

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

3. 2-1 断層帯の三次元的形状と地殻構造・物性の解明

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状と地殻構造・物性の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松本 聡
同	教授	清水 洋
同	准教授	松島 健

(c) 業務の目的

人工地震探査データ、自然地震データ解析等によって得られる情報を総合的に解析し、警固断層の深さ 20km 程度までの深部断層形状を解明する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 23 年度：

平成 23 年度は警固断層等を対象とした、各機関によって行われた地形・地質調査、地震探査結果を整理した。また、警固断層帯の近傍に機動的地震観測点を展開し、福岡県西方沖地震発生後に設置された臨時地震観測点と合わせて稠密地震観測を実施した。

2) 平成 24 年度：

平成 24 年度は警固断層帯の地震発生層（深さ 20km 程度）までの断層形状と 3 次元不均質構造を明らかにするため、平成 23 年度におこなった、警固断層帯や 2005 年 3 月 20 日に発生した福岡県西方沖の地震などに関する既存の調査研究結果収集や警固断層帯およびその周辺域の地殻不均質構造と応力場の概要調査に基づき、警固断層帯の近傍に平成 23 年までの観測網に加えて機動的地震観測点を展開し、稠密地震観測を実施した。これは同時に平成 25 年度実施予定の反射・散乱波解析に必要な自然地震データを得るための調査観測としても実施した。また、平成 25 年度の断層構造探査の事前調査を行って探査測線、仕様を検討した。

3) 平成 25 年度：

平成 25 年度は地震発生層までの構造把握を目標とした P 波反射法等地震探査を実施し、警固断層の詳細位置・形状を解明した。また、長測線人工地震探査記録を用いて、屈折波トモグラフィ解析を行い、断層周辺の地震波速度不均質構造を推定して、断層帯、震源断層との関係を考察した。

さらに、他のサブテーマで得られる情報をもとに、警固断層およびその周辺の浅部から地震発生層までの 3 次元構造を明らかにした。そのうえで、警固断層系のうち、すでに滑

りを起こした北西部（福岡県西方沖地震断層）における応力変化の影響を受けた南東部の断層形状および周辺の構造解明と福岡県西方沖地震発生後に活動している警固断層深部の地震活動の背景についての知見を得ることができた。

（２） 平成 23～25 年度の成果

（a） 業務の要約

警固断層帯の地震発生層（深さ 20 km 程度）までの断層形状と 3 次元不均質構造を明らかにするため、平成 23-24 年度は、警固断層帯や 2005 年 3 月 20 日に発生した福岡県西方沖の地震などに関する既存の調査研究結果を収集した。一方、警固断層帯およびその周辺域の地震活動を調べ、福岡県西方沖地震発生以降の警固断層周辺では現在も微小地震が発生していることを確認した。また、反射・散乱波解析に必要な自然地震データを得るため、警固断層帯の近傍に機動的地震観測点を展開し、現在までの臨時観測を継続することで稠密地震観測を実施した。平成 25 年度は警固断層南東部における反射法地震探査を行った。探査は①高分解能反射法地震探査測線、②稠密反射法地震探査測線の 2 測線を設定し、それぞれデータを得た。その結果、①においては警固断層の地表トレースに対応する断層が地下 1 km まで捉えられた。この断層は西側が隆起側に対応することが見出され、従来地形学的に得られていた結果と一致する。一方②については、断層の西側で非常に reflective な層が地震発生層下部まで続き、東側では若干反射波のパターンが違ふことが認められた。警固断層自体では反射は強度が弱まる、すなわち水平に連続性を持つ反射面ではなく、破碎の強い層がほぼ鉛直に地震発生層を貫いていることが明らかになった。また、下部地殻においては広い範囲で reflective な層が見られ、深さ約 32km まで続いている。この反射層底部がモホ面に対応すると考えられる。また、地震探査に対応して周辺に臨時観測点を展開し、探査の震源を用いて警固断層の走行方向変化を見出す処理を行った。この結果、断層全体において、下部地殻に反射層が見られることが明らかになった。

（b） 業務の実施方法

警固断層等を対象とした、各機関によって行われた地形・地質調査、地震探査結果など従来の研究成果を整理した。また、平成 25 年度は警固断層を横断する 2 測線で反射法地震探査を行った。また、警固断層帯の近傍に機動的地震観測点を展開し、稠密地震観測を実施した。

（c） 業務の成果

1) 反射法地震探査実験

本調査では、調査測線図(図 2-1-1)及び調査測線地質図(図 2-1-2)に示す様に、①高分解能反射法地震探査測線及び②稠密反射法地震探査測線が設定され、平成 25 年 7 月 16 日から 7 月 29 日の 14 日間に亘ってデータが取得された。測線①は、トレンチ調査地点に近接すると共に、地表付近において警固断層の存在が明確な第四紀堆積層上の福岡市内北部に位置している。一方、測線②は、福岡県福岡市早良区大字小笠木から大野城市を經

て、警固断層南東端に位置する太宰府市街地を横断し、飯塚市山口に至る区間に設定され、地表地質は、古生代変成岩類、白亜紀花崗岩類及び第四紀の未固結層から構成されている。



図 2-1-1 調査測線図。図中の黒実線が解析を行った CMP 重合測線、青実線が探査測線を示す。北側が高分解能反射法測線、南側が稠密反射法測線、青丸は屈折法・高角反射法の発振点を示す。カラーの太実線は活断層およびリニアメントを示す（サブテマ 1-1 による）。国土地理院発行 20 万分の 1 数値地図【福岡】に加筆。

		高分解能反射法地震探査測線	稠密反射法地震探査測線	屈折法・広角反射法地震探査測線
震源	震源	中型バイブレーター (Envirovib) 2台	大型バイブレーター (HEMI40, HEMI50) 3台[標準] 中型バイブレーター (Envirovib) 2台[一部区間]	大型バイブレーター (HEMI40, HEMI50) 3台と 中型バイブレーター (Envirovib) 2台 5台同時発震
	スイープ周波数	8・100 Hz	6・40 Hz	6・30 Hz
	スイープ長	16秒	20秒	24秒
	スイープ数	3回 (標準)	16回 (標準)	100回
	標準発振点間隔	10m (標準)	標準50m [受振点間隔25m区間] 標準200m [受振点間隔50m区間]	約4km
	総発振点数 (実績)	152点	264点	8点
受振	受振器	SM-24(10Hz)	SM-24(10Hz)	SM-24(10Hz)
	受振点間隔	10m (標準)	標準50m (Loc. 1001-1178, 4001-4155) 標準25m (Loc. 2001-2316, 3001-3287)	標準50m (Loc. 1001-1178, 4001-4155) 標準25m (Loc. 2001-2316, 3001-3287)
	受振器総展開長	2 km	35 km	35 km
	チャンネル数	193ch	933ch (最大)	933ch
	標準展開	固定展開	固定展開	固定展開
記録システム	サンプル間隔	2ミリ秒	4ミリ秒	4ミリ秒
	記録長	8秒	10秒	16秒
	探鉱機	GSR (独立型システム、連続観測)	MS2000D (独立型受振システム、連続観測) GSR (独立型受振システム、連続観測) GDAPS-4A (有線テレメトリー方式)	MS2000D (独立型受振システム、連続観測) GSR (独立型受振システム、連続観測) GDAPS-4A (有線テレメトリー方式)
	データフォーマット	SEGY (データ編集後)	SEGY (データ編集後)	SEGY (データ編集後)

表 2-1-1 地震探査仕様

本調査では、表 2-1-1 のデータ取得仕様によって、稠密反射法、屈折法及

び広角反射法データが取得された。測線①では、受振点及び発震点間隔が共に10mであり、対称サンプリング及びスタックアレイの構築による高分解能反射法データが、中型バイブレータ1台によって取得された。また、測線②では、有線テレメトリーと独立型受振システムの併用によって長大固定展開(測線長35km、受振点間隔25-50m)が構築され、大型バイブレータ3台と中型バイブレータ2台(発震点間隔50-200m)によって、反射法及び広角反射法データと併せて、稠密発震記録を用いた屈折トモグラフィ解析に資するデータを取得することができた。

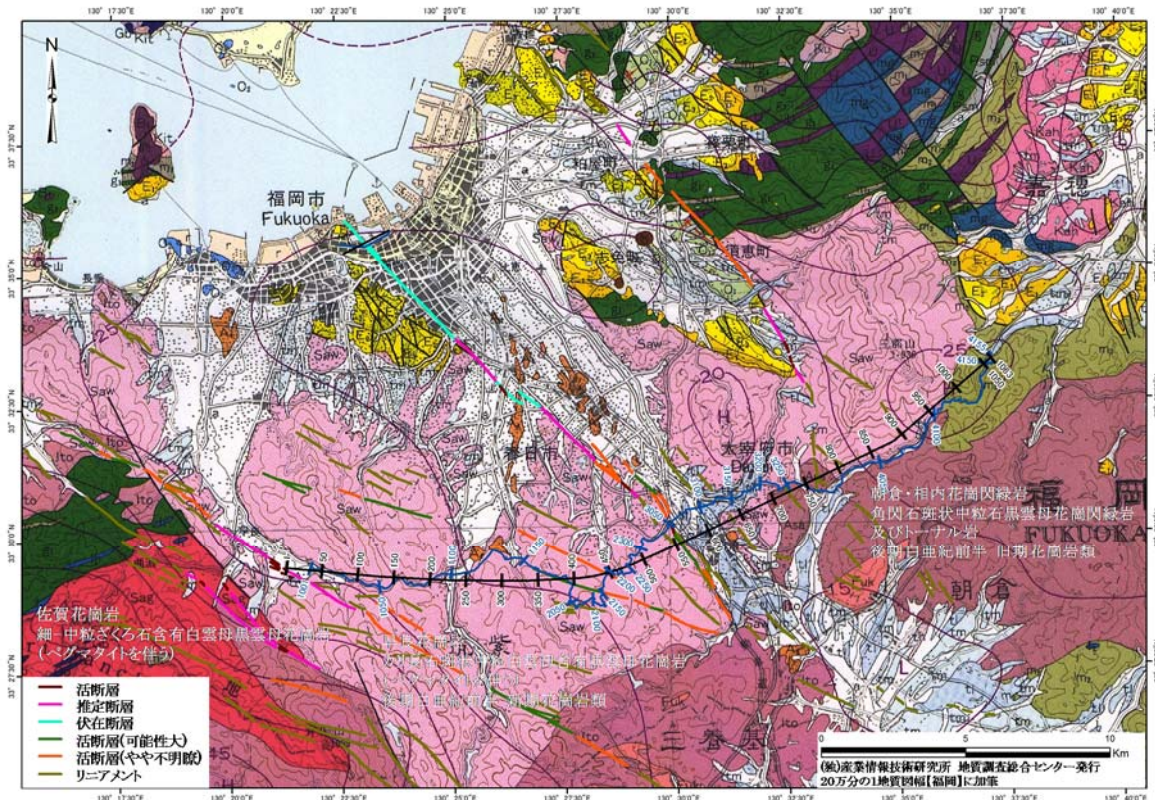


図 2-1-2 探査測線地質図

以下では測線①及び②について、データ取得、解析概要及び基本解釈結果を記述する。

① 高分解能反射法地震探査測線

高分解能地震探査は、福岡県福岡市中央区の博多湾沿いに東西方向 1.92km 区間の調査測線に沿って実施された。この測線沿いでは、地表全域において第四紀の未固結層が数 m～数 10m の層厚で分布している(唐木田ほか、1994; 鬼木、1996 等)。この地域では新第三系は存在せず、第四紀の未固結層が直接古第三紀の堆積岩類の上に堆積し、その下位には白亜紀の早良花崗岩が分布する。警固断層は調査測線の中央付近を横断し、相対的に東側が沈下した構造となっていることが既存地質情報から確認されている(千田ほか、1996; 下山ほか、2005; 千田、2007 等)。

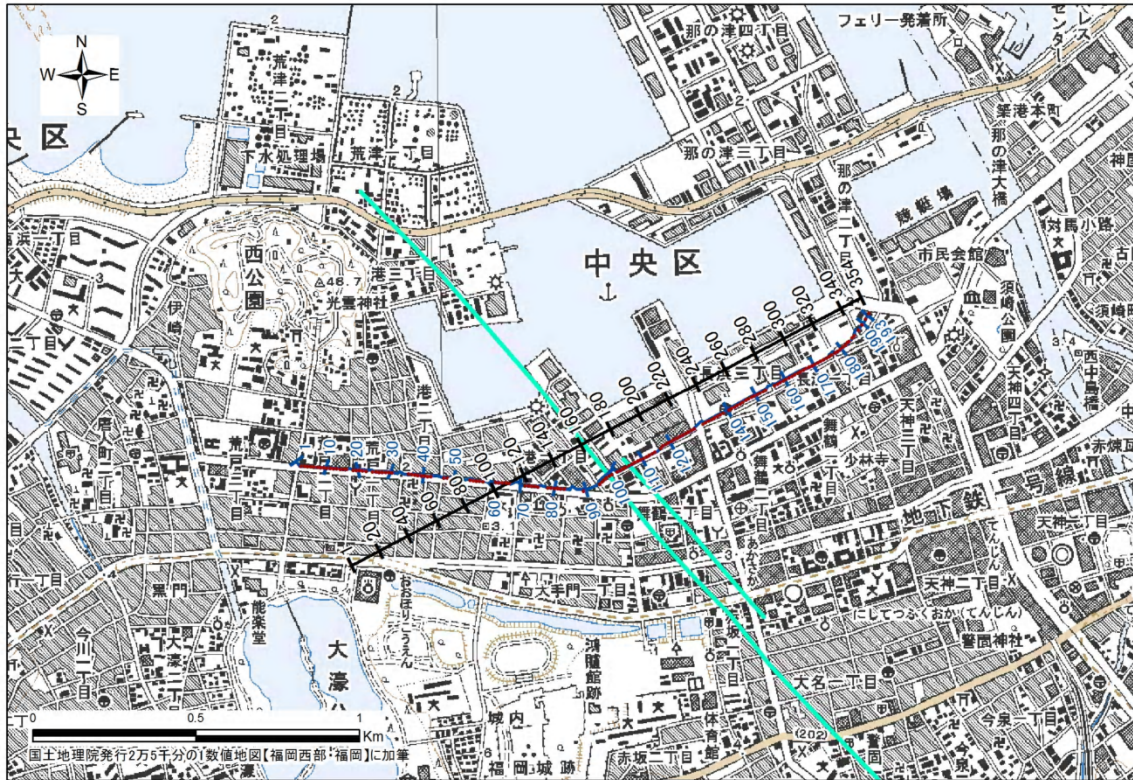


図 2-1-3 高分解能反射法地震探査詳細測線図。黒実線が投影 CMP 重合測線、赤実線が探査測線を示す。緑実線は活断層およびリニアメントを示す（サブテーマ 1-1 による）。

受振測線は図 2-1-3 に示す様に、福岡市中央市街地に屈曲測線として展開せざるを得なかったが、警固断層の走向に直交する投影直線を CMP 重合測線として採用した。CMP 重合測線を直線投影して設定することで、活断層や地質構造との対応関係付けが容易となる。図 2-1-4 に探査の実施状況を示す。本測線沿いには、住居及び小店舗を中心とした中層ビルが連なり、調査測線沿いの各種車両通行量は極めて多く、バイブレータ発震作業の時間調整（夜間測定作業）及び受振機材展開における保安対策を講じた。



発震作業（測線西側：那の津通り）

受振器展開（10m間隔）

発震作業（測線東側：長浜地区）

図 2-1-4 高分解能反射法地震探査データ取得作業状況

本調査測線では、一般的にノイズレベルは高く、発震記録上で明瞭な反射波列

を確認することは難しいものの、往復走時 0.5 秒程度まで、一部不明瞭ながら西傾斜の反射波列の存在が示唆された。図 2-1-5 に発震記録例を示す。

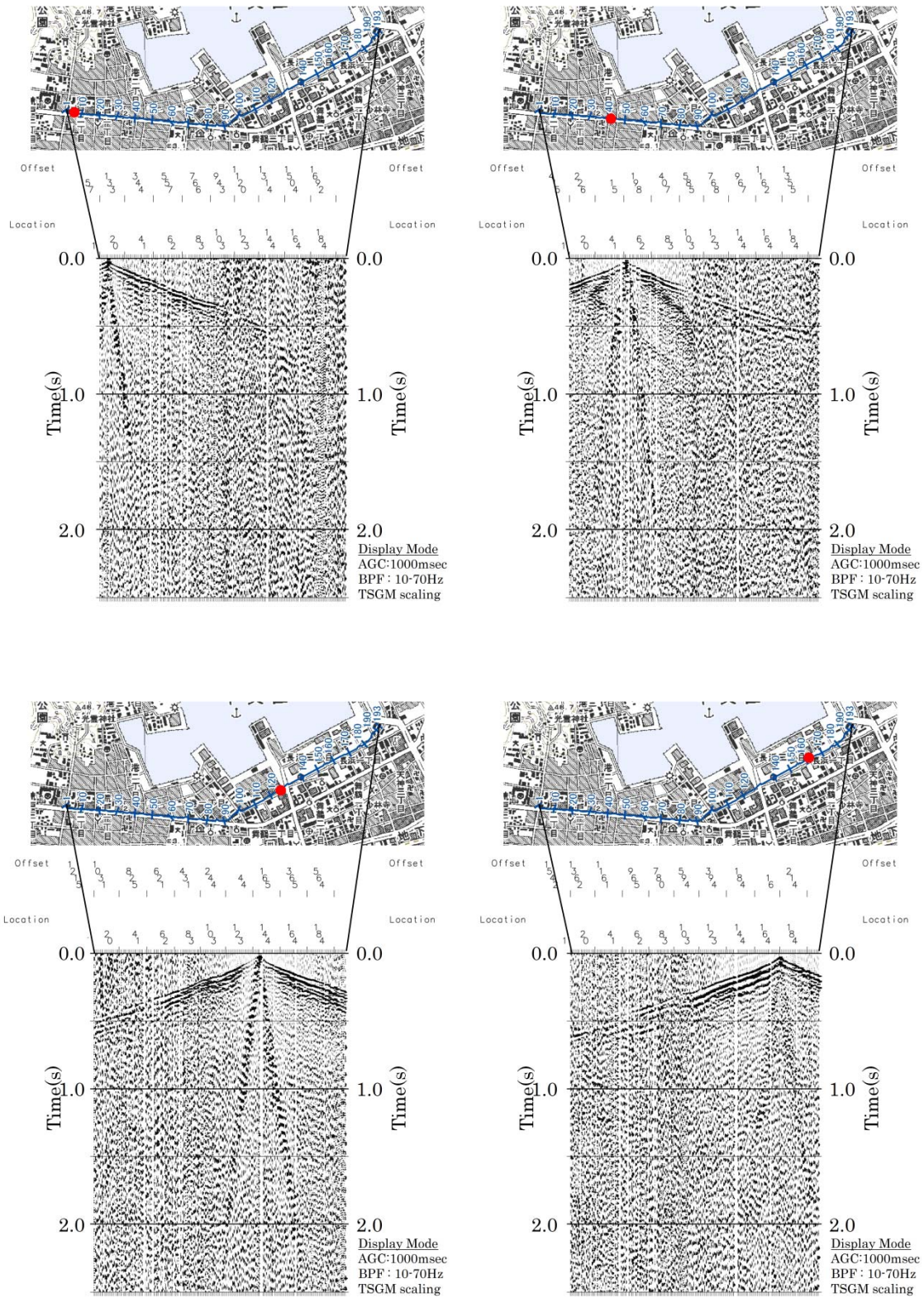


図 2-1-5 高分解能反射法測線発震記録例
(左上:VP6, 右上:VP42, 左下:VP127, 右下:VP162)

取得記録に関するデータ解析は、図 2-1-6 に示す標準的なデータ処理フローに従って実施した。

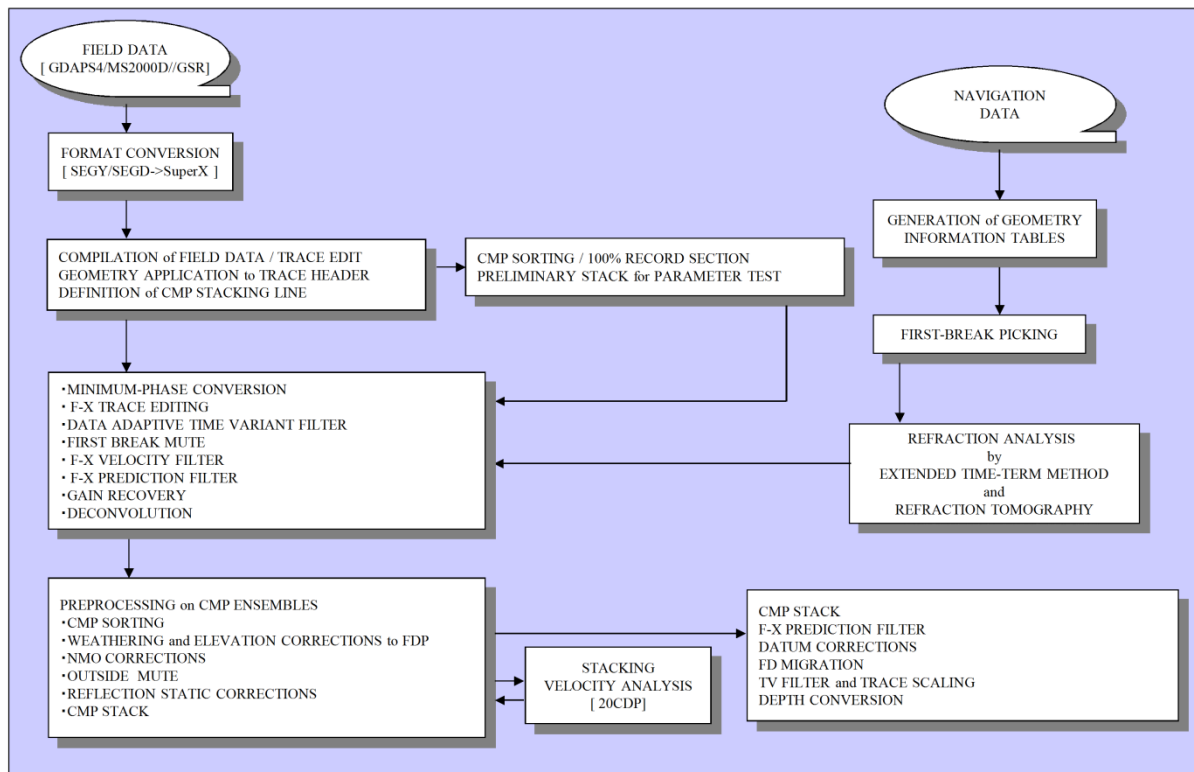


図 2-1-6 高分解能反射法地震探査データ処理フロー

本データ解析では、局所的強振幅ノイズ、コヒーレントノイズ及びランダムノイズを複合的に抑制する処理を適用した。また、改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出すると共に、100m 間隔で詳細速度解析を実施した。図 2-1-7 に表層構造図及び重合速度プロファイルのコンパイル図面を示す。

本解析では、標準的な処理ステップを経ることによって、CMP 重合処理断面図、時間マイグレーション断面図が得られた。時間マイグレーション記録を用いて深度変換を実施した結果を、図 2-1-8 に示す。さらに、基本解釈の参考図面として、最終深度断面図と各種速度情報をコンパイルした結果、高分解能反射法測線の解釈結果、さらには、極浅部に堆積する第四系を対象とした反射法データ処理・解釈結果を図 2-1-9、図 2-1-10 及び図 2-1-11 に示す。

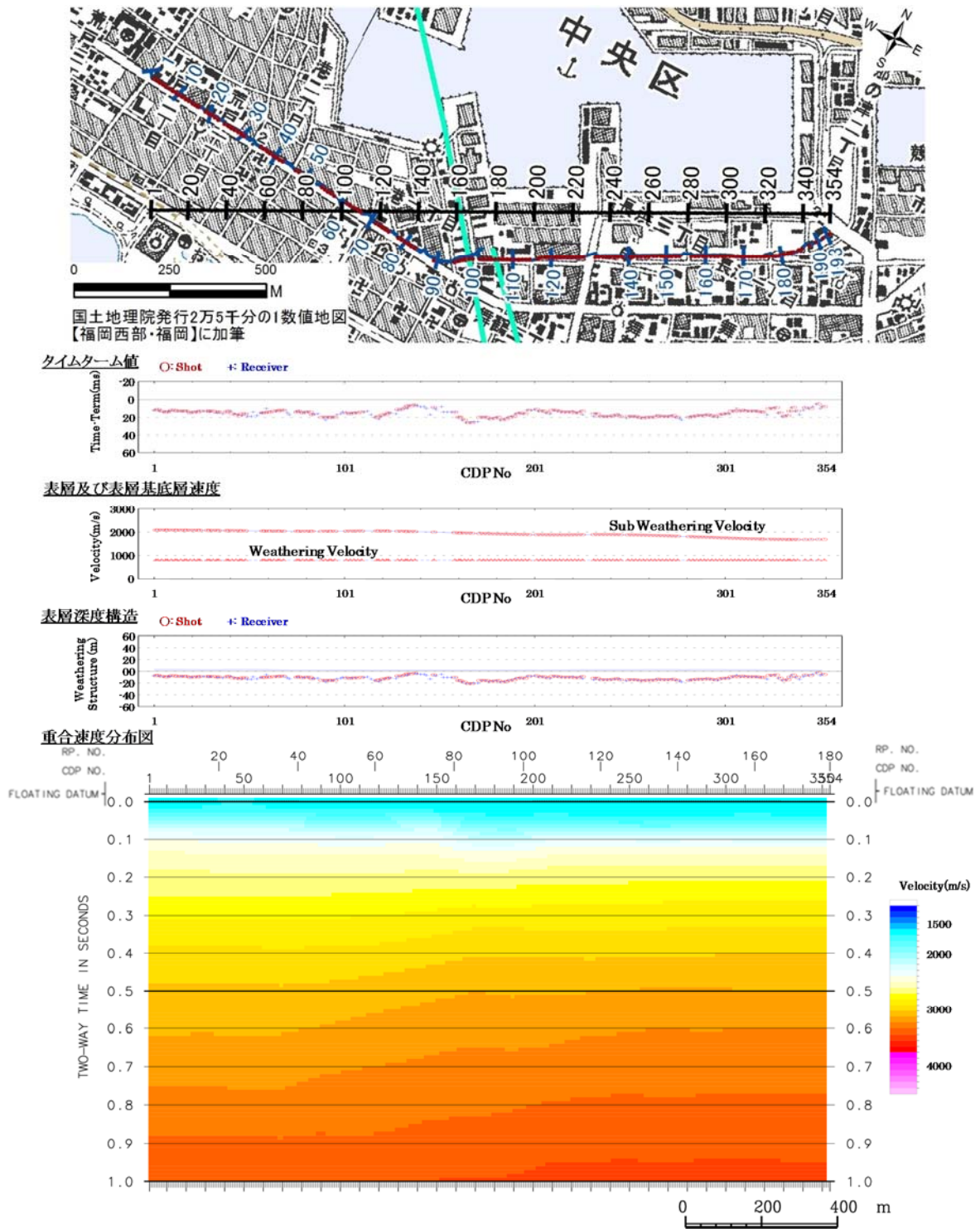


図 2-1-7 タイムターム法によって推定された表層構造図及び重合速度構造図

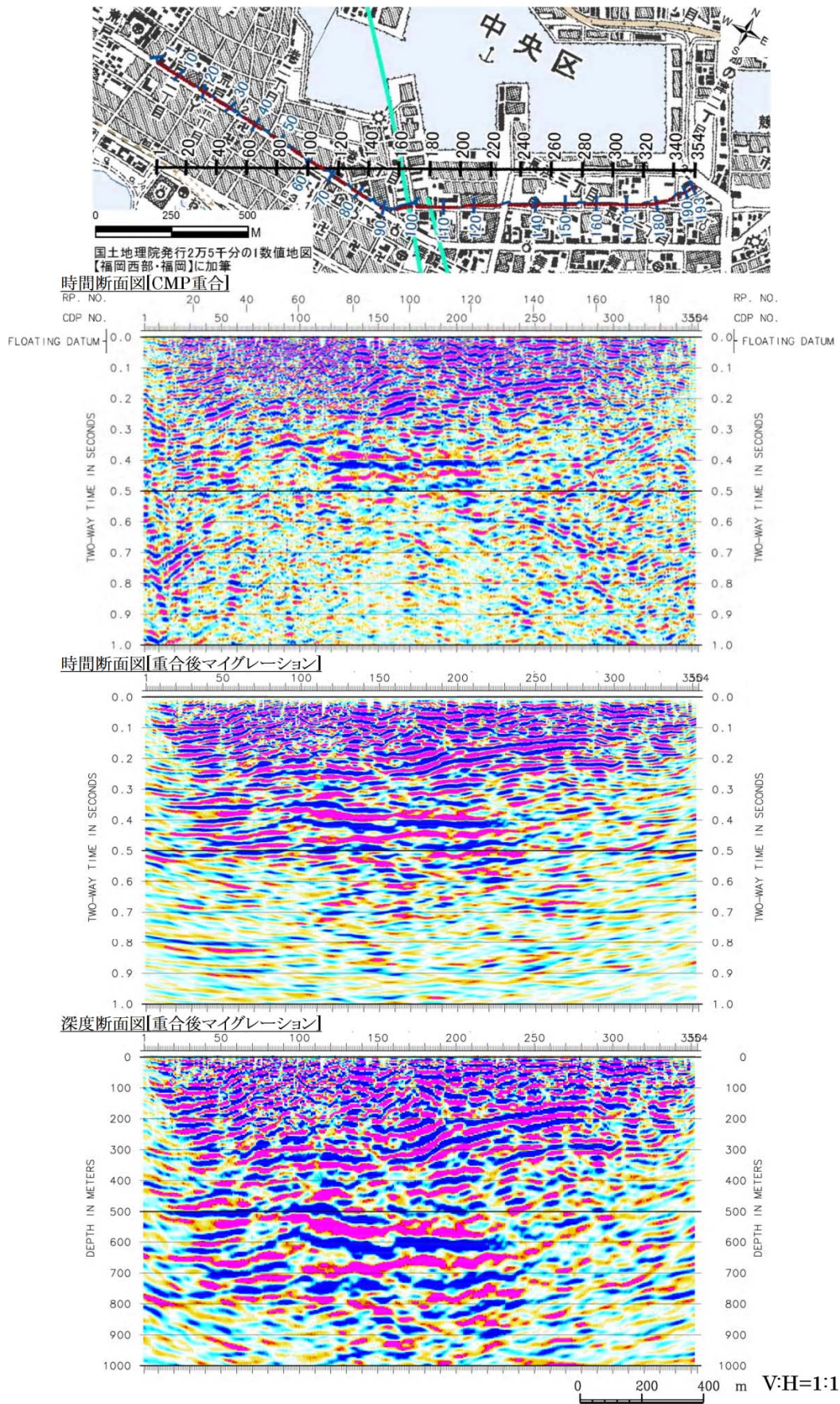


図 2-1-8 反射法データ処理結果

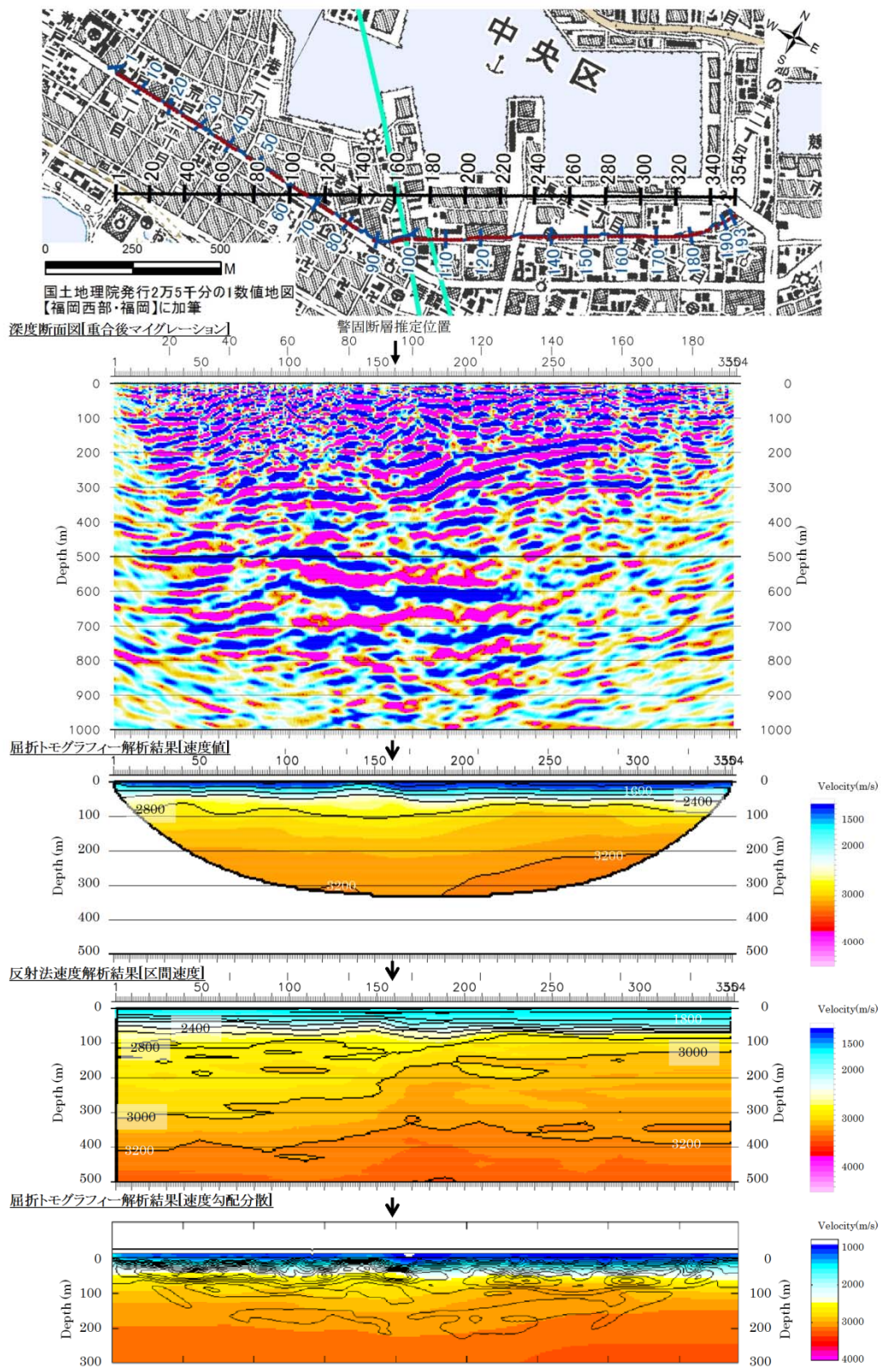
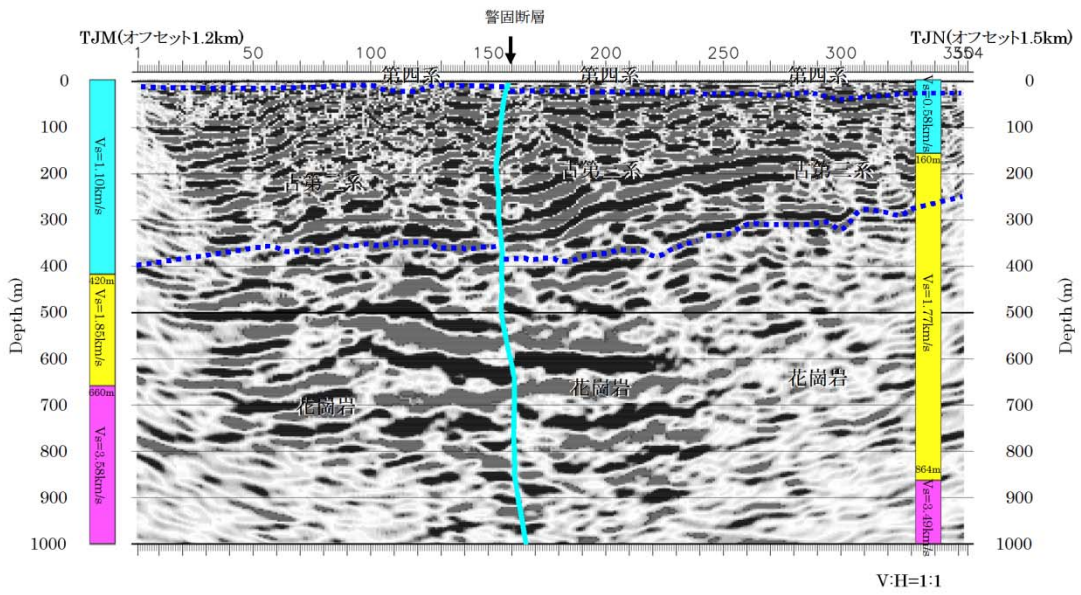
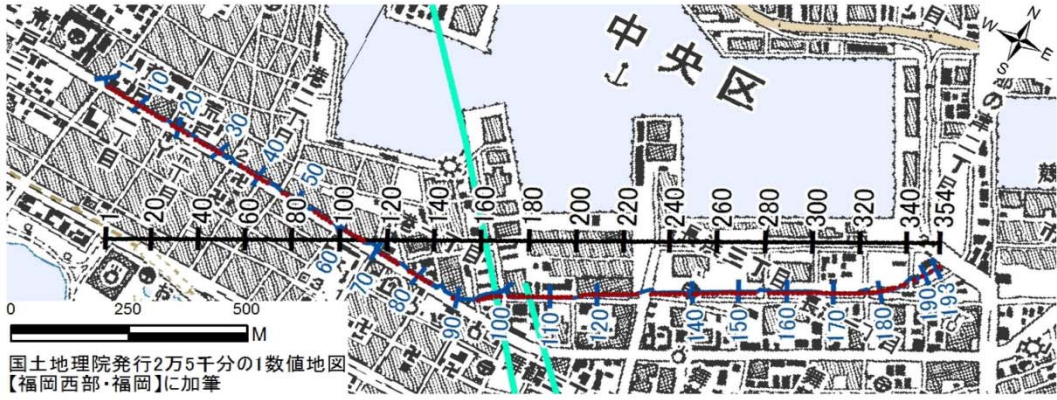


図 2-1-9 高分解能反射法測線マイグレーション深度断面図 - トモグラフィ解析結果コンパイル図

高分解能反射法探査測線では、CDP160 付近で警固断層(花島ほか、2013)を横断する。反射法解析により得られた断面図(図 2-1-10)では、断層傾斜はほぼ垂直であり、断層よりも西側では、東に高角傾斜の面によって反射波の連続性が分断される傾向が見られる。これは、警固断層の活動時期(概ね第四紀以降)よりも古い時期(新第三紀)の地殻変動の名残と考えられる。また、断層よりも東側ではほぼ垂直ないし西に高角傾斜の面によって反射波の連続性が分断される傾向が見られる。これらは、第四紀以降における警固断層の活動によるものと考えられる。

高分解能反射法測線において、極浅層部のイメージングに主眼を据えた解析結果(図 2-1-11)では、表層構造において CDP160 付近および CDP240 付近を境に西側が薄く、東側では厚くなる傾向がみられる。これは、断層を境に西側での古第三系上面深度は浅く、東側では深くなっている(唐木田ほか、1994)こと、ならびに、断層を境界として西側では第四系の基底深度が深度約 0-10m、東側で約 10-30m になることが周辺の浅層坑井データから得られている事実(鬼木、1996 等)と整合的である。屈折トモグラフィ解析における速度勾配分散指標及び重合速度から推定される区間速度結果(図 2-1-9)においても、CDP160 付近の断層付近を境界とした速度不均質の存在は確実である。深度約 400m 以浅の測線全体に亘っては、浅部反射波から推定される構造形態は緩い西傾斜を示しており(図 2-1-10)、これらの反射面は、CDP160 付近および CDP240 付近において傾斜角の偏倚が見られる。特に、警固断層の影響による地層の乱れが低い断層西側においては、古第三系堆積岩類の分布範囲を捉えているものと考えられる。また、CDP240 付近を境に、東側で深度約 350m から約 450m 以深が比較的反射イベントの乏しい領域となっており、この違いは岩相の違い(古第三系と花崗岩)によるものと思われる。

高分解能反射法測線近傍で行われた微動アレイ探査から求められた S 波速度構造では、S 波速度 1 km/s 程度の層の下限は、西側で深く 400m 程度、東側で浅く推定されており(竹中、2012; 竹中ほか、2013)、解析の結果得られた断面図上で見られる約 400m 付近の緩い西傾斜を示す反射面と調和的である(図 2-1-10)。尚、断層東側の地層は、北へ向かって地層底面の深度が深くなることから、図 2-1-10 下図に示した天神(TJN)で得られた層境界は、測線付近では深めの位置に出現するものと想定される。



layer	観測点TJM		観測点TJN	
	Vs(km/s)	Depth(m)	Vs(km/s)	Depth(m)
1	1.10	0	0.58	0
2	1.85	420	1.77	160
3	3.58	660	3.49	864

測線近傍における微動アレイ探査から求められたS波速度構造
(竹中(2012)、竹中他(2013))

図 2-1-10 高分解能反射法測線解釈図

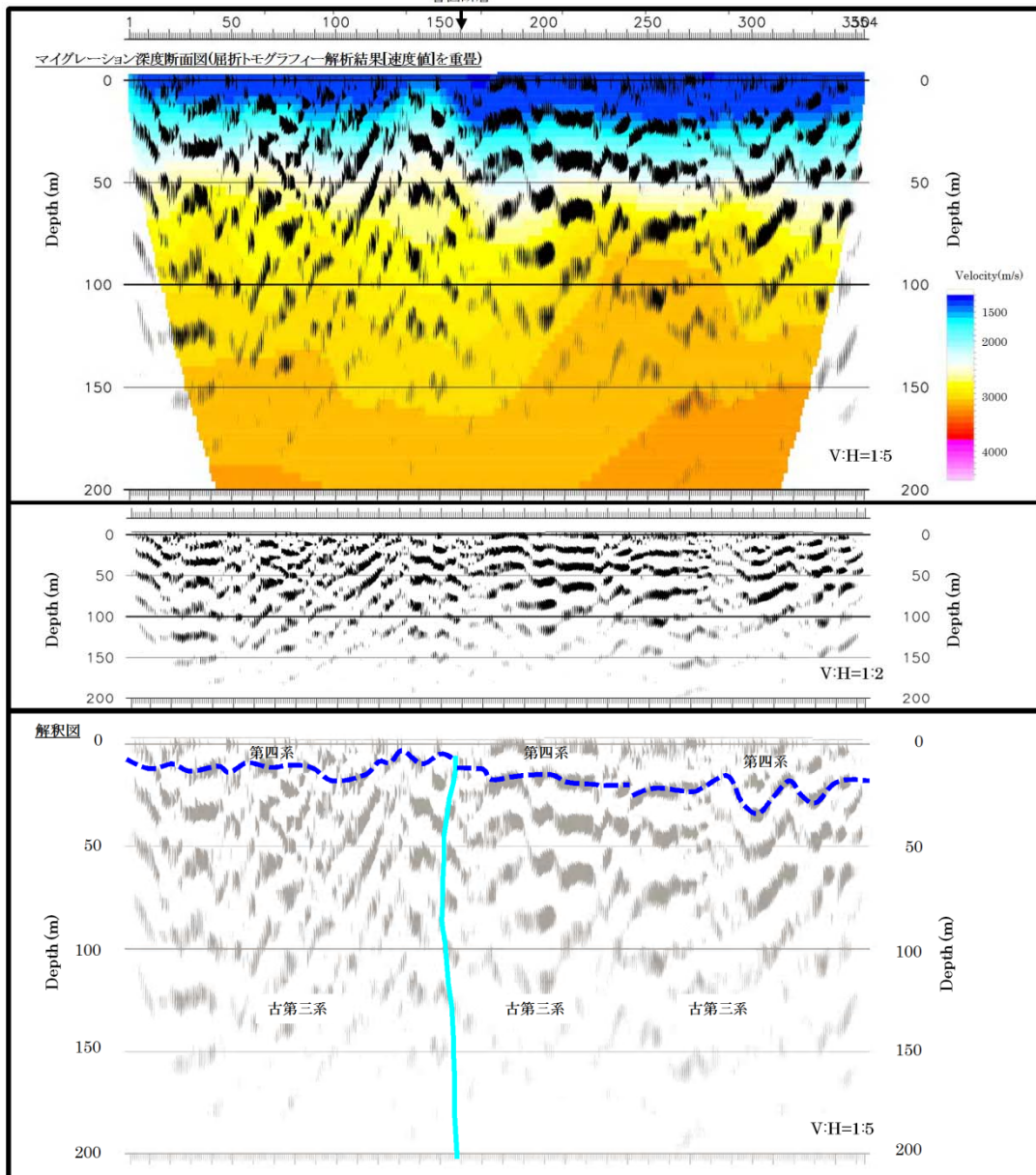
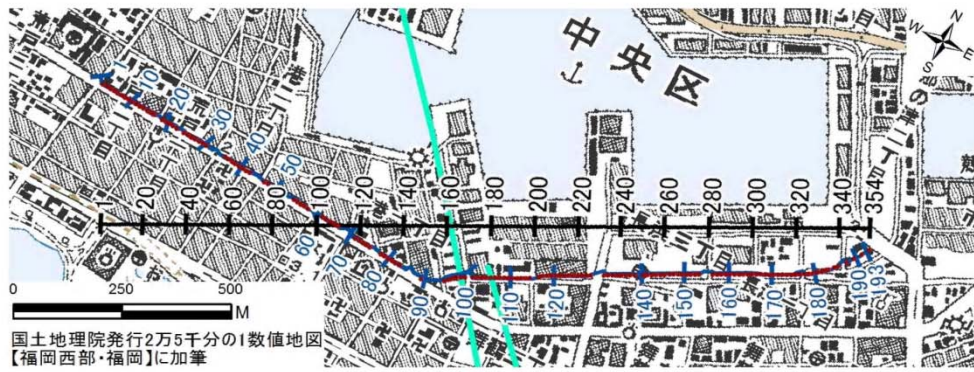


図 2-1-11 高分解能反射法測線極浅部解釈図

② 稠密反射法地震探査測線

図 2-1-2 の地質図に示した様に、稠密反射法地震調査地域の広範囲において早良花崗岩が分布しており、探査測線の東側に 三郡変成岩類および朝倉花崗閃緑岩が分布する。早良花崗岩は、ペグマタイトを伴う粗粒で大形のカリ長石による斑状組織を示し、北西-南東ないし西北西-東南東の走向で南に 40° 以上の角度で傾斜する葉理構造が部分的に認められる。調査地域東側の朝倉花崗閃緑岩は主として粗～中粒で塊状の花崗閃緑岩からなり、トータル岩-石英閃緑岩を伴う。また、早良花崗岩が三郡変成岩類と朝倉花崗閃緑岩に貫入した構造を呈している。この地域における警固断層は調査測線中央付近の太宰府市街地を横断し、トレンチ調査などから、西側隆起の逆断層構造となることが確認されている(下山ほか、1999 等)。また、これより東側の福岡平野東縁では、警固断層にほぼ並行する宇美断層の延長部が存在している(下山ほか、2008)。

図 2-1-12a～12c に調査測線図及び重合測線位置図を示す。本調査測線は、測線西端の福岡県福岡市早良区大字小笠木を起点として、市道及び県道 56 号線を東進し、筑紫郡那珂川町から大野城市西端部に位置する林道足洗川線に至る。さらに、太宰府市内の市街地を経て、主要県道沿いに筑紫野市大字原に至り、市道、県道 65 号筑紫野筑穂線沿いに、米ノ山峠を越えて測線東端の飯塚市山口に達する。総測線長は東西方向に 35.14km である。本測線の内、この林道足洗川線区間では、通行車両が少なく、基底ノイズレベルが極めて低く、かつ、周辺に構造物が存在しないことから、警固断層上盤側のイメージングに資する稠密発震点を確保できたと考えられる。本調査では、太宰府市及び筑紫野市の市街化が進んだ区間では、車両通行量が顕著であると共に、調査測線に住宅地・商業店舗が近接しているため、発震エネルギー調整及び受振器展開における保安対策を講じた。また、一部区間では、日中の相対的に高いバックグラウンドノイズ状況を回避する観点から、準夜間における発震作業を実施した。

稠密反射法バイブレータ発震に関しては、大型バイブレータ 3 台(制御出力 80%)による 8-16 回のスイープを標準仕様としたが、調査測線近傍の住宅・店舗等の建造物、構築物、路面強度及び埋設管設置状況についての保安要件に関する配慮の観点から、標準発震エネルギーを確保できた発震点は結果的には総発震点の内、約 60%であった。また、屈折法及び広角反射法バイブレータ発震に関しては、大型バイブレータ 3 台及び中型バイブレータ 2 台(制御出力 80%)による同時発震が実施された。屈折法及び広角反射法発震点は投影測線上において、約 3.0-4.0km 間隔で分布する様に配置し、連続した番号(SP-1V～SP-8V..計 8 点)を付けた。本作業では、オフセット距離 15.0km 以上の屈折初動データ取得と地震発生層に至る深部反射波抽出を目的として、スイープ周波数を 6-30Hz に設定の上、100 回の連続発震作業を行った。図 2-1-13 に探査の実施状況を示す。

本測線では、測線全体に亘って、後期白亜紀の花崗岩・花崗閃緑岩が表層付近を被覆し、見掛け速度 4300-5500m/sec の屈折波初動が確認された。調査測線東部における発震記録に関しては、分散性表面波及び屈折多重反射波のエネルギーは低いものの、一部の記録において、地表面の高い固結度に起因した高調波及び S 波がやや卓越した。有意な反射波に関しては、オフセット距離 3.0-5.0km の広

角領域において、往復走時 1.5-2.0 秒の反射波列が部分的に確認された。こうした反射波列は隣接する発震記録間では連続性に乏しく、白亜系花崗岩体内部の不均質構造が示唆される。また、測線西部区間に関しては、白亜系朝倉花崗閃緑岩及び三郡変成岩類が地表に分布しているが、分散性表面波のエネルギーは低いものの、S 波及び屈折多重反射波が一部の記録で顕著であった。往復走時 2.0 秒程度まで反射波に乏しい記録が多く、地表近傍から地震探査の分解能スケール以下の高い不均質性が示唆される。さらに、広角反射法及び屈折法発震点の計 8 点に関しては、前述の様に夜間測定作業を実施したため、太宰府周辺の市街地区間を除外するとバックグラウンドノイズレベルは相対的に低く、全発震記録において屈折初動は明瞭に確認された。地殻スケールの深部反射波に関しては、往復走時 8.0-10.0sec において下部地殻のラミネーションに相当する微弱な反射群が、全発震記録で見出された。特に、筑紫郡那珂川町安徳地区の発振点 SP-3V による記録では、オフセット距離 10.0km 以上の広角領域において緩やかな西傾斜を持つ明瞭な反射波を確認した。図 2-1-14 に稠密反射法に関わる代表的発震記録を、図 2-1-15 に広角反射法に関わる代表的発震記録を示す。

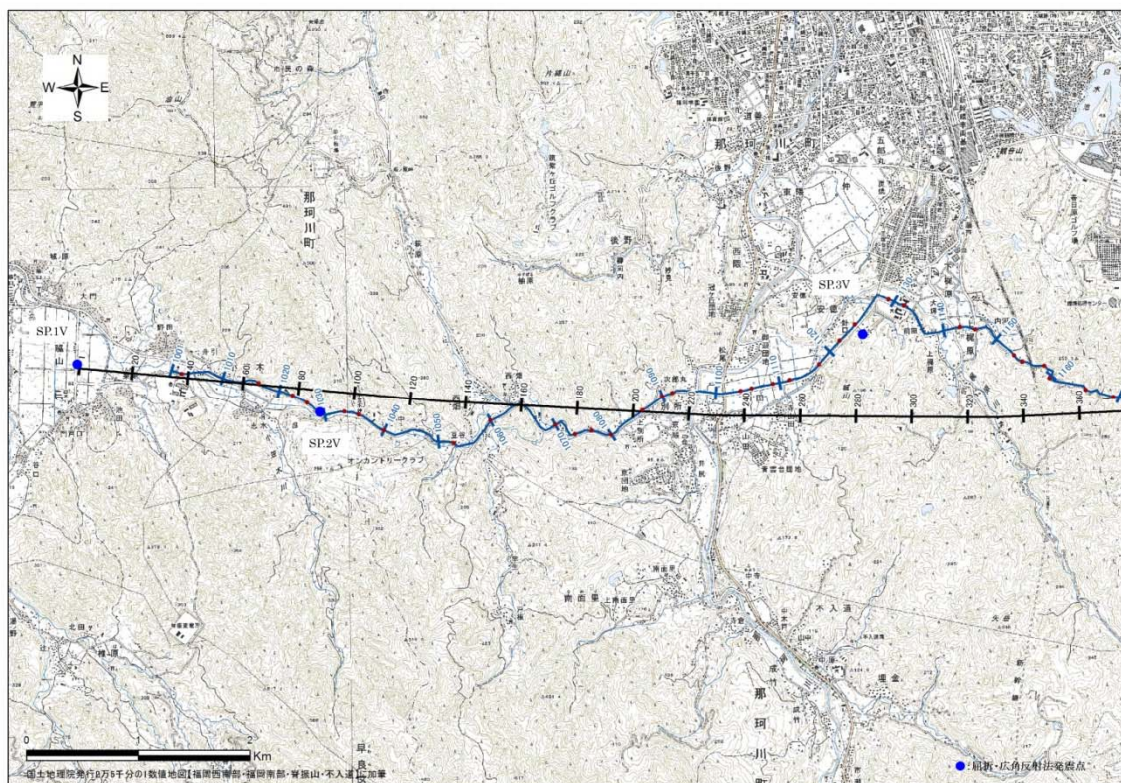


図 2-1-12a 稠密反射法地震探査測線及び重合測線位置図(西部)
屈折法発振点 ●

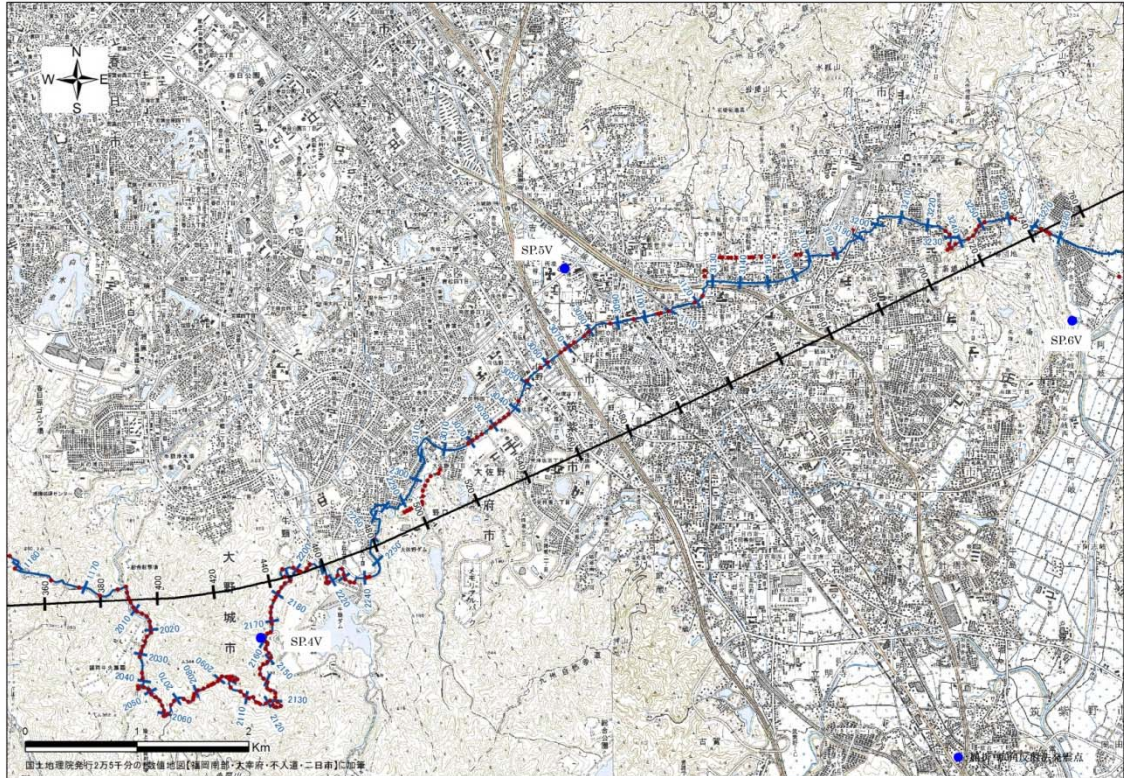


図 2-1-12b 稠密反射法地震探査測線及び重合測線位置図(中央部)

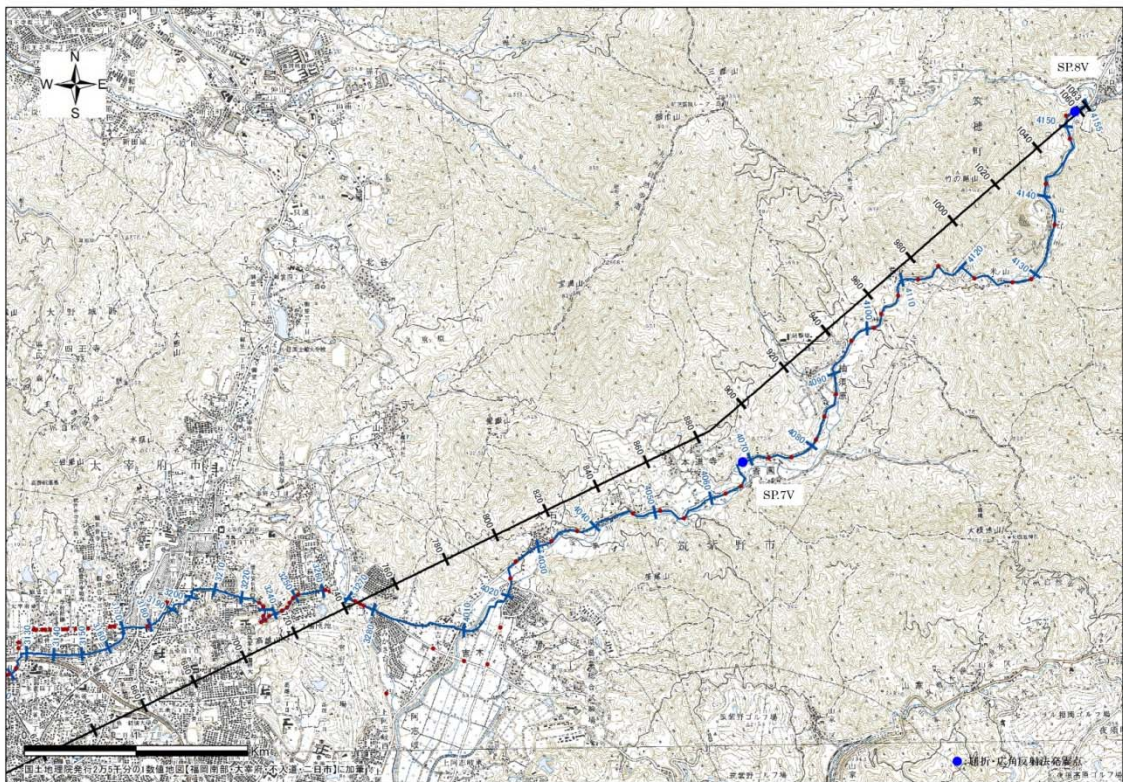


図 2-1-12c 稠密反射法地震探査測線及び重合測線位置図(東部)



図 2-1-13 稠密反射法地震探査データ取得作業状況

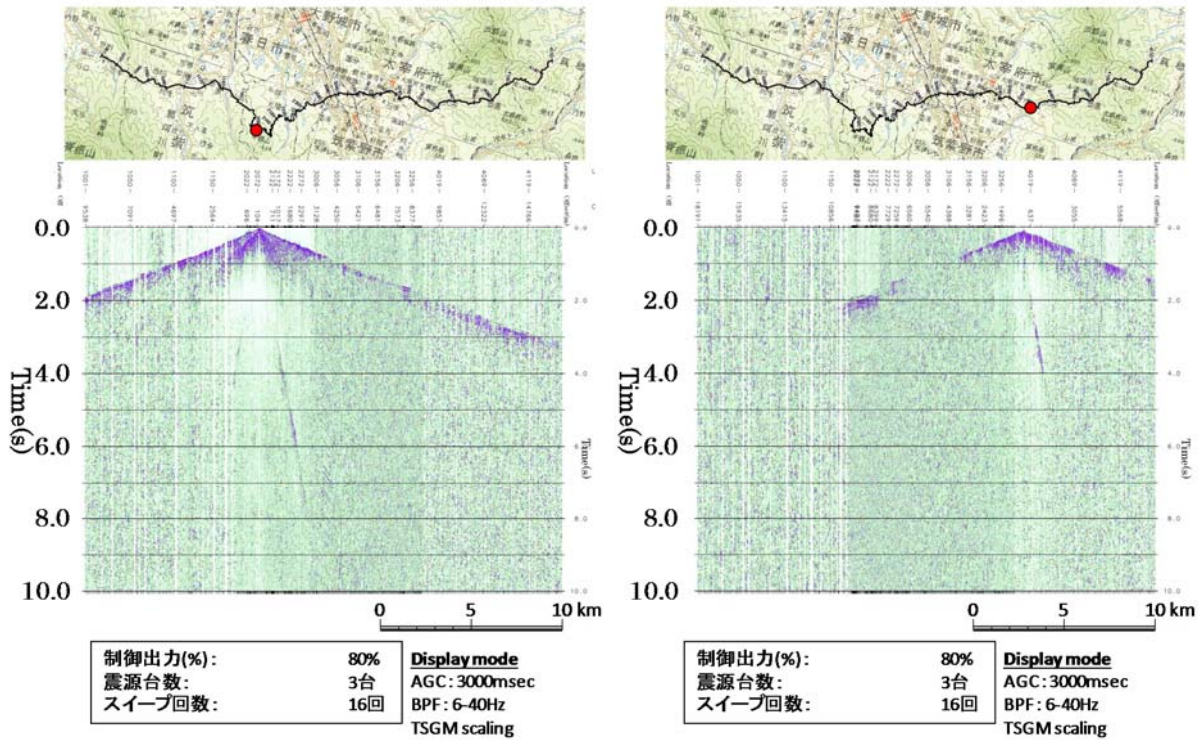


図 2-1-14 稠密反射法に関わる代表的発震記録

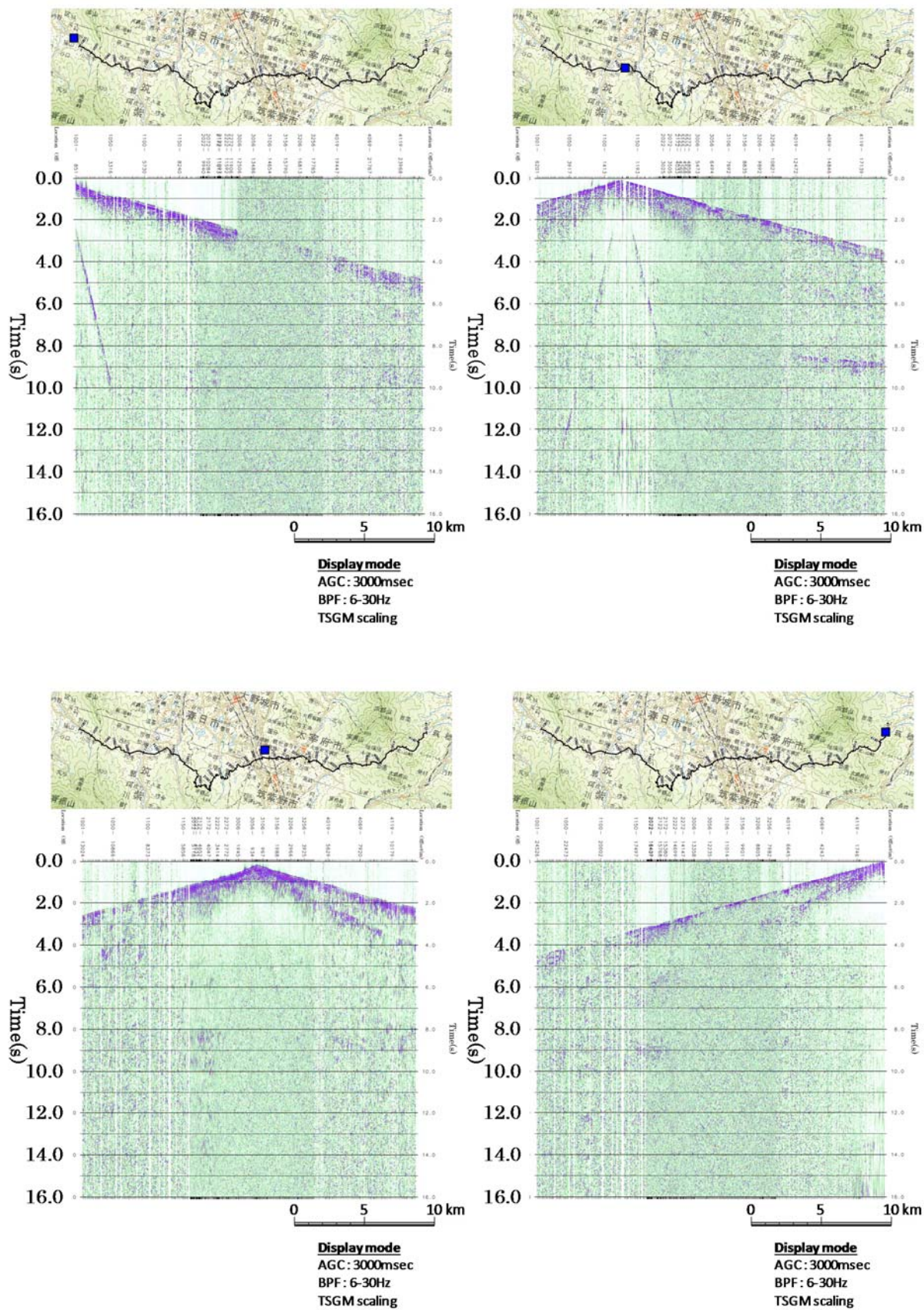


図 2-1-15 広角反射法に関わる代表的発震記録

取得記録に関するデータ解析は、図 2-1-16 に示す標準的なデータ処理フローに

従って実施した。図 2-1-17 には、CMP の各種情報(重合数分布、オフセット距離分布、アジマス分布、標高分布及び偏差分布)を測線情報の確認のために示した。

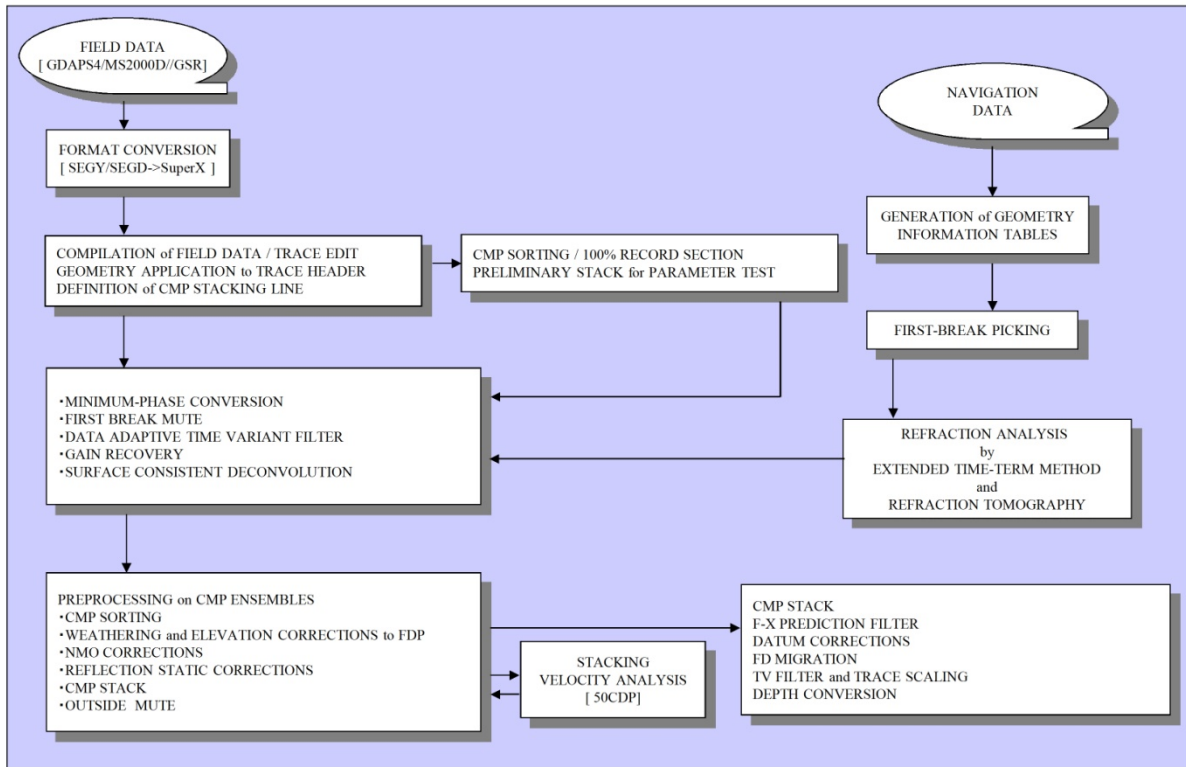


図 2-1-16 稠密反射法地震探査データ処理フロー

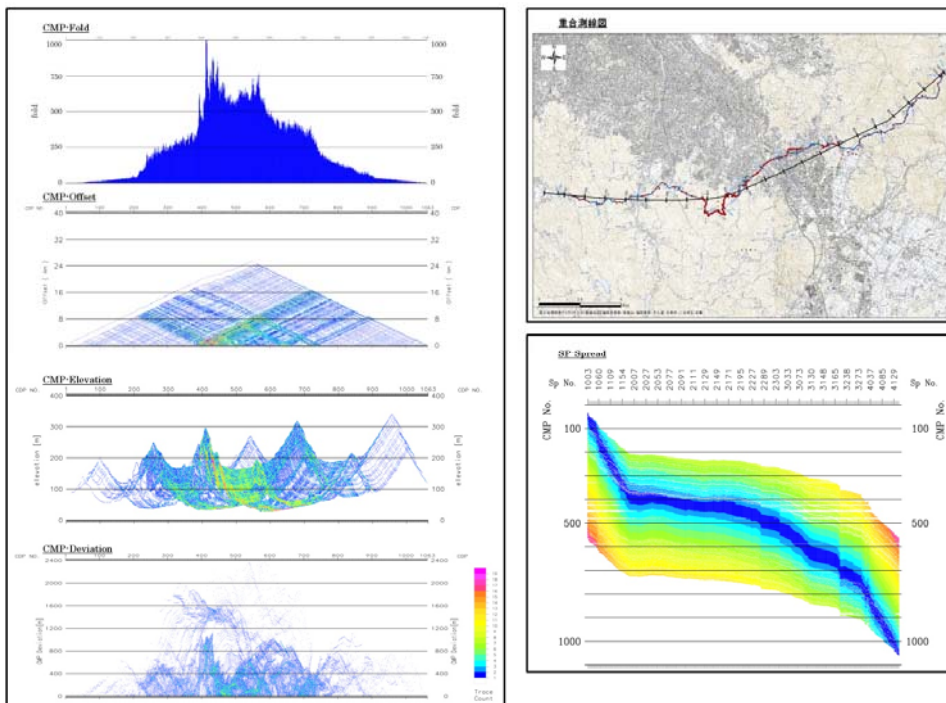


図 2-1-17 CMP の各種情報(重合数分布、オフセット距離分布、アジマス分布、標高分布及び偏差分布)

本データ解析では、発震記録上に残存する車両ノイズを含む強振幅の一過性ノイズを対象として、局所的強振幅を選択・抑制する編集処理法を適用した。また、最小位相仮定の

もとで、受振及び発震毎に固有のスペクトル応答特性を推定し、花崗岩体の風化度を含む地表地質、受振器設置条件、発震カップリング、受振測線周辺の環境ノイズ等に対応したデコンボリューション処理を適用した。さらに、改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出すると共に、750m 間隔で詳細速度解析を実施した。図 2-1-18 に表層構造及び重合速度プロファイルのコンパイル図面を示す。

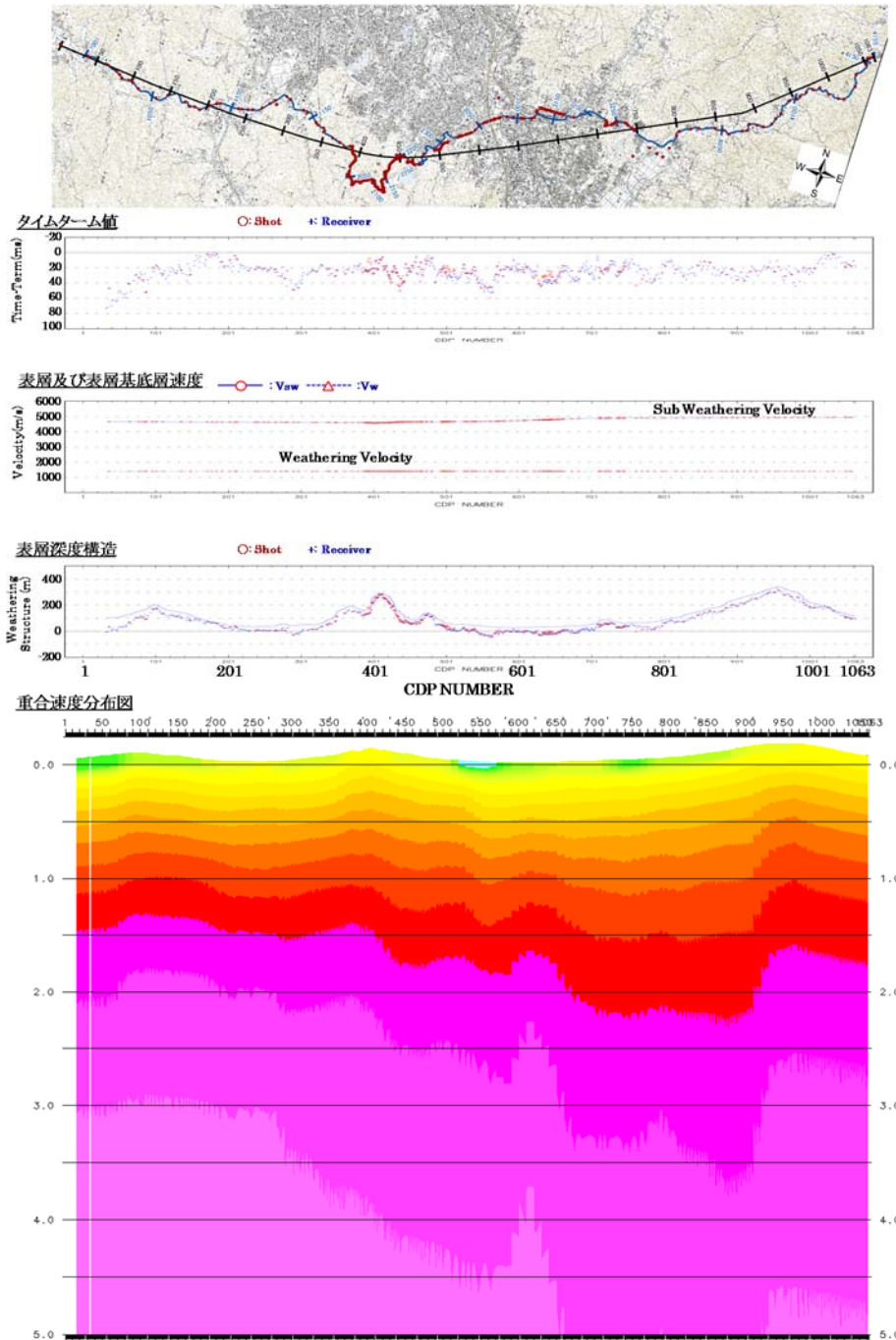


図 2-1-18 表層構造及び重合速度プロファイルのコンパイル図

本解析では、稠密反射法及び広角反射法データの屈折初動を入力として、屈折波トモグラフィ解析を実施した。今回、屈折トモグラフィ解析の結果に対する信頼性の評価を与える方法として初期モデルランダム化によるモンテカルロ

型信頼性評価解析(白石ほか、2010 ; Zhang and Toksoz、1998)を採用した。この手法では、一定の条件化でランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィ解析を実施し、すべての結果を平均化した速度分布およびその平均値からの偏倚を示す標準偏差分布が得られる。これらの情報は、トモグラフィ解析による最終速度構造モデル及びその確実度に関わる指標として用いられる。本解析では、初期モデルとして線形勾配を持つ一次元速度モデルを100個ランダムに生成した。

以上の標準的な処理ステップを経ることによって、図2-1-19の時間断面図(CMP重合処理断面図及び重合後時間マイグレーション断面図)、図2-1-20の深度断面図(稠密反射法深度断面図及び広角反射法深度断面図)が得られた。さらに、基本解釈の参考図面として、稠密反射法測線に関する最終結果コンパイル図を図2-1-21に、浅部解釈図及び深部解釈図を、図2-1-22及び図2-1-23に示す。

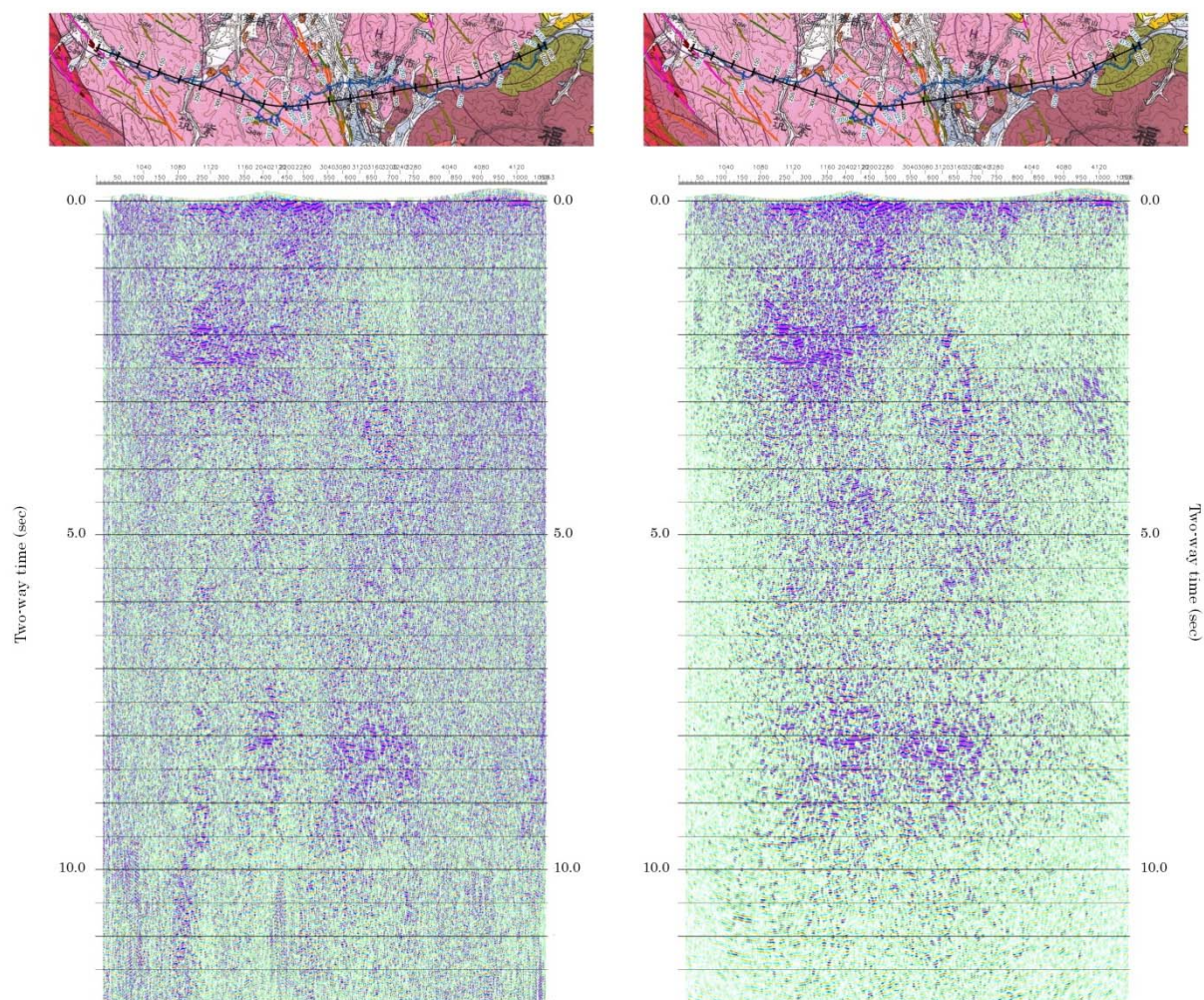


図2-1-19 時間断面図

(左：CMP重合処理断面図、右：重合後時間マイグレーション断面図)

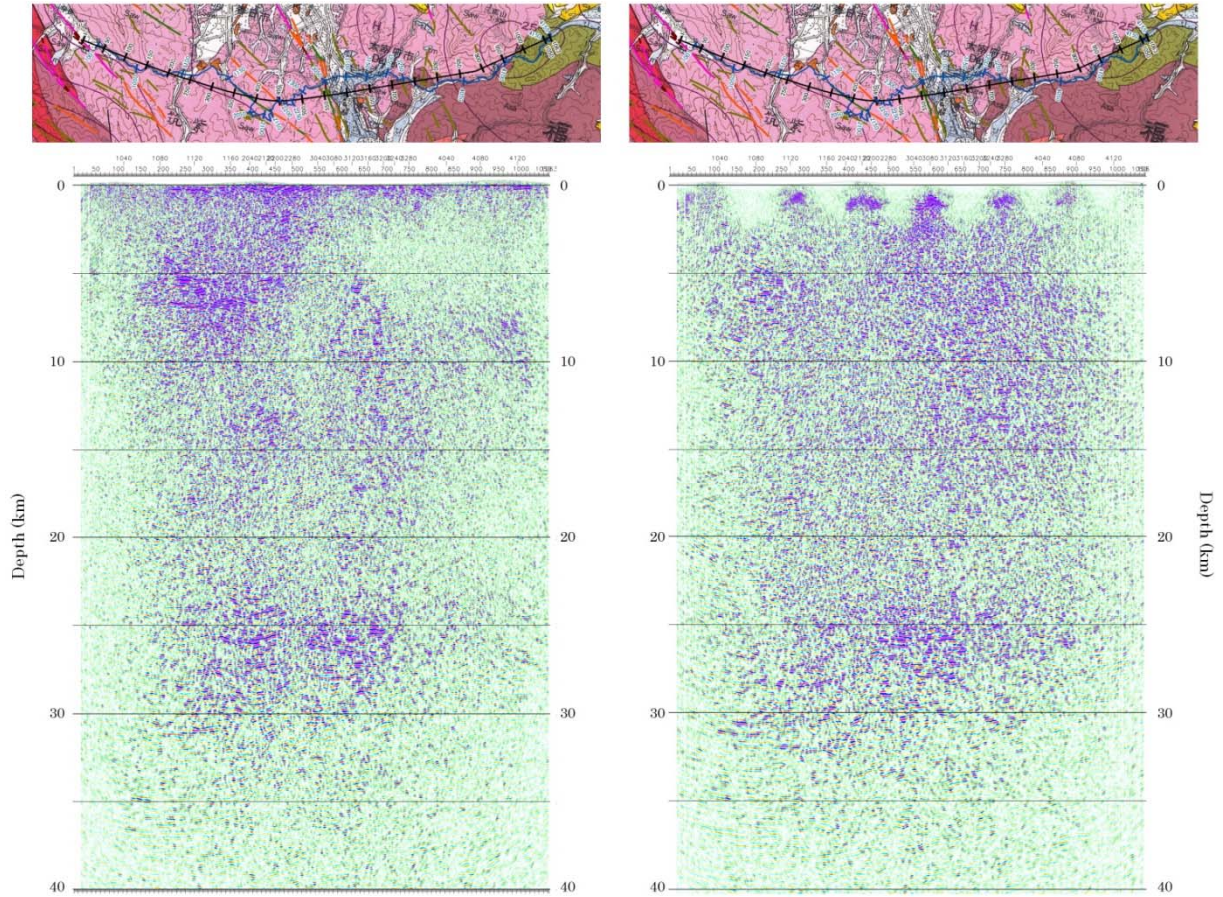


図 2-1-20 深度断面図

(左：稠密反射法断面図、右：広角反射法断面図)

本調査では、重力データが新規に取得された。重力測定作業は稠密反射法測線に沿って、標準 200m 間隔で、測定点数合計 160 点の観測を実施し、ドリフト補正、潮汐補正及び地形補正を適用し、最終重力値を得た。さらに、重力探査測線下の地下構造を 2 次元構造と仮定して、フォワードモデリングを実施した。2 次元構造モデルの投影面は、CDP 重合測線とした。また、花崗岩の風化領域の基底面を屈折トモグラフィ解析から得られた P 波速度 5000m/sec の等速度線に設定し、これを初期密度モデルとした。このフォワードモデリングでは、表層、風化花崗岩、花崗岩密度の変動量を抑え、警固断層及び宇美断層南部延長周辺における花崗岩の最上部の面積を変えて重力異常を再現した(図 2-1-21)。従って、低密度表層構造の存在をある程度考慮するものの、警固断層及び宇美断層南方延長周辺における花崗岩最上部の破碎・風化領域の拡がりを推定した結果となった。

警固断層帯南東域に位置する稠密反射法探査測線域では、西側より、順に、早良花崗岩、第四紀の未固結層、早良花崗岩、朝倉花崗閃緑岩、三郡変成岩類が分布しており、測線東部域では早良花崗岩と朝倉花崗閃緑岩の境界近傍に調査測線が位置している。本調査測線では、CDP560 付近で警固断層を、また、CDP760 付近において宇美断層の南方延長箇所を横断する。警固断層は福岡平野西縁を北北西-南南東に走る西側隆起の逆断層であり、宇美断層は警固断層にほぼ並行して走

る左横ずれ成分を主体とした断層である(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013; 吉岡ほか、2012、等)。また、それぞれの傾斜は地表付近では高角の西傾斜となる。本解析結果の浅部を注視すると、図 2-1-21 及び図 2-1-22 におけるコンパイル図面では、屈折トモグラフィ解析結果は、警固断層位置は低速度が卓越する領域に合致し、浅部において反射パターンの傾斜角が変化する箇所に対応している。

反射法解析により得られた断面図では、警固断層の地表トレースに該当する箇所は'反射波に乏しい'領域に該当し、この領域が地震発生層基底相当の深度まで続いていることが示唆される(図 2-1-23a)。この'反射波に乏しい'領域は、反射法地震探査の水平・垂直分解能以下の構造不均質が卓越する断層破碎域として解釈できる。

こうした花崗岩体等の結晶質岩内における反射強度等を議論するため、反射波パターン認識の一手法である'Seismic Skeletonization'解析手法(Li et al.、1997)を適用した。本データについては、'Seismic Skeletonization'に関する表示手法の内、反射セグメント振幅値、つまり、隣接反射パターンの相似性が最も解釈に資すると考えられ、最終断面図表示において採用することとした。この'Seismic Skeletonization'振幅表示結果(図 2-1-23 b)を参照すると、深度 8 km 程度までの上部地殻の浅部領域では、警固断層横断区間を除いて、太宰府市街地以東は'反射波に乏しい'領域に該当し、相対的に'反射波に富む'西側と対照的である。こうした早良花崗岩体における'反射波に富む'領域は、含有されるペグマタイトに発達する晶洞に起因する可能性も示唆されるが、朝倉花崗閃緑岩との明確な差異は地質学的見地からの説明は困難である。

この深部構造探査結果からは、脆性-延性境界である地震発生層基底面は、想定的に'反射波に富む'上部地殻の下限(16-17km)に位置すると考えられ、地殻中下部相当深度の 17-23km では反射波の出現が乏しい傾向を示す。こうした反射パターンは東北脊梁山地を中心として、日本国内で広く観測されている(Sato, et al.、2002 等)。さらに下部地殻まで注視すると、下部地殻のラミネーションに付随した反射波群が深度約 23-32km の領域で確認され、これらの反射波群の下面包絡面が島弧のモホ面に相当すると考えられる。こうした'反射波に富む'下部地殻の存在は、西南日本でも確認されている(Ito et al.、2009 等)。

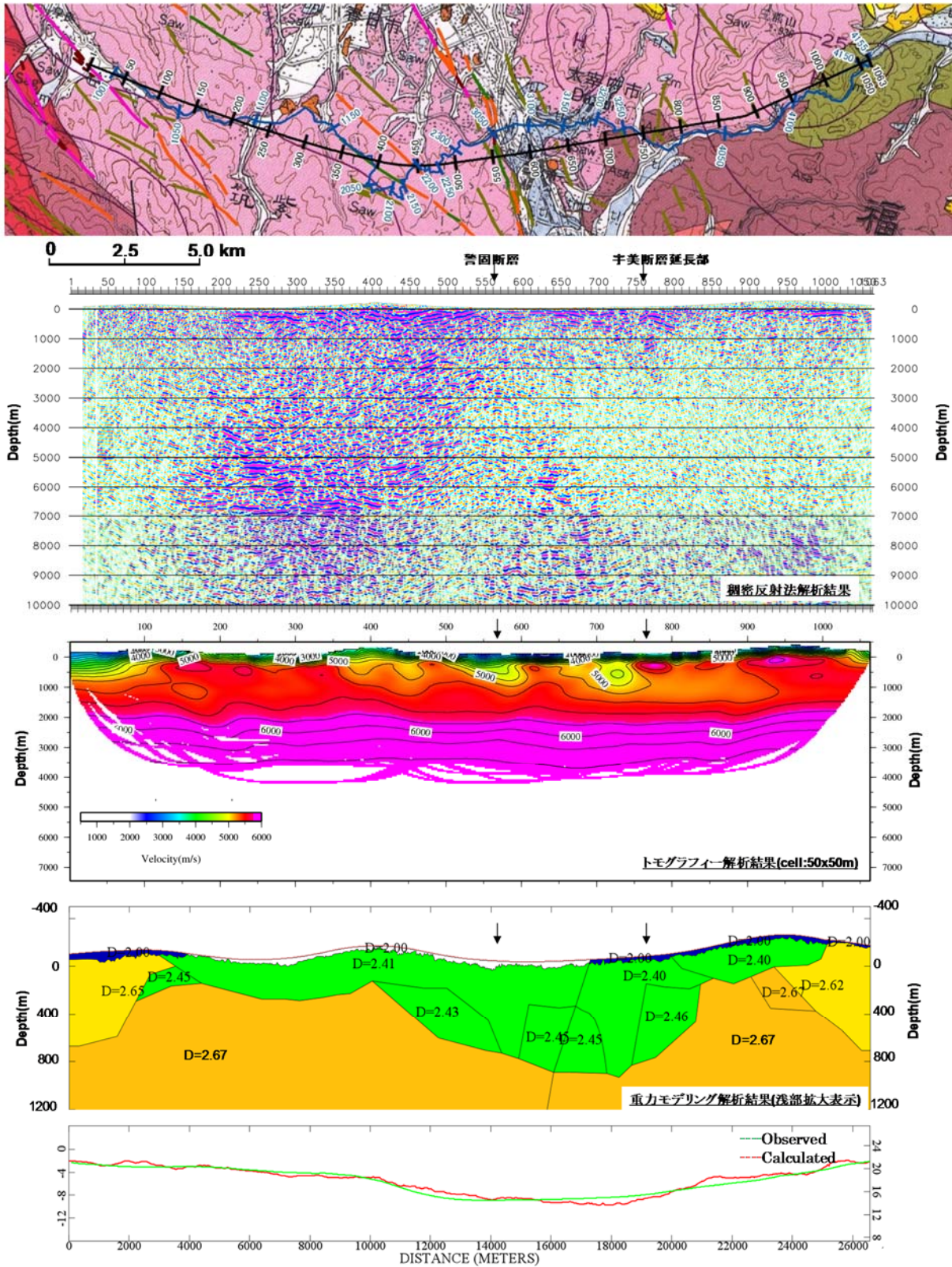


図 2-1-21 稠密反射法測線に関する最終結果コンパイル図

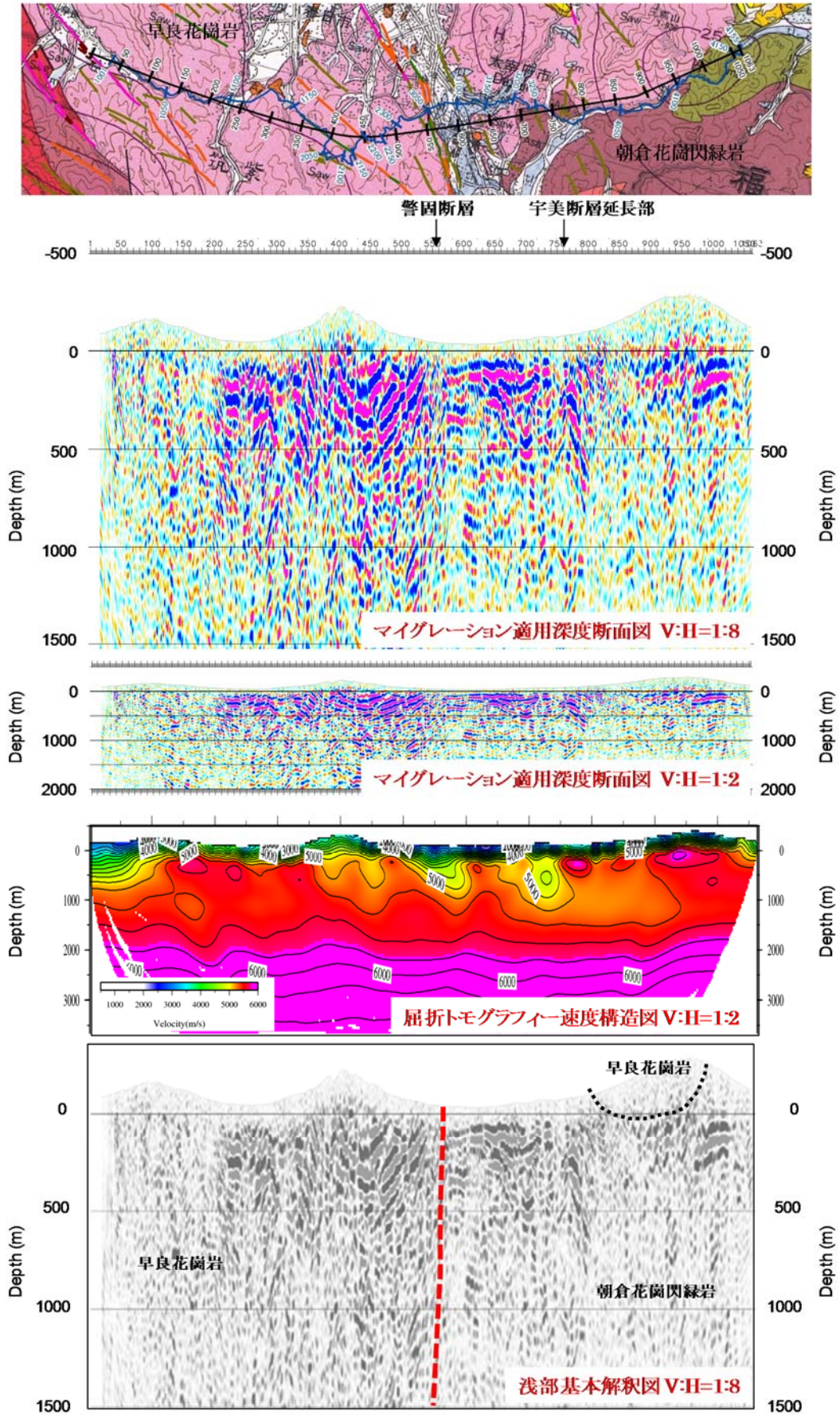


図 2-1-22 浅部解釈図

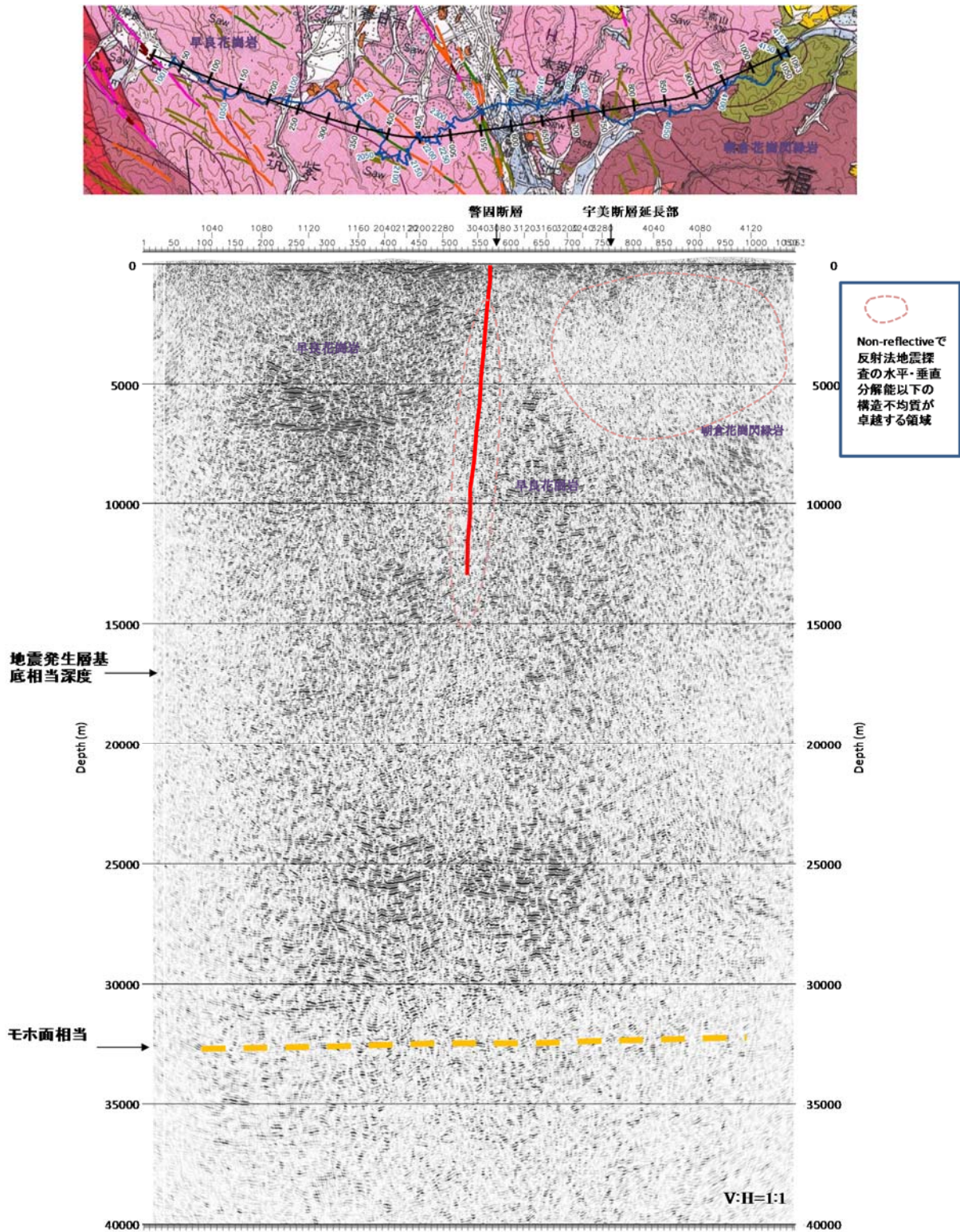


図 2-1-23a 深部解釈図

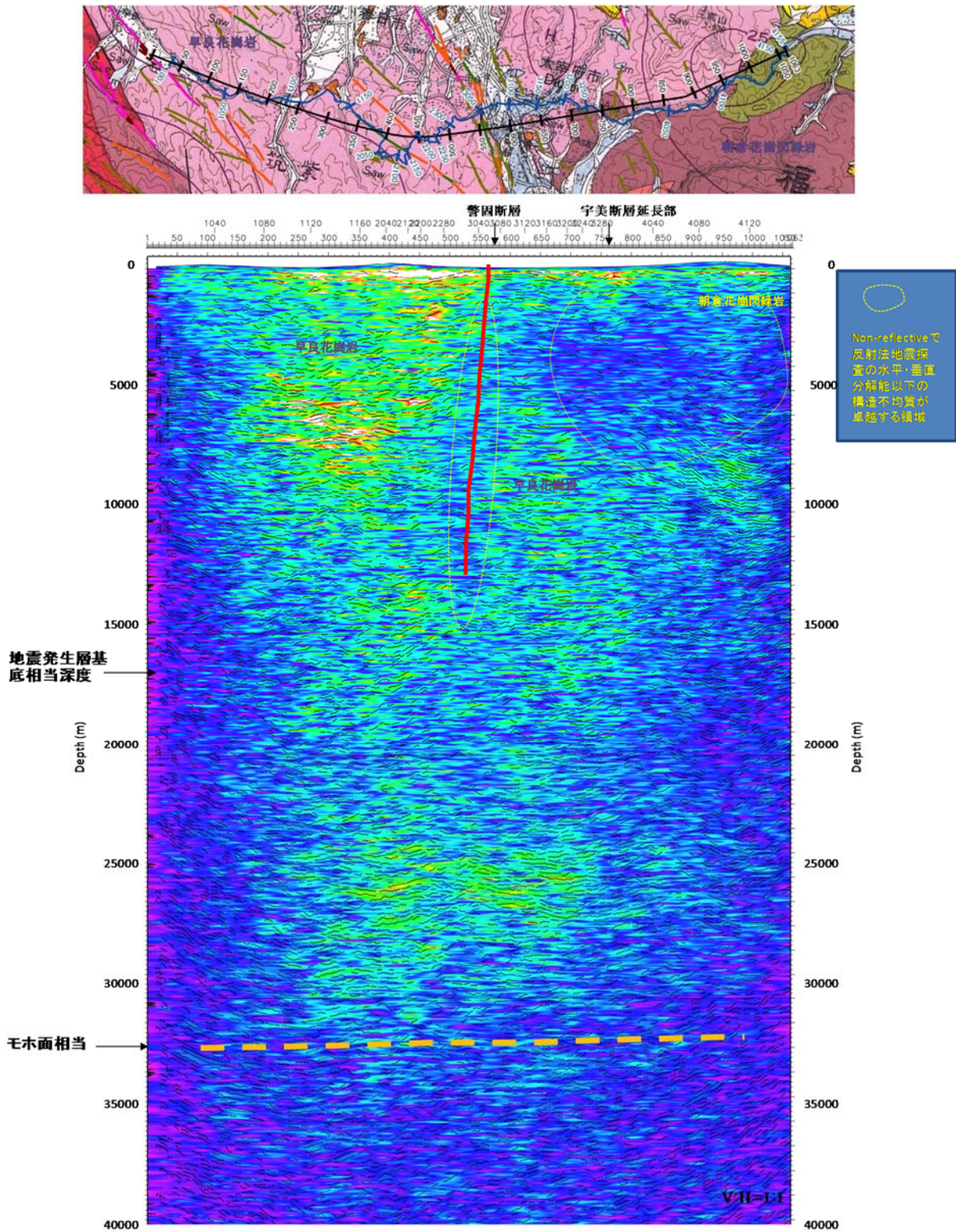


図 2-1-23b 深部解釈図(‘Seismic Skeletonization’ 振幅表示結果)

2) 機動的地震観測

2005年福岡県西方沖地震発生後、警固断層や西方沖地震とのセグメント境界における地震活動や構造を詳細に調べることが、今後の警固断層における地震活動を考察する上で極めて重要であることから、警固断層および博多湾周辺において臨時地震観測点を展開した。また、博多湾内の能古島において50m掘削し、ボアホール型地震計を設置した。これらによって得られた自然地震記録および平成25年度に実施した人工地震探査による記録を処理することにより、警固断層周辺の地殻不均質構造を明らかにした。

機動的な地震観測点で得られた、人工地震探査実験による記録をフィルタリング、ノーマルムーブアウト(NMO)処理によって時間記録を深さ記録断面に変換した。図2-1-24には警固断層周辺の地震観測点分布と反射面の水平位置に対応するCMPラインの位置を示している。これらの観測点で得られた処理波形を図2-1-25に示す。このCMPラインは反射法地震探査測線の北に位置する。すなわち、警固断層の異なる位置の反射断面を示すことになる。

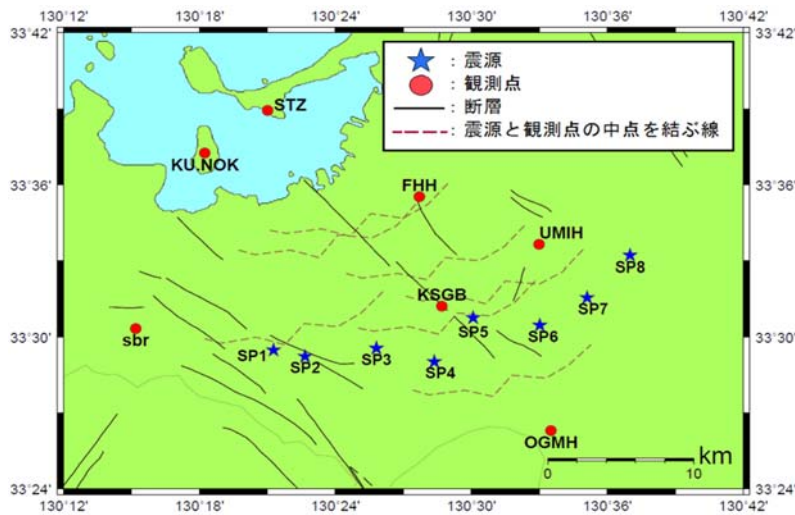


図 2-1-24 警固断層周辺の地震観測点分布。★は広角反射法発振点。●は観測点。破線が各地震観測点に対する CMP ライン。

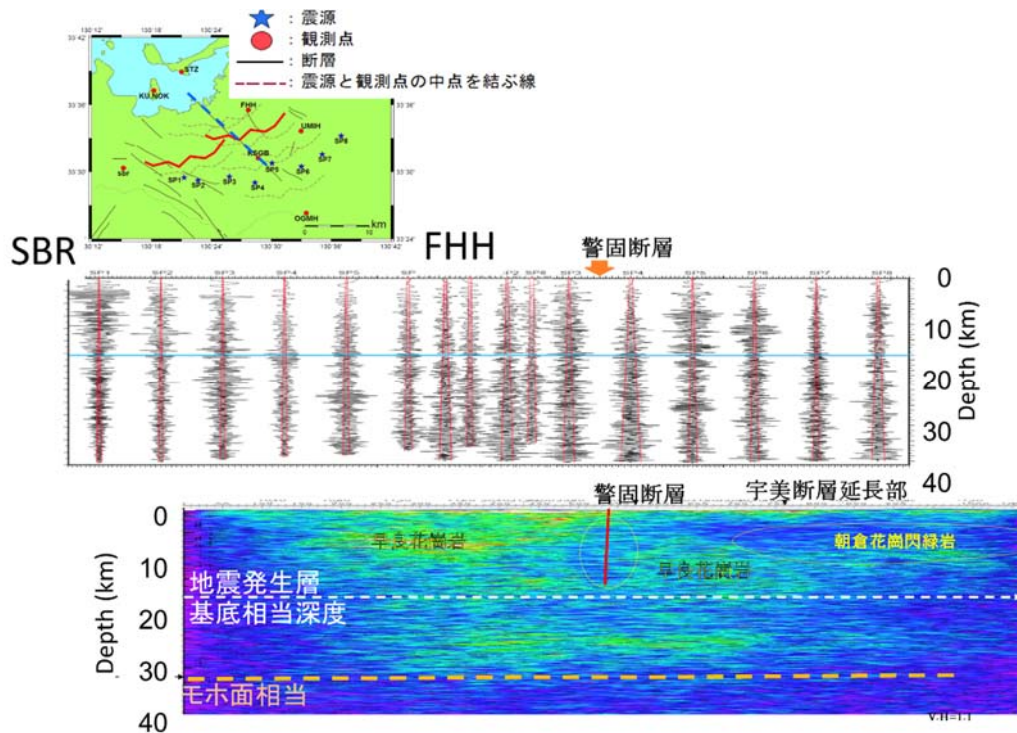


図 2-1-25 観測点 sbr, FHH における広角反射法発振点からの信号を処理した深度断面。下図は図 2-1-23b を参考として示す。

対象領域で観測された自然地震記録中にはいくつかの地殻内反射面による反射波が見出された。これにより、地震断層と警固断層の下部地殻にはいくつかの反射体が見られることが明らかになった。一つは地震発生域下部 15-20km であり、モホ面近傍からのものも見出された。この解析は自然地震を処理していることから、反射体は S 波反射体である可能性が高い。図 2-1-26 には NMO 処理記録断面を示す。図中の矢印は振幅の大きな反射波を示しており、この波相が深さ 25km 程度で反射されていると考えられる。そのほか 15、20、30km 付近にも反射波が見られることが明らかになった。

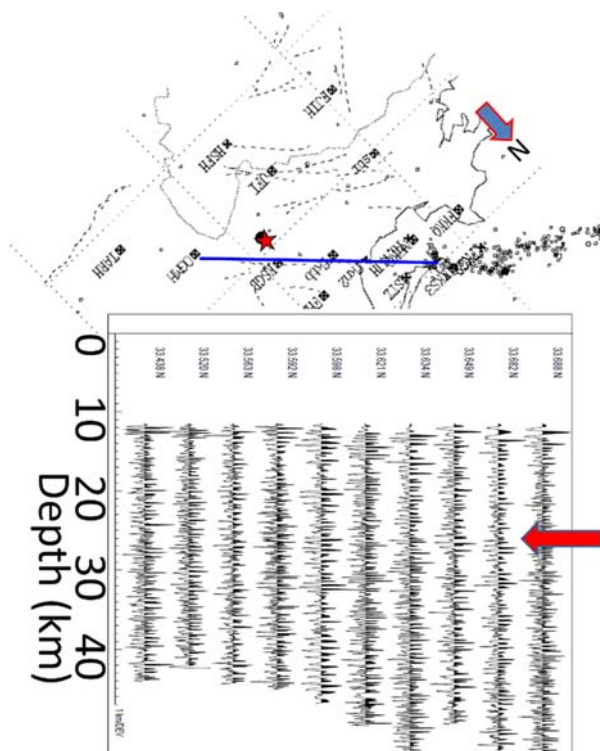


図 2-1-26 自然地震記録に NMO 処理を施した反射記録断面。反射波は S 波として処理している。上図中の★は震央位置。実線は警固断層を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

機動的地震観測および人工震源による構造探査を行った。警固断層帯（南東部）のうち博多湾の南に位置する浅部構造探査においては、警固断層の浅部構造が明らかになった。従来の研究から明らかになっている、断層の西側が隆起する傾向が見られた。また、構造不連続から、断層を特定することができた。太宰府市を通る深部構造探査においては、警固断層がほぼ鉛直な傾斜を持ち、地震発生層（～17km）を貫くことが反射パターン解析によって得られた。断層の東西では反射強度が異なり、異なった岩層が共存する地域を断層が通っていることが明らかになった。特に、西側では花崗岩層と考えられる領域に多くの反射体が見られ、流体の存在が示唆される。また、警固断層帯南東部全域に下部地殻での強い反射構造を認めることができた。

以上のように、対象とする警固断層形状および周辺の構造を明らかにすることができた。

今後の課題としては南東部と北西部をつなぐ博多湾から志賀島にいたる断層セグメント境界の詳細構造を調査する必要性が挙げられる。とくに、今後の警固断層の活動を考える上で避けて通れない点である。

(d) 引用文献

千田 昇・岡田篤正・中田 高・渡辺満久・鬼木史子, 1 : 25, 000 都市圏活断層図「福岡」, 国土地理院技術資料 D・1-No. 333, 1996.

- 千田 昇, 福岡市中心部における警固断層の位置, 大分大学教育福祉科学部研究紀要, 29-34, 2007.
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., and Abe, S., Sato, T., and Ikawa, T., Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, *Tectonophysics*, 472, 124-134, 2009.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 宇美断層の長期評価, 1-17, 2013.
- 花島裕樹・松本 弾・康 義英・木村克己・水野清秀・松島紘子, 福岡沿岸域における海陸シームレス第四系基底面標高分布, 海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」, 数値地質図 S-3, 地質調査総合センター, 2013.
- 唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊, 福岡地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1 地質図幅), 地質調査所, 192p, 1994.
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎・広島俊男, 20万分の1 地質図幅「福岡」, 地質調査所, 1993.
- 鬼木史子, 福岡市域の警固断層の詳細位置と地下形態, 活断層研究, 15, 37-47, 1996.
- 大場 裕・西島 潤・藤光康宏・江原幸雄, 低温熱水系の地下構造に関する研究-福岡市南部井尻地区-, 九大地熱・火山研究報告, 11, 97-100, 2002.
- Li, Q., Vasdevan, K., and Cook, F.A., Seismic skeletonization: a new approach to interpretation of seismic reflection data, *J. Geophysical Research (Solid Earth)*, 102(B4), 8427-8445, 1997.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., Ikawa, T., Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone range, northern Honshu Island, Japan, *Tectonophysics* 355, 41-52, 2002.
- 下山正一・磯 望・千田 昇・岡村 眞・松岡裕美・池田安隆・松田時彦・竹中博士・石村大輔・松末和之・松山尚典・山盛邦生, 福岡平野東縁部に位置する宇美断層の特徴について, 活断層研究, 29, 59-70, 2008.
- 下山正一・磯 望・松田時彦・市原季彦・千田 昇・岡村 眞・茂木 透・鈴木貞臣・落合英俊・長沢新一・今西 肇・川畑史子・矢ヶ部秀美・樗木政昭・松浦一樹, 警固断層, 薬院地区(福岡市)でのトレンチ調査報告, 活断層研究, 25, 117-128, 2005.
- 下山正一・松田時彦・千田 昇・杉山雄一・磯 望・松村一良・鈴木貞臣・茂木 透・岡村 眞・松山尚典・黒木瑞昭・蚊爪康典, 警固断層, 大佐野地区(福岡県)でのトレンチ調査報告, 活断層研究, 18, 55-64, 1999.
- 白石和也・阿部進・岩崎貴哉・斎藤秀雄・佐藤比呂志・越谷信・加藤直子・新井隆太・川中卓: 屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の信頼性評価, *物理探査*, 63, 4, p345-356, 2010.
- 竹中博士, 警固断層帯(南東部)における重点的な調査観測 平成23年度 成果報告書, 115-133, 2012.

竹中博士・山田信之, 警固断層帯(南東部)における重点的な調査観測 平成 24 年度 成果報告書, 140-166, 2013.

吉岡敏和・宮下由香里・吾妻 崇・水野清秀, 警固断層帯における重点的な観測 平成 24 年度 成果報告書, 4-14, 2012.

Zhang, J., and Toksoz, M.N., Nonlinear refraction travelttime tomography, Geophysics, 63, No. 5, 1726-1737, 1998.

3. 2-2 断層帯および周辺の基盤モデルと表層地盤モデルの高精度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯および周辺の基盤モデルと表層地盤モデルの高精度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	渡邊 公一郎
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	藤光 康宏
国立大学法人九州大学工学研究院	助教	西島 潤

(c) 業務の目的

警固断層帯陸域南東部について、測定点を高密度に配置し、これまでより微小なグリッドサイズによる地形補正を行う重力探査を適用して地下深部における断層帯の位置や三次元的形状を明らかにする。また、調査地域の多数のボーリングデータを収集してデータベースを作成し、重力探査等の情報を加味した表層地盤モデルを作成する。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 23 年度：

警固断層帯陸域南東部を含む福岡市及びその周辺地域の既存重力データ収集とともに、福岡平野西部において高密度測点配置の重力探査を実施した。また、地盤モデル作成のための資料収集とデータ入力を行った。

2) 平成 24 年度：

福岡県春日市、大野城市、太宰府市、筑紫野市において、高密度測点配置の重力探査を実施した。また前年度に引き続き、データ空白域のボーリングデータ、基盤情報、地下水情報などの地盤情報の追加収集とデータ入力作業を進めるとともに、防災科研収集分データ（紙ベース数千件）から必要な情報の抽出を行った。

3) 平成 25 年度：

福岡県大野城市、太宰府市、筑紫野市において高密度重力探査を実施した。また、平成 23 年度に実施された福岡市西部の探査範囲と繋がるように福岡市中央区から南区にかけての探査も行い、測定結果のまとめを行った。平成 24 年度までに収集したボーリングデータの空白域である久留米市周辺のデータを収集した。収集したボーリングデータをもとに福岡平野と筑後平野の一部を対象に 250m メッシュの表層地盤モデルを作成した。

(2) 平成 23～25 年度の成果

(a) 業務の要約

警固断層帯陸域を対象として、福岡市、春日市、大野城市、太宰府市、筑紫野市におい

て高密度測点配置の重力探査を実施した。これに既存の重力測定点のデータを併せて重力異常図を作成した。その結果、福岡市中央区舞鶴から筑紫野市上古賀にかけて約 18km にわたって北西－南東方向の重力異常の急傾斜が続いていることが判明した。また、重力異常の急傾斜部分は筑紫野市上古賀付近で南南東方向と東方向の 2 方向に分かれていることが判明した。この 2 方向への分岐点はサブテーマ 1-1 の調査結果（警固断層南東端）とほぼ一致しており、重力異常からも警固断層南東端を捉えている可能性が高いと考えられる。

また、警固断層帯周辺の地盤モデル化に必要と思われる既存のボーリング調査の報告書や地質関連資料及び文献について、公的機関を中心に情報を収集し、データベース化を行った。平成 25 年度までに約 17000 本のデータ収集・データベース化を行った。また、これらのデータを基に福岡平野と筑後平野の一部を対象に 250m メッシュの表層地盤モデルを作成した。

(b) 業務の実施方法

重力調査については、福岡市、春日市、大野城市、太宰府市、筑紫野市において高密度測点配置の重力探査を実施した。測定は警固断層沿いの他に福岡市西部に見られる東西方向の重力急傾斜部分を明らかにすることを目的に福岡市西区下山門から城南区田島にかけても探査を行った。重力測点数は3年間で784点となり、これに既存の重力測定点2337点分のデータを併せて重力異常図を作成した（図1）。使用した重力計はシントレックス社製CG-3+（#296）及びCG-5相対重力計（#549）で、測定点を数10 m～100 m程度の高密度な間隔で配置し、測定点の座標はGPSと携帯電話回線を利用したリアルタイムキネマティック（RTK）測量により決定した。重力測定の基準点は九州大学伊都キャンパス ウエスト2号館1階の絶対重力測定点を用いた（979635.145mgal）。

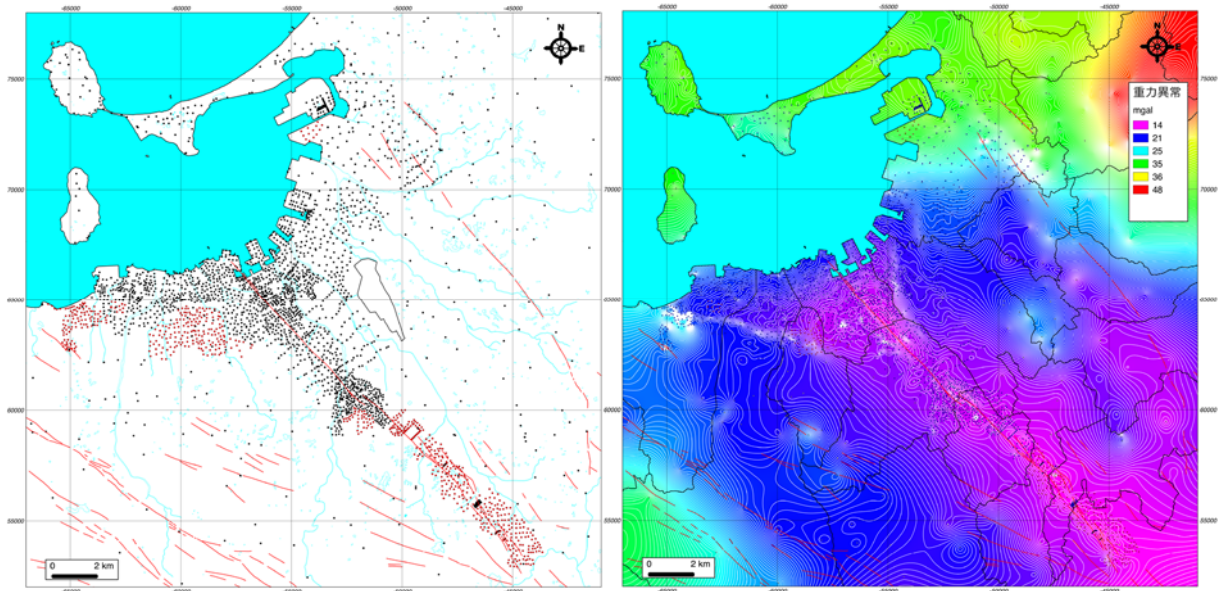


図1 測定点配置図（左）と（右）重力異常図。測定点配置図中の赤丸が平成 23～25 年度の測定点。断層位置（赤線）はサブテーマ 1-1 の調査結果。

表層地盤モデルについては、警固断層帯周辺の地盤モデル化に必要と思われる既存のボーリング調査の報告書や地質関連資料及び文献について、警固断層帯および筑紫平野を含

む広域を対象に、公的機関を中心に情報を収集しデータベース化することで取りまとめた。また、警固断層や宇美断層が直下地震の震源となった際の強震動予測精度の向上を図るために、ボーリングデータベースを基に表層地盤モデルを作成した。表層地盤モデルは、一般に建物の支持層とされる工学的基盤から地表面までの地盤を対象にした。

(c) 業務の成果

重力調査については、本調査で重力探査を実施した784点に、過去の測定データおよび地質調査総合センター(編)(2013)を加え、合計3121点の重力データを用いて器械高補正、地球潮汐補正、ドリフト補正、フリーエア補正、ブーゲー補正、地形補正を施すことにより重力異常図を作成した。その際、補正密度はMurata(1993)の方法を用いて 2.47 g/cm^3 と決定した。また、高密度に配置した測定点による高分解能な重力探査においては、従来の地形補正で用いられるグリッドサイズ(100 mオーダー)は粗すぎるため、より微小なグリッドサイズによる地形補正が必要になる。そこで西島(2009)の手法により、国土地理院基盤地図情報10 mメッシュの地形データを用いて地形補正を行った。

得られた重力異常図には、今回ターゲットにしている断層による重力異常のほかに深部構造を反映した長波長の重力異常が含まれるため、スペクトル解析を行い長波長成分と表層付近のノイズ成分を除去するバンドパスフィルタ(上方接続残差)を施した。バンドパスフィルタには2つの異なる接続高度(40mおよび500m)に上方接続したものの差を取った(図2)。

まず、上方接続残差図より断層構造を反映する重力異常の急傾斜部分を抽出するために警固断層周辺について鉛直一次微分および水平一次微分の処理を行い、サブテーマ1-1の調査結果による警固断層推定位置との比較を行った。(図3)。鉛直一次微分図は黒とグレーの境界部分に断層が位置し、水平一次微分は白い部分に断層が位置する。また、同地域の20万分の1地質図(久保ほか, 1993)および上方接続残差図も併せて比較する。地質図と上方接続残差図を比較すると、南西部の重力異常の高異常部分(緑色)と花崗岩(桃色)の部分で非常に良い対応が見られる。警固断層の推定位置と両微分図を比較すると、おおむね一致しているが、調査地域南端付近で微分図の方がやや東寄りに断層を示している。

次に、重力異常残差図の詳細な特徴について述べる。福岡市西部に注目すると、福岡市西区下山門付近から城南区田島にかけて明瞭な東西方向の重力急傾斜部分が見られる。この急傾斜部分の北側には重力低異常が東西方向に続いており、北側で緩やかに高重力異常になっている(図2黒枠)。重力の急傾斜部分は唐木田ほか(1994)で示されている古第三紀層と花崗岩の境界の位置と一致する。このことから、この重力異常の急傾斜は古第三紀層と花崗岩の境界を捉えたものと考えられる。また、この重力異常の急傾斜と警固断層との関係を考察するためには、測定点をさらに高密度化する必要がある。

警固断層沿いの重力異常について注目すると、警固断層沿いに福岡市中央区舞鶴から筑紫野市上古賀にかけて約18kmにわたって北西-南東方向の重力異常の急傾斜が続いており、この急傾斜部の東側に大きく3つの低重力異常域が見られる(図3白枠)。一番北側の低重力異常域は重力異常の落差が一番大きく北東方向への広がりも大きい。この低重力異常の形状は福岡市地盤図(向山広・福岡地盤図作成グループ, 1981)で指摘されている天神凹地の形状とほぼ一致しており、赤坂-高宮-石城町をつなぐ三角形で囲まれる地域のくぼ

みに低密度の第四紀層が堆積していることにより、このような低重力異常が表れると考えられる。この低重力異常は南区筑紫丘付近で高重力異常になって途切れている。この周辺では警固断層沿いに見られた重力急傾斜部分も約1kmにわたって不明瞭になった後、南区大橋付近から2番目の低重力異常が始まっている。図2黄枠部分を拡大したものを図4に示す。

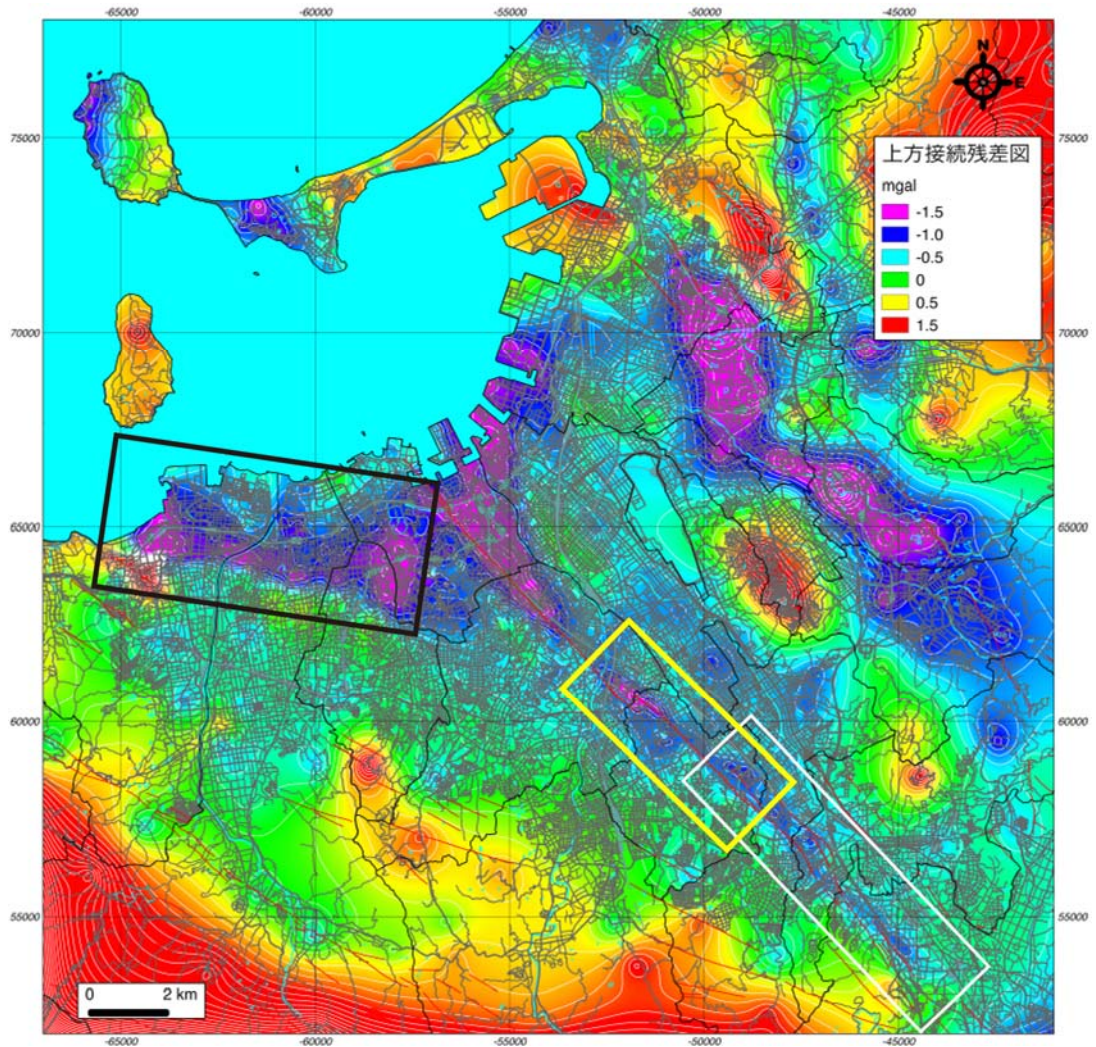


図2 上方接続残差図

黄枠は図4の表示範囲、白枠は図5の表示範囲。

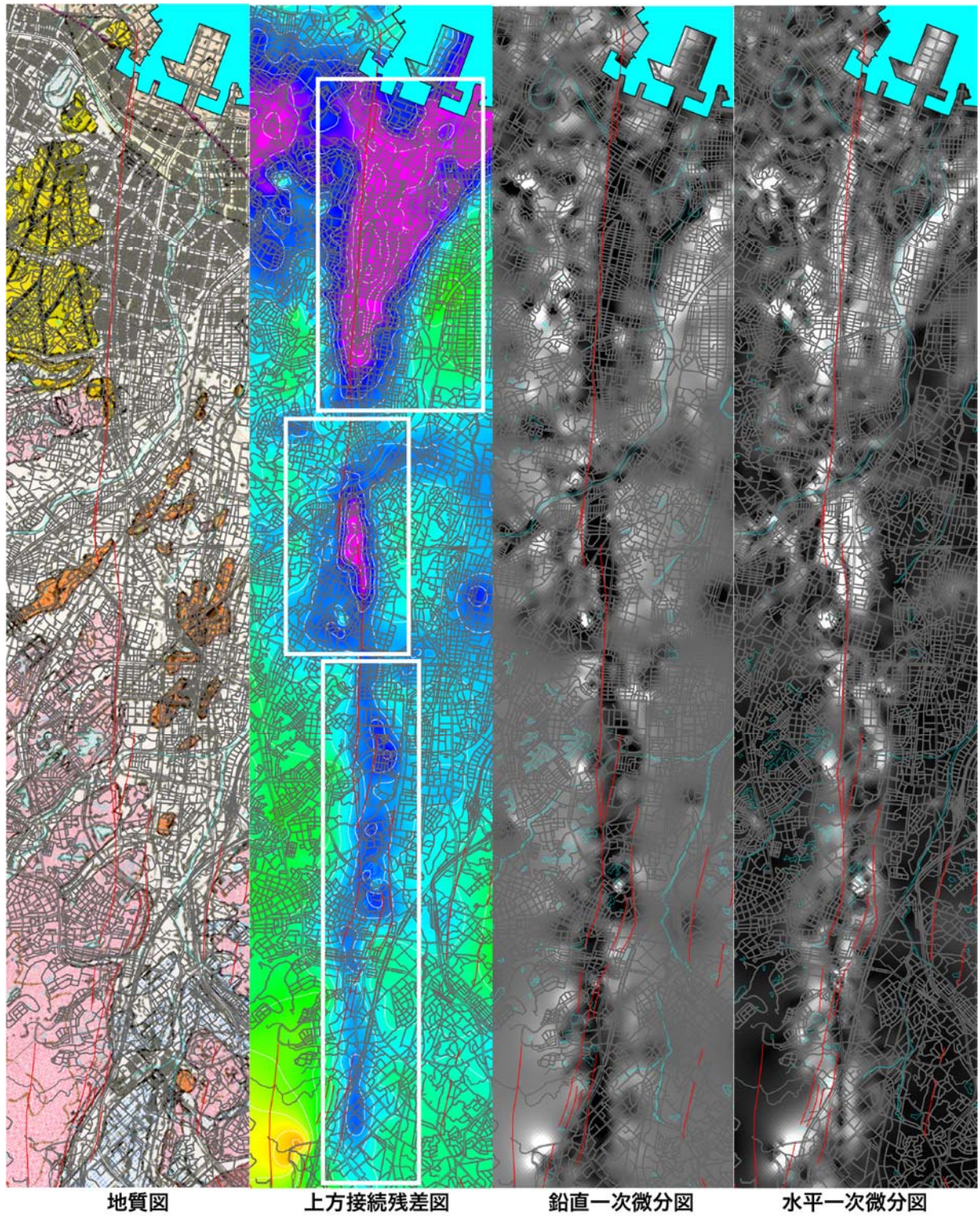


図3 地質図（久保ほか，1993），上方接続残差図，鉛直一次微分図，水平一次微分図の比較。白枠は警固断層東側に見られる3つの低重力異常域。

2番目の低重力異常は南区井尻から春日市須玖北にかけて北西-南東方向に約2kmにわたる。警固断層側と幅500mの低重力異常を挟んで再び急傾斜が見られる。このことから天神凹地と同様に基盤の窪みの中に第四紀層が堆積していると考えられる。警固断層側の急傾斜部分はサブグループ1-1で推定された警固断層の位置(赤線)と非常に良く対応している。この重力異常の急傾斜(白枠)から南東方向に約1km離れた春日市岡本付近から太宰府市向佐野にかけて約4kmにわたって重力異常の急傾斜(北東落ち)が存在することが判明した(図4の黄枠)。また、急傾斜部分の東側にも南西落ちやや緩い傾斜部分が存在し、春日公園から下大利にかけてはこれらの急傾斜部分に囲まれた低重力異常域になっていることが明らかになった。このような低重力異常は天神付近、井尻付近にも見られるが、重力異常の落差は南東に行くに従い小さくなっている。

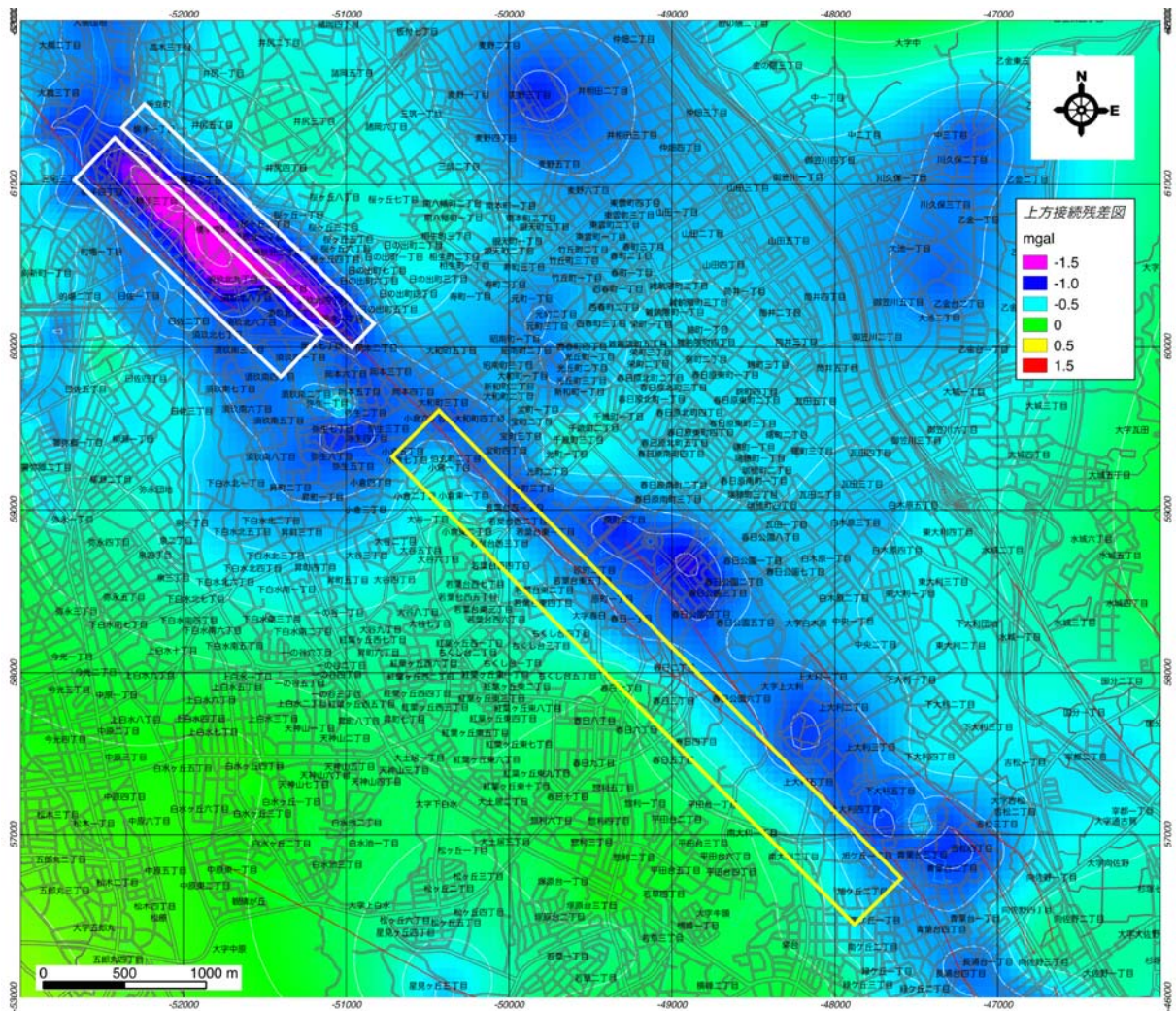


図4 上方接続残差図(図2の黄枠部分を拡大)白枠は南区井尻付近に見られる重力急傾斜部分とそれに挟まれた低重力異常。黄枠は春日市小倉から太宰府市向佐野にかけての重力異常急傾斜部分。赤線はサブテーマ1-1の調査結果から推定される警固断層位置。

最後に、警固断層南東部の重力異常を詳しく見るために対象地域を拡大したものを図5に示す。重力異常の急傾斜部分は大野城市南大利付近と筑紫野市武蔵付近で南東方向から南方向に向きが変わっている。また、急傾斜部分の東側には幅200~400mの低重力異常が存

在し、筑紫野市上古賀付近まで続いていることが明らかになった。この低重力異常帯は南大和付近で重力の急傾斜部の方向が南に変わるあたりで幅が細くなっている。また、重力異常の落差も1mgal弱と非常に小さくなっている。また、ボーリングデータを見ると、明瞭な基盤の落ち込みは見ておらず、重力異常の落差が小さいことと併せて考えると、この付近では基盤の窪みというよりは、警固断層の東側に破碎帯が存在することによってこのような重力の低異常域が形成されている可能性が考えられる。なお、警固断層沿いの重力異常の急傾斜部分は筑紫野市武蔵付近で南南東方向と東方向の2方向に分かれており、東方向の急傾斜部分は筑紫野市武蔵から東に向かうにつれて落差が次第に小さくなりJR天拝山駅付近で消滅することが明らかになった。この2方向への分岐点はサブテーマ1-1の調査結果（警固断層南東端）とほぼ一致しており、重力異常からも警固断層南東端を捉えている可能性が考えられる。

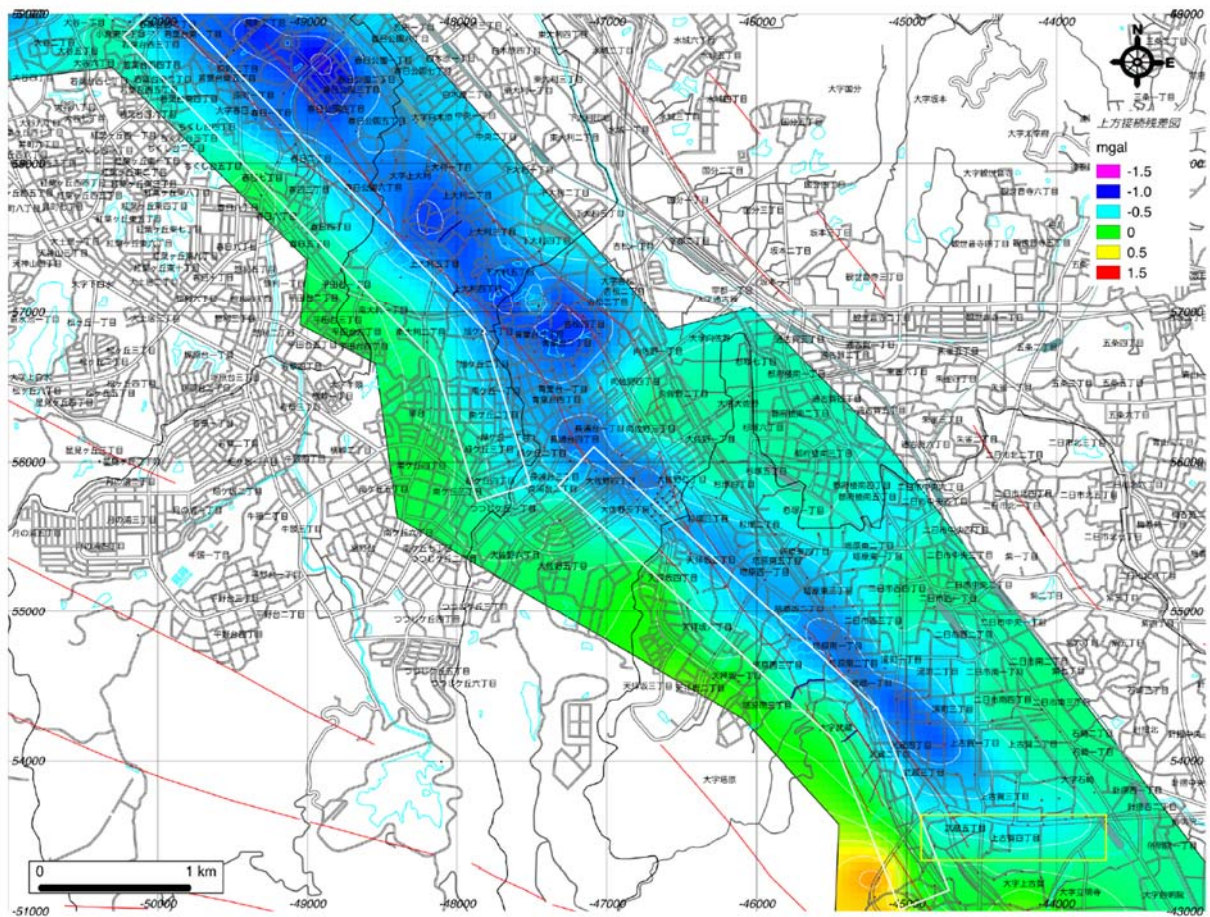


図5 上方接続残差図（対象地域を拡大）

白枠は南東方向の重力異常の急傾斜部。黄枠は筑紫野市武蔵付近から東方向へ枝分かれした重力急傾斜部。赤線はサブグループ1-1の調査結果より得られた警固断層の推定位置。

表層地盤モデルについては、平成 25 年度までに一般公開されている九州地盤情報共有データベース 2005、2012（公社・地盤工学会九州支部）、kunjiban（国土地盤情報検索サイト）に登録されているデータや防災科学研究所が収集しているデータ、各公共機関が保有しているボーリング報告書を可能な限り収集し、約 17000 本の坑井についてデータ収集・データベース化され（図 6）、任意の条件でのデータ取り出しが可能となった（図 7）。また、ボーリングデータベースにはボーリング地質柱状図内に N 値の表示も可能である。本データベースで福岡市内はほぼカバーできるようになっているが、太宰府市や筑紫野市では十分な量のボーリングデータが無く、データの空白域が存在している。収集したボーリングデータをもとに福岡平野と筑後平野の一部を対象に 250m メッシュの表層地盤モデルを作成した。表層地盤は、ボーリングデータで工学的基盤と判断される深度から地表までの地盤を対象に土質、Vs をモデル化した。

モデル化は、まず、モデル作成領域に対して 250m メッシュを作成し、各メッシュの表層の地質・地形条件を、表層地質図（唐木田ほか, 1994, 地質調査所）と 5 万分の 1 地形分類図（土地分類基本調査, 福岡県）から判別する。次に、収集したボーリングに対して工学的基盤 $N=50$ 以上が連続する地層境界を設定し、工学基盤までのせん断波速度を計算する。メッシュ内に複数のボーリングがある場合は、せん断波速度の中央値となるボーリングデータを代表ボーリングとする。工学的基盤に達していないボーリングデータは除外する。また、ボーリングデータがないメッシュは同じ地質・地形条件の最近傍の代表ボーリングを仮定した。モデルは、各メッシュに深度方向に 1m 単位で区分し、土質条件（粘土、シルト、砂、礫）とせん断波速度 (m/s) をデータ化した。N 値からせん断波速度の推定には中央防災会議 2006 の推定式を用いた。なお、シルトは粘土の土質区分とした。また、データの空白メッシュは、近傍の地形・地質条件から補間してモデル化を行った。

図 8 は作成した表層地盤モデルの平面分布で、深度 30m までのせん断波速度を示す。モデルが深度 30m より浅い場合は、モデル最下端から 30m まではせん断波速度を 600m/s と仮定している。福岡市都市部はボーリングデータが多いので局所的な速度構造の違いを反映できているが、南部では速度構造の違いを詳細に反映できていない。これはモデルを作成するときのボーリングデータの量や粗密の違いによる。図 9 は福岡市都市部の拡大図で、南側の春日公園付近に遅い速度構造がある。

地盤モデル作成には、微動探査（単点・アレー）、反射法地震探査、検層、ボーリング、重力探査など、既存の地下構造情報（特に弾性波速度と密度）が必要となるため、今後風化層を含む基盤部等の物性情報の収集を行う必要がある。

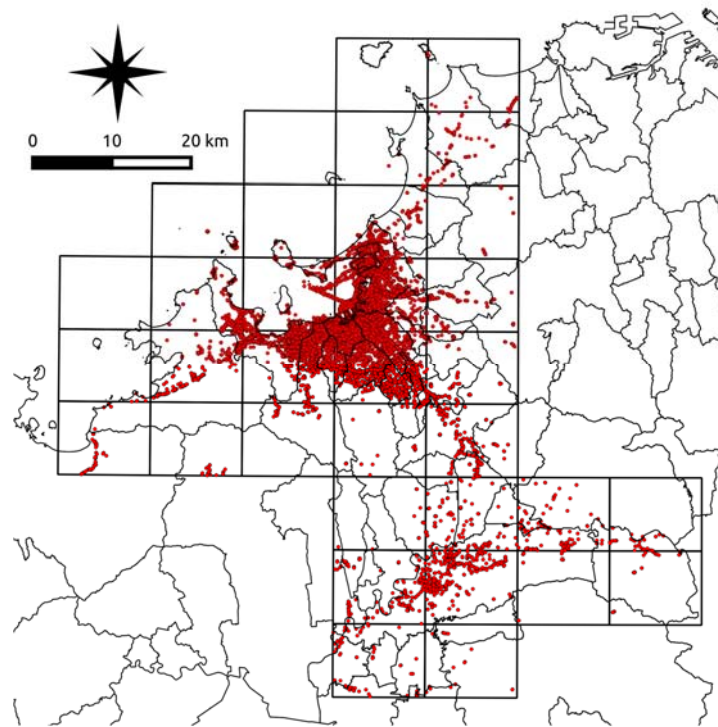


図6 平成25年度までにデータベース化した坑井の位置 (17000本)

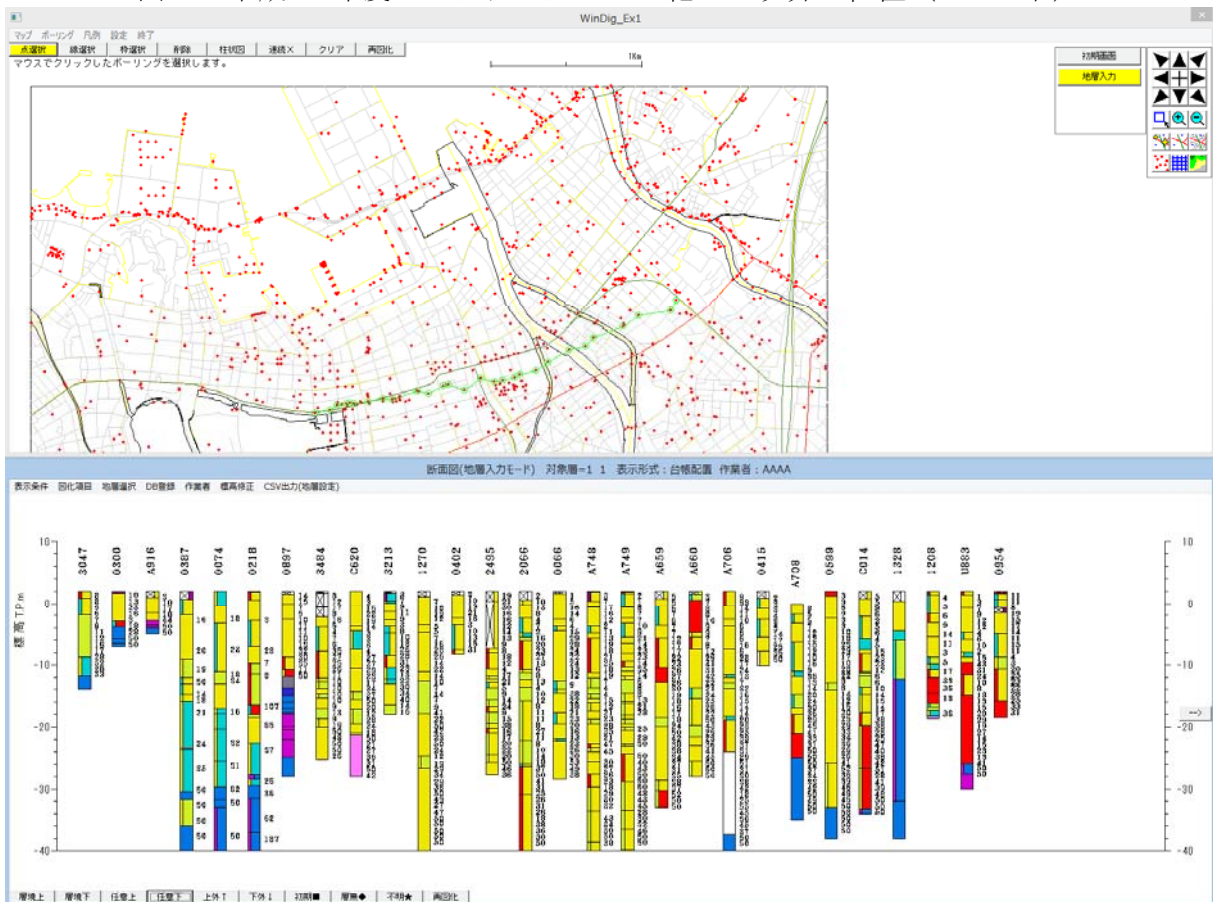


図7 ボーリングデータベース

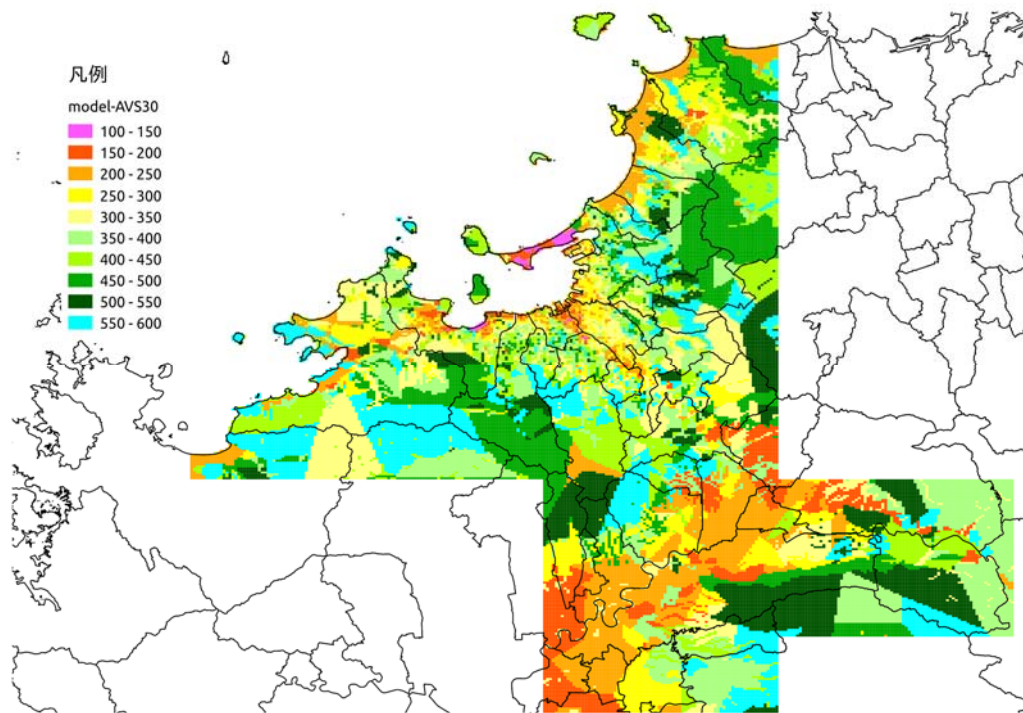


図8 ポーリングデータから作成した表層地盤モデル分布図 (AVS30)

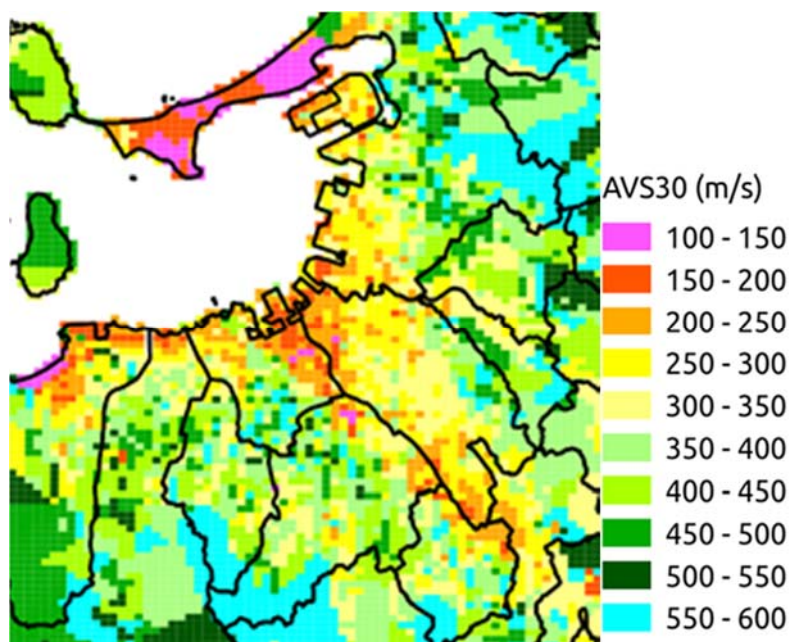


図9 表層地盤モデル (福岡市都市部)

(d) 結論ならびに今後の課題

重力調査については、3年間の調査で重力探査を実施した784点に既存の重力データを加え、これまでより微小なグリッドサイズによる地形補正を含む各種補正を施すことにより重力異常図を作成した。さらに重力異常図中の長波長成分を取り除くためスペクトル解析を行った。スペクトル解析より得られた長波長成分と表層付近のノイズを取り除くため二つの異なる高

度への上方接続を行い、上方接続残差図を作成した。上方接続残差図より、福岡市中央区舞鶴から筑紫野市上古賀にかけて約18kmにわたって北西－南東方向の重力異常の急傾斜が続いていることが判明した。

表層地盤モデルについては、平成25年度までに約17000本の坑井についてデータ収集・データベース化を行った。福岡平野と筑後平野の一部を対象に250mメッシュの表層地盤モデルを作成した。表層地盤は、ボーリングデータで工学的基盤と判断される深度から地表までの地盤を対象に土質、 V_s をモデル化した。また、データの空白メッシュは、近傍の地形・地質条件から補間してモデル化を行った。

今後の課題として、表層地質モデルでボーリングデータの少ないところの補完を行うと共に、作成したデータベースと重力測定データを組み合わせて密度構造や基盤深度の解析を行い、工学的基盤と深部花崗岩層の境界を明らかにすることが挙げられる。また、本データベースの公開方法については今後検討を行う予定である。

(e) 引用文献

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.

唐木田芳文・下山正一・千々和一豊・富田宰臣, 福岡地域の地質, 113-122, 1994.

向山広・福岡地盤図作成グループ, 福岡地盤図, 174, 1981

久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本博・星住英夫・鎌田耕太郎・広島俊男, 福岡 - 20万分の1地質図 < NI-52-10 >, 1993.

Murata, Y., Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective Bayesian approach, J. Geophys. Res., 98, 12097-12109, 1993.

西島 潤, 50m メッシュ標高データを用いた地形補正プログラム, 九大地熱・火山研究報告, 第18号, 35-38, 2009.

3. 2-3 断層帯周辺の広域地殻構造とその時空間変化の把握

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺の広域地殻構造とその時空間変化の把握

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人防災科学技術研究所 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	汐見 勝彦
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	松原 誠
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	浅野 陽一
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	武田 哲也
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	上野 友岳

(c) 業務の目的

警固断層帯およびその周辺域の地殻構造の全体像を把握するため、ボアホール型の定常地震観測点1点を警固断層帯付近に整備する。当該観測点および周辺の既存定常地震観測点等で得られた観測データを用いて地震波トモグラフィ等の解析を行い、断層帯周辺の大局的な三次元地震波速度構造の解明を行う。また、定常観測点で得られる雑微動の相関解析から断層近傍における地震波速度構造の時空間変化を検出することにより、断層における固着状態変化モニタリングの可能性について検討する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成23年度：

高分解能な三次元地震波速度構造や高精度な微小地震震源分布の把握のため、既存定常観測点が疎である福岡県小郡市にボアホール型地震計および傾斜計を各1式設置し、高精度かつ高品質の観測データ取得を開始した。観測データはオンラインで独立行政法人防災科学技術研究所（防災科研）と九州大学に送信した。防災科研では、他の基盤的地震観測網データ等と併せて蓄積するとともに、逐次的な処理を行った。警固断層帯周辺域に位置する定常観測点や過去の臨時機動地震観測点で記録された自然地震の走時データベースを作成し、それを用いて警固断層帯（南東部）を含む200km四方程度の範囲を対象とした地震波トモグラフィ解析を行うことにより、断層帯周辺の大局的な三次元地震波速度構造を求めた。また、構造の時空間変化の把握に必要な地震波形データの蓄積を行った。

2) 平成24年度：

平成23年度に福岡県小郡市内に整備したボアホール型高感度地震観測施設（小郡三沢高感度地震観測施設）の維持・運用を行った。本観測施設の観測データを既存定常観測点のデータと併せて処理することにより、微小地震の検知能力向上に努めた。さらに、警固断層帯（南東部）周辺の10か所に臨時機動地震観測点を設置し、観測を開始した。平成23

年度に整備した自然地震の走時データベースに、過去に海域で実施された臨時機動観測の走時情報を追加し、地震波トモグラフィ解析を行うことにより、より詳細な広域三次元地震波速度構造を求めた。定常観測点で得られる雑微動の相関解析により断層帯周辺の応力状態や地下構造の時空間変化をモニタリングするためのシステム構築を行うため、過去データの相関関数のデータベース整備を行った。さらに、観測記録に含まれる地震波速度不連続面の検出とその特徴の把握を行った。オンラインで収集した全ての観測データを防災科研にて保存するとともに、九州大学に逐次配信した。

3) 平成 25 年度 :

平成 23 年度に整備した小郡三沢高感度地震観測施設の維持・運用を実施するとともに、平成 24 年度に設置した臨時機動観測点 10 点のメンテナンスおよび撤収作業を行った。平成 24 年度までに整備した自然地震の走時データベースに、これらの観測点で記録された走時情報を追加し、警固断層帯（南東部）を含む 100km 四方程度の範囲を対象とした地震波トモグラフィ解析を行った。定常観測点で得られる雑微動の相関解析により、断層帯周辺の応力状態や地下構造をモニタリングするためのシステム整備を行った。さらに、観測波形に含まれる変換波から地殻の地震波異方性構造の特徴把握を通じ、断層帯周辺における広域応力場の推定を行った。オンラインで収集した全ての観測データを防災科研にて保存するとともに、九州大学に逐次配信した。

(2) 平成 23～25 年度の成果

(a) 業務の要約

高分解能な三次元地震波速度構造の把握のため、既存定常観測点が疎である福岡県小郡市にボアホール型高感度地震観測装置を設置した。観測データは他の基盤的地震観測網データ等と併せて蓄積するとともに、逐次的な震源決定処理等を行った。加えて、警固断層帯（南東部）周辺 10 か所に臨時機動地震観測点を設置し、オフライン観測を実施した。これらの観測点から得られた自然地震の走時データベースに、九州大学等が 2005 年福岡県西方沖の地震後に玄界灘に展開した臨時機動観測や既存定常観測網による走時データを追加し、警固断層帯を中心とする 100km 四方程度の範囲を対象とした地震波トモグラフィ解析を行うことにより、断層帯周辺の三次元地震波速度構造を求めた。定常観測点を対象とした雑微動の相関解析データベースを逐次構築するとともに、遠地地震波形に含まれる変換波から地殻の地震波異方性構造の特徴把握を通じ、断層帯周辺における広域応力場の推定を行った。

(b) 業務の成果

1) 簡易型高感度地震観測施設の整備

防災科研では、「地震に関する基盤的調査観測計画」（平成 9 年 8 月 29 日、地震調査研究推進本部）に基づき、地震による災害の軽減に資する地震調査研究の推進を基本目標として、高感度地震観測網（Hi-net）の整備を進めてきた。しかし、Hi-net は日本全国を対象としたものであり、警固断層帯（南東部）の詳細な地震活動や高精度な地下構造を把握するためには、十分な観測点の密度を有しているとは言えない。そこで、本調査観測において、新たに簡易型の高感度地震観測施設を警固断層帯の南東部延長に位置する福岡県小郡

市内に建設した。

図1に、本件にて建設した小郡三沢高感度地震観測施設 (N. OGMH) の位置、表1に観測点の諸元を示す。本観測点は警固断層帯の南東延長に位置する。地表では自動車等の人為的あるいは風雨等の自然現象を原因とする雑微動が顕著であり、極微小な地震による信号を明瞭に記録することは難しい。このような問題を避けるため、本観測施設では深さ 103 mの観測井を掘削し、その孔底に観測装置を設置した。表2に、観測井掘削時に採取されたスライムの観察結果に基づく孔井の地質状況を示す。

観測装置として、固有周期 1 Hz の 3 成分速度型地震計と傾斜計を採用した。速度計出力は 100Hz、傾斜計出力は 20Hz サンプリングのデジタルデータに変換され、逐次的に防災科研の地震・火山観測データセンター（茨城県つくば市）まで伝送される。データセンターでは、日本各地に設置している基盤的地震観測網の観測データと統合した運用管理を実施するとともに、これらのデータを併合した自動震源決定処理等を行い、震源カタログおよび走時データベースを構築した。なお、N. OGMH 観測点の運用は、2012年3月15日に開始した。

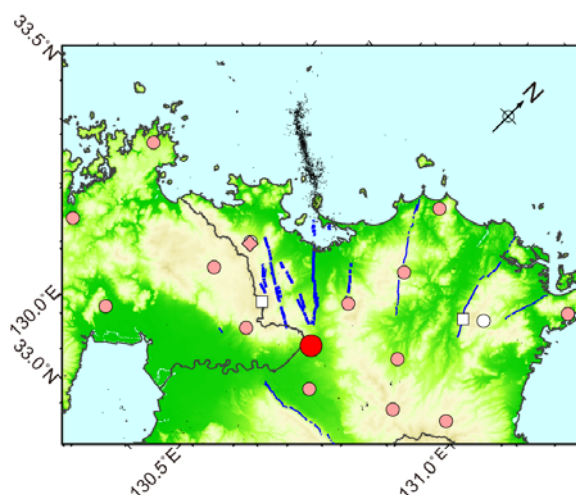


図1 小郡三沢高感度地震観測施設の位置 (赤丸)。橙色の丸、菱形および白色の丸、四角は、それぞれ防災科研 Hi-net、F-net、九州大学、気象庁の定常地震観測施設の位置を表す。青太線は本調査観測で求められた警固断層帯および周辺活断層の位置、青細線はその他の活断層の概略位置 (中田・今泉編, 2002) を示す。黒点は防災科研によって求められた地震の震央位置を表す。

表1 小郡三沢高感度地震観測施設の諸元

観測施設名称	小郡三沢 (おごおりみつさわ) 高感度地震観測施設
観測点コード	N. OGMH
地震計設置位置	北緯 33. 4384 度 東経 130. 5586 度 標高-61. 4m (地表面標高 40m / 掘削長 103m)

表2 小郡三沢高感度地震観測施設における地質状況

深度	岩種区分	色調	記事
0.0～ 1.0m	埋土		草根等を含む。
1.0～ 13.5m	マサ土	黄褐～黄白灰色	
13.5～ 44.5m	風化花崗閃緑岩	黄褐～黄白灰色	酸化汚染により淡褐色を呈する部分が多く見られる。
44.5～103.0m	花崗閃緑岩	黄白～白灰	酸化汚染は軽微となり、堅さはやや硬質となる。 スライムは52mまでは粗粒～小礫状を呈するが、52m以深は中粒～細粒状となる。

N. OGMH および周辺の定常観測点で観測される雑微動レベルに基づいて求めた微小地震の検出可能最小マグニチュード (M_{min}) を図2に示す。地震時の最大振幅はS波で記録されることが多いが、震源決定のための地震の検知は、通常、P波で行う。防災科研が運用している自動震源決定処理システムでは、雑微動レベルの2.5倍の振幅が記録された場合にトリガー検知としていること、S波振幅はおおよそP波振幅の3倍に相当すると考え得ることから、ここでは、ある観測点において雑微動レベルの7.5倍の最大振幅が観測された地震を検知可能とした。一般に、各観測点で記録された最大振幅と震源距離からマグニチュードが推定される(例えば、渡辺, 1971)。すなわち、仮定した震源位置と観測点間の距離(震源距離)と雑微動レベルから、その観測点で検出可能な M_{min} を求めることが出来る。比較的高い精度で震源を決定するためには、異なる4観測点で地震動を検知することが望ましいことから、ある仮定した震源について複数の観測点で M_{min} を評価し、小さい方から

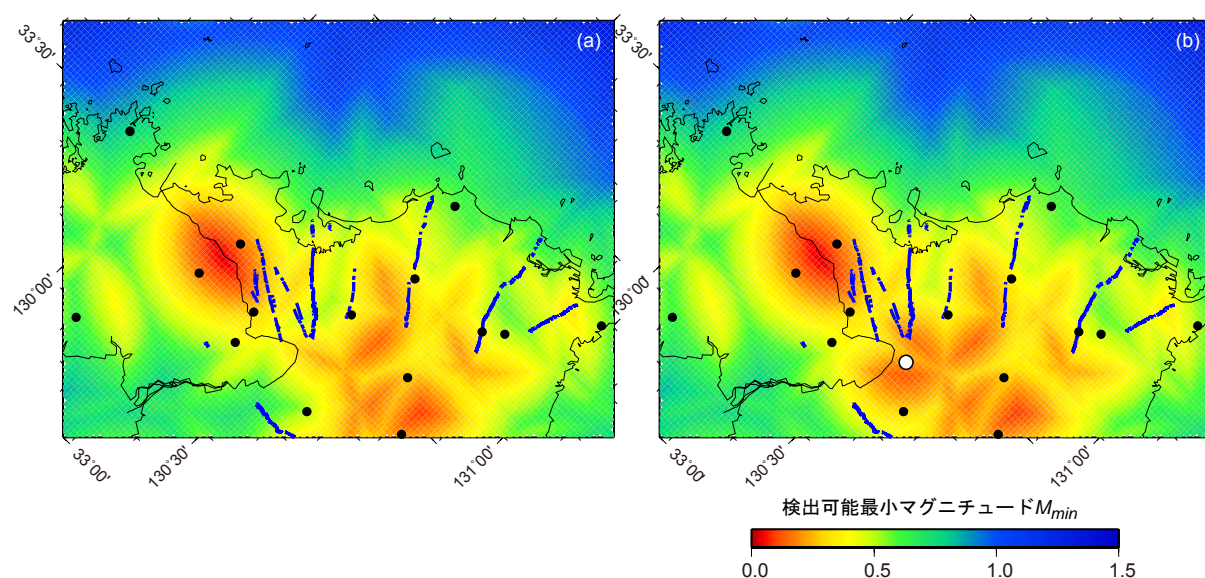


図2 微小地震の検出可能最小マグニチュード。震源の深さは15kmに仮定した。N. OGMH観測点の位置を白丸、既存定常観測点の位置を黒点で示す。青線は本調査観測で求められた警固断層帯およびその他の活断層の概略位置(中田・今泉編, 2002)を示す。(a) N. OGMH建設前。(b)建設後。

4 番目の M_{min} をその場所で発生する地震の検知可能な最小マグニチュードとした。図 2 から、警固断層南東端付近で検知可能な最小の微小地震は、N. 0GMH (図 2 b の白丸) 整備により、M0.4 程度から M0.2 程度まで改善されたと判断できる。

2) 警固断層帯 (南東部) 周辺の地震活動

2012 年 4 月 1 日～2014 年 3 月 25 日の警固断層帯周辺部における震源分布を図 3 に、同期間の P 軸および T 軸分布を図 4 に示す。震源の決定には、本調査観測で整備した N. 0GMH (図 3 中の灰色の菱形) のほか、防災科研 Hi-net 観測点 (同白菱形)、九州大学 (同白四角) および気象庁 (同白丸) の観測点の記録を用いた。図中、塗色された丸印が震源の位置を表しており、その大きさはマグニチュード、色は震源の深さに対応する。図 5 には、図 3 の点線枠内の領域を震源とする地震の頻度分布を示す。期間中、図 3 の点線枠で示した警固断層帯 (南東部) 周辺では、112 個の地震を検知した。この範囲内で解析期間中に発震機構解を求められたイベントはごくわずかであるが、南北あるいは北北西－南南東伸張のメカニズムを示すものが大半であった。この特徴は、警固断層帯 (北西部) 等の周辺域を含めて、2000 年以降大きな変化は見られない (図 4)。なお、図 5 に示した頻度分布図から、前述の図 2 での議論同様、M0.2 程度までの地震を検知できていることが分かる。また、図 5 から、グーテンベルグ・リヒター則の b 値は 0.91 と求められた。

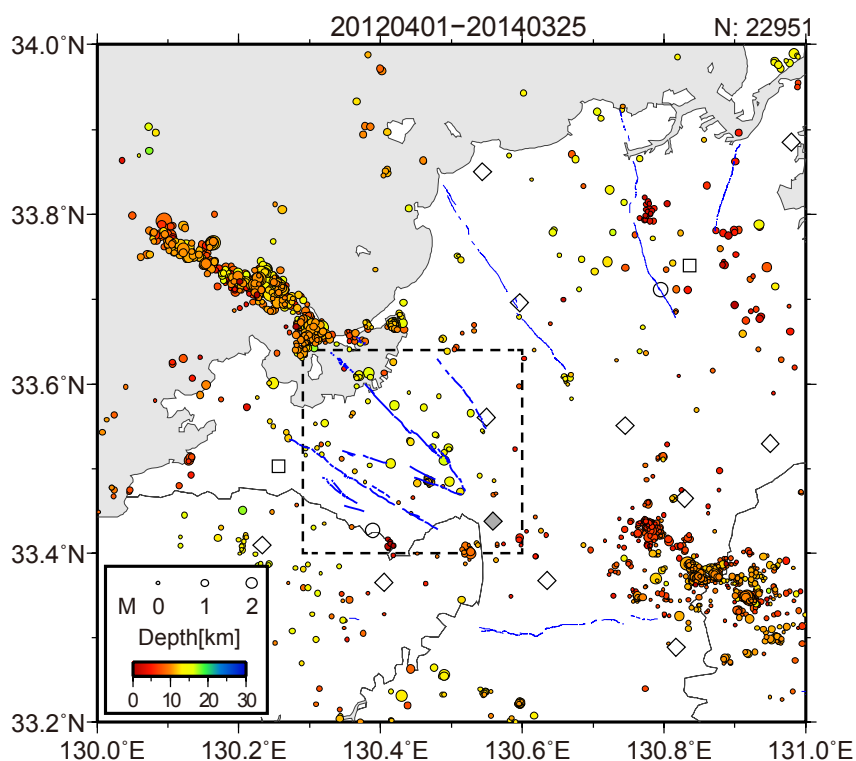


図 3 防災科研 Hi-net の処理システムにより求められた 2012 年 4 月 1 日～2014 年 3 月 25 日までの震源分布。点線枠内の青線は、本調査研究により求められた活断層の位置、それ以外の青線はその他の活断層の概略位置 (中田・今泉編, 2002) を表す。

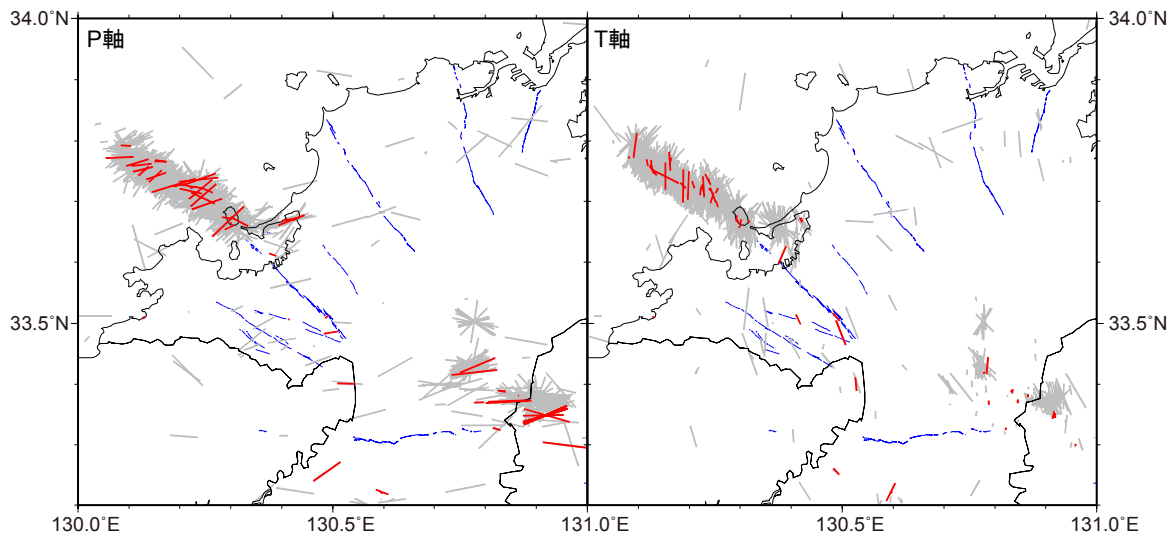


図4 警固断層帯周辺におけるP軸・T軸分布。防災科研 Hi-net の処理システムにより求められた2012年4月1日～2014年3月25日までのP軸（左）およびT軸（右）の分布を赤線で示す。参考として、2000年10月から2012年3月におけるP、T軸分布を灰色線で示した。青線は、本調査研究により求められた活断層の位置、あるいはその他の活断層の概略位置（中田・今泉編，2002）を表す。

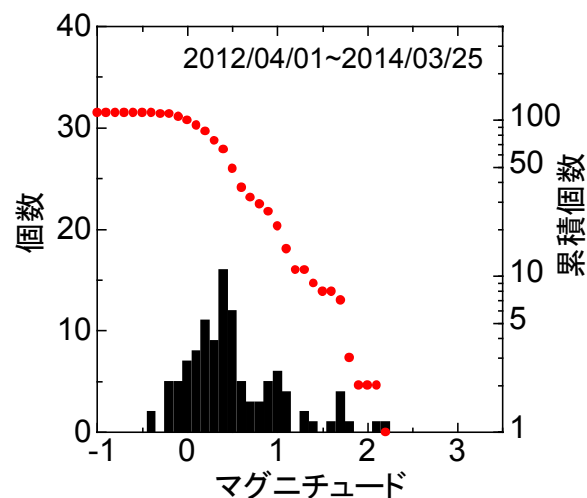


図5 図3の点線枠内で発生した地震のマグニチュード別頻度分布

3) 警固断層帯（南東部）周辺を対象とした臨時機動地震観測

前述のとおり、本調査観測において、新たな高感度地震観測施設としてN.0GMHを福岡県小郡市に建設した。しかし、当該地域周辺の地震活動は、図3および図5に示すように非常に低調である。また、上部地殻の詳細な地下構造を把握するためには、現在の地震観測点の数は十分とは言えない。そこで、警固断層帯（南東部）の詳細な地下構造を把握することを目的として、当該地域にオフライン型の臨時機動地震観測点を10か所設置し、自然地震の観測を行った。観測用地の選定にあたっては、既存の基盤的地震観測網観測点やこ

れまでの臨時機動観測点が不十分な地域を中心に現地を踏査し、できる限り等間隔となるように設定した。選定に際して考慮した条件は以下の通りであるが、観測点の相対的な位置関係を最優先としたため、全ての条件を満たしていない観測地点も存在する。

- ・ 交通量および人の往来の少ないところ
- ・ 近くで振動を発生する工場が常時稼働していないところ
- ・ 観測期間中、大規模な工事が予定されていないところ
- ・ その他、地震観測上のノイズとなる人工的な振動や電磁的ノイズ発生源がないところ
- ・ 地盤がしっかりしているところ
- ・ 雨水が流れ込んだり、貯まったりしないところ
- ・ 設置後の保守作業が容易にできるところ

臨時機動地震観測点には、固有周期 2 Hz の 3 成分速度型地震計を使用した。図 6 ならびに表 3 に、選定した臨時機動地震観測点の位置および観測期間をまとめる。KG04 および KG05 の 2 点は、それぞれ、福岡県那珂県土整備事務所が管理するダム施設のトンネル坑内に地震計を設置させていただいた。それ以外の 8 地点については、地表付近の雑微動によるノイズを低減させるため、地権者の許可のもと、深さ 30cm 以上の地下に地震計を埋設した。地震計を埋設する場合は、その穴底に 1 辺 20cm 以上、厚さ 2.5cm 以上のコンクリート平板を水平に固定し、台座とした。観測データは 100Hz でサンプリングし、24bit の AD 変換性能を有するデータ収録装置内の CF カードに連続的に保存した。観測期間中、装置稼働状況の確認ならびに現地 CF カードの回収等を目的としたメンテナンスを 3 回実施した。

N.0GMH で $0.5 \mu\text{m/s}$ ($=5 \times 10^{-7}\text{m/s}$) 以上の振幅を記録する地震のリストを防災科研 Hi-net の震源カタログから抽出し、回収した全ての機動観測データから該当する地震波形を切り出すとともに、P 波、S 波の到着時刻の検測を行った。検測処理の対象としたイベン

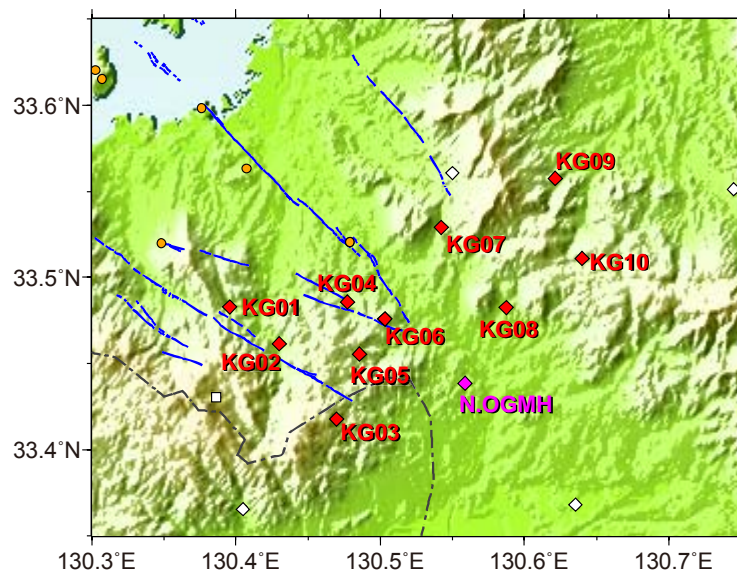


図 6 臨時機動観測点の分布（赤菱形：KG01～KG10）。白菱形、ピンク色の菱形および白四角は定常観測点位置を、橙丸は九州大学による臨時機動観測点の位置を表す。青線は本調査研究により求められた活断層の位置を表す。

トの総数は 323 個である。なお、N. 0GMH で $1\mu\text{m/s}$ 以上の振幅を記録した地震は 157 イベント、 $5\mu\text{m/s}$ 以上は 35 イベントであった。また、警固断層帯周辺部を含む九州北部地方を震源とする地震（図 3 に示す範囲の地震）は 75 イベント（最大 $27\mu\text{m/s}$ ）、図 3 の点線枠内を震源とする地震は 12 イベント（最大 $14\mu\text{m/s}$ ）であった。

表 3 臨時機動地震観測点の位置

KG01	33.483	130.396	156	H24/12/17~H25/10/23
KG02	33.461	130.430	66	H24/12/17~H25/10/23
KG03	33.418	130.469	349	H24/12/19~H25/10/24
KG04	33.486	130.477	152	H24/12/18~H25/10/24
KG05	33.456	130.486	243	H24/12/18~H25/10/24
KG06	33.476	130.503	208	H24/12/19~H25/10/23
KG07	33.529	130.542	164	H24/12/20~H25/10/25
KG08	33.483	130.587	76	H24/12/16~H25/10/25
KG09	33.558	130.621	98	H24/12/20~H25/10/22
KG10	33.511	130.640	227	H24/12/21~H25/10/22

4) 三次元地震波速度構造解析

本調査解析では、警固断層帯を含む 100km 四方程度の範囲を対象とした広域の三次元地殻構造を把握することを目的としている。まず、既存定常地震観測点や過去の臨時機動地震観測を対象に構築された走時データベースを活用し、警固断層帯を含む 200km 四方程度の広範囲を対象とした予備的なトモグラフィ解析を行った。次に、予備解析により得られた三次元地震波速度構造を初期モデルとし、3) 節で実施した機動観測データの走時情報を追加したトモグラフィ再解析を実施した。この際、解析対象範囲は、警固断層帯を含む 100km 四方程度の範囲に限定し、解析グリッドを前段の解析よりも細かくすることで、当該地域における詳細な三次元地震波速度構造を求める方法を採用した。

まず、定常観測点を対象として九州大学および防災科学技術研究所が整備した地震の走時カタログ、および九州大学等が 2005 年 3 月～4 月に 2005 年福岡県西方沖の地震の余震域周辺を対象に実施した海底地震観測によるデータ (Hori et al., 2006) を用いたトモグラフィ解析を実施した。走時データの空間的な偏りを是正するため、解析範囲を $0.01^\circ \times 0.01^\circ \times 1\text{km}$ のブロックに分割し、各ブロックにおいて検出数が最大となる地震 9,884 個を抽出し、解析に用いた。解析には、Zhao et al. (1992) のトモグラフィ法にスムージングを導入し、観測点補正值も考慮する手法 (Matsubara et al., 2005, 2008) を用いた。水平分解能を 20km とした場合の水平断面図を図 7 に示す。

次に、この速度構造モデルを初期モデルとし、本調査研究で実施した機動観測データを加味した詳細トモグラフィ解析を実施した。解析には、ダブル・ディファレンス・トモグラフィ法 (Zhang and Thurber, 2003) を用いた。水平グリッドの最小間隔は、7.5km と 10km の 2 種類を設定し、それぞれの場合について計算を実施した。鉛直グリッドについては、深さ 10km 以浅は 2.5km ごと、10~30km は 10km ごとに設定した。前段の解析で用いた

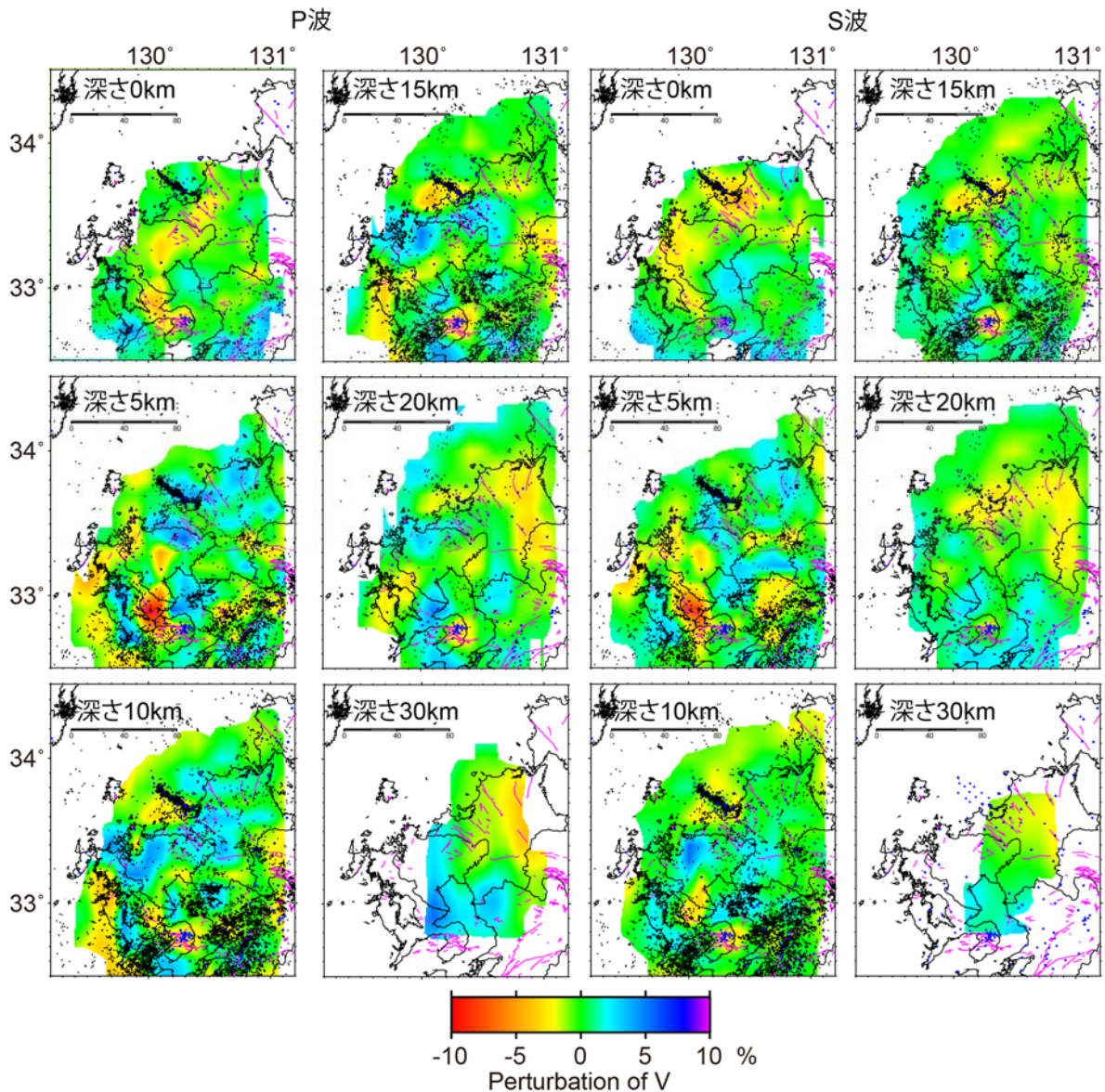


図7 水平分解能 20km 時の P 波速度揺らぎ（左）および S 波速度揺らぎ（右）。

定常観測点ならびに福岡県西方沖の地震後の機動観測点データについては、解析対象範囲を前段の解析同様のブロックに分割し、走時データの均一化処理を行った。一方、本調査で実施した機動観測データについては、すべてのデータを解析に用いた。得られた結果を図8、図9、図10および図11に示す。

図8および図9から、警固断層帯（北西部）では、深さ5～7.5kmにおいて、2005年の福岡県西方沖の地震の余震域の北西端付近および余震列の南西側（博多湾付近）で明瞭な低速度異常が存在するとともに、低 V_p/V_s 領域が広がっていることが分かる。一方、余震列の北東側（三郡山地周辺）では、上部地殻全体に亘って顕著な高速度異常が存在する。この結果は、同地域で確認されている正の重力異常と調和的である。警固断層帯（南東部）は、余震列周辺に比べて変化に乏しいが、深さ5～7.5kmにおいては、博多湾周辺の速度異常が断層帯に沿って分布しているようにも見える。図10は、警固断層帯（南東部）の断層走向に直交する断面図を表す。断層帯北西部（図10； $X \leq 0$ km）では、余震活動の上端に

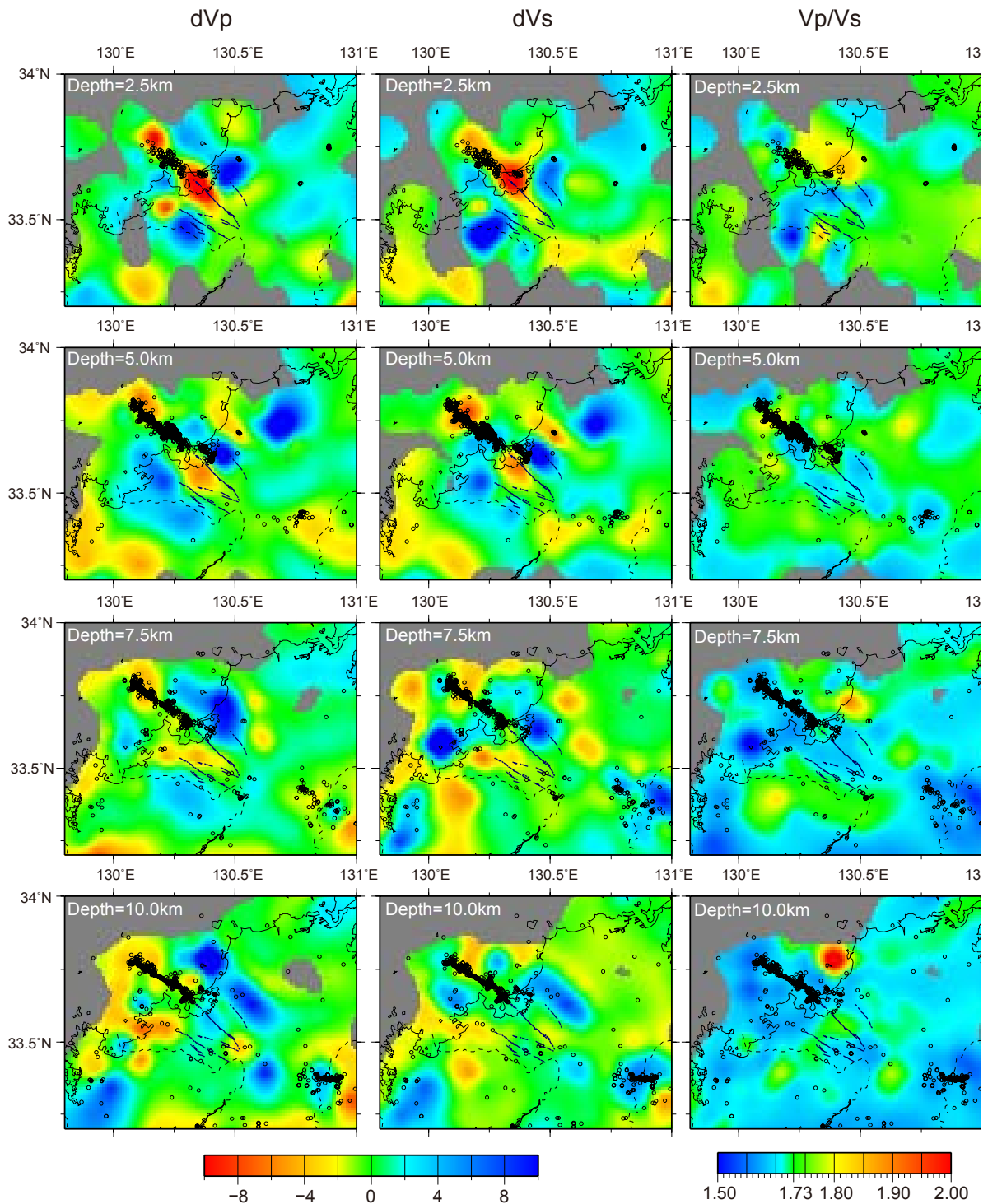


図8 最小水平グリッド間隔を7.5kmとした場合の結果。P波速度揺らぎ（左列）、S波速度揺らぎ（中列）、 V_p/V_s （右列）。

極めて低速度の媒質が存在している。また、断層帯南東部の7.5~15km付近では、断層の南西部浅部がやや低速となっている。図11は、警固断層帯（南東部）の断層線に沿った断面図を表す。断層帯北西部の浅部では、図10でも見られていたように、顕著な低速度異常が深さ5km付近まで存在する。P波速度では、距離-10km付近でこの低速度異常が解消されている。この場所は、Hori et al. (2006)でも指摘されているとおり、2005年の福岡県

西方沖の地震で顕著なすべりがあった場所 (Asano and Iwata, 2006) に対応している。

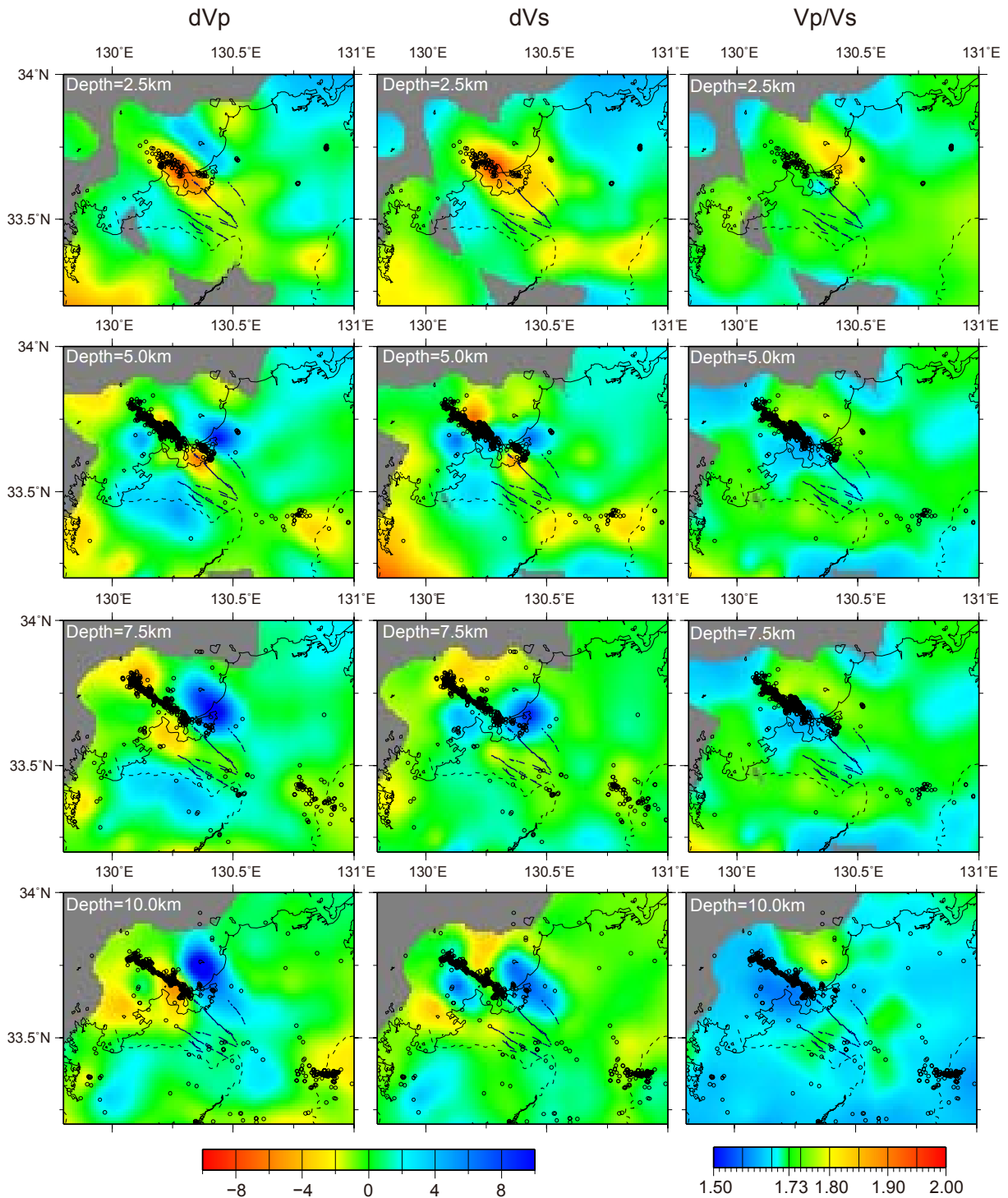


図9 最小水平グリッド間隔を10kmとした場合の結果。P波速度揺らぎ（左列）、S波速度揺らぎ（中列）、 V_p/V_s （右列）。

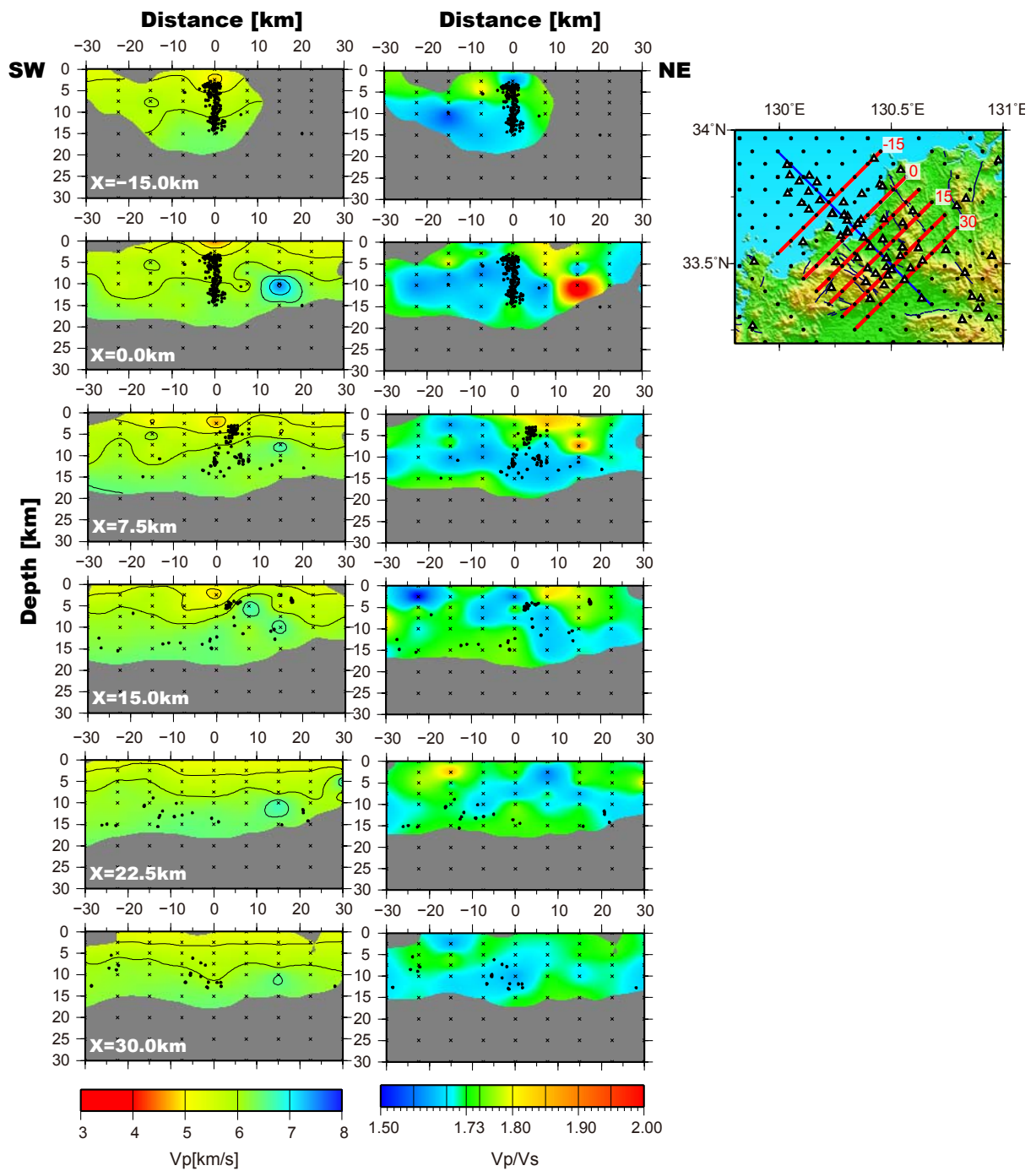


図 10 最小グリッド間隔を 7.5km とした場合の北東－南西方向の鉛直断面図。左列が P 波速度、右列は V_p/V_s を表す。断面の位置は地図中の赤線に対応する。断面図中の黒丸は、トモグラフィ解析に用いた地震の震源位置を、黒十字はグリッド位置を表す。

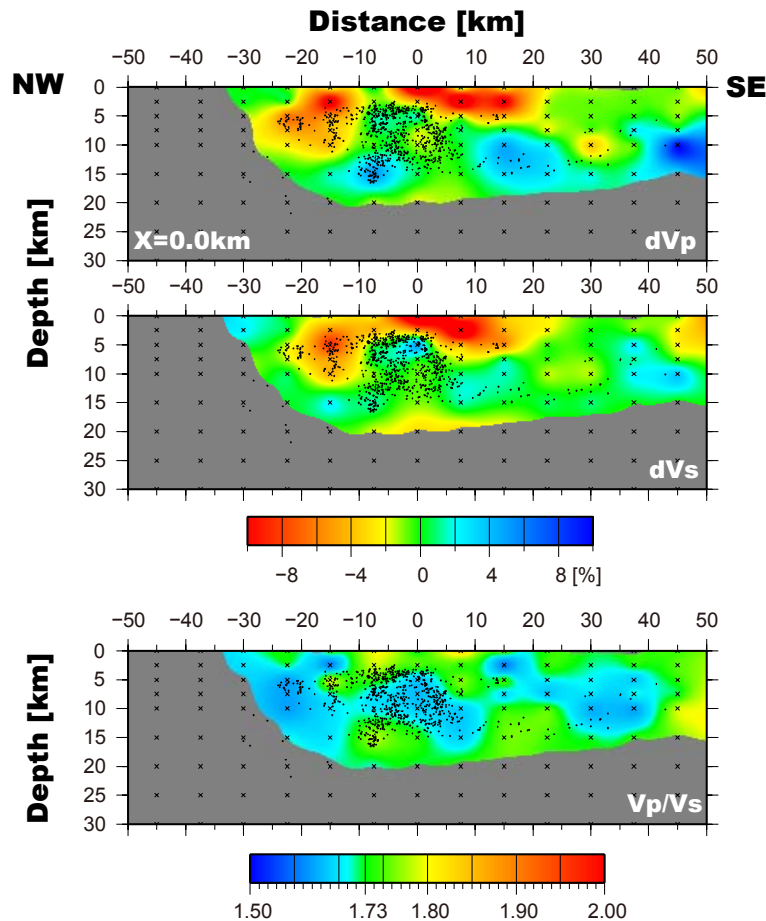


図 11 最小グリッド間隔を 7.5km とした場合の北西－南東方向の鉛直断面図。断面の位置は図 10 地図中の青線に対応する。上) P 波速度揺らぎ、中) S 波速度揺らぎ、下) V_p/V_s 。断面図中の黒丸は、トモグラフィ解析に用いた地震の震源位置を、黒十字はグリッド位置を表す。

5) 地震波干渉法解析

近年、地震観測点で記録される雑微動の相関関数が観測点下あるいは観測点間の地下構造の特徴を反映していることが明らかになった（例えば、Sens-Schönfelder and Wegler, 2006）。また、顕著な地震活動等を境として、雑微動の相関関数に変化が生じることが数多く報告されており、観測点周辺の地震波速度構造変化に起因すると考えられている（例えば、Wegler et al., 2009）。地震波速度が変化する理由について明確な結論が得られている訳ではないが、地震波速度の変化が地殻深部あるいは地殻全体で発生している場合、地震波干渉法解析により得られる自己相関関数および相互相関関数を定常的にモニタリングし、その変化を追跡することで、地下の応力状態の変化を捉えることが出来る可能性がある。以下では、N. 0GMH および警固断層帯周辺に位置する防災科研 Hi-net、F-net 観測点における観測データを対象に、雑微動相関関数のデータベース整備を行った。解析に用いた観測点の分布を図 12 に示す。解析には 3 成分の観測記録を使用し、各成分の自己相関関数のほか、それぞれの成分の相互相関係数を求めた。なお、顕著な地震前後の構造の微小な変化は、特定の周波数帯域を対象とした雑微動の相関関数にのみ現れることがある。そこ

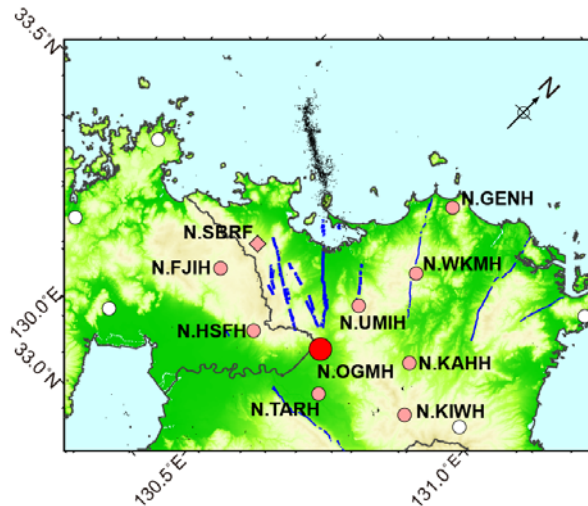


図 12 地震波干渉法解析およびレシーバ関数解析に用いた観測点の分布。

で、本解析では、0.5～1 Hz、1～2 Hz、2～4 Hz、4～8 Hz の各帯域における自己／相互相関関数を求めた。以下に、相関関数の計算の概略手順をまとめる。

まず、各観測点で得られた記録を成分ごとに1時間単位で切り出し、上記4種類の帯域を対象としたバターワース型の帯域通過フィルタを適用したのち、1ビット化処理を施した。このように作成した各データに対し、データ開始点から163.84秒間(16384サンプル)のデータを抽出し、各成分の自己相関関数および成分間の相互相関関数を求めた。1時間分のデータに対し、8192サンプルずつずらしつつ相関関数を計算し、得られた42通りの相関関数をスタックした結果を、その時間の相関関数とした。さらに、それらを日単位でスタックしたものを当該日の相関関数とした。得られた相関関数の安定性を高めるため、0.5～1 Hzについては前後5日間、1～2 Hzは前後3日間、2～4 Hzは前後2日間のデータをスタックした。4～8 Hzについては、1日分のデータをそのまま用いた。

図 13 に、N. SBRF の上下動成分について、3種類の周波数帯域に対する自己相関関数を示す。図中、相関関数が正の振幅を有する場合を黒色、負の振幅の場合を灰色で示した。0.5～1 Hz、1～2 Hz では特段の変化は見えないが、2～4 Hz では経過時間5秒以降で年周期的な変化を確認することが出来る。また、図 13 右下に拡大して示した通り、2005 年の前半、経過時間5秒付近以降で年周変化を明瞭に超える黒線の列の不連続が生じており、この不連続以降、位相の到着が遅延していることが分かる。この変化は2005年3月20日の福岡県西方沖の地震に対応しており、地震発生によって観測点周辺の地震波速度が低下したことを示している。ただし、この地震に対応する変化は、N. SBRF の他の周波数帯域および他の観測点では見られないため、実際に速度変化が発生した場所を特定することは出来ない。なお、2011年3月に発生した東北地方太平洋沖地震の影響についても検討を行ったが、本解析の対象とした観測点(図 12)においては、顕著な特徴の変化を見出すことはできなかった。図 14 に、N. OGMH における上下動成分自己相関解析の結果を示す。2013年の初夏頃にやや不安定になっているが、原因は不明である。それ以外の期間においては、特徴的な変化を確認することは出来ない。

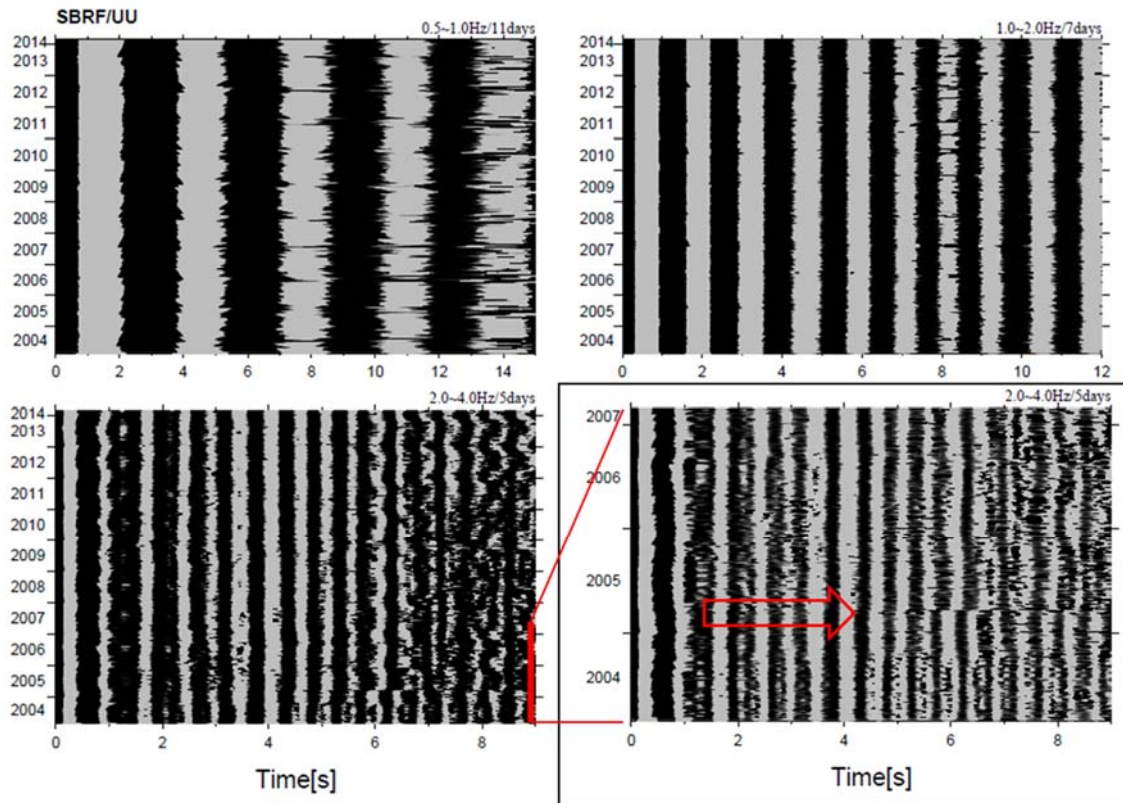


図 13 N. SBRF 上下動成分の周波数帯域別の自己相関関数 (2004 年 3 月～2014 年 2 月)。正の振幅を黒、負の振幅を灰色で表す。2～4 Hz のデータについて、2004 年 3 月～2007 年 2 月のデータを黒枠内に拡大して示す。

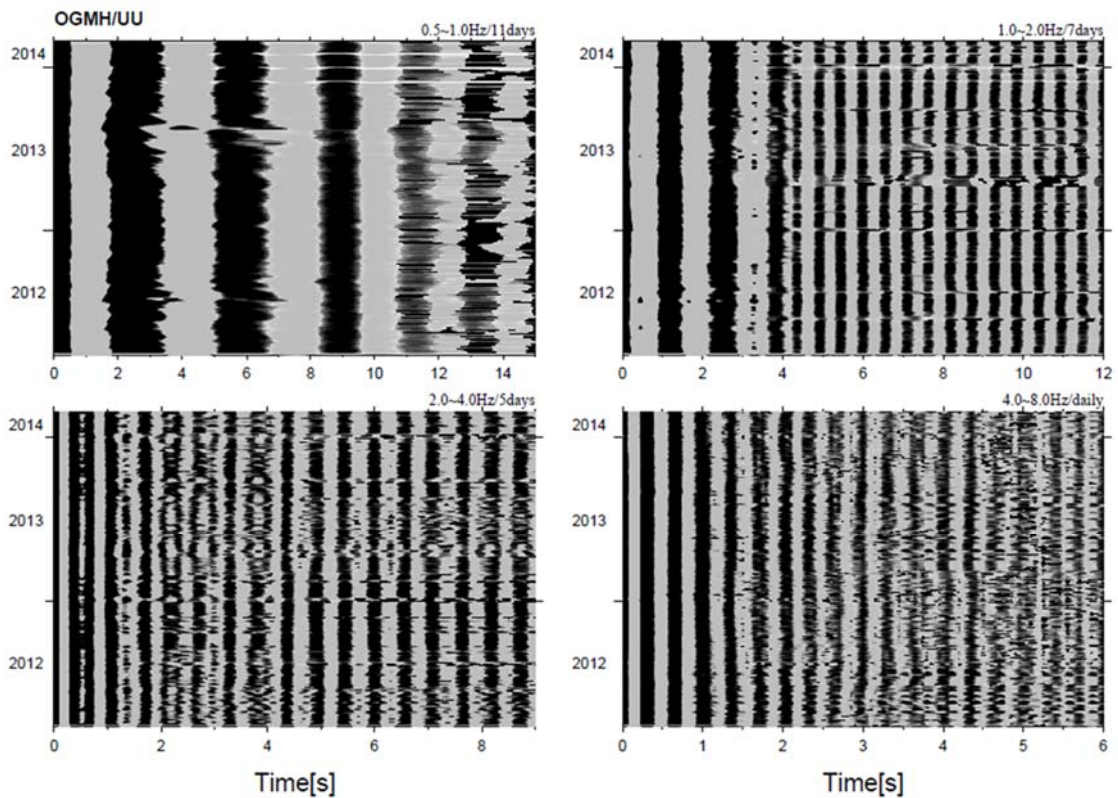


図 14 N. OGMH における上下動成分の周波数帯域別の自己相関関数 (2012 年 3 月～2014 年 2 月)。

6) 変換波解析

前節では、地殻内の応力状態の把握を目的として地震波干渉法解析を実施した。地震波干渉法解析で得られる相関関数には、地中の地震波速度不連続面で反射・変換した信号が含まれている。そのような信号を抽出・解析することにより、観測点下の地震波速度不連続面の位置や形状を求める研究も精力的に実施されており（例えば、吉本・他，2010）、警固断層帯周辺の地殻構造の把握に有効なデータとなりうる。しかし、警固断層帯周辺の地震観測点密度は、機動観測データを加えたとしても、相関関数内に記録されている位相の起源や意味を解釈するためには、依然として疎である。一方、地震による波形記録は雑微動よりも十分なエネルギーを有しており、弾性波が地震波速度不連続面を通過する際に反射・屈折した情報を抽出することが容易である。また、地震波伝播速度の方向依存性（地震波異方性）は、その地域の広域的な応力場の影響を強く受けていることから、当該地域で観測される地震波形を解析することは有効である。そこで、本節では、各定常観測点で収録された遠地地震波形からレシーバ関数（Langston, 1979）を合成し、警固断層帯（南東部）周辺の広域応力場の把握を試みた。

解析対象は、地震波干渉法解析と同じ観測点（図 12）とした。2000 年 10 月～2013 年 12 月までに N. OGMH から距離 $30^{\circ}\sim 90^{\circ}$ の範囲で発生したマグニチュード 5.5 以上の遠地地震の情報をアメリカ地質調査所（USGS）のカタログから抽出し、それらの地震による各観測点の波形記録を切り出した。コーナー周波数（ f_c ）が 1.0Hz、1.5Hz の 2 種類の低域通過フィルタを適用した記録に対し、Park and Levin（2000）の方法によりレシーバ関数を合成した。一例として、N. OGMH における結果を図 15 に示す。図 15 の横軸は、直達 P 波到着からの経過時間、縦軸は地震波の到来方向を表す。Radial（動径方向）成分の 0 秒の大きな

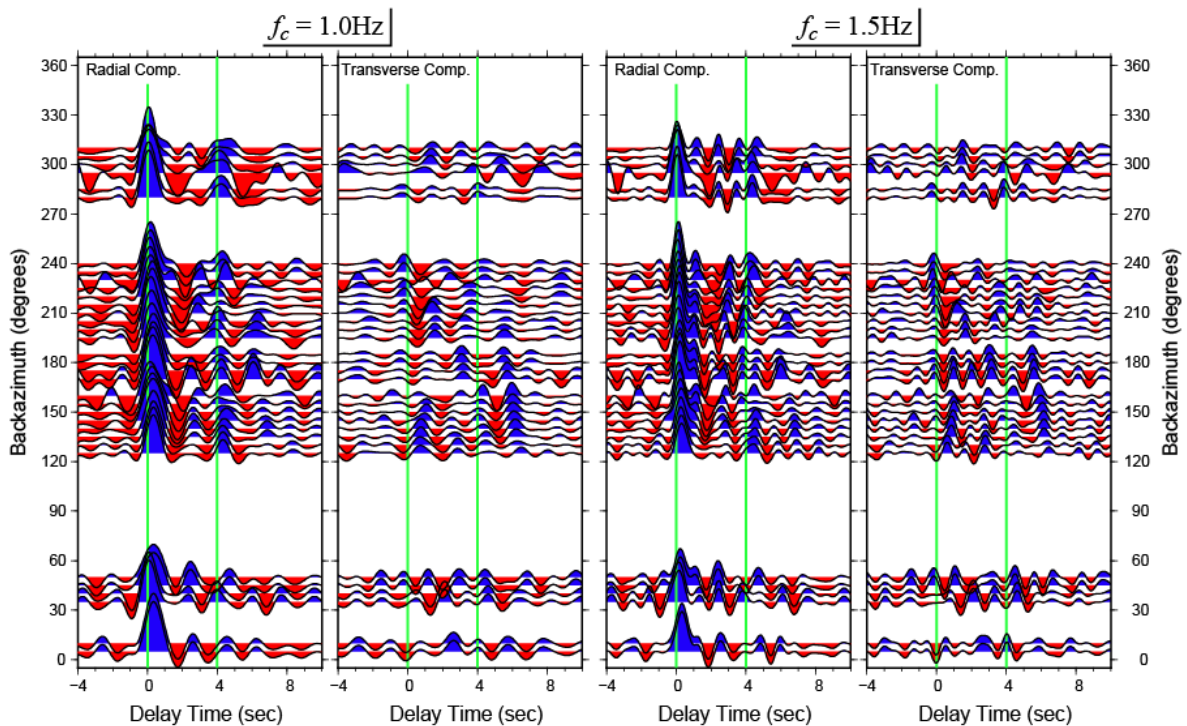


図 15 N. OGMH 観測点で得られたレシーバ関数。観測された遠地地震記録に対し、 $f_c=1.0\text{Hz}$ （左）、 1.5Hz （右）の低域通過フィルタを適用した。

正振幅の位相は直達P波に相当し、それに続く位相は、観測点下の地震波速度不連続面においてP波からS波に変換した波に相当する。正の振幅（青）は、地震波速度不連続面よりも深部が浅部よりも高速度、負の振幅（赤）は低速度であることを意味する。等方媒質が成層構造をしている場合、Transverse成分（Radial成分と直交する成分）はゼロとなるが、変換面が傾斜している場合や地下の媒質に異方性が含まれる場合、何らかの信号が現れる。

図15に示すRadial成分の4秒付近に顕著な正の振幅を有する位相が到来している。レシーバ関数の経過時間は観測点下の構造の深さ方向に対応しており、地震波速度構造を仮定することにより、時間軸を深さに変換することが可能である。JMA2001速度構造モデル（上野ほか、2002）を仮定すると、この位相は深さ約35km付近に存在する顕著な地震波速度不連続面で変換した波であると推定出来ることから、この波はモホ面起源であると判断出来る。逆に、この位相の到来時刻を詳細に検討することにより、各観測点下のモホ面深度を推定することが可能である。さらに、直達P波とこの位相の間のレシーバ関数を詳細に調査することにより、地殻構造の特徴を把握することが出来る。

観測されたレシーバ関数からモホ面深度や地震波速度異方性構造の特徴を抽出する方法として、Bianchi et al. (2010)による調和解析（Harmonic analysis）を採用した。調和解析では、複数のレシーバ関数を遠地地震波の到来方向の三角関数で分解する。解析には、radial成分だけでなく、transverse成分のレシーバ関数を使用するため、媒質の方位異方性構造等を推定することが可能である。この解析において、観測点下の地震波速度構造を仮定してレシーバ関数のCCP重合を行うが、この際、モホ面からの変換波が最も強調されるように対象深度を調整しながら重合することにより、観測点下のモホ面深度、すなわち地殻の厚さを概略推定することが出来る。

図16に本解析により求められたモホ面の深度分布を示す。ここで、重合には、JMA2001速度構造モデルを用いた。警固断層帯（南東部）周辺のモホ面はやや北東方向に傾斜し、脊振山地周辺の観測点で33.5~34km、N.UMIHで35.5km程度と推定された。北東側の三郡山地域ではさらに深く、37km程度となった。この結果は、radial成分のレシーバ関数のみから推定された結果（安部・他、2013）と調和的である。一方、水縄断層帯を挟んで存在するN.TARHとN.UKHH間の距離は20km程度であるが、モホ面深度には約10kmの違いが生じている。Katsumata(2010)による近地地震の走時解析では、この地域のモホ面深度は30km程度、安部・他(2013)は32km程度と推定しており、本解析の結果はどちらとも整合していないように見える。図17に両観測点で得られたレシーバ関数を示す。N. OGMHで4秒付近に見られたモホ面に起因する顕著な位相が、N. TARHでは3.5秒前後に到来しており、レシーバ関数からはN. TARH下のモホ面は有意に浅い可能性が高いと判断できる。一方、この地域は、駒澤ほか(2004)による重力データ等により、重力異常が急変する場所であることが知られている。駒澤ほか(2004)は、N. UKHH観測点周辺から太平洋岸に向けて、顕著な負の重力異常が存在すると推定しており、本解析で求められた深いモホ面と矛盾しない。図17に示したN. UKHHにおけるレシーバ関数では、北~北東方向の地震（地震波到来方向 $0^{\circ} \sim 60^{\circ}$ ）に対しては、顕著な位相が4秒よりも前に到達しているのに比べ、西~北西方向（同 $270^{\circ} \sim 360^{\circ}$ ）では、4秒よりも明らかに遅い。また、南~南西方向（同 $180^{\circ} \sim 270^{\circ}$ ）では4秒を挟んで、位相が2つに分離しているように見える。この特徴は、下部

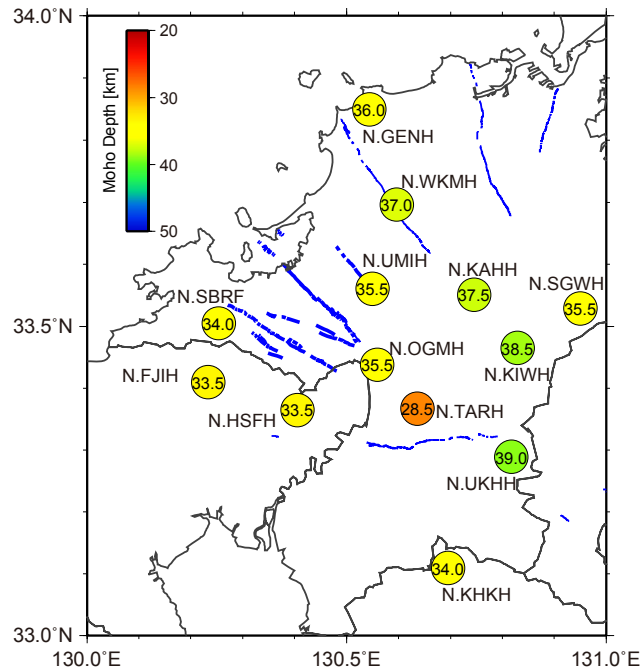


図 16 レシーバ関数の調和解析により推定されたモホ面深度分布。青線は、本調査研究により求められた活断層の位置、あるいはその他の活断層の概略位置（中田・今泉編，2002）を表す。

地殻に強い異方性媒質が存在する可能性を示唆している。水縄断層帯周辺については、浅部構造を含めた詳細な解析を行う必要がある。

図 18 に、調和解析により推定された地殻内の方位異方性の分布を示す。ただし、調和解析において残差が一定値以上となった観測点、すなわち適切なモデル化が実現できなかった観測点については、結果を示していない。上部地殻（図 18 左）は、レシーバ関数の経過時間 0.7～1.5 秒を解析対象とした。この解析範囲は、深さ 5～12km 程度に相当する。一般に、異方性の軸は広域応力場の水平圧縮軸の分布に対応するといわれている（例えば、石瀬・小田，2009）。しかし、解析対象地域周辺で発生する地震の P 軸は、図 4 に示す通りほぼ東西方向であるのに対し、本解析で求められた異方性の速い軸の方位は、西山断層帯、警固断層帯（南東部）および日向峠－小笠木峠断層帯周辺では、南北あるいは北西－南東方向を向く傾向にある。この方向は、これらの活断層の走向方向（図 18 青線）と一致しており、Hiramatsu et al. (2010) により中部地方で確認されている特徴と同様である。このことは、警固断層帯周辺域における上部地殻の地震波速度異方性は、広域応力場よりも活断層や構造線、地質構造などの影響を強く受けている可能性を示している。一方、下部地殻（図 18 右）は、モホ面からの変換波の到着時刻の前 1.5～0.7 秒を解析対象とした。安定した解析結果が得られた観測点数は上部地殻よりも少ないが、異方性の軸はおおむね東西ないし北東－南西方向を向いている。この方向は、図 4 に示す P 軸の方向やこの地域周辺でみられる地殻内の S 波の偏向異方性（例えば、Watanabe et al., 2006）とほぼ一致していることから、広域応力場の特徴は下部地殻の異方性構造に反映されているものと考えられる。

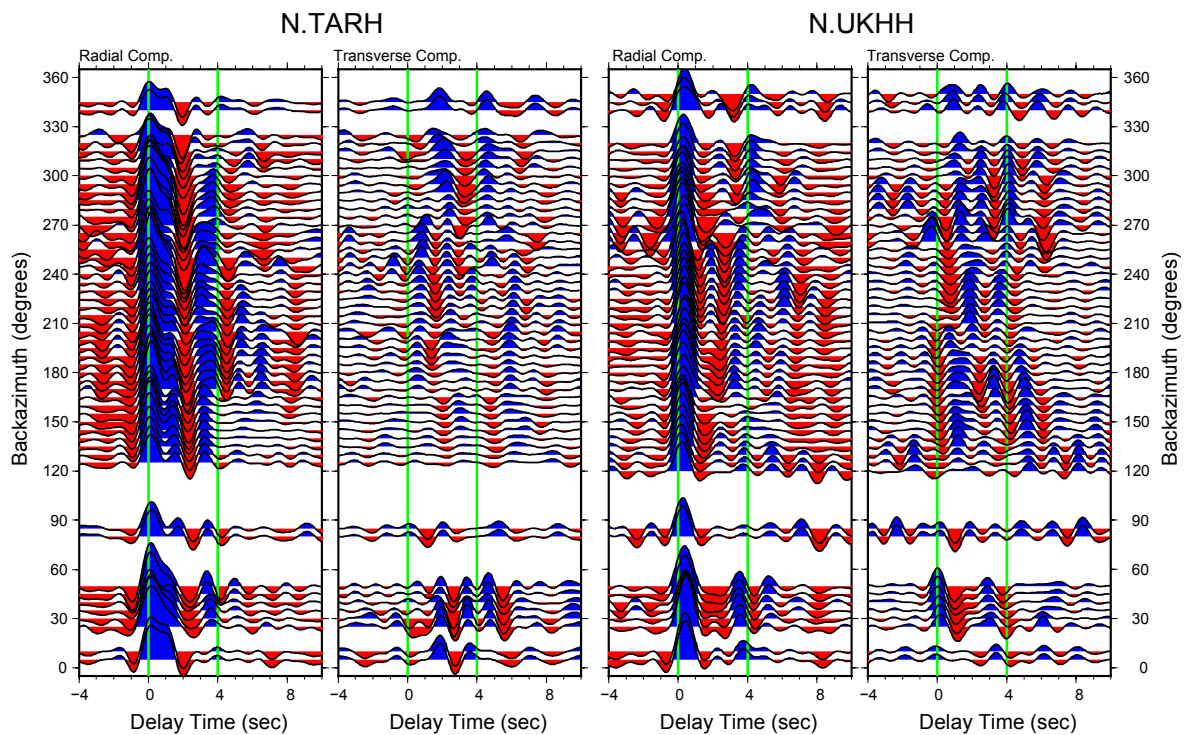


図 17 N. TARH (左) および N. UKHH (右) で観測されたレーシーバ関数。 $f_c=1.0\text{Hz}$ の結果について示す。

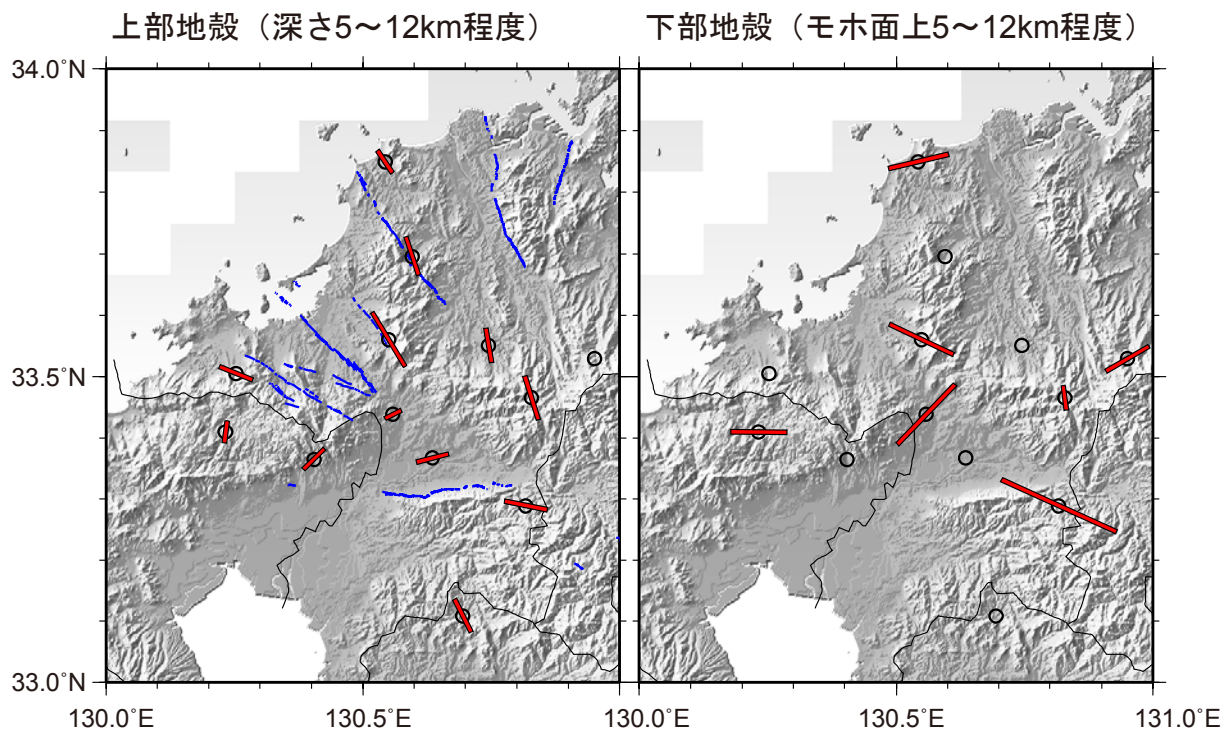


図 18 レシーバ関数から推定された地殻内方位異方性分布。(左) 上部地殻。青線は、本調査研究により求められた活断層の位置、あるいはその他の活断層の概略位置 (中田・今泉編, 2002) を表す。(右) 下部地殻。丸印は、解析対象観測点の位置を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

本調査観測では、既存の基盤的地震観測網が疎な地域を補完するように、小都市にオンライン型の高感度地震観測施設を建設するとともに、警固断層帯（南東部）周辺の10か所で機動的な地震観測を行った。これらの地震観測点で得られた自然地震の走時データベースに、過去に九州大学等が実施した海域における臨時機動観測点および基盤的地震観測点の検測データを追加することにより、警固断層帯（北西部）の海域を含めた断層帯周辺の詳細な広域三次元地震波速度構造を求めた。その結果、警固断層帯（北西部）においては、2005年福岡県西方沖の余震活動域を境として南西側の V_p/V_s が有意に低いこと、断層帯（南東部）では博多湾周辺の上部地殻が低速度異常を示すのに対し、陸域では断層北東側の三郡山地周辺に高速度異常が認められることが明らかになった。一方、定常観測点で得られる雑微動の相関解析により、断層帯周辺の応力状態や地下構造の時空間変化をモニタリングするためのシステム整備を行い、F-net 脊振観測点で2005年福岡県西方沖の地震に伴う地震波速度構造の変化に起因する相関関数の変化を検出した。また、調査期間中は、各観測点で安定した相関関数が得られていることを確認した。警固断層帯（南東部）周辺の広域的な地殻構造と地殻内応力場を調査するため、定常観測点で記録された遠地地震波形を用いたレシーバ関数解析を実施した。その結果、警固断層帯（南東部）周辺下のモホ面は深さ34~36km程度で北東方向に緩やかに傾斜していることを示した。レシーバ関数の特徴から地殻内の地震波速度の方位異方性を推定したところ、上部地殻に相当する深さでは、異方性の軸が当該地域の活断層の走向に平行となる傾向があることを示した。一方、下部地殻では当該地域で発生する地震の圧縮軸方向とほぼ一致することを確認した。このことは、当該地域の広域応力場は上部地殻よりも下部地殻に強く反映されている可能性があることを示す。なお、水縄断層帯周辺の下部地殻は、局所的に地震波速度異方性が強い媒質が存在する可能性があり、下部地殻やモホ面深度の解釈には十分注意する必要がある。

本調査観測を通じ上記のような結果を得ることが出来たが、図2に示す通り、警固断層帯（南東部）の通常地震活動度は低く、また、市街化が進展しているため、詳細な地下構造を把握するための十分なデータを得たとは言い難い。今後も機動観測を含む自然地震観測を継続するとともに、雑微動や遠地地震など近地の地震活動度に依存しないデータを用いた応力状態把握のための解析方法の開発を進展させる必要がある。

(d) 引用文献

安部祐希・大倉敬宏・平原和朗・澁谷拓郎：レシーバ関数を用いて推定した九州地方のモホ面の深度分布，地球惑星科学連合大会，SSS26-P14，2013.

Asano, K. and T. Iwata: Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, 93 - 98, 2006.

Bianchi, I., J. Park, N. Piana Agostinetti, and V. Levin: Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy, *J. Geophys. Res.*, 115, B12317, doi:10.1029/2009JB007061, 2010.

Hiramatsu, Y., K. Iwatsuki, S. Ueyama, T. Iidaka and the Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ: Spatial variation in shear wave

- splitting of the upper crust in the zone of inland high strain rate, central Japan, *Earth Planets Space*, 62, 675-684, 2010.
- Hori, M., S. Matsumoto, K. Uehira, T. Okada, T. Yamada, Y. Iio, M. Shinohara, H. Miyamachi, H. Takahashi, K. Nakahigashi, A. Watanabe, T. Matsushima, N. Matsuwo, T. Kanazawa, and H. Shimizu: Three-dimensional seismic velocity structure as determined by double difference tomography in and around the focal area of the 2005 west off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, 1621 - 1626, 2006.
- 石瀬素子・小田 仁: 日本列島の地震波異方性速度構造, 地震2, 61 特集号, S187 - S197, 2009.
- Katsumata, A.: Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis, *J. Geophys. Res.*, 115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864, 2010.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一・三品正明: 地質調査所重力測定値データファイル, 日本重力 CD-ROM 第2 版, 数値地質図 P-2, 地質調査総合センター, 2004.
- Langston, C. A. : Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749 - 4762, 1979.
- Matsubara, M., H. Hayashi, K. Obara and K. Kasahara: Low-velocity oceanic crust at the top of the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto region, central Japan, imaged by seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 112, B12304, doi:10.1029/2005JB003673, 2005.
- Matsubara, M., K. Obara and K. Kasahara: Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86 - 103, 2008.
- 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, 68p, 2002.
- Park, J., and V. Levin: Receiver functions from multiple-taper spectral correlation estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1507-1520, 2000.
- Sens-Schönfelder, C., and U. Wegler, Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21302, doi:10.1029/2006GL027797, 2006.
- 上野 寛・畠山信一・明田川保・舟崎 淳・浜田信生: 気象庁の震源決定方法の改善 -浅部速度構造と重み関数の改良-, 験震時報, 65, 123 - 134, 2002.
- 渡辺 晃: 近地地震のマグニチュード, 地震2, 24, 189 - 200, 1971.
- Watanabe, A., S. Matsumoto, T. Matsushima, K. Uehira, N. Matsuwo, and H. Shimizu: Shear wave polarization anisotropy in and around the focal region of the 2005 West off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, 1633 - 1636, 2006.
- Wegler, U., H. Nakahara, C. Sens-Schonfelder, M. Korn, and K. Shiomi: Sudden drop of seismic velocity after the 2004 Mw 6.6 mid-Niigata earthquake, Japan,

observed with Passive Image Interferometry, J. Geophys. Res., 114, B06305, doi:10.1029/2008JB005869, 2009.

吉本和生・平田 直・笠原敬司・小原一成・佐藤比呂志・酒井慎一・鶴岡 弘・中川茂樹・木村尚紀・棚田俊收・明田川保・中原 恒・木下繁夫：地震波干渉法による東京湾北岸部の地震基盤構造の推定，日本地震学会 2010 年秋季大会，D22-06，2010.

Zhang, H. and C. Thurber: Double-Difference Tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 1875 - 1889, 2003.

Zhao, D., A. Hasegawa, S. Horiuchi: Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath Northeastern Japan. J. Geophys. Res. 97, 19909 - 19928, 1992.