

震源・伝播・地点特性を考慮した 地震動の位相スペクトルのモデル化

佐藤 忠信¹・室野 剛隆²・西村 昭彦³

¹正会員 工博 京都大学防災研究所教授 (〒611-0001 京都府宇治市五ヶ庄)

²正会員 工修 (財) 鉄道総合技術研究所 構造物技術開発事業部 (〒185-8540 東京都国分寺市光町 2-8-38)

³正会員 工博 (財) 鉄道総合技術研究所 構造物技術開発事業部 (〒185-8540 東京都国分寺市光町 2-8-38)

構造物の耐震設計を行う上で、基本的かつ重要な課題は地震動の設定である。耐震設計用の入力地震動としての時刻歴波形を作成するためには、振幅特性の他に位相特性を規定する必要がある。しかし、これまでのシミュレーション手法は、振幅特性に重点がおかれ、位相スペクトルについてはあまり研究されていないのが現状であった。しかし地震波の非定常性は位相特性と関連し、震源特性と伝播経路特性における位相の変化特性を把握することが重要と考えられる。本研究では群遅延時間に着目し、インパルス列の群遅延時間をモデル化するとともに、最小位相推移関数の概念を用いて伝播経路特性の振幅スペクトルが与えられたときに、その群遅延時間を求める手法を検討した。さらに、この手法を兵庫県南部地震(1995)および十勝沖地震(1986)に対して適用しその妥当性を検証した。

Key Words: phase spectra, group delay time, a train of impulses, minimum phase transfer function

1. はじめに

構造物の耐震設計を行う上で、基本的かつ重要な課題は地震動の設定である。これまでの土木構造物の耐震設計では震度法が主流であったが、兵庫県南部地震以来、L2 レベルの地震動に対する耐震設計法が動的解析を中心とした設計体系へと移行しつつある。しかも、構造物の応答は塑性領域までおよぶことになる。そのため、具体的な耐震設計用の入力地震動をどのように定めるかが非常に重要な課題となっている。

耐震設計用の入力地震動としての時刻歴波形を作成するためには、振幅特性の他に位相特性を規定する必要がある。しかし、これまでの多くの研究は、振幅特性に重点がおかれ、位相スペクトルについてはあまり研究されていないのが現状である。その結果、設計用の入力地震動の時刻歴波形を作成する方法として、スペクトル特性を回帰モデルなどの経験式で、位相を乱数として与え、Jennings et al.¹⁾が定義した時刻歴包絡線を規定し、地震動を作成する方法²⁾や、特定の実地震観測波の位相をそのまま用いる手法³⁾などが耐震設計実務上よく用いられてきた。前者の方法では、震源特性・伝播経路特性および地盤増幅特性といった要素が位相特性に必ずしも反映されているとは言い難い。また後者の方法は、特定の震源の破壊過程及び伝播経路特性を対象としたものとなつてしまい、似たような震源特性や伝播特性を持つような

地震波が観測されている場合には有効であるが、必要とされる地震波を得ることは困難な場合が多い。

一方、大崎ら⁴⁾が、隣り合うフーリエ位相の差である位相差分布と時刻歴波形の包絡形との類似性を指摘して以来、地震動のフーリエ位相の情報により地震波の非定常性を明らかにしようとする検討がされるようになった。和泉・勝倉⁵⁾はフーリエ位相の角振動数領域での傾き、すなわち群遅延時間に注目し、その平均値と標準偏差により、時刻歴波形の重心位置と広がりを変現できることを示した。木村⁶⁾は群遅延時間を波形制御に適用し、初期位相の影響についても検討している。さらに佐藤・植竹ら⁷⁾は、群遅延時間の平均値および標準偏差を狭帯域波形に適用し、周波数非定常性を持つ地震動を表現できることを示した。

地震動は震源、伝播経路、および地盤増幅特性に大きく依存している。よって、これらの影響による位相の変化特性を把握することは重要と考えられる。佐藤・土岐ら⁸⁾はケプストラム解析を用いて地震動をシステム応答関数とインパルス列に分離し、位相とインパルス列の関係に検討を加えている。また、澤田・盛川ら⁹⁾は群遅延時間の概念を用い、震源特性の位相のモデル化を試みている。

本研究は、断層近傍の地震動に対して、耐震設計用の応答スペクトルが与えられたときに、スペクトル準拠の波形を合成するのに必要な位相を震源特性・伝播特

性・地盤増幅特性を考慮してモデル化する方法について検討したものである。特に、断層近傍の地震では、断層の破壊過程や観測点の位置関係によって大きくその特性が変化するので、設計地震動の位相特性についても震源過程の影響の評価が重要である。位相特性を表現する指標として群遅延時間に注目している。まず、断層の震源破壊過程をインパルス列としてモデル化することにより、震源特性の群遅延時間を求めている。次に、最小位相推移関数の概念を用いて地盤増幅特性の振幅スペクトルが与えられたときに、その群遅延時間を求めている。さらに両者の位相を用いて波形を合成できることを示し、この手法を十勝沖地震(1986)および兵庫県南部地震(1995)に対して適用し、その妥当性を検証した。

2. 群遅延時間

群遅延時間とは、フーリエ位相スペクトル $\phi(\omega)$ を角振動数 ω 軸上で微分したものであり、

$$t_{gr}(\omega) = \frac{d\phi(\omega)}{d\omega} \quad (1)$$

で表される^{9,10}。群遅延時間 $t_{gr}(\omega)$ の平均値は、振動数 ω の成分波の重心位置と大きく関係しており、そのばらつきは、成分波の継続時間と密接に関係している。この群遅延時間を合理的にモデル化することにより、地震動の非定常性を取り入れた耐震設計用の入力地震動がシミュレート可能となる^{9,11}。なお、位相そのものよりも、群遅延時間の方が波形の特性を把握しやすいので、本研究では群遅延時間に注目して議論を進めることにした。

3. 解析手法

(1) 震源特性・伝播経路特性の群遅延時間のモデル化

大地震の断層面を $n \times n$ 個の小断層に分割し、断層面上の小区域に小地震を対応させれば、断層の破壊過程に従って小地震を重ね合わせることで大地震を合成することができる¹¹。いま、大地震の地震動を $g_a(t)$ とすれば、これは小地震の地震動 $g_{0s}(t)$ の時間的ずれを考慮して次のように表現できる。

$$g_{0L}(t) = \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} g_{0s}(t - t_{ij}) + \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} \frac{1}{n'} g_{0s}(t - t_{ijk}) \quad (2)$$

ここに、

$$t_{ij} = \frac{(R_{ij} - R_0)}{V_s} + \frac{\xi_{ij}}{V_r} \quad (3a)$$

$$t_{ijk} = t_{ij} + \frac{k\tau}{(n_D - 1)n'} \quad (3b)$$

ただし τ は立ち上がり時間、 V_s はS波速度、 V_r は破壊伝播速度、 ξ_{ij} は破壊開始点と小領域の距離、 n_L 、 n_W 、 n_D は断層長さ、幅、立ち上がり時間の相似比、 R_{ij} は小領域と観測点の距離、 R_0 は震源と観測点との距離である。なお、 n' は立ち上がり時間の分割による見かけの周期を無くすために適当に設定する整数である。式(2)を重ね合わせの大きさとタイミングを表すインパルス列 $p(t)$ と、小地震の震源時間関数との合積(*)の形に変換すると、インパルス列は次式のようになる。

$$p(t) = \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} a_{ij} \delta(t - t_{ij}) + \sum_{i=1}^{n_L} \sum_{j=1}^{n_W} \sum_{k=1}^{(n_D-1)n'} \frac{1}{n'} a_{ij} \delta(t - t_{ijk}) \quad (4)$$

ここではさらに式(4)を式(5)のように表現する。

$$p(t) = \sum_{i=1}^N a_i \delta(t - t_i) \quad (5)$$

このとき、 $p(t)$ のフーリエ振幅スペクトル $A_p(\omega)$ および位相スペクトル $\phi_p(\omega)$ は次式のように表現できる。

$$A_p(\omega) = \sqrt{\left\{ \sum a_i \sin(\omega t_i) \right\}^2 + \left\{ \sum a_i \cos(\omega t_i) \right\}^2} \quad (6)$$

$$\phi_p(\omega) = \tan^{-1} \left(- \frac{\sum a_i \sin(\omega t_i)}{\sum a_i \cos(\omega t_i)} \right) \quad (7)$$

群遅延時間 $t_{gr}(\omega)$ は、式(1)のように位相スペクトル $\phi(\omega)$ を角振動数 ω で微分することにより得られる。よって式(7)から、インパルス列の群遅延時間 $t_{gr}^p(\omega)$ は、

$$t_{gr}^p(\omega) = \frac{- \sum_{i=1}^N a_i^2 t_i - \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N a_i a_j (t_j + t_i) \cos\{\omega(t_j - t_i)\}}{\sum_{i=1}^N a_i^2 + 2 \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N a_i a_j \cos\{\omega(t_j - t_i)\}} \quad (8)$$

となる。さらに、 $a_i a_j / \sum a_i^2$ が微小な量と仮定すれば、式(8)は次式のように変形できる。

$$t_{gr}^p(\omega) \approx -t_p - \sum_{i=1}^N \sum_{j=i+1}^N \left(\frac{a_i a_j}{\sum_{i=1}^N a_i^2} \right) (\tau_i + \tau_j) \cos\{\omega(\tau_j - \tau_i)\} \quad (9)$$

ここに、

$$t_p = \sum_{i=1}^N a_i^2 t_i / \sum_{i=1}^N a_i^2 \quad (10)$$

$$\tau_j = t_j - t_p, \quad \tau_i = t_i - t_p$$

であり、 t_p はインパルス列を一塊の波と見たときの到着時間を、 τ_i 、 τ_j は i 番目と j 番目のインパルスの到着時間を t_p からの差として表したものである。

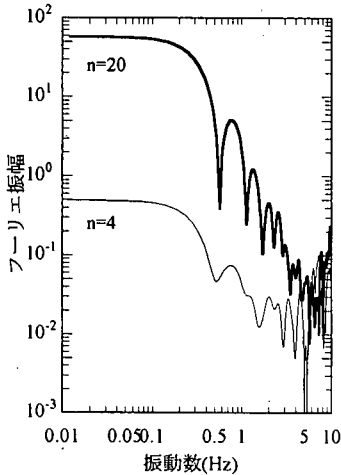


図-1 インパルス列のフーリエスペクトルの特性

図-1 にインパルス列 $p(t)$ のフーリエ振幅スペクトル $A_p(\omega)$ の特性を示した。20×10(km)の断面を $n=4$ 分割した場合と 20 分割した場合で、パルス強度はどちらも $a_p=1$ とした。約 0.2Hz まで振幅は一定で、それより高振動数側で、設計で対象とする振動数範囲では概ね ω^{-2} モデルに従っていることが分かる。また、インパルス列のフーリエ振幅スペクトル $A_p(\omega)$ の振動数ゼロの強度は、サイスミックモーメント M_0 に変換ができるので、 M_0 に応じてインパルス列の振幅を補正することも可能である。

なお、伝播経路特性としては大局的な地殻の構造や波動の伝播に伴う振幅の減衰（幾何減衰、内部減衰、散乱減衰など）による影響も考えなければならないが¹²⁾、ここでは震源と観測点との距離による地震動の伝播時間の差の影響のみを考慮している。

(2) 地盤増幅特性の群遅延時間のモデル化

ある時刻歴波形 $f(t)$ を仮定し、そのフーリエ変換を $F(\omega)$ とし、実部を $A(\omega)$ 、虚部を $\phi(\omega)$ とすると、

$$F(\omega) = A(\omega) \cdot e^{-i\phi(\omega)} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \ln F(\omega) &= \ln A(\omega) + \ln e^{-i\phi(\omega)} \\ &= \ln A(\omega) - i\phi(\omega) \end{aligned} \quad (12)$$

と表せる。

いま、地盤の増幅特性に関する振幅特性が何らかの形でモデル化されていると仮定する。この特性を $A_h(\omega)$ とする。この位相特性 $\phi_h(\omega)$ を求めるには、増幅特性の位相特性が最小位相推移関数で表現されると仮定する。この場合には位相スペクトルと振幅スペクトルとの間にはヒルベルト変換の関係があり¹⁰⁾、式(12)を参考に次式で位相スペクトルが得られる。

$$\phi_h(\omega) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\ln(A_h(y))}{\omega - y} dy \quad (13)$$

式(13)を微分すればその群遅延時間 $t_{gr}^h(\omega)$ が式(14)で求まる。

$$t_{gr}^h(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\ln(A_h(y))}{(\omega - y)^2} dy = \frac{1}{\omega^2} * \{\ln(A_h(\omega))\} \quad (14)$$

なお、基盤から地表面までの伝達関数の位相特性は最小位相推移関数と全域通過関数に分解されることが和泉らにより示されている¹³⁾。ここで最小位相推移関数の位相のみに着目したのは、全域通過関数の群遅延時間は、直達波の伝播時間にほぼ一致しているからである。つまり次項(3)で述べるように地震波の群遅延時間が震源・伝播・地盤増幅特性による群遅延時間の和になることを考えると、全域通過関数の群遅延時間を考慮することは、再現される地震波としては直達波の伝播時間分だけシフトしたものに相当するので、地震波形のシミュレーションではこのシフト分（つまり時間軸上の移動）は無視してよいと考え、最小位相推移関数の影響のみ考えた。

(3) 群遅延時間の合成

地震動 $o(t)$ が、震源・伝播過程を表す時間関数 $p(t)$ と地盤増幅特性を表す時間関数 $h(t)$ の合成積で表されるものとすれば、 $o(t)=p(t)*h(t)$ となる。そのフーリエ変換 $O(\omega)$ は

$$O(\omega) = P(\omega) \cdot H(\omega) \cdot \exp\{i(\phi_p(\omega) + \phi_h(\omega))\} \quad (15)$$

となる。 $P(\omega)$ 、 $H(\omega)$ はそれぞれ特性関数のフーリエ振幅スペクトルであり、地震動の位相 $\phi(\omega)$ は、各々の特性関数の位相 $\phi_p(\omega)$ と $\phi_h(\omega)$ の線形和で表される。群遅延時間はその微分形であるので、線形関係は保存され、地震動の群遅延時間 $t_{gr}(\omega)$ は、

$$t_{gr}(\omega) = t_{gr}^p(\omega) + t_{gr}^h(\omega) \quad (16)$$

で求められることになる。

4. 計算例

ここでは、簡単な計算例により上記の手法の有効性を検討する。

(1) 検討ケース

図-2 のように時刻 $t=5$ 秒に振幅 1 のパルスが作用したとする。このとき、システム応答関数としては図-3 に示すような、固有振動数 1.0Hz、減衰定数 $\eta=0.10$ の 1 自由度系を考える。このとき、応答波形は畳み込み積分により図-4 のように求められる。ここでは、位相を 3 章で提案した手法により算定し、図-4 の波形を再合成す

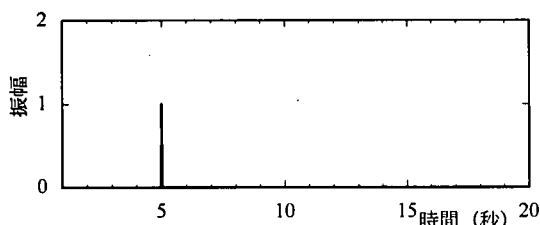


図-2 仮定したインパルス

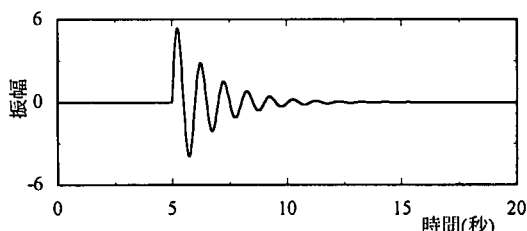


図-4 インパルスに対する応答波形

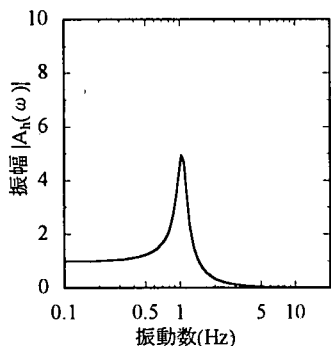


図-3 システム応答関数の振幅特性

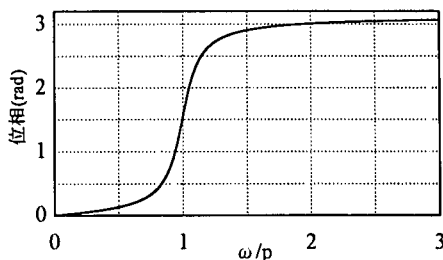
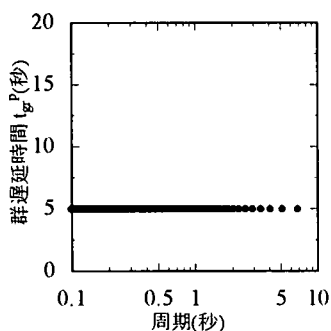
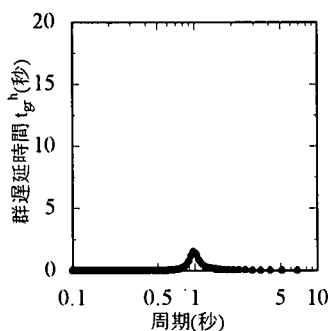


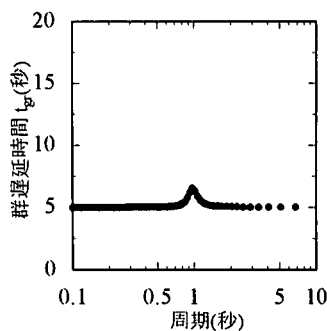
図-6 1自由度系のシステム応答関数の位相特性



(a)インパルス列の $t_g^p(\omega)$



(b)システム関数の $t_g^h(\omega)$



(c)合成した $t_g^s(\omega)$

図-5 群遅延時間の算定結果

る。

(2) 位相のモデル化

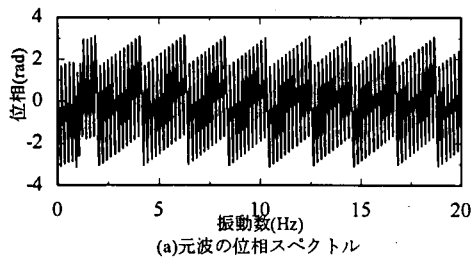
インパルス列 $p(t)$ の群遅延時間 $t_g^p(\omega)$ を式(8)より求めたのが図-5(a)である。パルスが時刻 $t=5$ 秒にのみ存在するので、群遅延時間も全振動数にわたって $t_g^p(\omega)=5.0$ となっている。これは、全振動数成分が5秒後に同時に到着することを示している。

一方、1自由度系の周波数応答関数から式(14)により群遅延時間 $t_g^h(\omega)$ を求めたのが図-5(b)である。1自由度系のシステム応答関数の位相は、固有振動数 p 、減衰定数 h とすれば、

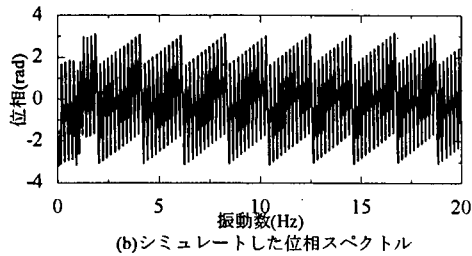
$$\phi_h(\omega) = \tan^{-1} \frac{2h\left(\frac{p}{\omega}\right)}{1 - \left(\frac{p}{\omega}\right)^2} \quad (17)$$

で表される(図-6)ので、この式を微分して求めた群遅延時間も図-5(b)に示している。図ではその差が読みとれないが、式(14)から算定した結果と全く一致している。また、振動数 $\omega=p$ 付近で $\phi(\omega)$ が大きく変化するため、増幅特性を表す群遅延時間 $t_g^h(\omega)$ は、固有振動数付近のみでしかピークを持たないことが分かる。

両者を足し合わせて求めた群遅延時間が図-5(c)である。この群遅延時間を積分して位相 $\phi(\omega)$ を算定した結果が図-7(b)である。このとき、初期位相 $\phi(0)=0$ としている。



(a)元波の位相スペクトル



(b)シミュレートした位相スペクトル

図-7 位相スペクトルの比較

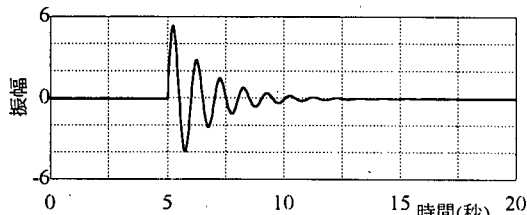


図-8 シミュレート波形

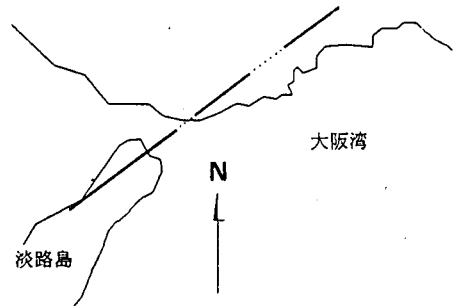
図中(a)には、元の波の位相も示しているが両者はよく一致していることが確認できる。また、合成した位相 $\phi(\omega)$ を用いて波形を再現したのが図-8 である。フーリエ振幅スペクトル $A(\omega)$ は元の波 (図-4) のものをそのまま用いた。図-4 と図-8 を比較すると、両者は全く同一であり、今回の手法により位相をモデル化すること、さらにはその位相を用いて波形の合成が可能であることが簡単な例を用いて示された。

5. 兵庫県南部地震(1995)の観測波のシミュレーション

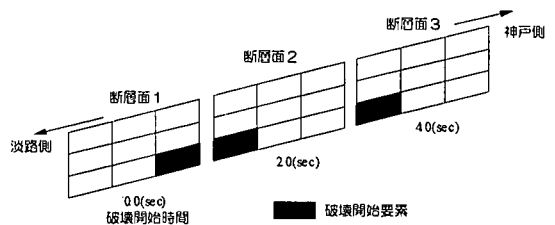
兵庫県南部地震(1995)で算合で観測された波形の位相を本手法によりモデル化し、波形を合成した。得られた結果を観測波と比較し、その妥当性を検証した。

(1) 解析モデル

地震断層のモデルとしては釜江・入倉¹⁴⁾の解を参考にして用いた。釜江・入倉は震源近くの強震動記録を用いて断層破壊によって発生する短周期成分を説明できる断層破壊過程を決定している。図-9のように3枚の断層



(a) 断層の位置



(b) 断層モデル

断層No.	走向 (°)	傾斜角度 (°)	サイスミックモーメント ($\text{dyne} \cdot \text{cm}$)	深さ (km)
1	217	85	1.33×10^{26}	1
2	217	85	0.65×10^{26}	3
3	217	85	0.52×10^{26}	3

(c) 解析に用いた断層パラメータ

図-9 解析に用いた兵庫県南部地震の断層モデル

表-1 算合地点の地盤モデル

層No.	深度(m)	せん断波速度 $V_s(\text{m/s})$	単位体積重量 $\gamma(\text{tf/m}^3)$
1	0~6.0	257.7	1.80
2	6~50.0	340.8	2.00
3	50.0~500.0	500.0	1.90
4	500.0~1000.0	1200.0	2.35
5	1000.0~1200.0	2850.0	2.65
6	1200.0~	3400.0	2.65

を決定し、それぞれ断層 1, 2, 3 とする。最初に断層 1 の北東下部の小断層から破壊が始まり、2 秒後に断層 2 が南西下部から破壊し、さらに 2 秒後に断層 3 が南西下部から破壊すると仮定した。各断層の位置とパラメータ諸元は図-9 に示す通りである。

深層地盤構造については、岩盤深度を重力探査結果を基にした Nakagawa¹⁵⁾らの結果より算定し、基盤面から工学的基盤面までの層構造は入倉¹⁶⁾による地盤モデルを参考に決定した。ただし、岩盤のせん断波速度は $V_s=3.4(\text{km/s})$ とした。表層地盤については標準貫入試験

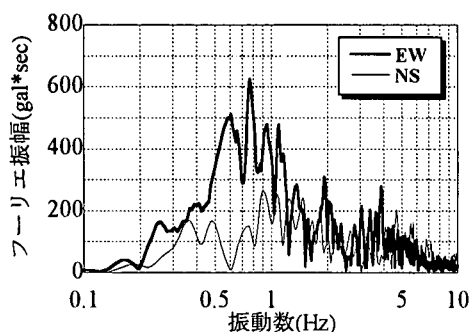


図-10 観測波のフーリエ振幅スペクトル

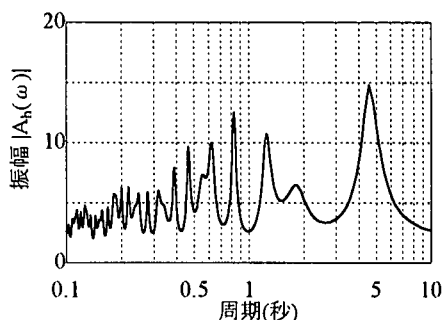


図-13 基盤～地表面の伝達関数

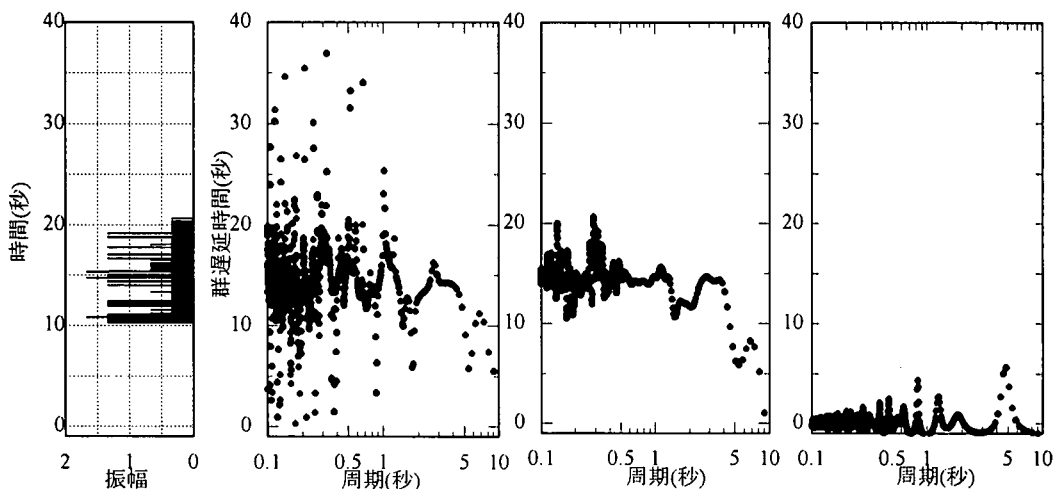


図-11 断層破壊過程を示すインパルス列 $p(t)$

(a)厳密解

(b)近似解

図-12 インパルス列の群遅延時間 $t_g^p(\omega)$

図-14 地盤増幅特性の群遅延時間 $t_g^h(\omega)$

結果から決定した。用いた地盤モデルを表-1 に示す。この地盤モデルを用いて、基盤面から地表面までの伝達関数 $A_b(\omega)$ を線形重複反射理論により算定した。

(2) シミュレーション

ここでは位相のモデル化のみについて議論をするために、地震動のフーリエ振幅特性 $A(\omega)$ は、実際に観測されたものをそのまま用いた。つまり観測波の $A(\omega)$ と本文中で示した手法により決定された $\phi(\omega)$ を用いて、実際の地震波に近い波がシミュレートできるかどうかにより、位相のモデル化の妥当性を検討した。図-10 に観測波のフーリエ振幅スペクトルを示す。

a) インパルス列の振幅 a_j を全て 1 にした場合

まず、図-9 に示した断層モデルを用いて、インパルス列 $p(t)$ を式(4)に従い決定した (図-11)。ただし、 $n_L=n_H=n_D=3^{17}$ とした。 $p(t)$ の群遅延時間 $t_g^p(\omega)$ を式(8)および近似式(9)から算定した (図-12)。なお、このときインパルスの振幅は全て $a_j=1.0$ とした。インパルス列は

約 10 秒間の間に集中しており、その群遅延時間 $t_g^p(\omega)$ も 10～20 秒の 10 秒間の間でばらついている。また近似式を用いた結果を見ると、全体的にばらつきが小さくなっており、式(8)で求めた群遅延時間の平均的な値となっている。次に、地盤増幅特性として、表-1 で示した地盤モデルから基盤面～地表面までの伝達関数 $A_b(\omega)$ (図-13) を重複反射理論により算定し、式(14)から地盤増幅特性による群遅延時間 $t_g^h(\omega)$ を求めた (図-14)。地盤増幅特性の群遅延時間 $t_g^h(\omega)$ は伝達関数 $A_b(\omega)$ の卓越周期にのみ小さなピークを持ち、全体の群遅延時間に与える影響は小さいことが分かる。つまり観測される地震動の群遅延時間は震源破壊過程による影響が支配的であると考えられる。

式(16)に従い、インパルス列の群遅延時間と地盤増幅特性の群遅延時間の線形和より求めた地震動の群遅延時間 $t_g(\omega)$ を図-15(a)(b)に示す。(a)は厳密解より、(b)は近似解よりそれぞれ求めたものである。同図(c)には実観測波の群遅延時間も示している。これを積分することで

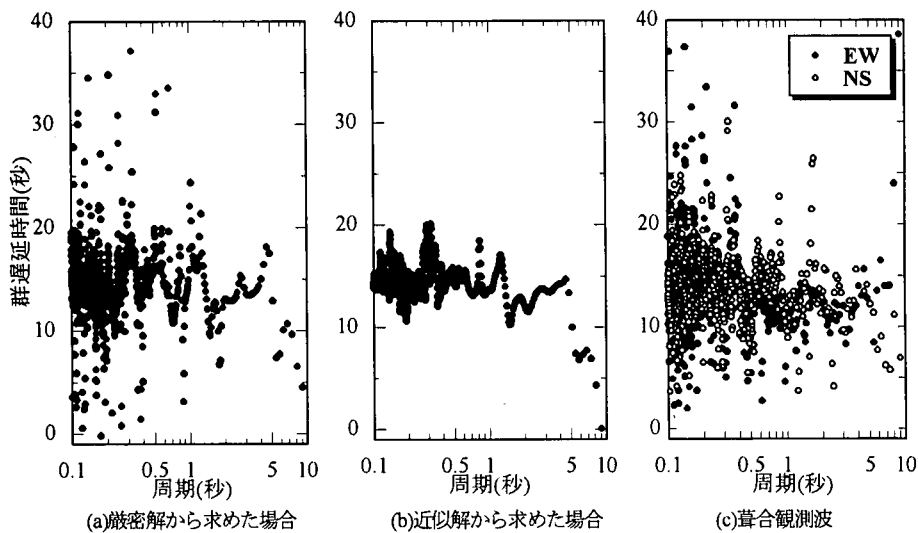
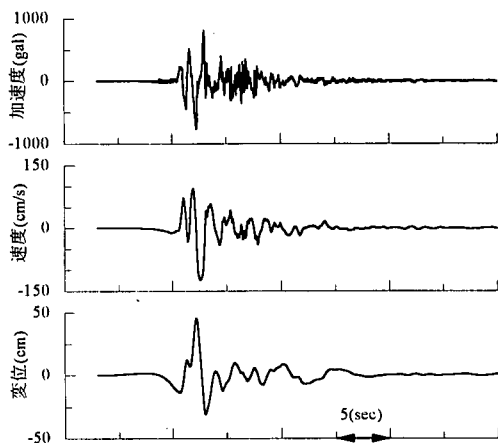
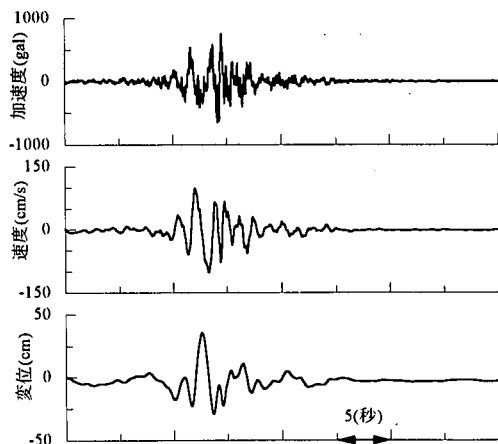
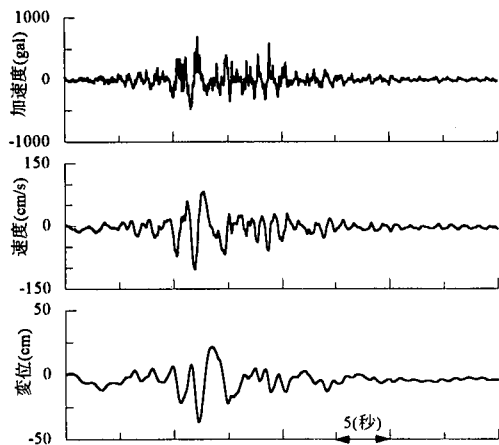
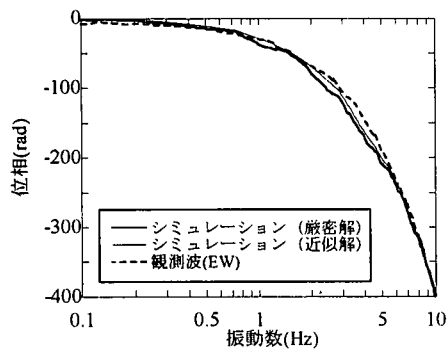


図-15 群遅延時間 $t_g(\omega)$ の比較



求めた位相スペクトル $\phi(\omega)$ を図-16 に示す。なお、位相 $\phi(\omega)$ は主値 $(-\pi, \pi)$ を持つため、ラッピング操作を施し連続化している。一度に -1.5π 以上ずれる場合をラ

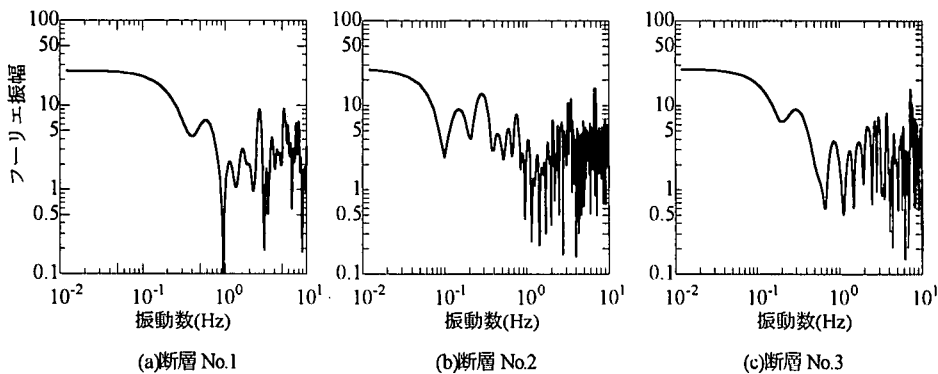


図-18 各断層毎のインパルス列のフーリエ振幅スペクトル

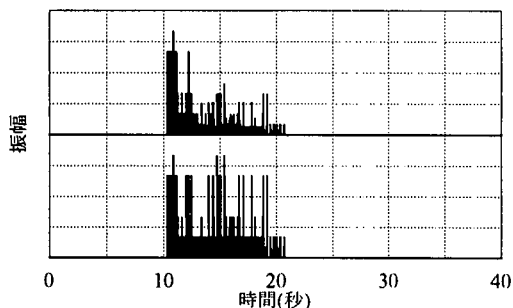


図-19 インパルス列 (上段: インパルス列の振幅 a_g をサイスミックモーメントにより変化させた場合, 下段: $a_g=1$ とした場合)

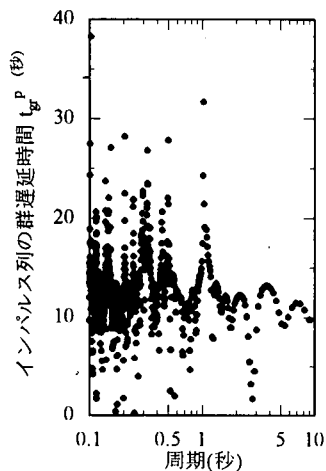


図-20 インパルス列の振幅 a_g をサイスミックモーメントにより変化させた場合のインパルス列の群遅延時間 $t_g^p(\omega)$

ッピングの対象とした⁹⁾。シミュレートした群遅延時間は観測波の群遅延時間の傾向をよくシミュレートできている。位相スペクトルそのものの一致度もよい。なお、近似式(9)を用いた場合には、やはりばらつきが少なく、観測波の平均的な値を示していると言える。

次に、モデル化した $\phi(\omega)$ (図-16) と実観測波の $A(\omega)$

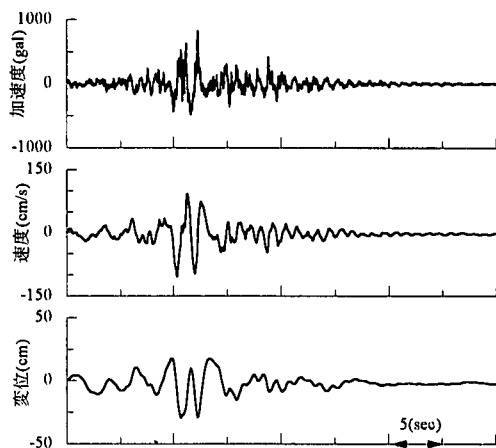


図-21 インパルス列の振幅 a_g をサイスミックモーメントにより変化させた場合のシミュレーション波形

(図-10) から逆フーリエ変換によって茸合地点の加速度波形を合成した。さらに、それを積分して速度、変位波形を求めた。その結果を図-17に示す。図中(a)が $t_g^p(\omega)$ の厳密解を用いた場合、(b)は近似解を用いた場合、(c)が実観測波形である。 $t_g^p(\omega)$ を厳密に評価した場合、観測波の傾向を概ねシミュレートしているが、継続時間が若干長く見える。その結果、エネルギーが分散されて最大加速度を観測値よりも小さく評価している。継続時間が長くなる原因としては、インパルス列の振幅を全て $a_g=1$ としていること、およびインパルス発生以前にも波が存在しており、因果性が満たされないことなどが考えられる。しかし $t_g^p(\omega)$ を近似的に評価した場合 (図(b)) には、そのばらつきが小さいために、波形の継続時間も短く、むしろ図(a)よりも観測値によく似ている。

b) インパルス列の振幅 a_g をサイスミックモーメントに応じて修正した場合

これまでの計算では、インパルス列の振幅 a_g は全て 1 にしてきた。しかし3つの断層の破壊規模には差がありこれを考慮すると、よりシミュレーションの精度が向上

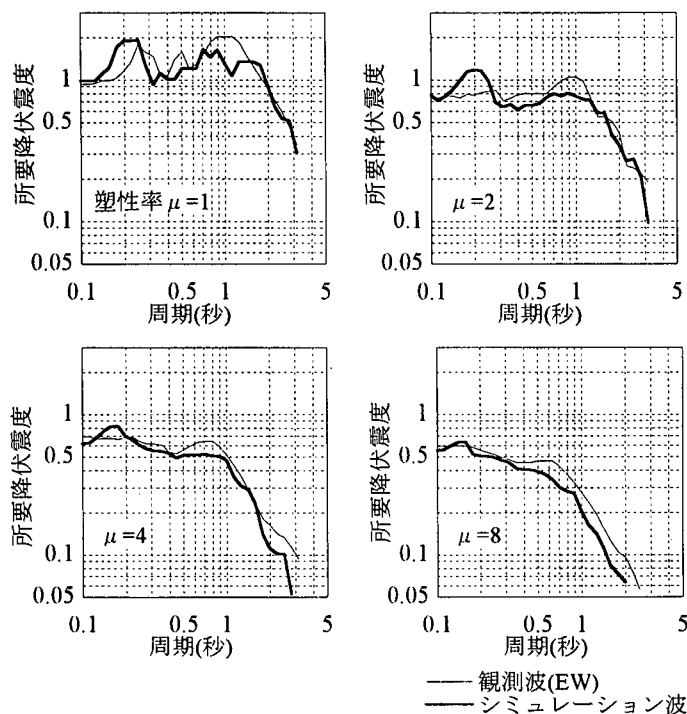


図-22 所要降伏震度スペクトルによる観測波とシミュレーション波との比較

すると考えられる。インパルス列のフーリエ振幅スペクトルを求めると図-18 のようになる。このスペクトルの振動数ゼロ付近の値は断層の地震モーメントに変換できる。そこで図-9 の 3 枚の断層毎のサイズミックモーメントの大きさに比例させて各断層のインパルス列の振幅 a_p を変化させた。このときのインパルス列 $p(t)$ を図-19 に、群遅延時間を図-20 に示す。ただし式(8)の厳密解により評価している。他の条件は a) と同じである。波形を再現した結果を図-21 に示す。サイズミックモーメントが最も大きかった断層 1 の破壊によるインパルスが卓越し、それ以降のパルスが小さくなっている。これに伴い、継続時間が長く見えたのが改善されている。また最大値もよく一致するようになった。

(3) スペクトルによる比較

耐震設計上は波形そのものの重要性もさることながら、その波形に対する構造物の応答が注目される。そこで、観測波とシミュレーション波について必要降伏震度スペクトル(弾塑性応答スペクトル)を算定し、両波が構造物の応答に与える影響について比較した。必要降伏震度スペクトルとはある固有周期の構造物に対して降伏震度(降伏耐力 P_y と構造物重量 W で除した値)をパラメータとして、1 自由度系の非線形時刻歴応答解析を行い、応答塑性率 μ がある設定塑性率に収束するように繰返し計算を行い、得られた結果を周期と降伏震度との関係

で示したものである¹⁸⁾。これは弾塑性耐震設計を検討する際には、非常に有効な手段であり、設計実務にも用いられている。図-22 にシミュレート波(図-21 の結果)および観測波を用いた場合の必要降伏震度スペクトルの比較を示す。計算に用いた構造物条件は、減衰定数 $h=5\%$ 、復元力特性は Bi-linear 型の Clough model²⁰⁾で、第 2 勾配は第 1 勾配の 10% とした。位相特性が大きく異なれば弾塑性応答量も異なると考えられるが、構造物の応答が大きく塑性領域に及ぶ場合でもシミュレートした波形を用いた結果は観測値の結果とよく一致している。このことから、構造物の弾塑性応答に影響を与える主要動付近のモデル化は適切であったと考えられる。よって、構造物の応答が塑性領域まで及ぶような大地震を考慮した耐震設計においても、本手法で位相スペクトルをモデル化することは有効であると考えられる。

6. 十勝沖地震(1986)の観測波のシミュレーション

次に、十勝沖地震(1986)で八戸港で観測された波形を同様の手法によりシミュレーションした。

(1) 解析モデル

地震断層のモデルとしては、Mori and Shimazaki¹⁹⁾の解

表-2 八戸港地点の地盤モデル

層No.	深度(m)	せん断波速度 $V_s(\text{m/s})$	単位体積重量 $\gamma (\text{tf/m}^3)$
1	0~2.0	106.0	1.80
2	2.0~4.0	160.0	1.80
3	4.0~8.0	200.0	1.90
4	8.0~30.0	275.0	1.70
5	30.0~60.0	320.0	1.70
6	60.0~75.0	340.0	1.80
7	75.0~180.0	379.0	1.90
8	180.0~360.0	690.0	2.00
9	360.0~380.0	1100.0	2.10
10	380.0~	2800.0	2.50

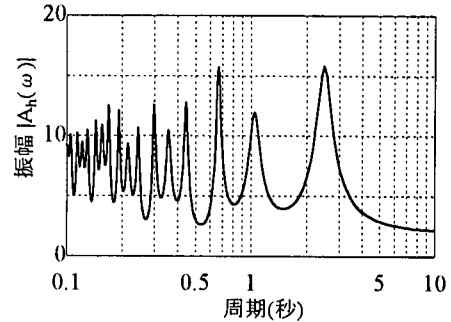
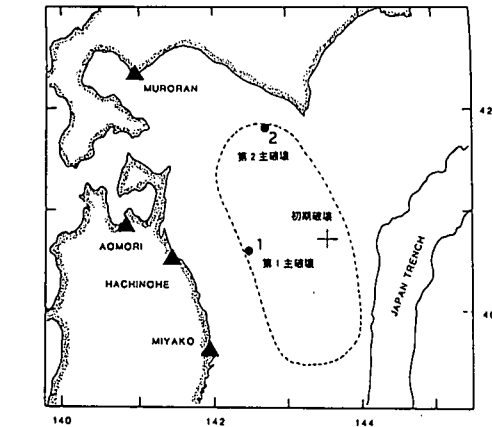


図-25 基盤～地表面の伝達関数



走向	傾斜角度	サイスミックモーメント (dyne*cm)	深さ (km)
156	20	2.70×10^{26} dyne*cm	30

図-23 解析に用いた十勝沖地震の断層モデル¹⁹⁾

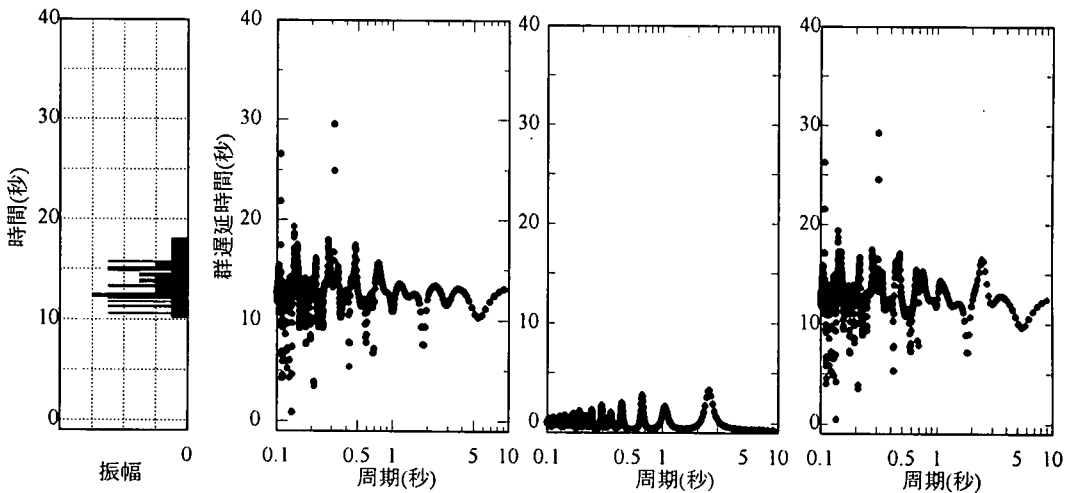


図-24 インパルス列 $p(t)$ (a)インパルス列の $t_g^p(\omega)$ (b)地盤増幅特性の $t_g^h(\omega)$ (c)合成した $t_g^s(\omega)$

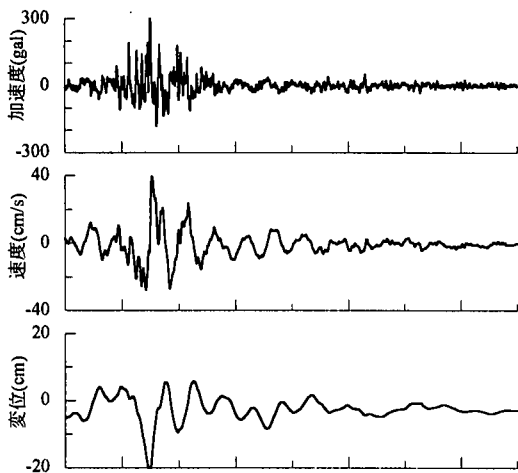
図-26 群遅延時間の算定結果

を参考にした。Mori and Shimazaki は、短周期地震記録を用い、2つの短周期波源の位置を図-23のように推定した。ただし、八戸港の記録には第1主破壊の影響が主であることから、ここでは第1主破壊のみモデル化した。深層地盤構造については、田中・大沢²¹⁾の観測結果に基づきモデル化した。表-2に地盤モデル諸定数を示す。

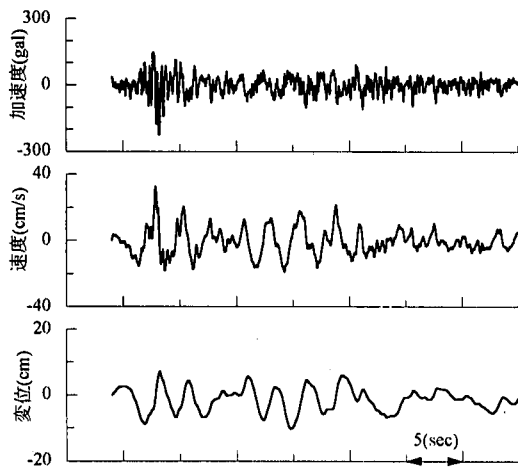
(2) シミュレーション

以上のモデルを用いて、前章と同様の手法によりイン

パルス列と伝達関数を求め、それぞれの群遅延時間 $t_g^p(\omega)$ 、 $t_g^h(\omega)$ を式(8)、(14)から算定し、両者の和から群遅延時間 $t_g(\omega)$ を求めた。それを積分して位相スペクトル $\phi(\omega)$ を求め、 $\phi(\omega)$ と実観測波のフーリエ振幅スペクトル $A(\omega)$ により波形を合成した。図-24 がインパルス列、図-25 が伝達関数、図-26 が群遅延時間で、(a) がインパルス列による $t_g^p(\omega)$ 、(b) が伝播経路特性の $t_g^h(\omega)$ 、(c) が合成が合成した $t_g^s(\omega)$ である。図-27 が合成した波形で、図-28 が主要動付近 10 秒間について位



(a)シミュレーション波形



(b)観測波形

図-27 シミュレーション波形と観測波形の比較

相を比較したものである。主要動部分については、波形の形状、位相とも概ね一致しており、位相のモデル化が妥当であることが確認できた。ただし、シミュレーション波形は主要動以降の継続波の影響が表現されていないことがわかる。その結果、 $A(\omega)$ は観測波のものを用いているにもかかわらず、シミュレーション波ではエネルギーが主要動付近にのみ集中し、観測波よりも加速度、速度、変位とも大きめに評価している。

今回提案した手法では、地盤増幅特性として S 波が鉛直下方から入射することを前提として増幅関数を算定し、さらに最小位相推移関数を仮定していることから、直達波の影響しか考慮できない。八戸港の記録のように断層からの距離があり、伝播経路特性が複雑で、表面波等の影響が大きい場合にはその部分の評価は難しいことが分かる。

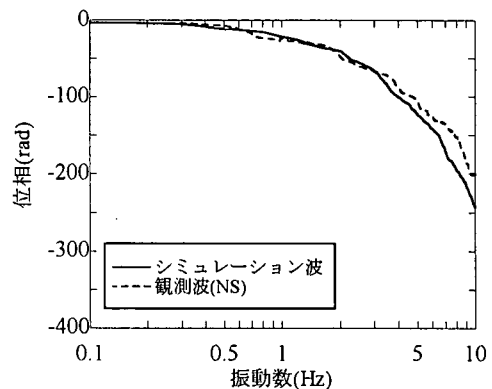


図-28 位相スペクトルの比較

7. 耐震設計を考慮した取り扱い

これまでの、位相のモデル化の妥当性を実観測波と比較しながら検討してきた。ここでは、耐震設計実務での取り扱い方について検討する。

鉄道や道路などの土木構造物の耐震設計基準では、設計加速度応答スペクトルもしくは設計速度応答スペクトルが用意されている。動的解析を行うには、このスペクトルに準拠した波形が必要となる。ここでは、鉄道の「新設構造物の耐震設計に関する参考資料（以下、参考資料と呼ぶ）」²²⁾で用いている設計応答スペクトルに準拠した波形を、本論文で示した位相のモデル化手法を用いてシミュレートする。計算は以下の条件に従った。

- 1) 断層モデルは図-9 を用いた。つまりインパルス列の群遅延時間 $t_{gp}(\omega)$ として図-12(a)を用いる。
- 2) 設計実務においては、深層地盤構造に関するデータがない場合もあり、図-13 に示したような詳細な伝達関数を算定することが現実的ではない場合もある。設計では N 値 50 程度の層までしか土質調査を行わず、深層構造が把握できていない場合が多い。その場合には例えば常時微動測定などにより卓越周期と増幅率を推測することも考えられる。そこで、ここでは図-29 に示すように卓越周期付近のみに注目して、伝達関数を三角形に設定する。図-13 をみると卓越するピークが幾つか存在するが、ここでは 4.5 秒付近の最も大きいピークだけを三角形で近似した場合と、4.5、1.2、0.8 秒の 3 個のピークを 3 個の三角形で近似した場合の 2 通りを検討した。前者の場合、 $T_g=4.55(s)$ 、 $Y_0=14.65$ 、とした。後者の場合は、1 つ目のピークは前者と同じ、2 つ目のピークは $T_g=1.24(s)$ 、 $Y_0=10.78$ 、3 つ目のピークは $T_g=0.83(s)$ 、 $Y_0=12.57$ とした。この伝達関数より式(14)により伝播経路特性の群遅延時間

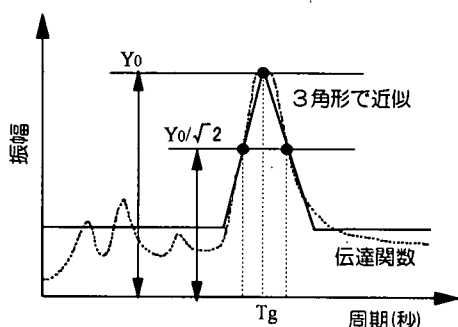


図-29 伝達関数を3角形で近似する

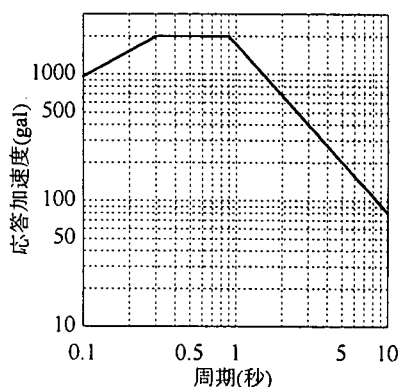
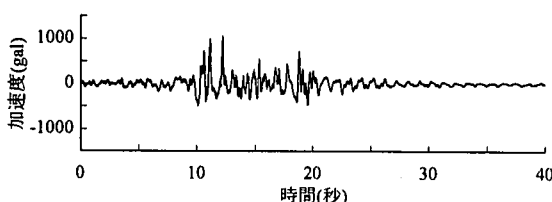
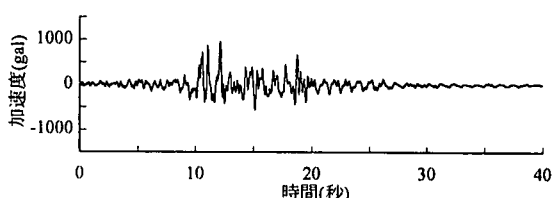


図-30 設計加速度応答スペクトル(G2地盤用)²⁾



(a) 卓越ピーク1つのみ三角形で近似



(b) 卓越ピーク3つを三角形で近似

図-31 震源特性および伝播経路特性を加味した位相を用いた設計加速度応答スペクトル準拠の加速度波形
(伝達関数を三角形で近似した場合)

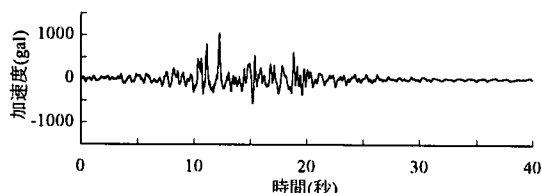


図-32 震源特性および伝播経路特性を加味した位相を用いた設計加速度応答スペクトル準拠の加速度波形
(詳細な伝達関数を用いた場合)

8. おわりに

断層破壊過程をインパルス列で表し、その位相スペクトルをモデル化するとともに、地盤増幅特性の位相スペクトルを最小位相推移関数で表されると仮定してその振幅特性からモデル化する手法を示した。本手法では、震源断層の破壊過程をインパルス列で与えるという比較的簡単なモデルを用いてるにも係わらず、断層近傍の地震のように震源特性が支配的になる場合には、地震動の位相を比較的良好にシミュレートできることが確認できた。また、所要降伏震度スペクトルが観測波とシミュレーション波でよく一致していたことから、設計上、有用な手法であると考えられる。さらに、設計上の取り扱いを考え、地盤増幅特性を簡略化して波形をシミュレート出来ることを示した。これにより設計応答スペクトルと組み合わせることにより、断層を想定した耐震設計用の波形がシミュレートできると考えられる。

位相のモデル化の妥当性を検討する段階では、 $A(\omega)$ を実測波から推定したが、断層解析から推定した $A(\omega)$ ¹⁾を用いて波形の合成を行うことも可能であるので、今後検討を加える予定である。また、波形の因果性については今後の課題である。

$t_g^h(\omega)$ を求めた。

- 3) 対象とするのは葺合近辺の地盤で、鉄道の参考資料²⁾では G2 地盤相当と考えられるので、G2 地盤用の設計スペクトル (図-30) を目標応答スペクトルとする。
- 4) 加速度応答スペクトルが図-30 に適合するように、フーリエ振幅スペクトル $A(\omega)$ を振動数領域で変化させる。なお、 $A(\omega)$ の初期として、G2 地盤の減衰定数 $h=0$ の速度応答スペクトルを用いた。

以上の条件のもと、波形をシミュレートした結果が図-31 である。図(a)は伝達関数の卓越周期のうち1つだけをモデル化した場合、図(b)は3つをモデル化した場合である。なお、詳細な伝達関数を用いた場合も参考に図-32 に示す。伝達関数をかなりラフにモデル化しても設計入力地震としては問題ないと言える。

参考文献

- 1) Jennings, P. C., G. W. Housner, and N. C. Tsai : Simulated earthquake motions, *E.E.R.L.*, Pasadena, 1968
- 2) 大崎順彦：原子力発電所設計用の基準地震動評価に関するガイドライン，主として大崎スペクトルについて，ORI 研究報告 84-01，1984
- 3) 荒川直士，川島一彦，相沢興：応答スペクトル特性を調整した時刻歴地震応答解析用入力地震動波形，土木技術資料，第 26 巻，第 7 号，1984
- 4) 大崎順彦，岩崎良二，大川出，雅尾享：地震波の位相特性とその応用に関する研究，第 5 回日本地震工学シンポジウム，pp.201-208，1978
- 5) 和泉正哲，勝倉裕：地震動の位相情報に関する基礎的研究，日本建築学会構造系論文集，第 327 号，pp.20-26，1983
- 6) 木村正彦：模擬地震動作成における波形制御について，日本建築学会構造系論文集，第 367 号，pp.30-37，1986
- 7) 佐藤智美，植竹富一，菅原良次：群遅延時間を用いたやや長周期地震動の経験的経時特性モデルに関する研究，日本建築学会構造系論文集，第 493 号，pp.31-39，1997
- 8) 佐藤忠信，土岐憲三，森口康弘：地震動に含まれる位相特性のモデル化，京都大学防災研究所年報 第 32 号 B-2 別刷，1989
- 9) 澤田純男，盛川仁，土岐憲三，小野祐輔：断層震源モデルにおける位相スペクトル特性，第 24 回地震工学研究発表会講演論文集，pp.29-32，1997
- 10) バボリス：工学のための応用フーリエ積分，オーム社，pp.243-255，1972
- 11) Irikura, K : Semi-empirical estimation of strong ground motions during a large earthquake, *Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol.33, Part2, No.297, pp.63-104, 1983
- 12) Keiiti Aki and Paul G. Richard : Quantities seismology, theory and methods, W.H.Freeman and Company, 1980
- 13) 和泉正哲，栗田哲，遠藤良幸，飛田潤，半澤徹也：表層地盤の地震波動伝播システムにおける伝達関数の因果性と因果伝播関数の構成要素に関する基礎的研究，日本建築学会構造系論文集，第 412 号，1990
- 14) Kamae, K, Irikura, K : A fault rupture model of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake estimated by the empirical Green's function method, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol.16, No.2, pp.31-40, 1995
- 15) Nakagawa, K., Shiono, K., Inoue, N. and Sano, M. : Geological characteristics and geotechnical problems in and around Osaka Basin for a basis to assess the seismic hazards, *Soil and Foundations*, Special Issue for the 1955 Hyogo-ken Nambu earthquake, pp.15-28, 1996
- 16) 入倉孝次郎：兵庫県南部地震の地震動特性，建築技術，1995.8
- 17) 佐藤忠信，北勝利，前田知就：兵庫県南部地震における強震域での加速度応答スペクトルの推定，土木学会論文集 No.563/I-39，pp.149-159，1997
- 18) 西村昭彦，室野剛隆：所要降伏震度スペクトルによる応答値の算定，鉄道総研報告 第 13 巻 2 号（掲載予定），1999
- 19) J. Mori and K. Shimazaki : High Stress Drops of Short-Period subevents from the 1968 Tokachi-Oki earthquake as observed on strong-motion records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.74, No.5, pp.1529-1544, October 1984
- 20) Clough, R. W. and S. B. Johnston : Effect of Stiffness Degradation on Earthquake Ductility Requirements, 第 2 回日本地震工学シンポジウム，pp.227-232，1966
- 21) 田中貞二，大沢伴：八戸市における地中地震動の観測 特定研究「構造物災害に対する地震動特性の研究」報告 38-67，1972
- 22) (財) 鉄道総合技術研究所：新設構造物の当面の耐震設計に関する参考資料，1996

(1998. 2. 12 受付)

MODELING OF PHASE CHARACTERISTICS OF STRONG EARTHQUAKE MOTION

Tadanobu SATO, Yoshitaka MURONO and Akihiko NISIMURA

Modeling phase characteristics of earthquake ground motion is important to synthesis a design earthquake motion consistent with the given response spectra. We assume that an earthquake ground motion can be expressed by the convolution of the two time functions; 1) the time delay caused by rupture propagation on the fault plane which is assumed to be expressed by a train of impulses, 2) the effect of path of transmission. This paper presents a simple method to model phase characteristics of earthquake motion using the concept of group delay time. A method to model the group delay time of a train of impulses is proposed. The phase shift due to the transmitting path of seismic wave motion is also expressed by the minimum phase transfer function of its amplitude spectrum.