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	准教授	浅野　公之
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５学系群	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ヵ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た。さらに、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に資する情報を得た。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た。当該断層帯の活動に関係する地盤変形形状を推定するための InSAR 解析を継続し、結果をまとめた。現地での断層帯調査や地球物理学的調査結果を踏まえ、強震動予測のための震源断層モデル形状推定を行った。

(2) 平成 25～27 年度の成果

(a) 業務の要約

1) InSAR解析による地盤変形形状の推定

中央構造線断層帯の活動に関係する地盤変形形状の推定を目的として、和歌山平野・大阪平野南部および奈良盆地南部をカバーする ALOS/PALSAR 画像を解析し、地盤変動図を作成し、これらの地域の平均的な地盤変動図を作成した。また、異なる期間の他の衛星画像から地盤変動を抽出し、時間的な安定性を確認した。

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

和泉山脈南縁セグメントに直交する２本の測線と金剛山地東縁セグメントに直交する１本の測線を設定し広帯域 MT 観測を実施した。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次元構造解析により深度約５km までの比抵抗構造を解明した。その結果、和泉山脈南縁では、中央構造線断層帯に対応すると考えられる北傾斜の比抵抗コントラストの存在が明らかになった。この比抵抗コントラストは２測線でそれぞれ傾斜角が異なる（西側測線で高角）可能性を指摘した。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、断層周辺において地表断層線直下に高比抵抗領域が検出されその周辺を相対的に低比抵抗領域が取り囲むような不均質構造の存在が明らかになった。

3) 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P波反射法地震探査、ボーリング調査とVSP調査

中央構造線（和泉山脈南縁区間）を対象として、中央構造線を横切る和歌山北測線（和歌山市域）、岩出測線（岩出市域）と、和歌山平野内で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を解明した。岩出測線沿いで菖蒲谷層群を貫く長尺ボーリングを行い、堆積層のコア分析及びＰ波、及び S 波地震波速度構造情報を得るため VSP 探査を行った。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（根来断層及び根来南断層地域）周辺の地質構造調査

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を目的として、広域テクトニクスに基づく広域応力場の変遷をまとめた上で、根来断層と根来南断層に挟まれた地域周辺での、詳細地質構造調査を実施し、この地域の断層運動の特徴をまとめた。

5）中央構造線（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）断層帯の震源断層モデル

これまでの調査観測研究や最近の研究成果に基づいて、震源断層モデルを設定した。和泉山脈南縁部の震源断層は、従来通りの三波川帯と和泉層群の構造境界の地質断層を震源断層とする場合と、詳細な地質構造調査で得られた高角な横ずれ運動の結果を踏まえ、構造境界ではなく高角な震源断層を想定したモデルを提案した。前者に対しては、Sato et al. (2015)による本地域の探査結果に基づいて傾斜角35度モデルを、後者については傾斜角を変えた震源断層に横ずれ運動を与えた場合のdislocation modelによって得られる断層端部上盤下盤の上下変動の特徴から75度モデルを提案し、地表トレースはサブテーマ１の成果を利用し、震源断層モデル構築を行った。

(b) 業務の成果

1）InSAR解析による地盤変形形状の推定

a）概要

2007年から2010年の間に得られた和歌山平野・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（図１）を収集し、干渉処理と時系列解析（スタッキングまたはPS/SB-InSAR法）により平均的な地盤変動を検出した。また、2003年４月から2007年11月の間のEnvisat、2011年８月～2013年１月のTerraSAR-X画像も収集し、干渉処理およびスタッキング解析を行い、ALOS/PALSAR観測期間前後の地盤変動を検出した。

表１　使用した SAR 画像の軌道、観測期間等に関する情報

パス/フレーム	軌道	観測期間	観測回数	入射角
ALOS/PALSAR 65/2930	南行軌道	2007 年 1 月 9 日～ 2010 年 9 月 4 日	13 回	39
ALOS/PALSAR 66/2930	南行軌道	2007 年 1 月 26 日～ 2010 年 9 月 21 日	14 回	39
ALOS/PALSAR 414/670	北行軌道	2006 年 10 月 8 日～ 2010 年 9 月 3 日	23 回	39
ALOS/PALSAR 415/670	北行軌道	2007 年 6 月 12 日～ 2010 年 6 月 20 日	14 回	39
Envisat T117	南行軌道	2003 年 4 月 2 日～ 2007 年 11 月 7 日	23 回	23
TerraSAR-X	南行軌道	2011 年 8 月 23 日～ 2013 年 1 月 21 日	10 回	43

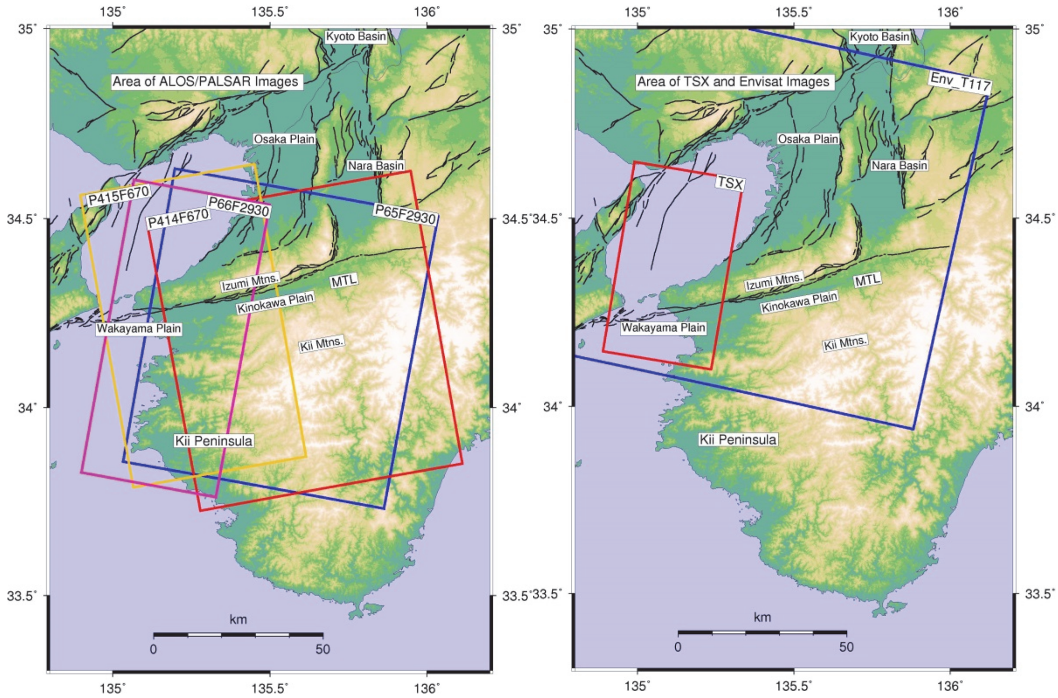


図１（左）ALOS/PALSARの観測範囲。赤：パス414フレーム670、青：パス65、フレーム2930、オレンジ：パス415、フレーム670、ピンク：パス66、フレーム2930。(右) Envisat（青）とTerraSAR-X（赤）の観測範囲。

b）データセットと解析手法

解析には、４軌道からの ALOS/PALSAR 画像を使用した。奈良盆地から紀ノ川流域をほぼカバーする南行軌道のパス 65 と北行軌道のパス 414、和歌山平野をカバーする南行軌道のパス 66、北行軌道のパス 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，表１に各画像の観測期間、軌道および入射角を示す。ALOS/PALSAR と TerraSAR-X は入射角が 40 度前後であり、視線方向変化への上下成分と水平成分の寄与がほぼ同等と考えられる。一方、Envisat は、上下成分の寄与が大きい。

本研究においては、干渉画像のスタッキングと Persistent Scatterer（PS）/Small Baseline Subset（SB）解析を行った。ただし、一部のパスにおいて、SB 解析がハードウェアの制約で異常終了するなど、全ての画像データセットに対して、同じ手法での解析が行えていない。そのため、ALOS/PALSAR と Envisat、TerraSAR-X の結果に共通な解析手法である干渉画像のスタッキングをもって、今回の報告とする。干渉画像はすべてフラットニングし、それらをアンラップした後、スタックした。なお、これまでアンラップにはブランチ・カット法を使用していたが、これは対話型の編集作業を行い、ミス・アンラップを修正した。しかし、今回画像数が多く作業効率が落ちるため、アンラップに minimum cost flow 法を用いた。特に顕著なミス・アンラップも認められず、条件が良ければ mcf 法で対応できると考える。さらに、南行と北行軌道からの観測がある ALOS/PALSAR の東側のパスについては、2.5 次元解析（Fujiwara et al., 2000）を行い、疑似東西および上下成分に変換した。各データセットの観測期間、回数を表１に示す。また、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）を用いた。

c）ALOS/PALSARによる疑似東西および上下変動

図２に、ALOS/PALSAR のパス 65 と 414 の画像を用いて推定した地盤変動の東西成分を示す。和歌山平野、橋本市付近、奈良盆地南部、大阪平野南部には顕著な変動は見られない。五條市の東方、橋本市～紀ノ川市の南部に西向きの変動を示す紫色が認められる。変動の大きさは４mm/年を越えている。また、南部の有田市付近にも４mm/年を越える西向き変位が認められる。この観測結果は、大阪平野南部から見て、金剛断層帯と中央構造線の南側が右ずれ運動をしていることを示唆するが、変動が空間的に不均一であることがわかる。

中央構造線断層帯近傍にも、青～紫色のスポットがいくつか見られる。また、橋本市の北に東向きの変動を示す赤いスポットがある。中央構造線断層帯に沿って、地盤構造に不均質があると考えられる。

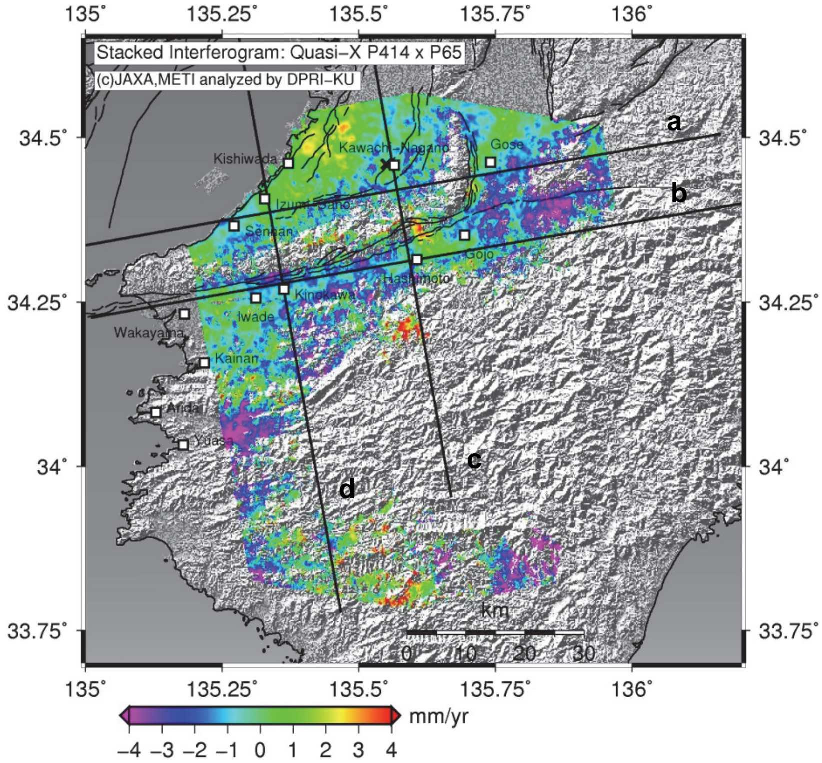


図２　ALOS/PALSAR のパス 414（北行軌道）と 65（南行軌道）のスタッキング干渉画像から推定した地盤変動の疑似東西成分。正の値は、東向きの変位を示す。４本の実線は、図３に示すプロファイルの測線。

図３は、図２中の測線に沿った変動のプロファイルである。実線の両側 2.5km の帯状の領域からサンプルした。全般的に山地はばらつきが大きく、平野部は小さい。これは、平野部のコヒーレンスが高いことから、干渉画像毎の変動のばらつきが小さくなっていることを示す。図３a は、金剛断層帯を横切る測線のプロファイルである。金剛断層帯を境に、東西で変動に差が生じている。中央値で５mm/年程度の差がある。また、奈良盆地と大阪平野の間でも変位の差が示唆され、金剛断層帯を境に収束が生じていると考えられる。図３b は、紀ノ川に沿ったプロファイルである。五條市～橋本市付近と岩出市～和歌山市付近

で東向き、それ以外の地域で西向きと変位のセンスが逆転している。図３ｃ は、中央構造線を横切り、橋本市から河内長野市に至るプロファイルである。橋本市と河内長野市間の東向きの変位は、上記の複数の断層に挟まれた領域のものである。なお、南端の東向き変位は高野山付近の孤立したスポットである。このスポットは、ミス・アンラップによる可能性もあるので、今後の検討課題としたい。図３ｄ は、中央構造線を横切り、紀ノ川市から泉佐野市を通る測線のプロファイルである。南側の変動のばらつきが大きいが、北の泉佐野市側に比べて、紀ノ川市側が西に移動しているのがわかる。

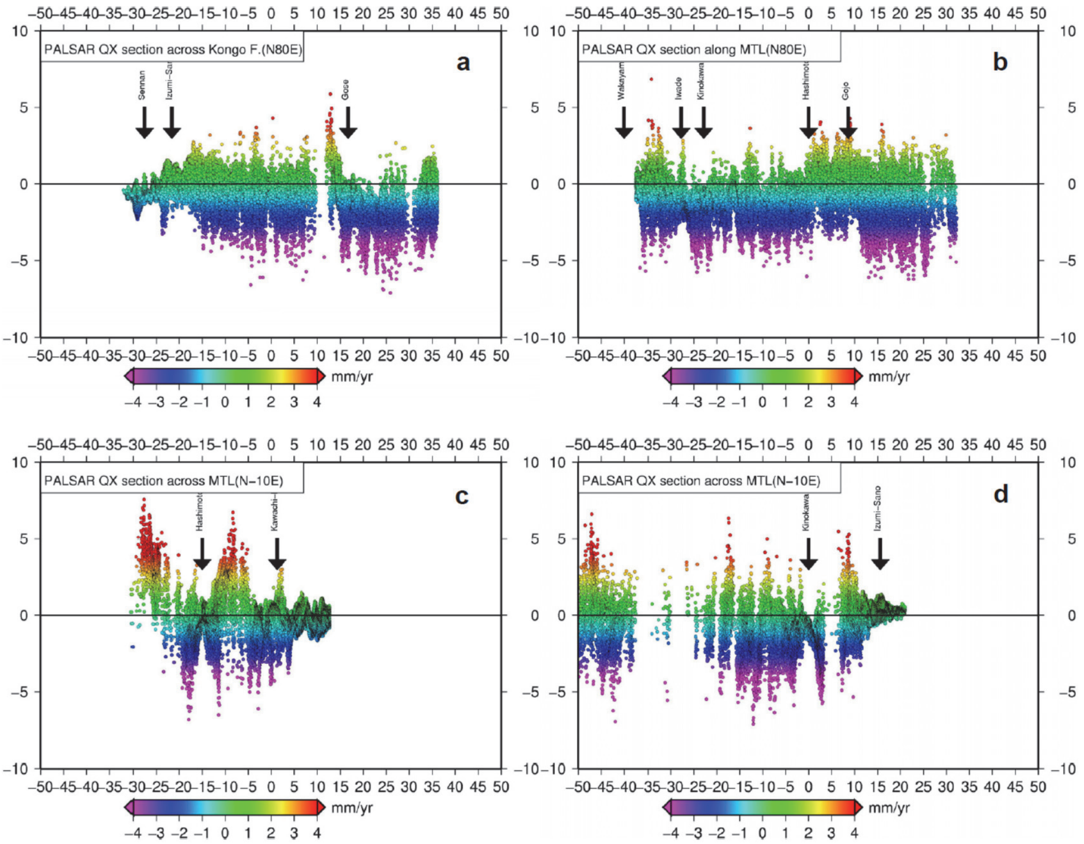


図３　図２中の４本のプロファイルに沿った東西成分の分布。正の値が東向きの変位を示す。（ａ）金剛断層帯を横切るプロファイル、（ｂ）中央構造線に沿ったプロファイル、（ｃ）中央構造線を横切り橋本市～河内長野市を通るプロファイル、（ｄ）中央構造線を横切り紀ノ川市～泉佐野市を通るプロファイル。

図４は、ALOS/PALSAR のスタッキング干渉画像から作成した疑似上下変動図である。奈良盆地南部は全体としては大きな変動はない。一方、五條市から橋本市にかけて、４㎜/年を越える沈降が認められる。さらに、その西側の紀ノ川市～岩出市付近では、４㎜/年を越える隆起となっている。しかし、この隆起も岩出市の西側では見られず、和歌山市はほぼ変動０となっている。このパターンは、東西成分のパターンと調和的で、中央構造線南側のブロックが長い波長で変形していることが考えられる。紀ノ川市～岩出市付近の隆起域は、直径 20km 程度の広がりを持っており、図３で西向きの変位を示す領域と一致する。和

泉山脈北麓の大阪平野では顕著な沈降が見られるのが注目される。

図５は、図３と同様に測線に沿った疑似上下変動のプロファイルである。図５a の金剛断層を横切るプロファイルでは、断層を境にして東側が隆起、西側が沈降となっている。金剛断層の形態から想定されるパターンとは逆である。図５b は、紀ノ川に沿ったプロファイルである。東から、隆起→沈降→隆起のパターンとなっている。その波長は50km程度で見積もられる。図５c は、中央構造線を横切る東のプロファイルである。ステップ的な変化は見られないが、北の河内長野市側が橋本市側に対して相対的に隆起している。図５d は、中央構造線を横切る西側のプロファイルである。岩出市～紀ノ川市の南側の隆起が顕著である。

d）EnvisatとTerraSAR-X画像の解析

ALOS/PALSAR による観測は 2006 年から 2010 年に限られているため、変動の時間的変化を推定するために、Envisat と TerraSAR-X 画像を収集し、解析した。解析手法は、差分干渉法とスタッキングである。昨年度報告の結果と同じものであるが、mimnimum cost flow 法を用いて、大阪平野等も同時にアンラップすることにより、より広域の変動の中での議論が可能となるようにした。なお、いずれの衛星も、ALOS/PALSAR よりは短い波長のレーダーを用いているため、植生が深いところや山地などの地形の険しいところではデータが得られない。

図６は、2003 年 4 月から 2007 年 11 月の Envisat 画像のスタッキング干渉画像である。前述の通り、入射角が小さいため、上下変位に感度が高いと考えられる。この画像中で顕著なのは、岸和田市付近（４mm/年以上)、紀ノ川市付近（最大約３mm/年）の視線距離短縮（隆起成分に相当）である。岸和田付近は視線距離短縮の領域の形状は、図４の ALOS/PALSAR の疑似上下変動図の緑色の領域と似ており、2007 年以後隆起が減速したのかもしれない。なお、Envisat のスタッキング干渉画像における岸和田付近の推定誤差は約３mm/年であり、有意な変動と考えられる。一方、図５d より、ALOS/PALSAR 観測における平野部における変動速度のばらつきは２mm/年程度である。図４の岸和田周辺の変動はこのばらつき以下であり、有意な変動とはいえない。一方、紀ノ川市付近の視線距離短縮は、ALOS/PALSAR でも同じ地域に隆起が観測されていることから、この地域で長期にわたって継続している可能性を示唆する。

図７は、2011 年８月から 2013 年１月の間の TerraSAR-X 画像のスタッキング干渉画像である。観測範囲が狭いため、図２または４の ALOS/PALSAR 画像との比較ができない。一方、図６の Envisat 画像と比較すると、和歌山平野中央部では両者ともに顕著な変動が見られない。昨年度報告した ALOS/PALSAR のパス 66 のスタッキング干渉画像でも、同地域には謙著が見られないことから、地盤変動が安定していると推定される。一方、紀ノ川北岸の中央構造線の分岐付近には視線距離伸長の変動が見られるが、Envisat の結果に比べて TerraSAR-X の結果の方が変動速度が大きい。このため、Envisat の観測期間（2003～2007 年）と TerraSAR の観測期間（2011～2013 年）の間に、加速している可能性が示唆される。和歌山平野南部にも視線距離伸長の領域が見られる。これは、Envisat にも ALOS/PALSAR にも見られないので、2011 年以降に始まった変動と考えられる。

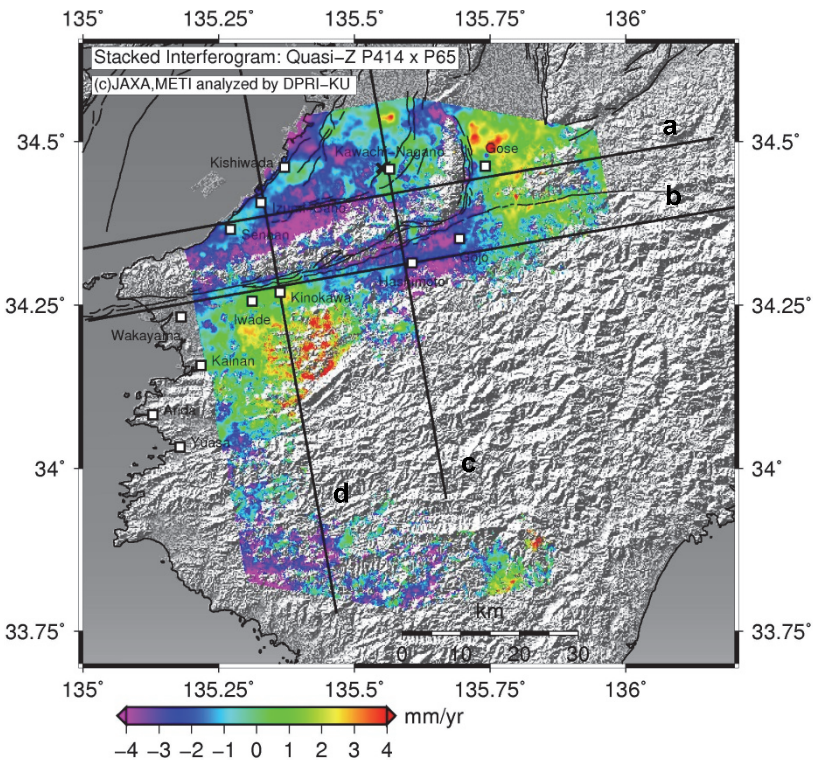


図４　ALOS/PALSARのパス414（北行軌道）と65（南行軌道）のスタッキング干渉画像から推定した地盤変動の疑似上下成分。４本の実線は、図５に示すプロファイルの測線。

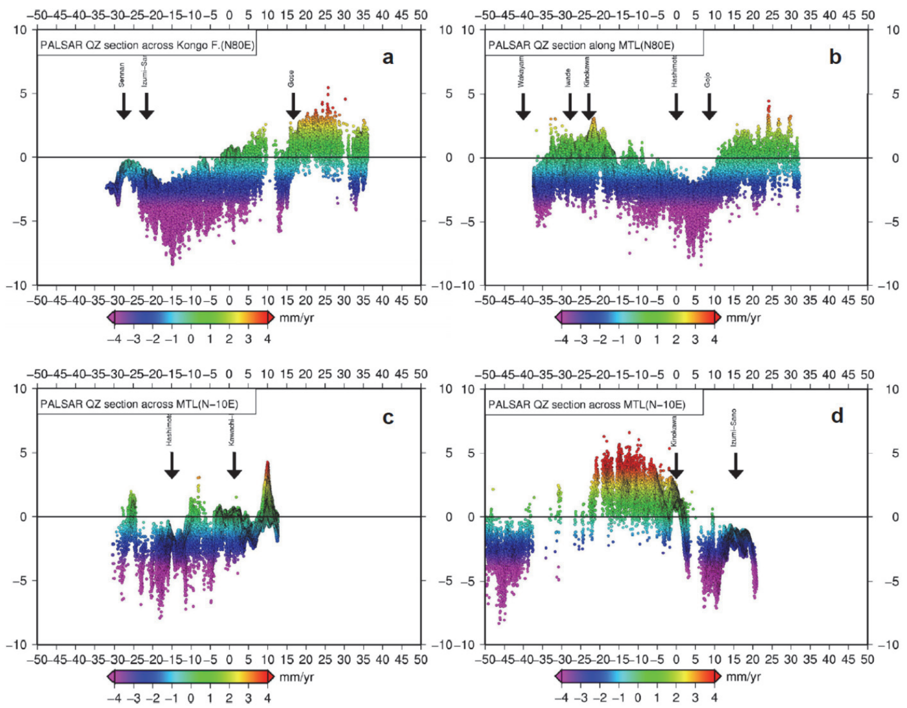


図５　図４中の４実線に沿った疑似上下変動のプロファイル。（ａ）金剛断層帯を横切るプロファイル、（ｂ）中央構造線に沿ったプロファイル、（ｃ）中央構造線を横切り橋本市～河内長野市を通るプロファイル、（ｄ）中央構造線を横切り紀ノ川市～泉佐野市を通るプロファイル。

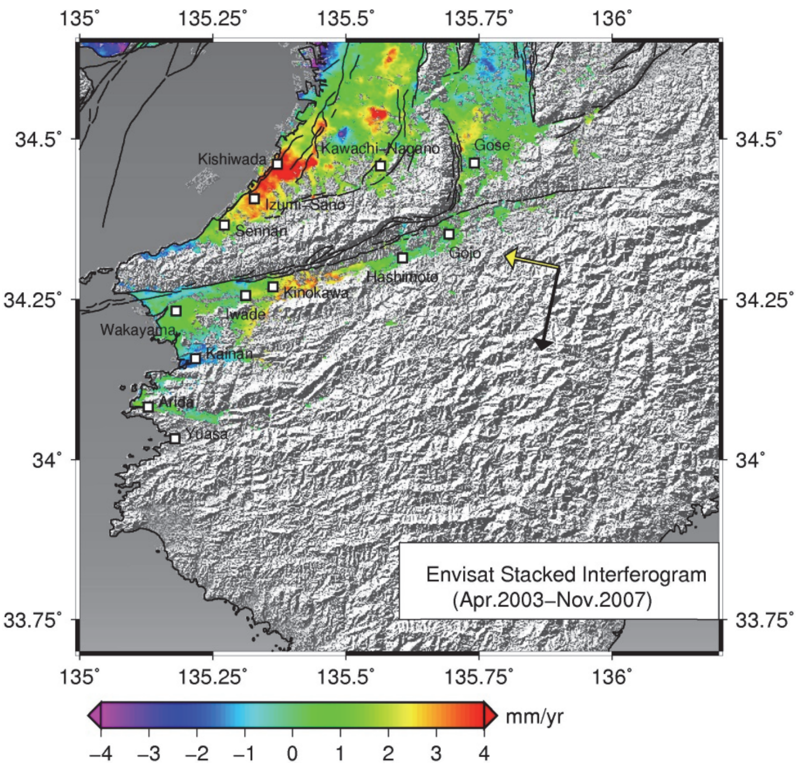


図６　大阪平野南部・奈良盆地南部から和歌山平野をカバーするEnvisatの画像のスタッキング干渉画像。南行軌道からの観測。

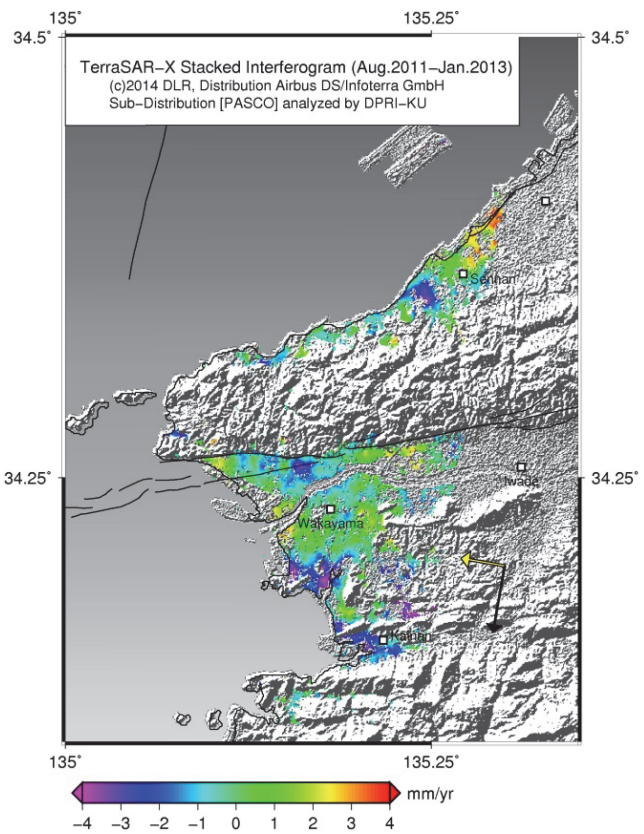


図７　和歌山市をカバーする TerraSAR-X 画像のスタッキング干渉画像

2）中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

a)調査の概要

和泉山脈南縁と金剛山地東縁のセグメントに直交する調査測線を、それぞれ２本および１本設定し広帯域 MT 観測を実施した。計３本の調査測線は、和泉測線１、和泉測線２、金剛測線と呼び、図８に測線の位置関係についての概略図を示す。

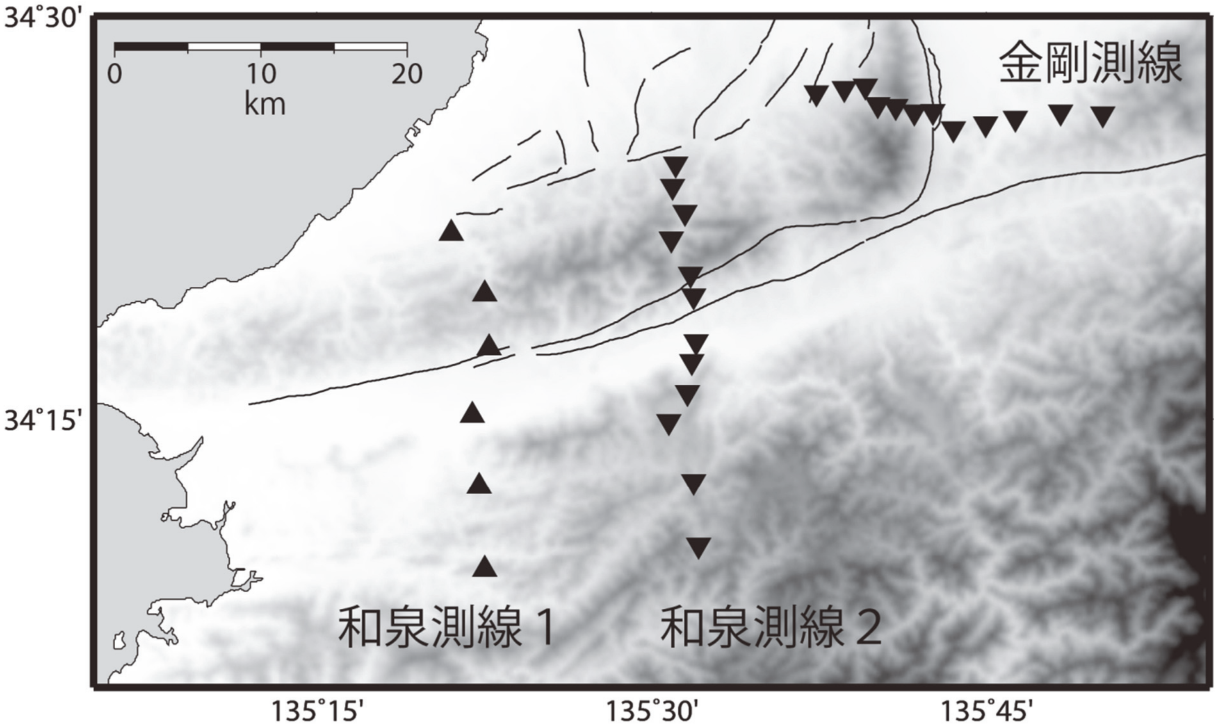


図８　測線の概略図。平成25年度実施測線は和泉測線１、平成26年度実施測線は和泉測線２および金剛測線である。平成25年度および平成26年度に実施した観測点をそれぞれ、▲および▼で示す。

和泉測線１では、大阪府泉佐野市から和歌山県海草郡紀美野町にかかる範囲でほぼ南北に約 20km の測線を設定し、計６点の広帯域 MT 法観測を平成 25 年度に実施した。周辺の人工ノイズの状況を確認する予備調査も兼ねた。この測線の北側４観測点は、文部科学省「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」により行われた和泉山脈近く構造探査（和泉測線 2006)（佐藤・他，2007；Sato et al.，2015）沿いに位置する。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 法観測を平成 26 年度に実施した。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 法観測を平成 26 年度に行った。また、平成 26 年度には、データの品質の低かった３観測点（2506, 2609, 2627）において再観測を実施した。図９に詳細観測点位置図を、表２に各観測点の緯度・経度・標高および観測期間を示す。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。

表２　各観測点の緯度・経度・標高および観測期間

Site ID	Latitude (dd:mm:ss.s)	Longitude (ddd:mm:ss.s)	Height (m)	Date of Observation (yyyy/mm/dd)
2501	N34:21:54.4	E135:2102.5	134	2014/01/31-2014/02/10
2502	N34:19:39.6	E135:22:31.6	227	2014/01/31-2014/02/09
2503	N34:17:38.9	E135:22:42.60	168	2014/01/31-2014/02/10
2504	N34:15:08.7	E135:21:57.9	27	2014/01/30-2014/02/09
2505	N34:12:28.8	E135:22:16.6	227	2014/1/30-2014/2/09
2506	N34:09:23.9	E135:22:30.9	309	2014/01/30
				2014/11/16-2014/11/26
2601	N34:24:29.6	E135:31:06.5	237	2014/07/31-2014/08/02
2602	N34:23:39.2	E135:30:56.2	284	2014/08/04-2014/08/15
2603	N34:22:41.5	E135:31:30.2	383	2014/08/01-2014/08/03
2604	N34:21:42.0	E135:30:53.0	407	2014/07/31-2014/0802
2605	N34:20:24.1	E135:31:45.7	419	2014/08/04-2014/08/17
2606	N34:19:35.8	E135:31:53.9	252	2014/08/01-2014/08/03
2607	N34:17:52.7	E135:32:00.1	66	2014/07/31-2014/08/02
2608	N34:17:06.6	E135:31:49.7	331	2014/08/01-2014/08/03
2609	N34:15:58.6	E135:31:36.5	503	2014/08/04-2014/08/16
				2014/11/08-2014/11/15
2610	N34:14:54.8	E135:30:46.3	445	2014/07/31-2014/08/02
2611	N34:12:40.8	E135:31:53.6	535	2014/08/04-2014/08/17
2612	N34:10:18.3	E135:32:05.1	557	2014/08/01-2014/08/02
2621	N34:27:08.9	E135:37:22.1	257	2014/08/02-2014/08/04
2622	N34:27:17.7	E135:38:38.3	227	2014/08/03-2014/08/05
2623	N34:27:22.6	E135:39:35.4	357	2014/08/02-2014/08/04
2624	N34:26:43.8	E135:40:08.2	451	2014/08/05-2014/08/16
2625	N34:26:37.3	E135:40:53.9	562	2014/08/03-2014/08/05
2626	N34:26:25.8	E135:41:46.9	342	2014/08/02-2014/08/04
2627	N34:26:27.0	E135:42:36.4	234	2014/08/05-2014/08/06
				2014/11/08-2014/11/16
2628	N34:25:47.9	E135:43:30.8	197	2014/08/03-2014/08/05
2629	N34:25:59.2	E135:44:57.5	117	2014/08/05-2014/08/17
2630	N34:26:11.2	E135:46:18.7	117	2014/08/02-2014/08/04
2631	N34:26:25.7	E135:48:19.6	202	2014/08/03-2014/08/05
2632	N34:26:20.9	E135:50:12.8	317	2014/08/05-2014/08/16

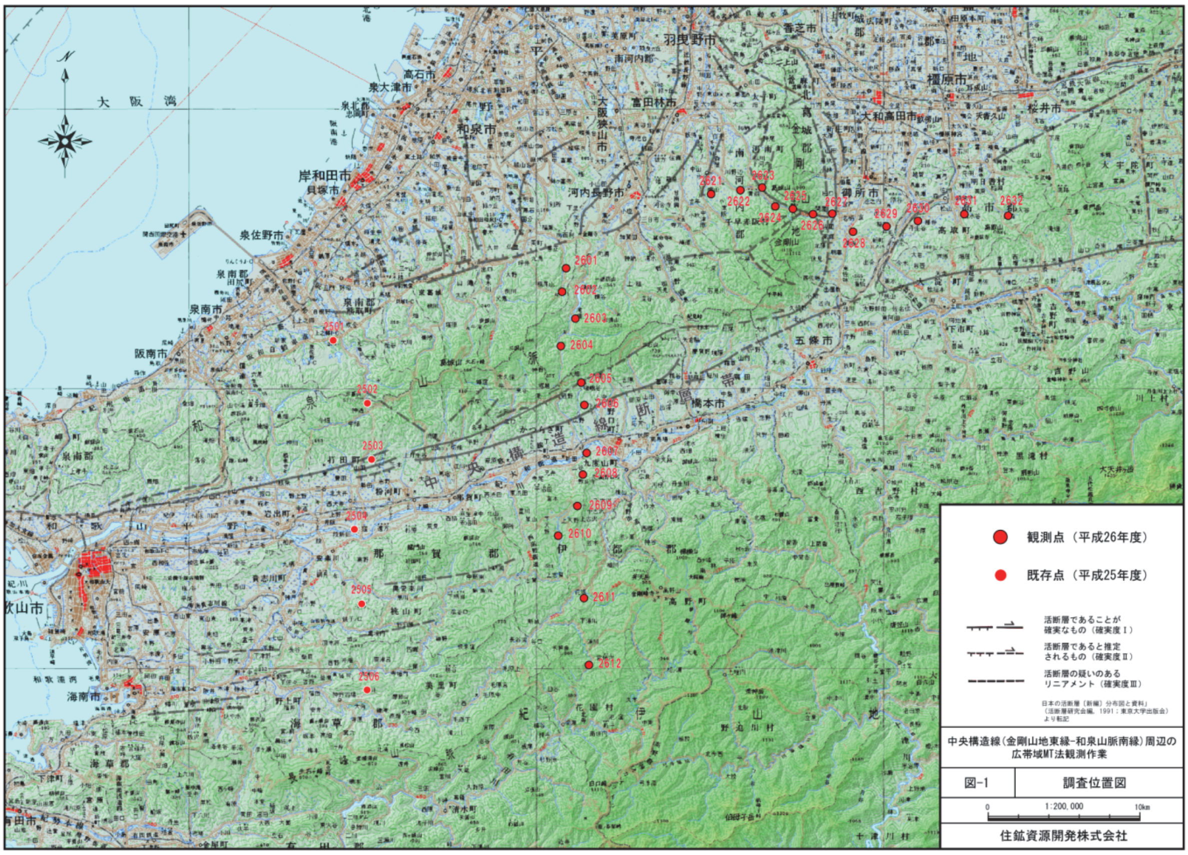


図９　広帯域MT観測の詳細観測点位置図および測点番号。平成25年度に実施した和泉測線１（2501～2506）と平成26年度に実施した和泉測線２（2601～2612）・金剛測線（2621～2632）を示す。

b)各測線の比抵抗構造解析結果と解釈

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 の比較的良質な応答が推定できた。より低周波数側の MT 応答の精度を上げるために、昼夜問わず取得データを全てに対して、Chave and Thomson (2004) の時系列解析プログラムを用いた再処理を行ったが、全データに占める高ノイズ時間帯の割合が高く改善は見られなかった。

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１および和泉測線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) の解析コードを使用して、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 100Ωm 一様の地下構造を設定し、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１では RMS=0.83、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 10、図 11、図 12 に、和泉測線１、和泉測線２および金剛測線で推定された比抵抗モデルを示す。

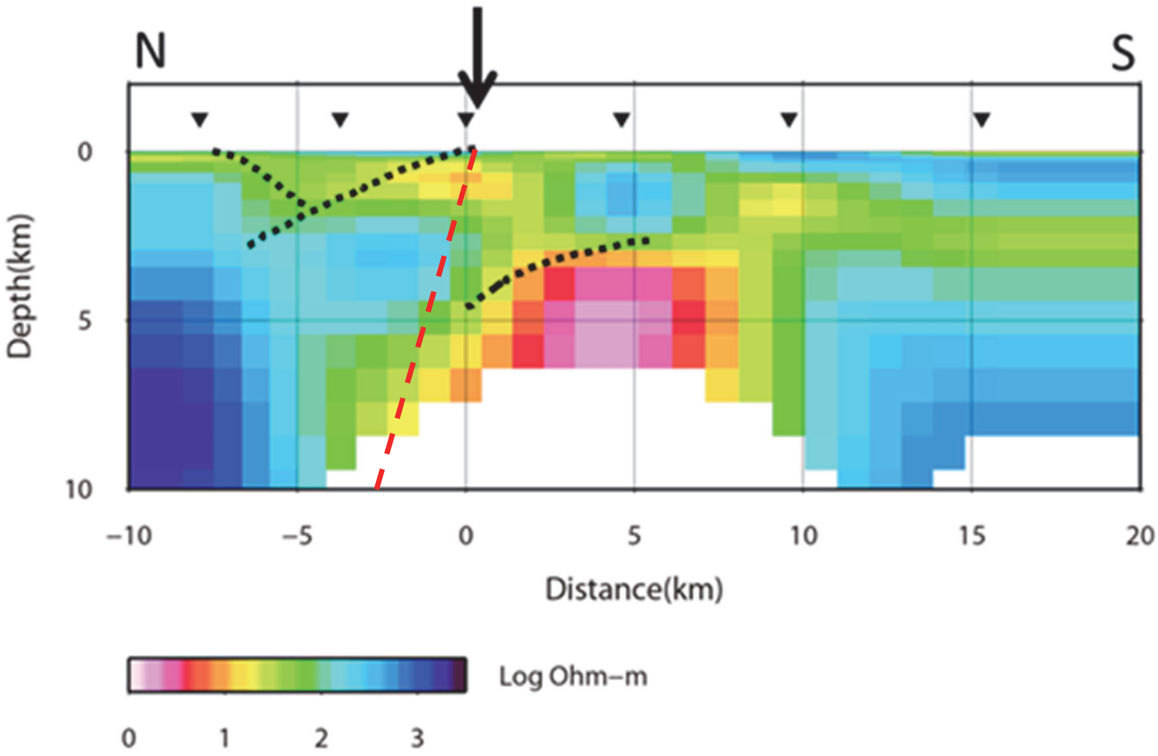


図10　TMモードの２次元解析によって得られた和泉測線１における電気比抵抗南北断面図。地表の▼印が観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。黒矢印は、根来断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 桁以内で推定）のみ表示している。佐藤・他（2007）および Sato et al.（2015）の反射法地震探査から得られた顕著な反射層を点線で比抵抗モデルに重ねて示す。

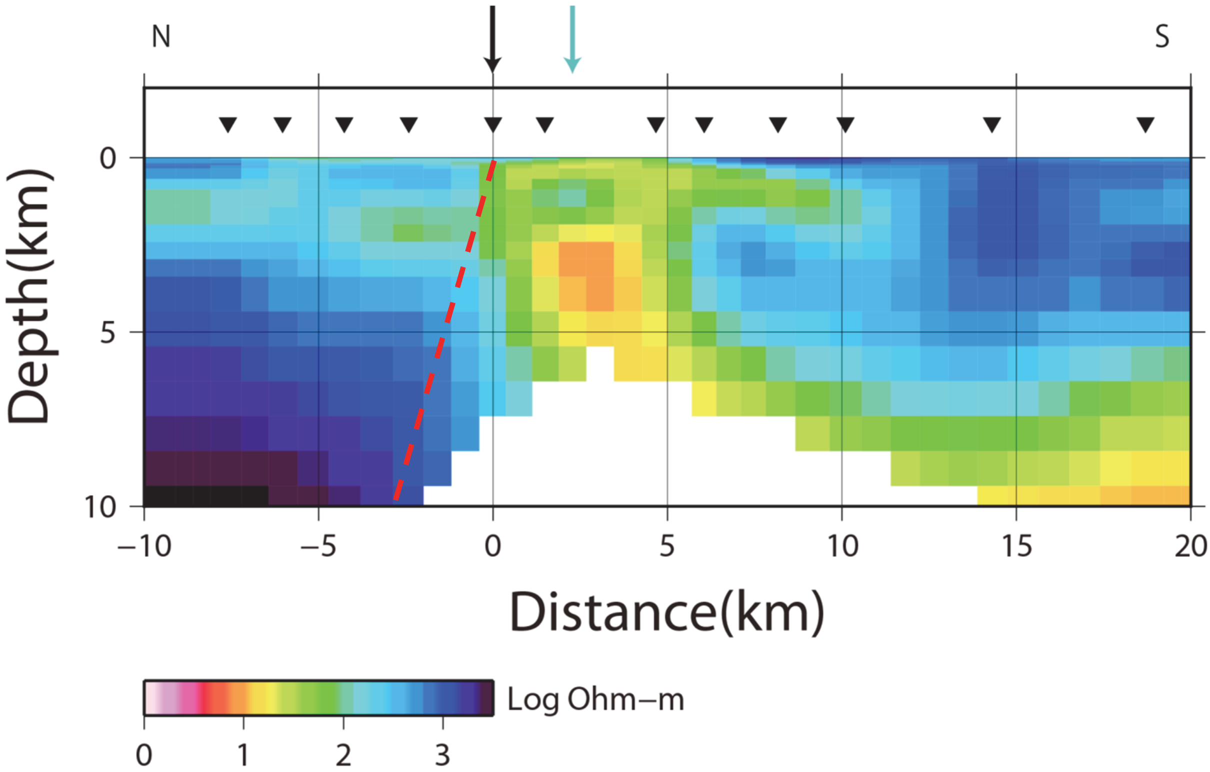


図11　TMモードの２次元解析によって得られた和泉測線２における電気比抵抗南北断面図。地表の▼印が観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。黒矢印、水色矢印は、それぞれ五条谷断層、菖蒲谷断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 桁以内で推定）のみ表示している。

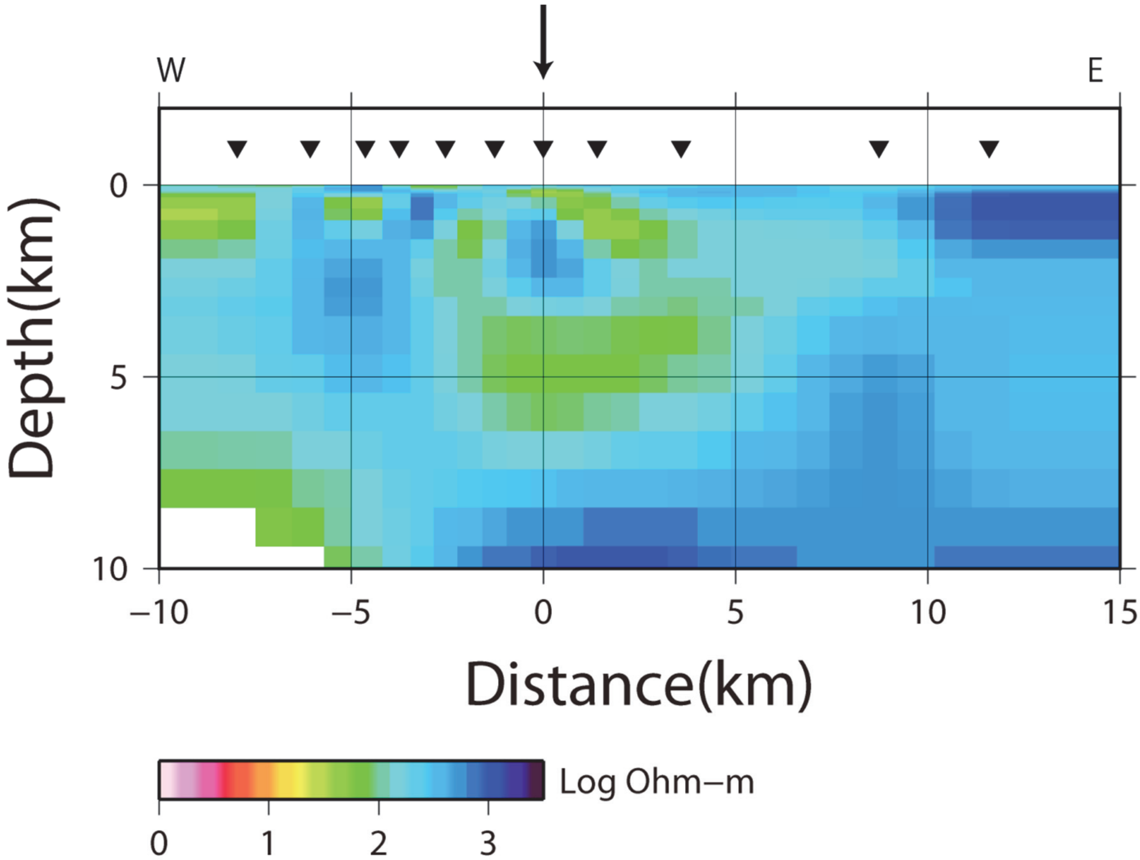


図12　TMモードの２次元解析によって得られた金剛測線における電気比抵抗東西断面図。地表の▼印が観測点位置を表す。暖色系が低比抵抗、寒色系が高比抵抗を表し、比抵抗値のスケールは対数表記で下段に示す。黒矢印は、金剛断層の概略位置を示す。逆解析により得られた比抵抗値の推定誤差の小さいセル（対数標準偏差で 1/3 桁以内で推定）のみ表示している。

図 10 の比抵抗構造と、佐藤・他（2007）および Sato et al.（2015）の反射法地震探査から得られた反射層（点線）とは明瞭な対応関係が見られる。測線北部には領家帯花崗岩に対応すると思われる高比抵抗体が南傾斜（約 30 度）で分布する。根来断層の地表位置からは、北傾斜する構造コントラストが確認できる。この北傾斜の傾向は、2 km 以深では追跡できない。領家帯上面の南傾斜の構造と北傾斜の中央構造線に囲まれる領域は和泉層群に対応し、その比抵抗値は四国西部中央構造線の既往研究（Goto et al., 1998）に調和的である。中央構造線の下盤側に相当する三波川帯は上面のみならず大局的に北傾斜の傾向が確認できるが、パッチ状の表層低抵抗体（菖蒲谷層に相当）により複雑な様相を示す。三波川層の内部構造を示すとされる反射層群は、相対的に高比抵抗領域に集中している。測線中央の深部に検出された低比抵抗体の上面は、浅部では中央構造線と同様に 30 度もしくはそれより低角で北傾斜し、深部に向かい高角（約 45 度）に遷移する。この低比抵抗体は四万十帯に相当すると考えられる。

和泉測線 2 の比抵抗モデル（図 11）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5km程度南方下部に顕著な低比抵抗領域(5km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 12）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、程度は低いが不均質な構造が見受けられ、複雑な様相を示す。

3) 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P波反射法地震探査、ボーリング調査とVSP探査

a)岩出におけるボーリング掘削とコア分析

i)概要

和歌山平野においては、長尺のボーリングは水野・他（1999）しかなく、菖蒲谷層の堆積環境といった地質的な情報や、地震波速度といった地球物理学的パラメータが直接測られた場所がない。そこで、平成25年度の岩出測線沿いで菖蒲谷層を貫き、基盤である三波川帯に到達する長尺ボーリングを行い、堆積層のコアを得る地質学的情報、及びVSPによる地球物理学的な情報である弾性波速度分布を得るとともに、これによって反射法断面の活用を行うことを目的とした。用地交渉の結果、岩出測線沿いの岩出市高瀬地内においてボーリング調査を実施した。掘削長は300m、基盤岩は三波川結晶片岩、その上位に菖蒲谷層群および段丘堆積層、沖積層が重なり、地質学的基盤岩である三波川結晶片岩の上面は163.8mに現れた。菖蒲谷層群。段丘堆積層・沖積層がその上位に重なる。詳細分析は火山灰抽出分析と古地磁気調査等を実施した。火山灰や他の年代の根拠になる資料が入手できなかったが、反射法探査結果の連続性等も含めて、根来での深層のボーリング（水野・他、1999）との対比を行った。

また、300mまで掘削したボーリング孔を用いて、P波及びS波のVSP探査を行い、深さ300mまでのプロファイルを作成した。

ii）ボーリング掘削と柱状図

岩出測線の結果から、確保できた用地での三波川帯の上面は約 250m程度と考えられたため、掘削深度を 300mとし、堆積層部分（菖蒲谷層）についてはオールコアリング採取とした。結果的には、深度163.8mで、三波川帯変成岩の上面が現れた（着岩）ため、岩質が硬質となる約 180m までオールコアリングを行い、それ以深はノンコアボーリングによる掘削を行った。ボーリング調査内容を表3にまとめて示す。図13にボーリング調査地点を示した。また、ボーリング調査風景示を写真1に示す。採取コアは、コア表面を簡単に剥ぎ取った状態でコア観察を行い、その結果をもとに図 14 に示すボーリング柱状図を作成した。

調査地点【岩出孔】においては、上半部の砂礫優勢層に比べて、深度100m以深はシルト層が優勢となり、とくに基盤岩（三波川変成岩）直上の深度 144.6m～163.0m には層厚約20mのシルト層が確認されている。深度140m付近は、H25岩出測線のボーリング地点直近(CMP100)付近においてB面が推定されていた深度にほぼ一致する。

以上より、ボーリング調査地点【岩出孔】においては、基盤岩の上位に分布する未固結堆積層は、菖蒲谷層群に属するNG-4とNG-5(水野・他,1992)に区分される可能性がある。なお、基盤岩直上の深度156.7mと160.2mには目視により火山灰と考えられる層が見られたが、火山ガラスをほとんど含まないことより、広域火山灰との対比はできなかった。また、深度22.75m以浅に見られる砂礫～玉石混じり砂礫は、明確な地質的根拠はないが層相の違いより、段丘堆積層として区分した。

表 3　ボーリング調査仕様

項目	仕様	備考
名称	岩出孔	
掘削地点	和歌山県岩出市高瀬	
	北緯　N 34°15' 27.70"	X(Ⅵ)＝-193063.84 m
	東経　E135°18' 47.46"	Y(Ⅵ)＝-63253.33 m
	標高　22.36 m	TP 基準
掘削深度	300m	余堀 6m
掘削口径	φ123mm(外径)	
採取コア	φ89mm	土砂堆積物のみ採取(原則)
ケーシングパイプ(1 段)	φ165.2mm(外径)	設置深度：6.4m
掘削方式	ワイヤライン工法	
掘削期間	(自）平成 27 年 9 月 29 日	VSP 探査および搬出入期間等を含む
	(至）平成 28 年 1 月 24 日	

写真 1　ボーリング風景

図 13　ボーリング調査地点詳細図

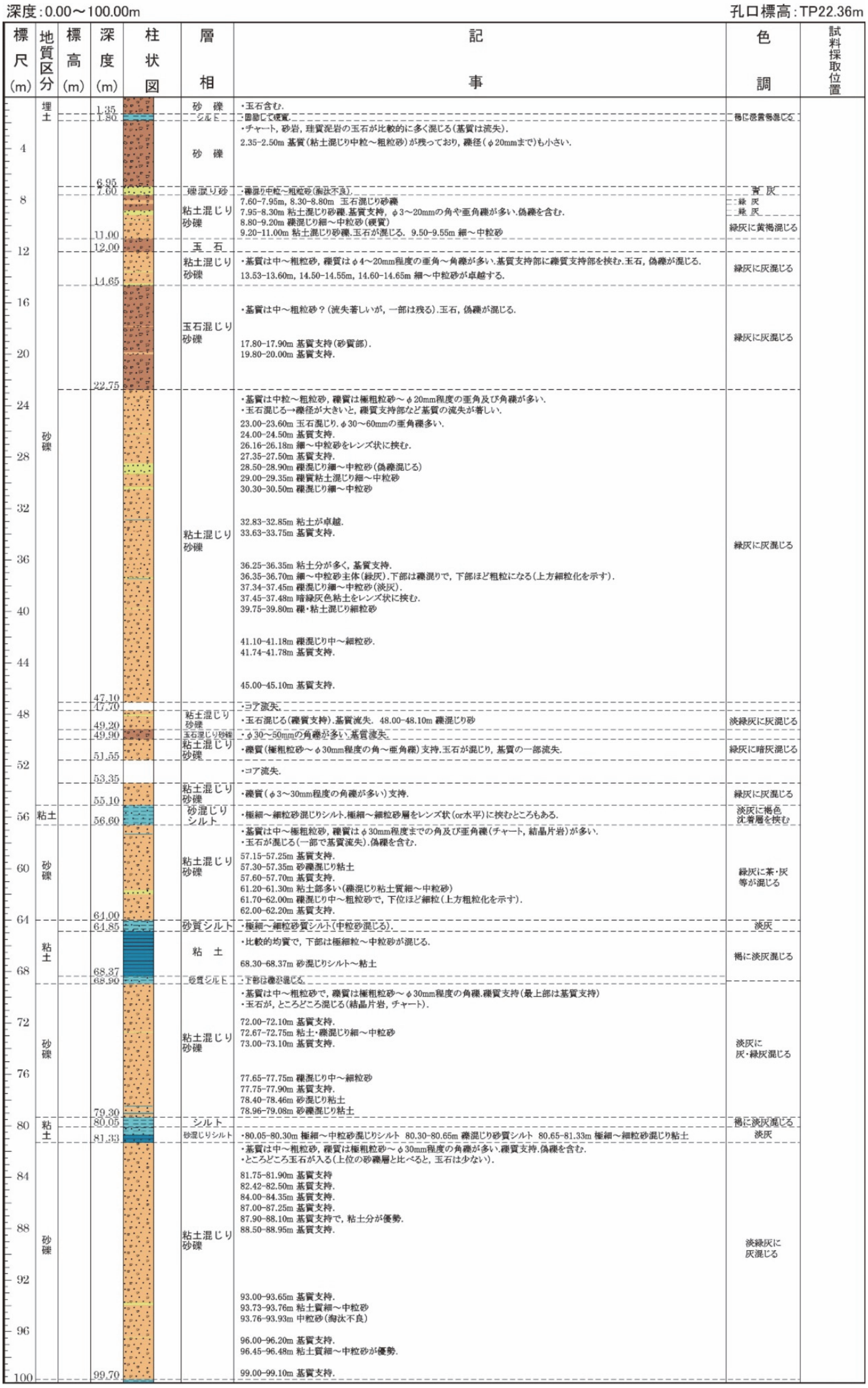


図14　掘削に基づく柱状図

深度:100.00〜200.00m
孔口標高:TP22.36m
標尺(m)
地質区分
標高(m)
深度(m)
柱状図
層相
記事
色調
試料採取位置
粘土
シルト〜砂質シルト
99.70-100.80m シルト　100.80-101.06m 細〜中粒砂質シルト
101.06-101.55m シルト　101.55-102.05m 細〜中粒砂質シルト
102.05-102.90m シルト　102.90-103.40m 極細〜細粒砂混じりシルト
103.40-105.00m シルト(下部は細〜中粒砂が混じる)
105.00-105.03m 中〜粗粒砂混じり粘土
褐に淡灰混じる
淡灰
褐に灰混じる
淡灰に褐混じる
褐に淡灰混じる
105.03
105.85
砂礫
粘土混じり砂礫
・基質は中〜粗粒砂，礫質はφ8mm程度までの角礫が多い.礫質支持.偽礫を含む.　105.40-105.70m 基質流失(玉石混じる?).
・基質は中〜極粗粒砂，礫質はφ20mm程度までの角及び亜角礫が多い.基質支持部に礫質支持を挟む.
・φ30mm以上の礫や玉石(チャート，結晶片岩，泥岩)が混じり，基質が流失するところもある.
106.40-106.65m コア流失.
107.80-107.95m 中粒砂主体で，淘汰不良.下底部は粗〜極粗粒砂が混じる.
淡灰に暗灰混じる
111.10
粘土
シルト〜砂質シルト
111.10-111.67m シルト　111.67-111.95m 砂質シルト〜シルト質砂に漸移(砂は細〜中粒砂で粗粒砂混じる.)
111.95-112.80m シルト(112.05-112.25mは細〜中粒砂混じる)
112.80-113.30m 砂質シルト(砂は上部は細粒砂，下部は細〜中粒砂で粗粒砂まじる)　113.30-113.55m 礫混じり砂質粘土
淡黄緑
淡灰白
淡緑黄
淡灰
113.55
115.45
・コア流失.
粘土
砂質シルト
115.45-115.55m 粘土混じり中粒砂(φ5mmまでの礫が混じる.)
115.55-115.80m 砂礫混じりシルト(上半部は粘土)
115.80-116.50m 砂質シルト　116.50-116.90m 砂混じりシルト
淡灰
褐に淡灰混じる
116.90
砂礫
粘土混じり砂礫
116.90-117.00m 粘土混じり砂礫　117.00-118.20m コア流失.
118.20-119.16m 粘土混じり砂礫(基質は中〜粗粒砂，礫質はφ30mmまでの角礫多い).おおむね礫質支持.
119.46-119.70m 礫混じり粘土質細〜中粒砂(基底部は粗〜極粗粒砂)
淡灰
119.70
粘土
シルト
119.70-120.00m シルト
120.00-121.35m 砂混じりシルト(121.13mより下位は砂分多く，最下部は砂の薄層を水平に挟むところもある)
褐に淡灰混じる
淡灰に褐混じる
淡灰
121.35
122.10
粘土混じり砂
・粘土混じり中〜粗粒砂(礫が混じる)
灰
123.20
シルト
122.10-122.62m シルト　122.62-123.00m 砂質シルト　123.00-123.20m 砂混じり粘土
淡灰
黄褐
砂礫
粘土混じり砂礫
123.20-123.50m コア流失.
123.50-126.30m 粘土混じり砂礫(礫質支持)
・基質は中〜粗粒砂，礫質は極粗粒砂〜φ20mm程度の角礫が多い.
124.40-124.80m 基質支持(礫混じり砂)，124.90-125.00m 中粒砂　125.00-125.20m 礫混じり砂
淡灰に暗灰混じる
126.30
粘土
砂混じりシルト
126.30-126.70m 砂混じりシルト　126.70-127.10m 砂質シルト
127.10-127.80m シルト(腐植片混じる)　127.80-128.20m 砂質シルト(砂は細〜中粒砂)
緑灰
淡灰
128.20
128.70
腐植質シルト
128.20-128.55m 弱腐植質砂混じりシルト(材片混じる)　128.55-128.70m コア流失
淡黒褐
シルト
128.70-128.80m 砂質シルト〜砂混じりシルトに漸移　128.80-129.30m シルト(下半部は腐植質部混じる)
129.30-129.45m 礫混じり中〜粗粒砂(下部は腐植質)　129.45-130.80m シルト(腐植片・材片が混じる)
淡灰
130.80
腐植質シルト・シルト互層
130.80-131.35m 腐植質シルト(大きな材はさむ)　131.35-131.60m シルト(腐植片・材片が混じる)
131.60-132.15m 腐植質シルト(材片が混じる)　132.15-133.68m シルト(腐植片・材片が混じる)
133.68-133.97m 腐植質シルト　133.97-134.15m シルト(基底部に中〜粗粒砂が混じる)
緑灰
淡黒褐
淡黒灰
淡灰
緑灰
黒褐
134.15
135.20
腐植質シルト
腐植質シルト(材片混じる)
淡黒灰
砂礫
砂　礫
135.20-137.90m 砂礫(粘土混じり?)
・基質(中〜粗粒砂?)の流失が多い.礫質はφ30mm程度までの角及び亜角礫が多い.礫質支持?
137.90-138.30m 粘土〜砂混じり粘土に漸移
138.30-140.90m 砂礫
・基質(中〜粗粒砂?)の流失あり.礫質はφ30mm程度までの角及び亜角礫が多い(チャート，結晶片岩，珪質泥岩，砂岩).
灰に黒混じる
淡青灰
灰に黒混じる
140.90
粘土
砂質シルト
140.90-141.15m 礫混じり砂質粘土(材・腐植片が混じる)　141.15-142.10m 細〜中粒砂質シルト(下部は腐植土が混じる)
142.10-142.75m 腐植質砂混じりシルト(材・腐植片が混じる)
淡灰〜灰黒に漸移
淡黒灰
142.75
砂礫
砂　礫
・礫質は極粗粒砂〜φ50mm程度の角及び亜角礫が多い.
・礫質支持(基質は流失).
灰
144.60
145.45
腐植質シルト
144.60-145.10m 腐植質砂混じりシルト(材片が混じる)　145.10-145.45m 弱腐植質砂混じりシルト(材片が混じる)
黒褐〜淡黒灰
粘土
シルト・砂混りシルト
145.45-146.50m シルト(材・腐植片が混じる)　146.50-146.80m 粘土混じり砂礫?(基質流失)
146.80-146.92m 粘土　146.92-147.32m 砂混じりシルト(細〜中粒砂混じり，下位ほど砂分多く，下部は極粗粒砂が混じる)
147.32-148.29m シルト(腐植片が混じる)　148.29-149.12m 砂混じりシルト(材片が混じる)
149.12-149.48m 微弱腐植質シルト(材片が混じる)
淡灰
青灰
淡黒灰
149.48
149.48-150.55m 細〜中粒砂混じりシルト　150.55-150.82m 砂混じりシルト(上位より砂分多く，粗粒砂が混じる)
150.82-151.00m 砂質シルト(三波川の結晶片岩質)　151.00-151.48m 砂混じりシルト
151.48-151.80m 礫混じり砂質シルト　151.80-152.60m 砂混じりシルト(砂は細〜中粒砂)
152.60-152.70m 微弱腐植質砂混じりシルト　152.70-153.25m 腐植質シルト(材片をはさむ)
緑灰
淡褐黒
緑灰
淡黒灰
黒褐
153.25
砂礫混じりシルト
153.25-153.65m 砂礫混じりシルト(材片が混じる)　153.65-154.08m 砂礫質シルト(三波川の結晶片岩質)
154.08-154.40m 砂礫質シルト(テフラ混じる?)　154.40-154.55m 弱腐植質砂質シルト
淡灰に灰混じる
淡灰
淡黒褐
154.55
155.47
テフラ?
154.55-155.23m テフラの二次堆積物?　155.23-155.47m 砂混じりシルト(腐植片が混じる)
白灰
淡緑灰
粘土
シルト
155.47-156.00m 礫混じり砂質シルト　156.00-156.71m シルト(下部は微弱に腐植質)　156.71-156.76m テフラ(淡赤褐)
灰
156.76
シルト・腐植質シルト
156.76-156.94m 腐植質シルト(材が入る)　156.94-157.84m 砂混じりシルト(材が入る，腐植片・材片が点在)
157.84-158.38m 腐植質シルト(材が入る)　158.38-158.47m 緑灰色シルト　158.47-158.85m 腐植質砂混じりシルト
黒褐
灰
黒褐
158.85
砂質粘土
158.85-159.34m シルト　159.34-159.50m 砂質粘土　159.50-159.70m 粘土混じり粗〜中粒砂　159.70-160.06m 砂質粘土
160.06-160.15m 弱腐植質シルト　160.15-160.20m 白桃色テフラ
灰
淡黒灰
160.20
160.20-160.41m 砂礫質粘土(φ20mmまでの結晶片岩角礫が混じる)　160.41-160.83m 砂混じり粘土(基底部は腐植質)
160.83-160.95m 淡灰白色砂混りシルト(テフラ二次堆積物?)　160.95-161.00m 中〜粗粒砂主体　161.00-162.10m シルト
162.10-162.29m 粘土混じり中〜細粒砂　162.29-162.35m 砂混じりシルト　162.35-163.00m 腐植質砂混じりシルト〜砂質粘土
緑灰に暗灰はさむ
黒褐
163.00
三波川帯(結晶片岩)
風化結晶片岩
163.00-163.65m 風化して砂礫混じり粘土状を呈する.
163.65-165.00m 風化して砂質シルト状を呈する.
灰
緑灰
165.00
結晶片岩
165.00-179.50m 風化著しく、岩質は軟かい.局部的に粘土質となる.
180.00-188.30m 亀裂は発達するが、岩質は硬くなる.
188.30-189.00m 亀裂間隔が粗くなる。中硬岩
189m以深、ノンコア掘削.
灰
104
108
112
116
120
124
128
132
136
140
144
148
152
156
160
164
168
172
176
180
184
188
192
196
200
柱状図：材　腐植片　腐植質　火山灰

図14　（続き）

iv）堆積層の詳細解析の方法

コア試料を対象として、各種情報の記録および各種分析に応じた試料の採取および分析を行なった。今回の作業では、図 15 のような円柱状に採取されたコアが取得された。本来なら半割にして観察や分析試料の採取を行う予定であったが、予想に反して礫混じりの粗粒堆積物が中心であったため半割せずに以降の作業を進める事とした。

作業は、写真撮影、肉眼観察を行なった後、潜在火山灰の分析を行うために、細粒分の層相からなるシルト層および粘土層を中心に、10cm 毎に試料を採取した。砂質が主体の区間および礫混じりの層相では、火山灰が残っている可能性が極めて低いため、分析対象からは除外し試料採取を行っていない。また、古地磁気の伏角を測定するための試料も併せて採取した。

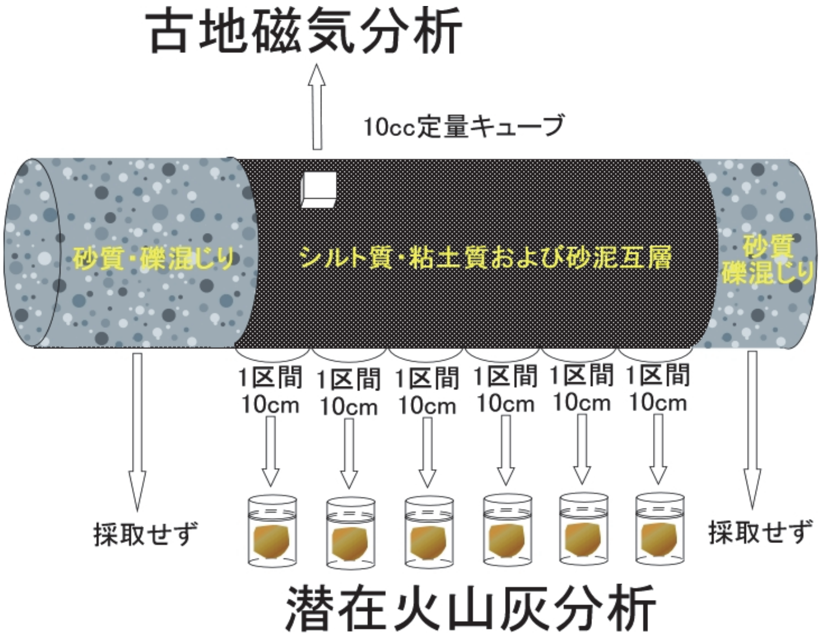


図 15　コアの解体イメージ図

(ア)写真撮影

写真撮影は、できるだけ自然光に近い状態で撮影するため、LED ライトを光源とするコアの撮影のための専用台（写真２）を作成し利用した。カメラは広角レンズを使用して、コアを一括で解像度 150dpi 程度の高分解能写真撮影が可能なように光量を確保し、焦点、感度、シャッタースピードを固定して撮影した。なお、撮影はコア箱単位の 3m 毎に撮影を行った。

写真２　コア写真専用撮影台を使った撮影状況

（イ）コア記載

写真撮影を行った後､肉眼観察を実施し､試料分析に適した細粒層の分布状況を把握し、試料採取を行なった付近を中心に記載を行った。

（ウ）各種分析試料の採取

先述した一連の作業が終了した試料については、年代観を把握する上で重要な、広域火山灰（テフラ）の分析用試料を採取することを優先した。ただし、肉眼観察する限りにおいて、明瞭な火山灰の含有が期待できない状況であったため、大局的な年代観を把握する目的で古地磁気分析も行う事とした。

（エ）堆積年代検討のための分析

堆積物の年代を知るには放射性炭素同位体比測定（14C 分析など）を用いる事が一般的であるが、今回のボーリング掘削地点では、14C 分析で測定できる 4～5 万年をはるかに超える古い年代値が予想されるため、有機物の試料採取は積極的には実施しなかった。その代わり、肉眼で検出できない潜在火山灰の詳細分析を連続的に行う事とした。対象としたのは、火山灰が降灰して堆積した後にも残存しやすい細粒分を主体とするシルト層、粘土層と薄い砂層を挟む互層部分を中心に試料の採取を行った。

（オ）火山灰分析および潜在火山灰分析

本調査では、ボーリングコアの肉眼観察で確認された火山灰以外にも、細粒層を対象に洗い出しと偏光顕微鏡下での観察を行って､目視では確認の難しい潜在火山灰も抽出した。偏光顕微鏡観察などにより火山ガラスの混入が有意に認められた試料については、鉱物組成比、屈折率測定などの詳細分析を行って火山灰の同定を実施した。具体的にはボーリングコアに挟在される火山灰層について、鉱物組成の鑑定および火山ガラスの屈折率測定を

行い、形状や包有物の有無などの諸性質を明らかにした。手順は次の通りである。

①前処理

半湿状態の生試料を適宜採取秤量し、50℃で15時間乾燥させる。乾燥重量測定後、2Lビーカー中で数回水替えしながら水洗し、その後超音波洗浄を行う。この際、中性のヘキサメタリン酸ナトリウムの溶液を濃度1～2%程度となるよう適宜加え、懸濁がなくなるまで洗浄水の交換を繰り返す。乾燥後、篩別時の汚染を防ぐため使い捨てのフルイ用メッシュ・クロスを用い、３段階の篩別（60、120、250mesh）を行い、各段階の秤量をする。こうして得られた120～250mesh（1/8～1/16mm）粒径試料について比重分別処理を加えることなく、封入財（Nd=1.54）を用いて岩石薄片を作成した。

②鉱物組成分析

前述の薄片を用い、全鉱物組成として火山ガラス・軽鉱物・重鉱物・岩片・その他の５項目について、1薄片中の各粒子を無作為に200個まで計数し含有粒子数の量比百分率を測定した。さらに重鉱物については、主要重鉱物であるカンラン石（Ol）・斜方輝石（Opx）・単斜輝石（Cpx）・褐色普通角閃石（BHb）・緑色普通角閃石（GHb）・不透明（鉄）鉱物（Opq）・カミングトン閃石（Cum）・ジルコン（Zr）・黒雲母（Bt）・アパタイト（Ap）を鏡下で識別し、ポイント・カウンターを用いて無作為に200個体を計数してその量比を百分率で示した。

③火山ガラス形態分類

前処理で作成した検鏡用薄片中に含まれる火山ガラス形態を、吉川(1976)に準拠して、H：扁平型（Ha、Hb)、C：中間型（Ca、Cb)、T：多孔質型（Ta、Tb）に分類した。またこれらの形態に属さないものをIt：不規則型　として一括して示した。なお、含有率を測定するため200個の粒子を測定した。その過程で着色したものやスコリア質のもの、および亀ノ甲型と呼ばれる特異な形態をもつ火山ガラスの有無もチェックした。さらに、火山ガラスの水和現象を観察し、山下・壇原（1995）に基づき水和（hyeration）やスーパーハイドレーション（super hydration）の程度についても可能な限り半定量的に記載した。

④火山ガラスの屈折率測定

前処理により調整された120～250mesh（1/8～1/16mm）粒径を対象に、温度変化型屈折率測定装置（RIMS）を用い火山ガラスの屈折率を測定した。温度変化型屈折測定法は、火山ガラスの浸液温度と屈折率の換算温度から火山ガラスの屈折率を計数して求める方法である。測定に際しては、精度を高めるため、原則として1試料あたり50個以上の火山ガラス片を測定するが、火山ガラスの含有の低い試料ではそれ以下の個数となる場合もある。

⑤鉱物の屈折率測定

火山ガラスの屈折率と同様な操作を経て測定作業を行うが、鉱物の屈折率測定は光学的方位をチェックする必要がある点で大きく異なっている。今回の測定は、屈折率値の精度を高めるため30結晶の測定を目指しているが、含有結晶量が少ない場合にはそれ以下に

なる場合もある。対象鉱物は斜方輝石(Opx)および普通角閃石(Hb)で、鎌田・壇原(1994)に準じ対象鉱物片の屈折率を測定した。

（カ）潜在火山灰分析

ボーリングコアの肉眼観察で確認された火山灰以外にも細粒部分の地層の洗い出しや偏光顕微鏡下での観察を行って、目視では確認の難しい火山灰も抽出した。また、火山灰と同定されたものに関しては鉱物組成比、屈折率測定などの詳細分析を行って火山灰の同定ができるように作業を行った。以下分析方法を簡単に記す。

①火山灰洗い出し

肉眼では確認できない火山灰を捉えるため、火山灰の洗い出しを行った。分析は基本的に粘土～細粒砂程度の地層を対象に、概ね 10cm 区間毎にマージして試料採取を行った。コアから数 10g の土試料を採取し、超音波洗浄機を用いて粘土などの細粒分を取り除く。洗浄された試料はプレパラートにして偏光顕微鏡で検鏡し、火山灰の含有が多い深度のサンプルについては火山灰詳細分析を行って火山灰を同定する。

②火山灰詳細分析

ボーリングコアに挟在する火山灰層について、鉱物組成の鑑定および火山ガラスの屈折率測定を行い、形状や包有物の有無などの諸性質を明らかにした。主な手順として、

・火山灰を水洗篩別し、細粒砂サイズにそろえる。

・超音波洗浄により粒子に付着した粘土分等を除去する。

・プレパラートを作成し偏光顕微鏡にて鉱物組成（軽鉱物・重鉱物および火山ガラス）を計数する。

・温度変化型屈折率測定装置（RIMS）により火山ガラスの屈折率を測定する。

・ガラスの屈折率のみでは同定が困難な試料については、引き続き斜方輝石・角閃石の屈折率を測定する。

（キ）古地磁気分析

堆積物の古地磁気方位に基づいて磁気層序を確定し、周辺の同時期に堆積した地層との対比を行う。古地磁気方位は汎地球的に起こった事象であることから、古地磁気層序が明らかになれば、原理的には地球上の全ての地層との対比が可能となる。本調査の目的は、火山灰層序以外の年代測定の手法の一つとして、この古地磁気調査を実施し、特に大阪層群最下部層部の詳細な対比と年代決定をおこなう。具体的には岩石や地層などに残留磁化として記録されている過去の地磁気を読み取って、すでに明らかになっている地磁気の特徴的な変動と照合して年代を推定する方法が古地磁気層序法である。地磁気の変動にはその規模や周期にいろいろなものがあり、時代の古さに応じた変動を捉えることが必要である。長い周期で変動する地磁気の変動は、現在はブリュンヌ正帯磁期と呼ばれ、約 73 万年前には松山逆帯磁期に変化し、さらにその前にガウス正帯磁期がある。持続時間が数万年程度の地磁気の変化はイベントと呼ばれ、さらに数百年～数千年単位の変化をエクスカーションと呼ぶ。このような古地磁気の変化を読み取れば、堆積年代の推定ができる。

測定方法は、サンプリングの状態によって異なるが、比較的柔らかい堆積物であるので10cc 立方体のプラスチックキューブにコアの上方に向かっての矢印を明記しながら、定方位にサンプリングを行う。サンプリング時の堆積粒子の乱れをできるだけ最小限にするためにも、採取する堆積物は粘土～シルト程度の粒子のものから優先的に採取した。また、地磁気のエクスカーションの検出を試みる場合は､時間的に大きな間隙ができないように、なるべく多くの層準でサンプリングをする必要がある。

サンプリングされた試料は、それぞれ、交流段階消磁を行いながら、過去の磁化方向を検出する、消磁作業を行う。消磁作業には交流消磁と熱消磁がある。本調査では、交流消磁を主に行いながら熱消磁も実施し、各段階で消磁作業が確実に行われているかをチェックしながら実施した。

古地磁気分析用の試料は 126 試料を概ね１ｍ間隔で採取し、その中から層相を確認しながら表２に示す 39 試料を詳細分析する事とした。表４に古地磁気分析用採取試料一覧を示す。

測定機器と測定条件はそれぞれ下記の通りで行った。

使用測定機器：超伝導磁力計（2G Enterprises 社、Model 755R)

測定条件：段階交流消磁：50mT まで 5mT 間隔、50～80mT で 10mT 間隔

　　　　　段階熱消磁：室温および 150～650°C で 50°C 間隔

表４　古地磁気分析用採取試料一覧

	Sample	Depth (m)		Sample	Depth (m)
1	H27IW-05524	55.24	21	H27IW-12636	126.36
2	H27IW-06420	64.20	22	H27IW-13275	132.75
3	H27IW-06647	66.47	23	H27IW-13279	132.79
4	H27IW-06819	68.19	24	H27IW-13515	135.15
5	H27IW-07950	79.50	25	H27IW-14130	141.30
6	H27IW-09995	99.95	26	H27IW-14135	141.35
7	H27IW-10062	100.62	27	H27IW-14268	142.68
8	H27IW-10143	101.43	28	H27IW-14476	144.76
9	H27IW-10176	101.76	29	H27IW-14486	144.86
10	H27IW-10315	103.15	30	H27IW-14760	147.60
11	H27IW-10435	104.35	31	H27IW-14769	147.69
12	H27IW-10480	104.80	32	H27IW-14775	147.75
13	H27IW-11120	111.20	33	H27IW-14978	149.78
14	H27IW-11148	111.48	34	H27IW-15122	151.22
15	H27IW-11231	112.31	35	H27IW-15124	151.24
16	H27IW-11570	115.70	36	H27IW-15632	156.32
17	H27IW-12012	120.12	37	H27IW-16017	160.17
18	H27IW-12015	120.15	38	H27IW-16155	161.55
19	H27IW-12259	122.59	39	H27IW-16274	162.74
20	H27IW-12263	122.63			

v）作業結果

以下、分析の結果を記載する。

（ア）写真撮影

撮影は 0 から 192m の間をコア箱単位（3m 毎）に行い 64 枚の画像を取得した、撮影画像の例を写真３－１～７に示す。

写真３－１　H27IW ボーリングコア撮影画像　深度 15-18m　（礫主体）

写真３－２　　H27IW ボーリングコア撮影画像　深度 54-57m　（砂とシルトの互層）

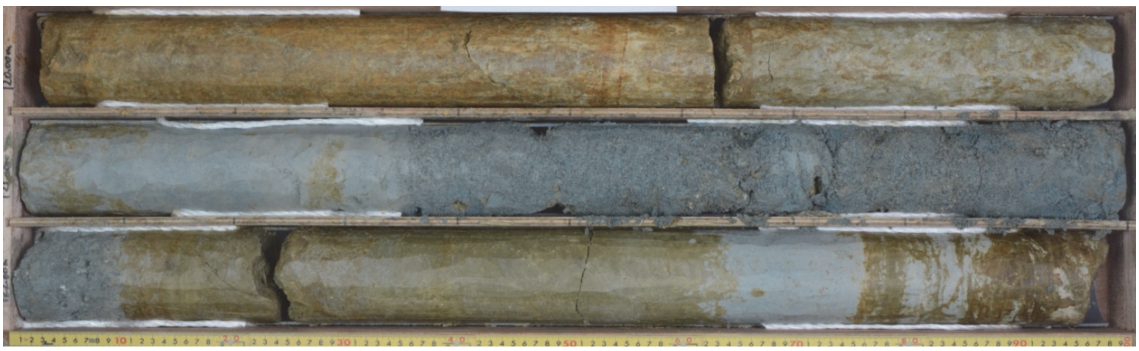


写真３－３　　H27IW ボーリングコア撮影画像　深度 120-123m（シルト主体で砂の互層）

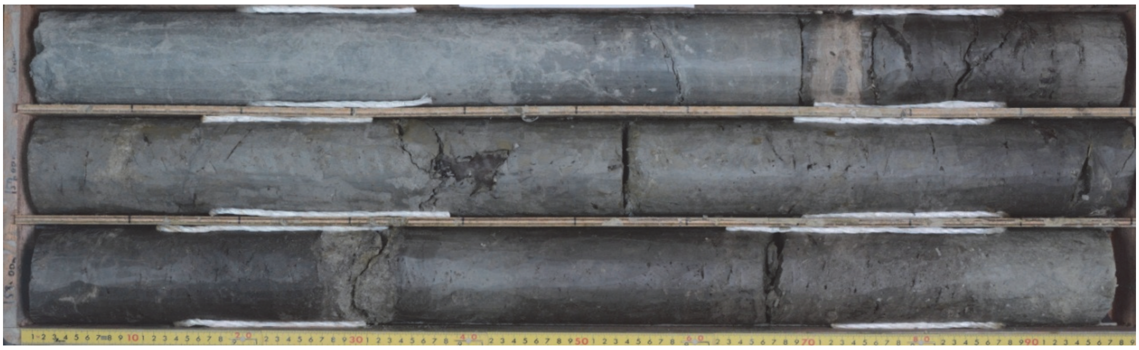


写真３－４　　H27IW ボーリングコア撮影画像　深度 156-159m（シルト～粘性土）
（156.70-75 付近に火山灰らしき層相を確認）

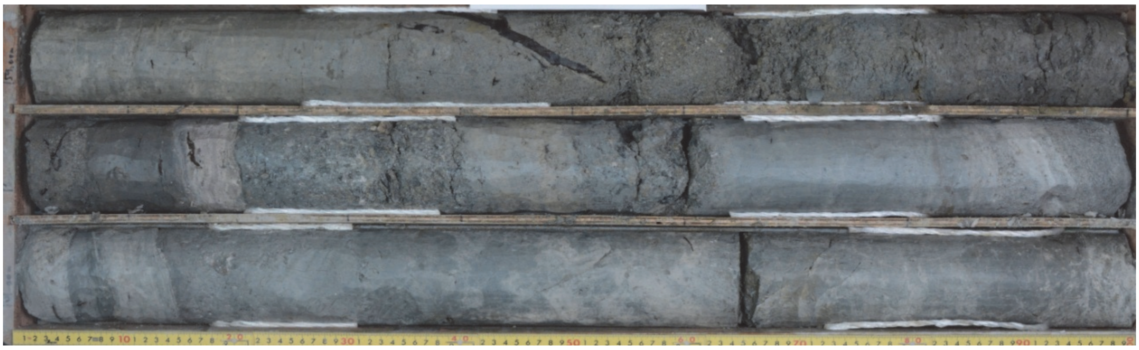


写真３－５　　H27IW ボーリングコア撮影画像　深度 159-162m
（160.15-20 付近に火山灰らしき層相を確認）

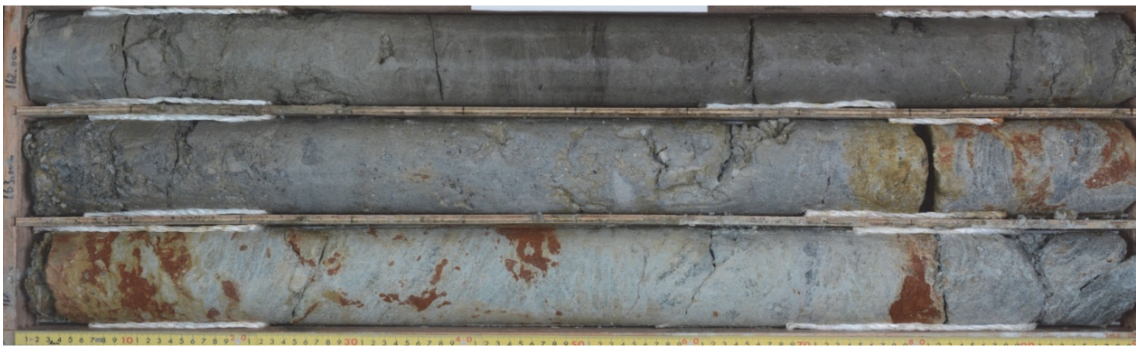


写真３－６　　H27IW ボーリングコア撮影画像　深度 162-165m（163.8m で着岩）

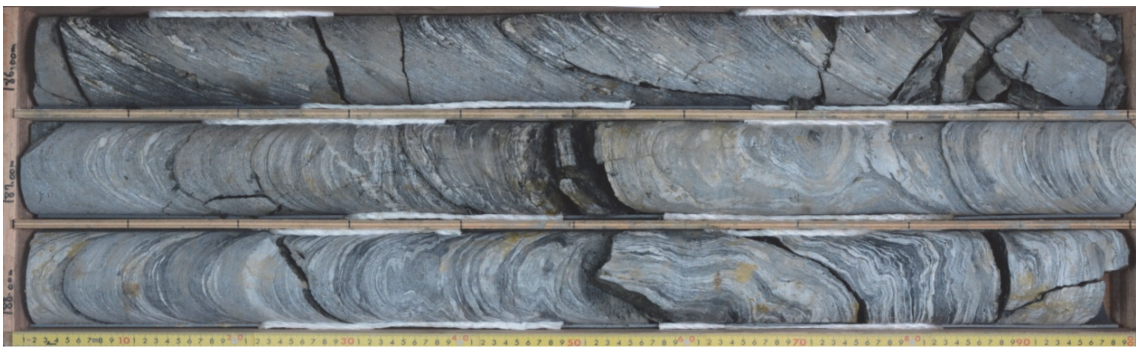


写真３－７　　H27IW ボーリングコア撮影画像　深度 186-189m（三波川変成岩帯）

（イ）コア記載

コア記載については、特徴的な包含物や試料の堆積物の粒度の変化、色調の記録等をはじめとする必要情報を記入した。

一部を図 16-１～４に示すとともに、全記載用紙を巻末に添付する。

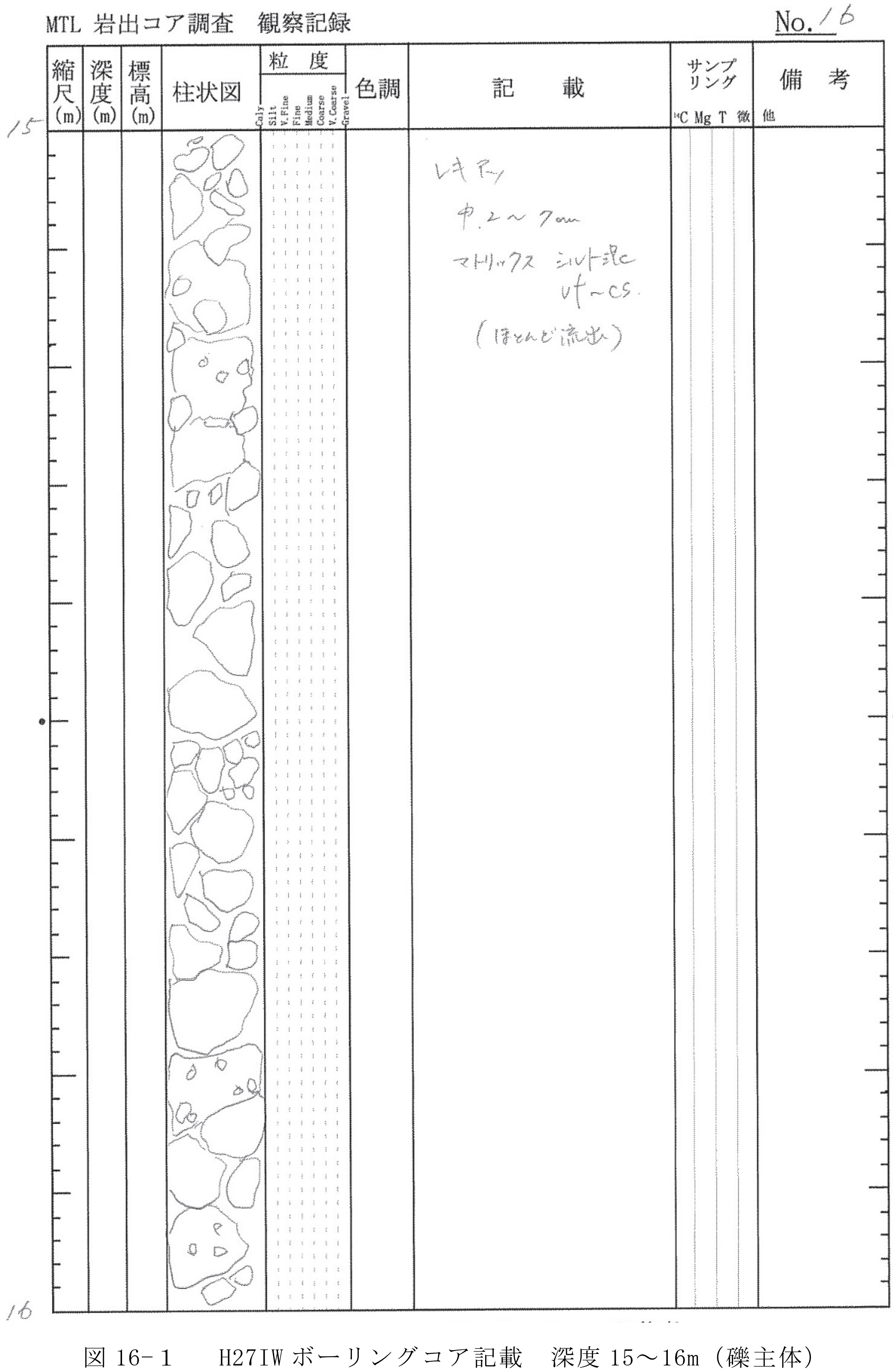


図 16-１　　H27IW ボーリングコア記載　深度 15～16m（礫主体）

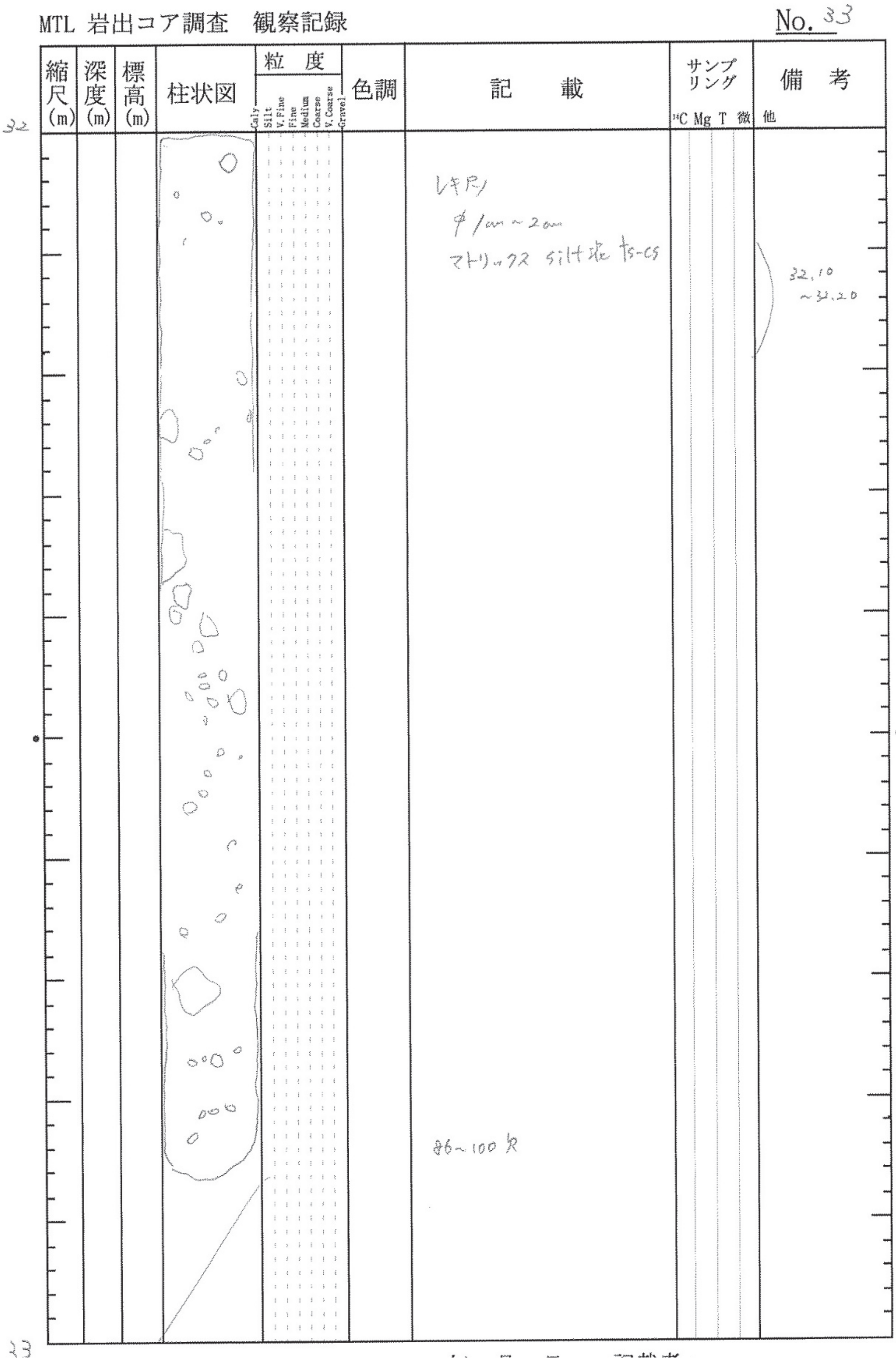


図 16-２　　H27IW ボーリングコア記載　深度 32～33m　（砂主体で礫混じり）

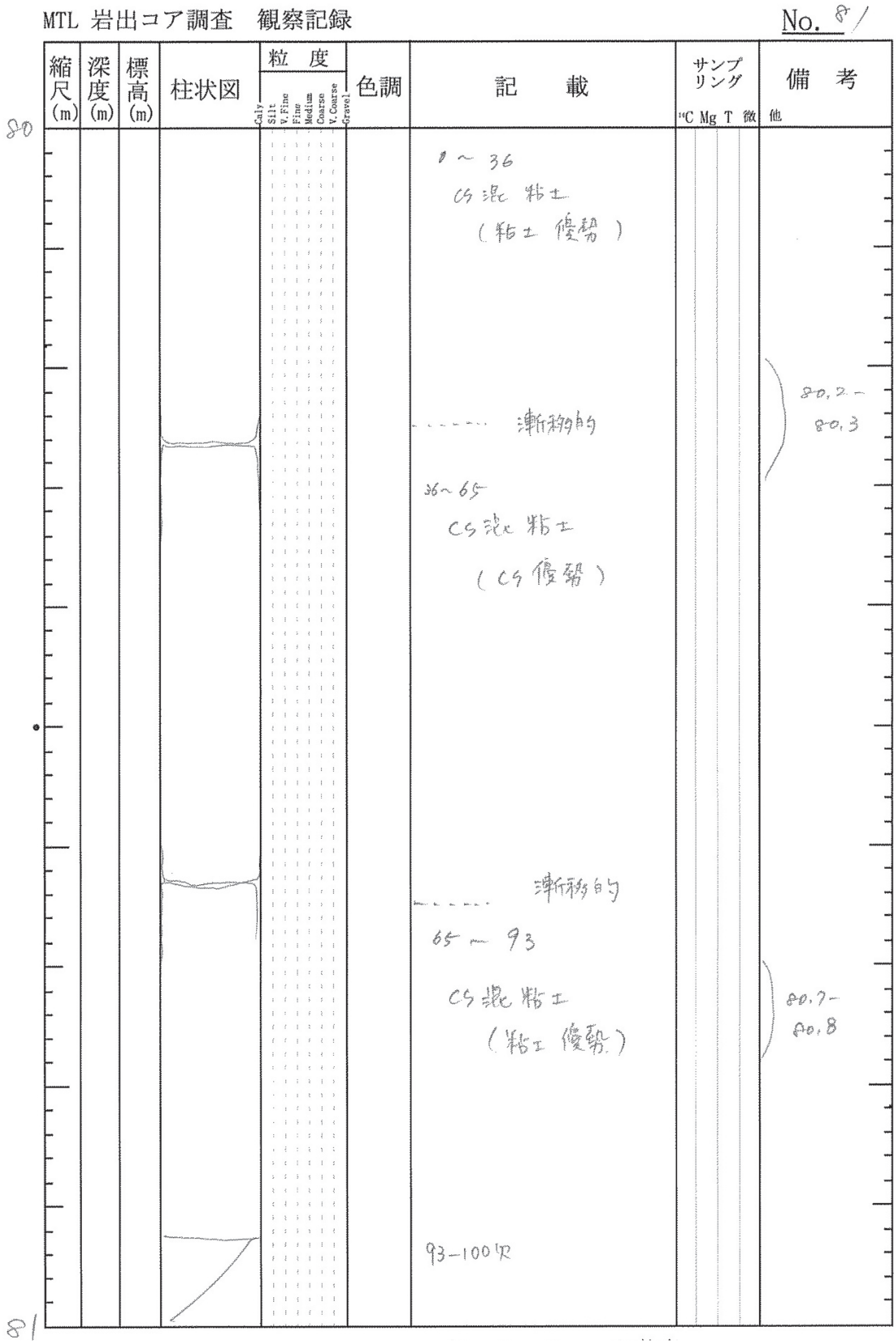


図 16-３　　H27IW ボーリングコア記載　深度 80～81m（粘土主体砂混じり）

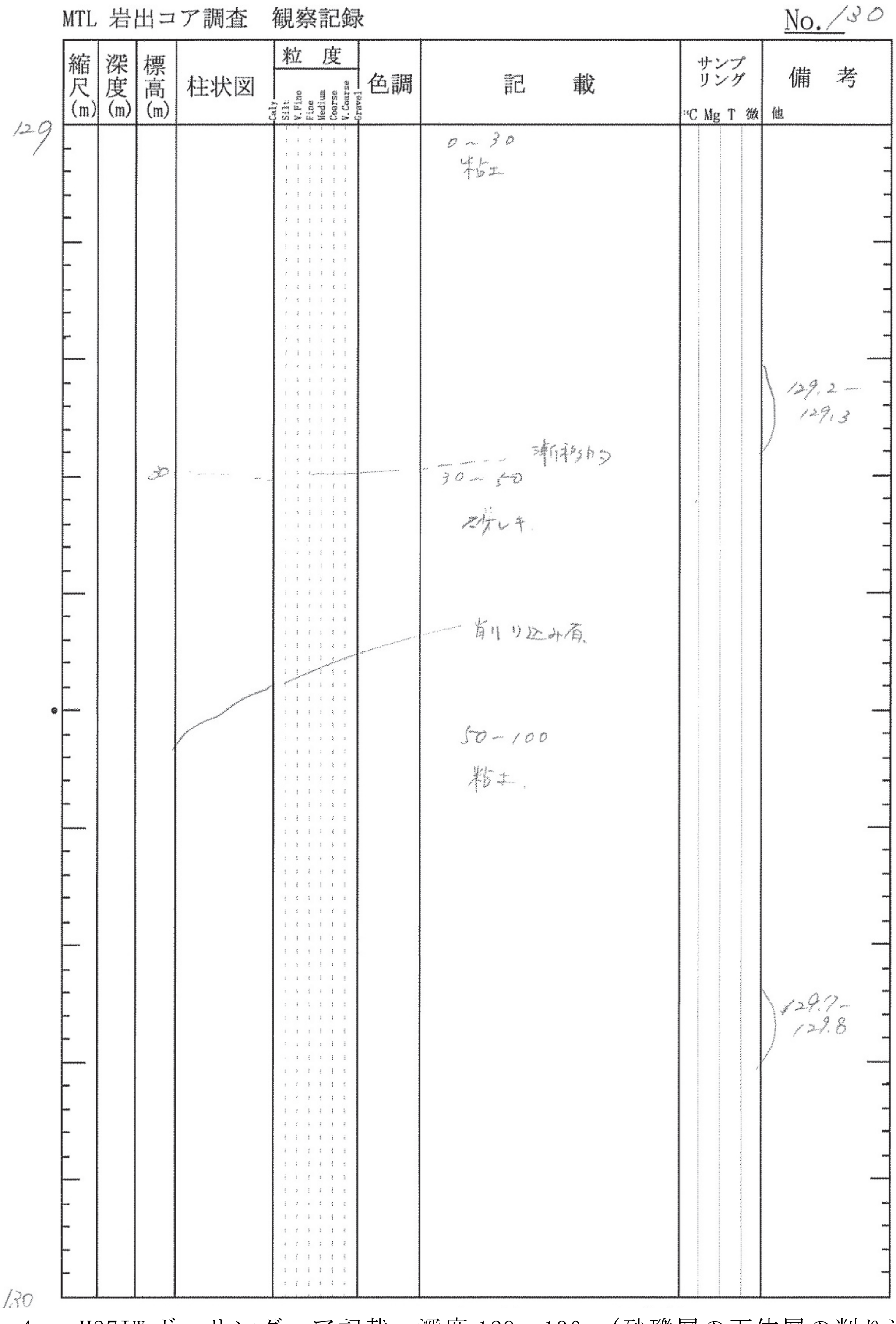


図 16-4　　H27IW ボーリングコア記載　深度 129～130m（砂礫層の下位層の削り込み）

（ウ）火山灰および潜在火山灰の分析結果

眼観察により、写真４－１に示す 156.72-156.75 ならびに写真４-２に示す 160.14-160.20 において、火山灰と思われる層相を確認した。

写真４-１　H27IW コアの 156.72-156.75 付近の接写

写真４-２　H27IW コアの 160.14-160.20 付近の接写

そこで、広域火山灰との対比を行い、ボーリングコアの年代観を把握できると期待されたため、試料を採取し前処理を行って写真５で示すように顕微鏡での簡易観察を行った。全体的に無色の結晶が多く認められるが、火山ガラスであるか長石や石英であるかの判別がつかなかったため、詳細な分析を行った。詳細分析の結果を表５～６に示す。いずれも、火山ガラスは含まないという結果となり、広域火山灰との対比は出来ない結果となった。

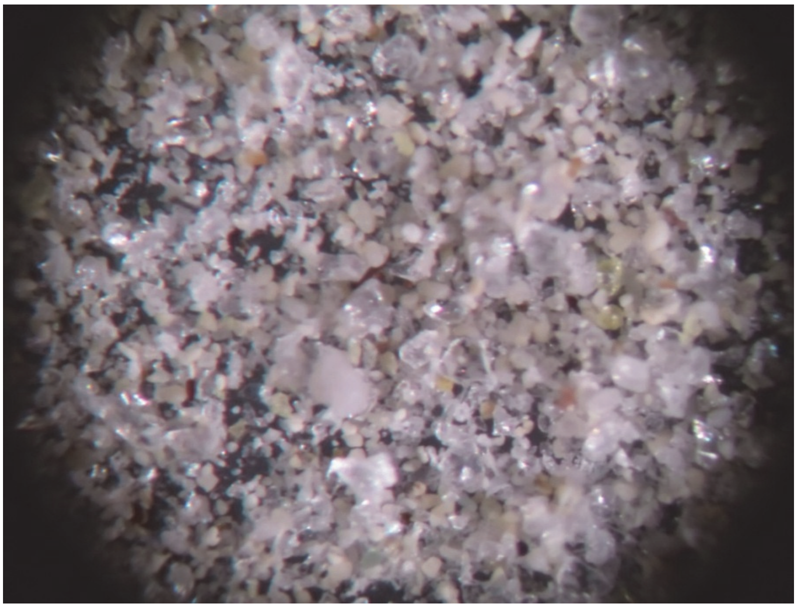


写真５　H27IW コアの 156.72-156.75 試料の前処理後の顕微鏡画像（約４倍）

表５　テフラの分析項目

試料名	色調判定	前処理	全鉱物 組成分析	重鉱物分析	火山 gl 形態分類	火山 gl 形態 屈折率測定
MTL_H27IW 156.72- 156.75	1	1	1	1	1	－
MTL_H27IW 160.14- 160.20	1	1	1	1	1	－

表６　火山灰分析結果

試料名	火山ｶﾞﾗｽ	軽鉱物	重鉱物	岩片	その他	合計	備　　考
MTL_H27IW 156.72- 156.75	-	112	6	79	3	200	火山gl：検出されず　Opq,Ap richなテフラだが対比不明 軽鉱物：pl・Qz　全体に軽鉱物は新鮮でﾃﾌﾗ起源と判断される 重鉱物：Opq,Ap 岩　片：石質主　失透化.gl少量　　　その他：　ー
	0.0	56.0	3.0	39.5	1.5	100.0	
MTL_H27IW 160.14- 160.20	-	181	3	14	2	200	火山gl：検出されず Opq,Ap richなテフラだが対比不明 軽鉱物：pl>Qz 全体に新鮮でﾃﾌﾗ起源と判断される 重鉱物：Opq,Ap>Zr 岩　片：石質　　　その他：火山gl変質物
	0.0	90.5	1.5	7.0	1.0	100.0	

上記のことから、潜在火山灰の分析を密に行う事として、試料の採取と洗い出しを実施した。サンプリングした 106 試料について、その内訳を表７－１～４と表８に示す。分析の結果、いずれからも広域火山灰との対比の決め手となる火山ガラスは検出されなかった。

表７－１　コアからの潜在火山灰分析用試料の採取状況（０～48m）

コアNo	コア箱	上端	-	下端	層相		テフラ記載箇所					10cmマージ分析					互層状況に応じて10cmマージ分析								
						0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95
1		0	-	1	盛土																				
2	1	1	-	2	盛土																				
3		2	-	3	盛土																				
4		3	-	4	シルト混じり礫																				
5	2	4	-	5	シルト混じり礫																				
6		5	-	6	砂礫(礫径大)																				
7		6	-	7	砂礫(礫径大)																				
8	3	7	-	8	砂礫(礫径大)	7.00-7.10		7.10-7.20						7.40-7.50											
9		8	-	9	砂礫(礫径大)																				
10		9	-	10	砂礫(礫径大)																				
11	4	10	-	11	砂礫(礫径大)																	10.80-10.90		10.90-11.00	
12		11	-	12	砂礫(礫径大)																				
13		12	-	13	シルト混じり砂礫																				
14	5	13	-	14	シルト混じり砂礫											13.50-13.60		13.60-13.70							
15		14	-	15	シルト混じり砂礫									14.40-14.50		14.50-14.60									
16		15	-	16	シルト混じり砂礫																				
17	6	16	-	17	シルト混じり砂礫																				
18		17	-	18	砂礫																				
19		18	-	19	砂礫																				
20	7	19	-	20	砂礫																			19.90-20.00	
21		20	-	21	砂礫																				
22		21	-	22	砂礫																				
23	8	22	-	23	砂礫																	22.80-22.90			
24		23	-	24	砂礫																	23.80-23.90			
25		24	-	25	粘土混じり砂礫(礫径小)			24.10-24.20																	
26	9	25	-	26	粘土混じり砂礫(礫径小)	25.00-25.10																			
27		26	-	27	粘土混じり砂礫(礫径小)			26.10-26.20																	
28		27	-	28	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
29	10	28	-	29	粘土混じり砂礫(礫径小)															28.70-28.80		28.80-28.90			
30		29	-	30	粘土混じり砂礫(礫径小)														29.65-71	29.71-73					
31		30	-	31	粘土混じり砂礫(礫径小)					30.20-30.30															
32	11	31	-	32	粘土混じり砂礫(礫径小)																	31.80-31.87			
33		32	-	33	粘土混じり砂礫(礫径小)			32.10-32.20																	
34		33	-	34	粘土混じり砂礫(礫径小)													33.60-33.70							
35	12	34	-	35	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
36		35	-	36	粘土混じり砂礫(礫径小)															35.70-35.80					
37		36	-	37	粘土混じり砂礫(礫径小)					36.20-36.30						36.50-36.60									
38	13	37	-	38	粘土混じり砂礫(礫径小)									37.40-37.50											
39		38	-	39	粘土混じり砂礫(礫径小)					38.20-38.30															
40		39	-	40	粘土混じり砂礫(礫径小)																39.75-80				
41	14	40	-	41	粘土混じり砂礫(礫径小)					40.20-40.30												40.80-40.90			
42		41	-	42	粘土混じり砂礫(礫径小)			41.10-41.20																	
43		42	-	43	粘土混じり砂礫(礫径小)							42.30-42.35													
44	15	43	-	44	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
45		44	-	45	粘土混じり砂礫(礫径小)																	44.80-44.90			
46		45	-	46	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
47	16	46	-	47	粘土混じり砂礫(礫径小)				46.15-20																
48		47	-	48	粘土混じり砂礫(礫径小)																			47.90-48.00	

表７－２　コアからの潜在火山灰分析用試料の採取状況（48～96m）

コアNo	コア箱	上端	-	下端	層相		テフラ記載箇所					10cmマージ分析					互層状況に応じて10cmマージ分析								
						0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95
49		48	-	49	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
50	17	49	-	50	砂礫																				
51		50	-	51	粘土質砂礫(所々礫径大)																				
52		51	-	52	粘土質砂礫(所々礫径大)																				
53	18	52	-	53	粘土質砂礫(所々礫径大)																				
54		53	-	54	粘土質砂礫(所々礫径大)																				
55		54	-	55	粘土質砂礫(所々礫径大)																				
56	19	55	-	56	粘土質砂礫・粘土			10																	100
57		56	-	57	粘土	0																			100
58		57	-	58	粘土・粘土混じり砂礫(礫径小)	0							40												
59	20	58	-	59	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
60		59	-	60	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
61		60	-	61	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
62	21	61	-	62	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
63		62	-	63	粘土混じり砂礫(礫径小)																				
64		63	-	64	粘土混じり砂礫(礫径小)・粘土																				
65	22	64	-	65	粘土	0																			100
66		65	-	66	粘土	0																			100
67		66	-	67	粘土	0																			100
68	23	67	-	68	粘土	0																			100
69		68	-	69	粘土・粘土混じり砂礫	0														75					
70		69	-	70	粘土混じり砂礫																				
71	24	70	-	71	粘土混じり砂礫																				
72		71	-	72	粘土混じり砂礫																				
73		72	-	73	粘土混じり砂礫																				
74	25	73	-	74	粘土混じり砂礫																				
75		74	-	75	粘土混じり砂礫																				
76		75	-	76	粘土混じり砂礫																				
77	26	76	-	77	粘土混じり砂礫																				
78		77	-	78	粘土混じり砂礫																				
79		78	-	79	粘土混じり砂礫							30			50										
80	27	79	-	80	粘土混じり砂礫・粘土							30													100
81		80	-	81	粘土	0																			100
82		81	-	82	粘土・粘土混じり砂礫～粘土質砂礫	0					30														
83	28	82	-	83	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
84		83	-	84	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
85		84	-	85	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
86	29	85	-	86	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
87		86	-	87	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
88		87	-	88	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
89	30	88	-	89	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
90		89	-	90	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
91		90	-	91	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
92	31	91	-	92	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
93		92	-	93	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
94		93	-	94	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
95	32	94	-	95	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
96		95	-	96	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				

表７－３　コアからの潜在火山灰分析用試料の採取状況（96～144m）

テフラ記載箇所　10cmマージ分析　互層状況に応じて10cmマージ分析

コアNo	コア箱	上端	-	下端	層相	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95
97		96	-	97	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
98	33	97	-	98	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫																				
99		98	-	99	粘土混じり砂礫～粘土質砂礫・粘土																				
100		99	-	100	粘土													60							100
101	34	100	-	101	粘土	0																			100
102		101	-	102	粘土	0																			100
103		102	-	103	粘土	0																			100
104	35	103	-	104	粘土	0																			100
105		104	-	105	粘土	0																			100
106		105	-	106	砂礫・粘土一部欠損																				
107	36	106	-	107	砂礫・粘土一部欠損																				
108		107	-	108	砂礫																				
109		108	-	109	砂礫																				
110	37	109	-	110	砂礫																				
111		110	-	111	砂礫																				
112		111	-	112	砂礫・粘土			10																	100
113	38	112	-	113	粘土	0																			100
114		113	-	114	粘土・砂礫	0			20																
115		114	-	115	コア欠損																				
116	39	115	-	116	欠損・砂礫？粘土															70					100
117		116	-	117	粘土	0															80				
118		117	-	118	コア欠損																				
119	40	118	-	119	砂礫																				
120		119	-	120	砂礫・粘土																	80			100
121		120	-	121	粘土	0																			100
122	41	121	-	122	粘土	0					30														
123		122	-	123	粘土	0																			100
124		123	-	124	粘土・砂礫	0			20							50					80				
125	42	124	-	125	粘土砂礫互層	0																			
126		125	-	126	粘土砂礫互層	0																			100
127		126	-	127	粘土砂礫互層・粘土	0					30	30													100
128	43	127	-	128	粘土	0																			100
129		128	-	129	粘土	0																			100
130		129	-	130	粘土	0											欠	欠							100
131	44	130	-	131	粘土	0																			100
132		131	-	132	粘土	0																			100
133		132	-	133	粘土	0																			100
134	45	133	-	134	粘土	0																			100
135		134	-	135	粘土	0																			100
136		135	-	136	粘土・砂礫	0				25															
137	46	136	-	137	砂礫																				
138		137	-	138	砂礫・一部細粒分																				
139		138	-	139	一部細粒分・砂礫						30														
140	47	139	-	140	砂礫																				
141		140	-	141	砂礫																				
142		141	-	142	砂礫・粘土											欠	欠	欠	65						100
143	48	142	-	143	粘土・砂礫	0															80				
144		143	-	144	砂礫																				

表７－４　コアからの潜在火山灰分析用試料の採取状況（144～192m）

テフラ記載箇所　10cmマージ分析　互層状況に応じて10cmマージ分析

コアNo	コア箱	上端	-	下端	層相	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95
145		144	-	145	砂礫・粘土													60							100
146	49	145	-	146	砂混じりシルト～シルト	0																			100
147		146	-	147	シルト・砂・シルト	0																			100
148		147	-	148	砂混じりシルト～シルト	0																			100
149	50	148	-	149	砂混じりシルト～シルト	0																			100
150		149	-	150	砂混じりシルト～シルト	0																			100
151		150	-	151	砂混じりシルト～シルト	0																			100
152	51	151	-	152	砂混じりシルト～シルト	0																			100
153		152	-	153	砂混じりシルト～シルト	0																			100
154		153	-	154	砂混じりシルト～シルト	0																			100
155	52	154	-	155	砂混じりシルト～シルト	0																			100
156		155	-	156	砂混じりシルト～シルト	0																			100
157		156	-	157	砂混じりシルト～シルト	0														72-75					100
158	53	157	-	158	砂混じりシルト～シルト	0																			100
159		158	-	159	砂混じりシルト～シルト	0																			100
160		159	-	160	砂混じりシルト～シルト	0																			100
161	54	160	-	161	砂混じりシルト～シルト	0			14-20																100
162		161	-	162	砂混じりシルト～シルト	0																			100
163		162	-	163	砂混じりシルト～シルト	0																			100
164	55	163	-	164	砂混じりシルト～シルト, 163.8着岩																				
165		164	-	165	緑色片岩（三波川帯）																				
166		165	-	166	緑色片岩（三波川帯）																				
167	56	166	-	167	緑色片岩（三波川帯）																				
168		167	-	168	緑色片岩（三波川帯）																				
169		168	-	169	緑色片岩（三波川帯）																				
170	57	169	-	170	緑色片岩（三波川帯）																				
171		170	-	171	緑色片岩（三波川帯）																				
172		171	-	172	緑色片岩（三波川帯）																				
173	58	172	-	173	緑色片岩（三波川帯）																				
174		173	-	174	緑色片岩（三波川帯）																				
175		174	-	175	緑色片岩（三波川帯）																				
176	59	175	-	176	緑色片岩（三波川帯）																				
177		176	-	177	緑色片岩（三波川帯）																				
178		177	-	178	緑色片岩（三波川帯）																				
179	60	178	-	179	緑色片岩（三波川帯）																				
180		179	-	180	緑色片岩（三波川帯）																				
181		180	-	181	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
182	61	181	-	182	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
183		182	-	183	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
184		183	-	184	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
185	62	184	-	185	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
186		185	-	186	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
187		186	-	187	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
188	63	187	-	188	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
189		188	-	189	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
190		189	-	190	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
191	64	190	-	191	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				
192		191	-	192	緑色片岩（三波川帯）岩質硬化　中硬岩																				

表８　コアからの潜在火山灰分析用試料の採取深度一覧表

資料番号	深度(m) 上端	～	下端
1	55.20	～	55.30
2	55.70	～	55.80
3	56.20	～	56.30
4	56.70	～	56.80
5	57.30	～	57.40
6	61.20	～	61.30
7	61.50	～	61.60
8	64.20	～	64.30
9	64.70	～	64.80
10	65.20	～	65.30
11	65.70	～	65.80
12	66.20	～	66.30
13	66.70	～	66.80
14	67.20	～	67.30
15	67.70	～	67.80
16	68.20	～	68.30
17	68.70	～	68.80
18	78.40	～	78.50
19	79.30	～	79.40
20	80.20	～	80.30
21	80.70	～	80.80
22	81.20	～	81.30
23	99.70	～	99.80
24	100.20	～	100.30
25	100.70	～	100.80
26	101.20	～	101.30
27	101.70	～	101.80
28	102.20	～	102.30
29	102.70	～	102.80
30	103.20	～	103.30
31	103.70	～	103.80
32	104.20	～	104.30
33	104.70	～	104.80
34	111.20	～	111.30
35	111.70	～	111.80
36	112.10	～	112.20
37	112.70	～	112.80
38	113.10	～	113.20
39	115.70	～	115.80
40	116.20	～	116.30
41	116.70	～	116.80
42	119.80	～	119.90
43	120.20	～	120.30
44	120.70	～	120.80
45	121.20	～	121.30
46	121.70	～	121.80
47	122.20	～	122.30
48	122.70	～	122.80
49	123.10	～	123.20
50	126.30	～	126.40
51	126.60	～	126.70
52	127.20	～	127.30
53	127.70	～	127.80

資料番号	深度(m) 上端	～	下端
54	128.20	～	128.30
55	128.70	～	128.80
56	129.20	～	129.30
57	129.70	～	129.80
58	130.20	～	130.30
59	130.70	～	130.80
60	131.20	～	131.30
61	131.70	～	131.80
62	132.20	～	132.30
63	132.70	～	132.80
64	133.20	～	133.30
65	133.70	～	133.80
66	134.20	～	134.30
67	134.70	～	134.80
68	135.10	～	135.20
69	142.20	～	142.30
70	142.75	～	142.80
71	145.20	～	145.30
72	145.70	～	145.80
73	146.20	～	146.30
74	146.70	～	146.80
75	147.30	～	147.40
76	147.70	～	147.80
77	148.20	～	148.30
78	148.70	～	148.80
79	149.20	～	149.30
80	149.70	～	149.80
81	150.20	～	150.30
82	150.70	～	150.80
83	151.20	～	151.30
84	151.80	～	151.90
85	152.20	～	152.30
86	152.70	～	152.80
87	153.10	～	153.20
88	154.20	～	154.30
89	154.70	～	154.80
90	155.20	～	155.30
91	155.70	～	155.80
92	156.20	～	156.30
93	156.72	～	156.75
94	156.80	～	156.90
95	157.20	～	157.30
96	157.70	～	157.80
97	158.20	～	158.30
98	158.70	～	158.80
99	159.20	～	159.30
100	159.80	～	159.90
101	160.15	～	160.20
102	160.70	～	160.80
103	161.20	～	161.30
104	161.70	～	161.80
105	162.00	～	162.10
106	162.70	～	162.80

（エ）古地磁気分析結果

分析結果を図 18 に示す。階交流消磁では、多くの試料の残留磁化方位が 20mT までの交流消磁で大きな変化を示した。これは、粘性残留磁化として付加された二次的な磁化が消磁されたものと考えられる。20mT 以上の消磁で安定な磁化成分が認定できた試料は少数であった。他の試料について、複数の消磁レベルで磁化方位が大きく変化しない場合、それをもとに平均的な磁化方位を計算した。

熱消磁を行った試料の内、1 試料は 150° C 以上、5 試料は 350° C 以上の加熱によって初磁化率と残留磁化強度が顕著な増加を示した。これは、加熱によって試料が変質し新しく磁性鉱物が形成されたことによると思われる。高温まで安定な磁化成分が認定できた試料は少数であった。残りの試料について、200° C 以上の複数の消磁温度で磁化方位が大きく変化しない場合、それをもとに平均的な磁化方位を計算した。結果を図 17 に示す。古地磁気測定によって深度 50m から 100m の区間で負→正の傾向が見受けられ、130m から 150m の区間で正→負の傾向が認められた。しかしながら、この結果のみでは数値年代を決定する事は出来なかった。

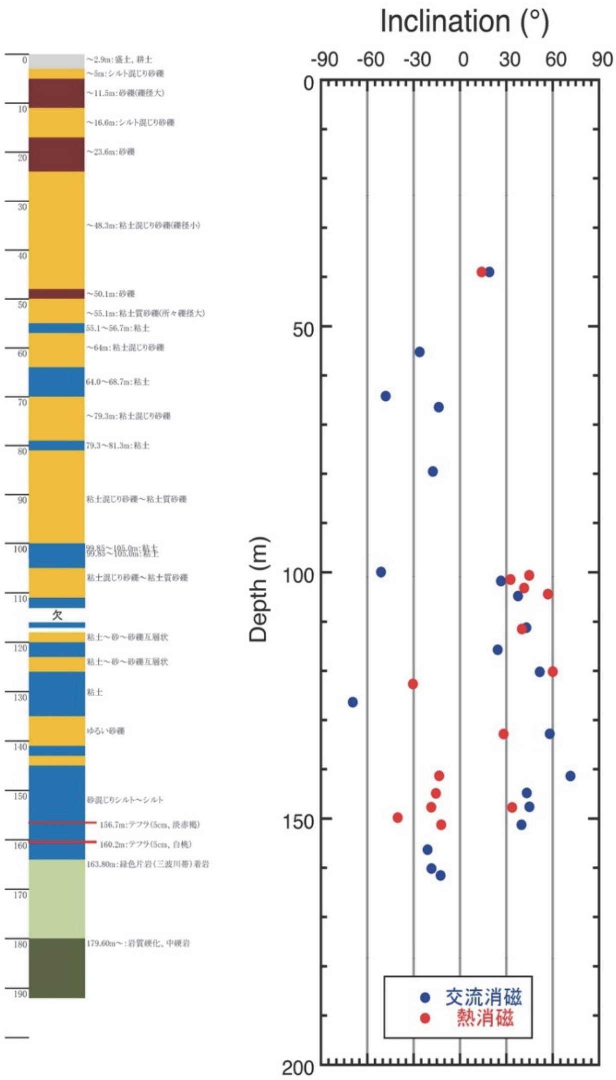


図 17　古地磁気分析結果

b）ボーリング孔を用いたVSP探査（ダウンホール型PS検層）

i）調査概要

VSP 探査は、ボーリング孔内に挿入した受振器で地表の震源から発する地震波を一定間隔の深度で観測する方法である。ボーリング地点近傍に震源を設置するゼロオフセットVSP とは震源をボーリング地点から離して設置するオフセット VSP があるが、今回の探査では、孔口から 20m離れた地点に震源車（P 波及び S 波）を置いたオフセット VSP を行った。表 9 と表 10 に探査諸元と使用機器の一覧を示した。また写真６－１～３にＰ波震源車、S 波震源車、及び孔内受振器を示した。

表９　探査諸元

項目	諸　　元
探査深度	GL-5m～－300m
測定深度間隔	5m
波動種別	P 波および S 波
サンプリング間隔	0.5msec
収録時間長	１秒
スタック回数	P 波：3 回以上、S 波：5 回以上（現地テストによる）
震源	P 波：油圧インパクター、S 波：油圧式 S 波震源
受振機	3 成分速度型地震計（ASR-1）
収録装置	デジタルテレメトリ型探鉱機（DAQ-LINKⅢ）

表 10　使用機器一覧

種類	形式	製品名	製造	主な仕様	波動種別
震源	油圧インパクター	JMI-200Ⅱ	地球科学 総合研究所	ロッド重量：200kg 圧縮空気(窒素)最大圧力：10 気圧 総重量：6.5 トン 寸法：(L)4.8×(H)2.8×(W)1.9m	P 波
震源	油圧式 S 波震源	－	（株）阪神コンサルタンツ	ハンマー重量：150kg 発震プレート重量：750kg 発震プレート上載加重：約 3.5 トン	S 波
孔中受振器	３成分速度型地震計	ASR-1	Avalon	固有周期：15Hz 全長：450mm 重量：14.6kg	P 波および S 波
収録器	デジタルテレメトリ	DAQ -LINKⅢ	Seismic Source	最大ﾁｬﾝﾈﾙ数：24/台 A/D 分解能：24 ﾋﾞｯﾄ（ｼｸﾞﾏﾃﾞﾙﾀ型） 最大記録長：40G ｻﾝﾌﾟﾙ ｻﾝﾌﾟﾘﾝｸﾞ間隔：0.0208～16msec 保存ﾃﾞｰﾀ形式：SEG-Y ほか ﾌﾟﾘｱﾝﾌﾟｹﾞｲﾝ：6,30dB 寸法：330×230×60mm 重量：3.4kg	P 波および S 波

写真６－１　起震車（油圧インパクター　P 波震源）

写真６‐２　起震車（油圧式 S 波震源）

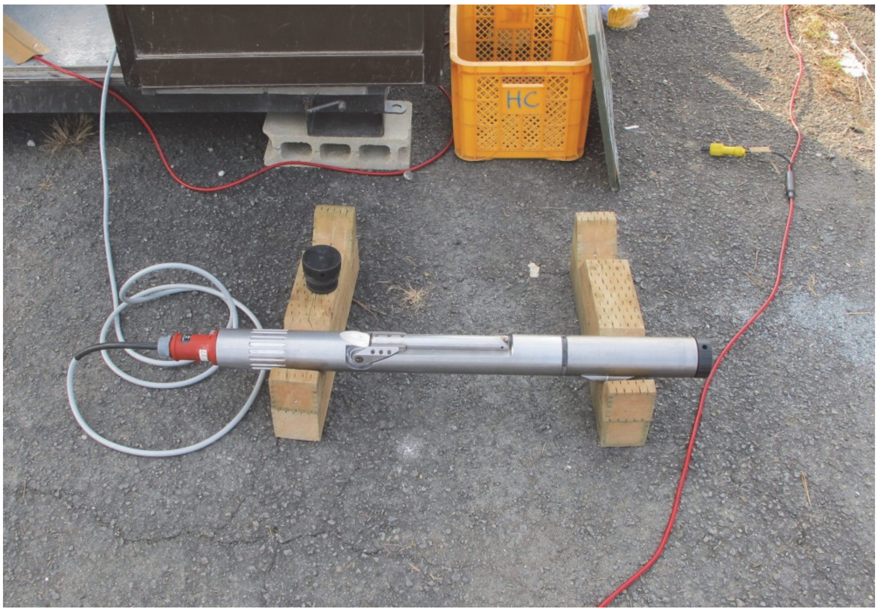


写真６－３　孔内受信機（ASR-1）

ii）VSP 測定とデータ処理、解析

測定手順は以下の通りとした。

（ア）キャリパー検層（孔径測定）の実施：測定孔へ受振器を挿入する前に裸孔部における孔径の変化および孔壁の崩壊等を把握するため、キャリパー検層を実施した。

（イ）孔内受振器の設置：測定孔へ孔内受振器を挿入し、所定深度で孔壁に固着させる。孔内受振器(ASR-1)は、固有周波数 15Hz の速度型地震計が鉛直 1 成分、直交する水平 2 成分が内蔵されたものを用いた。

（ウ）起震：起震車を用いて起震を行う。1 測定での起震回数(スタック数)は、取得されるデータをもとに適宜変更するが、概ねＰ波で 5 回、Ｓ波で 10 回である。なお、起震位置は測定孔から 20m程度離れた位置で行った。

（エ）データ収録：各起震毎の孔内受振器およびモニター用受振器の受振データを収録した。

（オ）孔内受振器の移動：孔底から地表までを順に、5m毎に移動・固着させて起震およびデータ収録を行った。

上記（ア）～（オ）の作業を、全測定区間のデータを取得するまで繰り返し実施した。なお、測定は、原則として測定区間の最深部から地表に向かって行った。

データ処理及び解析は、図 18 に示す処理フローを基本として実施した。各処理で採用した主なパラメータを表 11 に示した。以下に、主な処理ステップについて、処理結果の概要を示す。

（ア）トリガー補正：地表モニター記録を抽出し、その初動を読み取ることによりトリガー補正を行った。

（イ）スタック・初動読み：同一深度のトレースデータを重合（スタック）し、初動の読み取りを行った。P 波探査の初動読み取り結果を図 19 に示す。

（ウ）Ｓ波の振動方位の決定および回転：S 波が到来する振動方位は、左右から起震した記録を反転加算し、初動付近の振幅が最大となるように水平２成分のデータを回転させて求めた。そして、S 波の主成分は求めた回転角で水平２成分のデータを回転させることにより抽出した。抽出した結果を図 20 に示す。

（エ）プレフィルタ、位相補償、振幅回復：時間分解能向上のため、ウェーブレット(ひとつの反射面を示すと考えられる波形)の時間的な圧縮及び短い周期の多重反射波の除去を目的としたデコンボリューションを次のステップで適用するため、前処理として、プレフィルタ（バンドパスフィルタ)、位相補償、振幅回復を行った。プレフィルタとして広帯域のバンドパスフィルタを適用し、信号帯域外のノイズを低減した。次に、探鉱機や受振器の周波数特性等に起因する位相ズレ(波形の変形)を補償し、次ステップにて適用するデコンボリューション処理のため、ウェーブレットを最小位相に変換するフィルタを設計し、適用した。さらに、発震源から地震波が伝播し、波面が広がるに伴い波形の振幅が減衰する幾何減衰等を補償するため、振幅回復（AGC）を行った。

（オ）デコンボリューション：時間分解能向上のためのウェーブレット圧縮、ノイズとなる多重反射波(地表と反射面までの間を複数回往復する反射波)等を除去するため、デコンボリューション処理を行った。処理後の波形を図 21-１～２に示す。

（カ）上昇波の抽出：下降波は解析上余分なノイズとなるため、メディアンフィルターを用いて除去し、上昇波の抽出を行った。抽出した上昇波を図 22-１～２に示す。

（キ）Two-Way タイムシフト・スタック・深度変換：各深度のトレースデータをその初動分遅らせる Two-Way タイムシフト処理を行う（NMO 補正)。タイムシフトおよび重合スタックの概念については図 23 に示す。ある深さに対して、初動走時の倍の時間を加えたものを構築することによって図 22 で作成した上昇波は同時刻に重なるため、反射時刻として信号が強調される。結果を図 24-１～２に示した。そしてこれらのトレースデータを重合して１本の反射記録とし,読み取った初動を使って深度変換した結果を図 25-１～２に示す。反射法地震探査結果の解釈向上のため、深度変換後の波は数本並べて見やすく表示して、平成 25 年度実施の反射法地震探査で得られた反射断面との対比を行った。対比した結果を図 26-１～２に示す。反射法地震探査の CMP100 付近（ボーリング孔との離隔約 56m）がボーリング位置近傍であるため、反射断面を CMP100 の位置で分割し、その間に深度変換したトレースデータを挿入した。

（ク）区間速度の比較：今回、平成 25 年度に実施された反射法探査測線近傍（岩出測線 CMP100 付近、測線とボーリングサイトの水平距離は約 56m）でボーリングおよび VSP 探査を行った。図 27 は反射法探査の速度解析で用いた P 波区間速度モデルと P 波の読み取り初動速度を比較した走時曲線である。堆積層では、大きな差異は見られないが、基盤岩より下は速度に大きな違いが見られる。これは反射法探査の解析時、基盤岩層が深い位置にあるという仮定で解析を行ったためである。堆積層での速度は妥当な値を用いていたと言えるため、反射法探査の再解析を行う必要はないと考える。図 28、図 29 は読み取り初動から推定した P 波および S 波の走時曲線と速度分布を示したものである。

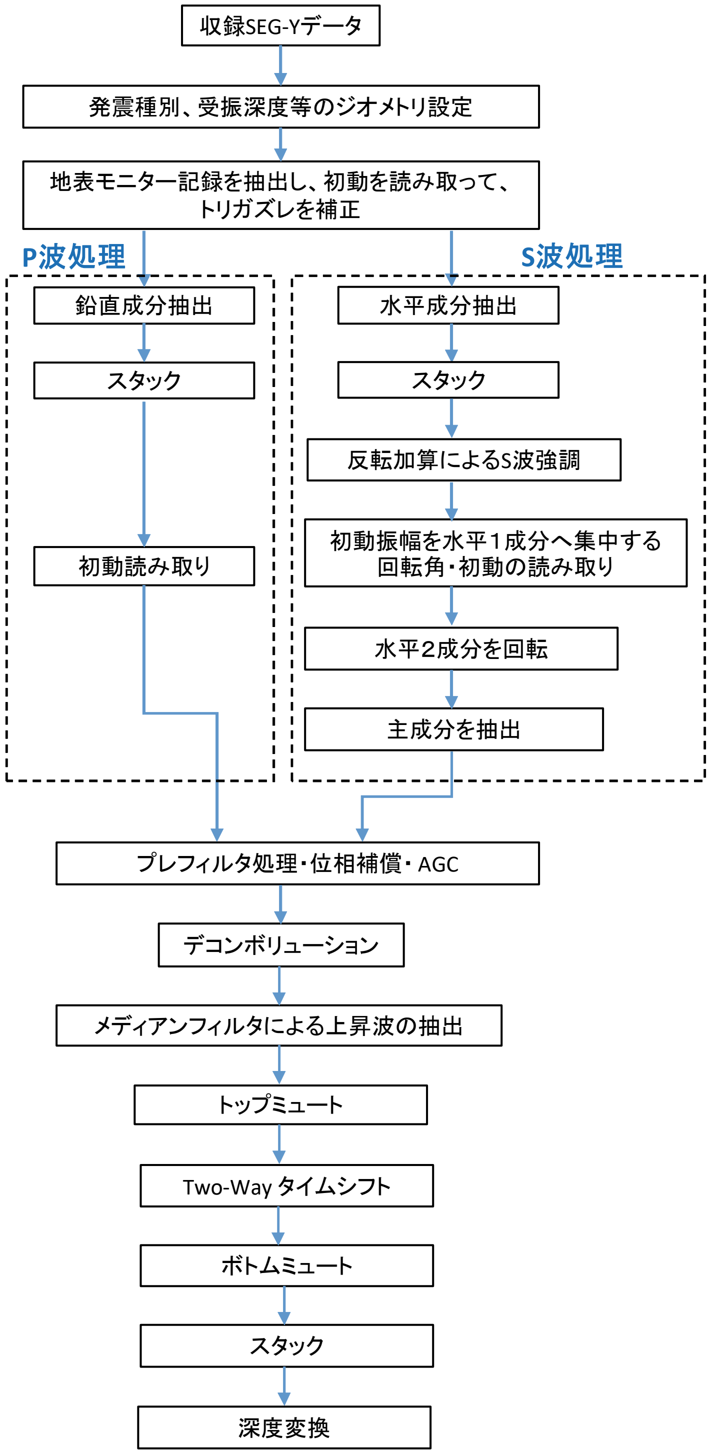


図 18　VSP 探査の標準データ処理フロー

表 11　VSP 探査のデータ処理に使用した主なパラメータ

処理名	ﾌﾟﾚﾌｨﾙﾀ	位相補正	振幅回復(AGC)	ﾃﾞｺﾝﾎﾞﾘｭｰｼｮﾝ		
ﾊﾟﾗﾒｰﾀ	ﾊﾞﾝﾄﾞﾊﾟｽﾌｨﾙﾀ帯域	ー		自己相関ｹﾞｰﾄ長	ﾌｨﾙﾀｰ長	ﾎﾜｲﾄﾉｲｽﾞ
P 波	15-100Hz	インパルスに変換するオペレータを設計し適用	50msec	500msec	100msec	3%
S 波	8-40Hz		100 msec	800msec	100msec	3%

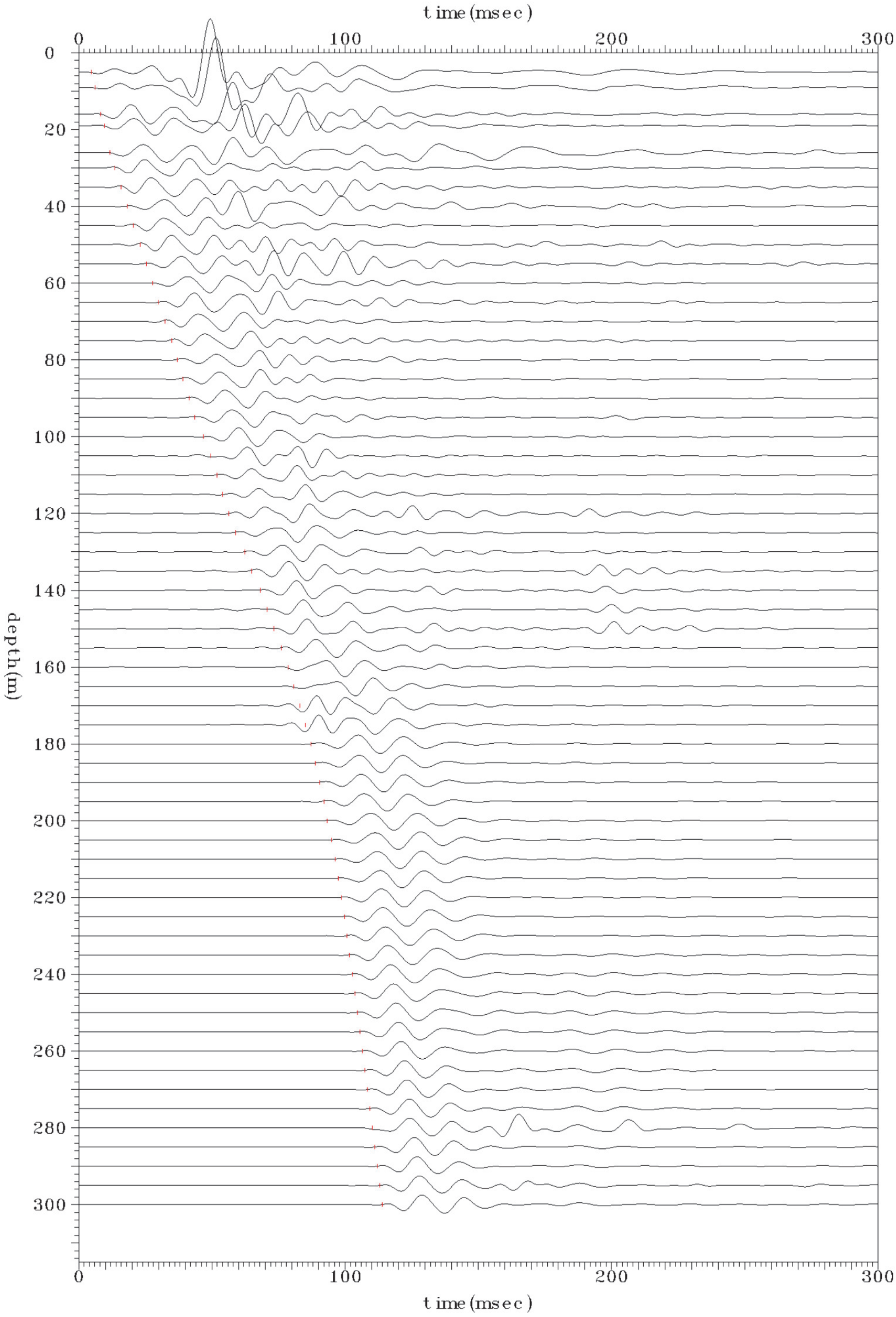


図 19　初動読み取り結果（P 波。初動を短い赤の縦線で入れている）

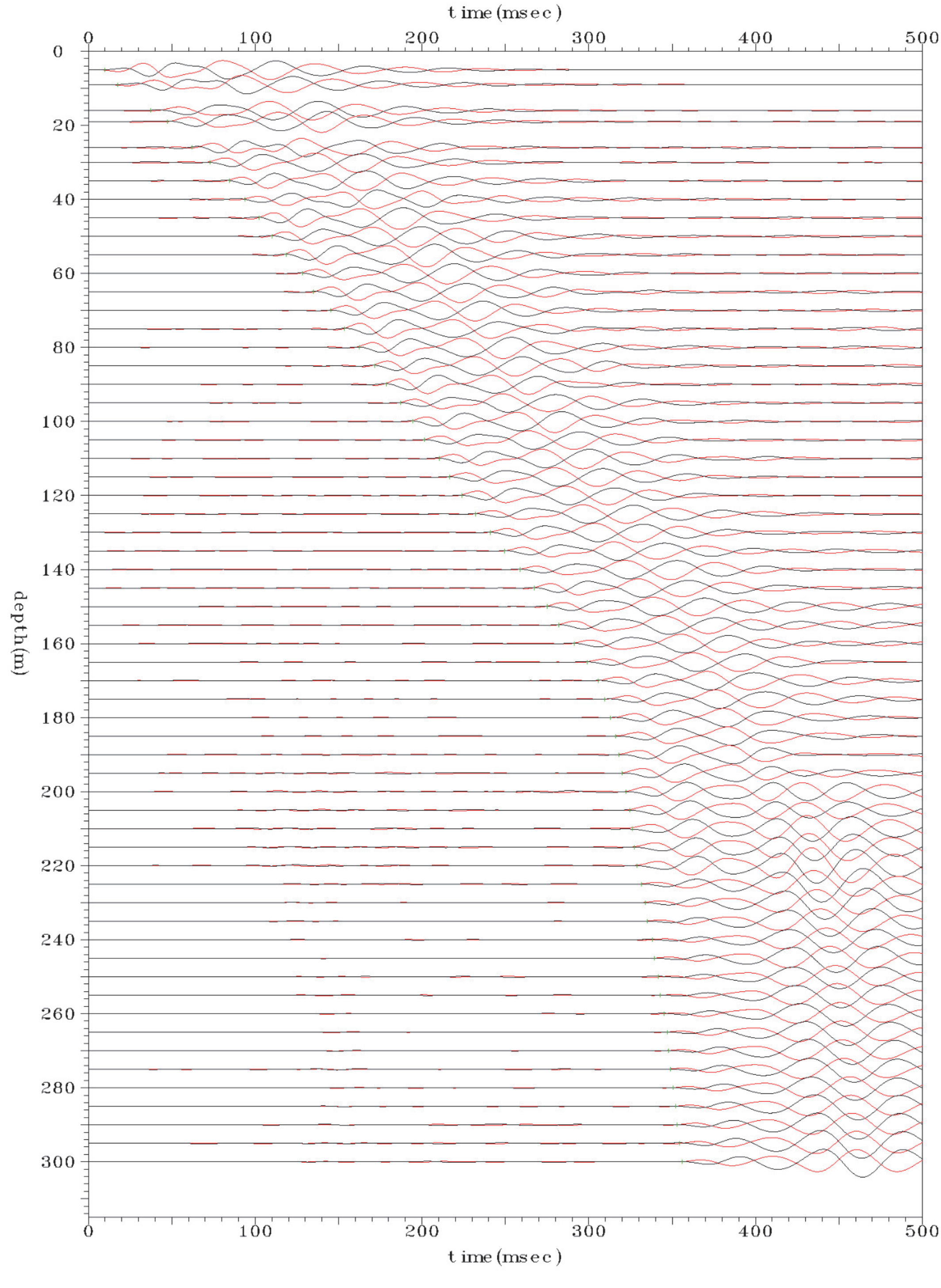


図 20　初動読み取り結果（S 波。初動を短い緑線で入れている）

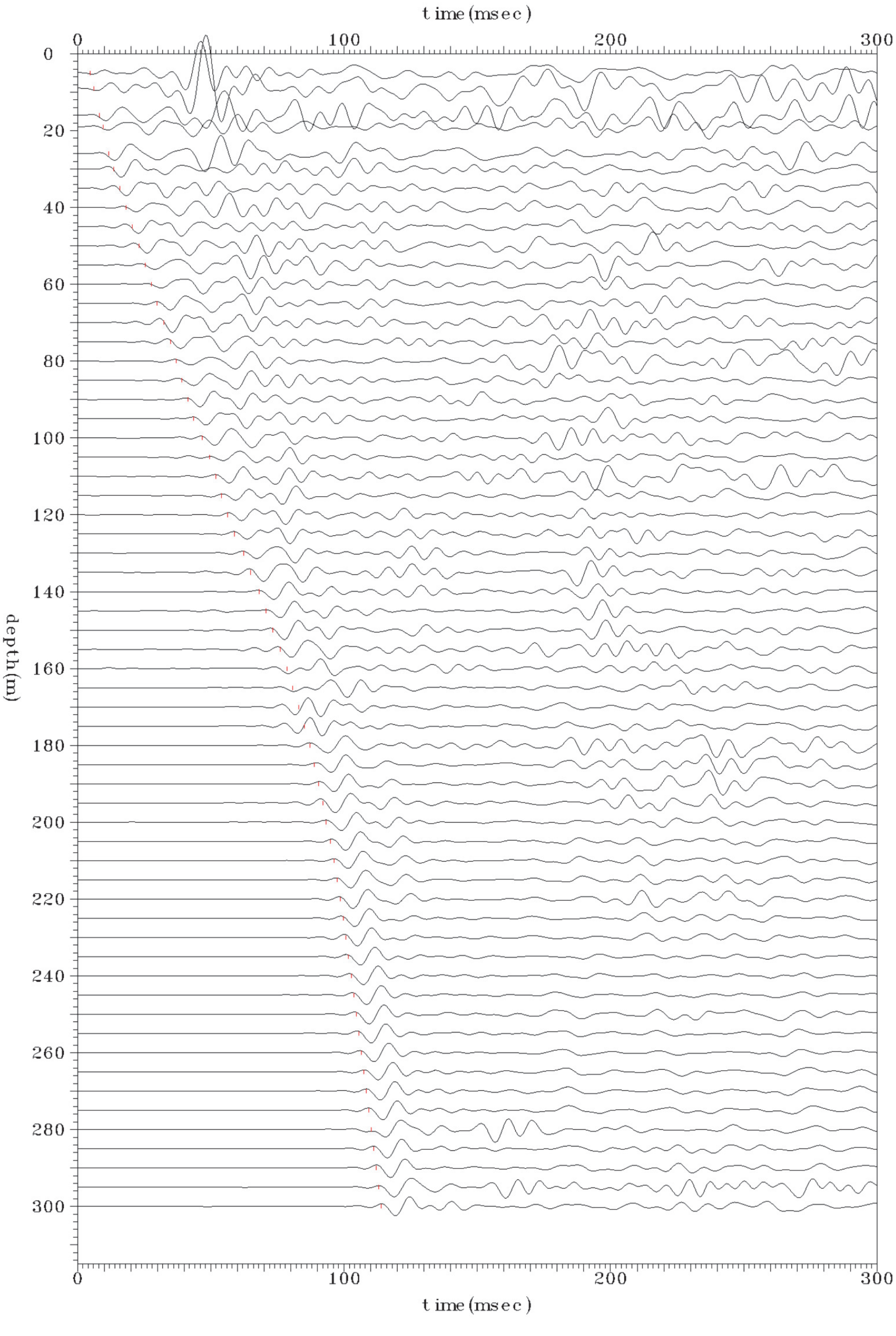


図 21-１　デコンボリューション処理後の結果（P 波）

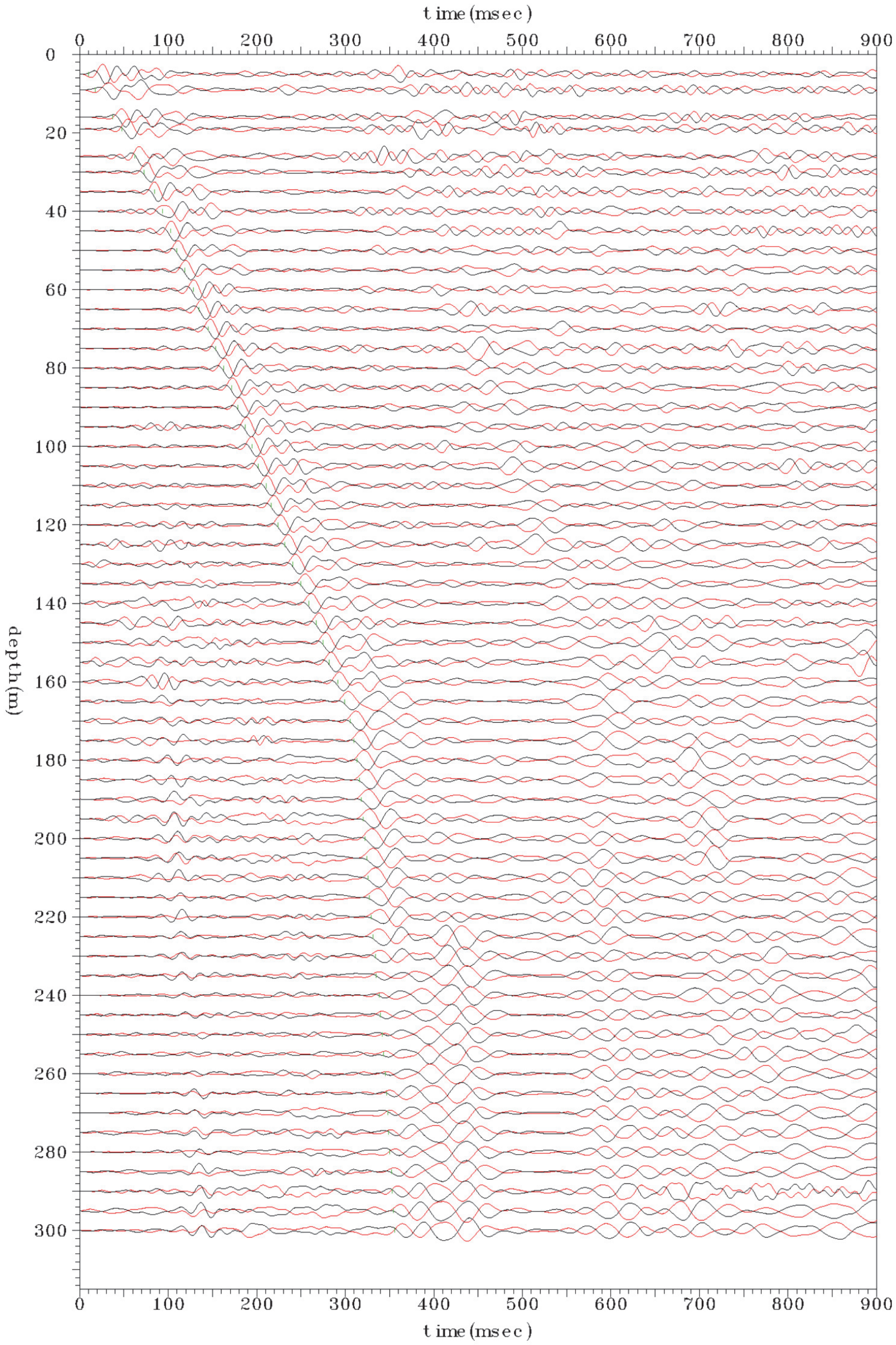


図 21-2　デコンボリューション処理後の結果（S 波）

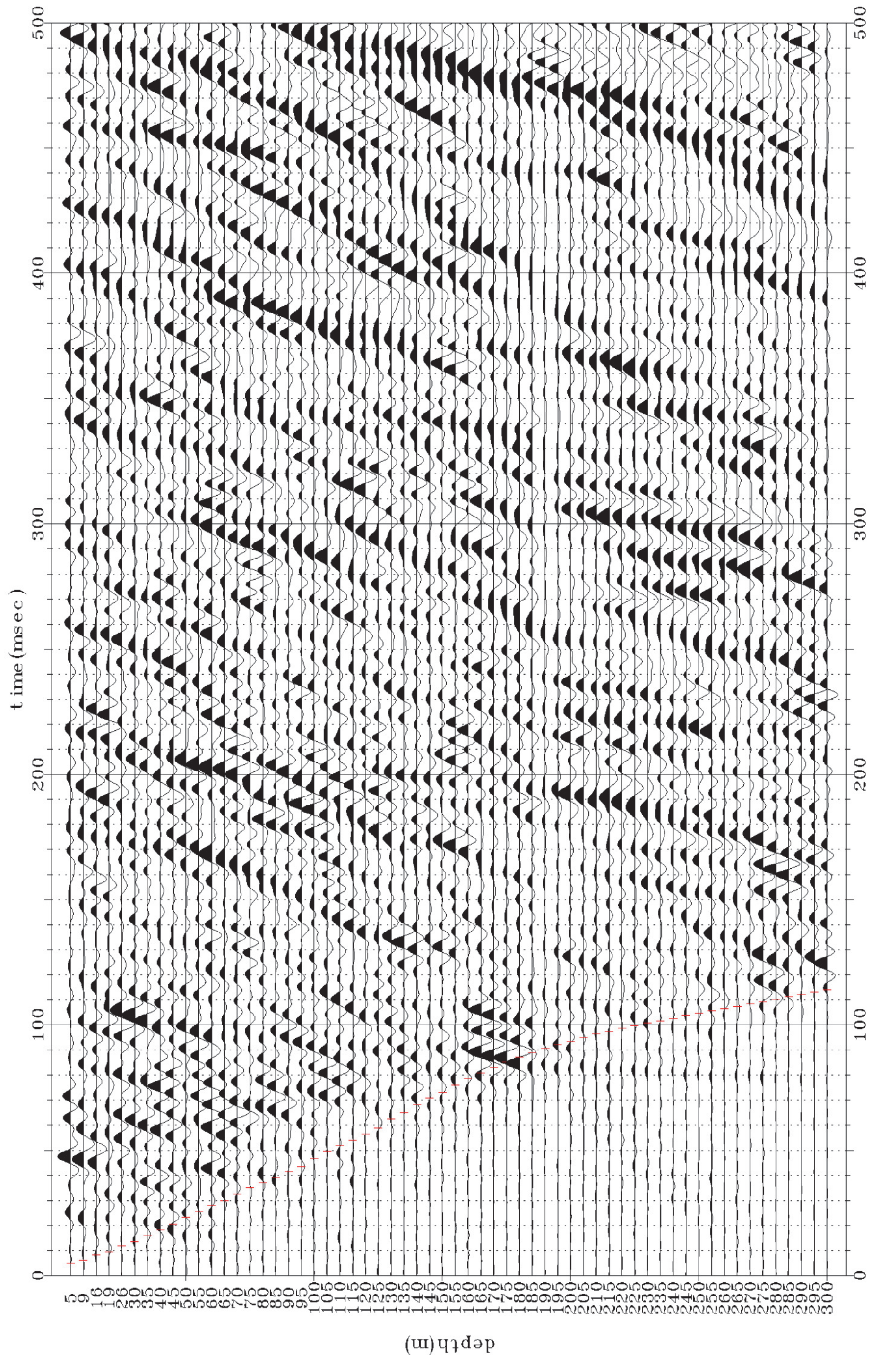


図 22- 1　抽出した上昇波（P 波）

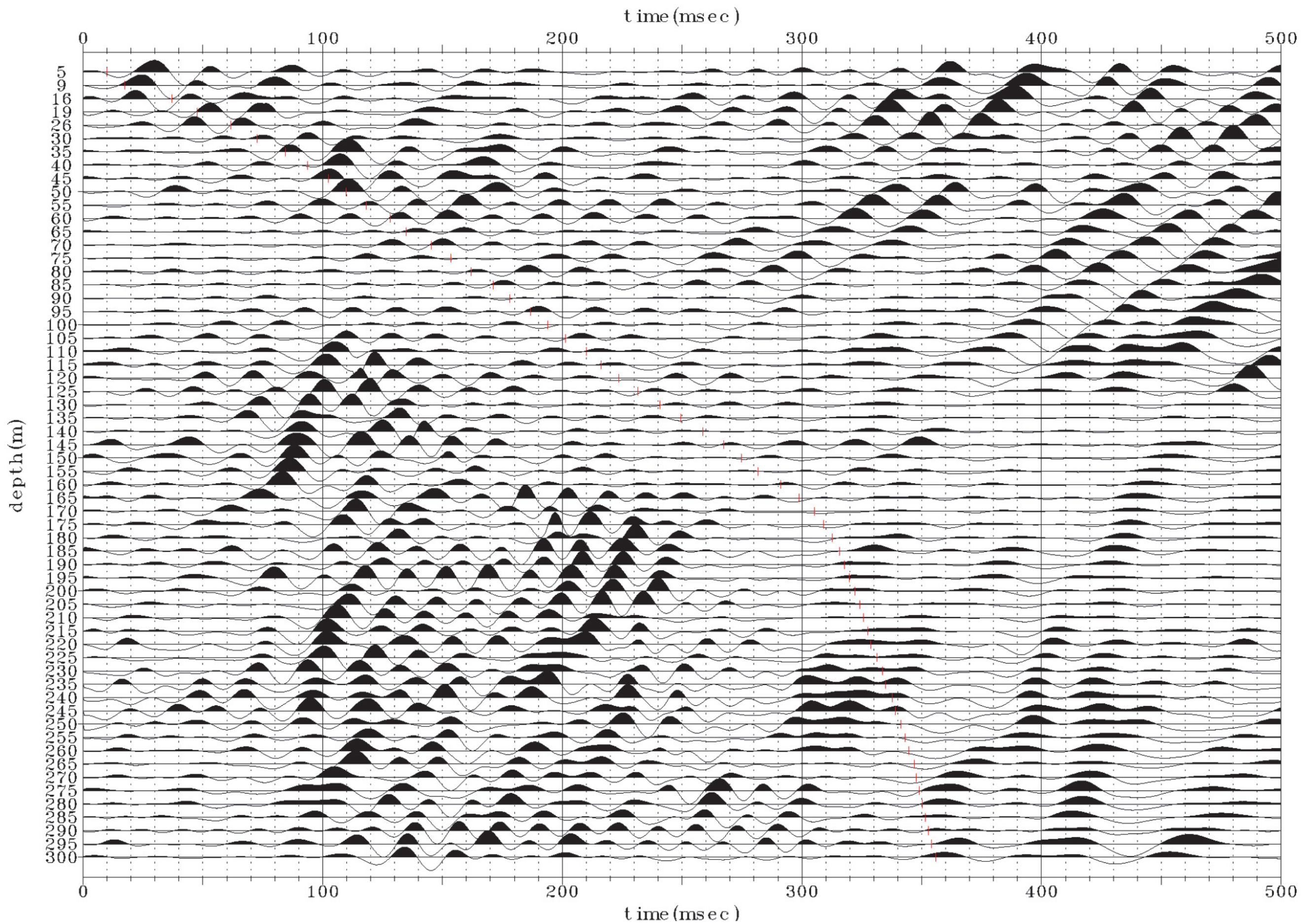


図 22-２　抽出した上昇波（S 波）

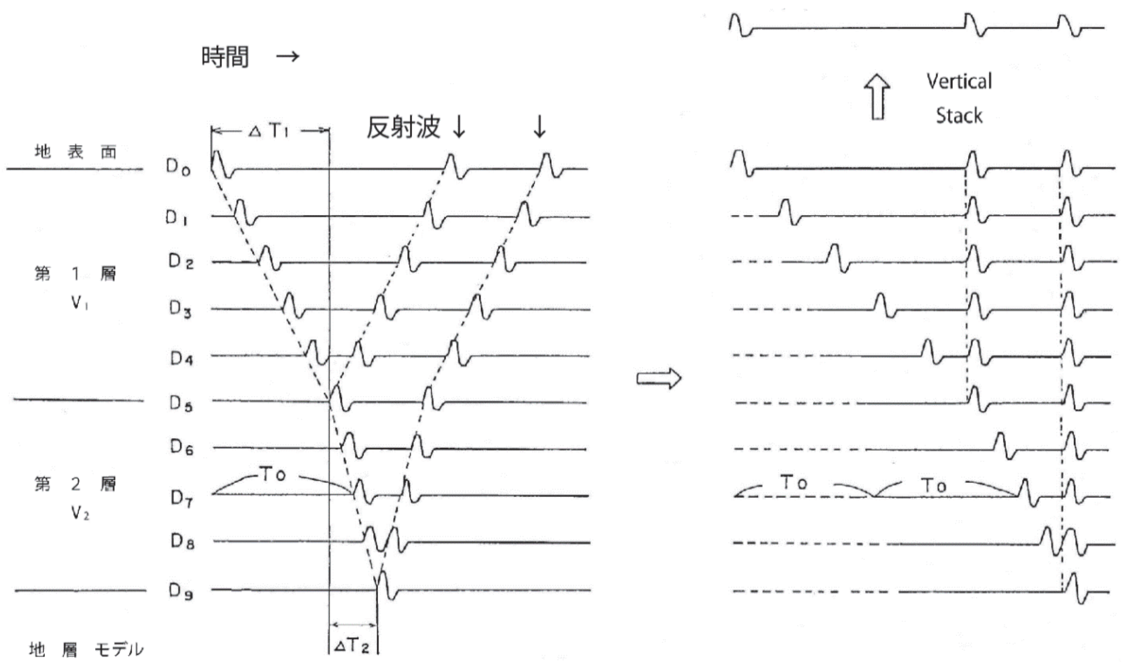


図 23　VSP 探査における NMO 補正の概念図

重合波形

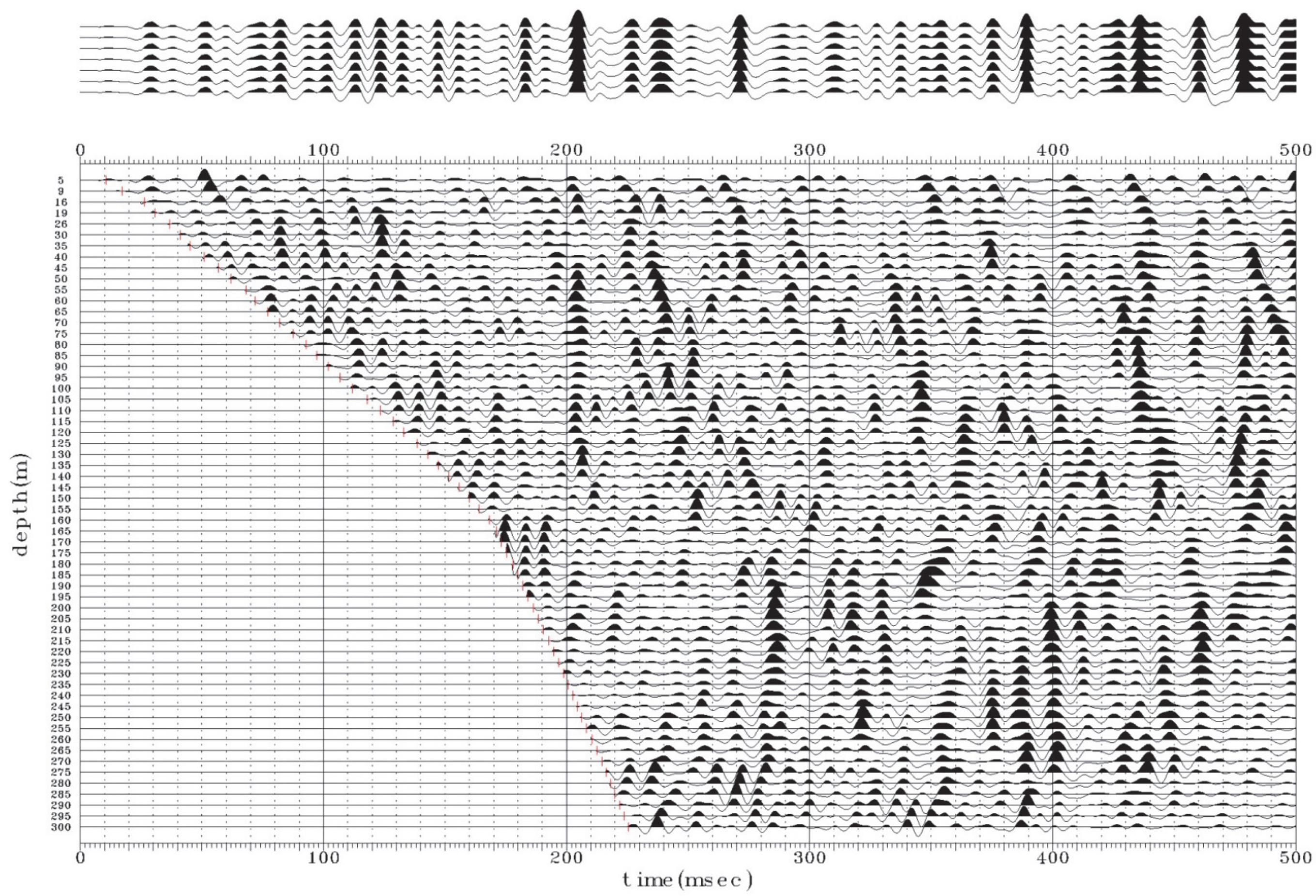


図 24-1　タイムシフト後の結果（P 波）

重合波形

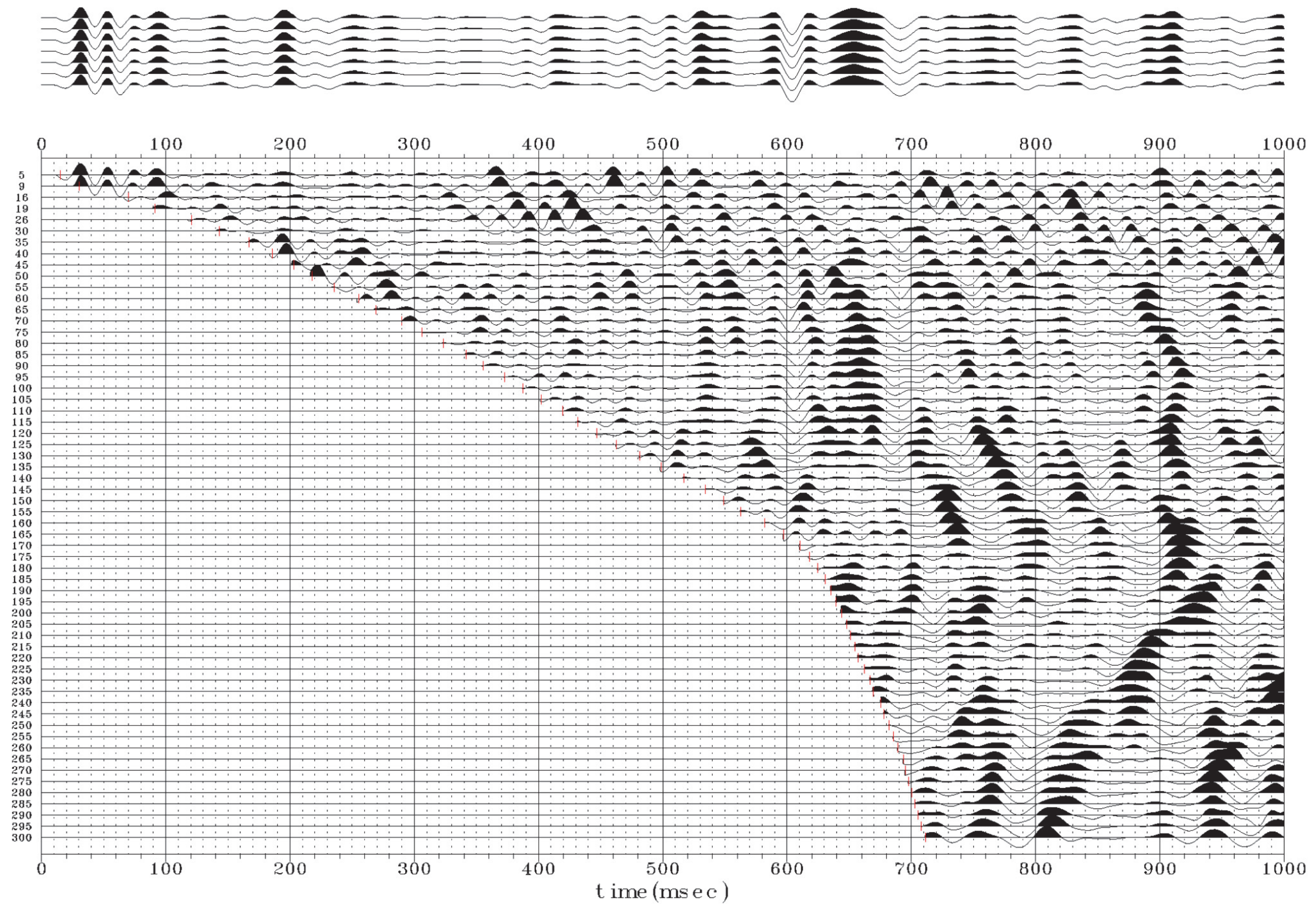


図 24-2　タイムシフト後の結果（S 波）

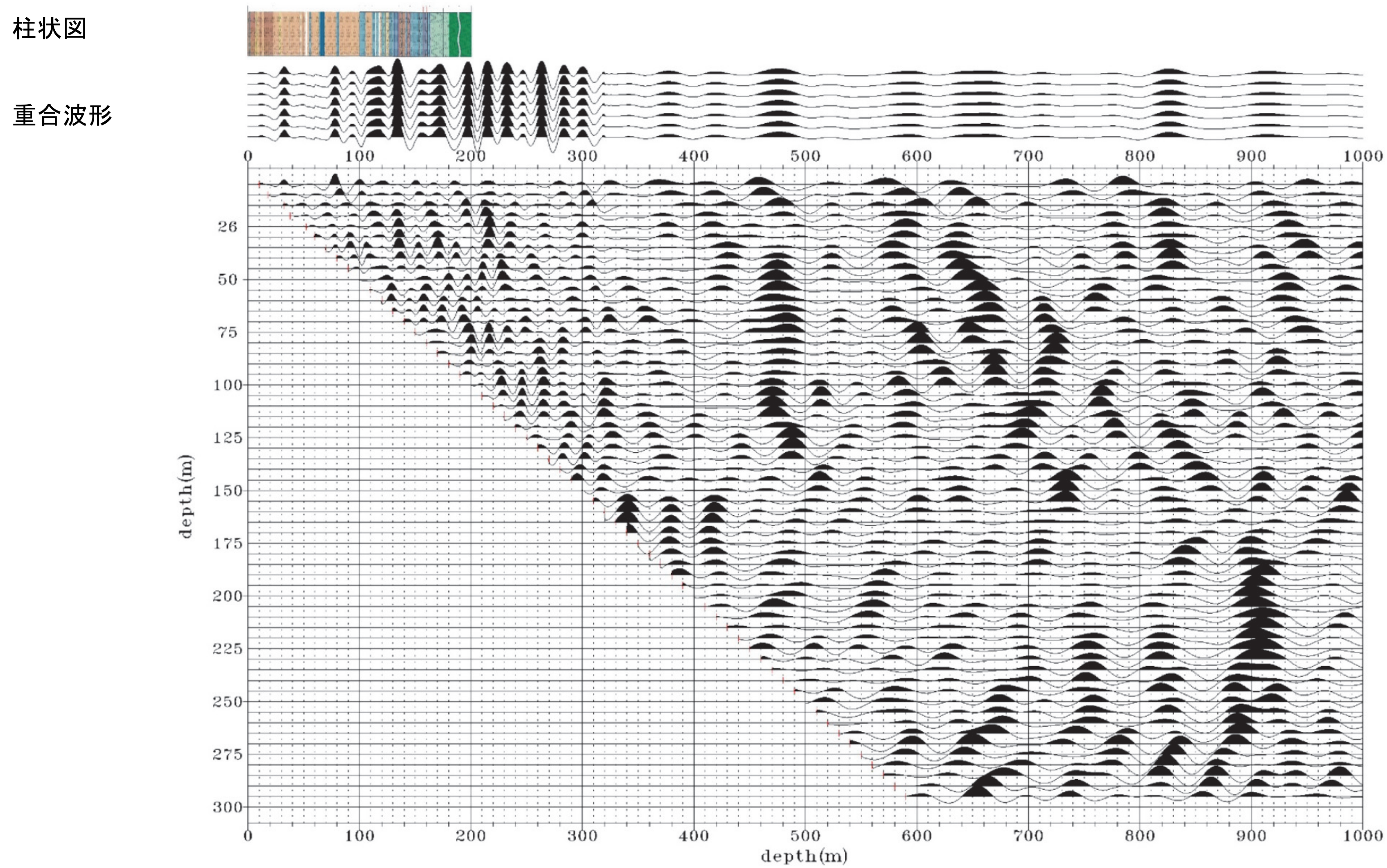


図 25-1　深度変換の結果（P 波）

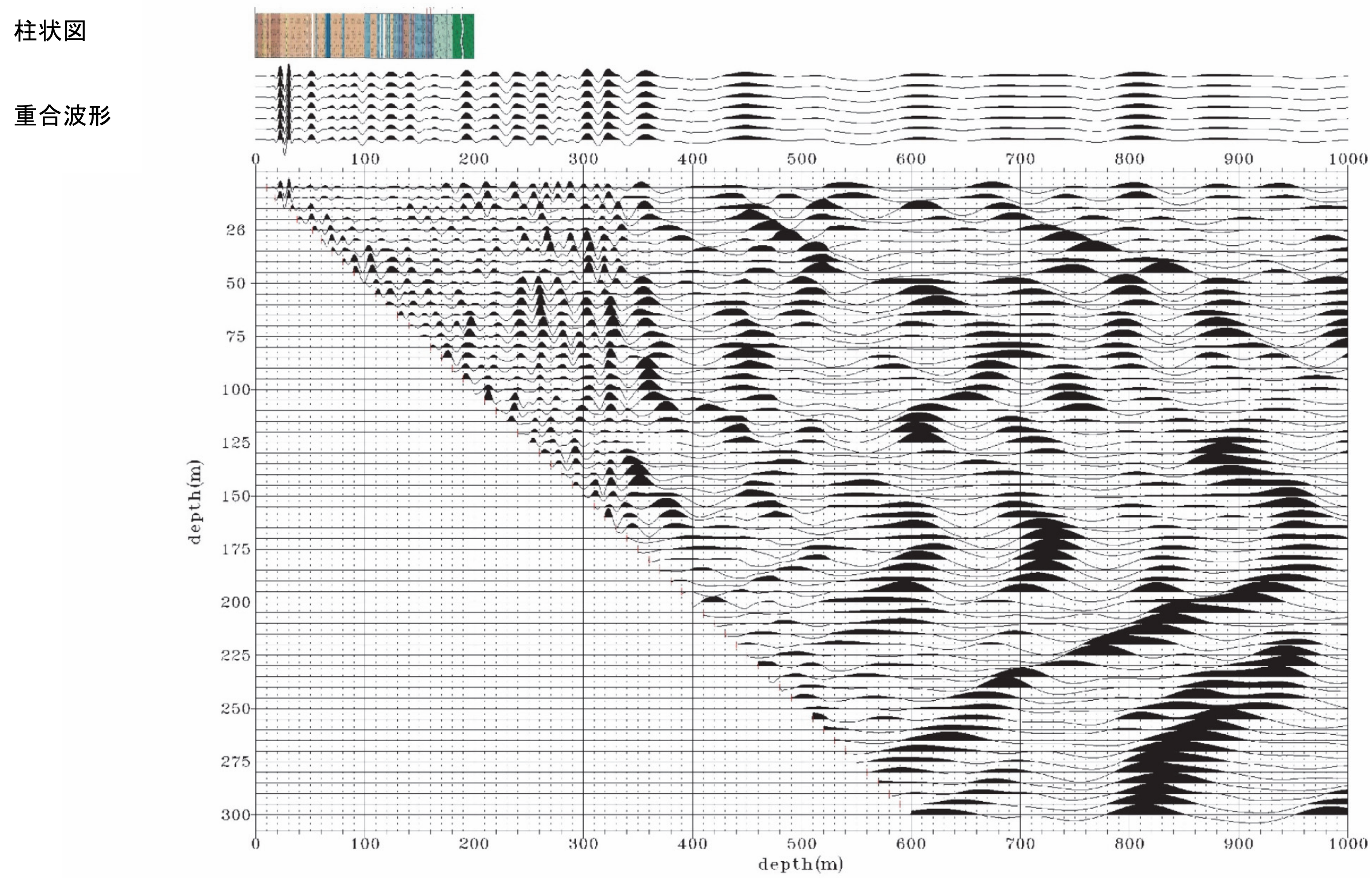


図 25-２　深度変換の結果（S 波）

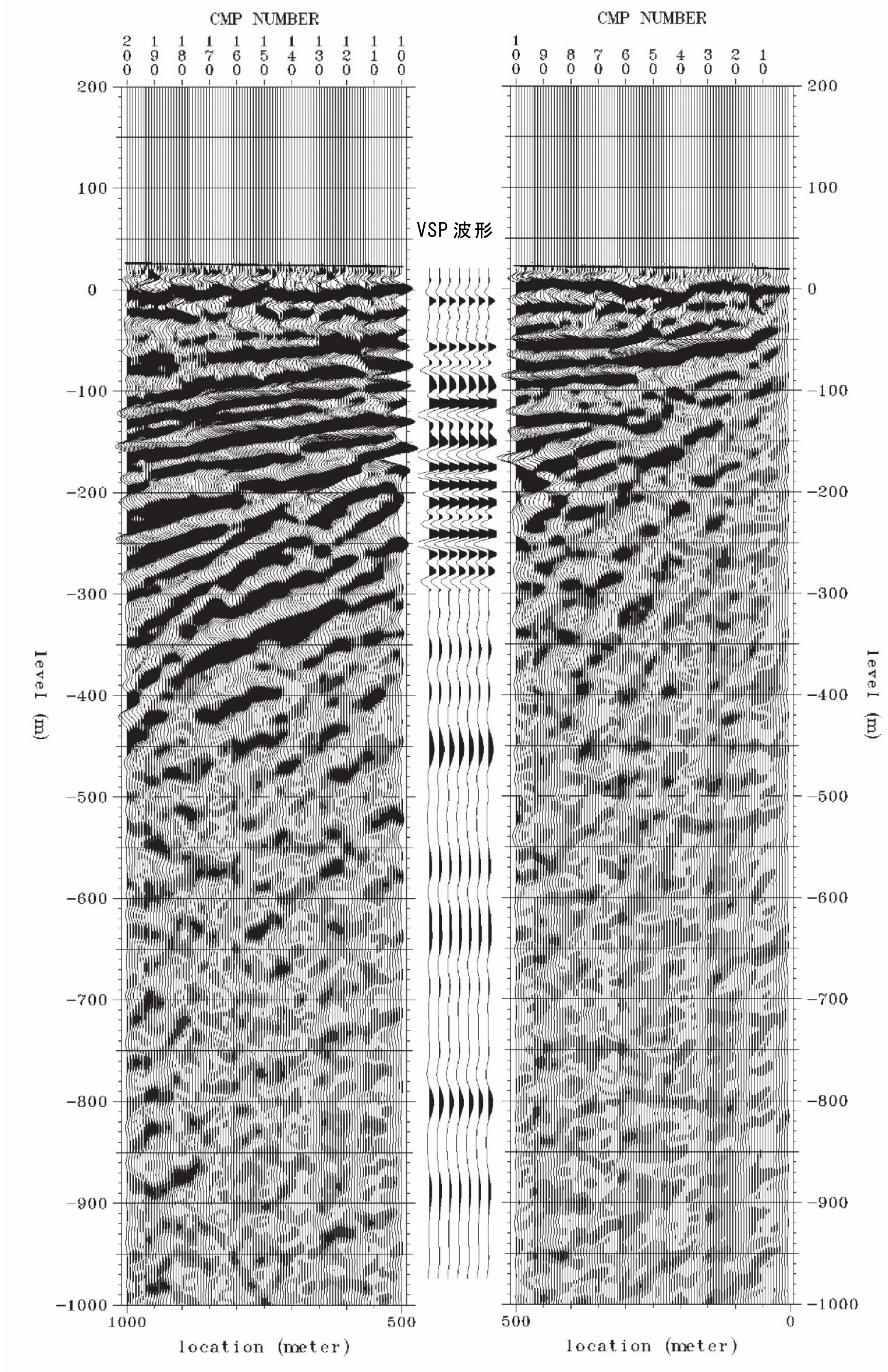


図 26-1　反射法探査深度断面と VSP 探査重合断面との比較（P 波）

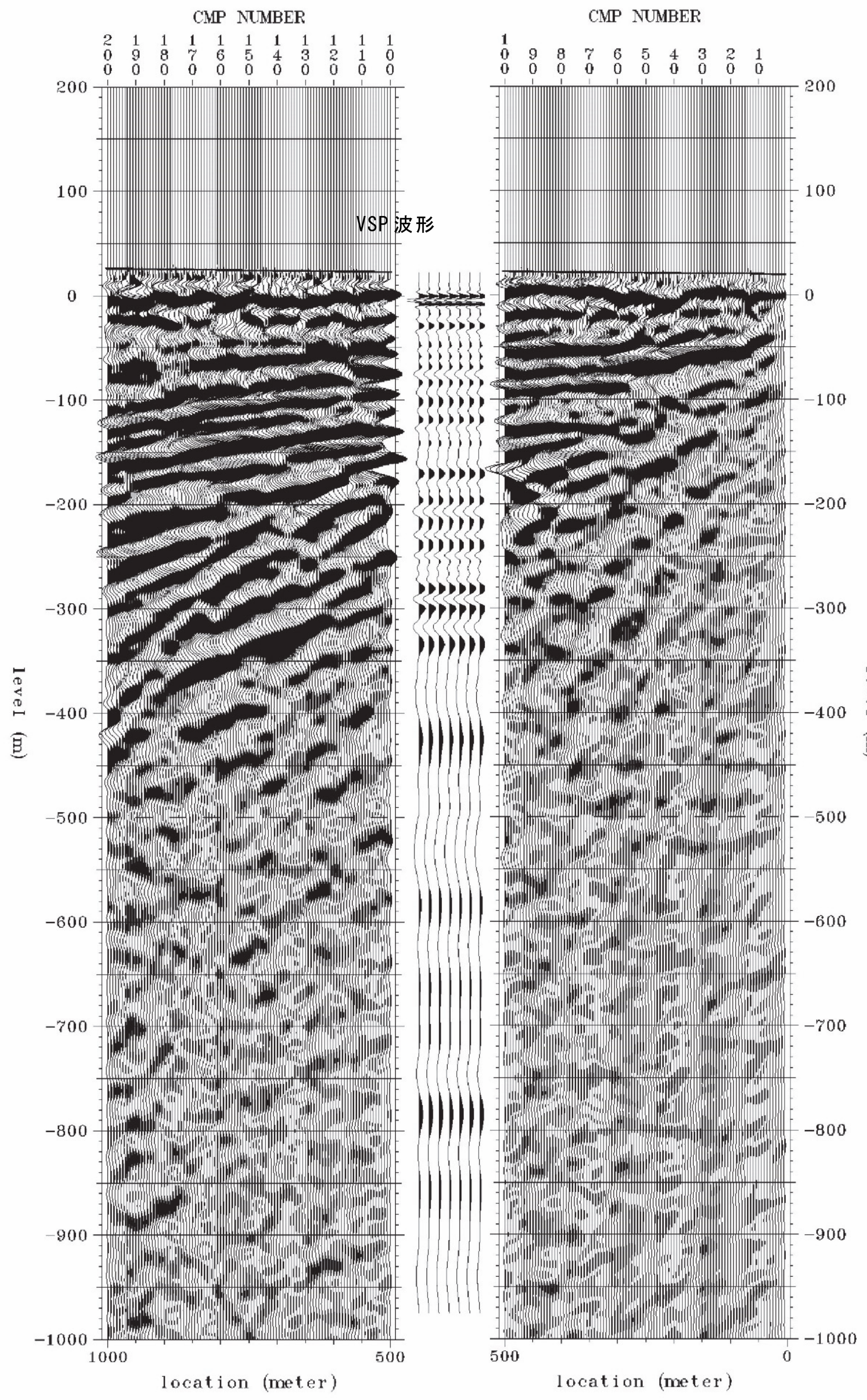
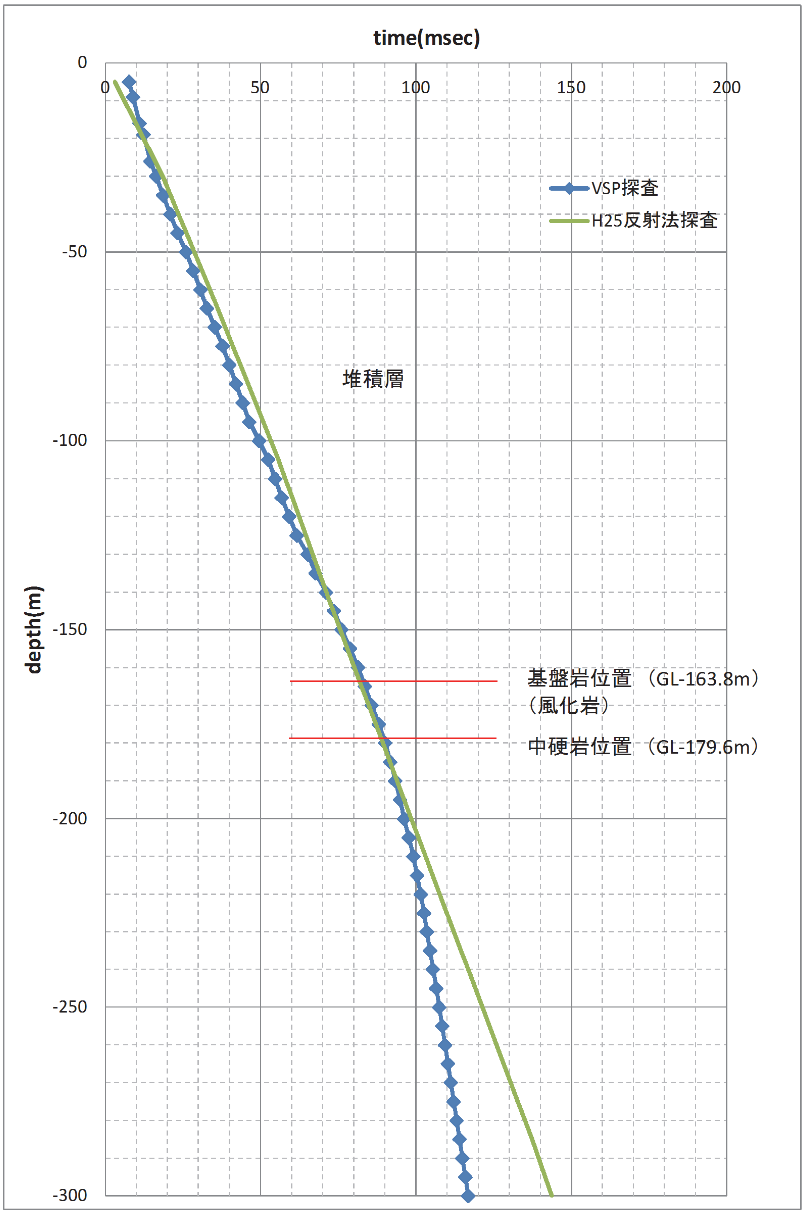


図 26-２　反射法探査深度断面と VSP 探査重合断面との比較（S 波）



※VSP 探査の走時曲線は静補正量 2.8msec を加えてある。
（静補正量は反射法探査解析時の値を使用）

図 27　P 波速度モデルの比較

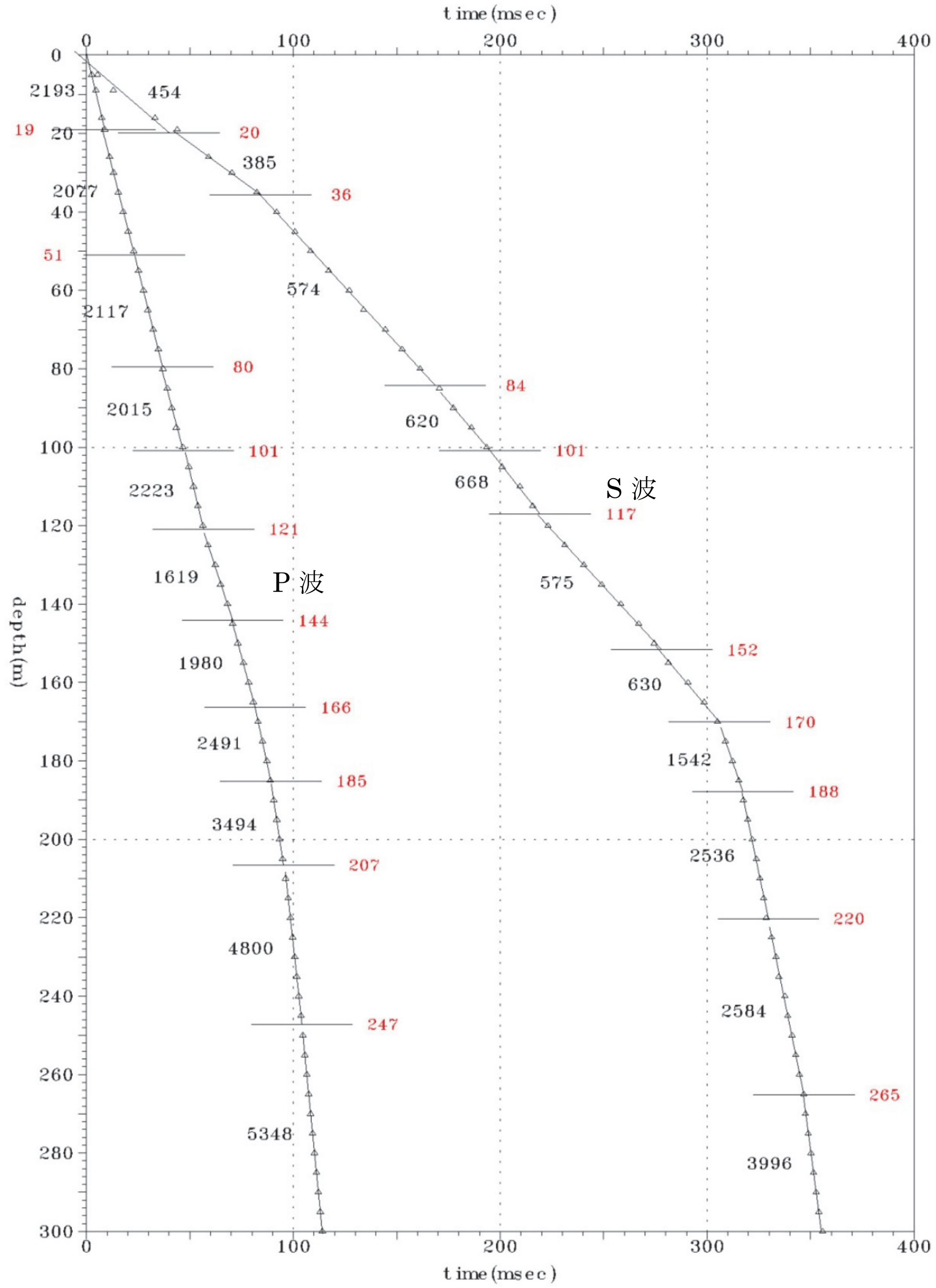


図 28　P 波および S 波の走時曲線

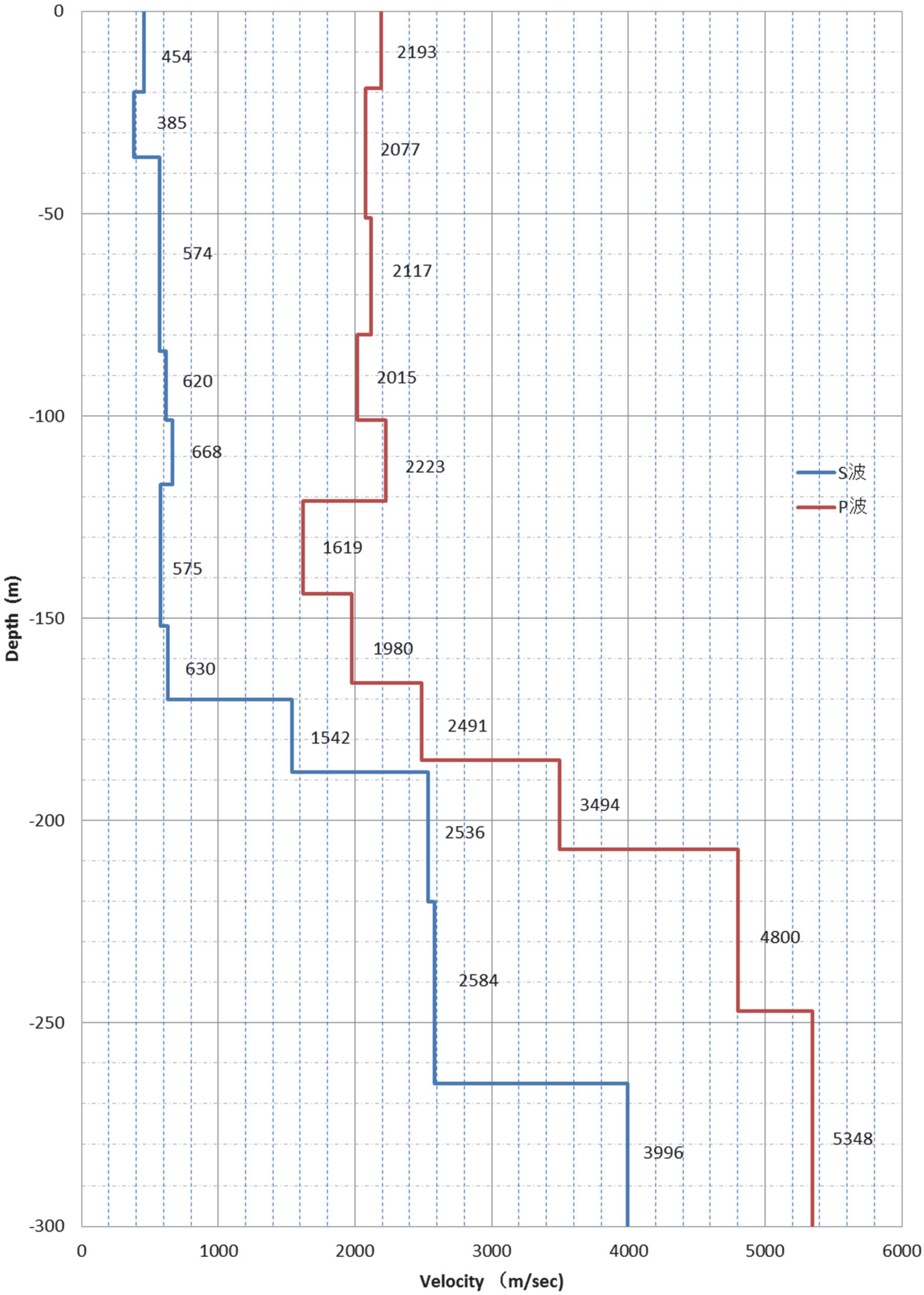


図 29 P 波および S 波の速度分布

c）ボーリング結果を踏まえた岩出測線の解釈と反射法探査のまとめ

i）概要

a)、b)において行われた岩出測線沿いのボーリング調査結果を踏まえて、本項では岩出測線の深度断面の見直しと、本重点観測で行われてきた反射法探査のまとめを記載する。

ii）岩出測線の見直し

ボーリング調査は、平成25年度に実施した反射法地震探査（岩出測線）のCMP100の東約56mに位置する。b)で報告してきたように、本孔を利用してＶＳＰ探査を実施し、この地点における弾性波速度構造が明らかとなった。前項図28に示したように、反射法探査で推定された堆積層における速度構造と、VSP 探査でのそれとはほぼ同じ結果が得られている。これより、岩出測線の速度解析等によって得られた堆積層（菖蒲谷層群など）の速度層構造は妥当であったと考えられる。一方、実際にボーリング試料の観察では、深さ163mで三波川帯が現れ、180ｍ程度でかなりの堅さになっていることが確認された。図29のＳ波の区間速度分布においても、深さ170ｍを境にＳ波速度が630m/sから1542m/sに上昇していることとも対応している。図 30 にはボーリング調査地点付近における岩出測線の反射断面（CMP001～200）に、VSP探査結果と地質柱状図を併記したものである。この図に示すように、平成 25 年度において推定した基盤岩上面は、基盤岩（三波川変成岩＝緑色片岩）中の反射面に相当することが今回の調査で明らかである。これより、岩盤内における岩質の違いや亀裂の多寡などによる物性の違いによる反射面を、基盤岩上面の反射面と誤認していたと考えられる。

反射法探査は、地下における弾性波速度の違いを検出する技術であり、必ずしも地質的な性質の違いを反映させるものではない。そのため、本調査のように、基盤岩表層部の強風化部分や亀裂発達部と、堆積層との物性が大きく異ならない場合には、反射法探査だけでは精確な地質解釈が困難な場合があると言える。これらより、ボーリング調査結果を踏まえて再検討した結果、基盤岩上面線は図示する黒太破線に修正する必要があると考えられる。ただし、VSP 探査において反射法解析による堆積層の速度構造の妥当性が検証されたことより、反射法探査結果の再検討はとくに必要ないと現在のところは判断している。なお、深度180～300m間における基盤岩のＰ波速度は、VSP探査で得られた速度に比べて反射法探査での速度よりもやや速い値が得られているが、基本的に反射面がほとんど見られない基盤岩内部における速度構造は、反射法探査での解析からは困難である。

図中のAおよびBは、平成25、26年度の本調査観測研究で推定された、段丘堆積層下面と水野・他(1999)におけるシルトの優勢なNG-5層の上面に対比される反射面である。上述のように、B面の深度は、基盤岩の直上に見られた層厚約20mのシルト層の上面深度に対応することより、反射断面とVSP波形と整合的である。

以上の新たに得られた知見をもとに、基盤岩上面を岩出測線の反射断面全体において再解釈した結果を図31に示す。

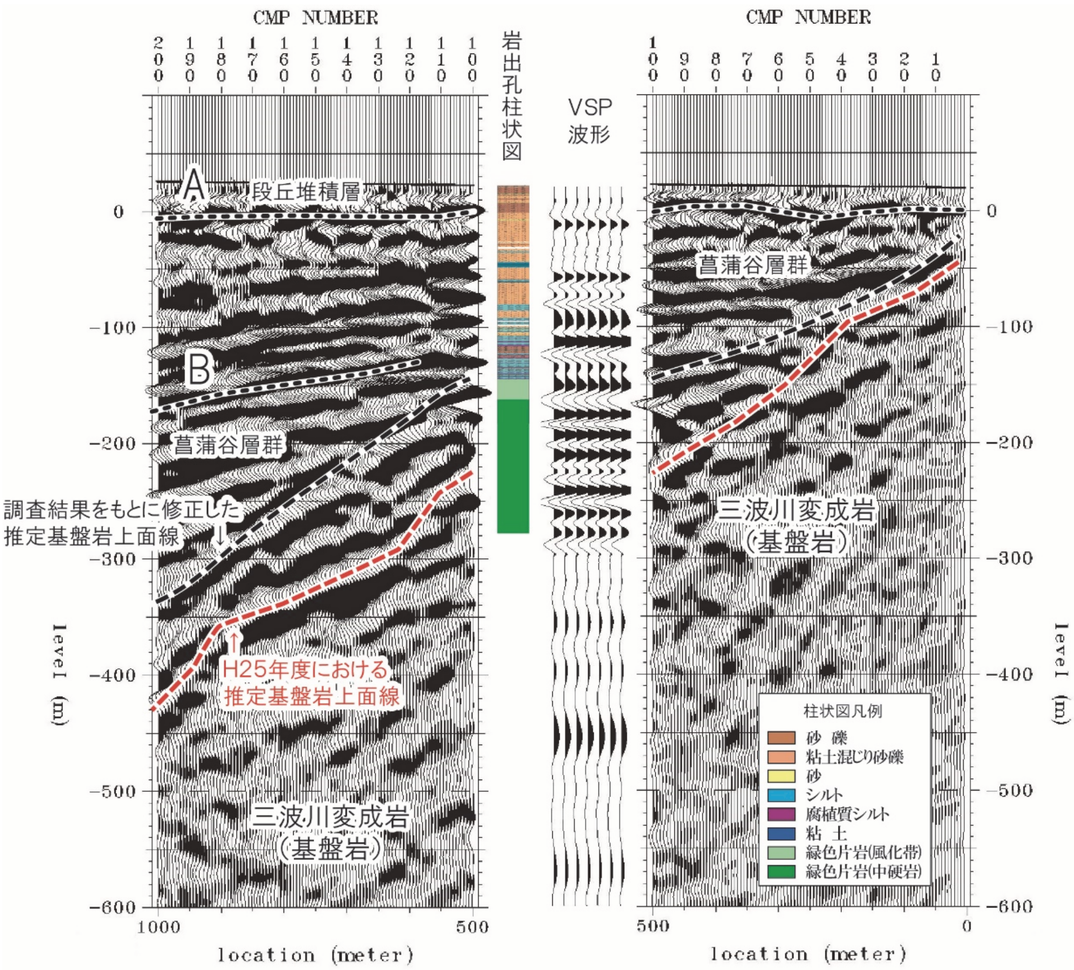
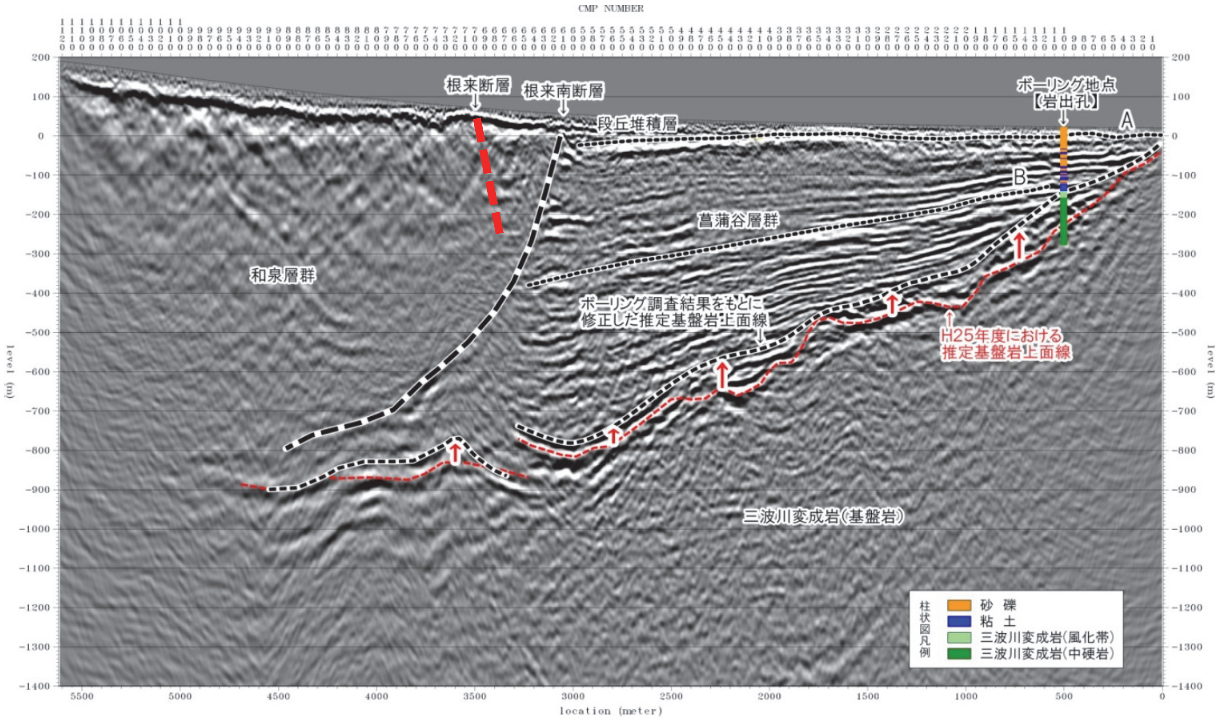


図 30　反射法探査【岩出測線】と VSP 探査【岩出孔】におけるＰ波速度モデルの比較



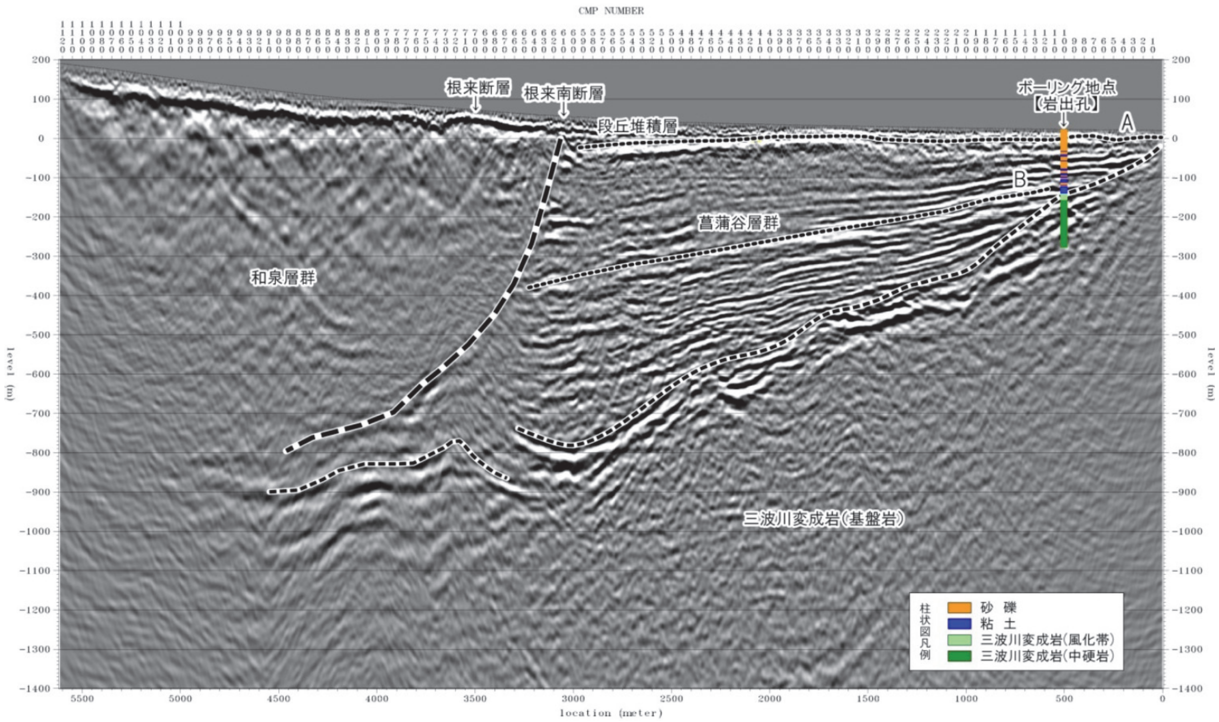


図 31　反射法探査断面【岩出測線】の再解釈結果。上図：ボーリング調査結果を踏まえた再解釈結果（当初に推定した基盤岩上面線を併記）。下図：ボーリング調査結果を踏まえた再解釈結果。

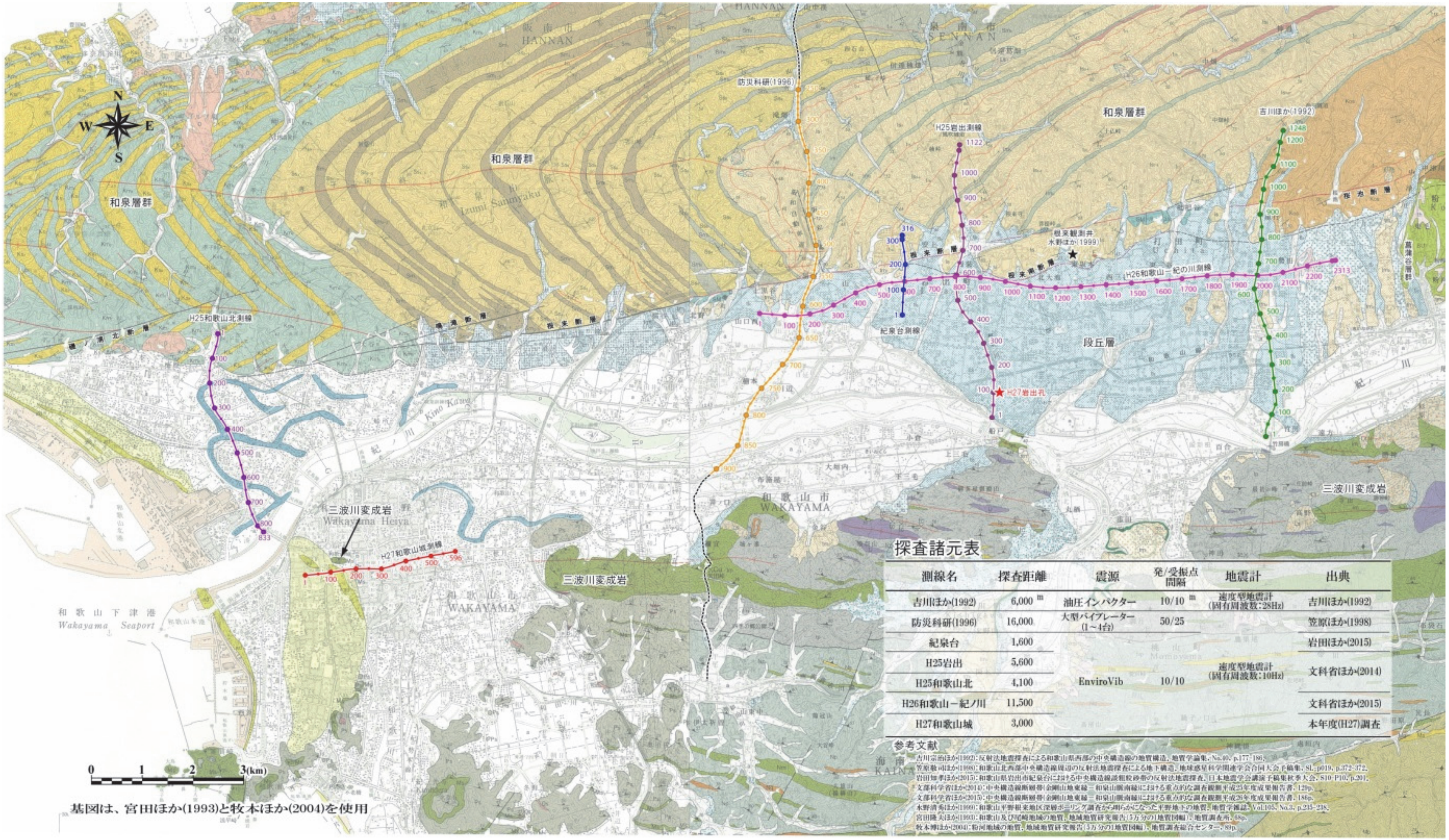
iii）和歌山市～岩出市～紀の川市の反射法断面と地下構造、断層のまとめ

本調査観測研究では人工地震波探査として、平成 25 年度に中央構造線断層帯を南北に横切る和歌山北測線、岩出測線、平成 26 年度に断層帯の南側で、断層帯に平行な東西測線（和歌山－紀ノ川測線）を実施した。加えて、笠原・他(1996)の調査の再解析、根来断層と根来南断層の形態を明らかにするための紀泉台測線と、和歌山平野内の地下構造を明らかにするために、和歌山城測線を行った。これらの測線を図 32 に示した。これらにより、紀ノ川南部の三波川変成岩地域から、和泉層群が露出する和泉山脈までの地下構造が明らかとなっている。おもな反射法探査結果とその地質構造解釈結果を図 33 にまとめて示す。これらによって明らかとなった断層や地下構造などに関する知見を以下にまとめる。

基盤岩（三波川変成岩類）の構造：三波川変成岩は紀ノ川以南に露出することが知られている。各反射法探査の南北断面において、その上面は北側に傾斜し、和泉山脈下に潜り込む形状であると考えられる。また、東西性の地質構造に沿った断面（和歌山－紀ノ川測線）では、緩やかな起伏はあるが、基盤岩の分布深度に大きい変化はない。

地質境界としての中央構造線断層帯：紀ノ川以北の和泉山脈に分布する中生界白亜系の和泉層群と、三波川変成岩とが接する狭義の中央構造線は、調査地域周辺においては深さ 1000m を超える地下深部に潜在するため、図に示した反射法探査においても明確ではない。これらの探査で確認できるのは、和泉層群と、三波川変成岩類を不整合に覆って分布する新第三系～鮮新・更新統の菖蒲谷層群が接する地質断層である。この断層は、図 33 に見られるように、直線性が高く断層地形が明瞭な根来断層より南側に並行して分布し、地表に見られる根来南断層がそれに対応している。なお、根来断層など断層地形の明瞭な断層は、根来南断層と比較して、反射断面では明瞭でない。これらの断層が横ずれ運動を起こしているためと考えられる。

堆積層（菖蒲谷層群）の特徴：菖蒲谷層群は、砂礫やシルトなどを主体とする未固結堆積物であり、反射断面では、明瞭な反射面が連続的に見られる特徴がある。。連続した反射面の発達の程度から、浅部と深部に２分することができて、深部は連続した反射面がより発達していることがわかる。この異なる反射面分布の境界面（反射面）を、図 31 の岩出測線では境界面 B として示した。この境界面は、図 33 に示しているこの地域の反射断面に全て見られることから、その境界面を反射断面図に点線で書き入れた。この境界は、根来ボーリング（水野・他、1999）情報とボーリング近傍の測線（吉川・他、1992）でのこの境界層深度から判断して、水野・他(1999)で指摘している NG-5 層の上面に対応する可能性がある。



測線名	探査距離	震源	発/受振点間隔	地震計	出典
吉川ほか(1992)	6,000 m	油圧インパクター	10/10 m	速度型地震計(固有周波数:28Hz)	吉川ほか(1992)
防災科研(1996)	16,000	大型バイブレーター(1～4台)	50/25		笠原ほか(1998)
紀泉台	1,600				岩田ほか(2015)
H25岩出	5,600			速度型地震計(固有周波数:10Hz)	文科省ほか(2014)
H25和歌山北	4,100	EnviroVib	10/10		
H26和歌山－紀ノ川	11,500				文科省ほか(2015)
H27和歌山城	3,000				本年度(H27)調査

参考文献

吉川宗治ほか(1992):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, No.40, p.177-186.
笠原敬司ほか(1998):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, p.372-372.
岩田知孝ほか(2015):和歌山県岩出市紀泉台における中央構造線読粗粒砂帯の反射法地震探査, 日本地震学会講演予稿集秋季大会, S10-P10, p.201.
文部科学省ほか(2014):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.
文部科学省ほか(2015):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, 186p.
水野清秀ほか(1999):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, Vol.105, No.3, p.235-238.
宮田隆夫ほか(1993):和歌山及び尾崎地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 68p.
牧本博ほか(2004):粉河地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査総合センター, 89p.

図 32　和歌山市～岩出市～紀の川市にかけての、中央構造線断層帯に係る探査測線位置

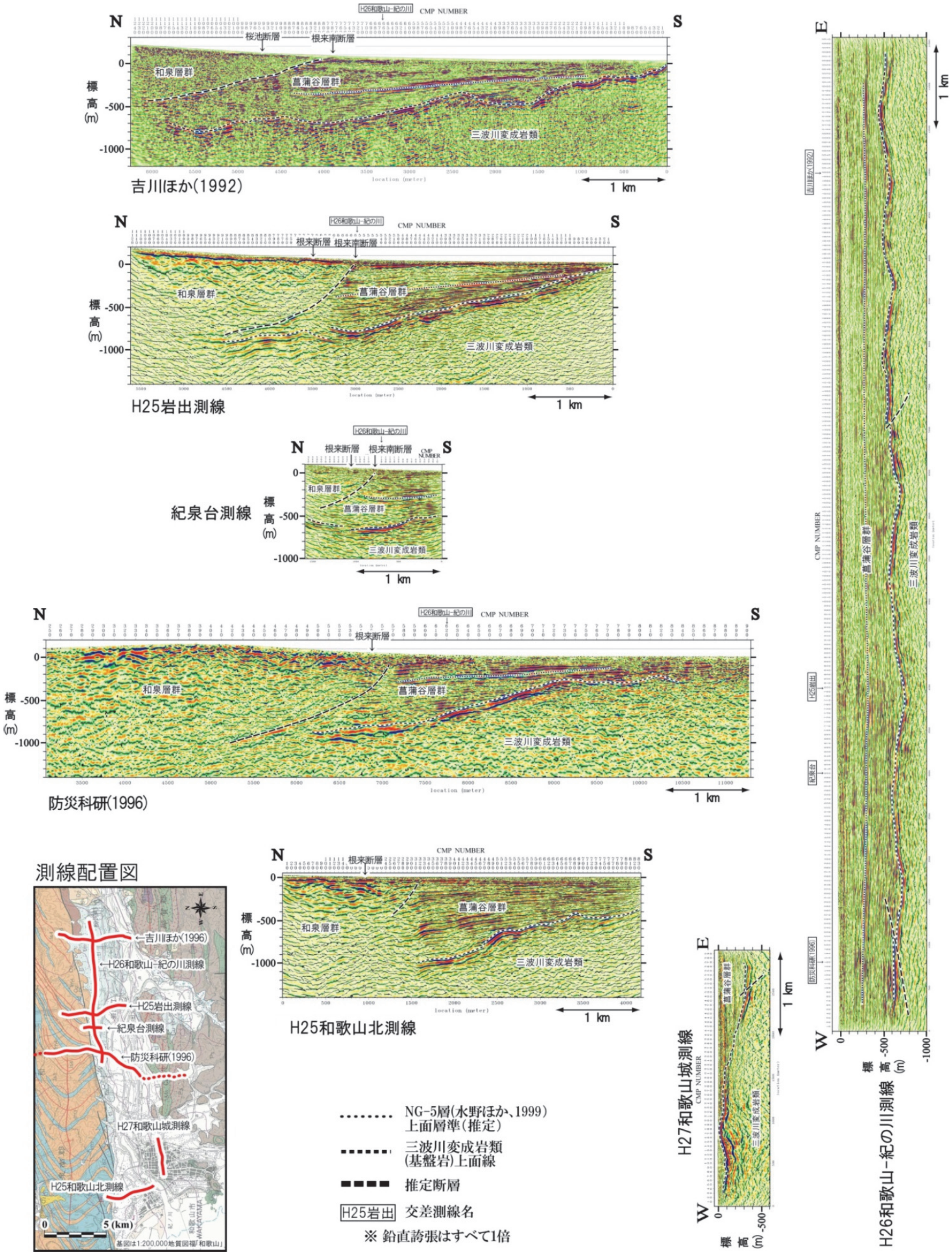


図 33　和歌山市～岩出市～紀の川市にかけての、中央構造線断層帯に係る探査断面（解釈図）。

4）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）概要（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のまとめを行った（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）。平成 26 年度および 27 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、この地域の断層運動の特徴を整理した。図 34 に調査対象地域の地質図を載せる。

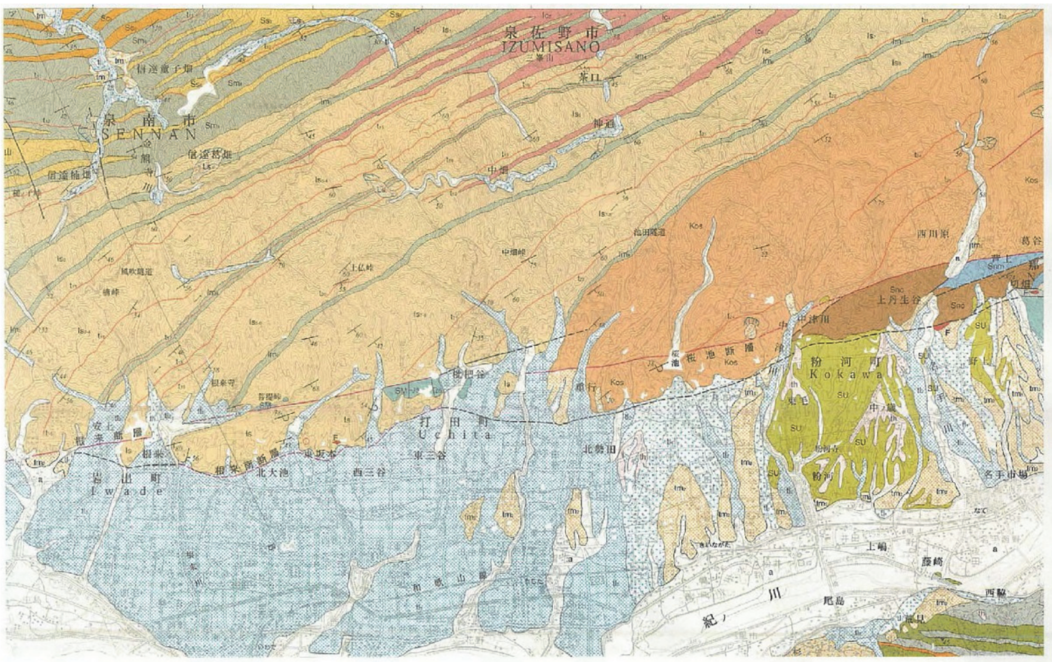


図 34　対象地域の地質図（牧本・他、2004　産業技術総合研究所：地質図幅「粉河」の一部）。図面中央左の根来断層と根来南断層が並行する地域が、平成 26 年度および平成 27 年度の対象地域である。

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ンク帯が観察され、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。平成 26 年度は平成 25 年度に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 35)。

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 36 に詳細野稿図を、露頭部分を写真 7 に示す。

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。

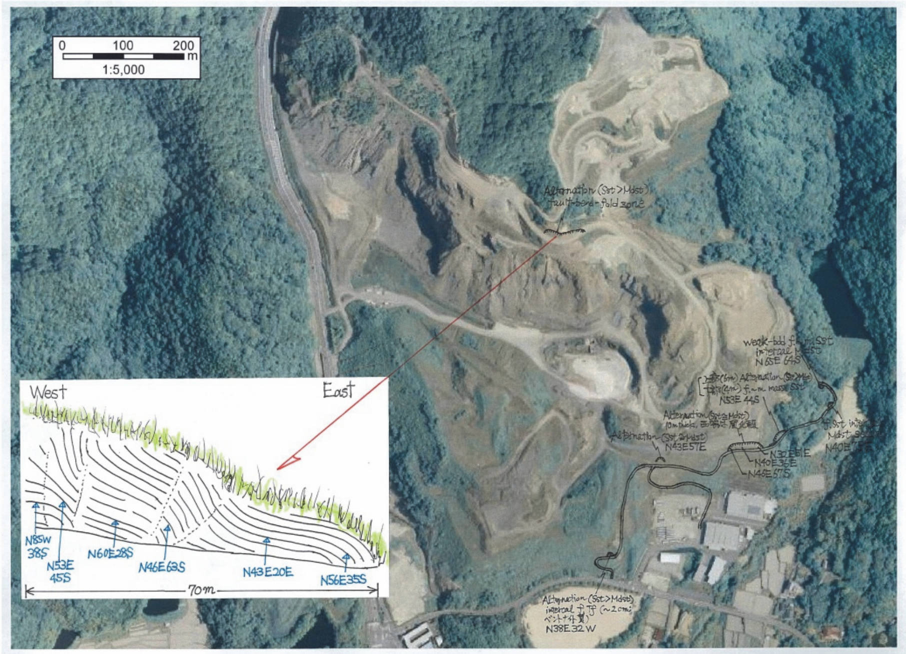


図 35　結果の例：中央構造線北側の残土処理場（岩出測線沿い）調査と一部スケッチ

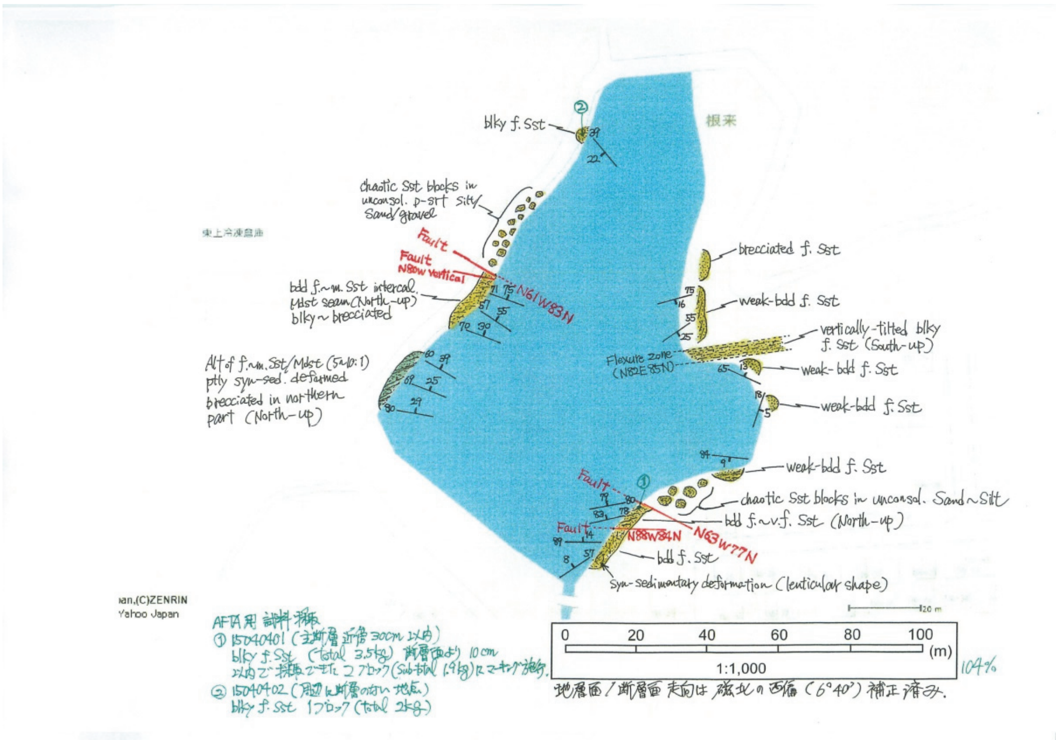


図 36　根来前山（桜台西側）のため池周辺の露頭野稿図


写真 7　水位低下時にため池で観察される和泉層群の変形

c）粉河町桜池周辺

紀伊半島西部の中央構造線(活)断層系は、粉河町桜池周辺を境に、西部と東部に区分される。西部では、b)で述べたように根来南断層など逆断層系の分岐が存在し、 根来断層北方にも南傾斜のキンクゾーンが連続して追跡される。根来南断層については、岩出市丹生池で現地調査を行って断層形態を把握すると共に、熱年代学的分析を実施したが、第四紀の断層活動に伴う被熱は認められなかった。南傾斜キンクゾーンについては、京奈和自動車道路の延伸工事に係るランプウェー周辺で、三次元的な構造形態を把握している。
これらのトレンドを東方に追跡すると、根来南断層は打田町周辺で根来断層に合流し、それより東部では圧縮性の構造は観察されない。一方、 根来断層北方の南傾斜キンクゾーンは大大特「和泉」測線周辺では存在が確認されたが、東の志野峠を越えると消滅することが明らかになった。従来から断層の存在が知られている桜池では、その南端（住宅地との境界）部分に大規模な破砕を被った急斜帯が確認された(図 37)。そのトレンドは粉河町中津川集落北方の沢へと連続し、新鮮な断層粘土を伴う高角断層が観察された（野稿図の赤いマーク)。基本的に、和泉層群に変形を与えている東西走向の断層は急傾斜しており。横ずれセンスが卓越するものと考えられる（地表調査からはずれセンスを特定することはできなかった)。

これらの地域でも、和泉層群の基本構造であるプランジ向斜は共通して観察された。調査エリア東部の構造的特徴として注目すべきは、粉河寺を中心に第四紀に隆起した丘陵が発達することである。その周辺で観察される菖蒲谷層の礫質層に挟在する火山灰の放射年代測定を実施した結果、第四紀後半に複数の隆起・沈降イベントが生じていることが明らかになった。これは、中央構造線の活動センスの遷移を反映している可能性がある。

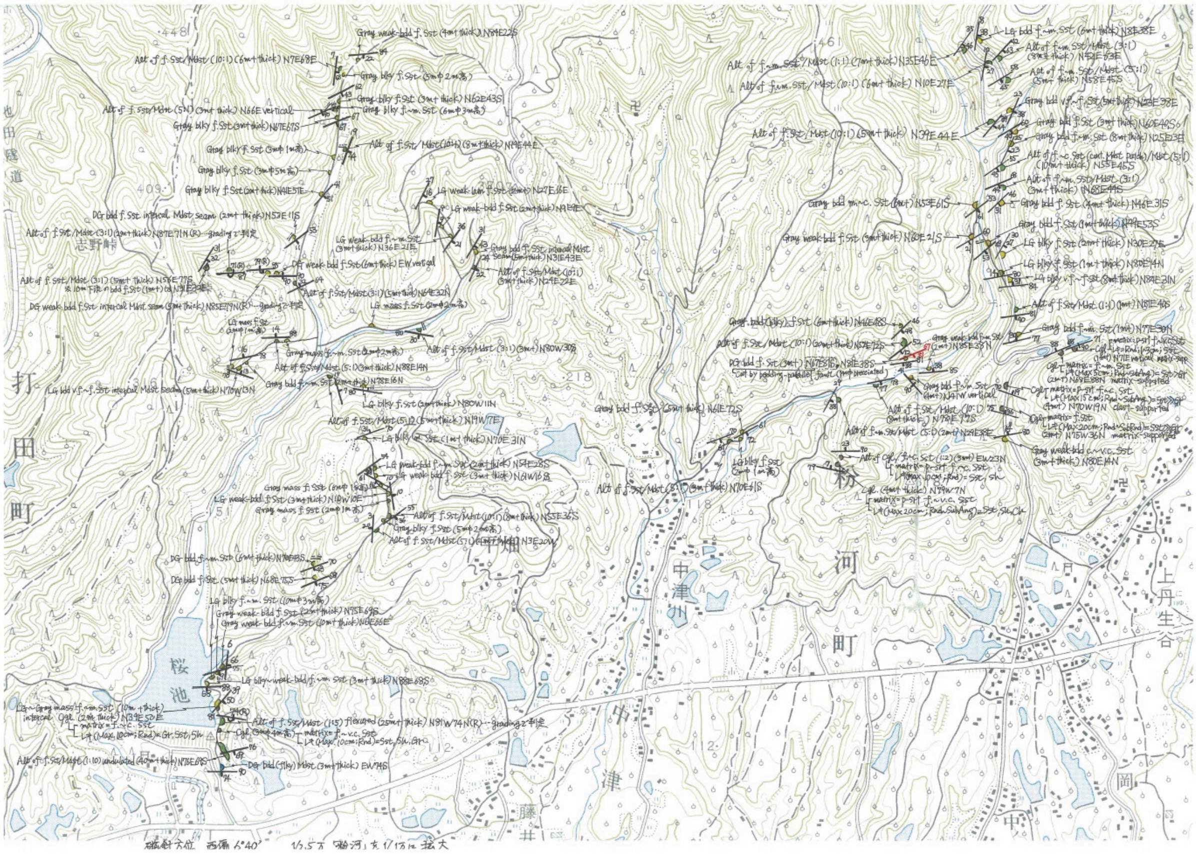


図 37　粉河町桜池周辺の構造野稿図

d) 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

この節は、本重点観測調査のメンバーの三田村が以前記載していた露頭の情報と、採取されていた火山灰の新たな分析結果の報告である。

本露頭では、断層面の走向傾斜は N80° E　 58° S であり（写真８）、 暗灰色のガウジ(厚さ約 4cm)が存在する。菖蒲谷層群に挟まれる火山灰層（写真９）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。

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、125μ～63μ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８　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）

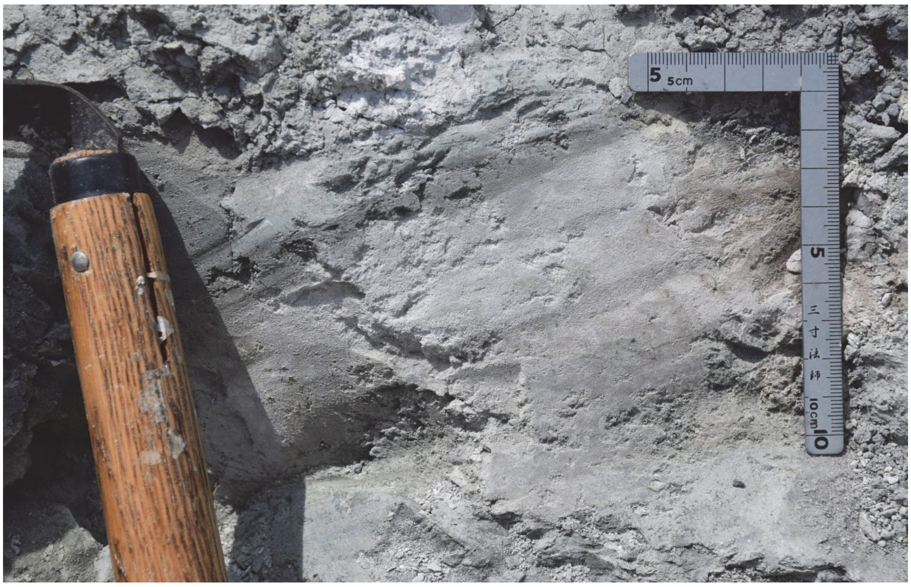


写真９　菖蒲谷層群中の火山灰（三田村宗樹撮影）

e）春日神社付近の根来断層周辺の構造

d)の愛宕山周辺の東側の春日神社付近での調査を行った。図38に該当地域の地図を示す。根来断層を横切る形の谷筋が形成されていて、横ずれの特徴が明瞭に見えている。断層北側の春日神社に至る道筋の路頭の構造野稿図を図39に示す。根来断層から200m以内の幅で、剪断変形を被って地層が直立していることが見てとれた。この走向がほぼ東西であることから、根来断層の右横ずれ運動に関係している動きだと言うことに加えて、こういっ

た形跡を残していることから、高角の横ずれ断層であることを示唆していると考えることができる。

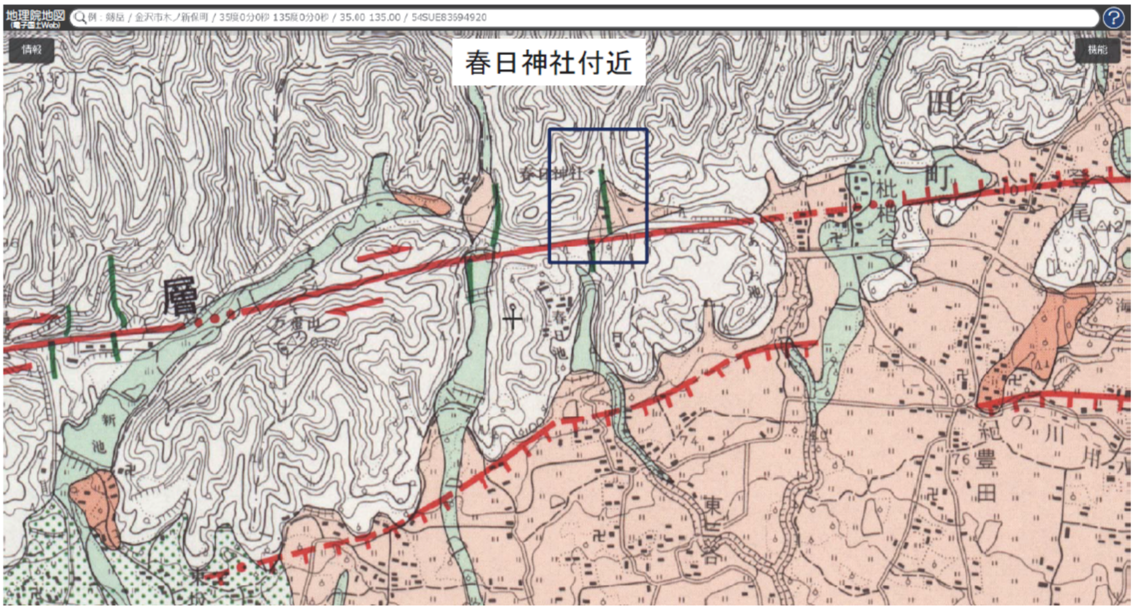


図 38　春日神社付近の地形図と断層線、国土地理院都市圏活断層図（http://www1.gsi.go.jp/geowww/bousai/menu.html）に加筆。

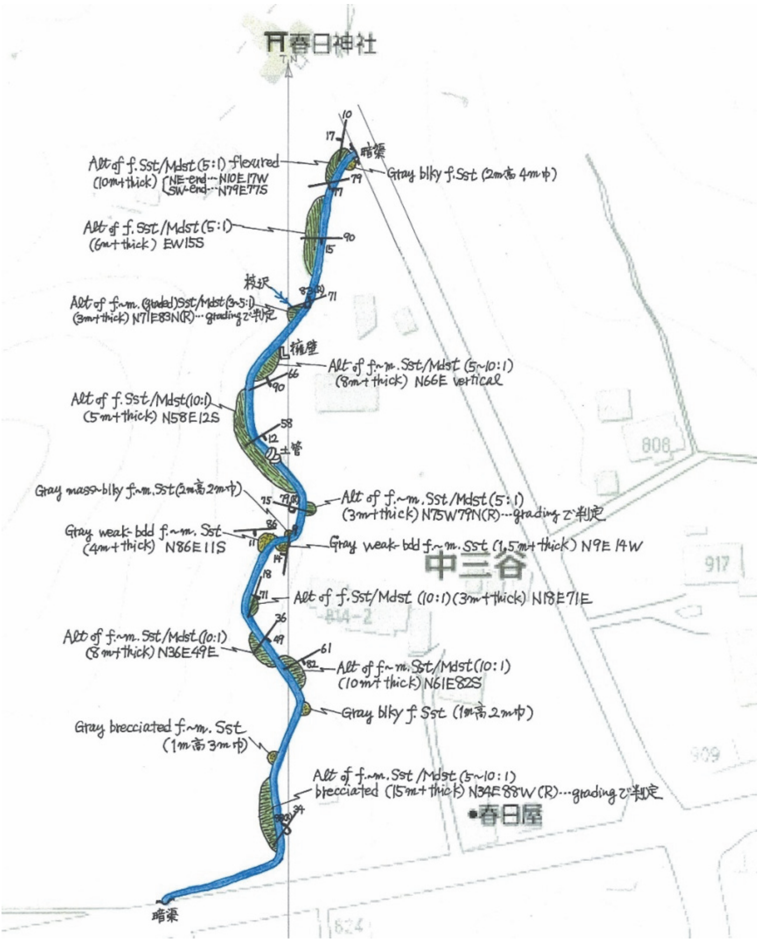


図 39　春日神社付近の構造野稿図

5）中央構造線（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）断層帯の震源断層モデル

a）はじめに

中央構造線（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）断層帯の震源断層モデルを、地震本部のこれまでの評価を踏まえ、本重点調査観測での結果と既往研究成果をもとに、以下の様に設定する。

b）断層帯周辺の現地踏査と断層モデルシミュレーション

前項 4）の根来断層周辺部の地表踏査によって、横ずれ運動が卓越する高角断層の痕跡が認められることがわかった。後述するように、和泉山脈南縁部の震源断層は、和泉層群と三波川帯の構造境界（北に低角で傾き下がっている）の設定されている。一方地表の横ずれは、和泉層群を切る形で根来断層において生じていると考えられることから、地下の震源断層の延長は、根来断層につながっていると考えられている。今回の地表踏査においては、根来断層の周辺部において横ずれ運動をしている高角断層が認められていることから、地表付近の断層は高角であると考えることができる。地下での低角の構造境界が、地表近くで高角の断層面となって、地表において根来断層として現れていると考えることもできるが、今回の地表踏査において見られている高角の震源断層モデルを考えることとする。前項４）で指摘するように、今後こういった情報を基本として断層帯付近の詳細な地層変形シミュレーションを行って検討をすべきところであるが(例えば､Katzmann et al., 1996; Kusumoto et al., 1999; Itoh et al., 2014 など)。ここでは以下のような横ずれ断層端の変形場のモデルシミュレーションを通して、高角の震源断層のパラメータ設定を行うこととする。

数値シミュレーションには、Okada （1985)によるディスロケーション解析解を用いた。この解析解は、半無限弾性体中に任意の断層パラメータを与えることのできるディスロケーション面（食い違い面、ここでは断層面：図 40）を仮定し、断層運動による地表面変位場を計算できるものである。

断層傾斜角 δ が 90° である垂直断層が１m の右横ずれ運動を起こしたとき、断層端部周辺での地表面上下変位分布を図 41 に示す。また図 41 には、分布図の黄色破線上での上下変位分布を示す。この黄色破線は、断層端部で、走向に直交するようにとられている。図 41 より、垂直断層が横ずれ運動をした場合、断層端部では、断層を挟んで隆起量と沈降量が等しい変位場が形成されることが分かる。なお図 41 では、断層運動による上下変位だけを図示しており、媒質の水平変位を考慮していない。そのため、特に、断面図では、断層直上での変位が実際より緩やかになっているように見える。

横ずれ断層運動による、このような地表変位場が、断層傾斜角 δ の変化によって、どのように変化するのかを検討した。検討結果を図 43 に示す。図 42 では、断層傾斜角 δ を、45°、60°、70°、75°、80°、90°の場合変化に、地表断層端部で予想される地表上下変位分布の計算結果が示されている。仮定した断層モデルは、断層長と断層幅がそれぞれ 30ｋｍ、15ｋｍとし、断層上端は、地表に達している。いずれの断層傾斜角でも、与えた断層変位量は１m で同じである。また、媒質のポアソン比として 0.25 を仮定した。図 43 では、断層近傍５ｋｍの変位を示しており、表示の際には、断層運動に伴う水平変位も考慮されている。したがって、実際のフィールドで観測される変位場に、より近いといえる。

なお、図中の薄い紫線は上下変位が0であることを示す。

図42より、断層傾斜角が70°よりも低角になると、下盤側の基盤は沈降しなくなる。すなわち、70°より低角になればなるほど、断層端近傍は全体的に隆起し、沈降域が形成されなくなる。一方で、70°よりも高角になると、下盤側の基盤は沈降し90°で上盤の隆起量と下盤の沈降量が絶対値で等しくなる。このように、断層の大きさや横ずれ量が同じであっても、断層傾斜角の大きさによって地表で観測される変位パターンが異なることが分かる。

これらの特徴が、変位が累積された場合にも適用できると仮定すると、横ずれ運動の累積量が同じであっても、断層傾斜角の高低により、形成される地形や基盤形状は大きく異なることを示唆している。第四紀後半では紀ノ川筋(中央構造線下盤側)に隆起は認められず、顕著な沈降も認められないことから、図42の結果を踏まえると、中央構造線の傾斜角として70°或は75°という値が妥当ではないかと考えられる。

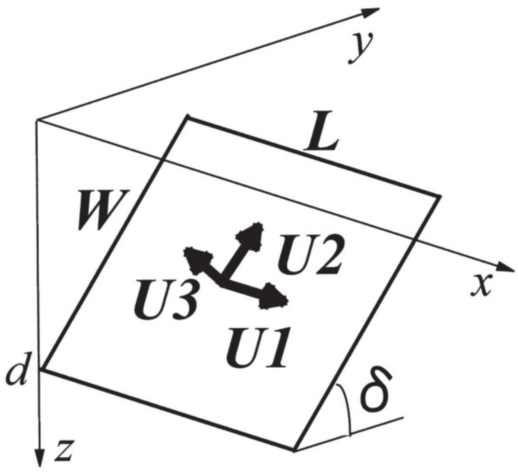


図40　ディスロケーション・モデル。半無限弾性体中に、長さL、幅Wの矩形断層が傾斜角δで深さdの位置にある場合のモデル概念図。ディスロケーション面上の食い違い量は、横ずれ量U1、縦ずれ量U2、開口量U3で与えられる。

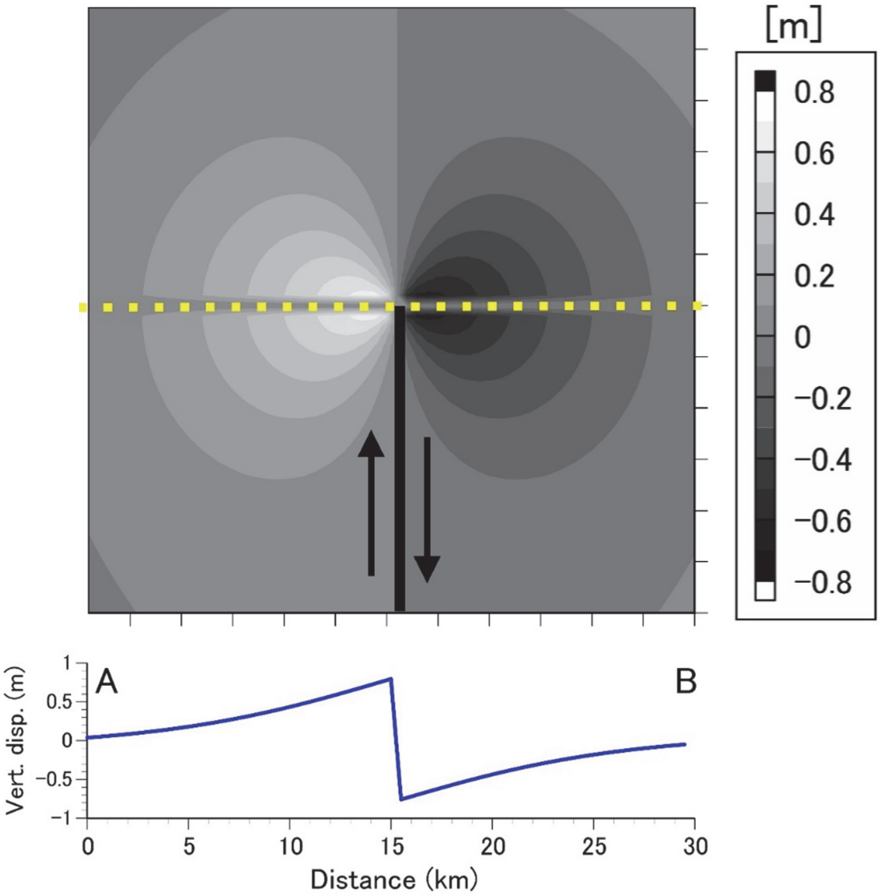


図 41　垂直断層(傾斜角 δ =90°)が横ずれ変位量 1 m の右横ずれ断層を起こしたときの断層端及びその周辺部での地表上下変位分布。図中の黒い太線は断層の位置を示しており、矢印は断層運動の方向を示す。 上：平面図。下：平面図中に示された黄色破線上の鉛直変位断面図。

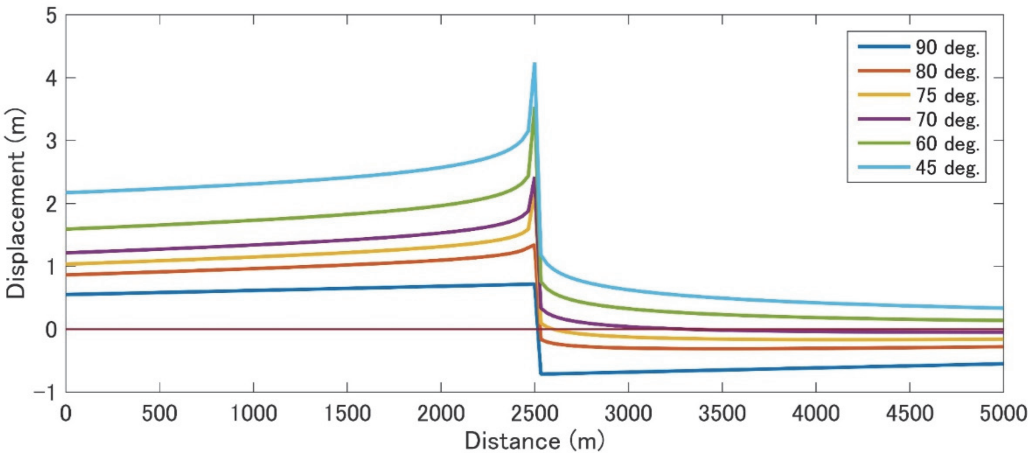


図 42　断層傾斜角 δ が 45° 、60° 、70° 、75° 、80° 、90° と変化した際に、断層端部で予想される地表上下変位分布。断層運動に伴う水平変位も考慮されている。図中の薄い紫線は上下変位が 0 であることを示す。

c）震源断層モデルの設定

地震本部においては、平成 15 年に公表された中央構造線全体の長期評価をうけて、平成 17 年に「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した強震動評価について」（地震調査委員会，2005)、を公表している。ここでは、金剛山地東縁部と和泉山脈南縁部が連動して活動するモデルを提案した。

当該断層帯の活動については、平成 19 年に「活断層の追加・補完調査」として、「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の活動性および活動履歴調査」が行われ（財団法人地域地盤環境研究所，2008)、それらの評価を踏まえた「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)」が平成 23 年に公表された（地震調査委員会、2011)。この補完調査や一部改訂された長期評価においては、金剛山地東縁区間と和泉山脈南縁区間の最新活動時期が異なることが明らかとなったことから、「今後の地震動ハザード評価に関する検討～2011 年・2012 年における検討結果～」（平成 24 年）における「震源断層を特定した地震動予測地図」（地震調査委員会，2012）においては、金剛山地東縁区間と和泉山脈南縁区間は、別々に活動する想定と、それに基づく地震動予測地図が得られている。

これらの提案されている震源断層モデルを踏まえ、平成 23 年評価後の研究成果や本重点調査観測での成果に基づいて、震源断層モデルを設定する。サブテーマ１の「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、金剛山地東縁区間（金剛断層系）及び和泉山脈南縁区間の活断層（五条谷断層及び根来北断層）の詳細位置の調査を行い、活断層トレースのマッピングを行った。それによれば、金剛断層系は従来の評価の南部地域が活断層ではないと判断されることや､根来断層の西部は和歌山平野下に伏在していることを示した。後者の伏在断層については、既往研究及び平成 25 年度に行った P 波反射法探査の和歌山北測線でも確認されている。また、補完調査と同様、金剛山地東縁区間と和泉山脈南縁区間の最新活動が異なっている可能性を得ている。本項３．２の「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」では、４）において和泉山脈南縁区間の断層及びその周辺の変形形状の観察と簡単なモデルシミュレーションから、地殻内まで高角度で横ずれ運動を引き起こしている可能性を指摘しており、モデルシミュレーションでは傾斜角 75 度を最適値としている。

一方、最近の研究成果として、Sato et al. (2015)では地殻上部までイメージングできる長測線の探査を行い、地表近くでは菖蒲谷層と和泉層群の構造境界としての根来断層及びその延長が震源断層として活動する可能性を指摘した。反射法探査による構造境界の傾斜角を北落ち 35 度と推定している。この構造境界の特徴は、深さ１km 程度までの深さの調査ではあったが、本重点調査研究で行った岩出測線等でも同様の傾向が得られている。なお、Sato et al. (2015)の測線は、根来断層の走向と直交しているわけでは無く、約 75 度で交差しているが、それによる傾斜角見積もり誤差は数度である。加えて、本業務サブテーマ２の MT 観測（本報告書３．２　２)）による地下数 km までの比抵抗構造調査でも和泉山脈南縁部では構造境界に対応する比抵抗構造が得られているとともに、金剛山地東縁部では西落ちの逆断層に起因すると考えられる構造が得られている。

これらを踏まえ、震源断層モデルは以下のように設定することとした。

・金剛山地東縁区間と和泉山脈南縁区間はそれぞれ別々の震源断層モデルとする。
・地表トレースはサブテーマ１で得られた活断層トレースに合う様に設定する。
・金剛山地東縁区間の傾斜角は西落ち 30 度とする。傾斜角については、新たに定量的な知見が得られていないため、「今後の地震動ハザード評価に関する検討～2011 年・2012 年における検討結果～」（平成 24 年）（地震調査委員会，2012）の値を用いる。
・和泉山脈南縁区間の傾斜角は、構造境界を震源断層とする北落ち 35 度と横ずれ高角断層モデルとして、北落ち 75 度の傾斜角の２モデルを行う。
・強震動予測レシピ（地震調査委員会，2009）による震源断層モデル設定としては、（ア）「過去の地震記録などに基づき震源断層を推定する場合や詳細な調査結果に基づき震源断層を推定する場合」に従い、地震発生層に震源断層を設定する。地震発生層は平成 17 年の公表や、Sato et al. (2015)に示されている本地域周辺の微小地震活動を参考に、金剛山地東縁区間、和泉山脈南縁区間ともに上端 4km、下端 15km とする。

このようにして、金剛山地東縁区間の１モデル、及び和泉山脈南縁区間２モデル（モデル１＝低角 35 度モデル、モデル２＝高角 75 度モデル）を想定し、サブテーマ３において強震動予測を行うこととした。図 43 に震源断層モデルの位置を地図上に示す。

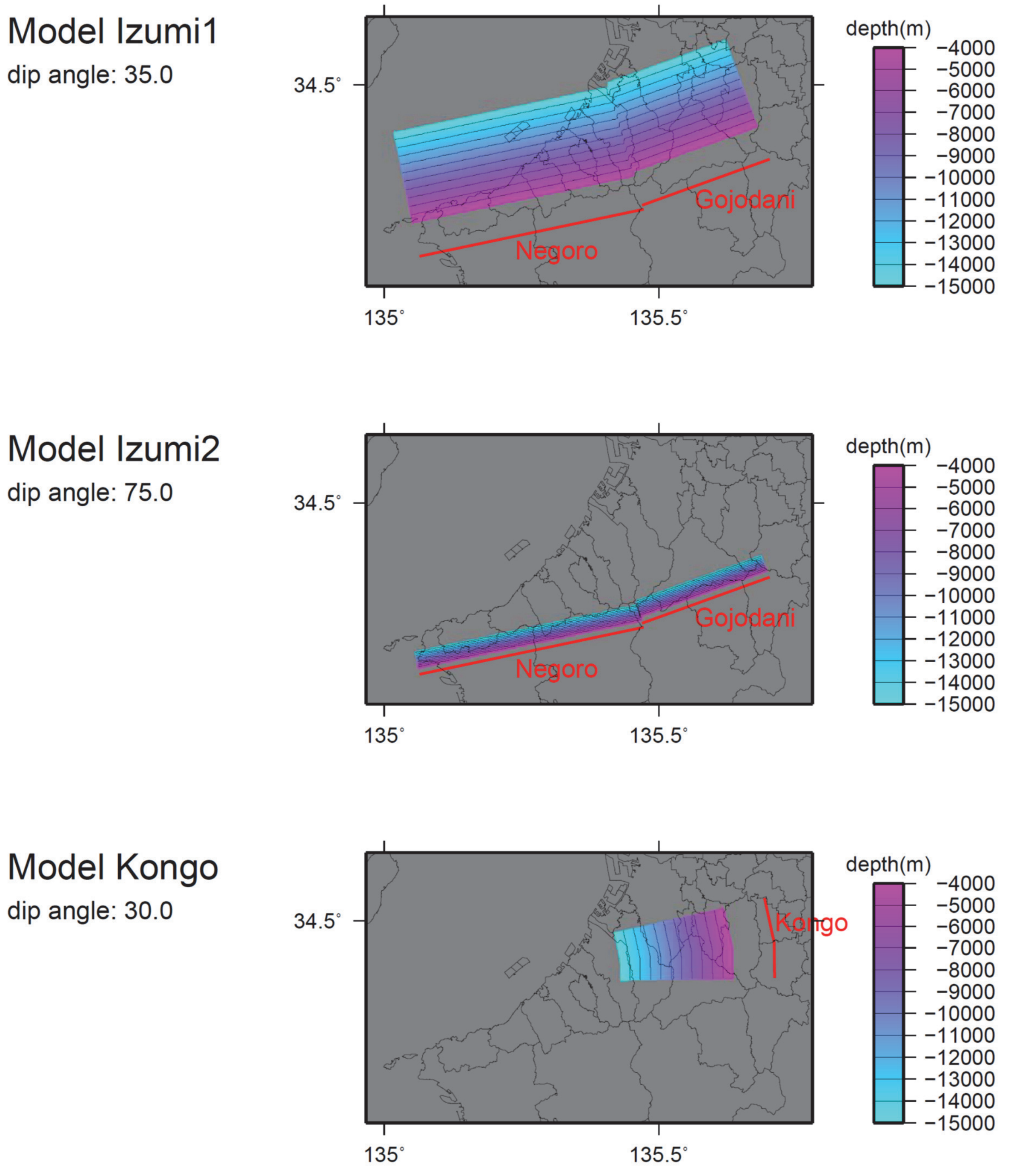


図 43　本重点調査観測研究で設定した中央構造線和泉山脈南縁区間（上のモデル１、及び中のモデル２）、及び金剛山地東縁区間の震源断層モデル

（c）結論ならびに今後の課題

1）InSAR解析による地盤変形形状の推定

和歌山県北部をカバーする ALOS/PALSAR、Envisat および TerraSAR-X 画像を収集し、干渉処理し、干渉画像のスタッキングを行い、平均的な地盤変動を検出した。さらに、ALOS/PALSR については 2.5 次元解析を行い、東西成分および疑似上下成分を抽出した。その結果、中央構造線の南側の地殻ブロックが波長約 50km の（隆起＋西向き）-沈降-（隆起＋西向き）の変動をしていることが明らかとなった。特に、紀ノ川市〜岩出市の南部に認められる隆起域は、その直径が 20km 程度である。この規模から見て、この地域の地殻活動に制約を与えているものと推察される。中央構造線に沿って、より波長の短い変動も認められ、地下構造の不均質を示唆する。Envisat と TerraSAR-X 画像の解析結果から、和歌山平野の紀ノ川北岸に沈降を示唆する変動が見られる。平野下に構造の不均質が存在すると考えられる。

今回、干渉性の高い干渉画像をスタッキングすることにより、ランダムな誤差を軽減した。Envisat や TerraSAR-X 等観測時期の異なる画像を解析することにより、時間変化の有無について議論した。しかし、この方法では、時間変化を推定することはできないので、このためにはやはり PS/SB-InSAR を実行する必要がある。干渉性の高い干渉画像のみを用いる SB-InSAR が、より広い空間分布を調べる目的では PS-InSAR よりすぐれているが、より大きな計算機資源が必要とされるため、今回の業務において全ての画像に適用できなかった。今後、計算機資源を確保し、試みたい。

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、計３測線で広帯域 MT 法観測を行い、２次元逆解析により深度約５km までの比抵抗構造を明らかにした。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深部延長については、２km 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、測線全域にわたり高比抵抗な構造が推定されたが、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。

3）中央構造線断層帯（和泉山脈南縁）P 波反射法地震探査、ボーリング調査と VSP 調査

岩出測線沿いにおいて菖蒲谷層（堆積層）を貫き、三波川帯（基盤）に至る 300m深度のボーリングを行い、堆積層を含むコアの試料分析を行った。コア試料は 192m までオールコア採取されていたが、全般的に砂から礫質の層相が多く、分析に適したシルトや粘土の細粒分の層相が限られていた。年代決定のための火山灰分析を、潜在火山灰分析も含めて行ったが、火山ガラスを確認することができず、年代決定に至らなかった。古地磁気測定によって深度 50m から 100m の区間で負→正の傾向が見受けられ、130m から 150m の区間で正→負の傾向が認められた。ただし、この結果のみで数値年代を決定する事は出来なかった。

今後は、植物化石や花粉の分析等を実施して、生層序学的情報を得ることと、地下構造探査の結果や大阪地域の深層ボーリング結果(特に関西国際空港掘削:KIX18-1)も参照して、和歌山平野下の堆積層序と年代の高度化を進めることが必要である。

ボーリング孔を用いた VSP 調査を行い、菖蒲谷層での地震波伝播速度（P 波及び S 波）を求めた。また、この結果を踏まえて平成 25 年度の岩出測線（反射法探査測線）の解釈の見直しを行い、岩出地域周辺の既存反射法探査断面および根来地区深層ボーリング結果との比較と議論を行った。本調査研究等で新たに調査を行ったこの地域の反射法測線結果を踏まえ、今後、地下構造モデルの高度化や、断層運動評価への資料として活用していくことが重要である。

4) 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、和泉層群全体構造とは異なる断層沿いに見られ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。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指す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、構造形成の時系列を明らかにすることが重要である。

5) 中央構造線（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）断層帯の震源断層モデル

本重点観測の成果を踏まえて、当該区間の震源断層モデルの設定を行った。和泉山脈南縁区間においては、北へ低角で傾き下がる構造境界が震源断層となる場合と、根来断層周辺の地質構造調査を踏まえ、高角での右横ずれ断層運動を想定する高角震源断層モデルを設定した。この際の高角震源断層モデルの傾斜角設定については、横ずれ運動時の断層端部の上盤側と下盤側の上下変動に着目した解析を行った。

金剛山地東縁区間は、従来の評価と同様の西へ低角で傾き下がる断層面を設定した。本地域では構造境界も含め、いわゆる震源断層面で発生していると考えられる地震がないため、震源断層モデルの設定に関しては本調査観測研究での成果に加え、長期的な地震、地殻変動観測等を踏まえて、震源断層の想定を高度化していく必要があると考える。

(d) 引用文献

1) InSAR 解析による地盤変形形状の推定

Fujiwara, S., T. Nishimura, M. Murakami, H. Nakagawa, M. Tobita and P. A. Rose, 2.5-D surface deformation of M6.1 earthquake near Mt Iwate detected by SAR interferometry, Geophys. Res. Lett., 27, 2049-2052, 2000.

2) 中央構造線断層帯の比抵抗構造探査

Chave, A.D., and D.J. Thomson, Bounded influence estimation of magnetotelluric response functions, Geophys. J. Int., 157, 988-1006, 2004.

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

Goto, T., S. Yamaguchi, N. Sumitomo, and K. Yasukawa, The electrical structure across the Median Tectonic Line in east Shikoku, southwest Japan, Earth Planets Space, 50, 405-415, 1998.

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

Sato, H., N. Kato, S. Abe, A.V. Horne, and T. Takeda, Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan, Tectonophysics, 644-645, 58-67, 2015.

佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・纐纈一起・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、ボーリング調査と VSP 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.

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.

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.

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 26 年度成果報告書，186p，2015.

4) 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.

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 26 年度成果報告書，186p，2015.

5) 中央構造線（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）断層帯の震源断層モデル

Itoh, Y., S. Kusumoto, and K. Takemura, Evolutionary process of the Beppu Bay in central Kyushu, Japan: a quantitative study of basin-forming process under the control of plate convergence modes. Earth, Planets and Space 66, 74. doi:10.1186/1880-5981-66-74, 2014.

地震調査委員会，中央構造線断層帯（金剛山地東縁－和泉山脈南縁）の地震を想定した強震動評価について，
http://jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul_chuokozosen/index.htm, 2005.

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），
http://jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf, 2009.

地震調査委員会，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://jishin.go.jp/main/chousa/11feb_chuokozo/index.htm, 2011.

地震調査委員会，今後の地震動ハザード評価に関する検討～2011 年・2012 年における検討結果～，
http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2011_2012/, 2012.

Katzman, R., U. S. ten Brink, and J. Lin, Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin. Journal of Geophysical Research 100, 6295-6312, 1995.

Kusumoto, S., K. Takemura, Y. Fukuda, and S. Takemoto, Restoration of the depression structure at the eastern part of central Kyushu, Japan, by means of the dislocation modeling. Tectonophysics 302, 287-296, 1999.

Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of Seismological Society of America 75, 1135-1154, 1985.

Sato, H., N. Kato, S. Abe, A. V. Horne, and T. Takeda, Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan, Tectonophysics, 644-655, 58-67, 2015.

財団法人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）の活動性及び活動履歴調査，http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/tsuika_hokan/, 2008.