

微動アレイ探査による勇払平野深部地下構造の推定

Estimation of subsurface velocity structure under Yufutsu Plain by using microtremor array survey

国松 直¹・吉見雅行²・関口春子³・堀川晴央⁴・吉田邦一⁵・竿本英貴⁶・馮 少孔⁷・杉山長志⁸

Sunao Kunimatsu¹, Masayuki Yoshimi², Haruko Sekiguchi³, Haruo Horikawa⁴, Kunikazu Yoshida⁵,
Hidetaka Saomoto⁶, Shaokong Feng⁷ and Takeshi Sugiyama⁸

^{1,2,3,4,5,6} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, s.kunimatsu@aist.go.jp)

^{7,8} 中央開発株式会社 (Chuo Kaihatsu Co., Ltd.)

Abstract: We conducted a series of microtremor array surveys with large array aperture and long observation time, and estimated the S-wave velocity (V_s) structure at three sites in Yufutsu Plain where long-period (several to over 10 seconds) ground motion was observed during the 2003 Tokachi-oki earthquake (M_{JMA} 8.0). The observation sites are located in (1) an oil storage base in the eastern Tomakomai area (ATM), (2) an oil refinery in the urban area of Tomakomai (TIP) and (3) the Chitose K-NET seismograph station (HKD184, CTS). The data of the microtremors observed at three sites were processed using both the spatial autocorrelation method and the frequency-wavenumber spectrum method according to the analysis procedure of Feng *et al.* (2004), and the dispersion curves of the fundamental-mode Rayleigh waves at three sites were obtained. The measured phase velocities of about 0.3 to 2.0 km/s in the frequency range of about 0.15 to 4.0 Hz were inverted to the V_s structures for the depths of down to 3.7 to 6.3 km, with a method that combined the generic algorithm with the least square technique (Feng *et al.*, 2005). We assumed that the velocity structure models consist of seven layers and the basement layer has an S-wave velocity of about 3.2 km/s in reference to Suzuki *et al.* (2004). The estimated V_s structures at the three sites for seven layers, from the surface to the bottom, were: lower than 0.3 km/s, 0.4 to 0.5 km/s, 0.7 to 0.8 km/s, 1.2 to 1.4 km/s, 1.6 to 1.9 km/s, 2.2 to 2.3 km/s, and 3.2 to 3.3 km/s. Our interpretations for each layer are: the Quaternary for the upper two layers, the Pliocene for the third layer, the upper Miocene for the fourth layer, the middle Miocene for the fifth layer, the lower Miocene to upper Cretaceous for the sixth layer and the basement. In addition, the top depths of the seismic basement were estimated as 6.3 km at ATM, 5.1 km at TIP and 3.7 km at CTS.

キーワード: 勇払平野, 長周期地震動, 微動アレイ探査, S波速度構造

Keywords: Yufutsu Plain, long-period ground motion, array microtremor survey, S-wave velocity structure

1. はじめに

2003年9月26日に発生した十勝沖地震 (M_{JMA} 8.0)の際に、勇払平野において周期数秒～十数秒の成分が卓越した地震動 (長周期地震動) が観測された。これにより、平野内に立地する石油タンクにスロッシングが発生し、浮き屋根式の石油タンクを中心に浮き屋根の破損が多数生じた (危険物保安技術協会, 2004a, 2004b)。中でも、勇払平野南部に位置する苫小牧市内 (苫小牧西港地域) の製油所において、2件のタンク火災が発生し、その内の1件は44時間の長時間にわたって炎上したため、火災発生の要因となった長周期地震動に対して社会的な関心が高まった。

これらの石油タンクの被害に関して、畑山ほか

(2004) は、火災発生という甚大な被害に至った2基の石油タンクの1次モードのスロッシング固有周期が7秒であることを指摘し、さらに防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net, 港湾地域強震観測, 気象庁95型震度計, 自治体の震度計などで記録された強震波形記録を用いて速度応答スペクトル (減衰1%) を求め、周期別にコンターマップを作成し、苫小牧西港地域の周期7秒EW成分の速度応答が大きいことを明らかにしている。また、地震動と最大液面上昇量および最大液面上昇量と被害との関係について、最大液面上昇量がスロッシングの1次固有周期における地震動の速度応答とよく対応する、と考察している。

さらに、長周期地震動の発達の様子について、畑山ほか (2004) は、震源付近から勇払平野に至る日

高支庁沿岸と胆振支庁東部の K-NET の観測点における地震波形記録の変化から、勇払平野で観測された大振幅かつ継続時間の長い長周期地震動は、勇払平野の厚い堆積層を有する地下構造の影響を受けたため、としている。

上記のような厚い堆積層を持つ平野内で励起される表面波の特性は、一般的に、平野や盆地の平面的な広がり、堆積層の厚さと地震波速度、堆積層と基盤との境界面形状等に支配されると考えられている(例えば、畑山ほか, 2004)。

長周期地震動による被害の原因究明や軽減のためには地震動シミュレーションによる予測研究が重要であるが、精度の高い地震動予測結果を得るためには、表面波の特性に影響を与える上記の支配要因を正確に推定することが重要である。そこで、本調査では勇払平野の深部地下構造をより正確に推定することを目的に、平野内の 3 地点において微動アレイ観測を行い、各地点での 1 次元地下構造を推定した。3 地点の選定にあたっては、苫小牧地域で、タンク火災が発生した製油所が立地する苫小牧西港地域と石油備蓄基地が立地する苫小牧東部地域について各 1 地点、他の 1 地点は勇払平野内において地下構造の情報の少ない地域である K-NET 千歳観測点とした。

2. 既存の地下構造情報

北海道地域の地下構造に関する文献、資料は、浅野 (1989)、香東ほか (2002)、石油公団 (当時) による石油・天然ガス資源調査を目的とした基礎試錐・基礎物理探査など多くのものがある。

鈴木ほか (2004) は、上記の文献、資料を含む多くの既存資料を用い、データが不足している地域では、地質学的な知見により補完し、北海道地域全域の最新の地下構造モデルを構築した。

そこで、本調査では、鈴木ほか (2004) による地下構造モデルを既存情報として用いた。第 1 図及び第 1 表は鈴木ほか (2004) に示された勇払平野を横断する断面の地下構造モデルと各地層に対応する物性値である。これらの各地層に対応する物性値や各地層の深度情報は微動アレイ探査におけるアレイサイズ設計や、S 波速度構造解析結果との比較に用いた。

3. 微動アレイ探査

3.1 微動アレイ探査の概要

微動とは人間が感じることでできないような非常に小さな、定常的な地面の揺れのことである。微動の発生源としては雨、気圧変化、波浪などの自然現象と工場、自動車などの人間活動によるものがある。微動は実体波と表面波とが混在したものと考えられている (Matsushima and Okada, 1990 ; 岡田ほか,

1994) が、地表面で観測される微動は実体波より表面波が卓越している場合が多い (岡田ほか, 1990)。表面波にはレイリー波とラブ波があるが、微動アレイ探査では主にレイリー波を利用している。レイリー波は、位相速度が周波数 (周期) によって異なるという速度分散性を持っている。レイリー波の位相速度の分散 (分散曲線) は地下構造によって決定されるので、微動観測によってレイリー波の分散曲線を求めることができれば、地下構造を推定することができる (物理探査学会, 1999)。

レイリー波の位相速度と周波数との関係を表す観測分散曲線は、複数の地震計により、同時刻に複数地点の微動観測 (アレイ観測) を行い、得られた記録を用いて周波数-波数スペクトル法 (以下では F-K 法) (Capon, 1969) または空間自己相関法 (以下では SPAC 法) (Aki, 1957) による解析から求める。

一方、水平成層構造を仮定すれば、レイリー波の分散曲線は、各層の P 波速度、S 波速度、密度と層厚が既知のとき、計算により理論分散曲線を求めることができる (例えば、Aki and Richards, 1980) ので、微動観測によって得られた観測分散曲線に最も適合する水平成層構造モデルを逆解析により求めることにより、地下構造を推定できる (物理探査学会, 1999)。

以上をまとめると、微動アレイ探査は次の 3 項目の手順により行われる。

- ①地表面に地震計を群設置し、微動を観測する (微動のアレイ観測)。
- ②観測データより、表面波の分散曲線を求める (位相速度解析)。
- ③得られた分散曲線を満足する地下構造を逆解析により推定する (S 波速度構造解析)。

3.2 微動アレイ観測

微動アレイ観測は、第 2 図に示す勇払平野内の 3 地点で行った。ATM 地点は勇払平野南部に位置する苫小牧東部地域の石油備蓄基地周辺、TIP 地点は苫小牧西港地域における苫小牧港 (西港) の工業地帯に位置する出光興産 (株) 北海道製油所周辺、CTS 地点は勇払平野のやや西側に位置する千歳市向陽台支所 (K-NET HKD184 観測点) 周辺である。

(1) アレイ形状

SPAC 法による解析では、地震計は円周上及びその中心に置くことを前提としている (例えば、Okada, 2003)。また工場敷地内や備蓄基地内では地震計の設置可能箇所に強い制約がある。そこで、観測点位置の自由度が比較的大きい、10 点の観測点から構成される三重同心回転正三角形 (第 3 図参照) を基本アレイとした。このアレイ形状は、3 つの正三角形それぞれにおいて、独立にサイズ調整および回転が可能であり、観測点配置の自由度が大きい特

長がある(馮ほか, 2005).

(2) アレイサイズ設計

アレイサイズの設計は, 馮ほか(2000)の方法によった. 設計に用いる調査地点の想定地下構造は, 鈴木ほか(2004)を参考として, 水平成層構造の地下構造モデルを作成し, 理論分散曲線を求めた. アレイサイズは, 理論分散曲線の必要な周波数範囲を求めることができるよう設計した. その際, 広い周波数範囲に対応するため, 基本アレイのサイズを調整し, 大きい順からLアレイ, Mアレイ, Sアレイの3つに分けて設計を行った. 各アレイ間には周波数が重複する領域を設け, 連続的に分散曲線が得られるように考慮した. 第2表に設計した各調査地点のアレイサイズを示す. ATM地点のアレイサイズは, 第1図から基盤深度が深いと予想されるため, 低周波数域を対象とするLアレイを2つ設定(L1, L2アレイ)し, 低い周波数まで観測することを試みた.

(3) 微動観測

観測は各観測点独立記録方式とし, 地点毎に地震計(LE-3D/5S, Lennartz Electronic社製)と記録器(DATAMARK LS-8000SH, 白山工業(株)製)からなる観測システムを用いて行い, これに15 Hzのローパスフィルタを組み合わせている. 地震計は固有周期5秒のものを7秒へ切替が可能ないように改良されている. 第4図は観測システムの写真である. 本観測では, 地震計の固有周期は7秒とし, レイリー波を対象として上下動成分だけを観測した. 記録はサンプリング周波数100 Hzで行い, GPSによる時刻校正を約1時間毎に行った.

観測の時間帯は, 交通ノイズ等の非定常ノイズの少ない夜間(20時~翌朝7時)とし, 良質の微動データをできる限り多く観測するために自動計測できる最長の9時間のデータを取得した.

3.3 位相速度解析

微動記録から観測分散曲線を解析する方法としては前述のようにF-K法とSPAC法があり, 以下のよう比較できる.

SPAC法は, 同じアレイサイズであれば, F-K法に比べて, より低周波数域の位相速度を精度良く推定できると考えられている(岡田ほか, 1995). しかし, 解析条件としてレイリー波の1つのモードのみ存在することを仮定している(Aki, 1957)ので, 複数のモードが存在し, それらのモードのレベルの差が小さい場合, 正しい位相速度が得られないという欠点がある(小淵ほか, 2004; 馮ほか, 2004; Feng *et al.*, 2005). これに対して, F-K法では高次モードが存在しても各モードの位相速度を得ることができるが, 周波数が低くなるにつれて位相速度推定誤差が急に拡大する(岡田ほか, 1995).

そこで, 本解析では, 馮ほか(2004)の解析手順に従い, SPAC法とF-K法の両手法を用いた解析を行った.

(1) 解析の流れ

位相速度解析は予備解析, テスト解析, 本解析の流れで行った. まず予備解析では, 全データに対して主に観測データのパワースペクトルレベルや微動の周波数範囲の確認, 異常振動の除外を行った. 次に, テスト解析では一部のデータを使用してデータ基本区間長の決定やF-K法により高次モードの有無の確認を行った. 全データを用いた本解析では, 高次モードが存在しない場合は, SPAC法のみを適用し, 分散曲線を確定した. 高次モードが存在する場合には, SPAC法とF-K法の両手法を用いて表面波の基本モードと高次モードの位相速度を求め, 両者の結果をもとに最終的な観測分散曲線を確定した.

SPAC法の解析において, 解析区間の基本区間長は163.84秒とし, 分散曲線における周波数の平滑化(移動平均)のバンド幅はLアレイで0.025 Hz, Mアレイで0.05 Hz, Sアレイで0.1 Hzとした.

(2) 位相速度解析結果

第5図に観測記録のパワースペクトルの例を示す. 同図(a)はATM地点のL2アレイにおける各観測点のパワースペクトルであり, 各観測点でのパワースペクトルの大きさが同程度であることを示している. 同図(b)は各地点におけるパワースペクトルであり, CTS地点のパワースペクトルの大きさが他の2地点より小さいことが分かる. この理由としては, CTS地点が海から遠い閑静な住宅街に位置し, 微動の振動源が少ないことが挙げられる.

各地点のLアレイとMアレイの観測波形を用いてF-K法によるテスト解析を行った結果を第6図に示す. 図中の○印がF-K法による解析結果であり, 実線(赤色)はSPAC法の解析結果も考慮して最終的に確定した観測分散曲線である. 同図(a)はATM地点の解析結果であり, 約0.5~1.0 Hzの周波数域において2本の分散曲線が認められる. その原因として記録中には2つのモードの波が含まれることが考えられる. 周波数に対して低い位相速度を示す線をレイリー波の基本モード, 他方を一次モードと解釈した. 他の2地点では1本の分散曲線しかなく, 基本モードとして解釈した.

次に, テスト解析結果に基づき, L, M, Sアレイにより観測された全てのデータを用いて, ATM地点ではF-K法とSPAC法の両方の解析を行い, TIP地点とCTS地点においてはSPAC法のみ解析を行った. 第7図の●印がSPAC法による解析結果で, 実線(紫色)が最終的に確定した観測分散曲線である. 図の背景はSPAC法における観測データの空間自己相関係数のフィットネス(近似誤差の逆数)であり,

暖色系であるほどフィットネスが大きく、近似誤差が小さいことを示しており、赤が最もフィットネスが大きいことを意味する。SPAC 法による解析結果は ATM 地点の約 0.3~1.2 Hz の周波数域を除いて、3 地点ともに位相速度のばらつきが小さく、信頼性の高い位相速度が得られている。F-K 法の解析結果から約 0.5~1.0 Hz の区間に高次モードが存在していると推測されるので、ATM 地点の約 0.3~1.2 Hz の周波数域（破線区間）では、高次モードが SPAC 法によって解析された位相速度に影響を与えていると考えられる。そのため、この範囲においては F-K 法の解析結果を用い、それ以外では SPAC 法の結果を用いて、高次モードの影響を除外したレイリー波の基本モードの観測分散曲線を確定した。

第 7 図が最終的に確定された 3 地点の位相速度の観測分散曲線である。3 地点とも約 0.15~4 Hz 以上の周波数域の位相速度が得られた。3 地点の観測分散曲線は、低周波数側から高周波数になるにつれて、徐々に位相速度が低下するという、類似した曲線を示し、大局的な深部地下構造としては類似した構造と考えられる。しかし、約 0.3 Hz 以下で CTS 地点の観測分散曲線が他の 2 地点に比べて若干速い位相速度を示しており、基盤速度が同じと仮定すれば、CTS 地点の方が ATM 地点や TIP 地点より基盤深度が浅いと推察される。

3.4 S 波速度構造解析

レイリー波の基本モードの分散曲線から S 波速度構造を推定する逆解析には遺伝的アルゴリズム（以下では GA）と最小自乗法を併用したハイブリッド法を用いた（Feng *et al.*, 2005）。

遺伝的アルゴリズムによる逆解析は適切な初期モデルを必要せず、与えられた探索範囲内において自動的に最適モデルを探索するメリットがあるが、最適モデルに近づくにつれて解の収束が遅くなり、最適モデルを求めるには膨大な計算量が必要である（Goldberg, 1989）。一方、最小自乗法による逆解析は、解の収束が早く、計算量が少ないが、解の初期地下構造モデル依存性が強く、真のモデルにかなり近い初期地下構造モデルでない限り良い結果が得られないと言われている（山中ほか, 1995; Yamanaka *et al.*, 1996; 長ほか, 1999; 馮ほか, 2003）。

そこで、解析はまず GA を用いて行い、事前に設定した終了基準に達した時点で、その出力を最小自乗法の初期地下構造モデルとして自動的に最小自乗法に切り替えるハイブリッド法により、解析効率の向上、加速化を図った。なお、GA の終了基準としては 200 世代または近似誤差が 5% 以下とした。

(1) GA におけるパラメータとモデル探索範囲の設定

GA は与えられた探索範囲において先ずランダム

に N 個の初期世代の複数個体を生成し、「選択」（近似誤差に基づきモデルを評価し、誤差の大きいものを捨て、誤差の小さいものを残すこと）、「交差」（2 つの個体の要素を用いて新しい個体を生成すること）、「突然変異」（ある個体のある要素を変化させること）等の操作により次の世代の個体を作り、更に淘汰、交差と突然変異の繰り返しにより解の収束を図る解析手法である（Goldberg, 1989）。この手法には主に以下のパラメータがある。

- 1) 初期世代の個体数,
- 2) 交差率: 次の世代の個体を生成するとき、交差により生成する個体の比率,
- 3) 突然変異率: 次の世代の個体を生成するとき、突然変異により生成する個体の比率,
- 4) サバイバル率: 次の世代の個体を生成するとき、一部分の近似誤差が小さい個体をそのまま次の世代に移す比率.

これらのうち、初期世代の個体数は本解析では固定とし、100 個に設定した。他の 3 つは収束状況に応じて調整した。

本解析において「選択」の評価は、ある周期に対して観測された位相速度と理論値の誤差の 2 乗平均値の逆数として、ある個体についての適合度を求め、適合度の逆数である誤差の 2 乗平均値（misfit）を用いて行った（山中ほか, 1995）。

推定する地下構造モデルの層数は鈴木ほか（2004）を参考に 7 層とした。分散曲線は P 波速度、S 波速度、層厚、密度によって決定されるが、S 波速度と層厚が位相速度に及ぼす影響が大きいことが知られている（Horike, 1985）ので、探索パラメータは各層の厚さと S 波速度とし、分散曲線の計算に必要な各層の P 波速度と密度については、Ludwig *et al.*（1970）の関係図より、S 波速度から設定した。

第 3 表が 3 地点での GA による解析で設定した各層の S 波速度と層厚の探索範囲である。鈴木ほか（2004）の物性値を中心値として、S 波速度は中心値から 25% の範囲、層厚は中心値から 50% の範囲と設定した。基盤層の S 波速度探索範囲は、中心値に対して 5% と狭く固定するように設定した。

(2) 速度構造解析結果

GA では数値的な乱数を使用するので、初期世代の個体に与えるランダム系列の種（初期世代の個体）を変えて 10 回の解析を行い、近似誤差の小さい 5 個のモデルを解析結果とした。第 8 図が ATM 地点の解析結果であり、得られた 5 個の地下構造モデルを示した。第 9 図は観測分散曲線と逆解析により得られた各モデルの理論分散曲線を比較した図であり、どのモデルでも観測分散曲線とよく一致している。他の地点でも、得られた 5 個のモデルのばらつきは小さく、解の唯一性が高いと考えられる。解析された 5 個のモデルのうち、誤差が最も小さい解を最終

解とした．第 11 図に 3 地点の解析された速度構造モデルを示した．

4. 推定された地下構造

第 4 表に推定された 3 地点の S 波速度と Ludwig *et al.* (1970) の関係図より求められた P 波速度と密度の値を示す．また，第 5 表に推定された地下構造と地質系統（鈴木ほか (2004)）との関係を示す．

調査地点の速度構造を 7 層構造と仮定して解析した結果，地表から各層の S 波速度はそれぞれ 0.3 km/s 以下，0.4~0.5 km/s，0.7~0.8 km/s，1.2~1.4 km/s，1.6~1.9 km/s，2.2~2.3 km/s，3.2~3.3 km/s であった．3 地点における各層の S 波速度は，TIP 地点での第 4 層と第 5 層が ATM 地点，CTS 地点よりやや速い速度値を示すものの鈴木ほか (2004) とよく整合している．また推定された基盤深度は CTS 地点 3.7 km，TIP 地点 5.1 km，ATM 地点 6.3 km の順で深くなるという結果であった．

これらの層は，第 5 表に示すように，鈴木ほか (2004) による S 波速度との対比から，第 1，2 層は第四系，それ以外の各層はそれぞれ鮮新統，上部中新統，下部中新統~上部白亜系，基盤岩に相当すると考えられる．また，解析結果は鈴木ほか (2004) による上面深度とも整合する．第 12 図に深度情報とともに，3 地点における S 波速度構造を地質系統と対比させて示した．

5. まとめ

勇払平野の深部地下構造をより正確に推定することを目的に，平野内の 3 地点において微動アレイ観測を行い，1 次元 S 波速度構造を推定した．

調査地点の速度構造を 7 層構造として解析した結果，地表から各層の S 波速度はそれぞれ 0.3 km/s 以下，0.4~0.5 km/s，0.7~0.8 km/s，1.2~1.4 km/s，1.6~1.9 km/s，2.2~2.3 km/s，3.2~3.3 km/s であり，TIP 地点での第 4 層と第 5 層は ATM 地点，CTS 地点よりやや速い速度値を示すものの鈴木ほか (2004) の結果ともよく整合しており，それぞれ第 1，2 層は第四系，それ以外の各層はそれぞれ鮮新統，上部中新統，下部中新統~上部白亜系，基盤岩に相当すると考えられる．

推定された基盤深度は CTS 地点 3.7 km，TIP 地点 5.1 km，ATM 地点 6.3 km の順で深くなるという結果であり，これらの結果も鈴木ほか (2004) と整合する結果であった．

今後，今回の調査結果をもとに，勇払平野を含む領域の地下構造モデルを作成し，長周期地震動の生成について検討を行う予定である．

謝辞 東京大学地震研究所の工藤一嘉助教授に観測地点の選定に関して，助言を頂いた．また，石油天

然ガス・金属鉱物資源機構，(独)石油天然ガス・金属鉱物資源機構 苫小牧東部国家石油備蓄基地事務所，北海道石油共同備蓄 (株)，出光興産 (株) 北海道製油所には調査に当たり，多大なご配慮を頂いた．微動アレイ探査全般に関して産業技術総合研究所地質情報部門の長 郁夫博士に助言を頂いた．ここに，記して感謝致します．

文 献

- Aki, K. (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- Aki, K. and Richards, P. G. (1980) *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, Vol.1, W.H. Freeman and Company, San Francisco, California.
- 浅野周三 (1989) 地震動予測精密化のための地下構造の研究，文部省科学研究費，自然災害特別研究研究成果，自然災害科学総合研究班，No. A-63-3.
- 物理探査学会編 (1999) 物理探査ハンドブック，手法編第 4 章．
- Capon, J. (1969) High-resolution frequency- wavenumber spectrum analysis, *Proc of the IEEE*, 57, 1408-1418.
- 長 郁夫・中西一郎・凌 甦群・岡田 広 (1999) 微動探査法への固体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム f GA の適用，*物理探査*，52, No.3, 227-246.
- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明 (2000) 微動アレイ探査のアレイ設計における感度解析の応用，*物理探査学会第 102 回学術講演会論文集*，140-144.
- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明 (2003) 微動アレイ探査における多地点同時逆解析，*物理探査*，56, No. 1, 1-11.
- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明 (2004) マルチモードレイリー波位相速度インバージョン及び適用例，*物理探査学会第 110 回学術講演会論文集*，31-34.
- 馮 少孔・杉山長志・山田伸之・山中浩明・国松 直 (2005) 微動アレイ探査による地下構造推定に及ぼす表面波高次モードの影響，*物理探査学会第 112 回学術講演会論文集*，323-326.
- Feng, S., Sugiyama, T. and Yamanaka, H. (2005) Effectiveness of multi-mode surface wave inversion in shallow engineering site investigations, *Butsuri-Tansa*, 58, No. 1, 26-33.
- Goldberg, D. E (1989) *Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning*, Addison-Wesley, 1-25.
- 畑山 健・座間信行・西 晴樹・山田 實・廣川幹治・井上涼介 (2004) 2003 年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの

- 被害, 地震 2, 57, 83-103.
- Horike, M. (1985) Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas, *J. Phys. Earth*, 33, 59-96.
- 香束卓郎・菊池伸輔・伊藤谷生 (2002) 日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造: 石油公団日高測線 (H91-2,3) 反射記録の再処理と再解釈, 地震研究所彙報, 77, 97-109.
- 危険物保安協会 (2004a) 平成 15 年十勝沖地震危険物施設の被害記録.
- 危険物保安協会 (2004b) 屋外タンク貯蔵所浮屋根審査基準検討会報告書.
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E. and Drake, C. L. (1970) *Seismic Refraction, The Sea*, 4, 53-84, edited by Maxwell, A., Wiley InterScience, New York.
- 小淵拓也・山本英和・佐野 剛・斎藤徳美 (2004) 数値実験による微動に含まれる高次モードレイリー波が位相速度に及ぼす影響, 物理探査学会第 110 回学術講演会論文集, 47-50.
- Matsushima, T. and Okada, H. (1990) Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors, *Butsuri-Tansa*, 43, No. 1, 21-33.
- 岡田 廣・松島 健・森谷武男・笹谷 努 (1990) 広域・深層地盤探査のための長周期微動探査法, 物理探査, 56, No. 6, 402-417.
- 岡田 広 (1994) 深度 3,000 メートル未満地下構造の広域概査のための微動探査法実用化への研究 (研究課題番号 03554009), 平成 5 年度科学研究費補助金〔試験研究 (B)〕研究成果報告書.
- 岡田 広・凌 魁群・佐藤 洋・笹谷 努・斉藤誠治・石川 顕・南雲秀樹 (1995) 微動利用の地下構造推定における周波数・波数スペクトル法と空間自己相関法の比較検討, 物理探査学会第 93 回学術講演会論文集, 105-109.
- Okada, H. (2003) *The microtremor survey method*, Society of Exploration Geophysics, 68-69.
- 鈴木晴彦・岩本鋼司・森野道夫・篠原秀明・藤原広行・青井 真・早川 讓 (2004) 北海道地域の深部地下構造モデル, 物理探査学会第 111 回学術講演会論文集, 49-52.
- 山中浩明・石田 寛 (1995) 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 466, 9-17
- Yamanaka, H. and Ishida, H. (1996) Application of genetic algorithm to an inversion of surface-wave dispersion data, *Bul. Seism. Soc. Am.*, 86, 436-444.
- (受付: 2005 年 10 月 17 日, 受理: 2005 年 11 月 1 日)

第 1 表. 既存情報 (鈴木ほか, 2004) による各地質系統の P 波速度, S 波速度, 密度.
Table 1. P-wave velocity, S-wave velocity and density of each geological unit from existing geological data (Suzuki *et al.*, 2004).

地質系統	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)
第四系 (工学的基盤)	1.8	0.48	1.9
鮮新統	2.1	0.7	2.0
上部中新統	2.5	1.1	2.2
中部中新統	3.3	1.7	2.3
下部中新統～ 上部白亜系	4.0	2.2	2.45
基盤岩盤	5.5	3.2	2.65

第2表. 3調査地点で用いたアレイサイズの一覧.

Table 2. List of array size in arrangement of seismometer array employed at the three sites.

アレイ種類	ATM 地点		アレイ種類	TIP 地点		アレイ種類	CTS 地点	
	アレイ半径 (m)	三角形底辺長 (m)		アレイ半径 (m)	三角形底辺長 (m)		アレイ半径 (m)	三角形底辺長 (m)
L1	2598.1	4500	L	1882.2	3260	L	2309.5	4000
	1299.0	2250		866.1	1500		1154.7	2000
	692.8	1200		558.9	968		577.4	1000
L2	2309.4	4000	M	1010.4	1750	M	721.7	1250
	1732.1	3000		374.1	648		288.7	500
	866.0	1500		57.7	100		115.5	200
M	866.0	1500	S	288.7	500	S	173.2	300
	446.3	773		57.7	100		43.3	75
	173.2	300		28.9	50		17.3	30
S	230.9	400						
	57.3	100						
	17.3	30						

第3表. 遺伝的アルゴリズムによる逆解析で設定した各層のS波速度と層厚の探索範囲.

Table 3. Search ranges of S-wave velocity and layer thickness of each layer set up in the inversion analysis using a generic algorithm.

層番号	S波速度中心値 (m/s)	探索範囲 (m/s)	層厚中心値 (m)	探索範囲 (m)
1	300	225 ~ 375	70	35 ~ 105
2	500	375 ~ 625	250	125 ~ 375
3	700	525 ~ 875	700	350 ~ 1050
4	1200	900 ~ 1500	1500	750 ~ 2250
5	1600	1200 ~ 2000	1500	750 ~ 2250
6	2200	1650 ~ 2750	2500	1250 ~ 3750
7	3200	2400 ~ 4000		

第4表. 3地点で推定された各層のS波速度とそのS波速度から Ludwig *et al.* (1970) の関係図を用いて求められたP波速度と密度.

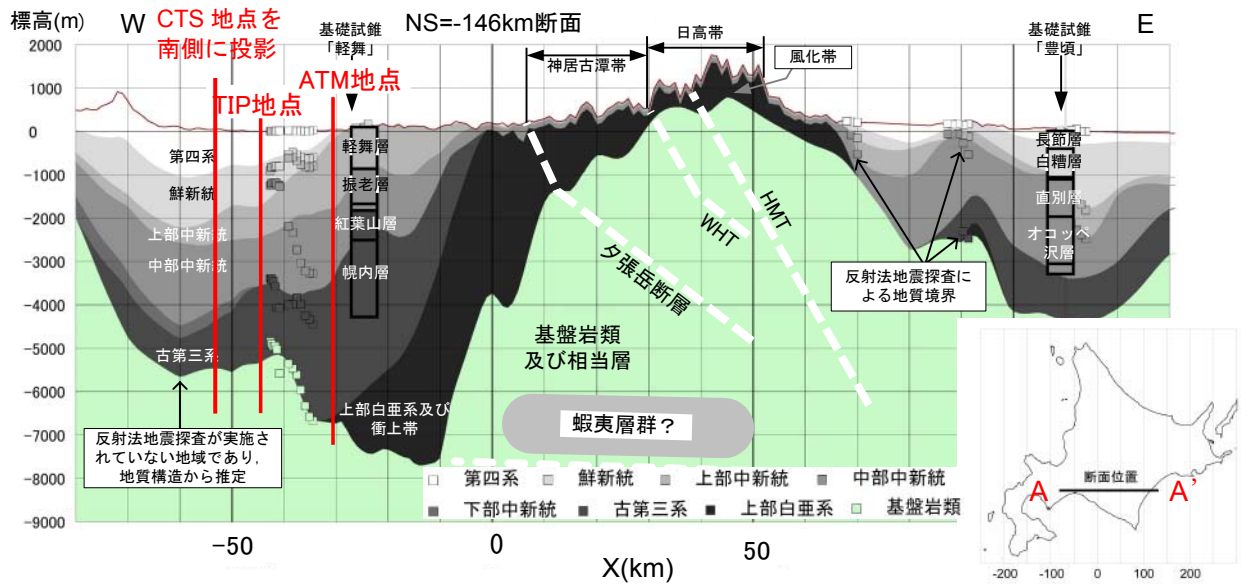
Table 4. Estimated S-wave velocity of each layer at the three sites, and P-wave velocity and density which were obtained from the estimated S-wave velocity using the figures shown by Ludwig *et al.* (1970).

層番号	CTS 地点			TIP 地点			ATM 地点		
	V _S (km/s)	V _P (km/s)	密度 (g/cm ³)	V _S (km/s)	V _P (km/s)	密度 (g/cm ³)	V _S (km/s)	V _P (km/s)	密度 (g/cm ³)
1	0.27	1.68	1.77	0.25	1.66	1.76	0.30	1.70	1.78
2	0.54	1.92	1.83	0.40	1.79	1.79	0.50	1.80	1.82
3	0.70	2.06	1.90	0.70	2.11	1.92	0.80	2.18	1.95
4	1.25	2.63	2.13	1.40	2.87	2.20	1.15	2.58	2.12
5	1.60	3.17	2.26	1.85	3.64	2.35	1.65	3.21	2.27
6	2.30	4.23	2.43	2.20	3.84	2.37	2.15	3.92	2.38
7	3.30	5.70	2.65	3.20	5.60	2.63	3.15	5.40	2.60

第 5 表. 既存情報 (鈴木ほか, 2004) と各調査地点で推定された各層の S 波速度および上面深度との関係.

Table 5. Relation of the estimated S-wave velocity structures and the top depths of each layer at the three sites to existing geological data (Suzuki *et al.*, 2004).

層番号	CTS 地点			TIP 地点			ATM 地点			鈴木ほか (2004)		
	V_s (km/s)	層厚 (km)	上面深度 (km)	V_s (km/s)	層厚 (km)	上面深度 (km)	V_s (km/s)	層厚 (km)	上面深度 (km)	地質系統	V_s (km/s)	上面深度 (km)
1	0.27	0.03	--	0.25	0.05	--	0.30	0.07	--	第四系	0.48	--
2	0.54	0.22	0.03	0.40	0.19	0.05	0.50	0.15	0.07			
3	0.70	0.60	0.25	0.70	0.59	0.24	0.80	0.45	0.22	鮮新統	0.70	0.1~0.8
4	1.25	0.77	0.85	1.40	1.65	0.83	1.15	0.80	0.67	上部中新統	1.10	0.3~1.7
5	1.60	0.88	1.62	1.85	0.95	2.48	1.65	1.50	1.47	中部中新統	1.70	1.8~2.5
6	2.30	1.22	2.50	2.20	1.70	3.43	2.15	3.35	2.97	下部中新統 ~ 上部白亜系	2.20	3.5
7	3.30	--	3.72	3.20	--	5.13	3.15	--	6.32	基盤岩類	3.20	5~7

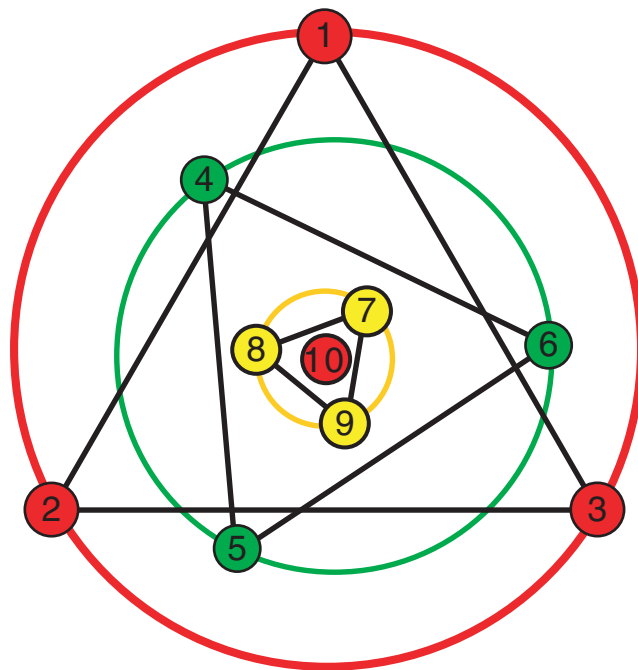


第 1 図. A-A' 線 (右下の位置図) に沿った勇払平野の地質断面図 (鈴木 (2004) に一部加筆). 図中の赤線は断面上に投影した各調査地点を示す.

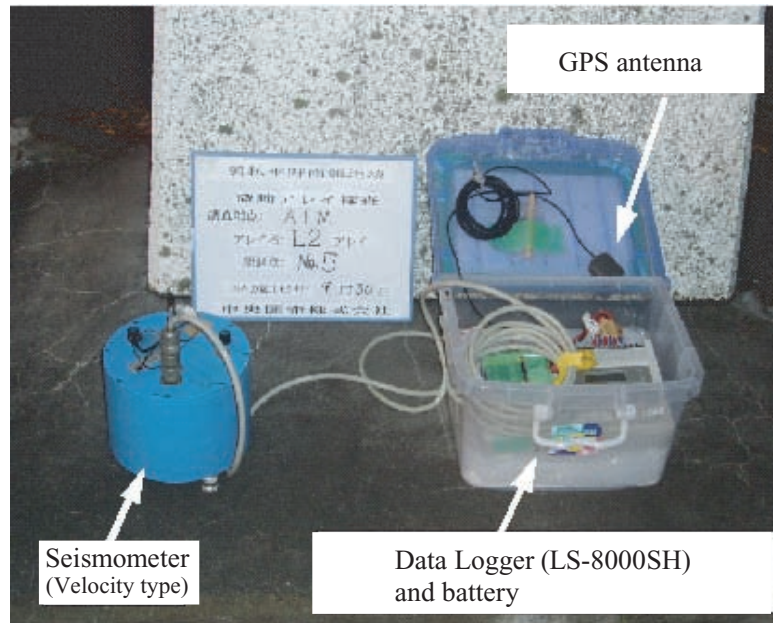
Fig. 1. A geological section of Yufutsu Plain along the A-A' line in the index map (lower right). This figure was modified from Suzuki *et al.*(2004). The red lines show the location of observation sites projected on the section.



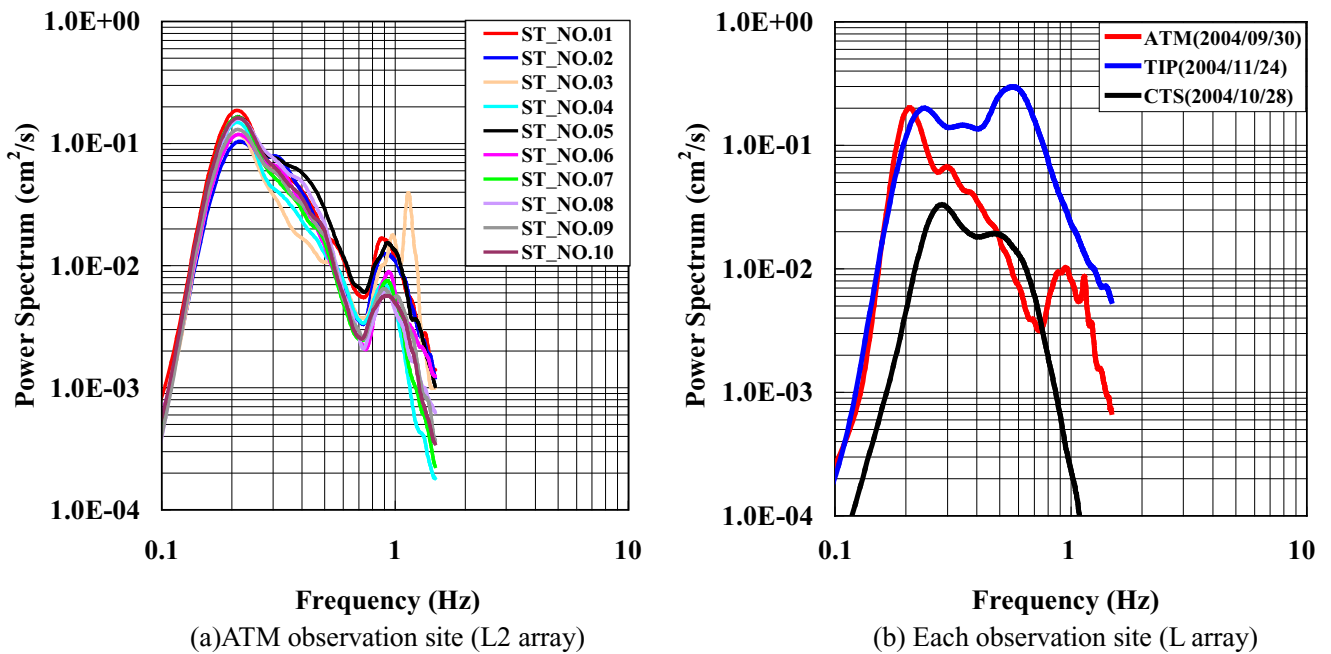
第2図. 3 調査地点の位置図. 国土地理院発行の20万分の1地勢図「苫小牧」を使用.
 Fig. 2. Location map of three observation sites. ATM : Oil storage base in the eastern Tomakomai, TIP : Oil refinery in the urban area of Tomakomai, CTS : Chitose K-NET seismograph station (HKD184).



第3図. 観測に用いた基本アレイ形状(三重同心回転正三角形アレイ).
 Fig. 3. Layout for one set of triple-concentric-rotation triangle arrays. The numbers in the circle show the location of observation points.

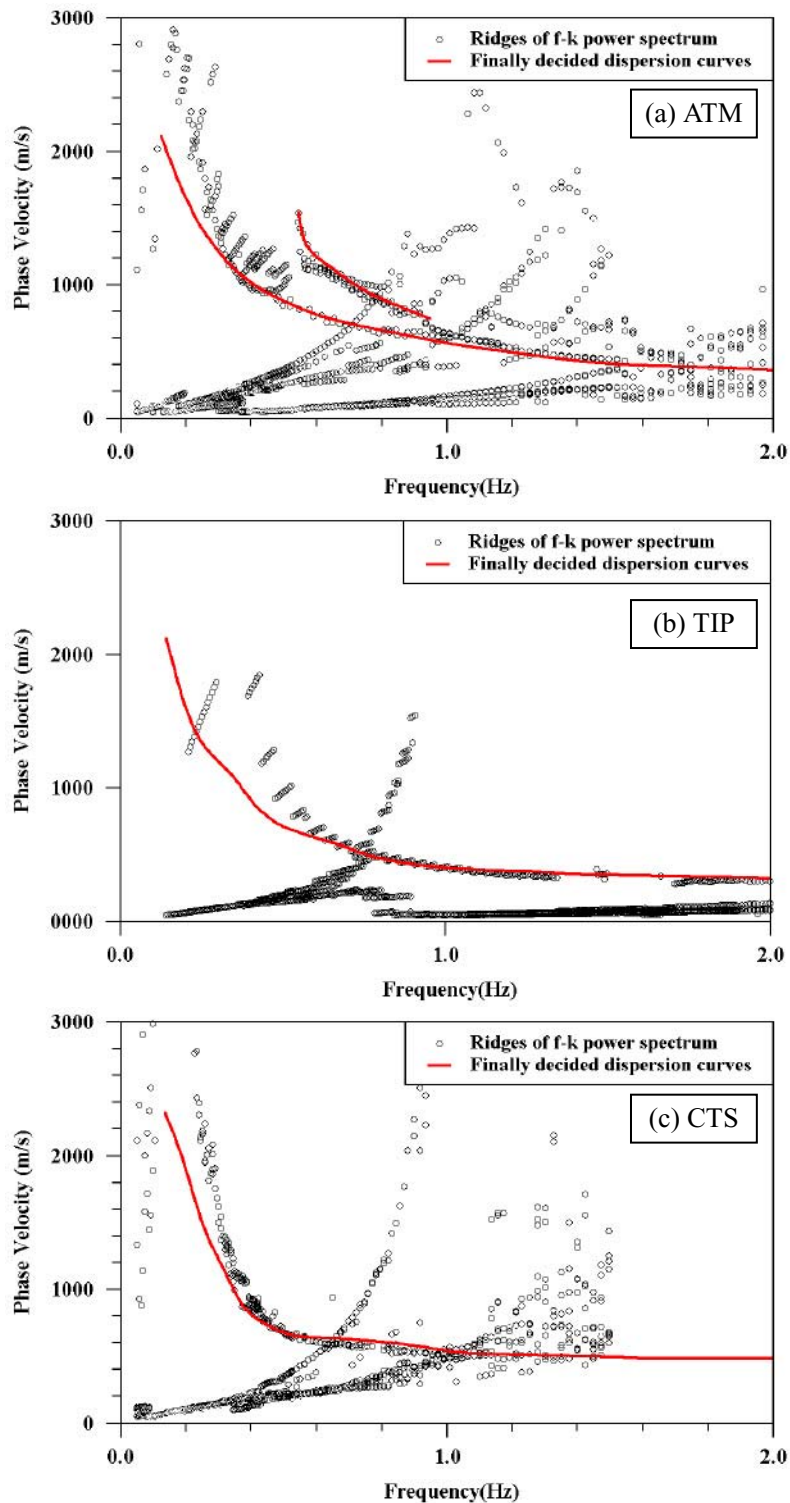


第4図. 各観測点で使用された観測システム.
Fig. 4. Observational system used at each observation point.



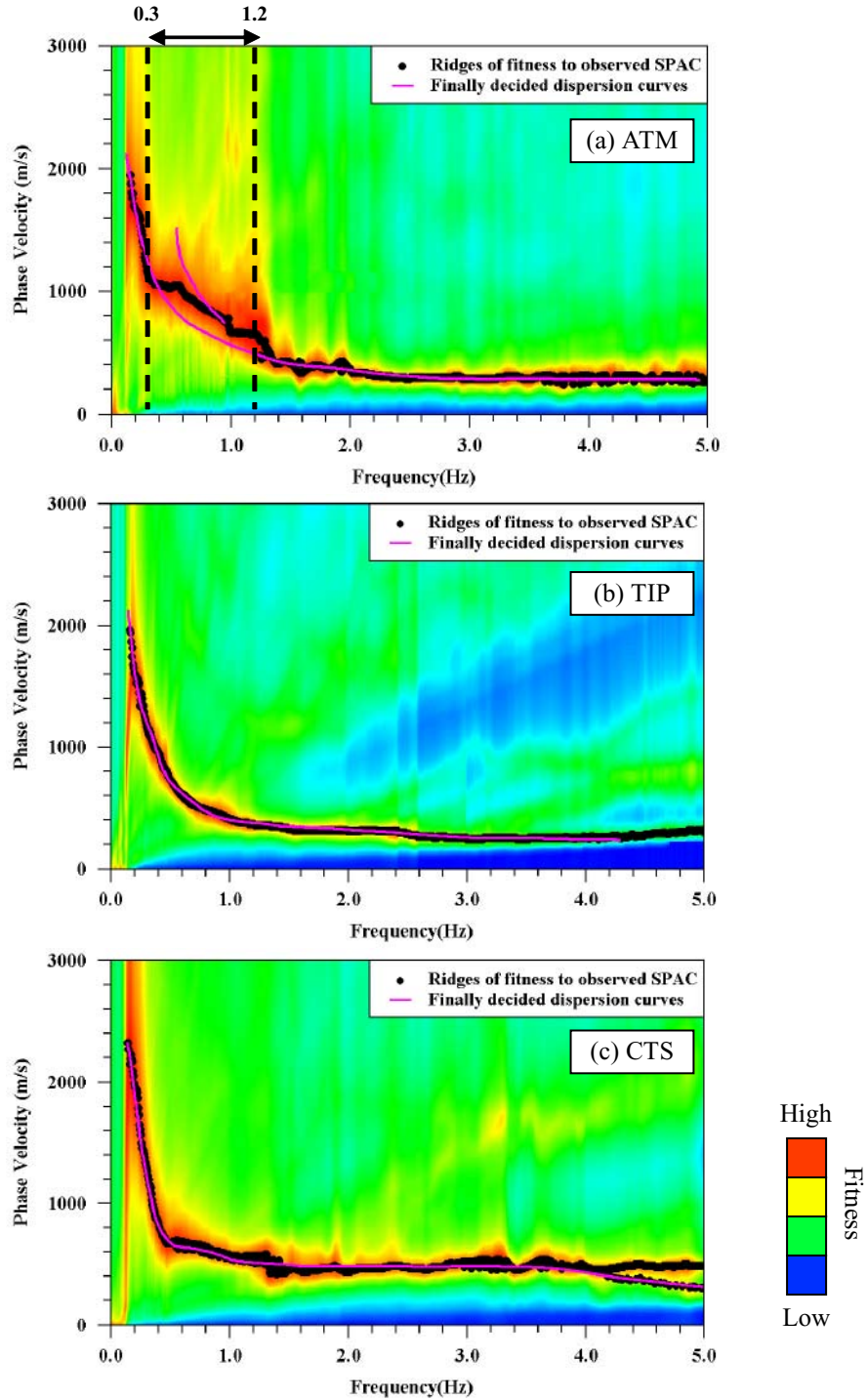
第5図. 観測微動のパワースペクトル. (a)各観測点 (ST_NO.01~10) のパワースペクトル例. (b)各調査地点 (ATM, TIP, CTS) のパワースペクトル例. 基本区間長は163.84秒である.

Fig. 5. Power spectra of observed microtremors. (a) An example of power spectra of each observation point (ST_NO.01 ~10) at ATM observation site. (b) An example of power spectra of each observation site (ATM, TIP, CTS). Block length is 163.84 (s).



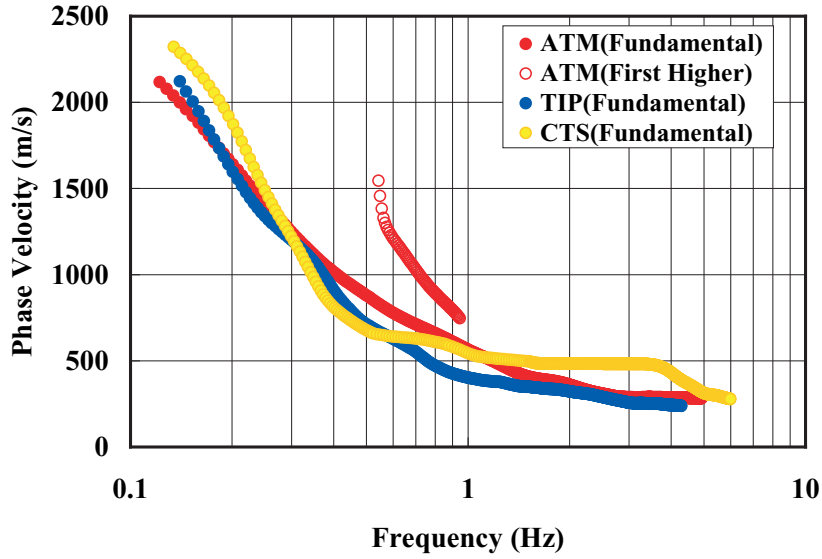
第6図. 各地点のLアレイとMアレイの観測波形を用いてF-K法により解析された位相速度の結果. 白丸は周波数-波数パワースペクトルの峰を示す. 赤線は最終的に確定された分散曲線である.

Fig. 6. Results of phase velocity of each observation site analyzed with the F-K method using L array and M array data of the observed data at each site. Circle marks mean ridges of f-k (frequency-wavenumber) power spectrum with the F-K method. Red lines show finally decided dispersion curves.



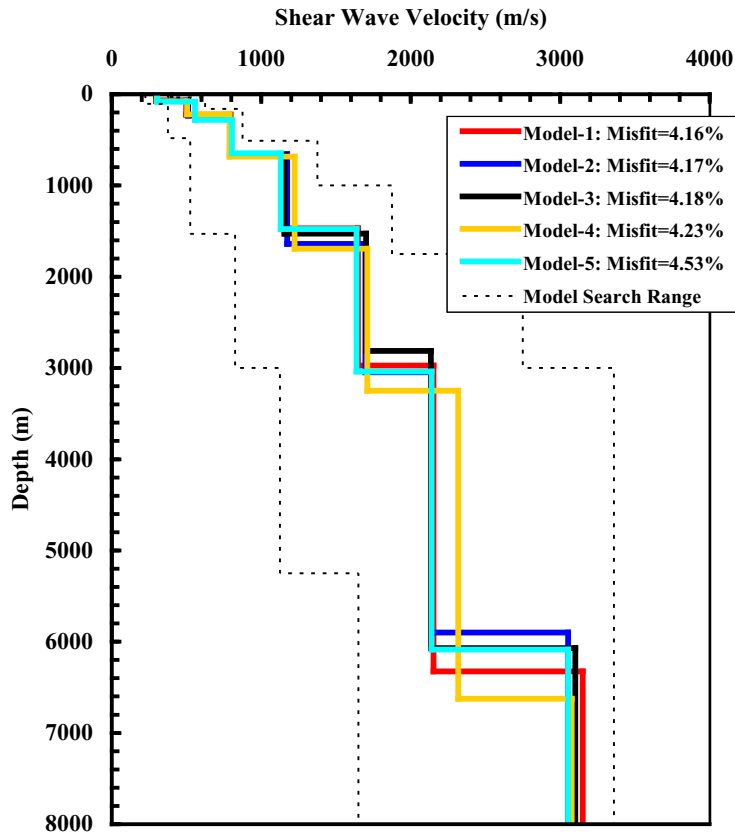
第7図. 各地点の全ての観測データを用いた SPAC 法による位相速度解析結果. 図の背景は観測データの空間自己相関係数に対するフィットネス (近似誤差の逆数) で, 色は青から赤いほど大きいフィットネスを示し, 黒丸はフィットネスの峰を示す. また, 最終に決定した分散曲線もピンク線として併記している. ATM 地点の 0.3~1.2 Hz 区間に高次モードの影響が見られる.

Fig. 7. Results of the phase velocity of each observation site analyzed with the SPAC method using all of the observed data. The term “observed SPAC” stands for the Spatial Autocorrelation Coefficients of the observed data. The background shows the fitness to the “observed SPAC”. The fitness means the inverse of the approximation error. The color scale from blue to red shows an increase of fitness and the black circle marks show the ridges. The same finally decided dispersion curves as the red line in Fig. 6 are also drawn as the pink line for reference. In the about 0.3 to 1.2 Hz frequency region (dashed line section) of ATM site, the high order mode is considered to have affected the phase velocity analyzed with the SPAC method.



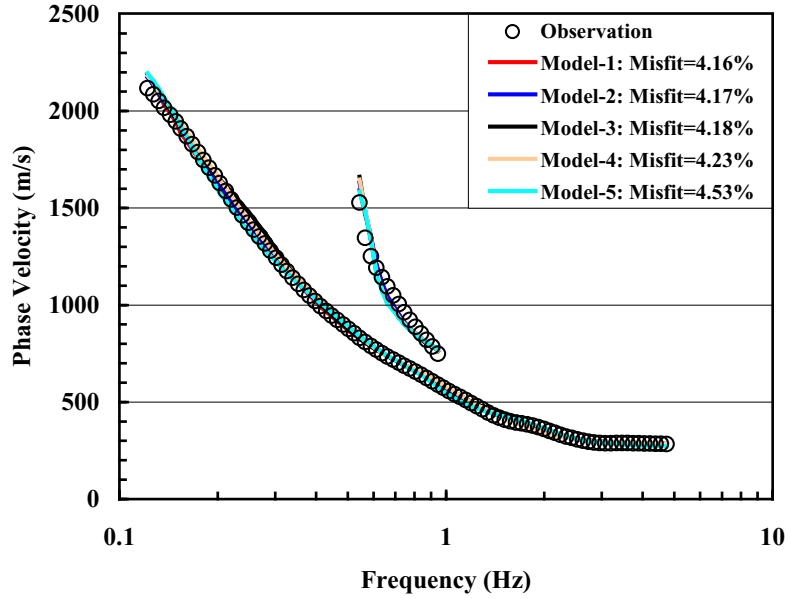
第 8 図. 最終的に確定された各地点の分散曲線. 塗りつぶされた丸印はレイリー波の基本モードの位相速度として解釈した.

Fig. 8. Finally decided dispersion curves at each observation site. Filled circle marks for each observation site were interpreted as the fundamental mode of Rayleigh wave.

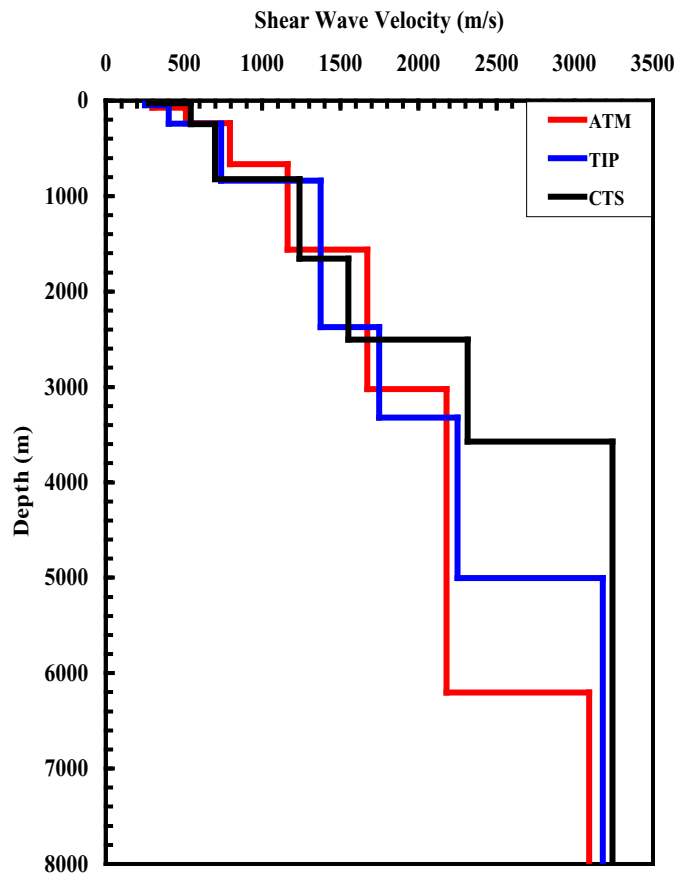


第 9 図. 遺伝的アルゴリズムと最小自乗法を併用する方法によって逆解析された ATM 地点の 5 つの S 波速度構造. 図中の破線はモデルの探索範囲を示している.

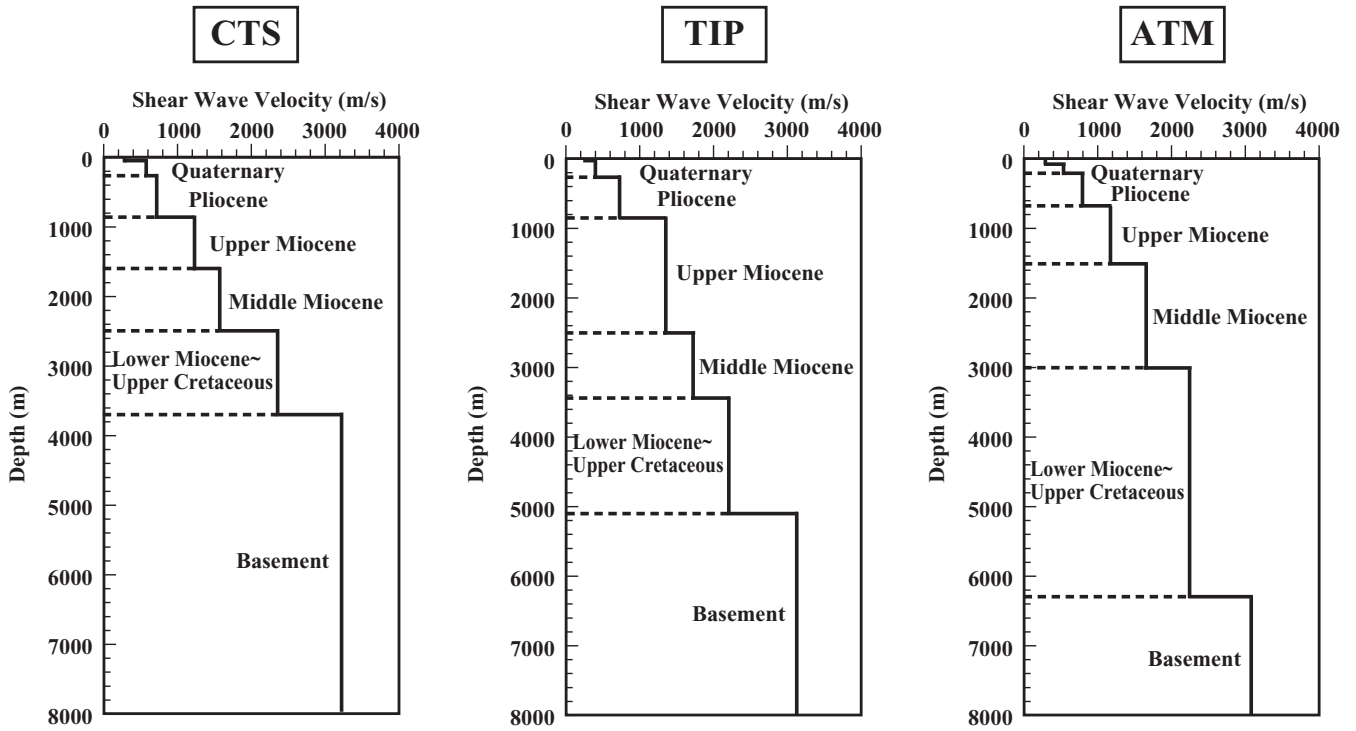
Fig. 9. Five results of S-wave velocity structures of ATM site inverted by the hybrid method that uses both least squares technique and genetic algorithm. Dotted lines show search range of thickness and S-wave velocity of each layer. The 'Misfit' means the square mean value with error between the phase velocity of the observed dispersion curve and that of the theoretical dispersion curve.



第 10 図. ATM 地点における観測分散曲線と第 9 図の 5 つの速度構造モデルから得られた理論分散曲線との比較.
 Fig. 10. Comparison between the observed and the theoretical dispersion curves obtained from the five results shown in Fig. 9 at ATM site.



第 11 図. 最終的に選択された各地点の S 波速度構造. 3 地点で選択された S 波速度構造は各地点で解析されたモデルの中でミスフィットの最も小さいモデルを選択した.
 Fig. 11. Finally adopted S-wave velocity structures at three sites. The adopted S-wave velocity structures at three sites were the smallest model of 'Misfit' value in inverted models for each site.



第 12 図. 3 調査地点の S 波速度構造 (第 11 図) と既存情報 (鈴木ほか, 2004) による各地質系統の解釈.

Fig. 12. Interpretation of relation with S-wave velocity structures (Fig. 11) and each geological unit from existing geological data (Suzuki *et al.*, 2004) at three sites.