

論文 / 著書情報
Article / Book Information

題目(和文)	地震記録を用いた深部地盤のS波速度構造モデルの推定法に関する研究
Title(English)	
著者(和文)	鈴木晴彦
Author(English)	Haruhiko Suzuki
出典(和文)	学位:博士(工学), 学位授与機関:東京工業大学, 報告番号:甲第7800号, 授与年月日:2009年9月25日, 学位の種別:課程博士, 審査員:山中 浩明
Citation(English)	Degree:Doctor (Engineering), Conferring organization: Tokyo Institute of Technology, Report number:甲第7800号, Conferred date:2009/9/25, Degree Type:Course doctor, Examiner:
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

地震記録を用いた深部地盤の
S波速度構造モデルの推定法
に関する研究

2009年9月

東京工業大学大学院 総合理工学研究科

環境理工学創造専攻

鈴木晴彦

目次

1 序論	1
1.1 本研究の背景	1
1.2 本研究の目的	3
1.3 既往の研究	4
1.3.1 深部地盤の物理探査	4
1.3.2 地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定	7
1.3.3 他種データを用いた同時逆解析方法	9
1.4 本論文の構成	11
1.5 参考文献	13
2 地震動の表面波部分の H/V スペクトルと深部地盤の S 波速度構造モデルの 関係	21
2.1 はじめに	21
2.2 解析方法	23
2.3 H/V スペクトルと深部地盤の S 波速度構造モデルの関係	24
2.3.1 はじめに	24
2.3.2 ボーリングデータとの比較	24
2.3.3 微動アレイ探査結果との比較	37
2.4 数値実験による S 波速度構造モデル推定に関する妥当性の検討	47
2.5 まとめ	52
2.6 参考文献	53
3 S 波波形逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデルの推定方法の提案	55
3.1 はじめに	55
3.2 解析方法	57
3.3 数値実験	59
3.3.1 解析に用いたモデルと擬似観測データの作成	59

3.3.2	逆解析結果	60
3.3.3	表層の低速度層の影響	69
3.4	KIK-NET 成田観測点への適用	71
3.4.1	逆解析結果	71
3.4.2	地震基盤の S 波速度の影響	76
3.5	KIK-NET 西野原観測点への適用	78
3.6	琵琶湖地域への適用	83
3.6.1	逆解析結果	83
3.6.2	入射波に見られる震源パラメータの特性	91
3.6.3	解析区間の影響	94
3.7	まとめ	95
3.8	参考文献	96
4	地震記録と微動探査データの同時逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデルの推定	99
4.1	はじめに	99
4.2	解析方法	101
4.3	数値実験	103
4.3.1	解析に用いたモデルと擬似観測データ	103
4.3.2	逆解析結果	107
4.3.3	モデルの推定誤差	118
4.3.4	逆解析における誤差分布	124
4.3.5	地震基盤の S 波速度が結果に与える影響	128
4.3.6	表面波位相速度の周期範囲が結果に与える影響	129
4.3.7	周波数領域レシーバー関数の逆解析	131
4.4	KIK-NET 成田観測点への適用	136
4.4.1	逆解析結果	136
4.4.2	モデルのばらつきと PS 検層結果との比較	148
4.5	まとめ	150
4.6	参考文献	151

5	地震記録を用いた琵琶湖地域における 3次元速度構造モデルの構築..	153
5.1	はじめに	153
5.2	琵琶湖周辺の地質と物理探査データ	155
5.2.1	琵琶湖周辺地域の地形と地質	155
5.2.2	深層ボーリングおよび物理探査データ	158
5.2.3	3次元 S 波速度構造モデルの構築方針	166
5.3	初期モデルの作成	168
5.3.1	作成方法	168
5.3.2	基盤岩類および古琵琶湖層群の上面深度分布	169
5.3.3	堆積層内の層区分	169
5.3.4	基盤岩類の風化帯の導入	170
5.3.5	速度層の上面深度分布	171
5.3.6	S 波速度および密度値の設定	172
5.4	H/V スペクトルを用いた初期モデルの修正	173
5.4.1	地震動の H/V スペクトル	173
5.4.2	初期モデルの修正	175
5.5	同時逆解析による S 波速度構造モデルの修正	182
5.6	中規模地震の再現計算による S 波速度構造モデルの妥当性の検証	195
5.6.1	震源と地殻・マントル構造のモデル化	195
5.6.2	計算方法	197
5.6.3	計算結果と観測記録の比較	198
5.7	まとめ	205
5.8	参考文献	206
6	結論	209
	本論文に関連した発表	211
	謝辞	215

1 序論

1.1 本研究の背景

強震動予測において、震源特性、地殻・マントルでの伝播特性、観測点近傍の地盤による増幅特性の把握が重要である。特に大規模な平野では、広い周期帯域の地震動に及ぼす深部地盤の影響が大きいことが知られている。

1923 年関東地震においては、東京で観測された強震記録と関東平野の地下構造の関係について議論されている（例えば、那須・森岡，1973；横田ほか，1989；横田ほか，1990）。東京大学の本郷構内で観測された今村式 2 倍強震計の本郷の記録では、周期 7～8 秒の成分の震動がみられ、関東平野の地下構造による表面波（ラブ波）の特徴と調和すると結論付けている（横田ほか，1989）。さらに、その震動は 6 分程度続き、超高層建築をはじめとする減衰の小さい長周期構造物の耐震設計上注目すべきことであるとしている。1995 年兵庫県南部地震ではいわゆる震災の帯の形成原因について、神戸市周辺の深部地盤構造の不整形性と関連付けて議論されている（例えば、Kawase，1996；源栄・永野，1996）。2008 年新潟県中越沖地震では、柏崎・刈羽原子力発電所において、設計値を超える非常に強い地震動が観測され、近接している 1 号機建屋と 5 号機建屋の基礎盤上において最大加速度が 1.5 倍異なるデータが観測された（東京電力株式会社，2008）。設計値を超える強い地震動の原因としては、震源での応力降下量が同規模の平均的な地震に比べて 1.5 倍大きいことに加え、地震基盤の傾斜構造と震源位置との関係性が議論され、1 号機・5 号機建屋の観測強震動の差異は、地震基盤以浅の地層の褶曲などの 3 次元地下構造の影響によるものであると考えられている（川辺・釜江，2008）。

また、近年都市域において超高層ビルの建築が盛んに行われ、超高層ビルが対象となるようなやや長周期地震動が構造物に及ぼす影響が注目されている。1984 年長野県西部地震では、新宿の超高層ビルのエレベータに被害が見られ、周期 5 秒程度の 1 分ほど続く地震波が影響を及ぼしたと考えられている（村松，1988）。2003 年十勝沖地震の際のスロッシングの原因も周期数秒から十数秒程度のやや長周期地震動であることが指摘されている（畑山ほか，2004）。これは、勇払平野において表面波が励起され、やや長周期の地震動が大幅に増幅されたためと考えられる（Aoi et al., 2008）。

このように、震源付近から対象地域周辺までの深部地盤構造がやや長周期地震動の特性に強く影響を及ぼしており、強震動予測では広い地域の深部地盤の速度構造モデルを精度良く構築することが求められている。特に S 波速度の分布が重要になっている。深

1.1 本研究の背景

部地盤の S 波速度構造を探查する手法としては、ボーリング孔における PS 検層、屈折・反射法地震探查、微動探查などが挙げられる。近年、地震動シミュレーションのための大規模平野の 3 次元 S 波速度構造モデルが数多く作成されている（例えば、堀川ほか,2003；山中・山田,2006 など）が、これらの研究では、上記に挙げた物理探查データを基に S 波速度構造モデルが構築されている。こうした深部地盤を対象とした物理探查のデータは、地方公共団体の交付金による堆積平野の地下構造調査などが行われることにより、近年飛躍的にデータが蓄積されつつあるが、関東平野、大阪平野、京都盆地、濃尾平野などの大都市圏にデータが偏っており、中小規模の平野や盆地では十分な密度のデータが無いのが現状である。

一方、1995 年兵庫県南部地震を契機に K-NET(Kinoshita,1998)に代表される強震観測点が全国的に整備され、地方自治体の震度計データも公開されつつある。このような現状を考えると、地震観測記録の分析による地下構造の推定技術を開発することは、通常の物理探查と同様に地震動評価のための地盤モデルの作成上重要になってくると考えられる。地震記録を用いて物理探查と同様に精度の高い S 波速度構造モデルの推定が可能であれば、物理探查データが少ない地域でも S 波速度構造モデルを構築できると期待され、物理探查データが多い地域においてもそれらの内外挿に地震記録を用いることによって、S 波速度構造モデルを高精度にすることができると考えられる。

既往の 3 次元 S 波速度構造モデルの作成に関する研究では、構築された 3 次元 S 波速度構造モデルを用いて中小地震の再現計算を行い、モデルの妥当性の検証が行われている。最近では、地震波形を用いた 2 次元・3 次元 S 波速度構造モデルのチューニングも行われている（例えば、Ji et al.,2000；Zhao et al.,2004；引間，2007；岩城・岩田，2009）。2 次元・3 次元 S 波速度構造モデルのチューニングでは、観測点直下だけではなく、山地部と平野部の境界や地震計が設置されていない地域も含めて速度境界面の逐次修正が非線形最小二乗法によって行われている。したがって、修正すべきモデルのパラメータが多く、ヤコビアン行列の計算に多量の計算量が必要になるため、反復計算の回数を多くすることが難しく、精度の良い初期モデルが必要である。S 波速度構造モデルを構築する際に、地震波形を用いた地震観測点直下における S 波速度構造モデルの推定が可能となれば、S 波主要動や表面波部分の周期特性や位相特性を説明できる S 波速度構造モデルの構築が可能になり、観測記録の再現性がより向上すると期待される。したがって、こうした 1 次元 S 波速度構造モデルを合わせて初期モデルとして用いれば、非線形最小二乗法による 2 次元・3 次元の S 波速度構造モデルのチューニングもより効率よく行われると考えられる。しかし、こうした地震動評価のための S 波速度構造の推定

に、地震記録を用いる試みはある程度行われているが（例えば、小林ほか、1998）、物理探査のひとつとして積極的に使われることは多くはない。

1.2 本研究の目的

本研究では、地震記録を深部地盤の S 波速度構造の推定に用いることを目的として、地震記録、特に振幅の大きな S 波主要動および表面波部分を用いた S 波速度構造推定法を提案する。表面波部分では、コーダ部分の H/V スペクトルのピーク周期を用いる。H/V スペクトルのピーク周期は比較的安定しているが、振幅は地震によるばらつきが大きい。コーダ部分のレイリー波とラブ波の比率や実体波の影響、地震の到来方向による影響を適切に評価することが難しいため、本研究では、ピーク周期のみを用いることとする。数値実験の結果よりピーク周期を満たす S 波速度構造モデルのパラメータは広範囲に分布することから、逆解析によって S 波速度構造の推定を行なうものではなく、初期モデルを修正する方法としての位置付けである。また、S 波主要動のデータを用いた S 波速度構造推定法では、S 波主要動部分のトランスバース成分の波形を用いて、遺伝的アルゴリズムによる逆解析により S 波速度構造の推定を行う。遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法が適用できることで、物理探査データの少ない中小規模の盆地や平野においても本手法を適用することができると考えられる。

これらの手法による S 波速度構造の修正および逆解析では、S 波速度構造モデルの S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られた。本研究ではより信頼性の高い S 波速度構造モデルを推定することを目的として、異なる種類のデータを用いた同時逆解析手法を提案する。地震記録としては、上記の S 波データおよび H/V スペクトルのピーク周期に加えレシーバー関数についても用いることにした。さらに、S 波速度構造探査として実績のある微動探査（岡田ほか、1990）のデータを加えた。数値実験および実記録への適用により、本手法の有効性・適用限界についての検討を行う。物理探査データや地震波データを用いた逆解析法にはそれぞれの特徴がある。数値実験ならびに実データへの適用を通じて、それぞれの手法の特徴を把握することは、推定された S 波速度構造の推定精度を把握する上で重要である。

1.3 既往の研究

本節では、「深部地盤の物理探査」、「地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定」、「他種データを用いた同時逆解析」について、既往の研究のレビューを行い、本研究の目的や意義を明確にする。

1.3.1 深部地盤の物理探査

(1) ボーリング孔における PS 検層

わが国において、ボーリング孔における検層は、昭和 30 年代後半から石油・天然ガス開発の分野で行われており（例えば、畠山，1964；石井，1962；石油公団，1968），新潟・秋田油田地域や苫小牧地域などでは最大深度約 6km にも及ぶ大深度ボーリング孔において実施されている（石油公団，1994；石油公団，1998；石油公団，2003）。ダウンホール法やサスペンション法による検層，VSP 探査などが行われている。これらの検層結果は，反射法地震探査の速度解析に使われ，地質と P 波速度の関係を把握するために有用である（例えば，吉田ほか，2007）。ただし，石油・天然ガス採掘が主目的であるため P 波検層のみが実施されており，S 波速度についてはほとんどデータが無い。

一方，地震防災を目的として，関東平野の深度数 km 級のボーリング孔における PS 波検層は 1970 年代後半から現在に至るまで行われ，詳細な速度構造の探査がなされている（例えば，山水，2004）。これらの調査では，P 波だけでなく，地震動予測で最も重要な S 波速度の測定がなされており，関東地方の S 波速度構造モデルを作成する上で大変貴重なデータである。関東平野の中央部では，岩槻，下総，府中，江東において深度 3km に達するようなボーリング孔の掘削が行われ地震基盤である先新第三系の基盤が確認され，PS 検層が実施されている（太田ほか，1977；太田ほか，1978；山水ほか，1981；鈴木，1996）。PS 検層特にサスペンション法による検層では，地表面からの物理探査データでは推定が難しい地層内の細かな速度の揺らぎや速度の深度依存性なども測定が可能である。また，防災科学技術研究所の KiK-net 観測点では，ほぼすべての地震観測点においてダウンホール法による PS 検層が実施されており（青井ほか，2000），観測された地震波の特性を理解するうえで大変重要なデータである。

VSP 探査は，基本的には，1 本のボーリング孔を利用して，地表で発震した地震波を孔内で受振し，ボーリング孔周辺の地下構造を調べるものである。測定方法はダウンホール法による PS 検層と同じであるが，直達波の初動だけでなく，速度境界面から反射する波も利用して地下構造を推定する手法である。受振器を反射面近傍に設置できるた

め、下記に示す反射法地震探査よりも高分解能な探査が可能になる。上記で述べた府中観測井（山水ほか，1991），岩槻・下総観測井（笠原ほか，1992；山水ほか，1992a,b；山水ほか，1993）などで実施されている。

しかし，広域の3次元S波速度構造モデルを構築するためには，多くのボーリングデータが必要であり，コストの面からPS検層データだけの構築は現実的ではない。したがって，ボーリングの数をできるだけ減らして，以下に挙げるような物理探査データを空間的に補完してゆくのが現実的であろう。

(2) 屈折法・反射法地震探査

関東平野における深部構造の屈折法地震探査は，昭和30年代から上述した石井（1962）や畠山（1964）などで行われている。1970年代に入ると，首都圏を中心とした大規模な探査が行われ，夢の島人工地震実験として知られている（嶋ほか，1976，1978；瀬尾・小林，1979；山中ほか，1986；鈴木ほか，1993）。Koketsu and Higashi(1992)では，これらのデータをコンパイルし，関東平野中心部の約100 km×100 kmの範囲の基盤深度の分布を得ている。また，大阪平野では1980年代後半（鳥海ほか，1990），中京圏では1980年より（正木・飯田，1981）大規模屈折法地震探査が実施されている。これらの探査では，広域の基盤構造を解明することができるが，P波速度構造であることや観測点密度が必ずしも十分でないために比較的単純な速度構成の地盤モデルとなる特徴がある。

反射法地震探査は，1990年代はじめに首都圏で行われた（例えば，浅野ほか，1991；山水ほか，1991；山水，1992a,bなど）。さらに，地方公共団体が地震関係基礎調査交付金により平成10年度から平成16年まで主要な堆積平野の地下構造調査が実施しており，すべての地方公共団体の調査で反射法地震探査が実施された（例えば，愛知県，2000；三重県，2004）。反射法地震探査では，反射波の走時により各層のP波速度を推定するが，最下層（地震基盤）では，地震基盤内の境界面からの反射波を測定しなければP波速度は推定できないため，反射法地震探査の測線端でバイブレータによる繰り返し発震を行い，地震基盤を通る屈折波を測定し，地震基盤のP波速度や堆積層のP波速度を推定しており，屈折法地震探査と反射法地震探査を同時に実施することが主流になっている。反射法地震探査では，反射波からだけでは地層内の区間速度を精度良く推定することが難しく，測線近傍で実施されるボーリング孔での地質層序や検層結果を参考にして，深度変換を行うことが一般的であり，時間断面から深度断面への変換の精度がやや低いことが問題である。

1.3 既往の研究

一般的な反射法地震探査で得られるのは P 波速度構造であるが、近年、S 波パイプリータによる S 波反射法地震探査（川崎ほか，2006）や P 波発振により PS 変換波を測定して S 波速度構造を推定する試み（加野ほか，2004）も行われている。しかし、S 波発振のパワーが P 波に比べると相対的に小さいため、探査深度が数 km に及ぶようなときには、地震基盤からの反射波の測定が困難である場合や明瞭な PS 変換波を測定できない場合などもあり、さまざまな条件の基で適用するには課題が残されている。

屈折法・反射法地震探査は、ボーリング孔における検層に比べればコストの面で優れているが、反射法探査に関わるコストは小さくなく、耐震設計などを目的とした地盤モデルの作成において反射法地震探査が行われることは多くはない。

(3) 微動探査

上記のように屈折法・反射法地震探査は、広域の速度構造モデルを作成するための有力な調査法であるが、主に P 波速度構造の推定が中心となっている。地表から S 波速度構造を推定する手法として、微動探査が近年注目されている。微動を用いた S 波速度構造探査の理論については、Aki(1957)により空間自己相関法（SPAC 法）が提唱され、その後、岡田・坂尻（1982）や Horike(1985)などにより実用化が始まり、各地の S 波速度構造探査として実施されている。微動の発生源の多くは地表面や海底面にあり、微動中の波のパワーは実体波より表面波が圧倒的に大きいと考えられている（物理探査学会，1998）。微動探査は、主に上下動成分の微動計を用いて、地下の速度構造に起因するレイリー波の位相速度を測定するものである。微動という振動源を必要としない受動的な探査であるため、都市域の S 波速度構造探査として非常に有効であり、上記に示した地震関係基礎調査交付金による地方公共団体の堆積平野の地下構造調査の多くで実施され、また、建築の耐震設計にも活用されている（福元・三町，2006）。

関東地方では、深度 3～4 km 程度（例えば、山中ほか，1999；松岡・白石，2002）の S 波速度構造が得られており、国松ほか(2005)による勇払平野、関口ほか（2006）による高田平野、津野・工藤（2008）による御前崎地域において深度 4～6 km 程度までの S 波速度構造をターゲットとした探査も実施されている。微動探査の探査深度は、微動計の間隔によって決まるが、微動のパワーの低下などの原因で長周期帯域までのデータの取得が難しい場合があり、その場合には探査深度は低下する。山中ほか(1995)では、周期 5 秒以上において取得できなかった微動の位相速度を、Kinoshita et al.(1992)による自然地震の長周期表面波から得たデータにより補強し、ボーリング孔データと整合する結果を得ている。このように、長周期帯域のデータが欠如する場合があるため、地震

基盤の S 波速度や深度を精度良く推定するためには、既知情報や他種類のデータの情報を利用する必要がある。

最後に、地震動シミュレーションのための S 波速度構造モデルの構築における、微動探査の長所を指摘しておく。通常の反射法地震探査では、パイプレータによるスイープ震源が用いられており、周波数 8Hz~10Hz 程度以上のスイープ震源を用いることが多い（例えば、川崎市，1999；大阪府，2003）が、微動探査で得られる表面波の位相速度は概ね 0.1 秒から 10 秒弱程度である。このように、微動探査で対象としている周期範囲と強震動予測で対象となる周期範囲はほぼ同じであり、強震動予測のための S 波速度構造モデルの推定に適した手法であると言える。以下に示す地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定法にも、同様のことが言え、地震動のシミュレーションのための S 波速度構造の探査手法として優れた手法であると期待される。

1.3.2 地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定

地震記録を用いて堆積層の S 波速度構造を推定する手法としては、レシーバー関数法（例えば、Langston,1979）、表面波の位相速度解析（御子柴・木下，1989；三浦・翠川，2001；福元ほか，2004）や群速度解析（Yamanaka et al., 1989）、レイリー波の水平動と上下動の比を用いた解析（工藤・坂上，1984；田中ほか，2008；小林・儘田，2009）などがある。また、P 波や S 波初動の走時解析もトモグラフィ手法（例えば；Zhao et al., 1994；Nakajima et al., 2001；Matsubara et al., 2008）によって速度構造を推定することが可能ではあるが、浅部堆積層の分解能が低くなることも多く、現状の強震観測点の分布では堆積層の S 波速度構造の推定に適用されることは少ない。

レシーバー関数法は、地震基盤と堆積層の境界面などの速度境界面において P 波から S 波に変換される波を用いたものであり、P 波初動付近のラディアル成分とトランスバース成分の波形を用いる。ラディアル成分の波形を上下動成分の波形でデコンボリューションすることにより、PS 変換波を抽出するものである。以前は、遠地地震の記録を用いて地殻やマンツルの S 波速度構造を推定する手法として用いられてきたが（例えば、Priestley, 1988；Shibutani et al.,1996；Last et al.,1997）、近年、地震工学の分野でも応用されており、地震基盤以浅の S 波速度構造の推定法として用いられている（小林ほか，1998）。上記の研究ではラディアル成分と上下動成分のスペクトル比を逆フーリエ変換して時刻歴のレシーバー関数を求めているが、小林ほか（2003）では、ラディアル成分と上下動成分のスペクトル比を用いて S 波速度構造の推定を試みている。また、Yamanaka and Aoi(1996)では、ラディアル成分の時刻歴波形から PS 変換波の位相を読

1.3 既往の研究

み取り S 波速度構造の作成に利用している。これらの方法では、P 波初動を用いるため、P 波初動が観測されていない地震記録には適用できない。また、S-P 時間が短く PS 変換波が到達する時間と S 波が到達する時間がほぼ同じ場合には適用できない。大規模地震の余震観測ではこのようなデータが多く、適用が難しい。

表面波の位相速度や群速度の解析は、表面波の分散性の特徴を利用した手法である。三浦・翠川(2001)では、横浜市の地震計ネットワークのデータを用いて、センブランス解析によりラブ波の位相速度と伝播方向を推定している。周期 5 から 10 秒程度のラブ波の位相速度を推定し、レシーバー関数や微動探査データに基づいて作成された S 波速度構造モデルで説明可能であることを示した。また、福元ほか(2004)では、地震計間の距離が 400m~500m であるアレイ観測を実施して、新島近海の地震や 2000 年鳥取県西部地震で観測されたデータの解析を行なっている。センブランス解析により周期 5~10 秒程度のラブ波の位相速度、周期 2~7 秒程度のレイリー波の位相速度を推定し、微動探査によるデータと組み合わせてより信頼性の高い深部 S 波速度構造モデルの推定を行なっている。この方法では、比較的近い距離に複数の地震計を設置する必要があることや周期 5 秒以下の表面波の位相速度や群速度を推定することが難しいなどの問題点がある。

レイリー波の水平動と上下動の比を用いた手法では、表面波部分からレイリー波のみを抽出するために、水平動と上下動の位相差が 90 度になるような方向に水平動成分を回転させて、スペクトル比を計算している(田中ほか, 2008)。平野内や盆地内で生成される表面波は、震央方向からだけではなく、平野・盆地と山地部の境界から発生して到来する表面波もあり、1 地点の観測記録からだけでは、レイリー波のみを抽出することは難しいと考えられる。また、水平動にはラブ波成分も含まれているため、表面波のレイリー波とラブ波の構成比率を推定する必要があるが(例えば、松島・岡田, 1990; Arai and Tokimatsu, 2000)、1 つの観測点のみのデータから構成比を推定することは難しい。

強震動予測においては、S 波主要動の特徴を精度良く推定することが重要であるが、S 波部分を用いて S 波速度構造モデルを推定する試みは少ない。引間(2007)では、波数積分法によるフォワード計算を用いて、その逆解析によって 1 次元の S 波速度構造を推定する試みを行っている。この方法では、震源域から平行層を仮定するので、複数地点での逆解析で異なるモデルが得られると震源域で矛盾が生じる可能性がある。また、短周期帯域まで含めると計算量が大きくなる。また、Ji et al.(2000)や岩城・岩田(2009)では、波形インバージョンによる 2 次元、3 次元の S 波速度構造モデルの修正を行なっている。これらの方法では、山地部と平野部の境界地域や地震計が設置されていない地

域の速度境界面の修正を行なうため、修正するパラメータが多い。上記に挙げた研究では、計算量や修正するパラメータが多いため、最小二乗法によるモデルの修正が行なわれている。最小二乗法によるモデルの推定では解析結果が初期モデルに依存するため、精度の高い初期モデルが必要である。したがって、既往のボーリングデータや物理探査データの少ない地域では、遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法を用いた S 波速度構造の推定法が必要になる。表 1-1 に地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定法の概要および問題点をまとめる。

表 1-1 地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定法の概要および問題点

	手法の概要	手法の問題点
レシーバー関数法 (Langston, 1979; 小林ほか, 1998)	P波初動付近のラディアル成分の波形を上下動成分の波形でデコンボリューションすることにより、PS変換波を抽出する。	P波初動が観測されていない記録では適用難。 S-P時間が短い記録では適用難。
表面波の位相速度や群速度の解析 (三浦・翠川, 2001; Yamanaka et al., 1989)	表面波の分散現象を利用した手法。地震記録により、レイリー波、ラブ波の位相速度、群速度の推定が可能。	比較的近い距離に複数の地震計を設置する必要。 周期5秒程度以下の位相速度や群速度の推定が難しい。
レイリー波の水平動と上下動の比を用いる方法 (工藤・坂上, 1984; 田中ほか, 2008)	表面波部分からレイリー波の水平動と上下動の振幅比を推定する方法。	レイリー波とラブ波の構成比率を推定する必要がある。 長周期帯域のS/Nの状況によりスペクトルが安定しない場合がある。
初動トモグラフィ (Zhao et al., 1994; Matsubara et al., 2008)	主に、地震動のP波初動とS波初動のデータを用いて、トモグラフィ法により3次元速度構造を推定する。絶対走時だけでなく、PP-P、SS-Sなどの相対走時也用いられる。	浅部堆積層の分解能が低くなるが多く、現状の強震観測点の分布では堆積層のS波速度構造推定に適用されることは少ない。
波形逆解析による方法(1D) (引間, 2007)	波数積分法によるフォワード計算を用いて、その逆解析により一次元S波速度構造を推定する。	震源域から平行層を仮定するので、複数地点での逆解析で異なるモデルが得られると震源域で矛盾が生じる可能性がある。 短周期帯域まで含めると計算量が大きくなる。
波形逆解析による方法 (2D, 3D) (Ji et al., 2000; 岩城・岩田, 2009)	差分法などによるフォワード計算を用いて、速度境界面の深度や層のS波速度を非線形最小二乗法により推定する。	山地部と平野部の境界域の速度境界面の修正を行なうなど修正するパラメータが多いため、精度の高い初期モデルが必要。

1.3.3 他種データを用いた同時逆解析方法

物理探査データの逆解析問題において、パラメータ間のトレードオフを回避するために、複数の物理探査データを用いた同時逆解析が多く行われている(Vozoff and Jupp, 1974)。一般に、観測データには多少なりとも不完全な部分があり、モデルに不確かさが生じることが多い。例えば、微動探査では本質的に長周期のパワーが低下し、位相速度の推定が難しくなることがある。また、観測データには、様々なタイプのノイズも含まれており、それらの影響もモデルの不確かさの原因になる。

S 波速度構造の推定に関する研究では、Kurose and Yamanaka(2006)による、レシーバー関数と微動探査データの同時逆解析の研究がある。Kurose and Yamanaka(2006)

1.3 既往の研究

によると、レシーバー関数による逆解析では、表層部分の S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られるが、微動探査データでは表層部分の推定精度は高いが、基盤深度の推定精度が低いことが特徴である。両者のデータを同時に逆解析することにより、レシーバー関数のみの逆解析で生じる S 波速度と層厚の間のトレードオフや、位相速度のみの場合に問題となる深部構造の任意性の問題が回避されることを示した。Arai and Tokimatsu(2005)では、微動探査による位相速度と微動の H/V スペクトルを用いた同時逆解析を行なっている。位相速度のデータだけによる逆解析の結果では、工学的基盤の深度や S 波速度が PS 検層データと対応しないが、H/V スペクトルデータを加えることにより、推定された工学的基盤の S 波速度や深度は PS 検層結果と良く整合する結果となった。Arai and Tokimatsu(2005)では、ランダムに発生させた複数の初期モデルにより非線形最小二乗法により逆解析を行なっているが、推定された S 波速度構造のばらつきも小さくなっている。これは、位相速度で欠落している長周期側のデータを微動の H/V スペクトルのデータで補ったためであると考えられる。小林(2008)では、P コーダ波と S コーダ波の H/V スペクトルの同時逆解析による S 波速度構造の推定を試みている。その結果、基盤深度の任意性が低くなり安定した解を推定できるとしている。しかし、これらの手法では、ラブ波の寄与などの H/V スペクトルの理論モデルの妥当性が十分に確認されているわけではない。

また、山中ほか(2005)では、微動 H/V スペクトルのピーク周期と電気探査データを用いた同時逆解析を提案している。この手法では、弾性波速度と比抵抗の不連続面が一致することを拘束条件にすることによって、パラメータ間のトレードオフを回避しようとするものである。見掛比抵抗分布では、工学的基盤の厚さに対する感度が低く、H/V スペクトルのピーク周期には工学的基盤層の厚さと S 波速度に非常に強いトレードオフの関係が見られたが、同時逆解析を行うことにより、見掛比抵抗データによって工学的基盤の深さを拘束することができ、浅部の S 波速度構造を簡便に推定している。

複数の種類のデータの同時逆解析ではないが、馮ほか(2003)では、複数地点における微動探査データを連結して解析することにより、解の唯一性が改善されることを示した。このように、複数の物理探査データを用いることにより、一種のスタッキングの効果を得られ、パラメータ間のトレードオフの問題が回避でき、S 波速度構造モデルを安定して推定できることが示されている。

1.4 本論文の構成

本論文は、「地震記録を用いた深部地盤の S 波速度構造モデルの推定法に関する研究」と題して、以下の 6 章からなっている。

第 1 章「序論」では、堆積平野での深部地盤がやや長周期地震動の特性に強く影響を及ぼし、強震動予測においては深部地盤の S 波速度構造モデルを精度良く構築する必要があることを述べている。関連した既往の研究についてまとめ、深部地盤の S 波速度構造モデルを構築するために、探査費用や作業効率および地震動評価で対象となる周波数帯域の波動を用いていることから、微動探査法が有効であることを述べるとともに、地震記録を用いた S 波速度構造モデルの推定も有効な方法であることを指摘している。また、他種データを用いた同時逆解析を行うことにより、深部地盤の物性パラメータ間のトレードオフの問題を回避でき、S 波速度構造モデルを安定して推定できる可能性を指摘している。これらの研究のレビューから、本研究の目的を明らかにしている。

第 2 章「地震動の表面波部分の H/V スペクトルと深部地盤の S 波速度構造モデルの関係」では、地震動の表面波部分の上下動に対する水平動のスペクトル比（以下、H/V スペクトル）とレイリー波の理論楕円率のピーク周期とが良く一致することを確認し、数値実験による逆解析の誤差分布の検討に基づいて、S 波速度と層厚の間のトレードオフの関係が強いことなどを指摘している。さらに、H/V スペクトルだけでは S 波速度構造モデルの推定が困難であることを示し、H/V スペクトルのピーク周期のみを拘束条件として用いること、もしくは他種類のデータとの同時逆解析が必要であることを述べている。

第 3 章「S 波波形逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデルの推定方法の提案」では、地震動の S 波主要動部分の波形を用いた深部地盤の 1 次元 S 波速度構造モデルの推定法を新たに提案している。数値実験に基づいて本手法の妥当性を確認した後に、関東平野および琵琶湖地域で観測された地震記録に本手法を適用している。関東平野での事例では、速度検層による S 波速度構造モデルと一致する結果が得られ、そのモデルによって地震波の増幅特性もよく説明できることを示している。また、琵琶湖地域での適用例では、微動探査によるレイリー波の位相速度や地震動の H/V スペクトルのピーク周期が推定した S 波速度構造モデルに基づく理論値とほぼ一致することを示している。

第 4 章「地震記録と微動探査データの同時逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデルの推定」では、上記の S 波主要動および H/V スペクトルに加え、レシーバー関数と表面波の位相速度を同時に逆解析することによって、より信頼性の高い S 波速度構造モ

1.4 本論文の構成

デルを推定する方法について述べている。観測データの分析から得られる各物理量の単独逆解析における誤差を規格化して平均したものを同時逆解析の誤差と定義し、数値実験および実データへの適用を行い、複数のデータを用いることにより、堆積層の S 波速度構造だけでなく、単独逆解析では推定が難しい地震基盤の S 波速度の推定精度も向上することを明らかにしている。誤差分布に基づく考察から、S 波主要動とレシーバー関数に関する誤差分布の形状は似ているが、誤差分布の形状が異なる表面波の位相速度との同時逆解析によって効果的にモデルを構築できることを示している。

第 5 章「地震記録を用いた琵琶湖地域における 3 次元速度構造モデルの構築」では、琵琶湖地域において地質データに基づく深部地盤モデル、そのモデルを H/V スペクトルのピーク周期を用いて修正したモデルおよび地震記録と微動探査データの同時逆解析により推定したモデルの 3 種類の 3 次元 S 波速度構造モデルを用いて、中規模地震による地震動のシミュレーションを行った。観測波形と計算波形の比較から、同時逆解析に基づくモデルが観測波形を最もよく再現することができることを示し、本研究で提案した同時逆解析による方法が地震動評価に適した深部地盤の S 波速度構造モデルの推定に有効であることを述べている。

第 6 章「結論」では、本研究で得られた成果を総括している。

以上を要するに、本論文は、強震動予測のための深部地盤の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築を目指して、地震記録の S 波主要動部分の波形を用いた 1 次元 S 波速度構造モデルの推定法を新たに提案し、さらに、レシーバー関数、H/V スペクトル、表面波の位相速度と共に同時に逆解析することによって精度の高い S 波速度構造モデルを推定できることを示したものである。

1.5 参考文献

- 愛知県(2000):平成 11 年度 濃尾平野の地下構造調査に関する調査成果報告書,
<http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi6Cfrm.htm>.
- Aki, K., (1957): Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415-456.
- 青井 真・小原一成・堀 貞喜・笠原敬司・岡田義光(2000): 基盤強震観測網(KiK-net), 日本地震学会ニューズレター, 12, 3, 31-34.
- Aoi, S., Honda R., Morikawa N., Sekiguchi H., Suzuki H., Hayakawa Y., Kunugi T., and Fujiwara H. (2008): 3D finite-difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, **113**, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.
- Arai, H. and K., Tokimatsu, (2000): Effects of Rayleigh and Love waves on microtremor H/V spectra, *Proc. 12th World Conf. on Earthquake Engineering*, paper 2232, CD-ROM.
- Arai, H. and K., Tokimatsu, (2005) S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical(H/V) spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1766-1778.
- 浅野周三・安井 讓・平間邦興・若松邦夫・桑原 徹・奥田 暁・鈴木宏芳・笠原敬司・山水史生・井川 猛・太田陽一(1991):首都圏における反射法地下構造調査2. 府中 VSP 調査による速度・減衰構造, 地震学会講演予稿集, **2**, 150.
- 物理探査学会(1998):物理探査ハンドブック 手法編, 203p.
- 馮 少孔・杉山長志・山中浩明(2003): 微動アレイ探査における多地点同時逆解析, 物理探査, **56**, 1-11.
- 福元俊一・山中浩明・翠川三郎・入江紀嘉(2004): 微動と地震動の水平アレイ観測によるやや長周期帯域地震動の評価ー京葉臨海地域における S 波速度構造と表面波の波動特性ー, 日本地震工学会論文集 **4**, 87-106.
- 福元 俊一・三町 直志 (2006) : 建築の耐震設計におけるアレイ微動探査の活用, 物理探査, **59**, 151-162.
- 畠山 勉(1964): 関東平野における物理探査の総合研究, 物理探査, **17**, 51-71.
- 畑山 健・座間信作・西 晴樹・山田 實・廣川幹浩(2004):2003 年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害, 地震, 第 2 輯, **57**,

1.5 参考文献

83-103.

引間和人 (2007): 波形インバージョンによる 3 次元速度構造モデルの構築とそれを用いた震源過程解析, 東京大学大学院理学系研究科, 学位論文, pp171.

堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉隆信・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka (2003): 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, **3**, 225-259.

Horike, M.(1985): Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure shown to the basement in urbanized areas, *J. Phys. Earth*, **33**, 59-96.

石井基裕 (1962) : 関東平野の基盤, 石油技術協会誌, **27**, 615-640.

岩城麻子・岩田知孝(2009): 地震波形インバージョンによる大阪堆積盆地の 3 次元基盤面形状推定の試み, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, S152-P016.

Ji, C., D. V. Helmberger, and D. J. Wald (2000): Basin Structure Estimation by Waveform Modeling: Forward and Inverse Methods, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 964-976.

加野 直巳・横倉隆伸・山口和雄・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍(2004):大阪平野南部における PS 変換波反射法調査, 物理探査学会第 111 回(平成 16 年度秋季)学術講演会講演論文集, 69-72.

笠原敬司・山水史生・鈴木宏芳・井川 猛・太田陽一・稲盛隆穂(1992): 岩槻深層観測井における反射法地震探査(3), 地震学会予稿集, **2**, 15.

川辺秀憲・釜江克宏 (2008) : 2007 年新潟県中越沖地震 (Mj6.8) の震源のモデル化と 3 次元地震動シミュレーション, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S146-017.

川崎市(1999): 平成 10 年度 川崎市の地下構造に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Kawasaki3frm.htm>

川崎慎治・渡部 勉・須田茂幸・川中 卓・井川 猛・額額一起・古村孝志(2006) : 新型「S 波バイブレータ」による成田市での反射法探査実験－S 波異種震源との比較－, 物理探査学会第 115 回学術講演会論文集, 9-12.

Kawase, H. (1996): The cause of the damage belt in Kobe: “The basin-edge effect”, Constructive interference of the direct S-wave with the basin-included diffracted/Rayleigh waves, *Seism. Res. Lett.*, **67**, No5, 25-34.

- Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba and T. Hoshino (1992): Secondary Love waves observed by a strong-motion array in Tokyo lowlands, *J. Phys. Earth*, **40**,99-116.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin net (K-net), *Seism. Res. Letter*, **69**, 309-332.
- 小林源裕 (2008) : P コーダ・S コーダ波 H/V スペクトルの同時逆解析による S 波速度構造の推定, 日本地震工学会・大会－2008 梗概集, 190-191.
- 小林源裕・儘田 豊 : (2009) コーダ波 H/V スペクトルの逆解析による S 波速度構造推定の適用性検討, 物理探査学会第 120 回 (平成 21 年度春季) 学術講演会論文集, 41.
- 小林喜久二・植竹富一・真下 貢・小林啓美 (1998) : 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, **505**, 45-52.
- 小林喜久二・菊地利善郎・小林啓美(2003):地表地震観測記録の水平/上下スペクトル振幅比の逆解析による成田観測点の速度・減衰構造の推定, 日本地震工学会・大会－2003 梗概集, 366-367.
- Koketsu, K. and S. Higashi(1992): Three dimensional topography of the sediment/basement interface in the Tokyo Metropolitan Area, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2328-2349.
- 工藤一嘉・坂上 実 (1984): 1983 年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特長について－新潟における石油溢流の問題点－, 東京大学地震研究所彙報, **59**, 361-382.
- 国松 直・吉見雅行・関口春子・堀川晴央・吉田邦一・竿本英貴・馮 少孔・杉山長志 (2005) : 微動アレイ探査による勇払平野深部地下構造の推定, 地球惑星関連学会 2005 年合同大会発表予稿集, S051-003.
- Kurose, T., and Yamanaka, H.(2006): Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity sedimentary layers, *Exploration Geophysics*, **59**, 93-101.
- Langston, C.A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic bodywaves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- Last, R. J., Nyblade, A.A., Langston, C.A., and Owens, T.J., 1997, Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities, *J. Geophys. Res.*, **102**, 24469-24483.
- 正木和明・飯田汲事(1981):名古屋地域の深部地盤構造 I , 愛知工業大学研究報告 B, 16,

1.5 参考文献

165-173.

松島 健・岡田 広 (1990) : 微動探査法(2)ー長周期微動に含まれるラブ波を識別する
試みー, 物理探査学会第 82 回学術講演会論文集, 5-8.

Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara (2008): Three-dimensional P-and S-wave
velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density
seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, **454**, 86-103,
doi:10.1016/j.tecto.2008.04.016.

松岡達郎・白石英孝(2002): 関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の
適用性ー埼玉県南部地域の三次元 S 波速度構造の推定ー, 物理探査, **55**,
127-143.

三重県(2004): 平成 15 年度 伊勢平野に関する地下構造調査に関する調査成果報告書,
<http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Mie8frm.htm>.

御子柴 正・木下繁夫 (1989): 府中群列観測で得られた 1987 年福島県沖の群発地震に
おける後続波, 国立防災科学技術センター研究報告, **44**, 95-104.

三浦弘之・翠川三郎 (2001): 3 次元深部地下構造がやや長周期地震動の特性に及ぼす影
響ー横浜市とその周辺地域における検討ー, 地震, 第 2 輯, **54**, 381-395.

源栄正人・永野正行(1996): 深部不整形地下構造を考慮した神戸市の地震動の増幅特性
解析ー兵庫県南部地震における「震災の帯」の解釈ー, 日本建築学会構造系論
文集, **488**, 39-48.

村松郁英(1988): 大自然の力.

Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa and D. Zhao (2001): Three-dimensional
structure of VP, VS, and VP/VS beneath northeastern Japan: implications
for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.* **106**, 21843-21857.

那須信治・森岡敬樹(1973): 烈強震の地動 (4), 建築技術, **259**, 159-164.

岡田 広・坂尻直巳(1982): やや長周期微動から推定される地下構造, 物理探査学会秋季
講演会講演予稿集, 33-33.

岡田 広・松島 健・森谷武男・笹谷 努 (1990) : 広域深層地盤調査のための長周期
微動探査法, 物理探査, **43**, 402-417.

大阪府(2003): 平成 14 年度大阪平野の地下構造調査に関する調査成果報告書,
<http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Osaka7frm.htm>.

太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利 (1977) : やや深い構
造の S 波速度ー岩槻 3 5 0 0 m 地震観測井での測定とその意義ー, 地震, 第

- 2 輯, **30**, 415-433.
- 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利 (1978): やや深い構造の S 波速度 (II) — 下総 2300 m 地震観測井における測定 —, 地震, 第 2 輯, **31**, 299-308.
- Priestley, K.F., Zandt, G., and Randall, G.E.(1988): Crustal structure in Eastern Kazakh, U.S.S.R. from teleseismic receiver function, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 613-616.
- 関口春子・吉見雅行・堀川晴央・吉田邦一・国松 直・杉山長志・馮 少孔・徳丸哲義 (2006): 高田平野北東部における微動アレイ探査, 活断層・古地震研究報告, **6**, 21-37.
- 石油公団 (1968): 昭和 42 年度天然ガス基礎調査基礎試錐「下五十嵐」調査報告書, pp20.
- 石油公団(1994):平成 4 年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「新竹野町」調査報告書, pp130.
- 石油公団 (1998): 平成 8 年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「馬追」調査報告書, pp59.
- 石油公団(2003):平成 13 年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「新津」調査報告書, pp96.
- 瀬尾和大・小林啓美(1979): 人工地震による夢の島-江の島測線の地下深部探査(演旨), 地震学会講演予稿集春季大会, 1, 138-138.
- Shibutani, T., Sambridge, M., and Kennet, B. (1996): Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath Eastern Australia, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1829-1832.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本善俊・小口雄康・長能正武(1976):東京の基盤構造, 地震研究所彙報, **51**, 1-11.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明(1978): 東京の基盤構造その 3, 地震研究所彙報, **53**, 305-318.
- 鈴木宏芳・広部良輔・渡辺 健(1993): 人工地震による神奈川県東部地域の地下構造調査, 防災科学技術研究所研究報告, **51**, 23-40.
- 鈴木宏芳 (1996): 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学研究所 研究報告, **56**, 7-123.

1.5 参考文献

- 田中康久・額瀨一起・三宅弘恵・谷本俊郎 (2008): レイリー波振幅比インバージョンによる関東平野の S 波速度構造推定(2): K-NET サイトでの検証, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S146-020.
- 東京電力株式会社 (2007): 柏崎刈羽原子力発電所における平成 19 年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析に係る報告 (第一報) 概要, <http://www.meti.go.jp/committee/materials/downloadfiles/g70802a07j.pdf>.
- 鳥海 勲・竹内吉弘・大場新太郎・堀家正則・井上 豊・馬場研介(1990): 大阪平野の地下構造—北港発破実験(1988年)による—, 地震, 第 2 輯, **43**, 311-320.
- 津野靖士・工藤一嘉(2008):長周期のアレー微動データおよび強震記録の解析による静岡県南部の S 波速度構造の推定, 物理探査, **61**, 499-510.
- Vozoff, K and Jupp, D.L.B. (1974): Joint inversion of geophysical data, *Geophys.J.Roy.Astr.Soc.*, **42**, 977-991.
- 山水史生・高橋 博・太田 裕・後藤典俊 (1981): やや深い構造の S 波速度 (Ⅲ) —府中 2,750m 地震観測井における測定とまとめ—, 地震, 第 2 輯, **34**, 465-479.
- 山水史生・鈴木宏芳・笠原敬司・浅野周三・安井 讓・平間邦興・若松邦夫・桑原 徹・奥田 暁・井川 猛・太田陽一(1991):首都圏における反射法地震調査 1. 府中地殻活動観測井における VSP, 地震学会講演予稿集, **2**, 149.
- 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川 猛・太田陽一・稲盛隆穂(1992a): 岩槻深層観測井における反射法地震探査(1), 地震学会予稿集, **1**, 142.
- 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川 猛・太田陽一・稲盛隆穂(1992b): 岩槻深層観測井における反射法地震探査(2), 地震学会予稿集, **2**, 14.
- 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川 猛・足立幾久(1993): 下総深層観測井における反射法地震探査, 地震学会予稿集, **2**, 261.
- 山水史生 (2004): 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査, 防災科学技術研究所研究資料, **251**, pp75.
- 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・嶋 悦三・柳沢馬澄(1986):人工地震による首都圏南西部の地下構造探査(2), 地震, 第 2 輯, **39**, 607-620.
- Yamanaka, H., Seo K., and Samano T. (1989): Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 631-644.
- 山中 浩明・古屋 伸二・野澤 貴・佐々木 透・高井 剛(1995):関東平野におけるやや長周期微動のアレー観測: 東京都江東地区における S 波速度構造の推定, 日本建築学会構造系論文集, **478**, 99-105.

- Yamanaka, H., and Aoi, S.(1996): Estimation of basement depth along the Sumiyoshi river in Kobe city – Travel time analysis of P-, S-, SP-waves from an earthquake array observation, *J. Phys. Earth*, **44**, 543-552.
- 山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大 (1999): 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測－川崎市および横浜市の S 波速度構造の推定－, 地震, 第 2 輯, **51**, 355-365.
- 山中浩明・福元俊一・入江紀嘉(2005):見掛比抵抗と微動 H/V スペクトルのピーク周期の同時逆解析による表層地盤構造の推定, 物理探査, **58**, 421-430.
- 山中浩明・山田伸之 (2006): 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, **59**, 549-560.
- 横田治彦・片岡俊一・田中貞二・吉沢静代(1989): 1923 年関東地震のやや長周期地震動今村 2 倍強震計記録による推定, 日本建築学会構造系論文報告集, 401, 35-45.
- 横田治彦・片岡俊一・田中貞二(1990): 東京における 1923 年関東地震のやや長周期地震動, 第 8 回日本地震工学シンポジウム論文集, 637-642.
- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央(2007): 長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の 3 次元堆積盆地構造モデル, 活断層・古地震研究報告, **7**, 1-29.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori (1994) Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22313-22329.
- Zhao, L., T. Zheng, and W. Xu (2004): Modeling the Jiyang depression, northern China, using a wave-field extrapolation finite-difference method and waveform inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 988-1001.

2 地震動の表面波部分の H/V スペクトルと深部地盤の S 波速度構造モデルの関係

2.1 はじめに

地震動の表面波部分の水平動と上下動のスペクトル比(以下, H/V スペクトルという)は, 地震動のコーダ部分のラディアル成分と上下動成分のスペクトル比を取ることにより震源の影響をキャンセルすることができると考えられる手法である。また, 地震毎によるばらつきが小さく(大熊ほか, 2002), 1つの観測点のみの記録で計算ができるため簡便な手法である。岡田ほか(1993)では, 地震のアレイ観測により, 地震動のコーダ部分に含まれる表面波の位相速度と微動アレイ探査により得られた位相速度が良く調和している結果を得ている。また, 佐藤ほか(1998)では, S波初動から充分経過した後のコーダ部分の H/V スペクトルと常時微動の H/V スペクトルが整合しているとの観測結果を得ている。常時微動は表面波が優勢であり, 常時微動の H/V スペクトルはレイリー波基本モードの理論楕円率とほぼ整合する(時松ほか, 1994)と指摘されているため, 地震動のコーダ部分は表面波が優勢であると考えられる。コーダ部分に着目するため, 解析に用いる時間ウインドウを伸ばすことができ, やや深い構造に起因する地震動の周期1秒以上のピークを抽出できる可能性のある方法である。

既往の3次元S波速度構造モデルの構築に関する研究では, H/V スペクトルを用いたS波速度構造モデルの修正が多く行なわれている。例えば, Aoi et al.(2008)では, ボーリングデータや反射法地震探査データを用いて作成された地質構造モデルに対し, 石狩・勇払平野の K-NET・KiK-net 観測点において地震動の H/V スペクトルのピーク周期を用いた S 波速度構造モデルの修正を行なっている。その結果, 2003年十勝沖地震の観測波形を良く説明することができたとしている。また, 瀨瀬・三宅(2006)では, 地下構造の標準的なモデル化手法として H/V スペクトルによる推定法を挙げ, 地震調査研究推進本部(2008)でも, 強震動予測手法のいわゆる「レシピ」として S 波速度構造モデルの推定法のひとつとして取り上げている。これらの研究では, H/V スペクトルのピーク周期のみを用いた S 波速度構造モデルの修正が行なわれているが, ピーク周期という限られた情報を用いているため, S 波速度構造モデルの任意性が高いことは明らかである。しかし, 既往の研究では, 推定される S 波速度構造モデルにどの程度の任意性があるのかについての厳密な検討はなされていない。そこで本章では, まず, H/V スペクトルのピーク周期と深部地盤の S 波速度構造モデルの関係について考察を行い, H/V ス

2.1 はじめに

ペクトルのピーク周期が深部地盤の S 波速度構造モデルで計算されるレイリー波の理論楕円率のピーク周期と良く整合することを明らかにする。さらに、数値実験により H/V スペクトルのピーク周期を用いた S 波速度構造モデルの逆解析における誤差分布について検討を行い、S 波速度と層厚のトレードオフについての定量的な検討を行なった。

2.2 解析方法

解析では、S波初動から20秒後以降のデータを約163秒間抜き出し、ラディアル成分と上下動成分のフーリエスペクトルを求め、H/Vスペクトルを求めた。フーリエスペクトル算出の際には、バンド幅0.05HzのParzen Window（大崎，1994）による平滑化を行っている。ラディアル成分のスペクトルを用いるのは、レイリー波が主に震央方向から伝播していると仮定しているからである。対象とする地震は、長周期成分が含まれるようにM6以上の地震を対象とした。レイリー波の理論楕円率は、Arai and Tokimatsu（2004）を参考に、基本モードから4次モードまでを考慮して以下の式のように求めた。

$$\frac{H}{V} = \sqrt{\frac{P_{HR}}{P_{VR}}} \quad (2-1)$$

ここで、

$$P_{VR} = \sum_{j=0}^M P_{VRj}, \quad P_{HR} = \sum_{j=0}^M P_{HRj} \quad (2-2)$$

P_{VRj} 、 P_{HRj} はそれぞれ、 j 次モードのレイリー波の鉛直成分および水平成分の相対パワーであり、レイリー波のミディアムレスポンス A_{Rj} を用いて、

$$P_{VRj} = \left(\frac{A_{Rj}}{k_{Rj}} \right)^2 \quad (2-3)$$

$$P_{HRj} = P_{VRj} \cdot \varepsilon_j^2 \quad (2-4)$$

と表せる。 k_{Rj} はレイリー波の波数、 ε_j は j 次モードのレイリー波の楕円率である。上記の式ではレイリー波のみを考えている。 M は4次までのモードを考慮した。

H/Vスペクトルの計算では、長周期帯域までの高次モードの計算が必要になるため、上野ほか(2002)による地殻—マン托ルの速度構造を参考に、表2-1に示した速度構造を地震基盤の下部に接続させた。

表2-1 地殻—マン托ルの速度構造.

Upper Depth (km)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	ρ (g/cm ³)
10	3.8	6.5	2.97
30	4.4	8.0	3.33
180	4.8	8.5	3.60
450	5.5	10.0	4.10

2.3 H/Vスペクトルと深部地盤のS波速度構造モデルの関係

2.3.1 はじめに

本節では、地震動のH/Vスペクトルのピーク周期とレイリー波の理論楕円率のピーク周期の関係と、H/Vスペクトルを用いたS波速度構造モデル推定の妥当性の検討を行う。

まず、地震基盤相当が確認されているKiK-net観測点において、観測H/Vスペクトルと理論楕円率の比較を行った。ボーリングの深度が0.5km以上で、最下層のS波速度が2.5km/s以上の地震基盤相当層が確認されている地点について検討を行った。

また、地震基盤深度がより深い地盤においての妥当性を検証するために、関東地方で微動探査によって深部のS波速度構造が推定されている地点においても同様に比較を行い、地震基盤深度が3kmを超えるような地盤においても同様の検討を行った。

S波速度構造モデル推定の妥当性の検討は、基礎的な数値実験および既往の微動探査データとの比較により行った。

2.3.2 ボーリングデータとの比較

地震基盤相当層が確認されているKiK-net観測点を図2-1に示す。ここで得られている2005年以前のM6以上の地震を対象として解析を行った。図2-2に地震の震央位置を、表2-2に震源の諸元を示す。太平洋側の地震が多いが、内陸型の地震である、2000年鳥取県西部地震、2004年新潟県中越地震、2005年福岡県西方沖地震も解析の対象としている。

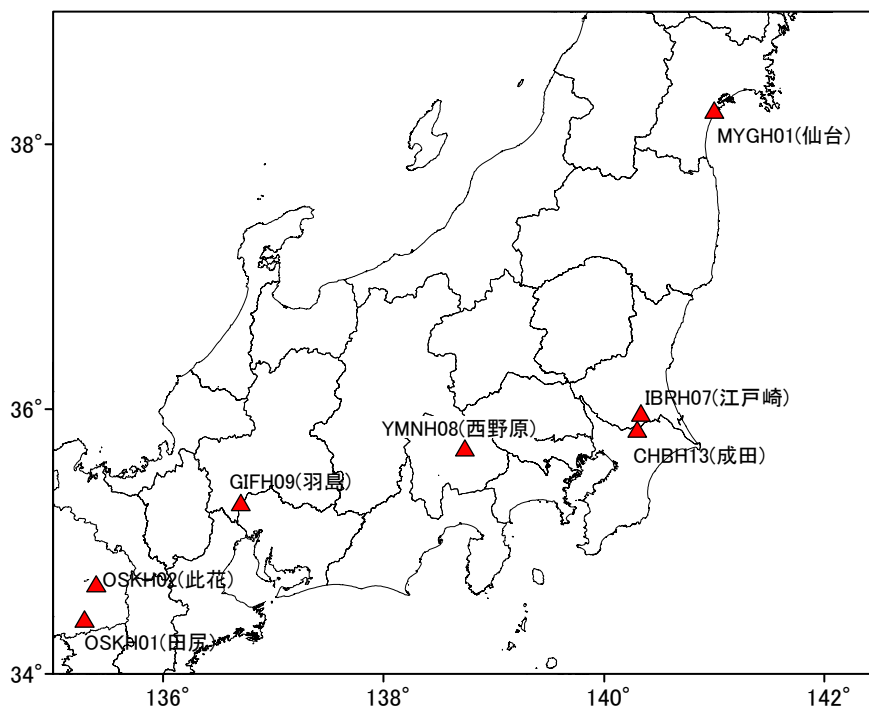


図 2-1 解析を行った KiK-net 観測点

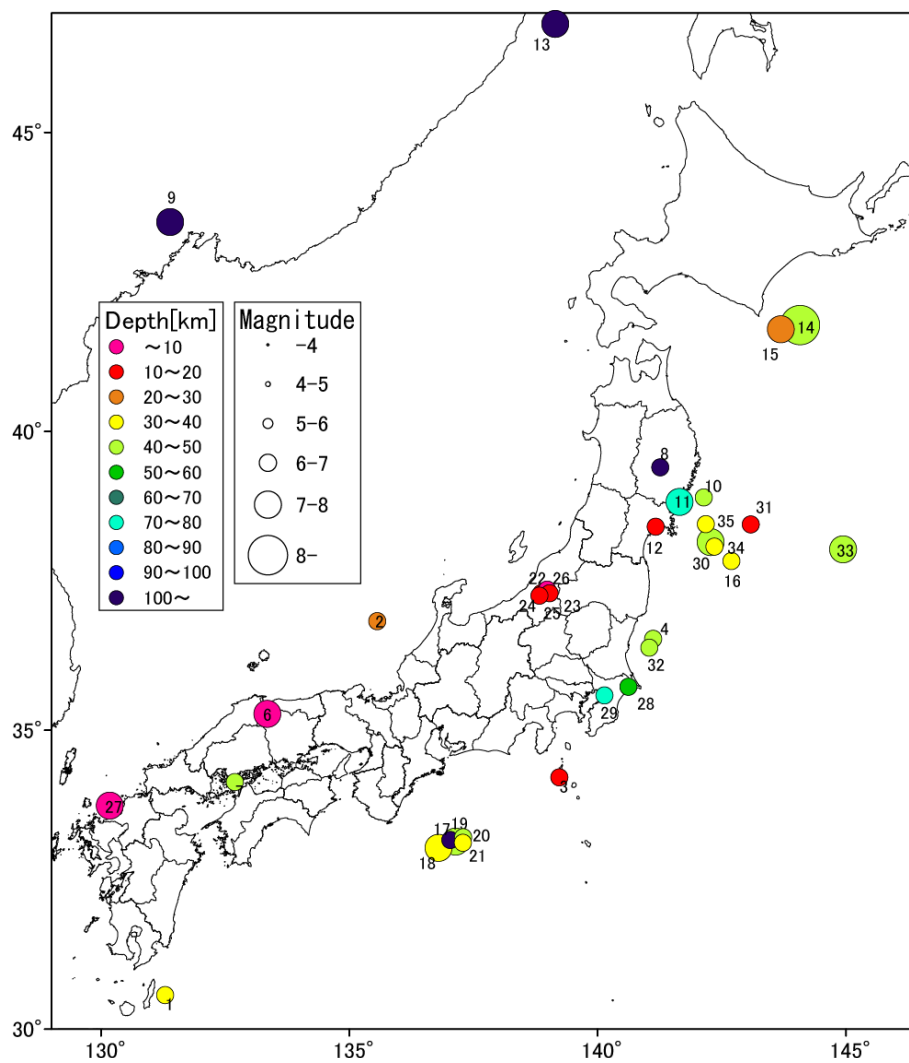


図 2-2 解析に用いた地震の震央位置

表 2-2 解析に用いた地震の諸元

番号	年	月	日	時分秒	緯度		経度		深さ (km)	Mj	震央地名	CHBH13 成田	IBRH07 江戸崎	YMNH08 西野原	OSKH01 田尻	OSKH02 此花	GIFH09 羽島	MYGH01 仙台
					度	分	度	分										
1	1999	1	24	09:37:6.0	30	34.1	131	17.4	40	6.6	種子島近				●			
2	2000	6	7	06:16:43.2	36	49.5	135	33.7	21	6.2	石川県西方沖				●			
3	2000	7	9	03:57:44.9	34	12.7	139	13.8	15	6.1	新島・神津島近海				●			
4	2000	7	21	03:39:18.6	36	31.7	141	7.1	49	6.4	茨城県沖						●	
5	2000	8	6	16:27:13.3	28	49.2	140	5.1	44.5	7.2	小笠原諸島西方沖						●	
6	2000	10	6	13:30:17.9	35	16.4	133	20.9	9	7.3	鳥取県西部				●			
7	2001	3	24	15:27:54.5	34	7.9	132	41.6	46	6.7	安芸灘				●			
8	2001	12	2	22:01:55.2	39	23.9	141	15.7	122	6.4	岩手県内陸南部				●			
9	2002	6	29	02:19:33.0	43	30.2	131	23.5	589	7	ウラジオストク付近						●	
10	2002	11	3	12:37:43.6	38	53.7	142	8.3	46	6.3	宮城県沖		●					
11	2003	5	26	18:24:33.4	38	49.2	141	39	72	7.1	宮城県沖		●					
12	2003	7	26	07:13:31.5	38	24.3	141	10.2	12	6.4	宮城県中部	●	●					
13	2003	7	27	15:25:34.2	46	49.1	139	8.8	48.7	7.1	日本海北部						●	
14	2003	9	26	04:50:7.4	41	46.7	144	4.7	45	8	十勝沖		●				●	
15	2003	9	26	06:08:1.8	41	42.5	143	41.4	21	7.1	十勝沖	●	●				●	
16	2003	10	31	10:06:30.6	37	49.9	142	41.7	33	6.8	宮城県沖		●				●	
17	2003	11	12	17:26:42.6	33	9.8	137	2	39.5	6.5	三重県南東沖	●	●				●	
18	2004	9	5	19:07:7.5	33	1.9	136	47.8	38	7.1	三重県南東沖			●			●	
19	2004	9	5	23:57:16.8	33	8.2	137	8.4	44	7.4	三重県南東沖			●			●	
20	2004	9	7	08:29:36.2	33	12.5	137	17.5	41	6.5	三重県南東沖			●			●	
21	2004	9	8	23:58:23.1	33	7	137	17.2	36	6.5	三重県南東沖			●			●	
22	2004	10	23	17:56:0.3	37	17.5	138	52	13	6.8	新潟県中越地方	●	●				●	
23	2004	10	23	18:03:12.6	37	21.2	138	59	9	6.3	新潟県中越地方	●	●				●	
24	2004	10	23	18:11:56.7	37	15.1	138	49.7	12	6	新潟県中越地方		●				●	
25	2004	10	23	18:34:5.6	37	18.3	138	55.8	14	6.5	新潟県中越地方	●	●				●	
26	2004	10	27	10:40:50.2	37	17.5	139	2	12	6.1	新潟県中越地方	●	●				●	
27	2005	3	20	10:53:40.3	33	44.3	130	10.5	9	7	福岡県北西沖			●			●	
28	2005	4	11	07:22:15.6	35	43.6	140	37.2	52	6.1	千葉県北東部			●			●	
29	2005	7	23	16:34:56.3	35	34.9	140	8.3	73	6	千葉県北西部	●	●				●	
30	2005	8	16	11:46:25.7	38	8.9	142	16.6	42	7.2	宮城県沖	●	●				●	
31	2005	8	24	19:15:29.6	38	26.6	143	5.1	14	6.3	三陸沖						●	
32	2005	10	19	20:44:42.6	36	22.9	141	2.5	48	6.3	茨城県沖						●	
33	2005	11	15	06:38:51.3	38	1.6	144	56.6	45	7.2	三陸沖						●	
34	2005	12	2	22:13:7.9	38	4.3	142	21.2	40	6.6	宮城県沖						●	
35	2005	12	17	03:32:13.4	38	26.9	142	10.8	40	6.1	宮城県沖						●	

図 2-3a~図 2-3g にボーリング柱状図を示す。以下に、柱状図の特徴を簡単に述べる。

関東地方では、CHBH13（成田）の地震基盤深度は約 0.86km であり、地震基盤の上位の S 波速度は 0.71km/s であり、速度コントラストが強い（山水，2004）。IBRH07（江戸崎）の地震基盤深度は 0.85km であり、地震基盤の上位の地層の S 波速度は 0.65km/s であり、成田と同様に速度コントラストが強い。YMNH08（西野原）の地震基盤深度は約 0.6km であり、地震基盤の上位には S 波速度 1.4km/s の層がやや厚く堆積している。

OSKH01（田尻）および OSKH02（此花）は大阪平野に位置しており、S 波速度 0.5km/s の層が厚く堆積している。基盤の S 波速度が得られていないが、ここでは基盤の S 波速度を 3km/s とし、理論楕円率の計算を行った。それぞれの地震基盤深度は、約 0.7km と約 1.55km である。

濃尾平野の GIFH09（羽島）の基盤深度は約 0.72km であり、地震基盤の上位の S 波速度は 1.03km/s である。

仙台平野の MYGH01（仙台）の地震基盤深度は約 0.7km であり、地震基盤の上位に S 波速度 2.5km/s の層が厚く堆積している。深度 0.1km 付近において S 波速度が 1.75km/s から 0.56km/s へ急激に変化している。

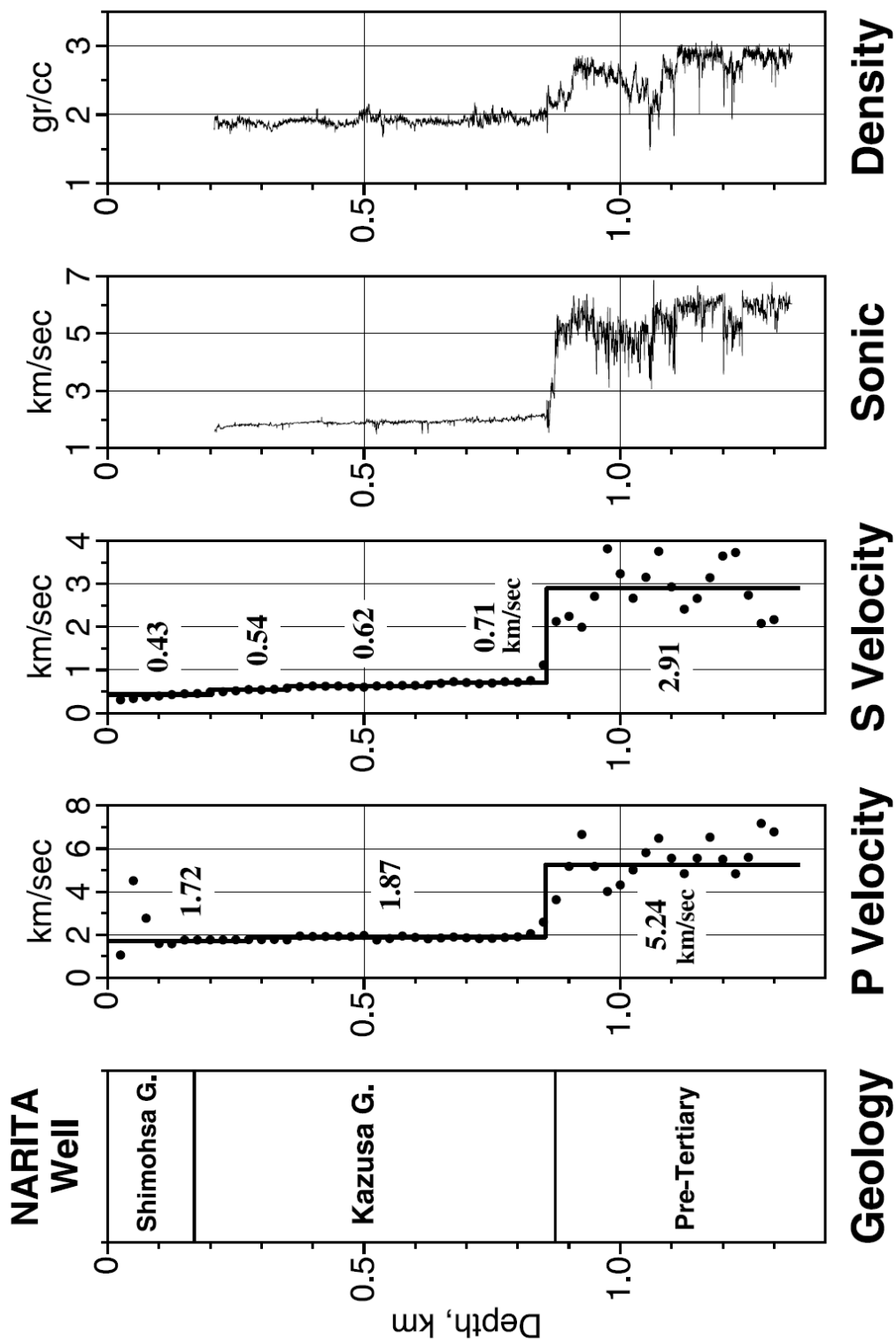


図 2-3(a) ボーリング柱状図 (CHBH13 成田) (山水, 2004)

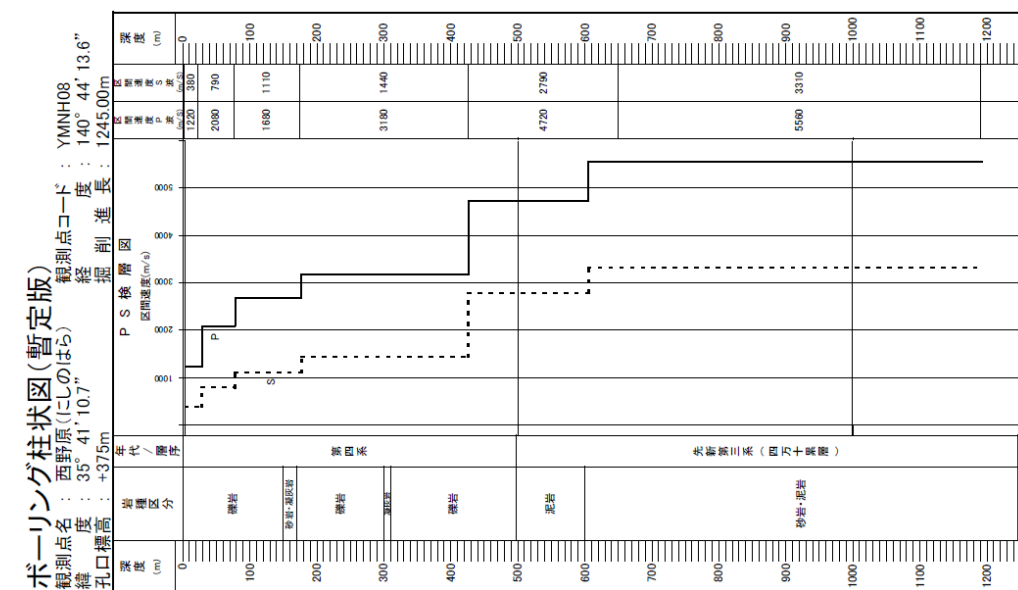


図 2-3(c) ボーリング柱状図 (YMNH08 西野原)

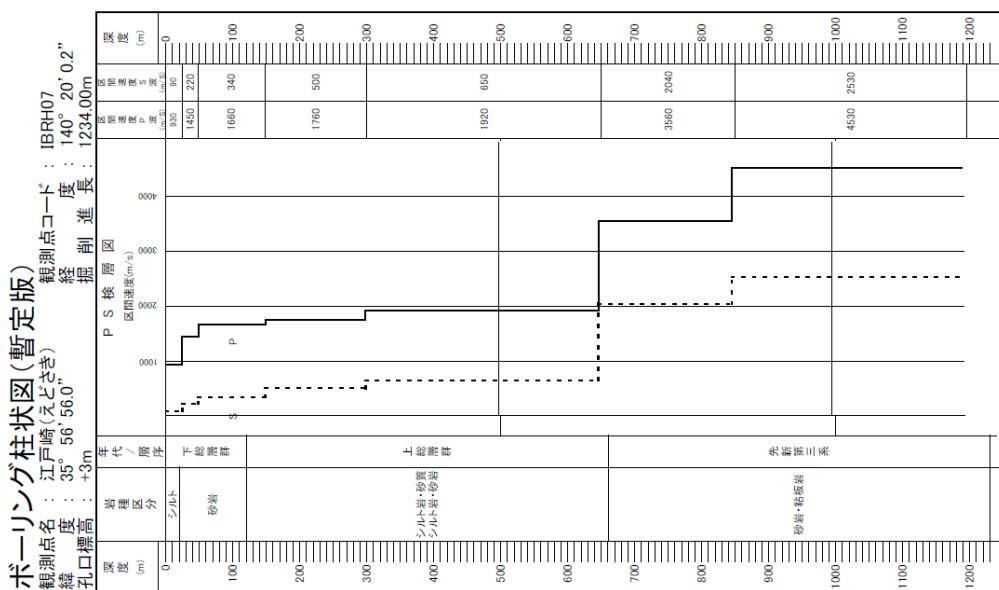


図 2-3(b) ボーリング柱状図 (IBRH07 江戸崎)

<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/ftp/pub/sitepdf/IBRH07-J.pdf> <http://www.kik.bosai.go.jp/kik/ftp/pub/sitepdf/YMNH08-J.pdf>

ボーリング柱状図

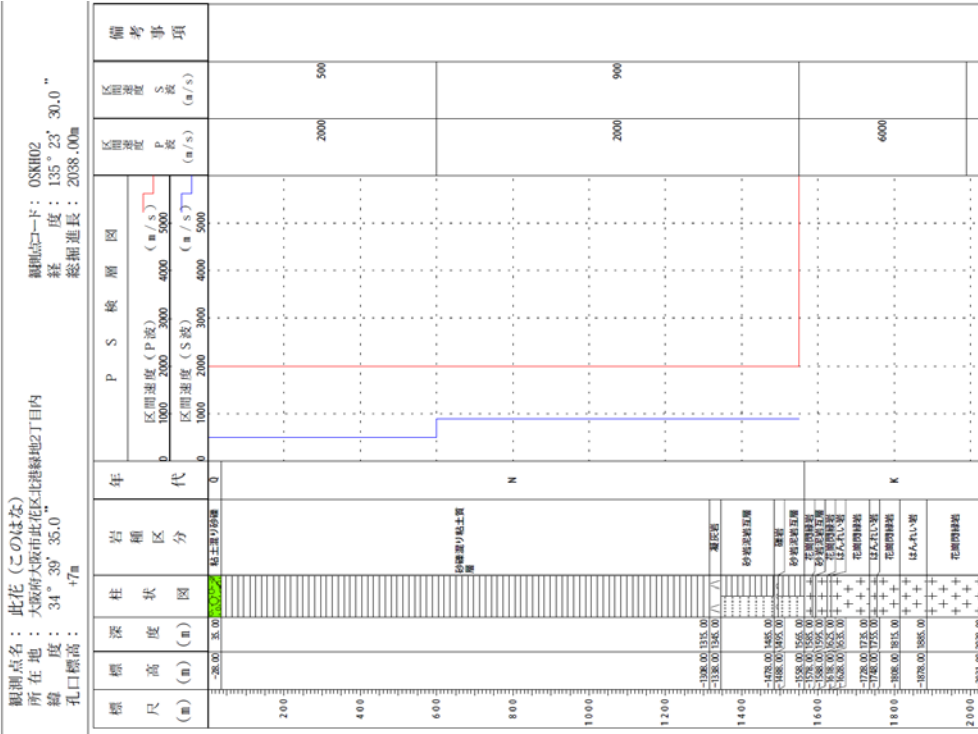


図 2-3(e) ボーリング柱状図 (OSKH02 此花)

ボーリング柱状図(暫定版)

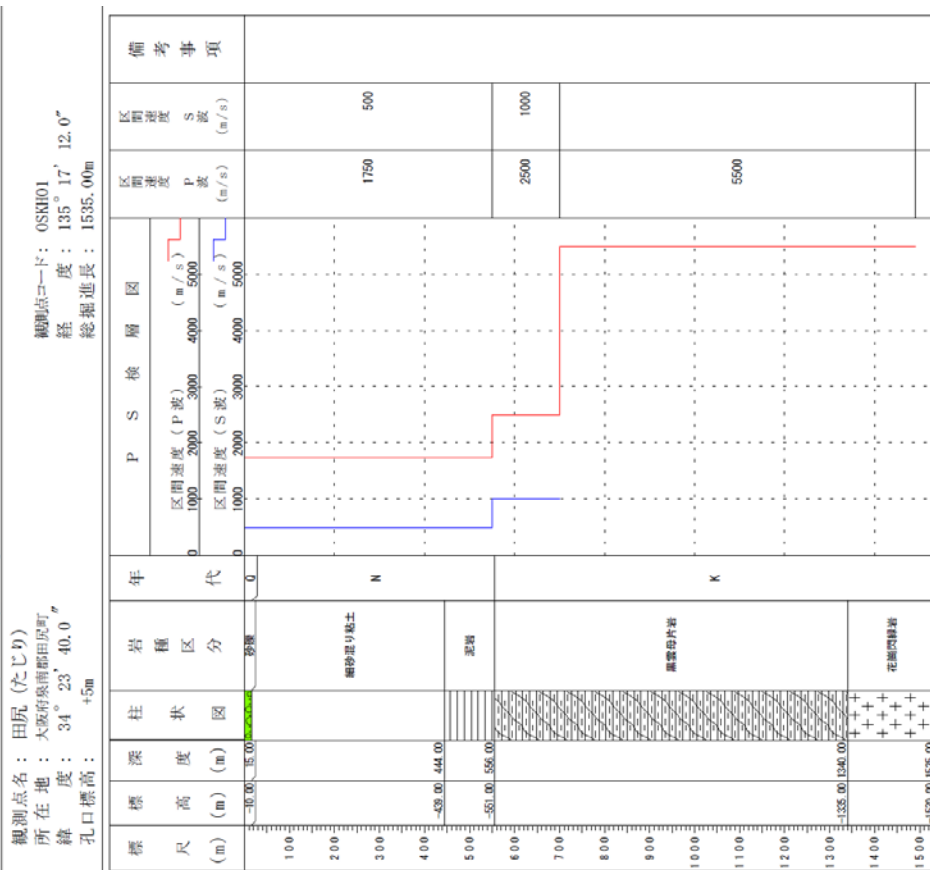


図 2-3(d) ボーリング柱状図 (OSKH01 田尻)

<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/ftppub/sitepdf/OSKH02-J.pdf>

<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/ftppub/sitepdf/OSKH01-J.pdf>

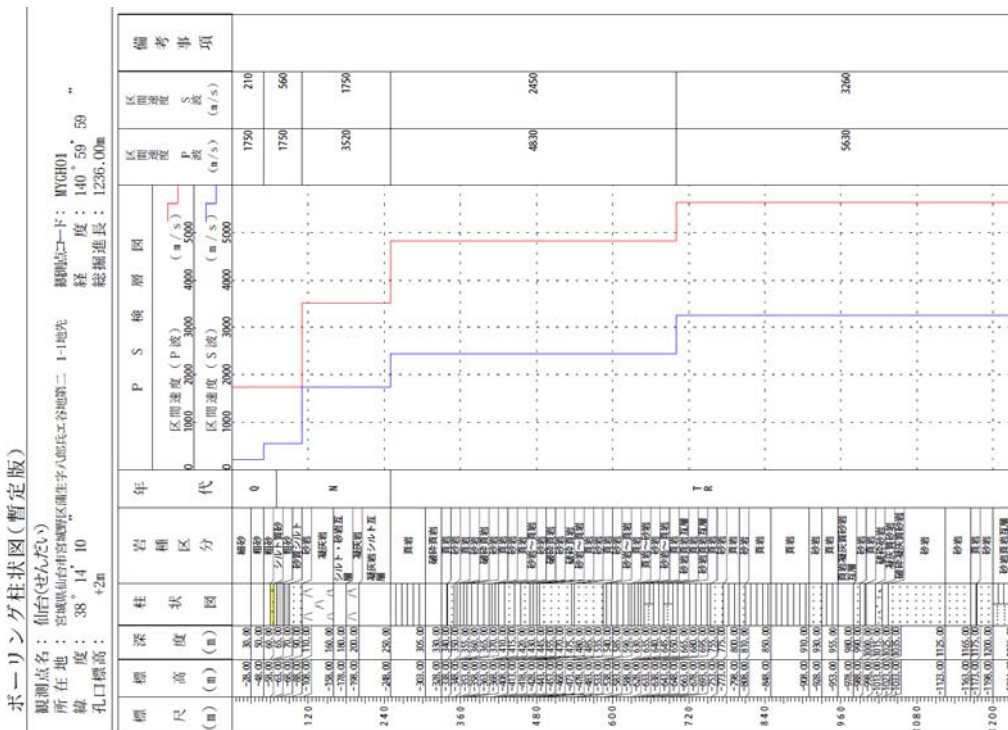


図 2-3(g) ボーリング柱状図 (MYGH01 仙石)

<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/ftppub/sitepdf/ftppub/sitepdf/MYGH01-J.pdf>

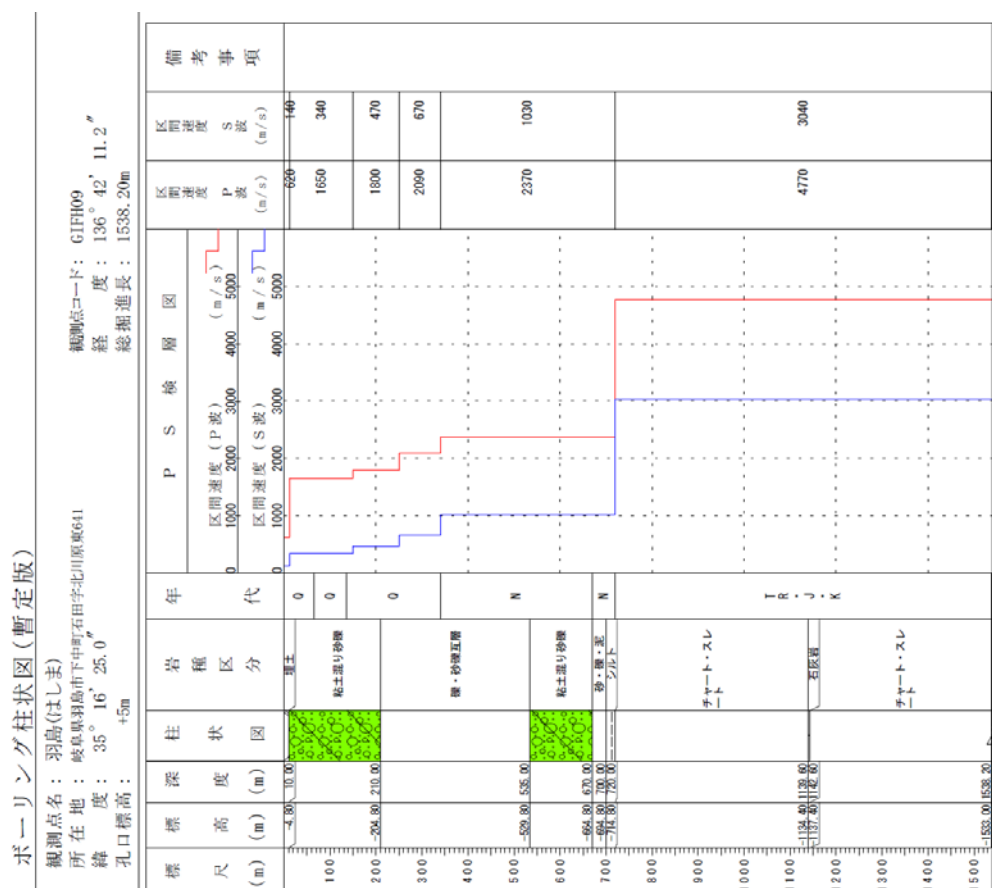


図 2-3(f) ボーリング柱状図 (GIFH09 羽島)

<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/ftppub/sitepdf/GIFH09-J.pdf>

図 2-4a～図 2-4g に各地点での観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較を示す。

CHBH13 (成田) の観測 H/V スペクトルは周期約 3 秒に谷を有し、周期 5～6 秒にピークを有する。ただし、地震毎に振幅にややばらつきが見られる。理論楕円率は周期 6 秒程度にピークが見られ、観測 H/V スペクトルのピークと整合的である。また、谷の周期も観測データを良く説明できている。周期 2 秒以下において、観測データに比べ理論値の振幅が過小評価であるが、これは深度 0.1 km 以浅の低速度の層を考慮していないためであると考えられる。

IBRH07 (江戸崎) では、周期 1.5 秒と 4.4 秒付近にスペクトルのピークが見られる、2 つのピーク周期および周期 2 秒付近の谷の周期は概ね説明できている。

YMNH08 (西野原) では、周期 1.3 秒程度のピークが良く説明できている。観測 H/V スペクトルの周期 0.2 秒のピークが一致していないのは、ごく浅部の速度構造を考慮していないためであると考えられる。

OSKH01 (田尻) では、観測データの周期 3 秒程度のピークと周期 2 秒程度の谷の周期が、理論楕円率では説明できなかった。

OSKH02 (此花) では、観測データの周期 8 秒程度のピークおよび 3 秒程度の谷の周期が概ね説明できている。ただし、OSKH01 (田尻) および OSKH02 (此花) の深度 0.5 km 以浅は 0.5 km/s の単一速度の層が地表まで続いており、検層結果の信頼性にやや疑問が残る。

GIFH09 (羽島) では、周期 4 秒程度のピークは良く説明できているが、周期 0.6 秒程度のピークは説明できていない。ごく表層の速度モデルを考慮していないためと考えられる。

MYGH01 (仙台) では、周期 1 秒程度のピークが概ね説明できている。

以上のように、観測 H/V スペクトルの長周期側のピーク周期および谷の周期については、レイリー波の楕円率で概ね説明できている。振幅については、概ね同程度か理論値が過小評価の地点が多かった。この検討ではラブ波を考慮しておらず、それが振幅の不一致になったと考えられる。したがって、水平動に寄与するラブ波の比率を精度良く推定しないと振幅までは説明できないと考えられる。長周期側の谷より短周期においては、ピーク周期、振幅ともにあまり説明できていない。原因としては、ごく表層の速度構造を適切に考慮していないことが考えられる。

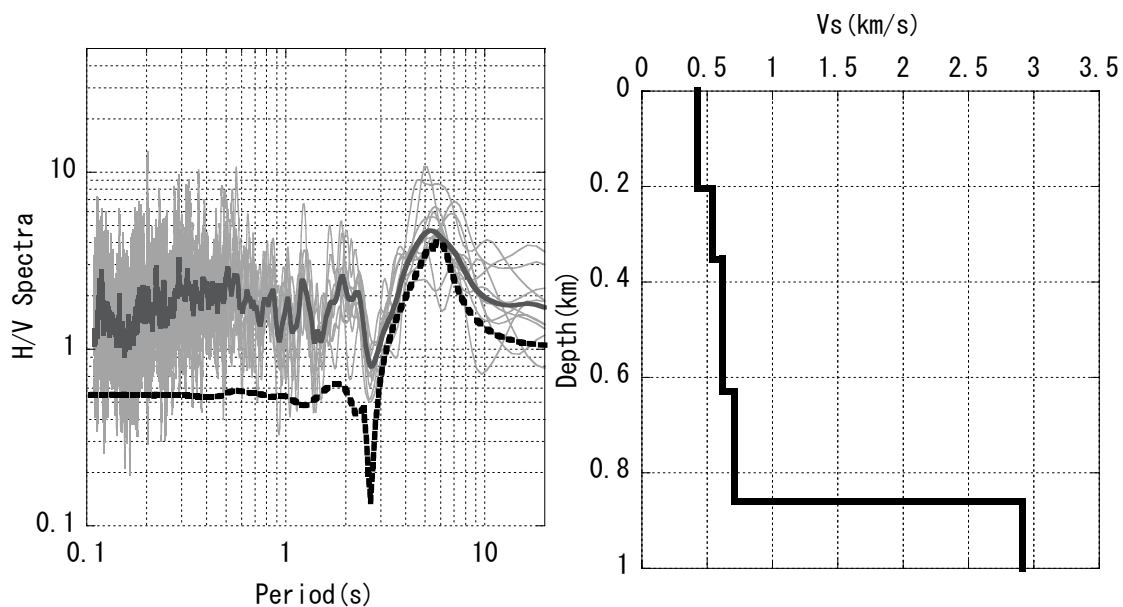


図 2-4(a) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較 (CHBH13 成田)

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

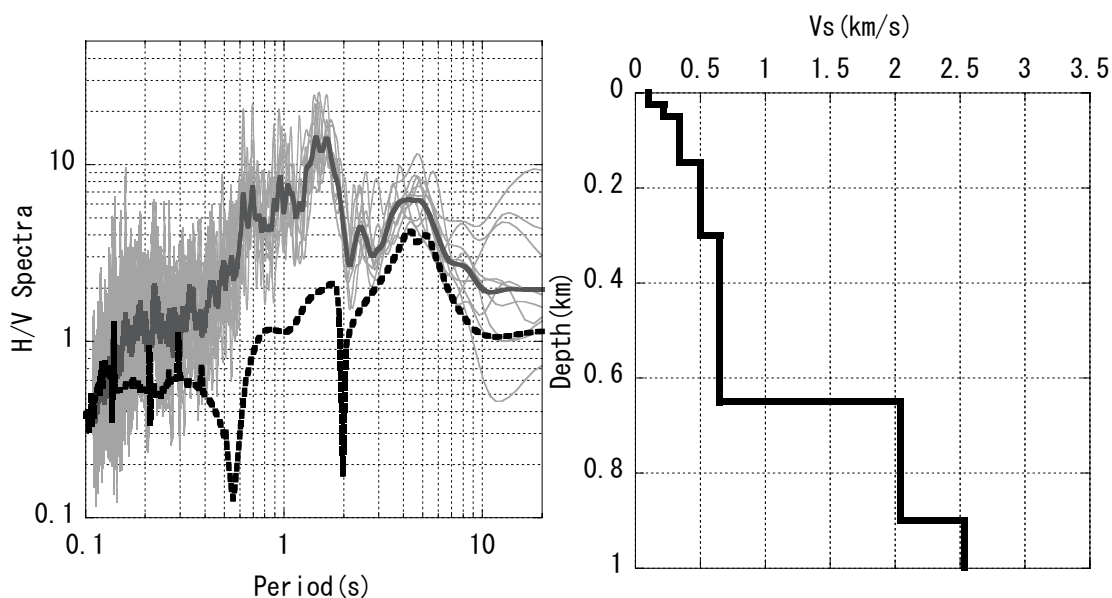


図 2-4(b) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 (IBRH07 江戸崎)

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

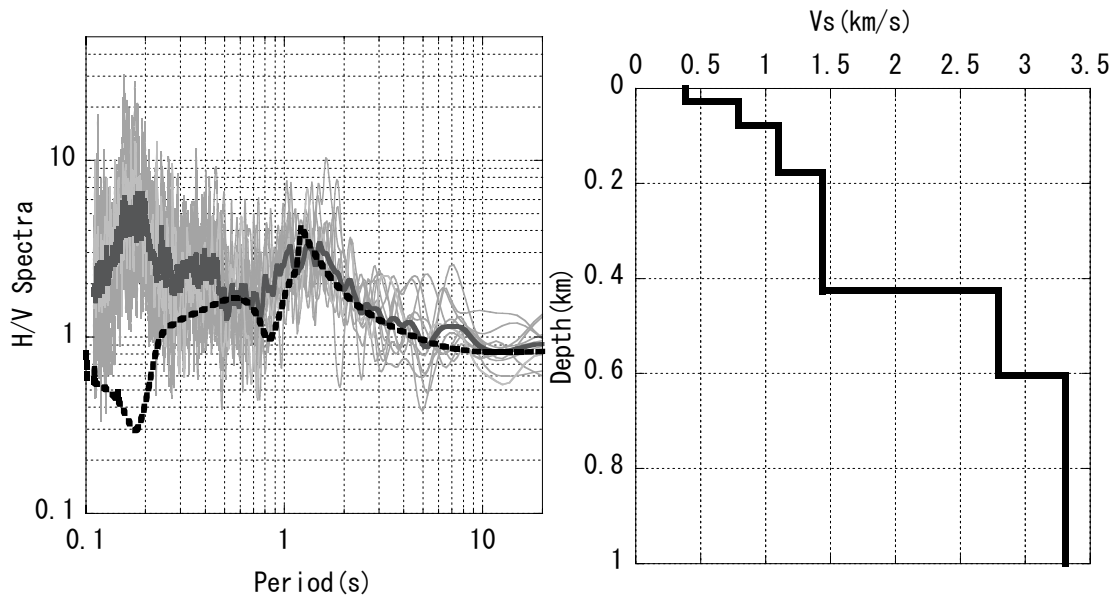


図 2-4(c) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 (YMNH08 西野原)

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

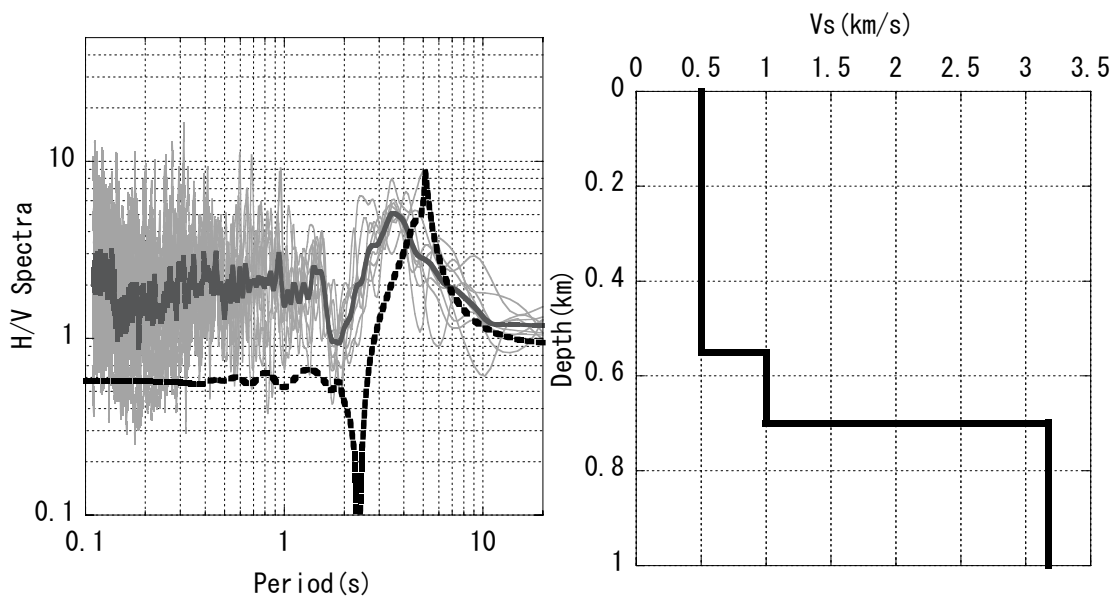


図 2-4(d) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 (OSKH01 田尻)

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

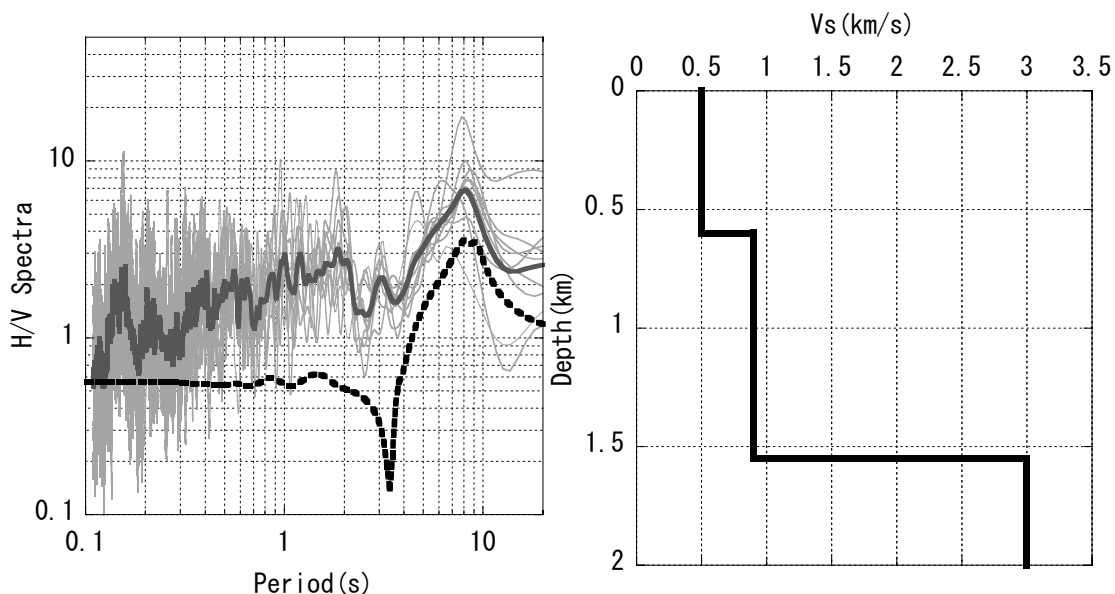


図 2-4(e) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 (OSKH02 此花)

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

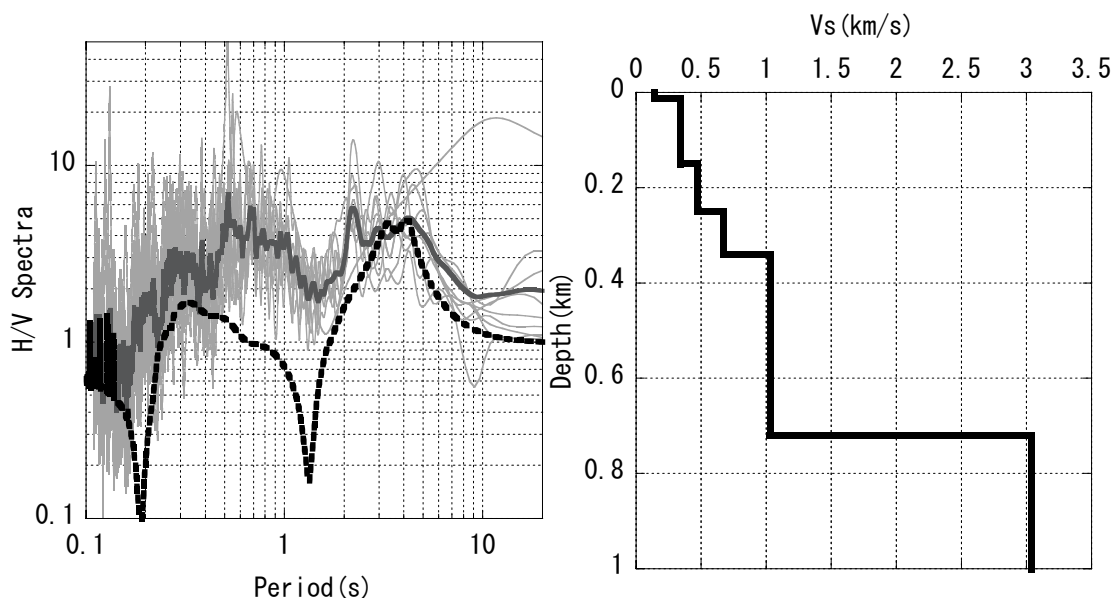


図 2-4(f) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 (GIFH09 羽島)

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

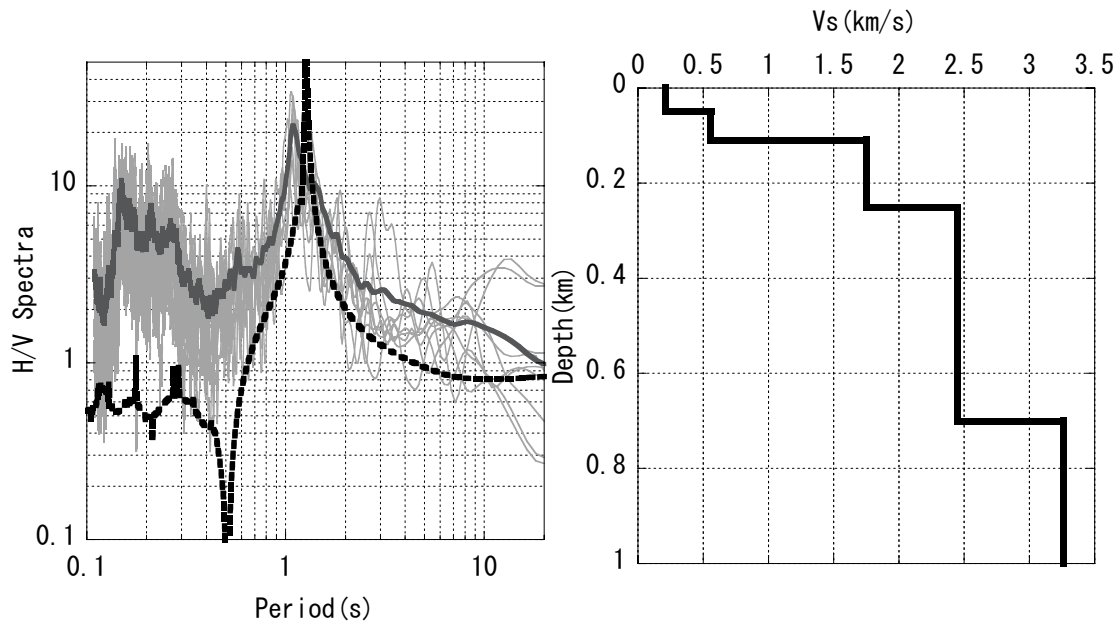


図 2-4(g) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図 (MYGH01 仙台)

- 左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
- 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
- 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

2.3.3 微動アレイ探査結果との比較

ここでは、地震観測点近傍で実施された微動アレイ探査による S 波速度構造モデルを用いて、観測 H/V スペクトルとの比較を行った。図 2-5 に微動アレイ探査と地震観測点の分布を示す。図 2-6 には、解析に用いた地震の震央位置を、表 2-3 には地震の諸元を示す。

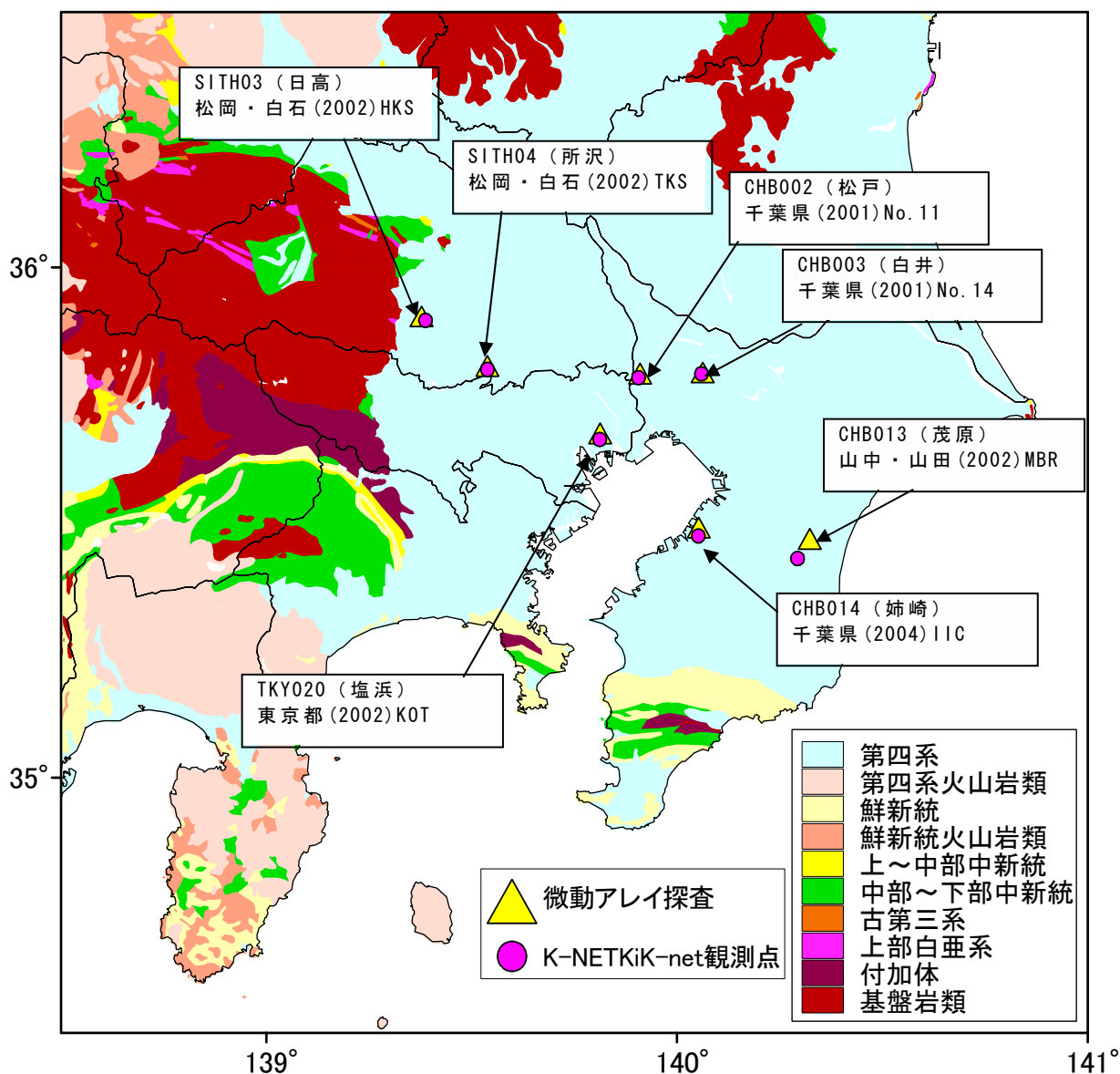


図 2-5 微動アレイ探査と H/V スペクトルとの比較を行った地点

上段：地震観測点名，下段：微動アレイ探査地点名

背景は、100 万分の 1 地質図（産業技術総合研究所，2003）

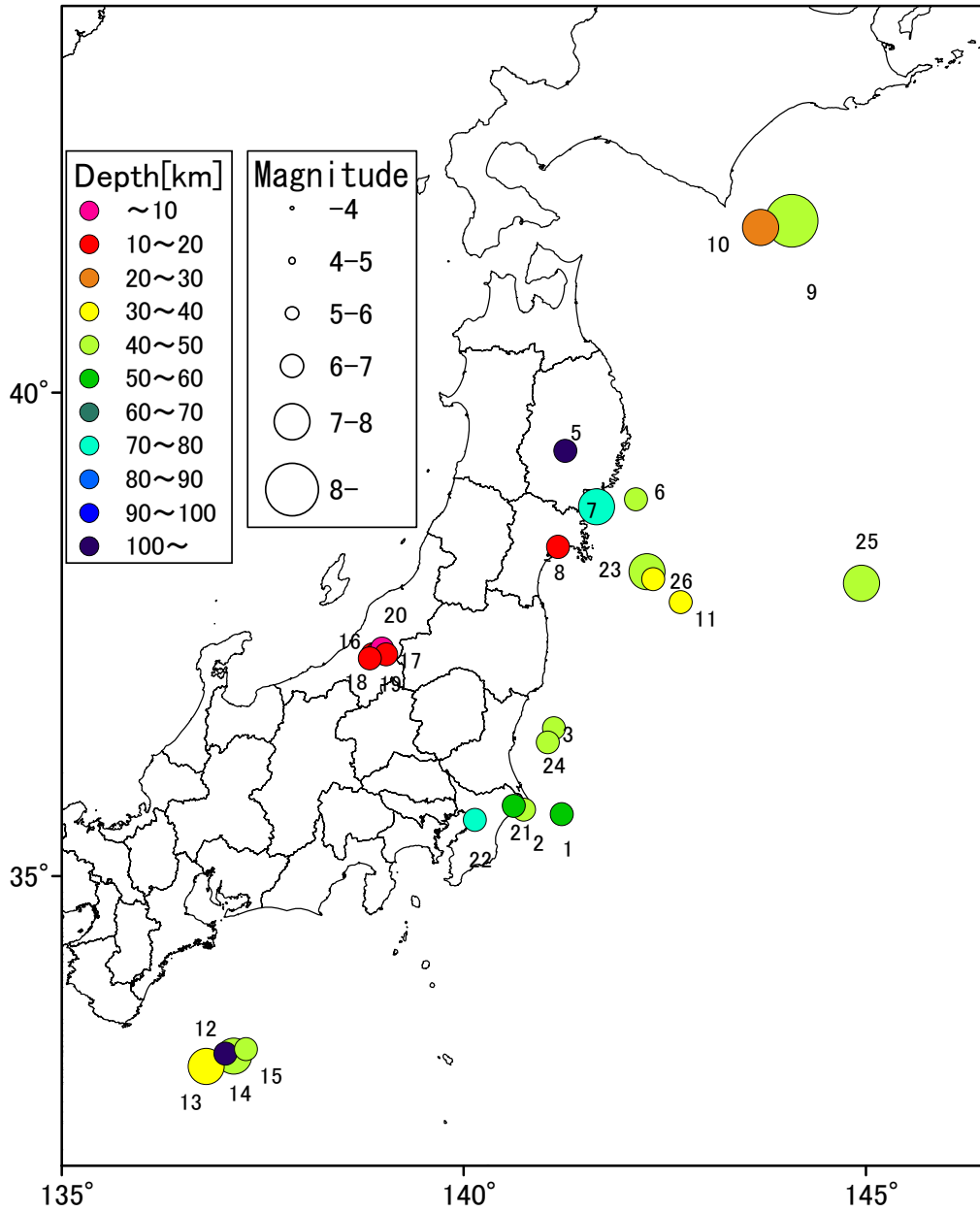


図 2-6 解析に用いた地震の震央位置

表 2-3 解析に用いた地震の諸元

番号	年	月	日	時分秒	緯度			深さ (km)	Mj	震央地名	観測所				SITH03 日高	SITH04 所沢
					度	分	秒				松戸	白井	姉崎	茂原		
1	1996	9	11	11:37:14.3	35	38.3	141	13	52	6.4	千葉県東方沖	●	●	●	●	●
2	2000	6	3	17:54:47.7	35	41.3	140	44.7	48	6.1	千葉県東方沖	●	●	●	●	●
3	2000	7	21	03:39:18.6	36	31.7	141	7.1	49	6.4	茨城県沖	●	●	●	●	●
4	2000	8	6	16:27:13.3	28	49.2	140	5.1	445	7.2	小笠原諸島西方沖	●	●	●	●	●
5	2001	12	2	22:01:55.2	39	23.9	141	15.7	122	6.4	岩手県内陸南部	●	●	●	●	●
6	2002	11	3	12:37:43.6	38	53.7	142	8.3	46	6.3	宮城県沖	●	●	●	●	●
7	2003	5	26	18:24:33.4	38	49.2	141	39	72	7.1	宮城県沖	●	●	●	●	●
8	2003	7	26	07:13:31.5	38	24.3	141	10.2	12	6.4	宮城県中部	●	●	●	●	●
9	2003	9	26	04:50:7.4	41	46.7	144	4.7	45	8	土勝沖	●	●	●	●	●
10	2003	9	26	06:08:1.8	41	42.5	143	41.4	21	7.1	土勝沖	●	●	●	●	●
11	2003	10	31	10:06:30.6	37	49.9	142	41.7	33	6.8	宮城県沖	●	●	●	●	●
12	2003	11	12	17:26:42.6	33	9.8	137	2	395	6.5	三重県南東沖	●	●	●	●	●
13	2004	9	5	19:07:7.5	33	1.9	136	47.8	38	7.1	三重県南東沖	●	●	●	●	●
14	2004	9	5	23:57:16.8	33	8.2	137	8.4	44	7.4	三重県南東沖	●	●	●	●	●
15	2004	9	7	08:29:36.2	33	12.5	137	17.5	41	6.5	三重県南東沖	●	●	●	●	●
16	2004	10	23	17:56:0.3	37	17.5	138	52	13	6.8	新潟県中越地方	●	●	●	●	●
17	2004	10	23	18:03:12.6	37	21.2	138	59	9	6.3	新潟県中越地方	●	●	●	●	●
18	2004	10	23	18:11:56.7	37	15.1	138	49.7	12	6	新潟県中越地方	●	●	●	●	●
19	2004	10	23	18:34:5.6	37	18.3	138	55.8	14	6.5	新潟県中越地方	●	●	●	●	●
20	2004	10	27	10:40:50.2	37	17.5	139	2	12	6.1	新潟県中越地方	●	●	●	●	●
21	2005	4	11	07:22:15.6	35	43.6	140	37.2	52	6.1	千葉県北東部	●	●	●	●	●
22	2005	7	23	16:34:56.3	35	34.9	140	8.3	73	6	千葉県北東部	●	●	●	●	●
23	2005	8	16	11:46:25.7	38	8.9	142	16.6	42	7.2	宮城県沖	●	●	●	●	●
24	2005	10	19	20:44:42.6	36	22.9	141	2.5	48	6.3	茨城県沖	●	●	●	●	●
25	2005	11	15	06:38:51.3	38	1.6	144	56.6	45	7.2	三陸沖	●	●	●	●	●
26	2005	12	2	22:13:7.9	38	4.3	142	21.2	40	6.6	宮城県沖	●	●	●	●	●

気象庁HPより http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo.db/shindo_index.html

図 2-7a は、SITH04（所沢）における観測 H/V スペクトルと松岡・白石(2002)による TKS での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測 H/V スペクトルのピーク周期は 7 秒程度であるが、理論楕円率のピーク周期は 8 秒程度でありやや長周期側である。しかし、周期 3 秒程度の谷から周期 7 秒程度のピークまでのスペクトルの形状は良く対応している。

図 2-7b は、SITH03（日高）における観測 H/V スペクトルと松岡・白石(2002)による HKS での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。周期 7 秒程度のピークの周期および周期 3 秒程度の谷の周期はほぼ整合している。

図 2-7c は CHB002(松戸)における観測 H/V スペクトルと千葉県(2001)による No.11 での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。理論楕円率のピークが観測に比べ若干長周期であるが、概ね整合している。

図 2-7d は CHB003(白井)における観測 H/V スペクトルと千葉県(2001)による No.14 での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。周期 7 秒程度のピークの周期および周期 3 秒程度の谷の周期はほぼ整合している。ピークの振幅は若干過小評価である。

図 2-7e は CHB014(姉崎)における観測 H/V スペクトルと千葉県(2004)による IIC での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測、理論ともに周期 10 秒以上にピークを有する傾向は一致しているが、観測 H/V スペクトルのピークがやや安定していない。解析に用いた地震は M6.5 程度の地震が多く、周期 10 秒程度の波動のパワーが小さく、観測データのピークの不安定さの原因であると考えられる。

図 2-7f は CHB013（茂原）における観測 H/V スペクトルと山中・山田(2002)による MBR での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測、理論ともに周期 10 秒程度にピークを有する傾向は一致している。姉崎のデータと同様に観測ピーク周期がやや不安定である。

図 2-7g は TKY020(塩浜)における観測 H/V スペクトルと東京都(2002)による KOT での S 波速度構造モデルによる理論楕円率の比較である。観測 H/V スペクトルのピーク周期がややばらついているが、周期 4 秒程度にスペクトルの谷が位置する傾向は良く一致している。

以上のように、周期 7 秒程度以上の観測 H/V スペクトルのピーク周期はやや不安定であるものの、微動アレイ探査で推定された地震基盤深度が 3km を超えるような速度構造であっても、観測 H/V スペクトルのピーク周期や谷の周期の傾向を良く説明できることが確認できた。ピーク周期の振幅については、過小評価の傾向がある。さらに、より

短周期では両者に大きな差がある。ボーリングデータとの比較と同様に、ラブ波の影響を考慮する必要があると考えられる。表 2-3 に CHBH13 と MYGH01 における H/V スペクトルのピーク周期とピーク振幅の地震毎の平均値と標準偏差を示す。さらに標準偏差と平均値の比も併せて示す。ピーク周期の変動は、ピーク振幅の変動に比べ約半分程度小さいことがわかる。このように、地震毎の H/V スペクトルのピーク周期は概ね安定しているが、振幅についてはばらつきが大きい。これは、地震の到来方向、伝播経路の速度構造の影響、地震毎のレイリー波とラブ波の構成比の違い、地震毎の長周期成分での S/N の違いなどに起因していると考えられる。

以上のことから、ボーリングデータや微動探査などの異なるデータから推定された S 波速度構造により計算されるレイリー波の楕円率のピーク周期と H/V スペクトルのピーク周期が対応することが示された。

図 2-8 には、レイリー波の基本モードの理論楕円率と 4 次モードまで考慮した理論楕円率の比較を示す。MYGH01 のようにピーク周期が周期 5 秒程度以下のような場合には両者に大きな違いは見られない。また、OSKH02 のようにピーク周期が 5 秒以上であっても、S 波速度構造が基盤と堆積層のほぼ 2 層で表せるような比較的単純な場合は、ピーク周期に大きな違いは見られない。MBR のように中間層が厚く堆積するような速度モデルでは、両者の形状・ピーク周期は大きく異なる可能性がある。

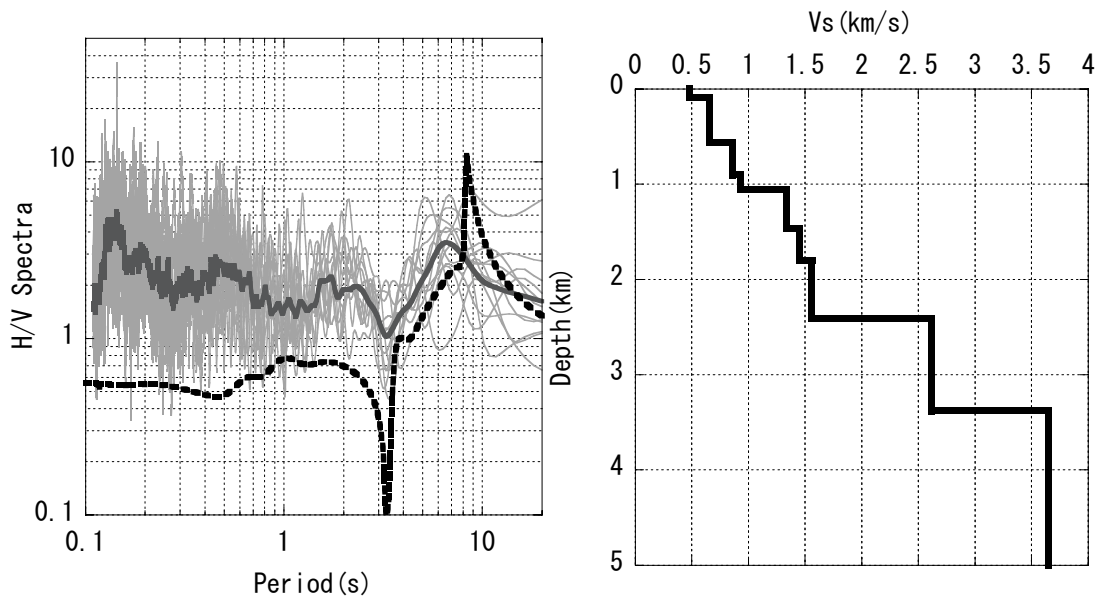


図 2-7(a) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図

地震観測点：SITH04（所沢），微動アレイ探査：松岡・白石(2002)TKS

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル

左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均

左図点線：理論楕円率 右図：S波速度構造

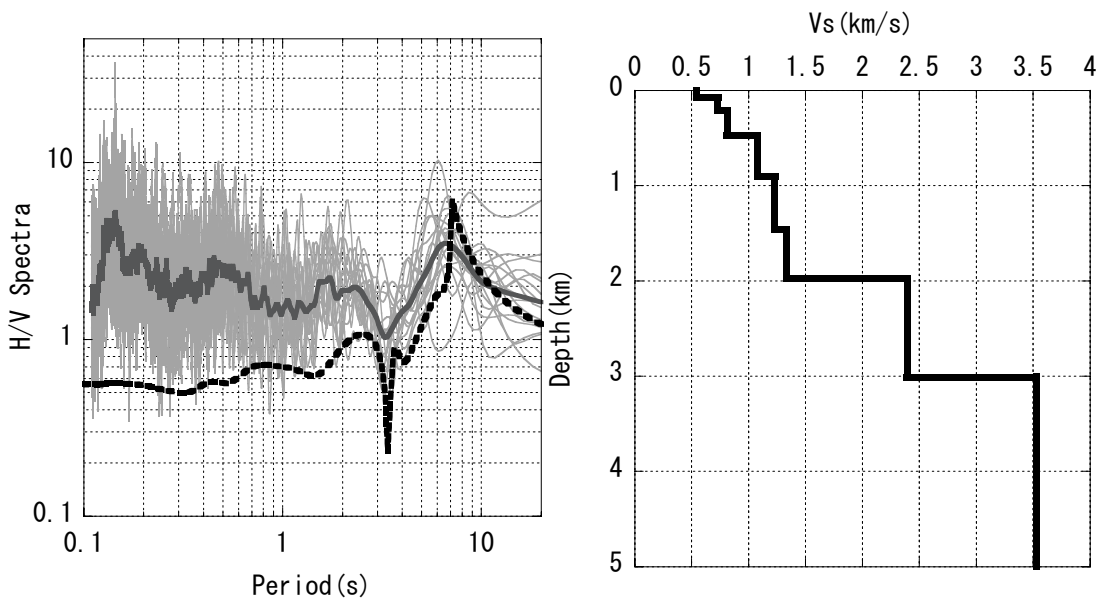


図 2-7(b) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図

地震観測点：SITH03（日高），微動アレイ探査：松岡・白石(2002)HKS

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル

左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均

左図点線：理論楕円率 右図：S波速度構造

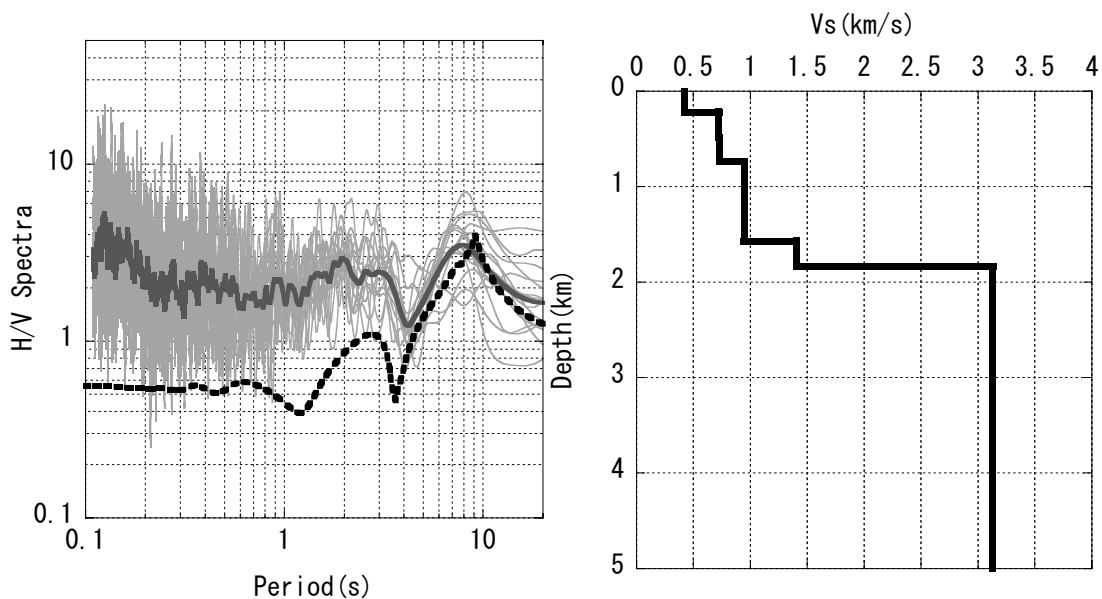


図 2-7(c) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図

地震観測点：CHB002（松戸），微動アレイ探査：千葉県(2001)No.11

- 左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
- 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
- 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

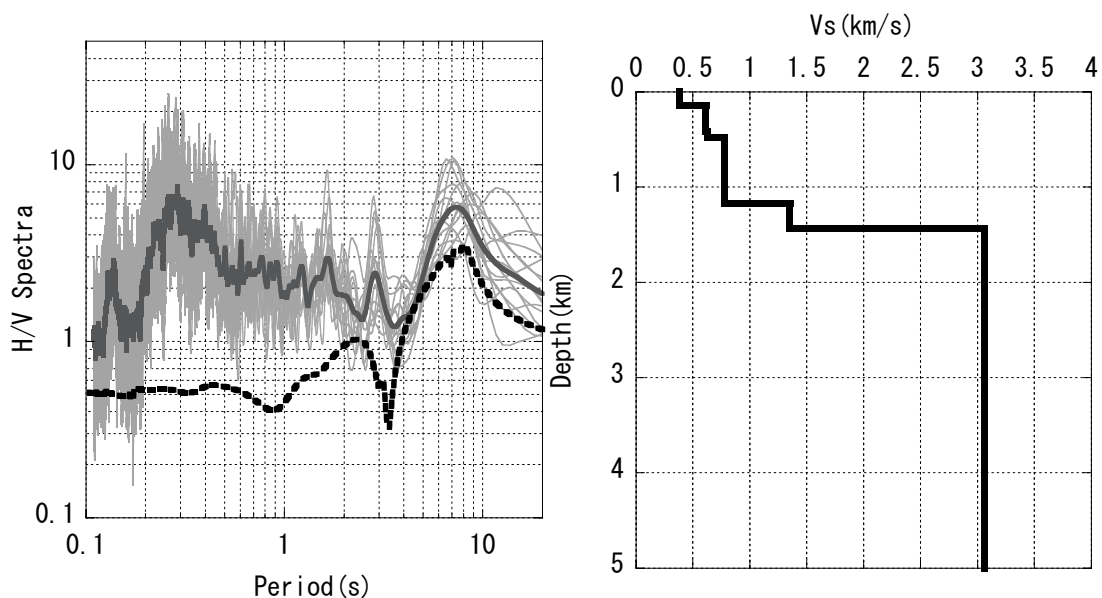


図 2-7(d) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図

地震観測点：CHB003（白井），微動アレイ探査：千葉県(2001)No.14

- 左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル
- 左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均
- 左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

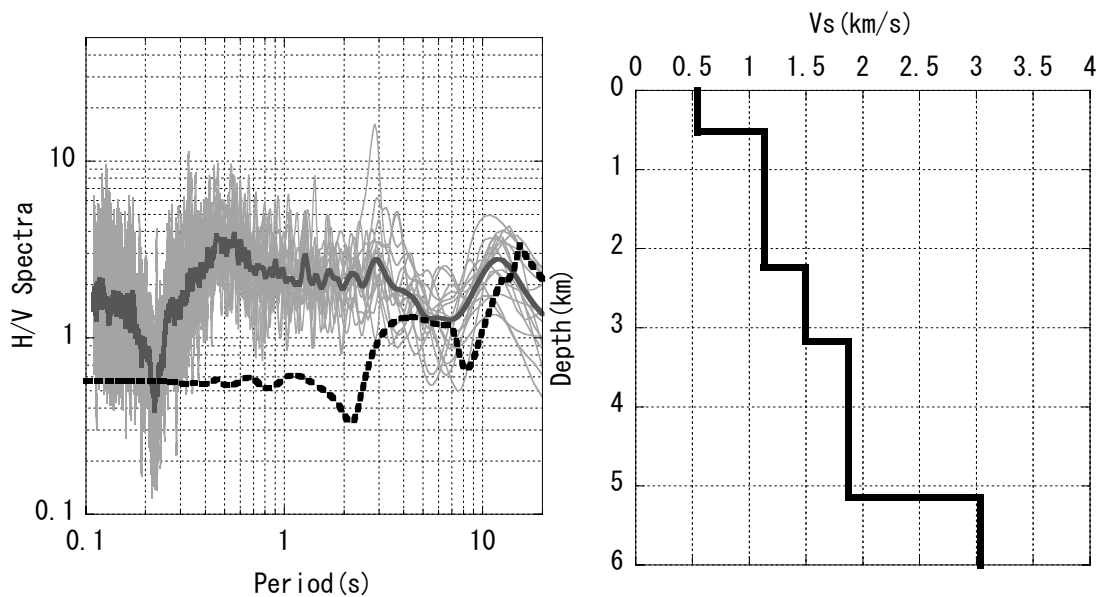


図 2-7(e) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図

地震観測点：CHB014（姉崎），微動アレイ探査：千葉県(2004)IIC

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル

左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均

左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

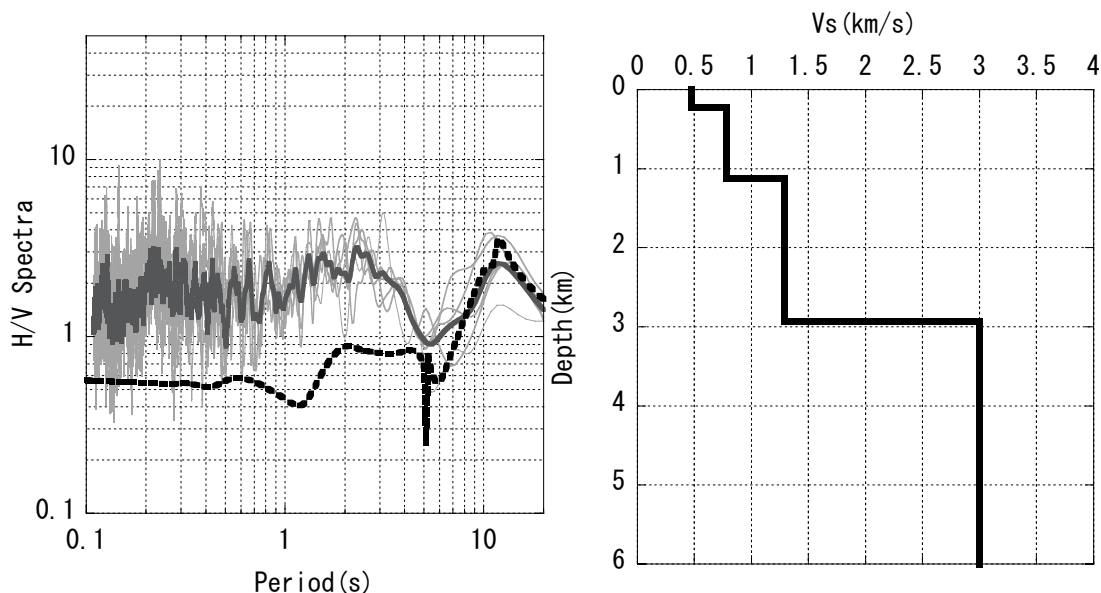


図 2-7(f) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図

地震観測点：CHB013（茂原），微動アレイ探査：山中・山田(2002)MBR

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル

左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均

左図点線：理論楕円率 右図：S 波速度構造

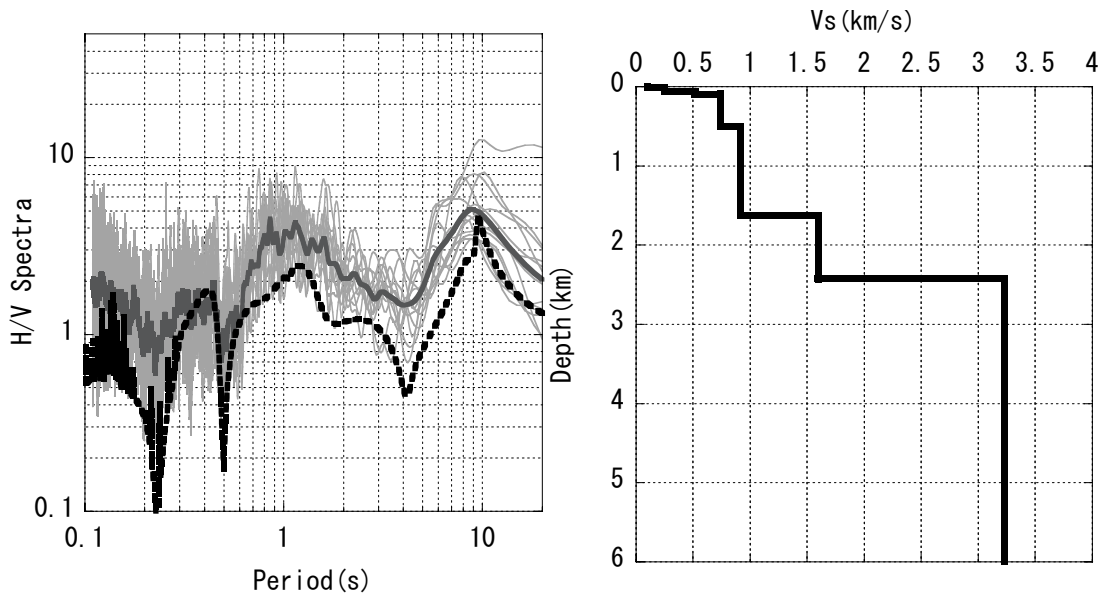


図 2-7(g) 観測 H/V スペクトルと理論楕円率の比較図

地震観測点：TKY020（塩浜），微動アレイ探査：東京都(2002)KOT

左図灰色線：地震毎の観測 H/V スペクトル

左図太線：観測 H/V スペクトルの相乗平均

左図点線：理論楕円率 右図：S波速度構造

表 2-4 CHBH13 と MYGH01 における

H/V スペクトルのピーク周期と振幅，それらの標準偏差および標準偏差との比

SITE	①Peak Period	①Peak Amplitude
	②Standard Deviation Ratio(=②/①)	②Standard Deviation Ratio(=②/①)
CHBH13	5.78	6.08
	0.84	2.07
	0.15	0.34
MYGH01	1.12	31.61
	0.09	13.62
	0.08	0.43

2.3 H/V スペクトルと深部地盤のS波速度構造モデルの関係

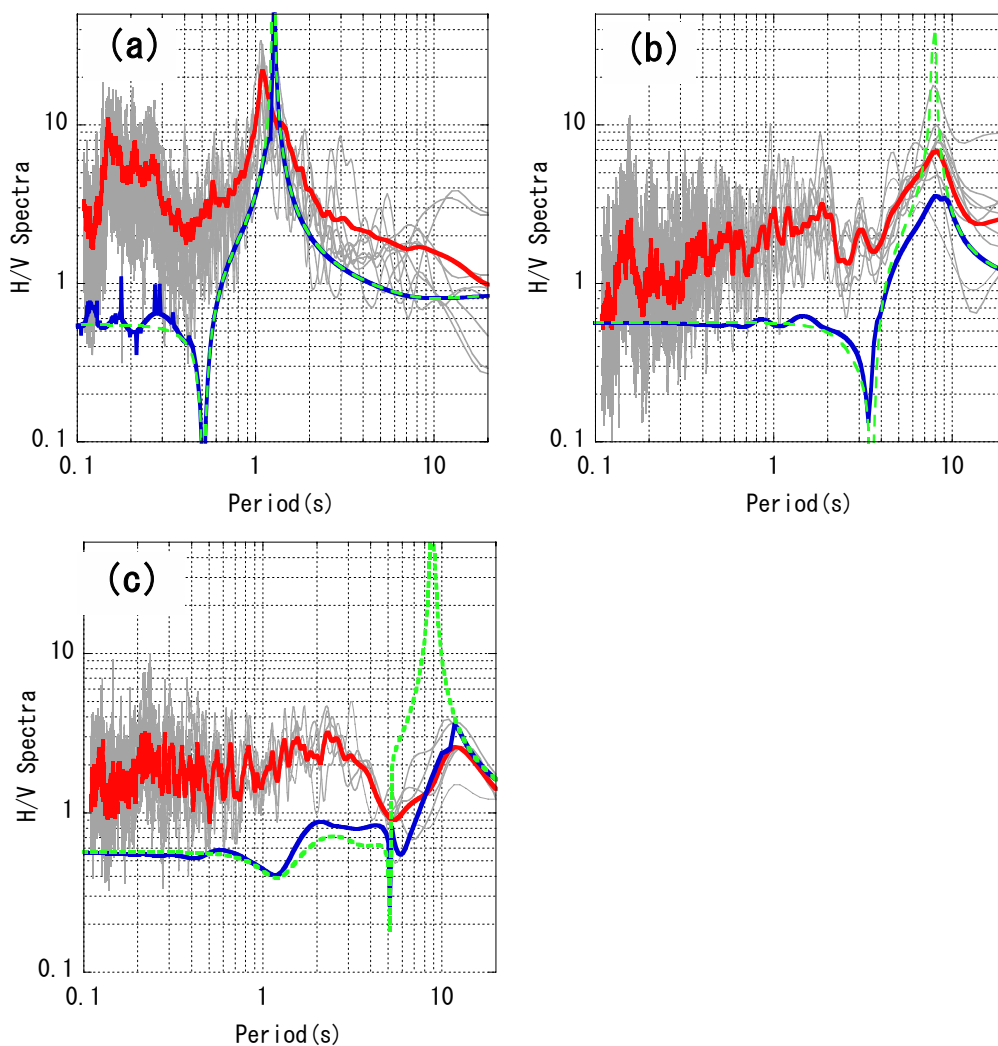


図 2-8 レイリー波の基本モードの理論楕円率（緑点線）と

4次モードまで考慮した理論楕円率(青線)の比較

(a) MYGH01 (仙台), (b) OSKH02 (此花), (c) 山中・山田(2002)MBR

2.4 数値実験による S 波速度構造モデル推定に関する妥当性の検討

本節では、H/V スペクトルを用いた S 波速度構造の推定に関する妥当性の検討を行った。基礎的な数値実験によるパラメータスタディを行い、S 波速度構造モデルの推定法としての妥当性を検討する。以下に、数値実験の概要を示す。

図 2-9 に数値実験に用いた S 波速度構造とレイリー波の理論楕円率を示す。H/V スペクトルのピーク周期を用いて、観測 H/V スペクトルのピーク周期との誤差を

$$E = \left[\frac{(T^o - T^c)}{T^o} \right]^2 \quad (2-5)$$

により求める。ここで、 T^o 、 T^c はそれぞれ観測ピーク周期および理論楕円率のピーク周期である。図 2-10 はこの誤差の分布であり、各層の S 波速度と層厚のみを変化させた場合の誤差の分布を示している。変化させた以外の層の S 波速度と層厚は正解値に固定している。誤差分布を見ると、すべての層において、幅の狭い誤差の谷が細長く見られ、卓越周期のデータのみでは、モデルを推定することが難しいことを示唆している。また、第 1 層の層厚を 0.2km 程度に固定した場合に、S 波速度を変化させても誤差はほぼ 0 となっており、S 波速度に対する感度が低くなっている。したがって、ピーク周期のみでは、観測データの情報量が少なく、広い探索範囲だとモデルの絞込みが難しいと考えられる。KiK-net 成田観測点の PS 検層結果の第 1 層の S 波速度を変化させた場合の H/V スペクトルとレイリー波の位相速度の変化の様子を調査した。図 2-11 にその結果を示す。PS 検層の結果のモデルを Model1、第 1 層の S 波速度を 0.43km/s から 0.2km/s へ低下させた場合のモデルを Model2 と呼ぶことにする。図 2-11a は理論 H/V スペクトル、図 2-11b はレイリー波の理論位相速度を示している。灰色線および点線はそれぞれ、Model1 および Model2 による計算結果である。H/V スペクトルのピーク周期は、Model1 では、5.88 秒、Model2 では 6.06 秒でありほとんど変化が無かった。この傾向は、上記に示した数値実験の結果と同じ傾向である。理論楕円率のピーク周期のみを用いる限り、S 波速度構造の違いを識別することは難しい。一方、レイリー波の位相速度は周期 7 秒以下において、Model1 の場合の位相速度が遅くなっており変化が大きい。S 波速度構造の相違が明瞭に計算結果に現われている。以上の結果から H/V スペクトルのピーク周期だけでは、S 波速度構造を推定することが難しいことが確認された。

図 2-12 には、第 5 章で述べる琵琶湖地域における SIG005 での H/V スペクトルのピーク周期によって修正された S 波速度構造モデルと宮腰ほか(1998)による微動探査結果の比較を示す。H/V スペクトルのピーク周期により推定されたモデルは、深度 0.2km

2.4 数値実験による S 波速度構造モデル推定に関する妥当性の検討

までは微動探査結果と概ね一致しているが、深度 0.2km 以深の S 波速度構造の違いにより、観測された微動の位相速度を説明できていない。数値実験で示したように、H/V スペクトルのピーク周期を満たす S 波速度構造モデルのパラメータは広範囲に分布するため、堆積層内の速度層の構成比率を一定した強い拘束条件が設けられている。このような強い拘束条件を用いれば、ほぼひとつのモデルを決定することができるが、図 2-12 に示したように、観測された微動の位相速度を説明することができないため、異なる拘束条件が必要である。H/V スペクトルデータを用いる場合には、他種類のデータとの同時逆解析が必要になると考えられる。同時逆解析については第 4 章で述べることにする。

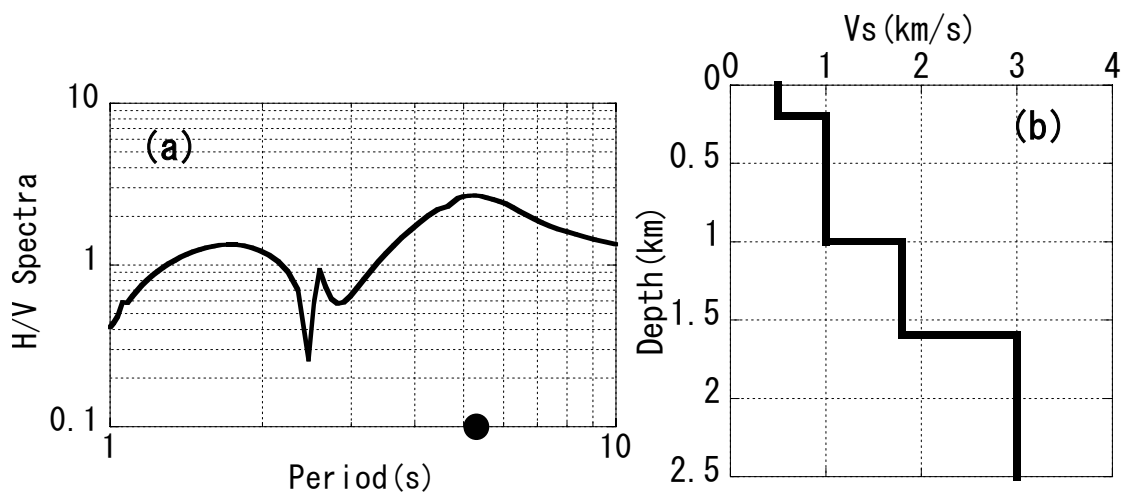


図 2-9 数値実験に用いたレイリー波の楕円率 (a) と S 波速度構造 (b)
左図丸は H/V スペクトルのピーク周期を示す。

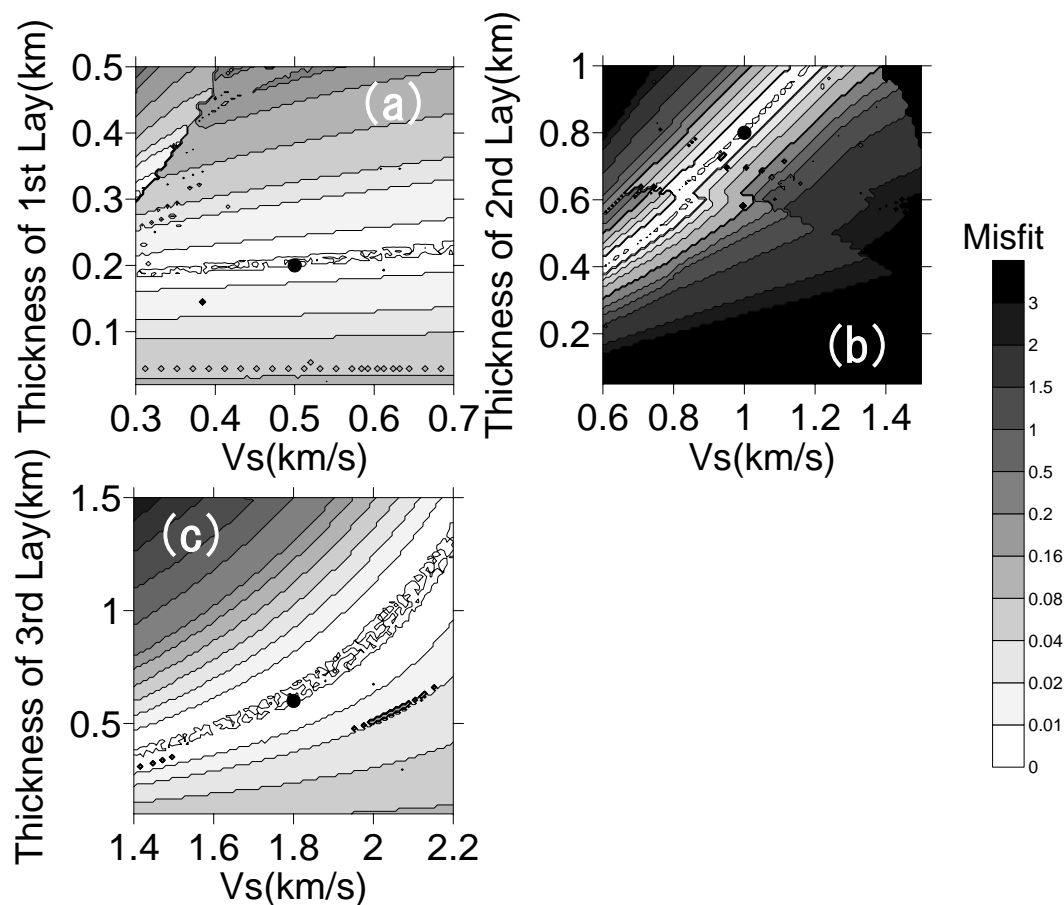


図 2-10 H/V スペクトルの誤差分布

(a)第 1 層のパラメータを変化させた場合の誤差分布 (b)第 2 層 (c)第 3 層
各図の黒丸は正解モデルを示す。

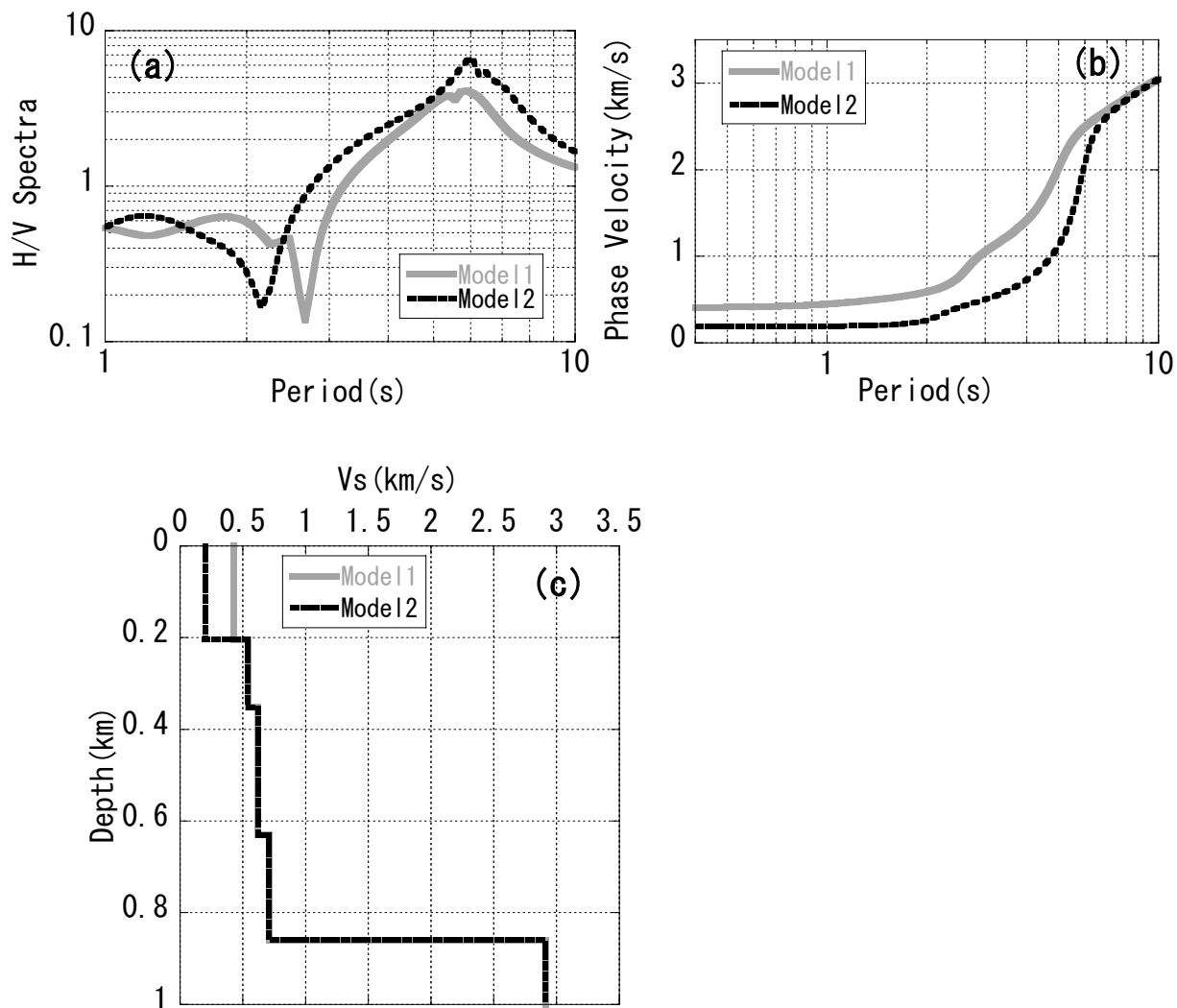


図 2-11 表層の S 波速度構造を変化させたときの

H/V スペクトルと位相速度の変化の様子

(a)H/V スペクトル, (b)レイリー波の位相速度

灰色線 : KiK-net 成田観測点の PS 検層結果による計算結果

点線 : 第 1 層の S 波速度を 0.2km/s とした場合の計算結果

(c)S 波速度構造

灰色線 : KiK-net 成田観測点の PS 検層結果 (山水, 2004)

点線 : 第 1 層の S 波速度を 0.2km/s とした場合の S 波速度構造

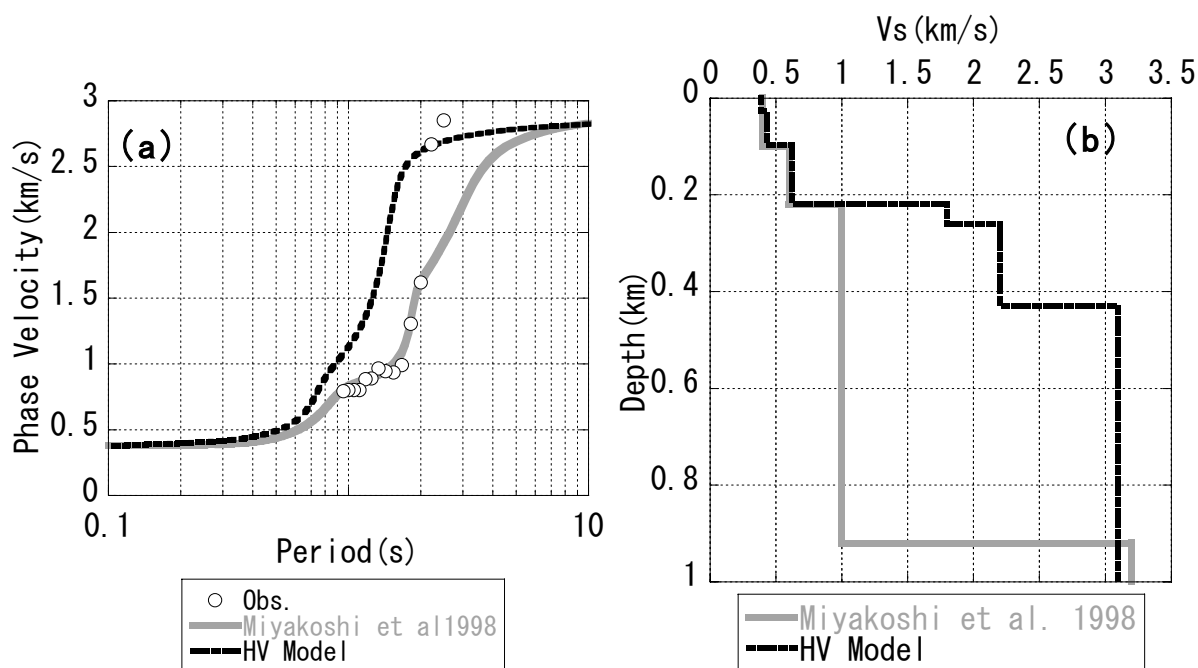


図 2-12 SIG005 における H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造と
宮腰ほか(1998)による S 波速度構造の比較

(a)点線：H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造により計算されるレイリー波の理論位相速度

灰色線：宮腰ほか(1998)による S 波速度構造により計算されるレイリー波の理論位相速度

(b)S 波速度構造モデル 点線：H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造，灰色線：宮腰ほか(1998)による S 波速度構造

2.5 まとめ

地震動の表面波部分の H/V スペクトルのピーク周期が、ボーリング孔での検層結果より計算されるレイリー波の理論楕円率のピーク周期と整合することを確認した。また、関東地方の微動アレイ探査によって推定された地震基盤が深い観測点においても、地震動の H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率は良く整合した。理論楕円率を計算する場合、堆積層と地震基盤の速度コントラストが大きい地盤では、基本モードの理論 H/V スペクトルを計算すればよいが、S 波速度が深度により徐々に増加するような地盤では、高次モードを考慮した計算が必要になる。地震動の H/V スペクトルのピーク周期はピーク振幅に比べ安定していることが確認できた。

数値実験により H/V スペクトルを用いた S 波速度構造の推定に関する妥当性の検討を行った。その結果、第 1 層の S 波速度の分解能が低く、その他の層においても S 波速度と層厚の間に強いトレードオフの関係が見られた。KiK-net 成田観測点における速度構造モデルでもパラメータスタディを行った。その結果、数値実験と同様に、表層の S 波速度を変化させても H/V スペクトルのピーク周期にほとんど変化が無いことを確認した。琵琶湖地域の SIG005 観測点において H/V スペクトルのピーク周期を用いて修正された S 波速度構造と既往の微動探査結果を比較したところ、微動の位相速度を説明することができなかった。

このように、H/V スペクトルデータのピーク周期だけでは S 波速度構造を推定することは難しい。H/V スペクトルの振幅は、地震毎に振幅が安定しておらず、また、短周期では振幅に大きな差があり、H/V スペクトルの振幅を用いて S 波速度構造を推定するためには、地震毎のレイリー波とラブ波の構成比の違い、地震の到来方向や伝播経路の速度構造による影響などを考慮しなければならず、課題が多い。H/V スペクトルのピーク周期を用いるには、既知的情報による拘束条件を用いるあるいは他種類のデータとの同時逆解析が必要になると考えられる。

2.6 参考文献

- Arai, H. and Tokimatsu, K. (2004): S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 53-63.
- 千葉県 (2001) : 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Chiba5frm.htm>.
- 千葉県 (2004) : 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Chiba8frm.htm>.
- 地震調査研究推進本部 (2008) : 付録 3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08_yosokuchizu/a3.pdf.
- 瀧野 一樹・三宅弘恵(2006): 強震動予測のための地下構造の標準的なモデル化手法, 物理探査学会第 115 回学術講演会論文集, 5-8.
- 松岡達郎・白石秀孝 (2002) : 関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性—埼玉県南部地域の三次元 S 波速度構造の推定, 物理探査, **55**, 127-143.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙 伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三, (1998) : 微動探査法による彦根市の地下構造探査, 物理探査学会第 99 回学術講演会論文集, 164-167.
- 岡田 広・凌 魁群・石川 顕・宮腰 研 (1993) : 微動のアレイ観測中に記録された地震動コーダ部分に含まれるレイリー波の位相速度推定, 日本地震学会講演予稿集 1993 年度秋季大会, 106.
- 大熊裕輝・松岡昌志・山崎文雄・原田隆典, 2002, 宮崎県における常時微動の H/V スペクトル比を用いた地震動の推定, 土木学会論文集, **696/I-58**, 261-272.
- 大崎順彦 (1994): 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 東京, 95-102.
- 佐藤智美・川瀬博・松島信一 (1998) : 微動と S 波, P 波, coda から求められる地盤特性の違いとその理論的解釈, 地震, 第 2 輯, **51**, 291-318.
- 産業技術総合研究所 (2003) : 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版.
- 時松孝次・中条有二・田村修次, 1994, 短周期微動の水平鉛直振幅比と地盤特性の関係, 日本建築学会構造系論文集, **457**, 11-18.
- 東京都 (2003) : 平成 15 年度地震調査交付金 23 区内微動アレイ探査委託 (その 2) に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo8Cfrm.htm>.

2.6 参考文献

- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生（2002）：気象庁の震源決定方法の改善－浅部速度構造と重み関数の改良－，験震時報，**65**，123-134.
- 山水史生（2004）：関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査，防災科学技術研究所研究資料，**251**，pp75.
- 山中浩明・山田伸之（2002）：微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築，物理探査，**55**，53-65.

3 S波波形逆解析による深部地盤のS波速度構造モデルの推定方法の提案

3.1 はじめに

前章では、地震動の表面波部分のH/Vスペクトルを用いたS波速度構造モデルの推定に関する問題点について述べた。本章では、S波主要動部分を用いたS波速度構造の推定法を提案する。

強震動予測では、S波主要動の特徴を精度良く推定することが重要であるが、S波部分を用いてS波速度構造モデルを推定する試みは少ない。引間(2007)では、波数積分法によるフォワード計算と非線形最小二乗法によるS波速度構造の逆解析を行なっている。最小二乗法によるモデルの推定では解析結果が初期モデルに依存するため、精度の高い初期モデルが必要である。したがって、既往のボーリングデータや物理探査データの少ない地域では、遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法を用いたS波速度構造の推定法が必要になる。そこで、本研究では遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法にも適用可能なように、以下のような工夫を行った。まず、地震動のS波主要動を計算するために、震源時間関数の速度波形を単純な三角パルスと仮定し、水平成層での平面SH波伝播のみを考えることによって計算時間を減少した。さらに、地震基盤以浅のS波速度構造のみを考慮した応答計算を行った。本手法では、波形の立ち上がり時間や入射角についても逆解析により推定し、地震モーメントも必要としない。したがって、震源メカニズムに関する既存資料が少ないマグニチュード3程度の小規模な地震でも適用が可能である。また、通常の波形逆解析では、1つの地震について各観測点で共通の震源メカニズムを用いて逆解析を行うため、伝播経路の不均質性などの影響で共通の震源メカニズムでは波形が説明できない場合があるが、本手法では立ち上がり時間・地震モーメントを地震毎観測点毎に推定するため、そのような震源メカニズムの不一致を考慮する必要がない。このように、単純な震源過程を仮定するため、地震の規模が比較的小さい地震の記録を対象とした。

まず、数値実験により本手法の適用範囲、適用限界について検討を行った。次に、地震基盤までのS波速度構造が把握されている関東地方のKiK-net観測点成田(CHBH13)および西野原(YMNH08)での地震観測データに本手法を適用し、PS検層の結果との比較、増幅特性との比較を行った。さらに、比較的地震基盤深度の浅いと考えられている琵琶湖地方での地震記録にも本手法を適用し、微動探査データやH/Vスペクトルデー

3.1 はじめに

タとの比較を通して，本手法の適用性の検討を行った。

3.2 解析方法

図 3-1 に本手法による S 波速度構造モデル推定の概念図を示す。震源の速度波形が、立ち上がり時間 Tr の三角パルスで表され、振幅が A_{base} である SH 波を水平成層地盤モデルの最下層に入射させ、地表面での速度波形を求めた。応答計算は Haskell (1960) による方法を用いた。Q 値については、周波数 1Hz 以上については、周波数の増加に対して Q 値も増加することが近年の研究より示されて (木下, 1993) おり、1Hz 以下についても同様の傾向が見られるため (例えば, 福島・翠川, 1993; 佐藤ほか, 1994), 各層の Q 値を

$$Q_s = \frac{V_s}{a} f^b \quad (3-1)$$

とモデル化する。ここで、 V_s は各層の S 波速度 (m/s), f は周波数 (Hz), a と b は定数である。

速度波形の逆解析を行う前に、図 3-1 に示す S 波初動時刻 t_1 , 初動終了時刻 t_2 , 解析終了時刻 t_3 を読み取る。次に、(3-2) 式で表される i 番目の地震の時刻 t_1 から t_2 の間の観測波形と計算波形の残差 e_i を

$$e_i = \sum_{t=t_1}^{t_2} \frac{1}{A_i^o} \left(O_i(t) - C_i(t + \tau_i) \right)^2 \quad (3-2)$$

と定義し、 e_i を最小にする時間のシフト量 τ_i を地震毎にグリッドサーチにより求める。ここで、 O_i , A_i^o , C_i はそれぞれ i 番目の地震の観測されたトランスバース成分の速度波形、観測速度波形の最大値、計算速度波形である。最大値は時刻 $t_1 \sim t_2$ における波形の絶対値の最大値である。地震基盤における入射波の振幅 A_{base}^i は、以下の関係式を満たすように振幅を調整する。

$$A_{base}^i = \frac{A_i^o}{Z} \quad (t = t_1 \sim t_2) \quad (3-3)$$

ここで、 Z は深部地盤による計算速度波形の最大振幅の増幅率である。 A_{base}^i の振幅を 1 とし、応答計算により地表面での速度波形を計算する。計算された地表面での時刻 $t_1 \sim t_2$ における S 波初動部分の最大振幅を最大振幅の増幅率 Z と定義する。時刻 $t_1 \sim t_2$ における S 波初動部分の観測波形の最大値を増幅率 Z で除すことにより地震基盤に入射波する地震波の振幅を求めた。

各地震記録に対して求めた τ_i を用いて、(3-4) 式で表せる残差を最小にするように S

波速度構造を推定した。

$$E = \sum_{i=1}^M \sum_{t=t_2}^{t_3} \frac{1}{A_i^o} \left(O_i(t) - C_i(t + \tau_i) \right)^2 \quad (3-4)$$

ここで、 M は記録の数である。この E の最小化には、山中・石田(1995)による遺伝的アルゴリズム(以下 GA という)を用いた。観測速度波形および計算速度波形の最大値で振幅を規格化することにより、複数の地震の結果を重合できる。逆解析により推定するパラメータは、各層の S 波速度、層厚、Q 値の係数 a および b 、地震毎の Tr と入射角である。ただし、モデル最下層の S 波速度は一定値に固定した。各層の密度値は、Ludwig et al. (1973)による S 波速度と密度 ρ の関係を読み取り、(3-5)式にしたがって、S 波速度 Vs (単位 km/s)に連動させた。

$$\rho(g/cm^3) = \begin{cases} -0.0450Vs^2 + 0.4316Vs + 1.7106 (Vs \leq 3.2) \\ 0.0448Vs^2 + 0.2481Vs + 1.3760 (Vs > 3.2) \end{cases} \quad (3-5)$$

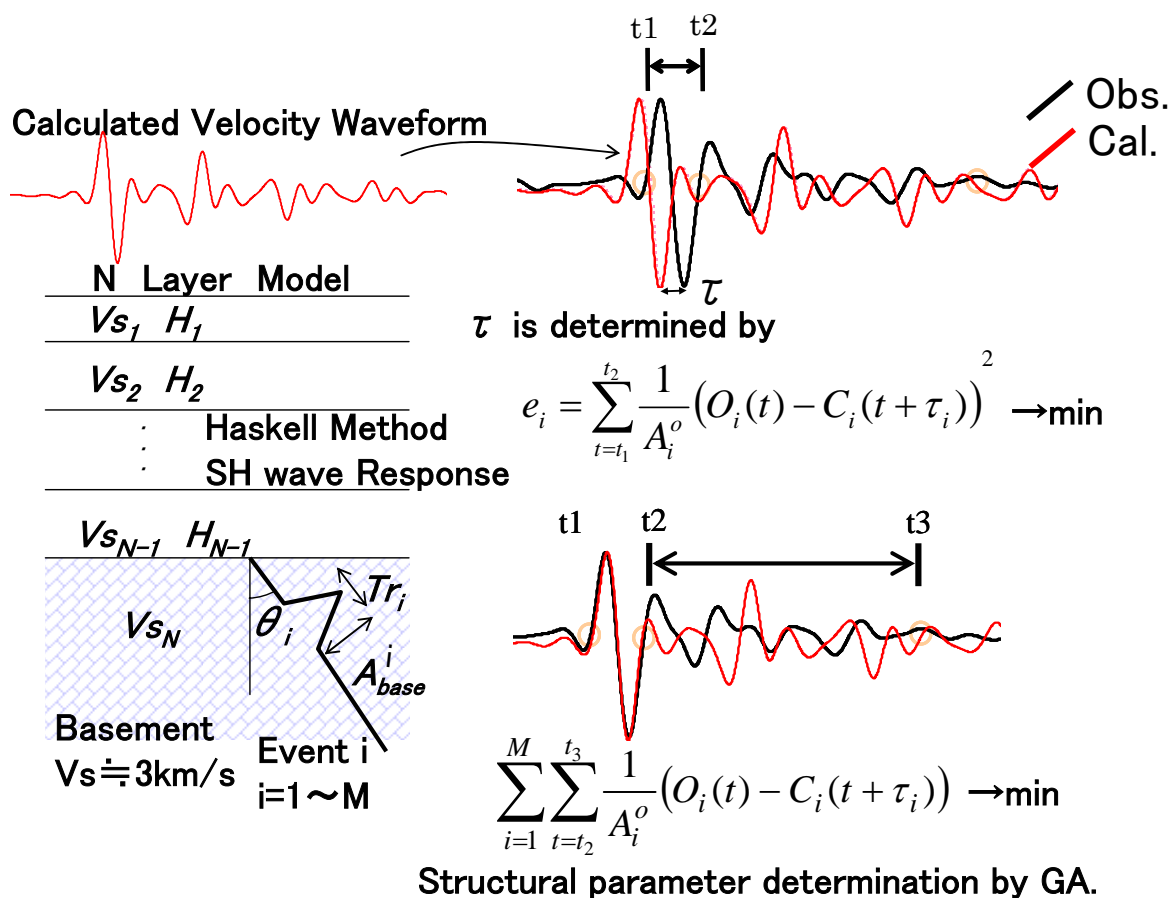


図 3-1 S 波波形逆解析の概念図

3.3 数値実験

擬似的に作成した観測データを用いて数値実験による基礎的な検討を行った。本手法の妥当性・適用限界を把握することが目的である。以下に、数値実験の手順および解析結果を示す。

3.3.1 解析に用いたモデルと擬似観測データの作成

数値実験では、地震基盤深度がやや深いモデル (Model1) および浅いモデル (Model2, Model3) を用いた。図 3-2 に数値実験に用いたモデルを示す。地震基盤に対応する最下層の上面深度は、Model1 では 1.6km, Model2 では 0.3km, Model3 では 0.15km である。

擬似観測データは、地表面での速度波形に周期 1~5 秒のバンドパスフィルターを施し、さらにフーリエスペクトルの 30% の振幅を持つランダム位相のノイズを加えたものとした。地震の個数は 3 つとし、異なる T_r と入射角を設定した。表 3-1 および表 3-2 にそれぞれ、Model1 および Model2,3 における T_r と入射角を示す。Model1 では後述する KiK-net 成田での観測データを模擬し、Model2 および 3 では同じく琵琶湖地域での観測データを模擬して、 T_r および入射角を設定した。

表 3-1 Model1 における震源波形の立ち上がり時間と入射角

Model1	Risetime(s)	Incident angle (degree)
Event1-1	1.00	0
Event1-2	1.25	30
Event1-3	1.50	45

表 3-2 Model2,3 における震源波形の立ち上がり時間と入射角

Model2,3	Risetime(s)	Incident angle (degree)
Event2-1 Event3-1	0.50	0
Event2-2 Event3-2	0.60	10
Event2-3 Event3-3	0.70	20

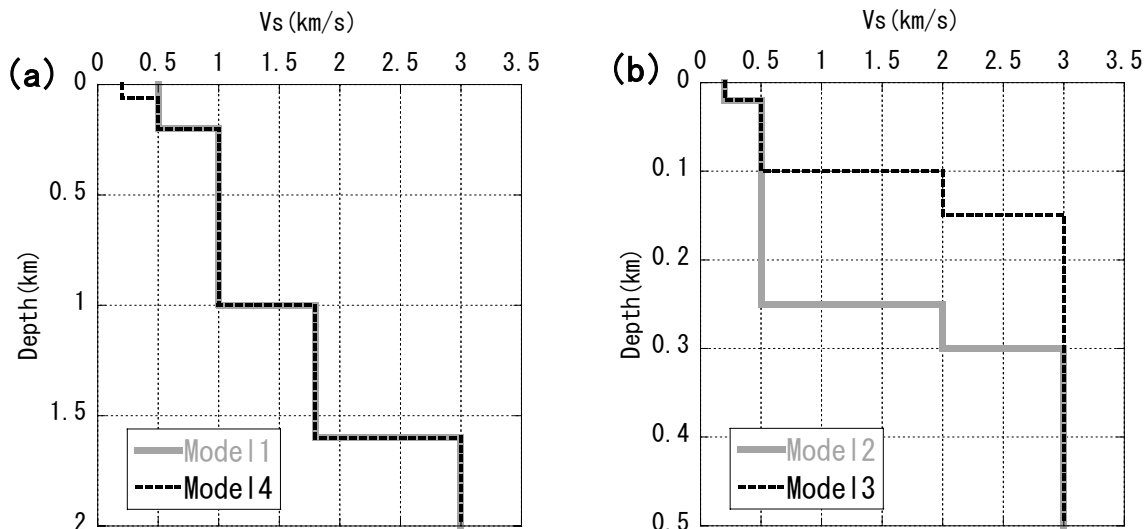


図 3-2 数値実験に用いた S 波速度構造モデル

(a)灰色線 : Model1, 点線 : Model2

(b)灰色線 : Model2, 点線 : Model3

3.3.2 逆解析結果

(1) Model1 に対する逆解析結果

層の数は、どのモデルでも正解値と同じ 4 層とした。GA のパラメータは、個体数 200, 世代数 100, 交差確率 0.7, 突然変異確率 0.01 である。初期乱数を 10 回変えて試行し、残差の最も小さな解を採用した。表 3-3 に解の探索範囲を示す。時刻 t_3 は、すべてのモデルで S 波初動の 10 秒後とした。

図 3-3a~図 3-3c に擬似観測波形と逆解析により求めた Model1 の S 波速度構造による理論波形の比較を示す。図 3-3d は正解値と逆解析により求めた S 波速度構造の比較である。初動から 5 秒以降は、ノイズの影響で擬似観測波形と理論波形に違いが見られるが、初動から 5 秒以内においては、擬似観測データをよく説明でき、S 波速度構造も概ね正解値に近いものである。

表 3-3 Model1 における逆解析での解の探索範囲 括弧内の数値は、正解値を表す。

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)	Event No.	Rise Time (s)	Incident Angle (degree)	a	b
1	0.3-0.7 (0.5)	0.02-0.5 (0.2)	1-1	0.9-1.2 (1.0)	0-50 (0)	1-20 (5)	0.3-2.0 (1.0)
2	0.6-1.5 (1.0)	0.05-1.0 (0.8)	1-2	1.1-1.3 (1.25)	0-50 (30)		
3	1.4-2.2 (1.8)	0.1-1.5 (0.6)	1-3	1.4-1.6 (1.5)	0-50 (45)		
4	3.0 (3.0)	-					

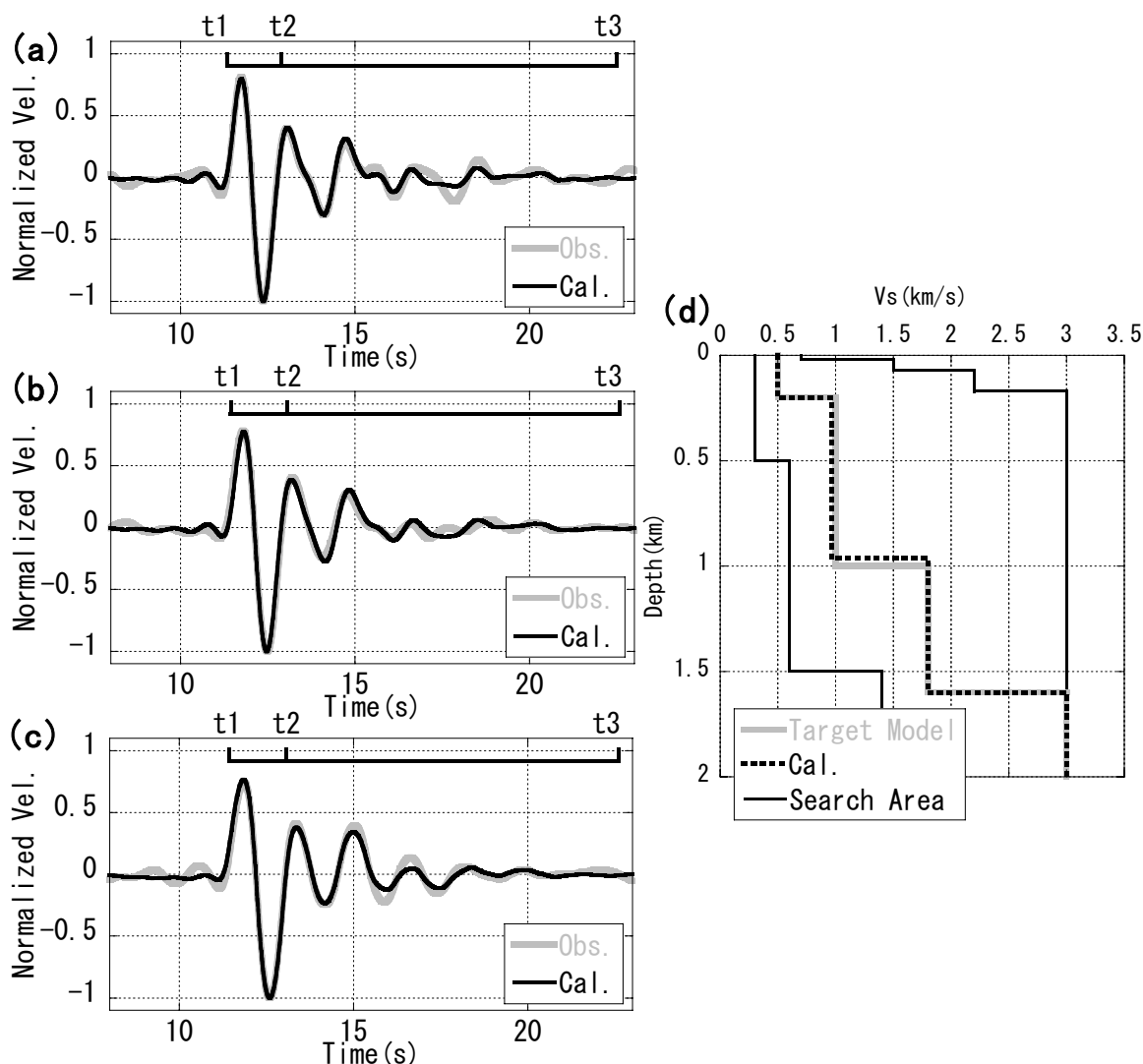


図 3-3 Model1 における逆解析結果

(a)Event1-1, (b)Event1-2, (c)Event1-3, 灰色：観測波形，実線：計算波形。

(d)灰色実線：正解モデル，点線：逆解析結果，実線：解の探索範囲

図 3-4 に解の収束状況を示す。図はある一定の E 以下のモデルを適応解(山中ほか, 1999)として抽出し, それらのモデルのパラメータ分布を示したものである。図 3-4a は, 推定された各層の S 波速度と層厚の関係である。四角の範囲は解の探索範囲を示している。この図では, 最小 E の 1.07 倍までの E を有するすべてのモデル (7 個) のパラメータを示しており, ほぼ 1 つの値に収束している。図 3-4b は, 入射角と Tr の関係を示している。 Tr は正解値からやや外れるが, 入射角は概ね正解値に収束している。図 3-4c は, Q 値の係数 a および b であるが, 正解値に収束していない。データ処理の段階で短周期成分をバンドパスフィルターにより遮断しており, ある特定の周期での減衰特性にのみ関係し, 減衰特性の周期依存性を評価しにくくなっていることも原因のひ

とつであると考えられる。 Tr の不一致についてもバンドパスフィルターによる波形の狭帯域化が原因であると考えられる。

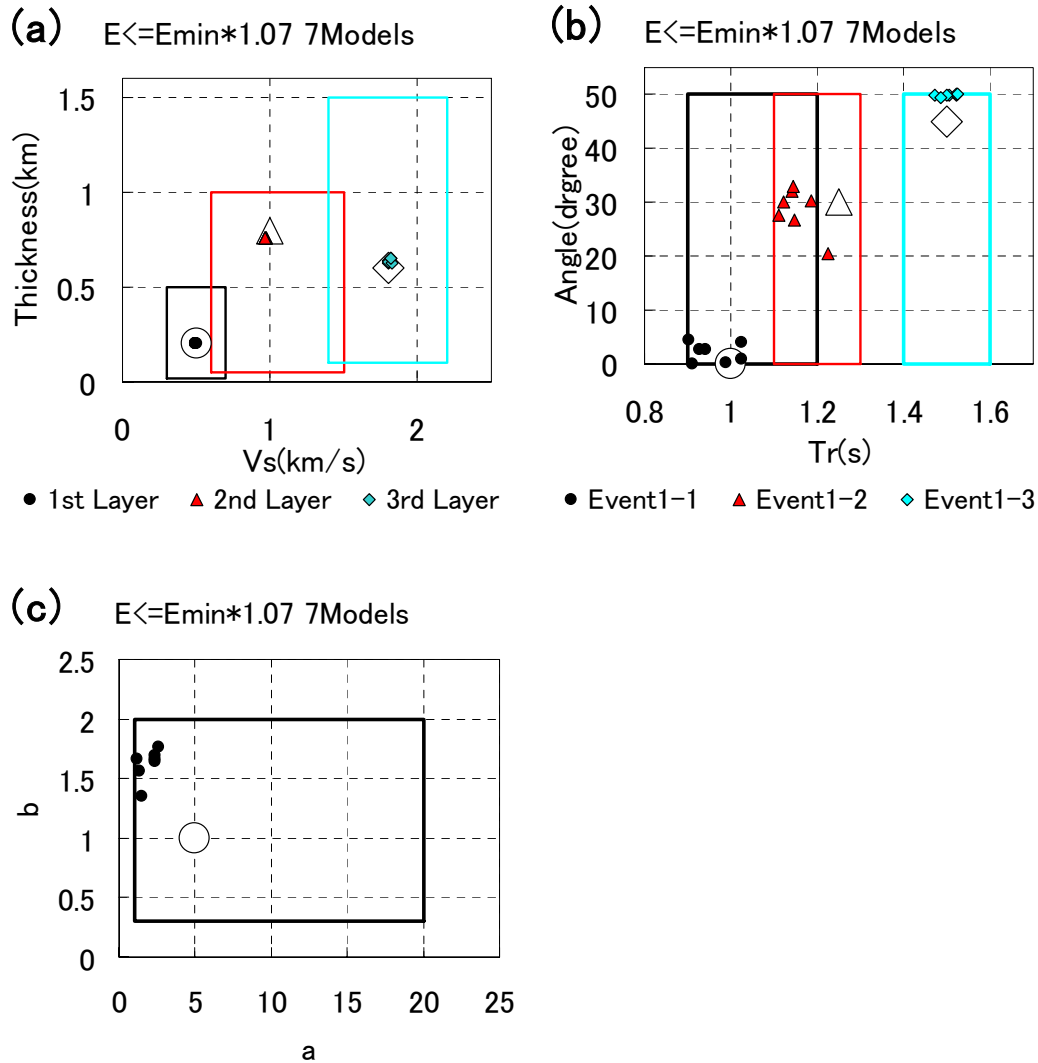


図 3-4 適応解（残差が最小残差の 1.07 倍以下のモデル）の分布（Model1）

(a)S 波速度と層厚 (b)立ち上がり時間と入射角 (c)Q 値の係数 a,b

白丸，白三角，白菱形はそれぞれのパラメータの正解値を示す。

黒丸，赤三角，青菱形は，それぞれのパラメータの適応解を示す。

四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す。

さらに，解析区間が逆解析に及ぼす影響について考察した。式(3-4)で示した E の計算区間を時刻 t_1 から始めた場合について逆解析を行った。その結果を図 3-5 に示す。計算波形は観測波形を良く説明できている。推定された地震基盤深度は，正解値に比べ

やや深いが、概ね正解値に近いモデルが推定できている。図 3-6a は、推定された各層の S 波速度と層厚の関係、図 3-6b は立ち上がり時間と入射角、図 3-6c は Q 値の係数 a と b である。四角の範囲は各層の解の探索範囲である。図では最小 E の 1.07 倍までの E を有する全てのモデル (7 個) のパラメータを示している。 E の計算区間を時刻 $t_2 \sim t_3$ とした場合の図 3-4a と比べると、解のばらつきが大きいことがわかる。初動の振幅は後続の反射波に比べ速度構造の変化に鈍感であるため、解析区間を初動からにすると、速度構造の変化に対し E の変化が小さくなってしまい、解のばらつきが大きくなると考えられる。入射角についても正解値を推定できなかったが、同様の原因であると考えられる。上記の検討により、以下の解析では、 E の計算開始時刻は初動終了時刻 t_2 とした。

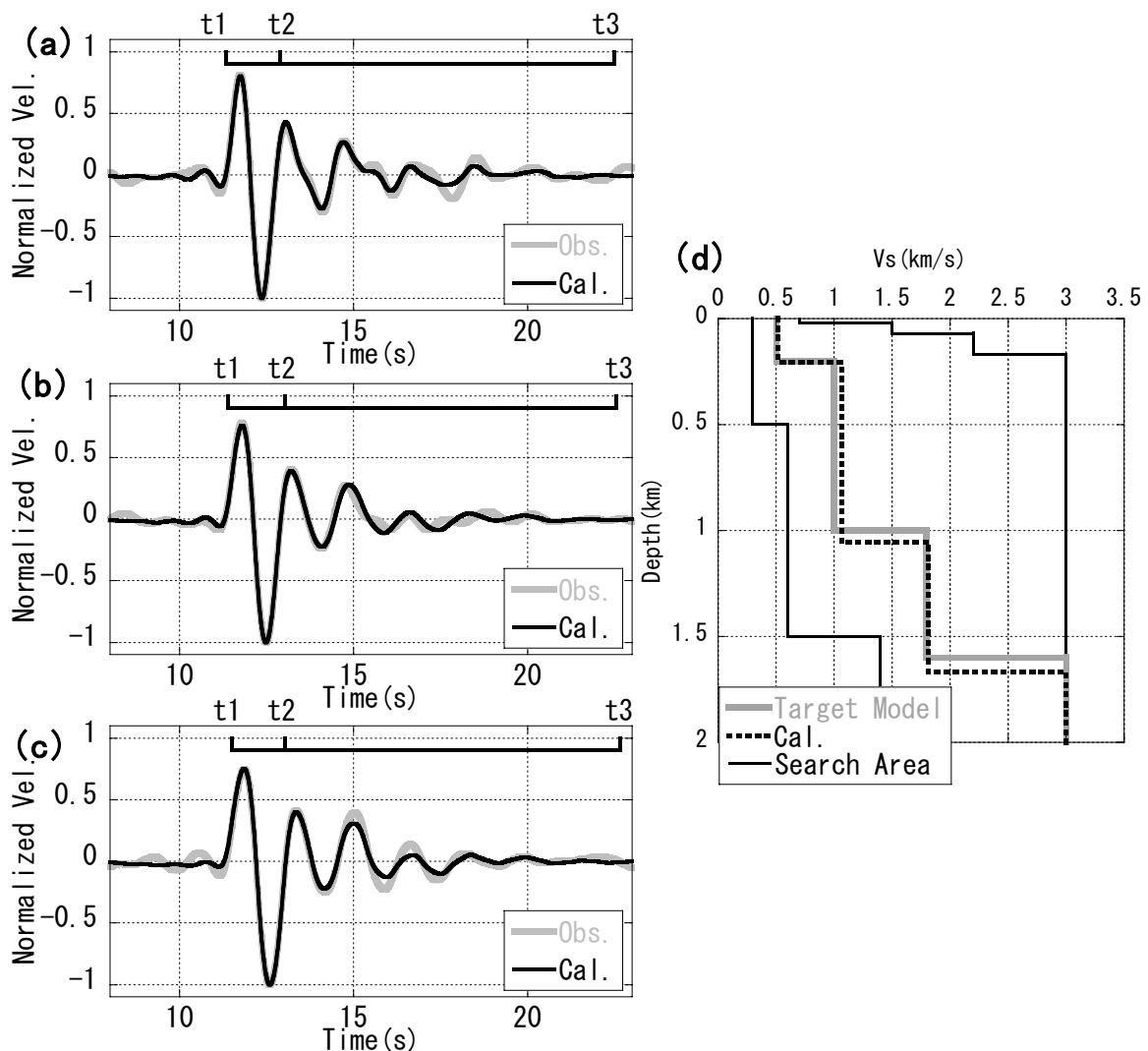


図 3-5 残差の計算時間を t_1 から t_3 にした場合の逆解析結果 (Model11)

(a)Event1-1, (b)Event1-2, (c)Event1-3, 灰色線, 実線は観測波形, 計算波形を示す。
(d)灰色実線, 点線, 実線はそれぞれ, 正解モデル, 逆解析結果, 解の探索範囲を示す。

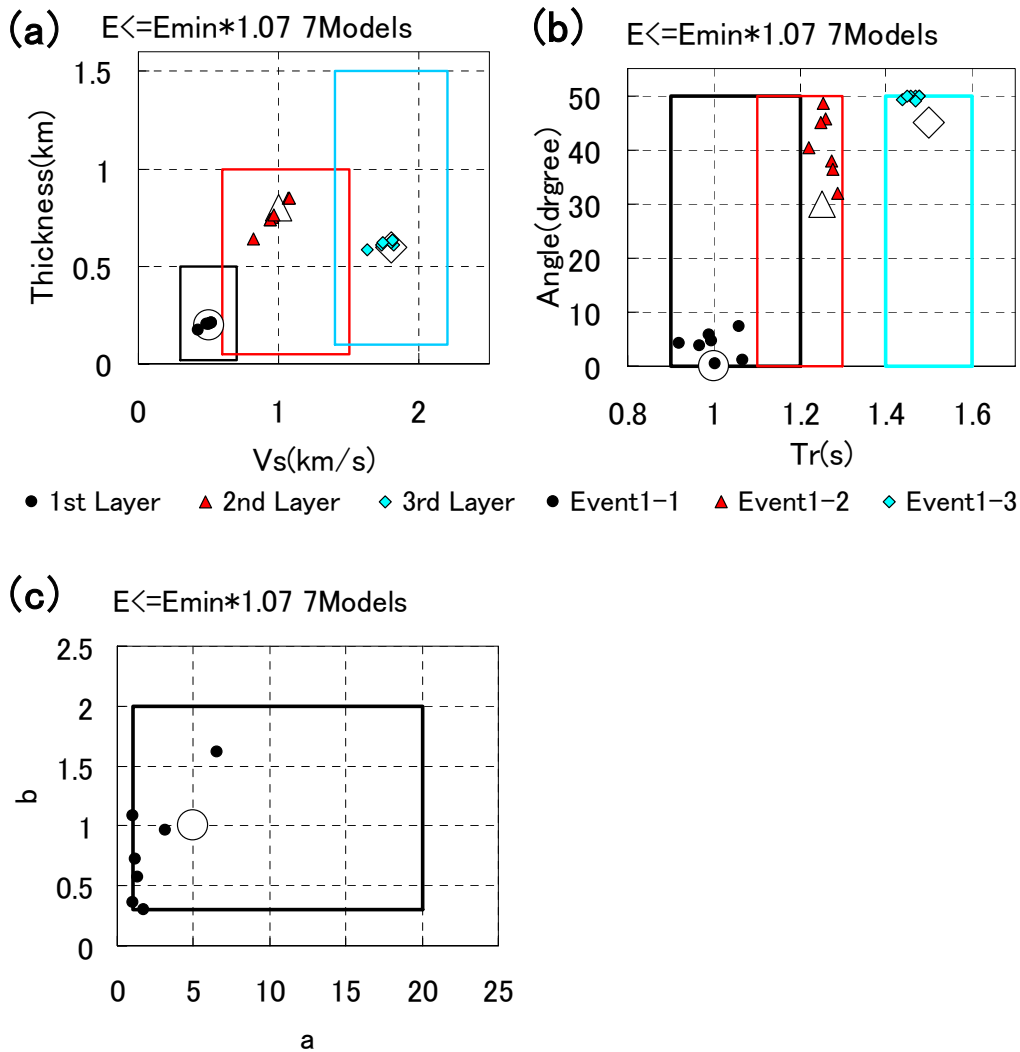


図 3-6 適応解（残差が最小残差の 1.07 倍以下のモデル）の分布（Model1）

解析区間を t_1 から t_3 とした場合

(a) S 波速度と層厚 (b) 立ち上がり時間と入射角 (c) Q 値の係数 a, b

白丸, 白三角, 白菱形はそれぞれのパラメータの正解値を示す。

黒丸, 赤三角, 青菱形は, それぞれのパラメータの適応解を示す。

四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す

(2) Model2 に対する逆解析結果

図 3-7 に Model2 に対する数値実験の結果を示す。表 3-4 に解の探索範囲を示す。第 3 層の上面深度が正解値に比べやや深く推定されている。波形の形状は概ね擬似観測データを良く説明している。図 3-8 に解の収束状況を示す。第 1 層、第 2 層の S 波速度と層厚は概ね正解値に収束しているが、第 3 層のパラメータは Model1 と比べて、ばらつきが大きい結果になった。第 3 層の層厚が薄いため、第 3 層の分解能が低いと考えられる。

また、Model1 の実験結果に比較して、入射角の推定精度が低下している。これは、地震基盤の深度が浅く、入射角による到達時間に大きな違いがないためと考えられる。Q 値の係数については、Model1 の実験結果と同様、正解値に収束しなかった。

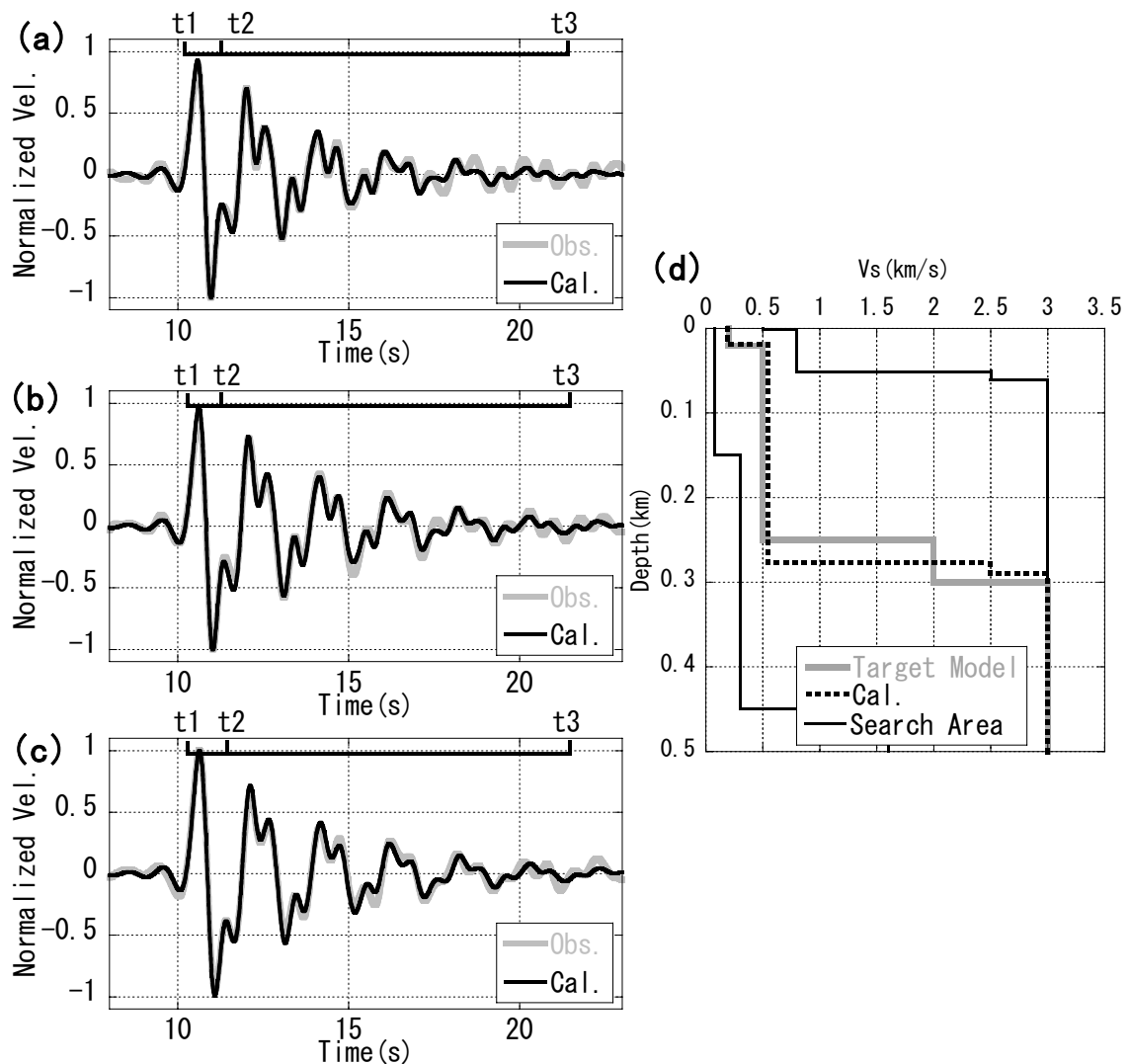


図 3-7 Model2 における逆解析結果

(a)Event2-1, (b)Event2-2, (c)Event2-3, 灰色線：観測波形，実線：計算波形

(d)灰色実線：正解モデル，点線：逆解析結果，実線：解の探索範囲

表 3-4 Model2 における逆解析での解の探索範囲

括弧内の数値は，正解値を表す。

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)	Event No.	Rise Time (s)	Incident Angle (degree)	a	b
1	0.08-0.5 (0.2)	0.01-0.15 (0.02)	2-1	0.4-0.7 (0.5)	0-50 (0)	1-20 (5)	0.3-2.0 (1.0)
2	0.3-0.8 (0.5)	0.05-0.3 (0.23)	2-2	0.5-0.8 (0.6)	0-50 (10)		
3	1.6-2.5 (2.0)	0.01-0.3 (0.05)	2-3	0.6-0.9 (0.7)	0-50 (20)		
4	3.0 (3.0)	-					

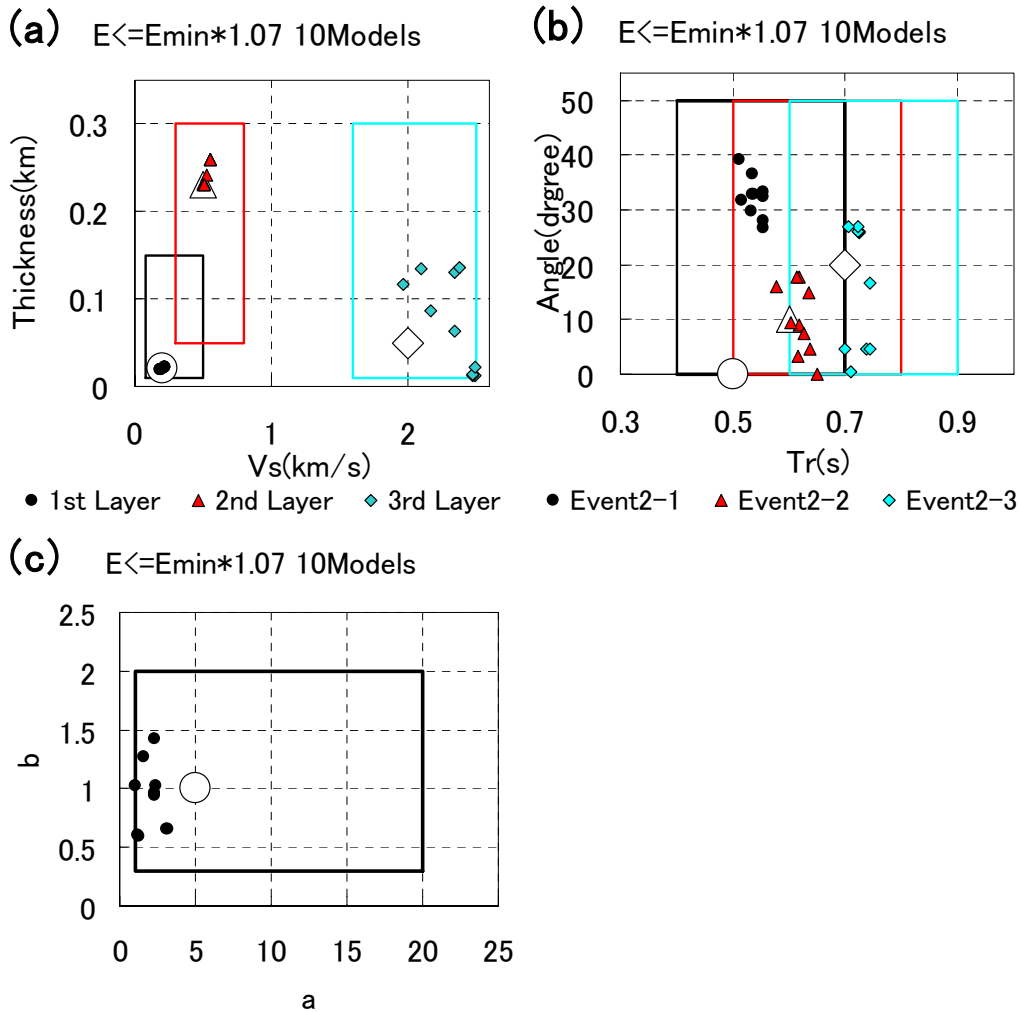


図 3-8 適応解（残差が最小残差の 1.07 倍以下のモデル）の分布（Model2）

解析区間を t_1 から t_3 とした場合

(a) S 波速度と層厚 (b) 立ち上がり時間と入射角 (c) Q 値の係数 a, b

白丸，白三角，白菱形はそれぞれのパラメータの正解値を示す。

黒丸，赤三角，青菱形は，それぞれのパラメータの適応解を示す。

四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す

(3) Model3 に対する逆解析結果

図 3-9 はさらに地震基盤深度が浅い場合 (Model3) の数値実験の結果である。解の探索範囲は Model2 に対するものと同じとした。図 3-9a は Event3-1 の波形の比較である。Model3 の場合、地表面で反射しさらに地震基盤で反射した重複反射波 (第 2 波) と初動が重なってしまい、両者の分離ができていないため、正解の速度値に収束していないと考えられる。地震基盤上部の堆積層の平均 S 波速度を 0.5km/s, 層厚を 0.1 km とした場合、第 2 波は初動到着の 0.4 秒後に到達する。 Tr が 0.4 秒以上の場合、初動と第 2 波が重なってしまう。図 3-9d の点線は Event3-1, Event3-2, Event3-3 の場合の逆解析結果, 図 3-9d の実線は Tr が 0.2 秒の場合の解析結果を示している。図 3-9e は Tr が 0.2 秒の場合の波形の比較である。第 1 層の層厚はやや正解モデルより薄く推定されたが、基盤深度および第 2 層の S 波速度は概ね正解のモデルに整合的であった。このように、地震基盤深度が 0.1km 程度より浅い場合に本手法で S 波速度構造を推定するためには、立ち上がり時間が短い規模の小さい地震を用いるなど、地震記録の選択に注意が必要である。

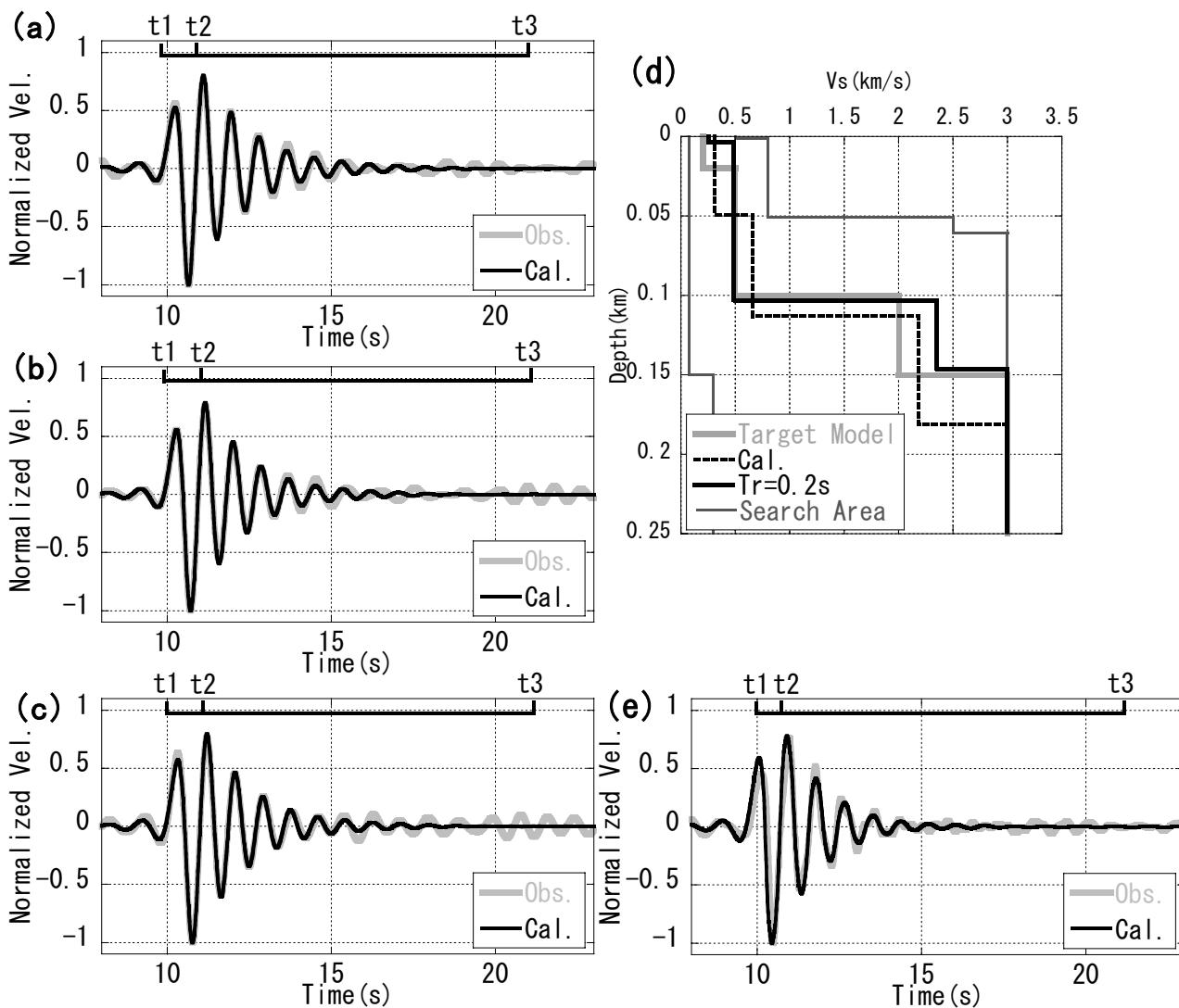


図 3-9 Model3 における逆解析結果

(a)Event3-1, (b)Event3-2, (c)Event3-3 灰色：観測波形，実線：計算波形

(d)灰色線，点線，細線はそれぞれ，正解モデル，逆解析結果，解の探索範囲を示す。

太線は，立ち上がり時間 0.2 秒の場合の逆解析結果

(e) 立ち上がり時間 0.2 秒の場合の逆解析結果

3.3.3 表層の低速度層の影響

上述した逆解析では、工学的基盤よりも浅い表層地盤の存在は無視している。そこで、工学的基盤よりも浅部に低速度層がある場合に、解析結果に与える影響について検討を行った。検討に用いた速度構造は、Model1 の第 1 層の上に層厚 60m、S 波速度 0.2km/s の低速度層を挿入したものである（図 3-2a, Model4）。図 3-10 に両モデルの SH 波の増幅特性を示す。Model1 と Model4 の伝達関数を比較すると、表層の低速度層の影響により周期 2 秒以下の伝達関数に違いが見られた。5 層構造モデルの Model4 の擬似的データに対し、表層のない 4 層モデルを仮定して逆解析を行った。探索範囲は Model1 に対するものと同じにした。地震の数も Model1 に対するものと同じ 3 つとし、入射角、 θ_r も同じとした。図 3-11 に解析結果を示す。第 1 層の S 波速度が 0.42km/s と正解値のモデルの第 2 層の値に比べやや小さい速度が推定された。しかし、深部の S 波速度構造はほぼ同じであり、低速度の表層は深部の速度構造の推定にはあまり大きな影響を与えていないと考えられる。これは、バンドパスフィルターによって周期 1 秒以下の成分を遮断しているためであると考えられる。

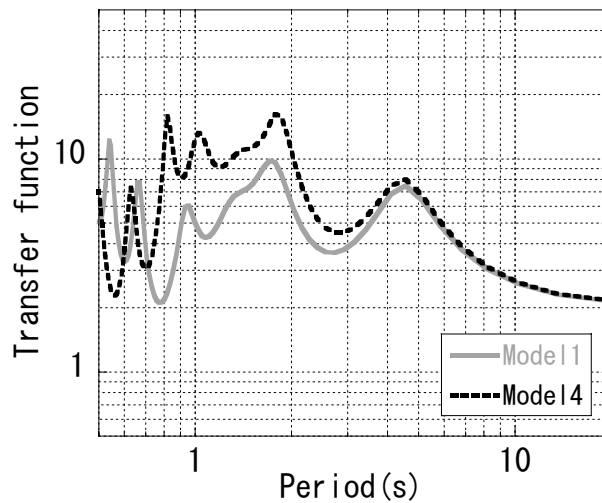


図 3-10 SH 波増幅特性の比較

灰色線および点線は、それぞれ Model1 および Model4 の増幅特性を示す。

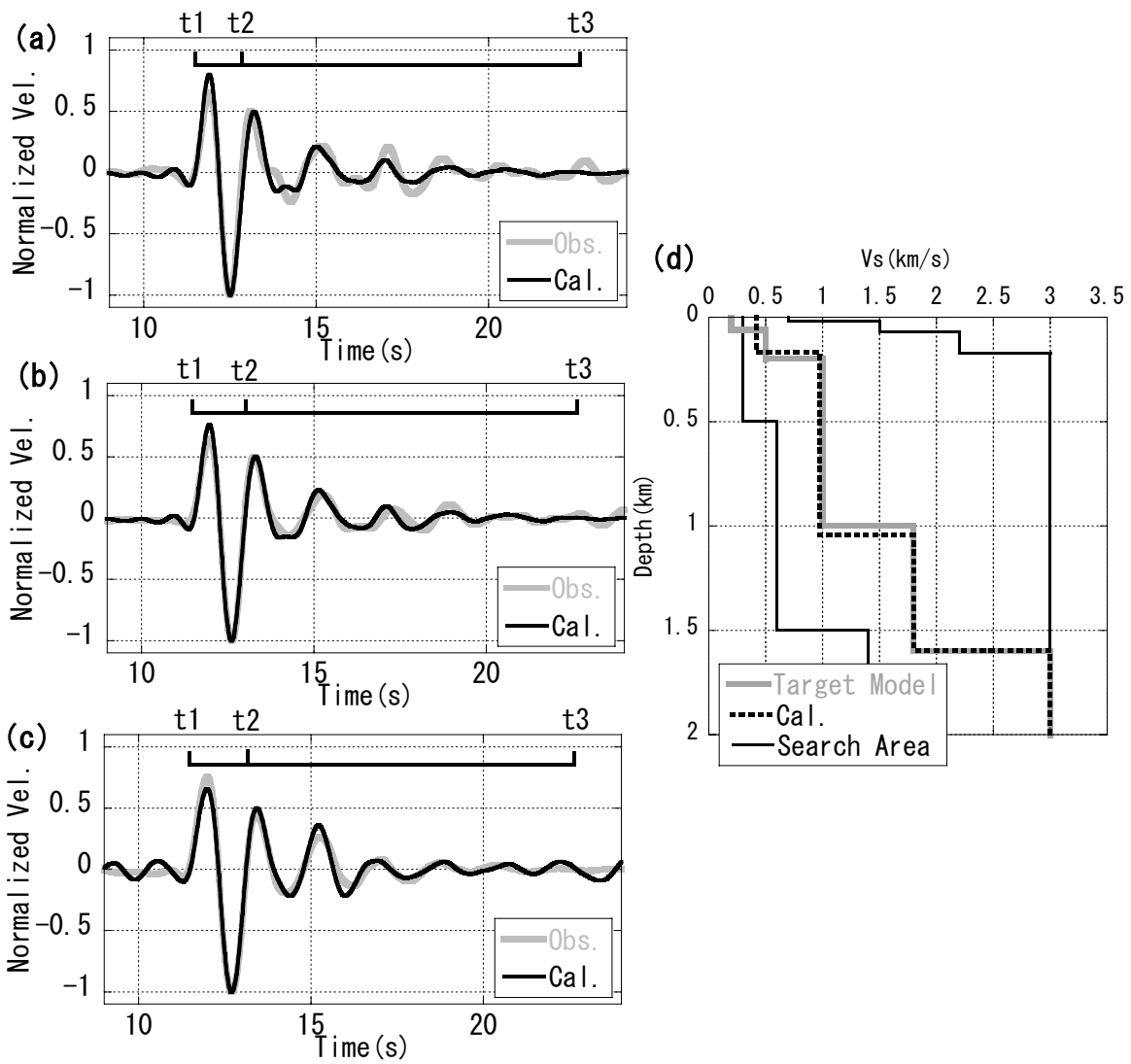


図 3-11 Model4 における逆解析結果

(a)Event1-1, (b)Event1-2, (c)Event3-3, 灰色線, 赤線は観測波形, 計算波形を示す。

d)黒線, 赤点線, 灰色点線はそれぞれ, 正解モデル, 逆解析結果, 解の探索範囲を示す。

3.4 KiK-net 成田観測点への適用

本手法を KiK-net 成田(CHBH13)における地震観測データに適用した。この観測点では、S波速度が約 3km/s である地震基盤の深度までの PS 検層が実施されており(山水, 2004), 詳細な S 波速度構造が把握されている。CHBH13 の記録に対して本手法を適用することにより推定された S 波速度構造モデルと検層による S 波速度構造モデルとの比較を行い、本手法の妥当性を検討する。

3.4.1 逆解析結果

解析に用いた地震は、2003 年 6 月 9 日茨城県沖の地震(EventN-1, 深さ 54km), 2004 年 4 月 6 日千葉県北西部の地震(EventN-2, 深さ 65km)であり、解析にはそれらの地震のトランスバース成分の速度波形を用いた。波形を選定する際にはノイズが少なく、S 波初動の波形が単純な波形を選定した。後述する西野原および琵琶湖地域への適用でも同様に選定した。図 3-12 に観測点位置および震央位置を、表 3-5 に震源情報を示す。周期 5 秒以上でノイズが見られたため、観測波形には、周期 1~5 秒のバンドパスフィルターを施した。解析では 5 層モデルを仮定した。成田観測点への適用および後述の琵琶湖地域への適用では、個体数および世代数をそれぞれ 300, 200 とした。表 3-6 に解の探索範囲を示す。最下層の S 波速度は PS 検層結果を参考に 2.92km/s に固定した。

表 3-5 解析に用いた地震の震源諸元

No.	Origine Time	Lon	Lat	Depth(km)	Mj	Epicenter
EvnetN-1	2003/6/9 18:59:38.73	140.7025	36.4230	54.21	4.7	E OFF IBARAKI PREF
EventN-2	2004/4/6 22:05:12.45	140.1083	35.8040	65.18	4.3	NORTHERN CHIBA PREF

表 3-6 KiK-net 成田観測点での逆解析における解の探索範囲

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)	Event No.	Rise Time(s)	Incident Angle(degree)	a	b
1	0.2-0.4	0.01-0.5	N-1	0.8-1.0	0-50	1-20	0.3-2.0
2	0.4-0.7	0.02-1.0	N-2	1.1-1.3	0-50		
3	0.5-1.0	0.05-1.5					
4	2.0-2.5	0.1-1.0					
5	2.92	-					

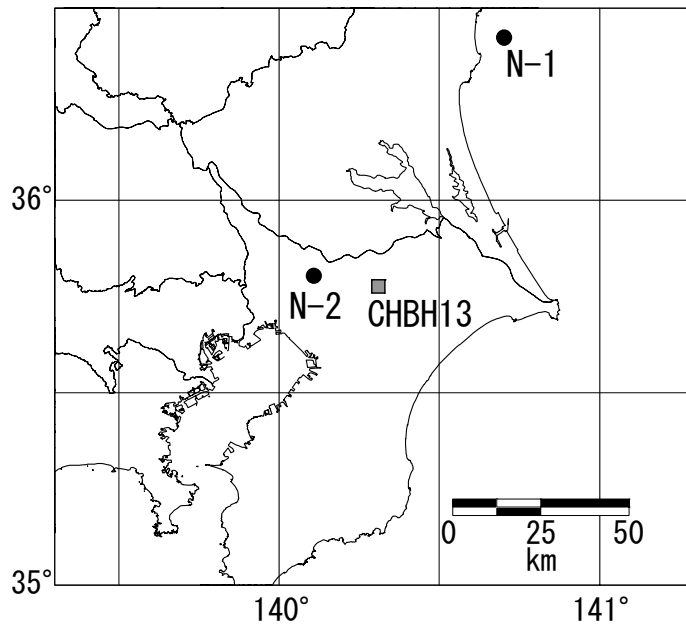


図 3-12 KiK-net 成田 (CHBH13) と解析に用いた地震の震央位置

図 3-13 に解析結果を示す。観測波形との残差 E は図 3-13a および図 3-13b に示した時刻 t_2 から t_3 間の観測波形と計算波形の残差二乗和とした。時刻 t_3 は S 波初動から 10 秒後である。図に示すように、S 波初動から 10 秒以内の波形の山谷を説明できる速度構造を推定することが出来た。深度 0.93km 付近に S 波速度が急変する速度境界面が推定された。図 3-13c の灰色の実線は PS 検層の結果である(山水, 2004)。PS 検層結果に比べると 0.5km 以浅の堆積層の S 波速度がやや大きく推定されているが、S 波速度が 2km/s を超える層の上面深度は検層結果と概ねよく対応している。図 3-14 に解の収束状況を示す。図 3-14a は最小 E の 1.07 倍までの E を有する全てのモデル (21 個) のパラメータを示し、図 3-14b は最小 E の 1.14 倍までのモデル (67 個) のパラメータである。図 3-14a を見ると第 1 層と第 4 層の S 波速度のばらつきが大きい結果となっているが、第 1 層は図 3-14b でもほぼ同じ値を示しているのに対し、第 4 層の S 波速度は探索範囲全域に分布している。したがって、他の層に比べて第 4 層の分解能は低いと考えられる。一方、入射角、Q 値の係数については、数値実験と同様にばらつきの大きい結果となった。

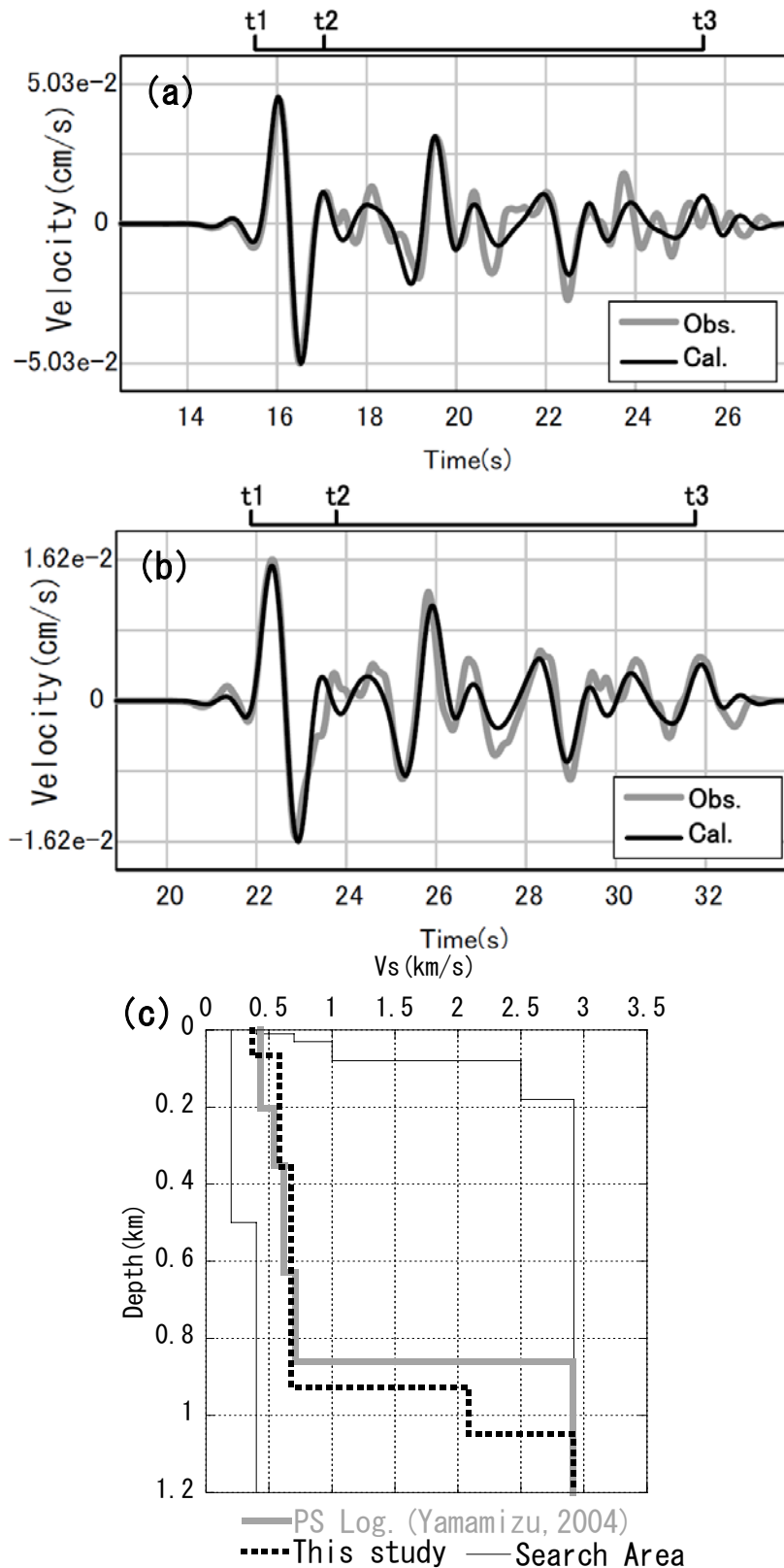


図 3-13 KiK-net 成田における逆解析結果

(a)EventN-1 (b)EventN-2 の観測と計算速度波形の比較 灰色線：観測 実線：計算

(c)S波速度構造 灰色線：PS 検層結果（山水，2004）

点線：逆解析結果 細線：探索範囲

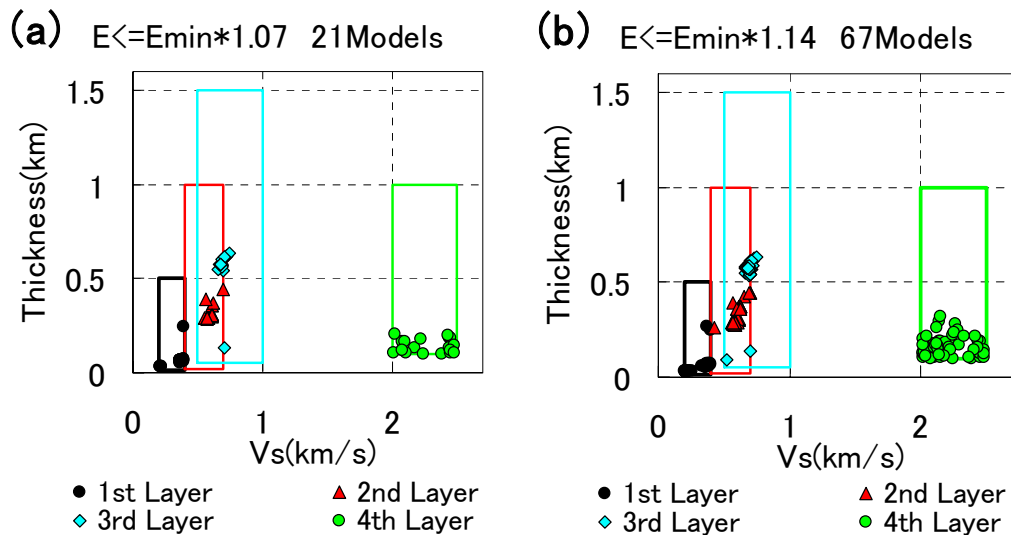


図 3-14 適応解の分布

(a) 残差が最小残差の 1.07 倍以下のモデル (b) 残差が最小残差の 1.14 倍以下のモデル

黒丸，赤三角，青菱形および緑丸は，それぞれのパラメータの適応解を示す。

四角の領域はそれぞれのパラメータの探索範囲を示す

推定された S 波速度構造モデルの地盤増幅特性の説明能力を理解するために、地表と孔中の地震記録から得られるスペクトル比と上記の逆解析により推定した S 波速度構造による理論増幅率、PS 検層結果による理論増幅率との比較を行った。その結果を図 3-15 に示す。スペクトル比の解析には、CHBH13 で観測された震源深さ 50km 以上の地震のうち、長周期側のノイズが少ない地震（12 個）を選別して用いた。なお、ここで解析を行った EventN-1 および N-2 のデータはスペクトル比の解析には用いていない。SH 波の増幅特性では、上昇波と下降波を考慮した計算を行った。観測スペクトル比の周期 5.5 秒程度の基本モード、周期 2 秒程度の 2 次モードおよび周期約 1.2 程度の 3 次モードのピーク周期は、PS 検層および解析結果による理論増幅率のピーク周期とよく一致している。このように本手法を用いることにより、地震波の増幅特性を適切に評価できる S 波速度構造が推定可能であることが確認できた。

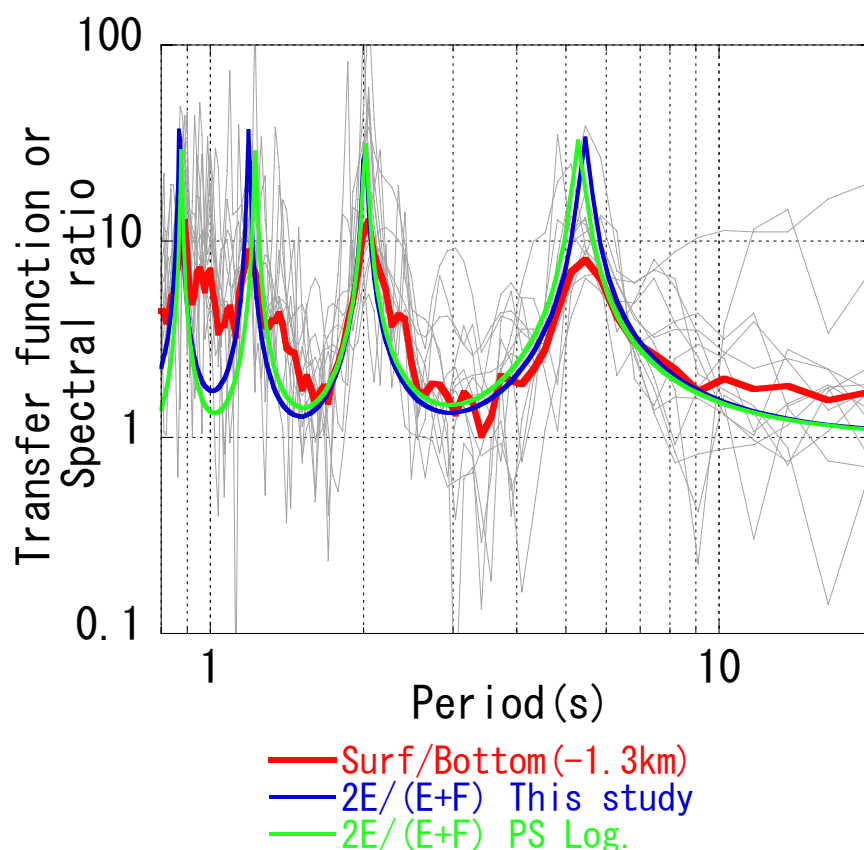


図 3-15 SH 波増幅特性の比較

灰色：地震毎の地表と孔中地震計のスペクトル比

赤：地表と孔中地震計のスペクトル比の平均

青：逆解析結果による SH 波増幅特性、

緑：PS 検層結果（山水，2004）による SH 波増幅特性

3.4.2 地震基盤の S 波速度の影響

上述の解析では、地震基盤（モデル最下層）の S 波速度を固定して解析を行った。ここでは、地震基盤の S 波速度の変化が逆解析結果に与える影響について検討を行った。具体的には、地震基盤の S 波速度を 2.5km/s、2.6km/s、3.4km/s に固定して逆解析を行った。その他の条件は 3.4.1 の場合と同一であるとした。図 3-16 にそれぞれの逆解析結果を示す。第 4 層の上面深度が S 波速度 2.5km/s の場合は 0.79km、2.6km/s の場合は 0.83km、3.4km/s の場合は 0.93 km となった。上述の 3.4.1 の場合（2.92km/s）は 0.91km であった。地震基盤の S 波速度が大きいほど第 1 層から第 3 層（以下、堆積層という）の層厚が厚く推定されていることがわかる。

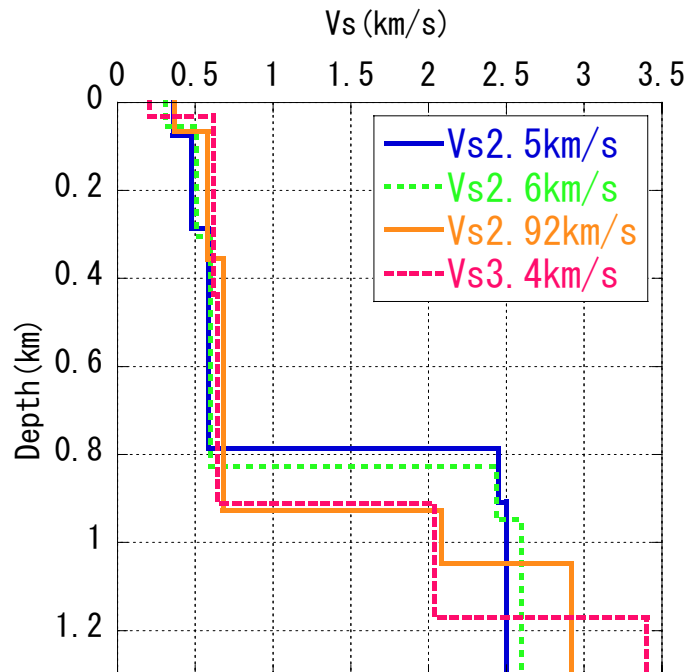


図 3-16 KiK-net 成田における逆解析結果

地震基盤の S 波速度を、2.5km/s（青実線）、2.6km/s（緑点線）、2.92km/s（橙実線）、3.4km/s（赤点線）に固定した場合の逆解析結果

図 3-17 には各モデルでの地震基盤の S 波速度と堆積層内の走時および各モデルの堆積層の平均 S 波速度との関係を示す。各解析結果のうち残差が最小となる 5 つの解の入射角の平均を求め、走時を計算した。各モデル間の走時の差は最大約 0.05 秒である。走時の差は走時に対して 3% の範囲内に分布しており、どのモデルでも堆積層内の走時は変わらない結果となった。また、各モデルの地震基盤の S 波速度が増加するとともに、堆積層の平均 S 波速度も増加しており、正の相関が見られた。以上の結果をまとめると、地震基盤の S 波速度変化に伴い、堆積層とのインピーダンス比を一定に保つように堆積層の平均 S 波速度が変化し、走時を一定に保つために堆積層の層厚が変わる。すなわち、地震基盤の真の S 波速度より大きい場合には堆積層が PS 検層の結果より厚く、真の S 波速度より小さい場合には堆積層厚が PS 検層の結果より薄く推定される傾向があることがわかる。このことから、本手法だけでは、地震基盤の S 波速度を固定しない場合には、堆積層の S 波速度と堆積層の厚さの両者を精度良く推定しにくいことを示している。

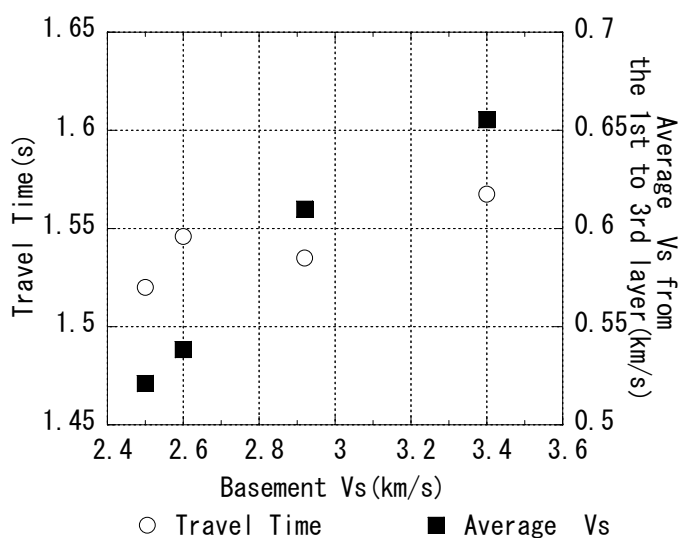


図 3-17 地震基盤の S 波速度と堆積層内の走時（左軸：白丸）
および堆積層の平均 S 波速度（右軸：四角）

3.5 KiK-net 西野原観測点への適用

速度コントラストが小さい地盤への適用例として、KiK-net 西野原観測点へ本手法を適用した。図 3-18 に解析に用いた地震の震央分布を示す。表 3-7 に震源の諸元を示す。解析に用いた地震を選別する際は、S 波第一波がパルス的な形状を示している地震を選択し、さらに、観測波形を S 波第一波の波形でデコンボリューションし、デコンボリューション波形のピークと谷の時刻が共通している地震を選んだ。

第 2 章で検討したように、西野原観測点における H/V スペクトルのピーク周期は 1 秒程度であったため、観測されたトランスバース成分の速度波形に周期 0.5 秒から 5 秒のバンドパスフィルターを施した。デコンボリューション波形の時刻 2 秒以降のはばらつきが大きいため、解析終了時刻 t_3 は解析開始時刻 t_1 の 2 秒後とした。表 3-8 に逆解析での解の探索範囲を示す。地震基盤の S 波速度は検層結果による値に固定した。図 3-19 に解析結果を示す。図 3-19a は最小残差のモデルで、図 3-19b は最小残差の 1.1 倍の残差を有する 15 のモデルを示したものである。赤の点線は防災科学技術研究所による PS 検層結果、灰色の点線は解の探索範囲を示す。深度 50m から 200m 付近の S 波速度が PS 検層に比べやや大きい。基盤深度は概ね良く対応している。図 3-20 に観測波形と計算波形の比較を示す。時刻 t_3 までの速度波形の特徴的な山や谷の形状を良く説明できている。図 3-21 に SH 波増幅特性の比較、図 3-22 に第 2 章で求めた観測 H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率の比較を示す。PS 検層結果と解析結果による増幅率および理論 H/V スペクトルの形状は概ね一致している。観測 H/V スペクトルとも概ね一致することが確認された。

表 3-7 解析に用いた地震の震源諸元

No.	Origine Time	Lon	Lat	Depth (km)	Mj	Epicenter
Y-1	2003/09/20 00:49:55:0.79	138.8218	35.4817	18.0	3.2	EASTERN YAMANASHI PREF
Y-2	2007/06/28 18:26:26:0.00	139.1870	35.8125	15.0	4.1	TOKYO PREF
Y-3	2007/07/12 05:29:25:0.97	139.1662	35.4495	19.0	4.2	KANAGAWA PREF
Y-4	2007/10/10 23:43:59:0.20	139.6440	35.6785	79.0	3.9	TOKYO PREF
Y-5	2007/10/30 14:14:50:0.43	138.7312	35.8737	9.0	3.6	WESTERN SAITAMA PREF
Y-6	2009/02/16 22:59:17:0.94	138.5470	35.4130	19.6	3.8	CENTRAL YAMANASHI PREF
Y-7	2009/02/18 01:44:25:0.73	138.5460	35.4170	19.1	3.5	CENTRAL YAMANASHI

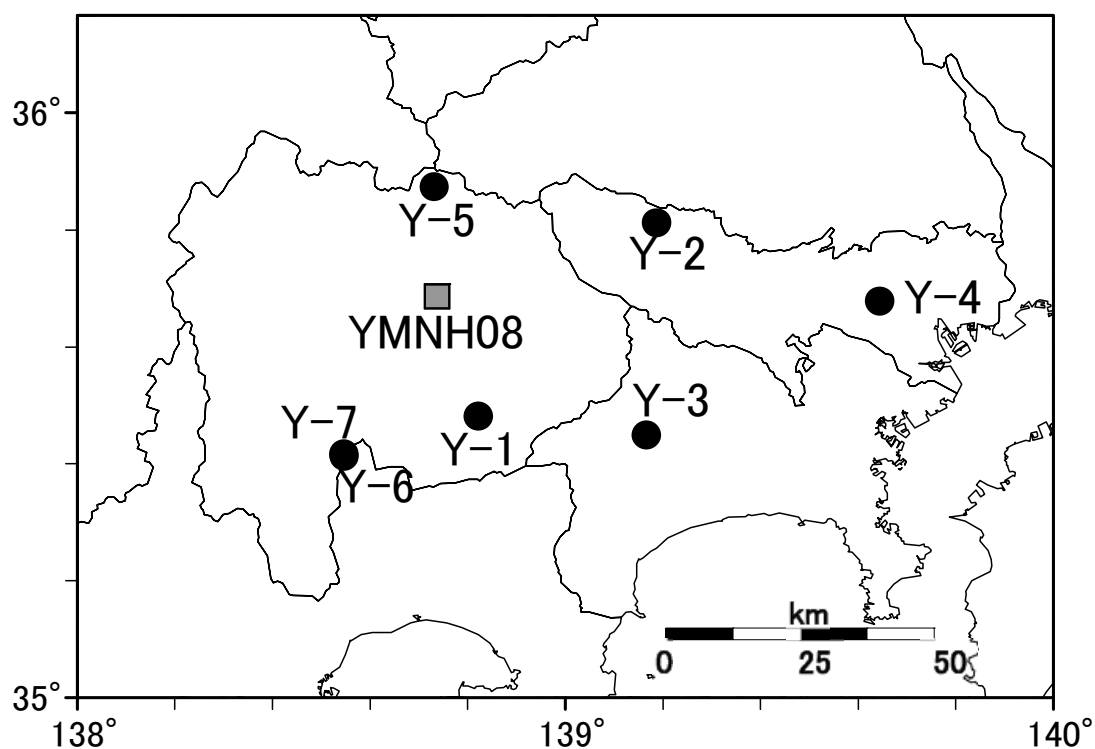


図 3-18 西野原観測点および解析に用いた地震の震央分布

表 3-8 西野原における逆解析での解の探索範囲

Layer No.	Vs(km/s)	Thickness (km)
1	0.3-0.5	0.01-0.05
2	0.5-0.8	0.02-0.15
3	0.8-1.2	0.02-0.20
4	1.2-1.6	0.05-0.30
5	1.6-2.4	0.05-0.30
6	3.31	-

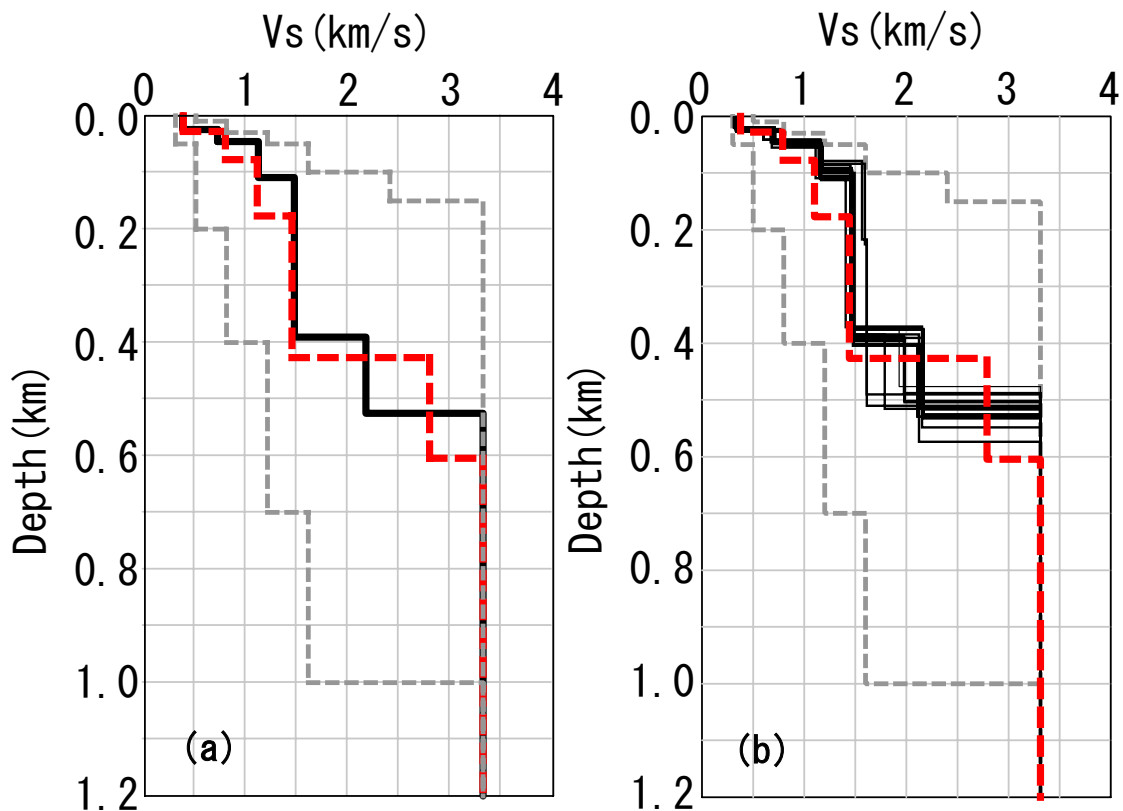


図 3-19 S波波形逆解析結果

黒線：解析結果，赤点線：PS 検層データ（防災科学技術研究所）

灰色点線：探索範囲

(a) 最小残差のモデル (b) 最小残差の 1.1 倍の残差を有する 15 モデル

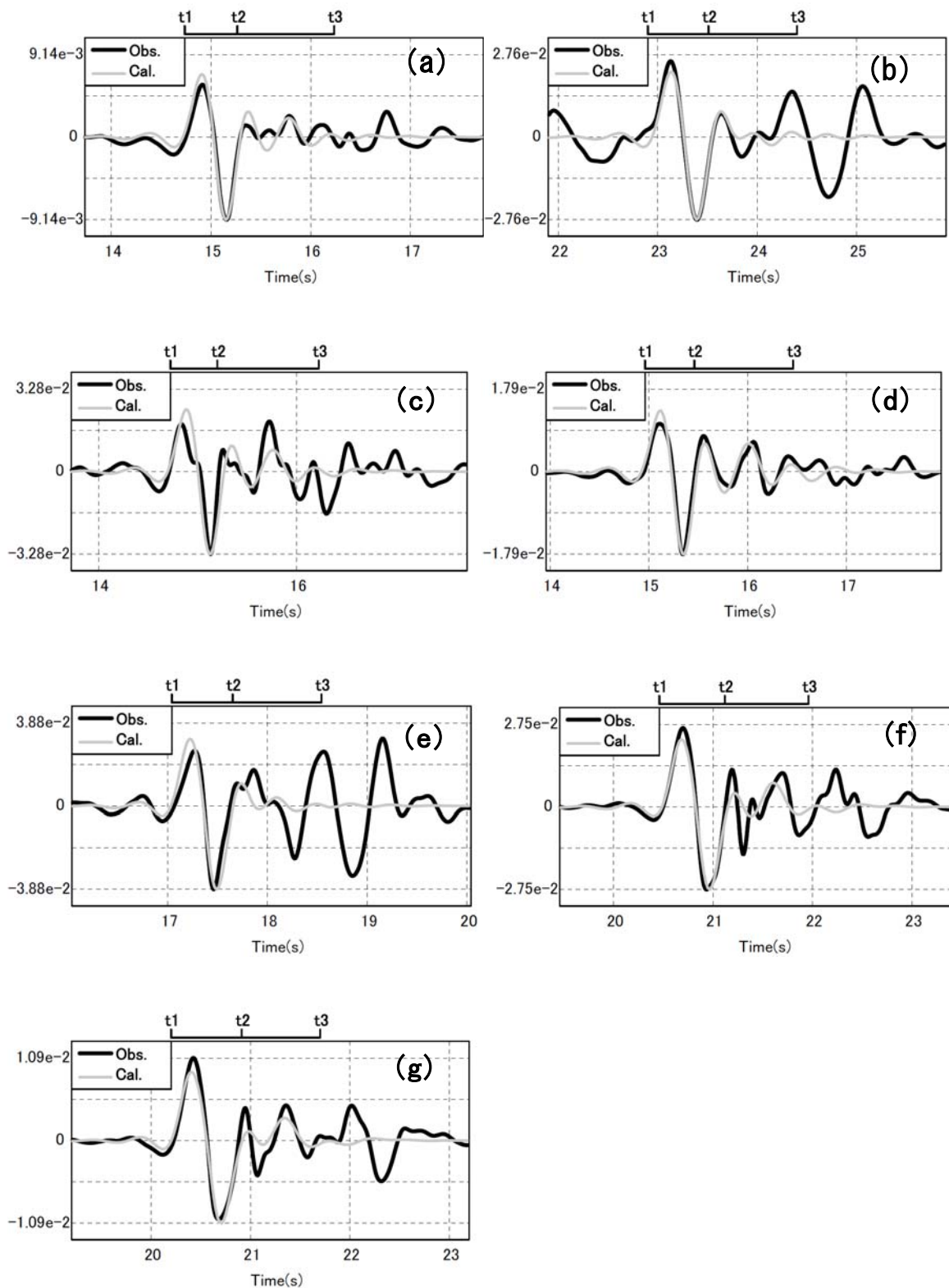


図 3-20 観測波形と計算波形の比較

黒線：観測速度波形，灰色線：計算速度波形

(a)~(g)：地震番号 Y-1~Y-7 を示す。

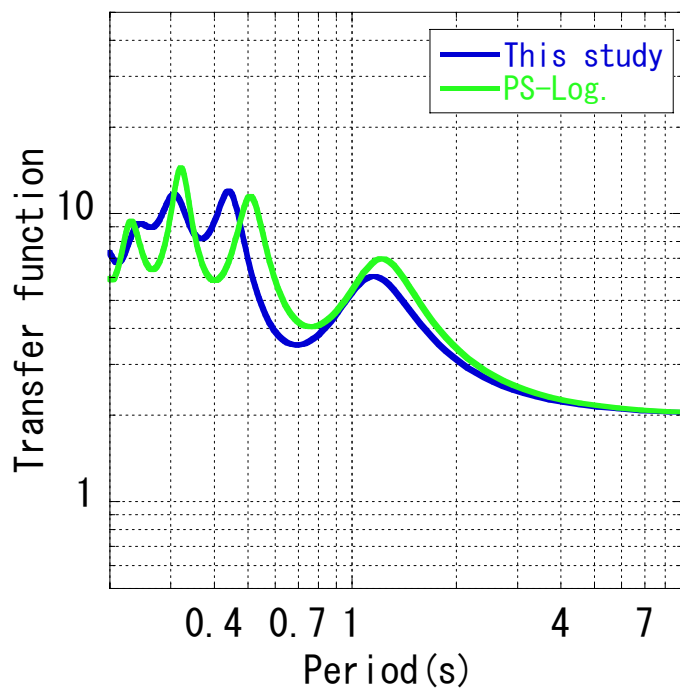


図 3-21 SH 波増幅特性の比較

青：解析結果による増幅特性，緑：PS 検層による増幅特性

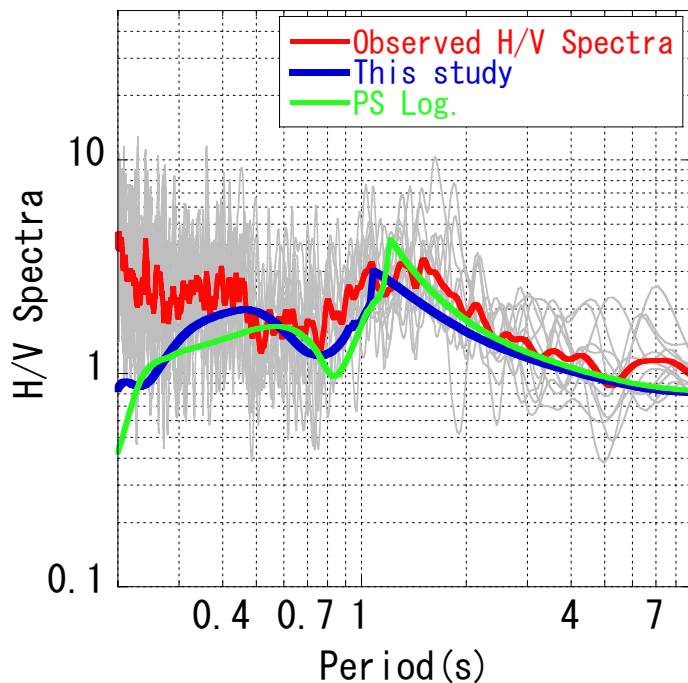


図 3-22 H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率の比較

赤：観測 H/V スペクトル，青：解析結果による理論 H/V スペクトル

緑：PS 検層による理論 H/V スペクトル

3.6 琵琶湖地域への適用

本研究では、地震動シミュレーションのための3次元S波速度構造モデルを琵琶湖地域において作成する。詳細については5章で述べるが、琵琶湖地域では、反射法地震探査データやボーリングデータなどから、K-NET観測点が位置している地域の先新第三紀以前の基盤岩類の上面深度は概ね0.2から0.3kmであった。このように地震基盤深度が比較的浅いと予想される地域での適用性を確認するために、本手法で琵琶湖地域における観測データを分析した。

3.6.1 逆解析結果

図3-23に琵琶湖周辺におけるK-NET観測点の位置および使用した地震の震央位置を示す。表3-9に解析に用いた地震の一覧を示す。SIG002(今津)、SIG005(彦根)、SIG007(近江八幡)でのデータに本手法を適用した。数値実験の結果より、本手法はQ値に関して感度が低いと考えられるため、琵琶湖地域においては、周波数に対して一定のQ値を導入した。各層のQ値を $Q_s = V_s/a$ (単位 cm/s)とし、 a を未知数とした。S波速度と層厚の探索範囲は、第5章で構築する琵琶湖周辺地域の3次元S波速度構造を参考に、表3-10に示すように設定した。最下層のS波速度は、基盤岩類の最下層のS波速度3.1km/sに固定した。トランスバース成分の加速度波形を積分して求めた速度波形に、周期1秒から6.7秒のバンドパスフィルターを施し、長周期成分のノイズを除去した。

表3-9 解析に用いた地震の震源諸元

No.	Origine Time	Lon	Lat	Depth (km)	Mj	Epicenter	SIG002	SIG005	SIG007
B-1	1996/05/29 17:37:45.96	135.6513	35.0080	16.55	3.8	KYOTO OSAKA BORDER REG		●	
B-2	1996/07/18 13:44:14.47	135.7723	35.0167	15.19	3.7	KYOTO OSAKA BORDER REG		●	
B-3	2000/05/21 10:42:34.76	135.8087	35.0385	14.41	3.9	KYOTO OSAKA BORDER REG	●		
B-4	2002/09/04 18:06:13.41	136.3458	35.4540	38.52	4.3	SHIGA GIFU BORDER REGION			●
B-5	2003/02/06 02:37:04.48	135.5648	35.0845	15.00	4.2	MID KYOTO PREF		●	
B-6	2004/05/09 04:49:13.11	136.2795	35.5192	10.67	3.4	SHIGA GIFU BORDER REGION	●		
B-7	2004/12/01 23:30:23.47	135.8105	35.0392	12.63	4.0	KYOTO OSAKA BORDER REG	●	●	
B-8	2005/12/24 11:01:55.02	136.8402	35.2307	42.96	4.8	CENTRAL AICHI PREF	●		
B-9	2006/01/15 19:54:15.79	136.2502	35.4575	34.9	3.7	SHIGA GIFU BORDER REGION			●
B-10	2007/06/05 06:16:22.24	136.0598	35.1662	11.42	3.2	NW SHIGA PREF		●	●
B-11	2007/07/07 00:35:22.93	136.0622	35.1658	11.31	3.1	NW SHIGA PREF		●	●
B-12	2007/07/16 17:24:19.11	135.9473	34.2613	48.69	4.7	SOUTHERN NARA PREF	●		

表 3-10 琵琶湖地域における逆解析での解の探索範囲

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)
1	0.2-0.5	0.05-0.6
2	0.3-0.8	0.05-0.6
3	1.5-2.0	0.05-0.5
4	1.8-2.4	0.05-0.5
5	3.1	-

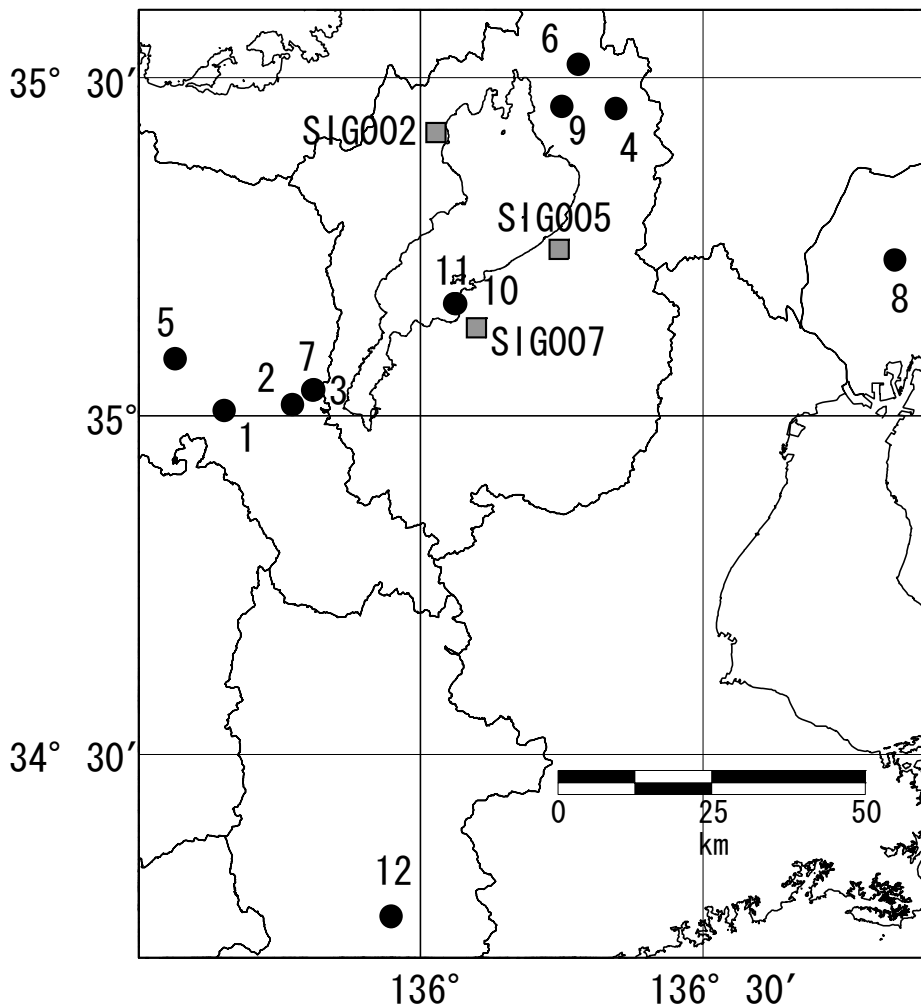


図 3-23 K-NET 観測点 (SIG002, SIG005, SIG007) および解析に用いた地震の震央分布

図 3-24~3-26 にそれぞれ SIG002, SIG005 および SIG007 に対する解析結果を示す。時刻 t_3 までは、観測波形を概ね説明できる結果となった。時刻 t_3 以降においては、どの観測点でも振幅が過小評価である。表面波などの影響を受けているため、観測データを説明できていない可能性があると考えられる。SIG002, SIG005 および SIG007 の S 波速度が 1.5km/s を超える層（第 3 層）の上面深度はそれぞれ約 0.27km, 0.24km および 0.3km と推定された。S 波速度が 1.5km/s を超える層の上面深度は、H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造と比べると SIG002 では 140m 程浅く、SIG005 では 20m 程浅く、SIG007 では 110m 程深く推定されている。

3.6 琵琶湖地域への適用

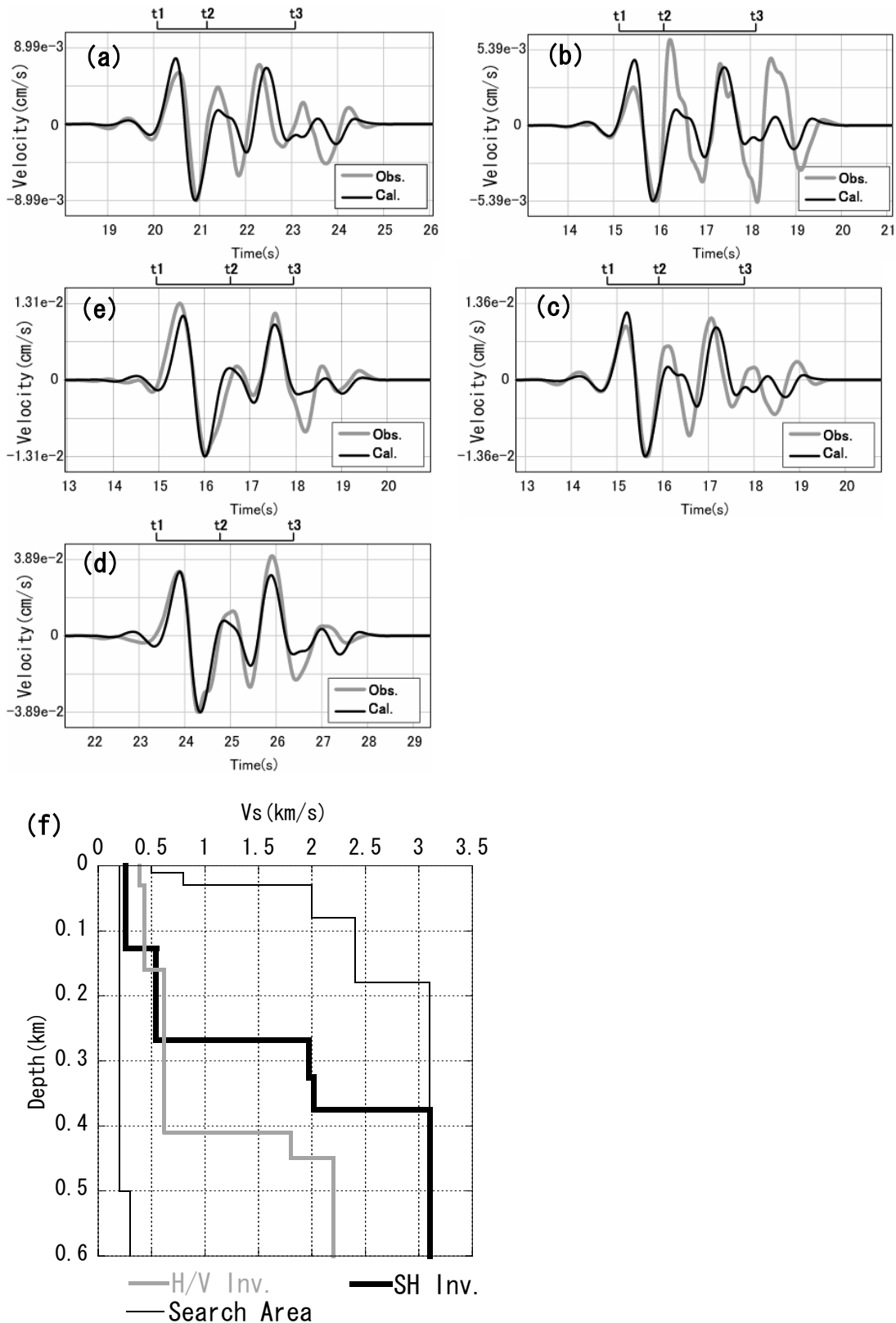


図 3-24 SIG002 における逆解析結果

(a)B-3,(b)B-6,(c)B-7,(d)B-8,(e)B-12 灰色線：観測速度波形，実線：計算速度波形

(f)S 波速度構造 実線：S 波波形逆解析結果

灰色線：H/V スペクトルによる修正結果，細線：解の探索範囲

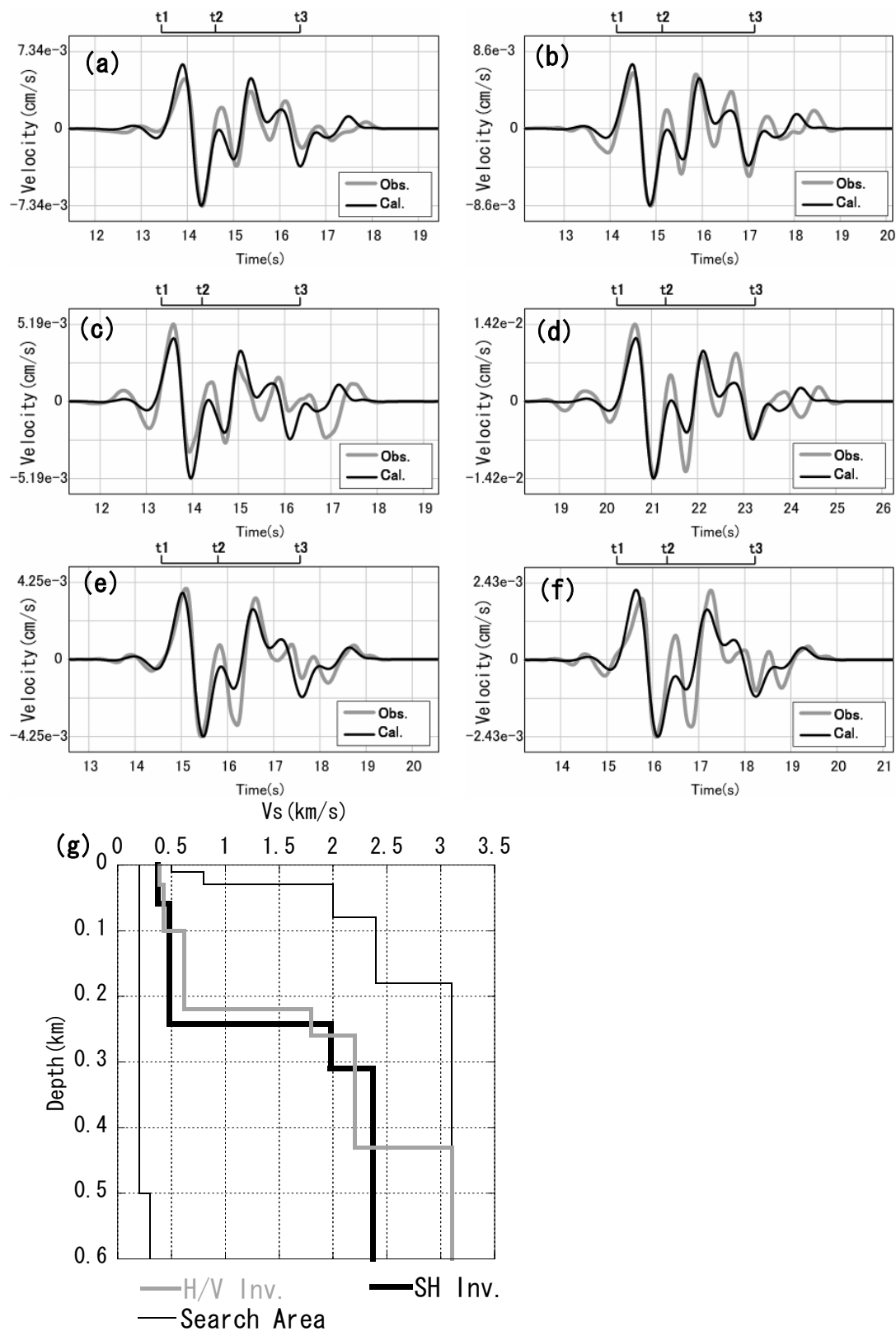


図 3-25 SIG005 における逆解析結果

(a)B-1,(b)B-2,(c)B-5,(d)B-7,(e)B-10,(f)B-11 灰色線：観測速度波形，実線：計算速度波形

(f)S 波速度構造 実線：S 波波形逆解析結果

灰色線：H/V スペクトルによる修正結果，細線：解の探索範囲

3.6 琵琶湖地域への適用

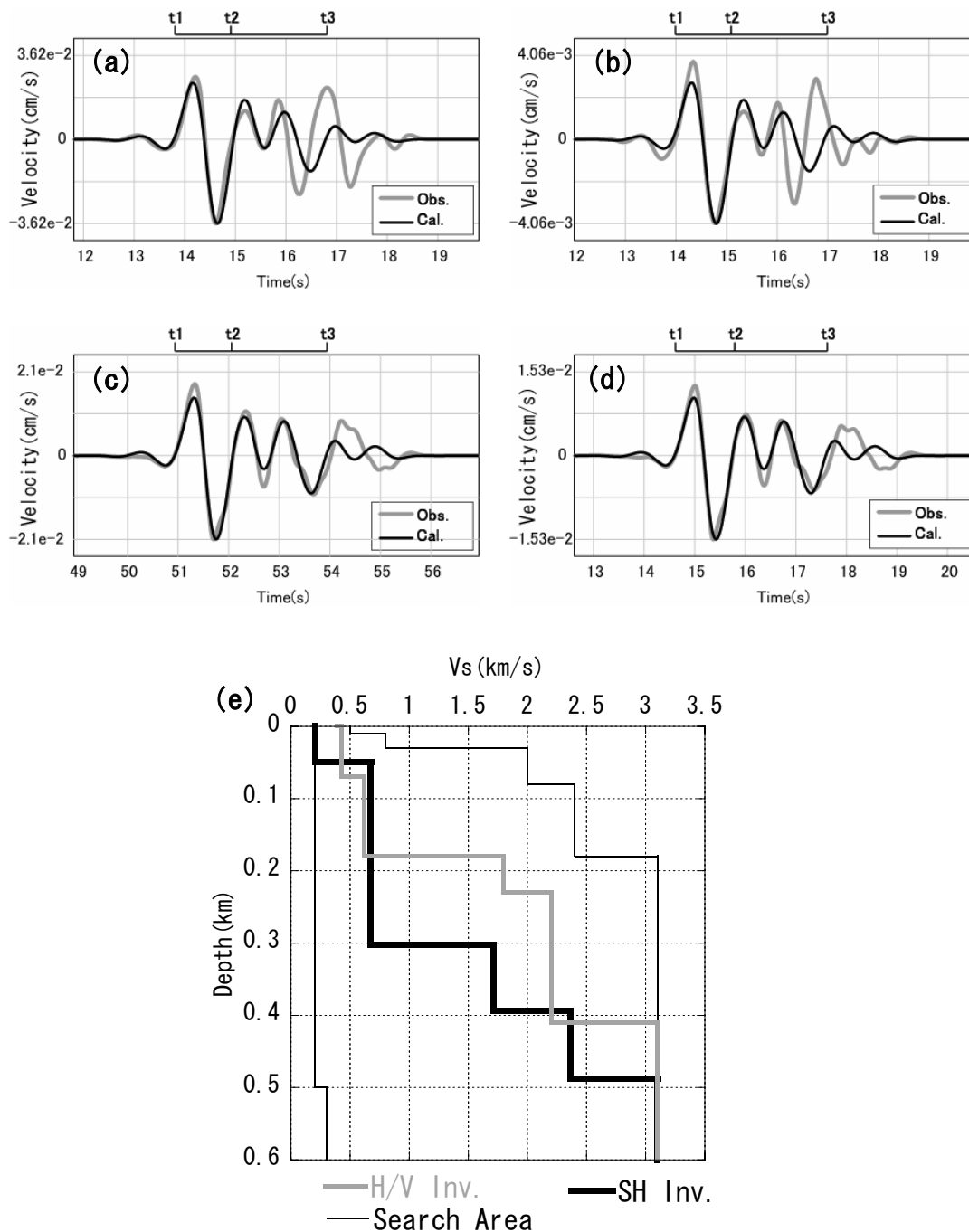


図 3-26 SIG007 における逆解析結果

(a)B-4, (b)B-9, (c)B-10, (d)B-11 灰色線：観測速度波形，実線：計算速度波形

(f)S 波速度構造 実線：S 波波形逆解析結果

灰色線：H/V スペクトルによる修正結果，細線：解の探索範囲

図 3-27 には地震記録の表面波部分の H/V スペクトルとレイリー波の理論楕円率の比較を示す。理論楕円率では基本モードから 4 次モードまでを考慮した。地震記録の H/V スペクトルは、琵琶湖地域で観測された M5.5 以上の地震について、S 波初動から 20 秒後以降のデータを抜き出し、H/V スペクトルを求めた。ここでは、レイリー波は主に震央方向から到来すると仮定して、水平動成分には、ラディアル成分の波形を用いた。フーリエスペクトル算出の際には、バンド幅 0.05Hz の Parzen Window (大崎, 1994) による平滑化を行っている。S 波波形逆解析による S 波速度構造と H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造はやや異なっているが、レイリー波の理論楕円率のピーク周期は概ね一致した。また、図 3-27d には、SIG005 近傍で観測された微動の位相速度 (宮腰ほか, 1998) との比較を示す。同図には、第 5 章で述べる H/V スペクトルに基づいて修正された S 波速度構造による位相速度も示している。H/V スペクトルに基づくモデルでは、観測された位相速度を説明することはできなかった。S 波波形逆解析による S 波速度構造は観測位相速度を概ね説明できている。上記の検討結果により、本手法により S 波主要動だけでなく表面波部分の周期特性を説明できる S 波速度構造が推定できることが確認でき、本手法の有効性を確認することができた。

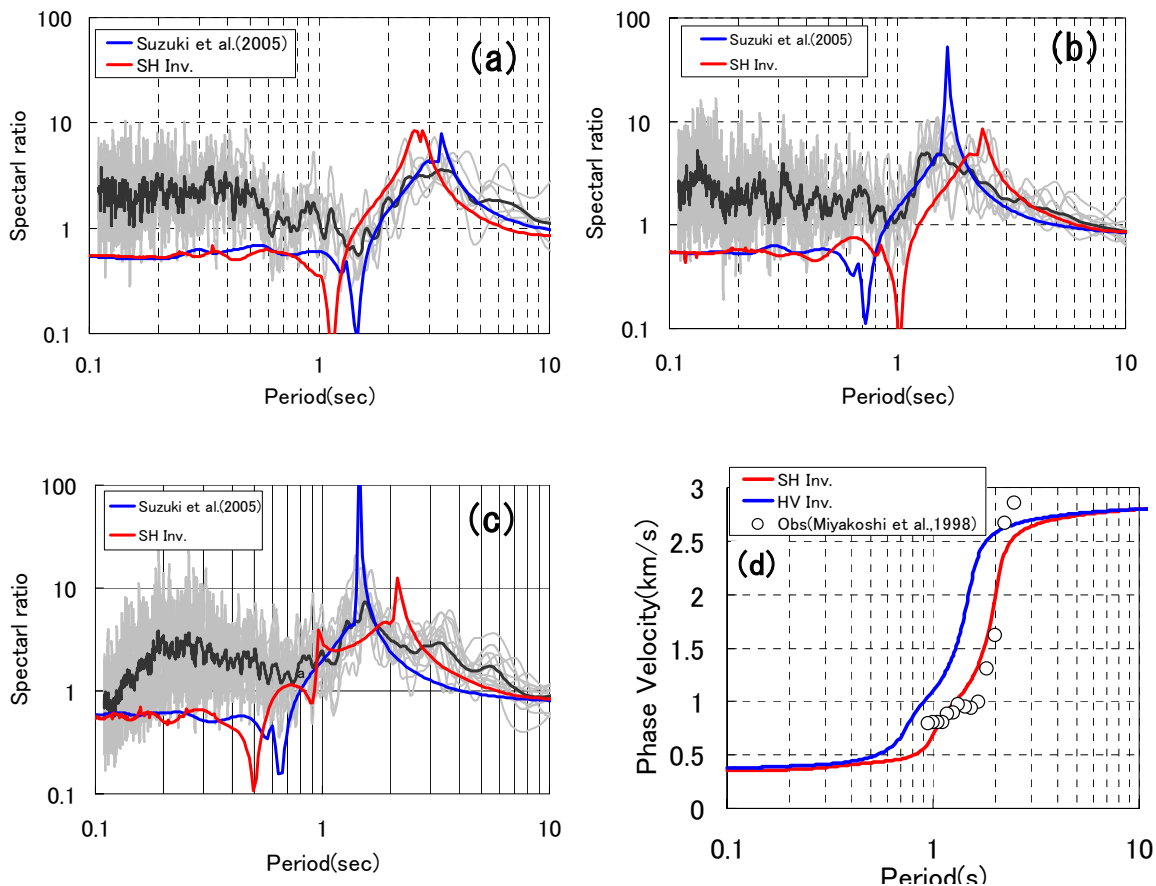


図 3-27 観測 H/V スペクトルおよび微動探査によるレイリー波の位相速度との比較

(a)SIG002, (b)SIG005, (c)SIG007 における

観測 H/V とレイリー波の理論楕円率との比較

実線：観測 H/V スペクトルの平均

赤線：S 波波形逆解析結果により計算されるレイリー波の理論楕円率

青線：H/V スペクトルを用いた修正結果により計算されるレイリー波の理論楕円率

(d)SIG005 における観測位相速度との比較

丸：観測位相速度（宮腰ほか，2005）

赤線：S 波波形逆解析結果により計算されるレイリー波の理論位相速度

青線：H/V スペクトルを用いた修正結果により計算されるレイリー波の理論位相速度

3.6.2 入射波に見られる震源パラメータの特性

ここでは、上記 12 地震の記録の逆解析で推定された入射波の立ち上がり時間 T_r と地震モーメントについて議論する。

図 3-28 に 12 地震の気象庁マグニチュードと T_r の関係を示す。参考のために、福井県や京都府周辺などで観測された微小地震のマグニチュードと T_r の関係 (Iio, 1986) を示す。本研究の推定値は Iio (1986) による T_r よりはやや大きい値を示している地震も見られるが、概ねばらつきの中に納まり、大きな矛盾はない。Iio (1986) と比べ大きい値を示しているのは、バンドパスフィルターにより狭帯域の波形にしているためであると考えられる。

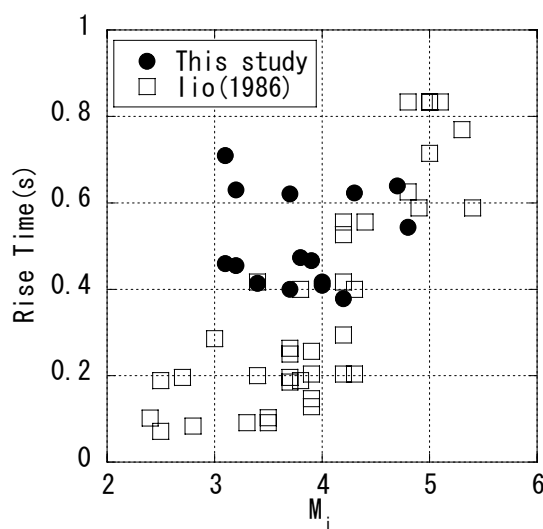


図 3-28 気象庁マグニチュードとライズタイムの関係

黒丸および四角は、それぞれ逆解析結果および Iio(1980)による。

次に、入射波より地震モーメントの推定を行う。地震モーメントは以下のようにして求めた。地表面で観測される加速度スペクトル $A(f)$ を Boore (1983) を参考に以下のように表す。

$$A(f) = CM(f)P(f) \frac{T(f)}{X} Z(f) \quad (3-6)$$

ここで、 $M(f)$ は moment rate function, $P(f)$ は高周波遮断係数, $T(f)$ は伝播経路の減衰特性, C は定数項, $Z(f)$ は地盤の増幅特性, X は震源距離, f は周波数を表す。 $M(f)$ は、以下のように表せる。

$$M(f) = (2\pi f)^2 \frac{M_0}{1 + (f/f_0)^2} \quad (3-7)$$

3.6 琵琶湖地域への適用

ここで、 M_0 は地震モーメント、 f_0 はコーナー周波数である。 $P(f)$ は、高周波遮断周波数 f_{max} を用いて、

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{max})^m}} \quad (3-8)$$

と表せる。 $T(f)$ は Q 値と X を用いて、以下のように表せる。

$$T(f) = \exp\left(\frac{-\pi X}{QV_s}\right) \quad (3-9)$$

V_s は媒質の S 波速度である。ここでは、以下に示すように、近畿地方で発生した地殻内地震の観測記録を用いたスペクトルインバージョン解析によって得られた Q 値の周波数特性（鶴来ほか，2002）を用いた。

$$Q = 63.8 \times f^{1.00} \quad (3-10)$$

(3-9)式と(3-10)式から $T(f)$ は f に対して一定の値をとる。 C は放射係数 $R_{\theta\phi}$ 、媒質の密度 ρ 、媒質の S 波速度 V_s を用いて

$$C = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho V_s^3} \quad (3-11)$$

と表せる。本手法では地震基盤での入射変位波形が推定できるため、 $Z(f)$ は 1 とすることができ、さらに長周期帯域では $P(f)$ は 1 であるため、入射 SH 波の長周期帯域での変位スペクトルを D とすると、

$$D = \frac{R_{\theta\phi} M_0}{4\pi\rho V_s^3 X} \times \exp\left(\frac{-\pi X}{63.8 V_s}\right) \times \sqrt{\frac{V_s \rho_s}{V_{base} \rho_{base}}} \quad (3-12)$$

と表せる。ここで、最後の項は、震源域における媒質のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違（佐藤，1978）を考慮した項である（壇ほか，2000）。 V_s および V_{base} は、それぞれ震源域および地震基盤の S 波速度である。 ρ_s および ρ_{base} は同様に、それぞれ震源域および地震基盤の密度である。震源域の S 波速度は Iio(1986)を参考に 3.64km/s とし、密度は(3-5)式により S 波速度から 2.87g/cm³ とした。震源距離 X は各観測点と震源の直線距離とした。さらに、放射係数は、Boore and Boatwright(1984)による近距離（波線の射出角 θ が 120°から 180°の範囲、 $\theta=0^\circ$ は鉛直下向き）における SH 波の放射係数の平均 0.39 とした。

図 3-29a に気象庁マグニチュードと本手法による入射波より推定された地震モーメントとの関係を示す。図には Iio (1986) による気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係および回帰式も示されている。図 3-29a を見ると本研究の結果は Iio (1986) によるデータのばらつきの範囲内にあることがわかる。また、防災科学技術研究所の

F-net による地震モーメントとの比較においても、本研究結果がやや大きな値を示していたが、概ね良く対応した（図 3-29b）。以上のことより、本研究で求めた入射波の特性が既存の震源パラメータの相似則からみても、妥当なものであると考えられる。

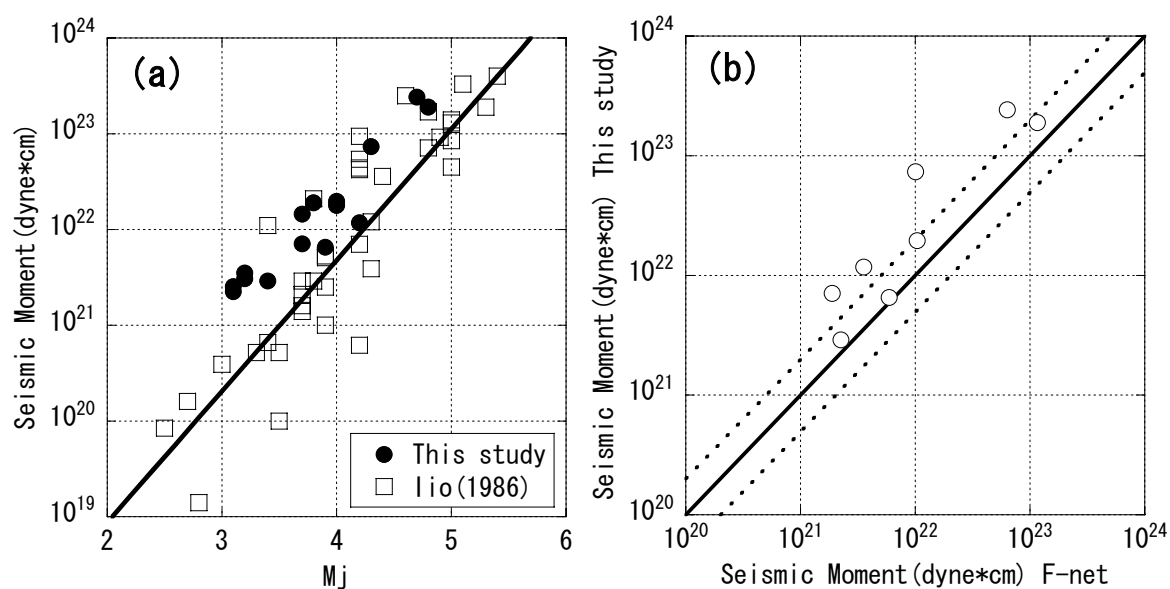


図 3-29 (a)気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係および
(b)F-net による地震モーメントとの比較

左図丸および四角は、それぞれ本研究結果および

Iio(1986)による気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係を示す。

左図黒実線：Iio(1986)による気象庁マグニチュードと地震モーメントの回帰式

3.6.3 解析区間の影響

数値実験および KiK-net 成田観測点での適用例では、解析区間の終了時刻 t_3 を S 波初動の 10 秒後としたが、琵琶湖地域の例では S 波初動の 3 秒後としている。ここでは、解析区間の違いが、解析結果に与える影響について検討した。図 3-30b の灰色線で示した S 波速度構造は、時刻 t_3 を S 波初動の 5 秒後にした場合の結果である。図 3-30a には速度波形の比較を示す。解析区間を大きくすることにより、後続の表面波と思われる波形を合わせ込むように S 波速度構造モデルが推定されているとわかる。その結果、堆積層が厚く推定された。このモデルにより計算されるレイリー波の理論楕円率のピーク周期は 7 秒程度となり、観測データと一致しない。図の点線は、次章で示す H/V スペクトルのピーク周期との同時逆解析を行なった場合の結果を示している。時刻 t_3 を S 波初動の 3 秒後とした場合とほぼ同じ結果を示している。このように、表面波などのノイズが多く混入したデータにおいては、S 波波形のみでは最適な t_3 を決めることは難しいが、他種類の同時逆解析により時刻 t_3 の設定の差による結果の不安定性を低下できる可能性がある。

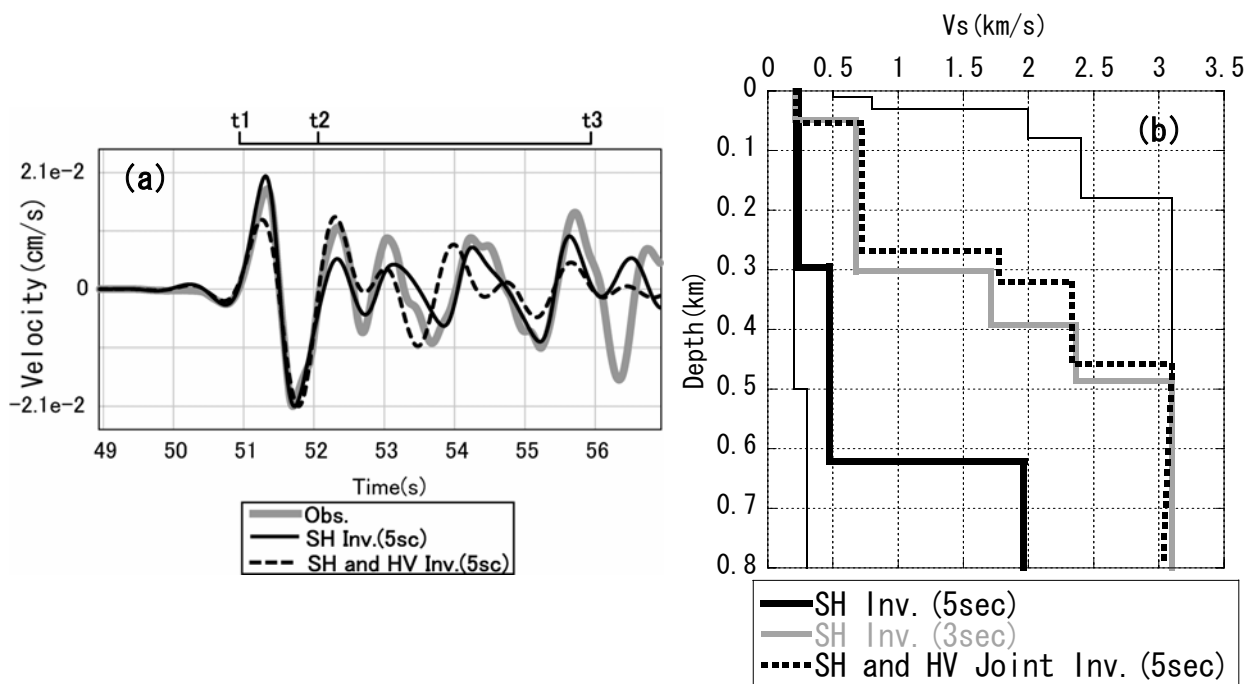


図 3-30 タイムウィンドウを 5 秒とした場合の逆解析結果 (SIG007)

(a)観測波形と計算波形の比較 (地震 B-10) (b)S 波速度構造

黒線 : t_3 を t_1 の 5 秒後とした場合

点線 : t_3 を t_1 の 5 秒後とし H/V スペクトルピーク周期との同時逆解析を行なった場合

灰色線 : 解析区間を 3 秒とした場合の逆解析結果 細線 : 解の探索範囲

3.7 まとめ

地震記録の S 波主要動の波形逆解析による S 波速度構造の推定法を提案し，それについての基礎的な検討を行った。本手法の適用範囲，適用限界について数値実験および実データへの適用により確認した。

数値実験の結果，得られたパラメータは正解値に収束することが確認され本手法の妥当性が検証された。また，KiK-net 成田観測点における適用結果では，PS 検層結果と調和的な結果が得られ，また，地震波の増幅特性も説明できる S 波速度構造モデルを構築することができた。琵琶湖地域での適用結果でも，S 波波形のみでなく，地震記録の表面波成分の H/V スペクトルおよび微動の位相速度を概ね説明でき，表面波の周期特性も説明可能なモデルを構築することができた。また，推定された入射波の特徴は，既往の震源パラメータの相似則とも調和的であった。本手法は，近年整備されてきている高密度強震観測網の波形データに適用可能であり，さらに，地表に設置された地震計での記録を用いるため，全国の地盤構造のモデリングに活用できる手法である。S 波主要動のデータを用いるため，レシーバー関数では適用が難しい P 波初動が観測されていない小規模な地震や大規模地震の余震観測で得られる S-P 時間が短い地震などにも適用でき，適用できる条件がより広いと考えられる。また，S 波主要動の周期特性や位相特性を説明するような S 波速度構造モデルを推定するため，地震動の説明能力が高いと期待され，そのことも本手法の利点の一つであろう。

ただし，以下の点に注意が必要である。

数値実験により，S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られること，特に，地震基盤の S 波速度の違いにより堆積層の厚さの推定に影響を及ぼすことがわかった。さらに，Q 値については，長周期帯域の波形をフィルターによって遮断しているため分解能が低いことが確認された。また，地震基盤深度が 0.1km よりも浅い構造に適用する際にはライズタイムが小さい小規模の地震を対象にする必要がある。

これらの注意点のうち，S 波速度と層厚の間のトレードオフを回避するためには，既知的な情報を用いて適切な地震基盤の S 波速度を与える，あるいは，地震観測記録を用いた他の手法によるデータや物理探査のデータを組み合わせる，ことなどが考えられる。この問題を解決するため，次章では，他種類のデータを用いた同時逆解析による S 波速度構造の推定法を提案する。

3.8 参考文献

- Boore, D., M. (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull.Seism.Soc.Am.* **73**, 1865-1894.
- Boore, D., M. and Boatwright J. (1984): Average body-wave radiation coefficients, *Bull.Seism.Soc.Am.* **74**, 1615-1621.
- 防災科学技術研究所, NIED F-net 広帯域地震観測網, <http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/top.php>.
- 壇 一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000): 統計的グリーン関数法による1923年関東地震(M_{jma})の広域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, **530**, 53-62.
- 福島美光・翠川三郎 (1993): 岩盤における観測記録に基づく M^2_0 項を考慮した地震応答スペクトルの予測式, 日本建築学会構造系論文集, **447**, 39-49.
- Haskell, N. A. (1960): Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, **65**, 4147-4150.
- 引間和人 (2007): 波形インバージョンによる3次元速度構造モデルの構築とそれを用いた震源過程解析, 東京大学大学院理学系研究科, 学位論文, pp171.
- Iio, Y. (1986): Scaling relation between earthquake size and duration of faulting for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyne · cm, *J. Phys. Earth*, **34**, 127-169.
- 木下繁夫 (1993): 地震観測に基づく観測点特性と経路減衰特性の評価, 地震, 第2輯, **46**, 161-170.
- Ludwig, W. J., Murauchi S., Den N., Buhl P., Hotta H., Ewing M., Asanuma M., Yoshii T., and Sakajiri N. (1973): Structure of East China Sea-West Philippine Sea Margin off Southern Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **78**, 2526-2536.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙 伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三 (1998): 微動探査法による彦根市の地下構造探査, 物理探査学会第99回学術講演会論文集, 164-167.
- 大崎順彦 (1994): 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 東京, 95-102.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明 (1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基礎波の

- 統計的スペクトル特性 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
- 佐藤泰夫 (1978): 弾性波動論, 岩波書店.
- 鶴来雅人・澤田純男・宮島昌克・北浦 勝 (2002): 関西地域におけるサイト増幅特性の再評価, 構造工学論文集, 48A, 577-586.
- 山水史生 (2004): 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査, 防災科学技術研究所研究資料 第 251 号, pp75.
- 山中浩明・石田 寛 (1995): 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 468, 9-17.
- 山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大 (1999): 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測ー川崎市および横浜市の S 波速度構造の推定ー, 地震, 第 2 輯, 51, 355-365.

4 地震記録と微動探査データの同時逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデルの推定

4.1 はじめに

前章で提案した S 波波形逆解析による S 波速度構造推定法では、S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られた。H/V スペクトルを用いた推定法でも、ピーク周期を満足する S 波速度構造のパラメータは広範囲に分布した。一般的に、物理探査で得られる観測データには多少なりとも不完全な部分があり、モデルに不確かさが生じることが多い。また、ノイズも存在しており、これもモデルの不確かさの一因となる。そのため、物理探査データの逆解析問題においては、ランダムノイズの影響を低下させパラメータ間のトレードオフを回避するために、複数の物理探査データを用いた同時逆解析が多く行われている (Vozoff and Jupp, 1974)。第 1 章「既往の研究」でも示したように、S 波速度構造の推定に関する研究でも、複数のデータを用いた同時逆解析の試みが行われている。

本研究では、地震観測記録からできる限り多くの情報を抽出し、地震動の特性を良く説明することができる S 波速度構造の推定法を提案することが目的である。前章では、S 波波形逆解析法を提案したが、これにより S 波および表面波部分の周期および位相特性を良く説明できることがわかった。さらに、P 波初動付近の PS 変換波に着目したレシーバー関数のデータを組み込むことにより、地震波形の多くの部分を用いた S 波速度構造の推定法を提案することができると考えられる。地震動の H/V スペクトルのピーク周期については、ピーク周期のみを用いた S 波速度構造モデルの推定は難しいが、解析が簡便であること、他のデータにノイズが多い場合や不完全なデータである場合にはモデルの推定精度を向上させる可能性があるため、同時逆解析に用いることとした。

本章では、S 波、H/V スペクトルのピーク周期、レシーバー関数に加え、S 波速度探査として実績のある微動探査 (岡田ほか, 1990) による表面波位相速度も用いた深部地盤構造の推定法を提案する。地震記録に微動探査のデータを加えるのは、以下の理由からである。前章で示したように、S 波の波形逆解析法では表層部分の S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られ、レシーバー関数法でも同様の傾向が見られる (Kurose and Yamanaka, 2006)。これを解決するためには、表層部分の S 波速度構造を拘束する必要があると考えられるが、微動探査では短周期帯域の位相速度を測定することは比較的容易であり、S 波速度と層厚の間のトレードオフを効率的に回避できると

4.1 はじめに

考えられるからである。

上記に示したそれぞれの解析方法は、観測データの特長によっては適用が難しい場合がある。例えば、レシーバー関数法は、P波初動が取れていない場合や地殻内地震の大規模地震の余震観測で観測されるS-P時間の短い地震については適用が難しい。また、長周期側のS/Nの状況によりH/Vスペクトルが安定して求められないことも考えられる。したがって、複数の手法によるS波速度構造モデルの推定方法を用意しておくことは重要である。その際、各手法の長所短所を明確にし、手法の特徴を把握することが必要である。

まず、第3章と同様に擬似的な観測データを用いた数値実験を行った。比較的大きなコントラストを有する地盤とS波速度が深度方向に徐々に増加するコントラストが小さい地盤を想定した数値実験により、同時逆解析手法の適用範囲・限界に関する基礎的検討を行った。さらに、KiK-net成田観測点において、実データによる同時逆解析法の適用を行った。考察では、同時逆解析により、堆積層だけでなく地震基盤の深度やS波速度を精度良く推定できること、比較的短周期のみの位相速度データだけでも表層部分のS波速度構造を拘束でき、モデルの推定精度を効率的に向上することができることを示し、本手法の有効性を示す。

4.2 解析方法

異なるデータの同時逆解析では、それぞれのデータに基づく誤差を無次元化して加算することを考える。

まず、前章と同様に S 波の観測値と計算値の残差 E_{SH} を式(4-1)のように表す。

$$E_{SH} = \left(1/N^{SH}\right) \sum_{t=t_2}^{t_3} \left[\left(S^o(t) - S^c(t) \right) / A^o \right]^2 \quad (4-1)$$

ここで、 N^{SH} はデータ数、 $S^o(t)$ 、 $S^c(t)$ 、 A^o はそれぞれ時刻 t における地震波形のトランスバース成分の速度波形、計算速度波形、時刻 t_2 から t_3 における観測速度波形の最大値である。 t_2 は S 波初動の終了時刻、 t_3 は解析終了時刻で S 波初動の 10 秒後とした。

次に、時間領域でのレシーバー関数の観測値と計算値の残差 E_{RF} を式(4-2)のように表す。

$$E_{RF} = \left(1/N^{RF}\right) \sum_{j=1}^{N^{RF}} \left[\left(R^o(t_j) - R^c(t_j) \right) / R_{\max}^o \right]^2 \quad (4-2)$$

N^{RF} はデータ数、 $R^o(t_j)$ 、 $R^c(t_j)$ 、 R_{\max}^o はそれぞれ時刻 t_j における観測レシーバー関数、計算レシーバー関数、観測レシーバー関数の最大値である。

また、レイリー波の水平成分と上下成分のスペクトル比（以下、H/V スペクトルという）のピーク周期を求めて、

$$E_{HV} = \left[\left(T^o - T^c \right) / T^o \right]^2 \quad (4-3)$$

により残差を求める。ここで、 T^o 、 T^c はそれぞれ観測および計算 H/V スペクトルのピーク周期である。前述したように Arai and Tokimatsu (2004) を参考に、基本モードから 4 次モードまでを考慮したレイリー波の H/V スペクトルを求めた。

微動探査のデータからはレイリー波の位相速度を求めることが一般的であるので（例えば、岡田ほか、1990）、レイリー波の位相速度の残差 E_{PV} は以下のように求めた。

$$E_{PV} = \left(1/N^{PV}\right) \sum_{j=1}^{N^{PV}} \left[\left(C^o(f_j) - C^c(f_j) \right) / C^o(f_j) \right]^2 \quad (4-4)$$

ここで、 N^{PV} はデータ数、 $C^o(f_j)$ 、 $C^c(f_j)$ はそれぞれ j 番目の周波数 f_j におけるレイリー波の観測位相速度と計算位相速度である。なお、ここでは、レイリー波の基本モードのみを仮定した。

上記の 4 つの物理量の残差を求めて、全体の残差 E を式(4-5)のように定義し、 E を

4.2 解析方法

最小にするように S 波速度構造を推定した。

$$E = p_{SH}E_{SH} + p_{RF}E_{RF} + p_{HV}E_{HV} + p_{PV}E_{PV} \quad (4-5)$$

ここで、 p_{SH} 、 p_{RF} 、 p_{HV} 、 p_{PV} はそれぞれ全体の残差に対する、S 波、レシーバー関数、H/V スペクトル、表面波の位相速度の残差の割合を表す係数であり、

$$p_{SH} + p_{RF} + p_{HV} + p_{PV} = 1 \quad (4-6)$$

である。例えば、S 波とレシーバー関数の同時逆解析の場合は、 p_{SH} 、 p_{RF} はともに 0.5 とし、 p_{HV} 、 p_{PV} は 0 とした。全種類のデータを用いる場合にはすべて 0.25 とした。残差 E の最小化には、山中・石田(1995)による遺伝的アルゴリズム (以下、GA という) を用いた。逆解析により推定するパラメータは、各層の S 波速度、層厚とした。Q 値、地震波形の入射角、波形の立ち上がり時間は正解値に固定した。密度は、第 3 章で示したように S 波速度に連動させた。P 波速度は、狐崎ほか(1990)による関係式を参考に以下の式により連動させた。

$$V_P(km/s) = \begin{cases} 1.11V_S + 1.29(V_P \leq 3.5km/s) \\ \sqrt{3}V_S(V_P > 3.5km/s) \end{cases} \quad (4-7)$$

4.3 数値実験

第3章と同様に、擬似的に作成した観測データを用いて数値実験による基礎的な検討を行った。本手法の妥当性・適用限界を把握することを目的とする。以下に数値実験の概要を示す。

4.3.1 解析に用いたモデルと擬似観測データ

数値実験では、深部地盤を想定した地盤モデルとして図4-1に示すS波速度構造モデルを用いた。Model Aは比較的速度コントラストが大きい4層モデルとし、Model Bは、S波速度が深度に対してミラージ的に増加する地盤を想定し、速度コントラストが小さい7層モデルとした。本章のModel Aは第3章の数値実験に用いたModel1と同じ速度構造である。図4-2にModel A、図4-3にModel Bに対して作成した擬似観測データを示す。

擬似観測データの具体的な作成手順は以下のとおりである。S波データにおけるノイズの与え方はつぎのように行った。まず、周期1から5秒のバンドパスフィルターを施したS波データのフーリエスペクトルを求め、そのフーリエ振幅を有するランダム位相の波形を作成した。次に、その波形の最大振幅が、時刻 t_2 から t_3 におけるS波データの絶対振幅の平均値の50%になるように振幅を調整し、S波データに加えた。レシーバー関数でも同様に、時刻-1秒から10秒におけるレシーバー関数の時刻歴波形の絶対値の平均振幅の50%の最大振幅を有するランダム位相ノイズを加えた。レイリー波の位相速度では、基本モードを仮定し、最大約0.2km/sのノイズを、長周期側ほど大きくなるように与えた。具体的には、以下の式のように、周期の2乗に比例するノイズを与えた。

$$C^o(f) = \begin{cases} C_{\text{noisefree}}(f) + \frac{0.2}{(3-0.5)^2} \times (f^{-1} - 0.5)^2 \times \text{Rand} & f^{-1} < 3\text{sec} \\ C_{\text{noisefree}}(f) + 0.2 \times \text{Rand} & f^{-1} \geq 3\text{sec} \end{cases} \quad (4-8)$$

ここで、 $C^o(f)$ は周期 f の観測位相速度、 $C_{\text{noisefree}}(f)$ は周期 f におけるノイズがない場合の位相速度、 Rand は一様乱数で、-1から1の間の値をランダムに発生させる。

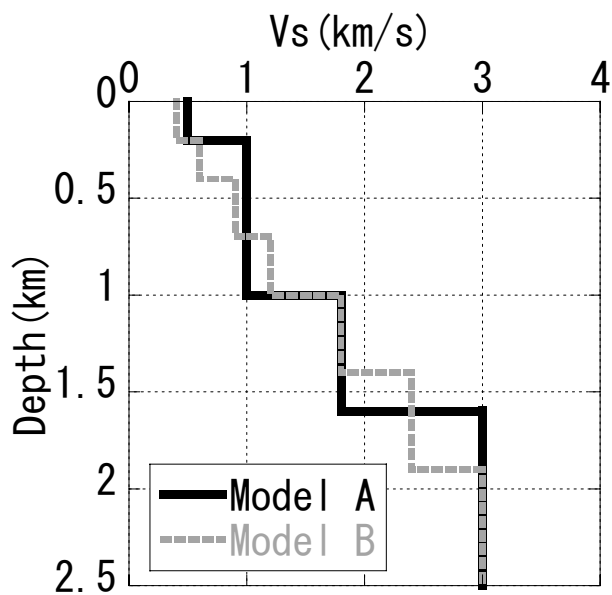


図 4-1 数値実験に用いた S 波速度構造モデル

実線 : Model A, 灰色点線 : Model B

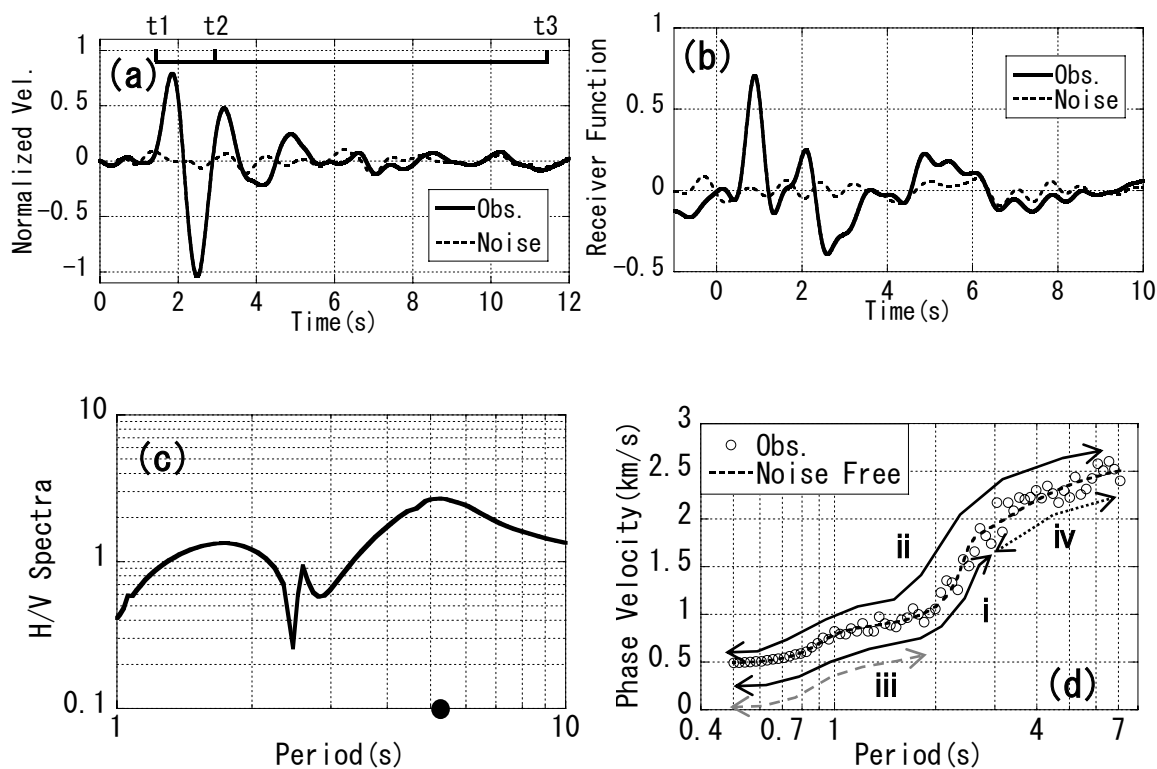


図 4-2 擬似観測データ (Model A)

(a) S 波, (b) レシーバー関数。実線 : 擬似観測データ, 点線 : ノイズ

(c) H/V スペクトル 丸はピーク周期

(d) 位相速度。白丸 : 擬似観測データ, 点線 : ノイズの無い位相速度。

i, ii, iii, iv は同時逆解析に用いた位相速度の周期範囲を示す。

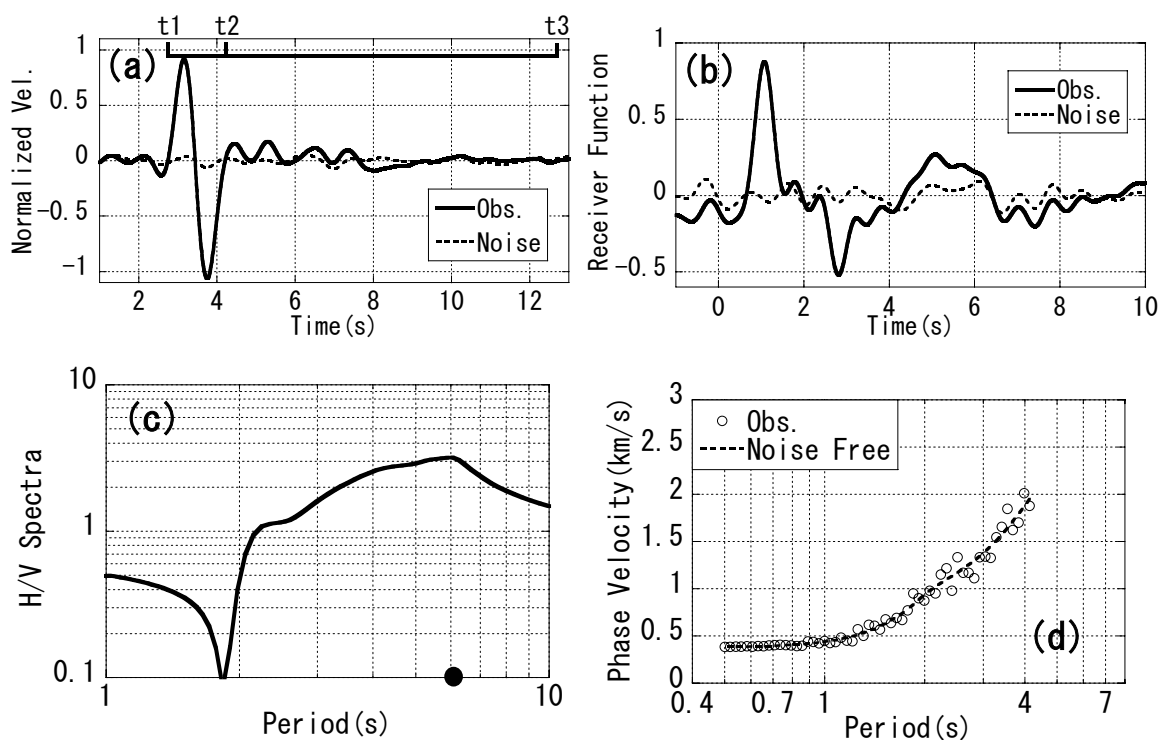


図 4-3 擬似観測データ (Model B)

(a)S 波, (b)レシーバー関数。実線：擬似観測データ, 点線：ノイズ

(c)H/V スペクトル 丸はピーク周期

(d)位相速度 白丸：擬似観測データ, 点線：ノイズの無い位相速度

微動探査では、微動のパワーの低下などの原因で長周期帯域までのデータの取得が難しい場合がある。また、地震基盤が傾斜している場合などは 1 次元構造の仮定が難しいため、微動計の間隔を大きくすることが出来ず、長周期帯域のデータを取得できない場合もある。既往の研究（例えば、千葉県，2002；札幌市，2002；堀川ほか，2008）では位相速度の上限は 2km/s 前後であることが多いため、ここでは、図 4-2d に示した i の周期 0.5～3 秒までの位相速度データを用いた。H/V スペクトルについては、ラブ波の寄与を精度よく評価することが難しいことを考慮してピーク周期のみをデータとして用いたが、逆解析での情報量が他のデータに比べ少ないため、ピーク周期にノイズは与えなかった。H/V スペクトルの計算では、長周期帯域までの高次モードの計算が必要になるため、上野ほか(2002)による地殻-マントルの速度構造モデルを参考に、表 4-1 に示した速度構造モデルを地震基盤の下部に接続させた。

表 4-1 地殻—マンツルの速度構造

Upper Depth (km)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	ρ (g/cm ³)
10	3.8	6.5	2.97
30	4.4	8.0	3.33
180	4.8	8.5	3.60
	5.5	10.0	4.10

GA での個体数は 200, 世帯数は 100 とし, 初期乱数を 10 回変えて試行した。10 回の試行の最終世帯のモデル 2000 個の中で最小残差の 1.5 倍までの残差を有するモデルについて, その平均値や標準偏差について評価を行った。表 4-2 に Model A, 表 4-3 に Model B における解の探索範囲を示す。ここで, Tr は S 波波形逆解析における波形の立ち上がり時間であり, 1 秒とした。また, 周波数に依存した Q 値を考慮し, 各層の Q 値を $Q=Vs/a * f^b$ の形で表し $a=5$, $b=1$ とした。S 波波形逆解析では直下からの地震波の入射を想定し入射角を 0 度, レシーバー関数の逆解析では, やや遠方での浅い地震を想定し入射角を 40 度とした。

表 4-2 Model A に対する解の探索範囲

括弧内の数値は正解モデル

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)	Tr (s)	Incident Angle(degree)	a	b
1	0.3-0.7 (0.5)	0.02-0.5 (0.2)	1.0 (1.0)	0(0) S-wave 40(40) RF	5 (5.0)	1 (1.0)
2	0.6-1.5 (1.0)	0.05-1.0 (0.8)				
3	1.4-2.2 (1.8)	0.1-1.5 (0.6)				
4	2.8-3.4 (3.0)	-				

表 4-3 Model B に対する解の探索範囲

括弧内の数値は正解モデル

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)	Tr (s)	Incident Angle(degree)	a	b
1	0.3-0.7 (0.4)	0.05-1.0 (0.2)	1.0 (1.0)	0(0) S-wave 40(40) RF	5 (5.0)	1 (1.0)
2	0.4-1.2 (0.6)	0.1-1.0 (0.2)				
3	0.5-1.3 (0.9)	0.1-1.0 (0.3)				
4	0.7-1.5 (1.2)	0.1-1.0 (0.3)				
5	1.2-2.2 (1.8)	0.1-1.0 (0.3)				
6	1.8-2.8 (2.4)	0.1-1.0 (0.4)				
7	2.8-3.4 (3.0)	-				

4.3.2 逆解析結果

(1) Model A に対する逆解析結果

(a) 単独逆解析

図 4-4 に各種データの単独の逆解析によるモデルを示す。図中赤の破線は正解値のモデル，実線は GA の 10 回の試行で得られるすべてのモデルのうちで，最小残差の 1.5 倍までの残差を有するすべてのモデルを示している。これらのモデルのパラメータ分布によりモデルパラメータ間のトレードオフの関係などを理解することを試みるので，山中ほか（1999）の適応解の概念と同様である。図 4-5 は，S 波，レシーバー関数および位相速度の単独逆解析によるモデルについて各層の S 波速度と層厚の関係を示したものである。S 波とレシーバー関数の単独逆解析の結果を見ると，レシーバー関数の逆解析結果のほうがモデルのばらつきがやや小さい結果となった（図 4-4a，図 4-4b，図 4-5）。図 4-4c に見られるように，H/V スペクトルの単独逆解析では観測ピーク周期を満たすモデルパラメータは，広範囲に分布している。ピーク周期のみを用いているため，観測データの情報量が少なく，広い探索範囲だとモデルの絞込みが難しい。図 4-4d および図 4-5 を見ると位相速度の単独逆解析の結果では，第 1 層と第 2 層の S 波速度および第 1 層の層厚は概ね正解値に収束しているが，周期範囲の上限を 3 秒と限定しているため，最下層（以下，地震基盤）の上面深度や S 波速度の推定精度が低い。

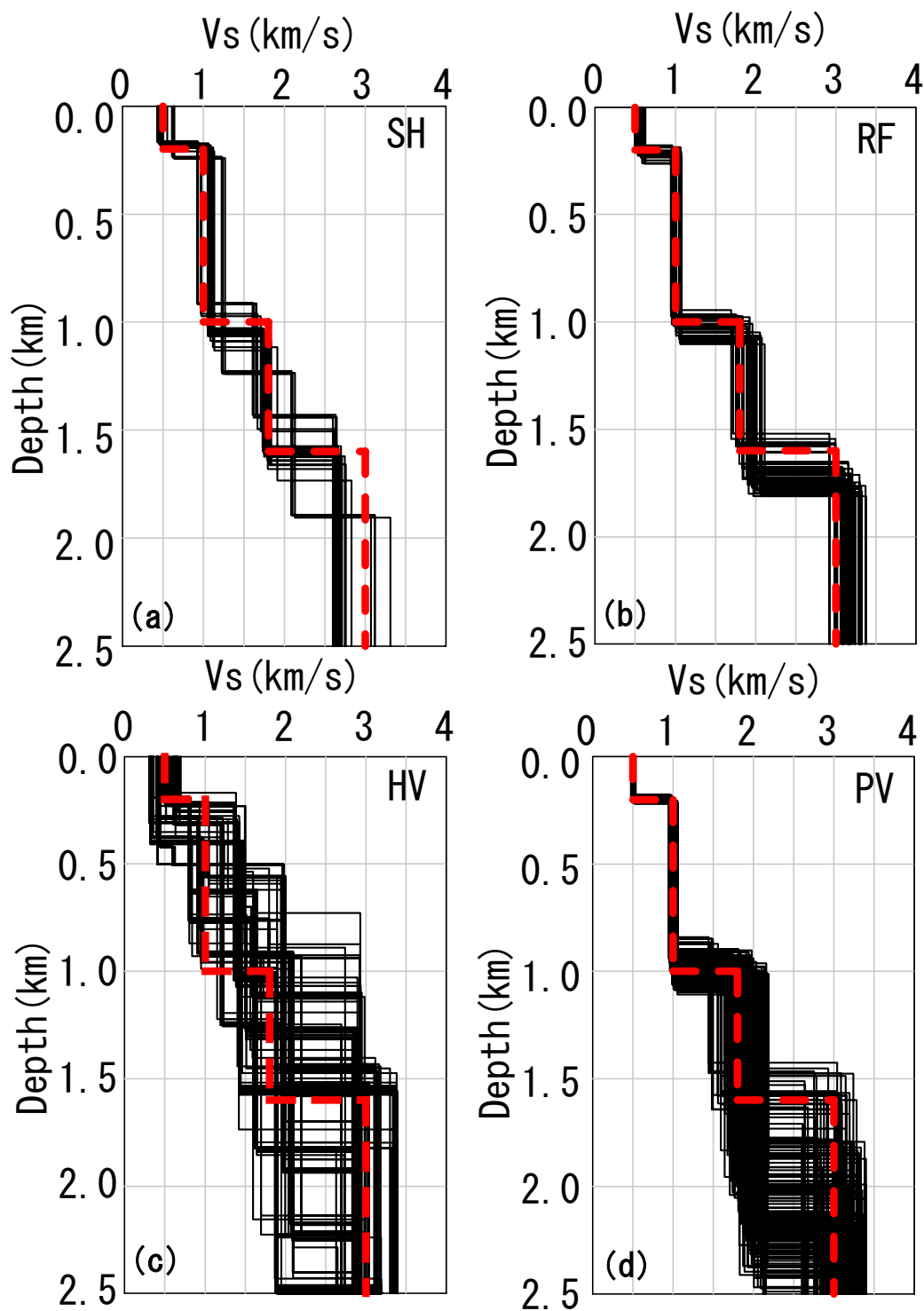


図 4-4 単独逆解析結果 (Model A)

最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示。

(a) S 波波形逆解析, (b) レシーバー関数, (c) H/V スペクトル, (d) 位相速度

黒線：逆解析結果, 赤破線：正解モデル

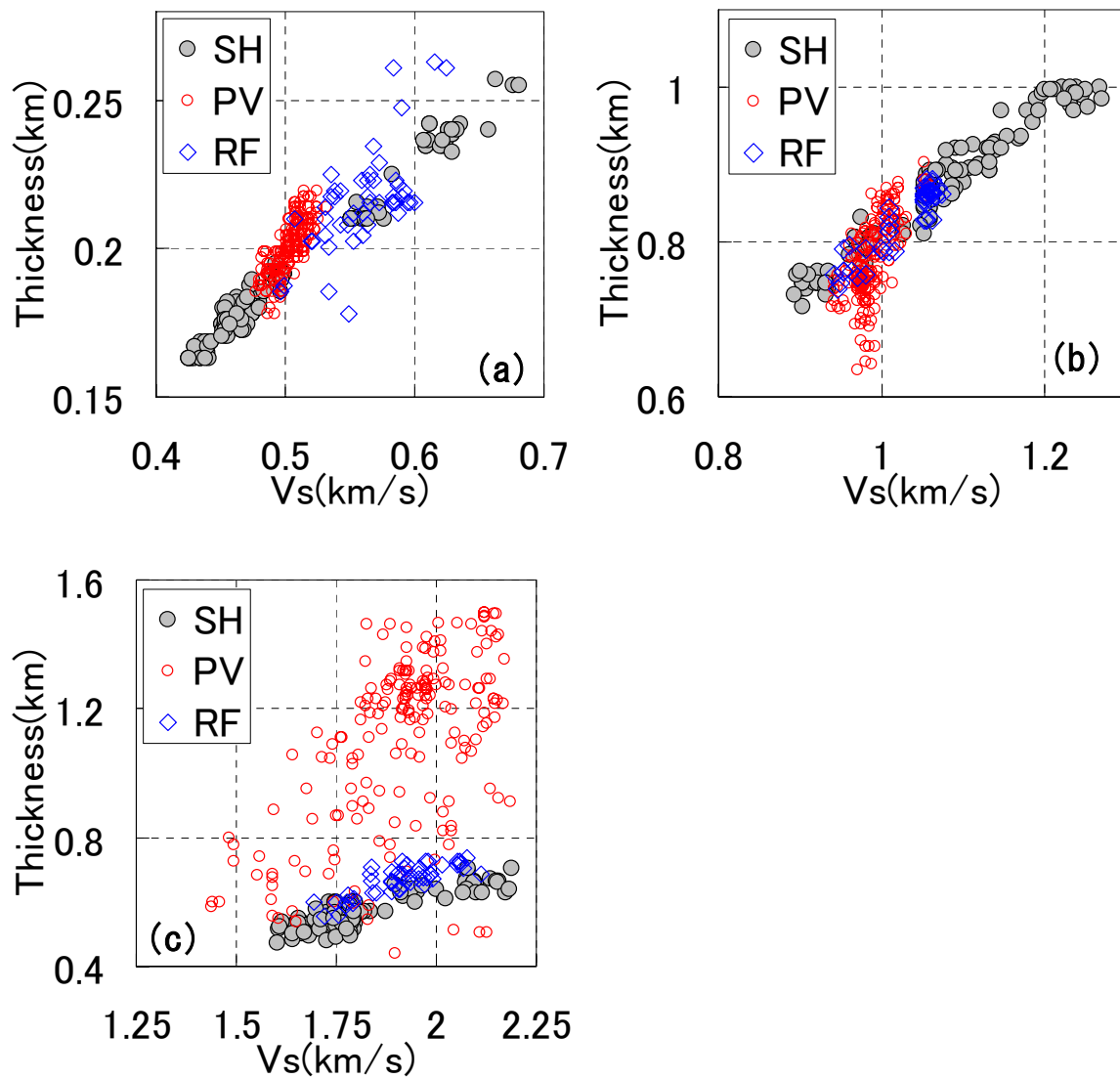


図 4-5 単独逆解析結果のパラメータ分布 (Model A)

最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示。(a)第 1 層, (b)第 2 層, (c)第 3 層
 灰色丸 : S 波, 赤丸 : 位相速度, 青菱形 : レシーバー関数の単独逆解析の結果

(b) 2種類のデータの同時逆解析

図4-6には、2種類のデータの同時逆解析結果を示す。図4-6a、図4-6cに示したS波とレシーバー関数およびS波と位相速度の同時逆解析ではほぼ正解に近いモデルが推定されている。ただし、位相速度は長周期帯域のデータが欠落しているため、S波と位相速度の同時逆解析の結果では第3層と第4層の推定精度がやや悪い。図4-6bに示したS波とH/Vスペクトルの同時逆解析の結果と、図4-4aに示したS波の単独逆解析結果には大きな違いは見られなかった。図4-6dに示したH/Vスペクトルと位相速度の同時逆解析では、地震基盤の深度およびS波速度の推定精度が図4-4dに示した位相速度の単独逆解析の結果よりやや向上している。これは、長周期部分が欠落している位相速度データをH/Vスペクトルのピーク周期により補うことが出来、深部のS波速度構造の推定精度が向上したためと考えられる。S波とH/Vスペクトルの同時逆解析では、S波の単独逆解析の結果に比べモデル改善の効果は少なかったが、本検討のように位相速度のデータが不完全な場合やノイズが多い場合にはH/Vのピーク周期を用いた同時逆解析が有効である可能性がある。

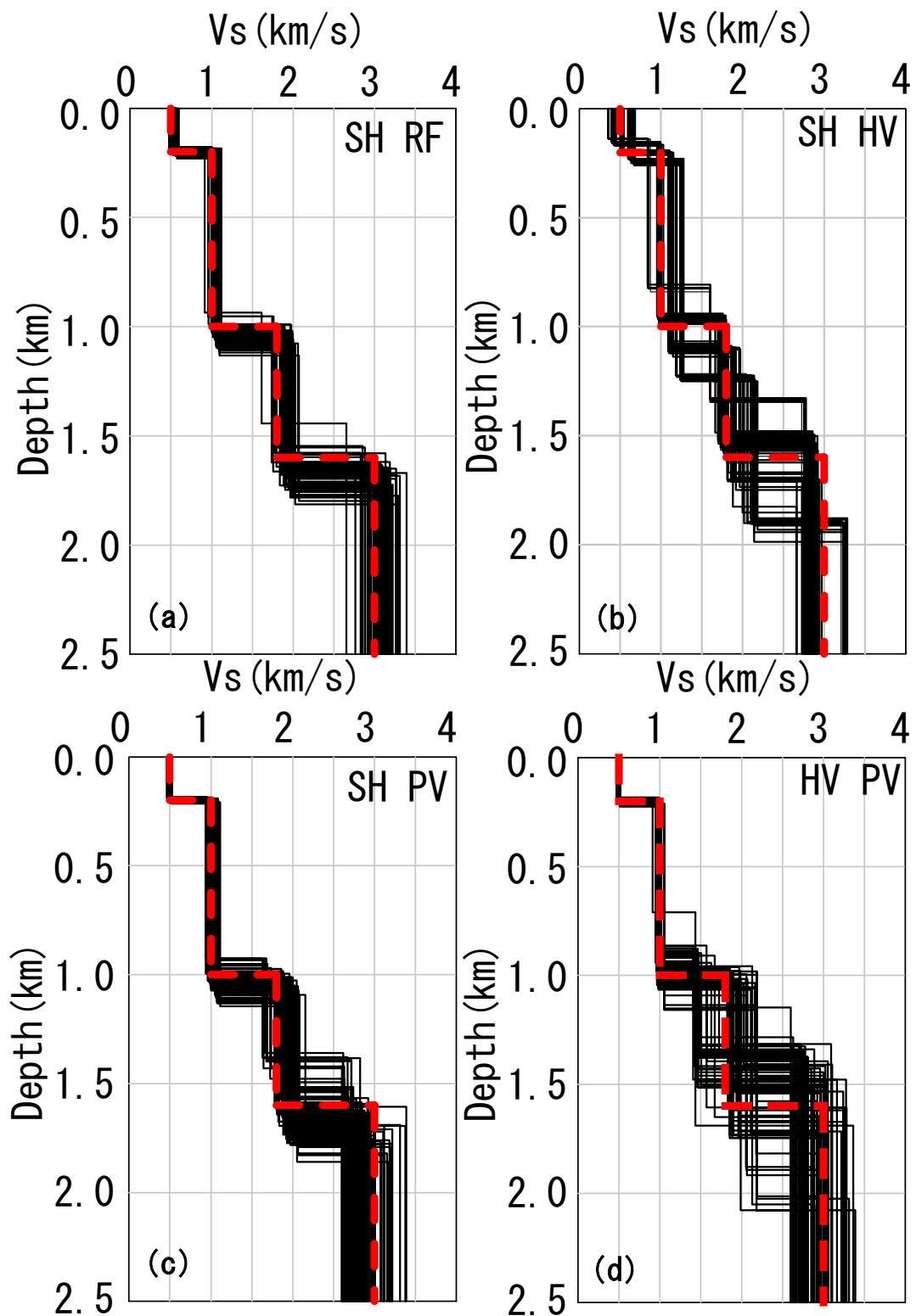


図 4-6 2 種類のデータの同時逆解析結果 (Model A)

最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示

(a)S 波とレシーバー関数, (b)S 波と H/V スペクトル,

(c)S 波と位相速度, (d)H/V スペクトルと位相速度

黒線 : 逆解析結果, 赤破線 : 正解モデル

(c) 4 種類のデータの同時逆解析

図 4-7 には 4 種類のデータを用いた同時逆解析の結果を示す。ほぼ正解に近いモデルのみが推定されている。地震基盤の深度や S 波速度についてもばらつきが小さく、ほぼ正解値に近いモデルを推定できている。図 4-8 には、観測値と S 波、レシーバー関数、位相速度の単独逆解析結果および全種類を用いた同時逆解析結果による計算値の比較を示す。図 4-8d は正解値のモデルおよび理論計算に用いたそれぞれの逆解析における最小残差のモデルである。当然のことながら、拘束条件のゆるい単独逆解析のほうがより良く観測データを説明しているが、両者に大きな違いは見られなかった。

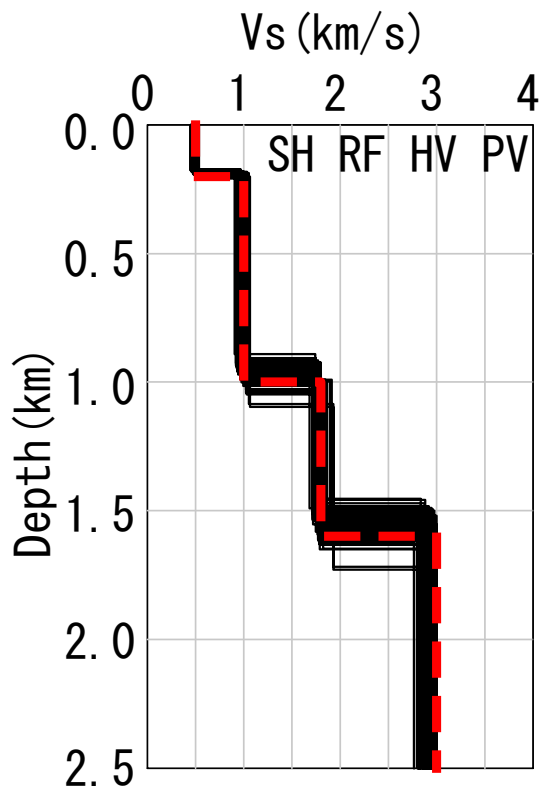


図 4-7 4 種類のデータの同時逆解析結果 (Model A)

黒線：逆解析結果，赤破線：正解モデル

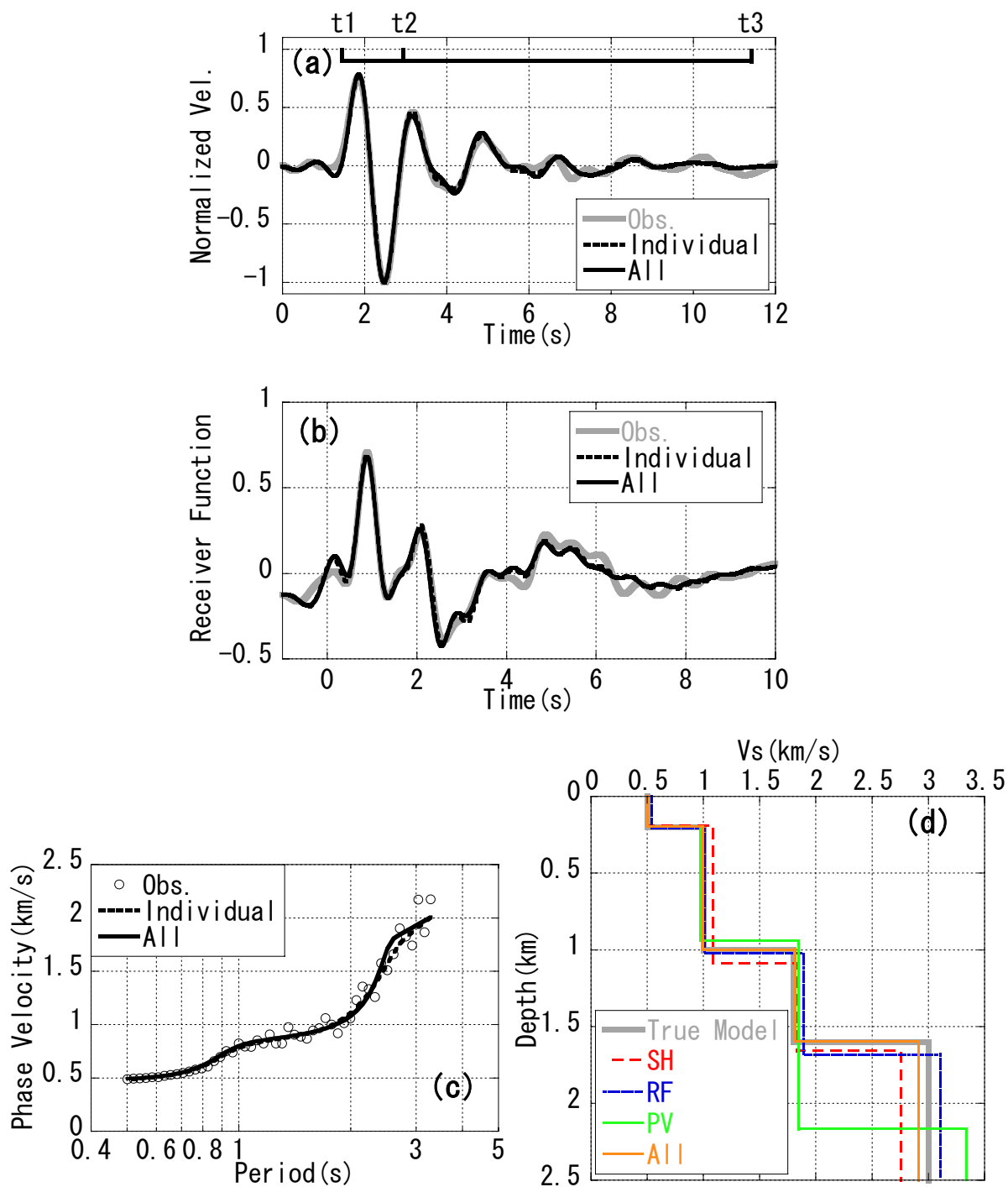


図 4-8 観測データとの比較 (Model A)

(a)S 波, (b)レシーバー関数, (c)位相速度。灰色線, 白丸: 観測データ

点線: 単独逆解析結果, 実線: 4 種類のデータの同時逆解析結果

(d)S 波速度構造 灰色実線: 正解モデル, 赤破線: S 波単独逆解析結果

青点線: レシーバー関数単独逆解析結果, 緑実線: 位相速度単独逆解析結果

橙実線: 4 種類のデータの同時逆解析結果

(2) Model B に対する逆解析結果

Model A の場合と同様に、各種データの単独逆解析によるモデルを図 4-9 に示す。同図には、上記と同様に最小残差の 1.5 倍までの残差を有するすべてのモデルが示されている。図 4-9a および図 4-9b に示した S 波とレシーバー関数の単独の逆解析の結果では、完全には正解値と同じモデルを推定することは出来なかったが、モデルの S 波速度と深度の勾配は概ね正解値のモデルと同じ傾向を示している。S 波とレシーバー関数の単独逆解析の結果を比べると、S 波逆解析の結果の第 1 層の S 波速度の決定精度が悪い。これは、Model A での数値実験でも見られた傾向である。その原因については、4.3.4 で述べることにする。H/V スペクトルの逆解析結果は非常にばらつきの大きいものとなった。位相速度の逆解析結果では、第 1 層の S 波速度は、概ね正解値の速度が推定できているが、長周期帯域のデータが欠如しているため、深部の速度構造の推定精度が低い。

図 4-10a には 4 種類のデータを用いた同時逆解析の結果を示す。第 1 層や第 2 層の S 波速度、地震基盤の深度および S 波速度は概ね正解値に収束しているが、中間層の層境界深度が正解値と一致していない。図 4-10b はノイズの無いデータについて、各層の S 波速度の探索範囲を表 4-3 に示した探索範囲の 2 分の 1 にした場合の結果を示す。探索範囲を狭くした場合にはほぼ正解値のモデルに収束していることがわかる。したがって、速度コントラストの小さい地盤で本手法を適用する際には中間層の境界面深度の推定精度が低いため、特定のパラメータを固定するか探索範囲を狭くするなどの拘束が必要となり、逆解析時の仮定や先駆的情報の質が非常に重要になる。図 4-11 には、観測値と計算値の比較を示す。図 4-11d は正解値のモデルおよび理論計算に用いたそれぞれの逆解析における最小残差のモデルである。Model A の場合と同様に、単独逆解析と全種類解析結果に大きな違いは見られなかった。

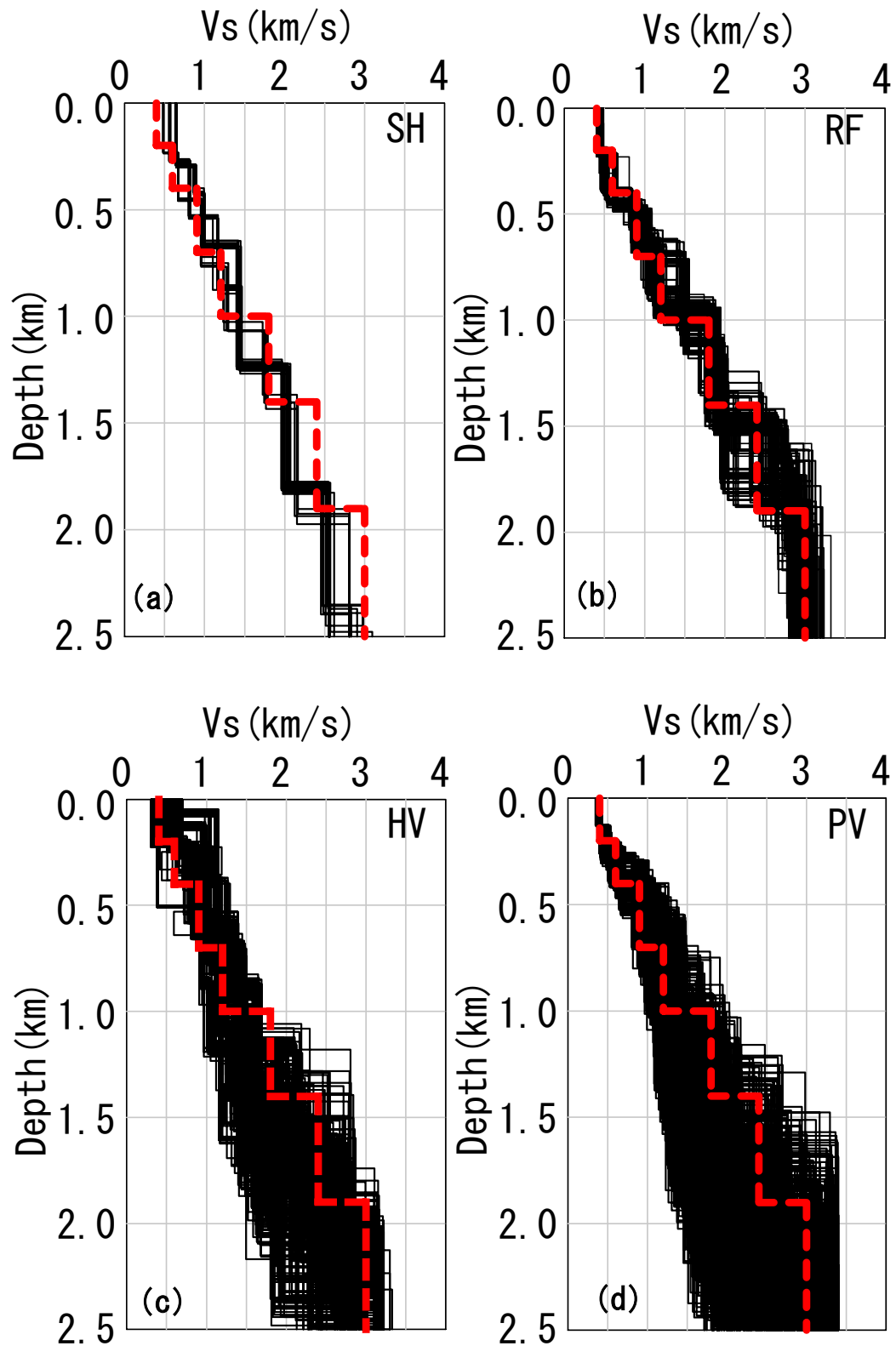


図 4-9 単独逆解析結果 (Model B)

最小残差の 1.5 倍までのすべてのモデルを表示。

(a)S 波, (b)レイリー波関数, (c)H/V スペクトル, (d)位相速度。

黒線：逆解析結果, 赤破線：正解モデル

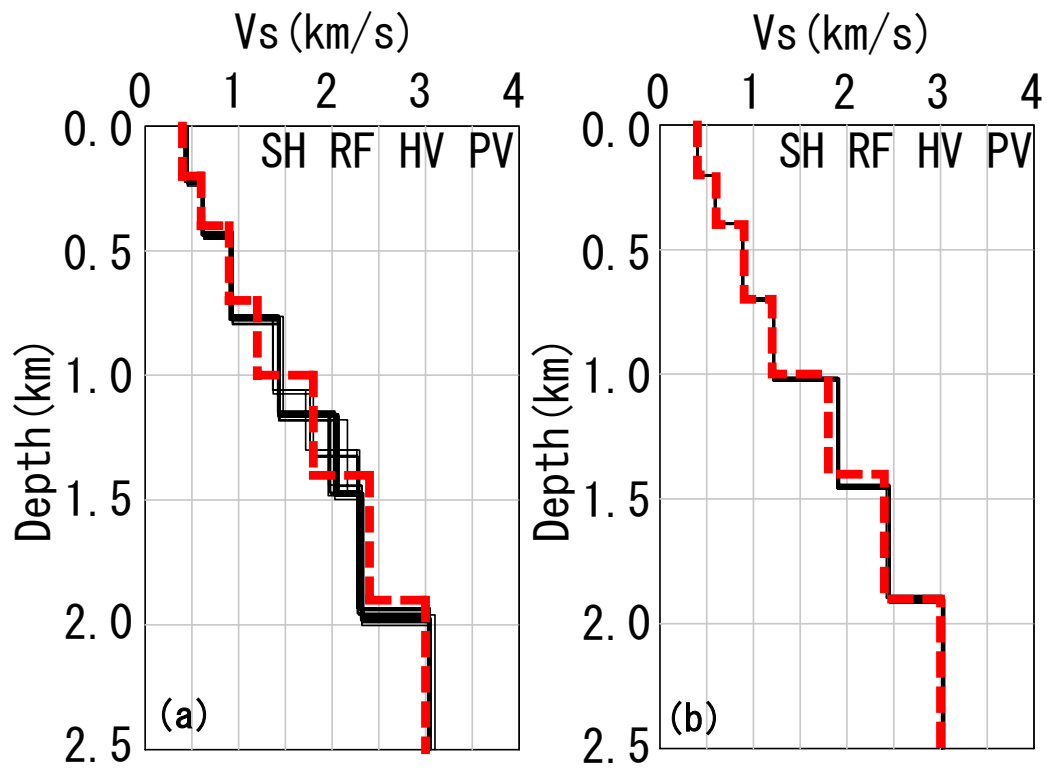


図 4-10 4 種類のデータの同時逆解析結果 (Model B)

(a) ノイズありの場合

(b) ノイズがない擬似観測データを用いて S 波速度の探索範囲を半分にした場合

黒線：逆解析結果，赤破線：正解モデル

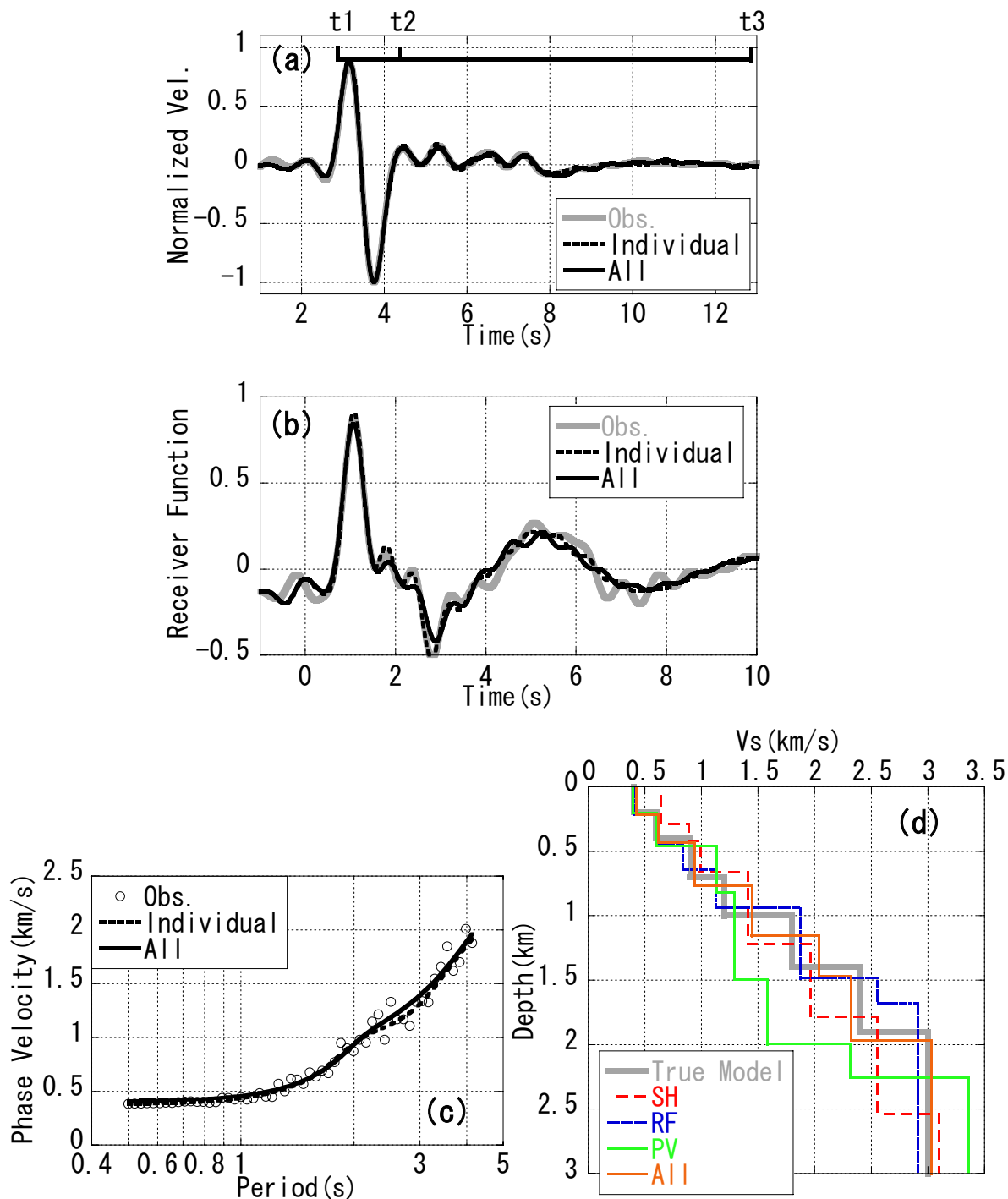


図 4-11 観測データとの比較 (Model B)

(a)S 波, (b)レシーバー関数, (c)位相速度。灰色線および白丸は観測データを示す。

赤点線および青実線はそれぞれ, 単独逆解析結果を示す。

(d)S 波速度構造 灰色実線: 正解モデル, 赤破線: S 波単独逆解析結果
 青点線: レシーバー関数単独逆解析結果, 緑実線: 位相速度単独逆解析結果
 橙実線: 4 種類のデータの同時逆解析結果

4.3.3 モデルの推定誤差

モデルの推定誤差とそれぞれのデータの同時逆解析でのモデルの改善に対する寄与について調べる。各層の推定誤差を以下のように定義した。

$$Error,i = \sum_{m=1}^M \left(\frac{V_{m,i} - V_{m,i}^{true}}{V_{m,i}^{true}} \right)^2 / 2M + \sum_{m=1}^M \left(\frac{H_{m,i} - H_{m,i}^{true}}{H_{m,i}^{true}} \right)^2 / 2M \quad i=1,3 \quad (4-9)$$

ここで、 $V_{m,i}$ は、 m 番目のモデルの i 層の S 波速度、 $H_{m,i}$ は、 m 番目のモデルの i 層の層厚、 M は最小残差の 1.1 倍の残差を有するモデルの数を示す。 true の添え字は正解モデルを示す。

また、第 4 層の推定誤差については、S 波速度と基盤深度の誤差を用いて、

$$Error,4 = \sum_{m=1}^M \left(\frac{V_{m,4} - V_{m,4}^{true}}{V_{m,4}^{true}} \right)^2 / 2M + \sum_{m=1}^M \left(\frac{Dep_m - Dep_m^{true}}{Dep_m^{true}} \right)^2 / 2M \quad (4-10)$$

のように定義した。ここで、 $V_{m,4}$ は、 m 番目のモデルの地震基盤の S 波速度、 Dep_m は、 m 番目のモデルの地震基盤の上面深度、 M は最小残差の 1.1 倍の残差を有するモデルの数を示す。 true の添え字は正解モデルを示す。

さらに、推定誤差への各観測データの寄与を定量的に理解するために数量化理論 I 類を用いて検討した。上記で示した推定誤差を目的変数 y_k として、以下の式のように示される偏回帰係数 β_{SH} , β_{RF} , β_{HV} , および β_{PV} を求めた (例えば、駒澤ほか, 1998)。

$$y_k = \beta_{SH} \chi_{SH,k} + \beta_{RF} \chi_{RF,k} + \beta_{HV} \chi_{HV,k} + \beta_{PV} \chi_{PV,k} \quad k=1\sim 15 \quad (4-11)$$

ここで、 k は、単独および同時逆解析のパターンをし、15 種類を示す。 $\chi_{SH,k}$, $\chi_{RF,k}$, $\chi_{HV,k}$ および $\chi_{PV,k}$ は、名義尺度の説明変数である。例えば、 $\chi_{SH,k}$ は、S 波の逆解析を行う場合は 1 の値を、行わない場合は 0 の値を持つ。従って、重回帰分析によってそれぞれの観測データが推定誤差の減少へ及ぼす影響を評価することができる。偏回帰係数は、負の値が大きいほど誤差を減らす寄与が大きいことを示す。

図 4-12 に Model A での数値実験での第 1 層のモデルの推定誤差および偏回帰係数を示す。位相速度の単独逆解析によるモデルの推定誤差が小さく、S 波およびレシーバ関数の単独逆解析によるモデルの推定誤差は、位相速度の単独逆解析の場合の 4 倍程度である。H/V スペクトルの単独逆解析によるモデルの推定誤差は 50%程度となり、他の単独逆解析の結果に比べ非常に大きい。偏回帰係数でも位相速度の負の値が最も大きく、H/V スペクトルは正の値を持つ結果となった。

図 4-13 には第 2 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数を示す。単独逆解析でのモデルの推定誤差は位相速度の単独逆解析の場合が最も小さいが、レシーバー関数の単独逆解析の結果でも 5%程度で同程度である。偏回帰係数は、S 波が -4.2、レシーバー関数が -6.2、位相速度が -7.1 であり、第 1 層と同様に位相速度の偏回帰係数の負の値が最も大きい。

図 4-14 に第 3 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数を示す。位相速度のデータの周期 3 秒以上のデータを逆解析で用いていないため、単独逆解析におけるモデルの推定誤差が大きくなっている。S 波、レシーバー関数および位相速度の偏回帰係数はそれぞれ、-17.8、-15.4、-5.1 であった。H/V スペクトルの偏回帰係数も負の値を有しており、偏回帰係数が正の値を示した第 1 層や第 2 層に比べ、深部の構造のモデルの改善の寄与が大きいことがわかる。

図 4-15 には、第 4 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数を示す。第 3 層と同様の傾向であるが、レシーバー関数の偏回帰係数が S 波に比べやや大きい。

図 4-16 は、すべての層の推定誤差の平均とその場合の偏回帰係数を示す。単独逆解析に比べ、同時逆解析の推定誤差が小さい。また、2 種類のデータの同時逆解析の結果同士、3 種類のデータの同時逆解析の結果同士を比較すると H/V スペクトルのデータを入れた場合の推定誤差がやや大きくなっている。3 種類のデータの同時逆解析結果の推定誤差に比べ、レシーバー関数と H/V スペクトルと位相速度の 3 種類のデータの同時逆解析の推定誤差のほうがやや小さくなっているが、これは S 波データに与えた誤差の影響で、正解のモデルと異なるモデルのほうが誤差が小さいためと考えられる。

図 4-17 には、S 波の偏回帰係数を -1 として規格化した各物理量の偏回帰係数を示す。第 1 層、第 2 層では位相速度の偏回帰係数が S 波、レシーバー関数に比べ大きいですが、第 3 層、第 4 層では、逆に位相速度のほうが小さくなる。これは、逆解析時に位相速度の周期 3 秒以上のデータを用いていないためである。S 波とレシーバー関数の偏回帰係数を比べると、表層のモデル改善の寄与はレシーバー関数のほうが大きい。第 3 層については、S 波のほうがモデル改善の寄与が大きく、S 波波形逆解析の深い構造のモデルの推定能力は、レシーバー関数の逆解析と同程度であると考えられる。すべての層での偏回帰係数を見ると、位相速度のデータは長周期帯域がない不完全なデータであるにもかかわらず、S 波やレシーバー関数と同程度の寄与を示している。これは、位相速度との同時逆解析によって、単独逆解析結果に比べて、効率的にモデルを改善したことを示している。H/V スペクトルのすべての層での偏回帰係数は正の値を示し、モデルの改善の寄与は無いが、第 3 層、第 4 層では偏回帰係数は負の値を持ち、深い構造のモデルを

4.3 数値実験

改善する効果がある。図 4-15 に示した第 4 層のモデルの推定誤差は、位相速度の単独逆解析では 18.6%，H/V スペクトルの単独逆解析では 12.9%であるが、位相速度と H/V スペクトルの同時逆解析では 8.5%となりモデルの改善が見られた。これは、位相速度データの長周期側のデータの欠落を、H/V スペクトルの卓越周期のデータが補ったためと考えられ、このように不完全なデータやノイズの大きいデータの場合には、H/V スペクトルデータでもモデルを改善する効果がある。

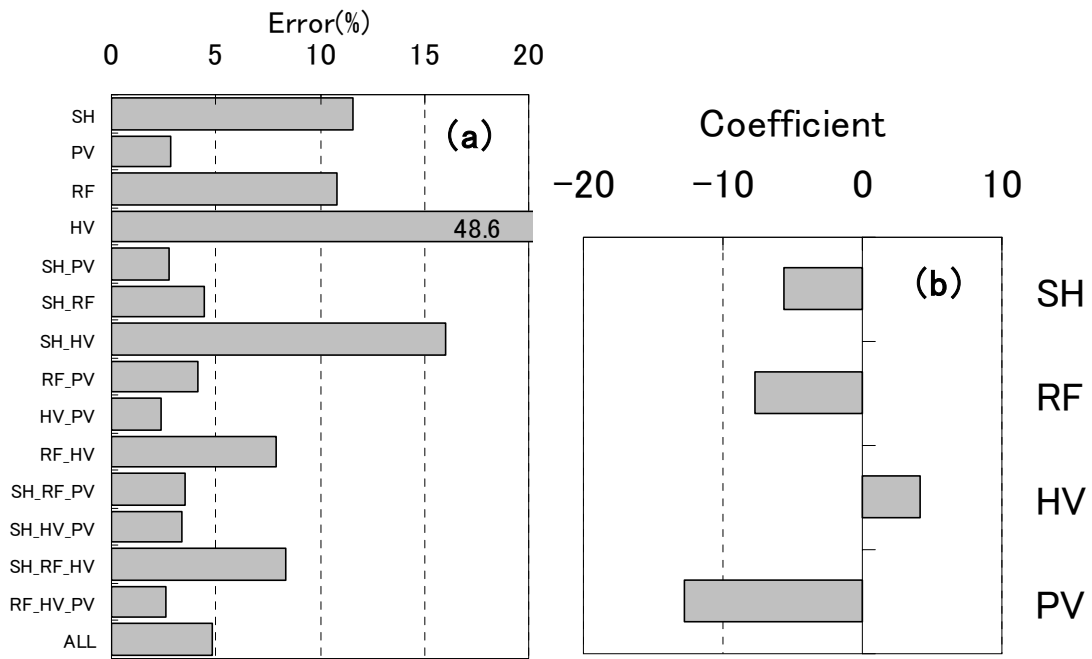


図 4-12 第 1 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数 (Model A)
 (a)モデルの推定誤差 (b)偏回帰係数

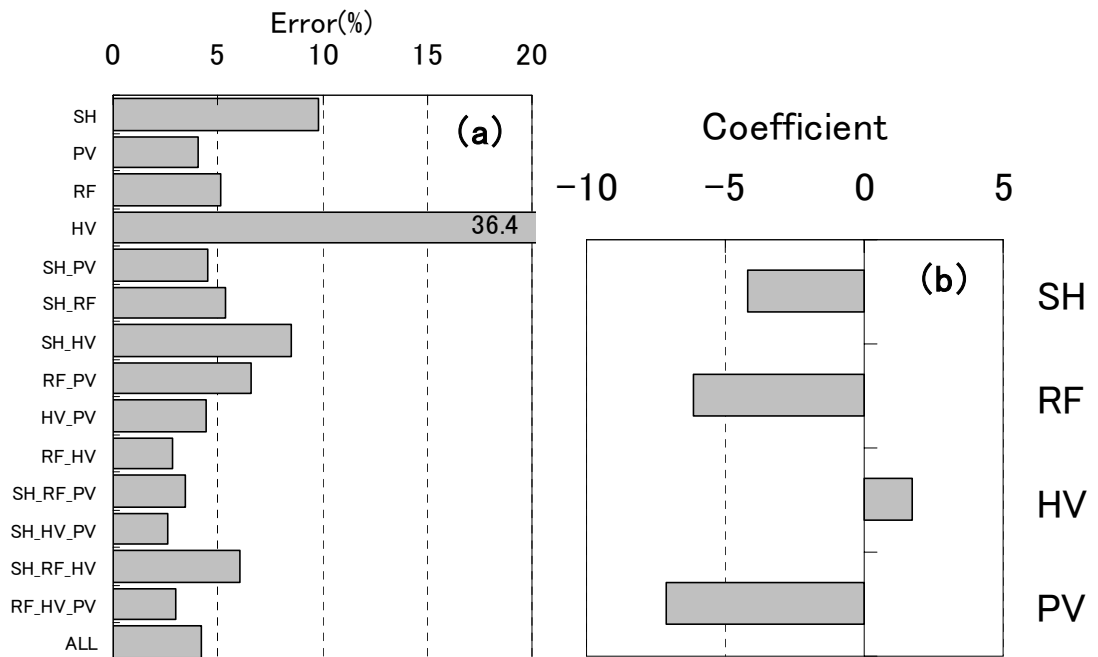


図 4-13 第 2 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数 (Model A)
 (a)モデルの推定誤差 (b)偏回帰係数

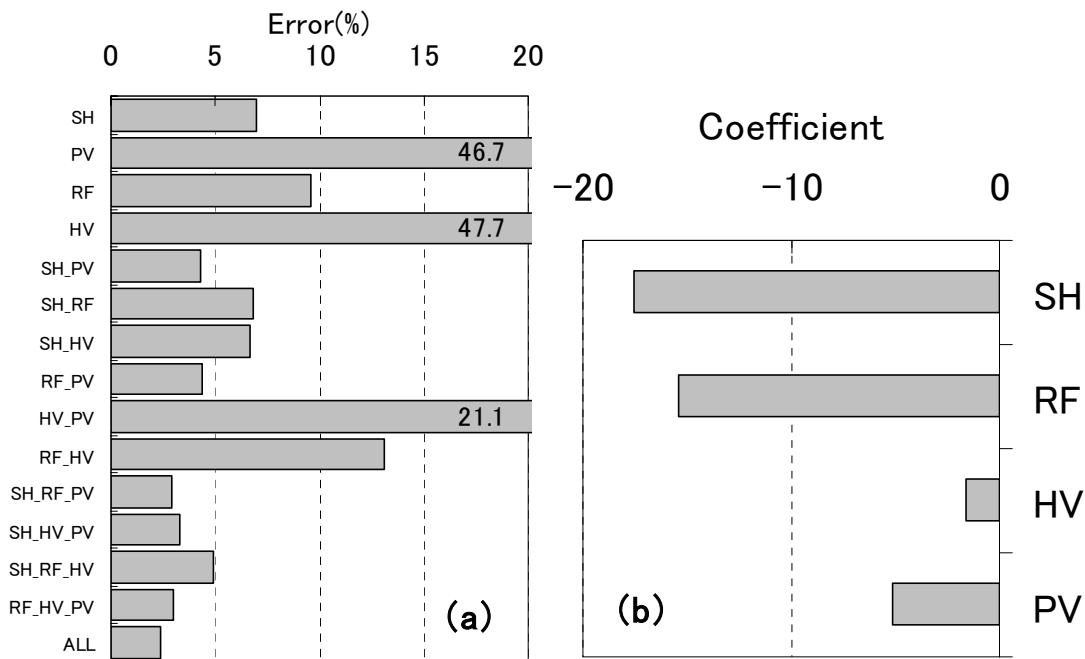


図 4-14 第 3 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数 (Model A)

(a)モデルの推定誤差 (b)偏回帰係数

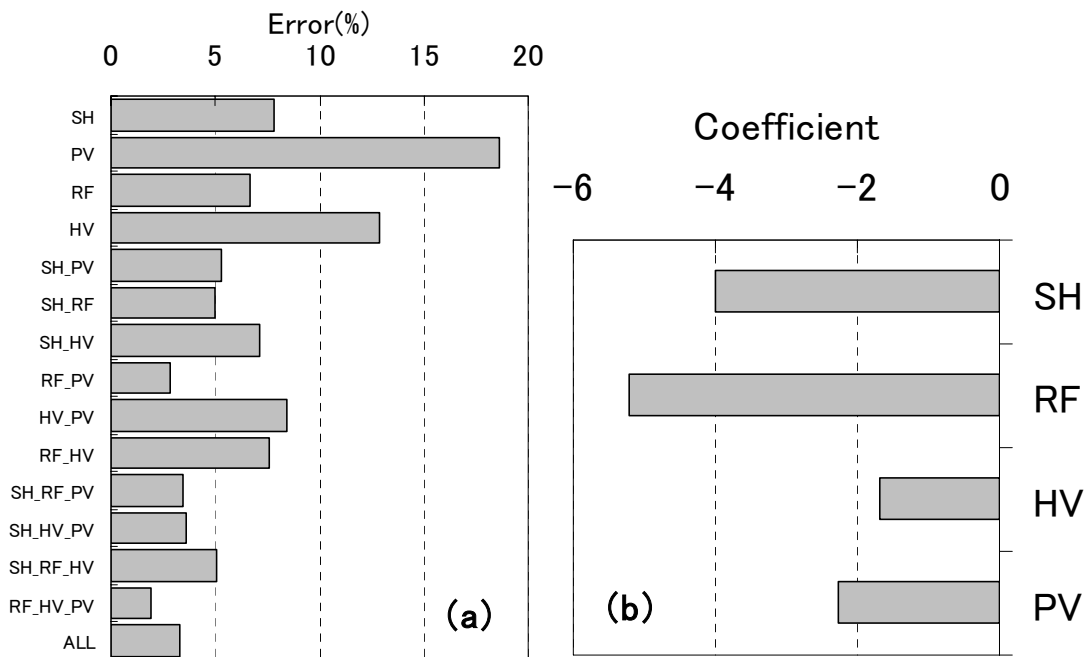


図 4-15 第 4 層のモデルの推定誤差と偏回帰係数 (Model A)

(a)モデルの推定誤差 (b)偏回帰係数

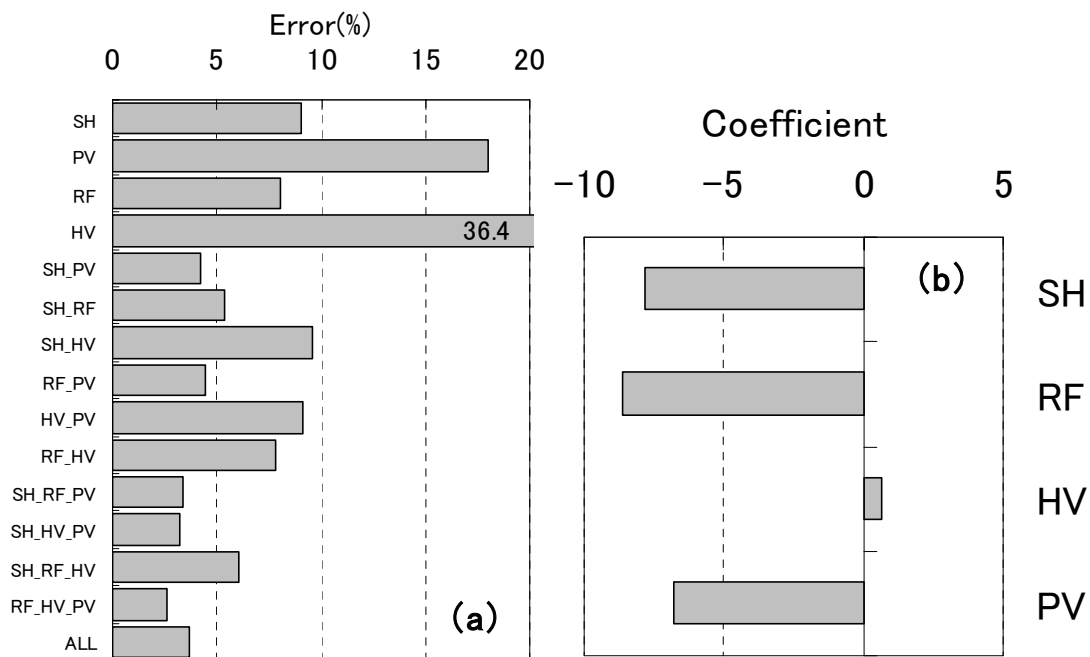


図 4-16 全ての層の推定誤差の平均と偏回帰係数 (Model A)

(a)モデルの推定誤差 (b)偏回帰係数

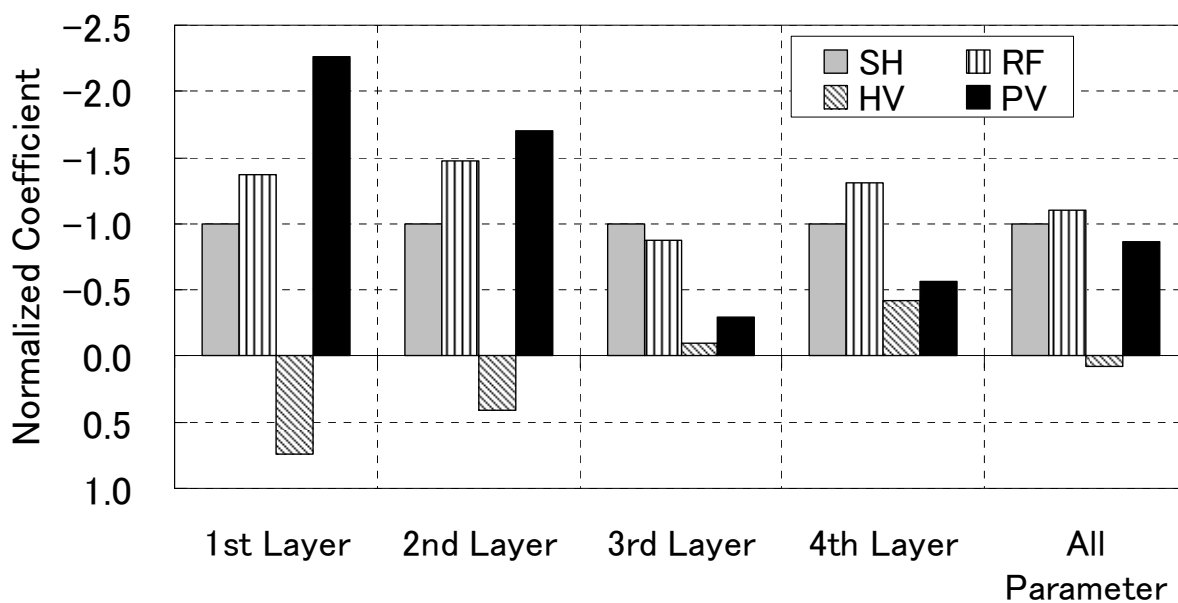


図 4-17 S波の偏回帰係数を-1とした場合の各物理量の偏回帰係数 (Model A)

4.3.4 逆解析における誤差分布

単独逆解析の場合および4種類のデータを用いた逆解析の誤差分布について調べる。図4-18は、Model Aにおける逆解析の誤差分布であり、各層のS波速度と層厚のみを変化させた場合の誤差の分布を示している。変化させた以外の層のS波速度と層厚は正解値に固定している。図4-18a~dはS波、レシーバー関数、H/Vスペクトル単独逆解析の誤差分布、図4-18eは4種類のデータを用いた同時逆解析の誤差分布である。S波の単独逆解析の誤差分布のほうがレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布に比べ谷の形状が狭く、トレードオフの関係が強いことがわかる。これが、図4-4a、図4-4bや図4-5に見られるようにレシーバー関数の単独逆解析結果のほうがS波の単独逆解析結果よりもモデルのばらつきや推定誤差がやや小さい原因であると考えられる。S波とレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布は類似しているが、図4-5aを詳細に見ると特に第1層の誤差分布がやや異なっており、その結果推定されるモデルの分布もやや異なっている。したがって、図4-16に見られるようにS波とレシーバー関数の同時逆解析によりモデルの改善が見られたと考えられる。S波の単独逆解析の誤差分布は第1層に比べ第2層のほうが、谷が浅く広域に広がっている。また、レシーバー関数の単独逆解析の誤差分布は、第2層に比べ第1層のほうが、谷が浅く広域に広がっている。このことが、図4-5a、図4-5bに見られるようにS波の単独逆解析では第2層の、レシーバー関数の単独逆解析では第1層のパラメータのばらつきが大きくなっている原因と考えられる。

位相速度の単独逆解析の誤差分布の形状は、S波やレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布の形状と異なっている。第1層については、トレードオフの関係が弱く、適切な誤差分布であるが、ここで用いている位相速度は長周期帯域のデータが欠落している不完全なデータであるため、第3層の誤差分布には明瞭な谷は見られなかった。第1層のパラメータを適切に推定することができるため、位相速度を用いた同時逆解析では浅部だけでなく深部におけるモデルの改善も効果的に行っていると考えられる。

第2章で示したように、H/Vスペクトルのピーク周期による単独逆解析の誤差分布には、S波速度と層厚に強いトレードオフの関係が見られる。特に、第1層では、第1層の層厚が0.2kmの場合にS波速度がどの値でも誤差がほぼ0を示しており、第1層に関しては感度がほとんど無いことを示している。

4種類のデータを用いた同時逆解析の誤差分布は単独逆解析の誤差分布に比べ誤差の谷の位置が正解値を中心に広がっており、また、全層で誤差分布の谷が深くなっている。したがって、トレードオフが回避され、正解のモデルをより精度良く推定できると

考えられる。

図 4-19a には第 1 層の S 波の単独逆解析の誤差分布に、図 4-5 に示した S 波と位相速度の単独逆解析結果を重ねた図を示す。単独逆解析の結果では、最小残差の 1.5 倍までの残差を有するすべてのモデルを表示している。図 4-19a を見ると S 波単独逆解析によるパラメータ分布と位相速度単独逆解析によるパラメータ分布が正解値付近で交差していることがわかる。また、図 4-12 の S 波と位相速度の同時逆解析の第 1 層のモデルの推定誤差（図では SH_PV と表示）を見ると、位相速度単独逆解析によるモデルの推定誤差（図では PV と表示）と同程度の値を示しており、S 波と位相速度の同時逆解析により、適切にモデルの絞込みができたことを示している。図 4-19c には第 2 層の結果を示す。第 1 層と同様に、正解値付近で S 波と位相速度の誤差分布が交差しており、適切にモデルの絞込みができたことを示している。

同様に、図 4-19b は、第 1 層について、時間領域レシーバー関数および位相速度の単独逆解析によるパラメータ分布と時間領域レシーバー関数単独逆解析の誤差分布を重ねたものである。図 4-19d は第 2 層の結果である。S 波の逆解析の場合と同様に、正解値付近で誤差分布が交差しており、適切にモデルの絞込みができています。

図 4-12 から図 4-15 の S 波と位相速度の同時逆解析、レシーバー関数と位相速度の同時逆解析（図では、SH_PV, RF_PV と表示）のモデルの推定誤差はほぼ同じ値を示している。これは、S 波とレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布が互いに似た形状を示しているためと考えられる。

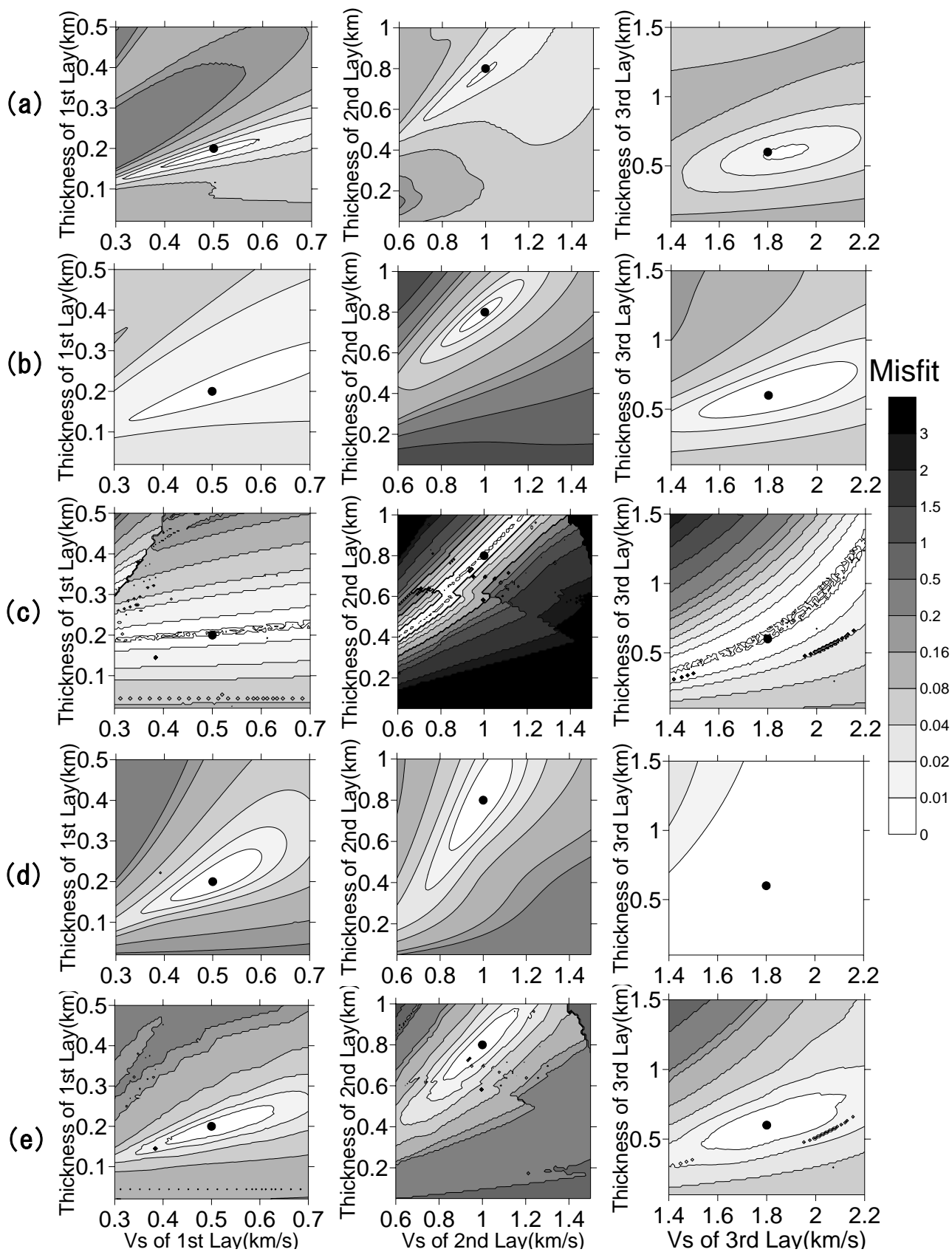


図 4-18 誤差の分布 (a)S波, (b)レシーバー関数, (c)H/V スペクトル, (d)位相速度の単独逆解析の誤差分布。(e)同時逆解析の誤差分布。

左列：第1層, 中列：第2層, 右列：第3層

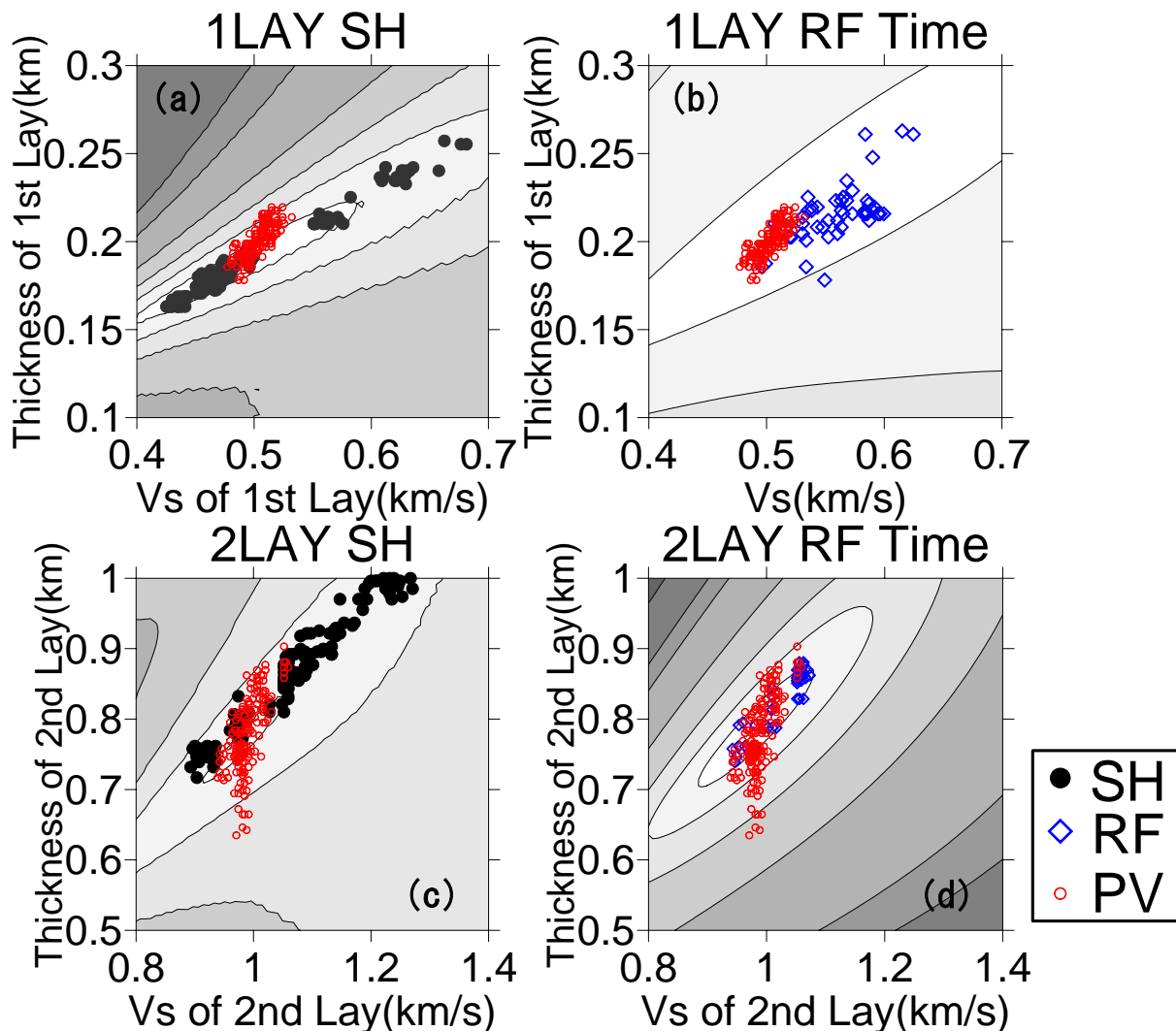


図 4-19 逆解析の誤差分布と単独逆解析によるパラメータの分布

- (a) S 波単独逆解析の誤差分布と S 波および位相速度の単独逆解析によるパラメータ分布 (第 1 層)
- (b) レシーバー関数単独逆解析の誤差分布とレシーバー関数および位相速度の単独逆解析によるパラメータ分布 (第 1 層)
- (c) S 波単独逆解析の誤差分布と S 波および位相速度の単独逆解析によるパラメータ分布 (第 2 層)
- (d) レシーバー関数単独逆解析の誤差分布とレシーバー関数および位相速度の単独逆解析によるパラメータ分布 (第 2 層)

黒丸 : S 波単独逆解析結果, 青菱形 : レシーバー関数単独逆解析結果, 赤丸 : 位相速度単独逆解析結果

4.3.5 地震基盤の S 波速度が結果に与える影響

第 3 章で述べたように、S 波の逆解析においては、地震基盤の S 波速度を固定しない場合には、堆積層の S 波速度と堆積層の厚さの両者を精度良く推定することが難しい。ここでは、Model A について、地震基盤の S 波速度を正解値に固定した場合と固定しない場合のモデルのばらつきや正解値との対応について検討した。図 4-20 に各種逆解析結果による地震基盤深度の平均値とその標準偏差を示す。単独逆解析の結果では、地震基盤の S 波速度を固定しない場合に、地震基盤深度の標準偏差が大きいが、2 種類以上のデータを組み合わせた同時逆解析の結果では、H/V スペクトルデータを用いた逆解析の結果を除いて地震基盤の S 波速度を固定した場合と固定しない場合で、地震基盤深度の標準偏差はほぼ同じである。また、地震基盤深度の平均値も地震基盤の S 波速度の固定の如何によらずほぼ同じ値を示している。同図には地震基盤の S 波速度も示しているが、3 種類以上のデータの同時逆解析による地震基盤の S 波速度は正解値と概ね 0.1km/s 差以内に分布している。また、標準偏差についても 3 種類以上のデータの同時逆解析の結果では小さい値を示している。このように、2 あるいは 3 種類以上のデータの同時逆解析を行うことにより、地震基盤の深度および S 波速度を推定できることがわかる。

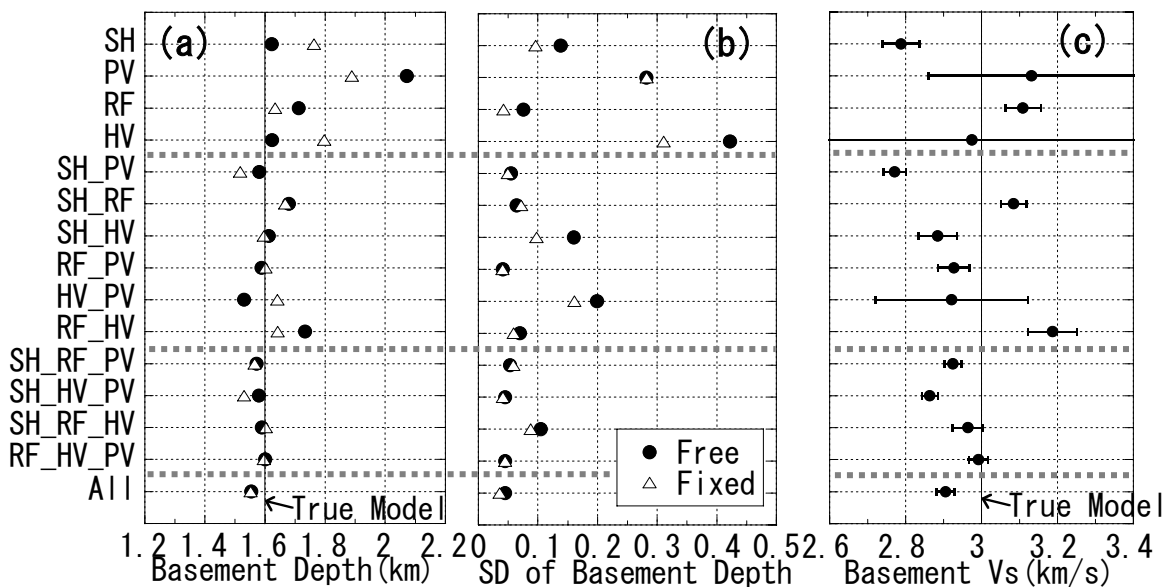


図 4-20 地震基盤の深度(a)と S 波速度(b)および S 波速度の標準偏差(c)

黒丸：地震基盤の S 波速度の探索範囲を 2.8~3.4km/s とした場合

白三角：地震基盤の S 波速度を正解値の 3.0km/s に固定した場合

4.3.6 表面波位相速度の周期範囲が結果に与える影響

第3章で述べたように、微動探査の実務では長周期帯域の位相速度データを取得することが難しいことがある。長周期帯域のデータの欠如は、より深い部分のモデル推定に不確かさを生じる。4.3.2で述べたように、微動探査による位相速度データと他のデータを組み合わせることにより、長周期帯域の位相速度が欠落した場合でも、モデルの推定精度が向上することがわかった。ここでは、周期帯域の異なる位相速度データを用いた同時逆解析を行い、位相速度の周期範囲が推定結果に与える影響について考察した。Model A について、周期範囲を図4-2dに示すように4つの場合を設定した。iは周期0.5~3秒まで、iiは0.5~7秒、iiiは0.5~2秒、ivは3~7秒までの範囲である。なお、4.3.2ではiの場合を検討している。図4-21にS波と位相速度の同時逆解析による地震基盤のS波速度と深度の分布を、図4-22にはS波速度構造を示す。両図にはS波の単独逆解析の結果も示している。ケースi~iiiでは、S波速度の標準偏差が大きく、深度の標準偏差が小さいことがわかる。ケースivでは長周期側のみのデータであるため、地震基盤深度の決定精度が悪だけでなく、第2層のS波速度や第3層の上面深度も正解モデルと異なっているが、長周期帯域のデータを用いているため、地震基盤のS波速度の標準偏差は小さくなっている。また、ケースiからiiiの同時逆解析の結果では、S波の単独逆解析の場合に比べモデルの標準偏差は小さくなっている。

図4-23には、S波、レシーバー関数、H/Vスペクトルと4つの周期範囲の位相速度との同時逆解析結果のモデルの標準偏差とそれぞれのデータの単独逆解析結果によるモデルの標準偏差の比を示す。当然のことながら、ケースiiの結果の標準偏差の比が最も小さいが、短周期範囲のみでデータが得られているケースiiiの結果の標準偏差の比は、基準となるケースiと同等の値を示している。表面波の位相速度との同時逆解析では、比較的短周期だけのデータでも解の精度向上が期待できることを意味している。これは、短周期の位相速度により表層部のS波速度と層厚が精度良く決定され、より深い部分はほかのデータで拘束されるためであると考えられる。H/Vスペクトルと位相速度の同時逆解析結果の標準偏差の比は小さいが、H/Vスペクトル単独逆解析の結果のばらつきが大きく、位相速度との同時逆解析によりモデルが大きく改善されたためと考えられる。

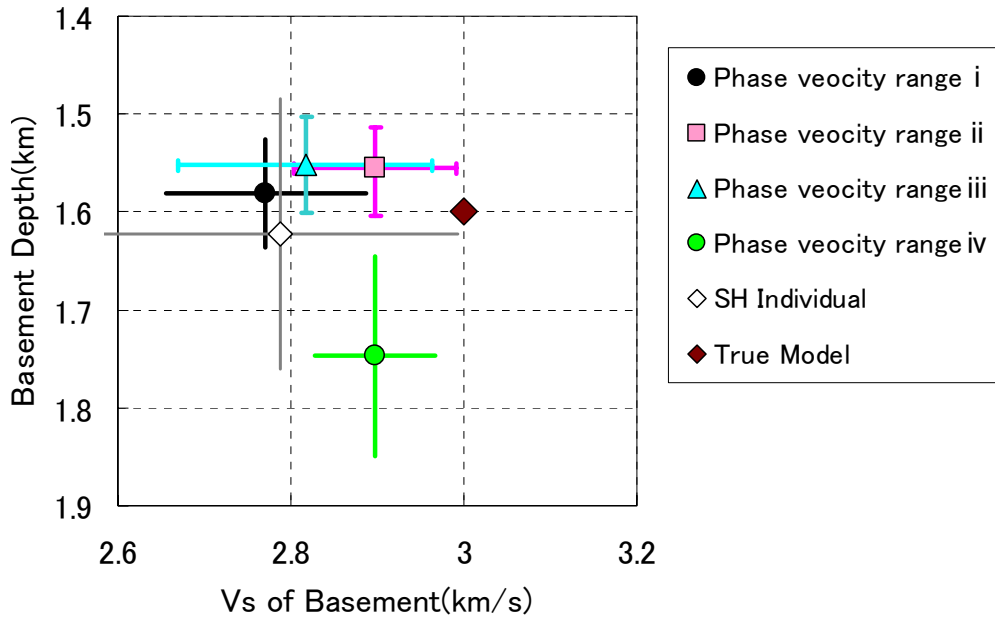


図 4-21 S波と位相速度の同時逆解析による地震基盤のS波速度と上面深度
 黒丸：周期範囲 i，赤四角：周期範囲 ii，青三角：周期範囲 iii，緑丸：周期範囲 iv
 白菱形：S波単独逆解析結果，茶色菱形：正解モデル
 棒線は，地震基盤のS波速度と上面深度の標準偏差を表す。

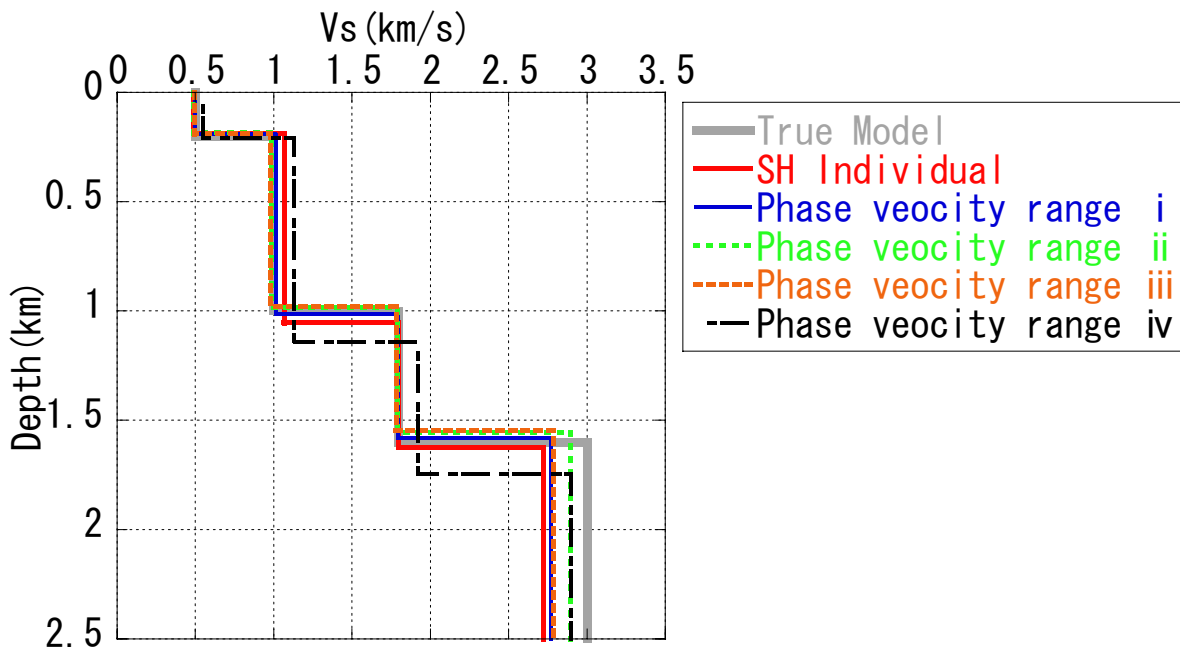


図 4-22 逆解析結果

灰色線：正解モデル，赤線：S波単独逆解析，
 青実線：周期範囲 i の同時逆解析結果，緑破線：周期範囲 ii の同時逆解析結果，
 橙点線：周期範囲 iii の同時逆解析結果，黒一点鎖線：周期範囲 iv の同時逆解析結果

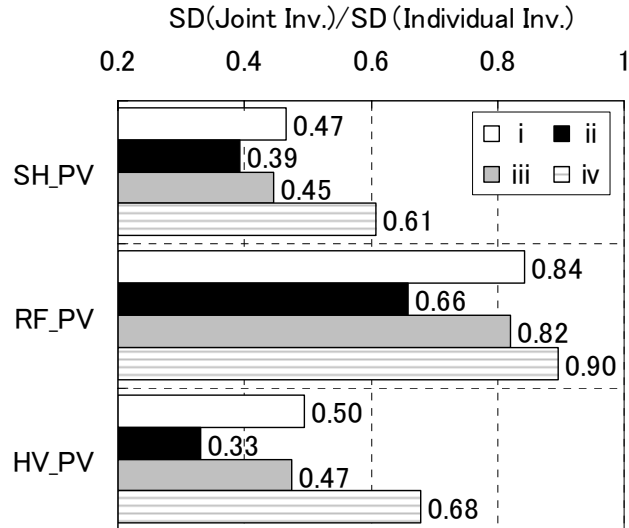


図 4-23 位相速度との同時逆解析により推定されたモデルパラメータの標準偏差と位相速度の単独逆解析により推定されたモデルパラメータの標準偏差の比

4.3.7 周波数領域レシーバー関数の逆解析

本研究では、時間領域レシーバー関数を用いたが、周波数領域でのデータを用いる試みもある（小林ほか，1998）。ここでは、周波数領域と時間領域のレシーバー関数の逆解析の誤差分布について考察を行った。周波数領域レシーバー関数のデータは、4.3.1で作成した Model A における時刻歴の擬似観測レシーバー関数を周波数領域に変換して作成した。誤差 E_{RF_f} を以下のように定義した。

$$E_{RF_f} = \left(1/N^{RF_f}\right) \sum_{j=1}^{N^{RF_f}} \left[\left(R^o(f_j) - R^c(f_j) \right) / R^o(f_j) \right]^2 \quad (4-12)$$

ここで、 N^{RF_f} はデータ数、 $R^o(f_j)$ 、 $R^c(f_j)$ はそれぞれ周波数 f_j における観測周波数領域レシーバー関数、計算周波数領域レシーバー関数である。図 4-24 に擬似観測周波数領域レシーバー関数を示す。用いたデータは周期 1 から 5 秒までのデータおよび周期 0.33 秒から 5 秒までのデータとした。図 4-25 に周波数領域レシーバー関数の同時逆解析の誤差分布を示す。図 4-25a~c は周期 1 から 5 秒までのデータ、図 4-25d~f は周期 0.33 秒から 5 秒までのデータである。なお、前述までの検討での時間領域レシーバー関数は、周期 1~5 秒のフィルター処理をしている。図 4-25a を見ると周期 1 から 5 秒までの周波数領域レシーバー関数の逆解析では、第 1 層において誤差が最小となるのは、正解モデルに比べて層厚がやや厚いモデルであり、図 4-18b に示した時間領域レシーバー関数の逆解析に比べて誤差分布の谷が浅く、解の任意性が高いことを示している。

これは、周波数領域レシーバー関数の逆解析では、振幅の情報しか用いておらず、位相の情報が考慮されていないためであると考えられる。また、図 4-24 に見られるように、周波数領域レシーバー関数のノイズは、周波数領域レシーバー関数の谷を埋めるように付与されるため、これも、周波数領域レシーバー関数の同時逆解析の誤差分布の谷を浅くした原因であると考えられる。以上のように、同じ周期範囲である限りにおいて、本手法では時間領域レシーバー関数を用いることが適していると考えられる。一方、図 4-25d~f に示した周期 0.33 秒から 5 秒までのデータの逆解析では、正解値を中心に誤差分布の谷が広がっており、周期範囲を広げることにより正しい S 波速度構造を推定できると考えられる。周波数領域レシーバー関数の逆解析では、長周期帯域のみを考慮するだけでは不十分であり、より短周期までのデータを用いる必要がある。ただし、図 4-18b と比べると周波数領域レシーバー関数の逆解析の誤差分布のほうが、時間領域レシーバー関数の逆解析の誤差分布に比べ谷が狭く、S 波速度と層厚のトレードオフがより強いと考えられる。

図 4-26a~c に PS-P 時間を用いた逆解析の誤差分布を示す。PS-P 時間の誤差は、(4-13) 式のように定義した。

$$E_{PS-P} = \left[\left(T_{PS-P}^o - T_{PS-P}^c \right) / T_{PS-P}^o \right]^2 \quad (4-13)$$

ここで、 T_{PS-P}^o 、 T_{PS-P}^c はそれぞれ観測 PS-P 時間および S 波速度構造モデルにより計算される PS-P 時間である。H/V スペクトルの逆解析における誤差分布と同様に、S 波速度と層厚に強いトレードオフの関係が見られる。図 4-26d~f には周期 0.33 秒から 5 秒までの周波数領域レシーバー関数と PS-P 時間の同時逆解析の誤差分布を示す。図 4-25d~f に示した周波数領域レシーバー関数の単独逆解析の結果に比べ、PS-P 時間との同時逆解析を行なった場合では誤差分布の谷の深さが若干浅くなっているが、図 4-26g~i に示した時間領域レシーバー関数の逆解析の誤差分布に比べ谷が狭く、S 波速度と層厚のトレードオフがより強いと考えられる。

図 4-27a~c には、周期 1 秒から 5 秒までの周波数領域レシーバー関数と PS-P 時間の同時逆解析の誤差分布を示す。この誤差分布は、時間領域レシーバー関数の単独逆解析の誤差分布と良く似ている。小林ほか(1998)では PS-P 時間による拘束条件を設けて周波数領域レシーバー関数による同時逆解析を行っているが、実質的には時間領域レシーバー関数との同時逆解析を実施していることと近い。

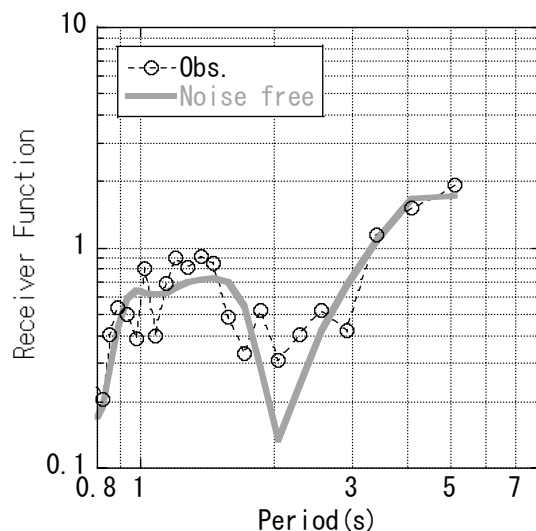


図 4-24 周波数領域レシーバー関数の擬似観測データ

白丸は擬似観測データ，灰色実線はノイズが無い場合の周波数領域レシーバー関数

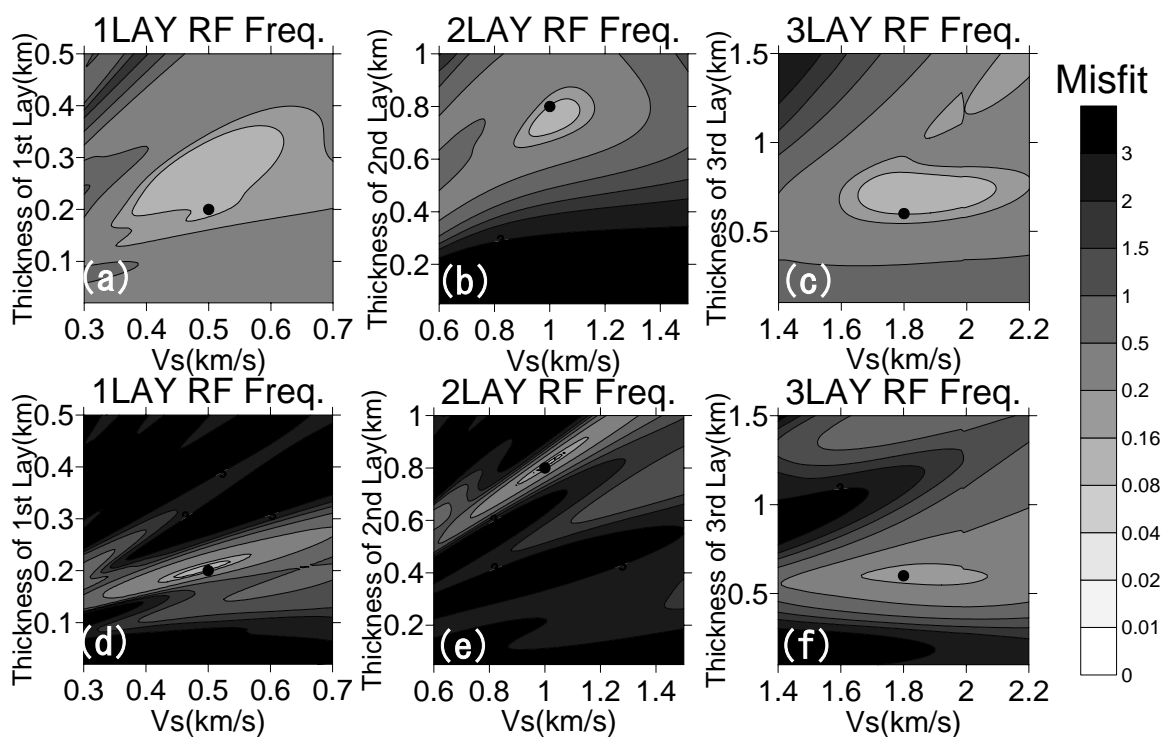


図 4-25 周波数領域レシーバー関数の逆解析の誤差分布 (Model A)

(a)~(c):周期範囲を 1 秒から 5 秒とした場合。(a)第 1 層，(b)第 2 層，(c)第 3 層

(d)~(f):周期範囲を 0.33 秒から 5 秒とした場合。(d)第 1 層，(e)第 2 層，(f)第 3 層

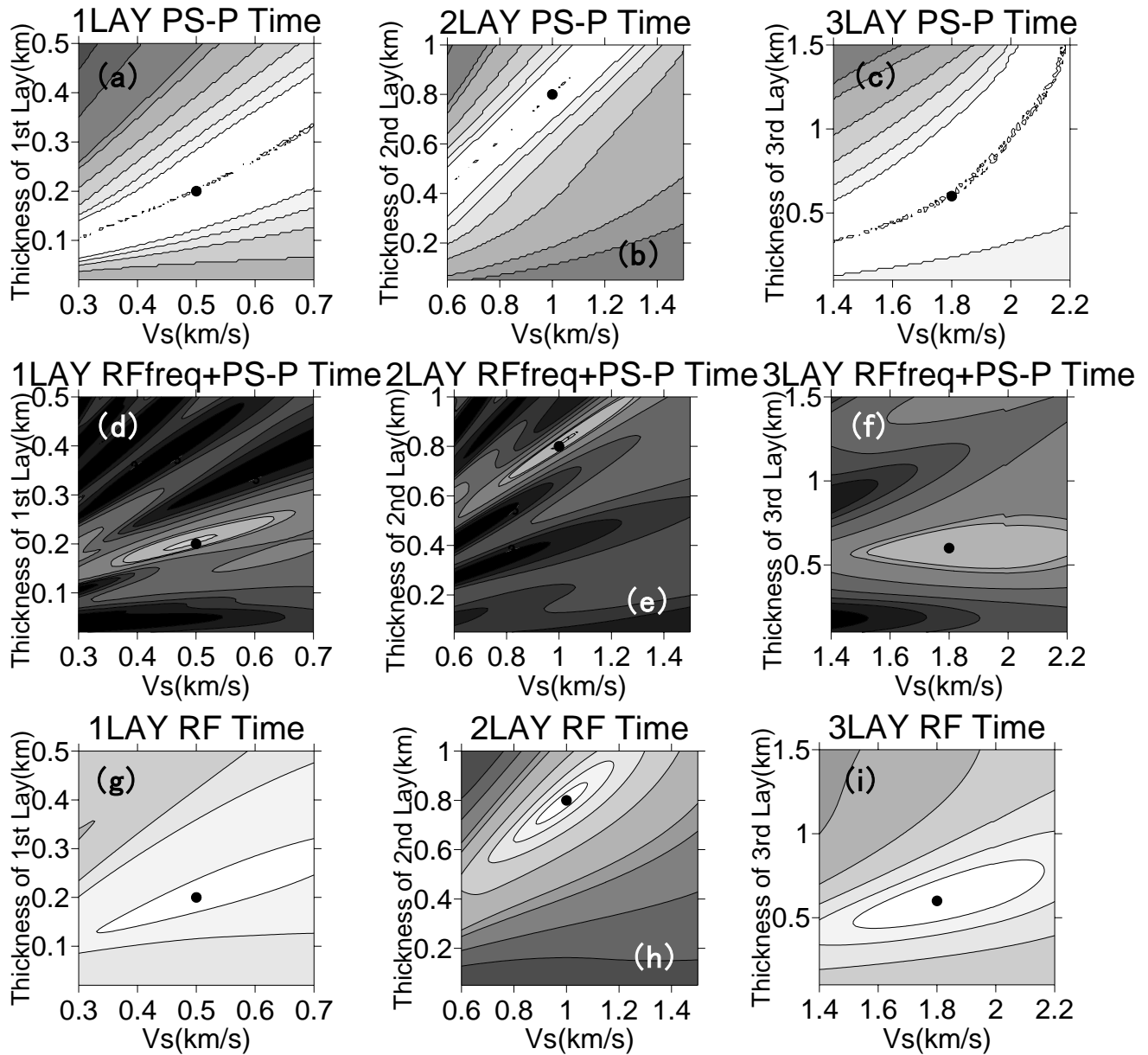


図 4-26 PS-P 時間を用いた逆解析の誤差分布 (a: 第 1 層, b: 第 2 層, c: 第 3 層) と周期 0.33 秒から 5 秒までの周波数領域レーダー関数と PS-P 時間の同時逆解析の誤差分布 (d: 第 1 層, e: 第 2 層, f: 第 3 層) (g~i は, 時間領域のレーダー関数の逆解析の第 1 層から第 3 層の誤差分布)

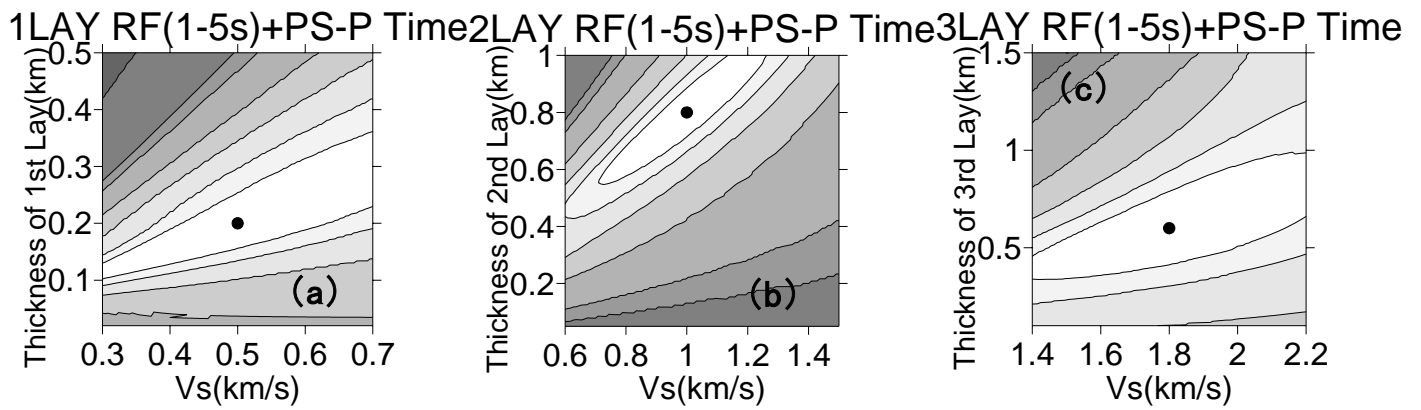


図 4-27 周期 1 秒から 5 秒までの周波数領域レシーバー関数と PS-P 時間の同時逆解析の誤差分布 (a: 第 1 層, b: 第 2 層, c: 第 3 層)

4.4 KiK-net 成田観測点への適用

同時逆解析手法を KiK-net 成田(CHBH13)における地震観測データに適用した。第 3 章と同様に PS 検層結果との比較を行い、本手法の適用性の検討を行う。

S 波データは、第 3 章で用いたデータを用いた。レシーバー関数は(山中ほか, 2007)、表面波の位相速度については(山中・山田, 2002)によるデータを用いた。H/V スペクトルのピーク周期は、第 2 章で示した平均 H/V スペクトルからピーク周期を読み取った。

4.4.1 逆解析結果

(1) 逆解析に用いたデータ

第 3 章で用いた、2003 年 6 月 9 日茨城県沖の地震および 2004 年 4 月 6 日千葉県北西部の地震を解析に用いた。観測波形には、周期 1~5 秒のバンドパスフィルターを施している。図 4-28 に観測データを示す。

レシーバー関数データは、(山中ほか, 2007)によるデータを用いた。P 波初動の 1 秒前から 10 秒後までを切り出しスペクトルを求めている。Water-level method (Langston, 1979) に基づいてスペクトル比を求めレシーバー関数を得ている。Water-level は 0.01 であり、周波数 0.1Hz~2.0Hz のバンドパスフィルターを施している。地震基盤への入射角の平均は、41.5 度であった。図 4-29 に観測されたレシーバー関数を示す。

位相速度のデータは、山中・山田(2002)によって KiK-net 観測点の西南西約 2 km 地点で観測されたデータを用いた。図 4-30 に観測位相速度を示す。

H/V スペクトルは、第 2 章で示したように 2003 年から 2005 年までのマグニチュードが 6 以上の 11 個の地震データを解析に用いている。各地震の H/V スペクトルの相乗平均を求め、長周期側のピーク周期を読み取った。図 4-31 に観測 H/V スペクトルデータおよびそのピーク周期を示す。

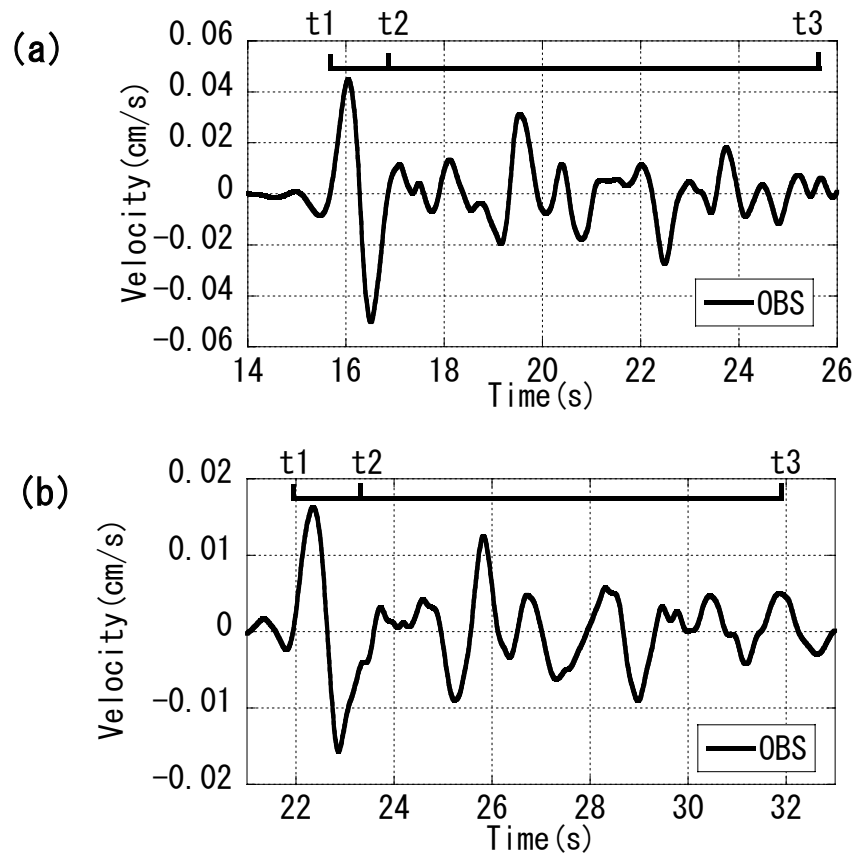


図 4-28 S波データ

(a) 2003年6月9日茨城県沖の地震, (b) 2004年4月6日千葉県北西部の地震

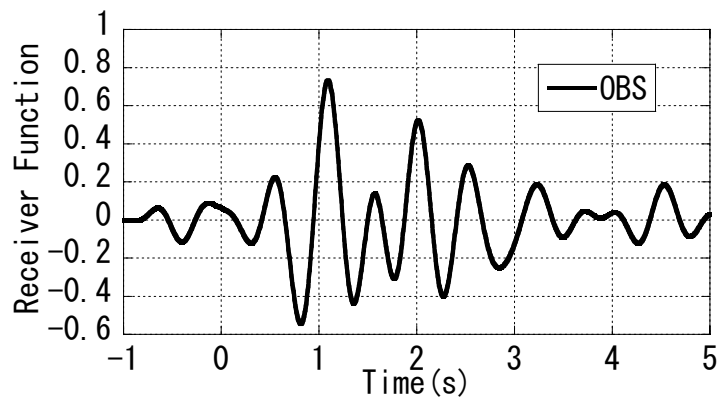


図 4-29 レシーバー関数 (山中ほか, 2007)

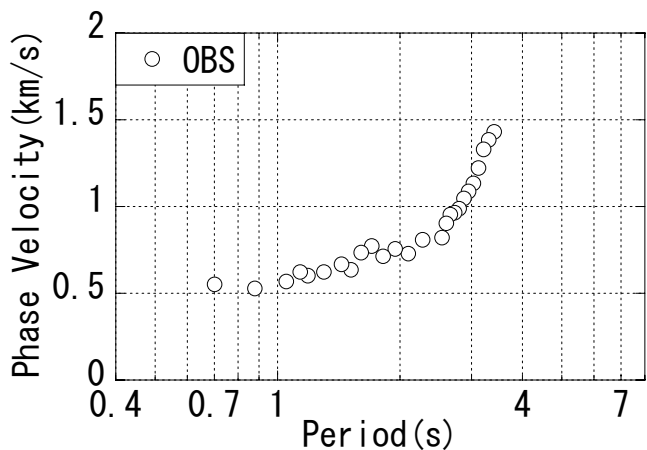


図 4-30 位相速度データ (山中・山田, 2002)

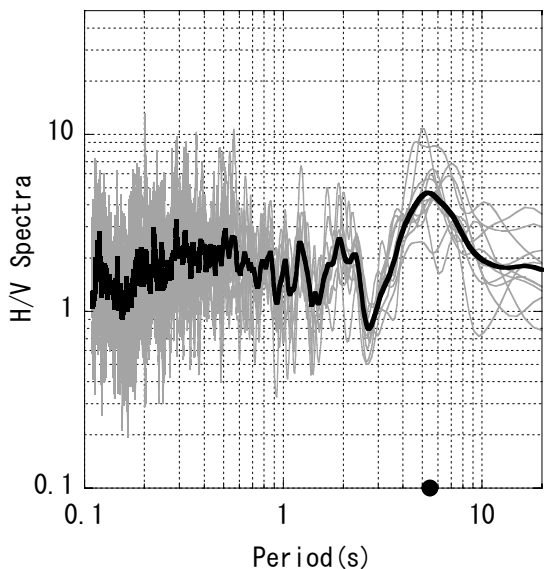


図 4-31 H/V スペクトルデータ 黒丸：ピーク周期

(2) 単独逆解析結果

GA のパラメータは、個体数および世代数をそれぞれ 300, 200 とし、交差確率 0.7, 突然変異確率 0.01 とした。初期乱数を 10 回変えて試行し、最小残差の 1.2 倍までのモデルを適用解とした。層の数は 4 層とし、各層の S 波速度と層厚の探索範囲は、表 4-4 のようにした。S 波波形逆解析における波形の立ち上がり時間、入射角、Q 値の係数 a と b の探索範囲は第 3 章で設定したものと同一とした。数値実験の結果から、H/V スペクトルのピーク周期による単独逆解析では解の絞込みが難しいことが確認されたため、H/V スペクトルの単独逆解析は行わなかった。

表 4-4 解の探索範囲

Layer No.	Vs (km/s)	H (km)
1	0.2-0.4	0.01-0.25
2	0.4-0.7	0.02-1.0
3	0.5-1.0	0.05-0.75
4	2.5-3.5	-

図 4-32 に単独逆解析結果を示す。図には山水(2004)による PS 検層結果を赤の点線で示している。図 4-33 には第 1 層から第 3 層の S 波速度と層厚の関係を示す。S 波の単独逆解析の結果は、地震基盤の S 波速度および深度のばらつきが大きい結果となった。ばらつきは大きい、地震基盤の深度については、約 0.75km, 0.86km, 1.0km, 1.08km, 1.14km の 5 つの解のまとまりが見られた。レーザー関数の単独逆解析の結果では、モデルはほぼひとつのモデルに収束しているが、地震基盤の S 波速度は探索範囲の下限值近くに集まっている。地震基盤深度は 0.94km~1.03km の間に分布している。位相速度の単独逆解析では、1.17km と 1.25km のほぼ二つの基盤深度が推定されているが、検層結果による地震基盤深度 0.86km よりやや深く推定されている。

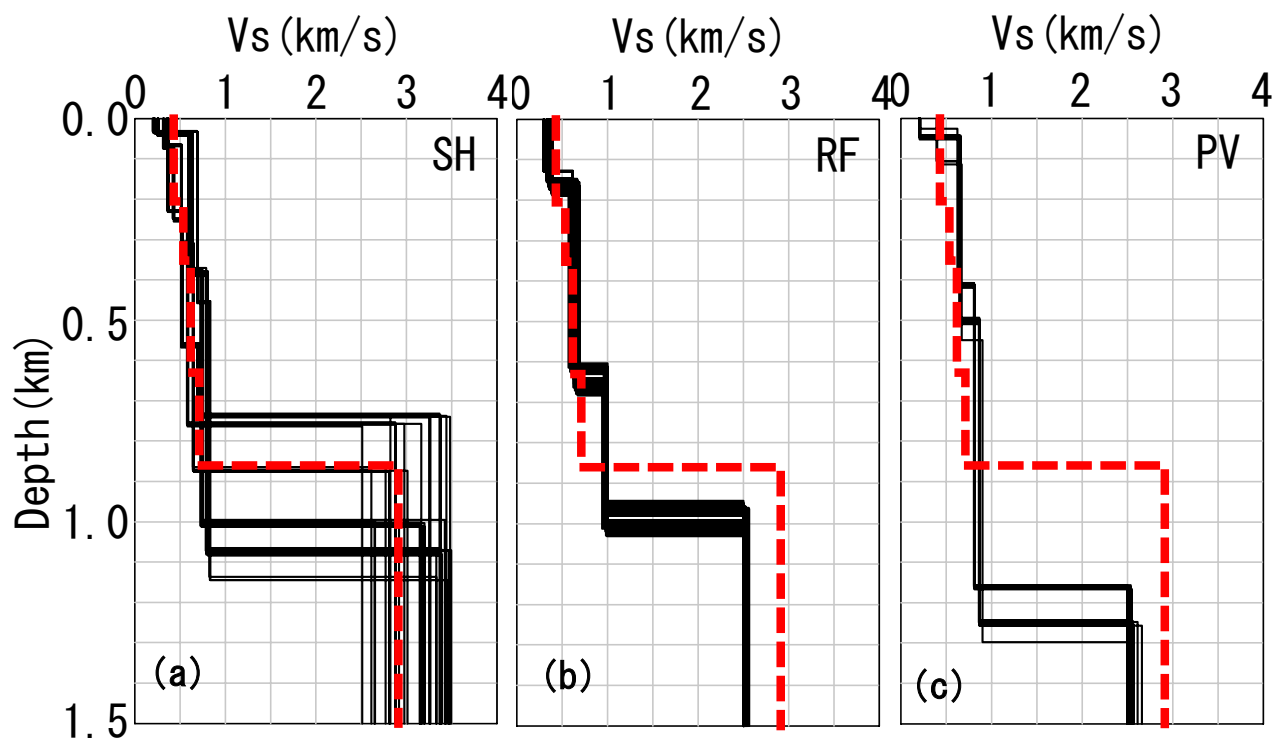


図 4-32 単独逆解析結果

(a)S 波単独逆解析, (b)レーザー関数単独逆解析, (c)位相速度単独逆解析

赤の点線は、山水(2004)による検層結果を示す。

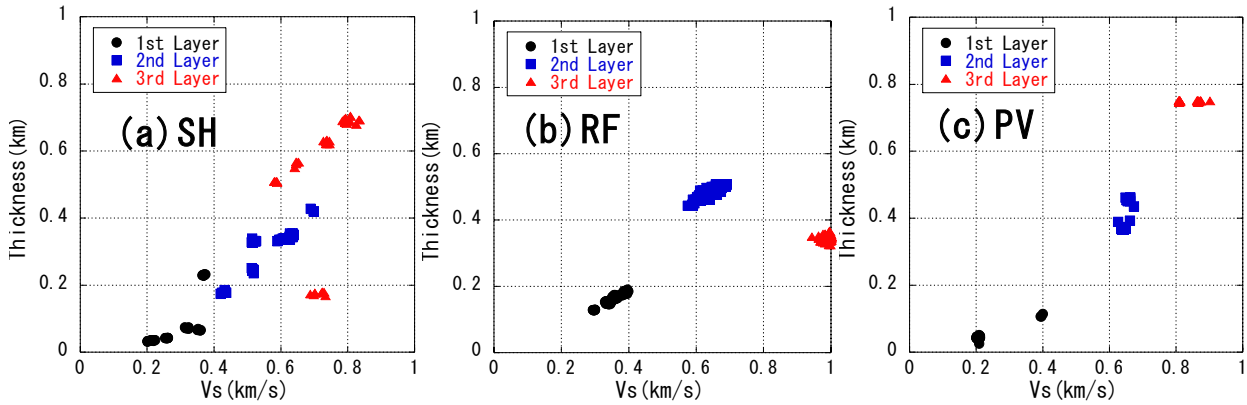


図 4-33 単独逆解析結果による S 波速度と層厚の関係

(a)S 波, (b)レシーバー関数, (c)位相速度

(3) 同時逆解析結果

2 種類のデータの同時逆解析では、H/V スペクトルとレシーバー関数、H/V スペクトルと位相速度の組み合わせを除いて解析を行った。3 種類のデータの同時逆解析では、レシーバー関数・H/V スペクトル・位相速度の組み合わせ以外の組み合わせについて解析を行った。

図 4-34 に 2 種類のデータの同時逆解析結果を、図 4-35 に適用解の第 1 層から第 3 層の S 波速度と層厚の関係を示す。図 4-34a および図 4-35a に示した S 波と H/V スペクトルの同時逆解析結果では、地震基盤深度が 1km 程度のモデルと 0.7~0.8km 程度のモデルが推定されている。ばらつきは大きいものの、ほぼ二つのモデルに収束しており、S 波の単独逆解析結果に比べ解の絞込みがなされている。図 4-34b および図 4-35b に示した S 波とレシーバー関数の同時逆解析結果でも第 2 層と第 3 層の層厚が 0.15km 程度と 0.75km 程度のモデルと 0.8km 程度と 0.15km 程度のモデルの二つのモデルに収束した。地震基盤の深度は概ね 1km 程度であり安定している。数値実験での結果と同様に S 波と H/V スペクトルの同時逆解析により精度良く S 波速度構造モデルを推定するには、既往の調査結果により堆積層の S 波速度の探索範囲を狭くする必要があることを示している。S 波とレシーバー関数の同時逆解析結果でもモデルにばらつきが見られたが、数値実験ではばらつきは小さかった。厳密には、S 波と PS 変換波の伝播経路の違いや表面波の位相速度はアレイを展開した範囲の平均的な S 波速度を反映していることも原因のひとつであると考えられる。図 4-34c, 図 4-34d および図 4-35c, 図 4-35d に示した S 波と位相速度、レシーバー関数と位相速度の同時逆解析結果では、ほぼひとつのモデルに収束している。数値実験で検討したように、S 波とレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布は互いに似ているのに対し、位相速度の単独逆解析の誤差分

布の形状は S 波やレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布と異なっており、位相速度を考慮した場合の同時逆解析によるモデルの任意性が相対的に低いことが原因と考えられる。数値実験と同様に位相速度を組み合わせることにより、既知情報が少ない場合でも精度良く堆積層の S 波速度を推定できる可能性がある。

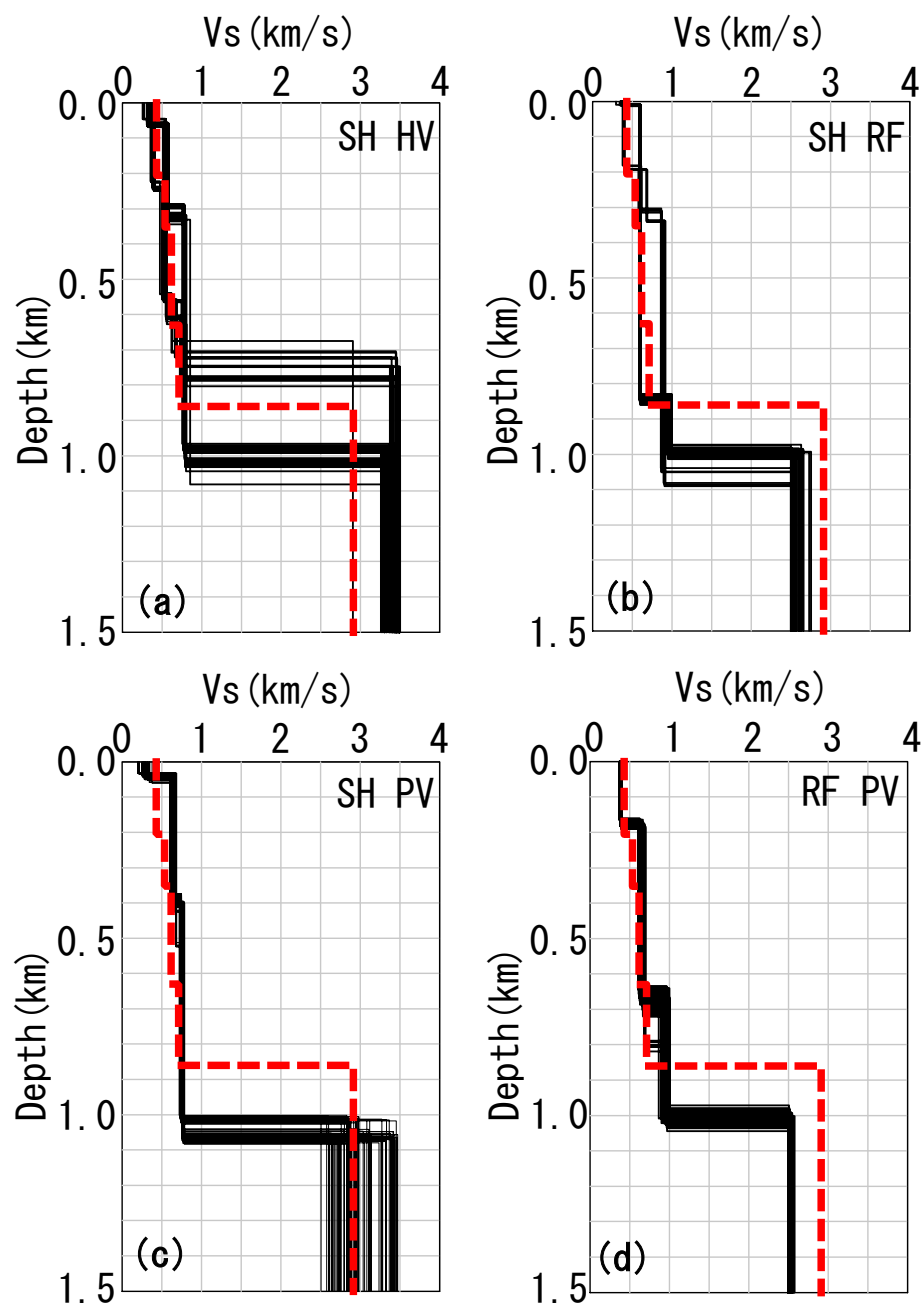


図 4-34 2 種類のデータの同時逆解析結果

- (a)S 波と H/V スペクトル, (b)S 波とレシーバー関数
 (c)S 波と位相速度, (d)レシーバー関数と位相速度
 赤の点線は、山水(2004)による検層結果を示す。

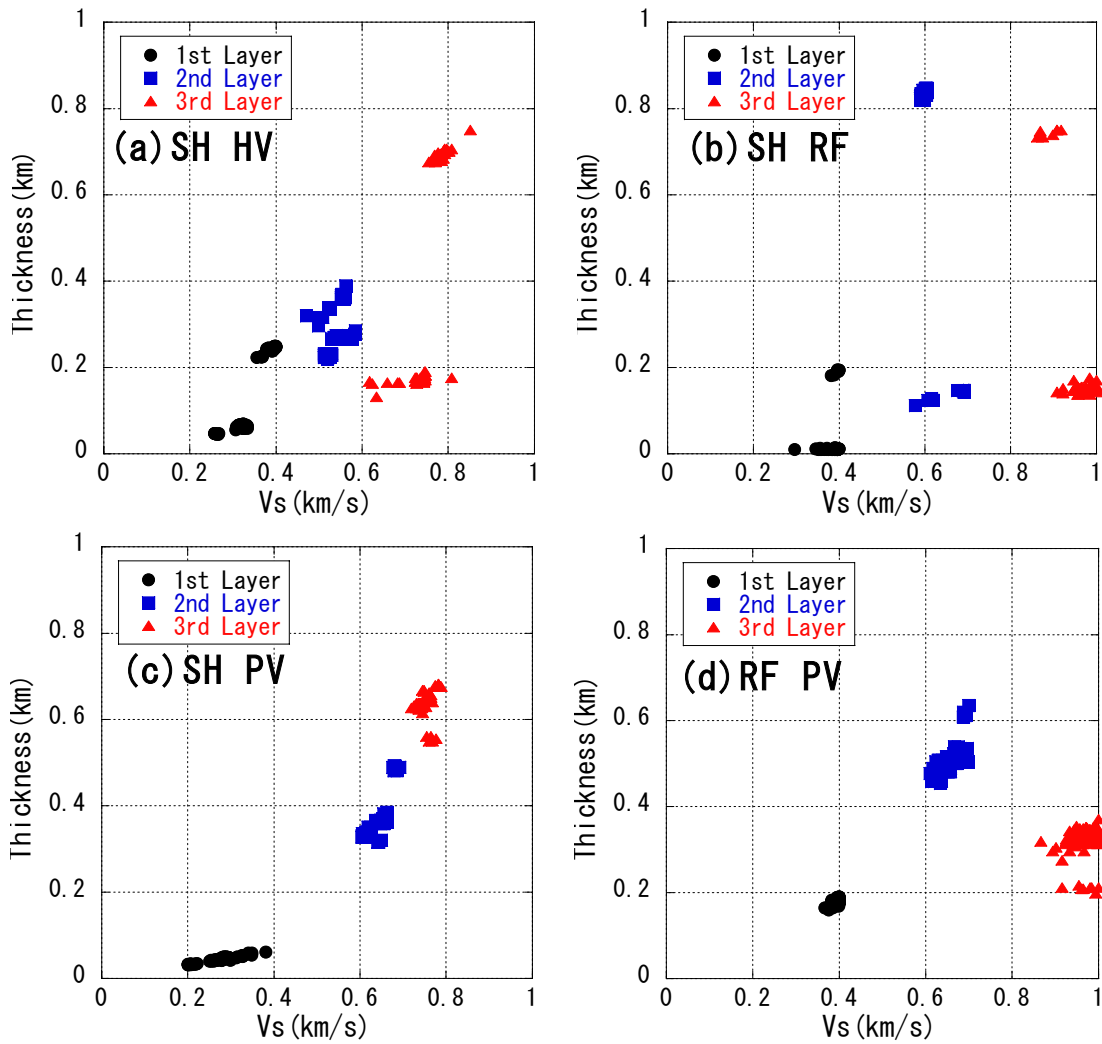


図 4-35 2 種類のデータの同時逆解析結果における S 波速度と層厚の関係

(a)S 波と H/V スペクトル, (b)S 波とレシーバー関数

(c)S 波と位相速度, (d)レシーバー関数と位相速度

3 種類および 4 種類のデータの同時逆解析結果を図 4-36 に示す。適用解の第 1 層から第 3 層の S 波速度と層厚の関係を図 4-37 に示す。図 4-36a, 図 4-37a に示した S 波・レシーバー関数・H/V スペクトルの 3 種類のデータの同時逆解析結果では、地震基盤の深度が概ね 0.9km のモデルと 1.1km の二つのモデルに収束している。S 波速度 0.9km/s 層が厚いモデルと 0.6km/s 層が厚いモデルの二つである。図 4-36b および図 4-37b に示した S 波・レシーバー関数・位相速度の 3 種類のデータの同時逆解析結果では、S 波速度 0.65km/s 層が厚いモデルが推定されている。図 4-36c および図 4-37c に示した S 波・H/V スペクトル・レシーバー関数の 3 種類のデータの同時逆解析結果では、S 波速度 0.6km/s 層と 0.75km 層が厚いモデルが推定されている。図 4-36d および図 4-37d に示した 4 種類のデータの同時逆解析結果では、S 波速度 0.65km/s 層が厚

く推定されている。

図 4-38 に観測 S 波データと計算結果の比較を示す。単独逆解析の結果と全種類のデータを用いた同時逆解析の結果を示す。全種類の解析結果の時刻 t_2 以降の振幅がやや小さいが、特徴的な位相は概ね説明できている。図 4-39 には観測レシーバー関数と計算結果の比較を示す。S 波データと同様に、単独逆解析の結果と全種類のデータを用いた同時逆解析の結果を示している。観測データに比べ計算結果の振幅が大きくなっているが、時刻 1 秒および 2 秒付近のピークの時刻は観測データを良く説明できている。図 4-40 に観測 H/V スペクトルとすべてのデータを用いた同時逆解析による計算結果の比較を示す。H/V スペクトルのピーク周期は概ね観測データを説明できている。図 4-41 に観測位相速度と計算結果の比較を示す。単独逆解析、4 種類のデータの同時逆解析および S 波・H/V スペクトル・位相速度の 3 種類のデータの同時逆解析による計算結果を示す。単独逆解析および S 波・H/V スペクトル・位相速度の 3 種類のデータの同時逆解析による計算結果では、全ての周期範囲において観測データを良く説明できている。4 種類のデータの同時逆解析結果では、周期 2 秒以下において観測位相速度に比べて計算された位相速度がやや小さな値を示している。レシーバー関数のデータを満たすことにより、位相速度との不一致が生じたものと考えられる。

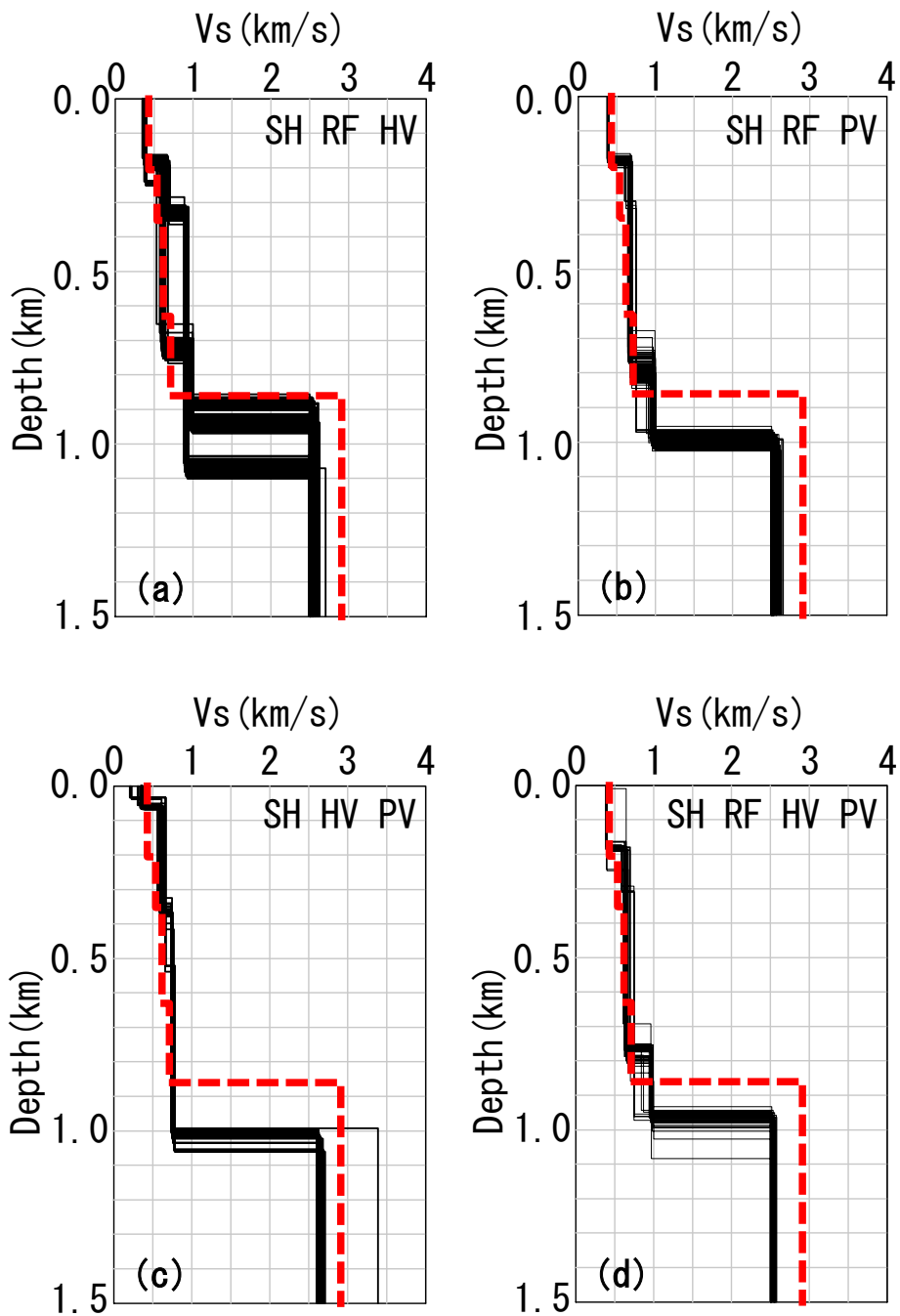


図 4-36 3 種類および 4 種類のデータの同時逆解析結果

(a)S 波とレシーバー関数と H/V スペクトル, (b)S 波とレシーバー関数と位相速度

(c)S 波と H/V スペクトルと位相速度, (d)4 種類のデータの同時逆解析

赤の点線は, 山水(2004)による検層結果を示す。

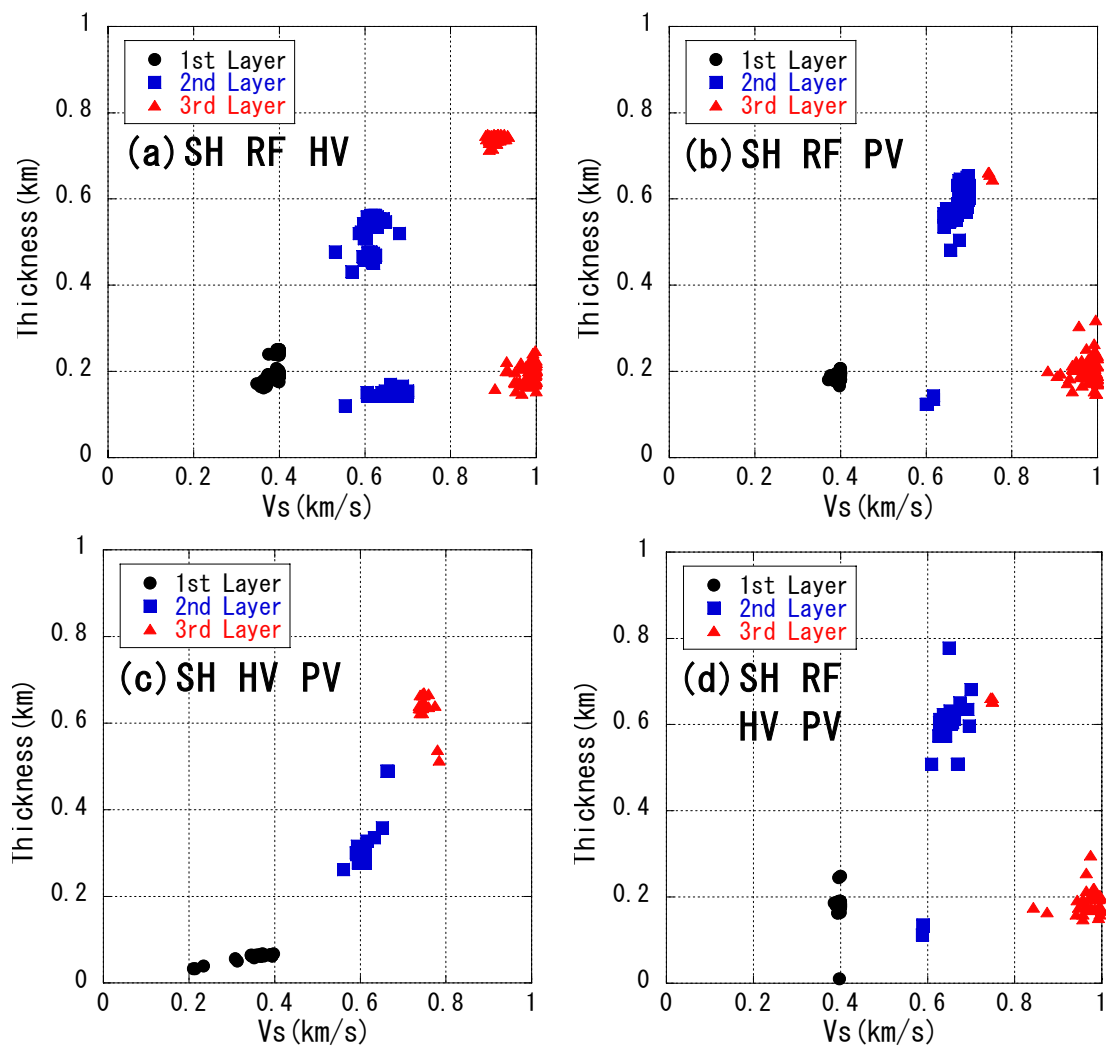


図 4-37 3 種類および 4 種類のデータの同時逆解析結果

における S 波速度と層厚の関係

(a) S 波・レシーバー関数・H/V スペクトルの同時逆解析結果

(b) S 波・レシーバー関数・位相速度の同時逆解析結果

(c) S 波・H/V スペクトル・位相速度の同時逆解析結果

(d) 4 種類のデータの同時逆解析結果

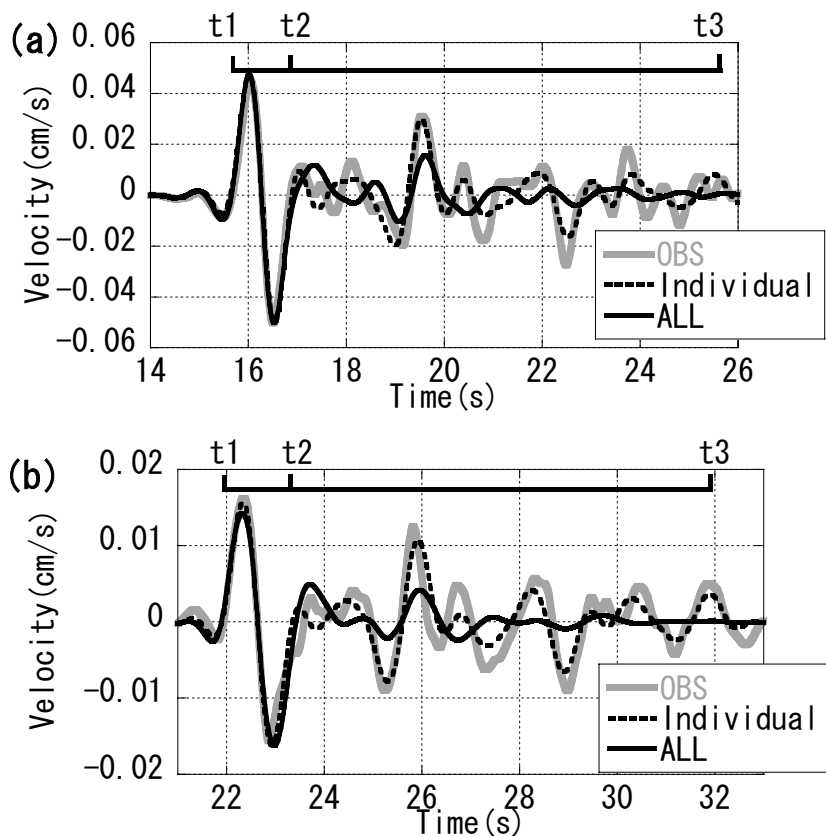


図 4-38 観測データとの比較 S波データ

灰色：観測データ，点線：単独逆解析結果，実線：4種類のデータの同時逆解析結果
 (a) 2003年6月9日茨城県沖の地震，(b) 2004年4月6日千葉県北西部の地震

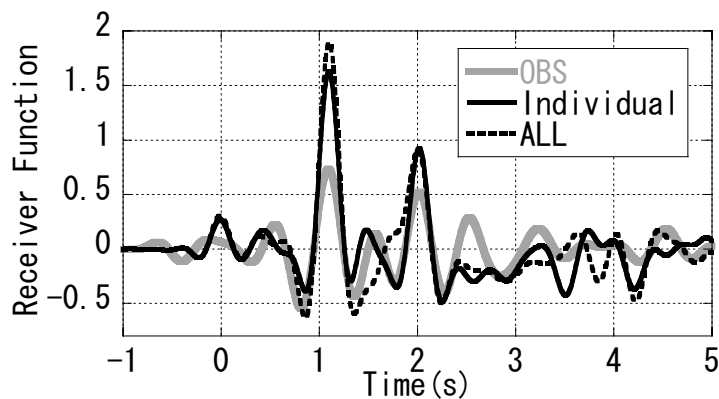


図 4-39 観測データとの比較 レシーバー関数

灰色：観測データ，点線：単独逆解析結果，実線：4種類のデータの同時逆解析結果

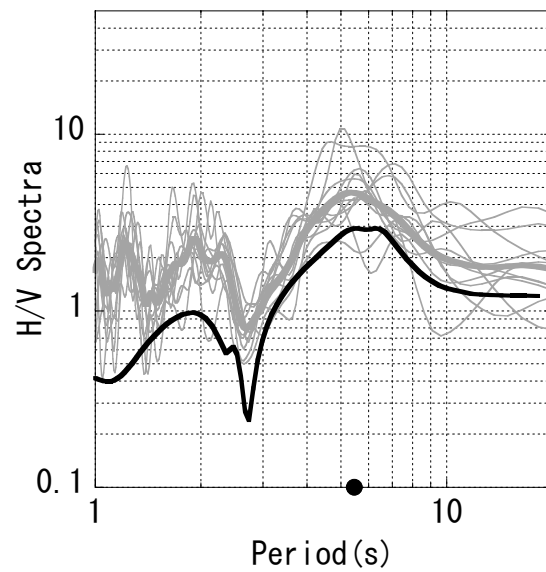


図 4-40 観測データとの比較 H/V スペクトル

灰色：観測データ，丸：観測ピーク周期，実線：4種類のデータの同時逆解析結果

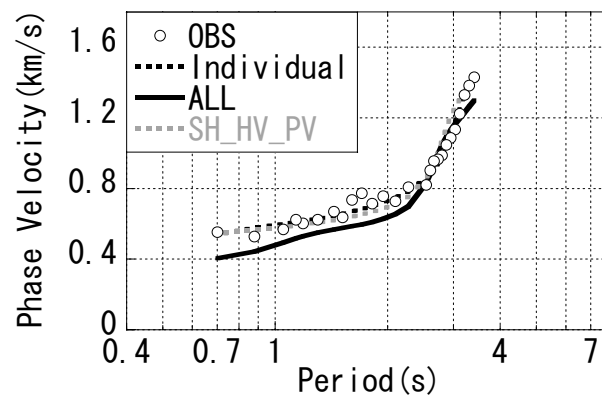


図 4-41 観測データとの比較 位相速度

白丸：観測データ，点線：単独逆解析結果，実線：4種類のデータの同時逆解析結果，
灰色点線：S波・H/Vスペクトル・位相速度の3種類のデータの同時逆解析結果

4.4.2 モデルのばらつきと PS 検層結果との比較

ここでは、KiK-net 成田観測点で推定された S 波速度構造の妥当性を検証するために、推定された地震基盤深度のばらつきおよび PS 検層結果との比較を行う。

図 4-42 には、各逆解析結果による地震基盤深度の平均値とその標準偏差を示す。位相速度の単独逆解析以外は概ね 0.9 から 1.0 km の地震基盤深度が推定された。位相速度のデータは、周期 3.4 秒以上の長周期帯域のデータが欠落しているためと考えられる。H/V スペクトルを用いた同時逆解析の深度のばらつきがやや大きい傾向がある。数値実験の結果と同様に 2 種類以上のデータの同時逆解析により地震基盤のばらつきが小さくなり、モデルの任意性が低くなっていることを示している。

図 4-43 には堆積層における PS 検層データ（山水，2004）との差の平均値を示す。深度 0.85 km までのデータで比較を行った。深度 10m 毎に解析結果と PS 検層結果の差をとり、それを検層結果の S 波速度で除して検層結果との差を求めた。図 4-43 には深度 0km~0.85km までの平均値を示している。S 波単独の逆解析結果や S 波と H/V スペクトルの同時逆解析の結果では、差が小さくなっているが、図 4-32a や図 4-34a を見るとばらつきの大きなモデルを平均して得られたモデルであるため注意が必要である。S 波とレシーバー関数（図 4-34a）、S 波・レシーバー関数・H/V スペクトル（図 4-36a）の同時逆解析結果の場合も同様である。4 種類のデータの同時逆解析の結果が最も PS 検層との差が小さい結果となった。単独逆解析において解が比較的安定していたレシーバー関数を用いた解析結果でも、単独逆解析結果では検層結果との差が約 0.2 であったが、位相速度との同時逆解析結果では 0.17、S 波・位相速度との 3 種類のデータの同時逆解析では 0.15、4 種類のデータの同時逆解析では 0.14 と同時逆解析によりモデルの推定精度が向上していることが確認できた。

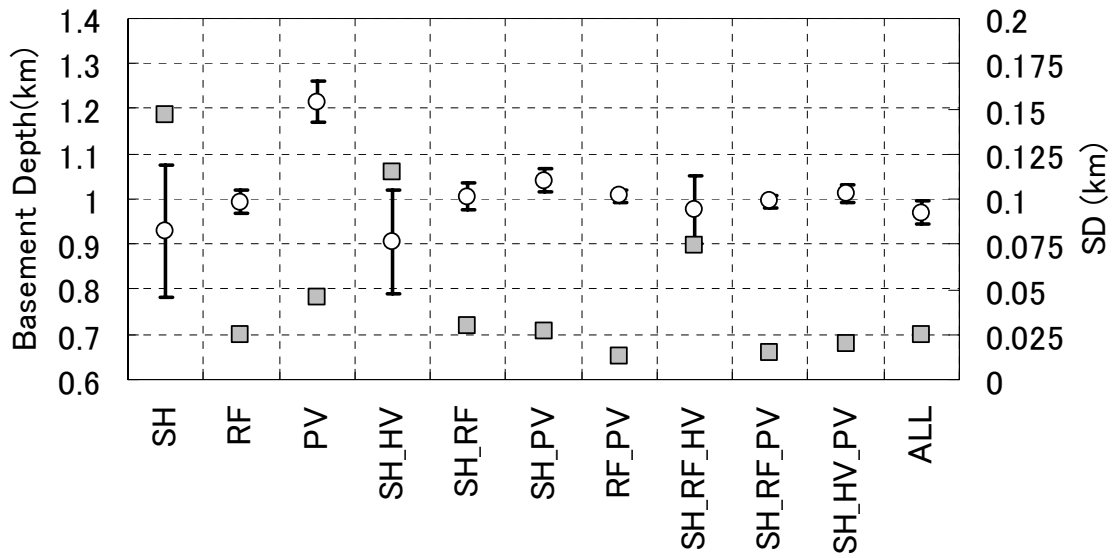


図 4-42 地震基盤深度の平均値（左軸）と標準偏差（右軸）
棒線は標準偏差を示す

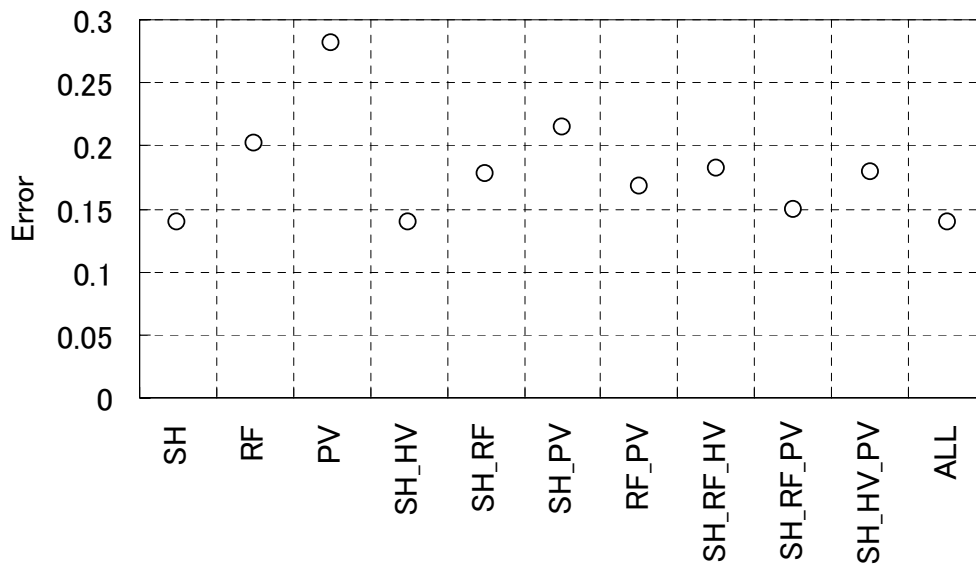


図 4-43 PS 検層データとの差の分布

4.5 まとめ

地震記録に基づく S 波，レシーバー関数，H/V スペクトルと微動探査による表面波の位相速度データを用いた同時逆解析による S 波速度構造の推定法について，数値実験により基礎的な検討を行った。複数のデータの同時逆解析によりモデルの決定精度が向上した。地震基盤の深度および S 波速度も含めて精度良くモデルを推定することができた。また，逆解析での誤差分布の考察から，S 波とレシーバー関数の単独逆解析の誤差分布の形状は互いに似ており，同時逆解析を行う場合には誤差分布の形状が異なる位相速度データを組み合わせることにより，効率的にモデルを改善できることを確認した。位相速度データを用いた同時逆解析では，比較的短周期のみのデータだけでも表層部分の S 波速度構造を拘束することができ，効率的にモデルの推定精度向上を期待できることがわかった。

KiK-net 成田観測点において同時逆解析法を適用した。S 波と H/V スペクトルの同時逆解析の結果では，数値実験の結果と同様に推定されたモデルのばらつきが大きかった。S 波とレシーバー関数の同時逆解析の結果でもばらつきが見られた。数値実験ではモデルのばらつきは小さかったが，上述したように S 波とレシーバー関数の逆解析の誤差分布の形状は類似しており，データに含まれるノイズの状況によっては推定されるモデルの任意性が高い可能性がある。したがって，S 波と H/V スペクトルの同時逆解析や S 波とレシーバー関数の同時逆解析を実施する場合は，既知情報などにより堆積層の S 波速度の探索範囲を狭くするなどの拘束条件が必要な場合もある。地震基盤の深度については，2 種類以上のデータの同時逆解析により推定されるモデルのばらつきが小さくなることを確認できた。今回のデータでは，地震基盤の S 波速度の任意性はやや高かった。検層結果との比較により同時逆解析によりモデルの推定精度が向上することが確認された。また，数値実験による結果と同様に長周期帯域の欠如した位相速度を組み合わせても堆積層の S 波速度のばらつきが小さくなり，効率的に S 波速度構造モデルの推定精度の向上を計ることができた。これは，地震観測点近傍では小規模なものでも微動探査を実行することがより信頼性の高い S 波速度構造モデルを推定する上で有効であることを示している。

4.6 参考文献

- Arai, H. and Tokimatsu, K.(2004): S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 53-63.
- 千葉県 (2002) : 平成 13 年度地震関係調査交付金 千葉県地下構造調査に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Chiba6frm.htm>.
- 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教 (2008) : 中京地域の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, **8**, 203-254.
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一(1990) : 地震動予測のために深層地盤 P・S 波速度の推定, 自然災害科学, **9-3**, 1-17.
- 小林喜久二・植竹富一・真下 貢・小林啓美 (1998) : 地震動初期微動部の水平／上下スペクトル比の逆解析による深部地盤構造の推定法, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, 1083-1088.
- 駒澤 勉・橋口捷久・石崎龍二(1998): 新版パソコン数量化分析, 朝倉書店.
- Kurose, T., and Yamanaka, H.(2006): Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity sedimentary layers, *Exploration Geophysics*, **59**, 93-101.
- Langston,C.A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic bodywaves, *J.Geophys.Res.*, **84**, 4749-4762.
- 岡田 広・松島 健・森谷武男・笹谷 努 (1990) : 広域深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, **43**, 402-417.
- 札幌市 (2002) : 平成 13 年度地震関係調査交付金 石狩平野の地下構造調査に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Sapporo6frm.htm>.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生 (2002) : 気象庁の震源決定方法の改善－浅部速度構造と重み関数の改良－, 験震時報, **65**, 123-134.
- Vozoff, K and Jupp, D.L.B.(1974): Joint inversion of geophysical data, *Geophys.J.Roy.Astr.Soc.*, **42**, 977-991.
- 山水史生 (2004): 関東地域の中深層地殻活動観測井を利用した VSP 法速度構造調査, 防災科学技術研究所研究資料 第 251 号, pp75.
- 山中浩明・石田 寛 (1995): 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学

4.6 参考文献

会構造系論文集, **468**, 9-17.

山中浩明・佐藤浩章・栗田勝実・瀬尾和大 (1999) : 関東平野南西部におけるやや長周期微動のアレイ観測ー川崎市および横浜市の S 波速度構造の推定ー, 地震, 第 2 輯, **51**, 355-365.

山中浩明・山田伸之(2002): 微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築, 物理探査, **55**, 53-65.

山中浩明・新才浩之・山田伸之 (2007) : レシーバー関数とレイリー波位相速度の同時逆解析による関東平野南部の深部地盤の S 波速度構造の推定, 日本地震学会講演予稿集 2007 年秋季大会, D22-03.

5 地震記録を用いた琵琶湖地域における3次元速度構造モデルの構築

5.1 はじめに

本研究により提案した地震動記録および微動探査データを用いた同時逆解析法によるS波速度構造の推定法を琵琶湖地域の地震観測点において適用した。

本地域は、琵琶湖内において豊富な反射法地震探査データがあり、基盤岩類に達した深層ボーリングデータがあるものの、陸域については近接する京都盆地や大阪平野などと比べて物理探査データに乏しい地域である。このように、関東平野、大阪平野、京都盆地などの大都市圏では、屈折法・反射法地震探査、微動アレイ探査などの物理探査が多数実施されており、物理探査データだけに基づいてでも、ある程度深部地下構造モデルを構築することができるが、中小規模の平野や盆地においては物理探査データが十分に無いのが現状である。一方で、K-NETやKiK-net等により強震観測記録が蓄積されている。本章では、琵琶湖地域において、本研究による方法を地震記録に適用して3次元S波速度構造モデルを構築し、中規模地震の再現計算を通じて本手法の妥当性を検証する。地震波形を用いることにより地震動シミュレーションのためのS波速度構造モデルを構築することが可能であれば、近年整備されているK-NETやKiK-netあるいは自治体の震度計データを活用することができ、物理探査データが少ない全国の中小規模の平野・盆地にも適用が可能であると考えられる。また、物理探査データが多い地域においても、それらの内外挿に地震記録を用いることができ、モデルを高精度にできると考えられる。

5.2.2で示すように、本地域にはS波速度構造を推定できるデータは微動探査のデータだけである。特に、強震観測点近傍で実施されている調査は宮腰ほか(1998b)のみである。第4章で示したように、S波とレシーバー関数の単独逆解析による誤差分布の形状は互いに似ているため、S波とレシーバー関数の同時逆解析の効果は小さいことがわかった。そこで、本章では、S波と位相速度の同時逆解析を行い、3次元S波速度構造モデルの構築を行った。さらに、S波波形逆解析における時刻 t_0 の設定の差による解の不安定性を回避するために、H/Vスペクトルのデータも考慮した。

同時逆解析により作成したモデル(以下、同時逆解析モデルという)と琵琶湖周辺の主に反射法地震探査データと地質データを基に構築された地質構造モデル(以下、初期モデルという)、この初期モデルを地震動のH/Vスペクトルのピーク周期に着目してチ

5.1 はじめに

ューニングした S 波速度構造モデルである（以下、HV モデルという）の 3 つの S 波速度構造モデルを用いて中規模地震の再現計算を行った。

地質構造モデルでは、琵琶湖周辺における PS 検層データを統計的に処理し、各地層にその物性値を当てはめた（藤原ほか，2006）。したがって、PS 検層による弾性波速度の情報は反映されているが、地震動の特性を説明できるモデルであるかの検討はされていない。HV モデルは、地震動の H/V スペクトルのピーク周期を説明できるように修正されたモデルであり、地盤の卓越周期については担保されたモデルである。ただし、第 4 章で示したように H/V スペクトルのピーク周期を説明できるモデルのパラメータは広範囲に分布しているため、堆積層内の層の構成比率を固定するなど強い拘束条件の基に構築されたモデルであることに注意が必要である。同時逆解析モデルでは地盤の卓越周期だけでなく、地震動の表面波成分の位相特性も説明できるモデルである。このように、初期モデルから同時逆解析モデルへ S 波速度構造モデルを高精度化することによってどのように地震波の説明能力が向上するかを検討することが目的である。また、中規模地震の再現計算を通して本手法の適用範囲、適用限界についても考察を行なう。

5.2 琵琶湖周辺の地質と物理探査データ

本節では、琵琶湖周辺の地形および地質について概観し、琵琶湖周辺の深層ボーリングデータおよび物理探査データの特徴について述べる。

5.2.1 琵琶湖周辺地域の地形と地質

琵琶湖は中央構造線を底辺とする近畿三角帯 (Huzita, 1962) の北部に位置している。近畿三角帯は活断層が密集して分布している日本有数の地域である。琵琶湖周辺の主要な活断層として、琵琶湖西岸断層帯、花折断層^{はなおれ}、三方断層^{みかた}、敦賀断層、柳ヶ瀬断層などがある (図 5-1)。これらの活断層のうち、琵琶湖西岸断層帯は近江盆地とその西方の比良山地を境とする西側隆起、東側沈降の逆断層である。本断層帯の活動により、構造盆地としての近江盆地とその中心に位置する琵琶湖が形成された。琵琶湖周辺地域の地質は、丹波帯の中古生層、領家帯の花崗岩類および変成岩類、中生代白亜紀～古第三紀の湖東流紋岩類^{ことう}、新第三紀中新世の第一瀬戸内累層群、新第三紀鮮新世～第四紀更新世の古琵琶湖層群、更新世後期の琵琶湖累層、段丘堆積物、沖積層より構成される (図 5-2)。

丹波帯、領家帯、および湖東流紋岩類はいわゆる岩盤であり、これを覆って古琵琶湖層群などの未固結～半固結の堆積層が分布している。琵琶湖底や沖積低地では、琵琶湖累層や沖積層の下位に古琵琶湖層群が伏在している。

琵琶湖は日本最大の淡水湖であり、その起源は約 600 万年前に遡る (例えば, Kawabe, 1989 ; 川辺, 1990 ; 吉川・山崎, 1998)。古琵琶湖は最初に伊賀上野付近で形成され、時代とともに北上し、約 40 万年前に現在の琵琶湖とほぼ同じ位置になった (例えば, Yokoyama, 1984 など)。古琵琶湖の堆積物が古琵琶湖層群であり、当時の沖積低地および湖沼の堆積物である、粘土層、シルト層、砂層、砂礫層などからなる。現在の琵琶湖には泥、シルトなど細粒分に富んだ地層が堆積している。これは琵琶湖累層と呼ばれ、古琵琶湖層群と区分されている。琵琶湖累層は陸域の段丘堆積物および沖積層と同時期の堆積物である。本研究では、これらの地層を含めて琵琶湖累層と呼ぶ (竹村・横山, 1989)。

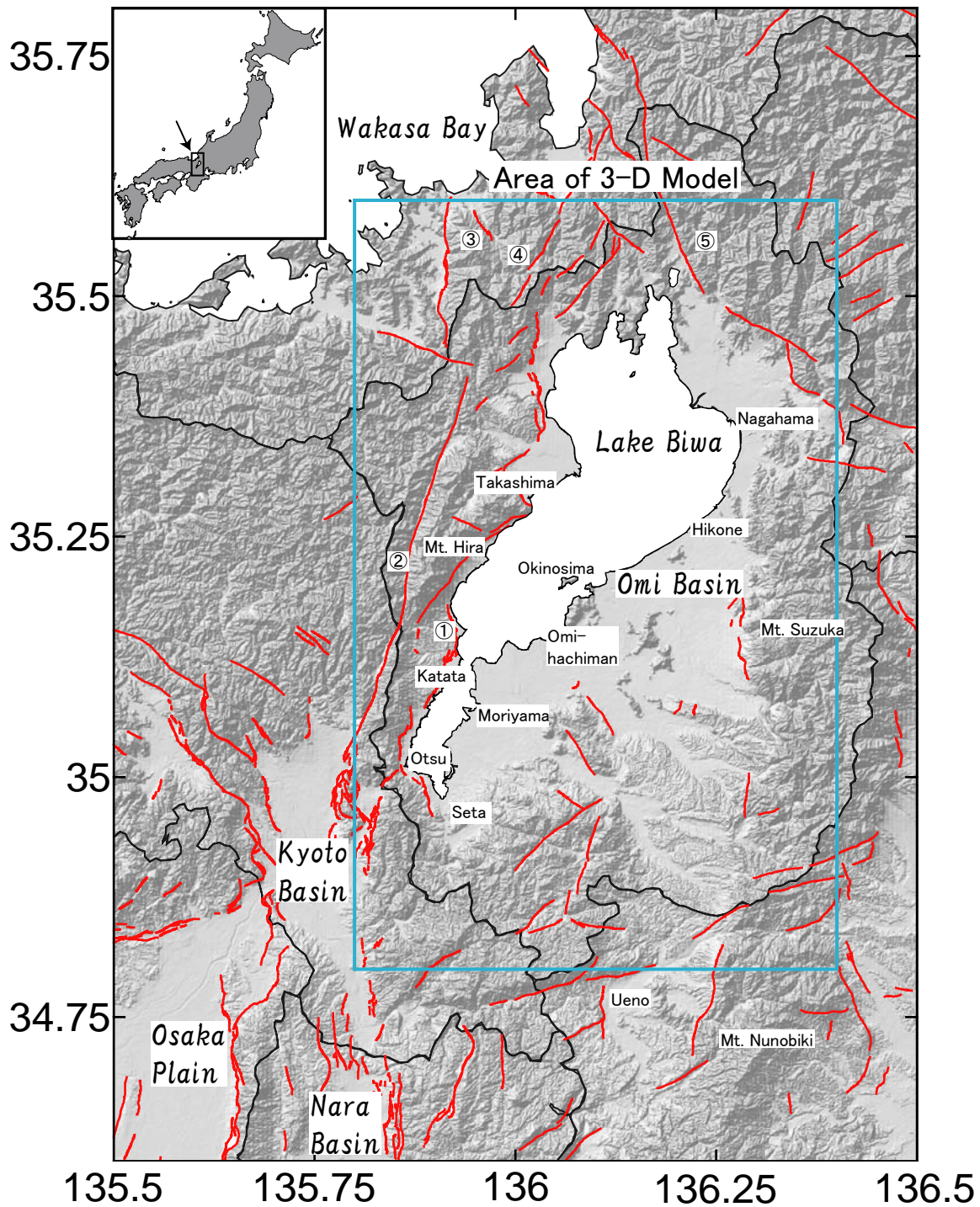


図 5-1 琵琶湖地域の地形と活断層分布
 地質調査所による 50mDEM データを使用
 赤線：活断層分布（中田・今泉編，2002）

- ①琵琶湖西岸断層帯 ②花折断層 ③三方断層 ④敦賀断層 ⑤柳ヶ瀬断層

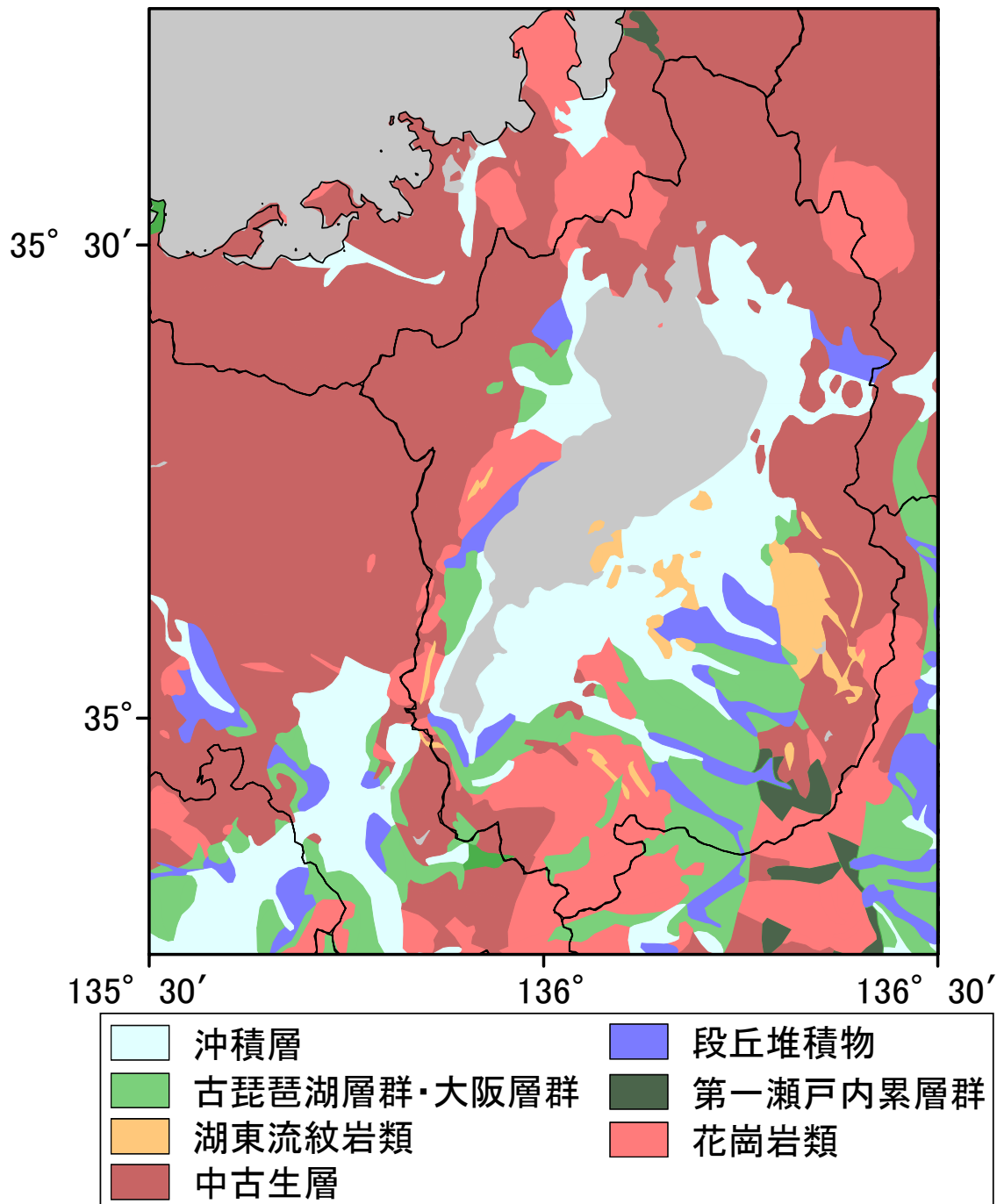


図 5-2 琵琶湖地域の地質図（産業技術総合研究所，2003）

5.2.2 深層ボーリングおよび物理探査データ

図 5-3a~図 5-3d に琵琶湖周辺地域で実施されている a 深層ボーリング, b 反射法地震探査, c 屈折法地震探査, および d 微動アレイ探査の位置を示す。基盤岩類の風化帯を検討するために, 京都盆地での PS 検層結果を用いた。したがって, 京都盆地におけるボーリングデータおよび物理探査データもあわせて収集し, 整理した。

図 5-3a の深層ボーリングの位置図には, 基盤岩類に達したボーリング (●) とその深度を示している。深層ボーリングで確認された基盤岩類の深さは 800~900m 程度であり, 琵琶湖西岸の堅田^{かた}付近 (図 5-3a の 7) で最も深く 1091m である。

反射法地震探査として, 琵琶湖で実施されたマルチチャンネル反射法地震探査 (図 5-3b の 1) と活断層調査を目的とした短い測線がある (図 5-3b の 2~6)。図 5-4 に示したマルチチャンネル反射法地震探査 (Horie and Tanaka, 1983)によると, 琵琶湖湖底下の反射面は反射面 A と反射面 B に区分される。反射面は琵琶湖 1400m コアと対比され (竹村・横山, 1989), 反射面 A が琵琶湖累層の基底面, 反射面 B が古琵琶湖層群と基盤岩類の境界に相当する。琵琶湖累層は高島北東で最も厚く, 最大約 375m (湖面からの深さは 440m) である。基盤岩類上面 (古琵琶湖層群の基底) は高島南西で最も深く約 1,100m である。基盤岩類上面は起伏に富んでおり, 凹凸が著しく, 全体として東から西へ深くなる。

琵琶湖北部では屈折法地震探査 (伊藤ほか, 1982)が実施されている (図 5-3c)。マルチチャンネル反射法地震探査と測線がほぼ重なっているが, 反射法と屈折法で基盤岩類上面の深さや形状は矛盾していない。図 5-5 に伊藤ほか (1982) による屈折法地震探査結果を示す。琵琶湖累層および古琵琶湖層群の堆積層の P 波速度は 1.8km/s, 基盤岩類は 5.2km/s である。

微動アレイ探査は湖東地域における宮腰ほか(1998b)などの探査がある (図 5-3d)。図 5-6 に宮腰ほか(1999a, b)による微動探査結果を示す。

琵琶湖周辺地域の深層ボーリングは, 琵琶湖の変遷史や古環境を解明する目的で調査されたものであり, ボーリング試料の層序学的解析が主体になっている。速度構造モデルの構築に必要な速度検層が実施されているのは烏丸ボーリングだけである (図 5-3a)。烏丸ボーリングの音波検層結果 (図 5-7; 澤田ほか, 1999) によると, 堆積層の平均 P 波速度は琵琶湖累層が 1.6km/s, 古琵琶湖層群は 1.8km/s から 2.2km/s 程度である。密度値は概ね 1.8g/cm³ から 2.0g/cm³ である。

図 5-8 に琵琶湖周辺地域の重力ブーゲー異常分布 (地質調査所, 2000)を示す。琵琶湖を中心として -40mgal (仮定密度 2.67g/cm³) 以下の低重力異常を示す。琵琶湖北

部で最小値を示し約 -60mgal である。琵琶湖西岸はコンターが密になっており、琵琶湖西岸断層帯が推定される。その東側では古琵琶湖層群や琵琶湖累層などが厚く堆積していると推測される。

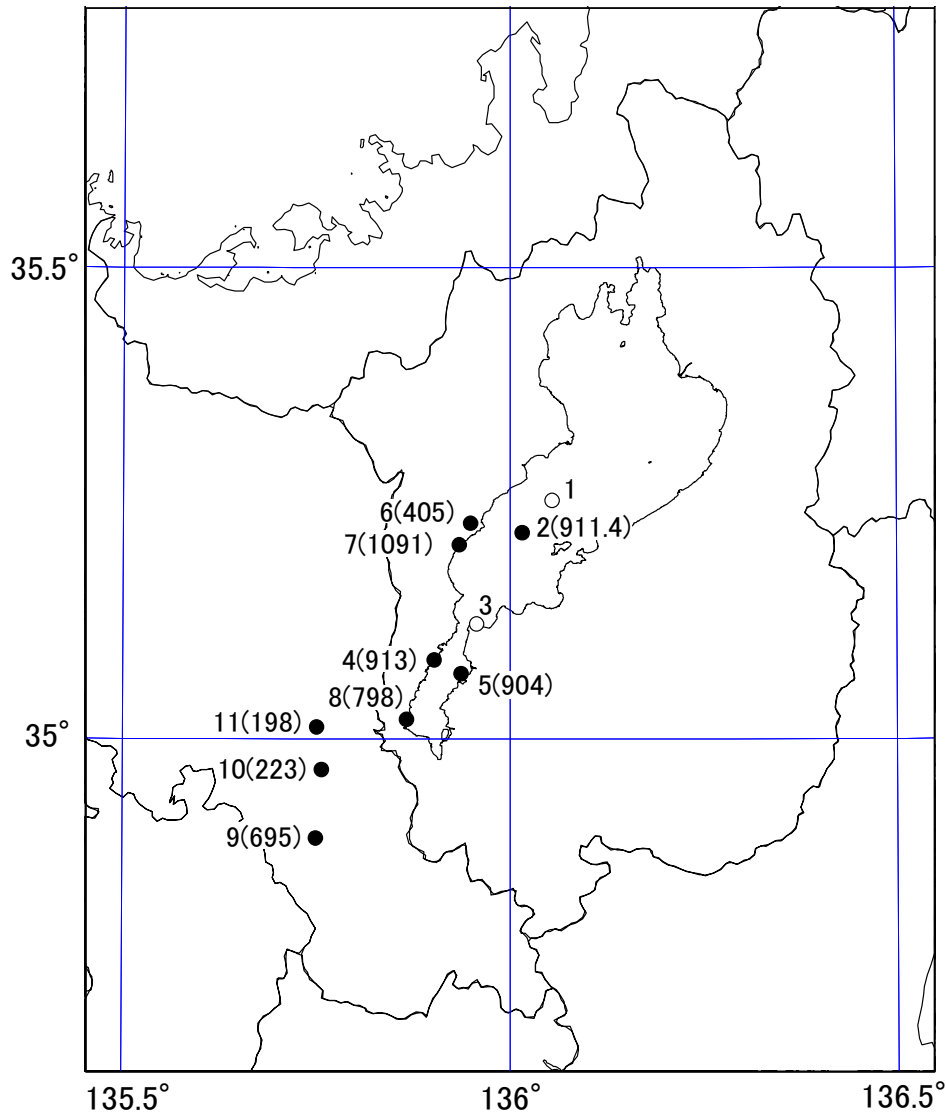


図 5-3(a) 深層ボーリング位置

黒丸は基盤岩を確認しているボーリングを示し、

カッコ内の数字は基盤岩の上面深度(m)。白丸は未確認のボーリングを示す。

1: 高島沖 (吉川・井内, 1991) 2: 琵琶湖 200m (横山, 1973) および琵琶湖 1400m (竹村・横山, 1989) 3: 野州沖 100m (Yokoyama et al., 1976) 4: アクティバ (山崎ほか, 1994) 5: 烏丸 (林ほか, 1999) 6-8: 温泉ボーリング (水野ほか, 1997) 9: KD-0 (京都市, 2003) 10: KD-1 (京都市, 2000) 11: KD-2 (京都市, 2001)

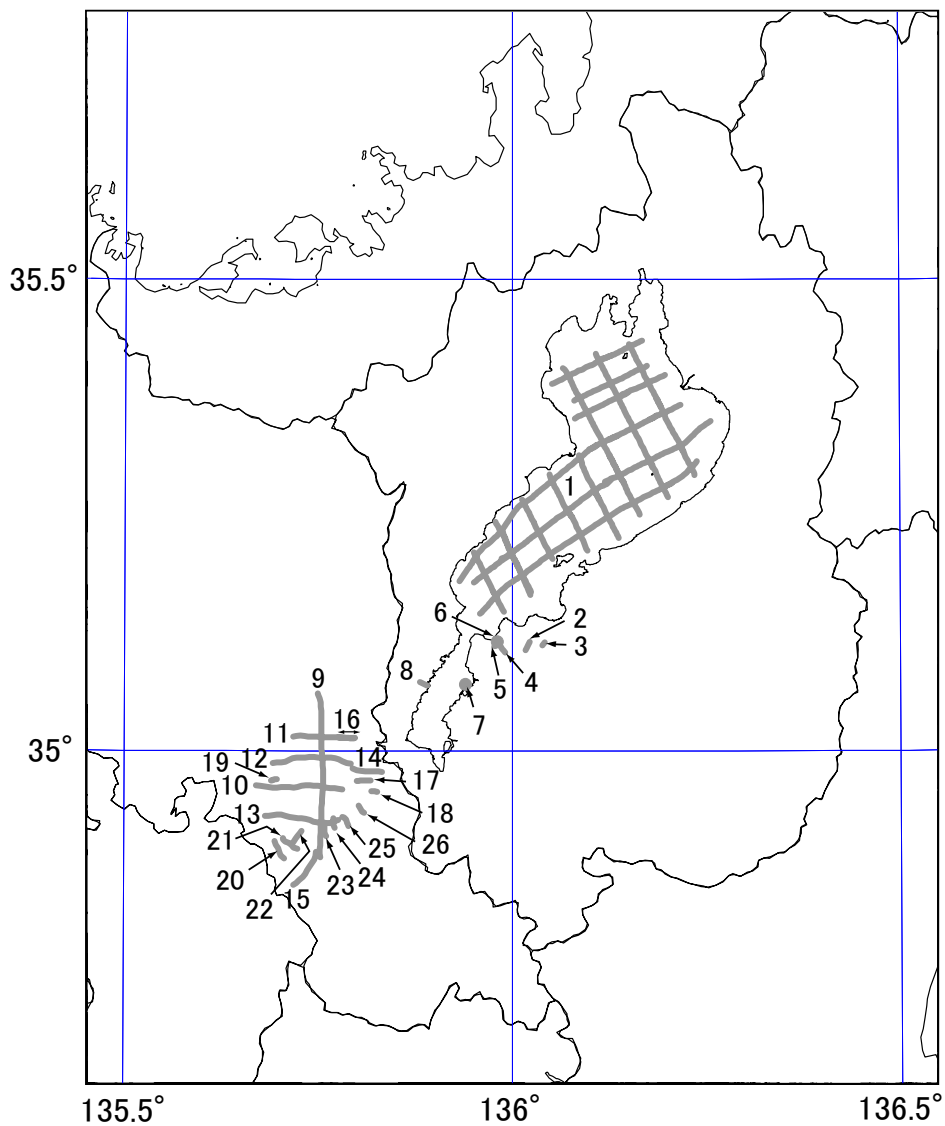


図 5-3(b) 反射法地震探査位置

1 : Horie and Tanaka(1983) 2, 3 筒井他(1989)

4 : スリ・ウディヤントロ・小林(1992) 5, 6 : 戸田ほか(1996)

7 : 京都市(1999) 8 : 京都市(2000) 9 : 京都市(2001) 10-13 : 京都市(2002b)

14-17 : 吉岡ほか(1997) 18-24 : 京都市(2002a)

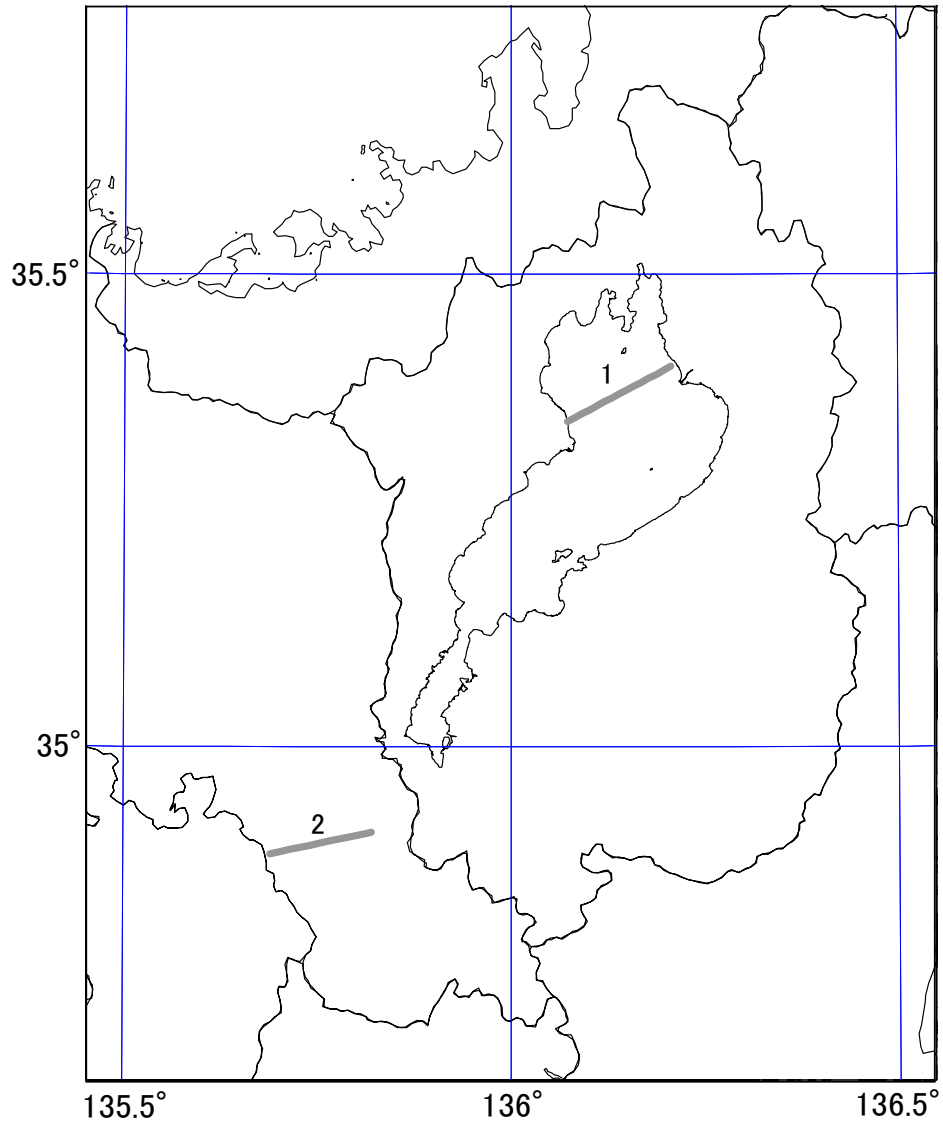


図 5-3(c) 屈折法地震探査位置

1 : 伊藤ほか(1982) 2 : 狐崎ほか(1971)

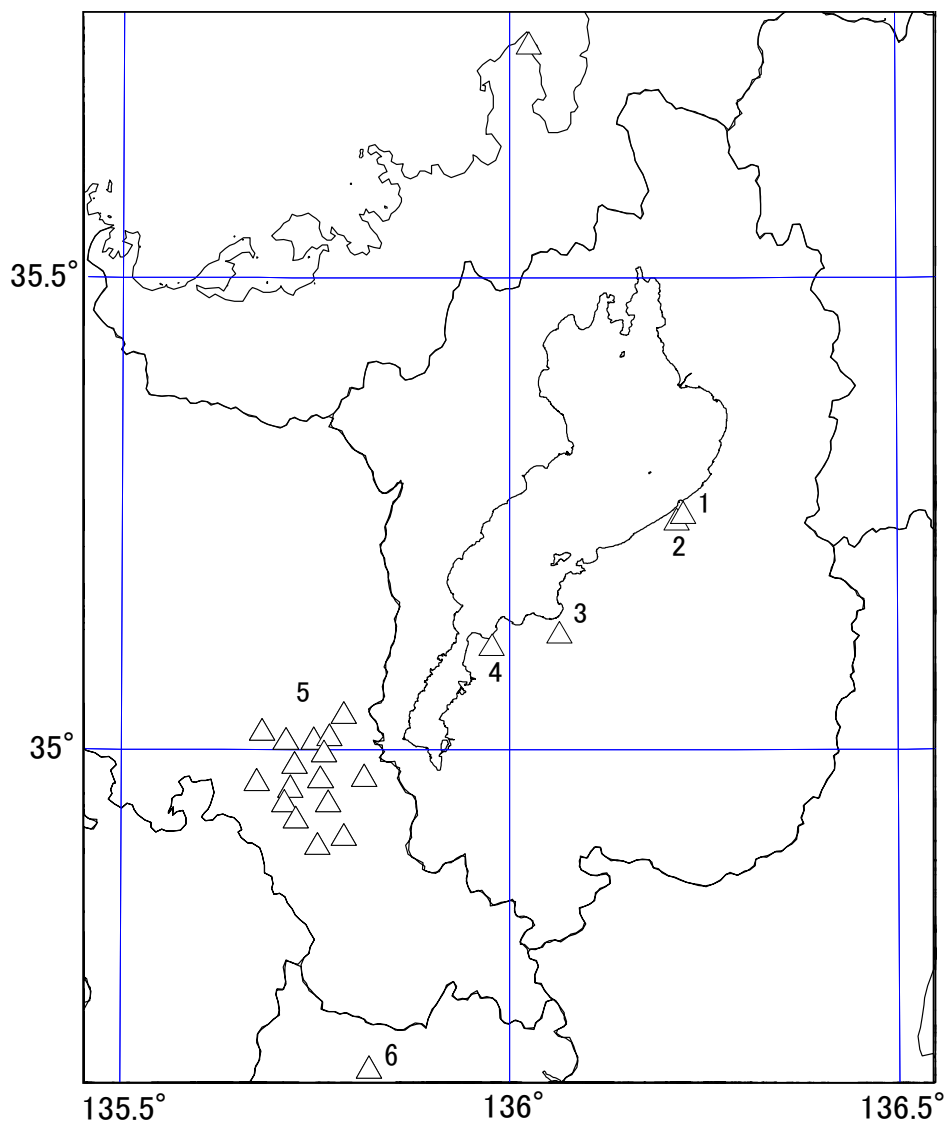


図 5-3(d) 微動アレイ探査位置

1, 2 : 宮腰ほか(1998b) 3, 4 : Tsutsui and Kobayashi(1989)

5 : 京都市 (2000, 2001) 6 : 宮腰ほか(1998a)

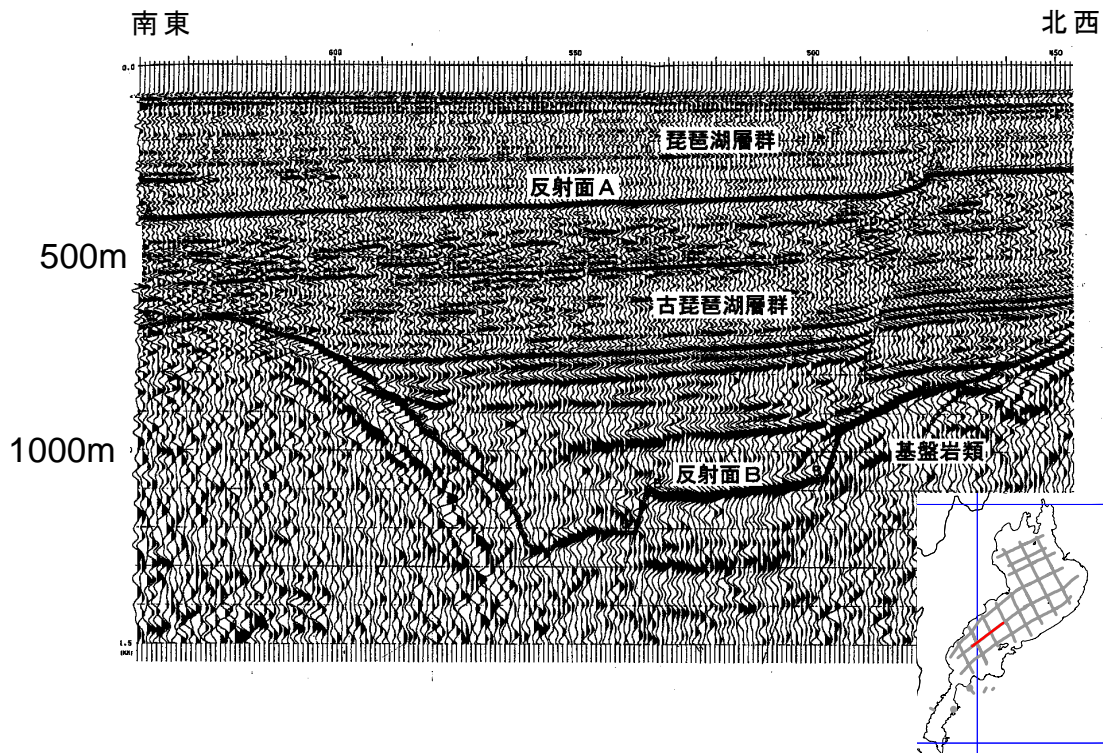


図 5-4 マルチチャンネル反射法地震探査結果の例

Horie and Tanaka (1983) より引用加筆。右図の赤線が探査位置を示す。

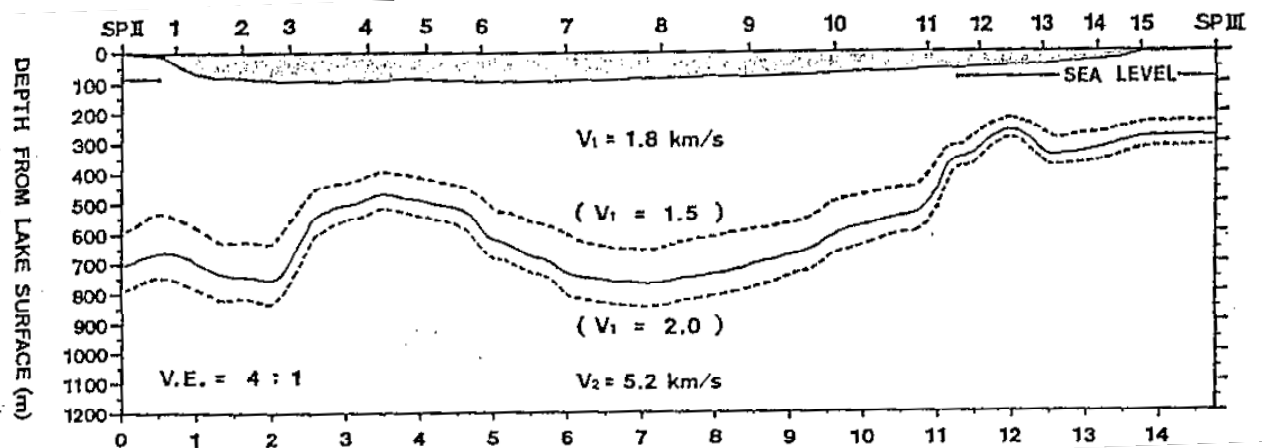


図 5-5 伊藤ほか (1982) による屈折法地震探査結果

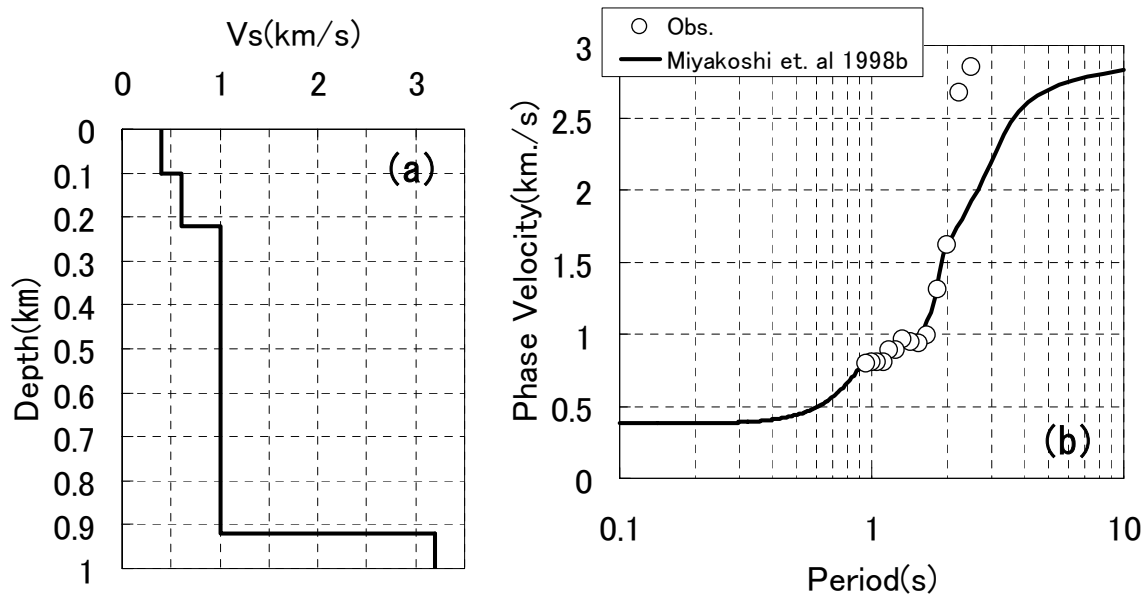


図 5-6 宮腰ほか(1999b)による微動探査結果

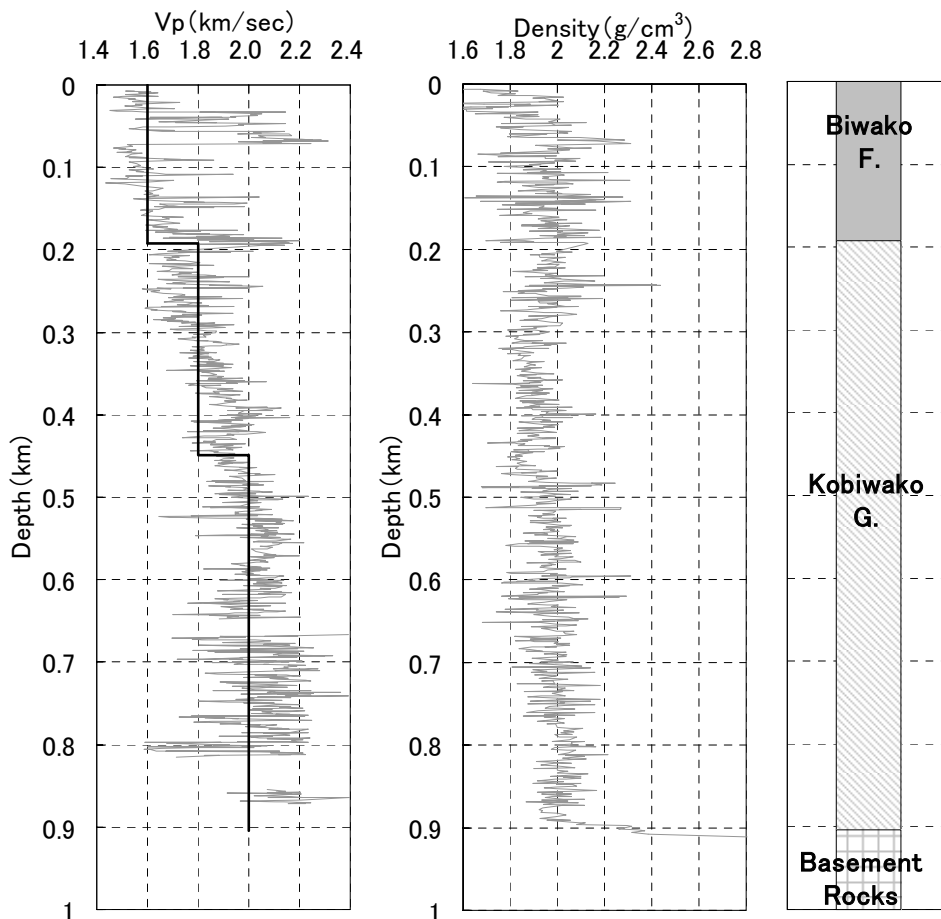


図 5-7 烏丸ボーリングにおける検層結果 (澤田ほか, 1999)

灰色：サスペンション検層結果 実線：初期モデルで設定した P 波速度

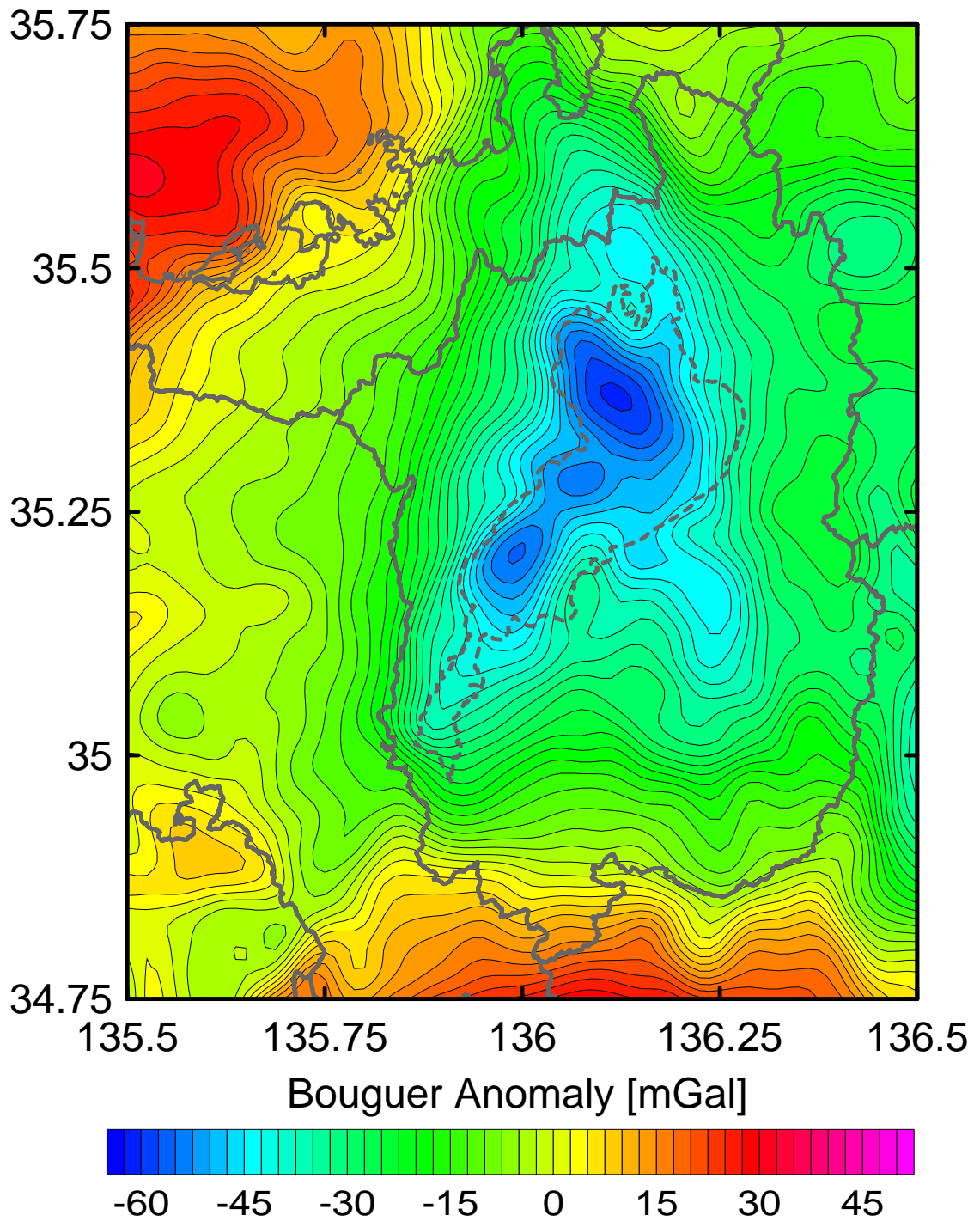


図 5-8 琵琶湖周辺のブーゲー異常分布（地質調査所，2000）

仮定密度 2.67g/cm^3

5.2.3 3次元S波速度構造モデルの構築方針

図5-9にボーリングデータ，物理探査データ，K-NET観測点の位置図を示す。

5.2.2で示したように，琵琶湖内において基盤岩類の上面深度が確認されているボーリングデータ・反射法地震探査データが豊富にあるが，陸域においては速度構造に関するデータは少ない。そこで，琵琶湖内については，ボーリングデータ・反射法地震探査データによる地質情報を用いたモデルを構築し，陸域については，地質情報を用いたモデルと地震記録を用いたモデルを構築することとした。地震記録を用いたモデルとしては，既往の研究を参考にH/Vスペクトルのピーク周期に基づくモデルと本研究で提案した同時逆解析に基づくモデルの2つの場合について検討した。

以上の方針に基づき3つの3次元S波速度構造モデルを構築した。以下に，モデル構築の流れを示す。

①初期モデルの作成

ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査データにより地質境界面を作成する。データの少ない陸域においては，重力異常データを参考に境界面を推定する。検層結果を用いて各地質に対応する物性値を設定する。

②H/Vスペクトルデータに基づく初期モデルの修正

K-NET観測点において，地震動のH/Vスペクトルのピーク周期を用いた初期モデルの修正を行う。その際，第2章で示したように，ピーク周期を説明できるモデルパラメータは広範囲に分布するため，初期モデルでの堆積層の構成比率を固定して，モデルを修正する。琵琶湖内においては，初期モデルのままとする。

③同時逆解析による初期モデルの修正

S波，H/Vスペクトルのピーク周期，微動の位相速度を用いた同時逆解析による初期モデルの修正を行う。琵琶湖内においては，初期モデルのままとする。第4章で示したように，S波とレシーバー関数の単独逆解析による誤差分布の形状は互いに似ているため，S波とレシーバー関数の同時逆解析の効果は小さい。したがって，S波と位相速度の同時逆解析を行い，3次元S波速度構造モデルの構築を行った。さらに，S波波形逆解析における時刻 t_3 の設定の差による解の不安定性を回避するために，H/Vスペクトルのデータも考慮した。

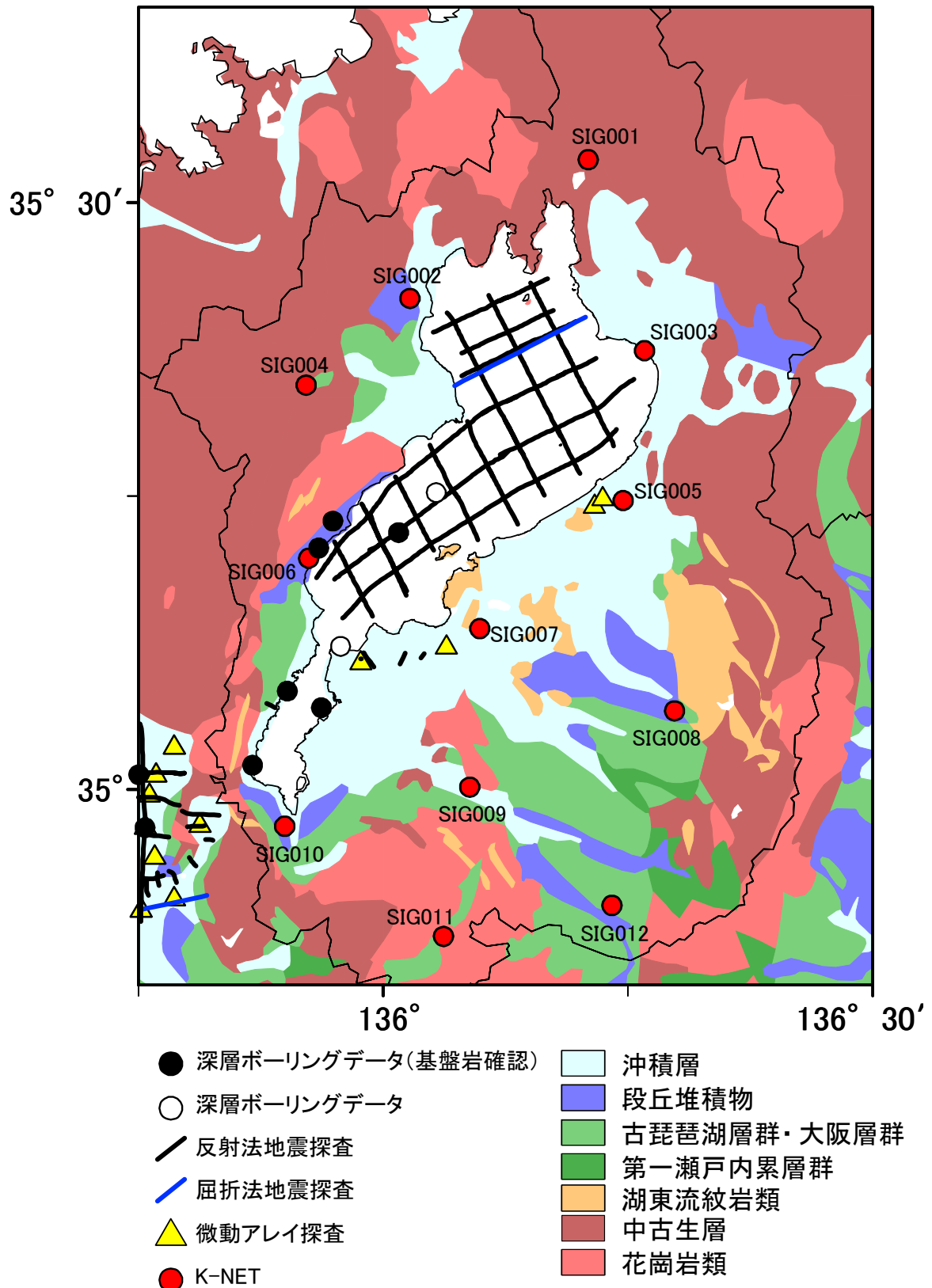


図 5-9 琵琶湖周辺の物理探査データおよび K-NET 観測点
 背景は，図 5-2 の琵琶湖地域の地質図（産業技術総合研究所，2003）

5.3 初期モデルの作成

5.2.1 で述べたように、琵琶湖周辺地域では基盤岩類を覆って、未固結～半固結の琵琶湖累層および古琵琶湖層群が分布している。なお、中新世の第一瀬戸内累層群はこれらの堆積層よりも固結度が大きい地層であるが、伊賀上野付近に点在するだけで分布が限られているので、古琵琶湖層群に含める(図 5-2)。屈折法地震探査の結果(図 5-5; 伊藤ほか, 1982)で明らかのように、基盤岩類と堆積層は P 波速度のコントラストが大きい。

5.3.1 作成方法

初期モデルの作成方法は次のとおりである。

1. ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査データにより確認されている、基盤岩類および古琵琶湖層群の上面深度のデータを用いて、それぞれの層の上面深度コンターを作成する。データの無い地域については、重力のブーゲー異常データを参考に、東西方向の地質断面を作成し、3次元のモデル化に利用した。
2. 堆積層内の層区分を烏丸ボーリングでの検層結果を基に決定する。
3. 基盤岩類の風化帯の厚さを PS 検層データにより推定する。
4. 基盤岩類と堆積層の速度区分で、同一の速度層を結んで各速度層の上面深度コンターを作成する。
5. PS 検層の結果から P 波速度と S 波速度の関係を求め、各層の S 波速度を決定する。

5.3.2 基盤岩類および古琵琶湖層群の上面深度分布

ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査による基盤岩類と古琵琶湖層群の上面深度のデータを用いて、それぞれの深度コンターを作成した。まず、ボーリングデータ、反射法・屈折法地震探査データを用いて上面深度コンターを作成する。そのコンターデータから東西方向の地質断面図を作成し、ブーゲー異常データの形状を参考にしてデータが無い地域における基盤岩類と古琵琶湖層群の上面の形状を推定した。さらに、それらの東西方向の地質断面のデータと上記に示したボーリング、反射法・屈折法地震探査のデータを用いて再び基盤岩類と古琵琶湖層群の上面深度コンターを作成した。図 5-10a に初期モデルの古琵琶湖層群上面（琵琶湖累層基底）深度、同じく図 5-10b に基盤岩類上面深度のコンターを示す。基盤岩類上面深度のコンターは、短い波長の起伏に富んでいるが、全体として東から西へ傾斜し、琵琶湖西岸断層帯付近で最も深くなっている。琵琶湖累層はほぼ現在の琵琶湖内に存在し、層厚は、琵琶湖の西部および北西部で最も厚く 400m 程度である。琵琶湖西岸断層帯は西傾斜の逆断層であり、断層部では堆積層と基盤岩類が逆転構造をなしているものと推測されるが、本研究では、東西方向の地質断面図における琵琶湖西岸断層帯の傾斜角度を 90° としてデータを補完し、モデルを作成した。

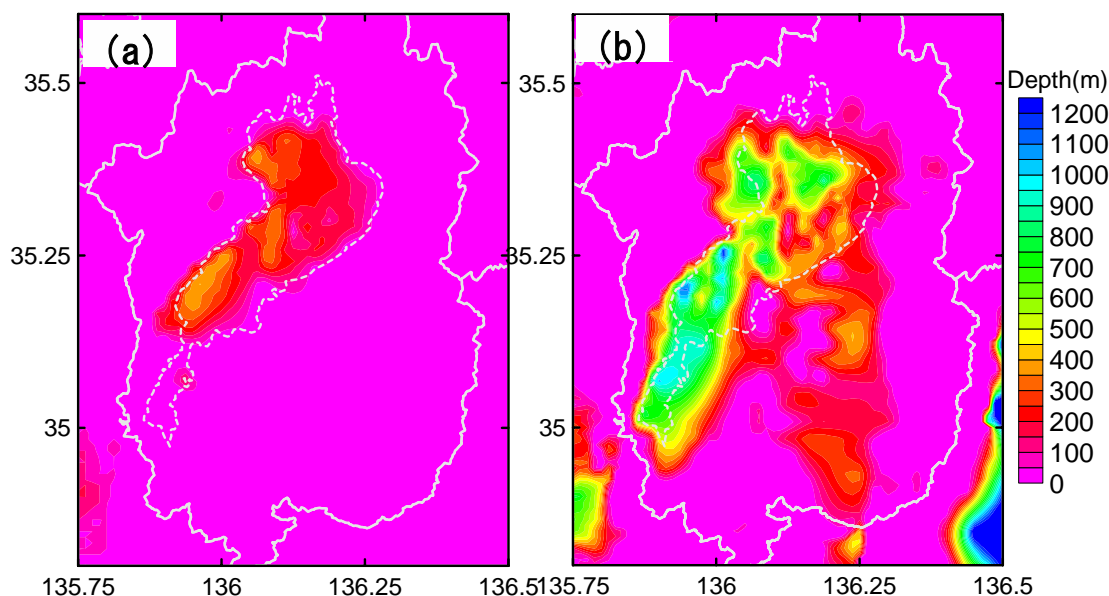


図 5-10 古琵琶湖層群(a)および基盤岩類(b)の上面深度コンター

5.3.3 堆積層内の層区分

図 5-7 に示した烏丸ボーリングでは、古琵琶湖層群の P 波速度が概ね 1.8km/s の層と 2.0km/s の層に区分できた。したがって、古琵琶湖層群を 2 つの層に区分した。図 5

5.3 初期モデルの作成

ー10に示した古琵琶湖層群と基盤岩類の上面深度コンターから、古琵琶湖層群の層厚を求めることができ、烏丸ボーリングにおけるP波速度1.8km/s層および2.0km/s層の厚さの割合を古琵琶湖層群の層厚にかけることにより、P波速度2.0km/s層の上面深度コンターを作成した。

5.3.4 基盤岩類の風化帯の導入

京都盆地ではKD-0、KD-1およびKD-2の基準ボーリングが掘削され、PS検層が実施されている（図5-3aの9~11；京都市，2000，2001，2003）。これらのボーリングでは堆積層の直下に基盤岩類の風化帯が確認された。基盤岩類の風化帯の厚さは、P波速度3.8km/s層の層厚が40m、4.4km/s層の層厚が160mであった。近江盆地では、沖積低地および琵琶湖湖底下における堆積層直下の基盤岩類の風化帯に関するデータはないため、京都盆地での結果を適用することにした。伊藤ほか(1982)による屈折法地震探査の結果では基盤岩類の風化帯の存在は認められないが、風化帯の層厚さが薄く速度コントラストも小さいため、検出できていないものと考えられる。

山地部においては、K-NETおよびKiK-netの速度検層結果を統計的に整理し、風化帯の厚さを設定することにした。図5-11に山地部における基盤岩類のP波速度の深度分布を示す。花崗岩類と中古生層について、P波速度と深度の関係を一次式で回帰した。これらのデータでは、P波速度が深度が深くなるにつれてほぼ単調に増加し、明瞭な速度の境界は見られなかった。そこで、山地部における風化帯のP波速度も京都盆地での堆積層下の基盤岩類の風化帯のP波速度と便宜的に同じとした。P波速度3.8km/sと4.4km/sの上面深度を回帰式から決定した。その結果、P波速度3.8km/s層の上面深度は36m、P波速度4.4km/s層の上面深度は43mであった。

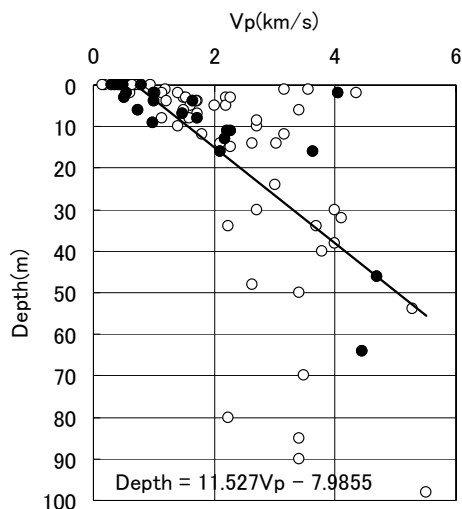


図5-11 山地部における基盤岩類
のP波速度と深度の関係

白丸：丹波帯のデータ，黒丸：領家帯のデータ

5.3.5 速度層の上面深度分布

以上の検討結果から，堆積層の P 波速度が烏丸ボーリングの結果により 1.6km/s, 1.8km/s, 2.0km/s の 3 つに区分された。基盤岩類の P 波速度は，京都盆地での検層および伊藤ほか（1982）による屈折法地震探査の結果から 3.8km/s, 4.4km/s, 5.2km/s の 3 つに区分された。図 5-12 に P 波速度 1.8km/s 層，3.8km/s 層，5.2km/s 層の上面深度を示す。1.8km/s 層の上面深度は図 5-10 で示した古琵琶湖層群の上面深度，3.8km/s 層の上面深度は同じく基盤岩類の上面深度コンターに対応する。

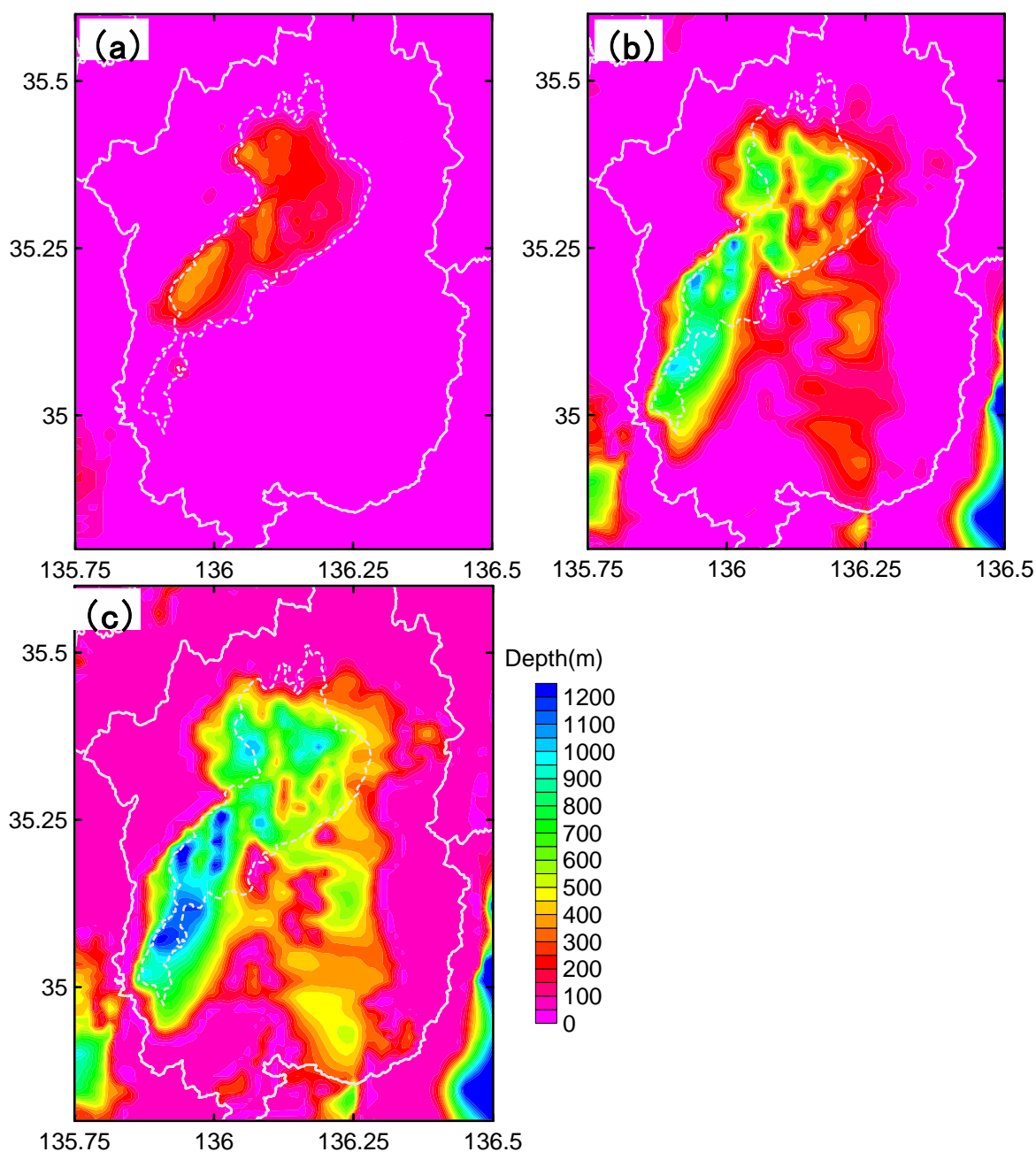


図 5-12 初期モデル (a)P 波速度 1.8km/s 層上面深度
(b)P 波速度 3.8km/s 層上面深度 (c)P 波速度 5.2km/s 層上面深度

5.3.6 S波速度および密度値の設定

本地域では、地下深部における各地層のS波速度に関する情報は無い。そこで、K-NET, KiK-net および京都市（2000, 2001, 2003）による基準ボーリングのPS検層結果から、P波とS波速度の関係を検討し、上記で求めた各層のP波速度に対するS波速度を設定した。図5-13にP波速度とS波速度の関係を示す。P波速度2km/sを境に傾きが変化しているため、P波速度2.0km/sを境として以下の2通りの関係式を求めた。

$$\begin{aligned}
 V_S &= 0.194 \times V_P + 0.078 (V_P < 2.0 \text{ km/s}) \\
 V_S &= 0.657 \times V_P - 0.697 (V_P \geq 2.0 \text{ km/s})
 \end{aligned}
 \tag{5-1}$$

各速度層の密度はLudwig et al. (1973)のP波およびS波速度と密度の関係から求めた。表5-1に初期モデルの物性値を示す。

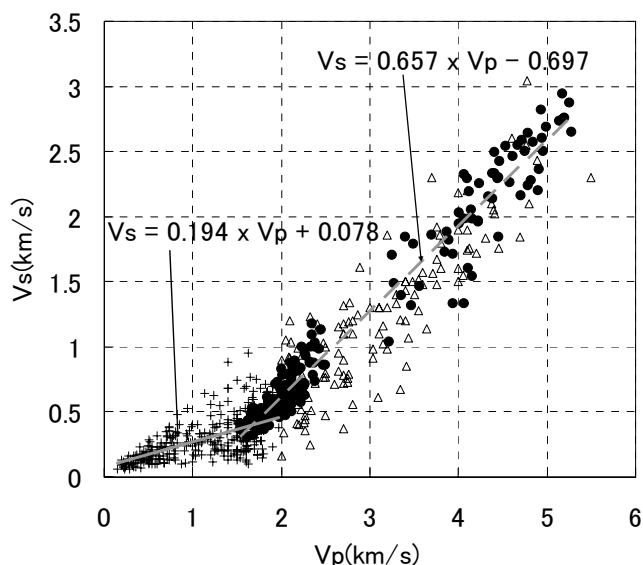


図5-13 琵琶湖周辺のP波速度とS波速度の関係

+印：P波速度が2km/s以下のK-NETおよびKiK-netの検層結果

三角：P波速度が2km/s以上のK-NETおよびKiK-netの検層結果

黒丸：KD-0, KD-1, KD-2における検層結果（京都市，2000，2001，2003）

表5-1 初期モデルの物性値

No.	Geology	Vs(km/s)	Vp(km/s)	ρ (g/cm ³)
1	Biwako F.	0.39	1.6	1.8
2	Kobiwako G.	0.43	1.8	2.0
3		0.62	2.0	2.0
4	Basement Rocks	1.8	3.8	2.4
5		2.2	4.4	2.5
6		3.1	5.2	2.6

5.4 H/V スペクトルを用いた初期モデルの修正

前節で作成した初期モデルに対して、第2章で述べた地震動のH/Vスペクトルのピーク周期を用いてモデルの修正を行った。

5.4.1 地震動のH/Vスペクトル

地震観測記録は、滋賀県域における防災科学技術研究所のK-NETデータを利用した。解析した地震の諸元を表5-2に示す。地震の震央位置および強震観測点位置を図5-14に示す。マグニチュード5以上で震源深さが50 km以浅の地震を解析に用いた。

解析では、S波初動から20秒後以降のデータを163.84秒間抜き出し、ラディアル成分と上下動成分のフーリエスペクトルを求め、その比を算出した。フーリエスペクトル算出の際には、バンド幅0.05HzのParzen Window（大崎，1994）による平滑化を行っている。

表5-2 解析に用いた地震の諸元

No	Date	Time	Lat.	Lon.	Depth (km)	Mj	Epicenter
1	1997/3/16	14:51:39.14	34.928	137.525	39.12	5.9	NE AICHI PREF
2	2000/6/7	6:16:43.24	36.827	135.563	21.30	6.2	NW OFF HOKURIKU DISTRICT
3	2000/10/6	13:30:17.94	35.274	133.349	8.96	7.3	WESTERN TOTTORI PREF
4	2000/10/31	1:42:52.98	34.299	136.322	38.73	5.7	SHIMA PENINSULA REGION
5	2004/9/5	19:7:7.5	33.033	136.798	37.58	7.1	SE OFF KII PENINSULA
6	2004/9/5	23:57:16.81	33.138	137.141	43.54	7.4	SE OFF KII PENINSULA
7	2004/9/6	5:30:59.35	33.289	136.906	36.88	5.9	SE OFF KII PENINSULA
8	2004/9/7	8:29:36.27	33.209	137.293	40.98	6.5	SE OFF KII PENINSULA
9	2004/9/8	3:36:21.09	33.225	137.189	39.73	5.5	SE OFF KII PENINSULA
10	2004/9/8	23:58:23.16	33.118	137.288	36.07	6.5	SE OFF KII PENINSULA
11	2004/9/10	11:5:54.79	32.978	136.731	30.04	5.6	SE OFF KII PENINSULA
12	2004/10/23	17:56:0.3	37.293	138.867	13.08	6.8	MID NIIGATA PREF
13	2004/10/23	18:34:5.69	37.306	138.930	14.17	6.5	MID NIIGATA PREF
14	2005/3/20	10:53:40.32	33.739	130.176	9.24	7	NW OFF KYUSHU
15	2005/8/16	11:46:25.74	38.150	142.278	42.04	7.2	E OFF MIYAGI PREF
16	2007/3/25	9:41:57.91	37.221	136.686	10.70	6.9	OFF NOTO PENINSULA
17	2007/7/16	10:13:22.55	37.557	138.610	16.75	6.8	OFF S NIIGATA PREF

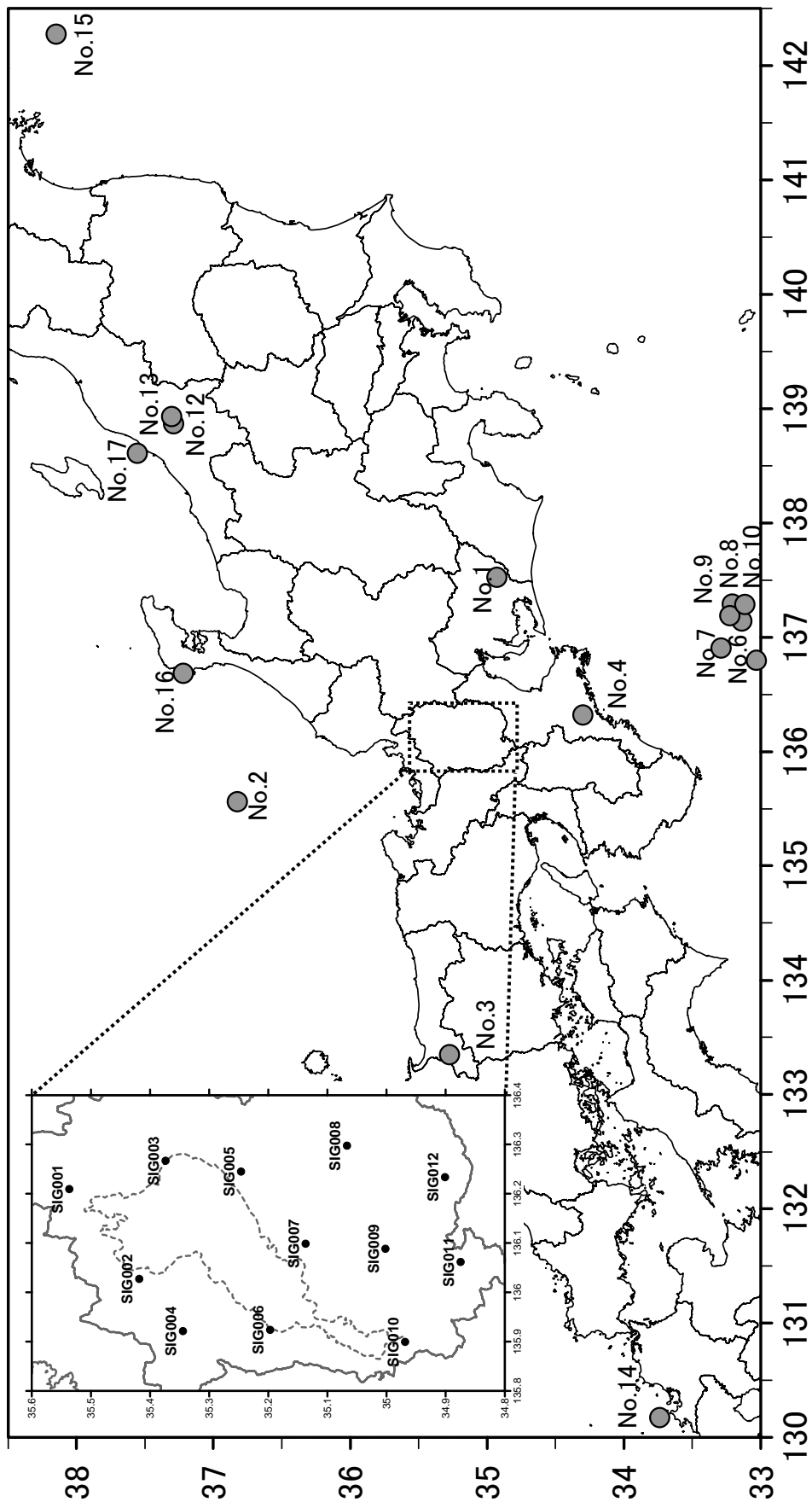


図 5-14 解析に用いた地震の震央位置と滋賀県内の K-NET 観測点

5.4.2 初期モデルの修正

図 5-15 に H/V スペクトルと初期モデルにより計算されたレイリー波の理論楕円率を示す。理論楕円率は基本モードから 4 次モードまでを考慮して計算した。琵琶湖東方の湖東地域の観測点では H/V スペクトルのピーク周期は 1 から 2 秒程度 (SIG005, SIG008, SIG009), 琵琶湖西岸に位置する SIG002, SIG006 では周期 3 から 4 秒程度であり, 琵琶湖西岸の観測点でピーク周期が長い傾向を示している。

地下構造モデルの修正は, 観測スペクトルのピーク周期と理論楕円率のピーク周期が対応するように行い, 両者に大きな不一致がある場合には堆積層と基盤岩類の境界に相当する S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を調整することによって行った。基盤岩類の風化帯の厚さは修正せず, また, 琵琶累層の S 波速度 0.39km/s 層と古琵琶湖層群の S 波速度 0.43km/s 層および S 波速度 0.62km/s 層の厚さの割合も初期モデルのままとした。図 5-15 に観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較を示し, 以下に, モデルの修正状況を記す。

SIG005 では初期モデルの理論卓越周期が観測卓越周期とほぼ整合しているためモデルの修正は行っていない。

琵琶湖西岸断層沿いに位置する SIG002 では P 波速度 3.8km/s 層の上面深度を 100m 程度深く, SIG006 では 200m 程度浅くしている。両観測点は琵琶湖西岸断層帯の近傍にあり, P 波速度 3.8km/s 層上面 (基盤岩類上面) の傾斜が急である。東西方向の断層帯の位置をわずかに平行移動し, その断層帯の活動に起因する基盤岩類が急傾斜した位置を微調整することによりモデルを修正した。

SIG007, SIG008 では初期構造モデルよりも基盤岩類上面の深度を深く修正した。

SIG010 近傍では, 断層による基盤岩類の落ち込みを初期モデルでは 400m 程度と推定していたが, H/V スペクトルに基づく修正の結果, 基盤岩類上面深度を 200m 程度浅くした。

以上を要約すると, 琵琶湖沿岸で, 反射法地震探査データの近傍である SIG003, SIG005, SIG007 ではモデルを修正しないか, 修正を行っても少しの修正で十分であった。物理探査データが疎である SIG010 や琵琶湖から少し離れた SIG008 や SIG009 ではモデルの大幅な修正が必要であった。また, 琵琶湖西岸断層の近傍にある SIG002, SIG006 でもモデルの修正が必要であった。

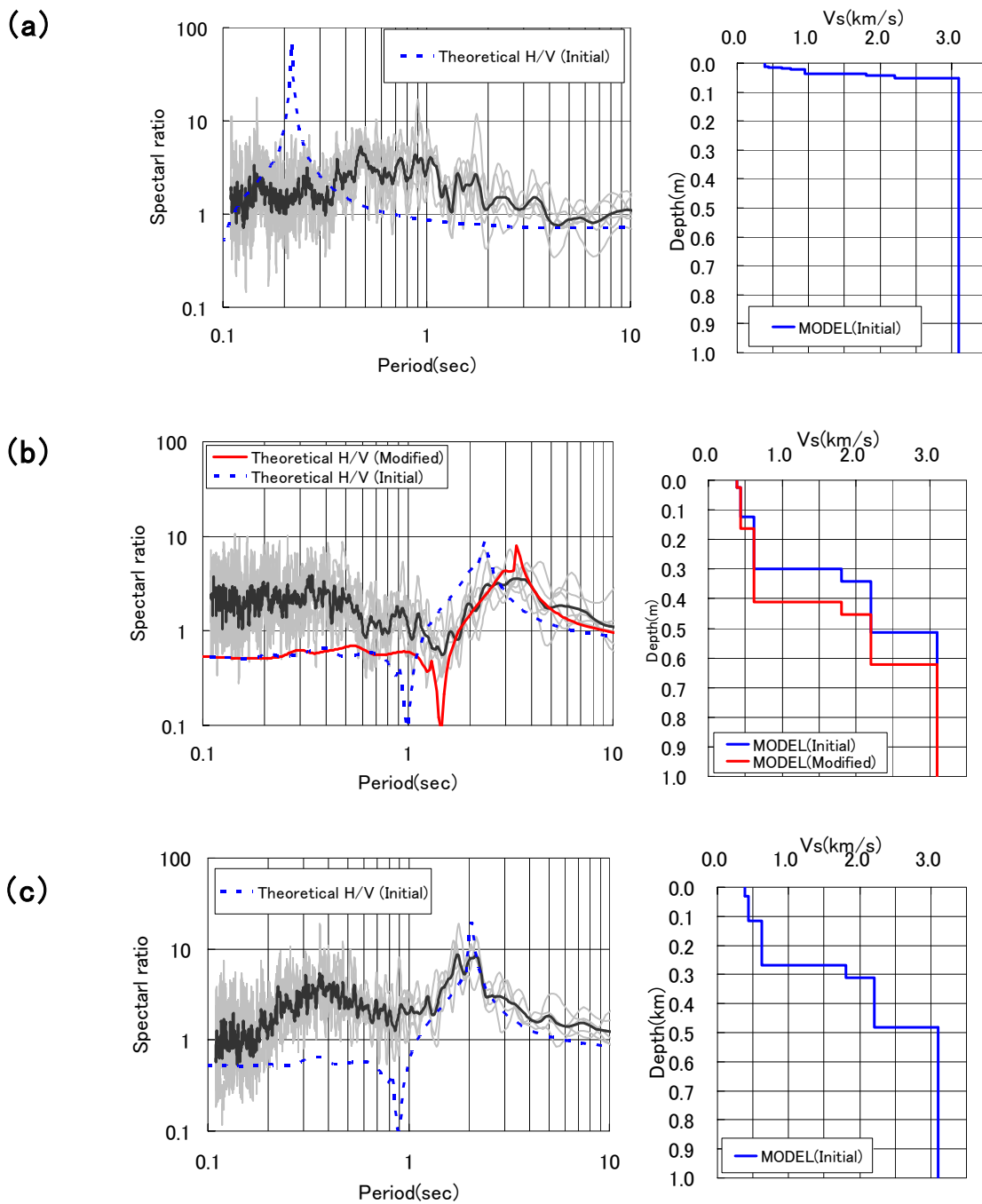


図 5-15 観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較

(a) SIG001 (b)SIG002 (c)SIG003

左図灰色：地震毎の H/V スペクトル，左図太い灰色線：平均 H/V スペクトル

左図青点線：初期モデルによるレイリー波の理論楕円率

左図赤実線：修正後のモデルによるレイリー波の理論楕円率

右図青線：初期モデル，右図赤線：修正後のモデル

修正後のモデルが無い観測点は，モデルを修正していない。

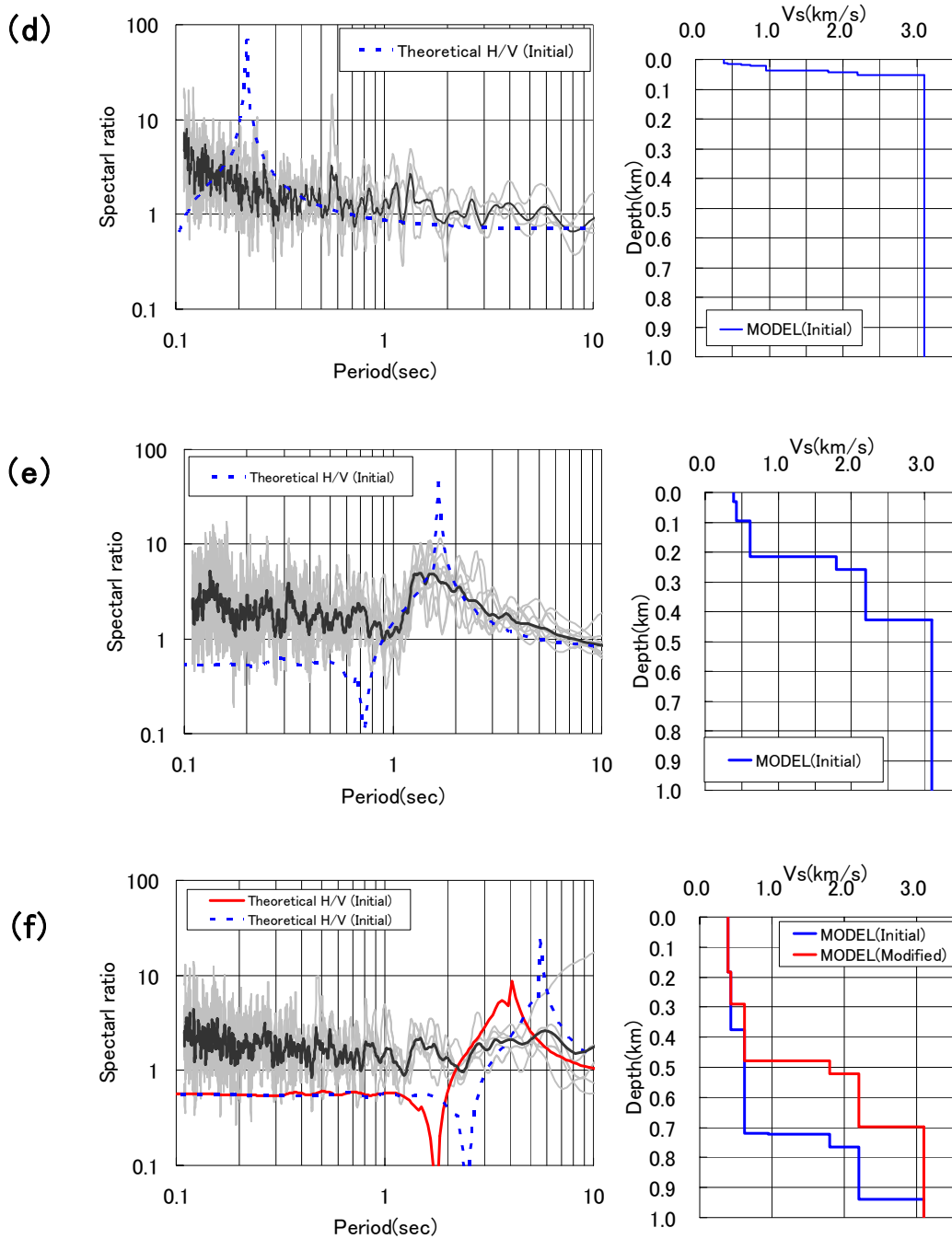


図 5-15 観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較

(d)SIG004 (e)SIG005 (f)SIG006

左図灰色：地震毎の H/V スペクトル，左図太い灰色線：平均 H/V スペクトル

左図青点線：初期モデルによるレイリー波の理論楕円率

左図赤実線：修正後のモデルによるレイリー波の理論楕円率

右図青線：初期モデル，右図赤線：修正後のモデル

修正後のモデルが無い観測点は，モデルを修正していない。

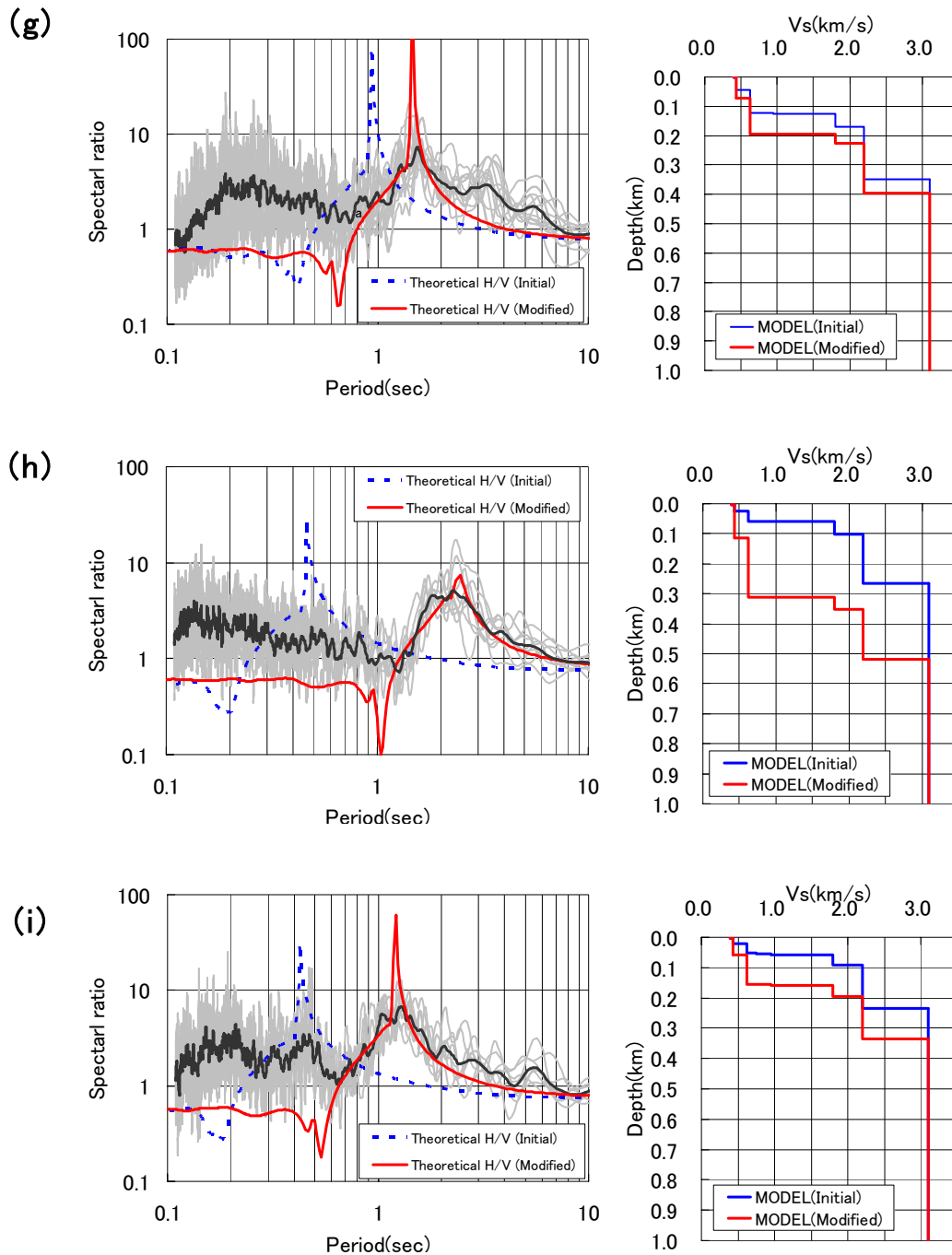


図 5-15 観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較

(g)SIG007 (h)SIG008 (i)SIG009

左図灰色：地震毎の H/V スペクトル，左図太い灰色線：平均 H/V スペクトル

左図青点線：初期モデルによるレイリー波の理論楕円率

左図赤実線：修正後のモデルによるレイリー波の理論楕円率

右図青線：初期モデル，右図赤線：修正後のモデル

修正後のモデルが無い観測点は，モデルを修正していない。

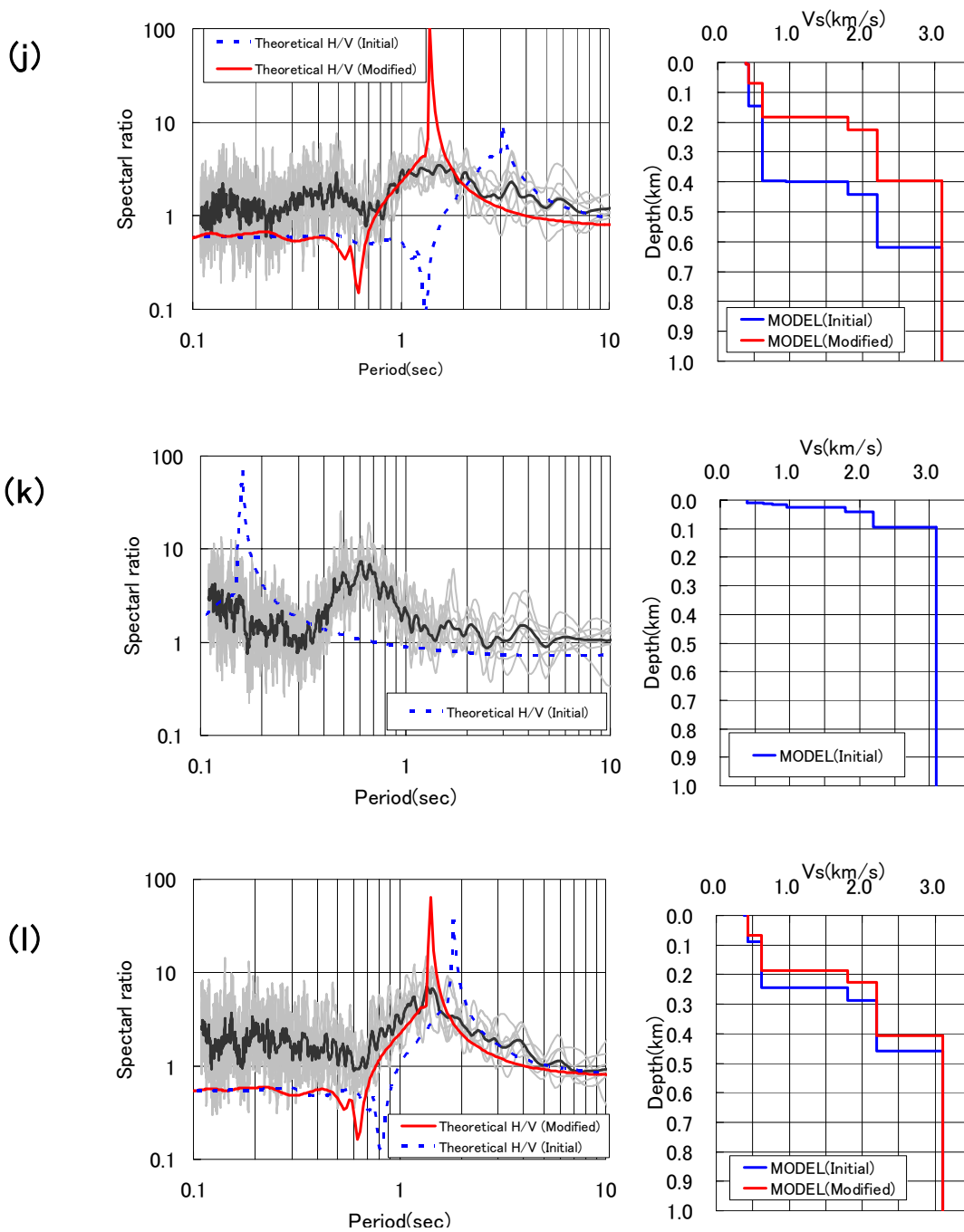


図 5-15 観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較

(j)SIG010 (k)SIG011 (l)SIG012

左図灰色は地震毎の H/V スペクトル，太い灰色線は平均 H/V スペクトル，青点線は初期モデルによるレイリー波の理論楕円率，赤実線は修正後のモデルによるレイリー波の理論楕円率を示す。右図青線は初期モデル，赤線は修正後のモデルを示す。修正後のモデルが無い観測点は，モデルを修正していない。

5.4 H/V スペクトルを用いた初期モデルの修正

このように、K-NET 観測点での 1 次元速度構造を修正し、修正した地点の構造と既存のボーリングデータおよび物理探査データを滑らかに結ぶように 3 次元へ展開した。図 5-16 に SIG008 を通る東西断面でのモデルの修正例を示す。図には SIG008 におけるモデルの修正結果を柱状図として表している。実線が修正後の 3 次元 S 波速度構造モデル、点線が修正前の初期モデルを示している。SIG008 では基盤深度を約 250m 深くするようにモデルを修正したが、図 5-16 に示したように、観測点直下だけでなく 10km 四方程度の領域の各層の上面深度を深く修正した。

図 5-17 には理論・観測 H/V スペクトルにより修正された、S 波速度 0.43km/s 層、S 波速度 1.8km/s 層、S 波速度 3.1km/s 層（地震基盤）の上面深度コンターおよび S 波速度 1.8km/s 層の修正量を示す。修正後の上面深度から初期モデルの上面深度を引いたものであり、寒色が深く修正した地点、暖色が浅く修正した地点を示す。

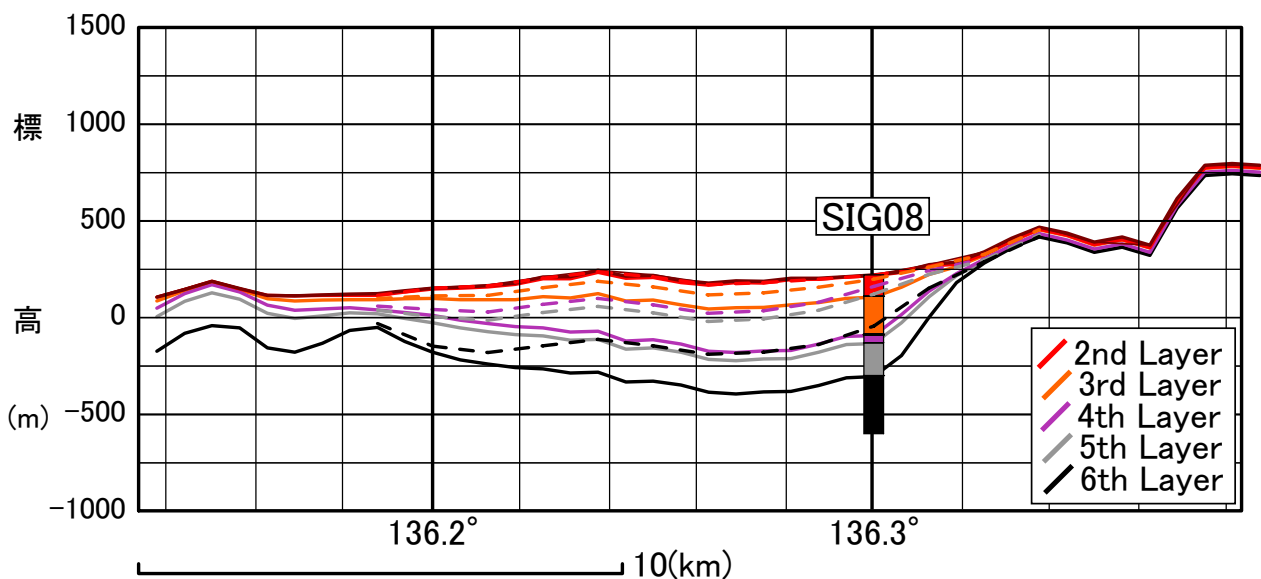


図 5-16 SIG008 を通る東西断面における修正前後のモデルの比較

赤：第 2 層上面，橙：第 3 層上面，紫：第 4 層上面，灰：第 5 層上面，黒：第 6 層上面
点線は修正前の初期モデル，実線は修正後の HV モデル

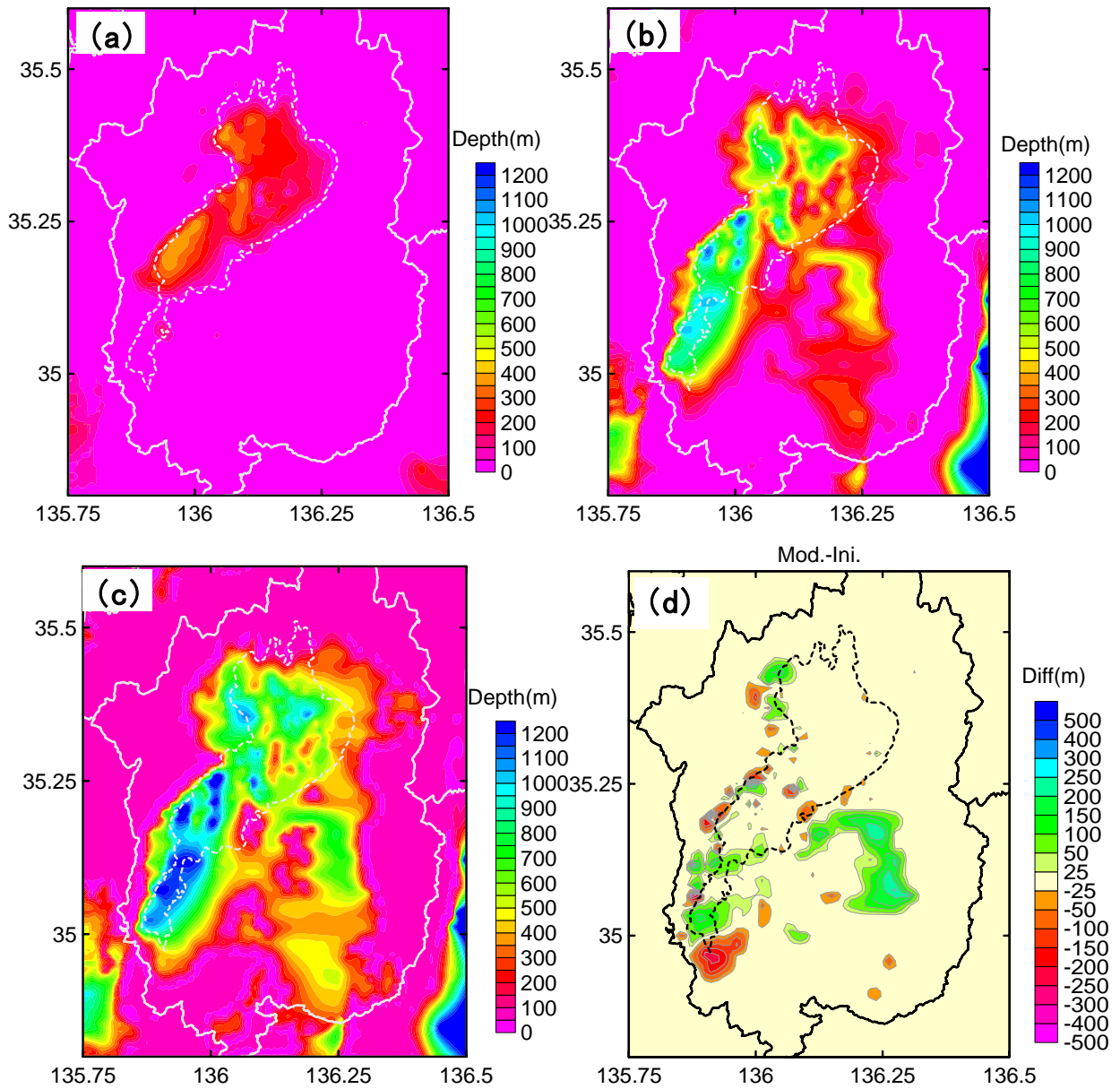


図 5-17 修正後の S 波速度構造モデル

(a) S 波速度 0.43km/s 層上面深度, (b)S 波速度 1.8km/s 層上面深度

(c)S 波速度 3.1km/s 層上面深度

(d)S 波速度 1.8km/s 層上面深度の修正前と修正後の差

寒色 : 深く修正 暖色 : 浅く修正

5.5 同時逆解析による S 波速度構造モデルの修正

第 4 章で述べた地震記録を用いた同時逆解析手法を琵琶湖地域に適用した。解析を行った観測点は、琵琶湖周辺の SIG002, SIG003, SIG005, SIG006, SIG007, SIG010 の 6 観測点である。SIG005 においては、S 波・H/V スペクトル・宮腰ほか(1998b)による微動探査によるレイリー波の位相速度の同時逆解析を行った。その他の地点では、S 波・H/V スペクトルの同時逆解析を行った。

S 波波形逆解析で用いた地震の一覧を表 5-3 に示す。図 5-18 には震央分布を示す。SIG002, SIG005, SIG007 においては、第 3 章で用いた地震と同じ地震を用いた。観測波形に施したバンドパスフィルターは第 3 章と同じく、周期 1~6.7 秒のバンドパスフィルターである。第 3 章で述べた S 波波形逆解析の結果、堆積層の S 波速度は概ね 0.2~0.3km/s, 0.4km/s, 0.6km/s と推定された。S 波速度 0.4km/s は、琵琶湖累層および古琵琶湖層群上部の速度に対応する。S 波速度 0.6km/s は、古琵琶湖層群下部の速度に対応する。そこで、同時逆解析では、表 5-4 に示すように S 波速度を固定して、堆積層の層厚を探索することとした。第 2 層の S 波速度は表 5-1 に示した琵琶湖累層と古琵琶湖層群上部の S 波速度を平均し、第 3 層の S 波速度は琵琶湖層群下部の S 波速度とした。第 1 層の S 波速度は 0.2~0.3km/s の範囲で探索を行なった。S 波速度 1.8km/s 層より下部の速度構造に対する感度は低いと考えられるため、S 波速度 1.8km/s 層より下部の S 波速度も表 5-1 に示した値で固定し、それらの速度層の層厚も初期モデルと同じとした。S 波速度を初期モデルや HV モデルと同じとすることで、異なるモデルの中規模地震の再現計算結果の比較が容易になると考えられる。遺伝的アルゴリズムのパラメータは、第 3 章で用いたものと同じとした。

表 5-3 S波波形逆解析に用いた地震の一覧

No.	Origine Time	Lon	Lat	Depth (km)	Mj	Epicenter	SIG002	SIG003	SIG005	SIG006	SIG007	SIG010
1	1996/05/29 17:37:45.96	135.6513	35.0080	16.55	3.8	KYOTO OSAKA BORDER REG			●			
2	1996/07/18 13:44:14.47	135.7723	35.0167	15.19	3.7	KYOTO OSAKA BORDER REG			●			
3	1999/03/16 16:43:35.39	135.9312	35.2773	11.64	5.2	NW SHIGA PREF		●				
4	2000/02/27 00:03:24.43	135.5480	35.2118	13.78	4.1	MID KYOTO PREF				●		
5	2000/05/21 10:42:34.76	135.8087	35.0385	14.41	3.9	KYOTO OSAKA BORDER REG	●					
6	2000/06/05 09:54:41.26	136.1103	35.7205	8.93	4.9	CENTRAL FUKUI PREF		●				
7	2001/01/26 08:42:23.83	135.6797	35.0937	12.81	4.1	MID KYOTO PREF				●		
8	2001/04/16 19:05:18.03	135.9173	35.4812	13.60	4.2	WESTERN FUKUI PREF		●				
9	2002/07/16 20:08:58.15	135.6727	35.0715	15.70	4.3	MID KYOTO PREF						●
10	2002/09/04 18:06:13.41	136.3458	35.4540	38.52	4.3	SHIGA GIFU BORDER REGION					●	
11	2003/02/06 02:37:04.48	135.5648	35.0845	15.00	4.2	MID KYOTO PREF			●			●
12	2003/04/08 15:40:58.39	135.8438	35.0875	12.31	3.3	MID KYOTO PREF						●
13	2004/05/09 04:49:13.11	136.2795	35.5192	10.67	3.4	SHIGA GIFU BORDER REGION	●					
14	2004/07/27 00:54:56.65	137.1080	35.7583	10.82	4.5	SE GIFU PREF				●		
15	2004/12/01 23:30:23.47	135.8105	35.0392	12.63	4.0	KYOTO OSAKA BORDER REG	●		●			
16	2005/12/24 11:01:55.02	136.8402	35.2307	42.96	4.8	CENTRAL AICHI PREF	●					
17	2006/01/15 19:54:15.79	136.2502	35.4575	34.90	3.7	SHIGA GIFU BORDER REGION					●	
18	2007/04/15 12:19:29.53	136.4077	34.7912	15.97	5.4	NORTHERN MIE PREF		●				
19	2007/06/05 06:16:22.24	136.0598	35.1662	11.42	3.2	NW SHIGA PREF			●		●	
20	2007/07/07 00:35:22.93	136.0622	35.1658	11.31	3.1	NW SHIGA PREF			●		●	
21	2007/07/16 17:24:19.11	135.9473	34.2613	48.69	4.7	SOUTHERN NARA PREF	●					
22	2008/08/06 06:26:00.52	135.4470	34.8850	13.40	3.9	KYOTO OSAKA BORDER REG						●

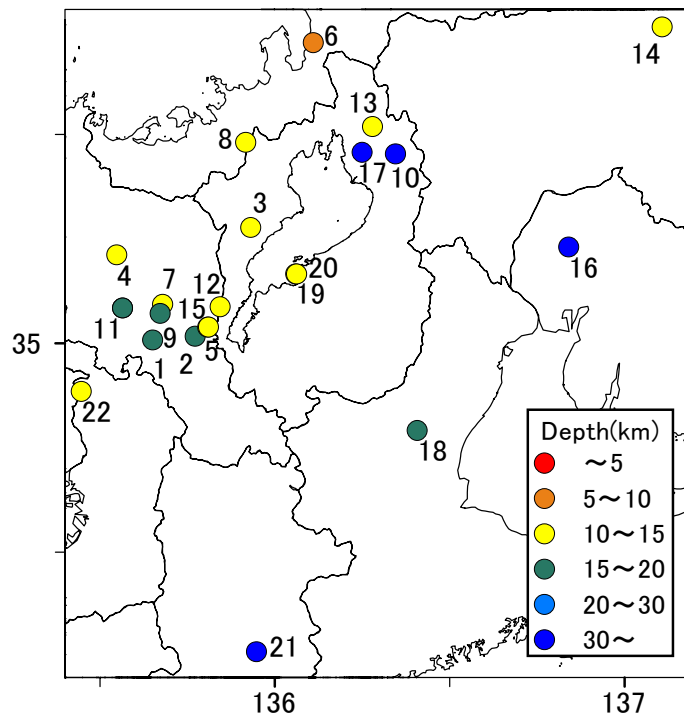


図 5-18 S波波形逆解析に用いた地震の震央分布

表 5-4 同時逆解析での解の探索範囲

Layer	Vs(km/s)	Thickness(km)	Geology
1	0.2-0.3	0.01-0.1	Biwako F.
2	0.41	0.05-0.5	Biwako F. Kobiwako G.
3	0.62	0.05-0.3	Kobiwako G.
4	1.8	0.04	
5	2.2	0.16	Basement Rocks
6	3.1	-	

図5-19に同時逆解析結果を示す。SIG002では、基盤深度およびS波速度0.62km/s層の上面深度はH/Vスペクトルに基づいて修正されたモデルに比べやや浅く推定された。SIG003において、基盤深度はHVモデルに比べ50m浅く推定され、S波速度0.62km/s層の上面深度は変わらなかった。SIG005では、基盤深度は変わらず、S波速度0.62km/s層の上面深度はHVモデルや初期モデルに比べ約60m深く推定された。SIG006では、基盤深度がHVモデルに比べ120m浅く推定され、表層に層厚約90mのS波速度0.23km/sである層が推定された。SIG007では基盤深度がHVモデルに比べ60m深く推定され、0.62km/s層の上面深度も約40m深く推定された。SIG010では、基盤深度はHVモデルとあまり変化が無く、S波速度0.62km/s層の上面深度は約40m深く推定された。図5-20から図5-25には観測データとの比較を示す。S波波形の特徴的な位相を良く説明できている、H/Vスペクトルのピーク周期も概ね観測データを説明できている。また、SIG005の位相速度との比較でも観測位相速度と良く対応している。なお、すべての同時逆解析の結果は付録に示した。

同時逆解析の結果では、SIG002およびSIG007ではS波速度0.6km/s層の厚さがS波速度0.6km/s層の層厚に比べ優位に厚いが、SIG005・SIG006・SIG010では逆に優位に薄い。このように、観測点によって堆積層内の速度層の構成比率が異なる結果が得られ、HVモデルでの堆積層内の速度層の比率が同一であるという仮定が成り立たない結果となった。

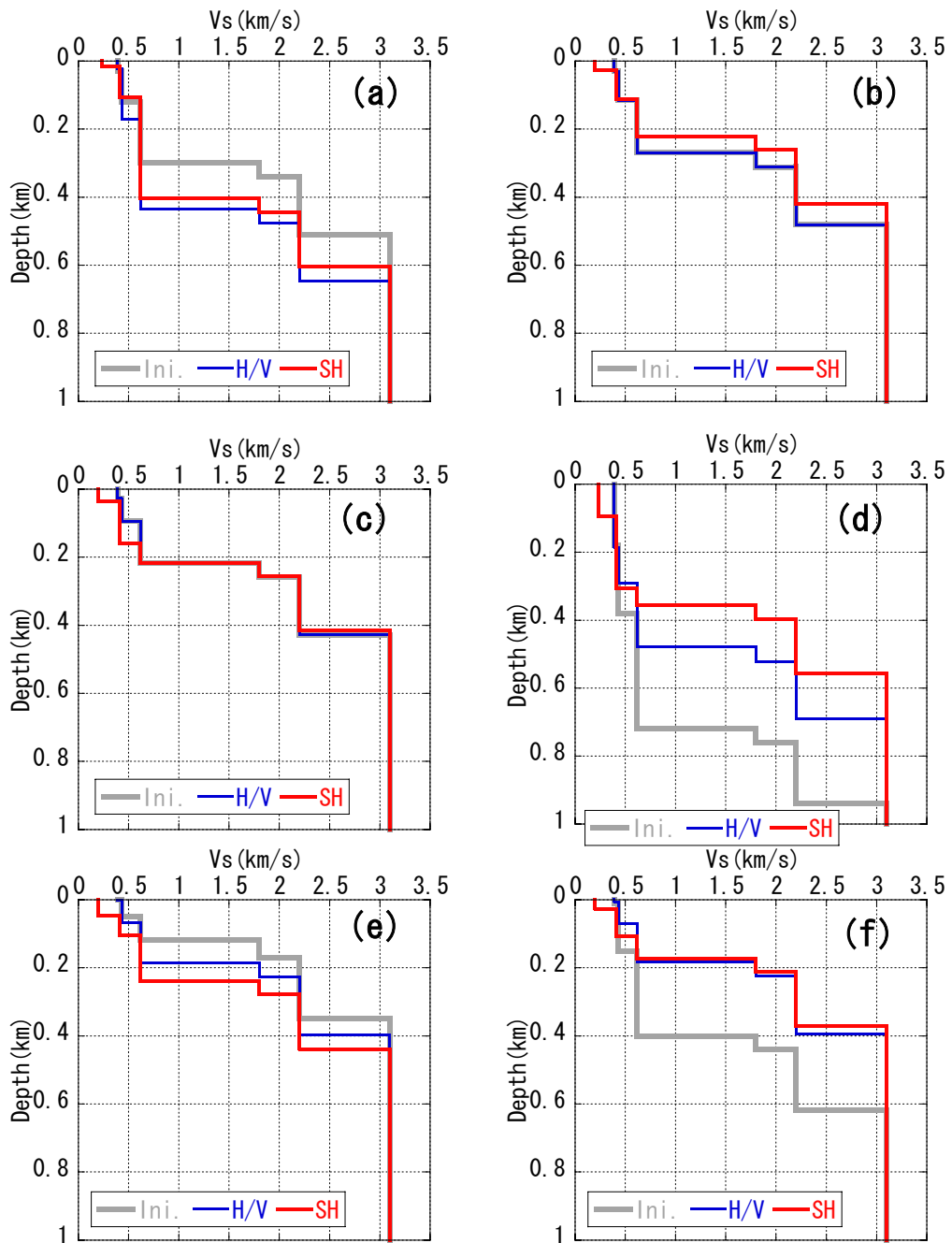


図 5-19 同時逆解析結果

赤：同時逆解析結果 青：H/V スペクトルによる修正結果 灰：初期モデル

(a)SIG002, (b)SIG003, (c)SIG005, (d)SIG006, (e)SIG007, (f)SIG010

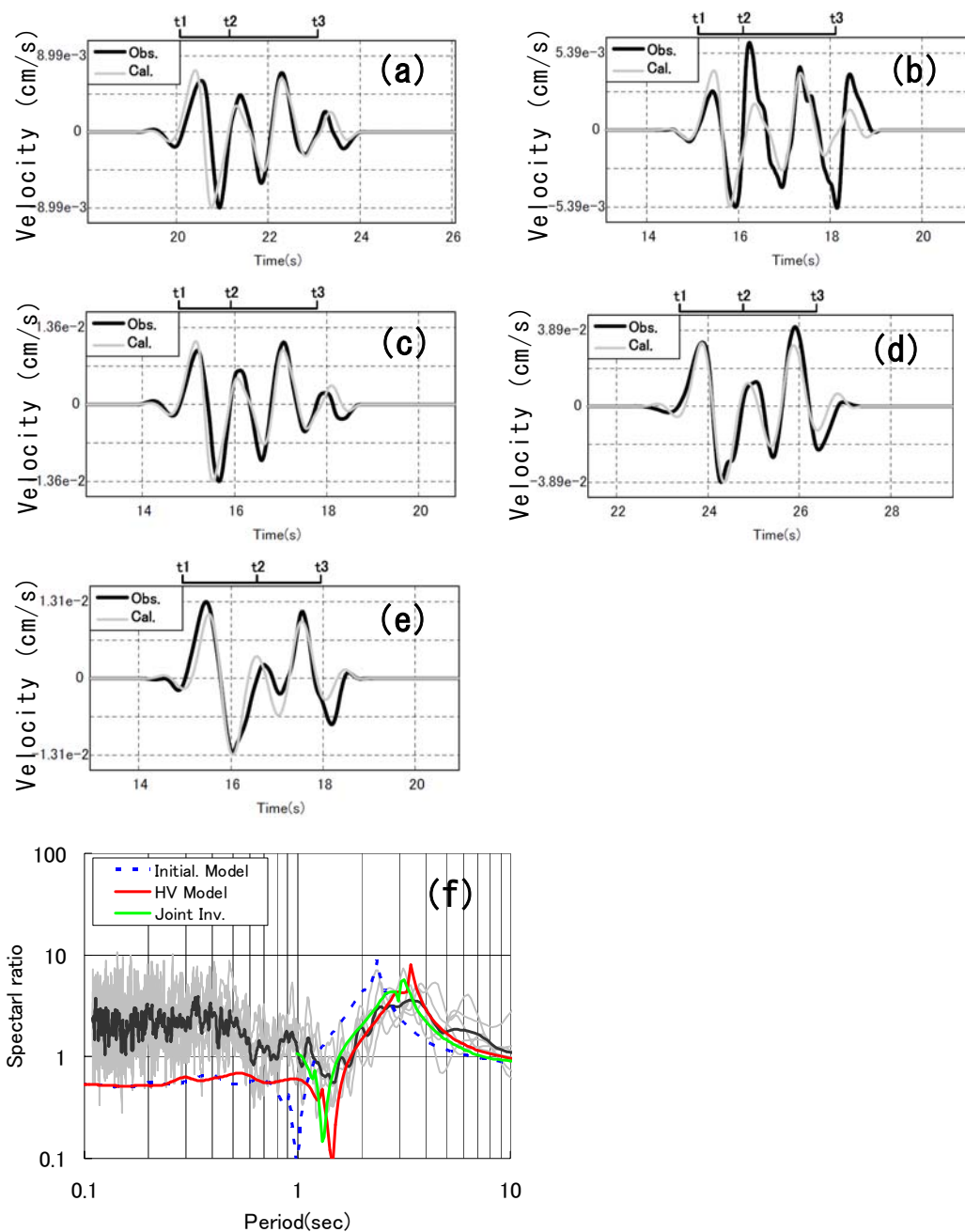


図 5-20 同時逆解析結果 SIG002

(a)地震番号 5, (b)地震番号 13, (c)地震番号 15, (d)地震番号 16, (e)地震番号 21

実線：観測データ，灰色線：計算結果

(f)H/V スペクトルの比較 太線：観測データ 青点線：初期モデルによる理論楕円率

赤線：HV モデルによる理論楕円率

緑線：同時逆解析結果による理論楕円率

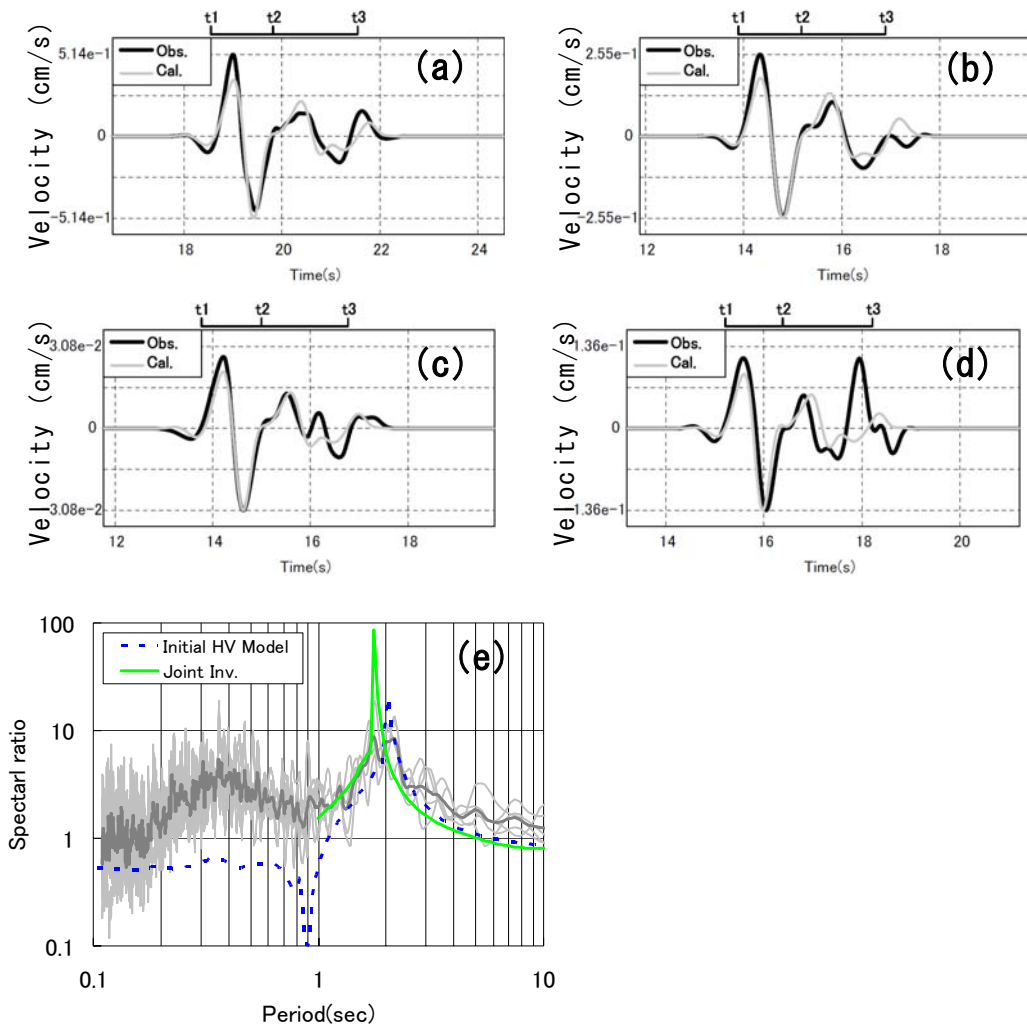


図 5-21 同時逆解析結果 SIG003

(a)地震番号 3, (b)地震番号 6, (c)地震番号 8, (d)地震番号 18

実線：観測データ, 灰色線：計算結果

(e)H/V スペクトルの比較 太線：観測データ

青点線：初期モデルおよび HV モデルによる理論楕円率

緑線：同時逆解析結果による理論楕円率

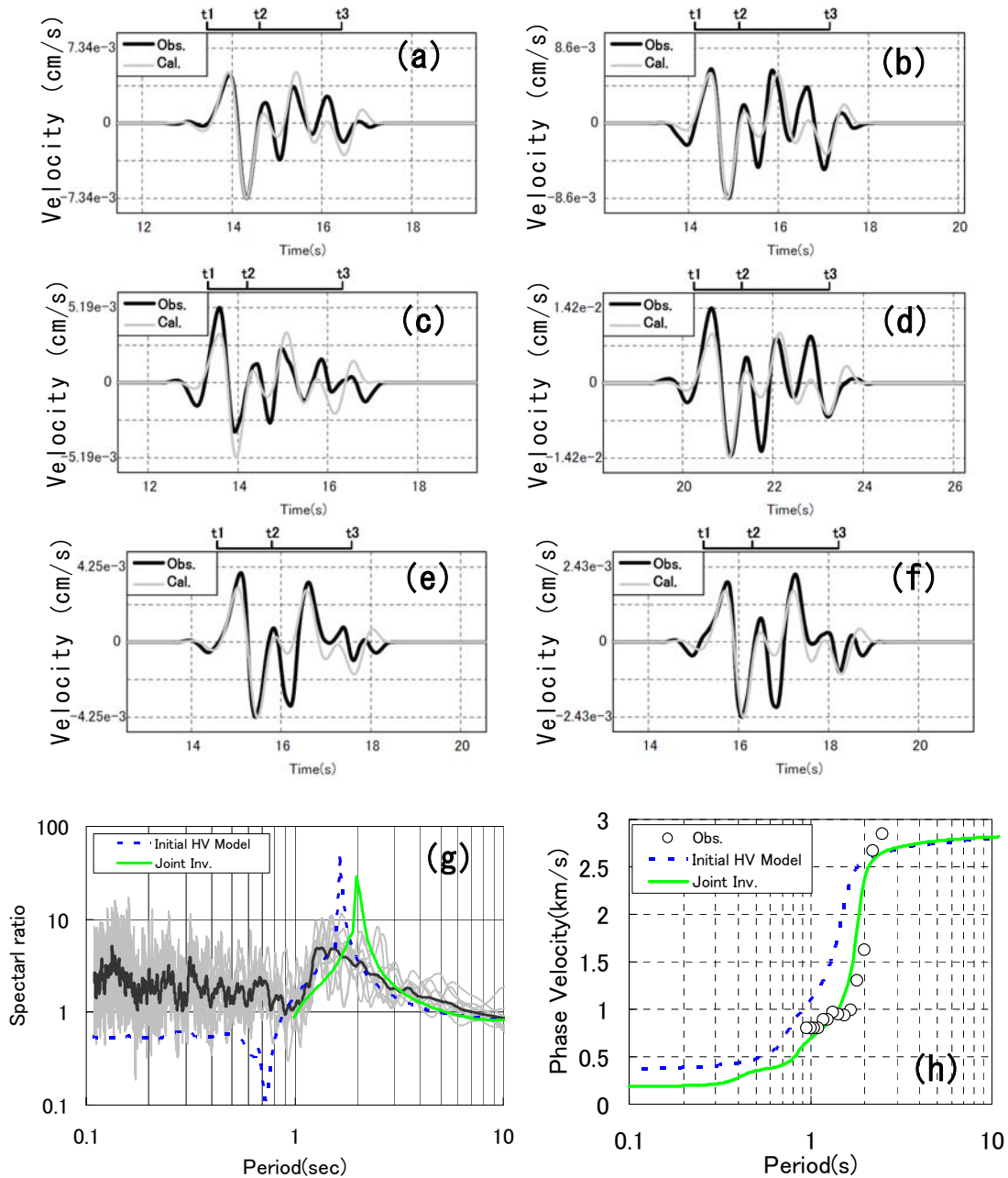


図 5-22 同時逆解析結果 SIG005

(a)地震番号 1, (b)地震番号 2, (c)地震番号 11,
(d)地震番号 15, (e)地震番号 19, (f)地震番号 20

実線：観測データ，灰色線：計算結果

(g)H/V スペクトルの比較 太線：観測データ

青点線：初期モデルおよび HV モデルによる理論楕円率

緑線：同時逆解析結果による理論楕円率

(h)位相速度の比較 丸：観測データ 青点線：初期モデルおよび HV モデルによる理論
位相速度 緑線：同時逆解析結果による理論位相速度

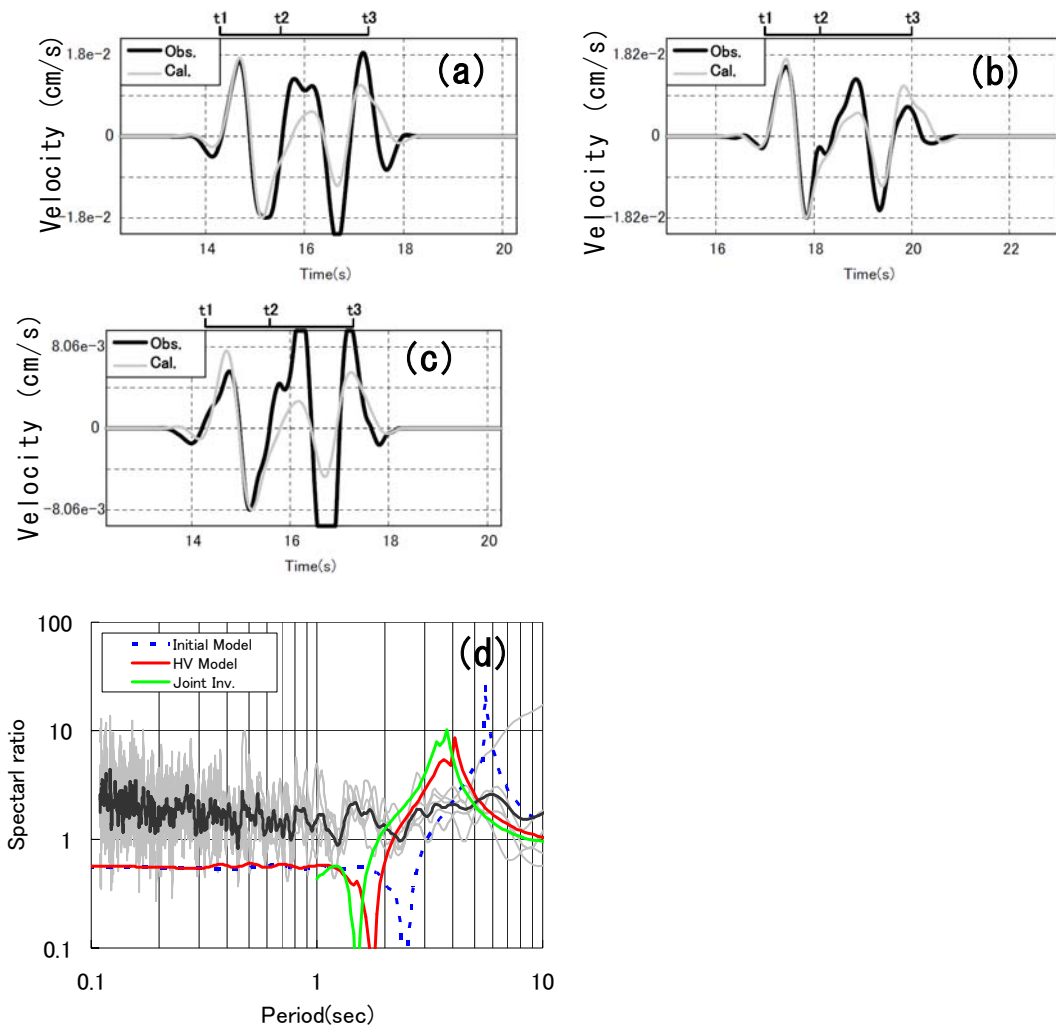


図 5-23 同時逆解析結果 SIG006

(a)地震番号 4, (b)地震番号 7, (c)地震番号 14,

実線：観測データ, 灰色線：計算結果

(d)H/V スペクトルの比較 太線：観測データ 青点線：初期モデルおよび HV モデルによる理論楕円率 緑線：同時逆解析結果による理論楕円率

5.5 同時逆解析によるS波速度構造モデルの修正

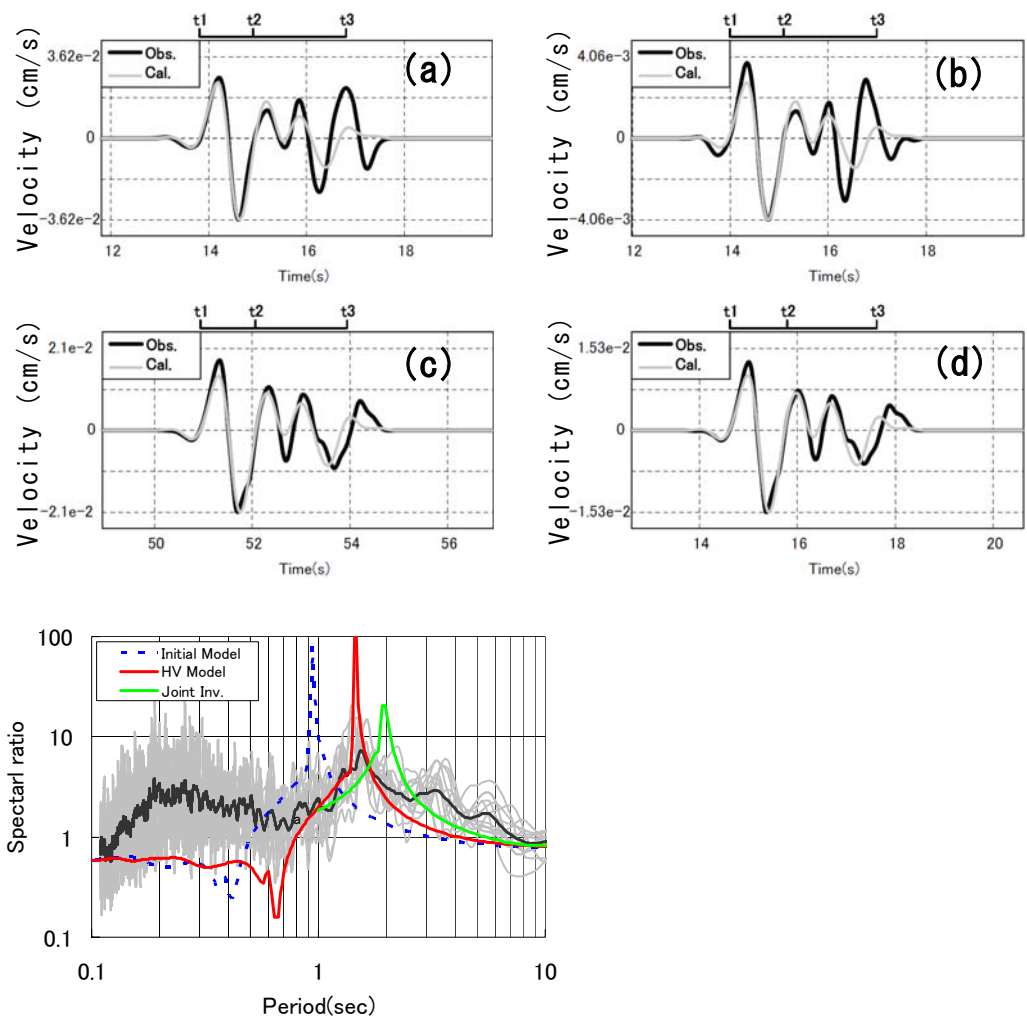


図 5-24 同時逆解析結果 SIG007

(a)地震番号 10, (b)地震番号 17, (c)地震番号 19, (d)地震番号 20

実線：観測データ, 灰色線：計算結果

(e)H/V スペクトルの比較 太線：観測データ 青点線：初期モデルおよび HV モデルによる理論楕円率 緑線：同時逆解析結果による理論楕円率

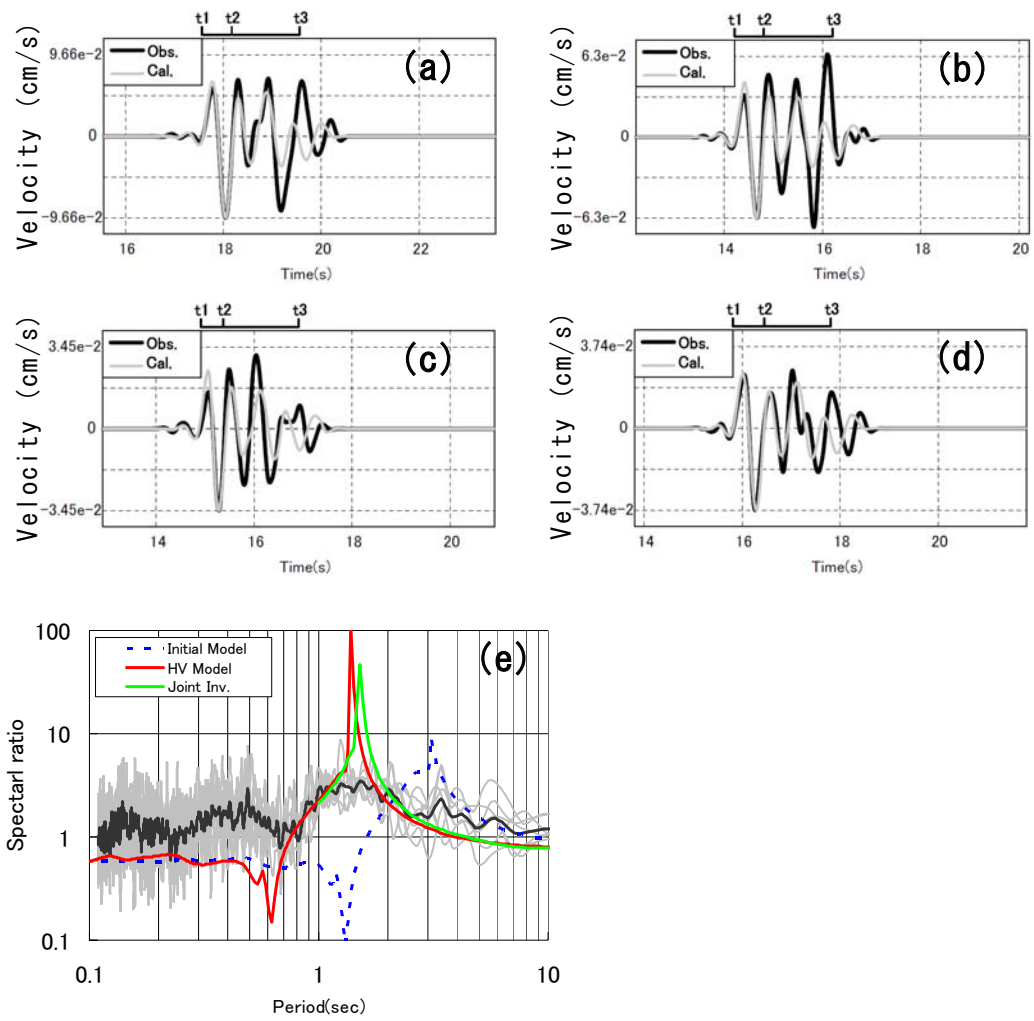


図 5-25 同時逆解析結果 SIG010

(a)地震番号 9, (b)地震番号 11, (c)地震番号 12, (d)地震番号 22

実線：観測データ，灰色線：計算結果

(e)H/V スペクトルの比較 太線：観測データ 青点線：初期モデルおよび HV モデルによる理論楕円率 緑線：同時逆解析結果による理論楕円率

上記で示した S 波・H/V スペクトル・位相速度の同時逆解析により推定された S 波速度構造を基に 3 次元 S 波速度構造モデルを作成した。具体的には、同時逆解析を行なった観測点において、同時逆解析により推定された各層の上面深度と HV モデルの各層の上面深度の差を求めた。その上面深度の差を空間的に補間し、HV モデルの各層の上面深度のデータに加えることにより、3 次元 S 波速度構造モデルを作成した。各層の上面深度の差の空間分布を求める際には、同時逆解析を行なった観測点に上記の各層の上面深度の差をデータとして与え、琵琶湖内のボーリングデータおよび反射法地震探査によりデータが存在する地点では差が 0 としてデータを与えた。既往の調査地点では、既往調査の結果から変化しないようにした。基盤岩が露出している地域においても差を 0 としてデータを与え、HV モデルから変わらないようにした。このようにして作成した各層の上面深度の差のデータセットを用いて、各層の上面深度差のコンターを作成した。この各層の上面深度差に HV モデルの各層の上面深度のデータを加えることにより、修正された各層の上面深度コンターを作成した。図 5-26 に第 2 層、第 3 層、第 4 層の上面深度コンターを示す。図 5-26d には、第 4 層の上面深度の HV モデルとの差を示す。寒色系の地域は境界面深度を深く、暖色系の地域は境界面深度を浅く修正した地域である。

表 5-5 には、同時逆解析による S 波速度構造モデルの物性値を示す。第 1 層の S 波速度は、各地点の第 1 層の平均 S 波速度を用いて 0.22km/s とした。第 1 層の P 波速度は、図 5-13 に示した P 波速度と S 波速度の関係式により求め、密度値は表 5-1 に示した初期モデルにおける琵琶湖累層の密度値 1.8 と同じとした。第 2 層の P 波速度と密度は、表 5-1 に示した初期モデルにおける琵琶湖累層と古琵琶湖層群上部の物性値を平均した。第 4 層から第 6 層の物性値は初期モデルおよび HV モデルと同じである。

図 5-27 に、SIG003 および SIG005 を通る 3 次元 S 波速度構造モデルの東西断面を示す。同時逆解析モデルは、地質構造データに基づく初期モデルと HV モデルと比べやや変化が見られるが、ボーリングや反射法地震探査による基盤岩類上面の深度のデータと滑らかにつながっており、大きな矛盾が無いことが確認できた。同時逆解析モデルの 0.4km/s 層の上面深度は、基盤岩類上面と古琵琶湖層群上面のほぼ中間に位置している。なお、初期モデルでは 3 次元モデルのグリッド間隔を約 1km とし、HV モデル・同時逆解析モデルでは約 0.5km としているため、基盤岩の上面深度が急変する地域において両者にやや違いが見られる。HV モデル・同時逆解析モデルの方が、ボーリングや反射法地震探査データを正確に反映している。

表 5-5 同時逆解析による S 波速度構造モデルの物性値

No.	$V_s(\text{km/s})$	$V_p(\text{km/s})$	$\rho(\text{g/cm}^3)$
1	0.22	0.73	1.8
2	0.42	1.7	1.9
3	0.62	2.0	2.0
4	1.8	3.8	2.4
5	2.2	4.4	2.5
6	3.1	5.2	2.6

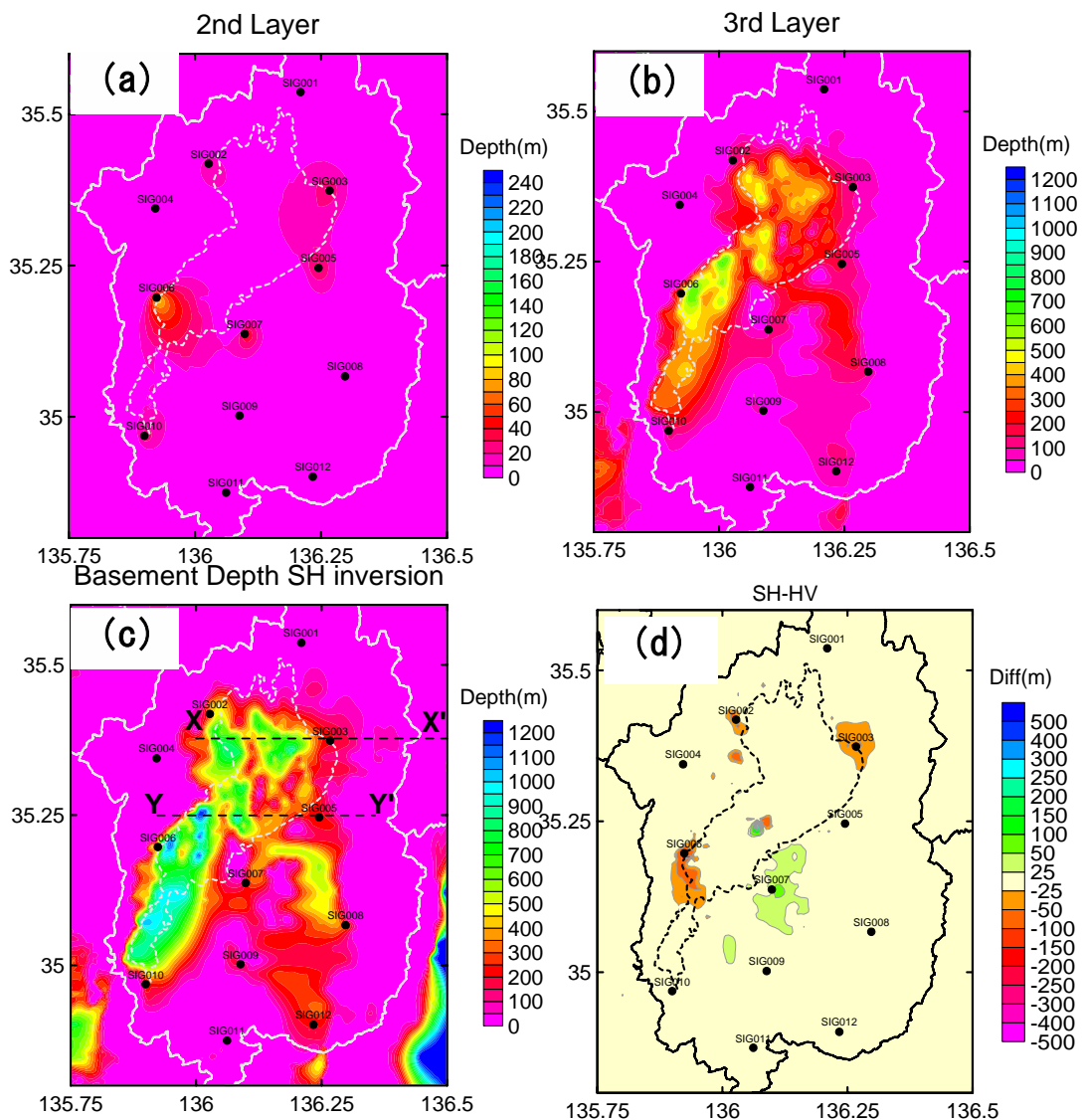


図 5-26 同時逆解析による S 波速度構造モデル

(a)第 2 層 (S 波速度 0.41km/s) 上面深度 (b)第 3 層 (S 波速度 0.62km/s) 上面深度

(c)第 4 層 (S 波速度 1.8km/s) 上面深度

(d)第 4 層上面深度の HV モデルとの差 寒色：深く修正 暖色：浅く修正

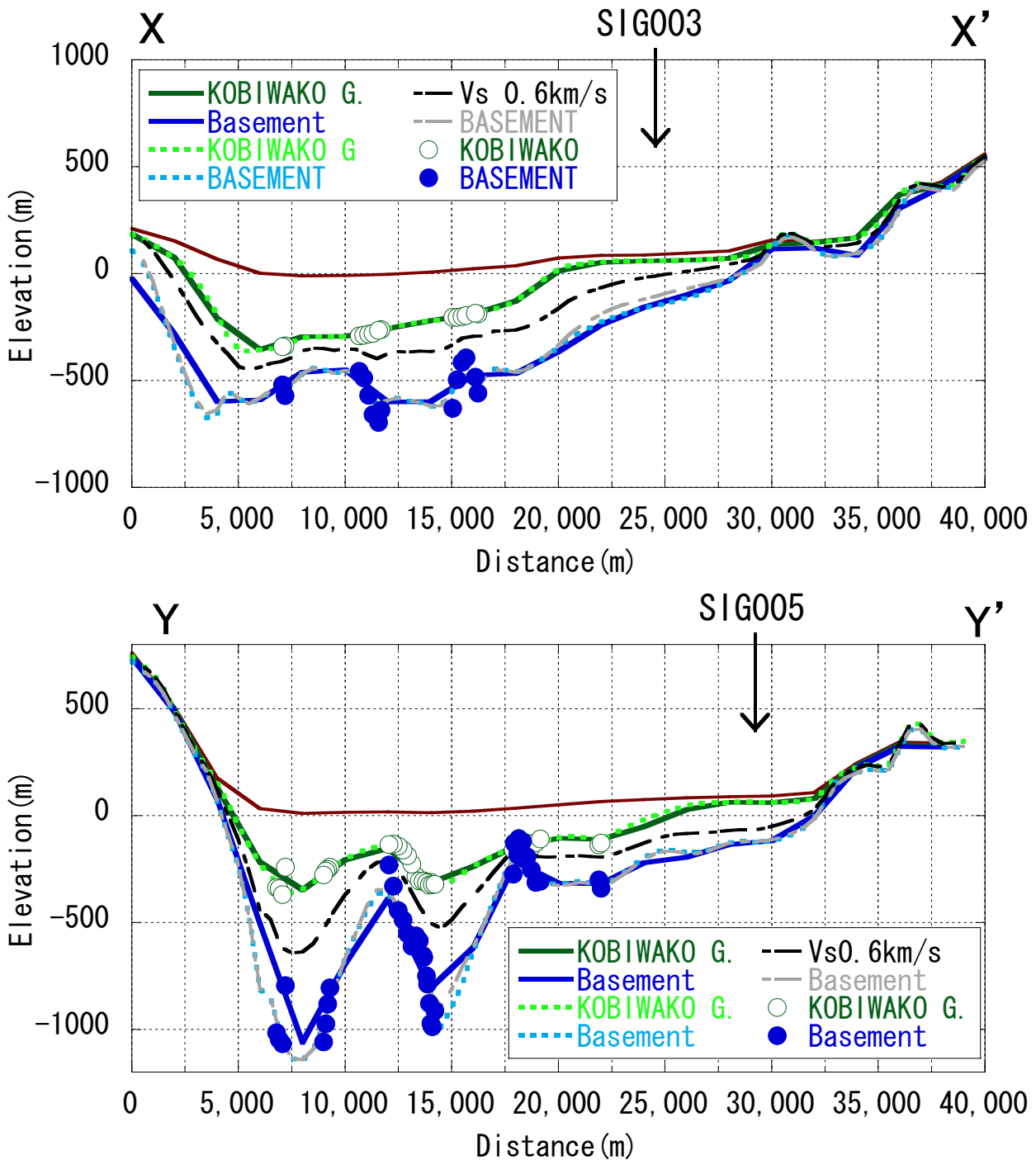


図 5-27 SIG003 および SIG005 を通る 3次元 S 波速度構造モデルの東西断面
 実線：初期モデル，点線：HV モデル，一点鎖線：同時逆解析モデル

緑：古琵琶湖層群上面，青：基盤岩類上面

黒：S 波速度 0.6km/s 層上面 灰色：基盤岩類上面（同時逆解析モデル）

X-X'および Y-Y'は図 5-25c の位置を表す。

緑丸：ボーリングデータ反射法地震探査データによる古琵琶湖層群の上面深度

青丸：ボーリングデータ反射法地震探査データによる基盤岩類の上面深度

5.6 中規模地震の再現計算による S 波速度構造モデルの妥当性の検証

上記で作成した初期モデル，HV モデル，同時逆解析モデルを用いて中規模地震の再現計算を行い，モデルの妥当性を検証した。

5.6.1 震源と地殻・マントル構造のモデル化

計算を行った地震は，1998 年 4 月 22 日の岐阜県美濃中西部の地震である。図 5-28 に最大速度の分布を示す。滋賀県の東部では 1.5cm/s を越える最大速度が観測されている。表 5-6 に震源モデルのパラメータを示す。愛知県（2003）で行われた再現計算で用いられている震源メカニズムを参考にした。震源の深さは，気象庁によるデータを用いた。震源時間関数にはベル型の時間関数を用い，ライズタイムは，愛知県（2003）を参考に 0.6 秒とした。

地殻およびマントルの速度構造は，Zhao et al.(1994)によるコンラッド面およびモホ面の形状を設定した。図 5-29 にコンラッド面およびモホ面の上面深度コンターを示す。速度値は，コンラッド面からモホ面までを P 波速度 6.7km/s・S 波速度 3.8km/s，モホ面以深を P 波速度 7.8km/s・S 波速度 4.4km/s とした。コンラッド面と地震基盤面の間については，地震基盤から深度 5km までを P 波速度 5.2km/s・S 波速度 3.1km/s，深度 5km からコンラッド面までを P 波速度 6.0km/s・S 波速度 3.4km/s とした。Q 値は，地震基盤以浅において 110，地震基盤から深度 5 km までを 200，深度 5 km からコンラッド面までを 300，コンラッド面以深を 500 としている。

表 5-6 震源パラメータ

Origine Time	Depth (km)	Mj	Strike	Dip	Rake	Seismic Moment(Nm)
1998/4/22 20:32	10	5.4	189	28	84	6.74E+16

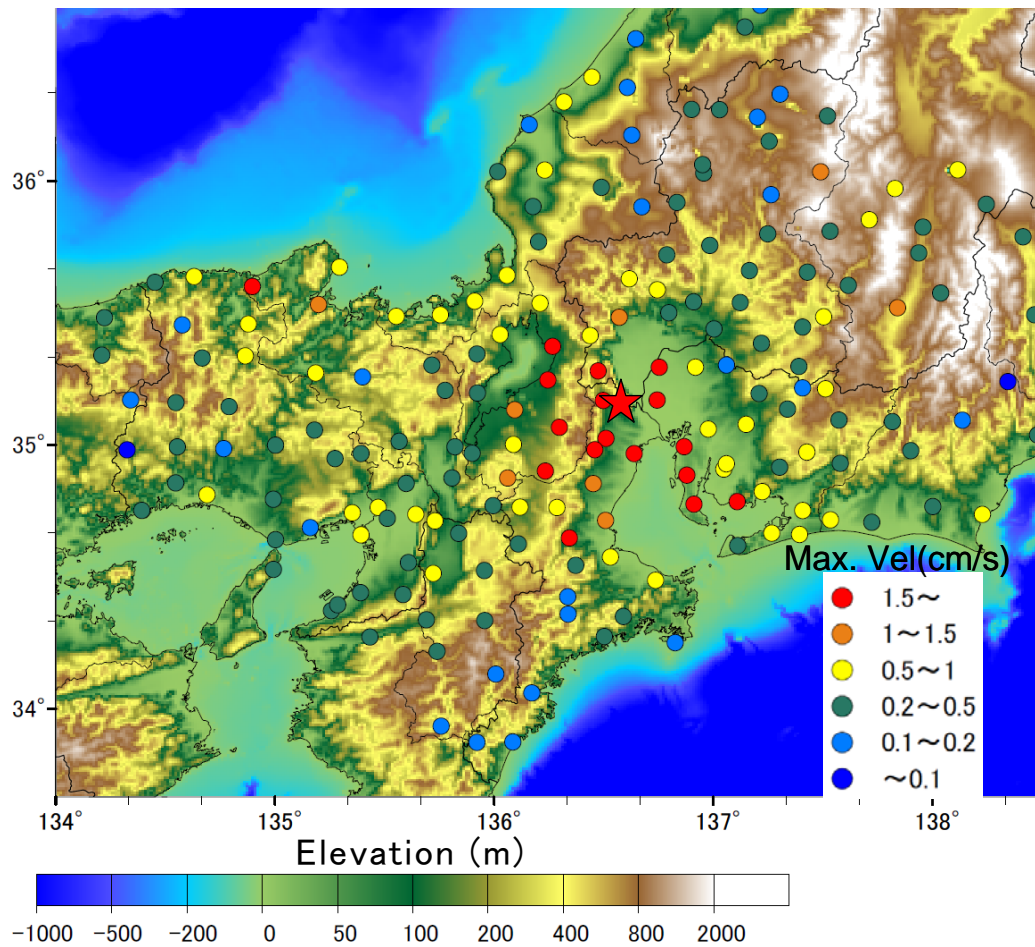


図 5-28 岐阜県美濃中西部の地震の震央位置と最大速度分布

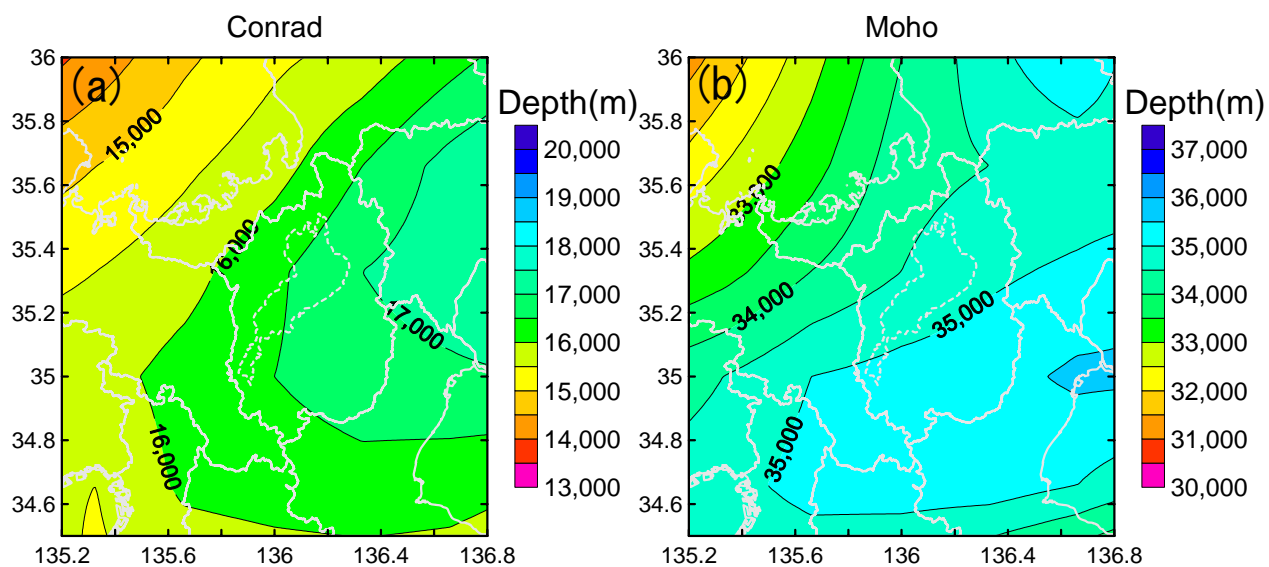


図 5-29 地殻・マンツルの構造 (a)コンラッド面上面深度, (b)モホ面

5.6.2 計算方法

計算の基本となる差分スキームは、速度-応力スタガード・グリッド (Virieux, 1986) であり、時間方向に 2 次、空間方向に 4 次の精度 (Levander, 1988) で計算を行っている。速度-応力スタガード・グリッドに対する震源の導入には、モーメント・テンソルを等価な体積力として表現する方法 (Graves, 1996) を用いた。また、メモリバリアブルによる粘弾性条件 (Robertsson, 1994) を導入し、基準周期は 4 秒とした。図 5-30 に基準 Q 値が 110、基準周期 4 秒の場合の Q 値の周期特性を示す。周期 1 秒では基準 Q 値の約 2 倍になっている。

差分法の格子サイズは、水平方向は 150m、垂直方向は 150m から 600m まで速度構造に応じて変化させた。

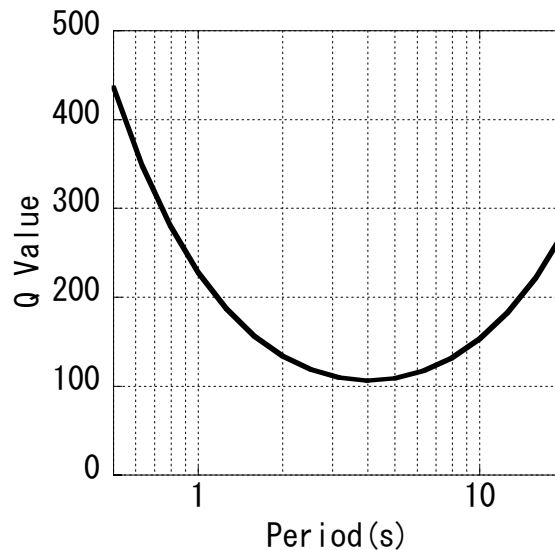


図 5-30 基準 Q 値 110、基準周期 4 秒の場合の Q 値の周期特性

5.6.3 計算結果と観測記録の比較

観測波形は防災科学技術研究所のK-NET観測点の記録を用いた。加速度波形を積分し、周期2.5秒から10秒のバンドパスフィルターを施した。計算された速度波形についても同様に、周期2.5秒から10秒のバンドパスフィルターを施した。

図5-31に観測速度波形と差分法による計算結果を示す。同時逆解析を行なった、6観測点の波形を比較した。図5-32から図5-37には観測波形と計算波形の水平成分の速度応答スペクトルの比較を示す。また、図5-38から図5-43にはSH波の増幅特性とラブ波の群速度を示す。SH波の増幅特性の長周期側のピーク周期とラブ波の群速度が極小値を示す周期はほぼ対応している。また、その周期は図5-20から図5-25に示したレイリー波の理論楕円率のピーク周期ともほぼ対応している。

SIG002では、すべてのモデルによる計算結果でNS成分が過小評価であるが、同時逆解析モデルのEW成分およびUD成分の波形の最大振幅は観測データと良く整合している。初期モデルに比べHVモデルはS波速度1.8km/s層の上面深度を深くしているため、計算波形の振幅が大きくなった。さらに、同時逆解析モデルでは、表層のS波速度を考慮しているためさらに振幅が大きくなり、観測波形の最大値と整合するようになった。応答スペクトルの比較では、同時逆解析モデル計算結果のEW成分は観測スペクトルと良く対応している。SH波の卓越周期とラブ波の群速度が極小値を示す周期3秒の振幅が卓越していることがわかる。NS成分の応答スペクトルは、どのモデルでも過小評価であった。

SIG003、SIG005においても同様に、同時逆解析モデルでも計算結果は、NS成分が過小評価であるが、EW成分およびUD成分の波形の最大振幅は観測データと良く整合し、波形の形状も良く対応している。SIG003では、HVモデルは初期モデルから変更が無かったため、両モデルによる計算波形に大きな違いは見られない。同時逆解析モデルでは、S波速度1.8km/s層の上面深度が浅くなり、地盤の卓越周期も初期モデルやHVモデルと比べて短く推定されている。その結果、特にEW成分のS波主要動の継続時間が短くなり観測データと良く整合するようになった。NS成分の応答スペクトルは過小評価であった。EW成分は周期3秒以上ではどのモデルの結果でも良く整合している。SIG005でもHVモデルと初期モデルは変化が無いいため両モデルで計算される波形に変化はほとんど無い。同時逆解析の結果では、S波速度1.8km/s層の上面深度に変化は無いが、S波速度0.6km/s層が初期モデルやHVモデルに比べ薄く推定されている。地盤の卓越周期がやや長周期側に移り、計算波形の振幅が大きくなったものと考えられる。応答スペクトルの比較では、同時逆解析モデルの結果は他のモデルの計算結果に比べる

と観測スペクトルとの整合は良いが、若干過小評価である。

SIG006 では、初期モデルでは S 波速度 1.8km/s 層の深度が深く、地盤の卓越周期は 5 秒程度であったが、HV モデルでは S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を深くしたことにより卓越周期が 3 秒程度と短くなり、計算波形の長周期帯域の成分の振幅が小さくなっている。同時逆解析の結果では、さらに S 波速度 0.22km/s 層が厚く推定されたため、計算された波形の振幅がさらに大きくなった。特に周期 3 秒程度のスペクトルが過大評価となっている。

SIG007 では、初期モデル、HV モデル同時逆解析モデルの順で S 波速度 1.8km/s 層の深度が深くなり、地盤の卓越周期も約 0.9 秒から 1.7 秒と長くなり、計算波形の振幅も大きくなった。

SIG006、SIG007 とともに、応答スペクトルの周期 3 秒以下の帯域において同時逆解析モデルの計算結果は観測スペクトルに比べ過大評価である。

SIG010 では、初期モデルの卓越周期は 2.7 秒程度であり、HV モデルでは 1.3 秒程度である。S 波速度 1.8km/s 層の深度を浅くしたため計算される波形の振幅が小さくなった。同時逆解析モデルの卓越周期も 1.3 秒程度であり S 波速度 1.8km/s 層の上面深度は HV モデルと同程度であったが、計算波形の振幅は HV モデルに比べ大きくなっている。これは、S 波速度 0.6km/s 層の上面深度を HV モデルに比べ深く推定したためである。初期モデルと同時逆解析モデルで計算された波形の最大振幅は同程度であるが、初期モデルに比べて地盤の卓越周期を適切に表現しているため、初期モデルと比べて観測波形との対応がよくなっていると考えられる。同時逆解析モデルの計算結果の EW 成分の応答スペクトルは、観測応答スペクトルと良く整合している。

図 5-38 から図 5-43 には、野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性もあわせて示している。振幅については、経験的サイト増幅特性の方が大きい。経験的サイト増幅特性では、S 波と後続位相を含む約 160 秒間のデータを対象として観測スペクトルを求め、各観測点のサイト増幅特性を求めている。したがって、野津・長尾(2005)の経験的サイト増幅特性には表面波成分が多く含まれていると考えられ、それが、経験的サイト増幅特性のほうが SH 波の増幅特性に比べて大きい原因と考えられる。一方、経験的サイト増幅特性の周期 1 秒以上のピーク周期は、本研究により推定された S 波速度構造モデルによる SH 波の増幅特性のピーク周期と概ね良く整合している。本研究により推定された S 波速度構造モデルによる SH 波の増幅特性の長周期側のピーク周期とラブ波の群速度が極小を示す周期はほぼ一致しており、表面波を含んだ経験的サイト増幅特性のピーク周期と SH 波の増幅特性のピーク周期がほぼ一致していることに矛盾は無い。

5.6 中規模地震の再現計算による S 波速度構造モデルの妥当性の検証

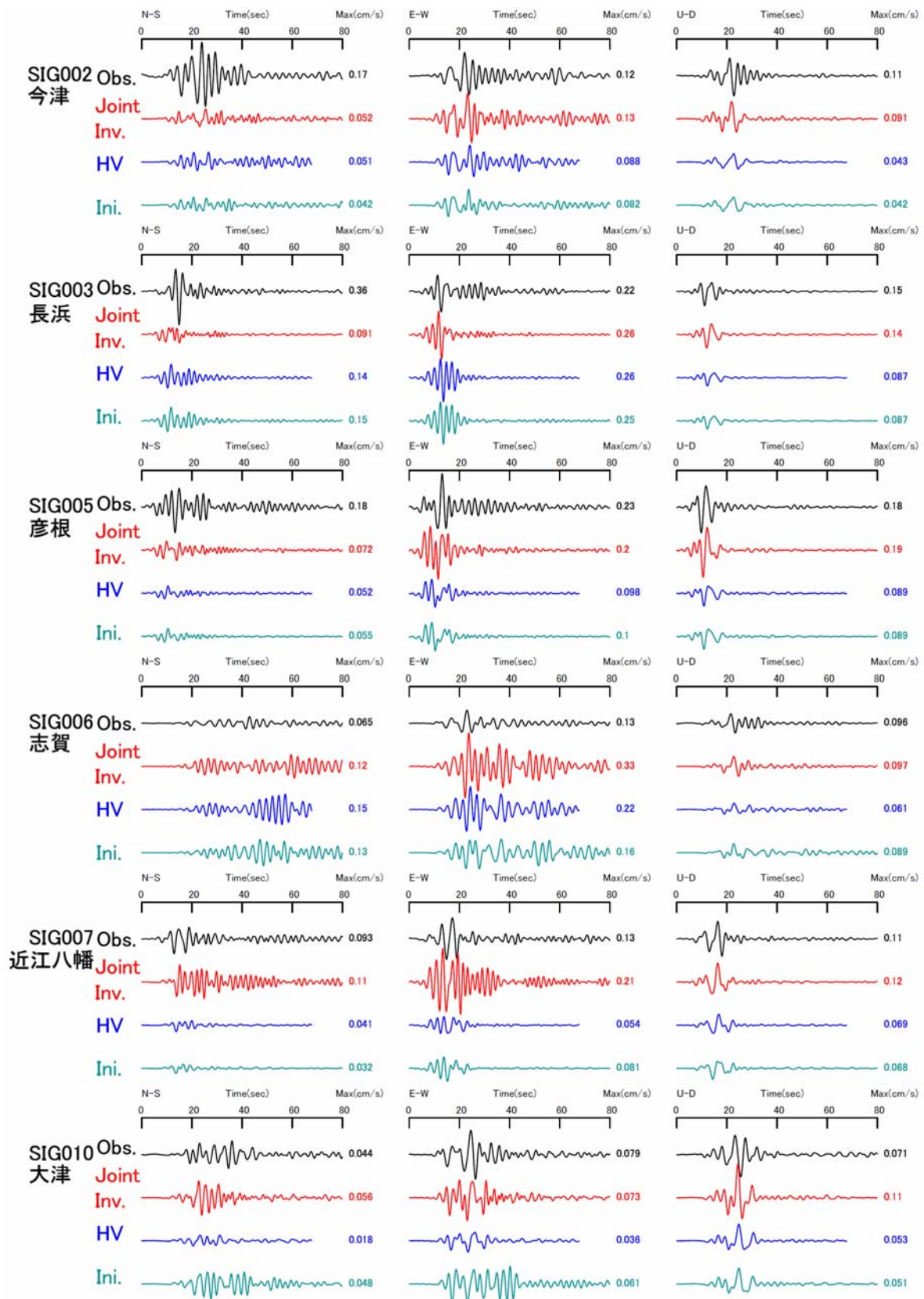


図 5-31 観測速度波形と差分法による計算速度波形の比較

黒：観測，赤：同時逆解析モデル結果，青：HV モデル結果，緑：初期モデル結果

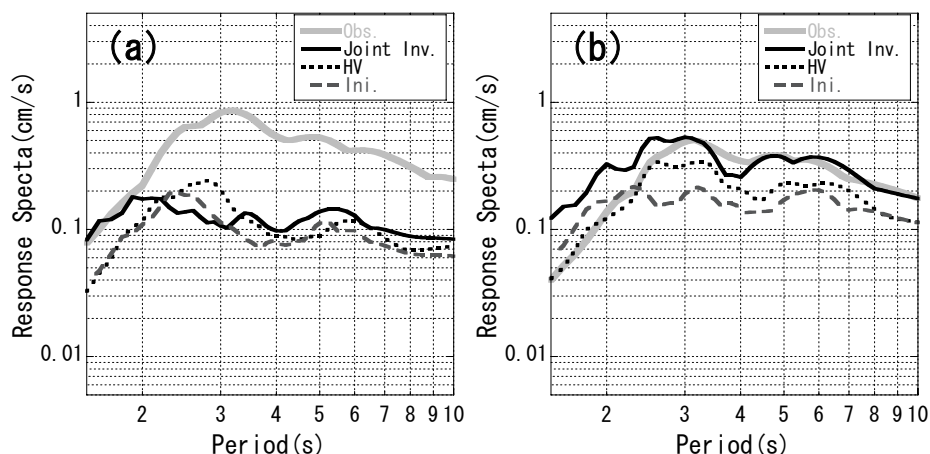


図 5-32 速度応答スペクトルの比較 SIG002 (a)NS成分 (b)EW成分

灰色：観測 実線：同時逆解析モデル計算結果

点線：HVモデル計算結果 破線：初期モデル計算結果

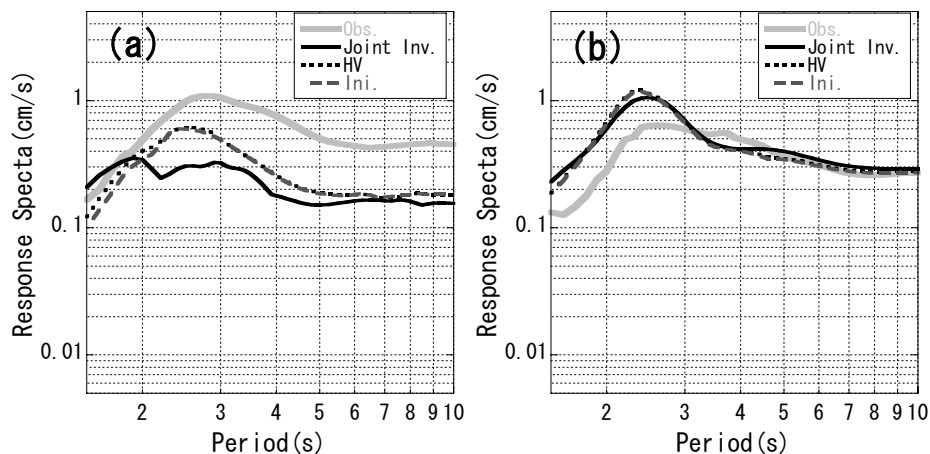


図 5-33 速度応答スペクトルの比較 SIG003 (a)NS成分 (b)EW成分

灰色：観測 実線：同時逆解析モデル計算結果

点線：HVモデル計算結果 破線：初期モデル計算結果

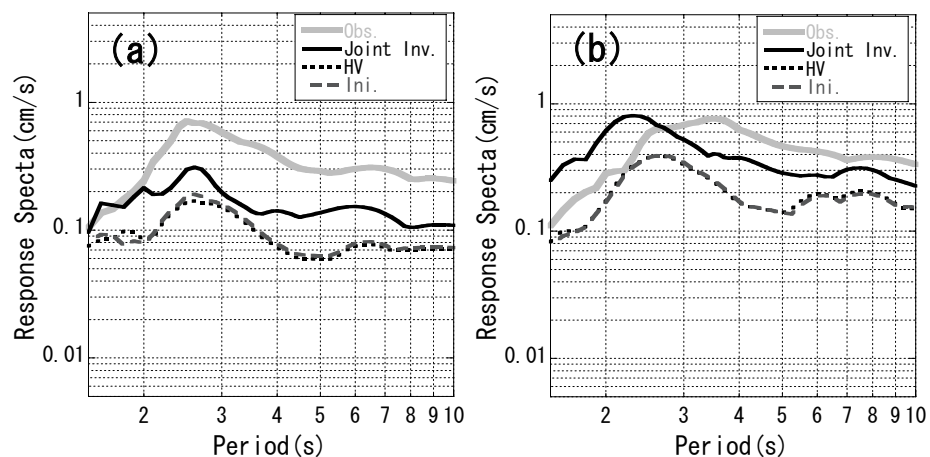


図 5-34 速度応答スペクトルの比較 SIG005 (a)NS成分 (b)EW成分

灰色：観測 実線：同時逆解析モデル計算結果

点線：HVモデル計算結果 破線：初期モデル計算結果

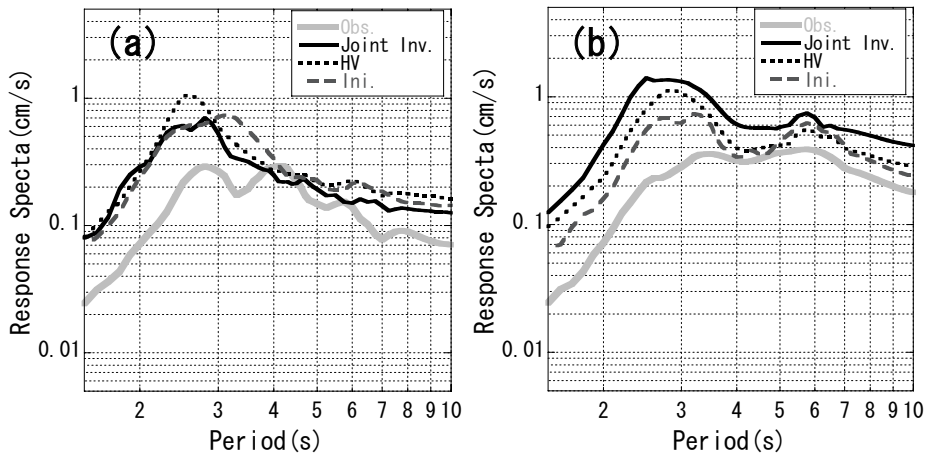


図 5-35 速度応答スペクトルの比較 SIG006 (a)NS成分 (b)EW成分

灰色：観測 実線：同時逆解析モデル計算結果

点線：HVモデル計算結果 破線：初期モデル計算結果

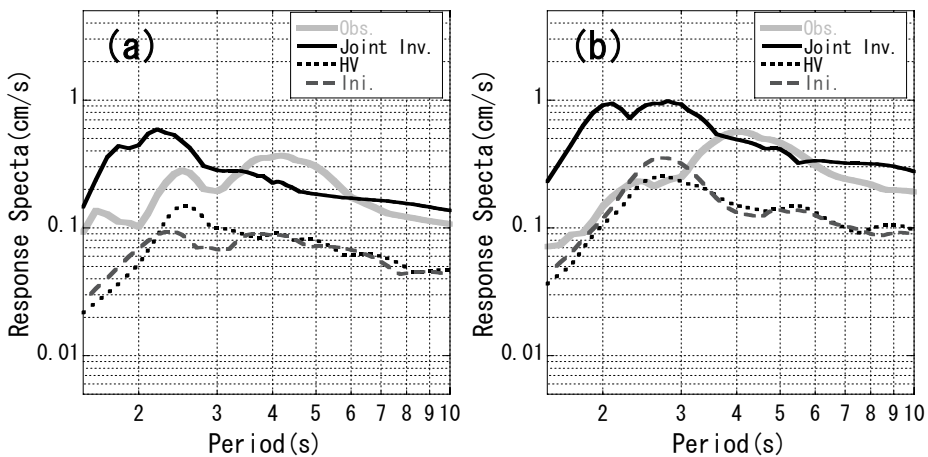


図 5-36 速度応答スペクトルの比較 SIG007 (a)NS成分 (b)EW成分

灰色：観測 実線：同時逆解析モデル計算結果

点線：HVモデル計算結果 破線：初期モデル計算結果

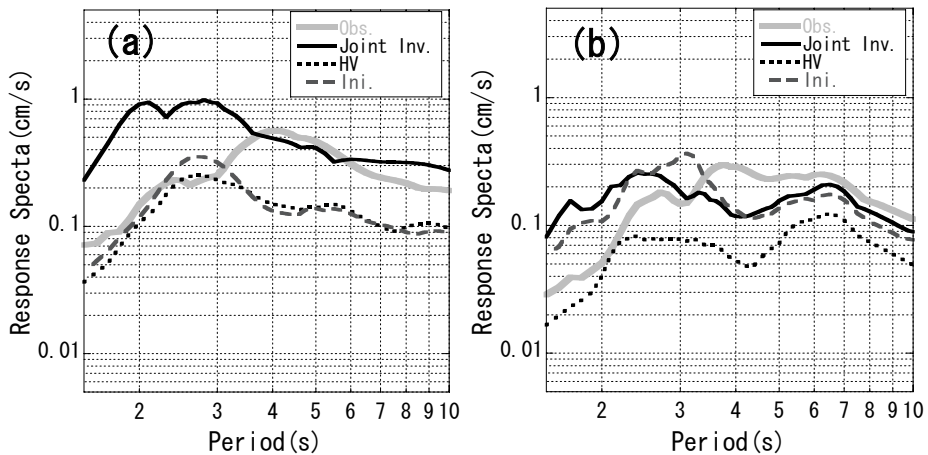


図 5-37 速度応答スペクトルの比較 SIG010 (a)NS成分 (b)EW成分

灰色：観測 実線：同時逆解析モデル計算結果

点線：HVモデル計算結果 破線：初期モデル計算結果

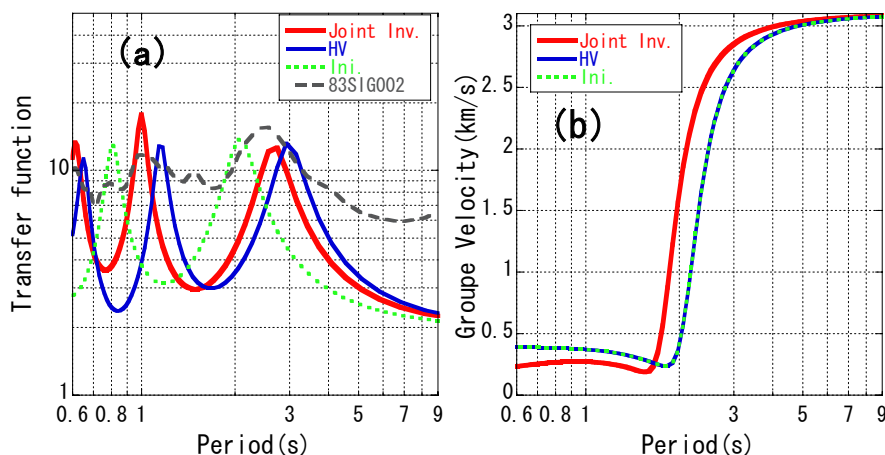


図 5-38 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG002

赤：同時逆解析モデル計算結果 青：HVモデル計算結果
 緑点線：初期モデル計算結果 灰色：野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性

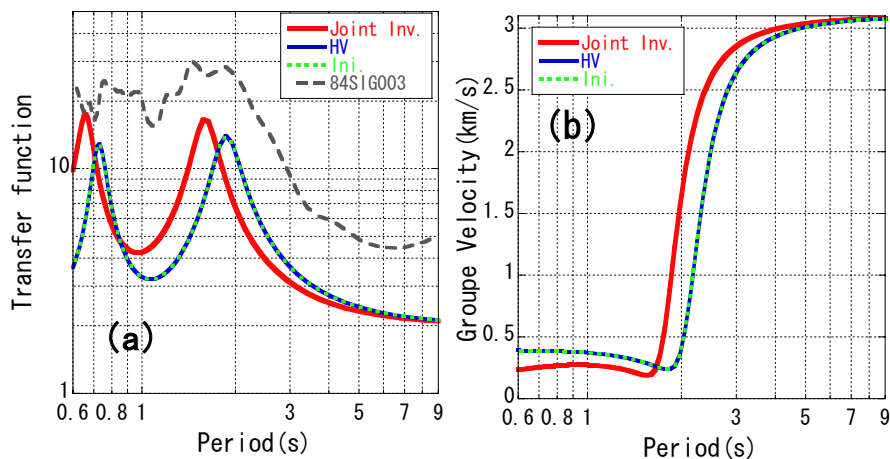


図 5-39 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG003

赤：同時逆解析モデル計算結果 青：HVモデル計算結果
 緑点線：初期モデル計算結果 灰色：野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性

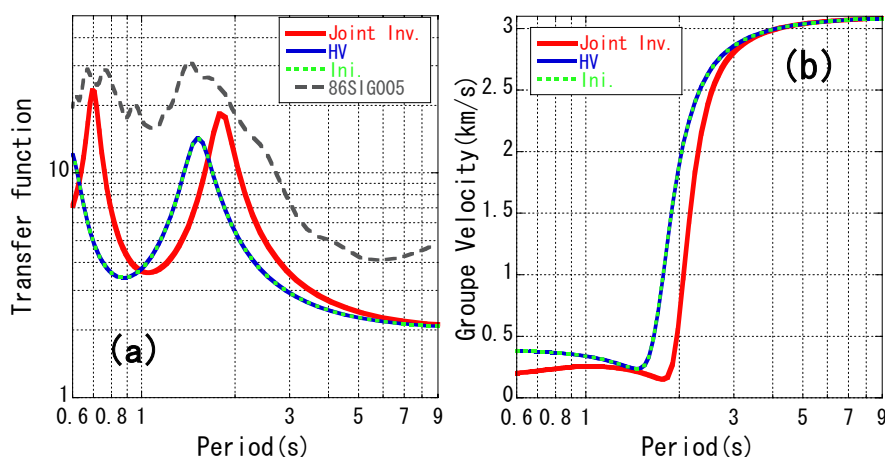


図 5-40 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG005

赤：同時逆解析モデル計算結果 青：HVモデル計算結果
 緑点線：初期モデル計算結果 灰色：野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性

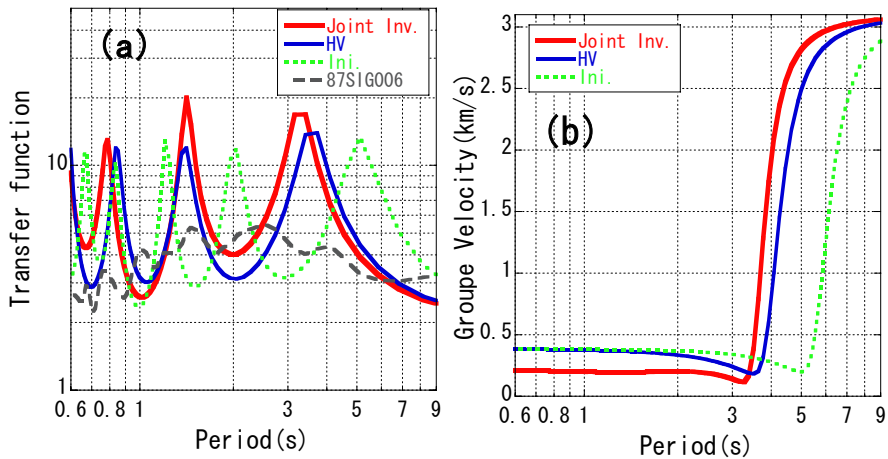


図 5-41 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG006

赤：同時逆解析モデル計算結果 青：HVモデル計算結果
 緑点線：初期モデル計算結果 灰色：野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性

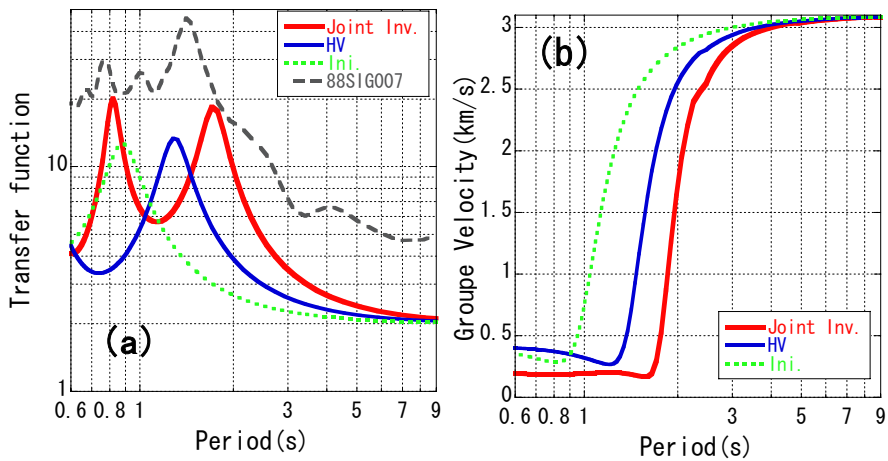


図 5-42 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG007

赤：同時逆解析モデル計算結果 青：HVモデル計算結果
 緑点線：初期モデル計算結果 灰色：野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性

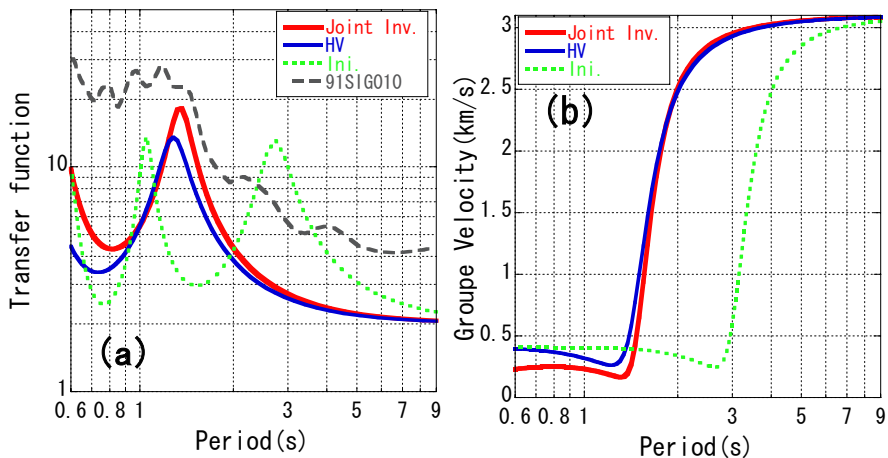


図 5-43 SH 波増幅特性(a)とラブ波の群速度(b) SIG010

赤：同時逆解析モデル計算結果 青：HVモデル計算結果
 緑点線：初期モデル計算結果 灰色：野津・長尾(2005)による経験的サイト増幅特性

5.7 まとめ

琵琶湖地域において、ボーリングデータおよび反射法地震探査等の物理探査データを用いて地質構造モデルを作成した。PS 検層データを統計的に処理し、各地層にその物性値を当てはめて、初期モデルを作成した。この初期モデルを地震動の H/V スペクトルのピーク周期を説明できるようにモデルを修正した。H/V スペクトルによるモデルの修正では、H/V スペクトルのピーク周期を説明できるモデルのパラメータは広範囲に分布しているため、堆積層内の層の構成比率を固定してモデルの修正を行なった。さらに、本研究による同時逆解析手法を本地域の地震記録に適用して、S 波速度構造モデルを推定した。

これら 3 つモデルを用いて、中規模地震の再現計算を行い、同時逆解析により作成された S 波速度構造モデルの妥当性を検証した。

再現計算の結果、同時逆解析モデルによる計算波形と観測速度波形の対応が良いことが確認された。EW 成分と UD 成分の波形の位相特性は観測データを良く説明的できている。H/V スペクトルのピーク周期に基づいて修正されたモデルによる計算結果でも一部の観測点において波形の一致度が向上しているものの、同時逆解析により作成されたモデルによる計算結果のほうが、波形の経時特性での一致度は高い結果となった。第 4 章の数値実験でも示したように、H/V スペクトルのピーク周期を満たすモデルは広範囲に分布していることから、堆積層の S 波速度や地震基盤深度などに関する精度の高い既知情報が無い場合には精度の高い S 波速度構造モデルの構築が困難であることを示している。

地震動シミュレーションのための S 波速度構造モデルを構築するには、S 波・H/V スペクトル・位相速度の同時逆解析が有効であることが確認された。一部の観測点では、観測波形を十分に説明できていないため、実地盤の 3 次元的な効果などを考慮する必要があるが、同時逆解析による観測点直下の一次元構造を推定することで、地盤震動特性を精度良く推定することが可能であると考えられる。今後、物理探査が少ない地域において、地震観測点の周辺で微動探査を実施することにより、広範囲の S 波速度構造モデルを効率的に推定することができると考えられる。

5.8 参考文献

- 愛知県 (2003) :平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 濃尾平野地下構造調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi7Afrm.htm>.
- 地質調査所 (2000) : 日本重力 CD-ROM.
- 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・早川譲(2006): 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論文集, No.340.
- Graves, R.W.(1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staged-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.
- 林 隆夫・山崎博史・川辺孝幸 (1999) :琵琶湖東岸・草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序, 烏丸地区深層ボーリング調査団編, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査, 琵琶湖博物館研究調査報告, 12, 31-60.
- Horie, S, and S Tanaka(1983): Multichannel seismic profiles, Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, **11**, 57-99.
- Huzita K.(1962): Tectonic development of the Median Zone (Setouchi) of South-west Japan, since the Miocene, with special reference to the characteristic of Central Kinki Area, *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **6**, 103-114.
- 伊藤 潔・村上寛史・堀江正治・佐々木嘉三・浅野周三・竹内俊明・原 徹夫 (1982) : 発破地震動観測による琵琶湖底の地下構造, 地震, 第 2 輯, **35**, 353-366.
- Kawabe, T(1989): Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan, *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **32**, 29-52.
- 川辺孝幸(1990): 古琵琶湖層群ー上野盆地を中心にー, *アーバンクボタ*, **29**, 30-47.
- 狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規(1971):地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題, *京都大学防災研究所年報*, 14-A, 203-215.
- 京都市 (1999) :平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty3frm.htm>.
- 京都市 (2000) :平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty4frm.htm>.
- 京都市 (2001) :平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty5frm.htm>.
- 京都市 (2002a) :平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 宇治川断層に関する調査成果

- 報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/KyotoCity6frm.htm>.
- 京都市 (2002b) :平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty6frm.htm>.
- 京都市 (2003) :平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査成果報告書, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/KyotoCty7frm.htm>.
- Levander, A. R.(1988): Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, **53**, 1425-1436.
- Ludwig, W. J., S. Murauchi, N. Den, P. Buhl, H. Hotta, M. Ewing, M. Asanuma, T. Yoshii and N .Sakajiri(1973): Structure of East China Sea-West Philippine Sea Margin off Southern Kyushu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **78**, 2526-2536.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤沢隆士・小川安雄・清水謙司・江尻讓嗣(1998a): 微動探査法による奈良盆地の地下構造探査, 物理探査学会第 98 回学術講演会講演論文集, 130-134.
- 宮腰 研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙 伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三, (1998b) :微動探査法による彦根市の地下構造探査, 物理探査学会第 99 回学術講演会論文集, 164-167.
- 水野清秀・小松原 琢・七山 太・寒川 旭・山崎博史(1997):琵琶湖西岸断層系の活動性調査, 地質調査所研究資料集, **303**, 23-35.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) :活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.
- 野津 厚・長尾 毅(2005): スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, **1112**, pp.56.
- 大崎順彦 (1994) : 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 東京, 95-102.
- Robertsson, J.O.A.,Blanch,J.O.,and Symes, W.W.(1994): Viscoelastic finite-difference modeling, *Geophysics*, **59**, 1444-1456.
- 澤田明宏・長尾年恭・伊藤 潔・木下正高 (1999) :琵琶湖ボーリング孔の温度検層データから抽出した過去の気候変動, 烏丸地区深層ボーリング調査団編, 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査, 琵琶湖博物館研究調査報告, **12**, 147-153.
- 産業技術総合研究所 (2003) : 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版.
- スリ・ウィディヤントロ・小林芳正(1992):琵琶湖東南岸野洲川における地震プロファイル, 物理探査学会第 86 回学術講演会論文集, 232-234.
- 竹村恵二・横山卓雄(1989): 琵琶湖 1400m 掘削試料の層相からみた堆積環境, 陸水雑, **50**, 247-254.

5.8 参考文献

- 戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正（1996）：
琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査，活断層研究，**15**，23-36.
- Tsutsui, T and Y, Kobayashi(1989): Discontinuity of Basement Rock Depth in
Eastern Coast of Lake Biwa, Discovered by Observations of Microseisms, *J.*
Phys. Earth, **37**, 133-146.
- 筒井智樹・小林芳正・村井芳夫・芝 良昭・須田佳之・岩田和孝・松井一郎・藤原宏行，
（1989）：反射法地震探査による琵琶湖東岸，日野川河口の地下構造の推定，
地震，第2輯，**42**，405-418.
- Virieux, J（1986） P-SV wave propagation in homogeneous media: Velocity-stress
difference method, *Geophysics*, **51**, 889-901.
- 山崎博史・吉川周三・林 隆夫（1994）：琵琶湖西岸，古琵琶湖層群基底部コアの層序，
地質学雑誌，**100**，361-367.
- 横山卓雄（1973）：びわ湖周辺の第四系とびわ湖ボーリングサンプル観察結果について
および火山灰分析，陸水雑，**34**，111-118.
- Yokoyama, T.(1984): Stratigraphy of the Quaternary system around Lake Biwa and
geohistory of the ancient Lake Biwa, in “Lake Biwa” ed. By S.Horie, Dr. W.
Junk Publishers, Netherlands, 43-128.
- Yokoyama, T, Ishida, S, Danhara, T, Hashimoto, S, Hayashi, T, Hayashida, A
Nakagawa, Y, Nakajima, T, Natsuhara, N, Nishida, J, Otofujii, Y, Sakamoto,
M, Takemura, K, Tanaka, N, Torii, M, Yamada, K, Yoshikawa, S, and Horie,
S(1976): Lithofacies of the 1000m core samples on the East coast of Lake
Biwa, Japan, *Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleist.*, **5**, 52-66.
- 吉川周作・井内美郎（1991）：琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序，地球科学，
45，81-100.
- 吉川周作・山崎博史（1998）：古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成，アーバンクボタ，**37**，
1-11.
- 吉岡敏和・刈谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二（1997）：花折断層の活動履歴及
び活動性調査，地質調査所研究資料集 No.303（平成8年度活断層研究調査概
要報告書），13-22.
- Zhao, D., A. Hasegawa and H. Kanamori (1994): Deep structure of Japan subduction
zone as derived from local, regional, and teleseismic events, *J. Geophys.*
Res., **99**, 313-329.

6 結論

本論文は、強震動予測を行なうための深部地盤の S 波速度構造モデルの構築を目的として、地震記録を用いた S 波速度構造の推定法を提案し、さらに、地震記録および微動探査データを用いた同時逆解析手法を提案するものである。数値実験や実データへの適用を通じて本手法の有効性・妥当性、適用限界について論じた。

以下に、本研究の結論を述べる。

速度検層により最下層の S 波速度が 2.5km/s 以上の地震基盤相当層が確認されている地点、および、微動探査により S 波速度構造が推定されている関東地方における検討の結果、地震動のラディアル成分と上下動成分のスペクトル比 (H/V スペクトル) のピーク周期が、深部 S 波速度構造モデルにより計算されるレイリー波の理論楕円率のピーク周期と整合することを確認した。H/V スペクトルのピークの振幅は、ピーク周期に比べ不安定であった。H/V スペクトルの振幅を精度良く評価するためには、コーダ部分のレイリー波とラブ波の比率、実体波の影響、地震の到来方向による影響を考慮しなければならない、課題が多いことを示した。また、数値実験の結果、表層の S 波速度の分解能が低く、その他の層においても S 波速度と層厚の間に強いトレードオフの関係が見られた。したがって、H/V スペクトルデータのピーク周期だけでは S 波速度構造を推定することは難しく、既知的情報による拘束条件を用いるあるいは他種類のデータとの同時逆解析が必要になると考えられる。

次に、S 波主要動に着目した S 波速度構造の推定法を提案した。この手法では、地震の S 波主要動を計算するために、単純な震源時間関数を用い、地震基盤以浅における水平成層での平面 SH 波伝播のみを考えた。このことにより、計算時間を減少することができ、遺伝的アルゴリズムなどの広域探索法の適用が可能になった。数値実験による検討の結果、推定された S 波速度構造のパラメータは正解値に収束し、本手法の妥当性が検証された。また、千葉県成田で得られた地震データに適用した結果では、PS 検層結果と調和的な結果が得られた。琵琶湖地域における適用例でも、S 波波形のみでなく上記に示した H/V スペクトルおよび既往の微動の位相速度を概ね説明することができた。本手法により、S 波の増幅特性だけでなく、表面波の位相速度も説明可能な S 波速度構造モデルを構築可能であることを明らかにした。ただし、数値実験により S 波速度と層厚の間にトレードオフの関係が見られたこと、地震基盤の S 波速度の違いが堆積層の厚さの推定に影響を及ぼすことに注意が必要であることが確認された。

これらの問題を解決するために、上記の S 波主要動データ、H/V スペクトルデータ、

既往の研究により S 波速度構造の推定法として実績のあるレーザー関数データと微動探査による表面波の位相速度のデータを用いた同時逆解析手法を提案した。数値実験の結果、複数のデータの同時逆解析によりモデルの決定精度が向上し、地震基盤の深度および S 波速度も含めて精度良くモデルを推定することができた。特に、位相速度データを用いた同時逆解析では、比較的短周期のみの位相速度データだけでも表層部分の S 波速度構造を拘束することができ、効率的にモデルの推定精度向上を期待できることを明らかにした。千葉県成田で得られた地震記録に適用した結果、地震基盤上面の深度について、2 種類以上のデータの同時逆解析により推定されるモデルのばらつきが小さくなることを示した。さらに、検層結果との比較により同時逆解析によりモデルの推定精度が向上することが確認された。数値実験による結果と同様に長周期帯域の欠如した位相速度を組み合わせても堆積層の S 波速度のばらつきが小さくなり、効率的に S 波速度構造モデルの推定精度の向上を計ることができ、強震観測点における微動探査の実施の重要性を示した。

本研究で提案した手法を琵琶湖地域の地震観測データに適用し、3 次元 S 波速度構造モデルを構築した。中規模地震の再現計算を通じてモデルの妥当性を検証した。比較の際には、地質データに基づく地質構造モデル、H/V スペクトルのピーク周期に基づいて修正されたモデルによる計算結果との比較も行なった。その結果、同時逆解析により構築された S 波速度構造モデルが観測された地震波をよく説明できていることを明らかにした。地震記録および微動探査データを用いた同時逆解析が、地震動シミュレーションのための S 波速度構造モデルを構築に有効であり、観測点直下の一次元構造を推定することで、地盤震動特性を精度良く推定することが可能であることが示された。

以上のことから、本研究で提案した手法は、物理探査データが乏しく、S 波速度構造に関する情報が少ない中小規模の盆地や平野でも地震動予測のための深部地盤モデルの構築へ適用が可能であると期待される。

本論文に関連した発表

1 審査付論文

- 1) 鈴木晴彦・森野道夫・岩本鋼司・劉 瑛・藤原広行・早川 讓 (2005) 地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺地域の 3 次元深部地下構造モデル, 地震, 第 2 輯, **58**, 91-106.
- 2) 鈴木晴彦・山中浩明 (2009) : 地震動の S 波部分を用いた深部地盤の S 波速度構造モデルの推定, 物理探査, **62**, 261-275.
- 3) 鈴木晴彦・山中浩明 (2009) 地震記録と微動探査データを用いた同時逆解析, 物理探査 (査読中).

2 国際会議

- 1) Suzuki, H. and H. Yamanaka (2008) Estimation of S-wave velocity structure of deep soils using waveform inversion for S-wave part of earthquake ground motion from small event, The 14th World Conference on Earthquake Engineering., 02-0041.
- 2) Suzuki, H. and H. Yamanaka (2009) Joint Inversion of S-wave, receiver function and phase velocity of Rayleigh wave to S-wave profile of deep sedimentary layers, Sixth International Conf. Earthq. Eng., 149-153.

3 口頭発表

- 1) 岩本 鋼司・鈴木 晴彦・森野 道夫・藤原 広行・早川 讓 (2004) 琵琶湖周辺地域における強震動予測のための深部地下構造モデルの作成, 地球惑星関連合同大会 予稿集, S051-P013.
- 2) 鈴木晴彦・山中浩明 (2006) 地震動の S 波部分を用いた地下構造モデルの推定, 日本地震学会講演予稿集 2006 年度秋季大会, D044.
- 3) 鈴木晴彦・山中浩明 (2007) 地震動の S 波部分を用いた地下構造モデルの推定, 社団法人 物理探査学会第 116 回 (平成 19 年度春季) 学術講演会論文集, 13-16.
- 4) 鈴木晴彦・山中浩明 (2007) 地震動の S 波部分を用いた地下構造モデルの推定-琵琶湖地域における適用-, 社団法人 物理探査学会第 117 回 (平成 19 年度秋季) 学術講演会論文集, 29-32.
- 5) 鈴木晴彦・山中浩明・元木健太郎・福元俊一・江藤公信 (2008) 2008 年岩手宮城

内陸地震の余震による強震観測－地震動の S 波部分を用いた地下構造モデルの推定－, 日本地震学会講演予稿集 2008 年度秋季大会.

- 6) 鈴木晴彦・山中浩明(2008): 地震記録の S 波部分を用いた深部地盤の S 波速度構造モデルの推定－他種観測のデータの同時逆解析の試み－, 社団法人 物理探査学会第 119 回 (平成 20 年度秋季) 学術講演会論文集, 29-32.
- 7) 鈴木晴彦・山中浩明 (2009) 地震記録と微動探査データを用いた同時逆解析, 社団法人 物理探査学会第 120 回 (平成 21 年度春季) 学術講演会論文集, 137-140.

4 その他 (共著論文など)

- 1) Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, H. Suzuki, Y. Hayakawa, T. Kunugi and H. Fujiwara (2008): 3D finite-difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, **113**, B07302, doi:10.1029/2007JB005452.
- 2) 鈴木晴彦・青井 真・森野道夫・岩本鋼司・劉瑛・篠原秀明・藤原広行・早川 讓 (2005) 北海道地域における強震動予測のための深部地下構造モデルの作成 (その 2), 物理探査学会第 112 回 (2005 春季) 学術講演会論文集, 176-179.
- 3) 鈴木晴彦・森野道夫・岩本鋼司・劉瑛・藤原広行・早川 讓 (2005) 新潟県平野域の予察的な 3 次元地下構造モデル, 物理探査学会第 113 回 (2005 秋季) 学術講演会論文集, 68-70.
- 4) 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央 (2007) 長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の 3 次元堆積盆地構造モデル, 活断層・古地震研究報告, **7**, 1-29.
- 5) 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教 (2008) 中京地域の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, **8**, 203-254.
- 6) 田中康久・額額一起・三宅弘恵・古村孝志・佐藤比呂志・平田 直・鈴木晴彦・増田 徹 (2005) 首都圏下の速度構造の大大特コミュニティモデル(1)－屈折法・重力・自然地震データによる一次モデル－, 地球惑星関連連合大会予稿集, S079-P010.
- 7) 田中康久・三宅弘恵・額額一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦・増田 徹 (2006) 首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2): 海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 地球惑星関連合同大会予稿集, S116-P014.

- 8) 鈴木晴彦・高橋 亨(1999) つくば市における微動探査法を用いた S 波速度構造探査 – 深層ボーリング孔データとの比較 –, 物理探査学会第 101 回 (1999 秋季) 学術講演会論文集, 50-53.
- 10) Hayashi Koichi, Haruhiko Suzuki(2004)CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, *Butsuri-Tansa*, **57**,1,7-13.

謝辞

本研究を進めるにあたり、終始懇切丁寧なご指導を賜りました東京工業大学准教授山中浩明先生に厚く御礼申し上げます。先生には、修士時代から通算5年半ご指導、ご鞭撻を賜りました。応用地質株式会社に入社後も業務を通じて多くのことを学ばせていただきました。特に博士課程の前半2年間は、業務との両立の中で計画通りに研究が進まず、大変ご迷惑ご心配をおかけいたしました。先生の研究成果をあらゆる角度から徹底的に考察する姿勢を見習い、今後の研究・業務を進めるべく努力いたします。重ね重ね御礼申し上げます。

東京工業大学教授衣笠善博先生には、常日頃から論文執筆の進行状況についてご心配いただき、暖かい励ましをいただきました。また、今後の研究の進め方や課題についてもご助言いただきました。深く御礼申し上げます。

東京工業大学教授瀬尾和大先生には、修士時代からの長きに渡り、ご指導賜りました。地震学・地震工学を基礎から教えていただき、現場計測の重要性を学びました。また、卒業後に地震防災関連の仕事に進むきっかけを与えていただきました。深く御礼申し上げます。東京工業大学教授翠川三郎先生には、修士時代よりご指導いただきました。機会あるごとに、厳しくも暖かいお言葉をおかけいただきました。また、数多くの業務でもご指導いただきました。深く御礼申し上げます。東京工業大学井上大榮先生には、地質構造に関して適切なご指導を賜りました。深く御礼申し上げます。東京工業大学准教授盛川 仁先生には、数値実験に関して適切なご助言を賜りました。また、琵琶湖周辺の常時微動の計測結果をご提供いただきました。深く御礼申し上げます。

財団法人地域地盤環境研究所宮腰 研博士には、微動アレイのデータをご提供いただきました。深く御礼申し上げます。独立行政法人港湾空港技術研究所野津 厚博士には、経験的サイト増幅特性のデータをご提供いただきました。深く御礼申し上げます。伊藤忠テクノソリューションズ株式会社黒瀬 健氏には、レーザー関数の算出についてご助言いただきました。深く御礼申し上げます。また、業務で携わりましたお施主の皆様とのさまざまなご議論は、本研究を進める上で大変有益でした。深く御礼申し上げます。

防災科学技術研究所によるK-NETおよびKiK-netのデータおよび検層データを使用しました。関係各位に深く感謝いたします。本研究の一部は、文部科学省科学研究費補助金（課題番号：19310115）およびグローバルCOE（震災メガリスク軽減の都市地震工学国際拠点）の支援を受けて行われました。関係各位に深く感謝いたします。

筆者が、応用地質株式会社に勤務しながら、研究を進めることができましたのは、所

謝辞

属する地震防災部をはじめ、社内の多くの方々のお力添えによるものです。関係する全ての方々に深く感謝いたします。間宮 清会長には、会社を代表して研究活動を行う際の心構え、常に先を読む力とそれに対処する準備の重要性をお教えいただきました。また、励ましのお言葉をいただきました。深く御礼申し上げます。殿内啓司コンプライアンス室長には、大学入学の道を開いていただき、常日頃より研究の進捗状況についてお気に留めていただき、お言葉をかけていただきました。深く御礼申し上げます。東京工業大学名誉教授斎藤正徳先生には、数値実験に関して適切なお助言を賜り、常日頃から暖かい励ましのお言葉をかけていただきました。深く御礼申し上げます。元地震防災センター長増田 徹博士には、大学での研究する道を示していただきました。また、業務を通じ大変多くのことをご指導いただきました。深く御礼申し上げます。

松山尚典地震防災部長、甲斐田康弘地震防災部グループリーダーには、便宜を賜り、研究活動を円滑に進めることができました。両氏をはじめ、札幌支社岩本鋼司氏、地震防災部眞鍋俊平氏、田原道崇氏、劉 瑛氏には論文を執筆中多大なご迷惑をおかけいたしました。技術本部林 宏一博士には、3次元差分法計算に関するご助言をいただきました。中部支社高橋広人博士には、地下構造のモデル化に関する議論をさせていただきました。元地震防災部（現東京電力）引間和人博士には、地震学・地震工学に関する多くの議論をさせていただきました。元技師長滝沢文教博士、元地震防災センター（現応用インターナショナル）森野道夫博士には、地質構造に関する基礎的な事柄を多くお教えいただきました。特に、森野道夫博士には、地質構造の有用性・重要性を一からお教えいただきました。皆様に深く御礼申し上げます。

電力中央研究所佐藤浩章博士とは、修士時代から同級生として過ごし、博士課程においても共に研究を行うことができました。お互い業務多忙の中、モチベーションを保つことができたのは、氏との切磋琢磨があったためです。心より感謝申し上げます。東京工業大学助教元木健太郎博士には、現地調査や研究生活をサポートしていただきました。感謝申し上げます。秘書島本はるみ氏には、事務手続きなどサポートしていただきました。感謝申し上げます。山中研究室学生諸氏、卒業生諸氏には、事務連絡のサポートをしていただき、ゼミを通じてご議論いただきました。感謝申し上げます。

最後に、妻博美、長男大樹、長女蒼空には論文執筆中多大な協力をお願いしました。感謝申し上げます。また、大学院進学までサポートをいただきました父に感謝申し上げ、いつも暖かく見守ってくれた母に本論文を捧げます。

2009年9月