

工学的基盤における地震動予測モデル

後藤 尚男・杉戸 真太・亀田 弘行
齊藤 宏・大滝 健

PREDICTION OF NONSTATIONARY EARTHQUAKE MOTIONS FOR MODERATE AND GREAT EARTHQUAKES ON ROCK SURFACE

By Hisao GOTO, Masata SUGITO, Hiroyuki KAMEDA
Hiroshi SAITO and Takeshi OOTAKI

Synopsis

Earthquake motion prediction model for moderate and great earthquakes have been proposed on the basis of base rock-ground motion database. Ground motions on rock surface, the shear velocity of which is about 600-700 m/sec, have been calculated from the ground motions recorded on Japanese alluvial and diluvial sites. 91 components of acceleration time histories on rock surface level have been arranged, which consist of (i) rock surface-ground motions estimated from the accelerograms recorded on alluvial and diluvial site and (ii) ground motions recorded on rock ground.

On the basis of this database, the prediction models for peak ground motions, response spectra, and nonstationary earthquake motions (EMP-IB) have been proposed as a function of magnitude M and epicentral distance Δ . Further, the prediction model for great earthquakes (EMP-IIB) has been proposed, which can simulate ground motions as a function of seismic moment, area and rupture pattern of fault, and rupture velocity.

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、地震工学における基本的課題である。断層モデルによる理論地震動の計算手法の発達により周期数秒程度以上の地震動の再現が可能になってきているが、断層および断層から着目地点までの物理量をすべて知る必要があるため、将来発生する地震による地震動予測に適用するには解決すべき点も多く残されている。一方、周期数秒程度以下の短周期を対象とし、さらに実データでの検証が不可欠である工学の分野においては、強震記録に基づく地震動推定に関する多くの研究成果が得られている。

Fig. 1 は、わが国でこれまでに得られた主な強震記録のマグニチュード M 、震央距離 Δ の分布を示しており、主としてこれらを含む様々なデータセットを用いて地震動の最大加速度、速度¹⁾、地盤ひずみ²⁾、加速度応答スペクトル^{3,4,5)}、さらに非定常地震動⁶⁾を M 、 Δ より推定する式が提案されている。このような地震動特性を M 、 Δ より推定する場合の問題点として以下の2点が挙げられる。第一に、対象とする周期が数秒程度以下の地震動であり、強震記録に個々の地点の局所的な地盤特性の影響が多く含まれており、地震動推定に大きな不確実性が残っていることである。第二に、構造物の耐震設計等で対象となる最大加速度で200~400 cm/sec²程度の強い地震動の記録は比較的少ないため、地震動推定式は比較的小さい地震動の記録が相対的に多く含まれるデータに基づいて得られている。したがって、地震動のレベルが比較的小さい領域

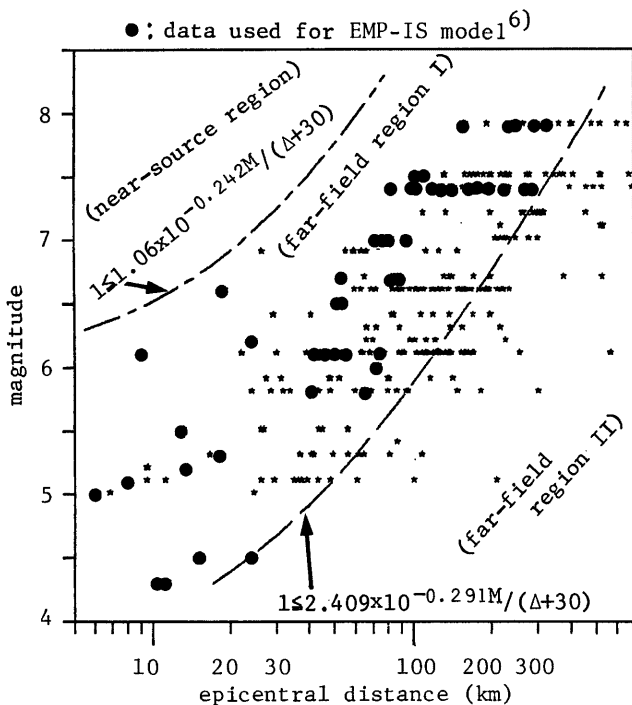


Fig. 1 Scattergram of Magnitude and Epicentral Distance of Strong Motion Data Recorded in Japan

で成立する推定式を、地盤の非線形特性の影響が強い地震動のレベルが大きな領域にまでそのまま適用することに問題がある。このうち第一の問題点については、道路橋示方書⁷⁾に示される1～4種までの地盤種別ごとのデータにより推定式を求める方法^{3,4)}、さらに N 値柱状図を用いて地盤の軟弱さを連続量 S_n で表現しこれを地震動推定に取り入れる⁸⁾ などにより推定精度の向上が検討されている。一方、第二の問題点については、たとえば Fig. 1 に示される比較的大きな地震動を与える領域(2つの曲線で囲まれる領域)に含まれ、しかもあるレベル以上の記録のみを用いて地震動推定を行う⁸⁾ ことにより、ある程度問題点は解消されるが、震央域に近い領域、さらには震央域での地震動予測には地盤の非線形特性に関する検討がさらに必要である。

本研究では、上記2点の地震動予測における問題点を解決することを目的として、局所的な地盤条件や地盤の非線形特性の影響が比較的小さいと考えられる工学的基盤での地震動データベースを作成し、これに基づいて基盤における最大加速度、速度、応答スペクトル、さらに非定常地震動予測モデルを提案した。以下、2.においては、工学的基盤を定義し、基盤での地震動データベースについて述べる。基盤に相当する地盤上で得られた比較的大きな強震記録はきわめて少ないことから、ここでは沖・洪積地盤上での記録より等価線

形化手法により基盤での地震動を算出したものをデータとして採用したが、この算出法について概説する。次に3.においては、地震動の基本的パラメータである最大加速度、最大速度と、加速度応答スペクトルをとり挙げ、これらの工学的基盤面での推定式を示した。ここでは、第4章における地震動予測モデル (EMP-IB) により算出される560のシミュレーション地震動を用いた。4.においては、Kameda, Sugito, Asamura⁹⁾と同様の手法により、基盤における非定常地震動予測モデル (EMP-IB) を作成した。さらに5.においては、EMP-IB モデルをもとにして、大規模地震による断層近傍での地震動予測に適用できるモデル (EMP-IIB) を提案した。すなわち、大規模断層を $M=6$ クラスの小断層に分割し、EMP-IB モデルにおける $M=6$ の地震の重ね合わせにより、断層が逐次破壊する過程をとり入れるモデル⁹⁾とした。本モデルでは、小規模地震の重ね合わせ個数 N_G を地震モーメント M_0 から推定することとしたが、これにより地震動の全体的な強度（加速度パワー）の推定精度が EMP-IB における M による推定精度に比較し高いことも確かめられた。

2. 工学的基盤における地震動データベースの作成

2.1 工学的基盤の定義

対象とする地震動の周期により基盤の定義は異なり、一般に断層のメカニズムに主として研究対象を置く地震学の分野ではS波速度で3000 m/sec程度の堅固な岩盤を地震基盤として扱っている。しかしながら、工学の分野（とくに耐震工学の分野）で対象とする周期は0.1～数秒程度であり、この場合には、700 m/sec程度の岩質層を基盤としても大きな問題はなく、またこの程度の層までの土質調査は比較的容易であり基盤とするにはより現実的でもある。本研究においては、S波速度で600～700 m/sec程度の岩質層の上面を工学的基盤として定義し、この基盤上での地震動特性について議論する。この工学的基盤の設定には、以下に示す理由および長所がある。

- 1) 土木構造物においてその立地を考えると、S波3000 m/secのような深い層よりも、S波700～800 m/secの層の方がケースも多く、入力地震動のモデルとして提案する意味合いからより現実的な選択である。
- 2) 重複反射理論を用いて基盤動を推定するためには基盤までの地下構造が判明している必要がある。ボーリング資料および弾性波探査では3000 m/sec程度のS波速度を持つ層まで資料の得られているものは少なく、統計解析を行なううえでデータが不足する。
- 3) 現在各方面で基盤の記録を得る努力がなされているが、その際S波速度700～1500 m/sの層の記録の方が多く収集される状況にある。本研究で提案するモデルの妥当性を検討するうえで都合がよい。

基盤の地震動を推定する際には解放基盤として推定するものとする。解放基盤はその上に表層や構造物をもたない、適当な広がりをもつ水平で平坦なものである。本研究では露頭岩盤上で得られた記録は解放基盤で得られたものとみなし、地表または地中で得られた記録に関しては基盤への入射波を推定し、それが解放基盤面で全反射されるものとして解放基盤面の地震動とする。

2.2 等価線形化手法による基盤地震動の算定

地盤を水平な多層構造モデルとみなして、地表もしくはその地盤のある層での地震動 (SH波) が与えられた場合に任意の層での地震動を算定する手法として重複反射理論がよく用いられている。数値計算において地盤の非線形性を考慮するため、ある等価剛性と減衰定数を与えて線形モデルで計算を行なういわゆる等価線形手法が一般によく用いられる。この場合、地盤各層のひずみを与え、それに対応する剛性および減衰定数により地震動を算定する。この過程において、各層の最大ひずみの何割かを有効ひずみとし、この有効ひずみが剛性を決めるときに与えられたひずみのある規定の範囲内に入るようくり返し計算にて収束させる。重複反射理論については改めて述べるまでもなく、ここでは、くり返し計算における有効ひずみの定義

について概説する。

はじめに、与えられた地表での加速度時刻歴の最大値を与える時間を中心とするある継続時間における自乗平均加速度を求め、これが水平に各層にはたらくとして各層のせん断ひずみを計算する。この場合に用いる継続時間として次式に示す Vanmark & Lai¹⁰⁾ によるものを適用した。

$$T_d = 7.5 \frac{P_t}{A_p^2} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 T_d =等価継続時間 (sec), P_t =加速度全パワー (cm²/sec³), A_p =最大加速度 (cm/sec²) である。土の応力とひずみの関係は以下に示される Hardin, Drnevich¹¹⁾ のモデルを用いた。

$$\frac{G}{G_{max}} = \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}}, \quad \frac{h}{h_{max}} = \frac{\frac{\gamma}{\gamma_r}}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 G_{max} =初期せん断剛性 (kg/cm²), h_{max} =最大減衰定数 (30.0%), γ_r =規準化ひずみである。地表での加速度波形から上記のように式(1)の継続時間を考慮して得られた各層のひずみを式(2)に代入し、応答解析に用いる剛性および減衰定数が得られる。これらの定数に基づいて応答解析を行い地盤各層でのひずみ

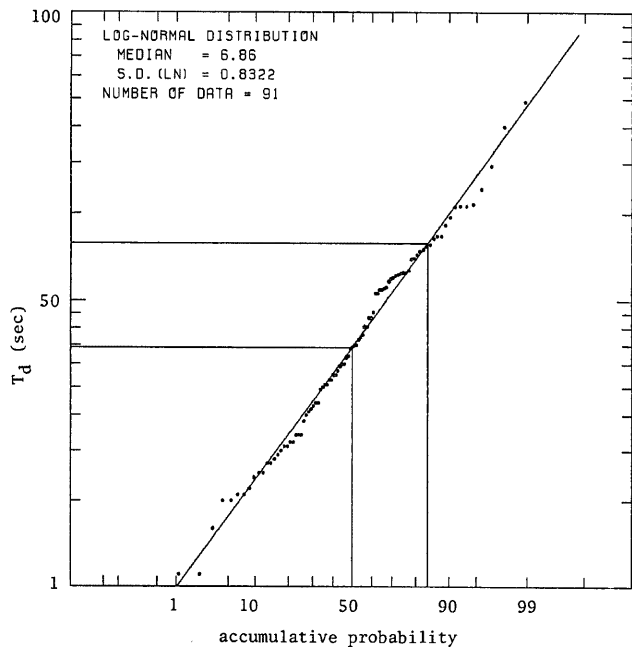


Fig. 2 Distribution of Duration Parameter T_d

波形を算出し、それより以下に示す有効ひずみを求め、これを応答解析において用いた剛性および減衰定数を与えたひずみと比較し、所定の誤差（本研究では $\pm 5\%$ ）内に収束するようくり返し計算を行なった。

有効ひずみを γ_e とし、これを最大ひずみ γ_{max} と継続時間 T_d により以下のように表現する。

$$\gamma_e = F(T_d) \times \gamma_{max} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 $F(T_d)$ は継続時間 T_d の関数として表される係数であり次式で与える。

$$F(T_d) = \alpha \times \left(\frac{T_d}{T_m} \right)^\beta \quad \dots\dots\dots (4)$$

ただし、 T_m = 平均的な継続時間、 α , β = 係数である。これらの定数は、種々の強度および継続時間を有する地震による地表および基盤での同時記録が蓄積されることにより決定しうが、このようなデータがほとんどない現状であるため以下のように便宜的に与えた。

Schnabel, Lysmer, Seed¹²⁾ は、米国における強震記録の解析から、経験的に有効ひずみが最大ひずみの 0.5～0.7 倍程度となることを示している。これを参考にして、式(4)において $\alpha=0.6$ とし、 T_d の値によりおよそ $0.5 \leq F(T_d) \leq 0.7$ となるように β および T_m を決める。まず、本研究で対象としたデータ91成分（表面波成分が含まれている記録についてはそれを後述の方法で除去している）について T_d を算出し、Fig. 2 に示すように概ね対数正規分布に従うことからその相乗平均を T_m とした。 $T_m=6.9(\text{sec})$, $T_d=1.1 \sim 48.9$ (sec) の範囲の値となる。式(4)において、 $\beta=0.1$ とすると上記の T_d の範囲内で $0.499 \leq F(T_d) \leq 0.729$ となることから、以下のように式(4)の定数を決定した。

$$\alpha=0.6, \quad \beta=0.1, \quad T_m=6.9 \quad \dots\dots\dots (5)$$

これらの定数を用いて地表での加速度記録より基盤での地震動を算出した。

2.3 強震記録に含まれる表面波成分の除去¹³⁾

強震記録には、P波、S波の実体波の他に表面波が含まれていることがある。基盤動推定においてはP波や表面波を分離した地震動を用いることが望ましい。P波については初期微動とみなされるはじめの部分を除去した。表面波成分については文献13)の手法により簡易的に分離し除去した。以下、この表面波の簡易分離法について概説する。

この手法は表面波の分散性と表面波が実体波より遅れてくる性質に着目したものである。表面波の分散特性を知るうえで、各振動数のパワーの時間軸変化を知るために、非定常パワースペクトル¹⁴⁾を振動数軸と時間軸とで3次的に表わし、そのピークを振動数方向になぞり、表面波の群速度の分散性がなくなる点 Fig. 3 の点Bを境界点とし、その境界点にあたる振動数を分離振動数 f_d と定義している。この分離振動数 f_d より低い振動数を表面波成分、 f_d より高い成分を実体波成分とみなす。また低振動数領域においても実体波が存在することが十分考えられるので、時間軸上の分離も行なっている。一般に表面波は実体波よりもある程度の時間的遅れをもって来襲するものであるから、分離時刻 t_d を定義して、振動数軸上で表面波とみなした低振動数領域において、この t_d より遅い時刻に現われた波を表面波、 t_d より早い時刻に現われた波を実体波として分離する。

表面波は Love 波、Rayleigh 波によって振動数の卓越する向きが異なるため、文献13)では地震動を震央方向と震央直角方向成分に分けて考えている。本研究においては

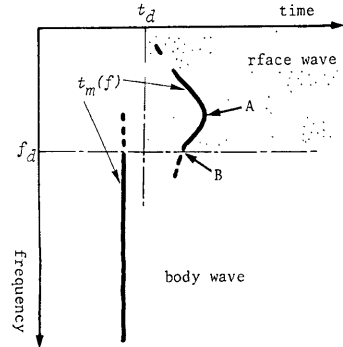


Fig. 3 Schematic Description for Separation Parameters t_d and f_d

表面波の存在を見きわめ分離を行なうことが問題となるので、観測された成分のままで検討を行なった。

表面波が存在するかどうか調べるために基盤震動の算定に用いるデータについて振動数ごとに非定常パワースペクトルを出力し表面波の有無を調べた。その結果16成分について表面波と思われるものが存在した。その例を Fig. 4 に示した。

分離振動数 f_d および分離時刻 t_d が与えられると、実体波による地震動 $x_b(t)$ 、表面波による地震動 $x_s(t)$ は次式で与えられる。

(a) $0 \leq t \leq t_d$

$$\left. \begin{aligned} x_b(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \\ x_s(t) &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(6)$$

(b) $t_d < t$

$$\left. \begin{aligned} x_b(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_f(\omega) e^{i\omega t} d\omega \\ x_s(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_s(\omega) e^{i\omega t} d\omega \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(7)$$

ただし、

$$\left\{ \begin{aligned} \omega &= 2\pi f \\ F_b(\omega) &= 0, \quad F_s(\omega) = F(\omega) & f_l \leq f < f_d \\ F_b(\omega) &= F(\omega), \quad F_s(\omega) = 0 & f_d \leq f < f_u \\ F(\omega) &= F(2\pi f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \\ f_l &= 0.15 \text{ Hz}, \quad f_u = 10.0 \text{ Hz} \end{aligned} \right.$$

上記の手法により表面波成分を除いた地震動 $x_b(t)$ を用いて基盤地震動を算出した。

2.4 同時記録による基盤地震動算定法の妥当性の検討

2.2で述べた手法を、地表と基盤での同時記録に適用しその妥当性を検討した。用いたデータは、日本鋼管が1977年より川崎市において埋設水道管および周辺地盤で観測している記録¹⁵⁾のうち比較的最大加速度の大きい千葉県中部地震である。Fig. 5 に計器配置位置および地盤構造を、Table 1 に上記の地震の諸元および地表と基盤における最大加速度を示した。

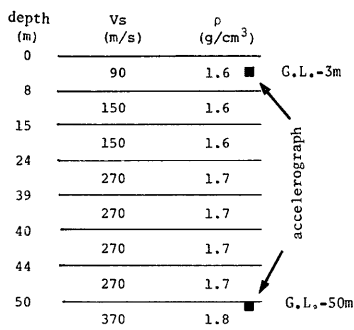


Fig. 5 Velocity Model

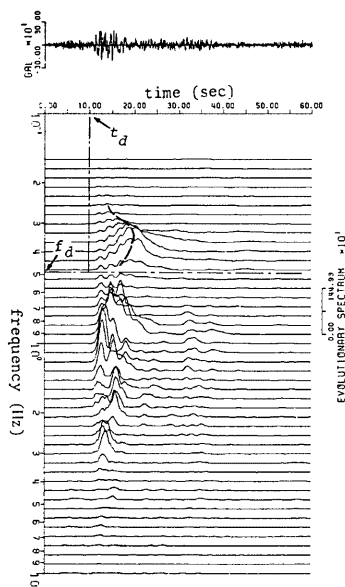


Fig. 4 Evolutionary Power Spectra with Separation Parameters t_d , f_d and Acceleration Time History (S-252 Hachinohe, 1968 Tokachi-oki Earthq.)

Fig. 6 に G.L.-3m, G.L.-50m での実記録による応答スペクトルおよび G.L.-3m の記録より推定された G.L.-50m における地震動による応答スペクトルを示した。G.L.-50m における推定値はスペクトル特性および絶対値ともに実測値に比較的良く一致している。Table 1 における case 2 は、Fig. 5 における地盤モデルの最上層のせん断波速度を応答スペクトルが最も良く一致するようにした場合 (=150 m/sec) の結果である。この地震動の地表での最大加速度は Table 1 に示すように 80 gal 程度と比較的小さく、したがって地盤のひ

Table 1 Recorded and Calculated Peak Accelerations for Chiba, Center Earthquake

Chiba, Center Sept. 25, 1980 $M=6.1$, depth=80 km				
	comp.	peak acceleration (cm/sec ²)		
		recorded	calculated (case 1)	calculated (case 2)
G.L.-3 m	x	67.9	—	—
	y	80.2	—	—
G.L.-50 m	x	26.1	23.0	22.7
	y	33.3	26.3	32.9

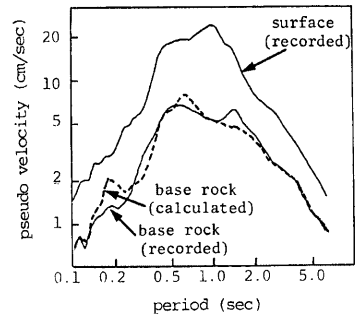
case 1: $v_{s1}=90$ m/seccase 2: $v_{s2}=150$ m/sec

Fig. 6 Pseudo Velocity Response Spectra for Recorded and Calculated Ground Motions

ずみレベルもそれほど大きくないものと考えられる。ここで示した結果から、 $200\sim300$ cm/sec² を越えるような大きな地震動の場合でも本手法が同様に有効であるとは結論できないが、少なくとも上記の中程度の地震動の場合には十分信頼性のある推定が可能であると考えられる。今後、大地震時での同時記録が得られることにより、このような手法の検証、さらには改良が可能となろう。

2.5 工学的基盤における地震動データ

これまでに述べた手法を用いて、地表および地中基盤での記録より解放基盤としての地震動を算出したデータに、岩盤もしくはそれに相当する地盤上で得られたデータを加え、工学的基盤における地震動データベースを作成した。これらは、91成分の加速度波形より成る。データのマグニチュード M 、震央距離 Δ (km) の分布を Fig. 7 に示し、最大加速度の頻度分布を Fig. 8 に示した。これら91成分のデータは以下の3つのタイプに分類される。

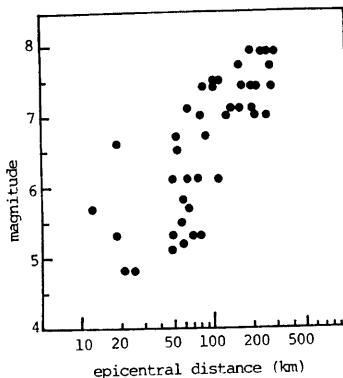


Fig. 7. Scattergram of Magnitude and Epicentral Distance for Rock Surface-Ground Motion Database.

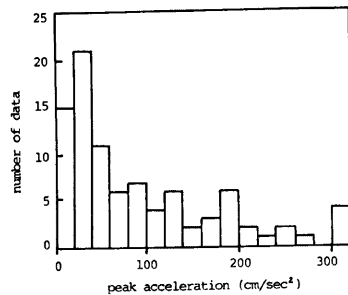


Fig. 8 Histogram of Peak Acceleration for Rock Surface-Ground Motion Database.

- タイプA：地表で観測され基盤が地中にあるもの……………77成分
 タイプB：地下の基盤上で観測されたもの……………8成分
 タイプC：解放基盤とみなされるような地表の岩盤上で観測されたもの……………6成分

データの信頼性から言えば、タイプB、Cのみによる解析が良いが、タイプB、Cに相当する比較的加速度の大きな記録は現在のところ非常に少なく統計的な解析が可能なデータベースを作成するのに不可能である。

データの選択基準は原則として水平2成分づつとするが、日本海中部地震(余震)における室蘭はWEST成分しか得られなかったが、地震規模・地震動強度ともにデータとして価値があると考えられるのでデータに組み入れ91成分となった。

タイプAは地表で得られた記録より重複反射理論により基盤の地震動を推定しなければならないので、地盤条件が判明している必要がある。そのためタイプAの場合まず第一に基盤層の位置が断定できること、第二に基盤層までの地盤条件がわかっていること、これは弾性波探査によるS波速度が得られているか、標準貫入試験によるN値分布がわかっている必要がある。従ってこのような条件にあてはまる強震観測地点は限られており、77成分は12の観測地点で得られたものである。タイプAの地震動強度は最大加速度 20 cm/sec^2 以上のものを選んだ。このうち、表面波成分の除去を施した記録は16成分である。

タイプBでは地中で観測されているものの必ずしも本研究で設定した基盤上で観測されているとはいえず、また解放基盤を想定しているために、本研究で設定した基盤への入射波を求め全反射したものとして推定する必要がある。そのため地盤構造に関するデータが必要であるが、このような地中観測が行われている場合にはほとんどの場合判明している。タイプBの8成分は、3観測地点で得られたものであり、最大加速度で 10 cm/sec^2 程度以上のものとして選んだものである。

タイプCはそのまま基盤での記録として使用することができる。ただしこのタイプCは必ずしも道路橋示方書⁷⁾で示される第一種地盤とは同一ではない。第一種地盤とされるような地点でも表層が薄く存在する場合はその影響を受けることから、表層の存在があるような地点は除いた。タイプCの6成分は2観測地点で得られたものである。

3. 工学的基盤における最大地動、応答スペクトルの予測モデル

本章では、地震動の基本的パラメータである最大加速度、最大速度、および加速度応答スペクトルの推定

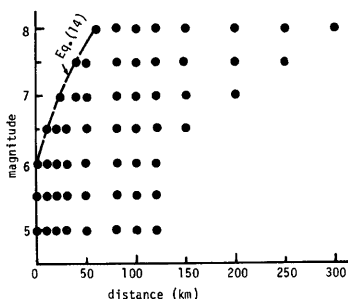


Fig. 9 Combination of Magnitude and Distance for Simulation of Nonstationary Earthquake Motions by EMP-IB Model.

式を提案する。ここでは、第4章で提案する非定常地震動予測モデル(EMP-IB)により算出されるシミュレーション地震動を用いて上記の推定式を算定する。Fig. 9に、EMP-IBモデルにより算出する M, Δ の分布(56組)を示す。シミュレーション地震動は Fig. 9における各点について、それぞれ10成分ずつ求め、合計560成分の地震波を得た。

3.1 工学的基盤における最大地震動の予測モデル (AMPGM-B)

上記の560成分のシミュレーション地震動のデータにもとづき、最大加速度 $A(\text{cm/sec}^2)$ 、最大速度 $V(\text{cm/sec})$ のマグニチュード M 、震央距離 $\Delta(\text{km})$ に対する重回帰分析を行い、次の推定式を得た。

$$\bar{A} = 111 \times 10^9 \cdot 534 M / (\Delta + 30)^{1.857} \dots \dots \dots (8)$$

Table 2 Attenuation Equations for Peak Acceleration and Velocity

	(a) $\Delta \geq \Delta_0(M)$	(b) $\Delta < \Delta_0(M), M > 6.0$	
alluvial & diluvial	$\bar{A} = 349 \times 10^{0.232M} / (\Delta + 30)^{0.859}$	$\bar{A} = 330$	Eq.(11)
	$\bar{V} = 2.65 \times 10^{0.360M} / (\Delta + 30)^{0.893}$	$\bar{V} = 2.52 \times 10^{0.144M}$	Eq.(12)
alluvial & diluvial without surface wave motion	$\bar{V} = 3.82 \times 10^{0.353M} / (\Delta + 30)^{0.977}$	$\bar{V} = 3.61 \times 10^{0.177M}$	Eq.(13)
base rock with shear velocity $v_s = 600 \sim 700$ m/sec	$\bar{A} = 111 \times 10^{0.534M} / (\Delta + 30)^{1.857}$	$\bar{A} = 99.6 \times 10^{0.0846M}$	Eq.(8)
	$\bar{V} = 2.21 \times 10^{0.545M} / (\Delta + 30)^{1.636}$	$\bar{V} = 2.01 \times 10^{0.149M}$	Eq.(9)
rock (Kanai, 1966)	$\bar{V} = 10^{0.61M - (1.66 + 3.60/X) \log X - 0.631 - 0.83/X}$		Eq.(10)

A : peak acceleration (cm/sec²), V : peak velocity (cm/sec), M : magnitude,
 Δ : epicentral distance (km), X : hypocentral distance (km)

$$\bar{V} = 2.21 \times 10^{0.545M} / (\Delta + 30)^{1.636} \dots\dots\dots(9)$$

式(8), (9)の形は、地震動強度の推定式として従来よりよく用いられているものである。Table 2 に、上式に加えて沖・洪積地盤上で得られた記録91成分 (Fig. 1 の強震域に含まれるデータ) に基づく推定式、および金井¹⁾ による岩盤上での最大速度の推定式を示した。さらに、文献8)と同じ記録において表面波成分を含むものについては文献13)の手法により除去した91成分に基づく最大速度の推定式も併記した。文献8)では、ある程度以上断層に近くなると地震動強度は震央距離に依存しなくなりむしろ一定値になる¹⁷⁾ことを考慮し、Fig. 1 における震央域 (epicentral region) では A, V は一定値としている。この境界を与える震央距離 Δ_0 (km) は次式で与えられる⁸⁾。

$$\Delta_0(M) = 1.06 \times 10^{0.242M} - 30, M > 6.0 \dots\dots\dots(14)$$

基盤における A, V の推定値も、式(14)で与えられる Δ_0 より Δ が小さい場合に一定すると (Table 2(b)), 沖・洪積地盤において一定値 $\bar{A} = 330$ (cm/sec²) となっている最大加速度が基盤の方が大きく、さらに M が大きいほど大きな値となる。これは、4.2で示す沖・洪積地盤上での地震動シミュレーションの結果にみられるように、加速度を支配する短周期の波が基盤レベルである程度以上大きくなっても土の非線形特性により沖・洪積地盤上では増幅されずむしろ減少することによるものと考えることができる。実データがないことから、震央域における推定式の妥当性の直接的な検証は困難であるが、両推定式の整合性については第4章で示したように一応保たれている。

一方、金井¹⁾ による最大速度の推定値は、本研究で得た工学的基盤での値の0.5倍程度となっている。式(10)は、日立鉱山地下 300 m の地震観測記録に基づくものであり、それらは堅固な岩盤上でのデータである。したがって、本研究で対象としている基盤よりさらに深部に相当する基盤であることが両者のくい違いの大きな要因と考えられる。

3.2 工学的基盤における応答スペクトルの予測モデル (AMRS-B)

加速度応答スペクトルの M, Δ に対する推定式は、わが国では片山・岩崎・佐伯⁹⁾ による各地盤種別 (道路橋示方書⁷⁾ に示す1～4種) ごとの数量化理論を用いたモデル、川島・相沢・高橋⁹⁾ による地盤種別ごとに M, Δ の関数として表したモデル、さらに、亀田・家人⁹⁾ による文献8)と同様の一般の沖・洪積地盤で得られたデータに基づくモデル等がある。文献5)では、局所的な地盤条件が応答スペクトルに及ぼす影響を、

連続量として与えられる地盤パラメータ S_n により取り入れている。

ここでは、上記の560成分のシミュレーション地震動にもとづいて、加速度応答スペクトルの推定モデルを提案する。

2.5で示した基盤での地震動の基となった強震記録は、大部分がSMAC-B2型加速度計記録によるものであり、基盤および計器特性に関する補正¹⁸⁾を施したものである。また、電磁式記録計で得られた記録についても0.15 Hz以下の成分については同様にカットされている。これらを考慮して、以下に示す固有周期および減衰定数に対する応答スペクトルを算出し、 M, Δ に対する回帰分析を行った。

固有周期 $T(\text{sec})$

0.1, 0.15, 0.2, 0.25, 0.3, 0.35, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0,
4.0, 5.0, 7.0

減衰定数 h

0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4

ここで扱った応答スペクトルは、上記の固有周期と減衰定数を有する一自由度系の最大応答変位 $S_d(T, h)$ から次式により得られる疑似速度 $S_v(T, h)$, 疑似加速度 $S_a(T, h)$ である。

$$S_v(T, h) = \frac{2\pi}{T} S_d(T, h), \quad S_a(T, h) = \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 S_d(T, h) \quad \dots\dots\dots (15)$$

周期が数秒程度以上のいわゆる長周期構造物の場合には、最大応答変位でその耐震性が規定されることが多い。また、このような長周期の構造物の場合には、最大応答変位は減衰定数 h が大きいほど小さいが、逆に絶対加速度応答値は h が大きいほど大きくなる。したがって、疑似加速度応答値と絶対加速度応答値は減衰定数に対して全く逆の傾向を示す。一方、短周期構造物の場合にはこのような現象は現れず、また、疑似加速度応答値と絶対加速度応答値はほぼ一致する。以上の理由より、ここでは、疑似加速度応答および疑似速度応答を扱った。マグニチュード M , 震央距離 Δ に対する加速応答スペクトル $S_a(T, h)$ の推定式を以下に示す。

$$\log S_a(T, h) = b_0(T, h) + b_1(T, h) \cdot M - b_2(T, h) \cdot \log(\Delta + 30) \quad \dots\dots\dots (16)$$

ただし、 $b_0(T, h)$, $b_1(T, h)$, $b_2(T, h)$ は固有周期 T , 減衰定数 h ごとに定まる回帰係数である。Fig. 10(a)に、 $h=5\%$ に対する回帰係数を示した。同図からわかるように、係数 b_1, b_2 は周期の対数軸に対してそれぞれ一定および減少の傾向が明瞭である。そこで、式(16)における係数を周期 T に関してモデル化し、その扱いを容易にする。その手順を以下に示す。

係数 b_1 は $\log T$ に対してはほぼ一定値をとるため20の周期の平均値 ($=0.547$) をもって b_1 一定とする。係数 b_2 は $\log T$ の1次関数として最小自乗法により表す。さらに、これらモデル化された係数 b_1, b_2 を用いた場合の定数項 b_0 を各周期毎の560のデータより最小自乗法により求めたところ、 $\log T$ の2次関数で表現できることがわかった。このようにして得られたモデル化された係数を Fig. 10(b)に示した。同図上部には、式(14)で表される震央域での推定式も併記して示した。また、Fig. 11には、モデル化された係数を用いた場合の M, Δ の組合せに対する加速度応答スペクトルの期待値を示した。

つぎに、本モデルより得られる速度応答スペクトルと基盤を対象とした既存の設計スペクトルである原子力施設の基準速度スペクトルとを比較する。文献19)によれば、与えられた M と Δ に対応して振動数軸上の5つのコントロールポイントの値を求め、式(10)より得られる最大速度 $\bar{V}$ を用いてその応答スペクトルを $\bar{V}/10$ 倍することにより設計スペクトルを得る。Fig. 12に、文献19)に示される M, Δ の組合せに対して、設計スペクトルと本モデルより得られる速度応答スペクトルを示した。震央域に相当しない範囲 (Fig. 12(b), (c), (e), (f), (h)) の結果に着目すると、本スペクトル (実線) が設計スペクトル (破線) を大きく上回っている。文献19)の設計スペクトルは、岩盤上でのデータに基づく最大速度の推定値 (式(10)) を規準とし

$$\log \bar{S}_A(T, 5\%) = \begin{cases} b_0(T) + b_1(T)M - b_2(T) \log(\Delta + 30); \Delta \geq \Delta_0(M) \\ b'_0(T) + b'_1(T)M & ; \Delta < \Delta_0(M) \end{cases}$$

$$\left. \begin{aligned} b_0(T) &= 1.015 - 2.29 \log T - 0.644(\log T)^2 \\ b_1(T) &= 0.547 \\ b_2(T) &= 1.469 - 0.492 \log T \\ b'_0(T) &= 0.978 - 2.27 \log T - 0.644(\log T)^2 \\ b'_1(T) &= 0.192 + 0.1192 \log T \end{aligned} \right\}$$

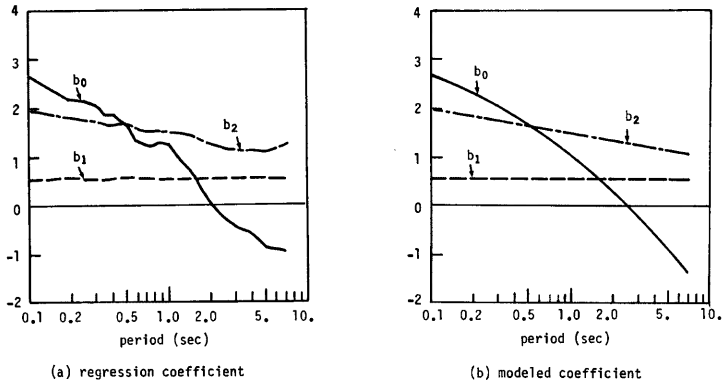


Fig. 10 Regression Coefficients and Its Modeled Coefficients for Response Spectra

ており、本モデルが対象としている工学的基盤よりさらに堅固な基盤を対象としたものである。したがって、両者を直接比較するには無理があるが、この設計スペクトルに基づく原子力施設が堅固な岩盤よりはむしろここで対象とする工学的基盤に相当する地盤に建設される場合もあることを考えると、その場合には設計スペクトルが危険側の値となっていることを示唆している。

以上、本章においては、次章で得られた工学的基盤における地震動予測モデル (EMP-IB) により算出された560のシミュレーション地震動から、最大加速度、速度、応答スペクトルの推定式を示し、一般の沖・洪積地盤における推定式と比較した。ただし、本モデルを震央域での地震動推定に適用するためには、さらに検討すべき課題も残されている。

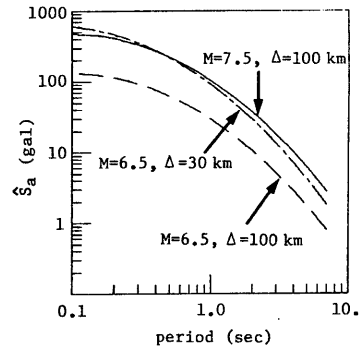


Fig. 11 Acceleration Response Spectra for Combinations of Magnitude and Distance

4. 工学的基盤における非正常地震動予測モデル (EMP-IB)

Kameda, Sugito, Asamura⁶⁾ は、与えられた M, Δ に対する非正常特性を有する地震動を予測するモデル (EMP-IS) を提案した。このモデルは、一般の沖・洪積地盤上で得られた記録から Fig. 1 の強震域 I に含

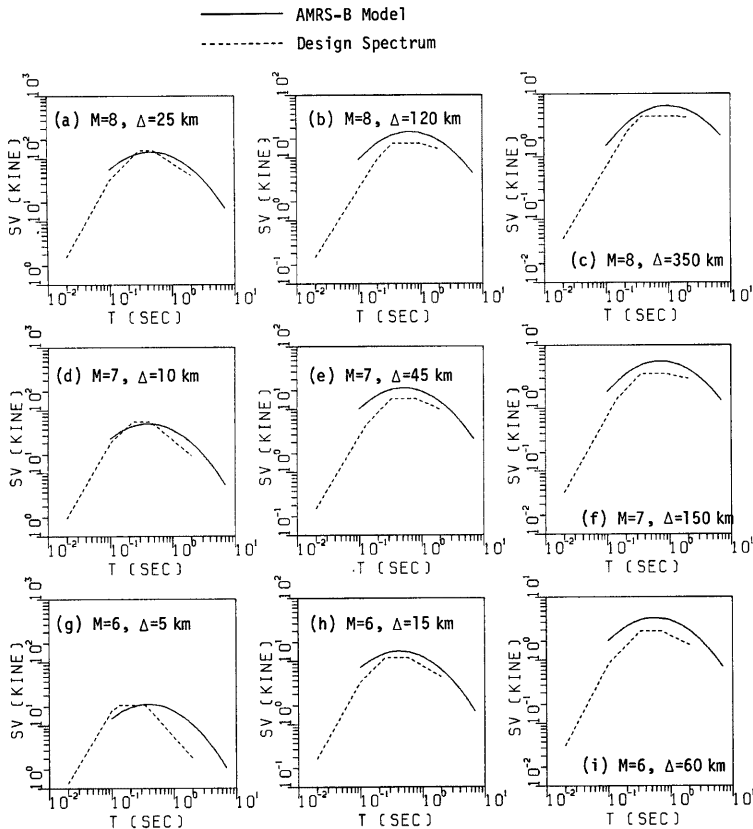


Fig. 12 Velocity Response Spectra of Design Code and AMRS-B model

まれるデータ91成分(●印)に基づいている。本章においては、2.5で示した工学的基盤における地震動データベースに基づき文献6)と同様のモデルを提案する。以下4.1では、地震動予測の方法を概説し、4.2では震央域へも適用できるように修正した EMP-IB モデルを提案する。

4.1 非定常特性を有する地震動予測モデルの概要⁶⁾

非定常特性を有する地震動 $x(t)$ は次式で表現できる。

$$x(t) = \sum_{k=1}^m \sqrt{2G_x(t, \omega_k) \Delta\omega} \cos(\omega_k t + \phi_k) \dots\dots\dots (17)$$

ここに、 $G_x(t, \omega_k)$ = 時刻 t , 円振動数 ω_k における非定常パワースペクトル, $\Delta\omega$ = 円振動数の刻み巾で $\Delta\omega = 0.06 \times 2\pi$, ϕ_k は $t=0$ における位相を表し $0 \sim 2\pi$ の一様乱数として扱う。考慮する振動数の上下限はそれぞれ $f_u = 10.03$ Hz, $f_l = 0.13$ Hz とし、振動数の分割数は $m=166$ となる。 $G_x(t, \omega)$ は次式でモデル表示する。

$$\sqrt{G_x(t, \omega)} = \sqrt{G_x(t, 2\pi f)} = \begin{cases} 0 & ; 0 \leq t \leq t_s \\ \alpha_m(f) \frac{t - t_s(f)}{t_p(f)} \exp \left\{ 1 - \frac{t - t_s(f)}{t_p(f)} \right\} & ; t_s < t \end{cases} \quad \dots\dots\dots(18)$$

ここに、 $\alpha_m(f)$ =強度パラメータで $\sqrt{G_x(t, 2\pi f)}$ の最大値 (gal/ $\sqrt{\text{rad/sec}}$)、 $t_s(f)$ =時間パラメータで $G_x(t, 2\pi f)$ の立ち上り時刻 (sec)、 $t_p(f)$ =継続時間パラメータ ($t_s(f)$ から最大値 $\alpha_m(f)$ に至る時間) (sec) である。

強震記録の非定常パワースペクトル¹⁴⁾を $G_y(t, \omega)$ とし、 $G_y(t, \omega)$ を上に示した3つのパラメータでモデル化して表現する。この条件として、まず $G_y(t, \omega)$ とそのモデル関数 $G_x(t, \omega)$ との間で、時間軸とで囲まれる面積、および時間の原点に関する1次モーメントが等しくなるように整合させる。すなわち、

$$\int_0^\infty G_x(t, \omega) \{G_y(t, \omega)\}^{n/2} dt = \int_0^\infty \{G_y(t, \omega)\}^{n/2} dt \quad \dots\dots\dots(19)$$

$$\int_0^\infty t \{G_x(t, \omega)\}^{n/2} dt = \int_0^\infty t \{G_y(t, \omega)\}^{n/2} dt \quad \dots\dots\dots(20)$$

n は任意パラメータで従来の研究より $n=4$ を採用した。時間パラメータ $t_s(f)$ は $G_y(t, \omega)$ がその最大値の10%を初めて越える時刻と定義する。ただし、早い時刻に $G_y(t, \omega)$ がその最大値の10%を越え、しかもまだ主要動が到来するまでに長い時間を有する記録の場合は $G_y(t, \omega)$ に対して $G_x(t, \omega)$ は平坦な形状をとり、主要動のピークをうまく表現できない。このような場合

には、それぞれの記録についてカット時間 t_c を定め、 $t > t_c$ に対する記録の部分のみを解析の対象とした。強震記録の非定常スペクトル $G_y(t, \omega)$ とそのモデル関数 $G_x(t, \omega)$ の一例を Fig. 13 に示した。

さて、2.5で示した工学的基盤における91成分の地震動に対して上記の手法により非定常スペクトルのモデル化を行い、得られたモデルパラメータをマグニチュード M 、震央距離 Δ (km) に対して次式により回帰分析した。

$$\log \hat{\alpha}_m(f) = B_0(f) + B_1(f) \cdot M - B_2(f) \cdot \log(\Delta + 30) \quad \dots\dots\dots(21)$$

$$\log \hat{t}_p(f) = P_0(f) + P_1(f) \cdot M + P_2(f) \cdot \log(\Delta + 30) \quad \dots\dots\dots(22)$$

$$\hat{t}_s'(f) = S_0(f) + S_1(f) \cdot \Delta \quad \dots\dots\dots(23)$$

ただし、式(23)における $t_s'(f)$ は、1つの強震記録について得られる $t_s(f)$ の平均値 t_m を求め、その平均値との差 $t_s(f) - t_m$ を $t_s'(f)$ としたものである。

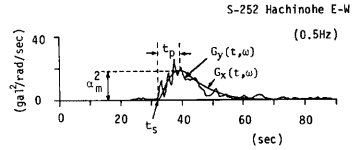


Fig. 13 Recorded and Simulated Evolutionary Spectra

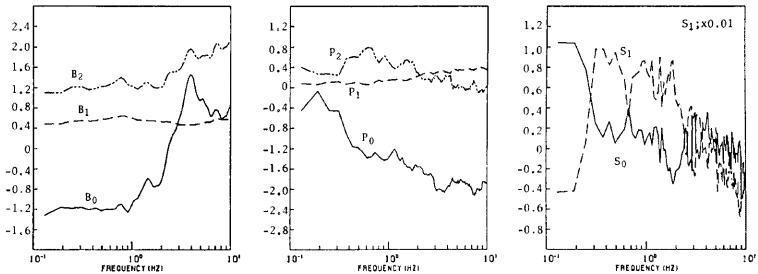


Fig. 14. Regression Coefficients for Model Parameters

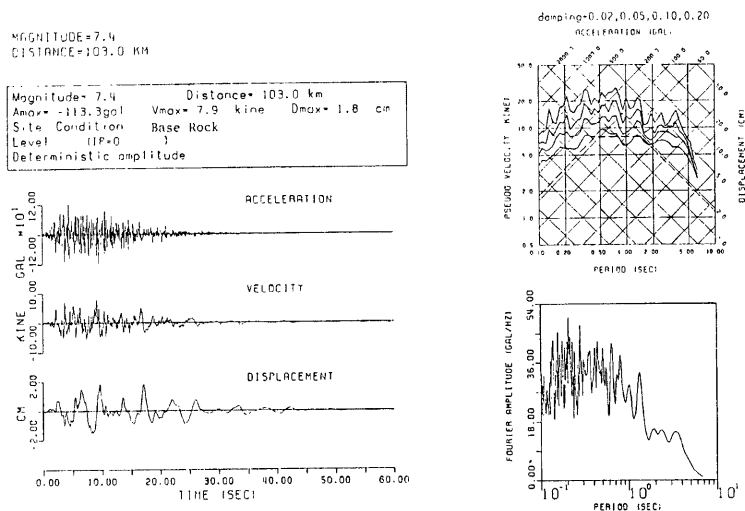


Fig. 15 Simulated Earthquake Motions on Base Rock Level ($M=7.4$, $\Delta=103$ km)

Fig. 14 に, $\alpha_m(f)$, $t_p(f)$, $t_s(f)$ の回帰係数を示した。以上の結果から, 与えられた M , Δ に対して式 (21)~(23)によりモデルパラメータが得られ, さらに式(17)により地震動をシミュレーションすることができる。Fig. 15 には, $M=7.4$ $\Delta=103$ km とした場合の基盤での地震動の一例を示した。

4.2 震央域への適用を考慮した工学的基盤における非定常地震動予測モデル

4.1で得られたモデルパラメータの回帰係数を用いて震央域での地震動を算出し, 最大加速度, 最大速度に関して文献8)で得られている結果と比較する。それよりモデルパラメータの回帰係数を修正することにより震央域においても整合性のとれたモデルとする。

Fig. 16 に, $M=6\sim 8$ の範囲で得られた基盤地震動の最大加速度, 最大速度 (○印) を示した。同図の●印は震央域での基盤地震動より2.5の地震動データベース作成で用いた沖・洪積地盤の地盤モデルを用いて算出した震央域における沖・洪積地盤での最大加速度, 最大速度を示している。また, 同図には, 沖・洪積地盤の震央域での平均的な最大加速度 $\bar{A}=330$ (cm/sec²) および最大速度 $\bar{V}$ (M の関数) も示した。最大速度については, 表面波成分を除去した推定式 (式(13))に基づく値も示した (破線)。各マグニチュードごとに, 沖・洪積地盤での最大加速度, 最大速度の相乗平均, および式(11), (13)の値を比較すると Table 3 の (a), (b) 欄ようになる。最大加速度の相乗平均は 330~350 (cm/sec²) 程度の範囲にあり, 別のデータに基づくモデルの結果としてはきわめてよく一致していると言える。ただし, 基盤での最大加速度はマグニチュードが大きいほど大きく, 同じデータに基づく3.1の最大加速度の推定値と同じ結果を与えている。これらの結果は, 一般の沖・洪積地盤においては入力される地震動がある程度以上大きくなると地盤の非線形特性により地表での地震動強度 (とくに短周期成分) はむしろ一定になることを示している。この点については, さらに詳細な地盤震動の解析モデルによる検討および大地震時の地表と基盤での同時記録による検討が必要であり, 今後の課題である。ここでは, 両モデルの整合性を保持するための検討にとどめることとする。一方, シミ

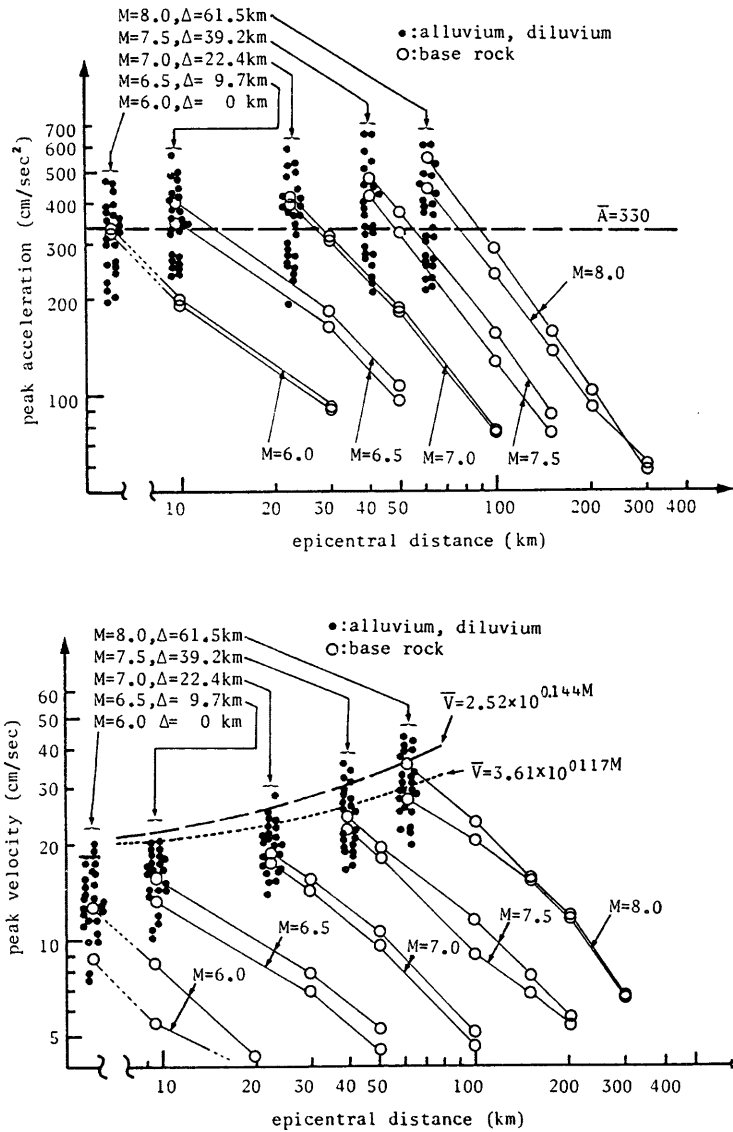


Fig. 16 Peak Acceleration and Velocity Obtained from Simulated Earthquake Motions on Base Rock Level

Table 3 Mean Values of Peak Ground Motions, and Geometric Average of Peak Ground Motions Obtained from Simulated Earthquake Motions

	(a) attenuation equation		(b) basic model		(c) modified model	
	Eq.(11)	Eq.(13)				
	peak acc. (cm/sec ²)	peak vel. (cm/sec)	peak acc. (cm/sec ²)	peak vel. (cm/sec)	peak acc. (cm/sec ²)	peak vel. (cm/sec)
$M=8.0$ $\Delta=61.48$	330	30.8	359	31.8	340	29.6
$M=7.5$ $\Delta=39.23$	330	26.9	357	24.1	338	25.2
$M=7.0$ $\Delta=22.40$	330	23.5	340	19.6	341	23.0
$M=6.5$ $\Delta=9.66$	330	20.6	340	16.5	331	20.8
$M=6.0$ $\Delta=0.01$	330	18.0	333	13.8	320	18.2

シミュレーション地震動による最大速度の相乗平均は、 M が大の場合によく一致しているが、 $M=6.0$ においては 2～3 割程度小さくなっている。

以上の結果からモデルパラメータ α_m の回帰係数を以下のように修正した。すなわち、Fig. 17 に示す 3 つのコントロールポイントを与え、各ポイントで次の条件を満足するように回帰係数を修正する。Fig. 17 における点 a_0 は 2.5 で示した地震動データベース 91 成分の M の平均値 ($=6.6$)、および $\log(\Delta+30)$ の平均値を与える ($\Delta=96.3$ km) である。 a_1, a_2 は考慮する震央域を表わす境界線の両端で $a_1(M=8.0, \Delta_0=61.5$ km), $a_2(M=6.0, \Delta_0=0.01$ km) である。

1) 最大加速度を支配する高振動数領域

$$(f_a \leq f \leq 10.03)$$

点 a_0, a_2 においては Fig. 14 の回帰係数による値をとり、点 a_1 においては Fig. 14 の回帰係数による値よりわずかに小さい値 (係数 $a_a < 1.0$) となるようにする。

2) 最大速度を支配する中振動数領域 ($f_r \leq f < f_a$)

点 a_0, a_1 においては Fig. 14 の回帰係数による値をとり、点 a_2 においてはわずかに大きい値 (係数 $v_a > 1.0$) となるようにする。

この1), 2)の条件は、各振動数毎に係数 $B_0(f), B_1(f), B_2(f)$ に関する三元一次方程式を解くことに帰着する。震央域での基盤地震より沖・洪積地盤での地震動を算出し、その最大加速度、速度の相乗平均が式(11), (13)の値とほぼ一致するように上記の定数 f_a, f_r, a_a, v_a を調節して回帰係数を修正した。採用したこれらの定数は、 $f_a=0.7$ Hz, $f_r=2.0$ Hz, $a_a=1.35$, $v_a=0.95$ である。

このようにして得られた強度パラメータ $\alpha_m(f)$ に加え、時間パラメータ $t_p(f), t_s(f)$ の回帰係数を3.2の応答スペクトルの場合と同様、振動数の関数としてモデル化する。 $\alpha_m(f), t_p(f)$ については3.2と同様 M, Δ の係数を $\log f$ の1次関数として表し、しかる後に定数項を求め、それを $\log f$ の2次ないし3次の関数で表した。 $t_s(f)$ については Δ の係数の特性から $S_s(f)$ を $\log f$ の2次関数とし、その条件下では $S_0(f)$ を $\log f$ の1次関数で近似できることから、1次関数で表した。

Table 4 および Fig. 18 に、上記の修正および関数化された EMP-IB モデルのモデルパラメータの回

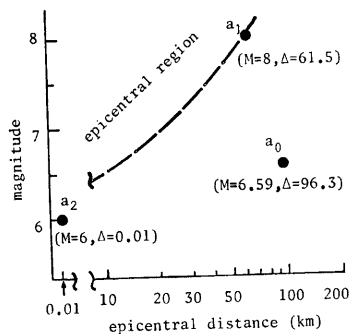


Fig. 17 Control Points for Modification of Coefficient for Model Parameters

Table 4 Coefficients for Model Parameters for Modified Prediction Model (EPM-IB)

(a)	$\log \hat{a}_m(f) = B_0(f) + B_1(f) \cdot M - B_2(f) \cdot \log(\Delta + 30)$ $B_0(f) = 0.1553 + 0.175 \log f - 0.336(\log f)^2 - 0.451(\log f)^3$ $B_1(f) = 0.506 - 0.0131 \log f$ $B_2(f) = 1.543 + 0.455 \log f$
(b)	$\log \hat{z}_p(f) = P_0(f) + P_1(f) \cdot M + P_2(f) \cdot \log(\Delta + 30)$ $P_0(f) = -1.312 - 0.1054 \log f + 0.227(\log f)^2$ $P_1(f) = 0.179 + 0.188 \log f$ $P_2(f) = 0.344 - 0.240 \log f$
(c)	$\hat{z}_s'(f) = S_0(f) + S_1(f) \cdot \Delta$ $S_0(f) = 0.439 - 0.978 \log f$ $S_1(f) = \{0.528 - 0.242 \log f - 0.889(\log f)^2\} \times 10^{-2}$

M : magnitude, Δ : epicentral distance (km), f : frequency

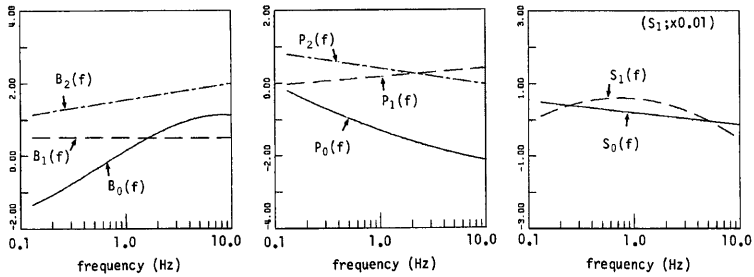


Fig. 18 Modified Coefficients for Model Parameters (EPM-IB model)

帰係数を示した。Table 3(c) 欄に、この修正されたモデルにより算出される震央域での沖・洪積地盤上での最大加速度、最大速度の相乗平均（15地点、サンプル数=75）を示した。Table 3(b) 欄と比較し、修正した効果が確認できる。

5. 非定常スペクトルの重ね合わせを用いた大規模地震による非定常地震動予測モデル (EMP-IIB)

地震の規模が大きくなり M が8程度以上になると M は地震の規模を的確に表わさなくなり、地震動予測に M を用いるのは合理的ではない。さらに、断層の広がりや破壊方向が地震動に大きく影響することは、過去の例にも明らかであり、 M, Δ のみによる地震動予測の信頼度が相対的に低くなる。この理由から、文献9)では、大規模な断層を小規模な断層の集合としてとらえ、断層の広がりや破壊方向を考慮するとともに、地震の規模として地震モーメントを用いて小規模断層の重ね合わせ個数を決定するモデルを提案した。

本章においては、文献9)と同様の手法により EMP-IB を基とした工学的基盤における大規模地震予測モデル (EMP-IIB) を提案する。以下、5.1では断層のモデル化について概説する。5.2では、EMP-IB における $M=6$ の地震動を小規模断層による地震動とし、地震モーメントと小規模断層の個数（重ね合わせ個数 N_G ）の関係を53成分のデータにより統計的に決定する。5.3では、既往の比較的大きな地震を対象として、

EMP-IIB モデルにより得られる推定地震動と実地震動とを基盤および沖・洪積地盤レベルで比較する。

5.1 断層のモデル化と非定常スペクトルの重ね合わせ手法

Fig. 19 に示すように、長方形の断層を正方形または長方形の小規模断層に区切り、観測地点を原点とし断層各辺に平行に X, Y 軸をとる。断層を地表面に投影したときの各小断層の座標番号を (i, j) とし、破壊は破壊開始点 (i_0, j_0) より同心円状 (どの方向にも同じ速度) で進むものとする。観測点を破壊開始点の距離を Δ_s 、観測点と破壊開始点の地表面への投影点を結ぶ線が x 軸となす角を α 、破壊開始点を基準として断層の y 軸および x 軸のまわりの傾斜角をそれぞれ φ_y, φ_x とすると、各小断層の座標は次式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} x(i, j) &= \Delta_s \cos \alpha - (i_0 - i) D_x \cdot \cos \varphi_y \\ y(i, j) &= \Delta_s \sin \alpha - (j_0 - j) D_y \cdot \cos \varphi_x \\ D_x &= L_x / N_x \\ D_y &= L_y / N_y \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (24)$$

ただし、 L_x =断層の x 軸方向の長さ (km), L_y =断層の y 軸方向の長さ (km), N_x =断層の x 軸方向の分割数, N_y =断層の y 軸方向の分割数である。式(24)より小規模断層の地表面への投影点と観測点との距離を Δ_{ij} とすると、

$$\Delta_{ij} = \sqrt{x(i, j)^2 + y(i, j)^2} \dots\dots\dots (25)$$

と表される。

各小規模断層が EMP-IB における $M=6$ の地震とするとそれぞれの断層破壊による地震動の非定常スペクトルのモデルパラメータが得られる。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} \log \alpha_{mij}(f) &= B_0(f) + B_1(f) \times 6 - B_2(f) \cdot \log(\Delta_{ij} + 30) \\ \log t_{bij}(f) &= P_0(f) + P_1(f) \times 6 + P_2(f) \cdot \log(\Delta_{ij} + 30) \\ t_{sij}'(f) &= S_0(f) + S_1(f) \cdot \Delta_{ij} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (26)$$

ただし、各小規模断層の破壊の時間差および観測地点までの波動伝播の時間差を考慮する必要があり、幾何学的条件から非定常スペクトルの立ち上り時刻 t_{sij}'' が以下のように得られる。

(i, j) 番の小断層による地震動は破壊開始断層 (i_0, j_0) のそれよりも

$$t_{iij} = d_{ij} / v_r, \text{ sec} \dots\dots\dots (27)$$

だけ遅れて発生する。ただし、 v_r =断層面上の破壊伝播速度 (km/sec) であり $d_{ij}=(i, j)$ 点と (i_0, j_0) 点との距離 (km) である。すなわち、

$$d_{ij} = \sqrt{\{x(i, j) - x(i_0, j_0)\}^2 + \{y(i, j) - y(i_0, j_0)\}^2} \dots\dots\dots (28)$$

さらに、観測地点までの地震波のみかけの伝播速度を v_{pr} (km) とすると

$$t_{2ij} = (\Delta_{ij} - \Delta_s) / v_{pr}, \text{ sec} \dots\dots\dots (29)$$

により各小断層の地震波が観測点まで到達する時間と破壊開始の小断層による地震波が観測点まで到達する時間の差が与えられる。式(27)~(29)により、各小断層による非定常スペクトルの立ち上り時刻 $t_{sij}''(f)$ は次式で与えられる。

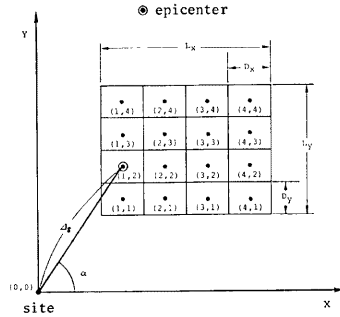


Fig. 19 Relation between Site and Devided Small Events

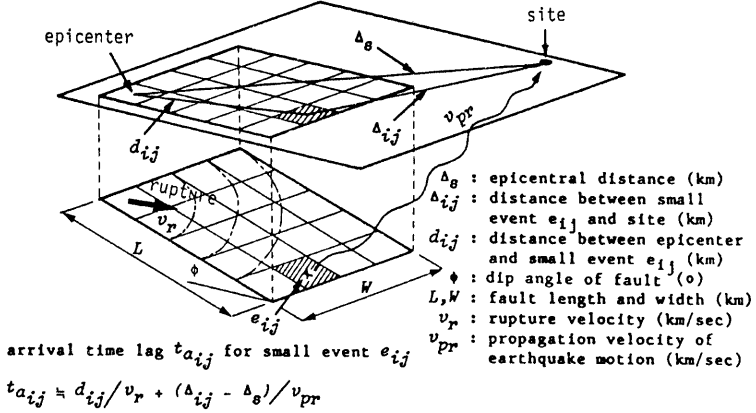


Fig. 20 Schematic Description for Fault Modeling with Multiple Fault Ruptures

$$\left. \begin{aligned} t_{sij}''(f) &= t_{sij}'(f) + t_{aj} \\ t_{aj} &= t_{1ij} + t_{2ij} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (30)$$

したがって、小断層 (i, j) による非定常スペクトルは

$$\sqrt{G_{zij}(t, 2\pi f)} = \begin{cases} 0 & ; 0 \leq t \leq t_{sij}''(f) \\ \alpha_{mij} \frac{t - t_{sij}''(f)}{t_{piz}(f)} \exp\left\{1 - \frac{t - t_{sij}''(f)}{t_{piz}(f)}\right\} ; t_{sij}''(f) < t \end{cases} \dots\dots\dots (31)$$

で与えられ、さらに式 (31) を各断層について次式により合或し、大規模断層破壊による非定常スペクトル G_{x_0} を得る。

$$\sqrt{G_{x_0}(t, 2\pi f)} = \frac{N_G(M_0)}{n_G} \beta(f, M_0) \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sqrt{G_{zij}(t, 2\pi f)} \dots\dots\dots (32)$$

ただし、 $\beta(f, M_0)$ は重ね合わせ個数を全ての振動数で一定値 N_G とすることによる誤差を補正するための係数（後述）である。また n_G は実際に重ね合わせる場合の個数（整数）で $n_G = N_x \times N_y$ である。このように、 N_G のかわりに n_G を用いることによる補正として N_G/n_G が必要となる。

式(32)により得られた G_{x_0} を式(17)に適用することにより加速度波形 $x(t)$ を得る。**Fig. 20** に、断層と観測点との関係および式(28)～(30)において使われているパラメータを示した。

5.2 地震モーメントによる小規模断層の重ね合わせ個数 N_G の評価

式(32)における N_x, N_y は、断層各辺に沿った小規模断層の個数を表している。したがって、 $N_x \times N_y = n_G$ は着目する断層を構成する小規模断層の個数であり、この n_G を与えられた地震モーメントに対して決定することとした。解析上重ね合わせ個数は整数とならないため、以下式(32)にならい統計的に得られる重ね合わせ個数を N_G とする。小規模断層としては、EMP-IB の $M=6$ に相当する地震とし、本研究で用いたデータにより地震モーメント M_0 (dyn・cm) と N_G との関係を統計的に推定した。

重ね合わせ個数 N_G は、非定常スペクトルの平方根の面積比で表現することとし、以下の手順により得られる。まず、EMP-IB で利用したデータのうち地震モーメントの得られている比較的大きな地震による地震動のシミュレーションから得られるモデルパラメータを用いて、各振動数毎の非定常スペクトルの $M=6$ の地震に対する倍率 $N(f)$ を次式より求める。

$$N(f) = \frac{\int_0^{T_L} \sqrt{G_x(t, 2\pi f)} \cdot dt}{\int_0^{T_L} \sqrt{G_x^*(t, 2\pi f)} \cdot dt} \dots\dots\dots (33)$$

ここに、 $G_x(t, 2\pi f)$ は各強震記録のモデル化された非定常スペクトル、 $G_x^*(t, 2\pi f)$ =EMP-IBにおける $M=6.0$ で上記の強震記録と同一の震央距離に相当する非定常スペクトル、 T_L =データの継続時間、である。式(33)の $N(f)$ は、各強震記録の振動数毎に得られるが、各記録毎に対数振動数軸上で平均値を求め、それを各記録の平均的な重ね合わせ個数 N_G とする。このようにして得られる N_G と地震モーメントとの関係を統計的に求め、次式を得た。

$$N_G = 2.317 \times 10^{-12} \times M_0^{0.468} \dots\dots\dots (34)$$

式(34)まわりのデータのばらつきは変動係数で $\delta=0.410$ であり、沖・洪積地盤上でのデータに基づく同様の解析 ($\delta=0.771$) に比べかなり小さくなっており、局所的な地盤特性を除いたデータを用いることにより推定精度が大幅に高められることを示している。**Fig. 21** に、 N_G と M_0 との関係を示した。

式(34)で得られる N_G は、平均的な重ね合わせ個数であり、各振動数毎に算出される重ね合わせ個数は式(34)の N_G と異なる。そこで、与えられた M_0 に対する小規模断層の個数 (= 重ね合わせ個数) は式(34)の N_G とし、各振動数毎に非定常スペクトルの面積比の補正係数を乗ずることとした。すなわち、対数振動数軸上でほぼ等間隔にとった14の振動数毎の非定常スペクトルの倍率と M_0 との関係を用いて、各振動数とも N_G 個重ね合わせた非定常スペクトル $N(f, M_0)/N_G(M_0) = \beta(f, M_0)$ を乗ずることにより補正することができる。ただし、 $\beta(f, M_0)$ も他のモデルパラメータと同様、以下に示すように $\log f$ の関数としてモデル化した。

$$\beta(f, M_0) = 10^{a_0(f)} \cdot M_0^{a_1(f)} \dots\dots\dots (35)$$

ただし、

$$\begin{aligned} a_0(f) &= 0.948 - 4.60 \log f \\ a_1(f) &= -0.0388 + 0.178 \log f \end{aligned} \dots\dots\dots (36)$$

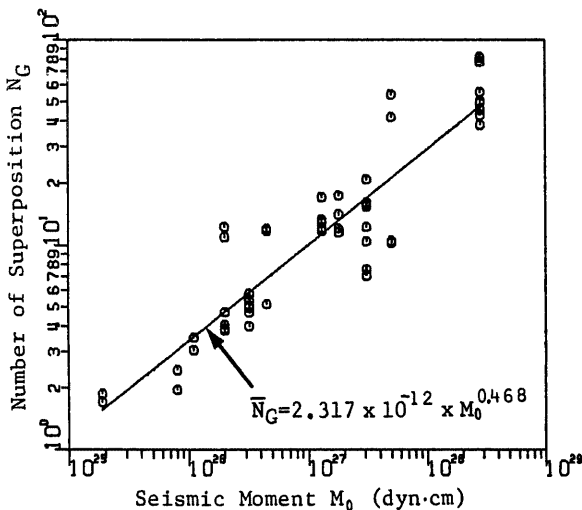


Fig. 21 Relation between Number of Superposition N_G and Seismic Moment M_0

Fig. 22 おもな地震モーメントについての補正倍率 $\beta(f, M_0)$ の値を示した。

これまでの結果に基づき、想定された大規模地震による地震動を算出することができる。すなわち、想定された断層の地震モーメントから式(34)より重ね合わせ個数 N_G が得られ、断層の縦横の比に応じてその断層を N_G に近い整数 n_G 個に分割する。破壊開始点、断層と着目地点の幾何学的関係、破壊速度、地震波伝播速度から、式(30)により各小断層破壊による地震波の着目地点への到達時刻が得られ、各小断層の着目地点までの距離に応じて得られる非定常スペクトルをその到達時刻を考慮して重ね合わせ(式(32))、さらに式(17)により地震動が得られる。

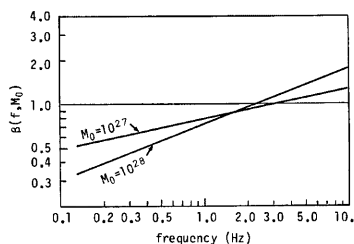


Fig. 22 Correction Factor $\beta(f, M_0)$ for Some Values of Seismic Moment M_0

5.3 EMP-IIB モデルによるシミュレーション地震動と実地震動の比較

前節までに提案した EMP-IIB モデルにより既往の地震断層による地震動をシミュレーションし、基盤レベルおよび沖・洪積地盤レベルで実地震動と比較した。対象とした地震断層は1968年十勝沖地震および1978年宮城県沖地震である。

(1) 基盤レベルでの比較

(a) 1968年十勝沖地震 ($M=7.9$)

この地震断層の地震モーメント²⁰⁾は、 $M_0=2.8 \times 10^{28}$ (dyn·cm) と与えられており、式(34)より重ね合わせ個数は $N_G=47.7$ となる。断層は 150×100 km であるので、これに見合う重ね合わせ個数を $n_G=40 (=8 \times 5)$ とし、式(32)で得られる非定常スペクトルを $N_G/n_G=1.18$ 倍して調整した。震央は **Fig. 23** の * 印で示し、

破壊は * 印より円状に (どの方向にも一定速度) 進むものとした。破壊速度は $v_r=3$ km/sec、地震波の伝播速度は $3/0.7=4.5$ (km/sec) とした²¹⁾。

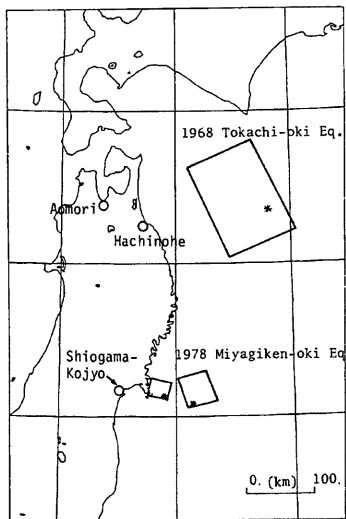


Fig. 23. Fault Location and Epicenter for 1968 Tokachi-oki Earthquake and 1978 Miyagiken-oki Earthquake

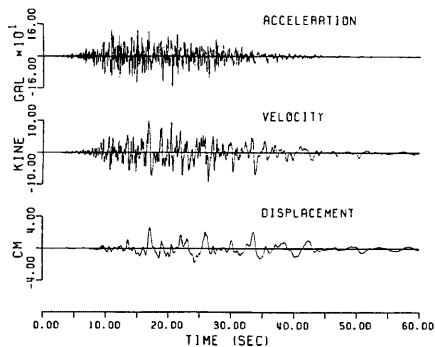
Fig. 24(1) に八戸 ($d=235$ km), **Fig. 24(2)** に青森 ($d=247$ km), の位置の基盤レベルでの実地震動 (沖・洪積地盤での記録より推定したもの) と本モデルによる再現地震動を示した。**Fig. 24(1)** の八戸の場合、再現地震動の最大加速度、速度が実地震動より多少小さいが、**Fig. 24(2)** の青森の場合は、比較的良く一致している。地震動の継続時間は再現の方が短く、断層破壊を一樣として扱っていることによる、言い換えれば実際の断層破壊は一樣に起こらず段階的に進むことよりこの程度の違いが生じるものと考えられる。スペクトル特性は、再現地震動では 1 sec 程度以下で比較的平坦であり基盤地震動の平均的な特性を示しているのに対し、実地震動の方は基盤レベルといえども、ローカルな地盤特性による影響も依然として残っている。

(b) 1978年宮城県沖地震 ($M=7.4$)

地震モーメントは $M_0=3.1 \times 10^{27}$ (dyn·cm) であり、式(34)より、 $N_G=17.0$ となる。断層は Seno, Shimazaki²²⁾ による 2 分割モデルとし、東側の断層破壊が始まってから 11 秒後に西側の断層の破壊が開始するとした。東側の断層

1968 TOKACHI-OKI
HACHINOHE

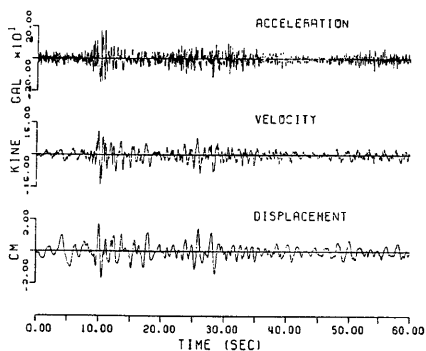
Magnitude= 7.9 Distance= 235.0 km
Amax= -150.4gal Vmax= 9.9 kine Dmax= 2.6 cm
Level I (IP=0)
Deterministic amplitude



(a) simulated (EMP-II B model)

1968 TOKACHI-OKI 1968- 5-16
S-252 N-S HACHINOHE
(REC.NO= 18 E.O.NO= -1 SITE NO= 21003 S.O.NO= 3)

Magnitude= 7.9 Distance= 235.0 km
Amax= 181.4 gal Vmax= -14.2 kine Dmax= 1.7 cm
Site Condition $S_n=0.20$ $C_0=0.11$ $C_v=0.15$
Soil Condition Class II



(b) recorded

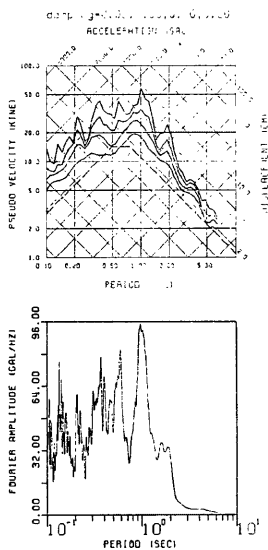
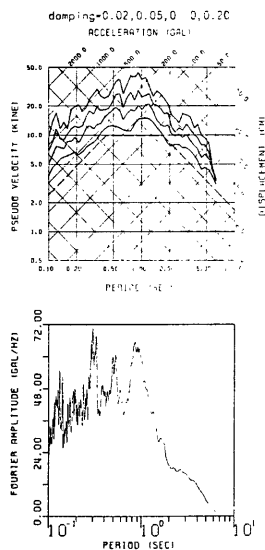
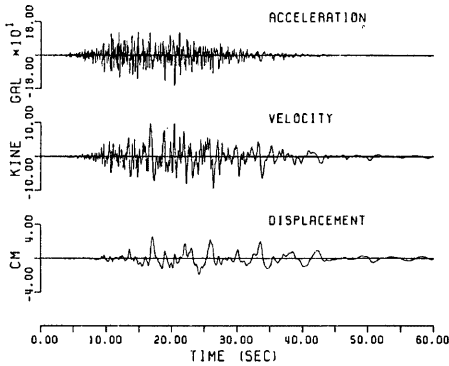


Fig. 24(1) Simulated and Recorded Earthquake Motions on Base Rock Level
(Hachinohe Site, 1968 Tokachi-oki Earthquake)

1968 TOKACHI-OKI
AOMORI

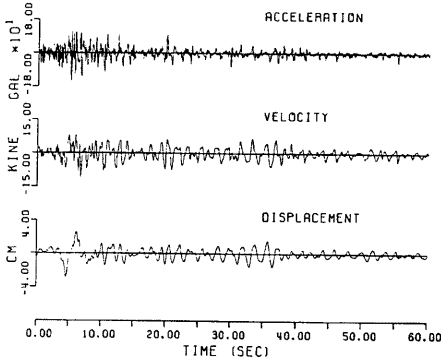
Magnitude= 7.9 Distance= 247.0 km
Amax= -161.3gal Vmax= 9.7 kine Dmax= 2.6 cm
Level I (IP=0)
Deterministic amplitude



(a) simulated (EMP-IIIB model)

1968 TOKACHI-OKI 1968- 5-16
S-235 E-W AOMORI
IREC.NO= 12 E.Q.NO= -1 SITE NO= 21001 S.D.NO= 6

Magnitude= 7.9 Distance= 247.0 km
Amax= -165.1gal Vmax= -10.8kine Dmax= -2.8 cm
Site Condition $S_n=0.23$ $C_a=0.27$ $C_v=0.25$
Soil Condition Class III



(b) recorded

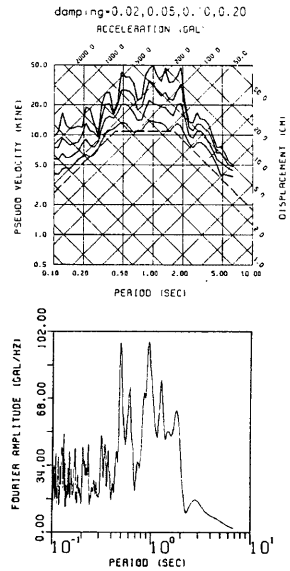
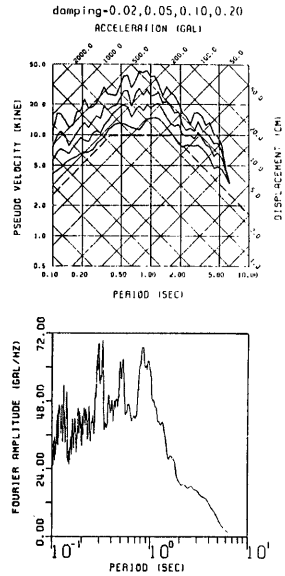
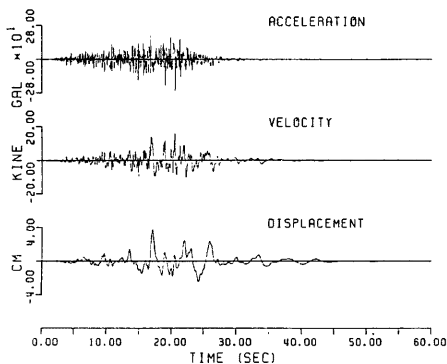


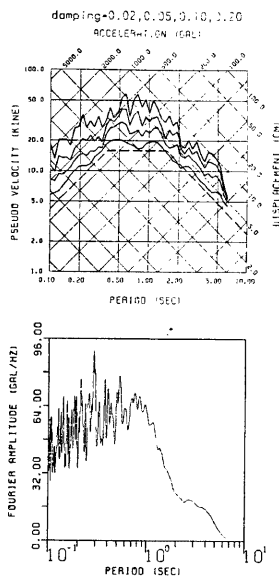
Fig. 24(2) Simulated and Recorded Earthquake Motions on Base Rock Level
(Aomori Site, 1968 Tokachi-oki Earthquake)

1978 MIYAGIKEN-OKI
SHIOGAMA-KOJYO

Magnitude= 7.4 Distance= 100.0 km
Amax= -284.2gal Vmax= 15.8 kine Dmax= 3.8 cm
Level I (IP=0)
Deterministic amplitude

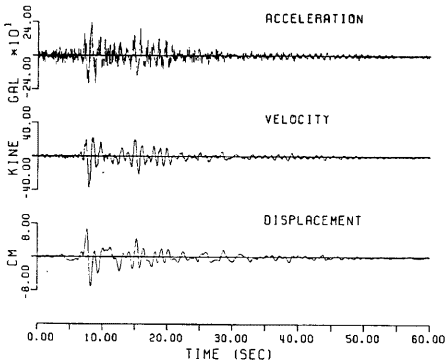


(a) simulated (EMP-IIB model)



1978 MIYAGIKEN-OKI 1978-6-12
S-1201 WEST SHIOGAMA-KOJYO
REC.NO= 204 E.Q.NO= -1 SITE NO= 21009 S.D.NO= 161

Magnitude 7.4 Distance= 100.0 km
Amax= 239.5 gal Vmax= -36.7 kine Dmax= -7.0 cm
Site Condition S_n C_a C_v
Soil Condition Class III



(b) recorded

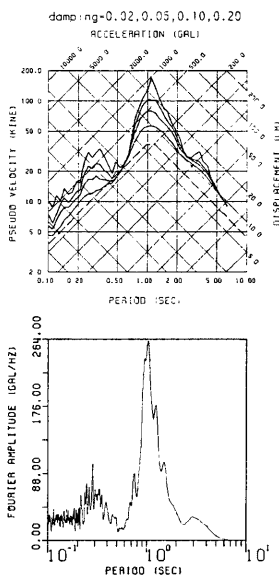
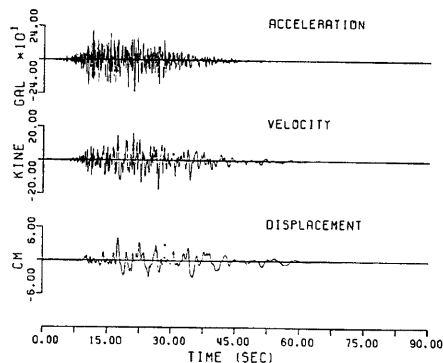


Fig. 24(3) Simulated and Recorded Earthquake Motions on Base Rock Level
(Shiogama Kojyo Site, 1978 Miyagiken-oki Earthquake)

1968 TOKACHI-OKI
HACHINOHE

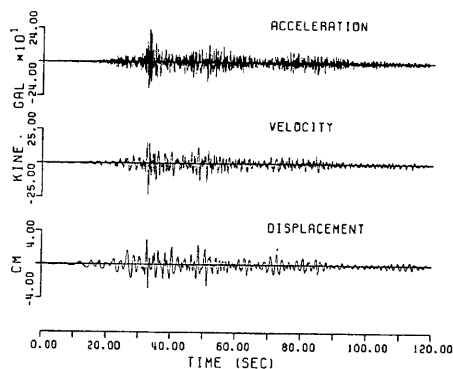
Magnitude= 7.9 Distance= 235.0 km
Amax= -229.7gal Vmax= -17.2kine Dmax= 4.1 cm
Level (IP=0)
Deterministic amplitude



(a) simulated (EMP-II B model)

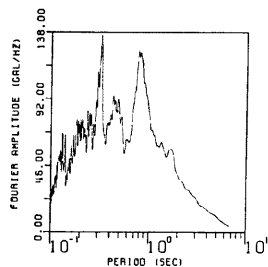
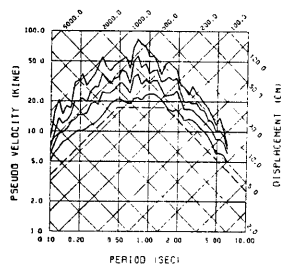
1968 TOKACHI-OKI
HACHINOHE

Magnitude= 7.9 Distance= 235.0 km
Amax= 237.8 gal Vmax= -23.1kine Dmax= 3.0 cm
Site Condition $S_n=0.20$ $C_a=0.11$ $C_v=0.15$
Level (IP=0)
Deterministic amplitude



(b) recorded without surface wave motion

damping=0.02,0.05,0.10,0.20
ACCELERATION (GAL)



damping=0.02,0.05,0.10,0.20
ACCELERATION (GAL)

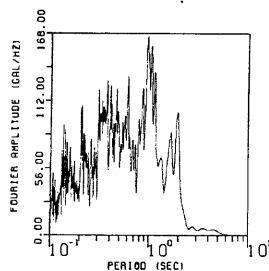
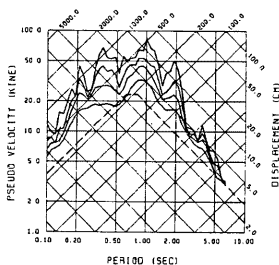
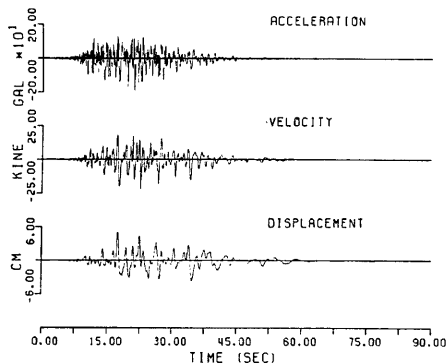


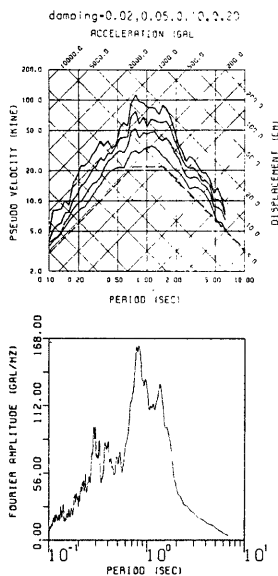
Fig. 25(1) Simulated and Recorded Earthquake Motions on Alluvial Surface Level
(Hachinohe Site, 1968 Tokachi-oki Earthquake)

1968 TOKACHI-OKI
AOMORI

Magnitude= 7.9 Distance= 247.0 km
Amax= -189.9gal Vmax= -21.7kine Dmax= 5.2 cm
Level (IP=0)
Deterministic amplitude

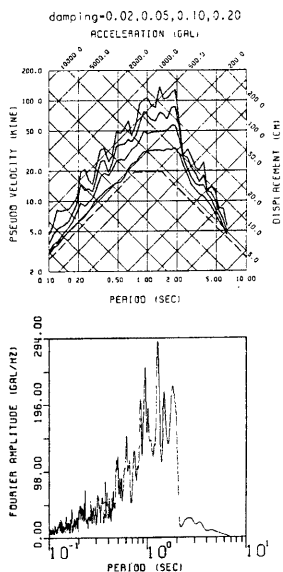
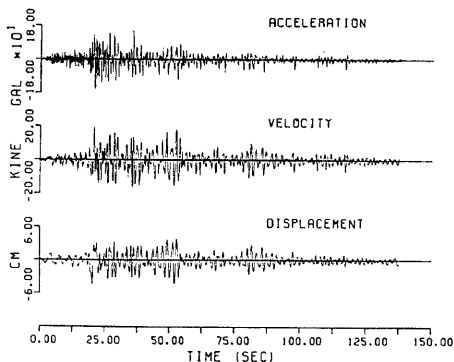


(a) simulated (EMP-II B model)



1968 TOKACHI-OKI
AOMORI

Magnitude= 7.9 Distance= 247.0 km
Amax= -166.6gal Vmax= 19.4 kine Dmax= -4.3 cm
Site Condition $S_n=0.23$ $C_a=0.27$ $C_v=0.25$
Level (IP=0)
Deterministic amplitude

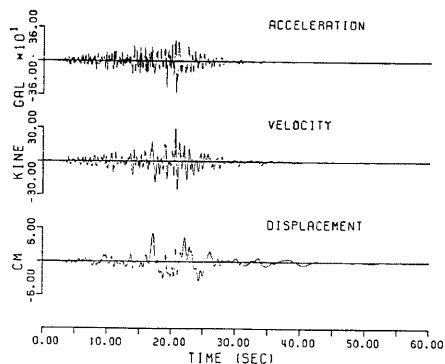


(b) recorded without surface wave motion

Fig. 25(2) Simulated and Recorded Earthquake Motions on Alluvial Surface Level (Aomori Site, 1968 Tokachi-oki Earthquake)

1978 MIYAGIKEN-OKI
SHIOGAMA-KOJO

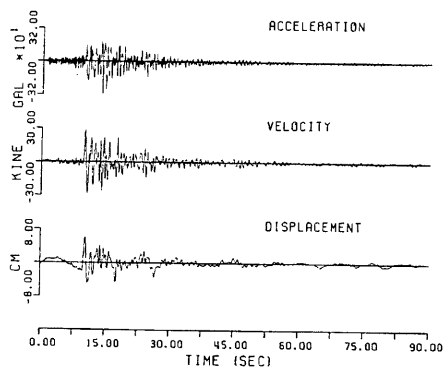
Magnitude= 7.4 Distance= 100.0 km
Amax= -352.4gal Vmax= 29.6 kine Dmax= 5.1 cm
Level (IP=0)
Deterministic amplitude



(a) simulated (EMP-IIB model)

1978 MIYAGIKEN-OKI 1978- 6-12
S-1201 NORTH SHIOGAMA-KOJO
IREC.NO= 203 E.O.NO= 49 SITE NO= 21009 S.O.NO= 161

Magnitude= 7.4 Distance= 100.0 km
Amax= -316.7gal Vmax= 29.0 kine Dmax= 6.1 cm
Amax(uncorrected)= -264.8 gal
Site Condition $S_n=0.64$ $C_0=1.60$ $C_v=1.67$
Soil Condition Class II



(b) recorded

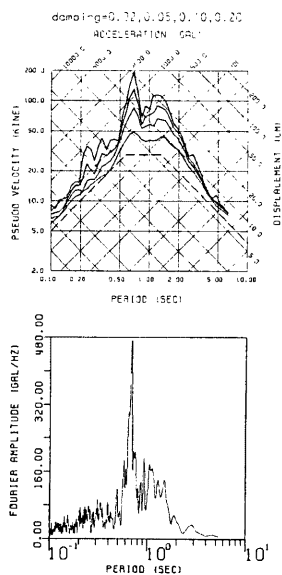
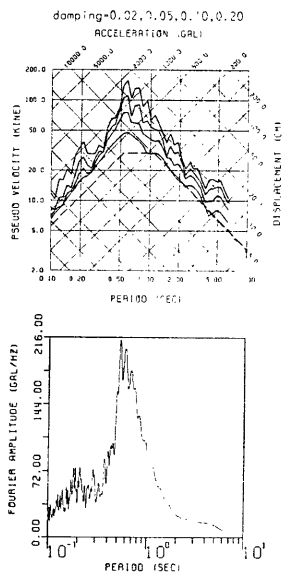


Fig. 25(3) Simulated and Recorded Earthquake Motions on Alluvial Surface Level (Shiogama Kojyo Site, 1978 Miyagiken-oki Earthquake)

を 40×36 km, 西側の断層を 40×30 km とし, 分割個数はそれぞれ $3 \times 3, 3 \times 2$ ($n_G=15$) とした。Fig. 24(3) に, 塩釜工場 - S の地点での基盤レベルでの実地震動と再現地震動を示した。最大加速度は良く一致しているが, 最大速度は実地震動の方が倍程度に大きい。これは, フーリエスペクトルにみられる 1 秒前後の大きなピークによるものと考えられる。継続時間は (a) の場合と同様, 再現地震動の方が短い。

(2) 沖・洪積地盤レベルでの比較

上記(1)で得た再現地震動を, 扱った 3 地点の基盤に入力し, 2. 2 で述べた手法により沖・洪積地盤上での地震動を再現し, 実地震動と比較した。Fig. 25(1), (2) に八戸, 青森における表面波成分を除去した実地震動と再現地震動を示し, Fig. 25(3) には, 塩釜工場 - S における実地震動と再現地震動を示した。Fig. 25(1)~(3) を通して, 最大地震動およびスペクトル特性とも比較的良く一致し, 局所的な地盤特性を直接的に考慮した効果が良く現れていると言える。

以上, EMP-IIB モデルによる基盤レベルおよび沖・洪積地盤レベルでの再現地震動と実地震動とを比較した。上に示した再現地震動は, モデルのもつ不確定性を考慮しない平均的な地震動であり, Fig. 21 の重ね合せ個数の推定式まわりのばらつきを考慮することにより重ね合わせ個数が変化し地震動の強度もそれに応じて変化する。これは, 地震モーメントの予測における不確定性と考えることもできる。また, 本モデルでは, 破壊のパターンや破壊方向も考慮しているが, これらの震源パラメータの不確定性も地震動に影響する。これら個々のパラメータのもつ不確定性が地震動にどのように影響するかは, 工学的にきわめて重要である。さらに, 本モデルにより沖・洪積地盤での地震動を予測する場合, 地震動表面波を取り入れることも重要である。これらは, 今後の検討課題である。

6. 結 論

本研究では, S 波速度で $600 \sim 700$ m/sec 程度の層の上面を工学的基盤と定義し, 基盤での地震動データベースを作成してこのデータに基づく最大地震動, 応答スペクトル, 中規模および大規模地震による地震動の推定モデルを提案した。以下に得られた成果を挙げる。

- (1) 工学的基盤として S 波速度で $600 \sim 700$ m/sec 程度の層の上面と定義し, この基盤レベルでの地震動データベースを作成した。データの内訳は, (a) 沖・洪積地盤上で得られた強震記録より地盤構造をモデル化して等化線形化手法により基盤での (解放基盤としての) 地震動を算出した 77 成分, (b) 地中の基盤での記録より解放基盤としての地震動を算出した 8 成分, および (c) 地表の岩盤での記録 6 成分の合計 91 成分である。
- (2) 上記(1)のデータに基づき, 文献(6)と同じ手法を用いて, M, Δ より非定常特性を有する地震動を推定するモデル (EMP-IB) を提案した。このモデルは文献(8)で定義した震央域まで適用できるようにモデルパラメータの修正を行ったものである。
- (3) 上記(2)の EMP-IB モデルにより算出される種々の M, Δ に対するシミュレーション地震動 560 成分を用いて, 地震動の最大加速度, 速度, 応答スペクトルをマグニチュード M , 震央距離 Δ より推定するモデルを提案した。
- (4) 上記(3)に基づき, 大規模な断層破壊による地震動推定に適用できるモデル (EMP-IIB) を提案した。すなわち, 大規模断層を $M=6$ の小規模断層に分割し, 断層が逐次破壊してゆく過程を EMP-IB モデルにおける $M=6$ の地震の重ね合わせとしてとらえられるモデルとした。

地盤の非線形特性の影響があまり大きくないと考えられる一つの基準をもつ工学的基盤での地震動予測は, それ自体意義が大きい, ここで提案した EMP-IB, IIB モデルのもつもう一つの利点は, 沖・洪積地盤上での地震動予測において, 局所的な地盤条件および地震動のレベルに応じた基盤から地表までの地盤の非線形性の影響を直接考慮できるところにある。

さらに, 今後に残された課題として, 地震動表面波の影響を地震動予測に取り入れる手法の開発, および

EMP-IIB モデルにおいて、断層パラメータの個々の不確実性が地震動に及ぼす影響について検討し、工学的により有用なモデルとすることが挙げられる。

謝 辞

本研究で扱った強震記録および地盤資料は、運輸省港湾技術研究所および建設省土木研究所より機会あるごとに提供して頂いているものである。とくに今回、1983年日本海中部地震を含む最新の強震記録に関して港湾技研の土田肇、野田節男、倉田栄一、井合進の各氏にお世話になった。また、日本鋼管技術研究所の大石博、関口宏二の両氏より貴重な同時記録を頂いた。記して深謝の意を表する次第である。なお、本研究における数値計算には京都大学大型計算機センターの FACOM-M 382/VP 100 システムを用いたことを付記する。

参 考 文 献

- 1) たとえば、金井 清：地震動の振動特性に関する実験式，日本地震工学シンポジウム，1966，pp. 1-4.
- 2) Goto, H., Sugito M., Kameda, H., and Isoda, A.: "Microzonation of Ground Strain for Estimation of Earthquake Damage to Buried Pipelines", 3rd International Microzonation Conference, Vol. III, 1982, pp. 1653-1664.
- 3) 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.
- 4) 川島一彦・相沢 興・高橋和之：最大地震動および地震応答スペクトルの推定法，土木研究所資料，第1993号，昭. 58.
- 5) 亀田弘行・家人龍太：加速度応答スペクトルのアテニュエーション特性とマイクロゾーニング，昭和57年度関西支部年次学術講演会概要集，昭. 57，pp. 1-45-1-2.
- 6) Kameda, H., Sugito, M. and Asamura, T.: "Simulated Earthquake Motions Scaled for Magnitude, Distance and Local Soil Condition", Proceedings, 7 WCEE, 1980, pp. 295-302.
- 7) 日本道路協会：道路橋示方書・同解説，V耐震設計編，昭. 55-5.
- 8) Kameda, H., Sugito, M. and Goto, H.: "Microzonation and Simulation of Spatially Correlated Earthquake Motions", Third International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, June. 28. ~July. 1., 1982, Vol. III, pp. 1463-1474.
- 9) Sugito, M. and Kameda, H.: "Prediction of Near-source Ground Motions for Great Earthquakes from Superposed Evolutionary Process Models", submitted to 8th World Conference on Earthquake Engineering.
- 10) Vanmarcke, E. H and Shin-Sheng, P. Lai: "Strong Motion Duration and rms Amplitude of Earthquake Records", BSSA, Vol. 70, No. 4, 1980. 8, pp. 1293-1307.
- 11) Hardin, Drnevich: "Shear Modulus and Damping in Soils", ASCE, Vol. 98, SM6, SM7, 1972.
- 12) P. B. Schnabel, J. Lysmer and H. B. Seed: "SHAKE a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites", ERRC, 72-12, 1972.
- 13) Sugito, M., Goto, H., and Aikawa, H. "Simplified Separation Technique of Body and Surface Waves in Strong Motion Accelerograms," Proc. of JSCE, No. 350/I-2, 1984.
- 14) 亀田弘行：強震地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，1977，pp. 55-62.
- 15) H. Oishi and K. Sekiguchi: "Earthquake Observation of an Underground Pipeline and Seismic Response Analysis", submitted to 8th World Conference on Earthquake Engineering.

- 16) 杉戸真太・亀田弘行・後藤尚男・斉藤 宏・大滝健：工学的基盤における地震動データベース作成と応答スペクトルの推定，土木学会第39回年次学術講演会，第1部，昭. 59. 10.
- 17) 村松郁栄：震度分布と地震のマグニチュードとの関係，岐阜大学教育学部研究報告——自然科学——，4巻3号，昭. 44，pp. 168-176.
- 18) 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. 57-70, 1978.
- 19) 大崎順彦：設計用入力地震動，コンクリート工学，Vol. 19, No. 7, 昭. 56. 7., pp. 11-16.
- 20) 宇佐美龍夫：資料日本地震被害総覧，1981，東京大学出版会.
- 21) R. J. Archuleta and J. N. Brune: "Surface Strong Motion Associated with a Stick-Slip Event in a Foam Rubber Model of Earthquake", Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, 1975, pp. 1059-1071.
- 22) Seno, T., Shimazaki, K., Someville, P., Sudo, K. and Eguchi, T.: "Rupture Process of the Miyagi-Oki, Japan Earthquake of June 12, 1978, Phys. Earth Planet. Inter., 1979.