

# 震源域毎に分類した首都圏南西部における 工学的基盤からの入射波スペクトルの特性

年縄巧<sup>1</sup>・渡部義之<sup>2</sup>・小林孝至<sup>3</sup>・内山泰生<sup>4</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 東京工業大学助教授 大学院総合理工学研究所 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町 4259)

<sup>2</sup>正会員 工修 日本道路公団 静岡工事事務所藤枝工事区 (〒420-0804 静岡市竜南 1-26-20)

<sup>3</sup>工学 西松建設(株)技術研究所 研究部構造研究課 (〒243-0303 愛甲郡愛川町中津字桜台 4054 番地)

<sup>4</sup>工修 大成建設(株)技術研究所 構造研究部地震研究室 (〒245-0051 横浜市戸塚区名瀬町 344-1)

本研究では、首都圏南西部における工学的基盤レベルからの地震波の入射波スペクトルの性質を震源域毎に評価した。震源域は、震央位置・震源深さ・震源メカニズムを基準にして山梨・茨城・東京・千葉東・千葉南・伊豆の6つの震源域に区分した。震源特性・伝播経路特性・地震基盤-工学的基盤の増幅特性を、理論式や経験式に基づく共通項と、共通項では表現できない地域依存の残差項(残差スペクトル)で表現した。各震源域の残差スペクトルは、震源特性の地域性やQ値の地域分布をよく表現しており、震源域に区分することでより精度の高い地震動推定が行えることを示した。

*Key Words: ground-motion prediction, southwestern part of the Tokyo metropolitan area, source-region, soft rocks, source characteristics, wave-propagation characteristics*

## 1. はじめに

地表で観測される地震動は、大きく分けて震源・伝播経路・表層地盤の特性の影響を受ける。震源特性は、その規模を表すマグニチュードや地震モーメント、断層の大きさを表す断層面積、滑りの大きさを表す断層変位量等で特徴づけられる。海溝型の地震は、内陸型の地震に比べて規模が大きいものが多いということはよく知られていることであるが、規模の大小だけでなく、同じ海溝型の地震でも高周波成分を多く出す震源域がある<sup>1)</sup>など、震源特性は地域に依存する場合がある。

伝播経路特性は、震源から地震基盤までの伝播媒体内における地震波の幾何減衰に関する震源(震央)距離、内部減衰に関するQ値によって特性づけられるが、震央の位置や深さによって伝播する経路が異なるため、Q値の分布に地域性があれば、震源の位置によって減衰の程度は異なってくる。例えば、日本海側のプレート境界上で発生した地震を北陸地方と関東地方で観測した時、震源距離の小さな北陸地方よりも震源距離の大きな関東地方の方が地震動強さが大きい場合がある。これは、関東地方では減衰の小さなプレート内を伝播してくる地震波が観測されるためと言われている<sup>2)</sup>。

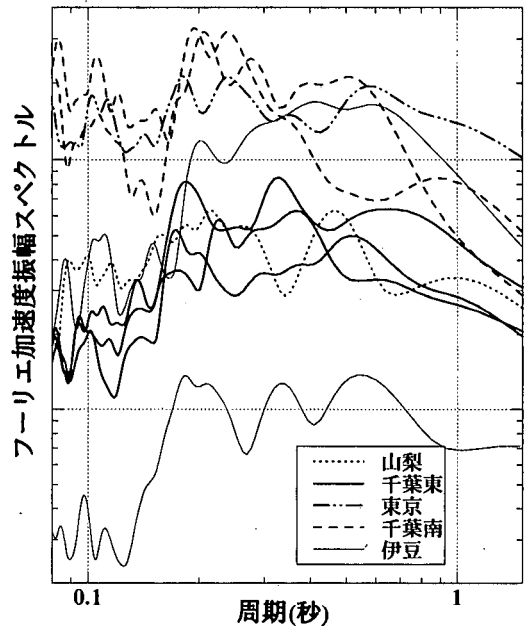


図-1 工学的基盤からの入射波スペクトル(フーリエ加速度振幅スペクトル)の比較(距離減衰の補正済)

地盤特性は、地震基盤-工学的基盤-地表面、あるいは工学的基盤-地表面間における表層地盤の増

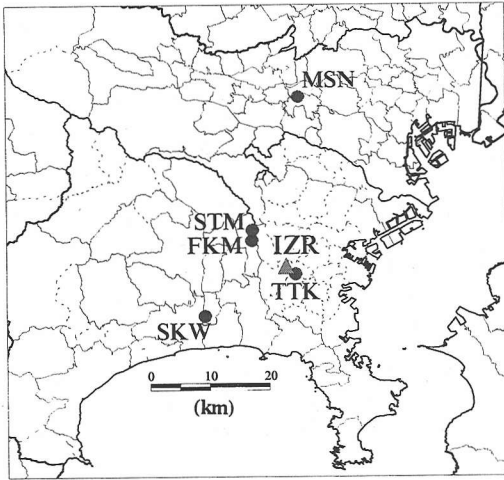


図-2 鉛直アレイ観測点の位置 (●: 鉛直アレイ観測点, ▲: 露頭右上の観測点)

幅・減衰によって生じ、表層地盤の S 波速度や Q 値等によって特性づけられる。

ある地域の地震動特性を予測する場合、震源・伝播経路特性は、地盤特性と比較すると空間的な変化が小さいので、簡略化して表現することが多い。従って、通常の推定方法は距離減衰式に代表されるように、マグニチュード及び震源（震央）距離を用いてある地点の地震動特性を表現する。推定式作成に用いたデータが観測された地域内及びその周辺であれば、震源域や対象とした地域がどこにあるかは通常問題とはしない。このような推定式は、簡便で汎用的であるという利点を持つ。

図-1 に示すスペクトルは、神奈川県大和市の地表面で観測された記録のフーリエ加速度振幅スペクトルを、この地点の弾性波速度構造から求めた入射波に対する地表面での増幅率で除して、工学的基盤からの入射波のスペクトル（フーリエ加速度振幅スペクトル）を求めたものである。これらのスペクトルは、山梨、千葉東、東京、千葉南、及び伊豆地方を震源域とする同規模の地震に対して後述する 4. の式(6)を用いて震源距離の補正を施したものである。伊豆の地震を除いて、同一の震源域においてはスペクトル形状が似ているが、異なる震源域同士では形状が大きく異なることがわかる。このような震源域毎のスペクトル特性の違いは、震源特性・伝播経路特性の地域性によると思われるが、この地域性はマグニチュードと震源距離をパラメータとする距離減衰式に代表されるような汎用的な地震動推定式では考慮することができない。

本研究では、対象地域を首都圏南西部に位置する横浜市及びその周辺地域に限定し、この地域で観測

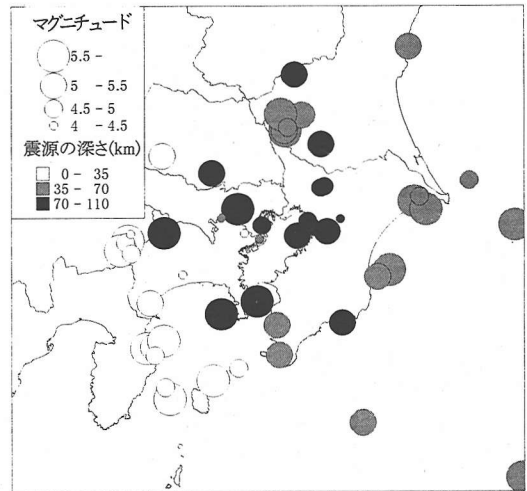


図-3 アレイ観測点で観測された地震の震央分布

された過去の地震記録の特性から震源域毎の震源・伝播経路特性を調べ、より精度の高い地震動特性推定手法を提案することを目的とした。地震動特性を推定するレベルとしては、地盤特性の影響の少ない  $V_s=3000\text{m/s}$  程度の地震基盤レベルとすることが望ましいが、本研究では工学的に最も重要な周期帯域である 1 秒以下の帯域を取り扱うため、この帯域では主に工学的基盤以浅の地盤構造の影響を受けること、地震基盤レベル以浅の地盤特性は一部の地域を除いて不明確な場合が多く、その評価も容易ではないということを考慮し、 $V_s=600\text{m/s}$  程度の工学的基盤レベルを対象とした。

## 2. 震源域区分

図-2 に本研究で用いる地震記録の観測点位置を示す。各観測点では鉛直アレイ観測が実施されており<sup>3,4)</sup>、弾性波探査によって P 波、S 波速度構造が得られている。各地点の最深点の深さは GL-75 ~ -100m であり、いずれの地点も  $V_s=600\text{m/s}$  程度の工学的基盤とみなせる層に達している。

図-3 にこれまで観測された地震の内、いずれかの観測点で水平動の最大加速度の和が  $10\text{cm/s}^2$  以上を観測した地震の震央・深さ・地震規模を示す。東京湾及び房総半島南部周辺で震源が 70km 以上と深く、山梨県東部及び伊豆半島周辺で 35km 以下と浅いなど、震源の深さは地域に依存する傾向がある。震央の位置や深さが異なると、応力降下量の違いに伴う震源特性が異なったり、対象地点までの地震波が伝播する層が異なったりするなど、震源特性・伝播経路特性が異なる可能性がある。そこで震央位

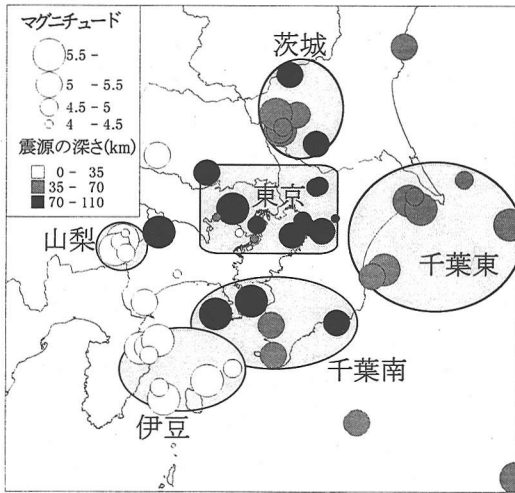


図-4 震源域の分類

置・震源深さ・震源メカニズムを基準として図-4のように6つの震源域に区分した。各震源域のマグニチュードの分布及び断層タイプ（R：逆断層；N：正断層；S：横ずれ断層）は、山梨：4.2～5.8(R or S)、茨城：4.6～5.6(R)、東京：4.1～6.0(N, S, R)、千葉東：4.9～6.7(R)、千葉南：4.5～5.9(S or R)、伊豆：4.0～6.5(S)である。

### 3. 工学的基盤以浅の表層地盤特性のはぎ取り

#### (1) 地盤特性のはぎ取りの手順

図-5にSTMで観測された鉛直アレイ観測記録の一例を示す。最大加速度は、表層で41.9cm/s<sup>2</sup>、最下層で16.2cm/s<sup>2</sup>であり、地震波が表層へ向かうに従い増幅されている様子がわかる。この例で見られるような表層地盤の増幅特性をはぎ取り、工学的基盤からの入射波のスペクトルを求めるため、鉛直アレイ観測記録及び地盤構造を用いた。その手順は以下の通りである。

- ① 観測記録の水平成分のS波主要動部分のフーリエ加速度スペクトルを求める。解析区間は後続の表面波の影響を入れないために短め取る必要があるが、S波の主要動部分が長いもので20秒程度あるため、本研究ではS波主要動部から20.48秒間を解析区間とした。
- ② 水平成分の合成スペクトルを求める。
- ③ 地表と地中の水平成分の合成スペクトル及び弾性波探査より求められている速度構造から、観測記録に整合する地盤構造を同定する。
- ④ 地表の記録のスペクトルを、同定した地盤構造から求めた入射波に対する増幅率で除し、工学

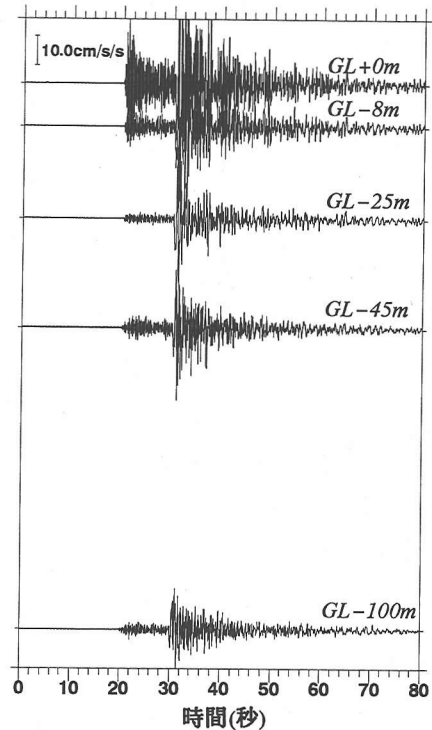


図-5 鉛直アレイ観測記録（加速度波形）の例

的基盤からの入射波スペクトルを求める。

②の水平成分の合成には、Fourier係数から粒子軌跡を作成し、その長軸の長さを求める方法を用いた<sup>5)</sup>。③の地盤構造の同定には、簡便で安定的な解の得られる反復線形計画法（SLP法）の収束性を改良した辻原のMSLP法を用いた<sup>6)</sup>。

#### (2) 地盤構造の同定

同定の具体的手順としては、まず、表層と一番浅い地中の記録のスペクトル比の平均値を目的関数として、2観測点間の各地層のS波速度を未知変数、密度・層厚・Q値を固定とし、MSLP法を適用してS波速度の最適値を求めた。同定に用いた周波数範囲は1～10Hz、周波数間隔は0.049Hzである。S波速度を同定した後、周波数依存のQ値( $=Q_0 \cdot f^n$ ;  $f$ は周波数、 $Q_0$ ,  $n$ は定数)を仮定し、 $Q_0$ と $n$ を試行錯誤で変化させて適切な値を求めた。MSLP法でS波速度のみを同定し、Q値を試行錯誤で求めたのは、単一のパラメータの方が収束計算が容易であることと、Q値の影響は主にスペクトル比の振幅に表れるので試行錯誤でも適切なQ値の探索が容易であるという理由による。同定されたS波速度とQ値を固定とし、次の深さの地震観測点までの地層のS波速度とQ値を同様の手順によって求め、この手順

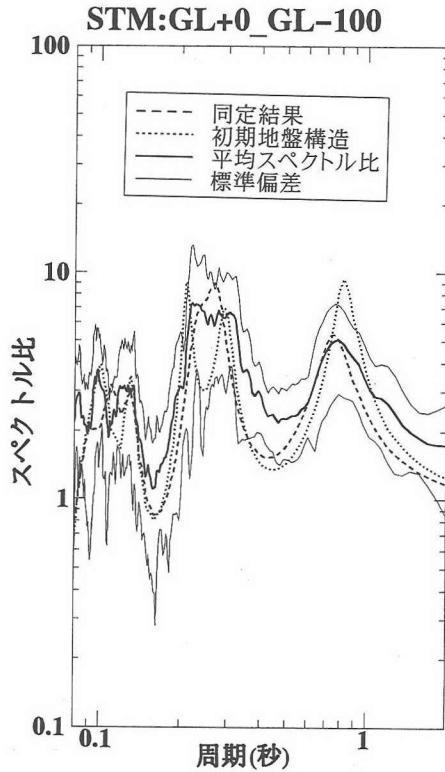


図-6 基盤動に対する地表面のスペクトル比の比較

を最深点の観測点まで進めていく。

図-6の太実線と細実線は、それぞれSTMにおける地表(GL+0m)と地中(GL-100m)の観測記録のスペクトル比の平均値と平均値±標準偏差、点線と破線は、それぞれ初期及び同定後の地盤構造による基盤動に対する地表面の増幅率を示している。基本卓越周期である0.8秒付近を見ると、同定地盤による基盤動に対する地表面の増幅率は、初期地盤によるものと比べて卓越周期や振幅が観測記録のスペクトル比の平均値に近い値になっている。2次の卓越周期である0.2~0.3秒付近では、同定地盤による増幅率は実測のスペクトル比の形状を必ずしも忠実に表現してはいないものの、卓越周期や振幅の平均的な値は初期地盤によるものと比較すると対応がよい。

図-7にSTMのS波速度の同定結果を示す。図-7の実線は、P-S検層から得られたS波速度、点線は同定後のS波速度である。-15~35mの砂礫層のS波速度が、同定後では10%程度大きくなっており、この結果、図-6に示したようにこのサイトの基本卓越周期が短くなり、実測の平均スペクトル比の卓越周期に近づいた。STMの同定後のS波速度とQ値を表-1に示す。FKM, TTK, MSN, SKWの同定結果と総合すると、0.1~1秒の周期帯域でのQ値は、

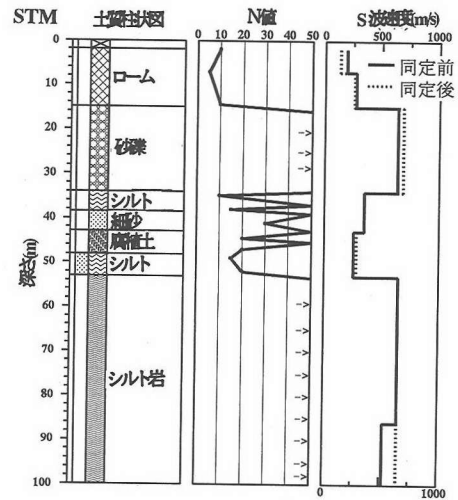


図-7 同定前後のS波速度構造

粘土・シルト・砂層で2~30、礫層で3~30、軟岩層(100m以浅)で3~20であり、これらの値は、既往のQ値推定結果 $Q$ と比較して矛盾のない値となっている。

表-1 同定されたSTMのS波速度・Q値

#	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	S-wave velocity (m/s)	Depth (m)	$Q(f) = Q_0 * f^n$	
				$Q_0$	$n$
1	1.3	135	7	2	0.7
2	1.6	260	15	2	0.6
3	2.1	690	34	8	0.4
4	1.9	350	43	2	0.7
5	1.7	280	53	2	0.7
6	2.0	650	86	8	0.4
7	2.1	650	100	8	0.4
8	2.1	650	-	8	0.4

(3) 工学的基盤から表層地盤への入射波スペクトル  
同定されたS波速度とQ値を用いて基盤からのS波鉛直入射に対する地表面での増幅率を求めた。地表面での観測波のスペクトル(水平成分合成)をこの増幅率で除して、基盤からの入射波のスペクトルを求めた。このようにして求めた各サイトの工学的基盤からの入射波のスペクトルの例を、6つの震源域毎に分けて図-8に示す。各図の実線はSTM, FKM, TTKのいずれかのサイトのスペクトル、破線はMSNあるいはSKWのスペクトルである。ここに示した地震のマグニチュードは5.6~6.0である。また、震源距離の補正はここでは行っていない。実線同士では、スペクトル形状に大きな違いはなく、表層地盤特性のはぎ取りが適切に行われていることがわかる。実線と破線でスペクトル特性が異なる理由は、図-2を見てわかるように、MSNあるいはSKWはSTM、

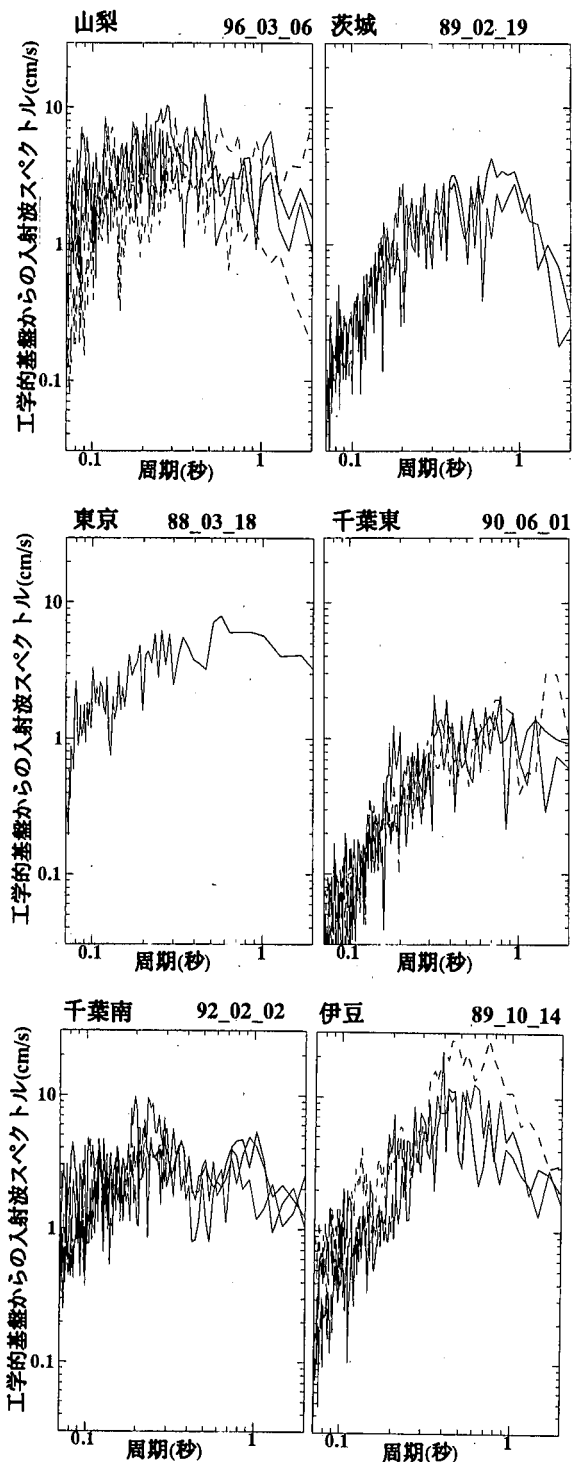


図-8 表層地盤特性をはぎ取ることによって求められた基盤入射波の例 (震源域別)

FKM, TTK から離れているため、これら3地点を含む地域に対して震源距離が異なること、地震基盤-工学的基盤の増幅特性が異なっていること等の理由が考えられる。

図-8 を見ると、同程度の地震規模でも工学的基盤からの入射波のスペクトルの形状は、震源域によって異なっていることがわかる。即ち、山梨・千葉南の地震では周期によらずほぼフラット、茨城・千葉東の地震では短周期成分が少なく、東京では短周期成分が多く、逆に伊豆の地震では長周期側の成分が多いという特徴を持っている。これらのスペクトル形状の違いは、震源特性の地域性の他に異なる伝播経路による減衰特性の違いが原因と考えられる。この原因については、4.(2)で考察する。

#### 4. 震源域毎の残差スペクトルの算出

##### (1) 残差スペクトルの導入

観測記録から震源特性・伝播経路特性・地盤特性を評価する場合、インバージョン解析<sup>9)</sup>によって最小自乗的に各特性を求めることが多い。この方法は、様々な震源距離の記録が得られており、適切な拘束条件を与えることができる場合には有効な手法である。本研究では、対象地域を限定し震源域毎に地震記録を分類しているため、震源距離は震源域毎にほぼ決まった値となる。このようなデータを用いてインバージョンを行うと、信頼性のある解を得ることが困難であるため、本研究では別の方法を用いることにした。即ち、震源特性・伝播経路特性は既往の理論式・経験式を用い、結果として生じる地域依存の項を求めることにした。

地表面の観測スペクトル、震源スペクトル、伝播経路スペクトル、及び工学的基盤以浅の地盤特性スペクトルをそれぞれ  $O(T)$ ,  $S(T)$ ,  $P(T)$ ,  $G(T)$  とした時、 $O(T)$  は次式で与えられる。

$$O(T) = S(T) \cdot P(T) \cdot G(T) \quad (1)$$

工学的基盤以浅の地盤特性をはぎ取った時、工学的基盤からの入射波スペクトル  $I(T)$  は、

$$I(T) = S(T) \cdot P(T) \quad (2)$$

となる。 $S(T)$ ,  $P(T)$  を地域性を考慮しない汎用的なスペクトル  $S_0(T)$ ,  $P_0(T)$  で置き換えれば、

$$I(T) = S_0(T) \cdot P_0(T) \cdot R(T) \quad (3)$$

と書き換えることができる。但し、 $R(T)$  は

$$R(T) = \frac{S(T) \cdot P(T)}{S_0(T) \cdot P_0(T)} \quad (4)$$

であり、本研究では残差スペクトルと呼ぶことにする。残差スペクトルは、震源・伝播経路スペクトルを汎用的なスペクトルで置き換えたときに生じる残差であり、震源域毎に求められる。

伝播経路特性は通常、震源から観測点直下の地震基盤までの伝播経路の特性を表すが、本研究では工学的基盤からの入射波のスペクトルを評価するので地震基盤-工学的基盤の増幅についても考慮する必要がある。地震基盤-工学的基盤の構造は地域によって異なるが、本研究では対象地域を横浜市及びその周辺に限定し、地震基盤-工学的基盤の構造は同様であると仮定した。首都圏南西部を対象とした人工地震<sup>9)</sup>の結果を参考にすると、横浜市及びその周辺部では、首都圏地域で共通に見られるP波速度5.5km/s(地震基盤に相当)の層までの深さが6~8kmであり、この層の上にP波速度が4.8km/s, 2.8km/s, 1.8km/s(工学的基盤に相当)の層がそれぞれ4km, 2km, 1km程度堆積しており、この地域に限定すれば地震基盤-工学的基盤の構造が同様であるという仮定は無理なものではない。従って、 $R(T)$ は震源特性の地域性と震源から地震基盤までの伝播経路特性の地域性、及び横浜市とその周辺部の地震基盤-工学的基盤間の増幅特性を含んでいると考えられる。

式(3)を用いて震源域毎に残差スペクトルを求めた。震源スペクトル、伝播経路スペクトルの汎用式は以下のものを用いた<sup>10),11)</sup>。

$$S_0(T) = \frac{R_{\text{sp}} \cdot FS \cdot PRITIN \cdot M_0}{4\pi\rho V_s^3} \cdot \frac{(2\pi/T)^2}{1+(T_c/T)^2} \quad (5)$$

$$P_0(T) = e^{-\frac{\pi X}{Q_s(T)T \cdot V_s}} \cdot \frac{1}{X} \quad (6)$$

ここに、 $R_{\text{sp}}$ は放射特性係数(0.63を仮定)、 $FS$ は地表の効果(本研究では基盤からの入射波を求めているので1)、 $PRITIN$ はエネルギー分配係数(本研究では、水平成分を合成しているため1を仮定)、 $M_0$ は地震モーメント、 $\rho$ 、 $V_s$ は震源近傍の密度、 $S$ 波速度(それぞれ2.7g/cm<sup>3</sup>, 3.6km/sを仮定)、 $T_c$ はコーナー周期( $M_0$ 、 $V_s$ 、応力降下量の関数であるが、本研究では文献11)の $M_0$ のみの関係式： $T_c = (M_0/10^{23.1})^{1/3}$ を仮定した)、 $X$ は震源距離である。

$S_0(T)$ は $M_0$ の関数となるが、全ての地震に対して $M_0$ が決めているわけではないので、 $M_0$ とモーメントマグニチュードの関係式<sup>12)</sup>

$$\log M_0 = 1.5M_w + 16.1 \quad (7)$$

を用いて $M_0$ からマグニチュードの変換を行った。但し、 $M_w$ はモーメントマグニチュードであり、 $M_w$ が4.5~7.5程度では気象庁マグニチュード $M_j$ とほぼ等しい値を示す<sup>13)</sup>。

式(6)中の $Q_s(T)$ としては周期依存式

$$Q_s(T) = Q_{s0} \cdot T^{-n} \quad (8)$$

を仮定し、 $Q_{s0}$ 、 $n$ の値は、関東平野南西部に対して求められた既往の結果<sup>14)</sup>を参考にして、それぞれ $Q_{s0} = 100$ 、 $n = 0.65$ を用いた。

$S_0(T)$ 、 $P_0(T)$ を定義し、工学的基盤からの入射波スペクトル $I(T)$ を用いれば、式(3)から $R(T)$ を求めることができる。

## (2) 震源域毎の残差スペクトル

図-9に、STM, FKM, TTKで求められた $R(T)$ を、震源域毎に分類したものを示す。解析に用いた地震のマグニチュードは、山梨(4.5~5.8)、茨城(5.1~5.6)、東京(4.5~6.0)、千葉東(5.4~6.6)、千葉南(4.5~5.9)、伊豆(4.0~6.5)である。図中、細線は各地震毎の $R(T)$ 、太実線はその平均値である。求められた $R(T)$ は、震源域内ではばらつきが小さく、また震源域毎に特徴を持っている。即ち、山梨・千葉南の地震では0.5秒程度以下でほぼフラット、それより長い周期帯域で振幅が減少する。茨城・千葉東の地震では、周期0.3~0.4秒付近を中心に長・短周期で振幅が減少する傾向を持つ。東京では0.4秒以下の短周期成分で振幅が大きく、それより長い周期では振幅が急激に減少する。伊豆の地震では、0.3秒以上の周期帯域では振幅がほぼフラットであり、それより短い周期成分では振幅が減少する。 $R(T)$ は1~20程度の値を持つが、これは前述のように、震源特性の地域性と震源から地震基盤までの伝播経路特性の地域性、及び横浜市とその周辺部の地震基盤-工学的基盤間の増幅特性を含んだ結果であると考えられる。震源特性と伝播経路特性に地域性が生じる原因としては、南関東地域では北米プレートの下にフィリピン海プレート、フィリピン海プレートの下に太平洋プレートが潜り込んでおり、それぞれのプレートの境界で生じた地震はプレート間の相対的な運動や応力降下量の違いによって震源メカニズムが異なること、伝播するプレート(媒体)の違いによって減衰特性が異なること等が挙げられる。

$S_0(T)$ を求める際応力降下量=一定を仮定したが、

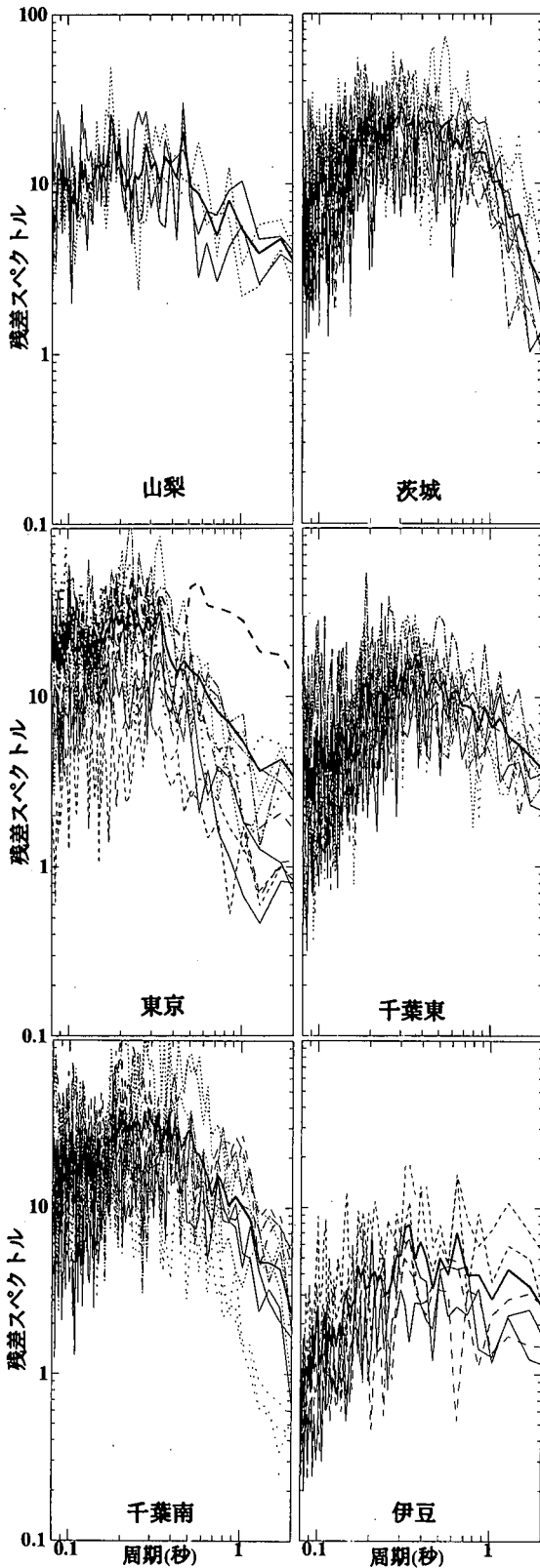


図-9 STM, FKM, TTKの記録から求められた残差スペクトル(震源域別)

プレート境界地震の応力降下量は震源の深さによって変わり、深い地震の方が応力降下量が大きくなる場合があるという報告があり<sup>15),16),17)</sup>、関東地方においてもこのことが確認されている<sup>18)</sup>。東京の地震の震源位置は深くプレート境界付近にあり、この震源域の地震の応力降下量は相対的に高く、その結果短周期成分を多く出しやすい震源特性を有しているものと考えられる。

茨城・千葉東・伊豆の残差スペクトルは短周期側で振幅が落ち込んでいる。短周期側の振幅の落ち込みについては  $f_{max}$  の存在が考えられるが、関東地方ではいくつかの震源域に対して震源依存の  $f_{max}$  が評価されている<sup>19)</sup>。これによると、震源依存の  $f_{max}$  は茨城で 25Hz 以上、千葉東で 10~20Hz 以上と評価されており、茨城・千葉東の残差スペクトルに見られる 0.3~0.4 秒から短周期側の振幅の落ち込みは震源依存の  $f_{max}$  によるものではないと考えられる。伊豆の残差スペクトルの 0.3 秒以下の成分の落ち込みは、伊豆の地震は短周期成分が少ないという従来からの指摘<sup>20)</sup>に対応している。

佐藤(1986)<sup>21)</sup>は、関東地方のいくつかの地点においてコーダ Q 値を求めている。コーダ Q 値と S 波の Q 値は観測事実からはほぼ等しいという報告<sup>22)</sup>があるものの、理論的には必ずしも等しくないという報告<sup>23)</sup>もあるのであまり厳密な議論はできないが、このコーダ Q 値の分布を基に考察を行うと、神奈川県東部では、関東平野の他の地点と比較して短周期成分の減衰が大きくならない傾向がある。山梨県地方の地震の短周期成分が落ち込まず比較的フラットなのはこのことが原因の一つと考えられる。

Sekiguchi<sup>24)</sup>は、関東地方の  $Q_p$  の分布を調べている。 $Q_p$  と  $Q_s$  は、地域によってばらつきがあるものの 1~10Hz の範囲ではほぼ比例関係となる場合が多い<sup>25)</sup>ので、この  $Q_p$  値の分布を基に考察を行う。これによれば、GL0~32km では東京湾及び神奈川県東部で GL-32~60km で神奈川県中心部から房総半島南部にかけて High  $Q_p$  ゾーンが分布しており、これが千葉南の地震の  $R(T)$  の振幅を大きくしている一因と考えられる。また、東京湾中心部では、GL-60~90km でさらに  $Q_p$  が大きなゾーンがあり、これが東京震源域の  $R(T)$  の振幅を大きくしている一因と考えられる。

## 5. 工学的基盤からの入射波スペクトルの推定

### (1) 残差スペクトルの関数化

4. で各震源域毎の残差スペクトル  $R(T)$  を作成し、その特徴について考察を行った。ここでは、この

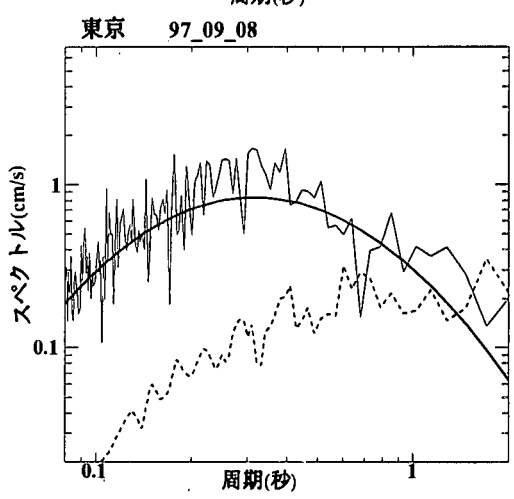
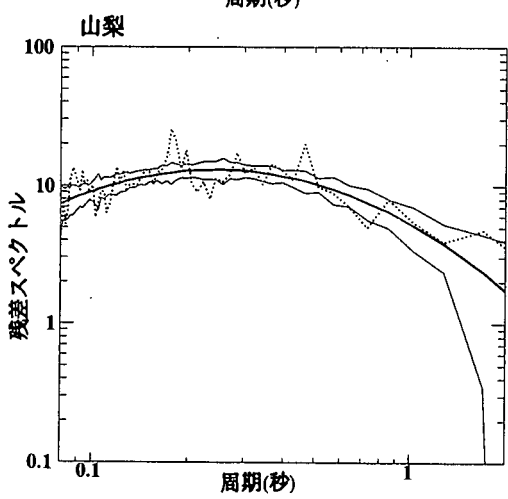
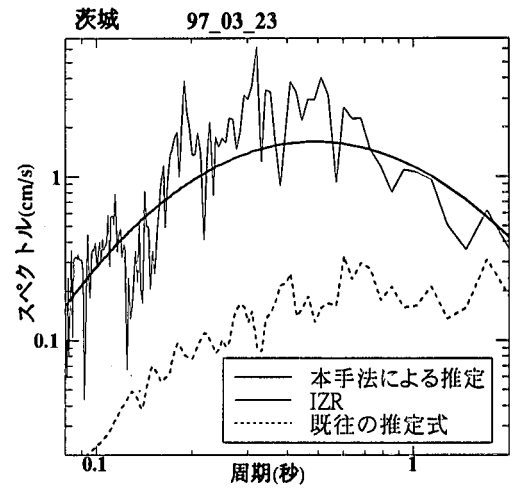
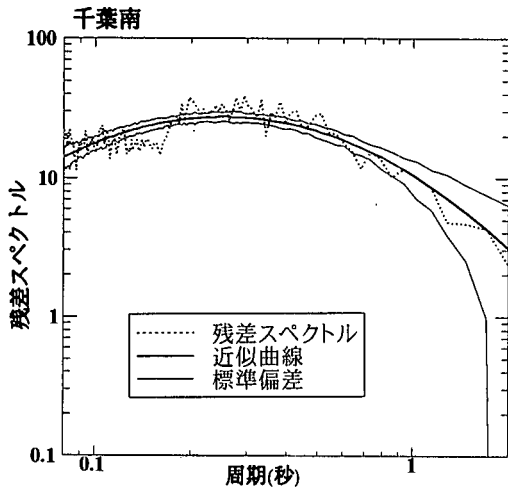


図-10 残差スペクトルの関数化

図-11 露頭岩盤におけるスペクトル特性の比較

$R(T)$  を用いて工学的基盤からの入射波スペクトルを作成することを試みた。図-10の点線・細実線は、千葉南、山梨の残差スペクトルの平均値・平均値±標準偏差である。この残差スペクトルを次の式形

$$\log R(T) = a \cdot (\log T)^2 - b \cdot \log T + c \quad (9)$$

で関数化したものが図中の太実線である。  
 このようにして各震源域の残差スペクトルの関数化を行うと表-2 のようになった。山梨の相関係数が小さな値となっているのは、用いた地震記録の数が少なく、平均化した残差スペクトルに凹凸が残っているためである。しかし、図-10 に示すように、関数化された残差スペクトルは基のスペクトルの特徴を良く表しており、関数化が適切に行えたと判断した。

表-2 関数化された残差スペクトルのパラメータ

震源域	a	b	c	相関係数 <sup>2</sup>
山梨	-1.04	1.27	0.73	0.44
茨城	-1.40	-1.30	1.06	0.87
東京	-1.56	-2.10	0.70	0.77
千葉東	-1.16	-0.89	0.90	0.78
千葉南	-1.17	-1.40	1.02	0.58
伊豆	-1.36	-0.90	0.58	0.84

$$\log R(T) = a \cdot (\log T)^2 - b \cdot \log T + c$$

(2) 推定手法の妥当性の検証と適用しうる地域

関数化した残差スペクトルを用いれば、式(3)から工学的基盤からの入射波スペクトルを作成することができる。この手法の妥当性を検証するために、図-2の▲で示す地点(IZR)での地震動の推定を行った。



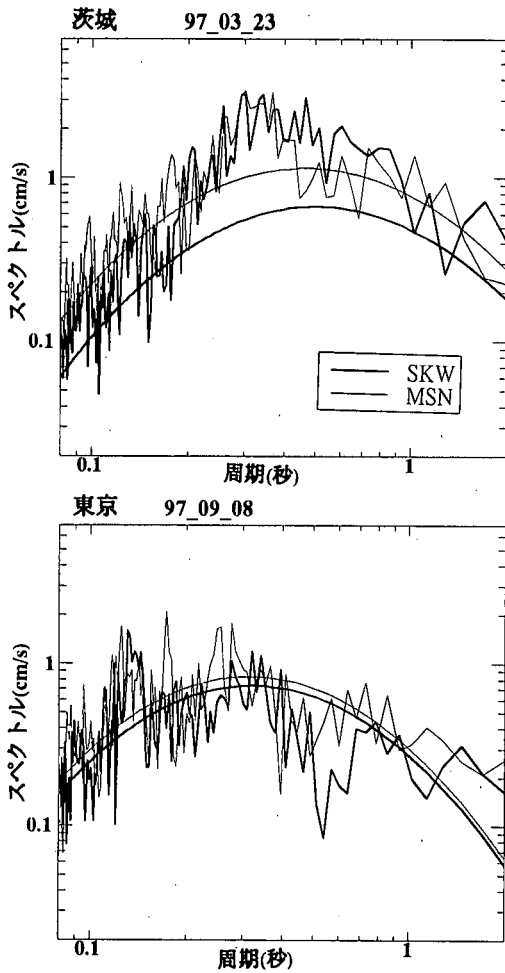


図-12 SKW, MSN への適用例

この地点は、横浜市高密度強震観測ネットワークの一観測点であり、 $V_s=610\text{m/s}$  の泥岩がほぼ露頭している<sup>20)</sup>。この地点において、一般的な方法及び本手法を適用して結果の比較を行った。ここで一般的な方法とは、震源スペクトルに式(5)、伝播経路スペクトルに式(6)を用い、これに横浜市地域の地震基盤以浅の地盤構造から求めた増幅特性を乗じる方法であり、以後これを既往法と呼ぶ。

図-11は、1997年3月23日の茨城県南部 ( $M_j=5.0$ ,  $D=72\text{km}$ ) 及び1997年9月8日の東京湾 ( $M_j=5.1$ ,  $D=108\text{km}$ ) の地震の IZR におけるスペクトルの比較である。これらの地震は、残差スペクトル作成の際には用いていないものである。図中、細実線は観測記録、破線は既往法による推定、太実線が本手法による推定結果である。本手法による推定は、既往法によるものよりも振幅が大きく、実測のスペクトルの特徴をよく表していることがわかる。

図-12は、先の2地震の推定をSKW, MSNの工学的基盤レベルで行ったものである。図中の太線、細線はSKW, MSNのスペクトルを示す。茨城の地震では、予測されたスペクトルのように震源距離の遠いSKWの方が振幅が小さくなると考えられるが、実際には両観測点のスペクトルに大きな違いは見られない。これは、震源-観測点間の伝播経路が異なることが原因と考えられる。東京湾の地震に関しては、観測点間距離に対して震源が深くほぼ直下から地震波が到来するので、伝播経路がほぼ共通であるため実測と良い対応をしているものと考えられる。以上から、本手法の適用できる地域は、解析に用いた観測点周辺である横浜市及びその周辺部であるが、東京湾や千葉南の地震のように直下で震源が深い地震の場合には、適用できる地域はさらに広がる。

## 6. 結論

本研究では、横浜市及びその周辺部を中心とした首都圏南西部における工学的基盤からの入射波のスペクトルを精度良く推定する手法を提案することを目的に、鉛直アレイ記録を用いて解析を行った。本研究で得られた結果をまとめると以下ようになる。

1. 関東地方周辺の地震の震央位置・震源深さ・震源メカニズムを基準にして、6つの地震域に分類した。
2. 地表と地中の記録を用いて工学的基盤以浅の地盤構造を同定し、この地盤構造を用いて表層地盤の特性をはぎ取り、工学的基盤からの入射波スペクトルを求めた。
3. はぎ取り後のスペクトル特性は、観測サイトに依存せず、震源域毎に特徴のある形状となっていることがわかった。
4. 入射波スペクトルを、震源特性・伝播経路特性の汎用式及び残差スペクトルの積で表現できると仮定して、震源域毎の残差スペクトルを求めた。
5. 残差スペクトルの形状は、震源域毎に特徴のある形状をしていた。この特徴を応力降下量や減衰特性の地域性から説明を行った。
6. 残差スペクトルを関数化し、工学的基盤からの入射波スペクトルを作成する手法を提案した。
7. 露頭軟岩上の観測点で本手法の適用を従来手法とともに行い、本手法の妥当性を検証した。また、本手法が適用できる地域範囲についても検討を行った。

謝辞：本研究を進めるにあたり、翠川三郎東京工業大学教授から貴重な意見を戴いた。本手法の妥当性の検証を行う際に用いた露頭軟岩上の観測記録は、横浜市高密度強震観測ネットワークによるものである。記して謝意を表す。

#### 参考文献

- 1) 武村雅之, 稗圃成人, 池浦友則, 植竹富一: プレート沈み込み帯における中規模地震の震源スペクトルの地域性, 地震, 第42巻, pp.349-359, 1989.
- 2) Fukushima, Y.: Comment on "Ground motion attenuation relation for subduction zones", *Seismological Research Letters*, Vol.86, No.6, pp.947-949, 1997.
- 3) 小林孝至, 山内次郎, 阿世賀宏, 高井茂光: 表層地盤における地震動特性に関する研究, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.377-378, 1990.
- 4) 萩尾堅治, 前田寿郎, 長島一郎: 戸塚技研における鉛直アレイ観測(その1)地震観測の概要, pp.475-476, 1994.
- 5) 小林啓美, 小林喜久二, 光用 薫: 常時微動の安定性について, 第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp.347-350, 1977.
- 6) Tsujihara, O. and Sawada, T.: Development of SLP for identification of structural systems, *Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, Vol.1, pp.395-403, 1992.
- 7) 福島美光, 翠川三郎: 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な  $Q^{-1}$  値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, 第460号, pp.37-46, 1994.
- 8) 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震, 第39巻, pp.579-593, 1986.
- 9) 山中浩明, 瀬尾和大, 佐間野隆憲, 翠川三郎, 嶋悦三, 柳沢馬住: 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(3)-1983,1984年に実施された人工地震のデータの総合的解析-, 地震, 第41巻, pp.527-539, 1988.
- 10) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, pp.1865-1894, 1983.
- 11) Kamae, K. and Irikura, K.: Prediction of site-specific strong ground motion using semi-empirical methods, *Proceedings of 10th World Conference on Earthquake Engineering*, Vol.2, pp.801-806, 1992.

- 12) Kanamori, K.: The energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol.82, 1977.
- 13) 宇津徳治: 各種マグニチュード間の関係, 震研彙報, 第57巻, pp.465-497, 1982.
- 14) 山中浩明, 中丸明子, 栗田勝実, 瀬尾和大: 表層の地盤特性を拘束条件にしたS波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価, 地震, 第51巻, pp.193-202, 1997.
- 15) Takemura, M., Masuda, T., Goto, K., Ito, A. and Hamaguchi, H.: Spectral analysis of aftershocks of the 1978 Miyagiken-oki earthquake, *Science Report of Tohoku University*, Series 5, 26, pp.101-110, 1980.
- 16) 増田 徹: 微小地震の stress drop の深さ分布, 地震学会講演予稿集, 1, p.88, 1978.
- 17) McGarr, A.: Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, pp. 6969-6979, 1984.
- 18) 加藤研一, 武村雅之, 八代和彦: 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震, 第51巻, pp.123-138, 1998.
- 19) Kinoshita, S.: Local characteristics of the  $f_{max}$  of bedrock motion in the Tokyo metropolitan area, Japan, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 40, pp. 487-515, 1992.
- 20) 長橋純男: 地震動強さの距離減衰に及ぼす震源深さの影響, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 631-632, 1983.
- 21) 佐藤春夫: 関東・東海地域におけるコーダ  $Q^{-1}$  の地域性, 地震, 第39巻, pp.241-249, 1986.
- 22) 武村雅之: 地球内部における地震波の減衰と距離減衰式, 第15回地盤震動シンポジウム講演梗概集, pp.33-46, 1987.
- 23) Hoshihara, M.: Simulation of multiple-scattered coda wave excitation based on the energy conservation law, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 67, pp. 123-136, 1991.
- 24) Sekiguchi, S.: Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophysics*, 195, pp.83-104, 1991.
- 25) 佐藤春夫: ランダムな不均質による地震波の散乱, 地震, 第44巻特集号, pp.85-97, 1991.
- 26) 年細 巧, 西田秀明, 翠川三郎, 阿部 進: 横浜市の強震観測点および鶴見地区における地盤震動特性の評価, 東京工業大学地震工学研究グループ報告書, TIT/EERG-97/01, 1997.

(1998.4.7 受付)

## STRONG-MOTION CHARACTERISTICS ON SOFT ROCKS IN THE SOUTHWESTERN PART OF THE TOKYO METROPOLITAN AREA BASED ON SOURCE REGION CLASSIFICATION

Takumi TOSHINAWA, Yoshiyuki WATANABE, Takayuki KOBAYASHI  
and Yasuo UCHIYAMA

Strong-motion characteristics on soft rocks in the southwestern part of the Tokyo metropolitan area are evaluated and classified into six source regions. Accelerographs obtained at vertical array observation sites are used to identify S-wave and  $Q_s$  profiles. By using the identified profiles, site amplification characteristics are removed to obtain incident spectra on soft rocks. A spectrum referred to as 'residual spectrum', which is obtained by dividing the incident spectrum by idealized source and propagation spectra, is defined. A method using the residual spectrum which includes regional source and propagation characteristics is presented. The method is shown to have a good accuracy to predict strong-motion characteristics on soft rocks in the southwestern part of the metropolitan area.