

兵庫県南部地震で発生した強震域での加速度応答スペクトルの推定

佐藤 忠信・北 勝利・前田 知就・山下 典彦

ESTIMATION OF RESPONSE SPECTRA IN THE SEVERELY DAMAGED AREA DURING 1995 HYOGO-KEN NANBU EARTHQUAKE

By Tadanobu SATO, Katutoshi KITA, Tomonari MAEDA and Norihiko YAMASHITA

Synopsis

The 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake have adopted the seismic intensity of JMA (Japan Meteorological Agency) scale 7 since The 1948 Fukui Earthquake. Although the response spectrum is one of tools to grasp the basic reasons of structural damage we could not calculate it in the severely damaged area by this earthquake because observed records of ground motions were not enough near source region. Therefore, we calculated theoretical acceleration response spectra at the ground surface in the region near the earthquake source based on the spectral moment method. To estimate earthquake motion on the ground surface the theoretical formula of earthquake motion at base rock level was derived. The amplification effect of the ground was introduced by using the multiple reflection theory. Theoretically estimated response spectra were modified by the response spectra calculated using observed earthquake motions.

1. まえがき

1995年1月17日午前5時46分に明石海峡付近の、北緯34.6度、東経145度、深さ14kmを震源とするマグニチュード7.2の兵庫県南部地震が発生した。以前から関西地区には六甲断層系、生駒断層系、有馬高槻構造線、花折断層系、山崎断層系などの多数の活断層があり、地震学者らによって危険性が指摘されていた¹⁾。しかし、この地震によって多くの死傷者を出すなど、各地に甚大な被害をもたらした。死者数は6000人以上、負傷者の数は3万5000人、損壊家屋10万棟以上、焼失家屋は7400戸と言われている。総損害額はほぼ10兆円であり、5.8兆円が家屋の被害、1.4兆円は港湾施設の被害、4500億円が高速道路の被害、4200億円がガス供給施設の被害、3400億円が鉄道の被害であったと言われており、我が国における自然災害による被害としては最大級のものとなった²⁾。今回の地震は、近代都市を襲った直下型地震であり、大都市の自然災害に対する脆弱さを露呈した。都市の社会・生活基盤を担うライフライン施設が被害を受け、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などの情報機能の混乱、交通網の寸断など長期にわたり都市機能が完全に麻痺し、社会・経済的に大きな影響をもたらした。

また、この地震では、神戸市須磨区から西宮市まで東西約20km、幅約1~1.5kmの帯状エリアに「震災の帯」と呼ばれる領域が広がり³⁾、震度階としては約50年前の福井地震以来、初めて用いられることになった震度7が設けられた。福井地震の後、我が国では高度経済成長とともに都市部は急速に発展をとげたが、大都市圏において都市直下型の地震を経験することはなかった。この間アメリカにおける1989年のロムプリエタ地震や1994年のノースリッジ地震における被害によって、近代都市における高速道路やライフ

ライン施設など都市施設の地震に対する脆弱さが指摘されたにもかかわらず、我が国ではそのための対策がまだ十分でなかった状況下で兵庫県南部地震は発生し、住宅や都市施設などに大きな被害を発生することとなった。

一方、わが国で最近発生した 1993 年釧路沖地震、1994 年北海道東方沖地震においては、観測された地震記録に基づいて得られた加速度応答スペクトルによると、地震外力が設計震度の 4 倍以上⁴⁾に達していたにもかかわらず、これらの地震では軽微な被害しか生じなかった。このため、実際の構造物での韧性がかなり高いため、このような大きな地震荷重に対しても軽微な被害に留まったと考えられてきたが、兵庫県南部地震の際に多数の構造物が被害を受けたことにより、地震動の震源における発生メカニズムや地盤の伝播特性、増幅特性の違いによって、構造物の被害状況がどのように異なるかを詳細に把握する必要性が生じた。

このような地震動を評価する指標の一つとして、加速度応答スペクトルが用いられている。加速度応答スペクトルは、地震動の加速度時刻歴から計算して求めることができる。しかし、兵庫県南部地震で発生した震度 7 の強震域には地震観測点が無かったため加速度時刻歴が観測されておらず、強震域における地震動の加速度応答スペクトルを求めることはできない。

本研究では、兵庫県南部地震における震源断層の破壊過程をモデル化し、重複反射理論によって地盤の増幅特性を考慮して地表面における地震動のフーリエスペクトルを解析的に推定する⁵⁾。そして、求めた地表面の地震動から得られる 1 自由度系構造物の加速度パワースペクトルを用いて、スペクトルモーメント法⁶⁾により加速度応答スペクトルを推定する。Fig. 1 に本手法の計算手順の概念を示す。この手法の特徴は、地震動のパワースペクトルを理論的に求めているため、加速度時刻歴を必要とせず加速度応答スペクトルを推定することができる、という点にある。さらに、観測点において推定加速度応答スペクトルと観測記録による加速度応答スペクトルとの違いが大きい場合には、実際の観測記録を用いて推定する加速度応答スペクトルの補正を行う必要があるため、このための方法論について展開する。

2. 地表面における地震動の推定法

大地震において観測点まで震央距離が数百 km に及ぶとき、震源は広がりをもたない点としてみなすことができる。しかし兵庫県南部地震における神戸市街地のように震源近傍の地域の地震動を推定するには地震発生メカニズムを点震源としてではなく、広がりのある震源断層を仮定した上で、その破壊過程をモデル化し、断層上の破壊点から観測点まで地震動の伝播に及ぼされる影響を考慮することが必要となる。

兵庫県南部地震における被害の特徴として、震度 7 の領域は震源断層の真上ではなくやや南に離れて幅 1 ~ 1.5 km 程度の細長い帯状の地域に広がっていることが挙げられる³⁾。このことは、地表面における地震動を推定するためには、地盤構造による地震動の増幅効果を適切に評価する必要があることを示している。

本章では、兵庫県南部地震の震源断層の破壊過程のモデルを用いて、断層面上に仮定した小地震の重ね合わせにより大地震の理論的なフーリエスペクトルを求める。次に、深層地盤構造および表層地盤構造のモデル化を行って、S 波速度が 3.4 km/sec の基盤面から工学的基盤面までの増幅および表層地盤の増幅を一次元重複反射理論により評価し、地表面における地震動のフーリエスペクトルを推定する。

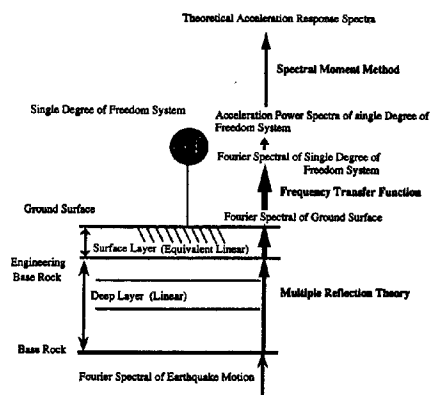


Fig. 1 Process of calculating theoretical acceleration response spectrum.

2.1 震源断層の破壊過程に基づく基盤岩上における地震動の推定

地震動を推定するためには、まず、震源断層の破壊過程をモデル化しなければならない。ここでは、震源断層モデルとして Fig. 2 のようなモデルを考える。これは、破壊が断層面上を一樣な破壊速度で伝播するものとし、断層の長さ L 、幅 W 、くい違い量 D 、立ち上がり時間 τ および破壊伝播速度 v_r の5つのパラメータを持つ矩形断層として震源を仮定し、大地震の断層面を $n \times n$ 個に分けて各要素を小断層に対応させた震源断層モデルである。

ただし、添字の L は大地震を、添字の S は小地震を示しており、以下もこの規則にしたがう。断層面上の小区域のずれによって小地震が起ると仮定すると、破壊の伝播による時間遅れを考慮し小地震を重ね合わせることで大地震を合成できる。すなわち、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。ここで、大地震による地震動の周波数領域の表現を $g_{oL}(\omega)$ とすると、これは断層面上に発生する小地震の地震動 $g_{oS}(\omega)$ の時間的ずれ t_{ij} 、 t_{ijk} を考慮した重ね合わせを用いて次式のように表現できる。

$$g_{oL}(\omega) = \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} g_{oS}(\omega) \exp(-i\omega t_{ij}) + \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} g_{oS}(\omega) \exp(-i\omega t_{ijk}) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ただし、 $g_{oS}(\omega)$ は小地震のフーリエスペクトルであり次式で表される。

$$g_{oS}(\omega) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho v_s^3} \frac{S(\omega)}{R_{ij}} \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 $R_{\theta\phi}$ は radiation pattern 係数で、 ρ は媒体の密度、 v_s はせん断波速度、 R_{ij} は観測点と小区域 (ij) の破壊点の間の距離である。

なお、 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違いの進行に基づく時間遅れによって次式のように表される。

$$t_{ij} = \frac{(R_{ij} - R_0)}{v_s} + \frac{\xi_{ij}}{v_r} \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$t_{ijk} = t_{ij} + \frac{\kappa\tau}{(n_D - 1)n'} \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 R_0 は観測点と震源の距離、 R_{ij} は観測点と小区域 (ij) の破壊点の間の距離、 v_s は媒質のせん断波速度、 ξ_{ij} は断層面上での震源から小区域 (ij) の破壊点までの距離である。 n_D は大地震と小地震のくい違い時間関数の関係から得られるくい違い量の比で、 $n_D = D_L/D_S$ とする。なお、 n' は立ち上がり時間の分割による見かけの周期を無くすために適当に設定する整数である。

小地震の記録を用いた大地震の強震動の予測は地震の相似則に基づいている。Kanamori & Anderson⁴⁾、Geller⁵⁾ らによれば、震源パラメータの経験的相似則として地震モーメントの比を用いて次式のように表している。

$$n_W = n_L = n_D = n = \left(\frac{M_{oL}}{M_{oS}}\right)^{\frac{1}{3}} \quad \dots\dots\dots (5)$$

なお、以下の解析では $n' = n = 3$ とした。

結局、式(5)から震源パラメータの間には次の関係が成り立つ。

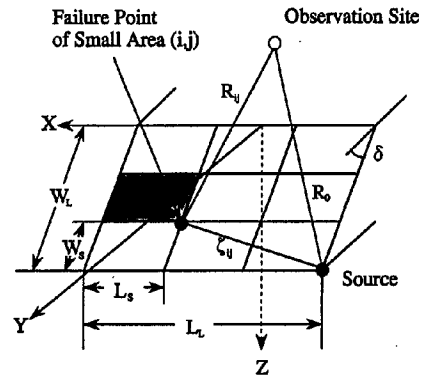


Fig. 2 Schematic fault source model for synthesis.

$$L_L = n \cdot L_S, W_L = n \cdot W_S, D_L = n \cdot D_S \dots\dots\dots (6)$$

ただし, L, W はそれぞれ断層の長さと同幅で, D はくい違い量である。多くの地震において, L と W との間には,

$$L = 2W \dots\dots\dots (7)$$

の関係がほぼ成り立つので, 兵庫県南部地震における断層においても, この関係を用いる。また, 断層の地震モーメント M_0 はダブルカップルと断層運動の等価性から次式で表される。

$$M_0 = \mu D W L \dots\dots\dots (8)$$

ここに, μ は地殻媒質のせん断弾性係数である。また, 立ち上がり時間 τ についても破壊速度 v_r が一定であると仮定すると次式が成り立つ。

$$\tau_L = n \cdot \tau_S \dots\dots\dots (9)$$

立ち上がり時間 τ は, は, Geller⁵⁾ の関係を用いている。

$$\tau = 16S^{1/2} / (7\pi^{3/2} v_s) \dots\dots\dots (10)$$

ここに, v_s は S 波速度で, $S = WL$ は大断層の面積である。大断層の面積 S と地震モーメントの関係は, Kanamori & Anderson⁴⁾ により次式のように表されている。

$$M_0 = \left(\frac{16\Delta\sigma}{7\pi^{3/2}} \right) S^{3/2} \dots\dots\dots (11)$$

ここで, $\Delta\sigma$ は応力降下量である。従って, 大断層の面積 S を地震モーメント M_0 から求めて, 式 (7), (8), (9) を用いると震源パラメータ L, W, D および立ち上がり時間 τ が求まる。

式 (2), (3) において, 波の伝播は工学的に重要な S 波を考え, その速度は $v_s = 3.4$ km/sec, 破壊速度 v_r は $0.9v_s = 3.06$ km/sec とする。さらに, 一様破壊と線形の ramp 関数によって表される一定のくい違いが矩形断層面上で仮定されるとき, 遠方での地震波の震源スペクトル $S(\omega)$ は次式で表される。

$$S(\omega) = \mu D L W \left| \frac{\sin(\omega\chi_\tau)}{\omega\chi_\tau} \right| \left| \frac{\sin(\omega\chi_L)}{\omega\chi_L} \right| \left| \frac{\sin(\omega\chi_W)}{\omega\chi_W} \right| \dots\dots\dots (12)$$

$$\chi_\tau = \frac{\tau}{2} \quad \chi_L = \frac{L}{2v_r} \quad \chi_W = \frac{W \cos \delta}{\pi v_s} \dots\dots\dots (13)$$

δ は断層の dip angle

なお式 (2) 中 radiation pattern 係数 $R_{\theta\phi}$ については, その全方位について平均した値 $R_{\theta\phi} = 0.4$ を用いることにする。

上式で $S(\omega)$ は, 高周波領域で ω^{-3} に比例してスペクトル値が減少する。このため, 高周波領域で観測値を過小評価することになる。そこで本研究では, 高周波で ω^{-2} に比例するモデルとするため, 式 (12) の 3 項の絶対値の内一番高い振動数成分の項を無視した震源スペクトルを用いることとする。

以上の解析では, 震源からの距離に反比例する距離減衰のみしか考えなかったが, 実際の問題に適用するためには地震波動が伝播する媒質の内部減衰も考えなければならない。この場合には, 式 (1) における小地震のフーリエスペクトル $g_{0S}(\omega)$ を次式で与えられる $g_S(\omega)$ に書き換える必要がある。

$$g_S(\omega) = g_{0S}(\omega) \exp\left(-\frac{\omega R y}{2v_s Q}\right) \dots\dots\dots (14)$$

ここに, $g_S(\omega)$ は Q 値を導入した後の震源スペクトルで, 地震波動が伝播する媒質の内部減衰を考慮した形になっている。対象にしている波は S 波であるので, 減衰として用いる Q^{-1} は S 波によるものが望ま

しい。しかしS波の減衰よりS波の後に続くコーダ部分の減衰 Q_c^{-1} の方が求めやすいので、本研究では、近畿地方における観測データを基にして、周波数 f との関係により得られる次式のような Q_c^{-1} を用いた⁶⁾。

$$\log Q_c^{-1} = -0.5 \log f - 2.3 \quad \dots\dots\dots (15)$$

2.2 地盤の増幅特性の評価

地盤構造を考慮した地震動の増幅特性を評価するために、神戸市内において収集されたボーリング資料を基に一次元的な地盤モデルを作成した。基盤から工学的基盤までを深層地盤、工学的基盤から地表面までを表層地盤として区別した。重複反射法により、鉛直に入射するSH波に対する深層地盤の周波数伝達関数 $H_d(\omega)$ および表層地盤の周波数伝達関数 $H_s(\omega)$ を求める。基盤から地表面までの地盤構造を水平成層と仮定したうえで地層構成をモデル化しているの、決定すべきパラメータは、各層の最上面の地表面からの深度 z と、各層のせん断波速度 v_s 、密度 ρ 、規準ひずみ γ_0 である。

まず、表層地盤各層のパラメータの決め方について述べる。神戸市内において収集されたボーリングデータ⁷⁾を用いてN値が50以上となる深さの工学的基盤面深度と、土質の種類に応じて層構成をモデル化する。せん断波速度 v_s は、ボーリングデータから求めた各層の平均N値より、次式を用いて計算する⁸⁾。

$$v_s = 89.8 \times N^{0.341} (m/s) \quad \dots\dots\dots (16)$$

密度 ρ は、各層を構成している土の種類により、ボーリングデータを基に決定する。また、規準ひずみ γ_0 は、以下のように求める。まず、各層の中央の有効応力 σ'_v を求める。次に、内部摩擦角 ϕ は道路橋示方書⁹⁾による次式より算定する。

$$\phi = 15 + \sqrt{15 \times N} \quad \dots\dots\dots (17)$$

これより最大せん断応力を $\tau_f = \sigma'_v \times \tan \phi$ より求め、初期せん断弾性係数 G_{max} を用いて、規準ひずみ γ_0 を次式より求める。

$$\gamma_0 = \frac{\tau_f}{G_{max}} \quad \dots\dots\dots (18)$$

次に、基盤面から工学的基盤面までの深層地盤構造のモデル化について述べる。まず、各点の岩盤深度を、重力探査結果を基に中川ら¹⁰⁾が示したFig. 3より読み取る。岩盤におけるせん断波速度は3.4 km/secとする。基盤面から工学的基盤面までの層構成には2種類のを考え各層のパラメータは、Fig. 4に示す、大阪市地域防災計画参考資料¹¹⁾より作成した深層地盤モデル1と入倉³⁾による深層地盤モデル2を用いて決定した。深層地盤モデル1と深層地盤モデル2の層構成および各層のパラメータの値はFig. 4に示す通りである。各層境界の深さは、

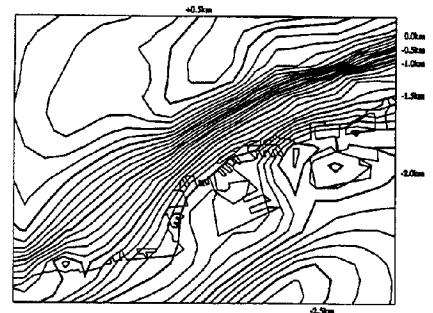


Fig. 3 Configuration of top surface of the base rock in the Kobe sedimentary basin proposed by Nakagawa.

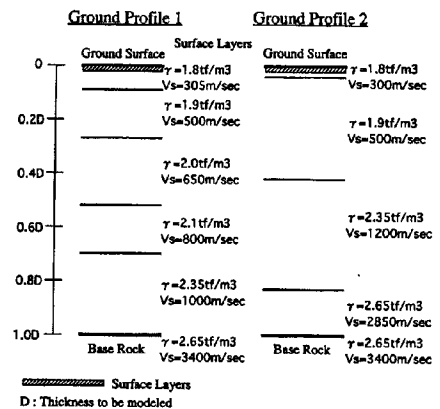


Fig. 4 The horizontally layered ground models for deeper parts of ground profiles.

各点の岩盤深度を深層地盤モデルの岩盤深度 D に代入して求めた。

2.3 地表面における地震動のフーリエスペクトル

以上で展開した手法を用いて、地表面における地震動のフーリエスペクトルを求める。まず、2.1の手法により、断層の破壊過程に基づいて、基盤面における地震動のフーリエスペクトル $g_{0L}(\omega)$ を求める。

次に、前節で定めた深層地盤モデルを用いて、重複反射理論に基づき、せん断波速度 v_s が 3.4 km/sec の基盤面から N 値が 50 の工学的基盤面までの周波数伝達関数 $H_d(\omega)$ を求める。さらに、表層地盤ではせん断弾性係数 G や減衰定数 h のひずみ依存性を考慮して双曲線型応力-ひずみモデルによる等価線形解析を行った。水平成層地盤内のせん断弾性係数と減衰定数を求めるためには地盤内に発生するせん断ひずみ γ を評価しなければならない。本研究では、せん断ひずみ γ の時刻歴が得られていないために、水平成層の各層中央におけるせん断ひずみ γ のフーリエスペクトルを求め、後述の式と同様な関係式を用いて、せん断ひずみ γ のパワースペクトルからせん断ひずみの最大値の期待値を計算し、その 0.6 倍を地盤内に発生するせん断ひずみの評価値とした。等価線形解析であるので最大せん断ひずみの期待値が 1% 以内の誤差に収束するまで繰り返し計算を行って、水平成層の各層における等価せん断弾性係数と減衰定数を決定した。前節で定めた表層地盤モデルを用いて、工学的基盤面から地表面までの周波数伝達関数 $H_s(\omega)$ を求める。これより地表面における地震動のフーリエスペクトル $g_L(\omega)$ は次式で求められる。

$$g_L(\omega) = H_d(\omega) \times H_s(\omega) \times g_{0L}(\omega) \quad \dots\dots\dots (19)$$

3. 加速度応答スペクトルの推定法

本章では、前章で求めた地表面における地震動の加速度フーリエスペクトルから 1 自由度系の加速度応答スペクトルを推定する方法について述べる。まず、1 自由度系の伝達関数を地表面における地震動の加速度フーリエスペクトルに乗ずることにより、1 自由度系の応答の加速度フーリエスペクトルを求める。このフーリエスペクトルから 1 自由度系の応答の加速度パワースペクトルを計算し、パワースペクトルから Kiureghian¹²⁾ による方法で 1 自由度系の最大加速度応答値の期待値を推定する。以上の手順を様々な固有周期を持つ 1 自由度系について行い、1 自由度系の理論加速度応答スペクトルを推定する。

3.1 1 自由度系の最大加速度応答値の推定

2 章で求めた地表面における地震動のフーリエスペクトル $g_L(\omega)$ に、1 自由度系の周波数伝達関数 $H_x(\omega)$ をかけることにより、1 自由度系の応答のフーリエスペクトル $X(\omega)$ を次式のように求める。

$$X(\omega) = H_x(\omega) \times g_L(\omega) \quad \dots\dots\dots (20)$$

1 自由度系の応答のパワースペクトルは、パワースペクトルの定義式から次のように求まる。

$$P(\omega) = \frac{1}{T} X(\omega) X^*(\omega) \quad \dots\dots\dots (21)$$

ただし、 T は継続時間であり、 $X^*(\omega)$ は $X(\omega)$ の共役複素数である。

本研究では継続時間 T を次のように定義する。

$$T = T_0 + T_\alpha \quad \dots\dots\dots (22)$$

ここに、 T_0 は破壊開始点を含む小断層で発生した地震波が観測点に到達してから、その小断層から最も離れた小断層で発生した地震波が観測点に到達するまでの時間遅れで、 T_α は最後の破壊による地震動の継続時間である。また、 T_α の値はマグニチュードの大きさおよび震央距離の大小によって異なってくるのでそ

れらを考慮し、次に示す川島ら¹³⁾の式を適用する。

$$T_a = a \cdot 10^{b \cdot M_0} (\Delta + 30)^c \dots\dots\dots (23)$$

M_0 ：マグニチュード Δ ：震央距離 (km)

ここでの継続時間は地震動の定常部分の継続時間を指すが、定常状態の部分を表わすのに最も重相関係数が大きくなるような a, b, c の値を用いて、 $a = 0.00234, b = 0.251, c = 0.919$ とした。

以上より、1自由度系の応答の変位のパワースペクトル $P(\omega)$ が求まる。変位のパワースペクトルを加速度のパワースペクトルにするためには、次式のように

$$P_A(\omega) = \omega^4 \times P(\omega) \dots\dots\dots (24)$$

とし ω^4 をかければよい。

次に、1自由度系の加速度のパワースペクトル $P_A(\omega)$ から Kiureghian¹²⁾の方法を用いて1自由度系の最大加速度応答値の期待値を推定する。

地震動を定常確率ガウス過程とすれば、パワースペクトル $P_A(\omega)$ の m 次モーメント λ_m は次式で与えられる。

$$\lambda_m = \int_0^\infty \omega^m P_A(\omega) d\omega \dots\dots\dots (25)$$

最大加速度応答値の期待値 g_{\max} は、次式で与えられる。

$$g_{\max} = p\sqrt{\lambda_0} \dots\dots\dots (26)$$

ここに、 p はピーク係数で、スペクトルモーメント $\lambda_m (m = 1, 2, 3)$ と継続時間 τ_0 の関数として、地震工学において関心のある $10 \leq \nu\tau_0 \leq 1000$ と $0.11 \leq \delta \leq 1$ については、次式で与えられる。

$$p = \sqrt{2 \ln \nu_e \tau_0} + \frac{0.5772}{\sqrt{2 \ln \nu_e \tau_0}} \dots\dots\dots (27)$$

ここで、

$$\nu_e = \begin{cases} (1.63\delta^{0.45} - 0.38)\nu & \delta < 0.69 \\ \nu & \delta \geq 0.69 \end{cases} \dots\dots\dots (28)$$

ν は、単位時間当たりのゼロ線交差関数であり、次式で表される。

$$\nu = \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{\lambda_2}{\lambda_0}} \dots\dots\dots (29)$$

また、 δ は次式で表される。

$$\delta = \sqrt{1 - \frac{\lambda_1^2}{\lambda_0 \lambda_2}} \dots\dots\dots (30)$$

様々な固有周期を持つ1自由度系に対してそれぞれ周波数伝達関数を求め、以上のように地表面の地震動のフーリエスペクトルから、各固有周期ごとに1自由度系の最大加速度応答値の期待値 g_{\max} を推定すれば、1自由度系の理論加速度応答スペクトルを求めることができる。

4. 加速度応答スペクトルの推定

前章までに、ある地点における理論加速度応答スペクトルを推定する方法論について述べた。この方法論の妥当性を検証するためには、この方法論により得られた理論加速度応答スペクトルが、観測地震記録から求めた加速度応答スペクトルにどの程度合致するかを調べる必要がある。まず、この方法論を兵庫県南部地震の加速度時刻歴の観測波形が得られた地点で適用し、観測点における理論加速度応答スペクトルを推定す

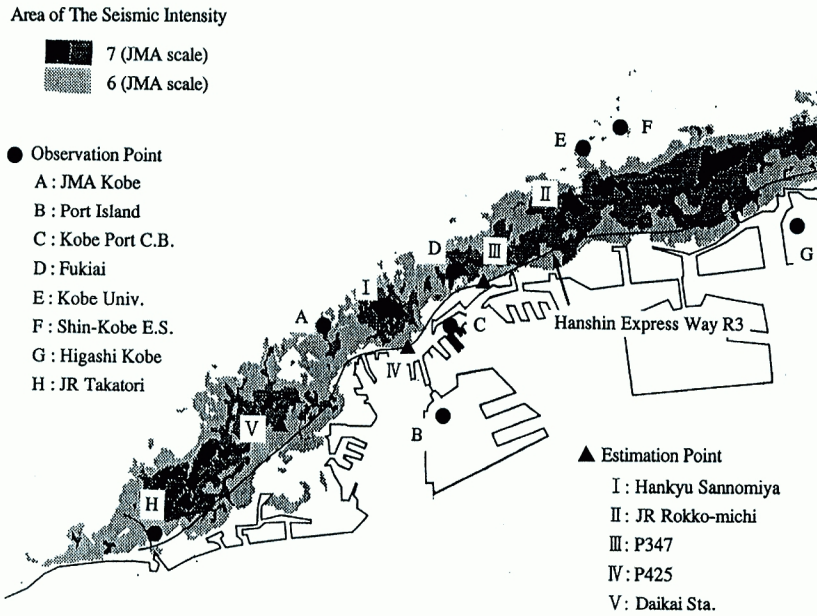


Fig. 5 Locations of observation sites and estimation sites.

る。次に、観測点における加速度時刻歴の観測波形から、線形加速度法による直接積分法を用いて、減衰定数5%の1自由度系の絶対加速度応答スペクトルを求める。そして、2つの方法により得られた加速度応答スペクトルを比較する。また、観測記録が得られていない強震域内の地点で推定された理論加速度応答スペクトルを、観測記録に基づいて補正することを試みる。

4.1 観測点での理論加速度応答スペクトルと観測記録により求めた加速度応答スペクトルの比較

兵庫県南部地震において観測波形が得られた神戸市域の地点に対して解析を行う。神戸市域における8つの地震観測点と5つの推定点の位置を Fig. 5 に示した。

まず、Fig. 6 のように、菊池¹⁴⁾の震源断層モデルに基づいて3枚の断層を仮定し、それぞれ Fault 1, Fault 2, Fault 3 とする。それぞれの断層を3×3の9つの小断層に分ける。最初に、Fault 1の最下部中央の小断層から破壊が始まり、2秒後にFault 2が南西下部から破壊し、さらにその2秒後にFault 3が南西下部から破壊すると仮定する。

3枚の断層の位置とそれぞれの断層面の走向、傾斜角および地震モーメントは Fig. 6 に示す通りである。各断層において、長さは幅の2倍としている。これらのパラメータを用いて、2.1で述べた手法を用いて、せん断波速度が3.4 km/sec 程度の岩盤上での地震動のフーリエスペクトルを解析的に求めた。菊池の震源断層解は稍長周期の実体波を用いた逆解析であるので、どこが大きくずれたかなどの断層破壊の全体像はほぼ把握できるが、断層破壊の進行が止ったり破壊速度が大きく変化するような場所を詳細に把握することは困難で、破壊域を精度よく知るためには短周期成分を考慮した逆解析が必要である。

一方、入倉ら^{15), 16)}は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短周期成分を説明できる断

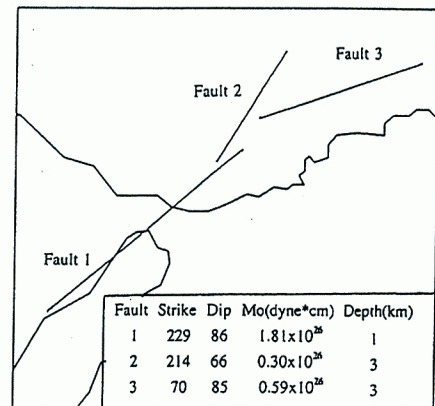


Fig. 6 Locations of the three sub-faults and source parameters determined by using Kikuchi's source mechanism.

層破壊過程を決定している。そこで、Fig. 7のように、入倉^{15),16)}の震源断層モデルに基づいて3枚の断層を仮定し、それぞれFault 1, Fault 2, Fault 3とする。菊池の断層モデルの場合と同様に、それぞれの断層を3×3の9つの小断層に分ける。最初に、Fault 1の北東下部の小断層から破壊が始まり、2秒後にFault 2が南西下部から破壊し、さらにその2秒後にFault 3が南西下部から破壊すると仮定する。

各断層パラメータの諸元と位置はFig. 7に示す通りである。これらを用いて、菊池の断層モデルを用いた場合と同様に、岩盤上での地震動のフーリエスペクトルを解析的に求める。

次に、深層地盤の増幅特性を、2.2で述べた深層地盤モデル1と深層地盤モデル2を用いて、重複反射理論に基づき評価する。また、表層地盤の増幅特性は、各点のボーリングデータから得られた地盤モデルを用いて重複反射理論に基づく等価線形解析により評価する。以上より、地表面の地震動のフーリエスペクトルを求める。

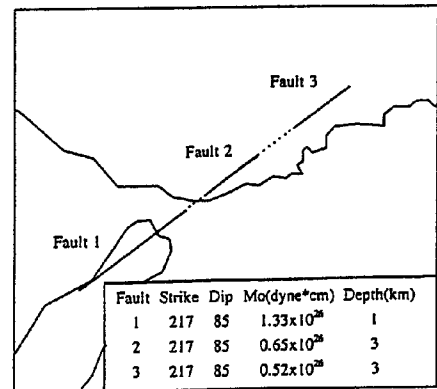


Fig. 7 Locations of the three sub-faults and source parameters determined by using Irikura's source mechanism.

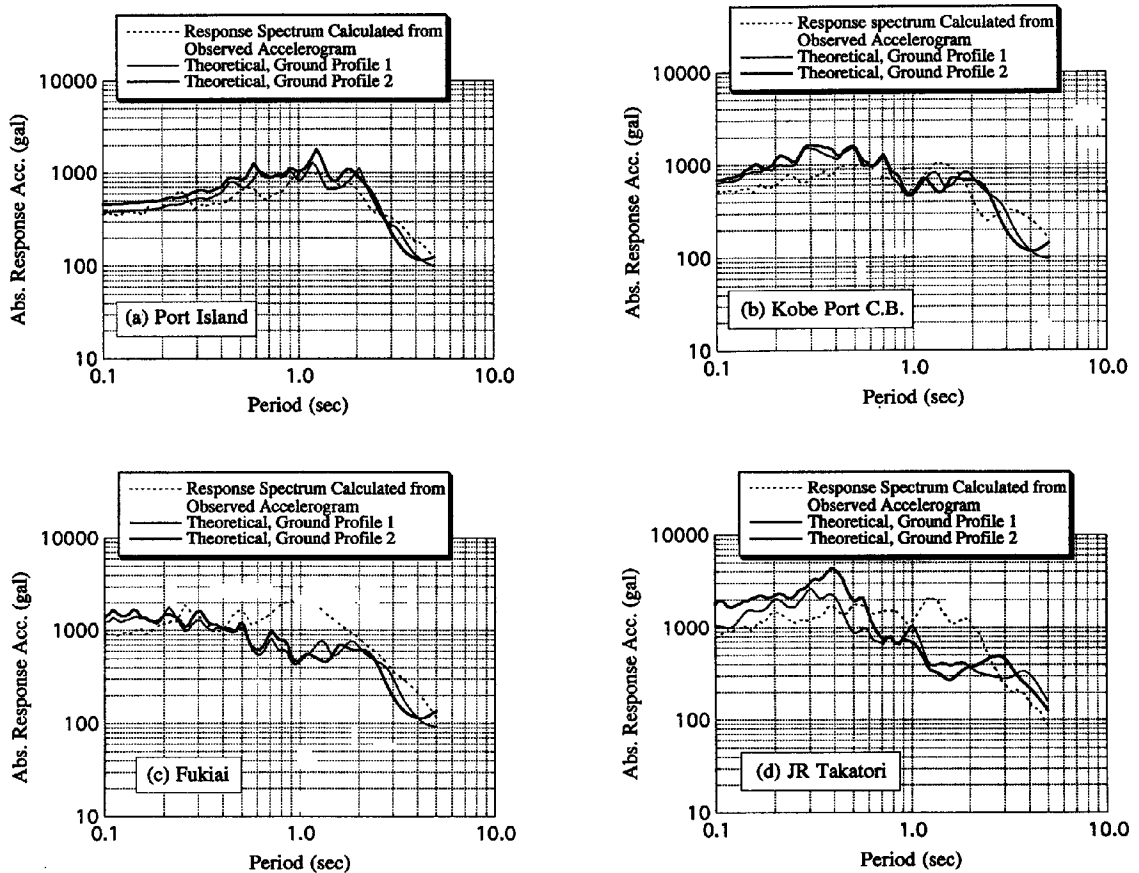


Fig. 8 Comparison of real and estimated acceleration response spectra at four observation points for the case of using modified Kikuchi's source mechanism.

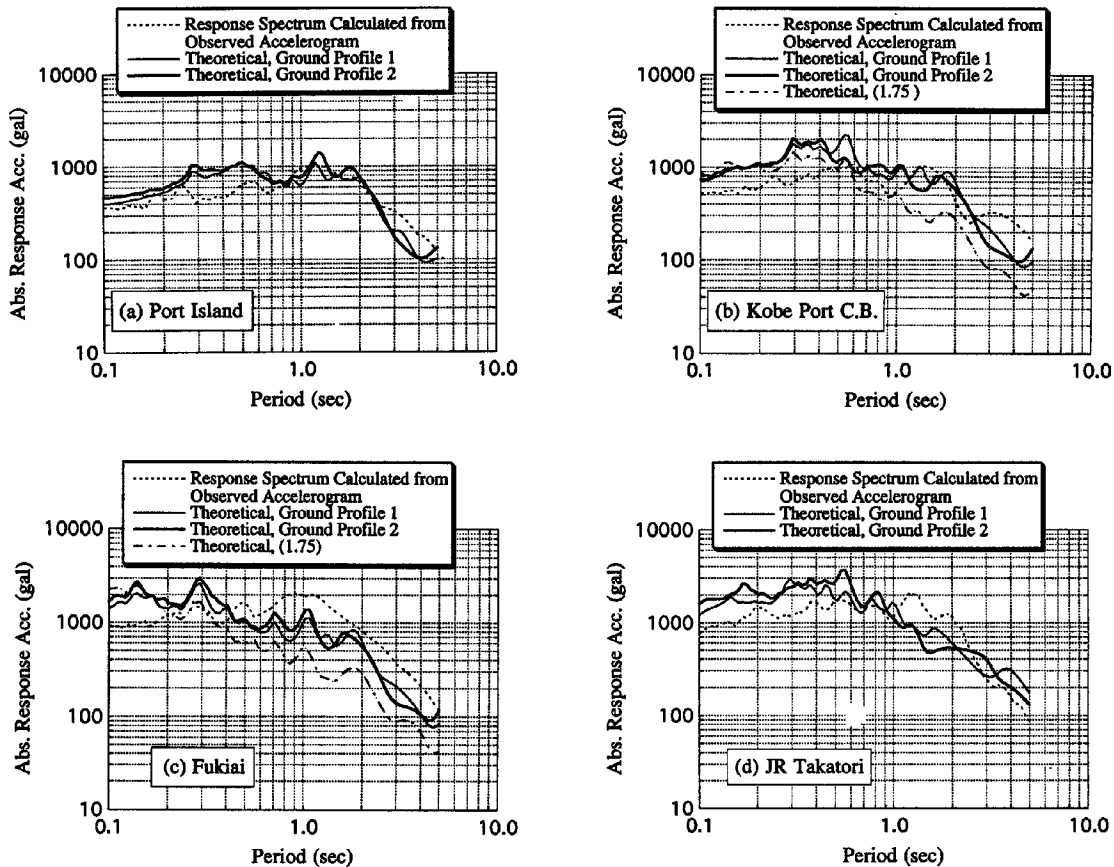


Fig. 9 Comparison of real and estimated acceleration response spectra at four observation points for the case of using modified Irikura's source mechanism.

次に、減衰定数 h が 5% で、固有周期 0.1 秒から 5.0 秒までの 1 自由度系の伝達関数を求める。そして、3.1 で述べた方法を用いて、それぞれの点における地表面の地震動のフーリエスペクトルから、各固有周期に対して 1 自由度系の最大加速度応答値の期待値を推定することにより、それぞれの点における理論加速度応答スペクトルを求める。

Fig. 8(a), (b), (c), (d) は、観測点 B, C, D, H において菊池の震源断層モデルを用いて推定した理論加速度応答スペクトルと観測地震記録より求めた加速度応答スペクトルを示している。Fig. 9(a), (b), (c), (d) は、観測点 B, C, D, H 点における、入倉の震源断層モデルを用いた場合のそれぞれの加速度応答スペクトルを示している。全体的に見ると、異なる断層モデル及び深層地盤モデルを用いた場合でも、理論加速度応答スペクトルの形状はピーク値に違いがあるものの、概略一致した。B 点では、埋立地盤が液状化することにより、特に高周波域で応答加速度値が小さくなっている。同点では、理論値と観測値がほぼ一致していることから、等価線形解析法が、液状化した地盤の地震応答解析にも適用可能であることがわかる。C 点では、固有周期 0.1 秒から 0.5 秒を除いて、あまり違いが見られない。Fig. 9(b), (c) には、D 点の深層地盤構造は入力地震動の周波数特性に大きな影響を及ぼさないと考え、翠川ら^{17), 18)}の提案より深層地盤による増幅を一律 1.75 倍とし、表層地盤による増幅を重複反射理論により評価した場合の理論加速度応答スペクトルも示している (図中一点鎖線)。深層地盤構造を考慮することにより、高周波域での応答加速度がある程度低減すると共に、低周波域での応答加速度が増大し、観測記録に基づく加速度応答スペクトルの形状に近くなっている。ただし本地点の場合には、深

層構造を考慮した場合でも、固有周期0.5から2.0秒の所で、観測値が理論値を大きく上回っている。この原因として強震域における深層地盤の不整形構造の影響が考えられる。さらにFig. 8(d)のH点では高周波域で理論値が観測値を上回り、固有周期1.0秒前後で逆転し観測値が理論値を大きく上回っている。これは、H点の観測記録がsin的ではなく周期毎のピークが鋭い波形形状で地盤の非線形性を多く含んでいるためであると考えられる。

4.2 地震記録のない地点での理論加速度応答スペクトルの補正

理論加速度応答スペクトルは観測記録の逆解析によって求められた震源断層モデルと、既存のボーリングデータにより決定した地盤モデルより理論的に推定したものである。従って、理論加速度応答スペクトルの精度は設定した震源断層モデルと地盤モデルのパラメータ値の精度に依存している。また4.1の解析結果から明らかなように、理論加速度応答スペクトルと実際の加速度応答スペクトルにはある程度の誤差が生じることがわかる。ここで、この誤差を減ずるために、理論加速度応答スペクトルを修正する方法について述べる。

原点を神戸市域のある点に決め、その点と観測点の位置関係をもとに、 x 座標、 y 座標を決定した。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、観測地震記録より求めた加速度応答スペクトルが与えられているとする。ある固有周期 T_0 に対して理論的に推定される1自由度系の最大加速度応答値の座標点 (x, y) における値 $f_a(x, y, T_0)$ とし、座標位置が (x_m, y_m) の観測点 m における観測地震記録より同じ固有周期について求めた1自由度系の最大加速度応答値を $A_m(T_0)$ とすると、 $f_a(x, y, T_0)$ と $A_m(T_0)$ の比 $\Delta A_m(T_0)$ は次式で与えられる。

$$\log\{\Delta A_m(T_0)\} = \log\{A_m(T_0)\} - \log\{f_a(x_m, y_m, T_0)\} \quad \dots\dots\dots (32)$$

次に、線形内挿関数 $g(\cdot)$ を用いて、 $\Delta A_m(T_0)$ ($m = i, j, k$) を観測点が構成する三角形の中の任意点 (x, y) へ次式のように内挿する。

$$\log\{\Delta A(x, y, T_0)\} = g(\Delta A_i, \Delta A_j, \Delta A_k, x, y) \quad \dots\dots\dots (33)$$

ただし、線形内挿関数 $g(\cdot)$ は次式で表わされる。

$$g(\Delta A_i, \Delta A_j, \Delta A_k, x, y) = \begin{Bmatrix} a & b & c \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} 1 \\ x \\ y \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \Delta A_i & \Delta A_j & \Delta A_k \end{Bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ x_1 & x_2 & x_3 \\ y_1 & y_2 & y_3 \end{bmatrix}^{-1} \begin{Bmatrix} 1 \\ x \\ y \end{Bmatrix} \quad \dots\dots (34)$$

以上より、3観測点が構成する三角形の中の任意点 (x, y) での補正された固有周期ごとの1自由度系の最大加速度応答値は次式で与えられる。

$$\log\{f_e(x, y, T_0)\} = \log\{f_a(x, y, T_0)\} + \log\{\Delta A(x, y, T_0)\} \quad \dots\dots\dots (35)$$

この値を、固有周期0.1~5.0秒について算定し、補正した理論加速度応答スペクトルを求める。

4.3 強震域の地点における加速度応答スペクトルの推定

強震域の地点IとIIの理論加速度応答スペクトルを地震観測点における理論加速度応答スペクトルと観測地震記録より求めた加速度応答スペクトルを用いて補正を行った。Fig. 10(a), (b), (c), (d)に菊池の震源モデルによる強震地点での深層地盤モデル1を用いた場合の理論加速度応答スペクトルと実観測記録による補正結果を示し、Fig. 11(a), (b), (c), (d)に入倉の震源モデルを用いた場合を示した。

理論加速度応答スペクトルの補正を試みた地点はいずれも震度7の領域に属しているが、加速度応答スペクトルの形状は地点により異なった。いずれの地点においても加速度応答のピーク値が2Gを越えているが、地点IとIIではピークとなる固有周期に差が見られる。地点Iでは、用いた震源断層モデルにより多少異なるが、固有周期0.5秒付近でピークが来ている。地点IIでは、どちらのモデルを用いた場合でも同様に1.0秒付近で3Gにも達している。

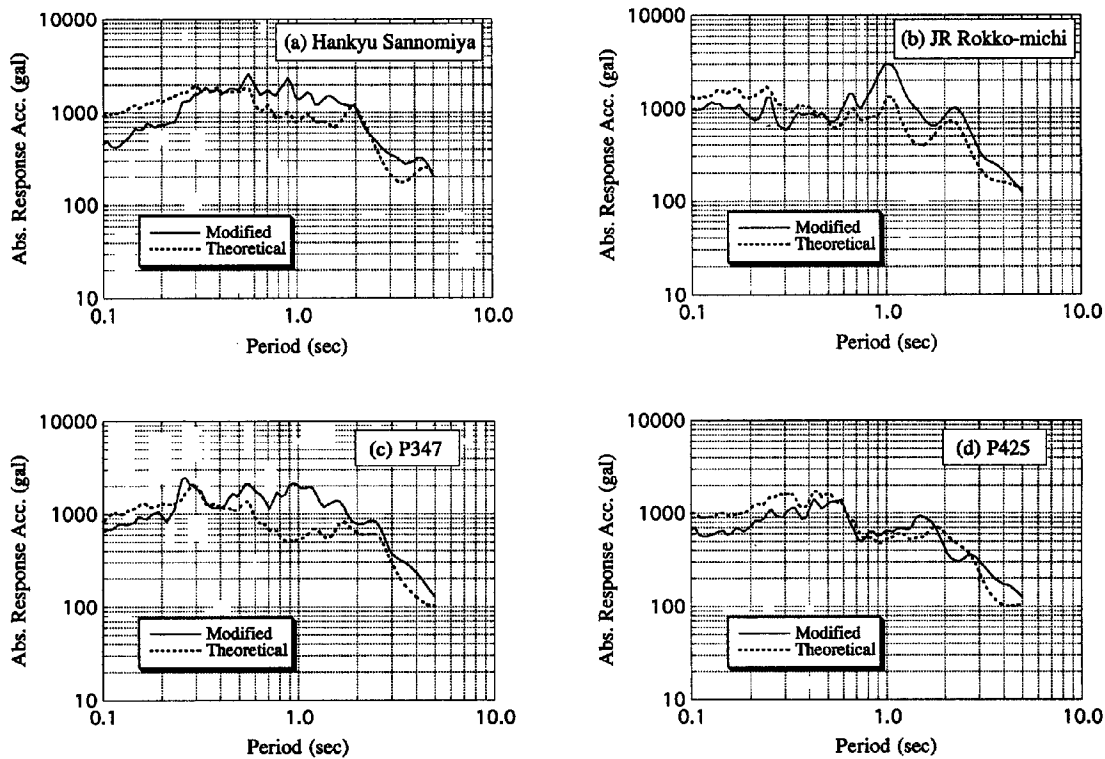


Fig. 10 Estimated acceleration response spectra of Kikuchi's source mechanism and modified acceleration response spectra at four estimation points.

さらに、Fig. 12(a), (b) には地点Vの各震源モデルによる深層地盤モデル1, 2を用いた場合の理論加速度応答スペクトルと観測記録による補正結果を示しているが、補正結果のピーク値と卓越周期より各々の深層地盤モデルによる差はあまりないことが読み取れる。

5. 結論

断層破壊過程を考慮した理論地震動を基に、地盤による増幅と1自由度系の応答を考慮して理論加速度応答スペクトルを推定した結果、観測記録より計算した応答スペクトルと概ね一致する結果を得た。また、理論加速度応答スペクトルを観測記録を用いて補正する手法を提案し、兵庫県南部地震で発生した強震域内の地震記録の未観測点における応答スペクトルを推定した。その結果、震度7の帯内においても地点により地震動の特に性質が異なることが判明した。ピーク値が2Gを超えていることから、強震域での構造物の応答値は非常に大きな値であったことが予想される。

本研究は既往の解析手法を統合化することにより、地震時の加速度応答スペクトルの推定がある程度可能なことを示した。この方法では、震源断層の破壊過程や地盤による地震動の増幅を簡潔にモデル化しているため、加速度応答スペクトルを容易に推定することができる。しかし、地盤の構造を水平成層と仮定しているため、地盤の不整形構造による地震動の増幅を扱うことができないという問題点、断層の破壊過程と地盤

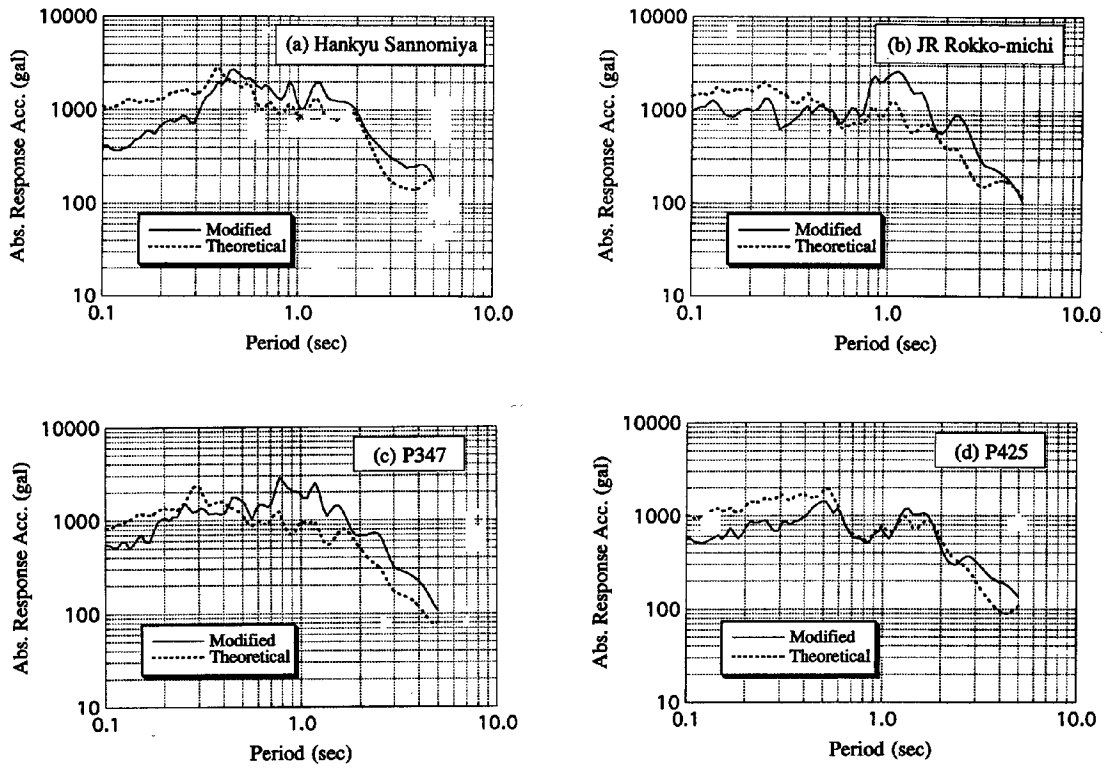


Fig. 11 Estimated acceleration response spectra of Irikura's source mechanism and modified acceleration response spectra at four estimation points.

構成を単純にモデル化しているため、実際の現象を表現できるように、より精度の高い震源断層の破壊過程と地盤構造のモデル化を行う必要があるといった課題が挙げられる。

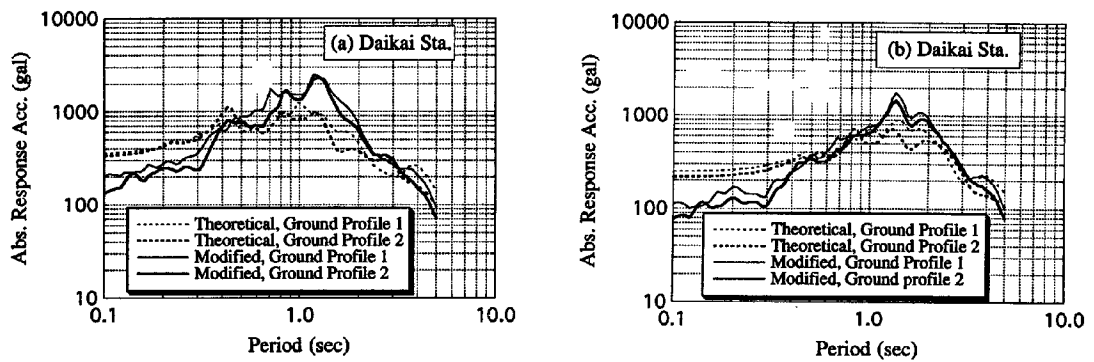


Fig. 12 Estimated acceleration response spectra of individual source mechanism and modified acceleration response spectra at the estimation point V.

参考文献

- 1) 石川有三：日本列島内陸部の地震活動空白域，月刊地球，Vol. 12, No. 6, 1990.
- 2) 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年文部省科学研究費（総合研究A）研究成果報告書，1995.
- 3) 入倉孝次郎：兵庫県南部地震の地震動特性，建築技術，1995. 8.
- 4) Kanamori, H. and Anderson, D. L. : Theoretical basis of some empirical relations in Seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 65, No.5, pp.1073-1095, 1975.
- 5) Geller, R. J. : Scaling relation for earthquake source parameter and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, No. 5, pp.1501-1523, 1976.
- 6) 赤松純平：炭山地震観測室における地震観測(2)-局所地震の coda parts の減衰とスペクトル特性一，京都大学防災研究所年報，Vol. 23, 1980.
- 7) 神戸市：神戸の地盤，1980.
- 8) 土岐憲三：新体系土木工学11 構造物の耐震解析，技報堂出版，1981.
- 9) 社団法人 日本道路協会：道路橋示方書・同解説V耐震設計編，1990.
- 10) Nakagawa, K., Shiono, K., Inoue, N. and Sano, M. : Geological characteristics and geotechnical problems in and around Osaka Basin for a basis to assess the seismic hazards, Soils and Foundations, Special Issue for the 1995 Hyogo-ken Nambu earthquake, 1996 (in printing).
- 11) 大阪市：大阪地域震動予測 参考資料，大阪地域防災計画，1995.
- 12) Kiureghian, A. D. : A response spectrum method for random vibration analysis of MDF systems, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 9, pp.419-435, 1981.
- 13) Kawashima, K., Aizawa, K. and Takahashi, K. : Duration of strong motion acceleration records, Proceedings of JSCE Structural Engineering/Earthquake Engineering, pp.415-422, 1985.
- 14) Kikuchi, M. : Report of the Coordinating Committee for Earthquake Prediction, the 112th meeting, 1995.
- 15) Kamae, K. and Irikura, K. : A fault reapture model of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake ($M_{JMA} = 7.2$) estimated by the empirical Green's function method, Journal of Natural Disaster Science, Vol. 16, No. 2, pp.31-40, 1995.
- 16) Pitarka, A., Irikura, K. and Kagawa, T. : Source complexity of the January 17, 1995 Hyogoken-nambu earthquake determined by near-field strong motion modeling, Journal of Natural Disaster Science, Vol. 16, No. 3, pp.31-37, 1995.
- 17) 翠川三郎，小林啓美：地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定，日本建築学会論文報告集，第282号，1979.
- 18) 翠川三郎，小林啓美：震源域及びその周辺での地表面最大加速度分布，日本建築学会論文報告集，第292号，1979.