

大規模断層破壊による地震動の推定

後藤 尚男・杉戸 真太・亀田 弘行
奥村 俊彦

ESTIMATION OF NEAR-SOURCE GROUND MOTIONS FOR GREAT EARTHQUAKES

By Hisao GOTO, Masata SUGITO, Hiroyuki KAMEDA and
Toshihiko OKUMURA

Synopsis

Prediction model of near-source ground motions for great earthquakes is proposed based on the statistical prediction model of nonstationary earthquake motions. The synthetic number N_G of evolutionary power spectrum to estimate large earthquake ground motions is obtained in the form of a linear relation between N_G and the logarithmic value of seismic moment M_0 using 48 accelerograms from 8 earthquakes recorded in Japan.

Fault model for prediction of near-source ground motions, which includes seismic moment, area of fault, rupture direction, and rupture velocity, is proposed. Validity of the model is examined not only for peak acceleration and cumulative acceleration power but for pseudo velocity response spectra. The model is applied for estimation of ground motions caused by the hypothetical Tokai Earthquake ($M=8.0$).

1. 序 論

想定された地震規模と震央距離に対する着目地点での地震動強度を推定することは、耐震工学における基本的課題である。このために、過去の強震記録を用いて最大加速度や速度、加速度応答スペクトル¹⁾、地震動継続時間、さらに非定常な地震動波形²⁾等をマグニチュード M 、震央距離 d (あるいは震源距離 R)、および地盤条件より統計的に推定するモデルが提案されている。Fig. 1 は、これまでにわが国で得られた主な強震記録の $M-d$ 分布(346成分)を示したものである。同図で明らかのように、工学的に重要な大きな地震動を与えるような領域のデータ (Fig. 1 の斜線部分) はきわめて少なく、とくに大規模で震央距離が数 10km 以下のデータは皆無である。したがって、上記のアテニューエーションモデルをこのような領域まで直接適用するには問題がある。それは、統計的に得られたアテニューエーション特性が Fig. 1 の斜線部の領域でも同様成立するという保証はなく、さらに、このような領域では着目地点と地震断層との物理的な位置関係や断層の破壊方向が地震動強度に大きく影響すると考えられるからである。たとえば、Campbell³⁾ は断層から 50km 以内で得られた米国での記録 229 成分を用いて断層付近での最大加速度のアテニューエーション特性を検討し、断層近傍では最大加速度が震央距離によらずほぼ一定であることを示している。これらの理由から、特に大規模な断層破壊による地震動推定法として、断層をいくつかに分割し、各小断層からの地震動を合成することにより予測する手法^{4)~6)} が提案されている。Irikura・Muramatsu⁶⁾ は着目する断層で生じた中小の地震波を基本波形とし、断層の物理定数間の相似則を考慮して重ね合わせ数を決定し合成する手法を提案し、実データを良く再現することを示している。しかしながら、着目する断層での中小地震が着目する地点

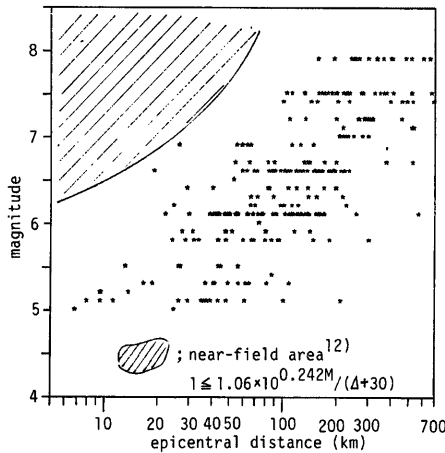


Fig. 1 Scattergram of magnitude and epicentral distance of earthquake data recorded in Japan.

で記録されている場合での議論であり、任意の地震断層の破壊による任意の地点での地震動予測モデルを確立することが工学的に重要である。

本研究では、筆者らが既に提案している非正常地震動の予測モデル²⁾を、Fig. 1の斜線部の領域での地震動予測に発展させたモデルを提案しようとするものである。第2章で、非正常地震動の予測モデルを説明する。第3章では小規模地震 ($M=6$ クラス)の平均的な地震動の非正常スペクトルと、より大きな実地震動の非正常スペクトルとの関係を地震モーメントをパラメータとして求めて小規模地震の合成数決定法とし、大規模地震の予測モデルとして提案する。さらに第4章では、現在さかんに議論されている駿河湾地震を対象として各地点での地震動波形を算出する。

2. 非正常地震動の予測モデル²⁾

2.1 地震動の非正常特性と M 、 Δ との関係

想定されたマグニチュード M と震央距離 Δ (km) に対する非正常な地震動波形を予測するモデルを提案した。その概要を以下に述べる。

地震動の非正常パワースペクトル³⁾を次式に示す関数でモデル化し、各振動数成分の非正常特性を3つのモデルパラメータで表現した。

$$\sqrt{G_x(t, 2\pi f)} = \alpha_m(f) \frac{t - t_s(f)}{t_p(f)} \exp \left\{ 1 - \frac{t - t_s(f)}{t_p(f)} \right\} \dots \dots \dots (1)$$

ここに、 $\alpha_m(f)$ 、 $t_p(f)$ 、 $t_s(f)$ はそれぞれ非正常スペクトルの強度、継続時間、立ち上り時刻を表すパラメータである。式(1)の3つのモデルパラメータは、次式の条件により決定することとした。

$$\int_0^{t_0} \{G_x(t, 2\pi f)\}^2 dt = \int_0^{t_0} \{G_y(t, 2\pi f)\}^2 dt \dots \dots \dots (2)$$

$$\int_0^{t_0} t \{G_x(t, 2\pi f)\}^2 dt = \int_0^{t_0} t \{G_y(t, 2\pi f)\}^2 dt \dots \dots \dots (3)$$

ただし、 $G_y(t, 2\pi f)$ は実地震動の非正常パワースペクトル³⁾、 t_0 は継続時間である。Fig. 2に、実地震動の非

定常スペクトルと式 (1) のモデル関数の一例を示す。式 (1) で表現された非定常スペクトルを有するシミュレーション波形は次式により得られる。

$$x(t) = \sum_{k=1}^m \sqrt{2G_x(f, \omega_k)} \Delta\omega \cdot \cos(\omega_k t + \phi_k) \dots\dots\dots(4)$$

ただし、考慮する振動数領域は用いた強震記録の補正振動数領域⁸⁾より 0.13 Hz~10.03 Hz とし、刻み幅 $\Delta f (= \Delta\omega/2\pi)$ を 0.06 Hz とする。これにより式 (4) の重ね合わせ数 m は $m=166$ となる。また、式 (4) の ϕ_k は初期位相角であり $0 \sim 2\pi$ での一様乱数として扱う。式 (4) で表わされるシミュレーション波形と実地振動との比較は、最大加速度や全パワーに加えて一自由度系の非弾性応答の再現性に関しても検討し、そのモデル化の妥当性を確認した。

さて、上記のモデル化をわが国の沖積および洪積地盤で得られた主要な強震記録84成分に適用し、得られたモデルパラメータを次式により M, Δ に対して回帰分析した。

$$\log \hat{a}_m(f) = B_0(f) + B_1(f) \cdot M - B_2(f) \cdot \log(\Delta + 30) \dots\dots\dots(5)$$

$$\log \hat{t}_p(f) = P_0(f) + P_1(f) \cdot M + P_2(f) \cdot \log(\Delta + 30) \dots\dots\dots(6)$$

$$\hat{t}_s(f) = t_s(f) - t_m = S_0(f) + S_1(f) \cdot \Delta \dots\dots\dots(7)$$

ただし、 t_m は各地震記録における非定常スペクトル立ち上がり時刻の平均値であり、 $t_s'(f)$ は平均的な立ち上がり時刻からどの程度ずれているかを表している。

Table 1 に、式 (5)~(7) の回帰係数およびデータの変動を示した。回帰係数は振動数軸方向で大きく変動せず、したがって M, Δ が与えられた場合のモデルパラメータは **Table 1** に示す14の振動数(対数軸上ではほぼ等間隔にとったもの)に対して求め、それ以外の振動数成分については適宜補完することとした。

Table 1 Result of regression for model parameters.⁹⁾

f (Hz)	Eq. (5)				Eq. (6)				Eq. (7)		
	B_0	B_1	B_2	$s(\log a_m/\hat{a}_m)$	P_0	P_1	P_2	$s(\log t_p/\hat{t}_p)$	S_0	$S_1 \times 10^{-2}$	$s(t_s' - \hat{t}_s)$
0.13	-1.05	0.317	0.556	0.303	-1.40	0.137	0.603	0.328	0.95	-0.02	5.31
0.19	-1.14	0.325	0.467	0.302	-0.94	0.131	0.433	0.332	1.10	0.23	5.06
0.25	-1.23	0.318	0.356	0.328	-0.86	0.125	0.409	0.329	-0.30	1.70	4.28
0.37	-1.28	0.317	0.262	0.361	-1.04	0.102	0.545	0.297	-0.40	1.29	2.89
0.55	-1.04	0.298	0.253	0.364	-1.94	0.098	0.500	0.318	-0.18	0.73	1.95
0.73	-0.81	0.320	0.369	0.409	-0.95	0.120	0.394	0.315	0.01	0.60	1.42
0.97	-0.47	0.247	0.220	0.451	-0.65	0.059	0.440	0.250	0.05	0.97	1.86
1.33	0.23	0.319	0.772	0.397	-1.02	0.082	0.512	0.246	0.43	0.33	1.50
1.87	0.48	0.279	0.754	0.313	-0.79	0.063	0.438	0.249	0.10	0.47	0.95
2.59	0.64	0.219	0.630	0.289	-1.11	0.097	0.466	0.283	0.43	-0.06	1.33
3.67	1.07	0.263	0.999	0.302	-1.63	0.169	0.470	0.265	0.20	-0.15	1.29
5.11	1.03	0.233	0.907	0.290	-1.59	0.190	0.376	0.284	0.03	-0.08	1.02
7.03	1.19	0.196	0.914	0.268	-1.60	0.180	0.413	0.279	-0.01	-0.21	1.03
10.03	1.03	0.154	0.774	0.291	-1.51	0.208	0.287	0.330	-0.49	-0.28	1.28

2.2 地盤条件を考慮した予測モデル

地震動強度がごく表層付近の地盤条件に大きく依存することから、地盤の N 値分布や S 波速度の分布が

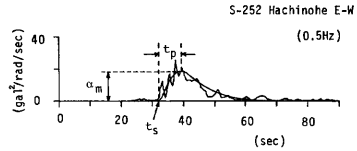


Fig. 2 Recorded and simulated evolutionary spectra.

ら求まる伝達関数を用いて、特に応答に大きく影響する強度パラメータ $\alpha_m(f)$ の補正法を提案した。すなわち、 M, Δ より推定される $\hat{\alpha}_m$ と実地震動の α_m との関係を次式のように表し、それぞれの不確定量を地盤条件より推定することとした。

$$\alpha_m(f) = C_0 \cdot U_s(f) \cdot \hat{\alpha}_m(f) \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 $U_s(f)$ は α_m の振動数軸方向のばらつきを表すものであり個々の地点の伝達特性に大きく影響されるものと考えられる。また、 C_0 は $\alpha_m(f)$ と $\hat{\alpha}_m(f)$ の対数振動数軸上の面積比であり地震動のパワーのばらつきを表すものと考えられる。式 (8) の C_0 はごく表層付近の軟弱さに大きく影響を受けるものと考えられるので、 N 値分布より定義される地盤パラメータを用いて推定することとし、さらに $U_s(f)$ は、 S 波重複反射理論により得られる地盤の伝達関数を用いて推定することとした。このように、地盤に関する情報が多いほど予測精度が高くなることを示し、以下のように地盤情報の内容に関して予測モデルのレベルを定めた。

- レベルⅠ； M, Δ のみが与えられた場合
- レベルⅡ； M, Δ および地盤の N 値分布が与えられた場合
- レベルⅢ； M, Δ, N 値分布、および地盤の伝達関数が与えられた場合

地盤条件の取り入れ方の詳細は文献 2) を参照されたい。

3. 大規模な断層破壊による非定常地震動の予測モデル

3.1 地震動のスペクトル特性の一般的性質

地震動のスペクトル特性は構造物の応答に大きく影響し、これを精度よく予測することは工学的にきわめて重要である。前章で示した地震動予測モデルでは、スペクトル特性は着目地点の地盤条件に大きく依存するとして地盤伝達関数より推定することとした。この手法の妥当性をここでは同一地点で複数個の地震により得られた記録を用いて検討する。

Fig. 3 に、八戸および宮古（どちらも運輸省港湾技研管轄の強震観測地点）で記録された地震動による疑似速度応答スペクトルを示す。一方、Fig. 4 に、1968年十勝沖地震および1978年宮城県沖地震による各地点での疑似速度応答スペクトルを示す。これらの図より明らかなように、スペクトル特性は観測地点の地盤条件に大きく依存し、震源域に固有な特性は顕著でないとと言える。したがって、次節以降で述べる大規模地震を対象とした予測モデルについても第2章で示した地盤条件による補正法をそのまま適用する。

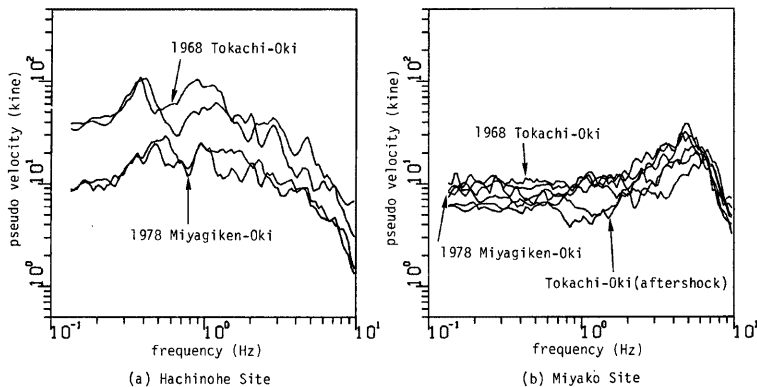


Fig. 3 Pseudo velocity spectra for Hachinohe and Miyako sites.

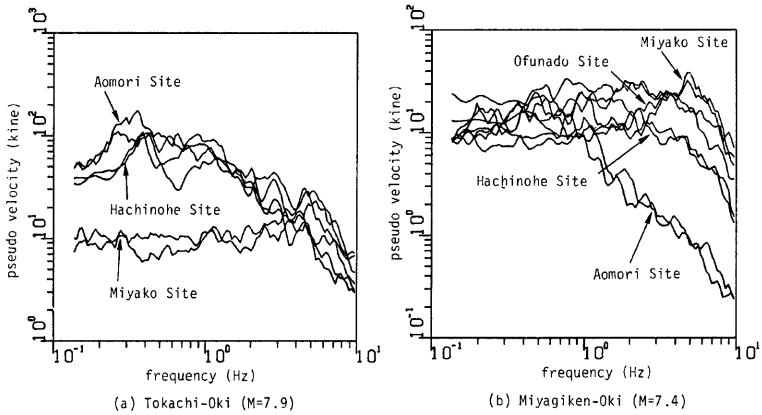


Fig. 4 Pseudo velocity spectra for 1968 Tokachi-Oki and 1978 Miyagiken-Oki Earthquake.

3.2 地震モーメント M_0 による小規模地震の重ね合わせ数の決定

第2章で示した予測モデルで $M=6$ クラスの地震動を小規模地震による要素波とし、それらを合成して大規模地震による地震動予測を行うモデルとする。この小規模地震の M のレベルは、第2章の予測モデル作成で用いた強震記録の中で多く存在すること、 M が小さすぎると重ね合わせ数がきわめて多くなり数値計算量が膨大になること、さらに M が大きすぎると逆に重ね合わせ数が少なくなり断層の破壊方向の影響等が考慮できなくなること、等により決定した。

さて、要素波の重ね合わせ個数は地震モーメント M_0 (dyn・cm) により決定する。これは、とくに規模の大きな地震ではマグニチュードは地震の規模を的確に表現し得ないのに対し、サイズミックモーメントは次式で示されるように物理的に明確な量を表し地震の規模とよく結びついているからである。

Table 2 Fault dimensions.¹³⁾⁻¹⁷⁾

earthquake (date)	magnitude M	fault area S (km ²)	dislocation D (m)	stress drop $\Delta\sigma$ (bar)	seismic moment M_0 (dyn・cm)	rupture velocity v_R (km/sec)	dip angle of fault φ (°)
1968 Tokachi-Oki (May 16, 1968)	7.9	150×100	4.1	37	2.8×10^{28}	—	20
Saitama, Center (July 1, 1968)	6.1	10×6	0.92	99	1.9×10^{25}	3.4	30
Ehime, West Coast (Aug. 6, 1968)	6.6	40×18	1.0	—	2.0×10^{26}	3.0	72
Akita, South-East (Oct. 16, 1970)	6.2	14×8	0.65	19	2.2×10^{25}	2.3	46
Nemuro Penn., Off-Shore (June 17, 1973)	7.4	100×60	1.6	35	6.7×10^{27}	—	27
1978 Izu-Oshima Kinkai (Jan. 14, 1978)	7.0	17×10	1.83	65	1.1×10^{26}	2.8	85
Miyagi, Off-Shore (Feb. 20, 1978)	6.7	20×10	0.6	70	8.0×10^{25}	—	85
1978 Miyagiken-Oki (June 12, 1978)	7.4	80×30	1.8	70	3.1×10^{27}	3.5	20

Table 3 Strong motion data used in this analysis.

No.	record number	comp.	earthquake	site	magnitude	distance (km)
1 2	S-234	NS EW	1968 Tokachi-Oki	Muroran	7.9	293.0
3 4	S-235	NS EW	1968 Tokachi-Oki	Aomori	7.9	247.0
5 6	S-236	NS EW	1968 Tokachi-Oki	Miyako	7.9	189.0
7 8	S-252	NS EW	1968 Tokachi-Oki	Hachinohe	7.9	235.0
9 10	1303-GR-1	NS EW	1968 Tokachi-Oki	Shinishikari Bridge	7.9	324.0
11 12	1305-GR-1	LG. TR.	1968 Tokachi-Oki	Horoman Bridge	7.9	156.0
13 14	S-340	NS EW	Saitama, Center	Shinagawa	6.1	49.7
15 16	308-GR-4	TR. LG.	Ehime, West Coast	Itajima Bridge	6.6	19.0
17 18	301-GR-7	HA HB	Akita, South-East	Yuuhei Bridge	6.2	24.1
19 20	S-733	NS EW	Nemuro Penn., Off-Shore	Kushiro	7.4	141.0
21 22	S-1066	EW NS	1978 Izu-Oshima Kinkai	Shimizumiho	7.0	71.4
23 24	S-1063	E06N S06E	1978 Izu-Oshima Kinkai	Shimizukojo	7.0	76.0
25 26	S-1058	E33S S33W	1978 Izu-Oshima Kinkai	Yamashita Substation	7.0	80.9
27 28	302-GR-34	LG. TR.	Miyagi, Off-Shore	Kaihoku Bridge	6.7	85.9
29 30	S-1204	EW NS	1978 Miyagiken-Oki	Miyako	7.4	166.7
31 32	S-1191	W25N N25E	1978 Miyagiken-Oki	Onahama	7.4	175.8
33 34	S-1206	EW NS	1978 Miyagiken-Oki	Kashimazokan	7.4	281.0
35 36	S-1201	NS EW	1978 Miyagiken-Oki	Shiogama	7.4	100.0
37 38	S-1210	N41E E41S	1978 Miyagiken-Oki	Ofunado	7.4	103.0
39 40	S-1202	NS EW	1978 Miyagiken-Oki	Hachinohe	7.4	273.0
41 42	302-GR-35	LG. TR.	1978 Miyagiken-Oki	Kaihoku Bridge	7.4	82.7
43 44	607-GR-3	LG. TR.	1978 Miyagiken-Oki	Tarumizu Dam	7.4	118.7
45 46	907-GR-108	LG. TR.	1978 Miyagiken-Oki	Taira Bridge	7.4	165.4
47 48	GR	LG. TR.	1978 Miyagiken-Oki	Minase Dam	7.4	171.4

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S, \quad \text{dyn} \cdot \text{cm} \dots\dots\dots(9)$$

ただし、 μ =断層媒質の剛性率 (dyn/cm²), D =断層のずれ幅 (cm), S =断層面積 (cm²) である。重ね合わせ数は、式 (1) で表わされる $M=6$ クラスの非定常スペクトルの平方根 $\sqrt{G_x^*(t, 2\pi f)}$ (以後 $\sqrt{G_x^*}$ と略記する) と時間軸とで囲まれる部分の面積を基準とし、各 M_0 の地震で何倍程度かを以下のように統計的に求めて決める。

Table 2 に、断層パラメータの得られている 8 地震を示し、それらによる 24 の強震記録 (48 成分) を **Table 3** に示す。これらの実地震記録の各振動数成分の $\sqrt{G_x}$ と要素波の $\sqrt{G_x^*}$ の時間軸で囲まれる面積の比 $c(f)$ を次式より算出する。

$$c(f) = \int_0^{t_0} \sqrt{G_x(t, 2\pi f)} dt / \int_0^{t_0} \sqrt{G_x^*(t, 2\pi f)} dt \dots\dots\dots(10)$$

ただし、 G_x ; 実地震動の非定常スペクトルを式 (1) によりモデル化したもの

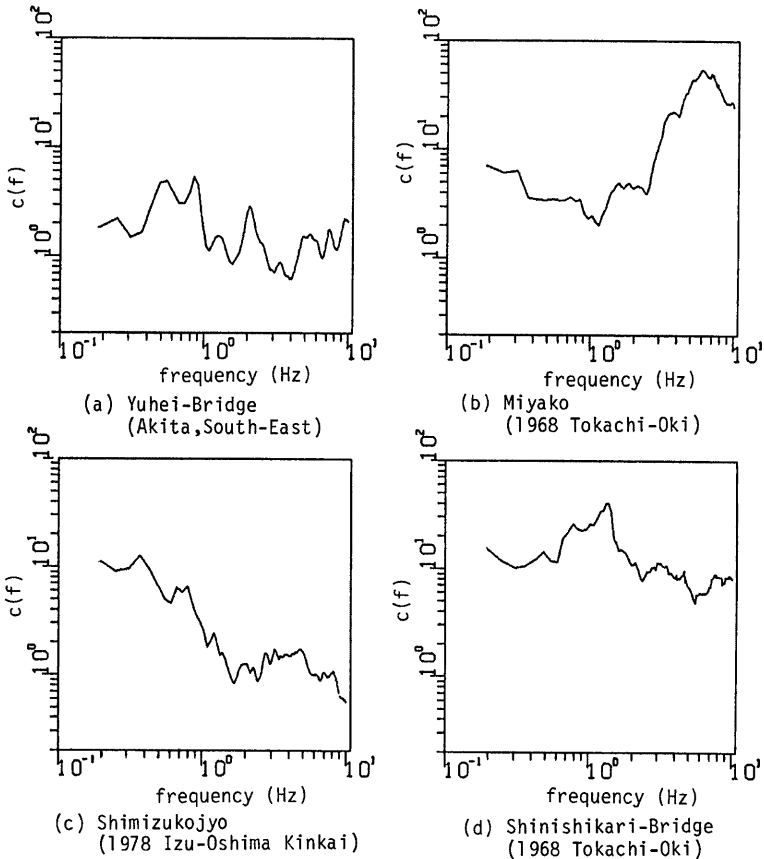


Fig. 5 Examples of amplification function $c(f)$.

G_x^* : 実記録と同一の震央距離で $M = 6$ の要素波の非定常スペクトル
 t_0 : 実記録の記録されている継続時間

$c(f)$ は、各振動数毎に実記録が要素波をいくつ重ねたものに相当するかを表す値であり、数値計算例を **Fig. 5** に示す。**Fig. 5** より、 $c(f)$ は個々の記録において振動数軸方向でかなり変動し、地盤条件の影響も大きく受けているものと考えられる。したがって、ここでは対数振動数軸方向での $c(f)$ の平均値をもって平均的な要素波数とみなす。すなわち重ね合わせ個数 N_G を次式で定義する。

$$N_G = \int_{\log f_l}^{\log f_u} c(f) \cdot d(\log f) / (\log f_u - \log f_l) \dots\dots\dots(11)$$

ただし、 f_u, f_l は重ね合わせ数算定で考慮する振動数の上下限であり、通常の実地震動のスペクトル強度が 1~2 Hz 前後で卓越する機会が多いことから $f_l = 0.55$ Hz, $f_u = 2.59$ Hz とした。式 (11) により得られた 48 個の N_G を用いて、次式により地震モーメントとの関係を回帰分析により推定する。

$$\log N_G = a_0 + a_1 \log M_0 \dots\dots\dots(12)$$

回帰係数 a_0, a_1 はそれぞれ $a_0 = -5.843, a_1 = 0.235$ となり回帰式まわりのデータの変動は変動係数で $\delta = 0.714$ と得られた。したがって式 (12) は

$$N_G = 1.44 \times 10^{-6} \times M_0^{0.235} \dots\dots\dots(13)$$

と書き表される。**Fig. 6** に、 M_0 と N_G との関係を示した。

式 (13) より得られる N_G は一般には整数ではないが、要素波の重ね合わせには整数値とした方が取り扱いが簡単である。したがって、 N_G を四捨五入して整数値化した値 n_G を重ね合わせ数とし、端数の影響を考慮するため得られた非定常スペクトルの平方根 $\sqrt{G_x}$ に N_G/n_G を乗ずることとする。

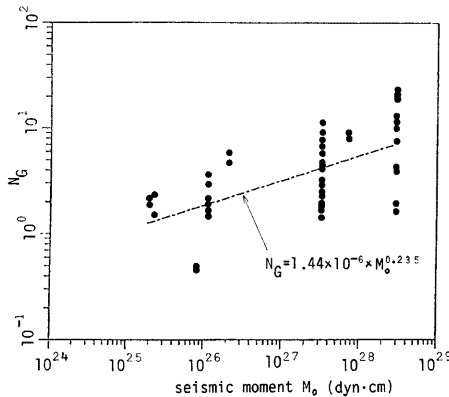


Fig. 6 Relation between synthetic number N_G and seismic moment M_0 .

3.3 断層のモデル化

大規模な地震では断層の長さが 100km 以上にもなり、断層近傍の地点では断層との位置関係や破壊の方向がその地点での地震動の特性に大きく影響するものと考えられる。一方、断層の破壊機構は複雑であり、将来破壊すると考えられる断層に関して多くの情報を得ることは現段階では困難である。このような理由から、本研究では **Fig. 7** に示す一次的な断層モデルを設定した。このモデルでは、断層を破壊方向に n_G 個に分

割し、分割された各部分の中心に $M=6$ の点震源を設定することになる。Fig. 7 において、 φ =断層面が水平面となす傾斜角、 Δ_s =破壊開始要素の震央距離、 $\Delta_i=i$ 番目要素の震央距離、 d_i =破壊開始要素と i 番目要素との距離、 L =断層長さ、 α =破壊開始要素から見た破壊方向と着目地点となす角、である。これらの断層パラメータに加えて破壊伝播速度 v_R が与えられると地震動波形を推定するためのパラメータが全て与えられたことになる。地震動波形を得るまでの手順を以下に示す。

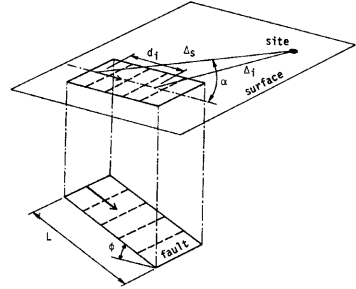


Fig. 7 Fault model.¹⁸⁾

想定地震の地震モーメント M_0 が与えられると式(13)により重ね合わせ個数 N_G が得られ、これを整数化した値 n_G を用いて次式より分割された断層間の距離 d_i が求まる。

$$d_i = \frac{L}{n_G} \cdot (i-1) \cdot \cos \varphi, \quad \text{km} \quad \dots \dots \dots (14)$$

さらに、着目地点と断層との幾何学的関係より分割された各断層の震央距離 Δ_i が求まる。

$$\Delta_i = \sqrt{d_i^2 + \Delta_s^2} - 2d_i \cdot \Delta_s \cos \alpha, \quad \text{km} \quad \dots \dots \dots (15)$$

式 (15) で得られる Δ_i と各分割要素のマグニチュード $M (=6.0)$ から、各分割要素による非定常スペクトルのモデルパラメータを次式により算出する。

$$\left. \begin{aligned} \log \alpha_{mi}(f) &= B_0(f) + B_1(f) \cdot M - B_2(f) \log(\Delta_i + 30) \\ \log t_{pi}(f) &= P_0(f) + P_1(f) \cdot M + P_2(f) \log(\Delta_i + 30) \\ t'_{si}(f) &= S_0(f) + S_1(f) \cdot \Delta_i \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (16)$$

ただし、各分割要素の破壊の時間差および着目地点までの波動伝播による時間差を考慮し、個々の要素波の非定常スペクトルの立ち上がり時刻 $t_{si}(f)$ を補正する。 i 番目の破壊要素による地震波は破壊開始要素による地震波よりも

$$t_{xi} = d_i / (\cos \varphi \cdot v_R), \quad \text{sec} \quad \dots \dots \dots (17)$$

だけ遅れて発せられ、しかも

$$t_{yi} = \Delta_i / v_s, \quad \text{sec} \quad \dots \dots \dots (18)$$

かかって着目地点に到達する。ただし、 v_s =地震波の伝播速度 (km/sec)、 v_R =断層の破壊速度 (km/sec) であり、ここでは便宜上

$$v_s = v_R / 0.7 \quad \dots \dots \dots (19)$$

と与えることにする⁹⁾。式 (17)、(18) より各要素による非定常スペクトルの立ち上がり時刻 $t'_{si}(f)$ の補正值 $t''_{si}(f)$ は次式で与えられる。

$$t''_{si}(f) = t'_{si}(f) + t_{xi} + t_{yi} - t_{s0} \quad \dots \dots \dots (20)$$

$$t_{s0} = \Delta_s / v_s \quad \dots \dots \dots (21)$$

したがって、 i 番目の破壊要素による非定常スペクトルの平方根は次式で与えられる。

$$\sqrt{G_{xi}(t, 2\pi f)} = \begin{cases} 0 & ; 0 \leq t < t''_{si}(f) \\ \alpha_{mi}(f) \frac{t - t''_{si}(f)}{t_{pi}(f)} \exp \left\{ 1 - \frac{t - t''_{si}(f)}{t_{pi}(f)} \right\} & ; t''_{si}(f) \leq t \end{cases} \quad \dots \dots \dots (22)$$

さらに、式 (22) の $\sqrt{G_{xi}}$ を重ね合わせることにより、大規模地震に対する非定常スペクトルの平方根 $\sqrt{G_{x0}}$ が得られる。

$$\sqrt{G_{x_0}(t, 2\pi f)} = \frac{N_G}{n_G} \sum_{i=1}^{n_G} \sqrt{G_{x_i}(t, 2\pi f)} \dots\dots\dots(23)$$

さらに次式より地震動波形 $x_0(t)$ を得る

$$x_0(t) = \sum_{k=1}^m \sqrt{2G_{x_0}(t, 2\pi f)} \Delta\omega \cdot \cos(\omega_k t + \phi_k) \dots\dots\dots(24)$$

ただし、 $G_{x_0}(t, 2\pi f)$ は想定した断層破壊による地震動の非定常パワースペクトルであり、その他のパラメータは第2章で示したとおりである。Fig. 8 に、 $\sqrt{G_{x_i}}$ と $\sqrt{G_{x_0}}$ との関係を示した。

また、地盤条件が与えられた場合の地震動は、式 (23) の非定常スペクトルの段階で第2章で示した方法を用いて補正し、得ることができる。

4. 予測モデルの妥当性の検証

4.1 予測モデルによる実地震動の再現

前章で示した予測モデルを用いて実地震動を再現し、加速度波形、加速度波形のパワー累積曲線、および1自由度系の応答スペクトルにより比較検討する。対象とした実地震は Table 2 に示すもののうち、1968年十勝沖地震、根室半島沖地震、1978年宮城県沖地震であり、各々の断層の破壊方向を Table 4 に示すように与えた。これらの地震の断層および破壊方向を Fig. 9 に示した。

Fig. 10~13 に、本モデルによる予測波形と対応する実地震動を示した。各図の左側の加速度波形は、上2つが実地震動(水平2成分)、その下が観測地点の地盤条件を考慮しない場合の予測波形(レベルI)、さらにその下は地盤条件を考慮した場合の予測波形(レベルIII)である。また、各図右上は加速度パワー累積曲線、右下は減衰定数5%における疑似速度応答スペクトルであり、それぞれ実記録によるものを実績で、予測波形によるものを破線で示した。加速度波形では各ケースとも比較的良く再現されていると言える。とくに八戸(Fig. 11)の場合、地盤条件を考慮することにより、より実地震動のレベルに近づいていることがわかる。全体を通して、予測加速度波形では主要動前の微動部および主要動後の長周期の卓越部については十分に再現されていない。初期微動部は第2章で示した予測モデルの段階で既にカットされているので当然表れなく、構造物への影響も小さいので問題とならない。また、本モデルでは断層の破壊を一方向に等速に進むものとして扱っており予測波の継続時間が相対的に短い。実際の断層では主破壊以外にもその前後に小破

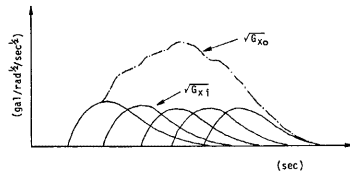


Fig. 8 Synthesized Evolutionary Spectrum.

Table 4 Direction of fault rupture.^{13), 16)}

earthquake	rupture direction
1968 Tokachioki	N20°W
Nemuro Penn., Off-Shore	N60°W
1978 Miyagiken-Oki	N80°W

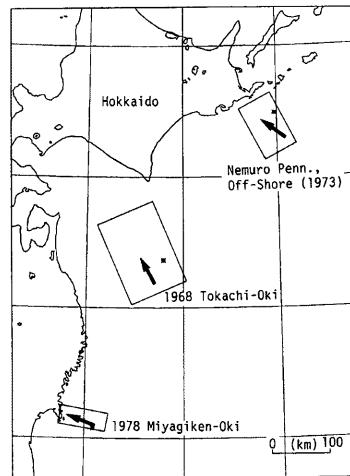


Fig. 9 Location of Faults.

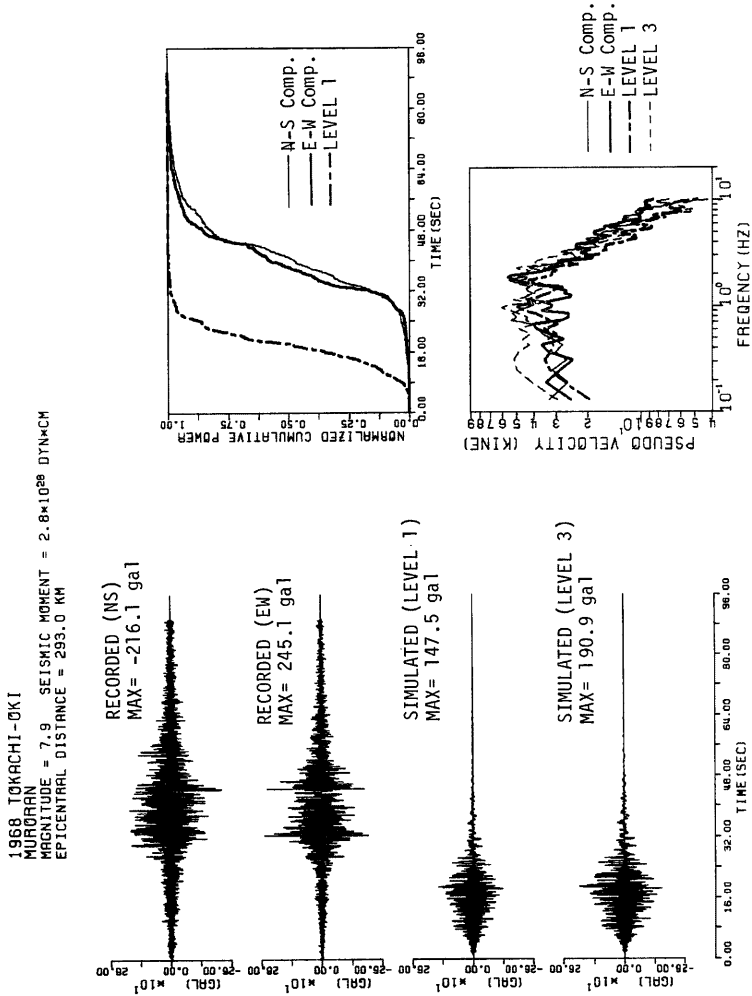


Fig. 10 Recorded and simulated earthquake motions (1968 Tokachi-Oki Earthquake, Muroran Site).

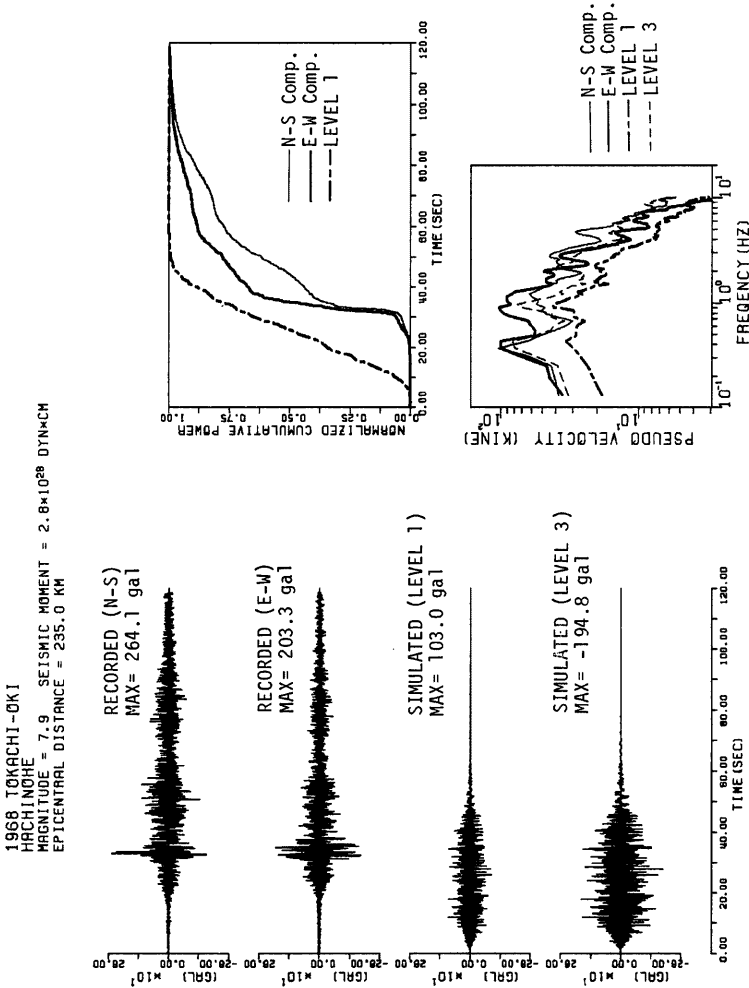


Fig. 11 Recorded and simulated earthquake motions (1968 Tokachi-Oki Earthquake, Hachinohe Site).

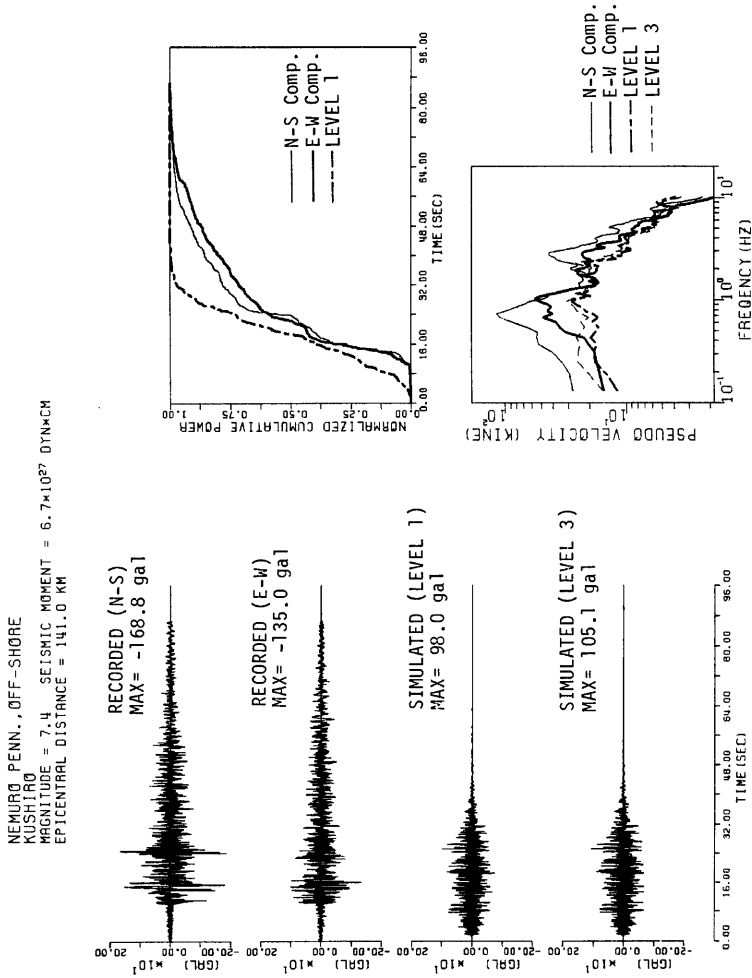


Fig. 12 Recorded and simulated earthquake motions (Nemuro Penn., Off-Shore Earthquake, 1973, Kushiro Site).

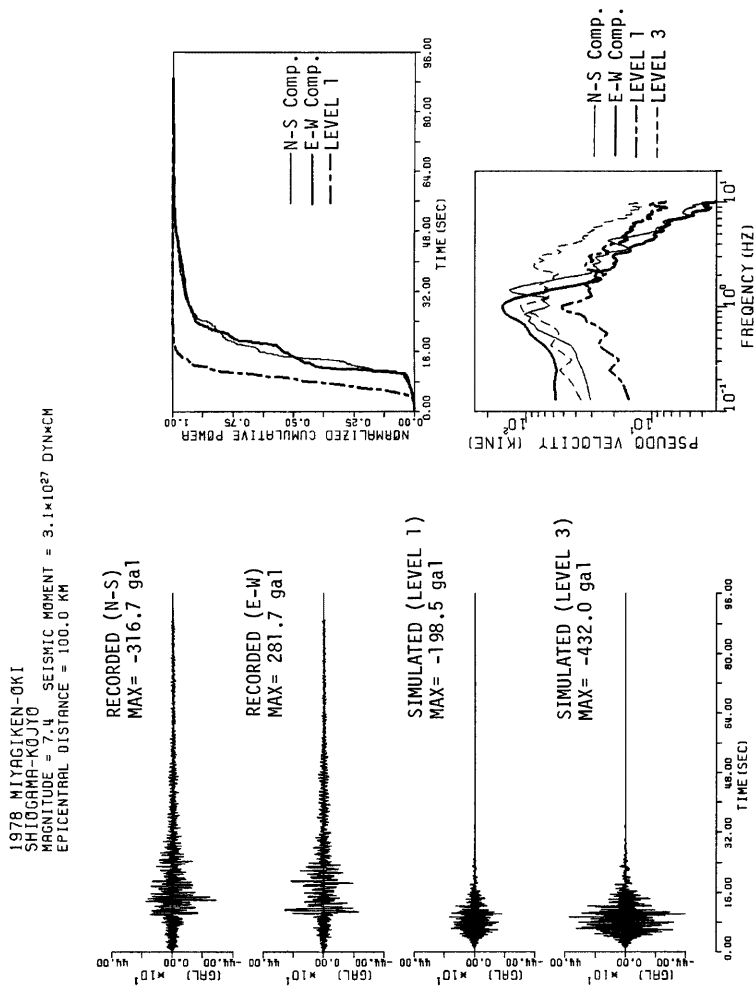


Fig. 13 Recorded and simulated earthquake motions (1978 Miyagiken-Oki Earthquake, Shiogama Site).

壊があったり断層の破壊が一様でないために加速度振幅の時刻歴が複雑で継続時間も長くなるものと考えられる。一方、疑似速度応答スペクトルで比較してみると、全体的によく一致しており、とくに地盤条件を考慮することの有効性が確認できる。八戸 (Fig. 11) の例のように約 300m 程度の深さまで地盤資料が得られている場合では 3 秒付近のピークをもよく再現している。

4.2 仮想東海地震による地震動の推定

石橋・佐藤¹⁰⁾により提唱された東海地震による清水三保、品川 (いずれも運輸省港湾技術研究所管轄の強震観測地点)、および京都 (国鉄京都駅付近) での地震動を本モデルにより算出する。Table 5 に、仮想東海地震の断層パラメータ¹⁰⁾を、Fig. 14 に断層位置と破壊方向を示した。また、上記 3 地点の地盤条件を Fig. 15 に示した。各地点の震央距離は 110 km (清水三保)、230 km (品川)、190 km (京都) となるが、清水三保は断層上に位置する。またこれらの地点の破壊方向とのなす角はそれぞれ 0° (清水三保)、10° (品川)、100° (京都) となる。Fig. 16~18 に、上記 3 地点における地震動 (加速度、速度、変位)、加速度パワー累積曲線、および疑似速度応答スペクトルを示した。予測された加速度波形は、レベル 1 の段階では清水三保が最大であるが地盤条件を考慮することにより最も震央距離の大きい品川で最大となる。また、継続時間は破壊方向とのなす角の最も大きい京都で長くなっている。ここで得られた予測波形はモデルパラメータのばらつきを考慮しない平均的なものである。第 2 章で示した予測モデルのもつ不確定性は、シミュ

Table 5 Fault Dimensions of Hypothetical Tokai Earthquake.¹⁰⁾

length L ;	115 km
width W ;	70 km
slip D ;	4.0 m
rupture velocity v_R ;	2.1 km/sec
seismic moment M_0 ;	1.6×10^{28} dyn-cm

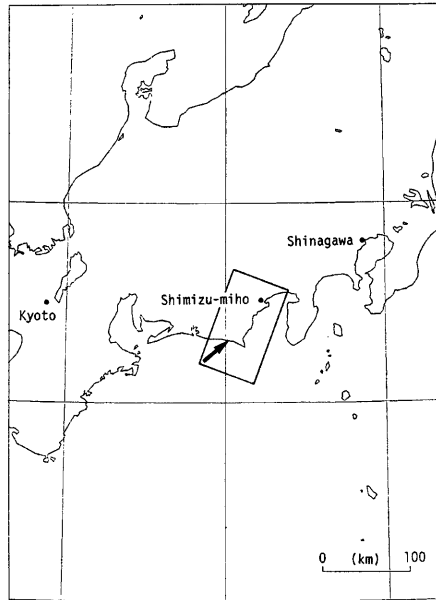


Fig. 14 Hypothetical fault for Tokai Earthquake¹⁰⁾.

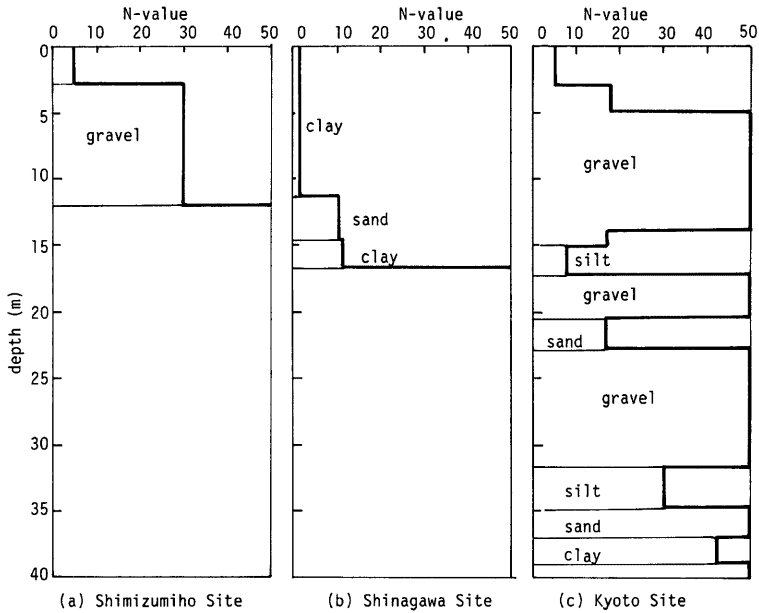


Fig. 15 Surface ground profiles used for analysis.

レーションされた地震動の最大加速度で変動係数は0.25程度¹⁾(レベルⅢの場合)であり、 $\pm\sigma$ の範囲で地震動を予測した場合最大加速度で0.7~1.3倍程度の変動がある²⁾ことを付記する。

5. 結 論

本研究では、データのほとんどが得られていない大規模な断層破壊による断層付近での地震動の予測を、統計的に予測される小規模地震による地震動の重ね合わせによって行うためのモデルを提案した。得られた結果を列挙すると以下のとおりである。

- (1) 非定常地震動の統計的予測モデルにおけるマグニチュードが6の地震を重ね合わせの基準とし、地震モーメントと重ね合わせ個数との関係をわが国で得られた8地震による強震記録48成分を用いて統計的に求めた。
- (2) 断層の大きさ、地震モーメント、破壊方向と破壊伝播速度が与えられた場合の予測モデルを提案した。
- (3) 予測モデルを用いて実地震動の再現を行い、加速度波形、パワー累積曲線、および疑似速度応答スペクトルによって比較検討を行った結果、実記録を比較的良好に再現し得ることがわかった。
- (4) 仮想東海地震による地震動予測を、清水三保、品川、京都の3地点について本モデルを用いて行った。

謝 辞

本研究の遂行にあたり、快く著者との議論に応じ、また貴重な御助言を頂いた京都大学防災研究所助教授入倉孝次郎先生に深く感謝致します。また、本研究の数値計算には京都大学大型計算機センターのFACOM-M200システムを用いたことを付記する。

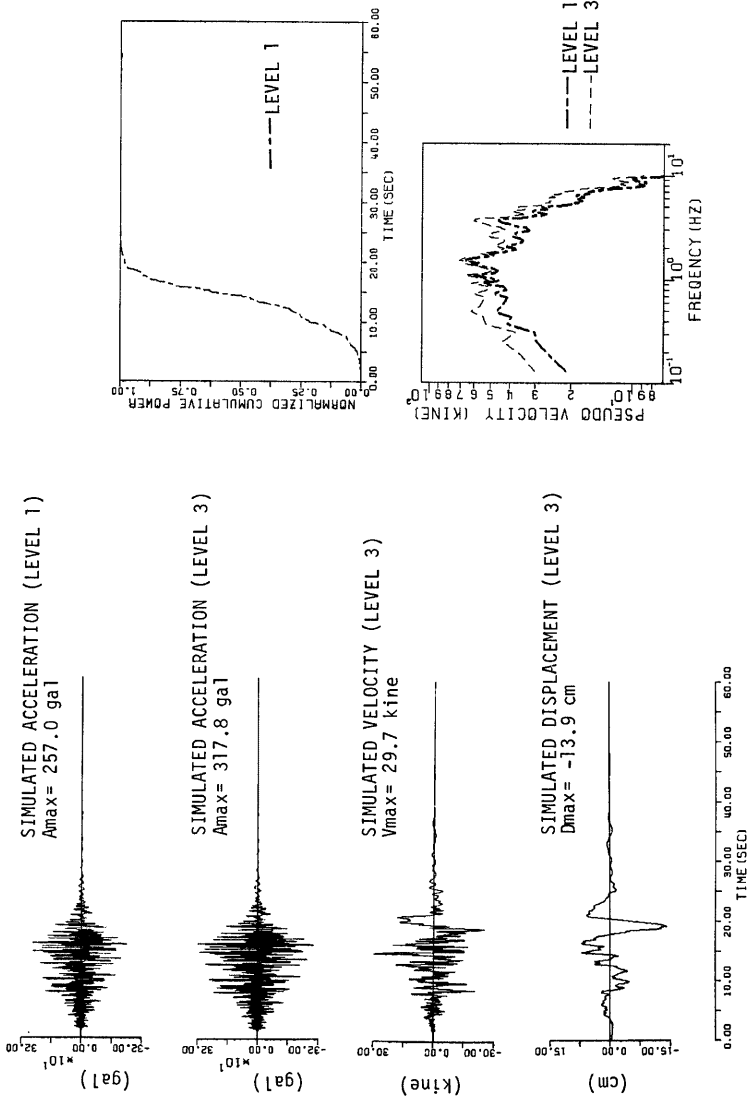


Fig. 16 Simulated earthquake motions for hypothetical Tokai Earthquake (Shimizumihō Site).

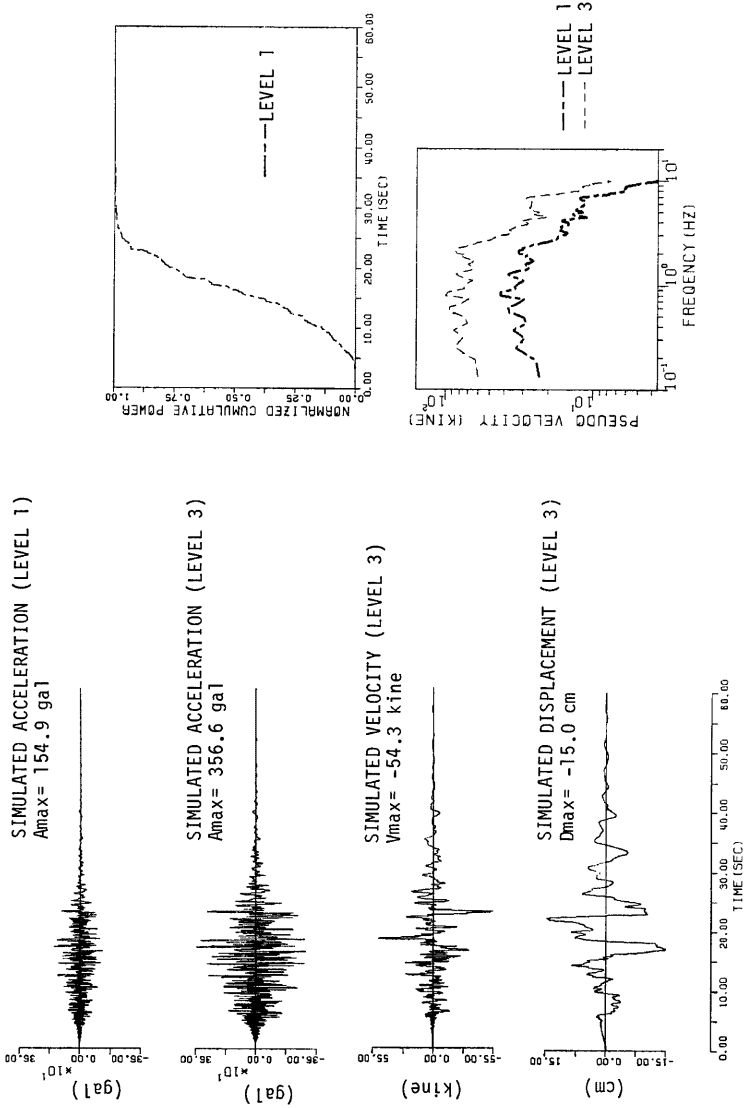


Fig. 17 Simulated earthquake motions for hypothetical Tokai Earthquake (Shinagawa Site).

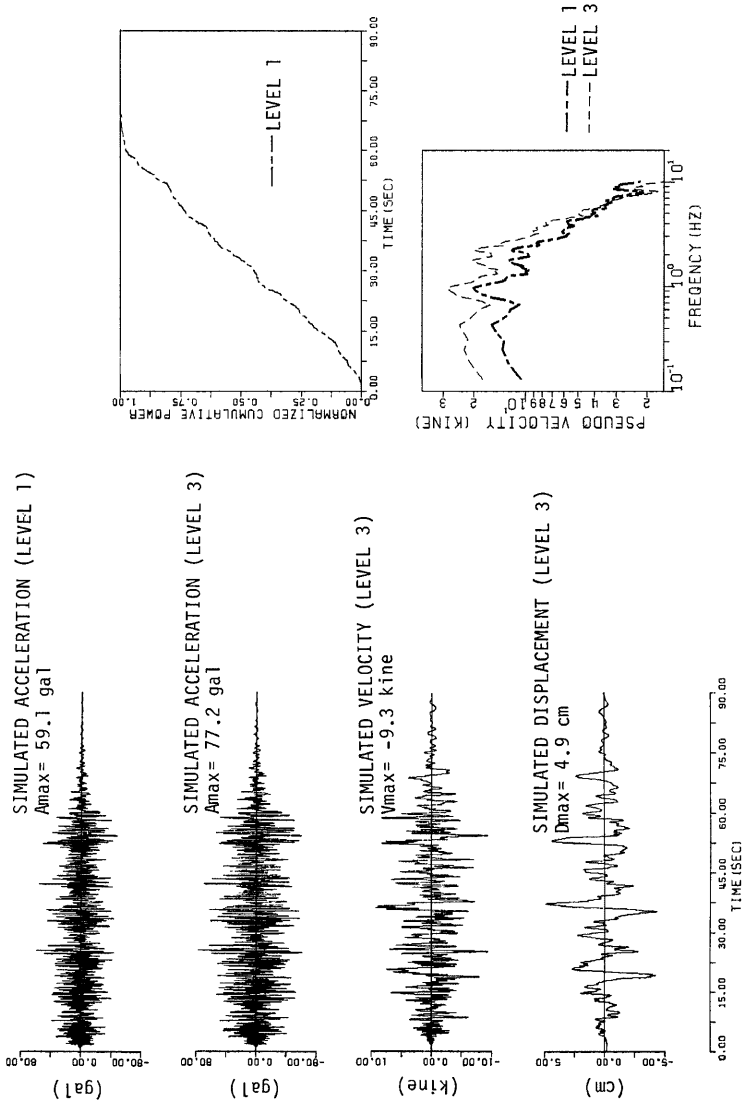


Fig. 18 Simulated earthquake motions for hypothetical Tokai Earthquake (Kyoto Site).

参 考 文 献

- 1) 片山恒雄・岩崎敏男・佐伯光昭：地震動加速度応答スペクトルの統計解析，土木学会論文報告集，第275号，pp. 29-40，1978. 7.
- 2) Kameda, H., Sugito, M., and Asamura, T., "Simulated Earthquake Motions Scaled for Magnitude, Distance, and Local Soil Conditions," Proc. 7WCEE, Vol. 2, pp. 295-302, 1980. 9.
- 3) Campbrell, K. W., "Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration," BSSA, Vol. 71, No. 6, pp. 2039-2070, 1981. 12.
- 4) Hartzell, S. H., "Earthquake Aftershocks as Green Function," Geophys. Res. Lett., 5, pp. 1-4, 1978.
- 5) Kanamori, H., "Semi-Empirical Approach to Prediction of Long-Period Ground Motion," BSSA, Vol. 69, pp. 1645-1670, 1979.
- 6) Irikura, K., and Muramatsu, I., "Synthesis of Strong Ground Motions From Large Earthquakes Using Observed Seismograms of Small Events," 3rd International Microzonation Conference, Seattle, 1982. 6.
- 7) 亀田弘行：強震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察，土木学会論文報告集，第235号，pp. 55-62，1971. 4.
- 8) 後藤尚男・亀田弘行・杉戸真太・今西直人：デジタルフィルターによる SMAC-B2 型加速度計記録の補正について，土木学会論文報告集，第277号，pp. 57-69，1978. 8.
- 9) Archuleta, R. J. and Brune, J. N., "Surface Strong Motion Associated with a Stick-Slip Event in a Foam Rubber Model of Earthquakes," BSSA, Vol. 65, pp. 1059-1071, 1975.
- 10) 石橋克彦・佐藤良輔：Long-Period Displacements Due to a Hypothetical Tokai Earthquakes，地震学会講演予稿集，No. 1, p. 131, 1977.
- 11) 亀田弘行・杉戸真太・浅村忠文・後藤尚男：マグニチュード，震央距離，および地盤の震動特性を考えた非定常地震動の予測モデル，第15回地震工学研究発表会講演集，pp. 145-148，1979. 7.
- 12) Kameda, H., Sugito, M., and Goto, H., "Microzonation and Simulation of Spatially Correlated Earthquake Motions," 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, June 1982.
- 13) Geller, R. J., "Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes," BSSA, Vol. 66, pp. 1501-1523, 1976.
- 14) 宇佐美龍夫：資料日本被害地震総覧，東京大学出版会，1981.
- 15) Shimazaki, K. and Somerville, P., "Summary of the Static and Dynamic Parameters of the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978," Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 53, pp. 613-628, 1978.
- 16) 瀬野徹三・石橋克彦・須藤研：1978年2月20日宮城県沖地震の発生機構(速報)，地震学会講演予稿集，No. 1, p. 96, 1978.
- 17) Seno, T., Shimazaki, K., Somerville, P., Sudo, K., and Eguchi, T., "Rupture Process of the Miyagiken-Oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978, Submitted to Phys. Earth. Planet. Inter., 1979.
- 18) 大沢一郎・亀田弘行・杉戸真太：震源分割モデルによる大規模近距離型地震動の予測について，第34回土木学会年次講演会概要集，第1部，1980. 9.