

強震記録の統計処理による基盤の強震動波形とその予測

A STATISTICAL MODEL FOR PREDICTING STRONG EARTHQUAKE MOTIONS OF BED ROCK

神山 眞*

By Makoto KAMIYAMA

A prediction technique of bed rock motions during strong earthquakes is studied using strong-motion accelerograms obtained at ground surface. The method is not due to the earthquake response analysis of soil layers, which is employed in general, but due to a statistical technique by which the nonstationary spectra of strong-motion earthquake records are scaled with the earthquake factors and local soil conditions. It is shown from the statistical analyses how the nonstationary characteristics of earthquake motions are affected by the factors of earthquake source as well as local soil conditions. By using the technique presented here, possible motions of bed rock can be estimated provided that the earthquake factors such as magnitude, focal depth and epicentral distance are available, and they agree comparatively well with recorded motions.

Keywords: statistical analysis, strong earthquake motions, nonstationary spectra, bed rock

1. まえがき

周知のように、構造物の耐震解析においては入力地震動の設定が重要な役割を演じる。構造物への入力地震動としての意味をもつ地盤震動は大別して震源特性（発震機構）、地震波の伝播経路、構造物近傍の表層地盤構造の3つの要因の影響を受ける。したがって、入力地震動の設定にあたってはこれらの要因の影響を定量的に把握すると同時に、それらを総合的に考慮した強震動特性の予測モデルが必要とされる。特に、多くの構造物の耐震解析で対象とされる0.1~1.0秒程度の短周期帯域では表層地盤構造の影響がとりわけ大きいので¹⁾、その影響を詳細に明らかにするとともに、地盤-構造物系の耐震解析のよりよい入力地震動設定のためには、表層地盤の影響の含まれない、いわゆる基盤の強震動特性の解明が望まれる。また、砂地盤の地震時液状化解析など地盤そのものの耐震解析にとっても基盤における地震動特性の設定が重要な要因であることは周知のことである²⁾。さらに、基盤地震動は震源特性の影響が大きいので、いわゆる震源パラメーターのスケージング則を導くためにも必須不可欠のものである。以上の理由から、基盤の強震

動特性の把握は耐震工学における最も重要なテーマの1つと考えられる。

基盤地震動を明らかにするための最も直接的な方法は基盤における地震観測である。このような研究は古くは金井³⁾の観測、最近では大規模なアレー観測によるもの^{4)~6)}など多くの事例がある。しかしそれらの記録は比較的軽震レベルのものが多く、強震動という観点から今後の記録の蓄積が待たれる状況である。他方、このような観測による研究とは別途に、地震の断層モデルに基づく基盤地震動の理論的研究が盛んになされるようになってきた。このような断層理論による地震動予測も従来の決定論的モデルから確率モデルなど工学で問題となる短周期領域での研究が行われるようになってきたが、多くの解決を要する問題があり、むしろそれらの解決のために基盤の実測強震動が必要とされるのが現状である⁷⁾。

一方、わが国の強震観測もほぼ30年を経て、地表面の記録であるが、多くの有用な記録が蓄積されてきた。したがって、基盤強震動の予測のために、このような地表での豊富な強震記録を利用する方法が考えられる。本論文は、このような地表における強震記録を統計処理して基盤地震動を予測する一方法について述べたものである。

地表での強震記録から基盤地震動を求めるものとして

* 正会員 工博 東北工業大学助教授 工学部土木工学科
(〒982 仙台市八木山香澄町 35-1)

地盤の地震応答解析による方法がよく用いられる⁸⁾。また、このような応答解析による基盤レベルでの非定常地震動の予測モデルも提案されている⁹⁾。しかし、このような応答解析による手法は地盤物性の設定、波動伝播モデルの仮定などが必要であり、解析モデルの設定に任意性が伴うと考えられる。本論文の手法は、このような応答解析手法と異なり、強震記録の非定常性を統計処理することにより、一種の最適化手法を用いて強震記録から表層地盤条件の影響を除去して基盤での強震動波形を求めるものである。なお、ここでいう基盤とは後に述べるように S 波速度で 1 km/s 程度の物性を有する層を意味する。

2. 非定常スペクトル特性を考慮した強震動波形の解析と合成

一般に、強震記録には震源、観測点の地盤条件、波動特性などの影響を受けた非定常性が存在する¹⁰⁾。したがって、強震動波形のよりよい予測モデルを構築するためには、非定常スペクトル特性を考慮することが必要である。しかも、多くの強震記録を統計処理して強震動波形を予測するためには、地震波形から非定常スペクトルを解析する手法と、非定常スペクトルから地震波形を合成する、非定常スペクトルのいわば変換と逆変換の両方の手法が必要である。そこで、基盤の強震動予測モデル確立の準備として、最初に非定常スペクトル解析とその合成について述べる。

強震記録の非定常スペクトル解析としてマルチフィルタリングの原理に基づく方法を提示したが¹¹⁾、ここではその逆変換問題として、そのような非定常スペクトル特性が与えられているときに地震波形を合成する手法について主に述べる。

マルチフィルタリングによる非定常スペクトル解析は強震記録 $f(t)$ が与えられているとき、Fig. 1 のような中心円振動数 ω_n で対称なシステム関数 $H_n(\omega)$ を有する帯域フィルターに $f(t)$ を入力し、その出力 $g_n(t)$ の振幅包絡線 $F(\omega_n, t)$ として次のように求めるものである。ここで、 $F(\omega_n, t)$ を瞬間フーリエスペクトルとよんだ。

$$g_n(t) = F(\omega_n, t) \cos(\omega_n t - \phi(\omega_n, t)) \dots \dots \dots (1)$$

$$F(\omega_n, t) = \left| \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) h_i(t-\tau) e^{-i\omega_n \tau} d\tau \right|$$

$$\phi(\omega_n, t) =$$

$$\tan^{-1} \left[\frac{\text{Im} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) h_i(t-\tau) e^{-i\omega_n \tau} d\tau \right\}}{\text{Re} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) h_i(t-\tau) e^{-i\omega_n \tau} d\tau \right\}} \right]$$

ここに、 $f(t)$ ：強震記録、 $h_i(t)$ ：Fig. 1 のフィルターを中心円振動数を原点 ($\omega=0$) に移動した等価低域通過フィルターのインパルス応答、 t ：時間。

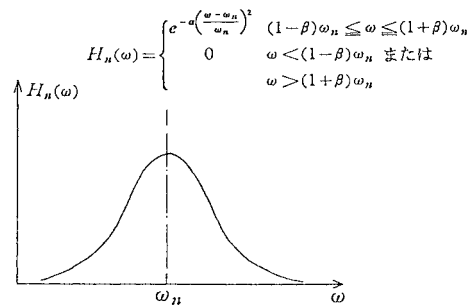


Fig. 1 Filter for Nonstationary Spectrum Analysis.

一方、式 (1) の逆変換問題は $F(\omega_n, t)$ 、 $\phi(\omega_n, t)$ が与えられるときに、 $f(t)$ を合成するものである。いま、 $F(\omega_n, t)$ および $\phi(\omega_n, t)$ が $n=1$ から $n=N$ 成分まで与えられていると、その合成波形 $\bar{f}(t)$ は次のように得られる。

$$\bar{f}(t) = \sum_{n=1}^N \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega_n, t) \cos(\omega_n t - \phi(\omega_n, t)) \cdot \bar{h}_n(t-\tau) d\tau \dots \dots \dots (2)$$

ここに、 $\bar{h}_n = F^{-1} \left(\frac{1}{H_n(\omega)} \right)$

F^{-1} ：フーリエ逆変換

式 (1)、式 (2) の $H_n(\omega)$ は Fig. 1 に示すように定数 β によるカット周波数を設けているが、 $n=1$ から $n=N$ までの成分のフィルターが次式

$$\frac{\omega_{n+1}}{\omega_n} = \frac{1+\beta}{1-\beta} \dots \dots \dots (3)$$

を満足するとき、合成波 $\bar{f}(t)$ は $F(\omega_n, t)$ 、 $\phi(\omega_n, t)$ を与えた原波形 $f(t)$ と完全に一致する¹²⁾。

3. 強震記録の統計処理により基盤地震動を求める解析モデルの流れ

式 (1)、(2) において強震記録の非定常スペクトル解析および非定常スペクトルから波形を合成する方法を示したが、この研究の基盤地震動予測モデルはこれらの方法による解析とその解析結果の統計処理から構成される。Fig. 2 に本研究の基盤地震動予測のための解析モデルの流れを示す。

Fig. 2 に示すように①で地表において得られた多くの強震記録を収集して、これらの記録に対して②で式 (1) の非定常スペクトル解析を施す。さらに、③で非定常スペクトルの時間変動を模擬する関数を作成し、②で得られた非定常スペクトル解析結果を模擬関数で近似する。次に、そのような模擬関数のモデルパラメーターに対して④で震源条件、各観測点の地盤条件などを説明変数とした重回帰分析を施す。これにより、非定常スペクトルの模擬関数におけるモデルパラメーターのうち地盤条件

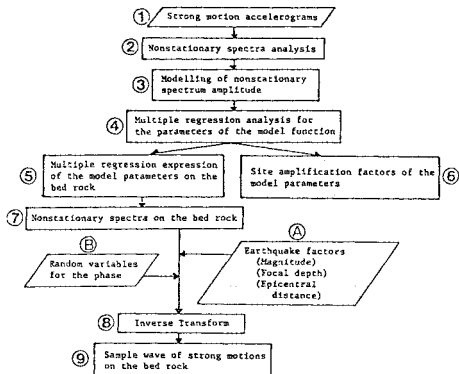


Fig. 2 Flow of Analyses.

による影響とそれ以外の要因によるものをそれぞれ⑥，⑤のように分離する。⑤に得られるものが基盤の非定常スペクトルに対するモデルパラメーターの重回帰式を与えることから，⑦で基盤における非定常スペクトル特性の統計モデルを得る。そこで，想定地震の震源要素を①で入力し，さらに式(2)の $\phi(\omega_n, t)$ に相当する位相部分を②で入力し，③で式(2)を用いると，最後に④で基盤における強震動のサンプル波形を得ることになる。

以上が本研究の解析モデルの概要であるが，以下ではFig. 2の③から⑤，⑥に至る流れを具体的に述べるとともに，解析モデルの応用例を示す。

4. 非定常スペクトル特性の模擬関数によるモデル化

非定常スペクトルの時間特性をモデル化する模擬関数はこれまでいくつか提案されている¹³⁾。これらは滑らかな指数関数によるものが多いが，本研究では非定常スペクトルの時間特性における最大値を効果的に表現するモデル関数を新たに提案する。

いま，非定常スペクトルの時間特性の一例として式(1)における $F(\omega_n, t)$ の時間変動を代表的強震記録について示すとFig. 3のとおりである(1968年十勝沖地震における青森港の強震記録E-W成分の周期1.0秒の例)。Fig. 3に示すとおり，一般に非定常スペクトルの時間変動はいくつもの局所的なピークをもつが，大局的には最大ピークを中心として，それに達する立上り部とそれ以後の減衰部に分けることができよう。このうち，最大のピークを示す時間は対象としている周波数成分の主要波動の到達時間を端的に示すものであり，強震記録に含まれる地震波動の分散性を識別するための重要なパラメーターである¹¹⁾。また，そのときの振幅はいわばその周波数成分の最大応答値を与えるものであり， $F(\omega_n, t)$ のモデル化に必須のパラメーターと考えられる。一

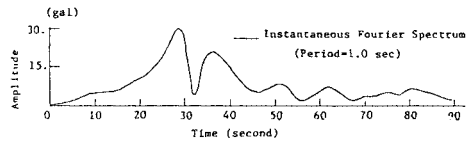


Fig. 3 Example of Nonstationary Spectrum.

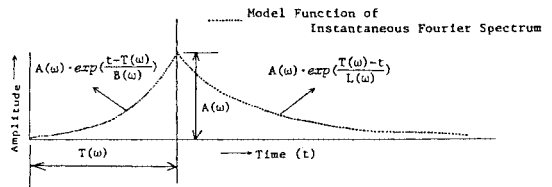


Fig. 4 Illustration of the Model Function.

方，最大ピークを中心とする前後の $F(\omega_n, t)$ の時間変動は全体的に指数関数として推移する傾向をもつ。そこで， $F(\omega_n, t)$ を4つのモデルパラメーター $A(\omega_n)$ ， $T(\omega_n)$ ， $B(\omega_n)$ ， $L(\omega_n)$ をもつ次式のような関数 $M(\omega_n, t)$ でモデル化する。

$$M(\omega_n, t) = A(\omega_n) \exp\left[\frac{t - T(\omega_n)}{B(\omega_n)}\right] \quad (t \leq T(\omega_n))$$

$$M(\omega_n, t) = A(\omega_n) \exp\left[\frac{T(\omega_n) - t}{L(\omega_n)}\right] \quad (t > T(\omega_n))$$

.....(4)

ここに， $A(\omega_n)$ ： $F(\omega_n, t)$ の最大振幅値，

$T(\omega_n)$ ： $F(\omega_n, t)$ の最大振幅の生じる時間，

$B(\omega_n)$ ， $L(\omega_n)$ ： $T(\omega_n)$ の以前と以後で $F(\omega_n, t)$ の時間変動を指数関数で近似する係数。

式(4)のモデル関数 $M(\omega_n, t)$ の時間変動の模式図をFig. 4に示す。

式(4)の4つのモデルパラメーターは非定常スペクトル $F(\omega_n, t)$ から次のように決めることができる。すなわち， $A(\omega_n)$ ， $T(\omega_n)$ は $F(\omega_n, t)$ の最大ピーク値とそれの生じる時間から自動的に決められる。一方， $B(\omega_n)$ ， $L(\omega_n)$ はモデル関数 $M(\omega_n, t)$ と非定常スペクトル $F(\omega_n, t)$ の時間積分が等しくなる条件から次式で決定される。

$$\int_0^{T(\omega_n)} A(\omega_n) e^{\frac{t - T(\omega_n)}{B(\omega_n)}} dt = \int_0^{T(\omega_n)} F(\omega_n, t) dt \quad \dots\dots(5)$$

$$\int_{T(\omega_n)}^{T_d} A(\omega_n) e^{\frac{T(\omega_n) - t}{L(\omega_n)}} dt = \int_{T(\omega_n)}^{T_d} F(\omega_n, t) dt \quad \dots\dots(6)$$

ここに， T_d は強震記録の記録時間長である。

式(5)，(6)はそれぞれ $B(\omega_n)$ ， $L(\omega_n)$ に関する超越方程式となるので，それらを解析的に求めることができないが，ニュートン・ラフソン法を用いて数値的に決めることができる。

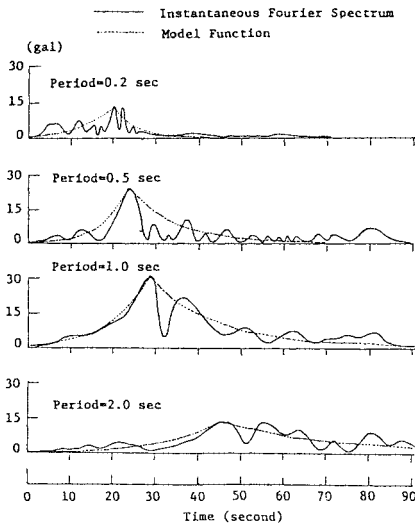


Fig. 5 Comparison between $F(\omega_n, t)$ and Model Function.

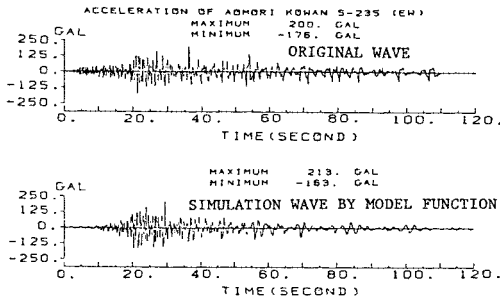


Fig. 6 Comparison between Earthquake Record and Simulation Wave by the Model Function.

以上に述べた設定法で非定常スペクトル $F(\omega_n, t)$ を模擬関数 $M(\omega_n, t)$ でモデル化した例が Fig. 5 である (1968 年十勝沖地震, 青森港 E-W 成分).

Fig. 5 から, それぞれの代表的周期で模擬関数 $M(\omega_n, t)$ は非定常スペクトル $F(\omega_n, t)$ をよくシミュレートしていることを確認できる.

以上のような模擬関数 $M(\omega_n, t)$ を $F(\omega_n, t)$ の代わりに用い, さらに位相 $\phi(\omega_n, t)$ に対して乱数を付与すると, 式 (2) により非定常スペクトルを模擬関数でモデル化したときのシミュレーション波形を得る. ただし, 式 (2) の成立のためには式 (3) の条件が必要であるから, 模擬関数の設定は式 (3) を満足する円振動数 ω_n に対して施すことが要求される. 本研究では式 (3) を満足する $\omega_1 = 1.9 \text{ rad}$ (周期 0.95 秒) から $\omega_{30} = 0.83 \text{ rad}$ (周期 7.57 秒) までの 30 個の円振動数成分に対して模擬関数を求めた. ここで, フィルター $H_n(\omega)$ の定数の設定は既往の研究¹¹⁾ を参照して $\alpha = 50, \beta = 0.15$ とした. また, 位相 $\phi(\omega_n, t)$ は $0 \sim 2\pi$ の一様乱数を発生させた.

以上のようにして求められたシミュレーション波形もとの強震記録を比較して示した例が Fig. 6 である.

Fig. 6 をみると, シミュレーション波形は振幅の大きさ, 継続時間, 卓越周期の時間推移などの点から強震記録をよく再現しており, ここで提案したシミュレーションモデルの妥当性を確認できる.

5. 非定常スペクトルの統計解析

(1) 非定常スペクトルのモデルパラメーターに対する統計解析

前節で導いた非定常スペクトルの模擬関数における 4 つのパラメーターを多くの強震記録に対して求め, これを重回帰分析した. 4 つのモデルパラメーターのうち $A(\omega), B(\omega), L(\omega)$ はすべての強震記録に対して同一尺度で得られるので, 前節の解析から求める値をそのまま統計解析に用いることができるが, $T(\omega)$ は強震記録ごとに記録開始時が異なるので同一尺度とならない. そこで, $T(\omega)$ を同一基準の尺度とするために若干の処理が必要とされる. ここでは, $T(\omega)$ の時間基準を全部の強震記録で統一させるため, 各強震記録において $A(\omega)$ の生じる時間を ω ごとに比較し, 最初に生じる円振動数 ω の時間を基準として, それからの時間差として $T(\omega)$ を設定した.

すでに述べたように, 非定常スペクトル特性は震源, 地震波の伝播経路, 観測点の地盤条件など種々の要因の影響を受けるので, 非定常スペクトルを模擬した上述の 4 つのパラメーターもこれらの要因に支配されると考えられる. そこで, これらの要因の影響度を定量的に分析できる統計解析としてダミー変数の概念を用いた重回帰分析を施した. その重回帰分析の方法の詳細は応答スペクトルを対象に別論文¹⁴⁾ で述べたが, 要するに目的変数となる震動パラメーターを地震のマグニチュード, 震源深さ, 震央距離, および観測点の地盤条件を定量化するダミー定数を説明変数として重回帰分析するものである. これにより地盤条件とその他の要因の影響を分離し, 目的変数となる震動パラメーターの基盤での統計的予測式を得ることができる. なお, 断層モデルを考慮した震源特性の影響は次のステップと位置づけ, ここでは震源の影響をマグニチュードを始め簡易的な震源要素で表わすことにする. 観測点総数を N としたときに各パラメーターについて用いた重回帰モデルは次のとおりである.

$$\log_{10} A(\omega) = a_A(\omega) \cdot M_j - b_A(\omega) \cdot \log_{10}(\Delta + 30) - d_A(\omega) \cdot D - c_A(\omega) + \log_{10} 2 + \sum_{i=1}^{N-1} A_{Ai}(\omega) \cdot S_i \dots (7)$$

$$\log_{10} T(\omega) = a_T(\omega) \cdot M_j - b_T(\omega) \cdot \log_{10}(\Delta + 30) - d_T(\omega) \cdot D - c_T(\omega) + \sum_{i=1}^{N-1} A_{Ti}(\omega) \cdot S_i \dots (8)$$

$$\log_{10} B(\omega) = a_B(\omega) \cdot M_J - b_B(\omega) \cdot \log_{10}(\Delta + 30) - d_B(\omega) \cdot D - c_B(\omega) + \sum_{i=1}^{N-1} A_{B_i}(\omega) \cdot S_i \dots\dots\dots (9)$$

$$\log_{10} L(\omega) = a_L(\omega) \cdot M_J - b_L(\omega) \cdot \log_{10}(\Delta + 30) - d_L(\omega) \cdot D - c_L(\omega) + \sum_{i=1}^{N-1} A_{L_i}(\omega) \cdot S_i \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 M_J : 気象庁マグニチュード、 Δ : 震央距離(km)、 D : 震源深さ(km)、 S_i : ダミー変数、 $a_A(\omega)$, $b_A(\omega)$, $\dots\dots$, $c_L(\omega)$, $A_{L_i}(\omega)$: 回帰係数。

式(7)~(10)が重回帰モデルとして採用された理由、およびダミー変数の取り扱い、さらにこの重回帰モデルから導かれる基盤、各観測点の地盤条件による増幅率などの物理的概念は応答スペクトルを例に文献14)で詳細に述べられている。ただし、4つのパラメーターのうち $A(\omega)$ 以外のパラメーターは時間特性を表わすパラメーターであり、地震応答の振幅増幅率と一致させる必要がないので $\log_{10} 2$ の定数項を削除している。それに対して、 $A(\omega)$ では地盤の地震応答における振幅増幅率と一致させるべく $\log_{10} 2$ の項を与えているので、 $A(\omega)$ を用いて作成される地震波形は基盤へ入射する「基盤入射波形」を意味することになる。

(2) 統計解析に用いた強震記録および基盤の選定

式(7)~(10)の重回帰モデルを適用させるためにはできるだけ多くの異なる条件による強震記録が解析データとなることが望ましい。ここでは、水平最大加速度約20ガル以上の強震記録を3成分以上有する観測点を対象にデータセットを構成した。用いた強震記録は文献14)に示したデータセットのうち、十分な記録時間長を有する181個の水平動加速度記録¹²⁾である。これらの強震記録はマグニチュード M_J 4.7~7.9、震央距離 Δ 0~323 km、震源深さ D 0~130 km の条件により得られたものである。観測点を Fig. 7 に示す。Fig. 7 に示すように、ここでの観測点は全部で25である。

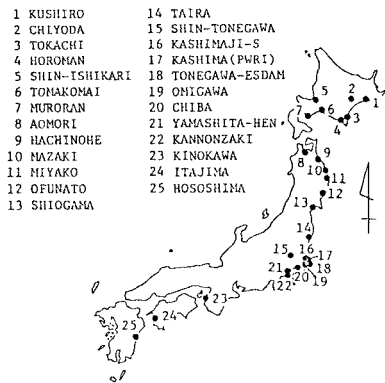


Fig. 7 Observation Sites of Strong motion Earthquake Records.

式(7)~(10)の重回帰モデルから基盤での各パラメーターの特性を求めるために、対象とする観測点のうち1点を基準点として設定する必要がある。ここでは、文献14)で述べた理由から Fig. 7 の12 (OFUNATO) を基準点とした。したがって、以下でいう基盤とは OFUNATO の地表に露出している岩盤(粘板岩、S波速度1.0 km/s程度と推定される)に相当する物性を有する層を意味する。

(3) モデルパラメーターの重回帰分析結果

上述の重回帰モデルとデータを用いて最小二乗法により重回帰分析した。紙数の関数からその結果のすべてを示し得ないので、ここでは結果の一例のみを示す。

重回帰分析の結果求められた回帰係数のうちパラメーター $A(\omega)$ の係数 $a_A(\omega)$, $b_A(\omega)$, $d_A(\omega)$, $c_A(\omega)$ の周期変動を示したのが Fig. 8, Fig. 9 である。Fig. 8, Fig. 9 からパラメーター $A(\omega)$ のマグニチュード M_J 、震央距離 Δ 、震源深さ D などに対する依存性は文献14)で示した応答スペクトルのそれとはほぼ同じ傾向を有することがわかる。

次に、4つのモデルパラメーター $A(\omega)$, $T(\omega)$, $B(\omega)$, $L(\omega)$ の重回帰分析結果の精度をみるため、各パラメーターごとに重回帰分析の重相関係数の周期変動を示したのが Fig. 10 である。Fig. 10 から、特定の周期で特別に係数が小さいということはあるものの、多くの周期で

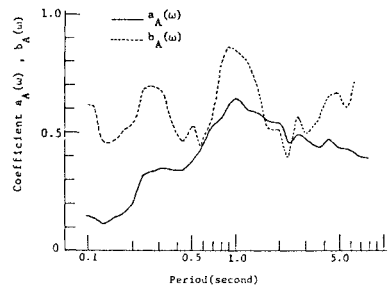


Fig. 8 Variations of the Regression Coefficient $a_A(\omega)$ and $b_A(\omega)$.

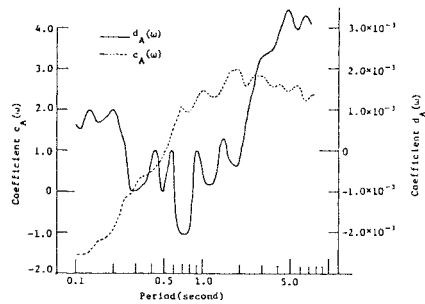


Fig. 9 Variations of the Regression Coefficients $d_A(\omega)$ and $c_A(\omega)$.

0.6以上の重相関係数が得られており、全般に実データと重回帰モデルは比較的よい相関をもっていることがわかる。

(4) 非定常スペクトルのモデルパラメーターに対する観測点の地盤条件の影響

各モデルパラメーターに対する各観測点固有の地盤条件による影響は式(7)~(10)のダミー変数 S_i の回帰係数 $A_{A_i}(\omega)$, $A_{T_i}(\omega)$, $A_{B_i}(\omega)$, $A_{L_i}(\omega)$ ($i=1\sim N-1$)により求めることができる。このときの影響度は先に述べた基盤での各パラメーターの値を1としたときの増幅率として与えられる。観測点 i ($i=1\sim N-1$)の各パラメーターの増幅率 $AMP_i(\omega)$ は次で与えられる。

$$A(\omega) : AMP_i(\omega) = 2 \times 10^{A_{A_i}(\omega)} \dots \dots \dots (11)$$

$$T(\omega) : AMP_i(\omega) = 10^{A_{T_i}(\omega)} \dots \dots \dots (12)$$

$$B(\omega) : AMP_i(\omega) = 10^{A_{B_i}(\omega)} \dots \dots \dots (13)$$

$$L(\omega) : AMP_i(\omega) = 10^{A_{L_i}(\omega)} \dots \dots \dots (14)$$

式(11)~(14)の増幅率は Fig.7 の OFUNATO を除く全観測点について求まるが、ここでは紙数の関数から代表的観測点 (KUSHIRO, AOMORI, HACHINOHE, MIYAKO) の結果を Fig.11~Fig.14 に示す。

Fig.11~Fig.14 をみると、4つのパラメーターとも各観測点ごとに増幅率が変化しており、観測点固有の増幅特性を示すことがわかる。このことから、強震動の非定常性は観測点の地盤条件により強く支配されると考えられる。

Fig.11~Fig.14におけるパラメーター $A(\omega)$ の増幅率は応答スペクトルの増幅率¹⁴⁾と非常によく似た特性をもつ。これは、 $A(\omega)$ が非定常スペクトルの振幅における時間変動の最大値を表すパラメーターであり、応答スペクトルと似たパラメーターであることを考えると、当然の性質と考えられる。一方、 $T(\omega)$ の増幅率変化は $A(\omega)$ のそれに比較して複雑な形状をもつ。 $T(\omega)$ は非定常スペクトル振幅の最大ピークが生じる時間を表すパラメーターであるが、このことから非定常スペクトル振幅のピークとなる時間は周期ごとに複雑な遅延作用を観測点の地盤条件より受けることがわかる。しかし、 $T(\omega)$ の増幅率はほとんどの観測点で長周期ほど大きくなる傾向がある。したがって、非定常スペクトル振幅のピーク時間は全般に長周期成分ほど遅く生じる影響を観測点の地盤条件より受けると考えられる。

$T(\omega)$ の増幅率の周期変化には、上述の性質のほかに興味深い現象がみられる。すなわち、 $T(\omega)$ の増幅率の変化に周期に沿った規則性があり、しかも、これが $A(\omega)$ の増幅率の周期変化に非常によく相似している観測点があるということである。たとえば、Fig.12, Fig.13 の AOMORI, HACHINOHE など相似度が高い。地震波動伝播の面からいえば、非定常スペクトルのピーク

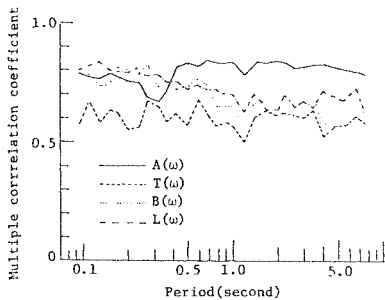


Fig.10 Variations of Multiple Correlation Coefficients.

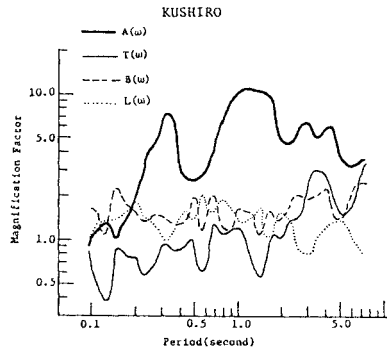


Fig.11 Site Amplification of the Model Parameters (KUSHIRO).

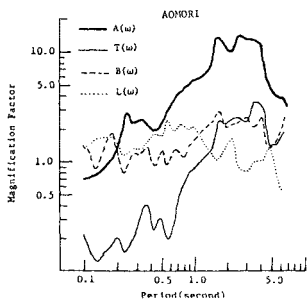


Fig.12 Site Amplification of the Model Parameters (AOMORI).

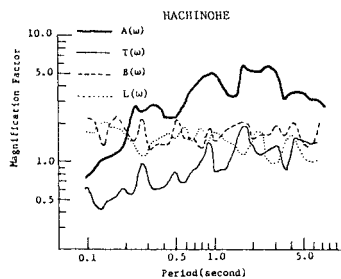


Fig.13 Site Amplification of the Model Parameters (HACHINOHE).

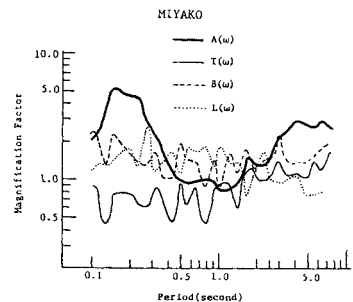


Fig.14 Site Amplification of the Model Parameters (MIYAKO).

となる時間の周期変化は、地震波動の分散性に対応する¹¹⁾。このことから、上述のような観測点は波動の分散性が現われやすい点といえる。しかも、これらの点では $T(\omega)$ と $A(\omega)$ の増幅率の周期変化が相似していることから、群速度が極小となる周期で振幅が極大となる表面波特有の分散性がみられる。すなわち、これらの観測点は表面波成分特有の増幅特性が顕著にみられる点といえる。一方、Fig. 11, Fig. 14 の KUSHIRO, MIYAKO のような観測点は、このような特徴が明瞭にみられない。以上に述べたことから、表面波の励起される程度は観測点の地盤条件により異なり、表面波の生じやすい地盤条件とそうでない地盤条件があると考えられる。観測点の地盤条件の違いから表面波の励起割合に差違のあることは、異なる地盤での同時地震観測からすでに指摘されているが¹⁵⁾、本研究のような統計解析の結果にもそのような性質がみられることは興味深い。今後、地盤条件のどのような要因が表面波励起にかかわるかを詳細に検討する必要があると思われる。

一方、Fig. 11~Fig. 14 におけるパラメーター $B(\omega)$, $L(\omega)$ の増幅率の周期変化には $A(\omega)$, $T(\omega)$ のような明瞭な規則性はみられない。これらは周期ごとに小さな変動があるものの、全体的には全周期で一定の傾向がみられる。 $B(\omega)$, $L(\omega)$ はそれぞれ ω 成分の非正常スペクトル振幅の時間変動における最大ピーク時間前後の等価継続時間を表わすパラメーターであるが¹²⁾、このことから、観測点の地盤条件によって継続時間が増大される割合はほとんど周期によらないと考えられる。

(5) 非正常スペクトルのモデルパラメーターに対する地震諸元の影響

4つのモデルパラメーター $A(\omega)$, $T(\omega)$, $B(\omega)$, $L(\omega)$ に対する地震のマグニチュード M_j , 震央距離 Δ , 震源深さ D の影響は式 (7)~(10) に示したそれぞれの説明変数の回帰係数から求めることができる。このような回帰係数を算定することは、5.(1) で述べたように、基

盤入射波の特性に対する地震諸元の影響を求めることに相当する。つまり、強震動の非正常特性に対する影響因子のうち、観測点の地盤条件を除いた地盤諸元のみに残存する基盤入射波の非正常特性をこれから抽出できる。

4つのモデルパラメーターに対する回帰係数の周期変化は $A(\omega)$ を例にして Fig. 8, Fig. 9 に示した。Fig. 8, Fig. 9 のように求まる回帰係数を用いると、式 (7)~(10) に従い各モデルパラメーターのマグニチュード M_j , 震央距離 Δ , 震源深さ D に対する依存性を求めることができる。その一例をパラメーター $A(\omega)$, $T(\omega)$, $B(\omega)$, $L(\omega)$ のそれぞれについて示したのが Fig. 15~Fig. 18 である。

Fig. 15 から基盤入射波の非正常スペクトルのスペクトル振幅は長周期になるに従い漸減する傾向のあること、全般に短周期の振幅ほどマグニチュード M_j の違いによる差が小さく、震央距離 Δ の影響が大きいことなどがわかる。これらの特徴は基盤における加速度応答スペクトルの特性¹⁴⁾によく似ている。

Fig. 16 の $T(\omega)$ の分布例から、基盤入射波の非正常スペクトル振幅の最大ピークの生じる時間は全体に周期

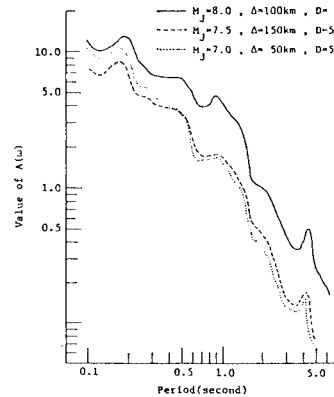


Fig. 15 Variations of $A(\omega)$ with Magnitude, Epicentral Distance and Focal Depth.

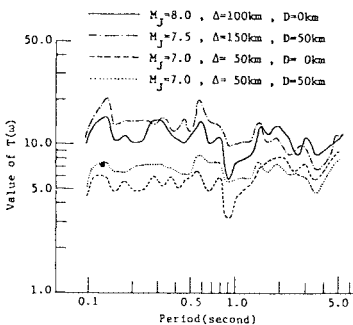


Fig. 16 Variations of $T(\omega)$ with Magnitude, Epicentral Distance and Focal Depth.

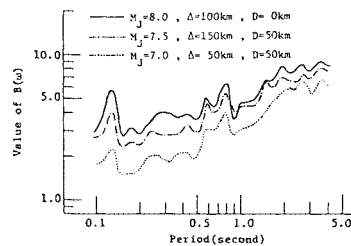


Fig. 17 Variations of $B(\omega)$ with Magnitude, Epicentral Distance and Focal Depth.

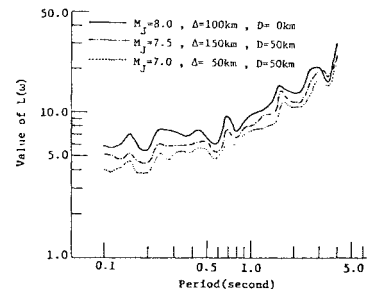


Fig. 18 Variations of $L(\omega)$ with Magnitude, Epicentral Distance and Focal Depth.

1.0 秒程度以上の長周期域で周期変動が大きい。また、マグニチュード M_J の大きいとき、および震源深さ D の小さいときに $T(\omega)$ の周期変化が相対的に顕著であることがわかる。先に述べたように、 $T(\omega)$ の周期変化は地震波動の分散性を反映すると考えられる。このことを参照すると、地震の規模の大きいほど、震源の浅いほど、そして長周期成分ほど分散性が現われやすいといえる。周知のように、分散性を示す表面波は規模が大きく、震源の浅い地震ほど、かつ長周期成分において卓越するといわれている。したがって、ここでの $T(\omega)$ の周期変化はこのような表面波の励起特性に対応するものであり、震源条件による地震波発生機構を考えるうえで興味深い。

一方、Fig. 17, Fig. 18 から非定常スペクトルの時間変動の等価継続時間を表わすパラメーター $B(\omega)$, $L(\omega)$ は全周期を通じてマグニチュード M_J , 震央距離 Δ , 震源深さ D によりほぼ一定の影響を受け、長周期になるに従い漸増する傾向を有することがわかる。このことは、長周期成分ほど継続時間の長いことを意味する。また、 $B(\omega)$, $L(\omega)$ の絶対値の大きさの差から、基盤入射波の振幅変動はすみやかにピークに達し、以後はそれより時間をかけて減衰する基本パターンを有することがわかる。

6. 基盤における強震動（基盤入射波）の予測例

これまで述べたように、Fig. 2 に示す解析フローのうち①から⑥までの処理により基盤地震動の非定常スペクトル特性が統計的に求められたので、続いて⑦から⑨の流れで任意の地震諸元に対する基盤地震動の波形予測が可能である。具体的には地震のマグニチュード M_J , 震央距離 Δ , 震源深さ D を設定して、式 (7)~(10) のそれぞれの右辺第 1 項から第 4 項までの式を適用して基盤入射波のモデルパラメーター $A(\omega)$, $T(\omega)$, $B(\omega)$, $L(\omega)$ を求め、式 (4) によりモデル関数 $M(\omega, t)$ を作成する。さらに、このモデル関数を式 (2) の $F(\omega_n, t)$ の代わりに用いて、位相 $\phi(\omega_n, t)$ に $0 \sim 2\pi$ の一様乱数を発生させると、基盤地震動（基盤入射波）の予測サンプル波形を得る。

マグニチュード M_J , 震央距離 Δ , 震源深さ D が変化したときに予測される基盤入射波のサンプル例を Fig. 19, Fig. 20 に示す。なお、Fig. 19, Fig. 20 では震央距離の違いによる記録開始時の差を模擬して記録時間を適宜変えている。

Fig. 19, Fig. 20 から基盤地震動の振幅、継続時間などの特性がマグニチュード M_J , 震央距離 Δ , 震源深さ D などに応じて変わることが読み取れる。

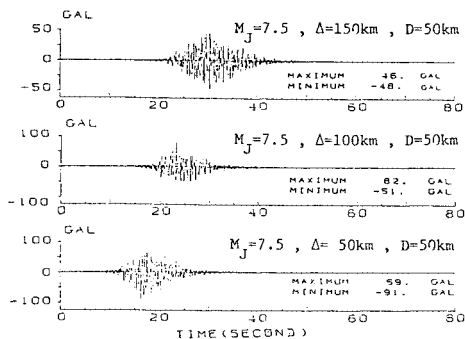


Fig. 19 Predicted Sample Waves of Incident Motions to the Bed Rock ($M_J=7.5$).

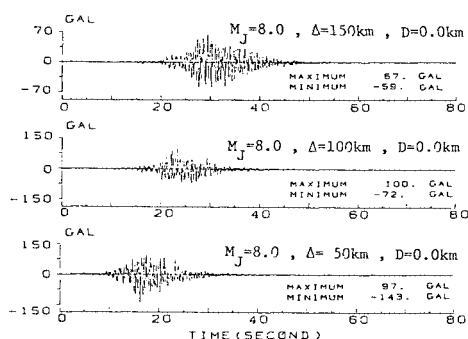


Fig. 20 Predicted Sample Waves of Incident Motions to the Bed Rock ($M_J=8.0$).

次に、このように予測される基盤地震動の妥当性を確認するために、実測の強震動記録との比較を試みた。

すでに述べたように、ここでの基盤は Fig. 7 の観測点 OFUNATO の露出岩盤 (S 波速度 1.0 km/s 程度) に相当する物性を有する層を意味する。したがって、予測波形と実測記録を比較するためには、そのような層での強震動記録が必要である。しかし、上述の意味の基盤での強震記録は現在のところ得られていないので、ここでは本研究のデータセットとなった OFUNATO での実測強震記録 (1978 年宮城県沖地震, $M_J=7.4$, $D=40$ km, $\Delta=103$ km) と比較してみる。実測強震記録と同じ地震諸元で予測される基盤地震動のサンプル波形と実測記録を比較して示したのが Fig. 21 である。なお、Fig. 21 の予測波は基盤露出面での波形であるので、Fig. 19, Fig. 20 のような基盤入射波の振幅を 2 倍して求めている。Fig. 21 をみると、予測された基盤地震動は振幅の大きさ、継続時間の長さとも実測強震記録と調和している。

次に、Fig. 21 の予測波形と実測強震記録の非定常特性を比較するため、両者の非定常スペクトルを求めたのが Fig. 22, Fig. 23 である。Fig. 22, Fig. 23 から予測波

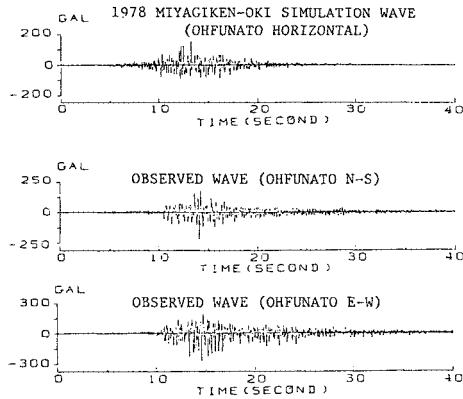


Fig. 21 Comparison between Simulated Wave and Observed Records.

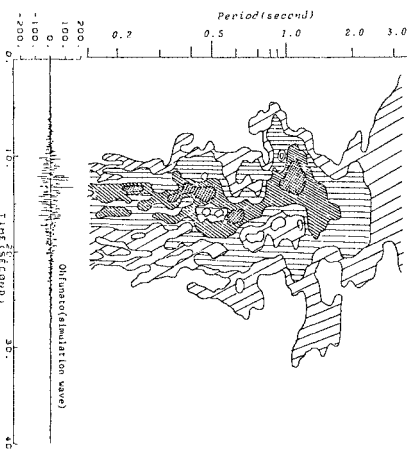


Fig. 22 Nonstationary Spectrum of the Simulated wave.

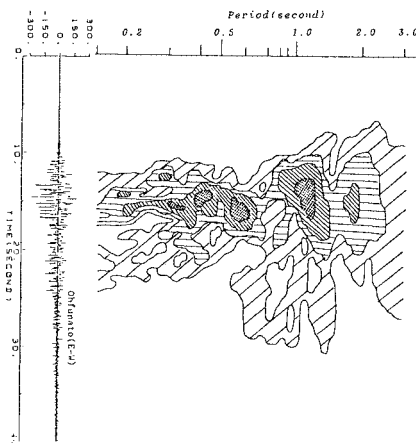


Fig. 23 Nonstationary Spectrum of the Observed Record (OHFUNATO E-W).

形, 実測記録の両者の非定常特性はよく似ており, 振幅, 継続時間のみならず, 非定常スペクトル特性についても予測波形は実測記録を比較的よく再現していることがわかる。

7. むすび

本論文では基盤における強震動波形の統計的予測モデルを作成するため, 強震記録の非定常スペクトル特性に注目し, それらを統計解析した。得られた結論は次のとおりである。

(1) 強震動の非定常スペクトル特性は4つのパラメーターをもつ式(4)の関数で良好にモデル化できる。このモデル関数の4つのパラメーターはそれぞれ明確な物理的意味をもつ。また, このモデル関数によるシミュレーション波形はもとの地震動波形をよく再現する。

(2) 非定常スペクトルのモデルパラメーターに対してダミー変数を導入した重回帰分析を施し, モデルパラメーターが観測点の地盤条件により受ける影響を定量的に明らかにした。その結果, 非定常スペクトル特性は観測点の地盤条件により大幅に変わること, 表面波特有の分散性を励起する地盤条件とそうでない地盤があることが知れた。

(3) 非定常スペクトルのモデルパラメーターの重回帰分析から, 強震動の非定常特性が地震諸元(マグニチュード, 震源深さ, 震央距離)によって受ける影響が定量的に求められた。さらに, この応用により観測点の地盤条件の影響と地震諸元の影響を分離し, 基盤地震動の非定常スペクトル特性の統計的性質が明らかにされた。

(4) 上述のような非定常スペクトルのモデルパラメーターの統計解析結果を利用して, 基盤における強震動波形の予測が試みられた。その結果, 本手法による予測波形は実測強震記録と振幅, 継続時間, 非定常スペクトルなどの面からよく一致することが確認された。

ここでは, 種々の耐震解析で有益との工学的な観点から, 基盤の強震動波形の統計的予測モデルが地震のマグニチュードなど非常に簡単な震源要素を用いて論じられた。一方, 実際の強震動は複雑な震源過程に基づくものであり, 厳密な強震動の予測にはより物理的な震源パラメーターの導入が必要とされる。この研究で求められた基盤地震動の特性は表層地盤の影響を除去しているので, いわゆる震源スペクトルのスケージング則を導くのに最適である。ここで得られた結果の断層モデルからの考察と断層モデルを導入した強震動予測モデルは別稿で論じる予定である。

謝 辞: 本研究の統計解析データは運輸省港湾技術

研究所，建設省土木研究所による数値化強震記録^{16),17)}を用いた。日頃より貴重なデータを提供されている両研究所の関係者の皆様に深謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 岡本舜三：耐震工学，オーム社，pp.93~124，1971.
- 2) 土木学会原子力土木委員会：原子力発電所地盤と屋外重要土木構造物の耐震評価手法，土木学会論文集，No.356/I-3，pp.11~24，1985.
- 3) Kanai, K. : A study of strong earthquake motions, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.36, pp.295~310, 1958.
- 4) 表俊一郎・太田外気晴：岩盤における強震アレー観測，第6回日本地震工学シンポジウム講演集，pp.195~200，1982.
- 5) Kinoshita, S. et al. : Observation of earthquake response of thick sedimentary layers, 第6回日本地震工学シンポジウム講演集，pp.169~176，1982.
- 6) Kudo, K., Shima, E. and Sawada, Y. : Comparative observation of ground motions at different soil condition from moderately large earthquakes, Proc. of 8 WCEE, pp.769~776, 1984.
- 7) Aki, K. : Strong-motion seismology, Proceedings of the International school of Physics<ENRICO FERMI>, pp.223~250, 1983.
- 8) たとえば, Schnabel, P. B., Lysmer, J. and Seed, H. B. : SHAKE—A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, EERC, 72-12, Univ. of California, Berkley, 1972.
- 9) Sugito, M. and Kameda, H. : Prediction of nonstationary earthquake motions on rock surface, 土木学会論文集, No.362/I-4, pp.149~159, 1985.
- 10) Trifunac, M. D. : Response envelop spectrum and interpretation of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.61, No.2, pp.343~356, 1971.
- 11) 神山 眞：強震地震動の非正常スペクトル特性とその波動論的考察，土木学会論文報告集，No.284，pp.35~48，1979.
- 12) 神山 眞：地盤の強震動特性とその予測に関する研究，東北大学学位論文，1985.
- 13) 後藤尚男・亀田弘行・杉戸眞太：非正常強震地震動の統計的予測モデル，土木学会論文報告集，No.286，pp.37~51，1979.
- 14) Kamiyama, M. and Yanagisawa, E. : A statistical model for estimating response spectra with emphasis on local soil conditions, Soils and Foundations, Vol.26, No.2, pp.16~32, 1986.
- 15) 瀬尾和夫：地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響，東京工業大学学位論文，1981.
- 16) 上田 肇・倉田栄一・野田節男ほか：港湾地域強震観測年報，港湾技研資料，No.55~No.446.
- 17) 岩崎敏男・若林 進・川島一彦・高木義和：土木構造物における加速度強震記録 No.1~No.8，土木研究所彙報第32号~第38号。

(1986.2.13・受付)