

千葉県北西部の基準ボーリング地点 GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1, GS-CB-2 で実施した極小微動アレイによる S 波速度構造：ベイズアプローチによる速度構造インバージョンプログラムの開発

S-wave velocity structures estimated using miniature arrays of microtremors at drill sites GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1 and GS-CB-2 in the northwestern part of Chiba prefecture: Development of a computer program estimating an S-wave velocity structure based on a Bayesian approach

長 郁夫^{1*}
Ikuko Cho^{1*}

Abstract: We have developed a computer program for an inversion of microtremor array data to infer an S-wave velocity structure. This program takes a Bayesian approach: This program regards an S-wave velocity profile by a Simple Profiling Method (SPM) and observed phase velocities of Rayleigh waves to be a prior distribution and the data, respectively, where a SPM is an empirical conversion method from a dispersion curve of the phase velocities to an S-wave profile. This program assumes that the observed phase velocities are affected by the higher modes, but has an option to assume the fundamental-mode dominance. The weight of a prior distribution is objectively adjusted on the basis of a Bayesian Information Criterion (ABIC). We applied this program to the observed phase velocities obtained using miniature microtremor arrays with radius from 0.6 m to a few meters, which were deployed at drill sites GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1 and GS-CB-2 in the northwestern part of Chiba prefecture. As the results, S-wave velocity structure models were inverted to the maximum depths from about 30 to 80 m. Each model represented average S-wave velocities of those obtained with PS logging. It was shown, however, that the average values and the estimation errors of the inverted models generally depend on the assumption of the fundamental-mode dominance. In the future work we will examine the possibility to solve this problem by developing the program so that it can incorporate various kinds of data in the inversion.

Keywords: microtremor, array survey, velocity structure, exploration method, inversion method, ABIC, Bayesian theory

要 旨

微動アレイ探査に用いる S 波速度構造インバージョンプログラムを開発した。このプログラムは位相速度分散曲線の簡易変換で得られる S 波速度構造プロファイルを先験分布とし観測で得られたレーリー波位相速度をデータとするベイズアプローチで S 波速度を推定する。位相速度の理論計算には高次モードの影響を考慮する場合と基本モードの卓越を想定する場合のどちらかを選択できる。先験分布の重みは ABIC により自動調整される。千葉県北西部の 4 つのボーリング地点 GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1, GS-CB-2 にそれぞれ半径 0.6 m から数 m の極小微動アレイを展開して得られた位相速度データにこのプログラムを適用したところ、30 m から 80 m の深さまでの速度構造モデルが得られた。モデルは PS 検層データを平均的に再現した。ただ

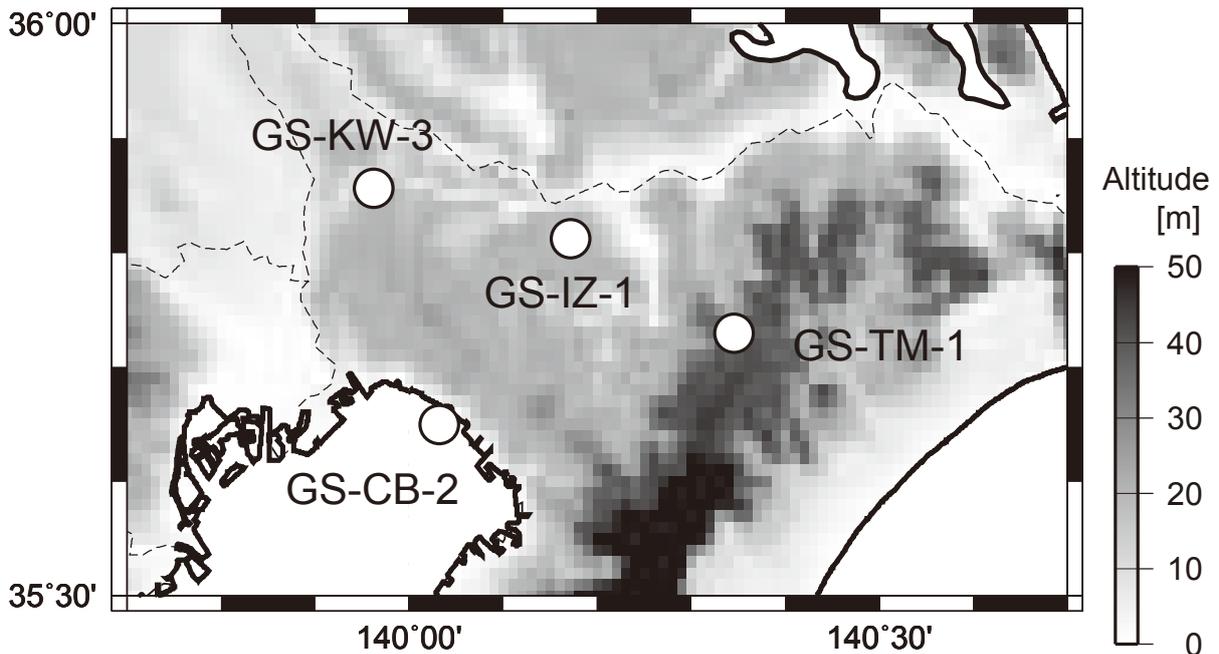
し、インバージョンモデルとその推定誤差は一般に基本モードの卓越の仮定に依存することが示された。今後は多種類のデータをインバージョンに取り込めるようにプログラム開発することでこの問題が解決できる可能性を検討したいと考えている。

1. はじめに

首都圏には軟弱な泥層からなる谷埋め堆積物が各所に分布する (e.g., 中澤・田辺, 2011)。都市平野部の地盤リスクを評価するためにはこのような軟弱な谷埋め堆積物の特徴と空間分布を把握することが必要である。このため近年、ボーリング調査が数多く実施されている (中澤ほか, 2014, 2015, 2016)。しかし、谷埋め堆積物はほとんど地表に露出せず、側方への層相・層厚変化が著しい。地下深部に挟在する軟弱層の面的分布を

*Correspondence

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第1図 千葉県北西部の基準ボーリング地点（丸印）.
Fig. 1 Drilling-survey sites in the northern part of Chiba prefecture (Circle).

把握するためには何らかの効率的な探査手法を併用する必要があると考えられる。

微動アレイ探査を用いれば、ボーリング調査（速度検層）で得られた物性値の面的な広がりを効率的に調べられる可能性がある（岡田, 1998）。実際、我々は極小微動アレイ観測（Cho *et al.*, 2013; 長・先名, 2016）を千葉県柏市・流山市のGS-KW-1, GS-KW-2, GS-KW-3, GS-NY-1 ボーリング地点の周辺で多数実施して木下層下部の空間分布を評価した（中澤ほか, 2014）。ただし、この先行研究のS波速度構造の推定は、レーリー波の位相速度分散曲線の簡易変換（Simple Profiling Method, SPM）（Cuéllar, 1994; Pelekis and Athanasopoulos, 2011）に基づいていた。SPMは経験式に基づく古典的な推定法であり、いわば予備解析である。経験式の適用範囲が曖昧なことや得られた速度構造モデルの誤差が評価されていないこと等の課題が残されている。

そこで我々は物理モデルに基づく先進的なインバージョン手法を極小微動アレイデータに適用するためのプログラム開発に着手した。現時点（2017年3月現在）ではまだ開発途上だが、試みに、開発の終了した部分を千葉県北西部の基準ボーリング4地点で得られた極小微動アレイデータに適用し、速度検層で得られたデータの再現性や微動の波動場の仮定の影響、インバージョンの推定誤差等を確認した。本稿はその報告である。

本研究で取り上げる千葉県北西部の基準ボーリング4点（第1図）のうち3点（GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1）は台地に位置する。これらは台地の谷埋め泥層の性状把握を目的の1つとしたものであり、分析結果

は中澤ほか（2014, 2015, 2016）に詳述されている。1点（GS-CB-2）は湾岸低地に位置し、表層付近の沖積層の記載が主である（宮地ほか, 2015）。

2. 手法

微動上下動の円形アレイにSPAC法（Aki, 1957）あるいはCCA法（Cho *et al.*, 2004）を適用して得られるレーリー波の位相速度を用いてアレイ直下のS波速度構造を推定する。ただし、将来的にはレーリー波の位相速度と微動のH/Vスペクトル（Nakamura, 1989）を同時に用いる結合インバージョン（Arai and Tokimatsu, 2004）をはじめとする拡張（2.2節）を想定してプログラム開発を進めている。以下は現時点でのプログラムの内容である。

2.1 アルゴリズム

インバージョンでは水平成層を仮定して各層のS波速度を推定する。密度とP波速度はS波速度から経験式（Ludwig *et al.*, 1970）に基づいて与える。各層の層厚は固定とする。層厚の設定は、インバージョンに要する計算時間を現実的な範囲に収めつつ各層を充分薄くするという方針をとり、深度に応じて徐々に厚くなるようにする。具体的には下面深度が dep [m] の時の層の厚さ thk [m] を次式で与える。

$$thk = a dep + b. \quad (1)$$

a, b は適当な定数 (層厚パラメータ) である。

観測位相速度と比較するためのレーリー波の理論位相速度は高次モードの影響を含む等価位相速度 (Tokimatsu *et al.*, 1992) とする。各モードの理論位相速度及び励起関数 (medium response) は 1 次元速度構造を仮定して Hisada (1994, 1995) のアルゴリズムで計算する。

SPM (1 節) による S 波速度モデルは比較的良く現実を反映するという経験に基づきこれを先験分布として与えるベイズアプローチをとる (e.g. 松浦, 1991; Matsu'ura *et al.*, 2007)。すなわち, $\mathbf{d}, \mathbf{f}(\mathbf{x}), \mathbf{x}, \mathbf{x}^0$ をそれぞれ観測位相速度, 理論位相速度, S 波速度 (未知数), S 波速度の先験値 (SPM による S 波速度) として, 次式で表される事後確率密度分布を最大化する。

$$p(\mathbf{x}; \sigma^2, \lambda^2 | \mathbf{d}) = (2\pi \sigma^2)^{-\frac{N+K}{2}} |\mathbf{E}|^{-\frac{1}{2}} (\lambda^2)^{\frac{K}{2}} |\mathbf{D}|^{-\frac{1}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma^2} S(\mathbf{x})\right]. \quad (2)$$

ただし,

$$S(\mathbf{x}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x}))^t \mathbf{E}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x})) + \lambda^2 (\mathbf{x}^0 - \mathbf{x})^t \mathbf{D}^{-1} (\mathbf{x}^0 - \mathbf{x}). \quad (3)$$

N は観測位相速度の個数, K は未知数とする S 波速度の個数, $\mathbf{E}^{-1}, \mathbf{D}^{-1}$ はそれぞれ位相速度, S 波速度の先験値の共分散行列である。 σ^2, λ^2 は共分散行列のスケーリングファクター (超パラメータ) である。 $\mathbf{f}(\cdot)$ は理論位相速度を表す関数である。

観測位相速度, 先験分布の標準偏差は S 波速度に比例すると仮定し, そのスケーリングファクターは ABIC (Akaike, 1980) で最適化する (Matsu'ura *et al.*, 2007)。事後確率分布 (式 (2)) の最大化は式 (3) の $S(\mathbf{x})$ の最小化によって実現する。具体的には, 与えた初期モデルを反復的に修正する標準的な疑似非線形法 (反復法) として, Levenberg-Marquardt 法 (e.g. Press *et al.*, 1992) を適用する。

観測位相速度と先験分布の誤差をまとめた全分散 (total variance)

$$\mathbf{C} = \sigma^2 (\mathbf{A}^t \mathbf{E}^{-1} \mathbf{A} + \lambda^2 \mathbf{D}^{-1})^{-1}. \quad (4)$$

(但し \mathbf{A} はヤコビアン行列) によりインバージョンモデルの推定誤差を評価する (松浦, 1991)。

2.2 解説

我々がコア・ツールとして考えている極小微動アレイでは深さ数 m から数 10 m までを主な調査深度とする (Cho *et al.*, 2013)。このような深さスケールでは顕著な速度逆転を含む埋め立て地盤や基盤と薄い沖積層による強コントラストの地盤等本来的に高次モードを励起しやすい速度構造が多く見られる。筆者の知る限り, 微動アレイ探査の実務 (通常は数 100 m から数 km の

深さを調査深度とする) における S 波速度インバージョンでは高次モードは考慮されていないが, 本プログラムの開発では高次モードの卓越を評価できるようにすることが必須と考えた。ただし, 比較のために, 従来通り基本モードの卓越を仮定した解析もできるようにする。

実務では速度構造の層数を少な目に設定し (3 ~ 5 層程度), S 波速度を固定して層厚を推定するケースが多い。しかし, 上述の通り我々の対象とする深さスケールにおいて, 速度構造は複雑で標準的なモデルは存在しない。つまり, 少数の層に S 波速度を固定的に与えるモデル化方法は適さない。そこでここでは各層の層厚を充分薄く固定的に与えることで複雑な速度構造にも対応できるようにする一方, SPM による S 波速度プロファイルを先験分布として与えることでインバージョンの安定化を図るアプローチとした。そしてその際は情報量基準に基づいて先験分布に対する重みを最適化することとした。ベイズアプローチでは先験分布の恣意性が問題となることがあるが, 情報量基準を用いることでインバージョンモデルの客観性, 信頼性を確保できる。

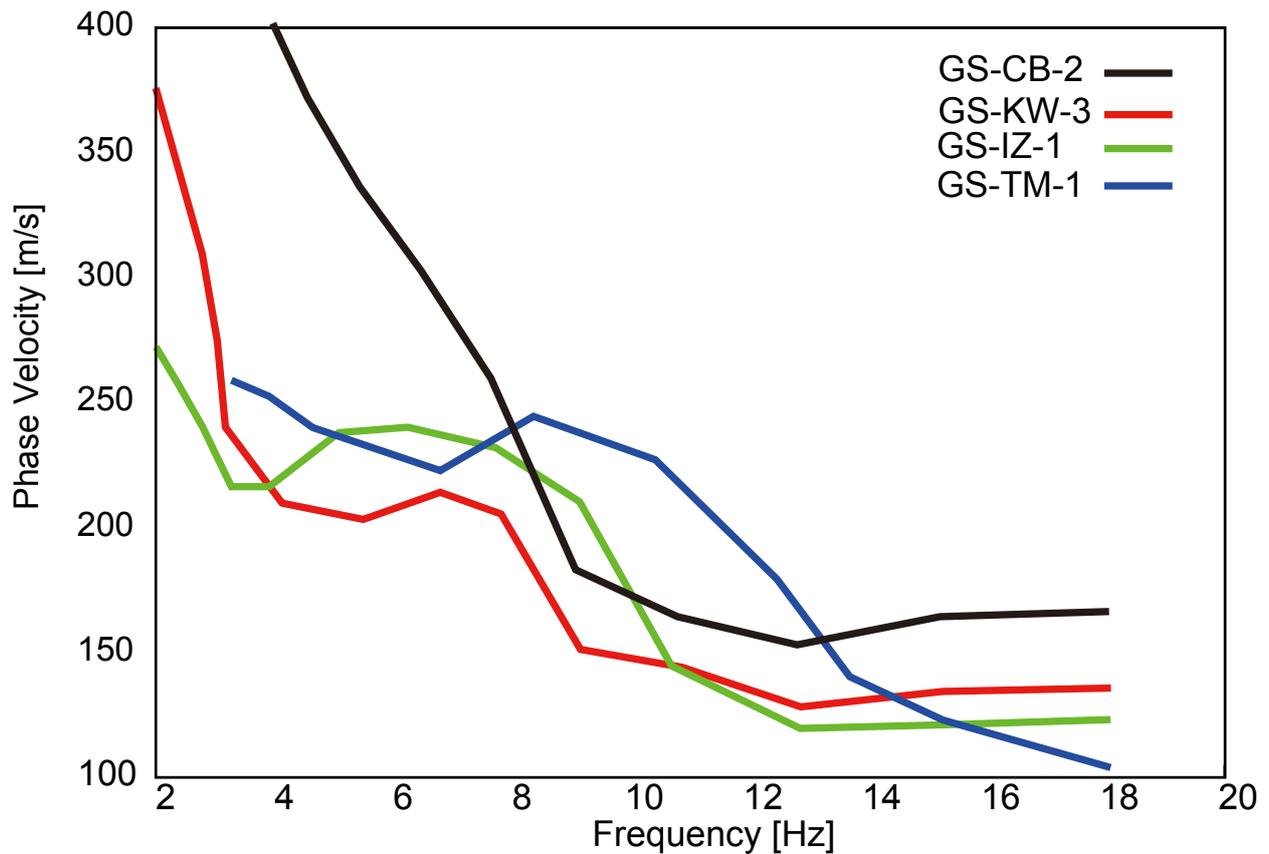
ベイズアプローチは同じ要領で繰り返し用いることができる。すなわち, 2.1 節の手続きで得られた事後分布 (式 (2)) は別なデータが得られた際の先験分布として用いることができる。微動の H/V スペクトルや N 値データ, やや遠方にある速度検層データ, あるいは地質データが手に入ればそれらを用いてモデルの信頼度を上げることが可能と期待される。ベイズアプローチの採用にはこのような将来の発展性が見込まれる。

3. 解析

3.1 データ

各ボーリング地点 (第 1 図) で中澤ほか (2014) と同様にサーボ型加速度計 (白山工業製 JU410) 4 台で構成される半径 60 cm の円形アレイと同加速度計 3 台で構成される半径 5 ~ 10 m の不規則アレイを展開し, 約 15 分間微動測定を実施した。この加速度計は本研究の解析に用いる周波数帯域で平坦な応答特性を有し, 極小アレイの適用性にも実績がある (e.g. 若井ほか, 2016)。

第 2 図はこれらのデータに SPAC 法及び CCA 法を適用して得られたレーリー波位相速度の分散曲線である。同図より, 湾岸部 GS-CB-2 の分散曲線は全般的に正分散していることが分かる。ただし, 12 Hz 以上で僅かに逆分散している。一方, 台地で得られた 3 つの分散曲線 (GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1) は 3 Hz 以下で正分散するものの, それより高周波数側では 6 ~ 8 Hz を中



第2図 レーリー波位相速度分散曲線.
Fig. 2 Phase-velocity dispersion curves of Rayleigh waves.

心に凸形状をしているのが特徴的である。本研究では第2図に示される全周波数帯域（最大2 Hzから18 Hz）をインバージョンに用いる。

3.2 速度構造モデルの設定

インバージョンに用いる速度構造モデルは、式(1)の a を0.1もしくは0.2、 b を3～10としてSPMで得られる速度構造モデルの最深部に達する深さまで層分割する。さらに深部にはS波速度3 kmを超える地震基盤まで達する深部地盤モデル(J-SHISモデル)(Senna *et al.*, 2013)を付加する。SPMによる速度構造モデルに対応する深度までの各層のS波速度を未知数とし、さらに深部の層についてはS波速度を始めとする各パラメータは固定する。地表から深さ40 mから80 m程度までの部分がインバージョンされることになる。

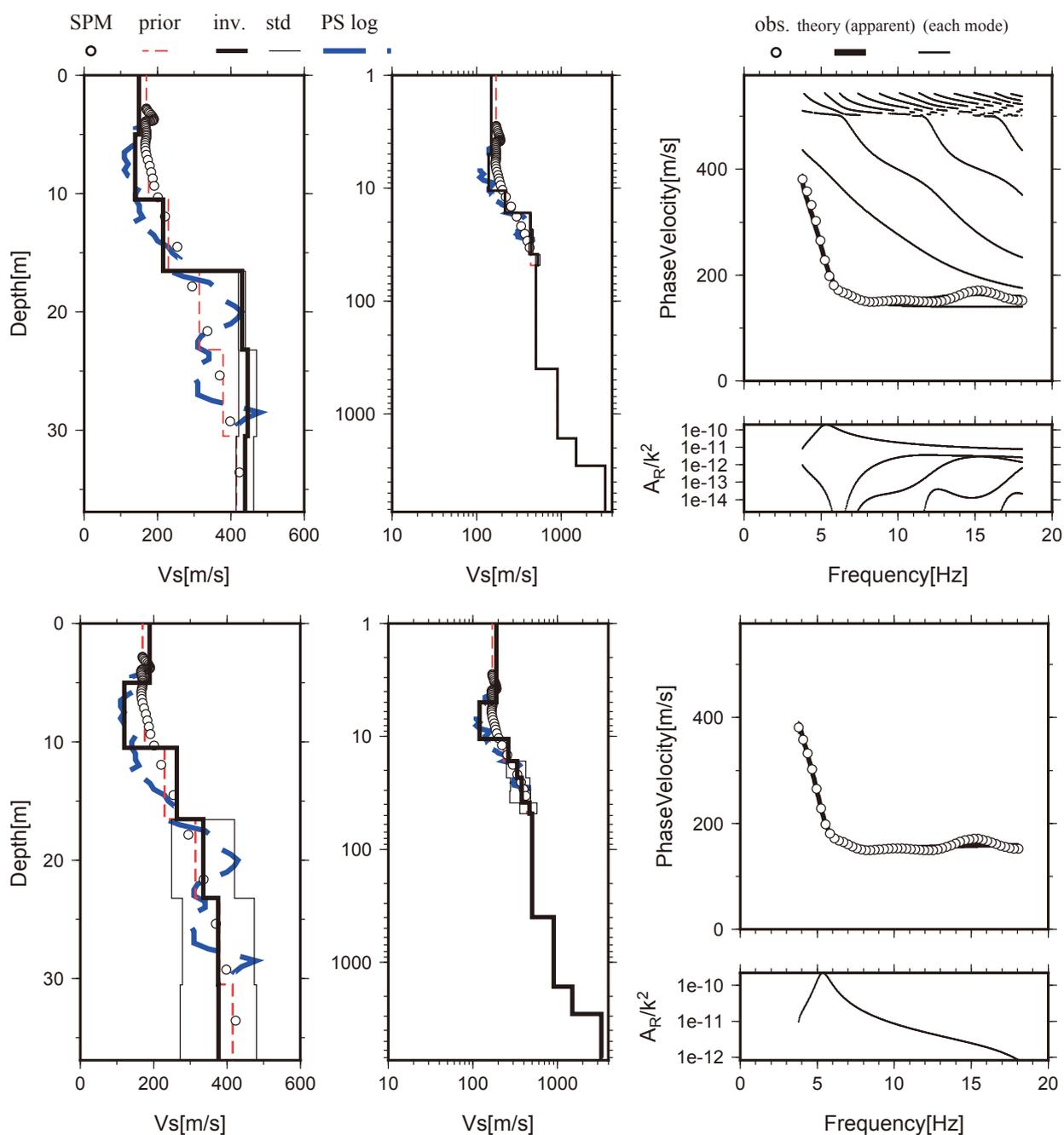
3.3 インバージョン

第3図にGS-CB-2のインバージョン結果を示す。上は高次モードの影響を考慮した結果、下は基本モードの卓越を仮定した結果である。それぞれ左パネルに検層データ、SPMによる速度プロファイルとそれに基づく先験モデル、インバージョンモデルを同時プロット

する。中央に同じものを対数軸で示す。右パネル上は位相層度の観測データと高次モードの影響を考慮した等価位相速度と各モードの分散曲線を示す。右パネル下は各モードのmedium responseである。

第3図によれば、インバージョンで得られたS波速度構造モデルは検層データを滑らかにしたような形状をしている。速度検層データに見られる細かな変化は再現されないものの、平均像としては調和的な結果が得られている。また、インバージョンモデルとSPMデータおよびそれに基づく先験モデルとの乖離はあまり目立たず、最大でも30%程度である。少なくともこのケースではSPMであってもある程度の結果が得られることが確認されたと言えよう。

高次モードを考慮した結果とそうでない場合の違いで目につくのはS波速度の推定誤差(=標準偏差/平均値)の相違である。高次モードを考慮した場合、深部まで推定誤差が10%以下にとどまるが、基本モードの卓越を考慮した結果では深部で30%に達する。高次モードを加えることで速度構造の拘束力が向上すると考えられる。ただし、このような結果は必ずしも基本モードが卓越するというの仮定と対立するわけではないことには注意すべきである。分散曲線の15 Hz程度

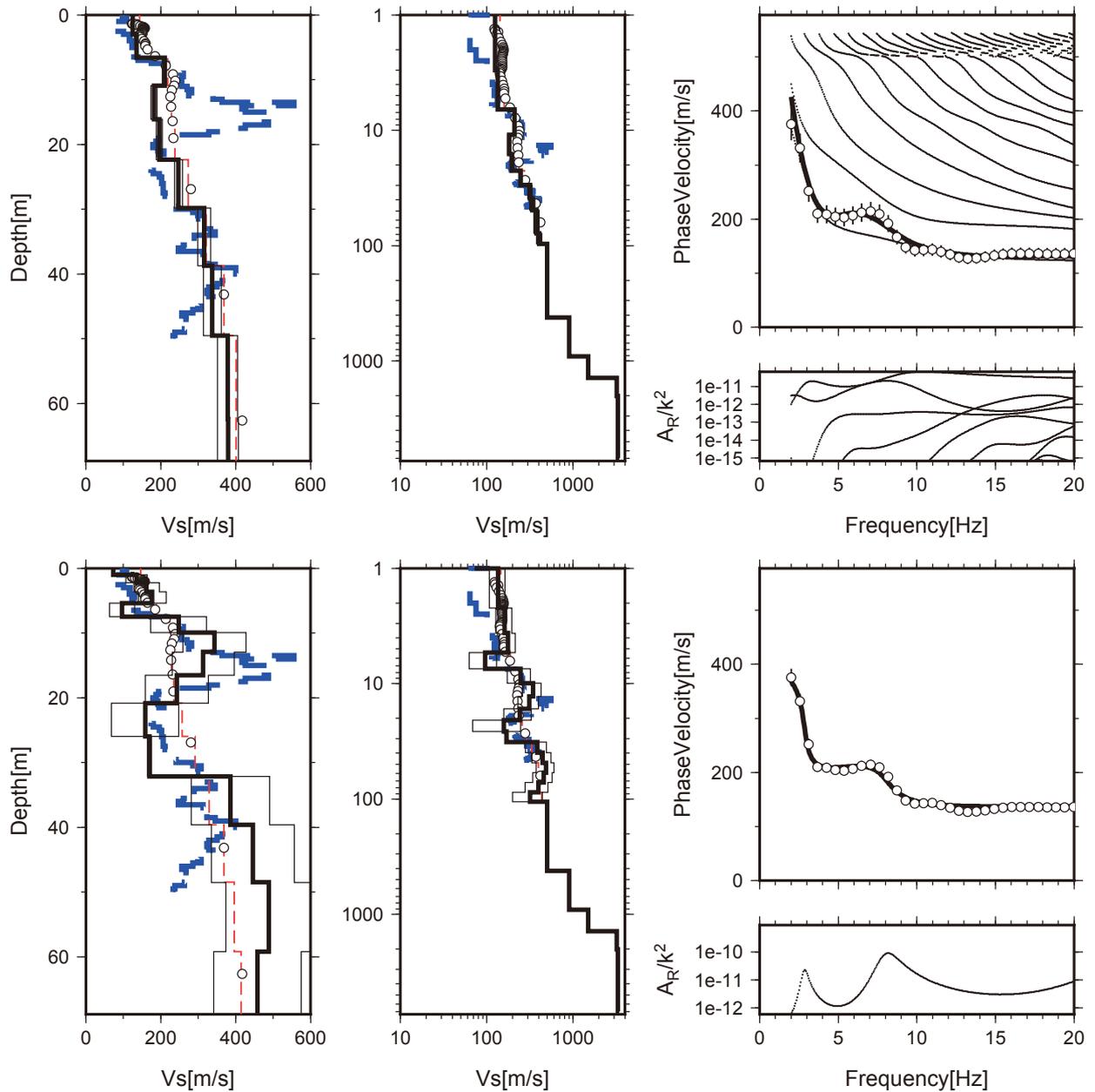


第3図 インバージョン結果 (GS-CB-2) . 上:高次モードを考慮した結果. 下:基本モードの卓越を仮定した結果.
 Fig.3 Results of inversion analyses (GS-CB-2).
 (top)Effects of the higher modes are considered. (bottom) The dominance of the fundamental mode is assumed.

の凸形状は高次モードの卓越を想定しない限り説明できないが、大局的な分散曲線の特徴は基本モードの卓越を仮定していても説明できる。

第4～6図のGS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1のインバージョン結果の推定誤差にも同様の傾向がみられる。すなわち、高次モードを考慮した結果はS波速度の推定誤差は最大でもS波速度の10%程度で浅部ではそれよりもずっと小さい値となるが、基本モードを仮定した場合は深部では30%程度に達する。

GS-KW-3 と GS-IZ-1 では基本モードの卓越を仮定してインバージョンした結果のほうが速度検層の特徴を良く捉えている。つまり、GS-KW-3 および GS-IZ-1 の深さ10～20 mに見られる高速度層（木下層上部）とその直下の低速度層（木下層下部）の速度逆転の様子は基本モードの卓越を仮定したケースの方が再現性が良い。興味深いのは、少なくともこれら2サイトの観測位相速度は高次モードの卓越を考慮するかどうかによらず比較的良く再現されていることである。高次モー



第4図 第3図と同様 (GS-KW-3).
Fig.4 Same as Fig.3 (GS-KW-3).

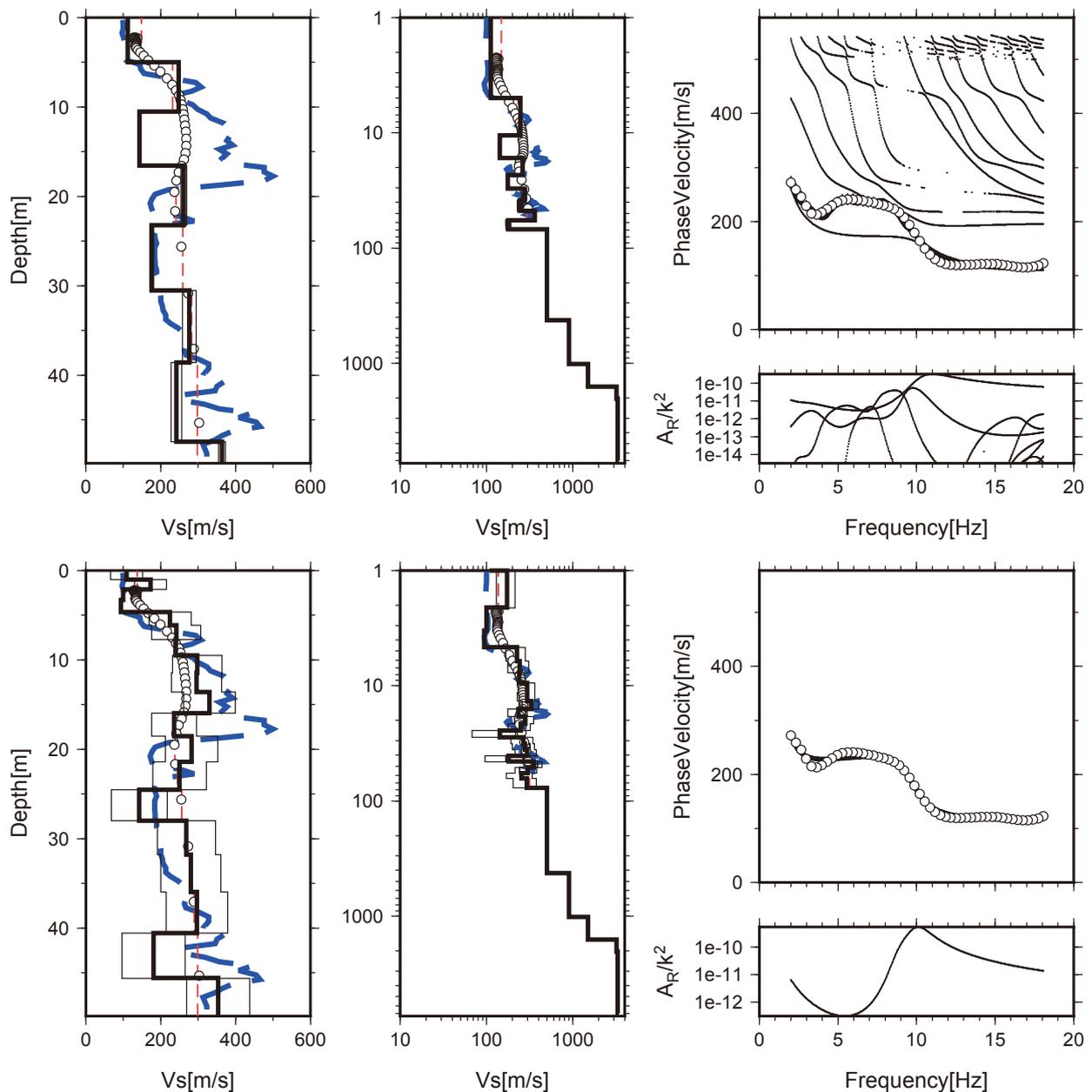
ドを考慮したケースでは台地の分散曲線 (GS-KW-3, GS-IZ-1, GS-TM-1) に見られる 6 ~ 8 Hz の凸形状は高次モードの寄与により再現されている. 一方, 基本モードの卓越を仮定したケースでも速度構造を最適化することでこの凸形状を再現できるようである.

3.4 結果の解釈と今後の課題

SPM は 1960 年代から使われてきた古典的な経験則である. 筆者の知る限りその適用条件について定量的に議論されたことはほとんどないが, 経験的には多くのケースで受け入れられる結果が得られるようである. 本研究のケースでも概ね期待通りの結果であった. 改

めて第7図 (上) に速度検層結果と SPM の結果を並べて示すと, 速度検層の詳細な変化は再現できないまでもその平均像は捉えていることが分かる. 同図は, SPM による速度構造を先験分布とするベイズアプローチが自然な発想であることを示している. インバージョンモデルは SPM を微修正した程度のものに過ぎない. それならばインバージョンを実施せずに SPM だけで十分という見方もあるかもしれないが, 既述の通り, 我々は推定誤差を評価したり観測位相速度の説明性を定量的に評価することを目的として先進的なインバージョンを導入することとしている.

台地 2 地点 (GS-KW-3, GS-IZ-1) の速度検層データ

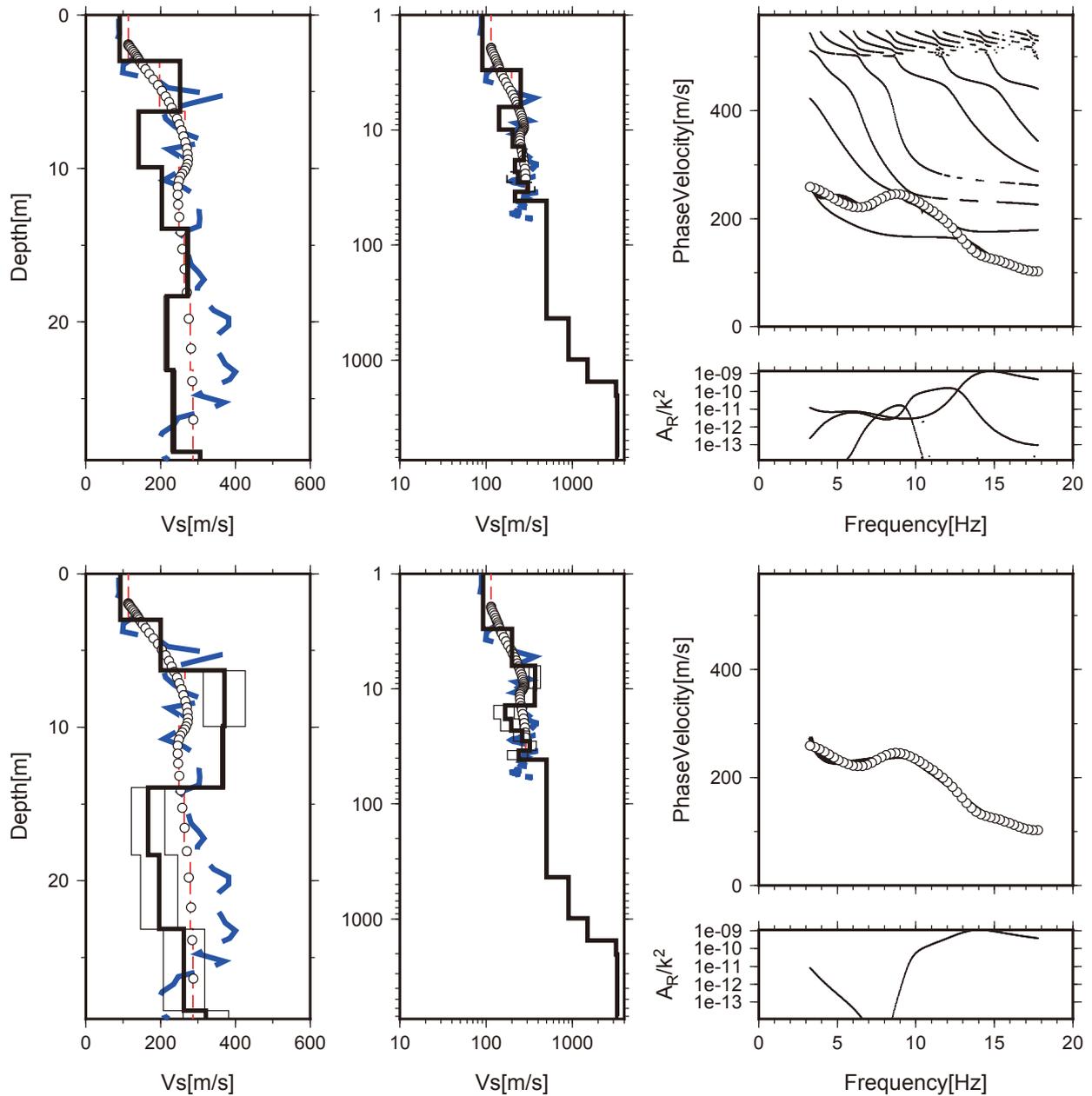


第 5 図 第 3 図と同様 (GS-IZ-1) . 右パネルの理論位相速度は観測と良く一致するため対応する実線は丸印に隠されている。
 Fig.5 Same as Fig. 3 (GS-IZ-1). Theoretical phase velocities in the right panel fit fairly well with those observed and the corresponding solid line is hidden by the circles.

に見られる 500 m/s を超えるような高速度層 (深さ 10 ~ 20 m. 木下層上部に相当.) については, 高次モードを考慮した解析と基本モードの卓越を仮定した場合で異なる結果が見られ, 基本モードの卓越を仮定した方が検層データの特徴を良く再現することが示された. 高次モードが励起されやすい構造 (速度逆転層) であるにも関わらず, 基本モードの卓越を仮定したほうが良い結果が得られた原因を解明する必要がある. 例えば, 高次モードを仮定した場合であっても, H/V スペクトルの同時インバージョンにより地表付近の速度コントラストの高い層境界として木下層上部の S 波速度

が再現される可能性もある. 木下層上部の S 波速度の再現性に関する検討は今後の重要課題の 1 つである.

本解析ではインバージョンモデルの下部に J-SHIS モデルを付加した. J-SHIS モデルは S 波速度を決め打ちで与えた成層モデルであり, 緯度経度によって層厚の異なる深部地盤モデルである. J-SHIS モデルの 1 層目の S 波速度は 500 m/s なので, SPM の深度が不足すると J-SHIS モデルへの接続深度が浅くなり S 波速度が過大評価されてしまうことが問題である. 例えば GS-TM-1 は深さ約 40 m で J-SHIS モデルに接続するが, 検層データによれば少なくとも 60 m までは平均 300 m/s



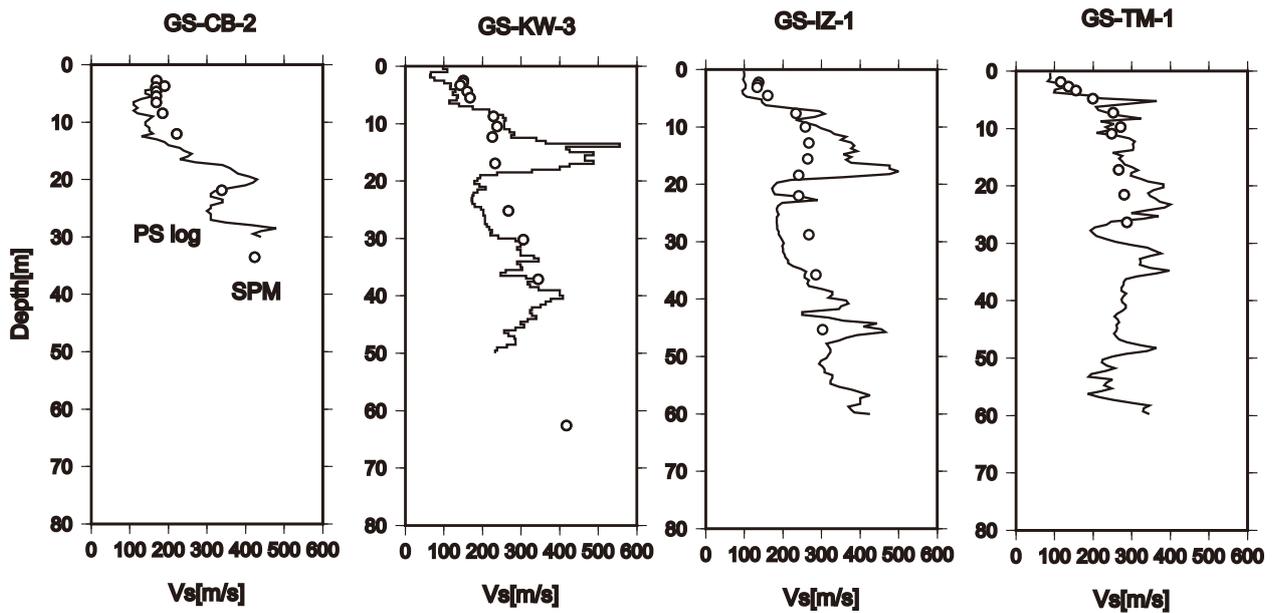
第 6 図 第 3 図と同様 (GS-TM-1). 右パネルの理論位相速度は観測と良く一致するため対応する実線は丸印に隠されている。
 Fig.6 Same as Fig. 3 (GS-TM-1). Theoretical phase velocities in the right panel fit fairly well with those observed and the corresponding solid line is hidden by the circles.

程度である (第 6 図)。今後は J-SHIS モデルに接続しないほうが良い可能性も含めて一般的な対策を検討しなければならない。

4. まとめ

極小微動アレイで得られたレーリー波の位相速度分散曲線を用いて水平成層地盤モデルの S 波速度をインバージョンするプログラムを開発した。開発プログラムは、位相速度分散曲線の簡易変換で得られる速度プロファイルを先験分布とするベイズアプローチで S 波

速度を推定する仕様となっている。先験分布の重みは ABIC で調整される。開発が終了した部分の試走として、千葉県湾岸部と台地部のボーリング地点 4 カ所で得られた極小微動アレイデータに開発プログラムを適用した。その結果、30 m から 80 m の深さ範囲でボーリングによる速度検層データが示す平均的な速度を再現することが確認された。ただし、インバージョンで得られた S 波速度モデルおよびその推定誤差は微動の波動場に卓越するモードの仮定に依存することが明らかとなった。今後は、微動の波動場に卓越するモードの仮定やインバージョン時に付加する深部地盤モデルの扱



第7図 SPM による S 波速度プロファイルと速度検層データの比較.
Fig.7 Comparison between S-wave profile by the SPM and the S-wave logging data.

いが解析結果に及ぼす影響を評価しつつ、速度逆転構造の同定精度改善可能性を検討する予定である。また、微動の H/V スペクトルの結合インバージョンを実施するためのルーチンの組み込みをはじめとして、 N 値や諸々の地質情報を扱えるように手法およびプログラムの開発を続けたいと考えている。

謝辞：本研究のプログラムは工学院大学 久田嘉明教授が公開しているプログラムを基にして開発された。プログラムの開発に際し産業技術総合研究所 横田俊明博士との議論が参考となった。ABIC の導入に際し常磐大学 岩田貴樹博士から助言を頂いた。微動観測には防災科学技術研究所から貸与された地震計を用いた。

文 献

Akaike, H.(1980) Likelihood and Bayes procedure. In J. M. Bernard, J. M., M. H. De Groot, M. H., D. U. Lindley, D. U. and A. F. M. Smith, A. F. M. Eds., *Bayesian Statistics*, University Press, Valencia, Spain, 143-203.

Aki, K. (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Univ. Tokyo, **35**, 415-457.

Arai, H. and Tokimatsu, K. (2004) S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 53-63.

Cho, I., Senna, S. and Fujiwara, H. (2013) Miniature array analysis of microtremors. *Geophysics*, **78**, KS13-KS23, doi:10.1190/geo2012-0248.1.

Cho, I., Tada, T., and Shinozaki, Y. (2004) A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics*, **69**, 1535-1551, doi:10.1190/1.1836827.

長 郁夫・先名重樹 (2016) 極小微動アレイによる浅部構造探査システム：大量データの蓄積と利活用に向けて. *Synthesiology*, **9**, 86-96.

Cuéllar, V. (1994) Determination of the dynamic behaviour of soils using surface waves: Spanish experiences. In *Proc. 10th World Conference on Earthquake Engineering*, Balkema, Rotterdam, 6725-6734.

Hisada, Y. (1994) An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1456-1472.

Hisada, Y. (1995) An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1080-1093.

Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L. (1970) Seismic Refraction. In Maxwell, A. E. ed., *The Sea*, vol.4, Wiley Interscience, New York, 53-84.

松浦充宏 (1991) 地球物理学におけるインバージョン理論の発展. *地震*, **44**, 3-62.

Matsu'ura, M., Noda, A. and Fukahata, Y. (2007) Geodetic data inversion based on Bayesian formulation with direct and indirect prior information. *Geophys. J. Int.*, **171**, 1342-1351, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03578.x

宮地良典・小松原純子・中島 礼 (2015) 千葉県北西部

の沖積層基準ボーリング調査. 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 68, 61-71.

関東地域における極小・不規則アレイ微動観測に基づく浅部地盤モデルの高度化. 地球惑星科学連合 2016 年度大会.

Nakamura, Y. (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Q. Rep. Railw. Tech. Res. Inst.*, **30**, 25-30.

中澤 努・長 郁夫・納谷友規・小松原純子・宮地良典 (2014) 首都圏の基準ボーリング調査及び常時微動測定. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, no. 66, 207-228.

中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣 (2015) 成田・印西における更新統下総層群木下層の堆積相と物性: GS-NT-1 及び GS-IZ-1 ボーリング調査概要. 平成 26 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 68, 39-51.

中澤 努・坂田健太郎・中里裕臣 (2016) 千葉県富里市 GS-TM-1 コアにみられる更新統下総層群木下層の堆積相と物性. 平成 27 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 71, 43-53.

中澤 努・田辺 晋 (2011) 野田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 72p.

岡田 廣 (1998) 微動利用の地下構造推定法. 物理探査ハンドブック手法編, 物理探査学会, 第 4 章, 203-211.

Pelekis, P. C., and Athanasopoulos, G. A. (2011) An overview of surface wave methods and a reliability study of a simplified inversion technique. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, **31**, 1654-1668.

Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. and Flannery, B. P. (1992) *Numerical Recipes in Fortran 77: The art of scientific computing*. 2nd ed., Cambridge University Press, 973p.

Senna, S., Maeda, T., Inagaki, T. Y., Suzuki, H., Matsuyama, H. and Fujiwara, H. (2013) Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation. *Journal of Disaster Research*, **8**, 889-903.

Tokimatsu, K., Tamura, S. and Kojima, H. (1992) Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics. *Journal of Geotechnical Engineering*, **118**, 1529-1543, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9410(1992)118:10(1529).

若井 淳・先名重樹・神 薫・長 郁夫・藤原広行 (2016)