

6. 1995兵庫県南部地震の強震動

6.1 はじめに

1995年1月17日の5時46分（日本時間）に明石海峡付近深さ16.4km付近（根本・他，1997）¹⁾に発した兵庫県南部地震は神戸から西宮に至る人口の密集した阪神地域および淡路島の北淡町に最大震度7と評価される大被害を引き起こした。この地震の規模は気象庁によるとマグニチュード（Mj） 7.2、遠地表面波からマグニチュード（Ms） 6.8、地震のモーメントからマグニチュード（Mw） 6.9と求められている。

近畿地方は豊臣秀吉の居城である伏見城の崩壊など京都、大阪、神戸にかけた広い地域で大被害を受けた1596年の慶長地震（伏見桃山地震）をはじめ、最近では、1927年北丹後地震（M=7.3）、1936年河内大和地震（M=6.4）など、歴史的にも多くの大地震が引き起こされ、たびたび大きな震災を経験している。このような内陸の地震活動は四国沖から紀伊半島沖の南海トラフ沿いに100年から150年の間隔で繰り返し起こる巨大地震の活動に連動していることが知られている（茂木，1981）²⁾。南海トラフの巨大地震発生後約10年間ほどは近畿の内陸部で活発な地震活動が続くがその後静穏期に入り、次の大地震が近付くと近畿一円で再び活動が活発化し、これまでも大きなものでマグニチュード7クラスの地震が起こっている。従って兵庫県南部地震は特異な性格を持つ地震ではなく、起こり得る可能性の高い地震の一つと考えるべきものであった。

近年幸いにも都市を直撃する大地震は起きていなかったため、高度に発達した近代都市が地震に果たして強いのかどうか日本では未だ試されていなかった。アメリカのカリフォルニアでは、1994年1月17日に大都市ロサンゼルス市から約30km北西に離れたノースリッジという住宅地の直下にマグニチュード6.7の地震が起き、高速道路の倒壊、スーパーマーケットなど中層建物の崩壊、ガス管の破裂による火災の発生などの大被害をうけた。この時、日本も同様の危険性があると考えられることから、建築・土木関係者のみならず、国・地方レベルの行政の防災担当者など数多くの調査団が現地に派遣され、種々の角度から日本の構造物や防災システムとの比較がなされた。残念ながらその時点では日本においても緊急の地震防災対策をすべきであるというような結論にならず、丁度一年後の1995年1月17日阪神・淡路大震災を受けることになった。

これまでも地震防災の重要性は繰り返し指摘されてきたが、多くは地震予知の重要性とそのための観測体制の充実が強調されてきた。兵庫県南部地震は予知にのみに頼る地震防災対策では大震災は防ぐことはできないことを教えている。地震災害軽減のためには地震動がどのように生成、伝播し、さらに増幅され、構造物に破壊的打撃を与えたかを知る必要がある。死者6,400人以上、負傷者2万7000人以上、損壊家屋15万棟以上という大災害がどうして起きたのか。ここでは兵庫県南部地震の強震動とその被害の特徴を検討し、このような大災害を繰り返さないための方策を考えてみたい。

6.2 震源断層はどこか

この地震と同時に淡路島の北西部を走る野島断層沿いに水平方向に最大1.8m、上下方向に最大1.2mにも及ぶ地表面のずれがあらわれ、このずれは震源断層の一部と考えられている。しかしながら、震度7の大被害を受けた阪神地域では地表での断層のずれは現れなかった（Nakata and Yomogida, 1995）³⁾。余震は一般に本震の震源域およびその延長域に沿って発生する。特に本震直後1日程度の余震は震源断層面内に多く発生すると考えられ、震源断層の面積は余震分布から推定されることが多い。本震直後1日の余震分布と活断層や震度7の領域が図-6.2.1に示される。余震は神戸側ではこれまで知られていた六甲断層系に沿ってほぼ北東-南西方向に直線上に分布している。一方、被害の集中した震度7の帯は断層系から南に1~2km離れて、帯状に神戸、芦屋、西宮市にいたる範囲に広がっている。このような被害の集中域がどうして生じたか解明するには、はじめに被害の元となった強震動の発生源である震源断層がどこだったのかを正確に知る必要がある。この地震の前に神戸地域には強震動を記録できる強震計は極わずかしき置かれていなかったが、図-6.2.1に■で示される地点で貴重な強震動が記録された。また震源から100km以内で約30の強震動観測点で得られた記録がこれまでに公表されている。これらのデータは震源断層の位置の推定する上で最も重要な情報を提供してくれた。

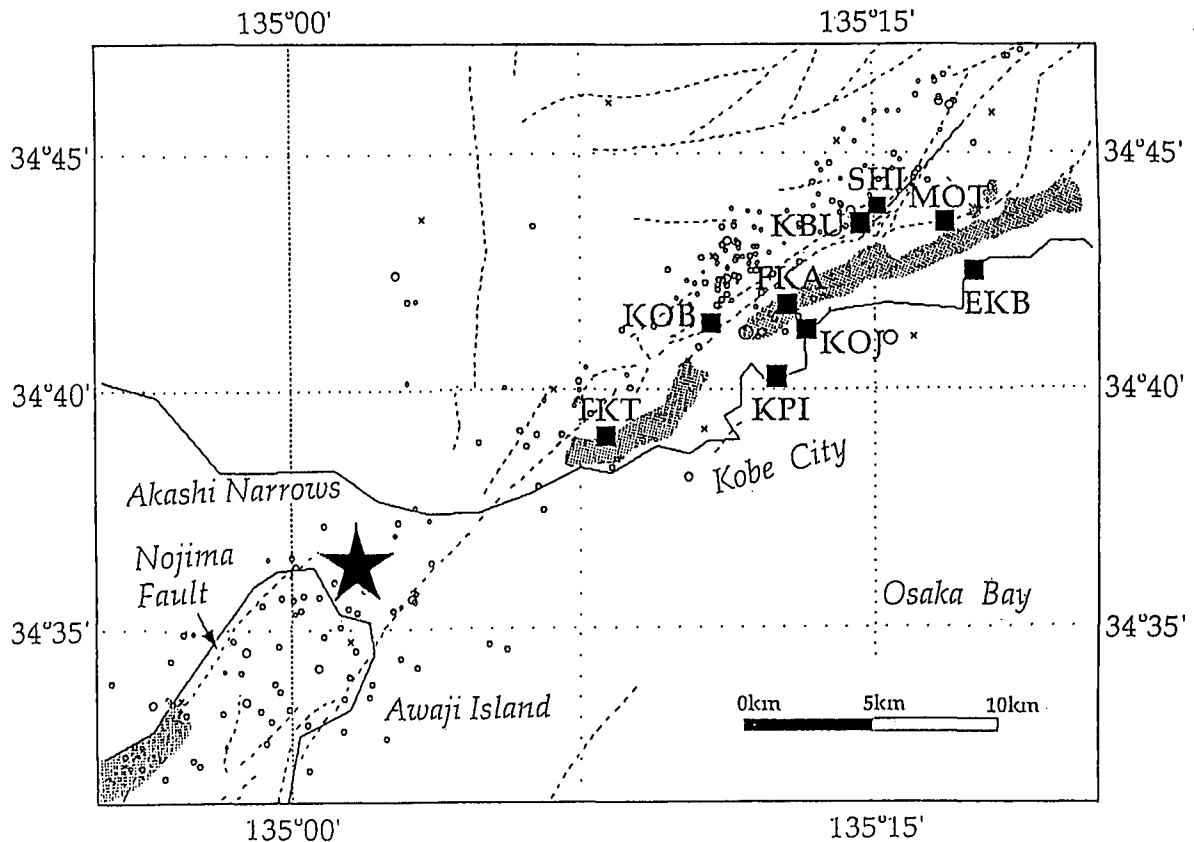


図-6.2.1 震源近傍域での強震動観測点(■)分布。★は本震の震央、○は1月17日10時から24までの余震(本震は5時46分)の震央位置。

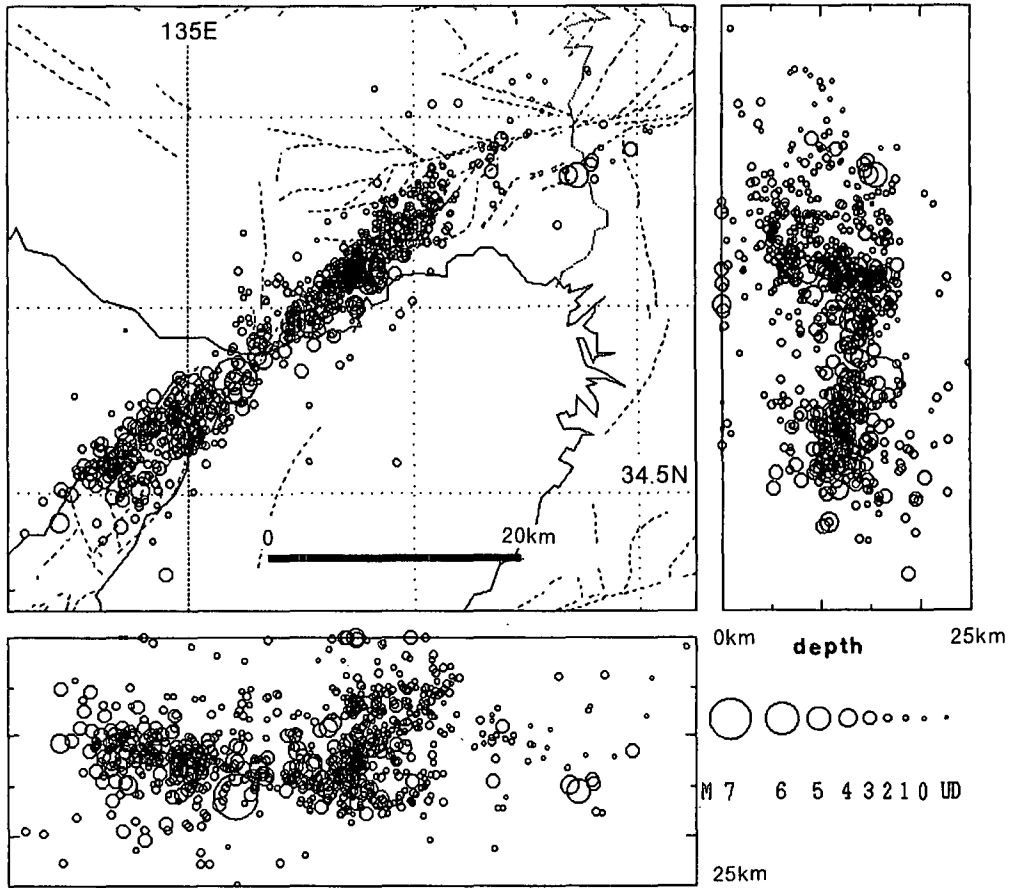
(1) 震源近傍の強震動と震源断層の破壊過程

地震は岩盤が断層面ですべり破壊を起こし地震波を生成する現象である。地震波は地殻を伝わり地表面に達して地震動となる。この地震動がいろいろなところ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。

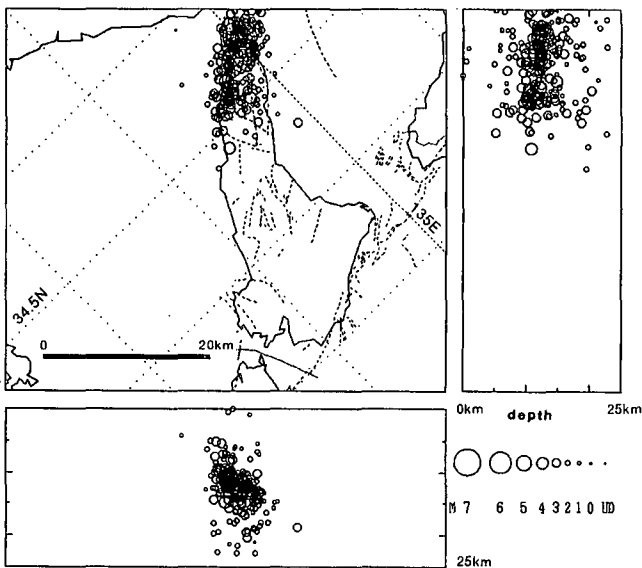
震源断層の位置について、淡路側では野島断層沿いに地表断層が現れたが、神戸側では地表断層は特定されていない。本震の時の断層破壊面の広がりは一様に余震分布から推定されるが、余震域は時間経過と共に拡大するので、震源域の推定は本震直後の余震の分布を調べる必要がある。しかしながら、本震直後震源域近傍に観測網を有する京都大学防災研究所の記録システムは地震のため約8時間もダウンしてしまった。根本・他(1996)⁴⁾は京都大学防災研究所および東京大学地震研究所の微小地震観測網のデータを手動で読み取り本震直後から8時間の余震分布を図-6.2.2のように求めた。図には余震の平面的な分布のみならず、断層に並行な方向と直交する方向の断面での分布が淡路側(b)と神戸側(c)別々に示される。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。断層面の伏角は、淡路側が南西に傾いているのに対し、神戸側は反対に北東に傾いているように見える。

震源断層のごく近傍と考えられる神戸市内の9つの観測点域における強震動記録(速度)が図-6.2.3に示される。断層破壊は明石海峡直下で始まり北東にあたる神戸に向かったと考えられるので、図では破壊の進行に沿って下から上に、TKT(鷹取)、KOB(神戸海洋気象台)、FKA(葺合)、KBU(神戸大学)、SHI(新神戸)、MOT(本山第1小学校)における記録が並べられている。MOTは飽和記録をサーボ計の理論を基に復元を行ったものである(Kagawa et al., 1996)⁵⁾。図の左と中央は断層直交方向および断層平行な水平動、図の右は上下動である。どの観測点も断層直交方向の水平動は2つの大振幅のパルス状震動を示しているが、断層に平行な水平動や上下動は相対的に小さくパルス状の波も顕著でない。

(a)



(b)



(c)

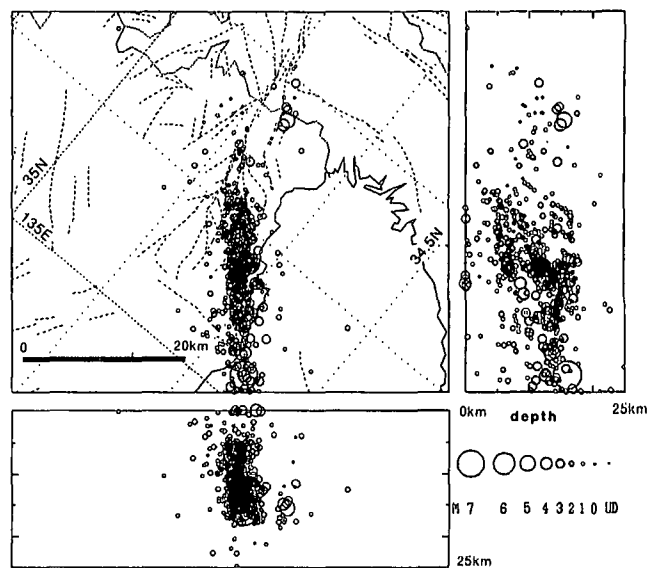


図-6.2.2 本震後8時間の余震分布。★は本震の震央、点線は活断層。淡路側（左）と神戸側（右）に分けてみた余震の平面分布（上図）と断層のストライク方向（淡路側N45°E、神戸側N50°E）に直交する面での余震の深さ分布（下図）が示される。

1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake

Velocity (m/s)

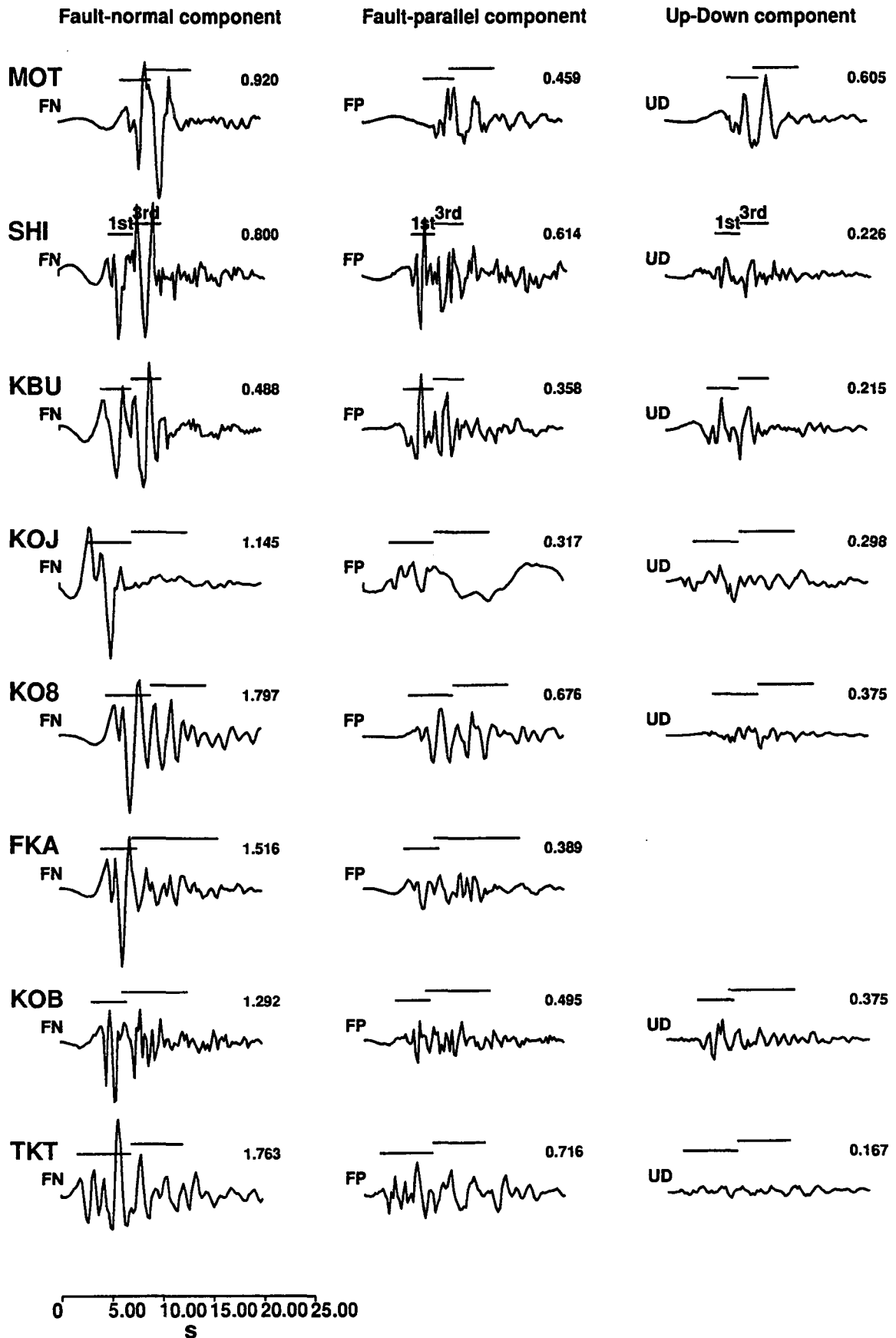


図-6.2.3 震源断層近傍における速度記録。左：断層直交方向の水平動、中：断層平行方向の水平動、右：上下動。

このパルス波は断層面を破壊が進行するときその前方方向にみられるもので、これまでもカルフォルニアの地震などで観測されている。この断層破壊の伝播方向に依存した地震動特性の変化は“指向性 (directivity)” と呼ばれるものである [Heaton et al. (1995)⁶, 額 額 (1995)⁷]。これらのパルス波はやや長周期 (ここでは1~2秒) が卓越しているため加速度記録では速度に比べてパルス波はそれほど顕著ではない。パルス波の周期は断層面でのアスペリティーの大きさおよび観測点とアスペリティーの幾何学的関係に依存している。Heaton et al. (1995)⁶ はこれらのパルス波は高層の建物や中低層の免震構造物の耐震性に重要な影響を及ぼすことを指摘している。額 額 (1995)⁷ は兵庫県南部地震の長周期パルス波が建物被害の主要原因となった可能性を指摘している。

右横ずれ断層による地表面の揺れの理論的な予測が図-6.2.4に示される。断層破壊が生じると、破壊進行の前方では断層面のどちら側も断層の直交方向、すなわち破壊の進行方向に対し右から左方向の揺れが卓越し、破壊が直下を通過するとき、断層に並行に北西側の地面は北東方向に揺れ、南東側は南西方向に揺れ、さらに破壊が通り過ぎると再び断層の直交方向が卓越し、地面は破壊の進行方向に対し左から右方向の揺れが卓越する。断層が地表に到達しないときは、断層直上を境に断層に平行な揺れの方向が逆転するため、断層近傍では断層平行な揺れは小さく、断層平行な揺れの向きを特定することは極めて困難である。図-6.2.4は、神戸の直下に生じた右横ずれの断層破壊が北東方向に進んだと想定したとき、理論的に断層近傍域に生成される地震動の軌跡 (particle motion diagram) で、断層面に挟んで地面の揺れの軌跡は逆向きの回転を示す⁸⁾。

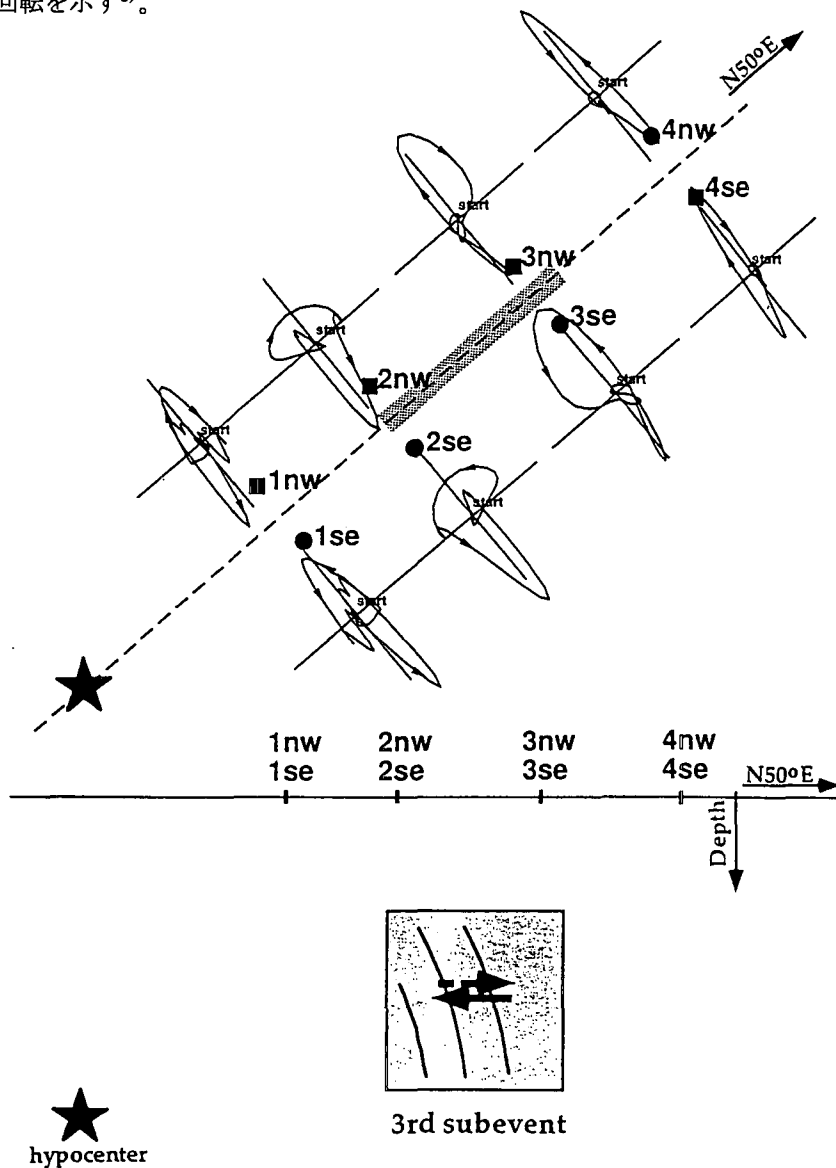


図-6.2.4 神戸直下に想定した断層破壊面近傍での理論地震動の粒子運動。

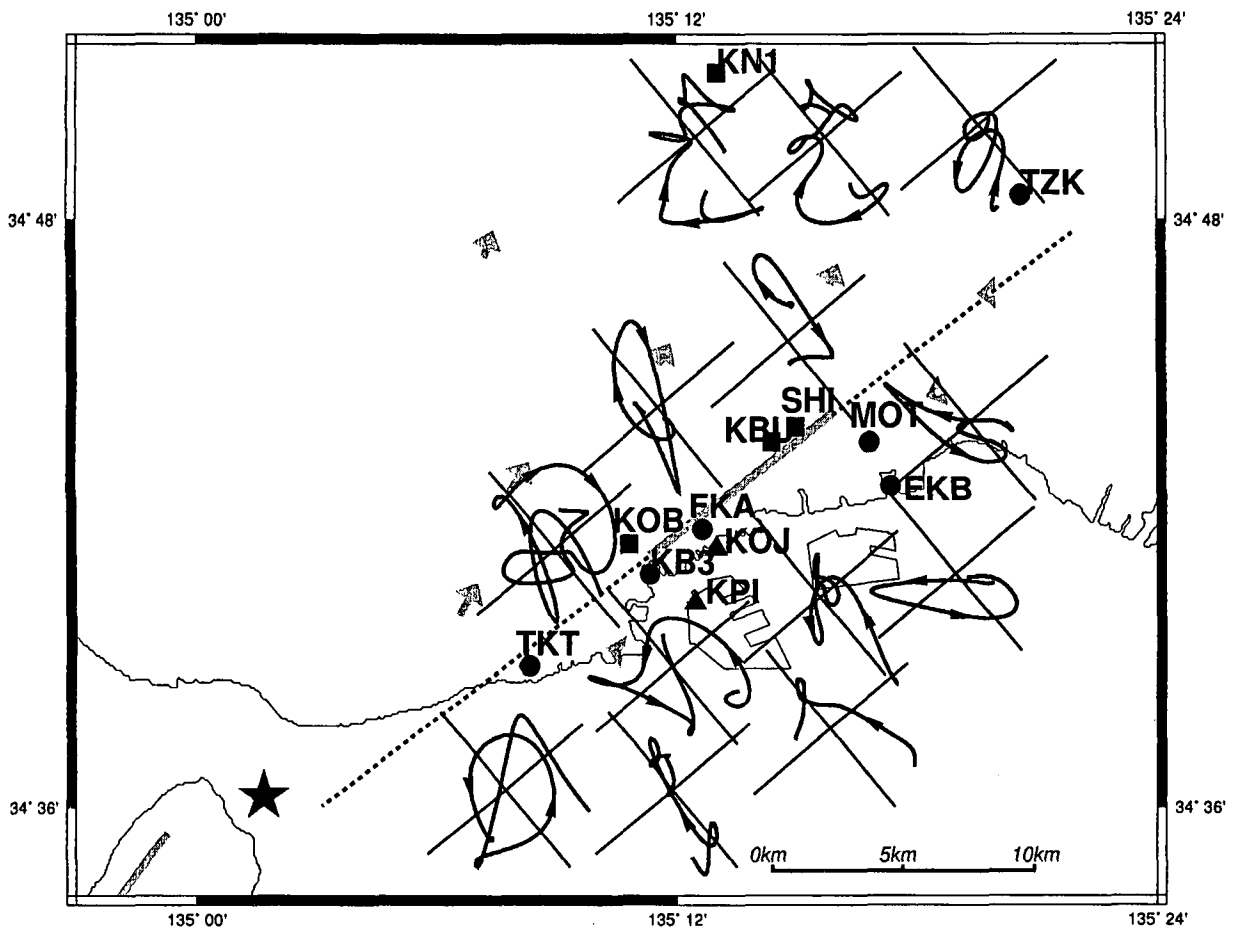


図-6.2.5 神戸市直下にある震源断層からの地震動の粒子運動の軌跡。
各観測点で対応する記録部分の粒子運動が描かれる。

震源近傍で得られた強震動記録を用いて、神戸の直下に位置すると推定される断層破壊からの地震動に対応するフェーズの軌跡は図-6.2.5のようになる。すなわち、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）は反時計回りとなっている。従って図-6.2.4と比較してみると神戸直下に位置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になる。破壊がはじまる明石付近の断層運動に対応する地震動の初動部の軌跡からはこれらの観測点は断層面の延長の南東側に位置することがわかる。これらの結果を満足するには図-6.2.6（口絵参照）に示されるように神戸側に3つの断層面、淡路側に1つ、あわせて3つの断層面の想定が必要となる。

図中の矢印は測地データによる地震前後の変位の方向を示している。ここで想定された断層面はこれらの測地データとも矛盾しない。すなわちこの地震は、明石海峡直下から破壊が南西の淡路側に進み北西寄りにステップオーバーして野島断層に沿う断層面(A)と、明石海峡から北東の神戸側に進み、途中南にステップオーバーして3つの断層面(B、C、and D)を形成したと考えられる。断層面Bはディップ90°で既存の活断層に沿い、断層面Cは北西に約85°傾き、地表面との交線が震度7の帯のやや北側で活断層帯の南端付近に位置する。

このようにして推定された3つの断層面に基づいて強震動記録の波形インバージョンで求められた断層面内での地震モーメント解放量の時空間分布が図-6.2.7（口絵参照）に示される。最終の地震モーメント解放量から媒質の合成率を考慮して推定されたスリップ（ベクトル表現）の分布が図-6.2.8に示される。インバージョン結果の有効性は得られたスリップ分布から計算された変位波形と観測記録がよく一致することから確められている。断層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35kmおよび淡路方向に約15km伝播して停止した。最も大きなスリップは淡路側の浅いところで、これは野島断層での地表の右横ずれに対応している。神戸側でスリップの大きいところは（図で震源点から北東に16～26km付

近) やや深いところ (10km以深) で生じていて、神戸側の地表に近いところではスリップが小さくなっていることがわかる。

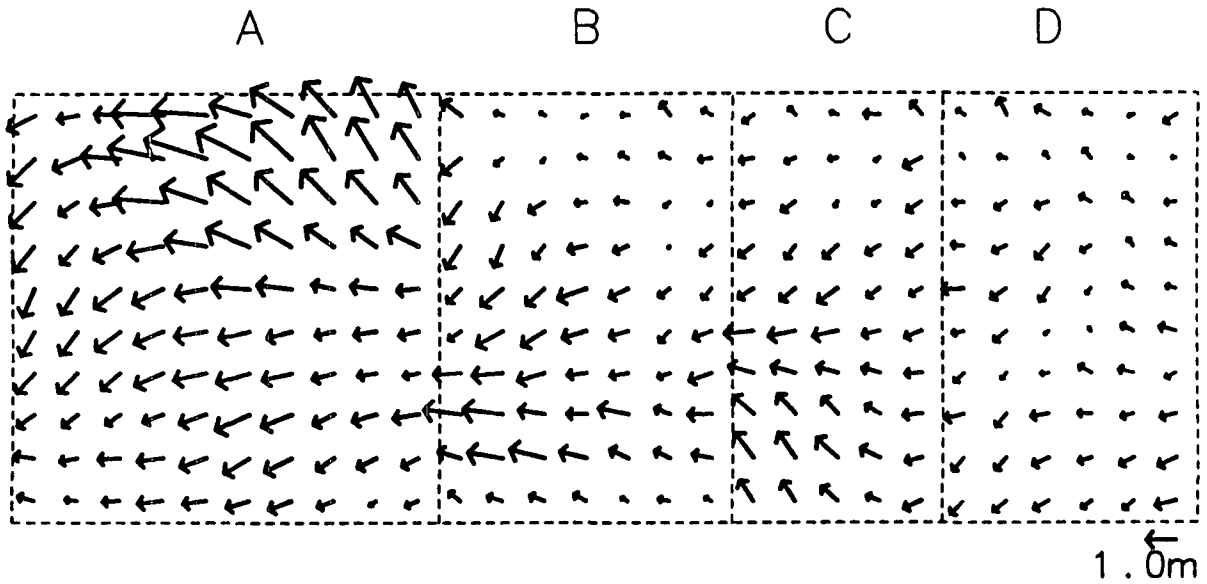


図-6.2.8 波形インバージョンにより求められた断層面内でのスリップ・ベクトル。
矢印は北西側の面に対する南東側の面の動きを示す。

6.3 最大加速度・速度の距離減衰式

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吟味する。本震時に観測された各地の最大加速度と最大速度が本震の断層域からの距離の関数として図-6.3.1に示される (図中□印)。この地震の規模は M_w で6.9と評価されているが、マグニチュードの決定自体にも0.2程度の誤差は含まれるので、ここでは $M_w=7.0$ に対する経験式と比較を行っている。最大加速度はFukushima and Tanaka (1991)⁹⁾によるもの、最大速度については福島 (1994)¹⁰⁾による式との比較がなされる。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る。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。 $M_w=6.9$ に対する経験式と比較しても結果は殆ど変わらない。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關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ほぼ同じ様な値となっている。すなわち震源近傍域の強震動の大きさは震源断

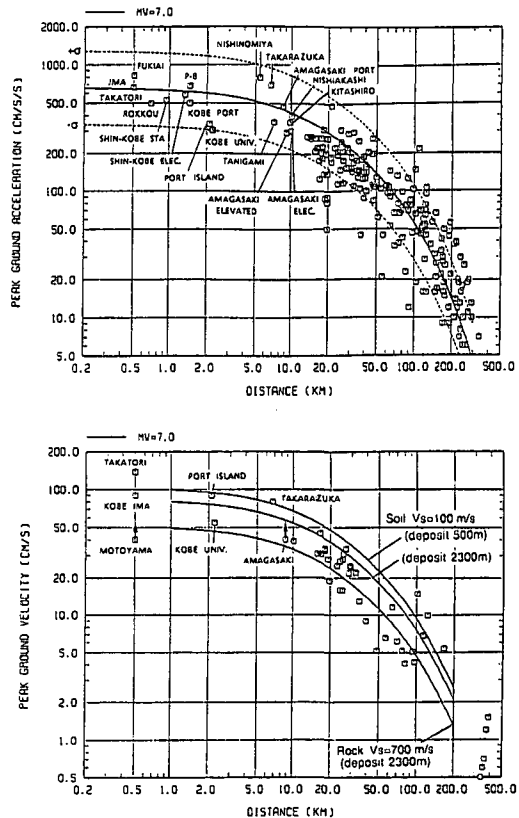


図-6.3.1 水平最大加速度 (上図) および速度 (下図) の距離減衰。□が各観測点での最大値を示す。上図(最大加速度)で実線はFukushima and Tanaka (1992) による日本の平均的地盤におけるモーメント・マグニチュード (M_w) 7.0の地震に対する距離減衰式。点線は標準偏差の範囲を示す。下図(最大速度)の3つの実線は異なった地盤条件に対する福島 (1994) の経験式。距離は断層からの最短距離とする。

層からの距離よりも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。

6.4 被害集中域での余震観測とそのシミュレーション

本震時の断層破壊域は活断層として知られていた断層帯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、既存断層には一致せず、南に約1km離れて巾1~1.5km程度の細長い帯状の地域で、断層に並行して広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-6.4.1）を作り余震観測を行った（Iwata et al., 1995）¹¹⁾。

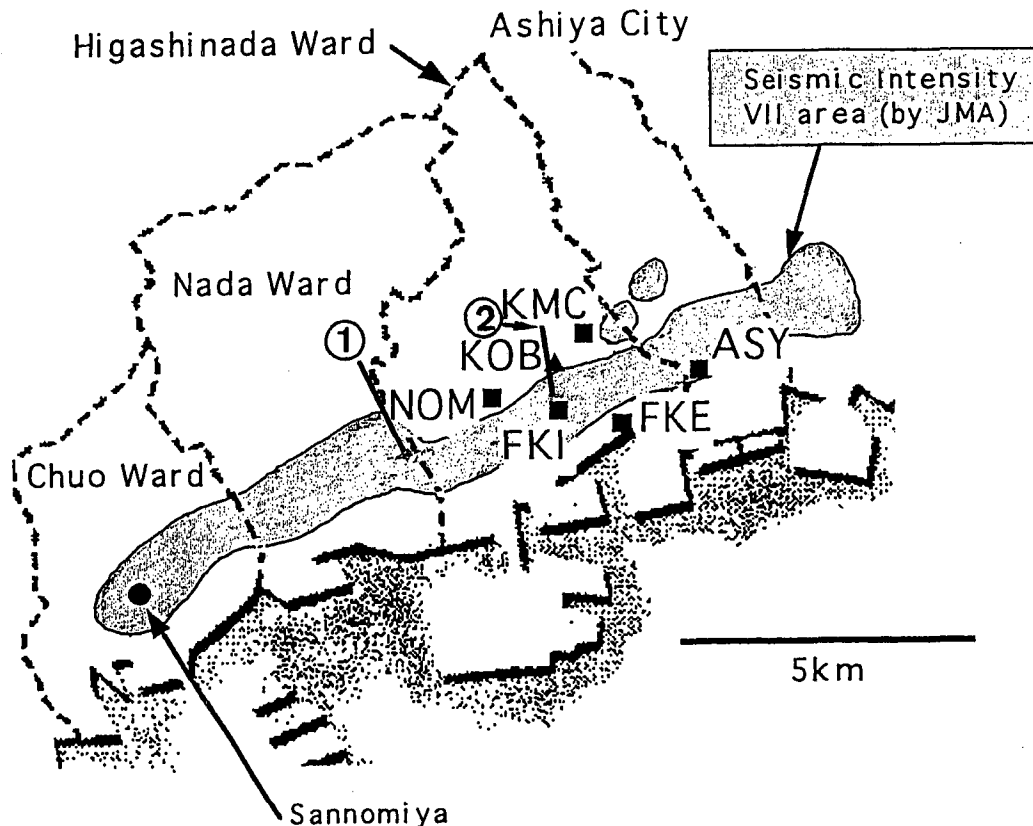


図-6.4.1 神戸市東灘区における被害集中域を横断する水平アレー観測網。この観測網は本震の2日後余震による強震動の観測のため臨時に設置された。■は臨時観測点。▲は関震協観測点（KOBは本山第1小学校）。2本の太実線は反射法探査の測線（①は石屋側測線、②は岡本測線）。

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変化が図-6.4.2に示される。図中に示されるKOBは、図-6.2.1に示される同一名称の観測点（神戸海洋気象台）ではなく、MOT（本山第一小学校）に対応している。盆地端の北側の岩盤地域（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、さらに南側の被害集中域内（FKIとASY）では地震動が大きく増巾されることがわかる。この付近の被害集中域を横断する方向（北北西-南南東）での地下構造の変化を明らかにするため反射法探査が2つの測線、石屋川測線（図-6.4.1の①）および岡本測線（図-6.4.1の②）でなされた（関西地震観測研究協議会）。前者は神戸大学観測点周辺、後者は我々の余震観測のための強震動観測アレイにほぼ並行にとられている。得られた反射波断面が図-6.4.3で①と②に示される。基盤が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。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-6.4.4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）が試みられた（Pitarka et al., 1996）¹²⁾。このような地盤構造地域に地震波が入射した場合に対して合成された地震動の水平変化が図-6.4.5に示される。ここでは基盤側のKMCから北方約7km深さ15

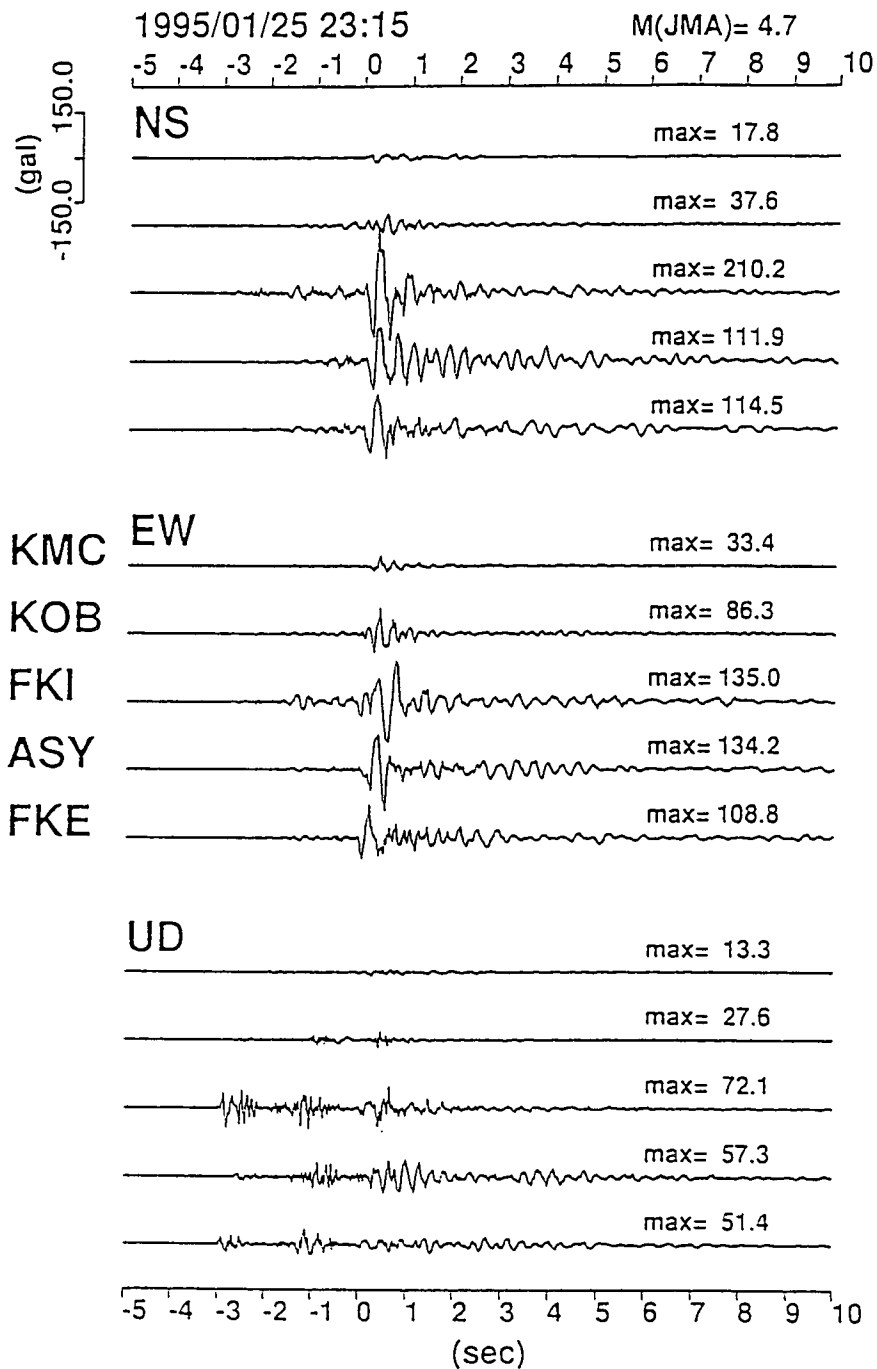


図-6.4.2 観測波形の例。地震はM4.7 (1995/01/23, 21:44) で、震源はKMCからみて北方約7km、深さは約10km。

kmにある横ずれ地震（1995年1月25日のM4.7地震に対応）を想定している。堆積層が急激に深くなる地域で、盆地端部での回折波と堆積層中を上昇してくるS波との建設的干渉により地震動振幅が大きく増幅される現象がみえる。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-6.4.6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〔図の(a)〕。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回折し2次的な表面波となって堆積層を進み始める〔図の(b)〕。この2次的表面波と堆積層を上ってき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〔図の(c)〕。さらに進むと2つの波は分離してしまうので振幅は小さくなる〔図の(d)〕。このようにして得られた合成波形は観測波形によく一致する〔図-6.4.7〕が、振幅は堆積層上の観測点（FKI、ASY、FKE）では過小評価となっている。さらに表面付

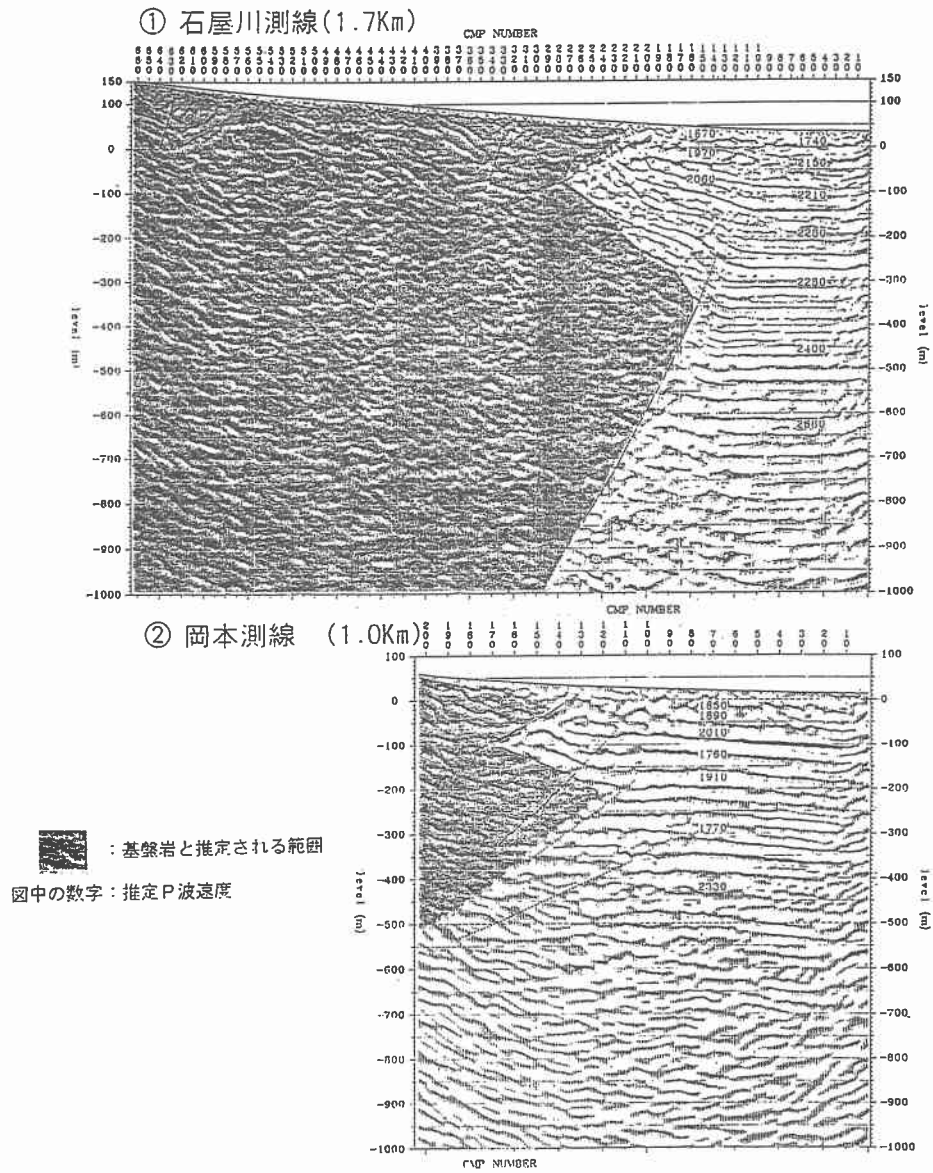


図-6.4.3 神戸市東灘区の被害集中域を横断する方向（北北西—南南西）の2つの測線で反射波探査結果。
 ①は石屋側測線、②は岡本測線（関西地震観測研究協議会による）。

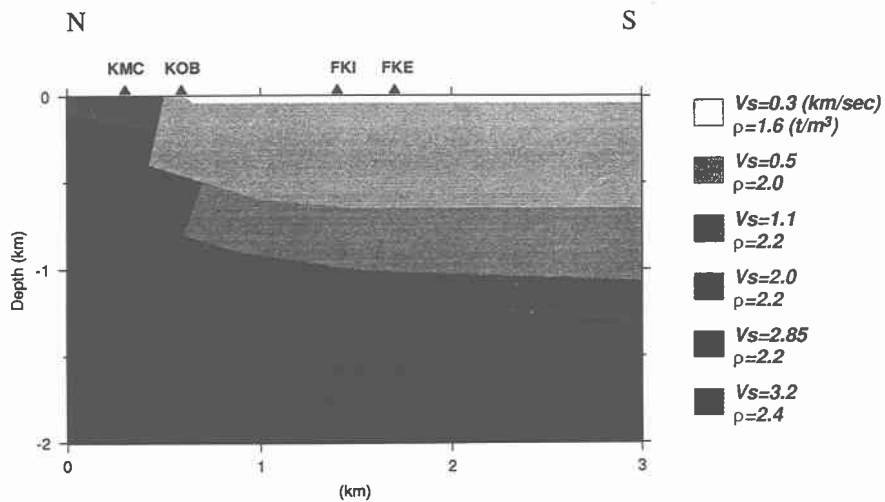


図-6.4.4 神戸市東灘区の被害集中域を横断する方向（北北西—南南西）での地下構造モデル。
 反射波探査結果を基にモデル化を行った。

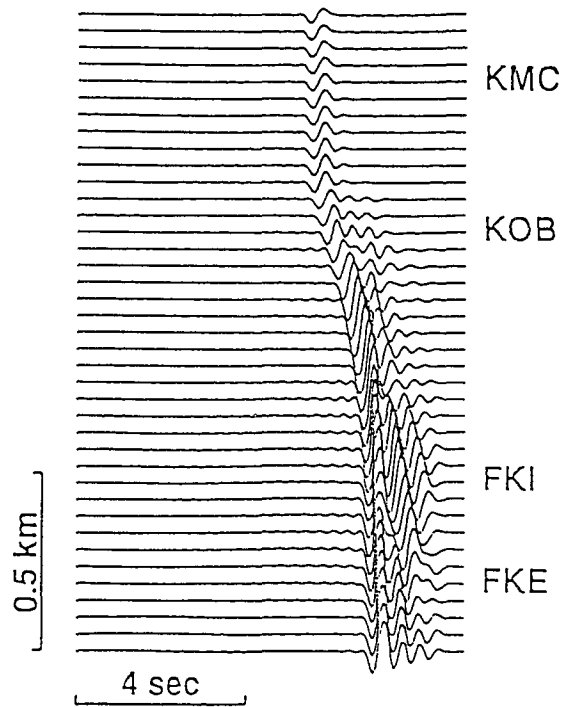


図-6.4.5 M4.7の余震（1995/01/23, 21:44）の震源モデル（右横ずれ）を想定して東灘区の被害集中域を横断する測線に対して計算されたSH波の合成波形。計算は2.5次元差分法を用いてなされた。ペーストアップ波形に対応する観測点の位置が各波形の右横に示される。

近にS波速度100m/s程度の軟らかい層を考えると振幅も一致する合成波形が得られる。

従って震度7の帯は基盤の形状と軟らかい表層地盤の両方を考慮した地震動の増巾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見えるかは次に述べる軟弱地盤の非線形性を考える必要がある。

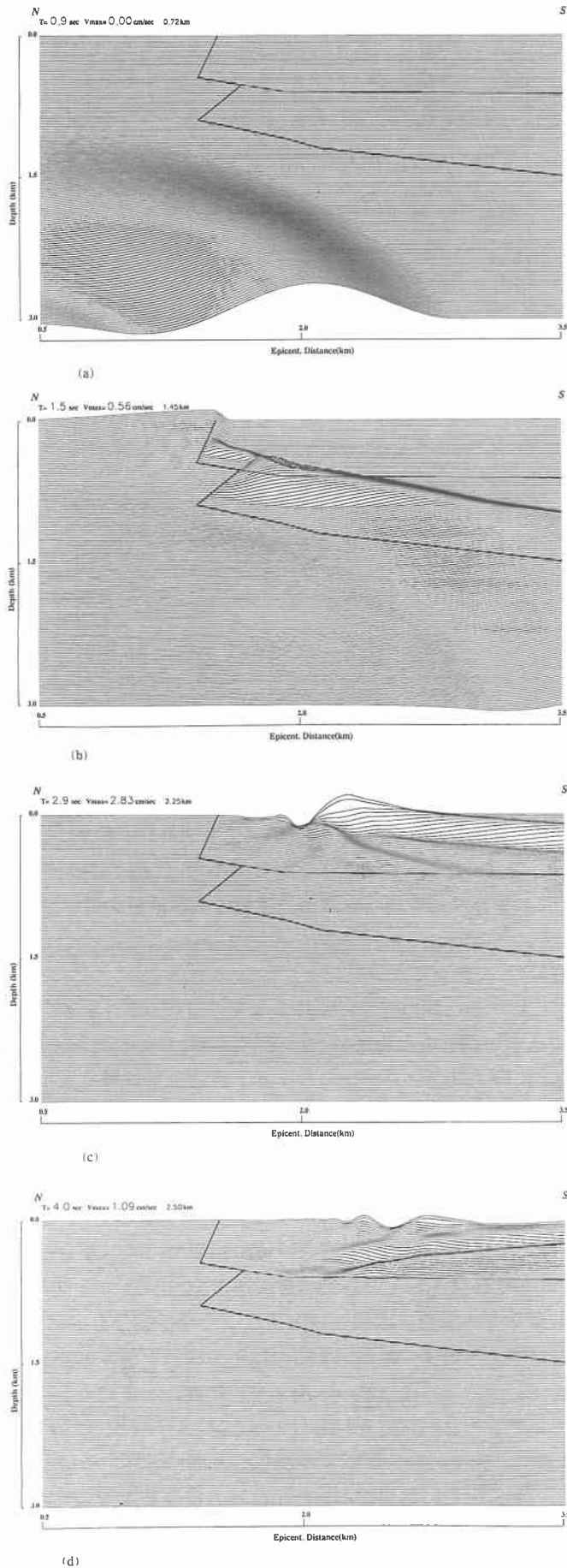


図-6.4.6 M4.7の余震に対して合成されたSH波地震動（速度波形）のスナップショット。震源はKMCの北7km 深さ14kmに右横ずれ断層を仮定。基盤構造の形状が図の中に実線で示される。Tは震源時間を示す。
 a: $T=0.9$ sec, b: $T=1.5$ sec, c: $T=2.9$ sec, d: $T=4.0$ sec.

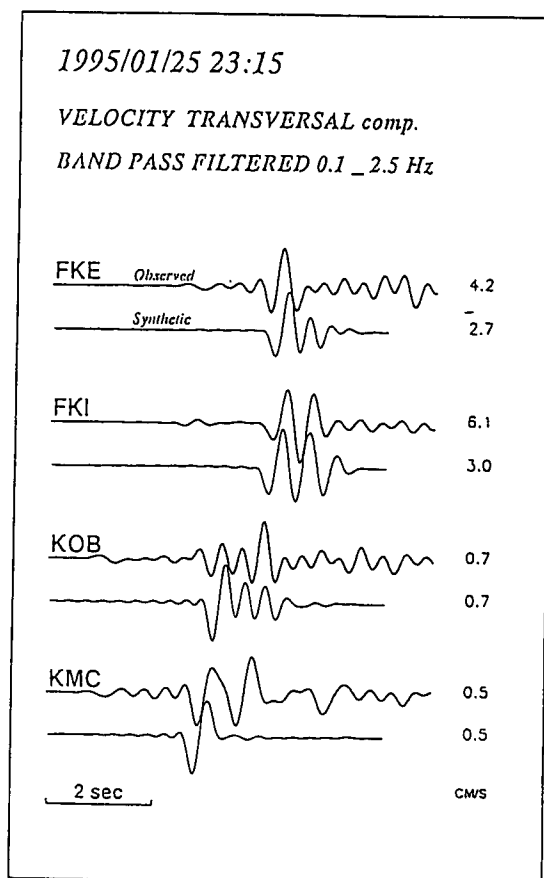


図-6.4.7 合成された地震動（速度波形）と観測記録の比較。両者とも0.1～2.5Hzのバンドパスフィルターを通した波形。振幅の数字は最大値。

6.5 本震の震源近傍の地震動の3次元シミュレーション

兵庫県南部地震直後に、先に示した関震協をはじめとして地質調査所や兵庫県など種々の機関によって今回の震源断層の近傍域で活断層調査のため反射法探査が行なわれ比較的詳細な3次元構造がわかってきた（本編の3.7と3.9参照）。波形インバージョンの時は地下構造を平行層と仮定してグリーン関数が計算されるため、盆地の境界付近の複雑な地下構造の影響は地震動波形に全く考慮されていない。そこで我々は公表された断層周辺地域での反射波断面を参考に、地下構造を図-6.5.1（口絵参照）に示されるように3次元でモデル化し、強震動の波形インバージョンで求められたスリップ分布を用いて、震源断層から生成される地震動のシミュレーションを試みた。計算は3次元差分法（Pitarka and Irikura, 1996）¹³⁾で0から1Hzの周波数範囲の速度波形を対象としてなされた。震源断層でのすべり分布はインバージョン結果をそのまま用い3次元構造を考えて計算された地震動の最大速度分布が図-6.5.2（口絵参照）に示される。上から断層直交水平動、断層平行水平動、水平動（断層直交と平行成分をベクトル合成）、および上下動が示される。断層周辺で断層直交方向成分が卓越するのは平行構造の場合と同じであるが、振幅の大きい領域は神戸側では断層の南側、淡路側では断層の北側に帯状に連なって見える。これらの最大速度分布は図-6.2.1に示される被害の集中域の分布と良く対応している。

3次元モデルに対する地震動（速度波形）が断層面から横方向に伝播する様子（図6.2.1に示されるKBU付近で断層に直交する方向の測線上での地震波形）が平行層の場合と比較して図-6.5.3に示される。図の左に2次元断面が示され、Faultと記されたところが断層位置、それより上が断層北側、下が断層南側に対応する。観測波形でもみられたように、断層近傍では断層直交方向（Fault Norm）に2つのパルス波が顕著にみられる。断層北側ではその振幅は距離と共に減衰する。断層南側の堆積層側では盆地端部で2次的に生成された表面波と断層震源からの直接波との干渉によって断層よりやや南に離れたところで大きな震動が形成される。断層に平行な水平動や上下動は断層直上ではダブルカップルの放射パターンで節（ノード）となるため振幅は小さいが、断層南側では同様に2次的に生成される波によって断層から少しはなれ

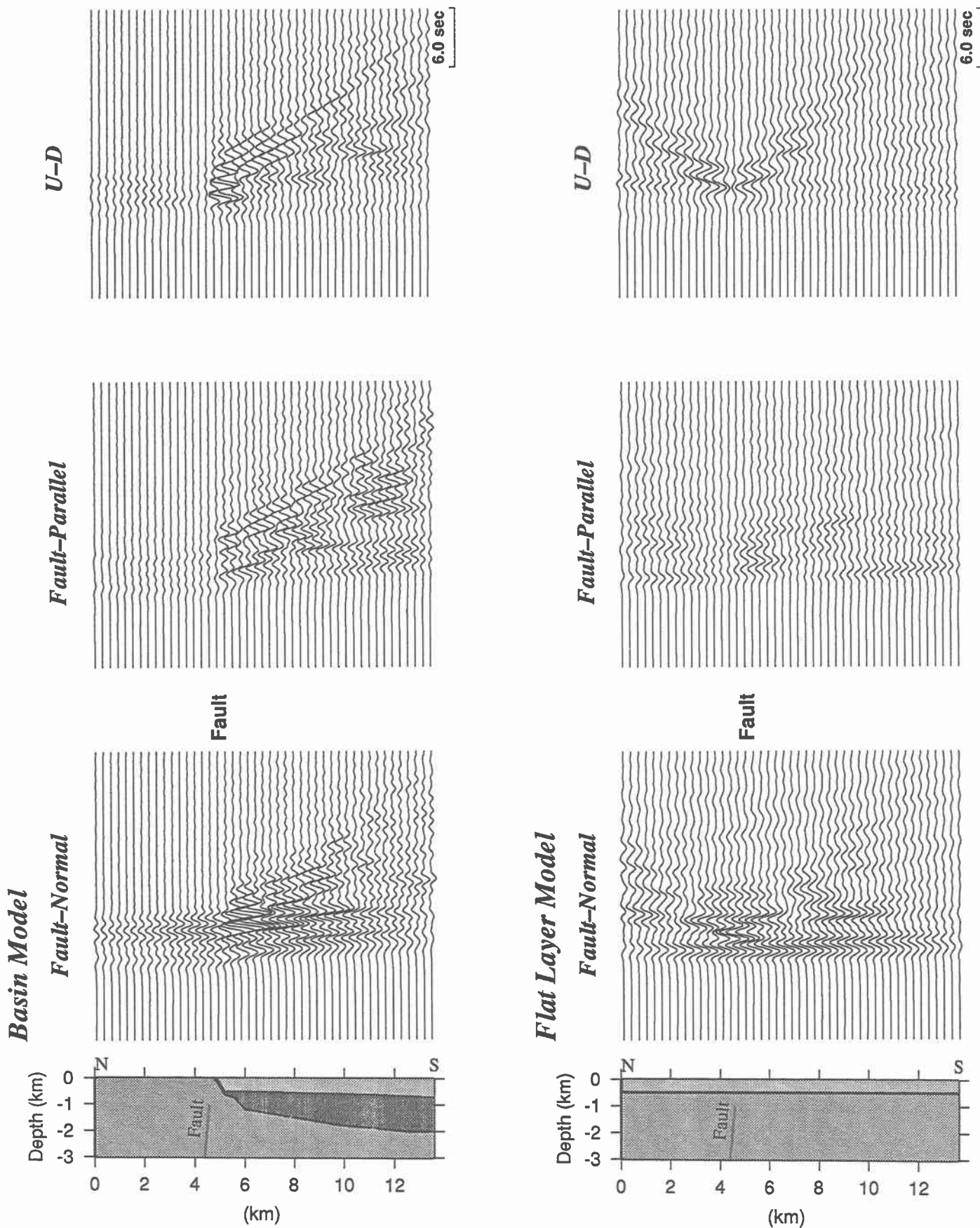


図-6.5.3 断層面を横断する方向での合成地震動（速度波形）の空間変化。図-6.2.1のKBU付近で断層に直行する方向の測線上での地震動波形を示す。上図は3次元モデル、そして下図は平行層モデルに対する地震波形のペーストアップが比較して示される。

たところで振幅が大きくなる盆地端部効果が顕著に見られる (Kawase, 1996¹⁴) ; Pitarka et al., 1996¹⁵)。

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。断層近傍域で本震の時に強震動を記録した観測点に対応する地点での合成波形が観測記録と図-6.5.4で比較される。合成および観測波形とも0.2-1.0Hzのバンドパスフィルターを通したものである。合成波形と観測波形の形状は大局的には一致しているといえるが詳細にはいくつか問題がある。岩盤サイトであるKBUでは合成と観測波形はよく一致しており、硬質地盤であるKOB, MOTも主要動が比較的良く一致している。しかしながら、堆積層が急激に厚くなっていると思われるFKA, TKT, KOJでは、主要動の振幅がやや過小評価されている。これは計算モデルでは低速度の表層を無視していること、構造モデルがまだ十分精度がないことなどが問題点としてあげられる。

各断層セグメント (A, B, C, D) の最大速度への寄与が図-6.5.5 (口絵参照) に示される。この結果を見ると神戸市の大きな揺れは破壊開始点近くに位置するセグメントBと神戸市直下のセグメントCによるそれぞれの寄与の重ねあわせによっている。宝塚や西宮の強震動はセグメントDによる寄与が大であることがわかる。このことは被害集中域における強震動は断層破壊の前方伝播効果 (forward directivity effect) と盆地端部効果 (basin edge effect) の相乗作用によっていると考えられる。

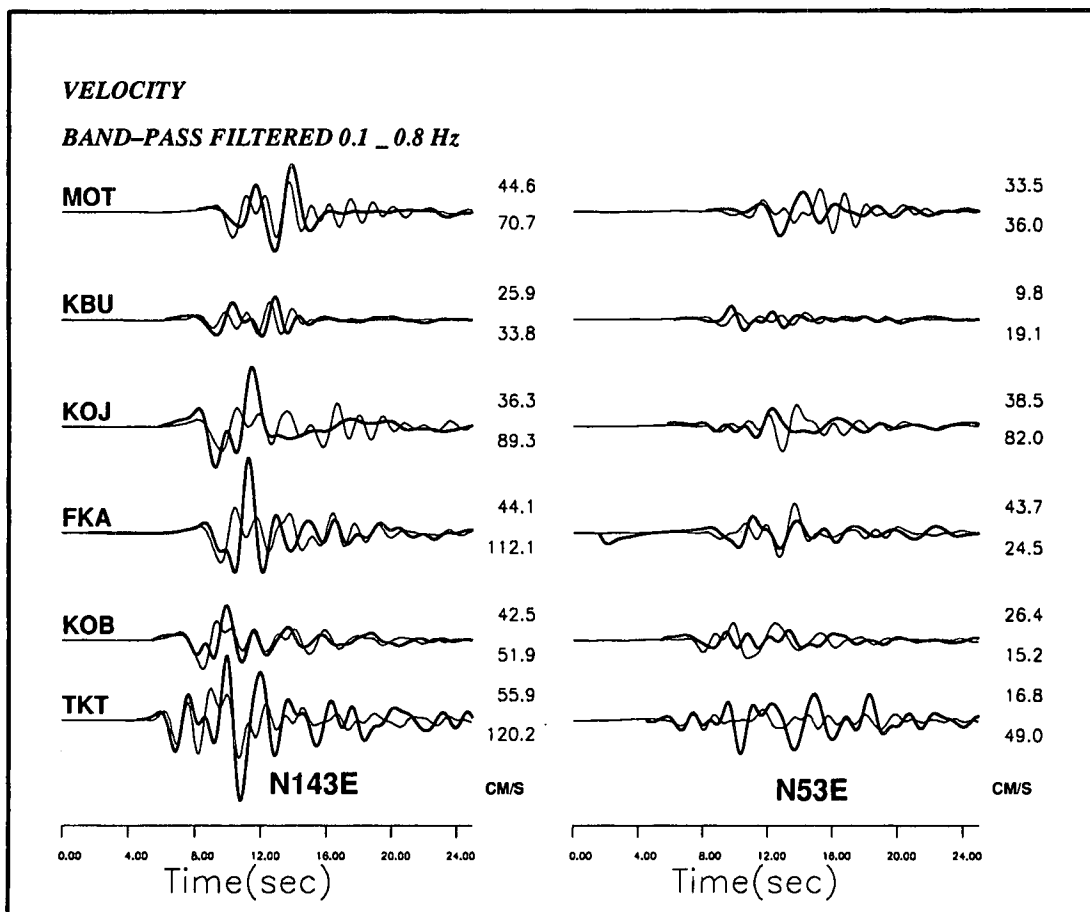


図-6.5.4 3次元構造モデルによる本震の合成地震動と観測記録の比較。

各観測点の位置は図-6.2.1に示される。

6.6 軟弱地盤の非線型性

今回の地震の被害の集中域は、沖積層があまり厚くない比較的地盤のよいとされてきたところである。海岸近くの埋立地盤や沖積層の厚い地域でむしろ構造物の倒壊は少なかった。この問題を考えるための貴重な記録が神戸市開発局によって人工島であるポートアイランド(図-6.6.1)で得られている。

神戸ポートアイランドは震源断層から約3kmに位置したところにある。そこに、深さ8332m、16mの3つのボーリング孔および地表からなる鉛直アレー観測網(図-6.6.2)が設置されており、本震および余震の貴重な地震動が記録された。ポートアイランドは海を埋め立て人工的に作られた島で、ボーリング資料によると地表面近くは埋立土砂(約19m)、その下に粘土や砂からなる沖積層(深さ約37mまで)、さらに砂礫の洪積層と続く地盤構造となっている。

地震動は一般に地表面近くの軟らかい表層で増幅されるが、ここでの本震の記録を見ると地表面近くの水平成分の地震動が地中よりも逆に小さくなっている。上下成分は地中で小さく地表近くで急に大きくなっており、地表近く軟らかい表層で増幅されるいわばふつうの地震動の特徴を示している。そこでP-S検層で与えられた地下構造モデルを用いて1次元線形モデルを仮定して計算される合成波形と観測波形とが比較される(図-6.6.3)。水平方向成分のシミュレーションはSH波の鉛直入射に、および垂直方向はP波の鉛直入射に対し、最も深い-83mの地点で入射波と反射波の足し合わせで表せる合成波形が観測に等しいとし、-32m、-16m、および地表での地震動が求められる。地盤が線形的に振る舞うとすると水平成分については明らかに地表のみならず-16mや-32mでも観測より大きな振幅の合成波形が得られる。とくに地表のNS成分の合成波形は1300ガルを超える大振幅となり観測の約4倍にもなる。上下動については合成波形と観測波形の振幅レベルはほぼ一致している。一方余震に対する同様の計算では水平成分の合成波形の振幅はほぼ観測と一致している。これは本震の時強い水平震動に対して表層地盤が強い非線形性を示したことを意味している。

兵庫県南部地震の本震の前後における地盤特性の変化が地表と地中の観測点間の地震動スペクトル比から調べられる。本震の前に得られた中小地震(前震ではない)と余震の結果が図-6.6.4の左図と右図に示される。上から、PR4/PR3(地表/-16m)、PR4/PR2(地表/-32m)、およびPR4/PR3(地表/-83m)がそれぞれ示される。EW成分(実線)とNS成分(点線)のスペクトル比の形状はよく一致している。スペクトル比は本震の前については1994年にサイトから50km以内に生じた4地震(M3.9 - M4.6)、そして余震は1995年1月18日から10月14日間に生じた11地震(M2.4 - M4.8)に対するものの平均値をとったものである。前者の4地震の間および後者の11地震の間ではそれぞれのスペクトル比の形状は良く一致しているが、前者と後者を比較するとスペクトル比のピークや谷の周波数が顕著に異なっている。特に、PR4/PR3、すなわち地表と深さ16mの比は明瞭に異なっている。本震前の地震のスペクトル比(図の左)は3.2-3.5Hz、9.5Hz、15.3Hz付近にピークを持つものに対して、余震のスペクトル比(図の右)はついで2.9Hz、7.4Hz、12.8Hz付近にピークを持っており、本震の後ピーク周波数の位置が系統的に20%も低周波数になっている。PR4/PR2およびPR4/PR1でも同様の变化の傾向が見られるがPR4/PR3ほど顕著ではない。ピーク周波数は地表とそれぞれ深さまでの平均S波速度に依存する。従って、上の観測事実は地表と深さ16mの間地層のS波速度が変化したことを意味している。

スペクトル比の形状は2つの観測点間にある地層の厚さ、S波速度、密度、減衰常数によって決まる伝達関数である。従って、伝達関数を観測値として、逆問題をとくことにより詳細な地下構造のパラメータの推定が可能である。しかしながら、この逆問題は非線型であるため初期値を設定して線形化する必要がある。その場合、インバージョンの結果は初期値に依存したり、局地解に陥ったりして正しい解が選られな

Parameters Used for the Nonlinear Simulation

Thickness (m)	Density (ton/m ³)	S-wave Velocity (m/sec)	Damping Factor	Failure Strength (dyn/cm ²)
2.0	1.8	194.0	0.07	3.25 E06
3.0	1.8	194.0	0.07	5.15 E06
7.6	1.8	237.0	0.08	1.21 E07
3.4	1.8	237.0	0.08	1.37 E07
3.0	1.8	237.0	0.02	1.49 E07
8.0	1.5	191.0	0.50	1.64 E07
5.0	1.85	138.0	0.50	6.62 E06
1.0	1.85	138.0	0.50	6.73 E05
17.0	1.85	254.0	0.50	2.84 E06
11.0	1.85	208.0	0.50	2.11 E06
18.0	1.80	469.0	0.50	11.87 E08
4.0	1.90	486.0	0.50	13.86 E08

表. 神戸市ポートアイランドでの本震時の加速度震動の非線形シミュレーションに用いられた地下構造のパラメータ。

い恐れがある。ここでは遺伝的アルゴリズム (GA) を用いてスペクトル比から地下構造の推定を試みる (Aguirre and Irikura, 1997)¹⁶⁾。この方法は非線形インバージョンの一種で、伝達関数の計算に必要な地下構造のモデルパラメータを遺伝子として、観測値と計算値の差が最小になるように、交配、再生、突然変異を繰り返させて、最適解をもとめるものである。最初にPR4/PR3のフィッティングから地表から深さ16mまでの構造を決め、次にPR4/PR2から深さ15m-32m間、さらにPR4/PR1から深さ32m-83m間について順次推定する。このようにして得られた結果が図-6.6.5に示される。実線が余震記録から、点線が本震前地震からそれぞれ推定されたものである。深さ5kmから19mの地層のS波速度が240m/sから200m/sに低下したことがわかる。この地層はボーリングから埋め立てに用いられた砂混じり砂礫に対応している。ここでのインバージョンの有効性は、先に述べたのと同様に得られた地下構造モデルを用いて、1次元線形モデルを仮定して計算される合成波形と観測波形が図-6.6.6に示されるようによく一致することからを確かめられる。図では本震の前の地震についてのみ比較しているが、余震についても同様の結果が得られている。

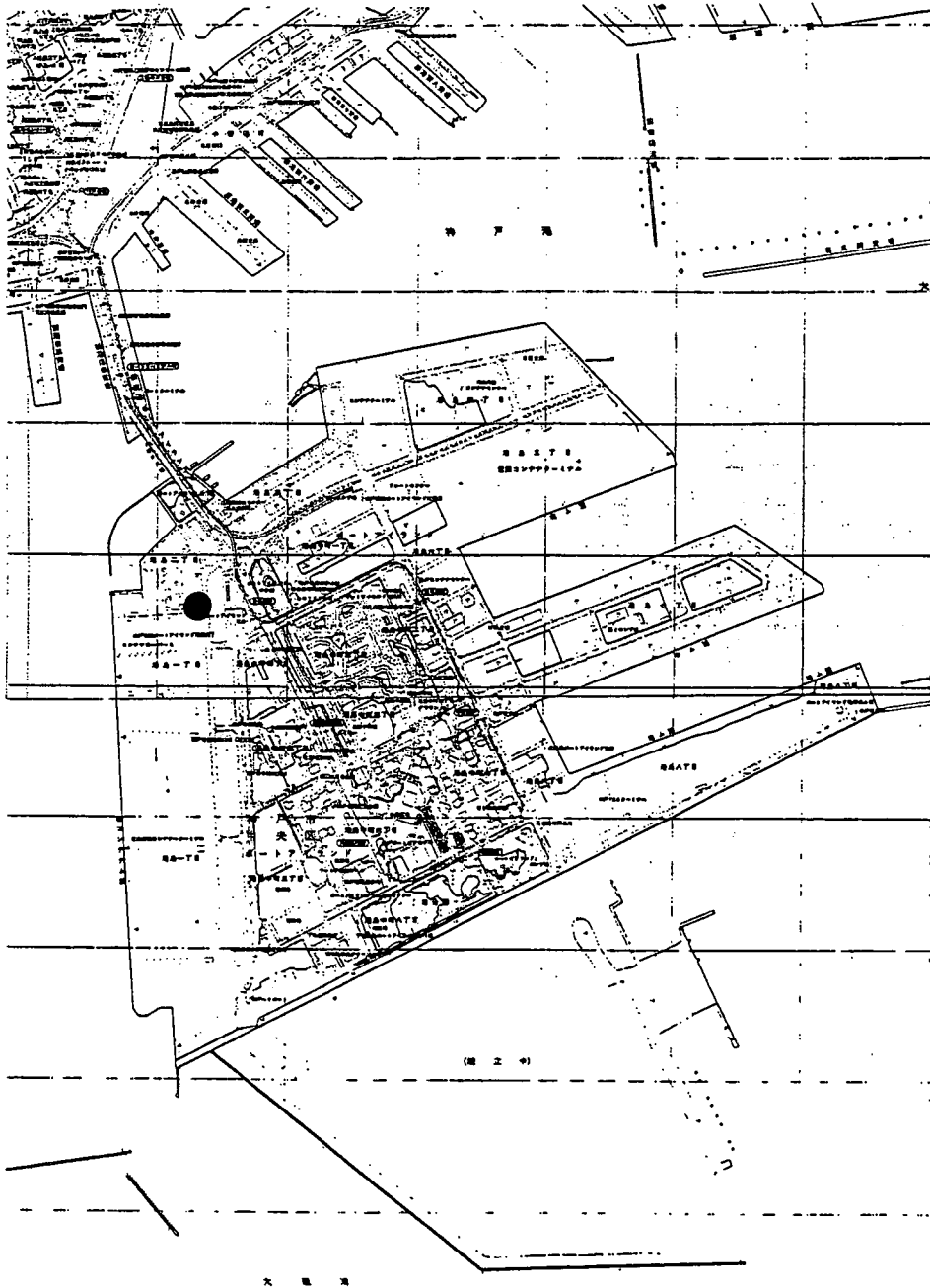


図-6.6.1 神戸市ポートアイランドおよび神戸市の設置した強震動垂直アレイ観測点。

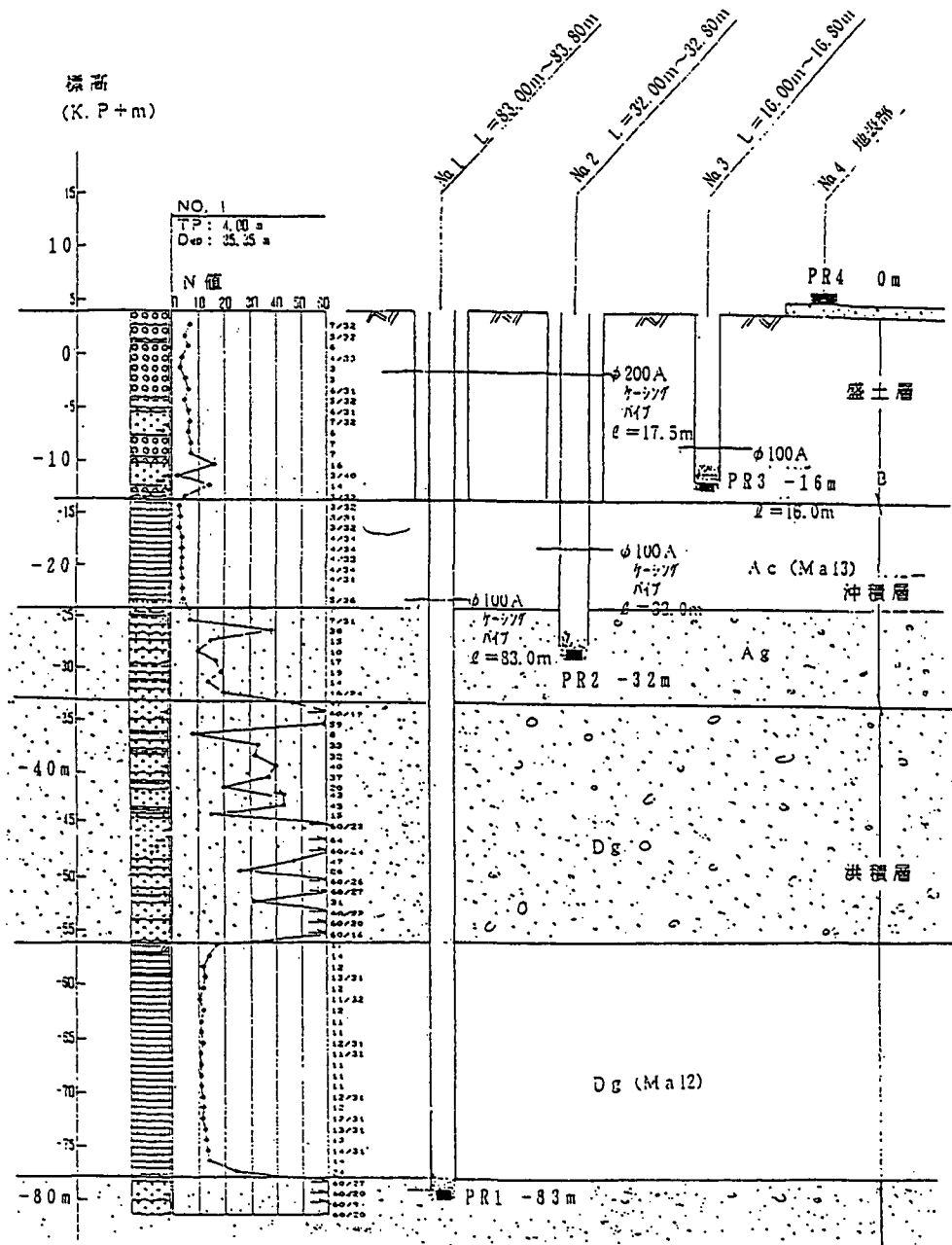


図-6.6.2 神戸市ポートアイランドの強震動垂直アレイ。3成分加速度計が深さ83m、32m、16m、および地表に設置されている。

本震の時の記録を詳細に見ると強い揺れが始まって約12秒後に地盤が液状化し、その影響で地震動の高周波成分が消え低周波の揺れのみが残るように見える。本震の直後に生じた余震の記録は地震動があまり大きくはなくても液状化の影響が残って低周波の揺れを示した。本震の液状化前、液状化後、その後に続く余震による地震動記録から推定された地盤のS波速度の時間変化が調べられた。その結果、図-6.6.7に示されるように、地表近くの砂礫層(5-15m)のS波速度は、本震時の強震動により、地盤の液状化前に60%低下し、さらに液状化直後にはゼロ近くに低下した。本震の数分後、3時間後、24時間後に発生した余震の地震動に対してS波速度は時間の経過とともに圧密曲線と似たカーブを描きながら回復傾向を示した。24時間以降の余震ではS波速度は時間変化せずほぼ一定となったが、本震前に比べ約20%低下したまま元には戻っていない。これは、ポートアイランドでは軟弱地盤が一度液状化するとその強度は低下したまま戻っていないこと、を示唆している。

本震のときのポートアイランドでの強震動のシミュレーションがHardin and Drnevich (1972)¹⁷⁾の非

線形モデル曲線を用いて試みられた (Aguirre and Irikura, 1995)¹⁸⁾。このモデルでは地盤の非線形性が破壊強度 (failure strength) のみに依存する。計算はJoyner and Chen (1975)¹⁹⁾による有限差分法を用いてなされた。この解析では-83mで合成記録と観測が一致するように拘束し、地表、-16m、および-32mにおける地震動が合成された。地盤構造のモデルの中でS波速度や密度など線形パラメータは地震動のスペクトル比のインバージョンから求められた値を用いた。地盤の非線形性に関するパラメータは何回かの試行錯誤の結果、観測によく一致するものが推定された。最終的に用いられた地盤パラメータが表に示される。合成波形と観測記録が図-6.6.8で比較される。合成波形は-16mと-32mでは全体的に観測とよく一致している。地表面では揺れの始まりから約12秒間ほどは合成波形は観測とよく一致しているが、その後観測波形は先に述べたように液状化のため低周波数のみとなり合成波形と顕著に異なっている。これはこの方法では液状化を考慮していないことによる。

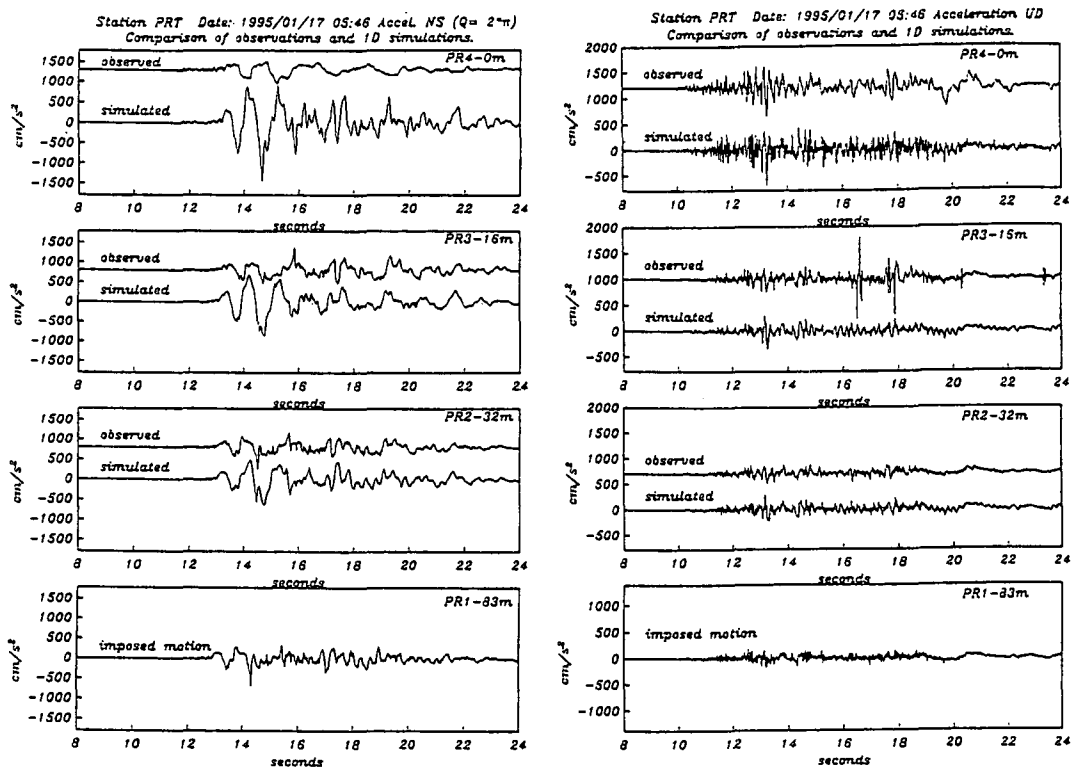


図6.6.3 神戸市ポートアイランドの強震動垂直アレイでの本震の観測記録と1次元 (水平構造) 線形モデルを仮定して計算された地表および地中 (-16mと-32m) の地震動との比較

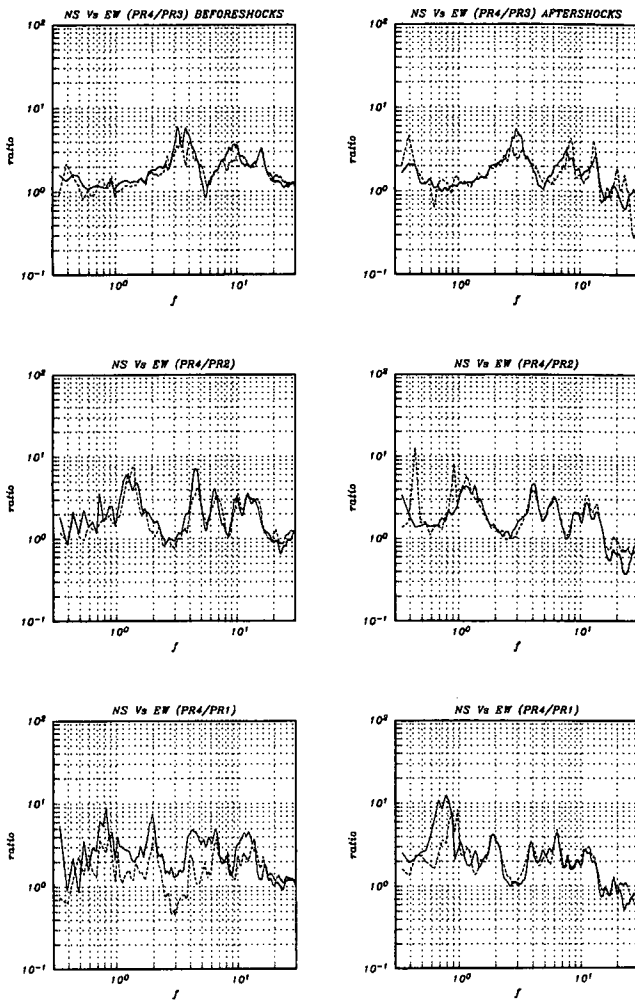


図-6.6.4 神戸市ポートアイランドの強震動垂直アレイでの地表と地中の地震動スペクトルの比。左は本震前の地震の記録、右は余震記録。上から、PR4/PR3 (地表/-16 m)、PR4/PR3 (地表/-32m)、PR4/PR3 (地表/-83m)。

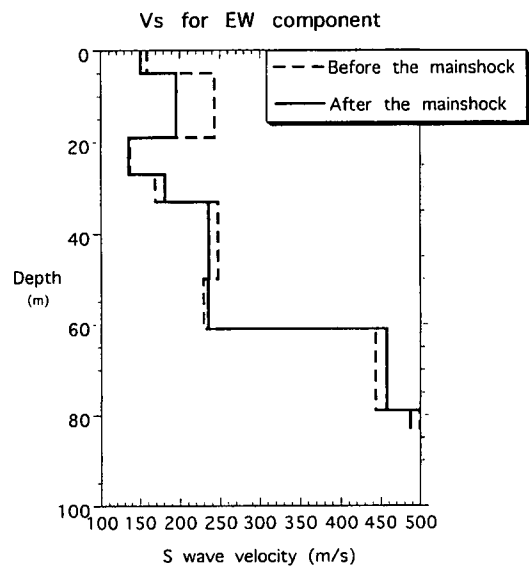


図-6.6.5 地表と地中の地震動スペクトル (EW成分) の比からインバージョンにより推定されたS波速度構造。点線は本震前の地震の記録、実線は余震記録を、別々に用いて求められたもの。

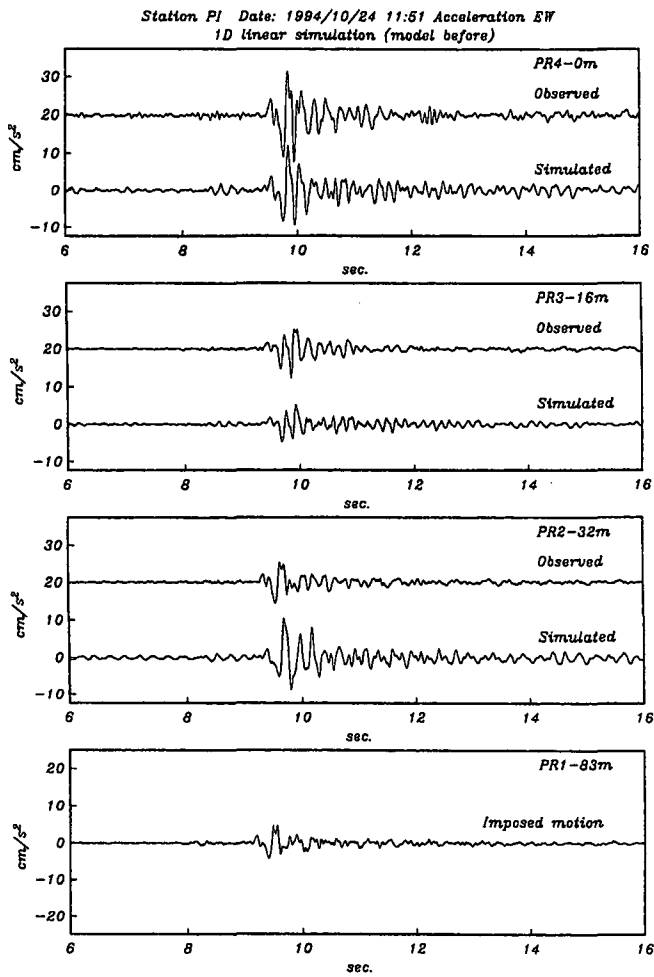


図-6.6.6 インバージョンにより推定された S波構造を用いてシミュレーションされた波形と観測波形比較。記録は本震前に1994年10月24日に京都と大阪府境に起こった M4.3からのものである。計算は -83m地点でシミュレーション波形と観測波形が一致する条件でなされる。

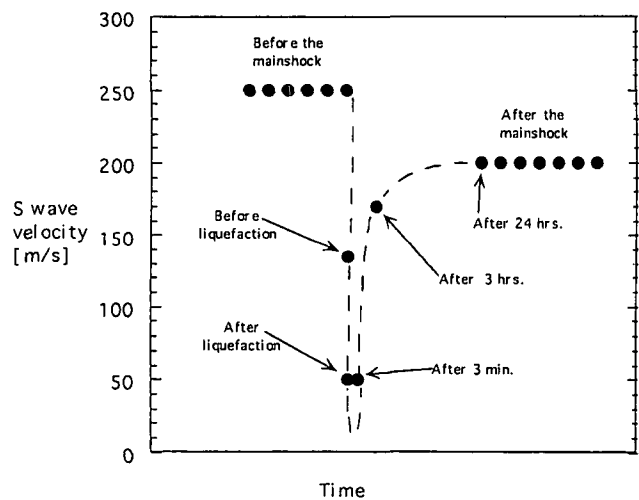


図-6.6.7 ポートアイランド観測点直下の第2層（砂混じり砂利層、埋め立て地盤）の S波速度の時間的变化。本震前、本震時液状化前、液状化後、および余震記録を用いて推定された。

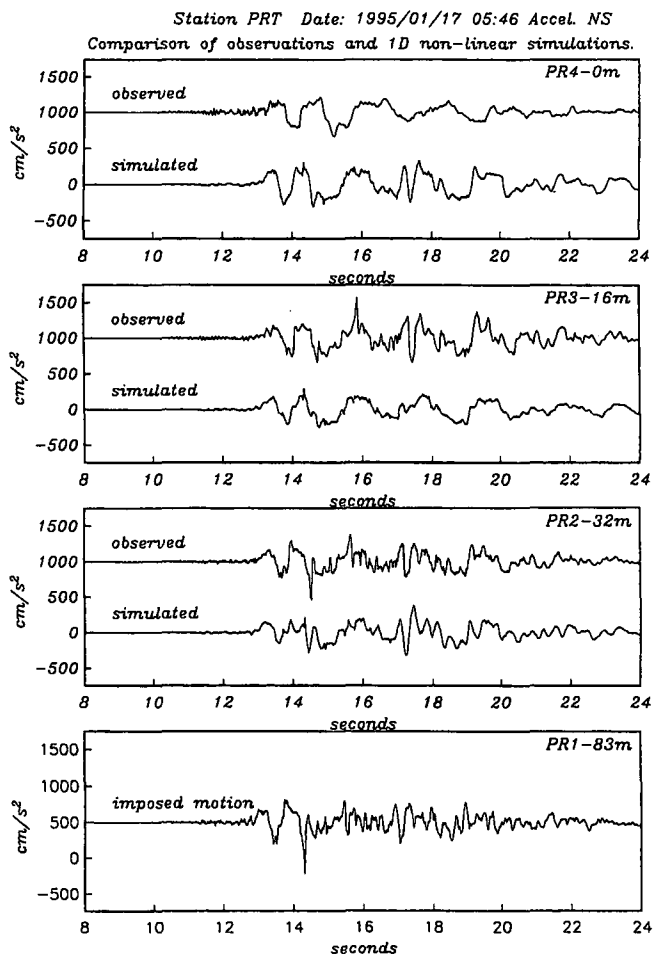
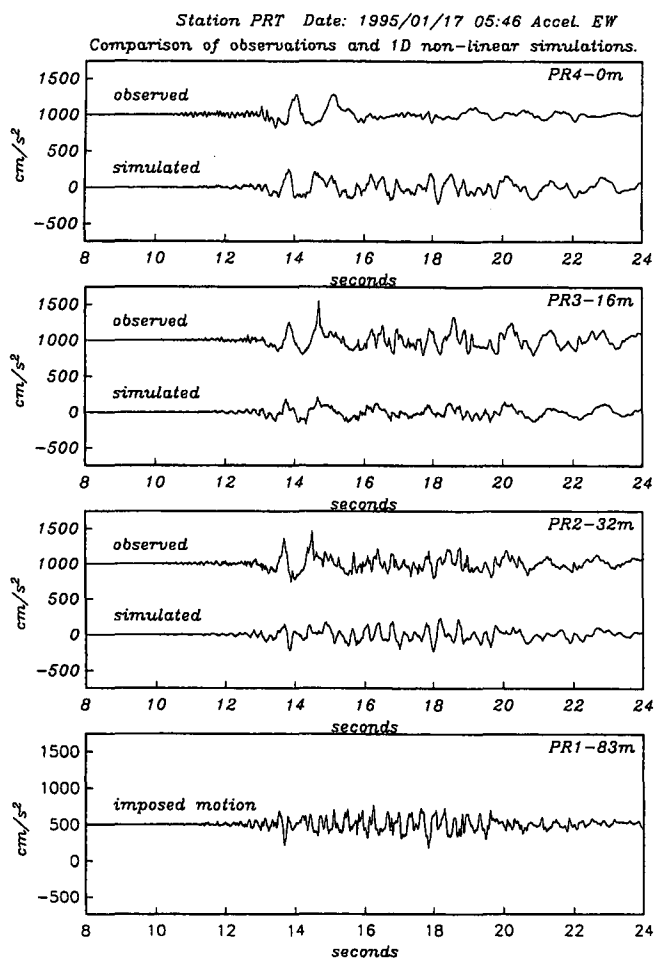


図-6.6.8 ポートアイランドでの本震時の加速度震動の非線形シミュレーションと観測記録の比較。計算は-83m地点でシミュレーション波形と観測波形が一致する条件でなされる。左:EW成分、右:NS成分。

6.7 被害地での強震動の再現

(1) 強震動合成のための震源モデル

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)²⁰]。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 (神戸大学 (KBU)、千早 (CHY) 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 (釜江・入倉, 1997)²¹。このようにして得られた震源モデルは図-6.7.1に示されるように3つの主要な破壊域 (アスペリティー) からなる。この震源モデルによる合成波形と観測波形との比較の一例 (神戸大学, KBU) が図-6.7.2a, bに示される。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。震源域に近いその他の観測点についても同様の比較がなされ合成と観測が良く一致する結果をえている。

(2) 震度7地域での強震動

私達は本震直後に震度7の領域およびその周辺で余震観測をおこなった。上で求められた震源モデルと臨時観測点で得られた余震記録を用いて本震の強震動の再現がなされた (図-6.7.3)。

震度7の帯の中にある福池小学校 (FKI) と芦屋精道小学校 (ASY) での再現された強震動は2つのやや周期の長い (周期1~2秒) 大振幅のパルス状波形からなっている。これらは図-6.7.1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2つのパルス状の震動の最大主軸は断層面に直交する方向にあり、第1および第3イベントの断層破壊の伝播による指向性効果によるものである。最大動は加速度約1,000gal、速度約130cm/sの大きさとなる。一方岩盤上の観測点KMCでは水平最大加速度および速度は300gal、60cm/sで、岩盤での本震観測点KBUと同様の大きさとなっている。岩盤上の地点も破壊伝播の指向性の効果は同様にうけているので震災の帯の原因を震源特性のみで説明できない。

震度7の強震動 (FKIとASY) と震度6の強震動 (KOB) のレスポンス・スペクトルが図-6.7.4a, bで比較される。震度7のFKIやASYでは周期1~3秒の地震動が震度6のKOBに比べて明かに大きいことがわかる。それ以外の周期では顕著な違いはみられない。すなわち震災の帯での強震動は断層破壊が神戸方向に進行したことにより生成された大きなパルス状の波が堆積地盤の下にある基盤の形状や表層地盤による地震動増幅に依ってさらに拡大されたものと考えられる。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。

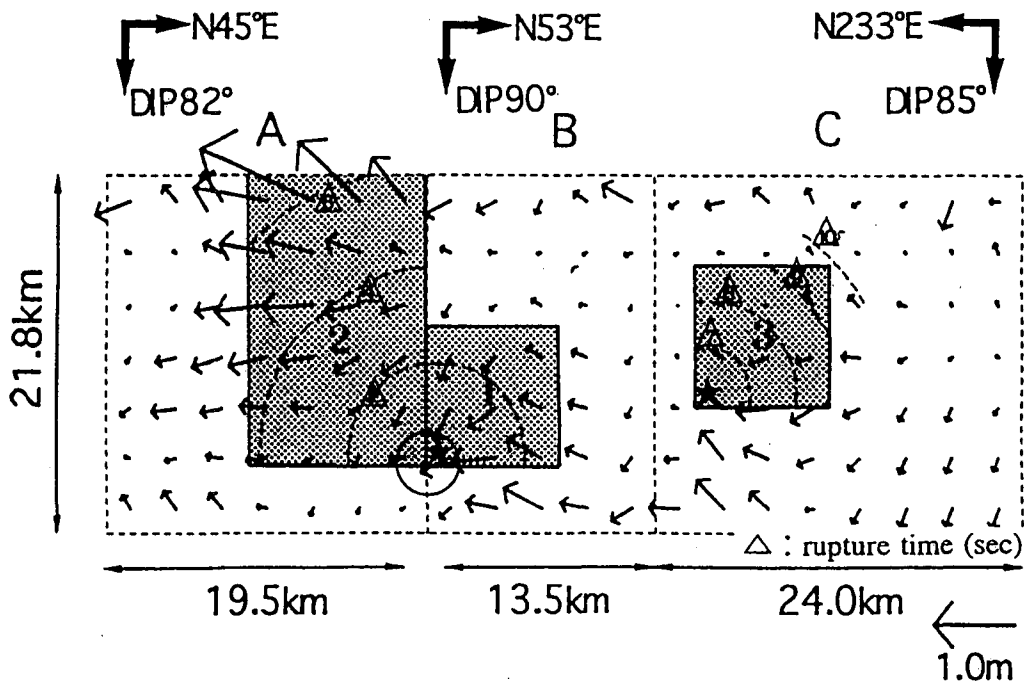
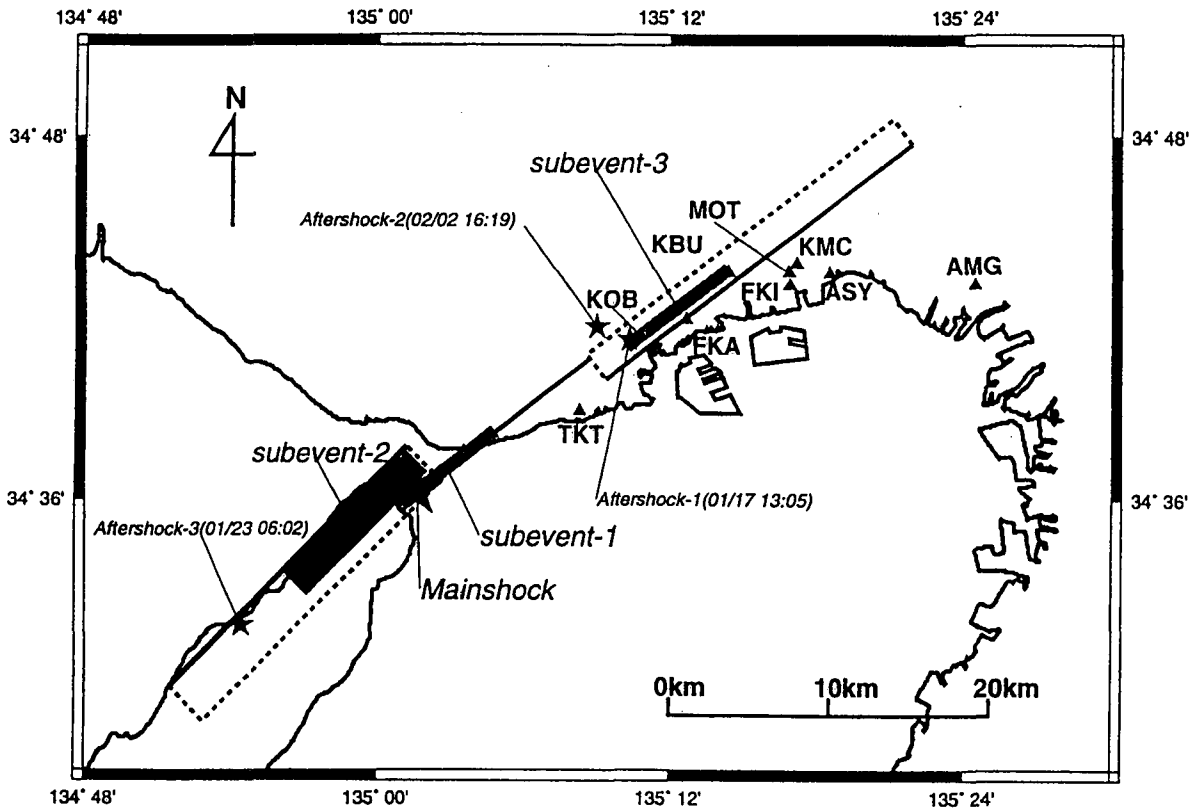


図-6.7.1 経験的グリーン関数法によるシミュレーションのための本震の震源モデル。
 波形インバージョンにより推定されたスリップ分布を基に影マークで示された3つの
 アスペリティー（第1、第2、第3イベント）のみから地震動が生成されたとする。
 それぞれのアスペリティーに対して一様なストレスドロップを仮定する。各イベントの
 パラメータは①：strike 233° , dip90° , $M_0=0.34 \times 10^{19} \text{Nm}$, $\Delta \sigma=16.3 \text{MP}$,
 $\tau=0.6 \text{s}$, ②：strike 233° , dip96, $M_0=1.0 \times 10^{19}$, $\Delta \sigma=8.6 \text{MP}$, $\tau=0.6 \text{s}$,
 ③：strike 233° , dip85° , $M_0=0.18 \times 10^{19}$, $\Delta \sigma=8.6 \text{MP}$, $\tau=0.6 \text{s}$.

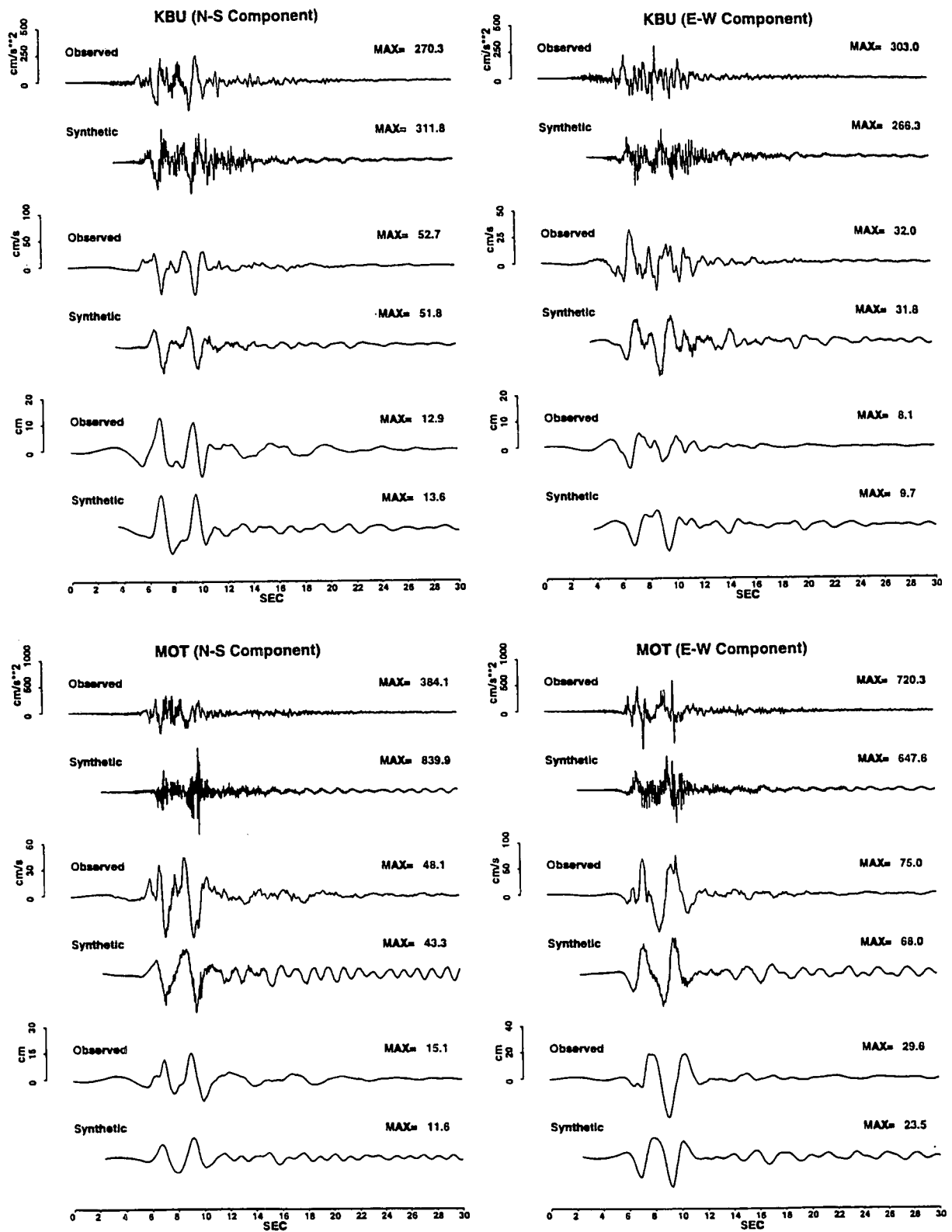
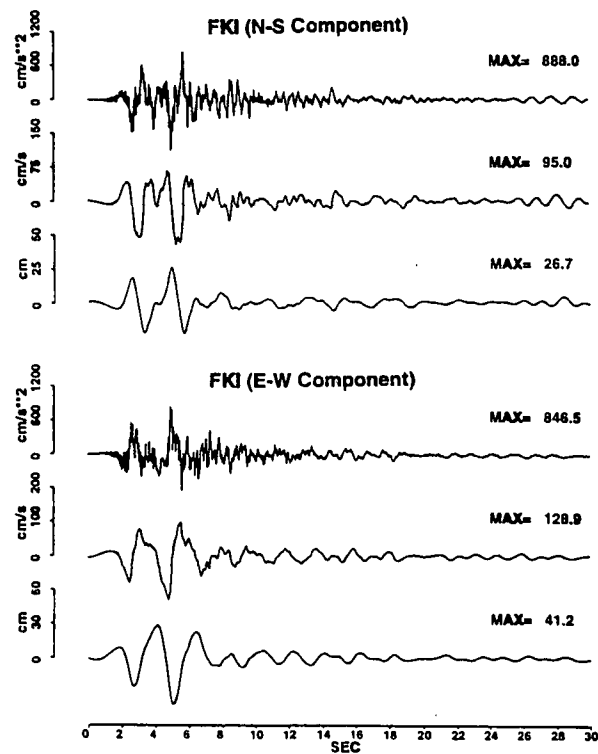
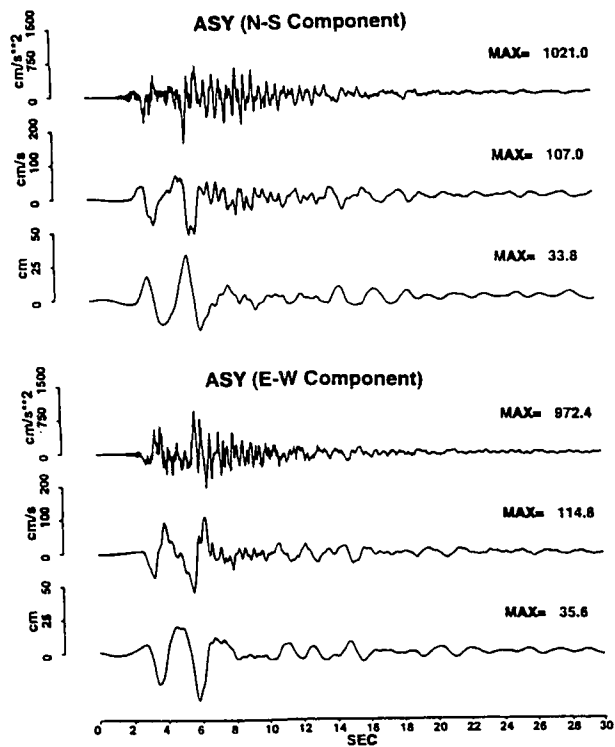


図-6.7.2 余震記録から合成された本震の地震動と観測記録〔神戸大学(KBU)および本山第1小学校(MYT)]の比較。合成のための震源モデルは図-6.7.1に示されたものを用いている。

a



b



c

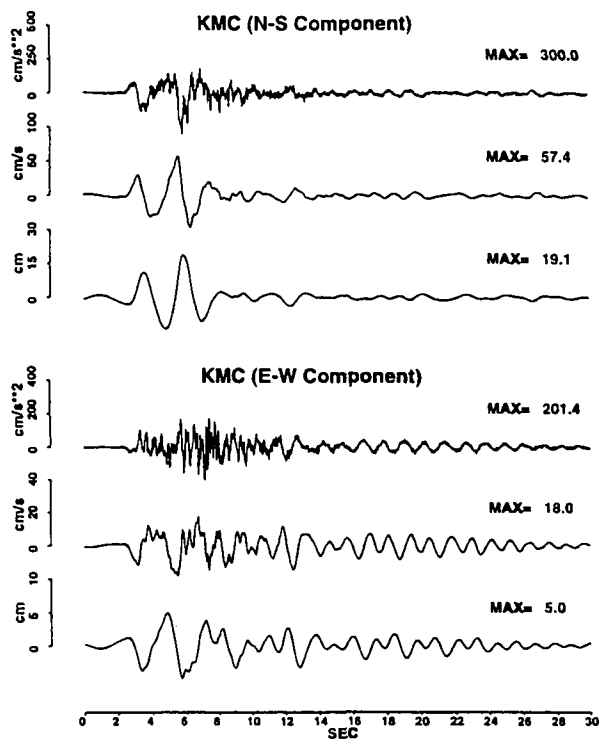


図-6.7.3 余震記録を用いて合成された本震の強震動、a：福池小学校（FKI）、
b：芦屋精道小学校（ASY）、およびc：神戸薬科大学（KMC）。

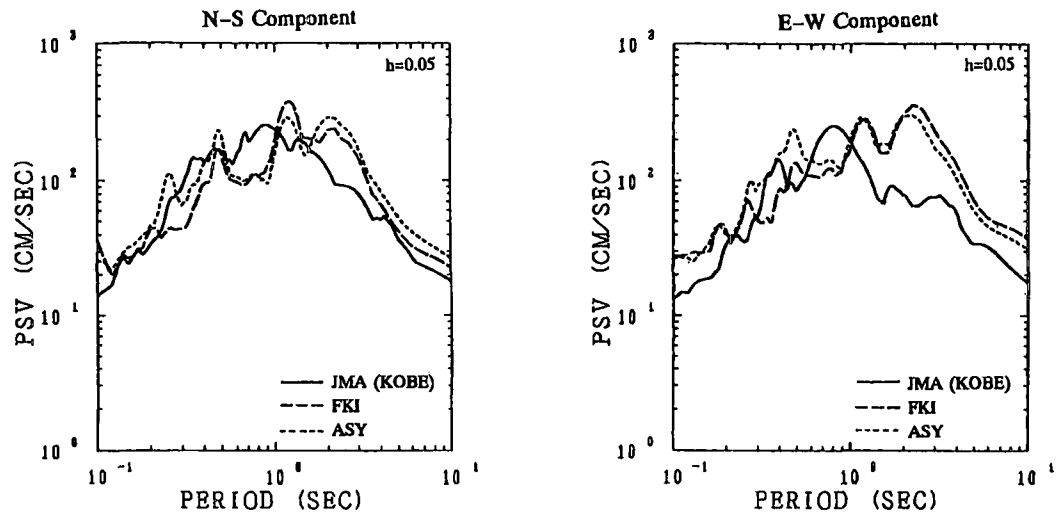


図-6.7.4 震度7の地域 (FKIとASYでの合成地震動) と震度6の地域 (KOBでの観測記録) の本震の強震動のレスポンススペクトルの比較。

6.8 まとめ

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を試みているが、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。我々は不十分なデータから出来る限りの情報を引き出そうと、今回の地震直後から余震の強震動観測、高密度アレー観測、長周期および短周期微動観測などにより、強震動と断層モデル、地下構造と地震動の局地的増幅、などの関係の解明、さらに本震時の強震動の再現の研究を行ってきた。その結果、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の揺れの方向 (粒子運動の軌跡) から推定された。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. 震源をとり囲む観測点で得られた強震動記録を用いて線形波形インバージョンにより推定された断層過程から、主要な破壊は3つのアスペリティー、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、いずれも右横ずれの動きが卓越していることがわかった。
3. 断層近傍に位置する神戸の観測点で断層直交方向の水平動は2つの大振幅のパルス状の震動を示している。インバージョンにより推定された断層破壊過程を用いてなされた断層近傍の地震動伝播の数値シミュレーションの結果、このようなパルス波は横ずれ断層の破壊伝播による指向性 (directivity) によるものであることが明らかとなった。神戸地域の観測点でみられる2つのパルス波は神戸側の2つのアスペリティーで生成されたものであること、およびパルスの長さはアスペリティーの大きさおよびアスペリティーと観測点の幾何学的位置関係に関係することが確認された。
4. 「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」の中では地震動が大きく増幅されることがわかった。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。観測された地震動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。
5. 3次元構造を考慮した本震のシミュレーションでは、破壊伝播の指向性効果により形成された長周期パルス波と堆積層境界で生成され堆積層を円錐波的に伝わる波とが重なりあって神戸側では断層から南側1~3km離れたところで大きな振幅の震動が形成されることが確認された。
6. 「震災の帯」の南側に位置する沿岸部の埋め立てなどの軟弱地盤では強震動に対して地盤が顕著な非線形的挙動を示した。特に非線形性は水平成分に強く現れるが、上下動には比較的現れにくい。これが軟弱地盤で上下動が水平より大きく現れた一因となった。地盤の非線型効果により、本震時に地表面における

地震動水平成分の最大加速度値は、線形理論から予測される値の約25%に抑えられたが、上下成分の最大加速度値は線形理論の予測値と殆ど変わらなかった。軟弱地盤は強震動に対し免震的效果を示すが、一方で液状化によるライフラインの寸断などの被害も多く、必ずしも被害が少ないとは言えない。

7. 東灘区の震度7の「震災の帯」で観測された余震記録を経験的グリーン関数として再現された強震動も周期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1,000galで最大速度約130cm/sの大きさとなる。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。この長周期パルスと構造物被害の集中との関連性は今後検討されるべき重要課題の1つであろう。

参考文献

- 1) 根本泰雄・根岸弘明・入倉孝次郎: 平成7年(1995)年兵庫県南部地震本震震源の再検討、地震第2輯、50, pp.125-130, 1997.
- 2) 茂木清夫: 「地震一その本性を探る一」、東京大学出版会, 1981.
- 3) Nakata, T. and K. Yomogida: Surface fault characteristics of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Journal of Natural Disaster Science*, 16-3, pp. 1-11, 1995.
- 4) 根本泰雄・片尾浩・鈴木英之進・吉田康宏・入倉孝次郎: 1995年兵庫県南部地震直後の余震域の拡大、日本地震学会講演予稿集、1996-2、C67, 1996.
- 5) Kagawa T., K. Irikura, and I. Yokoi: Restoring Clipped Records of near-field strong ground motion during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, 18, pp.43-57, 1996.
- 6) Heaton, H. Heaton, John F. Hall, David J. Wald, and Marvin W. Halling: Response of high-rise and base-isolated buildings to a hypothetical Mw 7.0 blind thrust earthquake, *Science*, 267, pp. 206-211, 1995.
- 7) 額縁一起: カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, *科学*, Vol.66, pp.93-97, 1996.
- 8) Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, and M. Hoshiba: Determination of the location of faulting beneath Kobe during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake from near-source particle motion, *Geophys. Res. Lett.*, 23, pp.387-390, 1996.
- 9) Fukushima, Y. and T. Tanaka: A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, pp.757-783, 1990.
- 10) 福島美光: 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, 1994.
- 11) Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura, and K. Matsunami: Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake at Higashinada Ward, Kobe city, *Journal of Natural Disaster Science*, 16-2, 41-48, 1995.
- 12) Pitarka, Arben, Kojiro Irikura, Tomotaka Iwata, and Takao Kagawa: 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, *Journal of Physics of the Earth*, 44, 563-576, 1996.
- 13) Pitarka, A. and Kojiro Irikura: Modeling 3D surface topography by finite-difference method: Kobe-JMA station site, Japan, case study, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2729-2732, 1996.
- 14) Kawase, H.: The cause of the damage belt in Kobe: "The basin edge effect", constructive interference of the direct S wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, *Seis. Res. Lett.*, 67-5, pp.25-34, 1996.
- 15) Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi: Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, No.2 (in press), 1998.
- 16) Aguirre, J. and K. Irikura: Non-linearity, liquefaction, and velocity variation of soft soil layers in Port Island, Kobe, during the Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc.*

- Am., 87, pp.1244-1258, 1997.
- 17) Hardin, B. O. and V. P. Drnevich: Shear modulus and damping in soils: design equations and curves, Proc. Am. Soc. Civil Eng., J. Soil Mech. Foundations Div., 98, pp.667-992, 1972.
 - 18) Aguirre, J. and K. Irikura: 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, 16-2, 49-58, 1995.
 - 19) Joyner, W. B. and A. T. F. Chen: Calculation of nonlinear ground response in earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 65, pp.1244-1258, 1975.
 - 20) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Symp., pp. 151-156, 1986.
 - 21) 釜江克宏・入倉孝次郎: 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 500, pp.29-36, 1997.