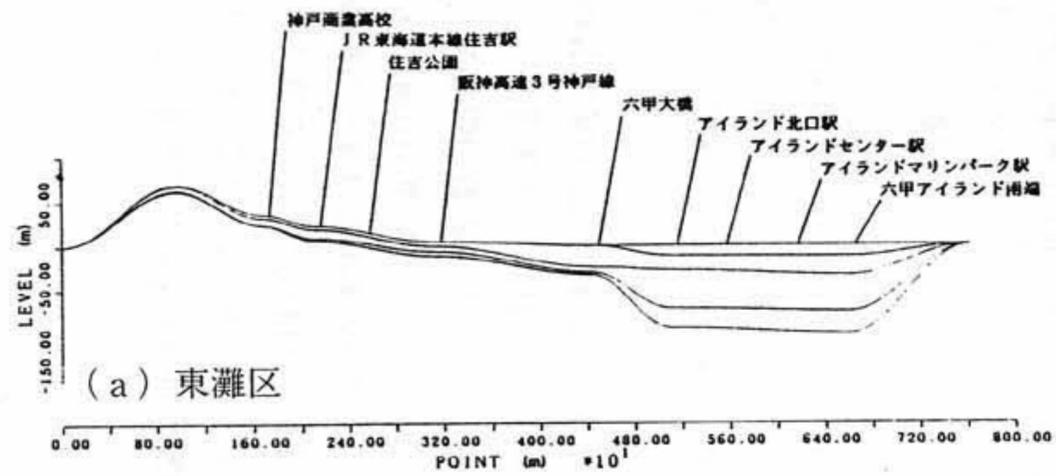
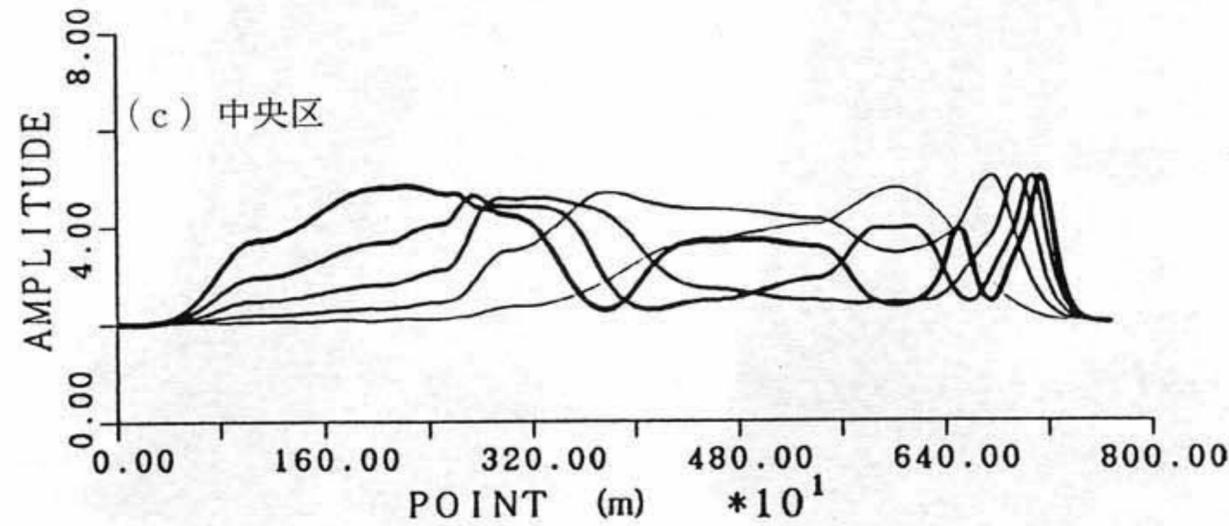
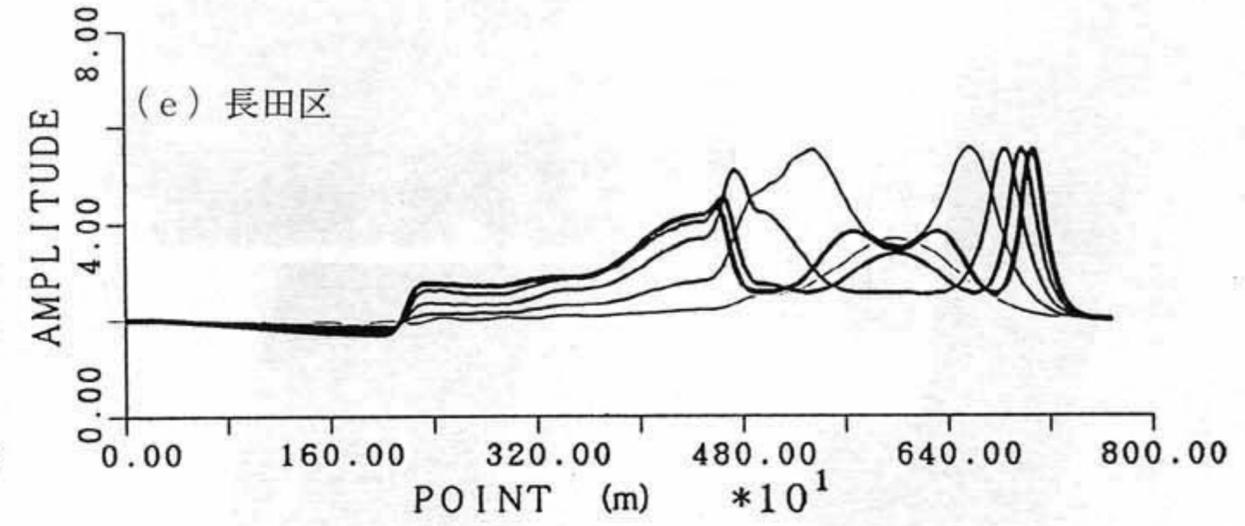
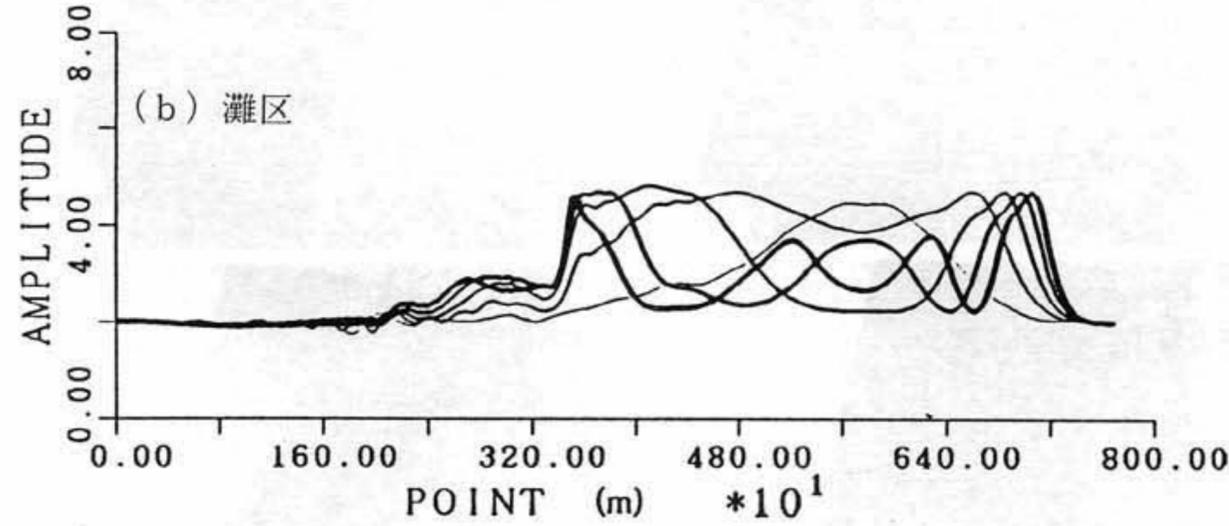
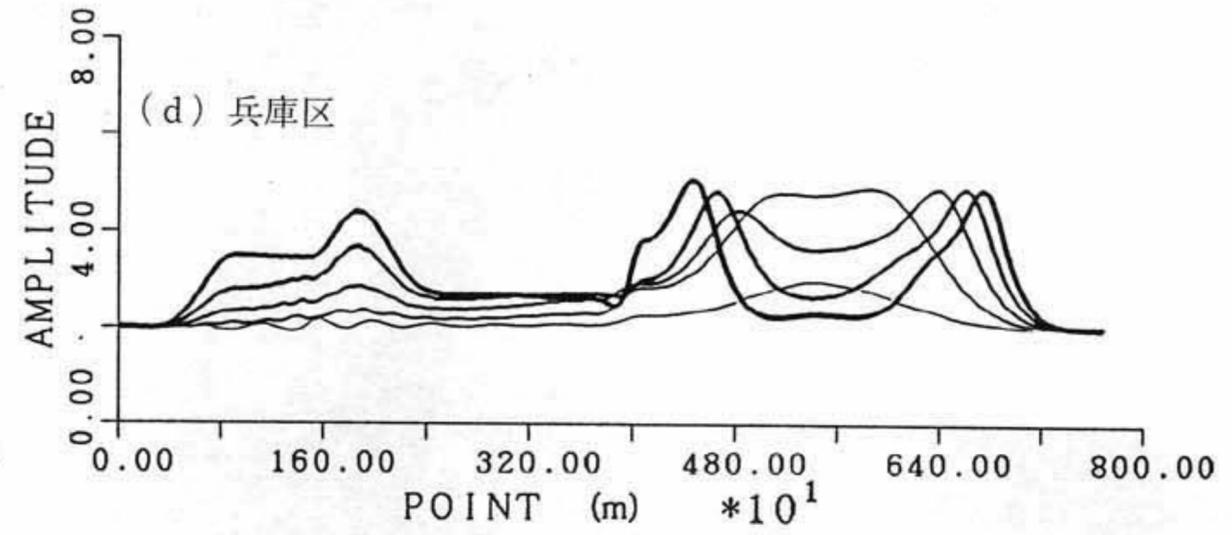
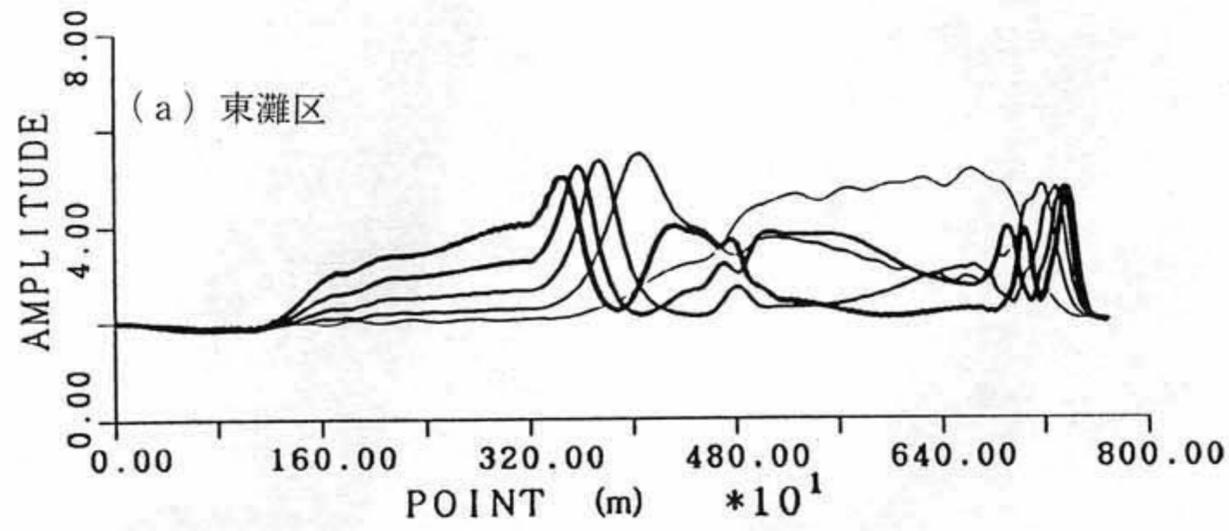


図3-3-28 神戸市の地盤モデル



- 1.0Hz
- 2.0Hz
- 3.0Hz
- 4.0Hz
- 5.0Hz

図3-3-29 SH波入射時の  
地表面の応答倍率

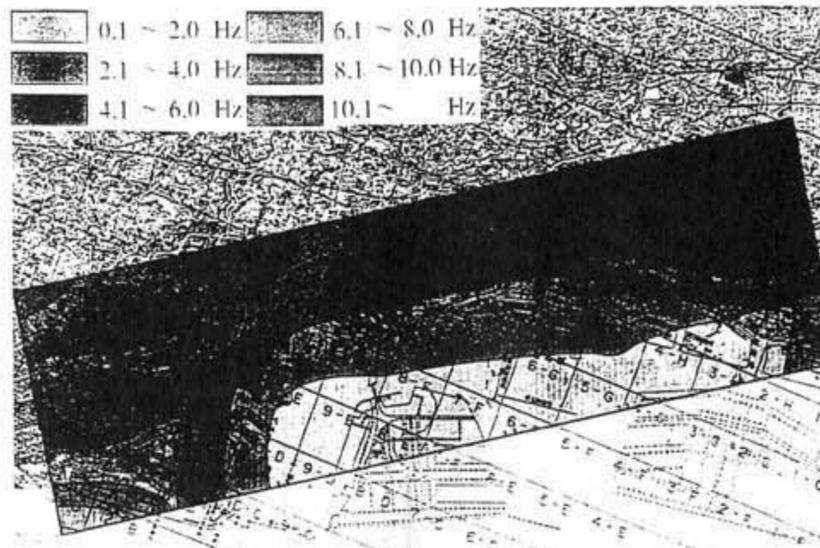


図3-3-30 神戸市の卓越周波数分布 (グラビア参照)

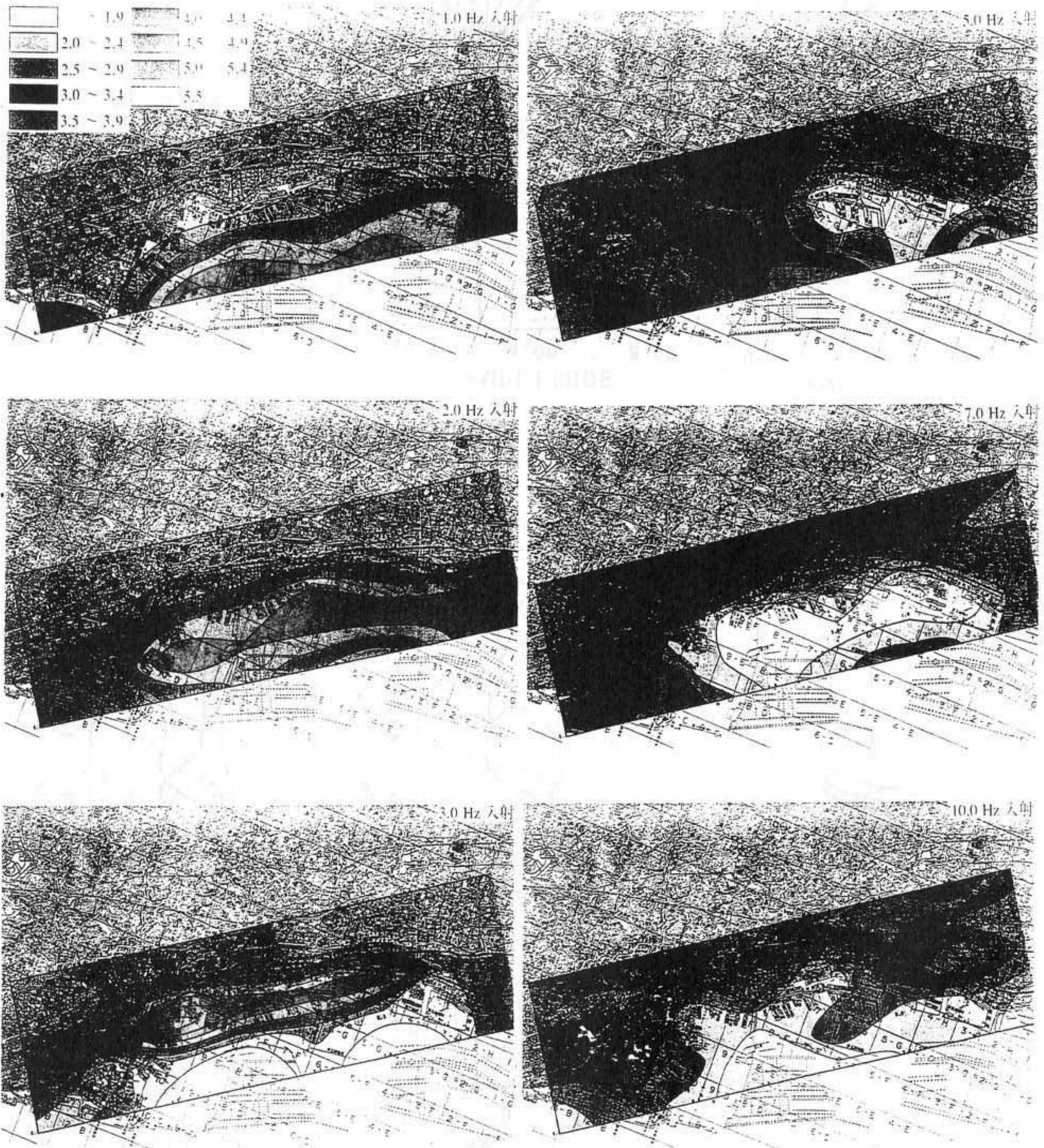


図3-3-31 神戸市の各振動数に対する応答倍率の分布 (グラビア参照)

による災害の厳しさを示し、電力・ガス・上下水道などの供給網の機能障害、電話やコンピュータに代表される情報機能の混乱など、ライフライン施設に大きな被害を生じた。特に、交通網の被害は甚大であった。また、埋立地盤では液状化現象が広範囲に発生し埋設構造物や構造物の基礎に大きな被害を発生させた。この地域では六甲山地から海岸線までの十数kmの間で地盤条件が露頭岩盤から堆積層の厚さが数百mとなるような急激な地盤条件の変化を示している。地盤震動の際だった特徴としては、沖積層厚が数mから十数mの比較的浅い地盤層上に幅2km、長さ約30kmにわたって震度7の帯が出現したことである。この帯の中には強震観測点が無かったため、実際にどの程度の地盤震動強度があったかは各種の状況証拠から推定せざるをえない。本項では断層の破壊過程や表層地盤の増幅特性を考慮して最大加速度の推定を解析的に行い、観測値を用いてそれを補正する試みを行う。

### (1) 震源断層の破壊過程を考慮した最大加速度の推定

統計解析に基づいたマグニチュードと震央距離に関する地盤種別ごとの既存の最大加速度の距離減衰則だけでは、ばらつきの大きい実際の最大地動の特性を把握することは困難であるとの考えから、断層の広がりや破壊過程を考慮できる最大地動の推定法を開発してきた。そして、種々の断層パラメータの変化が最大加速度の距離減衰特性に及ぼす影響を明確にし、特に断層近傍での最大加速度が頭打ちとなり、その現象に対応する震央距離が高々断層の長さ程度であることを示した。さらに、地震基盤から入射する地震波動の表層地盤による増幅特性および各地域ごとの値を考慮することにより、これまでに日本周辺で発生した歴史地震や諸外国の最近の地震についての最大加速度分布を再現した<sup>39)</sup>。この解析法を用いて、1995年兵庫県南部地震の地盤震動強度がどの程度予測できるかについて検討を加える。

#### a. 地震動の合成

大地震の断層面を  $n \times n$  個の小断層に分割し、断層面上の小区域に小地震を対応させれば、断層の破壊過程にしたがって小地震を重ね合わせることで大地震を合成することができる<sup>40)</sup>。いま、大地震の震源スペクトルを  $g_{0L}(\omega)$  とすれば、これは小地震動の震源スペクトル  $g_{0S}(\omega)$  を用いて次式で表される<sup>39)</sup>。

$$g_{0L}(\omega) = \left\{ \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} g_{0S}(\omega) \exp(-i\omega t_{ij}) + \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} g_{0S}(\omega) \exp(-i\omega t_{ijk}) \right\} \exp\left(-\frac{\omega R_{ij}}{2V_S Q}\right) \quad (9)$$

ただし、 $t_{ij}$  と  $t_{ijk}$  の各々は地震動の伝播による時間遅れ、断層面上を破壊が伝播するのに要する時間遅れ、ならびに断層のくいちがいの進行に基づく時間遅れによって表される時間の長さ<sup>40)</sup>、 $R_{ij}$  は観測点と小地震の破壊点 ( $ij$ ) の間の距離、 $V_S$  は媒質のせん断波速度、 $Q^{-1}$  は媒質の内部減衰を表すパラメータで次式で定義<sup>41)</sup>されるものとした。

$$\log Q^{-1} = -0.5 \log\left(\frac{\omega}{2\pi}\right) - 2.3 \quad (10)$$

式(9)における重ね合わせ数は大地震と小地震の間に成立する相似則によって決まる値で、両者の地震モーメントの比を用いて次式のように表している。

$$n_W = n_L = n_D = n = \left(\frac{M_{0L}}{M_{0S}}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (11)$$

したがって、大地震のパワースペクトルは次式で与えられる。

$$P(\omega) = \frac{1}{T} g_{0L}(\omega) g_{0L}^*(\omega) \quad (12)$$

ここに、 $T$  は地震動の継続時間、 $g_{0L}^*(\omega)$  は  $g_{0L}(\omega)$  の共役関数である。

一旦パワースペクトルが求まれば、次式により最大地動の期待値を決定することができる<sup>42)</sup>。

$$U_{\max} = p \sqrt{\lambda_0} \quad (13)$$

ここに、 $p$  はピーク係数で、次式で定義されるスペクトルモーメント  $\lambda_m$  ( $m=0,1,2$ ) の関数として表される。

$$\lambda_m = \int_0^{\infty} \omega^m P(\omega) d\omega \quad (14)$$

b. 表層地盤の増幅特性の評価

小林・翠川<sup>43)</sup>は過去の震害例から地質条件と地震動の増幅度との間に相関性のあることを指摘し、地質条件と最大加速度に対する地盤の増幅度との関係を次のように与えている。

$$G_A = \{ 5.5(\text{第四紀層}), 5.0(\text{第三紀-第四紀層}), 4.0(\text{第四紀噴出物}), 3.5(\text{第三紀層}), 2.5(\text{先第三紀層}) \} \quad (15)$$

本項では地盤構造を考慮した地震動の増幅特性を導入するために、まず、神戸市内において収集されたボーリング資料を基にN値が50以上となる地盤層を第三紀層とし、その深さ分布の等高線を求めた。N値が50以上の部分については、水平成層の地盤構造を仮定したうえで、ボーリング調査などによる資料を用いて表層地盤の地層構成を推定し、重複反射法により鉛直に入射する単位振幅のSH波に対する表層地盤の周波数伝達関数  $H_s(\omega)$  を計算し、これを  $g_{0L}(\omega)$  に乗ずることにより、地表面における地震動の周波数領域における表現  $g_L(\omega)$  を次式のように与えた。

$$g_L(\omega) = aH_s(\omega)g_{0L}(\omega) \quad (16)$$

ここに、係数  $a$  は断層破壊が進行する付近のせん断波速度3km/sの地殻からN値が50程度の第三紀の地層までの地震動の増幅率を表すものである。単位振幅の入射波に対する地震波の増幅率として式(15)で与えられた  $G_A$  の値が3.5であったので、 $\omega = 0$  における  $H_s(\omega)$  の値が2.0であることを考慮して、

$$a = 1.75 \quad (17)$$

とした。

地盤が軟弱な場合には、地盤を構成している土の非線形特性を考慮して表層地盤の伝達関数  $H_s(\omega)$  を求めなければならない。ここでは、埋立地盤に対してせん断弾性係数ならびに減衰定数とせん断ひずみの関係を仮定した。水平成層地盤内のせん断弾性係数と減衰定数を決めるためには地盤内に発生するひずみの大きさを評価しなければならない。そのために、水平成層の各層中央でのひずみのパワースペクトルを計算し、式(13)と同様な関係式を用いて最大ひずみの期待値を計算し、その0.65倍を地盤内に発生するひずみの評価値とした。等価線形化解析であるので最大ひずみの期待値が1%以内の誤差に収束するまで繰り返し計算を行って、水平成層の各層内の等価せん断弾性係数と減衰定数を決定した。

(2) 解析的に求めた最大加速度の観測記録による修正

式(16)であたえられる  $g_L(\omega)$  を式(12)の  $g_{0L}(\omega)$  に置き換えれば、表層地盤の増幅特性を考慮して、最大地動の推定値を求めることが可能になる。 $g_{0s}(\omega)$  の推定値としては、対象とする地震のマグニチュードより0.5程度小さいマグニチュードの余震記録が与えられれば、そのフーリエスペクトルが最も理想的なものとなる。

しかし、任意地点でこのような余震記録が得られることはないので、ここではGellerの提案した震源スペクトル<sup>44)</sup>を用いて、 $g_{0s}(\omega)$  を定義した。

地震断層のモデルとしては、入倉らが<sup>45)</sup>震源近くの強震動記録を用いて逆解析を行い、断層破壊によって発生する高周波成分を説明できる断層破壊過程を決定しているのでそれを用いた。入倉らが決定した地震断層解を図3-3-32に示した。また、対象とした神戸市内における地震観測点の分布と、記録された地表面上の最大加速度の値を図3-3-33に示した。

入倉の震源モデルを用いた場合の観測点における最大加速度の推定値を縦軸に、観測値を横軸にとり両者の関係を示したのが図3-3-34である。同図から明らかなように推定値と観測値はほぼ一致しているといえるが、両者の値の差の大きい観測点も見られる。

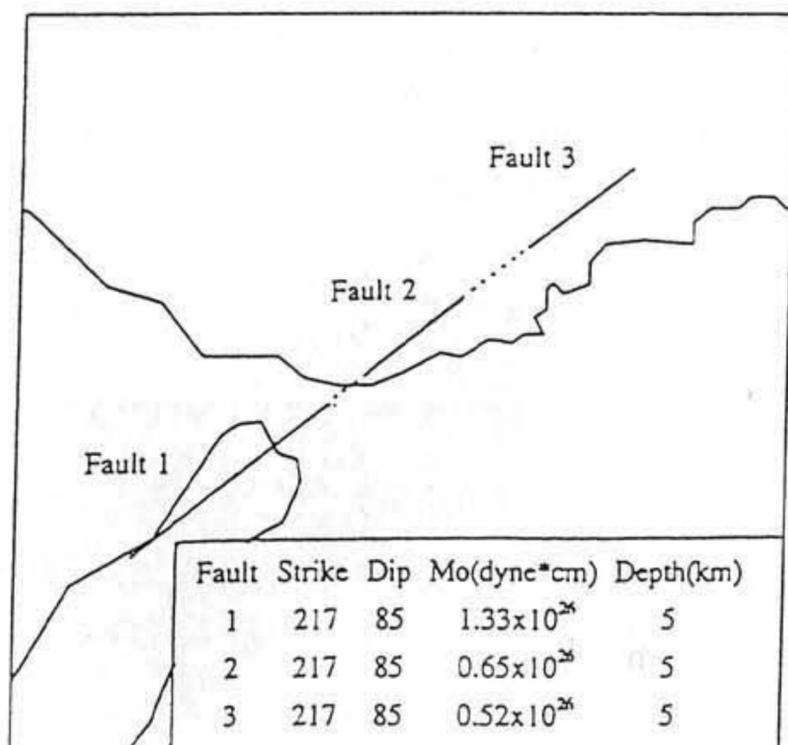


図3-3-32 入倉の震源断層解

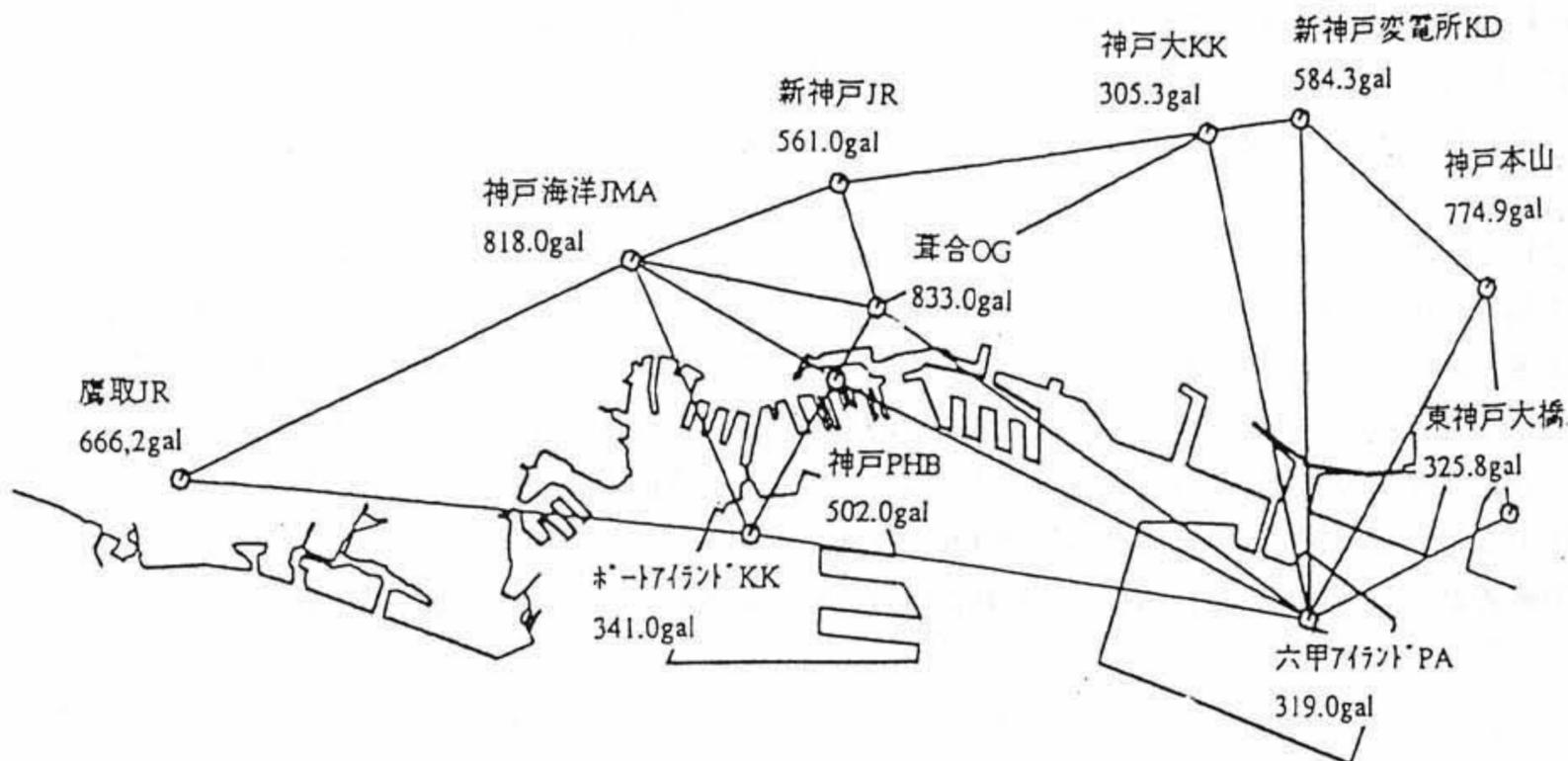


図3-3-33 最大加速度の観測値と観測点の分布

そこで、理論的に求められた最大加速度の値を観測値で補正することにする。いま、任意点 $(x,y)$ で理論的に求められた最大加速度の値を $f_a(x,y)$ とする。座標位置が $(x_m, y_m)$  ( $m=i,j,k$ )で定義される3観測点 $(i,j,k)$ において最大加速度の観測値が与えられているとし、観測点において理論的に求められる最大加速度と観測値の差 $\Delta A_m$ を求め、観測点が構成する三角形の中の任意点 $(x,y)$ での理論解と観測値の差の値の内挿値 $\Delta A(x,y)$ を線形内挿で求めるものとするれば、3観測点が構成する三角形の中の任意点での最大加速度の予測値 $f_e(x,y)$ は次式で与えられる。

$$f_e(x,y) = f_a(x,y) + \Delta A(x,y) \quad (18)$$

以上のような方法論で、入倉のモデルを用いた地表面の最大加速度の理論解を観測値を用いて補正した結果を図3-3-35に示した。気象庁震度階が7以上となるのは最大加速度では400galを越える領域であるので、解析的に求

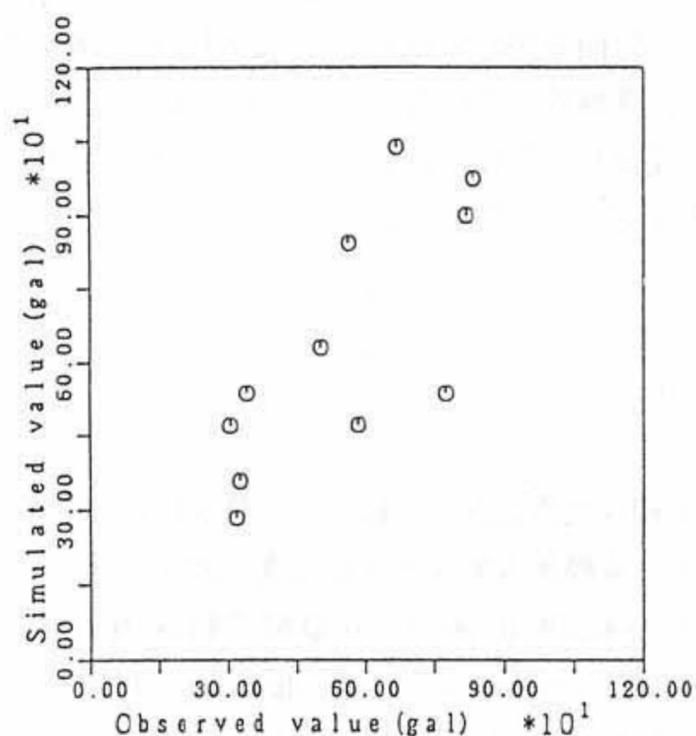


図3-3-34 最大加速度の計算値(縦軸)と観測値(横軸)の比較

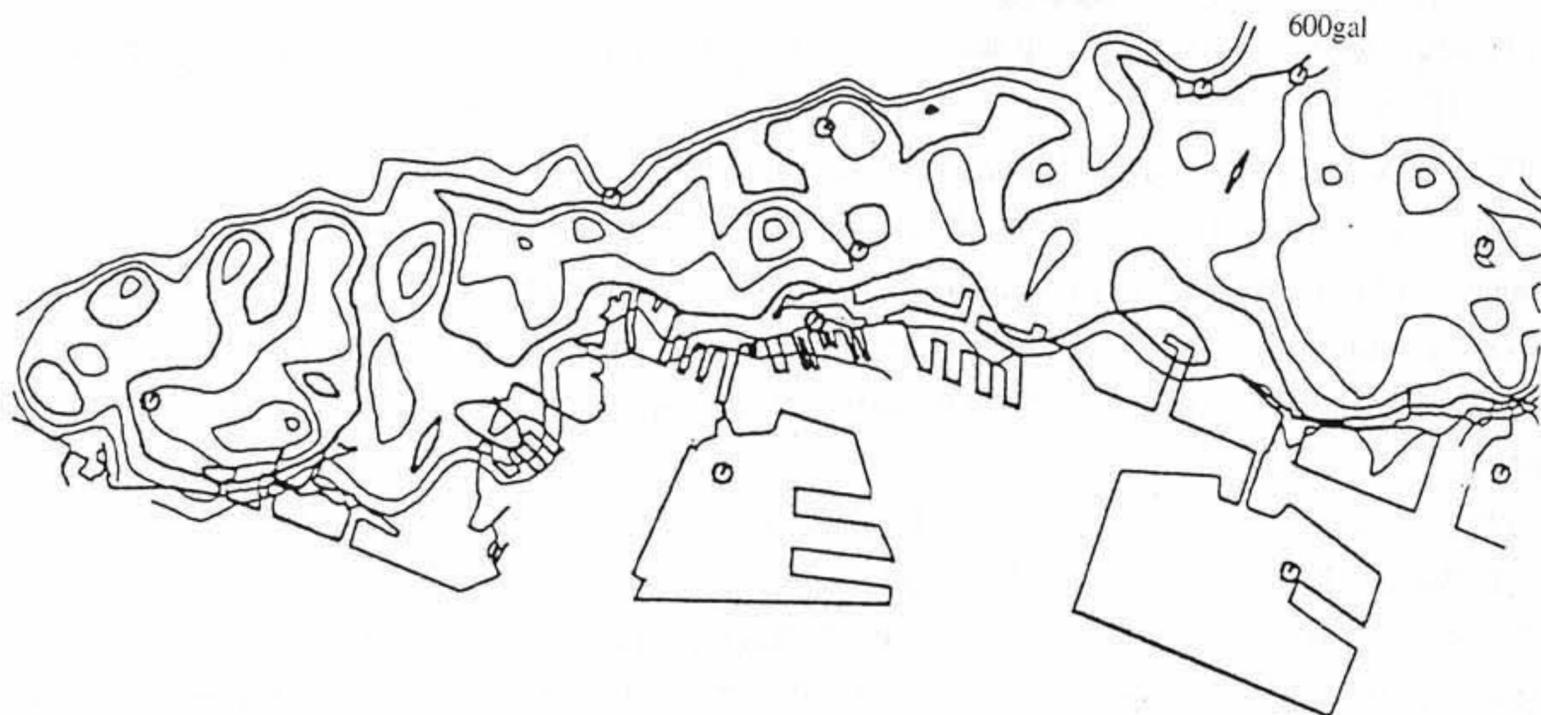


図3-3-35 計算値を観測値で補正した後の最大加速度分布(入倉の断層解を使用)

められる震度7の領域は気象庁が決定した震度7の領域より幅が広いが、全体的な傾向は良く一致している。なお、解析的に求められた最大加速度の値は1000galを越える領域があり、地震動ととして非常に大きな値であったことがうかがえる。

### (3) むすび

本稿では1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震の神戸市内における地震動強度の分布特性を詳細に検討するために、断層の破壊過程と表層地盤の増幅特性を考慮して、地表面における最大加速度の推定値を解析的に求め、それを観測値によって補正した。得られた最大加速度の分布特性は、木造家屋の倒壊率から決定された震度7の帯に比べて幅が2倍ほど広がっているが、震動の強かった地域の全体的な分布特性は良く説明できているといえる。今回は最大加速度の分布のみを示したが最大速度や応答スペクトルについても同様な解析が可能であるので、結果が得られた時点で順次発表していきたいと考えている。

### 謝辞

本節では、気象庁87型電磁式強震計波形データ、関西地震観測研究協議会による観測記録、同協議会を通じて公開されている神戸市開発局、建設省土木研究所、関西電力株式会社、大阪ガス株式会社による観測記録、運輸省港湾技術研究所による観測記録を使用させていただきました。また本節をまとめるにあたり、大成建設株式会社・五十嵐俊一氏、(株)大林組・江尻讓嗣氏、および日本鋼管株式会社・関口宏二氏より貴重なデータの提供およびご協力をいただきました。記して関係各位に感謝いたします。

### 参考文献

- 1) 関西地震観測研究協議会：第5回総会資料，1995.
- 2) 強震観測事業推進連絡会議：強震速報No.46，科学技術庁防災科学技術研究所，1995. 他各観測機関資料.
- 3) Joyner,W.B. and Boore,D.M. : Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong Motion Records from the 1979 Imperial Valley -California- Earthquake, BSSA, Vol.71, No.6, pp.2011-2038, 1981.
- 4) Fukushima,Y. and Tanaka,T. : A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan, BSSA, Vol.80, No.4, pp.757-783, 1990.
- 5) 藤原悌三(研究代表者) : 平成7年兵庫県南部地震とその被害に関する調査研究，平成6年度文部省科学研究費(総合研究A)研究成果報告書，1995.
- 6) 江尻讓嗣・後藤洋三・土岐憲三：兵庫県南部地震における地震動の諸特性，第23回地震工学研究発表会，1995(投稿中)。
- 7) 日本道路協会：道路橋示方書・同解説，耐震設計編，1990.
- 8) 土質工学会：関西地盤，関西の大深度地盤の地質構造とその特性の研究会，1992.
- 9) Ohno,S., Ohta,T., Ikeura,T. and Takemura,M. : Revision of Attenuation Formula Considering the Effect of Fault Size to Evaluate Strong Motion Spectra in Near Field, Tectonophysics, 218, pp.69-81, 1993.
- 10) 岩崎好規：阪神域の地震環境と兵庫県南部地震における強震動記録，土と基礎，Vol.43, No.3, pp.2-6, 1995.
- 11) 菊池正幸：破壊はこう進んだ，地震科学最前線，科学朝日緊急増刊号，pp.9-10, 1995.
- 12) 入倉孝次郎：関西ライフライン研究会第16回定例研究会，pp.1-6, 1995.
- 13) 力武常次・佐藤良輔・萩原幸男：物理数学II(応用編)，地球物理シリーズ03, pp.16-23.
- 14) 神戸市開発局：神戸市ポートアイランドにおける鉛直アレー観測記録(デジタル波形記録として公開)，1995.

- 15) 関西電力株式会社 土木建築室 原子力地盤・耐震チーム：平成7年兵庫県南部地震 地震観測記録，1995.
- 16) Oishi, H. and Sekiguchi, K. : Earthquake Observation of an Underground Pipeline and Seismic Response Analysis, Proc. 8th WCEE, Vol.5, pp.295-302, 1984.
- 17) Sugito, M., Sekiguchi, K., Oka, F., Yashima, A., Taguchi, Y., and Kato, Y. : Correction of Orientation Error of Borehole Strong Motion Array Records obtained during the South Hyogo Earthquake of Jan.17, 1995, Proc. JSCE, No.531/I-34, 1996.
- 18) Aguirre, J. and Irikura, K. : Preliminary Analysis of Non-Linear Site Effects at Port Island Vertical Array Station During the 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake, Journal of Natural Disaster Science, Vol.16, No.2, pp.49-58, 1995.
- 19) Shibata, T., Oka, F., and Ozawa, Y. : Liquefaction of Ground due to South Hyogo Prefecture Earthquake, to be appeared in Soils and Foundation.
- 20) Oka, F., Sugito, M., Yashima, A., Taguchi, Y., Sekiguchi, K. : Analysis of Strong Motion Records from the South Hyogo Earthquake of Jan.17, 1995., to be appeared in Engineering Geology, Elsevier Science.
- 21) 吉田望：1995年兵庫県南部地震におけるポートアイランドの地震応答解析，土と基礎，Vol.43，No.10，pp.49-54，1995.
- 22) 国生剛治・佐藤清隆・松本正毅：1995年兵庫県南部地震での地盤の非線形震動特性，土と基礎，Vol.43，No.9，pp.39-43，1995.
- 23) 吉田郁政・栗田哲史：兵庫県南部地震の観測記録を用いたポートアイランド表層地盤の動特性の逆解析，土と基礎，Vol.43，No.9，pp.44-48，1995.
- 24) 杉戸真太・合田尚義・増田民夫：周波数特性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析手法に関する一考察，土木学会論文集，No.493/III-27，pp.49-58，1994.
- 25) Schnabel, P.B., Lysmer, J., and Seed, H.B. : SHAKE A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, EERC, Report No.72-12, 1972.
- 26) 軟弱地盤における地震動増幅と被害に関する研究委員会：釧路市における一斉微動観測，軟弱地盤における地震動増幅シンポジウム発表論文集，pp.59-117，1994.
- 27) 吉田望・末富岩雄・中村晋・規矩大義：兵庫県南部地震における地盤の非線形挙動，阪神・淡路大震災に関する学術講演会，1996.
- 28) 吉田望・中村晋・末富岩雄：1995年兵庫県南部地震における地盤の非線形挙動とその予測，第23回地盤震動シンポジウム，pp.39-52，1995.
- 29) 安田進・坪田邦治・小林利雄・西川修・野村博之：兵庫県南部地震による液状化発生地点の地層構成，第23回地震工学研究発表会，pp.217-220，1995.
- 30) 川瀬博・佐藤智美・松島信一・入倉孝次郎：余震観測記録に基づく兵庫県南部地震時の神戸市東灘区における本震地動の推定，日本建築学会構造系論文集，第476号，pp.103-112，1995.
- 31) 安田進・山口勇：種々の不攪乱土における動的変形特性，第20回土質工学研究発表会講演集，pp.539-542，1985.
- 32) 上半文昭・中村豊：常時微動による神戸市街における表層地盤の地震動特性－阪神淡路大震災に関連して－，第23回地震工学研究発表会，pp.209～212，1995.
- 33) 神戸市企画局総合調査課：神戸の地盤，1980.
- 34) (社)土質工学会関西支部：海底地盤－大阪湾を例として－，1995.
- 35) 渡辺嘉道・水間収三・田中伸佳：神戸港の洪積層について，土と基礎，Vol.31，No.6，pp.45-49，1983.
- 36) 鏡味洋史・後藤典俊・太田裕：各種土質指標を含むS波速度推定式の系統的構成，日本建築学会大会梗概集，1981.
- 37) Aki, K. and Larner, K.L. : Surface Motion of a Layered Media Having an Irregular Interface Due to Incident Plane SH Waves, Jour. of Geophys. Res., Vol.75, pp.933-954, 1970.
- 38) 堀家正則：複数の曲がった境界を有する減衰のある媒質の地震動応答計算へのAL法の拡張とそれを用いた堆積盆地の地震動の特性，地震，40巻2号，pp.247-257，1987.

- 39) 佐藤忠信：1989年10月17日ロマプリエタ地震の地盤震動特性，自然災害科学，Vol.9，No.1，pp.27-41，1990.
- 40) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proceedings of Seventh Japan Earthquake Engineering, pp.151-156, 1986.
- 41) 赤松純平：炭山地震観測質における地震観測（2）－局所地震の coda parts の減衰とスペクトル特性－，京都大学防災研究所年報，No.23-B，pp.107-114，1980.
- 42) Der-Kiureghian A. : Structural response to stationary excitation, Jour. Eng. Mech. Div., ASCE, EM6, pp.1195-1213, 1980.
- 43) 翠川三郎・小林啓美：震源域およびその週編での地表面最大加速度分布の推定，日本建築学会論文報告集，第290号，pp.83-94，1980.
- 44) Geller R. J. : Scaling relation for earthquake source parameters and magnitude, Bull Seism Sioc, Am., Vol.65, pp.1073-1095, 1975.
- 45) Pitarka,A., Irikura,K. and Kagawa,T. : Source complexity of the January 17, 1995 Hyogoken-nambu earthquake determined by near-field strong motion modeling, preliminary results, Journal of Natural Disaster Science, Vol.16, No.3, pp.31-38, 1995.

#### 付録 報告書資料編掲載の資料一覧

本節に関連して、以下の資料を報告書資料編に掲載している。

1. 地震動観測点の位置、震源距離、最大地動、地盤種別の一覧表
2. 神戸市域における工学的基盤（N値50以上）深度分布図および深度分布図
3. 常時微動アレー観測による兵庫県南部のS波速度構造
4. 常時微動観測結果（神戸市中央区、南北測線上）
5. 常時微動観測結果（神戸市東灘区、南北測線上）
6. 常時微動観測結果（神戸市兵庫区、大開駅周辺）
7. ポートアイランドにおける鉛直アレー観測記録と相関解析結果および地震応答解析結果

### 3.4 兵庫県南部地震の断層モデルと震度7地域の強震動の推定

入倉 孝次郎（京都大学防災研究所）

#### 1. はじめに

都市直下に地震が起これば強震動が都市を直撃することは避けられないが、それによって大被害となるかどうかは必ずしも自然現象とはいえ、人為的問題にも関係する。都市が地震に対してどのような備えをしてきたかが問われることになる。1995年1月7日の兵庫県南部地震によって阪神・淡路地域が1923年関東地震以来の大被害が被った理由は何といても巨大都市圏が激しい強震動に襲われたことにあるが、このような強震動が極めて異常なものかそれとも予測可能なものだったかの検証が必要とされている。

この地震による被害の特徴の1つは、「震災の帯」と呼ばれる被害が帯状に集中する地域がみられたことである。被害の集中域は既に知られた六甲断層系からやや離れて平行して直線上に連なってみえることから、直下に伏在断層がありその断層が今回の地震の震源断層となったとの考えがだされている。しかしながら気象庁や京都大学防災研究所で決められた余震分布は既存の活断層に沿って発生していて、「震災の帯」からずれおり、「帯」の直下に震源断層があったとする考えに合致しない。阪神・淡路大震災のような大災害を再び繰り返さないように地震に強い町造りをすすめるためには被害の原因を明確にしておくことが重要である。そのためには強震動の発生源である震源断層がどこかを明らかにする必要がある。また大震災の原因となる地震動の強さは単に震源からの距離で決まるわけではなく、地盤や基盤形状によって局所的に変化する。したがって被害の形態も当然地盤条件によって異なってくる。

本論では、大被害の元になった強震動が生成された震源域はどこだったのか、震源域から大被害を受けた地域に到る地下構造はどのようなものであったのか、そして地下構造、特に基盤構造や表層地質、によって地震動が地域的にどのように変化するのか、そしてなぜ震災の帯といわれるような被害の集中域が生じたか、について定量的な吟味を行う。なぜ構造物が崩壊したかを検討するため欠かせない震度7の地域における本震の強震動記録は殆ど得られてなかったが、ここでは波形インバージョンで得られた断層破壊過程を基に強震動シミュレーションのための震源モデルを構築し、余震観測記録を用いて震度7地域の強震動の再現をおこなう。

#### 2. 震源近傍での強震動記録

兵庫県南部地震が起こる前は日本における強震動観測に対する関心は極めて低く、気象庁が各都道府県あたり1台程度設置した87型強震計による記録以外一般に研究用に公開されるデジタル記録は殆どなかった。関西地域では強震観測のための民間の任意グループ（関西地震観測研究協議会、略称関震協）が1年前

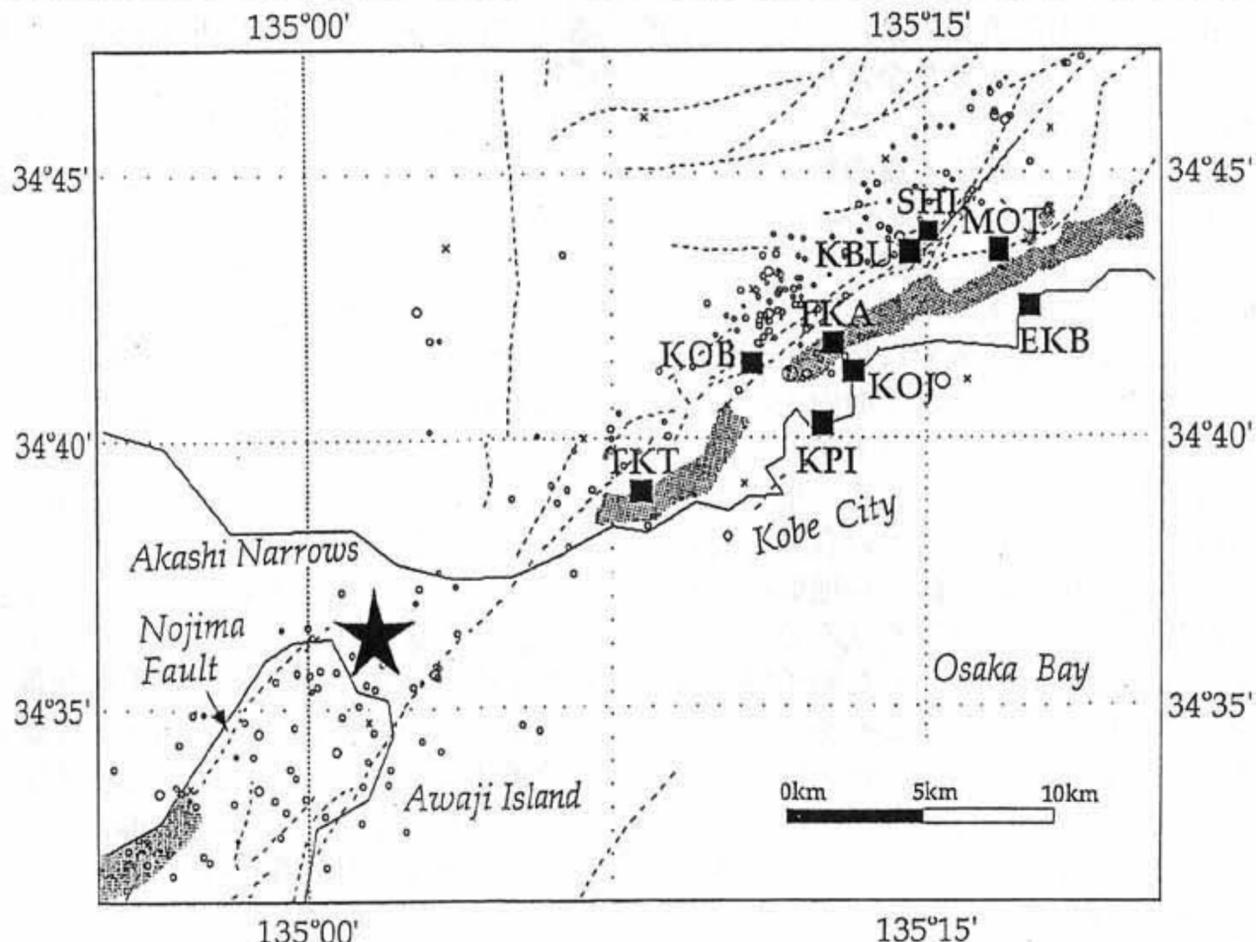


図1. 震源近傍域での強震動観測点（■）分布。★は本震の震央、○は1月17日10時から24時までの余震（本震は5時46分）の震央位置。

に神戸から大阪にかけて11の強震観測点を設置して観測を行っており、今回の地震の震源域の直上に当たる神戸大学観測点を含む全観測点で貴重な強震動記録（いくつかの点で1部スケールオーバーしたところある）を収録し、いち早く研究用に公開した。

震源近傍域ではこれ以外にも気象庁の神戸海洋気象台、建設省や運輸省などの国の研究機関や民間会社などによって観測がなされており、これまでに計9点での強震記録が研究用に公開されている（図1）。人口が200万を越える大都市圏の直下に起こった地震であることを考えると少なすぎる数ではあるが、これほど多くの震源近傍の記録が得られたのは日本でははじめにも数少ない例といえる。これまで日本では強震記録がなかなか公開されないということで国際的にも評判が悪かったが、今回の地震についてはデータの早期公開に国立の研究機関のみならず民間会社も大変協力的で被害の分析や復旧対策に強震記録がすでに役立てられている。しかしながら種々の事情で重要な記録が未だ公開されていないこともあり、できるだけ早い機会に全ての強震動記録公開が望まれる。

現在までに関震協には13機関から138地点の3成分加速度（125地点）および速度（13地点）波形記録（デジタル）が提供されている。それに加えて140地点の最大加速度の値が公開されている。最も大きな加速度（水平方向成分）が記録されたのは神戸市中央区葺合での833ガル（ $\text{cm/s}^2$ ）、神戸海洋気象台で818ガルである。最も大きい速度（水平）は神戸市のJR鷹取駅での138カイ（ $\text{cm/s}$ ）である。これらの観測点は震源の極近傍域の堆積地盤上にある。震源の極近傍域でも岩盤に近い観測点神戸大学では最大加速度（水平）は305ガル、速度は55カイと半分以下の大きさとなっている。一方海岸近くの軟弱地盤（たとえばポートアイランドで340ガル）では最大値はむしろ小さくなっている。このような地盤条件の地震動への影響の評価は地震災害の軽減対策を考える上で重要である。

今回の地震の強震動は最大加速度や速度をみる限りこれまでの地震に比べて決して大きいものではない。例えば丁度1年前に米国カリフォルニアのロスアンゼルス市郊外に起こったノースリッジ地震の時は震源近傍で最大で1,780ガルの加速度を記録し、900ガル以上の加速度は4点で得られている。しかしながらノースリッジ地震の被害は今回の地震に比べて明らかに小さく、この2つの地震の強震動と被害の関係の比較研究は極めて重要である。

### 3. 強震記録から推定される震源断層の位置

断層面ですべり破壊により生成された地震波は地殻を伝わり地表面に達して地震動となる。この地震動が空間的に適切に配置された観測点で記録されていると逆にそれらの記録から断層がどのように動いたかを推定できる。これは波形インバージョンという方法である。しかしながら、この方法を適用するとき断層面をどこかにあらかじめ仮定する必要がある。

震源断層の位置について、断層淡路側では野島断層沿いに地表断層が現れたが、神戸側では地表断層は特定されていない。本震の時の断層破壊面は一般に余震分布から推定されるが、余震域は時間と共に拡大するので震源域の推定には本震直後の余震の震源の精度ある決定が必要である。最近本震直後8時間以内の余震の再決定がなされた結果、主要な余震域は淡路島の北淡町から神戸にかけて全長約50kmで、深さ数kmから約20kmにわたるほぼ垂直な面に広がっていることが確認された [Nemoto et al. (1996)]。しかしながら個々の余震の震源は必ずしも正確に本震の断層面上にあるとは限らず、余震分布のみから震源断層面の詳細な決定は困難である。

広がりのある断層面を破壊が進むときに生成される地震動の揺れの方向をみると、断層面に直交する方向の地震動は断層面のどちら側でも同じ方向に揺れるが、平行な方向は断層面を挟んで揺れの向きが逆になる。揺れの大きさは直交する方向成分に比べて平行する方向成分は小さいため、平行方向成分がどちらの向きか特定することは難しい。そこで水平面内での地面の揺れの軌跡を描いてみると断層面を挟んで逆向きの回転運動がみられる。

その理論計算の例が図2に示される。地中に右横ずれの破壊（断層面積 $9 \times 9 \text{km}^2$ 、断層面上端は深さ5km）が紙面を右方向に進むと、進行方向の右側で揺れは反時計回り左側で時計回りの運動軌跡を描く。ここでは断層近傍域で得られた強震動記録から地面の揺れの方向を調べ、上に示したようなシミュレーションとの比較から本震の断層面の位置の推定を試みる。準備として本震のときの断層面内のすべりの大きいところの大まかな位置を知る必要がある。そのため予備的解析として余震分布およびGPSや水準測量による地震前後の地殻の水平及び垂直方向の動きなどを参考にして、淡路側と神戸側の2つの断層面は仮定し、断層から100km以内で得られた約20点での強震動記録を用いて線形波形インバージョンにより断層破壊過程の推定 (Hartzell and Heaton, 1983)を行った。その結果は、図3に示されるように、本震断層面での主要な破壊は3つの領域、発震点である明石海峡直下、淡路側の浅いところ、および神戸側やや深いところ（深さ約15km）で生じたことがわかった。

この中で神戸直下の破壊（第3イベント）に対応するシミュレーションが図2で示されたものである。この第3イベントに対応する地震動の観測記録の軌跡が図4に示される。KOB（海洋気象台）、KBU（神戸大学）、SHI（新神戸）では時計回りを示し、一方TKT（鷹取）、FKA（葺合）、MOT（本山）

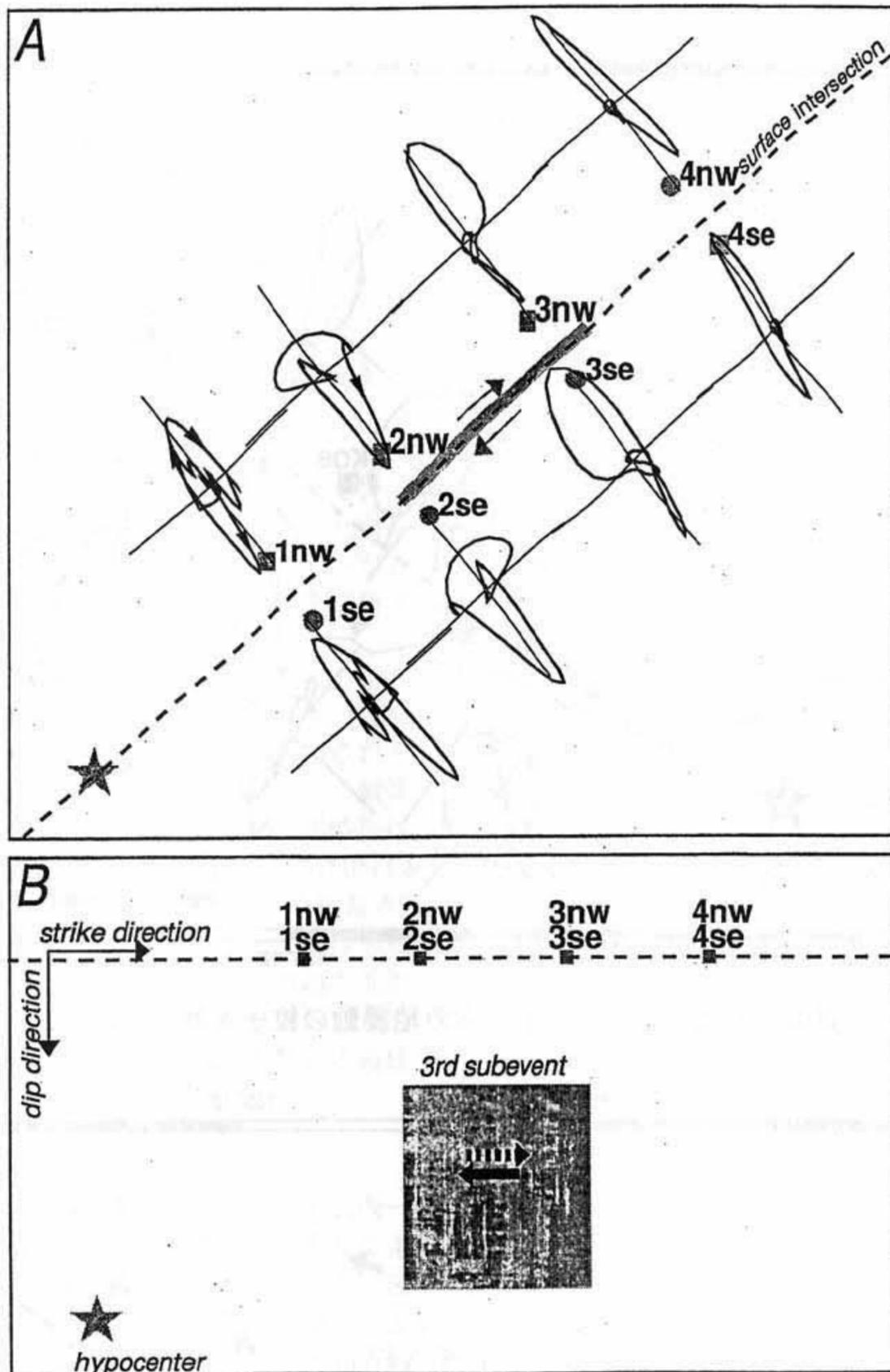


図2. a : 第3イベント（神戸直下に位置）に対応する断層破壊面近傍での理論地震動の粒子運動の軌跡。

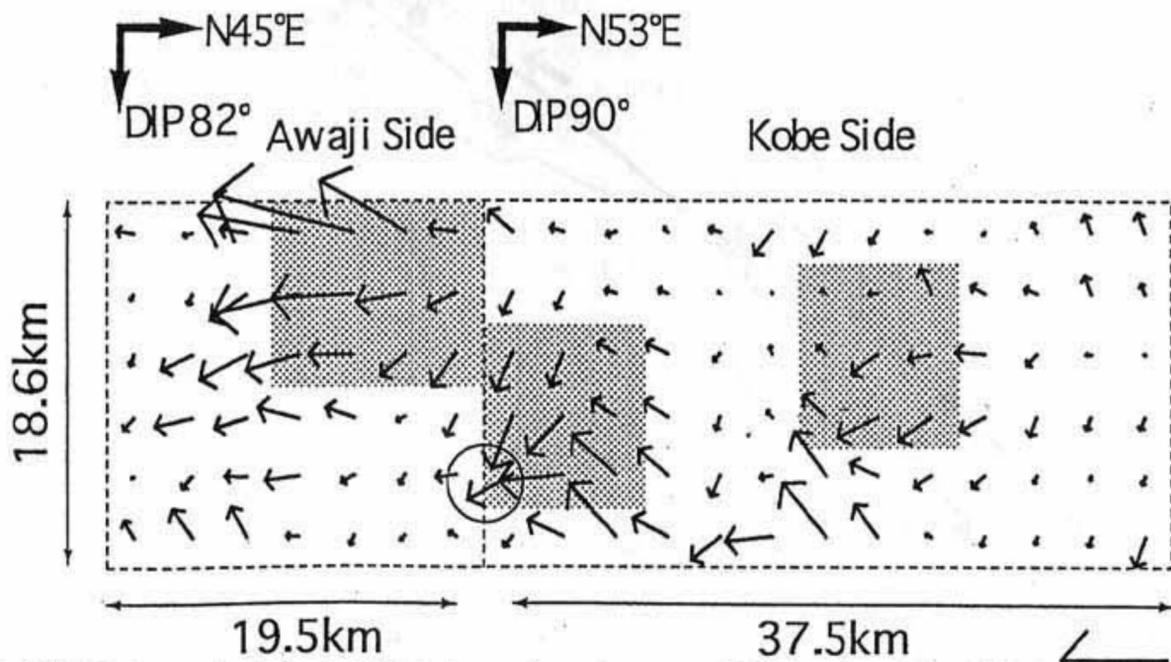


図3. 準備的解析としてなされた震源インバージョンの結果。主要な破壊域が三つみられ、明石海峡直下の破壊開始点付近を第一イベント、淡路側浅いところを第2イベント、神戸の直下付近第3イベントと呼ぶ。

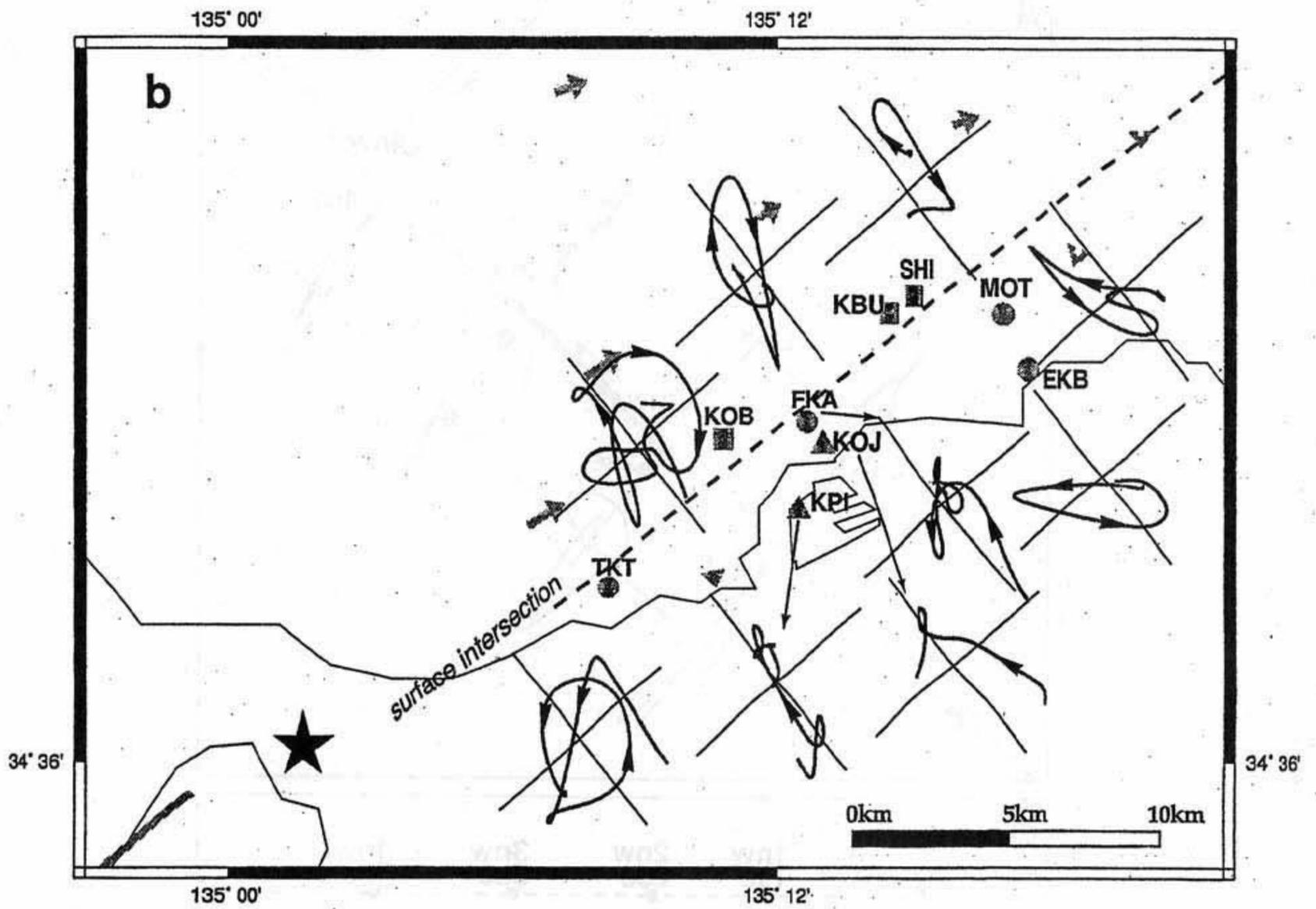


図4. 各観測点で観測された第3イベントからの地震動の粒子運動の軌跡。

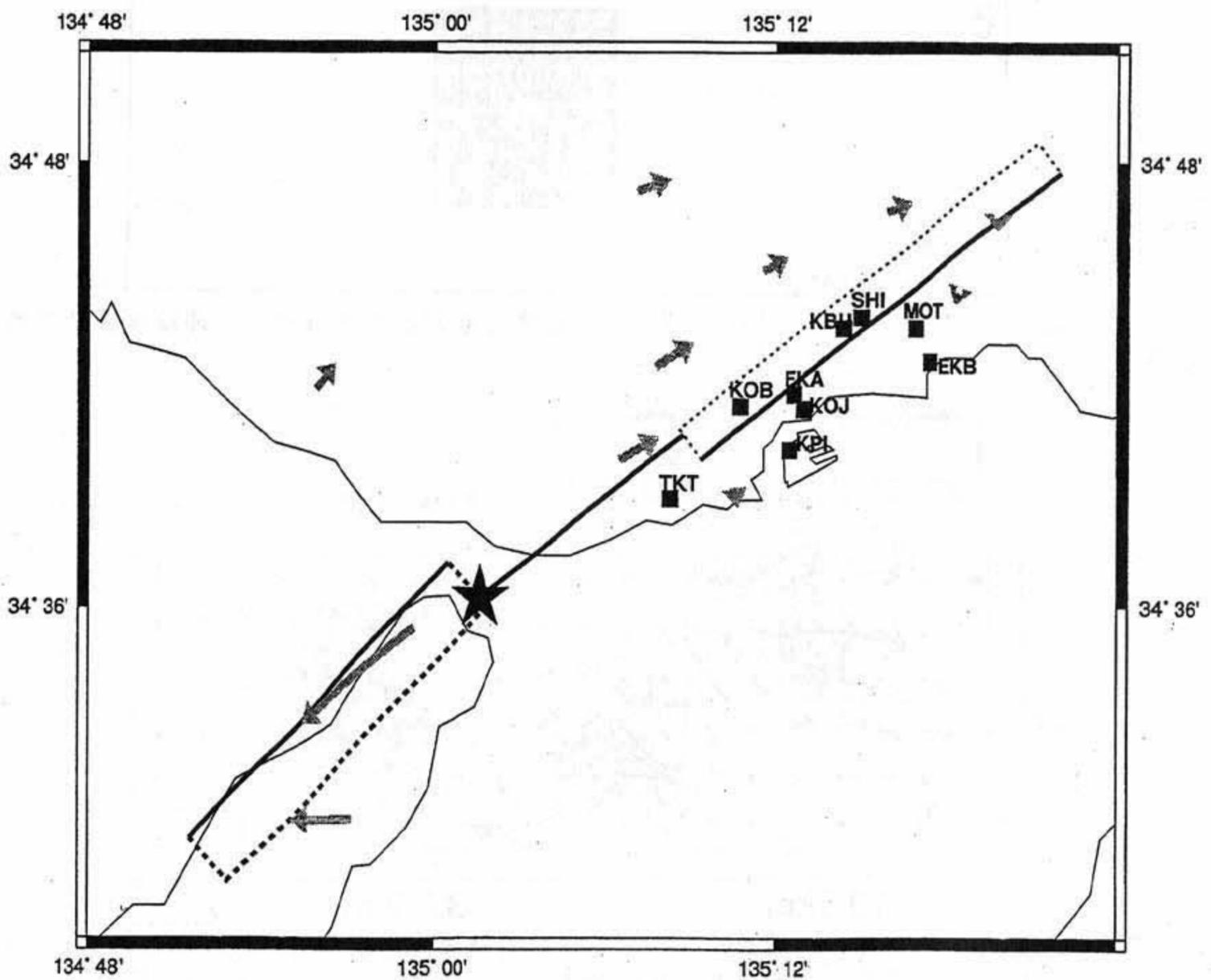


図5. 最終的に得られた断層面の位置。矢印は地震前後測地データによる地表の変位の大きさと方向を示す。

は反時計回りとなっている。従って第3イベントに対応する断層面の地表との交線はKOB、KBU、SHIの南東、TKT、FKA、MOTの北西に位置することがわかる。ここで推定された震源断層は既知の活断層帯の南端付近に対応し震災の帯から北にやく1km程ずれたところに位置している。

このようにして推定された断層面に基づいて強震動記録の波形インバージョンを行うことにより精度良い断層破壊過程の推定がなされた(Sekiguchi et al., 1996)。その結果、本震の時の主要な破壊は明石海峡直下深さ約17kmを震源点として神戸方向に約30kmおよび淡路方向に約20km伝播して停止したと考えられる。

ここで得られた震源特性と強震動の関係についてのもう1つの重要点は理論(図2)および観測(図4)で示された地震動がともに断層に直交する方向成分が顕著に大きいことである。これは断層面での破壊の伝播による指向性効果(directivity effect)によるものである。震源近傍域での地震動の重要な特徴の1つで構造物の被害の方向性に関連している可能性がある。

#### 4. 被害集中域での余震観測

本震時の断層破壊域は活断層として知られていた帯状域に一致することはすでに述べた通りであるが、顕著な被害の集中は断層域から1~2km南に離れた所を巾1~1.5km程度の細長い帯状に断層系に並行して拡がっているように見える。このような被害の集中がなぜ生じたのかを解明するため、私達は本震直後から東灘区付近で断層に近い丘陵部から被害集中地域を横断する南北方向のアレー状の強震観測網(図6左)を設置し余震観測を行った(Iwata et al., 1995)。

この観測網からみて震央が北側約7~8kmにあるM4.7の地震による地震動の空間的变化が図6右に示される。断層域の北側の岩盤地域(KMC)および南側でも岩盤の極近傍域(KOB)では地震動は相対的に小さく、南側の被害集中域(FKIとASY)では地震動が大きく増巾されることがわかる。さらに南側に位置する観測点(FKE)では地震動はやや小さくなっている。堆積地盤上の観測点(KOB, FKI, ASY, FKE)と岩盤の観測点(KMC)の地震動のスペクトル比を求めると、比の値、すなわち増幅度は、FKIで最も大きく2Hz付近の卓越周波数で20倍を越え、ASYやFKEでも約10倍以上となっている。一方KOBはおなじ堆積地盤上ではあるが2~4Hzの周波数で1~3倍とあまり大きくなく5Hz以上の高周波数でのみ増幅される。種々の到来方向の余震にたいするスペクトル比の値は余震の到来方向に依存して異なる。これは表層地盤の2次元的な変化に対応しているようにみえる。スペクトル比のピークの周波数、すなわち卓越周波数、はどの方向からの地震に対してもほぼ同じ周波数約2Hzとなり、比較的安定している。卓越周波数が2~3Hzで増幅度が大きいところと激甚被害地はよく一致していることから、地盤の地震動卓越周波数が木造住宅や中低層の鉄筋コンクリート建物のそれに一致しているのが被害集中の一因と考えられる。

#### 5. “震災の帯”の生成原因

この付近の被害集中域を横断する方向(北北西-南南東)での基盤構造は最近いくつかの機関でなされた反射法探査により明らかになりつつある。それによるとこの地域の基盤は典型的な逆断層の形状を有しており南側では急激に深くなっていることがわかる(図7)。これらの反射波断面を参考にしてこの付近の地下構造を図8のようにモデル化し地震動の数値シミュレーション(2.5次元の差分法)を試みてみた(Pitarka et al., 1996)。ここでは基盤側のKMCから北方約7km深さ15kmにある横ずれ地震(1995年1月25日のM4.7地震に対応)を想定する。震源から放射された地震波が基盤から堆積層へ伝播する様子が4枚のスナップショットとして図9に示される。震源からの地震波は基盤内では地震波速度が一樣なので円上の波面を描きながら地表に近づく(図9a)。波面の一部が堆積層にかかると堆積層では地震波が遅いので一部は遅れ始める(図9b)が基盤を通過して早く地表に到着した波は基盤と堆積層の境界で2次的な表面波に変換され堆積層を進み始める(図9c, d)。この2次的表面波と堆積層を上がった実体波は基盤境界から少し離れたところで重なり合いフォーカシングのような現象で大振幅の地震動が形成される(図9e)。さらに進むと2つの波は分離してしまうので振幅はやや小さくなる(図9f)。

このようにして得られた合成波形の空間的变化が図10aに示される。震災の帯の中央部付近にあたるFKI付近で上で述べたような盆地の境界で2次的に生成された表面波と堆積層を上がった実体波が重なり合い大きな地震動となっていることがわかる。ここでのシミュレーションが現実に起こったことに対応しているかどうかを判断するには合成された波形が観測されたものに一致しているかどうか重要となる。図10bで合成波形と観測波形の振幅と位相がともに良く一致していることがわかる。

この計算では極表層(約10m)の軟らかい沖積層を無視しているが、堆積地盤上で観測された地震動の振幅を説明するには基盤形状によるフォーカシングだけでなく表層での増幅の考慮する必要がある。すなわち震度7の帯は基盤の形状によるフォーカシングと軟らかい表層地盤による増幅の相乗効果により形成されたと考えられる。より南側の沖積層の厚い地域でなぜ被害がむしろ縮小しているようにみえるかはポートアイランドでの鉛直アレーで明らかになったような軟弱地盤の非線形性を考える必要がある[Aguirre and Irikura(1995)]。

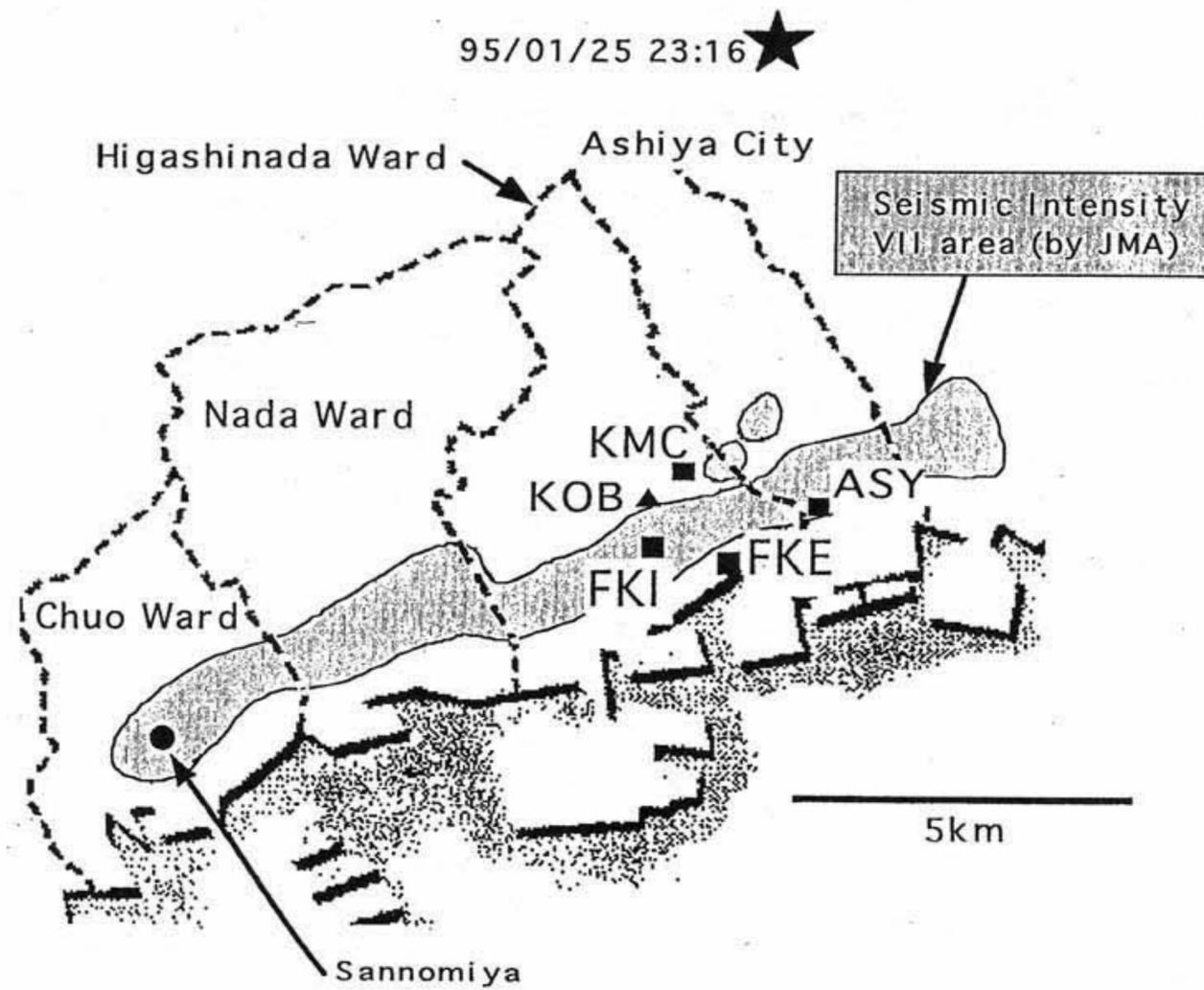
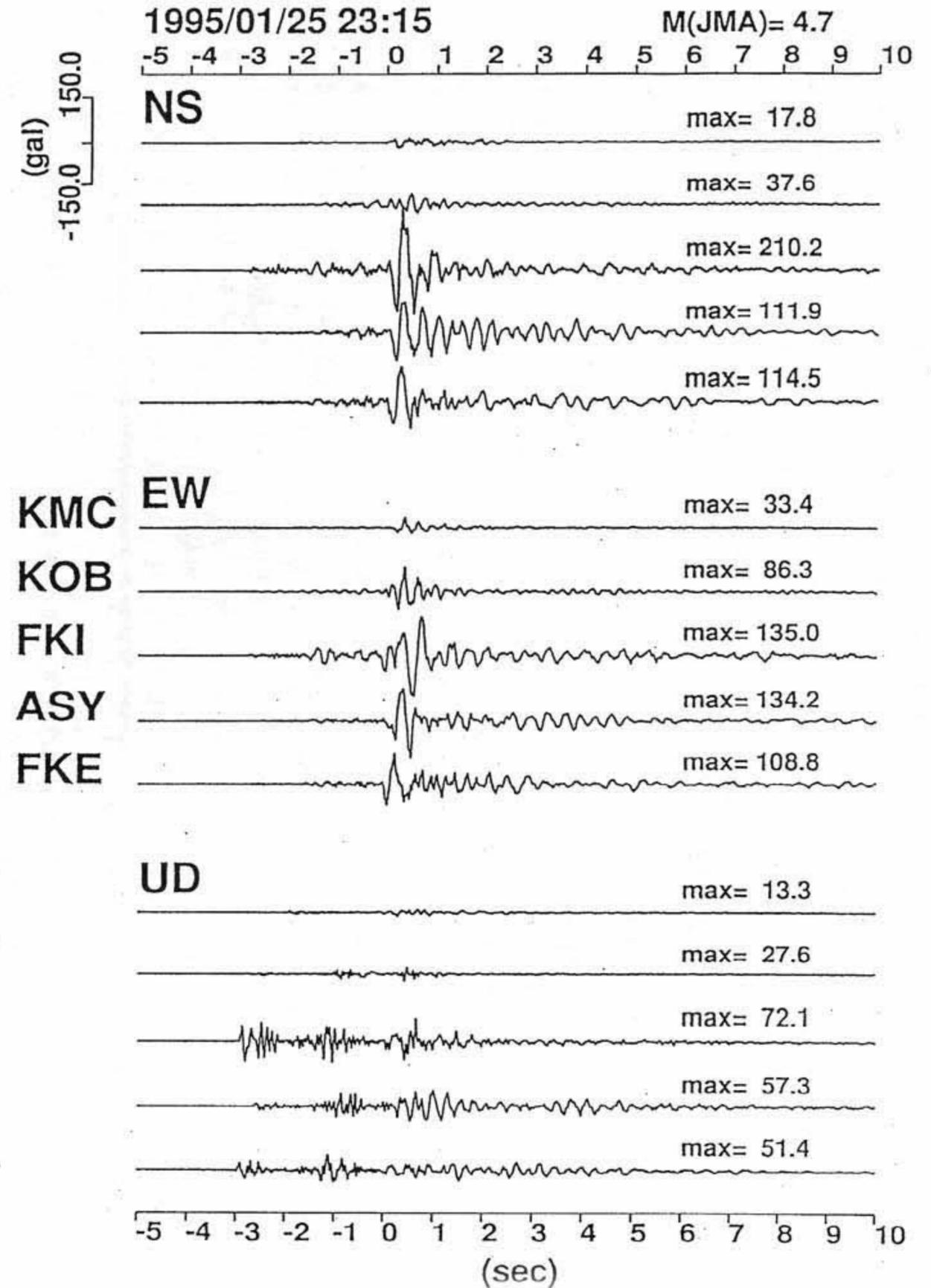


図6. 左：東灘区における被害集中域を横断する水平アレー観測網。この観測網は本震の2日後余震による強震動の観測のため臨時に設置された。右：観測波形の例。地震は M 4.7 (1995/01/23, 21:44) で、震源は K M C からみて北方約7km、深さは約10km。



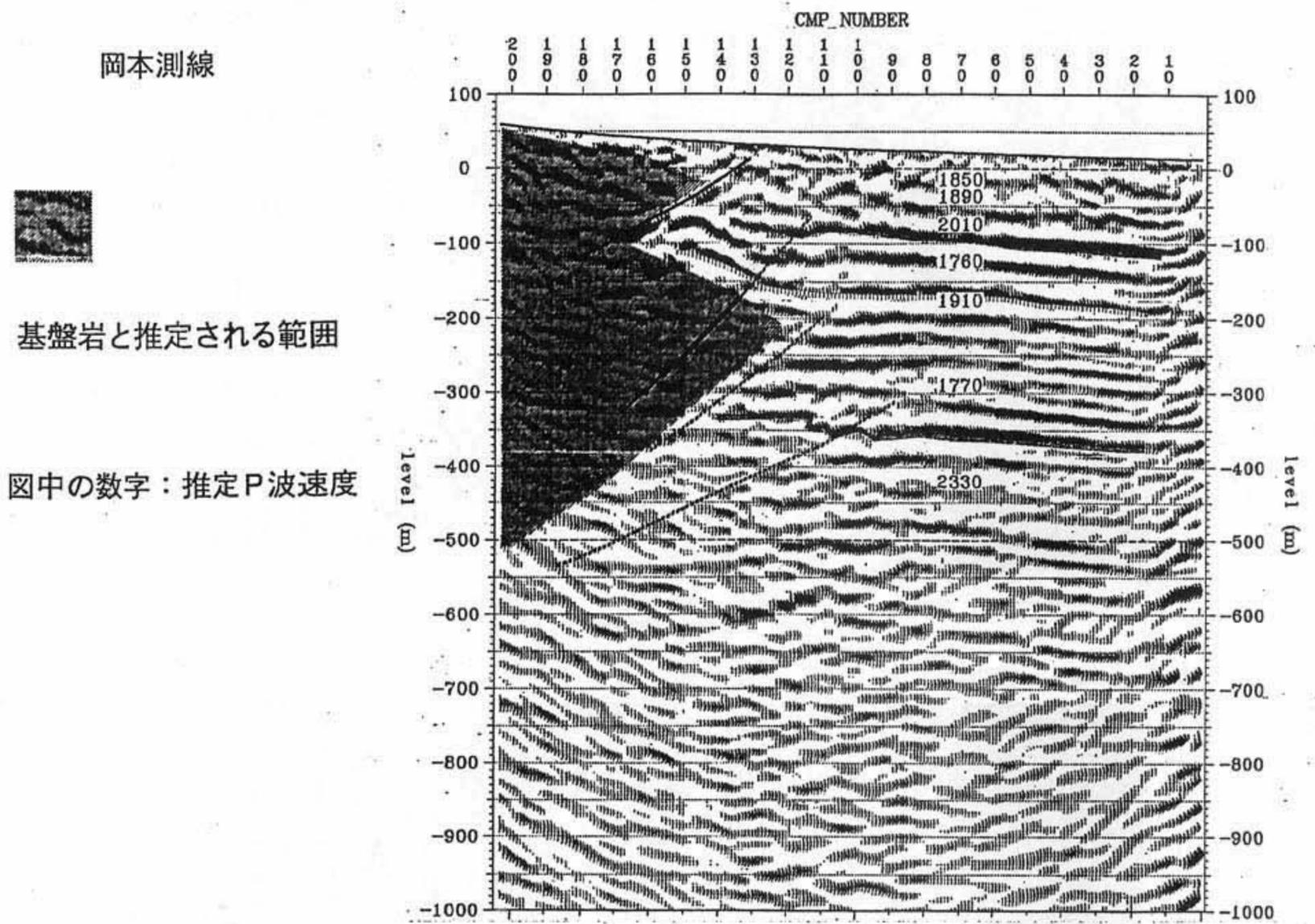


図7. 東灘区の観測点付近で被害集中域を横断する方向（北北西-南南西）の測線で関西地震観測研究協議会によるなされた反射波探査結果。

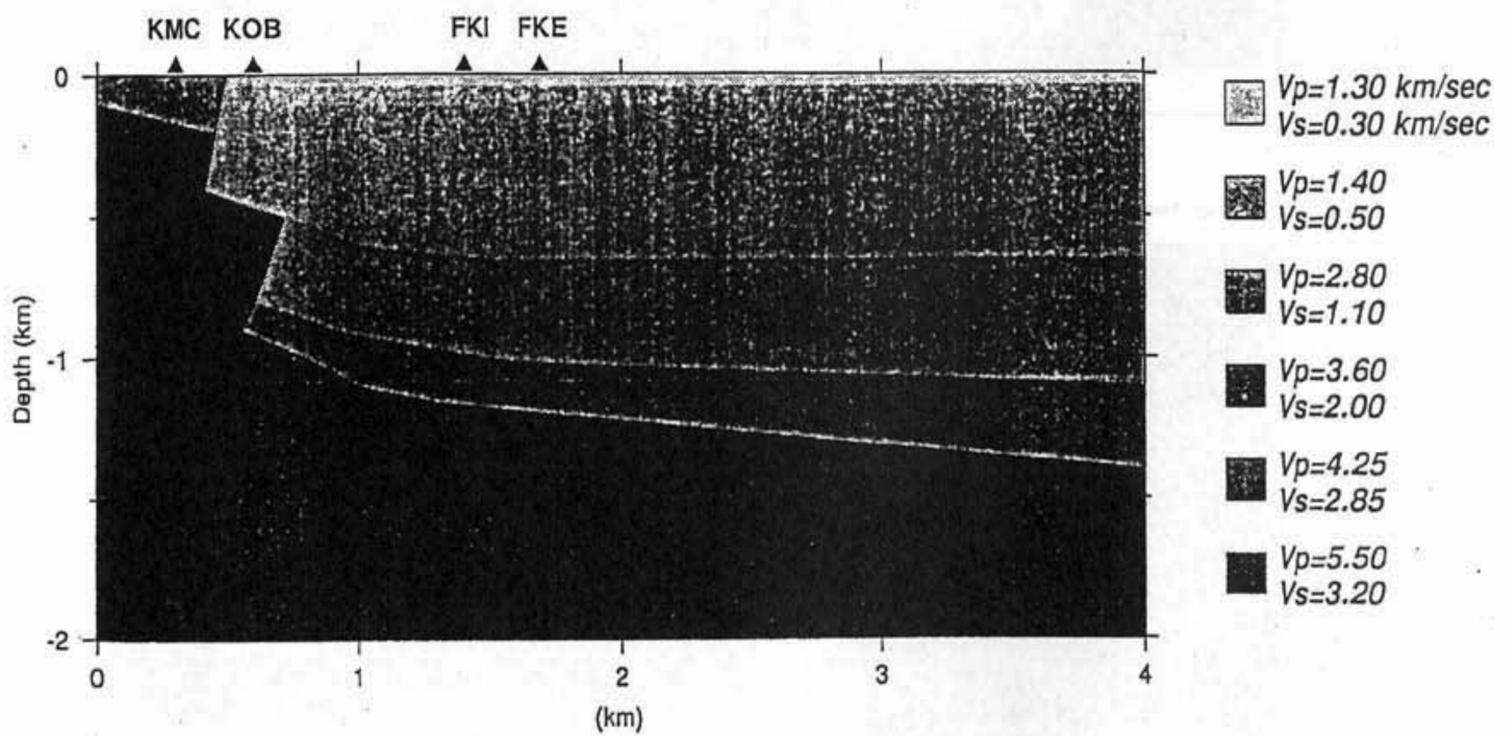


図8. 観測点近傍で北北西-南南西方向に対する地下構造モデル。図7に示された反射波探査結果を基に推定。

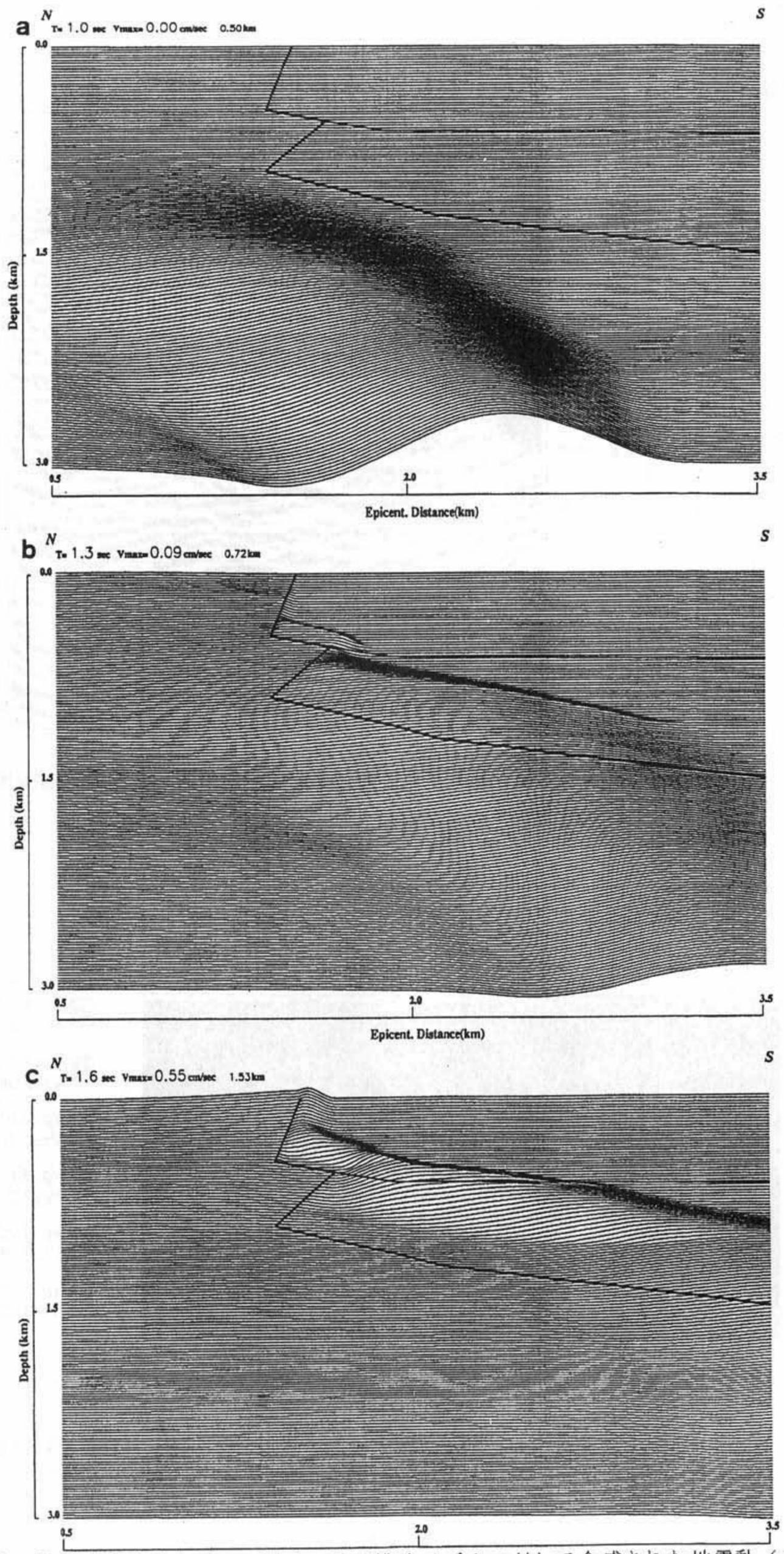


図9. 2. 5次元差分法を用いて図8の地下構造モデルに対して合成された地震動（速度波形）のスナップショット。震源はKMCの左方7km深さ14kmに右横ずれ断層を仮定。

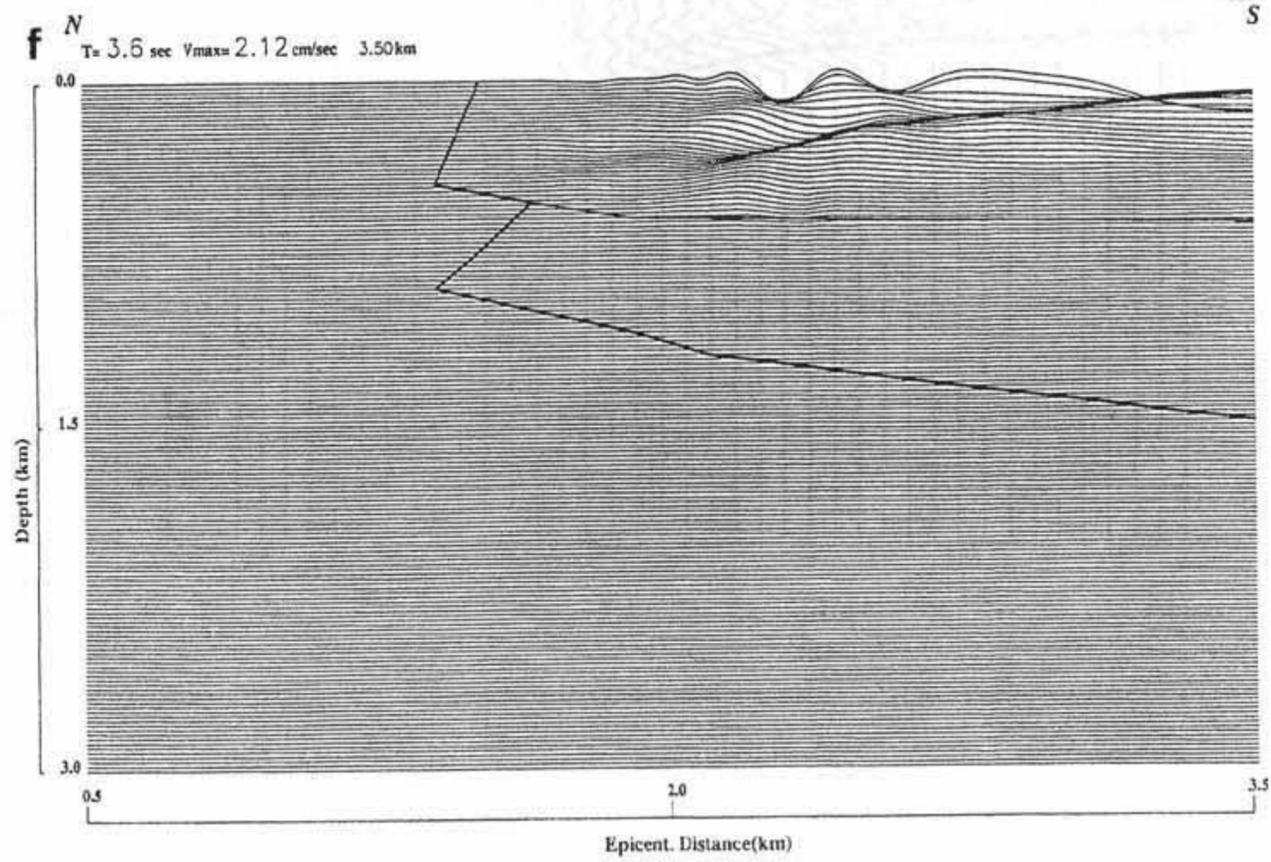
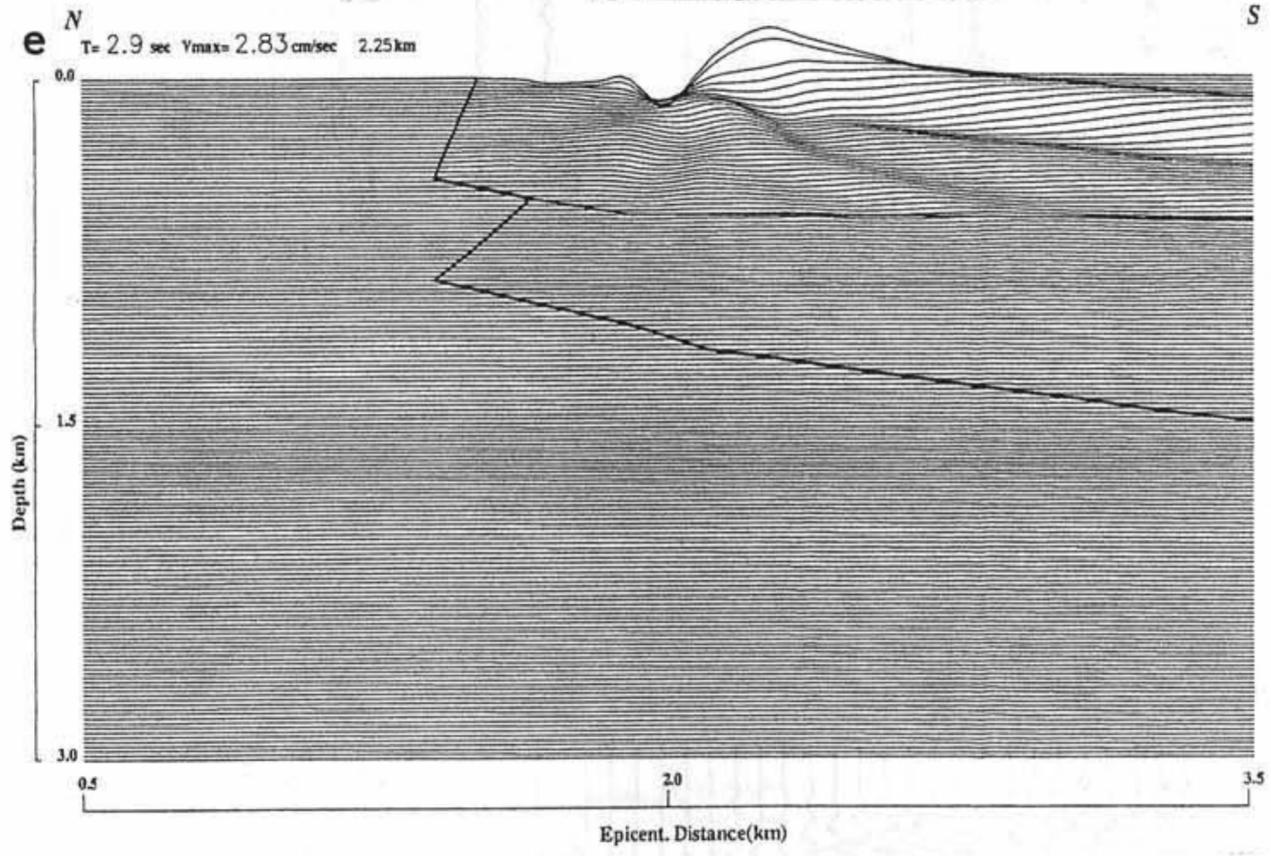
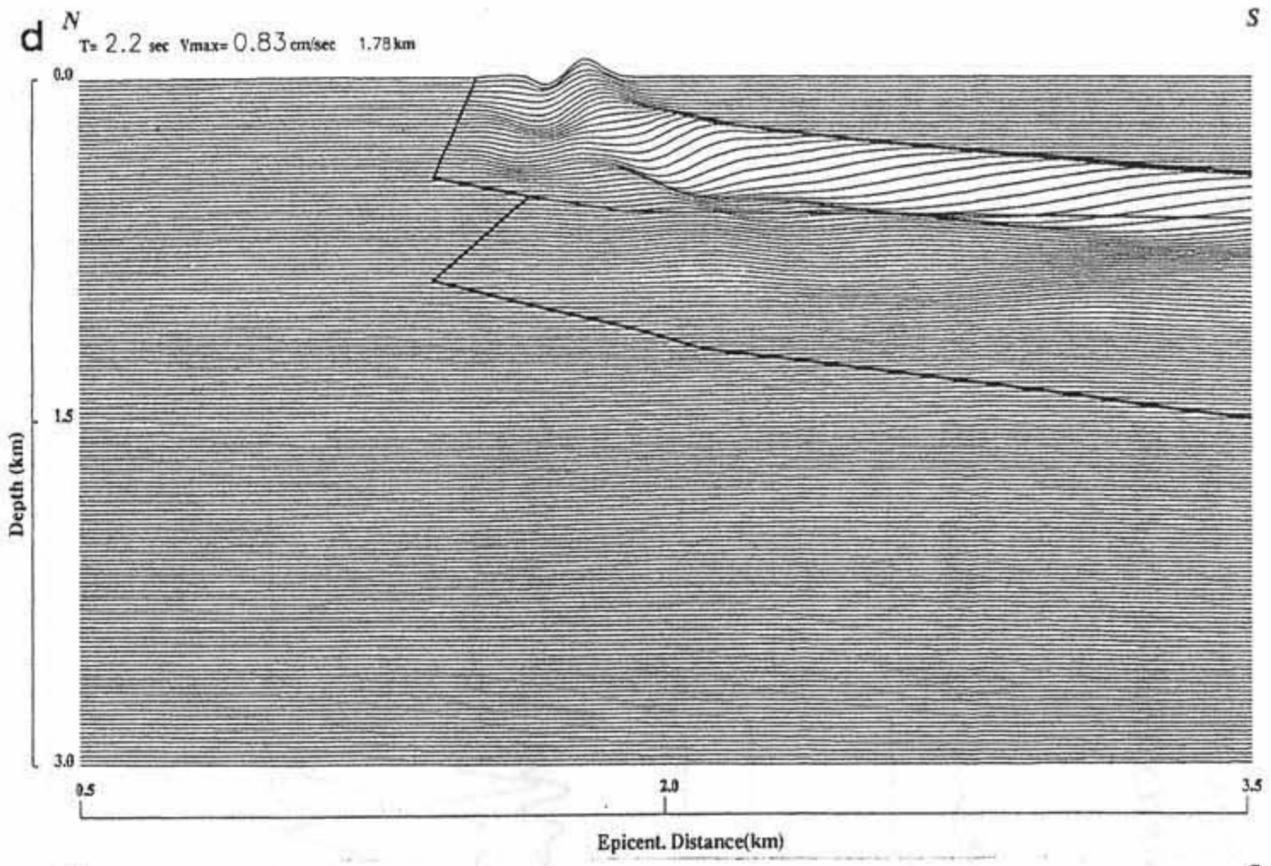


図 9. つづき。

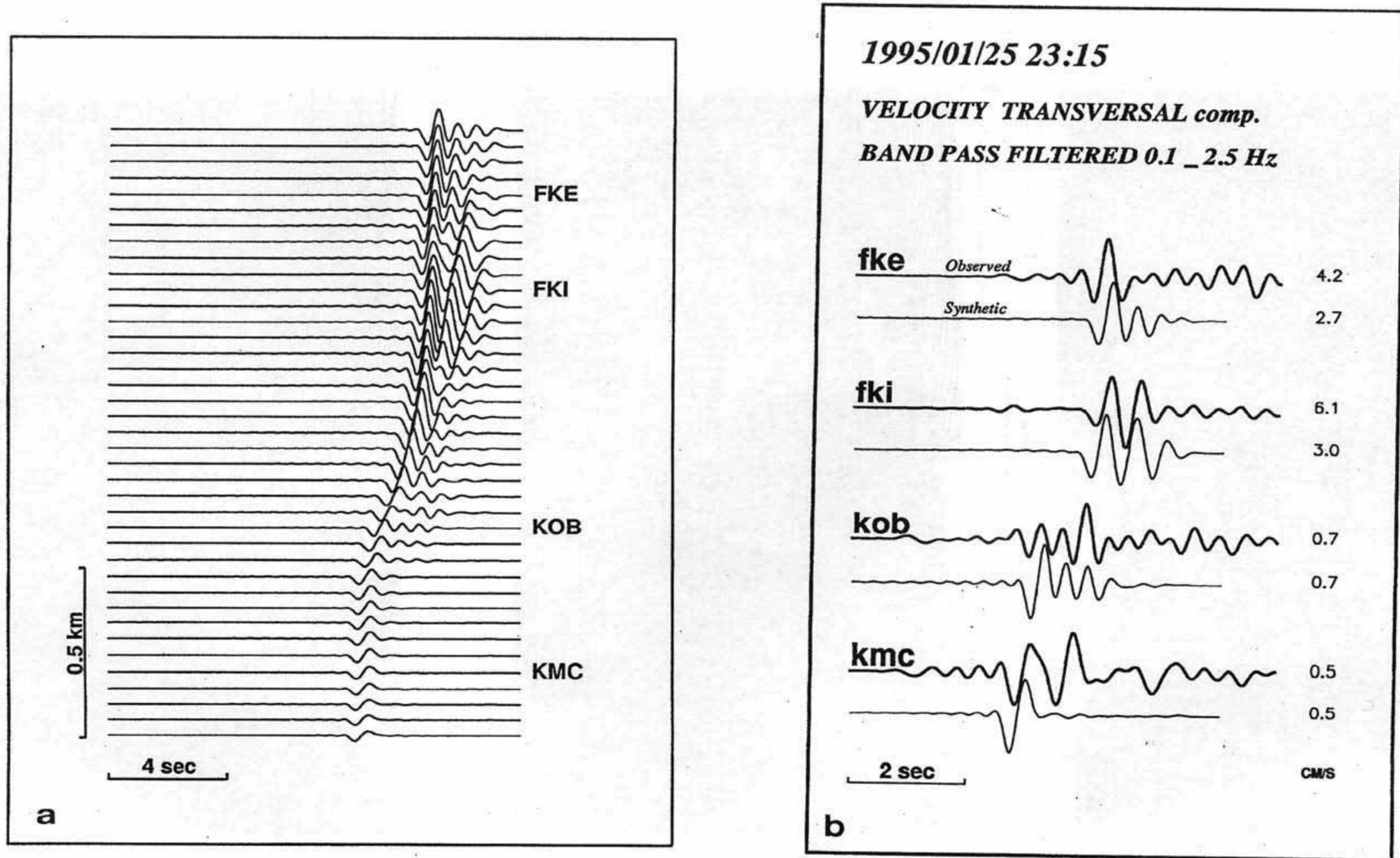


図10. a : 合成された地震動（速度波形）の空間変化。b : 合成された地震動と観測記録の比較。両者とも0.1~3Hzのバンドパスフィルターを通した波形。振幅の数字は最大値。

## 6. 震度7地域の強震動の再現

この地震による強震動がこれまでの同様の規模の地震に比べて異常に大きなものであったのかどうかを調べるために、観測された強震動記録の最大加速度や最大速度が震源断層から距離に依存してどのように減衰しているかについて、これまでの経験的関係式〔福島(1994)〕との比較がなされた。その結果、震源近傍域の20km以内で観測された最大加速度は経験式の標準偏差の範囲にほぼ含まれ、最大速度も種々の異なる地盤条件の経験式の範囲に入っていることがあきらかとなった。これらの関係からはこの地震による揺れは特に大きいものではなくこれまでの経験的関係から予測可能な範囲に入ることがわかる。震源断層から約10kmの範囲では最大加速度や速度は殆ど断層からの距離に依存しないでむしろ地盤条件によって大きく変わる。このことは地震による被害対策を考える上で重要となる。

今回のような大災害がなぜ起こったのかを解明するには実際に建造物の倒壊などの被害が起こったところでの強震動の最大加速度・速度だけでなくその波形がどのようなものであったかを知る必要がある。残念ながら本震の時に震度7の帯の中では強震記録は殆ど得られていない。私達が本震直後から被害地およびその周辺地域で余震観測を行ったのは、余震記録を用いて本震時の強震動の信頼性の高い再現を行うことを目的の1つとしていた。本震の断層域に発生した余震の地震動は本震の時と同様の伝播媒質の影響を受けており、本震の適切な震源モデルが与えられれば、余震記録を経験的グリーン関数として本震記録の再現が可能となるからである〔Irikura(1986)〕。

はじめに本震と余震の両方の記録の得られている岩盤あるいは硬質地盤上の観測点(震源極近傍の神戸大学(KBU)、約50km東方の千早など)で余震記録を用いて本震記録の合成を行い、実際に得られた観測記録を再現できるか検証する。岩盤や硬質地盤の記録を用いるのは強震動時の地盤の非線形性の影響が少ないと考えられるからである。本震の震源モデルは先に述べた波形インバージョンにより求められた断層破壊過程を参考にして単純化された初期モデルを与え、合成波形と観測波形が良く一致するように改良された。このようにして得られた震源モデルは図11に示されるように3つの主要な破壊域、すなわちアスペリティー、からなる。アスペリティー1, 2, 3でのストレスドロップはそれぞれ100, 60, 40barで、アスペリティー領域からのみ地震動は生成されたと仮定している。この震源モデルによる合成波形と観測波形との比較例

(KBUとCHI)が図12 a, bに示され、合成波形は観測波形に振幅と位相ともに良く一致していることがわかる。本震と余震の両方の記録が得られているその他の観測点についても同様の計算がなされ、合成と観測のレスポンス・スペクトルが図13 a, bで比較され、50%よりも少ない誤差で合成と観測が良く一致している。合成波形と観測波形の最大加速度と最大速度が良く一致している(表1)。

次に上で求められた震源モデルと図6で示された臨時観測点で得られた余震記録を用いて強震動の再現がなされた。震度7地域の福池小学校(FKI)と芦屋精道小学校(ASY)に対する本震の再現記録が図14 a, b、震度6の神戸薬科大学(KMC)での再現記録が図14 c、比較のため震度6の神戸海洋気象台(KOB)の観測記録に示される。いずれの地点でも再現された強震動は周期1~2秒顕著な2つの長周期パルス波からみられる。これらは図11の震源モデルで明石海峡付近(第1イベント)と神戸直下(第3イベント)にある2つのアスペリティーに関係している。これらの地震動は3章で述べたと同様に断層破壊による指向性(directivity effect)の影響で断層に直交する方向が卓越する。

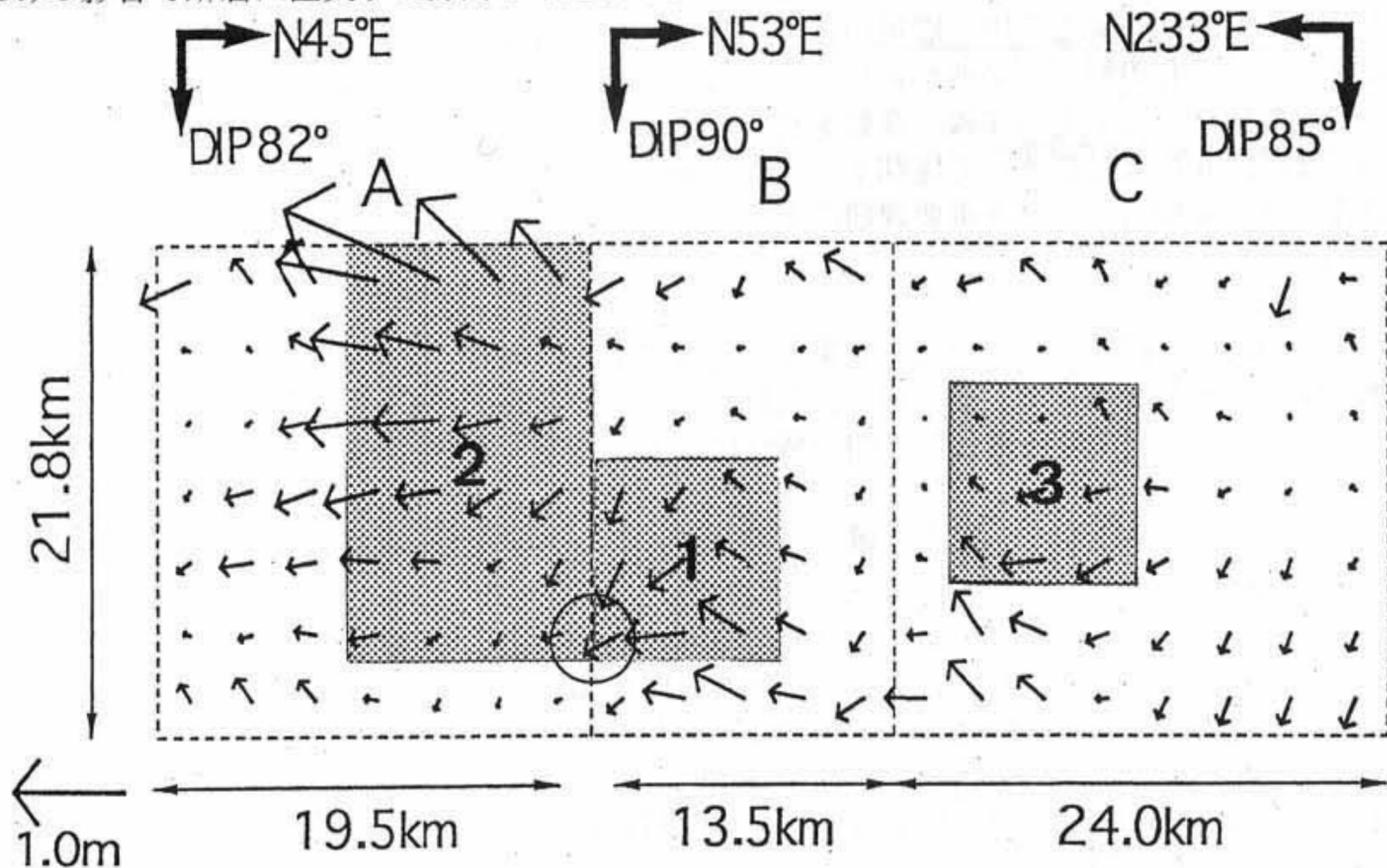


図11. 経験的グリーン関数法によるシミュレーションのための本震の震源モデル。波形インバージョンによ

り推定されたスリップ分布を基に影マークで示された3つのアスペリティー（第1、第2、第3イベント）のみから地震動が生成されたとする。それぞれのアスペリティーに対して一様なストレスドロップ(Brune, 1970)、100パー（第1イベント）、60パー（第2）、60パー（第3）を仮定する。

神戸市域の震度7および震度6の地盤（岩盤）上での本震の強震動の最大値の観測値および再現値が表2にまとめられる。岩盤上の観測点KMCはでは水平（NS）加速度および速度は300ガル、57カイで岩盤での本震観測点KBUと同様に地震動は小さい。一方震災の帯のなかにあるFKIやASYでは、加速度は約900から1,000ガル、速度は約100から130カイと大きく増幅されている。

震度7地域（FKIやASY）の再現強震動のレスポンス・スペクトルが図15 a、bで震度6の観測記録（KOB）のそれと比較される。周期0.2~1.0の短周期域では両者殆ど変わらないが、1~4秒の長周期域で震度7地域のレスポンス・スペクトルが顕著に大きくなっている。図16 a、bから実際に震度7或いはその極近傍域で観測されたJR鷹取駅（TKT）や大阪ガスの葺合（FKA）のレスポンス・スペクトルとFKIやASYの再現レスポンス・スペクトルが極めて良く一致していることがわかる。図には比較のため1994年ノーシリッジ地震で水平最大加速度1,780ガルを記録したTarzanaのレスポンス・スペクトルも示されている。このTarzana観測点近傍の被害状況はJMA震度6相当と思われる。震度7地域では観測記録再現記録とも周期1~3秒で明らかにおおきなレスポンスを示していることがわかる。このことは周期1~4秒の長周期の地震動は震源で生成され、さらに前章で述べたように基盤構造によって増幅されたと考えられる。そしてこのような強震動が木造家屋や中低層建造物の倒壊を引き起こすもととなったと考えられる。

## 6. おわりに

本研究は、大災害をもたらした兵庫県南部地震の強震動がどのように生成されたかの解明と、将来の大地震に対する強震動予測の可能性について検討を行った。その為に必要な観測体制は今回の地震の前には物的にも人的にも極めて貧困な状態にあったが、ここでは不十分なデータから出来る限りの情報を引き出すことを試みた。これまでに次のようなことが明らかになってきた。

1. 地表には現れなかった神戸側での震源断層の詳細位置が震源近傍での強震動記録により推定された。それによると震源断層の延長と地表面との交線は六甲断層系の南端に近いところに位置し、震災の帯よりも北に1~2kmずれている。
2. 「震災の帯」を横断する余震アレー観測により、丘陵部に比べて「帯」の中では地震動が10倍にもなることがわかった。この地域では堆積層は岩盤との境界で急激に深くなっていることが、反射法探査、から明らかになってきた。反射法探査に基づいて推定された基盤形状に対する地震動のシミュレーション結果は基盤側から堆積層を伝播してくる波と地表近くで基盤と堆積層の境界から2次的に生成され堆積層を水平に伝播する波との干渉により境界からやや離れたところで地震動の急激な増幅が見られる。観測された地震増幅を正確に見積もるには軟弱な表層による増幅も検討が必要となる。「震災の帯」は第一義的にはこの地域の地下構造に依存している。
3. この地震による震源近傍域の強震動の最大加速度・速度はこれまで提案された経験的関係式と良く一致する。余震観測に基づいて経験的グリーン関数法で行った本震の地動の再現結果は観測と良く一致することが確かめられた。東灘区の震度7の「震災の帯」で観測された余震記録を用いて再現された強震動は周期1~2秒の顕著な2つの長周期パルス波からなり、最大加速度約1,000ガルで最大速度約130カイの大きさとなる。ただし、軟弱地盤地域では地盤の非線形挙動を別に考慮する必要があるだろう。震度7地域の強震動のレスポンススペクトルは震度6の地域に比べて周期1~3秒で顕著に大きくなっている。この長周期パルスは被害の集中との関連性は今後検討するべき重要課題の1つであろう。

## 謝辞

本論のなかで、関西地震観測研究協議会、気象庁、建設省土木研究所、運輸省港湾技術研究所、神戸市開発局、清水建設株式会社和泉研究室、関西電力、大阪ガス、等から提供していただいたデジタル記録を用いております。京都大学防災研究所地震動部門の皆様には多大の協力を得て本稿をまとめることができたことを感謝します。

## 参考文献

- Aguirre, J. and K. Irikura(1995). Preliminary analysis of non-linear site effects at Port Island Vertical Array Station during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake at Higashinada Ward, Kobe city, Journal of Natural Disaster Science, Vol.16, No.2, pp.49-58.
- 福島美光(1994). 地震波の発生・伝播の理論を背景とした入力時震動の経験的予測, ORI研究報告93-7.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton(1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1553-1583.
- Irikura, K.(1986). Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function,

Proc. 7th Japan Earthq. Symp. 151-156.

Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura, and K. Matsunami(1995): Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake at Higashinada Ward, Kobe city, Journal of Natural Disaster Science, Vol.16, No.2, 41-48.

Nemoto, H., H. Katao, E. Suzuki, and K. Irikura(1996): The aftershock distribution during the first 8 hours after the Hyogo-ken Nanbu earthquake, submitted to Journal of Physics of the Earth.

Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and T. Kagawa(1996): Basin structure effects in the Kobe area inferred from the modeling of ground motions from two aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu earthquake, submitted to Journal of Physics of the Earth.

Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, M. Hoshiba(1996): Minute locating of fault planes and source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake from the waveform inversion of strong ground motion, submitted to Journal of Physics of the Earth.

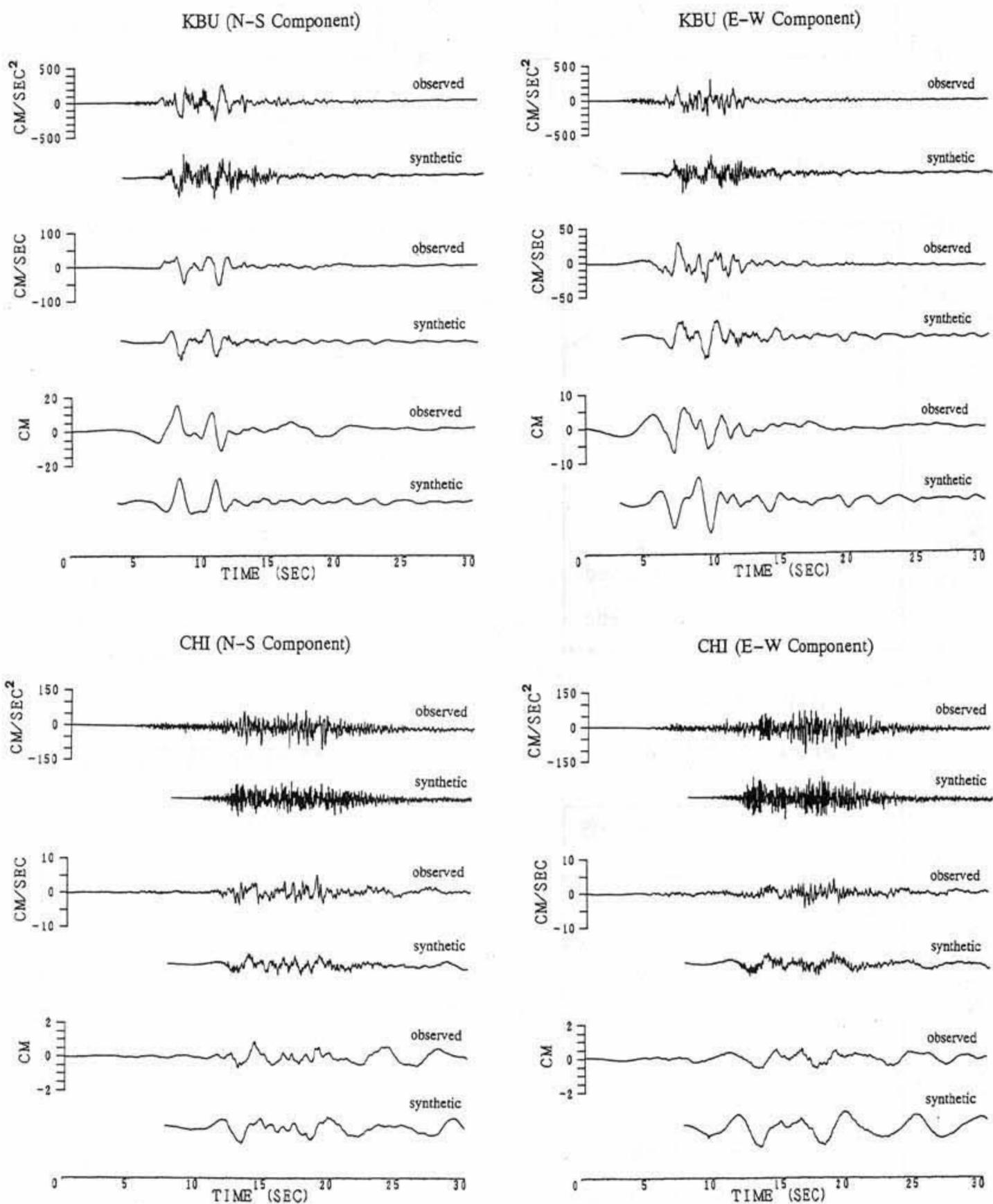


図12. 余震記録から合成された本震の地震動と観測記録の比較。合成のための震源モデルは図11に示されたものを用いている。a: 神戸大学 (KBU)、b: 千早 (CHI) の水平NSおよびEW成分。各地点の各成分毎に上から加速度、速度、および変位波形がそれぞれ比較される。

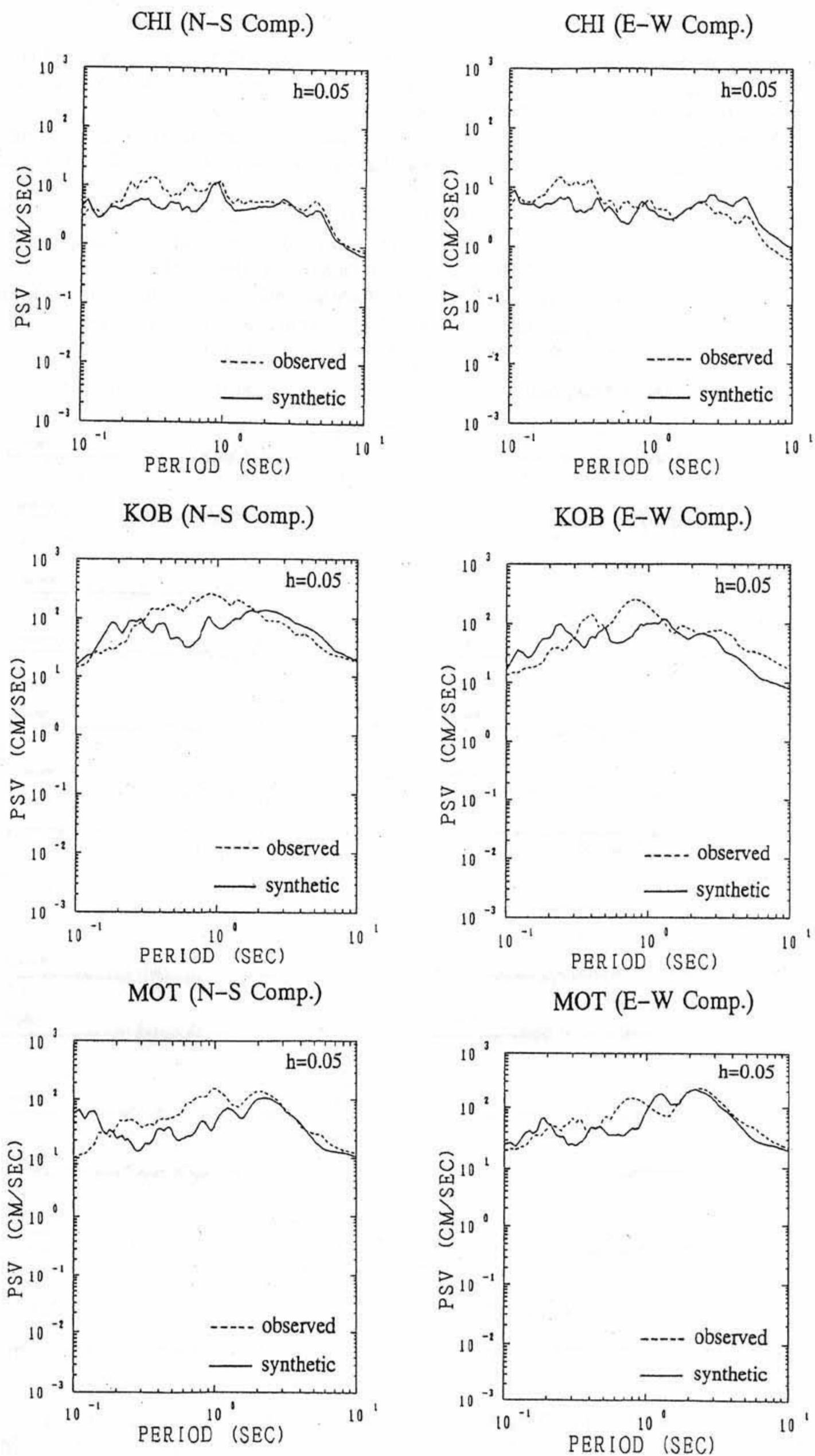


図13. (続き) 余震記録から合成された本震の地震動のレスポンススペクトルと観測との比較。千早 (CHI)、神戸海洋気象台 (KOB)、本山 (MOT)、の3観測点で合成と観測が比較されている。

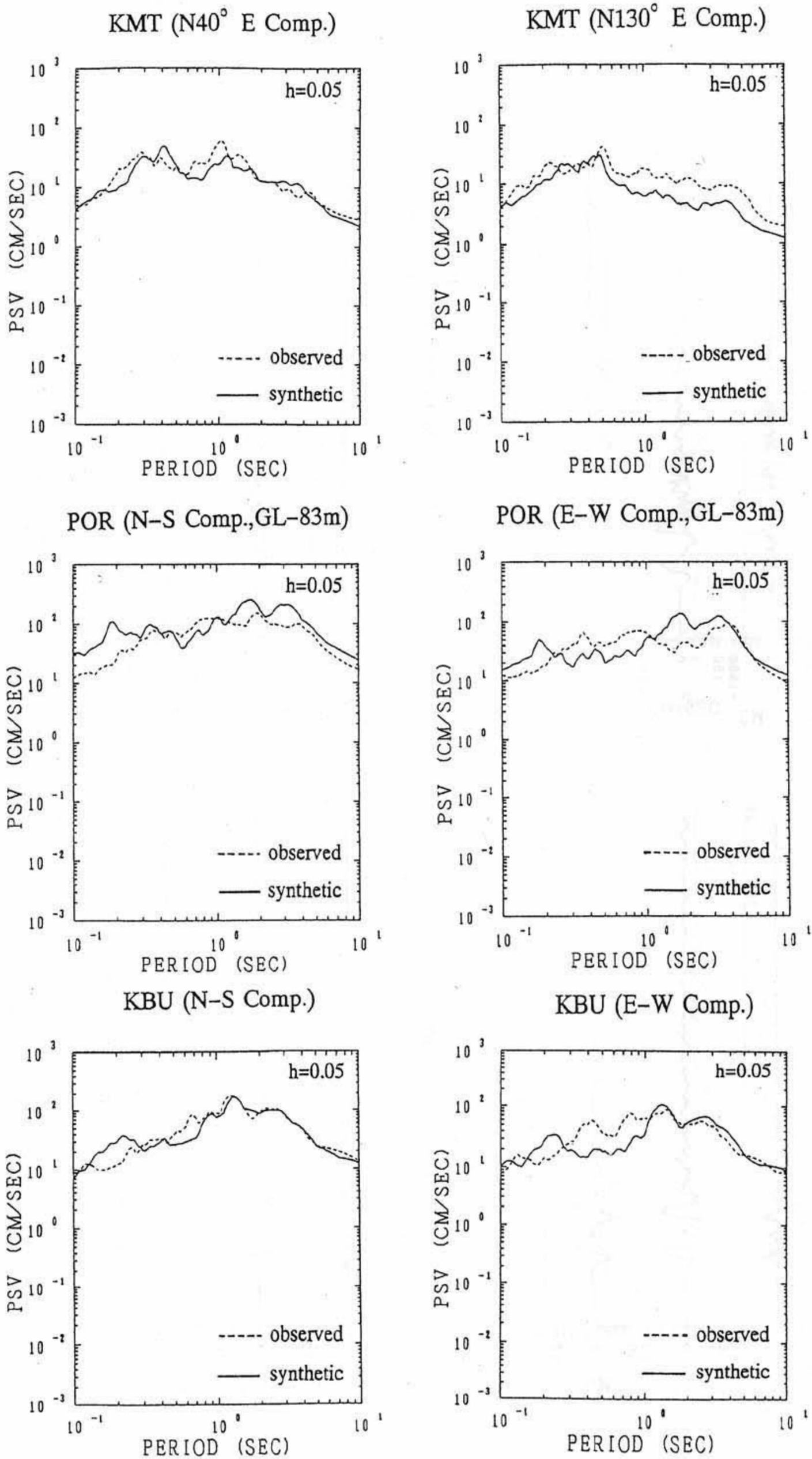


図13. 余震記録から合成された本震の地震動のレスポンススペクトルと観測との比較。熊取 (KMT)、ポートアイランド-83m地点 (POR)、神戸大学 (KBU) の3観測点で合成と観測が比較されている。

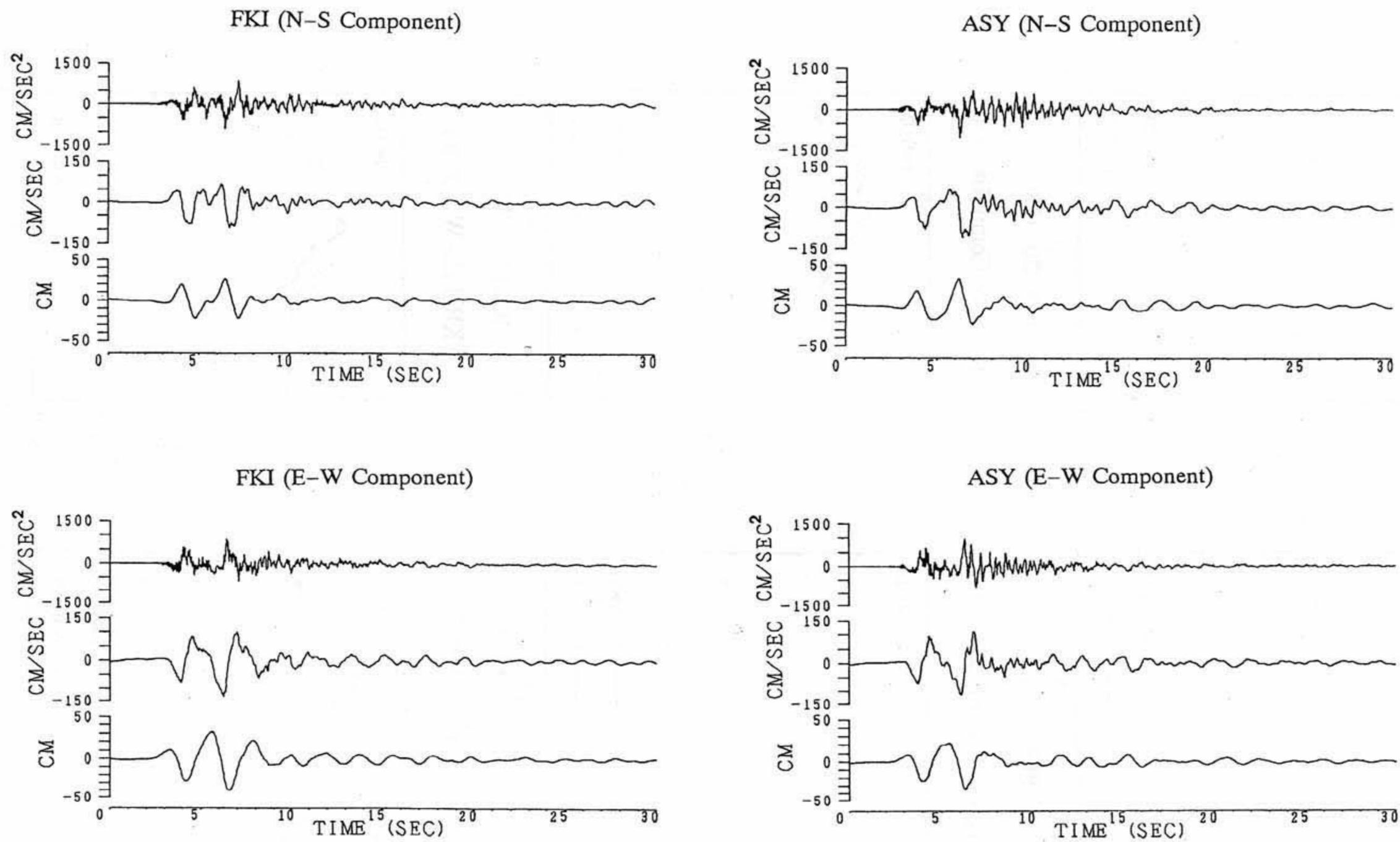


図14. 余震記録を用いて合成された本震の強震動、a : 福池小学校 (FKI)、b : 芦屋精道小学校 (ASY)。各観測点の各成分毎に、上から加速度、速度、および変位波形で示される。

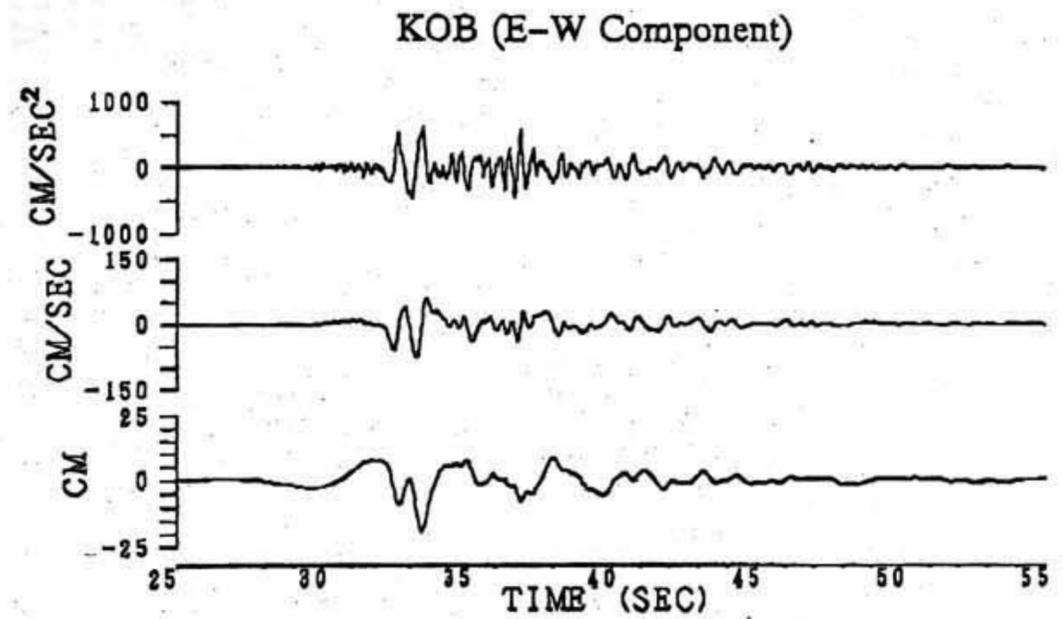
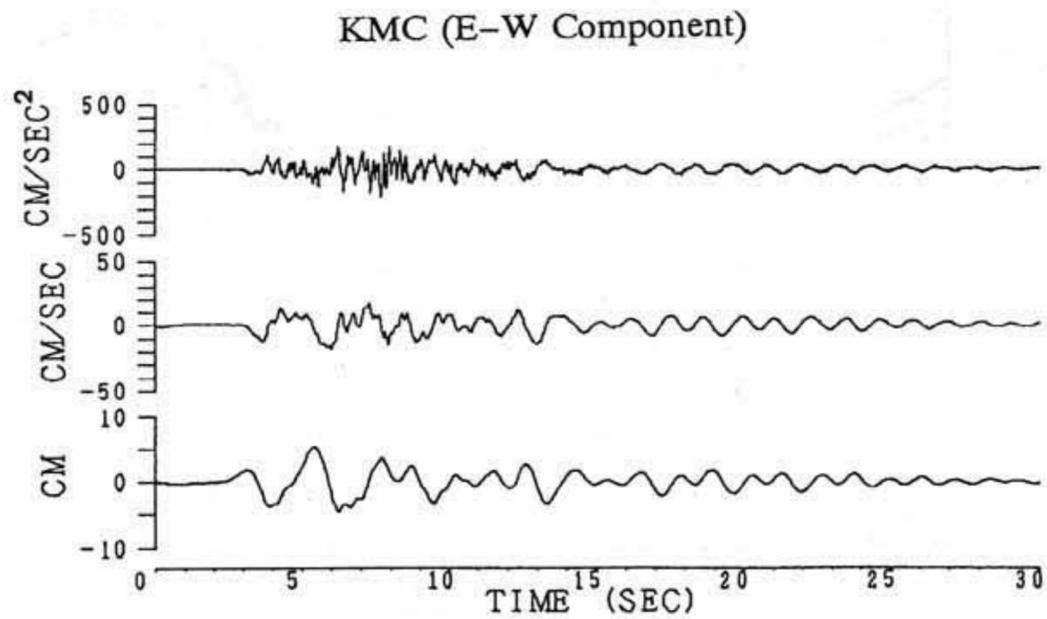
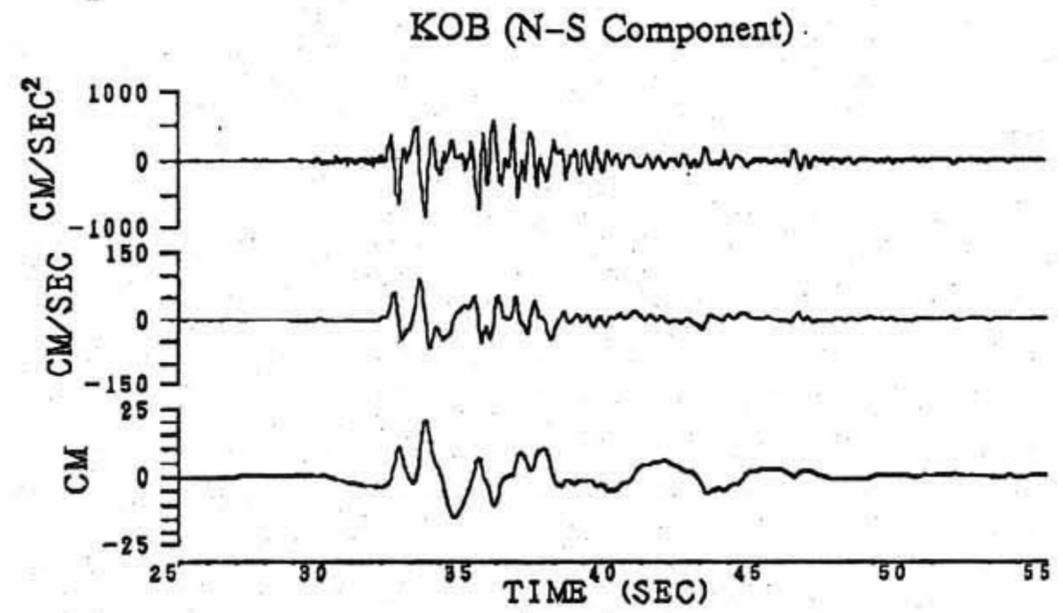
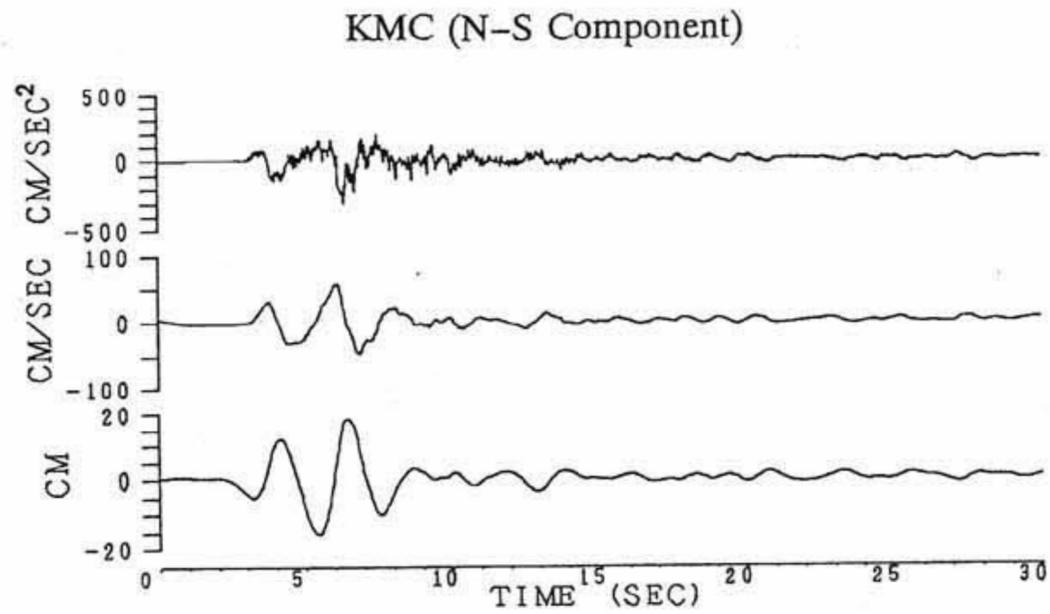


図14. (続き) 余震記録を用いて合成された本震の強震動、c: 神戸薬科大学 (KMC)。d: 神戸海洋気象台 (KOB) は近傍地域における本震の観測記録。各観測点の各成分毎に、上から加速度、速度、および変位波形で示される。

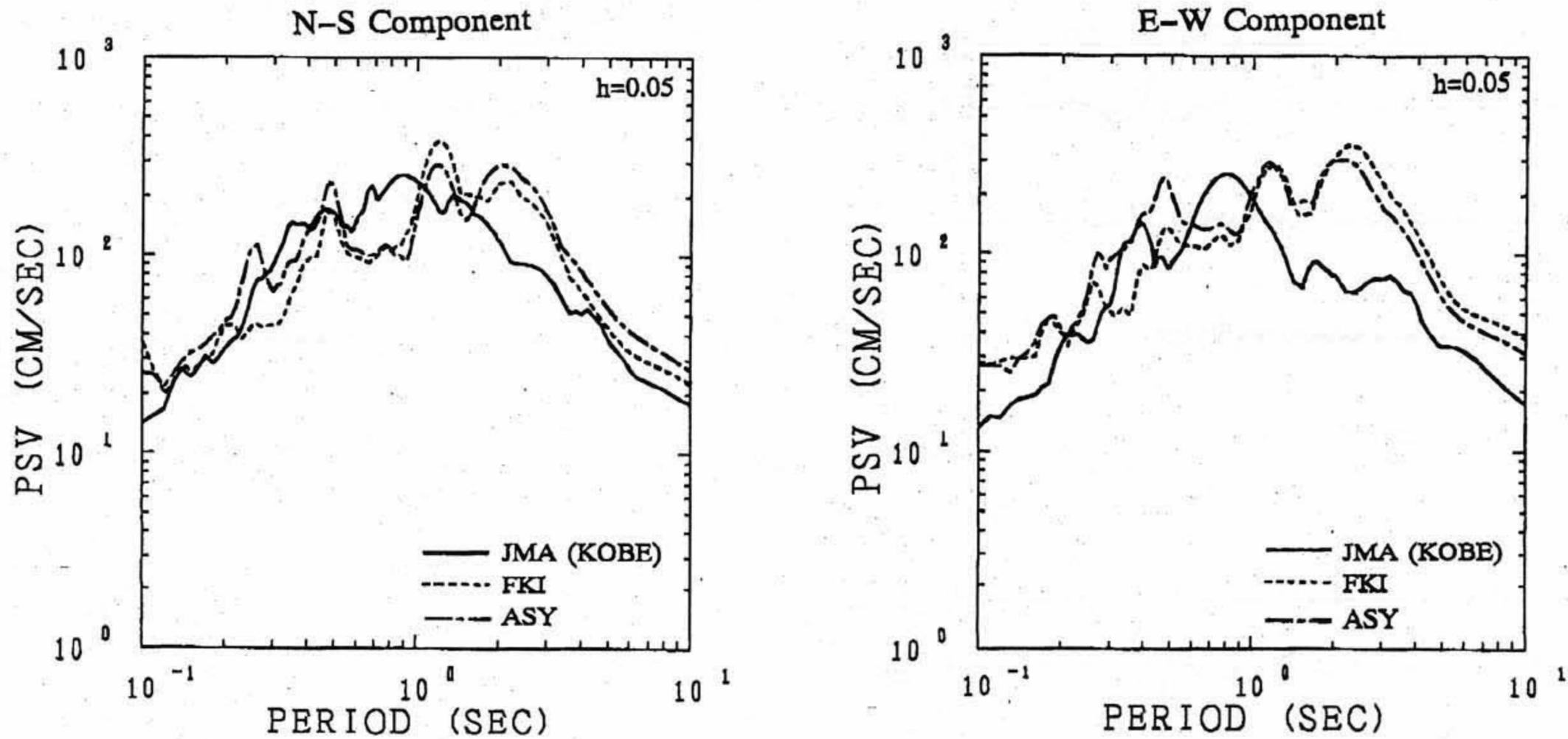


図15. 震度7の地域 (FKIとASYでの合成地震動) と震度6の地域 (KOBでの観測記録) の本震の強震動のレスポンススペクトルの比較。

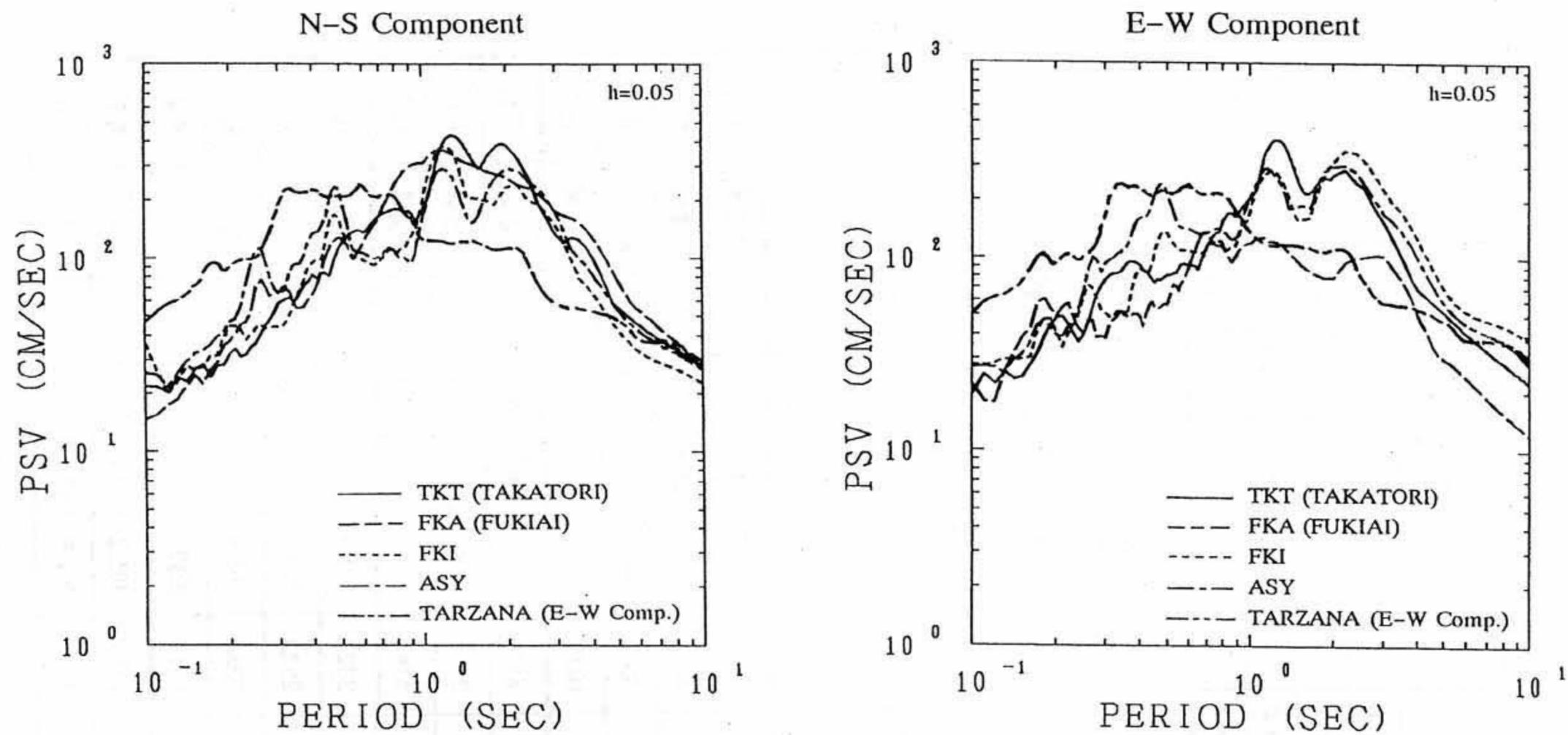


図16. 兵庫県南部地震の震度7の地域での強震動（FKIとASYは合成、そしてTKTとFKAは観測）、およびノースリッジ地震の震度6相当地域での強震動（Tarzanaは観測）のレスポンス・スペクトルの比較。

観測点	観測結果				合成結果				合成結果/観測結果			
	加速度 (cm/sec <sup>2</sup> )		速度 (cm/sec)		加速度 (cm/sec <sup>2</sup> )		速度 (cm/sec)		加速度		速度	
	N-S	E-W	N-S	E-W	N-S	E-W	N-S	E-W	N-S	E-W	N-S	E-W
KBU	271.0	305.2	55.4	31.6	328.2	273.3	52.7	31.9	1.21	0.90	0.95	1.01
MOT	-	-	48.8	74.8	838.8	648.1	43.6	68.6	-	-	0.89	0.92
KOB	818.6	617.6	90.3	74.3	660.3	663.8	47.3	51.9	0.81	1.07	0.52	0.70
POR (-79m)	657.4	303.7	64.3	27.2	764.8	454.0	83.3	50.4	1.16	1.49	1.30	1.85
KMT	220.6	166.0	13.9	11.6	202.0	135.9	13.6	8.1	0.92	0.82	0.98	0.70
CHI	89.3	109.7	5.0	4.3	75.6	93.7	3.3	3.7	0.85	0.85	0.66	0.86

表1. 余震記録から合成された地震動（加速度、速度）と観測記録の最大値の比較。

### 兵庫県南部地震の強震動

観測点	最大加速度 (cm/sec <sup>2</sup> )		最大速度 (cm/sec)		震度	地盤	備考
	NS	EW	NS	EW			
TKT	641.7	666.2	138.0	131.2	7	沖積層	観測
FKA	809.8	677.9	121.4	57.4	7	沖積層	観測
FKI	892.0	849.7	94.5	130.4	7	沖積層	再現
ASY	1023.6	976.3	107.4	115.0	7	沖積層	再現
KOB	818.6	617.6	90.3	74.3	6	洪積層	観測
MOT	387.5	729.5	48.8	74.8	6	洪積層	観測 <sup>注1</sup>
SHI	534.1	571.4	62.7	81.8	5	洪積層	観測
KPI	332.1	276.8	79.7	51.2	6	埋立	観測
KOJ	252.1	245.3	44.7	32.8	6	埋立	観測
EKB	223.3	204.8	52.6	57.7	6	埋立	観測
FKE	591.6	1037.9	93.4	124.4	6	埋立	再現
KBU	271.0	305.2	55.4	31.6	5	岩盤 <sup>注2</sup>	観測
KMC	300.2	201.5	57.4	18.1	5	岩盤	再現

注1 香川・他(1995)による復元波形

注2 トンネル内

表2. 被災地およびその周辺地域の強震動の最大加速度および最大速度。観測記録のないところは再現値が示される。