

小地震記録のインバージョンによる 震源と伝播特性の位相スペクトルの評価の試み

A trial inversion of the phase spectra of small earthquake motions
with a main focus on source and path characteristics

白井 克弘*, 大町 達夫**

Katsuhiko SHIRAI and Tatsuo OHMACHI

*工修 日本学術振興会特別研究員 (21COE) (〒226-8502 神奈川県横浜市緑区長津田町 4259)

** 工博 東京工業大学教授, 大学院総合理工学研究科人間環境システム専攻 (同上)

Inversion technique is often used to evaluate stress drop of source mechanism, Q value of path characteristics and so on. It is well known that Fourier amplitude spectra have clear information such as source intensity, path attenuation and site amplification, in contrast with Fourier phase spectra (phase spectra). In this paper, inversion technique is applied to phase spectra of the small earthquake motions to decompose them into source and path characteristics. As a result, it is found that phase spectra are obtained as a frequency-dependent and non-linear function with respect to frequency.

Key Words: Phase spectra, Inversion, Regression curve, Non-linearity

キーワード: 位相スペクトル, インバージョン, 回帰式, 非線型性

1. はじめに

地震観測記録 $x(t)$ は, フーリエ変換によって, 実部と虚部を持つフーリエ・スペクトル $F(\omega)$ となる. そして, 地震動は, 周波数領域において, 震源特性 $S(\omega)$, 伝播特性 $P(\omega)$, 地盤特性 $G(\omega)$ の掛け合わせで表される. 近年, それらの各特性を明らかにするため, 観測記録のインバージョンを利用した研究が, 数多く報告されている.

例えば, 岩田・入倉¹⁾ は, 地震動の振幅スペクトルのインバージョンを行うことで, 震源・伝播・地盤特性の分離を行っている. Miyatake et al.²⁾ は, 複数の地震計の配置の仕方によって, 得られた観測記録のインバージョンによって求まる震源スペクトルの結果が異なることを示している. Sekiguchi et al.³⁾ はインバージョンを用いて, 兵庫県南部地震の, アスペリティを考慮した震源モデルを提示している. 佐藤・巽⁴⁾ は, 岩田・入倉と同様のスペクトル・インバージョン手法で分離した震源スペクトルから応力降下量等の推定をしている. 大堀・久田⁵⁾ は, 2001 年兵庫県北部地震の余震記録を用いて, 波形インバージョンで経験的グリーン・テンソルを求め, 推定された経験的グリーン・テンソルによって本震の記録

を再現している. 野津⁶⁾ は, 余震記録を経験的グリーン関数とみなした波形インバージョンに基づき, 2005 年福岡県西方沖地震の震源モデルを推定している.

以上に挙げた既往の研究は, 観測された振幅スペクトルや, 地震記録の波形そのものから, 震源特性や伝播特性の, 未知なパラメータをインバージョンによって求めており, その結果, 徐々に震源特性や伝播特性が明らかになりつつある. 但し, これらの研究では, 位相スペクトルについては考慮されていない.

前述のとおり, 1 つの地震動記録をフーリエ変換すると, 1 組の振幅スペクトルと位相スペクトルが与えられる. つまり振幅スペクトルと位相スペクトルは, 同等の情報を持つ物理量である. 既往の研究により, 振幅スペクトルに関しては, ω^{-2} モデル⁷⁾を振幅モデルとして採用して, site specific なシナリオ地震を予測し, 設計実務に適用する事例⁸⁾も増えてきた.

一方, 位相スペクトルに関しては, する研究は, 和泉・勝倉⁹⁾, 澤田等¹⁰⁾, 佐藤等¹¹⁾の研究が報告されている. 和泉・勝倉⁹⁾は, 位相スペクトルの振動数の微分, すなわち群遅延時間が, 時刻歴波形の包絡形状に類似することを指摘している. また, 澤田等¹⁰⁾は,

中小地震を用いて群遅延時間を伝播特性と地盤特性に分離する試みをしている。佐藤等¹¹⁾は、群遅延時間を用いて、震源・伝播・地盤特性のモデル化を行っている。近年の位相スペクトルの研究成果をふまえ、位相スペクトルを考慮した設計基準^{12), 13)}も増えてきた。しかし、大地震の位相スペクトルをモデル化するには、まだ不明な点や改良の余地が残されている。

そこで本研究は、入力地震動作成に必要となる位相スペクトルを定式化するための基礎的研究として、まず小地震記録に着目する。小地震記録を対象とするのは、震源におけるアスペリティや指向性の影響を除外したいからである。また、観測点が岩盤上（弾性S波速度1km/sec以上）の観測記録を利用することで、地盤特性を省略し、震源特性 $S(\omega)$ と伝播特性 $P(\omega)$ のみを考慮する。

本論文では、まず、位相スペクトルと振幅スペクトルの関連性に触れ、両者を分離して扱う手順を示す。そして、振幅スペクトルから分離された位相スペクトルのインバージョンを行い、今まで考慮されてこなかった、諸特性の位相スペクトルを推定する。最後に、得られた諸特性の位相スペクトルの回帰式を求め、その妥当性の検証を試みる。

2. 位相スペクトルと振幅スペクトルの分離

設計指針等では、位相スペクトルと振幅スペクトルは別々に扱われることが多い。そうすると、その時刻歴波形は、地震動らしくない波形になったり、負の時刻で振幅を持ち、因果律を満たさない波形になることがある。本章では、位相スペクトルのインバージョンの準備として、まず、位相スペクトルと振幅スペクトルの関連性を記述し、両者のスペクトルを理論的に分離して扱う手順を示す。なお、本手法は、和泉等¹⁴⁾が既に地震動解析に適用している。

地震動記録のように、負の時刻で振幅を持たない時刻歴波形 $x(t)$ を、因果性時間関数と言う¹⁵⁾。そして、そのフーリエ変換 $F(\omega)$ は、最小位相推移関数 $F_M(\omega)$ と全域通過関数 $F_A(\omega)$ の、二つの関数の積で表現される。すなわち、

$$\begin{aligned} x(t) &\Leftrightarrow F(\omega) = F_M(\omega) \cdot F_A(\omega) \\ &= |F(\omega)| \cdot e^{i\phi(\omega)} \end{aligned} \quad (1)$$

と表される。 $\Leftrightarrow$ はフーリエ変換（または逆フーリエ変換）を示す。最小位相推移関数 $F_M(\omega)$ は、振幅スペクトルの情報を持つ複素関数であり、

$$F_M(\omega) = |F_M(\omega)| \cdot e^{i\phi_M(\omega)} \quad (2)$$

と表すと、その振幅 $|F_M(\omega)|$ と $\phi_M(\omega)$ の間には、Hilbert変換の関係があり互いに独立に存在し得ない⁹⁾。

そして、最小位相推移関数の振幅スペクトル $|F_M(\omega)|$ と、フーリエ変換の振幅スペクトル $|F(\omega)|$ には、

$$|F_M(\omega)| = |F(\omega)| \quad (3)$$

の関係がある。

前章で述べたように、地震動の振幅スペクトルは、すでにモデル化されている。これは、式(3)から分かるように、最小位相推移関数の振幅スペクトルをモデル化していることであり、更には、Hilbert変換の関係にある最小位相推移関数の位相スペクトル $\phi_M(\omega)$ をモデル化していることと同じ意味を持つ。従って、地震動の位相スペクトルを定式化する問題は、地震動の位相スペクトル $\phi(\omega)$ から、最小位相推移関数の位相スペクトル $\phi_M(\omega)$ を引いた、

$$\phi_A(\omega) = \phi(\omega) - \phi_M(\omega) \quad (4)$$

の位相スペクトルを定式化する問題に置き換えられる。式(4)において $\phi_A(\omega)$ は、全域通過関数 $F_A(\omega)$ の位相スペクトルであり、式(1)~(3)から、その振幅スペクトル $|F_A(\omega)|=1$ である事は明らかで、

$$F_A(\omega) = 1 \cdot e^{i\phi_A(\omega)} \quad (5)$$

と表される。

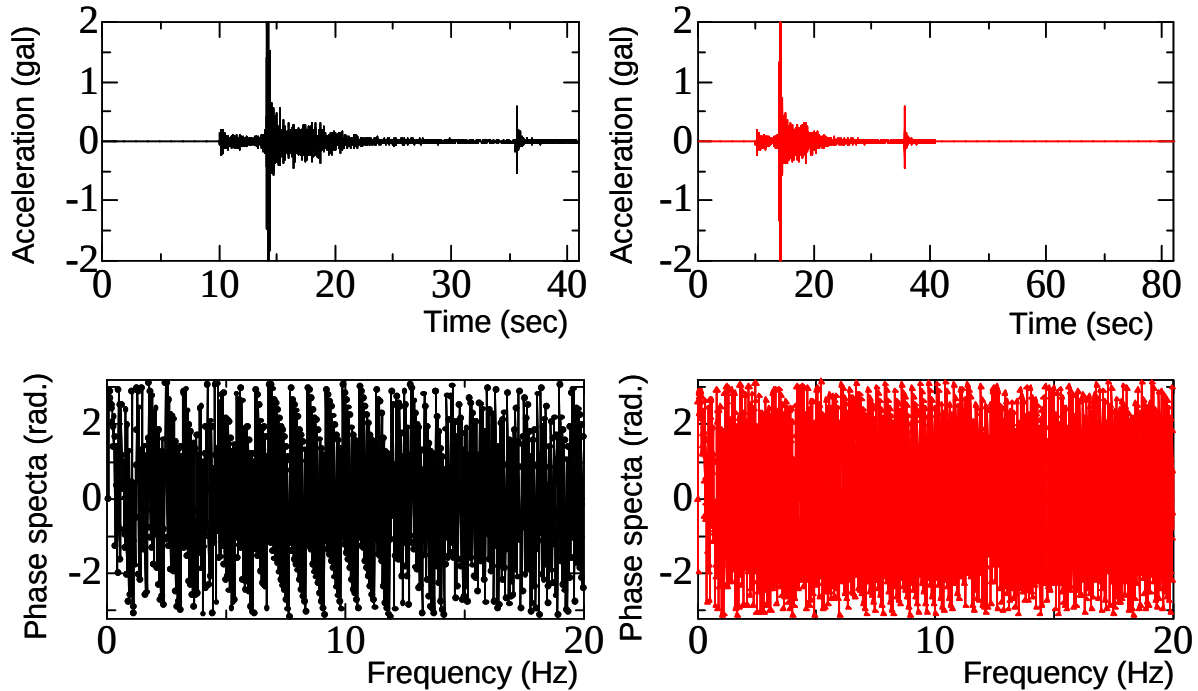
因果性時間関数のフーリエ変換を、最小位相推移関数 $F_M(\omega)$ と、全域通過関数 $F_A(\omega)$ の二つの関数系に分離する過程を、因数分解と呼ぶ。因数分解によって算出された全域通過関数は、フーリエ変換で算出された複素関数から、振幅スペクトルの影響を除去した位相関数である。著者等は、全域通過関数を用いることで、振幅スペクトルは同一であっても、全域通過関数を変化させることで、全く異なる時刻歴特性を持つ波形を作成出来ることを示している¹⁶⁾。更に、因数分解によって得られる全域通過関数 $F_A(\omega)$ を逆フーリエ変換して求まる時刻歴波形 $x_A(t)$ も因果関数であるので、その位相スペクトル $\phi_A(\omega)$ は、 $x_A(t)$ が因果である条件¹⁵⁾、

$$\frac{d\phi_A(\omega)}{d\omega} < 0 \quad (6)$$

を満たす必要がある。また、式(6)を満たすように全域通過関数を合成すれば、合成される時刻歴波形 $x_A(t)$ も因果関数となる。

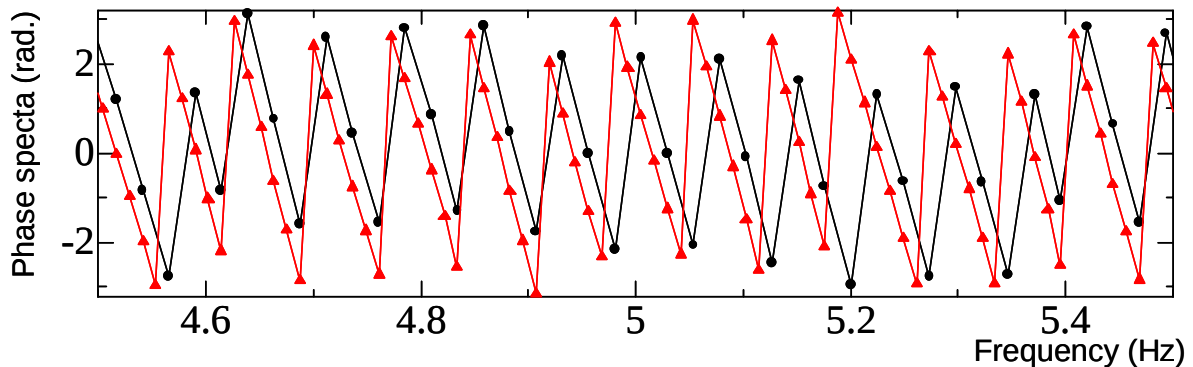
そこで以下では、因数分解された全域通過関数の位相スペクトルに着目する。次章以降、本論文の中で位相スペクトルは、特に断らない限り、すべて全域通過関数の位相スペクトルである。

3. 位相スペクトルのインバージョン手法



図－1(a) 200Hz サンプリングの時刻歴波形(上)とその位相スペクトル(下)

図－1(b) 100Hz サンプリングの時刻歴波形(上)とその位相スペクトル(下)



図－1(c) 200Hz(図中●)と 100Hz(図中▲)サンプリングの位相スペクトルの一部拡大図

3.1 位相スペクトルのアンラップ操作

(1) 位相スペクトルのサンプリングレートとデータ数への依存性について

位相スペクトルの表示方法としては、 π と $-\pi$ の範囲内でプロットされることが多い。図－1(a)に、一例として、KiK-net 只見の地震記録と、それをフーリエ変換し、算出した全域通過関数の位相スペクトルを示す。サンプリングレートは 200Hz で、フーリエ変換するデータ数は 8192 個、つまり 40.96 秒間の継続時間である。次に、同地震記録に後続の 0 列を追加し、100Hz サンプリングでデータ数を 8192 個、つまり 80.92 秒間の継続時間にし、フーリエ変換によって求めた位相スペクトルを図－1(b)に示す。更に、両者の位相スペクトルを重ねて、一部拡大した図を図

－1(c) に図示する。なお、図－1(b) の時刻歴波形は、40.96 秒以降の振幅は、すべて 0 である。

周波数領域における刻み幅 Δf ，フーリエ変換する時刻歴波形のデータ数 N ，そしてサンプリングレート Δt との間には、

$$\Delta f = \frac{1}{N \cdot \Delta t} \quad (7)$$

の関係がある。右辺の分母、 $N \cdot \Delta t$ は、フーリエ変換する継続時間である。上式、及び、図－1(c) から明らかなように、位相スペクトルは、サンプリングレート Δt や、時刻歴波形の継続時間によって変化する。しかし、両者は同じ物理現象を表しているため、位相スペクトルをモデル化する際には、サンプリングレートや継続時間に依存しない表示方法が望まし

い。そこで次項において、サンプリングレートやデータ数に依存しない、位相スペクトルの表示方法を考える。

(2) サンプリングレートに依存しない位相スペクトルの表示方法

位相スペクトルは、 2π の整数倍の不確定性を有する物理量であるが、通常は π と $-\pi$ で特異点を持つ不連続的な関数として扱われることが多い。本研究では、振動数に対し連続的な関数として表現するため、位相スペクトルに、佐藤等¹⁷⁾と同様な下記のアンラップ操作を行う。

まず、図-2(a) に示されるような、 π と $-\pi$ で特異点をもつ位相スペクトルがあるとすると、図-2(a)の状態において、隣り合う位相スペクトルの差、つまり位相差、

$$\Delta\phi = \phi_{N+1} - \phi_N \quad (8)$$

をとり、位相差 $\Delta\phi(f)$ が π 以上、または、 $-\pi$ 以下になった箇所(図-2(a) 中、丸で示されている箇所)、すなわち、位相スペクトルが、急激に減少したり増加している箇所は、そのまま増加あるいは減少していると考え、それらの箇所をアンラップの対象とし、位相差が π 以上の箇所は、 ϕ_{N+1} から 2π を引き、位相差が π 以下の箇所は、 ϕ_{N+1} に 2π を加える。そうすると、図-2(a) の不連続的な位相スペクトルは、図-2(b) のように、振動数に対し連続的な関数として描くことが出来る。

図-1(a), (b) に対して上述のアンラップ操作を行うと、図-2(c), (d) を得る。両者を重ねて示すと、図-2(e) となり、高振動数側で少し差異が生じているが、両者ともほぼ同じ減少傾向を示す曲線となる。

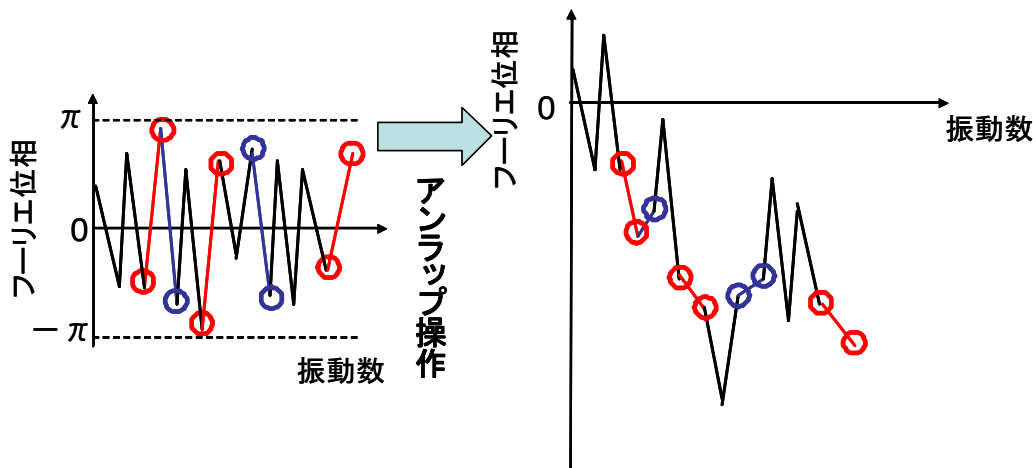


図-2(a) 位相スペクトルの通常の表現方法

図-2(b) 位相スペクトルのアンラップ操作の概念図

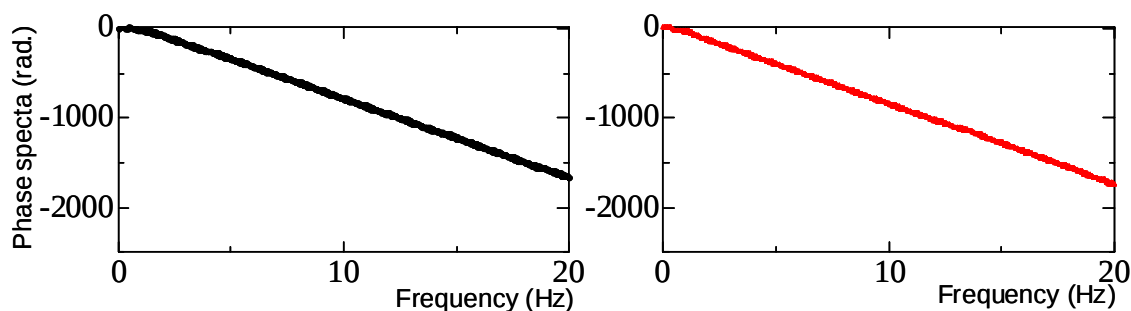


図-2(c) 図-1(a)のアンラップされた位相スペクトル

図-2(d) 図-1(d)のアンラップされた位相スペクトル

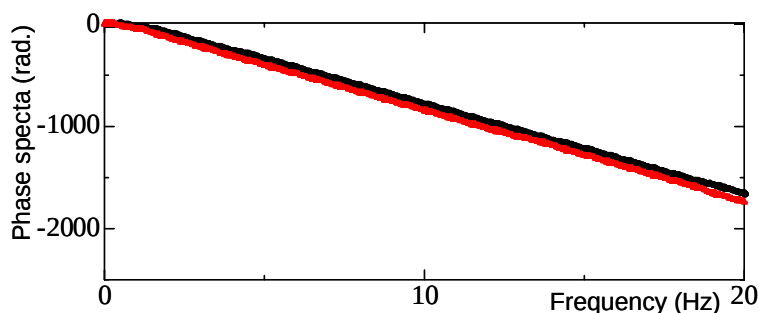


図-2(e) 200Hz と 100Hz サンプリングレートの、アンラップされた位相スペクトルの比較

佐藤等¹¹⁾のアンラップ操作では、式(8)の $\angle\phi$ が 1.5π 以上の箇所をアンラップ操作の対象としているが、予備解析の結果、その操作後の位相スペクトルは、サンプリングレートによって差異が生じる。しかし、上述のアンラップ操作では、異なるサンプリングレートでも、ほぼ同じ位相スペクトルを表示することが出来る。更に、アンラップ操作によって得られる位相スペクトルは、振動数に対して連続的な関数であるため、その回帰式を簡便に評価できる利点がある。そこで以下では、上記のアンラップ操作を施した位相スペクトルを用いる。

3.2 用いたデータセットと求める未知数

本論文では、表-1に示されている、新潟県中越地方を震源とする2つの小地震(M_j3 程度)の際、3つのKiK-net観測点(六日、只見、檜枝岐)で得られた地中記録(EW方向)を用いる。2つの地震の震央と、各観測点の位置関係を図-3に示す。両地震の震源深さ、震央位置ともほぼ同じなので、各観測点までの伝播特性は同じと仮定する。また、3つの観測点の、地震計設置位置のS波速度は 1km/sec 以上なので、地盤特性の影響は少ないと仮定する。更に、本論文では、これら3つのKik-net観測点では同じトリガー時刻であると考えて、公表されている加速度波形を、そのまま利用する。

次に、インバージョンで求める未知量と、既知な物理量を整理する。冒頭で述べたように、観測された地震記録のフーリエ変換 $F(\omega)$ は、震源特性 $S(\omega)$ 、伝播特性 $P(\omega)$ と地盤特性 $G(\omega)$ の掛け合わせ、

$$F(\omega) = S(\omega) \cdot P(\omega) \cdot G(\omega) \quad (9-1)$$

で表される。式(9-1)の両辺の各スペクトルを極形式にすると、

$$\begin{aligned} |F(\omega)| \cdot e^{i\phi_0(\omega)} &= |S(\omega)| \cdot e^{i\phi_s(\omega)} \cdot |P(\omega)| \cdot e^{i\phi_p(\omega)} \cdot |G(\omega)| \cdot e^{i\phi_g(\omega)} \\ &= |S(\omega)| |P(\omega)| |G(\omega)| \cdot e^{i(\phi_s(\omega) + \phi_p(\omega) + \phi_g(\omega))} \end{aligned} \quad (9-2)$$

となり、位相スペクトルは各特性の位相スペクトルの和、つまり

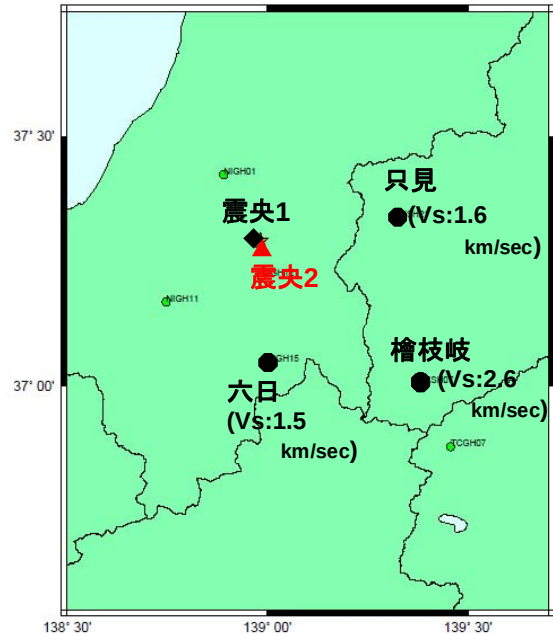
$$\phi_0 = \phi_s + \phi_p + \phi_g \quad (10)$$

となる。上式の各項は、角振動数 ω の関数であるが、それを省略している。

ここで、式(9-2)、(10)の位相スペクトルは、全域通過関数の位相スペクトルではない。しかし地震記録のフーリエ変換は式(1)の様に因数分解できるから、震源特性 $S(\omega)$ 、伝播特性 $P(\omega)$ 、地盤特性 $G(\omega)$ も、時間領域では因果律を満たす。つまり、各特性も、

表-1 利用した地震記録と各観測点のVsと震央距離

	KiK-net六日 (Vs 1.5km/sec) 震央距離(Km)	KiK-net只見 (Vs 1.6km/sec) 震央距離(Km)	KiK-net檜枝岐 (Vs 2.6km/sec) 震央距離(Km)
地震1 2004/10/29, M3.2, Depth11km	27km	30km	40km
地震2 2005/1/26, M3.0, Depth9km	25km	31km	46km



◆:地震1 2004.10.29, M3.2, Depth11km
▲:地震2 2005. 1.26, M3.0, Depth9km

図-3 2地震の震央位置と各観測点の位置関係図
観測記録のフーリエ変換と同様に因数分解できるので、式(10)は全域通過関数の位相スペクトルにも適用できる。

本論文で扱う観測点では、地盤特性は無視できると仮定しているので、式(10)は、

$$\phi_0 = \phi_s + \phi_p \quad (11)$$

となる。

既知なのは式(11)の左辺で、観測記録から求めた位相スペクトル ϕ_0 (2つの地震と3つの観測点で計6つ)である。そして、式(11)の右辺の項が未知数であり、本論文の場合、未知数は地震1と地震2の震源特性の位相スペクトル ϕ_{s1} と ϕ_{s2} 、そして3つの観測点までの伝播特性の位相スペクトル $\phi_p^{\text{只見}}$ 、 $\phi_p^{\text{六日}}$ 、 $\phi_p^{\text{檜枝岐}}$ の5つである。

なお観測記録は、一度フーリエ変換して、工学的によく利用される $0\sim 20\text{Hz}$ を矩形フィルターによって抽出し、インバージョン解析の対象とした。

3.3 インバージョンのための行列式とその解析手法

地震動特性のインバージョンに関する研究は、震源における応力降下量や、伝播特性における減衰Q

値などを未知数としているため、それらの未知数が負にならぬよう、非負拘束条件¹⁸⁾を用いることが多い。また、群遅延時間のインバージョンをしている澤田等¹⁰⁾も、非負拘束条件を用いている。しかし、本研究でインバージョンして求める未知数は、各特性の位相スペクトルなので、必ずしも非負である必要はない。そこで、本論文では未知数に何も条件を与えず、Penroseの一般化逆行列¹⁹⁾を求め、各位相スペクトルのインバージョンを行う。また、未知数に拘束条件を与えないと、解像度行列が単位正方行列に近くなり、解像度がよくなる利点もある²⁰⁾。

Penroseの一般化逆問題の場合、解くべき行列式は以下ようになる。

$$\begin{pmatrix} \phi_{O1}^{六日} \\ \phi_{O1}^{只見} \\ \phi_{O1}^{檜枝岐} \\ \phi_{O2}^{只見} \\ \phi_{O2}^{六日} \\ \phi_{O2}^{檜枝岐} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \phi_{S1} \\ \phi_{S2} \\ \phi_P^{只見} \\ \phi_P^{六日} \\ \phi_P^{檜枝岐} \end{pmatrix} \quad (12)$$

式(12)において左辺は、各観測点で観測された既知の

位相スペクトルで、上付き文字は観測点名、下付文字の番号は、地震1か(O1)、地震2か(O2)を示している。また式(12)右辺の右側のベクトルは、未知数のベクトルであり、下付文字のSは震源特性、Pは伝播特性、番号は地震1か地震2かを示している。上付き文字は、観測点名である。

式(12)の右辺左側の6×5の行列は、非正方行列であるので、Penroseの一般化逆行列によって近似した逆行列、すなわち擬似逆行列を算出する。式(12)の右辺左側の擬似逆行列を求め、式(12)に左側からかけると、式(12)は、左辺はすべて既知数であるから、右辺の未知数が求められる。

4. インバージョンによる位相スペクトルとその回帰式の考察

4.1 インバージョン結果とその考察

図-4にPenroseの一般化逆行列によって求められた、地震1、地震2の震源における位相スペクトルと、震源から各観測点までの、伝播特性の位相スペクトルを示す(実線)。なお同図の位相スペクトルは、3.1.(2)で述べたアンラップ操作がされている。

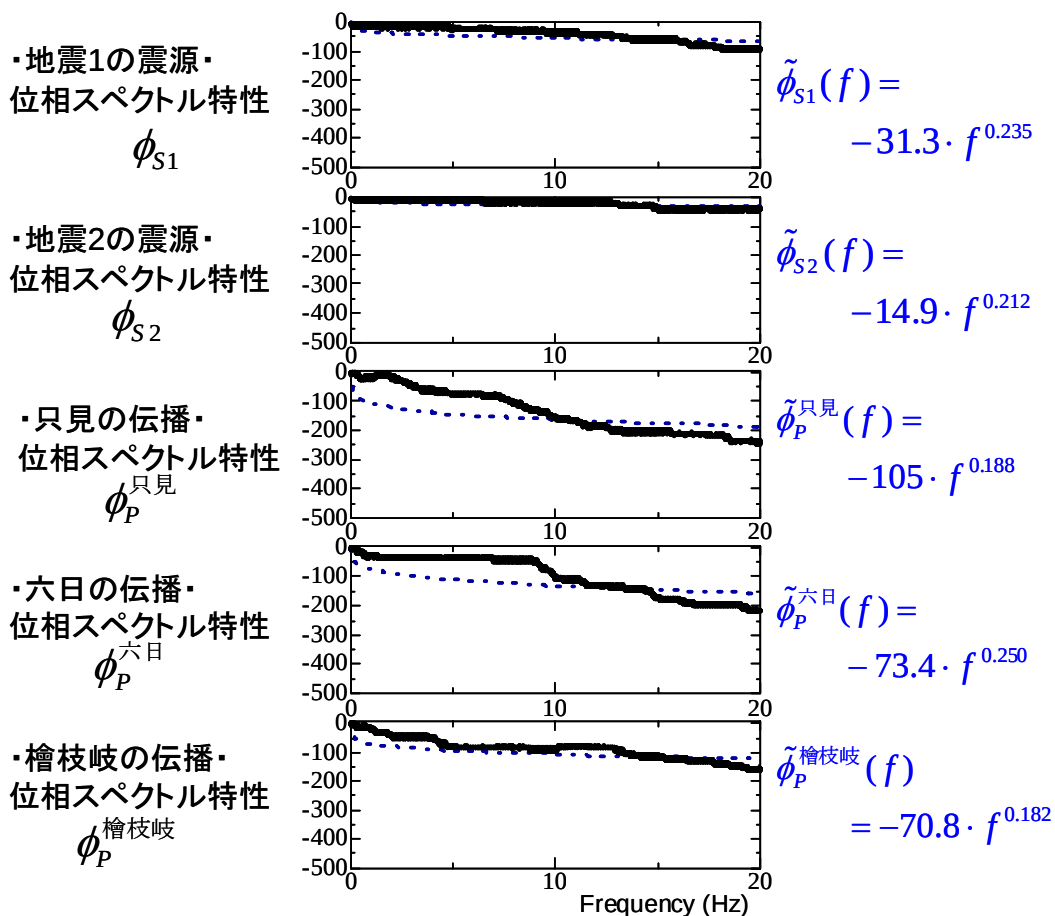


図-4 Penroseの一般化逆行列を用いたインバージョンによる、震源、伝播特性の位相スペクトル(実線)とその回帰式(点線)

図-4によれば、インバージョンによって求められた各特性の位相スペクトルは、振動数に対し右下がりの傾向がある。地震1及び地震2の震源特性の位相スペクトルは、振動数に対し単調減少する関数であるが、3観測点での伝播特性の位相スペクトルは、振動数に対し減少だけでなく、増加する箇所もある。

次に、インバージョンによって求められた、各特性の位相スペクトルの回帰式を求める。なお位相スペクトルが振動数に対し直線であると、対応する時刻歴波形は、その傾きが示す群遅延時間で立ち上がるインパルスとなる。しかし、実際の時刻歴波形はインパルスではない。そこで、位相スペクトルは、簡単な振動数の関数として、

$$\tilde{\phi}_{S \text{ or } P}(f) = a \cdot f^b \quad (13)$$

$$b \neq 1$$

で表されると仮定する。～は、回帰式で近似した位相スペクトル、下付文字のS or Pは、震源特性、または伝播特性を意味する。そして式(13)の係数aと乗数bをMarquardt法²¹⁾で求め、位相スペクトルの回帰式を推定する。なお、著者らは、全域通過関数の位相スペクトルに、式(13)で表される、振動数に対し直線ではない項、すなわち非線型項を考慮すると、その時刻歴特性は、最大値が低下し継続時間が延びることを指摘している²²⁾。

式(13)で求めた各特性の回帰式を、図-4の右側に示す。さらに、それらの回帰式を、図-4に点線でプロットして示す。図-4の各特性のインバージョンによる位相スペクトル(実線)と回帰式(点線)は、ややずれている箇所があるが、ある程度の精度で近似できているのが分かる。各特性の回帰式において、振動数の乗数bは、いずれも約0.2程度である。一方、2地震の震源特性の位相スペクトルの、回帰係数aの絶対値は、伝播特性のそれに比べ、約1/2～1/4程度小さい。また、地震1に比べ地震2の|a|は1/2程度となっており、マグニチュードが大きい地震1の方が、|a|が大きい。しかしながら、マグニチュードと回帰係数aの関連性は、現段階では未解明である。

4.2 インバージョン結果から推定された回帰式の検討

本節では、図-4に示してある回帰式の妥当性を検討する。

まず、震源特性と各観測点における伝播特性の回帰式を足し合わせると、各観測点における位相スペクトルの近似となる。式(11)を回帰式で書き直すと、

$$\tilde{\phi}_o = \tilde{\phi}_s + \tilde{\phi}_p \quad (14)$$

と表せる。

次に、式(14)は、全域通過関数の位相スペクトルであるから、観測された最小位相推移関数から求まる位相スペクトルを足し合わせ、逆フーリエ変換して、インバージョンによる位相スペクトルの回帰モデルに対応する近似加速度波形を算出する。その際、振幅スペクトルは、観測記録をそのまま用いている。

最後に、それと観測加速度記録を比較し、回帰モデルの妥当性を検討する。なお上式(14)には、地震波の到達時刻に関する情報が考慮されていないので、主要動S波の到達時刻、すなわち群遅延時間を傾きとし、定数項を含まない振動数に対して直線である項を加え、主要動S波の到達時刻を回帰モデルに与えている。その時刻は、観測記録から目視で読み取った。

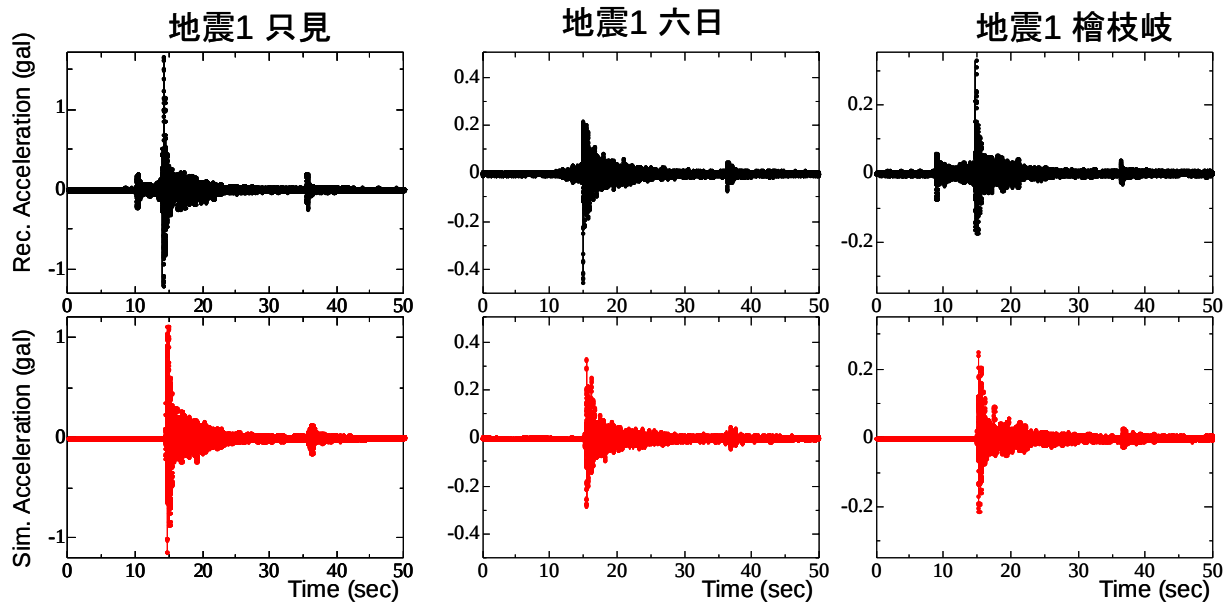
図-5(a), (b)に、地震1及び地震2による、3観測点における観測加速度記録と、前述の回帰モデルで全域通過関数を近似した時の、近似加速度波形の比較を示す。図-5(a), (b)両者とも、式(14)に与えた地震波の到達時刻に関する情報は、主要動S波の到達時刻であるので、それより以前に到達している初期微動の部分は再現できていない。但し、観測記録の最大加速度はほぼ同じとなっており、主要動S波以降の包絡形状が類似しているのが分かる。

以上の結果より、本論文で用いたインバージョン結果と、その回帰式によって、新潟県中越地方を震源とする小地震で、観測点が基盤上であれば、その位相スペクトルは、式(13)で表現される非線型項を足し合わせることで近似でき、主要動S波到達以後の包絡形状は、ほぼ再現できる事が分かった。

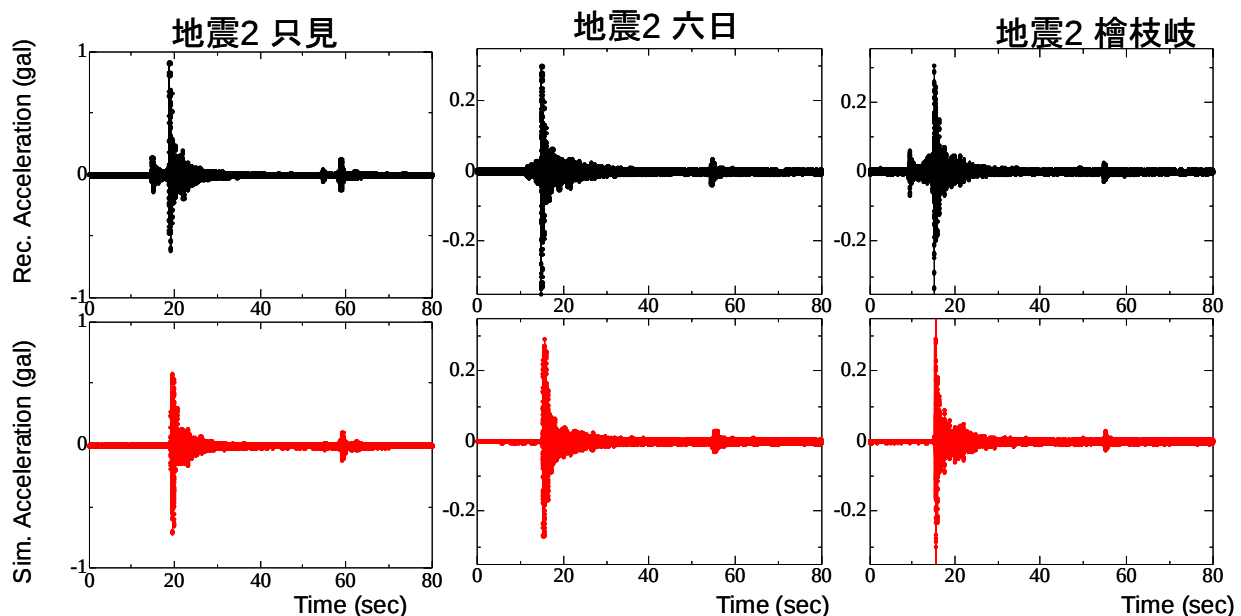
5. まとめ

本論文は、同じ震央位置の、小地震の観測記録を用いることで、震源における指向性を無視でき、各観測点までの伝播特性は同一であり、地盤特性はないと仮定して、観測された地震動記録の位相スペクトルから、インバージョンによって、震源及び伝播特性を分離し、その回帰式を求めた。そして、各観測点の伝播特性と震源特性を足し合わせ、全域通過関数の位相スペクトルを近似し、観測された最小位相推移関数と足し合わせ、逆フーリエ変換によって得られたシミュレーション波形と観測加速度記録を比べ、インバージョンによって得られた位相スペクトルの回帰式の妥当性を検討した。本論文で得られた結論を以下に示す。

1. インバージョンによって得られた、震源、伝播特性の位相スペクトルは、振動数に対し、曲線



図－5(a) 地震1の各観測点での加速度記録(上)と近似加速度波形(下)



図－5(b) 地震2の各観測点での加速度記録(上)と近似加速度波形(下)

的であった。そして、それぞれの位相スペクトルの回帰式を求めると、振動数の乗数と係数で、ある程度表現できる。

2. 回帰式で近似した震源と伝播特性の位相スペクトルを足し合せ、逆フーリエ変換し求まる時刻歴波形は、初期微動部分は表現できなかったが、主要動 S 波到達以後であれば、観測された時刻歴波形の包絡形状と類似した。つまり、主要動 S 波到達以降の時刻歴波形を対象とすれば、その位相スペクトルは、震源と伝播特性を表す非線型項と、主要動 S 波の到達時刻を表す直線項の、3つの項の和によって、ある程度近似できる。

今回は、新潟県中越地方を震源とする小地震記録を用いたが、今後は、同じ観測点でマグニチュードや震央距離が異なる地震記録や、他の観測点でも同様の検討を行い、最終的に、位相スペクトルの定式化を提案したい。

謝辞：東京工業大学 都市地震工学センター特別研究員 大堀道広博士には、本研究を進めるにあたり、貴重な御意見、御指摘を頂きました。本研究で用いたデータは、防災科学技術研究所所管の KiK-net のデータを利用しました。また、本研究は、日本学術振興会科学特別研究費(21COE)の援助により実施されました。関係者各位に記して感謝致します。

参考文献

- 1) 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, 第39巻, pp579-593, 1986.
- 2) Miyatake, T., Iida, M., and Shimazaki, K.: The Effect of Strong-Motion Array Configuration on Source Inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.76, pp1173-1185, 1986.
- 3) Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T.: Fault Geometry at the Rupture Termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.90, pp117-133, 2000.
- 4) 佐藤智美, 巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp15-24, 2002.
- 5) 大堀道広, 久田嘉章: 余震記録に基づく2001年兵庫県北部地震の経験的グリーン・テンソルの推定と本震(M_j5.4)の強震動シミュレーション, 地震第2輯, 第59巻, pp133-146, 2006.
- 6) 野津厚: 2005年福岡県西方沖の地震の震源モデルー経験的グリーン関数を用いた波形インバージョン, 地震第2輯, 第59巻, pp253-270, 2007.
- 7) 例えば, Aki, K.: Scalling Law of Seismic Spectrum, *Jour. Geophys. Res.*, Vol.72, pp1217-1231, 1967. あるいは, Boore, D.M.: Short Period P- and S- Wave Radiation from Large Earthquake: Implications for Spectral Scaling Relations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.76, pp43-64, 1986.
- 8) 例えば, 土木学会地震工学委員会: 土木構造物の耐震設計ガイドライン(案)-耐震基準作成のための手引き-, 2001.
- 9) 和泉正哲・勝倉裕: 地震動の位相情報に関する基礎的研究, 日本建築学会論文集, 第327号, pp20-26, 1983.
- 10) 澤田純男, 盛川仁, 土岐憲三, 横山圭樹: 地震動の位相スペクトルにおける伝播経路・サイト特性の分離, 第10回日本地震工学シンポジウム, p915-921, 1998.
- 11) 佐藤忠信・室野剛隆・西村明彦: 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, 土木学会論文集, No.612/I-46, pp201-213, 1999.
- 12) 鉄道総合研究所・運輸省鉄道局: 鉄道構造物設計標準・同解説 耐震設計, 1999.
- 13) 国土交通省港湾局監修: 港湾の施設の技術上の基準・同解説, 2007.
- 14) 和泉正哲・勝倉裕・大野晋: 地震動の因数分解に関する基礎的研究, 日本建築学会構造系論文報告集, 第390号, pp27-33, 1989.
- 15) Papoulis, A.: *Signal Analysis*, p221-231, McGraw-Hill, New York, 1977.
- 16) 白井克弘, 大町達夫: 全域通過関数による波形制御に関する基礎的研究, 構造工学論文集, Vol.53A, pp306-312, 2007.
- 17) 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, pp1-10, 1989.
- 18) Lawson, C. L. and Hanson, R. J.: *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, New Jersey, 1974.
- 19) Penrose, R.: A Generalized Inverse for Matrices, *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, Vol.51, pp406-413, 1954.
- 20) Menke, W.: *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Revised Edition, Academic Press, 1989.
- 21) 中川徹, 小柳義夫: 最小二乗法による実験データ解析, 東京大学出版会, 1982.
- 22) 白井克弘, 大町達夫: フーリエ位相に非線型項を考慮した全域通過関数の時刻歴特性, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, p90, B072, 2005.

(2007年9月18日受付)