

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測

平成 26 年度
成果報告書

平成 27 年 5 月

文部科学省研究開発局
国立大学法人京都大学防災研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人京都大学防災研究所が実施した平成26年度「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」の成果を取りまとめたものです。

目 次

グラビア

1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	3
3. 研究報告	
3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測.....	4
3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測....	26
3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究.....	96
4. 全体成果概要.....	178
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	180
6. むすび.....	182
7. 運営委員会.....	183

1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測



和歌山市上野における根来断層のトレンチ掘削調査

2015年2月10日に東壁面を撮影。ほぼ鉛直な数条の断層が露出した。黒色の腐植土の変形が明瞭。



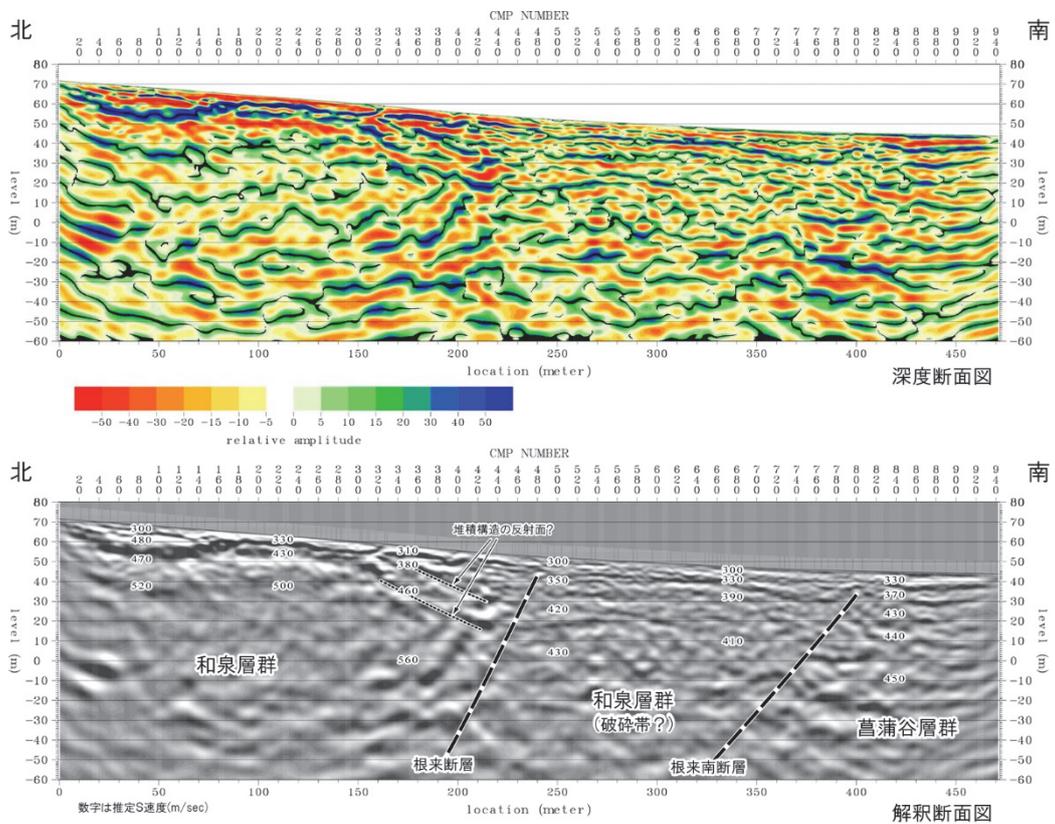
奈良県葛城市中戸における金剛断層帯山田断層のトレンチ掘削調査

2015年1月10日に南壁面を撮影。明瞭な断層は露出しなかったが、黒色の腐植土を含む段丘構成層が、最大 10° 程度東傾斜する。



和歌山県岩出市根来における根来南断層の群列ボーリング調査

2015年2月10日に撮影。口径86mmのボーリングを3孔掘削した。そのうち2孔は南へ45°傾斜した斜めボーリングとした。



和歌山県岩出市西安上で行ったS波反射法地震探査結果（第1測線）。上図：深度断面図、下図：地質解釈図。

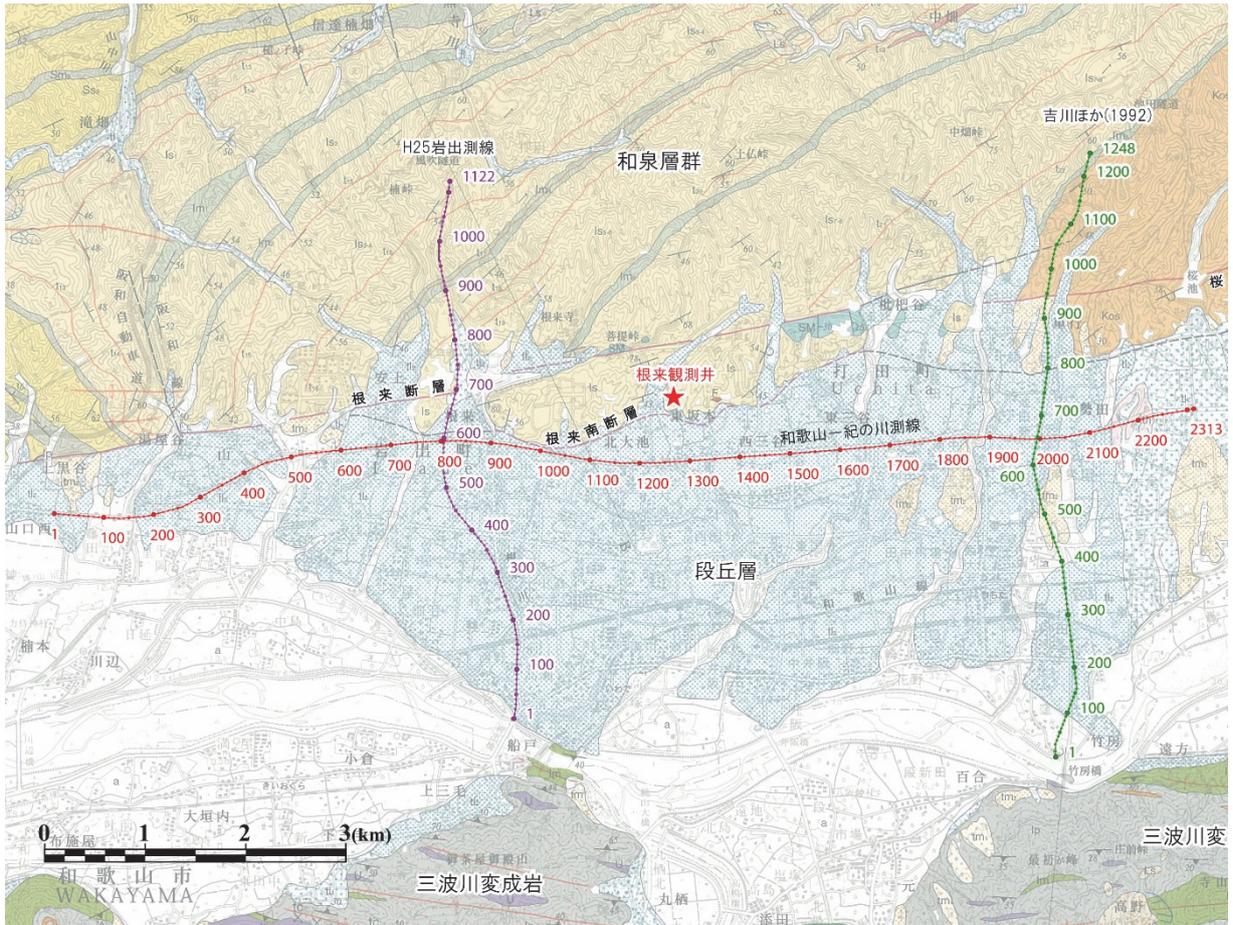
2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測



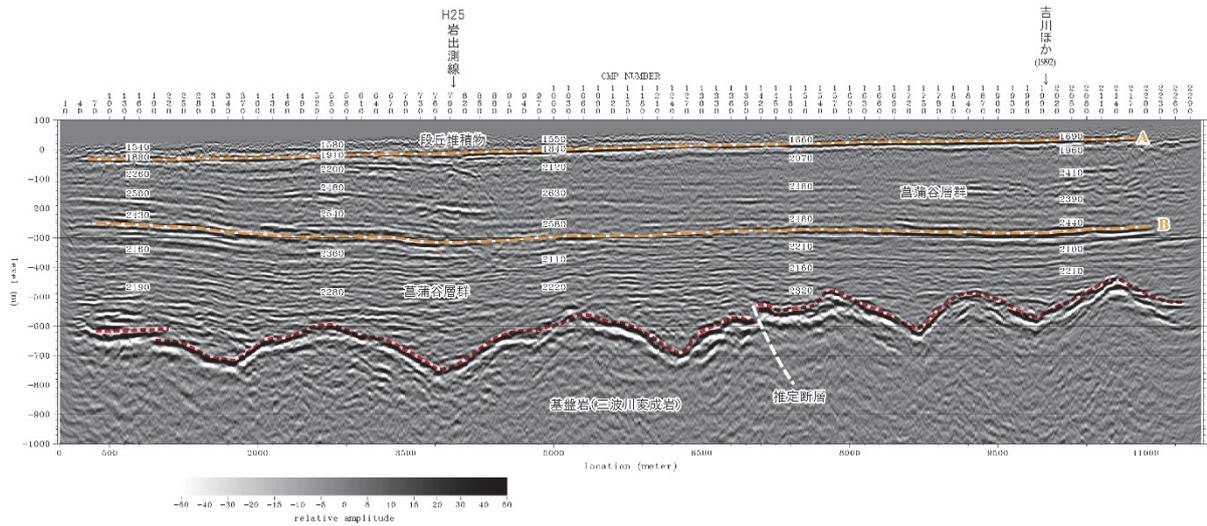
和歌山－紀ノ川測線での受振機材設置状況



和歌山－紀ノ川測線での発震状況

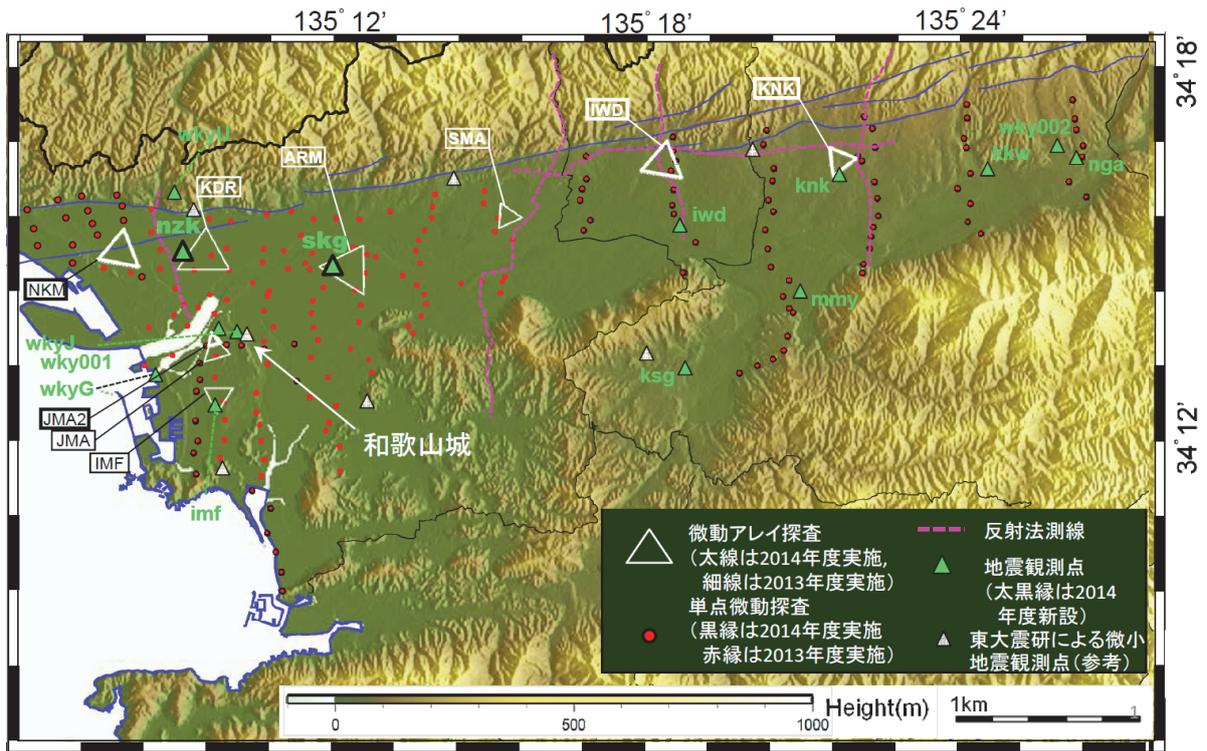


和歌山-紀ノ川測線の解釈測線位置図（牧本ほか，2004に加筆）。数字はCMP番号。



和歌山-紀ノ川測線におけるP波反射法地震探査結果の地質解釈図（鉛直方向3倍誇張）

3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究



和歌山平野における微動アレイ探査、単点微動探査の観測点、反射法地震探査測線（他機関の既存測線も含む）、地震観測点（他機関の既設観測点も含む）



微動アレイ観測風景（岩出アレイ）



微動アレイ観測風景（中松江アレイ）



単点微動の観測風景（和歌山城内の駐車場）

1. プロジェクトの概要

(1) 調査観測の方針と観点

地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」という。）では、平成 17 年 8 月に策定した「今後の重点的調査観測について（－活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方－）」に基づき、活断層帯の重点的な調査観測を推進している。さらに、地震本部では、平成 21 年 4 月に策定し、平成 24 年 2 月に改訂した「新たな活断層調査について」において、新たな基準を全て満たす活断層帯を重点的調査観測の対象候補に追加した。

上記の選定基準に該当する中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）で発生する地震に関して、

- 地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化
- 断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化
- 強震動の予測精度の高度化

を目的とした調査観測研究を実施する。

(2) 調査観測の内容

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）は、奈良県香芝市から五條市を経て和歌山県和歌山市に至る断層帯で、これまでも様々な調査が実施されている。しかし、本断層帯は非常に規模が大きく、その活動様式も複雑であると考えられる。本断層帯は活動度の高い断層帯であり、その過去の活動履歴や断層の地下深部の形状等についてさらに調査を行って本断層帯の特性を明らかにし、活動区間や各区間の活動度など、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにする必要がある。特に、平均変位速度を精度よく求めることにより、平均活動間隔や将来の地震発生確率の推定精度を上げることが求められる。また、和泉山脈南縁区間の傾斜角は低角度と推定されているが、力学的見地からは活動度の高い横ずれ断層の傾斜角は高角度と考えられる。この点についても、さらに検討が必要である。中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）で地震が発生した場合、社会的な影響が大きいため、防災計画策定に活用できる情報が提供できるよう、地震時の強震動予測の精度を向上する必要がある。このため、本委託研究ではこれらの課題を解決すべく、以下に示す(1)から(3)のサブテーマの調査観測研究を実施する。

○サブテーマ 1：活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

地表踏査と既存及び本事業で行われる各種探査結果をもとに詳細な変動地形分布を求め、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の詳細な断層位置と分布形状を把握する。また、群列ボーリング、トレンチなどの調査、浅層探査等を行い、最新を含む活動時期とやや長期間の平均変位速度を推定する。

○サブテーマ2：断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

これまでの人工地震探査および重力探査結果に基づいて、断層帯及び周辺の地殻上部の不均質構造を明らかにするとともに、断層帯の位置形状情報を得るために人工地震探査を行う。また、既存の人工地震波探査測線において電磁気探査を行い、地震発生層の不均質構造を探る。InSARによる和歌山平野基盤形状の推定と断層の関係を探る。これらの調査を踏まえて、震源断層形状及び地殻構造を推定する。

○サブテーマ3：断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

サブテーマ3においては、これまでS波速度構造情報が不十分である和歌山平野等においてアレイ微動観測等を行うとともに、対象断層帯周辺域の既存の地下速度構造モデルを地震動記録や微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るための改良を行う。主としてサブテーマ2によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ1によって高度化される断層活動区間等の情報を活かした震源断層モデル構築と強震動予測を行う。

2. 業務の実施体制

この重点的調査観測は、京都大学防災研究所、同大学院理学研究科、同原子炉実験所が体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、京都大学防災研究所（研究代表者：岩田知孝）とする。

また、研究を効果的に実施するために、関係する研究機関（者）等により構成する「中央構造線帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的調査観測運営委員会（事務局は京都大学防災研究所）」を設置する。

調査観測項目	担当機関	担当者
1. 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 惠二
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	堤 浩之
	立命館大学衣笠総合研究機構	岡田 篤正
	国立大学法人広島大学大学院文学研究科	後藤 秀昭
	法政大学人間環境学部	杉戸 信彦
	国立大学法人和歌山大学教育学部	久富 邦彦
	公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	三田村 宗樹
2. 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
	国立大学法人京都大学防災研究所	橋本 学
	国立大学法人京都大学防災研究所	吉村 令慧
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 惠二
	国立大学法人東京工業大学火山流体研究センター	小川 康雄
	公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	伊藤 康人
	国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	楠本 成寿
	国立大学法人京都大学防災研究所	米田 格
3. 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究	国立大学法人京都大学原子炉実験所	釜江 克宏
	国立大学法人京都大学原子炉実験所	上林 宏敏
	国立大学法人京都大学原子炉実験所	川辺 秀憲
	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
	国立大学法人京都大学防災研究所	関口 春子
	国立大学法人京都大学防災研究所	浅野 公之
	国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所	大堀 道広

3. 研究報告

3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授	竹村 惠二
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	准教授	堤 浩之
立命館大学衣笠総合研究機構	客員研究員	岡田 篤正
国立大学法人広島大学大学院文学研究科	准教授	後藤 秀昭
法政大学人間環境学部	講師	杉戸 信彦
国立大学法人和歌山大学教育学部	教授	久富 邦彦
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	教授	三田村 宗樹

(c) 業務の目的

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）について、変動地形学的調査や物理探査等により、地表付近での詳細な断層位置と分布形状および変位速度を明らかにする。また、ピット調査やボーリング調査により過去の活動履歴を明らかにすることを業務の目的とする。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の和泉山脈南縁区間を構成する根来断層・根来南断層・五条谷断層の詳細な位置や分布を明らかにするために、既存の調査情報を整理し、空中写真判読および既存のレーザープロファイラデータから作成する数値標高モデルの解析により、詳細活断層図の予察版を作成し、地表踏査を行った。また、個々の活断層の過去複数回の活動時期を明らかにするために、古地震調査適地を選定し、ボーリング調査・ピット掘削調査を行った。あわせて関連する試料分析（テフラ分析・放射性炭素年代測定）を行った。ピット掘削地点においては、複数の第三者による確認を行った。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために、関係者間の打ち合わせとサブテーマ会議を行った。

2) 平成 26 年度：

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の詳細な位置や分布を明らかにするために、既存の調査情報および平成 25 年度調査結果を整理し、空中写真判読および平成 25 年度作成の数値標高モデルの解析により、詳細活断層図を作成し、地表踏査を行った。地質調査用携帯型装置を導入し、広範囲にわたる地表踏査の効率化を

図った。また、断層帯を構成する個々の活断層の過去複数回の活動時期を明らかにするために、古地震調査適地を選定し、ボーリング調査・ピット掘削調査を行った。あわせて関連の試料分析（テフラ分析・年代測定等）を行った。また、各調査に関する情報交換と議論を行うために、関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行った。なお、調査にあたっては、候補となる地点について事前に情報を可能な限り入手するとともに、調査の実施方法等について十分な検討を行い、適切にスケジュール管理を行った。また、ピット掘削地点において複数の第三者による確認を行った。

3) 平成 27 年度：

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の詳細な位置や分布を明らかにするために、平成 25～26 年度の空中写真判読・数値標高モデルの解析結果と野外踏査結果を整理し、断層帯全体の詳細活断層図を完成する。平成 25～26 年度の調査で十分なデータが得られなかった断層について、調査適地を選定し、過去複数回の活動時期を明らかにするためのボーリング調査・ピット掘削調査を行う。あわせて関連の試料分析（テフラ分析・年代測定等）を行う。また、調査成果のまとめと議論を行うために、関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行う。なお、調査にあたっては、候補となる地点について事前に情報を可能な限り入手するとともに、調査の実施方法等について十分な検討を行い、適切にスケジュール管理を行う。また、ピット掘削地点において複数の第三者による確認を行う。

(2) 平成 26 年度の成果

(a) 業務の要約

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）を構成する各断層の活動履歴を明らかにするために、和歌山市上野と奈良県葛城市中戸においてトレンチ掘削調査を行った（図 1）。和歌山市上野で行った根来断層のトレンチ掘削調査では、完新統を変位させる数条のほぼ鉛直な断層が露出した。地層と断層の切断・被覆関係に基づき、3 回の古地震イベントを認定した。さらに、地層中から得られた試料の放射性炭素年代測定から、最新を含む過去 3 回の古地震イベントの時期を絞り込むことができた。奈良県葛城市中戸において行った金剛断層帯山田断層のトレンチ掘削調査では明瞭な断層は出現しなかったが、完新世後期の年代を示す段丘堆積物が低下側に向かって急傾斜することが確認され、これらの地層が断層変位を受けている可能性が示唆された。

和歌山県岩出市根来では、平成 25 年度に行った群列ボーリング調査の追加調査を行った。また岩出市西安上と根来で S 波反射法地震探査を行い、根来断層と根来南断層の地下 100m 以浅における形状を明らかにした。



図1 調査地点の位置図。青丸は主な既往調査地点を、黄丸は平成25年度と26年度に本研究で行った主なトレンチ掘削調査・群列ボーリング調査地点を示す。活断層線は中田・今泉編（2002）による。

(b) 業務の成果

1) 和歌山市上野における根来断層のトレンチ掘削調査

i) トレンチの位置と調査の概要

平成25年度に、根来断層上の2地点（和歌山県岩出市原と山）でトレンチ掘削調査を行ったが、活動履歴に関する新たなデータを得ることができなかった。そこで、平成26年度には、和歌山市上野において根来断層のトレンチ掘削調査を行った。

調査は、和歌山市上野の雑木林において行った（図2）。ここでは、事前の空中写真判読により、南向きの山地斜面上に北落ちの逆向き低断層崖が判読された。東隣の墓地の造成中には、寒川・岡田（1977）により、和泉層群と未固結堆積物の境を画す北傾斜の活断層露頭が確認されている。また調査地点から約400m東の開析谷中では、旧地質調査所によって複数回のトレンチ掘削調査が行われている（水野ほか，2000）。

掘削したトレンチは、長さ約6.5m、幅約3m、深さは最深部で約2.5mである。トレンチの長軸はほぼ南北走向で、断層の走向とほぼ直交する。

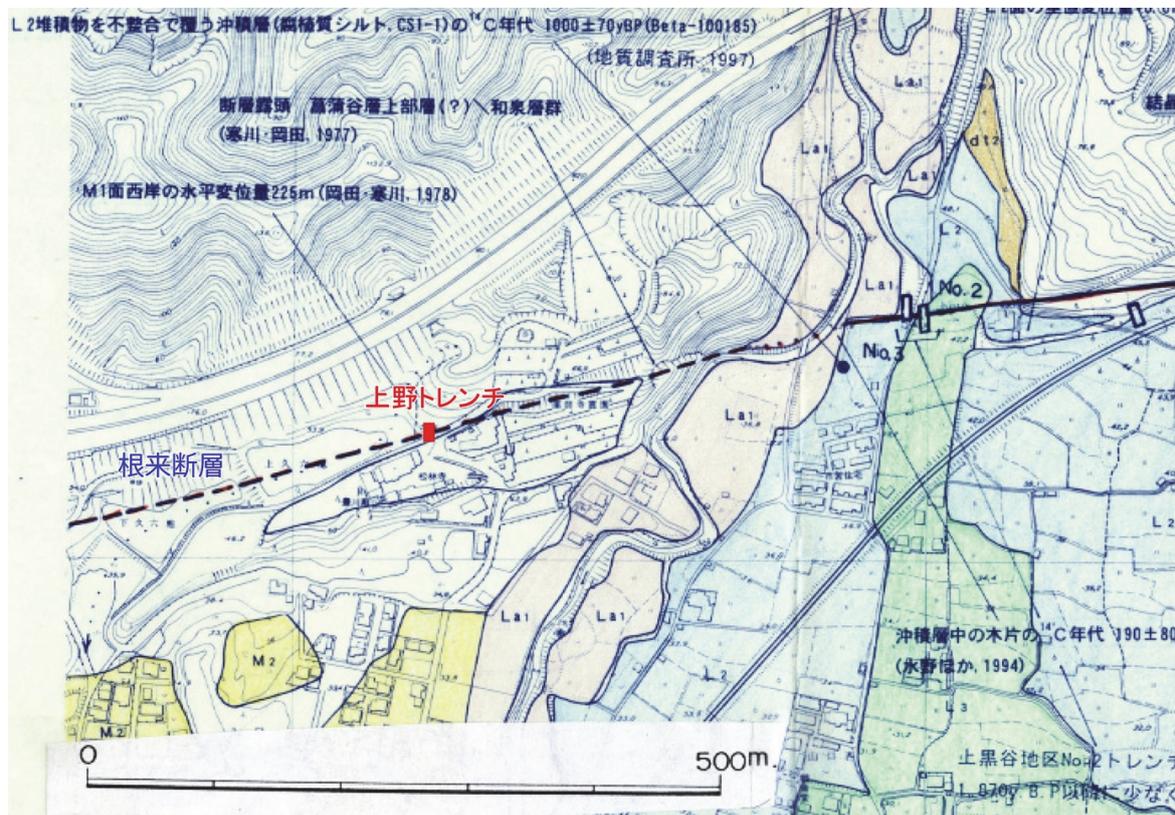


図2 和歌山市上野における根来断層のトレンチ掘削調査地点の位置。和歌山県（1999）に加筆。

ii) 層序区分と地層の記載

トレンチ壁面のスケッチと層序区分、および放射性炭素年代測定・火山灰分析結果を図3に示す。年代測定値は、 $\delta^{13}\text{C}$ 補正を施した値である。表1は放射性炭素年代測定結果の一覧である。各層の層相や堆積構造および放射性炭素年代測定値を以下に記す。

・ 0層：盛土

黄灰色のシルトからなる盛土。層厚は最大で約 60cm で、トレンチの南端に分布する。コンクリート片などが含まれる。

・ 10層：表土

暗褐色～暗灰色の表土。トレンチの全壁面の最上部に層厚 30～40cm で分布している。現成の植物根を多く含む。

・ 20層：有機質シルト

淡黒色～暗灰色の有機質シルトで、細礫サイズの垂角礫が混じる。層厚は 10～20cm である。北側にいくほど分布が不明瞭となり、せん滅する。また東西両面のグリッド 0.8 より南側には分布しない。20層からは 810±30yBP（試料 1）と 1130±30yBP（試料 12）の年代値が得られた。

・ 30層：礫質シルト

暗灰色のシルトで、径 2～3 cm の角一垂角礫を多く含む。層厚は 15～30cm である。下位の礫混じりシルト（35層）とは、含まれる礫の含有量に基づいて細分される。東面のグリッド 2.8 付近では、下面高度が不連続であり、層厚が変化する。西面では、グリッド 1.8 付近で下位の地層中にくさび状に落ち込む構造がみられる。

・ 35層：礫混じりシルト

暗褐色のシルトで、層厚 20～40cm 程度でトレンチの全壁面に分布する。最大径約 7 cm の礫を含むが、多くは径 2cm 程度の垂角礫である。西面では、30層の落ち込み構造により分布が途切れる。下位のシルト層との境界はあまり明瞭ではなく、特にグリッド 3.0～4.0 付近で最も不明瞭となる。35層の最上部から 1560±30yBP（試料 17）と 1590±30yBP（試料 19）、また最下部からは 6010±30yBP（試料 3）の年代値が得られた。また東面の 35層から採取した土壌試料を分析したところ、火山ガラスが 11% 含まれ、屈折率が 1.510 付近に集中したため、鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）に対比した。

・ 40層：有機質シルト

黒色の有機質シルト。層厚は最大 85cm で、北へ向かって徐々に薄くなりせん滅する。南へは断層により分布を絶たれる。東面では、グリッド 2.6～2.8 付近に分布高度の不連続があり、上位に堆積するシルト層（35層）を下位にくさび状に取り込んでいる。壁面に露出する地層の中では際だって有機質であり、また断層の低下側のみ分布することから、小規模な湿地に堆積した地層であると考えられる。40層の最上部からは 6930±30yBP（試料 32）、下部からは 7980±30yBP（試料 30）の年代値が得られた。

・ 50層：シルト

褐色～黄褐色のシルトで、最大径 12cm、平均 2～4cm の角一垂角礫を含む。層厚 20～40cm 程度で分布する。乾燥によるクラックが発達し、灰色シルトが脈状に多く入るのが特徴的である。下位の 55層との境界は漸移的で不明瞭である。上位の礫混じりシルト（35層）との境界も明瞭ではない。グリッド 5.0 から南にいくにしたがって分布が不鮮明になりせん滅する。50層は、下位の礫混じり有機質シルト（55層）が脱色したものと思われる。

・ 55層：礫混じり有機質シルト

黒褐色～暗灰色の有機質シルトを主体とし、最大径 12cm、平均 2～4 cm の角一垂角礫を含む。礫は下部付近に多く分布する。層厚は 50～80cm である。トレンチの北半部では、乾

湿によるクラックがよく発達し、上位のシルト層（50層）がそれらを充てんしている。グリッド4.5付近から南では、上位に有機質シルト（40層）が載るが、両者の境界はあまり明瞭ではない。グリッド1.8～2.5付近で分布が断たれ、上下方向に不連続が生じている。55層からは、断層帯の北側の最上部から8820±30yBP（試料29）の年代値が得られた。断層帯中の55層の最上部からは7040±30yBP（試料28）の年代値が得られた。この年代値は40層の最上部から得られた年代値とほぼ同じであるため、西面の断層帯中の55層は40層に対比される可能性もある。

・60層：シルト

断層帯中に分布する黒色～暗褐色のシルト。グリッド1.3～2.6付近に分布し、両側の地層とは断層を隔てて接している。礫の含有量や固結度に基づき細分される可能性もあるが、ここでは60層として一括した。この層のトレンチ底付近から採取した試料からは、10160±40yBP（試料20）の年代値が得られた。

・65層：シルト

黒色～暗褐色のシルトで、東面の断層帯中に分布する。60層に比べて、やや礫がちである。

・70層：礫

黄褐色の最大径10cm、平均2～4cmの角一亜角礫。層厚40～50cm程度で分布する。上位の55層との境界に、上下方向の不連続がある。断層に向かって撓みこむ構造が認められる。この層からは7780±30yBP（試料15）の年代値が得られた。

・80層：礫

淡黒～暗褐～黄褐色の礫層。トレンチ底まで分布し下面は確認できないが、層厚は70cm以上である。風化した、細礫サイズの角一亜角礫を多く含む。黒色化したシルトをマトリクスとして含む部分がある。無層理・無淘汰で、北側の斜面から供給された崖錐性の堆積物である。東面ではグリッド2.8付近、西面ではグリッド2.2付近で断層により分布を断たれる。

・90層：礫混じりシルト

黄褐色～灰色のシルト。細礫サイズの角一亜角礫を含む。非常に固結している。層厚は110cm以上である。

iii) 断層構造と古地震イベント

東面と西面の南半部に、高角度で傾斜する断層が確認された。東面で5条（fe1～fe5）、西面で3条（fw1～fw3）の断層がトレンチ底で確認され、それらの中には上方へ分岐するものもある。これらの断層は、トレンチ底での幅が1m程度の断層帯を形成している。断層帯はその南縁をfe1とfw1に、その北縁をfe5とfw3に限られている。これらの断層の上方延長は異なる層準までのびており、異なった時期に活動したことが読み取れる。以下に、断層と地層の切断・被覆関係に基づいて判読できる3回の古地震イベントについて、最新活動から順に記載する。

イベント1

fe4は上方へ2条に分岐するが、北側の分岐断層は30層の下面を変位させ、20層に覆われる。また西壁面では、fw3によって楔状の割れ目が形成され、そこに30層が落ち込んで

いる。これらから、30層の堆積中あるいは堆積後で、20層の堆積前にイベント1（最新イベント）があったことがわかる。イベント1の際には、fe2の最も南側の分岐断層も活動した可能性がある。イベント1の際に活動した断層に切られた地層(35層)から 1560 ± 30 yBP（試料17）・ 1590 ± 30 yBP（試料19）が得られており、覆う地層（20層）から 1130 ± 30 yBP（試料12）・ 810 ± 30 yBP（試料1）が得られているので、イベント1の年代は 1560 ± 30 yBP以降で 1130 ± 30 yBP以前（暦年補正するとAD420～780年）となる。

イベント2

fe3の上方延長（あるいはfe2の北側の分岐断層）によって、55層と35層の境界は南上がりに変位しているが、その上方の35層中のシルトは変位しておらず、断層が35層中でせん滅する。Fe4の南側の分岐断層も同様に35層中でせん滅するように見える。このことから、35層の堆積中にイベント2があった可能性がある。35層の最下部から 6010 ± 30 yBP（試料3）、最上部から 1560 ± 30 yBP（試料17）が得られているので、イベント2の年代はこれらの年代に挟まれた時期（BC4990～AD570）となる。

イベント3

fe5は80層と55層を切断し、40層に覆われる。またfe1やfw2などの数条の断層が55層までを変位させ、その上位の35層に覆われる。さらに、40層は断層帯の低下側のみに堆積しており、この地層が堆積した際には断層に沿う局地的な窪みがあったと考えられる。これらから、55層の堆積後で40層の堆積前に、イベント3の断層活動があったことがわかる。55層からは 8820 ± 30 yBP（試料29）、40層からは 7980 ± 30 yBP（試料30）の年代値が得られているので、イベント3の年代はこれらの年代値に挟まれた期間（BC8170～6765）となる。

根来断層の最新活動時期については、地域地盤環境研究所（2008）が枇杷谷BトレンチにおいてAD635～750と求めており、本調査で得られたAD420～780という時期はこれと調和的である（図4）。本調査で得られたデータによって、根来断層の最新活動時期についてはさらに信頼性が高まったと考えられる。イベント2については、水野ほか（2000）は上黒谷No.4トレンチでイベント2の年代を6310yBP～1950yBPと求めており、今回求められたイベントの時期はこれと矛盾しない。根来断層のイベント3の年代は本調査で初めて求められた。これらのデータに基づいて根来断層の平均活動間隔を求めると、3590～4475年となる。

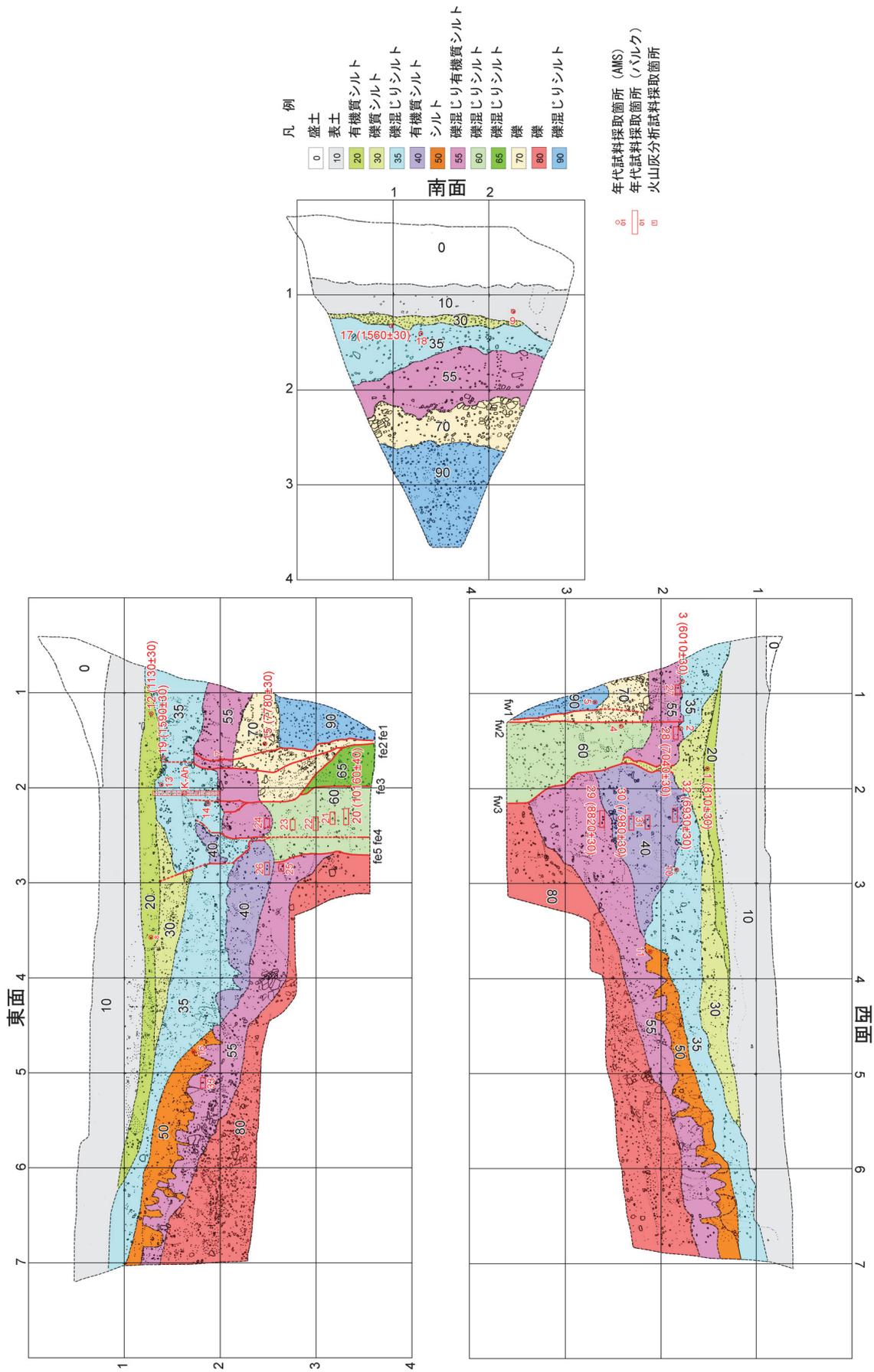


図3 上野トレンチの壁面のスケッチと層序区分・放射性炭素年代測定結果・火山灰分析結果

表 1 上野トレンチで得られた試料の放射性炭素年代測定結果

Beta ID	Sample name	Type of material	Measured radiocarbon age	conventional radiocarbon age	Calendar age	13C	Dating method	Pretreatment
404251	Shorinji-1	charred material	810±30	810±30	AD 1165-1270	-24.8	AMS-Standard	acid/alkali/acid
404252	Shorinji-3	charred material	NA(CO2量が少なく同位体マスによる13Cの測定不能)	6010±30	BC 4990-4830, BC 4815-4805	NA	AMS-Standard	acid/alkali/acid
405845	Shorinji-17	charred material	1590±30	1560±30	AD 420-570	-26.8	AMS-Standard	acid/alkali/acid
405846	Shorinji-19	charred material	1590±30	1590±30	AD 400-545	-24.8	AMS-Standard	acid/alkali/acid
405847	Shorinji-20	organic sediment	10130±30	10160±40	BC 10055-9750, BC 9720-9695	-23.4	AMS-Standard	acid washes
405848	Shorinji-28	organic sediment	7060±30	7040±30	BC 5990-5880	-26.5	AMS-Standard	acid washes
405849	Shorinji-29	organic sediment	8840±30	8820±30	BC 8170-8115, BC 8055-8045, BC 7980-7780, BC 7770-7755	-26.1	AMS-Standard	acid washes
405850	Shorinji-30	organic sediment	8020±30	7980±30	BC 7045-6765	-27.2	AMS-Standard	acid washes
405851	Shorinji-32	organic sediment	6960±30	6930±30	BC 5885-5735	-26.9	AMS-Standard	acid washes
406750	Shorinji-12	charred material	1200±30	1130±30	AD 780-790, AD 870-985	-29.0	AMS-Standard	acid/alkali/acid
406751	Shorinji-15	organic sediment	7790±30	7780±30	BC 6650-6570, BC 6540-6530	-25.5	AMS-Standard	acid washes

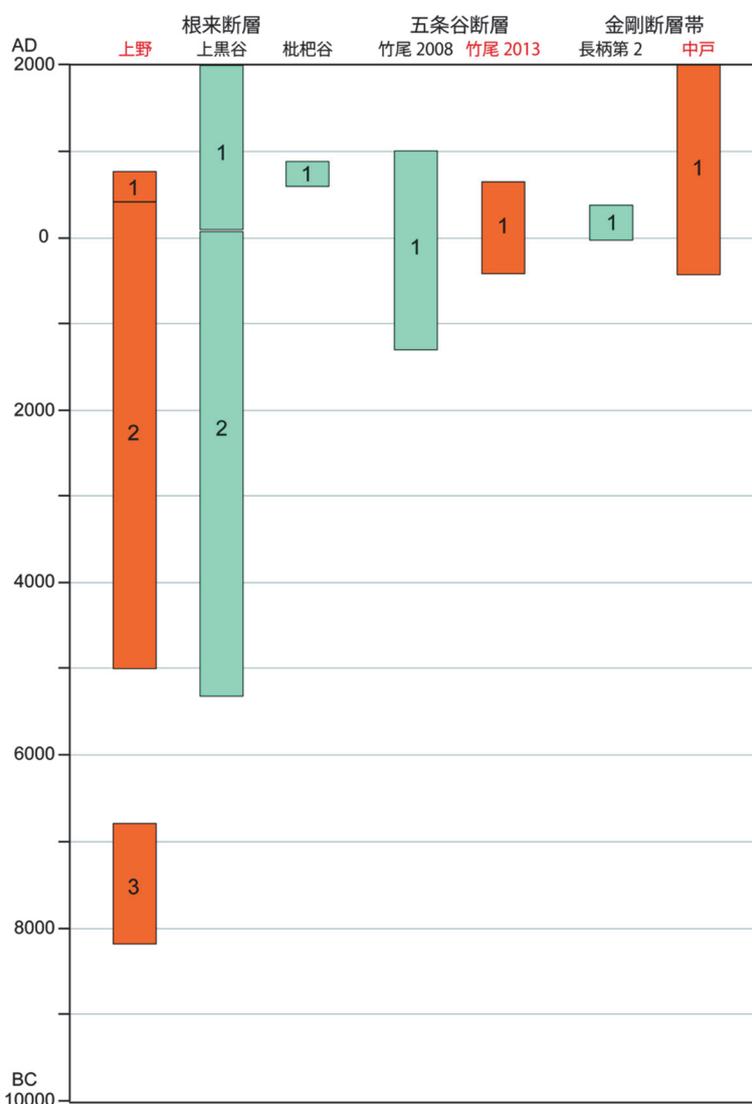


図 4 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の古地震イベントの時期。水色の枠は既存調査結果を、茶色の枠は本重点調査観測で得られた結果を示す。上黒谷地区は水野ほか（2000）、枇杷谷地区と竹尾地区 2008 年調査は地域地盤環境研究所（2008）、長柄地区第 2 トレンチ調査は佐竹ほか（1999）による。

2) 奈良県葛城市中戸における金剛断層帯山田断層のトレンチ掘削調査

i) トレンチの位置と調査の概要

金剛断層帯については、佐竹ほか（1999）により最新活動時期が明らかにされている。しかし、それ以前の活動履歴については全く情報が得られておらず、活動間隔などは不明である。そこで、金剛断層帯の北端部に位置する山田断層を対象に、奈良県葛城市中戸においてトレンチ掘削調査を行った（図5）。調査地域の周辺では、数条の南北走向の断層が並走するが、山田断層は最も盆地側に位置し変位地形が最も明瞭であるため、金剛断層帯の第四紀後期の活動履歴を代表すると考えた。トレンチは、都市圏活断層図「五條」図幅（岡田ほか，1996）の低位段丘面を変位させる南北方向の変動崖を横切って掘削された。掘削したトレンチは、長さ約14m、幅約3m、深さは最深部で約2mである。トレンチの長軸はN70°Eの方向に延び、断層の走向とほぼ直交する。

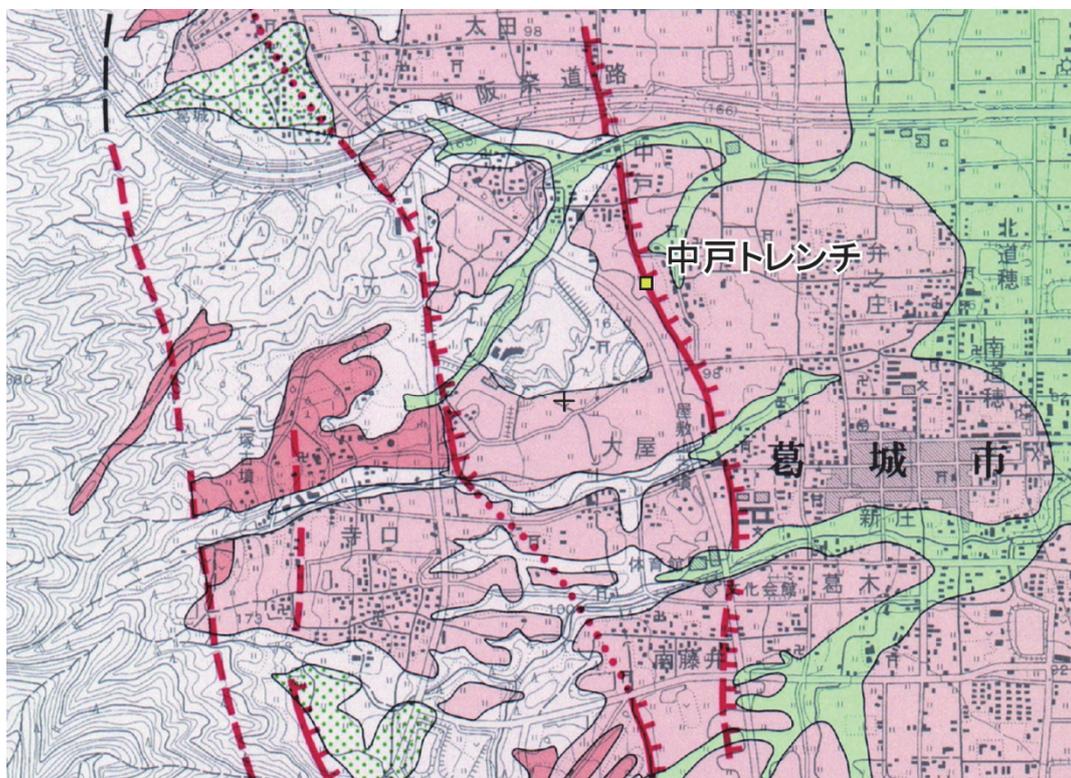


図5 葛城市中戸におけるトレンチ掘削調査地点の位置。基図は都市圏活断層図「五條」（岡田ほか，1996）。

ii) 層序区分と地層の記載

トレンチ壁面のスケッチと層序区分、および放射性炭素年代測定結果を図6に示す。年代測定値は、 $\delta^{13}\text{C}$ 補正を施した値である。表2は放射性炭素年代測定結果の一覧である。各層の層相や堆積構造および放射性炭素年代測定値を以下に記す。

・0層：耕作土・埋土

暗褐色～暗黄褐色の耕作土・埋土。トレンチ全壁面の最上部に、層厚20～170cmで分布する。3枚程度の埋土が識別できる。グリッド11.0から14.0付近では、下位の地層をけ

ずりこんだチャンネル状の構造が認められる。ここで認められる黒色化した地層はいくつかに細分されるが、境界部は漸移的で不明瞭である。人工改変の影響が大きく、地層区分は困難であることから、ここでは耕作土・埋土として一括した。

・10層：シルト～砂

暗灰色～暗褐色からなるシルトと粗砂の互層。トレンチの東部では層厚 20cm 程度、西部では 50cm 程度で分布している。人工改変により削られているため、北面のグリッド 5 以東には分布しない。しまりが悪く、触るとぼろぼろと崩れる。

・20層：シルト

暗灰色～暗褐色のシルト。上部はシルト質細砂から粗砂で、下部はシルトである。やや有機質である。ほぼ同じ厚さ（10～20cm）を保ちながら東へ傾斜している。南面では、下位の有機質シルトの上位に広く分布するが、グリッド 4.5～7.5 や北面では人工的に削られているため分布しない。

・30層：有機質シルト

淡黒色～灰色の有機質シルトで、粗砂が混じる。ほぼ同じ厚さ（40～50cm）でトレンチ全体に広く分布する。北面のグリッド 10～11 では、地すべりによって斜面下方へ滑り落ちている。グリッド 7～9 にかけては上に凸状の形状を示す。

・35層：砂混じりシルト

暗青灰色の細砂混じりシルト。層厚 15～20cm 程度で、上位の有機質シルト（30層）の下位に断片的に分布する。

・40層：砂

暗灰色～暗褐色の細砂と粗砂の互層。層厚は 30～50cm である。下位の地層を削り込んだチャンネル堆積物と考えられる。全体的に東傾斜を示し、特に南面のグリッド 10 付近では細砂が急傾斜している。

・45層：砂

暗灰～黄褐～褐色の細～中砂と粗砂の互層。層厚は 30～40cm である。下部に細砂やシルトなどの細粒堆積物が分布する。上位の砂層と同様に、下部の地層を削り込むチャンネル構造が発達する。北面のグリッド 6.5～8.0 や南面のグリッド 6.0～7.5 では、下位のシルト層との境界に不規則な削り込みがみられる。全体的に東へ傾斜しているが、グリッド 11.0～12.0 より東側ではほぼ水平になる。

・50層：有機質シルト

淡黒色～暗青灰色の有機質シルト。材や炭化物に富む。層厚は最大 50cm で、東側へ向かって厚くなる傾向がある。南面のグリッド 8～9 付近では、粗砂をレンズ状にはさむ。北面のグリッド 7～8 では、砂や有機質シルトが堆積後に再移動・流動化しているような構造がみられ、液状化の痕跡である可能性がある（図 7）。

・55層：砂

暗青灰色～黄褐色の、粗砂主体で細砂を数枚はさむややルーズな砂。下位の地層をチャンネル状に削り込んで堆積している。層厚は最大で約 50cm である。細粒部に材を含む。全体的にゆるやかに東傾斜するが、グリッド 11.0 より東側ではほぼ水平に堆積している。北面のグリッド 7.2 付近では、下位の有機質シルト（60層）を不自然に削り込むような構造が見られる。

・60層：有機質シルト

黒色～茶色の有機質シルト。層厚 10～20cm 程度で分布する。北面のグリッド 6.7～7.2 付近では、茶色で粘性の高いシルトが分布し、その下位では粗砂が混じる。同様な粘性の高いシルトは、南面では認められない。南面のグリッド 5～6 付近では東へ向かって急傾斜しているが、それより東側でほぼ水平になることから、もともとあった斜面にはりつくように堆積したものと考えられる。

・72層：砂質シルト

淡黒色～暗灰色の砂質シルト。層厚 20～40cm で分布する。細砂を主体とし、下位の地層との境界は漸移的で不明瞭である。グリッド 4.0 から西側ではやや有機質になる。

・74層：砂混じりシルト

淡黒色～暗灰色の粗砂混じりの黒色化したシルト。よく締まっており、層厚は約 40cm である。北面のグリッド 6～7 では、黒色化の程度が著しく、下位の地層を母材とした古土壌である可能性がある。上下の地層との境界は漸移的で不明瞭である。グリッド 6.7～7.2 付近では、有機質シルト層にとりこまれるように分布しており、これは堆積後に侵食され、崩壊して再移動したためと考えられる。

・76層：シルト質砂

暗灰色のシルト質砂。層厚は 30～50cm である。上下の地層より細粒であるが、その境界は漸移的で不明瞭である。

・78層：砂

淡黒色～暗灰色の細砂と粗砂の互層。上部は粗砂主体で比較的締まっているが、下部の細砂はややルーズである。層厚 30cm 程度で分布する。

iii) 断層構造と古地震イベント

トレンチの壁面には断層は露出しなかった。変動崖と判断した崖（グリッド 5.2 以西）の直下でも地層はスムーズに連続するため、崖そのものは人工改変によるものだと判断される。

一方、壁面に露出した地層は全体的に東傾斜しており、これは西側の山地から供給された扇状地性段丘堆積物の初生的な傾斜を反映している。しかしながら、地形面の東への傾斜が約 1 度であるのに対して、10～30層の傾斜は最大で約 10 度と著しく大きい。またこれらの地層は上に凸の形状を示し、地下に伏在する西傾斜の逆断層の運動による撓曲変形の可能性がある。なお、40～55層の東傾斜が上位の地層よりも緩やかなのは、これらの地層は北流したチャネルの堆積物であるため、初生的な傾斜が東傾斜ではなかったためと解釈される。また 50 層中には、液状化の痕跡と考えられる堆積構造の乱れが観察され（図 7）、この層の堆積以降に調査地周辺が強い震動を経験したことを示唆する。このような観察結果から、壁面に露出する地層は山田断層の活動による東下がりの撓曲変形を被っており、山田断層の最新活動がこれらの地層の堆積以後にあったと解釈した。30層の最上部から得られた試料の放射性炭素年代は 2350 ± 30 yBP (BC415～385) であり、山田断層の最新活動がそれ以降にあった可能性がある。金剛断層帯の最新活動年代は BC40～AD380 と求められており（佐竹ほか、1999）、山田断層の最新活動がこれに対比される可能性もある。

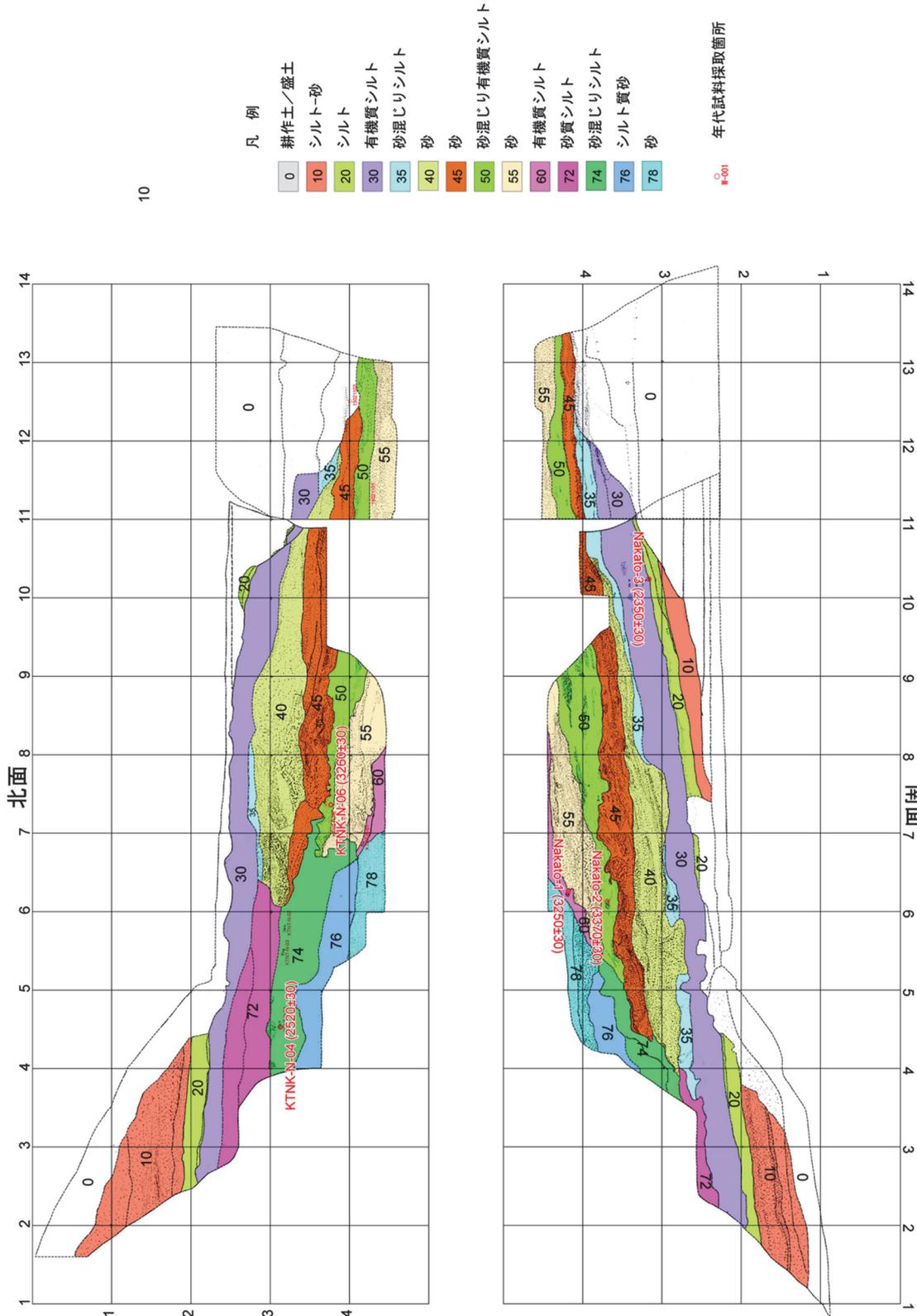


図6 中戸トレンチの壁面のスケッチと層序区分・放射性炭素年代測定結果

表2 中戸トレンチで得られた試料の放射性炭素年代測定結果

Beta ID	Sample name	Type of material	Measured radiocarbon age	conventional radiocarbon age	Calendar age	13C	Dating method	Pretreatment
401871	Nakato-1	plant material	3020±30	3250±30	BC 1610-1450	-11.1	AMS-Standard	acid/alkali/acid
401872	Nakato-2	plant material	3460±30	3370±30	BC 1740-1710, BC 1700-1610	-30.2	AMS-Standard	acid/alkali/acid
401873	Nakato-3	charred material	2380±30	2350±30	BC 415-385	-26.8	AMS-Standard	acid/alkali/acid
404249	KTNK-N-04	wood	2610±30	2520±30	BC 790-730, BC 690-660, BC 650-540	-30.3	AMS-Standard	acid/alkali/acid
404250	KTNK-N-06	plant material	3330±30	3260±30	BC 1615-1495, BC 1480-1455	-29.3	AMS-Standard	acid/alkali/acid

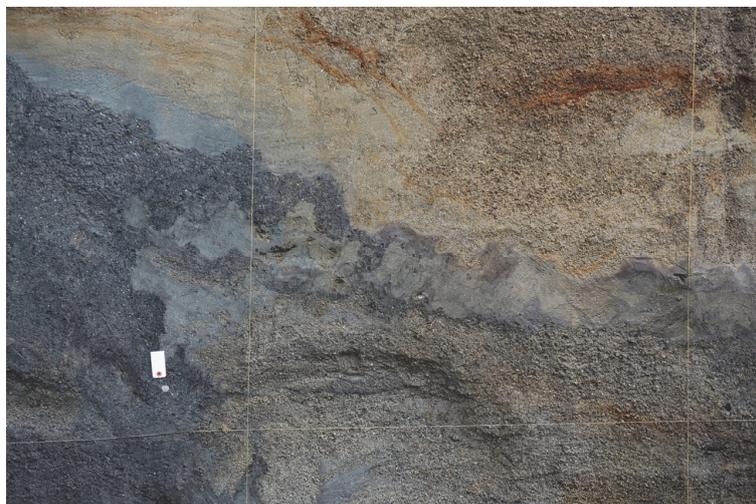


図7 中戸トレンチ北壁面の50層中に見られた、液状化跡の可能性のある構造。水系の間隔は1 m。

3) 和歌山県岩出市根来における根来南断層の群列ボーリング調査

根来南断層は、北側の和泉層群と南側の菖蒲谷層や段丘堆積物の地質境界断層である。断層トレースに沿っては、地形面の南への撓みが連続的に認められるため、北側隆起の逆断層成分の卓越した断層であると考えられる。この断層の活動履歴を明らかにするため、平成25年度に岩出市根来で4孔のボーリング（B00、B20、B30、B50）を掘削した（図8）。B20が深度3.78mで和泉層群の砂岩に着岩したのに対し、B30では掘削深度9mでも着岩せず、それらのボーリング孔の間で基盤の上面高度が大きく異なることが明らかとなった。しかし、ボーリング孔の間隔が広く、基盤上面の形状や断層の有無については不明であったため、平成26年度に追加のボーリングを3孔掘削した（B17、B23、B26.5）。掘削深度は、B17が13m、B23が7m、B26.5が12mであり、B17と23は南へ約45度で傾斜する。B17は深度5.29～11.75mで砂岩を貫き、それ以深で黒灰色礫層に達する。B23とB26.5は砂岩に着岩しなかった。B26.5は深度7.20m以深で暗緑灰色礫層を貫き、これはB17で見られた礫層に対比される。砂岩を貫いたのがB17のみであるため、砂岩と堆積物の境界の形状を明らかにすることはできなかった。しかしながら、B17で貫かれた砂岩には複数の破碎帯が見られ、かなりの変形を被っている。図8には、得られたデータに基づくひとつの解釈（砂岩と礫層が断層関係で接しており、その上位をシルト層や砂質シルト層によって不整合に覆われる）を予察的に示す。今後ボーリングコアの観察と地層の対比・放射性炭素年代測定を進める予定である。またこの地点については、物理探査も併用して地層の分布や断層変位の有無を検討する予定である。

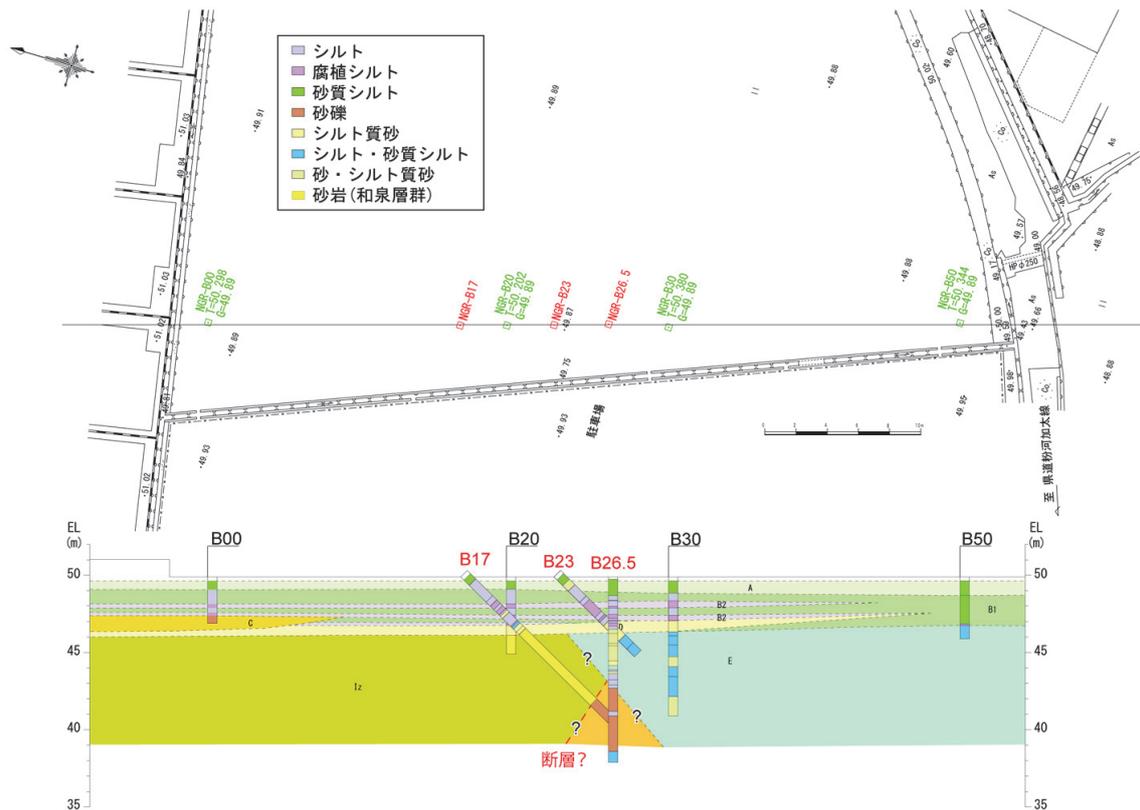


図8 岩出市根来における根来南断層の群列ボーリング調査による推定地質断面図

4) 和歌山県岩出市西安上と根来におけるS波反射法地震探査

i) 調査測線の位置

根来断層や根来南断層の地下約1 kmまでの構造については、平成25年度の岩出測線（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2014）をはじめとする複数の探査が行われている。ただしこれらの探査では、和泉層群中での地震波の散乱が著しく、根来断層の構造を十分には解明できていない。

根来断層と根来南断層の地下構造を、地形や地表地質調査の結果と併せて解釈するために、探査深度約100mのS波反射法地震探査を行った。探査測線の位置を図9に示す。第1測線は延長474mで、根来断層および根来南断層の西方延長を横切る測線である。第2測線は延長248mで、上記の根来南断層の群列ボーリング調査地点の約100m西に位置する。この測線は、根来南断層の撓曲崖を横切る。

ii) 探査と解析の仕様

現地での作業は2014年10月23日～31日に行った。探査仕様と使用機器を表3に示す。収録記録のデータ処理と解析は、一般的な共通中間点（Common Midpoint: CMP）重合法に基づいた。SN比（シグナルとノイズの比）を高めた時間断面を作成した後に、速度解析結果等に基づきマイグレーション処理を施し、時間断面中の反射面を正しい位置に戻した。さらに深度変換により、時間断面を深度断面に変換した。データ処理に使用した主なパラメータを表4に示す。

iii) 探査結果の地質学的解釈

調査地周辺の既存地質情報も踏まえて、探査結果の地質学的解釈を以下に記す。

・第1測線

第1測線の深度断面図と地質解釈図を図10に示す。第1測線は紀泉台住宅地東部を通る長さ約470mの南北方向の測線である。図9に示すように、CMP400付近で根来断層の地表トレースを横切る。

図10の深度断面に見られる反射面の特徴は、大きく3つに分けることができる。ひとつはCMP800付近より南側で、表層から深部まで明瞭な反射面が見られる部分である。平成25年度岩出測線や吉川ほか(1992)などの既存の反射法地震探査結果より、菖蒲谷層では反射面が明瞭に発達することが知られている。よってCMP800付近以南には菖蒲谷層が分布すると考えられる。菖蒲谷層はほぼ水平もしくは若干南傾斜する。

これに対してCMP800～500付近では、連続する明瞭な反射面がほとんど見られない。南側の菖蒲谷層との境界には、図10に示すように、約50度で北傾斜する断層が推定される。この断層は、地表で確認される根来南断層の西方延長線上に位置し、根来南断層が第1測線まで延長していることを示す。根来南断層の北側には和泉層群が分布するので(牧本ほか, 2004)、第1測線のCMP800以北には和泉層群が分布すると考えられる。平成25年度に実施された岩出市原のピット調査(測線の約200m西方)では、菖蒲谷層と考えられる著しく変形して直立する砂質シルトが観察されたが、反射断面では菖蒲谷層に対応するような明瞭な反射面は認められない。

CMP500以北は、比較的周波数の低い反射面が見られるが連続性は良くない。牧本ほか(2004)によると、ここには和泉層群に属する堆積岩が分布する。表層付近の反射パターンの違いに基づき、CMP480付近に根来断層を認定することができる。根来断層の傾斜は根来南断層に比べてやや急で、60度程度と考えられる。

CMP300～450付近の深さ30～40mには、南に傾斜する反射面が認められる。これは和泉層群の堆積構造を反映した反射面の可能性がある。牧本ほか(2004)によれば、紀泉台付近に見られる和泉層群は北東-南西走向で南に40～50度で傾斜する。この走向と探査断面の斜交角度を考慮すると、反射面が示す見かけの傾斜約30度は和泉層群の傾斜と調和的である。

・第2測線

第2測線の深度断面図と地質解釈図を図11に示す。第2測線は、第1測線の約600m東側に位置する長さ約250mの南北測線である。図9に示すように、CMP300付近で根来南断層の地表トレースを横切る。

図11の深度断面図に見られるように、CMP300付近を境に、南側では反射面が比較的明瞭で、ゆるく南に傾斜する。反射面のパターンから、この部分は菖蒲谷層と考えられる。それに対して、それより北では、連続した反射面がほとんど認められない。その境界に約50度で北傾斜する根来南断層が推定される。この断層の地表での位置は、地形学的に認定された根来南断層の地表トレースの位置とよく一致する。

表3 岩出市におけるS波反射法地震探査の探査仕様と使用機器

項目	内容	備考
探査手法	S波反射法地震探査	
波動種別	S波	
測線数	2	
測線名	第1測線 第2測線	
調査測線長	474m (第1測線) 248m (第2測線)	測点間隔から算出
解析測線長	470m (第1測線) 245m (第2測線)	CMP間隔の総延長
探査対象深度	地表付近から深度100m程度まで	
標準発震点間隔	1.0m	施設管理者の許可条件、交通状況、隣接家屋等の状況に応じて、発震をカット
発震点数	469 (第1測線) 249 (第2測線)	
標準受振点間隔	1.0m	障害物がある場合は受振器設置位置をずらして設置する
受振点数	470 (第1測線) 249 (第2測線)	
受振器配置	グルーピング	
同時収録チャンネル数	100チャンネル以上	各発震点に対する標準受振点数
最大受振距離	100m以上	
標準展開方法	インラインシューティング	測線終端部を除き前方100ch以上を確保、後方は展開状況に応じて調整。
標準水平重合数	50以上	
標準垂直重合数	10回以上	収録状況により調整
収録記録長	2秒	
サンプリング間隔	1 msec	
ファイルフォーマット	SEG-Y	
震源	油圧式S波震源	㈱阪神コンサルタンツ製作
受振器	速度型地震計 (固有周波数：15Hz、1受振点につき3個をグルーピングしたもの)	OMNI2400 (GeoSpace社製)
収録装置	デジタル・テレメトリ型地震探査機 (24ビットA/D変換)	G・DAPS4A ㈱地球科学総合研究所製

表4 データ処理に使用した主なパラメータ

処理名	パラメータ	設 定 値		備考
		第1測線	第2測線	
プレフィルタ	バンドパスフィルタ帯域	10~60Hz	10~60Hz	
振幅回復	幾何学的発散補正 ウィンドウ幅	30msec		
	自動振幅調整 (AGC)	200msec		
デコンボリューション	自己相関演算用 ゲート長	1000msec		タイムバリアントスペクトラルホワイトニング等
	フィルタ長	100msec		
	ホワイトノイズ	3%		
残差静補正	最大許容時間シフト量 (1回当)	8 msec		
	繰り返し算出回数	1		
速度フィルタ	$\tau - p$	約 200m/s 以下を抑制		
タイムバリアントフィルタ		0~250msec : 20~60Hz 250msec~ : 10~40Hz	0~300msec : 16~60Hz 300msec~ : 10~40Hz	

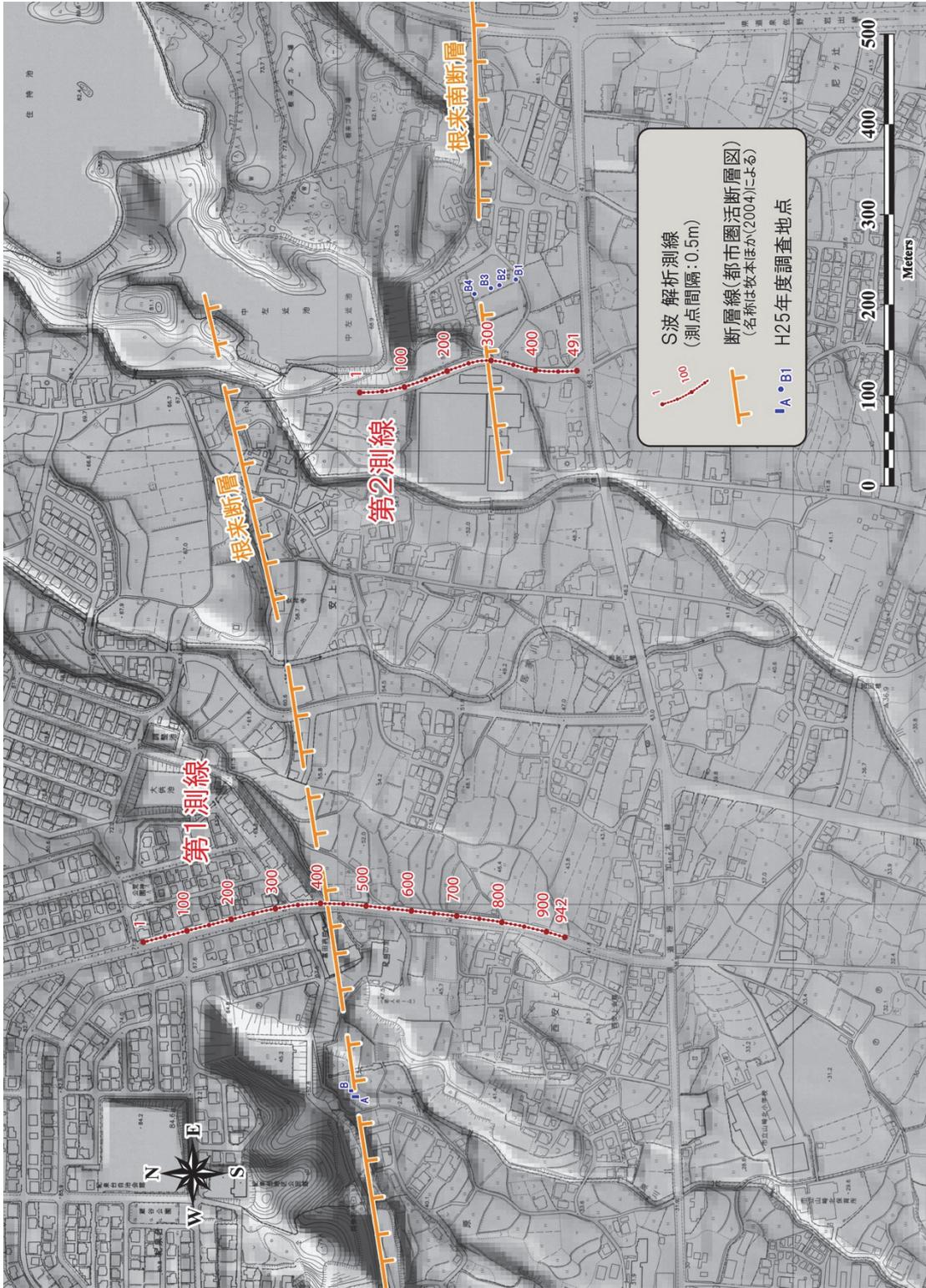


図9 岩出市西安上と根菜におけるS波反射法地震探査測線の位置。基図は縮尺1:2500都市計画図と国土地理院5 mDEMを使って作成。

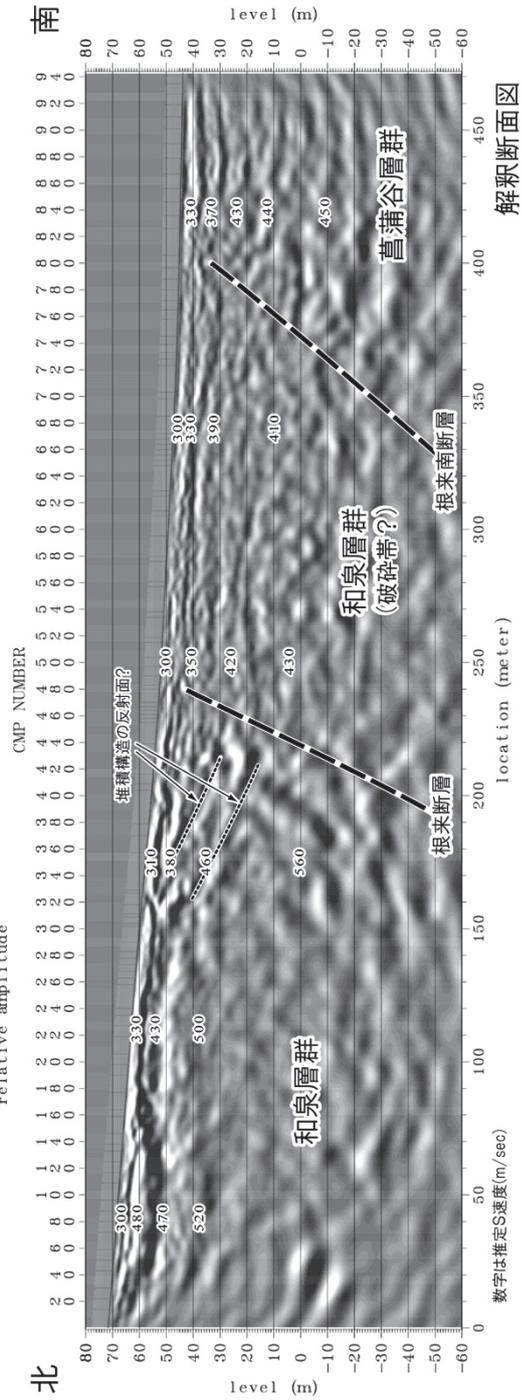
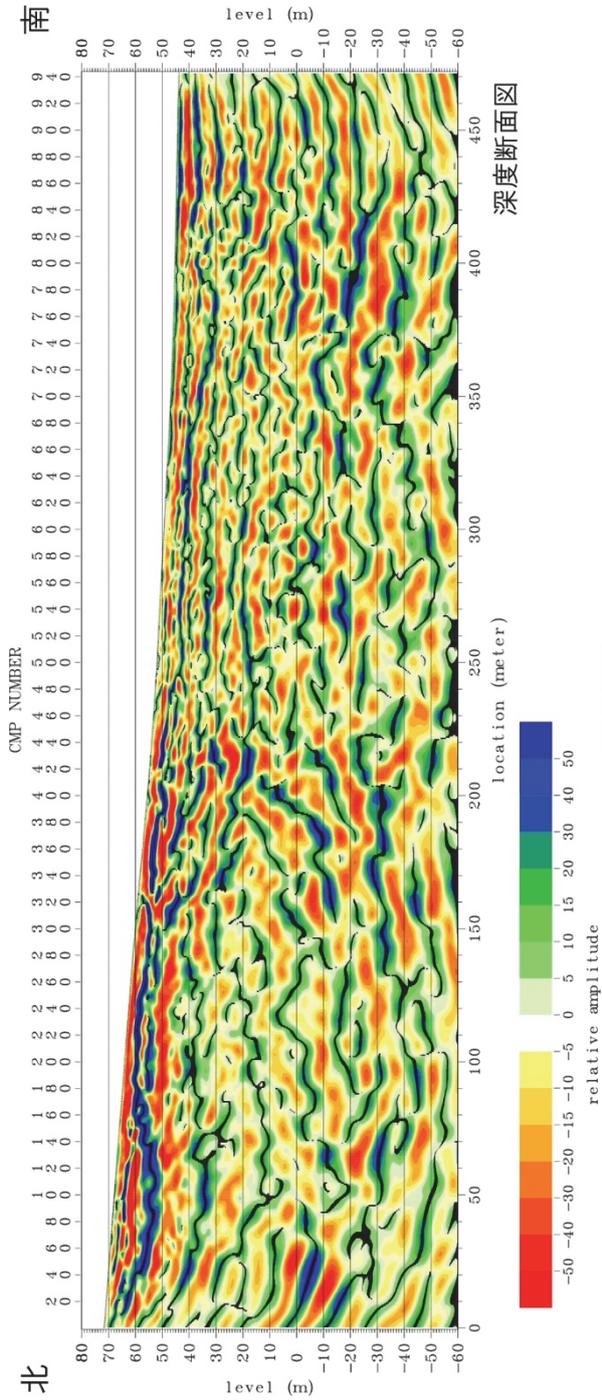


図10 第1測線の深度断面図と地質解釈図。垂直誇張はなし。

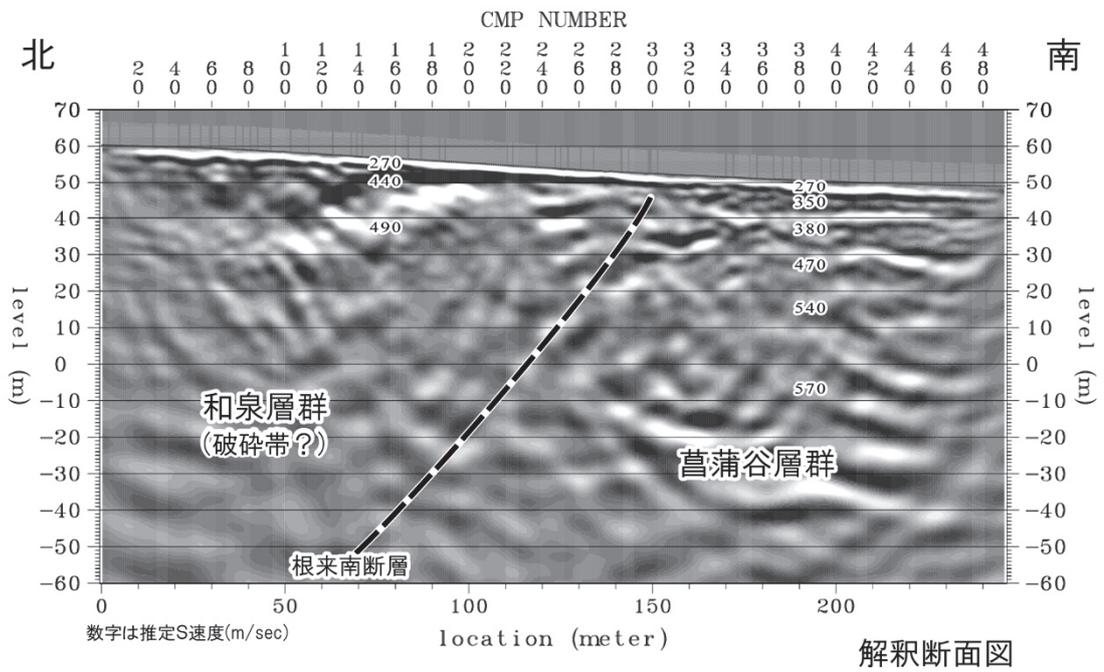
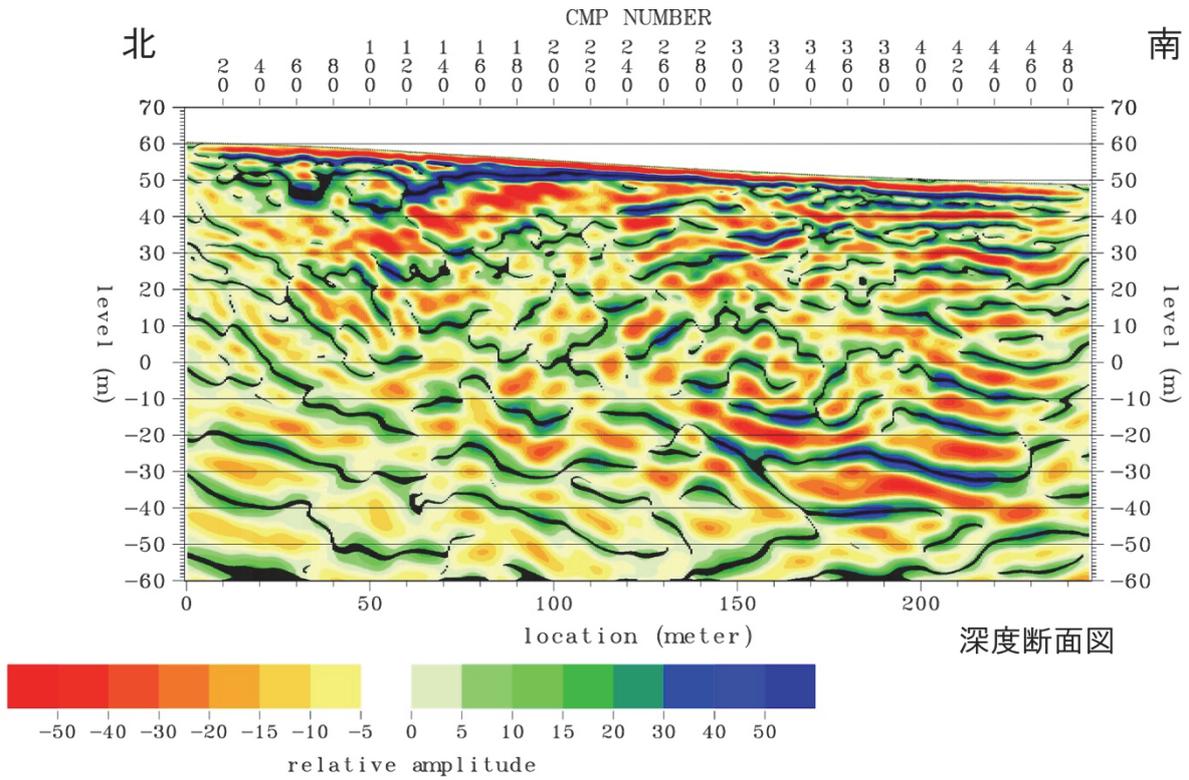


図11 第2測線の深度断面図と地質解釈図。垂直誇張はなし。

(c) 結論ならびに今後の課題

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）を構成する各断層の位置・形状・活動履歴を明らかにするために、平成26年度は以下のような調査を行った。和歌山市上野と奈良県葛城市中戸ではトレンチ掘削調査を行った。和歌山市上野で行った根来断層のトレンチ掘削調査では、地層と断層の切断・被覆関係に基づき、3回の古地震イベントの痕跡を確認した。地層中から得られた試料の放射性炭素年代測定から、最新を含む過去3回の古地震イベントの時期を絞り込んだ。奈良県葛城市中戸において行った金剛断層帯山田断層のトレンチ掘削調査では明瞭な断層は出現しなかったが、完新世後期の段丘堆積物が断層変位を受けている可能性が示唆された。和歌山県岩出市根来では、平成25年度に行った群列ボーリング調査の追加調査を行った。また岩出市西安上と根来でS波反射法地震探査を行い、根来断層と根来南断層の地下100m以浅における形状を明らかにした。

平成25年度と26年度の調査で、根来断層や五条谷断層については活動履歴に関するデータを従来よりも拡充することができたが、金剛断層帯や根来南断層については活動履歴に関するデータが未だ不十分である。平成27年度は、データが不備な断層帯を中心に調査を進める予定である。また断層の変位速度や単位変位量についてのデータ収集を進める必要がある。

(d) 引用文献

- 牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭，粉河地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，89p，2004.
- 水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉，中央構造線活断層系・根来断層の活動履歴に関する補備調査－上黒谷 No. 4 トレンチ調査，地質調査所速報，no. EQ/00/2（平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書），207-220，2000.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測 平成25年度成果報告書，129p，2014.
- 中田 高・今泉俊文編，活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会，DVD 2枚＋解説書 68p，2002.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高，1:25,000 都市圏活断層図「五條」，国土地理院技術資料，D・1-No. 333，1996.
- 寒川 旭・岡田篤正，紀伊半島西部の中央構造線の新时期活動に関する断層露頭について，MTL，No. 2，51-60，1977.
- 佐竹健治・須貝俊彦・寒川 旭・柳田 誠・横田 裕・岩崎孝明・小俣雅志・石川 玲，奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期，地震第2輯，52，65-79，1999.
- 地域地盤環境研究所，中央構造線断層帯（和泉山脈南縁－金剛山地東縁）の活動性および活動履歴調査，「活断層の追加・補完調査」成果報告書，No. 19-5，50p，2008.
- 和歌山県，平成10年度地震関係基礎調査交付金 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁－金剛山地東縁）に関する調査成果報告書，121p，1999.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕，反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造，地質学論集，40，177-186，1992.

3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	橋本 学
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	吉村 令慧
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授	竹村 惠二
国立大学法人東京工業大学火山流体研究センター	教授	小川 康雄
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	准教授	伊藤 康人
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿
国立大学法人京都大学防災研究所	技術職員	米田 格

(c) 業務の目的

中央構造線断層帯（金剛山地東縁—和泉山脈南縁）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

震源断層形状と周辺の地殻構造の解明に向けて、既存調査資料を収集整理するとともに、和歌山市及び岩出市において P 波反射法地震探査を行った。また、地下比抵抗構造探査を次年度以降に行うために、根来断層を横切る測線において広帯域 MT/AMT 法観測装置を用いた予備調査を行った。当該断層帯の活動に関係する地盤変形状を推定するための InSAR 解析を行った。和歌山市を中心としたボーリング資料などの既存地盤情報を収集し、断層運動による変形状情報を抽出するための地盤モデル作成を行った。当該地域の既存地震探査、重力探査等の地球物理学的調査結果を踏まえ、断層変形シミュレーションによる震源断層形状推定の準備を行った。

2) 平成 26 年度：

平成 25 年度に実施した P 波反射法地震探査を含む既存調査資料の収集整理を継続するとともに、中央構造線を横切る既往測線に直交する、中央構造線に平行な測線（和歌山市域等）での P 波反射法地震探査を行い、断層形状と断層帯周辺の地殻構造解明を継続した。根来断層及び金剛断層走向に直交する測線において地殻上部の地下比抵抗構造調査のための広帯域 MT/AMT 探査を実施した。当該断層帯の活動に関係する地盤変形状を推定するための InSAR 解析を継続した。既存地震探査、現地踏査、重力探査、ボーリングデータベース等の地球物理学的調査結果を踏まえ、震源断層形状推定に資する情報を整理した。

3)平成 27 年度：

既往資料を踏まえ、断層形状と断層帯周辺の地下構造解明を進めるため、平成 25 年度及び 26 年度に実施した P 波人工地震反射法探査等の測線近傍において長尺ボーリングと VSP (Vertical Seismic Profiling) 探査を行い、この地域の地震波速度構造に関して直接的な情報を得るとともに、ボーリング試料をサブテーマ 1 と共同して分析・解析し、反射法探査断面の解釈を資する情報を得る。前年度までに行った広帯域 MT/AMT 探査の解析をすすめ、断層帯近傍の地殻上部の地下比抵抗構造を求める。当該断層帯の活動に関係する地盤変形状を推定するための InSAR 解析を継続し、結果をまとめる。既存地震探査、重力探査、ボーリングデータベース等の地球物理学的調査結果を踏まえ、断層運動シミュレーションによる震源断層形状推定を継続し、断層モデルに関する情報を得る。

(2) 平成 26 年度の成果

(a) 業務の要約

1) InSAR解析による地盤変形状の推定

平成26年度は、昨年度の解析領域に含まれていなかった和歌山平野を中心に、大阪平野南部および奈良盆地南部をカバーするALOS/PALSAR画像を収集し、Persistent Scatterer (もしくは、Permanent Scatter。永続散乱体と訳される。以下、PS) InSAR およびSmall Baseline Subset (以下、SBAS)法により地盤変動を推定した。また、TerraSAR-X画像も収集し、干渉処理を行った。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

和泉山脈南縁(平成 25 年度実施の予備調査測線より東部の別測線)と金剛山地東縁のセグメント走向に直交する調査測線を設定し、各 12 観測点において広帯域 MT 観測を行った。人工ノイズが低下する夜間の時間帯を選択的に使用し MT 応答を推定した後、2次元比抵抗構造を推定した。

3) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁) P 波反射法地震探査(和歌山一紀ノ川測線)

中央構造線に平行な測線(和歌山市域等)での P 波反射法地震探査を行い、断層形状と断層帯周辺の地殻構造解明を継続した。具体的には、和歌山県和歌山上黒谷市から紀ノ川市北志野に至る県道 7 号粉河加太線の約 11.7km の測線において、基盤形状や堆積層内の構造を把握するための P 波反射法探査を行った。この測線には、平成 25 年度に実施した岩出測線が交差している。南北断面でしか地下構造情報がなかったところ、この測線により、三波川帯の基盤に約 2 km 間隔での起伏があることがはじめて発見された。また、既往反射断面と連携してより詳細な地下構造情報を得た。

4) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁) P 波反射法地震探査(既存測線の再解析)

平成 7 年に防災科学技術研究所が実施した、中央構造線断層帯(和泉山脈南縁)を南北に横切る大阪府阪南市和泉鳥取町付近から和歌山県和歌山市伊太祈曽付近にいたる約 17.6km の探査データを用いて、断層領域近傍の特徴を把握するための反射法再解析と初動

を用いた屈折法トモグラフィーを行った。近傍で行われた探査結果と比較参照して、地質境界情報を得た。また、屈折波トモグラフィーにより、この地域のP波速度構造情報を得た。

5) 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）地域の微小地震活動と震源メカニズム

対象地域における微小地震活動と断層帯近傍で生じた初動等を用いた震源メカニズム解の推定を行った。断層帯と直接関係すると考えられる微小地震活動は見られない。五条谷断層西部で起きているイベントのP軸は主として東西方向であり、東西圧縮の力がここではかかっていると推定できる。しかしながら、メカニズム解は主として南北走向の逆断層であることや、その発生深度からは、中央構造線の物質境界よりもやや下で起きたイベントであると言える。

6) 重力異常による地下構造の推定

断層運動に伴う構造形成の数値シミュレーションを進めるため、中央構造線断層帯の深部での構造境界の傾斜角についての情報を得ることを目的に、重力異常値を用いたモデル化を行った。平成25年度に行われた反射法地震探査測線（岩出測線及び和歌山北測線）の地下構造探査結果を参考に、密度構造のモデル化を行い、地下深部で低角となる逆断層タイプの形状をもつものが重力異常値を説明することがわかった。広域の重力異常分布から地下深部の構造傾斜角を推定する方法として、重力異常の空間微分等を用いる方法を踏まえ、重力勾配テンソルの固有値と固有ベクトルを用いた推定を実施し、中央構造線の通過予想領域では、既往研究と対応する概ね45°以下の低角の境界構造が推定されることがわかった。

7) 中央構造線（根来断層及び根来南断層地域）周辺の地質構造調査

広域応力場やその変化に伴う断層運動、さらに断層運動に伴う構造形成の議論には、断層形状についての情報が必要であることから、和泉山地周辺の和泉層群や菖蒲谷層群の地質構造や変形構造の抽出等のために、現地調査および年代調査等を実施した。断層沿いの一定の範囲で、全体構造とは異なる変形構造や断層構造が認められた。また、断層沿いの菖蒲谷層群中の火山灰の年代が 1.33 ± 0.20 Ma、 1.50 ± 0.06 Maと得られ、この火山灰で確認される地層の逆転がこの年代以降に生じたことも明らかになった。

(b) 業務の成果

1) PS/SB InSAR による地盤変動図の作成

a) 業務の実施方法

PS InSAR は、ある地域を観測した画像が多数得られる場合、一つの画像（「マスター」と呼ぶ）と残りの全ての画像との干渉処理を行ない、全ての干渉画像中で常に一定レベル以上の信号をもつピクセルを抽出し、このピクセルに対する位相の時間変化を追跡するものである。SBAS 法は、基線長（2回の観測時における衛星の軌道間距離および時間差）の短い（すなわち干渉性の高い）ペアを選んで解析することにより、できるだけ多くの行くセルの位相変化を安定して追跡する手法である。PS 法に比べて、より多くの PS 点の情報が得られる利点があるが、解析量が多くなる欠点がある。

解析には、昨年度と同様、Stanford 大学で開発されたオープンソースのソフトウェア StaMPS/MTI を用いる（Hooper et al., 2004）。

解析に用いた ALOS/PALSAR 画像は、4 種類ある。昨年解析した東側の南行軌道（パス 65）に加え、西側のパス 66、北行軌道の東側のパス 414 と和歌山平野をカバーするパス 415 である。図 1 に各観測で得られた衛星画像のフットプリントを示す。ただし、以下に示す PS/SB 解析結果では、解析の都合によりフットプリントよりも少し狭い領域に限定していることに注意されたい。図 2 に、4 種類のデータセットに対する基線長変化を示す。それぞれ観測時期を横軸に、垂直軌道間距離を縦軸に、各画像を○で、干渉処理を実施したペアを実線で示す。P415 と P66 では、SB 解析を実施したので、解析に用いたペアを赤線で示した。P414 は観測画像数が多く、SB 解析がハードウェアの制約（ディスク容量オーバー）で異常終了したため、今回は PS 解析の結果を示す。各データセットの観測期間、回数、マスターの観測日を表 1 に示す。

干渉処理に用いる DEM としては、ASTER-GDEM2 (<http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/index.html>) を用いる。

表 1. 使用した ALOS/PALSAR 画像の観測日、軌道等に関する情報

パス/フレーム	軌道	観測期間	観測回数	マスター画像観測日	解析手法
65/2930	南行軌道	2007 年 1 月 9 日～ 2010 年 9 月 4 日	13 回	2009 年 12 月 2 日	PS/SB
66/2930	南行軌道	2007 年 1 月 26 日～ 2010 年 9 月 21 日	14 回	2009 年 12 月 19 日	PS/SB
414/670	北行軌道	2006 年 10 月 8 日～ 2010 年 9 月 3 日	23 回	2008 年 7 月 13 日	PS
415/670	北行軌道	2007 年 6 月 12 日～ 2010 年 6 月 20 日	14 回	2009 年 12 月 18 日	PS

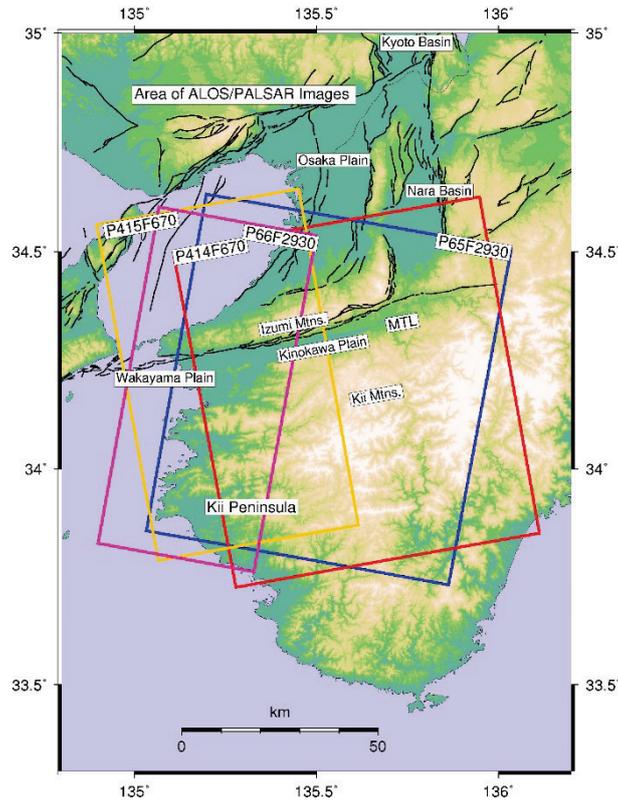


図1 使用した ALOS/PALSAR 画像のフットプリント。赤枠が北行軌道のパス 414 フレーム 670、オレンジ色の枠がパス 415 フレーム 670、青枠が南行軌道のパス 65 フレーム 2930、桃色の枠がパス 66 フレーム 2930 を示す。黒線は、活断層研究センターによる活断層の地表トレース(産業技術総合研究所活断層研究センターの活断層データベースより)。

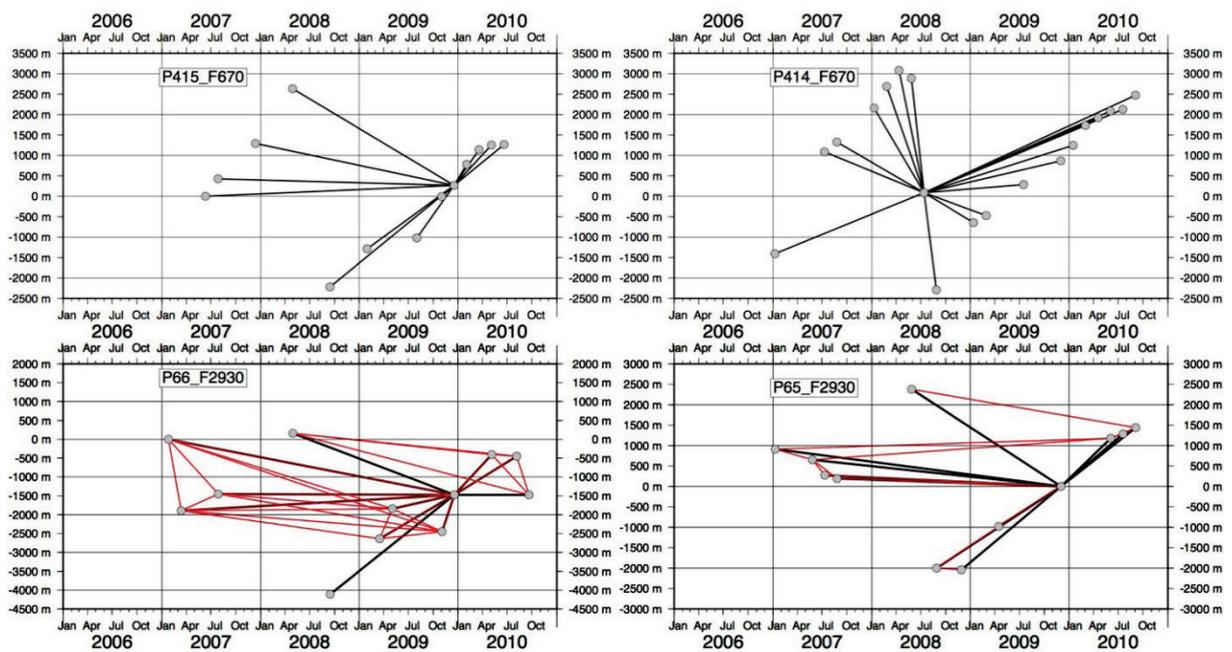


図2 各パスの画像における、時間および空間基線長。横軸が観測日、縦軸が衛星の各観測時刻における最初の観測位置からの垂直距離を示す。黒線は、PS 解析において干渉処理したペア、P65 と 66 における赤線は SB 解析において干渉処理したペアを示す。

図3に南行軌道の2つのパスのSB解析で得られた視線方向の平均変動速度の分布図を、図4に北行軌道の2つのパスのPS解析で得られた結果を、それぞれ示す。衛星の進行方向とマイクロ波の射出方向（視線方向）は、図中矢印で示している。入射角は約 39° で、視線距離変化には、地表面変動の水平および上下成分が同程度に含まれる。

図3のパス65の図は、昨年度報告したものと同一データによるものである。原理的にはSB法の方が安定してアンラップを実行できるため、位相変化が得られるピクセル数が多くなるはずである。しかし、実際の解析においてデフォルトのパラメータを用いると、海域にも多数のピクセルが現れる。これは、波浪などの影響で後方散乱波の強度があることによる。しかし、これらのピクセルの位相変化の誤差は大きいので、誤差の上限を小さくすることにより取り除ける（StaMPSのデフォルトは、上限無し）。この誤差の上限を小さめの値にしたことにより、昨年の結果に比べてピクセル数が少なくなった。

変動は、画像毎に全体を平均して、それからの差として表される。また、軌道やDEMの誤差、あるいは電離層擾乱の影響なども共通しないので、視線方向は同じでも異なる画像において重なる部分の値は一致しない。今後の大きな課題である。

南行軌道の結果（図3）では、関西空港島を除いて全体的に変動が小さく、 ± 2 mm/yr以下を示す黄色の領域で占められている。解析としては、良好な結果を与えていると考える。奈良県御所市付近や和歌山県湯浅町付近など、 $2 \sim 6$ mm/yrの視線距離伸長を示す緑の領域が散見される。P65、66ともに、和歌山市東部から岩出市・紀ノ川市にかけて、 4 mm/yr視線距離短縮の変動が見られる。和泉山脈の北側ではこのような変動は見られない。和歌山市の紀ノ川河口付近には視線距離伸長を示す緑の領域が存在する。

北行軌道の結果（図4）では、特にパス414に波長の長い変動が認められる。橋本市～五條市周辺から岸和田市にかけての北西-南東方向の帯状の領域で、視線距離伸張を表す緑～青が顕著である。ALOS/PALSARの北行軌道の画像は、南行軌道に比べて電離層擾乱による影響が出るケースが多いことが、経験的にわかっている。また、その空間パターンも北西-南東方向の帯状のものが多い。今回の解析ではほぼ全ての画像を用いたので、その影響が残っている可能性がある。御所市付近には南行軌道と同様に視線距離伸張が見られるので、金剛断層に沿って沈降している可能性がある。パス415では、和歌山市から海南市にかけて 5 mm/yr程度の視線距離短縮が卓越している。しかし、すぐ北側の和歌山市北部には、やはり 5 mm/yr程度の視線距離伸長の領域があり、この間の変動速度の差は 1 cm/yrに及ぶ。図3に見られた紀ノ川河口付近の変動とあわせて、和歌山平野の地盤構造を反映している可能性がある。

和歌山平野において、より高分解能の情報を得るために、2011年8月23日から2013年1月21日の間に観測されたドイツの衛星TerraSAR-XのXバンド合成開口レーダー画像10シーンを収集し、干渉処理を行った。図5は、期間の最初と最後のペアの干渉画像である。南行軌道からの観測で、入射角も約 43° とALOS/PALSARと大きな違いはない。約1年5ヶ月間に変動は ± 1 cmの範囲に収まっているので、ALOS/PALSARの観測結果と調和的と考えられる。ところどころ見られる 1 cm程度の変動は、大気の影響の可能性があるため、PS/SB InSAR解析等の手法を適用し、検討する必要がある。

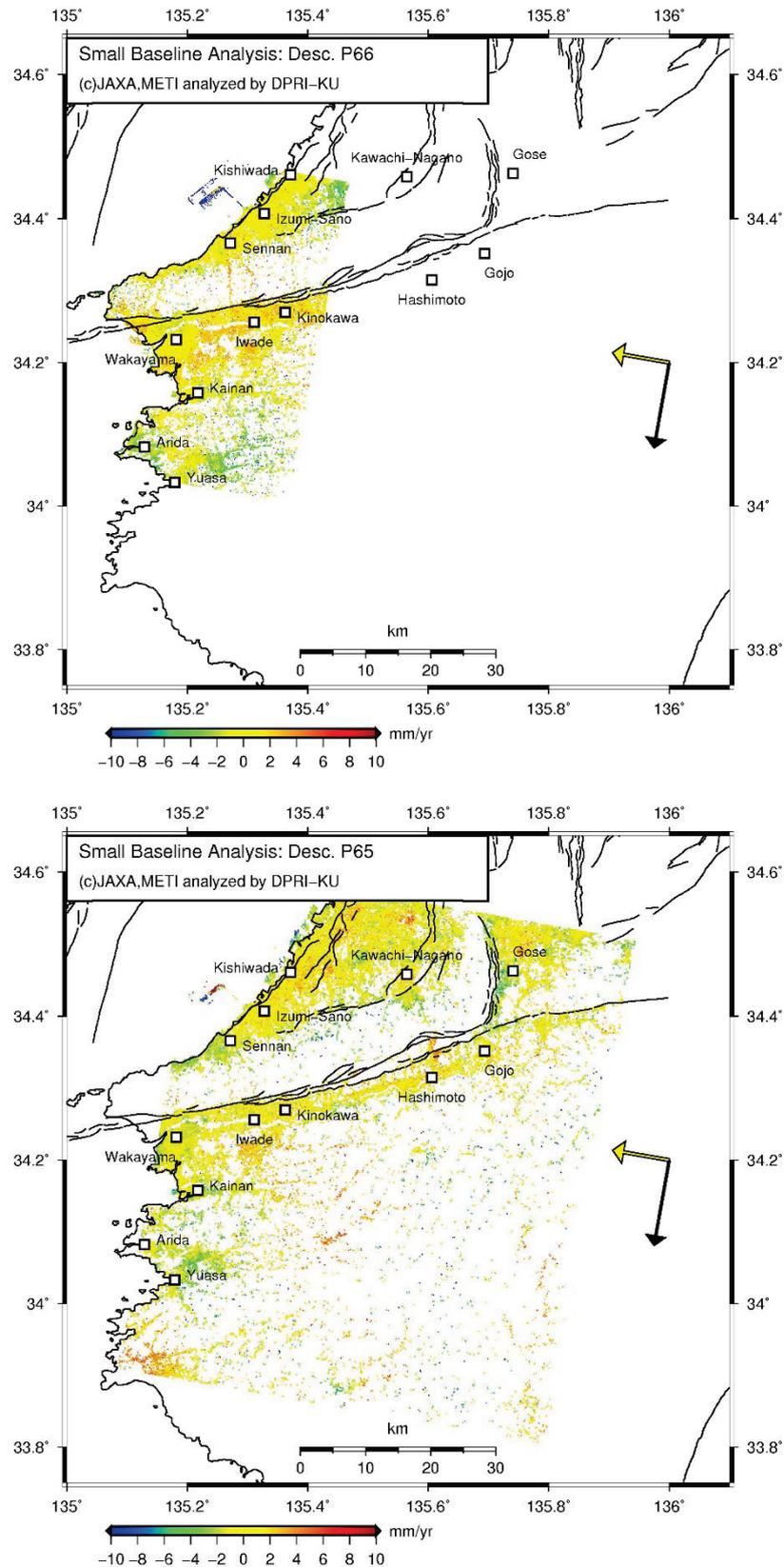


図3 南行軌道の2つのパス P66 (上) および P65 (下) の画像のSB解析結果。各ピクセルの視線距離の平均変化率分布。正(負)の値が衛星に近づく(衛星から遠ざかる)変化を示す。視線方向は右の黄色矢印。衛星は黒矢印の方向に進む。

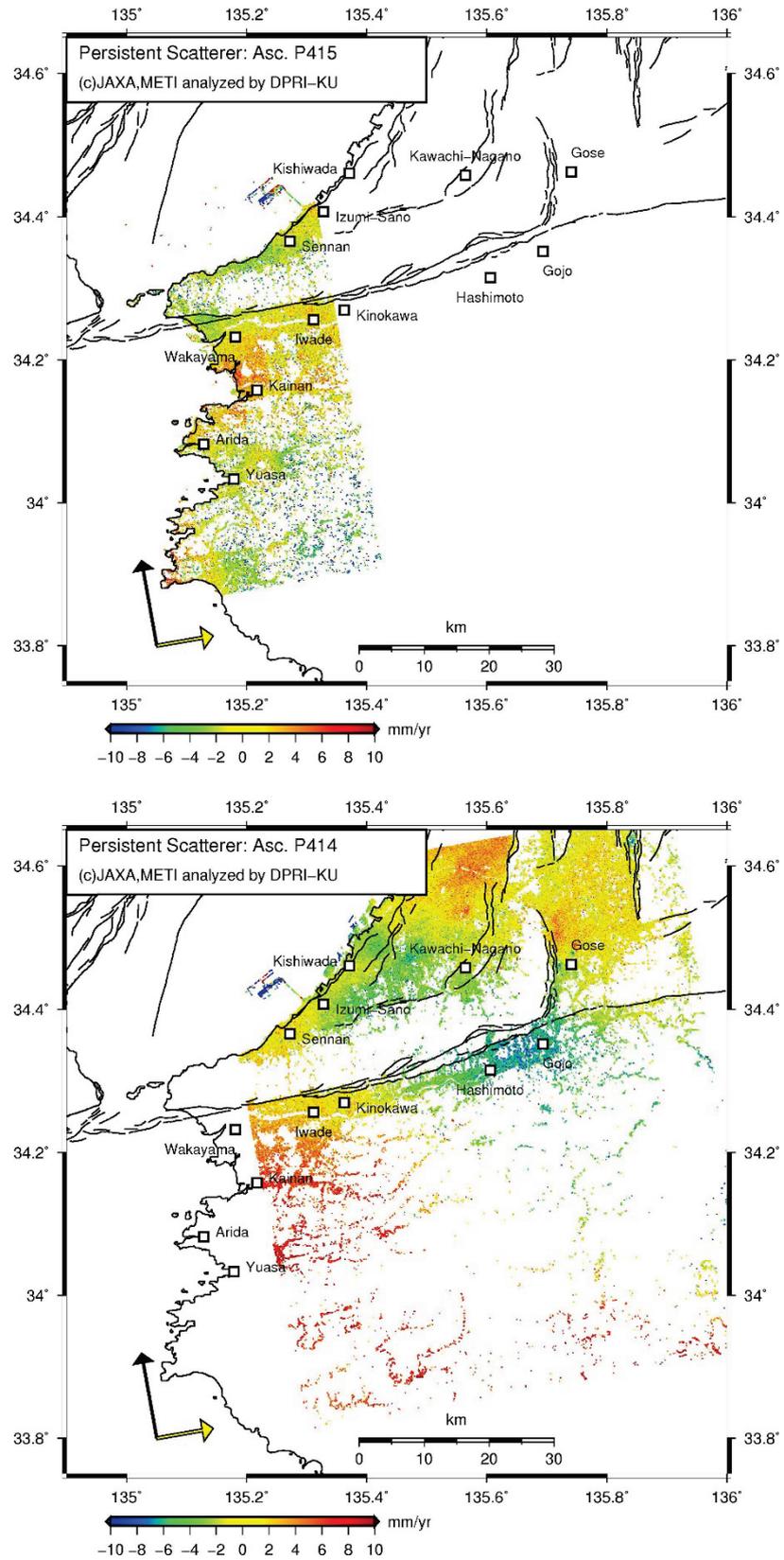


図4 北行軌道の2つのパス P415 (上) および P414 (下) の画像の PS 解析結果。各ピクセルの視線距離の平均変化率分布。正 (負) の値が衛星に近づく (衛星から遠ざかる) 変化を示す。視線方向は右の黄色矢印。衛星は黒矢印の方向に進む。

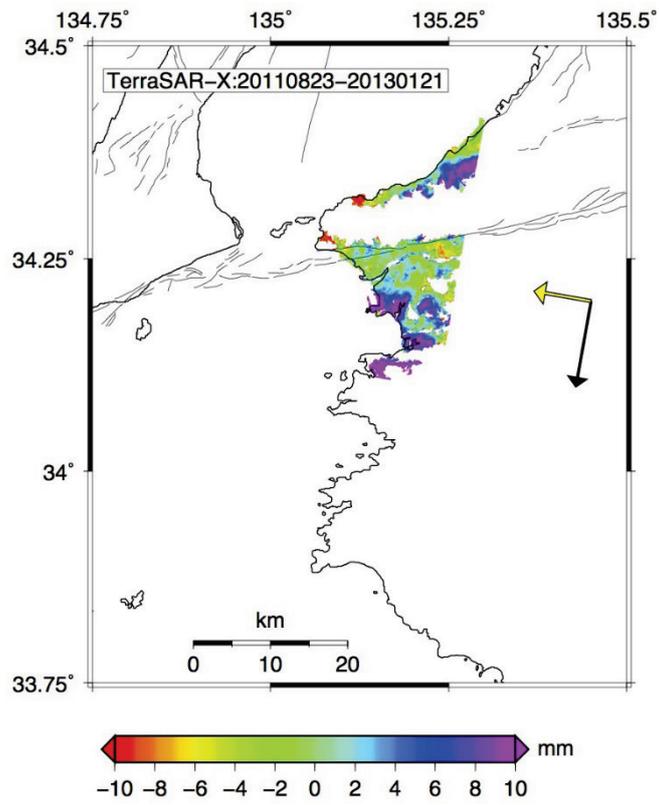


図5 TerraSAR-X 干渉画像の例。2011年8月23日と2013年1月21日の画像のペアから作成。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

平成 25 年度に実施した和泉山脈南縁セグメントによる予備調査（以後「和泉測線 1」と呼ぶ）において、夜間のデータを選択的に解析に使用することにより数 100Hz~0.1Hz 程度までの MT 応答の推定が可能であるとの経験が得られたことを受けて、平成 26 年度は、本調査として、和泉山脈南縁（和泉測線 1 より東部の別測線、以後「和泉測線 2」と呼ぶ）と金剛山地東縁（以後「金剛測線」と呼ぶ）の各セグメント走向に直交する測線において調査を実施した。図 6 に、測線の位置関係についての概略図を示す。調査期間は、平成 26 年 7 月 28 日から 8 月 18 日である。

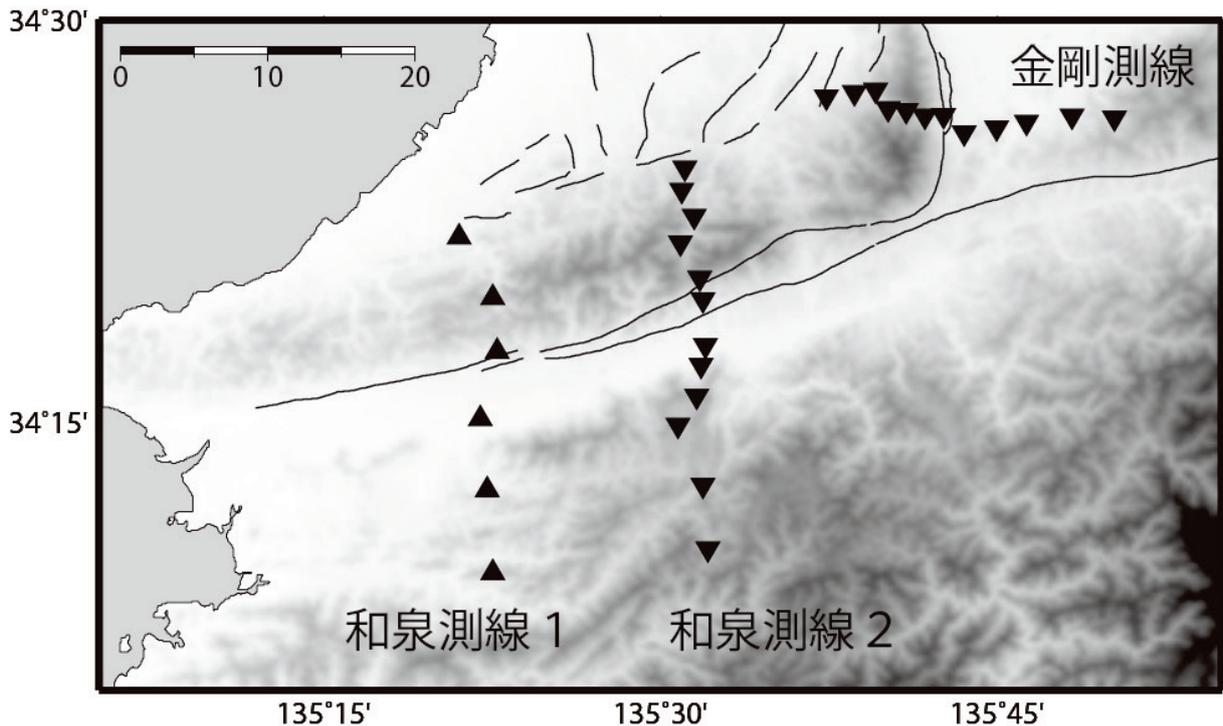


図 6 測線の概略図。平成 26 年度実施測線は和泉測線 2 および金剛測線である。和泉測線 1 は平成 25 年度実施の予備調査測線である。

和泉測線 2 では、大阪府和泉市から和歌山県伊都郡高野町にかかる範囲でほぼ南北に約 25km の測線を設定し、計 12 点の広帯域 MT 法観測を実施した。金剛測線では、大阪府南河内郡千早赤阪村から奈良県高市郡明日香村にかかる範囲でほぼ東西に約 20km の測線を設定し、計 12 点の広帯域 MT 法観測を行った。図 7 に詳細観測点位置図を示す。観測には、カナダ国 Phoenix Geophysics 社製 MTU5A 及び MTU5 システムを用いて、周波数 400Hz~0.1mHz の範囲で電場 2 成分、磁場 3 成分の自然電場変動を計測した。平成 26 年度の調査では、基本的には各点約 2 日間の自然電磁場変動データを取得したが、各測線で 3 観測点につき 1 観測点（図 7 に示した 2602, 2605, 2609, 2611, 2624, 2627, 2629, 2632）において約 10 日間の長期間測定を実施した。ほぼ全観測点において順調にデータ取得が行われたが、2 観測点（2609, 2627）においては、外的要因により解析に十分なデータが取得できなかった。そのため、この 2 観測点については同様の理由で十分なデータが取得で

きなかった 2506 を含めて、平成 26 年 11 月 8 日から 11 月 26 日の期間に 3 観測点で再観測を実施している。取得したデータのうち夜間 5 時間（地方時：0 時～5 時）のデータに対して、国土地理院江刺観測場の MT 連続観測データを用いて、リモートリファレンス処理（Gamble et al., 1979）によりインピーダンスの推定を行った。インピーダンス推定に際して、人工ノイズ起因と思われる異常値の除去を目視にて行った。一部の観測点を除き、数 100Hz～0.1Hz の比較的良好な応答が推定できた。

当該地域における中央構造線断層帯のおおよその走向方向（和泉山脈南縁では東西、金剛山地東縁では南北）と電磁気学的な走向が一致すると仮定し、それに直交する断面（和泉測線 2 は南北、金剛測線は東西）において 2 次元逆解析により電気比抵抗構造の推定を行った。Ogawa and Uchida（1996）のコードを使用して、3 次元的な構造の影響の出にくい TM モードのみの見かけ比抵抗および位相の応答を逆解析した。初期モデルとして 100 Ω m 一様の大地を仮定し、繰り返し計算を行い、モデル応答が観測応答をよく説明する（和泉測線 2 では RMS=0.67、金剛測線では RMS=0.84）比抵抗モデルを得た。図 8、図 9 に、それぞれ和泉測線 2 および金剛測線で得られた比抵抗モデルを示す。比較のために、図 10 に、平成 25 年度に得られた和泉測線 1 の比抵抗モデルを示す。

和泉測線 2 の比抵抗モデル（図 8）と和泉測線 1 の比抵抗モデル（図 10）を比較すると、大局的に非常に調和的な構造が推定されていることが分かる。特に両モデルとも、中央構造線断層帯の直下もしくは 5 km 程度南方下部に顕著な低比抵抗領域（5 km 前後の深さ）が推定されている点やその低比抵抗体の上部から浅部につながるパッチ状の不均質構造などが類似な構造として認識できる。また、両モデルとも測線北側に分布する領家帯花崗岩は高比抵抗に推定されるが、和泉測線 1 で散見された北傾斜の傾向は、和泉測線 2 ではそれほど明瞭でない。特に五条谷断層の地表位置直下には、比抵抗コントラストの存在は確認できるものの、根来断層のように低角（約 30 度）には見受けられない。中央構造線断層帯の延長部は、和泉測線 2 でも和泉測線 1 と同様、2 km 以深では領家帯花崗岩に相当する高比抵抗体に阻まれ追跡できない。

金剛測線の比抵抗モデル（図 9）は、和泉山脈南縁の 2 測線に比較して、測線全体にわたって高比抵抗な構造となっている。これは金剛測線の大部分が、花崗岩質の深成岩に覆われているためと考えられる。しかしながら、金剛断層の周辺においては、顕著とは言えないものの不均質な構造が見受けられるが、複雑な様相を示していることがわかった。

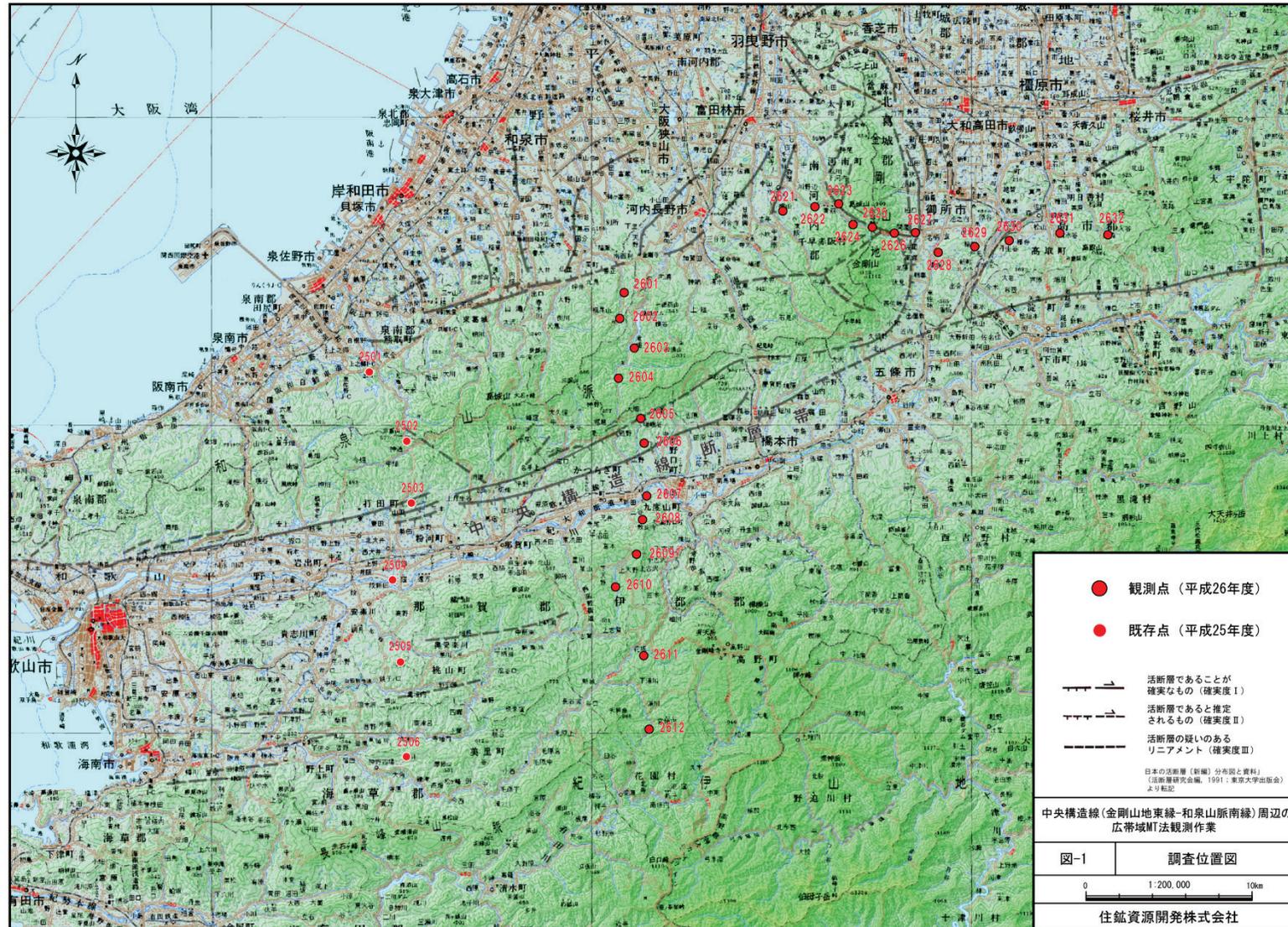


図7 広帯域MT観測の詳細観測点位置図および測点番号。平成25年度に実施した和泉測線1 (2501~2506) と平成26年度に実施した和泉測線2 (2601~2612) ・金剛測線 (2621~2632) を示す。

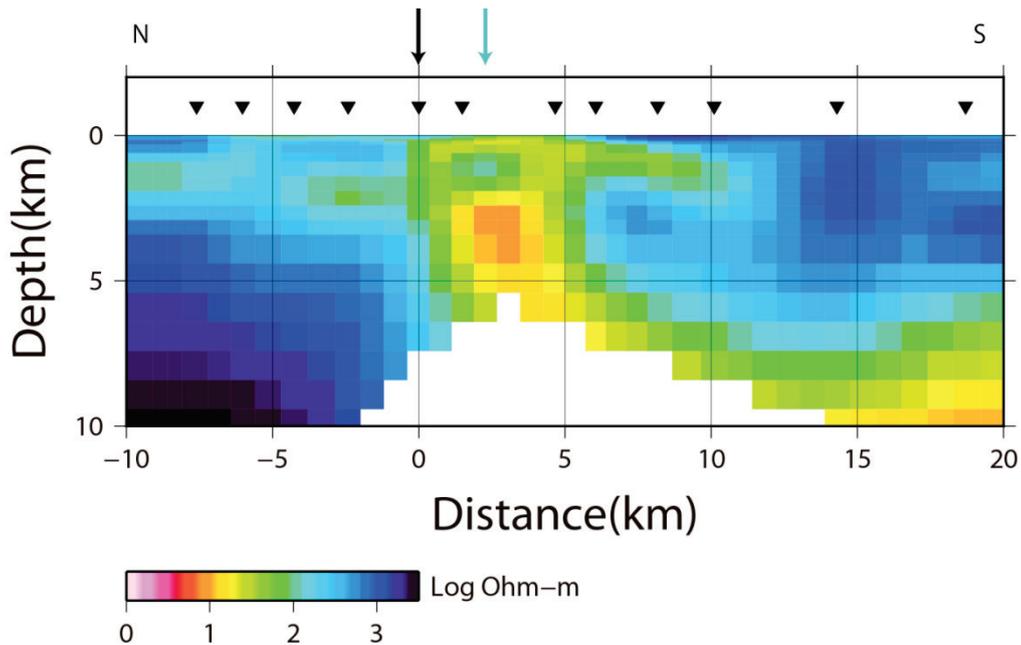


図8 TM モードの2次元解析によって得られた和泉測線2における電気比抵抗南北断面図。地表の▼印が観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。黒矢印、水色矢印は、それぞれ五条谷断層、菖蒲谷断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 桁以内で推定）のみ表示している。

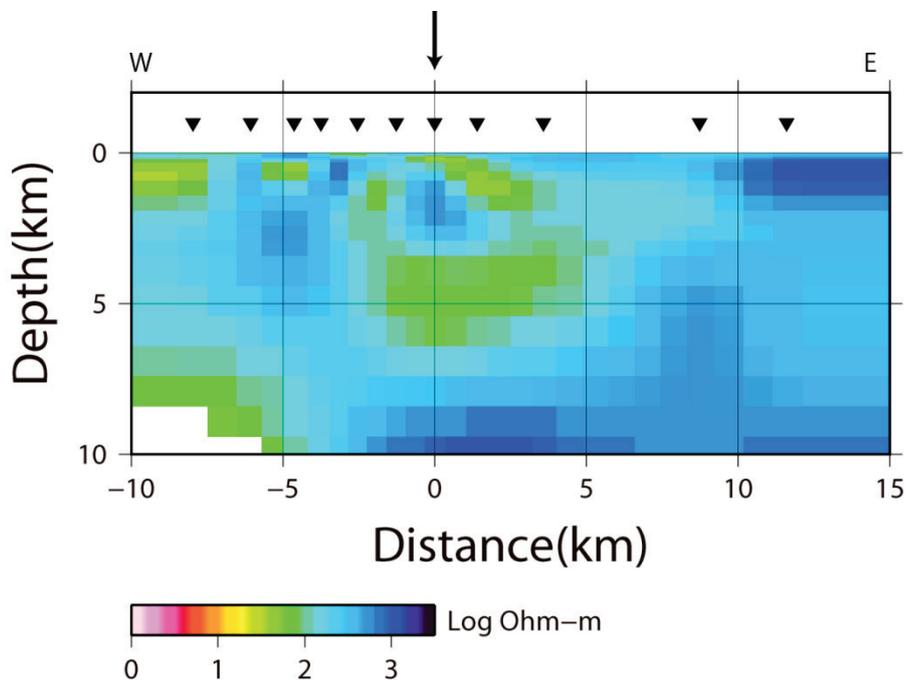


図9 TM モードの2次元解析によって得られた金剛測線における電気比抵抗東西断面図。地表の▼印が観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。黒矢印は、金剛断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 桁以内で推定）のみ表示している。

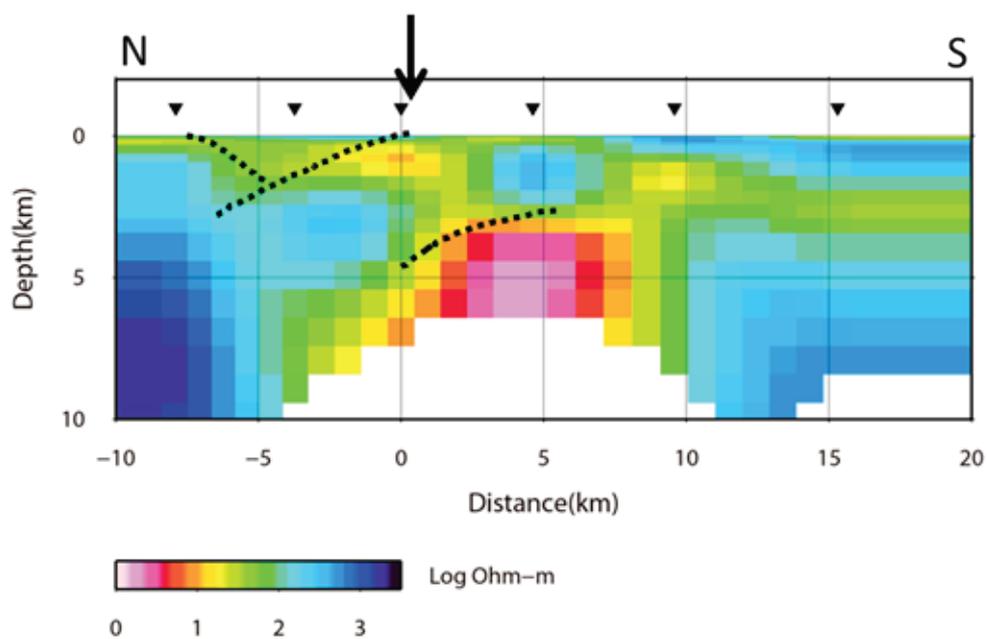


図 10 平成 25 年度に得られた和泉測線 1 における電気比抵抗南北断面図。地表の▼印が観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。黒矢印は、根来断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 桁以内で推定）のみ表示している。佐藤・他（2007）の反射法地震探査から得られた顕著な反射層を点線で比抵抗モデルに重ねて示す。

3) 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁) P 波反射法地震探査 (和歌山ー紀ノ川測線)

a) 調査測線及び作業期間

和泉山脈南縁においては、これまでに国・地方自治体・研究機関等によって反射法地震探査が行われている。本調査観測研究においても平成 25 年度には和歌山北測線及び岩出測線というそれぞれ測線長 10km 程度の断層を南北に横切る測線による探査を実施し、本地域の地殻構造解明に資する情報を得ている。

本年度は、これまでに実施された反射法地震探査間の関係を把握するために、既存の探査測線と交差する測線での反射法地震探査を実施した。観測測線の位置は、和歌山県和歌山上黒谷市から紀ノ川市北志野に至る県道 7 号粉河加太線の約 11.7km の測線である。概略測線位置図を図 11 に示し、表 2 に調査概要を示した。また、調査測線位置および解析測線位置をそれぞれ図 12、図 13 に示した。

現地作業期間は平成 26 年 12 月 15 日から平成 27 年 1 月 23 日で、平成 26 年内は測量を行い、反射法探査実施期間は平成 27 年 1 月 5 日から 1 月 23 日となった。

表 3 に主な探査の仕様と使用機器を示し、表 4 に震源、受震器及び探鉱器の一覧を示す。

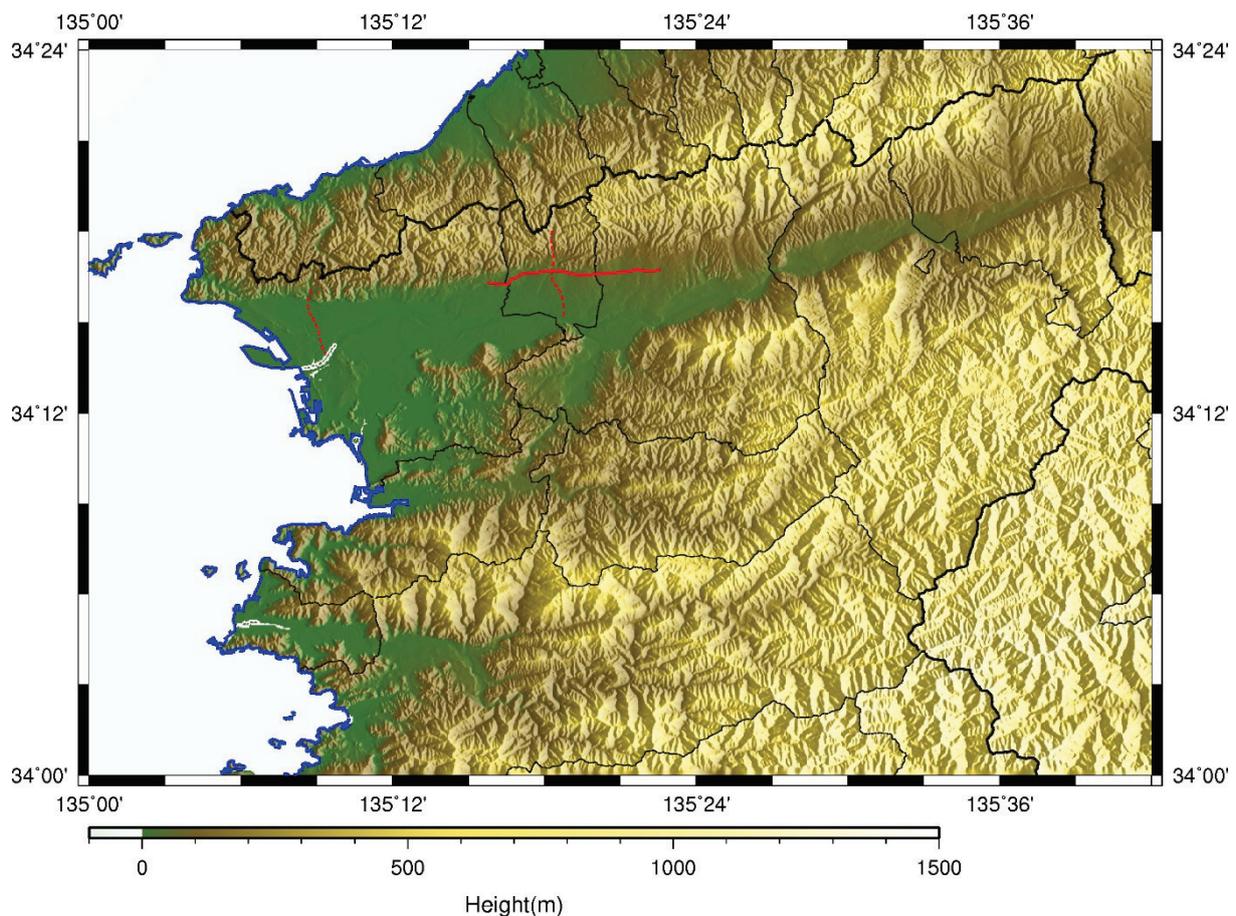


図 11 調査位置の概略。赤実線が今回の調査測線。赤破線は平成 25 年度実施測線位置。

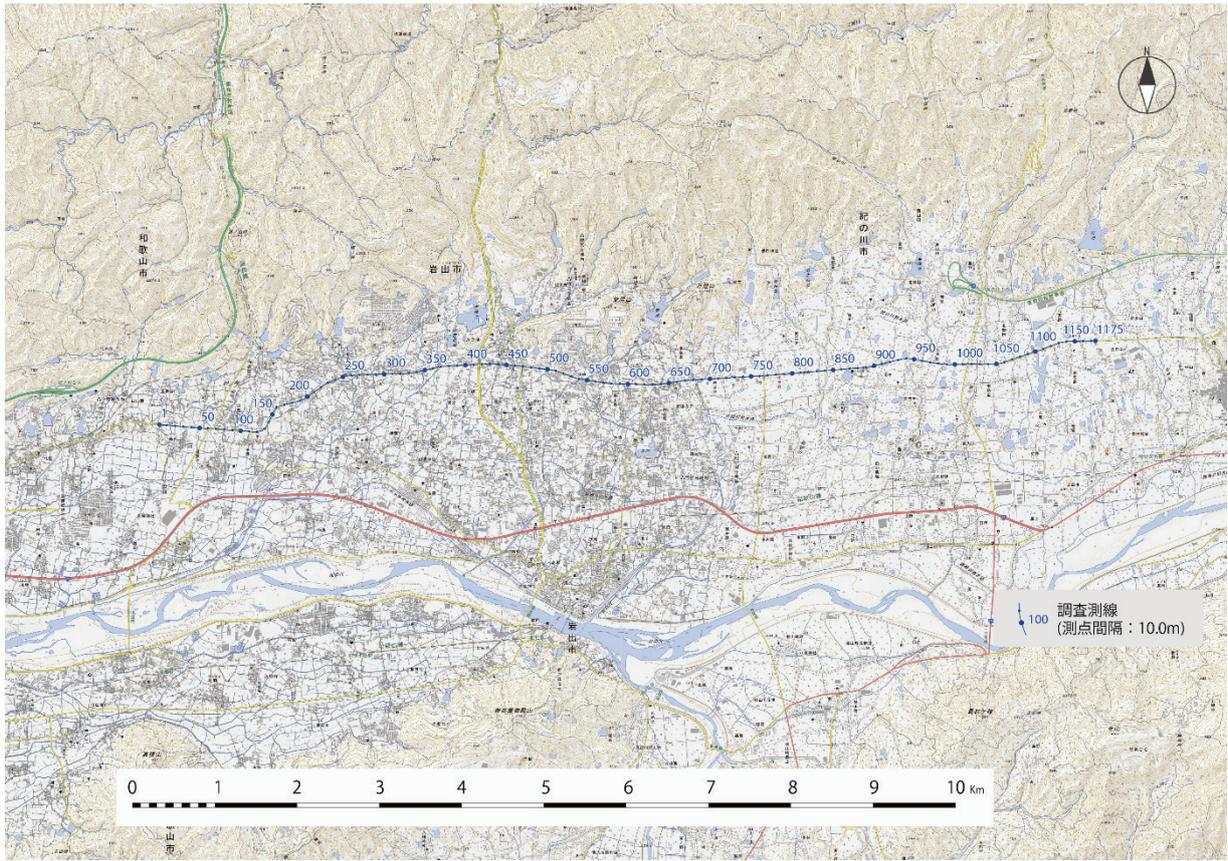


図 12 調査測線位置図

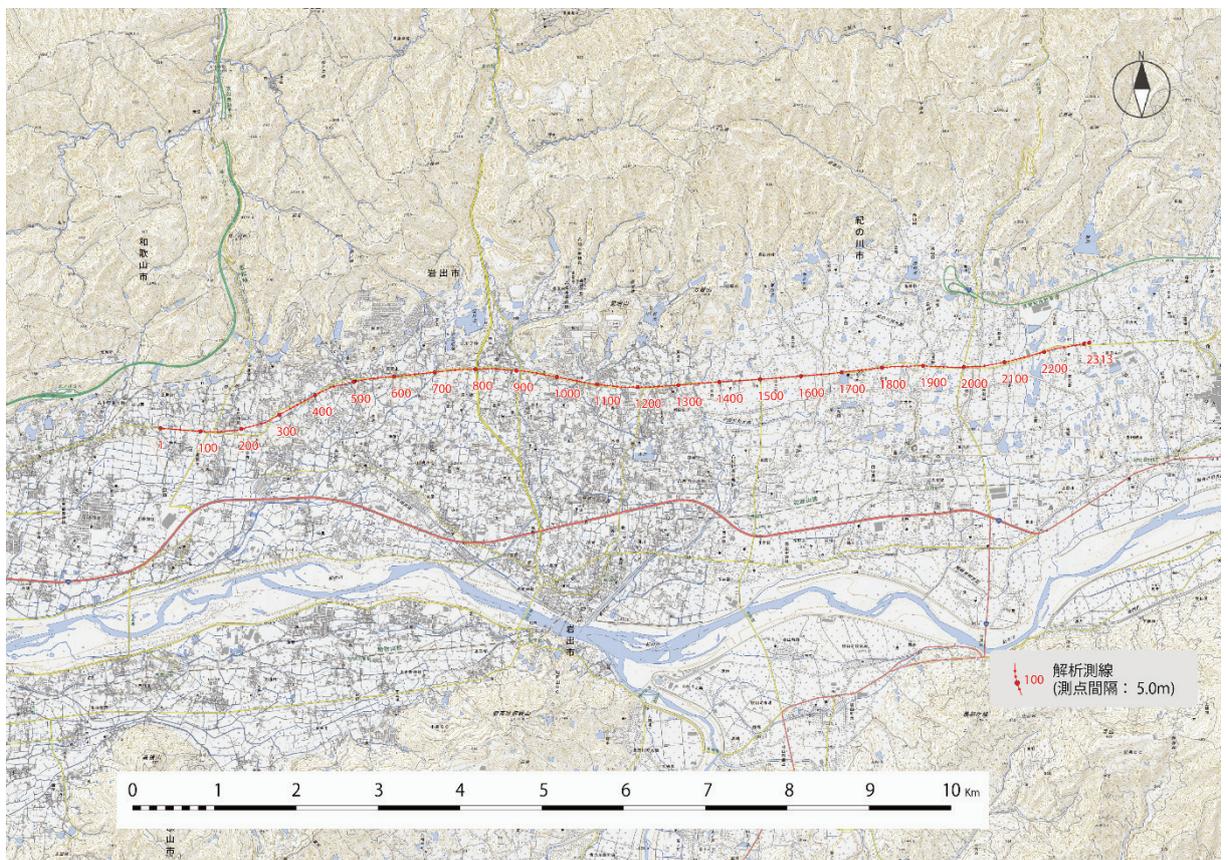


図 13 解析配置測線 (CMP 重合位置図)

表2 調査測線の概要

測線名	延長	所在地	主目的
和歌山ー 紀ノ川測線	約 11.7km	和歌山市上黒谷 ～紀ノ川市北志野	既存探査測線における反射面の対 比と基盤岩深度の把握

表3 主な探査仕様及び使用機器

項目	内容	備考
探査手法	P波反射法地震探査	
波動種別	P波	
測線数	1	
測線名	和歌山ー紀ノ川測線	
調査測線長	11774m	測点間隔から算出
解析測線長	11560m	CMP間隔の総延長
探査対象深度	地表付近から深度 1,000m 程度 まで	
標準発震点間隔	10m	施設管理者の許可条件、交 通状況、隣接家屋等の状況 に応じて、発震をカット
発震点数	1122	
標準受振点間隔	10m	障害物がある場合は受振器 設置位置をずらして設置す る
受振点数	1175	
受振器配置	グルーピング	
同時収録チャンネル数	120チャンネル以上	各発震点に対する標準受振 点数
最大受振距離	1200m以上	
標準展開方法	インラインシューティング [※]	測線終端部を除き前方 100ch以上を確保、後方は 展開状況に応じて調整。
標準水平重合数	60以上	
標準垂直重合数	3～10回	収録状況により調整
収録記録長	4秒	
サンプリング間隔	1 msec	
Sweep周波数	12～100Hz	現地テストによる
Sweep長	16sec	現地テストによる
ファイルフォーマット	SEG-D	
震源	中型バイブレーター	EnviroVibe (IVI社製)
受振器	速度型地震計 (固有周波数：10Hz、1受振点 につき6個をグルーピングした もの)	SM-4 (I/O Sensor社製) スプリアスノイズ発生は 200Hz程度
収録装置	独立型デジタル地震探鉱機 (24ビットA/D変換)	GSR (OYO GEOSPACE社製)

表 4 使用機器一覧

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
震源	中型バイブレーター	EnviroVib	IVI	実用周波数範囲：8～200Hz 最大ストローク：6.99cm ホールドダウン重量：約 7.5 トン リアクションマス重量：約 0.8 トン ベースプレート設置面積：約 1.1m ² 総重量：8.4 トン 寸法：(L)6.1×(H)2.4×(W)1.9m
受振器	ジオフォン	SM-4	I/O Sensor	速度型地震計（1成分） 固有周波数：10Hz グルーピング：6個
探鉱機	独立型レコーダー	GSR	OYO Geospace	A/D 分解能：24 ビット サンプルング間隔： 0.25、0.5、1.0、2.0、4.0msec 保存データ形式：SEG-D、SEG-2 周波数特性：3～1.6kHz プリアンプゲイン： 0、6、12、18、24、36dB

b) データ処理及び解析

収録記録のデータ処理及び解析は、一般に多用される共通中間点(Common Midpoint; CMP)重合法により SN 比(シグナルとノイズの比)を高めた時間断面を作成した。次に、速度解析結果等に基づき、マイグレーション処理を施し、時間断面中の反射面を正しい位置に戻した。さらに、深度変換により、時間断面を深度断面に変換した。データ処理のフローを図 14 に示すと共に、表 5 に主な処理のパラメータを記す。

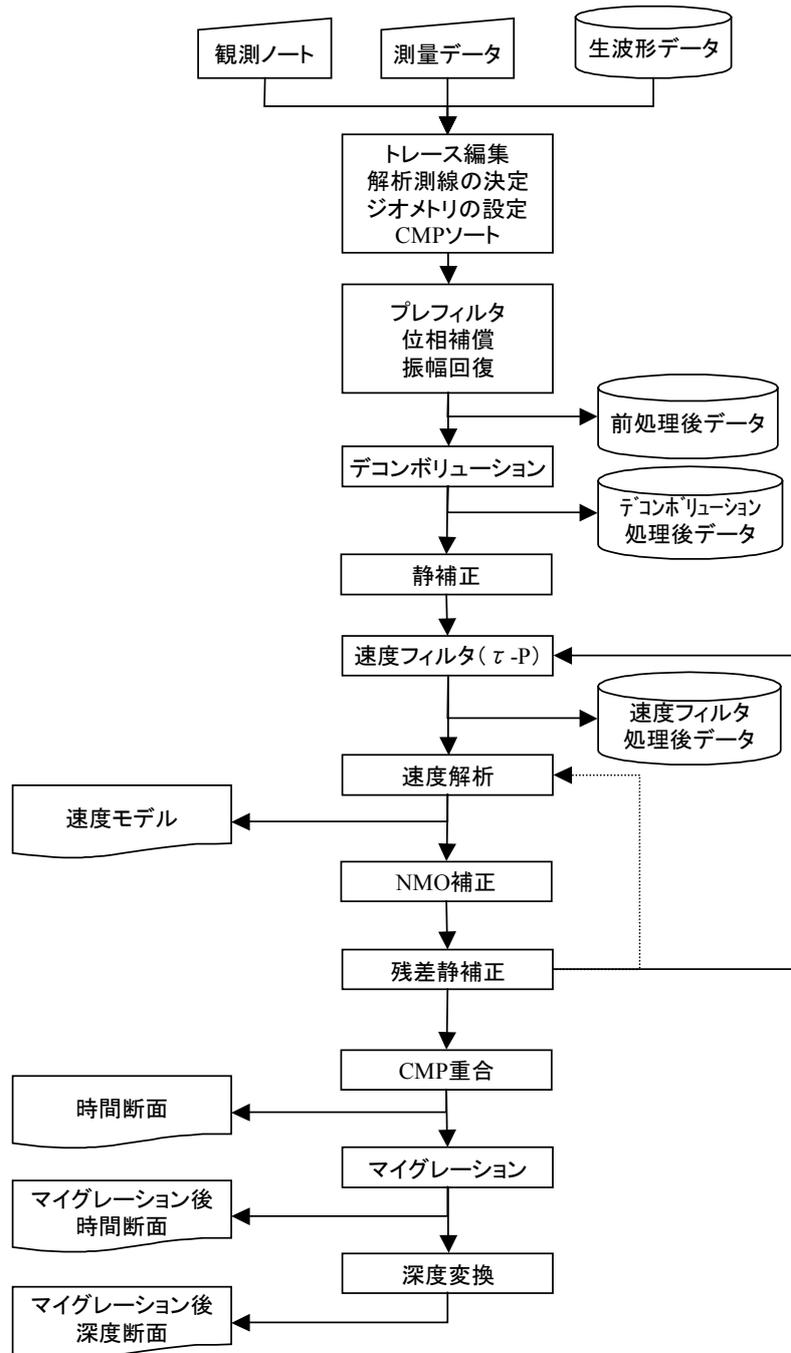


図 14 反射法地震探査処理フロー

表5 データ処理に使用した主なパラメータ

処理名	パラメータ	設定値	備考
		和歌山一紀の川測線	
プレフィルタ	バンドパスフィルタ帯域	15~100Hz	
振幅回復	幾何学的発散補正ウィンドウ幅	20msec	
	自動振幅調整(AGC)	200msec	
デコンボリューション	自己相関演算用ゲート長	1000msec	タイムバリエーションスペクトラルホワイトニング等
	フィルタ長	100msec	
	ホワイトノイズ	3%	
静補正	メッシュサイズ ^a	1m×1m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加(200~1,600m/s)	
	最大オフセット距離	400m	
	再構成速度範囲	200~26000m/s	最大値は速度走時曲線/走時曲線の傾斜から推定
	トモグラフィー繰り返し回数	100回	
	置換速度	1,600m/s	
	標高補正用速度	1,600m/s	
残差静補正	最大許容時間シフト量(1回当)	8msec	
	繰り返し算出回数	5	
速度フィルタ	τ -p	約1250m/s以下を抑制	
タイムバリエーションフィルタ		0~250msec: 25~110Hz 250msec~: 15~110Hz	

c) 解析結果

b)に従ったデータ処理・解析により、断面図を作成した。それぞれの断面は解析測線図(図13)のCMP番号が横軸となっており、左手が西となっている。図15は屈折波トモグラフィによる表層部分の速度分布で、鉛直方向を10倍に誇張して示している。図16に重合時間断面図(鉛直方向を3倍相当に誇張)、図17に深度断面に変換した図(鉛直方向を3倍誇張)、図18に相対振幅強度断面図(カラースケール、鉛直方向を3倍に誇張、区間速度を表示)を示した。

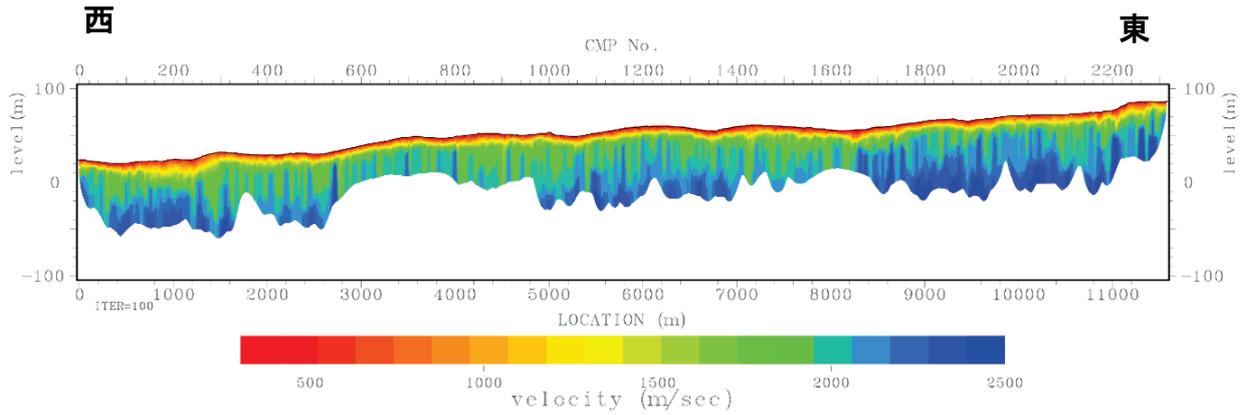


図15 表層解析結果(鉛直方向を10倍に誇張)

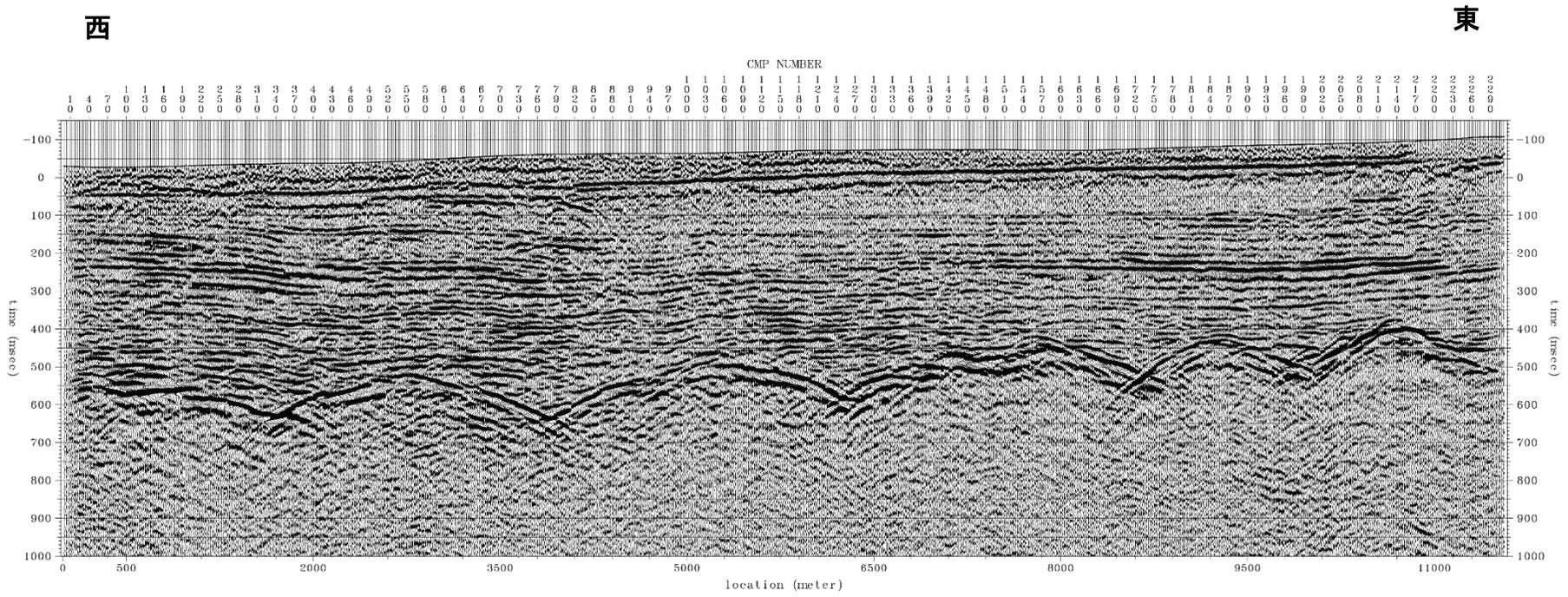


図 16 重合時間断面図 (鉛直方向を 3 倍誇張に相当)

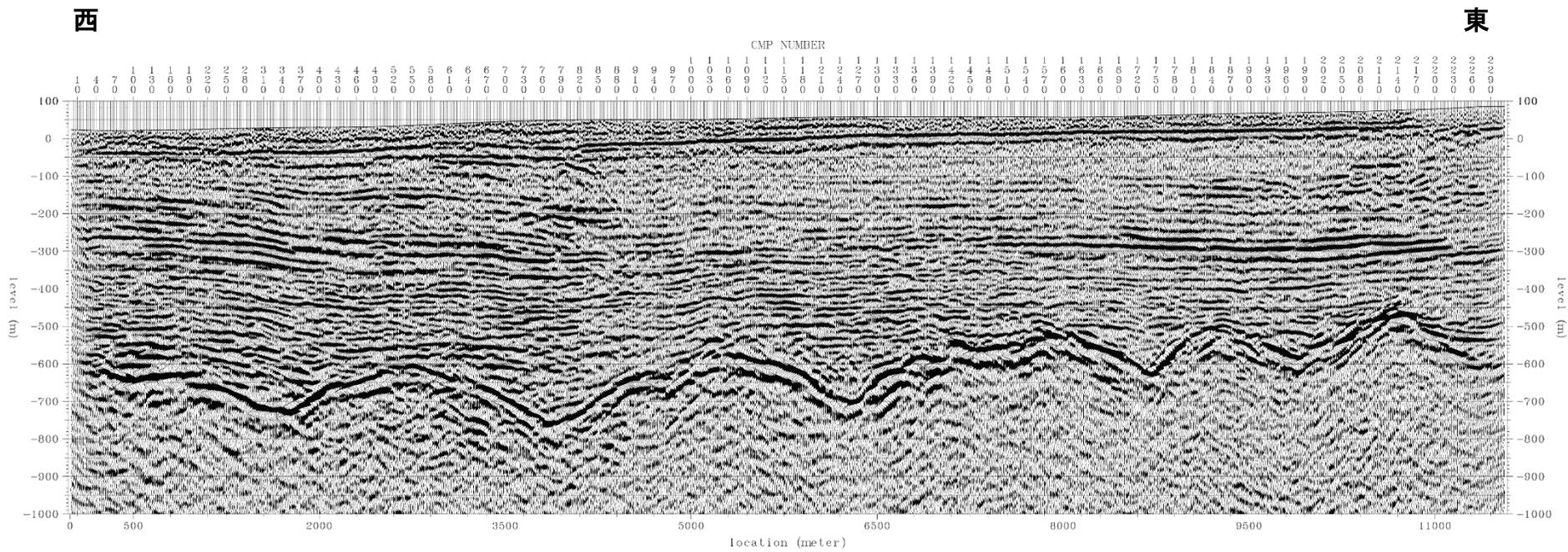


図 17 深度断面図 (鉛直方向を 3 倍誇張)

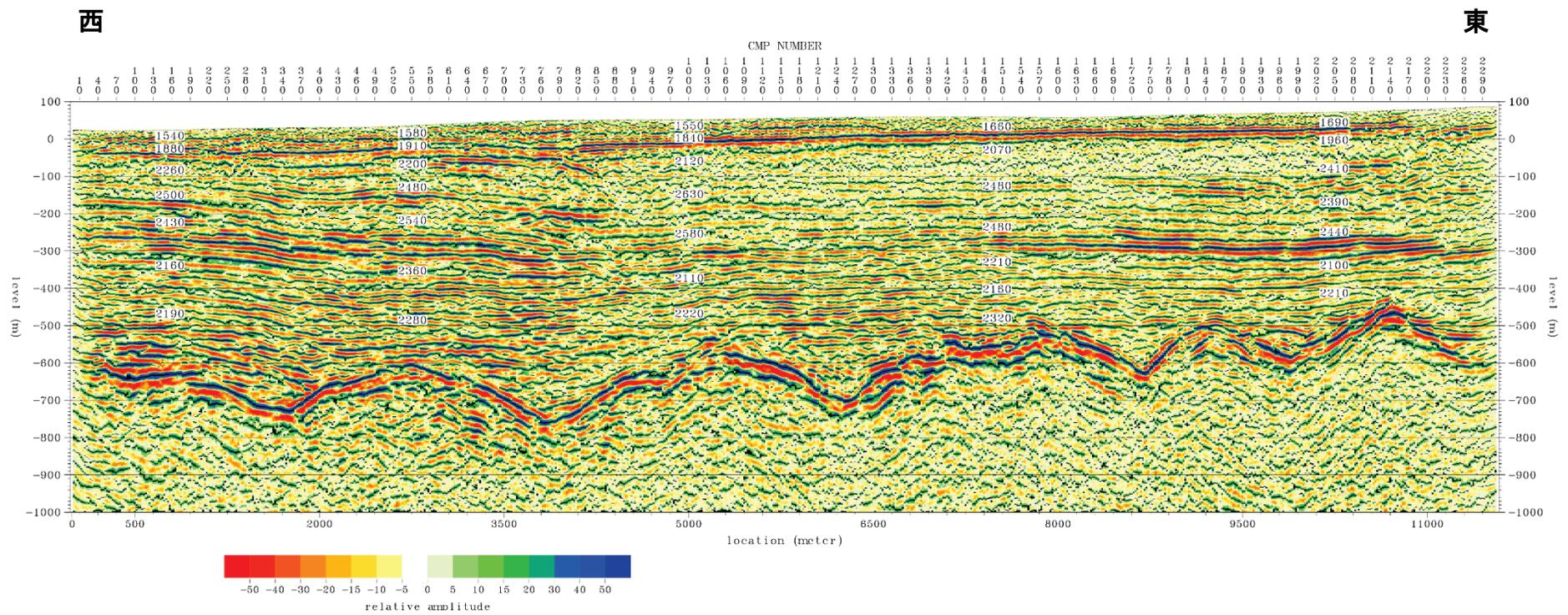


図 18 相対振幅強度断面図（カラスケール、鉛直方向を3倍誇張、区間速度を表示）

d) 地質構造の解釈

調査地域周辺の地質情報について、既往の探査結果等に本調査結果を加えて検討する。平成 25 年度に本調査観測研究によって行った探査を含め、この地域で実施された既存の有名な反射法地震探査および基準となるボーリング調査は表 6 にまとめるとおりである。ここに挙げている調査測線やボーリング地点を牧本ほか(2004)の地質図面上に記したものを図 19 に示した。当調査測線(和歌山-紀の川測線)は、これら複数の既存測線と交差する東西測線として設定した。これにより、各測線間の地質情報を連結することで、和歌山市東部から紀の川市域における中央構造線地域の地下構造を把握する上で有用な地質情報を与えることとなる。

表 6 和歌山平野のおもな地質情報

調査項目	出典	測線／掘削長	基盤岩情報
P 波反射法地震探査	吉川宗治ほか(1992)	L=約 6 km	○
	地質調査所(1995)	L=500m	×
	佃栄吉(1997)	L=2245m	×
	笠原敬司ほか(1998)	L=約 16km	○
	河村和徳ほか(2001)	L=2200m	×
	佐藤比呂志ほか(2007)	L=約 22km	○
	文部科学省ほか(2015)	L=約 10km(2 測線)	○
基準ボーリング	水野清秀ほか(1999)	掘削深度 625m	未着岩

i) 反射断面の解釈

反射法地震探査の処理過程および断面図から推定される解釈図を図 20 に示す。全般的に、連続性の良い反射面が明瞭であり、特徴より 2 種類に区別できる。ひとつは、ほぼ水平に連続する反射面であり、地表面の直下より、深度 600m 付近まで見られる。既存の地質図より、段丘堆積物と菖蒲谷層群(牧本ほか, 2004)に相当する反射面と考えられる。もう一つは、深度 600m 付近において、1500~2500m の波長で、150~200m 程度の比高の緩やかな起伏のある明瞭な反射面である。この反射面は、調査断面を通して追跡でき、東にかけて浅くなる傾向がみてとれる。既存の地質図や反射法探査結果(文部科学省ほか, 2015)などより、紀の川以南に広く分布する三波川変成岩に属する基盤岩の上面に対応する反射面と考えられる。

基盤岩(三波川変成岩)の上面は、起伏はあるが、上下変位を伴う明確な断層は認められない。しかし、CMP1400 の標高-600m 付近において、鉛直落差 50m 程度の小規模な断層が推定される。基盤岩上面付近の反射面の形状から東側隆起の逆断層と推定されるが、上位の堆積物に変形は認められない。一方、CMP200 の標高-650m 付近においても、基盤岩上面の反射面に不連続が見られる。図 20 に示す 3 倍に鉛直誇張された反射断面では西側隆起の逆断層にも見えるが、縮尺を縦横同じにした場合には、この断面に現れる見掛けの傾斜角は低角度(7~8°)であるので、単純な逆断層構造とは考えにくい。その直上の反射断面

には上位の堆積層に撓曲するような弱い変形が見られるが、基盤の逆断層構造によるものというより、中央構造線断層帯の横ずれ運動に伴った変形が生じているのかもしれない。

岩出測線（文部科学省ほか，2015）では、堆積層内の連続性のよい反射面として、この測線では深さ数十 m と深さ 300m くらいの反射面をそれぞれ A 面、B 面と名付けて、それぞれ段丘堆積物の基底及び NG-5 層の上面（水野ほか，1999）と解釈した。速度解析結果より、堆積層（おもに菖蒲谷層群）の弾性波速度（P 波速度）は、この B 面を境に上半部においては 2100～2500m/sec、下半部は 2100～2200m/sec と推定された。CMP900～1700 付近では、B 面より上位の反射記録が明瞭でなく、反射面の連続性が悪くなり、推定される P 波速度は他の区間よりも 100m/sec 前後速くなる傾向が見られる。一般に反射面の連続性は、堆積物の側方への連続性を反映したものと考えられ、広域的に分布する粘土層では連続性が良く、礫質土のような粗粒堆積物では悪く明瞭な反射面を示さない場合が多い。これらより、CMP900～1700 付近の深度 300m 以浅では、礫質堆積物が優勢となっている可能性がある。

ii) 既存の調査結果との対応

本調査測線（和歌山一紀の川測線）と交差する既存の反射法探査測線は、図 19 に示したとおりであり、それぞれ平成 25 年度岩出測線、佐藤ほか(2007)の和泉測線 2006、および吉川ほか(1992)の探査結果を図 21～図 23 に示す。

上述した堆積層を二分するような明瞭な反射面は、それぞれの断面において認められている。この反射面は上述のように図 24 に示す根来観測井（水野他、1999）の 625m ボーリングに見られる細流土層を主体とする NG-5 層の上面に対応する可能性を指摘している。NG-5 層上面標高と和歌山一紀の川測線(CMP1250 付近)の B 面との標高差(約 55m)と、その離隔距離(約 650m)から算出される勾配は約 5° であることから、平成 25 岩出測線における B 面の南北方向勾配とほぼ一致する。図 25 には、吉川ほか (1992)、岩出測線（文部科学省ほか，2015）および本測線の時間断面プロファイルを、それぞれ交点で接続した図を示した。それぞれの時間断面において、B 面も含め堆積層内の反射面はこれら 3 測線において連続して確認することができる。

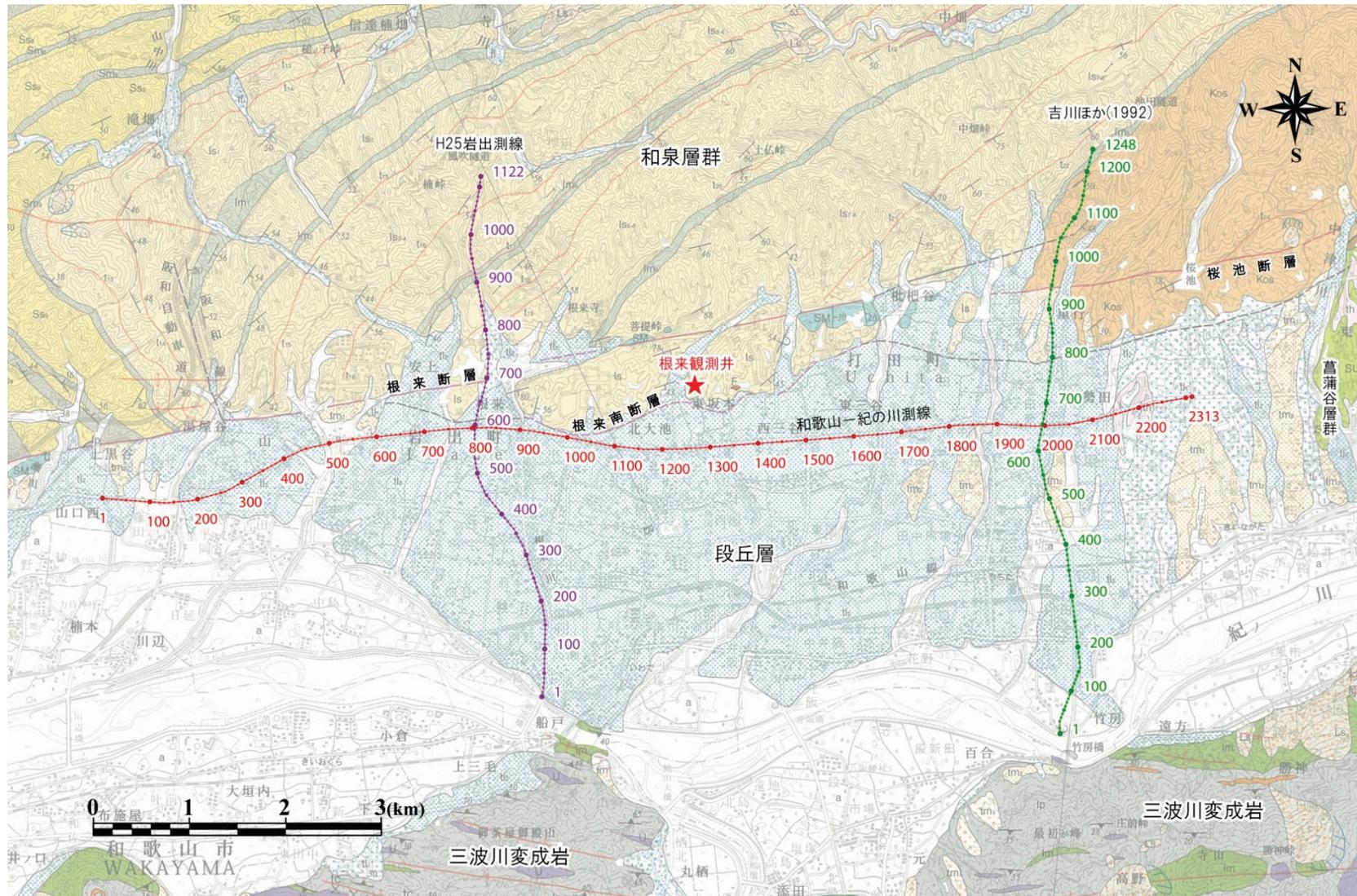


図 19 調査地周辺における測線位置図 (牧本ほか, 2004 に加筆)

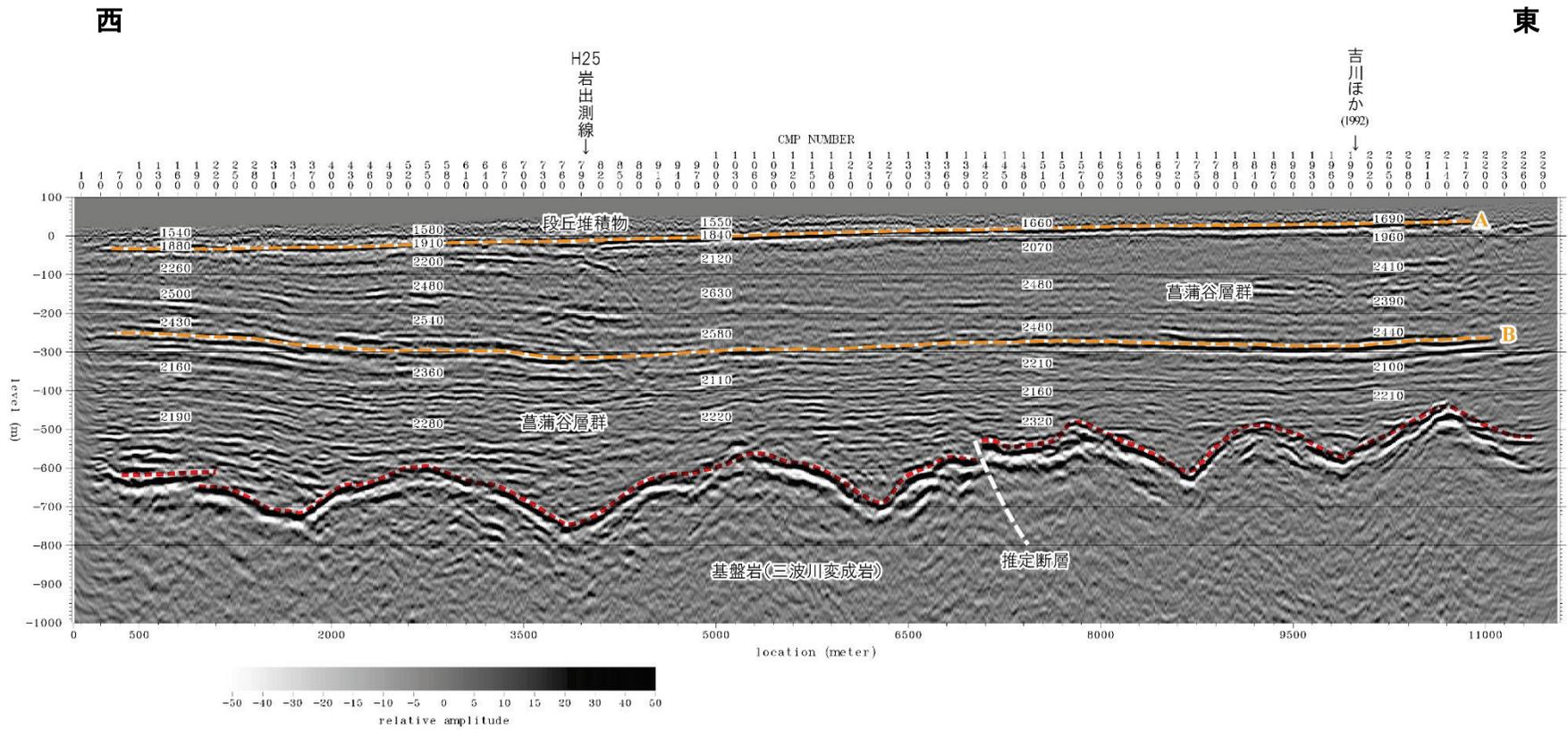


図 20 和歌山一紀の川測線解釈図 (鉛直誇張：3倍)

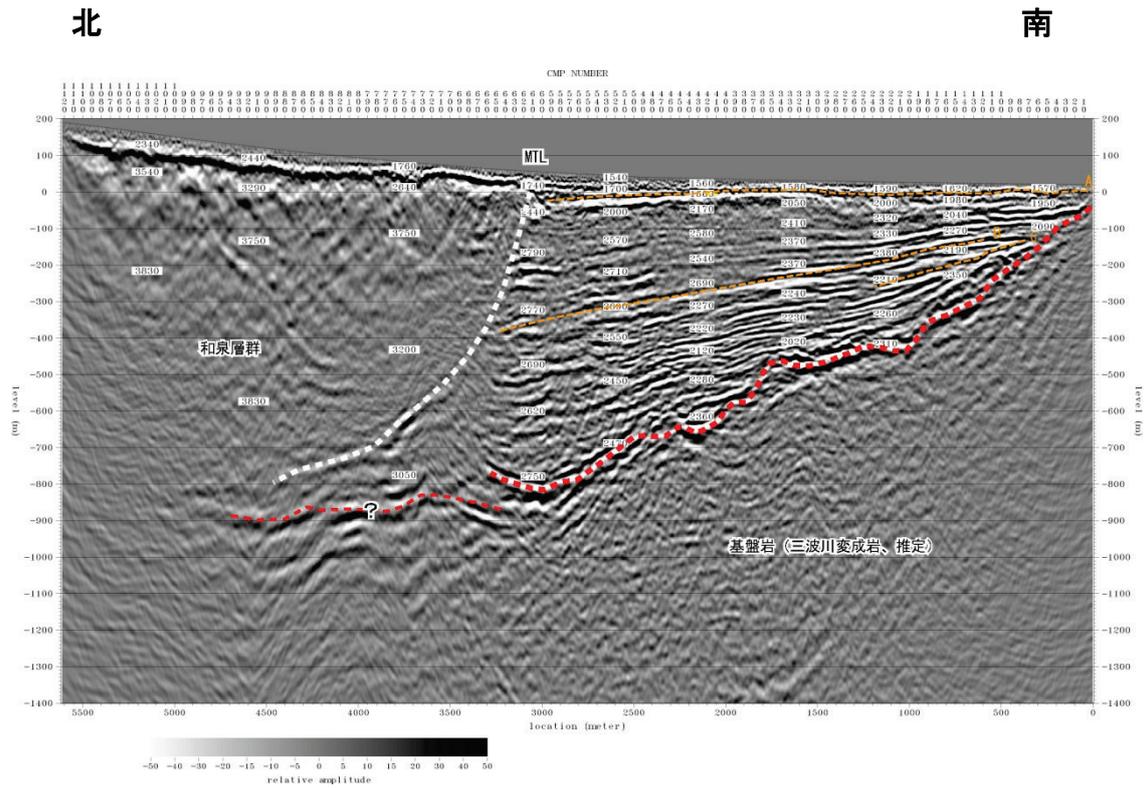


図 21 平成 25 年度重点調査「岩出測線」探査結果（文部科学省ほか，2015）

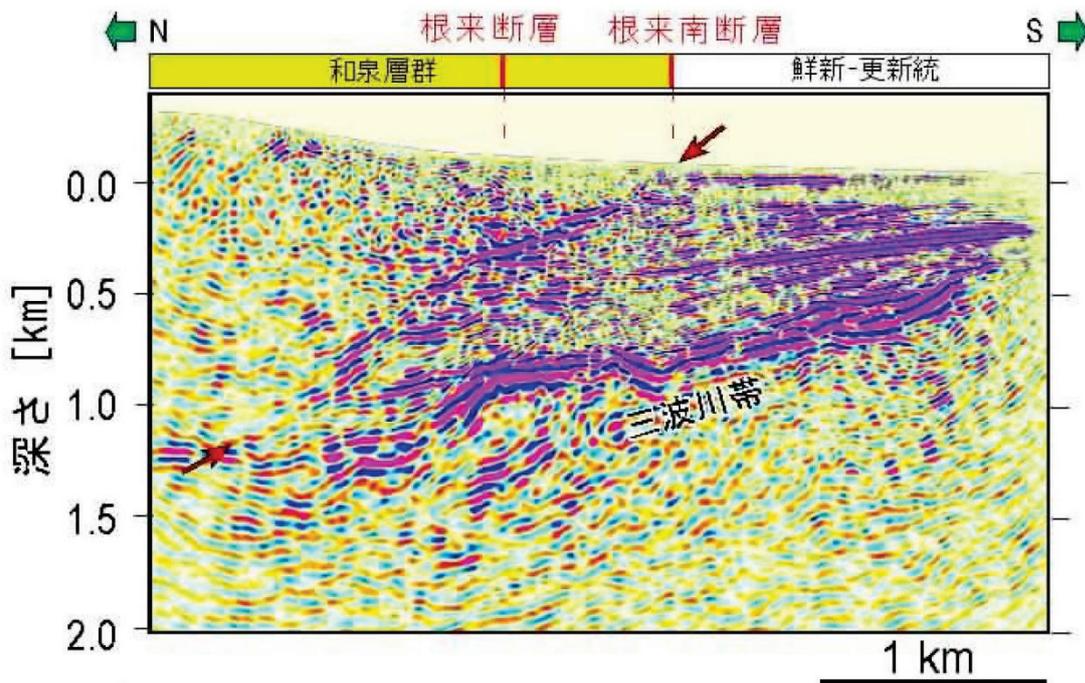


図 22 大都市大震災軽減化特別プロジェクト「和泉測線 2006」（佐藤ほか，2007）探査結果

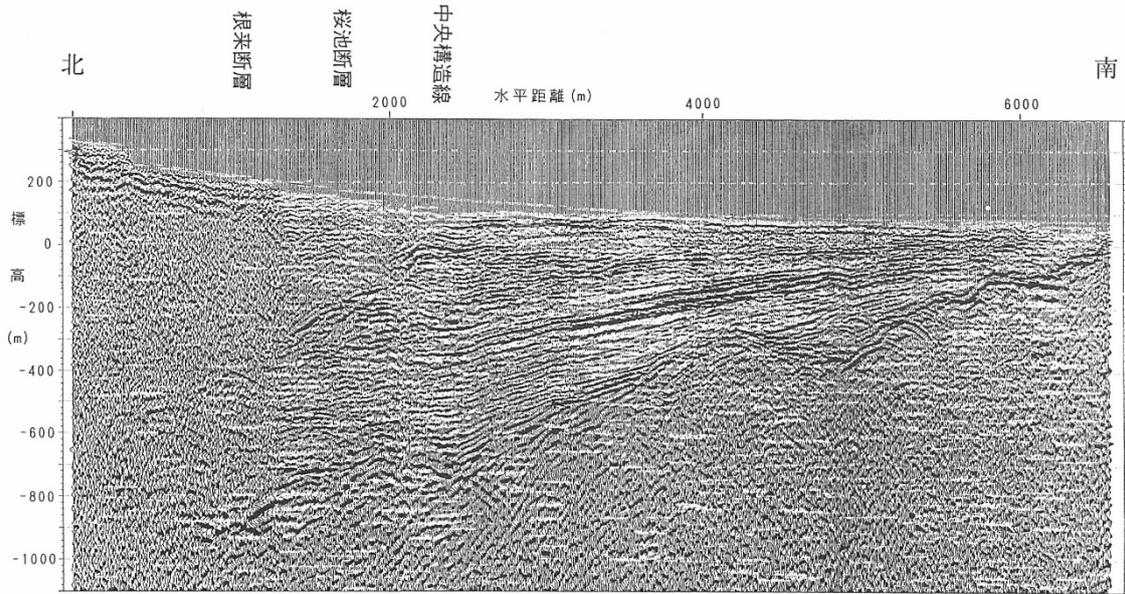


図 23 吉川ほか(1992)による探査結果

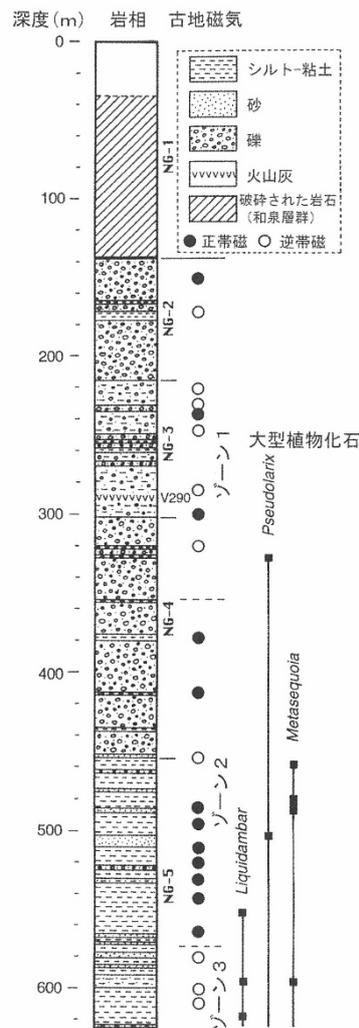


図 24 根来観測井柱状図(水野ほか(1999)を牧本ほか(2004)が加筆)

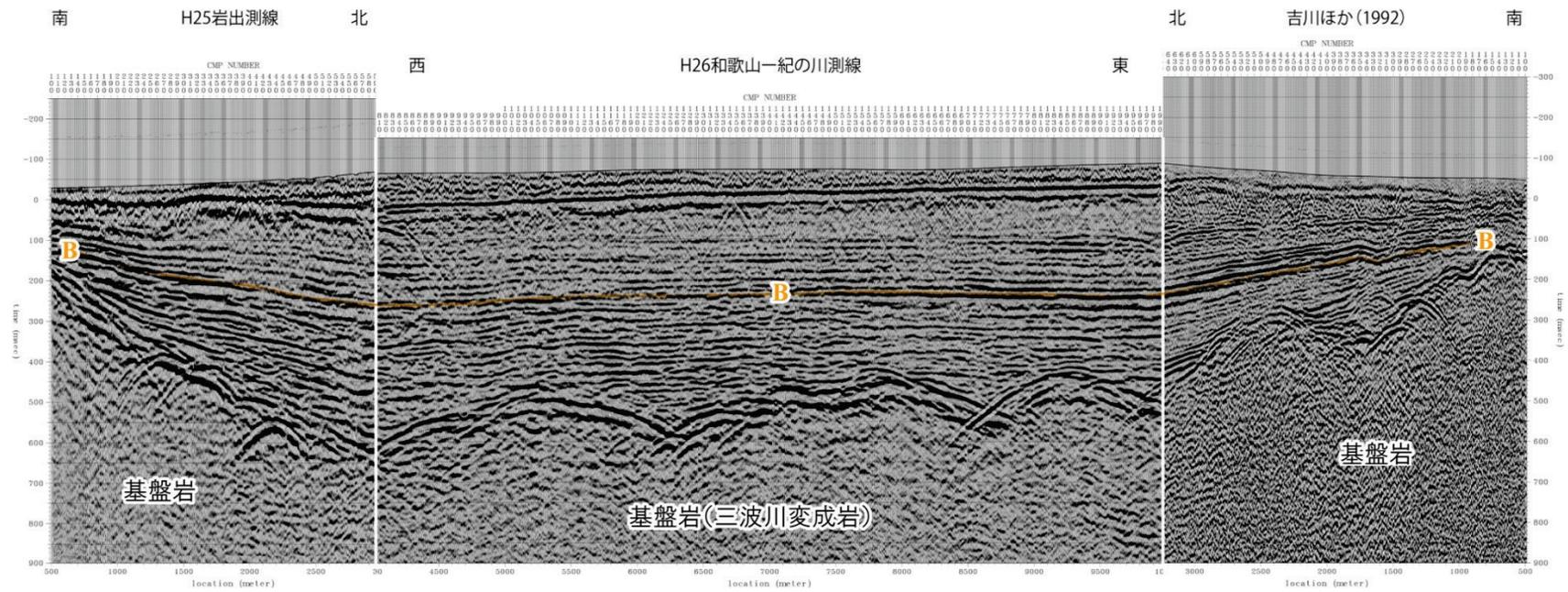


図 25 3 測線間における反射面の対比 (時間断面)

4) 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P波反射法地震探査（既存測線の再解析）

a) はじめに

和泉山脈南縁においては、本調査研究では中央構造線付近の断層構造および地下構造の把握を行うために、平成25年度、平成26年度に総延長約22kmの反射法地震探査を行ってきた。これら既往検討結果と本調査研究で実施された反射法地震探査から推定される地下構造との関係を把握するために、平成7年に防災科学技術研究所が実施した反射法地震探査データの再処理を行って基本情報の整備を行った。この反射法地震探査は和歌山地域での高感度地震観測施設の建設に関して、周辺の詳細な地下構造を把握することを目的として実施されたものである。探査は大阪府阪南市和泉鳥取町付近から和歌山県和歌山市伊太祈曽付近にいたる約17.6kmで行われた。防災科学技術研究所測線の主要な探査諸元を表7に、調査測線の概略位置を図26に、解析測線位置を図27に示した。

この元データは、大型のバイブレーターを使用しており、より遠方まで震動が届いている特徴がある一方、標準測点間隔25m、発震間隔50mと、今回我々が行っている探査と比較して観測点間隔等が粗い特徴がある。一方、平成26年度の和歌山一紀ノ川測線（前項）においてはこの防災科学技術研究所の測線とも交差しているため、和歌山一紀ノ川測線で得られた反射断面等を利用することによって探査データを整理し、より広域の資料とすることを目的としている。

本再解析においては、防災科学技術研究所より探査データの提供をしていただいた。期して感謝いたします。

表7 防災科学技術研究所実施による反射法地震探査の主な諸元

項目	内容	備考
探査手法	P波反射法地震探査	
波動種別	P波	
調査測線長	17575m	測点間隔から算出
解析測線長	4160m	CMP間隔の総延長
標準測点間隔	25m	
平均発震点間隔	50m	
発震点数	213	
受振点数	704	
同時収録チャンネル数	240チャンネル	各発震点に対する標準受振点数
最大受振距離	1000m以上	
標準展開方法	インラインシューティング	前方160、後方80チャンネルの振り分け展開
標準水平重合数	40	
標準垂直重合数	7～15回	
収録記録長	14秒	
サンプリング間隔	4 msec	
ファイルフォーマット	SEG-Y	
震源	大型バイブレーター	1～4台
受振器	UM-2速度型地震計 (固有周波数：10Hz、)	1受振点につき18個をグループピング
収録装置	G. DAPS-3	24ビットテレメトリ型探鉱機

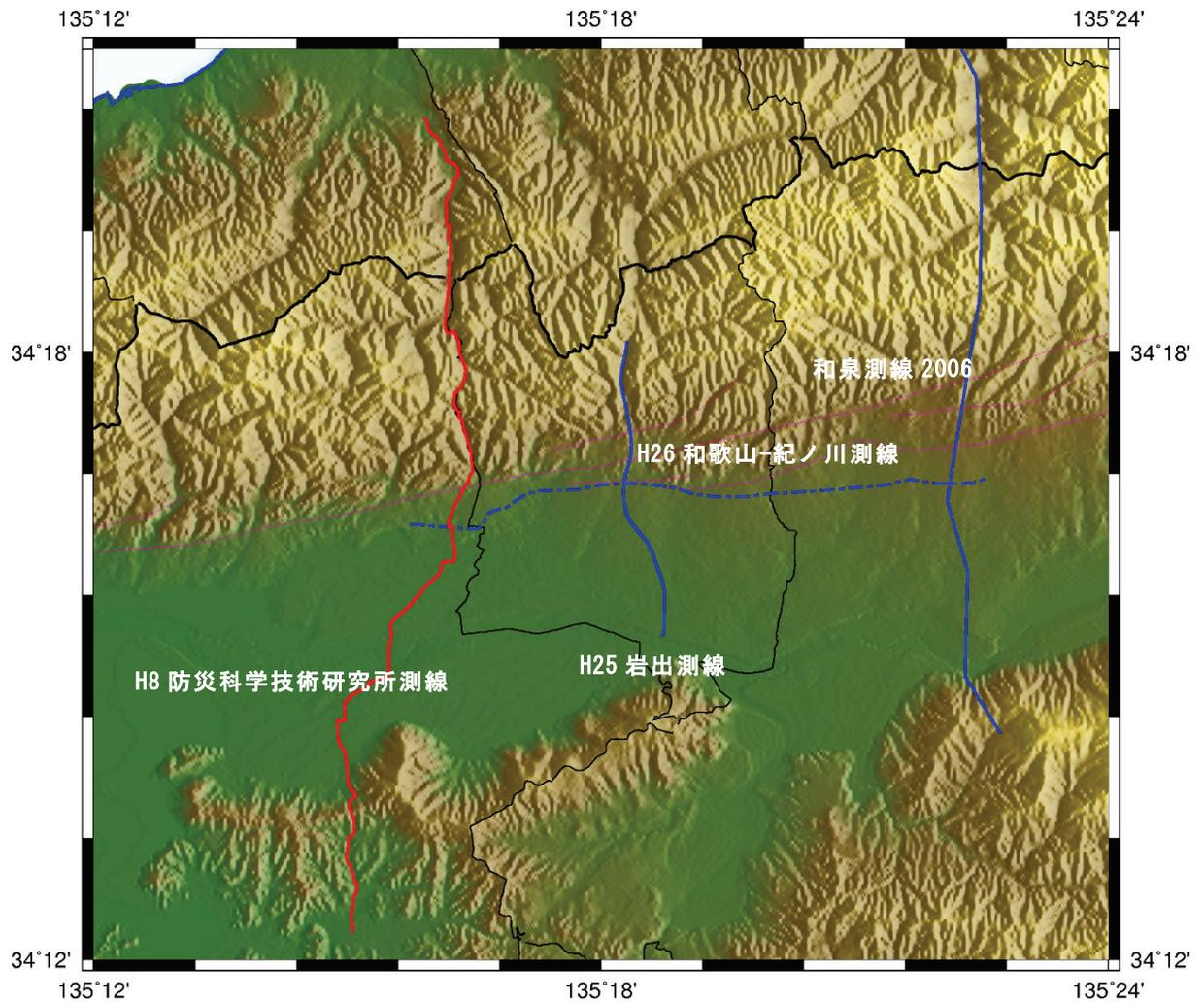


図 26 再処理対象測線を含む岩出地域の反射測線。赤実線が再処理対象測線の 1996 (H8) 防災科学技術研究所測線 (笠原・他, 1998)、青線はこの地域での既存測線で、和泉測線 2006 (佐藤・他, 2007、H25 岩出測線 (文部科学省開発局・京都大学防災研究所, 2014)、H26 和歌山-紀ノ川測線 (本報告)。

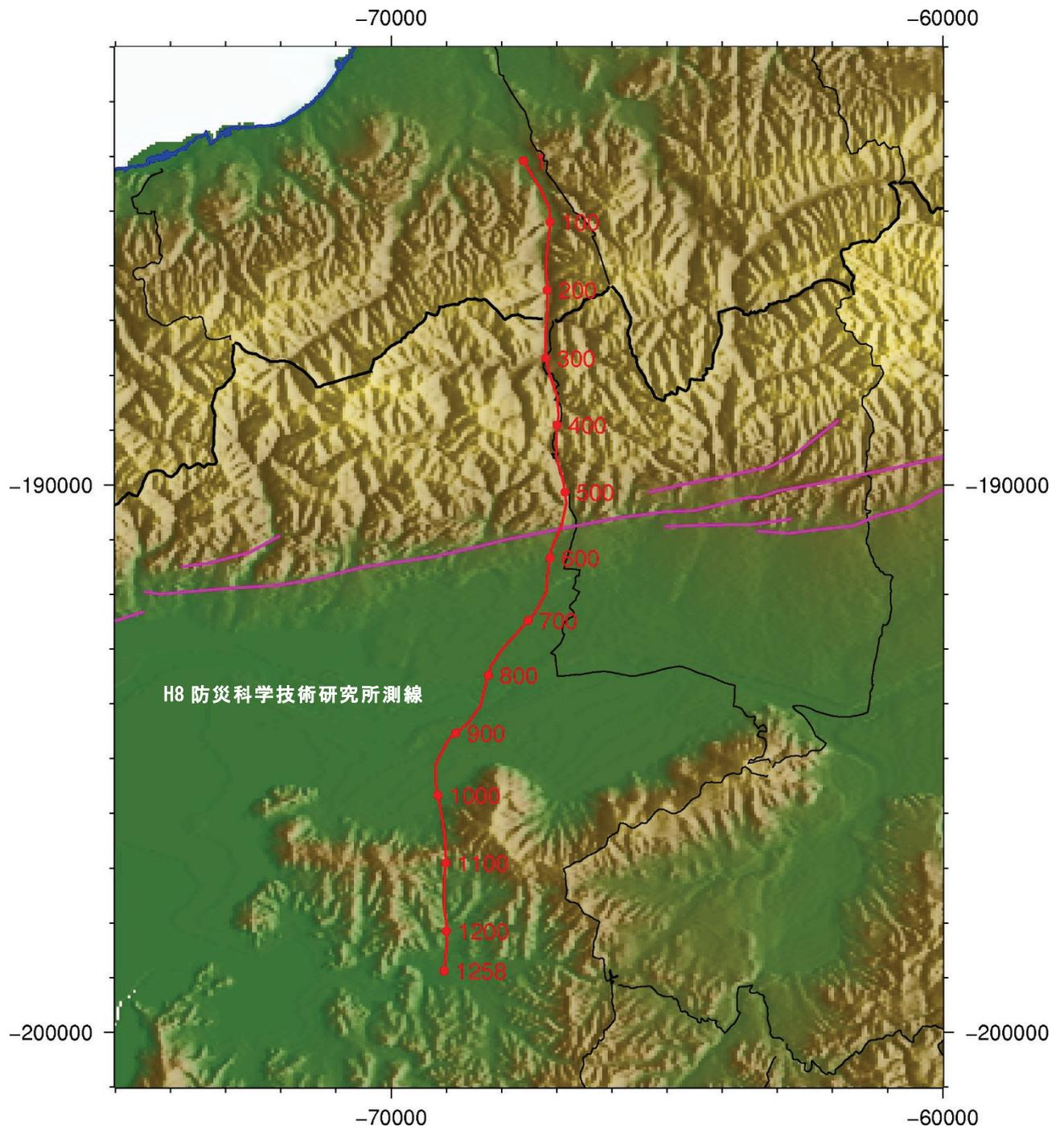


図 27 再解析を行う測線（笠原・他，1998）の位置図（赤線）。図中の桃色線は産業技術総合研究所活断層データベースによる想定断層位置。

b) データ処理

我々が平成 26 年度に行った探査断面等との比較を行うために、断層による構造変化に関する点に注意した解析を行い、周辺での区間速度等を参考にした解析を行った。また、長距離に信号が届いていることを活用して、屈折波トモグラフィーを行い、反射断面の解釈等に活用した。処理フローを図 28 に示し、その解析パラメータを表 8 に示す。図 29 には静補正のための表層の P 波速度分布を示す。図 30 には CMP 重合後の時間断面図を、図 31 にはマイグレーション処理後の深度断面図を示す。深度断面図には区間速度を書き入れている。時間断面図や深度断面図において CMP 番号 550 付近を境に北側と南側で構造が変化していることが見て取れる。これらの構造についての解釈は次の節で行う。

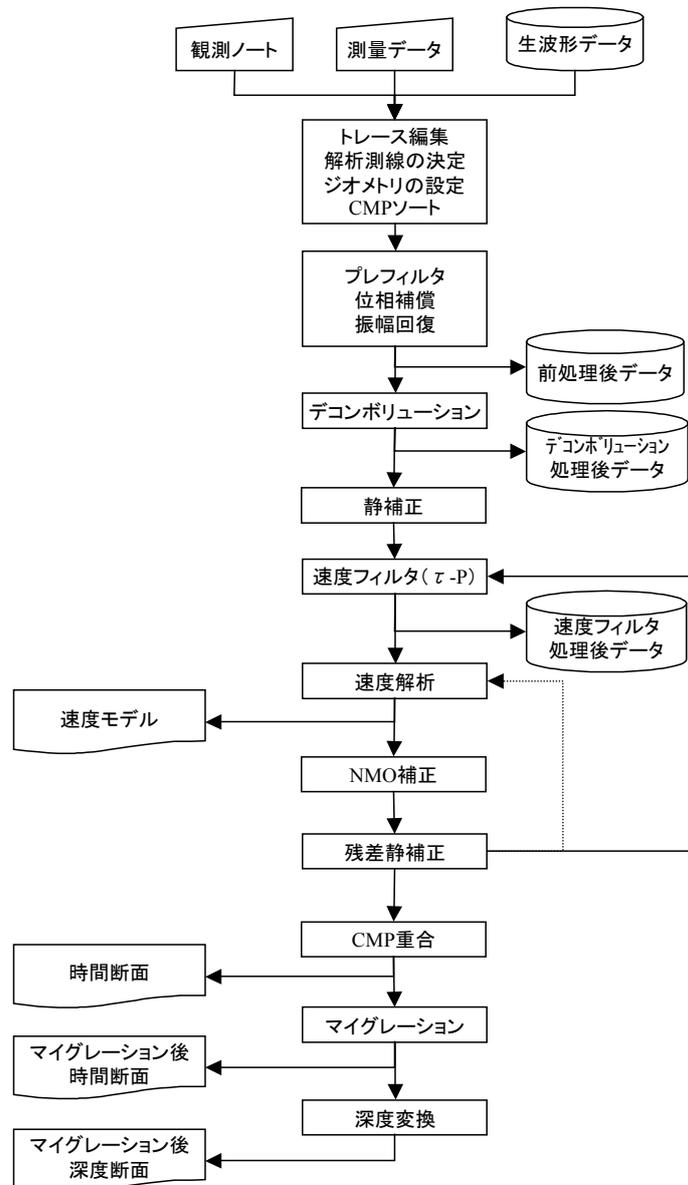


図 28 反射法地震探査標準データ処理フロー

表8 データ処理に使用した主なパラメータ

処理名	パラメータ	設定値	備考
プレフィルタ	バンドパスフィルタ 帯域	10～60Hz	
振幅回復	幾何学的発散補正 ウィンドウ幅	30msec	
	自動振幅調整 (AGC)	200msec	
リサンプル		500Hz	元々のサンプリング周波数は 250Hz
デコンボリューション	自己相関演算用 ゲート長	1200msec	タイムバリエーション スペクトラルホワイトニング等
	フィルタ長	100msec	
	ホワイトノイズ	3%	
静補正	メッシュサイズ	2 m × 2 m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加 (200～1,600m/s)	
	最大オフセット距離	600m	
	再構成速度範囲	200～3500m/s	最大値は速度走時 曲線/走時曲線の傾 斜から推定
	トモグラフィー 繰り返し回数	41 回	
	置換速度	1,600m/s	
	標高補正用速度	1,600m/s	
残差静補正	最大許容時間シフト量 (1 回当)	8 msec	
	繰り返し算出回数	5	
速度フィルタ	$\tau - p$	1600m/s 以下を抑制	
タイムバリエーション フィルタ		0～400msec : 15～60Hz 400msec～ : 10～60Hz	

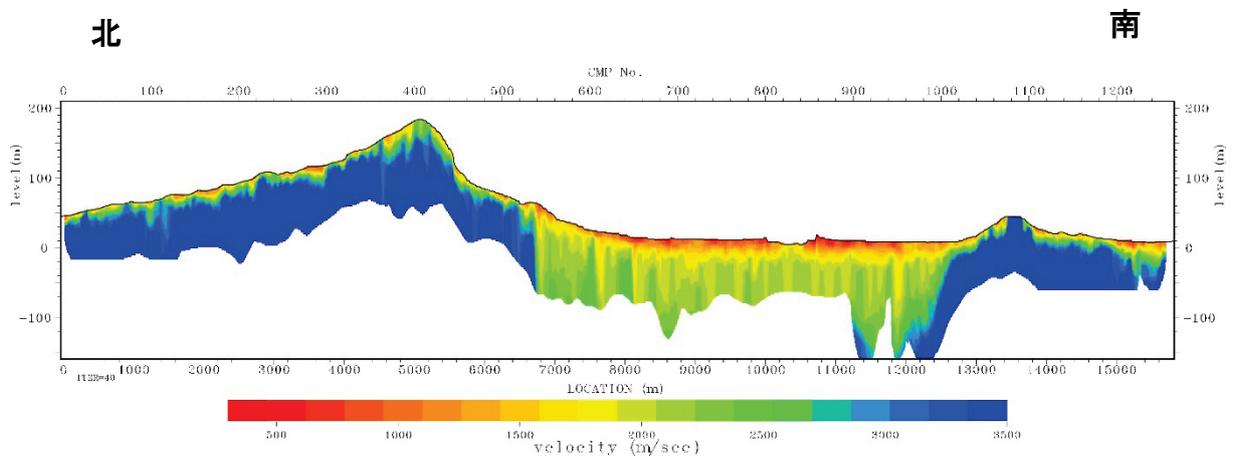


図 29 表層解析結果（鉛直方向を 10 倍に誇張）

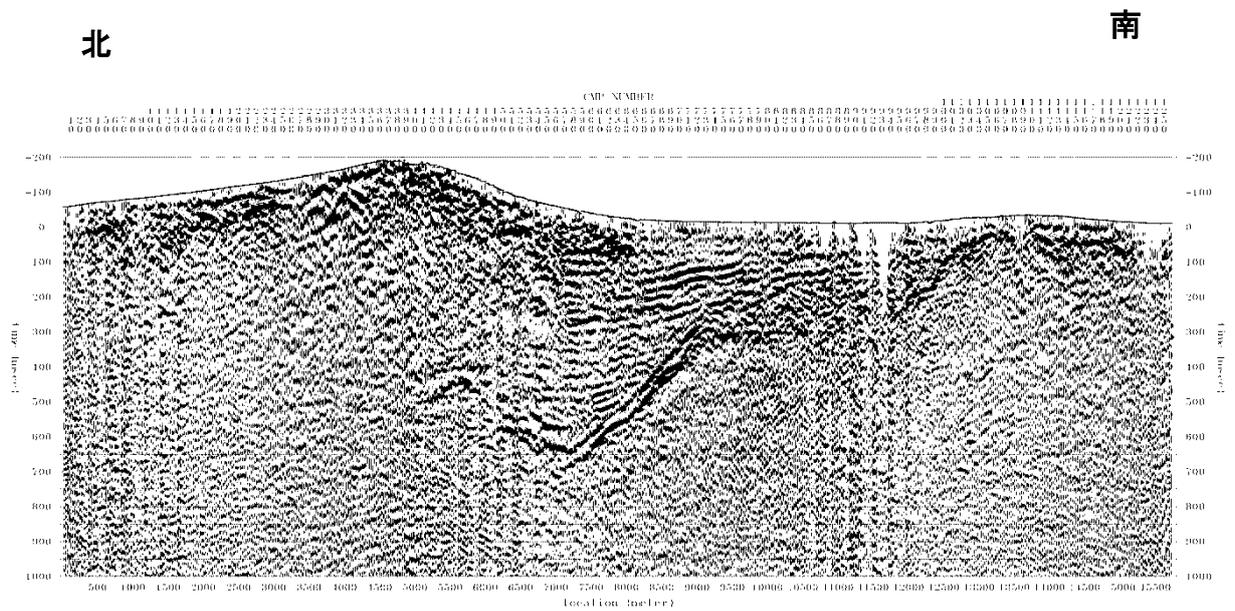


図 30 重合時間断面図（鉛直方向を 5 倍誇張に相当）

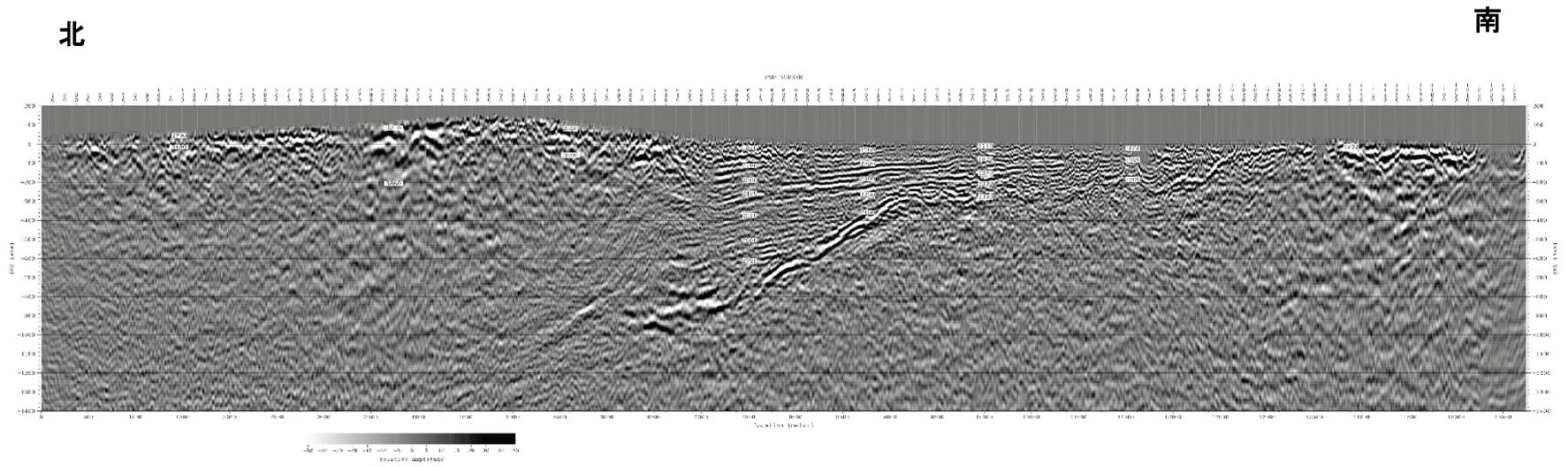


図 31 相対振幅強度断面図（グレースケール、鉛直方向を 2 倍誇張、区間速度を表示）

c) 再解析測線の断層近傍での地質構造

図 32 に、平成 7 年度防災科学技術研究所の測線位置と平成 25 年度岩出測線、平成 26 年度の和歌山一紀ノ川測線を示す。和歌山一紀ノ川測線の CMP155 付近が本再処理測線の CMP615 付近と対応、交差しており、それぞれの測線における時間断面での対比を行うことができる。この際、和歌山一紀ノ川測線においては標高-250~-300m 付近に見られるやや強い反射面（B 面）があり、根来観測井におけるボーリング（水野ほか、1999）で見られた NG-5 層に対応すると考えられる。本調査観測研究で実施している探査に比べ、この測線でのサンプリング周波数や起震周波数に起因して分解能がやや劣るため完全な対応は困難であるが、基盤面の反射走時含めて反射波の層相は良く対比されていることが見て取れた。和歌山一紀ノ川測線との交点における NG-5 層の走時と時間断面における反射面の層相から、再処理断面における NG-5 層の分布状況を推定し、解釈した図が図 33 である。

次に、この探査測線での堆積層構造、基盤（三波川帯）形状、中央構造線の形状、及び堆積層内の速度構造について周辺の探査結果と比較しながら述べる。調査地域の地質図（牧本ほか、2004）に解析測線を記入した位置図を図 34 に示し、図 35 が解釈図である。反射記録から読み取れる地質構造を示す。堆積層においては反射面の連続性はやや悪いものの、全体的な傾向として南から北に傾斜する反射面が見られる。この傾向に関しては既存の探査結果と調和的である。特に CMP600 から 800 にかけての標高-300~-100m にかけて連続性の良い明瞭な反射面が見られており、この反射面の境界が岩出測線あるいは和歌山一紀ノ川測線で確認された B 面に相当すると見られる。なお牧本ほか(2004)によれば、CMP550 から CMP600 付近にかけて段丘堆積物が分布するとされる。本調査観測において実施された複数の反射法地震探査では段丘堆積層の存在が確認されているが、再処理結果では表層付近の構造は判別しにくい。

基盤岩（三波川変成岩）の上面は、CMP500~750 付近にかけて標高-900m から-250m 程度とやや勾配を持って浅くなっていく。その南側の CMP750~950 付近ではあまり明瞭ではないものの、基盤岩上面標高は-200~-300m 付近で一定しており、CMP950 から CMP1000 付近に向かって標高が-250m から-50m と勾配を持って浅くなる。その南側では CMP1080 付近に向かって緩やかに浅くなりやがて露岩するものと見られる。CMP500 以南の三波川帯に関しては基盤岩に断層と推定される高低差は見られない。和泉層群の下の構造に関しては解りにくいから、CMP400~500 の標高-1100 から-800m 付近に中央構造線に起因すると見られる反射面が僅かに見えている。CMP500 より北側の部分では深部も含めて堆積層の存在を確認しにくいことから、この反射面で三波川帯と和泉層群が接しているものと推定される。

図 34 に示した測線位置図から CMP550 付近で中央構造線断層帯を形成する根来断層を横切るとされるが、CMP550 付近では断層構造に相当する構造は判別しにくい。根来断層の位置が正しいとすれば測線付近では根来断層はほぼ横ずれ成分の運動のみを持つ断層であることに関係しているかもしれない。一方、再処理結果では CMP570 付近の標高-100m 付近を境界として南側では堆積構造が見られるのに対し、北側では見られておらず、和泉層群との地質境界を形成しているのは CMP570 付近と推定される。既存の探査結果では吉川ほか(1992)の CMP800 付近、岩出側線の CMP610 付近で菖蒲谷層群と和泉層群の境界が見られている。これらの 3 地点はほぼ直線上に位置しており地質境界として連続する可能性が高い。

最後に、堆積層（おもに菖蒲谷層群）の弾性波速度（P 波速度）について記載する。和

歌山一紀ノ川測線でも見られた地質境界 B 面を境に、上部においては 1900~2500m/s、下半部は 2000~2300m/s と推定され、下部でやや速度の遅くなる傾向が見られている。ただし、和歌山一紀ノ川測線とは異なり、中央構造線から離れるに従って速度は全体的に遅くなる傾向が見られる。これは堆積物を構成している物質の違いが反映されているのかもしれない。一方、B 面の存在が不明瞭な CMP900 付近では堆積深度の浅い部分で速度が速くなるようには見られていない。測線の南部分では基盤岩深度が浅いことから堆積層部分に関する重合数が少なくなっており、値の信頼度が相対的に低い。B 面のあるなしが、この地域周辺で見られる速度の（深さ方向の）逆転構造を形成する要因なのかもしれない。

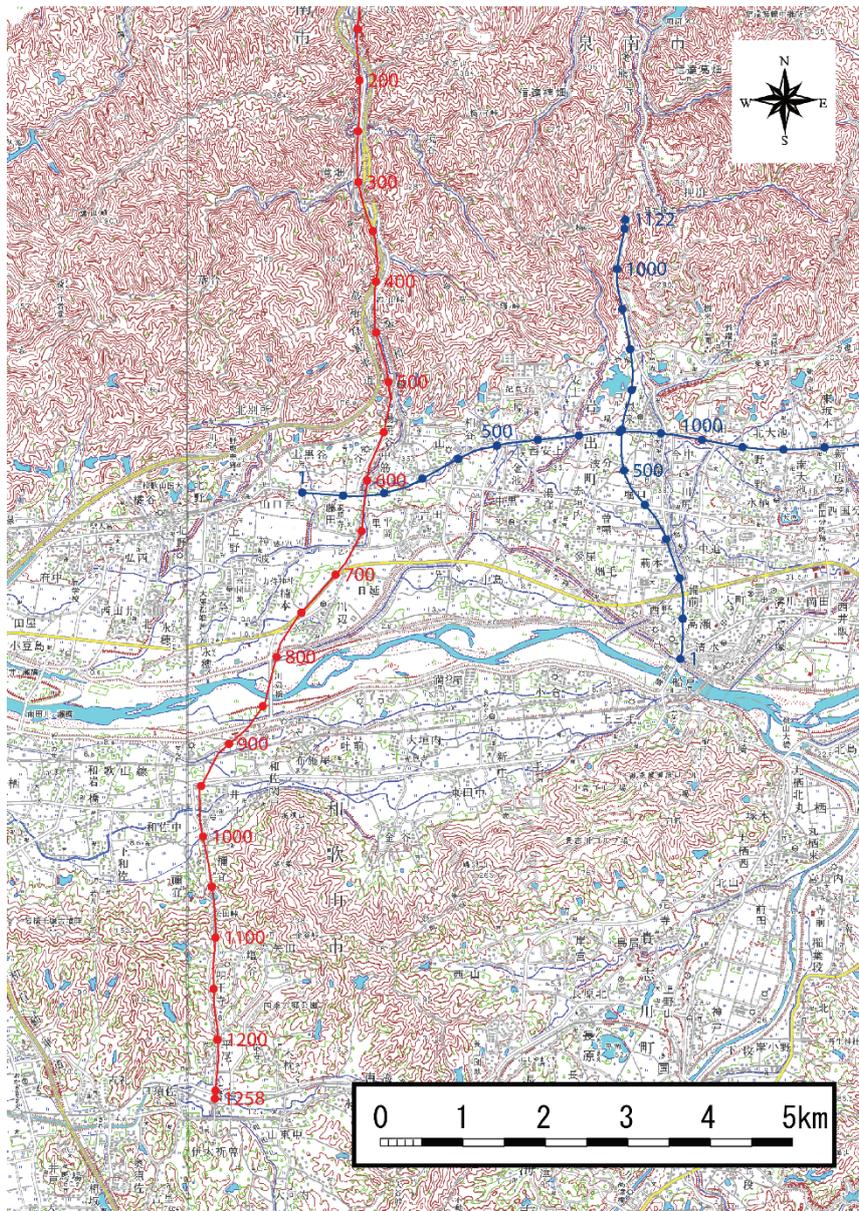


図 32 再処理測線（部分、赤線）および既存測線（青線）の位置関係

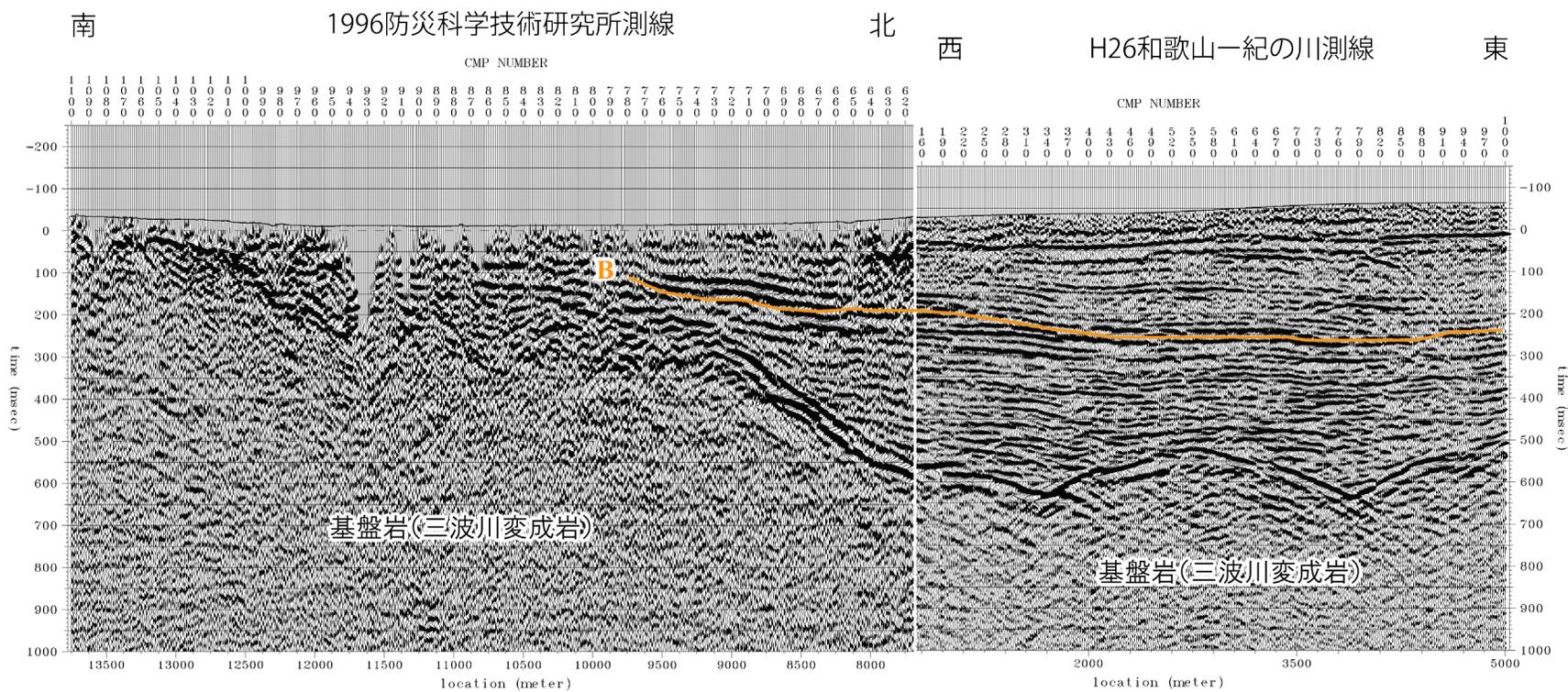


図 33 和歌山一紀の川測線と再処理測線の時間断面図における対比状況

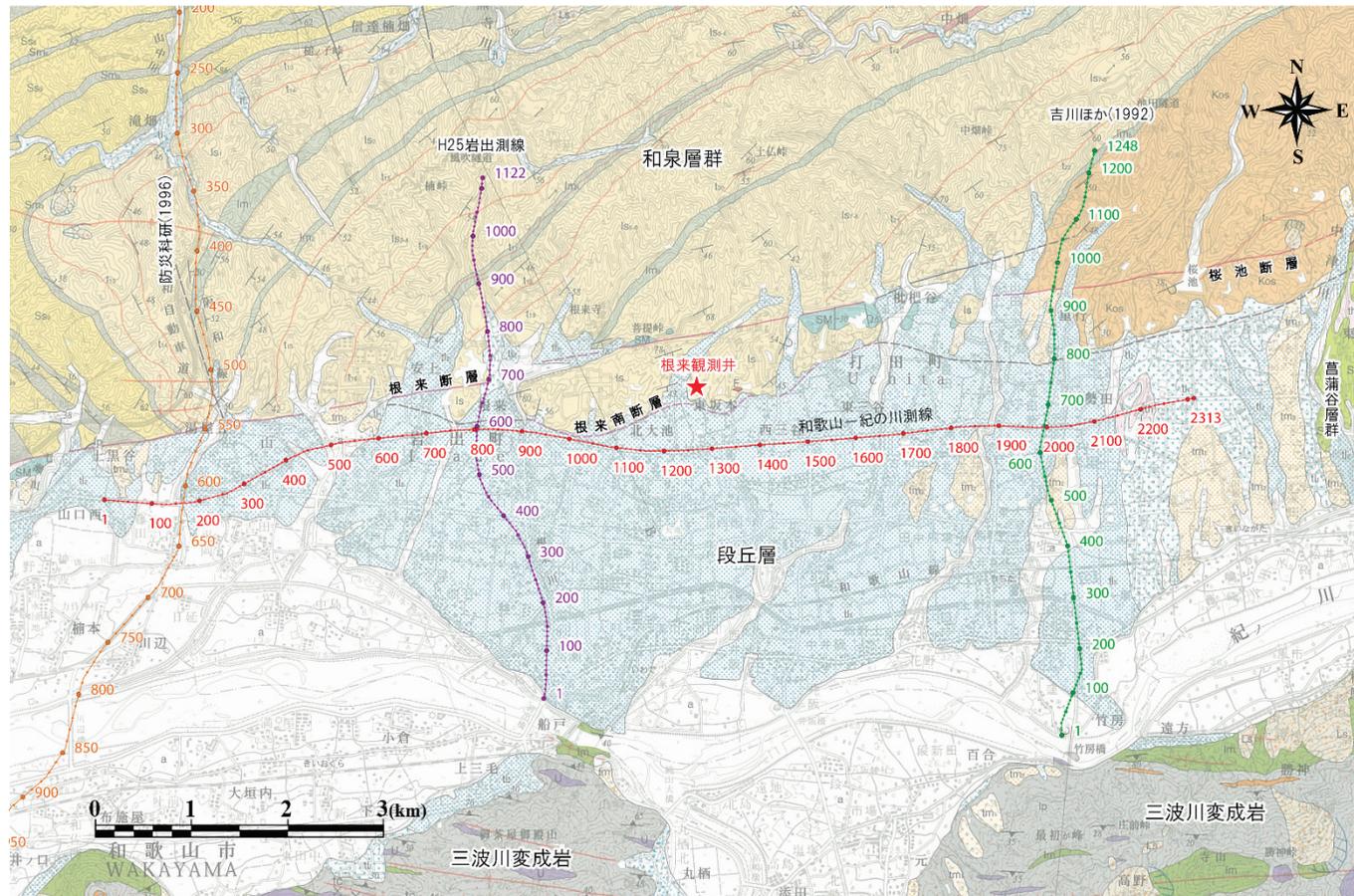


図 34 周辺測線の解析測線図 (CMP 位置図)

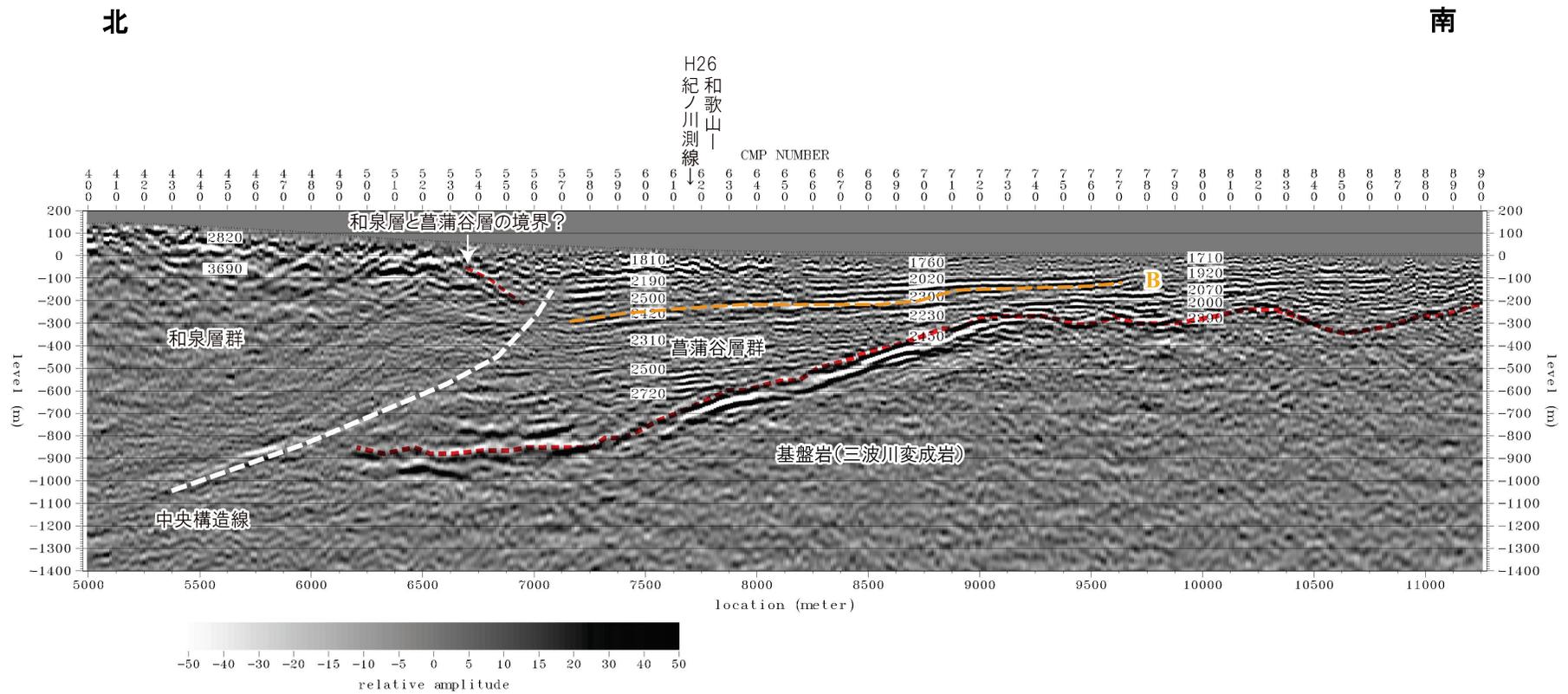


図 35 地質構造解釈図 (縦横比 = 1 : 1、中央構造線付近から JR 和歌山線付近まで)

d) P波トモグラフィーによる断層帯及び堆積層の速度構造の推定

この探査データでは震源として大型バイブレーターを使用しており、発震点によって発震状況は異なるものの、最大4台までを使用した測定が行われた。反射法探査の測定は展開長を前方160ch(約4km)、後方80ch(約2km)として行われ、起震したエネルギーが大きいことから遠方のオフセットまで初動が届いているデータを用いて、和泉山脈を形成する和泉層群や堆積層厚の薄くなる紀ノ川付近から南側の三波川帯の速度情報を得ることを目的として、屈折波トモグラフィーを行った。トモグラフィー処理を行った主要なパラメータを表9に示す。最大オフセットの制限から、基盤岩深度が最も深くなる中央構造線付近の速度構造は得られていないが、測線内の大部分でP波速度が4000m/s以上となる速度が得られた。図36に反射法探査による深度断面図と重ね合わせ結果を示す。反射法探査結果から推定される基盤岩深度とトモグラフィー結果でP波速度が2500m/s以上を示す部分の対応は概ね良い対応が得られている。反射法探査の解釈から測線北側の和泉層におけるP波速度は概ね3500~4500m/sを示しており、和歌山北測線あるいは岩出測線の屈折波の解析から得られているP波速度とほぼ対応するP波速度が得られた。また、測線南部の三波川帯におけるP波速度は部分的にやや速度の低下する部分も見られるものの、概ねP波速度が4500~5500m/sに達する速度分布が見られている。このP波速度は大大特2006による三波川帯の推定速度(5000~5400m/s)とほぼ対応する値が得られている。

なお、反射法探査結果の解釈から菖蒲谷層と和泉層群の境界となっている中央構造線の地表位置はCMP570付近と見られるが、トモグラフィー結果ではこれより北側のCMP530付近から南側でP波速度の低下する傾向が見られている。反射断面では、CMP530の標高-50mからCMP555の標高-200m付近にかけて緩やかに南に傾斜する反射面が見られており、物性値から推定すると図35)に示した通りこの部分にも菖蒲谷層が何らかの形で存在するものと考えられる。

表9 初動トモグラフィーの解析に用いたパラメータ

パラメータ	設定値	備考
メッシュサイズ	5m×5m	
初期速度モデル	深度と共に単調増加 (200~3000m/s)	
最大オフセット距離	4500m	
再構成速度範囲	300~5500m/s	最大値は速度走時曲線/走時曲線の傾斜から推定
トモグラフィー繰り返し回数	36回	

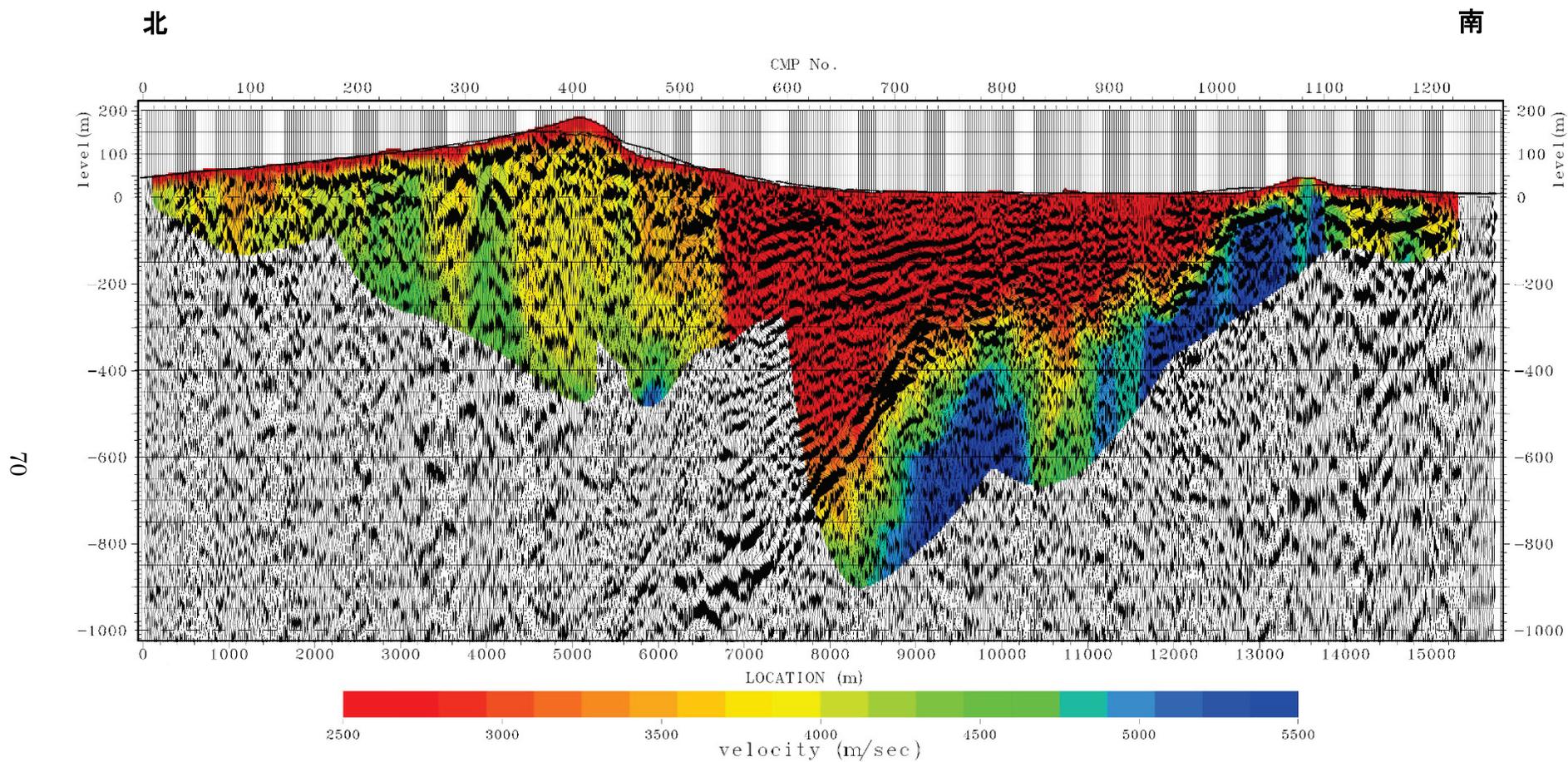


図 36 反射法データ処理による深度断面図と初動トモグラフィー結果の重ね合わせ図（鉛直方向を 5 倍誇張）

5) 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）地域の微小地震活動と震源メカニズム

a) 微小地震活動と震源メカニズム

本重点調査観測の対象地域における地震活動から、震源断層や断層運動に関する情報を得ることを試みた。図 37 には、気象庁一元化震源による、2004 年から 2008 年の 5 年間の震央分布を示す。対象領域の西側の和歌山市付近に地震活動が集中している地域があるが、この地震活動も、断層帯に沿った活動という様相は示しておらず、このほかにも断層帯に沿った特徴的な地震活動はほとんどみられない。一部、東経 135.5 度、北緯 34.4 度付近で地震活動が見られている、という特徴がある。

和泉山脈付近においては、大都市大震災軽減化特別プロジェクト（平成 14～18 年度）が実施され、そのうち、「大都市圏地殻構造調査研究」において、当該地域で自然地震による地殻構造調査の一環として、臨時の地震観測が行われていた（担当者、京都大学防災研究所、澁谷拓郎教授）。今回、澁谷教授に当時の観測データを含めて求めた、当該地域で発生した地震の震源メカニズム解を提供していただいた。

図 38 に当該断層帯近傍で 2004 年～2008 年に発生した地震のうち、初動メカニズム解が決定できると考えた、マグニチュード 2 以上のイベントの震央位置とメカニズム解を示す。合計 30 イベントのメカニズム解を示している。初動メカニズム解は、Reasenber and Oppenheimer(1985)による方法を用いた。また、波線は近畿地方を対象とする震源決定に用いられている、以下の水平成層構造と等価な構造を使用した。第 1 層厚さ 5 km、 V_p 5.5 km/s、第 2 層厚さ 13 km、 V_p 6.0 km/s、第 3 層厚さ 22 km、 V_p 6.7 km/s、それ以深 V_p 8.0 km/s。

初動極性によって決定されたものが青で示され、赤は 2007 年 11 月 6 日 10 時 1 分に発生した M_j 4.1 の地震で、このメカニズムは F-net によるものの最適ダブルカップル解を示している。なお、青のメカニズムの内、横に 2 つ並べられたものは、最適値の候補が 2 つあるものである。

断層帯近傍においては、地域的に 4 つのグループに分けて考えることができる。まず断層帯西部の和歌山市域においては、断層帯近傍で浅い地震が起きているが、そのメカニズム解は横ずれ、逆断層タイプであり、その P 軸方向は安定していない。なお、このイベントの震源深さは 4～5 km のものと 10 km くらいのもものが混在している。一方、五条谷断層西端部付近のイベントは、今回 8 つのイベントのメカニズム解が決められ、そのほとんどが逆断層タイプであった。また、このイベント群の震源深さは 7～8 km である。金剛断層へと連続していく部分で起きているイベントは、わずか 2 つのイベントであるが、南北伸張の正断層メカニズムであった。そして、金剛断層付近でおきた M_j 4.1 のイベントは東西圧縮の横ずれ断層タイプであった。

このうち、五条谷断層西端部付近のイベントの P 軸と T 軸を同じ震源球に示したものを図 39 に示す。震源メカニズムはいくつかの種類があるが、ほとんどが東西方向の P 軸を持っていることがわかった。このグループはその震源深さからは、いわゆる構造境界の下に位置すると考えられ、力学的特性を拘束するのに用いることができるかもしれない。また、金剛断層へ連続する部分での正断層タイプの応力状態も利用できる可能性があると考えられる。

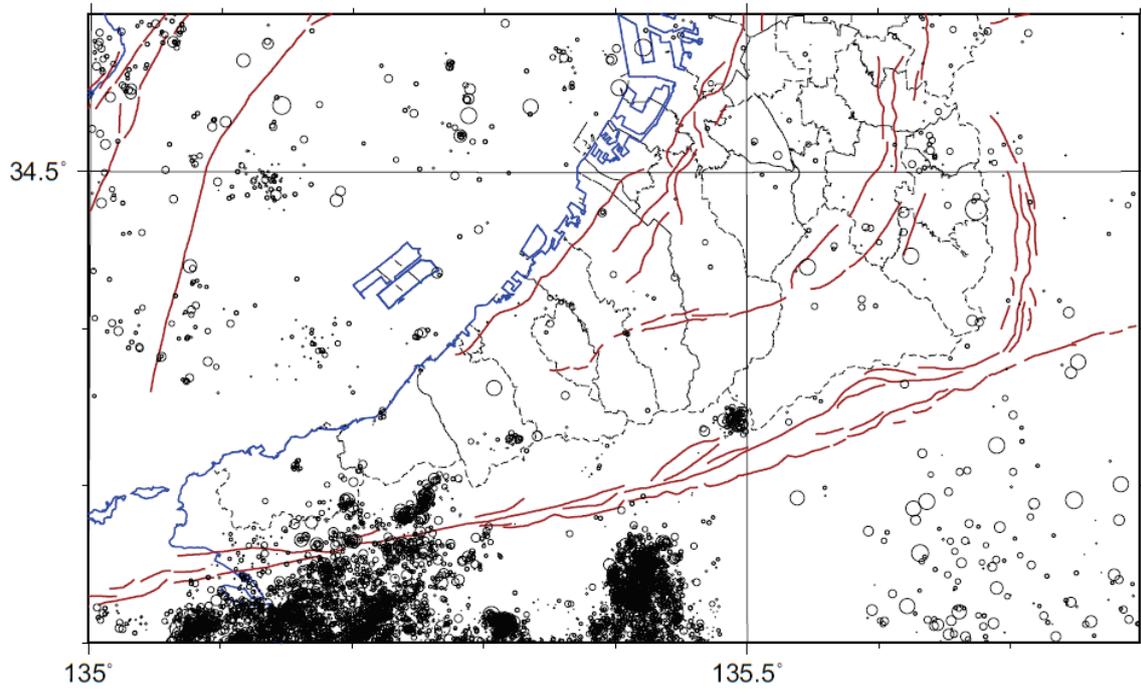


図 37 2004 年～2008 年の当該地域の震央分布。気象庁一元化震源による。

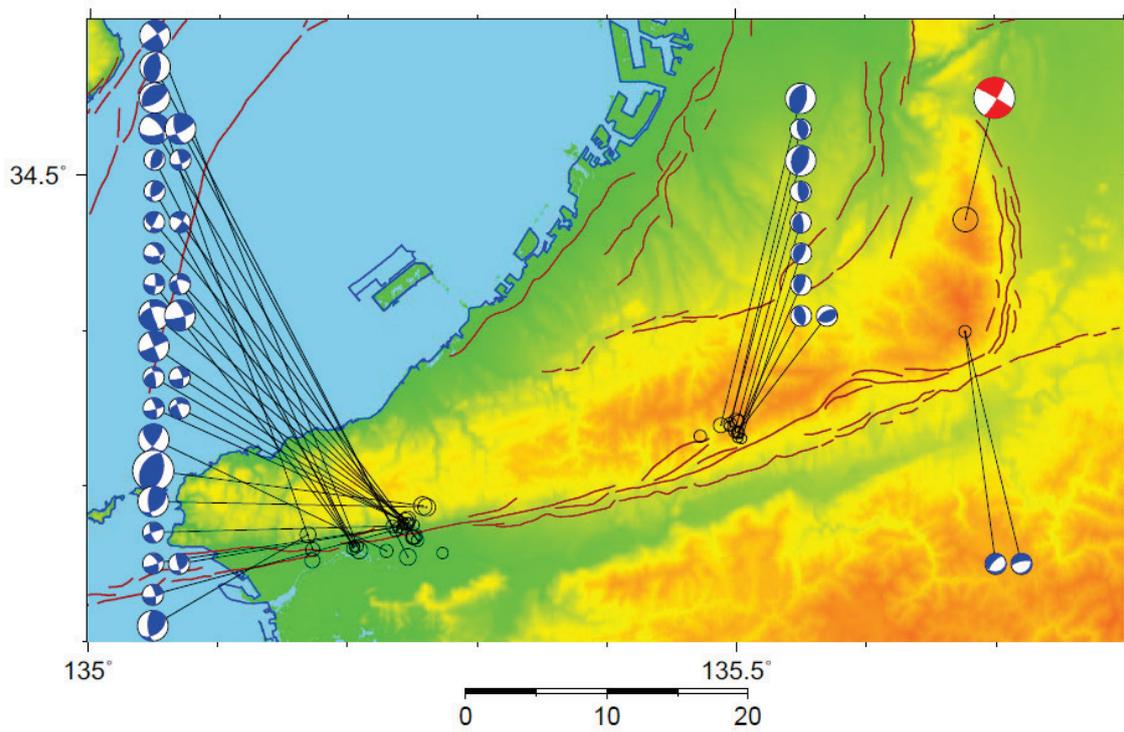


図 38 微小地震の震央とメカニズム解

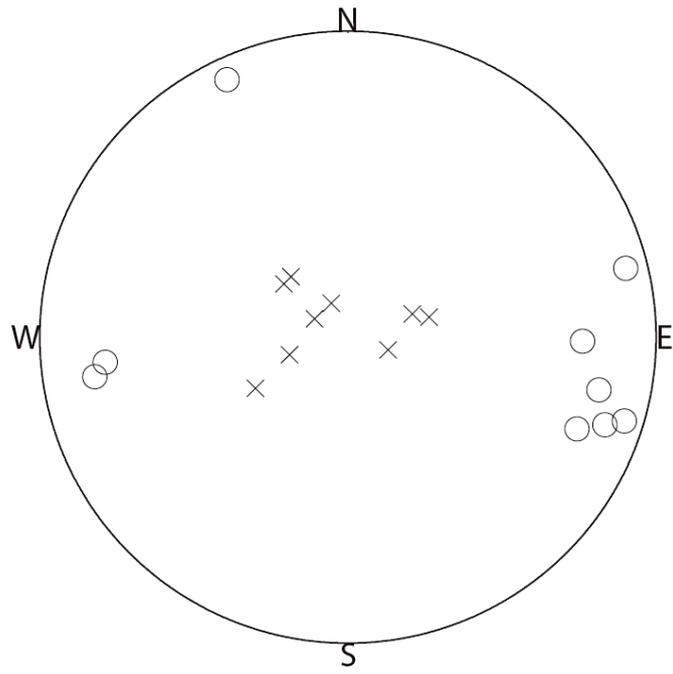


図 39 五条谷断層西端付近で起きているイベントのP軸（○）とT軸（×）の分布

6) 重力異常による地下構造の推定

a) はじめに

断層運動に伴う構造形成の数値シミュレーションでは、断層位置と長さ、断層傾斜角といった断層形状に関するパラメータが必要である。これらのパラメータのうち、断層位置と長さは、これまで実施されてきた地形学的調査研究や地質学的調査研究を基に、推定が可能である。しかしながら、断層傾斜角については、これらの調査は表層付近の情報であるため、深部の傾斜角について十分な情報を得ることが難しい。そのため、反射法地震波探査等の震探データの解釈や、それらに基づく重力異常の定量解析が必要である。

本事業では、平成 25 年度に和歌山北測線と岩出測線において反射法地震波探査を実施している（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2014）。深さ 1 km 程度までの中央構造線に対応する構造境界情報として、和歌山北測線では、高角断層が予想される一方、岩出測線ではそれより低角断層が推定されている。本報告では、まず、反射法地震波探査によって推定された構造が、既存の重力異常とどの程度整合性をもつのかということを検討した。その後、重力勾配テンソルを用いた構造傾斜角の推定を実施した。

b) 反射法地震波探査から推定された構造の重力異常との整合性

和歌山北測線と岩出測線の反射断面図（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2014）を、図 40 に示す。図 40 に示される断面図より、各測線の地下構造モデルを、図 41 のように 3 層構造に単純化し、設定した。三波川変成帯に相当すると解釈されている最下層には、 2800kg/m^3 の密度（例えば、Kusumoto et al., 1996）、和泉層群に相当すると解釈されている上位層に固結した堆積層の代表的な密度である 2400kg/m^3 という密度をそれぞれ与えた。和泉層群に隣接する上位層は第四紀の堆積層に相当する。基本的な地下構造は反射法地震波探査によって決められているため、まず、構造は正しいとして、この第四紀堆積層の密度を $2000\text{kg/m}^3 \sim 2400\text{kg/m}^3$ の間で変化させ、地表で観測されている重力異常と比較した。比較の基準となる重力異常値は、駒澤（2004）による 1 km メッシュデータを用いた。地震波探査測線は数 km であり、構造も大規模であるため、構造の対局をつかむためには 1 km メッシュデータで大きな問題はないと判断した。ここで採用されているブーゲー密度は 2670kg/m^3 である。図 41 中に示される観測重力異常値は、広域重力異常場の影響は東経 $135^\circ \sim 136^\circ$ 、北緯 $34^\circ \sim 34.5^\circ$ の範囲で、一次傾向面として最小二乗法により推定され、除去されている。なお、仮定した地下密度構造から地表面での重力異常値を計算する手法には、2 次元タルワニ法（Talwani et al., 1959）を採用した。

図 41 に示される結果から、まず、岩出測線（図 41b）は、第四紀堆積層の密度が 2300kg/m^3 のとき、観測重力値をよく説明する。反射法地震波探査で推定された地下構造に対応して、物質境界は浅部では比較的高角であるが、この範囲の深部で低角になっているといえる。一方、和歌山北測線（図 41a）では、第四紀堆積層にいくつかの密度（ $2000\text{kg/m}^3 \sim 2400\text{kg/m}^3$ ）を与えても、計算値は観測値を説明できていないことがわかった。観測値の分布とともに、構造の解釈について検討を行う必要があるかもしれない。岩出測線の結果に対して、物質境界が高角であった場合、どのような重力異常が観測されるのかということを確認した。ここでは逆断層の上限傾斜角である 60° 付近となるよう、図 41(b) の構造を変更し、予想される重力異常を計算した。構造変化による重力異常値の変化を見るため、密度の配分（三

波川帯：2800kg/m³、和泉層群：2400kg/m³、第四紀堆積層：2300kg/m³) はそのままとした。図 42 に結果を示す。和泉層群の下に潜り込んでいた第四紀堆積層が無くなった分だけ重力異常値が増加し、半波長 2 km 程度の高重力異常が生じることが確認された。このような重力異常は 1 km メッシュデータでも検出されていないため、図 41 に示す高角断層は、岩出測線の構造として適切でないといえる。

図 41 に示される地表面で観測される重力異常をみると、地震波探査で構造境界がみられるにもかかわらず、重力異常値の変化は緩やかである。通常、断層構造が存在するところでは、重力異常値は急激に変化する。そのため、重力異常の急変帯を検出する手法が提案され、実際の解析にも応用されてきている。次節では、様々な重力異常急変帯検出手法を紀伊半島の重力異常に適用し、中央構造線起源の重力異常の抽出を試みる。

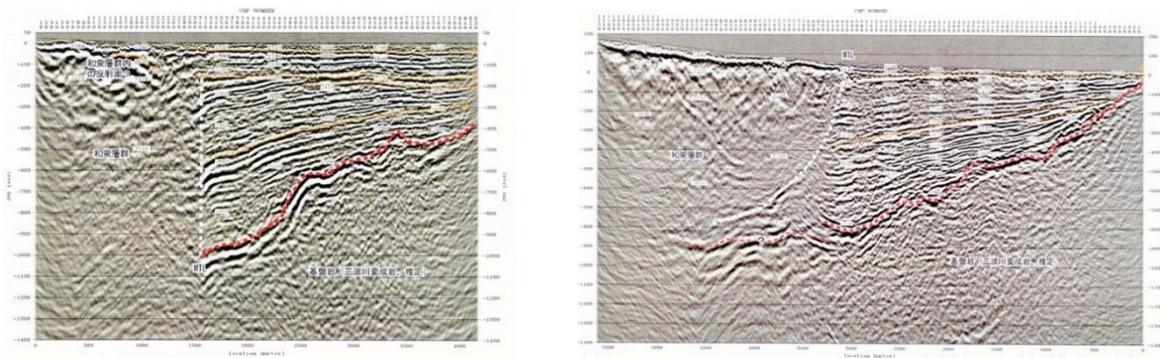
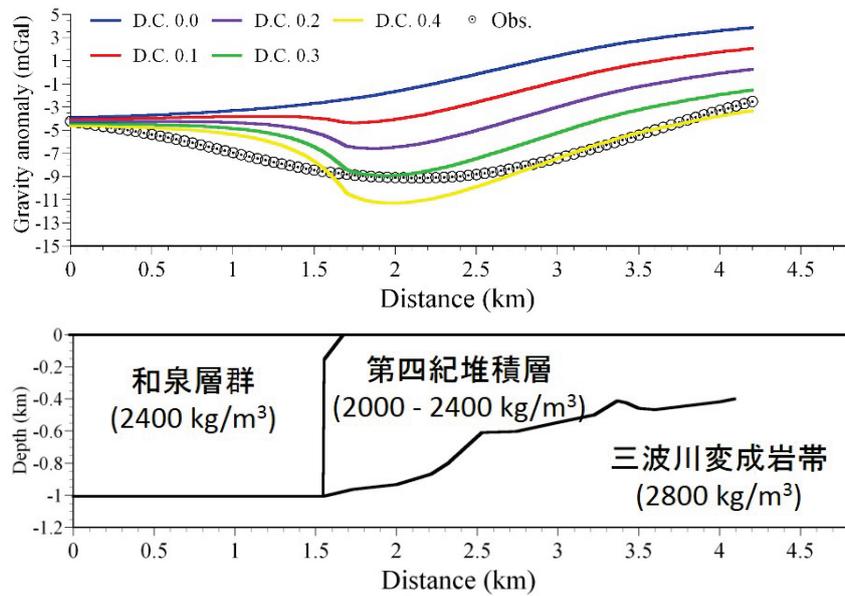


図 40 和歌山北測線（左）と岩出測線（右）の反射断面図。文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所（2014）より引用。

(a)



(b)

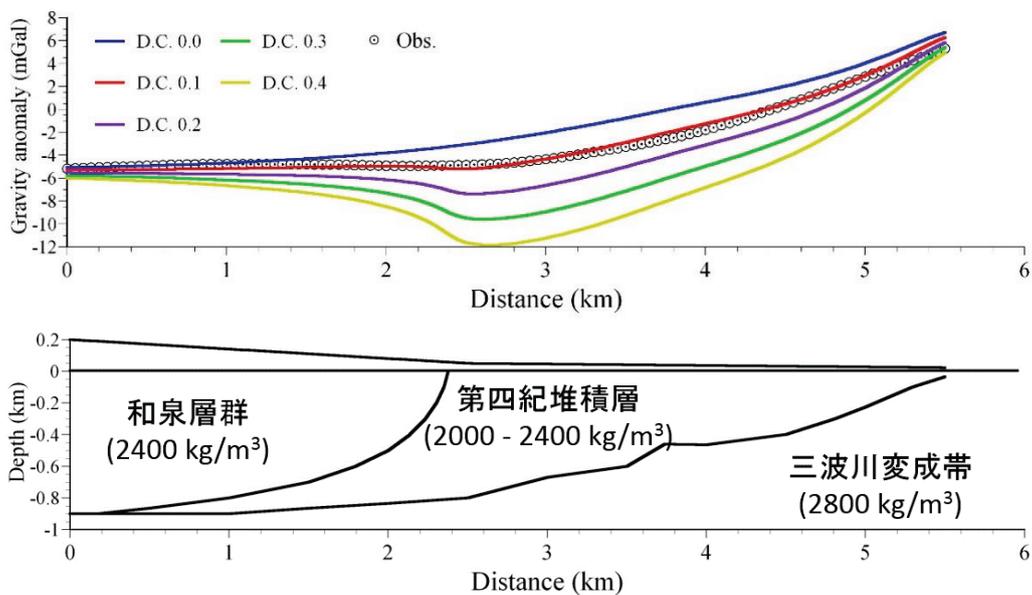


図 41 地下構造と重力異常値。○は地表で計測された重力異常値（地震波探査測線上 CDP 点位置での内挿値）。色付き実線は地下構造から予測される重力異常値。図中の D.C. X.X は、和泉層群に対する第四紀堆積層の密度差(Density Contrast)であり、X.X はその大きさを g/cm³で表した数値。例えば、D.C. 0.1 は、和泉層群に対して第四紀堆積層の密度差が 0.1g/cm³(=100kg/m³)であるということを示す。(a) 和歌山北測線での地下構造と重力異常の関係。(b) 岩出測線での地下構造と重力異常の関係。

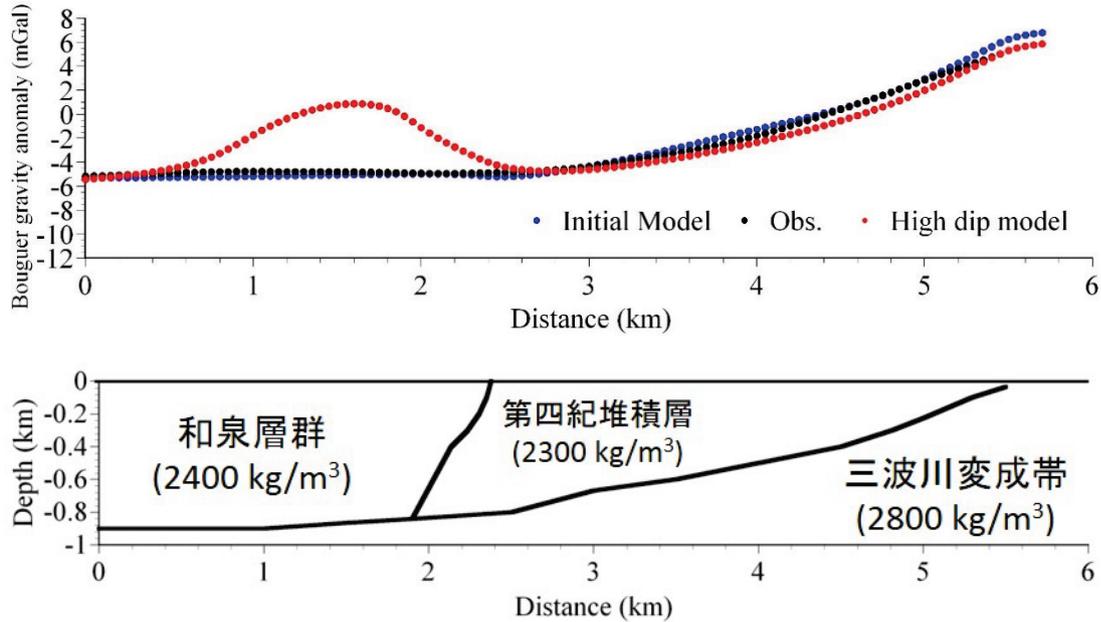


図 42 地下構造と重力異常値。○は地表で計測された重力異常値（地震波探査測線上 CDP 点位置での内挿値）。●は図 2 (b)の地下構造モデルから予測される重力異常値。●は中央構造線が高角である場合の地下構造モデルから予測される重力異常値。和泉層群中の低密度第四紀堆積層が和泉層群に置換わったため、その分だけ重力異常が大きくなっている。

c) 重力異常急変帯の抽出フィルタリング

i) 重力異常の微分値を用いた抽出方法

重力異常図から地下の構造境界位置を重力異常急変帯として簡単に抽出する手法は、重力異常急変帯の抽出フィルタあるいは半自動解析手法の一つとして、これまで多く研究されてきている。代表的なものとして、水平一次微分、*HD* (例えば、Cordell and Grauch, 1985; ten Brink et al., 1996)、

$$HD = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

鉛直一次微分 (e. g., Tsuboi and Kato, 1952; 物理探査学会、1989) や鉛直二次微分 (e. g., Bott, 1962; 萩原, 1978) がこれまで広く知られ、またよく用いられてきた。ここで g は重力異常である。

これらの他、重力異常の鉛直一次微分を、水平一次微分で規格化した量の逆正接で定義する *TDR* (Miller and Singh, 1994) や、水平一次微分を重力異常場の 3 次元勾配で規格化した量の逆余弦で定義する *THETA* (Wijns et al., 2005)、水平一次微分を鉛直一次微分で規格化した量の逆正接 *TDX* (Cooper and Cowan, 2006)

$$TDX = \arctan \left[\frac{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}}{\left|\frac{\partial g}{\partial z}\right|} \right] \quad (2)$$

などが提唱されてきている。

Li et al. (2014) は、*HD*、*TDR*、*THETA*、*TDX*の構造検出能力テストを行った。その結果、*HD*は構造物の境界を検出できるが、構造物が深くなるとその能力が落ちることを指摘した。*TDR*は、ソースのエッジを検出できるが、符号の異なる重力異常値が隣り合ったとき、実際には存在しない境界を検出すること、同様の現象は、*THETA*にも表れ、重力異常図の解釈に混乱を起こす可能性のあることを指摘している。その一方で、*TDX*は、*TDR*や*THETA*より構造境界を鮮明に抽出できることを指摘している。

Ma (2013)は、*ILP*

$$ILP = \arcsin \left[\frac{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right)^2}} \right] \quad (3)$$

を提案し、Ferreira et al. (2013)は、水平一次微分場 *HD* の *TDR* を *TAHG* として提案した。

$$TAHG = \arctan \left[\frac{\frac{\partial HD}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial HD}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial HD}{\partial y}\right)^2}} \right] \quad (4)$$

Zhang et al. (2014)の比較実験では、*ILP*と*TAHG*は、深さ方向に重なった複数の構造の検出にも有効であることが示されている。さらに Zhang et al. (2014)は、*ILP*や*TAHG*よりも複数埋没物のシグナルを鋭敏に抽出する解析手法として、*HD*の鉛直一次微分の *TDR* として *THVH*を提案している。

$$THVH = \arctan \left[\frac{\frac{\partial^2 HD}{\partial z^2}}{\sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial HD}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial HD}{\partial z}\right)^2}} \right] \quad (5)$$

ここに示した手法は、伝統的で安定した手法 (*HD*) のほか、比較的最近の手法であり、優れた重力急変帯検出手法 (*TDX*、*ILP*、*TAHG*、*THVH*) である。これらの手法を、当解析エリアの残差重力異常 (図 43) に対して適用した結果を図 44~48 に示す。

*ILP*や*TAHG*、*THVH*では、おぼろげながら、これは中央構造線を検出しているかもしれないというリニアメントがみられるが、客観的には、やはり、いずれのフィルタリング手法も、中央構造線の検出は不十分であると結論せざるを得ない。Zhang et al. (2014)で行われている各種フィルタリング手法の検出試験では、直方体モデルが用いられている。こ

これらの試験では、構造境界は高角（垂直）である。したがって、構造境界が低角である場合、各手法の検出能力が低下するということが予想される。この予測が正しいとすれば、やはり、この地域の中央構造線の構造境界は低角ではないかと予想される。この予測については、今後、低角境界の検出に、各種フィルタがどの程度貢献できるのかを検討していく必要があると思われる。

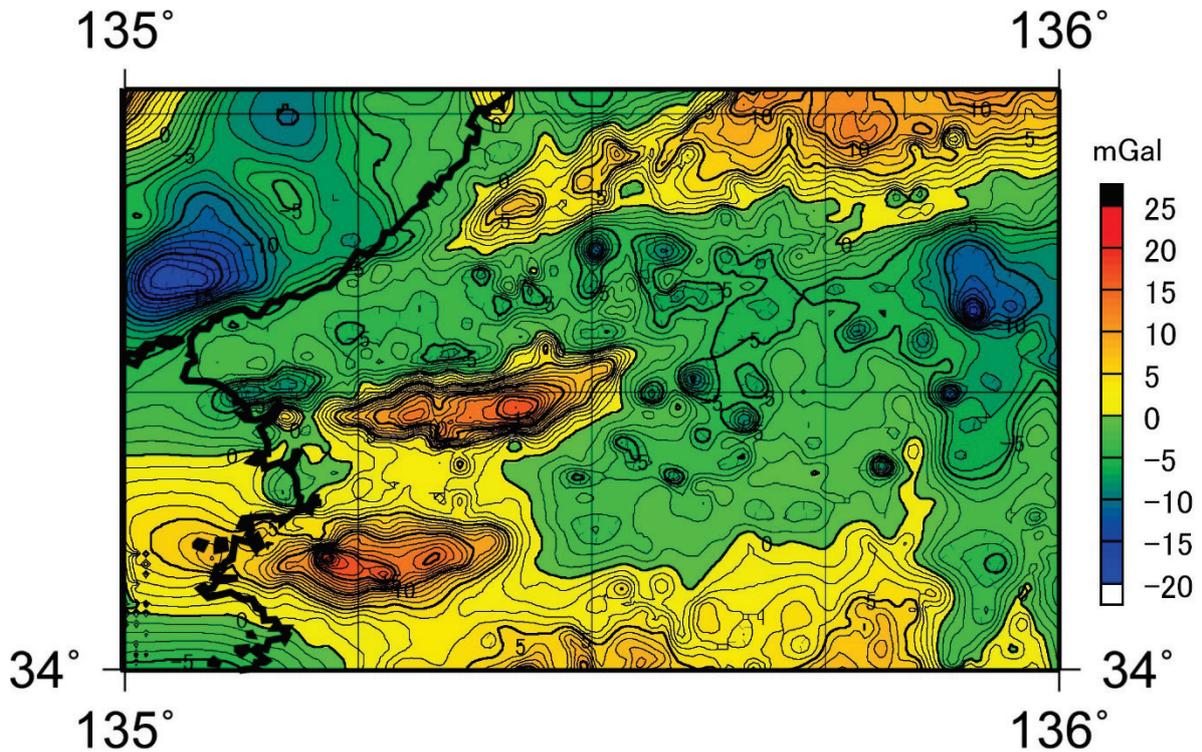


図 43 駒澤 (2013) による重力異常データベース (500m×500m メッシュデータ) を用いた、解析領域の一次傾向残差重力異常図。ブーゲー密度は 2670 kg/m^3 が仮定されている。コンター間隔は 1 mGal 。広域重力異常場を近似する一次傾向面は、本解析領域の重力異常値を用いて最小二乗法により推定された。

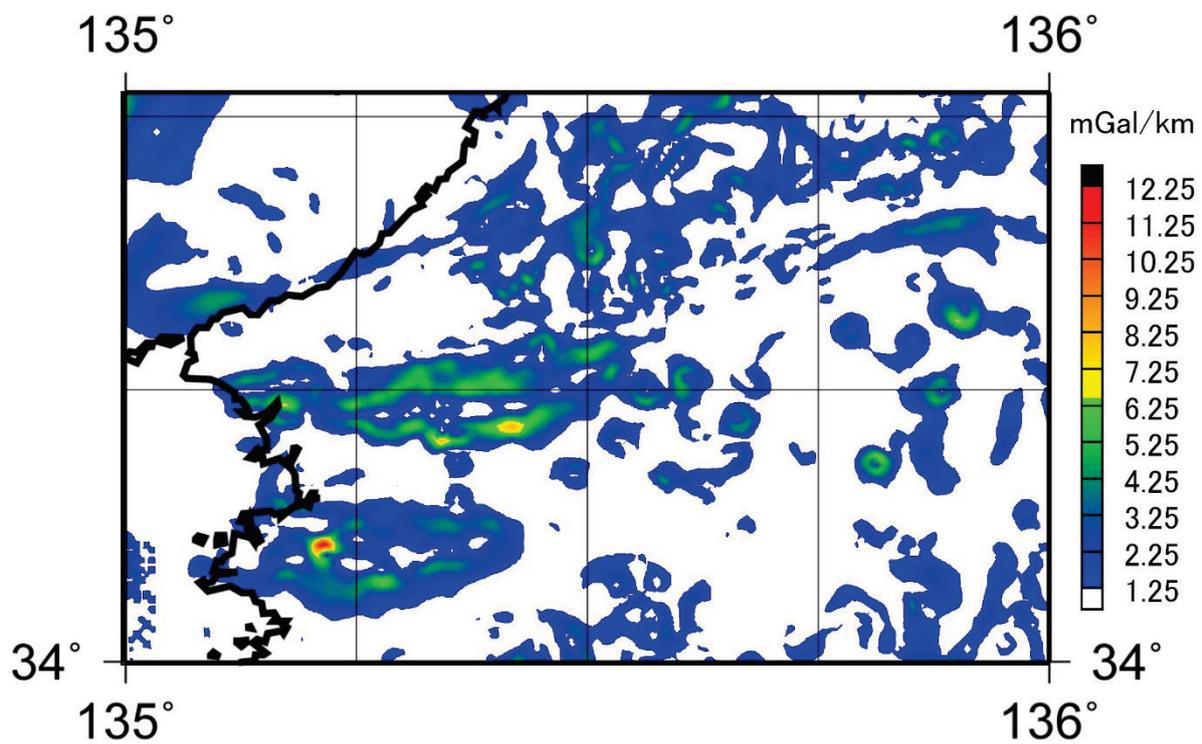


図 44 重力異常の水平一次微分 (HD)。1.25 mGal/km 以上の水平一次微分値を示す領域のみ表示。

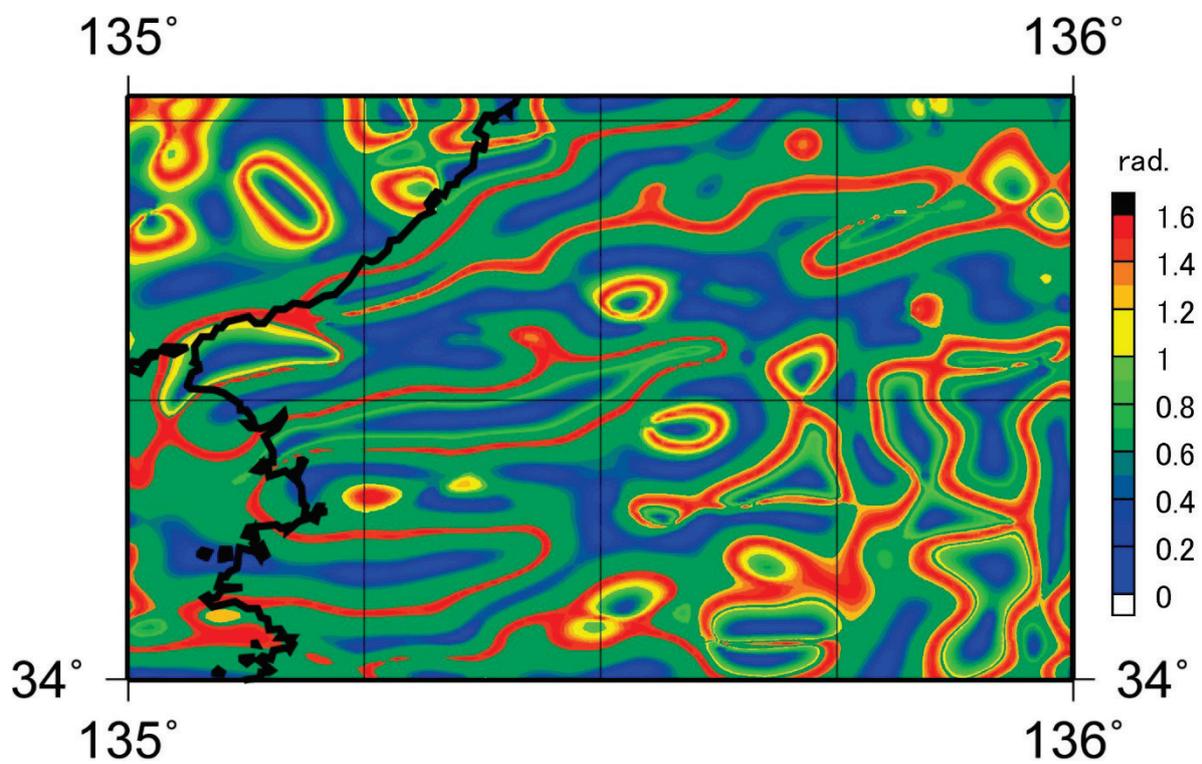


図 45 TDX の分布図

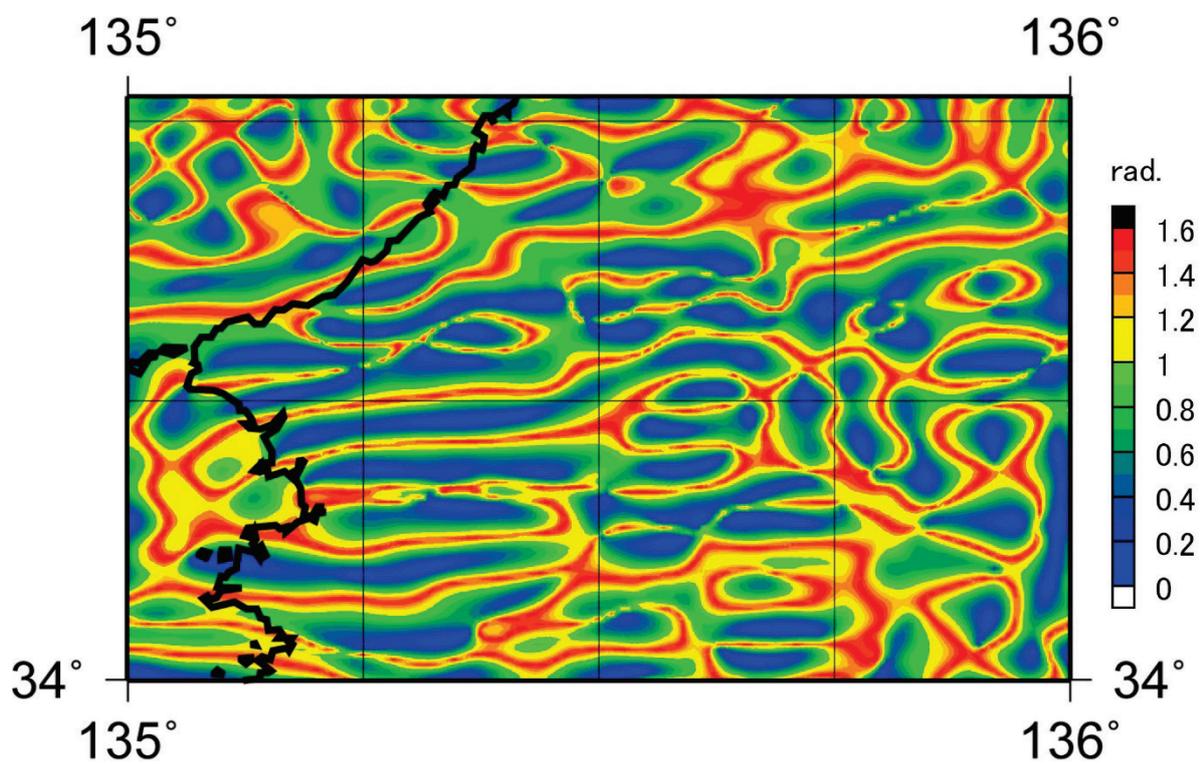


図 46 ILPの分布図

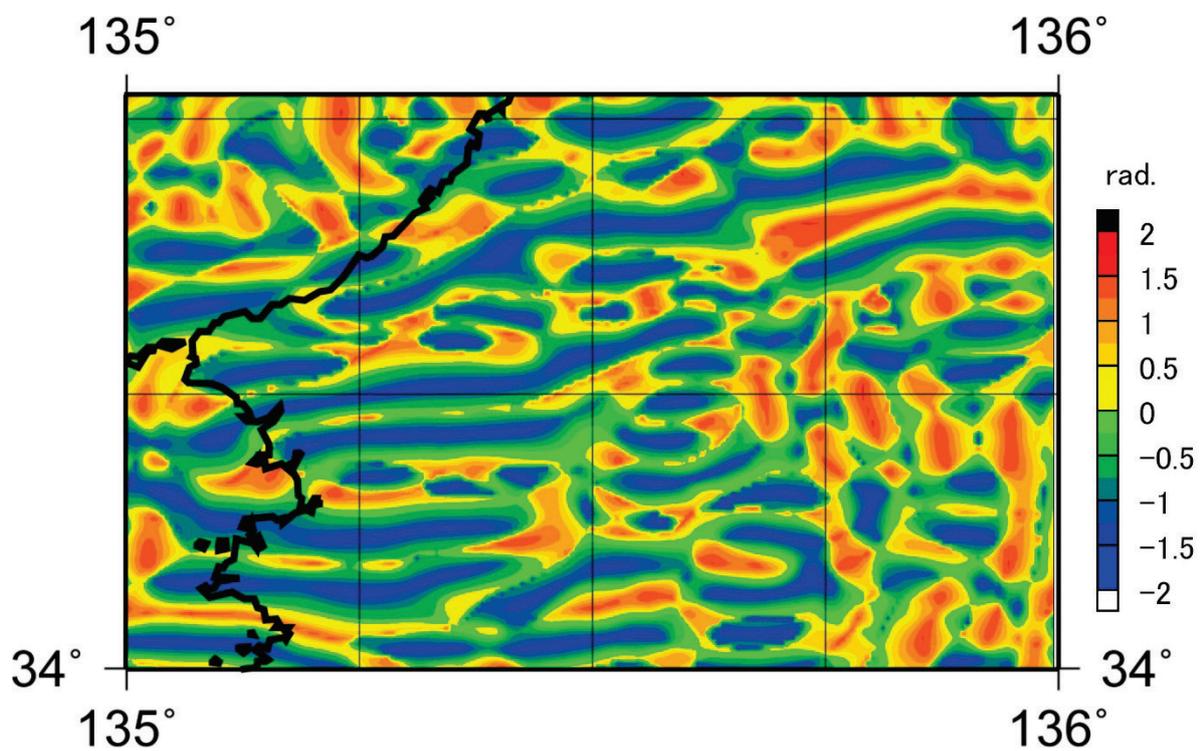


図 47 TAHG分布図

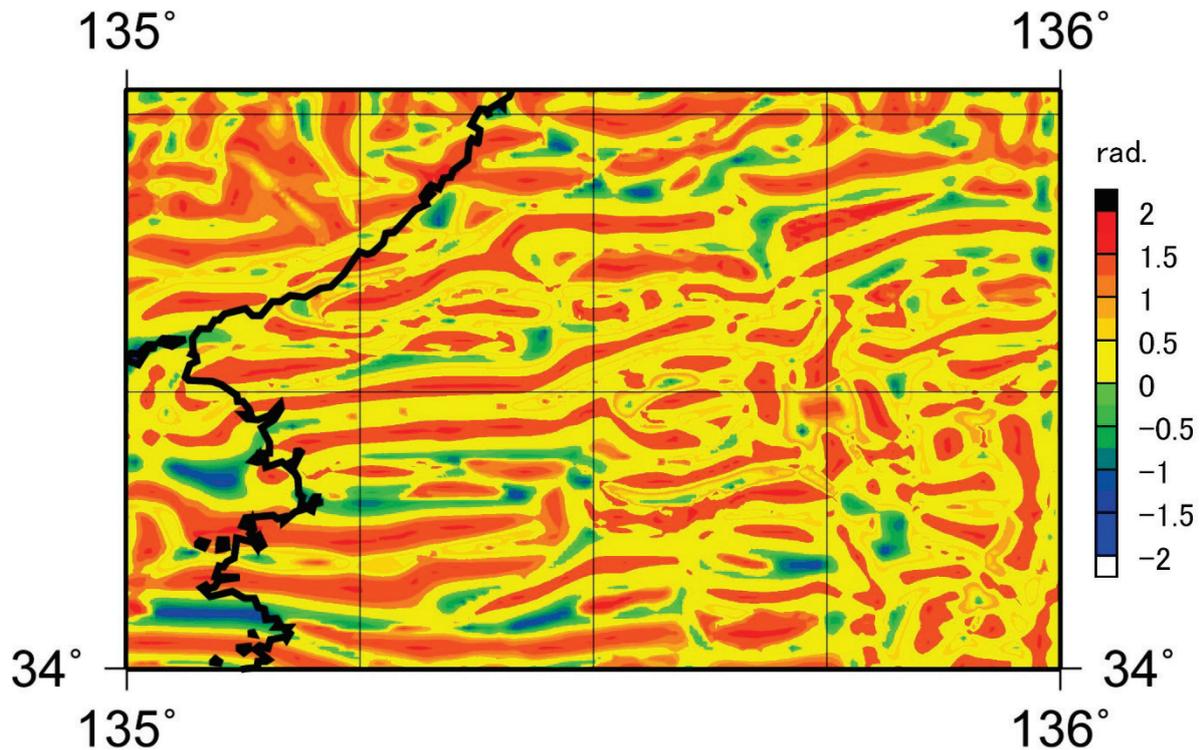


図 48 THVH 分布図

ii) 重力勾配テンソルを用いた構造傾斜角推定

近年、重力勾配テンソルを用いた研究が活発に行われてきており（例えば、Zhang, 2000; Beiki, 2010; Oruç et al., 2013; Cevallos et al., 2013; Cevallos, 2014）、固有ベクトルを用いた構造の走向や傾斜角を推定する手法も議論されてきている（例えば、Beiki and Pedersen, 2010; Beiki, 2013）。ここでは、Beiki and Pedersen (2010) および Beiki (2013) の手法により、本解析領域での中央構造線の構造傾斜角の推定を行った。なお本解析領域では、重力偏差計による重力勾配テンソルの計測は行われていないため、Mickus and Hinojosa (2001) の手法により、重力異常から重力勾配テンソルデータを計算し、解析に用いた。

Beiki and Pedersen (2010) および Beiki (2013) の手法では、まず、重力勾配テンソルの固有値 (λ_1 , λ_2 , λ_3) から、地下構造が 2 次元であるか 3 次元であるかを評価する。この評価には、Dimensionality Index という指標が用いられ、これは、テンソルの不変量

$$\begin{aligned} I_1 &= \lambda_1\lambda_2 + \lambda_2\lambda_3 + \lambda_1\lambda_3 \\ I_2 &= \lambda_1\lambda_2\lambda_3 \end{aligned} \quad (6)$$

の比で以下のように定義される（例えば、Pedersen and Rasmussen, 1990）。

$$I = \frac{-27I_2^2}{4I_1^3} \quad (7)$$

原因物体がダイクのように鉛直方向に2次元である時、 I は0に、3次元であるときは1に近づく。Beiki and Pedersen (2010)は、この指数を用いて、構造が鉛直方向に2次元であるか3次元であるかの判断を行えると提案している。彼らはいくつかの数値実験を行い、概ね $I = 0.5$ が2次元構造と3次元構造の境界の目安としている。

図49に、本解析領域の Dimensionality Index を示す。図49より、本解析地域には、 $I < 0.5$ の領域が広く分布することが分かる。これは、この地域が、鉛直方向に2次元な構造（例えば、底が深く細長い地溝や規模の大きな断層構造）やそれらの組合せで説明され得ることを示唆している。Dimensionality Index が2次元構造を示唆する領域では、固有ベクトルの方向特性（図50）から、最大固有ベクトルは原因物体の方向を向く（Beiki and Pedersen, 2010）ため、2次元構造の傾斜角（ β ）は、最大固有ベクトル \mathbf{v}_1 の3成分（ v_{1x} , v_{1y} , v_{1z} ）を用いて以下の式により、推定できる（例えば、Beiki, 2013）。

$$\beta = \arctan \left(\frac{v_{1z}}{\sqrt{v_{1x}^2 + v_{1y}^2}} \right) \quad (8)$$

ここでは、式（8）を用いて、解析領域の2次元構造（ここでは断層）の傾斜角分布を推定することを試みた。

式（8）を用いた断層傾斜角の推定では、①構造に2次元な構造を仮定できること ②構造急変部であること を同時に満足する地点での重力勾配テンソルの最大固有ベクトルを用いる。条件①を満たす地域は、 $I < 0.5$ の領域であり、条件②を満たす地域は、図44に示される、重力異常の水平一次微分値が 1.25mGal/km 以上の領域になる。これらの条件を満たす領域で推定した構造の傾斜角の分布を図51に示す。中央構造線の通過予想領域では、概ね 45° 以下の低角構造が予想されている。ここで示されている傾斜角は正しいとは言いきれないが、この地域の中央構造線が低角の構造境界であることの傍証を行うことができた。

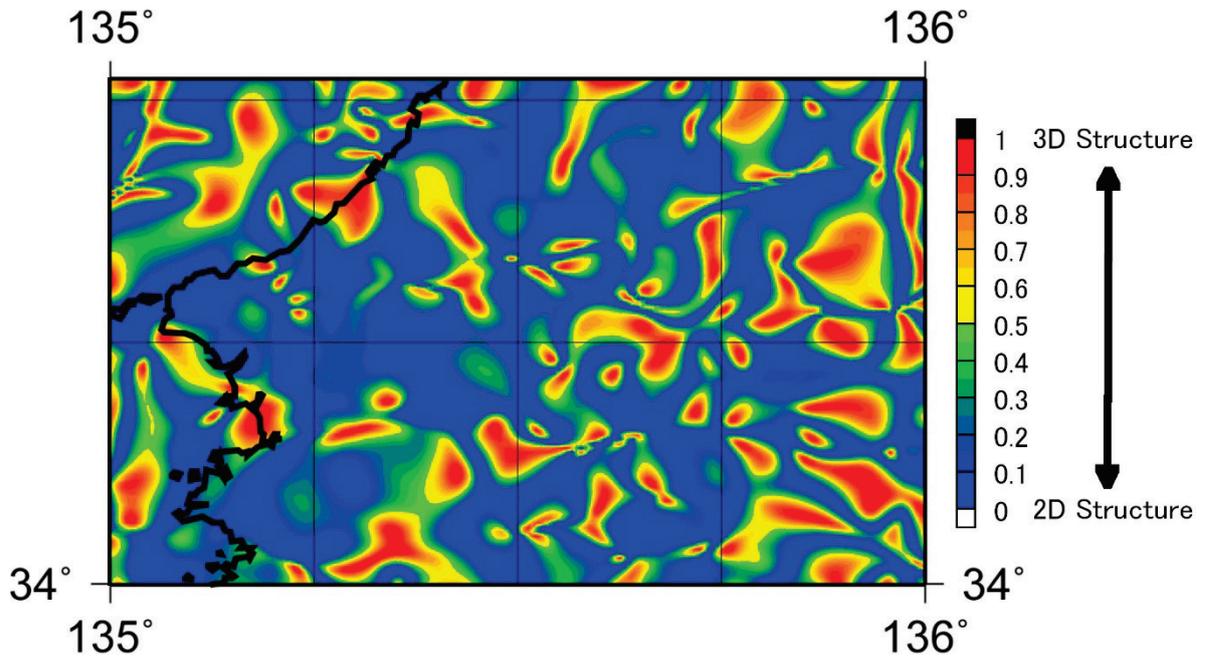


図 49 Dimensionality Index の分布。重力異常の原因となる地下構造が 3 次元的である場合、 I は +1 に近づき、2 次元的である場合、 I は 0 に近づく。コンター間隔は 0.05。

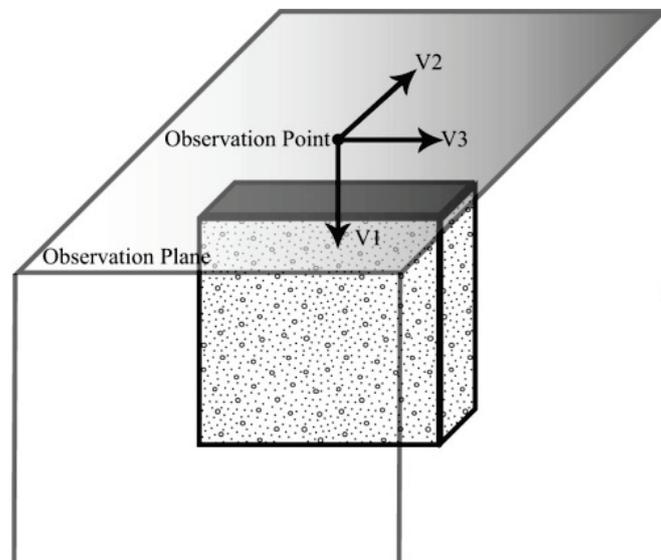


図 50 重力勾配テンソルの固有ベクトルと重力異常の原因となる 2 次元的構造との関係。図中の v_1 は最大固有ベクトル、 v_2 は中間固有ベクトル、 v_3 は最小固有ベクトル。Beiki and Pedersen (2010) による。

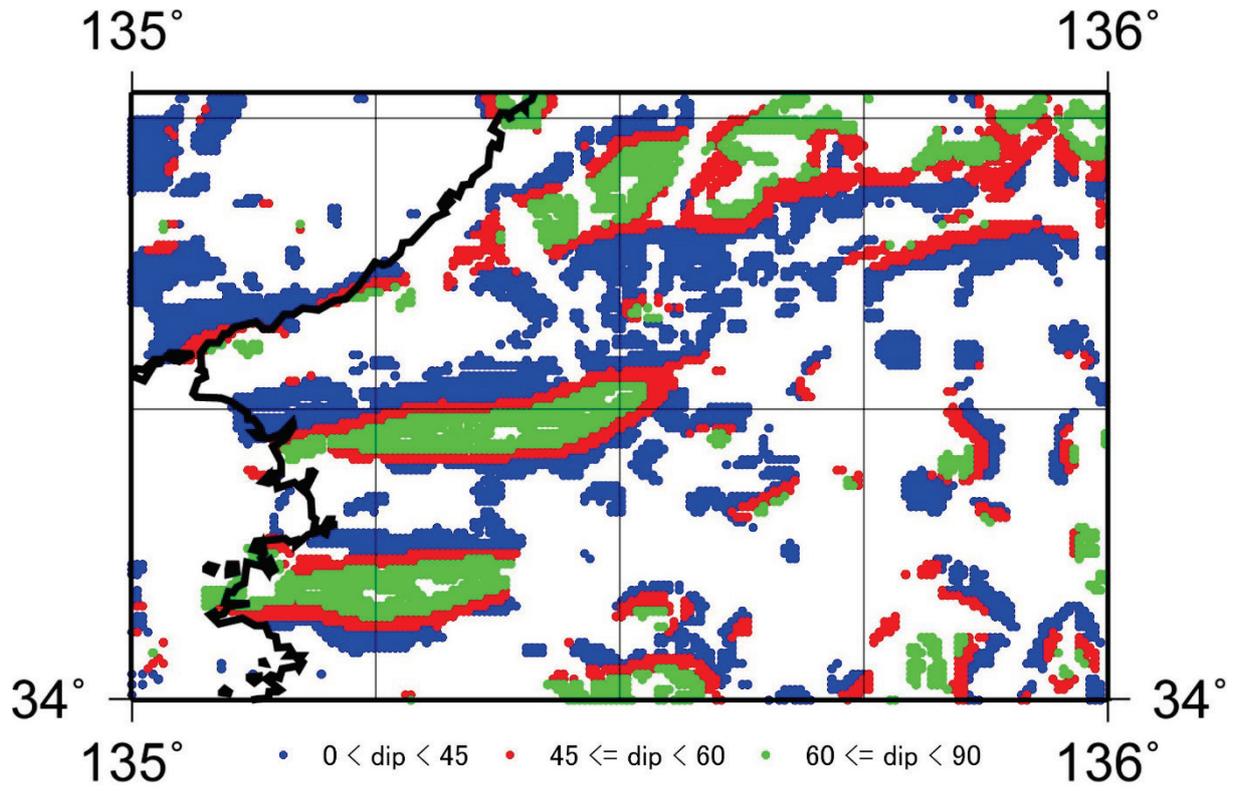


図 51 重力勾配テンソルの最大固有ベクトルから推定された断層傾斜角の分布

7) 中央構造線（根来断層及び根来南断層地域）周辺の地質構造調査

a) はじめに

広域応力場やその変化に伴う断層運動、さらに断層運動に伴う構造形成の議論には、断層形状についての情報が必要である。特に、新規の断層運動に伴う構造形成の証拠は、新規の地層群のみならず、基盤岩における構造の累積の証拠が重要になる。特に、和泉山地周辺の和泉層群や菖蒲谷層群の地質構造や変形構造の抽出等のために、現地調査および年代調査等を実施した。

平成 25 年度は、広域テクトニクスにもとづく広域応力場の変遷等をまとめた（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2014）。今年度は、根来断層と根来南断層にはさまれた地域および、断層周辺の詳細地質構造調査を実施した。対象地域に地質図を図 52 に示す。

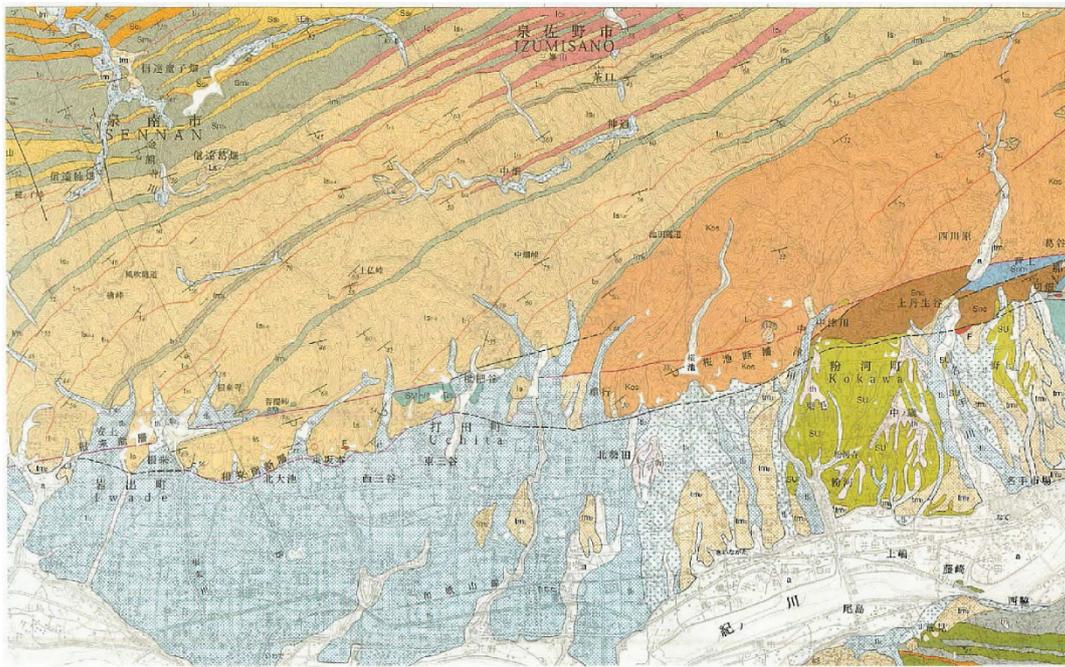


図 52 対象地域の地質図（牧本ほか，2004 産業技術総合研究所：地質図幅「粉河」の一部抜粋）。図面中央左の根来断層と根来南断層が並行する地域が、26 年度の対象地域である。

b) 根来断層北側の大露頭（京奈和道路工事関連の露頭）および根来断層南側（根来前山）の調査

本地域は、南縁に沿って圧縮応力場で形成されたキंक帯が観察され、中央構造線の活動フェーズを解明するうえで注目される。今年度は平成 25 年度に反射法地震探査を行った岩出測線の周辺で地表調査を実施した。根来断層の北方の採石場跡には、大規模な衝上断層運動に伴う褶曲構造が露出している。詳細な地質調査によって、変形帯は東北東－西南西方向に伸長していることが明らかになった（図 53）。

岩出市根来周辺は右横ずれが卓越する根来断層と逆断層運動が推定される根来南断層に

挟まれた根来前山に活褶曲が発達するという点で、中央構造線断層系の中で特異な形状を示している。今回の調査によって、前山南縁のため池の縁に根来南断層と考えられる高角断層が白亜紀和泉層群を変位させている状態が確認された。図 54 に詳細野稿図と写真 1 に露頭写真を示す。なお、北側の第露頭調査は、国土交通省の現地事務所等の協力により実施できた。また、ため池調査では、ため池管理組合および和歌山県にお世話になった。

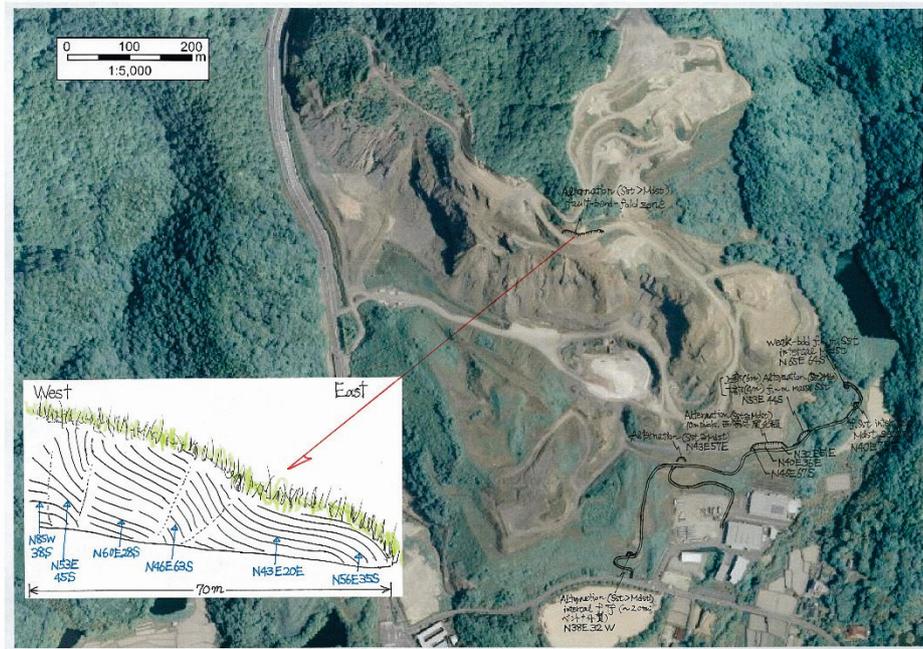


図 53 中央構造線北側の残土処理場（岩出測線沿い）調査と一部スケッチ

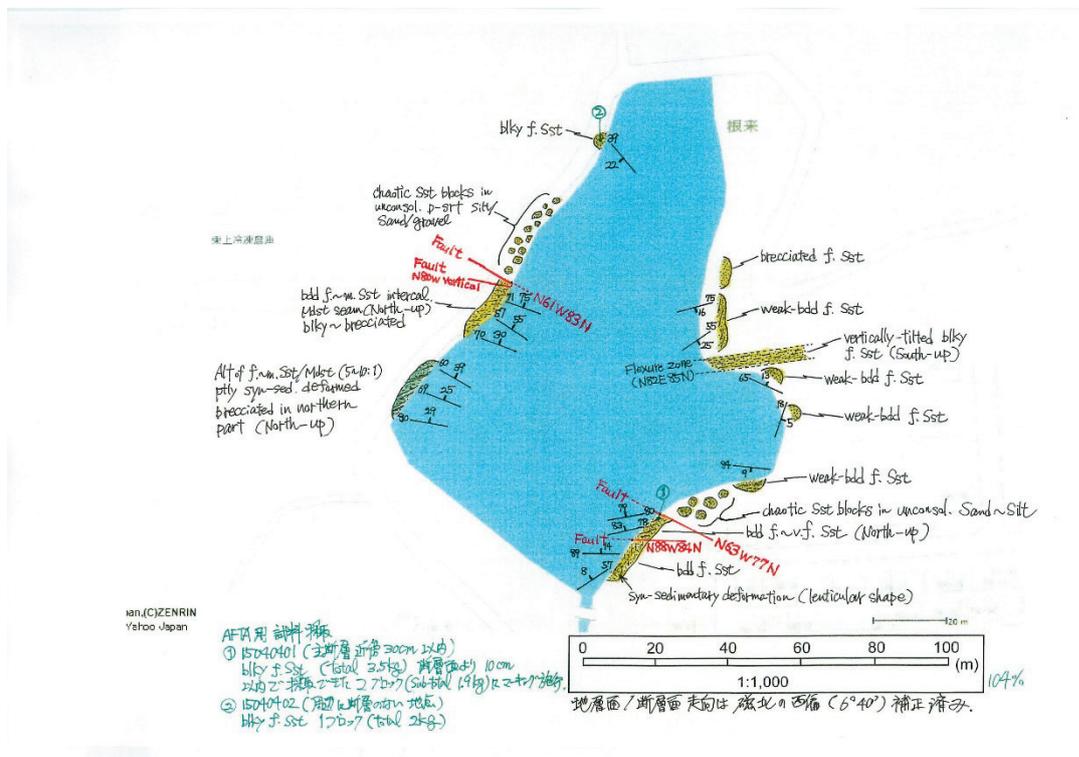


図 54 根来前山（桜台西側）のため池周辺の露頭野稿図



写真1 水位低下時にため池で観察される和泉層群の変形

c) 菩提峠北の露頭：菖蒲谷層の構造、および火山灰の年代と分析結果

菩提峠北の露頭で採取されていた火山灰の新たな分析結果の報告を行う。本露頭では、断層面の走向傾斜は $N80^{\circ} E$ 、 $58^{\circ} S$ であり（写真2）、暗灰色のガウジ（厚さ約4 cm）が存在する。菖蒲谷層群に挟まれる火山灰層（（写真3）の粒度傾向から、火山灰層挟在部分では地層が逆転している状況であり、和泉層群の南からの衝上によって大きく変形していることがわかった。本火山灰層の年代決定のために、火山灰分析および年代測定を実施した。火山灰分析単車は、 $125\mu \sim 63\mu$ サイズの粒子で実施された。粒子の鉱物組成は、火山ガラス66%、重鉱物1%、軽鉱物27%、岩片6%程度の含有比である。重鉱物としては、斜方輝石37%、単斜輝石1.5%、緑色角閃石47.5%の含有で、その他として不透明鉱物や黒雲母が含まれる。火山ガラスはバブルウオール型が軽石型より多い。火山ガラスの屈折率は平均1.4992、モード1.4999（range: 1.4972-1.5004）である。斜方輝石の屈折率は、モードで1.716-1.717の粒子が多い。角閃石は、1.676と1.682のモードを持つ集団が認められる。

年代測定結果は以下のようにまとめられる。測定はジルコン粒子30個で実施された。LA-ICP-MS-FT年代によるフィッション・トラック年代測定結果は 1.33 ± 0.20 (Ma: 百万年前の単位) であり、U-Pb年代法による測定結果は、 1.50 ± 0.06 (Ma) という結果になり、この結果から、菩提峠で発見された火山灰を挟む菖蒲谷層群は、この年代以降に逆転するほどの変形を受けたことが明らかになった。

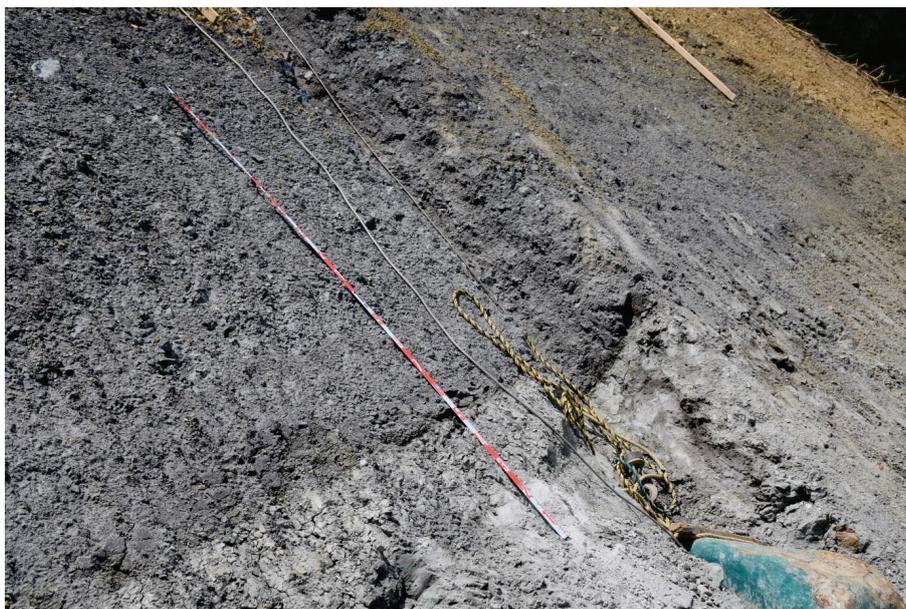


写真2 菩提峠の露頭写真: 菖蒲谷層群と和泉層群が断層で接している(三田村宗樹撮影)



写真3 菖蒲谷層群中の火山灰(三田村宗樹撮影)

(c) 結論ならびに今後の課題

1) InSAR解析による地盤変形状の推定

和歌山県北部をカバーする ALOS/PALSAR 画像を収集し、PS/SB InSAR 解析を行った。その結果、和泉山脈を挟んで大阪平野に相対的に右横ずれ運動を示す変動は認められなかった。局所的には、御所市付近の金剛断層に沿った沈降、岩出市～紀ノ川市にかけての東向きないしは隆起の変動、和歌山市～海南市にかけての西向きないしは隆起の変動などが検出された。

課題は、誤差の低減に尽きる。電離層擾乱等の影響が特に北行軌道の画像に残っているので、これを低減することが急務である。このためには、解析に用いる画像の厳選、PS/SB InSAR 解析における解析誤差の低減等を行う必要がある。また、GPS 観測結果を用いた誤差の補正も有効である。次年度は、TerraSAR-X 画像も含めて、これら誤差の低減作業を行うことを予定している。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

和泉山脈南縁および金剛山地東縁セグメントにおいて、それぞれ12観測点での広帯域MT法観測を行った。得られたデータから推定されたMT応答を用い、2次元比抵抗モデルを推定した。平成25年度の調査結果も加えた3測線の比抵抗モデルの対比を行ったところ、和泉山脈南縁セグメントを南北に横切る2測線では、大局的に調和的な比抵抗構造が認められたが、特徴的な比抵抗コントラストの傾斜角は両者で異なっている可能性を指摘した。和泉山脈南縁セグメントにおいては、中央構造線断層帯の延長部については、2 km以深では構造コントラストとして認識が難しいことが分かった。金剛山地東縁セグメントにおいては、コントラストの程度は低いものの、断層周辺において不均質構造の存在が明らかになった。

平成27年度は、MT応答の推定のための時系列処理を高度化し再解析を行うとともに、得られた比抵抗モデルの感度検定を行い、震源断層形状のモデル化に参照可能な領域の明確化を試みる。

3) 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P波反射法地震探査（和歌山－紀ノ川測線）

中央構造線に平行な測線（和歌山市域等）でのP波反射法地震探査を行い、断層形状と断層帯周辺の地殻構造解明を継続した。具体的には、和歌山県和歌山上黒谷市から紀ノ川市北志野に至る県道7号粉河加太線の約11.7kmの測線において、基盤形状や堆積層内の構造を把握するためのP波反射法探査を行った。この測線には、平成25年度に実施した岩出測線が交差している。南北断面でしか地下構造情報がなかったところ、この測線により、三波川帯の基盤に約2 km間隔での起伏があることがはじめて発見された。また、既往反射断面と連携してより詳細な地下構造情報を得た。この測線下の三波川帯基盤や菖蒲谷堆積層の堆積情報を得ることができ、本地域の堆積層構築の環境や震源断層像の構築に利用できると考えている。

4) 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P波反射法地震探査（既存測線の再解析）

平成7年に防災科学技術研究所が実施した、中央構造線断層帯（和泉山地南縁）を南北に横切る大阪府阪南市和泉鳥取町付近から和歌山県和歌山市伊太祈曽付近にいたる約

17.6km の探査データを用いて、断層領域近傍の特徴を把握するための反射法再解析と初動を用いた屈折法トモグラフィーを行った。この測線を通過する断層帯の位置についての明らかな情報が得られ、震源断層像の構築に利用できると考えている。

5) 中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）地域の微小地震活動と震源メカニズム

対象地域における微小地震活動は、断層帯の南側に位置する和歌山平野側を除けば低調であることがわかった。その中で、根来断層東端部の北側で微小地震が集中している地域があり、そこで起きているイベントのメカニズム解を決定した。数は少ないものの、P 軸は主として東西方向であり、東西圧縮の力がここではかかっていると推定でき、この地域の広域応力場と矛盾しないことがわかった。この情報は、今後の断層変形シミュレーション等に活用できると考えられる。しかしながら、断層面解は主として南北走向の逆断層であることや、発生深度からは、中央構造線の物質境界よりやや下で起きたイベントであると考えられ、想定震源断層に関する情報はこれらからは得られなかった。

6) 重力異常による地下構造の推定

平成 25 年度の地震波探査測線である和歌山北測線と岩出測線において推定された地下構造によって、既存の重力異常観測値とどの程度整合性をもつのかということを検討した。三波川変成帯、和泉層群、第四紀堆積層にそれぞれ 2800kg/m^3 、 2400kg/m^3 、 2300kg/m^3 という密度を与えることで、地表で観測される波長数 km 程度の重力異常分布を説明できることがわかった。ここで考えられた中央構造線は、地下深部で低角となる逆断層タイプの形状をもつものが必要である。

重力異常分布から、地下の高角境界の検出を行うフィルタリング手法を本解析領域に適用したところ、いずれのフィルタリング手法も、中央構造線の検出は不十分であった。そこで重力勾配テンソルの固有値と固有ベクトルを用いた構造傾斜角の推定を実施したところ、中央構造線の通過予想領域では、概ね 45° 以下の低角構造が予想されることがわかった。これまでの調査結果等に照らし合わせて、この結果は妥当と考えられる。

構造境界としての低角逆断層である中央構造線が横ずれ運動が生じた場合に堆積層はどのように変形していくのか、について数値シミュレーションを試みる。また、その結果にもとづいて、各種の地下構造、地表探査結果と対比を行い、震源断層像を構築する。

7) 中央構造線（根来断層及び根来南断層地域）周辺の地質構造調査

中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の広域応力場やその変化に伴う断層運動、さらに断層運動に伴う構造形成の議論のために、新規の断層運動に伴う構造形成の証拠として、新規の地層群である菖蒲谷層群と基盤岩とされる和泉層群の調査を、根来断層と根来南断層にはさまれた地域および断層周辺で実施した。その結果、断層沿いの一定の範囲で、全体構造とは異なる変形構造や断層構造が認められた。また、断層沿いの菖蒲谷層群中の火山灰の年代が $1.33 \pm 0.20 \text{ Ma}$ 、 $1.50 \pm 0.06 \text{ Ma}$ と得られ、この火山灰で確認される地層の逆転がこの年代以降に生じたことも明らかになった。今後は、これらの情報の空間的情報整理を実施するとともに、断層運動にともなる地層変形シミュレーション・年

代測定等と連携して、運動像の高度化を目的とした構造の累積の証拠や状態を積み重ねていく必要がある。特に、和泉山地周辺の和泉層群や菖蒲谷層群の地質構造や変形構造の抽出等のために、現地調査および年代調査等を実施する。

(d) 引用文献

1) InSAR解析による地盤変形形状の推定

Hooper, A., H. Zebker, P. Segall, and B. Kampes, A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23611 doi:10.1029/2004GL021737, 2004.

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

Gamble, T.D., W.M. Goubau, and J. Clarke, Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, 44, 53-68, 1979.

Ogawa, Y. and T. Uchida, A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, 126, 69-76, 1996.

佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤 潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子・新井隆太, 和泉山脈地殻構造探査 (和泉測線 2006), 大都市大災害軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 18 年度)成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 21-86, 2007.

3) 中央構造線断層帯 (和泉山脈南縁) P波反射法地震探査 (和歌山一紀ノ川測線)

水野清秀・佃 栄吉・高橋 誠・百原 新・内山 高, 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質, *地質学雑誌*, 105, 235-238, 1999.

吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, *地質学論集*, 40, 177-186, 1992.

笠原敬司・青井 真・木村尚紀・井川 猛・川中 卓・溝畑茂治・岡本 茂, 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, SL-P019, 1998.

佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子・新井隆太, 和泉山脈地殻構造探査 (和泉測線 2006), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 18 年度)成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 21-86, 2007.

文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁一和泉山脈南縁)における重点的な調査観測 平成 25 年度成果報告書, 129p., 2014.

牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭, 粉河地域の地質, *地域地質研究報告*(5 万分の 1 地質図幅), 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 89p., 2004.

地質調査所, 和歌山市西部地域における中央構造線の調査結果, 地震予知連絡会会報, 53, 663-668, 1995.

佃栄吉, 中央構造線活断層系(紀伊半島地域)の活動性調査. 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), 161-177, 1997.

河村和徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛, 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学的実態の推定—紀伊半島北西部中央構造線を例として—, 地震第2輯, 54, 233-249, 2001.

4) 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁) P波反射法地震探査(既存測線の再解析)

水野清秀・佃 栄吉・高橋 誠・百原 新・内山 高, 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質, 地質学雑誌, 105, 235-238, 1999.

吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, 40, 177-186, 1992.

笠原敬司・青井 真・木村尚紀・井川 猛・川中 卓・溝畑茂治・岡本 茂, 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-P019, 1998.

佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・瀬瀬一起・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子・新井隆太, 和泉山脈地殻構造探査(和泉測線 2006), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成18年度)成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 21-86, 2007.

文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁—和泉山脈南縁)における重点的な調査観測 平成25年度成果報告書, 129p., 2014.

牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭, 粉河地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 89p., 2004.

5) 中央構造線断層帯(金剛山地東縁—和泉山脈南縁)地域の微小地震活動と震源メカニズム

Reasenber P. and D.H. Oppenheimer, FPFIT, FPLOT and FPPAGE; Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, USGS Open-File Report 85-739, 109pp., 1985.

6) 重力異常による地下構造の推定

Beiki, M., Analytic signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location, Geophysics, 75, I59-I74, 2010.

Beiki, M., TSVD analysis of Euler deconvolution to improve estimating magnetic source parameters: an example from the Asele area, Sweden, Journal of Applied Geophysics, 90, 82-91, 2013.

Beiki M., and Pedersen, L. B. Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to

- locate geologic bodies, *Geophysics*, 75, I37-I49, 2010.
- Bott, M. H. P., A simple criterion for interpreting negative gravity anomalies, *Geophysics*, 27, 376-381, 1962.
- 物理探査学会, 1989, 図解物理探査, 239p., 1989.
- Cevallos, C., Kovac, P., and Lowe, S. J., Application of curvatures to airborne gravity gradient data in oil exploration, *Geophysics*, 78, G81-G88, 2013.
- Cevallos, C., Automatic generation of 3D geophysical models using curvatures derived from airborne gravity gradient data, *Geophysics*, 79, G49-G58, 2014.
- Cooper, G. R. J., and Cowan, D. R., Enhancing potential field data using filters based on the local phase, *Computer and Geoscience*, 32, 1585-1591, 2006.
- Cordell, L., and Grauch, V. J. S., Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico, in W. J. Hinze, ed., The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, *Society of Exploration Geophysicists*, 181-197, 1985.
- Ferreira, F., de Souza, J., de B eS, Bongiololo, S., and de Castro, L., Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle, *Geophysics*, 78, J33-J41, 2013.
- 萩原幸男, 地球重力論, 共立出版, 256p., 1978.
- 駒澤正夫, 日本重力異常グリッドデータベース, 日本重力CD-ROM第2版, 数値地質図P-2, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2004.
- 駒澤正夫, 日本重力データベース DVD版, 数値地質図P-2. 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- Kusumoto, S., Fukuda, Y., Takemoto, S., and Yusa, Y., Three-dimensional subsurface structure in the eastern part of the Beppu-Shimabara Graben Kyushu, Japan, as revealed by gravimetric data, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 42, 167-181, 1996.
- Li, L., Huang D., Han, L., and Ma, G., Optimised detection filters in the interpretation of potential field data, *Exploration Geophysics*, 45, 171-176, 2014.
- Ma, G., Edge detection of potential field data using improved local phase filter, *Exploration Geophysics*, 44, 36-41, 2013.
- Mickus, K. L., and Hinojosa, J. H., The complete gravity gradient tensor derived from the vertical component of gravity: a Fourier transform technique, *Journal of Applied Geophysics*, 46, 159-174, 2001.
- Miller, H. G., and Singh, V., Potential field tilt - A new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213-217, 1994.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-和泉山脈南縁)における重点的な調査観測 平成25年度成果報告書, 129p., 2014.
- Perderson, L. B., and Rasmussen, T. M., The gradient tensor of potential field anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps,

- Geophysics, 55, 1558-1566, 1990.
- Talwani, M., Lamar, W. J., and Landisman, M., Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, Journal of Geophysical Research, 64, 49-59, 1959.
- ten Brink, U. S., Ben-Avram, Z., Bell, R. E., Hassouneh, M., Coleman, D. F., Andreasen, F., Tibor, G., and Coakley, B., Structure of the Dead Sea Pull-apart Basin from Gravity Analyses, Journal of Geophysical Research, 98, 21877-21894, 1993.
- Tsuboi, C., and Kato M., The first and second vertical derivatives of gravity, Journal of Physics of the Earth, 1, 95-96, 1952.
- Orç, B., Sertçelik, I., Kafadar, Ö., and Selim, H. H., Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of basement relief, Journal of Applied Geophysics, 88, 105-113, 2013.
- Wijns, C., Perez, C., and Kowalezyk, P., Theta map: edge detection in magnetic data, Geophysics, 70, L39-L43, 2005.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M. F., Reid, A. B., Fairhead, J. D., and Odegrad, M. E., Euler deconvolution of gravity tensor gradient data, Geophysics, 65, 512-520, 2000.
- Zhang, X., Yu, P., Tang, R., Xiang, Y., and Zhao, C-J., Edge enhancement of potential field data using an enhanced tilt angle, Exploration Geophysics, <http://dx.doi.org/10.1071/EG13104>, 2014.

- 7) 中央構造線（根来断層及び根来南断層地域）周辺の地質構造調査
牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭，粉河地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，89p.，2004.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測 平成25年度成果報告書，129p.，2014.

3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学原子炉実験所	教授	釜江 克宏
国立大学法人京都大学原子炉実験所	准教授	上林 宏敏
国立大学法人京都大学原子炉実験所	助教	川辺 秀憲
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	浅野 公之
国立大学法人福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀 道広

(c) 業務の目的

S 波速度構造情報が不十分である和歌山平野において微動観測を行うとともに、対象断層帯周辺域の地盤速度構造モデルを地震動記録や微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るための地下速度構造モデルの改良を行う。さらに、サブテーマ2によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ1によって高度化される断層活動区間等の情報を活かした震源断層モデル構築と強震動予測を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 25 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集・整理を行った。和歌山市内等で微動アレイ探査や単点微動調査を行い、地下構造モデル構築のための基礎データを入手した。

2) 平成 26 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録や地盤データの収集・分析を行い、和歌山平野の地震動の空間変動について調べた。また、強震計を和歌山市内の2箇所に設置した。和歌山平野の西部域を対象に地下構造モデルを構築し、昨年度得られた微動アレイ記録および単点微動記録の分析結果を用いて、同モデルの検証を行うとともに、中央構造線断層帯（和泉山脈南縁区間のみ）を対象とした震源断層モデルに基づく強震動予測の試算も行った。さらに、和歌山、岩出および紀の川の各市で微動アレイと単点微動による地下構造の探査を行い、上記モデルの改良と和歌山平野東部域へのモデルの拡張のための基礎データを入手した。

3) 平成 27 年度：

和歌山県や奈良県を対象に地震観測記録の収集を継続する。平成 25 年度の和歌山平野での種々の調査結果に基づき平成 26 年度に構築した三次元地下構造モデルの高

精度化を図るため、特に不均質性の大きい領域（和歌山城近傍）でのP波人工地震反射法探査を実施する。強震動予測の対象とする領域の三次元地下構造モデル構築のため、平成26年度に構築した和歌山平野の三次元地下構造モデルを、平成26年度に実施した和歌山平野東部域での微動アレイ探査、単点微動探査結果、及び、サブテーマ2によるP波人工地震反射法探査結果などに基づき拡張する。さらに、最終的に得られた三次元地下構造モデルを用いて和歌山市等における強震動予測を行う。この際、サブテーマ2による震源断層形状などの成果を活用するとともに、震源断層パラメータの設定に関する最近の研究成果も考慮し、断層パラメータが予測結果に与える影響を評価する。

(2) 平成26年度の成果

(a) 業務の要約

1) 地震観測記録の収集・分析

平成25年度に収集した諸機関による和歌山平野における地震観測記録の整理を継続して行うと共に、平成26年度は国土交通省港湾局による紀の川河口での強震観測記録を追加した。平成25年4月13日に生じた淡路島付近の地震について、和歌山平野に位置する観測記録を用いた分析を行った。その結果、水平動の約1秒以上の周期帯域の振幅は、基盤岩が露頭した地点に比べて堆積層上の地点の方が大きかった。これまで強震観測点が手薄だった厚い堆積層を有する和歌山平野北部域を対象に、新たに強震観測装置を2箇所を設置した。

2) 和歌山平野の3次元地下構造モデル構築

和歌山市を包含する和歌山平野西部域を対象に強震動予測のための3次元地下構造モデルを構築した。モデル化は大阪平野のグリッド系モデルと同様に、格子状に領域を分割した上で格子点ごとに物性値を割り当てる方式とした。モデル化は以下①～④の手順で行った。①重力探査から作成したブーゲー異常分布及び反射法探査等を解釈し、基盤面深度分布を数値化した。②堆積層のP波速度分布を既往及び本調査による反射法探査結果から導いたP波速度と深度の関係式を用いて推定した。③P波速度からS波速度及び密度を当該堆積層と同じ地質及び形成年代と見なすことができる大阪平野及び京都盆地内における大阪層群の既往の検層データから導いた関係式を用いて推定した。④沖積層のモデル化として、同平野の浅部ボーリングデータを空間補間することによって沖積層厚さ分布を推定した。構築した3次元地下構造モデルを用いて和歌山平野南部で起こった小地震による観測記録の再現を行った。

3) 単点微動観測

和歌山平野西部域において、平成25年度に実施した単点微動観測によるH/Vスペクトルを求め、多くの地点で複数の明瞭なピークが見られた。この内、第1の卓越周期（最も長周期側に見られるピークに対応）と構築した3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度との相関が高い結果となった。さらに、第2の卓越周期（第1のピークの次に見られるピーク

に対応)と3次元地下構造モデルの沖積層厚さとの相関も比較的高い結果となった。

平成25年度の単点微動観測において、観測点が配置できなかった和歌山北断層と磯ノ浦断層に挟まれた和歌山平野北西部、和歌山城付近一紀三井寺公園付近に至る同平野南西部、及び岩出市・紀の川市を中心とする同平野東部域において、単点微動観測を実施した。これら地域においても、H/Vスペクトルの卓越周期は3次元地下構造モデルあるいは同平野東部で実施された反射法探査による基盤岩上面深度に対応した変化が見られた。しかしながら、基盤岩上面深度の急激な変化が見られる部分では、両者が対応しない地点も見られた。この原因として、地下構造の不規則性により1次元速度構造モデルでは説明が困難な複雑な波動伝播が影響していると考えられる。

4) 微動アレイ観測

和歌山平野の4つの領域(中松江、和歌山気象台(JMA 和歌山)、岩出、紀の川)において微動アレイ探査を実施した。観測記録をSPAC法により解析し、4地点とも連続性の良い位相速度の分散曲線を得た。次に、観測した分散曲線がRayleigh波基本モードのものと仮定し、観測値を満足するS波速度構造を求めた。三波川変成岩と未固結な堆積層の地層境界深度は、中松江が約760m、和歌山気象台が約530m、岩出が約630m、紀の川が370mとなった。Rayleigh波とLove波を対象としたF-K法による解析も実施し、4地点における同分散曲線を求めた。それらとSPAC法による推定S波速度構造から求めた理論分散曲線と比較した結果、中松江アレイ、岩出アレイ、紀の川については、両者が概ね対応するが、和歌山気象台については、F-K法によるLove波の位相速度が理論値よりも遅いことがわかった。

5) 3次元地下構造モデルを用いた強震動予測の予備計算

2)において構築した和歌山平野西部域の3次元地下構造モデルと中央構造線断層帯の和泉山脈南縁区間のみの震源断層モデルを用いた統計的グリーン関数法による強震動予測の予備計算を実施した。震源断層のモデル化については、最終年度(平成27年度)においてはサブテーマ1やサブテーマ2による成果等に基づき実施するが、ここでの試算では地震本部(2005)によるモデル化や地震本部(2009)によるレシピを参考に実施した。破壊開始点を変えたケースも実施し、予測結果の破壊伝播効果とともに、基盤岩深度や堆積層厚さの3次元的な分布を反映した予測結果が得られた。

(b) 業務の成果

1) 地震観測記録の収集・分析

a) 地震観測記録の収集

和歌山平野及び周辺部では、独立行政法人防災科学技術研究所の強震観測網(K-NET)、基盤強震観測網(KiK-net)の強震観測点、気象庁の強震観測点、国土交通省港湾局の強震観測点に加えて、関西地震観測研究協議会による広帯域強震観測点がある。さらに、和歌山県の震度計による波形記録も存在する。これらの観測点の内、和歌山平野における観測点配置を図1に緑色の三角印(太枠の三角印で示す nzk と skg 地点は除く)で示す。なお、図中の観測点名称は本報告書において便宜上使用するものである。これら観測点の内、国土交通省港湾局の観測点(wkyG)を除く地点で記録されたイベントの一覧は、平成25年度の成果報告書に示されているが、平成26年度は新たに上記wkyGでの記録の収集を行った。表1にwkyGでの観測イベントを平成25年度の成果報告書に記載した他の観測点と同じ期間、同じ地震イベントに対して示す。

図1に示す上述の機関による観測点の配置から分かるように、厚い堆積層を有する和歌山平野の北部には観測点が存在しない。後述する和歌山平野の3次元地下構造モデルの検証や同平野の堆積層が厚い領域における地震動による地盤震動特性の把握には、当該領域の地震動記録が必要であることから、本業務の一環として平成26年度より2箇所(nzk, skg)の観測を開始した。なお、これについては後述する。

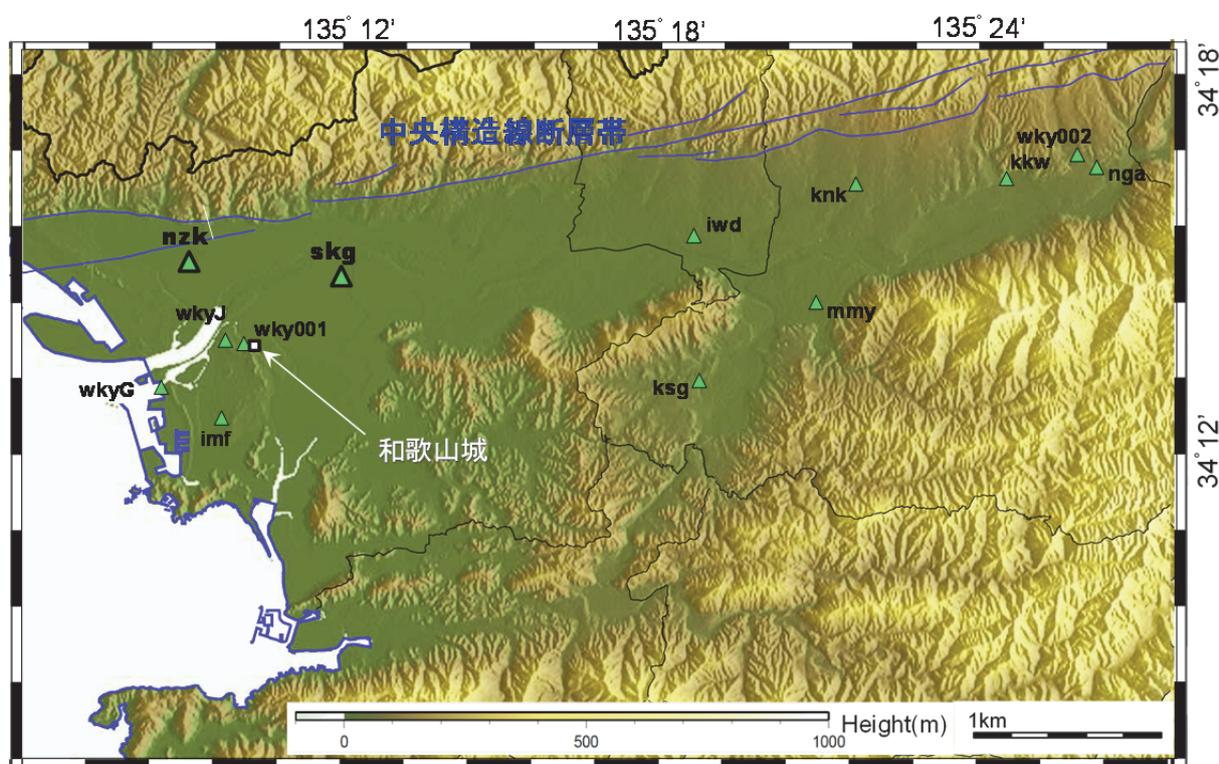


図1 和歌山平野における強震観測点 (三角印は地震観測点を示す)

表1 国土交通省港湾局による和歌山平野の強震観測点での観測イベントの有無

No.	震源情報						和歌山 (wkyG)	和歌山 (wkyG)	
	発震時刻		緯度	経度	深さ	気象庁マグニチュード			震央地名
	yyyy/mm/dd	hh:mm:ss							
1	1997/06/26	20:49:44	34.2417	135.4217	9.3	和歌山県北部			
2	1998/06/10	16:17:23	33.9183	135.4150	56.4	和歌山県南部			
3	1998/12/05	01:38:30	33.5067	135.1467	41.0	和歌山県南方沖			
4	1999/02/03	09:04:33	33.7783	135.4183	46.3	和歌山県南部			
5	1999/03/25	00:07:41	33.7550	135.2533	45.3	紀伊水道			
6	1999/08/21	05:33:11	34.0300	135.4700	66.5	和歌山県北部	○		
7	1999/11/22	19:10:16	34.2533	135.4083	8.3	和歌山県北部			
8	2000/02/17	08:28:35	34.1700	135.4567	7.1	和歌山県北部			
9	2000/04/11	11:31:50	33.8450	134.9700	12.0	紀伊水道			
10	2000/04/15	02:41:11	33.6433	135.3850	42.9	和歌山県南方沖			
11	2000/04/28	11:42:16	33.8900	135.6367	52.4	奈良県			
12	2000/08/27	13:13:14	34.5350	135.6467	8.1	大阪府南部			
13	2000/10/22	10:41:44	34.0283	135.1983	10.4	和歌山県北部			
14	2000/10/31	01:42:53	34.2983	136.3200	39.7	三重県南部			
15	2001/02/05	03:34:16	34.1967	135.2117	5.6	和歌山県北部	○		
16	2001/03/24	15:27:55	34.1317	132.6933	46.7	安芸灘			
17	2001/08/10	15:42:31	34.1483	135.1183	8.2	紀伊水道	○		
18	2001/08/25	22:21:25	35.1517	135.6600	8.4	京都府南部			
19	2001/10/02	21:14:22	33.4167	135.3300	26.6	和歌山県南方沖			
20	2001/10/15	01:53:20	33.8300	135.4233	25.3	和歌山県南部	○		
21	2002/01/04	13:18:57	33.9450	135.6317	12.3	奈良県			
22	2002/08/11	23:00:16	34.0133	135.9467	47.3	奈良県			
23	2002/09/02	18:17:03	34.0433	135.2683	8.0	和歌山県北部	○		
24	2002/12/17	07:17:13	33.5333	135.5983	11.4	和歌山県南部			
25	2003/01/19	04:50:26	33.8750	137.2400	45.6	三重県南東沖			
26	2003/03/22	21:00:44	34.2467	135.4233	8.2	和歌山県北部			
27	2003/03/23	04:09:27	34.2483	135.4267	8.3	和歌山県北部			
28	2003/04/01	12:11:53	34.2683	135.4683	68.3	和歌山県北部			
29	2003/04/15	14:13:34	34.2133	135.4200	8.2	和歌山県北部			
30	2003/09/02	03:18:32	34.2233	135.4183	9.2	和歌山県北部			
31	2003/10/08	17:02:21	34.2683	135.4117	7.2	和歌山県北部			
32	2004/01/06	14:50:52	34.2150	136.7133	37.5	三重県南東沖			
33	2004/01/11	16:21:26	34.2367	135.4250	7.1	和歌山県北部			
34	2004/04/03	16:30:00	34.1967	135.3850	7.1	和歌山県北部			
35	2004/04/04	11:49:47	34.2283	135.4183	7.2	和歌山県北部			
36	2004/06/08	08:05:24	34.2133	135.0750	8.4	紀伊水道	○		
37	2004/06/08	09:04:51	34.2083	135.0700	8.3	紀伊水道			
38	2004/07/22	11:53:08	34.2617	135.2367	7.1	和歌山県北部			
39	2004/09/05	19:07:08	33.0317	136.7967	38.7	三重県南東沖	○		
40	2004/09/05	23:57:17	33.1367	137.1400	44.7	三重県南東沖			
41	2004/09/07	08:29:36	33.2083	137.2917	41.6	三重県南東沖	○		
42	2004/09/26	20:35:17	34.1517	135.2433	3.1	和歌山県北部			
43	2004/10/16	13:41:30	34.1700	135.1833	4.7	和歌山県北部	○		
44	2004/10/24	19:11:21	34.2550	135.2883	7.2	和歌山県北部			
45	2004/10/27	21:27:34	33.6400	135.2667	39.4	和歌山県南方沖			
46	2004/11/12	17:29:19	34.0833	135.1350	6.3	和歌山県北部			
47	2005/01/31	23:57:25	34.2150	135.4367	7.2	和歌山県北部			
48	2005/02/14	00:22:05	34.6833	135.1367	13.4	兵庫県南東部			
49	2005/06/03	10:48:47	34.1800	135.1333	6.3	紀伊水道	○		
50	2005/06/04	09:40:33	34.2050	135.1967	5.3	和歌山県北部	○		
51	2005/08/04	15:10:24	34.3417	135.4817	10.2	和歌山県北部			
52	2005/09/19	04:22:58	34.0850	135.2367	6.0	和歌山県北部			
53	2005/10/09	11:02:27	34.2100	135.2433	4.2	和歌山県北部			
54	2005/11/01	12:47:38	33.8233	135.0833	45.3	紀伊水道	○		
55	2005/11/23	03:22:35	34.2183	135.3050	6.2	和歌山県北部			
56	2005/11/23	22:24:21	33.8550	135.1267	28.0	紀伊水道			
57	2005/12/09	10:16:04	34.2100	135.2683	5.2	和歌山県北部			
58	2006/01/28	09:19:37	34.1967	135.3400	7.2	和歌山県北部			
59	2006/02/02	03:00:31	34.0850	135.2333	6.7	和歌山県北部			
60	2006/02/17	09:06:59	34.1767	135.1700	5.1	紀伊水道	○		
61	2006/03/02	23:28:44	34.2117	135.2083	4.1	和歌山県北部	○		
62	2006/03/21	07:33:18	34.2050	135.3183	7.2	和歌山県北部			
63	2006/04/18	04:46:18	34.2367	135.4017	8.2	和歌山県北部			
64	2006/04/23	15:59:14	34.1933	135.4000	7.2	和歌山県北部			
65	2006/04/29	03:16:18	34.2350	135.4033	8.2	和歌山県北部			
66	2006/05/04	07:22:56	34.2817	135.2417	8.1	和歌山県北部			
67	2006/05/15	01:42:13	34.2233	135.2200	3.4	和歌山県北部	○		
68	2006/05/20	07:21:22	34.1900	135.1250	6.3	紀伊水道			
69	2006/05/22	20:26:05	34.2133	135.3167	7.1	和歌山県北部			
70	2006/05/22	20:32:20	34.2133	135.3133	7.6	和歌山県北部			
71	2006/05/22	22:06:17	34.2150	135.3117	6.2	和歌山県北部			
72	2006/06/04	13:31:26	34.1433	135.2783	3.2	和歌山県北部			
73	2006/07/07	22:51:58	34.2450	135.3983	8.2	和歌山県北部			
74	2006/07/29	19:58:28	34.2917	135.2550	9.3	和歌山県北部			
75	2006/08/11	03:01:59	34.2933	135.2567	10.1	和歌山県北部			
76	2006/09/20	10:43:50	34.2317	135.4017	9.3	和歌山県北部			
77	2006/09/29	16:35:32	34.2533	135.4200	8.2	和歌山県北部			
78	2006/09/29	17:38:41	34.2533	135.4200	8.2	和歌山県北部			
79	2006/11/07	00:50:01	34.1483	135.4233	6.1	和歌山県北部			
80	2007/01/12	11:48:38	34.2267	135.4400	8.7	和歌山県北部			
81	2007/02/26	14:06:08	34.1717	135.1550	6.3	紀伊水道	○		
82	2007/03/25	05:34:05	34.2633	135.4350	7.2	和歌山県北部			
83	2007/04/15	12:19:30	34.7900	136.4067	16.5	三重県中部			
84	2007/04/26	09:02:57	33.8883	135.5833	39.5	愛媛県東予			
85	2007/04/26	11:55:15	34.1167	135.3200	7.4	和歌山県北部			
86	2007/07/16	17:24:19	34.2600	135.9467	49.7	奈良県			
87	2007/07/29	14:17:06	34.2500	135.3950	9.2	和歌山県北部			
88	2007/08/26	01:42:36	33.9717	135.3333	10.5	和歌山県北部			
89	2007/09/06	08:02:16	34.2500	135.4167	8.2	和歌山県北部			
90	2007/09/14	06:54:53	34.2133	135.3117	5.2	和歌山県北部			

b) 地震観測記録の分析例

淡路島付近の地震(2013年4月13日5時33分18秒、 M_j 6.3、緯度 34.42° 、経度 134.83° 、深さ15km、最大震度6弱、和歌山城からの震源距離は約35km)による観測記録が図1に示す多機関による観測点の多くで得られた。この内、5地点(wkyJ(気象庁)、wky001(防災科学技術研究所強震観測網)、iwd(気象庁)、imf(関西地震観測研究協議会(CEORKA))、ksg(気象庁))の3成分速度波形を図2に示す。なお、imfは速度記録が得られているが、その他は加速度記録であるため、周波数領域で積分を行う方法により速度波形を求めた。このとき、周波数領域でローカットフィルター(カットオフ周波数0.05Hz)の処理を行った。なお、時間領域と周波数領域間の変換には高速フーリエ変換・同逆フーリエ変換を用いた。wky001とksgではほぼ基盤岩が露頭し、imfとiwdでは数百メートル程度の堆積層が存在すると思われる。それぞれ最寄りの地点どうしの波形を比較すると、堆積層上の観測点の方において最大振幅が大きく、継続時間が長くなっている。さらに、wky001とwkyJ間の距離が500m程度であるにもかかわらず、東西成分の波形と振幅に顕著な違いが見られ、この付近の地下構造の変化が影響していると考えられる。

5地点の観測記録から求めた減衰定数5%擬似速度応答スペクトルを図3に示す。前述の基盤岩露頭上と堆積層上の地点間を水平成分について比較すると、約1秒以上の周期帯域の振幅の大きさに違いが見られ、これが前述の波形の地点間の相違に対応していると考えられる。

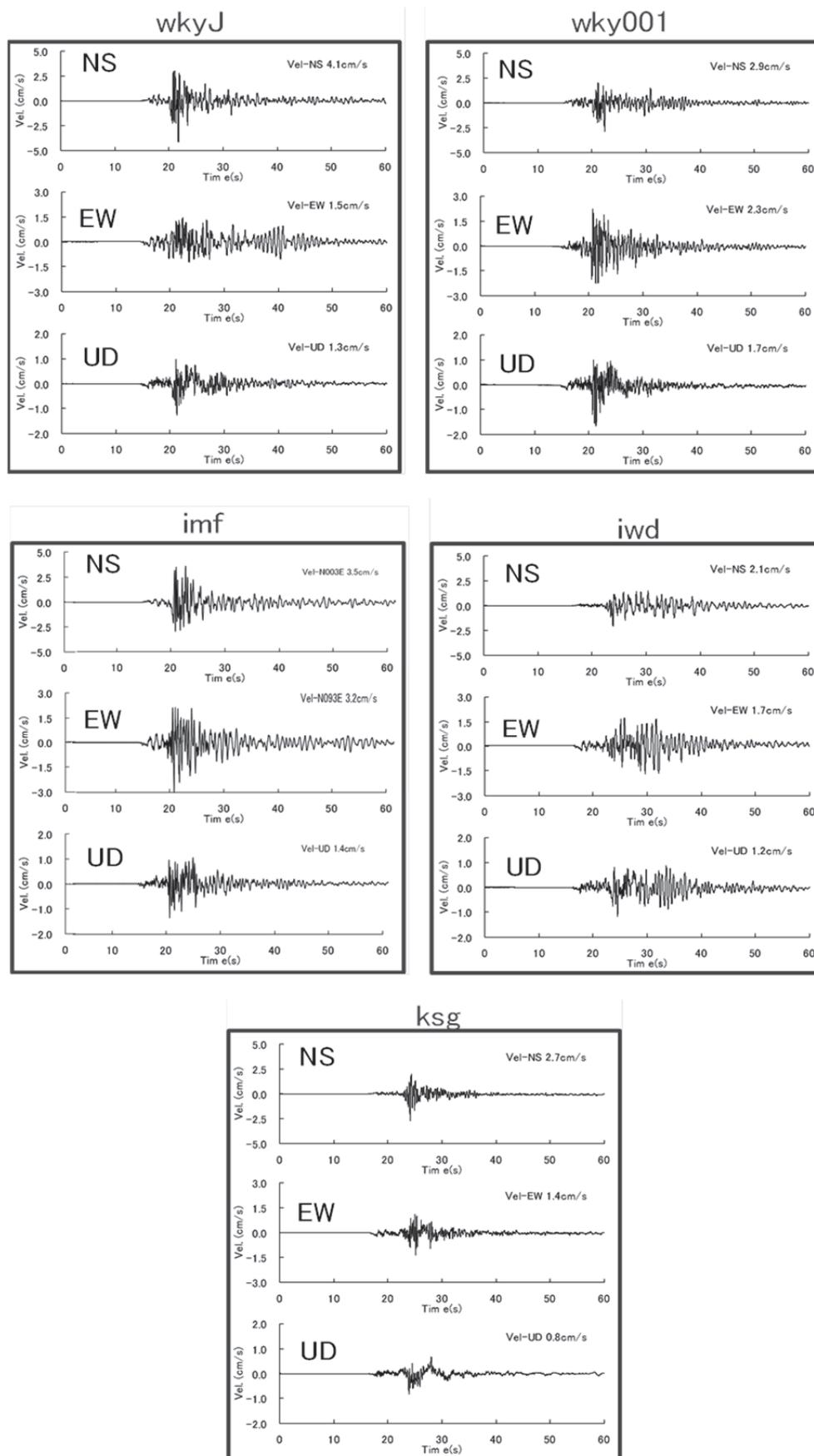


図2 2013年の淡路島付近の地震による和歌山平野の観測記録例（速度波形）

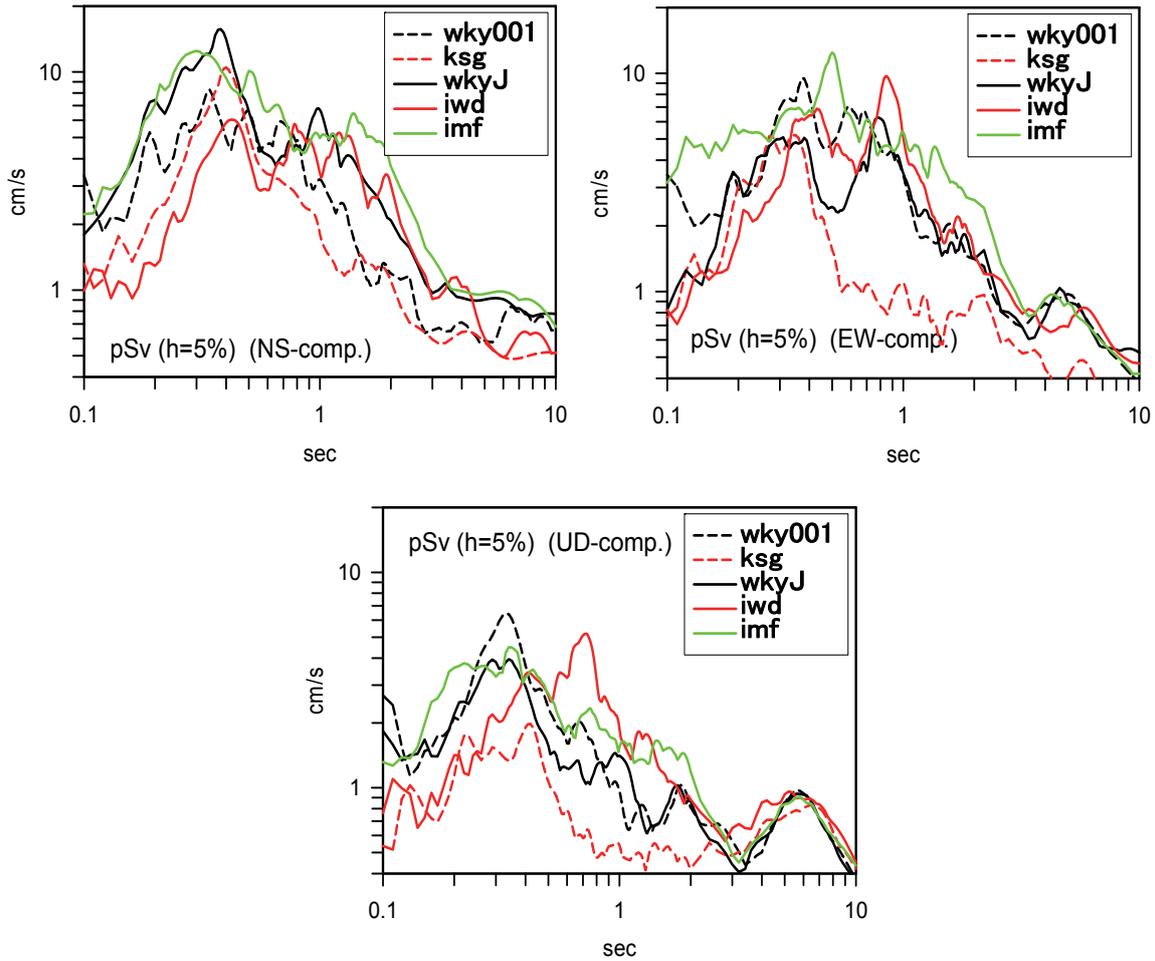


図3 図2に示す地震記録に対する減衰定数5%擬似速度応答スペクトル

c) 和歌山平野のやや北部における地震計の設置

和歌山平野は東西方向に長く、南北方向に短い帯状の形を有する。同平野における既存の地震観測点は図1に示すように平野のやや南側に偏って存在する。一方、堆積層が厚い領域は中央構造線の南側近傍である平野の北部に分布する。平成26年度に構築した3次元地下構造モデル(後述)の地震動記録を用いた検証には、平野の北部領域での地震観測記録の取得が必要である。従って、図1に示す2箇所(nzk(野崎西小学校), skg(四箇郷小学校))で地震計を新たに設置した(写真1)。この内、nzkは和歌山北測線(平成25年度に反射法探査を実施)の中間地点付近に位置し、基盤面深度が500m前後と思われる。両地点の単点微動によるH/Vスペクトルを図4に示す。両地点とも二つないし三つのピークが見られるが、最も低周波数側のピークが基盤岩上面深度に対応していると考えられる。

観測機器として、地震計はサーボ型速度計VSE-10, 11((株)東京測振)、データロガーはAK002((株)エーラボ)であり、GPS時計によって同期を保っている。データロガーは現在、連続記録を収集中であり、地震記録に加え連続微動記録も各種分析に今後利用できる。



写真1 新規地震観測点の機器設置状況（左は野崎西小学校 (nzk) の階段下の倉庫内、右は四箇郷小学校 (skg) の階段下の非常用ポンプ室内）

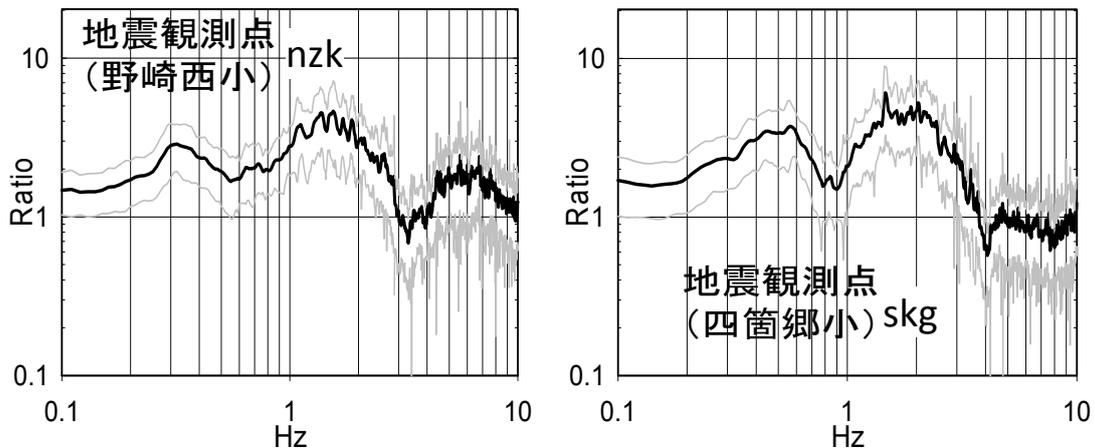


図4 新規地震観測点における微動 H/V スペクトル（平均(黒色線)±標準偏差(灰色線)）

2) 和歌山平野西部地域の3次元地下構造モデルプロトタイプの構築

a) はじめに

平成25年度に実施した和歌山北測線における反射法探査によって、和歌山平野北西部における中央構造線周辺の基盤岩上面形状の不規則な構造が明らかになった。さらに、同測線より東側の平野中部においても他機関による既往の同探査により、地下構造の不規則性が示されている。ここでは、これら反射法探査による複数の地下断面のデータと基盤岩上面深度の傾向を広域に把握することができる重力探査データを組み合わせることによって、和歌山市内をほぼ包含する平野西部域の3次元地下構造モデルのプロトタイプを構築する。

b) 既存資料の収集

i) モデル作成の範囲

国あるいは自治体が実施する各種統計調査は、緯度経度を基準とする地域メッシュコード単位で行われることが多い。地域メッシュコードは、緯度および経度を適当な間隔で分割することによりその位置が指定され、例えば第3次メッシュ単位では約1km四方、4分の1地域メッシュでは約250m間隔、8分の1地域メッシュコードで約125m間隔となる。ただし、地球そのものが完全な球体ではないのでその座標値に応じてメッシュ間隔が変化する。地震動の計算に用いる差分法等の数値計算は変化する格子間隔にも対応するものの、モデルデータの扱い方が煩雑になるため、格子間隔が不均質になる地域メッシュコードでの表現は避けて、本業務では平面直角座標系で格子状のモデル化を行った。格子間隔は水平方向に100m、鉛直方向に10mとした。

和歌山県は公共座標系第VI系に含まれており、これに対応する四隅の座標を表2に示す。公共座標系第VI系で評価される範囲は南北方向に約19.97km、東西方向に約18.41kmとやや半端な距離になること、4隅に対応する平面座標はcmオーダーの単位となることから正味100m間隔のモデルとして設定するには不便なため、100m以下のオーダーを調整して表3に示す南北21km、東西20kmの範囲でモデル化を行った。なお、表3にはモデル作成の対象となる範囲の緯度経度も併せて示す。図5にモデルを作成する範囲を示す。

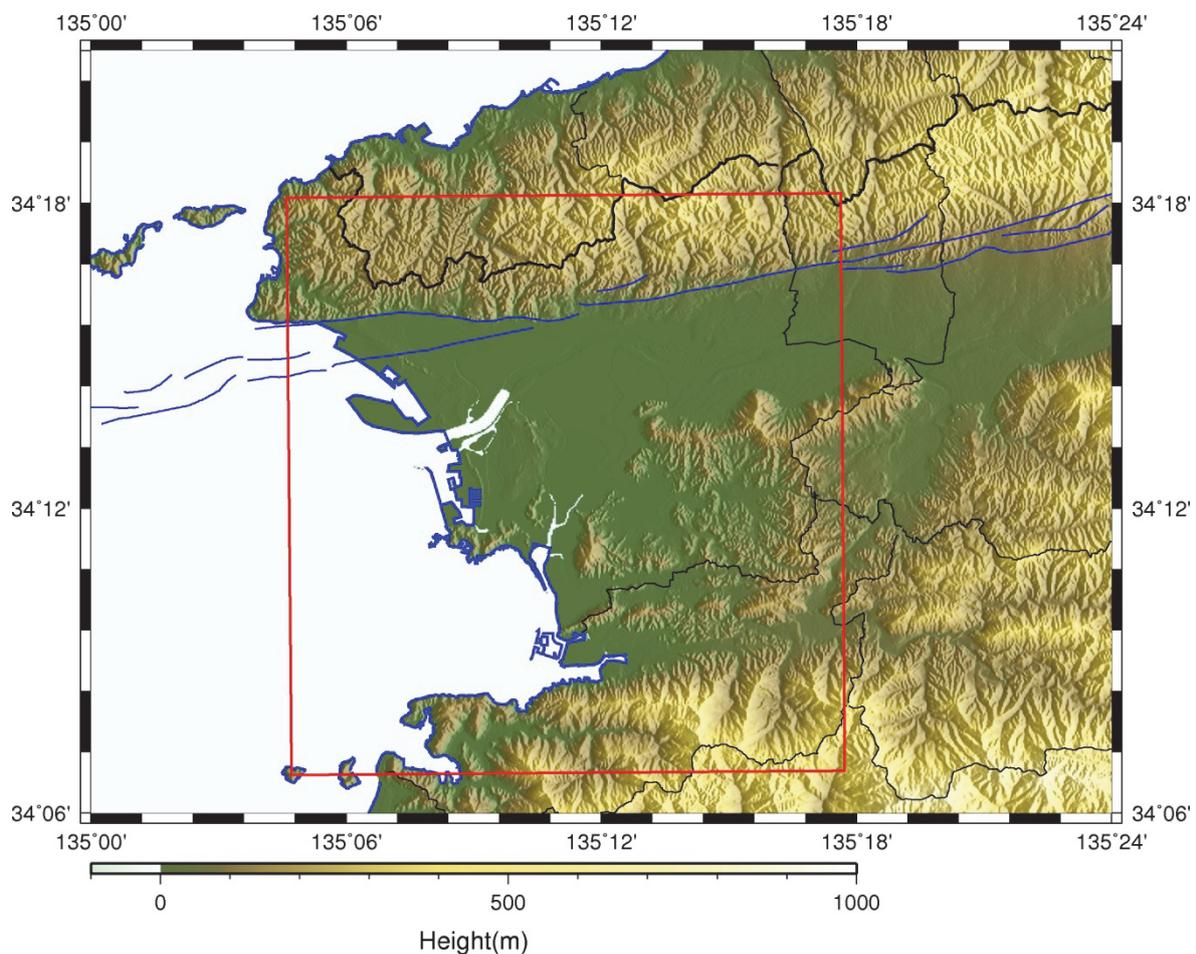


図5 モデルの作成範囲

表2 公共座標系第VI系に対応する四隅の座標値

	緯度 (度分秒)	経度 (度分秒)	X(m)	Y(m)
北西	34° 18' 00"	135° 04' 48"	-188201.671	-84686.916
北東	34° 18' 00"	135° 16' 48"	-188350.164	-66276.311
南東	34° 07' 12"	135° 16' 48"	-208315.465	-66417.377
南西	34° 07' 12"	135° 04' 48"	-208167.343	-84867.176

表3 地下構造モデルの4隅の座標値

	X(m)	Y(m)	緯度 (度分秒)	経度 (度分秒)
北西	-188000	-85000	34° 18' 06.5"	135° 04' 35.7"
北東	-188000	-65000	34° 18' 11.7"	135° 17' 37.8"
南東	-209000	-65000	34° 06' 50.1"	135° 17' 43.5"
南西	-209000	-85000	34° 06' 44.9"	135° 04' 43.1"

ii) 物理探査およびボーリングデータの収集

モデルの作成範囲における既存の調査はごく限られていること、また調査あるいは探査が実施されていても基盤岩まで到達していないものが多い。このため、図5の範囲外を含めてデータを収集した。

① P波反射法地震探査

平成25年度に実施した本調査観測より以前に実施された反射法地震探査は幾つか存在する。ただし堆積層と付近の基盤岩である三波川変成岩の境界がやや広域に判別できるような反射法地震探査は更に数が絞られる。これらの一覧を表4に、全体の測線位置図を図6に示す。この内、赤線で示した測線の反射法探査結果を地下構造のモデル化のための情報として利用し、青線で示した測線の反射法探査結果は基盤岩と堆積層の境界が判別しにくかったため同情報から外した。

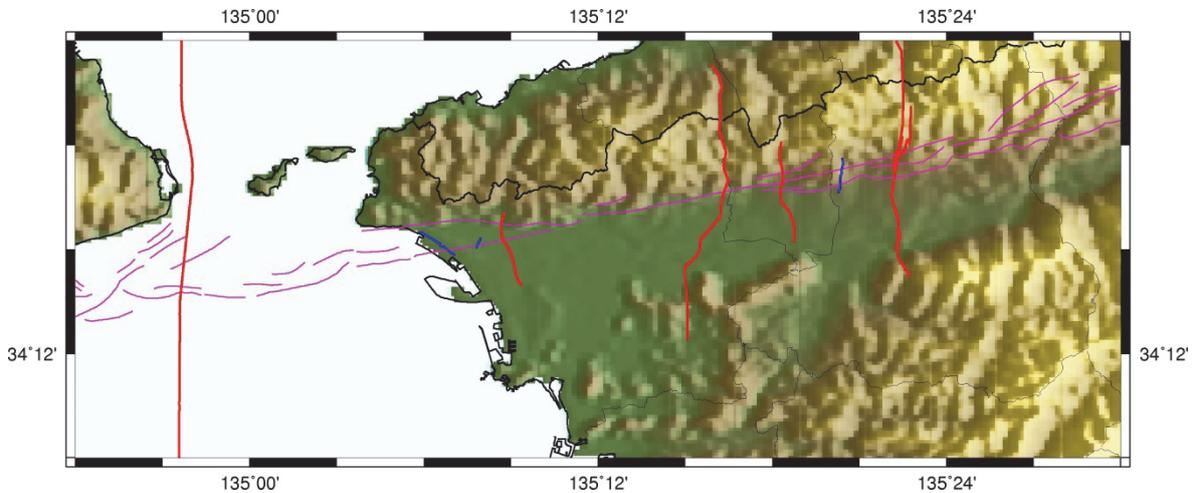


図6 和歌山平野付近で実施された既存の反射法地震探査測線位置

表 4 和歌山平野およびその周辺における中央構造線断層帯に関する反射法地震探査

出典	実施地域	測線長	基盤情報
吉川ほか(1992)	和歌山県紀ノ川市	約 6km	有
地質調査所(1995)	和歌山県和歌山市	500m	無
佃 栄吉(1997)	和歌山県和歌山市	2245m	無
横倉ほか(1998)	紀淡海峡および大阪湾	大阪湾－紀伊 水道に至る	有
笠原ほか(1998)	大阪府阪南市～和歌山県和歌山市	約 16m	有
河村ほか(2001)	和歌山県紀ノ川市	約 2.2km	無
佐藤ほか(2007)	和歌山県紀ノ川市～大阪府泉佐野市	約 22km	有
平成 25 年度 和歌山北測線	和歌山県和歌山市	約 4.1km	有
平成 25 年度 岩出測線	和歌山県岩出市	約 5.6km	有

② 重力データ

重力測定データは、絶対的な基盤岩上面深度を決定することが困難であるが、広域的な基盤岩上面深度の傾向を把握する上では有用である。和歌山平野およびその周辺において、重力測定は複数の機関で実施されているが、それらをコンパイル・整理したものが Yamamoto et al. (2011) および地質調査総合センター(2013)により公表されている。また、国土地理院も重力測定結果を web 上で公表している。国土地理院によるブーゲー異常の算出には仮定密度の記載はないが、対象地点の和歌山・粉河周辺のデータから逆算すると 2.669g/cm^3 程度の値が用いられている。この値は Yamamoto et al. (2011) および地質調査総合センター(2013)による仮定密度 (2.67g/cm^3) と殆ど違いがないことから、国土地理院によるブーゲー異常もデータとして加えた。これら 3 者による重力データの分布状況を図 7 に示す。仮定密度 2.67g/cm^3 の和歌山平野付近におけるブーゲー異常値を図 8 に示す。このデータの座標値を公共座標第 VI 系に変換して空間補間したブーゲー異常値の状況を図 9 に示す。さらに図 9 に対して 3 次曲面を仮定して傾向面除去を行った結果を図 10 に示す。

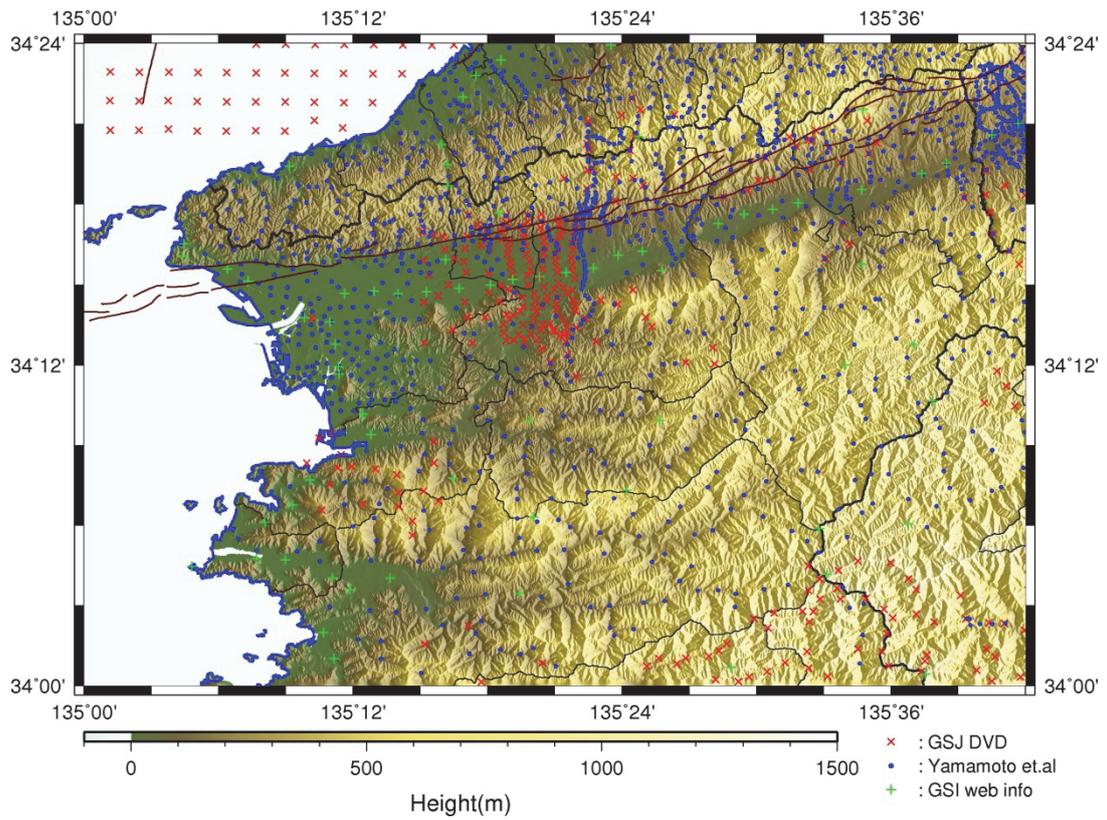


図7 重力測定データの存在位置

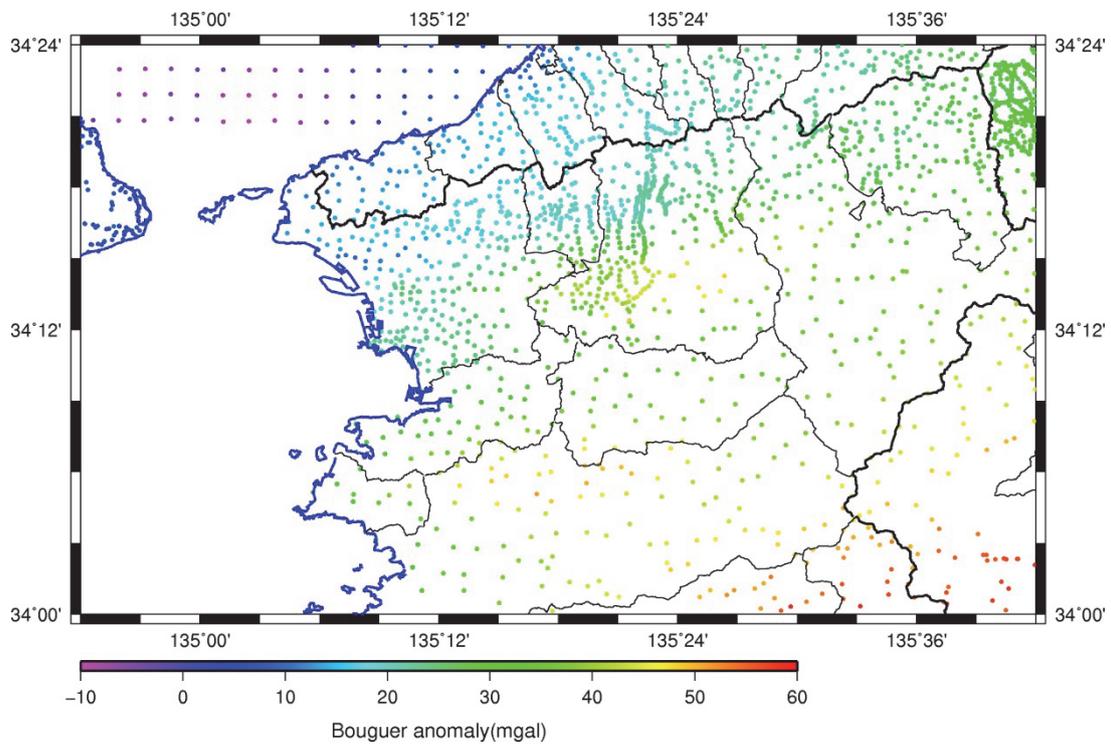


図8 仮定密度 2.67g/cm^3 のブーゲー異常値の分布状況

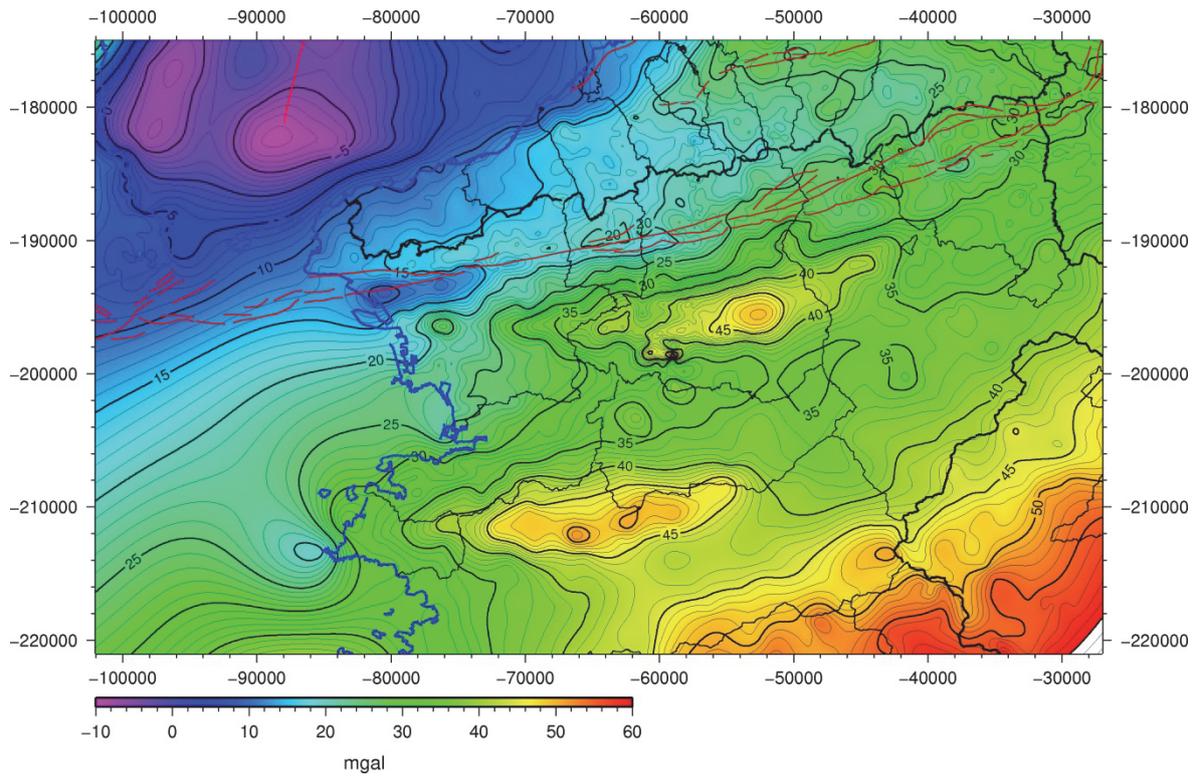


図9 仮定密度 2.67g/cm^3 のブーゲー異常値を補間したブーゲー異常分布（座標値は平面直交座標系第VI系に変換）

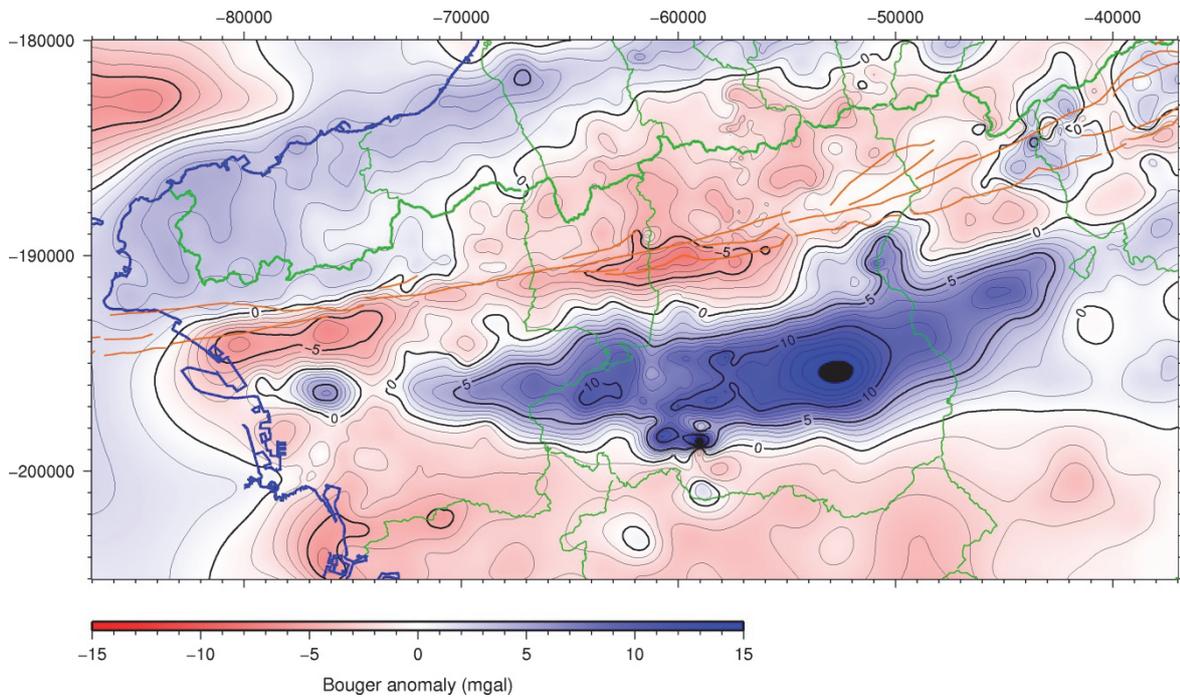


図10 補間したブーゲー異常分布に対して傾向面補正を行ったブーゲー異常分布（緑色の線：行政境界、橙色の線：産業技術総合研究所による断層位置）

③ 深層（岩着）ボーリング

和歌山平野における深層ボーリングの探査情報は少なく、特に 100m 以上の堆積層厚さを有する地点での岩着ボーリングの情報は入手できなかった。このような条件の下、地下構造のモデル化において、できる限り有用なボーリング情報の収集を行った。

水野ほか(1999)によるボーリングが表 4 の岩出測線(和歌山県岩出市)から東に約 1.5km の地点で実施されている。ただし、このボーリングでは岩着には至っておらず、基盤岩上面深度に関する情報は得られない。KG-NET・関西圏地盤情報協議会(2011)に和歌山平野で収集したボーリングデータの断面図が記載されており、これには数本の岩着ボーリングの記載がある。これらの岩着したボーリングの位置は、平野縁辺部のごく浅い部分や基盤岩が露出している和歌山城付近など、周辺の地質状況から容易に基盤岩上面深度がごく浅いと推察されるボーリングデータであるので、これは情報として取り込んでいない。

古い資料であるが、国土交通省国土政策局国土情報課(1974, 1976)からは 5 万分の 1 土地分類基本調査に表層地質に関するボーリング情報が、国土交通省国土政策局国土情報課/水基本調査・全国地下水資料台帳には地下水調査に関するボーリング情報が、公表されている。前者では岩着したボーリングが 12 箇所存在するが、いずれも平野縁辺部のごく浅い情報であり、モデルの作成に有益な情報ではなかった。後者に関しては、和歌山市と橋本市のやや街中で岩着したボーリングが存在していたので、それを情報として取り込んだ。なお、和歌山市内には温泉が複数存在するが、これらに関する情報は別途収集中(サブテーマ 1)であり、本報告書を取り纏める時点では岩着深度の情報は得られていない。地下構造のモデル化に利用したボーリングの位置と岩着深度に関する情報を表 5 に示す。

表 5 岩着ボーリングに関する情報

座標(緯度、経度)	座標(X、Y)	標高(m)	岩着深度(m)
34° 12' 39"、135° 10' 41"	-198169、-75740	—	95
34° 17' 40"、135° 34' 28"	-189119、-39174	80	94.5

④ 表層地盤データ

和歌山平野では紀の川や和歌川の河口付近を中心に、広範に沖積層が存在し、海側に向かって沖積層が厚くなる。特に海岸域の沖積厚さは 40m に達する(KG-NET・関西圏地盤情報協議会(2011))。また和歌川河口のボーリング孔で実施された PS 検層では、沖積層の S 波速度が 160~210m/s 程度と極めて遅く、強震動評価という観点では地盤の非線形挙動も考慮する必要があるため、沖積層のモデル化が不可欠である。従って、沖積層とそれ以深に存在する洪積層を区別した速度構造モデルを作成するため、平成 25 年度の本調査観測において作成された沖積層の層厚モデル(図 11、表層ボーリングデータを整理して 4 分の 1 地域メッシュ単位で層厚を推定)をそのまま用いた。

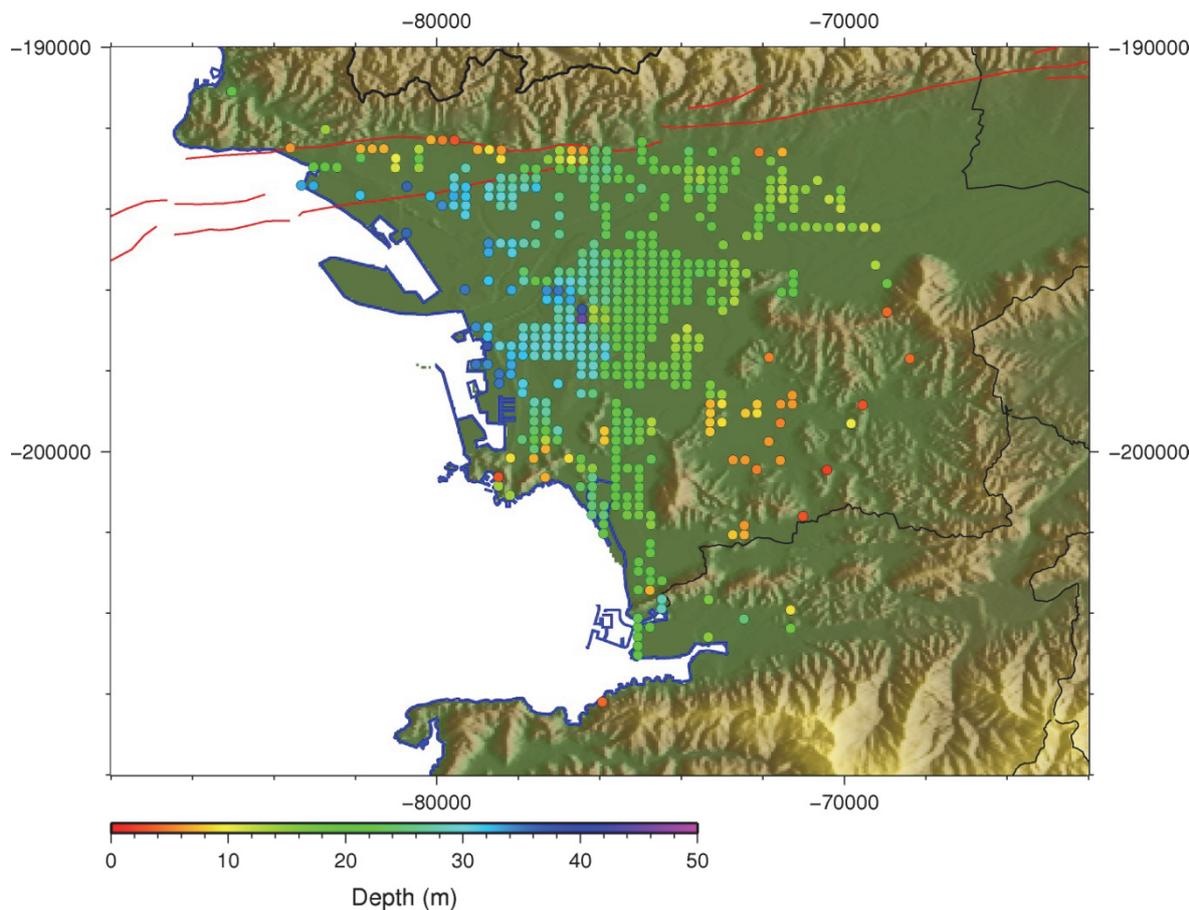


図 11 平成 25 年度の本調査観測によってモデル化された沖積層厚の分布

c) 3次元地下構造モデルの作成

i) 作成方針

和歌山平野における堆積層は中央構造線により和泉層の下部にくさび状に沈み込んでいることが、吉川ほか(1992)や笠原ほか(1997)などの複数の反射法地震探査により明らかにされている。このような堆積層の形状を1価関数で表現することは困難であることから、堀川ほか(2003)と同様に、断層や基盤岩などを明示的な境界として与え、それぞれの領域で想定される地質構造に見合うように基盤形状を与えて堆積層部分を明示し、明示された堆積層部分に適当な物性値を与えた。ただし、和歌山平野の地質情報は、既存の反射法地震探査結果に幾つかの不整合面が見られているものの、これらに対応する地質年代あるいは鍵層の位置といった情報は皆無であり、堀川ほか(2003)で用いられた堆積年代および堆積深度を物性値と関連付けさせるような手法は困難である。このため深さに応じた物性値を直接与えた。

ii) 中央構造線による境界の設定

中央構造線を跨いだ既存の反射法地震探査結果による断層傾斜角(和泉層群と菖蒲谷層の境界)は表6に示す通りである。これらの結果から、地表における断層位置を読み取った。図12に読み取った断層位置を赤丸印で、読み取りに用いた反射法探査測線を青線で示

した。図 12 には併せて産業技術総合研究所による活断層データベースの位置をピンク色の破線で示した。反射法から読み取った断層位置と活断層データベースによる同位置に基づいて、地表における断層位置を図 12 に示す赤色の実線のように設定した。この実線の位置が岡田・東郷(2000)による断層位置とも整合していることを確認した。なお、断層傾斜角は、表 6 に示すように、和歌山県紀の川市付近で 30° 北傾斜、和歌山県岩出市付近でほぼ 45° 北傾斜、和歌山県和歌山市の国道 26 号線から淡路島にかけて 70° 北傾斜とする曲面を中央構造線による地質境界として設定した

表 6 中央構造線の断層傾斜角

出 典	中央構造線（和泉層と菖蒲谷層の境界）の傾斜角	設定傾斜角
吉川ほか(1992)	約 20° 北傾斜	30° 北傾斜
佐藤ほか(2006)	約 30° 北傾斜	
平成 25 年度 岩出測線	深さ 500m 程度まで 50~60° 、 以深は 20~30° の北傾斜	約 45° 北傾斜
笠原ほか(1998)	約 45° 北傾斜	
平成 25 年度 和歌山北測線	ほぼ鉛直	70° 北傾斜
横倉ほか(1998)	高角であるか低角であるか不明	

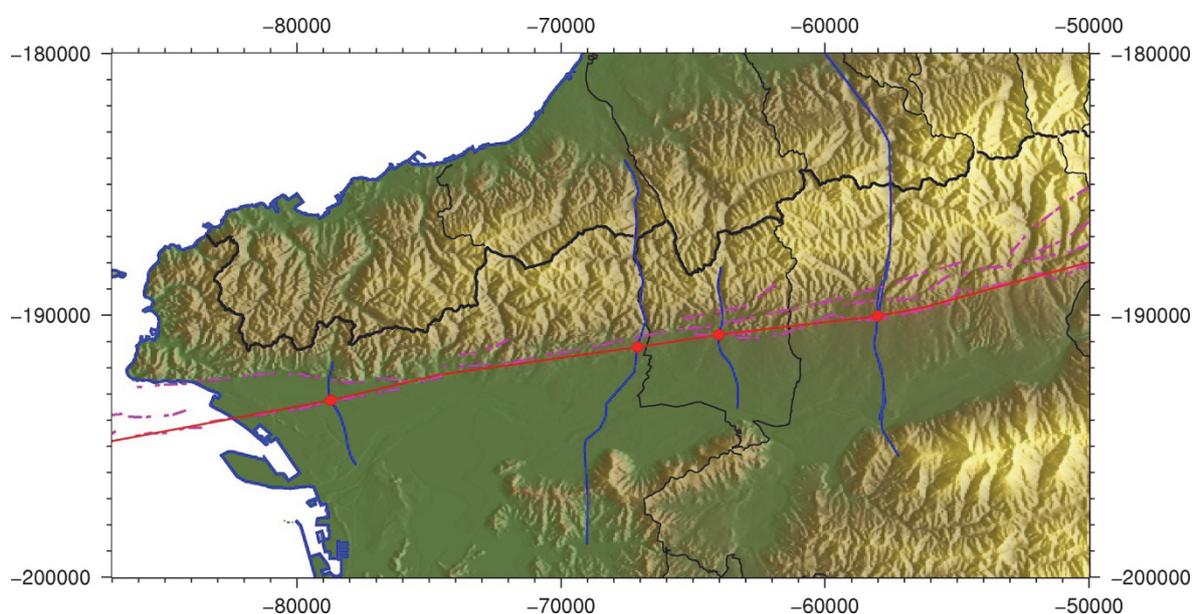


図 12 地表面における断層設定位置（赤色の実線）。青色の線は反射法探査測線であり、断層設定位置との交点を赤色の丸印で示す。ピンク色の破線は産総研・活断層データベースによる断層の位置。

iii) 基盤岩上面深度分布の作成

堀川ほか(2003)は、重力データから作成したブーゲー異常分布に反射法地震探査およびボーリング情報の基盤岩上面深度を関連させて、大阪湾を含む大阪堆積盆地の大局的な基盤岩上面深度を推定し、これを基礎情報として断層近傍の構造を修正して、最終的な基盤岩上面深度分布を与えている。和歌山平野の地下構造のモデル化においても、基本的な考え方はこれに倣う。

図 13 は、ブーゲー異常値に既知の基盤岩上面深度と基盤岩露出点の情報を関係させて作成した和歌山平野およびその周辺の同深度分布図である。この分布による基盤岩上面深度は、海側に向かって浅くなるとともに、南側の海域では零に近くなるといった不自然な傾向が見られる。これは、図 7 に示した重力測定点の配置から分かるように、紀淡海峡を境に南側の海域では重力測定点がないためであり、海側に関しては全く信頼性のない結果となった。また、この分布では中央構造線の断層構造による基盤岩上面の段差構造は表現できず、滑らかな曲面として評価されている。

一方、反射法地震探査結果によれば、和歌山平野の堆積層は、南側において、緩やかに傾斜した三波川帯上面の上に成層構造として分布するものの、北側において、中央構造線の影響を受けて、くさび状に沈み込んでいく構造が見られる。この構造は大局的に、中央構造線と平行な東西方向には同様な傾向となっていることから、南北方向に測線長を持つ反射法地震探査による速度構造断面を適当な曲面によって面外（東西）方向に補間・補外することにより、和歌山平野の地下構造における上述の特徴的な傾向を表現することが可能と考えられる。図 14 は反射法探査情報と平野南部の基盤岩露出位置情報をもとに作成した基盤岩上面深度分布図を示す。この方法では、外挿手法の問題により、基盤岩上面が実際に存在しない和泉山脈の北側付近まで深く潜り込むといった不自然さは見られるが、基盤岩上面が平野内では中央構造線付近まで全体的に北側ほど深くなる傾向が表現できている。こうして作成した 2 種類の図を適宜組み合わせながら、上述の不自然さを修正した上で、3次元地下構造モデルにおける基盤岩上面深度分布を推定した。

なお、和歌山市内の紀ノ川流域や海南市における基盤岩に達するボーリングデータは山際に位置する数本のみであり、広域的な基盤岩上面深度の推定を行う情報となっていない。また海域に関しても情報は全く得られていない。今後、作成した 3次元地下構造モデルの高度化にあたっては、これらの地域を対象とした基盤岩に達する探査の実施が強く望まれる。

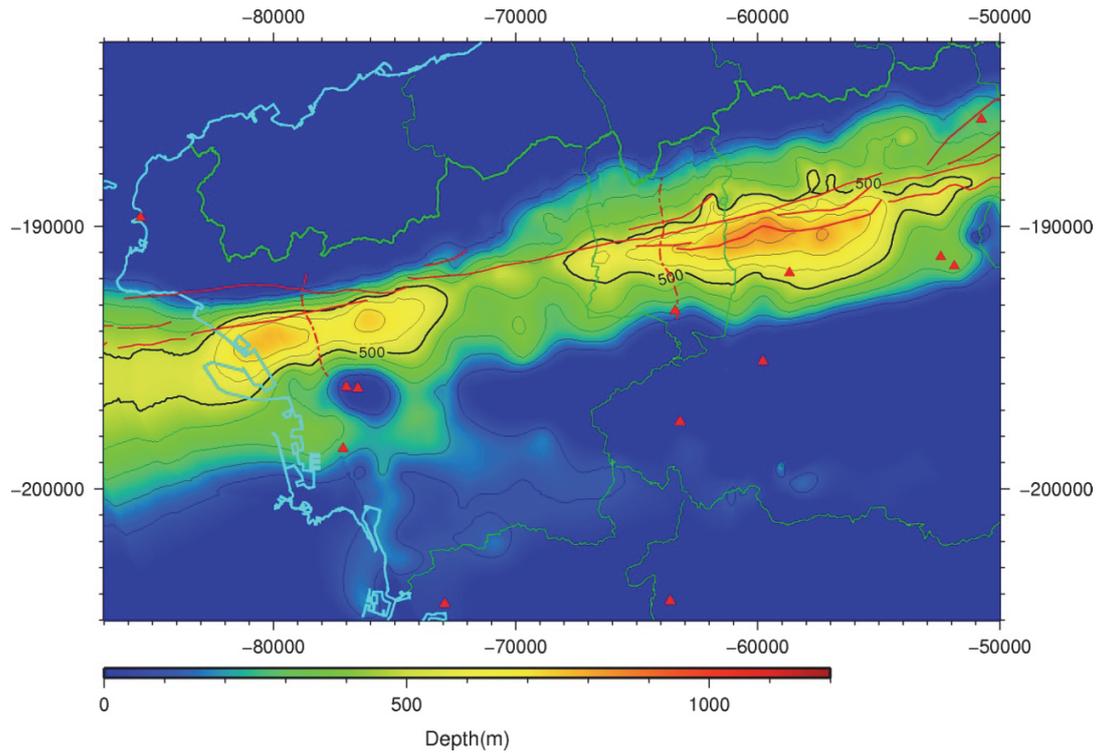


図 13 重力データを元に推定した基盤岩上面深度分布（赤色の線は産総研・活断層データベースによる断層の位置、赤三角印は地震観測点）

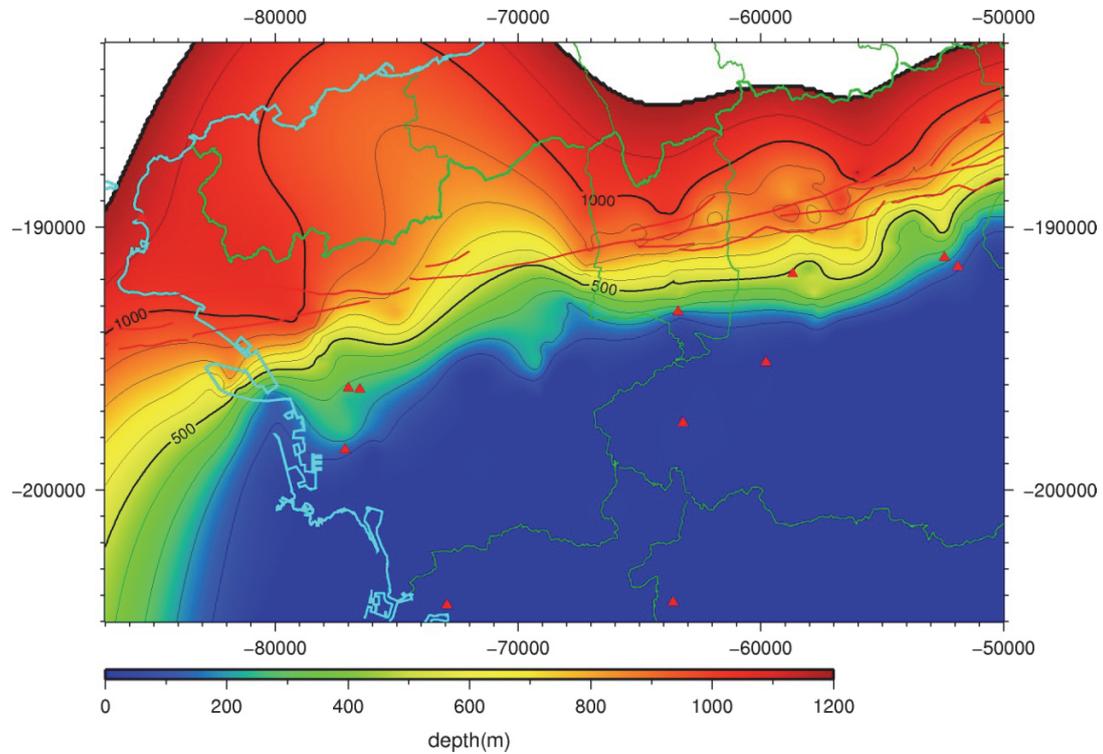


図 14 反射法探査データ等を元に推定した基盤岩上面深度分布（北側の和泉山脈まで基盤岩上面深度が深く達しているが、単純に外挿した結果であり、実際には存在しない）

iv) 沖積層厚さ分布の作成

KG-NET・関西圏地盤情報協議会（2011）には表層ボーリングデータによる東西および南北方向の断面図が示されており、山側－海側に向かって沖積層厚が徐々に厚くなる傾向が見られ、途中で途切れることなく連続していることが示されている。このように、和歌山平野内の沖積層は中央構造線付近を除き、時空間的に概ね穏やかな堆積環境であったと予想される。従って、既存資料として収集した沖積層厚データ（図 11）を空間補間しても実地盤の沖積層厚との差異は少ないと思われる。図 15 に補間した沖積層厚分布を示す。なお、図中の白抜きの丸印は次項で述べる単点微動の測定位置である。ところで、図 11 に見られるように、今回地下構造をモデル化する領域の内、北東部はボーリングデータが整備されておらず、沖積層厚さの空間補間を行うことができなかった。この領域の沖積層厚さ分布の推定は、別途次項において述べる。一方、西側の海岸から海域についてはモデル化されたデータは無いものの、KG-NET・関西圏地盤情報協議会（2011）では海岸部の埋立地のボーリング柱状図から標高が-36m 付近まで沖積層が存在することが示されている。和歌山平野は河口に形成された沖積平野であることから、沖積層は海岸から離れた沖合にはほとんど堆積していないと考えられる。これらを既知の深度あるいは層厚として与え直し、海岸から海域の沖積層分布を補間および補外することによって、この領域の沖積層厚さ分布を与えた。

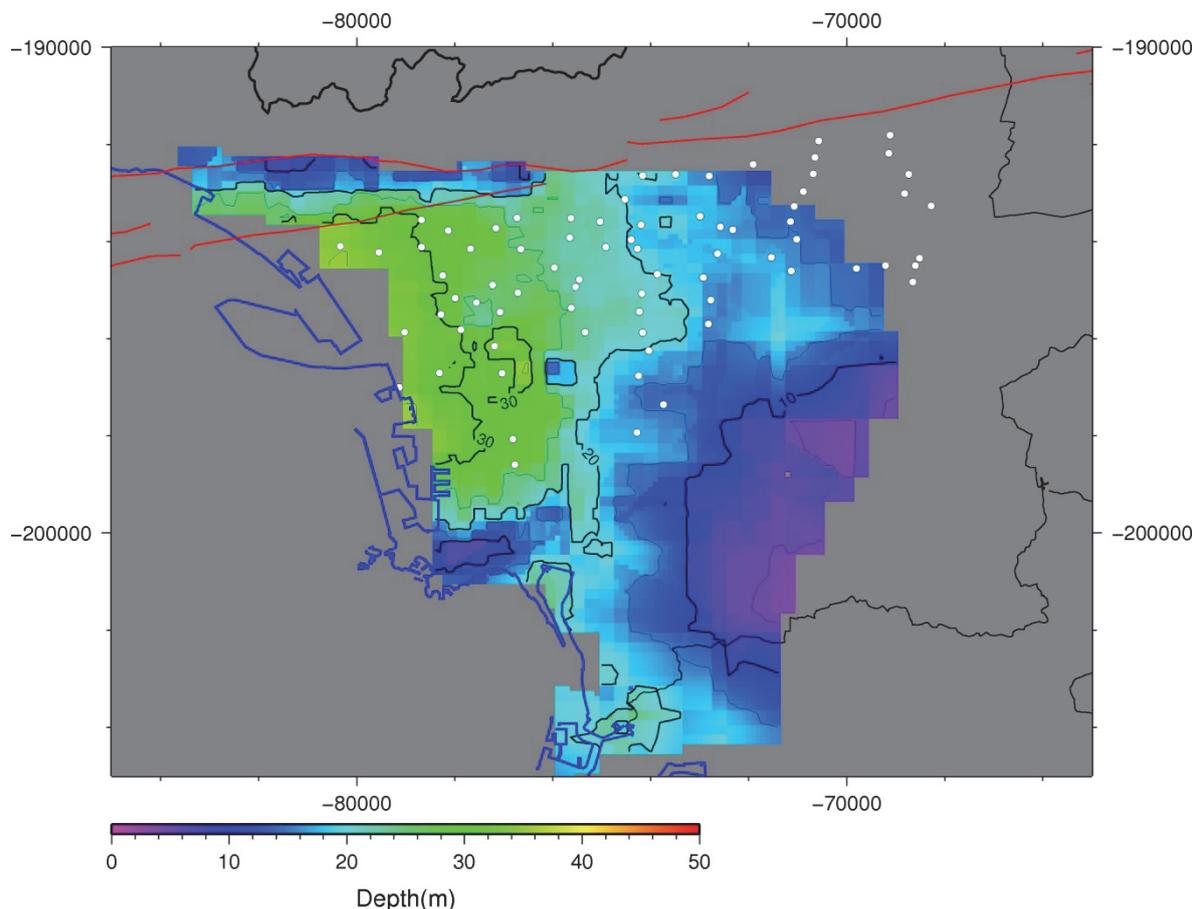


図 15 図 11 の沖積層厚データの補間から求めた沖積層厚分布（○印は後述される単点微動の観測点）

v) P波反射法地震探査による速度解析結果の整理

速度解析結果が判別できる資料としては、平成 25 年度に実施した和歌山北測線と岩出測線のみである。それぞれの測線での堆積層部分における各 CMP 区間の深度変換速度の重ね合わせを図 16 に示す。和歌山北測線では GL-160m 付近までがほぼ水平成層構造であり、その下にやや傾斜した大阪層群からなる不整合面が存在することが平成 25 年度成果報告書に示されており、この不整合面でやや速度が速くなるものの全体的には深さとともに P 波速度が速くなっていく傾向が確認できる。その一方、岩出測線では表層近くの水平成層構造が見られず、ごく表層の下にやや傾斜した反射面が確認されており、P 波速度は GL-200m 付近までは深さとともに速くなって行くが、堆積物の傾向に応じて GL-300~500m 付近ではやや遅くなる傾向が見られている。このように、和歌山平野内でも東側と西側では P 波速度の状況が大きく異なるので、本業務における P 波速度の検討には、モデル作成の範囲内にある和歌山北測線のみでの速度情報を用いるものとした。

和歌山北測線における P 波速度の傾向は表層から GL-160m までは場所による違いが見られないが、それ以深では中央構造線からの距離に応じて大きく 2 つの傾向に分かれる。図 17 にその傾向を示す。GL-160m までに関しては、測線内において水平方向に大きな速度変化が見られていないので、この部分に関しては共通の回帰式を適用することとした。なお、和歌山北測線では前述のとおり沖積層が存在し、その厚さは中央構造線の南側で約 30m である。このことから GL-160m 部分の回帰式には沖積層部分の寄与が含まれていると見られるので沖積層の薄い地域にこの式をそのまま適用するには問題がある。このため、沖積層厚が 30m 未満の場合には、回帰式の 30m 深度の値 1540m/s で P 波速度を固定した。また、図 17 の赤丸は中央構造線の推定位置から距離が 500m 以内における CMP 区間の P 波速度、黒丸は推定位置から 500m 以上離れた CMP 区間での堆積層部分における P 波速度である。これらの区間に対して適当な回帰式を作成した。P 波速度 (V_p) の単位を m/s、深さ (Dep) の単位を m として、回帰させた式を表 7 に示す。

以上の手順で作成した P 波速度の深さ分布を中央構造線 (図 12) からの距離に応じて堆積層部分にマッピングさせれば P 波速度分布モデルを作成することが可能である。GL-160m 以深に関して、深さに応じた P 波速度の勾配は想定される断層からの距離に依らず一定としたので、実際には距離に応じた定数を与えて、水平方向に対して速度変化を滑らかにしている。

速度構造モデル作成の際には、精度のある速度情報の収集は重要な課題であるが、速度情報を入手できた反射法探査測線数は少ない。和歌山北測線と岩出測線は東西方向に約 15km 離れていることや、紀ノ川左岸に広がる平野域では探査そのものが希薄なため、堆積層の変化に関する情報や速度に関する情報が殆どないため、ここで設定したモデルは、和歌山北測線付近ではほぼ問題はないものの、平野広域としては精度にやや難があると思われる。速度の情報を蓄積するために今後の探査が期待される。

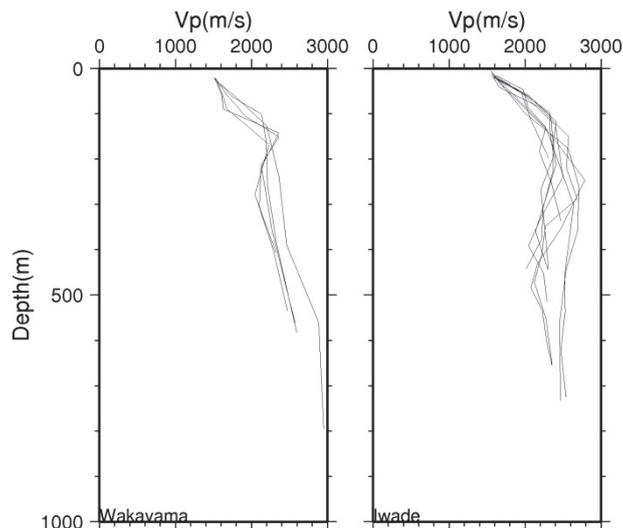


図 16 平成 25 年度に実施した反射法地震探査測線毎の堆積層部分における深度変換 P 波速度の重ね合わせ（左：和歌山北測線、右：岩出測線）

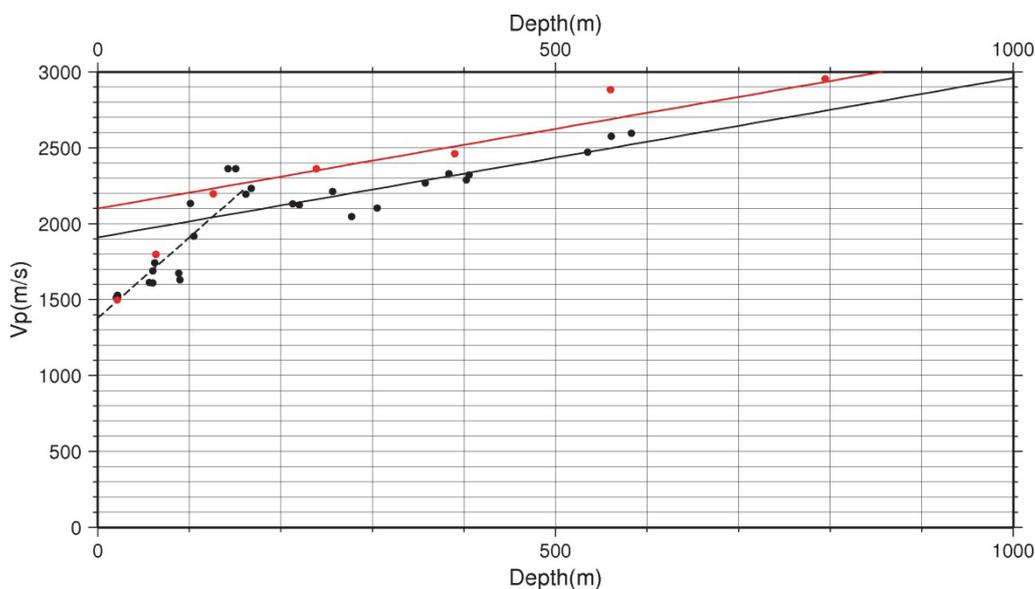


図 17 和歌山北測線における P 波速度と深度との対応状況（赤：中央構造線から距離 500m までの区間、黒：同距離が 500m 以上、黒破線：表層部（中央構造線からの距離に係わらず一定））

表 7 P 波速度の深さ分布の回帰式

回帰位置	回帰式 (Vp : m/s、Dep : m)
中央構造線から 500m 区間	$Vp=1.05 \times Dep+2100$
中央構造線から 500m 以上離れた区間	$Vp=1.05 \times Dep+1910$
GL-150m 付近の表層部分	$Vp=5.3 \times Dep+1380$ ※深さ 30m 以上、沖積層がない場合は深さ 30m まで $Vp=1540m/s$ で固定

vi) 物性値間の対応整理

強震動予測を行うためのモデルにはP波速度、S波速度、密度、Q値の4つのパラメータが必要となる。このうちQ値は、波の減衰の大きさを示すパラメータであり、小さいほど減衰が大きいことを意味するが、観測に基づいて設定することが望ましい。しかしながら、和歌山平野において堆積層が厚い地点での地震観測記録が得られていないこともあり、この値を同定する十分な情報が得られなかった。従って、地下構造のモデル化の対象パラメータとしてQ値は含めない。

地下構造モデルにおける物性値は、地域によって土質・地質状況が異なるので、モデルを作成する対象地域において深層ボーリングや物理検層を行い、各物性の分布状況や物性間の関係が評価できるような測定データを得て、検討されるべきものである。しかし、和歌山平野には、水野ほか(1999)によって深さ625mの深層ボーリングが実施されているものの、物理検層が行われておらず、物性について検討する材料は無い。ただし、水野ほか(1999)によれば堆積層は大阪層群相当層とされており、和歌山平野における堆積層の大部分が大阪層群相当層であると考えられる。大阪層群については大阪平野や京都盆地を対象に詳細な物理検層が実施されており、堆積状況が若干異なるものの、堆積物の生成年代が同じ時期であることから、これらのデータを参考にするには大きな問題がないと考えられる。ここでは、大阪平野および京都盆地で実施された検層データを整理して物性間の対応を検討する。

近畿圏において既に強震動予測用のモデル作成が試みられている京都盆地あるいは大阪平野では、松本ほか(1998)に従い物性の関係をGassman(1953)式で対応させている。Gassman式は各物性間を統一的に関連づけできるものの、土粒子密度や間隙率など仮定する条件によってはやや異なる傾向を示す場合が見られる。和歌山平野付近では既存の土質資料の情報が少ないことから他地域での仮定をそのままGassman式に適用するにはやや問題があると思われる。ここでは観測事実に基づき大阪層群相当層およびその周辺地域における経験的な式として各物性値間の対応式を作成した。

収集したデータは以下の表8に示す7箇所のボーリング孔に関する検層データである。京都大学原子炉実験所(2007)で実施された検層のみサスペンション型PS検層で、他のボーリングはいずれもDSI(Dipole Share sonic Imager)による。

表8 収集した検層データおよび概略

ボーリング名(地名)	深度(m)	地域	測定データ
KD-0*1 (久世郡久御山町)	35~795	京都盆地	P(波)・S(波)・密度、岩着 694.5m
KD-1*2 (京都市南区)	26~337	京都盆地	P・S・密度、岩着 223.2m
KD-2*3 (京都市中京区)	15~342	京都盆地	P・S・密度、岩着 198.0m
尼崎*4 (尼崎市)	102~494	大阪平野	P・S、堆積層のみ
天王寺*4 (大阪市天王寺区)	64~519	大阪平野	P・S、堆積層のみ
東灘*4 (神戸市東灘区)	50~1696	大阪平野	P・S・密度、ただし密度は779mまで、岩着 1545.7m
熊取*5 (泉南郡熊取町)	0~200	大阪平野	P・S・密度、岩着 174.8m

*1 京都市(2003)、*2 京都市(2000)、*3 京都市(2001)、*4 松本ほか(1998)、*5 京都大学原子炉実験所(2007)

これらの収集した検層結果から各物性値が対比できるように示した図を図 18 に示す。図中の色分けは測定地域による違いを示し、赤色のプロットは京都盆地、緑色のプロットは大阪平野のうち、尼崎、天王寺、東灘、黄色のプロットは大阪平野のうち、熊取をそれぞれ表す。図 18 からは地域あるいは測定手法にかかわらず、各物性値間で強い相関があると見られ、適当な近似により関係式を作成することが可能である。ただし、P 波速度と S 波速度、あるいは S 波速度と密度の間では一定の傾向を持ちつつもややバラツキの大きい傾向が見られる。P 波速度と S 波速度の対比から、P 波速度が 3000m/s 以上の速度でのバラツキが目立つが、このデータの多くは基盤岩が丹波帯であった京都盆地に多く見られる。京都市（2003）によれば丹波帯では基盤岩中でも強風化や亀裂などが見られており、こうした要因が S 波速度のバラツキを大きくしたものと予想される。このため各物性間の対比の基準は P 波速度とした。データのスクリーニングとして S 波速度および密度に対して P 波速度を 20m/s 刻みで区間平均および分散を求めた後、 $\pm 3\sigma$ を超えるデータを異常値として棄却して各物性値間の対応式を検討した。P 波速度 (m/s) と S 波速度 (m/s) および密度 (g/cm^3) との対応状況を図 19 に、対応式とその係数を表 9 に示す。対応式の P 波の適用範囲としてはデータの存在範囲から S 波速度への変換は 1500~6000m/s、密度への変換は 1500~5500m/s である。物性の基準は P 波速度としているが、対象区間内における関数は単調増加していることから、他の物性値から P 波速度に換算するためには 2 分法など適当な数値解法で算出すれば可能である。

以上の手順で作成した物性間の関係式を適用することによって P 波速度分布を他の物性値の分布に置き換える。なお、ここで示した対応式はあくまでも広域的なデータを用いた回帰式に過ぎず、和泉層群の段丘堆積物などを含むと見られる和歌山平野特有の地質条件に対する適応度合いは不明である。このため平野内における深井戸での物理検層の実施は今回作成したモデルの物性値を検証あるいは改良する上で重要な調査項目と考えられる。

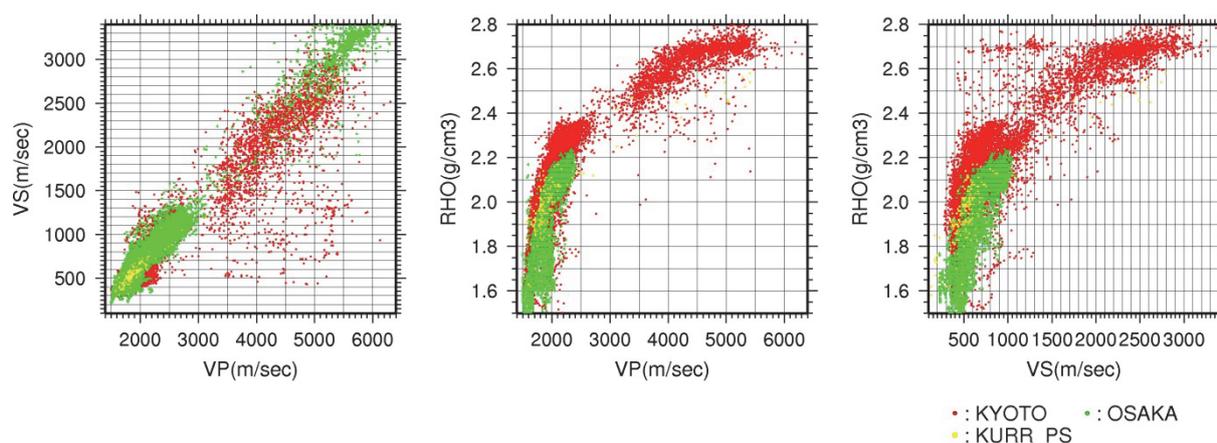


図 18 収集した検層データによる各物性（P 波速度 [m/s], S 波速度 [m/s], 密度 [g/cm^3]）の対比

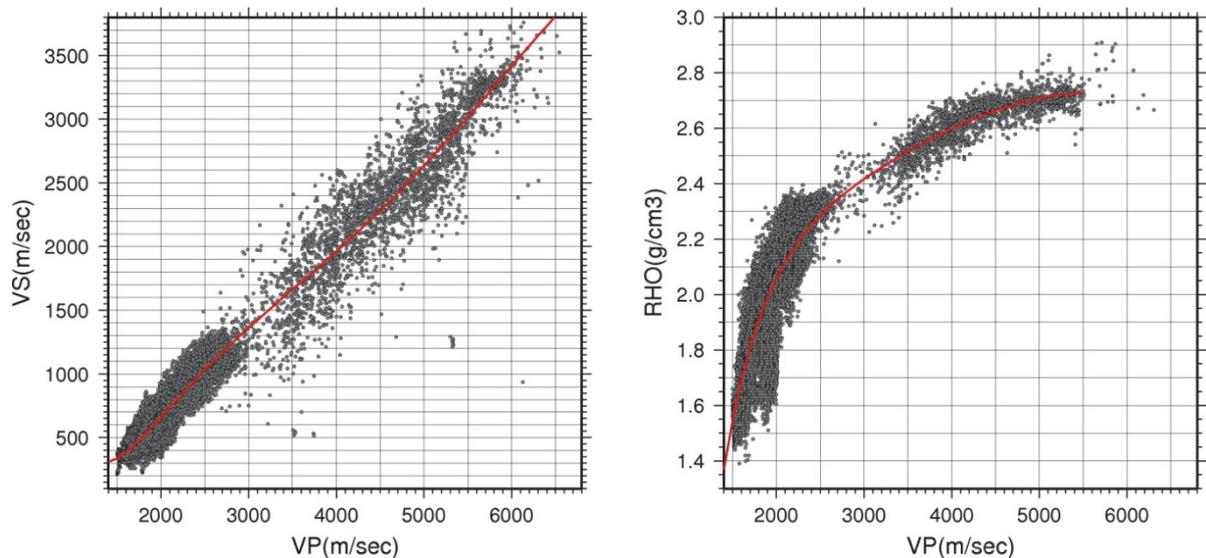


図 19 異常データ棄却後の P 波速度と S 波速度および密度との対応状況と回帰させた曲線（赤色の線）

表 9 P 波速度 (m/s) と S 波速度 (m/s) および密度 (g/cm³) との回帰式
 S波速度あるいは密度 = $c1 + c2 * Vp^{1/3} + c3 * Vp^{1/2} + c4 * Vp + c5 * Vp^2 + c6 * Vp^3$

回帰係数	S 波速度(m/s)への変換	密度(g/cm ³)への変換
C1	0.206086E+6	-0.147652E+3
C2	-0.859864E+5	0.554757E+2
C3	0.236156E+5	-0.14441E+2
C4	-0.95953E+2	0.512388E-1
C5	0.366892E-2	-0.151647E-5
C6	-0.119505E-6	0.384629E-10

vii) モデルの作成

以上の情報から断層位置・基盤岩上面深度分布・沖積層厚さ分布を作成し、各層に P 波速度を与え、次いで S 波速度および密度を与えて物性値モデルを作成した。図 20 にモデル作成範囲において与えた基盤岩上面深度および沖積層の標高に関する断面図を直交座標 Y=-80000m を例に示す。図 21 に基盤岩上面深度に関する標高分布図を示す。図 22 に Y=-80000 を対象とした P 波速度、S 波速度、密度の各断面図を示す。なお、図 22 に関しては、地表面および海水面を上端として与えており、その深度で表現した。海水部分に関しては P 波速度を 1500m/s、S 波速度を 0m/s、密度を 1.02g/cm³として与えた。なお、海底地形は海上保安庁海洋情報部海洋情報課・日本海洋データセンター500m メッシュ水深データを用いた。

紀ノ川左岸から海南市および海域に関しては反射法やボーリングなど、本モデル化に至る有効な情報がほとんど無いため、ブーゲー異常分布を参考に基盤岩上面深度を与えたものであり、今後行われる探査情報等を取り込むことによって大きく改善する可能性がある。

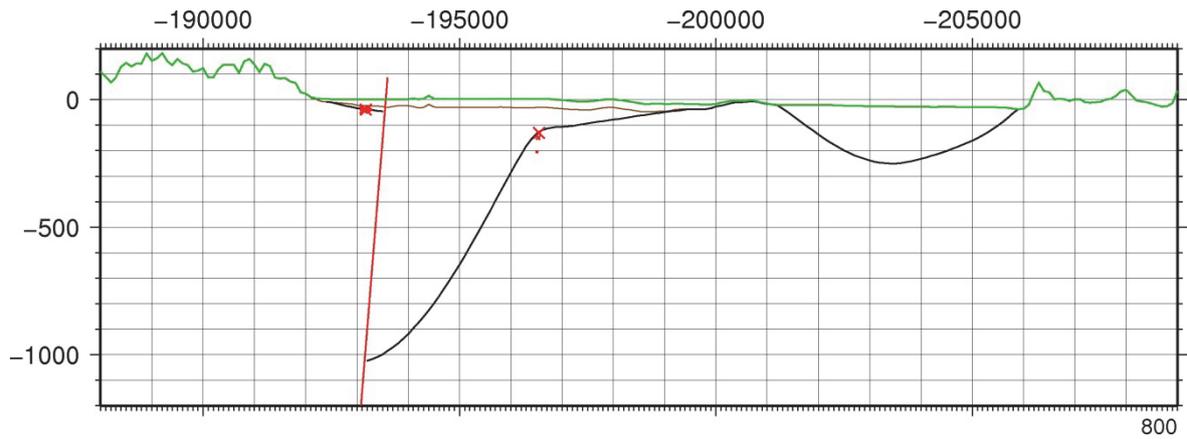


図 20 基盤岩上面深度および沖積層断面図(モデル作成範囲における公共座標系 Y=-80000 を対象とした断面図。緑線：地表及び海底標高、茶線：沖積層下面深度、黒線：基盤岩上面標高、赤線：想定した中央構造線、赤星印は参照した基盤岩上面深度の情報)

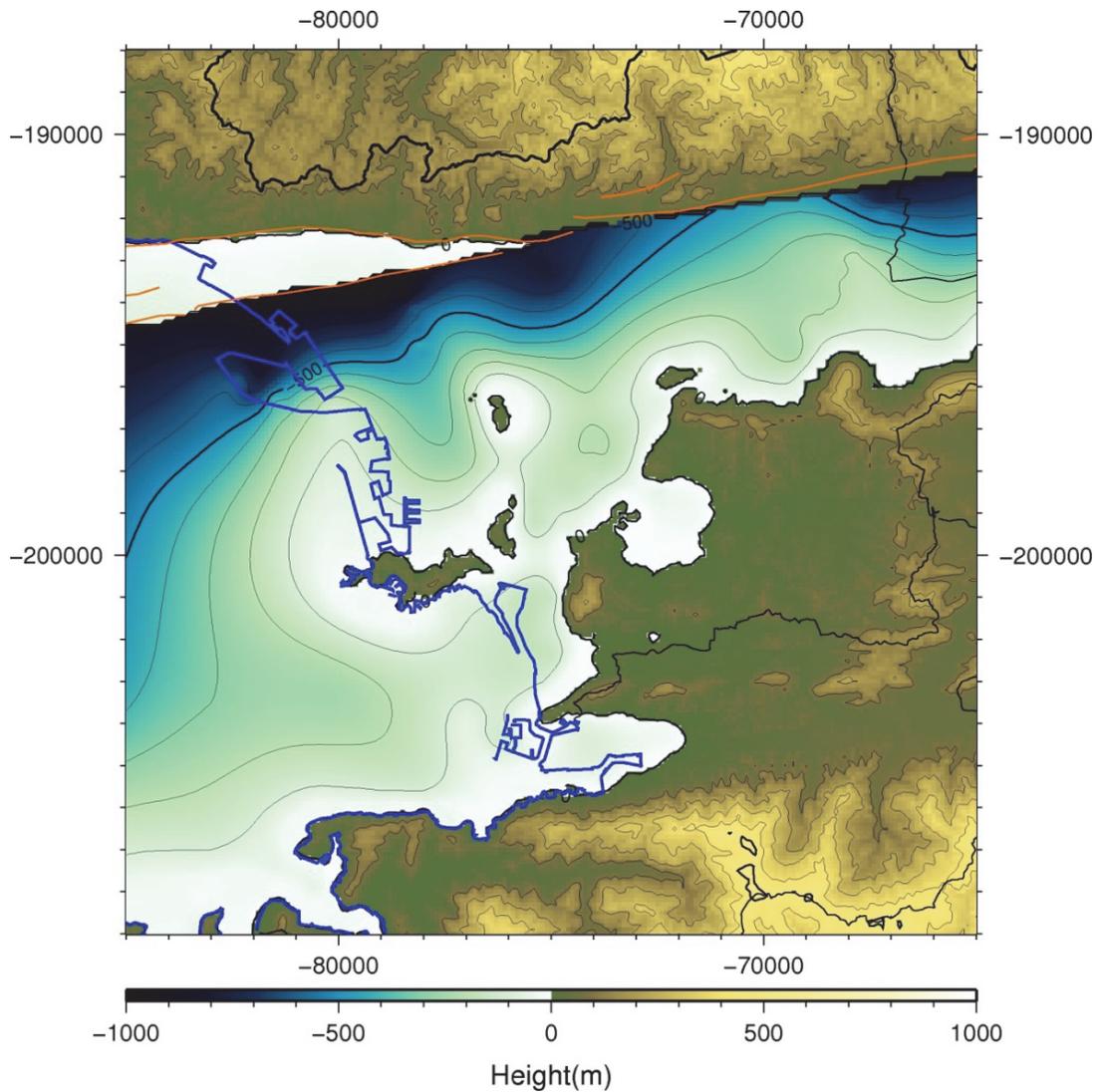


図 21 モデルに与えた基盤岩上面深度の標高分布図(標高は国土地理院、数値地図 50m メッシュに基づく)

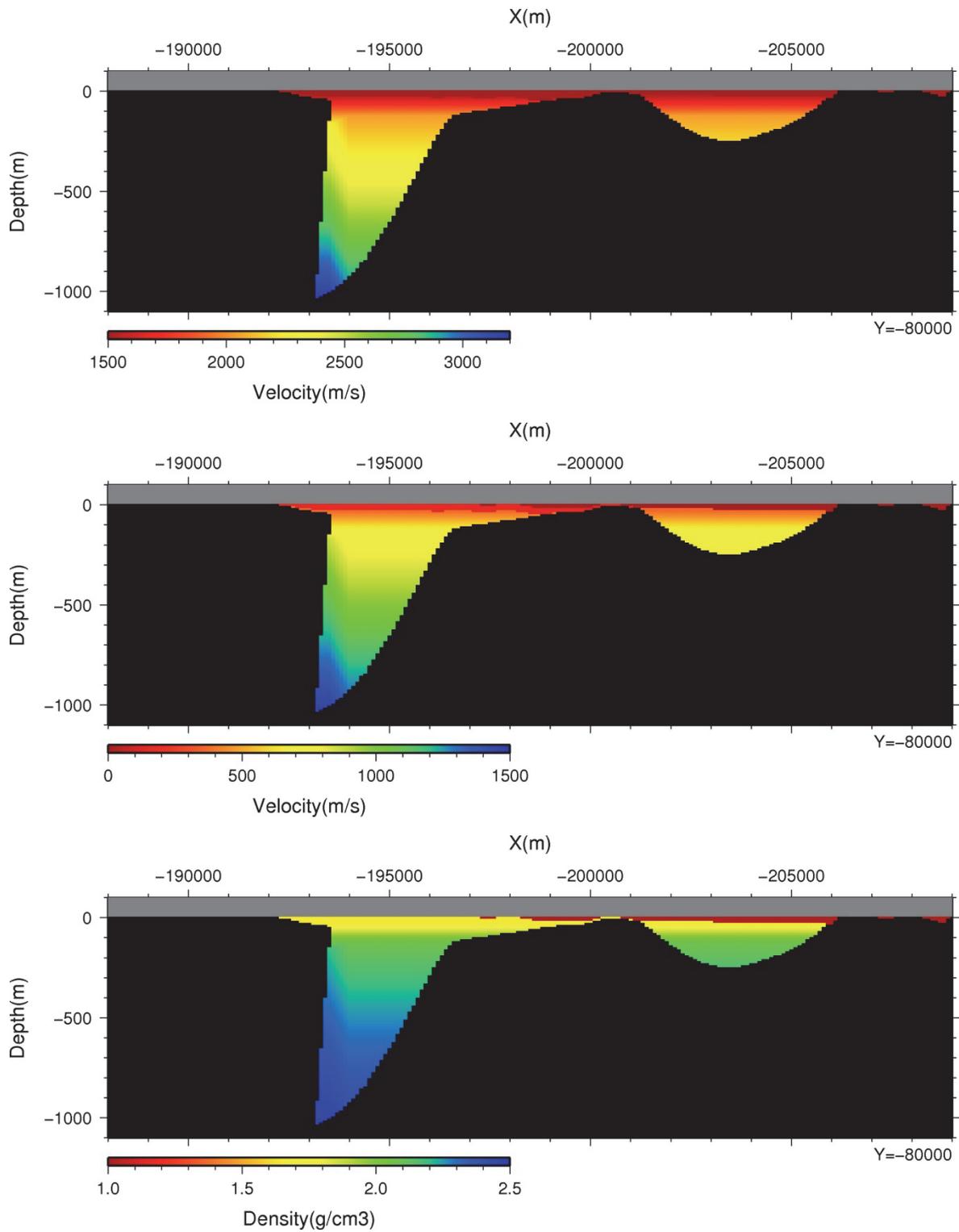


図 22 物性値断面図の例（公共座標 Y=-80000 の断面）。上から順に P 波速度、S 波速度、密度を示す。

d) 3次元地下構造モデルを用いた地震観測記録の再現

作成した3次元地下構造モデルを用い、差分法により、2005年6月4日に和歌山平野のやや南側で起こった地震 ($M_j 3.3$) による観測記録の再現を行った。地震の諸元と観測点配置及び数値計算上のパラメータを図23に示す。計算波形と観測波形の比較を3成分速度波形によって図24に、計算波形の水平成分の最大速度分布を図25に示す。なお、両波形共に1.0~10秒のバンドパスフィルターを施してある。

観測と計算波形間の比較から、時間軸の2~6秒に見られるS波部やwky001の水平成分の6秒以降の後続波部に見られるように振幅の再現が不十分な部分も見られるが、この3地点の中で最も堆積層が厚いimfでは堆積層により生じたと思われる比較的長い継続時間を有する後続波群がある程度再現できている。

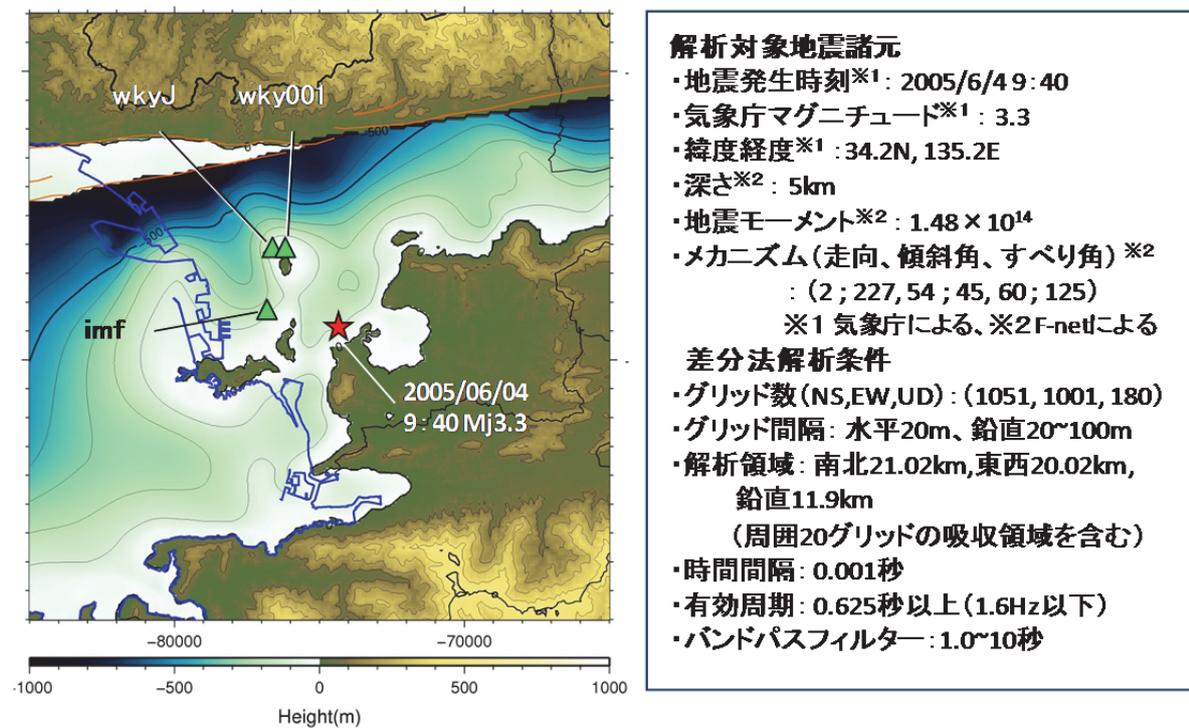


図 23 3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布上にプロットした地震観測点と地震諸元及び数値計算上の各パラメータ

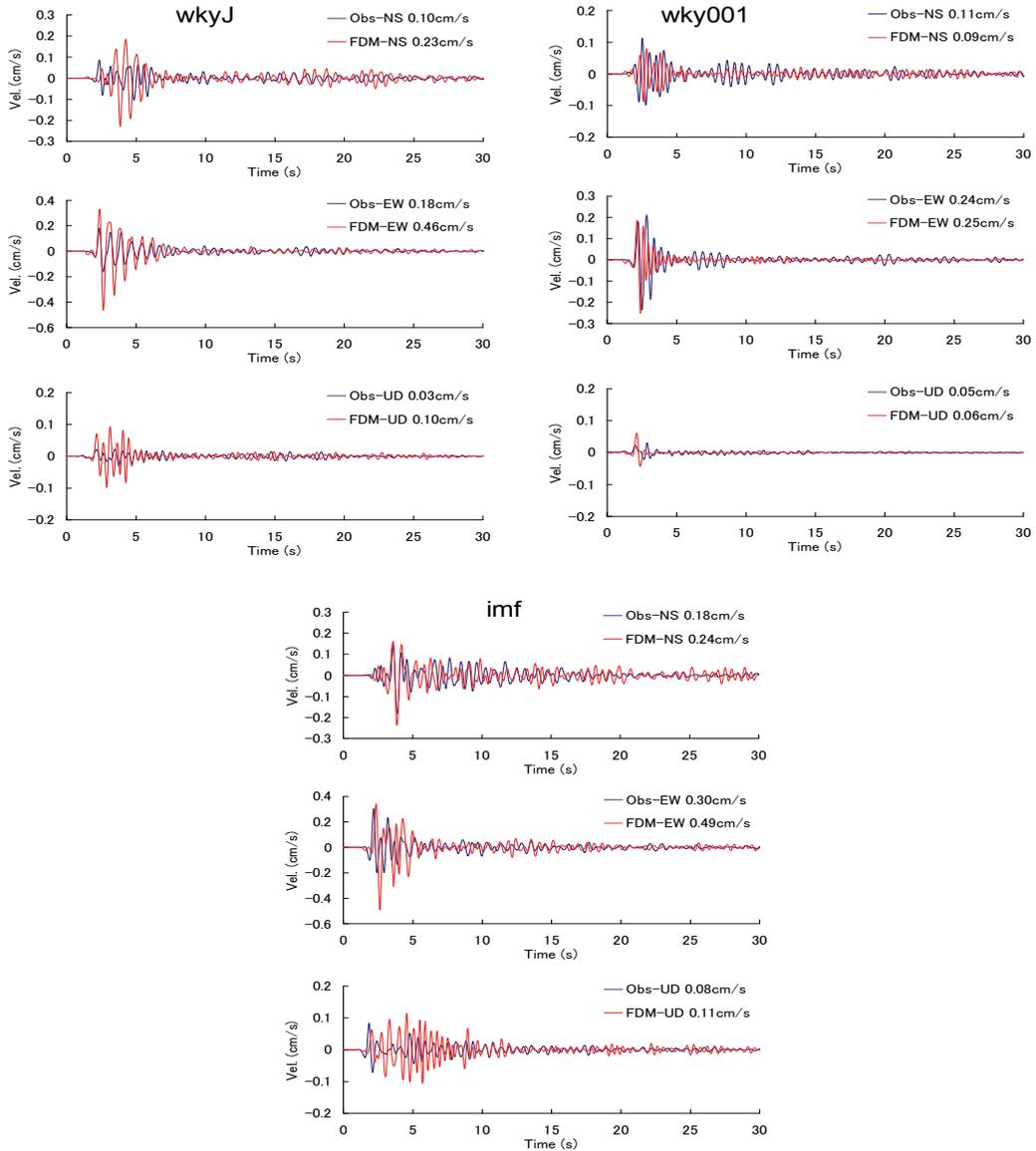


図 24 3 地点での計算波形と観測波形の比較（速度波形、地点ごと上段より南北、東西、上下の各成分、黒色の線が観測、赤色の線が計算）

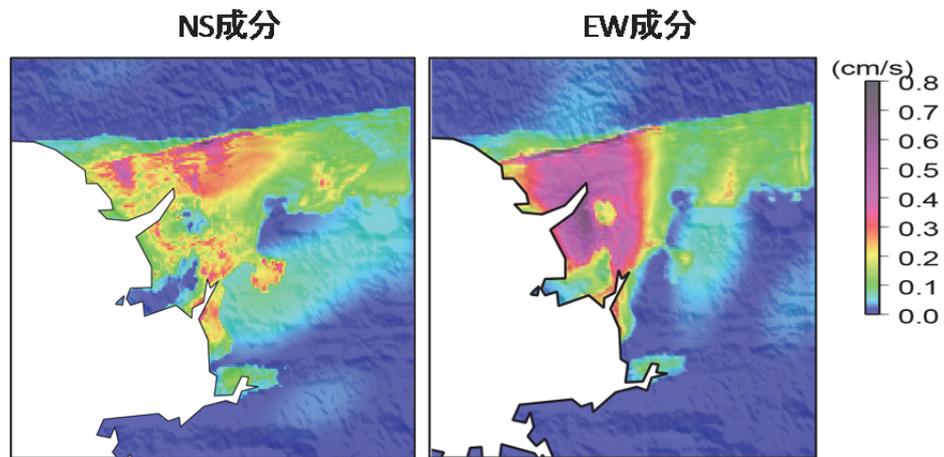


図 25 計算波形による最大速度分布（左が南北成分、右が東西成分）

3) 単点微動観測

a) はじめに

3成分の単点微動観測記録から、上下動に対する水平動のスペクトル比（H/V スペクトル）の卓越周期の空間変動を調べることによって、基盤岩上面深度分布の傾向を推定することができる。ここでは、前節において示した和歌山平野西部域の3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度の分布と微動H/Vスペクトルの卓越周期の相関性を評価することによって、同モデルの検証を行う。さらに、上記の地下構造モデルにおいて探査情報が少なく改善の必要性が高い同平野南西部、及び、モデルの拡張が計画されている同平野東部において、平成26年度に実施した単点微動観測によるH/Vスペクトルの卓越周期についても分析を行った。なお、これら地域における分析結果は平成27年度に予定している和歌山平野全域の3次元地下構造モデルの再構築時に改めて利用される。

b) 観測点配置

和歌山平野において実施した単点微動観測地点を図26に示す。これらの内、赤色のみの丸印（●）は平成25年度（2014年2月25日～27日）に実施した地点（計105点）である。各地点の座標（緯度、経度）を表10に示す。黒色で縁取られた赤色の丸印（●）は平成26年度に実施した地点である。平成26年度実施した地点（図26に黄色い破線で囲んだ領域に含まれる）は、平野北西部と平野南西部及び岩出市と紀の川市からなる平野東部である。この内、平野北西部と同南西部の観測点は和歌山市を対象に行った平成25年度の単点微動観測ではカバーできなかった領域から選んだ。

平野北西部の14地点の観測は2014年12月18日に実施した。各地点の座標（緯度、経度）を表11に示す。観測には固有周期5秒の3成分速度計（LE-3D/5s, Lennartz electronic GmbH）とデータ収録器のLS-8800（A/D変換：24bit, (株)白山工業）（写真2）を用い、サンプリング周波数を100Hzとした。一方、平野南西部と同東部の82地点の観測は2015年2月9日～11日に実施した。各地点の座標（緯度、経度）を表12に示す。観測機器は平成25年度に実施した単点微動観測と同じGPL-6A3P（(株)アカシ(現(株)ミットヨ））を用い、サンプリング周波数を100Hzとした。観測時の現場写真の例を写真3に示す。

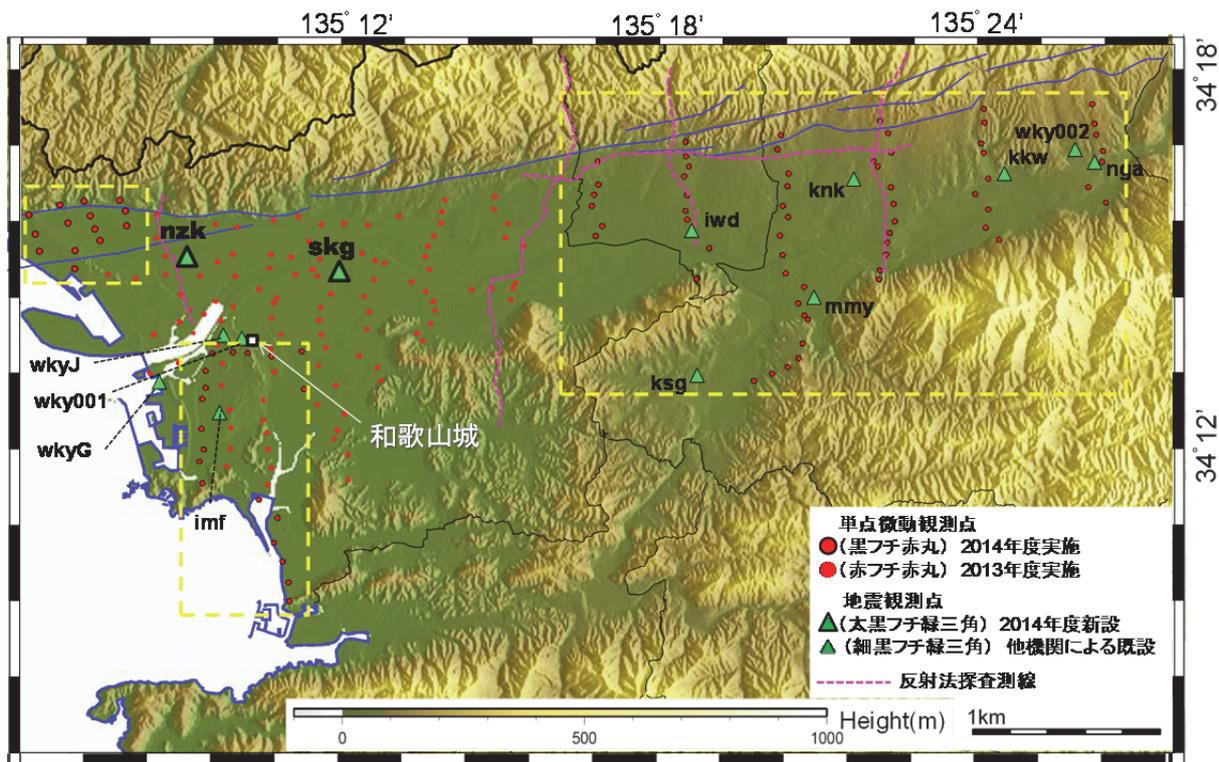


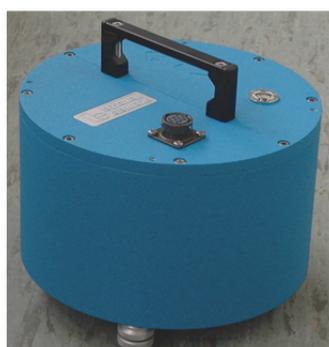
図 26 単点微動観測点配置（●印は平成 25 年度実施、●印は平成 26 年度実施、三角印は地震観測点、ピンク色の破線は反射法探査測線、青色の線は中央構造線の位置をそれぞれ示す）

表 10 和歌山平野西部における単点微動観測点の座標（平成 25 年度実施地点、観測点記号の先頭の二桁は実施年度(年号)、残りの数字は通し番号を表す）

	緯度(度)	経度(度)		緯度(度)	経度(度)									
251	34.2319	135.1547	2522	34.2278	135.1792	2543	34.2231	135.2128	2564	34.2444	135.2553	2585	34.2528	135.1789
252	34.2378	135.1533	2523	34.2317	135.1822	2544	34.2261	135.2069	2565	34.2458	135.2561	2586	34.2314	135.1422
253	34.2419	135.1506	2524	34.2361	135.1792	2545	34.2333	135.2094	2566	34.2556	135.2586	2587	34.2347	135.1503
254	34.2472	135.1458	2525	34.2400	135.1800	2546	34.2378	135.2100	2567	34.2578	135.2528	2588	34.2369	135.1581
255	34.2522	135.1458	2526	34.2414	135.1808	2547	34.2419	135.2083	2568	34.2614	135.2536	2589	34.2403	135.1617
256	34.2569	135.1428	2527	34.1933	135.2039	2548	34.2464	135.2114	2569	34.2653	135.2492	2590	34.2469	135.1678
257	34.2631	135.1428	2528	34.2000	135.2036	2549	34.2514	135.2119	2570	34.2686	135.2494	2591	34.2492	135.1786
258	34.1967	135.1656	2529	34.2042	135.1992	2550	34.2303	135.2269	2571	34.2472	135.1278	2592	34.2522	135.1853
259	34.2014	135.1667	2530	34.2064	135.2003	2551	34.2322	135.2253	2572	34.2461	135.1364	2593	34.2564	135.1908
2510	34.2069	135.1669	2531	34.2108	135.2025	2552	34.2350	135.2294	2573	34.2503	135.1517	2594	34.2211	135.1411
2511	34.2117	135.1664	2532	34.2131	135.1939	2553	34.2383	135.2308	2574	34.2606	135.1614	2595	34.2239	135.1500
2512	34.2181	135.1636	2533	34.2183	135.1997	2554	34.2408	135.2303	2575	34.2600	135.1683	2596	34.2353	135.1633
2513	34.2239	135.1639	2534	34.2236	135.1942	2555	34.2433	135.2278	2576	34.2619	135.1797	2597	34.2389	135.1672
2514	34.2289	135.1622	2535	34.2283	135.1964	2556	34.2492	135.2289	2577	34.2628	135.1875	2598	34.2436	135.1753
2515	34.1919	135.1786	2536	34.2317	135.1950	2557	34.2525	135.2275	2578	34.2608	135.1947	2599	34.2475	135.1867
2516	34.1964	135.1797	2537	34.2356	135.1942	2558	34.2553	135.2283	2579	34.2611	135.2019	25100	34.2489	135.1922
2517	34.2014	135.1786	2538	34.2389	135.1947	2559	34.2581	135.2303	2580	34.2608	135.2094	25101	34.2533	135.2075
2518	34.2056	135.1781	2539	34.2425	135.1981	2560	34.2614	135.2325	2581	34.2631	135.2192	25102	34.2508	135.2147
2519	34.2089	135.1769	2540	34.2472	135.1936	2561	34.2644	135.2328	2582	34.2469	135.1567	25103	34.2458	135.2233
2520	34.2142	135.1769	2541	34.2517	135.1944	2562	34.2675	135.2336	2583	34.2508	135.1622	25104	34.2439	135.2422
2521	34.2217	135.1803	2542	34.2197	135.2139	2563	34.2414	135.2547	2584	34.2528	135.1669	25105	34.2444	135.2486

表 11 和歌山平野北西部における単点微動観測点の座標（平成 26 年度実施点の内、
 図 26 左上の黄色の破線枠内の地点、観測点記号の先頭の二桁は実施年度(年号)、残り
 は位置記号を表す。)

観測点	緯度[°]	経度[°]
26A1	34.261667	135.104167
26A2	34.256667	135.106111
26A3	34.252222	135.107222
26B1	34.264251	135.113536
26B2	34.259496	135.116145
26B3	34.252444	135.118435
26B4	34.247616	135.118228
26C1	34.265278	135.121111
26C2	34.261389	135.123056
26C3	34.258056	135.124444
26C4	34.255000	135.126111
26D1	34.265485	135.132086
26D2	34.262739	135.133963
26D3	34.258784	135.134376



http://www.lennartz-electronic.de/index.php?option=com_content&view=article&id=51&Itemid=56



(<http://www.hakusan.co.jp/products/kelsoku/main/ls8800.shtml>)

写真 2 表 11 の観測で使した観測機器（左が速度計、右が収録器）

表 12 和歌山平野南西部及び同東部における単点微動観測点の座標（平成 26 年度実施分の内、表 11 の地点を除く全ての地点、観測点記号の先頭の二桁は実施年度(年号)、残りの数字は通し番号を表す)

	緯度(度)	経度(度)									
261	34.2780	135.2817	2622	34.2637	135.3419	2643	34.2741	135.4048	2664	34.2265	135.1608
262	34.2719	135.2820	2623	34.2588	135.3393	2644	34.2700	135.4007	2665	34.2269	135.1673
263	34.2693	135.2807	2624	34.2537	135.3402	2645	34.2660	135.4049	2666	34.2267	135.1720
264	34.2662	135.2800	2625	34.2488	135.3412	2646	34.2612	135.4041	2667	34.2259	135.1794
265	34.2610	135.2833	2626	34.2892	135.3706	2647	34.2580	135.4083	2668	34.2272	135.1889
266	34.2583	135.2812	2627	34.2859	135.3732	2648	34.2940	135.4374	2669	34.2173	135.1898
267	34.2834	135.3094	2628	34.2809	135.3742	2649	34.2888	135.4382	2670	34.2219	135.1587
268	34.2795	135.3095	2629	34.2786	135.3687	2650	34.2859	135.4387	2671	34.2174	135.1588
269	34.2769	135.3105	2630	34.2772	135.3699	2651	34.2816	135.4409	2672	34.2144	135.1578
2610	34.2743	135.3090	2631	34.2717	135.3741	2652	34.2787	135.4406	2673	34.2065	135.1575
2611	34.2692	135.3100	2632	34.2673	135.3751	2653	34.2720	135.4364	2674	34.2011	135.1583
2612	34.2651	135.3096	2633	34.2626	135.3754	2654	34.2680	135.4420	2675	34.1979	135.1570
2613	34.2628	135.3101	2634	34.2596	135.3739	2655	34.2452	135.3471	2676	34.1922	135.1579
2614	34.2593	135.3119	2635	34.2571	135.3731	2656	34.2409	135.3452	2677	34.1879	135.1758
2615	34.2553	135.3171	2636	34.2539	135.3728	2657	34.2378	135.3472	2678	34.1832	135.1817
2616	34.2472	135.3130	2637	34.2497	135.3708	2658	34.2367	135.3483	2679	34.1766	135.1806
2617	34.2853	135.3394	2638	34.2473	135.3705	2659	34.2303	135.3467	2680	34.1716	135.1834
2618	34.2815	135.3384	2639	34.2926	135.4034	2660	34.2264	135.3456	2681	34.1662	135.1854
2619	34.2752	135.3419	2640	34.2889	135.4035	2661	34.2240	135.3421	2682	34.1613	135.1857
2620	34.2718	135.3415	2641	34.2834	135.4025	2662	34.2222	135.3371			
2621	34.2666	135.3402	2642	34.2809	135.4033	2663	34.2203	135.3314			



写真3 単点微動観測の風景（和歌山平野南西部の地点）

c) 微動 H/V スペクトルと地下構造

i) 和歌山平野西部（基盤岩上面深度との関係）

平成 25 年度に実施した 105 地点の単点微動観測による H/V スペクトルを求めた。各地点の観測時間は最低 15 分間とし、記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる大きな振幅を有するデータ区間を解析対象から除外し、残りのデータ長から 60 秒の解析区間を単位とし、できるだけ多く抽出した。抽出した解析区間の数は観測点により異なり、10～15 となった。なお、解析はサンプリング周波数（100Hz）で行った。解析区間毎に自己相関関数を求め、それを有限フーリエ変換（DFT）してパワースペクトルを求めた。このとき、自己相関関数に幅 15 秒の三角形ラグウインドウを乗じることにより、パワースペクトルの平滑化を行った。解析区間毎に求めた 3 成分のパワースペクトルの水平動 2 成分（南北と東西方向）についてベクトル合成を行った。これを上下動成分のパワースペクトルで除し、さらに平方根をとることによって H/V スペクトルを求めた。さらに、解析区間毎の H/V スペクトルについて全区間数に対するアンサンブル平均を求め、それを H/V スペクトルの評価値とした。このとき、H/V スペクトルの標準偏差も求めた。

H/V スペクトルの卓越周波数と地下構造の速度コントラストが明瞭な地層境界面深度との関係が深いことから、上記の 105 地点に対して卓越周波数を評価し、前節で示した和歌山平野の 3 次元地下構造モデルとの比較検討を行う。図 27 は 3 次元地下構造モデルにおける基盤岩上面深度分布に H/V スペクトルの卓越周期（読み取った卓越周波数の逆数より算出）をプロットしている。ただし、H/V スペクトルのピークが極めて不明瞭な地点については、プロットを行っていない。プロットされた丸印の色合いは図中の凡例に示すように、基盤岩上面深度のカラーコンター図の色合いに合わせている。さらに、図 27 のプロットの内、卓越周期が 0.4 秒～3 秒の範囲に分布する 12 地点の H/V スペクトルを図 28 に示す（各図左上の数字は表 10 の観測点記号を表す）。観測機器固有の周波数特性による影響が見られる 0.2Hz 前後より低周波数側（周期 5 秒以上）の H/V スペクトルを無視した上で、卓越周期（ピーク）を判断した。図 28 から、ピークが複数見られる地点があるため、低周波数側（長周期側）から順に、第 1 の卓越周期（緑色の矢印）、次のピークを第 2 の卓越周期（ピンク色の矢印）と名付ける。なお、図 27 は第 1 の卓越周期をプロットしている。図 27 より、基盤岩上面深度と第 1 の卓越周期が地点毎に良く対応していることが分かる。

図 29 は第 1 の卓越周期と基盤岩上面深度の散布図を示す。図中の直線はデータ点より求めた回帰式をグラフ化したものである。決定係数は高い値を示した（0.79）。なお、図中に示した卓越周期と深度の関係式より、地下構造を 2 層の水平成層媒質と仮定した際の 1/4 波長則から求まる表層 S 波速度と共振周期の関係式から推定した堆積層の平均 S 波速度は、約 800 m/s となる。

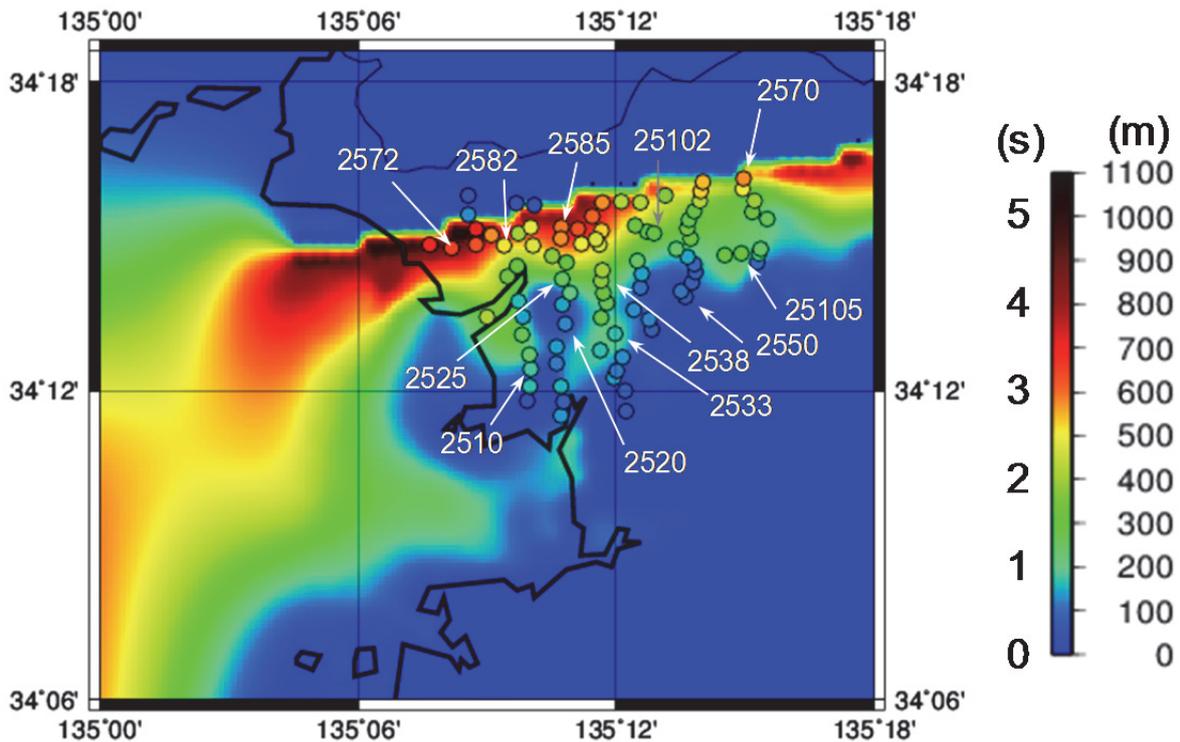


図 27 3次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布と微動H/Vスペクトルの第1の卓越周期(丸印)の関係(番号は表10の観測点番号に対応)

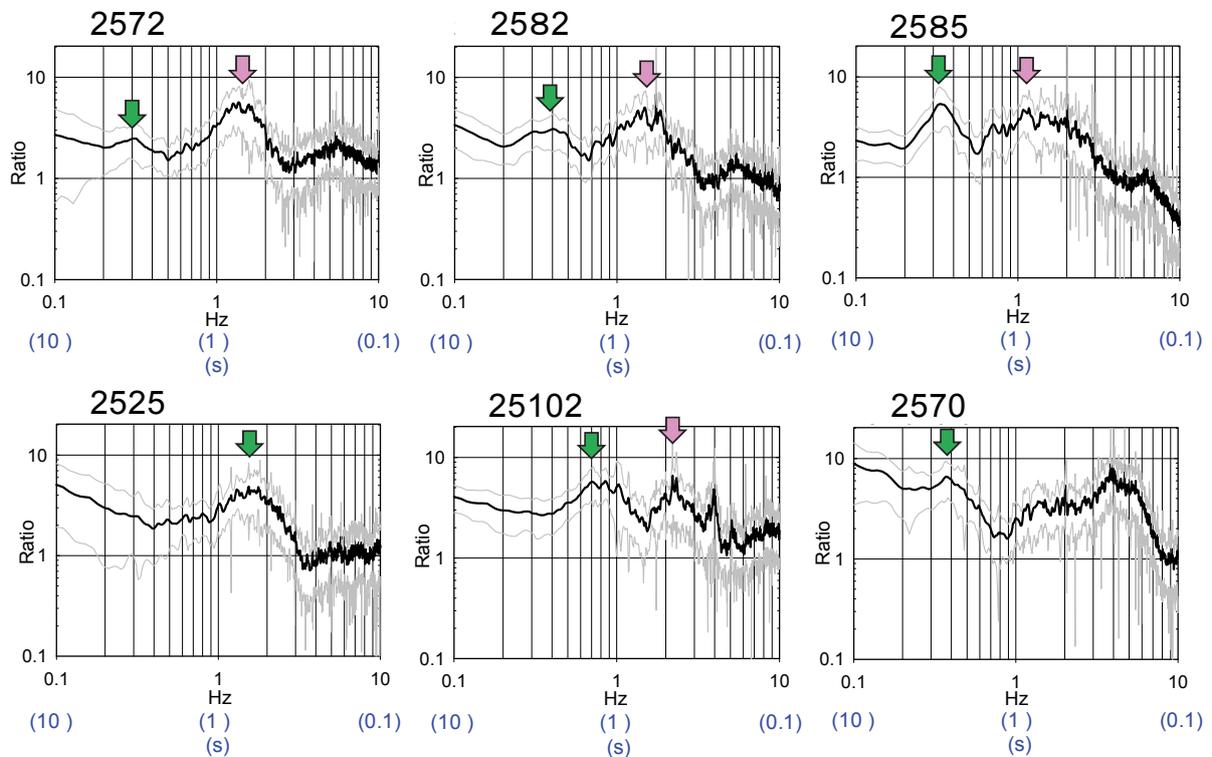


図 28 図 27 に示す 12 地点の微動 H/V スペクトル(黒色の線は平均値、灰色の線は平均値±標準偏差を表す。各図左上の数字は表 10 の観測点記号に対応する。緑色の矢印は第 1 のピーク、ピンク色矢印は第 2 のピークを示す。)

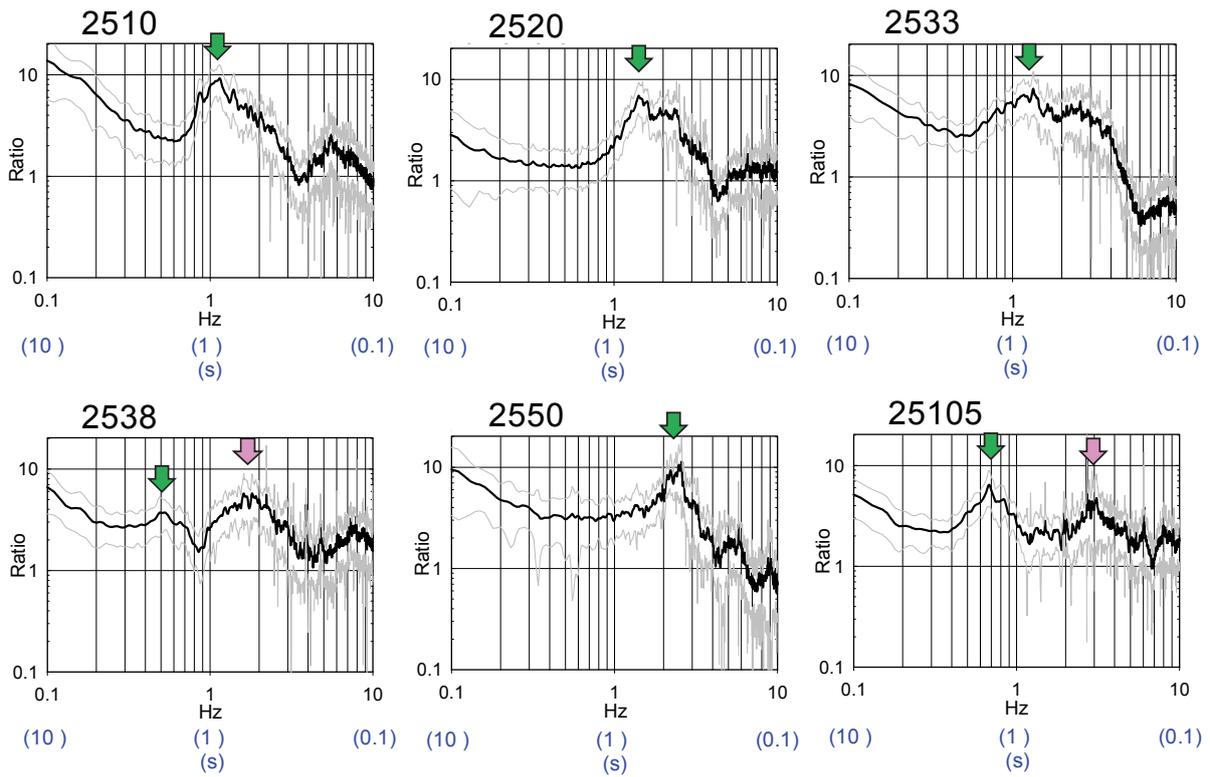


図 28 の続き

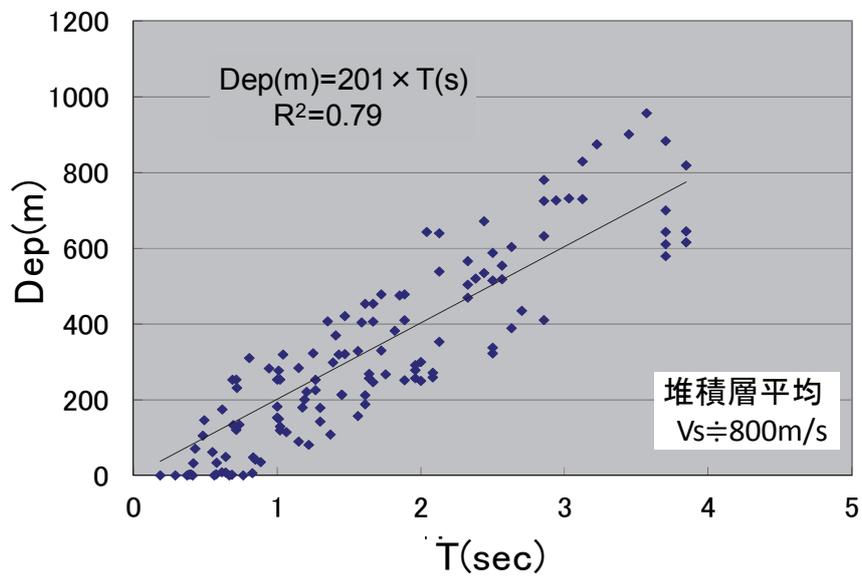


図 29 第 1 のピークに対応する卓越周期と 3 次元地下構造モデルによる基盤岩上面深度の関係及びそれらの回帰式から求めた堆積層の平均 S 波速度

ii) 和歌山平野西部（沖積層厚さとの関係）

和歌山平野における沖積層は、図 11 でも示したように、紀ノ川河口や和歌川河口付近を中心に広く分布する。特に平野南西部（図 26 左下の黄色の破線で囲まれた領域）では、比較的基盤岩上面深度が浅いところに、30m 前後の沖積層が分布する（図 15）。これらの中には、堆積層のほとんどを沖積層で占められている観測点も存在する。例えば図 27 の地点 2520 では、沖積層厚さが 30m 程度であり、沖積層の S 波速度を前節で述べた和歌川河口のボーリング孔で実施された PS 検層による値(160~210m/s)とすると、沖積層とその下面の速度コントラストによって生じる H/V スペクトルの卓越周期は 0.77~0.59s (1.3~1.7Hz) 程度となる。これらの周期は図 28 の地点 2520 の第 1 の卓越周期とほぼ一致する。このことから、第 1 の卓越周期が沖積層厚さに対応する地点も存在することが分かる。しかしながら、基盤岩深度が浅い領域において、上述のように沖積層厚さと第 1 の卓越周期との関係が明確に説明できない地点も存在した。従って、ここでは第 2 のピークが沖積層厚さに対応するという仮定の下で、その卓越周期と図 15 に示した沖積層厚さの関係について調べる。

図 30 は前出の図 15 による沖積層厚さ分布と第 2 の卓越周期の分布の対比を示す。両図より、各図の右上に破線で囲まれた沖積層厚さが(ボーリングデータが存在しないために)推定できていない地点を除き、沖積層厚さと卓越周期の空間分布が良く対応していることが分かる。図 31 は第 2 の卓越周期と沖積層厚さの関係を示す。図中の直線はこれらの点より求めた回帰式をグラフ化したものである。決定係数は約 0.62 となった。なお、図中に示した卓越周期と層厚の関係式より、地下構造を 2 層の水平成層媒質と仮定した際の 1/4 波長則から求まる表層 S 波速度と共振周期の関係式から推定した沖積層の平均 S 波速度は、約 160 m/s となり、上述の値(160~210m/s)とほぼ対応する。この結果を利用し、前述の図 30 の右上の破線で囲まれた領域内の各観測点での沖積層厚さを第 2 の卓越周期と上記の回帰式から求めた。さらに、求めた沖積層厚さを空間補間することによって沖積層厚さ分布を求め、それを前節の 3 次元地下構造モデルに取り込んだ。

和歌山市と岩出市の市境付近の表層ボーリングによる推定地質断面図では沖積層に対応する地層の解釈がされていないことから、この付近では沖積層が存在したとしても厚さはごく薄いものと考え、3 次元地下構造モデルでは存在しないとしている。

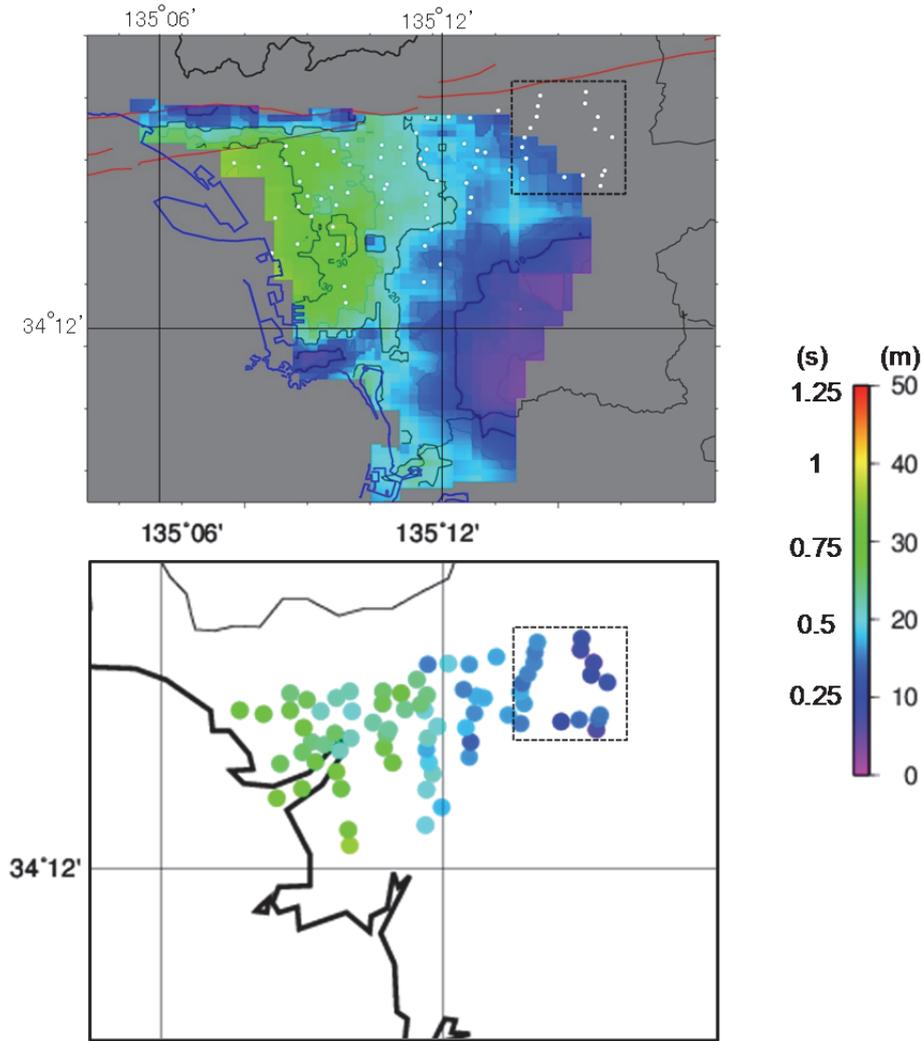


図 30 沖積層厚さ分布（上：図 15 の再掲）と微動 H/V スペクトルの第 2 の卓越周期（下）の対比

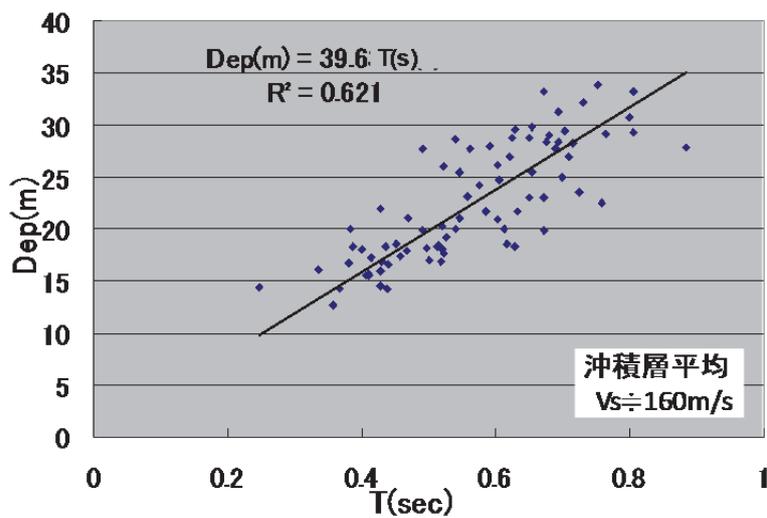


図 31 第 2 のピークに対応する卓越周期と沖積層厚さ（図 15）の関係及びそれらの回帰式から求めた沖積層の平均 S 波速度

iii) 和歌山平野北西部

和歌山平野北西部には、平野内に存在する和歌山北断層と、その北側に位置し同平野と和泉山脈の境界付近に存在する磯ノ浦断層とが、ほぼ平行して存在する（図 26 の左上に黄色の破線で囲んだ領域）。平成 25 年度に実施された和歌山北測線の反射法探査によれば、和歌山北断層直下に、基盤岩上面深度において 1km 前後の高低差を持つ地質境界の存在が解釈されている。そこで、この領域について、微動 H/V スペクトルの空間変動と反射法に基づいて作成された 3 次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布（図 32 の図上部の断面図）との対応について確認する。図 32 の地図にプロットした観測点毎の微動 H/V スペクトルをその下に示す。観測点記号（表 11）の内、先頭より 3 桁目は南北方向に伸びる 4 つの測線（A～D）を表し、最後の桁は測線ごとに北側から昇順に割り当てた番号を表す。なお、この領域の H/V スペクトルは以下の手順で求めた。まず、収録された約 20 分間の全データ長に対し、目視で交通ノイズ等を避け、比較的定常な 81.92 秒間の解析区間を 10 区間抽出した。抽出された区間データから FFT によって、各成分のフーリエスペクトルを計算した。次に全区間に対する平均フーリエスペクトルをアンサンブル平均することによって算定した。得られた各成分の平均フーリエスペクトルに対して、水平 2 成分（南北成分と東西成分）の積の平方根を上下成分で除すことによって H/V スペクトルを求めた。

H/V スペクトルにおいて、周波数が異なる 2 つのピークが比較的明瞭に見られる。その内、0.3Hz 付近の低周波数側のピーク（第 1 のピーク）は 100m 未満の堆積層厚さとなる和歌山北断層と磯ノ浦断層に挟まれた領域でも全地点に共通して見られる（図中に示す青色の逆三角印）。ただし、第 1 のピークの値は北側の観測点ほど小さくなる傾向がある。和歌山北断層の南側のくさび状断面を持つ堆積層の平均厚さを 600m、前述より堆積層の平均 S 波速度を 800m/s とすると、2 層の水平成層構造モデルの仮定に基づいて得られる H/V スペクトルの卓越周波数は 0.33Hz となり、第 1 の卓越周波数にほぼ一致する。従って、H/V スペクトルの第 1 のピークは和歌山北断層より南側の厚い堆積層によって生じたと考えられ、その影響が磯ノ浦断層付近の地点まで残っているものと思われる。この事象を詳しく評価するには、2 次元あるいは 3 次元速度構造を用いた全波動場による微動の数値実験等 (Uebayashi, et al., 2012) を行う必要があり、今後の課題としたい。

一方、第 2 のピーク（赤色の逆三角印）の卓越周波数の空間変動は大きく、南側の沖積層が厚い地点（図 30）ほど低周波数側にピークがシフトしている（図 32 及び図 33）。従ってこれらの卓越周波数と前述の関係式（回帰式）を用いて、3 次元地下構造モデルの平野北西部における沖積層厚さを今後、再評価できると考えられる。

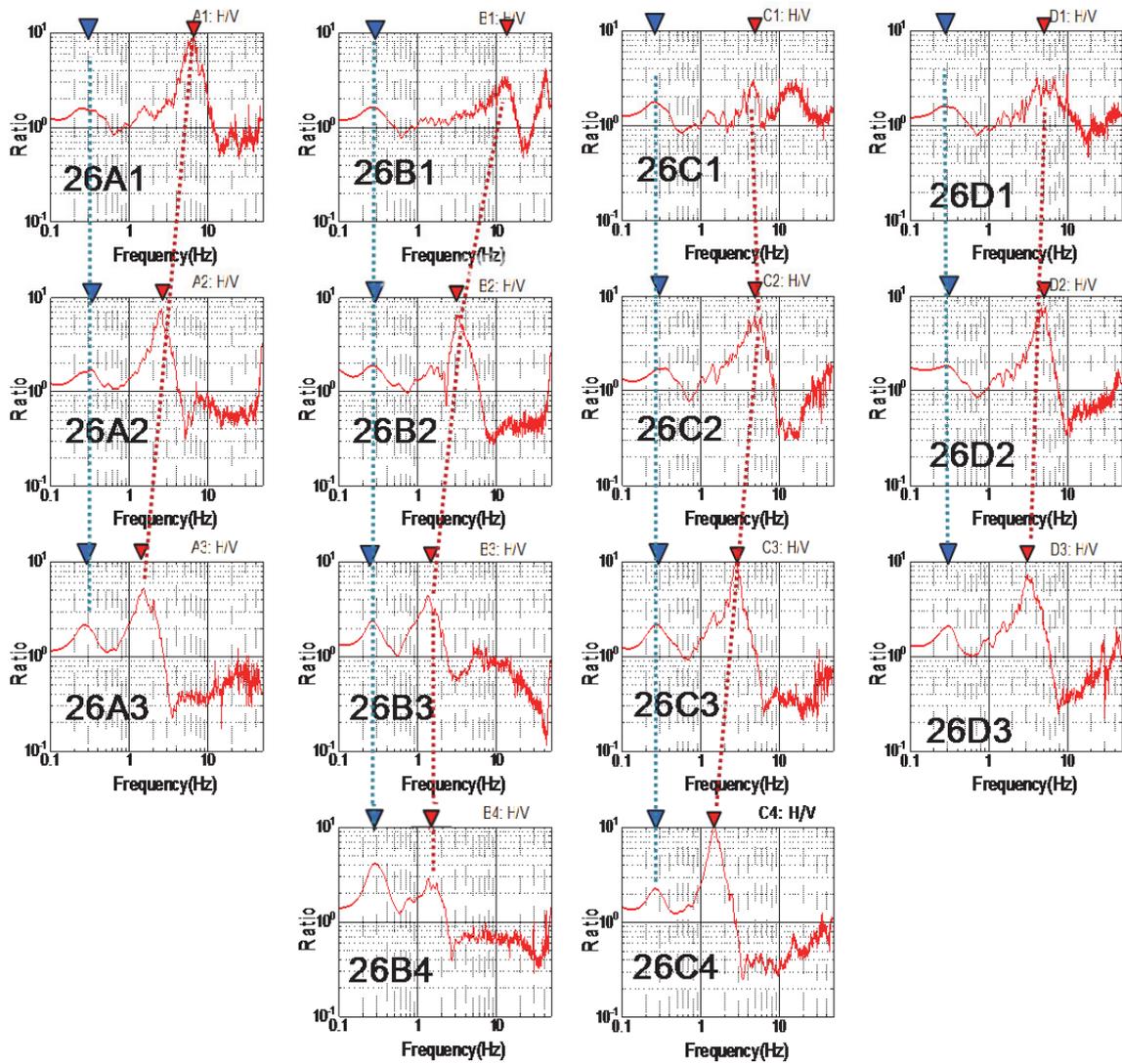
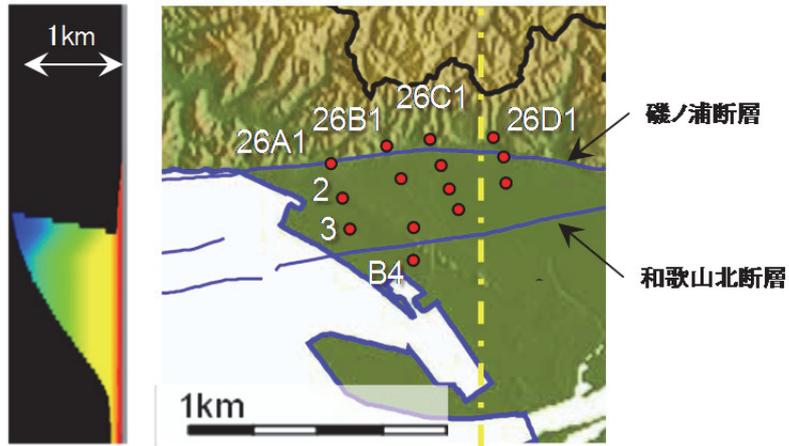


図 32 和歌山平野北西部の単点微動観測点と黄色い鎖線直下の S 波速度断面図（上側）及び各点の微動 H/V スペクトル（各図中記号は表 11 の観測点記号に対応する。）

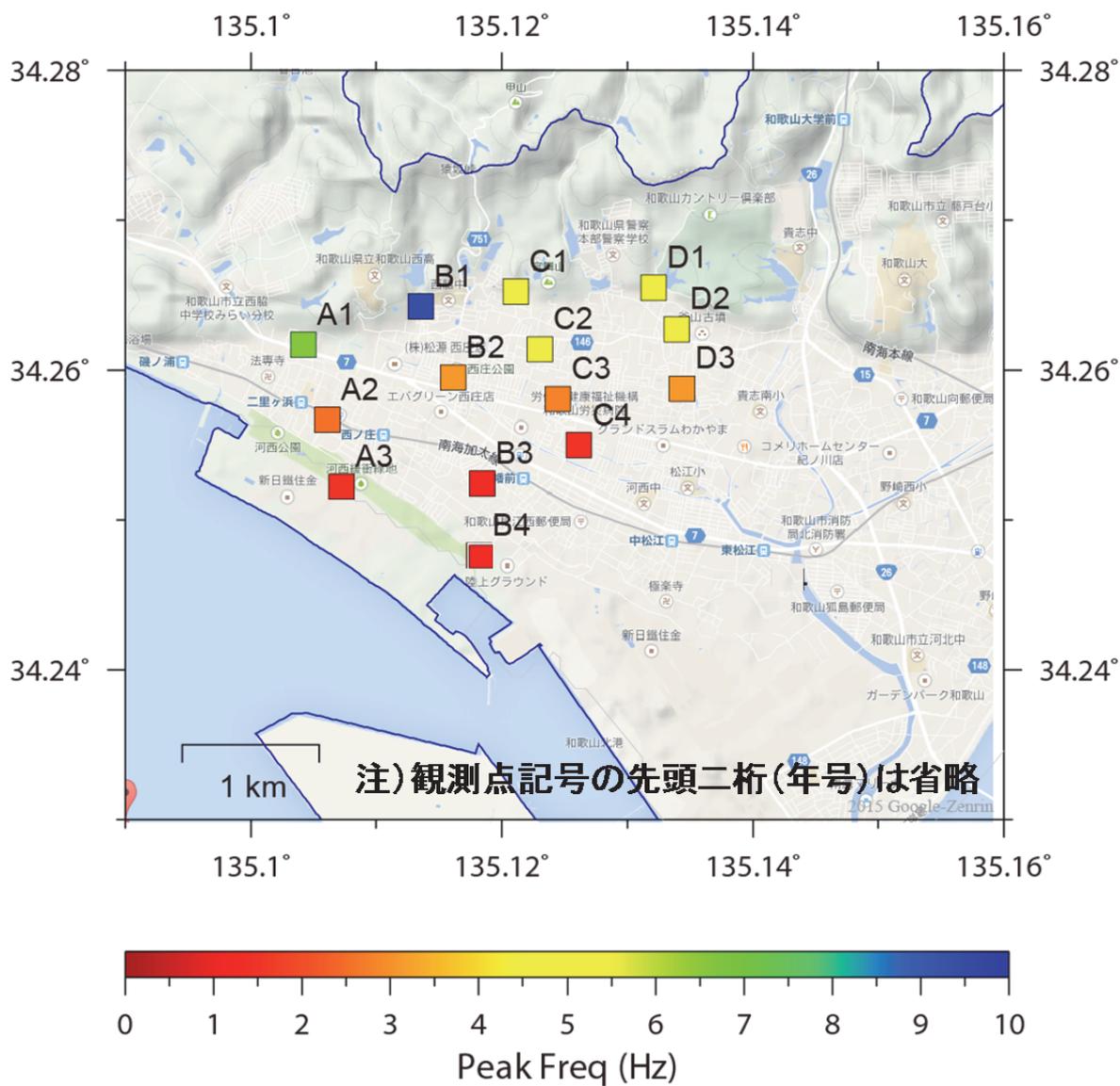


図 33 図 32 の微動 H/V スペクトルの第 2 の卓越周波数 (赤色の逆三角印) の分布 (観測点記号の最初の二桁は省略)

iv) 和歌山平野南西部

和歌山平野南西部の単点微動観測は JR 和歌山駅付近－和歌山城を經由し気象台に至る東西測線と、気象台付近－和歌公園を經由し紀三井寺公園付近に至る南北測線上の、計 19 地点で実施した。この内、東西測線の観測は、基盤岩の露頭が確認されている和歌山城を中心として、東西方向への基盤岩上面深度と H/V スペクトルの卓越周波数の変化を確認するために行った。一方、南北測線の観測は、小高い山が存在する和歌公園を中心として南北方向への同変化を確認するために行った。観測の要領及び処理は前述の平成 25 年度に実施した和歌山平野西部の場合と同様である。ただし、観測時間を最低 20 分間としたことにより、解析区間の数は以前より増えている。

図 34 に全観測点配置と主な地点の微動 H/V スペクトルを示す。上述のように和歌山城内では基盤岩がほぼ露頭していることもあり、3 Hz 程度以下の周波数帯域においてピークは見当たらない (0.2 Hz 前後以下は観測機器に起因すると思われるノイズによる影響が大きいため無視する)。なお、計測地点が城郭を形成する石垣の外側 (駐車場) であることもあり、人工的な平坦地として造成されている可能性がある。6 Hz 付近に見られるピークは、この造成による埋土によって生じた可能性がある。東西測線上の観測点について、数 Hz 以下の第 1 の卓越周波数に着目すると、和歌山城を中心に離れた地点ほど、低周波数側にシフトしており図 27 の 3 次元地下構造モデルによる基盤岩上面深度の分布とも対応している。

一方、南北測線においても和歌公園付近では和歌城と同様のスペクトル形状を示すが、その地点より北側の観測点ほど、卓越周波数が低周波数側にシフトしている。和歌公園より南側では 1 Hz 付近に卓越周波数が見られた後、小高い山が存在する紀三井寺公園付近では明瞭なピークは存在しなくなる。このように、南北測線においても基盤岩上面深度との対応が示唆される。しかしながら、これらの地域の基盤岩上面深度の変化が大きいことから、前述の和歌山平野北西部の説明でも述べたように、H/V スペクトルの卓越周波数と観測点直下の基盤岩上面深度が対応しないことも考えられるため、反射法探査に依るより詳細な探査が望まれる。

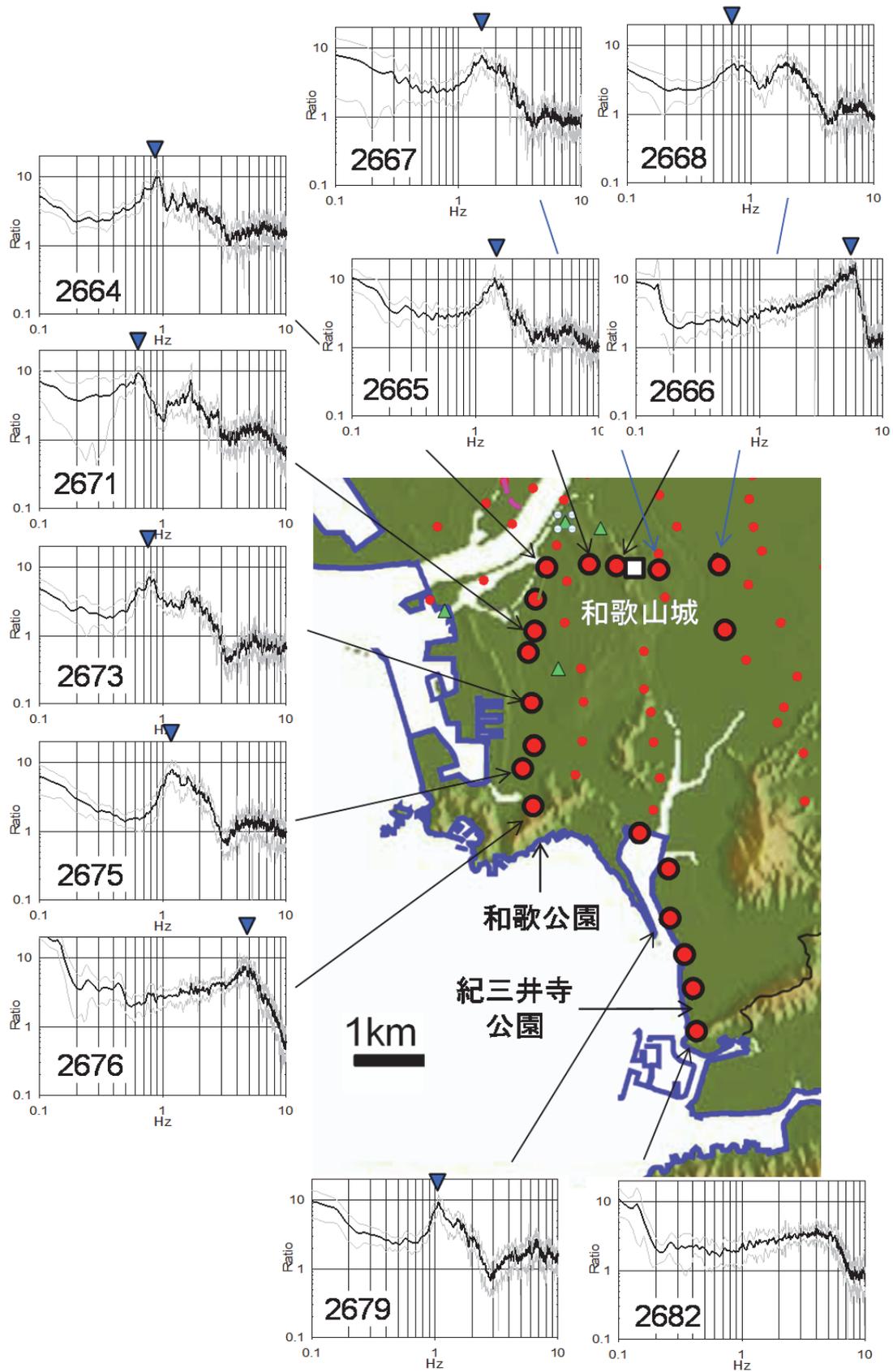
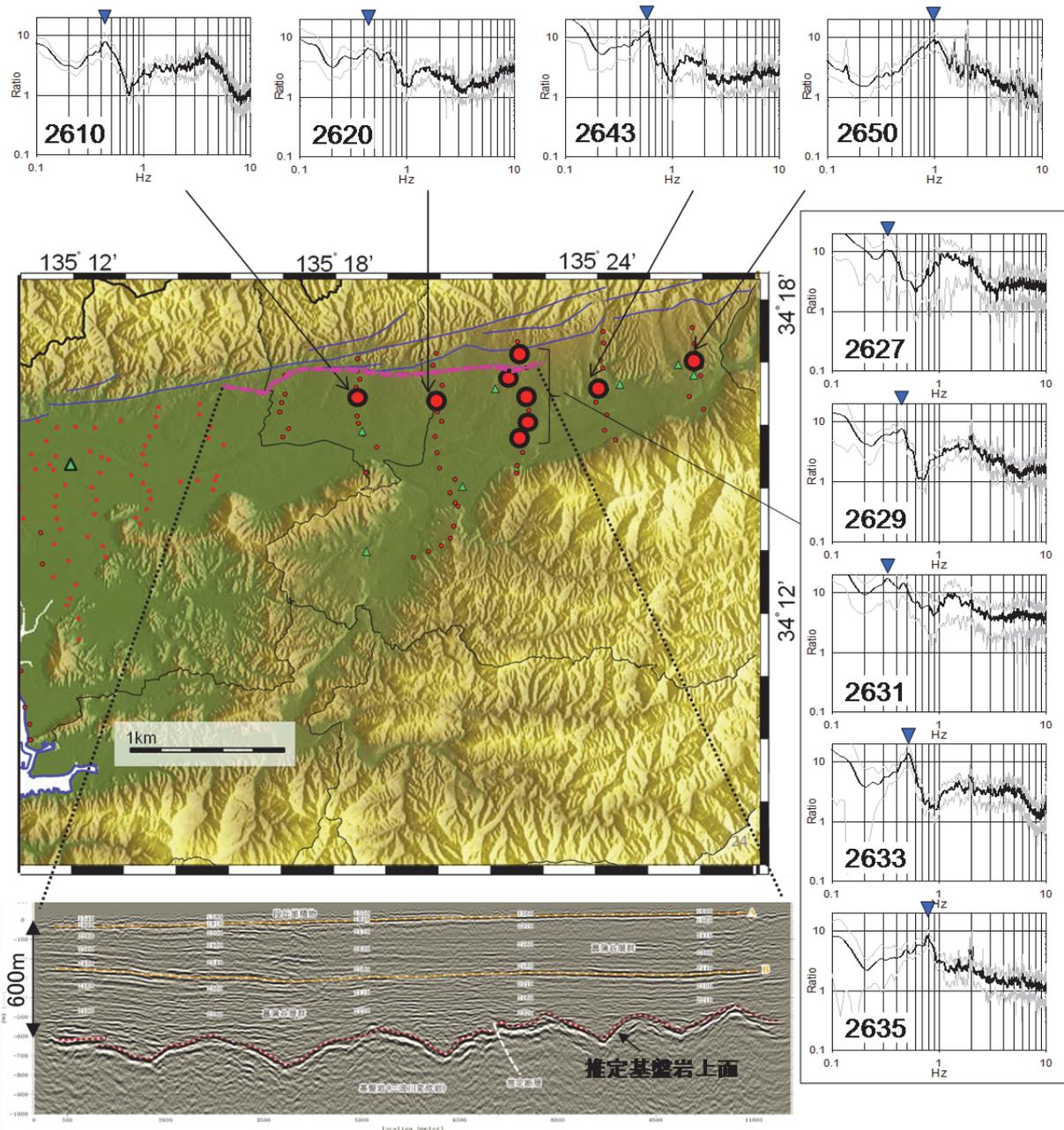


図 34 和歌山平野北西部の単点微動観測点と主な地点の微動 H/V スペクトル（各図中の数字は表 12 の観測点記号に対応する。H/V スペクトル図の黒色の線は平均値、灰色の線は平均値±標準偏差を表す。青色の矢印は着目したピークを示す。）

v) 和歌山平野東部

和歌山平野東部では図 26 に示すように南北方向の測線を持つ複数の反射法探査が実施されている。この内、平成 25 年度に実施した岩出測線での反射法探査の解釈図から、中央構造線の直ぐ南側では最も堆積層が厚く、基盤岩上面の最深部が 800m 程度となっている。それより南側に向かって基盤岩上面は比較的急な上り勾配となって浅くなる。一方、平成 26 年度に中央構造線の直ぐ南側で実施された東西方向に測線を持つ反射法探査の解釈図（図 35 の下）から、東西方向への基盤岩上面の変化は波状の起伏が多少見られるものの、総じて緩やかである。

和歌山平野東部の東西方向と南北方向の基盤岩上面深度の変化の傾向を単点微動観測によって確認するため、図 35 に代表点として選んだ 9 地点の微動 H/V スペクトルを示す。南北方向に並んだ観測点（カギ括弧で示した 5 地点）の H/V スペクトルの卓越周波数（図 35 の図に青色の逆三角の矢印で示す）は、最も北側の中央構造線のほぼ直上に位置する地点を除き、総じて南側ほど高い周波数側へシフトする傾向が見られる。一方、東西方向に並んだ観測点の H/V スペクトルの卓越周波数の変化は和歌山平野の東端部の地点を除き、少ない。以上から、和歌山平野東部における微動 H/V スペクトルの卓越周波数と基盤岩上面深度の変化が対応することが確認できた。ここで述べた微動 H/V スペクトルの卓越周波数の情報は、和歌山平野の 3 次元地下構造モデルの東部方面への拡張に対して利用できるものと思われる。



H.26年度 東西測線反射法探査解釈図

図 35 和歌山平野東部の単点微動観測点と主な地点の微動 H/V スペクトルと東西方向の反射法探査の解釈図（各図中の数字は表 12 の観測点記号に対応する。H/V スペクトル図の黒色の線は平均値、灰色の線は平均値±標準偏差を表す。青色の矢印は着目したピークを示す。）

4) 微動アレイ探査

a) はじめに

先の節で示した和歌山平野の3次元地下構造モデルの堆積層のS波速度は、和歌山平野内の反射法探査によるP波速度から和歌山平野以外のボーリング孔を用いた速度検層によるP波とS波の統計的な関係式を用いて評価されたもので、同平野堆積層におけるS波速度構造の直接的な調査結果に基づくものではなかった。また、単点微動によるH/Vスペクトルの卓越周期と基盤岩上面深度分布の相関性についても前節で示したが、堆積層内のS波速度の変化については評価できなかった。一方、微動アレイ探査から得られる表面波の分散特性を評価することにより、基盤岩上面深度と共に堆積層のS波速度も同定することができる。ここでは、平成25年度に引き続き平成26年度に和歌山平野で行った微動アレイ探査による推定S波速度構造を示す。ただし、反射法探査測線近傍において平成25年度に行った微動アレイ探査による基盤岩上面深度が反射法探査による同深度と大きく異なることが、平成25年度の成果として示されている。従って、ここでは微動アレイ探査による推定S波速度構造を用いた3次元地下構造モデルの修正は行わない。微動アレイ探査による推定S波速度構造の3次元地下構造モデルへの利用の仕方については、観測から求まる表面波位相速度の評価手法による違いや不規則地下構造による影響等を吟味する必要がある。これらについては、平成27年度に可能な限り行う予定である。

b) 実施方法

i) 微動アレイ記録の収集

和歌山平野においては、紀の川を中心に北側および南側で地下構造が複雑に変化していることが当初から予想されていた。こうした現状を踏まえ、平成25年度は、水平成層構造の仮定が成立すると予想される領域及びサブテーマ2で実施された和歌山市内における反射法探査位置を考慮し、図36に示すように紀の川沿いの4地点（島、有本、梶取、JMA和歌山）と関西地震観測研究協議会による強震観測点（今福）付近の1領域の計5領域で微動アレイ観測を実施した。平成26年度は、これらの地域を含む領域を対象に、強震動予測のための3次元地下構造モデルが構築されている。さらに次年度にモデルの高度化と広域化を図るための地盤情報を取得しておくために、平成26年度は図36に示す4地点（中松江、JMA和歌山（再観測）、岩出、紀の川）において、微動アレイ観測を実施する。中松江は平成25年度観測を行った梶取よりも約2km西方で、和歌山北断層のやや南側に位置し、平成25年度のサブテーマ2の和歌山北測線に対しては梶取と反対側になる。JMA和歌山では平成25年度も微動アレイ観測を行っているが、アレイ中心から東方約1kmには基盤岩が露頭する和歌山城があり、基盤上面の不規則性による影響が懸念されたことから、平成26年度は平成25年度よりも小さなアレイで再観測を実施する。以上の2地点は3次元地下構造モデルの範囲内となる。残る岩出と紀の川の2地点は、モデル化領域よりも東側に位置し、モデル東端付近に位置する島からそれぞれ約5km、約10km離れており、根来断層に対して南側に位置する。岩出は平成25年度のサブテーマ2の岩出測線を、紀の川は既往の反射法探査測線を考慮している。

微動アレイ探査では、観測記録から求めた位相速度に対して、通常は水平成層構造モデルに基づいて計算される表面波の分散曲線ができるだけ一致する速度構造の推定を行う。

位相速度を正確に求めるためには、周波数毎に変化する波長に対応した観測点の間隔を選択しなければならない。観測点配置は正三角形の3頂点と重心1点から構成される4点アレイを基本に、様々な波長にも対応できるようにサイズが異なる正三角形を組み合わせた二重アレイ（7台の地震計による同時観測）を基本とする。ただし、表層浅部の地盤構造を推定するために半径100m未満の小アレイを実施する場合には、T字路のような場所を利用することもあり、二つの三角形の重心をずらした観測を行う。以降、アレイ半径とは二重アレイの外側の正三角形に外接円の半径のことをいう。アレイ半径の決定にあたっては、J-SHIS地震ハザードステーションによる地盤構造モデルなども参照し、地震基盤の上面深度が比較的深いと予想される中松江については、半径600m(Lアレイ)と半径220m(Mアレイ)の計2アレイを実施するとともに、表層浅部の地盤構造も推定するために半径50m(Sアレイ)の観測も実施する。JMA和歌山に関しては、平成25年度、半径400m(Lアレイ)で観測しているが、先述のように基盤上面の不規則性を考慮し、平成26年度は半径200m(Mアレイ)を実施する。3次元地下構造モデルの領域よりも東側に位置する2地点のうち、岩出については岩出測線付近の地盤構造を把握するために中松江と同様に半径600m(Lアレイ)、半径200m(Mアレイ)、半径60m(Sアレイ)の観測を実施し、紀の川については半径400m(Lアレイ)のみを実施する。各アレイ観測の場所・日時等の諸元を表13に示す。各アレイの詳細な観測点配置を図37～図44に、アレイの重心位置を原点とする観測点の相対座標を表14に示す。観測点の様子として、中松江(Sアレイ)の例を写真4、写真5に示す。観測システムとして、地震計は固有周期5秒の3成分速度計(LE-3D/5s, Lennartz-electronic社製)を、データ収録器はLS-8800(A/D変換:24bit, 白山工業社製)を用いた。なお、各機材の時刻校正はGPSによって独立に行った。

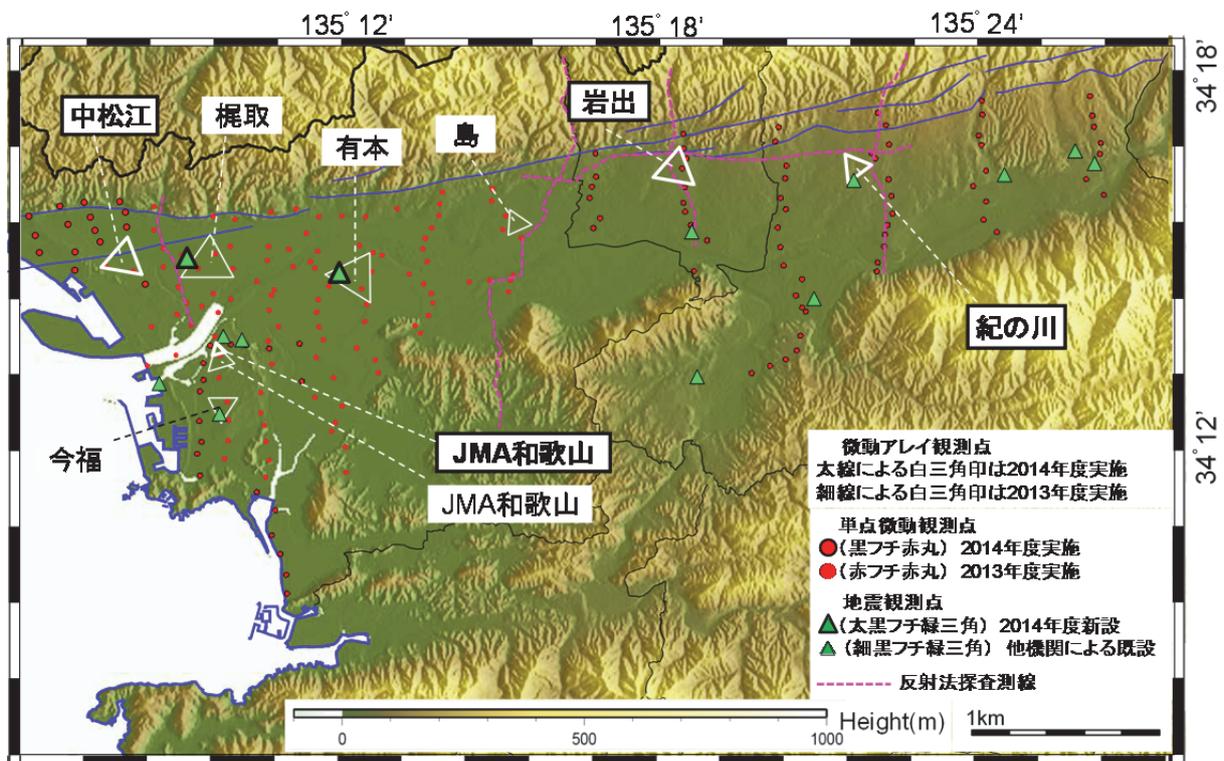


図36 和歌山平野における微動アレイ観測点（白色の三角印はアレイ中心から最も外側の観測点を結んだもの、太い白線は平成26年度実施、細い白線は平成25年度実施）

表 13 アレイ観測の場所・日時等の諸元

アレイ名称 (略称)	アレイ重心点 所在地	アレイ半径	観測日	観測開始-終了時刻	サンプリング 周波数
中松江 (NKM)	和歌山市松江北 5-8-10	(L) 600m	2014/12/15	10:02-11:32	100Hz
		(L) 600m	2014/12/17	09:32-10:32	100Hz
		(M) 220m	2014/12/15	12:50-13:50	100Hz
		(S) 50m	2014/12/17	11:22-11:52	100Hz
JMA 和歌山 (JMA)	和歌山市南牛町 4	(M) 200m	2014/12/15	15:07-16:07	100Hz
		(M) 200m	2014/12/17	13:02-13:47	100Hz
岩出 (IWD)	岩出市堀口 140	(L) 600m	2014/12/16	10:10-11:40	100Hz
		(M) 200m	2014/12/16	13:10-14:10	100Hz
		(S) 60m	2014/12/17	15:00-15:40	100Hz
紀の川 (KNK)	紀の川市池田新 160	(L) 400m	2014/12/16	15:15-16:30	100Hz

[備考] 中松江 (L) アレイと JMA 和歌山 (M) アレイでは、1 回目の観測時に微動の長周期成分のパワーが不足していると思われたため、2 回目の観測を実施している。

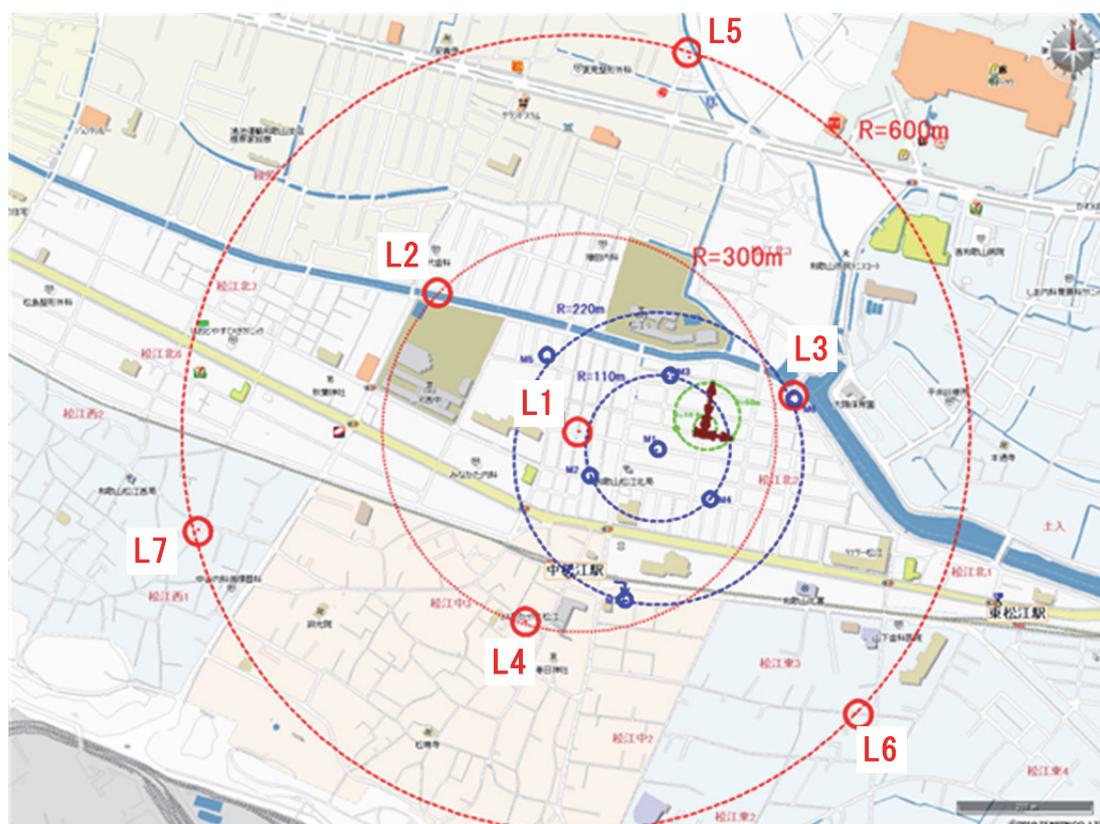


図 37 微動アレイ観測地点 (中松江 L アレイ)

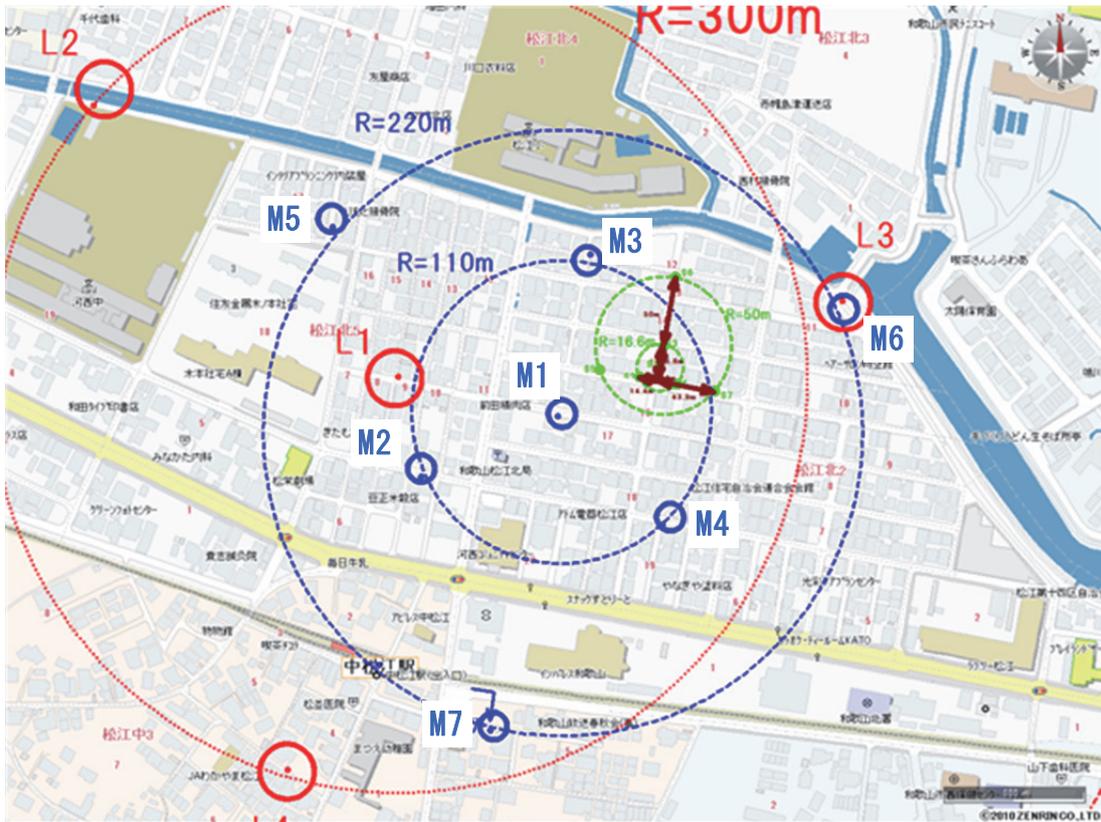


図 38 微動アレイ観測地点（中松江 M アレイ）

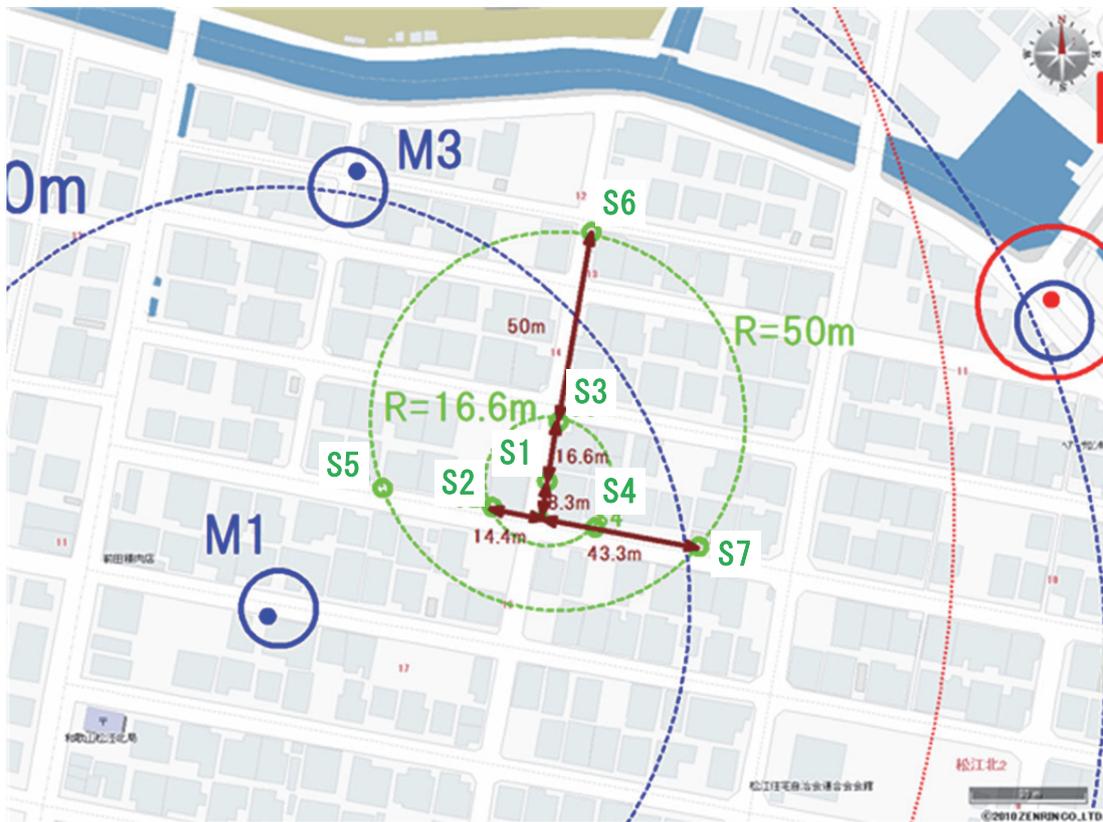


図 39 微動アレイ観測地点（中松江 S アレイ）



図 40 微動アレイ観測地点 (JMA 和歌山)

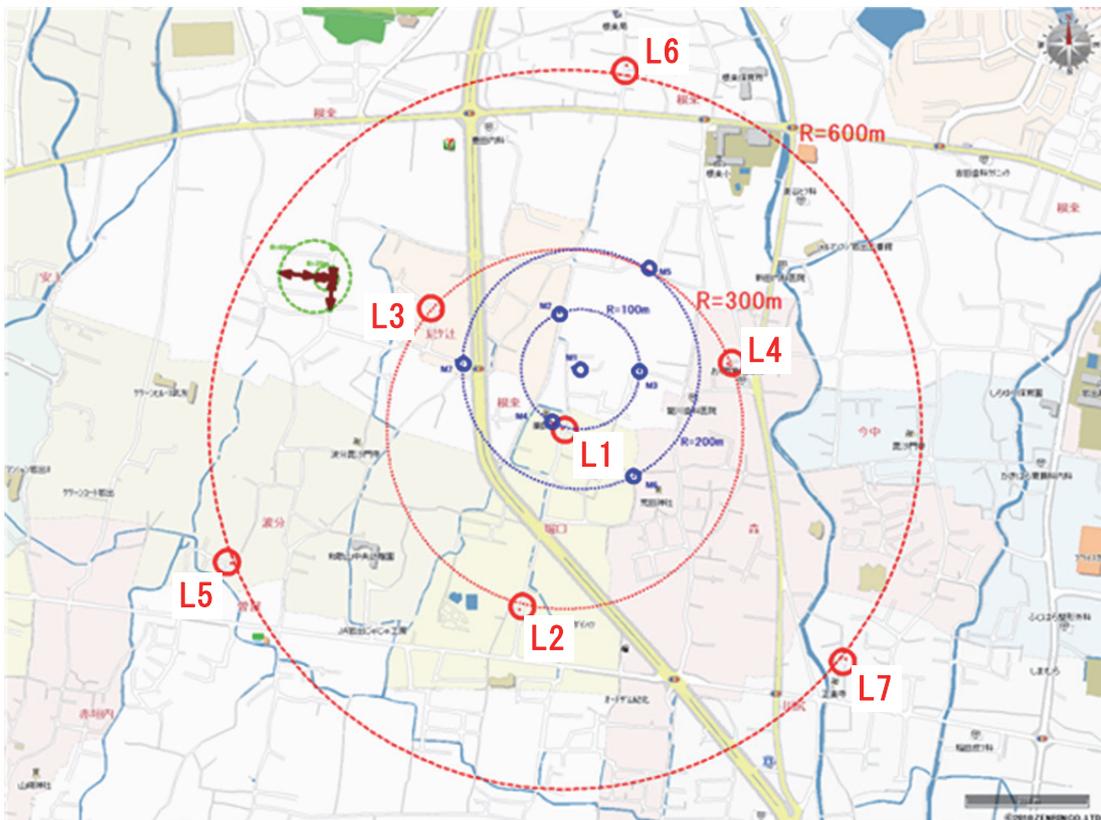


図 41 微動アレイ観測地点 (岩出 L アレイ)

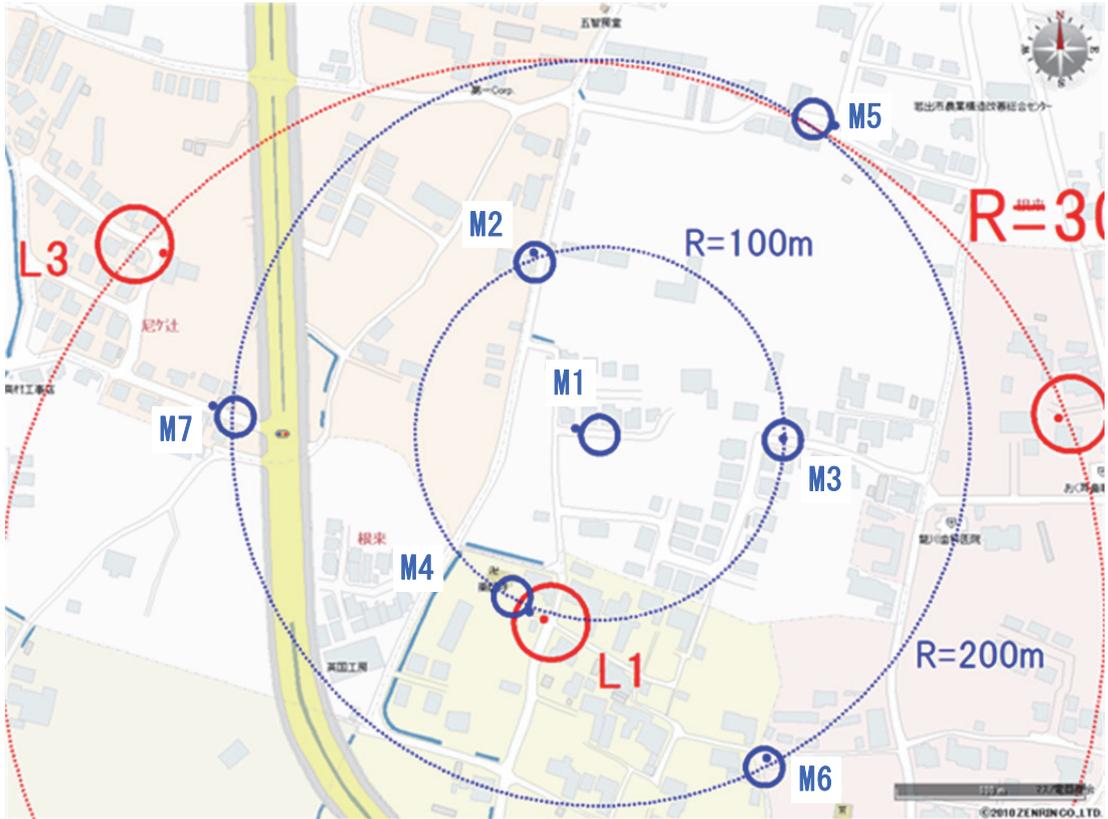


図 42 微動アレイ観測地点（岩出 M アレイ）

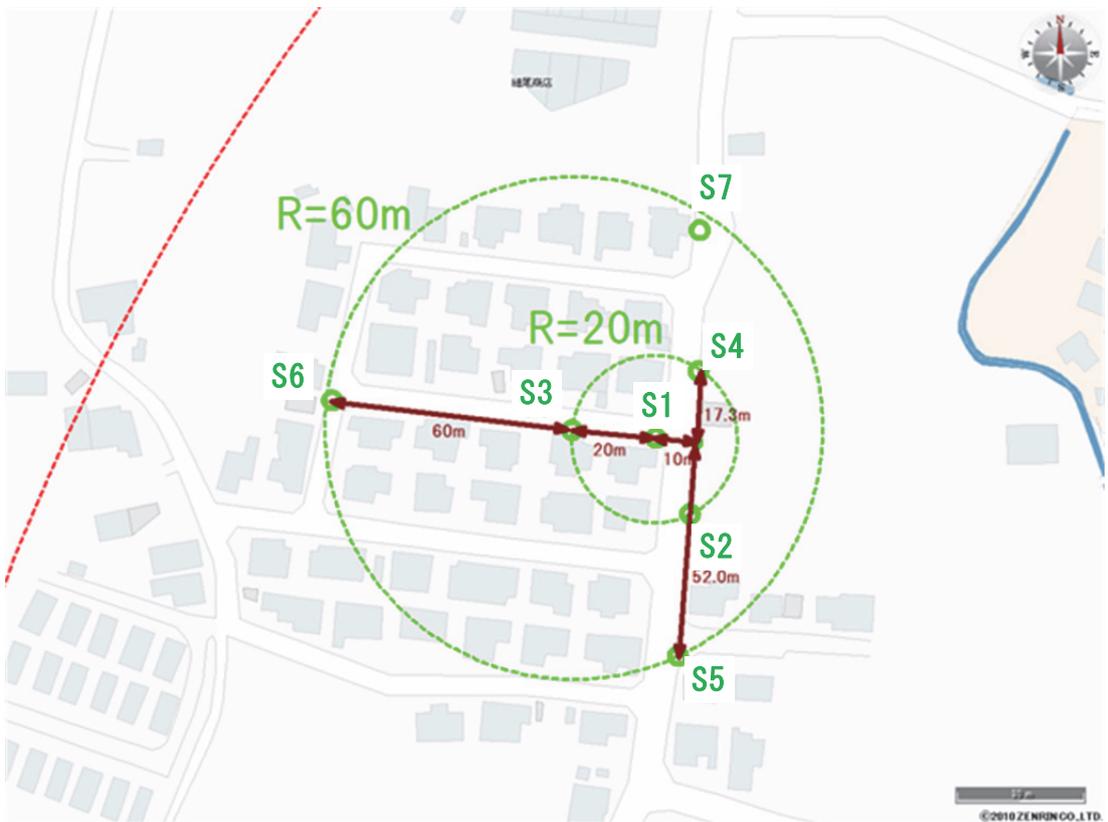


図 43 微動アレイ観測地点（岩出 S アレイ）

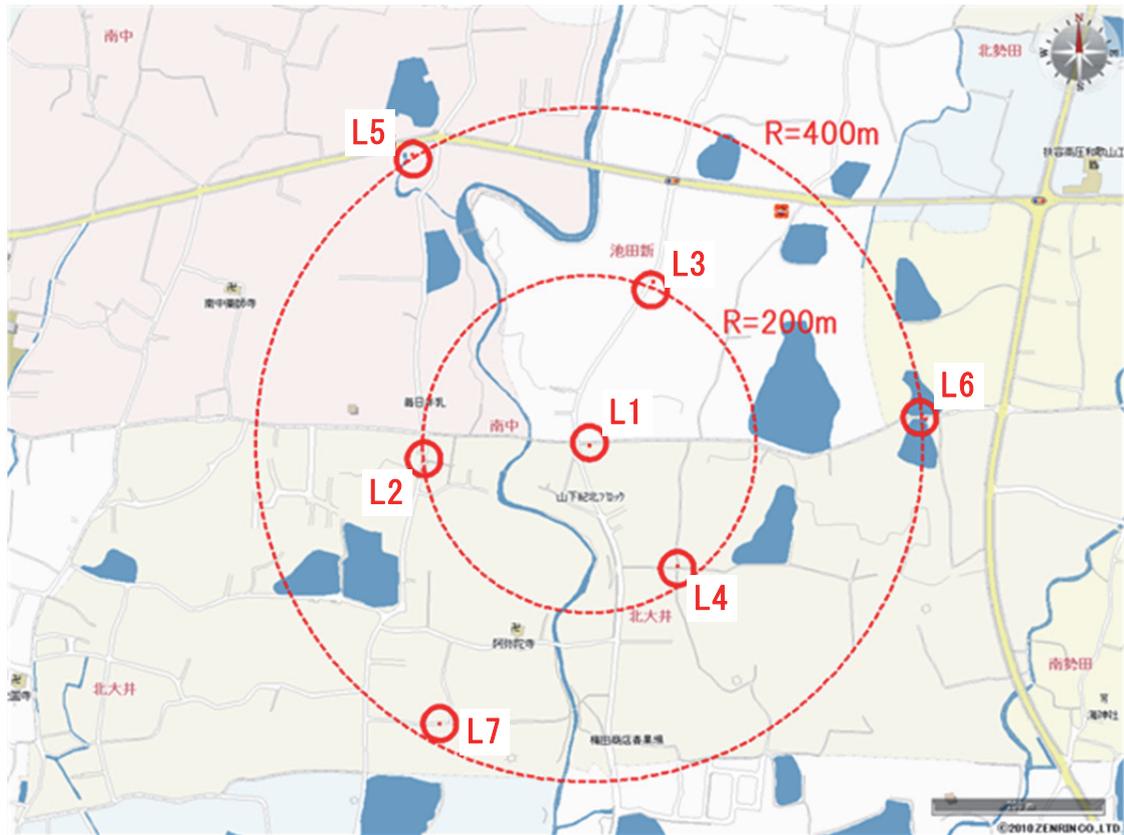


図 44 微動アレイ観測地点（紀の川）

表 14 観測点座標（原点をアレイ中心の観測点とする）（単位 m）

中松江(L)	X(EW)	Y(NS)	中松江(M)	X(EW)	Y(NS)
NKM-L1	0.0	0.0	NKM-M1	0.0	0.0
NKM-L2	-218.3	198.5	NKM-M2	-113.3	-58.8
NKM-L3	319.6	61.0	NKM-M3	18.4	117.6
NKM-L4	-79.2	-287.3	NKM-M4	70.0	-79.9
NKM-L5	167.6	573.4	NKM-M5	-170.4	140.9
NKM-L6	419.1	-428.1	NKM-M6	208.2	88.7
NKM-L7	-580.3	-144.2	NKM-M7	-55.3	-225.2
中松江(S)	X(EW)	Y(NS)	JMA 和歌山(M)	X(EW)	Y(NS)
NKM-S1	0.0	0.0	JMA-M1	0.0	0.0
NKM-S2	-15.66	-5.70	JMA-M2	-91.2	24.4
NKM-S3	2.89	16.41	JMA-M3	80.2	73.2
NKM-S4	12.77	-10.71	JMA-M4	21.2	-99.8
NKM-S5	-44.09	-0.69	JMA-M5	-44.2	187.4
NKM-S6	11.58	65.65	JMA-M6	188.9	-52.1
NKM-S7	41.20	-15.73	JMA-M7	-141.0	-138.6
岩出(L)	X(EW)	Y(NS)	岩出(M)	X(EW)	Y(NS)
IWD-L1	0.0	0.0	IWD-M1	0.0	0.0
IWD-L2	-76.4	-292.8	IWD-M2	-15.7	89.8
IWD-L3	-205.3	197.4	IWD-M3	111.4	-6.7
IWD-L4	281.8	113.1	IWD-M4	-14.7	-94.2
IWD-L5	-561.7	-229.6	IWD-M5	151.0	158.6
IWD-L6	105.0	604.5	IWD-M6	99.4	-181.9
IWD-L7	482.5	-392.6	IWD-M7	-196.1	5.5
岩出(S)	X(EW)	Y(NS)	紀の川(L)	X(EW)	Y(NS)
IWD-S1	0.00	0.00	KNK-L1	0.0	0.0
IWD-S2	8.13	-18.27	KNK-L2	-203.5	-32.2
IWD-S3	-19.89	2.09	KNK-L3	70.0	196.3
IWD-S4	11.76	16.18	KNK-L4	101.3	-145.3
IWD-S5	4.51	-52.72	KNK-L5	-225.6	323.9
IWD-S6	-79.56	8.36	KNK-L6	397.8	31.1
IWD-S7	15.38	50.63	KNK-L7	-156.5	-328.3

[備考] 中松江 (S) アレイと岩出 (S) アレイでは、S1 が小さい方の三角形の重心で、その頂点の一つとなる S3 が大きい三角形の重心を兼ねている。なお、それぞれの三角形の外接円の半径は 1 : 3 である。



写真4 微動アレイ観測点の現場状況（中松江、S2 地点）。地震計はシルバーの風除けカバーの中、隣のオレンジ色の筐体がデータ記録器。



写真5 微動アレイ観測点の現場状況（中松江、S5 地点）。青色の筒状の筐体が地震計、その外側の半透明のケースは風除けのカバー、手前のオレンジ色の筐体がデータ記録器、地震計はシルバーの風除けカバー内にもあり、ここでは2台の地震計で観測。

ii) 空間自己相関 (SPAC) 法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析及び地下構造の推定手法について、岡田ほか(1990)を参考に図45に示すフローに基づいて説明する。アレイ直下の地下構造の情報を含む表面波の分散性(位相速度-周期の関係)を検出する。この時、空間自己相関法(以下、SPAC法; Aki, 1957)を用いる。SPAC法では基本的には円形アレイ(図46)を展開し、中心点と半径 r の円周上に等間隔に設置した各観測点の相関係数を方位平均した空間自己相関係数を求める。この時、微動が定常確率過程であるということから、空間自己相関係数は

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c} r\right)$$

と表現される。左辺は観測量 (ρ : 空間自己相関係数) であり、得られた空間自己相関係数 $\rho(f, r)$ は0次のベッセル関数 (J_0) で変化することを意味している。左辺の観測量を満たすベッセル関数の変数を見つければ、半径 r における周波数 f での位相速度 c が求まる。図47にある周波数(f)における空間自己相関係数の変化の例を示す。横軸は観測点間隔(r)、縦軸は空間自己相関係数(ρ)を示している。

S波速度の推定は表面波位相速度の分散性を利用して、図48に示すように観測位相速度の分散性と一致する地下構造モデルを推定する。この時、P波速度および密度はLudwig et al. (1970)による既存の統計資料からS波速度の関数として与え、未知数の数を減らしている。地下構造の推定には、遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm、略称 GA) に基づく手法(長ほか, 1999) を利用し、初期モデルとして、層数、各層の層厚の最大値・最小値、S波速度の最大値・最小値を与え、これらの探索範囲内で残差最小解を求める。

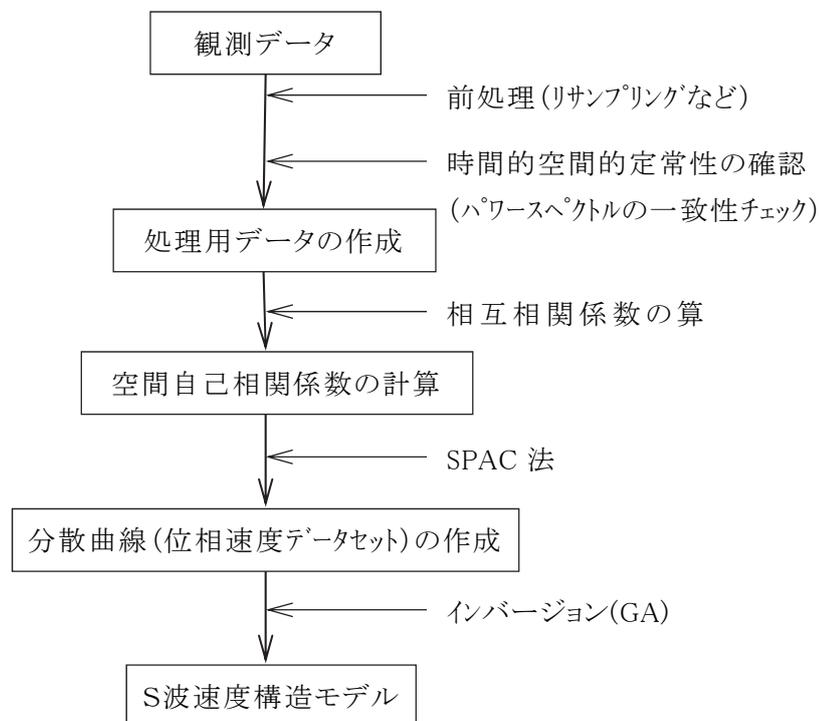


図 45 微動アレイ観測のデータ処理・解析手順

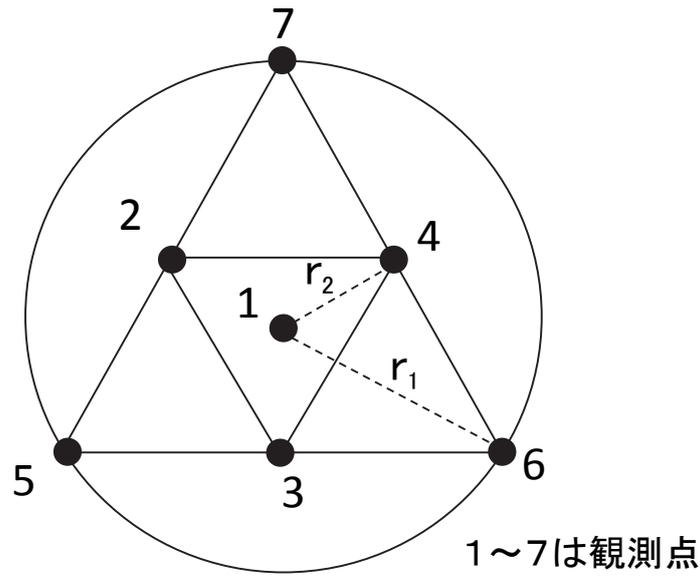


図 46 二重正三角形アレイの概念図。 r_1 , r_2 : アレイ半径 ($r_1=2r_2$)、● : 地震計設置点を表す (7点の場合)。

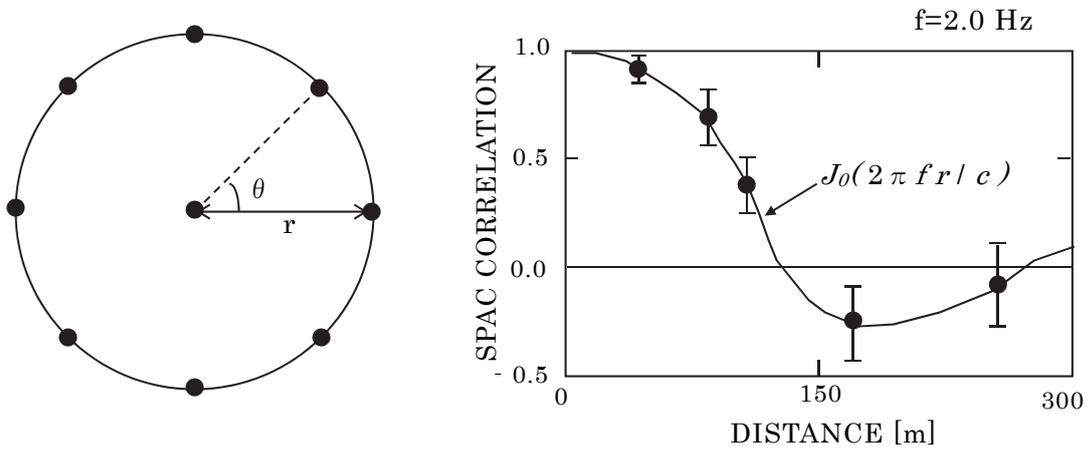


図 47 空間自己相関(SPAC)法による位相速度推定の概念図。(左) 半径 r における円形アレイ。(右) $f=2.0\text{Hz}$ における空間自己相関係数 (ρ) の例。● : 観測空間自己相関係数。実線 : 0次ベッセル関数。 $\rho=J_0(2\pi fr/c)$ から位相速度(c)が求まる。

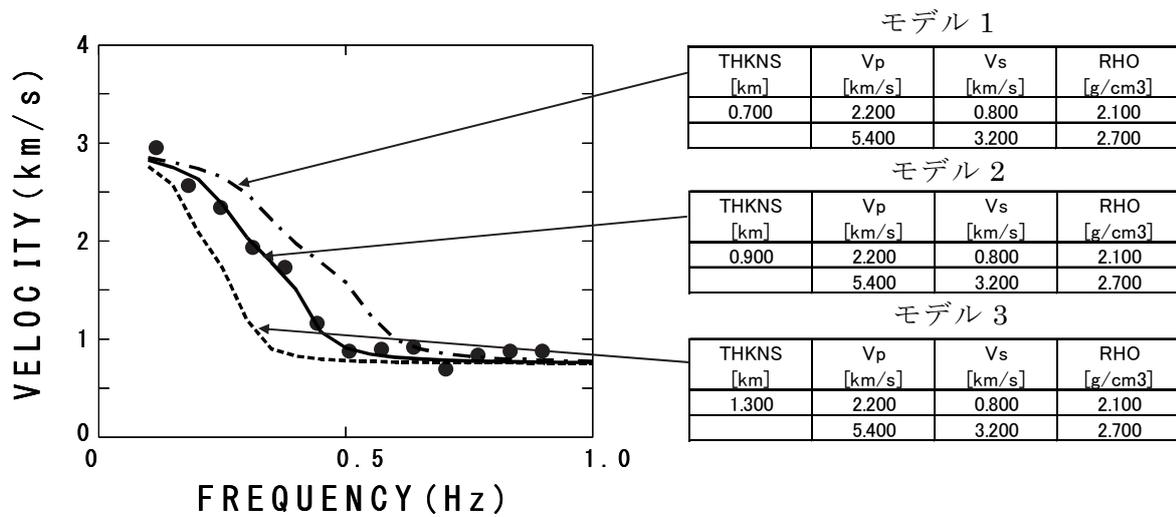


図 48 微動アレイ観測による地下構造モデルの推定の概念。左図は第1層の層厚を 0.7km (一点鎖線：モデル1)、0.9km (実線：モデル2)、1.3km (破線：モデル3) とした場合の Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線の例。●：観測位相速度。観測位相速度 (●) と最も一致がよい分散曲線となるモデル2が最適地下構造モデルとなる。

図 49 に得られた観測微動波形例（岩出(L)アレイの UD 成分）を示す。記録された全データ長に対して、観測点近傍における交通振動などによる一時的に大きな振幅を有するデータ区間は解析対象から除外した。微動中に含まれる表面波（本項では上下成分を対象とするため Rayleigh 波）の位相速度の推定には前述の SPAC 法を用いた。空間自己相関係数の推定に用いた解析パラメータを表 15 に示す。なお、スペクトルを求める際の平滑化のウィンドウ幅は 0.1465Hz である。図 50 に各データブロックのパワースペクトルを全データブロックに対してアンサンブル平均をとった平均パワースペクトルを示す。図 51 に得られた空間自己相関係数（図中の○）の例を示す。図中の実線は空間自己相関係数に対してフィッティングさせた 0 次のベッセル関数(J_0)を示しており、そのフィッティングから位相速度が得られる。図 52 に以上の解析から得られた位相速度の推定値を示す。

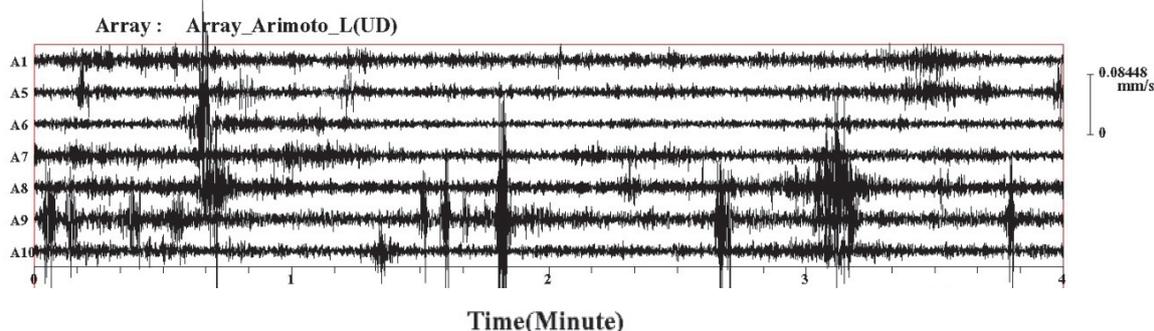


図 49 岩出（Lアレイ）における観測微動波形の例(UD成分)

表 15 空間自己相関係数の計算に用いた解析パラメータ

	データブ ロック長 (s)	ブロック 移動時間 (s)	ブロッ ク の 数	解析周波数 範囲(Hz)	インバー ジョンで 用いた周 波数範囲 (Hz)	解析周 波数間 隔(Hz)
中松江(L)	40.96	40.0	43	0.0～2.0	0.36～0.90	0.02
中松江(M)	40.96	40.0	43	0.0～4.0	0.56～2.28	0.04
中松江(S)	40.96	40.0	43	0.0～4.0	0.56～2.28	0.04
JMA 和歌山(M)	40.96	40.0	40	0.0～4.0	0.60～2.60	0.04
中松江(L)	40.96	40.0	43	0.0～2.0	0.24～1.16	0.02
中松江(M)	40.96	40.0	40	0.0～4.0	0.64～3.24	0.04
中松江(S)	40.96	40.0	40	0.0～4.0	2.04～3.96	0.04
紀の川(M)	40.96	40.0	43	0.0～4.0	0.32～2.12	0.04

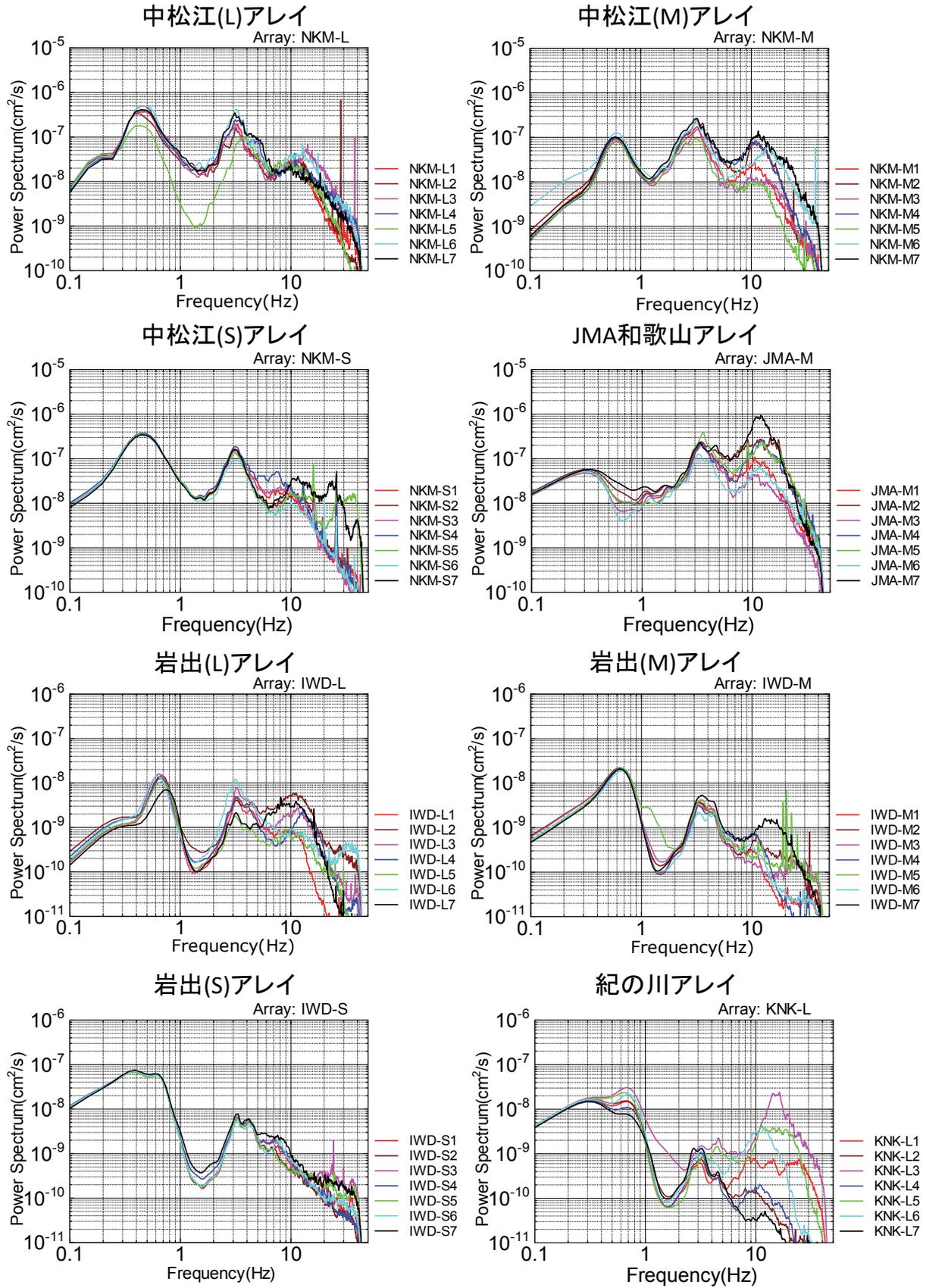


図 50 各アレイ内観測点における平均パワースペクトル

中松江(M)アレイ

JMA和歌山アレイ

岩出(M)アレイ

紀の川アレイ

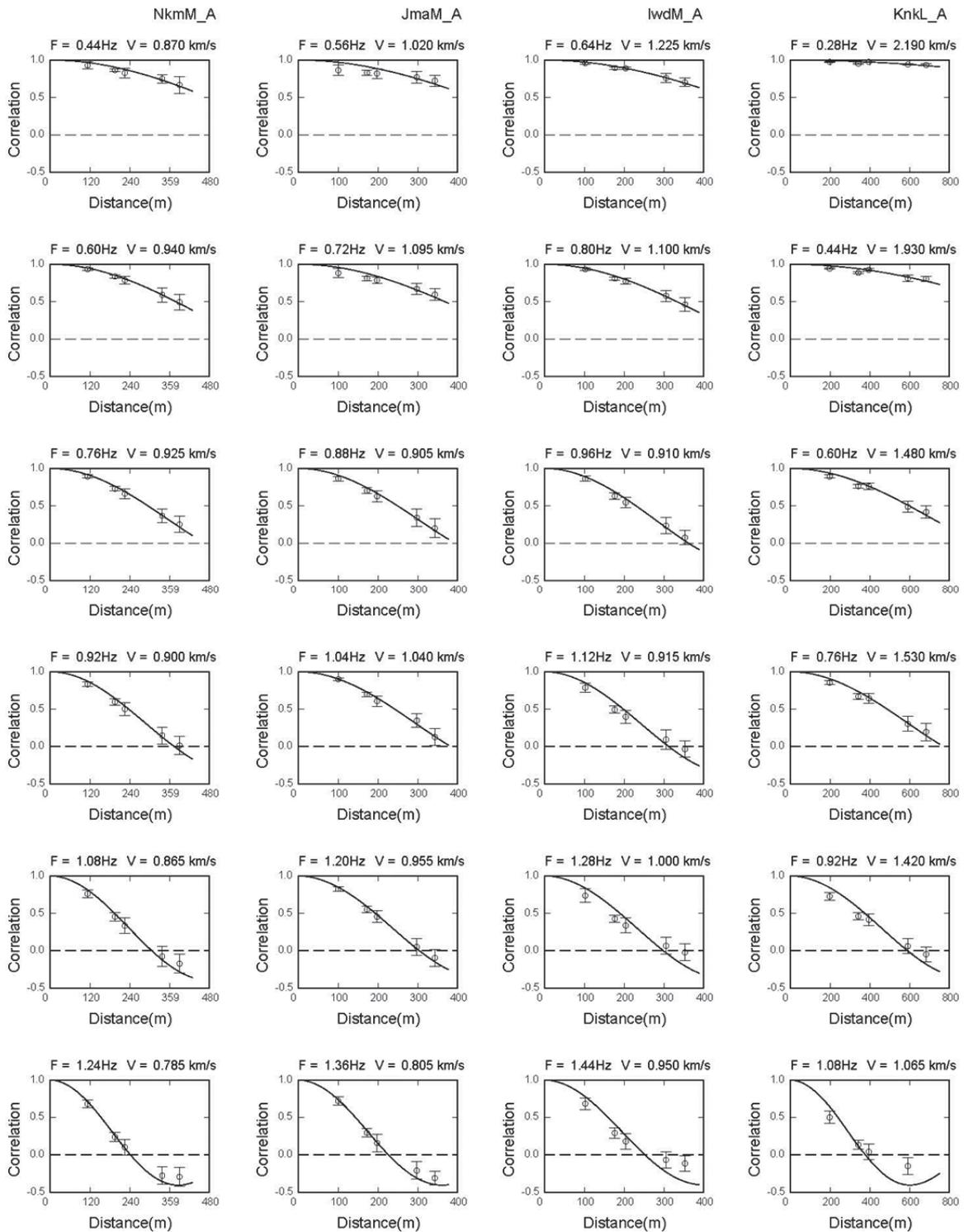


図 51 各アレイにおける空間自己相関係数 (図中の○) および得られた空間自己相関係数に対してフィッティングさせた 0 次のベッセル関数 (J_0) (図中の実線) の例

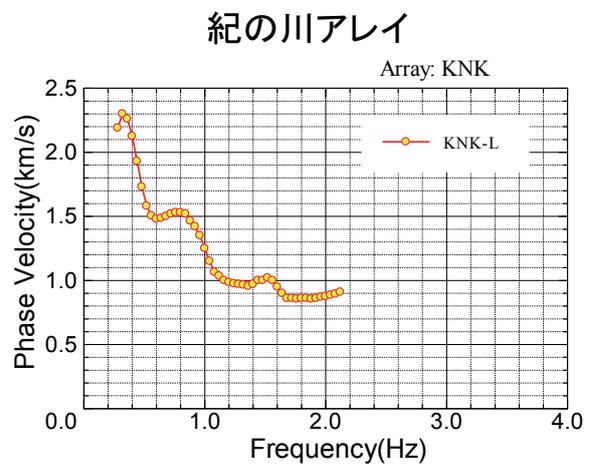
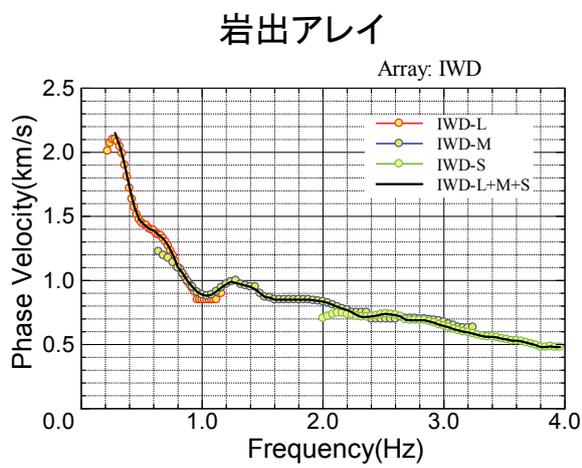
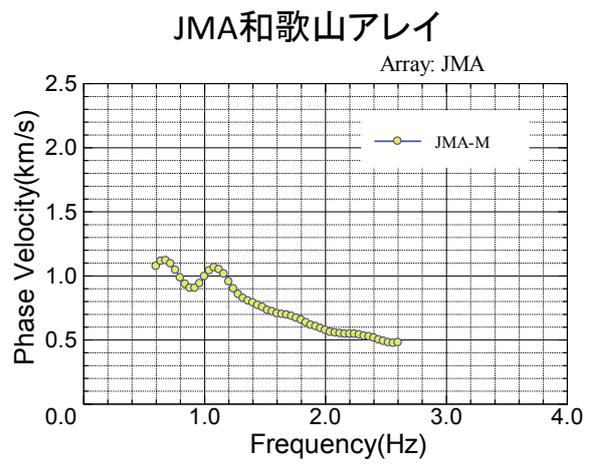
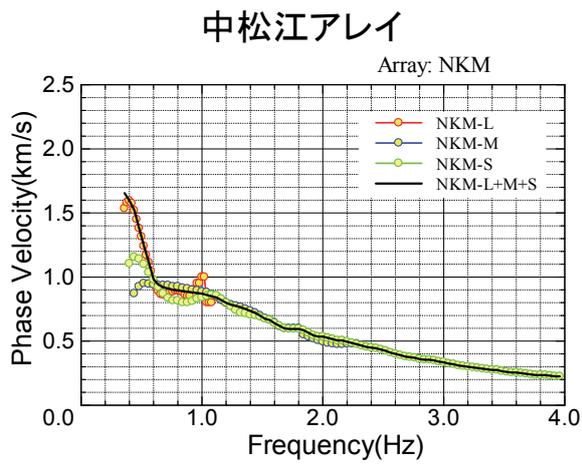


図 52 各アレイに対して得られた観測位相速度

iii) 周波数－波数スペクトル(F-K)法による観測記録の解析

微動アレイ記録の解析法の代表的な手法として、前節の SPAC 法 (Aki, 1957) と周波数－波数スペクトル法 (以下、F-K 法 : Capon, 1969) がある。一般的に SPAC 法の方が F-K 法よりも位相速度の推定精度が高いという報告 (例えば、小淵ほか, 2002 ; Ohori et al., 2002) が多いものの、F-K 法の方が良い結果を与える報告 (例えば、大堀ほか, 2013) もある。F-K 法は位相速度ばかりでなく波動の到来方向も推定できる特長があり、和歌山平野の微動の伝播環境をより良く理解するためにも、補足的に F-K 法による解析を行う意義がある。また、和歌山平野では 3 成分の微動アレイ観測が行われていることから、データの有効利用を図り、Rayleigh 波ばかりでなく Love 波の位相速度の推定も行う。

F-K 法では、波形データをスペクトル解析して、時間領域から周波数領域に変換するばかりでなく、空間領域のデータをスペクトル解析し、波数領域のスペクトルを算出する。これを、F-K スペクトルと呼ぶ。F-K 法による 3 成分微動アレイ観測記録の解析の概要を図 53 に示す。F-K スペクトルは、クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを用いて算出されるが、その計算式そのものは上下成分を取り扱う Capon (1969) の方法と水平 2 成分を取り扱う斎藤 (2007) の方法とでは同じものである。図 53 の下部のイメージ図に示すように、F-K スペクトルのピークは微動アレイに到来する波動のうちエネルギーが卓越するものに相当し、ピークを与える波数ベクトル \mathbf{k} より位相速度 c と到来方向 θ が検出される。クロススペクトル行列と位相遅延ベクトルを見ると、斎藤 (2007) の方法では、Capon (1969) の方法よりも行列およびベクトルのサイズが 2 倍に拡大されていることがわかる。また、斎藤 (2007) の方法では、位相遅延ベクトルが Radial 成分と Transverse 成分のそれぞれに対して定義されているものの、クロススペクトル行列そのものは Radial 成分と Transverse 成分で共通しているのが特徴と言える。なお、斎藤 (2007) の方法以前の F-K 法による Radial 成分と Transverse 成分の計算法では、松島・岡田 (1990)、時松ほか (1995) にみられるように、到来方向に応じて水平 2 成分の波形より Radial 成分と Transverse 成分を算出し、Capon (1969) の F-K 法を繰り返し適用する方法が採られており、上下成分に比べて計算時間が多大になっていた。この問題が斎藤 (2007) の方法では解決されている。

和歌山平野の微動アレイ観測記録に対する F-K 法解析では、各アレイの波形記録に対して、40 秒間を 1 ブロックとする波形の切り出しを、20 秒間ずつ移動しながら行い、全ブロックのクロススペクトルの平均値を算出して用いた。サンプリング周波数は 100Hz とし、フーリエ変換の際には波形の最後に 0 を付加し、81.92 秒のデータとして解析した。スペクトルの平滑化は Parzen ウィンドウのバンド幅を数通り試した上で、最終的には平滑化を行わない方が良いと判断した。F-K スペクトルの例として、中松江の M アレイの周波数 1.0Hz の結果を図 54 に例示する。ここでは、Capon (1969) の方法を上下成分、EW 成分、NS 成分に、斎藤 (2007) の方法を Transverse 成分と Radial 成分に、それぞれ適用した結果を示す。F-K スペクトルの右上には、ピークに対応する位相速度と到来方向を記載している。図 54 の例では、全て F-K スペクトルにおいて最も卓越する波動は西から南にかけての方向から伝播していることがわかる。また、上下成分から推定した Rayleigh 波の位相速度と Transverse 成分から推定した Love 波の位相速度が大きく異なること、EW 成分と NS 成分から推定した位相速度が Transverse 成分の結果に比較的近いこと、Radial 成分から推定された位相速度は他の水平成分よりも上下成分の結果に近いことがわかる。

続いて、F-K 法により各アレイの位相速度と到来方向を算出した結果を、図 55 に示す。各アレイによる位相速度の推定結果には、上下成分と Transverse 成分に対する結果を一括に表示している。また、F-K 法による最小波長の一般的な検知限界とされる $\lambda_{min} = 2ir_{min}$ (r_{min} は地震計間の最小間隔) を直線で表示している。この直線より上側にある位相速度結果が、検知限界を満足することになる。ただし、宮腰ほか (1995) は数値シミュレーションにより検知限界を $\lambda_{min} = \sqrt{\sqrt{nr_{min}}}$ と提案しており、検知限界を超えても Array Response によるダミーピークの影響が現れなければ、位相速度に良好な分散性が見られる。従って、検知限界が安全側の指標であり、検知限界を超えても位相速度の分散性が良好な場合の結果はそのまま表示することにした。

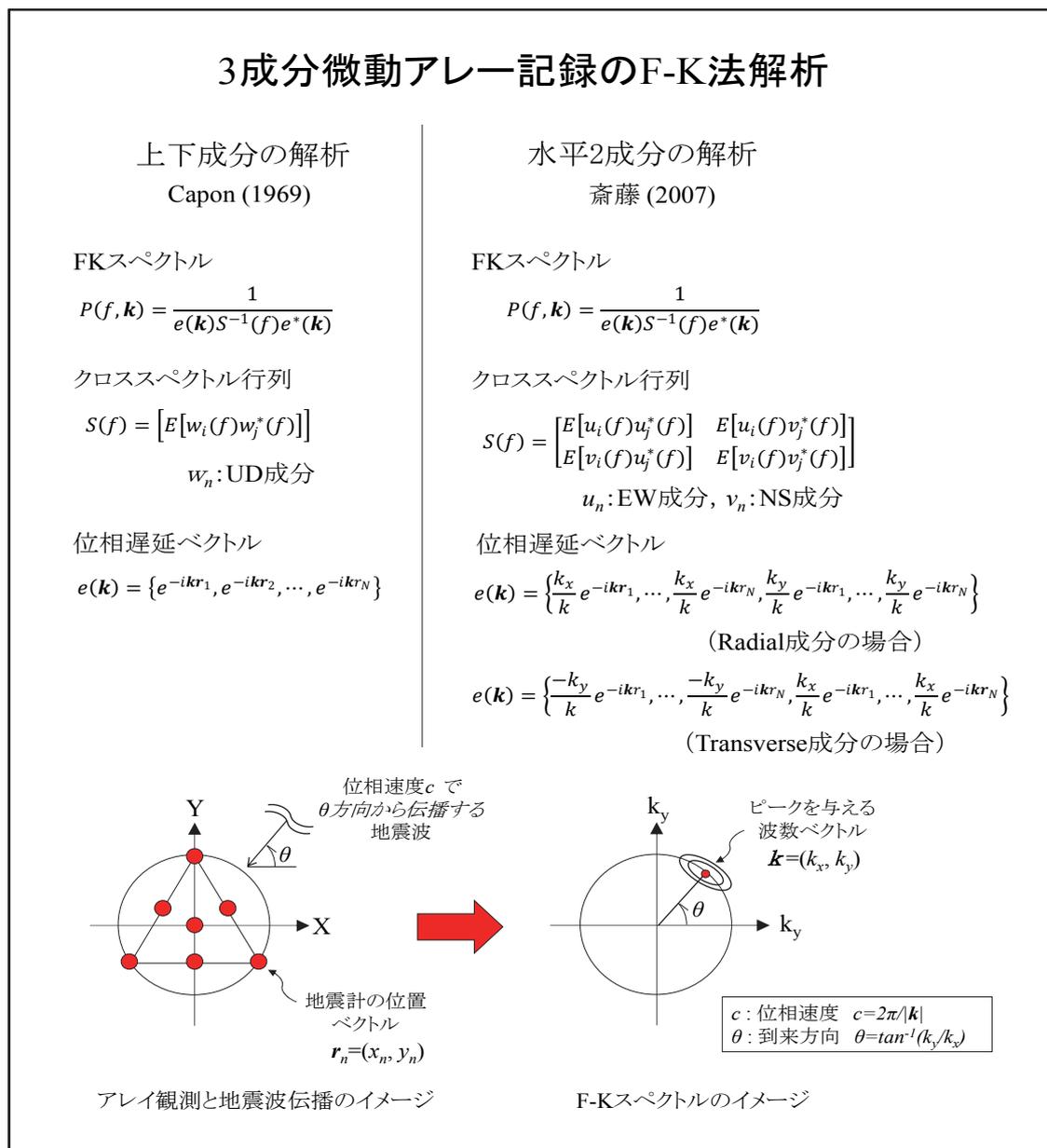


図 53 F-K 法解析の概要

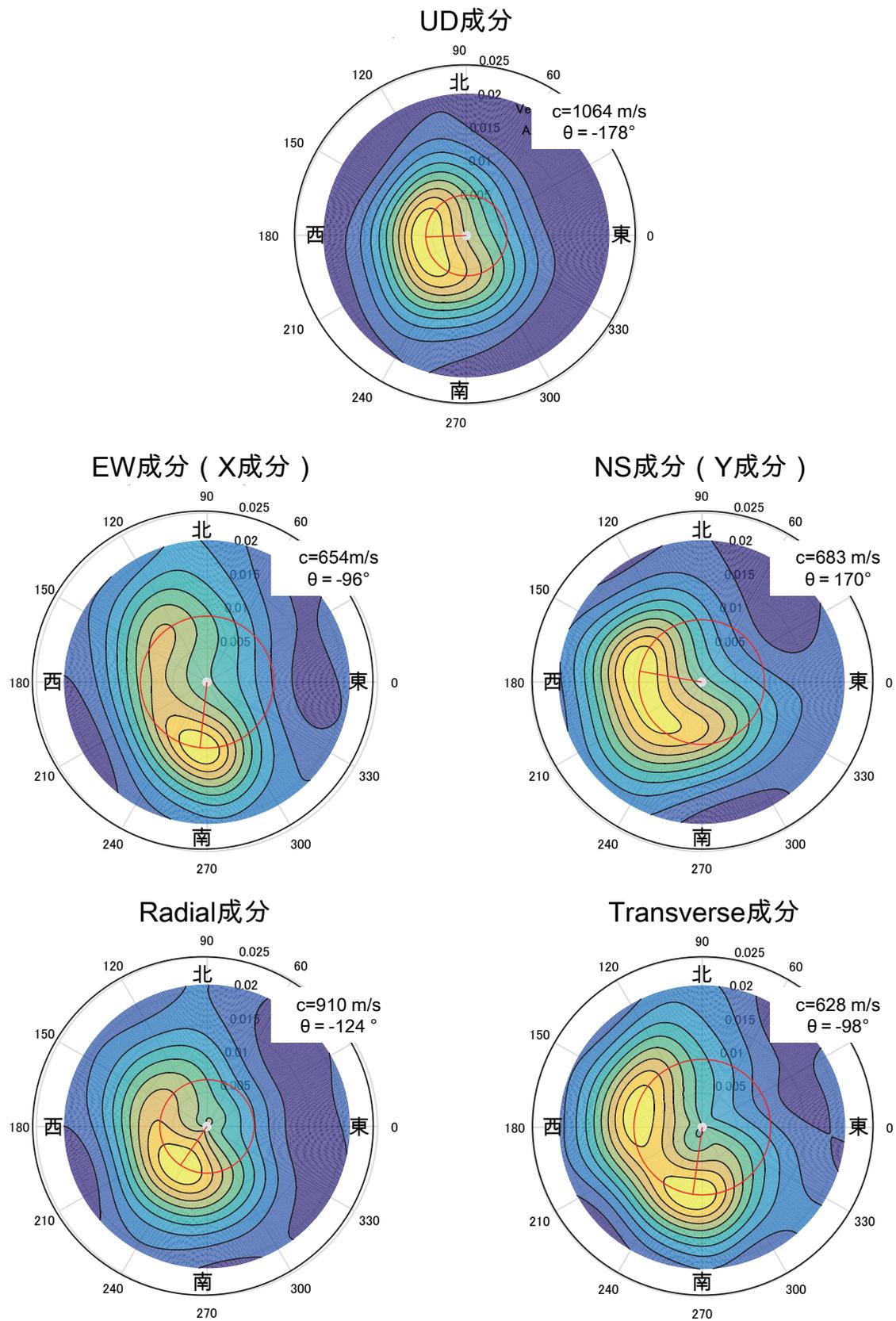
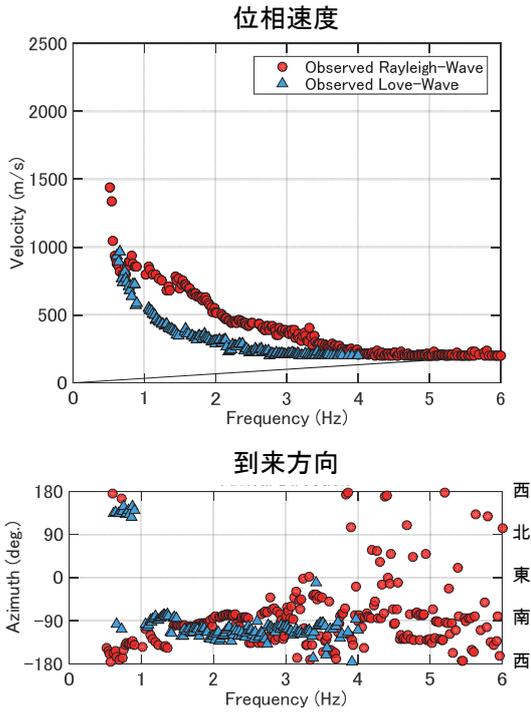
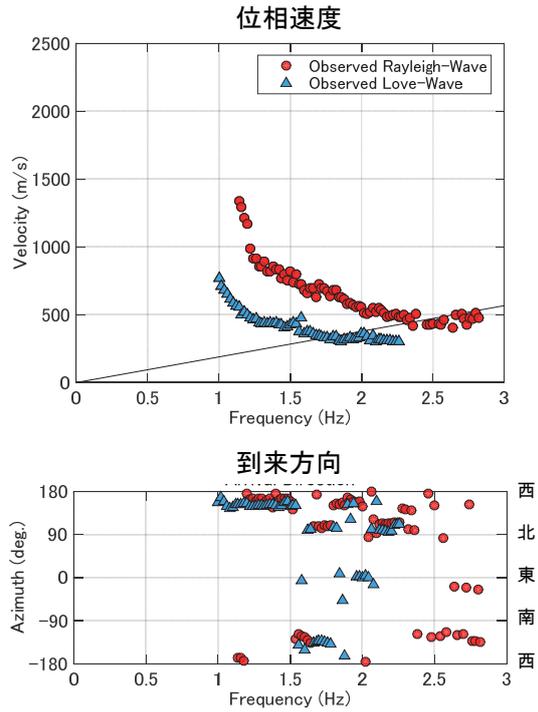


図 54 F-K スペクトルの例 (中松江 (M) アレイの 1.0Hz における結果, c : 波動の位相速度, θ : 東から時計回りの角度として測った波動の到来方向)

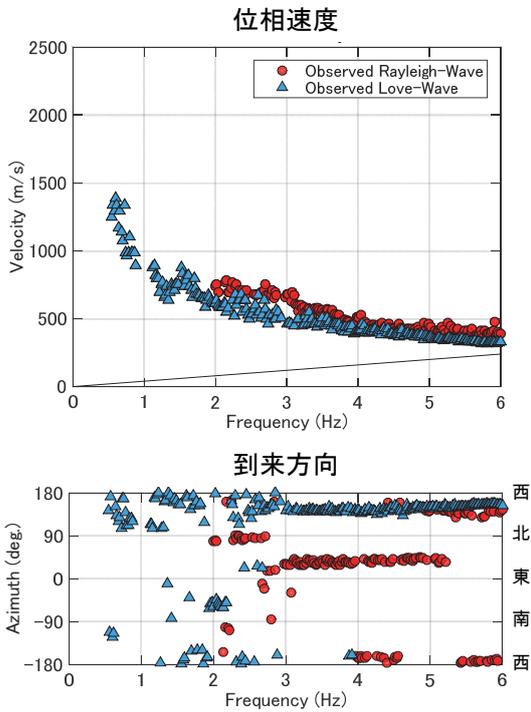
(a) 中松江アレイ



(b) JMA和歌山アレイ



(c) 岩出アレイ



(d) 紀の川アレイ

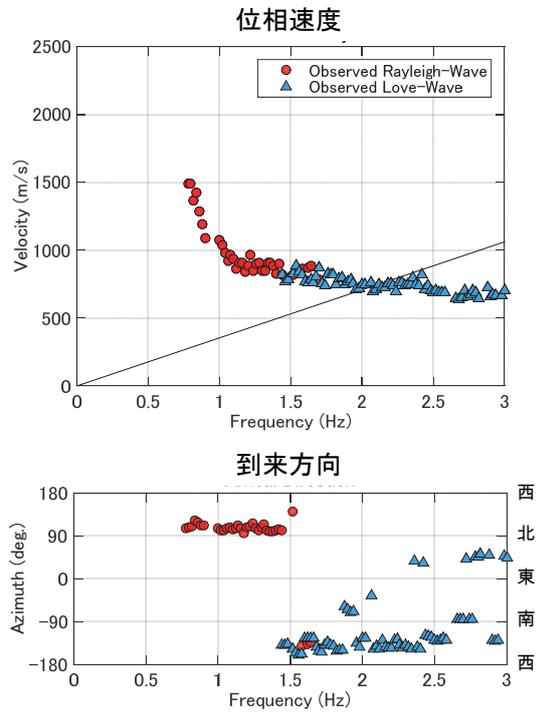


図 55 F-K 法による各アレイにおける位相速度と到来方向の推定結果（直線は最小波長の検知限界を示す）

c) 成果

i) SPAC 法による推定地下構造

観測位相速度に対して、前述の GA を用いて S 波速度構造モデルを求めた。GA の計算では、層数が最も少ないモデルで観測位相速度が説明できるように試行錯誤の結果、4 層 + 半無限速度構造モデルを採用した。なお、平成 25 年度と同様に、P 波速度および密度は既存の統計資料から S 波速度の関数としている (Ludwig, 1970)。中松江、JMA 和歌山、岩出、紀の川の各アレイで仮定した速度構造モデルに対し、表 16～表 19 で示す S 波速度およびその層厚の探索範囲を設定した上で、試行回数 5000 回の計算を 5 回行って最適な速度構造モデル (残差最小解) を求めた。推定された地下構造モデルの物性値を表 20～表 23 に示す。図 56 に中松江、JMA 和歌山、岩出、紀の川の各アレイでの観測位相速度とともに最適な地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線を併せて示す。また、中松江、JMA 和歌山、岩出、紀の川の各アレイの S 波速度構造モデルを図 57 に示す。各観測点とも推定地下構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線は観測位相速度を良く再現できている。

推定された S 波速度構造モデルに関して、平成 25 年度と同様に三波川変成岩 (片岩) の S 波速度を 1.5km/s 程度とし、未固結な堆積層との速度コントラストが明瞭な地層境界の深度を観察し、その結果を図 57 中に矢印で示す。この深さを微動アレイ観測より推定される基盤上面相当の深さとみなせば、中松江では約 760m、JMA 和歌山では約 530m、岩出では 630m、紀の川では 370m という結果が得られている。

表 16 GA の探索範囲 (中松江)

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	20	100	0.200	0.350
2	50	200	0.400	0.650
3	400	700	0.700	1.050
4	200	400	1.200	1.600
5	350	750	1.600	2.100
6	---	---	2.100	2.500

表 17 GA の探索範囲 (JMA 和歌山アレイ)

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	30	120	0.350	0.660
2	150	280	0.650	0.900
3	80	350	0.850	1.250
4	450	900	1.300	1.800
5	---	---	1.700	2.400

表 18 GA の探索範囲 (岩出)

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	20	100	0.250	0.450
2	50	200	0.650	0.950
3	400	700	0.800	1.250
4	200	400	1.200	1.700
5	550	750	1.600	2.200
6	---	---	2.300	2.900

表 19 GA の探索範囲 (紀の川)

No.	層厚 (m)		Vs (km/s)	
	下 限	上 限	下 限	上 限
1	30	100	0.550	0.750
2	250	500	0.750	1.000
3	150	350	1.200	1.650
4	350	500	1.550	1.900
5	350	750	1.650	2.000
6	---	---	2.300	3.100

表 20 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (中松江)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	35	0 - 35	0.224	1.63	1.74
2	120	35 - 155	0.526	1.91	1.89
3	602	155 - 757	0.972	2.36	2.07
4	335	757 - 1092	1.455	2.94	2.21
5	645	1092 - 1737	1.895	3.55	2.32
6	---	1737 - ∞	2.320	4.15	2.42

表 21 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (JMA 和歌山)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	92	0 - 92	0.440	1.83	1.85
2	143	92 - 235	0.732	2.12	1.98
3	290	235 - 525	1.135	2.50	2.11
4	490	525 - 1015	1.675	3.25	2.27
5	---	1015 - ∞	1.850	3.49	2.31

表 22 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (岩出)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	58	0 - 58	0.425	1.82	1.85
2	122	58 - 180	0.825	2.21	2.01
3	448	180 - 628	1.047	2.42	2.09
4	595	628 - 1223	1.675	3.25	2.27
5	770	1223 - 1993	1.805	3.42	2.30
6	---	1993 - ∞	2.850	4.97	2.53

表 23 推定地下構造モデルによる各層の物性値 (紀の川)

No.	Thickness (m)	Depth (m)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	Density (g/cm ³)
1	39	0 - 39	0.745	2.13	1.98
2	326	39 - 365	0.907	2.29	2.04
3	152	365 - 517	1.550	3.08	2.23
4	435	517 - 952	1.750	3.35	2.28
5	740	952 - 1692	1.780	3.39	2.29
6	---	1692 - ∞	2.980	5.19	2.56

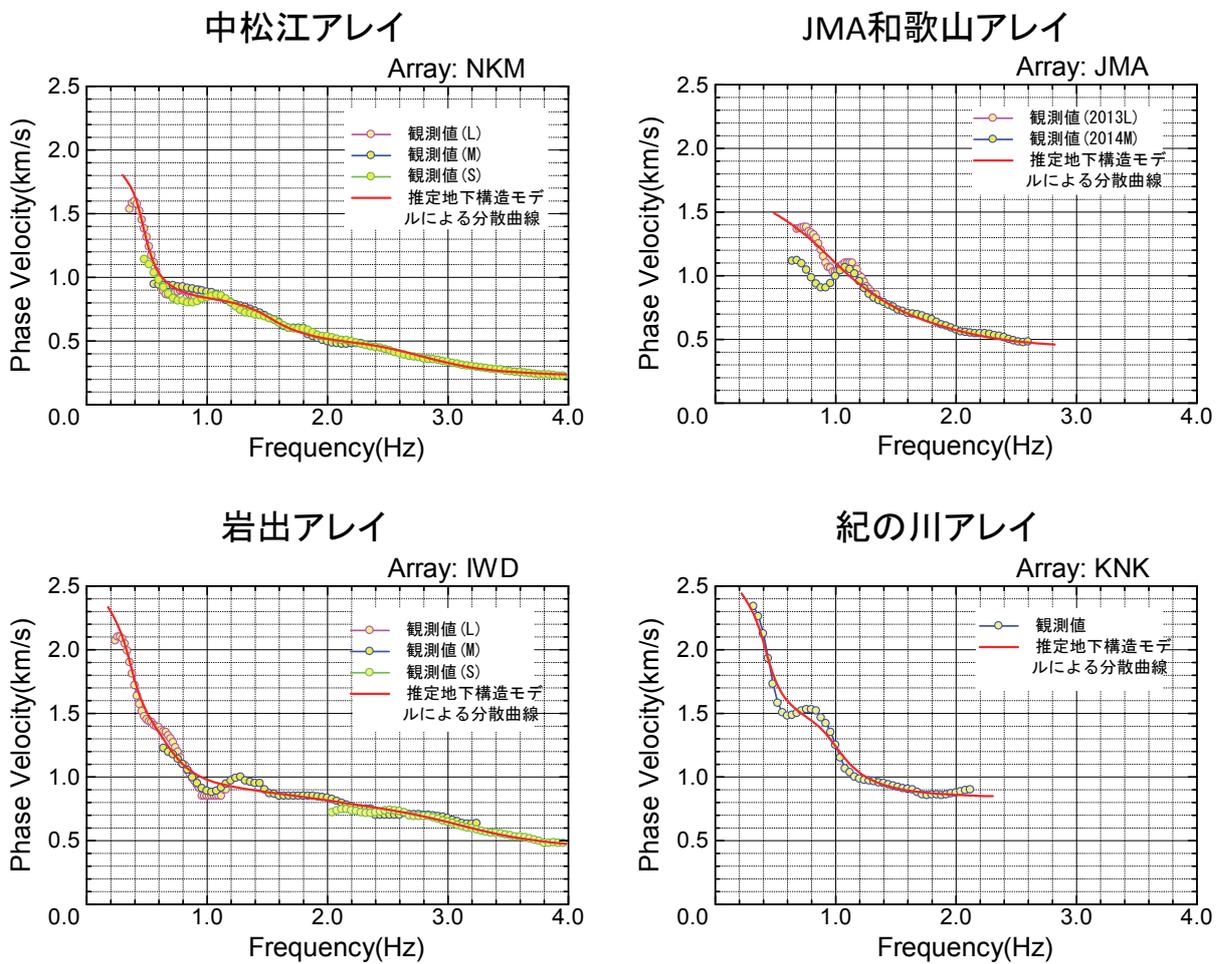


図 56 各アレイ領域における観測位相速度 (図中の○) と推定地下構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線 (図中の赤実線) との比較

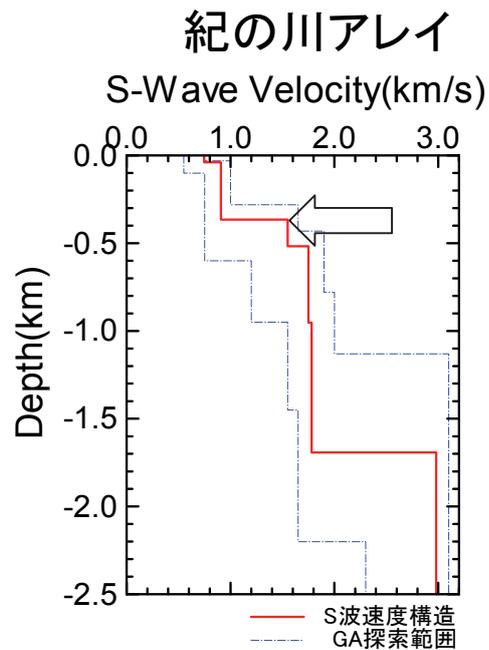
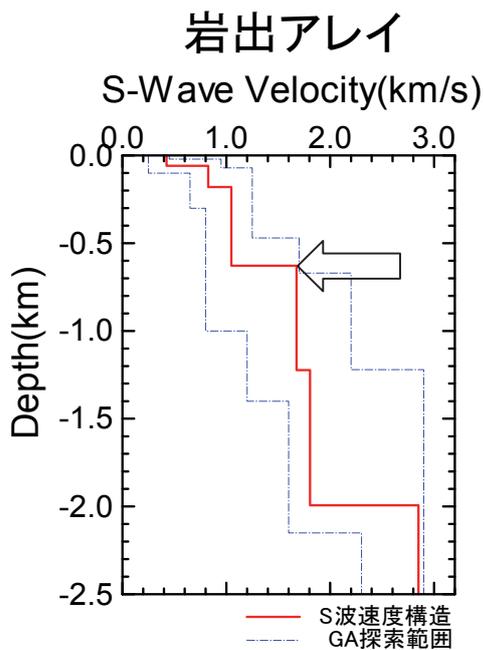
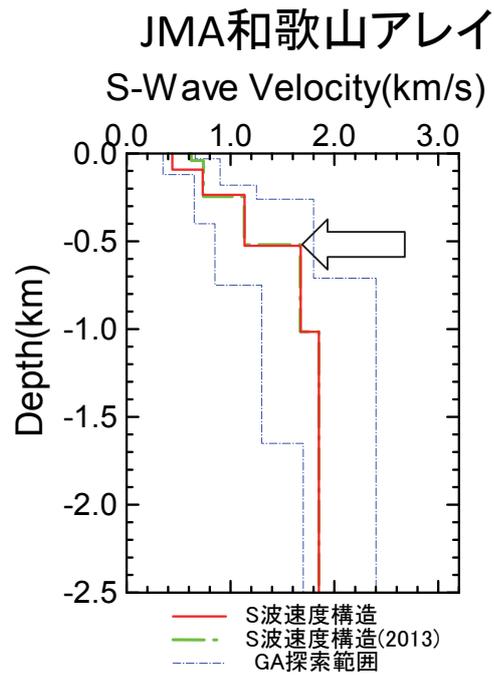
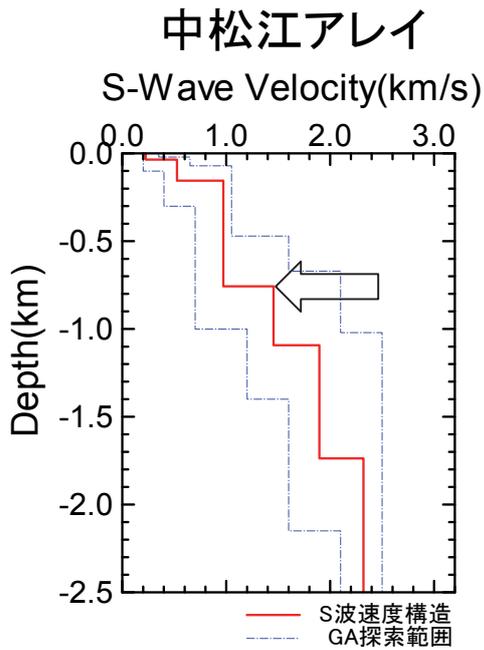


図 57 各アレイ領域における推定地下構造モデルによる S 波速度構造モデル（白抜き印は三波川変成岩の地層上面と考えられる位置）

ii) F-K 法による観測位相速度からみた SPAC 法による推定地下構造についての考察

図 55 より各アレイの位相速度を観察すると、紀の川の下流側に位置する中松江アレイと JMA 和歌山アレイでは、Love 波の位相速度が Rayleigh 波のそれに比べて顕著に遅くなる傾向が見られる。一方、紀の川の上流側に位置する岩出アレイでは、Love 波の位相速度が Rayleigh 波のそれに比べて遅くなる傾向は認められるものの、中松江アレイや JMA 和歌山アレイほど顕著ではない。これは中松江アレイと JMA 和歌山アレイでは、岩出アレイに比較して沖積層が厚く堆積していることも要因であると推察される。KG-NET 関西圏地盤情報協議会(2011)によれば、両地点では沖積層の層厚が 30m 程度あることがわかる。また、紀の川アレイについては、Rayleigh 波と Love 波の両方の位相速度が得られた周波数範囲が狭くなっている。

F-K 法より得られた位相速度をさらに検討するために、SPAC 法の位相速度に基づいて推定された地下構造モデル(表 20~表 23)を用いて算出される Rayleigh 波と Love 波の位相速度の理論値との比較を行う。図 55 に示した F-K 法の位相速度の推定結果と、前項の SPAC 法による推定地下構造モデルに基づく理論分散曲線を、図 58 に重ね描きして示す。これより、各アレイの位相速度を観察すると、まず中松江アレイと岩出アレイについては、F-K 法による Rayleigh 波および Love 波の位相速度が概ね理論値と対応していることがわかる。JMA 和歌山アレイについては、Rayleigh 波に関しては、1.2Hz 以下の低周波数帯域を除けば、F-K 法による位相速度は周波数範囲によっては理論値との対応が見られるが、Love 波に関しては、F-K 法の結果は理論値よりもずっと遅いことがわかる。これは、先ほど述べたように、沖積層の存在も影響していると思われる。沖積層の影響は、S アレイを行った中松江アレイでは、表 20 のように推定地下構造モデルの表層に層厚 35m の沖積層が追加されており、これによって理論分散曲線は Rayleigh 波と Love 波のいずれについても F-K 法により得られた位相速度と良く一致していることから裏付けられる。紀の川アレイについては、F-K 法より得られた Rayleigh 波と Love 波の位相速度はいずれも理論値よりもやや遅いことがわかる。ただし、2Hz 付近の Love 波位相速度は約 750m/s で、これは他のアレイよりも速い結果となっていることから、沖積層の層厚は非常に薄いと予見される。

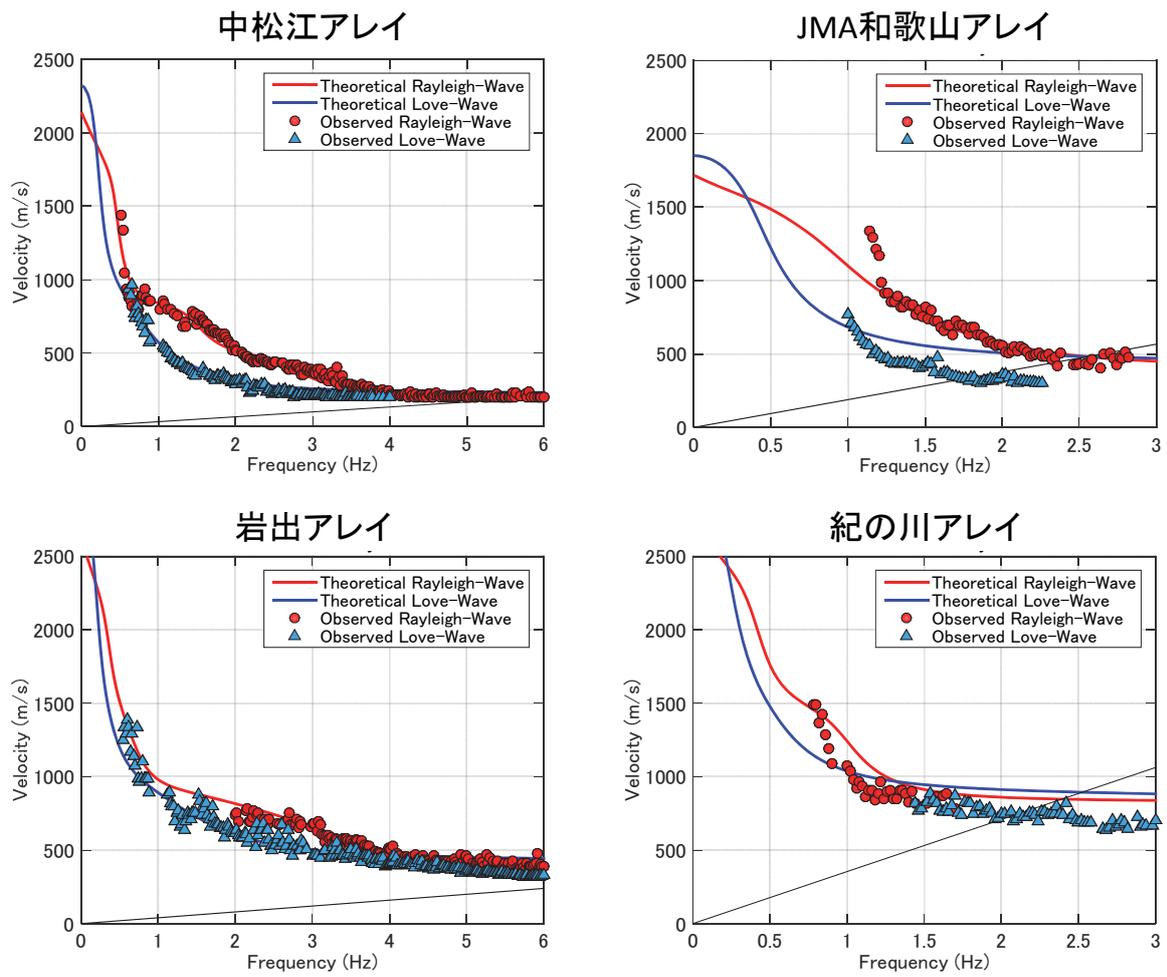


図58 F-K法による各アレイにおける位相速度の推定結果とSPAC法の位相速度より得られた推定地盤モデルより計算された位相速度との比較

5) 3次元地下構造モデルを用いた強震動予測の予備計算

a) 震源断層モデルと計算地点

中央構造線断層帯の内、和泉山脈南縁区間（約 60km）のみを対象とし、地震本部（2005）による震源断層の傾斜角（北西に 43 度）から震源断層を設定した。和泉山脈南縁断層帯は主として根来断層と五条谷断層からなるが、それらの活動履歴なども考慮したモデル化もあり得るが、ここでは 1 つの震源断層として取り扱った。強震動予測に必要な各種震源パラメータ（巨視的パラメータ、微視的パラメータ、その他のパラメータ）については、地震本部（2009）による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」を参考に設定した。今回対象とした断層の長さ（60km）と断層幅（16.1km）（地震発生層の厚さ（上端 4 km、下端 15km）、傾斜角 43 度から計算）から長大な断層と考えると、レシピでも言及されているように、円形クラックを仮定した平均応力降下量の評価には問題があり、そのような場合には Fujii and Matsu'ura (2000) による平均応力降下量 (3.1MPa) を用いることが推奨されている。また、微視的震源パラメータであるアスペリティ（レシピに従ってアスペリティと呼ぶが、最近では強震動生成域（SMGA）と呼ばれる場合もある。）の面積は短周期レベルから評価するケースや、アスペリティと震源断層面積の比を Somerville et al. (1999) に従って 22% として評価するケースなどがある。また、最近、長大断層の震源のモデル化については 壇・他 (2011) による動力学的な検討による手法も考案されている。最終年度である来年度はこのような震源のモデル化手法やその違いによる予測結果のバラツキも含め、詳細な検討を行う予定であるが、ここでは、入倉・三宅 (2001) による断層面積 (S) と地震モーメント (M_0) との関係、壇・他 (2001) による短周期レベル (A) と M_0 との関係を用いた。なお、地震本部 (2005) による「山崎断層帯の地震を想定した強震動評価」も参考とし、平均応力降下量については、1 つのケースとして円形クラックを仮定した評価結果を用いた。表 24 に震源パラメータをまとめて示した。アスペリティの面積比（約 30%）は Somerville et al. (1999) による 22% に比べて若干大きくなっている。

強震動評価地点は、前述の 3 次元地下構造モデルの構築領域で、南北 21km、東西 20km を 500m メッシュで区切り、評価点とした。

図 59 に震源断層モデルと計算地点を示す。ここでは地震本部（2005）を参考に 2 つのアスペリティ（アスペリティ 1 とアスペリティ 2）を設定した。それぞれのアスペリティは根来断層と五条谷断層の位置に、面積を 2 対 1 として設定した。破壊開始点は 2 ケース（アスペリティ 1 の北西下端、アスペリティ 2 の北東下端）設定した。なお、小断層の破壊が規則的な時間差をもって起こることによる、合成波形に生じる人工的な卓越周波数の発生をできるだけ小さくするため、各小断層の破壊開始時刻にゆらぎを与えた。

b) 地下構造モデル

強震動評価は水平方向に 500m 間隔の格子点ごとに行った。このとき、格子点ごとの 1 次元速度構造モデルは構築した 3 次元地下構造モデルから各評価地点直下の構造を採用することとした。1 次元速度構造モデルは基盤岩以浅の堆積層を 10m の層厚（3 次元地下構造モデルの鉛直方向のグリッド間隔と同じ）を持つ多層媒質とし最下層の基盤岩の層を半無限媒質とした。ただし、本年度は強震動の予備計算として洪積層における強震動レベルを把握するため、3 次元地下構造モデルの沖積層部分をその直下の洪積層の最上層の媒質 (S

波速度 350m/s) に置換した。各媒質の Q 値は m/s の単位を持つ S 波速度の値に対して 1/10 を乗じた値とした。なお、堆積層内の波動伝播は線形計算により行った。

c) 強震動評価手法と予備計算結果

ここでは釜江ほか(1991)による統計的グリーン関数法を用いた。まず、各評価地点での基盤岩における地震動を評価し、前述した当該地点での 1 次元速度構造モデルを用いて洪積層（工学的基盤面）での地震動を評価した。なお、表層の沖積層での非線形性の影響評価は今後（平成 27 年度）の課題である。

計算は水平 2 成分（NS 及び EW 成分）とし、図 60 と図 61 に最大速度分布を破壊開始点を変えた 2 ケースについて示す。まず、震源放射特性の影響で EW 成分の最大値が NS 成分よりも優位に大きくなっている。また最大速度の分布は、アスペリティの位置、破壊開始点による指向性効果によって、2 ケースで大きく異なっている。もちろん紀ノ川沿いの基盤岩深度が深い領域で振幅が大きくなる傾向は両ケースで同じである。前述したように、今回の予備計算は工学的基盤面で行ったため、最大振幅そのものには特に重要な意味はないが、3 次元的な基盤岩深さの分布や断層破壊過程による予測強震動の特徴を示すことができた。繰り返しになるが、次年度は震源断層のモデル化、震源パラメータの評価手法の検討、3 次元差分法とのハイブリッドによる高精度な広帯域強震動予測、沖積地盤での非線形の影響などを定量的な評価とともに、震源パラメータが予測結果に与える影響評価を行う予定である。

表 24 強震動評価に用いた震源パラメータ

		計算に使用するパラメータ	備考
		254	断層モデル原点を東端におく
	走行θ(度)	43	右横ずれ断層
	傾斜角δ(度)	6.00E+01	長期評価を参照
	断層長さL(km)	4	長期評価を参照
	断層モデル上端深さHs(km)	7.796918751	$M0=(\log L+2.9)/0.6$
	気象庁マグニチュードMj	1.61E+01	地震発生層の厚さ、傾斜角などを考慮し、設定
	断層幅W(km)	9.66E+02	$S=L*W$
	断層面積S(km ²)	5.19E+19	$M0=(S/4.24*10^{11})^2*10^{(-7)}$
	地震モーメントMo(N*m)	7.076815026	$Mw=(\log(Mo*10^7)-16.1)/1.5$
	モーメントマグニチュードMw	1.72E+00	$Mo=\mu SD$ より $D=Mo/(\mu(S*10^6))$
	平均すべり量D(m)	4.21	$\Delta\sigma=(7/16)(Mo/R^3)*10^{-15}, R=\sqrt{(S/\pi)}$
	平均応力降下量Δσ(MPa)	1.98E+19	$A=2.46*10^{10}*(Mo*10^7)^{1/3}$ (壇・他(2001))
	加速度震源スペクトル短周期レベルA(N*m/s ²)	284.4727265	$Sa=\pi r^2, r=(7\pi/4)*(Mo/(A*R))*Vs^2, R=\sqrt{(S/\pi)}$
微視的震源特性	面積Sa(km ²)	9.52E+00	$r=(7\pi/4)*(Mo/(A*R))*Vs^2$
	等価半径r(km ²)	3.44E+00	$Da=2D$ (Somerville et al.(1999),石井・他(2000))
	平均すべり量Da(m)	3.06E+19	$Moa=\mu Da(Sa*10^6)$
	地震モーメントMoa(N*m)	14.30	$\Delta\sigma a=(S/Sa)*\Delta\sigma$
	応力降下量Δσa(MPa)	681.53	$Sb=S-Sa$
	面積Sb(km ²)	2.13E+19	$Mob=Mo-Moa$
	地震モーメントMob(N*m)	1.00E+00	$Db=Mob/(\mu(Sb*10^6))$
	平均すべり量Db(m)	4.36	$\Delta\sigma b=(Db/Wb)/(Da/Wa)*\Delta\sigma a, Wb=\sqrt{(S/(L/W))}, Wa=\sqrt{(Sa/(La/Wa))}, La/Wa=1$ と仮定した
	応力降下量Δσb(MPa)	189.6484843	$Sa1=Sa*(2/3)$
	アスペリティ1	面積Sa1(km ²)	7.77
等価半径r1(km)		3.82E+00	$Dai=((ri/r)/\sum(ri/r^3))*Da$
平均すべり量Da1(m)		2.26E+19	$Moa1=\mu Da1(Sa1*10^6)$
地震モーメントMoa1(N*m)		14.30	
応力降下量Δσa1(MPa)		94.82424216	$Sa2=Sa*(1/3)$
アスペリティ2	面積Sa2(km ²)	5.49	$r2=\sqrt{(Sa2/\pi)}$
	等価半径r2(km)	2.70E+00	$Dai=((ri/r)/\sum(ri/r^3))*Da$
	平均すべり量Da2(m)	7.99E+18	$Moa2=\mu Da2(Sa2*10^6)$
	地震モーメントMoa2(N*m)	14.30	
	応力降下量Δσa2(MPa)	180	右横ずれ断層
	すべり角λ(度)	3.4	地震本部のモデルを参照
	S波速度Vs(km/s)	2.7	地震本部のモデルを参照
	密度ρ(g/cm ³ =t/m ³)	3.12E+10	$\mu=(\rho*10^3)(Vs*10^3)^2$
	剛性率μ(N/m ²)	2.448	$Vr=0.72Vs$ (Geller.(1976))
	破壊伝播速度Vr(km/s)	1.63	$tr=2.03*10^{-9}*(Mo*10^7)^{1/3}$ (Somerville et al.(1999))
	ライズタイムtr(s)	6	鶴来・他(2009)
	高周波限界遮断周波数fmax(Hz)		

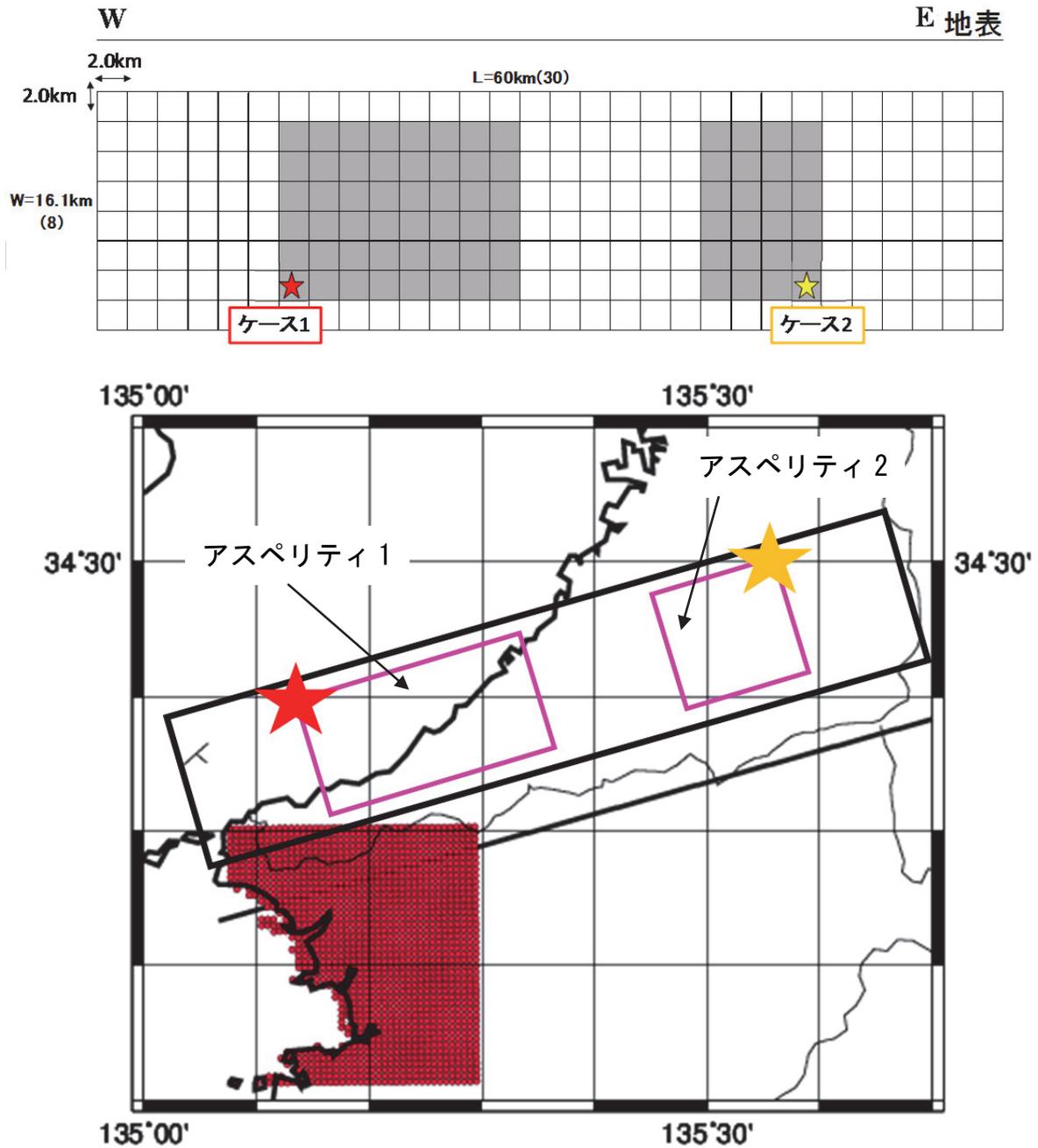


図 59 震源断層モデルと強震動の計算地点（★、★はケース 1 とケース 2 のそれぞれの破壊開始点を示す。計算地点は 500m 間隔の各●の中心点。）

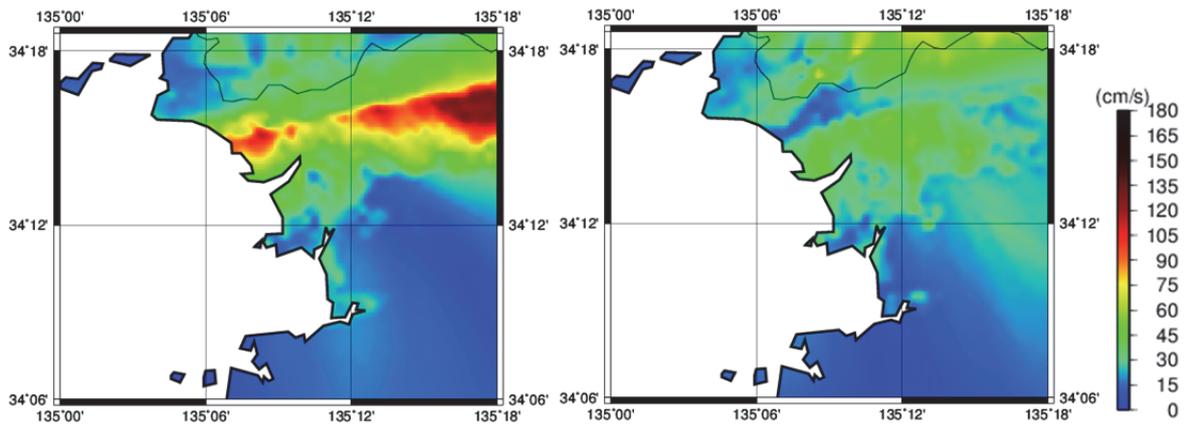


図 60 ケース 1 による工学的基盤面での最大速度分布 (左側：東西成分、右側：南北成分)

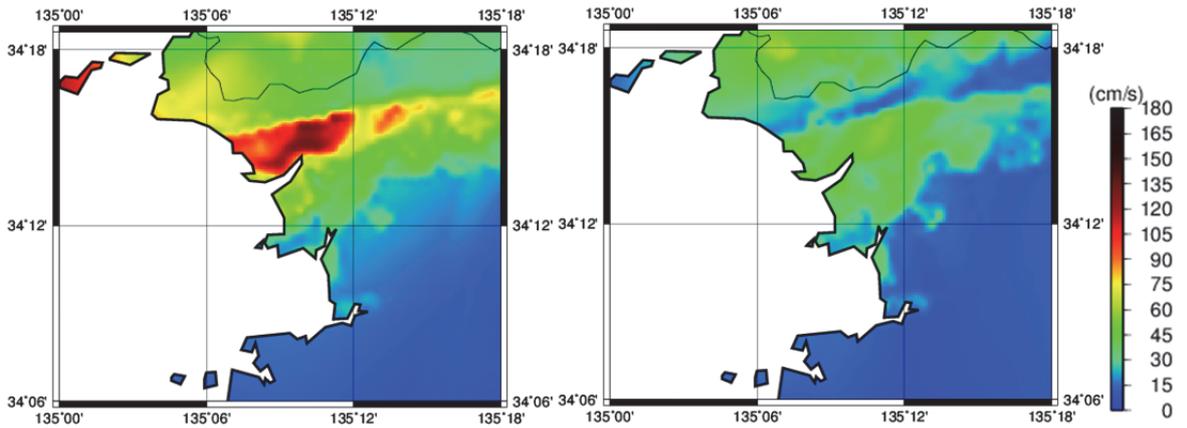


図 61 ケース 2 による工学的基盤面での最大速度分布 (左側：東西成分、右側：南北成分)

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 地震観測記録の収集・分析

平成 25 年度に収集した諸機関による和歌山平野における地震観測記録に、平成 26 年度は国土交通省港湾局による紀の川河口での強震観測記録を追加した。和歌山平野の地震観測記録の分析から、水平動の約 1 秒以上の周期帯域の振幅は、基盤岩が露頭した地点に比べて堆積層上の地点の方が大きいことが分かった。これまで、地震観測記録が入手できなかった厚い堆積層を有する和歌山平野北部域を対象に、新たに強震観測機器を 2 箇所を設置した。これらの地震観測記録は平成 26 年度に構築した 3 次元地下構造モデルの検証や同東部域へのモデルの拡張に利用する予定である。

2) 和歌山平野の 3 次元地下構造モデル構築

これまで、必ずしも十分ではない地下構造探査データから作られた和歌山平野の地下構造モデルを高度化するため、和歌山平野西部域を対象に強震動予測のためのモデルを新たに構築した。モデル化にあたっては、重力探査および反射法探査結果に基づいて基盤岩上面深度を与え、反射法探査結果から導いた P 波速度から S 波速度及び密度を既往の検層データから導いた関係式を用いて堆積層の物性値を推定した。沖積層厚さ分布は浅部ボーリングデータを空間補間することによって推定した。構築した 3 次元地下構造モデルを用いて、差分法による地震動の計算を行い、比較的堆積層が厚い地点の観測記録に見られる後続波群の再現を行った。今後は、新たに実施する予定の反射法探査や平成 26 年度に収集した微動記録や地震観測記録を用いたモデルの検証・改善及び平野東部域へのモデルの拡張を行う予定である。

3) 単点微動観測

和歌山平野西部域において、平成 25 年度に実施した単点微動観測による H/V スペクトルの卓越周期の分布は構築した 3 次元地下構造モデルの基盤岩上面深度分布と高い相関を示した。さらに、H/V スペクトルに複数の卓越周期が見られる地点において上記の一つ目の卓越周期の次に見られる 2 つ目の卓越周期と 3 次元地下構造モデルによる沖積層厚さとの相関も比較的高い結果を示した。

和歌山市内の北西部と南西部及び岩出市・紀の川市を中心とする和歌山平野東部域において、単点微動観測を平成 26 年度に実施した。これらの地点においても、H/V スペクトルの卓越周期は 3 次元地下構造モデルあるいは反射法探査による基盤岩上面深度に対応した空間変化が見られた。これらの解析結果は、3 次元地下構造モデルの改善や和歌山平野東部域へのモデルの拡張に利用する予定である。

4) 微動アレイ観測

和歌山平野の 4 つの領域（中松江、和歌山气象台、岩出、紀の川）において微動アレイ探査を実施した。観測記録を SPAC 法により解析し、得られた位相速度の分散曲線より S 波速度構造を求めた結果、三波川変成岩と未固結な堆積層の地層境界深度は、中松江が約 760m、和歌山气象台が約 530m、岩出が約 630m、紀の川が 370m となった。さらに、Rayleigh 波と Love 波を対象とした F-K 法による解析も実施し、中松江アレイ、岩出アレイ、紀の川

については、SPAC 法による分散曲線と概ね一致した。ただし、平成 25 年度同様に、和歌山気象台においては両者に違いが見られた。微動アレイ観測による推定 S 波速度構造と 3 次元地下構造モデルや反射法探査による同構造に違いが見られる点については引き続き検討を行う。

5) 3次元地下構造モデルを用いた強震動予測の予備計算

2)において構築した和歌山平野西部域の3次元地下構造モデルと中央構造線断層帯の和泉山脈南縁区間のみの震源断層モデルと統計的グリーン関数法を用いた工学的基盤（表層の沖積層は無視）での強震動予測の予備計算を試みた。震源断層のモデル化は、地震本部(2005)などによるモデル化や地震本部(2009)によるレシピを参考に行った。破壊開始点を変えたケースも実施し、破壊伝播効果による予測結果の違いとともに、基盤岩深度や堆積層厚さの3次元的な分布を反映した地震動強さの分布を定性的に示すことができた。予測対象領域（和歌山平野）は中央構造線断層帯（和泉山脈南縁区間）に非常に近く、予測結果は震源断層のモデル化に大きく影響を受けることが予想される。最終年度である平成 27 年度は、サブテーマ 1 や 2 によって得られた成果を最大限活用し、長大断層のモデル化手法（レシピ）の検討も併せて実施することによって、より精度の高い震源断層モデルを構築する。また、3次元地下構造モデルを和歌山平野東部域に拡張し、3次元差分法と統計的グリーン関数法を用いたハイブリッド法によって高精度・広帯域強震動を予測するとともに、表層の沖積層での非線形性も考慮する。

(d) 引用文献

- Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456, 1957.
- Capon, J., High-resolution frequency wavenumber spectrum analysis, Proc. IEEE, 57, 1408-1418, 1969.
- 地質調査所, 和歌山市西部地域における中央構造線の調査結果, 地震予知連絡会会報, 53, 663-668, 1995.
- 地質調査総合センター(編), 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- 長郁夫・中西一郎・凌甦群・岡田広, 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, 物理探査, 52, 227-246, 1999.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井 透, 断層の非一様すべり破壊モデルから算出される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62, 2001.
- 壇一男・具典淑・入江紀嘉・アルズペイマサマン・石井やよい, 長大横ずれ断層による内陸地震の平均動的応力降下量の推定と強震動予測のためのアスペリティモデルの設定方法への応用, 日本建築学会構造系論文集, 670, 2041-2050, 2011.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura, Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, Pure and Applied Geophysics, 157, 91-96, 2000.
- Gassman, F., Elastic waves through a packing of spheres, Geophysics, 16, 673-685,

1951.

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・横倉隆伸・岩淵洋・北田奈緒子・Arben Pitarka, 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, No. 3, 25-259, 2003.

入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875, 2001.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 中央構造線断層帯(和泉山脈南縁-金剛山地東縁)の地震を想定した強震動評価について, 2005.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 2009.

海上保安庁海洋情報部海洋情報課・日本海洋データセンター, 500m メッシュ水深データ(J-EGG500), http://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/depth500_file_j.html (2014年9月20日参照).

釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長, 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測-統計的波形合成法による予測-, 日本建築学会構造系論文報告集, 430, 1-9, 1991.

笠原敬司・青井真・木村尚紀・井川猛・川中卓・溝畑茂治・岡本茂, 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, 1998年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-p019, 1998.

河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇祐・佐藤比呂志・井川猛, 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学的実体の推定-紀伊半島北西部中央構造線を例として-, 地震第2輯, 54, 233-249, 2001.

KG-NET・関西圏地盤情報協議会, 新関西地盤-和歌山平野-, 208p., 2011.

国土交通省国土政策局国土情報課, 水基本調査(地下水調査), 全国地下水資料台帳, <http://nrb-www.mlit.go.jp/kokjo/inspect/landclassification/water/basis/underground/F9/exp.html> (2014年11月20日参照).

国土交通省国土政策局国土情報課, 5万分の1都道府県土地分類基本調査(表層地質図)「和歌山」和歌山県, 1976.

国土交通省国土政策局国土情報課, 5万分の1都道府県土地分類基本調査(表層地質図)「粉河」和歌山県, 1974.

国土地理院, 数値地図50mメッシュ(標高)CD-ROM, (財)日本地図センター, 2000.

国土地理院, 重力, <http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/> (2014年2月14日参照).

京都市, 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, 46p., 2000.

京都市, 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, 64p., 2001.

京都市, 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, 46p., 2003.

京都大学原子炉実験所, 炉室及び原子炉棟東側地盤調査報告書, 中央開発株式会社, 71p., 2007.

Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake, Seismic refraction, The Sea, 4-I, 53-84,

1970.

- 松島健・岡田広, 微動探査法(5)一周波数一波数法を用いた長周期微動中のラブ波を識別する試み一, 物理探査学会第83回学術講演会講演論文集, 177-179, 1990.
- 松本正毅・小池章久・山田雅行・伊藤佳洋・岩崎好規・横田裕・伊藤信一, 地下深部における大阪層群の動的特性, 物理探査学会第98回学術講演会論文集, 54-58, 1998.
- 水野清秀・佃栄吉・高橋誠・百原新・内山高, 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質, 地質学雑誌, 105, 235-238, 1999.
- 宮腰研・岡田広・凌甦群, 地震計アレイによる表面波位相速度の推定可能な周波数領域の上限-F-Kスペクトル法の場合一, 物理探査学会第93回学術講演会講演論文集, 95-99, 1995.
- Ohuri, M., A. Nobata, and K. Wakamatsu, A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2323-2332, 2002.
- 大堀道広・チタクセチキン・中村武史・坂上実・武村俊介・古村孝志・竹本帝人・岩井中央・久保篤規・川谷和夫・田嶋佐和・高橋成実・金田義行, 高知市街地の浅層地盤モデルの構築, 日本地震工学会論文集, 13, 52-70, 2013.
- 岡田篤正・東郷正美編, 近畿の活断層, 東京大学出版会, 395p., 2000.
- 岡田広・松島健・森谷武男・笹谷努, 広域・深層地盤調査のための長周期微動探査法, 物理探査, 43, 402-417, 1990.
- 小淵卓也・山本英和・斎藤徳美, 微動アレイ探査における周波数一波数スペクトル法と空間自己相関法から推定した Rayleigh 波の有効波長範囲の上限の検討, 物理探査, 55, 33-373, 2002.
- 産業技術総合研究所, 活断層データベース, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html (2014年2月14日参照).
- 斎藤正徳, 水平2成分アレイを用いた縦波・横波成分の分離, 物理探査, 60, 297-304, 2007.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子・新井隆太, 和泉山脈地殻構造探査(和泉測線2006), 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成18年度)成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 21-86, 2007.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80, 1999.
- 佃栄吉, 中央構造線活断層系(紀伊半島地域)の活動性調査, 地質調査所研究資料, 303, 73-94, 1997.
- 時松孝次・新井洋・酒井潤也, 短周期微動に含まれる表面波の性質と地盤構造の関係, 日本建築学会構造系論文集, 472, 47-55, 1995.
- Uebayashi, H., H. Kawabe, and K. Kamae, Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the

sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, *Geophys. J. Int.*, 189, 1060-1074, 2012.

Yamamoto, A., R. Shichi, and T. Kudo, Gravity Database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, No.1, 2011.

横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光簾・井川猛・太田陽一・川中卓・阿部進, 大阪湾における反射法深部構造探査, *地質調査所月報*, 49, 571-590, 1998.

吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕, 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, *地質学論集*, 40, 177-186, 1992.

4. 全体成果概要

中央構造線断層帯は、近畿地方の金剛山地の東縁から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する、全体では約 360km の長大な断層帯である。この大規模な断層帯では、様々な調査がなされてきているが、このうち金剛山地東縁－和泉山脈南縁区間は、奈良県香芝市から五條市を経て和歌山県和歌山市に至る断層帯で、この区間が活動した場合、和歌山県、奈良県、そして大阪府に甚大な影響を及ぼす断層帯であることがわかっている。地震調査委員会の評価や、内閣府の地震被害想定では、マグニチュード 7.8 のイベントが想定され、和歌山市や大阪府南部をはじめとして震度 6 強の範囲が広範に広がり、震度 7 となる地域も想定される。また、内閣府による地震被害想定では、建物倒壊・消失棟数は約 28 万棟、死者約 11 千人と見積もられている。

この活断層が活動した場合の社会的インパクトの高さに加えて、この断層帯調査の必要性としては、以下のようなポイントが挙げられる。これまでの地震調査研究推進本部の長期評価では、今後 30 年以内の地震発生確率は、金剛山地東縁区間ではほぼ 0%～5%、和泉山脈南縁区間では 0.06%～14%と発生確率に幅があり、それらの最大値をとると、これらの区間は、今後 30 年の間に地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる。発生確率の幅があることから、発生確率の推定精度を上げることが必要である。次に震源断層形状について、これまでの調査では和泉山脈南縁区間は構造境界にあたっており、その構造境界の傾斜角は低角度と推定されている。一方、力学的見地からは活動度の高い横ずれ断層の傾斜角は高角度と考えられることから、これらの点についての検討が必要である。さらに、最初に述べたような、活動時の社会的インパクトに基づいて、防災計画策定に活用できる情報に資する、地震時の強震動予測の精度を向上する必要がある。

これらの課題に取り組むために、1)活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測、2)断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、3)断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究、についての調査観測、研究を平成 25 年度からの 3 カ年計画で進めている。各研究テーマの今年度の成果と最終年度の計画は以下の通りである。

1)活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測においては、中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）を構成する各断層の活動履歴を明らかにするために、和歌山市上野と奈良県葛城市中戸においてトレンチ掘削調査を行った。和歌山市上野で行った根来断層のトレンチ掘削調査では、完新統を変位させる数条のほぼ鉛直な断層が露出した。地層と断層の切断・被覆関係に基づき、3 回の古地震イベントを認定した。さらに、地層中から得られた試料の放射性炭素年代測定から、最新を含む過去 3 回の古地震イベントの時期を絞り込むことができた。奈良県葛城市中戸において行った金剛断層帯山田断層のトレンチ掘削調査では明瞭な断層は出現しなかったが、完新世後期の年代を示す段丘堆積物が低下側に向かって急傾斜することが確認され、これらの地層が断層変位を受けている可能性が示唆された。和歌山県岩出市根来では、平成 25 年度に行った群列ボーリング調査の追加調査を行った。また岩出市西安上と根来で S 波反射法地震探査を行い、根来断層と根来南断層の地下 100m 以浅における形状を明ら

かにした。平成25年度と26年度の調査で、根来断層や五条谷断層については活動履歴に関するデータを従来よりも拡充することができたが、金剛断層帯や根来南断層については活動履歴に関するデータが未だ不十分である。平成27年度は、データが不備な断層帯を中心に調査を進める予定である。また、断層の変位速度や単位変位量についてのデータ収集を進めていく。

2)断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測においては、InSAR 解析による地盤変動の推定、比抵抗構造探査、P波反射法地震探査及び既存探査の再解析、対象地域の微小地震活動と震源メカニズム解推定、重力異常による地下構造の推定、中央構造線（根来断層及び根来南断層地域）周辺の地質構造調査を行った。InSAR 解析においては中央構造線断層帯を挟む地域の地盤変動推定の可能性を指摘した。比抵抗構造調査及び重力異常データベースを用いた地下構造推定においては、これまでに指摘されている構造境界面が北へ低角で下がっていることを、比抵抗構造と密度構造の観点から確認することができた。中央構造線断層帯（根来断層）に平行するP波反射法探査測線を実施し、これまでの断層帯を南北に横切る測線を関連づけることで、本地域の地盤構造に関する情報を得ることができた。今回の東西測線において、基盤である三波川帯が、東西方向に1～2 km 毎に100m程度のへこみがある構造が新たに見いだされた。また、本地域の微小地震活動と、断層帯近傍の微小地震の震源メカニズム解から、応力の方向に関する情報を得た。低角逆断層の根来南断層と横ずれ断層と考えられる根来断層が併走している領域及びその周辺において地質構造調査を行い、地表で見られる変形形状についての情報を収集した。地表踏査と各種地球物理学的手法に基づく地下の構造情報を踏まえて、震源断層像の構築を今後進めていく。

3)断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究としては、地震観測記録の収集・分析、和歌山平野の3次元地下構造モデル構築と強震動予測の試算、モデルの高度化と範囲を拡充するための紀ノ川沿いの微動アレイ探査及び単点微動観測を行った。地震観測記録では、平成25年4月13日の淡路島の地震の震動特性を分析し、紀ノ川沿いの堆積層観測点での地震動増幅があることを示した。平成25年度の調査に基づいて、和歌山市域の和歌山平野の3次元地下構造モデルのプロトタイプを構築した。このモデルの妥当性について、新たな単点微動観測によって検討を行った。また、地震動記録の分析やサブテーマ2の探査において深い堆積層が存在する紀ノ川流域において、微動アレイ探査を行って、S波速度構造情報を収集した。今年度の微動探査情報を加えて、和歌山平野（広域）の地下構造モデルを高度化し、強震動シミュレーションのための地下構造モデルを構築するとともに、シナリオ地震の強震動シミュレーションを行う。

引用文献

内閣府中央防災会議，中部圏・近畿圏直下地震対策
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/index_chukin.html (2015年4月24日参照)，2008.

地震調査研究推進本部，中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価（一部改訂）について，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11feb_chuokozo/index.htm(2015年4月24日参照)，2011.

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
吉村令慧・米田 格・小川康雄	中央構造線断層帯（和泉山脈南縁－金剛山地東縁）の地殻比抵抗構造	第136回地球電磁気・地球惑星圏学会総会および講演会（長野県松本市）	平成26年11月3日
吉村令慧・米田 格・小川康雄	広帯域MT法による中央構造線断層帯周辺のイメージング	日本地震学会2014年度秋季大会（新潟県新潟市）	平成26年11月26日
岩田知孝・中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）調査観測研究グループ	中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測（2）	平成25年度京都大学防災研究所研究発表講演会（京都府宇治市）	平成27年2月24日
吉村令慧・米田 格・小川康雄	中央構造線断層帯周辺での広帯域MT観測	平成25年度京都大学防災研究所研究発表講演会（京都府宇治市）	平成27年2月24日

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし

(3) 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
上林宏敏・川辺秀憲・池田晃一・釜江克宏・大堀道広・宮腰研	微動観測による和歌山平野の地下構造調査(その1)－SPAC法とH/Vスペクトルによる地下構造モデルの検討－	日本地震学会2014年度秋季大会(新潟県新潟市)	平成26年11月25日
大堀道広・上林宏敏・川辺秀憲・池田晃一・釜江克宏・宮腰研	微動観測による和歌山平野の地下構造調査(その2)－FK法によるLove波およびRayleigh波位相速度の推定－	日本地震学会2014年度秋季大会(新潟県新潟市)	平成26年11月25日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
なし
- 2) ソフトウェア開発
なし
- 3) 仕様・標準等の策定
なし

6. むすび

地震調査研究推進本部の「今後の重点的調査観測について（－活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方－）」（平成17年8月策定）に基づき、活断層帯の重点的な調査観測の推進として、平成25年度より「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」を3カ年計画で開始した。

具体的には、活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測、断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究を行うサブテーマ研究チームを構成し、各々の調査観測研究を進めるとともに、サブテーマ間での情報共有を進めながら、地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化、断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化、及び強震動の予測精度の高度化を目的とし、調査観測を進めてきている。

対象断層帯においては、地震調査委員会による活断層の長期評価や強震動評価のための周辺地域の地下構造モデルが構築されているため、これらの情報を踏まえた効果的な調査観測研究を進めることが必要である。平成25年度は各研究テーマにおける既往研究の情報整理に基づいて調査観測研究を計画・実行した。平成26年度は、各サブテーマの調査観測をすすめるとともに、サブテーマ間での成果の情報共有を進めてきた。サブテーマ2で行ってきている反射法探査結果を地下構造モデルの情報として反映させるといった連携を進めてきている。最終年度である平成27年度は、各サブテーマの調査観測研究を実施し、長期評価及び強震動評価の高度化に資する結果を提供したい。

最後になりましたが、今年度の本重点調査観測を行うにあたり、調査対象地域である和歌山県、和歌山市、岩出市、奈良県、大阪府と関連各機関の皆様、ピット調査・ボーリング調査に協力いただいた皆様に記してお礼申し上げます。

7. 運営委員会

7. 1 活動報告

平成 26 年度

第 1 回「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」
運営委員会議事概要

日時 平成 26 年 9 月 19 日（金） 13 時 30 分～16 時 30 分

場所 京都市大学のまち交流センター 2 階 ホール

議事 1. 平成 26 年度調査観測計画及び進捗について
2. その他

第 2 回「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」
運営委員会議事概要

日時 平成 27 年 3 月 23 日（月） 13 時 30 分～16 時 45 分

場所 メルパルク京都 6 階 会議場 D

議事 1. 平成 26 年度の調査観測報告と平成 27 年度の調査観測計画について
2. 最終成果とりまとめに向けての意見交換

「中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」
運営委員会規則

平成 25 年 7 月 11 日制定

（趣旨）

この規則は、文部科学省委託研究業務「中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」（以下「本プロジェクト」という。）の研究を効果的に推進するため、「中央構造線断層帯（金剛山地東縁-和泉山脈南縁）における重点的な調査観測」運営委員会（以下「委員会」という。）の組織及び運営について定めるものとする。

（目的）

第 1 条 委員会は、本プロジェクトに関する重要事項を審議し、関係研究機関（者）間の連携を緊密にし、もってその有効な推進を図ることを目的とする。

（任務）

第 2 条 前条に定める目的を達成するため、委員会は、次の各号に掲げる事項について審議し、決定する。

- （1） 本プロジェクトに関わる研究計画
- （2） 委員会の構成員
- （3） その他、研究推進に関わる事項

（構成）

第 3 条 委員会の委員は、次の各号に掲げる者の中から京都大学防災研究所が委嘱する。

- （1） 本プロジェクトに参加する者 若干名
 - （2） 上記以外の有識者 若干名
- 2 必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

（委員長）

第 4 条 委員会に委員長を置く。

- 2 委員長は、委員会の会務を総括する。
- 3 委員長は、必要に応じてオブザーバーの出席を求めることができる。
- 4 委員長に事故があるときは、あらかじめ委員長の指名する委員が、その職務を代理する。

（任期）

第 5 条 委員の任期は、1 年とする。ただし、再任を妨げない。

- 2 補欠による委員の任期は、前任者の残任期間とする。

（会議）

第6条 委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

(研究支援組織)

第7条 研究の円滑な推進と機能的な連携関係を保つため、京都大学防災研究所内に研究支援組織を持つものとする。

(庶務)

第8条 委員会の事務は、京都大学防災研究所において処理する。

(委員会の期限)

第9条 委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

(補則)

第10条 この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関して必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附 則

1. この規則は、平成25年7月11日から施行する。

2. この規則の施行によって委嘱される最初の委員の任期は、第5条の規定にかかわらず、平成26年3月31日までとする。

7. 2 運営委員会構成員

○ 委員

1. 委託・再委託機関の研究者

国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝 (研究代表者)
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 惠二
国立大学法人京都大学原子炉実験所	釜江 克宏
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	堤 浩之
国立大学法人京都大学防災研究所	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	浅野 公之

2. 有識者

国立大学法人東北大学大学院理学研究科	今泉 俊文 (委員長)
国立大学法人鳥取大学大学院工学研究科	香川 敬生
独立行政法人産業技術総合研究所地質情報研究部門	水野 清秀
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	堀川 晴央

○ オブザーバー

1. (委託元) 文部科学省研究開発局地震・防災研究課
2. (事務局) 国立大学法人京都大学宇治地区事務局研究協力課
3. (関係機関) 気象庁大阪管区气象台
国土地理院近畿地方測量部
大阪府危機管理室防災企画課
奈良県総務部知事公室防災統括室
和歌山県総務部危機管理局総合防災課
和歌山市危機管理局危機管理部総合防災課
4. (研究者、有識者等) 業務参加者、業務協力者等