

常時微動・重力・磁気・地震観測記録に基づく
3次元地下構造モデル構築手法の提案

2015年1月

石田 勇介

目次

1	序論	1
1.1	背景	1
1.2	目的	5
1.3	論文の構成	7
2	解析方法	10
2.1	本章の内容	10
2.2	提案手法の概要	12
2.3	遺伝的アルゴリズム	14
2.4	レシーバ関数	17
2.5	位相速度分散曲線	18
2.6	微動 H/V スペクトル	20
2.7	まとめ	21
3	地震基盤上面深度分布の推定	25
3.1	本章の内容	25
3.2	重力探査および磁気探査	25
3.2.1	重力探査	25
3.2.2	磁気探査	26
3.3	構造境界	26
3.3.1	MWP 法の概要	27
3.3.2	MWP 法の応用	28
3.3.3	解析データ	28
3.3.4	重力異常	31
3.3.5	磁気異常	33
3.3.6	改良 MWP 法の適用結果	35
3.3.6.1	改良 MWP 法の適用結果と表層地質との比較・検討	35
3.4	仮定密度の推定	38
3.4.1	F-H 相関法	38
3.4.2	F-H 相関法の適用	38
3.5	重力データに基づく構造解析	41
3.5.1	モデル化の概要	41
3.5.2	3次元基盤構造モデル	43
3.6	まとめ	47
4	逆解析における数値実験	50
4.1	本章の内容	50
4.2	解析に使用した数値モデルと擬似観測データ	50
4.3	逆解析におけるパラメータ設定	54
4.4	各目的関数に対する単独逆解析	56
4.4.1	Model A に対する逆解析	56
4.4.2	Model B に対する逆解析	57
4.5	速度構造を固定した場合の単独逆解析	60
4.5.1	Model A に対する逆解析	60

4.5.2	Model B に対する逆解析	60
4.6	まとめ	63
5	実データへの適用	65
5.1	本章の内容	65
5.2	地震観測記録	65
5.2.1	解析データ	67
5.2.2	レシーバ関数解析	71
5.2.3	PS-P 時間に基づく 1 次元 S 速度構造推定	77
5.3	常時微動探査における既存データ	79
5.4	単独逆解析	83
5.5	位相速度分散曲線と微動 H/V スペクトルを用いた複合逆解析	88
5.6	レシーバ関数における PS-P 時間, 位相速度分散曲線および微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析	92
5.7	まとめ	94
6	1943 年鳥取地震を想定した地震動評価	96
6.1	本章の内容	96
6.2	3 次元地盤構造モデルの構築	96
6.3	1943 年鳥取地震を想定した地震動シミュレーションの実施	101
6.4	結果と考察	103
6.5	まとめ	108
7	結論	110
	謝辞	114

1 序論

1.1 背景

構造物の地震時における挙動を適切に解析・評価するためには、対象とする構造物の立地している地表面上での地震動を可能な限り精度良く評価する必要がある。また、地震動の破壊力を最大加速度や最大速度などの1つの指標で評価して得られる情報には限界があるため、出来る限り対象地点における時刻歴の地震動波形、もしくは応答スペクトルに基いた詳細な評価方法を採用することが望まれる¹⁾。そのためには、地震動の主要因である震源特性・伝播経路特性・地盤増幅特性をそれぞれ精査する必要があるということは、これまでの調査・研究から既に周知の事実となっている。

震源となる断層の規模や破壊様式といった時間的・空間的な特徴は、地盤内に放射される地震動に大きく影響する(震源特性)。また、震源から放射された地震波は、硬質な地殻中の様々な経路を伝播する過程でその様相を時々刻々と変化させる。地震波が伝播距離の増大にともなって振幅が減衰する現象は、幾何学減衰・粘性減衰・散乱減衰による影響を考慮することで説明される(伝播経路特性)。さらに、対象地点近傍における平野または盆地部の比較的軟弱な堆積地盤層に地震波が入射するとそこで地震動が増幅される(地盤増幅特性)。地表面上で観測される地震波は、一般的にこの地盤増幅特性による影響を最も大きく受けており、また、その影響度合いは対象地点周辺の地盤構造に大きく左右される。このため、地表面上で観測される地震動を適切に評価するためには、地殻内に比べて地震動の伝播速度が著しく低下する地震基盤($V_S = 3000$ m/s程度)上面から地表面までの堆積層の地盤構造、特にS波速度構造を高精度に推定する必要がある^{2), 3)}。2011年東北地方太平洋沖地震($M_j = 9.0$)を契機に将来起こり得る大地震への万全の対策が求められる昨今、地域ごとの詳細な強震動予測を実施することを念頭に置いた平野または盆地部における堆積層のS波速度構造のモデル化は急務である。

強震動予測に用いる地下構造モデルに対して要求される精度は、地盤の3次元的不整形性が地震動に与える影響を考慮することの重要性が認知されるにつれて高まってきている。1995年兵庫県南部地震の際に、神戸市須磨区から西宮市にかけて形成された震災帯の直接の原因となったエッジ効果は、地盤の不整形性に起因して発現した⁴⁾。その他、2007年新潟県中越沖地震では、柏崎刈羽原子力発電所内において極局所的な地震動増幅が起こり、設計応答地震動を大きく上回ったことで甚大な被害が生じた。その主な原因についてはその後の被害調査により、深部地盤構造における不整形性に起因して地震波伝播速度の急激な変化に伴うエネルギーの集中および滞留が発生し、その結果、地震動の付加的増幅に影響を及ぼしていたということが判明している⁵⁾。

地盤構造の不整形性が地震動に及ぼす影響を解析によって詳細に評価するためには、実地盤に則した高精度な3次元地下構造モデルの構築が望まれる。そうした背景から、地震調査研究推進本部が、「長周期地震動予測地図 2012年試作版」のなかで全国を対象とした3次元地下構造モデル(以下、J-SHISモデルと称す)を作成・公開している⁶⁾。当該モデルでは、全国を対象として500 mメッシュ間隔で $V_S = 350 \sim 3400$ m/sまでを33層で表現している。しかし、モデルの精度に関しては全国で一律ではなく、地盤探査データの多寡によるところが大きい。また、一般的に大都市が形成されている大規模な平野部ほど調査・研究が精力的に行われているため、それにより得られているデータや知見がモデルに反映され、適宜修正・改良がなされている。その一方で、各地に点在する中小規模な平野または盆地部などでは、情報量の不足に起因してモデルの調整が十分に行われていないのが現状である。特に、地震基盤上面から工学的基盤までの深部地盤構造に関しては、実構造と著しく乖離した様相のほぼ水平な成層構造で表現されている地域も少なくない。そうした3次元のモデル化に対する十分な検討がなされていない中小規模の地域においても、主要都市が被災した際の代替拠点(通称:ディザスター・リカバリー・サ

イト; DR サイト) になり得る可能性や主要都市間を結ぶ基幹都市としての重要な役割を有している場合などを考慮すれば、地震動シミュレーションに資する3次元地下構造モデルを構築し、将来の地震に備えた適切な強震動予測を行っておくことは、今後の我が国における国土の強靱化を推し進めていく上でも非常に重要であると考え。

中小規模の平野または盆地部における深部地盤構造に関する情報量の不足を補うために、大都市部でこれまでに実施されてきたような大規模な地盤探査を網羅的に実施していくことは現実的であるとは言えない。したがって、地震動シミュレーションに活用することができ、なおかつ、ある程度の精度を有した3次元地下構造モデルを構築することを念頭に置いて、探査コストや解析により得られる情報の性質を考慮に入れた上で、数ある探査手法の中から現実的に利用・実用可能な探査法を取捨選択する必要がある。

地盤構造の把握を目的とした物理探査手法は、これまでに数多く確立されている(表 1.1)。そのなかで地震学・地震工学的に最も有用な手法として、反射法地震探査や屈折法地震探査などの地震波探査法が挙げられる。当該手法は基本的に調査環境に対する制約が少なく、解析手法も古くから確立されている。また、弾性波速度が得られるという特徴を有していることから、これまでに様々な地域で高精度な地下構造モデルが推定されている(例えば、7)、8)。しかし、起振源をはじめとした多種多様な観測機器を大量に使用した大規模な調査体制を敷くため、広範囲を面的にカバーするように多数実施する際にはコスト面が障害となり得る。したがって、今後、新たに中小規模の平野または盆地部を対象として多用していくことは困難であると思われる。

一方、常時微動探査法は、数ある物理探査手法の中でも探査システムが非常に小規模であり、解析に用いる振動源に関しても波浪などの自然現象または人工活動などに誘発される交通振動などのシグナルであるため、非常に探査コストが安価である。そのため、当該手法を用いた地下構造モデル推定に関する調査・研究がこれまでに多数実施されている(例えば、9)、10)。特に、地震計を複数台使用して実施する常時微動アレー探査は、地震動計算の際に重要なパラメータとなるS波速度構造を推定できるというメリットがある。また、推定されるモデルの精度や妥当性についても先行研究によって、ある程度実証されている^{11)、12)}。その他、良好な観測記録を得るための観測条件の制約などに関しても、観測器材および解析手法の改良・発展によって自由度が増してきている。近年、長らによって提案されたCCA法^{13)、14)}では、地震設置間隔(アレー半径)が数mの極小サイズのアレー探査でも工学的基盤($V_S = 500 \sim 700$ m/s程度)上面までの位相速度を優に推定することが可能となっている¹⁵⁾。しかし、アレー探査によって地震基盤上面までの1次元S波速度構造モデルを推定した例は依然としてそう多くはない。その要因の一つとして、観測点直下の地盤の不整形または不均質性による影響が挙げられる。探査対象地点における地盤構造が解析上の仮定として置かれる水平成層構造から著しくかけ離れている場合や各層境界間の速度コントラストが不明瞭な場合には、精度良く位相速度を推定することが難しくなる。また、一般的に深部地盤構造に起因する長周期成分の表面波(周波数0.2 ~ 0.5 Hz)を安定的に常時捉えることは困難であることが経験的に知られている。しかし、その一方で、長周期成分を含む微動には、季節変化に伴う周期的な変動を呈する特徴があるという研究報告がなされている¹⁶⁾。したがって、同様のアレー観測条件であっても、時期によっては探査適用限界深度が変化する可能性がある。そのため、このような情報を考慮することによって、深部地盤構造を対象とした常時微動探査を効率的に実施することが可能となる。

地震基盤上面までの深部地盤構造を推定する際、一般的には重力探査法が用いられる。探査コストも常時微動探査法とほぼ同様に非常に安価であり、解析により得られる密度構造モデルは、常時微動探査法などにより推定されるS波速度構造モデルともある程度の関連性が確認されている¹⁷⁾。また、全国を対象として、これまで研究機関ごとに取得・蓄積されてきた探査データが取りまとめられ、一般的に利用可能な状態に整備されている。その点に関しては、磁気探査データも重力データと同様に一般的に活用しやすい形に整備されている。しかし、実在地層の磁

化状態は密度構造と比べて複雑であるため、磁気探査データのみに基づいた構造解析により詳細な地下構造モデルを推定することは現状では難しい。そのため、一般には磁気探査は重力探査よりもさらに概査的な位置付けで用いられることが多い。

重力探査データ以外に深部地盤構造の情報を内含していると考えられるのが、地表面上で観測される地震観測記録である。その活用法の一つとして、地震基盤と堆積層のような速度コントラストの大きな層境界でP波からS波に変換されたPS変換波と直達P波の到達走時差(以下、PS-P時間と称す)を求め、その走時差から堆積層のS波速度構造を推定するという方法がある。関東平野、仙台平野または濃尾平野などでも適用が試みられており、既存の速度構造モデルが改良されたという報告されている¹⁸⁾⁻²¹⁾。対象とする地域内において中小地震記録が観測されている場合には、地下構造モデルの推定を行う際に非常に有用なデータとなり得る。

また近年では、地震波干渉法^{22), 23)}が脚光を浴びている。地震波干渉法は、異なる受信点で観測された地震波形の相互相関により、それぞれの受信点を仮想的な震源とした地震観測記録を生成する手法である。したがって、従来、ノイズとして扱われていた震動源を利用して擬似地震波記録を得ることができるため、山陰地方をはじめとする中小地震記録が観測されにくい地域や都市部のように観測機材の配置に制限がある地域においても、規則的な受発信点配置の地震観測記録を再構築することが可能となる。無論、長時間の記録を取得するための常時観測点を設ける際の場所や設備については、別途、検討する必要がある。

表 1.1²⁴⁾にある、数多くの物理探査手法が確立されている中から地震動シミュレーションに資する実用的な3次元地下構造モデルの構築を行うために利用することを考え、探査に要するコストや観測・解析により得られる情報の性質を考慮に入れ、

- 常時微動探査法
- 重力探査法
- 磁気探査法
- 地震観測

による物理探査データを主に活用したモデル化手法を考案するのが最も合理的であるという結論に達した。

表 1.1. 各種物理探査手法の概要 (24)

基本的要因	要因の具体的記述	地表および空中からの手法												ボーリング孔を使用する手法										坑内	海上				
		リトセメントセンシング	屈折法地震探査	反射法地震探査	垂直・水平電気探査	二次元電気探査	電気比抵抗	重力探査	磁気探査	地中レーザ	放射能探査	常時観測	表面波探査	熱赤外線探査	地温探査	VSP	弾性波トモグラフィ	電気比抵抗	速度トモグラフィ	電気比抵抗	地中水流層	濃度検層	密度検層			キトリバ検層	ポットホールトモ		
関係する物理量		地表面反射画像	弾性波速度	音響インテグレーション (概算)	電気比抵抗	電気比抵抗	重力探査	磁気探査	地中レーザ	放射能探査	常時観測	表面波探査	熱赤外線探査	地温探査		音響インテグレーション (概算)	弾性波速度	電気比抵抗	速度トモグラフィ	電気比抵抗	地中水流層	濃度検層	密度検層	キトリバ検層	ポットホールトモ	音響インテグレーション (概算)	音響探査	サイドスキートムography	
	対象とする深度	地表面または、地下数m以内	○						○				○																
		地下数数10m程度		○	○	○	○	○																			○		
		地下200m程度まで		○	○	○	○	○																			○		
調査する精度	地下200~500m程度		○	○	○	○	○																						
	概略的に把握する程度	○	○	○	○	○	○	○	↑	○	○	○	○	○	○	○	○	○	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	○	○	○	
	ある程度詳細に調べたい	○	○	○	○	○	○	○	↑										↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	○			
	出来るだけ詳細に把握したい		○	○	○	○	○	○	○										○	○	○	○	○	○	○				
適用地点の地形	地形は平坦ないし一様傾斜で、起伏は少ない	○	↑	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	ゆるやかな起伏がある程度	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	急傾斜や褶曲の急激な変化がみられ、かなり複雑	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	地盤分布や構造線などの情報を把握したい	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
求めたいもの	建設に直接関係する力学特性などの値を求めたい	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	活断層などの詳細に直接影響する位置や規模などを知りたい	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	地下水や水文状況の検出に資する目的	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	空洞や埋設物などの地下の異変を早期に発見し、対策などに関する情報を把握したい	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
データの取得	容易 (無料提供、購入可能)																												
	観測が容易																												

通用深度は、基本的にボーリング深度による

○ 最も通用できる ○ 精度は低下するが通用できる ○ 本質的に、この要因には関係しない ↑ 当然通用できる

1.2 目的

本論文では、深部地盤構造に関する情報量の不足に起因して3次元の地下構造のモデル化が困難となる中小規模の平野または盆地部において、地震基盤上面から工学的基盤までの深部地盤を対象として、地震動シミュレーションに資する3次元地下構造モデルの構築手法を提案する。本提案手法は、一般的に公開されている地盤情報を最大限に活用しつつ、必要に応じて簡便に観測を実施することができる物理探査法のデータを組み合わせることによって、国内の如何なる地域であっても一定精度の初期的なモデルの構築を可能とすることを目的に開発したものである。したがって、主に利用するデータは、全国規模でデータがコンパイルされた上で一般公開されている重力および磁気探査データ、日本全土に一定間隔で整備された上でデータ提供がなされている強震観測点における地震観測記録、といった誰もが手軽に入手することができるものである。そこに、比較的簡便に観測を実施することができる常時微動探査法のデータを組み合わせることによって、通常、推定することが困難となる深部地盤における速度構造のモデル化を可能にする。また、各物理探査手法の長所を活かしつつ補填し合うような解析を行うことによって単独解析よりも適用範囲が拡張され、さらには、それぞれの異なる物性に起因する各種物理量を用いた解析を行うことで、多側面から観測データを説明し得るモデルが推定できることが期待される。

本研究の流れとして、本提案手法が有する特徴を把握することを目的として、実データに適用する前に、まずは特徴の異なる2種類の数値モデルを用いた数値実験を行う。これには、これまでに地下構造モデルの推定を目的として行われた先行研究^(例えば, 25), 26)により得られている知見と大きな相違がないかということの確認の意味も含まれている。数値実験により得られる結果を検討・考察することによって、実データに適用する際の留意点や適用範囲を特定する。

実データへの適用を試みるにあたり、中小平野の代表地域として鳥取県東部に位置する鳥取平野(図 1.1)を選定した。鳥取平野では、先行研究^{27)–30)}により常時微動探査および重力探査が精力的に実施されており、データの蓄積がなされているとともに3次元的な地下構造の概観が捉えられている。また、2013年には、それまでに蓄積された物理探査データを積極的に用いて地震動シミュレーションに利用可能な3次元地下構造モデルが構築されている³¹⁾(以下、石田・他(2013)モデルと称す)。しかし、当該モデルの作成に用いた地震基盤上面までの深部地盤情報のほとんどは重力探査データであったため、地震基盤上面深度分布が重力探査データに基づく構造解析結果に単一依存しているという問題を含んでいた。その他の3次元地下構造モデルとしては、2004年に強震動予測を目的として鳥取県全土を対象として鳥取県により作成されたモデル³²⁾(以下、鳥取県モデルと称す)やJ-SHISモデルがある。鳥取県モデルにおける鳥取平野部分に関しては、石田・他(2013)モデルとほぼ同様に深部地盤構造が重力探査データに大きく依存したモデルとなっている。

本論文では、鳥取平野に本提案手法を適用することにより、強震動予測に有用な3次元地下構造モデルを構築することが可能であるということを実証する。構築したモデルの妥当性および有用性に関しては、全国を対象として作成されているJ-SHISモデルとの比較・検証を行うことにより考察・検証を行うことにする。

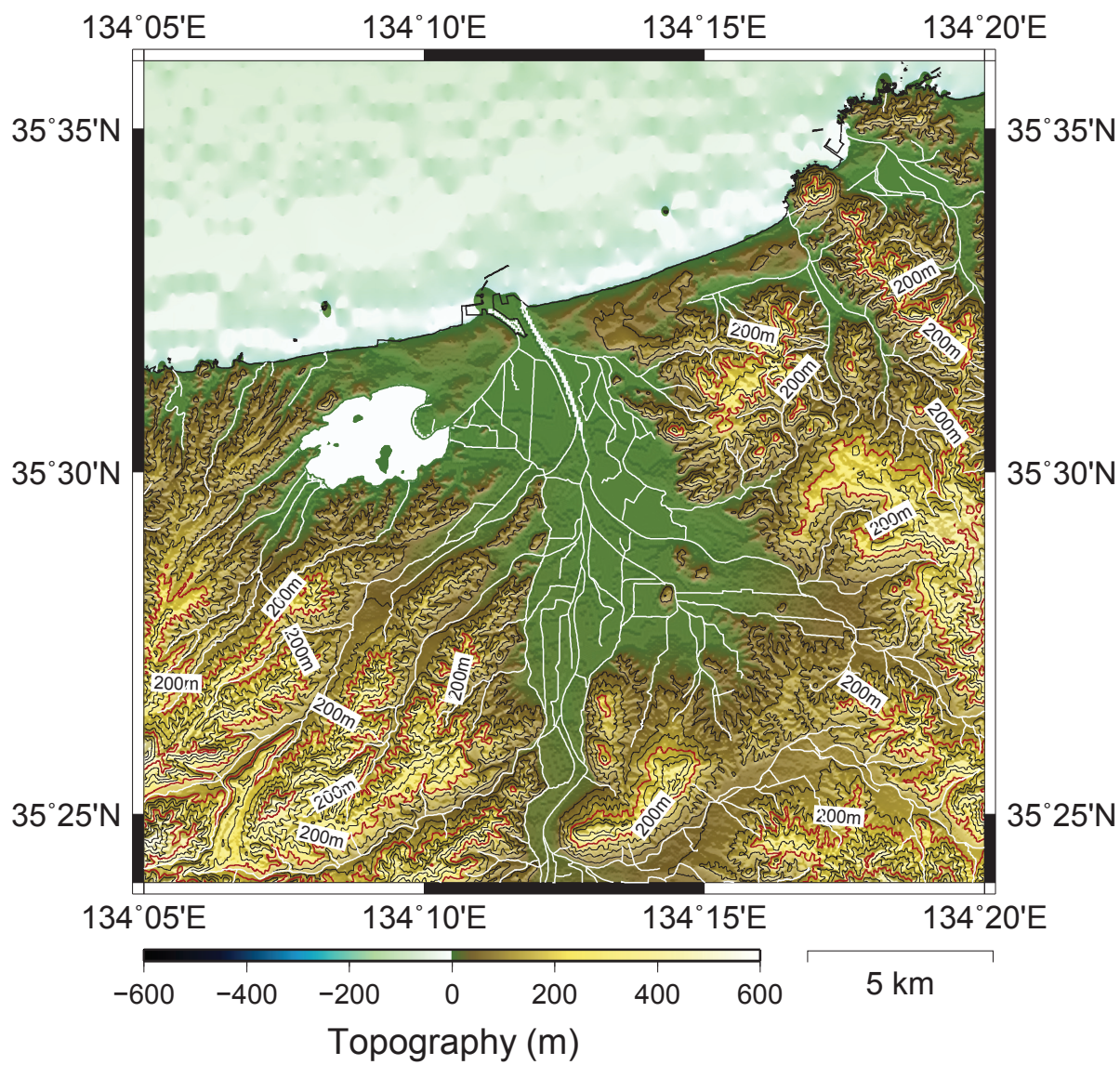


図 1.1. 鳥取平野の鳥瞰図

1.3 論文の構成

本論文の構成を以下に示す。

第1章「序論」では、本研究の背景および目的について述べる。

第2章「解析方法」では、本研究で提案するモデル化手法の内容について解説した後に、解析に用いる各物理探査データに対して行う解析方法について述べる。

第3章「地震基盤上面深度分布の推定」では、重力および磁気探査データを併用することによって、重力データに基いた構造解析によって推定される3次元密度構造モデルの精度を向上させることが可能であることを鳥取平野における実例を挙げ、実証する。

第4章「逆解析における数値実験」では、数値モデルを用いた数値実験を実施し、本提案手法の適用範囲および特性に関する考察を行う。

第5章「実データへの適用」では、実際に本提案手法を本研究の対象地域である鳥取平野における実データに適用し、その実用性について検討を行う。

第6章「1943年鳥取地震を想定した地震動評価」では、本提案手法を適用することにより構築された3次元地下構造モデルを用いて、1943年鳥取地震を想定した地震動シミュレーションを実施する。本研究で構築したモデルの他にJ-SHISモデルに対しても同様のシミュレーションを実施し、各結果の比較を行うことによって、本研究モデルの妥当性および有用性、ひいては本提案手法の実用性について考察する。

第7章「結論」では、本研究により得られた成果を総括する。

参考文献

- [1] 入倉孝次郎, 三宅弘恵. シナリオ地震の強震動予測. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, pp. 849–875, 2001.
- [2] 瀨藤一起, 三宅弘恵. 地下構造モデルと強震動シミュレーション. *地震*, Vol. 61, pp. 441–453, 2008.
- [3] 佐藤智美, 川瀬博. 堆積層による地震動の増幅. *地震*, Vol. 61, pp. 455–470, 2009.
- [4] 川瀬博, 松島信一, GRAVES R.W., SOMERVILLE P.G. 「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析—兵庫県南部地震の際の震災帯の成因—. *地震第 2 輯*, Vol. 50, pp. 431–449, 1998.
- [5] 独立行政法人原子力安全基盤機構. 地震動評価のための三次元地下構造モデルの作成手引. Technical report, 独立行政法人原子力安全基盤機構, 2013.
- [6] 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 長周期地震動予測地図 2012 年試作版. Technical report, 文部科学省研究開発局地震・防災研究課 地震調査研究推進本部, 2012.
- [7] K. Koketsu and S. Higashi. Three-dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo metropolitan area, central Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, pp. 2328–2349, 1992.
- [8] 鈴木浩一, 内田利弘, 相澤隆生, 狩野嘉昭, 伊藤俊一郎, 山中嘉章, 佐々木吾郎, 田上正義. 福島県いわき市における CSAMT 法および反射法地震探査による湯ノ岳断層近傍の地下構造. *物理探査*, Vol. 64, pp. 425–436, 2011.
- [9] 山中浩明, 山田伸之. 強震動評価のための関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築. *物理探査*, Vol. 59, pp. 549–560, 2006.
- [10] 吉見雅行, 吉田邦一, 関口春子, 堀川晴夫, 竿本英貴, 松浦旅人. 常時微動アレイ探査で推定した大分平野の S 波速度構造. *活断層・古地震研究報告*, Vol. 8, pp. 295–315, 2008.
- [11] 岡田廣, 松島健, 森谷武男, 笹谷努. 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査. *物理探査*, Vol. 43, pp. 402–417, 1990.
- [12] 宮腰研, 岡田広, 凌甦群. 震計アレイによる表面波位相速度の推定可能な周波数領域の上限—FK スペクトル法の場合—. *物理探査*, Vol. 93, pp. 95–99, 1995.
- [13] I. Cho, T. Tada, and Y. Shinozaki. A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics*, Vol. 69, pp. 1535–1551, 2004.
- [14] I. Cho, T. Tada, and Y. Shinozaki. Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, pp. 1535–1551, 2006.
- [15] 横井俊明, 林宏一. 茨城県常総市における SPAC 法と CCA 法の野外比較実験. *物理探査学会学術講演会論文集*, Vol. 121, pp. 171–174, 2009.
- [16] 羽田浩二, 藤野義範, 山田雅行, 蔭山太俊. Hi-net 連続データによる微動の季節変動性の検討. *物理探査学会第 125 回学術講演論文集*, pp. 53–55, 2011.

- [17] 安井讓, 野口竜也, 橋本勇一, 中谷英史, 香川敬生. 微動 H/V と重力探査による福井平野の地下構造推定. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 65, pp. 75–81, 2009.
- [18] 小林喜久二, 植竹富一, 真下貢, 小林啓美. 深い地盤構造評価のための PS 変換波の検出方法に関する検討. 日本建築学会構造系論文集, Vol. 505, pp. 45–52, 1998.
- [19] 黒瀬健, 秋山伸一, 藤原広行, 山中浩明. レシーバー関数解析による仙台平野の地下構造のモデル化と地震動シミュレーション. 物理探査学会学術講演会論文集, Vol. 118, pp. 67–70, 2008.
- [20] 南雲秀樹, 澤田義博. 濃尾平野の地盤構造と地震動特性. 地震工学研究発表会講演論文集, Vol. 26, pp. 293–296, 2001.
- [21] 佐藤智美. レシーバ関数から分離した全域通過関数に基づく地震基盤での PS 変換波検出法. 日本建築学会構造系論文集, Vol. 592, pp. 67–74, 2005.
- [22] K. Wapenaar and J. Fokkema. Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, Vol. 71, pp. SI33–SI46, 2006.
- [23] K. Wapenaar, D. Draganov, and J. Robertson. Introduction to the supplementary to seismic interferometry. *Geophysics*, Vol. 71, pp. SI1–SI4, 2006.
- [24] 物理探査要領作成委員会. 物理探査適用の手引. 物理探査学会, 2000.
- [25] 山中浩明, 石田寛. 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, Vol. 468, pp. 9–17, 1995.
- [26] 山中浩明, 元木健太郎. レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析による新潟県柏崎市の深部地盤の S 波速度構造の推定. 物理探査, Vol. 62, pp. 237–247, 2009.
- [27] 野口竜也, 西田良平. 微動による鳥取平野の地盤構造推定. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 60, pp. 473–478, 2002.
- [28] 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規. 人工地震・微動・重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定. 地震工学研究発表会講演概要, Vol. 27, pp. 1–7, 2003.
- [29] 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規. 微動探査データに基づく鳥取平野の 3 次元地盤構造モデルの構築. 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol. 63, pp. I–151, 2008.
- [30] 野口竜也, 杉原優太, 杉浦慎一, 香川敬生. 微動および重力観測による鳥取平野南部の地盤構造推定. 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol. 64, pp. I–330, 2009.
- [31] 石田勇介, 野口竜也, 香川敬生. 鳥取平野における地震動評価のための 3 次元地盤構造モデルの構築. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 69, pp. 821–828, 2013.
- [32] 鳥取県. 鳥取県地震防災調査研究報告書. Technical report, 鳥取県, 2004. 最終閲覧日: 2014 年 6 月 4 日.

2 解析方法

2.1 本章の内容

これまでに3次元地下構造モデルの構築に関する様々な手法が提案され、各地域を対象に実用されている(例えば、1), 2)。国の機関である地震調査研究推進本部では、強震動予測の主な構成要素となる震源および地下構造モデルの構築手法、強震動計算手法、予測結果の検証の現状に関する手法、震源特性パラメータの設定などにあたっての考え方について取りまとめた「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」(以下「レシピ」と称す)を提案している。「レシピ」では、震源断層を特定した地震を想定した場合の強震動を高精度に予測する際に、「誰がやっても同じ答えが得られる標準的な方法論」を確立することを目的として作成されている。そこで、現状における標準的な地下構造のモデル化手法を概観する意味で、「レシピ」内で提案されている深部地盤構造モデルの作成方法について着目することにする。

「レシピ」における深部地盤構造モデル作成の流れを図2.1に示す³⁾。まずは、対象地域における地質情報や各種構造探査データを用いて、先行研究により提案されているモデル化手法^{4), 5)}に基づく手順(1)～(2)に基づき0次モデル⁶⁾を構築する。次に、面的に存在する重力探査などの探査データを用いて、手順(3)～(5)により精度の高い層境界面の形状を有する0.5次モデルを構築する。ただし、面的な探査データが存在しない場合には、地震観測記録のスペクトル比などを用いて手順(6)を先取りすることにより0.5次モデルを構築する。最後に、地震観測記録の波形やスペクトル比などを用いて手順(6)～(7)により1次モデルを構築し、これを最終モデルとする。なお、モデル化の過程において、状況に応じて低次のモデル化に立ち戻ることが許されている。

「レシピ」の提案するモデル構築手法に基づけば、確かにある程度の精度を有した3次元地下構造モデルを構築することができる。しかし、本研究が対象としている深部地盤に関するデータ量の少ない中小規模の平野または盆地部に「レシピ」の提案するモデル構築手法を適用することを考えた場合、深部地盤構造に関する面的なデータおよび中規模の地震観測記録の不足に起因してモデルの調整を行うことが困難となることから様々な問題が生じることが予想される。

そこで、本論文で提案するモデル化手法では、深部地盤に関するデータの多寡によらず、如何なる地域においても一定精度の3次元地下構造モデルを構築することを目的とした。

本章では、本提案手法の説明およびその中で取り扱う解析手法についての解説を行う。

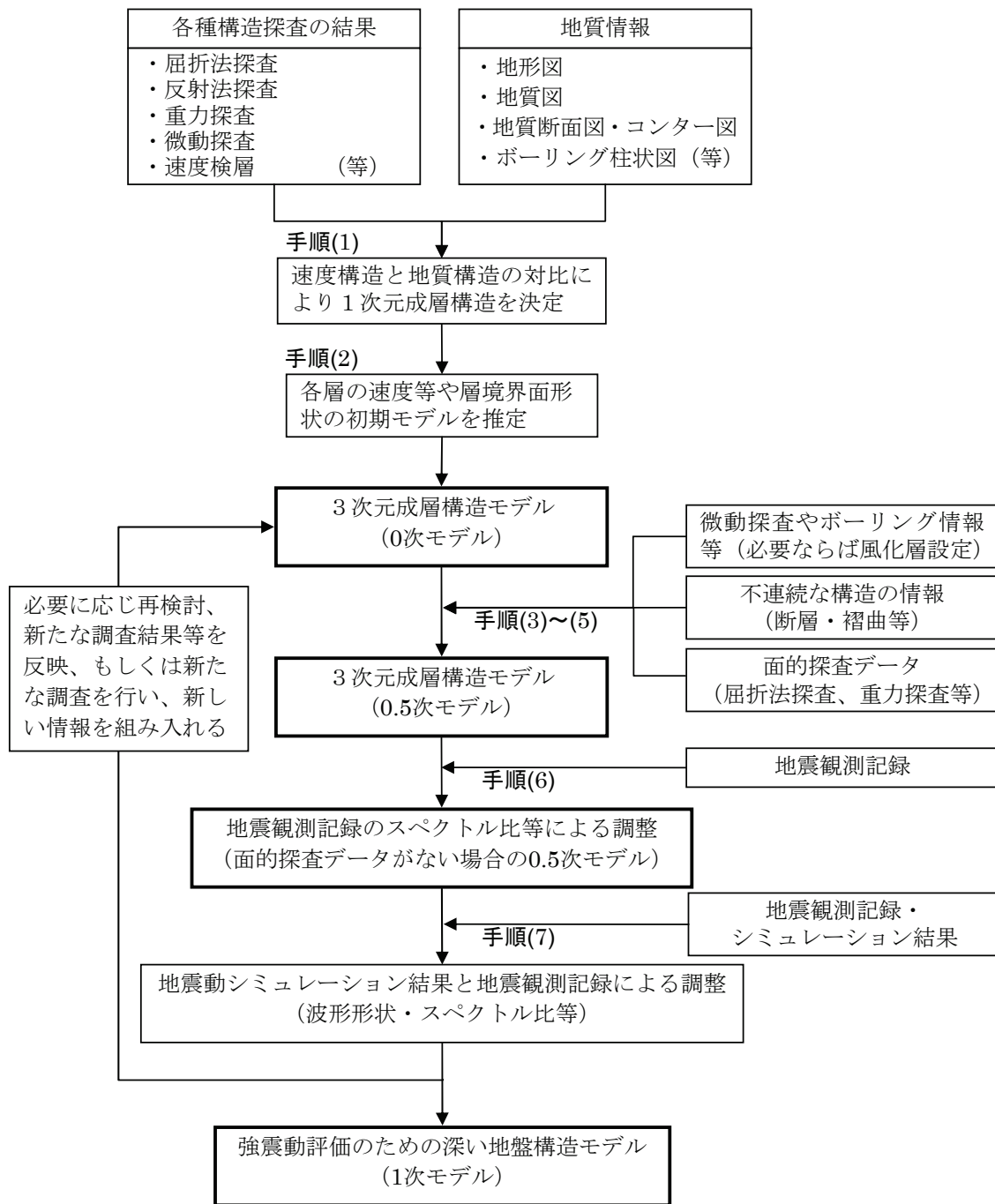


図 2.1. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) における深部地盤構造モデル作成の流れ³⁾

2.2 提案手法の概要

地震動シミュレーションに利用可能な3次元地下構造モデルを構築することを考えれば、対象地域において普遍的に堆積していると考えられる速度構造モデルを予め検討した上で各層厚を地点ごとに調整する方針を取る方が合理的である。そのため、本提案手法では「レシピ」同様、まずは先行研究により得られている知見や地盤調査結果から、対象地域における地盤構造を構成する統一的な速度構造モデル（統一物性値モデル）を決定する。設定した統一物性値モデルに基づいて、対象地域内の各地点における1次元S波速度構造モデルの推定を行う。1次元S波速度構造モデルの推定に際しては、異なる目的関数に基づいた逆解析を順次、繰り返して行うことによって、その都度、推定されるモデルを改善していくことで最適解に近づけていく方針を取る。解析手順は、図2.2に示す通りである。逆解析における目的関数には、レシーバ関数から推定されるPS-P時間、レイリー波における位相速度分散曲線（位相速度値）および常時微動における水平動に対する上下動のスペクトル比（以下、微動H/Vスペクトルと称す）の振幅比が最大となるときの周波数（以下、ピーク周波数と称す）を用いる。それぞれの算出方法については、後述することにする。

各目的関数に基づく逆解析（以下、複合解析と称す）を行う前段階として重力探査データに基づく3次元密度構造モデルの推定を行う。これは、重力探査データに基づく構造解析により推定された基盤上面深度を、PS-P時間に基づく逆解析を行う際に与える初期構造モデルへ反映させるためである。こうして初期構造モデルを高精度化することにより、逆解析を実施する際に解の探索空間をある程度限定することができ、その結果、最適解への収束精度を向上することにつながる。重力探査データに基づく構造解析の推定方法に関しては、第3章で詳細を述べる。

複合解析により各地点ごとの1次元S波速度構造モデルを推定した後に、その結果をリファレンスデータとして2次元3次Bスプライン関数に基づいて面的に補間することで3次元地下構造モデルを構築する。2次元3次Bスプライン関数を用いて表現することによって空間微分値が連続した滑らかなモデルとなり、不整形地盤を対象とした地震動応答計算にそのまま利用することができる。ただし、垂直あるいはオーバーハングするような層境界を表現することはできない点は、留意しておく必要がある。

本提案手法における要点をまとめると、以下の通りである。

- 1次元S波速度構造モデルを推定する前段階において、重力探査データに基づく構造解析を実施し、基盤上面深度を高精度に推定する。
- 異なる目的関数に基づく逆解析（複合解析）を順次行うことにより、複数種類の観測データを説明し得る1次元S波速度構造モデルを推定することが可能となる。
- 2次元3次Bスプライン関数を用いた空間補間を行うことにより、不整形地盤を対象とした地震動応答計算にそのまま利用可能な滑らかなモデルを構築することができる。

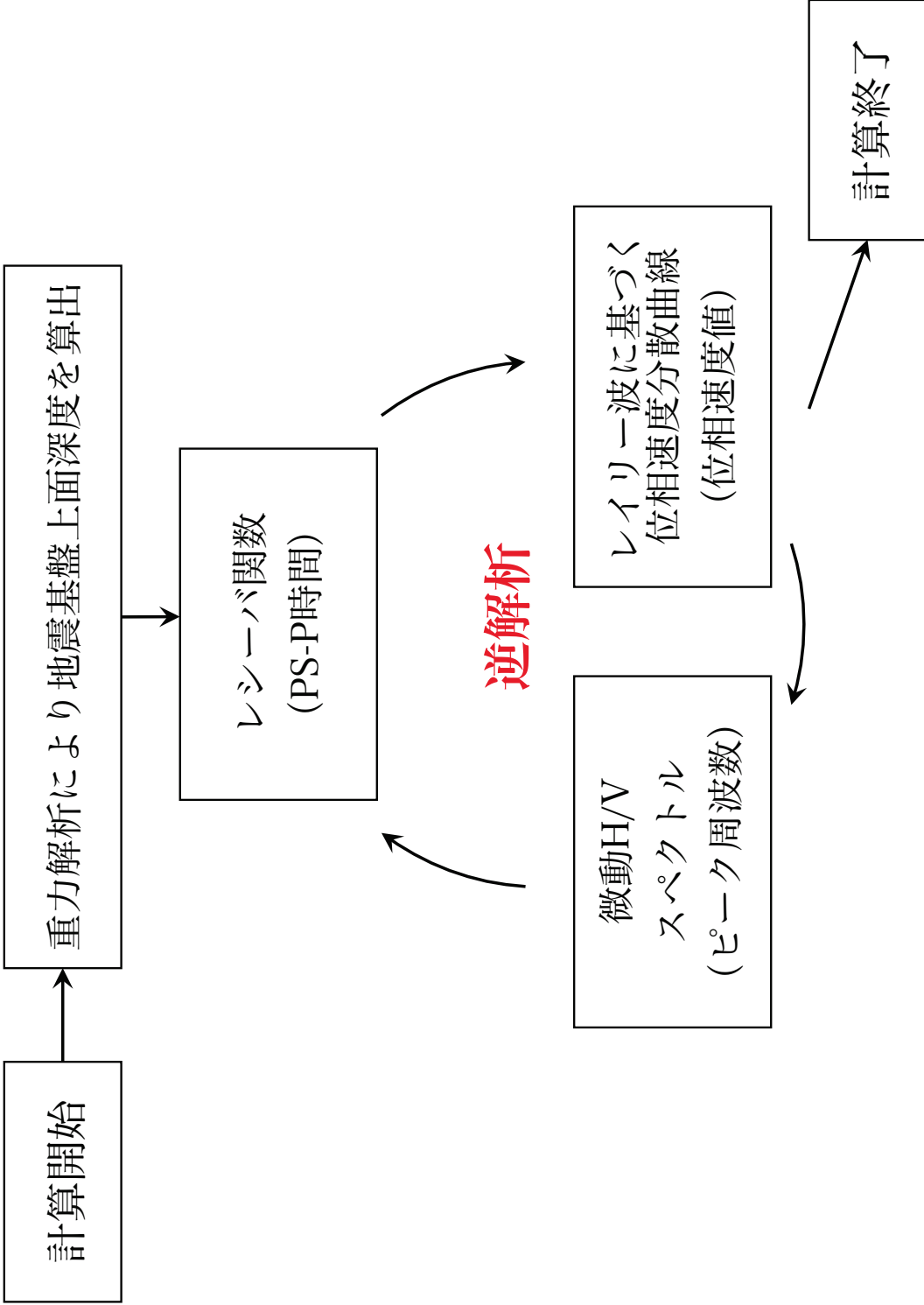


図 2.2. 本提案手法における解析の手順

ここからは、それぞれの逆解析について概説する。まずは、レシーバ関数における PS-P 時間に基づく逆解析を実施する。ここでの逆解析の主目的としては、常時微動探査では一般的に推定することが困難となる地震基盤上面までの深度を推定することが挙げられる。常時微動探査では、一般的に低周波数帯域において微動のパワーが低下することによって深部地盤構造の推定が難しくなることが経験的に知られている。その一方で、レシーバ関数解析では常時微動と異なり、地下深部から伝播してくる実体波を解析対象とすることに起因して、深部地盤構造モデルの推定を容易にするものと考えられる。

レシーバ関数における PS-P 時間に基づく逆解析によって推定されたモデルは、続いて実施するレイリー波における位相速度分散曲線に基づく逆解析の初期構造モデルに反映させる。位相速度分散曲線に基づく逆解析では、地震基盤層の一つ上の層から最上層までのモデルの調整を行う。先に述べたように、常時微動探査では、震動源が地表面であるために深部地盤由来の低周波数の波を観測によって捉えることは容易ではない。その一方で、浅部構造由来の高周波数の波は比較的捉えやすく、容易に浅部層の S 波速度構造モデルを推定することが可能である。その特徴を活かし、この段階では浅部層を精度良く推定することを第一目的として解析を行う。

最後に、位相速度分散曲線に基づく逆解析により推定したモデルを初期構造モデルとして、微動 H/V スペクトルのピーク周波数に基づく逆解析を行う。ここでは、最終的なモデルの調整を目的に行う。速度構造を固定した解析であるため、モデル推定に際してしばしば問題とされる層厚と速度のパラメータ間のトレードオフ問題は、ある程度回避できることが期待される。

2.3 遺伝的アルゴリズム

上述の逆解析における最適解の探索に際して、本研究では遺伝的アルゴリズム⁷⁾ (以下、GA と称す) を採用した。遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm; GA) とは、生物の遺伝的進化を模擬して開発された探索アルゴリズムである。その活用は医学分野をはじめ、経済学、工学、化学など幅広い分野で適用されてきている。GA の最大の特徴は、広大な解空間から合理的な解探索を行い、最適解を見つけ出すことができる点にある。これまでに GA そのものの改良を目的とした研究 (例えば、8)、9) または各分野への適用を試みた研究 (例えば、10)、11) が数多く行われているため、詳細はそれらを参照されたい。したがって、ここでは GA の基本概要を述べた上で、本研究で使用したプログラムに組み込んだ GA 操作について詳細を述べる。

GA の一般的な計算の流れを図 2.3 に示す¹²⁾。地下構造モデルの推定を目的として GA を用いて最適解を得るために重要となる要素は、初期構造モデルの設定、拘束条件、問題に則した適切な GA 操作の選択、GA 操作に関するパラメータの設定である。GA では、基本的に局所解に陥らないための処置がいくつか講じられてはいるが、地下構造モデルの推定を命題とした場合には解空間があまりにも広大であるが故に、ある程度の解の見当付けおよび解探索の方向付けが重要となる。そのため、出来る限り先見情報を反映した初期構造モデルおよび拘束条件を設定することが望ましい。そのため、本提案手法では、重力探査データに基づく構造解析により得られる基盤上面深度を初期構造モデルに反映させることによって、初期構造モデルの妥当性の確保および探索幅の縮小を図っている。

これ以後は、GA 操作について述べていく。GA の解析アルゴリズム上、最適解を検索していく過程で集団の中から一定数の個体を選び出し、次世代にそれらの個体が有する遺伝子を残していく操作が行われる。その「選択」の方法として、本研究ではトーナメント方式を採用した。トーナメント方式では集団の中からある個体数 (S_t) をランダムに選び出した上でトーナメントを行い、その中で最も観測値との差が小さい値を示す (= 適合値の高い) 個体を選択する。これを集団数が得られるまで繰り返し行う。本研究では、積極的に解探索を進めていくために集団数の 9 割の個体 ($M(t) = S_t \times 0.9$) をトーナメントにかけるように設定した。

「選択」によって選出された個体は次に、代表的な GA 操作の一つである「交叉」にかけられる。交叉では、異なる個体を持つ遺伝子を配合させ、次世代に送る個体を生成する。優良な遺伝子が受け継がれ、掛け合わされていくことで世代を更新する毎に最適解へ向けて解探索が進められる。交叉には、一点交叉、複数点交叉、一様交叉といった様々なバリエーションが存在するが、本研究では複数点交叉を採用した。

しかし、通常の一般的なトーナメント方式や複数点交叉を行っていてもランダム性が色濃く影響してしまい、世代交代を繰り返しても最適解に収束しない事態を招く場合がある。これは、親となる個体を持っていた優良な遺伝子配列を交叉により崩してしまうことが一つの要因として考えられる。そこで、解探索を行うにあたり、ある程度の解探索の方向付けをする目的でエリート戦略を取り入れた。一般的なエリート戦略では、集団 M_t 内の個体を適合値が高い順に並び替えた上で、上位の数個体をそのまま次世代に残す方式が取られる。本研究では、次の方法でエリートを次世代集団に組み込むことにした。まずは、トーナメントを行う前に集団 M_t 内の個体を適合値が高い順に並び替え、上位 5 割にあたる個体、最優良個体および最劣悪個体を選定し、記憶しておく。その後、トーナメント方式により交叉にかけられる個体を選出する。選出された集団に対して、再び適合値が高い順に並び替えを行う。そして、下位 5 割にあたる個体については、予め記憶しておいた上位 5 割の個体と入れ替える。さらに、入れ替えを行い形成された集団内に万が一、予め記憶しておいた最劣悪個体が含まれていた場合には、強制的に予め記憶しておいた最優良個体との入れ替えを行う。この方式は、見方によっては局所解に陥る危険性が懸念されるようにも思えるが、初期構造モデルの設定および適合値の評価方法の工夫の仕方によっては効果的に作用することが期待される。また、試行回数を増やすことによってさらにその危険度は低減されると推測される。

最後に、もう一つの代表的な GA 操作である「突然変異」について述べる。突然変異は、解探索を行う中で局所解に陥ることを避ける目的で用いられる操作であり、通常、発生確率を 5 パーセント程度と低く設定されることが多い。これは、発生確率があまりにも高過ぎると遺伝子が急激に劣化してしまい、進化しないという考えに基いている。突然変異にも様々なバリエーションが考案されているが、本研究では動的突然変異を採用した¹¹⁾。要するに、局所収束に陥らないように集団の多様性を確保するため、世代を更新するごとに突然変異確率を変化させ、大局的な解探索を可能にする方法である。具体的な手順は次の通りである。個体の多様性の指標として、1 つの集団での N 個の個体の各変数 x_{ij} の分散値

$$\sigma_i = \left(\frac{\sum_{j=1}^N (x_{ij} - \bar{x}_i)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (2.1)$$

を求め、それを各変数の集団での平均値 \bar{x}_i で正規化し、全ての M 個の変数について平均した値

$$\gamma = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{\sigma_i}{\bar{x}_i} \right) \quad (2.2)$$

を各世代での選択の操作の後に計算し、 γ の値によって突然変異確率を変化させる。本研究では、

$$\text{突然変異確率} = \begin{cases} 0.01 & (\gamma \geq 0.1) \\ 0.05 & (0.02 \leq \gamma < 0.1) \\ 0.10 & (\gamma < 0.02) \end{cases}$$

ように設定した。

上記の工夫の他に、遺伝子の表現に関してグレーコーディングを採用した。先行研究により遺伝子の表現の仕方によって探索効率が著しく異なるという指摘がなされており、特に実数値関数の探索では、一般にグレーコーディングの方がバイナリコーディングよりも優れているという報告が先行研究¹³⁾によりなされている。

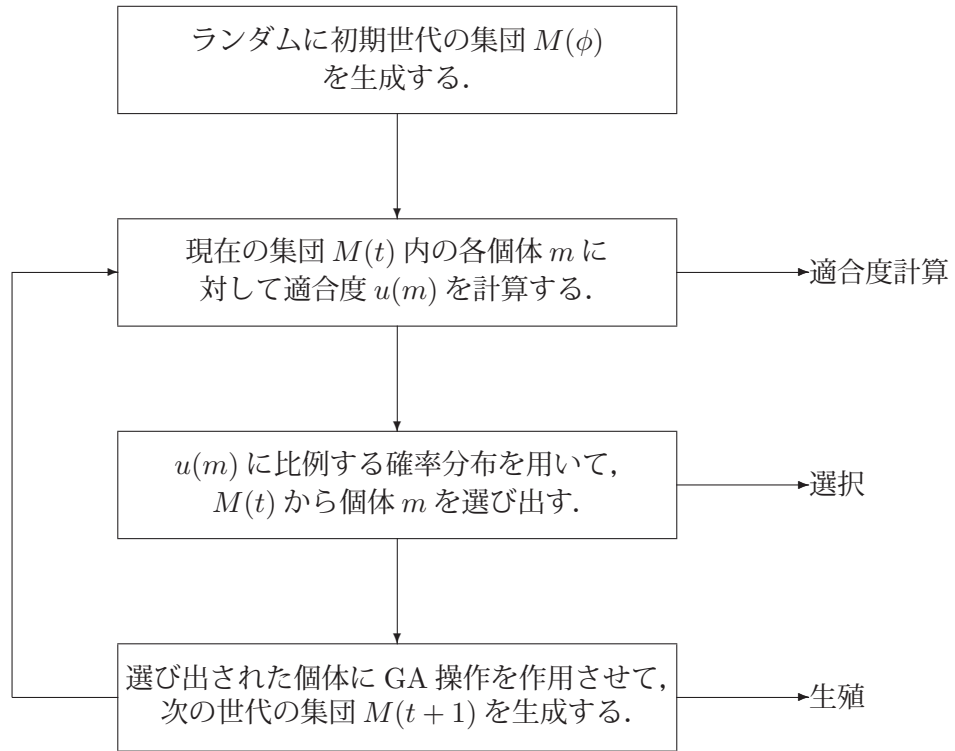


図 2.3. 遺伝的アルゴリズム (GA) の基本的な仕組み¹²⁾

2.4 レシーバ関数

レシーバ関数解析に関しては、先行研究^{14), 15)}により提案されている手順に従って行う。

地表面上で観測された加速度波形の水平 2 成分を Radial 成分と Transverse 成分に変換し、Radial 成分と上下成分の P 波初動部を解析に用いた。その際、Radial 成分および上下成分のそれぞれに散乱等の影響を除去するために 1 ~ 5 Hz のバンドパスフィルターを施した。また、本研究では、短時間平均 (Short Term Average; STA) と長時間平均 (Long Term Average; LTA) の比 (STA/LTA)^{16), 17)}を計算し、その値が異常判定基準値 (閾値) を超えたところの時刻を P 波初動とし、その 1 秒前から以後 5 秒間を解析対象区間とした。閾値は、2.5 に設定した。解析対象区間を P 波到達前の 1 秒間および初動部の 4 秒間とすることにより、PS-P 時間は 4 秒まで推定可能である。計算にはフーリエ変換を用いることから、実際には切り出した 5 秒間にオフセット補正およびコサイン型のテーパー処理を施し、後続に 0 を加えて 4096 個のデータを形成した。

Radial 成分を上下成分で除すことで複素フーリエスペクトルである R/V を計算し、その後は佐藤 (2005) により提案された手法を適用することでレシーバ関数を求めた。当該手法は、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¹⁸⁾により得られている知見を踏襲し、因果関数が全域通過関数と最小位相推移関数に分離可能であるという考えのもとに成り立っている。

複素フーリエスペクトルである R/V を円振動数 ω の関数 $F(\omega)$ とすると、 $F(\omega)$ は、

$$F(\omega) = F_M(\omega)F_A(\omega) \quad (2.3)$$

と 2 つの因果関数に分離される。式中の $F_M(\omega)$ は最小位相推移関数、 $F_A(\omega)$ は全域通過関数である。最小位相推移関数はフーリエ振幅の情報に基づく因果関数、全域通過関数はフーリエ位相からフーリエ振幅に依存する部分を除いて定義される因果関数である。そして、 $F_A(\omega)$ はほぼ直線位相となり、そのフーリエ逆変換が波動伝播時間で明瞭なパルスを持つという性質を利用することにより、高精度に PS-P 時間を検出することを可能にする。佐藤 (2005) では、 $F(\omega)$ 、 $F_M(\omega)$ 、 $F_A(\omega)$ をそれぞれフーリエ逆変換したものを、original RF, minimum-phase RF, all-pass RF と称しており、本論文においても、特別な断りがない限り、RF は all-pass RF のことを指す。当該手法を用いて各地震記録から RF を計算し、その結果をスタッキング (重合) することにより、ある地点における最終的な RF とした。スタッキング操作では、時間領域で平均をとるため、ノイズがデータ個数の平方根に反比例して小さくなることが期待される。

1990 年に東京湾岸とその周辺地域において、観測された地震記録から堆積層に起因する PS 変換波の存在が報告された¹⁹⁾。そこには、地震基盤面に入射された P 波が P 波として透過するだけでなく、S 波に変換して地表に到達し、P 波初動付近の水平成分においてその位相が出現するという旨が述べられている。

層境界面に対して斜め入射してきた P 波は、反射・透過 P 波に加えて、反射・透過 S 波を発生させる。この際に生じた S 波を PS 変換波と呼んでいる。PS 変換波は、層境界面から地表面までを S 波として伝わることで、また振幅が層境界における S 波速度の変化量に関係することから S 波に関する情報を有しており、これを解析することによって堆積層の地盤特性を把握することができる。また、層境界面における P 波の入射角と反射・透過波の間にはスネルの法則が成り立ち、

$$\frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{P2}} = \frac{\sin \phi_1}{V_{S1}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{S2}} \quad (2.4)$$

の関係がある。 V_P は V_S に比較して一般的に 2 倍程度の速度を有することから、 $\theta > \phi$ となる。

PS-P 時間は、地震基盤以浅の速度構造のみに関係する確実な量である。そのため、PS-P 時間は、深部 S 波速度構造モデルの解明が課題となっている現状において貴重なデータとなり得る。その他、P 波速度構造や地質断面しか判明していない場合に S 波速度構造に変換する際の指標、また、表面波の位相速度などの逆解析時の拘束条件などの利用が考えられる。

2.5 位相速度分散曲線

表面波には、周波数（周期）によって地盤内を伝達する速度が変わるという分散の性質がある。分散は地下構造を反映した現象であることから、その特性を利用することで原理的には地下構造を推定することが可能となる。ただし、現在の解析技術では平行な成層構造についてしか表面波の分散特性を得ることができないため、常時微動アレー探査によって推定される地下構造は平行層で近似される。平行層近似とは言え、地盤の S 波速度構造モデルを推定できるという最大の利点がある。

一般的なデータ解析法には、「周波数-波数スペクトル法^{20), 21)}（以下、F-K 法と称す）」、「空間自己相関法^{22), 23)}（以下、SPAC 法と称す）」および「CCA 法^{24), 25)}（nc-CCA 法）」がある。

F-K 法は、ほぼ任意のアレー配置が可能である。しかし、 N 個の観測点の配置で決まるビームフォーミングアレーレスポンスが全方位で同程度の鋭さ（デルタ関数）を持つようにすることが望ましいため、ある程度の観測点数を設置する必要がある。観測された微動のアレー全体としての出力を周波数別に波数パワースペクトルで表わし、そのピークの波数からアレーを通過した波の見掛け速度や到来方向を求める。微動を定常確率過程と仮定すると、その F-K スペクトル $P(f, \mathbf{k})$ は次のように書ける。

$$\begin{aligned} P(\tau, \xi) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau, \xi) \exp[-j(2\pi f\tau + \mathbf{k}\xi)] \times d\tau d\xi \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} S(f, \xi) \exp[-j\mathbf{k}\xi] d\xi \end{aligned} \quad (2.5)$$

ここで、 $R(\tau, \xi)$ 微動に対して場所-時間平均により、時間間隔 τ と位置間隔 ξ のみに依存する自己相関関数、 f は周波数、 \mathbf{k} は波数ベクトル、 $S(f, \xi)$ はクロスパワースペクトルである。

F-K スペクトルの推定には、ビームフォーミング法²⁰⁾ と最尤法²¹⁾ がある。ビームフォーミング法による F-K スペクトルの推定量 $\hat{P}(f, \mathbf{k})$ は、

$$\hat{P}(f, \mathbf{k}) = \sum_{l,m=1}^N \hat{S}_{lm}(f) \exp[-j\mathbf{k}(\mathbf{r}_l - \mathbf{r}_m)] \quad (2.6)$$

によって求められる。ここで、 $\hat{S}_{lm}(f)$ は観測点 l と m の記録のコヒーレンシーの推定量であり、

$$\hat{S}_{lm}(f) = \frac{C_{lm}(f)}{\sqrt{C_{ll}C_{mm}}} \quad (2.7)$$

と表せられる。 C_{lm} はクロススペクトルであり、観測点 l および m の時間 T の記録の有限フーリエ変換 $U_l(f)$ と $U_m(f)$ により

$$C_{lm}(f) = \frac{1}{T} U_l^*(f) U_m(f) \quad (2.8)$$

で推定される。式中の * は複素共役を表す。

一方、最尤法による推定量は $\bar{P}(f, \mathbf{k})$ は、

$$\bar{P}(f, \mathbf{k}) = \left(\sum_{m=1}^N \sum_{l=1}^N q_{lm}(f) \exp[-j\mathbf{k}(\mathbf{r}_m - \mathbf{r}_l)] \right)^{-1} \quad (2.9)$$

と書ける。ここで、マトリックス $[q_{lm}]$ は式 (2.8) のクロススペクトルにより

$$[q_{lm}(f)] = [C_{lm}(f)]^{-1} \quad (2.10)$$

で求められる。

一方、SPAC 法では、中心 1 点および円周上 3 点からなる正三角形アレーを組み、観測を行う。SPAC 法では、中心の観測点と円周上の観測点との間の空間自己相関関数のうち、角周波数 ω と $\omega + d\omega$ の間の成分 $S(\omega : r, \theta)$ について円形アレー内で方位平均をとり、これをアレー内の微動のパワースペクトル $h_0(\omega)$ で規格化することで空間自己相関係数 $\rho(\omega, r)$ を

$$\begin{aligned} \rho(\omega, r) &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{S(\omega : r, \theta)}{h_0(\omega)} d\theta \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\int_0^{2\pi} \exp\{jrk \cos(\theta - \phi)\} h(\omega, \phi) d\phi}{\int_0^{2\pi} h(\omega, \phi) d\phi} d\theta \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \exp\{jrk \cos(\theta - \phi)\} d\theta \end{aligned} \quad (2.11)$$

と書き表せる。また、第 1 種 0 次 Bessel 関数は、

$$J_0(rk) = 1 - \frac{(rk)^2}{2^2} + \frac{(rk)^4}{2^2 \cdot 4^2} - \frac{(rk)^6}{2^2 \cdot 4^2 \cdot 6^2} + \dots \quad (2.12)$$

と書ける。ここで、

$$k = \omega/c(\omega) = 2\pi f/c(f) \quad (2.13)$$

とすると、空間自己相関係数 $\rho(\omega, r)$ と位相速度 $c(f)$ の定義によって、

$$\rho(\omega, r) = J_0(rk) = J_0(2\pi fr/c(f)) \quad (2.14)$$

と書き表すことができ、角周波数 f_n でのレイリー波の位相速度 $c(f)$ を推定することができる。

CCA 法では、円周上の 3 点の観測点の記録から位相速度を推定する。当手法は、偶発的な非伝播性振動の影響をアレーサイズを小さくすることにより抑制することでインコヒーレントノイズを低減し、先に挙げた従来手法に比べて長波長帯域まで解析限界を確保するという特徴がある。その他、円周上の 3 点に中心点の 1 点を加え、その中心点の観測により得られる係数を用いることによりノイズ補正を行う nc-CCA 法も開発されている。

半径 r の円周上に N 個の上下動センサーを等間隔に並べて常時微動を測定し、 j 番目のセンサーで時刻 t に得られる記録を $d_j(t)$ と表記する。各センサーの記録を単純方位平均を行うことで得られる波形

$$d_{ave}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N d_j(t) \quad (2.15)$$

と、 $\exp(i\theta)$ の重み（ただし、 i は虚数単位、 θ はセンサーの方位角）をつけて方位平均した複素波形

$$d_{wave}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N d_j(t) \exp(2\pi i j/N) \quad (2.16)$$

から、それぞれパワースペクトルを計算する。これら 2 つのパワースペクトルの相互比 $\rho_{CCA}(f)$ (f は周波数) は、レイリー波の位相速度と次式により関連付けられる²⁵⁾。

$$\rho_{CCA}(f) = \frac{\sum_{k=0}^M \alpha_k(f) J_0^2(2f\pi r/c_k(f)) + \varepsilon(f)/N}{\sum_{k=0}^M \alpha_k(f) J_1^2(2f\pi r/c_k(f)) + \varepsilon(f)/N} \quad (2.17)$$

ここで、 M は波動場に存在するレイリー波最高モードの次数、 $J_m(\cdot)$ は第一種 m 次ベッセル関数、 $c_k(f)$ はレイリー波第 k 次モードの位相速度、 $\alpha_k(f)$ は第 k 次モードの強度がレイリー波の全強度に占める割合、 $\varepsilon(f)$ は NS 比 (SN 比の逆数) である。

式 (2.17) でレイリー波の基本モードのみが卓越すると仮定した ($M = 0$) 上でアレー半径 r より十分長い波長を考えているという前提のもとでベッセル関数を長波長近似し、位相速度について解くと次式を得ることができる^{26)–28)}。

$$c(f) = \pi f r \sqrt{\frac{2 + \rho_{CCA}(f)}{1 + \varepsilon(f)/N - \varepsilon(f)\rho_{CCA}(f)/N}} \quad (2.18)$$

2.6 微動 H/V スペクトル

単点の地表で観測された微動の水平動スペクトルと上下動スペクトルの比を求め、それを表層地盤の増幅特性と見做すという提案^{29)–31)}以来、地盤特性の簡易推定手法として広く用いられている。解析の流れとしては、水平 2 成分および上下成分に対してフーリエ変換を行い、以下の式に示すように水平 2 成分の相乗平均を上下成分で除すことによって、観測地点における微動 H/V スペクトルを得る。ただし、本研究では、観測により得られる表面波の中でもレイリー波が優勢的であると見做すこととする。

$$H/V_{MT} = \frac{\sqrt{SM_{NS}^2 + SM_{EW}^2}}{SM_{UD}} \quad (2.19)$$

式中の H/V_{MT} は微動 H/V スペクトル、 SM_{NS} 、 SM_{EW} 、 SM_{UD} はそれぞれ微動の NS 成分、EW 成分、UD 成分のフーリエスペクトルを表している。

微動 H/V スペクトルの形状は比較的安定的であり、軟弱地盤では顕著なピークを呈するが、岩盤や硬質地盤では平坦あるいは振幅比は 1 に近くなることが経験的に知られている。ただし、微動の発生源が特異なスペクトル特性を持つ場合、地盤の伝達関数や卓越周期の評価は困難となる。また、ピークが出現したとしても、どの層境界を反映した増幅特性であるか明確でないという不確実性を有していることが指摘されている³²⁾。しかし、その点に関しては、多くの研究者による経験的な裏付けによって、微動 H/V スペクトルに見られるピーク周波数は地盤の固有周波数に一致することが確認されている³³⁾。また、近年になって拡散波動場理論^{34), 35)}が提唱され、微動の H/V スペクトルが地表水平加震による地表水平方向と地表鉛直加震による地表鉛直方向のグリーン関数の比に帰結することが導かれている。

2.7 まとめ

本章では、深部地盤構造に関する物理探査データが不足している中小規模の平野または盆地部を対象とした、3次元地下構造モデル構築に関する手法の提案を新たに行った。本提案手法の特徴は、以下の通りである。

- 重力探査データに基づく構造解析を実施することによって、基盤上面深度を推定する。
- 異なる目的関数に基づく逆解析を順次行い、複数種類の観測データを満足する 1次元 S 波速度構造モデルを推定する。
- 2次元 3次 B スプライン関数に基いた空間補間を行うことにより、不整形地盤を対象とした地震動応答計算にそのまま利用可能な滑らかなモデルを構築する。

また、本提案手法内で実施する逆解析における最適解の探索アルゴリズムとして GA を採用した。本研究で使用したプログラムに組み込んだ GA 操作の詳細は、以下の通りである。

- 個体の「選択」方法としてトーナメント方式を採用した。また、世代交代を繰り返す中で解探索を積極的に進める目的で、全体の 9 割の個体をトーナメントにかけるような設定をした。
- 「交叉」方法は、ランダムに交叉点数が変化する複数点交叉を採用した。それにより、親となる個体が持っていた優良な遺伝子配列が崩れ、収束状況を悪化させることを避けるために、エリート戦略を取り入れた。
- 局所収束に陥らないよう集団の多様性を確保するために、世代を更新するごとに突然変異確率を変化させ、大局的な解探索を可能にする動的突然変異を取り入れた。本研究では、突然変異確率を以下のように設定した。

$$\text{突然変異確率} = \begin{cases} 0.01 & (\gamma \geq 0.1) \\ 0.05 & (0.02 \leq \gamma < 0.1) \\ 0.10 & (\gamma < 0.02) \end{cases}$$

ただし、 γ は集団に存在する N 個の個体の各変数 x_{ij} の分散値を求め、それを各変数の集団での平均値 x_i で正規化し、全ての M 個の変数について平均した値である。

- 遺伝子の表現に関して、グレーコーディングを採用した。

その他、レシーバ関数、レイリー波に基づく位相速度の推定手法である F-K 法・SPAC 法・CCA 法 (nc-CCA 法)、微動 H/V スペクトルの算出方法について整理した。

参考文献

- [1] 山中浩明, 山田伸之. 強震動評価のための関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築. 物理探査, Vol. 59, pp. 549–560, 2006.
- [2] 堀川晴央, 水野清秀, 佐竹健治, 関口春子, 加瀬祐子, 杉山雄一, 横田裕, 末廣匡基, Arben Pitarka. 大阪平野の3次元地盤構造モデルの作成. Technical Report 2, 活断層・古地震研究報告, 2002.
- [3] 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 長周期地震動予測地図 2012年試作版. Technical report, 文部科学省研究開発局地震・防災研究課 地震調査研究推進本部, 2012.
- [4] 瀬戸一. 地下構造と長周期地震動, 2006.
- [5] K. Koketsu, K. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka. A proposal for a standard procedure of modeling 3-d velocity structures and its application to the tokyo metropolitan area, japan. Tectonophysics, Vol. 472, pp. 290–300, 2009.
- [6] 藤原広行, 河合伸一, 青井真, 先名重樹, 大井昌弘, 松山尚典, 岩本鋼司, 鈴木晴彦, 早川讓. 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル. 第12回日本地震工学シンポジウム, pp. 1466–1469, 2006.
- [7] D.E. Goldberg. *Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning*. Addison–Wesley, 1989.
- [8] J.M. Fitzpatrick and J.J. Grefenstette. Genetic algorithms in noisy environments. Machine Learning, Vol. 3, pp. 101–120, 1990.
- [9] 植田佳典, 滑川光裕, 佐藤章. 遺伝子の交換に逆位を用いる ga の収束性能の改善について. バイオメディカル・ファジィ・システム学会誌, Vol. 13, pp. 97–107, 2011.
- [10] 荒井康裕, 小泉明, 稲員とよの, 前田雅史. 遺伝的アルゴリズムによる静脈物流の最適化計画に関する研究. 環境システム研究論文集, Vol. 32, pp. 225–233, 2004.
- [11] 山中浩明, 石田寛. 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, Vol. 468, pp. 9–17, 1995.
- [12] 伊庭斉志. 遺伝的アルゴリズムの基礎 –GA の謎を解く–. 株式会社 オーム社, 1994.
- [13] R.A. Caruana and J.D. Schaffer. Representation and hidden bias: gray vs. binary coding for genetic algorithms. Proc. 5th Machine Learning Workshop, 1998.
- [14] 小林喜久二, 植竹富一, 真下貢, 小林啓美. 深い地盤構造評価のための PS 変換波の検出方法に関する検討. 日本建築学会構造系論文集, Vol. 505, pp. 45–52, 1998.
- [15] 佐藤智美. レシーバ関数から分離した全域通過関数に基づく地震基盤での PS 変換波検出法. 日本建築学会構造系論文集, Vol. 592, pp. 67–74, 2005.
- [16] 堀貞喜, 村松正三. 地震前兆解析システムにおける自動震源決定. Technical report, 国立防災科学技術センター, 1988.
- [17] 村松正三, 堀貞喜, 岡田義光. 地震前兆解析システムにおける地震データ (高速採取データ) の処理. Technical report, 国立防災科学技術センター, 1988.

- [18] 和泉正哲, 栗田哲, 遠藤良幸, 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, Vol. 412, pp. 31–41, 1990.
- [19] 座間信作. 東京湾岸及びその周辺で観測される P 波初動付近の位相について. 消防研究所報告, Vol. 69, pp. 1–8, 1990.
- [20] J. S. Bendat and AG. Piersol. ランダムデータの統計的処理. 培風館, p. 401, 1976.
- [21] J. Capon. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. Proc. IEEE, Vol. 57, pp. 1408–1418, 1969.
- [22] K. Aki. Space and time spectra of stationary stochastic wave, with special reference to microtremors. Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 35, pp. 415–457, 1957.
- [23] 岡田廣. 微動探査法. 物理探査ワンデーセミナー, 1997.
- [24] I. Cho, T. Tada, and Y. Shinozaki. A new method to determine phase velocities of rayleigh waves from microseisms. Geophysics, Vol. 69, pp. 1535–1551, 2004.
- [25] I. Cho, T. Tada, and Y. Shinozaki. Centerless circular array method: Inferring phase velocities of rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. Journal of Geophysical Research, Vol. 111, pp. 1535–1551, 2006.
- [26] 長郁夫, 多田卓, 篠崎裕三. 極小微動アレイによる浅部地下構造探査法の提案—CCA 法による超分解能の利用—. 日本地震学会秋季大会講演予稿集, p. 142, 2006.
- [27] 多田卓, 長郁夫, 中村竜平, 篠崎裕三. 新しい円形アレイ微動探査法の開発—極小アレイデータへの応用—. 日本地球惑星科学連合 2007 年度大会予稿集, pp. S150–002, 2007.
- [28] T. Tada, I. Cho, and Y. Shinozaki. Beyond the spac method: exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 97, pp. 2080–2095, 2007.
- [29] 中村豊, 上野真. 地表面振動の上下動と水平動を利用した表層地盤特性推定の試み. 第 7 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 265–270, 1986.
- [30] Y. Nakamura. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Q. Rev. RTRI, Vol. 30, pp. 25–33, 1989.
- [31] 中村豊. 常時微動計測に基づく表層地盤の地震動特性の推定. 鉄道総研報告, Vol. 2, pp. 18–27, 1998.
- [32] 物理探査学会. 物理探査ハンドブック, 第 2 巻. 物理探査学会, 1998.
- [33] 松岡昌志, 翠川三郎, 内山泰生. 小田原市での強震同観測とそれに基づく地盤特性の検討. 地震, Vol. 50, pp. 1–10, 1997.
- [34] Francisco J. Sanchez-Sesma and Michel Campillo. Retrieval of the green's function from cross correlation: The canonical elastic problem. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 96, pp. 1182–1191, 2006.

- [35] H. Kawase, Francisco J. Sanchez-Sesma, Michel Campillo, and S. Matsushima. The optimal use of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake motions for velocity inversions based on diffuse-field theory for plane waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 101, pp. 2001–2014, 2011.

3 地震基盤上面深度分布の推定

3.1 本章の内容

基盤上面深度の推定を目的とした場合、重力探査データに基いた構造解析は非常に有効的である。重力探査に使用される計測機材は比較的小型で可搬性に富んでおり、計測自体も容易に行えることから短時間で多地点での実施が可能である。したがって、広域の地下構造を安価かつ迅速に調査することができる。その上、現在では、日本全国を対象としてこれまでに収集された探査記録が一般的に利用可能な状態で整備されている¹⁾。

これまでに、堆積盆地の広がりや堆積層の層厚、地質構造の調査などを目的として、様々な地域において重力探査法が多用されている^{例えば、2)-4)}。それら数多くの先行研究による実績から、重力解析により推定される密度構造モデルは地震波探査法により推定されるモデルほど高精度ではないものの、対象とする地域の地盤特性を十分に反映したモデルが得られることが実証されている⁵⁾。「レシピ」で提案されている深部地盤構造モデル作成手法においても、面的にデータを補間する意図で積極的に重力探査結果を取り入れる方針が取られている⁶⁾。

重力探査法は非常に実用的ではあるが、密度構造が水平方向に変化しているにもかかわらず均質と見做して解析を行った場合に限っては、推定したモデルと実構造の間に著しい乖離が生じてしまうという問題点が指摘されている^{7), 8)}。これは、構造解析時における密度と深度とのトレードオフが原因で起こる問題であり、重力データのみを頼った解析では当問題を解決することは困難である。

そこで、水平方向に密度構造が変化する構造境界位置を構造解析時に与える密度構造モデルに拘束条件として反映させる手法が考え出されている⁸⁾。また、その研究では実構造における構造境界位置を推定するために、重力探査データに加えて磁気探査データを援用した Moving-Window Poisson Analysis 法 (以下、MWP 法と称す) の改良を試みている。MWP 法は、開発されてから長らく数値実験への適用に留まっていた⁹⁾⁻¹¹⁾ が、その後しばらくして、実データへの適用が試みられ始め¹²⁾、近年になって更なる手法の改良がなされた。

本章では鳥取平野を対象として、基盤上面深度の推定精度の向上を図るために、重力探査データに基づく構造解析の前段階において MWP 法の改良手法⁸⁾ (以下、改良 MWP 法と称す) を適用し、水平方向の密度構造の境界を推定することを試みた。なお、先行研究⁸⁾ の考え方に則って、密度構造が変化する境界を「構造境界」と定義する。そのため、本論で取り扱う構造境界は、必ずしも地質境界に一致するとは限らないことを断っておく。

3.2 重力探査および磁気探査

3.2.1 重力探査

重力探査の基礎理論は、万有引力の法則に基いて成り立っている。重力探査では、測定された重力値に種々の補正を加え、そこから標準重力を差し引くことで得られる重力異常を利用することで地下構造の推定を可能にしている。ここに、標準重力とは地球内部の密度を半径方向のみの変化と見做し、地表面を海水準面にあると仮定した場合の仮想地球表面のモデル重力場のことを指す。現在の重力探査では、重力を 0.001 mGal の感度で測定することができる。このような緻密な重力測定が実現された背景には、スプリング式重力計の高性能化に加えて GPS 測量技術の著しい発展がある。重力測定では測定点の位置、特に標高を精度よく決定することが重要であり、その点で GPS 測量技術の進歩の果たした役割は大きいと言える。また、近年の電子計算機の利用によるデータ処理法および結果の解析・解釈法の改良により効率化が実現されたことで 3 次元的な地下構造の推定を可能にしている。このことから、今後、密度構造モデル推定における重力観測はその重要性をさらに増すものと推察される。

重力異常から地下構造を求めようとする解析手法には、密度差のある境界面による分の質量を凝縮させた仮想の平面を仮定して重力異常から直接的に地下構造を求める直接法と、地下構造モデルから重力異常を計算した上で観測重力値の差を最小とするように求める間接法の2種類に大別される。直接法の基本的な手法はフーリエ級数を用いたもの¹³⁾で、さらにそれを発展させたものに $\sin x/x$ 法¹⁴⁾がある。間接法にはモデル構造を計算するのに便利なタルワニの方法^{15), 16)}や、自動解析を用いる反復修正法¹⁷⁾などがある。これらの研究成果により重力の有用性・利便性が工学分野でも知られるようになり、強震動予測のための地下構造モデルの推定を目的とした観測が数多く行われるようになった。

3.2.2 磁気探査

探査原理はクーロンの法則および誘導磁気概念に基いており、磁気探査では磁場の空間分布を調査する。そのため、上空の電離層や磁気圏で発生する熱対流現象や磁気嵐に起因する時間変化成分を観測磁場から取り除く処理(日変化補正)を行う必要がある。また、その他の擾乱による影響も合わせて除去しなければならない。そこから標準磁場を差し引いて得られる残差を磁気異常と称し、地下構造モデルの推定に利用する。ここに、標準磁場とは水平距離数百km以内の比較的細かな不規則変化を無視して、地球中心核(コア)内の電磁流体现象に起因する主磁場分布のことを指す。正規量に対する異常量の割合に関して、磁気異常は重力異常よりもはるかに大きく、重力異常は大きい場合でも1/1000程度以下であるのに対して、磁気異常は特殊なところでは1を超えることもある。また、実在地層の磁化状態は密度構造に比べてより複雑であるため、一般には磁気探査は重力探査よりも概査的に用いられることが多い。

磁気異常から地下構造モデルを推定する方法としては、磁気異常パターンから抽出した特徴的な値から初等的な計算を行うことで深度などを求める特性点法や地下構造モデルを設定してモデルから理論的な磁気異常パターンと実測データとの比較からモデルパラメータを決定する逆解析手法がある。特性点法は古典的な手法であり、コンピュータ技術が今現在のように発達する前に多用された手法である。一方の逆解析手法は、コンピュータ技術の発展による恩恵が大きく、単一の角柱や単一の岩脈のような比較的単純な形状のモデルを仮定した上で、最適モデルを最小自乗法などの数学的手法に基いて推定する¹⁸⁾⁻²⁰⁾。近年では、より複雑なモデルや調査区域全域を一挙に扱うモデルの採用も可能になっている。その代表的な解析法として、観測磁気異常からその磁化強度分布を逆解析の方法により求める磁化強度マッピングがある²¹⁾⁻²⁴⁾。

3.3 構造境界

重力探査データを用いた構造解析において、解析エリア内の地盤を堆積層と基盤で構成される均質な2層構造とするなどの簡略的な仮定のもとで実施する場合、観測で得られた重力異常の変化は、全て基盤深度の変化によるものと見做して解析が行なわれることが一般的である。しかし、重力異常値は水平方向の密度構造の変化にも影響されるため、重力異常の変化が一律に基盤深度の変化の影響によると仮定した構造解析では、実構造と推定モデルとの間に著しい乖離が生じてしまうことが危惧される。したがって、構造解析を実施する前段階として、重力異常の変化が基盤深度もしくは密度構造のいずれの変化によるものなのかを検討しておくことは、モデルの妥当性を高めるために重要である。

本節ではMWP法について解説した後に、本研究の対象地域としている鳥取平野に適用した結果を示す。

3.3.1 MWP 法の概要

MWP 法は、重力と磁気との間にある線形関係（ポアソンの関係式⁹⁾）に基いて確立されている。重力ポテンシャルと磁気ポテンシャルの関係を示すポアソンの関係式は以下のように表される。

$$\phi_M = \frac{\Delta M}{G\Delta\rho} \frac{\partial\phi_g}{\partial i} \quad (3.1)$$

ここで、 ϕ_g は重力ポテンシャル、 ϕ_M は磁気ポテンシャル、 ΔM は磁化強度、 G は万有引力定数、 $\Delta\rho$ は密度差、 i は磁化の方向を表している。これを鉛直下方に 2 階微分すると、

$$T_z = \frac{\Delta M}{G\Delta\rho} \frac{dg}{dz} \quad (3.2)$$

となる。 z 軸は鉛直下向きを正とし、 T_z は極磁力異常、 dg/dz は重力異常の鉛直一次微分である。さらに解析範囲において長波長の地域的な異常が分布していると仮定し、その値を A とおくと、この式は以下のように書き改めることができる。

$$T_z = A + \frac{\Delta M}{G\Delta\rho} \frac{dg}{dz} \quad (3.3)$$

式 (3.3) より、極磁力異常と重力の鉛直一次微分の間には線形関係があることがわかる。

ポアソンの関係式は、密度や磁化の強さが対象とする媒質で一定のときのみ成立するものであり、その適用範囲は非常に限られている。そこで、式 (3.3) の適用範囲をある一定の空間内に限定し（以下、この範囲を空間窓と称す）、その空間窓内にある重力異常と磁気異常の観測記録の間の線形性を調べる手法として開発されたのが MWP 法である。

仮に空間窓内の媒質が一様であれば、式 (3.3) は常に成立する。したがって、その空間窓内の重力異常と磁気異常の観測記録から極磁力異常と重力異常の鉛直一次微分を求め、それらの相関を調べればその相関係数の絶対値は 1 に近い値となることが考えられる。一方で、空間窓内の媒質において何らかの非一様性が生じている場合、極磁力異常と重力異常の鉛直一次微分の間の線形性が損なわれるために相関係数は 0 に近い値をとる。相関係数の正負については、式 (3.3) における極磁力異常値および重力の鉛直一次微分値の正負に依存するものである。ここでは、重力と磁気とが無相関となる構造境界を検出するために、相関係数における絶対値についてのみ着目することとする。対象とする地域をいくつかの小区画に分割し、各々の小区画を空間窓と見做してその小区画内での極磁力異常と重力異常の鉛直一次微分の相関係数の値をその領域の中心位置での値と見做す。以上の操作を全小区画域に対して行った上で、全領域における相関係数の空間分布を表示することによって水平方向での構造境界を検出する。

3.3.2 MWP 法の応用

MWP 法の開発当初は、密度や磁化率が 0 である媒質中に単一の異常源が存在するような極めて単純な数値モデルを想定した数値実験を行うことによって、手法の妥当性の検討がなされていた¹⁰⁾。しかし、実際の地盤では多くの微細な不均質が含まれるなど、より複雑な様相を呈している。そのため、従来の MWP 法のままでは実データへの適用は困難であるという考えのもと、従来の MWP 法に改良が加えられ開発されたのが改良 MWP 法である。ここでは概要を示すに留めるが、詳細は⁸⁾を参照されたい。

改良 MWP 法では、式 (3.1) を鉛直下方に 1 階微分し、切片 A'' を加えることで得られる以下に示す式

$$\frac{\partial \phi_{Mz}}{\partial z} = A'' + \frac{\Delta M}{G\Delta\rho}g \quad (3.4)$$

と式 (3.3) のそれぞれにより求められる相関係数の空間分布から、両者の相関係数が低い部分のみを抽出するという計算法を提案している。便宜的に異なる 2 つの次元（先行研究⁸⁾に倣い、重力異常および擬重力異常のレベルを「1 階微分レベル」、重力異常の鉛直一次微分および極磁力異常のレベルを「2 階微分レベル」と称す）において、相関係数の値が ± 0.5 の間に含まれている空間窓のみを抽出し、それ以外についてはすべて相関係数を 1 とする操作が行なわれる。なお、この手法の背景には、構造の変化に対する相関係数の感度を制御する意図がある。2 階微分レベルにおける相関を取ると、構造の変化に対する感度が敏感となり、微小な構造の変化から大きな構造の変化までを等しく検出してしまう。一方、1 階微分レベルでは、構造の変化に対する感度が低減されることによって微小な構造の変化は検出されず、詳細な構造変化位置を判定することができない代わりに大きな構造変化を検出することを可能とする。改良 MWP 法は、これらの特性を把握した上で組み合わせ、構造変化に対する感度をコントロールする点で実用的な手法であると言える。

3.3.3 解析データ

本研究では、日本重力データベース DVD 版¹⁾ および日本空中磁気データベース²⁵⁾ にそれぞれ収録されている重力および磁気データを解析に用いた。

日本重力データベース DVD 版¹⁾ には、産業技術総合研究所地質調査総合センター（資源エネルギー庁、工業技術院等の実施した調査データを含む）、新エネルギー・産業技術総合開発機構、金属鉱業事業団の 3 機関が所有する、全国で観測された 173,365 点の重力データが収録されている。対象地域の陸域におけるデータ間隔は最大でも約 1 km 以下であり、ほぼ対象地域全域を埋め尽くすように観測データが存在しているため、十分な量のデータが確保できている。一方、磁気データに関しては、日本空中磁気データベース²⁵⁾ に収録されているデータセットの内、メッシュ間隔を 200 m としたグリッドデータを解析に用いた。同グリッドデータには、観測高度の異なる探査データがコンパイルされているが、探査実施時期の相違による変化分や調査仕様の相違による不一致などの調整は既になされているため、以下の解析を実施する上で問題はないと判断した。図 3.1 および図 3.2 には、日本重力データベース DVD 版¹⁾ および日本空中磁気データベース²⁵⁾ にそれぞれ収録されているグリッドデータ位置および空中磁気探査測線を示している。

ここから以後、上記のデータを用いて鳥取平野を対象として得られた解析結果について示す。

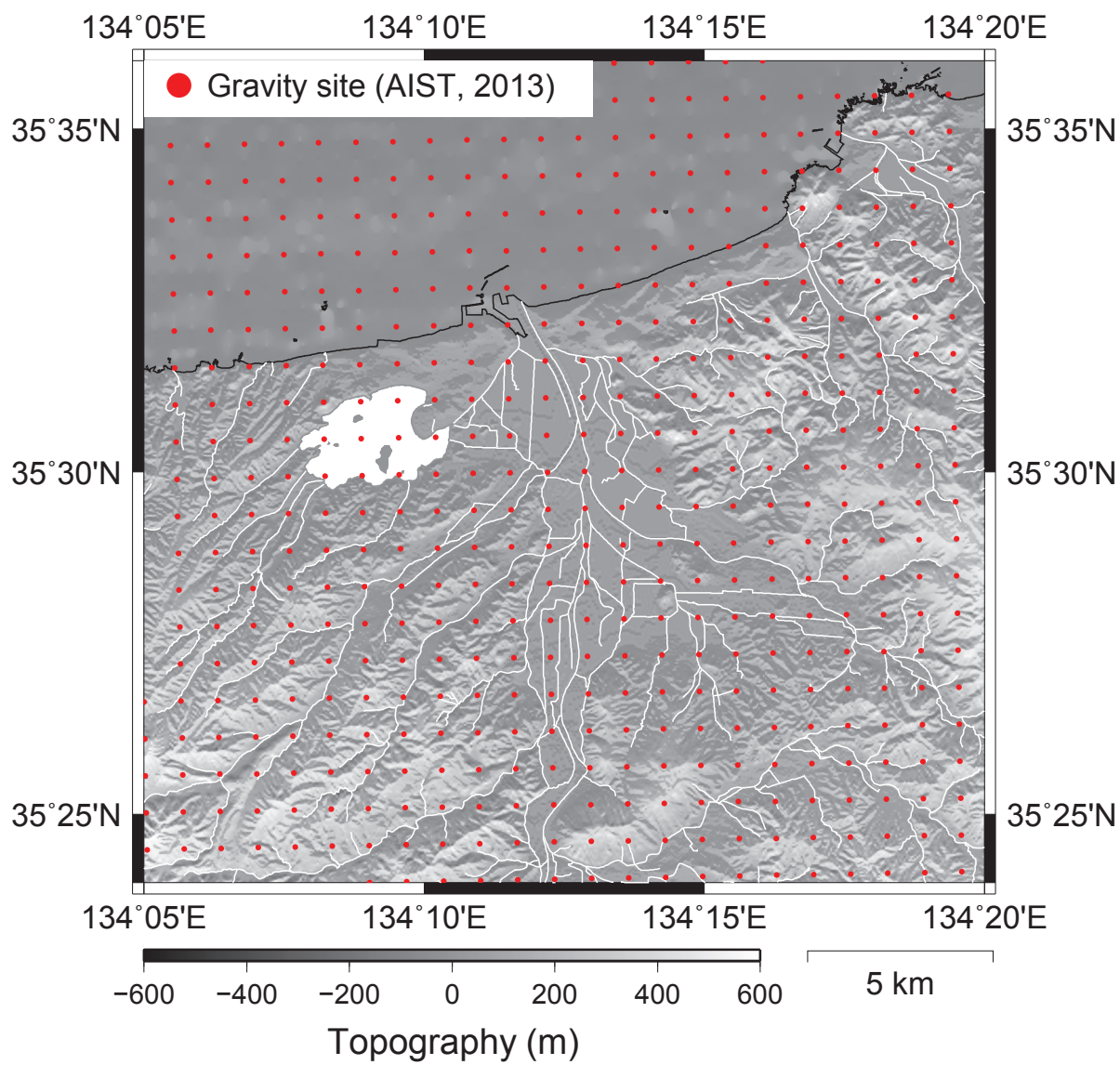


図 3.1. 重力データのグリッドデータ点位置

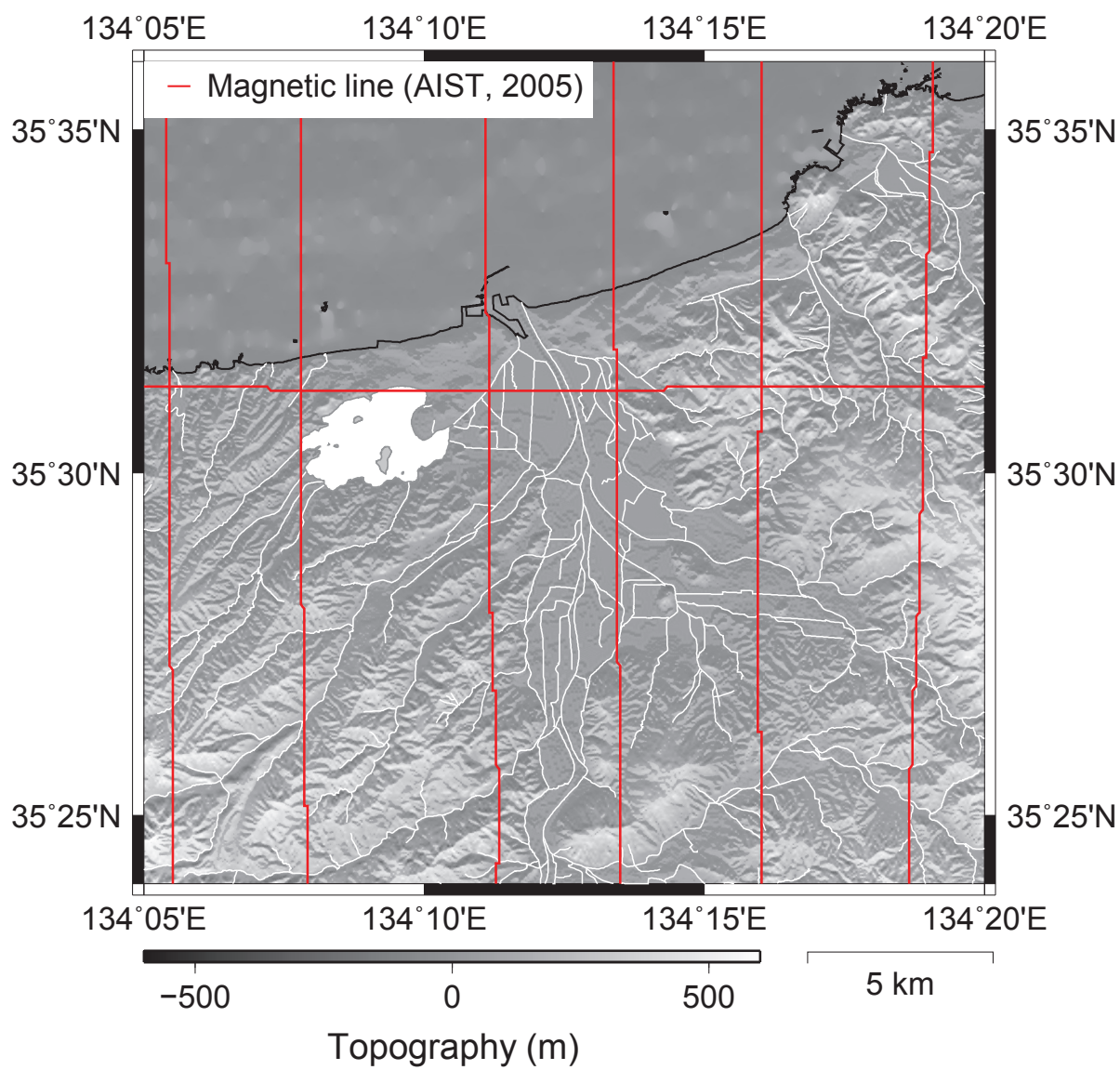


図 3.2. 空中磁気探査の探査測線

3.3.4 重力異常

図 3.3 には、鳥取平野における重力異常分布を示す。図 3.3a は、仮定密度を 2.67 g/cm^3 ($= \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) とした場合の重力異常を示している。コンターの間隔は、 2 mGal としている。陸地においては、東経 $134^\circ 10'$ 、北緯 $35^\circ 30'$ 周辺で約 22 mGal の比較的高異常の分布が見られる。また、北西部の日本海沿岸でも海岸線に沿ってほぼ同等の異常分布が表れている。その一方で、南西隅（東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）周辺地域において、約 8 mGal の低異常分布が広がっている。

先行研究²⁶⁾により推定されている地殻表層密度分布を大局的に見ると、同地域では密度約 $2.40 \sim 2.70 \text{ g/cm}^3$ が支配的である。また、本研究の対象地域から少しばかり西側に外れているが、 20 万分の 1 地勢図「岡山及び丸亀」の北部、「高粱」、「松江」の南部をカバーする北緯 $34^\circ 20' \sim 35^\circ 40'$ 、東経 $133^\circ \sim 134^\circ 7' 30''$ の範囲を対象として調査された結果である「岡山地域重力図（ブーゲー異常） $1:200,000$ 」²⁷⁾ では、同地域全体を単一の密度で補正することは難しいとした上で、ABIC 最小化法²⁸⁾に基づいて同地域の最適な補正密度を 2.55 g/cm^3 と推定している。その値は、大山・蒜山周囲の新しい火山岩地域における 2.30 g/cm^3 と、花崗岩地域における 2.67 g/cm^3 の平均値であると考察されている。

本研究では鳥取平野において常時微動探査法により推定できる限界である、堆積層の基底に厚く堆積していると考えられる第三紀層で構成される基盤ではなく、その下層に存在していると推測する、いわゆる密度 2.67 g/cm^3 相当の密度を示す地震基盤岩層の上面深度を推定することを目的にしている。したがって、以下の解析では、仮定密度を 2.67 g/cm^3 として議論を進めることとする。

観測により得られたデータには、本研究で対象としている基盤面よりも深部の構造等に起因する長波長成分を含んでいると考えられる。そこで、地殻構造由来の長波長成分のトレンドを除去するために、 3 次の多項式を用いた最小二乗法により平面トレンドを求めた（図 3.3b）。その結果、約 $10 \sim 26 \text{ mGal}$ 程度まで北東方向に増加するトレンドを捉えた。このトレンドを元のブーゲー異常から除去した結果を残差重力異常として図 3.3c に示す。平面トレンドを差し引いたことにより、 20 mGal を超える比較的高異常な分布地域がなくなり、逆に 0 mGal 以下の低重力異常地域が対象領域の四隅付近に現れた。その中でも特に、南西隅（東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）および北東隅（東経 $134^\circ 18'$ 、北緯 $35^\circ 35'$ ）に現れた低異常については、密度の低下によるものなのか、もしくは基盤の落ち込みによるものなのかという明確な原因の究明が未だなされていない。MWP 法を適用することにより原因を特定することにつながると期待される。

図 3.3d には、重力異常を鉛直下方へ一次微分した場合の空間分布を示している。全体を概観すると、図 3.3c に見られる分布形状の変化を強調したような様相を呈して見える。東経 $134^\circ 14'$ 、北緯 $35^\circ 26'$ の周辺地域において、約 -1 mGal から 0 mGal 程度の低異常分布が表れている。異常分布の広がり具合を見ると、対象地域に対してそれほど広範囲に分布していないことから、定性的ではあるが異常源となっている構造の規模もそれ程大規模ではないと推察される。

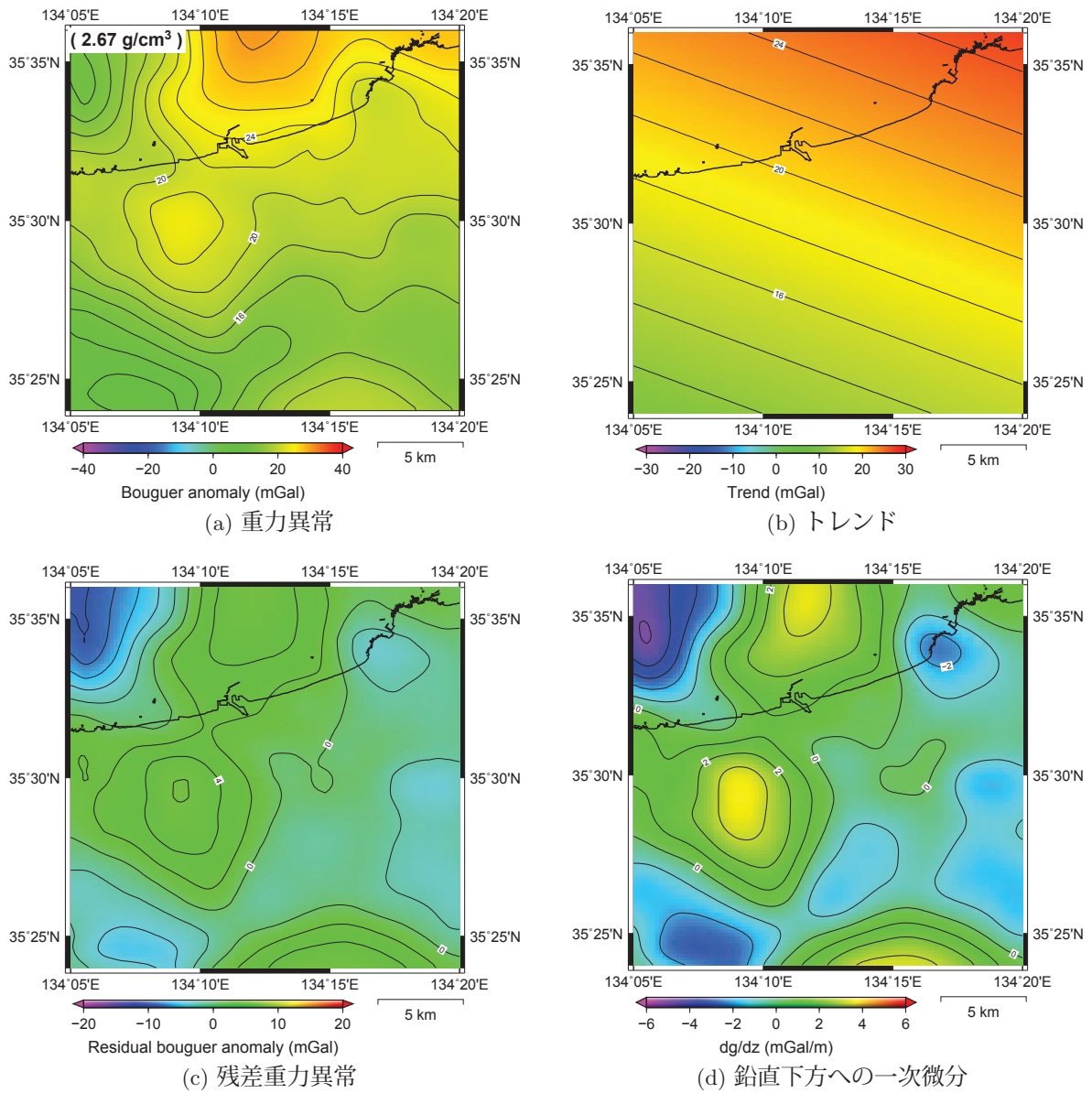


図 3.3. 重力異常分布

3.3.5 磁気異常

磁気異常分布を図 3.4 に示す。図 3.4a には、全磁力異常分布を示している。一般的に、地磁気の局地的変化は比較的浅いところに分布する岩石の磁氣的性質に関連して生じると考えられている。そのため、図 3.4a に見られる磁気異常は、比較的浅部における強磁性体を有する岩石の影響を反映していると推測される。対象領域の南西隅（東経 134°10′、北緯 35°25′）において、100 nT 程度の高異常分布が表れている。等高線の勾配が比較的緩やかであることからその付近に地質あるいは岩体の境界が広い範囲で存在するか、それとも、近接する岩体の磁化強度の差があまり大きくないということが推測される。また、東経 134°10′、北緯 35°31′ 付近に -50 nT 程度の低異常分布が広がっている。その異常と東経 134°5′、北緯 35°31′ および先ほど挙げた南西隅の高異常に挟まれた比較的狭い範囲で磁気異常値が急変している。当該地域を境界として水平方向に地盤の物性が変化している可能性が推察される。

重力異常に対して行った操作と同様の方法により全磁力異常に対しても平面トレンドを求めた。その結果を図 3.4b に示す。北東から南西方向に -10 ~ 150 nT 程度まで増加するような平面的なトレンドが検出された。また、全磁力異常から算出されたトレンドを差し引いて求められた残差全磁力異常を図 3.4c に示す。この結果は、国土地理院が全国を対象として作成・公開している磁気異常図²⁹⁾とおおよそ整合的な様相を呈している。図 3.4c では、日本海沿岸（東経 134°10′、北緯 35°31′）付近から北西方向へ連続した負の異常分布が表れている。また、図 3.3c において東経 134°5′、北緯 35°31′ ~ 東経 134°12′、北緯 35°31′ に見られた水平方向への異常分布の形状変化が、図 3.4c にも同様に表れている。

また、全磁力異常を一階微分して得られる擬重力異常、二階微分して得られる極磁力異常分布をそれぞれ図 3.4d および図 3.4e に示している。図 3.4d では、北西隅から南東隅を結ぶように、東経 134°10′、北緯 35°31′ 付近を異常源の最深部として北西-南東方向に広く低異常地域が分布している。図 3.4e についても、値のコントラストは薄まりつつも、分布形状に関しては図 3.4d と類似的な傾向が見て取れる。

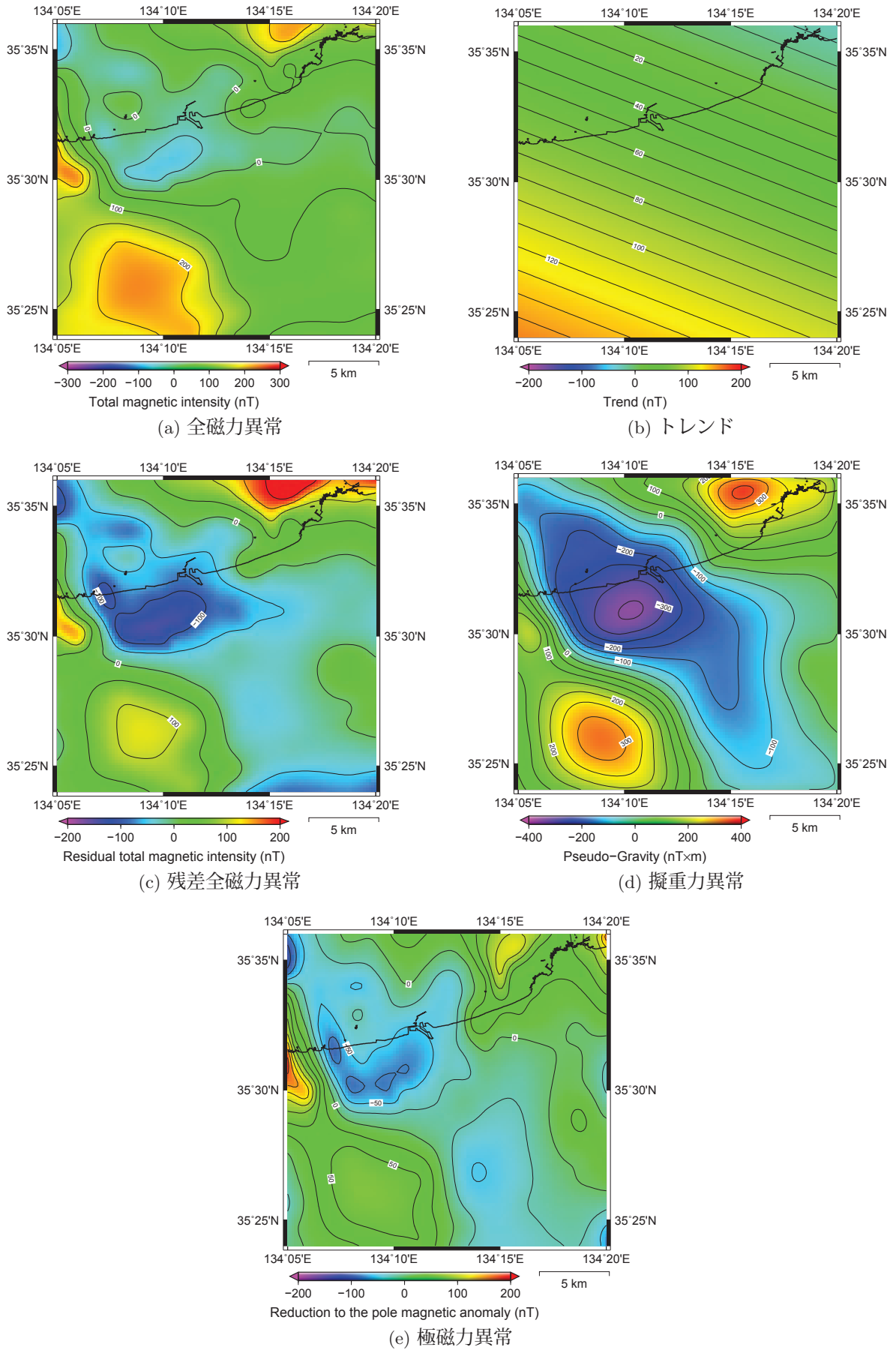


図 3.4. 磁気異常分布

3.3.6 改良 MWP 法の適用結果

改良 MWP 法の解析には、重力異常および磁気異常のそれぞれからトレンドを取り除いた残差重力異常および残差全磁力異常を用いた。それらのデータに 500 ~ 5000 m のバンドパスフィルタを施した上で重力の鉛直一次微分および極磁力異常を算出した。改良 MWP 法を適用する上で空間窓の大きさを設定する必要がある。ここでは、ウィンドウサイズを 5 km 四方から 20 km 四方まで 5 km 間隔で変化させ、それぞれのウィンドウサイズによって得られた結果を比較し、分布形状の傾向を考察する。

「2階微分レベル（重力異常の鉛直下方への一階微分、極磁力異常）」と「1階微分レベル（重力異常、擬重力異常）」の相関係数を用いて論理和演算した結果を図 3.5 に示す。ウィンドウサイズが大きくなるに従って相関係数値の小さい地域が至るところでつながり、大局的な分布形状を呈している。ただし、対象領域中央に見られる低相関については、どのウィンドウサイズによる結果を見ても有意的に分布して見られる。これは、堆積層内における媒質の不均質性を反映した結果であると考えられる。その他の特徴としては、南西部に東経 134°7′、北緯 35°28′ と東経 134°15′、北緯 35°24′ を結ぶように低相関値の連続した分布が見られる。この連続分布が現れている位置は、残差重力異常や残差全磁力異常に見られた境界位置に対応している。その観点で、図 3.5 を見ると、北東部に関しても残差重力異常と残差全磁力異常のそれぞれにおいて、高異常値から低異常値へ変化する境界位置と対応する地域に低相関値が連続して分布している。このことから、上述の地域に地下構造の物性が水平方向に変化する境界線を引くことができると考える。

3.3.6.1 改良 MWP 法の適用結果と表層地質との比較・検討

すでに断っている通り、本研究では密度構造が変化する境界を「構造境界」と定義しているため、改良 MWP 法により検出される境界位置が必ずしも地質境界に一致するとは限らない。しかし、密度構造と地質構造の相関係数も少なからず考慮する必要があると考え、比較・検討を行った。

図 3.6 には、ウィンドウサイズを 10 km として計算した場合の改良 MWP 法の結果に、沖積層+洪積層（図 3.6a）、比較的堆積年代の浅い沖積層（図 3.6b）、深成岩類（図 3.6c）、火山岩類（図 3.6d）の表層地質を重ねて描いたものを示している。図 3.6a-3.6d を見比べると、定性的ではあるが対象領域中央部における分布については沖積層（図 3.6b）との対応が比較的整合的に見える。改良 MWP 法の適用により検出された北東域（東経 134°18′、北緯 35°35′）における低相関値の連続分布を挟むように沖積層が露頭して分布している。このことから、当該地域に見られた低重力異常は、地下の密度低下が原因であると推測される。しかし、南西域（東経 134°5′、北緯 35°25′）に表れている低相関値の連続分布に関しては、どの表層地質分布とも対応は見られない。また、基底岩盤と考えられる深成岩類および火山岩類との対応に着目した場合、東経 134°9′、北緯 35°24′ から東経 134°12′、北緯 35°27′ にかけて表れている低相関値の連続分布と火山岩類の露頭分布とある程度の相関性があるように見える。堆積層に比べて火山岩類との一致性は低いため、本論文においてはこれ以上の考察を行わないが、今後、基底岩盤との相関性に着目したより詳細な検討を行うことにより、通常、同様の基底岩盤と見做している地質岩盤の種別を定量的な解析結果に基づいて種別できることが期待される。

本研究では、図 3.5b を概観して、東経 134°5′、北緯 35°28′ と東経 134°15′、北緯 35°24′、東経 134°18′、北緯 35°34′ と東経 134°20′、北緯 35°33′ を結ぶような第一近似的な構造境界線を引き、当結果を以後の構造解析時に拘束条件として密度構造モデルに反映させる。構造境界線の位置は、前者については図 3.3a における -2 mGal のコンター線、後者については 22 mGal のコンター線に対応する。

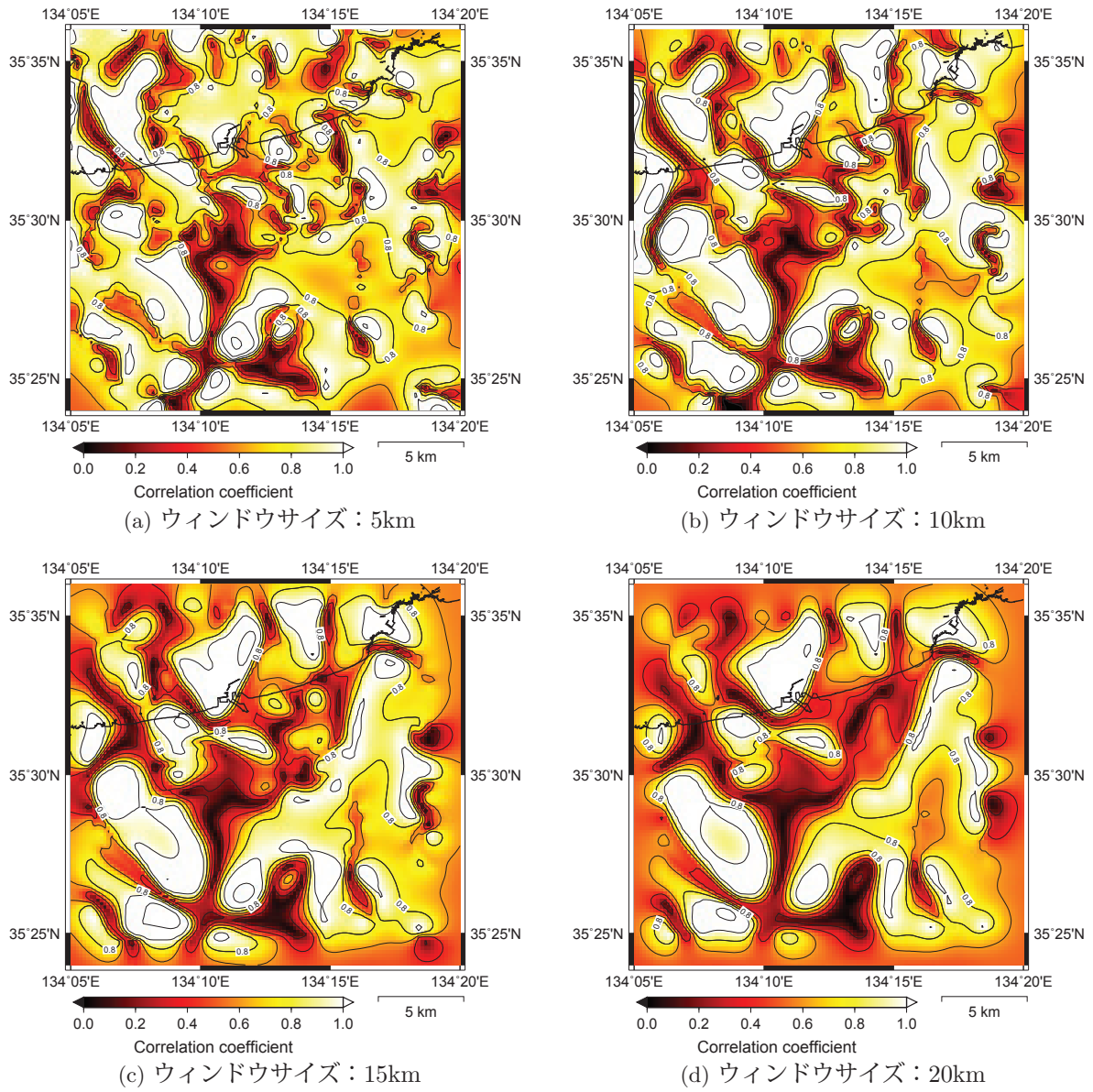


図 3.5. 改良 MWP 法の適用結果

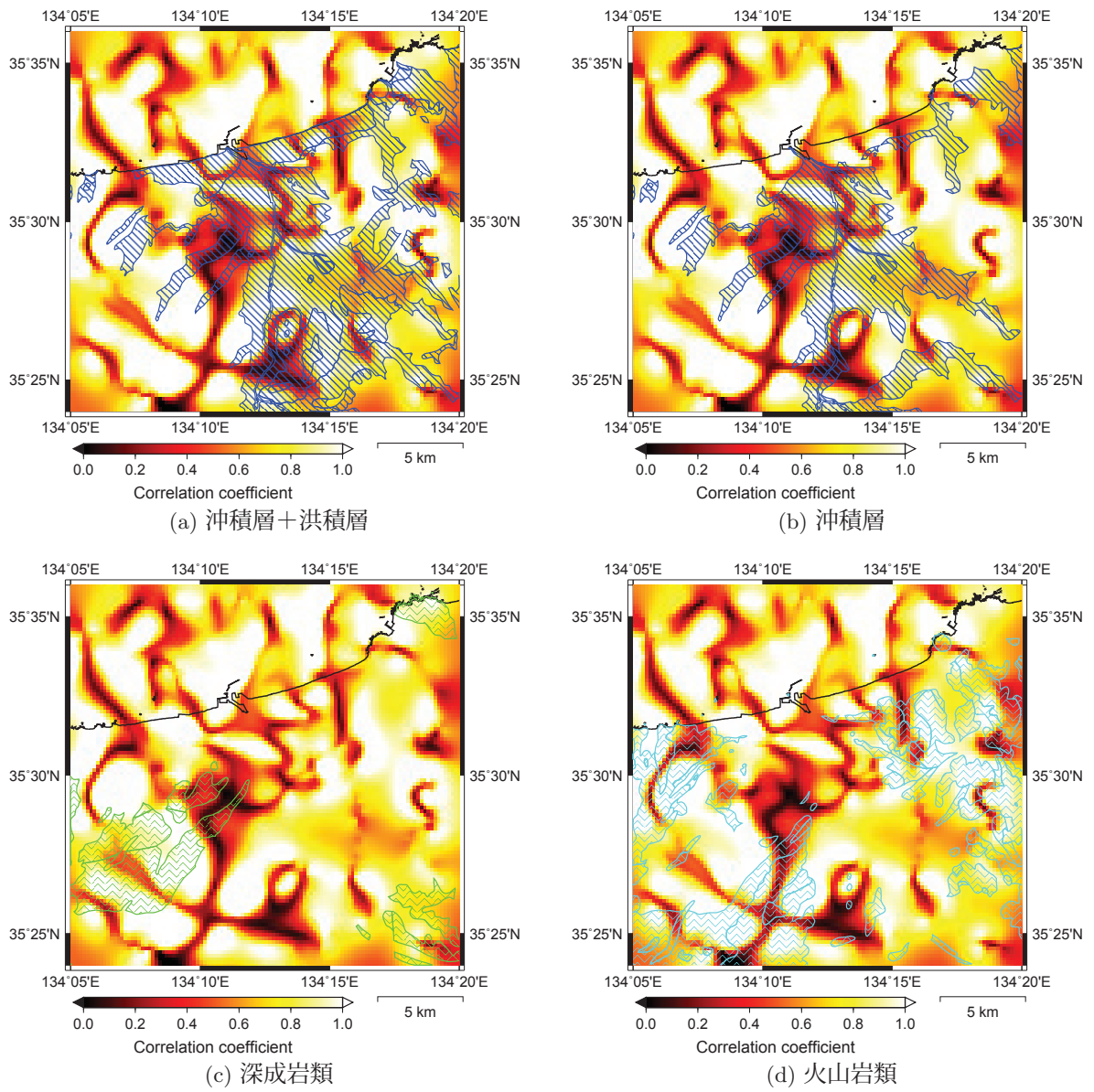


図 3.6. 表層地質との関連性

3.4 仮定密度の推定

3.4.1 F-H 相関法

3次元密度構造モデルをインバージョン解析により推定する際には、各層間の密度差が最も重要なパラメータとなる。したがって、地震基盤相当の地層の上面深度を精度よく推定するために堆積層と基盤の密度差を適切に設定する必要がある。

仮定密度の推定手法の一つとして、F-H 相関法³⁰⁾がある。同手法では、ブーゲー異常値の算出式である、

$$B = g_0 - \gamma + \beta h - 2\pi G\rho_B h + \rho_T T \quad (3.5)$$

について、 $\rho_T = \rho_B = \rho$ と仮定した上で、

$$F = \rho H + B \quad (3.6)$$

のように変形した式を用いる。式中の g_0 は測定重力値、 γ は正規重力値、 β はフリーエア勾配、 h は標高、 T は $\rho_T = 1.0$ のときの地形補正值、 G は万有引力定数、 ρ_B はブーゲー補正密度、 ρ_T は地形補正密度を表している。 $F = g_0 - \gamma + \beta h$ 、 $H = 2\pi G h - T$ と置き、縦軸に F 、横軸に H をとり、直線回帰により勾配を求めることで仮定密度を推定することができる。

また、密度推定を実施する際には、解析範囲を適切に設定しなければ妥当な結果が得られないことが知られている。そこで、対象とする範囲をいくつかの小区画に分割するという方法が提案されている³¹⁾。本研究では、改良 MWP 法により検出された構造境界を参考にして小区画を設定することにした。

3.4.2 F-H 相関法の適用

図 3.7 には、改良 MWP 法の適用結果を反映して F-H 相関法の適用範囲を区分した結果を示す。図中の青の破線が、改良 MWP 法の適用結果を参考にして第一近似的に引いた構造境界線である。また、中抜きの四角印は日本重力データベース DVD 版¹⁾ に収録されている重力測定点を、中抜きの丸印は鳥取大学が独自に観測を行った観測点位置を示している。ただし、図 3.7 には、F-H 相関法に用いる地形補正值が正しく求められている観測点のみを表示している。F-H 相関法を適用するに際して、日本重力データベース DVD 版¹⁾ に収録されている重力測定点だけでは Area 1 に測定点が存在しないために、ここでは鳥取大学が独自にこれまでに収集した計測データも合わせて解析することにした。

図 3.8 には、図 3.7 で示した各小区画 (Area1-3) ごとおよび対象地域全体対して F-H 相関法を適用した結果を示している。各図中の N はサンプリング数、 A は近似直線の傾き、 B は近似直線の切片、 R は相関係数の値を表している。F-H 相関法では、近似直線の傾き (A) を見ることで仮定密度を知ることができる。

Area 3 を除いたその他の区画については、相関係数値が 0.8 以上と比較的高い値を示しており、良好な結果が得られていると考えられる。Area 3 は測定点の数が少なく、領域が狭小で標高のバリエーションが得られなかったために妥当な結果が得られなかったと考えられる。Area 1 では相関係数値が 0.8845 となり、仮定密度が 2.20 g/cm^3 と推定された。Area 2 では、堆積層が厚く存在していると考えられる範囲を避け、図 3.7 中の灰色の実線で囲んだ範囲に F-H 相関法を適用した。F-H 相関法の適用により、仮定密度は 2.36 g/cm^3 と推定され、Area 1 と有意な

差が生じた。対象地域全体とした場合の結果については 1.79 g/cm^3 となり、一般的な堆積層を平均したような程度の密度値となった。

構造推定に際して、まず第一近似的なモデルを考えるために、基盤岩層の密度は対象地域内で一律、 2.67 g/cm^3 とし、堆積層を図 3.7 中の青線で示した構造境界線で密度値を変えることにする。したがって、F-H 相関法により推定された密度値は、設定した基盤岩層の密度と堆積層の密度との平均値であると考えられる。つまり、堆積層の密度の算出は、

$$\rho_{\text{基盤岩層}} = \frac{\rho_{\text{堆積層}} + 2.67}{2} \quad (3.7)$$

により求める。そのため、Area 1 および Area 3 における堆積層の密度を 1.73 t/m^3 、Area 2 は 2.05 t/m^3 として、構造解析における密度構造モデルに反映させる。

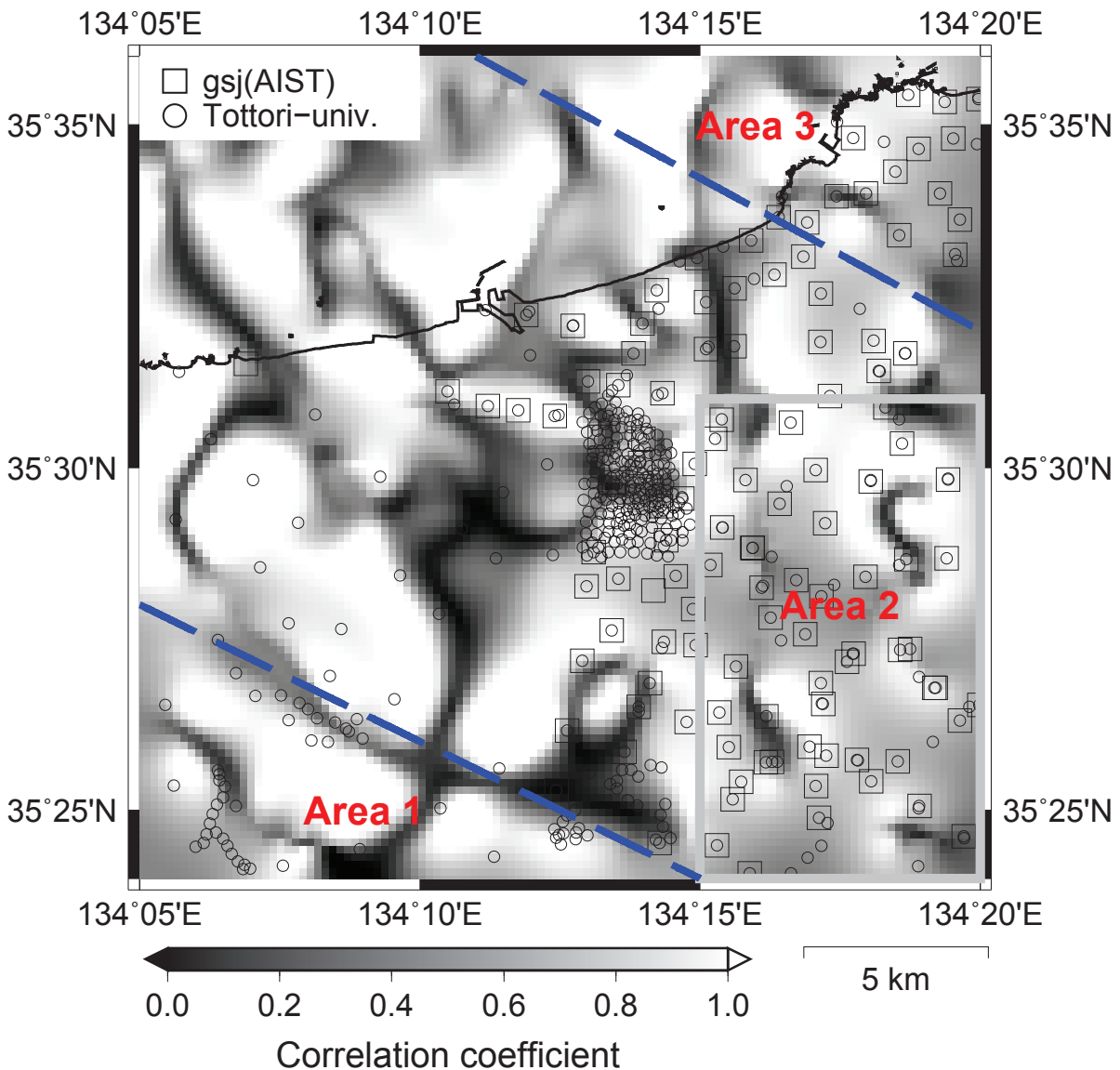
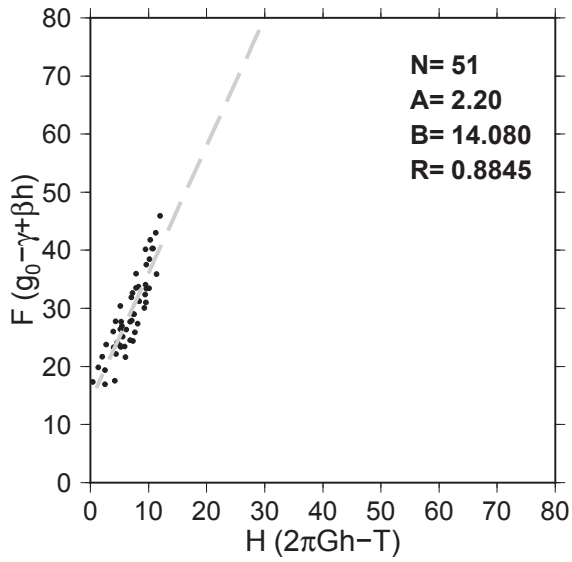
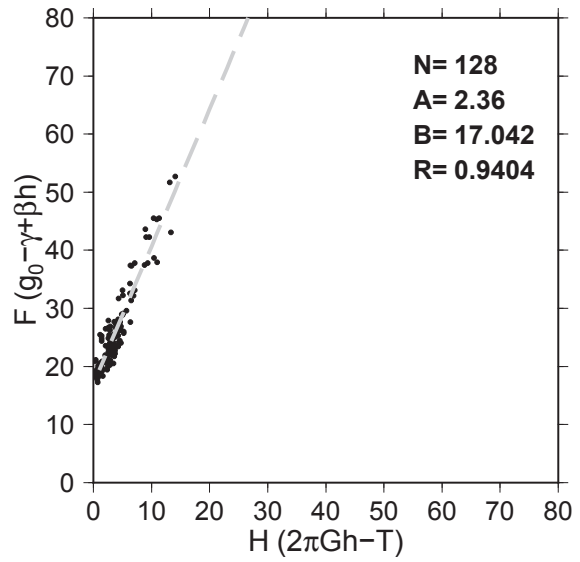


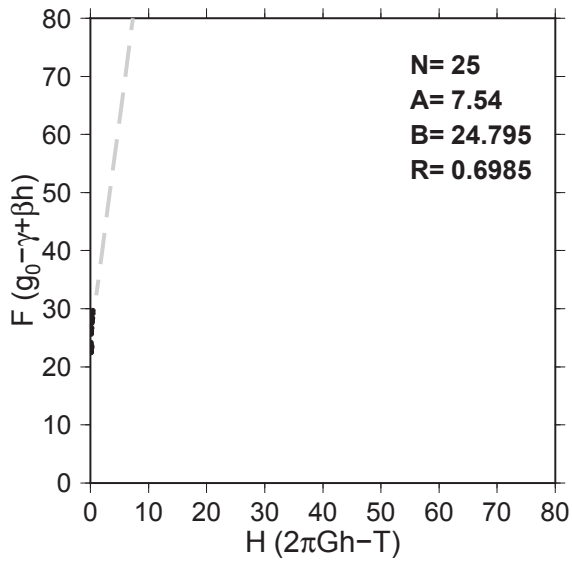
図 3.7. 構造境界および F-H 相関法適用範囲



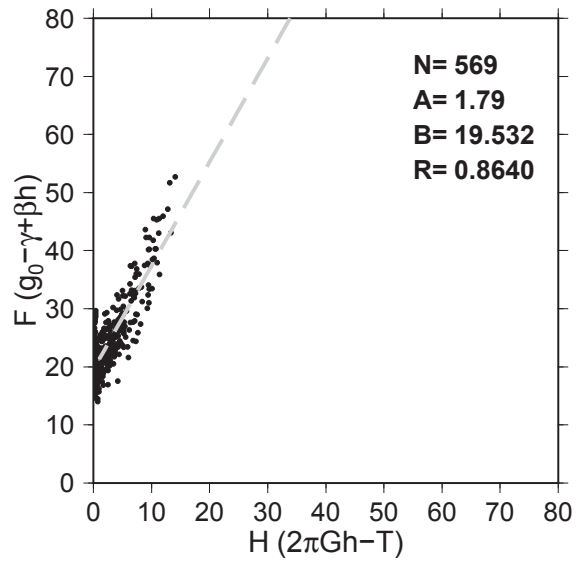
(a) Area1



(b) Area2



(c) Area3



(d) 領域全体

図 3.8. F-H 相関法適用結果

3.5 重力データに基づく構造解析

3.5.1 モデル化の概要

モデル化の方法としては、地下構造のモデルを鉛直角柱の集合体とする場合と、等高線に沿う水平板を重ねた集合体とする二つの方法が考えられる。いずれの方法においても、

$$D^{(n+1)} = D^{(n)} + \lambda \cdot (\Delta g^{(n)} - g^{res}) / 2\pi G \rho \quad (3.8)$$

の式を使ってモデルによる計算値を観測値に収束させていくことにより自動解析を実現することができる。ここで、 $D^{(n)}$ は第 n 回目のモデル構造の深度、 λ は 2 次曲面とランダム点との残差、 $\Delta g^{(n)}$ は第 n 回目のモデル構造の深度 $D^{(n)}$ による計算値、 g^{res} はトレンド除去済みの観測値、 G は万有引力定数 ($= 6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{kg}^{-1}$)、 ρ は 2 層地盤を仮定した際の上層と下層との密度差を表している。

本研究では、構造を 2 次元のマトリックスで表現できるという理由から広範囲の複雑な構造解析に向ける鉛直角柱の集合体とする方法を採用した。以下に手法の概要を述べる。

モデルから理論的に計算される重力値は相対的な意味しか持たないので、 $z = D_0$ なる基準面を考え、それからの凹凸分の重力値を計算する。図 3.9 に示す角柱 Q の占める領域が

$$\begin{cases} (m - 0.5)u \leq x \leq (m + 0.5)u \\ (n - 0.5)v \leq y \leq (n + 0.5)v \\ D_0 \leq z \leq D_{mn} \text{ (or } D_{mn} \leq z \leq D_0) \end{cases} \quad (3.9)$$

で、密度が ρ_{mn} とし、計算点 $P(x = iu, y = jv, z)$ での重力値を $\Delta g_{ij}(z)$ とおくと

$$\Delta g_{ij}(z) = G \sum_m \sum_n \rho_{mn} (Z_{ij}^{mn}(z, D_{mn}) - Z_{ij}^{mn}(z, D_0)) \quad (3.10)$$

で与えられる。

ただし、

$$Z_{ij}^{mn}(z, D_{mn}) = \begin{cases} F(\xi_+, \eta_+) - F(\xi_+, \eta_-) - F(\xi_-, \eta_+) + F(\xi_-, \eta_-) \\ \quad (|i - m| \leq 3 \text{ and } |j - n| \leq 3) \\ uv / \sqrt{r^2 + \zeta^2} \\ \quad (|i - m| > 3 \text{ or } |j - n| > 3) \end{cases} \quad (3.11)$$

である。なお、

$$\xi_{\pm} = (i - m \pm 0.5) \quad (3.12)$$

$$\eta_{\pm} = (j - n \pm 0.5) \quad (3.13)$$

$$\zeta = |z - D_{mn}| \quad (3.14)$$

$$r^2 = (i - m)^2 u^2 + (j - n)^2 v^2 \quad (3.15)$$

$$F(x, y, z) = - \int \int \int \frac{z dx dy dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (3.16)$$

$$= x \ln \left| \frac{y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{\sqrt{x^2 + z^2}} \right| \quad (3.17)$$

$$+ y \ln \left| \frac{x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{\sqrt{y^2 + z^2}} \right| \quad (3.18)$$

$$- z \tan^{-1} \left(\frac{xy}{z\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right) \quad (3.19)$$

である。先に述べたように、モデルから計算される重力値 $\Delta g_{ij}(z)$ と観測値が一致するまでモデルを修正することで、最終的に観測重力値を満足するモデル（基盤上面深度分布）が得られる。

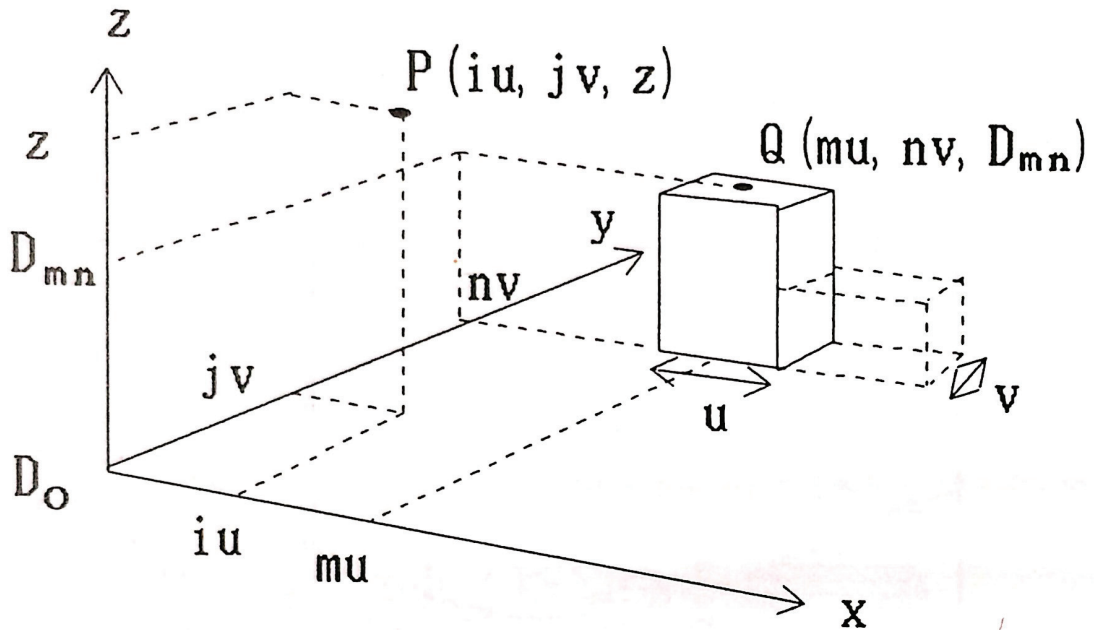


図 3.9. 3次元角柱とパラメータ（物理探査ハンドブック 手法編第8章¹⁷⁾より転載）

3.5.2 3次元基盤構造モデル

ここでは、対象地域の基盤密度を全領域で共通とし、堆積層については改良MWP法により推定した密度構造境界を参考に、異なる2つの密度を与えた2層モデルを仮定して3次元モデル解析を行った。図3.10に同手法による密度構造モデルの模式図を示す。堆積層に関しては、2本の直線で挟まれた領域に異なる密度構造を与える設定となっている。

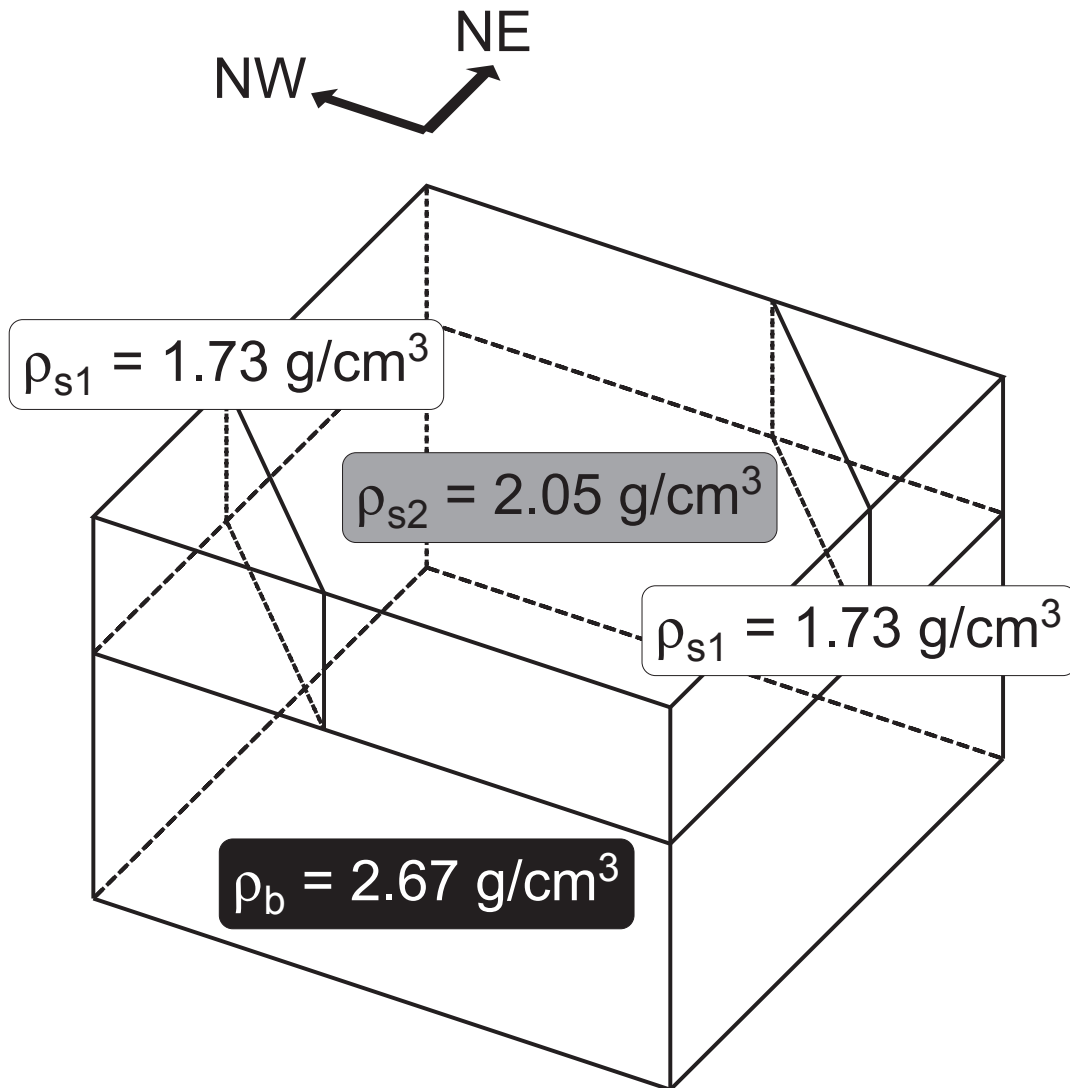


図 3.10. 密度構造モデル

構造解析においては、モデルを鉛直角柱の集合体として近似する方法³²⁾を採用し、角柱のメッシュサイズは250 m四方として、計算重力値を観測重力値に収束させることにより最終的なモデルを推定した。なお、インバージョン計算における基盤深度の逐次修正は、式(3.20)–(3.22)に従って行った。式中の m, n は計算回数、 H は基盤の上面深度、 ρ は密度、 g は重力値であり、 g^{obe} は観測重力値、 g^{cal} はモデルから計算される理論重力値を表している。

$$D_{m,n} = H_{m-1,n} - H_{m,n} \quad (3.20)$$

$$\rho_{adv} = \frac{\sum^M D_{m,n}^2 \rho_m}{\sum^M D_{m,n}^2} \quad (3.21)$$

$$H_{m,n+1} = H_{m,n} + (g^{obs} - \sum^M g_{m,n}^{cal}) \times \frac{\sum^m D_{m,n}^2}{\rho_{adv} \sum^M D_{m,n}^2} \quad (3.22)$$

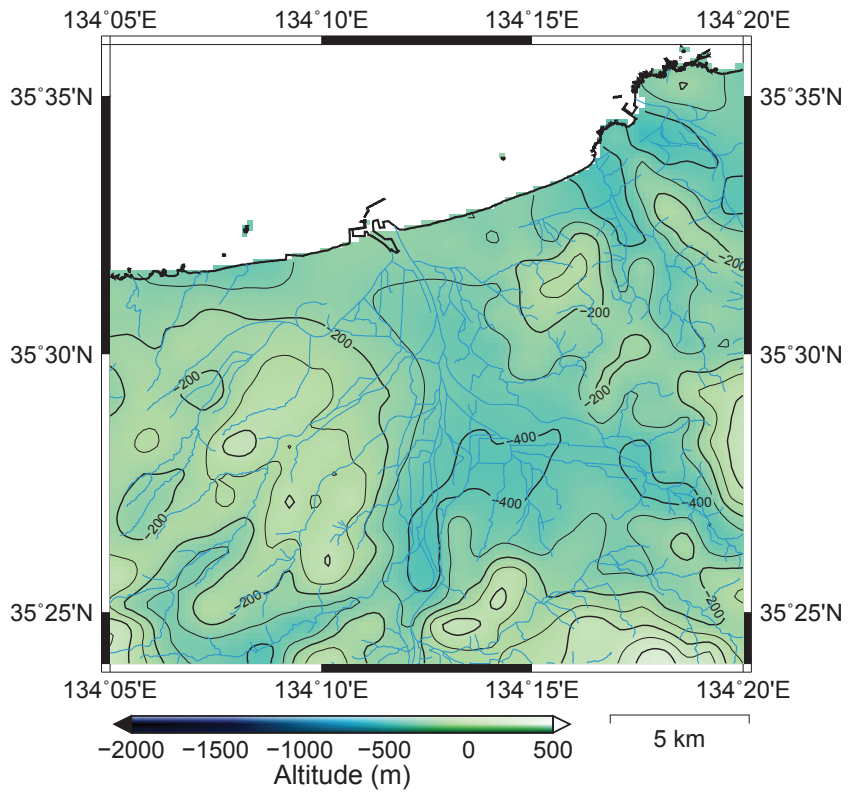
ただし、逐次モデルを修正する際には基盤深度が堆積層の深度よりも大きく、かつ、基盤が露頭するところで国土地理院が発行している DEM³³⁾ よりも大きくならないようにモデルの更新を行った。また、初期モデル $H_{m,1}$ は後述する拘束条件のみを用いて作成し、総計算回数は 5 回 ($N = 5$) とした。

地盤の密度は、F-H 相関法による推定結果に基づいて基盤の密度を 2.67 g/cm^3 、堆積層の密度は構造境界を境に 1.73 g/cm^3 および 2.05 g/cm^3 とした。推定した 3 次元基盤構造モデルを図 3.11 に示す。図 3.12a は堆積層に異なる密度構造を仮定した場合のモデル（以下、本研究密度モデルと称す）であり、図 3.12b は従来の一般的なモデル解析に用いられている様な堆積層を均一であると仮定した場合のモデル（以下、従来モデルと称す）である。後者のモデルでは、対象領域全体を対象として行った F-H 相関法の結果である 1.79 g/cm^3 を堆積層の密度として設定した。リファレンス情報としては、国土地理院発行の DEM データから 250 m 間隔で抽出した標高値を両モデル共通に与えた。

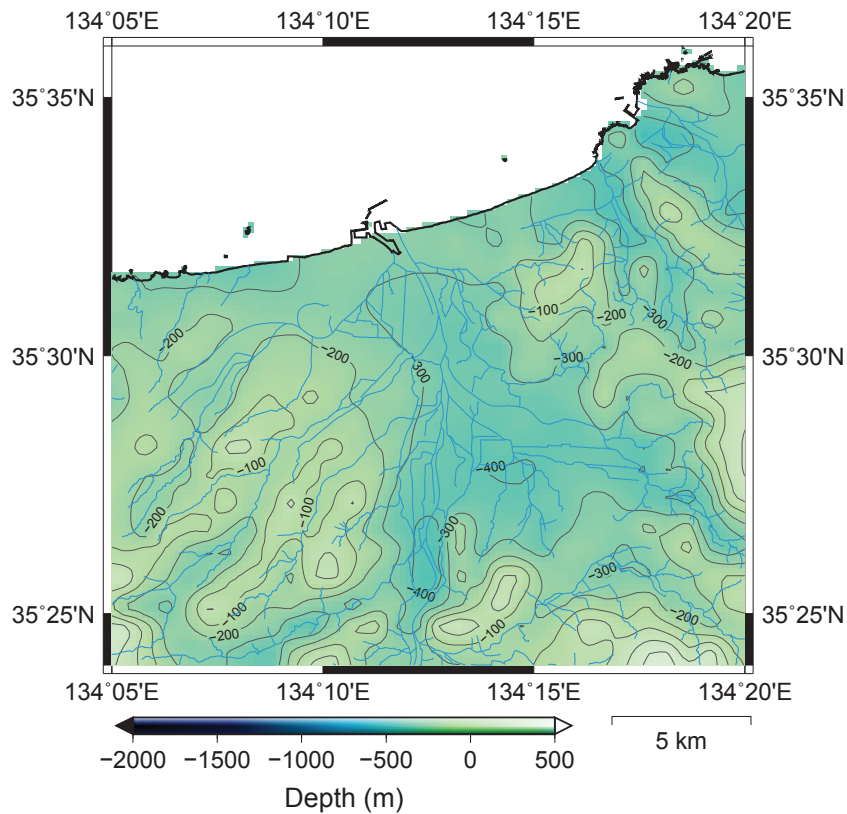
本研究密度モデルと従来モデルをそれぞれ図 3.12a と図 3.12b に示す。本研究密度モデルを見ると、領域中央部において約 400 m の基盤の落ち込みが見られる。また、南西部では領域中央部よりも低密度の層を仮定して解析を行ったが、200 m ほどの基盤の落ち込みが生じてしまっている。これを補正するためには、基盤の露頭地点にリファレンス点を置くなど、更なる処置が必要であると考えられる。その他、北東部に関しては、約 200 m の高低差を示す基盤の起伏が見られる。当該地域において表れていた低重力異常は、南西部と同様に基盤を構成する岩体の低密度が原因であると仮定し、3.4.2 で F-H 相関を適用し検討したが、周辺地域よりも低密度を示すといった傾向は見られなかった。したがって、当構造解析結果から、北東部に表れる低重力異常は基盤を構成する岩体の低密度が原因ではなく、基盤の落ち込みによる影響であると推察される。一方で、東経 $134^\circ 16'$ 、北緯 $35^\circ 32'$ において基盤深度が深さ 200 m と推定されているが、当該地域は標高約 260 m 程度の花崗岩で構成される山地である。そのため、当該地域に関してもリファレンス点を配置するなどの措置が必要である。また、南東部（東経 $134^\circ 18'$ 、北緯 $35^\circ 27'$ ）において、領域中央部と同程度の基盤の落ち込みが見られる。そのすぐ東は山地となっているので、狭い範囲で複雑な基盤形状になっていると推測される。したがって、地震時には、地震動の付加的増幅が懸念される。

一方、均質 2 層地盤を仮定した場合の基盤上面深度分布を見ると（図 3.12b）、本研究密度モデルと同様に領域中央で 400 m の基盤の落ち込みは見られるものの、全体の印象としては基盤の起伏の少ないがない、比較的平坦なモデルとなっている。したがって、このモデルを地震動計算に用いた場合、地盤増幅特性よりも震源特性を反映した地震動分布となることが予想される。

図 3.12 に推定されたモデルから理論的に計算された重力異常分布を示す。図 3.3c と比較すると、両モデルとも分布形状および重力異常値に関しても整合的な結果が得られている。したがって、本研究により推定された基盤密度構造モデルは観測値を十分に満たしており、かつ、本研究密度モデルは従来モデルに比べて、地域ごとの地盤特性を反映したモデルであると言える。

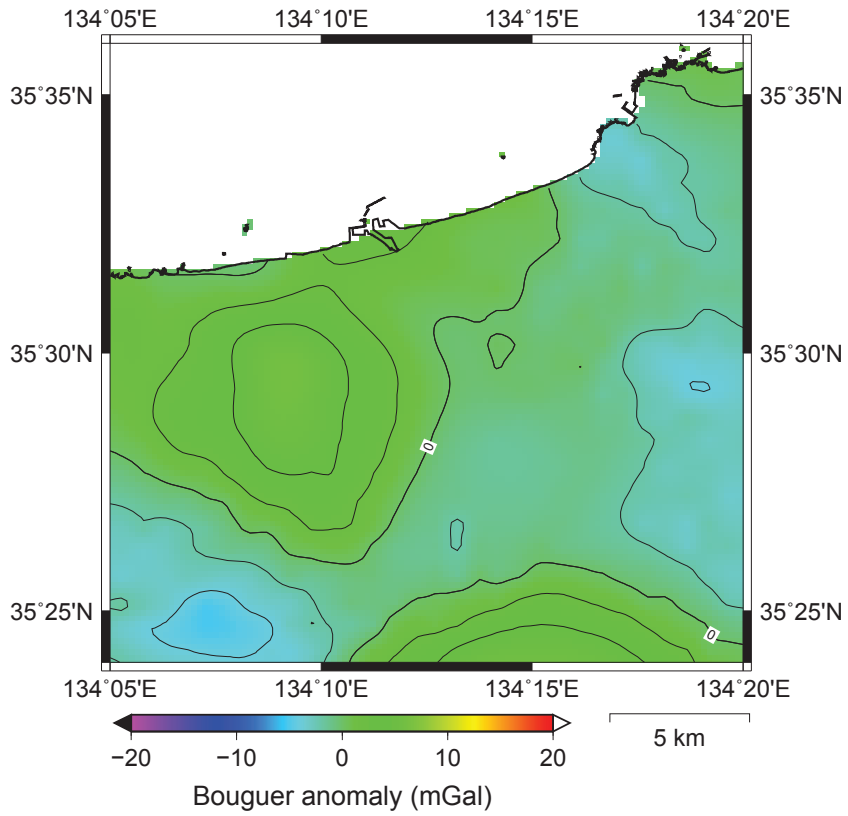


(a) 堆積層に異なる密度を与えた場合の基盤上面深度分布

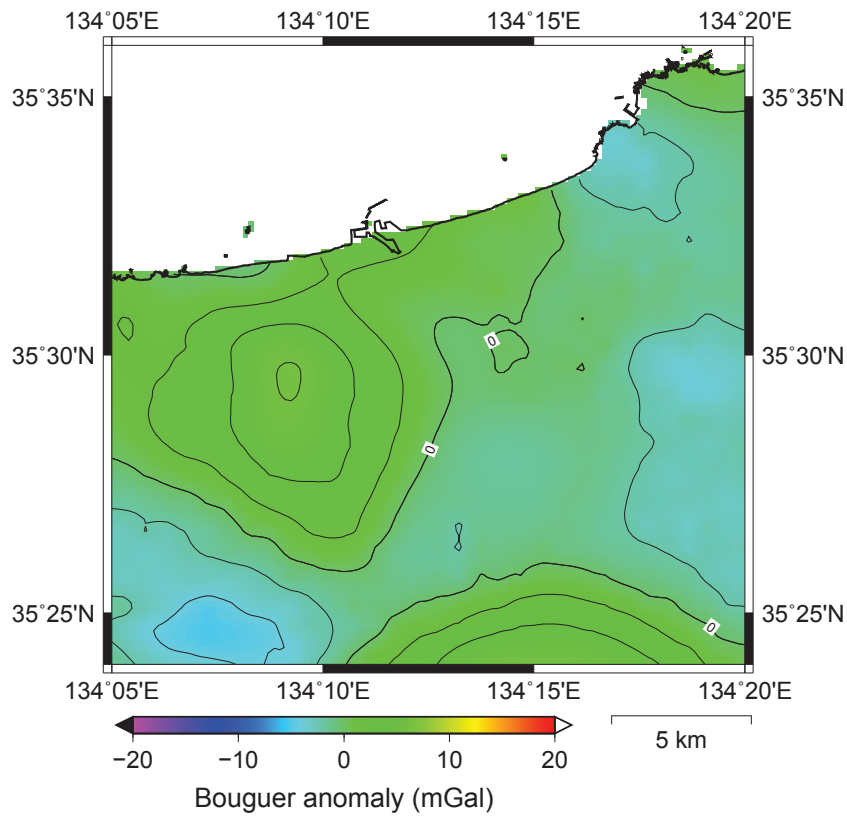


(b) 堆積層に均一な密度を与えた場合の基盤上面深度分布

図 3.11. 地震基盤上面深度分布



(a) 本研究密度モデルから計算された理論重力異常分布



(b) 従来モデルから計算された理論重力異常分布

図 3.12. 理論重力異常分布

3.6 まとめ

本章では、重力探査データに基づく構造解析の精度の向上を目的として、改良 MWP 法の適用を試みた。その過程で得られた成果を以下に記す。

- 仮定密度を 2.67 g/cm^3 ($= \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) とした場合の重力異常において、東経 $134^\circ 10'$ 、北緯 $35^\circ 30'$ 周辺および北西部の日本海沿岸で約 22 mGal の高異常分布が見られた。その一方で、南西隅（東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）周辺地域においては、約 8 mGal の低異常分布が表れた。
- 平面トレンドを差し引いたことにより得られた残差重力異常では、南西隅（東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）および北東隅（東経 $134^\circ 18'$ 、北緯 $35^\circ 35'$ ）において、比較的顕著な低異常分布が表れた。
- 全磁力異常分布において、南西隅（東経 $134^\circ 10'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）で 100 nT 程度の高異常分布、東経 $134^\circ 10'$ 、北緯 $35^\circ 31'$ 付近に -50 nT 程度の低異常分布といった顕著な異常分布が表れた。
- 国土地理院が全国を対象として作成・公開している磁気異常図²⁹⁾ とおおよそ整合的な様相を呈した残差全磁力異常が得られた。
- 改良 MWP 法を適用した結果、南西隅（東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）および北東隅（東経 $134^\circ 18'$ 、北緯 $35^\circ 35'$ ）において、低相関値が連続的に分布する様相を捉えた。上記の地域で F-H 相関法を適用し、地盤の補正密度を推定したところ、南西隅（東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）では 2.20 g/cm^3 と推定された。一方、対象領域中央部では 2.36 g/cm^3 と推定された。この結果から、南西隅（東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$ ）に表れる低重力異常は、密度構造の低下によるものと推察された。
- 改良 MWP 法による結果と表層地質とを比較・検討したところ、大局的には比較的新しい時代に堆積したと考えられる沖積層との整合性が確認された。しかし、対象地域の南部において、一部、火山岩類との相関も見られた。
- 改良 MWP 法および F-H 相関法の適用結果を構造解析時の拘束条件として取り込み、堆積層に異なる密度を与えた場合の重力探査データに基づく構造解析を実施した。その結果、堆積層に均一な密度を与えた場合の基盤密度構造モデルに比べて地域ごとの地盤特性を反映したモデルが推定された。また、北東部に見られた低重力異常は、基盤を構成する岩体の低密度が原因ではなく、基盤の落ち込みによる影響であると推察された。

参考文献

- [1] 地質調査総合センター. 日本重力データベース DVD 版. 産業技術総合研究所, 2013. DVD.
- [2] 駒沢正夫, 長谷川功. 関東地方の重力基盤に見える断裂構造. 地質学論集, Vol. 31, pp. 57–74, 1998.
- [3] 坂井公俊, 盛川仁. 姉川地震による被害地震における重力探査を用いた三次元基盤形状のモデル化. 物理探査, Vol. 58, pp. 331–338, 2005.
- [4] 正坂拓也, 高橋千佳, 駒沢正夫, 陳慧慈, 盛川仁. 重力探査を用いた台湾新竹市における三次元基盤形状の推定. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 65, pp. 12–18, 2009.
- [5] 安井讓, 野口竜也, 橋本勇一, 中谷英史, 香川敬生. 微動 H/V と重力探査による福井平野の地下構造推定. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 65, pp. 75–81, 2009.
- [6] 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 長周期地震動予測地図 2012 年試作版. Technical report, 文部科学省研究開発局地震・防災研究課 地震調査研究推進本部, 2012.
- [7] 高橋千佳, 盛川仁, 澤田純男. Moving-Window Poisson Analysis 法の実データへの適用性に関する考察. 土木学会地震工学論文集, Vol. 29, pp. 1063–1068, 2007.
- [8] 高橋千佳, 盛川仁. 重力および磁気記録の併合処理による地盤構造境界の検出法の検討. 物理探査, Vol. 66, pp. 167–177, 2013.
- [9] G.D. Garland. Combined analysis of gravity and magnetic anomalies. Geophysics, Vol. 16, pp. 51–62, 1951.
- [10] V.W. Chandler, J.S. Koski, W.J. Hinze, and L.W. Braile. Analysis of multisource gravity and magnetic anomaly data sets by moving-window application of poisson's theorem. Geophysics, Vol. 46, pp. 30–39, 1981.
- [11] V.W. Chandler and K.C. Malek. Moving-window poisson analysis of gravity and magnetic data from the penokean orogen, east-central minnesota. Geophysics, Vol. 56, pp. 123–132, 1991.
- [12] 梶原崇憲, 茂木透, 山本明彦, 大熊茂雄, 中塚正. 北海道北部地域の重力・地磁気異常に関する Moving-window Poisson's analysis の適用. 日本地震学会講演予稿集 秋季大会, p. 55, 2005.
- [13] C. Tsuboi and T. Fuchida. Relations between gravity and corresponding mass distribution. Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 15, pp. 636–649, 1937.
- [14] Y. Tomoda and K. Aki. Use of the function $\sin x/x$ in gravity problem. Proc. jaoan Acad., Vol. 31, pp. 443–448, 1955.
- [15] M. Talwani, J.L. Worzel, and M. Landisman. Rapid computation for two dimensional bodies with application to mendocino submarine fracture zone. Journal of Geophysical Research, Vol. 64, pp. 49–59, 1959.
- [16] M. Talwani and M. Ewing. Rapid computation for gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, Vol. 25, pp. 203–225, 1960.

- [17] 物理探査学会. 物理探査ハンドブック, 第4巻. 物理探査学会, 1998.
- [18] W.W. Johnson. A least-square method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures. *Geophysics*, Vol. 34, pp. 65–74, 1969.
- [19] P.H. McGrath and P.J. Hood. The dipping dyke case: A computer curve-matching method of magnetic interpretation. *Geophysics*, Vol. 35, pp. 831–848, 1970.
- [20] 津宏治, 小川克郎. 3次元角柱による磁気異常の自動解析. *物理探査*, Vol. 26, pp. 91–107, 1973.
- [21] J.B.C. Silva and G.W. Hohmann. Airborne magnetic susceptibility mapping. *Explor. Geophys.*, Vol. 15, pp. 1–13, 1984.
- [22] D.J. Misener, F.S. Grant, and P. Walker. Variable depth, space-domain magnetic susceptibility mapping. 54th annual international SEG meeting, Expanded abstracts with biographies, pp. 237–239, 1984.
- [23] S. Okuma, M. Makino, and T. Nakatsuka. Magnetization intensity mapping in and around izu-oshima volcano, japan. *J. Geomag. Geoelectr*, Vol. 46, pp. 541–556, 1994.
- [24] T. Nakatsuka. Minimum norm inversion of magnetic anomalies with application to aeromagnetic data in the tanna area, central japan. *J. Geomag. Geoelectr*, Vol. 47, pp. 295–311, 1995.
- [25] 地質調査総合センター. 日本空中磁気データベース. 産業技術総合研究所, 2005. CD-ROM.
- [26] R. Shichi K. Nawa, Y. Fukao and Y. Murata. Inversion of gravity data to determine the terrain density distribution in southwest japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, pp. 703–719, 1997.
- [27] 村田泰章, 駒澤正夫, 牧野雅彦, 佐藤秀幸, 名和一成, 上嶋正人, 岸本清行, 大熊茂雄, 志知龍一, 小室裕明, 西村敬一, 赤松純平. 岡山地域重力図 (ブーゲー異常) 1:200,000. 産業技術総合研究所, 2009. 最終閲覧日: 2015年2月7日.
- [28] Y. Murata. Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective bayesian approach. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, pp. 12097–12109, 1993.
- [29] 国土地理院. 国土地理院 (2001): 高度 5000 mにおける全国航空磁気異常図. 国土地理院, 2001. 最終閲覧日: 2015年2月7日.
- [30] D.S. Parasnis. Principles of applied geophysics. Chapman and Hall, Vol. 3, p. 275, 1979.
- [31] Y. Fukao, A. Yamamoto, and K. Nozaki. A method of density determination for gravity correction. *J. Phys. Earth*, Vol. 29, pp. 163–166, 1981.
- [32] B. Banerjee and S. P. Das Gupta. Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped. *Geophysics*, Vol. 42, pp. 1053–1055, 1977.
- [33] 国土地理院. 数値地図 50m メッシュ (標高). 国土地理院, 1997. CD-ROM.

4 逆解析における数値実験

4.1 本章の内容

2章では、本提案手法に関する解析方法について述べた。また、3章では、改良MWP法を適用したことによって重力探査データに基づく構造解析結果の精度が向上することを示した。本章では、実構造を模擬した数値モデルに対して2章で述べた各解析手法を用いて1次元S波速度構造モデルをどの程度の精度で推定できるかという検討を行う。また、その結果を考察することによって提案手法の有する特徴や適用範囲および実データへの適用時の留意点または課題点について把握する。

4.2 解析に使用した数値モデルと擬似観測データ

数値実験では、地震基盤上面に至るまでの堆積地盤を模擬した異なる2種類の1次元S波速度構造モデル(図4.1)を用意した。Model Aは比較的速度コントラストの大きい4層モデルであり、一方のModel Bは深くなるにしたがってS波速度が段階的に増加する7層モデルとした。ただし、最下層は両モデルとも共通して $V_S = 3000$ m/sに設定した。

図4.2および図4.3には、Model AとModel Bのそれぞれのモデルに対して理論的に計算して求めた擬似観測データを示している。地表面上での加速度応答波形(図4.2a, 4.3a)は、震源における速度波形を三角形関数の重ね合わせにより表現した地震波をモデルの最下層に入射させ、R/Tマトリックス法¹⁾に基づいて算出した。震源は、レシーバ関数を算出する際に解析長を5秒間設けるために、やや遠方での浅い地震を想定した上で入射角が45度程度となるように配置した。震源のその他の諸元については、表4.1に示す通りである。レシーバ関数(図4.4f, 4.5f)は、佐藤(2005)の手法²⁾を採用して求めた。なお、擬似観測微動H/Vスペクトル(図4.4b, 4.5b)および擬似観測位相速度分散曲線(図4.4d, 4.5d)は、基本モードにおける結果のみを以後の解析に用いることにした。微動H/Vスペクトル、位相速度分散曲線および地表での加速度応答波形は、久田の手法³⁾⁻⁵⁾を用いて計算を行った。

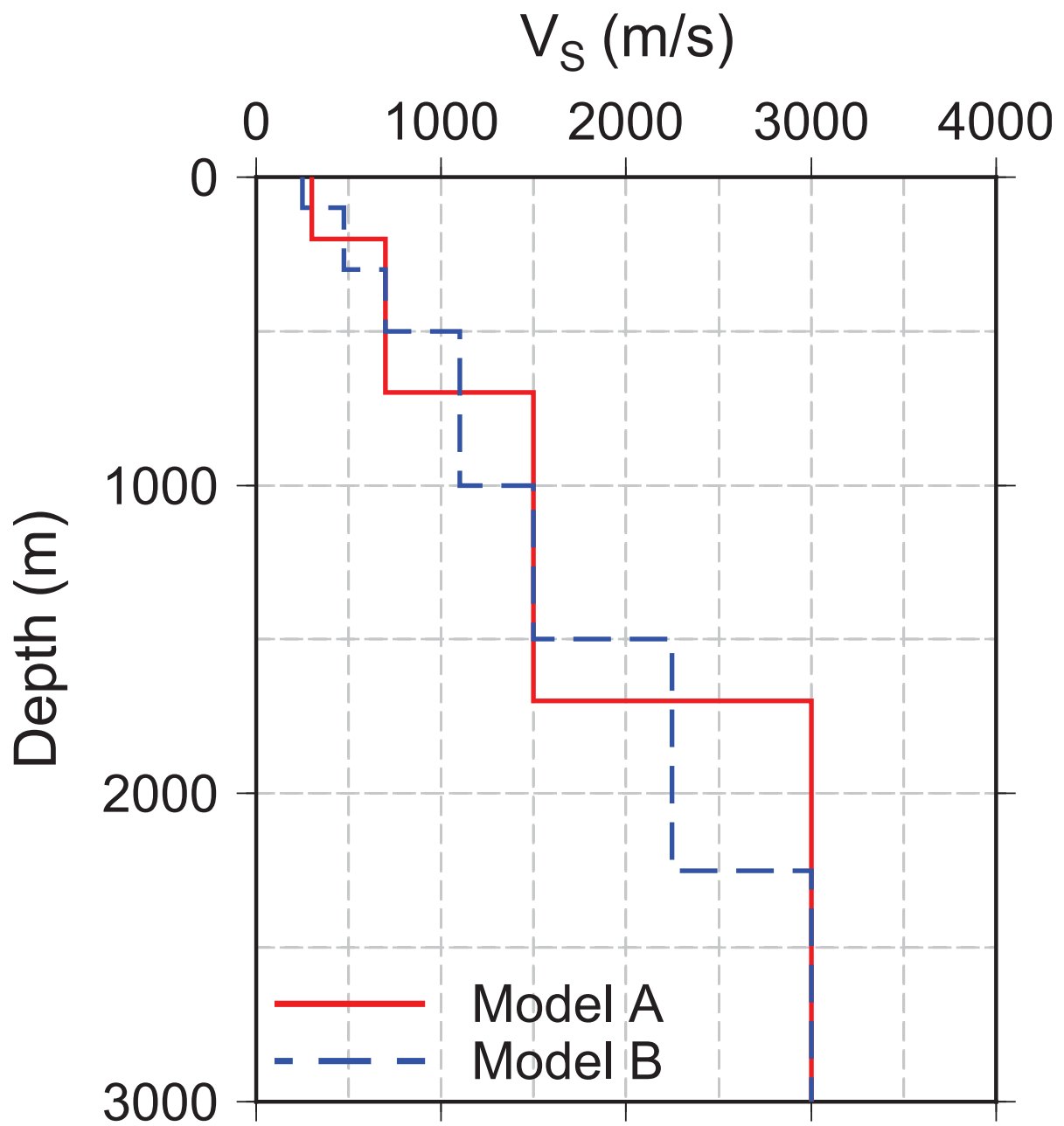
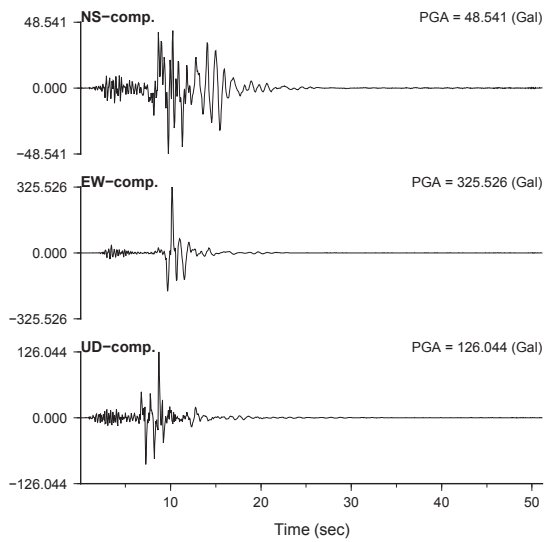
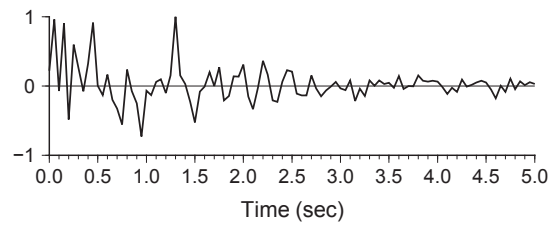


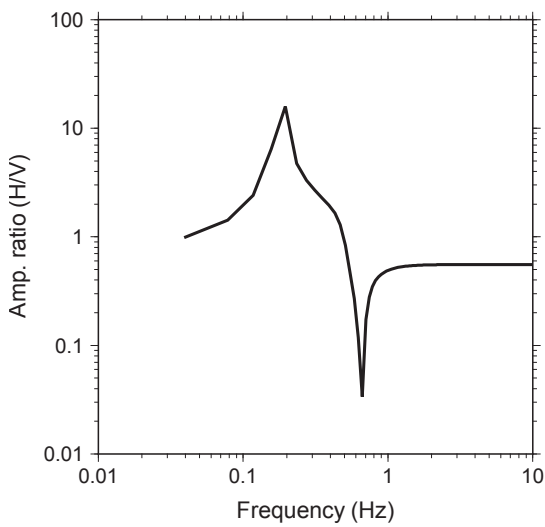
図 4.1. 数値実験に用いた 1 次元 S 波速度構造モデル



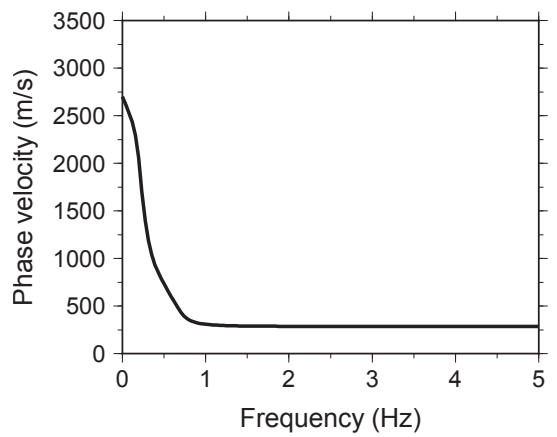
(a) 時刻歴波形



(b) レシーバ関数

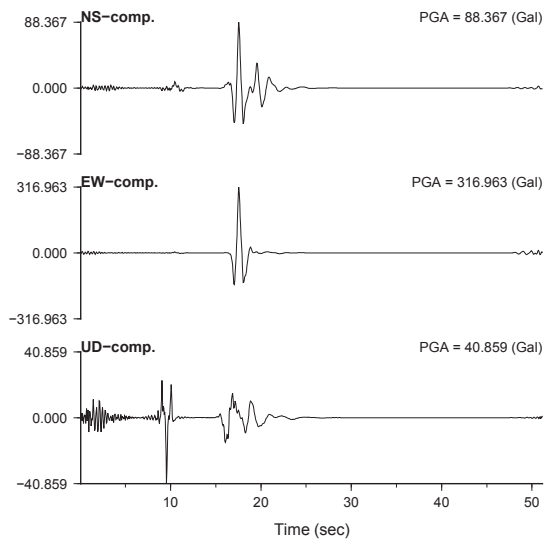


(c) 微動 H/V スペクトル

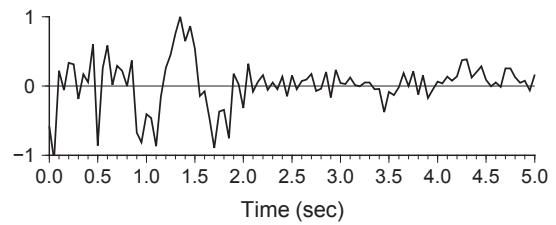


(d) 位相速度分散曲線

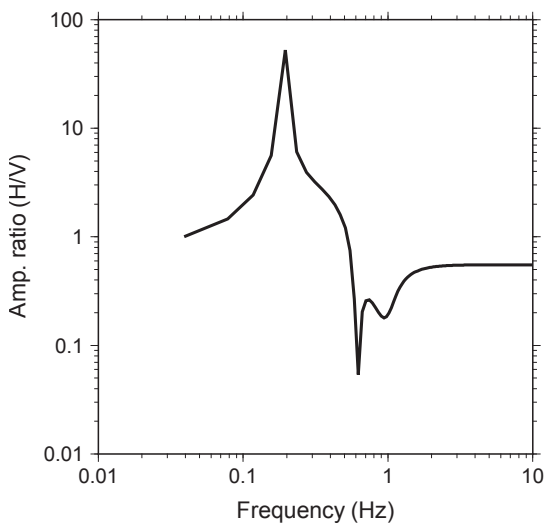
図 4.2. Model A の擬似観測データ



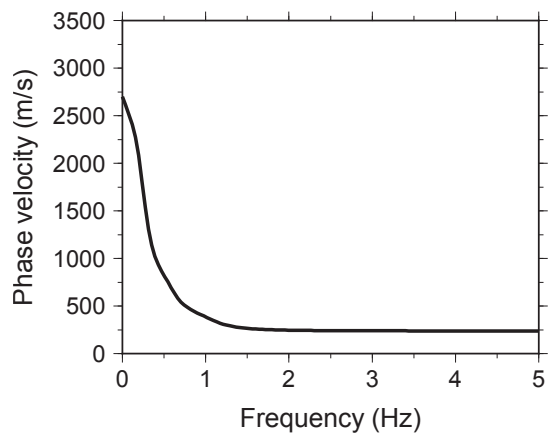
(a) 時刻歴波形



(b) レシーバ関数



(c) 微動 H/V スペクトル



(d) 位相速度分散曲線

図 4.3. Model B の擬似観測データ

表 4.1. 震源の諸元

断層長さ	1000 m
断層幅	1000 m
震源深さ	10000 m
走向	(真北から) 0°
傾斜角	90°
すべり角	0°
すべり量	20 m
立ち上がり時間	1 sec

4.3 逆解析におけるパラメータ設定

逆解析では，GA での世代交代数は 40 回，個体数を 80 個体とし，初期乱数を 10 回変えて試行した．ここでの逆解析では，最下層を除く各層の層厚および S 波速度を同定項として実施した．表 4.2 および表 4.3 には，各層に対する層厚および S 波速度の探索範囲を示している．探索範囲は最下層以外の層を対象にして，正解値を中心に $\pm 50\%$ とやや広めに設定した．層厚および S 波速度以外の地盤パラメータ (V_P , ρ , Q_P , Q_S) は，以下の経験式^{6), 7)}などに従って設定した．

$$V_P \text{ (m/s)} = 1.11 \times V_S + 1290 \quad (4.1)$$

$$\rho \text{ (g/cm}^3\text{)} = 1.2475 + 0.399V_P - 0.026V_P^2 \quad (4.2)$$

$$Q_P = V_P/10 \quad (4.3)$$

$$Q_S = V_S/20 \quad (4.4)$$

表 4.2. Model A における各層の地盤パラメータの探索範囲

	H (m)	V_S (m/s)	True model	
			H (m)	V_S (m/s)
1st layer	100 - 300	150 - 450	200	300
2nd layer	250 - 750	350 - 1050	500	700
3rd layer	500 - 1500	750 - 2250	1000	1500
4th layer	∞	3000	∞	3000

表 4.3. Model B における各層の地盤パラメータの探索範囲

	H (m)	V_S (m/s)	True model	
			H (m)	V_S (m/s)
1st layer	50 - 150	125 - 375	100	250
2nd layer	100 - 300	237 - 712	200	475
3rd layer	100 - 300	350 - 1050	200	700
4th layer	250 - 750	550 - 1650	500	1100
5th layer	250 - 750	750 - 2250	500	1500
6th layer	375 - 1125	1125 - 3375	750	2250
7th layer	∞	3000	∞	3000

4.4 各目的関数に対する単独逆解析

微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数、レイリー波における位相速度分散曲線およびレシーバ関数における PS-P 時間のそれぞれの目的関数に基づく単独逆解析を実施し、それぞれの推定精度についての考察を行う。ピーク周波数および PS-P 時間に関しては、振幅値が最大となるところの周波数または時間を読み取り、設定した。

以下に、各種観測値と計算値との残差の計算方法を示す。

まず、レシーバ関数における PS-P 時間の観測値と計算値の残差 E_{PS-P} は、

$$E_{PS-P} = 1/\sqrt{(T_{RF}^O - T_{RF}^C)^2} \quad (4.5)$$

により求める。ここに、 T_{RF}^O は観測レシーバ関数から推定される PS-P 時間、 T_{RF}^C は計算レシーバ関数から推定される PS-P 時間である。

次に、レイリー波における位相速度の残差 E_{PV} は、

$$E_{PV} = (1/N^{PV}) \sum_{i=1}^{N^{PV}} (C^O(f_i) - C^C(f_i))^2 \quad (4.6)$$

により求める。ここに、 N^{PV} はデータ数、 $C^O(f_i)$ および $C^C(f_i)$ はそれぞれ i 番目の周波数 f_i におけるレイリー波の観測位相速度と計算位相速度を表す。

最後に、微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数の観測値と計算値の残差 E_{HV} は、

$$E_{HV} = 1/\sqrt{(F_{HV}^O - F_{HV}^C)^2} \quad (4.7)$$

により求める。ここに、 F_{HV}^O は観測微動 H/V スペクトルから推定されるピーク周波数、 F_{HV}^C は計算微動 H/V スペクトルから推定されるピーク周波数である。

各逆解析では、これらの残差を最小とする解の探索を行った。

4.4.1 Model A に対する逆解析

Model A に対して行った各種単独逆解析の結果を図 4.4 に示す。図中の赤の実線は正解値、黒の実線は 10 回の試行によりそれぞれ得られた結果を表している。

微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析を行い推定されたモデルを図 4.4a に、推定モデルから計算された計算微動 H/V スペクトルを図 4.4b に示している。微動 H/V スペクトル (図 4.4b) を見ると、一部、0.3 Hz に第 2 次ピークを示すスペクトルが見られるが、第 1 次ピークに関しては 10 回とも正解値のピーク周波数である 0.2 Hz とほぼ同値のピーク周波数を示すスペクトルが得られている。しかし、推定されたモデル (図 4.4a) は、正解値と各層厚、S 波速度ともに大きく異なる結果となった。全体的に正解値よりも基盤深度が浅く、平均 S 波速度が大きなモデルが推定された。これは、層厚と S 波速度間のトレードオフの関係が大きく影響していると推測される。つまり、観測値のピーク周波数を満足させるように層厚を薄くし、S 波速度を大きくする方向に解の探索が進められたものと推測される。また、観測値と計算値の残差を評価する際の目的となる情報量が、探索すべき情報量よりもはるかに少ないということも、解が一義的に求まらなかったことの一要因として考えられる。したがって、層厚および S 波速度を同定項とした微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析では、Model A

のような比較的単純な S 波速度構造であっても一義的な解を得ることは難しい。解析の精度向上を図るためには、拘束条件の導入または探索幅の縮小などの工夫を行う必要がある。

次にレイリー波の位相速度分散曲線に基づく単独逆解析の結果を図 4.4c および 4.4d に示す。位相速度分散曲線（図 4.4d）は、0.5 Hz 前後に多少のばらつきが見られるものの、10 回とも正解値とほぼ同値の位相速度が推定されている。推定されたモデルは、層厚および S 波速度ともにばらつきが大きい結果となった。特に約 0.5 Hz に影響を及ぼしている 3 層目の推定精度が低い。したがって、地震基盤の上部層に対する拘束条件を導入することが、解の探索を改善するのに効果的であると考えられる。しかし、評価時の目的となる情報量が微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析よりも多いため、微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析よりは推定精度が高い。

レシーバ関数における PS-P 時間に基づく単独逆解析を行った結果を図 4.4e および 4.4f に示す。PS-P 時間は、正解値である 1.37 秒ではなく、0.05 秒に見られる第 1 ピークに合うようなレシーバ関数が推定されている。推定されたモデルに関しては、上記の 2 手法の結果とほぼ同様に、大きくばらつく結果となった。ここでの解析でも層厚と S 波速度のトレードオフの関係が色濃く反映した結果となった。

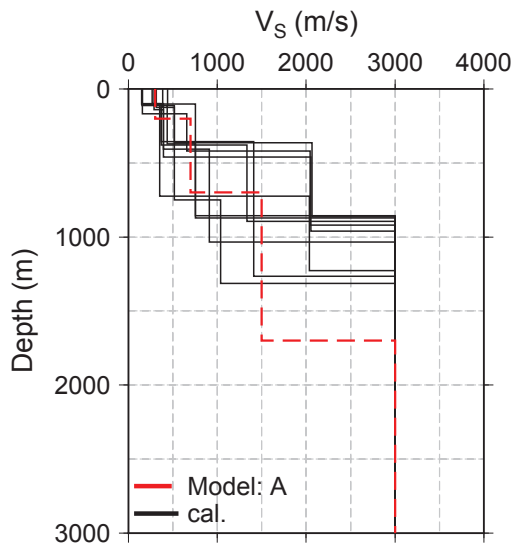
4.4.2 Model B に対する逆解析

Model B に対して行った単独逆解析の結果を図 4.5 に示す。図中の青の実線は正解値、黒の実線は 10 回の試行により得られた結果を表している。

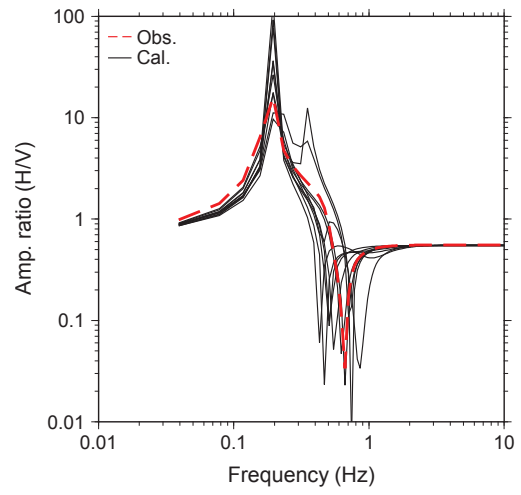
Model B に対して行った微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析の結果を図 4.5a および 4.5b に示す。微動 H/V スペクトル（図 4.5b）を見ると、ピーク周波数である 0.3 Hz から高周波数に向かうにしたがって多少ばらつきが大きくなっているが、ほとんどのモデルは正解値のピーク周波数を満足する結果を呈している。しかし、モデル（図 4.5a）は、Model A での結果と同様に正解値に近いモデルが一義的に求まてはいない。また、下部層よりも上部層の S 波速度が大きくなるような逆転層を有するモデルがいくつか推定される結果となった。モデルがこれほどばらついているにもかかわらず、ピーク周波数は正解値をほぼ満足する結果を得たことから、微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数を目的関数とした単独逆解析では、先見的な情報を反映した拘束条件を組み込まない限り、地下構造モデルを正確に推定することは困難であると考えられる。

レイリー波における位相速度分散曲線に基づく単独逆解析の結果を図 4.5c および 4.5d に示している。位相速度分散曲線（図 4.5d）は約 0.5 ~ 1 Hz 付近で多少のばらつきが見られるものの、0.3 Hz より低周波数および 2.5 Hz より高周波帯域では良い一致を示している。推定されたモデルは、最上部層における層厚および S 波速度の推定精度は比較的良好であるが、中間層における層厚および S 波速度に関してはばらつきが大きい結果となった。したがって、位相速度分散曲線における最低位相速度から高位相速度へ立ち上がる変動帯を詳細に評価することによって、モデルの推定精度が向上する可能性が示唆される。

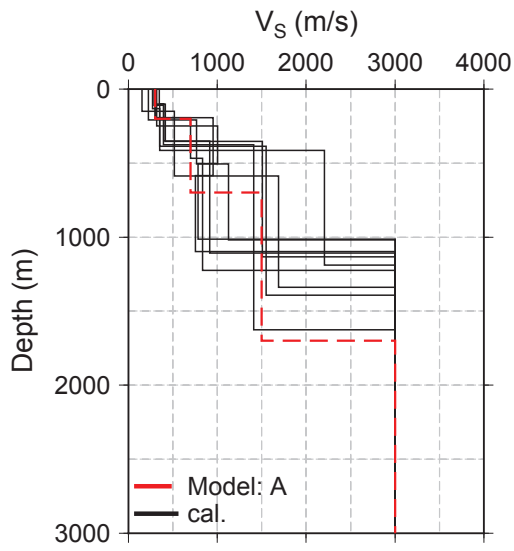
レシーバ関数における PS-P 時間に基づく単独逆解析では、基盤岩層と堆積層の層境界に起因する 1.43 秒の PS-P 時間ではなく、第 2, 3 層の層境界に起因する 0.65 秒, 0.84 秒にピークが出現するような構造が推定されている。モデルに関しては、全体的に正解値よりも基盤深度の浅いモデルとなっている。ここでの解析では、1 地震のみから計算されたレシーバ関数を用いている。一般的には、複数個の地震からそれぞれ算出したレシーバ関数をスタッキングし、NS 比を抑えたものを構造解析などに利用する。その点で、現状の解析方法では高精度に地下構造モデルを推定することは難しい。そのため、5 章で行う実データへの適用では、ある程度、拘束条件を強めに掛けるなどの解析方法の問題点を補う措置が必要である。



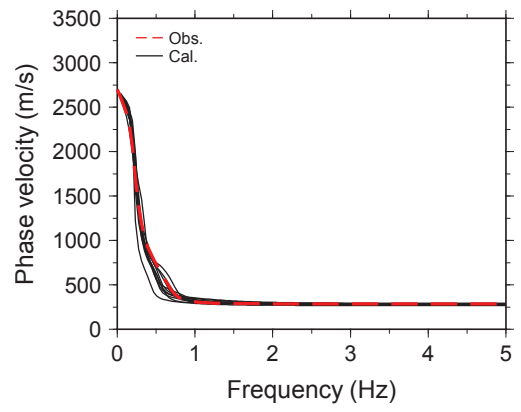
(a) モデル



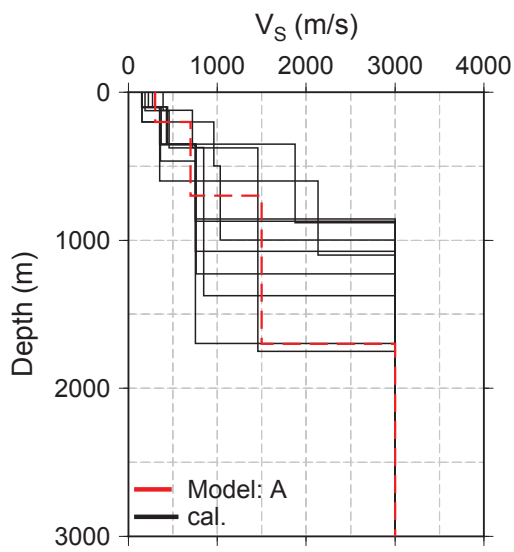
(b) 微動 H/V スペクトル



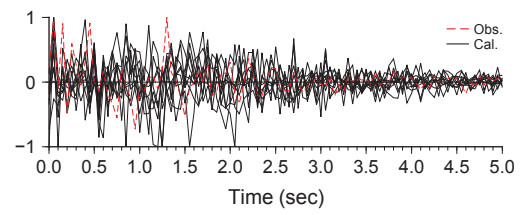
(c) モデル



(d) 位相速度分散曲線

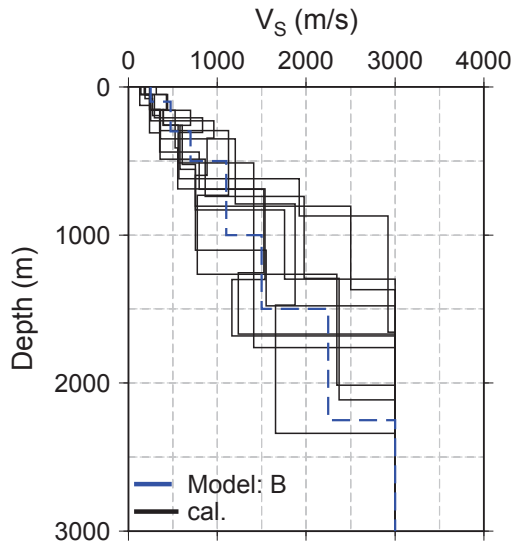


(e) モデル

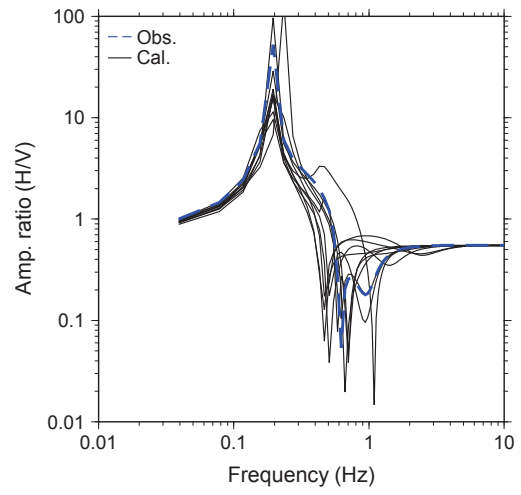


(f) レシーバ関数

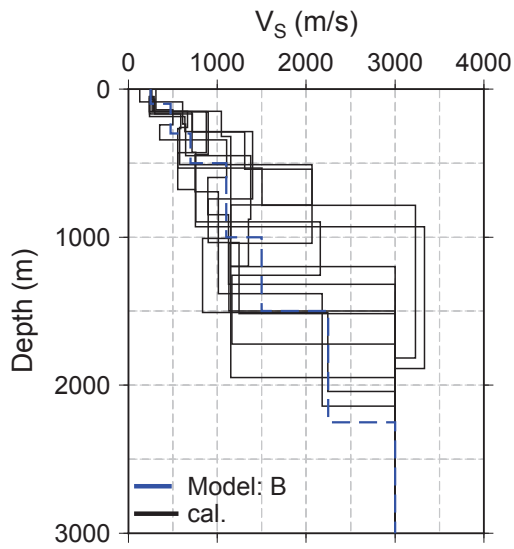
図 4.4. Model A における単独逆解析結果



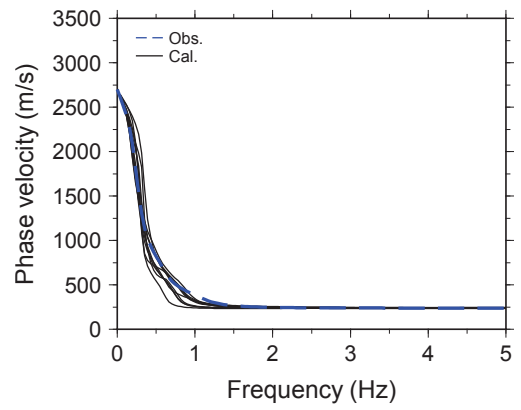
(a) モデル



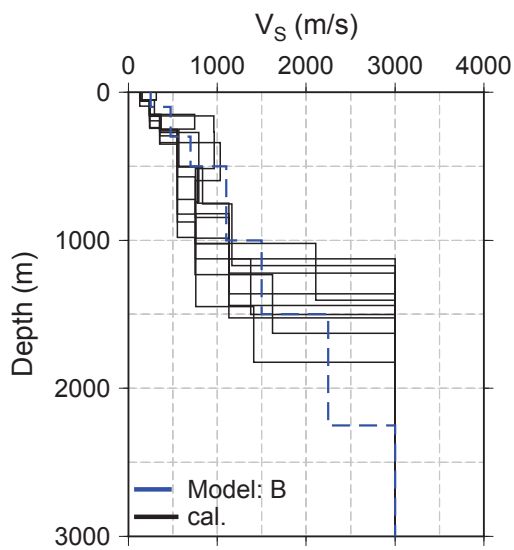
(b) 微動 H/V スペクトル



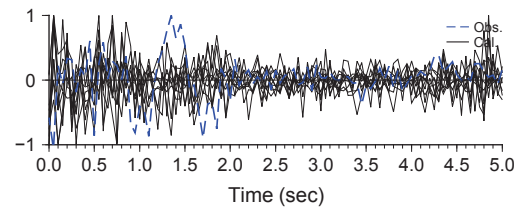
(c) モデル



(d) 位相速度分散曲線



(e) モデル



(f) レシーバ関数

図 4.5. Model B における単独逆解析結果

4.5 速度構造を固定した場合の単独逆解析

J-SHIS モデルに代表されるような均質多層を仮定した3次元地下構造モデルを構築することを念頭に置いて、ここでは各層の物性値構造を固定し、各層厚のみを同定項とした場合の逆解析を行う。

4.5.1 Model A に対する逆解析

図 4.6b を見ると、速度構造を固定したことでピーク周波数のみならずスペクトル振幅比まで観測値とほぼ同値に求まっている。しかし、モデルの推定精度は高いとは言い難い結果となった。各層厚が個別にそれぞれ変動しているために、一義的な解を推定できていない可能性がある。したがって、各層間の関係に関連付けるような制約条件を追加すれば、良好な結果が得られる可能性がある。

レイリー波の位相速度に関する結果については、位相速度分散曲線は特に問題なく観測値を十分に満たしている。また、推定されたモデルの1層目に関しては、精度良く正解値を推定することができている。2, 3層目に関してはまだ十分とは言えないが、一部、正解値とほぼ同程度のモデルも推定されていることから、実データに適用する際には、先見情報を参考にして探索幅を狭めることで精度を上げられる可能性がある。

レシーバ関数における PS-P 時間においては、地震基盤と堆積層との層境界に起因する PS-P 時間帯でも比較的大きな振幅が見られるが、それよりも 0.5 秒前後の浅部地盤における層境界に起因する PS-P 時間において最大振幅が記録されている。現状の解析方法の見直しが望まれる。

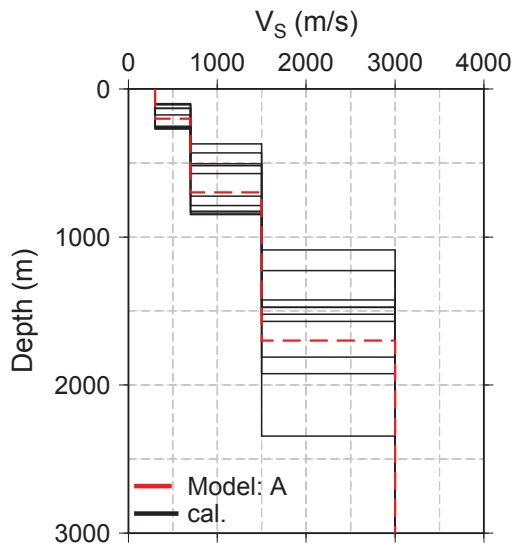
4.5.2 Model B に対する逆解析

微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく逆解析結果は、Model A による結果と同様にピーク周波数、スペクトル振幅ともに観測値と良好な一致性を示している。推定されたモデルは、第1~3層に関しては比較的精度良く推定されている。しかし、第4層以深から推定精度の低下が見られる。

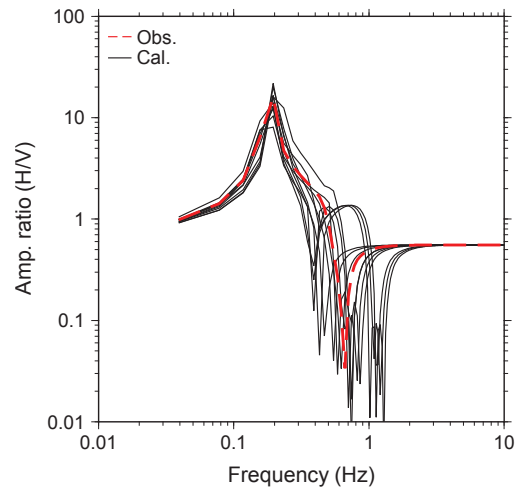
レイリー波における位相速度に基づく逆解析では、位相速度分散曲線に関しては正解値への良好に収束している。第3層までは比較的良く収束している。また、第4層は試行回数のうちの3割については正解値への良好な収束が見られる。第5層目以降は、第4層目までの誤差の蓄積による影響もあり、正解値との大きな開がある。

レシーバ関数を見ると、10回試行したうちのほとんどが約 0.8 秒のところにピークを表している。正解値であるモデルからスネルの法則に基いて理論的に各層の層境界から生じる PS-P 時間を計算すると、約 0.8 秒に表れるピークは第4層と第3層の境界に関係していることがわかる。推定されたモデルも正解値より全体で 500 m 以上浅い構造となった。

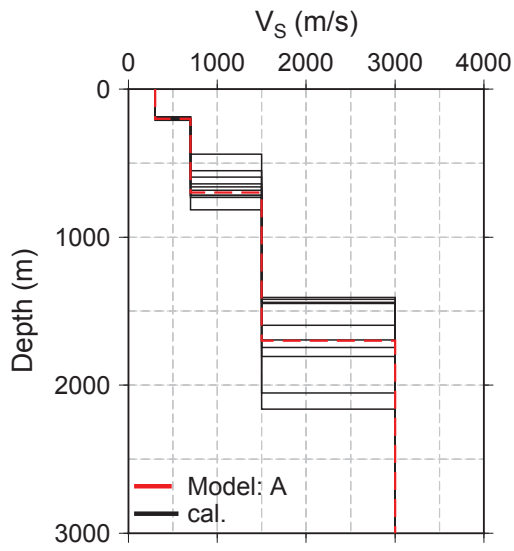
本提案手法における各逆解析の組み合わせに関しては、5章の実データへの適用で検討を行うこととする。



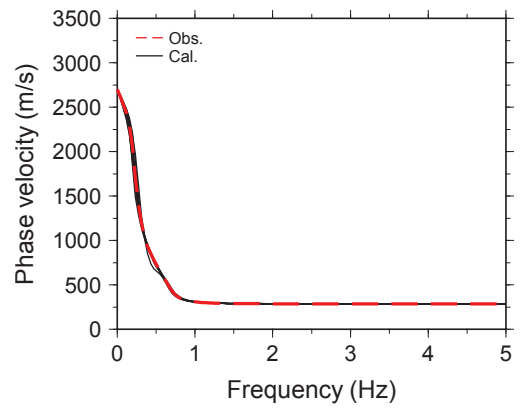
(a) モデル



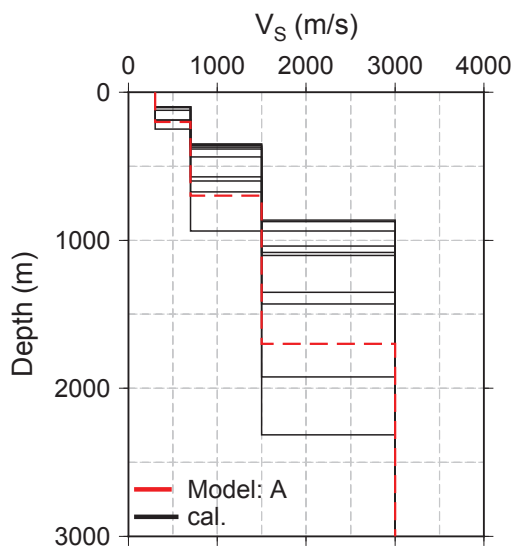
(b) 微動 H/V スペクトル



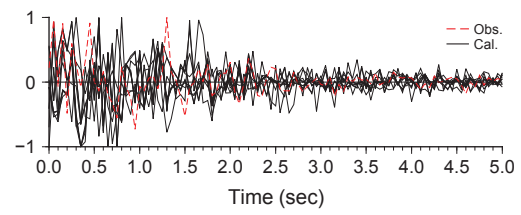
(c) モデル



(d) 位相速度分散曲線

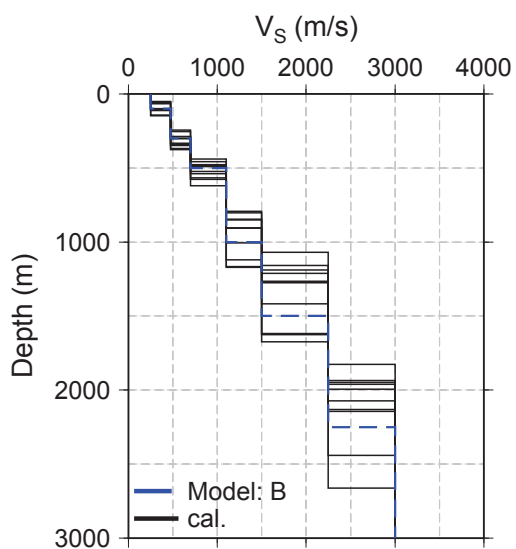


(e) モデル

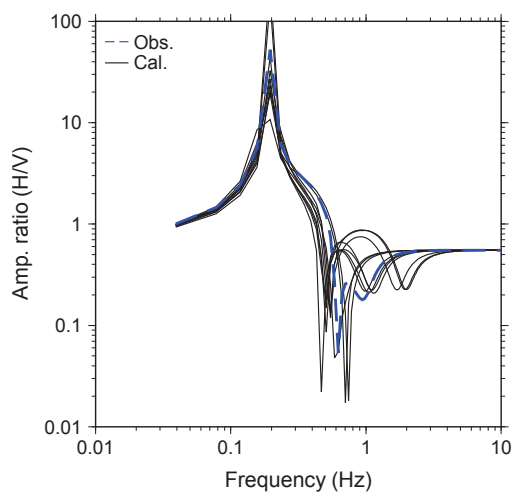


(f) レシーバ関数

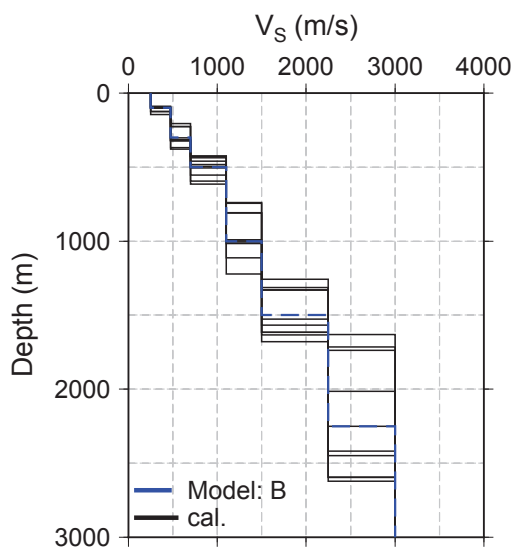
図 4.6. Model A における S 波速度構造を固定した場合の単独逆解析結果



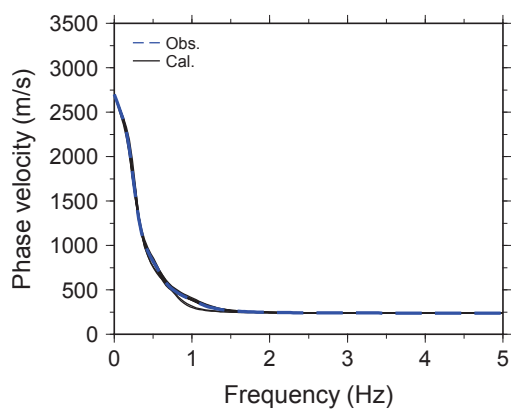
(a) モデル



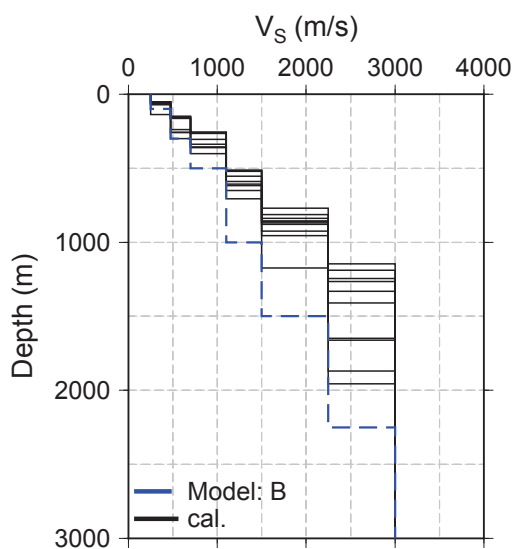
(b) 微動 H/V スペクトル



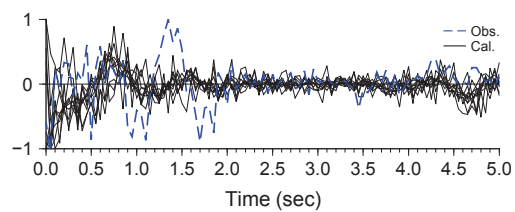
(c) モデル



(d) 位相速度分散曲線



(e) モデル



(f) レシーバ関数

図 4.7. Model B における S 波速度構造を固定した場合の単独逆解析結果

4.6 まとめ

数値実験を実施して得られた成果について、以下にまとめる。

【層厚およびS波速度を同定項とした場合の解析】

- Model A, B ともに試行回数とした 10 回とも正解値のピーク周波数とほぼ同値にピーク周波数を示すスペクトルが得られた。しかし、推定されたモデルは、層厚と S 波速度間のトレードオフの関係が大きく影響したために、全体的に正解値よりも基盤深度が浅く、平均 S 波速度が大きなモデルが推定される結果となった。
- 層厚および S 波速度を同定項とした微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析では、Model A のような比較的単純な S 波速度構造であっても一義的な解を得ることは難しい。解析の精度向上を図るためには、拘束条件の導入または探索幅の縮小などの工夫を行う必要性がある。
- Model A, B ともに位相速度分散曲線に関しては、全体的に観測値と理論値との間に良好な一致性を示したが、中間層に起因する周波数 1 Hz 前後で多少の不一致が見られた。それに起因して中間層の推定精度が低下する結果となった。したがって、地震基盤の上部層に対する拘束条件を導入、または、最低位相速度から高位相速度へ立ち上がる変動帯を詳細に評価するなどの工夫を施す必要がある。
- レシーバ関数における PS-P 時間に基づく単独逆解析を行った結果、地震基盤と堆積層との層境界に起因する PS-P 時間帯ではなく、浅部層に起因する PS-P 時間帯において明瞭なピークが表れた。推定されたモデルに関しては、層厚と S 波速度のトレードオフの関係が色濃く影響し、上記の 2 手法の結果とほぼ同様に、大きくばらつく結果となった。

【層厚およびS波速度を同定項とした場合の解析】

- 微動 H/V スペクトルは、速度構造を固定したことでピーク周波数、スペクトル振幅比とともに観測値を十分に満たす結果が得られた。しかし、モデルの推定精度に関しては、大きな改善は見られなかった。一義的に解を推定するためには、各層間の関係を関連付けるような制約条件を追加することが効果的である。
- レイリー波の位相速度に関する結果については、位相速度分散曲線は特に問題なく観測値を十分に満たした。また、浅部層は比較的高精度に正解値を推定する事ができていた。中間層に関してはまだ十分とは言えないが、一部、正解値とほぼ同程度のモデルも推定されていることから、実データに適用する際には、先見情報を参考にして探索幅を狭めることで精度を上げられる可能性が示唆される結果を得た。
- レシーバ関数における PS-P 時間に基づく逆解析では、浅部層に起因する PS-P 時間帯に比較的大きな振幅を表す結果となった。実データへの適用に際しては、ある程度、観測データから読み取れる情報を解析時に与える設定パラメータに反映し、解の探索空間を狭めることに努める必要がある。

数値実験により得られた上記の知見を反映して、5 章で実データへの適用を行う。

参考文献

- [1] J.E. Luco and R.J. Apsel. On the green's functions for a layered half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 73, pp. 909–929, 1983.
- [2] 佐藤智美. レシーバ関数から分離した全域通過関数に基づく地震基盤でのPS変換波検出法. *日本建築学会構造系論文集*, Vol. 592, pp. 67–74, 2005.
- [3] 日本建築学会. 地盤震動 –現象と理論–. 日本建築学会, 2005.
- [4] 久田嘉章, 荒川利治, 西川孝夫, 曾田五月也, 藤堂正喜, 山村一繁. 建築の振動 応用編. シリーズ < 建築工学 >. 朝倉書店, 2008.
- [5] Y. Hisada. Broadband strong motion simulation in layered half-space using stochastic green 's function technique. *Journal of Seismology*, Vol. 12, pp. 265–279, 2008.
- [6] 狐崎長琅, 後藤典俊, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 齊藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一. 地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定. *自然災害科学*, Vol. 9–3, pp. 1–17, 1990.
- [7] W.J. Ludwig, J.E. Nafe, C.L. Drake, and A.E. Maxwell (Editor). *Seismic Refraction, in The Sea*, Vol. 4. Wiley-Interscience, New York, 1970.

5 実データへの適用

5.1 本章の内容

本章では、2章、3章、4章の内容を踏まえた上で本提案手法を鳥取平野における実データへ適用した。

対象地域とした鳥取平野は、常時微動探査をはじめとする地盤探査がこれまでに精力的に行われているため、堆積地盤の概要はある程度把握されている。しかし、平野の規模に対して地震基盤上面に達するまでの深部地盤情報が不足しているという問題がある。現状では、地震基盤に至るまでの有力な情報のほとんどが重力探査データに限られている。そのため、既存の3次元地下構造モデルの深部地盤構造に関しては、重力の解析結果に大きく依存している状況にある。したがって、既存の3次元地下構造モデルを高精度化していくためには、深部地盤に関する情報を今後、増やしていく必要がある。

しかし、我が国の現状を鑑みて、鳥取平野のみならず、各地に点在する未だ3次元地下構造モデルが十分に構築されていない中小規模の堆積平野を対象とした場合、地震波探査法といった高精度ではあるが大規模な探査コストの掛かる地盤調査を実施していくことは難しい。そのため、本提案手法のように、公開情報と簡便に追加調査が可能な物理探査手法によるデータを組み合わせた手法の実用に期待される。

対象地域内には、防災科学技術研究所が維持・管理している地震観測点（K-NET）が1サイト（TTR002：鳥取）設置されている。そこで、TTR002（鳥取）における地震基盤上面までの1次元S波速度構造モデルを高精度に推定し、鳥取平野を対象とした3次元地下構造モデルを構築する際の正確なリファレンスサイトとして確立することを試みる。

5.2 地震観測記録

TTR002（鳥取）はK-NET観測点であり、PS検層では地下20 mまでしか推定されていない。そこで、まずはレシーバ関数を用いた単独逆解析を行う検証サイトとして、本研究が対象としている範囲からは若干外れるが、鳥取平野南部にあるKiK-net観測点のTTRH06（河原）を選定した。図5.1にTTR002（鳥取）とTTRH06（河原）の観測点位置を示す。

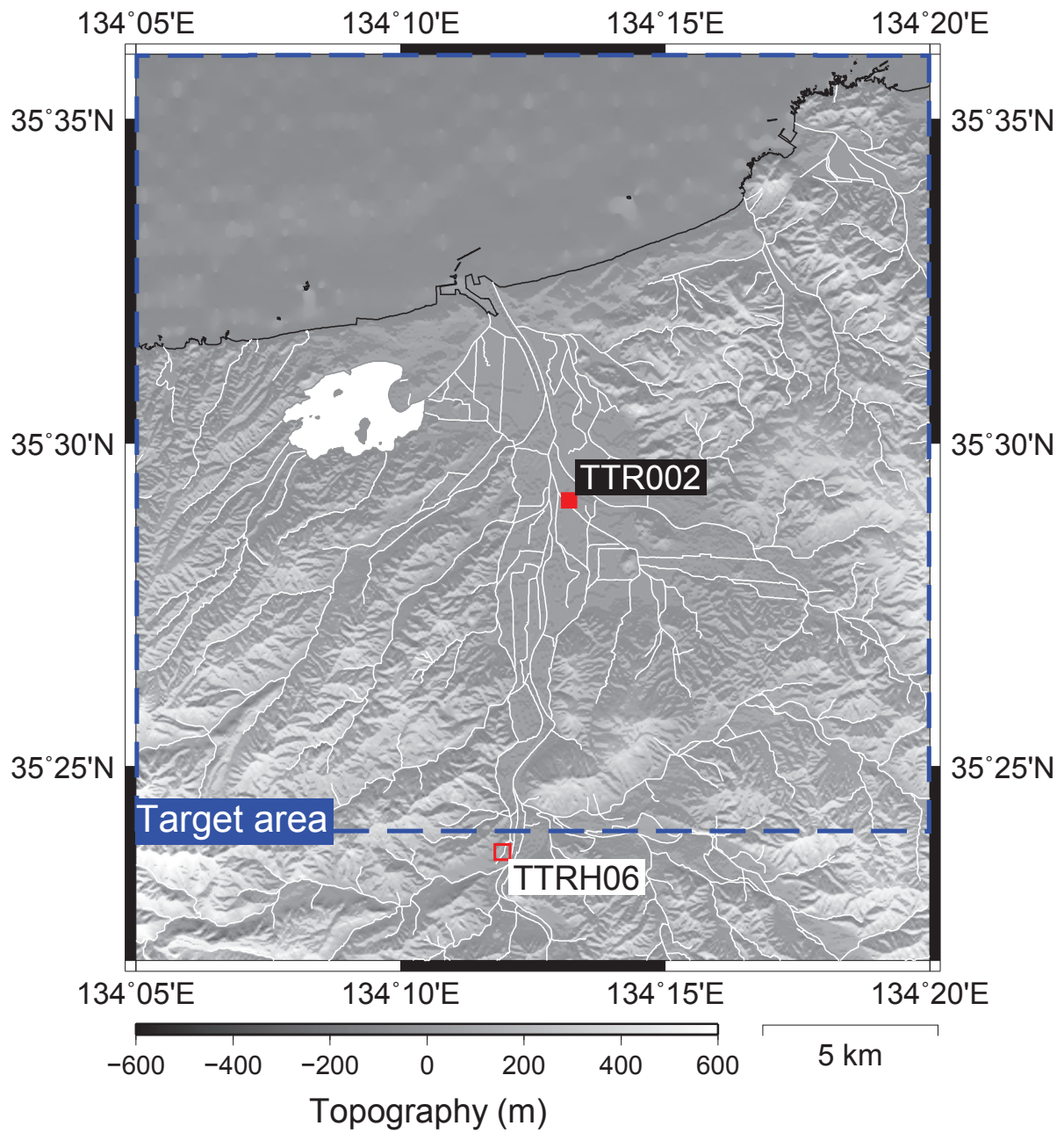


図 5.1. 地震観測サイト

5.2.1 解析データ

TTRH06（河原）における解析に用いるデータは、1998年1月から2014年7月までに観測されている地震記録のうち、震源破壊過程が複雑でないマグニチュード7以下のもので、なおかつ、観測波形から目視によってP波の初動部が確認できるものを選定した。また、震源距離が50 km以上ものという条件も加えた。これは、解析区間内にS波の初動部が含まれるのを回避するためである。解析に使用した地震記録のリストを表5.1に示す。

図5.2には、解析に用いた地震の震源位置を示す。TTRH06（河原）で観測された19個の地震を中抜きした赤丸で示しており、シンボルの大きさはマグニチュードの階級を表している。マグニチュードの範囲は、3.6～6.9である。図5.3には、震央距離 Δ と震源深さ H の関係を図示している。最深が146 kmであり、多くが約20 kmの深さで発生した地震である。図5.4には、TTRH06（河原）で得られているPS検層結果を示している。一般的に考えられる地震基盤相当の地層（ $V_S = 3000$ m/s程度）までは至っていないまでも、当周辺地域の基盤を構成していると考えられる岩体の凝灰角礫岩および凝灰岩が約60 m以上堆積している。当該サイトは、どの層境界でも比較的速度コントラストが弱く、速度が深部に向かうにつれて徐々に大きくなっていることから、ミラージュ層と考えることができる。

表 5.1. 解析に用いた地震記録リスト

No.	日付	経度	緯度	震源深さ	マグニチュード
1	2002/09/16 10:10	133.739	35.370	10	5.3
2	2002/09/16 10:40	133.717	35.368	11	3.6
3	2002/09/17 01:07	133.727	35.365	9	3.9
4	2002/09/19 09:03	133.752	35.358	7	3.9
5	2003/12/13 12:32	134.297	34.558	15	4.6
6	2004/09/05 19:07	136.797	33.031	38	6.9
7	2004/09/07 08:29	137.292	33.358	41	6.4
8	2006/06/12 05:01	131.407	33.133	146	6.2
9	2007/04/15 12:19	136.407	34.790	16	5.4
10	2007/04/26 09:03	133.583	33.888	39	5.3
11	2008/03/14 20:06	133.650	34.777	21	3.8
12	2008/06/01 03:17	134.970	34.860	14	3.7
13	2009/02/18 06:47	136.313	35.662	9	5.2
14	2010/03/07 22:35	134.835	34.772	12	3.6
15	2010/07/21 06:19	135.693	34.205	58	5.1
16	2011/06/04 01:57	132.670	35.095	11	5.2
17	2011/07/24 23:32	136.138	33.920	42	4.8
18	2011/11/21 19:16	132.893	34.872	12	5.4
19	2013/04/13 05:33	134.828	34.418	15	6.3

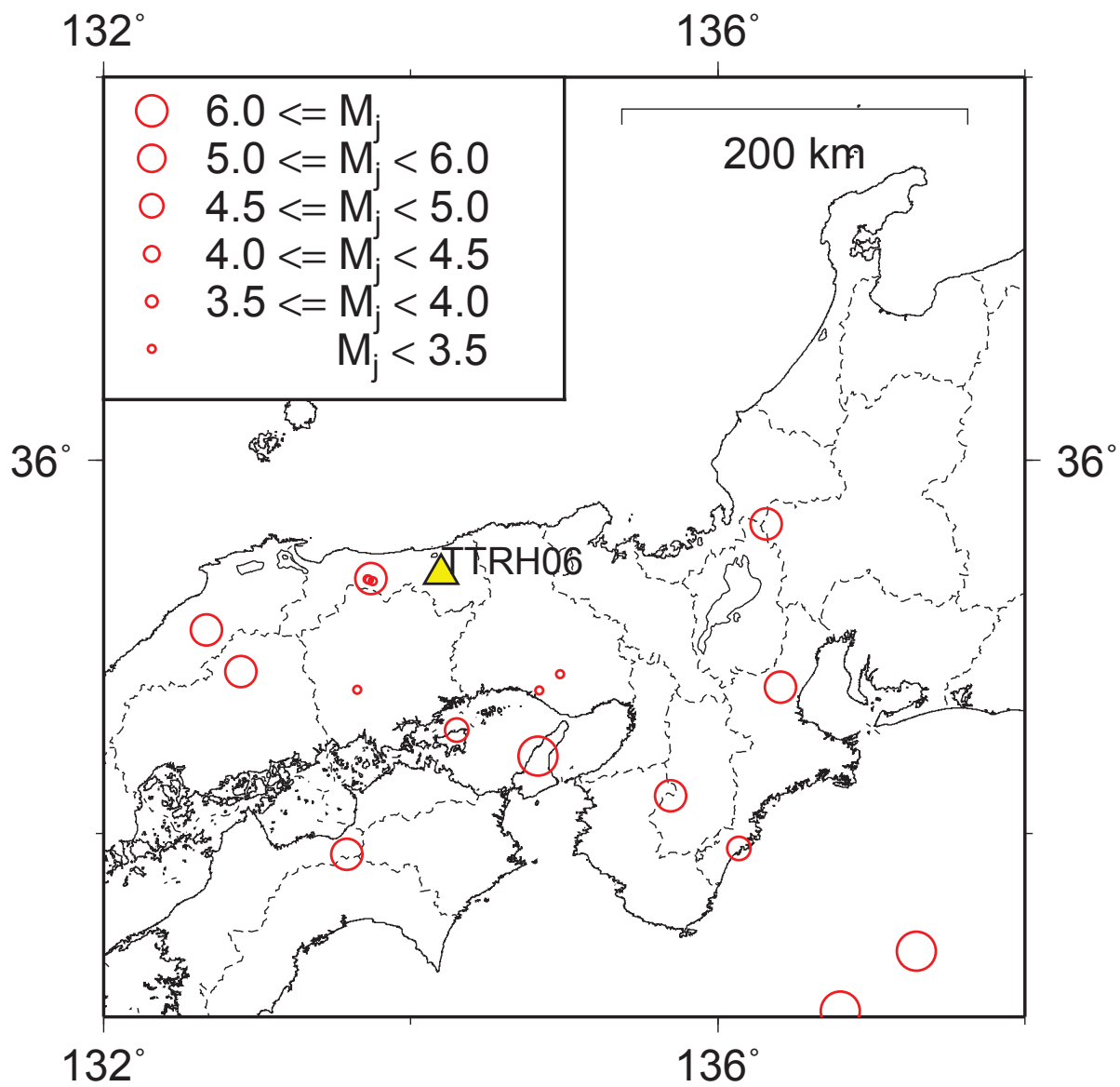


図 5.2. 解析に用いた地震の震源位置

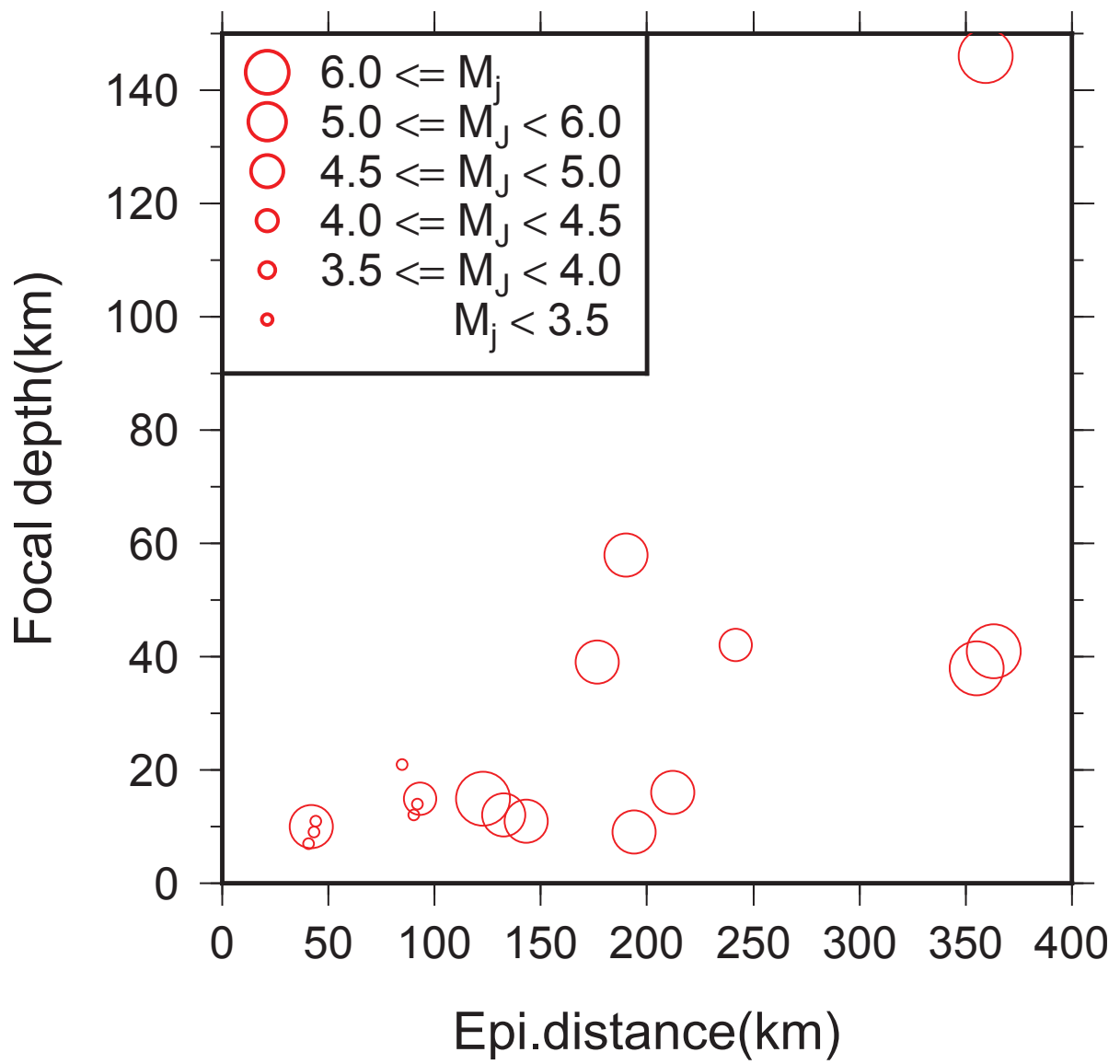
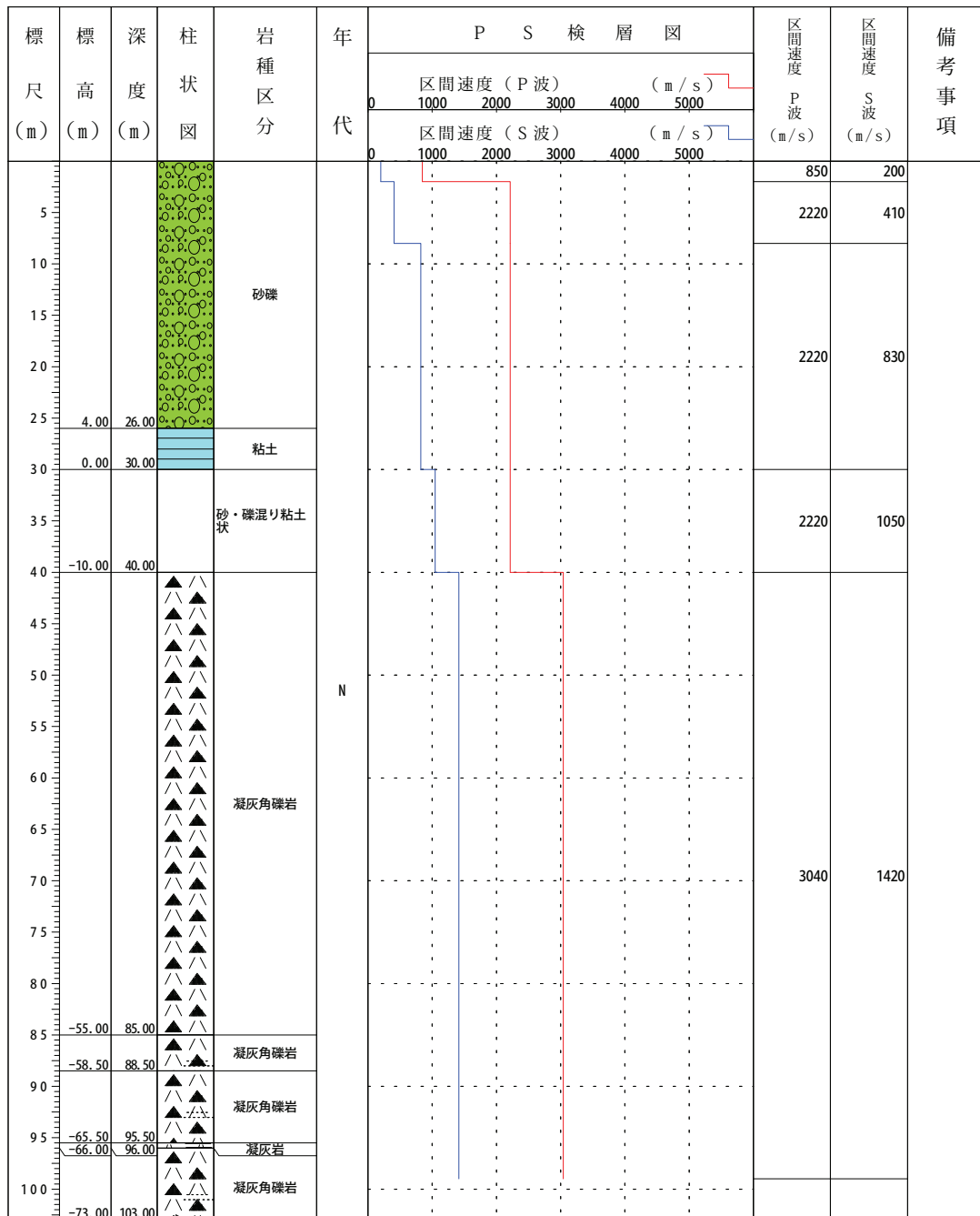


図 5.3. 震央距離と震源深さの関係

ボーリング柱状図(暫定版)

観測点名： 河原(かわはら)
 所在地： 鳥取県八頭郡河原町大字曳田282番地
 緯度： 35° 23' 29.2"
 孔口標高： +30m

観測点コード： TTRH06
 経度： 134° 12' 5.6"
 総掘進長： 103.00m



NIED 独立行政法人防災科学技術研究所
 Copyright (c) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, All rights Reserved.

図 5.4. TTRH06 (河原) の PS 検層結果¹⁾

5.2.2 レシーバ関数解析

当該サイトの地震基盤上面までの深度を推定するためには、PS 検層で推定しきれていない $V_S = 1420$ m/s の層厚がどの程度なのかを検討する必要がある。しかし、これまでに常時微動アレー探査が実施されてはいるが、周囲を山地で囲まれているためにアレー半径を大きくすることができず、また、ミラージュ層の影響によりレイリー波の分散特性が弱いために深部地盤構造を反映した位相速度を推定するまでに至っていない。そこで、 $V_S = 1420$ m/s の層とその下部に存在していると考えられる $V_S = 1420$ m/s よりも高速度層との層境界で生成される PS 変換波と直達 P 波との走時差である PS-P 時間から地震基盤上面深度の推定を試みた。

19 個の地震観測記録から計算されたレシーバ関数を図 5.5-5.8 に示す。そして、それらの結果をスタッキングした結果を図 5.9 に示す。スタッキングによって得られたレシーバ関数では、0.42 秒のところにインパルス状の明瞭なピークが現れている。PS 検層により推定されている範囲の速度構造モデルから、スネルの法則に基いて理論的に PS-P 時間を計算したところ、レシーバ関数に表れた PS-P 時間はどの層境界にも対応していない。そこで、地震基盤相当の地層から $V_S = 1420$ m/s の層へ P 波が入射した際に生じた PS 変換波と直達 P 波との走時差であると考え、レシーバ関数解析により推定された PS-P 時間を満足するようにフォワードモデリングを実施した。その結果、 $V_S = 1420$ m/s の層厚は 980 ~ 1000 m と推定された。したがって、TTRH06 (河原) における地震基盤上面深度は、1020 ~ 1040 m と推測される。

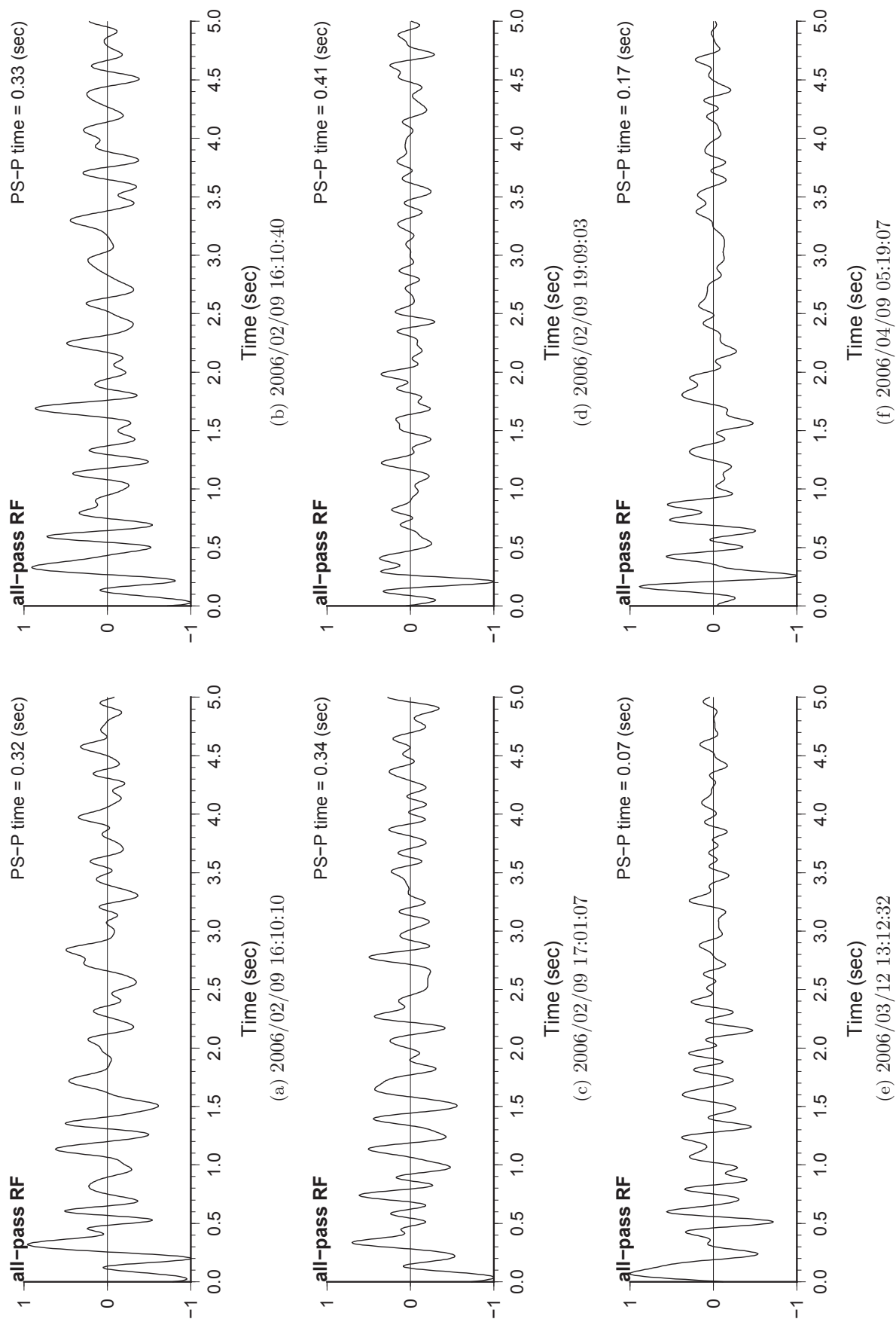


図 5.5. 各地震観測記録から計算したレシーバ関数

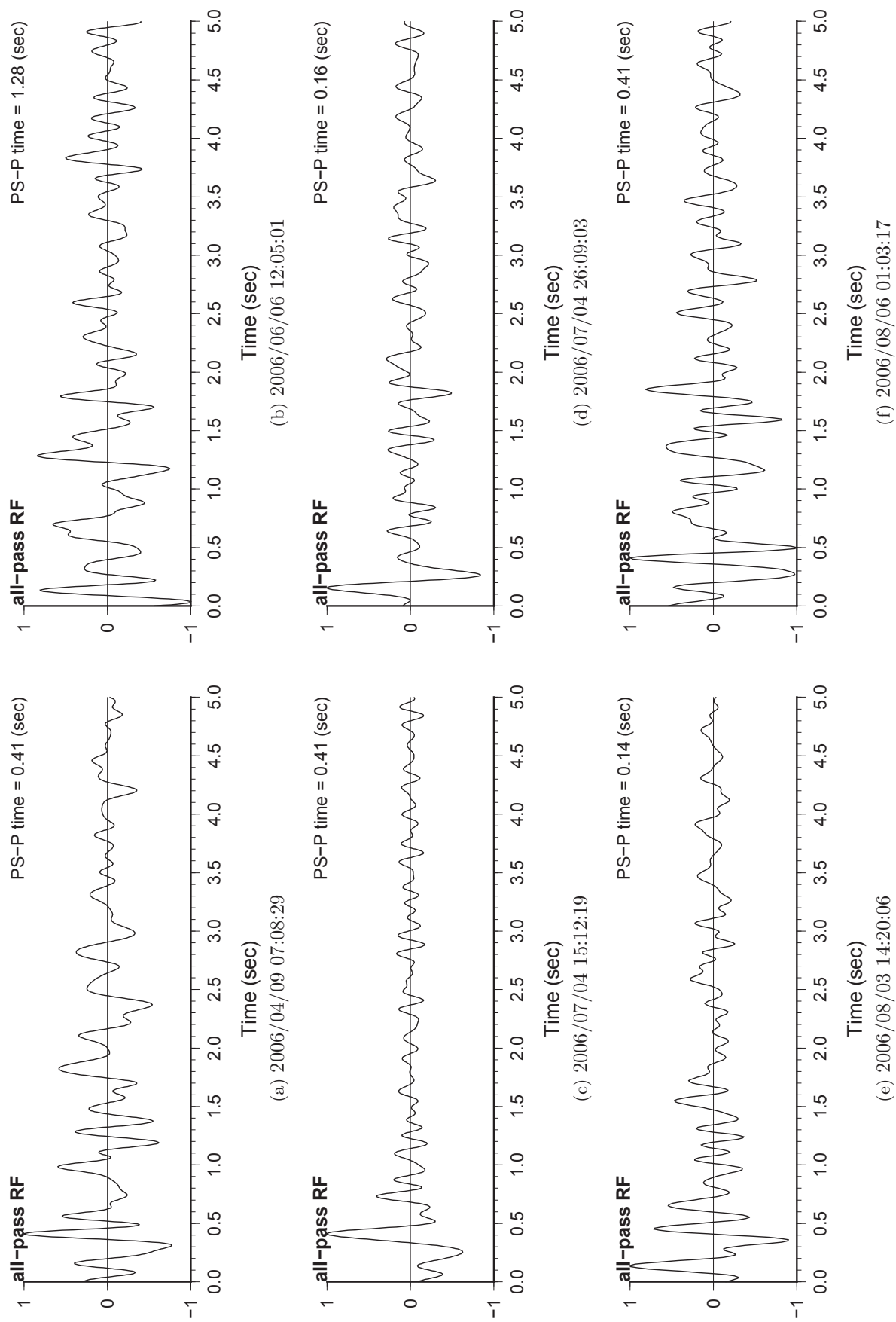


図 5.6. 各地震観測記録から計算したレシーバ関数 (続き 1)

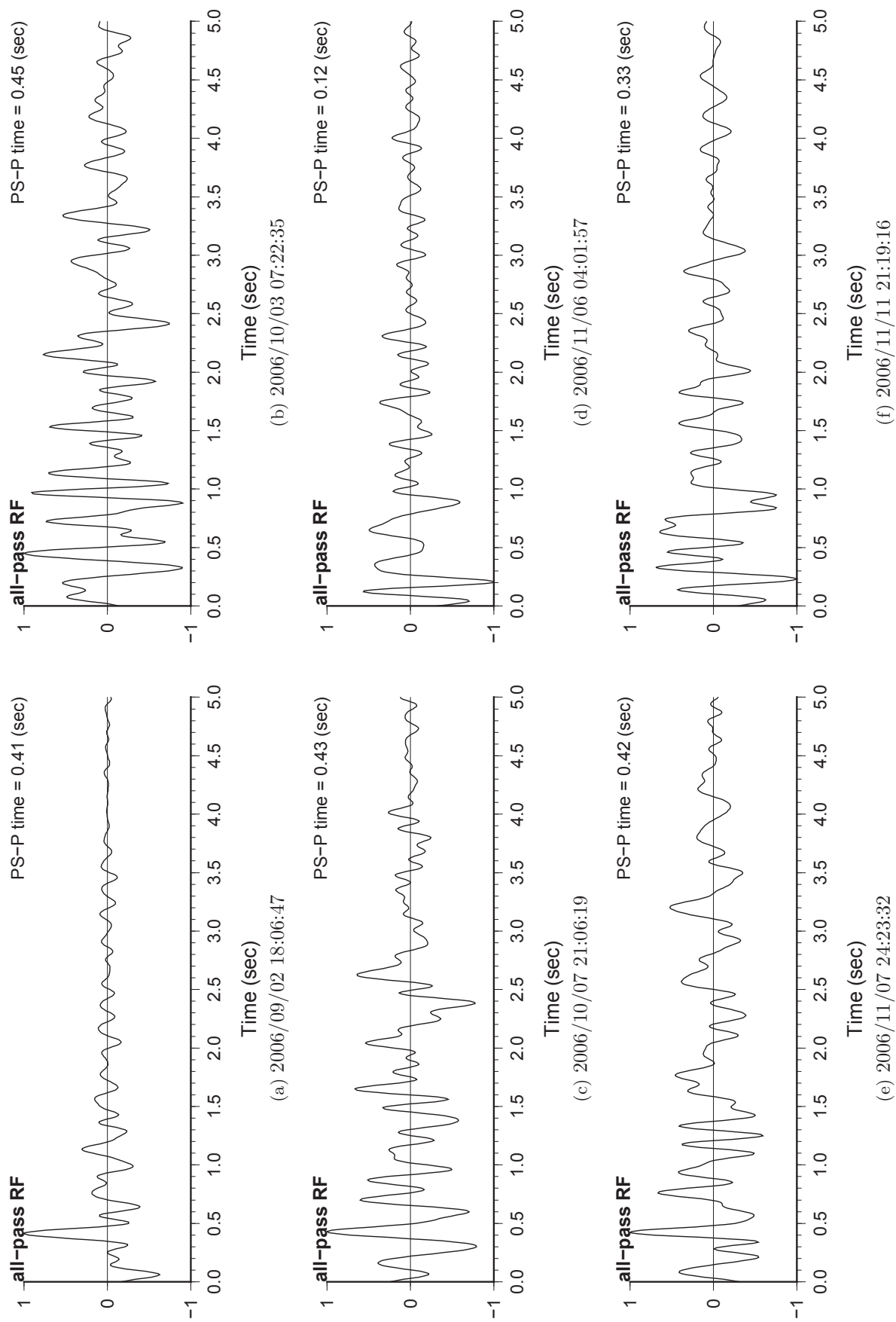
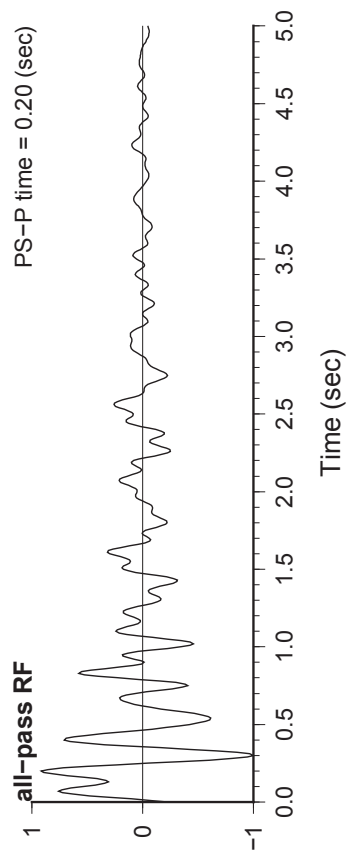


図 5.7. 各地震観測記録から計算したレシーバ関数 (続き 2)



(a) 2006/13/04 13:05:33

図 5.8. 各地震観測記録から計算したレシーバ関数 (続き 3)

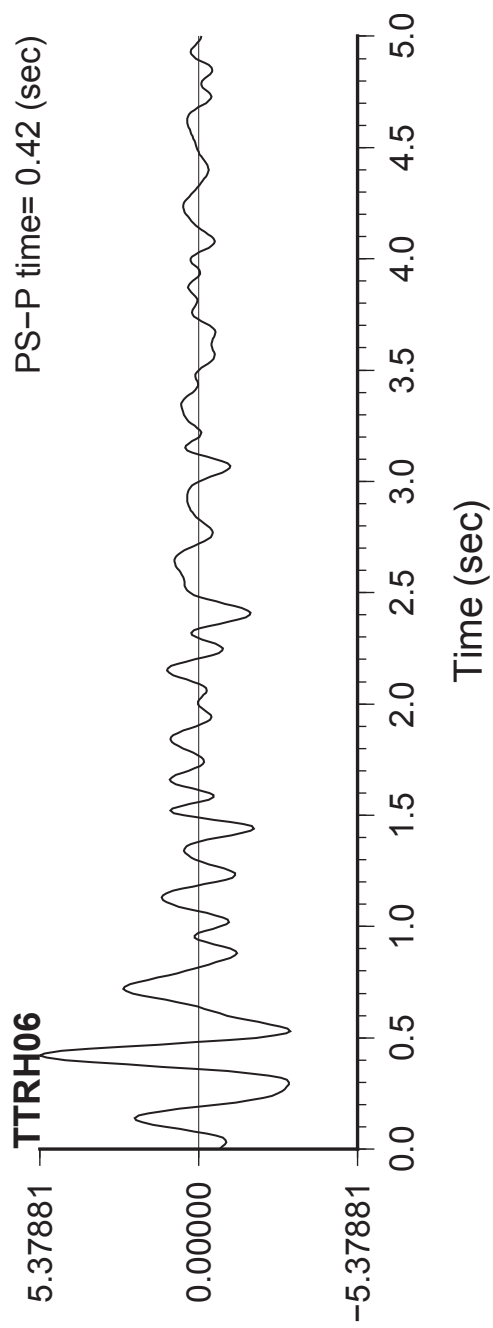


图 5.9. TTRH06 (河原)

5.2.3 PS-P 時間に基づく 1 次元 S 速度構造推定

5.2.2 により推定された PS-P 時間に基づき、1 次元 S 速度構造推定を試みる。その際、PS 検層により推定されている速度構造モデルの最下層に地震基盤を想定した $V_S = 3000$ m/s の層を付け加えた 6 層モデル (表 5.3) を仮定する。地震動を計算する際に設定したパラメータは、表 5.2 に示す通りである。観測点位置は、レシーバ関数解析に用いた地震記録の多くとほぼ同程度になるように設定した。

図 5.10 に逆解析結果を示す。赤の点線は観測データにより計算されたレシーバ関数であり、黒の実線がモデル (表 5.3) を与えて順解析により計算したレシーバ関数である。順解析により推定された PS-P 時間は 0.45 秒となった。観測データから推定された PS-P 時間の 0.42 秒とは 0.03 秒の差が生じたが、これは誤差の範囲内であると見做せる。

この結果から、レシーバ関数における PS-P 時間から 1 次元 S 波速度構造モデルを推定できることが確認された。したがって、本研究の対象地域内に設置されている TTR002 (鳥取) においても同様の解析が適用できると推察される。5.6 では、TTR002 (鳥取) の観測記録を用いて上記と同様の解析を行うこととする。

表 5.2. 地震動計算時に設定したパラメータ

震源	長さ	1000 m
	幅	1000 m
	深さ	10000 m
	走向	(真北から) 0 度
	傾斜	90 度
	立ち上がり時間	1 秒
	すべり角	0 度
	すべり量	20m
観測点	X 方向の震源距離	8000m
	Y 方向の震源距離	5000m

表 5.3. TTRH06 (河原) の地下構造モデル

No.	ρ (t/m^3)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	H (m)
1	1.6	850	200	2
2	1.9	2220	410	6
3	2.1	2220	830	22
4	2.2	2220	1050	10
5	2.4	3040	1420	1000
6	2.65	4620	3000	∞

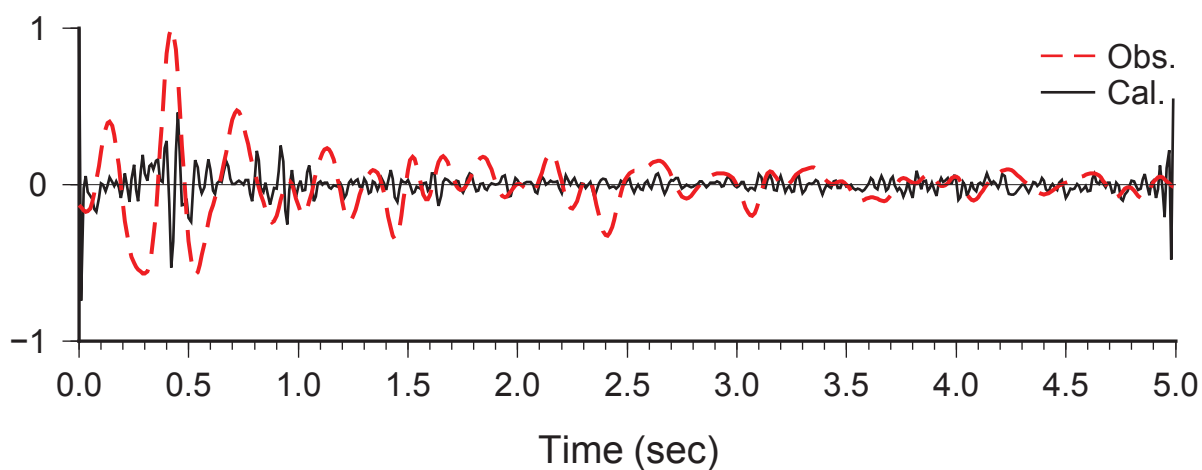


図 5.10. TTRH06 (河原) におけるレーザー関数解析結果

5.3 常時微動探査における既存データ

鳥取平野では、これまでに常時微動探査等の地盤調査が精力的に行われており²⁾⁻⁵⁾、データの蓄積がなされてきている。その中でも、常時微動アレー探査は比較的容易に観測が行える上に、地震動に大きな影響を与える S 波速度構造モデルを精度良く推定できるため、近年にかけて実施点数が充実している。それに伴い、多地点においてレイリー波に基づく位相速度分散曲線が得られている。しかし、深部地盤構造を推定できるほどの観測データはこれまでも数少ない。しかし、一部で位相速度が 3000 m/s 前後まで良好に得られているデータが観測されている。それらのデータに関しては、地震基盤までの地盤情報が捉えられていると考えられる。位相速度が 3000 m/s 前後まで良好に得られている観測点の位置を図 5.11 に示す。図中の赤色の三角のシンボルは、アレー観測における中心点の位置を表している。本研究では、図中に観測点名が付記されているサイトにおけるデータについて再解析を行った。また、それらのデータが取得された際の観測概要を表 5.4 に示す。

図 5.12 および図 5.13 には、各サイトで観測された微動 H/V スペクトルおよび位相速度分散曲線をそれぞれ示す。図 5.13 中の黒のクロスのシンボルは観測値、赤の実線は²⁾により推定されたモデルから理論的に計算された位相速度分散曲線である。これらをそれぞれ目的関数として、各層厚を同定項とする逆解析を行った。

表 5.4. 観測概要²⁾

Site	Array size (m)	Sampling Frequency (Hz)	Sensor
KAR (賀露)	250, 500	100	高感度電磁式速度型地震計 PELS73V
TTA (鳥取空港)	200, 500		
MYD (宮谷)	125, 250, 500		
YNR (吉成)			
JHK (城北高校)	125, 250		高感度電磁式速度型地震計 PK110
BAB (馬場)			

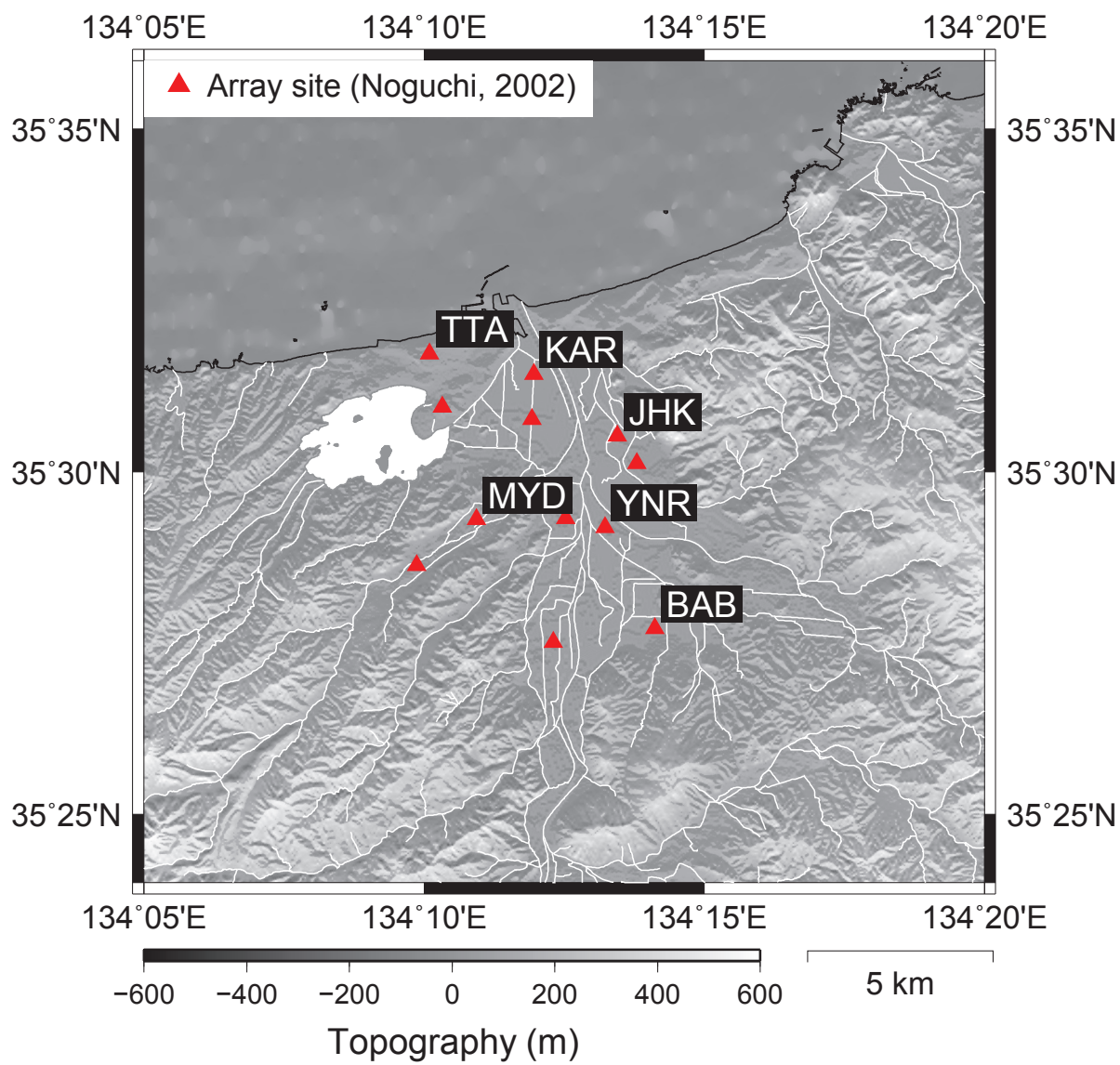
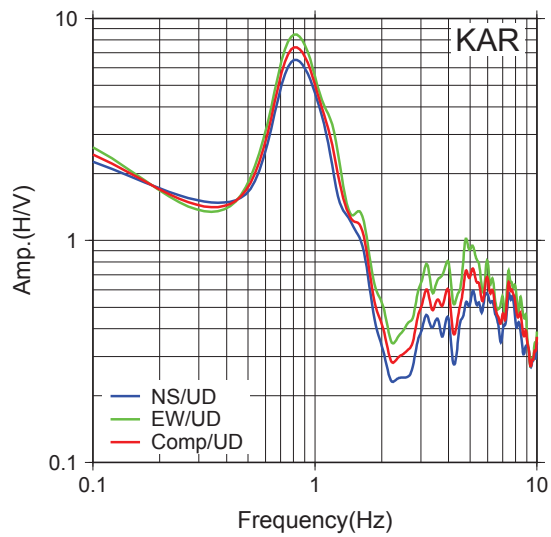
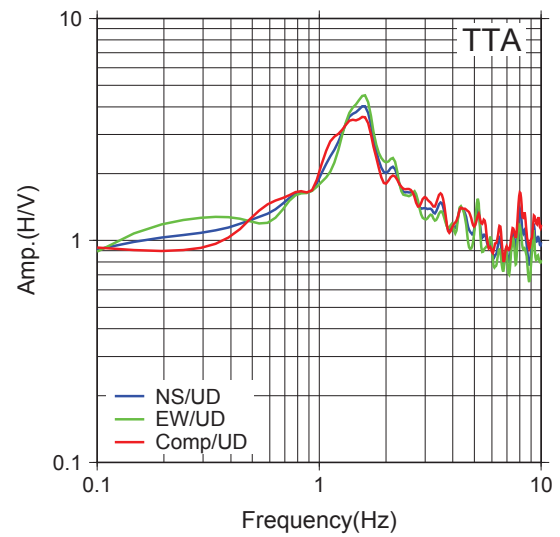


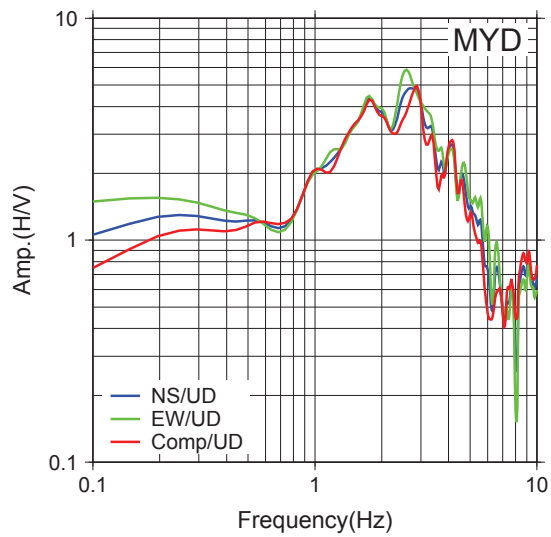
図 5.11. 微動アレー観測点



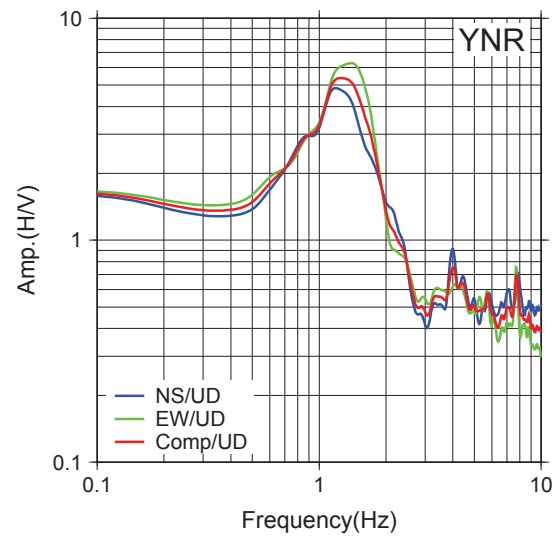
(a) KAR



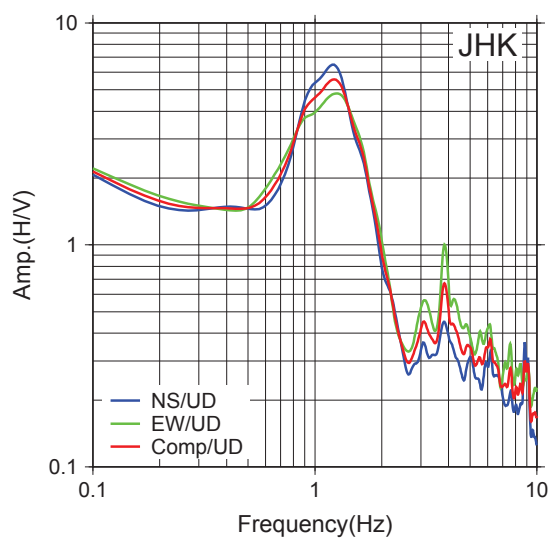
(b) TTA



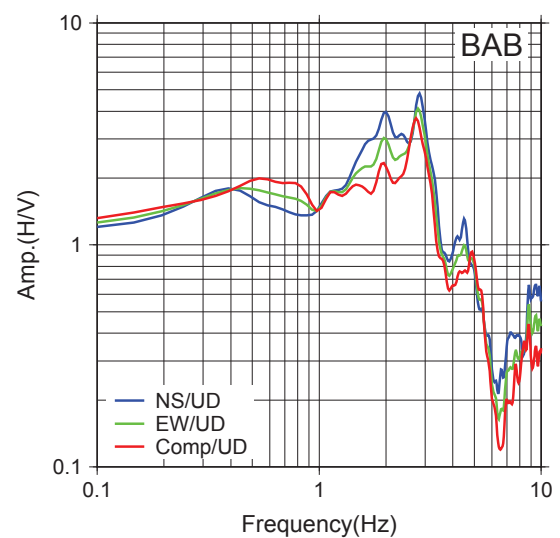
(c) MYD



(d) YNR



(e) JHK



(f) BAB

図 5.12. 観測により得られた微動 H/V スペクトル

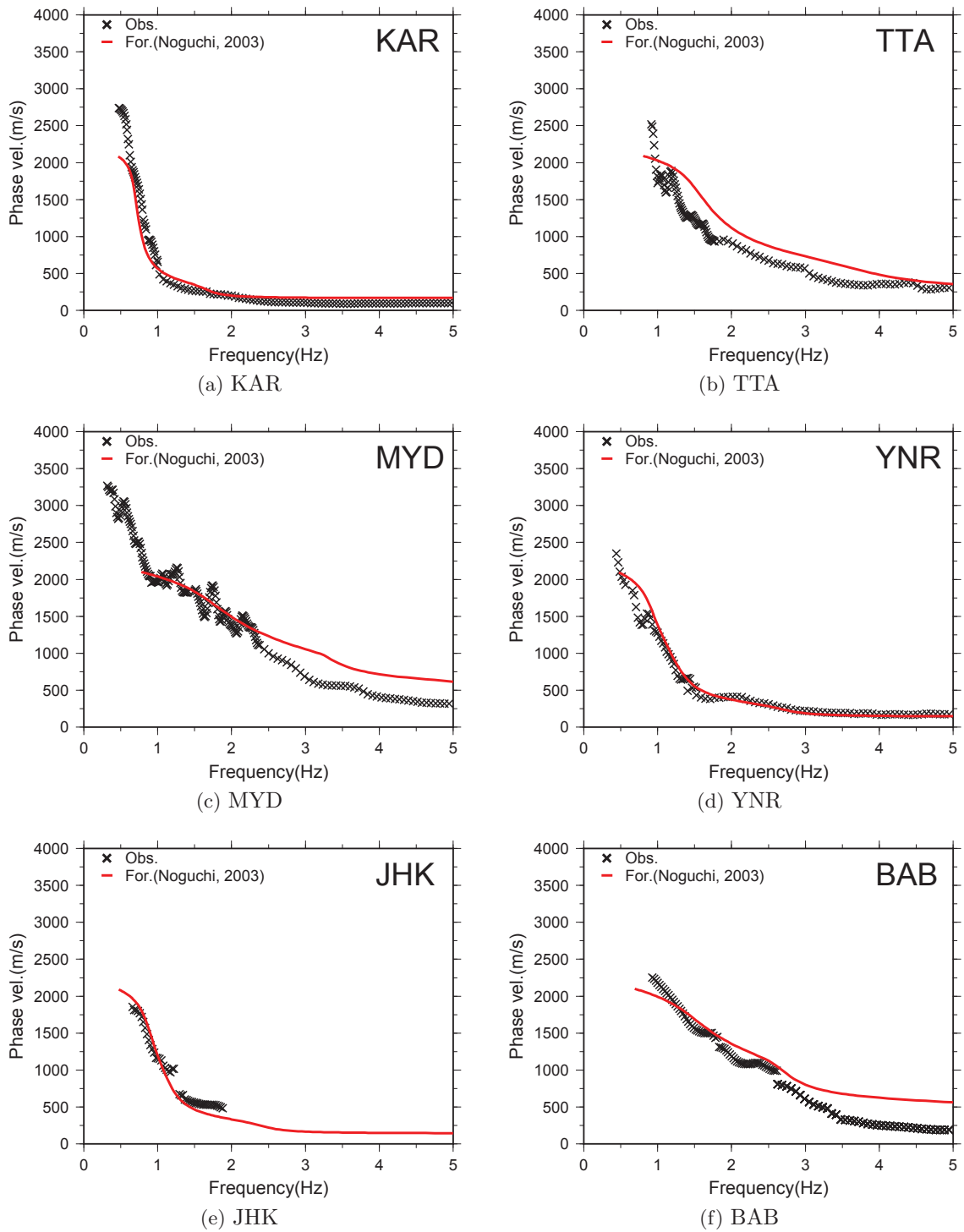


図 5.13. 観測により得られた位相速度分散曲線

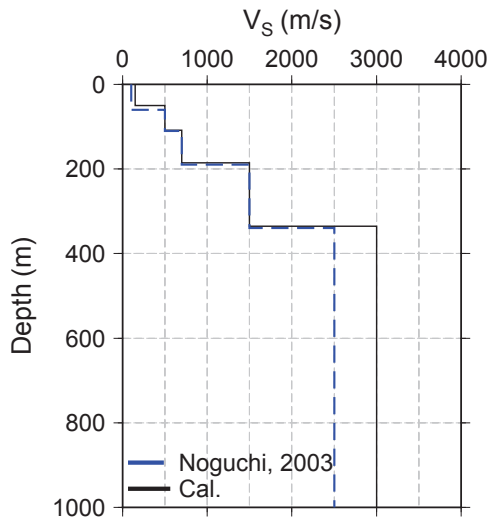
5.4 単独逆解析

微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析を行った結果を図 5.14 に示す。図中の青の実線は、先行研究³⁾によって推定された結果も比較のために併記している。

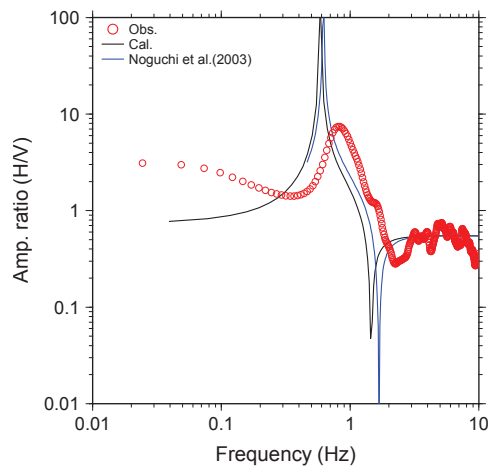
本研究では、層内で均質な物性を仮定した3次元地下構造モデルの構築を念頭に置いているため、2層目以降は全サイトで共通のS波速度構造を仮定して、層厚のみを同定項として解析を行った。最上層に関しては、各サイトで大きく地盤が異なると考え、観測により得られた位相速度分散曲線から読み取れる最低位相速度を最上層のS波速度として設定した。2層目以降のS波速度構造は、 $V_S = 500, 700, 1500, 3000$ m/sの4層を仮定し、計5層の地盤構造とした。設定したS波速度は、既往の研究³⁾から鳥取平野に有意に堆積していると考えられる地層を代表した速度を与えた。 $V_S = 500$ m/sは、第四紀の更新統の時代に堆積した砂礫などで構成される地層を想定しており、この層が鳥取平野の工学的基盤に相当する。 $V_S = 700$ m/sおよび $V_S = 1500$ m/sは、新第三紀の中新統の時代の地層を想定した。一般的に、この時代に堆積した層を鳥取層群と呼んでおり、層を構成する地質・土質によってS波速度に大きな幅があるため、本研究ではより優位的に堆積していると考えられる代表的な速度層として上記の2層に分けて設定した。最下層のS波速度に関しては、地震基盤として一般的に知られている $V_S = 3000$ m/sを設定した。逆解析では、最下層を半無限媒質として1~4層目までの層厚を推定する。

微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析による結果を図 5.14 に示す。YNR（吉成）およびBAB（馬場）を除いたその他のサイトに関しては、正解値とほぼ同値となるモデルが推定された。しかし、本研究による逆解析結果および先行研究結果ともに目的関数としたピーク周波数との良好な一致性は得られなかった。鳥取平野では基盤深度が浅く、堆積層内の速度コントラストも不明瞭であるといった特徴がある。そのため、観測によって得られるピーク周波数は、浅部地盤構造を反映したものである場合がほとんどである⁶⁾。したがって、ここで用いている観測データも浅部地盤構造を反映したピーク周波数であると推測される。その場合、工学的基盤より上層を1層で表現した本研究モデルでは、ここで扱っているような浅部地盤構造由来のピーク周波数を厳密に表現することは困難であると考えられる。したがって、モデルの改良を図る際は、工学的基盤よりも上層の浅部地盤をより詳細に分割して表現する必要がある。

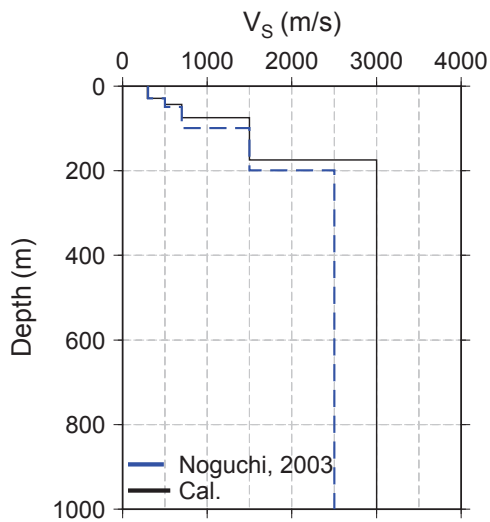
図 5.16 には、位相速度分散曲線に基づく単独逆解析の結果を示している。位相速度分散曲線を見ると、JHK（城北高校）およびYNR（吉成）に関しては、観測位相速度分散曲線との一致性が良くない結果となった。推定されたモデルは、先行研究により推定されたモデルと比較すると、各層の層厚自体には大差が見られない、しかし、先行研究のモデルよりも本研究モデルの方が、中間層にあたる2層目または3層目において数十m深く推定されている。この差が、1 Hz前後の周波数帯に見られる観測位相速度分散曲線との大きな開きを生じさせている。したがって、中間層に関する解の探索に重みを付けるなどの工夫を行うことで推定精度の向上につながるものと考えられる。JHK（城北高校）およびYNR（吉成）を除いたその他のサイトに関しては、先行研究による結果よりも観測値との一致性が良い結果が得られた。モデルは、KAR（賀露）における4層目の層厚さが約60mとなり、本研究モデルの方が深いモデルとなった。



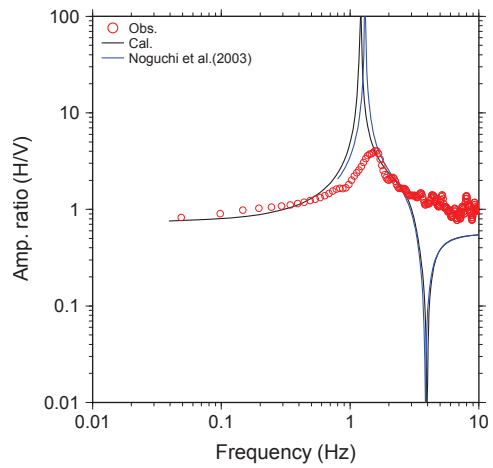
(a) KAR (賀露) における推定モデル



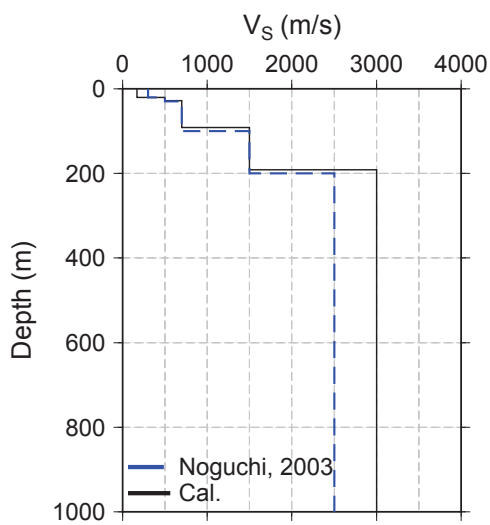
(b) KAR における微動 H/V スペクトル



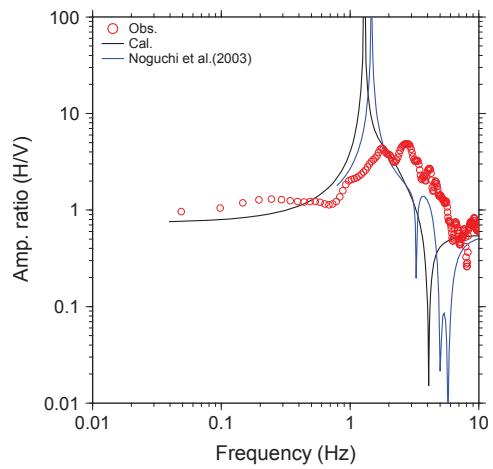
(c) TTA (鳥取空港) における推定モデル



(d) TTA における微動 H/V スペクトル



(e) MYD (宮谷) における推定モデル



(f) MYD における微動 H/V スペクトル

図 5.14. 微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析

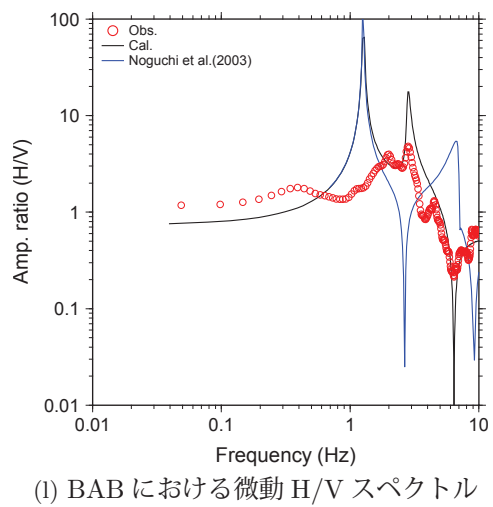
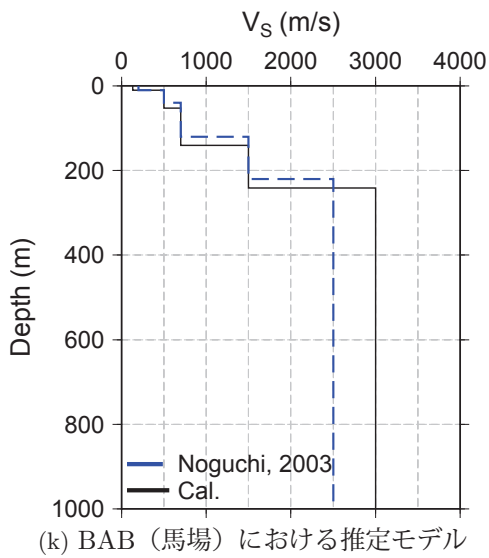
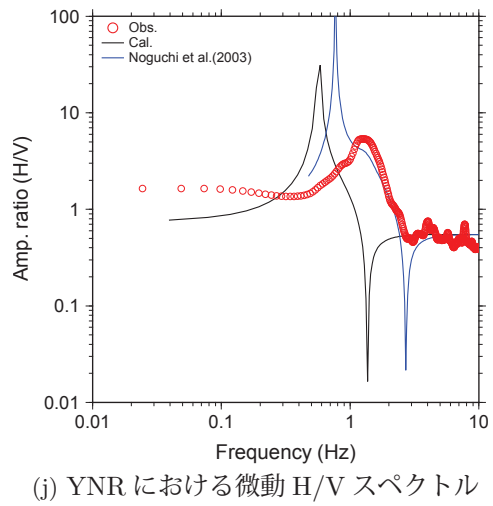
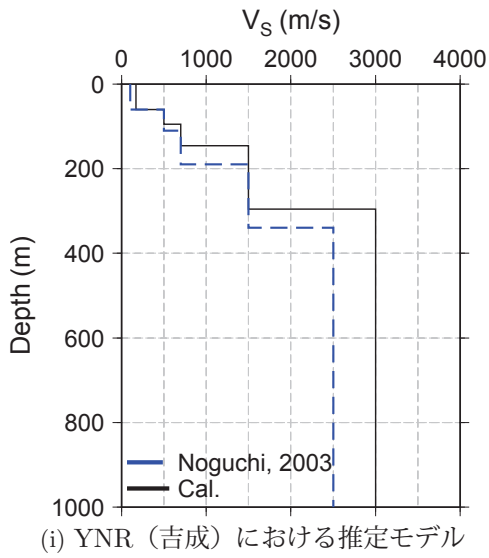
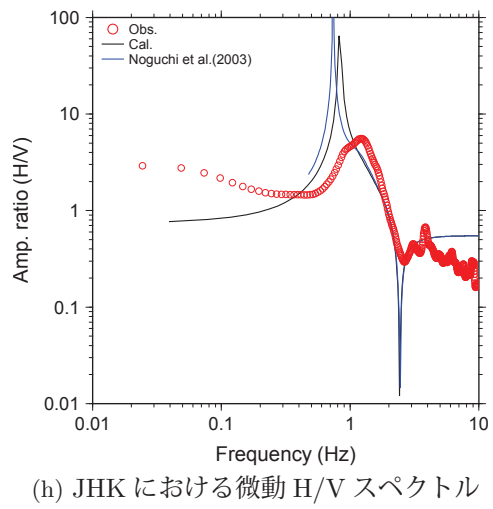
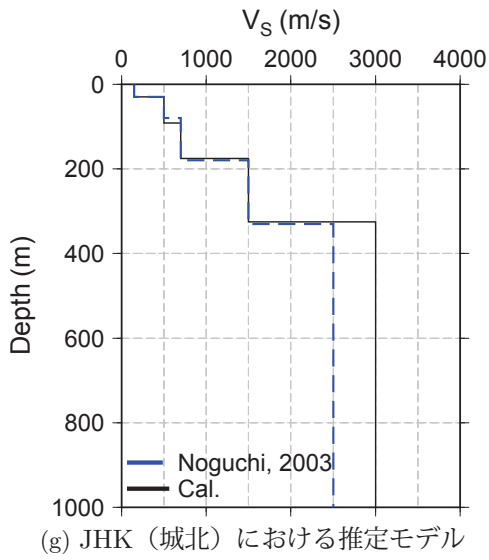
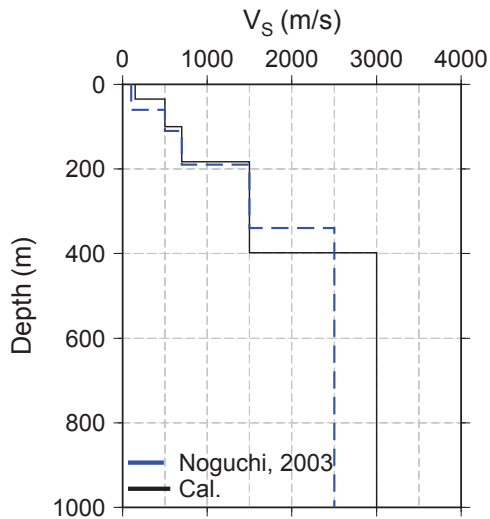
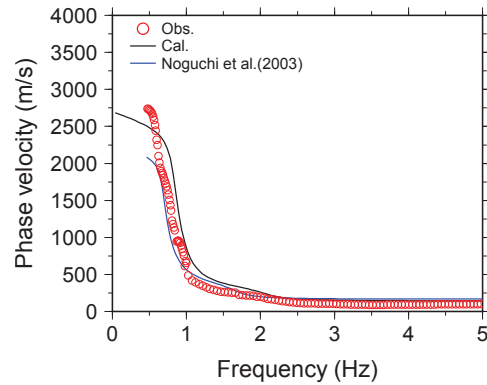


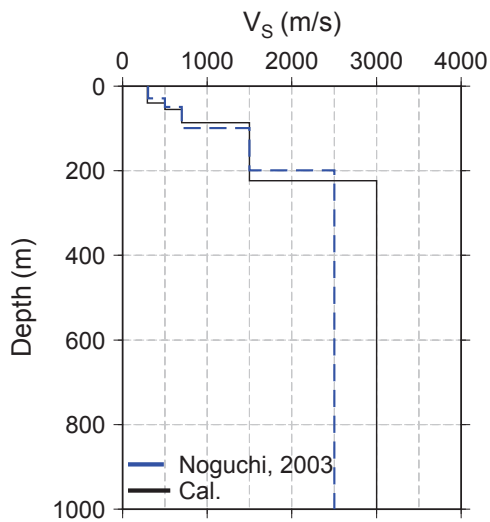
図 5.15. 微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析 (続き)



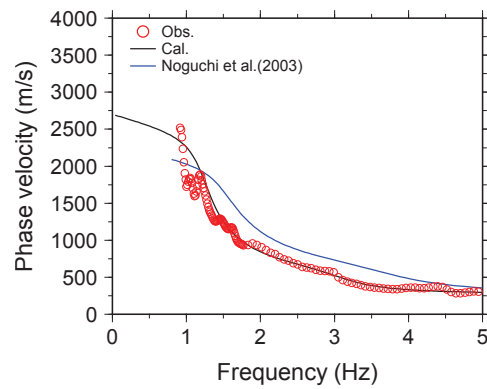
(a) KAR (賀露) における推定モデル



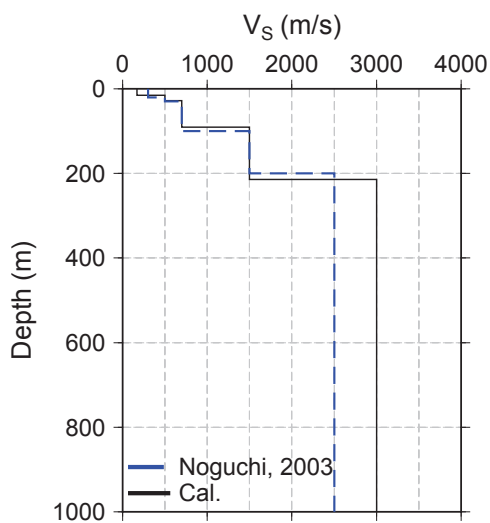
(b) KAR における位相速度分散曲線



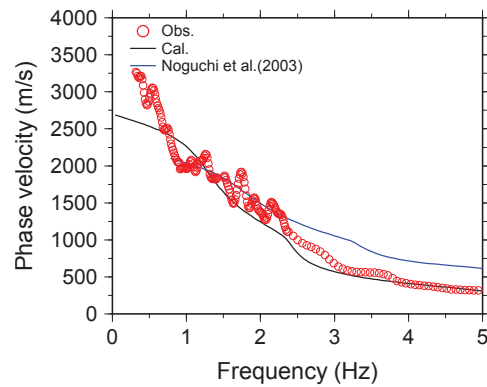
(c) TTA (鳥取空港) における推定モデル



(d) TTA における位相速度分散曲線



(e) MYD (宮谷) における推定モデル



(f) MYD における位相速度分散曲線

図 5.16. 位相速度分散曲線に基づく単独逆解析

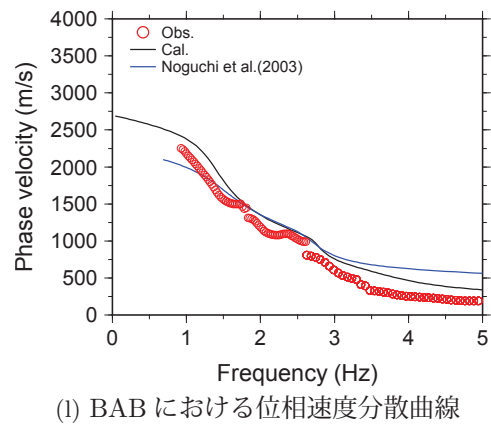
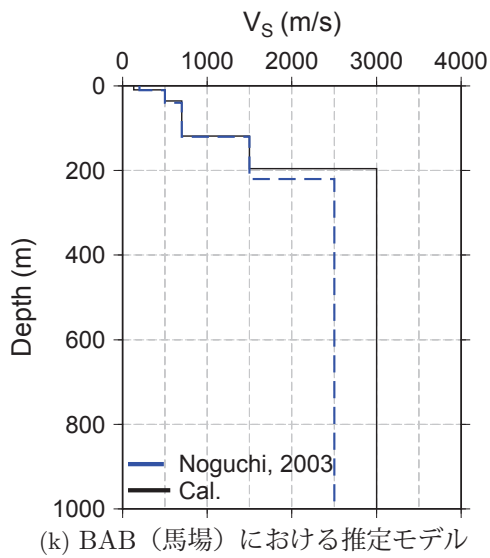
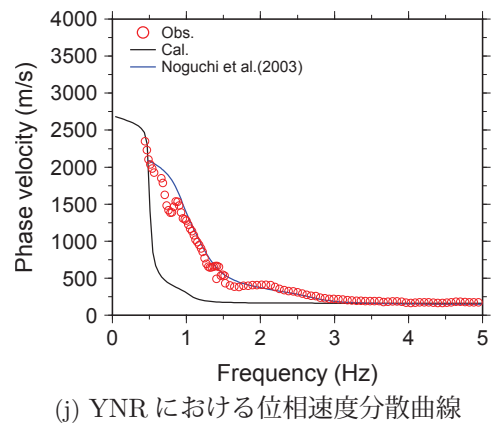
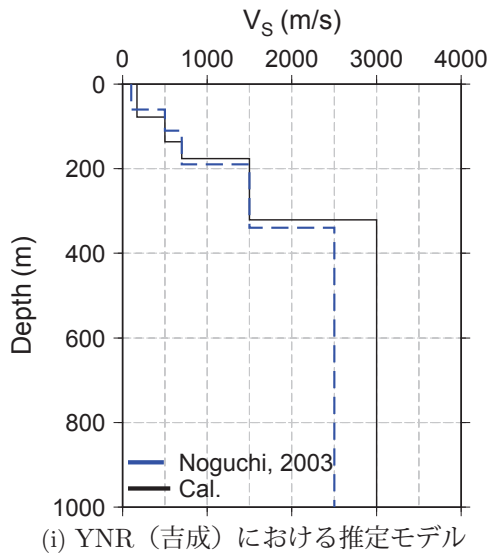
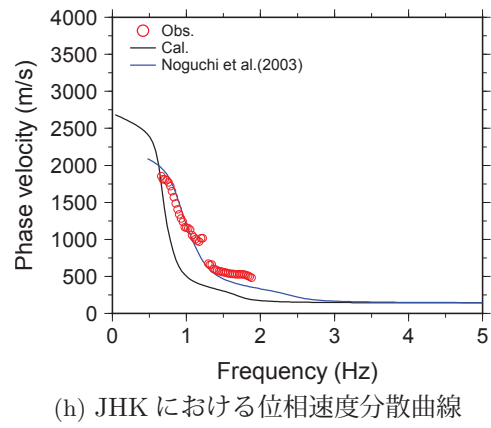
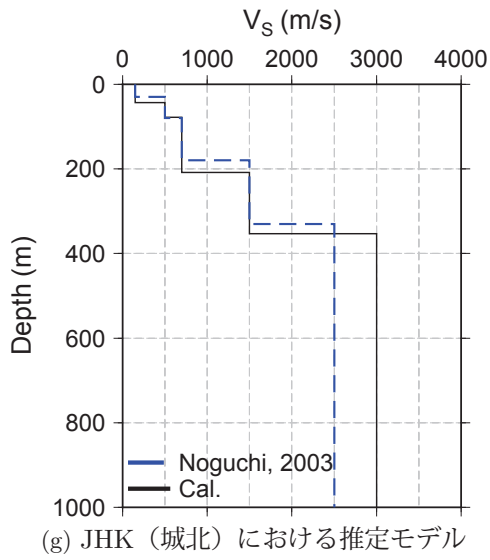
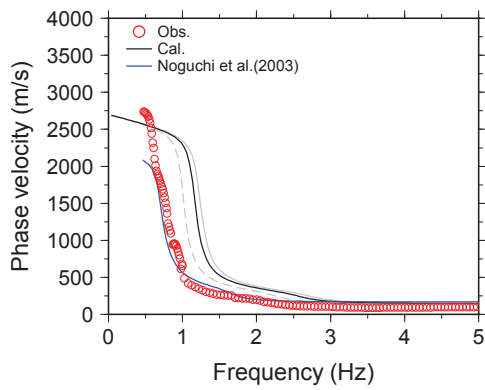


図 5.17. 位相速度分散曲線に基づく単独逆解析 (続き)

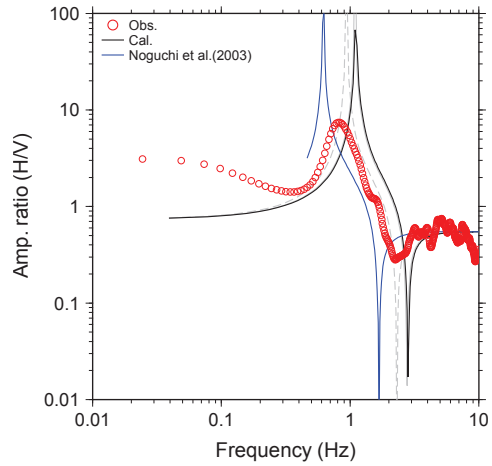
5.5 位相速度分散曲線と微動 H/V スペクトルを用いた複合逆解析

ここでは、位相速度分散曲線と微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく逆解析を交互に繰り返し行い、モデルの推定を行った。繰り返し回数は3回として解析を行った。

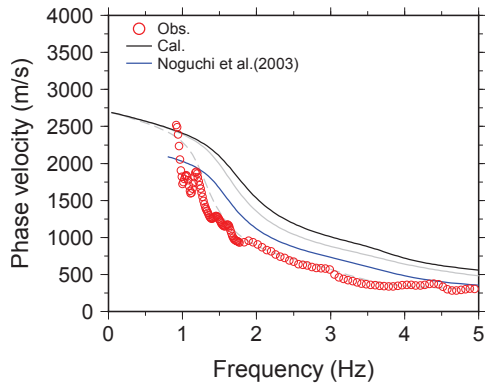
図 5.17 に結果を示す。図中の赤色の中抜き丸印が観測値、青色の実線が先行研究³⁾の結果、灰色の破線が繰り返し回数が1回目のときの結果、灰色の実線が繰り返し回数が2回目のときの結果、黒色の実線が3回目の最終的な結果を表している。全体的に微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数における一致性はあまり良好ではなく、単独解析の時とほぼ同様の傾向が見られる。その影響によって、位相速度分散曲線における単独逆解析の時には観測値を満たしていた KAR (賀露) や TTA (鳥取空港) のサイトでは、観測値との一致性が低下している。その一方で、MYD (宮谷)、JHK (城北高校) および YNR (吉成) では、単独解析の時よりも位相速度分散曲線における観測値との一致性が向上している。このことから、位相速度分散曲線に基づく単独逆解析の際に、観測値を十分満たすような解が得られないサイトに関しては、微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数との複合解析を行うことで、解が改善される可能性が示唆される。MYD (宮谷) および YNR (吉成) において推定されたモデルは先行研究結果とほぼ同様となったが、JHK (城北高校) に関しては、先行研究モデルよりも基盤上面深度が約 20 m ほど深いモデルが推定された。



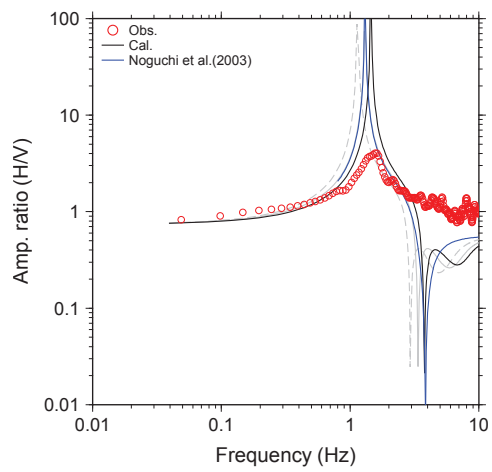
(a) KAR (賀露) における位相速度分散曲線



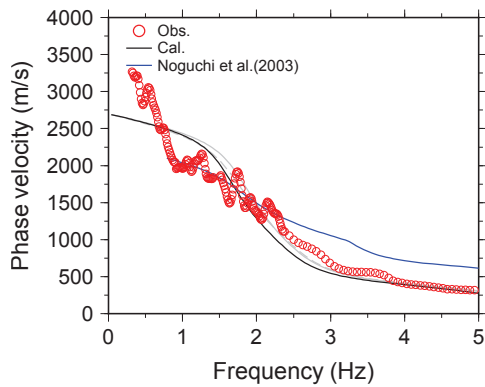
(b) KAR における微動 H/V スペクトル



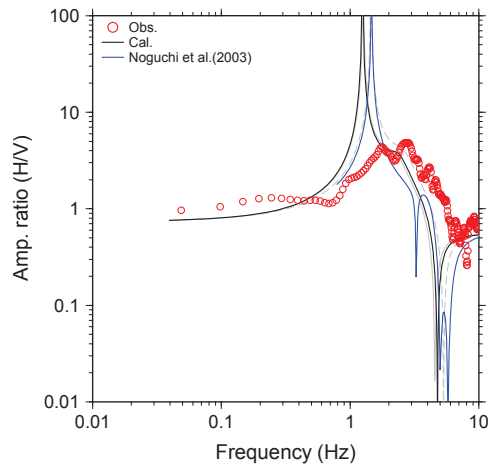
(c) TTA (鳥取空港) における位相速度分散曲線



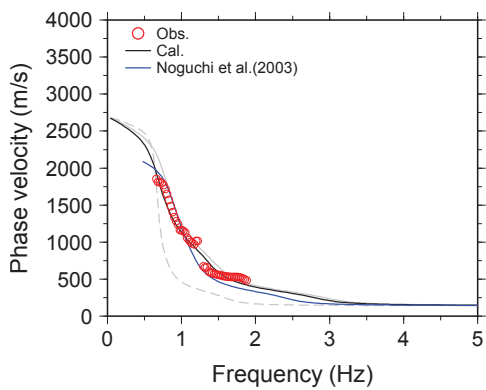
(d) TTA における微動 H/V スペクトル



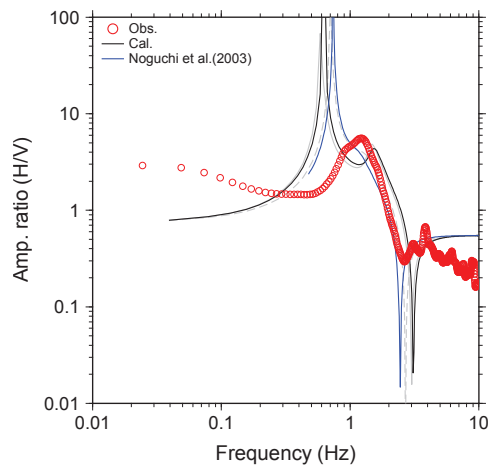
(e) MYD (宮谷) における位相速度分散曲線



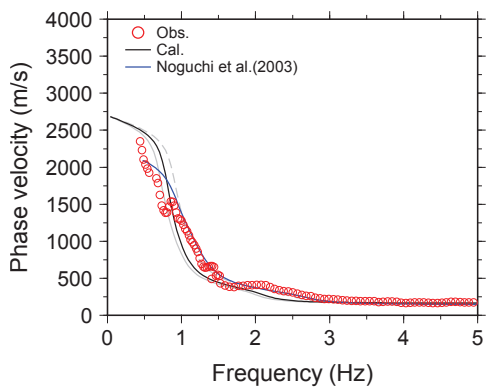
(f) MYD における微動 H/V スペクトル



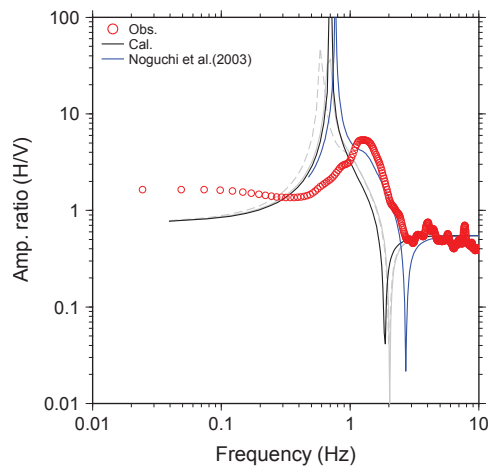
(g) JHK (城北) における位相速度分散曲線



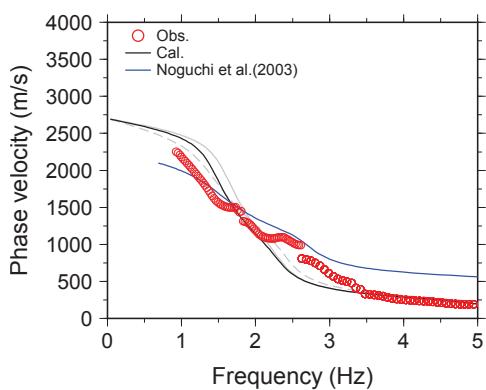
(h) JHK における微動 H/V スペクトル



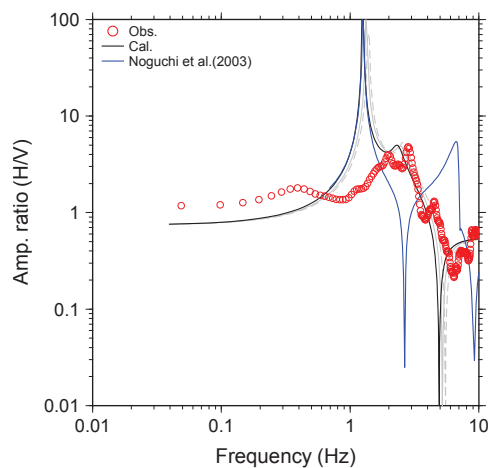
(i) YNR (吉成) における位相速度分散曲線



(j) YNR における微動 H/V スペクトル

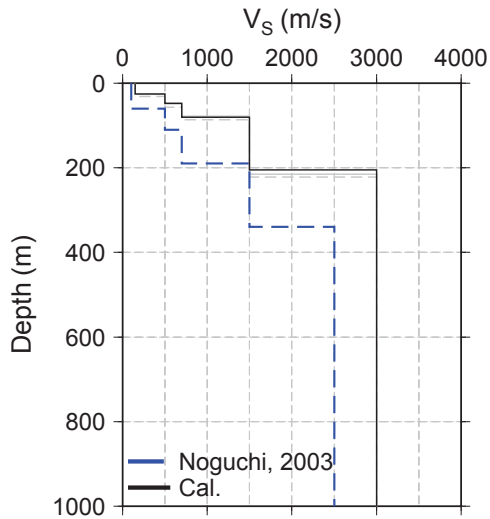


(k) BAB (馬場) における位相速度分散曲線

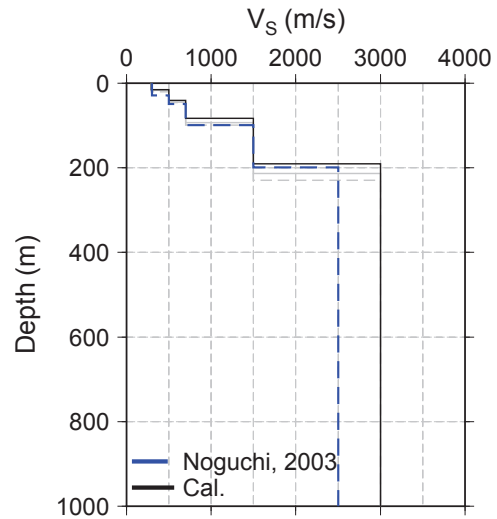


(l) BAB における微動 H/V スペクトル

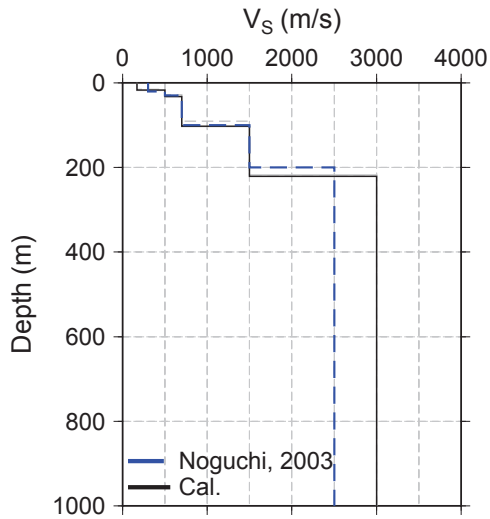
図 5.17. 位相速度分散曲線と微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析



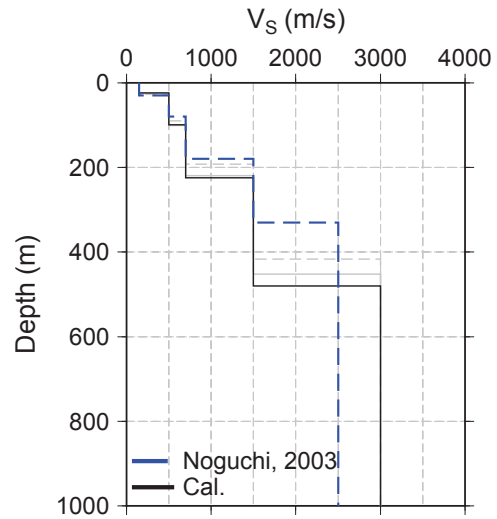
(g) KAR (賀露) における推定モデル



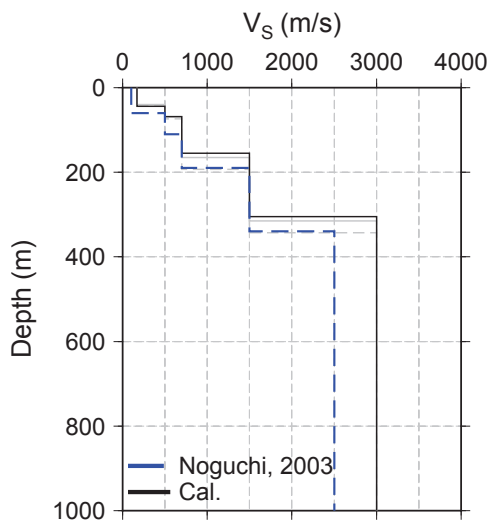
(h) TTA (鳥取空港) における推定モデル



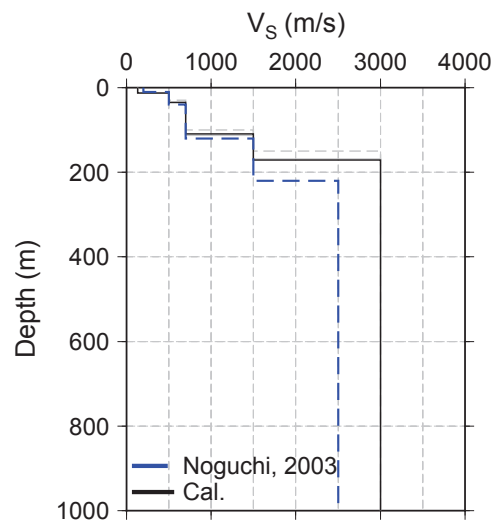
(i) MYD (宮谷) における推定モデル



(j) JHK (城北) における推定モデル



(k) YNR (吉成) における推定モデル



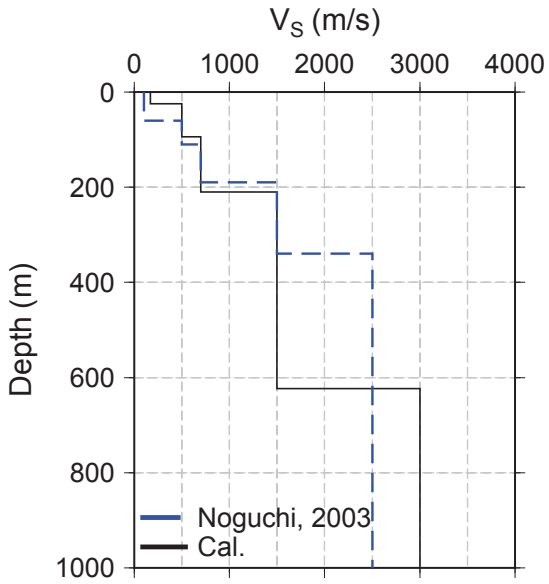
(l) BAB (馬場) における推定モデル

図 5.18. 位相速度分散曲線と微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析によるモデル

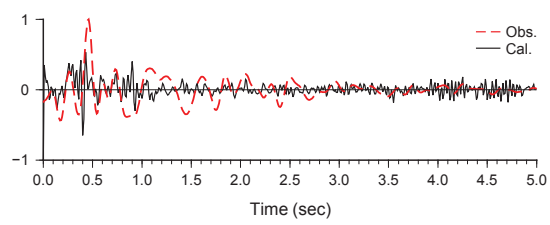
5.6 レシーバ関数における PS-P 時間, 位相速度分散曲線および微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析

YNR (吉成) と TTR002 (鳥取) は数百 m しか距離が離れておらず, 両者の地盤特性に関して問題とするほどの大きな差はないことを地盤の卓越周波数を見比べることで確認した. そこで, TTR002 (鳥取) で観測された地震記録を YNR (吉成) で観測されたものと見做し, YNR (鳥取) においてレシーバ関数における PS-P 時間, レイリー波における位相速度分散曲線および微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析の実施を試みた. その際, S 波速度構造モデルは, $V_S = 170, 500, 700, 1500, 3000$ m/s の 5 層モデルを仮定した. 最上層の S 波速度は, 観測位相速度分散曲線から最小位相速度を読み取った値を設定した.

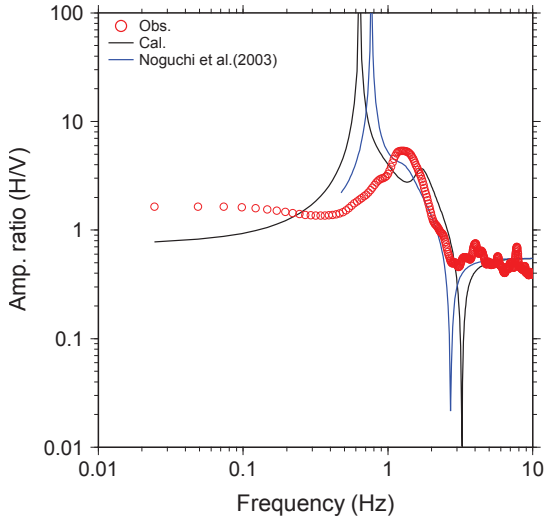
複合解析による結果を図 5.19 に示す. 最終的に推定された 1 次元 S 波速度構造モデルは既存のモデルに比べ, 地震基盤上面深度が 220 m ほど深いモデルとなった. レシーバ関数および位相速度分散曲線は, 観測値との一致性に関しては良好であると言える. しかし, 微動 H/V スペクトルに関しては浅部層のモデル化が十分でないことに起因して, 観測値におけるピーク周波数を満たす結果を得ることができなかった. しかし, 深部地盤構造に関しては, 観測データから求められたレシーバ関数および位相速度分散曲線を満たしていることから, 十分な精度を有していると推察される. その点で, 深部地盤構造のモデル化を念頭において考案した本提案手法の実用性は実証できたものと考えられる.



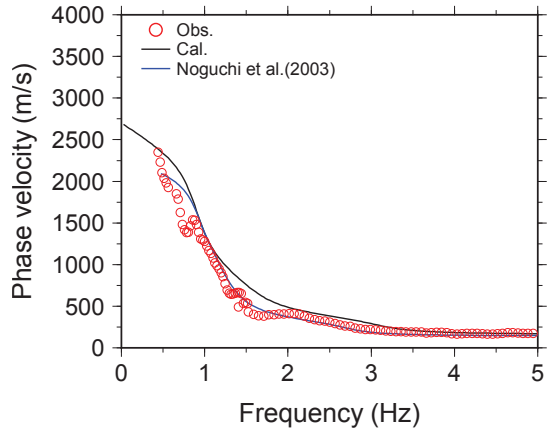
(a) 1次元S波速度構造モデル



(b) レシーバ関数



(c) 微動H/Vスペクトル



(d) 位相速度分散曲線

図 5.19. YNR (吉成) における複合解析による結果

5.7 まとめ

ここでは、レシーバ関数における PS-P 時間、レイリー波における位相速度分散曲線、微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数を目的関数とした逆解析により、既存の観測データを用いた再解析を行った。その結果を以下にまとめる。

- TTRH06 (河原) においてレシーバ関数解析を行い、PS-P 時間は 0.42 秒と推定された。スネルの法則に基づき、推定した PS-P 時間を満たす 1 次元 S 波速度構造モデルを検討した結果、 $V_S = 1420$ m/s の層厚が 980 ~ 1000 m であると推定された。
- TTRH06 (河原) において、PS 検層により推定されているモデルの最下層に $V_S = 3000$ m/s の層を加えた 6 層モデルを仮定し、 $V_S = 1420$ m/s の層厚を 1000 m としてレシーバ関数を理論的に計算したところ PS-P 時間が 0.41 秒となり、観測値と整合的な結果を得た。
- 微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析を行った結果、先行研究とほぼ同程度のモデルは同定されたものの、観測値を十分に満たすことはできなかった。その原因としては、観測により得られているピーク周波数が浅部地盤構造に起因して表れているものであり、本研究で仮定した S 波速度構造モデルでは十分に表現できるモデルではなかったということが推察された。
- 位相速度分散曲線に基づく単独逆解析では、JHK (城北高校) および YNR (吉成) を除いたその他のサイトにおいて、観測値を十分に満たす 1 次元 S 波速度構造モデルを推定することができた。
- JHK (城北高校) および YNR (吉成) の結果から、中間層をより重点的に同定する工夫を行うことで推定精度の向上が図れる可能性が示唆された。
- 位相速度分散曲線および微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析の結果から、位相速度分散曲線に基づく単独逆解析では観測値との一致性が良好ではなかった JHK (城北高校) および YNR (吉成) において解の改善が見られた。その一方で、位相速度分散曲線に基づく単独逆解析で良好な解が求まっていたサイトに関しては、微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく悪解析の結果が影響し、推定精度が低下した。
- TTR002 (鳥取) において、レシーバ関数における PS-P 時間、レイリー波における位相速度分散曲線および微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析を実施し、 $V_S = 170, 500, 700, 1500, 3000$ m/s の 5 層モデルを仮定した 1 次元 S 波速度構造モデルを推定した。その結果、既存のモデルに比べ、基盤上面度が 220 m 程深いモデルが推定された。なお、当推定モデルの深部地盤構造モデルは、観測 PS-P 時間およびレイリー波の位相速度分散曲線を十分に説明可能なモデルとなった。

参考文献

- [1] 防災科学技術研究所. 基盤強震観測網 (kik-net) . 防災科学技術研究所, 2015. 最終閲覧日 : 2015年2月7日.
- [2] 野口竜也, 西田良平. 微動による鳥取平野の地盤構造推定. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) , Vol. 60, pp. 473–478, 2002.
- [3] 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規. 人工地震・微動・重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定. 地震工学研究発表会講演概要, Vol. 27, pp. 1–7, 2003.
- [4] 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規. 微動探査データに基づく鳥取平野の3次元地盤構造モデルの構築. 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol. 63, pp. I–151, 2008.
- [5] 野口竜也, 杉原優太, 杉浦慎一, 香川敬生. 微動および重力観測による鳥取平野南部の地盤構造推定. 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol. 64, pp. I–330, 2009.
- [6] 朝日秀伍. 微動を用いた鳥取市街地における詳細地盤震動特性の把握および鳥取地震建物被害との対応に関する研究. Master's thesis, 鳥取大学大学院, 2014.

6 1943年鳥取地震を想定した地震動評価

6.1 本章の内容

1943年鳥取地震 ($M_j = 7.2$) が発生した際、現在の鳥取市街地周辺地域をはじめ、鳥取平野内において局所的な被害集中が起きていたことが報告されている¹⁾。被害が局所的に集中した原因については、当時の観測地震動波形記録等の現存する資料が数少ないことに起因して、未だに科学的根拠に基づいた明確な解明はなされていない。鳥取平野は鳥取県東部に位置しており、山陰地方東部の中核都市である鳥取市が形成されていることから、今後も政治、経済、文化の中心となり山陰地方の発展を支えるための拠点地域であると言える。そのため、将来の地震に備えた防災対策を講じる上で基本情報となる、地震動シミュレーションに資する高精度な3次元地下構造モデルの構築が望まれる状況にある。

鳥取平野における既存の3次元地下構造モデルとしては、2004年に鳥取県により鳥取県全土を対象として一律に500 mメッシュ間隔で構築したモデル²⁾ (以下、鳥取県モデルと呼ぶ) が提案されている。しかし、先行研究³⁾⁻⁶⁾により得られている知見から、平野部においては500 mメッシュ間隔では堆積層の不規則構造を表現しきれない可能性が考えられる。また、国より全国を対象としてメッシュ間隔を1 kmとしたJ-SHISモデルが提案されている⁷⁾。しかし、信頼度・精度は必ずしも全国一律ではなく、鳥取県モデルと同様にメッシュ間隔が鳥取平野のサイズに対して広すぎる等の理由から、鳥取平野における地震動シミュレーションを行う際に用いるモデルとしては必ずしも十分とは言えない。そうした背景から、より地盤特性を反映したモデルが2013年に先行研究により構築された⁸⁾ (以下、石田ほか(2013)モデルと称す)。石田ほか(2013)モデルは、堆積層を $V_S = 700, 1500, 2500$ m/sの3層で表現し、200 mメッシュ間隔で作成されている。モデル作成時のリファレンスデータとして常時微動探査や重力探査などの物理探査結果が積極的に用いられているが、深部地盤に関するデータの不足により、深部地盤構造部分には改善の余地が残されたモデルとなっている。

本章では、本研究により提案したモデル(以下、本研究モデルと呼ぶ)およびJ-SHISモデルをそれぞれ用いて1943年鳥取地震を想定した地震動シミュレーションを実施し、両モデルによる結果を比較することにより本研究モデルの妥当性についての検証を行う。また、現存する資料の一つである1943年鳥取地震による建物被害率分布⁹⁾とシミュレーション結果を比較することにより被害集中が起きた原因について一考するとともに本研究モデルの有用性、ひいては本モデル化提案手法の実用性の実証を試みる。

6.2 3次元地盤構造モデルの構築

同時逆解析結果をもとに堆積層を $V_S = 500, 700, 1500$ m/s、基盤岩層を $V_S = 3000$ m/sとする4層モデルを仮定し、3次元地下構造モデルの構築を行った。

対象領域内において、特定の関数を用いてデータ補間を行う際に深度情報のみでは適当な基盤形状を得ることが難しい場合がある。そこで、国土地理院が発行している50 mメッシュ標高データ¹⁰⁾から緯度経度30秒(約30 m)間隔でデータ抽出を行い、山地や海底面が露頭基盤であるとともに堆積層媒質モデルにおける各層境界深度面が標高または水深データの深度面と連続であるという仮定のもと、標高および水深データを補完データとして用いることにした。こうすることによりモデル化対象領域内におけるデータ密度にほぼ偏りがなくなる。こうした操作は一般的によく用いられており、妥当な結果が得られた実績が多々ある¹¹⁾。

抽出した標高および水深データと常時微動アレー探査、重力探査から推定したモデルにおける各層の境界深度データを合わせて、約18 km四方の領域を250 mの格子でX方向およびY方向に109グリッドで分割し、2次元3次Bスプライン関数により空間的に補間することでモデル

化した。2次元3次Bスプライン関数は、

$$z(x,y) = \sum_{i=I}^{I+3} \sum_{j=J}^{J+3} c_{i,j} B_{4+I-i} \left(\frac{x-x_I}{w_x} \right) B_{4+J-j} \left(\frac{y-y_J}{w_y} \right) \quad (6.1)$$

であり、 $B_I(r)$ は、

$$\begin{aligned} B_1(r) &= \frac{r^3}{6} \\ B_2(r) &= \frac{-3r^3 + 3r^2 + 3r + 1}{6} \\ B_3(r) &= \frac{3r^3 - 6r^2 + 4}{6} \\ B_4(r) &= \frac{-r^3 + 3r^2 - 3r + 1}{6} \end{aligned}$$

で表される3次関数である。ここに、 I, J はそれぞれ2方向のスプライン分割数を表す。本研究においては、 $I = J = 10$ とした。

2次元3次Bスプライン関数を用いて表現したことにより、空間微分値も連続した滑らかなモデルとなり、不整形地盤を対象とした地震動応答計算にそのまま用いることができる。ただし、垂直あるいはオーバーハングするような層境界を表現することはできていない。

統一物性値モデルに基づいて推定した各速度境界深度分布を図 6.1 に示す。また、図 6.2 に J-SHIS モデルにおける本研究モデルに対応した各速度境界境界深度分布を示す。J-SHIS モデルでは、 $V_S = 350$ m/s から $V_S = 3400$ m/s までを 33 層に分割したモデルが提案されているが、ここでは本研究モデルとの比較のために $V_S = 500, 700, 1500$ m/s の上面深度のみを示している。しかし、本研究の対象領域における表層 ($V_S = 500$ m/s 以浅) については、J-SHIS モデルにおいても層厚がゼロとなっているため、本研究モデル同様、 $V_S = 500$ m/s の層が地表に露頭したモデルとなっている。また、市街地周辺域はほぼ成層構造を呈しており、海域については本研究モデルよりも深いモデルとなっている。

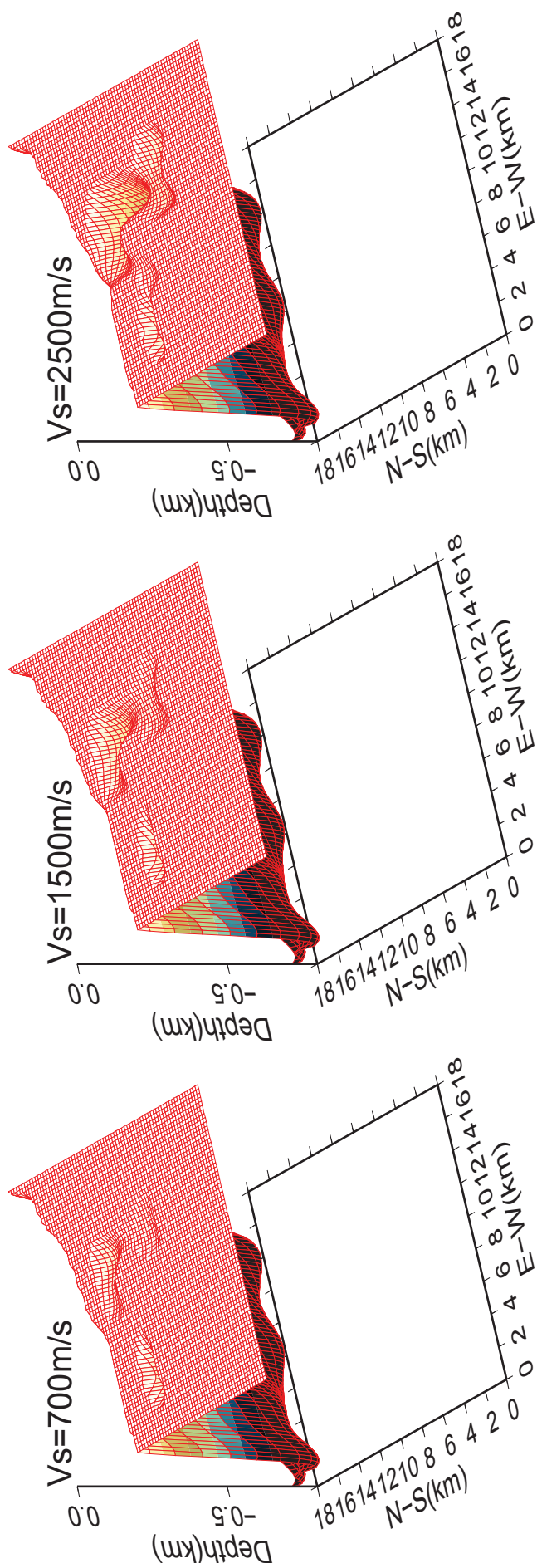


図 6.1. 本研究により構築した3次元地盤構造モデルにおける各S波速度層の上面深度

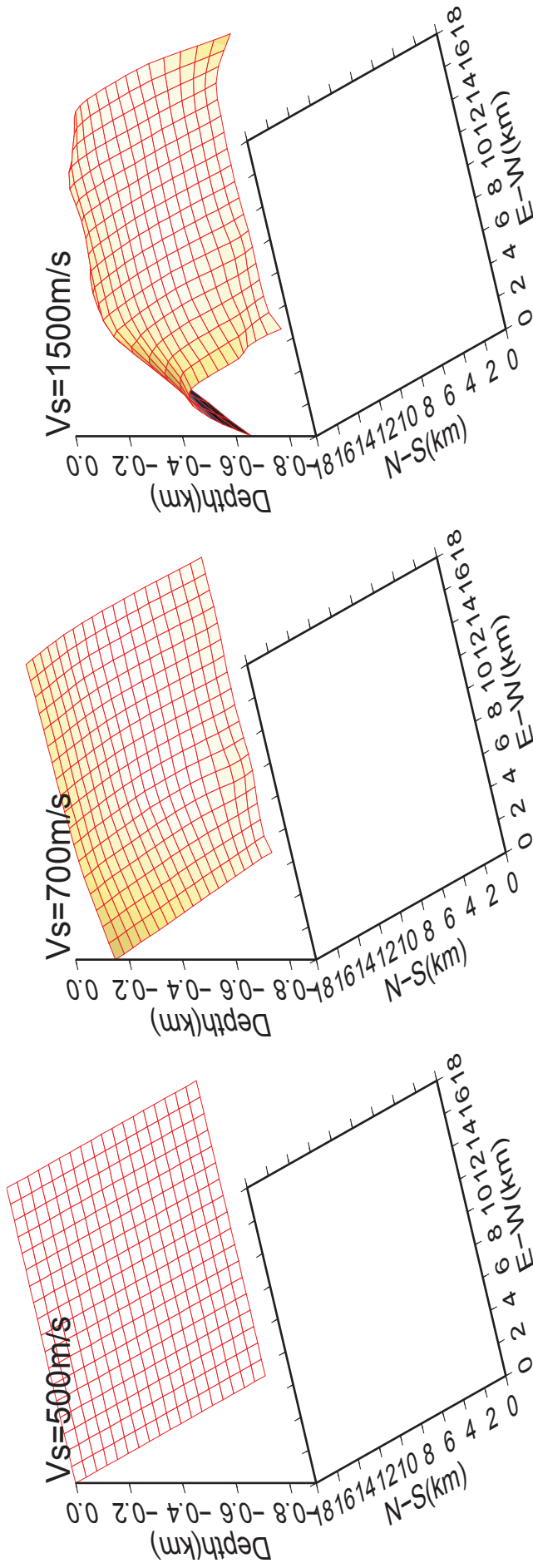


図 6.2. J-SHIS モデルにおける各 S 波速度層の上面深度

本研究モデルは、J-SHIS モデルに比べて深度に関しては各速度層とも全体的に浅くなっているが、J-SHIS モデルにおける基盤形状が緩やかなのに対して、平野中央部の盆地構造が良く再現されている。本研究により提案した3次元地盤構造モデルが、各地点における各種物理探査結果を十分満足したモデルとなっているかどうかの詳細な検証は今後の課題とする。

地震動シミュレーションを実施するにあたり、本研究モデルでは、地震発生領域とする $V_S = 3000$ m/s の層が深さ 40000 m まで存在するものとした。また、スプライン関数を用いて構築した領域外のモデルについては、 $V_S = 3000$ m/s の速度層が露頭しているものと仮定し、領域境界周辺ではテーパ処理を施すことにより、計算される地震動に大きな影響を及ぼすほどの急激な構造変化を生じないように遷移領域を設けた。したがって、以下で行う地震動シミュレーションにより得られる結果については、スプライン関数を用いて作成した領域内（図 6.3 中の赤線で囲まれた領域）のみを議論の対象とする。

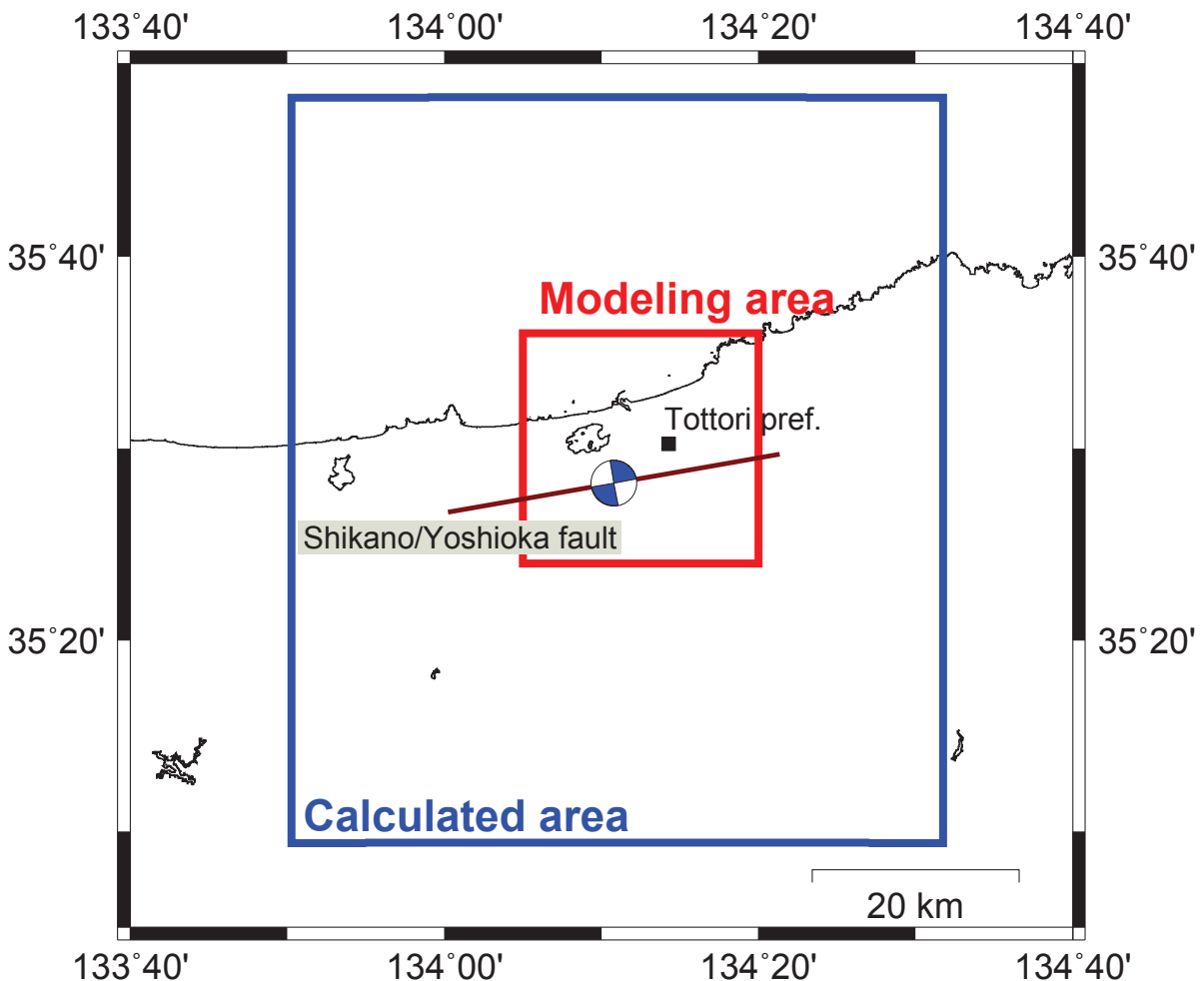


図 6.3. 震源断層の配置

6.3 1943年鳥取地震を想定した地震動シミュレーションの実施

鳥取平野では近地で起こった中小地震記録が得られていないため、ここでは1943年鳥取地震を引き起こしたと考えられている鹿野・吉岡断層を想定した地震について地震動シミュレーションを行う。1943年鳥取地震における震源断層は、走向 80° 、傾斜 90° 、すべり角 180° の右横ずれであると知られている(図6.3の茶線)¹²⁾。本研究では、鳥取県が作成した特性化震源モデル²⁾を用いることにした。ただし、鳥取県が作成した特性化震源モデルは最上端深さが2 kmと非常に浅いために、シミュレーション結果において震源の影響が過大となり、本来、評価したい地盤増幅特性の影響が見えにくくなることが懸念される。したがって、ここでは、最上端深さが一般的に考えられている強震動生成域内に収まるように、特性化震源モデルを全体的に下方に押し下げようとして補正した。また、特性化震源モデルでは、モデル化領域に対して震源モデルのメッシュサイズが大き過ぎるため、長さ方向および深さ方向を2分割ずつするように細分化した。再設定した特性化震源モデルを図6.4に示す。

地震動計算は、地震動シミュレータ (Ground Motion Simulator; GMS)¹³⁾を用いて行った。GMSは、震源域から観測点までを含む水平方向および深さ方向の広がり数が数～数百 km程度の盆地構造等の3次元的不均質地盤構造モデルに対して、不連続格子を用いることにより効率的に3次元有限差分法に基づいた地震動計算を可能にするためのシステムである。計算ステップ間隔は、本研究モデルに関しては約166 Hz、J-SHISモデルに関しては100 Hzと十分に小さくすることで計算が安定するように考慮した。全ステップ数は継続時間が24秒となるようにそれぞれ調整を行った。観測点は深度0 m/sの深さ位置で、モデル化対象領域内を網羅するよう等間隔に1845点をグリッド配置した。モデルの最上層は工学的基盤を想定して $V_S = 500$ m/sとしているため、深度0 m/sで得られるシミュレーション波形は、工学的基盤上面の地震動波形ということになる。そのため、工学的基盤上面における極表層付近での非線形性等の影響は議論しない。

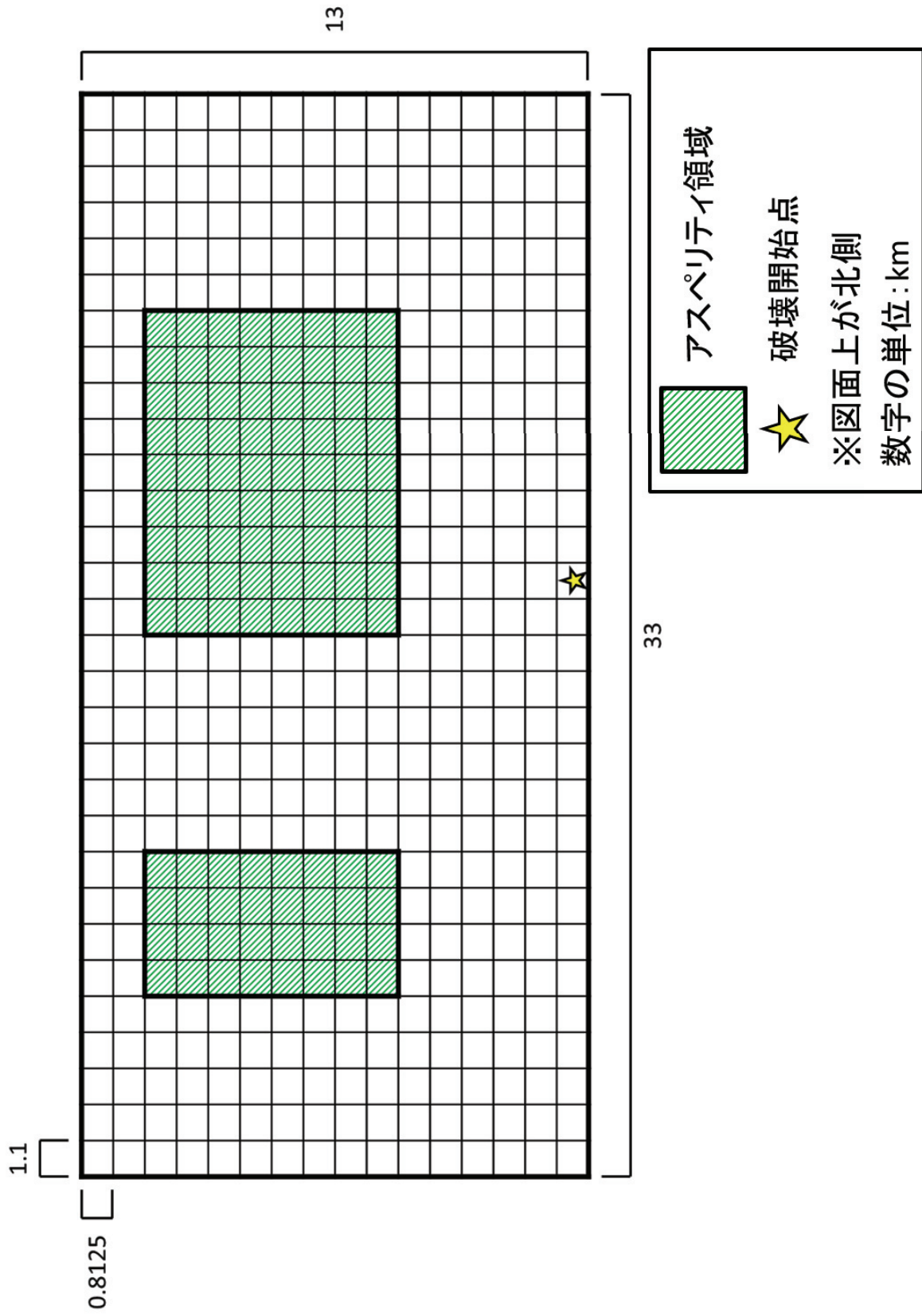


図 6.4. 地震動シミュレーションに使用した特性化震源モデル

6.4 結果と考察

ここでは、各観測点で得られた3成分の最大速度振幅 (Peak Ground Velocity; PGV) 値をベクトル合成した結果についての考察を行う。PGV 値のベクトル合成は、以下の式に基いて計算した。

$$PGV_{comp} = \sqrt{(PGV_{NS}^2 + PGV_{EW}^2 + PGV_{UD}^2)} \quad (6.2)$$

ここに、 PGV_{comp} は3成分のPGV値のベクトル合成値、 PGV_{NS} はNS成分のPGV値、 PGV_{EW} はEW成分のPGV値、 PGV_{UD} はUD成分のPGV値を表す。以下に用いるPGV値とは、上式により求めた3成分のPGV値のベクトル合成値のことを指す。

本研究モデルおよびJ-SHISモデルを用いて計算されたPGV値の空間分布を図6.5、図6.6にそれぞれ示す。ただし、これらには、シミュレーション計算により得られた速度波形に周波数0.5~1.4 Hzのバンドパスフィルターを施してある。フィルターの上限周波数については、不連続格子を用いた3次元有限差分法に基づいてシミュレーション計算を行ったことに起因して、以下に示すシミュレーション計算における安定条件式により定義される計算上限周波数値を参考に設定した。

$$f_{max} = \frac{V_{Smin}}{a \times grid_{min}} \quad (6.3)$$

ここに、 f_{max} はシミュレーション計算における上限周波数値、 V_{Smin} は3次元地下構造モデルにおける最小S波速度、 $grid_{min}$ は最小格子間隔、 a は1波長を表現するために用いる格子数を表す。本研究では、 $V_{Smin} = 500$ m/s、 $grid_{min} = 71$ m、 $a = 5$ とした。一方のフィルターの下限周波数については、5章4節で述べたように鳥取平野における地盤増幅の影響は0.5 Hz以上の周波数帯で議論することができるため、このように設定することにした。

本研究モデルによる結果 (図6.5) を見ると、平野の中央部の地域において北北西-南南東の傾きで40 cm/s前後のPGV値が分布している。この分布は、モデルにおける基盤形状に対応しているものと考えられる。そのなかでも、北緯35°31'、東経134°13'付近において、80 cm/sを超える比較的大きなPGV値の分布が見られる。また、当結果では、平野中央を流れる河川の東岸よりも西岸の方がおよそ20 cm/sほどPGV値が大きくなる傾向が見られる。その他の特異な分布として、北緯35°27'から35°30'を結ぶ直前上で断続的に40 cm/sのコンター線で囲まれる楕円形状の空間分布が見られる。これは、分布位置とその広がり方から、震源による影響を反映したものと考えられる。震源モデルの深度およびメッシュサイズに対して補正を行ったにも関わらず、平野の直下に位置しているということもあり、少なからず震源特性の影響が露呈する結果となった。本研究では、地盤構造に着目しているため、これ以上の震源モデルに対する改良に関しては行わないことにする。したがって、アスペリティ領域の配置または震源位置などの特性化震源モデルに対する更なる改良に関しては、今後の研究に期待するものとする。

一方のJ-SHISモデルによるPGV分布では、本研究モデルによる結果でも見られた震源の影響がより色濃く表れている。領域全体を俯瞰しても、ほとんど地下構造との相関性は表れていない。言い換えれば、ほぼ成層構造を呈しているJ-SHISモデルでは、地域毎の詳細な地震動評価を行うことは困難であるとも言える。

図6.7には、1943年鳥取地震による建物被害率分布⁹⁾を示している。鳥取市街地を中心に、

$$\text{被害率} = \frac{\text{全壊家屋数}}{\text{総戸数}} \quad (6.4)$$

により計算される被害率が50%以上となるAまたはBクラスの領域が広範囲に分布している。

当時の建物の立地分布状況および耐震強度も加味して考察する必要があるが、定性的には当時の鳥取駅周辺で比較的大きな振幅の地震動が伝播してきたことが推測される。その点で本研究モデルによる PVG 値の空間分布は、非常に定性的ではあるが、平野中央部の建物被害率分布に関しては地盤増幅特性の影響によるところが大きいと説明できる結果であると言える。

本研究における地下構造モデルは、敢えて少ないデータにより初期的な 3 次元地下構造モデルを構築した段階に留まっている。そのため、距離減衰式などの簡易手法に比べれば地盤増幅特性を反映した結果を得られてはいるが、改良の余地は残されている。例えば、図 6.7 中の湖山池の北東岸周辺地域および湖山池から南東方向に数 km 離れた谷地形の地域を見ると、被害率が 50～75% の B クラスの領域が極局所的に分布している。このような分布傾向は、地盤増幅特性の影響によるものと推測される。これらの分布を再現するためには、今以上に深度方向のリファレンスサイトを追加してデータ補間を行う必要がある。また、本研究では取り扱わなかった工学的基盤以浅の構造による影響も考慮する必要がある。

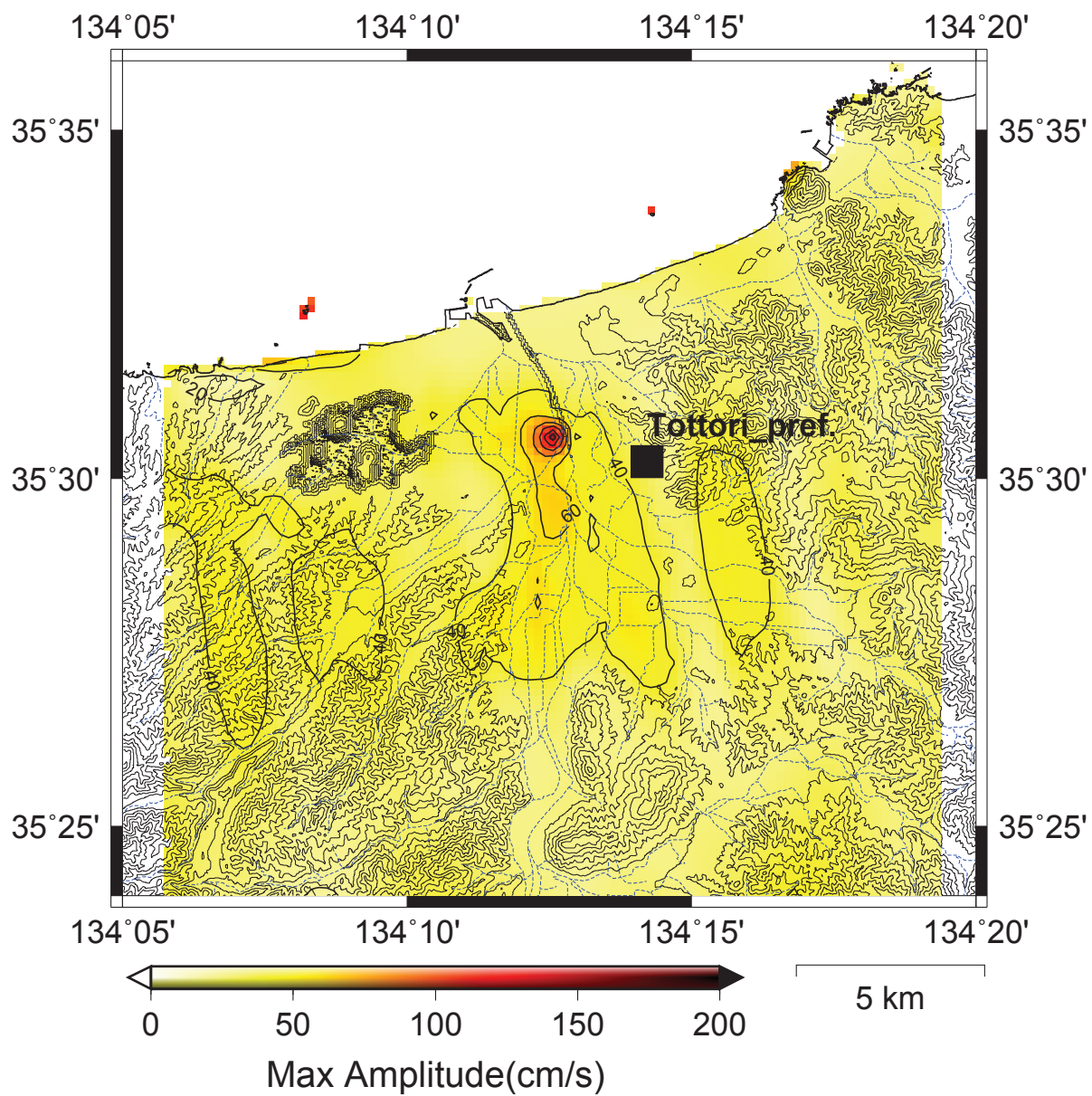


図 6.5. 本研究モデルを用いて計算された最大速度振幅分布 (NS 成分)

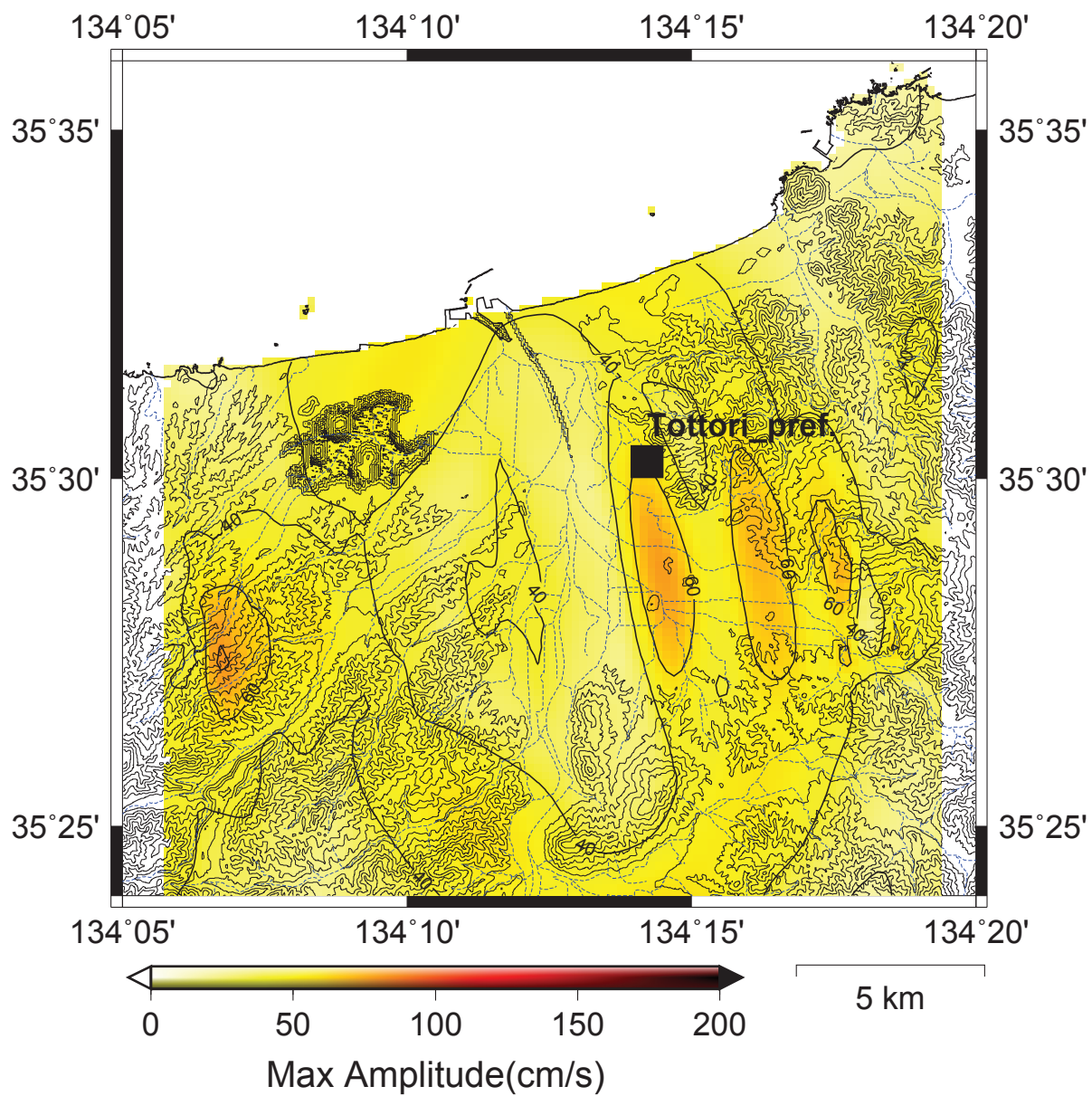


図 6.6. J-SHIS モデルを用いて計算された最大速度振幅分布 (NS 成分)



図 6.7. 1943 年鳥取地震による建物被害率分布⁹⁾

6.5 まとめ

本研究により構築した3次元地盤構造モデルを用いて1943年鳥取地震を想定した地震動評価を行った。以下に、本研究により得られた成果をまとめる。

- 2次元3次Bスプライン関数に基づいて、堆積層を $V_S = 500, 700, 1500$ m/s の3層で表現した3次元地下構造モデルを構築した。モデルのメッシュ間隔は250 mとした。先行研究により得られている知見と大きく差異のない、平野中央部の盆地構造が良く再現されたモデルが得られた。
- 本研究モデルを用いたシミュレーションにより得られたPGV値の空間分布では、平野中央部において $PGV = 40$ cm/s 前後の地盤構造を反映したような分布形状が表れた。一方のJ-SHISモデルによる結果では、震源特性を色濃く反映した分布形状となった。
- 1943年鳥取地震による建物被害率分布⁹⁾と本研究モデルによるPGV値の空間分布を比較することにより、定性的ではあるが、本研究モデルのPGV値における空間分布とある程度の分布形状に関する相関性を確認した。
- モデルに改善点は残るものの、比較的少ない物理探査データでモデルを構築したにもかかわらず、距離減衰式等を用いた簡易法やJ-SHISモデルを用いた詳細法の結果よりは尤もらしい地震動評価結果を得ることができた。
- 本提案手法を適用することで、敢えて地盤調査データを限定してモデル化を行った場合でも、全国一律解像度のモデルよりは優位的なモデルを構築することができることを確認した。したがって、様々な地域で応用可能であると考えられる。

参考文献

- [1] 日本建築学会. 鳥取県震災調査報告. 日本建築学会, 1994.
- [2] 鳥取県. 鳥取県地震防災調査研究報告書. Technical report, 鳥取県, 2004. 最終閲覧日: 2014年6月4日.
- [3] 野口竜也, 西田良平. 微動による鳥取平野の地盤構造推定. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 60, pp. 473–478, 2002.
- [4] 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規. 人工地震・微動・重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定. 地震工学研究発表会講演概要, Vol. 27, pp. 1–7, 2003.
- [5] 野口竜也, 西田良平, 岡本拓夫, 平澤孝規. 微動探査データに基づく鳥取平野の3次元地盤構造モデルの構築. 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol. 63, pp. I-151, 2008.
- [6] 野口竜也, 杉原優太, 杉浦慎一, 香川敬生. 微動および重力観測による鳥取平野南部の地盤構造推定. 土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol. 64, pp. I-330, 2009.
- [7] 地震調査研究推進本部地震調査委員会. 長周期地震動予測地図 2012年試作版. Technical report, 文部科学省研究開発局地震・防災研究課 地震調査研究推進本部, 2012.
- [8] 石田勇介, 野口竜也, 香川敬生. 鳥取平野における地震動評価のための3次元地盤構造モデルの構築. 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 69, pp. 821–828, 2013.
- [9] 米子工業高等専門学校. 鳥取地震災害資料, 1983.
- [10] 国土地理院. 数値地図 50m メッシュ (標高). 国土地理院, 1997. CD-ROM.
- [11] 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南荘淳. 大阪体積盆地における深部地盤構造のモデル化. 地震工学研究発表会講演概要, 第22巻, pp. 199–202, 1993.
- [12] H. Kanamori. Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting. the tottori earthquake of 1943. Phys. Earth Planet., Vol. 5, pp. 426–434, 1943.
- [13] 青井真, 早川俊彦, 藤原広行. 地震動シミュレータ. 物理探査, Vol. 57, pp. 651–666, 2004.

7 結論

本論文では、深部地盤構造に関する地盤調査データ量の不足に起因して3次元の地下構造モデル化が困難とされる中小規模の平野または盆地部を対象とした場合に、有効的な3次元モデル化構築手法を提案した。

今後、新たに中小規模の平野または盆地部において深部地盤構造に関する情報量の不足を補うことを考えた際に、大規模な地盤探査を網羅的に実施していくことは現実的ではない。そこで、数ある物理探査手法の中から探査コストや解析により得られる情報の性質を鑑みて、常時微動探査法・重力探査法・磁気探査法・地震観測による観測データを主に利用することを念頭に置き、効率的かつ合理的な3次元モデル化構築手法の提案を試みた。構築したモデルを地震動計算に利用することを考えれば、深部S波速度構造モデルは必要不可欠である。常時微動探査を用いれば比較的容易にS波速度構造モデルが得られるが、地震基盤上面までの深部地盤構造を推定するとなるとそう容易ではない。そこで、本提案手法では、深部地盤の情報を内包していると考えられる実体波の活用を考え、レシーバ関数からPS変換波と直達P波との走時差であるPS-P時間を求め、そこから逆解析によりS波速度構造を決定する推定法を取り入れることにした。逆解析を実施する際、初期構造モデルの良し悪しが、最適解に辿り着くまでの探索精度に影響する。そのため、出来る限り深部構造に関しても、ある程度、尤もらしいモデル深度を与えるために、重力探査により得られる基盤密度構造モデルを利用することにした。しかし、重力データに基づく構造解析においても初期密度構造モデルが重要となる。初期密度構造モデルを高度化するために、重力と磁気を組み合わせた解析も本提案手法に組み込んだ。

本提案手法における全容に対しては、1次元S波速度構造を異なる目的関数に基づく遺伝的アルゴリズム(GA)による逆解析を順次繰り返してモデルを最適解へ収束させていく方針を取った。最終的に得られるモデルは、異なる様々な物理探査データを説明し得るモデルとなることが期待される。これを複数地点で行い、空間的にデータを補間することにより3次元地下構造モデルへの拡張を図った。

各章における成果を以下にまとめる。

【2章】

2章では、本研究により提案するモデル化手法の流れおよび内容について述べた。その上で、本提案手法内で用いる解析手法についての解説も合わせて行った。本提案手法は、以下に示すような特徴を有している。

- 改良MWP法を用いることで、重力解析における基盤上面深度を高精度に推定することができる。
- 異なる複数種類の目的関数に基づく逆解析を順次繰り返すことにより、複数種類の観測データを説明し得る1次元S波速度構造モデルを推定できる。
- 2次元3次Bスプライン関数を用いた空間補間をすることにより、不整形地盤を対象とした地震動応答計算にそのまま利用可能な滑らかな3次元地下構造モデルを構築することが可能である。

また、逆解析における最適解の探索に際して、遺伝的アルゴリズム(GA)を採用することにした。本研究で使用した解析プログラムには、

- 個体の「選択」方法として、トーナメント方式を採用
- 「交叉」方法は、ランダムに交叉点数が変化する複数点交叉を採用

- 「交叉」により最適解への収束状況を悪化させることを避けるために、エリート戦略を採用
- 局所収束に陥らないために、集団の多様性を確保する目的で突然変異確率を採用
- 10進数から2進数に変換する際にグレーコーディングを採用

のような工夫が施されている。

解析手法に関しては、レシーバ関数、レイリー波における位相速度の代表的な推定手法であるF-K法・SPAC法・CCA法(nc-CCA法)、微動H/Vスペクトルの算出方法についての解説を行った。

【3章】

3章では、重力探査データに基づく構造解析の高精度化を目的として、改良MWP法の適用を試みた。その背景には、構造解析における深度と重力値とのトレードオフの関係がある。この問題を解決することによって、観測により得られる重力異常の分布形状への理解が進むとともに、構造解析時に与える初期密度構造モデルを高度化することが可能となる。以下に鳥取平野を対象として重力および磁気探査データを用いた解析を行った過程で得られた成果をまとめる。

- 仮定密度を $2.67 \text{ g/cm}^3 (= \times 10^3 \text{ kg/m}^3)$ とした場合の残差重力異常の空間分布において、南西隅(東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$) 周辺および北東隅(東経 $134^\circ 18'$ 、北緯 $35^\circ 35'$) で -4 mGal 程度の顕著な低異常分布が見られた。
- 残差全磁力異常分布において、南西隅(東経 $134^\circ 10'$ 、北緯 $35^\circ 25'$) で 100 nT 程度の高異常分布、日本海沿岸部(東経 $134^\circ 10'$ 、北緯 $35^\circ 31'$ 付近) に -100 nT 程度の低異常分布といった顕著な異常分布が見られた。また、当残差全磁力異常分布が、国土地理院が全国を対象として作成・公開している磁気異常図¹⁾とおおよそ類似的な様相を呈していることを確認した。
- 改良MWP法を適用した結果、南西隅(東経 $134^\circ 5'$ 、北緯 $35^\circ 25'$) および北東隅(東経 $134^\circ 18'$ 、北緯 $35^\circ 35'$) において、低相関値が連続的に分布する様相を捉えた。その結果から、当該地域では、水平方向に地盤の密度構造が変化している可能性があるかと推測した。その点について検討するため、F-H相関法を適用することにより仮定密度を推定した。その結果、南西隅では 2.20 g/cm^3 、対象領域中央部では 2.36 g/cm^3 と推定された。この結果から、南西隅に表れる低重力異常は、密度構造の低下によるものと推定された。
- 改良MWP法による結果と表層地質との相関性に関して比較・検討したところ、大局的には、比較的新しい時代(1万8千年前～現在)に堆積したと考えられる沖積層との対応が見られた。しかし、対象地域の南部においては、一部、火山岩類との対応も見受けられる。
- 改良MWP法およびF-H相関法の適用結果を構造解析時に与える初期密度構造モデルに反映して、堆積層に異なる密度を与えた場合の基盤密度構造モデルを推定した。堆積層に均一な密度を与えた場合の基盤密度構造モデルと比較すると、若干ではあるが基盤深度の浅いモデルとなった。
- 構造解析を行った結果、北東隅の日本海沿岸部(東経 $134^\circ 18'$ 、北緯 $35^\circ 35'$) において、約 400 m 程度の基盤の落ち込みが生じた。したがって、当該地域において表れた低重力異常は、基盤の落ち込みによるものと推察された。

【4章】

4章では、異なる特徴を有する数値モデルを用いた数値実験を実施することで、本提案手法の特徴を把握するとともに実データに適用する際の留意点についての検討を行った。数値実験を実施して得られた成果を以下にまとめる。

- 層厚およびS波速度を同定項とした場合の解析では、レシーバ関数におけるPS-P時間、レイリー波に基づく位相速度分散曲線、微動H/Vスペクトルにおけるピーク周波数とともに、観測値をおおよそ満足する結果が得られるものの、推定されたモデルは層厚とS波速度間のトレードオフの関係に起因して、一義的に求めることは困難である。
- 解析の精度向上を図るためには、拘束条件の導入または探索幅の縮小などの工夫を行う必要性がある。
- 特に制約条件などを設定しない場合は、中間層を精度良く求めることが最適解を探索する上で重要である。
- 層厚を同定項とした場合の解析では、微動H/Vスペクトルにおいて、ピーク周波数のみならず振幅比も正解値とほぼ同値に推定することができた。ただし、モデルの推定精度に関しては、層厚およびS波速度を同定項とした場合の解析結果と大差は見られなかった。このことから、各層間の深度を関連付けるような探索条件を追加するなどの改善を行う必要性がある。
- レイリー波の位相速度値に関する逆解析結果については、観測値を十分に満たすモデルが推定された。また、浅部層は比較的精度良く正解値を推定する事ができていた。しかし、中間層に関してはまだ十分とは言い難く、実データに適用する際には、先見情報を参考にして探索幅を狭めるなどの工夫を施す必要性がある。
- レシーバ関数におけるPS-P時間に基づく逆解析では、浅部層に起因するPS-P時間帯に比較的大きな振幅を表す結果が得られた。実データへの適用に際しては、ある程度、観測データから読み取れる情報を解析時に与える設定パラメータに反映し、解の探索空間を狭めることに努める必要がある。

【5章】

5章では、鳥取平野を対象に本提案手法の適用を試みた。レシーバ関数におけるPS-P時間に基づく単独逆解析の推定精度について検討を行うために、本研究における対象領域外ではあるが、比較的深部までのPS検層結果が得られているKiK-net観測点のTTRH06（河原）を選定し、1次元S波速度構造モデルの推定を行った。レイリー波における位相速度分散曲線、微動H/Vスペクトルにおけるピーク周波数のそれぞれを目的関数とした逆解析に関しては、既存の観測データを用いて再解析を行った。以下にそれらの結果をまとめる。

- TTRH06（河原）におけるPS-P時間は0.42秒であった。スネルの法則に基づき、推定したPS-P時間を満たすモデルを検討した結果、 $V_S = 1420$ m/sの層厚が980~1000 mであると推定された。PS検層により推定されているモデルの最下層に $V_S = 3000$ m/sの層を加えた6層モデルを仮定し、 $V_S = 1420$ m/sの層厚を1000 mとしてレシーバ関数を理論的に計算した結果、PS-P時間は0.41秒となり、観測値と整合的な結果を得た。また、同時にPS-P時間に基づく構造推定が可能であるという実証を得られた。
- 微動H/Vスペクトルにおけるピーク周波数に基づく単独逆解析を行った結果、先行研究とほぼ同程度のモデルが同定されたものの、観測値を十分に満たすことはできなかった。その原因として、観測により得られているピーク周波数は工学的基盤上面までの浅部地盤

構造に起因したものであり、本研究で仮定した物性値モデルは観測ピーク周波数を十分に表現し得るほど詳細な浅部構造モデルとなっていなかったことが挙げられる。

- 位相速度分散曲線に基づく単独逆解析では、JHK（城北高校）および YNR（吉成）を除いたその他のサイトにおいて、観測値を十分に満たすモデルを推定することができた。
- JHK（城北高校）および YNR（吉成）の結果から、中間層をより重点的に同定する工夫を行うことで推定精度の向上が図れる可能性が示唆された。
- 位相速度分散曲線と微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析の結果では、位相速度分散曲線に基づく単独逆解析では理論値と観測値との一致性が良好でなかった JHK（城北高校）および YNR（吉成）のサイトで解の改善が見られた。
- TTR002（鳥取）において、レシーバ関数における PS-P 時間、位相速度分散曲線および微動 H/V スペクトルにおけるピーク周波数に基づく複合逆解析を実施し、 $V_S = 170, 500, 700, 1500, 3000$ m/s の 5 層モデルを仮定した 1 次元 S 波速度構造モデルを推定することができた。その結果、既存のモデルに比べ、基盤上面度が 220 m ほど深いモデルとなった。

【6 章】

本研究により構築した 3 次元地下構造モデルを用いて 1943 年鳥取地震を想定した地震動評価を行った。以下に、本研究により得られた成果をまとめる。

- 5 章で実施した再解析結果を用いて、2 次元 3 次 B スプライン関数に基づく空間補間を行い、3 次元地下構造モデルを構築した。なお、S 波速度構造モデルは、 $V_S = 500, 700, 1500$ m/s で構成される 3 層モデルとした。
- 本研究により構築したモデルは、先行研究により得られている知見と齟齬のなく、平野中央部の盆地構造が再現したモデルとなった。
- 本研究モデルを用いたシミュレーションにより得られた PGV 値の空間分布では、平野中央部において $PGV = 40$ cm/s 前後の地盤構造を反映したような分布形状が表れた。
- 1943 年鳥取地震による建物被害率分布と本研究モデルによる PGV 値の空間分布を比較することによって定性的ではあるが、本研究モデルの PGV 値における空間分布とある程度の分布形状に関する相関性が確認された。
- 敢えてデータ数を限定してモデルの構築を行ったにも関わらず、J-SHIS モデルを用いた詳細法の結果よりは尤もらしい地震動評価結果を得ることができた。

以上各章の成果より、本研究を通じて提案した手法を適用することによって、既存情報の限られる中小規模の平野や盆地部においても、現状の全国一律解像度のモデルに比べて優位なモデルを構築することができることを確認した。今後、本提案手法に沿ってモデル化が十分でない中小規模の平野や盆地部における地下構造モデルをより高度化することで、地震防災に資する強震動予測に貢献できるものと期待する。

謝辞

本研究に取り組むに際しまして、鳥取大学大学院工学研究科の香川敬生教授には懇切丁寧な御指導をしていただくとともに、様々な場面において紙面に書き綴れないほどの数多くの御助力をいただきました。心より感謝申し上げます。同研究科の塩崎一郎准教授、また、野口竜也助教からは本研究の内容を充実させる上で大変貴重なコメントをいただきました。また、本審査の審査員として、加わっていただいた同研究科の小野祐輔准教授には、深く感謝しております。

東京工業大学大学院総合理工学研究科の盛川仁教授には、本研究の根幹をなすところの MWP 法に基づく解析プログラムをご提供いただくとともに、研究成果について発表・議論する場を与えてくださったことに大変感謝致しております。早稲田大学理工学研究所招聘研究員の安井讓先生には、レーバ関数解析に関する参考資料のご提供や本研究の改善などに関わるご助言をいただきました。本研究に使用しました常時微動アレー探査および重力探査データ（一部）は、当時、鳥取大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室に在籍しておられた方々により行われたものです。心より感謝いたします。（独）防災科学技術研究所が公開・提供している K-NET および KiK-net の観測サイトにおける地震観測記録を使用させていただきました。また、重力探査および磁気探査データは、地質調査総合センターが発行しているデータを使用させていただきました。国土地理院が提供している DEM についても使用させていただきました。一部の図の作成には、GMT²⁾ を使用しました。ここに記して、感謝の意に代えさせていただきます。

参考文献

- [1] 国土地理院. 国土地理院 (2001) : 高度 5000 mにおける全国航空磁気異常図. 国土地理院, 2001. 最終閲覧日 : 2015 年 2 月 7 日.
- [2] P. Wessel and W. H. F. Smith. Free software helps map and display data. *Amer. Geophys. U.*, Vol. 72, p. 441, 1991.