平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査

平成 29 年度

成 果 報 告 書

平成 30 年 5 月

文部科学省研究開発局

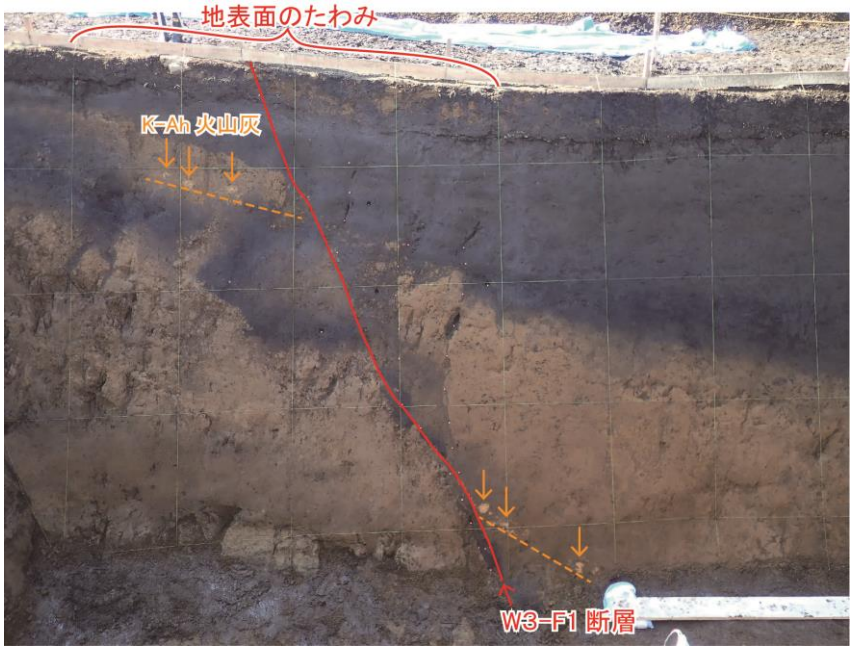
国立大学法人九州大学

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人九州大学が実施した平成 29 年度「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」の成果を取りまとめたものです。

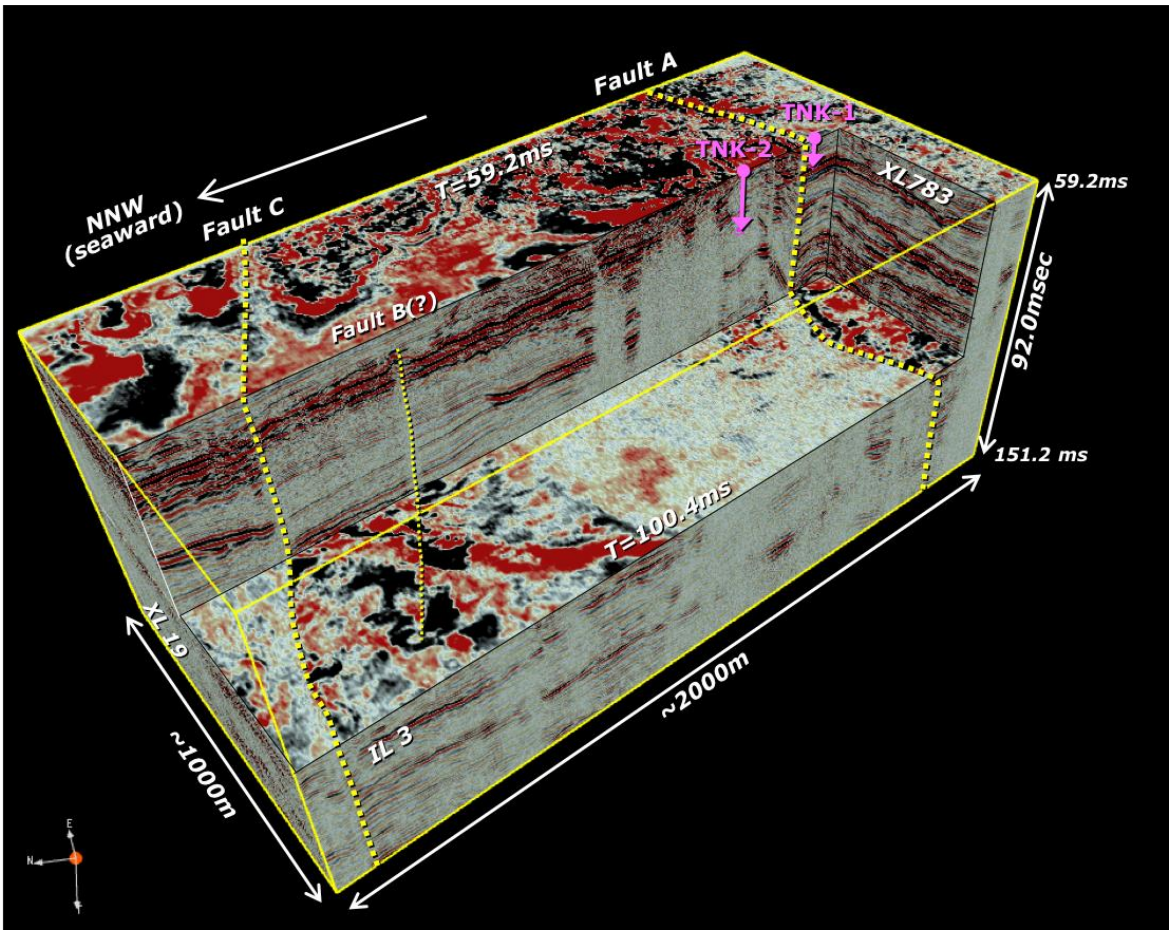
1　活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測



阿蘇郡南阿蘇村河陽沢津野地区で掘削したトレンチの全景（北東に向かって撮影）。正面奥に米塚、右手奥に杵島岳を臨む。この地点では、平成 28 年熊本地震の際に、グラーベン状の地表地震断層が出現した。グラーベンの両肩を横断する方向にトレンチを掘削したところ、地表地震断層直下に累積性のある地層の変形構造が認められた。



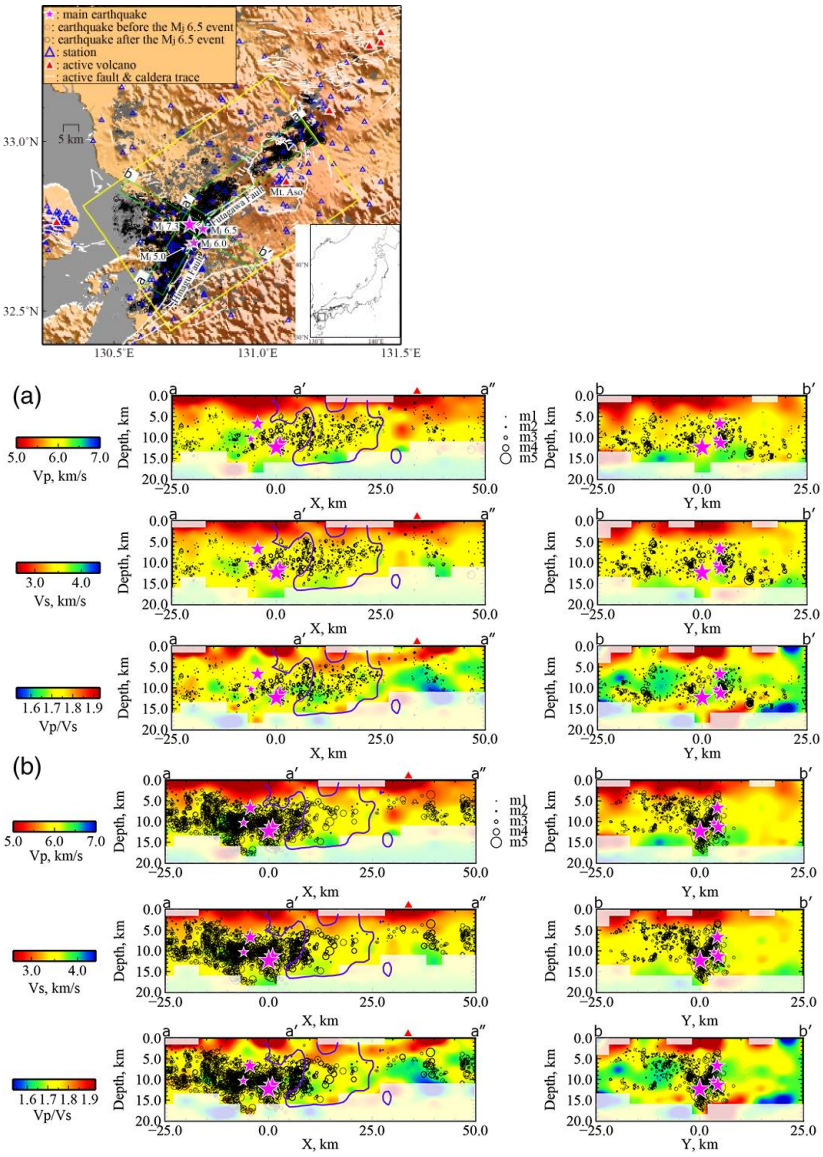
沢津野トレンチW３面（上の写真の右側手前壁面）の写真。グリッドの幅は１m、高さは標高で１m を示す。地表面のたわみは平成 28 年熊本地震時の変形。上位より、黒色の腐植質シルト、黄褐色の火山灰質シルト、腐植質シルト、砂質シルト層が分布する。火山灰質シルト層下部に分布するパッチ状の明黄褐色塊は約 7,300 年前に降下した K-Ah 火山灰。断層帯の両側で２m 以上変位している。



八代海津奈木沖の稠密測線に沿って取得した高分解能マルチチャンネル音波探査にもとづいて作成した三次元探査データの鳥瞰図（以下，サイスミックキューブ）。サイスミックキューブのサイズは約 2.0 km×約 1.0 km×0.120 秒。水平方向の分解能（ビンサイズ）は 2.5 m×5.0 m である。サイスミックキューブから、任意の水平（時間）スライス断面および垂直スライス断面を切り出すことが可能で、断層形状および地質構造を検討することができる。

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

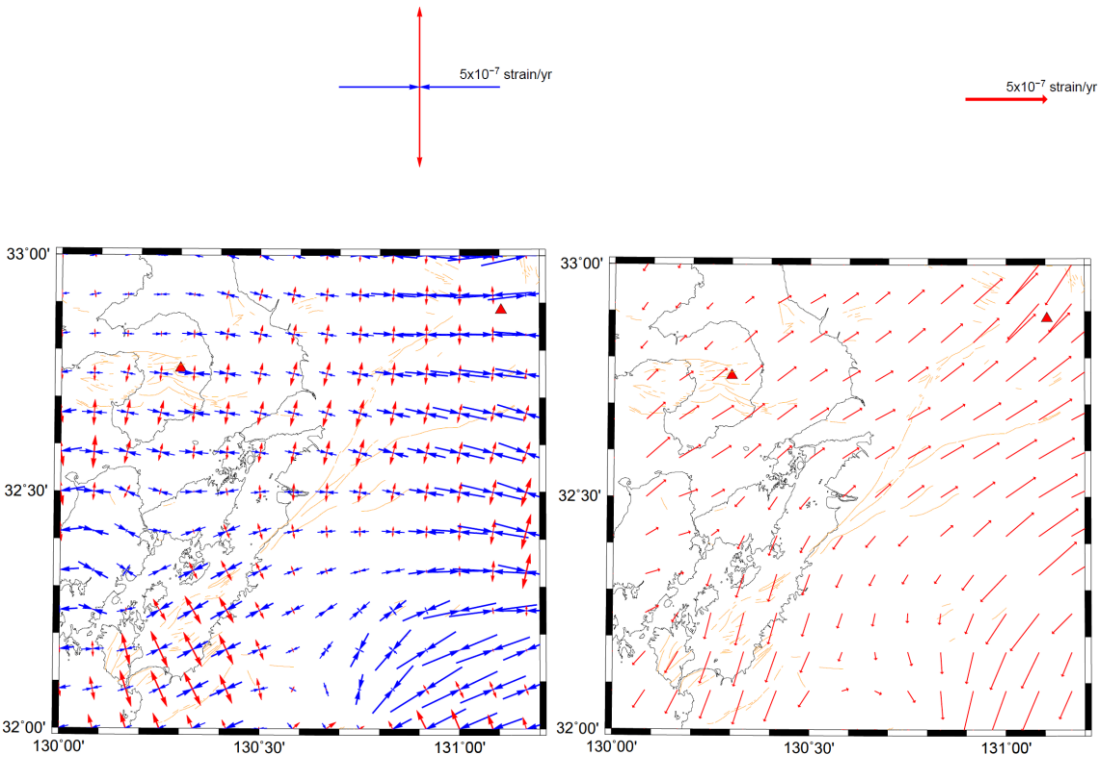
２－１　地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測



地震波トモグラフィーによる３次元地震波速度構造と震源分布の比較
上図は速度構造解析に用いた地震の震央分布であり、図中の黄色の枠は解析範囲を示す。
下図は解析範囲の速度構造断面であり、
（a）は、平成 28 年熊本地震発生以前の震源分布を速度構造に重ねたもの、
（b）は、平成 28 年熊本地震の震源分布を速度構造に重ねたもの。
（a）、（b）いずれも上段が P 波速度（Vp）、中段が S 波速度（Vs）、下段が Vp/Vs を示す。
　熊本地震の本震および規模の大きい前震・余震の震源を星印で、Asano and Iwata (2016) による本震時の大すべり域をコンターでそれぞれ示す。
（a）、（b）ともに震源は低速度・高 Vp/Vs 域（図の赤色の領域）を避けて分布している。また、熊本地震の本震時の大すべり域は、地震波速度とははっきりとした対応はなく、速度が中庸な領域となっている。ただし、大すべり域の下限（最深部）は、熊本地震前（背景）の地震活動の下限とほぼ対応していることがわかる。このことは、背景の地震分布域の下限（D95）から震源断層の幅を推定する手法が妥当であることを示している。

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

２－２　地殻変動調査観測



布田川断層帯・日奈久断層帯とその周辺の主ひずみ速度（左）と最大せん断ひずみ速度（右）。赤三角は活火山を示す（気象庁、2013）。オレンジ線は活断層を示す（活断層研究会、1991）。主ひずみ速度を見ると日奈久断層帯高野―白旗区間では伸長の方向と断層帯の方向が一致しているが、南になるにしたがって伸長方向が反時計回りに回転していき、八代海区間では断層帯に直交する。最大せん断ひずみ速度を見ると布田川断層帯では、断層帯に沿った方向に最大せん断ひずみ速度がみられるが、日奈久断層帯では最大せん断ひずみ速度の方向は南にいくにしたがって断層帯の走向と斜交している。

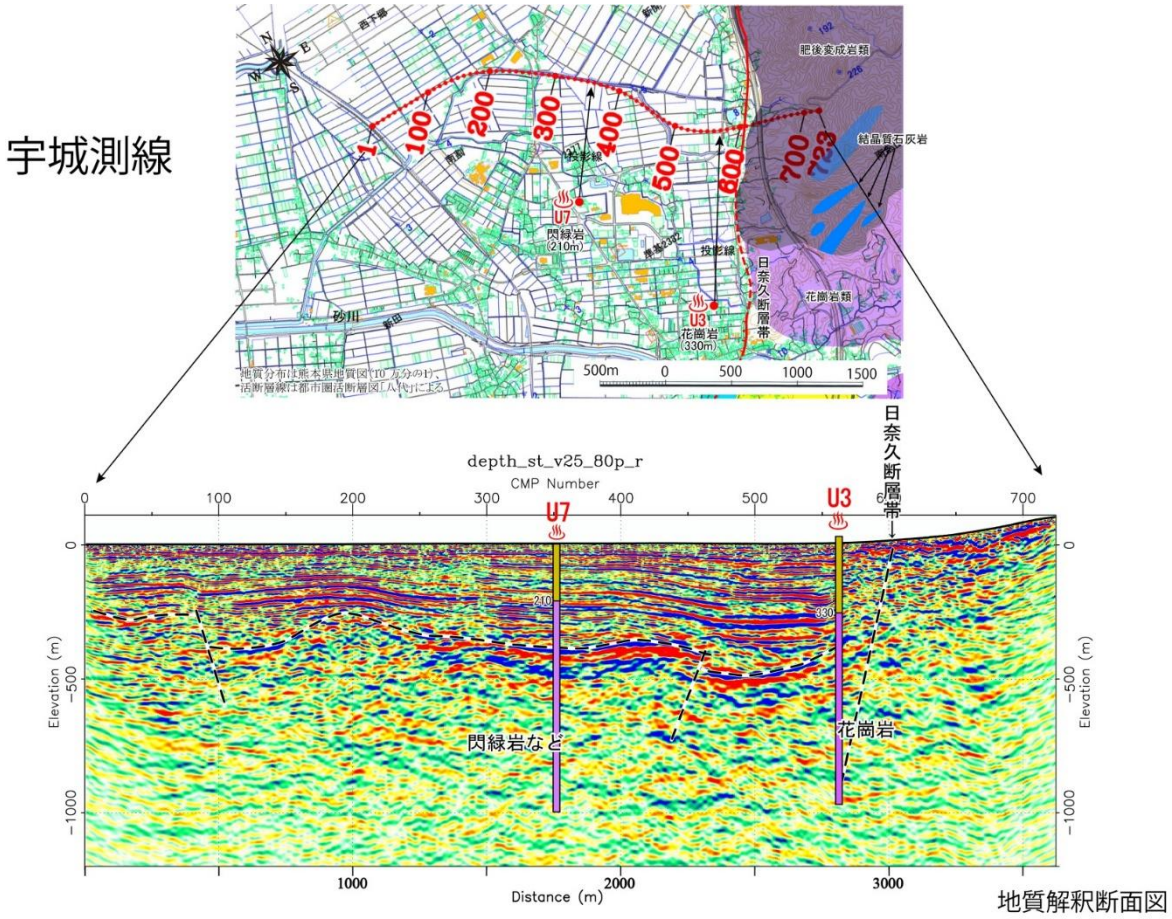
3　断層帯周辺の強震動予測の高度化のための研究



現地観測風景（中型バイブレータ）

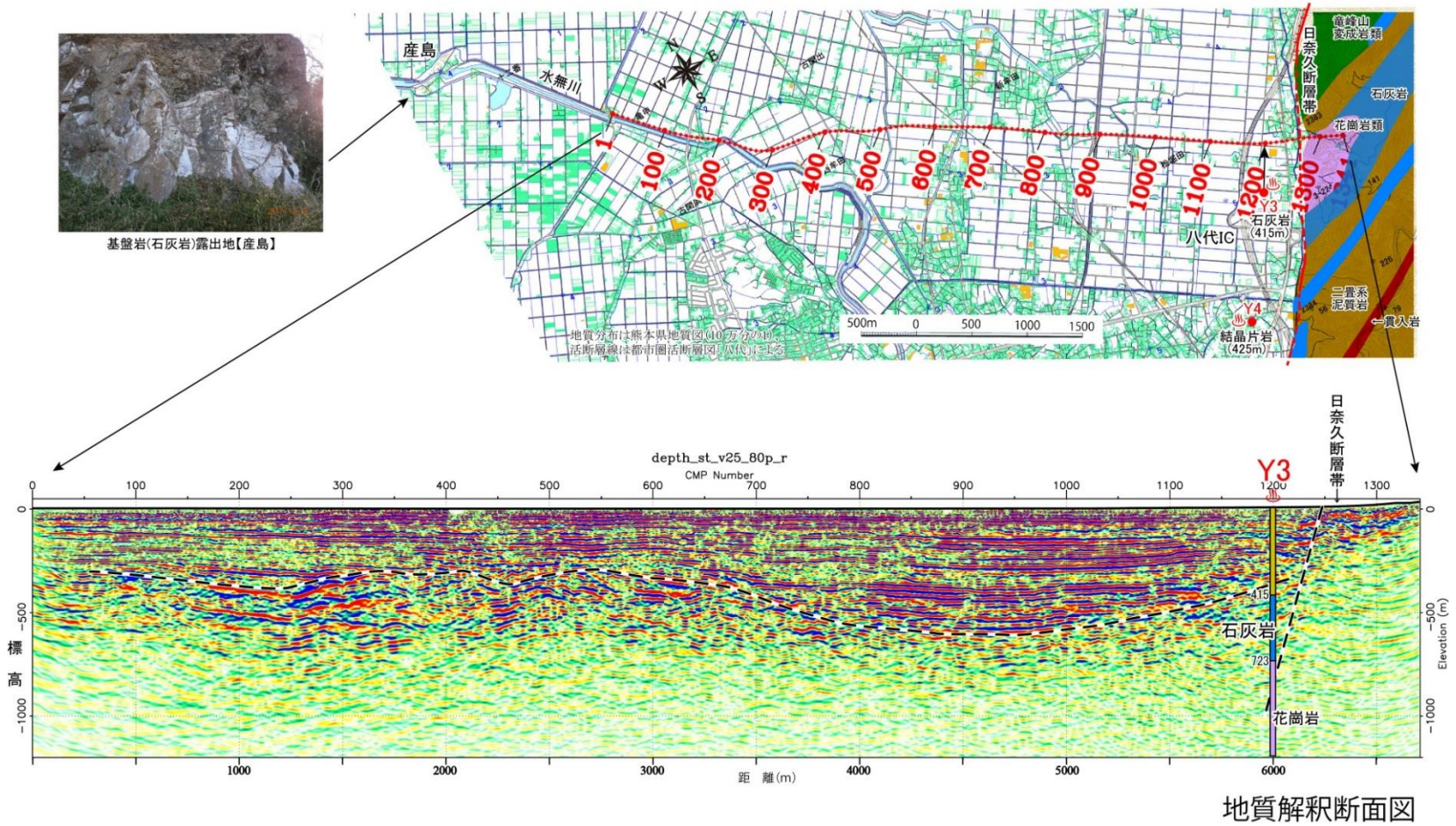


記録器と感震器



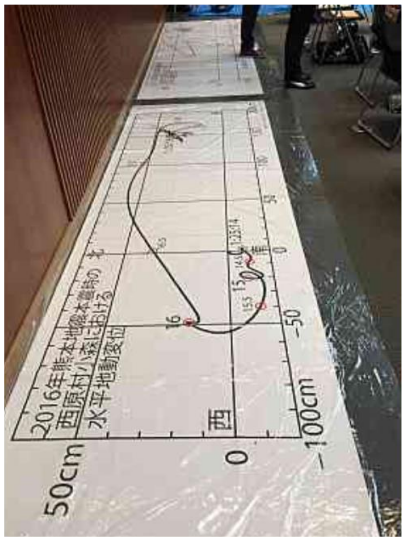
宇城測線深度断面図の解釈図。測線地図と深度断面図および深度断面図に基盤深度と地質情報を記載している。深井戸ボーリング U3 および U7（位置は地図を参照）の地質柱状図も掲載した。地表で観察される日奈久断層帯の位置から八代平野側で、堆積層厚が急激に増している。この測線での堆積層厚さは最大約 500m程度で、海岸方向（地図では左手、北西方向）に向けて浅くなっていることがわかる。周辺ボーリングの地質柱状図からは、基盤は閃緑岩や花崗岩等で構成されていると考えられる。

八代測線



八代測線深度断面図の解釈図。測線地図と深度断面図および深度断面図に基盤深度と地質情報を記載している。深井戸ボーリング Y3（位置は地図を参照）の地質柱状図も掲載した。宇城測線同様、日奈久断層帯の位置で、堆積層厚が急激に変化している。堆積層厚は北西方向に向けて浅くなる様子も類似している。

４　関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究







H29 年 8 月益城町で開催された「第 18 回地震火山こどもサマースクール」で西原村小森の水平地動変位を実スケールの大型印刷物を用いて説明する(写真上)。震源からの揺れの伝わりを模型実験で説明する(写真下)。

目　次

グラビア

１．プロジェクトの概要 1

２．業務の実施体制 3

３．研究報告

３．１　活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び
断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査 6

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　地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測 252

３．２－２　地殻変動調査観測 272

３．３　断層帯周辺の強震動予測の高度化のための研究 283

３．４　関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究 358

４．全体成果概要 375

５．成果の論文発表・口頭発表等 379

６．むすび 388

７．運営委員会 390

１．プロジェクトの概要

平成 28 年熊本地震は、布田川断層帯および日奈久断層帯の一部が活動したものであり、今後も同断層帯において内陸地震の発生が懸念される。同断層帯では、これまで各種の調査がなされてきた。しかし、平成 28 年熊本地震で活動した布田川断層帯（布田川区間）や日奈久断層帯（高野－白旗区間）における特性について十分に把握されているわけではないため、活動区間や活動性についてさらなる検討が必要である。また、今回の地震では活動していない日奈久断層帯の日奈久区間と八代海区間の地震発生確率は大きな幅をもつ値となっており、過去の活動について精度の良い資料を集積することが求められる。さらに、布田川断層帯の宇土区間については、伏在しているため位置・形状に関する知見が乏しく、地震発生確率も不明となっている。

本研究では、平成 28 年熊本地震の特徴や上述の課題を踏まえて、布田川断層帯および日奈久断層帯の基本情報の高度化と強震動予測の高精度化を達成することを目標に、以下の 4 つの調査観測項目（サブテーマ）について調査研究を実施する。

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

平成 28 年熊本地震の地表地震断層の詳細な位置・分布形状・ずれの量を明らかにするとともに、布田川断層帯および日奈久断層帯の詳細な変動地形学的調査を断層帯全域で実施する。これらの調査と既存の各種調査結果をもとに断層帯の全体的な断層位置と分布形状を把握する。また、断層活動履歴と平均変位速度を解明するために、海上音波探査、海底及び陸域ボーリング、トレンチ、地下構造調査等を行い、活断層の活動区間を推定する。

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

自然地震観測や電磁気探査に基づいて、断層帯及び周辺の地殻の不均質構造を明らかにするとともに、断層帯の位置形状情報を得るために平野部で人工地震探査を行う。また、地殻変動観測と自然地震観測から、断層帯周辺のひずみ場と応力場を推定する。これらの調査結果等を踏まえて、震源断層の形状を推定する。

サブテーマ３：「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」

断層帯周辺域の既存地下速度構造情報を踏まえ、特に速度構造情報が不十分である平野部において反射法地震探査とアレイ微動観測等を行うとともに、それらから推定される地下速度構造モデルを地震動記録や微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るための改良を行う。主としてサブテーマ２によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ１によって高度化される断層活動区間等の情報を活かした震源断層モデル構築と強震動予測を行う。

サブテーマ４：「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」

サブテーマ１～３の調査計画や実施状況を把握し、関係自治体と密接に連携しながら、適切かつ効果的な調査が行われるようにサポートする。また、平成 28 年熊本地震の災害お

よび復旧・復興を踏まえ、本調査研究の成果を関係自治体および地域住民の防災・減災に役立てるための実践的な研究を行う。

２．業務の実施体制

この調査は、九州大学大学院理学研究院、産業技術総合研究所、鹿児島大学大学院理工学研究科、京都大学防災研究所、熊本大学大学院先端科学研究部が体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、九州大学大学院理学研究院（研究代表者：清水洋）とする。

また、研究を効果的に実施するために、関係する研究機関（者）等により構成する「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査運営委員会(事務局は九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター）」を設置する。

調査観測項目	担当機関	担当者
１.活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置･形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査	国立研究開発法人産業技術総合研究所	岡村　行信
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	阿部　信太郎
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	宮下　由香里
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	吾妻　崇
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	東郷　徹宏
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	白濱　吉起
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	粟田　泰夫
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	丸山　正
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	大上　隆史
	国立大学法人鹿児島大学	井村　隆介
	同志社大学	堤　浩之
	国立大学法人広島大学	後藤　秀昭
	国立大学法人広島大学	熊原　康博
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 （２－１）地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測	国立大学法人九州大学	清水　洋
	国立大学法人九州大学	松島　健
	国立大学法人九州大学	松本　聡
	国立大学法人九州大学	相澤　広記
	国立大学法人九州大学	塚島　祐子
	国立大学法人九州大学	田村　亮子
	国立大学法人九州大学	石本　美鈴
	国立大学法人九州大学	神薗　めぐみ
	国立大学法人九州大学	志藤　あずさ
	国立大学法人九州大学	千葉　慶太
	国立大学法人九州大学	内田　和也
	国立大学法人九州大学	手操　佳子
	国立大学法人九州大学	宮町　凛太郎
	国立大学法人九州大学	塚本　果織

（２－２）地殻変動調査観測	国立大学法人九州大学	森田　花織
	国立大学法人九州大学	光岡　郁穂
	国立大学法人九州大学	村松　弾
	国立大学法人京都大学防災研究所	山下　裕亮
	国立大学法人鹿児島大学	中尾　茂
	国立大学法人鹿児島大学	八木原　寛
	国立大学法人鹿児島大学	榊原　直美
	国立大学法人名古屋大学	伊藤　武男
	国立大学法人名古屋大学	松廣　健二郎
	国立大学法人京都大学	西村　卓也
	国立大学法人京都大学	寺石　眞弘
	国立大学法人京都大学	山崎　健一
	国立大学法人京都大学	小松　信太郎
	国立大学法人高知大学	田部井　隆雄
	国立大学法人高知大学	大久保　慎人
	国立大学法人高知大学	山品　匡史
３.断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究	国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
	国立大学法人京都大学防災研究所	川瀬 博
	国立大学法人京都大学防災研究所	松島 信一
	国立大学法人京都大学防災研究所	関口 春子
	国立大学法人京都大学防災研究所	浅野 公之
	国立大学法人東京工業大学	山中 浩明
	国立大学法人東京工業大学	地元 孝輔
	国立大学法人高知大学教育研究部	山田 伸之
	国立大学法人東京大学大学院情報学環	三宅 弘恵
	国立大学法人九州大学	神野 達夫
	国立大学法人九州大学	重藤 迪子
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	先名 重樹
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	前田 宜浩
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	若井 淳
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	岩城 麻子
	国立研究開発法人防災科学技術研究所	神 薫
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	吉見 雅行
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	竿本 英貴
	公益財団法人鉄道総合技術研究所	津野 靖士
	公益財団法人鉄道総合技術研究所	是永 将宏
４．関係自治体との連携	国立大学法人熊本大学	竹内　裕希子

による調査成果の普及と活用の実践的研究	国立大学法人熊本大学	藤見　俊夫
	国立大学法人熊本大学	椎葉　真弓
	国立大学法人九州大学	松田　泰治
	国立大学法人熊本大学	柿本　竜治
	国立大学法人熊本大学	松田　博貴
	国立大学法人熊本大学	葛西　昭
	国立大学法人熊本大学	山尾　敏孝
	国立大学法人熊本大学	喜多　敏博
	国立大学法人熊本大学	長谷中　利昭
	国立大学法人熊本大学	北園　芳人
	国立大学法人熊本大学	山本　幸
	国立大学法人熊本大学	鳥井　真之
	国立大学法人熊本大学	稲本　義人

３．研究報告

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

(1) 業務の内容

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

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	首席研究員	岡村　行信
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究グループ長	阿部　信太郎
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究グループ長	宮下　由香里
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	吾妻　崇
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究員	東郷　徹宏
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究員	白濱　吉起
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	上級主任研究員	粟田　泰夫
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	丸山　正
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	大上　隆史
国立大学法人鹿児島大学・理工学域理学系理工学研究科	准教授	井村　隆介
同志社大学理工学部	教授	堤　浩之
国立大学法人広島大学・大学院文学研究科	准教授	後藤　秀昭
国立大学法人広島大学・大学院教育学研究科	准教授	熊原　康博

(c) 業務の目的

布田川断層帯及び日奈久断層帯について、詳細位置・形状、活動履歴、平均変位速度を解明し、活動区間を正確に把握することを目的とする。

(d) ３カ年の年次実施業務の要約

1)平成 28 年

陸域では、布田川断層帯及び日奈久断層帯全域の既存の地形・地質及び断層帯周辺の地下構造に関する情報を収集・整理した上で、平成 28 年熊本地震の地震断層について、精細 DEM、空撮画像等の解析による地表変状の把握、地表踏査、測量を行った。また、今後の活動が心配される日奈久断層帯については、その活動履歴の解明を重要課題として、地表踏査、ボーリング調査とその試料の年代測定を実施し、その結果に基づいて活動履歴調査地点を選定し、２地点でトレンチ調査を実施した。

海域では、日奈久断層の海域延長部の活動履歴を明らかにするため、八代海における他機関を含む既存の反射探査データ及び堆積物試料の解析結果を再検討し、調査候補地点の絞り込みを行った。その上で、調査地点を決定するための高分解能な音波探査による周辺のサイトサーベイを実施し、その結果に基づいて、活動履歴を解明するための海底ボーリングを実施した。得られた試料については、可能な範囲で記載と分析を行ったが、詳細な解析と活動履歴の解明は平成 29 年度まで継続して行った。

2) 平成 29 年

平成 28 年度に作成した 2016 年地震断層分布図に、精細 DEM、空撮画像等の解析、地表踏査などによって確認した地表変状分布を重ね合わせ、その結果が国土地理院などから公表されている地殻変動データと調和的であることを確認した。また、日奈久断層帯の平均変位速度推定のため、現地調査等を行い変動地形を検討した。活動履歴を解明するための調査は、阿蘇カルデラ内、布田川断層帯宇土区間、日奈久断層帯の八代市内の 3 カ所で実施した。その結果、阿蘇カルデラ内では過去約 1.3 万年間に少なくとも 5 回以上の活動があり、平均活動間隔は 2,600～1,700 年で，2016 年以前では 1,800-1,300 年前に活動したことを明らかにした。宇土区間では約 1.6 万年前以降に明瞭な地表変位が生じたが，それ以降は大きな変位が生じていないことを明らかにした。八代市では約 7000 年前以降に平野側が沈降した変動が生じたことを確認した。

海域では、平成 28 年度に八代海で取得した海底ボーリング堆積物試料の CT イメージの取得や帯磁率測定の解析を行うとともに、詳しい年代測定を実施することによって、２つのコアの対比精度を向上させ，最近約 1 万年間に 4 回の活動イベントがあることを明らかにした。さらに、反射断面の解析に基づきボーリング地点が、横ずれ断層のステップする場所に相当し、沈降量が大きいことも解明した。

3) 平成 30 年

布田川断層帯及び日奈久断層帯において、ボーリング調査、トレンチ調査等を実施し、それらの断層帯の変位速度、活動履歴、活動区間等を総合的に推定する。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、調査領域を陸域と海域に分けて調査を実施した。

陸域では、平成 28 年熊本地震によって生じた地表変形に関する情報収集を引き続き実施し、地震断層の変位量分布と断層の走向に直交する伸張量の解明を行い、国土交通省や国土地理院が実施した調査との整合性を確認した。この調査により、布田川断層帯では右横ずれ 2.5m 程度、南東側隆起２m 程度、水平伸長 1.5m 程度の変位が、日奈久断層帯の高野−白旗区間では横ずれ 0.7m、北西側隆起 0.2m、水平伸長 0.3m の変位が生じたことがわかった。さらに、変位量が 0.2m 以下の副次的な地震断層がおおよそ 35km 四方の範囲に生じたことが明らかになった。

阿蘇カルデラ内に出現した地震断層のうち、濁川左岸に沿って伸びる地溝・亀裂群を対象として、地形地質調査、地中レーダーによる地下構造探査、ボーリング調査、およびトレンチ調査を実施した。トレンチ調査の結果、少なくとも約 3.1 万年前までの地層が確認され、それらが地表

地震断層へとつながる正断層によって変形・切断されていることが確認された。詳細な観察と年代測定の結果、1,800～1,300 年前の最新活動を含め少なくとも５回のイベントが確認され、平均活動間隔は 2,600～1,700 年と見積もられた。これまでの布田川断層帯の活動履歴と比較すると明らかに短く、想定より頻繁に活動している可能性が示唆された。

上益城郡益城町島田地区（布田川断層帯宇土区間北甘木断層）において 2016 年熊本地震に伴い出現した地震断層を横断するトレンチ調査の結果、熊本地震の痕跡の可能性がある開口割れ目が認められたものの明瞭な地層の変形は認められなかった。一方、熊本地震とは異なり地層に明瞭な変形を伴う断層活動イベントが認定され、その時期は約 15,760 年前以降で約 2,750 年前以前あるいは約 9,550 年前以前と推定された。

日奈久断層帯日奈久区間の南部の活動履歴を明らかにするため、八代市川田町においてトレンチ調査を行った。事前ボーリングでは断層の存在が想定されたが、掘削範囲が人口構造物によって制限されていたことや、堆積物が厚かったため、活断層そのものはトレンチ壁に出現しなかったが、地層の傾動を確認した。年代測定の結果、少なくとも約 6,700～7,000 年前以降に地層の傾動が生じたことが明らかになった。また、日奈久断層帯の横ずれ変位速度を明らかにするため、宇城市東部の娑婆神峠において現地調査などを実施し、谷の屈曲や段丘崖など変位基準の存在を確認した.

海域では、八代海の海上ボーリング調査で得られた堆積物コア試料の分析と、稠密に取得した高分解能音波探査記録にもとづく評価対象断層の形状を把握するための解析を実施した。堆積物コア試料について、堆積年代の精度を向上させ、塊状の内湾泥底堆積物における鉛直方向の物性変化を明らかにした。以上にもとづき、最近約 10,000 年間に少なくとも４回の上下変位を確認し、高分解能音波探査記録の解析により、評価対象断層の形状および断層周辺の地質構造を三次元的に捉えた。

(b)業務の実施方法

SAR の干渉解析及び三次元解析による地殻変動の不連続線の存在から推定された小規模な地震断層の踏査を実施した。また、主な地震断層帯の末端部付近で、水平傾斜成分（水平伸長）の計測を実施した。さらに、平成 28 年度の報告書取りまとめ以降に公表された地震断層に関する資料を収集し、地震断層の詳細形状について取りまとめた。

阿蘇カルデラ内の活動履歴調査では、地形判読による候補地点の絞り込み、候補地点の地質、ボーリングデータの収集、地中レーダー、ボーリングによる層序及び断層変位の確認を行った上で、断層が存在する可能性が最も高い地点を選定し、１カ所でトレンチを掘削した。掘削した後は、壁面を整形し、詳しい観察に基づいた層序区分と断層変位の分布を判断した。同時に、年代測定試料を採取し、得られた年代から断層の活動履歴を推定した。

上益城郡益城町島田地区（布田川断層帯宇土区間北甘木断層）において 2016 年熊本地震に伴い出現した地震断層周辺で、トータルステーションを用いた地形測量に基づきセルサイズ 20cm の

DTM（デジタル標高モデル）と 1cm コンターの細密等高線図を作成し、断層トレースを正確に把握した。それに空中写真を用いた過去の地形判読を行って、掘削地点を決定した。その壁面観察と年代測定結果に基づいて、断層の活動履歴を推定した。

日奈久断層帯日奈久区間では、地形判読等によってトレンチ調査が可能な地点を八代市川田地区に選定し、5 カ所のボーリング試料を採取して、層序対比を行った。それらの結果に基づいて掘削範囲を決定し、壁面観察と年代測定を行った。

八代海の評価対象断層を挟んだ２地点で取得した堆積物コア試料（GS-TNK-1：掘削長 20 m，GS-TNK-2：掘削長 25 m）の、放射性炭素年代を充実させ、それに火山灰分析を組み合わせた。堆積環境の解釈を進めるため、肉眼および CT スキャナを用いた堆積物コア試料の観察を実施した。堆積物の物性を定量化するため、CT 値および帯磁率のデータを整理した。また、高分解能音波探査で取得したデータにもとづいて、垂直方向および水平方向のスライス断面を作成し、垂直スライス断面と堆積物コア試料の対応を再検討した。さらに、評価対象断層の形状を捉えるため、垂直スライス断面および水平スライス断面を検討した。

(c) 業務の成果

1) 平成 28 年熊本地震に伴う地表変状情報の統合

a) 地震断層及びその他の地表変状情報の収集方法

ｉ) 平成 29 年度の調査手法及び調査範囲の概要

平成 28 年度の調査では、熊本地震に伴って出現した地震断層について、既存資料(Goto *et al.*, 2016、熊原・他, 2016、Shirahama *et al.*, 2016、Sugito *et al.*, 2016、Toda *et al.*, 2016、遠田・他, 2017, 宇根・他, 2016、渡辺・他, 2016）を取りまとめるとともに、空撮画像データによる断裂の判読、精細 DEM の可視化による極微地形の判読を行い、その全体像を把握した（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 2017、以下では H28 報告書と呼ぶ)。さらに、空撮画像及び精細 DEM の可視化画像などから判読できた地震断層などについて、とくに既存資料では出現が現地で確認されていない断層、及び性状が明確にされていない断裂を主な対象として踏査を実施した。平成 28 年度に取りまとめた地震断層の分布は、主に Shirahama *et al.* (2016) による調査データに基づき、熊原・他 (2016) による現地調査データと、Goto *et al.* (2016)、Toda *et al.* (2016)、遠田・他 (2017) 及び Sugito *et al.* (2016) の報告、及び本調査による画像の判読と踏査結果により補完した。また、調査地点毎の変位量については、主に Shirahama *et al.* (2016) と本調査による踏査結果に基づいた。

平成 29 年度には、平成 28 年度に調査した地震断層等に加えて、Fujiwara *et al.* (2016) 及び藤原・他 (2016) が SAR の干渉解析及び三次元解析による地殻変動の不連続線の存在から推定した小規模な地震断層を主な対象として踏査を実施した（図１及び２）。また、主な地震断層帯の末端部付近について、幅広い断層帯や地表変動として分散した変位を把握するために、小規模な変位まで計測が可能な水平傾斜成分（水平伸長）に着目した踏査を追加的に実施した。さらに、H28

報告書を取りまとめた以降に公表された地震断層に関する新たな資料（熊原・他，2017a、熊原，2017、鈴木・他，2017、鈴木，2017、 矢田・他，2017、加登住・他，2017、寺田・他，2017、高見・他，2017、西村・他，2017 及び Lin，2017）を収集し、地震断層の詳細形状について取りまとめた。

ⅱ）調査結果のとりまとめ

調査結果は、H28 報告書の地震断層の詳細分布図に平成 29 年度の調査結果に基づいて追加と改訂を行ってとりまとめた。平成 29 年度の調査によって新たに出現が確認できた地震断層の分布及び変位量分布の概要を図１及び３と表１に、詳細分布図の索引図を図４に、凡例を図５に示し、詳細分布図は 37 枚に分けて図６（ア）～（ユ）に示す。新たに確認できた地震断層の分布については、主に平成 29 年度の踏査によるほか、熊原・他，2017a、鈴木・他，2017、矢田・他，2017、加登住・他，2017 及び寺田・他，2017 の報告に基づいている。なお、現地踏査では、断層や断裂帯を挟んだ数 100 ｍ～１㎞程度の長い区間わたって道路構造物などの変位基準に変形が生じている例も確認できたことから、それらの地表変動を計測した測線及び変動量を図６では区別して表示した。

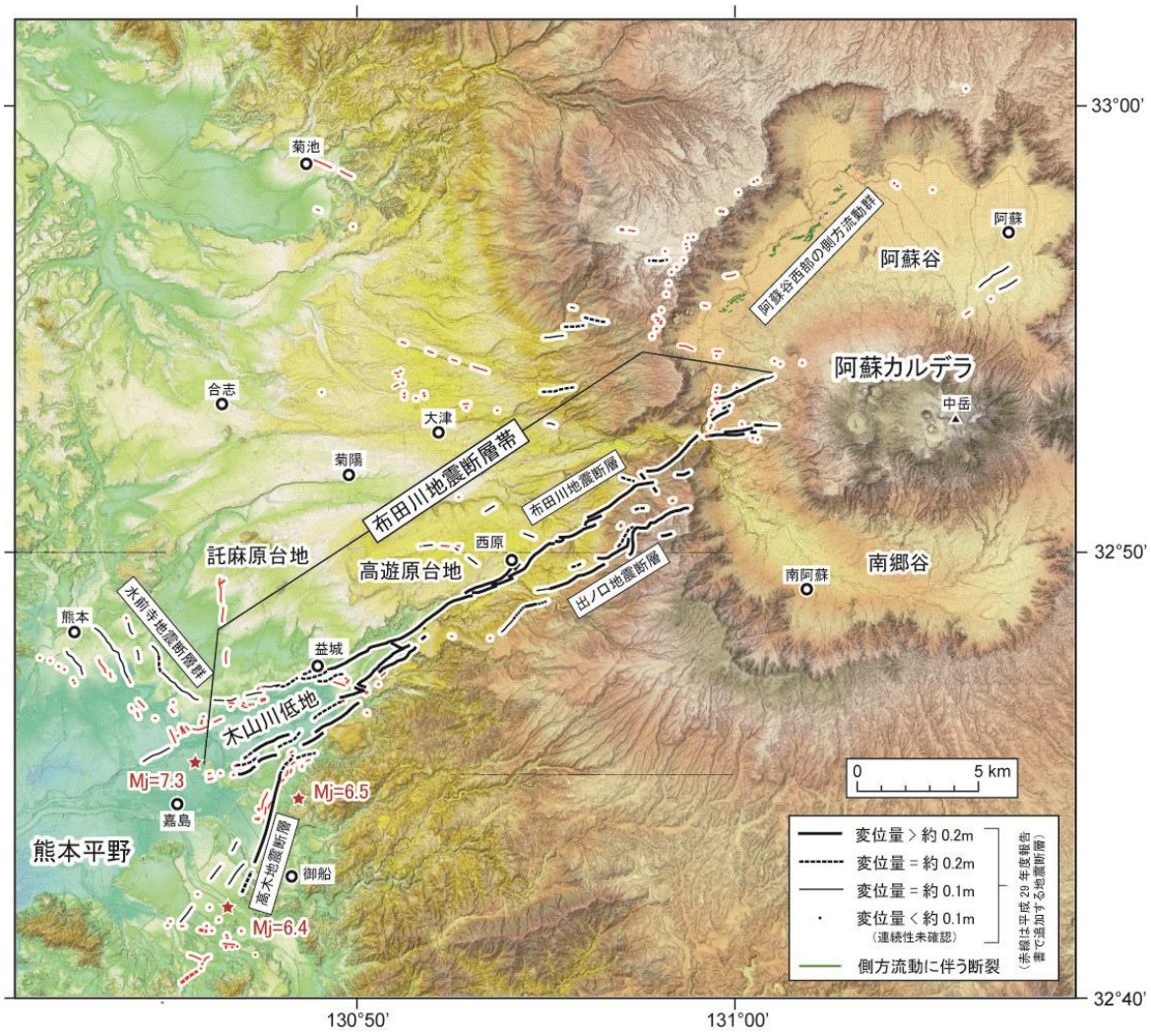


図１　平成 28 年（2016 年）熊本地震に伴う地震断層の分布図

４月 14 日及び 15 日に発生した最大の前震（*Mj* 6.5 及び 6.4）と 16 日発生した本震（*Mj* 7.3）の震央は気象庁による。背景は、国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（５ｍメッシュ、10 ｍメッシュ）を使用して作成した。地震断層のうち、平成 29 年度の調査で新たに確認できた断層を赤線で示す。

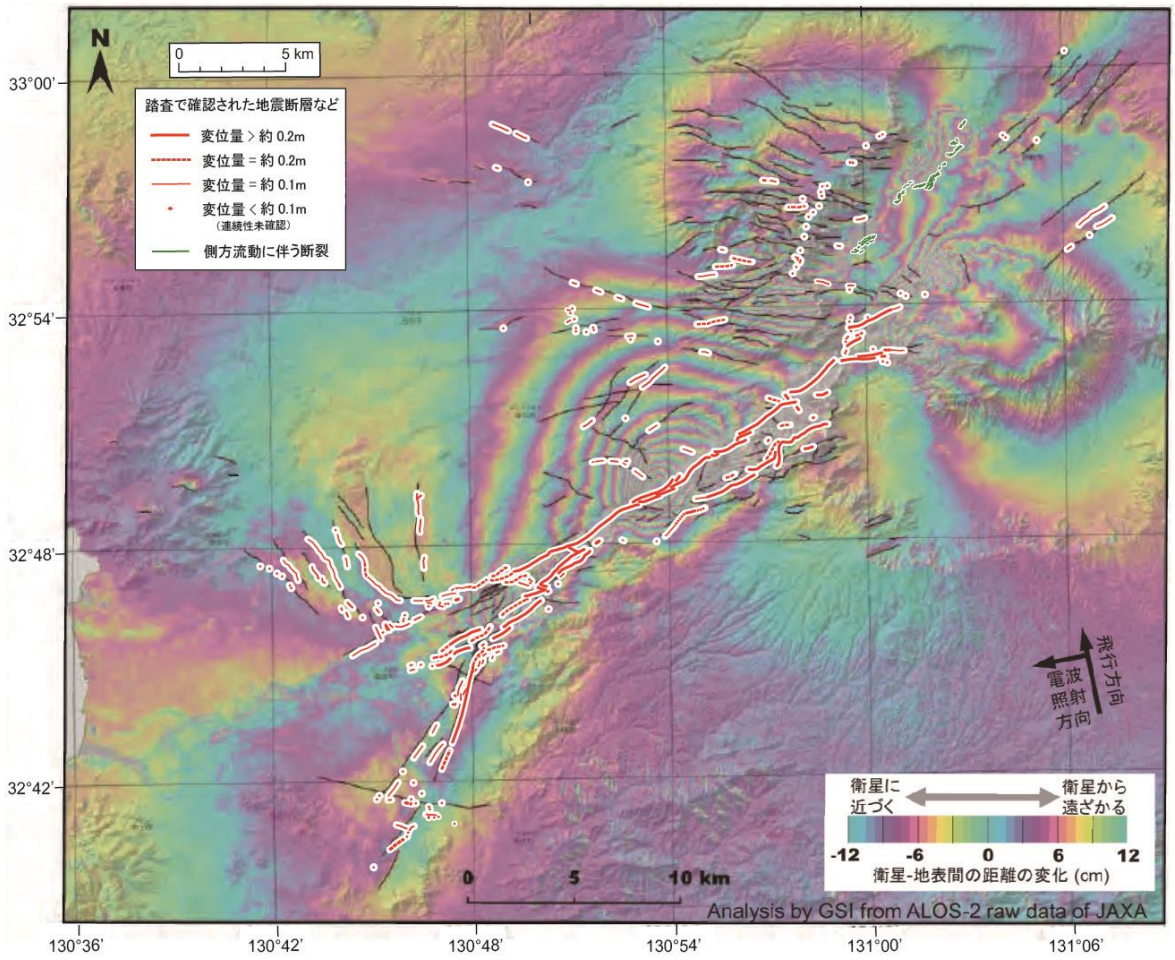


図２　SAR 干渉画像から抽出された小変位の地震断層の分布と踏査で確認された地震断層（赤線）

藤原・他（2016）に加筆。黒線は SAR 干渉画像から抽出された小変位の地震断層（藤原・他, 2016）。SAR の観測日は 2016 年４月 15 日及び 2016 年４月 29 日。

b）平成 28 年熊本地震に伴う地震断層

ｉ）地震断層の概要

熊本地震に伴う地震断層は、概ね、既知の活断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013）であった布田川断層帯の布田川区間と、同断層の宇土区間及び日奈久断層帯の高野−白旗区間のそれぞれ一部に沿って出現したとされる（Shirahama *et al.*, 2016）。H28 報告書では、布田川区間及び宇土区間の一部に沿って出現した地震断層を「布田川地震断層帯」、高野−白旗区間に沿って出現した地震断層を「高木地震断層」と呼んでいる。これらの主な地震断層は、総延長約 31-33 km で幅 1.5～2.5km の断層帯を形成している（図１）。このうち布田川地震断層帯は、NE-SW 走向で長さ 29 km の右横ずれ正断層帯であり、断層帯全体での最大変位は右横ずれ 2.5 m 程度、南東側隆起２m 程度、水平伸長 1.5 m 程度に及ぶ（図３及び表１）。また、高木地震断層は、布田川地

震断層帯の南西端付近から派生する地震断層であり、NNE-SSW 走向で長さ６～８km の右横ずれが卓越する地震断層である。最大変位量は右横ずれ 0.7m、北西側隆起 0.2m、水平伸長 0.3m であった。これらの主な地震断層の周辺、とくに断層の走向方向の延長部や北西側には、変位量が概ね 0.2m 以下の副次的な地震断層が多く出現しており、その範囲は 35km 四方程度にも及んでいる。

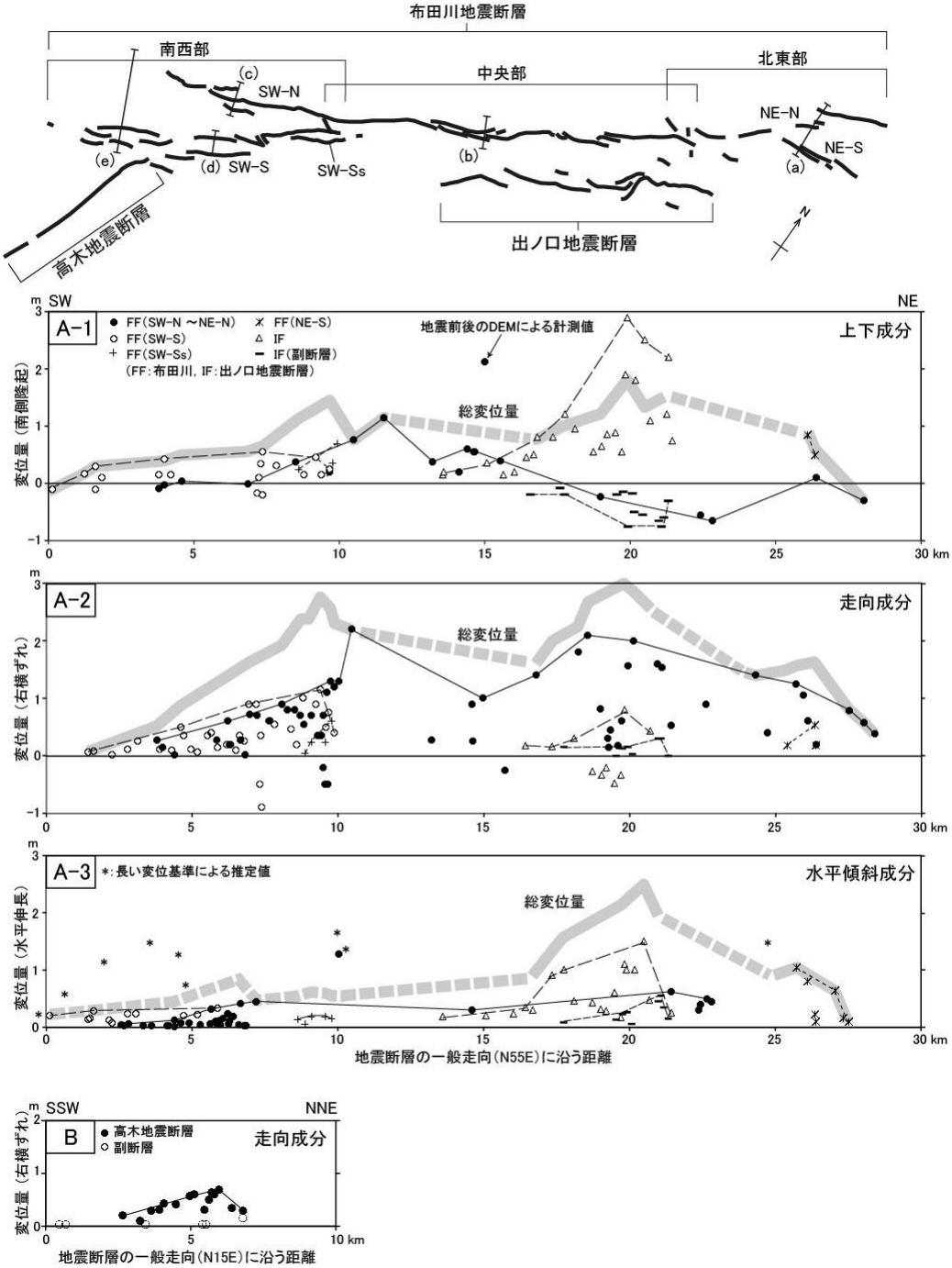


図３　2016 年熊本地震に伴う主要な地震断層の変位量分布図

灰色の太線は、断層帯全体の変位量の包絡線で、破線部は十分なデータが得られていない区間。H28 報告書の図に、平成 29 年度の調査で得られた地震断層及び変位量を追加した。

表１　2016 年熊本地震に伴う主要な地震断層のパラメータ

名称	長さ	最大変位量			一般走向	備考
		上下	横ずれ 1)	水平傾斜 2)		
	(km)	(m)	(m)	(m)		
布田川地震断層帯	29	2	2.5	1.5	N55E	幅2-3km 注)
布田川地震断層	29	2	2.2	1.5	N65E	両端部で2条に分岐する
出ノ口地震断層	9	2.9	- 0.5	1.5	N55E	共役性の副断層を伴う
高木地震断層	6-8	0.2	0.7	0.3	N15E	

１）右ずれ成分。２）伸長成分。

注）幅広い断層帯全体の変位量を精度良く求めることは困難であり、概略の値を示した。

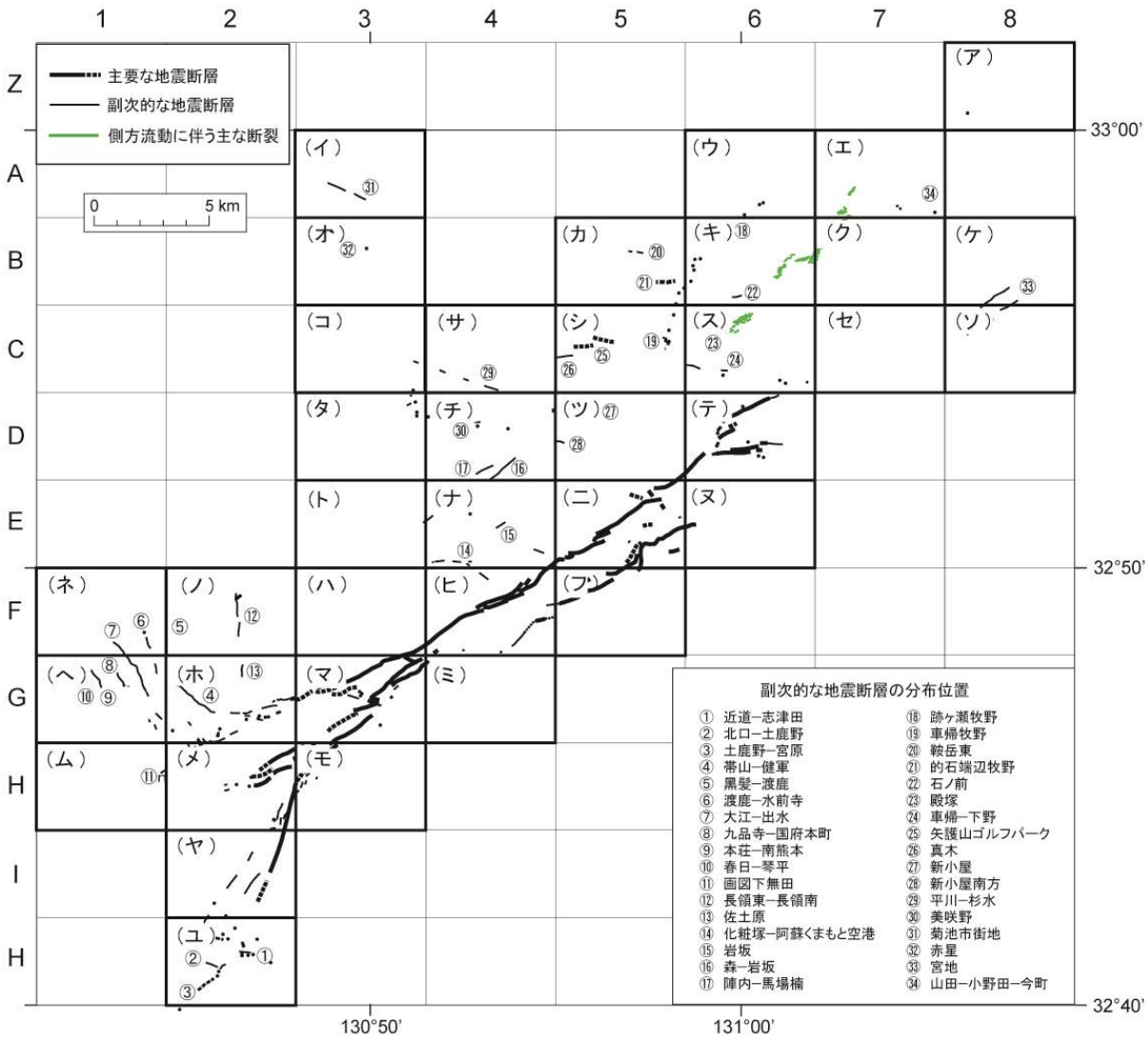


図４　2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図の索引図

（ア）～（ユ）は、図６に示す詳細分布図の枝番号。

	地震断層（赤線は H29 年度の調査による断層） ケバは断層の低下側，▽は逆断層の隆起側を示す 上下変位が明瞭でない地震断層は実線のみで示す
	横ずれの向き
	前震に伴なう地震断層および地表変状の出現地点
● Vn150, R50, H30 ● Vn150, R50, H30 ○ Vn150, R50, H30 ○ Vn150, R50, H30	変位量の主な計測地点と変位量（cm） （赤色は H29 年度の調査による地点と変位量） 黒・赤丸：変位が数 m 程度以内に集中している地点 白丸：変位が広い範囲に拡散している地点 V：上下成分（n: 北側；s: 南側；w: 西側；e: 東側隆起） R：右横ずれ；L：左横ずれ H：水平傾斜成分（水平伸長）
○ e20 (30), s10 (330) ○ e20 (30), s10 (330)	変位基準の伸長・短縮変形（cm） （赤色は H29 年度の調査による地点と変位量） e：伸張；s：短縮 括弧内の数字は測線の方向（°）
e20 (30), s10 (330) e20 (30), s10 (330)	長い変位基準による伸長・短縮変形と測線の区間 （赤色は H29 年度の調査による地点と変位量） e：伸張；s：短縮 括弧内の数字は測線の方向（°）
D U	地震前後の DEM の比較で検出された相対的な隆起沈降
D U	干渉 SAR の解析で検出された相対的な隆起沈降 Fujiwara et al. (2016) による
	地すべり・側方流動に伴う滑落崖および断裂
	トレンチ調査および遺跡発掘調査による古地震調査地点

図５　2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図の凡例

平成 29 年度の調査で追加・修正された断層線、計測地点及び変位量は赤で示す。

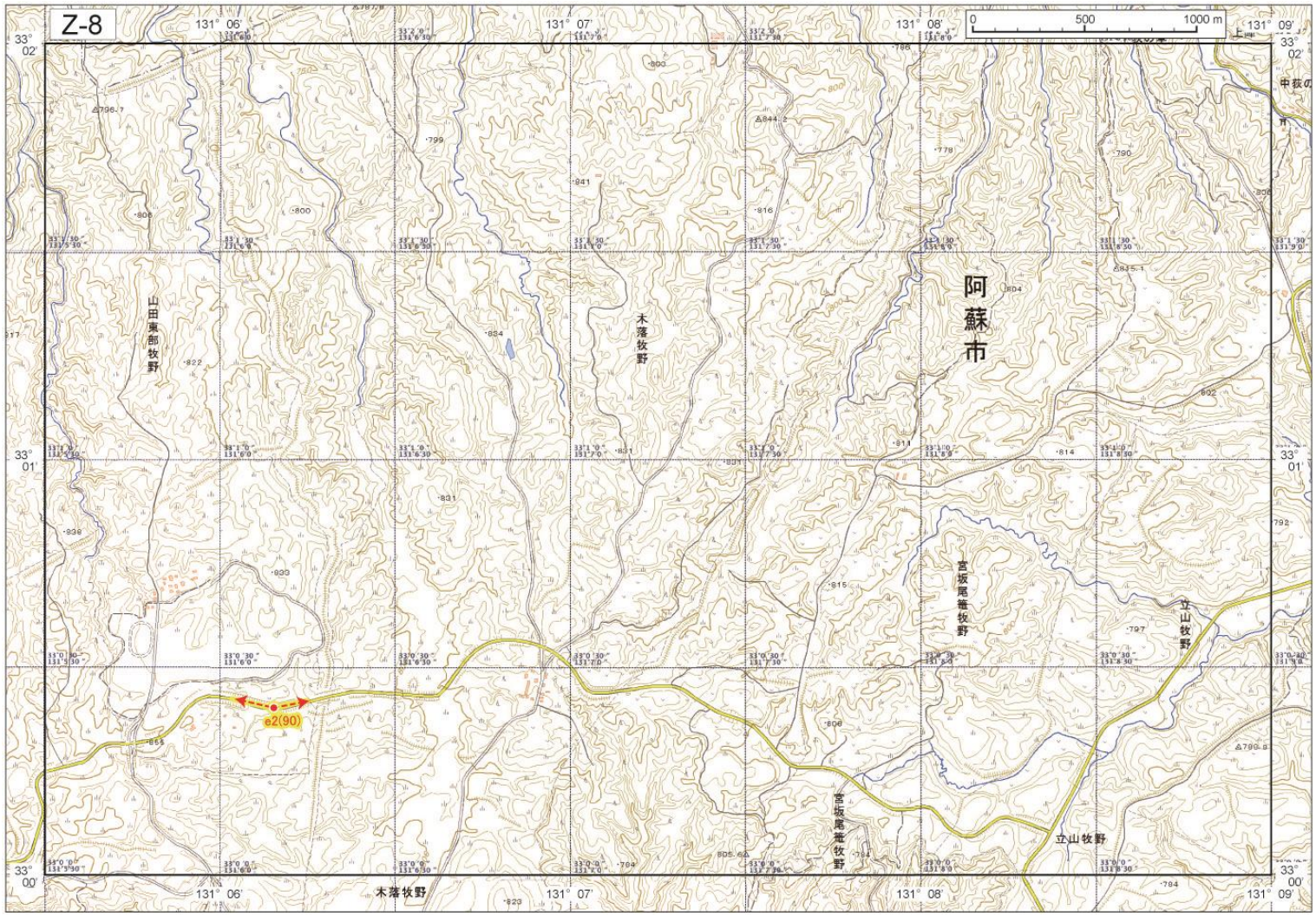


図６（ア） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ア

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

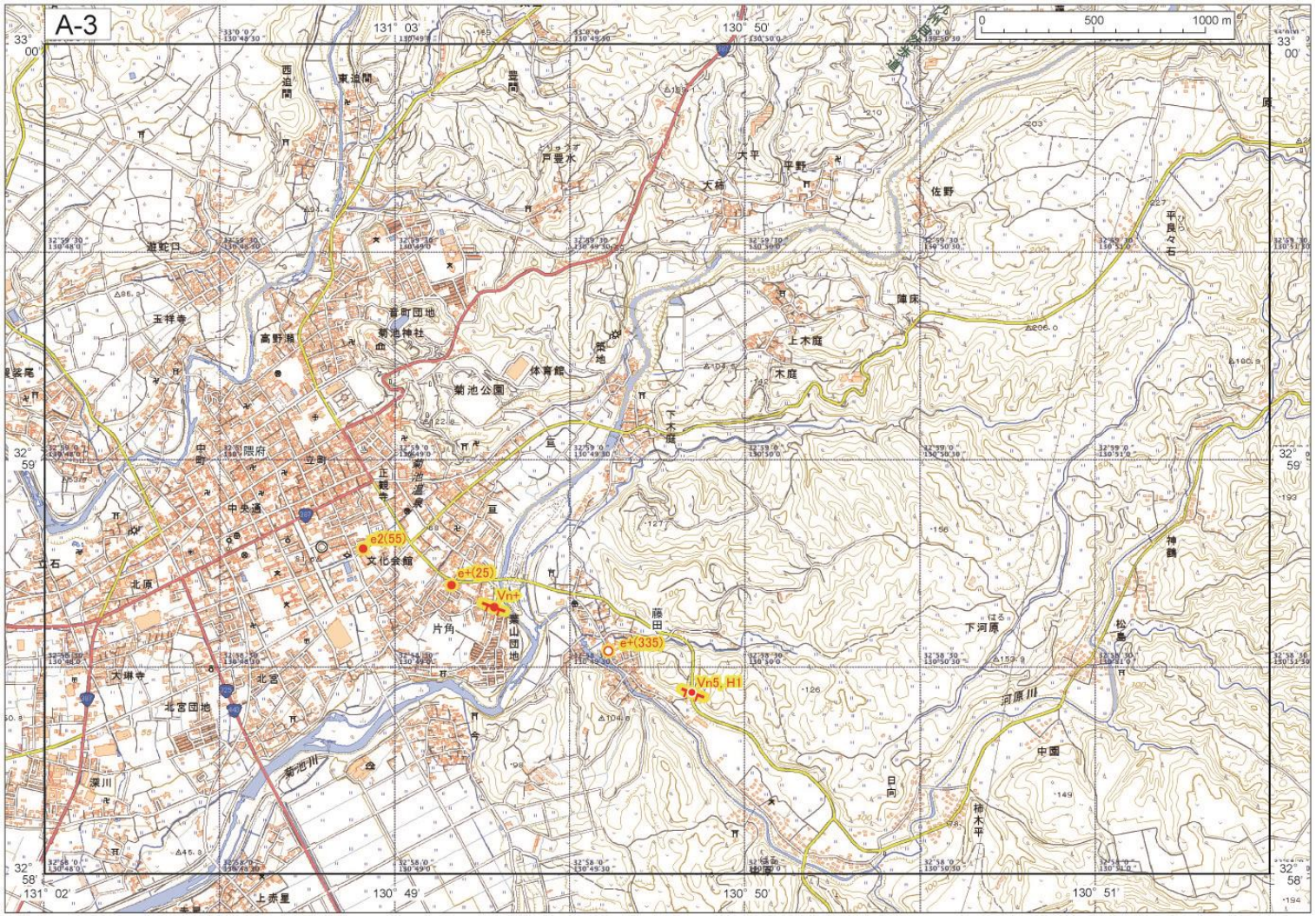


図６（イ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-イ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ウ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−ウ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

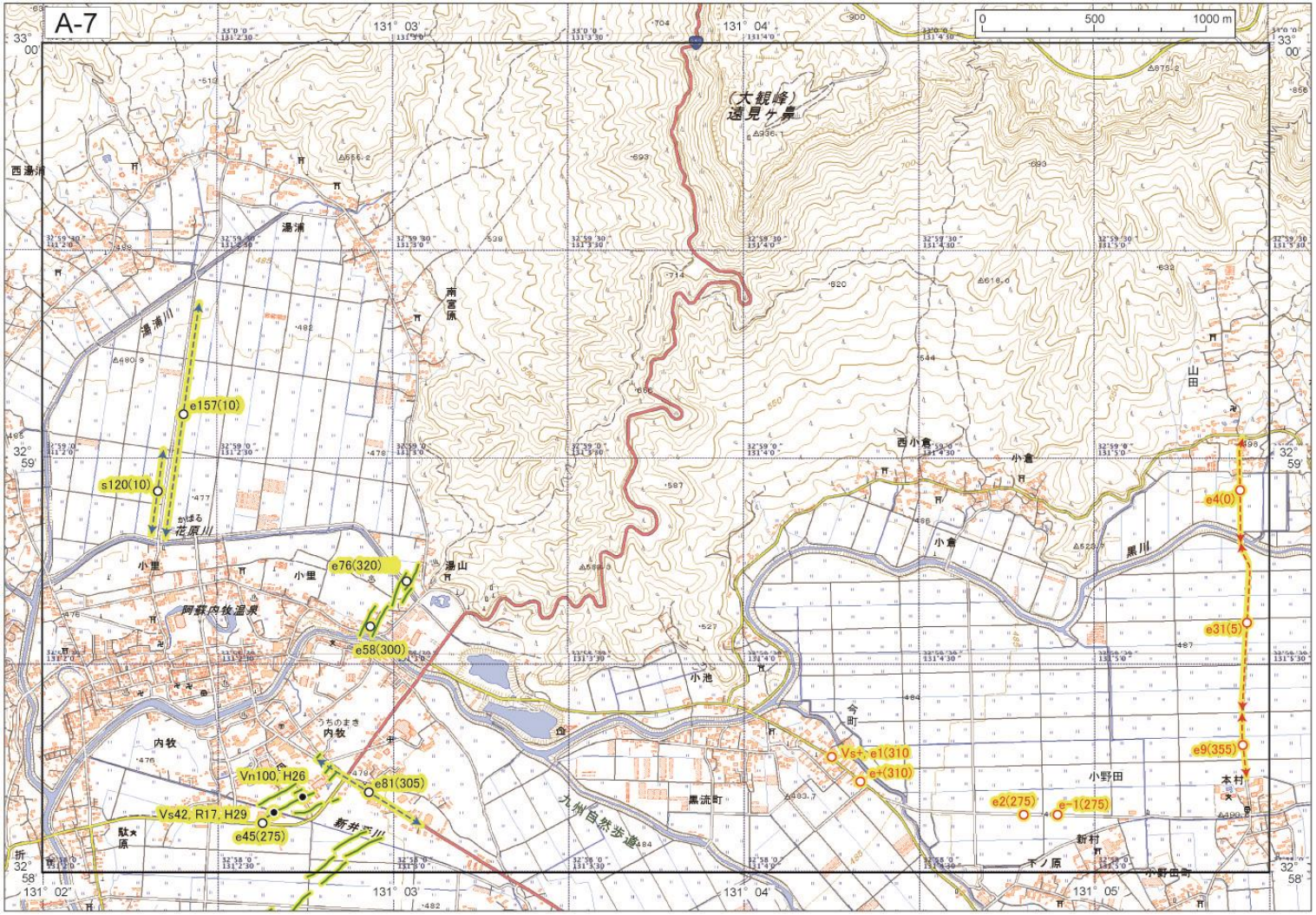


図６（エ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−エ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

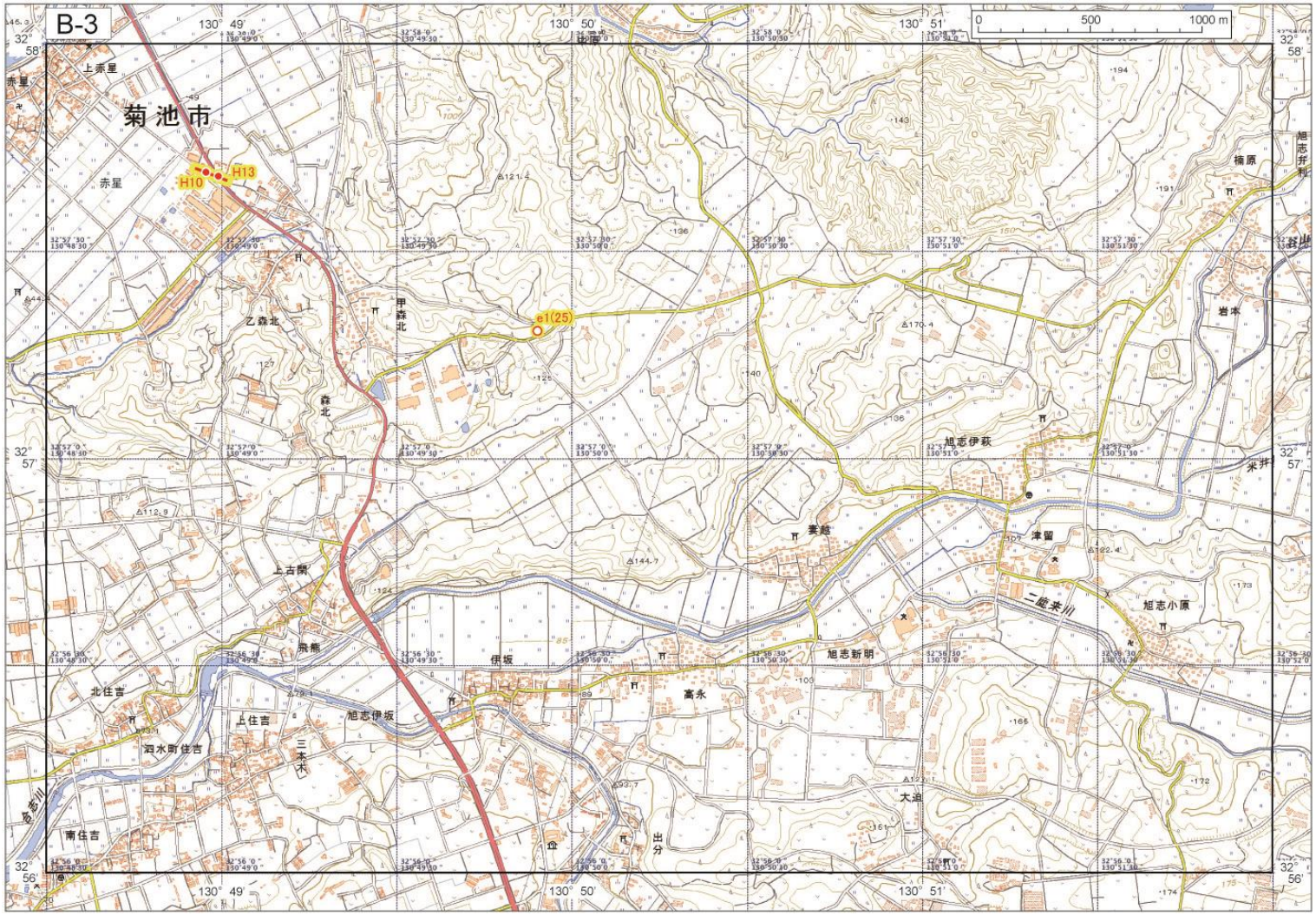


図６（オ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-オ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

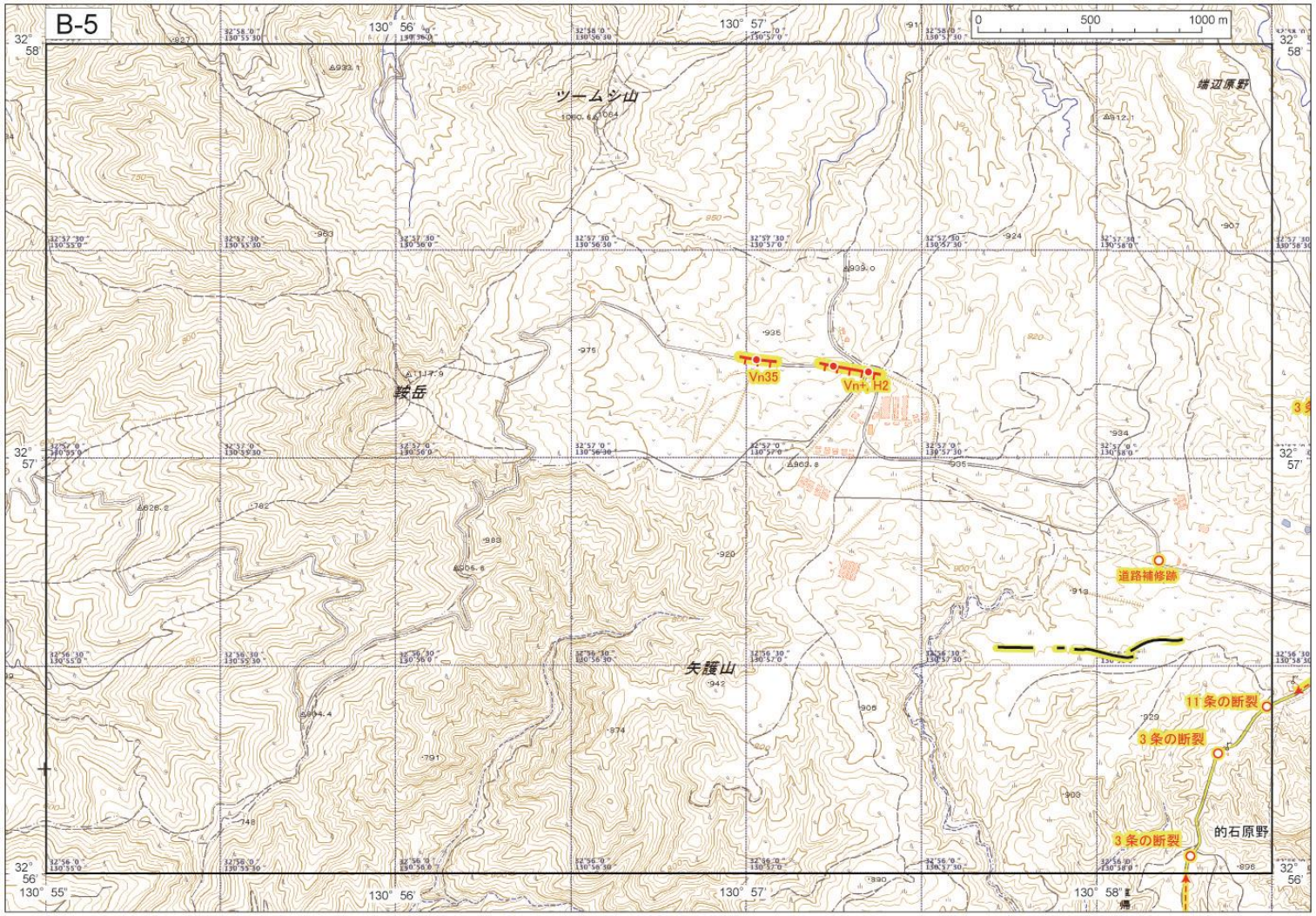


図６（カ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−カ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

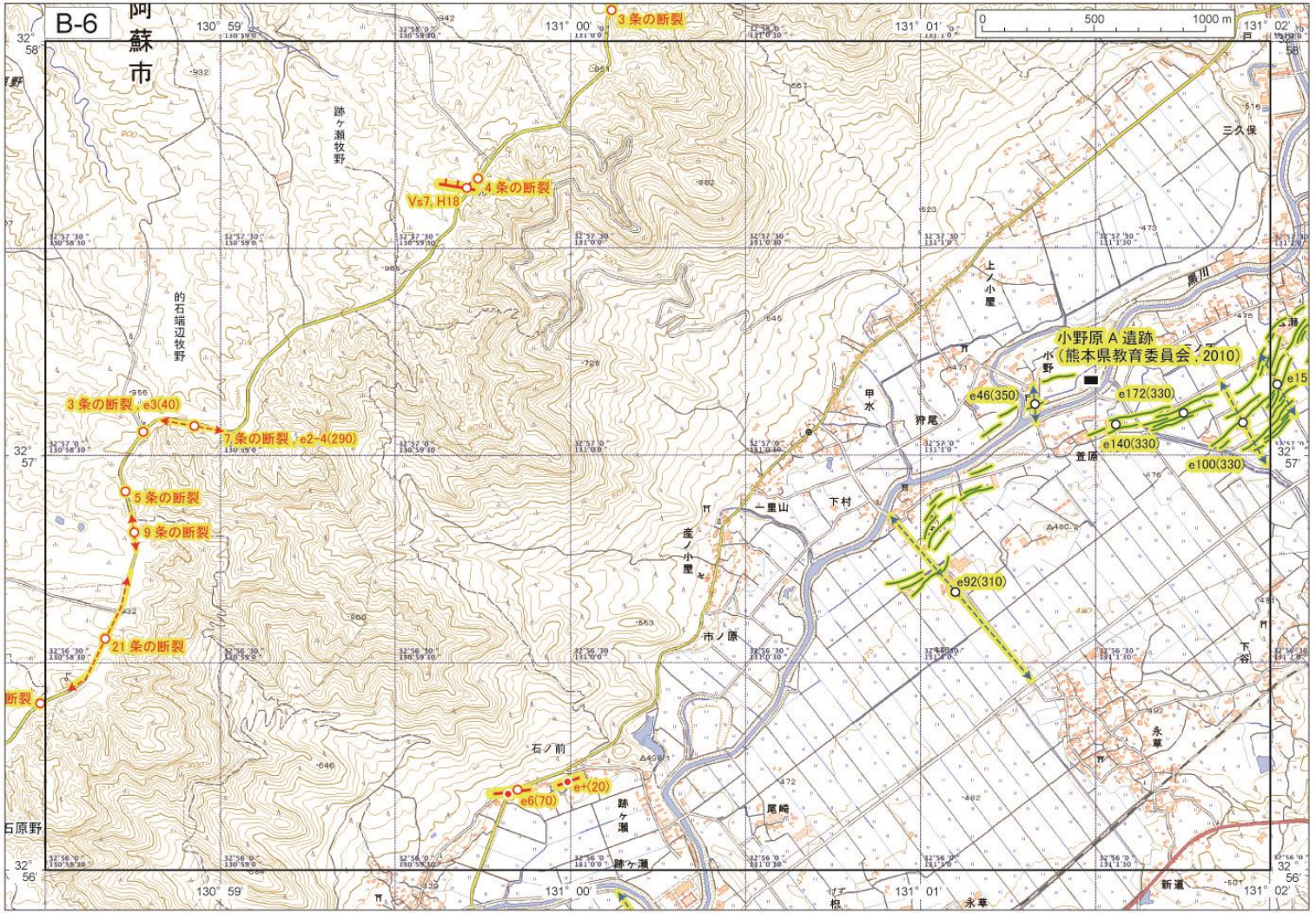


図 6 （キ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−キ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ク） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ク

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ケ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−ケ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

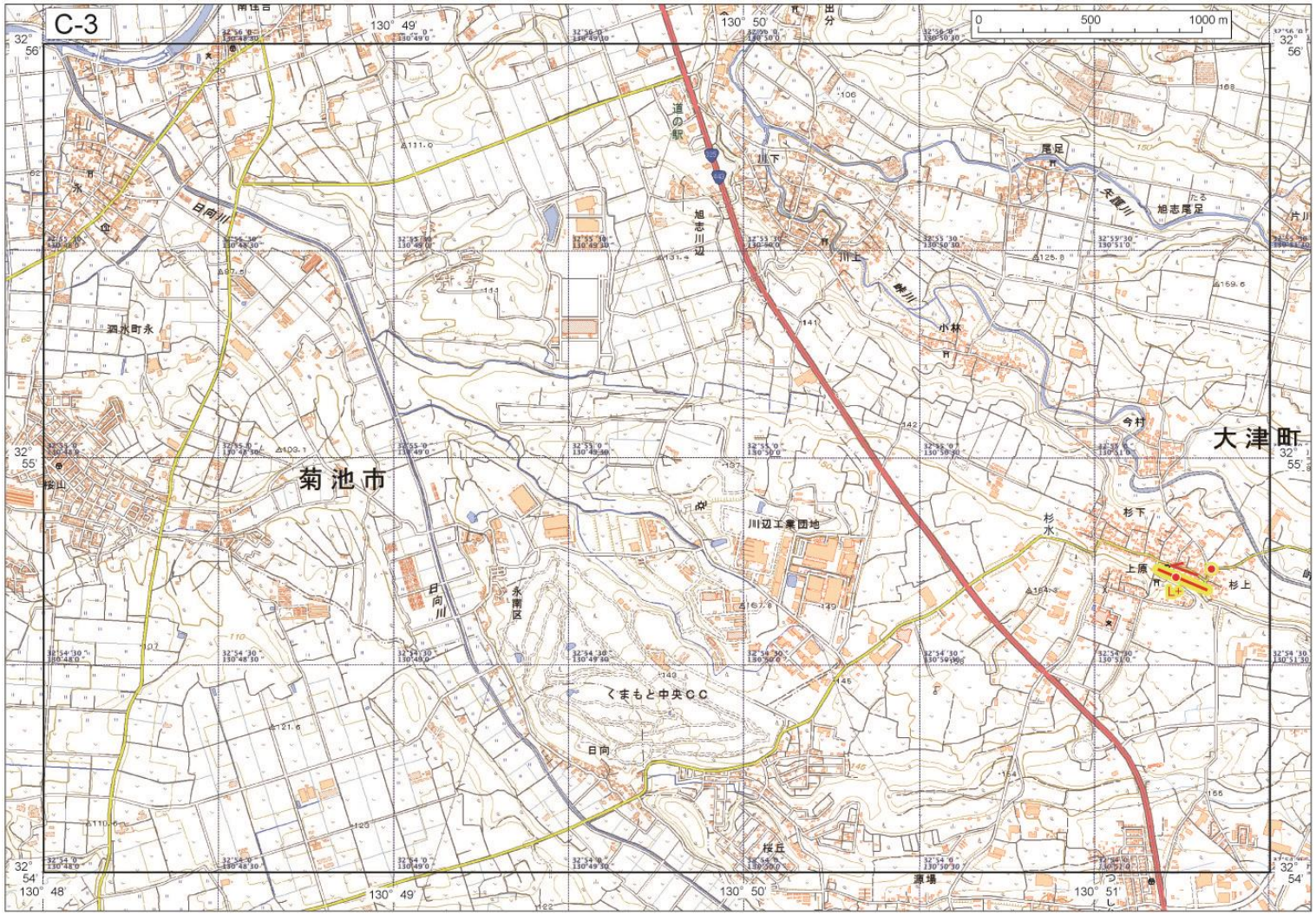


図６（コ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−コ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（サ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−サ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（シ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−シ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

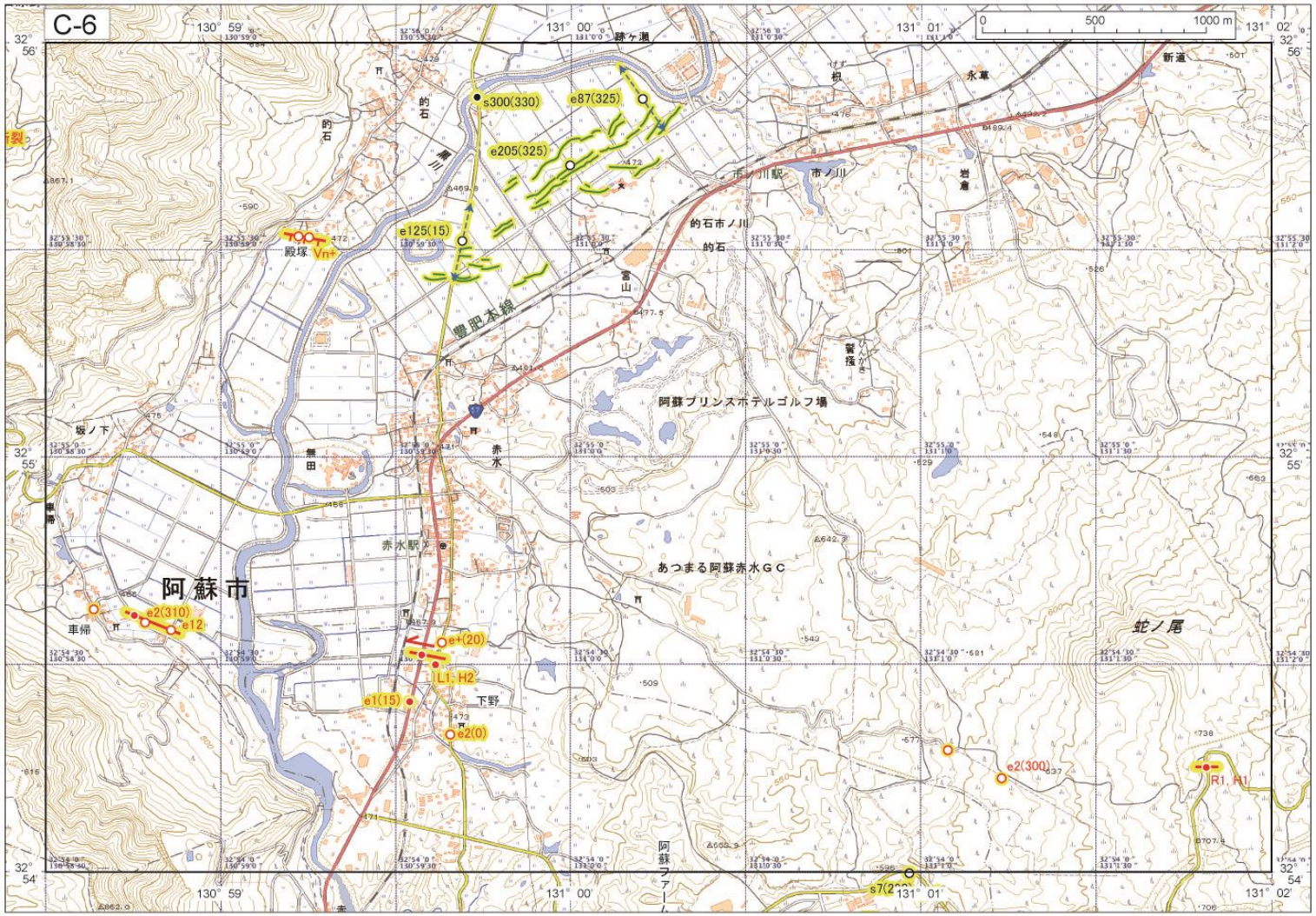


図６（ス） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ス

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（セ）2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-セ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

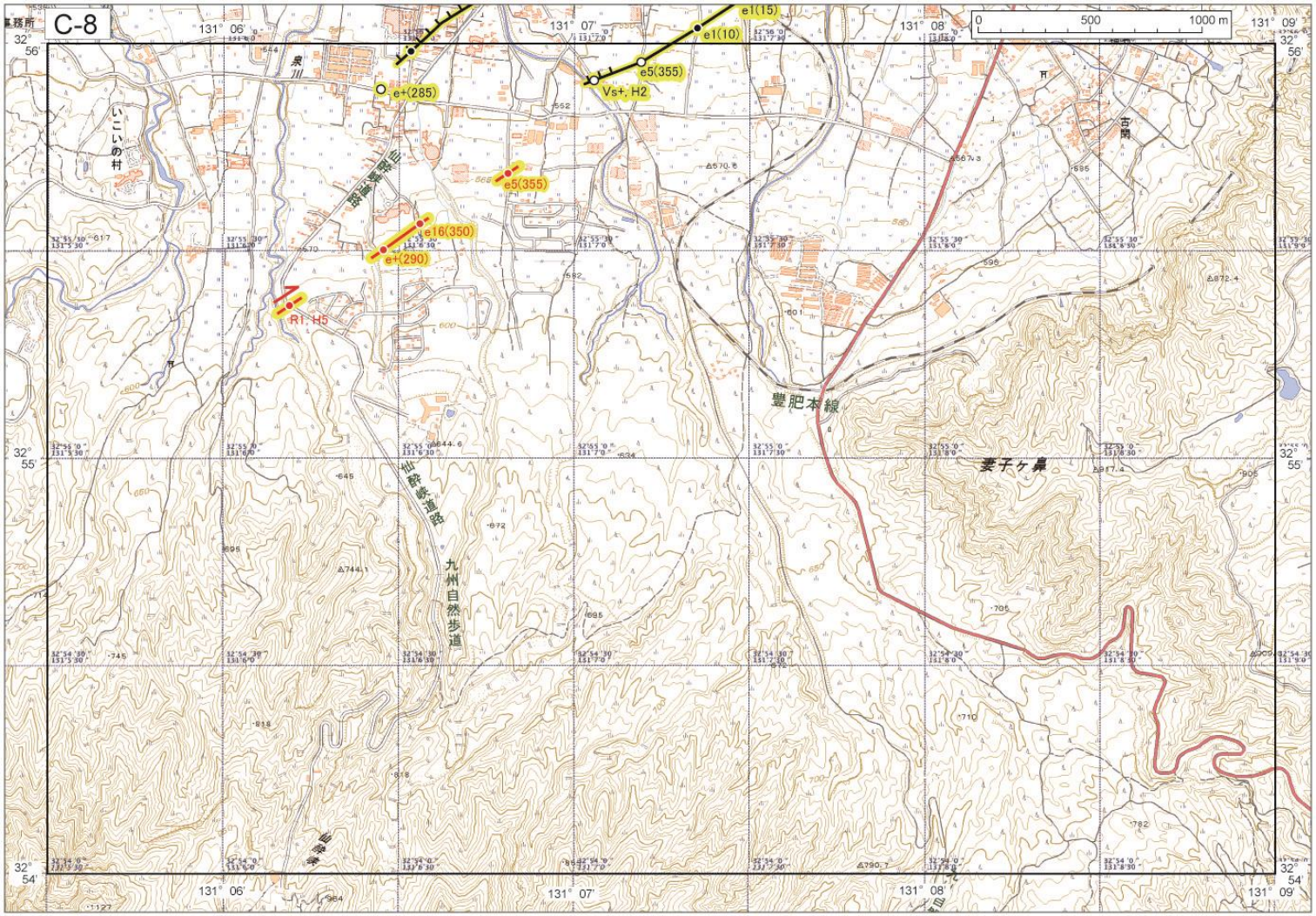


図６（ソ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−ソ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（タ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-タ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

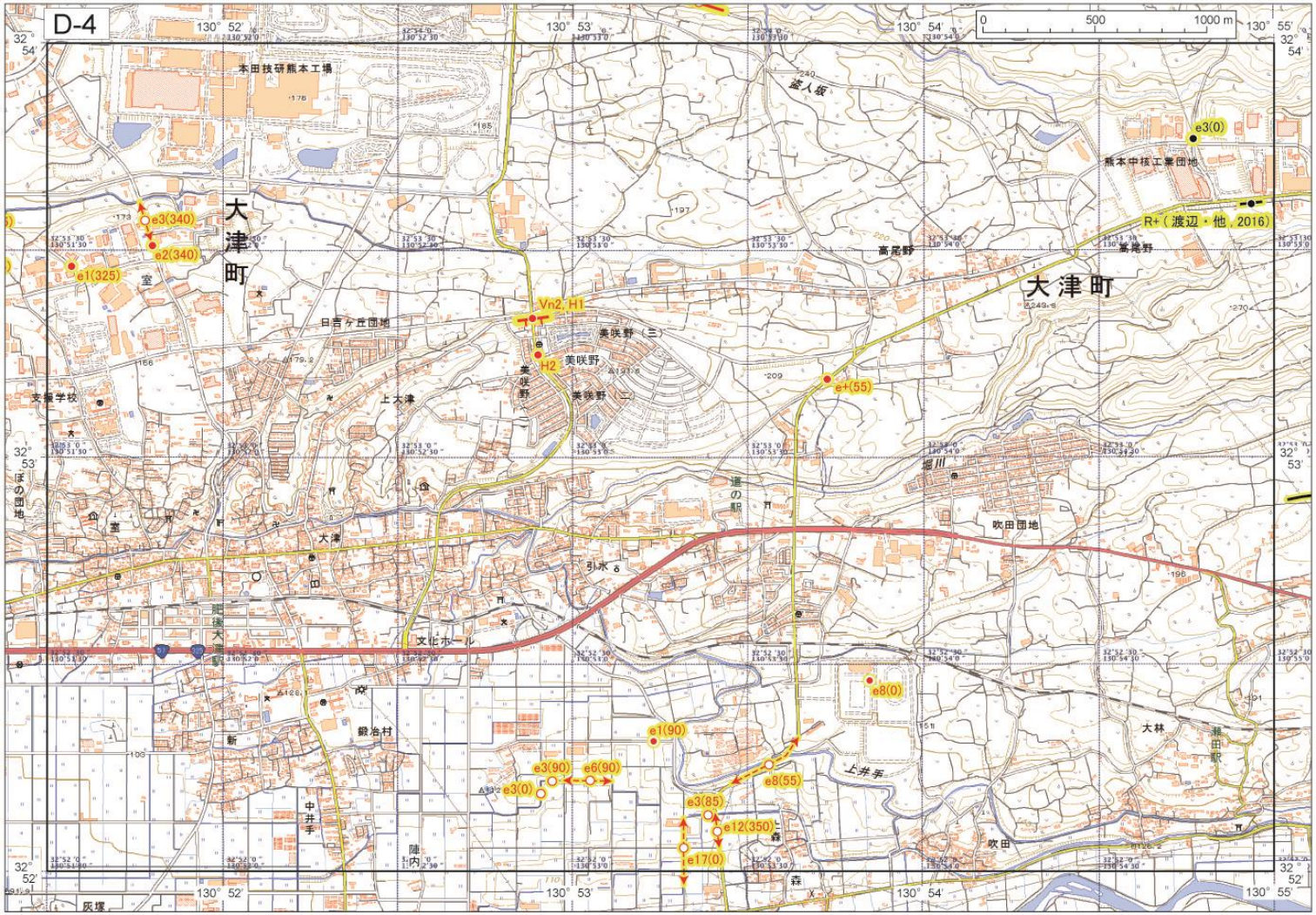


図６（チ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−チ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

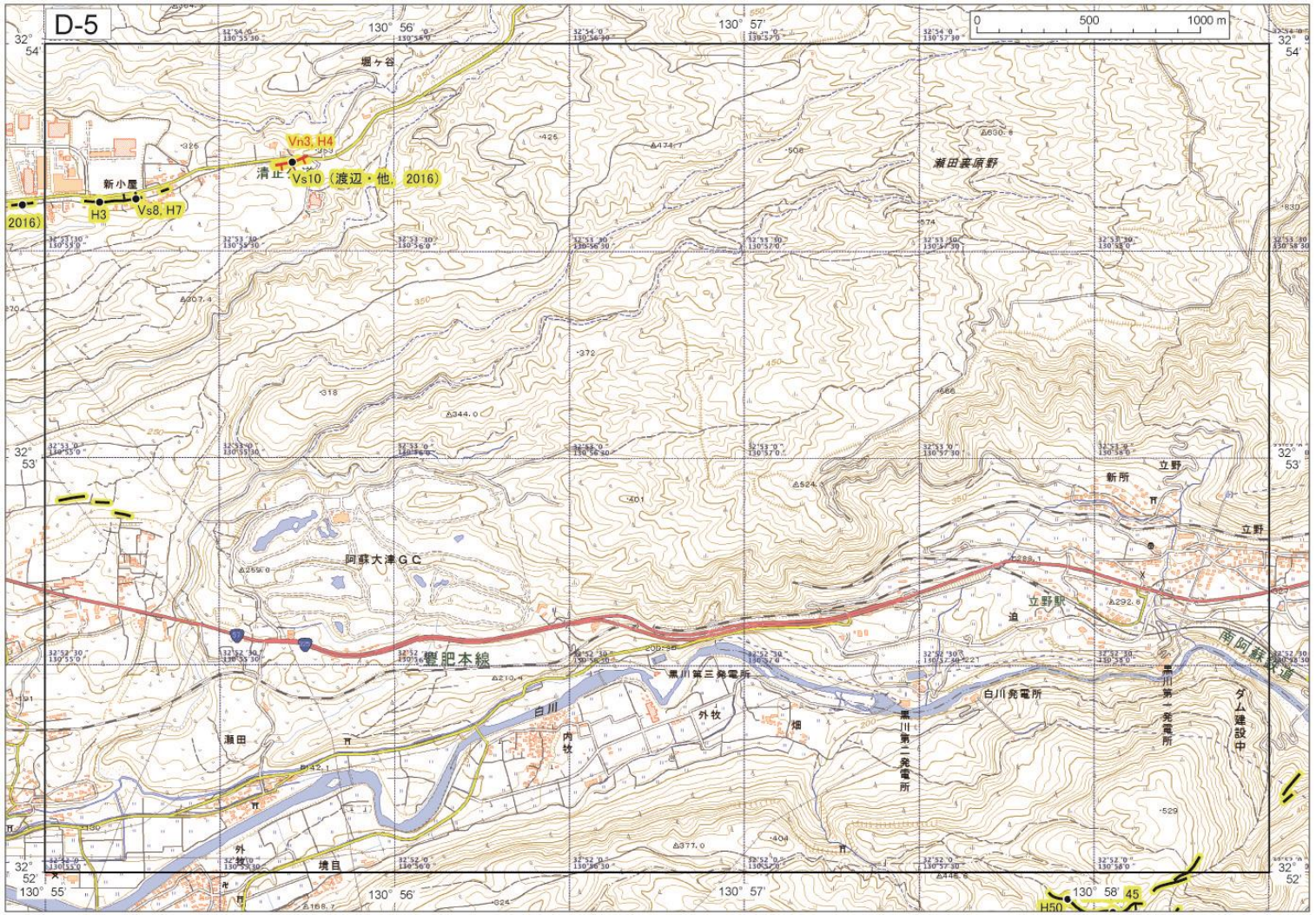


図６（ツ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ツ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

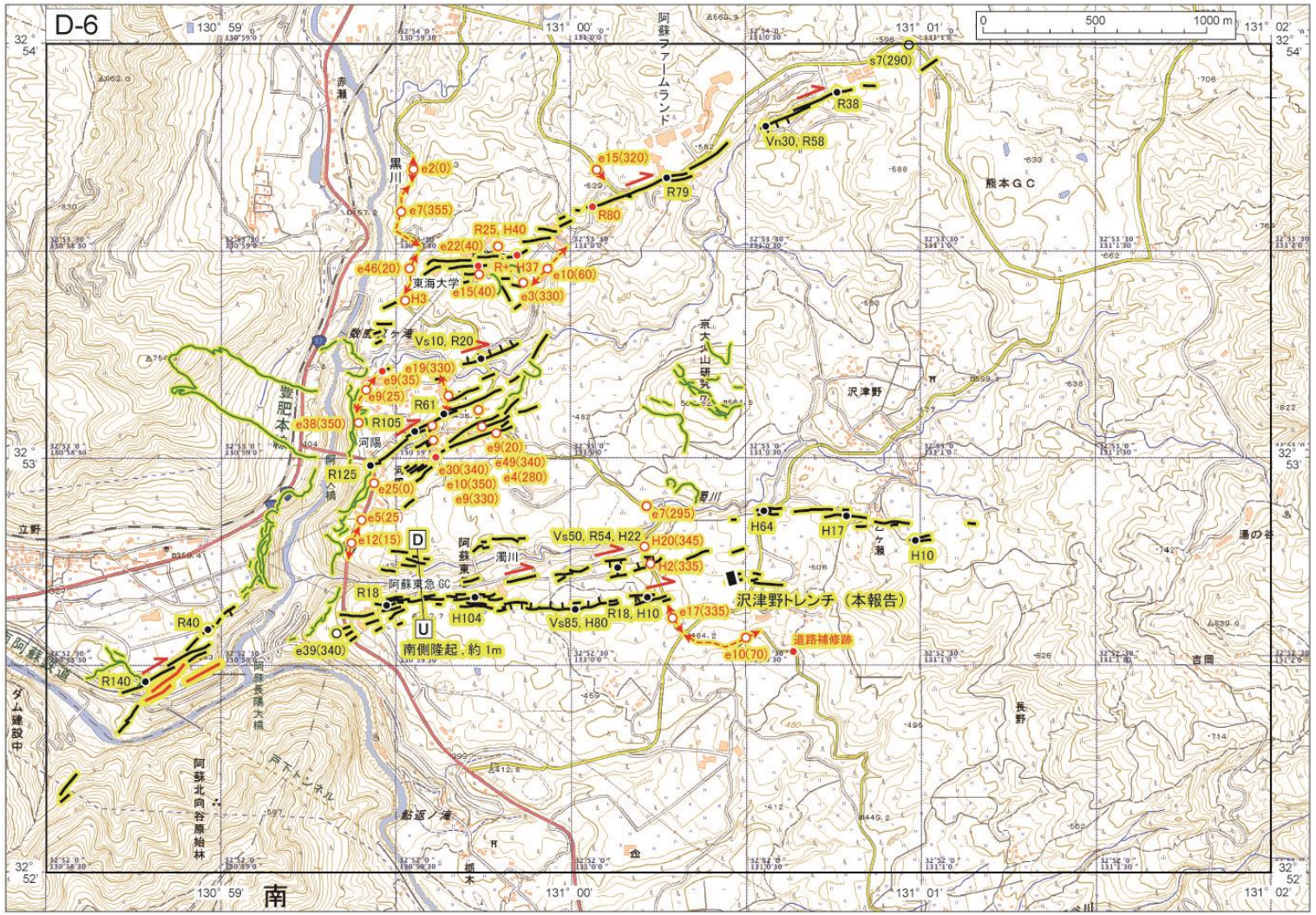


図６（テ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-テ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ト） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ト

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

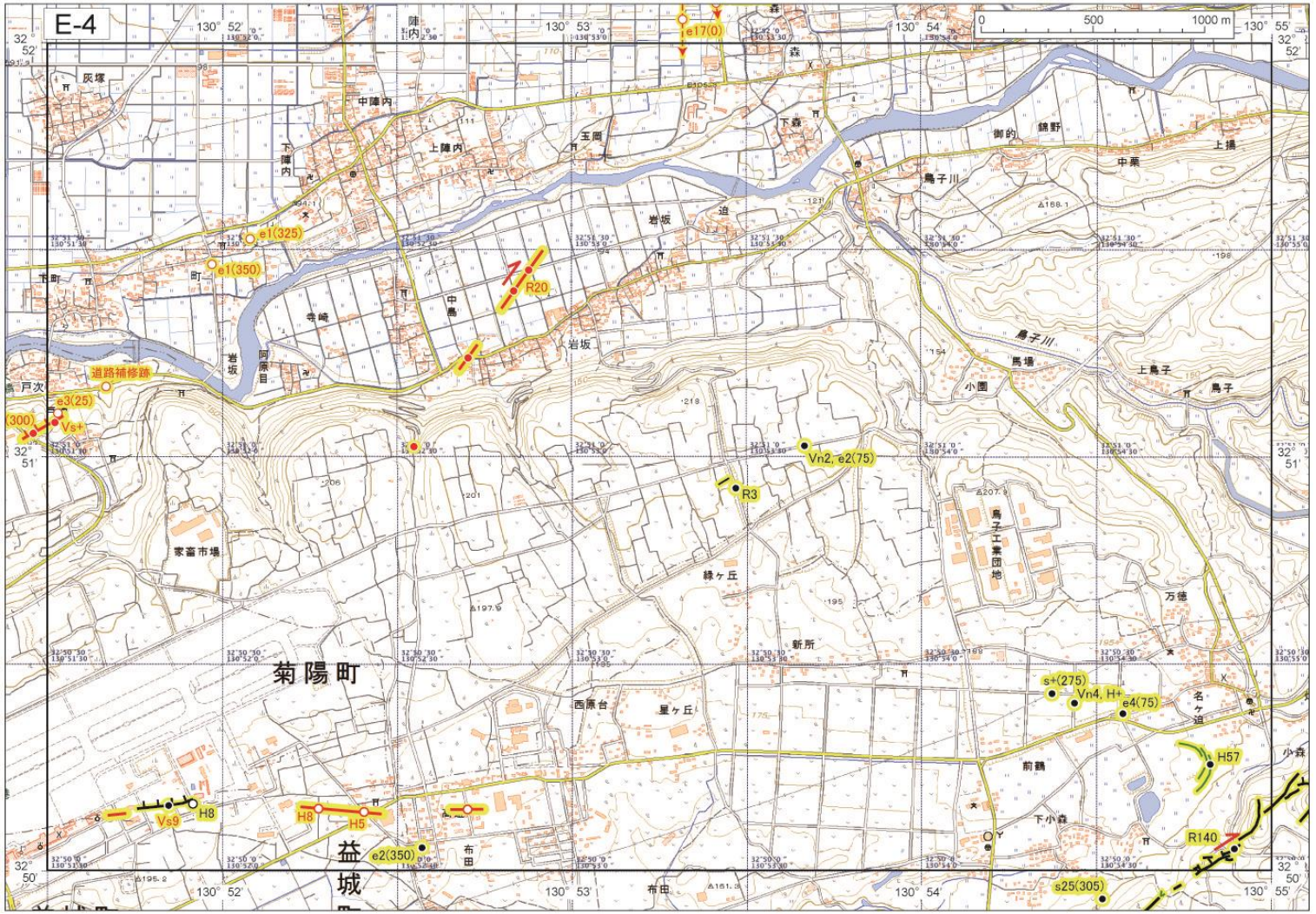


図６（ナ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−ナ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ニ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−ニ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ヌ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ヌ

H28 報告書による。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

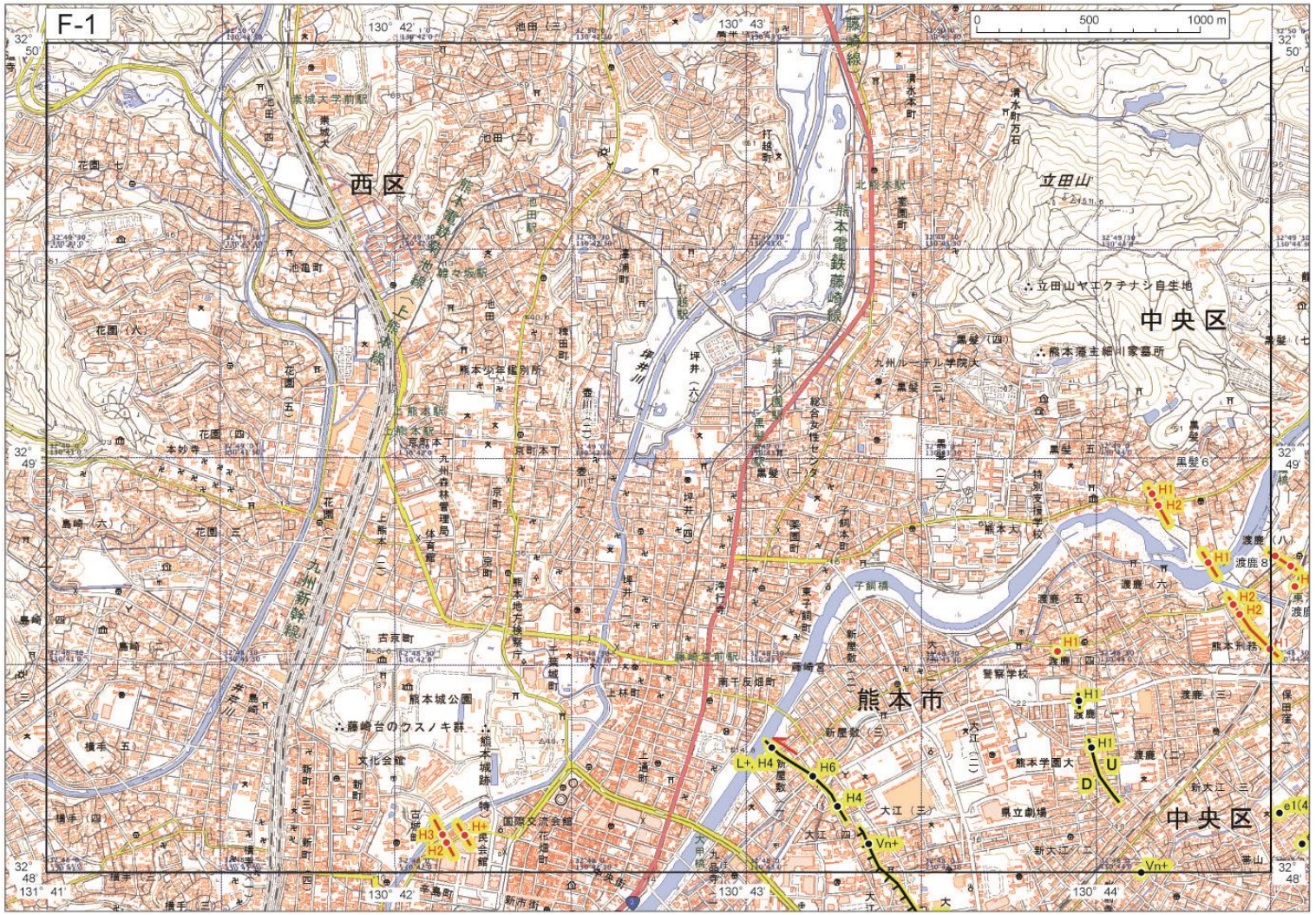


図６（ネ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ネ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

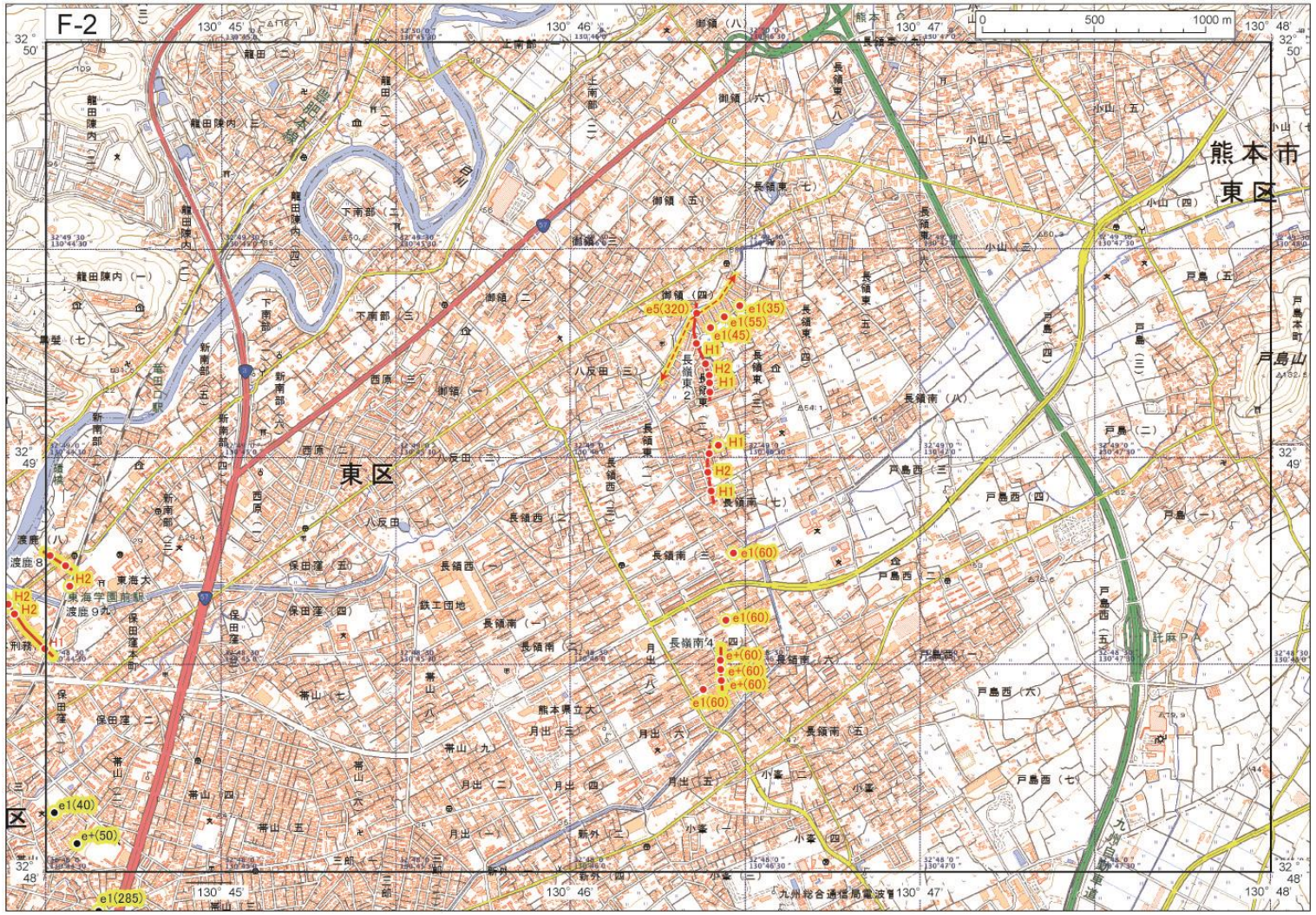


図６（ノ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ノ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ハ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ハ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ヒ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−ヒ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

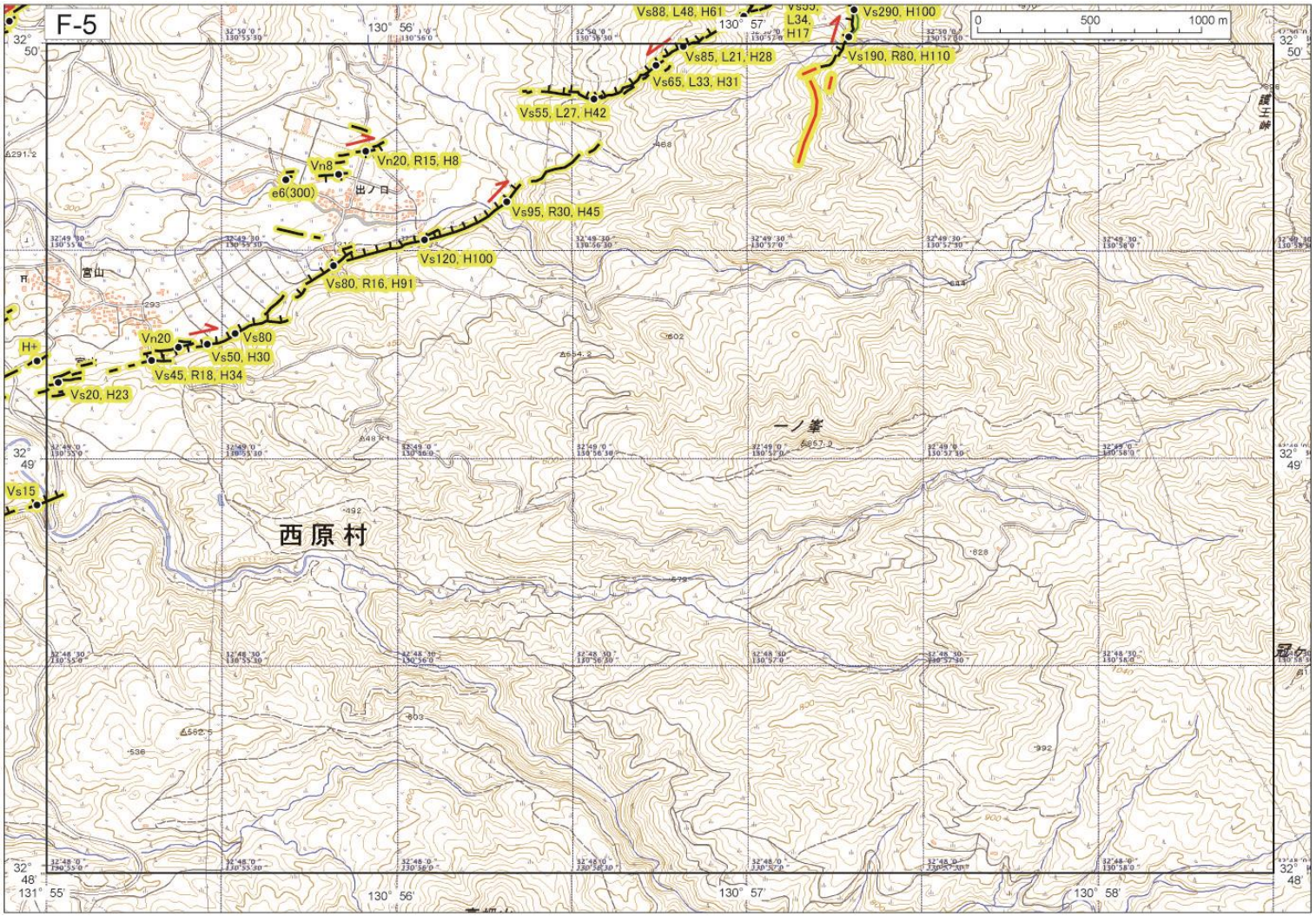


図６（フ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−フ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

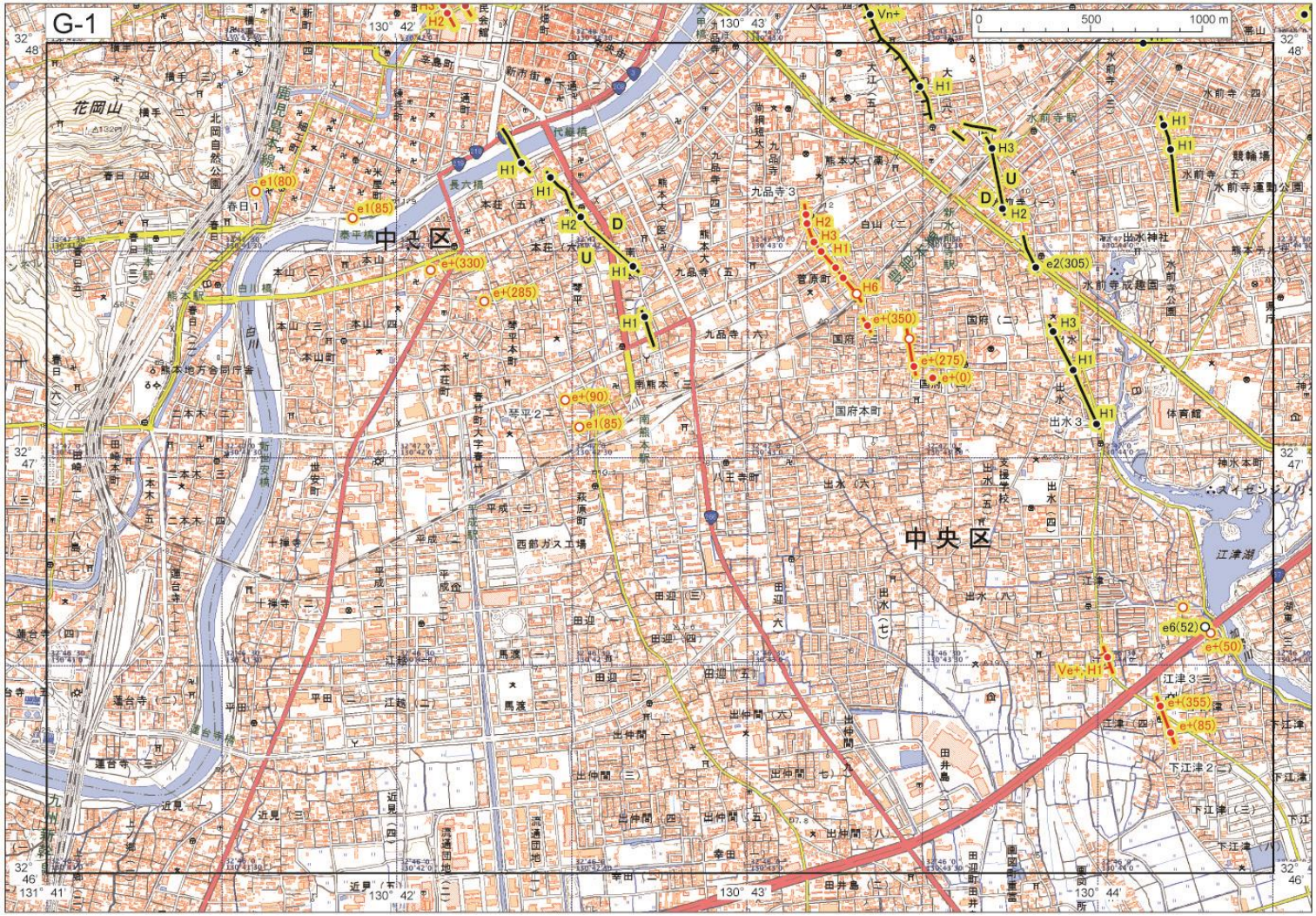


図６（へ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−へ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

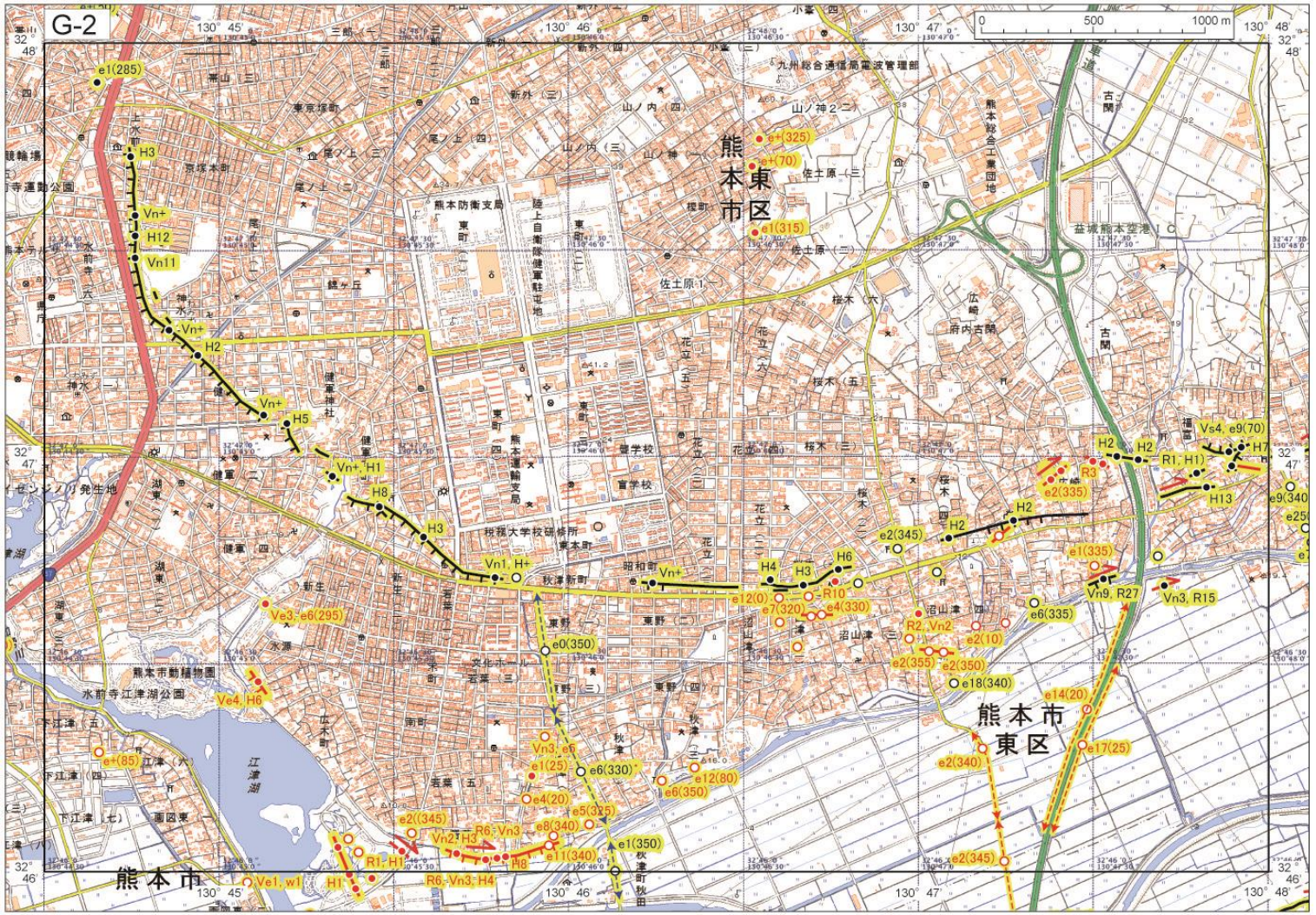


図６（ホ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ホ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

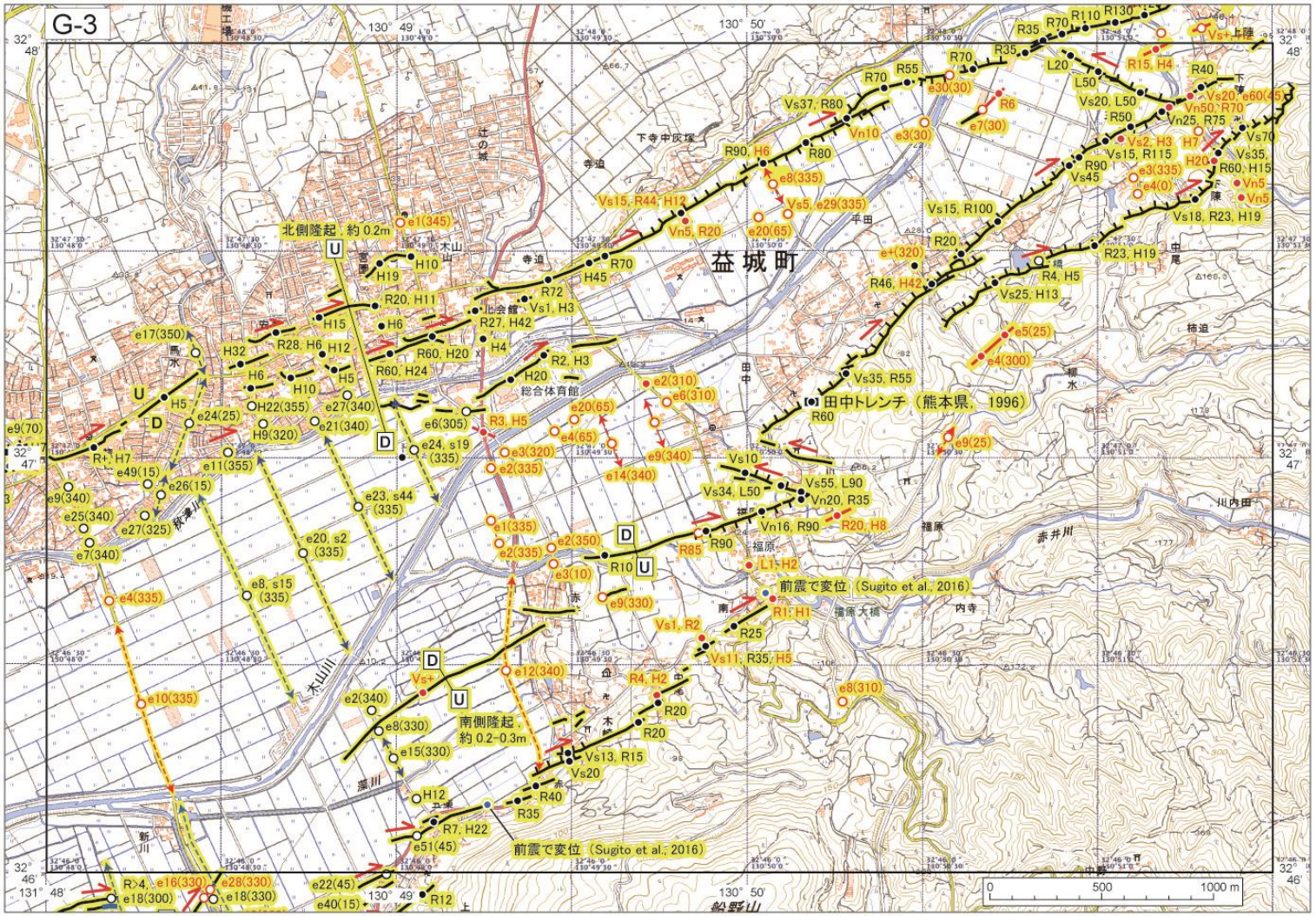


図６（マ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-マ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。



図６（ミ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ミ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

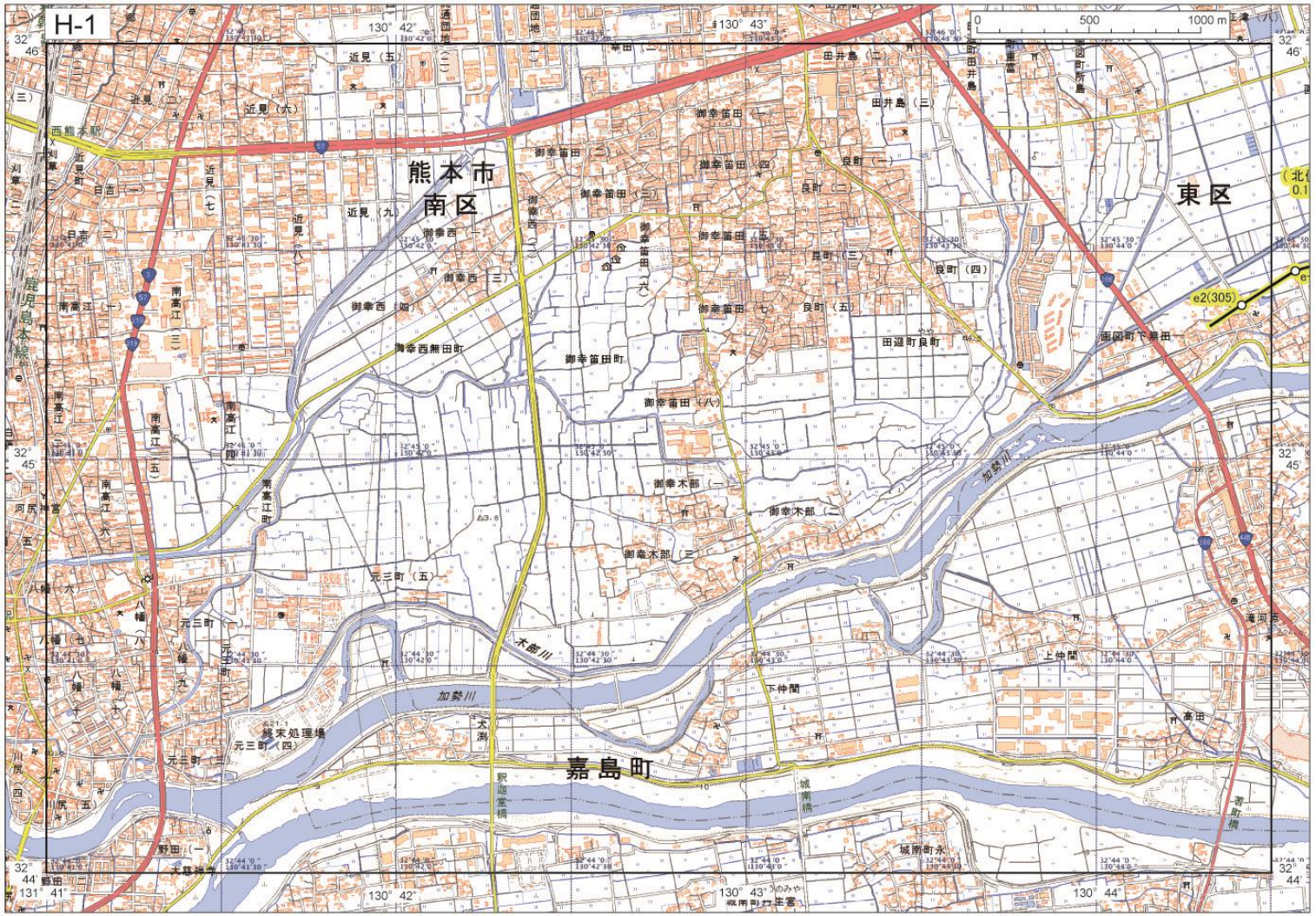


図６（ム） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ム

H28 年度報告書の詳細分布図。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

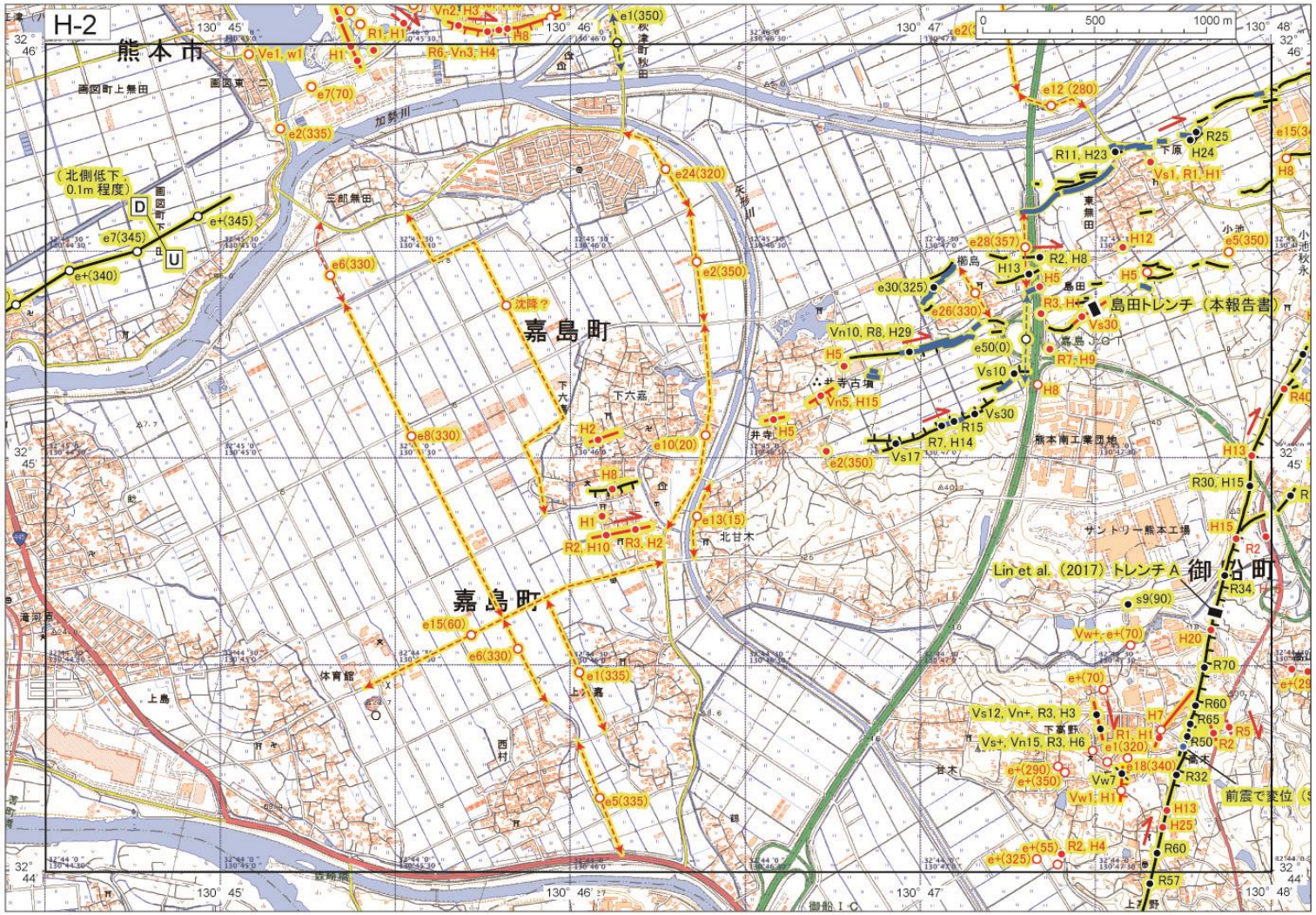


図６（メ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-メ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

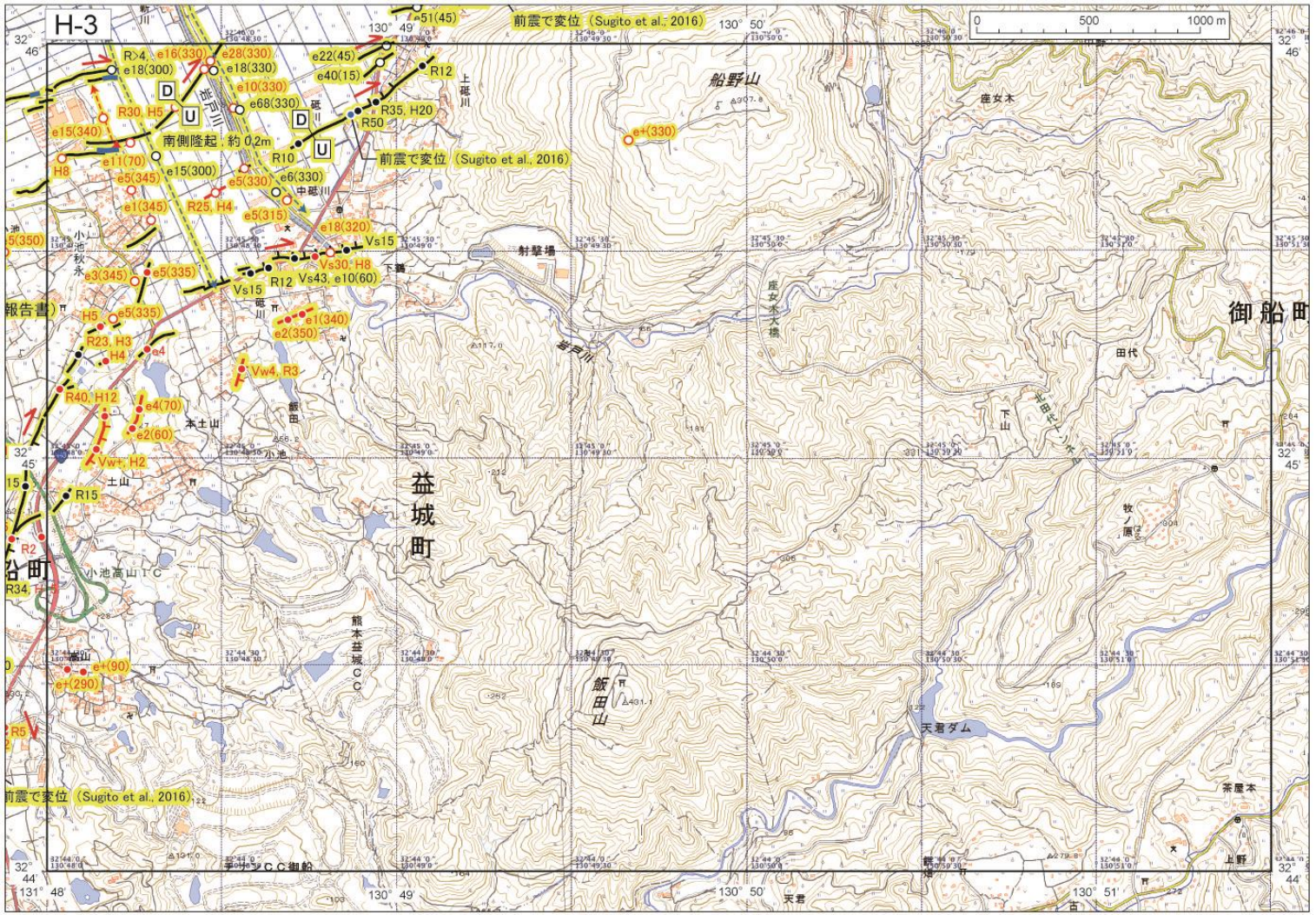


図６（モ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−モ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

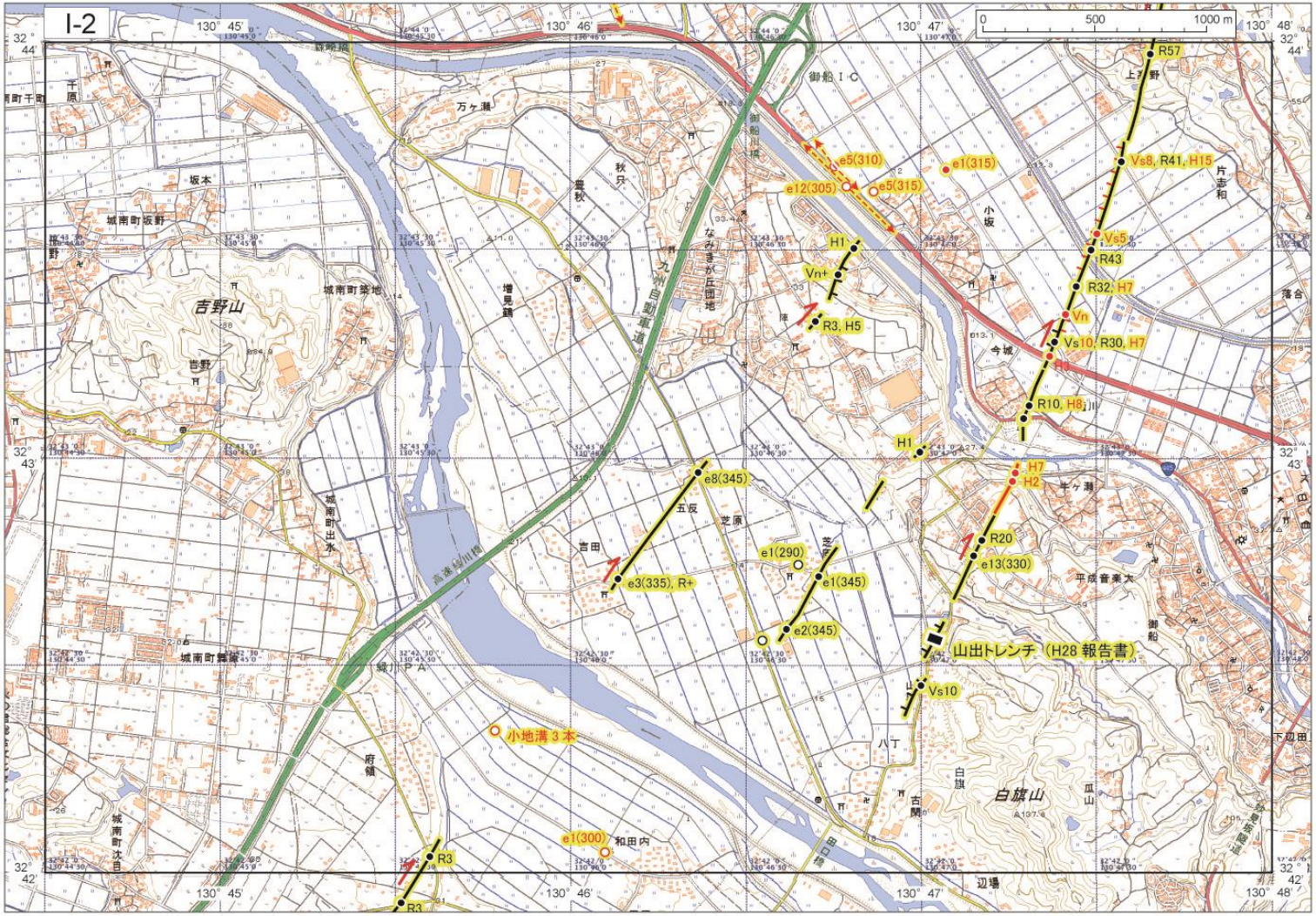


図 6 （ヤ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図−ヤ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

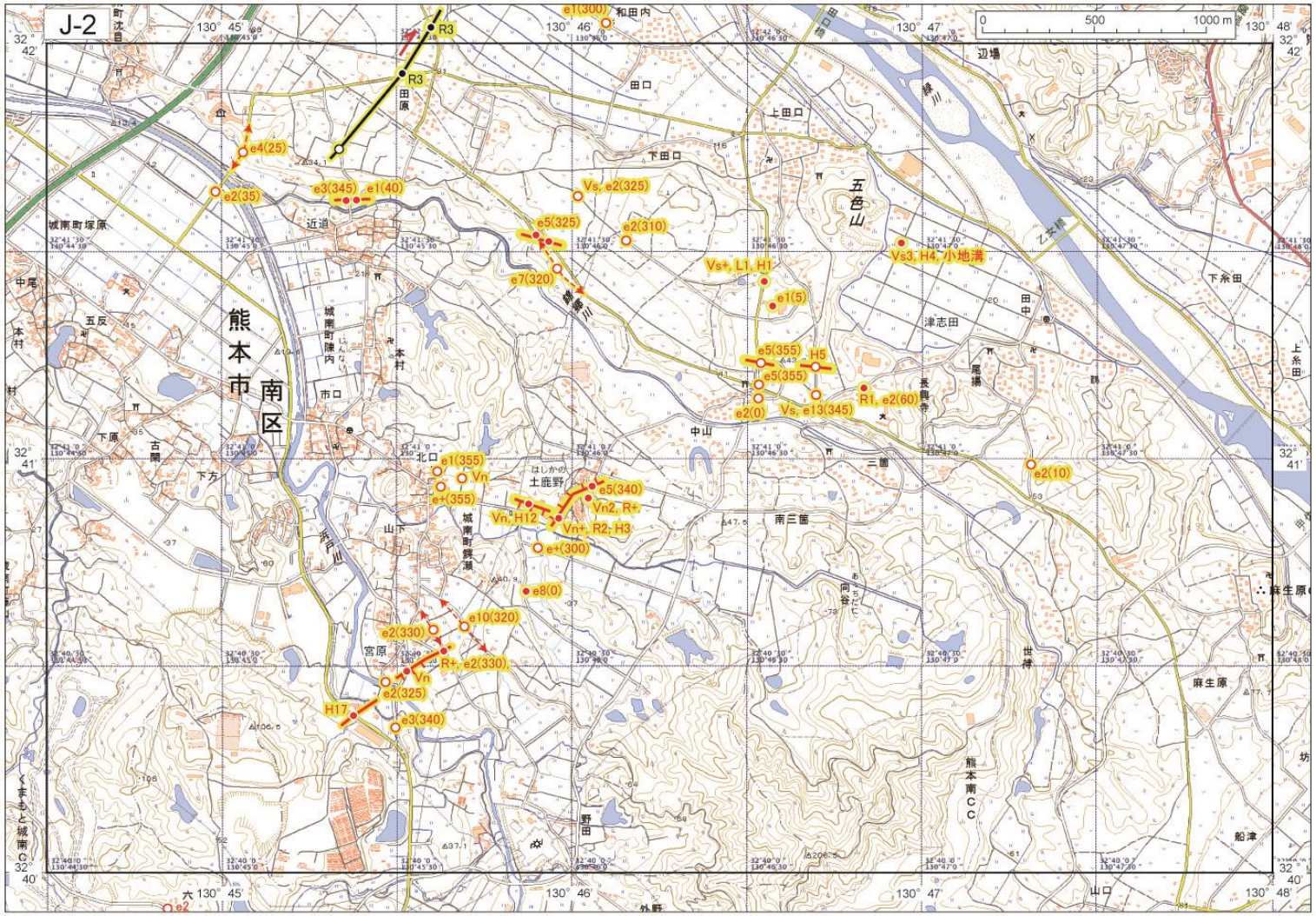


図６（ユ） 2016 年熊本地震に伴う地震断層の詳細分布図-ユ

平成 29 年度の調査結果を赤線及び赤字で示した。基図は、国土地理院の電子地形図（標準地図）を使用した。

b）主な地震断層のうち新たに確認できた地震断層の分布及び変位量

ｉ）布田川地震断層帯

布田川地震断層

河陽付近：布田川地震断層の北東端の約 3km の範囲においては、ENE-WSW ないし NE-SW 走向の３列の断層群に分岐し、幅２～３km の断層帯を構成している（Shirahama *et al.*, 2016；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大, 2017)。それらの断層群は、阿蘇ファームランド付近、河陽付近及び濁川付近の地震断層群である。平成 29 年度の踏査では、この３列の断層群を横断するルートにおいて水平伸長量の計測を試みた（図６(テ)）。

断層群の一般走向と概ね直交するこのルートでは、阿蘇ファームランド付近の地震断層群の西南西部にあたる東海大学阿蘇キャンパス東側の２区間において合計 40cm（それぞれの区間で 37 及び３cm）の水平伸長が計測できた。河陽付近の地震断層群の北東部では３区間において合計 62cm（９、49 及び４cm)、濁川付近の中央付近にあたる阿蘇東急 GC の東方では３区間において合計 39cm（20、２及び 17cm）の水平伸張が計測できた。これら３つの断層群をあわせると、断層帯全体では 140cm 程度の水平伸長が生じていると推定できる。

益城町堂園付近：堂園付近の農地では、右横ずれ 2.2～2.5 m の顕著な変位が報告されている（Lin *et al.*,2016、Shirahama *et al.*, 2016 など)。この地点において地震断層によって変位した農地の境界４カ所について若干の撓みを含めて再計測した結果、いずれの境界も右横ずれは 2.5m であった（図６（ヒ))。

木山川低地北東部：布田川地震断層は木山川低地において低地の北縁に沿う SW-N 断層と、低地の南縁に沿う SW-S 断層に分岐する（H28 報告書)。このうち SW-N 断層は益城町木山付近において概ね３条の地震断層からなる最大幅 0.6km の断層帯を構成している。最も南に分布する断層線は木山南部の益城町総合体育館付近にあって、E-W ないし WSW-ENE 走向に約 800m 連続して認められている。一方、SW-S 断層は福原付近において左ステップするとともに、ステップ付近には WNW-ESE 走向で左横ずれを伴う共役性の地震断層が発達している。平成 29 年度の踏査では、総合体育館付近と福原付近の間の沖積低地において、NNW-SSE 方向の農道及びそれと直行する農道において、それぞれが 10～20cm 程度の伸長変形を受けていることが認められた（図６(マ))。これらの地表変形は、総合体育館付近と福原付近の共役性の地震断層との間に、WNW-ESE 走向の右横ずれ断層が伏在することを示唆する。

北甘木台地付近：北甘木台地付近では、地震断層は幅 0.5～1 km 程度の ENE-WSW 走向の断層帯を構成している（H28 報告書)。平成 29 年度には、台地の東西両端部付近を中心として北甘木台地付近の断層帯全体の変位量を精度良く推定するための踏査を行った。台地東方の沖積低地に位置する岩戸川沿いでは、断層帯と直交する道路において４～５地点もしくは区間で水平伸長が計測できた。それぞれの地点もしくは区間での伸長量は５～28cm、断層帯全体では 66cm であった（図６(マ)及び(モ))。なお、H28 報告書では、岩戸川東岸の道路の縁石を基準にして 68cm、西岸のアスファルト道路の断裂に基づいて断層帯全体で 90～100cm の水平伸長を計測していたが、前者では基準となる縁石が断続的に設置されており、後者では多数の断裂を計測したことから、いずれも誤差が大きかったものと判断する。

台地中央を N-S 方向に横切る九州自動車道路に沿っては、櫛島東方の台地沿いで 28cm、その南方の低地で 58cm、全体では 86cm の水平伸長が計測できた（図６(メ))。道路を横切る２-３条の地震断層による右横ずれ量を 30cm 程度とすると、断層帯の水平伸長量は 80cm

程度と求められる。

台地西端付近の嘉島町下六嘉では、平成 28 年度の踏査において 1 条の地震断層が確認できていた。平成 29 年度の踏査では、それと平行する２条の平行する地震断層を発見するとともに、これらの３条の断層からなる断層帯の変位量として、水平伸長 10～20cm と右横ずれ２～３cm を計測できた（図６(メ)）。しかし、下六嘉西方の沖積低地では、地震断層の一般走向と直交する NNW-SSE 方向の道路において、明瞭な断裂や水平伸長による地表変位の集中帯は認められなかった。

以上の結果、布田川地震断層の南西部の SW-N 断層及び SW-S 断層からなる幅約 1.5-２km の断層帯では、広域の地表変動を含めた水平伸長成分は、1.5m 前後に及ぶことになる（図３）。

出ノ口地震断層

布田川地震断層の南東側約２km に並走する出ノ口地震断層では、H28 年度の踏査で確認していた南西端にあたる西原村小野付近の地震断層について、平成 29 年度に新たに南上がり 14cm と水平伸長 15cm の変位量を計測した（図６(ヒ)）。また、小野の西方約 1.5km 付近において、道路を横切る WNW-ESE 走向の地震断層を新たに発見し、水平伸長７cm の変位を計測した。

ⅱ）高木地震断層

高木地震断層は、布田川地震断層帯の南西端付近から延びる、N15E 走向で右横ずれが卓越する地震断層である（H28 報告書）。このうち北端の益城町小池秋永付近から御船町白旗付近までの６km 区間では、顕著な地震断層が出現し、最大変位量は右横ずれ 70 cm であった。また、この顕著な地震断層のうち南部の西側 0.5～1.3 km には、概ね 10 cm 以下の変位をもつ２条の地震断層が副次的にあらわれており、これらを含めると高木地震断層の長さは８km となる（H28 報告書）。

平成 29 年度の踏査では、顕著な地震断層の中・北部付近について踏査を行い、北部付近及び中部の西側に多くの副次的な地震断層があらわれたことを新たに確認した（図６(メ)、(モ)及び(ヤ)）。新たに確認された副次的な地震断層の変位量は、右横ずれ５cm 以下、水平伸長４cm 以下と小さいが、布田川地震断層の SW-S 断層と高木地震断層の境界付近に多く発達している。このことから、両地震断層が断層形状及び変位量の点から顕著な不連続部を持たないことが新たに確認できた。

また、顕著な地震断層については、既存の報告（Shirahama *et al.*, 2016 など）及び平成 28 年度の調査では水平傾斜成分の計測がほとんどされていなかった。平成 29 年度の踏査では、この顕著な地震断層に沿って数 cm から最大で 25cm の水平伸長を新たに計測した。

c）新たに確認できた副次的な地震断層

ⅰ）日奈久断層帯高野-白旗区間の南部

高木地震断層の南西端付近には、幅約 2km に広がった断層帯を切断するように、WNW-ESE 走向に連なる小規模な地震断層が出現している（図６(ユ)）。この地震断層では、熊本市南区近道からその東方の御船町津志田に至る約３km 区間において数カ所で断裂が認められ、10～20cm 程度以下の NNE-SSW 方向の水平伸長が計測できた。また、近道付近では、断層と反時計回りに狭角をなして交差する道路では、時計回りに狭角をなして交差する道路に比

べて大きな伸長変形が認められることから、断層は左横ずれを伴うと推定される。

また、上記の地震断層に平行して約 1km 南西方には、南区北口から土鹿野に至る約 0.7km 区間でも WNW-ESE 方向に連なる断裂群が認められ、最大で 12cm の水平伸長が計測できた（図６(ユ)）。さらに、土鹿野から宮原にかけては、NE-SW 走向に延びる長さ約 1.5km の地震断層が認められ、最大 17cm の水平伸長と２cm の右横ずれが計測できた。これらの地震断層のうち、少なくとも宮原付近の地震断層は４月 16 日の本震に伴って出現したことが住民の証言によって確認できた。

ⅱ）水前寺地震断層群

水前寺地震断層群は、布田川地震断層南西部の SW-N 断層の西方に発達し、熊本市街地において南北３km･東西６km の範囲にあらわれた幅約３km の地震断層帯を構成しており、個々の地震断層は NW-SE 走向であり、全体として左ステップする雁行配列を示す（H28 報告書）。Fujiwara *et al.*（2016）によれば熊本市街地には多くの小変位をもつ地震断層があらわれたと推定されており、このうち Goto *et al.*（2016）では３条の地震断層が、また平成 28 年度の調査では別の１条の地震断層（本荘-南熊本付近の断層）が現地で確認されている。平成 29 年度の調査では、さらに３条の地震断層が新たに確認あるいは推定できたほか、大江-出水付近の地震断層においてその延長部に新たな地震断層が確認できた（図６(ネ)及び(へ)）。この結果、水前寺地震断層群は、南北約４km・東西約７ｋｍの範囲にあらわれた幅約３-3.5km の断層帯であり、５-６条の NNW-SSE 走向の地震断層が概ね等間隔で並走していることになる。

九品寺-国府本町付近の地震断層：熊本市中央区九品寺３丁目から国府本町に至る、NNW-SSE 走向で長さ約１km の地震断層が新たに確認され、水平伸長１cm が計測された。本断層は、大江-出水付近の地震断層と本荘-南熊本付近の地震断層（H28 報告書）の中間に位置する（図６(へ)）。

春日-琴平付近の地震断層：熊本市西区春日１丁目から中央区琴平２丁目に至る、NW-SE 方向で長さ約２km の区間では、６地点において連続性の乏しい断裂が確認され、最大で 1cm の水平伸長が計測できた。これらは１条の変位量の小さな地震断層によるものと推定できる（図６(へ)）。

黒髪-渡鹿付近の地震断層：帯山-健軍付近の地震断層（H28 報告書）の北北西方の熊本市中央区黒髪６丁目から中央区渡鹿９丁目に至る NNW-SSE 走向で長さ 0.8km の地震断層が確認され、最大で２cm の水平伸長を計測した（図６(ネ)）。また、その北東方約 0.3km の渡鹿８丁目でも、NW-SE 走向の短い地震断層が確認できた。これらの地震断層は、H28 報告書による帯山-健軍付近の地震断層とは約 0.7km のギャップを介して延長方向に連なるが、SAR 三次元解析の結果（Fujiwara *et al.*, 2016 及び藤原・他, 2016）からは、上下変位が異なる別の地震断層と考えられる。

大江-出水付近の地震断層：大江-出水付近の地震断層（H28 報告書）では、その南東端とされていた熊本市中央区出水３丁目から、さらに 0.9km 南南東の東区下江津２丁目付近において数カ所で地震断層が確認できた（図６(へ)）。この結果、本断層の長さは約４km となる。なお平成 28 年度の調査では、新たに確認できた南東端付近の江津３丁目において、地震断層と直交する方向に延びる国道 57 号で６cm の水平伸長が計測されている。

ⅲ）長領-佐土原付近の地震断層

布田川地震断層帯南西部を構成する SW-N 断層の北西方、水前寺地震断層群の北東方に分布し、熊本市街地の北東部において断続的にあらわれた、N-S 走向で長さ約 3.5km の地震断層である（図６(ノ)及び（ホ))。中北部の長領東-長領南にかけての区間と、南部の佐土原付近において地震断層が認められる。

長峰東-長峰南付近の地震断層:熊本市東区長峰東２丁目から長峰南４丁目に至る N-S 走向で長さ約 1.8km の地震断層である。個々の断裂では最大で水平伸長２cm、また東西 0.4km 程度の範囲では最大５cm 程度の水平伸長が計測できた。

佐土原付近の地震断層：熊本市東区山ノ神 2 丁目から佐土原１丁目にかけて分布する N-S 走向で長さ約 0.5km の地震断層である。水平伸長１cm 以下のわずかな変位が計測できた。

ⅳ）布田川地震断層北西側近傍の地震断層群

平成 28 年度の調査では、布田川地震断層の北西側１～２km 程度の範囲おいて地震断層に伴う小規模な地表変動が確認されていた（H28 報告書)。それらの地震断層は、布田川地震断層と共役関係にある NW-SE 走向を示す化粧塚-阿蘇くまもと空港付近の地震断層（図６（ヒ)）と、布田川地震断層と同じ NE-SW 走向を示す岩坂付近の地震断層（図６（ナ)）などがあり、前者は左横ずれ、後者は右横ずれを伴う正断層であった。平成 29 年度の調査では、布田川断層から２～４km 北西側の菊陽町及び大津町において、NE-SW 走向を示す複数の地震断層が確認できた（図６(チ)及び(ナ))。

森-岩坂付近の地震断層：大津町岩坂付近では、NE-SW 走向で長さ 0.5km 以上の明瞭な右ずれを伴う地震断層が確認できた（図６(ナ))。その南西方延長約 0.5km 付近では構造物の伸長破壊が認められた（図６(ナ))。また、北東方延長 1.5km の森付近では、NE-SW 方向の長さ約１km の範囲において、ガードレールの伸長変形や構造物の伸長破壊が認められた（図６(チ)。これらのことから、本地震断層は、最大約３km に延びていると推定できる。

陣内-馬場楠付近の地震断層：大津町陣内の北東部（図６(チ)）から，菊陽町戸次付近（図６(ナ))、阿蘇くまもと空港西方の馬場楠付近（図６(ト)）までの NE-SW 方向の長さ約５km の範囲において、ガードレールや道路縁石の伸長変形が点在していることが認められた。それらの伸長変形は、不明瞭な地震断層に伴う可能性が高い。

ⅴ）阿蘇カルデラ北西方の地震断層群

平成 28 年度の調査では、阿蘇カルデラ外輪山の北西部に、E-W ないし WNW-ESE 走向の地震断層が多く出現していること（宇根・他，2016 及び渡辺・他，2016）が、現地での踏査によっても確認できた。それらは、矢護山ゴルフパーク付近、真木付近、二重峠付近、新小屋付近、新小屋南方などの地震断層である。平成 29 年度の調査では、阿蘇カルデラ北西地域では、さらに広く南北６km・東西 10km におよぶ広範囲において地震断層が踏査で確認できた。ただし、外輪山の牧野や山林からなる広い地域では主要道路以外の踏査は困難であり、十分な現地調査が実施できていない。

狩尾牧野-二重峠付近の地震断層群：阿蘇外輪山の縁をたどる県道 339 号（通称：ミルクロード）では、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）による SAR 干渉解析の結果から推定した小変位をもつ地震断層が横切るそれぞれの地点において、道路のアスファルト路面を横断する概ね NE-SW ないし NNE-SSW 方向に延びる断裂群が確認できた(図６(ウ)、(カ)、(キ)及び(シ))。断裂のほとんどは変位量が計測できない程度の小規模なものであったが、跡ヶ瀬牧野付近（図６(キ)）及び二重峠の北北西約１km 付近（図６(シ)）では、道

路構造物の明瞭な伸長変形や５cm 以下の上下変位が計測できた。このうち、跡ヶ瀬牧野付近では、道路西側の牧草地において、E-W 走向で長さ 150m 以上にわたり、18cm の水平伸長と７cm の北上がりを伴う地震断層も確認できた。さらに、的石端辺牧野の西方、鞍岳の東方では、WNW-ESE ないし E-W 走向で、少なくとも長さ 0.6km の地震断層が出現したことが確認でき、最大で北上がり 35cm と若干の水平伸長が計測できた（図６(カ)）。

狩尾牧野-二重峠付近の地震断層群の東方では、阿蘇カルデラ内の黒川沿いの沖積低地にも地震断層があらわれている（図６(キ)及び(ス)）。阿蘇市石ノ前付近では、県道 149 号を横切って E-W 向の水平伸長６cm を伴う地震断層が出現した（図６(キ)）。この東側の石ノ前では沖積錐ないし扇状地性の斜面にそって水平伸長を伴う断裂が断続的に認められた。阿蘇市殿塚では沖積扇状地の末端付近において、東西方向に連なる北上がりの断裂が認められた（図６(ス)）。阿蘇市車帰から下野にかけて、WNW-ESE 走向で長さ 1.8km の区間において地震断層が確認でき、最大で水平伸長 12cm が計測できた(図６(ス))。このうち、下野付近では地震断層は幅 0.4km の範囲に広く分散している。下野の東南東方の蛇ノ尾付近の舗装された農道及び道路では、水平伸長を伴う断裂が３カ所で確認でき、それらは車帰-下野付近に分布する地震断層の延長に当たる可能性もある。

平川-杉水付近の地震断層：大津町平川付近から杉水付近に至る地域では、峠川南岸の段丘崖に沿って、WNW-ESE 方向で約 5km の区間において数カ所で明瞭な地震断層が確認でき、最大で 10cm の水平伸長と若干の左横ずれが計測できた（図６(コ)及び(サ)）。

大津町美咲野付近の地震断層：大津町美咲野付近では E-W 方向に約１km の離れた 2 地点、室付近では E-W 方向の約 0.5km の範囲において３地点、つつじ台付近では ENE-WSW 方向に 0.3km の範囲において３地点で、いずれも水平伸長１－３cm の変位を伴う断裂が認められた（図６(タ)及び(チ)）。これらは、E-W ないし ENE-WSW 走向の地震断層に伴うものと推定されるが、断層の詳しい分布は不明である。

菊池市街地付近の地震断層：菊池市街地の隈府から片角を経て藤田付近に至る地域では、NW-SE 走向で少なくとも長さ 1.7km の地震断層が確認でき、水平伸長２cm、北上がり５cm の変位を計測した（図６(イ)）。菊池市街地ではその北西方には地震断層が延びていないことが確認できた。一方、南東側では、道路を横切る明瞭な地震断層が西南西方の丘陵に延びており分布の詳細は不明である。

赤星付近の地震断層：菊池市赤星の東部では、国道 325 号を挟んだ 100m 区間において、WNW-ESE 走向で水平伸長 10～13cm の地震断層が確認できた（図６(オ)）。

vi）阿蘇谷北東部の地震断層

宮地付近の地震断層：阿蘇谷東部の阿蘇市宮地付近では２条の地震断層があらわれた（遠田・他，2017；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017)。いずれの地震断層も N60° E 走向で、両者は 0.7km の間隔で並走している。平成 29 年度の踏査では、このうち南側に分布する地震断層について、その南西延長の４箇所において新たに地震断層が確認でき、最大で 16cm の水平伸長と１cm の右横ずれが計測できた(図６(ケ)及び(ソ))。この結果、宮地付近の地震断層の長さは約 2.5km となる。

山田-小野田-今町付近の地表変動及び阿蘇カルデラ外輪山北東部の変状：阿蘇市山田から小野田本村に至る N-S 方向の道路では、多くの水平伸長を伴う断裂が観察された（図６(エ)）。その水平伸長の合計量は、約 1.5km の区間で 44cm に及んだ。一方、小野田町本村か西方に延びる道路では、２地点でそれぞれ１－２cm の水平伸長と水平短縮が観察された

のみで、顕著な変状が認められなかった。また、本村の西方約 1.8km の今町では、NW-SE 方向の道路に、わずかの伸長変形と南上がりの変状が認められた。さらに、山田の北北東方の阿蘇カルデラ外輪山では E-W 方向に延びる道路の 0.3km 区間において、道路を横切る多数の断裂があらわれ、全体では２cm の水平伸長が計測できた（図６(ア)）。

Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）は、干渉 SAR 解析の結果から、この付近では NE-SW 走向をもつ複数の地震断層があらわれたと推定している（図２）。踏査で確認された N-S 走向のやや大きな水平伸長と E-W 方向のわずかな水平短縮及び水平伸長は、それらの推定された地震断層が布田川地震断層帯と同様に水平伸長及び右横ずれ成分を持つと仮定すると、矛盾なく説明できる。

d) 既存報告で地震断層とされた断裂のうち本調査では地震断層ではないと考えた断裂等

新たに公表された報告の一部では、上記の地震断層の他にも顕著な地震断層が出現したとする見解が出されている。しかし、それらの地震断層のうち以下のものについては、現地踏査及び別の既存資料に基づいて、地震断層以外の断裂であるか、あるいは地震断層が出現しなかったと判断した。

鈴木・他（2017）及び鈴木（2017）は、阿蘇カルデラ北西部の阿蘇市内牧から的石にかけての沖積低地において地震時に生じた直線状の地割れ群（図６(エ)、(キ)、(ク)及び(ス)では側方流動に伴う断裂）を、「可能性のあるものは地震断層として表示する」という考えに基づいて、地震断層と表記している。また、Lin（2017）も、それらの断裂群を正断層成分が卓越するとともに地溝を伴う地震断層として、Zone-N1 と呼んだ断裂帯に含めている（図７）。ただし、これらの断裂群について、黒木・他（2016）及び向山・他（2016）は、地震前後の詳細 DEM による地表変状の解析と、地表や構造物の水平伸長と短縮の組み合わせに着目して、表層の地盤が側方に移動したものと考えている。H28 報告書では、それらの断裂群について、大きな水平伸長を伴うものの横ずれ成分はほとんどなく、幅 30-40m 以下の地溝を挟んだ上下変位が認められないことから、断層ではなく、規模の大きな裂かであると判断した。また、地表変位の規模及び形状から、原因は地下数 10m程度の浅部にあると推定した(H28 報告書)。平成 29 年度に新たに収集した資料においても、西村･他(2017)は、詳細 DEM のマッチング解析（向山・他，2017 など）に基づいてそれらの断裂群を広義の地すべり（landslide）による側方移動である可能性が高いと述べている。また、小林（2017）は SAR の解析結果に基づいて、地表変位は限られた領域にのみ生じており、変位の原因は地下の極めて浅いところにあることが示唆されると述べている。なお、鈴木(2017)では、それらの断裂が地震断層の可能性があるとする具体的な根拠は示されていない。

益城町下陳付近では、布田川地震断層が大きく２条に分岐し（SW-N 及び SW-S 断層）、両断層の間には、それらと共役関係にある NW-SE 走向で左ずれを伴う共役断層が発達している。Lin and Chiba（2017）は、図６(ハ)及び(マ)に示す NW-SE 走向の共役断層の北東側にあたる上陳付近にも別の NW-SE 走向の共役断層が存在することを報告している。Lin and Chiba（2017）は、この上陳付近の地震断層を“b-rupture zone”と呼び、長さ約 400m で左横ずれ 20-55cm の変位をもつ地震断層を図示した。一方、 Shirahama *et al.*（2016）、藤原・他（2016）及び矢田・他（2017）などでは、“b-rupture zone”に相当する地震断層は確認されていない。平成 29 年度に改めて地震直後に撮影された空中写真の判読と現地での踏査を実施したが、水田の畦やコンクリート舗装道路には地震断層や変位量が計測できるような顕著な変状は認められなかった。

Lin *et al.*（2016）及びLin（2017）は、阿蘇カルデラ内の西部から北部にかけて広く分散する５条の地震断層帯を報告しており、その走向もN-S、NE-SW、E-W、NW-SEなど様々である（図７の“None-N１－５”）。一方、H28 報告書で確認できていた地震断層の分布はそれらと大きく異なり、阿蘇カルデラ西部の南阿蘇村河陽付近と、北東部の阿蘇市付近においてNE-SWないしE-W走向のものに限られる。Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）は、干渉SAR解析の結果からカルデラ内の地震断層は、西部の南阿蘇村河陽付近と、北東部の阿蘇市付近においてNE-SWないしE-W走向のものに限られることを示しており（図２）、Shirahama *et al.*（2016）、矢田・他（2017）、鈴木・他（2017）、遠田・他（2017）及び平成28年度の踏査においても同様の結果を得ている。

上述のように、阿蘇カルデラ北西部においてLin（2017）がZone-N１と呼んだ断裂群のうち阿蘇市内牧から狩尾付近にかけてと、的石付近に分布するものは数10m以浅に発達する側方流動に伴う断裂と考えられる。また、Lin（2017）は、狩尾と的石の間、また赤水から車帰付近においてもNE-SW走向に延びる断裂群を記載しZone-N１に含めているが、そのような断裂群は空中写真判読や現地踏査では確認できなかった（図６(キ)及び(ス)）。また、Lin（2017）は、赤水の南方に長さ３kmに及ぶN-S走向のZone-N２を記載している。しかし、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）によるSAR干渉画像の判読からは、そのような規模の大きい地震断層は推定できない（図２）。

Lin（2017）は、布田川地震断層の北東端が本報告よりもさらに北東に延びるとして、米塚を経て阿蘇谷北部の阿蘇市犬役原に至るZone-N３、及び杵島岳の北西方を経て阿蘇市宮地の北部にいたるZone-N４を記載している。しかし、米塚では、単成火山帯に環状及び馬蹄状の地すべり性の断裂が生じているが、その周囲にはLin（2017）が指摘するような長さ数100mから1.5kmにおよぶ共役性の断裂系は認められない（図６(ス)）。杵島岳付近を通過するZone-N４について、Lin（2017）は長さ約2.5km区間において７地点で断裂を確認しているのみであり、詳細な記載を欠いている。しかし、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）によるSAR干渉画像の判読からは、米塚及び杵島岳付近において地震断層は推定されていない。さらに、阿蘇カルデラ北部の阿蘇谷において、Ｌin(2017)がZone-N３及びＮ４の根拠として記載しているのは、現地調査で確認された阿蘇市坊中北方及び犬役原の２地点に現れた断裂と、阿蘇神社（宮地）の被害のみである。

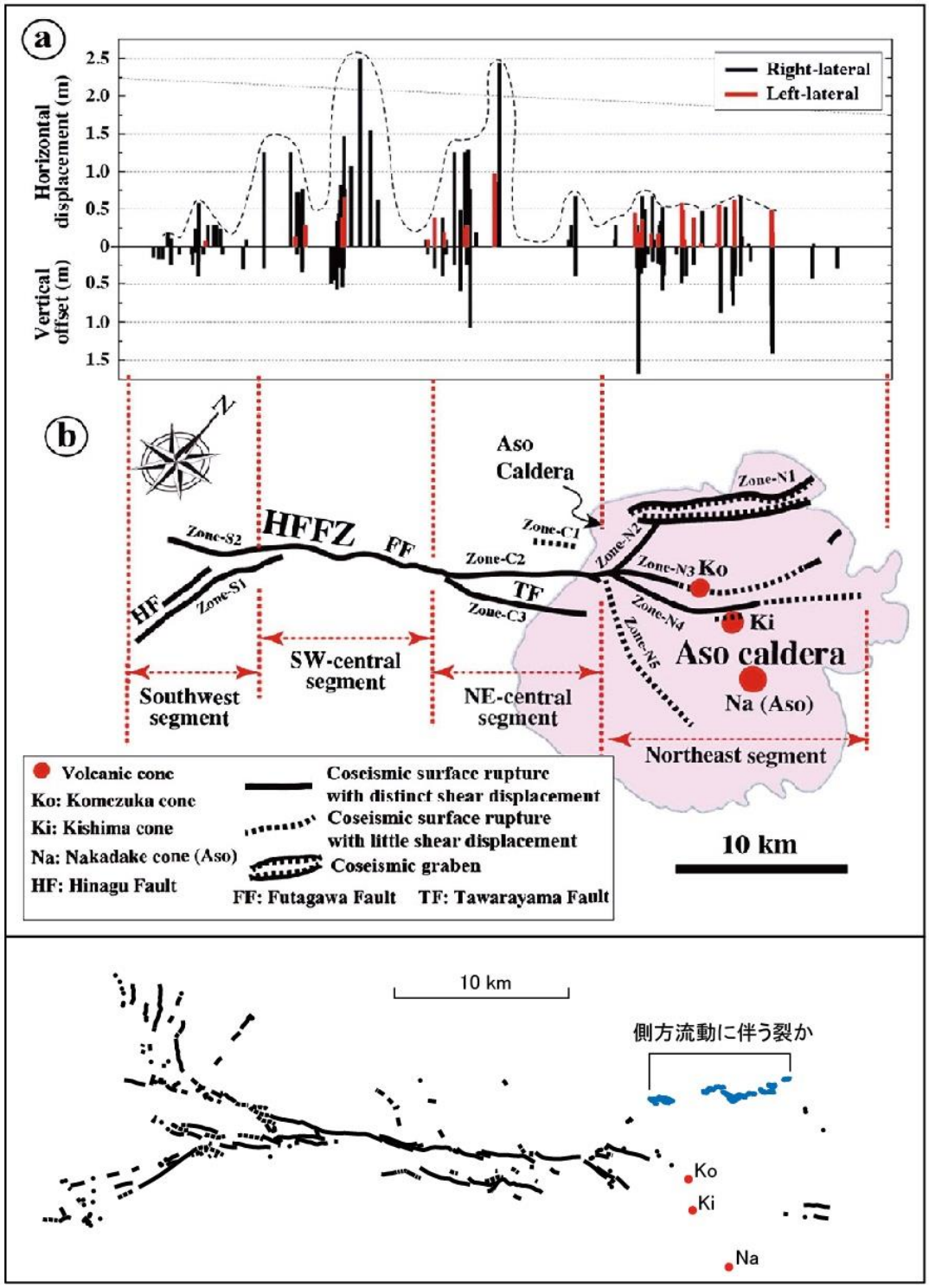


図 7　Lin（2017）による 2016 年熊本地震に伴う地震断層の概略分布と本報告による地震断層および側方流動に伴う大規模な裂かの分布との比較
上：Lin（2017）による地震断層の概略分布図。a：変位量分布図、b：地震断層の分布図。下:本報告による地震断層および側方流動に伴う大規模な裂かの分布図。阿蘇カルデラ外輪山北西部の副次的な地震断層を除く。Na:中岳、Ki：杵島岳、Ko：米塚。

南郷谷の西部において、Lin（2017）は、白川北東岸の火山山麓扇状地に長さ約 10km の

活断層を認定あるいは推定し、熊本地震では活断層に沿って 10 地点以上で地震断層が出現したと記載している。しかし、SAR 干渉画像の判読からは、米塚及び杵島岳付近において地震断層は推定されない（図２）。

Lin（2017）は、井ノ口地震断層（Lin, 2017 では俵山断層と呼んでいる）を右横ずれが卓越し顕著な正断層成分を伴うとし、最大 2.45m の右横ずれを計測している。Lin（2017）によれば、この 2.45m の右横ずれを計測した地点は出ノ口集落の東北東約 1.2km 付近にある。平成 28 年度の調査では、その付近において南上がり約 60cm と左横ずれ約 30cm の地震断層が確認されただけであり（図６（フ））、出ノ口地震断層では 1m を越える横ずれ変位は見いだせなかった。

Lin（2017）は、布田川地震断層の南西端付近の（熊本市・嘉島町及び益城町の境界周辺）加勢川～木山川及びその支流沿いの沖積低地に地震断層の出現を認め、Zone-S2 と呼んでいる。しかし、平成 29 年度の踏査では、その付近の沖積低地には地震断層は発見できなかった（図６（メ））。

e）地震断層の形状と変位量分布の特徴

布田川地震断層は、その形状から、北東部、中央部及び南西部に３区分される（図３、Shirahama *et al.*,2016；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大，2017）。中央部では概ね１条の断層ないし幅狭い断層帯を構成しており、北東部及び南西部ではそれぞれ２条の断層に分岐して幅２～３km に広がっている。また、布田川地震断層の中央部と約２km の間隔をおいて出ノ口地震断層が分布している。

平成 28 年度の調査（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大，2017）によれば、両者を合わせた布田川地震断層帯の全体としては、右横ずれ成分は中央部で２-2.5m と比較的一様な値を示し、北東及び南西の両端部では末端部に向かって次第に変位量を減ずる対照的な変位量分布を示す。布田川地震断層中央部と出ノ口地震断層をあわせた上下変位量は、断層帯中央部北西側で最大約 2.5m である。布田川地震断層の中央部南西側でも地震前後の詳細 DEM の比較から約 2m の南東上がりが求まっていることを考慮すると、断層帯全体の上下成分についても中央部では布田川断層と出ノ口断層は相補的で２m 程度と一様に大きく、これも北東及び南西の両端部では末端部に向かって次第に変位量を減ずる対照的な変位量分布を示す。また、水平伸長成分については断層帯の中央部では最大 2.5m である。

このうち水平成分については、平成 29 年度の踏査によって、北東端に近い河陽付近で 1.4m、南西端付近でも木山川低地を挟んだ南北両側の断層帯を合わせて 1.5m 程度の比較的大きな変位が求まった。この結果、断層帯のやや広域に分散する変位量を合計すると、水平伸長成分はその末端近くまで大きな変位が維持されていることがわかった。しかし、北甘木台地の南西側では広域に分布する変位を含めても水平伸長成分は急に小さくなることも見出された。この結果は、Moya *et al.*（2017）が、本震の前後に取得された高精度の航空レーザ計測データを使用して解析した地殻変動の分布パターンとも調和的である。

高木地震断層は、布田川地震断層帯と比べて変位量が右横ずれ 0.7m と小さい。しかし、平成 29 年度の調査では、両断層の接合部にあたる砥川付近において、多数の小規模な副断層や変位が分散していることが発見できた。この結果、両断層間での変位量分布には明瞭な不連続がなく、高木地震断層は、右横ずれ成分をもつ布田川地震断層の SW-S 断層に対して相対的に拘束性が強い中角度の屈曲を示し、一連の断層の末端部に含まれる可能性があ

る。布田川地震断層帯の長さは、変位量が大きな高木地震断層の主部の末端を基準とすると約 31km、また、高木地震断層と概ね平行ないし狭角度をなす副次的な断層を含めると約 33km となる。一方、布田川地震断層の SW-N 断層は、熊本市と益城町の境界付近で変位量が数 cm 以下と小さくなり、これより西側では北西側に開放性の高角度の屈曲をなして水前寺地震断層群などの正断層群に連なる。これを一連の断層と見なすと、主な地震断層帯の長さは約 33km よりも若干長くなる。

高木地震断層の南西端は、同断層とほぼ直交する WNW-ESE 方向の副次的な断層群によって切られる。さらに南西側には活断層としての日奈久断層が延びており（活断層研究会編, 1991）、熊本地震では、この日奈久断層の北東端部の１－２km 区間でも小規模な変位を伴う地震断層があらわれた。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では、高木地震断層の北端部付近の砥川付近を境として、北東側を布田川断層帯の布田川区間、西南西側を宇土区間、南南西側を日奈久断層帯の高野-白旗区間に区分している。しかし、2016 年熊本地震に伴って、布田川区間に沿った主な地震断層は、断層形状と変位量分布から判断すると、宇土区間とされていた北甘木付近及び高野-白旗区間の北部にまで連続的に延びている。今後、活断層の詳細な形状や活動性と古地震履歴を含めて、断層の活動区間の再検討を行う必要がある。

布田川地震断層帯の北西側端は阿蘇カルデラの西部に延び、そこでは大きく NE-SW 走向と E-W 走向の断層に分岐して、開放性の屈曲をなしている。しかし、この屈曲は長さ３-４km・幅２km 程度であり、南西端の屈曲構造と比べて規模が小さい。一方、カルデラの北西方では、外輪山から西麓の菊池市及び合志市に至る地域に、概ね WNW-ESE 方向に延びる副次的な正断層群があらわれた。この正断層群の一部では左横ずれを伴うことがあり、いずれも変位量は小さいものの、分布形態からは布田川地震断層帯に対して共役関係にある規模の大きな断層群とも考えられる。

f）SAR 干渉解析・三次元解析による地殻変動データと地震断層の比較

ｉ）地殻変動の不連続線と地震断層との関係

熊本地震に伴う地震断層の調査では、SAR の干渉解析及び三次元解析によって抽出された地殻変動の広がりや不連続線・急変帯の分布（図２、Fujiwara *et al.*, 2016、藤原・他, 2016、小林, 2017）に基づいて、とくに、主要な地震断層の周辺にあらわれた変位量の小さな地震断層や地表変動の現地踏査を効率良く実施できてきた。また、SAR による観測の繰り返しによって、前震及び本震に伴う地殻変動、ならびに本震後の余効変動が詳しく補足されている。図８は４月 14 日及び 15 日に発生した前震、図９は前震、本震及び余効変動を含む一連の熊本地震、図 10 は本震発生後の余効変動としての地殻変動を示す SAR 干渉画像と、踏査によって確認できた地震断層を比較したものである。

４月 14 日及び 15 日に発生した前震（*Mj* 6.5 及び 6.4）の震央は、いずれも布田川地震断層帯南西部の木山川低地から高野-白旗区間付近にあるが、本震より前のこれら前震を含む観測期間では、高野-白旗区間の南西側の地域において、SAR 衛星から遠ざかる方向となる沈降あるいは西向きの変動が、また木山川低地の北側の地域において、衛星に近づく方向となる隆起或いは東向きの変動が生じている（図８、Kobayashi, 2016）。これらの前震に伴う地震断層は、干渉画像と調和的に、木山川低地の南側の福原から井寺に至る６km の区間において最大 10cm の変位を伴ってあらわれたほか、その南西方の高木付近でもわずかな地震断層の出現が確認されている（Sugito *et al.*, 2016 及び Shirahama *et al.*,

2016)。Kobayashi（2016）は、これらの前震に伴う地殻変動を説明するために、高木地震断層に沿った右横ずれを主体とするN25°E走向で傾斜約80°NWの震源断層と、布田川地震断層南西部付近にあって正断層成分を主体とするN60°E走向で傾斜約70°NNWの震源断層を求めている。

上記の前震と、4月16日に発生した*Mj* 7.3の本震及びその後の余効変動を含む期間では、熊本平野から阿蘇カルデラにかけての広い範囲で地殻変動が観測され、布田川地震断層帯に沿って大きな地殻変動の不連続が生じている（図９）。また、その周囲、とくに北西側には小変位を伴う長さ数10mから数kmの地震断層が多数出現したことが認められている（Fujiwara *et al.*, 2016及び藤原・他, 2016)。このうち、熊本市街地付近にあらわれたNNW-SSE走向の断層群は、東側の断層群では東上がり、西側の断層群では西上がりの上下変位が卓越し、全体として一つの地溝群を形成している（Fujiwara *et al.* 2016及び藤原・他, 2016)。また、阿蘇カルデラの北西部にあらわれたWNW-ESE走向の断層群は、北側の断層群では北上がり、南側の断層群では南上がりの上下変位が卓越し、これらも全体として一つの地溝群を形成している（Fujiwara *et al.* 2016；藤原・他、2016)。平成28年度及び29年度の現地踏査では、SAR解析画像において推定される不連続線を手がかりに小規模な地震断層の現地確認を試みてきた。その結果、概ね数～10cm程度以上の変位量が推定される不連続線に沿っては、現地踏査においても地震断層が出現していることが確認できた。

熊本地震に伴う地震断層の一部では、本震の後に地表で観察された変位量が時間とともに大きくなる余効変動が確認されている（Shirahama *et al.*, 2016など)。図10に示す本震発生後の4月17日から5月1日までのSAR干渉画像においても、布田川地震断層帯の中部から南西部にかけて10cm以下の変動が局所的に生じていることが認められる（藤原・他, 2016)。これらの変動が大きな地域は、出ノ口地震断層の南西端付近と布田川地震断層に挟まれた地域（図10の①)、木山川低地東部において２条に大きく分岐する布田川地震断層の間に出現した共役断層の付近（図10の②)、木山川低地東部において布田川地震断層の北側及び南側トレースに顕著なステップや共役断層が発達する付近（図10の③）の３地域である。このことは、地表で認められる地震断層のキロメートルスケールの中規模構造が、震源断層の、少なくとも地殻浅部での挙動を直接に反映していることを強く示唆する。また、Fujiwara *et al.*（2016）及び藤原・他（2016）が指摘するように、布田川地震断層群の西端から続く水前寺地震断層群においてもわずかの余効変動が生じているのに対して、規模・形状が比較的似ている阿蘇カルデラ北西部の地震断層群では余効変動は認められない。

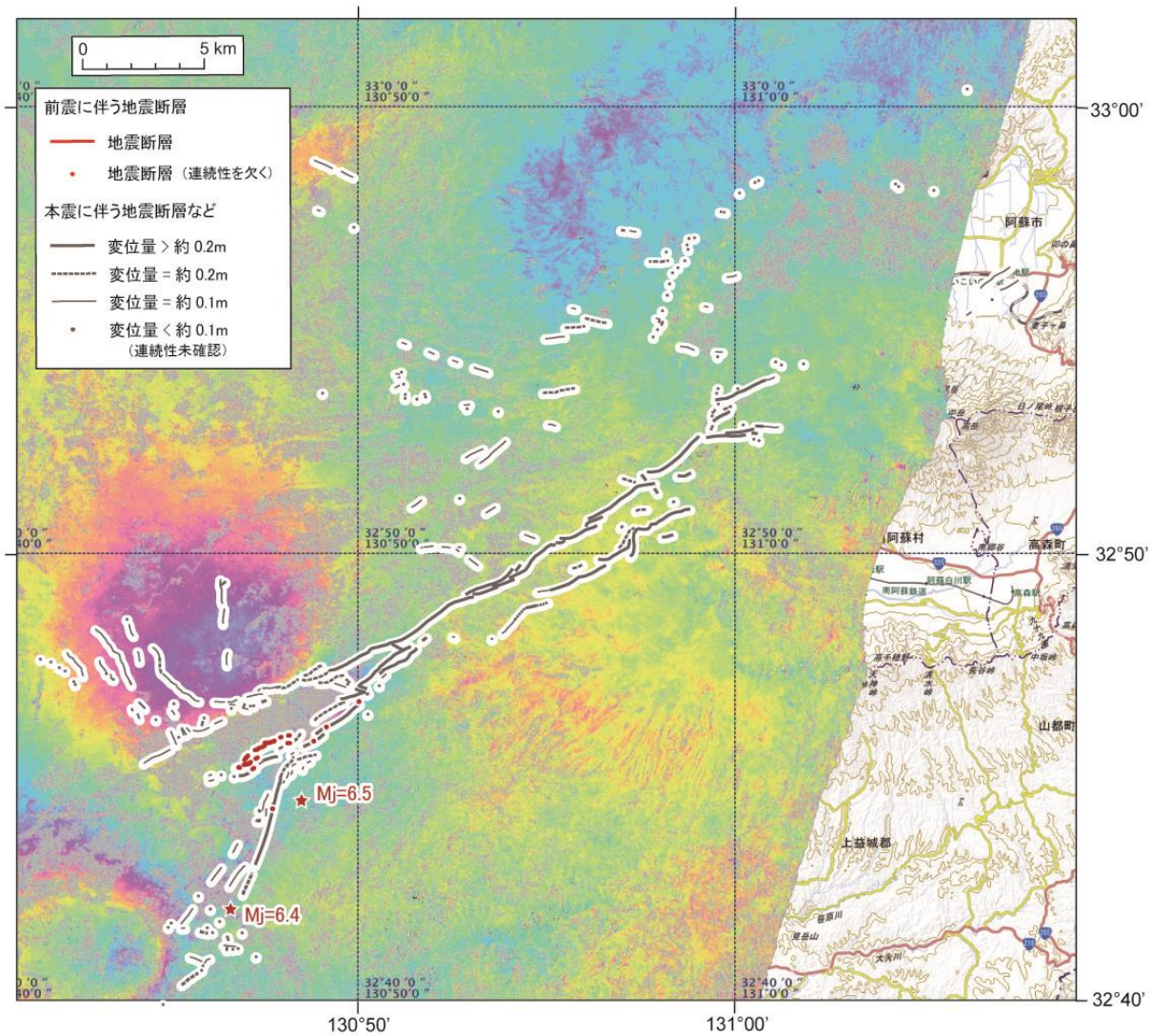


図８　2016 年４月 14 日及び 15 日の前震に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像と本震の発生以前に確認された地震断層

観測日 2015 年 11 月 14 日及び 2016 年４月 15 日。SAR 干渉画像は国土地理院が解析したものであり、原初データの所有権は JAXA（宇宙航空研究開発機構）及び METI（経済産業省）にある。４月 14 日の *Mj* 6.5 及び 15 日の *Mj* 6.4 の震央を示す。背景は国土地理院の電子地形図（標準画像）。

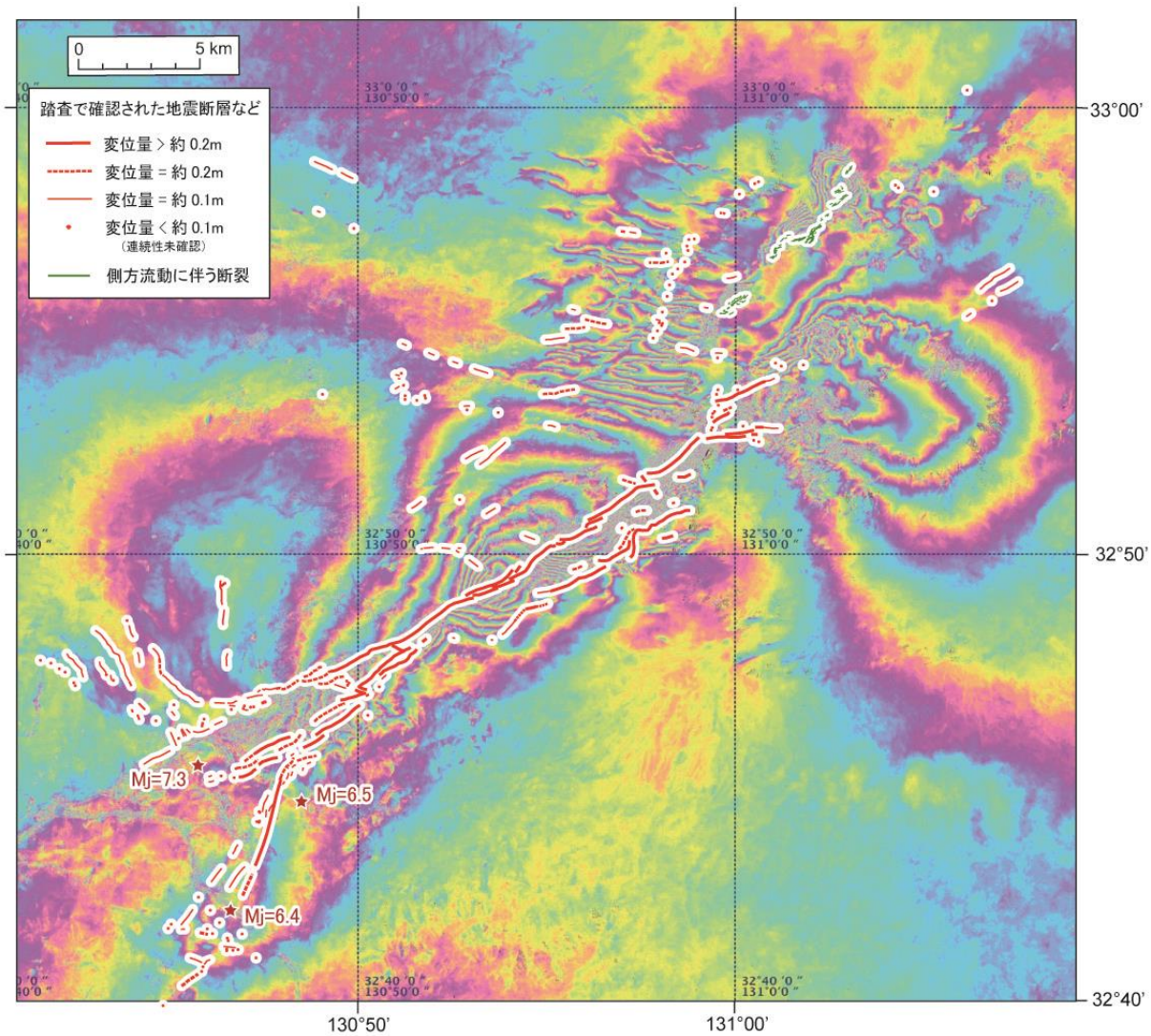


図９　一連の 2016 年熊本地震に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像と地震断層

観測日は 2016 年３月７日及び 2016 年４月 18 日。SAR 干渉画像は国土地理院が解析したものであり、原初データの所有権は JAXA 及び METI にある。観測期間に発生した前震（４月 14 日の *Mj* 6.5 及び 15 日の *Mj* 6.4）及び本震（16 日の *Mj* 7.3）の震央を示す。

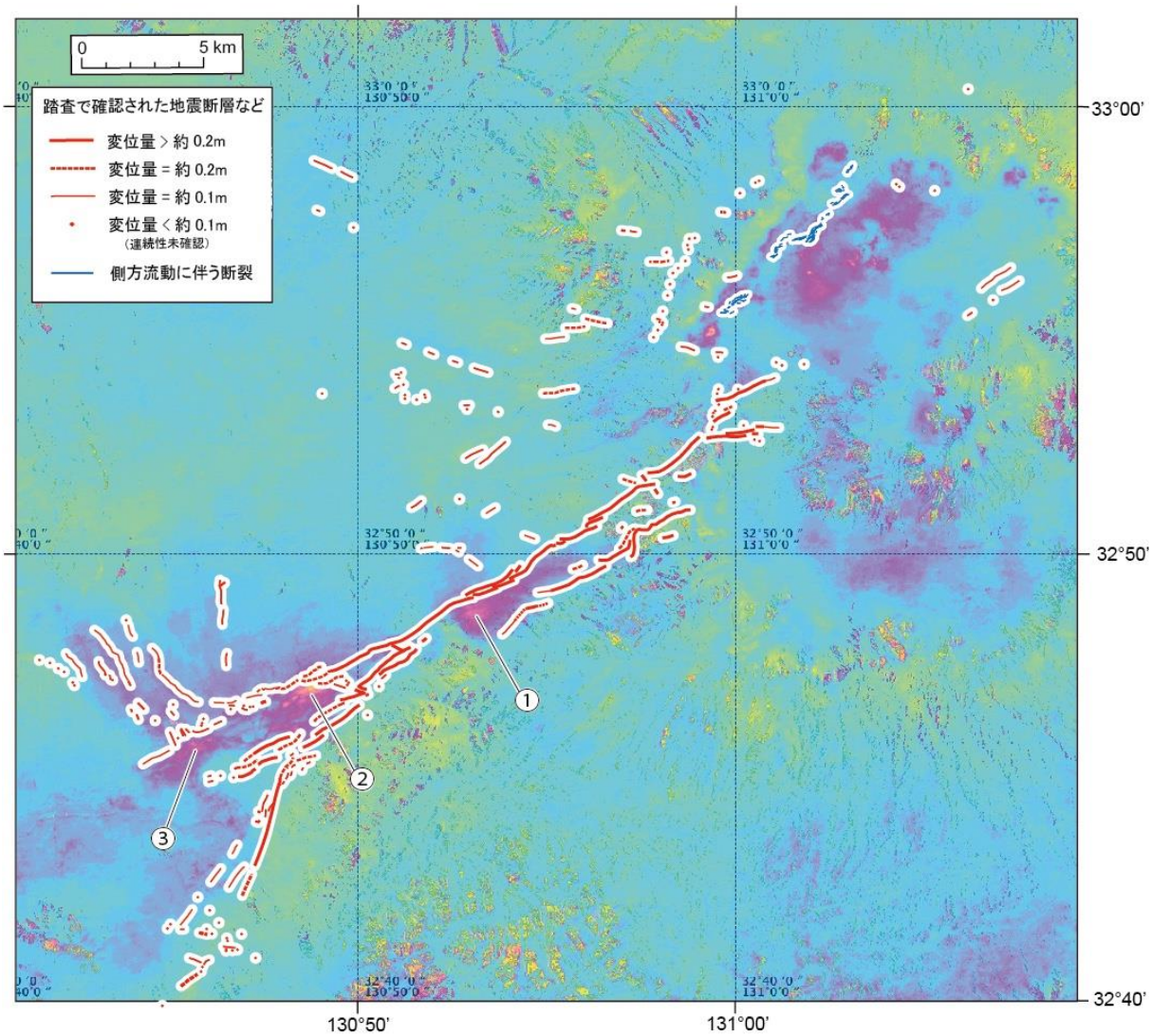


図 10　2016 年熊本地震の本震後の余効変動に伴う地殻変動を示す SAR 干渉画像と地震断層

観測日は 2016 年４月 17 日及び５月１日。SAR 干渉画像は国土地理院が解析したものであり、原初データの所有権は JAXA 及び METI にある。

ⅱ）SAR 干渉画像から推定される断層の変位量と現地踏査で計測できた変位量との関係

地震断層の現地踏査では、SAR 干渉画像を手がかりとすることで小規模な地震断層を効率よく発見することができた。また、この踏査の過程において、地震断層の変位量と変位基準となる地質や人工物との関係について、表２に示すような検知限界があることが経験的に見えてきた。ただし、表２は、正断層による変位基準の引張破壊を伴う今回の地震断層から得られた特徴であり、センスの異なる逆断層や横ずれ断層の場合では異なるものと考えられる。

地震断層の現地踏査では、概して、剛性が大きく適度な不均質性をもつ変位基準では小さい変位の断層まで検知することが可能である。たとえば、ガードレールや道路縁石などは剛性の大きな部材が比較的に強度の低い連結部で連なっており、連結部のずれを手がか

りにミリメートル単位の地表変位までを正確に計測することが可能である。また、剛性が高く均一な強度をもつ鉄筋コンクリート構造物では、基礎杭等で地盤に強固に連結されている場合には１cm程度の小さな変位に対しても破断や変位が生じる。各地に延びている舗装道路は広域の地震断層の調査において良い変位基準となる。しかし、剛性の低いアスファルト舗装道路では 10cm 程度以下の伸長変位を持つ断層は検知できない場合が多い。農地においては、耕作土の乾湿状態が大きく影響するが、乾いた畑地では 10-20cm 程度の変位でも地表に連続した断裂があらわれることが多い。これに対して自然土壌がよく発達する林地では、変位量 30cm 程度以下の断層を連続して追跡することは困難である。

このように、変位量の小さな地震断層の確認は、分布地域の地質や社会基盤の分布に強く依存しており、市街地や農地が発達する平野から丘陵地を経て山間部に行くに連れて次第に困難となる。ただし、変位量が概ね 20cm 程度以上の地震断層は比較的に調査が容易な平野と丘陵を中心にあらわれており、既存の調査報告や平成 29 年度までの本調査によって、カルデラ外輪山の北西方の山地を除いて概ね補足できていると考えられる。

表２　現地踏査において検知できる地震断層の変位基準と変位量の関係

変位基準	変位量(水平伸張, cm)							
	0.2	0.5	1	5	10	20	50	100
ガードレール	△	○	◎	◎	◎	◎	◎	◎
コンクリート構造物	X	△	○	◎	◎	◎	◎	◎
アスファルト舗装路面	X	X	△	○	◎	◎	◎	◎
芝地・未舗装路面	X	X	X	△	◎	◎	◎	◎
農地(乾燥)	X	X	X	△	△	○	◎	◎
林地	X	X	X	X	X	△	○	◎

◎　ほぼ検知できる　　△　検知できることがある
○　概ね検知できる　　X　検知できない

2) 阿蘇郡南阿蘇村河陽沢津野（布田川区間）における活動履歴調査

a)地形地質調査およびボーリング調査に基づく活動履歴調査地の検討

阿蘇郡南阿蘇村河陽沢津野地区は熊本地震で出現した地表地震断層帯の北東部に位置する（図11A)。北東部のうち阿蘇カルデラ内の区間は、従来活断層が認定されておらず、地表地震断層（以下、地震断層）によってはじめて活断層の存在が示唆された（鈴木・他，2017)。阿蘇カルデラ内の地震断層は立野付近で北東方向に伸びる右横ずれを主体とするトレースと、東方向に伸びる北落ちの上下変位と亀裂群を主体とするトレースに分岐する（図11B)。このうち、右横ずれを主体とするトレースは布田川断層帯全体の走向、変位方向が一致していることや、変位量の分布形態から、従来推定されていた布田川断層布田川区間の延長部と見られる（鈴木・他，2017、Shirahama et al.，2016)。一方で、東方向に伸びるトレースは濁川に並走する断続的に分布する亀裂群によって構成され、その上下変位量は最大で北落ち約１ mを示し、幾つかの地震断層では右横ずれ変位が認められた（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017、以下H28報告書と呼ぶ。)。以降ではこの地震断層トレースを濁川地震断層と呼ぶ。上下変位量は阿蘇東急GC付近を最大として東に向かって減衰し、断層は乙ヶ瀬集落付近で消滅する。濁川地震断層について産総研では地震直後の調査により断層の分布形態や周囲の地形的特徴から活断層である可能性を指摘していた（Shirahama et al.，2016)。しかし、濁川左岸に沿って北落ちの変位を示していたことから、地すべり性の地割れであるとの指摘をうけていた。そこで、本調査では活断層ではない可能性を念頭に置きつつ、詳細な調査を行った。

地表踏査の結果、丘陵上に分布する南に向かって流れる小谷と無関係に地震断層が伸びることや、地震断層の変位と整合する地溝が多数確認された。これらの地溝は熊本地震と同様の変位が繰り返し生じたことによって形成された変動地形と見られ、濁川地震断層に沿う活断層の存在を支持する。さらに、地震前に国土地理院によって航空レーダーを用いて取得された地形データ（１ mグリッド）と地震直後に（株）PASCOによって取得されたの地形データ（0.5 mグリッド）を比較し、地震時変位の推定を行ったところ、濁川地震断層を境に、濁川とは無関係に北部が沈降した様子が認められた（図12A)。また、変位量分布は断層に向かって沈降量が増大する傾向を示した。これは濁川地震断層に沿う北傾斜の正断層の存在を強く支持する結果である。

濁川地震断層は大きく３本のトレースに分けられ、北側のトレースほど東側に延長するため、やや杉型雁行している傾向が見られる（図11B)。断層の西側部分ではより変位が明瞭であるものの、人工改変が大きいことが予想されること、さらに、濁川に近いことから地すべり性の変位が含まれる可能性があることからトレンチ調査地点としては除外した。一方、東側の沢津野地区周辺では、地震断層が放牧地内に挟まれた地溝内の耕地に伸びており、比較的地形面の保存状態が良く、トレースも明瞭であった。地震断層は地溝内に並走する二本が認められ、南側が北落ち、北側が南落ちと地構内部を沈降させるような変状を呈した。ここで沈降が繰り返し生じていた場合、地構内に堆積物の集積が期待されることから、候補地の一つに選定した（沢津野地点：図13)。地震断層は耕地のさらに東では消滅し、北側の濁川沿いにステップする。ステップした断層はほぼ乙ヶ瀬集落内の丘陵地を通るため、トレンチ調査のための用地確保が難しい。しかし、ステップした断層の西端では、畑地に北落ちの上下変位が明瞭に確認できたため、調査候補地の一つに選定した（乙ヶ瀬地点：図13)。

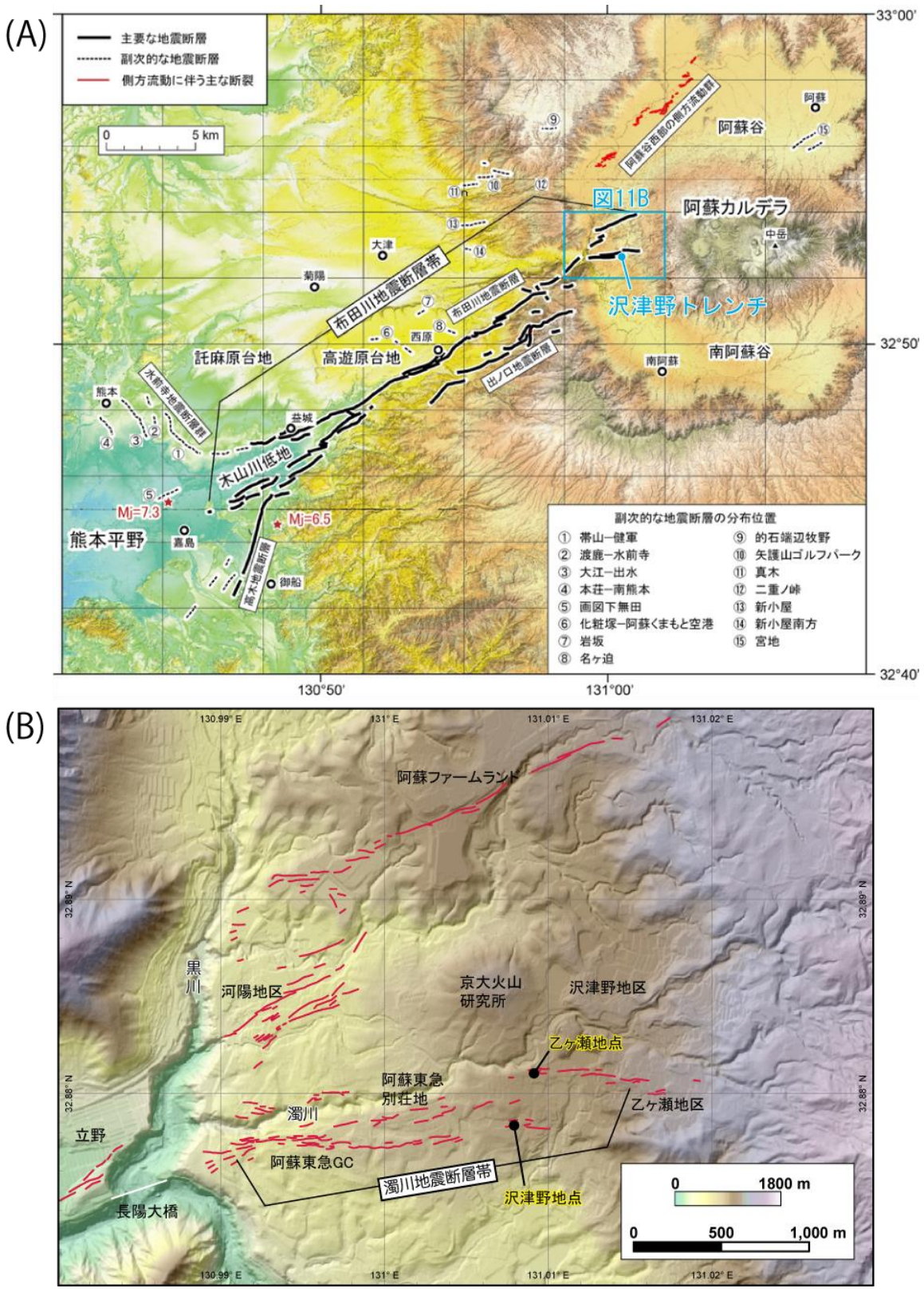
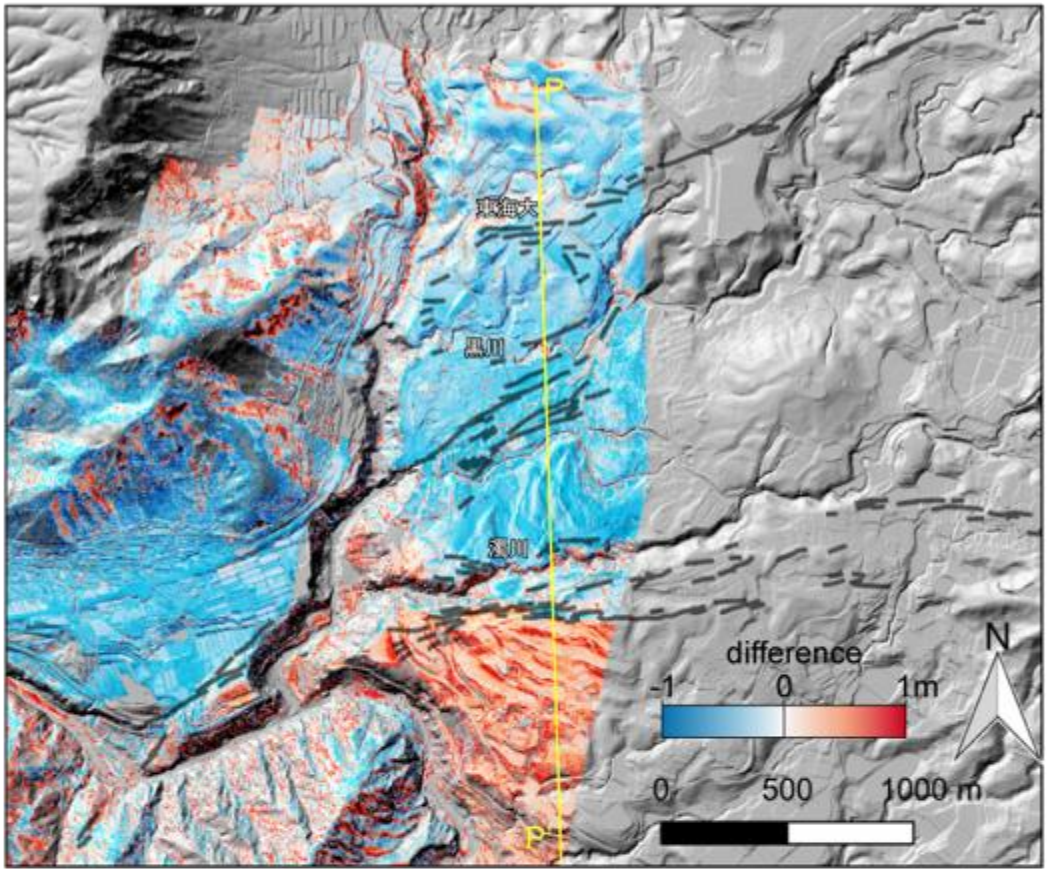


図11. 平成28年熊本地震による地表地震断層の分布

（A）布田川・日奈久断層帯周辺ならびに、(B)阿蘇カルデラ内の地表地震断層の分布。図AはH28報告書から引用した。

(A)



(B)

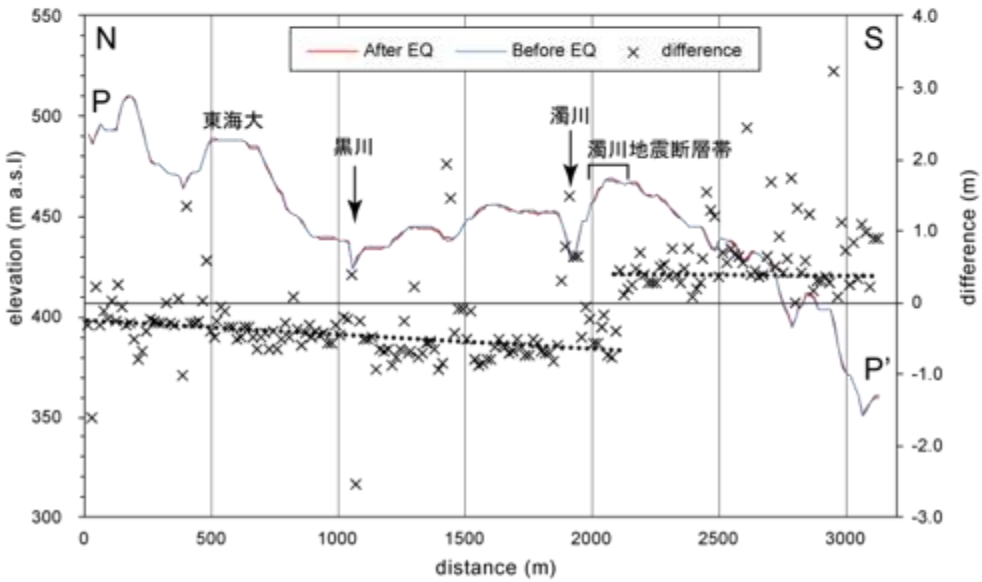


図12. 熊本地震後の地表変位量分布

（A）航空レーザー測量により取得された地震前（国土地理院）と地震後（(株) PASCO）の地形データの差分から得られた地表変位量分布。黒線は地表地震断層を示す。（B）測線P-P’に沿った地震前（赤線）と地震後（青線）の地形断面と変位量分布（クロスドット）。点線は変位量分布の傾向を示す。

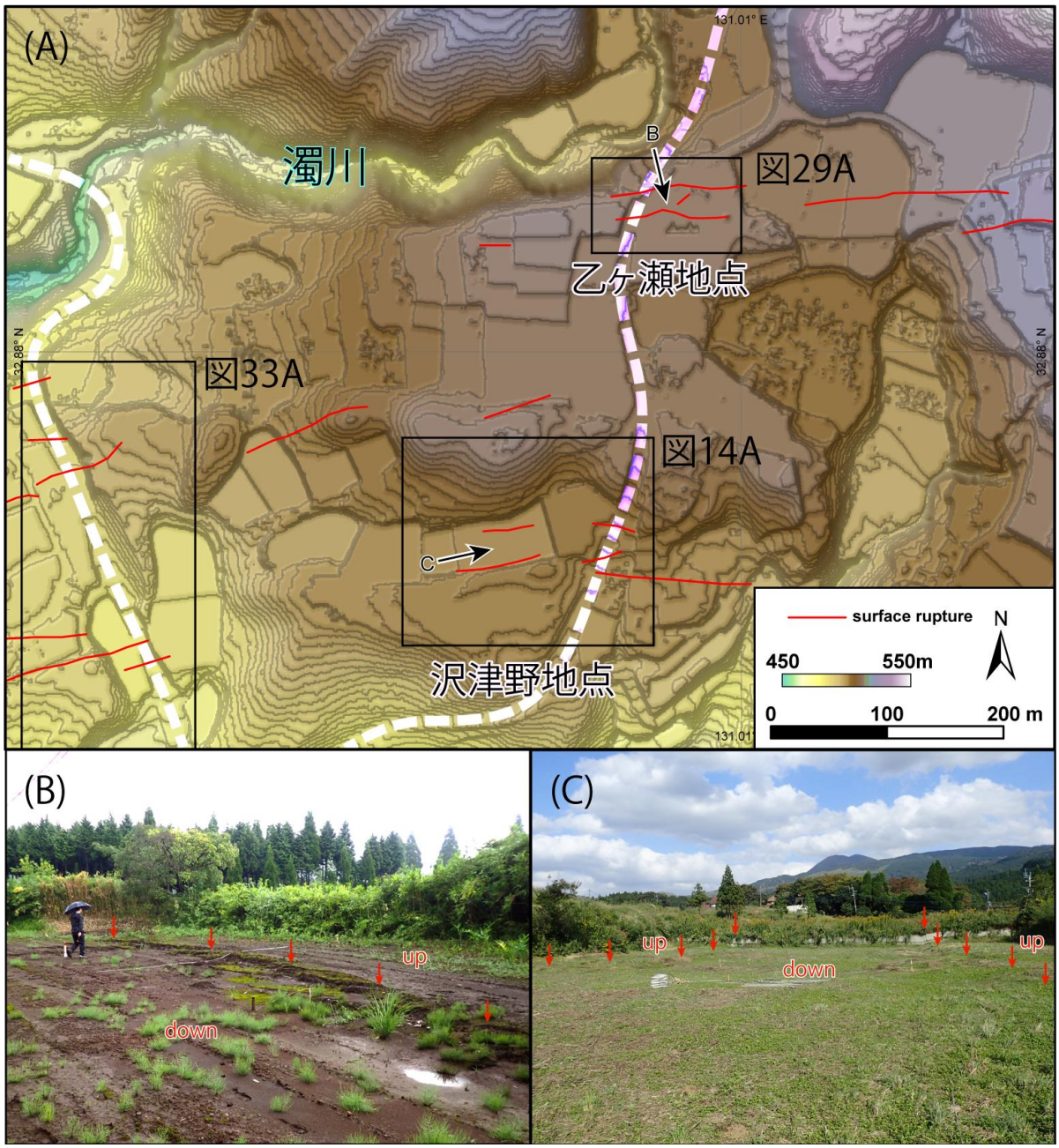


図13. 沢津野地区および乙ヶ瀬地区周辺の地形概要

(A)沢津野地区および乙ヶ瀬地区周辺の地形概要。等高線は１ m間隔。(B) 乙ヶ瀬地点の様子、赤矢印は平成28年熊本地震に伴う地震断層の位置を示す。(C) 沢津野地点の様子。

二つの候補地点について層相、断層による変位を確認するため、ボーリング調査及び地中レーダー探査を実施した。沢津野地点では地溝の内部で深さ18 mのボーリングを１本、地溝を南北に挟むように８～９ mのボーリングを２本掘削した。また、乙ヶ瀬地点では深さ４ mのボーリングを、断層を南北に挟むように２本掘削した。

沢津野地点の詳細位置と地質断面図を図14、コア写真および柱状図を図15～26、地中レーダー探査結果を図27～28に示す。地溝の南側で掘削したSTN-1孔では、深度6.0 mまでは褐色火山灰質シルト層を主体とし、表層～0.3 m、1.4 m～2.8 mに厚い黒ボク土層が認められる。また、火山灰質シルト層中にはK-Ah、ATといった広域火山灰の他にも砂質火山灰層が多数含まれる。深度6.0 mからは火山灰質砂が主体となり固結度が高まる。6.96 m～7.53 mには軽石質火山灰が認められる。これは阿蘇カルデラ周辺で顕著な軽石層を形成する草千里ヶ浜降下軽石（Kpfa）に相当する（宮縁・他、2004)。深度7.53 mから深度7.90 mにかけて上位に軽石を多数含む黒ボク土層が分布し、火山灰質砂～シルトへと漸移する。STN-2孔の層相はほぼSTN-1孔と同様で、深度13.95 mまで褐色ローム層を主体とし、表層～2.4 m、6.7 m～9.0 mに厚い黒ボク土層が挟まる。Kpfaは15 m～17.35 mに認められ、STN-1孔と比較すると4倍以上厚く堆積する。STN-3孔は二枚目の黒ボク土層の深度が1.8 m～3.5 mに分布し、STN-1孔と比較するとやや厚く、深い位置に見られる。また、Kpfaは7.7 m～8.05 mと比較的薄く、他の孔で見られるKpfaの構成ユニットのうち白色の層準が欠落する。細かな相違は認められるものの、層相・層厚はSTN-1孔とほぼ一致する。地中レーダー探査により、候補地点周辺の地下4～5 mまでの断面が得られた。しかし、どの断面においても明瞭な反射面は確認できていない。ボーリングコアの結果から推察するに、地溝及び周辺の火山灰質シルト層が厚いため、反射面が確認できていないと考えられる。

沢津野地点のそれぞれのコアが示す層相はほぼ同一で、コア間での対比が容易である。また、地溝外のコアがほぼ同じ層相・層厚を示していることから地形に従って風成堆積物が均一に堆積してきた環境であることがわかる。それに対して地構内のコアに見られる地層の層相は地溝外のコアと同一であるものの、それぞれの地層は1.5～２倍の厚さを有する。仮に本地点で沈降が生じていないと仮定すると、かつて大きな落差を持つ地溝が存在していたことになる。堆積物は阿蘇火山を起源とする風成堆積物のため、吹き溜まりとなる地構内での堆積速度は早くなると推定されるが、そうした地溝が存在していたとすれば、埋積が進行するほど堆積速度が小さくなることが予想される。すべての層相がほぼ一律で1.5～２倍の厚さを持つことは、熊本地震と同じような変位が度々生じるイベントが繰り返されることで定常的な沈降が生じていたことを示唆する。

乙ヶ瀬地点の詳細位置と地質断面図を図29、コアの写真と柱状図を図30～31、地中レーダー探査結果を図32に示す。地表踏査では畑地の耕作土に縄文～弥生時代とみられる土器が大量に含まれていることが確認された。本地点の北側には河陽F遺跡と呼ばれる縄文～弥生時代の遺構が発見されており、本地点にも同時代の遺跡・遺構が埋没している可能性がある。地震断層南側のOGS-1孔では、深度0.2 mまで耕作土、0.2 m～0.6 mまでは褐色シルト層、深度2.6 mまでは黒ボク土層と褐色シルト層の互層となり、それ以下では褐色シルトを基質とする安山岩質溶岩の角礫が見られる。角礫層は乙ヶ瀬地点の北側約100 mの地点で発掘された河陽F遺跡でも認められた火砕流堆積物と推定される（熊本県教育委員会，2003)。地震断層北側のOGS-2孔では深度0.2 mまで耕作土、0.2 m～0.7 mまでは褐色火山灰質シルト層、深度3.2 mまでは黒ボク土層と褐色シルト層の互層となり、それ以下では角

礫層となる。OGS-2孔とOGS-1孔の層相はほぼ同一であるが、コアで見られたそれぞれの深度は低下側に向かって低くなる傾向があり、地下に断層による変位が及んでいると見られる。しかし、その予想される変位量はほぼ同一であり、累積性は認められなかった。地中レーダー探査では、L-1測線とL-4測線の表層１ mに明瞭な反射面が見られた。それ以外では、顕著な反射面は確認できず、変形と見られる構造は確認できなかった。L-1測線の北側は地震前人家があったことから、表層近くの反射面は旧地表面と埋土の境界である可能性がある。また、L-4測線についても道路の建設の際に東側の小丘を削り、南北の傾斜地を埋め立てているため、旧地表面である可能性がある。同様に地震断層の出現した畑においても平地を確保するため、東から伸びる小尾根を削り、周囲の傾斜を埋めるといった改変が行われたとみられる。そのため、地震断層の出現した畑地では、新しい地層が失われている可能性が高い。

熊本地震によって崩落した県道149号線沿いの東側法面の修復工事に伴い、大規模な露頭が道路沿いに確認された（図33)。そこでは堆積層中の黒ボク土層が、地震断層付近で撓み下がる様子が認められた。また、尾根状地形を切断する箇所では、Kpfaが多数の小規模な正断層によって切断される様子が認められた。露頭で認められた変位は沢津野地点の位置する地溝より北側の地震断層トレースの延長上に位置する（図13(A)）。そのトレース上でも、沢津野地点同様の地溝が見られることから、露頭と同様の変形が沢津野地点においても生じていることが示唆される。県道149号線に沿って、地中レーダー探査を行ったものの、L-6測線にそって顕著な変形は認められなかった。一方、L-7測線では深度1.5 mに連続する顕著な反射面が多数の断層によって切られている様子が確認された。しかし、この地点では地表地震断層は確認されていない。また、この反射面が何を示しているかは不明である。

各種調査の結果、沢津野地点が最もトレンチ調査に適していることが明らかとなった。地層の対比が可能で、かつそれが示す変位が地形と調和的であること、地層内に多数の腐植質ローム層、広域火山灰が含まれ、年代測定が容易であることが予想されることから、活動履歴推定に適した条件が揃っている。一方で、乙ヶ瀬地区では地形改変によって最近の地層が失われている可能性が高く、最新イベントの認定がむずかしい可能性があった。また、近傍に大きな遺跡があり、耕作土に大量の遺物が含まれることから、事前の文化財調査が必要であり、掘削までに時間を要する可能性があった。上記の理由により、沢津野地点においてトレンチ掘削を実施した。以降ではこのトレンチを「沢津野トレンチ」と呼ぶ。

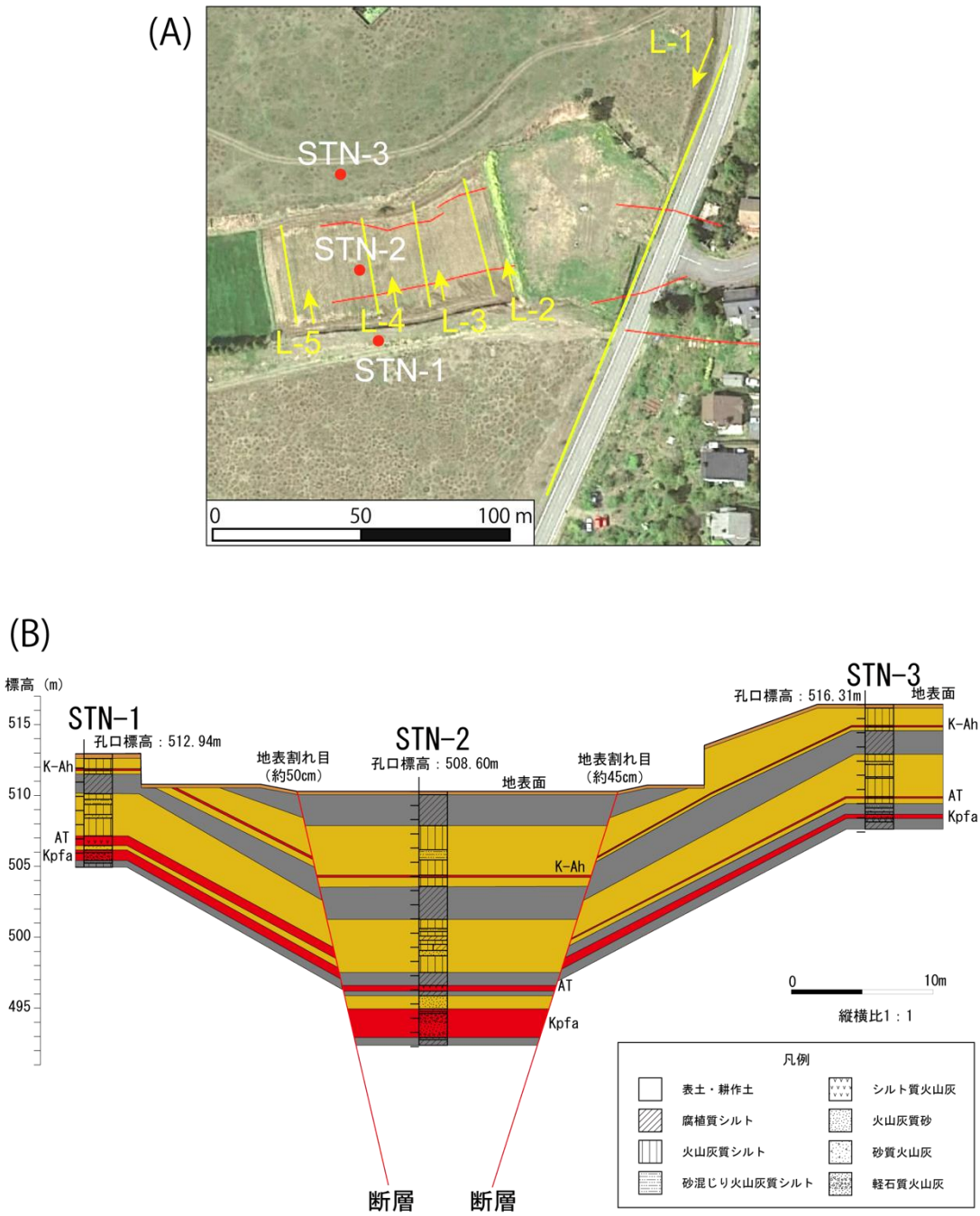


図14. 沢津野地点のボーリング孔位置図、地中レーダー探査測線、および地質断面図
（A）ボーリング掘削位置（赤丸）および地中レーダー探査測線（黄線）。赤線は地震断層の位置を示す。写真はGoogle Earthから引用。(B)ボーリングコアの観察結果から推定された地質断面図。



図15. 沢津野地区のSTN-1孔ボーリングコア写真

STN-1 柱状図（0～5m）

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
					表土	黒褐		0.00～0.34m，表土． 黒褐色を呈し，軟質である．
	512.60	0.34						
1					火山灰質シルト	褐～黒褐		0.34～1.43m，火山灰質シルト．上位との境界は明瞭である． 0.54～0.60mは，黒ボクが縞状に見られ，やや軟質である． 0.34～0.54m及び0.6m以深は塊状であり，少量のガラスを含む． 0.83～0.87mは，少量の空隙が認められる． 1.06～1.19mは，火山ガラスが多く含まれ，やや空隙が多くなる．明黄褐色のシルト質火山灰がブロック状に含まれる．
						褐～明黄褐		
	511.51	1.43						
2					腐植質シルト	暗褐～黒褐		1.43～2.83m，腐植質シルト． 塊状で少量のガラスを含む．上部は暗褐色を呈し，少量の空隙が認められる．上位との境界は漸移的である． 2.02～2.33m，黒褐色部に比較し，ややガラスが多い．少量の空隙があり，やや軟質である．
						暗褐		
						黒褐		
	510.11	2.83						
3					火山灰質シルト	褐		2.83～3.21m，火山灰質シルト． 塊状であり，少量のガラス片を含む．上位との境界は漸移的である．
	509.73	3.21						
					砂混じり火山灰質シルト	褐～黒褐		3.21～3.58m，砂混じり火山灰質シルト． 黒褐色部と褐色部がまだら状となる．少量のガラス片及び空隙が認められる．上位との境界は漸移的である． 3.43～3.47mは，鉱物や溶岩の岩片からなる火山砂が多い．
	509.36	3.58						
4					火山灰質シルト	褐		3.58～4.28m，火山灰質シルト． 塊状であり，少量のガラス片を含む．上位との境界は漸移的である．
	508.66	4.28						
					火山灰質砂	褐～黒褐		4.28～4.54m，火山灰質砂． 全体的に弱い腐植質であり，空隙がやや多い．少量のガラス片を含み，細粒～中粒砂を主体とする．上位との境界は漸移的である．
	508.40	4.54						
					火山灰質シルト	褐		4.54～5.79m，火山灰質シルト． 少量の空隙が認められ，上位との境界は漸移的である． 5.10～5.79m，弱い腐植質である． 5.30～5.40m，黄褐色を呈し，火山ガラスが多い．腐植質シルトを含む．

図16．沢津野地区のSTN-1孔ボーリングコア柱状図（０～５ m）

STN-1 柱状図（5~8m）

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
					火山灰質シルト	褐 暗褐~黒褐		
	507.15	5.79						
6					シルト質火山灰	明黄褐~黒褐 暗褐~黄褐		5.79～6.48m，シルト質火山灰． やや風化した細粒軽石がブロック状に含まれる．基質は，褐色部と黒褐色部がまだら状に分布し，鉱物片が多く混じる．上位との境界は不明瞭である． 5.75～5.95mには，軽石を切る見かけ正断層センスの小断層がある．見かけの変位量は，2cm程度である． 6.00～6.48mは，1mm以下の細粒な軽石を主体とする．下部には最大1cm程度の軽石が少量含まれる．やや不明瞭な級化が見られ，少量の岩片や針状の鉱物を含む．
	506.46	6.48						
	506.15	6.79			砂質火山灰	黒褐~黄褐		6.48～6.79m，砂質火山灰． 1mm以下の細粒な軽石を主体とする．黒褐色部は粗粒砂を主体とし，不定形をなす．下部は1～2mmの岩片を含み，弱く級化する．上位との境界は漸移的である．
	505.98	6.96			シルト質火山灰	黄褐		6.79～6.96m，シルト質火山灰．1mm以下の細粒軽石及びシルトを主体とし，最大1cm程度の軽石や岩片も含む．上位との境界は漸移的である．
7					軽石質火山灰	黄橙		6.96～7.53m，軽石質火山灰． 風化し，やや粘土化した軽石及び岩片を含む．軽石は互いに密着している．上位との境界は漸移的である． 7.11～7.18mは，周囲より細粒であり，シルト質である．岩片は溶岩片を主体とし，弱い逆級化が認められる．
	505.41	7.53						
	505.24	7.70			シルト質火山灰	黒褐		7.53～7.70m，シルト質火山灰．褐色の軽石及び岩片を主体とする．基質はシルトからなる．上位との境界は明瞭であり，上部ほど黒色が強い．
	504.94	8.00			火山灰質シルト	暗褐~黒褐		7.70～8.00m，火山灰質シルト．弱い腐植質なシルトからなる．風化した軽石が点在し，上位との境界は漸移的である．

図17．沢津野地区のSTN-1孔ボーリングコア柱状図（５～８ m）



図18. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア写真（０～９ m）



図19. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア写真（９～18 m）

STN-2 柱状図 (0~5m)

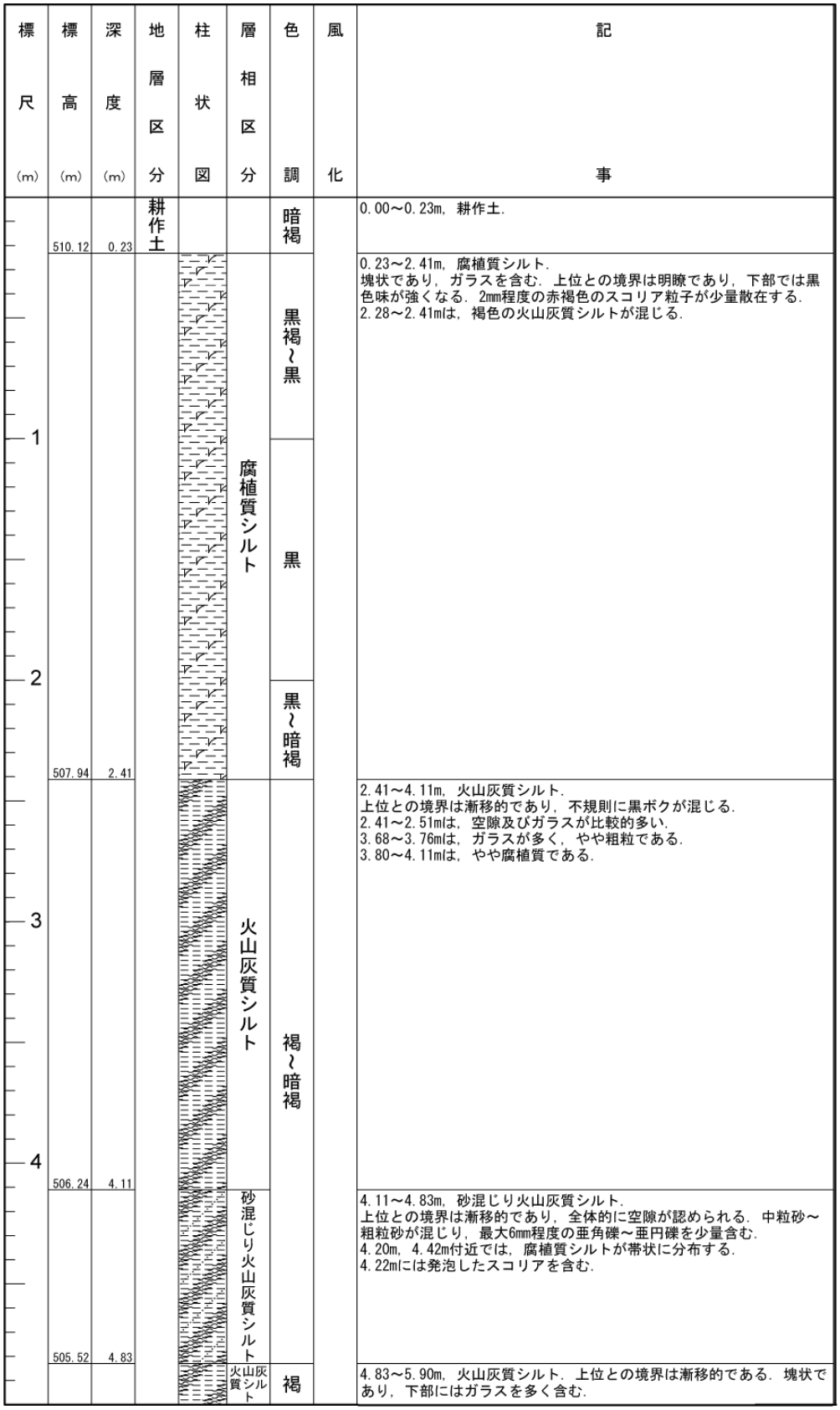


図20．沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図（０～５ m）

STN-2 柱状図 (5~9m)

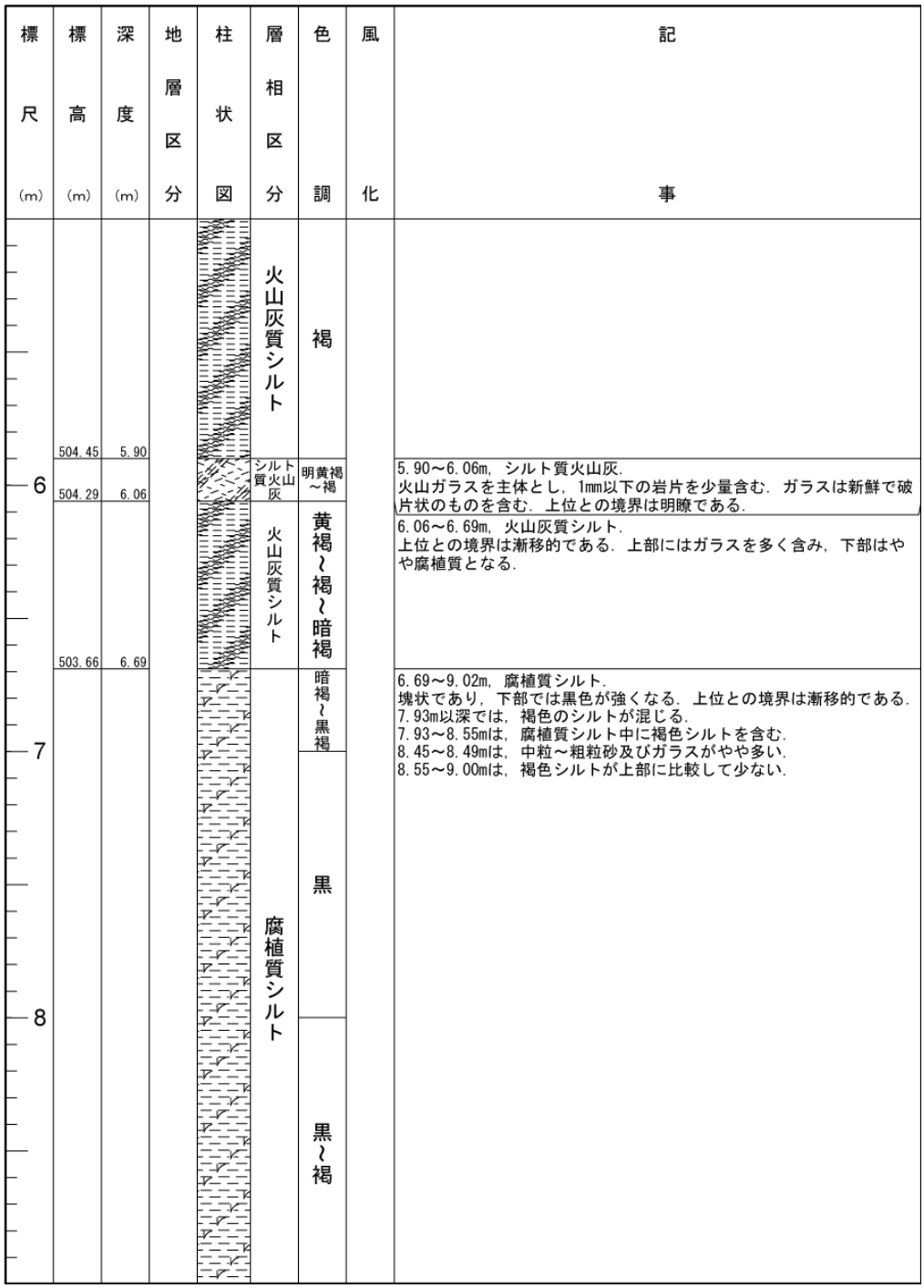


図21. 沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図（５～９ m）

STN-2 柱状図 (9~14m)

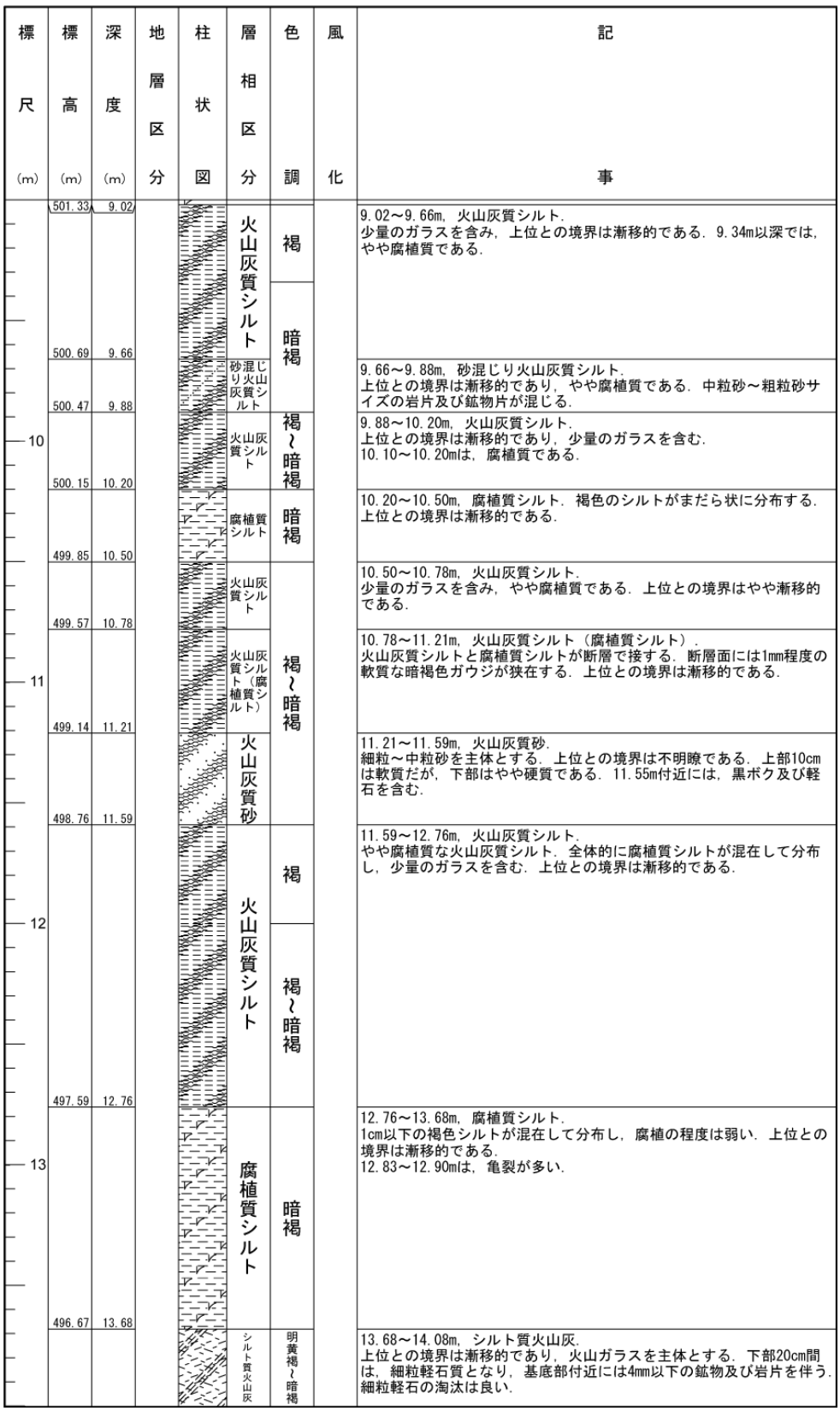


図22．沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図（９～14 m）

STN-2 柱状図 (14~18m)

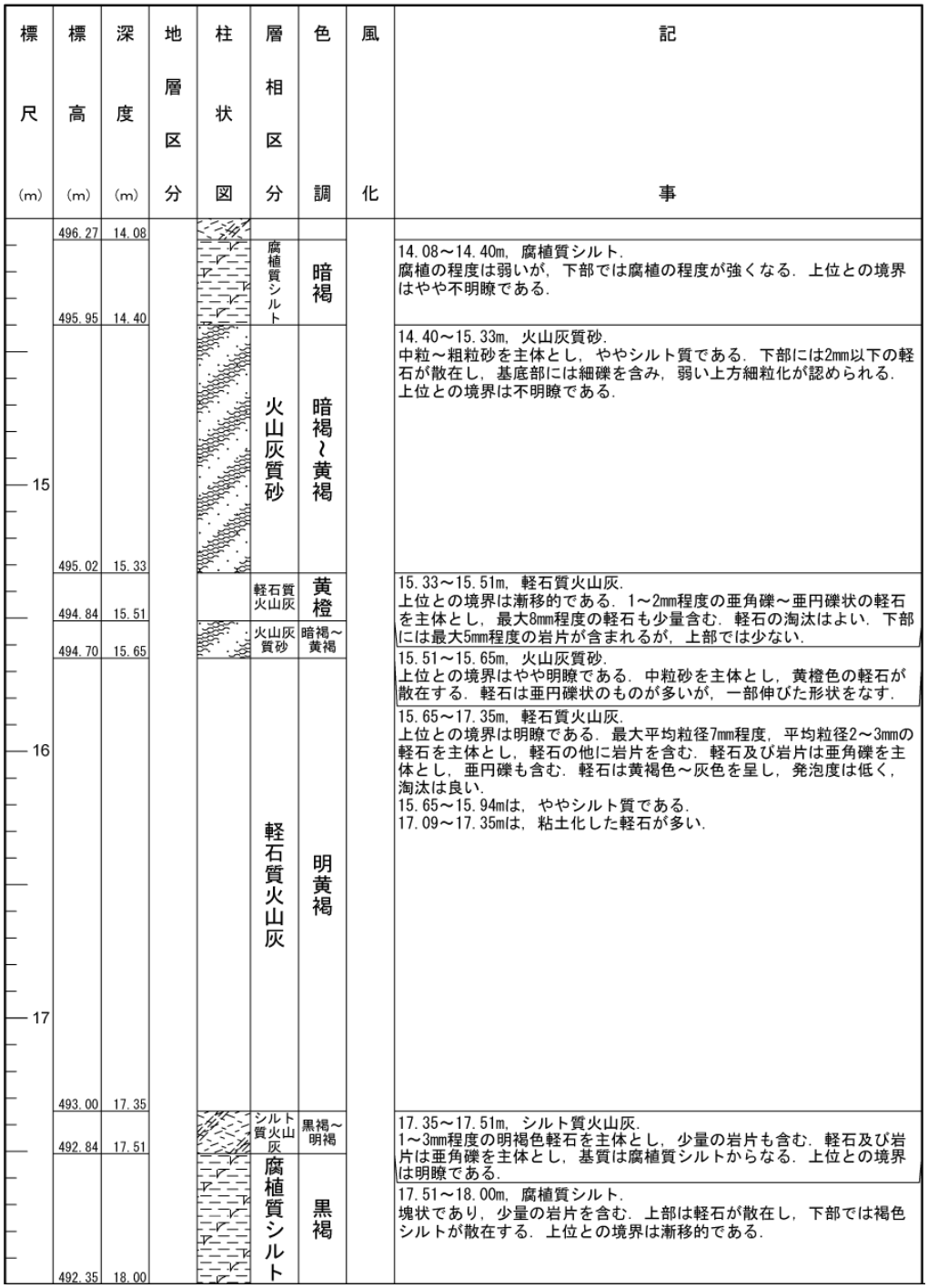


図23．沢津野地区のSTN-2孔ボーリングコア柱状図（14～18 m）



図24. 沢津野地区のSTN-3孔ボーリングコア写真

STN-3 柱状図 (0~5m)

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
					表土	黒褐		0.00～0.26m，表土. 黒褐色を呈し，軟質である.
	516.05	0.26						
1					火山灰質シルト	褐～暗褐		0.26～1.49m，火山灰質シルト. 褐色だが，上部20cm程度は暗褐色を呈する．上位との境界は明瞭である．塊状で少量のガラス片を含むが，下部ではガラスが多い.
	514.82	1.49						
	514.71	1.60			シルト質火山灰	褐		1.49～1.60m，シルト質火山灰. 褐色を呈し，火山ガラスを多く含む．空隙が比較的多く見られる．上位との境界は漸移的である.
					火山灰質シルト	褐～暗褐		1.60～1.86m，火山灰質シルト. 塊状であり，ガラスを含む．上位との境界は漸移的である.
	514.45	1.86						
2					腐植質シルト	黒褐		1.86～3.51m，腐植質シルト. 黒褐色を呈し，塊状である．上位との境界は漸移的である. 2.00～3.00mは，下部ほど硬質である. 3.00～3.51mは，下部20cmに火山灰質シルトが混じる.
3								
	512.80	3.51						
					火山灰質シルト	褐～暗褐		3.51～4.03m，火山灰質シルト. 塊状で少量のガラスを含む．上位との境界は不明瞭であり，漸移的である．下部には暗褐色のシルトが混じる.
4	512.28	4.03			砂混じり火山灰質シルト	褐～黒褐		4.03～4.24m，砂混じり火山灰質シルト. 褐色部と黒褐色部が混在する．上位との境界は漸移的である．4.20m付近では，岩片や鉱物片が多い.
	512.07	4.24						
					火山灰質シルト	褐		4.24～5.11m，火山灰質シルト. 褐色を呈し，塊状で少量のガラスを含む．上位との境界は漸移的である．4.90mに，シルトを狭在する.

図25.沢津野地区のSTN-3孔ボーリングコア柱状図（０～５ m）

STN-3 柱状図 (5~8m)

標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
	511.20	5.11			火山灰質シルト	褐		
	511.10	5.21			火山灰質砂	褐～暗褐		5.11～5.21m，火山灰質砂． 細粒砂を主体とする．やや腐植質で少量のシルト分を含む．上位との境界は漸移的である．
6					火山灰質シルト			5.21～6.50m，火山灰質シルト． 褐色のシルト中に黄褐色のシルトがブロック状に含まれる．少量のガラスを含み，上位との境界は漸移的である． 6.03～6.50mは，やや腐植質である． 6.10m付近は，ガラスを多く含み，黄褐色シルトがブロック状に含まれる．この黄褐色シルトは，AT火山灰の二次堆積の可能性あり．
	509.81	6.50				暗褐		
	509.69	6.62			シルト質火山灰	黄褐		6.50～6.62m，シルト質火山灰． ガラスを多く含む火山灰層からなる．上位との境界はやや不明瞭である．小断層が認められ，下部には鉱物粒子を多く含む．
					火山灰質シルト	暗褐～黒褐		6.62～7.00m，火山灰質シルト． 全体的にやや腐植質である．下部に少量の軽石を含む．
7	509.31	7.00						
					砂混じり火山灰質シルト	黄褐		7.00～7.30m，砂混じり火山灰質シルト． 細粒な砂質シルトであり，岩片や鉱物片が混じる．風化した軽石を少量含む．
	509.01	7.30						
					砂質火山灰	にぶい黄橙		7.30～7.59m，砂質火山灰． 粗粒～中粒砂サイズの岩片や鉱物片を主体とし，細粒な軽石も含む． 上方細粒化が認められ，上位との境界は漸移的である．
	508.72	7.59						
	508.56	7.75			火山灰質シルト	黄褐		7.59～7.75m，火山灰質シルト． 上位との境界は不明瞭である．下部は風化した軽石と粗粒砂サイズの岩片が混じる．
					軽石質火山灰	黄橙～黄褐		7.75～8.05m，軽石質火山灰． 風化した軽石を主体とする． 7.86～8.05mは，シルトが主体であり，軽石が混じる．粗粒砂～細礫サイズの岩片を少量含む．
8	508.26	8.05						
					シルト質火山灰	黒褐～黄橙		8.05～8.29m，シルト質火山灰． 上位との境界は不明瞭である．最大1.5cm程度の軽石を含み，基質部は黒褐色のシルトからなる．下部ほど軽石の含有量は減少する．
	508.02	8.29						
					腐植質シルト	暗褐		8.29～8.80m，腐植質シルト． 上位との境界は漸移的である． 8.48～8.58mは，細粒砂を主体とする． 8.69～8.80mには，細粒な軽石がブロック状に含まれる．
	507.51	8.80						

図26．沢津野地区のSTN-3孔ボーリングコア柱状図（５～８ m）

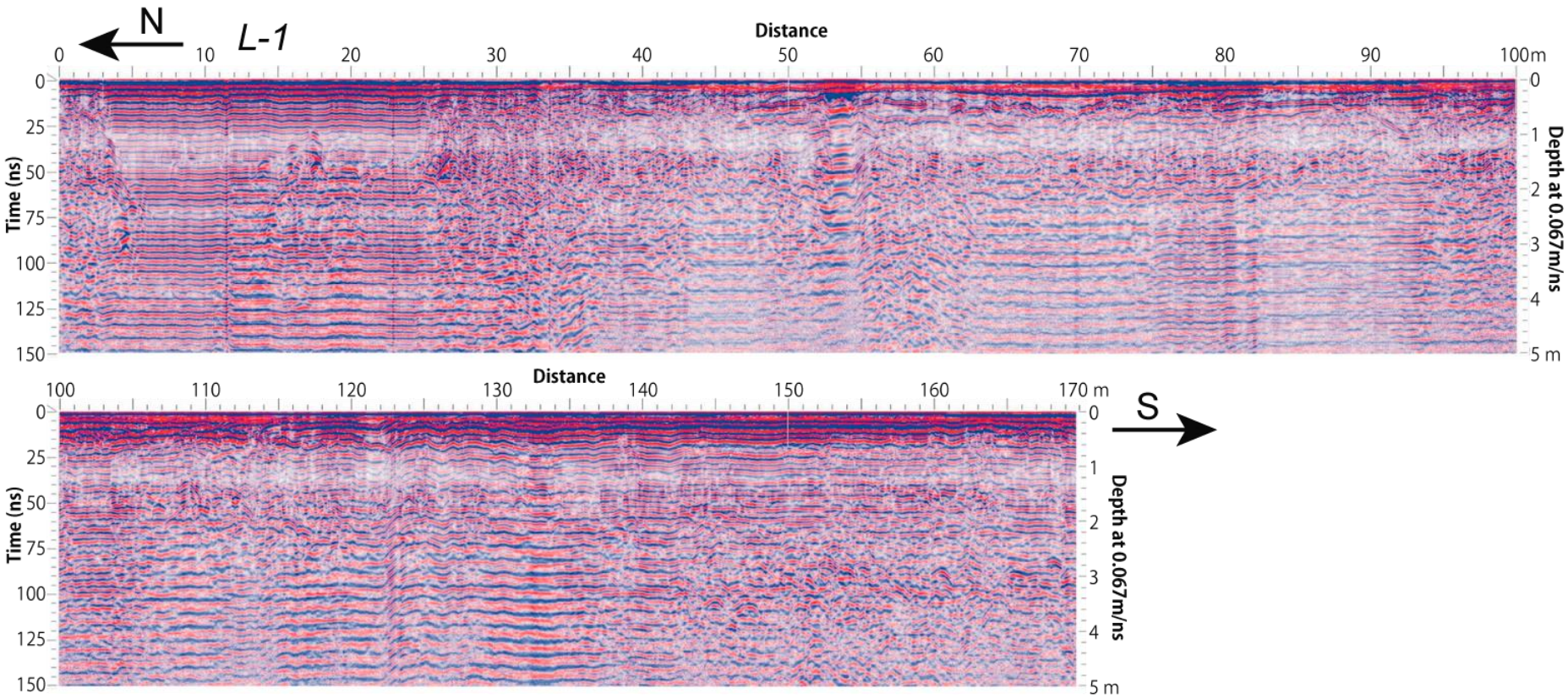


図27. 沢津野地区の地中レーダー探査断面L-1

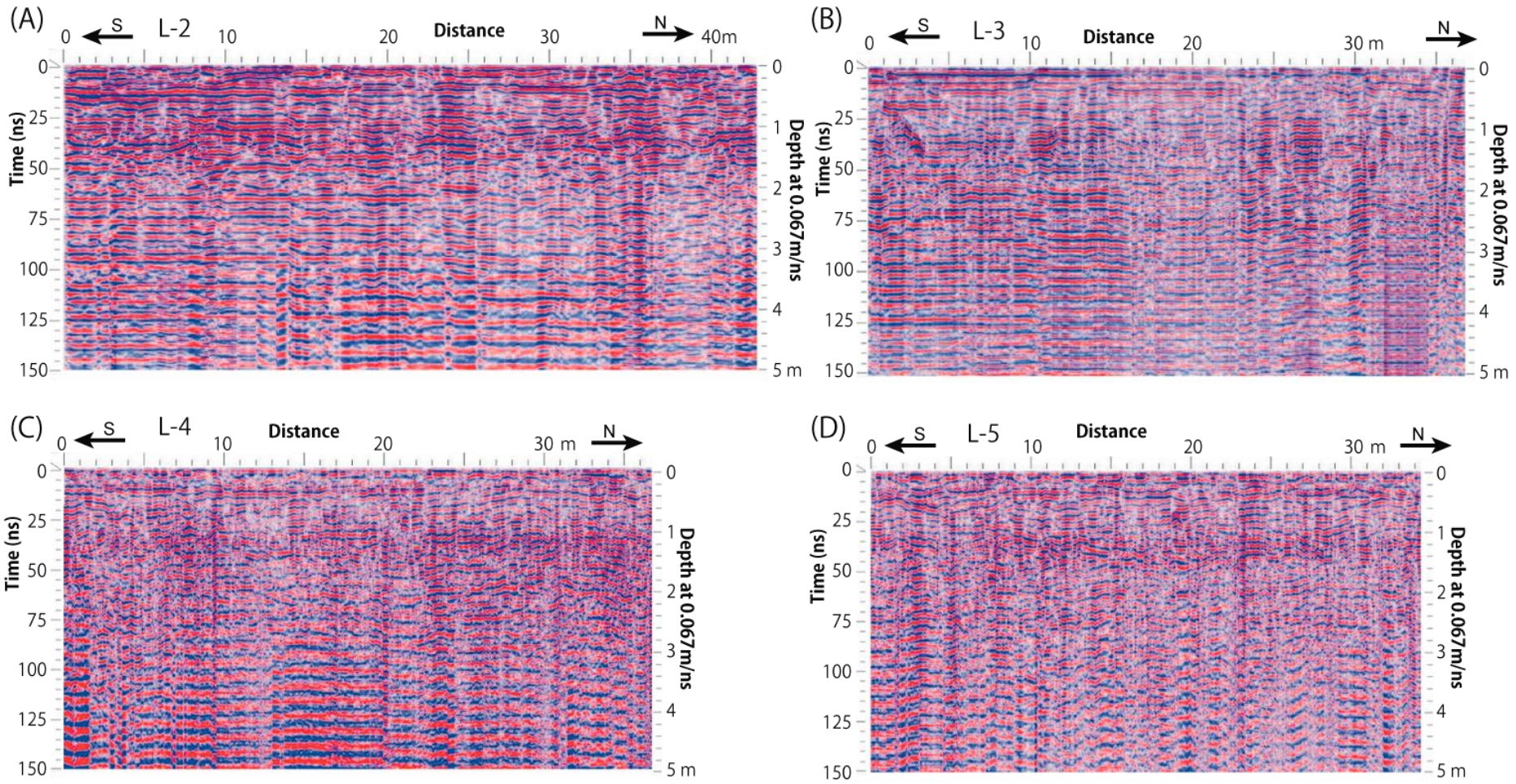


図28. 沢津野地区の地中レーダー探査断面
（A）L-2、（B）L-3、（C）L-4、（D）L-5。

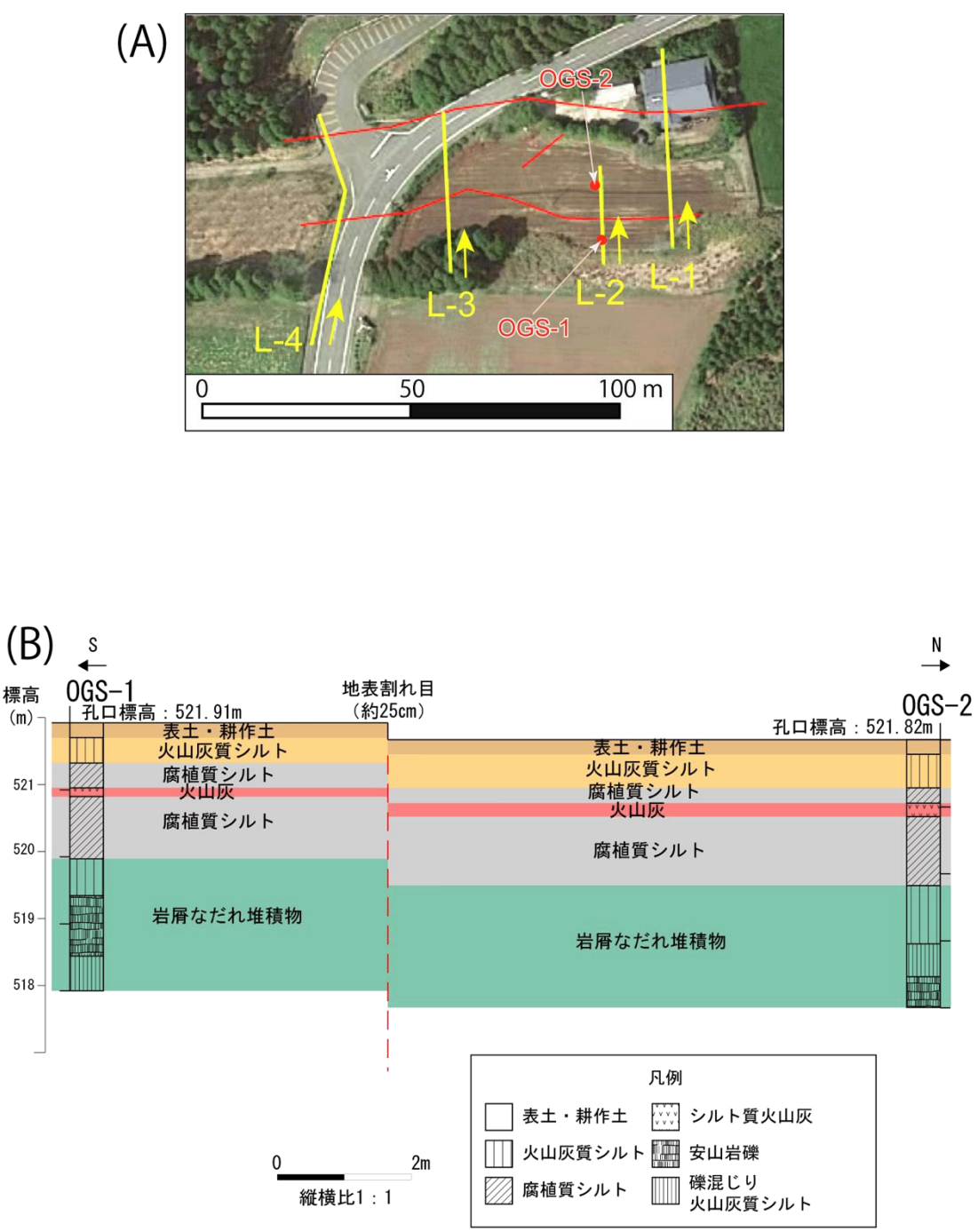


図29. 乙ヶ瀬地点のボーリング孔位置図、地中レーダー探査測線、および地質断面図
（A）ボーリング掘削位置（赤丸）および地中レーダー探査測線（黄線）。赤線は地震断層の位置を示す。写真はGoogle Earthから引用。(B)ボーリングコアの観察結果から推定された地質断面図。

OGS-1



標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
	521.69	0.22	耕作土			黒褐		0.00～0.22m，耕作土． 上部15cmは軟質であり，下部7cmは締まっている．
	521.31	0.60			火山灰質シルト	褐		0.22～0.60m，火山灰質シルト． 褐色を呈し，細粒の岩片と少量のガラスを含む．耕作土との境界は不明瞭．含水率が高く，全体的に少量の空隙がある．
	520.94	0.97			腐植質シルト	暗褐		0.60～0.97m，腐植質シルト． 暗褐色を呈し，少量のガラス片を含む．上位層との境界は漸移的である．含水率が高く，全体的に少量の空隙がある．上位の火山灰質シルトと比較し，より粘土質である．
1	520.81	1.10			シルト質火山灰	暗褐～黄褐		0.97～1.10m，シルト質火山灰． ガラスを多く含む．黄褐色のシルト質火山灰がブロック状に分布する．基質はガラスを多く含む腐植質シルトである．空隙が多く，上位との境界は漸移的である．
					腐植質シルト	黒褐		1.10～2.03m，腐植質シルト． 1.10～1.52m，やや腐植質であり，少量のガラスを含む．塊状で，少量の空隙がある．上位との境界は漸移的である． 1.52～2.03m，黒色を呈する．塊状であり，少量のガラスを含む．
2	519.88	2.03				黒		
	519.33	2.58			火山灰質シルト	暗褐～黒褐		2.03～2.58m，火山灰質シルト． 暗褐色部と黒褐色部がパッチワーク状に分布する．少量のガラスを含み，空隙が目立つ．上位との境界は漸移的である．
3	518.43	3.48			安山岩礫	暗灰		2.58～3.48m，安山岩礫． 最大6mm程度の斜長石を主体とする溶岩の礫．斑晶量は20～30%であり，石基は暗灰色でガラス質である．硬質であり，発泡痕が目立つ．
	517.91	4.00			礫混じり火山灰質シルト	褐～暗褐		3.48～4.00m，礫混じり火山灰質シルト． 褐色部と暗褐色部がまだら状に分布する．ガラス及び最大7cm程度の溶岩の礫を少量含む．礫は安山岩であり，亜角礫主体である．

図30．乙ヶ瀬地区のOGS-1孔ボーリングコア写真および柱状図

OGS-2



標尺 (m)	標高 (m)	深度 (m)	地層区分	柱状図	層相区分	色調	風化	記事
			耕作土			黒褐		0.00～0.22m，耕作土．
	521.60	0.22			火山灰質シルト	褐		0.22～0.72m，火山灰質シルト． 塊状で褐色を呈し，少量のガラス片を含む． 0.58～0.72mでは少量の空隙が見られる．上位との境界は明瞭である．
	521.10	0.72			腐植質シルト	暗褐		0.72～0.95m，腐植質シルト． 塊状で暗褐色を呈し，少量のガラス片を含む．少量の空隙が見られる． 上位との境界は漸移的である．
1	520.87	0.95			シルト質火山灰	暗褐～黄褐		0.95～1.15m，シルト質火山灰． 火山ガラスを多く含む．空隙が多く，黄褐色のガラス密集部がブロック状に含まれる．上位との境界は漸移的である．
	520.67	1.15			腐植質シルト	暗褐～黒		1.15～2.18m，腐植質シルト． 塊状で少量のガラスを含み，上位との境界は漸移的である． 1.15～1.70mは，少量の空隙があり，腐植の程度は弱い．
2	519.64	2.18				黒		
	518.77	3.05			火山灰質シルト	暗褐～黒褐		2.18～3.05m，火山灰質シルト． 暗褐色部と黒褐色部がパッチワーク状に分布する．全体的に少量のガラス及び空隙が認められる．上位との境界は漸移的である．
3	518.28	3.54			礫混じり火山灰質シルト	褐		3.05～3.54m，礫混じり火山灰質シルト． 最大14cm程度の安山岩の亜円礫が混じる．基質はシルトからなり，ガラスが極少量含まれる．上位との境界は漸移的である．
	517.82	4.00			安山岩礫	暗灰		3.54～4.00m，安山岩礫． 最大5mm程度の斜長石を主体とし，よく発泡している．斑晶量が多く，基質は暗灰色でガラス質である．上位との境界は明瞭である．

図31．乙ヶ瀬地区のOGS-2孔ボーリングコア写真および柱状図

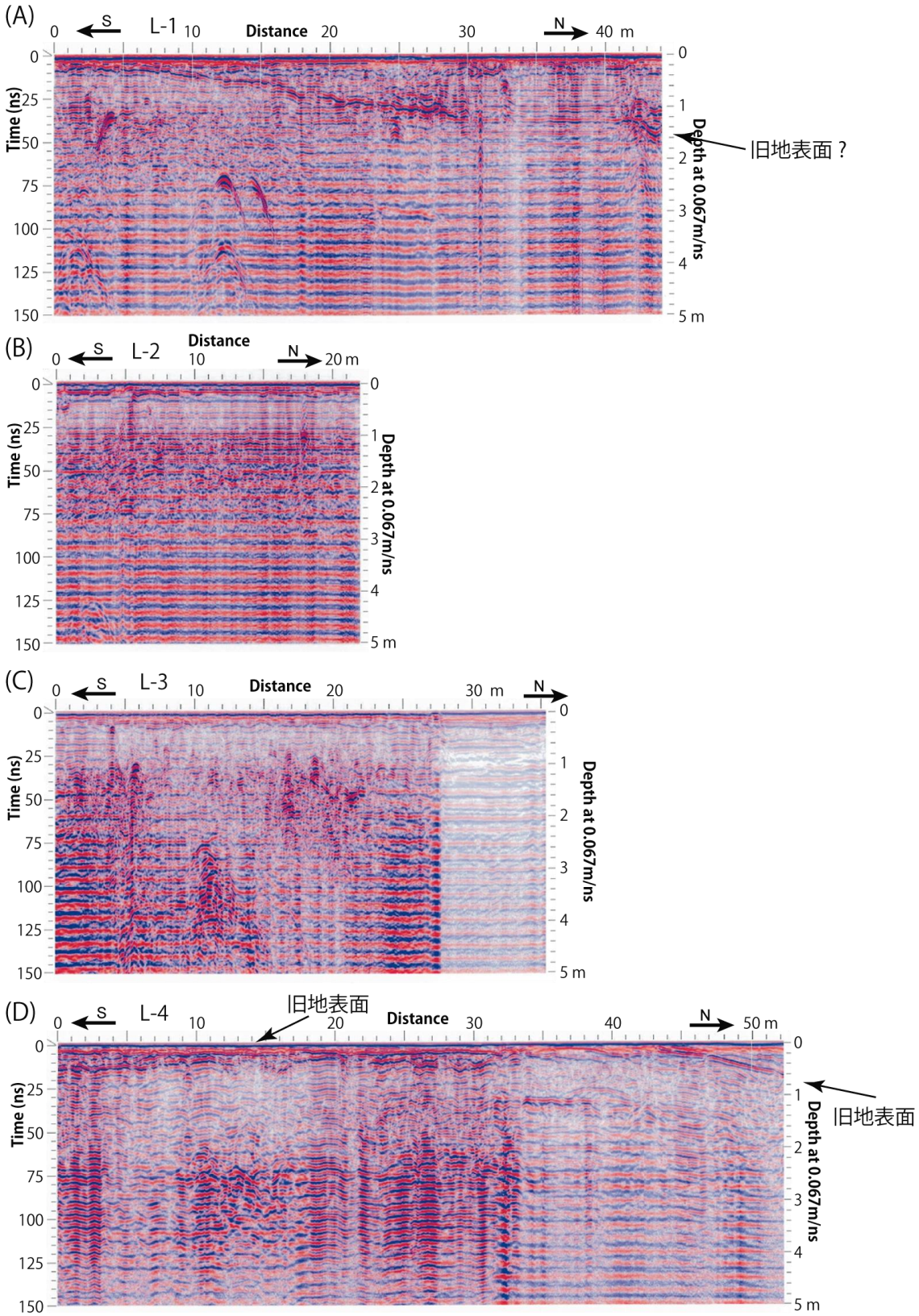


図32. 乙ヶ瀬地区の地中レーダー探査断面
（A）L-1、（B）L-2、（C）L-3、（D）L-4。

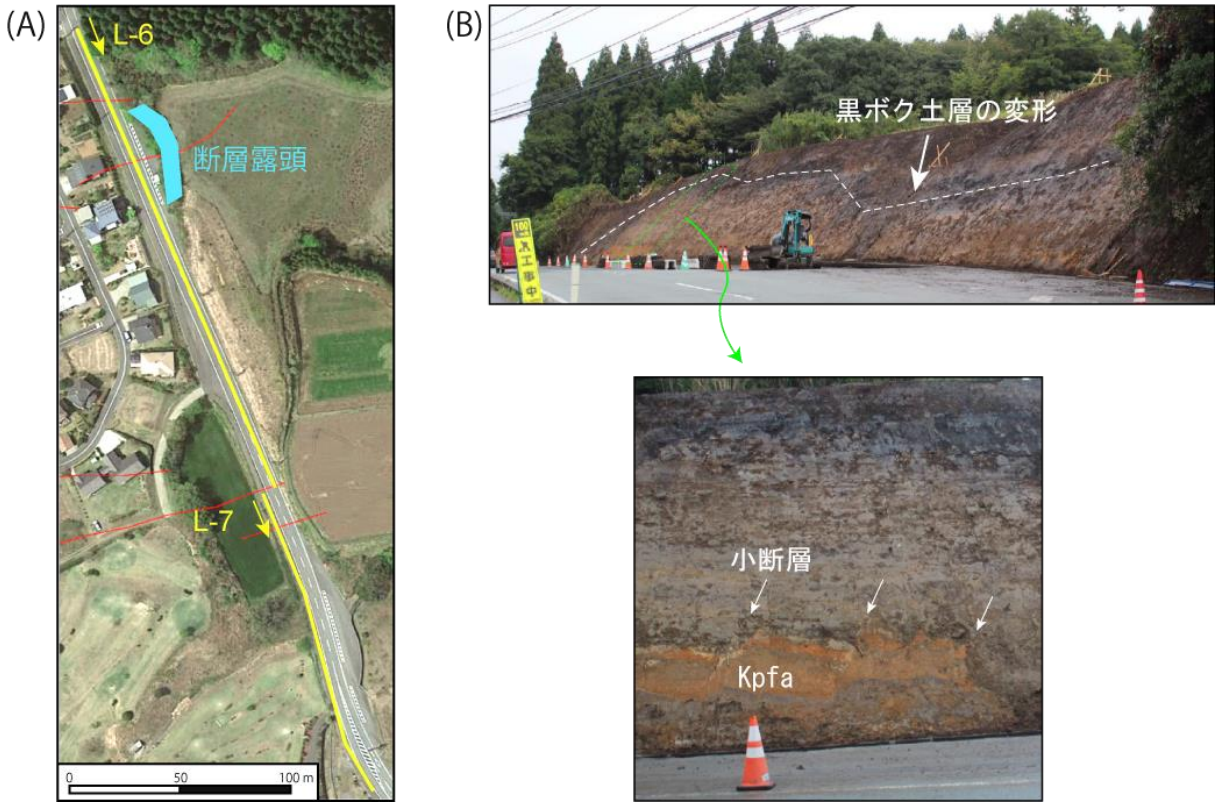


図33. 地中レーダー探査測線位置及び露頭写真

（A）県道149号線沿いの断層露頭位置とL-6、L-7地中レーダー探査測線（黄線）。赤線は地表地震断層の位置を示す。写真はGoogle Earthから引用。（B）道路工事によって露出した露頭の様子。2017年10月18日（株）ダイヤコンサルタント杉田氏撮影。

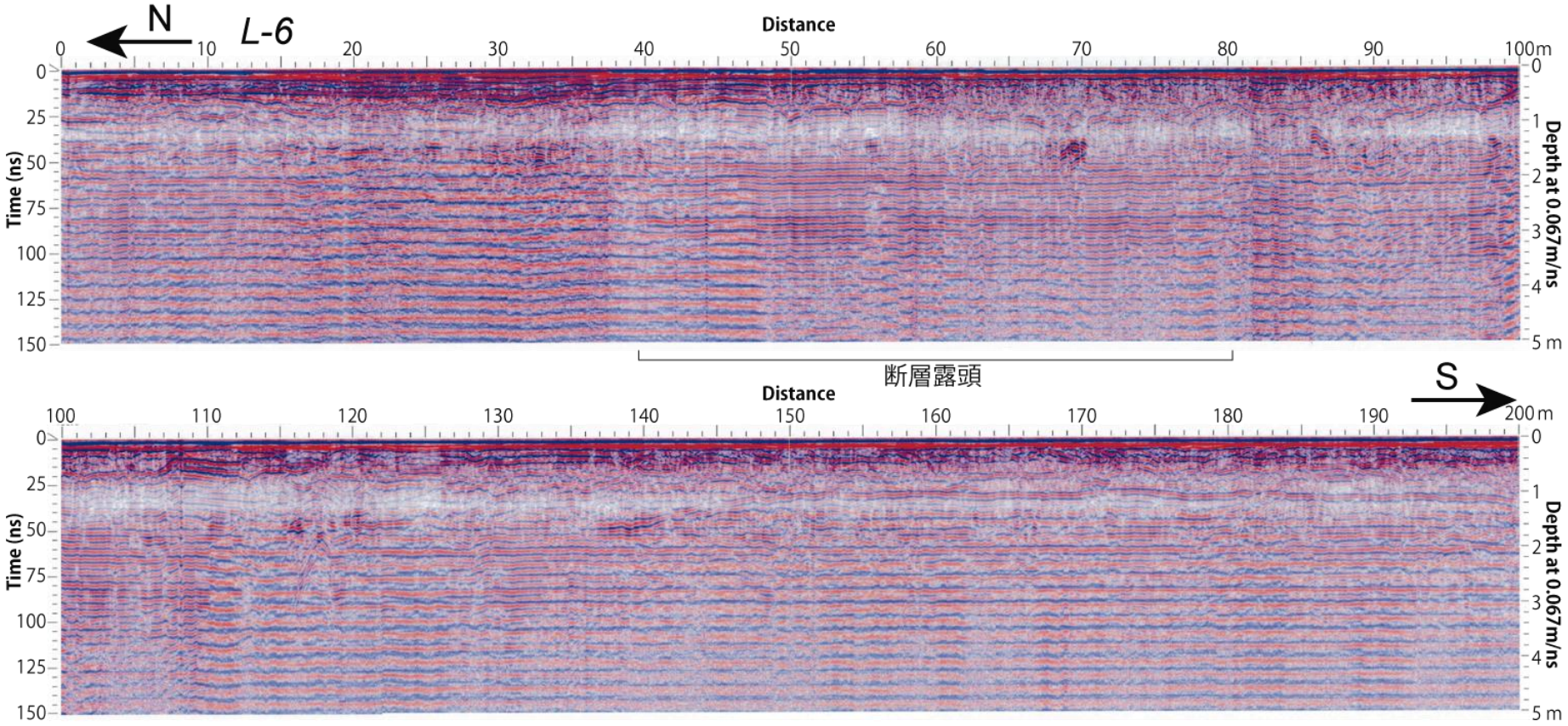


図34. 地中レーダー探査断面L-6

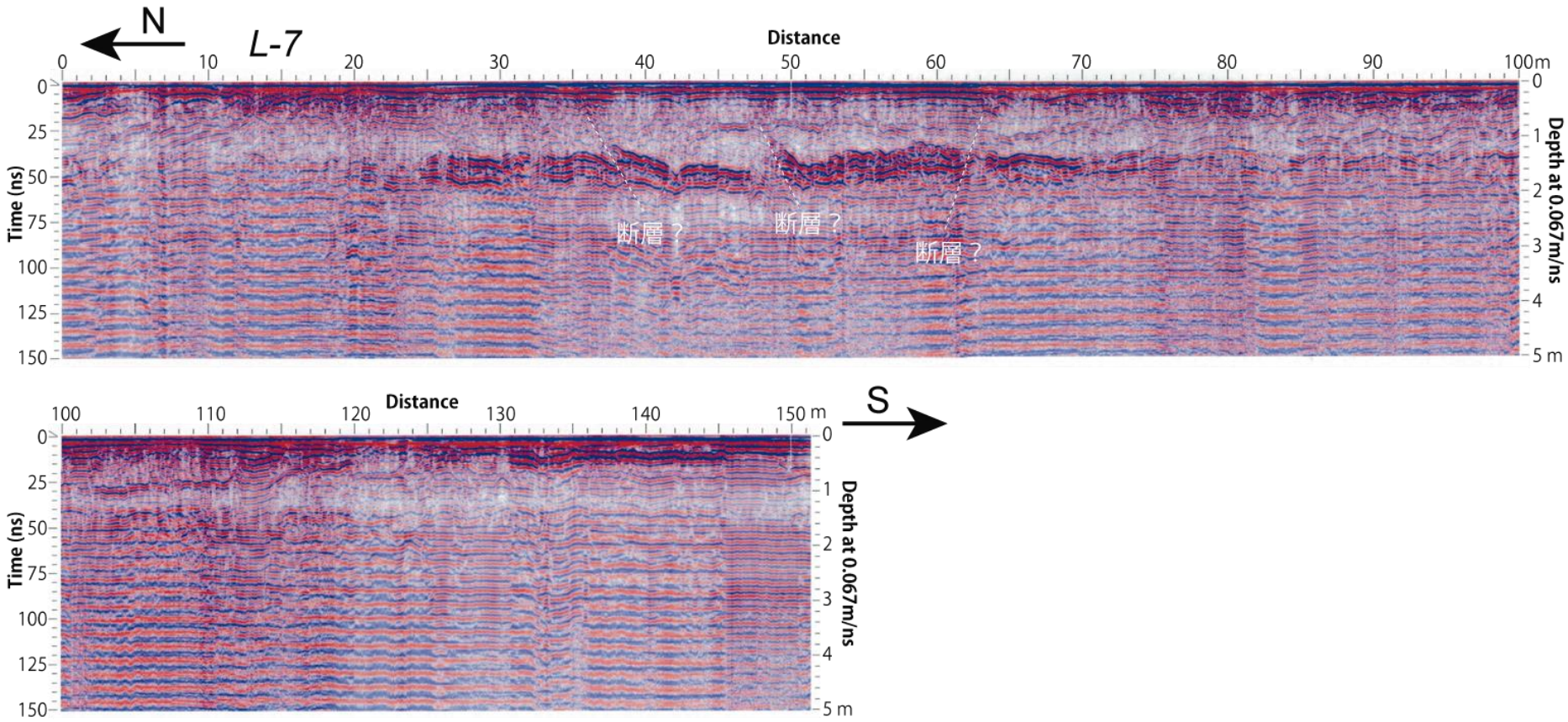


図35. 地中レーダー探査断面L-7

b) トレンチ壁面の地層と断層

沢津野地点では、約20～30 m離れた二本の地震断層が東西方向に並走する（図36)。両地震断層による変位を確認するため、二本のトレースを横切るようにトレンチを掘削した（図36)。このとき、耕作地中央に埋設されている導水管を極力避けるため、中央より西側で掘削する必要があった。一方、観察のため断層はトレンチ壁面中央にあるのが望ましく、北側の地震断層による変位をよく観察するためには、トレンチを極力導水管に寄せる必要があった。結果として、南北の地震断層トレースを横切るクランク状のトレンチが掘削された。トレンチの深さは４ m、法面の角度は60°とし、西側中央部を出入り口とした。トレンチ北側のW1面、N面、E1面、トレンチ南側のW3面、S面、E3面そして、トレンチ北側と南側の間（トレンチ中央部）にあるE2面の計7面を観察対象とした。さらに、トレンチ南側では、深度約１ m、幅約２ mの増堀りを行い、断層延長部の地質構造を観察した。トレンチ北側と南側の壁面写真展開図をそれぞれ図37～39に、スケッチ展開図を図40～42に、地質総括を表３に示した。

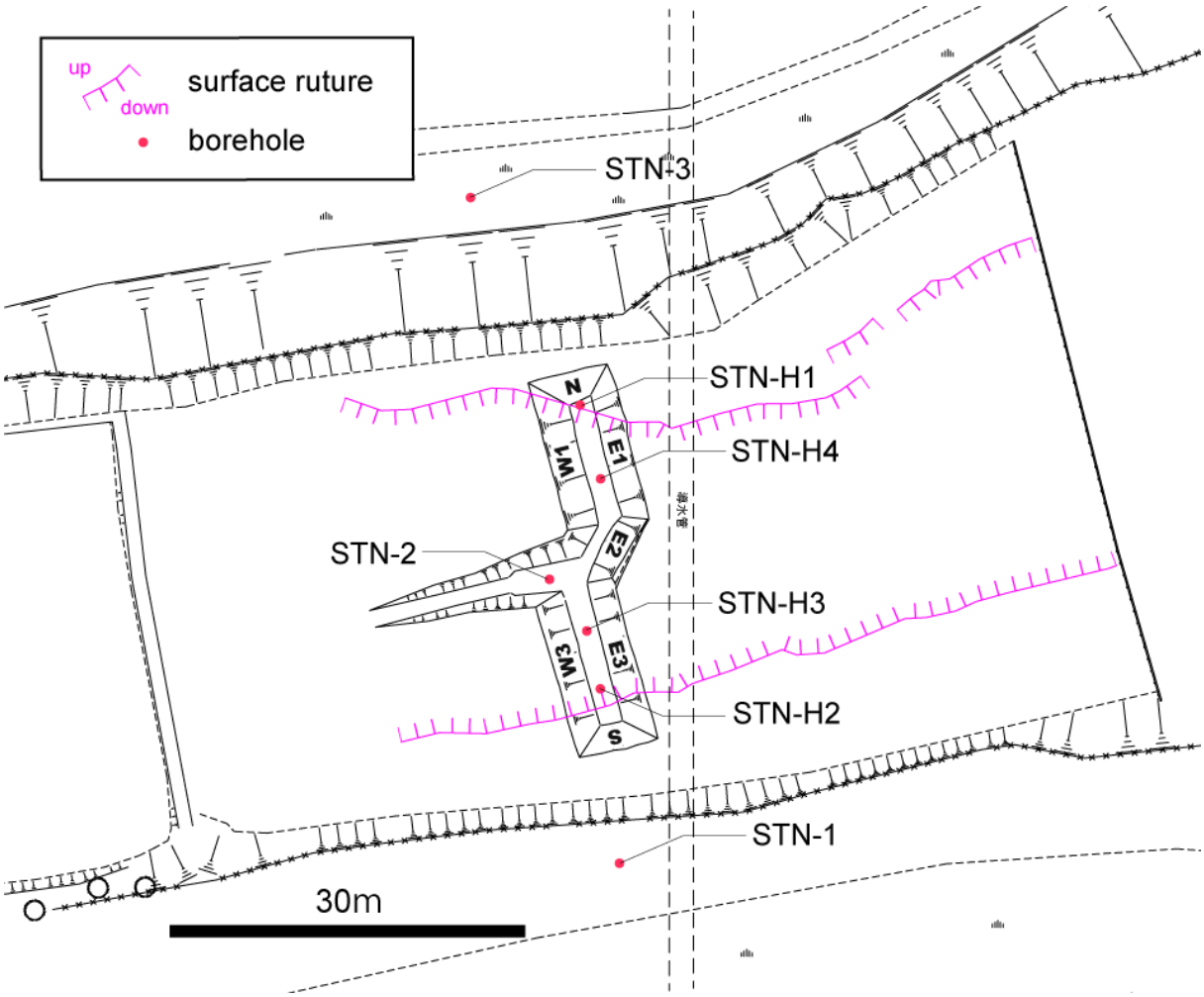


図36. トレンチ掘削地点周辺の測量平面図
ボーリング掘削位置とトレンチ掘削位置を示す。

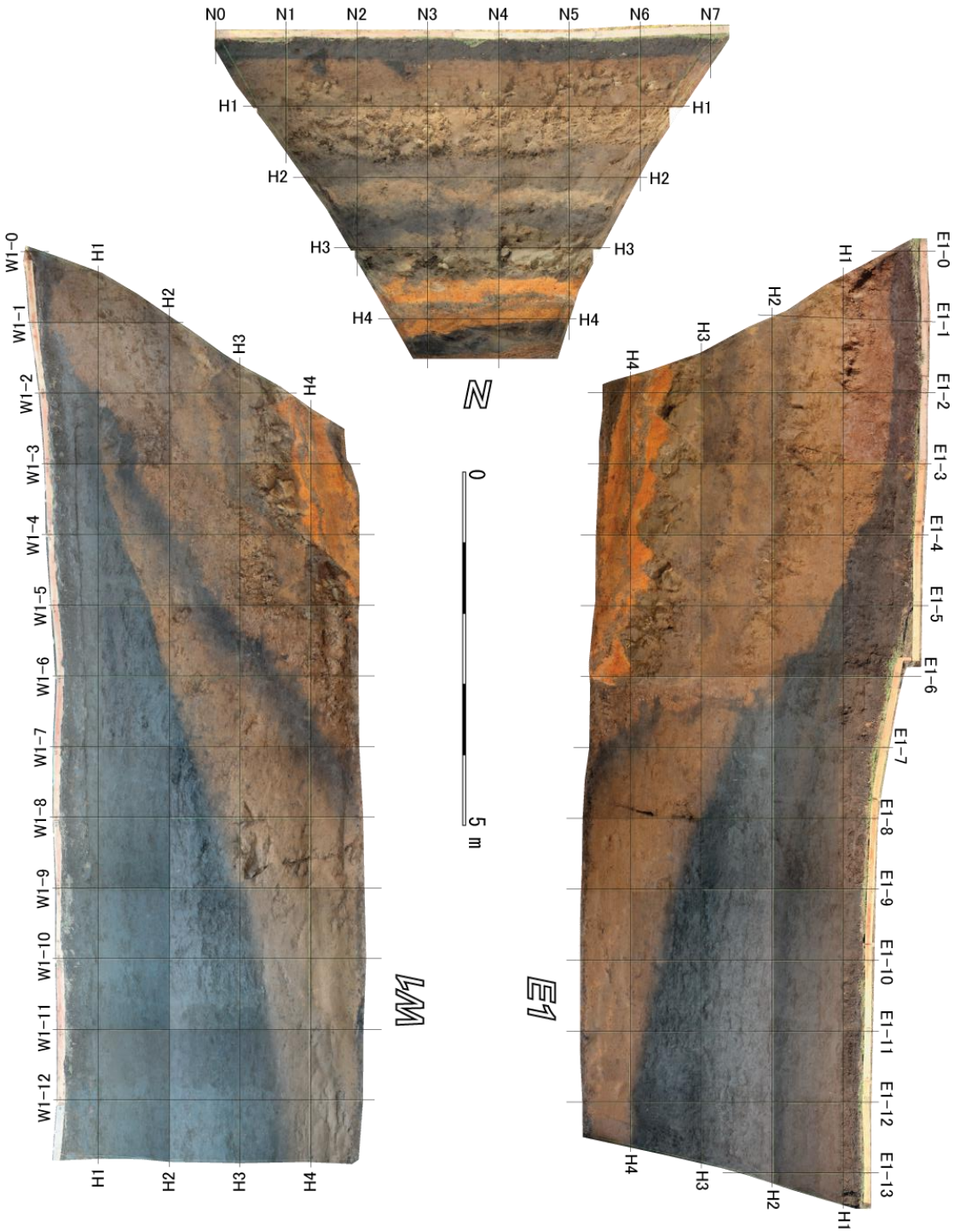


図37. トレンチ北側壁面写真展開図

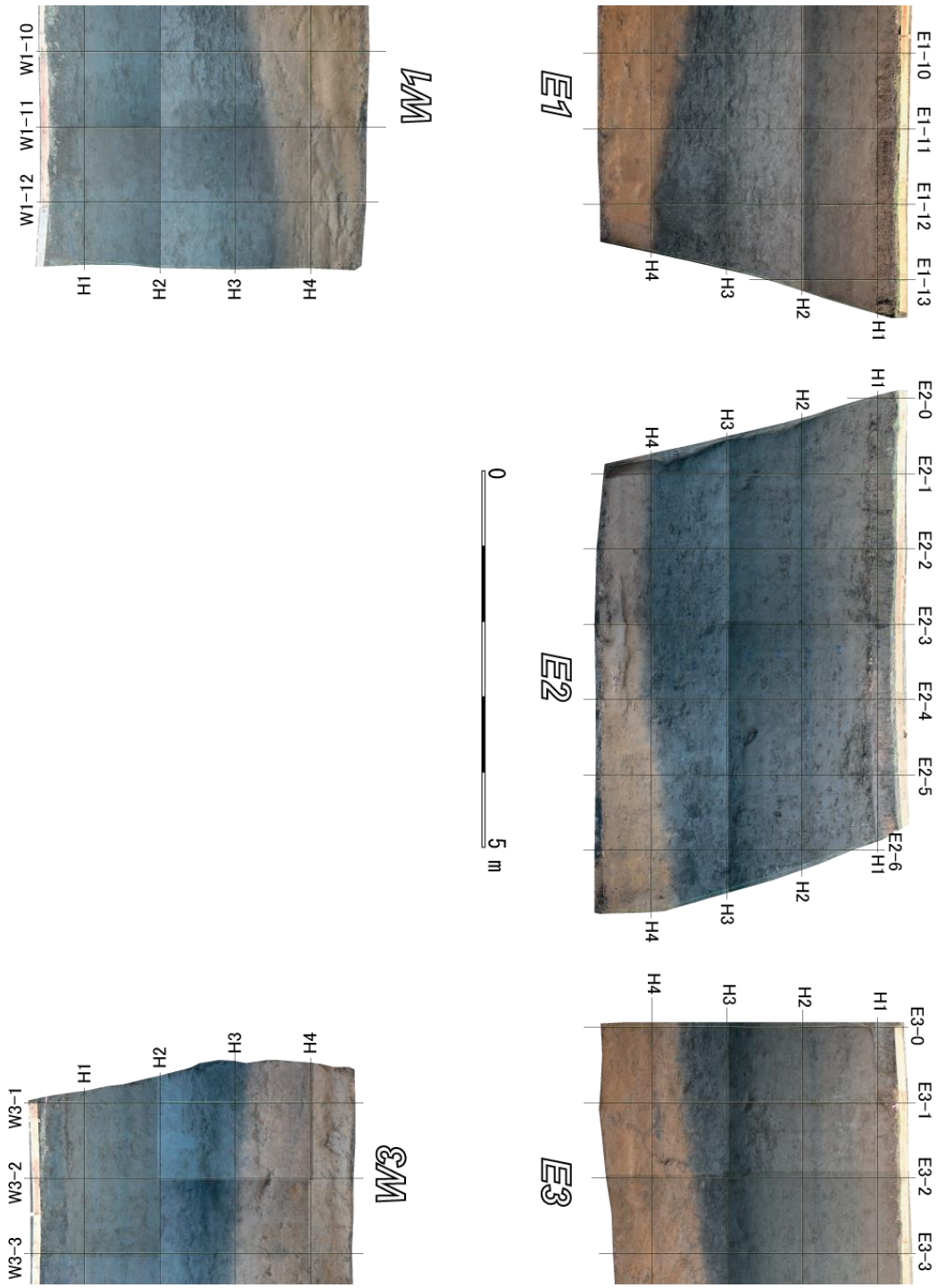


図38. トレンチ中央部壁面写真展開図
E1面及びW1面の南側、E3面及びW3面の北側を含む。

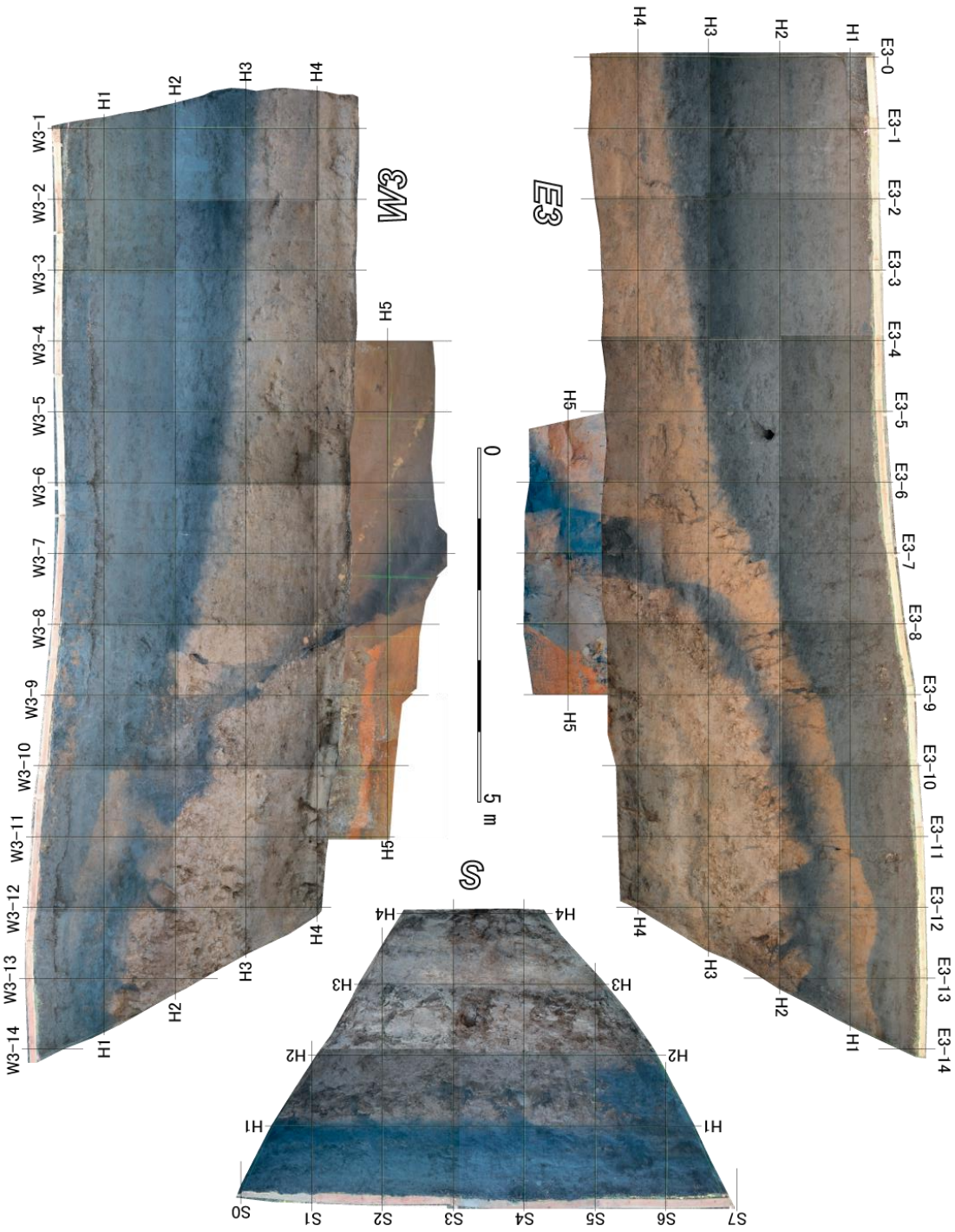


図39. トレンチ南側壁面写真展開図

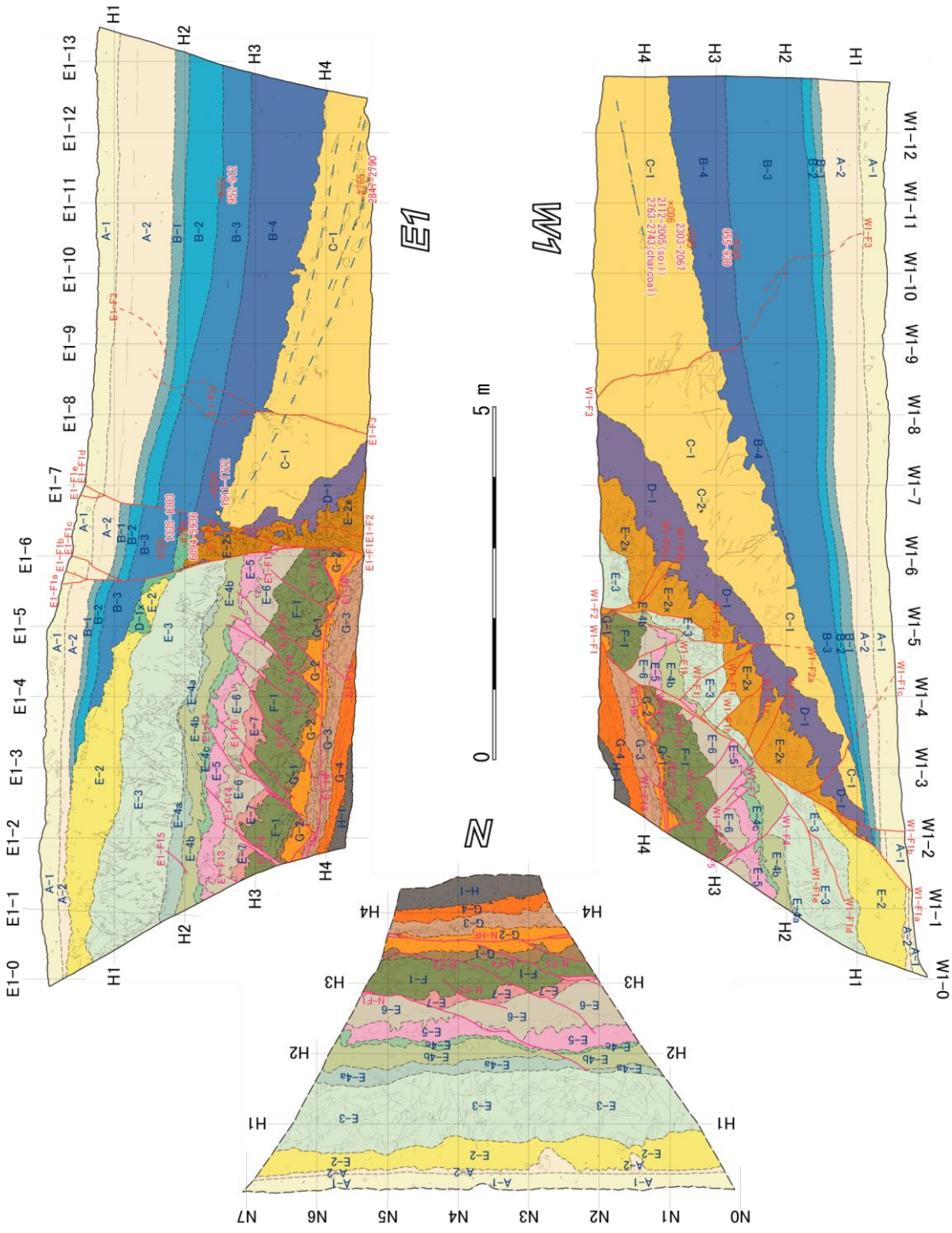


図40. トレンチ北側壁面スケッチ展開図

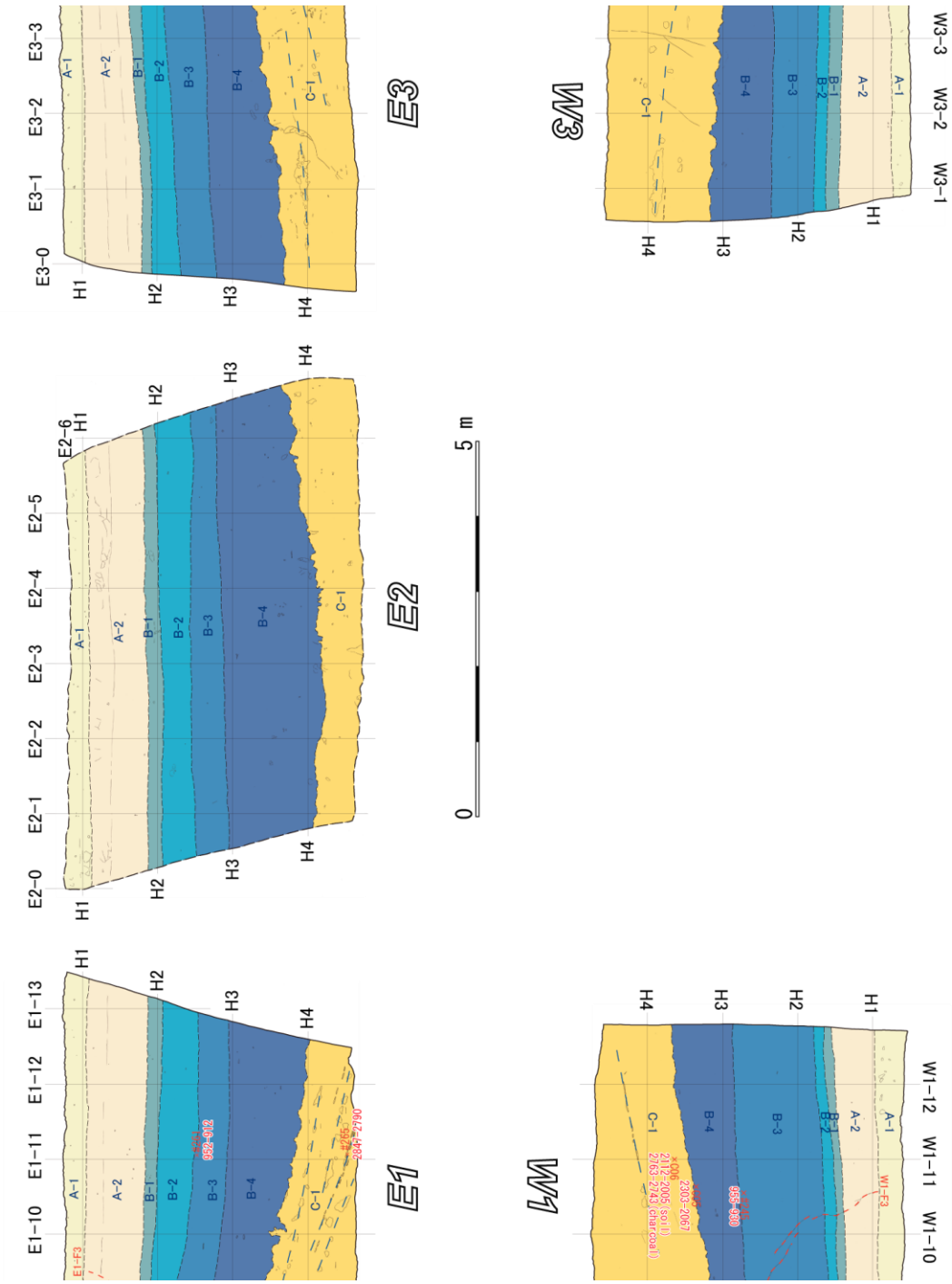


図41. トレンチ中央部壁面スケッチ展開図
E1面及びW1面の南側、E3面及びW3面の北側を含む。

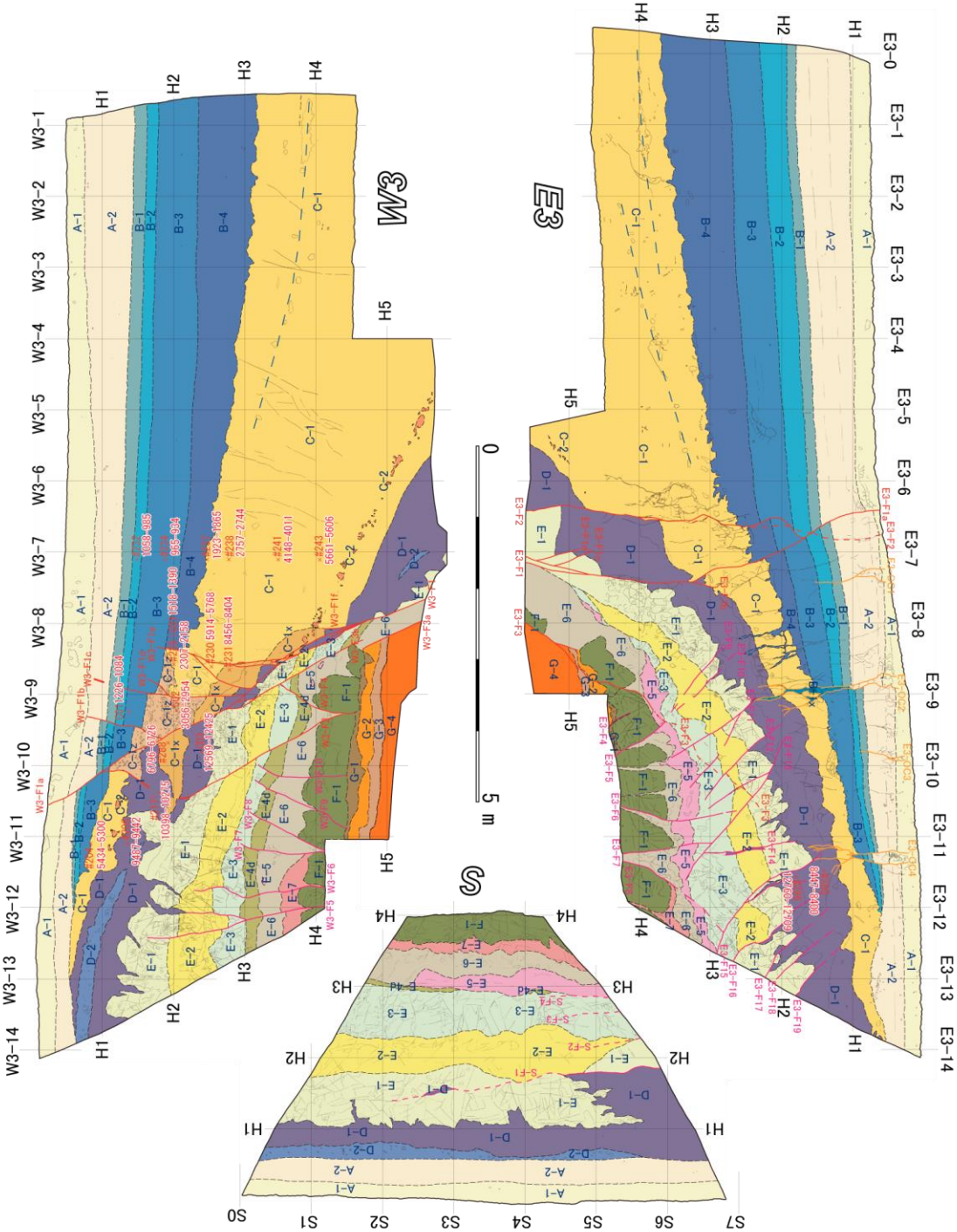


図42. トレンチ南側壁面スケッチ展開図

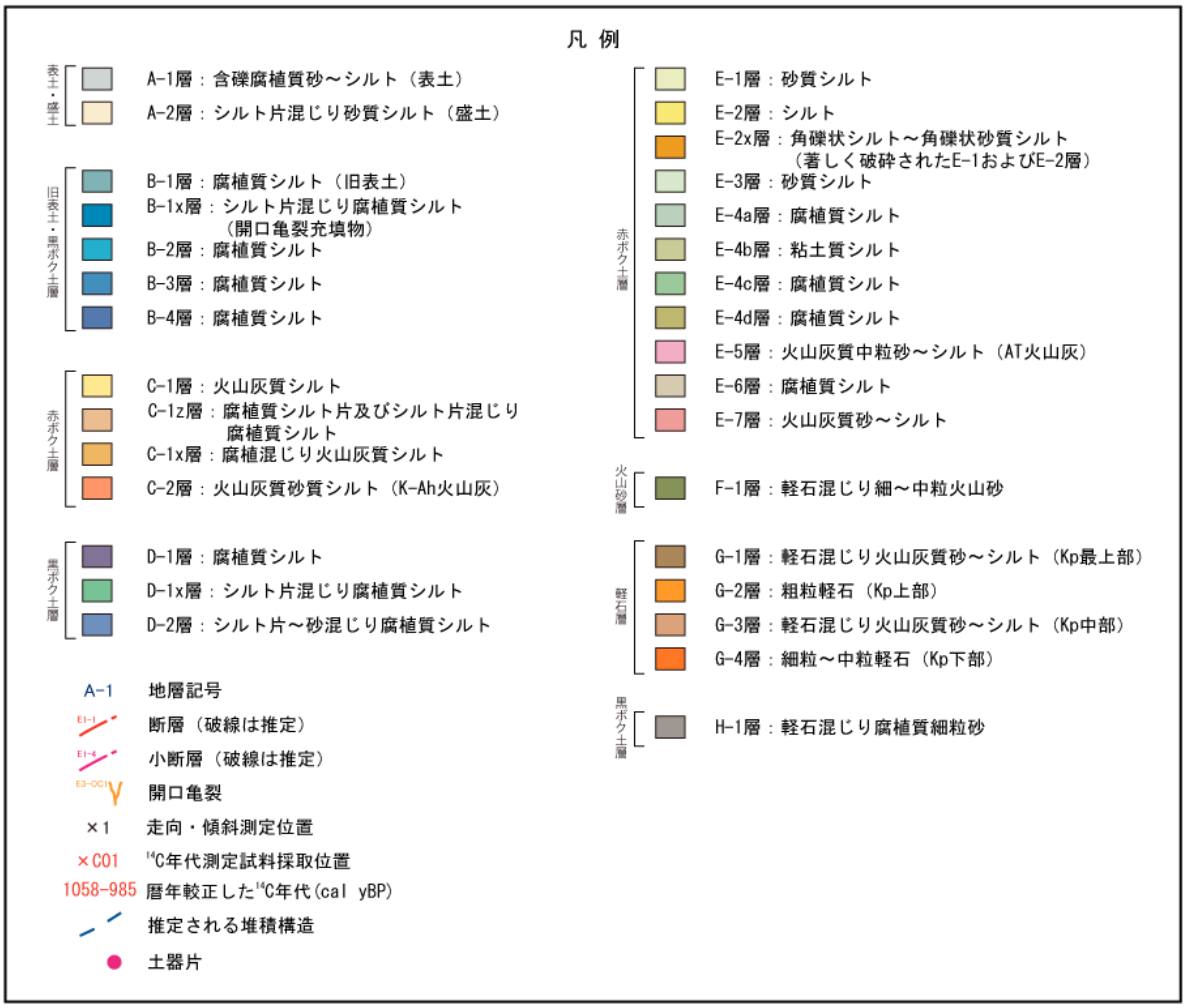


図43. トレンチ壁面スケッチ凡例
以降のスケッチにおいても、同様の凡例を使用する。

表３．沢津野トレンチ地質総括表（1/3）

地層区分：堆積層	地層名（色調）	層相	^{14}C年代（暦年較正値：cal yBP; ±1σ）：対象試料
A-1層：耕作土	含礫腐植質砂～シルト（耕作土）	トレンチ全体に露出している。濃褐色を呈するシルト～砂を主体とし、褐色シルト（褐色火山灰質土）起源のパッチないし中礫（径 2cm程度以下）～砂サイズの粒子を含む。植物根を多く含み、緩く締まっていない。層厚は30cm程度である。下位のA-2層との境界は明瞭である。	
A-2層：埋土	シルト片混じり砂質シルト	トレンチ全体に露出している。黒色のシルトを主体とし、褐色シルト起源の中礫（径 2cm程度以下）～砂サイズの粒子を含む。最上部の1～2cm程度は黒色～褐色を呈し、平板状で硬い。上部はやや褐色味を帯び、中部はやや濃い黒色、下部はやや淡い色調を呈する。全体的に、指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚はトレンチの南北端で薄く、中央部へ向かって厚くなり最大約80cm程度である。下位のB-1層との境界は不明瞭である。	
B-1層：風成堆積物（旧表土）	腐植質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出している。黒色の腐植質シルトを主体とし、褐色シルト起源の中礫（径 2cm程度以下）～砂サイズの粒子を含むが、含有量はA-2層より少ない。指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚は15～20cm程度である。下位のB-2層との境界は不明瞭である。	
B-1x層：開口亀裂充填物	シルト片混じり腐植質シルト	E3面の開口亀裂E3-OC2を充填する堆積物である。黒色の腐植質シルトを主体とし、褐色シルトの角礫を含む。主にB-1層からB-3層及びC-1層の混合物からなる。開口亀裂E3-OC2の上部はA-2層の構成物からなることがわかるが、下部は層相区分が困難であるため、B-1x層として一括した。	
B-2層：風成堆積物	腐植質シルト	灰黒色を呈し、上下の地層より色調がやや明るい。黒色の腐植質シルトを主体とし、褐色シルト起源の粒子を極まれに含む。指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚はトレンチ中央部で厚く、最大50cm程度である。下位のB-3層との境界は不明瞭である。	1058-985：腐植質堆積物
B-3層：風成堆積物	腐植質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出している。やや明るい色調の黒色の腐植質シルト～砂を主体とし、褐色シルト起源の粒子は極々まれにしか含まれていない。E-1面では上部に火山ガラスを多く含むやや砂質な火山灰の薄層を挟む。指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚はトレンチ中央部で厚く、最大40cm程度である。下位のB-4層との境界は不明瞭である。	952-912：腐植質堆積物 955-930：腐植質堆積物 965-934：腐植質堆積物 1173-1008：腐植質堆積物 1226-1084：腐植質堆積物 1335-1303：腐植質堆積物
B-4層：風成堆積物	腐植質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出している。濃い色調の黒色の腐植質シルト～砂を主体とし、褐色シルト起源の粒子をまれに含む。下部では下位層の褐色シルトを角礫～パッチ状に取り込んでいる。指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚はトレンチ中央部で厚く、最大100cm程度である。下位のC-1層との境界は凹凸に富み明瞭であるが、一部では漸移的で不明瞭である。W1面では境界部に土器が数点出土した．断層周辺では、亀裂や小断層に沿って下位層中に落ち込んでいる様子が観察される。	1518-1390：腐植質堆積物 1811-1722：腐植質堆積物 2303-2067：腐植質堆積物
C-1層：風成堆積物	火山灰質シルト	N面とS面を除くトレンチ全体に露出しているが、北側トレンチでは断層下盤側（北側）には分布していない。茶褐色から明褐色の火山灰質シルト～砂を主体とし、黒色シルトの細～中礫やスコリア粒子、火山砂の角礫を極わずかに伴う。明褐色の火山灰質シルトのパッチ（径5cm～最大40cm程度）を大まかに3層準、灰色の火山ガラス質細粒砂の薄層ないしレンズを大まかに2層準挟む。E-3面（E3-1、H4付近）及びW-3面（W3-1、H3.9付近）には、再堆積と考えられる橙色軽石を含む腐植質シルトをレンズ状に挟む。W3面及びW1面の下部には淡黄褐色火山灰質シルト（C-2層；K-Ah火山灰）をパッチ～角礫状に挟む。K-Ah層準から25～30cm程度上位に、径2cm程度以下の白色の軽石粒子が極まれに散在しており、阿蘇中央火口丘第一軽石（ACP1）と考えられる。このほか、長さ10cm以下の棒状で角の丸い黒色シルトが含まれているが、これらは地層の傾斜と無関係に水平に分布すること、縦方向に連結する場合があることから、堆積後に形成された生痕（おそらくアリなどの生物の巣穴）と考えられる。全体的に、指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚はトレンチ中央部で厚く、最大150cm以上である。下位のD1層との境界は漸移的で不明瞭である。	1923-1865：堆積物 2112-2005：堆積物 2847-2790：堆積物 2307-2158：堆積物 2757-2744：堆積物 2763-2743：堆積物 4148-4011：堆積物 5434-5300：堆積物 5661-5606：堆積物 5914-5768：堆積物
C-1x層：イベント堆積物	腐植混じり火山灰質シルト	W3面の断層周辺に分布する。主にC-1層をなす褐色シルトを主体とし、腐植質シルトを混在する。淡橙色火山灰質シルト（C-2層；K-Ah火山灰）の砂～中礫サイズの粒子を含む。D-1層を覆い、C-1z層に覆われている。	6796-6726：堆積物 8456-8404：堆積物

表３．沢津野トレンチ地質総括表（2/3）

C-1z層：開口亀裂充填物	腐植質シルト片及びシルト片混じり腐植質シルト	W3面の断層周辺に、断層活動によってできた開口部を充填するように分布する。黒色腐植質シルトおよび褐色シルトの角礫と、腐植質シルトの基質からなり、礫の含有量が層順によって変化する。D-1層、C-1層、C-1x層を覆い、B-3層に覆われている。	3056-2954：堆積物
C-2層：風成堆積物（K-Ah火山灰）	火山灰質砂質シルト	W1面、W3面、及びE3面のC-1層下部に不連続に挟まれて分布する。明黄褐色を呈する火山灰質な砂質シルトからなり、火山ガラスを多量に含む。W3面の断層上盤側（北側）では、C1層下部に10cm程度以下のパッチ状～角礫状に挟まれ、不連続ながら層を形成している。断層下盤側（南側）のC1層中、及び断層周辺のC-1x層中にも散在する。さらに、南トレンチの底盤及びE3面増堀部のC-1層中にも観察された。このほか、W1面のC-1層下部にもわずかに分布が認められる。	
D-1層：風成堆積物	腐植質シルト	北側トレンチの断層上盤側（南側）、及び南側トレンチに分布する。黒色を呈する腐植質シルト～砂からなり、褐色シルトの細～大礫を含む。上部及び下部が淡黒色で、中央に濃い黒色部が分布するが、境界は不明瞭で漸移的である。全体的に、指で押すと少し凹む程度に締まっている。W3面からS面にかけては、角礫を含むD-2層が挟まれている。断層に向かって傾斜が急になり、断層周辺では褐色シルト（C-1x層やE-2x層）に取り込まれる。W3面ではC-1x層を含めた横臥褶曲状の構造を形成している。層厚は最大で90cm程度である。下位のE層との境界は凹凸に富み明瞭であるが、一部では漸移的で不明瞭である。また、亀裂や小断層に沿って下位層中に落ち込んでいる様子が観察される。	8447-8400：腐植質堆積物 9487-9442：腐植質堆積物 9529-9495：腐植質堆積物 10398-10275：腐植質堆積物 12569-12425：腐植質堆積物 12760-12709：腐植質堆積物 15257-15126：腐植質堆積物
D-1x層：イベント堆積物	シルト片混じり腐植質シルト	E1面の断層周辺に分布する。濃褐色のやや腐植質なシルト～砂を基質とし、径4cm程度以下の褐色シルトの角礫を散在する。褐色シルトと黒色腐植質シルトの混在物と考えられる。指で押すと凹む程度で、やや軟らかい。E-2層及びE-2x層を覆い、B-4層に覆われている。	6094-5936：腐植質堆積物
D-2層：風成堆積物	シルト片～砂混じり腐植質シルト	南側トレンチのW1面からN面にかけて、断層下盤側（南側）に分布する。灰黄褐色を呈し、黒色腐植質シルトを主体とし、角礫状～砂状の褐色シルトを含む。礫は亜角礫状で径は最大7cm程度である。D-1層に挟まれて分布し、上下の境界はともに不明瞭である。層厚は20cm程度である。	
E-1層：風成堆積物	砂質シルト	南側トレンチの断層下盤側（南側）に分布し、北側トレンチには露出していない。茶褐色の砂質シルト～砂を主体とし、まれに黒色シルトを礫状に含む。全体的に割れ目が多く角礫質である。基質部は指で押すと少し凹む程度、礫状部は凹まず硬い。層厚は50cm程度である。下位のE-2層との境界は凹凸に富み、不明瞭で漸移的である。	
E-2層：風成堆積物	シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。やや明るめの茶褐色のシルト～砂を主体とし、径2cm以下の黒色シルトの角礫をまれに含む。全体として割れ目がすくないが、W-1面の断層上盤側や、W3面の断層近傍では割れ目が多く角礫質である。指で押すと少し凹む程度に締まっている。層厚は北側トレンチでは80cm程度以上、南側トレンチでは60cm程度である。下位のE-3層との境界は漸移的で不明瞭である。	
E-2x層：イベント堆積物	角礫状シルト～角礫状砂質シルト	E1面の断層上盤側（南側）に分布する。径10cm程度以下の角礫状の褐色シルトからなり、シルト～細礫サイズの褐色シルトの基質を伴う。腐植質シルト（D-1層）を不定形に取り込んでいる。主にE-1層及びE-2層構成物からなると考えられるが、E-3層以下も混在している可能性がある。基質部は指で押すと凹む程度でやや軟らかい。	
E-3層：風成堆積物	砂質シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。茶褐色の砂質シルト～砂を主体とし、E-2層よりも細粒砂の割合が多い。よく締まり、やや硬く固結しており、割れ目が発達し角礫質である。北側トレンチでは層厚が100cm程度、南側トレンチでは60cm程度である。下位層との境界は比較的明瞭である。	
E-4a層：風成堆積物	腐植質シルト	北側トレンチの断層下盤側（北側）に分布する。濃褐色のやや腐植質なシルト～砂を主体とし、細砂の割合が多い。指で押すとわずかに凹む程度でやや硬い。層厚は20cm程度である。下位のE-4b層との境界は比較的明瞭である。	
E-4b層：風成堆積物	粘土質シルト	北側トレンチの主に断層下盤側（北側）に分布する。褐色のシルト～粘土を主体とし、粘り気がある。指で押すと少し凹む程度に締まる。層厚は30cm程度である。下位のE-4c層との境界は凹凸に富み、不明瞭である。	

表３．沢津野トレンチ地質総括表（3/3）

E-4d層：風成堆積物	腐植質シルト	南側トレンチの断層下盤側（南側）に分布する。濃褐色のやや腐植質なシルトを主体とする。層厚は20cm程度である。下位層との境界は不明瞭である。北側トレンチのE層との対比が困難であるため、E-4d層として分けて示した。	
E-5層：風成堆積物（AT火山灰）	火山灰質中粒砂～シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。W3面ではE-6層中にレンズ状に含まれている。淡黄褐色の中粒砂～シルトを主体とし、火山ガラスや斜長石結晶を含む。火山ガラスは部分的に濃集し多く含まれている。指で押すとわずかに凹む程度でよく締まる。層厚は30cm程度である。下位のE-6層との境界は凹凸に富み、比較的明瞭である。	
E-6層：風成堆積物	腐食質シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。濃褐色～黒褐色を呈する腐植質なシルト～粘土を主体とし、砂サイズの粒子を伴う。橙色の軽石粒子がまれに散在する。まだら状の紋様がみられ、粘り気がある。指で押すとわずかに凹む程度でよく締まる。層厚は50cm程度である。下位のE-7層及びF-1層との境界は漸移的で不明瞭である。W1面、W3面及びE1面では、小断層に沿ってF-1層中に落ち込む様子が観察される。落ち込みの部分にはE-5層やE-7層が混在している可能性がある.	
E-7層：風成堆積物	火山灰質砂～シルト	トレンチ全体の主に断層下盤側に、やや不連続に分布する。淡黄褐色の火山灰質なシルト混じりの中～細粒砂を主体とし、粘土を含み、やや粘り気がある。橙色の軽石粒子がまれに散在する。指で押すとわずかに凹む程度でよく締まる。層厚は20～40cm程度である。下位のF-1層との境界は凹凸に富み、比較的明瞭である。小断層に沿ってF-1層中に落ち込む様子が観察される。落ち込みの部分には上位のE-6層やE-7層が混在している可能性がある。	
F-1層：風成堆積物	軽石混じり細～中粒火山灰質砂	トレンチ全体の主に断層下盤側に分布する。灰褐色の細～中粒の火山灰質砂からなり、上方細粒化し、上方へ向かってシルト～粘土分が増加する。橙色の軽石粒子や黒色の角閃石結晶が散在する。固結しており硬く、割れ目が発達している。層厚は北側トレンチでは50cm程度、南側トレンチでは80cm程度である。下位のG-1層との境界は漸移的で不明瞭である。	
G-1層：風成堆積物（Kpfa最上部）	軽石混じり火山灰質砂～シルト	北側トレンチの断層下盤側（北側）、及び南側トレンチE3面に分布する。また、南側トレンチ増堀部の断層下盤側（南側）でも観察された。褐灰色の火山灰質砂～シルトを基質とし、径2cm程度以下の橙色の軽石粒子をかなり多く散在する。F-1層よりもシルトを多く含む。やや硬く、よく締まっている。層厚は北側トレンチでは10cm程度である。下位のG-2層との境界は細かい凹凸に富み、明瞭である。	
G-2層：風成堆積物（Kpfa上部）	粗粒軽石	北側トレンチの断層下盤側（北側）、及び南側トレンチE3面に分布する。また、南側トレンチ増堀部の断層下盤側（南側）でも観察された。橙色を呈する径2cm程度以下の粗粒な軽石を主体とし、まれに褐灰色の砂～シルトを伴う。やや硬く、よく締まっている。層厚は北側トレンチでは40cm程度である。下位のG-3層との境界は細かい凹凸に富み、明瞭である。	
G-3層：風成堆積物（Kpfa中部）	軽石混じり火山灰質砂～シルト	北側トレンチの断層下盤側（北側）に分布する。また、南側トレンチ増堀部の断層下盤側（南側）でも観察された。褐灰色の火山灰質砂～シルトを基質とし、径2cm程度以下の橙色の軽石粒子を散在する、または不定形の軽石集合体を団塊状に含む。やや硬く、よく締まっている。層厚は北側トレンチでは30cm程度である。下位のG-4層との境界は漸移的であるが明瞭である。	
G-4層：風成堆積物（Kpfa下部）	細粒～中粒軽石	北側トレンチの断層下盤側（北側）に分布する。また、南側トレンチ増堀部の断層下盤側（南側）でも観察された。橙色～褐灰色を呈し、細粒～中粒な軽石粒子からなり、上方細粒化がみられる。やや硬く、よく締まっている。層厚は北側トレンチでは30cm程度である。下位のH-1層との境界は細かい凹凸に富むが、明瞭である。	
H-1層：風成堆積物	軽石混じり腐食質細粒砂～シルト	北側トレンチの断層下盤側（北側）に分布する。また、南側トレンチ増堀部の断層下盤側（南側）でも観察された。濃い黒色の腐植質なシルト～砂を主体とし、径0.5cm以下（最大2cm）の軽石粒子を多量に散在する。下部には安山岩の細礫が含まれる。全体的に、指で押すとわずかに凹む程度でよく締まる。層厚は40cm以上である。	

トレンチには、阿蘇火山を給源とする火山噴出物からなる地層が主に分布する。W1面及びE1面では南落ちの正断層、W3面及びE3面では北落ちの正断層による変形が生じている様子が明瞭に認められた。地層は複数の断層によって切られつつ、概ね地溝の中央側に向かって撓み下がる傾向を概ね示した。トレンチ壁面には、黒色火山灰質土（黒色シルト、いわゆる黒ボク土）と褐色火山灰質土（褐色シルト、いわゆる赤ボク土）が互層をなしており、これに火山灰層が数層準挟まれている。トレンチ壁面で観察される地層は、側方への連続性がよく、複数条の断層を挟んでも容易に対比が可能である。これらの地層を層相や連続性に基づいて、上位より耕作土（A-1層）、埋土（A-2層）、黒色火山灰質土（B-1層～B-4層）、褐色火山灰質土（C-1～C-2層）、黒色火山灰質土（D-1層～D-2層）、褐色火山灰質土（E-1～E-7層）、火山砂層（F-1層）、軽石層（G-1～G-4層）、黒色火山灰質土（H層）に分類した。このうち、C-2層は鬼界アカホヤ火山灰層（K-Ah）、E-5層は姶良丹沢火山灰層（AT）、軽石層（G-1～G-4層）は草千里ヶ浜火山降下軽石層（Kpfa）に相当する。また、それぞれの壁面の写真とスケッチを図44～57に示した。図はW1面を始めとし、N面、E1面と時計回りに連続するように並べている。トレンチ壁面には複数の断層が認められ、主要な断層から順に番号をつけ（例；W1-F1、W1-F2、…）、分岐断層については主断層をはじめとして、枝番をつけて表記した（例；W1-F1a、W1-F1b、…）。以降の記述では、トレンチ全体に分布する亀裂について述べた後、地震断層を横切る壁面についてW1、E1、E3、W3の順に記載し、それらをつなぐN、S、E2面についてまとめて記載を行った。

壁面全体には、熊本地震による変位に伴って形成されたと見られる多数の新しい亀裂が確認できる。これらの亀裂は、亀裂自体が新鮮であることと充填堆積物の密度が低く、周囲の堆積物との固さの違いから過去のイベントで形成された亀裂と明確に区別される。また、C-1層をはじめとする褐色火山灰質シルト層に形成された亀裂の場合は、亀裂がB-4層より上位の黒ボク土によって充填され、黒い筋として認識しやすくなるため、極小さい亀裂であっても検出できる。結果として、スケッチ上にはC-1層に多数の亀裂が集中するように描かれているが、A層及びB層内にも同程度の亀裂群は存在すると見られる。亀裂群の中には、大きく分けて二種類の亀裂が存在する。ひとつは断層の上盤側（低下側）に分布する地溝の外側に向かって傾斜する亀裂群であり、もうひとつは下盤側（隆起側）に分布する開口亀裂群である。前者は、地溝中央部の沈降に伴う圧縮性の亀裂と見られる。その中でも、大きい変位を持つ亀裂については、E1-F3断層、W1-F3断層と名付けた。これらの断層は黒ボク土中で分散、ステップしつつ、全体として傾斜を緩めながら地表まで伸びる様子が観察された。E1-F3断層の場合はE1-9.5付近、W1-F3断層の場合はW1-10.6付近まで亀裂が断続的に伸びる。これらの地表との合流点を境に北側の地表面やA-1/A-2境界の南傾斜がやや強まっており、沈降に伴う歪が集中した結果大きな亀裂に成長したものと考えられる。一方、隆起側の開口亀裂群は撓み下がりに伴い地層が伸長された結果形成されたと見られる。主要な断層付近の浅い地層ほど明瞭で、特にE3面において顕著に認められる。とくに、E3-7～12の区間では、D-1層まで及ぶものを含む多数の開口亀裂が分布する。これらのうちE3-7.3、8.8、9.9、11.4付近の北落ちの変位を伴う比較的規模の大きい亀裂についてははE1-OC1～4と名付けた。

W1壁面の底面付近では、W1-4～6の区間に２条、W1-8付近に１条の断層が認められた。これらの断層をW1-F1～W1-F3と呼ぶ。W1-F1断層とW1-F2断層は上方に向かって多数分岐して

おり、上盤側の地層を著しく変形させる。W1-F1断層はW1-4.8付近からW1-1に向かって伸び、南落ちの断層崖を形成した地表地震断層へとつながる。断層による上下変位は地表面で約50 cm、E-5層やG-1層を基準とすると約100 cmであった。このうちW1-F1断層はH1付近からほぼ垂直にW1-F1b断層が分岐する。変位量は数 cm～５ cmと小さいものの地表まで切断する。W1-F1断層の上盤側には破砕された角礫状シルト層（E-2x層）が認められる。E-2x層は、下盤側（隆起側）に水田の拡幅以前には存在していたと考えられるE-1層およびE-2層がW1-F1断層からの分岐断層（W1-F1f～F1k）やW1-F2断層によって著しく破砕された地層と見られ、両者の区別は難しい。E-2x層には変位に伴って生じたクラックに沿ってD-1層の黒ボク土が充填され、D-1層との地層境界は著しく乱される。W1-F2断層はW1-5.2付近から、南に伸びる北落ちのW1-F2c断層とほぼ垂直に伸びる南落ちのW1-F2a断層に分岐する。二つの分岐断層の間は著しく破砕されている様子が認められ、南落ちの変形に伴いE-2x層がくさび状に落ち込んだものと見られる。W1-F1断層の下盤側（北側）では、E-2層より上位の地層は水田の拡幅により失われ、その分布形状は不明である。E-2層から下位の層準には、小断層（W1-F8～F13）により切られつつ、南へやや撓み下がる地層の分布が確認できる。これらの小断層は、主にほぼ水平なW1-HF断層から分岐する北傾斜の北落の正断層群で構成され、G-2層からE-4b層までを切断・変形させる。小断層によってブロック状に切断された地層は、反時計回りに回転し、地溝中央部に倒れ込むような覆瓦構造を呈する。W1-F3断層はC-1層を切断する逆断層で、その変位量はB-4/C-1境界で上下に約10 cmである。断層は断続的な亀裂としてW1-10.7付近の地表まで追跡できるが、黒ボク土中で分散し、変位量は漸減する。W1-F1断層とW1-F3断層の間の地表面は断層崖からW1-10にかけて緩やかに傾斜し、同様に地層も南への傾動を示す。B-2/B-3境界はほぼ地形と同程度に傾斜するが、B-4/C-1境界は明らかにそれより大きく、D-1層はそれよりさらに大きく傾斜する。これは沈降による変形が累積した結果とみられる。C-1層はW1-F1断層とW1-F3断層の間で傾斜しつつ、多数のクラックが分布する。そのクラックはB-4層によって充填されており、過去の活動に関連して形成された開口亀裂と見られる。W1面の変形は全体としてはW1-F1断層を主断層とする南落ちの正断層の活動に起因しており、W1-F2断層およびW1-F3断層は主断層から派生した分岐断層と推定される。

E1面で認められる主要な断層は南落ちの変位を伴うE1-F1～F3断層である。このうちE1-F1断層の断層沿いの変位が最も大きく、主断層と見られる。断層はほぼ垂直に立ち上がり、H3.5付近で分岐し、地表付近で更に分岐・発散しつつ二本の地表地震断層につながる。E1-F1断層を境に地層は大きく異なっており、低下側では下部に赤ボク土層（C-1層）、上部に黒ボク土層（A層群及びB層群）が厚く分布する。これらのB-4層以浅の地層はE1-F1断層北側にも連続するが、それより下部の地層は連続せず、E-2層以下を不整合に覆う。断層に沿って、E-2x層とD-1層が著しく南に傾斜しており、低下側への引きずり込みによると考えられる。E1-F1断層を挟んだB-3層以浅の地層境界が示す上下変位量は、北に分岐した断層で約15 cm、南に断層で約15 cmの計30 cmであった。また、断層沿いのB-3層上面以浅における地層境界を基準とした変位量は地表面の変形量と同程度であった。一方、C-1層堆積以前の変位量は地層の対比が出来ないため、不明である。E1-F2断層はクラックとして追跡できるが、その変位量は殆ど無いか小さい。H3.0付近でE1-F1からの分岐断層と交差するが、その後は上方に向かって殲滅する。E1-F3断層はE1-8付近からやや南に傾斜して伸びる逆断

層で褐色ローム層の上面を10 cmほど変位させる。黒ボク土中の断層は分岐しつつ殲滅するものの、地表面付近まで亀裂が追跡できる。断層より低下側に厚く堆積するC-1層中にはパッチ状の火山灰濃集層や灰色の火山ガラス濃集層が断続的に分布する。それらの分布からおおまかな堆積構造が認められ、低下側を埋めるように地溝が埋積されていった様子が推定される。こうした堆積構造はE1面ほど明瞭ではないものの、E3面、W1面、及びW3面においても確認できる。E1-F1断層を挟んで北側の地層は多数の小断層、クラックにより破砕される様子が顕著である。E-1層から上位は水田の拡幅により失われているが、E-2層から下位は成層構造を保ったまま、やや南に傾動した分布を示す。E-4a層からG-2層には、ほぼ水平なE1-HF断層から派生した北傾斜の小規模な正断層群が発達する。W1面同様、地層には覆瓦構造が見られ、沈降に伴って地層が引き伸ばされ地溝中央部向かって倒れ込むような動きが生じた結果と推定される。

E3面では、他の壁面と比べて断層をはさんだ地層の連続性がよく、断層沿いの累積変位が明瞭である。B層は南側に向かって撓み上がりつつ薄くなり、褐色ローム層に接する形で殲滅する。上位のA層群はそれを覆う形でさらに南側へと広がる。B-4層はE3-9付近で褐色ローム層と接しており、その地点を境にB層とC-1層の地層境界が変化する。北側ではB-4/C-1境界が漸移的でC-1層が整合的に覆われているのに対し、南側では明瞭で、B-3層がC-1層を不整合に覆う。この境界層の側方変化はW1面およびW3面でも同様に認められる。先述したようにE3面にはE3-6～E3-11間に開口亀裂（E3-OC1～4）が顕著に発達する。対して、E3-6付近にほぼ垂直に伸びるE3-F1断層およびE3-F2断層は、逆断層的な形状を示す。E3面には多数の断層が認められるが、その中で主要な断層はE3-F1～F3の3本と見られる。E3-F1断層はE3-7.5付近からほぼ垂直に立ち上がり、H3.0付近で分岐する。南側に分岐したE3-F1b断層はE3-OC1へとつながり、北側に分岐したE3-F1a断層は逆断層的に地層を変位させる。E3-F2断層はE3-6.5付近からほぼ垂直に立ち上がり、分岐収斂を繰り返しつつ、H1.5付近でE3-F1断層と交差する。変位量は黒ボク土層中では数 cm程度で、B-4/C-1境界で約15 cmである。一方C-1/D-1境界の変位量は約1 mと変位の累積が認められる。これらのE3-F1及びE3-F2断層を境にC-1層やD-1層の層厚が著しく変化する様子が認められる。地層は南側ではE3-F2断層まではほぼ一定の厚みを持って上に凸に撓み下がる傾向を示す。しかし、E3-F1断層を境に約2倍に厚みを増し、E3-F2断層を境にさらに厚みを増す。こうした形状から、これらの地層の堆積中に活動したことが示唆される。E3-F3断層は増掘りによってよりはっきりと確認され、Kpfaを明瞭に切断し、それより上位の地層の撓み変形を形成したと見られる。断層自体はE層中で複雑に分岐し、追跡は難しいが、その延長部は撓み変形のはじまるE3-OC4に当たることから、変位はE3-F2断層からE3-11までの間に分散したものと考えられる。E3-F3断層の下盤側では、小断層により著しく破砕されているものの、地層の傾斜はやや北傾斜かほぼ水平と大きな撓み変形は生じていない。したがって、E3-F3断層が主断層であり、E3-F1及びE3-F2断層は分岐断層と推定される。E3-F3断層を境に下盤側（南側）では、開口亀裂や南傾斜の小規模な正断層が多数見られ、亀裂や小断層によって生じた凹地を上位層が充填する様子が認められる。E3-11～14付近ではE層群が南側に落ち込み、その落ち込みを充填する形でD-1層が厚く堆積している。また、F-1層に生じたクラックをE-6層やE-7層が充填する。

W3面における全体的な地層の分布としてはE1面、W1面と同様で、上盤側（北側）に厚い

黒ボク土層（A層群及びB層群）と赤ボク土層（C-1層）が分布する。比較的連続性がよく、全体として北に傾斜する分布が認められる。W3面では断層を境にE-1層までが対比できる。E1面やW1面と比較すると断層近傍の変形帯の幅が広く、かつ複雑な変状を呈する。断層はW3-F1～F3といった北落ちの正断層が主であるが、地表近くではW3-F1断層に収斂し、地表地震断層へとつながる。断層を境に大きく地層が異なること、変位量が大きいことから、W3-F1断層が主断層と見られる。この断層はH3.0より下部では複雑に分岐収斂し、幅約10 cmの断層破砕帯を形成する。破砕帯には薄く切断されたD-1層が挟まれる。W3-F1断層の上盤側に分布するC-1層中には多数の亀裂が認められる。また、W3-F1断層上のW3-8.3、W3-9、W3-9.5、W3-10付近からほぼ垂直に北落ちの上下変位を伴う小断層が分岐する。このうち、W3-F1bおよびW3-F1cは、A層中で徐々に変位量が減少するものの、地表まで連続する。これらの小断層によりB層は北に向かって階段状に低下する。その変位量はA-2/B-1 境界とB-3/C-1z境界でほぼ等しく、この間大きなイベントがなかったことが推定される。W3-F1c断層とW1-F2断層によってC-1層の分布が途切れており、その間には角礫状の褐色火山灰質シルト及び腐植質シルトからなる堆積物が認められる。この堆積物はW1-F1a、F1b、F1c及びF1d断層によって切断される。W3-F1e断層沿いのB-4/C-1境界の示す上下変位量は、C-1/C-1x境界と比較して小さく、変位の累積が認められる。W3-F1e断層はB-3層中で殲滅し、B-4/C-1境界で認められる上下変位はB-2/B-3境界より上位には認められない。W3-F1断層の南側に分布するW3-F2断層及びW3-F3断層は主にD-1層より下位の地層を変位させており、W3-F2断層とW3-F1断層の間でD-1層より下位の地層が大きく沈降する様子が認められる。W3-F2断層はG-2層より下位を切断しないが、W3-F3断層はKpfaを明瞭に切断する。W3-F3a断層はW3-F3b断層とW3-F2断層にステップし、変位を分散させているものと考えられ、その間をつなぐ南傾斜のW3-F4断層はふたつの断層と共役関係にあるとみられる。W3-F2断層とW3-F1断層の間でD-1層は南に凸の横臥褶曲状の変状を呈しており、褶曲内部にC-1層下部相当と見られる地層（C-1x）を内包する。この構造の南側W3-11付近ではE-1層がポップアップし、D-1層に食い込む。この変形はK-Ahを含むC-1層によって不整合に覆われる。 C-1層下部のK-Ah層はW3-F1断層を境に上下に約1.5 m食い違う。熊本地震による上下変位量は約30 cmであるため、変位の累積が認められる。W3-F2断層より南側では南落ちの小断層や亀裂群が発達する。E-1層に発達するこうした亀裂に沿ってD-1層が落ち込む様子が認められる。また、北側トレンチ同様、E-4層より下部には南傾斜の正断層性の変位を示す小断層が分布し、地溝中央部へ倒れ込む覆瓦構造を形成する。

N面、S面、及びE2面では、その両端で接する壁面と同様の地層がほぼ水平に分布する。N面及びS面ではE-4a層より下位に東方向に傾斜する小断層が見られ、N面ではW1及びE1面から連続する水平な断層（N-HF）が認められる。こうした分布からは、トレンチ下盤側に分布する小断層群が、北側では左ステップする北東落ちの正断層群、南側では右ステップする南東落ちの正断層群であることが示唆される。したがって、沈降部はやや西向きの成分を持つことが推定される。これは、水田東側の擁壁に見られた横ずれ変位方向とも一致する。E2面ではC-1層の上部からA-1層までが厚く堆積している様子が認められる。ほぼ水平であるが、B-3層からA-2層までの地層境界の深度を東西壁面で比較すると、東側が低い傾向が見られ（図41）、熊本地震によりE2-2.5付近に向かって撓み下がった様子が確認できる。また、すべてのトレンチ壁面のB-4/C-1境界の深度を比較すると、E2-2.5付近を最深部

として南北方向だけではなく、東西方向の撓み下がりが地形面や上位層以上に生じている様子が認められる。これは熊本地震による沈降量がE2-2～3付近において最大であったことと一致しており、過去にも同様の変位量分布を持つ地表地震断層が生じていた可能性がある。

本トレンチは現在も活発に活動する阿蘇火山群から数kmの圏内に位置することから、阿蘇火山を給源とする火山灰をはじめとした火山噴出物が常に供給されることで、厚いローム層が形成されたと見られる。C-1上面の一部や断層近傍を除けば、不整合は見られず、Kpfa以降継続して堆積場にあったようである。トレンチ壁面では地震断層につながる複数の断層が認められ、多数のイベント堆積物や累積変位が確認できた。したがって、本断層は過去何度も活動した活断層であることは明らかである。イベントに伴い地溝内部が沈降すると吹き溜まりが形成され、より厚く火山灰が堆積することが予想される。C-1層の上部では根の痕跡や多数の炭化物が確認されるが、それより上位のB層中にはそうした構造は認められない。W1面のB-4/C-1境界には土器片が出土しているため、伐採や焼き畑による人工的な堆積環境の変化があった可能性がある。トレンチ南北端付近のE-2層上面及びC-1層上面の不整合は、その一部は現代の圃場整備に伴う人口改変によるものである。一方、B-3/C-1境界のうちE3-9～11に見られる不整合の要因としては断層の活動や人工的な裸地化によって生じた風食などが考えられる。何れにせよ、E3面におけるC-1層の厚さがほぼ変わらないことからその侵食量は小さいものと考えられる。

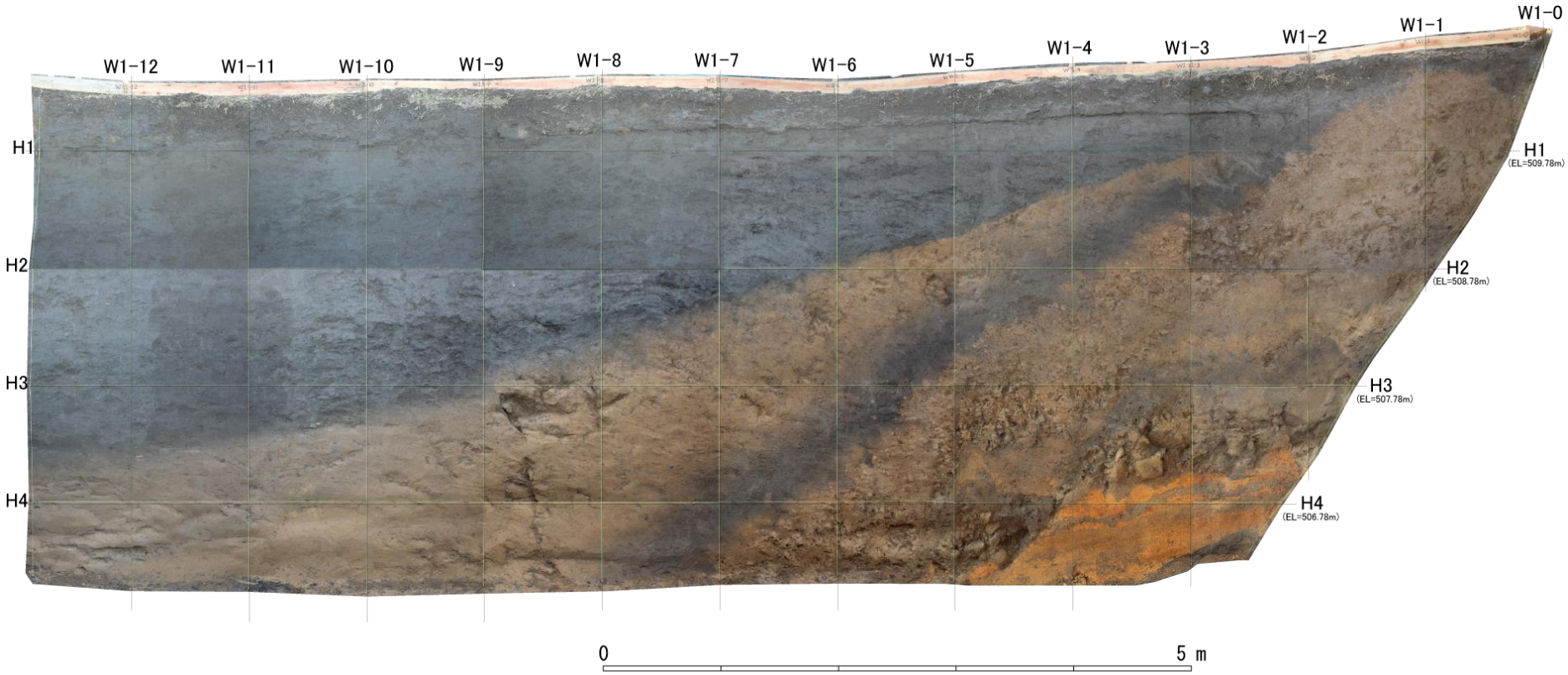

W1-12
W1-11
W1-10
W1-9
W1-8
W1-7
W1-6
W1-5
W1-4
W1-3
W1-2
W1-1
W1-0
H1
H2
H3
H4
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
0
5 m

図44. W1面の写真

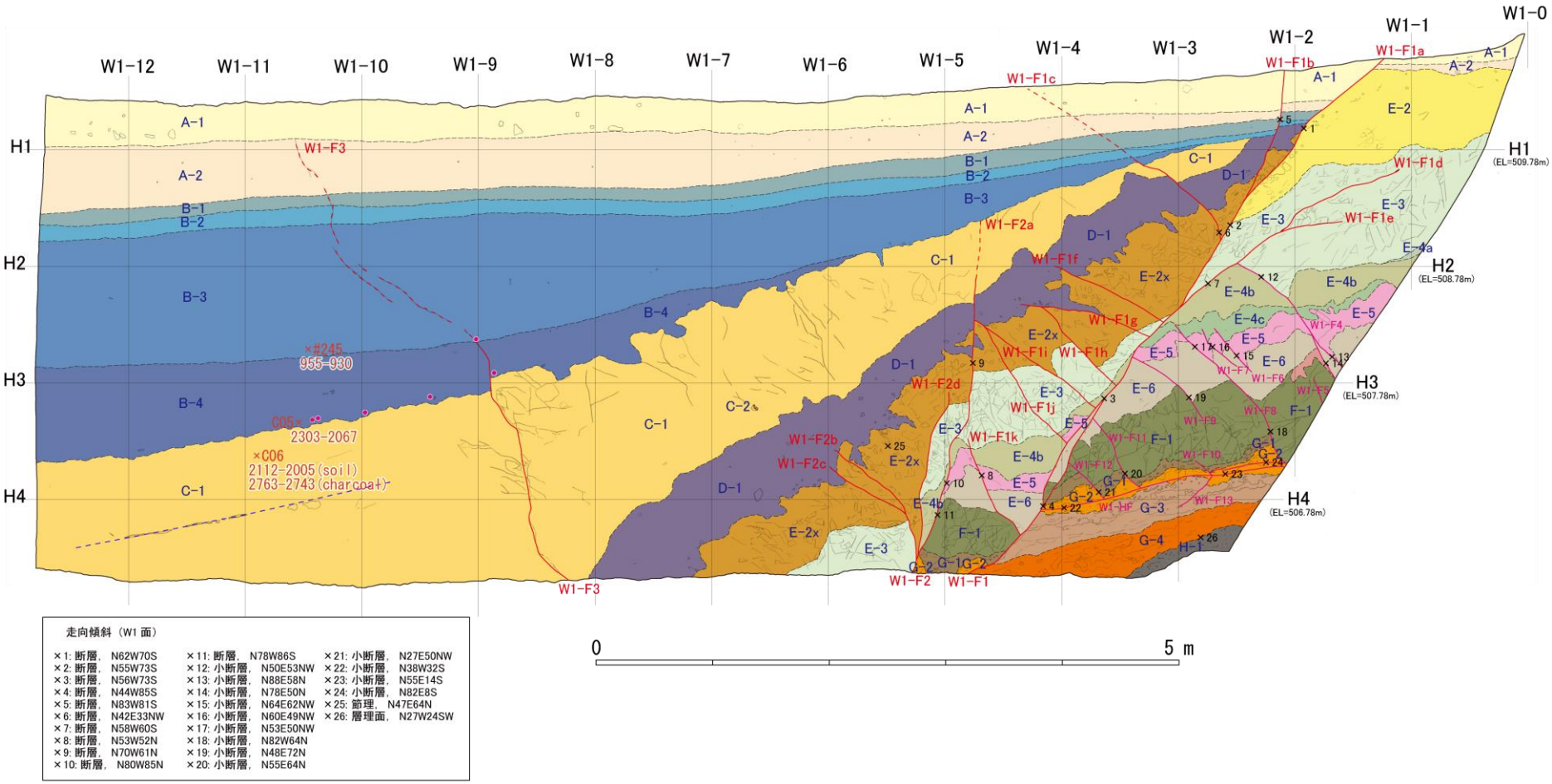


図45. W1面のスケッチ

凡例は図43を参照。ピンク色の点は土器片が出土した位置を示す。

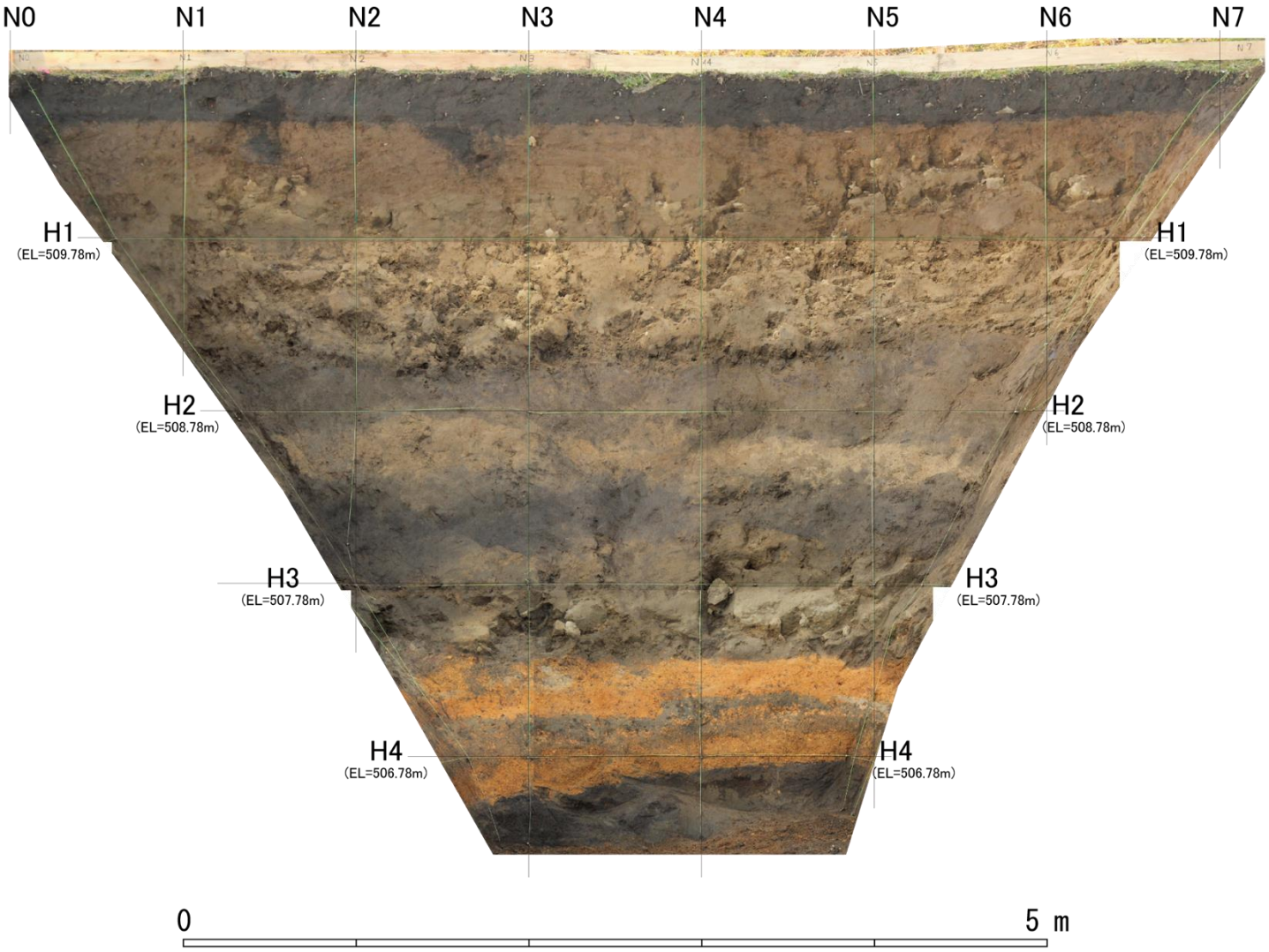

N0
N1
N2
N3
N4
N5
N6
N7
H1
(EL=509.78m)
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H4
(EL=506.78m)
0
5 m

図46. N面の写真

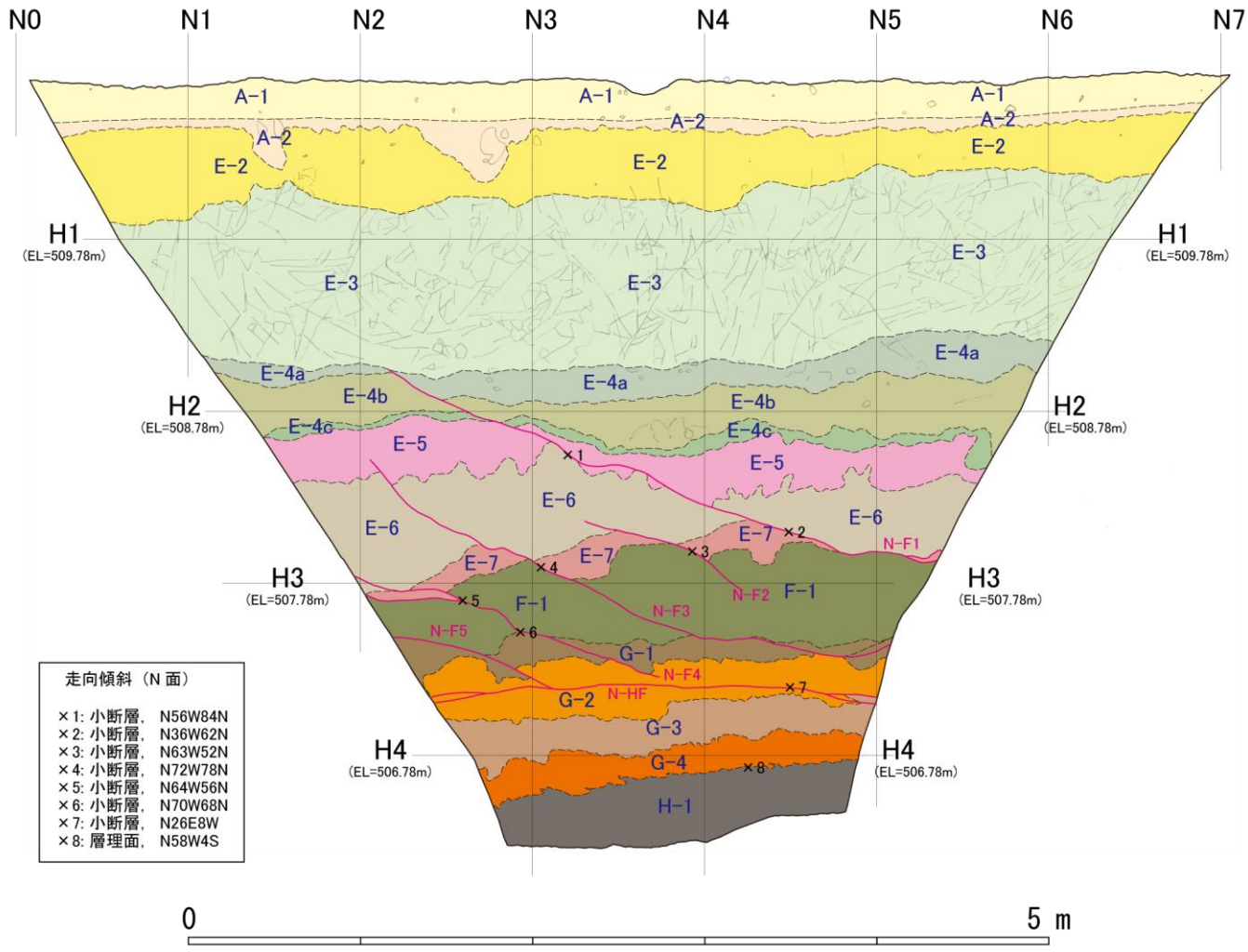


図47. N面のスケッチ

凡例は図43を参照。

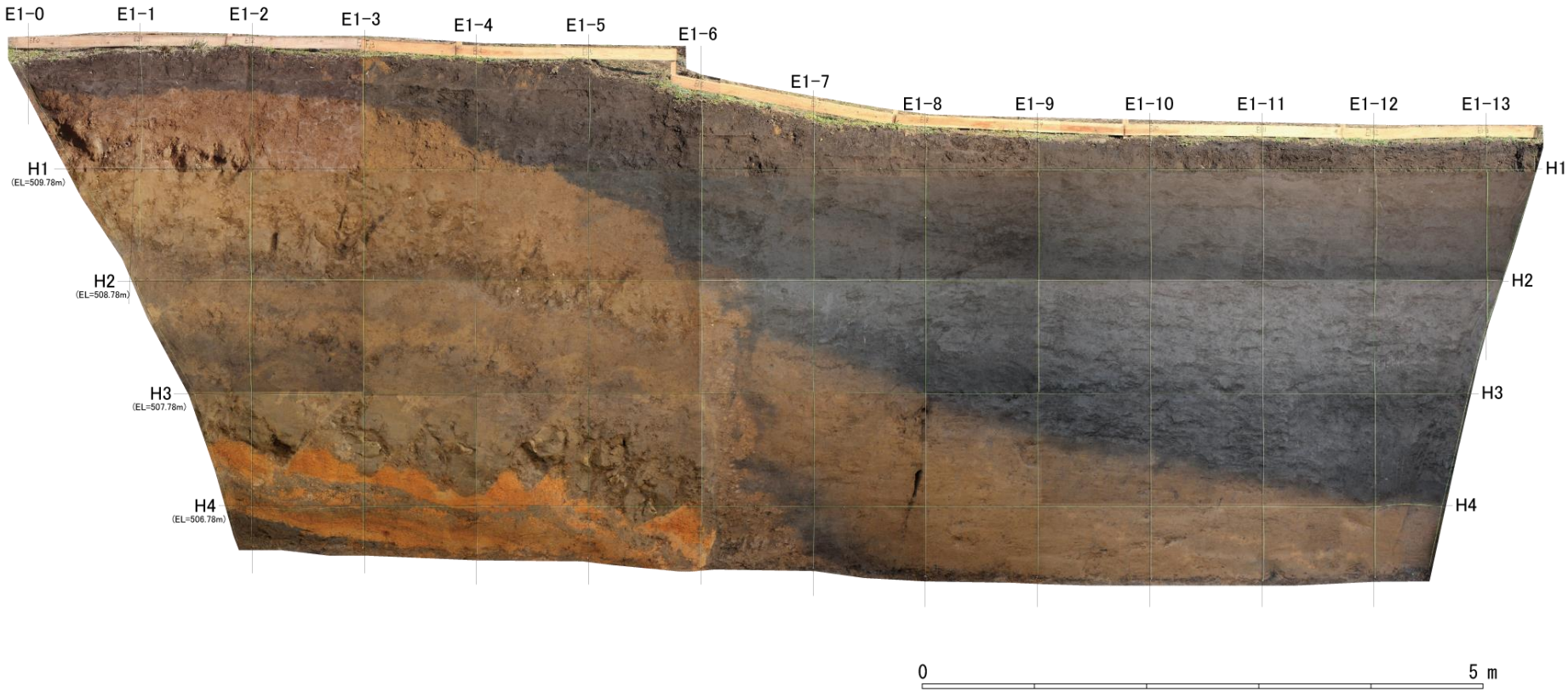

E1-0
E1-1
E1-2
E1-3
E1-4
E1-5
E1-6
E1-7
E1-8
E1-9
E1-10
E1-11
E1-12
E1-13
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H1
H2
H3
H4
0
5 m

図48. E1面の写真

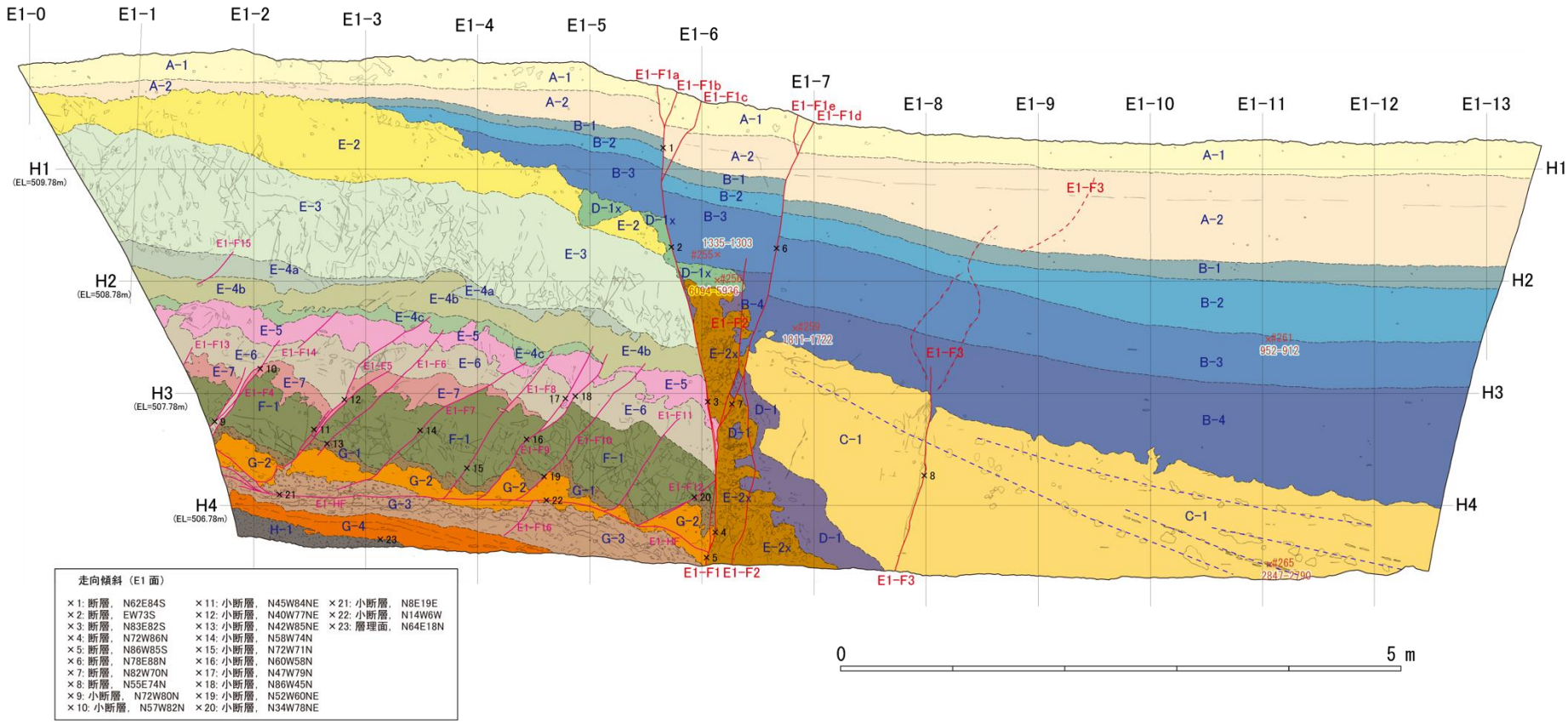


図49．E1面のスケッチ

凡例は図43を参照。

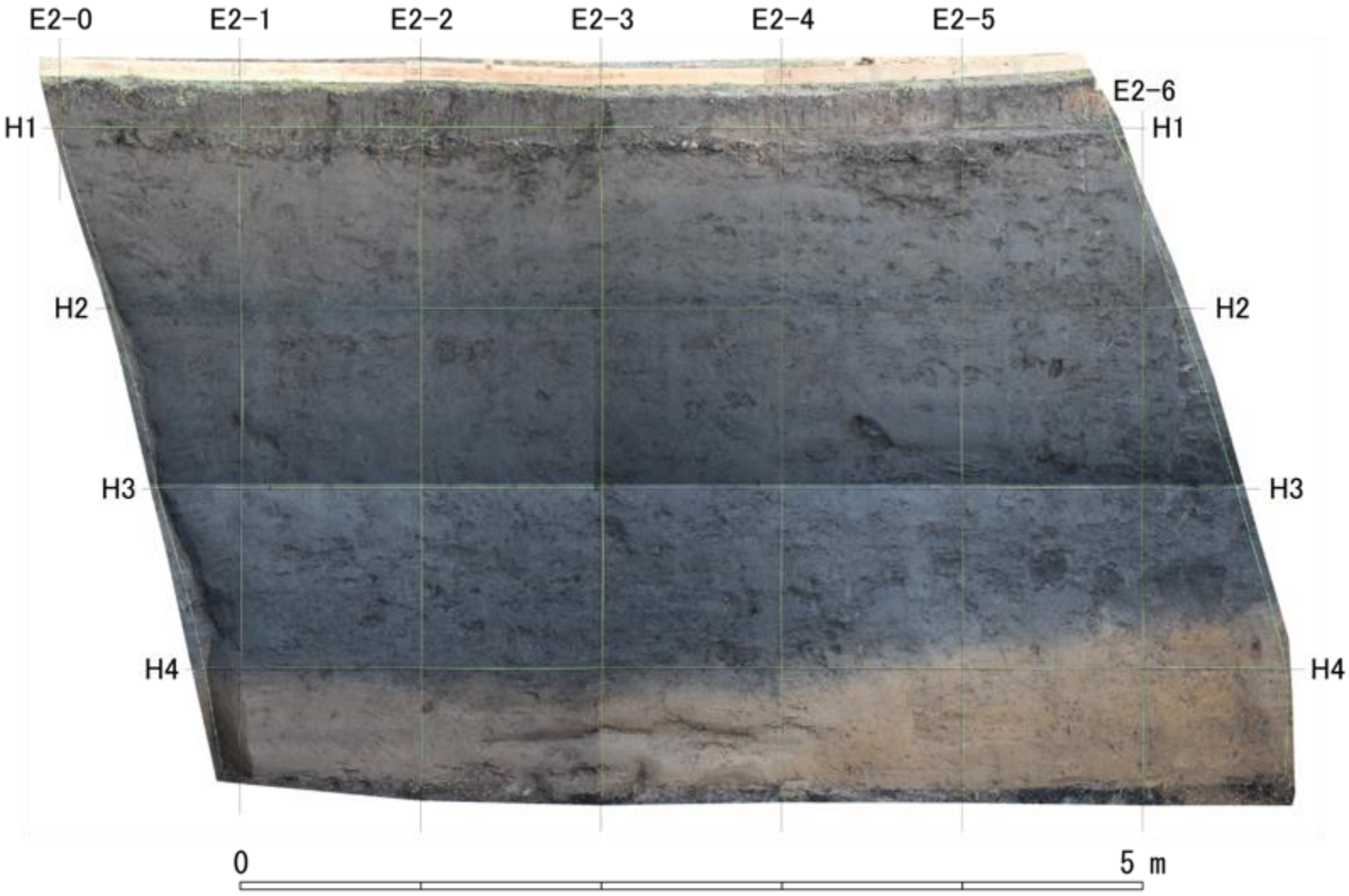


図50. E2面の写真

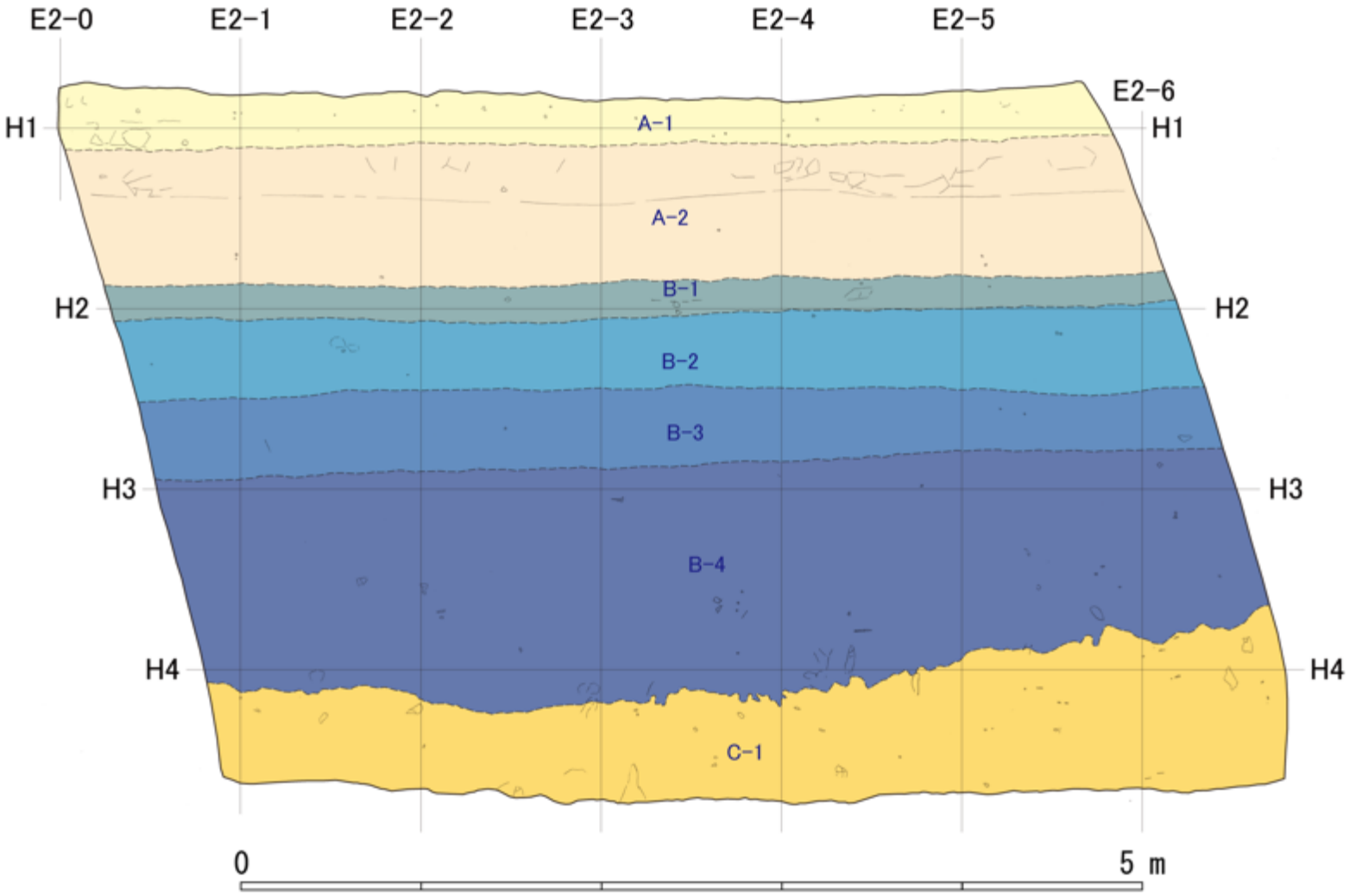


図51. E2面のスケッチ
凡例は図43を参照。

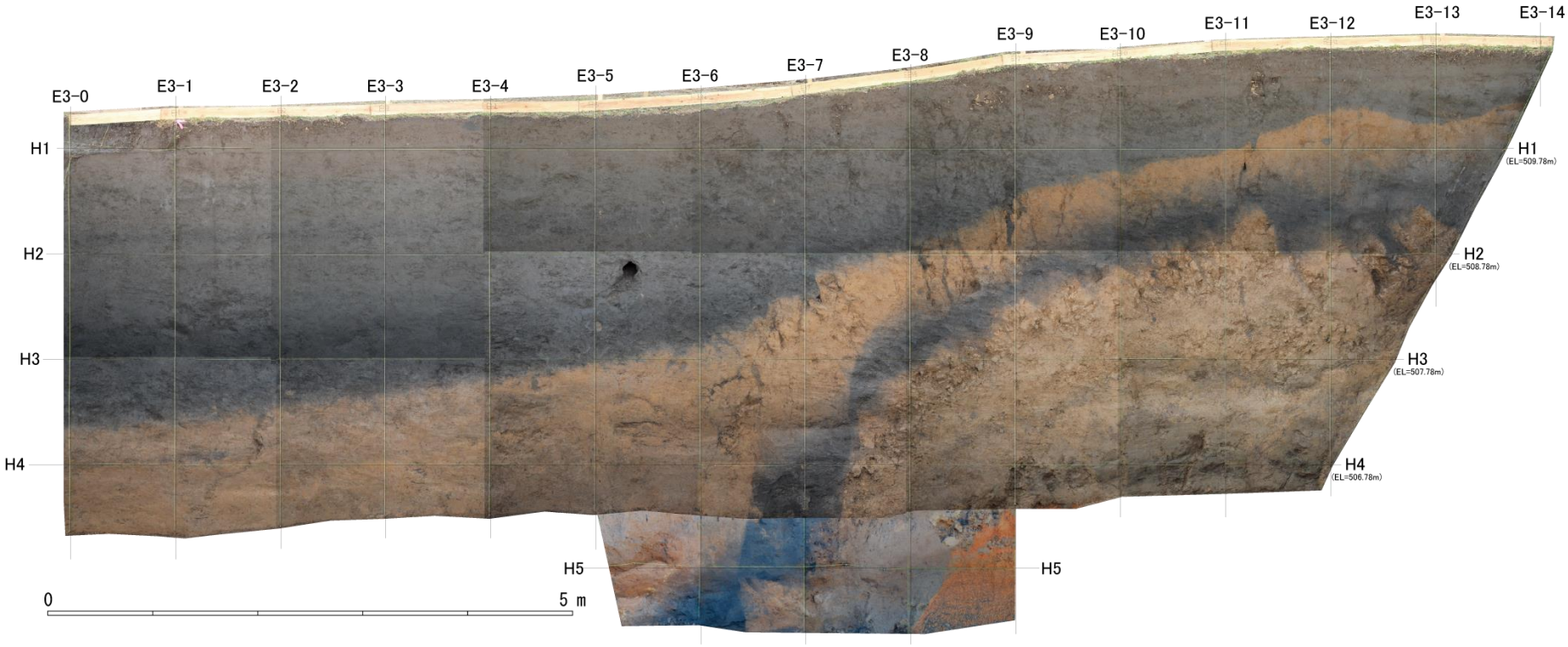

E3-0
E3-1
E3-2
E3-3
E3-4
E3-5
E3-6
E3-7
E3-8
E3-9
E3-10
E3-11
E3-12
E3-13
E3-14
H1
H2
H3
H4
H5
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H5
0
5 m

図52. E3面の写真

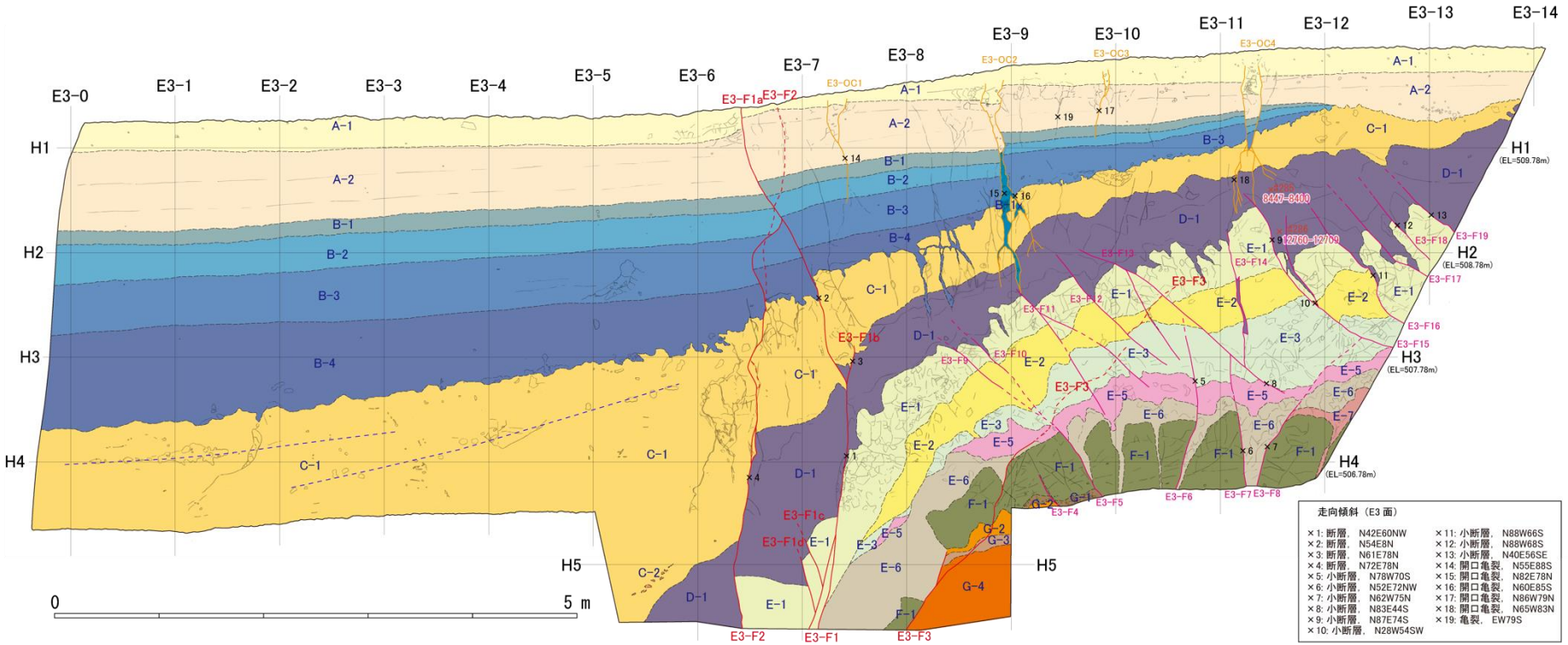


図53．E3面のスケッチ
凡例は図43を参照。

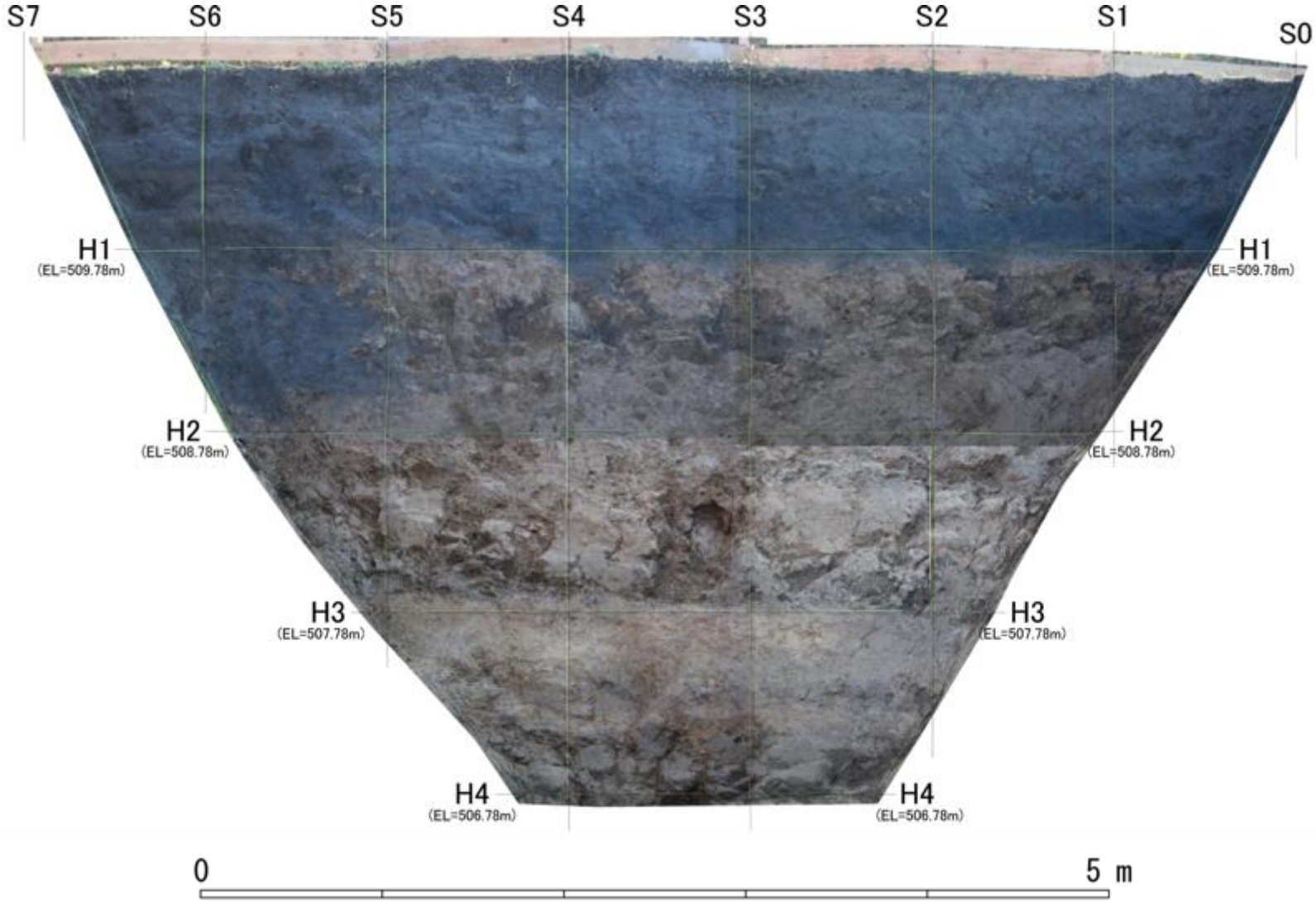

S7
S6
S5
S4
S3
S2
S1
S0
H1
(EL=509.78m)
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H4
(EL=506.78m)
0
5 m

図54. S面の写真

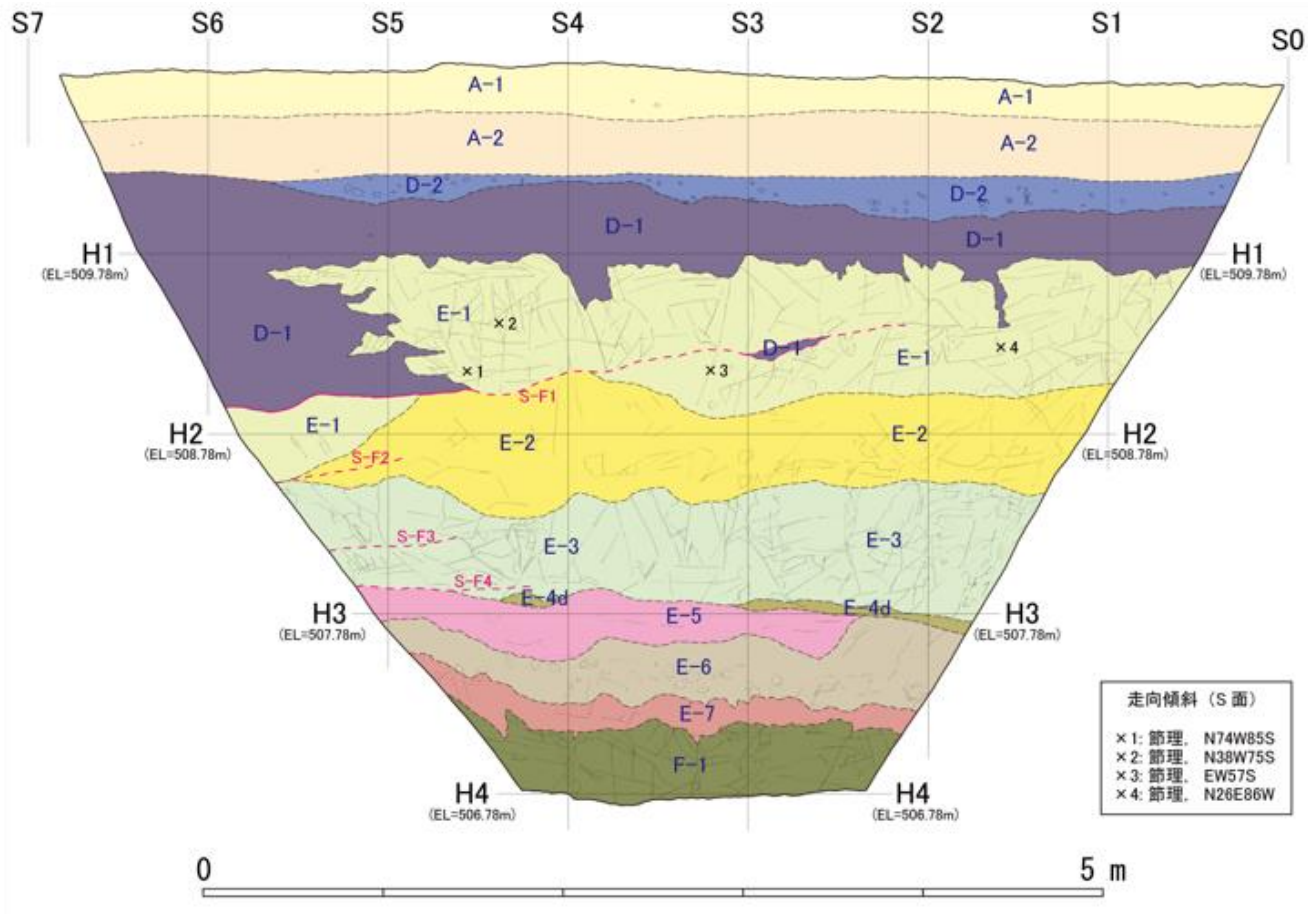

S7
S6
S5
S4
S3
S2
S1
S0
A-1
A-2
D-2
D-1
H1
(EL=509.78m)
E-1
×2
×1
×3
×4
S-F1
H2
(EL=508.78m)
E-2
S-F2
S-F3
E-3
S-F4
E-4d
H3
(EL=507.78m)
E-5
E-6
E-7
F-1
H4
(EL=506.78m)
走向傾斜（S 面）
×1: 節理, N74W85S
×2: 節理, N38W75S
×3: 節理, EW57S
×4: 節理, N26E86W
0
5 m

図55. S面のスケッチ

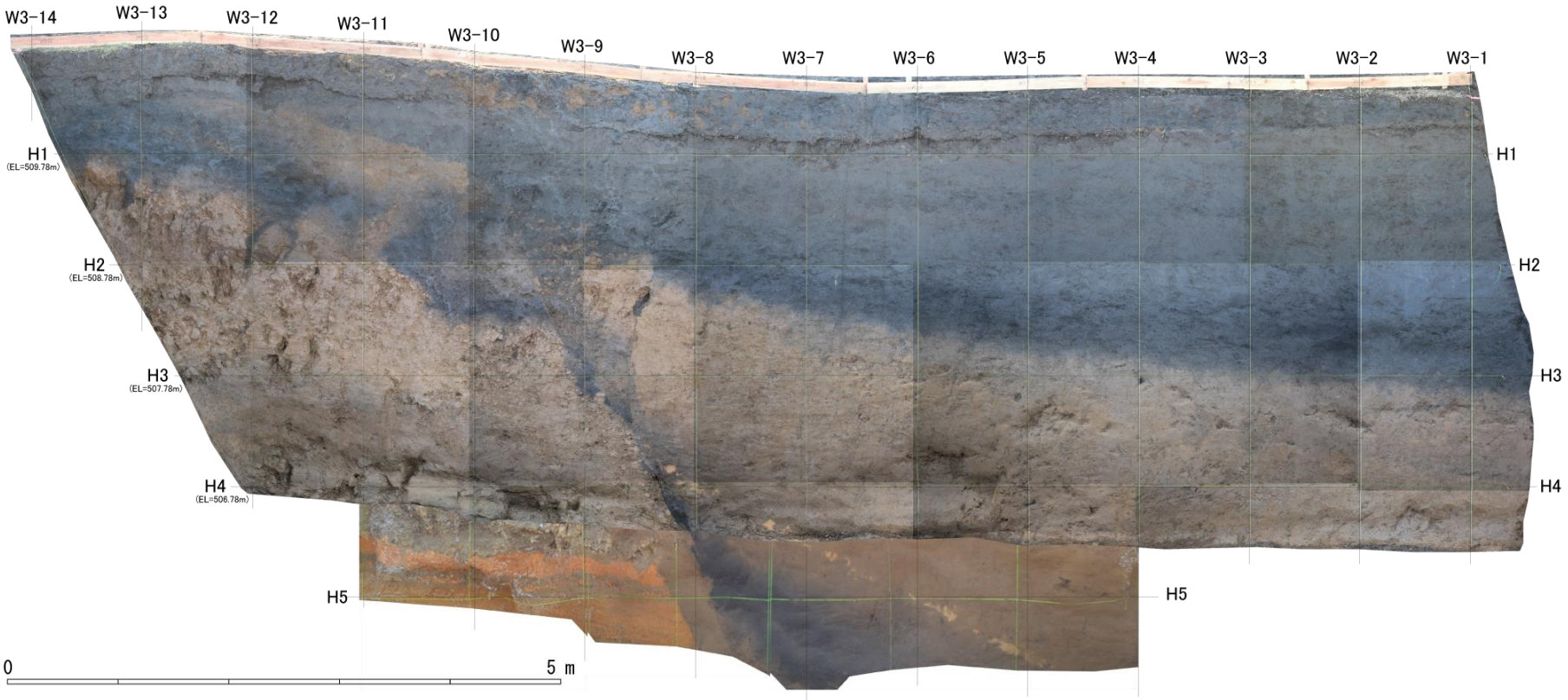

W3-14
W3-13
W3-12
W3-11
W3-10
W3-9
W3-8
W3-7
W3-6
W3-5
W3-4
W3-3
W3-2
W3-1
H1
(EL=509.78m)
H2
(EL=508.78m)
H3
(EL=507.78m)
H4
(EL=506.78m)
H5
0
5 m

図56. W3面の写真

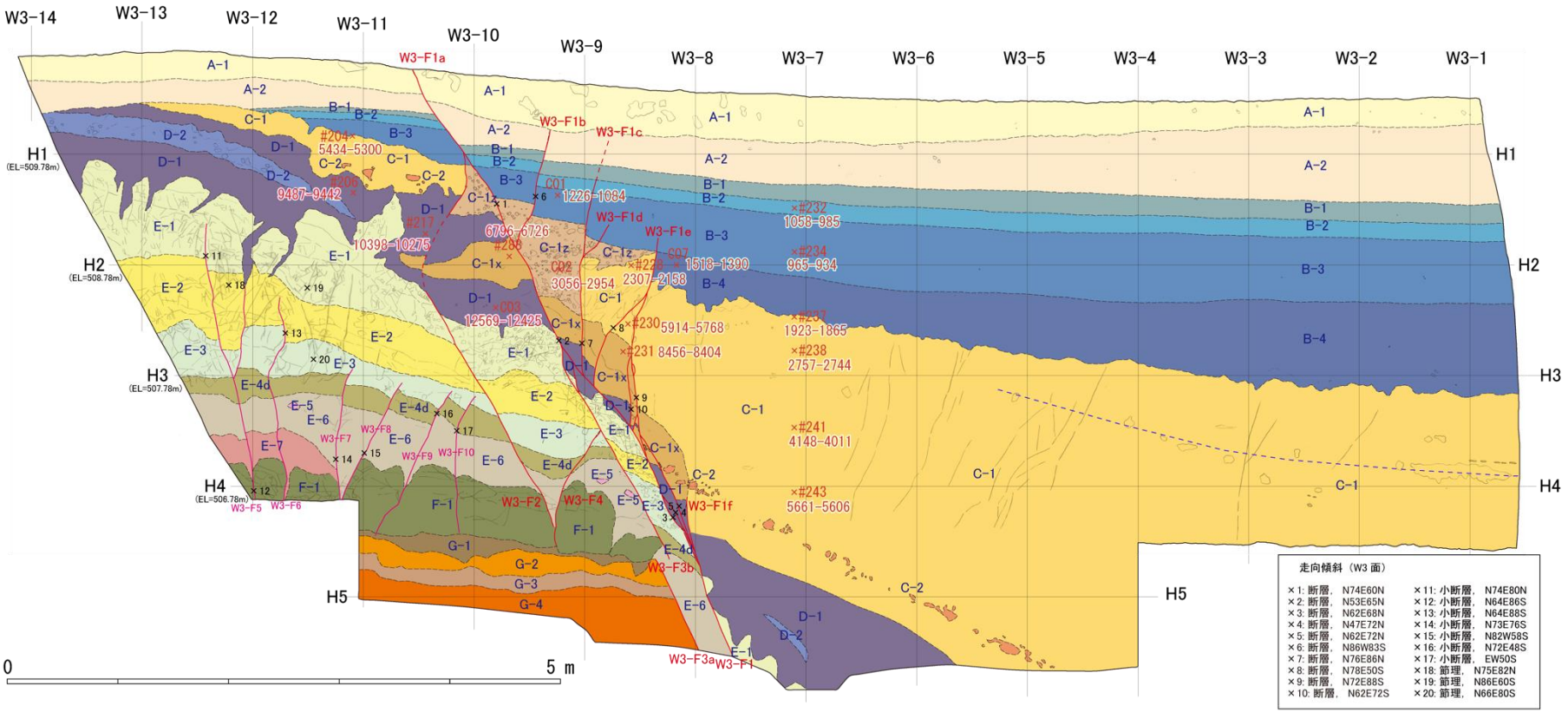


図57. W3面のスケッチ
凡例は図43を参照。

c)地層の年代についての検討

トレンチ壁面とボーリングコアから得られた放射性炭素年代を表４に示す。トレンチ壁面の放射性炭素年代測定は東京大学大気海洋研究所（Atmosphere and Ocean Reasearch Institute：以下AORIと表記）の横山研究室に、ボーリングコア試料の年代測定は（株）地球科学研究所（Geo Scinece Laboratory：以下GSLと表記）を通してベータアナリティック社に依頼した。得られた年代値は、OxCal v4.3.2(Bronk Ramsey, 2009)を使用し、較正曲線にINTCAL13（Reimer et al., 2013）を参照して、暦年較正を行った。以下では、暦年較正値（±1σ以下の範囲）を基本表記とし、括弧内に較正前の年代値(Conventional Radio carbon Age）を併記した。

堆積物の年代測定の結果、B-2層からは1058～985 cal yBP（1126±21 yBP)、B-3層からは912 cal yBPから1335 cal yBPの範囲、B-4層からは1518～1390 cal yBP（1541±25 yBP)、1811～1722 cal yBP（1824±21 yBP）の年代値が得られた。

B-4/C-1境界層からは土器が出土し、熊本県教育委員会の亀田氏によると弥生時代の土器と鑑定された（図58)。沢津野トレンチの北側500 mには河陽F遺跡と呼ばれる縄文～弥生時代の遺跡が出土しており、同時代の遺物と考えられる。また、土器周辺のC-1層から採取された堆積物からは1865 cal yBP～2307 cal yBP、土器近くの炭質物からは2763～2743 cal yBPの年代値が得られた。ほかにも、B-4/C-1境界付近では約2000年前の年代が得られており、土器の鑑定結果と矛盾しない。C-1層の堆積物からはほかに2005 cal yBP から6094 cal yBPまでの連続的な年代が得られた。C-1の中間にはACP1起源とみられる軽石粒が、C-1層下面付近には7300年前に降下した推定される鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）が含まれ、それらと放射性炭素年代は整合的な結果を示した。イベント堆積物のC-1x層からは8456～8404 cal yBP（7655±28 yBP）と6796～6726 cal yBP（5939±27 yBP)、C-1zからは3056～2954 cal yBP（2871±27 yBP）の年代値が得られた。D-1層は8400 cal yBP から12760 cal yBP（10870±36 yBP）の範囲の年代値が得られた。それより下位の年代指標となる堆積物として、C5層を構成する姶良丹沢火山灰（AT)、D層を構成する草千里ヶ浜火山降下軽石（Kpfa）といった広域火山灰が認められた。

地表付近のB-2層とB-3層中の年代を除き、概ね下層ほど古い年代が得られており、層序関係と年代測定値は矛盾しない。また、複数の広域火山灰との堆積関係も矛盾せず、信頼性の高い年代値と言える。B-2層とB-3層の年代の逆転は極めて早い堆積速度あるいはB-2層への埋積土等による古い堆積物の混入が考えられる。また、C-1層中の炭化物の年代と堆積物が示す年代の差異は再堆積した炭化物を計測したものと考えられる。したがって、上記の年代測定結果から、各層準の堆積年代は、B-2層が900年前以降、B-3層が1300年前から900年前、B-4層が1800年前から1400年前、C-1層が8500年前から1900年前、D-1層が15000年前から8400年前と推定される。

表４．沢津野トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

Sample ID	Unit	Material	Code No.	$\delta^{13}C$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated age (cal yBP; ±1σ)
STN-2-2.03	STN-2, B	organic sediment	Beta-478810	-15.2	1161 ± 18	1173 – 1008
STN-2-6.95	STN-2, D-1	organic sediment	Beta-478811	-23.4	8506 ± 28	9529 – 9495
STN-2-8.96	STN-2, D-1	organic sediment	Beta-478812	-18.9	12749 ± 38	15257 – 15126
STD-T-C01	W3, B-3	organic sediment	YAUT-035231	-28	1223 ± 24	1226 – 1084
STD-T-C02	W3, C-1z	sediment	YAUT-035232	-28.3	2871 ± 27	3056 – 2954
STD-T-C03	W3, D-1	organic sediment	YAUT-035233	-35	10539 ± 43	12569 – 12425
STD-T-C05	W1, B-4	organic sediment	YAUT-035236	-30.1	2158 ± 40	2303 – 2067
STD-T-C06-1	W1, C-1	sediment	YAUT-035237	-32.6	2091 ± 26	2112 – 2005
STD-T-C06-2	W1, C-1	charcoal	YAUT-035238	-37.3	2627 ± 28	2763 – 2743
STD-T-C07	W3, B-4	organic sediment	YAUT-035239	-23.9	1541 ± 25	1518 – 1390
#204	W3, C-1	sediment	YAUT-037302	-17.1	4593 ± 24	5434 – 5300
#206	W3, D-1	organic sediment	YAUT-037303	-23.2	8430 ± 29	9487 – 9442
#217	W3, D-1	organic sediment	YAUT-037304	-18.6	9198 ± 31	10398 – 10275
#228	W3, C-1	sediment	YAUT-037305	-18	2212 ± 22	2307 – 2158
#230	W3, C-1	sediment	YAUT-037306	-20.5	5114 ± 24	5914 – 5768
#231	W3, C-1x	sediment	YAUT-037309	-23.9	7655 ± 28	8456 – 8404
#232	W3, B-2	organic sediment	YAUT-037311	-18.6	1126 ± 21	1058 – 985
#234	W3, B-3	organic sediment	YAUT-037312	-17.7	1054 ± 22	965 – 934
#237	W3, C-1	sediment	YAUT-037313	-20.1	1936 ± 21	1923 – 1865
#238	W3, C-1	sediment	YAUT-037315	-19.4	2620 ± 22	2757 – 2744
#241	W3, C-1	sediment	YAUT-037316	-19.6	3740 ± 23	4148 – 4011
#243	W3, C-1	sediment	YAUT-037317	-22.2	4930 ± 25	5661 – 5606
#245	W1, B-3	organic sediment	YAUT-037318	-16.8	1029 ± 20	955 – 930
#255	E1, B-3	organic sediment	YAUT-037319	-20.1	1424 ± 21	1335 – 1303
#256	E1, D-1x	sediment	YAUT-037323	-24.4	5245 ± 26	6094 – 5936
#259	E1, B-4	organic sediment	YAUT-037324	-18.8	1824 ± 21	1811 – 1722
#261	E1, B-3	organic sediment	YAUT-037325	-21.1	997 ± 20	952 – 912
#265	E1, C-1	sediment	YAUT-037326	-27.1	2733 ± 22	2847 – 2790
#285	E3, D-1	organic sediment	YAUT-037328	-24.9	7640 ± 30	8447 – 8400
#286	E3, D-1	organic sediment	YAUT-037329	-22.2	10870 ± 36	12760 – 12709
#288	W3, C-1x	organic sediment	YAUT-037331	-21.6	5939 ± 27	6796 – 6726

*Oxcal v4.3.2 Bronk Ramsky (2009); IntCal 13 atmospheric curve (Reimer et al., 2013)



図58. W1面のB-4/C-1境界から出土した土器片

d)ボーリングコアとの対比とその変位量

トレンチ掘削前に行われたボーリングの他、地層の分布をより詳細に明らかにするため、トレンチ底面からハンドオーガーによる掘削を4本行った。ハンドオーガーでは、下盤側で2本、上盤側で2本を掘削した。掘削の結果、地溝全体の地質断面が明らかとなった(図59)。トレンチ周辺に分布する地層のうちB-1層、B-4/C-1境界、K-Ah、D-1層、AT、Kpfa（G層相当）が連続性の良い対比の容易な鍵層として追跡できる。それらの分布は地溝外では地形なりに火山噴出物が堆積している一方で、地構内では地層が中軸に向かって大きく撓み下がり、外側よりも厚く堆積している様子が明瞭に認められた。

まず、STN-3孔と北側トレンチのE-2層以下の地層がほぼ同じ標高に位置することから、断層を挟んだ北側ではほぼ地形なりに堆積しており大きな変形が生じていないことがわかる。地溝の外側ほど地層の変形や層厚の変化は小さくなっており、地溝外では火山噴出物が地形を均一な厚さで覆っている様子が認められる。また、トレンチ北側では古い地層が直接耕作土に覆われることから、水田の拡幅に伴い、元の断層崖が失われたようである。地層の分布と断層の傾斜から推定すると、かつての断層崖は高さ４ mほどあったことが推定される。南側トレンチの隆起側でも北側同様にほぼ水平に地層が堆積する。しかし、上位の地層ほど、断層側に撓み下がる傾向が見られる。断層の撓み下がりは下位の地層には見られない。これは、かつての断層崖は、地溝のより内側に存在していたことを示唆する。断層の活動が繰り返されるに従い、徐々に外側へ断層崖が移動し、変形帯が南へと広がったものと考えられる。断層に挟まれた沈降部では、D-1層までの分布が確認され、地溝の中軸に向かって撓み下がる様子が明瞭に見られる。こうした傾向はさらに深部まで継続しているものと考えられる。また、STN-2孔の示す各地層ユニットの厚さがSTN-1孔やSTN-3孔の1.5～2.0倍を示し、かつ、ほぼ一定の堆積速度を持つことは、沈降が堆積速度以上の速さで継続して生じていたことを意味する。トレンチ周辺の地溝は溝を埋めるに足る大量の噴出物が断層活動イベント間隙中に堆積する、もしくは断層の活動が停止しない限り、地形的に失われないものと考えられる。それぞれのボーリングコアで見られる各地層の深度と年代から、堆積速度が見積もられる。鍵層となる地層境界や広域火山灰の深度とおおよその年代から推定される堆積曲線を図60に示す。Kpfa以降の長期的な平均堆積速度は、STN-1が約0.22 mm/yr、STN-2孔が0.43 mm/yr、STN-3孔が0.24 mm/yrと見積もられた。STN-2孔では2000年前以降の堆積速度がやや大きくなっているが、イベントによって生じた沈降が関わっている可能性がある。また、堆積速度の増減は阿蘇火山の活動度に従い変化すると考えられるが、ほぼ一定速度で堆積しているようである。

トレンチでは、Kpfaまでの火山噴出物が認められた。宮縁・他（2004）及びMiyabuchi(2009)によると、Kpfaの直下には沢津野溶岩もしくは刈迫溶岩が分布することが示唆されている。これらの溶岩は本トレンチ周辺の地形面を形成したとみられるため、その存在を確認する必要があり、STN-H1孔を掘削した（図36)。トレンチ底面から３ m掘削し、該当する溶岩は認められなかったが、2.8 mの深度には礫を含む軽石層が認められた（図59)。これはKpfa（ACP2）以前のACP3、ACP4、ACP5といった降下軽石濃集層の可能性が高い。これらは沢津野溶岩や刈迫溶岩より以前に堆積した軽石層であるため、本地点は沢津野溶岩や刈迫溶岩といった30～40 ka頃の溶岩には覆われていない可能性が示唆された。軽石層がいずれに相当するかは不明だが、不整合面が確認されないことから、最も新しいACP3の可能性が高い。その場合、本地点の地形面を形成した溶岩流はそれより古いものと考えられる。

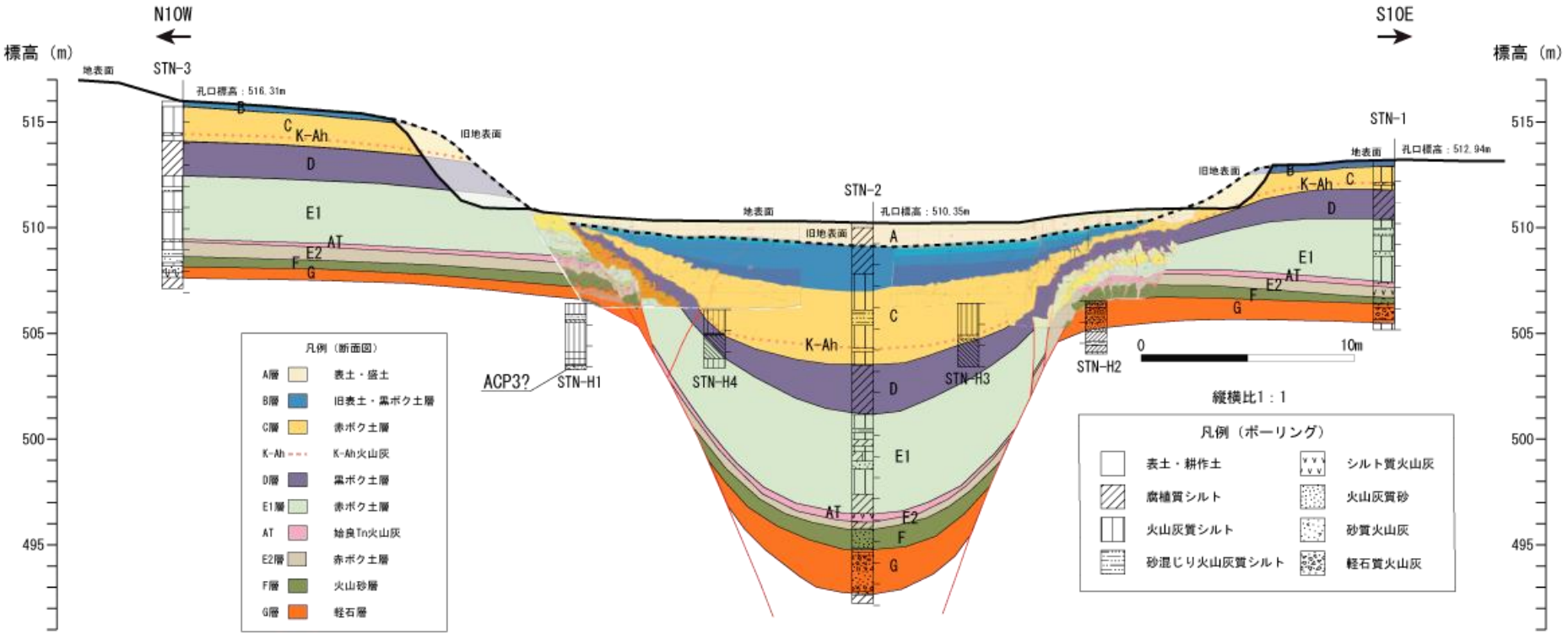


図59. ボーリングコアとトレンチから推定される地質断面図
ボーリングコアの配列と平行して直線状に並ぶW1面とE3面を投影した。

(A)

(B)

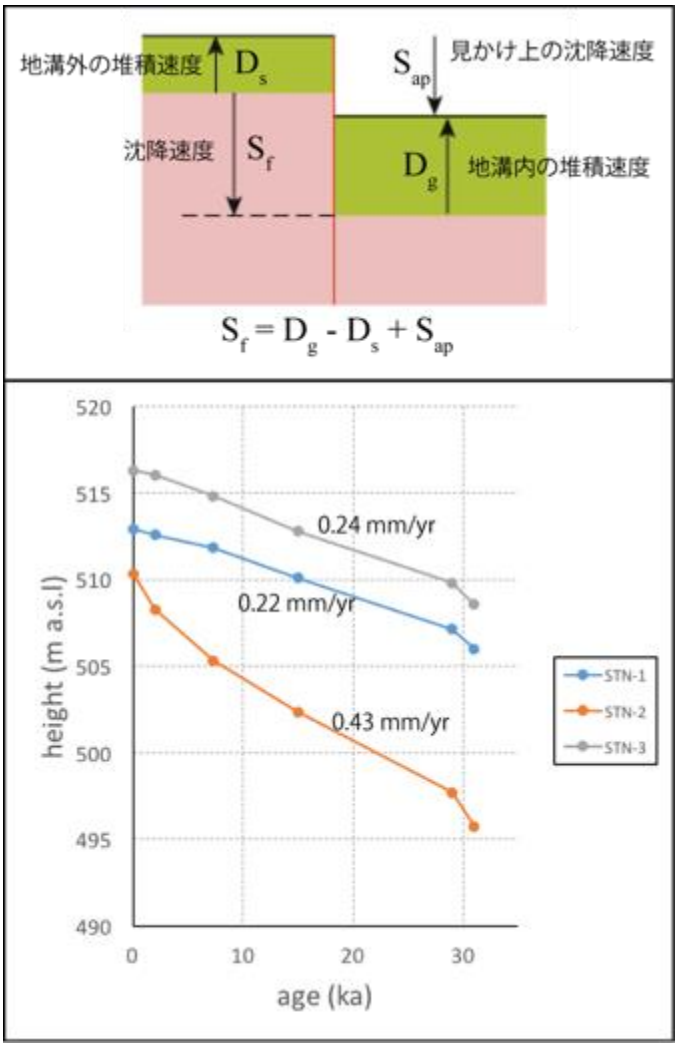


図60. 沈降速度推定概念図（A）及び各ボーリングコアが示す堆積速度（B）

e)断層活動イベント層準の認定とその時期

沢津野トレンチにおいて確認されたイベントを図61にまとめた。最も新しい変形は2016年熊本地震による変形である。本トレンチは、熊本地震によって生じた地表地震断層を対象に掘削しているため、過去のイベントを推定するには地震時の変位を区別する必要がある。熊本地震で生じた変位は、地表面の変形とともに、耕作土の下面であるA-1/A-2境界で検出が容易である。とくに、耕作土下面にあたるA-2層上面は固結度が高く、地震前には水平に分布していた地層境界であるため、これを指標とすることで僅かな傾斜や数cmの変位が検知できる。各壁面での断層による変位と撓みによる変位を合わせると、地震時の変位はE1面で88 cm、E3面で75 cm、W1面で72 cm、W3面で59 cmであった。

熊本地震発生前の最新イベントはB-4層の切断、被覆関係により認定され、これをイベント１と呼ぶ。W3面ではイベント１に伴い形成されたC-1層の間隙を充填するイベント堆積物（C-1z層）が認められ、それが熊本地震時の活動によって切断されることから、熊本地震の活動とは明確に区別される。C-1z層はC-1層起源と見られる褐色の火山灰質シルトとB-4層起源と見られる腐植質シルトの混合からなる。これはイベント１が発生した際にはすでにC-1層がB-4層に覆われていたことを示しており、B-4層堆積中かそれ以降に発生したと考えられる。イベント堆積物であるC-1z層はB-3層に覆われることから、イベント１の発生時期はB-3層堆積以前B-4層堆積開始以降となる。イベント１に相当する変位はE1面ではE1-F2断層沿いの変位によって認識できる。B-3/B-4境界から上位の地層では上下変位量がほぼ一定である一方、B-4層やC-1層は低下側にのみ分布する。これはB-3層堆積以降、熊本地震まで大きな変位を生じさせるイベントがなかったことを意味する。また、E1-6.5、H2.5付近では断層沿いのクラックにB-4層が入り込む構造がみられ、B-4層堆積以降のイベントが示唆される。クラックは熊本地震時に形成されたクラックと比較すると新鮮さに欠けており、イベント１によって形成されたと考えられる。B-4層が低下側にのみ分布する堆積物であるのか、断層を跨いで分布していたのかは不明であるため、その変位量は不明である。さらに、E3面においてもイベント１に伴う変位の累積が確認できる。E3-F1断層およびE3-F2断層沿いの変位はB-4/C-1境界とB-3/B-4境界ではやや前者のほうが大きい。これらの断層は複雑に分岐収斂するため、やや信頼性に欠けるものの、他の壁面の観察結果を支持する。また、C-1層に生じた開口亀裂をB-4層が充填しており、イベント１と同時に形成された可能性がある。W1、 W3、及びE3面においてB-4層はC-1層を整合に覆う一方で、それより上位のB層群はC-1層を不整合に覆う傾向が見られる。B-4層は、W1-6.5付近で途切れるW1面を除き、ほぼ断層近傍を境に側方への分布が途切れる。さらにE1面では、断層付近のB-3/B-4境界に断層崖からの斜面堆積物とみられる礫状の褐色シルトを含む堆積物（D-1x層）が存在する。こうした特徴は上盤側では定常的な堆積が生じていた一方で、下盤側ではB-4層堆積以降B-3層堆積前の間、一時的に侵食場となっていたことを示唆する。これはイベント１に伴う断層活動に伴う断層崖が形成され、地形的な高低差が増大した結果、侵食された可能性がある。イベント１の発生時期は、B-4層で得られた最も古い年代（#259）とB-3層で最も古い年代を示す試料（#255）から、1811～1303 cal yBPと推定される。

イベント２はC-1層中に認定できる。W3面ではK-Ah（C-2層）を覆う腐植層（C-1x層）が存在する。W3-F1a断層のW3-8.5付近から垂直に分岐するW3-F1e断層に沿ったB-4/C-1境界の変位は約20 cmであるがC-1x層では約67 cmである。変位の累積から、その間にイベント

があったことが示唆される。年代測定では、C-1b層やK-Ah層を覆う地層から得られた試料#204、#230、#243から約5900～5300年前のほぼ同じ年代が得られた。これらの試料はK-Ah層からおおよそ30～40 cm上の地層から採取されており、この時期まで、地形を均一に覆うように堆積していたことが示唆される。一方、 W3-7.1に沿って#243の60 cm上から採取された試料#241は4148-4011 cal yBPを示したが、W3-8.6に沿って#230の60 cm上から採取された試料#228は2307-2158 cal yBPを示した。W3-7.1測線沿いでほぼ同じ年代は、C-1層の上部境界に近い#237と#238から得られており、4000年前以降にはすでに不均一な堆積が生じており、急激に低下側の埋積が進行したことが示唆される。こうした年代測定結果が示す堆積構造からイベント２の発生時期は、#230と#241の年代測定結果を元に5914～4011 cal yBPと推定される。このC-1x層はW3面にのみ確認され、他の壁面ではK-Ahを覆う腐植層は認められない。また、C-1層下部は均質な火山灰質シルトのため、堆積構造が確認できない。そのため、イベント２に相当する変形はW3面以外では確認が難しい。しかし、C-1層上部については複数枚挟まれるやや明るい褐色の砂質シルト層や火山ガラス層により、やや不鮮明ながら堆積構造が確認できる。E1面で最も顕著に観察でき、そこでは最も下位の砂質シルト層が2847-2790 cal yBPを示した。これらの地層が示すC-1層上部の堆積構造は地溝中央部が厚くなるように低下側を埋積していった過程を示しており、4000年前以降に急激な堆積が生じたことと矛盾しない。W3-F1e層沿いのイベント２による変位量はC-1x層の上下変位量からイベント１による変位量20 cmを除くと約40 cmとなる。これはイベント１による変位量と比較すると約２倍である。この断層は分岐断層であり、地表にむかって変位量が減衰した可能性も考えられるが､断層沿いに一定の変位量を持っていたと考えれば、イベント１と２の間にもう一つイベントが想定される。しかし、このイベントについては一つの分岐断層沿いの累積変位のみを根拠としており､証拠に乏しく､信頼性が低いため、イベントとして認定しない。

イベント２において基準とされたC-1x層から得られた試料#231は8456-8404 cal yBPを示した。このC-1x層は7300年前に降下したC-2層（K-Ah）を覆っており、年代の逆転が見られる。また、W3-9～11、H1～3の領域にD-1層横臥褶曲変形が見られ、そのD-1層に囲まれた地層からは、K-Ahの一部が確認され、採取した試料#288は6796-6726 cal yBPを示した。したがって、D-1層が6700年前の地層を覆った結果、年代の逆転が生じたものと考えられる。また、D-1層の変形部分の南側W3-11付近にはE-1層の突出部が存在する。この部分でD-1層が途切れ､低下側で大きく変形する｡この変形をC-1層およびK-Ahが不整合に覆うことから、D-1層の変形以降にK-Ahを含むC-1層が堆積したと見られる。したがって､D-1層の横臥褶曲変形にはイベント３とイベント４の少なくとも２回のイベントを経て形成されたと考えられる。このうち、イベント３は、試料#288とC-1x層を覆う地層から採取された試料#230の示す年代から6796-5768 cal yBPに発生したと見積もられる。一方､イベント４は、イベントに伴うD-1層上部の変形後、K-Ahに覆われるため、D-1層から得られた最も新しい年代を示す試料#285から、発生時期は8447-7300 cal yBPと推定される。しかし、D-1層の変形部分においてD-1層内部の地層区分には不確実性を伴うため、D-1層上部がE-1層の突出部を覆い、そこを侵食してC-1層が堆積したと見ることもできる。この場合、後述するイベント５と同時に形成された変形の可能性が否定できないため、相対的な信頼度は低い。

D-1層はW1面ではほぼ一定の厚みを持つが、W3面やE3面ではD-1/E-1境界が乱され、側方

へ向かって厚みが大きく変化する。とくに著しいのはE3-11.5付近の変化で、W3-F15断層を境に南側のE-1層が落ち込み、それに伴ってD-1層が２倍程度に厚みを増す。このD-1層はS面ではS-5付近まで連続し、局所的な沈降が生じたことが推定される。一方、C-1/D-1境界は相対的に滑らかな境界を維持していることから、D-1層下部の堆積中にイベントが認定できるため、これをイベント５とする。また、このイベントに伴って形成された亀裂をD-1層下部が充填している様子がE3面、W3面の断層より南側で特に顕著に見られる。W3面ではこうした変形をD-2層が覆っているため、イベントの発生時期はD-1層下部堆積以降、D-2層堆積前、つまり、D-1層上部から得られた試料#285の年代とD-1層下部から得られた試料#286の年代から、12760-8400 cal yBPと推定される。

W3面以外の壁面における個々のイベントに関わる変形は、上述したE1面、E3面で見られるイベント１に関わる変形以外では、殆どが累積変位として確認される。E1面では、D-1層とE-2x層が断層沿いに大きく引きずりこまれる構造を呈しており、D-1層堆積後に複数回のイベントが有ったことが想定されるが、その時期や回数は特定できない。また、W1面でもA-1、A-2層のみが断層によって切られているため、断層の切断被覆関係からは個別のイベントは特定できない。しかし、堆積構造からは、古い地層ほど増傾斜する傾向が見られ、変位の累積が示唆される。一方、E3面ではE3-F2断層とE3-F1断層沿いの変位の累積からイベント２～５に伴う断層活動が推定される。変位量を精密に計測すると、E3-F1a断層沿いでは、熊本地震を含めて2回のイベントを経験したB-4/C-1境界が約36 cm、４または５回のイベントを経験したC-1/D-1境界が約86 cm、６回のイベントを経験したD-1/E-１境界が約120 cmのずれを示した。一回の変位量が20 cm程度とすると、イベント回数とほぼ一致する。ただし、D-1/E-１境界のずれは基準点の選択によっては更に大きく見積もられるため、D-1層堆積中に上記以外のイベントが生じていた可能性がある。

イベント５以前の多数のイベントはE-2層以下の構造から示唆される。この中で、E-2層からG-2層にはこれらの地層のみを切断、変形させる小断層が多数見られる。これらの小断層は固結したF-1層が断層活動に伴う南北伸長によって引き伸ばされて断裂した結果生じたものと考えられる。この伸長イベントは、小断層帯の上限であるE-5層（AT）が堆積した後のE-4a層堆積中に生じたと考えられ、概ね2.8万年前頃に発生したと考えられる。E-1層以下に認められるくさび状の変形を上位層が充填する構造やKpfaが堆積した3.1万年前からイベント５発生時期までの時間間隙からは複数回のイベントが想定される。しかし、堆積構造が繰り返し生じた断層活動により著しく変形していることや断層を挟んだ低下側に対比できる地層がないことから、個々のイベントの回数や発生時期を特定し、区別することは困難である。したがって、これらのイベントに対して特定のイベント番号は与えない。

断層沿いの累積変位や地層の変形パターンから断層の発達過程が推定できる。南側トレンチにおいては新しい地層ほど地溝の外側に変形が派生している。また、W1面に置いてはE1-F1断層沿いの変位量が想定されるイベントの回数に比して小さい。これは、過去にはより内側のW1-F2断層やそれより北側の断層が活動していたことを示唆する。E1-F1断層が活動をはじめたのは、累積変位から推定するとイベント２頃からと考えられる。こうした特徴は断層そのものやそれに伴う変形帯が地溝の外側へと拡大していることを示す。これは典型的な地溝の発達に見られる断層発達過程である。

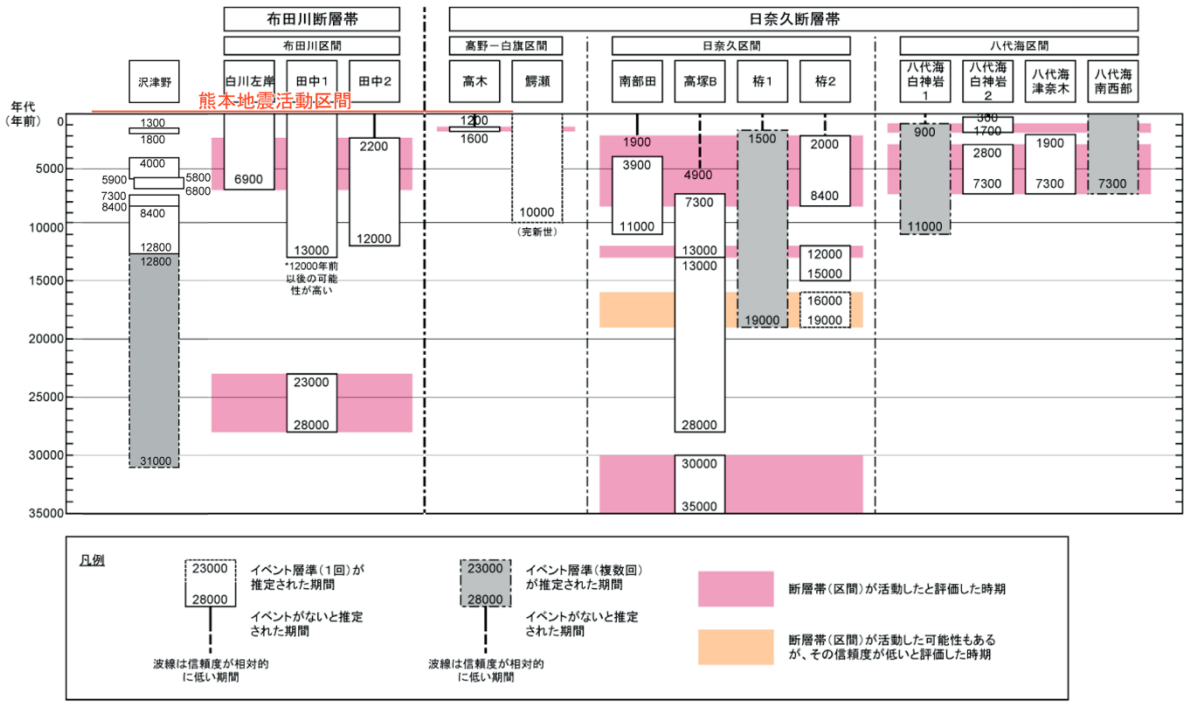


図61. 沢津野トレンチにおけるイベントのまとめと他地点との比較
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)の図13を一部改変。

f)活動履歴調査結果のまとめ

ｉ）濁川地震断層帯における断層の位置及び形態

1.断層帯を構成する断層

熊本地震では、地震前に活断層が認められていなかった阿蘇カルデラ内に地震断層が出現した。この地震断層は、布田川断層帯布田川区間の北東延長部に伸びる約４ kmの右横ずれを主体とする地震断層と、立野付近から濁川左岸に沿って伸びる正断層変位を主体とする地震断層（濁川地震断層帯）に分けられる。この地震断層帯は南北伸長によって形成されたとみられる、断続的に東西方向に伸びる亀裂や地溝群からなる。地滑り等の変位を含むため、局所的な変位やその変動が大きく、断層帯を境界とした変位量の分布を現地調査から推定することは難しい。しかし、InSARやLiDAR等による測地学的な観測からは、濁川地震断層帯と布田川断層帯の延長部にはさまれる三角形の領域が、濁川断層帯の南側を基準点とすると、北側に約１ m落ち込みつつ、やや右横ずれした様子を確認できる（Fujiwara et al., 2016)。こうした断層の分布や変位の様子からは、濁川断層帯が布田川断層帯からの分岐断層であり、右横ずれ断層終端部によく見られる、扇状に分散する分岐断層の内の一つであることが伺える。これはTajima et al.（2017）による阿蘇カルデラ内の地震断層の詳細なマッピング結果からも指摘されている。

2.断層面の位置・形状

濁川地震断層帯において東西方向に伸びる地溝や亀裂が主に認められることから、南北伸長応力が支配的であることが推定された。また、差分LiDAR（図12）は濁川地震断層帯を境に北落ちの変位が生じていたことを明らかにした。したがって、地震断層を形成した東西走向を持つ北傾斜の正断層の存在が示唆される。この断層は西端の立野付近において、布田川断層帯に合流すると見られる。熊本地震後の余震分布からは阿蘇カルデラ周辺に余震の空白域が存在することが明らかになっており、地震断層の傾斜を推定できるような余震の発生が見られないため、その傾斜角は不明である。余震空白域の要因の一つとしてカルデラ内および周辺の高い地温勾配が指摘されている（Uchide et al., 2016)。この事実は、濁川地震断層帯を形成した断層についても、比較的固着域の浅い断層である可能性を示唆する。

トレンチ壁面で見られた断層は濁川地震断層帯を構成する断層の内の一つである。したがって、この断層は、地下で北傾斜の正断層につながっている可能性が示唆される。しかし､北落ちの変位にともなう撓み下がりによって形成された地溝の可能性も否定できない。後者の場合、断層本体とはつながらない根のない断層と考えられる。どちらの場合であっても、トレンチで見られた地層の分布や周囲の地形は明らかに断層活動の繰り返しを示しており、地下の正断層の活動履歴を示していることは確かである。

3.変位の向き

断層の走向は、ほぼ東西方向であるが、トレンチの南側でおおよそ北東-南西方向、北側でおおよそ北西-南東方向を示す。また、小断層の向きもE3面やW3面といったトレンチの南側と、北側のE1面でほぼ断層と同じ傾向を示す。この走向分布の傾向からは沈降部が西への変位成分を持つことが示唆される。これは、地震断層沿いの擁壁の変位が南側トレース

では左横ずれ、北側では右横ずれを示したことからも支持される。トレンチで見られる変位は南北伸長による沈降であることは明らかである。しかし、地溝を挟んで分布する地形や地層の変位について見るとその変位量は殆ど無いようである。地震時の変位についても休耕地の中央部が落ち込み、両側の高度にはほとんど差がない。したがって、本地点では、ほぼ純粋な南北伸長のみが生じており、上下方向の変位はほぼないか、検知できないほど小さいものと考えられる。本地点は濁川地震断層帯の中でも南側に位置しているため、上下方向の変位はより北側のトレースが担っている可能性がある。

ⅱ）濁川地震断層帯における過去の活動

1.平均変位速度

本地点において上下変位速度を見積もる際の注意点として、堆積物が風成堆積物で構成されるため、かつての堆積面が平坦ではなかった点があげられる。地形面が形成された時期が推定できたとしても、堆積時の地表における落差を復元できないため、単純な上下の落差を元に変位速度を見積もると、過大評価する可能性がある。本トレンチにおいて最も古い鍵層として確認できるのはKpfaであるが、STN-2孔が示すようにトレンチ内部で層厚が増しており、堆積時にはすでに地溝が形成されていたことが示唆される。したがって本トレンチにおいて個別の地層に注目して変位速度を見積もることは困難である。しかし、長期的な平均変位速度であれば堆積速度からある程度予想できる。沈降によって地溝が形成されると、低い部分は吹き溜まりとなり、堆積速度が増加する。堆積が進み、地溝が浅くなると、その堆積速度は徐々に地溝の外の堆積速度に近づく。したがって、イベント間隔が地溝の埋没に十分な時間間隙を持っていた場合は、沈降速度（S_f）は地溝内部と外側の堆積速度の差で得られる。しかし、沈降速度が上回れば、地溝が埋没することなく、地形的に残る。この場合は、地溝外の堆積速度（D_s）と地溝内の堆積速度（D_g）の差は沈降速度の最小値を示しており、これに見かけ上の沈降速度（S_{ap}）を加える必要がある（図60A）。見かけ上の沈降速度は現在見られる地形的な落差と地形面が形成された年代から見積もられる。トレンチ現場周辺は火山地質図によると33-21 kaに噴出した沢津野溶岩、または宮縁・他（2004）によると40 kaごろ噴出した刈迫溶岩によって覆われたとされる。しかし、トレンチ底面からの掘削調査ではどちらも認められず、約2.8 mの深度でACP3と見られる軽石層に到達した。したがって、トレンチ周辺ではより古い溶岩流または火砕流堆積物により地形面が形成された可能性が高い。その時期を特定することは困難であるが、地形面がACP3以前に形成されたとみられるため、ACP3の降下年代51 ka（Miyabuchi, 2009）で計算することで、沈降速度の最大値が得られる。各ボーリングコアの堆積曲線（図60B）から平均堆積速度を推定すると、STN-2孔の堆積速度は0.43 mm/yr、STN-1及びSTN-3孔の堆積速度が平均0.23 mm/yrと見積もられた。したがって、沈降速度の最小値は0.20 mm/yrと求められる。地溝の見かけ上の沈降量は埋土下面（A-2/B-1境界）を基準とすると約4.8 mであることから、見かけ上の沈降速度は0.09 mm/yrとなり、沈降速度は0.20-0.29 mm/yrと求められる。

2.活動時期

断層の活動時期は新しいイベントから順に1811～1303 cal yBP（約1800～1300年前）、5914～4011 cal yBP（約5900～4000年前）、6796～5768 cal yBP（約6800～5800年前）、844

7～7300 cal yBP（約8400～7300年前）、12760～8400 cal yBP（約12800～8400年前）と推定され、12800年前以降に、少なくとも５回のイベントが生じていたと考えられる。また、それ以前の31000～12760 cal yBP（約31000～12800年前）にも複数回あったことが推定される。

3.一回の変位量

各イベントの全体的な変位量を見積もることは前述したように困難であるが、仮に熊本地震と同じ大きさの変位が繰り返されているとすれば、各壁面で計測された上下変位量は88～59 cmであったことから、一回で平均約70 cm地溝内部が沈降するものと推定される。

4.平均活動間隔

12760～8400 cal yBP以降に５回のイベントが生じていたとすると、平均活動間隔は約2600～1700年と見積もられる。また、一回の沈降量が約70 cm、平均沈降速度が0.20～0.29 mm/yrとすると、平均活動間隔は3500～2400年と見積もられ、より長い間隔を示す。これは、一回の沈降量が熊本地震ほど大きくないイベントが存在することを示唆する。

5.活動区間

本トレンチにおいて最新イベントが約1800～1300年前と見積もられた。これは田中2地点ではイベントがない区間とされる。一方，イベント２とイベント３については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）での評価による布田川断層帯布田川区間の最新活動時期の範囲内に含まれる。田中１地点で認定された28000～23000年前のイベントに相当する活動はあった可能性はあるが､同一のイベントが生じていたとは断定できない｡また、熊本県（1996）の調査によると、田中１地点においてAT火山灰を含む地層の横ずれ変位量は5.2 mであったことが報告されている。同地点における熊本地震時の変位量は0.5～0.6 mであるため（Shirahama et al., 2016)、同程度の変位を起こす活動が繰り返し生じていたと仮定すると、平均活動間隔は3100～2800年と推定される。本地点の結果と合わせると布田川断層帯が従来想定されていた以上に頻繁に活動していると考えられる。沢津野トレンチで推定された平均活動間隔はそれよりさらに短い2600～1700年の間隔を示した。これは、本トレンチは正断層による上下変位を主体とするため、よりイベントの検知がしやすい、もしくは、僅かな南北伸長でも変位が生じやすいために、布田川断層の一部のみが活動するイベントや一回り規模の小さい地震まで検知している可能性を示唆する。

3）上益城郡益城町島田地区（布田川断層帯宇土区間）における活動履歴調査

a）布田川断層帯宇土区間北甘木断層と調査地点の概要

布田川断層帯宇土区間は、その東端部付近において明瞭な地形表現が認められる北甘木断層とその西方延長部において重力異常の急変帯からその存在が指摘された宇土断層から構成される（図 62）（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013)。両断層とも活動履歴に関する調査はこれまで行われていない。本調査は、そのうち北甘木断層の活動履歴を解明することを目的として実施した。

北甘木断層は、複数の並走あるいは雁行する断層群からなり、それらは大局的に南から北甘木台地、沖積低地、益城町櫛島（くしじま）集落及び嘉島町井寺（いてら）北部が立地する東北東―西南西方向に帯状に延びる微高地、木山川低地の地形境界をなす（図 63）（例えば，渡辺・他，1979；活断層研究会編，1980，1991；九州活構造研究会編，1989；池田・他，2001；中

田・今泉，2002；熊原・他，2017a)。2016 年熊本地震では、北甘木断層に沿って変位量は小さいものの変位地形と調和的な上下成分を伴う地震断層が出現した（図 62，63）（例えば，Shirahama *et al.*，2016；Sugito *et al.*，2016；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017；丸山，2017)。なお、2016 年熊本地震で北甘木断層に沿って出現した地震断層は上下成分だけでなく、断層に直交する方向の開口成分及び右ずれ成分が系統的に認められた（例えば，文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017；丸山，2017)。

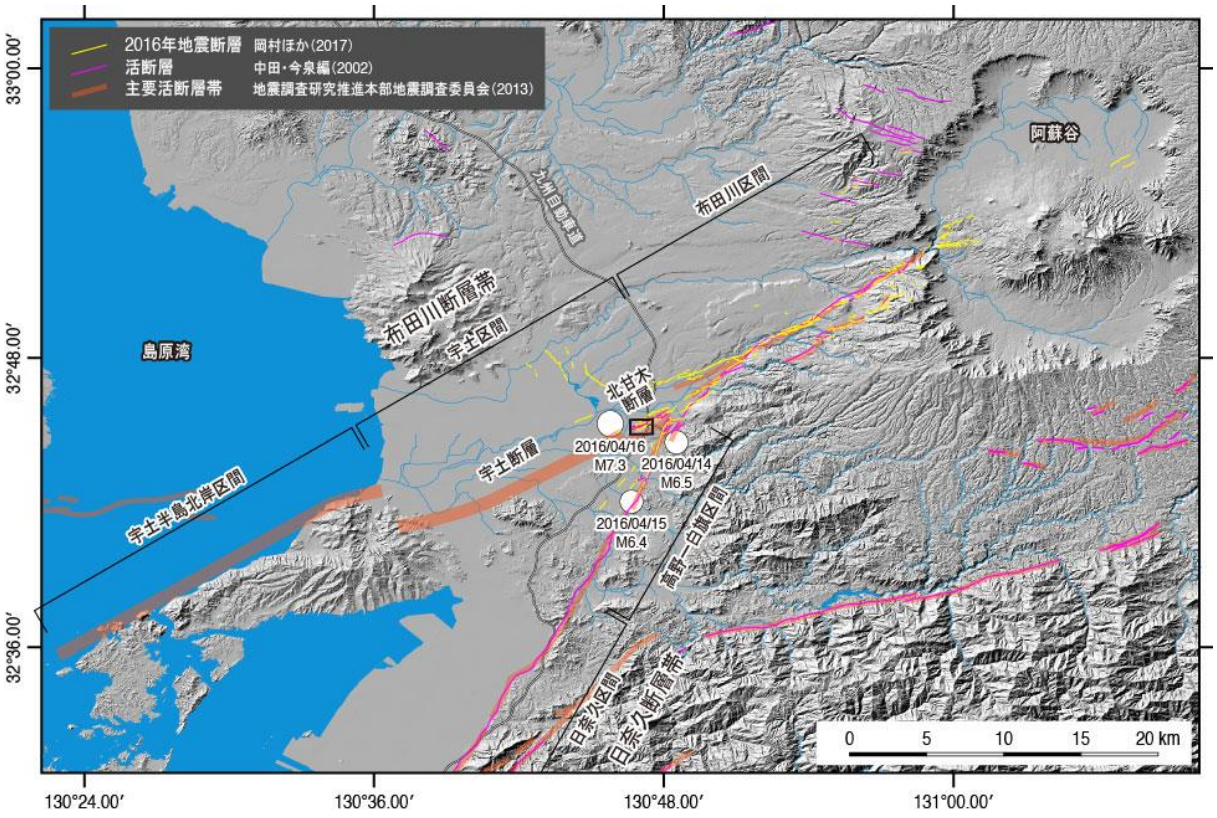


図 62　阿蘇山西方から島原湾にかけての範囲における活断層の分布と 2016 年熊本地震に伴い出現した地震断層
布田川断層帯及び日奈久断層帯の区間名は地震研究推進本部地震調査委員会（2013）に基づく。陰影図は国土地理院基盤地図情報数値標高モデル 10m メッシュ（国土地理院，2017a）から作成。震央位置及びマグニチュードは気象庁地震カタログ（気象庁，2018）に基づく。図 63 の範囲を図中央部の黒枠で示す。

益城町島田周辺では、北甘木台地の北縁を限る北西向きの断層崖の基部に沿って、北側低下の上下成分、開口成分及び右ずれ成分を伴う明瞭な地震断層が出現した（図 63～66)。そのうち、後述するトレンチ地点の西隣の砕石で敷き詰められた中古車置き場では、変位量はわずかながらも北西側低下を伴う左ステップする北東―南西走向の雁行地割れ群が、地震発生から一年以上が経過した 2017 年 10 月の時点でも新鮮な状態で保存されており、トータルステーションを用いた地形測量に基づき作成したセルサイズ 20cm の DTM（デジタル標高モデル）と 1cm コンターの細密等高線図から地震断層の位置を正確に把握することができた（図 66a～68)。ただし、この中古車置き場及びその西隣の空き地

ではともに明瞭な地震断層が保存されているものの、用地が狭いこと（図 65）、埋設物が狭い間隔で設置されていることなどの理由により調査には適さないと判断し、中古車置き場の東隣の大豆畑を借用し、トレンチ調査を実施することにした。

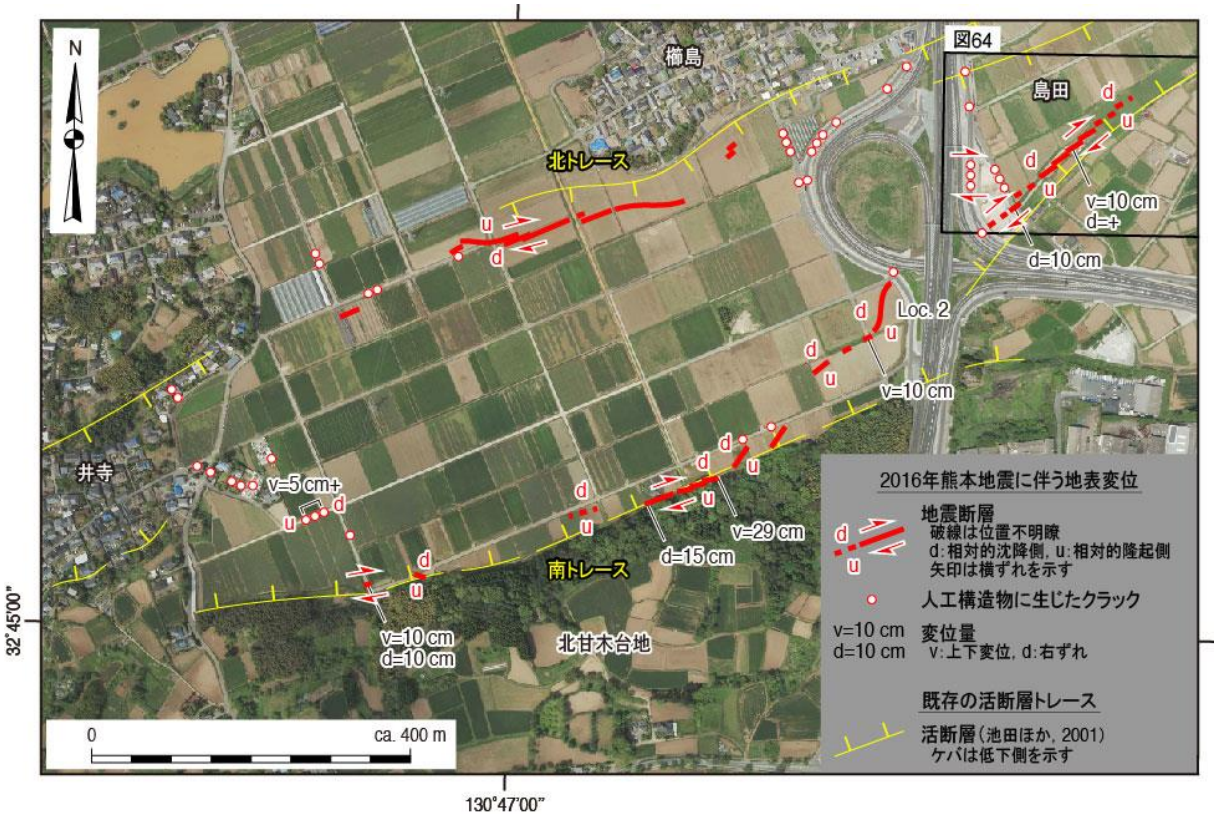


図 63　2016 年熊本地震に伴い布田川断層帯宇土区間北甘木断層沿いに出現した地表変位の分布（丸山，2017 を改変）
基図は国土地理院（2017b）からダウンロードした空中写真（CKU20168-C6-24）を使用。図 64 の範囲を黒枠で示す。

トレンチ地点の大豆畑は、2016 年地震発生後の現地調査（2016 年 8 月実施）の段階では、地震断層の痕跡が認められなかった。しかしながら、トレンチ地点とその東隣の大豆畑との境界に北北西―南南東方向に敷設された U 字溝が中古車置き場に出現した地震断層の延長上において約 7cm 開口し、わずかに右ずれしていることが認められた（図 65, 66b）。地震前に既に U 字溝に開口や右ずれ（状の屈曲）が生じていた可能性も否定できないものの、開口部が新鮮で土砂等により埋められていない状況から、こうした開口及び右ずれは 2016 年熊本地震により生じた地震断層である可能性が高いと判断した。

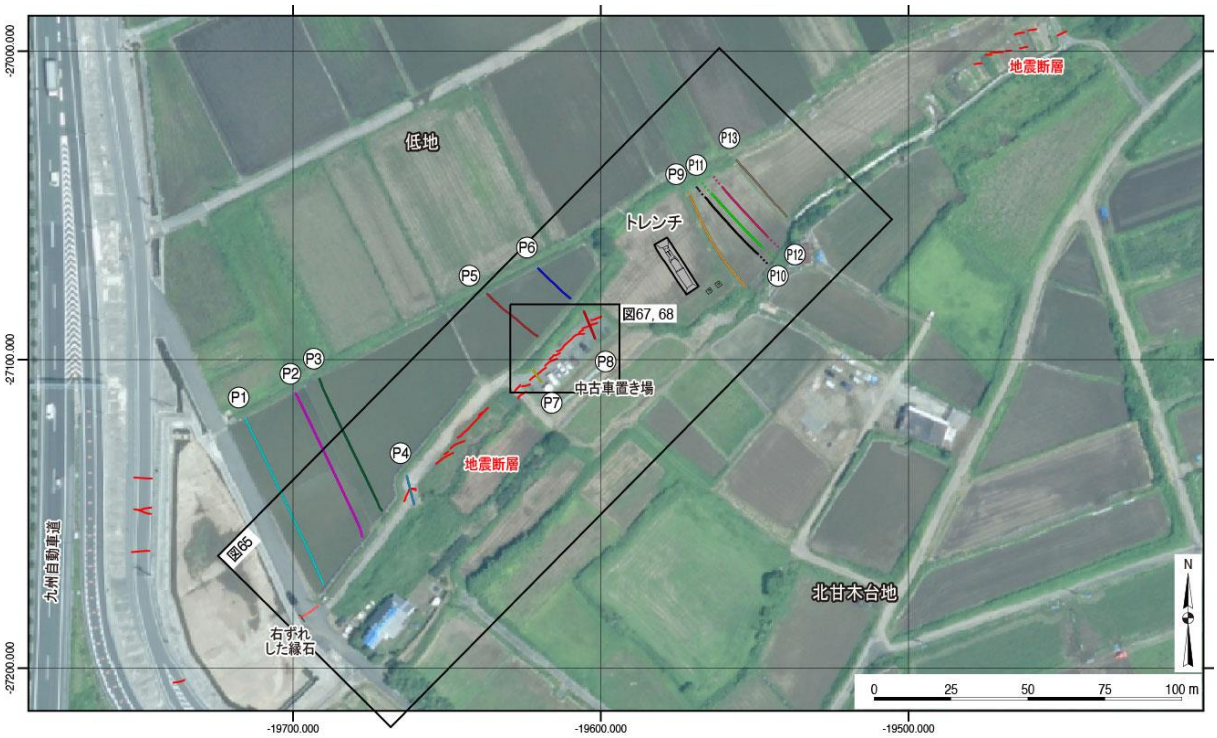


図 64　益城町島田地区トレンチ地点と周辺に出現した地震断層
P1～P13 はトータルステーションを用いた地形測量位置を示す（地形断面図を図 69 に示す）。図 65 及び図 67，68 の範囲を黒枠で示す。背景のオルソ空中写真は地理院地図（全国最新写真シームレス；国土地理院，2017b）を使用。座標系は平面直角座標系 II。

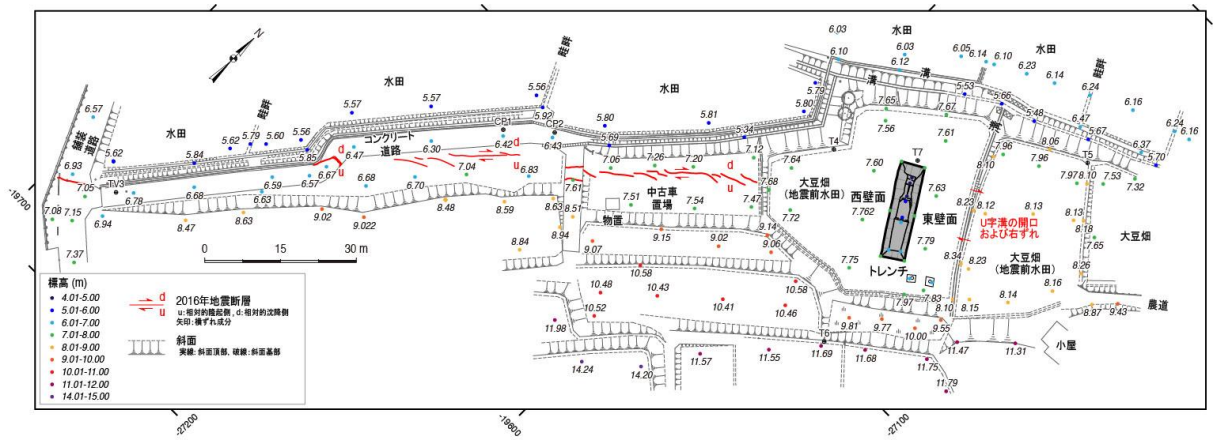


図 65　島田地区トレンチの配置と地震断層の分布
座標系は平面直角座標系 II。

ところで、地権者への聞き取りによると、トレンチ地点の大豆畑及びその東隣の大豆畑は、いずれも 2016 年熊本地震の前年までは水田であり、地震に伴い背後の北甘木台地内に設置したポンプが破損し用水が供給できなくなったため、地震後は水稲から大豆畑に転作したとのことである。したがって、トレンチ敷地内の地表面は本来ほぼ水平であったと推定される。トレンチ地点の東隣の大豆畑で断層崖及び中古車置き場に生じた地震断層の走向に直交する方向に計測したトータルステーションを用いた地形断面測量の結果、U 字

溝に認められた開口や右ずれ部付近から北西に向かって地表面は北に緩やかに傾斜し、測量区間内で 20cm 程度北側低下の撓曲状の変形が認められた（図 69 の P9～P13）。これと同様の地震断層の北西側（低下側）で地表面が北西に向かって緩やかに傾動する状況は、中古車置き場及びそれより南西側水田面などでも認められた（図 64，図 69 の P1～P8）。こうした隣接する場所に出現した地震断層の分布から、右ずれ及び開口成分を伴う地震断層が通過するとみられる区間を横断するようにトレンチ（以下、島田地区トレンチと呼ぶ）を図 64 及び図 65 に示した位置で掘削した。



図 66　島田地区トレンチ地点に出現した地震断層
（a）西隣の中古車置き場に出現した北西側低下を伴う左ステップするクラック群で特徴づけられる地震断層（北東に向かって撮影）。人物奥の草地がトレンチ調査を行なった大豆畑。(b) トレンチ東方の U 字溝の開口及び右ずれ（南南東に向かって撮影）。折尺の長さは 1 m。

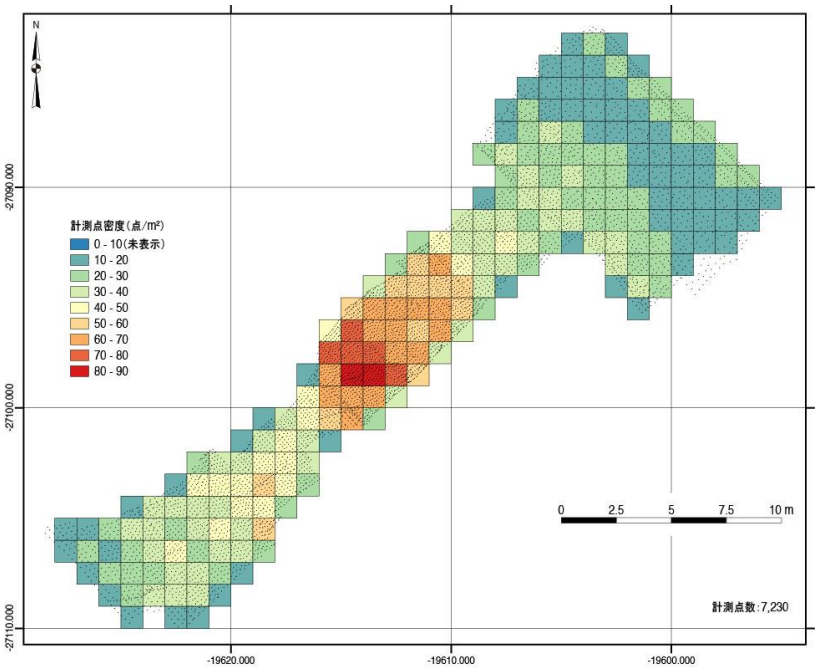


図 67　島田地区トレンチ地点西隣の中古車置き場に出現した地震断層沿いでトータルステーションを用いて実施した測量の計測点密度

図中の黒点が計測地点。座標系は平面直角座標系 II。

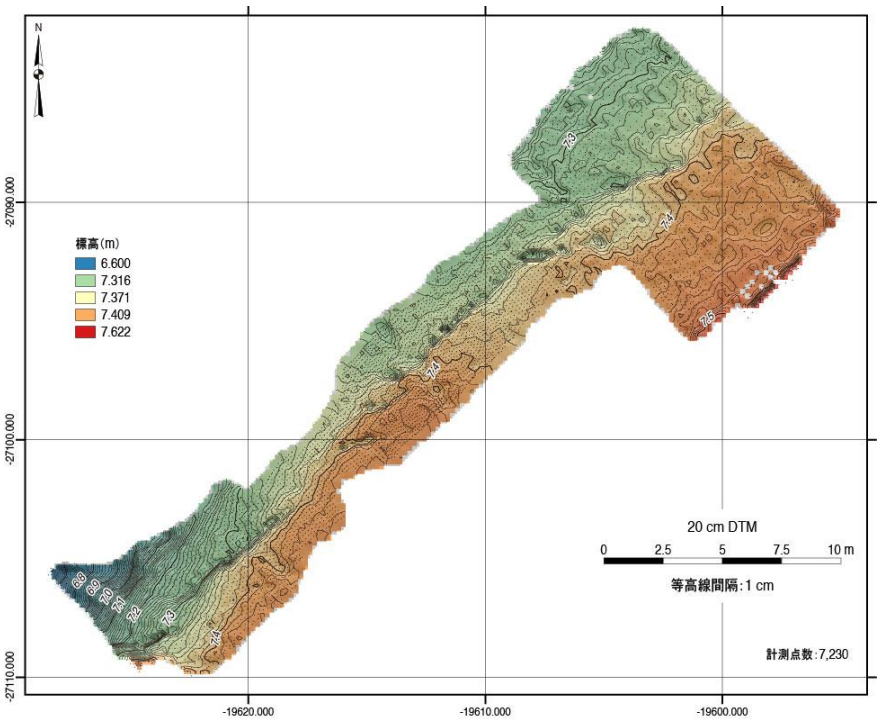


図 68　トータルステーションを用いた島田地区トレンチ地点西隣の中古車置き場に出現した地震断層の微地形

本地点での地震断層は北西側低下を伴う左ステップするクラック群からなる。図の範囲は図 67 と同じ。

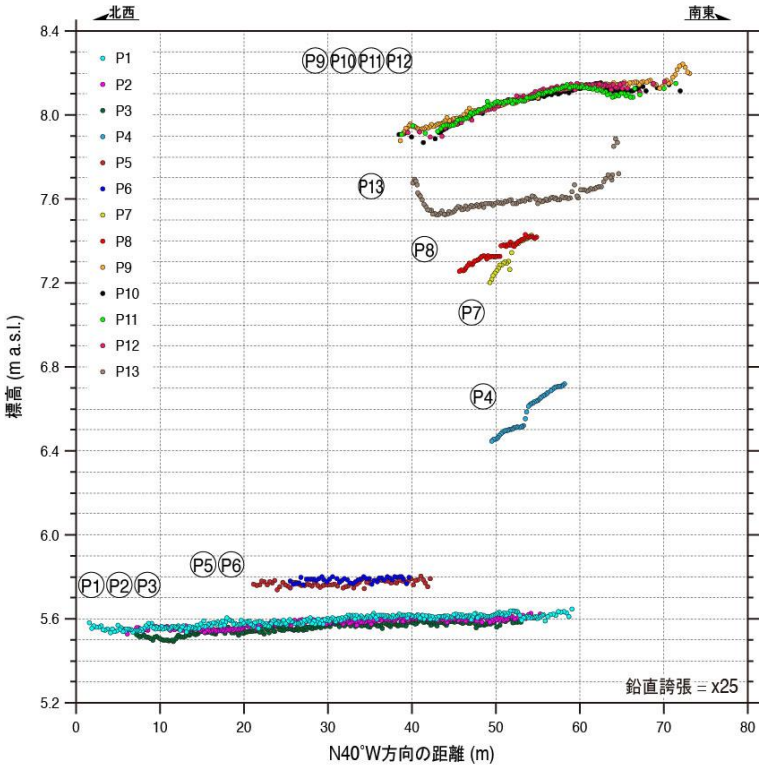


図 69　島田地区トレンチ周辺に出現した地震断層を横断する地形断面図

断面図の位置を図 64 に示す。各測点を N40°W 方向に投影して表示。

島田地区トレンチの掘削地点は、現在は圃場整備により地形が改変されているが、米軍撮影の空中写真の判読によると、背後の北甘木台地を浅く開析する古谷の出口に位置し、緩傾斜の小扇状地が断層崖を侵食、被覆するように微高地として分布しているように見える。その場合、トレンチ壁面内には変形した地層とそれを侵食し被覆する地層の分布が予想される。トレンチの規模は長さ約 19m、深さ最大約 2.5m、法面の傾斜は 55～70°程度とした（図 70，71)。調査は 2018 年２月に実施した。

b）トレンチ壁面にみられる地質

島田地区トレンチ壁面には、上位から、人工撹乱層、斜面堆積物、溝埋め堆積物、扇状地成斜面堆積物、斜面堆積物及び谷底低地堆積物（氾濫原の湿地性堆積物)、斜面堆積物または段丘堆積物が分布する（図 70～72)。ここでは、地層の連続性、地層上面の削剥の有無、地質構造の差異の有無及び層相の相違などに基づき、トレンチ壁面でみられる地質を上位から１層～９層に区分した（図 71，72)。さらに、２層、３層、５層及び６層は、色調、粒度、腐植質の程度や砂礫の混入程度により、複数の地層に細分した。以下、各地層の特徴を記載する。

１層：人工撹乱層。水稲から大豆に転作した畑地の最上部に分布する耕作土であり、植物根が混入する腐植質の砂質シルトからなる。なお、本層については、埋め戻し時に下位の地層の混入によるその後の農作業への影響を考慮して、トレンチ掘削前に鋤き取った。

2a 層：人工撹乱層。シルト質砂からなる。不定形のシルトブロックを礫状に含む。地権者の証言によると、トレンチ地点敷地は以前２段に分かれていた田面を圃場整備により１枚に造成したとのことである。この証言と層相から、本層は圃場整備に伴う掘削により生じた凹地を埋める堆積物と判断される。東壁面の縦糸 E15.5～18.6 に分布する。

2b 層：人工撹乱層。圃場整備に伴う盛土であり、やや腐植質のシルト質砂からなる。東壁面の縦糸 E13 以北及び西壁面の縦糸 W13 以北に分布する。

3a 層：斜面堆積物。腐植質のシルト質砂～砂質シルトからなり、北に見かけ 4 度程度傾斜する。本層中部と 3b 層の上位に位置する本層最下部に厚さ 10cm 程度の腐植質シルトを挟む。

3b 層：断面がＶ字型を呈する人工の溝を埋める堆積物。溝は東壁面の縦糸 E5.8～E7.3、縦糸 E8.8～E10.5 及び西壁面の縦糸 W5.9～W8.1、縦糸 W9.4～W11.3 に分布し、北東―南西方向に延びる幅 2m 程度、深さ 1.5～2.0m の２つの平行する溝と考えられる。本層は、腐植質のシルト質砂からなり、溝の最下部と中部にそれぞれ厚さ 5～15cm の腐植質シルトを挟む。V 字型の断面形状、溝が二列あること及び後述する本層から採取された有機質堆積物の ^{14}C 年代値（表５）から弥生時代の二重環濠を埋めた堆積物である可能性がある。

3c 層：斜面堆積物。腐植質のシルト質砂～砂質シルトからなる。東壁面の縦糸 E1.4～3.2 に厚さ 10cm 程度のレンズ状の砂層を挟む。

４層：斜面堆積物。明黄褐色を呈するシルト混じり砂からなり、径が 0.2～0.3cm の亜角～亜円礫が散在する。本層は、東壁面縦糸 E13 以南及び西壁面縦糸 W13 以南に分布する。

5a 層：斜面堆積物。礫混じりのシルト質細粒～中粒砂からなる。礫の径は 0.5～1cm で、亜角～亜円礫を主体とする。

5b 層：斜面堆積物。やや腐植質の砂質シルト、シルト質細粒～中粒砂からなり、径が 0.2～0.5cm の礫を含む。

6a 層：斜面堆積物及び谷底低地堆積物。やや脱色した腐植質のシルトからなる。東壁面の縦糸 E6.6 以北及び西壁面の縦糸 W7.5 以北に分布する。北方に向かって急激に層厚を増し、東壁面の縦糸 E3、西壁面の縦糸 W3 付近で層厚 1.3m 程度となる。

6b 層：斜面堆積物及び谷底低地堆積物。暗灰色の腐植質シルト及び砂からなる。東壁面の縦糸 E5.2～E9.3 及び西壁面の縦糸 W4.2～W8.2 付近に分布する。



図 70　島田地区トレンチ壁面のモザイク写真

（a）東壁面、（b）西壁面。黄色の十字線は縦糸と横糸（いずれも 1m 間隔）の交点。

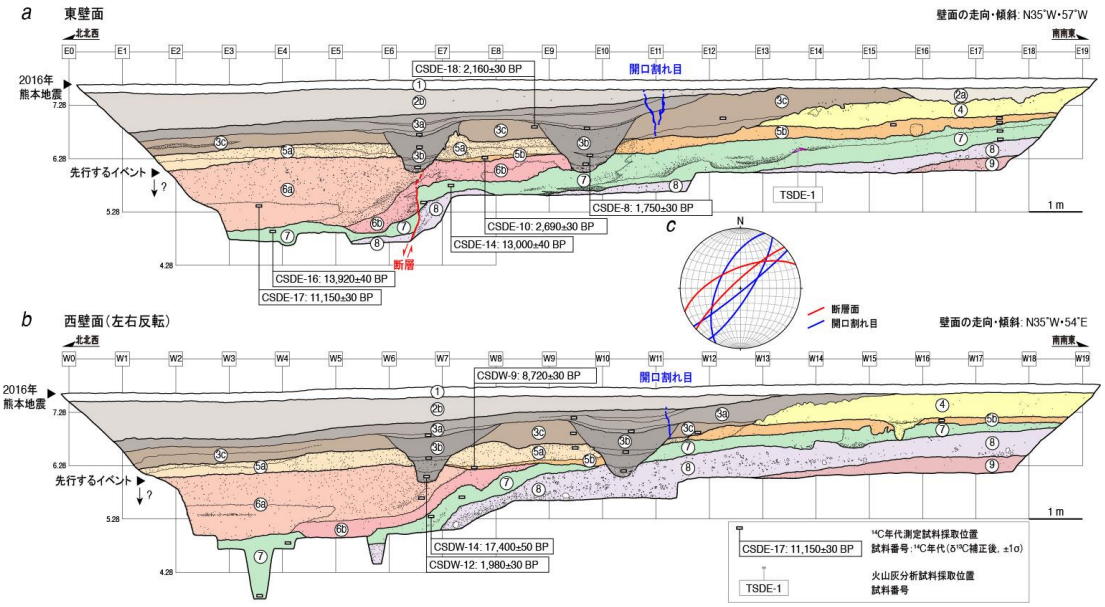


図 71　島田地区トレンチ壁面のログ

（a）東壁面、（b）西壁面。（c）ステレオネットは，断層面及び開口割れ目の姿勢（等積投影）を示す。

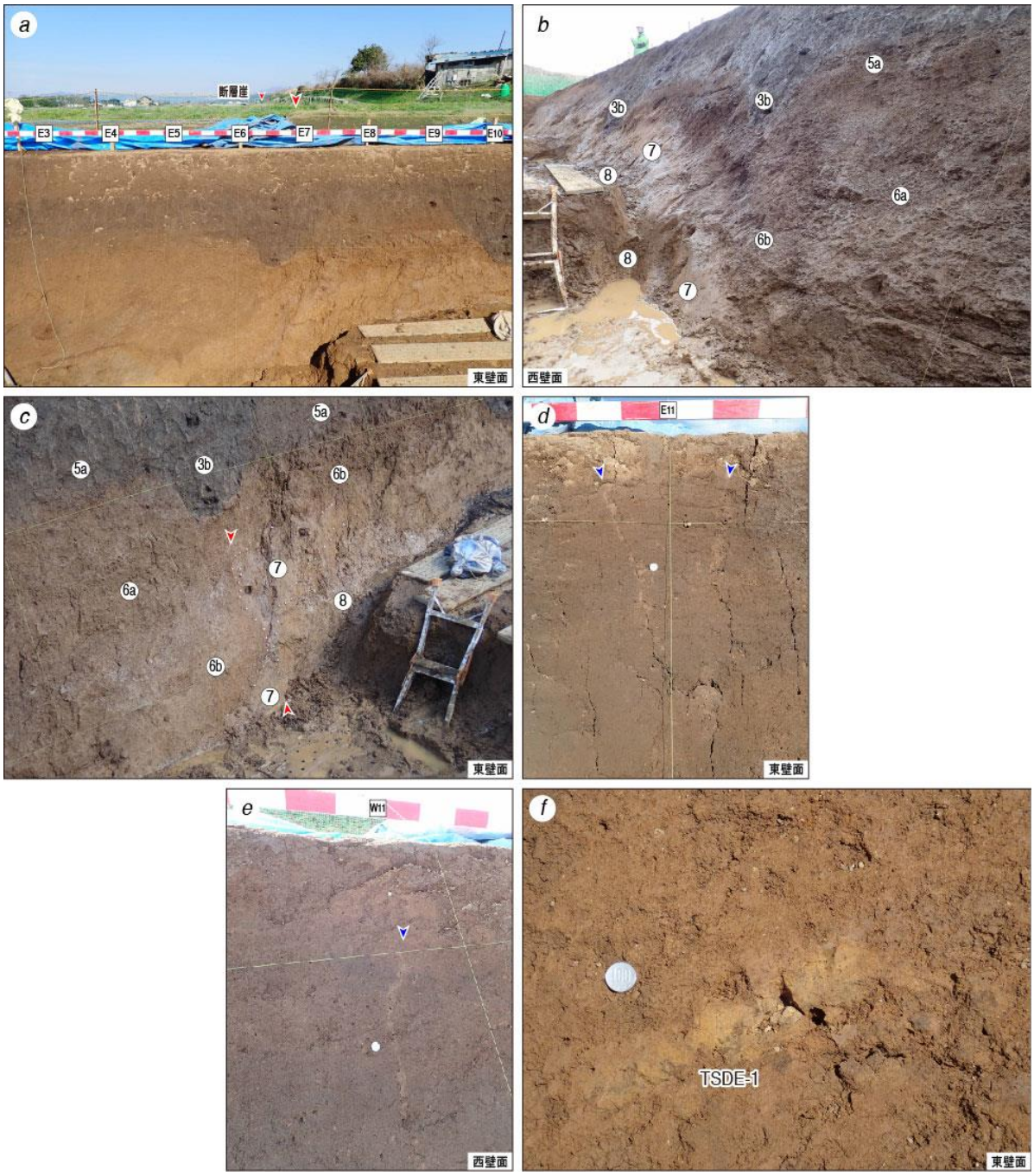


図 72　島田地区トレンチ壁面に認められる地層の特徴

（a）東壁面縦糸 E5～E7 間に認められる地層の北への傾斜とそれを覆う地層。（b）西壁面に認められる地層の北への傾斜とそれを覆う地層。（c）東壁面縦糸 E6～E7 間に認められる断層（赤矢印で示す）。（d）東壁面縦糸 E11 付近において地表付近に認められる開口割れ目（青矢印で示す）。（e）西壁面縦糸 W11 付近において地表付近に認められる開口割れ目（青矢印で示す）。（f）東壁面縦糸 E13～E14 間に認められるガラス質火山灰。

7 層：斜面堆積物お及び谷底低地堆積物。やや腐植質のシルト、礫混じりの砂質シルト及び砂質シルトからなる。一部にトラフ状の細礫が密集した層を挟む。東壁面の縦糸 E5.5 及び西壁面の縦糸 W4.6 以北は砂の少ないやや腐植質のシルトからなる。東壁面の縦糸

E13.7・標高 6.4m 付近において細粒な黄白色ガラス質火山灰がブロック状に分布する（図 71a, 72f）。

８層：斜面堆積物または谷底低地堆積物。礫混じりの砂質シルトで明黄褐色を呈する。側壁面の本層は径 2～15cm で概ね新鮮な亜円礫を主体とする礫が散在する。礫は安山岩礫岩が主体をなす。

９層：斜面堆積物または谷底低地堆積物。礫混じりの砂質シルトで明橙灰色を呈する。

c）地層の年代

^{14}C 年代測定

島田地区トレンチ壁面に分布する地層の年代を明らかにし、それに基づいて断層活動時期の検討を行うため、有機質堆積物を採取し、^{14}C 年代測定を実施した（図 71）。なお、トレンチ壁面からは人工撹乱層である２層及び 3b 層を除いて炭、材、植物片は認められなかった。分析は、株式会社地球科学研究所を通して米国 Beta Analytic Inc.に依頼した。年代値の暦年較正には暦年較正プログラム OxCal v.4.3（Bronk Ramsey, 2009）を使用し、較正曲線には IntCAL13 atmospheric curve（Reimer *et al.*, 2013）を用いた。得られた年代測定値を層位順に並べたものを表 5 に示す。なお、本文では年代値として暦年較正年代（cal yBP；95.4%確率範囲）を表記する。

表 5　島田地区トレンチ壁面から採取した試料の AMS^{14}C 年代測定結果

試料名	分析機関コード	層名	試料種	前処理	Conventional ^{14}C age (BP) (±1σ)[1]			δ^{13}C (‰)	Calibrated age range (cal BP) 95.4% probability[2]	Calibrated age range (cal BP) 68.2% probability[2]
CSDE-8	Beta-489162	3b	Organic sediment	Acid washes	1,750	±	30	-19.1	1730-1560	1710-1610
CSDW-12	Beta-488011	3b	Organic sediment	Acid washes	1,980	±	30	-19.2	2000-1870	1970-1890
CSDE-18	Beta-489167	3c	Organic sediment	Acid washes	2,160	±	30	-18.8	2310-2050	2310-2110
CSDE-10	Beta-489163	5b	Organic sediment	Acid washes	2,690	±	30	-19.0	2850-2750	2850-2750
CSDW-9	Beta-487732	5b	Organic sediment	Acid washes	8,720	±	30	-20.7	9890-9550	9740-9590
CSDE-17	Beta-489166	6a	Organic sediment	Acid washes	11,150	±	30	-21.8	13110-12960	13080-13010
CSDE-14	Beta-489164	7	Organic sediment	Acid washes	13,000	±	40	-20.8	15760-15320	15680-15430
CSDE-16	Beta-489165	7	Organic sediment	Acid washes	13,920	±	40	-21.6	17070-16620	17010-16770
CSDW-14	Beta-487733	7	Organic sediment	Acid washes	17,400	±	50	-20.4	21230-20790	21100-20880

[1] ±1σ age in radiocarbon using the Libby half-time of 5,568 yr and following the conventions of Stuiver and Polach (1977).

[2] All samples are calibrated with OxCal 4.3 (Bronk Ramsey, 2009; using dataset of Reimer et al., 2013 (IntCal13 atmospheric curve). Calendric age range is rounded to nearest decades and shows minimum and maximum values.

^{14}C 年代測定の結果、年代値は全て層序に対して調和的である。ただし、７層から採取した有機質堆積物３試料及び 5b 層から採取した有機質堆積物２試料の年代値には、いずれも大きな幅が見られた（表 5，図 71）。後述するように、5b 層はトレンチ壁面内において 2016 年地震に先行する活動に伴い変形した地層を傾斜不整合に覆う地層であり、この

地層の年代が先行活動の時期の上限を示す。有機質堆積物試料の場合、炭素の供給源や混入経路は複数あり、その特定が困難なため、年代値の解釈は容易ではないことが指摘されている（例えば，平野，1984；金田・他，2002)。古い時代の有機物が混入した試料は実際の地層の年代より古い年代値を示し、逆に新しい時代の有機物が混入すると実際より新しい年代値を示す。現状では、７層及び 5b 層について、採取された試料の年代値の古いものと若いもののどちらが地層の年代として尤もらしいか判断することはできない。そのため、後述する断層活動イベント時期の検討では、5b 層の年代として、若い値（試料 CSDE-10）を採用した場合と古い値（試料 CSDW-9）を採用した場合を表記する。

火山灰分析

島田地区トレンチでは、上述したように東壁面の縦糸 E13.7・標高 6.4m 付近において７層内に細粒な黄白色ガラス質火山灰が細礫密集部にブロック状に認められた（図 71a, 72f)。この火山灰について１試料（試料 TSDE-1）を採取し、鉱物組成分析及び火山ガラスと斜方輝石の屈折率の測定を実施した。分析はパリノ・サーヴェイ株式会社に依頼した。

分析の結果、試料 TSDE-1 は、軽鉱物として火山ガラスを主体とすること、吉川（1976）の火山ガラスの形態的分類における Ca 型を多量、Hb 型を少量含むこと、重鉱物として斜方輝石を多産し、角閃石及び単斜輝石を少量含むこと、火山ガラスの屈折率が n=1.497～1.501 の範囲を示すことから、姶良 Tn テフラ（AT、約 2.6～2.9 万年前；町田・新井，2003）に対比される（表 6，図 73，74a)。なお、斜方輝石の屈折率はγ=1.705～1.715 とγ=1.732～1.734 の 2 つの範囲に集中するが、後者は町田・新井（2003）に示された AT テフラの範囲内に収まる（図 74b)。７層から得られた ^{14}C 年代値が AT より若いこと、また火山灰がブロック状の分布を示すことから、試料 TSDE-1 は AT テフラが再堆積したものである可能性が高い。

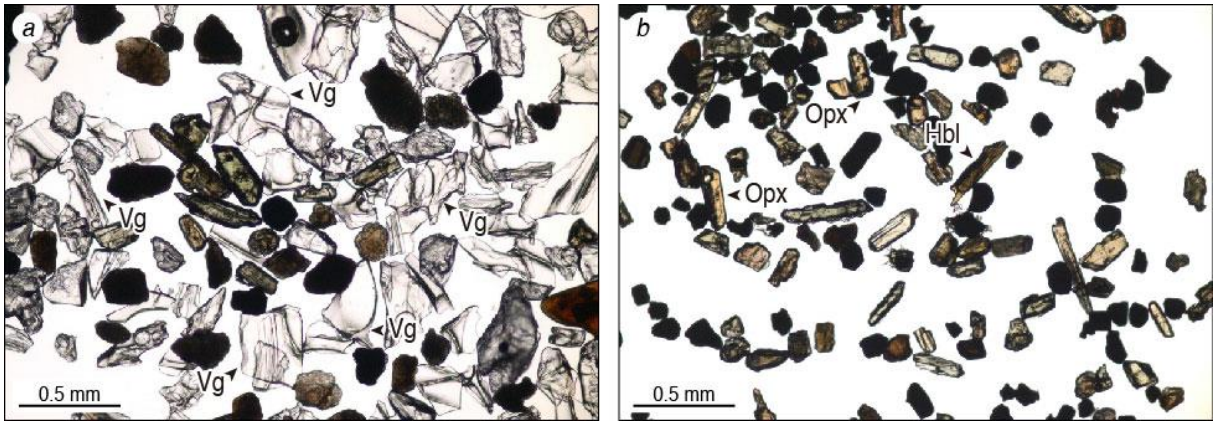


図 73　火山灰試料 TSDE-1 に含まれる（a）軽鉱物及び（b）重鉱物の写真
Vg：火山ガラス、Opx：斜方輝石、Hbl：角閃石。

表 6　島田地区トレンチ壁面から採取したガラス質火山灰の鉱物組成分析及び火山ガラスの形態分析結果

試料名	砂粒組成							火山ガラスの形態[1]								重鉱物組成							
								平板		中間		多孔											
	石英	長石類	岩片	火山ガラス	風化粒子	重鉱物	合計	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	その他	合計	斜方輝石	単斜輝石	角閃石	緑簾石	ジルコン	不透明鉱物	風化粒子	合計
TSDE-1	10	24	–	49	11	6	100	–	18	26	3	–	–	2	49	102	12	14	5	1	65	1	200

[1] 火山ガラスの形態は吉川（1976）による.

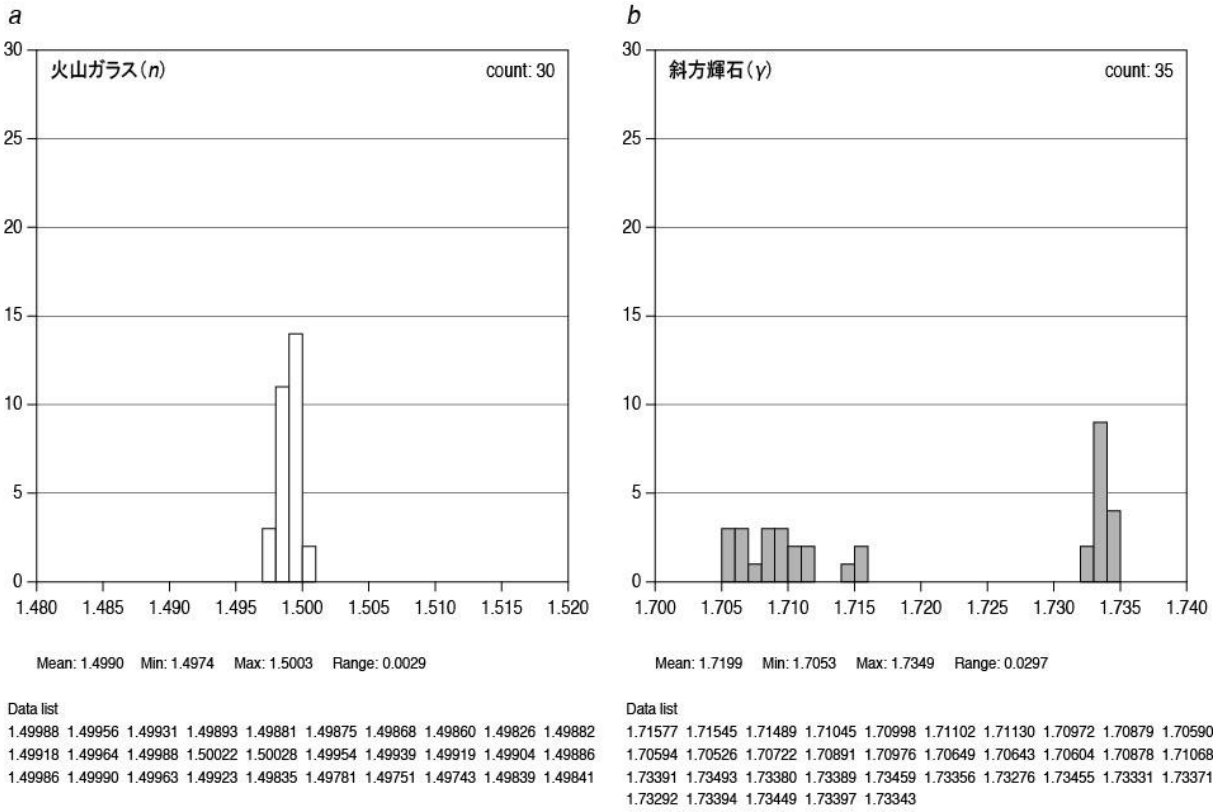


図 74　火山灰試料 TSDE-1 の（a）火山ガラスと（b）斜方輝石の屈折率

d）トレンチ壁面に認められる地質構造

島田地区トレンチ壁面には、北甘木台地を開析する小谷からもたらされた小扇状地面を構成する堆積物に変位・変形を与える撓曲や断層が認められた（図 70～72）。また、表層付近の旧耕作土中に 2016 年熊本地震により生じた可能性がある開口割れ目が認められた（図 71，72d，72e）。ここでは、トレンチ壁面にみられる地質構造を 2016 年熊本地震により生じた可能性があるものと、それに先行する活動によるものに分けて記載する。

2016 年熊本地震に伴う可能性のある地質構造

東西両壁面において、2016 年熊本地震に伴う明瞭かつ確実な地層の変形は認められない。一方、東壁面の縦糸 E11 付近において 2 条の開口割れ目が、また西壁面の縦糸 W11 付

近において１条の開口割れ目がいずれも地表付近から深さ約１ｍにかけて認められる（図 71，72d，72e)。開口の幅はいずれも最大２cm 程度である。それらは北東―南西～北北東―南南西走向で高角度に傾斜し、東壁面の２条の開口割れ目はＶ字型を示すように分布する（東壁面：同走向 N32°E・傾斜 77°E、走向 N24°E・傾斜 60°W、西壁面：走向 N51°E・傾斜 86°E）（図 71c)。表土（１層）を鋤き取った壁面を観察しているため、１層中に開口割れ目が生じているか未確認であるものの、出現位置がトレンチ地点西隣の中古車置き場に出現した地震断層とトレンチ東方のＵ字溝に生じた開口及び右ずれから推定された地震断層を繋いだ線上に概ね位置していること（図 65，66）から、開口割れ目は 2016 年熊本地震に伴い生じたものの可能性がある。開口割れ目は現耕作土（１層）とみられるシルトにより充填されている。これは地震発生からトレンチ調査実施までの耕作によるものと考えられる。なお、これらの開口割れ目はいずれも３層より下位の地層には認められない。

上述したように、トレンチ地点の東隣の大豆畑（地震前は水田）で実施した地形断面測量の結果、Ｕ字溝に認められた開口及び右ずれ部付近から北西に向かって畑地は北西に緩やかに傾斜している（図 69)。こうした変形から、トレンチ地点の地表付近では 2016 年熊本地震に伴い明瞭な断層は出現せず、北西向きの緩やかな傾動が生じ、その頂部付近に生じた引張成分がＵ字溝では開口として、トレンチ壁面では開口割れ目として現れた可能性がある。

2016 年熊本地震に先行する活動に伴う地質構造

東壁面縦糸 E6～E7 において８層～6b 層に北側低下の変位を与える断層が認められる（図 70a，71a，72a，72c)。断層面は、北東―南西走向で北に急傾斜する（走向 N47°E・傾斜 80°N、同 N67°E・傾斜 63°N）（図 71c)。こうした断層面の走向及び北側低下のずれの向きは、周辺の断層崖の走向及び向きと調和的である。７層及び 6b 層の基底面の断層面沿いの鉛直隔離はそれぞれ約 40cm 及び約 50cm である（図 71a)。断層周辺の引きずりを考慮した縦糸 E4～E10 間での７層及び 6b 層の基底面の落差は、断層近傍での基底面の起伏や地層の層厚の変化によりその量のとりうる範囲が大きいが、いずれも 60～80cm 程度である。また、これらの地層は断層の両側で層厚に違いは認められない。6a 層と断層の関係は不明確であるものの、同層下部に層状に分布する粗粒部も 6b 層と同様に断層に向かって立ち上がっていることから、少なくとも 6a 層下部も断層変位を受けていると推定される。これに対して、上位の 5b 層及び 5a 層は断層構造を覆うように分布している。厳密には断層直上には 3b 層によって充填された溝の形成により５層が分布していないものの、断層の両側で５層基底面に高度差は認められない。また、3b 層基底にも変形は認められない。

西壁面では、明瞭な断層は認められないものの、縦糸 W6～W8 において８～6a 層下部が北に 40°程度傾斜し、その南方及び北方では傾斜を減じ、単斜状を呈する（図 71b，72b)。７層は縦糸 W5.5～W18.5 で、6b 層は縦糸 W4～W7.5 で、ともに傾斜区間を挟んだ両側で層厚に変化が認められないことから、本来ほぼ水平あるいは緩やかに北に傾斜して堆積した７層及び 6b 層が撓曲変形したものと考えられる。撓曲変形を挟んだ縦糸 W5～W9 間での７層及び 6b 層の基底面の落差はそれぞれ１ｍ程度及び１ｍ程度以上である。6a 層についても、東壁面と同様に、同層下部に層状に分布する粗粒部が 6b 層と調和的に北に傾

斜している。このことから、少なくとも 6a 層下部は撓曲変形していると推定される。これに対して、上位の 5b 層及び 5a 層は撓曲変形した７層及び６層を削剥し、それらを傾斜不整合に覆う（図 71b)。

ところで、西壁面の縦糸 W3.5 付近をトレンチ埋め戻し前に人力で約 90cm 掘り下げたところ、８層に到達せず、７層が１m 以上にわたって分布していることが確認された（図 71b)。これについては、縦糸 W4～W5.5 付近において 1) ８層と７層が断層関係で接している、2) ８層からなる斜面（断層崖の可能性もある）に７層がアバットしているなどの可能性が考えられるが、現状では詳細は不明である。

e) 断層活動イベント層準の認定とその時期

島田地区トレンチ壁面では 2016 年熊本地震に伴って生じた可能性のある開口割れ目と熊本地震に先行する活動による地層の撓曲変形及び断層変位が認められた。それらの断層活動イベント層準を新しいものから順に記載する。

最新活動（2016 年熊本地震）

東西両壁面で認められた開口割れ目はその分布位置と周辺の地表変位との関係から、上述したように 2016 年熊本地震に伴い形成されたものである可能性がある。ただし、壁面内にはこの地震に伴う明瞭な地層の変形は認められず、トレンチ掘削地点が地震断層出現位置及びその延長部である事実を知らずに調査した場合には、この開口割れ目を熊本地震と対応付けることは困難である。すなわち、仮に過去にも本地点において熊本地震と同様の地表変位（開口割れ目とその北側での緩やかかつ微小な傾動）が生じたとしても、イベントを認定し、その層準を特定することは困難といえる。

2016 年熊本地震に先行する断層活動イベント

トレンチ東西壁面では、2016 年熊本地震に先行する断層活動を示す明瞭な地層の変形が認められた。東壁面では断層変位、西壁面では撓曲変形と変形様式は東西壁面で異なるものの、いずれの壁面でも変形した８～６層（少なくとも 6a 層下部）を５層（6a 層上部の可能性もある）が傾斜不整合的に覆う共通した特徴が認められる。また、東西両壁面において、７層及び 6b 層の変形程度は同様であり、6a 層についても同層下部に分布する粗粒部の変形が７層及び 6b 層のそれと同程度であるようにみえる。

西壁面では 6a 層は縦糸 W7.5 付近から北方に向かって急激に層厚を増し、縦糸 W3 付近で層厚 1.3m 程度になるが、縦糸 W8 以南には 6a 層に対応する地層が分布していない（図 71b)。一方、東壁面でも 6a 層は縦糸 E6.5 以北で急激に層厚を増しており、西壁面と同様の分布を示す（図 71a)。これらの 6a 層の分布形態から、6a 層の少なくとも一部が変形した同層及び 6b 層にアバットしている可能性がある。この場合イベント層準は 6a 層内となるが、その位置を明確に示すことはできない（図 71a, 71b)。一方、東壁面縦糸 E7 及び西壁面縦糸 W8 以南に、それ以北と同等程度の厚さをもって分布していた 6a 層が侵食・削剥により欠如した可能性もある。その場合、イベント層準は 6a 層と 5b 層の境界の可能性がある。こうしたことから、島田地区トレンチで認められる明確な断層活動イベントのイベント層準は 6a 層内あるいは 6a 層と 5b 層の境界の可能性がある（図 71a, 71b)。

このイベントの時期については、確実に変形を受けている７層及び確実に変形を覆う5b層から採取した有機質堆積物の ^{14}C 年代値から、約15,760年前以降で約2,750年前以前あるいは約9,550年前以前と推定される。このようにイベントの上限値に大きな幅が生じた理由は、上述したように5b層から採取した有機質堆積物２試料の ^{14}C 年代値に大きな幅が生じ、そのどちらが5b層の年代として尤もらしいか判断することが困難なためである（表５）。なお、東壁面縦糸E3.5付近で6a層から採取した有機質堆積物試料が確実に変形を受けたものとするとその年代値はイベントの下限を与えるが、変形した地層をアバットしたものとするとその年代値は逆にイベントの上限を与えることになる。この試料採取位置が変形を受けた部分にあたるのか，それとも変形をアバットする部分にあたるのかは明確ではない。

f）活動履歴調査結果のまとめ

ｉ）布田川断層帯宇土区間における断層の位置及び形態

1.断層帯を構成する断層

布田川断層帯宇土区間は、その東端部付近において明瞭な地形表現が認められる北甘木断層とその西方延長部において重力異常の急変帯からその存在が指摘された宇土断層から構成される（図62）（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。

宇土断層の実在性及び更新世の活動は、その東端部では反射法地震探査及びボーリング調査により確認され（丸山・他，2016）、またその西部では重力異常の急変帯から推定された位置とは異なるものの反射法地震探査及び既存地下地質資料の検討により第四系に変位を与える断層群の存在を示唆する構造が認められている（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017）。なお、丸山・他（2016）は、反射法地震探査の結果、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では布田川断層帯布田川区間を構成するとされた木山断層が宇土区間においても伏在している可能性を指摘している。

北甘木断層は、複数の並走あるいは雁行する断層群からなり、それらは大局的に南から北甘木台地、沖積低地、櫛島集落及び東無田集落が立地する微高地、木山川低地の地形境界をなす（図63）（例えば，渡辺・他，1979；活断層研究会編，1980，1991；九州活構造研究会編，1989；池田・他，2001；中田・今泉，2002）。2016年熊本地震では、北甘木断層に沿って変位量は小さいものの累積変位地形と調和的なセンスの地震断層が出現した（図62，63）（例えば，Shirahama *et al.*，2016；Sugito *et al.*，2016；熊原・他，2017a；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017；丸山，2017）。

2.断層面の位置・形状

宇土区間東部の宇土断層東端部で実施した反射法地震探査から、宇土断層とその北方に木山断層の延長部の存在が推定された（丸山・他，2016）。両断層はそれぞれ地下１km以浅では高角度及び中～高角度で傾斜するが、宇土断層は北傾斜、木山断層は南傾斜と互いに向かい合うように傾斜する。

北甘木断層の走向方向の南西延長部は、宇土断層東端部で実施した反射法地震探査で顕著に認められた宇土断層の活動により形成された撓曲帯の南縁にほぼ一致している（丸山・他，2016）。

北甘木台地北縁を限る断層トレースを対象とした島田地区トレンチ調査の結果、変動地形学的に認定された北向きの断層崖の延長部であり、かつ 2016 年熊本地震の際に微小な北側低下の地表変位の出現位置の延長部において地層の北側低下の撓曲変形及び断層変位が認められた（図 63，64，71）。トレンチ壁面で計測した断層面は北東―南西走向で北に急傾斜する（図 71c）。

3.変位の向き

北甘木断層は、上述したように複数の並走あるいは雁行する断層群からなり、それらは南から北甘木台地と沖積低地の境界で北側低下の、沖積低地と微高地の境界で南側低下の、微高地と木山川低地の境界で北側低下の上下変位を示す（例えば，渡辺・他，1979；池田・他，2001）。2016 年熊本地震では、上述したように北甘木断層に沿って変位量は小さいものの累積変位地形と調和的な上下成分を伴う地震断層が出現した。なお、2016 年熊本地震で北甘木断層に沿って出現した地震断層は上下成分だけでなく、断層に直交する方向の開口成分及び右ずれ成分が系統的に認められた（例えば，文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017；丸山，2017）。

変動地形学的に認定された北向きの断層崖の延長部に位置し、2016 年熊本地震の際に微小な北側低下の地表変位が出現した位置の延長部において実施した島田地区トレンチ壁面には、先行する活動に伴う地層の北側低下の撓曲変形及び断層変位が認められた。先行する活動の際の横ずれ成分の有無とその量は不明である。

ⅱ）布田川断層帯宇土区間における過去の活動

1.平均変位速度

本調査からは、宇土区間の平均変位速度に関する新たな情報を取得することはできなかった。

2.活動時期

北甘木断層では、2016 年熊本地震に伴い変位量は小さいものの既存の活断層トレースに沿って変位地形と調和的なずれの向きを持つ地震断層が出現した（図 62，63）。したがって、北甘木断層の最新活動は 2016 年熊本地震である。ただし、地震断層を横断するように掘削した島田地区トレンチでは、2016 年熊本地震に伴う明瞭な地層の変形は認められなかった。

一方、島田地区トレンチ調査では、2016 年熊本地震とは異なり地層に明瞭な変形（構造性の起伏）を伴う断層活動イベントが認定され、その時期は約 15,760 年前以降で約 2,750 年前以前あるいは約 9,550 年前以前と推定された。このようにイベントの上限値に大きな幅が生じた理由は、変形を覆う地層のうち最も下位の地層（5b 層）から採取した有機質堆積物２試料の ^{14}C 年代値に大きな幅が生じ、そのどちらが 5b 層の年代として尤もらしいか判断することが困難なためである（表５，図 71）。

ところで、トレンチ壁面内において、北への傾斜及び断層変位が認められた７層、6b 層、6a 層の下部は、いずれも変形帯で層厚の変化が認められず、また変形程度にも差異

が認められない（図 71）。こうしたことから、７層堆積後で 6a 層下部堆積前には地表に明瞭な変形を伴う断層活動は生じなかった可能性がある（表 5）。

3.一回の変位量

島田地区トレンチにおいて北側低下の断層が出現した東壁面での７層及び 6b 層の基底面の断層による鉛直隔離はそれぞれ約 40cm 及び約 50cm であり、引きずり変形を含めた各層の基底面の落差はいずれも 60～80cm 程度である。（図 71a）。一方、単斜状の変形が生じた西壁面における７層及び 6b 層の基底面の落差はそれぞれ１ｍ程度及び１ｍ程度以上である（図 71b）。ただし、6a 層と覆う５層の境界は傾斜不整合であり、両層の堆積間隙に生じたイベントの回数は不明である。したがって、上述した７層及び 6b 層の鉛直隔離・落差は一回で生じたと仮定した場合の上下変位量である。この場合、変位量は 2016 年熊本地震に伴う地表変位に比べ有意に大きく、同一地点においてイベントごとに変位量が異なる可能性を示す。

4.平均活動間隔

島田地区トレンチ壁面では、2016 年熊本地震に伴う地層の変形が明確でないことから、同地震と同様の地震が過去に発生していたとしてもその存在や発生時期を明らかにすることは困難である。そのため、活動間隔を推定することができない。一方、島田地区において先行する断層活動イベントとした地層に明確な変形が生じたイベント発生以降、2016 年熊本地震まで断層活動イベントが存在しなかったとすると、その活動間隔は、最大で約 15,830 年、最短で約 2,820 年（約 9,620 年の可能性もある）と推定される。ただし最短の場合には、先行する断層活動イベントとさらに先行するイベントの活動間隔に比べて有意に短く、活動間隔に顕著なばらつきが存在することになる。

5.活動区間

島田地区トレンチ調査の結果、北甘木断層において明瞭な変形を伴う断層活動イベントの発生は、約 15,760 年前以降で約 2,750 年前以前（約 9,550 年前以前の可能性もある）と推定された。これは、これまでに隣接する布田川断層帯布田川区間（Lin *et al.*, 2017）及び日奈久断層帯高野―白旗区間（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017）で報告されている 2016 年熊本地震に先行する活動のうち最も新しいものより有意に古い。したがって、布田川区間と高野―白旗区間の先行する活動の際には、少なくとも北甘木断層のうち本調査の対象とした北甘木台地北縁を限る断層は活動しなかった可能性がある。ただし、上述したように、島田地区トレンチ壁面では、2016 年熊本地震に伴う地層の変形が明確ではないことから、同地震と同様の地震が過去に発生していたとしてもその存在や発生時期を明らかにすることは困難である。そのため、布田川区間と高野―白旗区間の先行する活動の際に北甘木断層が活動した可能性は完全には否定できない。

2016 年熊本地震では、布田川断層帯布田川区間、日奈久断層帯高野―白旗区間に加えて、北甘木断層沿いでも地震断層が出現した（図 62，63）（例えば，Shirahama *et al.*, 2016；Sugito *et al.*, 2016；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2017；丸

山，2017)。しかしながら、本地震に伴う北甘木断層沿いの地震断層は変位量が小さく、連続性にも乏しい。地震断層を横断するように掘削した島田地区トレンチ壁面では、わずかに地表付近で検出された開口割れ目が 2016 年熊本地震の痕跡の可能性として認められた。一方、約 15,760 年前以降で約 2,750 年前以前（約 9,550 年前以前の可能性もある）に生じた断層活動イベントは、変位地形と調和的な北側低下の地層の変形を伴っており、2016 年熊本地震で出現した地震断層とは異なり、断層トレース沿いの累積変位地形の形成に大きく寄与した活動と考えられる。すなわち、宇土区間北甘木断層では 2016 年熊本地震とは異なるタイプのより地表での変位量の大きい活動が存在したと推定される。その際には、宇土区間を構成する宇土断層と同時に活動した可能性、あるいは隣接する布田川区間及び（または）高野―白旗区間が同時に活動した可能性がある（図 62)。

4) 日奈久断層帯横ずれ変位速度調査地の検討

日奈久断層帯の横ずれ変位速度を推定するための調査地の検討を行った。横ずれ変位速度の推定には、横ずれ変位量が計測できる地形とその地形の編年が必要となる。日奈久断層帯沿いでは、右横ずれのセンスを示す河川の屈曲が多数認められている（後藤・他，2018、熊原・他，2017a)。特に娑婆神峠から南の日奈久区間では、断層は沖積低地と山地の境界をなし、山地から流出する河川あるいは山地内において屈曲する様子が認められている。しかし、これらは変位量の推定ができても、その編年が難しく、変位速度の推定に適さない。一方、宇城市東部の娑婆神峠の北側から高木の区間では、低位～中位の段丘面が分布し（図75)、これらの段丘面の年代から変位速度の推定が可能とみられる。注意すべきは、高野-白旗区間中央部では本体から東側に並走する断層が現れるため、断層帯の変位速度推定のためにはそれらすべての断層線について変位速度を求める必要があるという点である。したがって、断層が分散しておらず、かつ段丘面に変位が認められる場所として挙げられるのが、娑婆神峠から小畑の区間となる（図76)。この地点では、横ずれに伴う三角末端面や横ずれ谷、閉塞丘といった典型的な変位地形が認められ、段丘崖のずれから変位量の推定が可能である。また、それらの谷は段丘面を下刻して形成されていることから、段丘面の年代がわかれば変位速度が推定できる。

今後の予定としては、本地点の詳細な地形分類および地形地質調査を行い、断層の変位量を正確に見積もる。また、段丘堆積物とそれを覆う堆積物についてボーリング調査を実施し、火山灰分析などにより段丘面の編年を行う。最終的にそれらのデータを総合的に判断し、変位速度の推定を行うこととする。

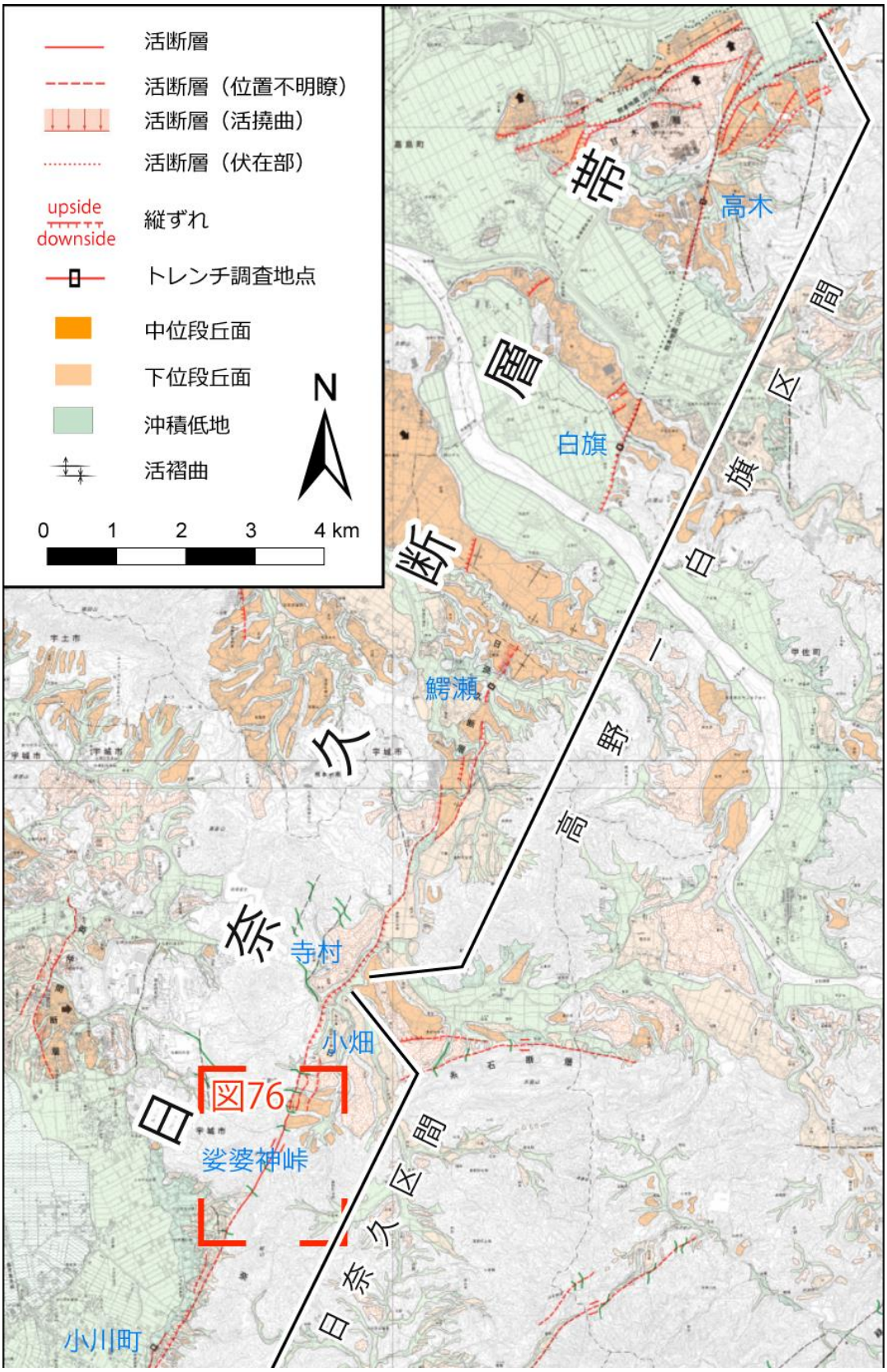
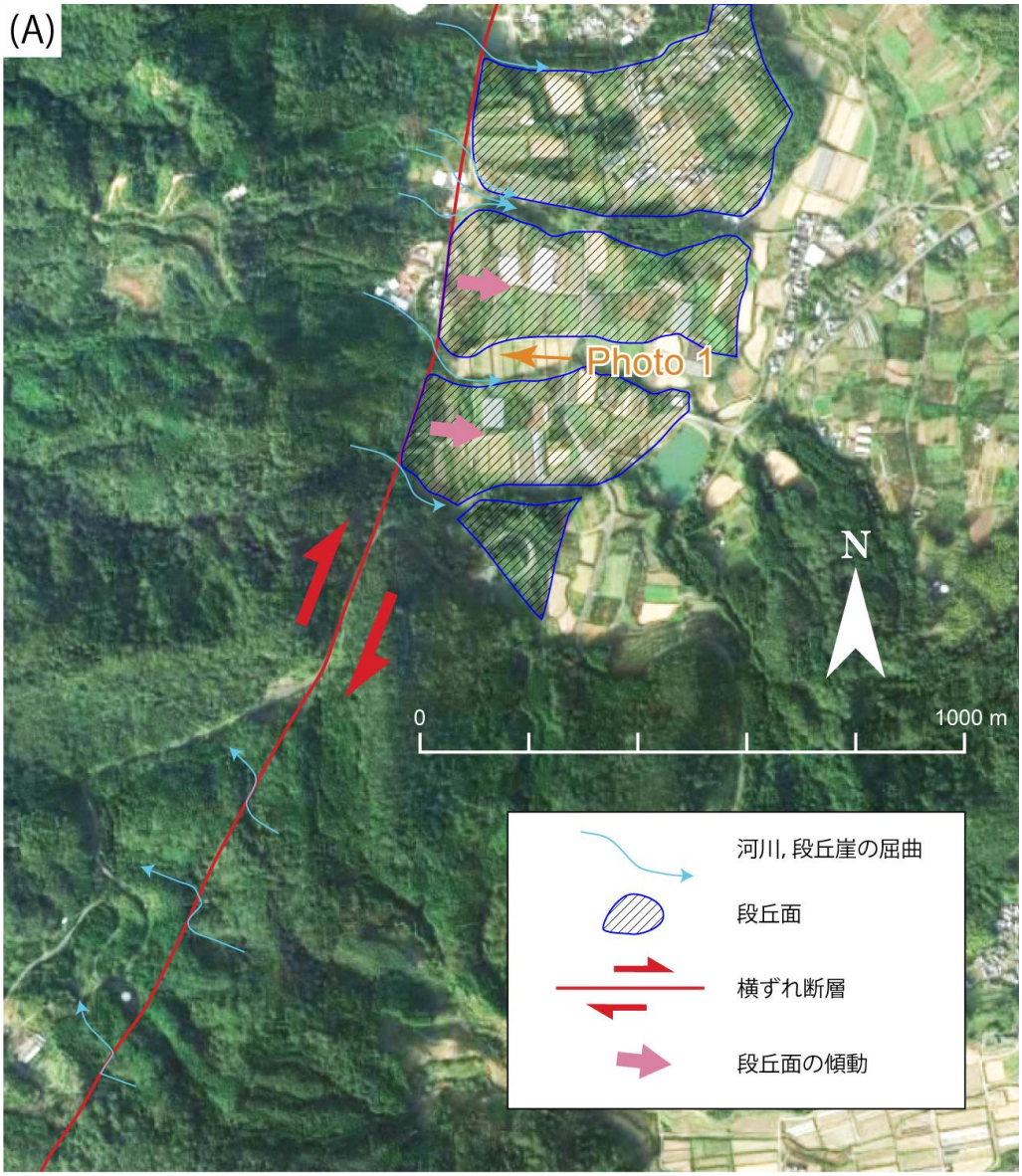


図75. 日奈久断層帯北部の断層位置

基図は都市圏活断層図「熊本（改訂版）」（熊原・他，2017a）、および「八代（改訂版）」（後藤・他， 2018）を使用した。



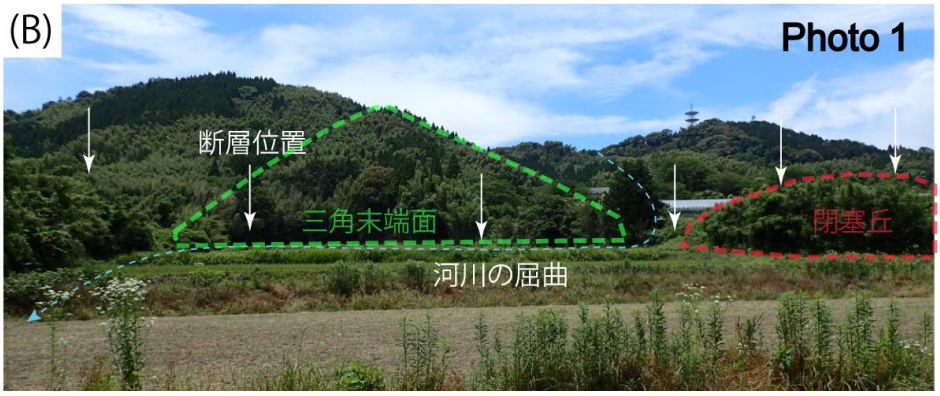


図76. 娑婆神峠付近の地形概要

（A）娑婆神峠付近の空中写真（Google Earth、 2017 年 3 月 26 日取得）。横ずれ断層による河川や段丘崖の系統的な右横ずれ（水色矢印）、段丘面（斜線部）の変形が認められる。（B）正面に三角末端面、右手の段丘は閉塞丘と見られる。河川は水色点線に沿って屈曲して流れる。

5) 八代市川田町西（日奈久断層帯日奈久区間）における活動履歴調査

a) 地形地質調査およびボーリング調査に基づく活動履歴調査地の検討

日奈久断層帯日奈久区間（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013）は、宇城市豊野町山崎付近から南南西に向かって芦北町田浦の御立岬付近まで伸びる直線的な活断層である（図 77)。平成 28 年度に日奈久断層帯で実施した活動履歴調査では、高野-白旗区間の山出トレンチにおける最新活動時期（約 800～1,400 年前）と日奈久区間の南部田トレンチにおける最新活動時期（約 1,100～1,900 年前）が同じ時期である可能性が出てきた（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、2017)。一方で、日奈久区間の椚地点で行われた既往調査（下川・衣笠、1999）の結果に基づき、日奈久区間の最新活動時期が約 2,000～8,400 年前の間であると推定されており（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013)、同区間内における活動区間設定の再検討が必要となってきた。さらに、日奈久区間における最新活動時期と活動間隔の推定精度を上げることにより、将来の地震発生の可能性を再評価することは、八代市を中心とする周辺地域の地震防災上の大きな関心事となっている。これらの状況を考慮し、従来、活動履歴に関する情報が不足している日奈久断層帯日奈久区間の椚地点周辺もしくはそれ以南において活動履歴調査を実施することとした。

既往文献（中田・他、2001；中田・今泉編、2002）および現地における地形地質調査の結果、八代市川田町西地点（図 77, 図 78）においてトレンチ調査を実施することとした。この地点には形成年代が新しい扇状地が分布していて断層変位地形が認められないため、トレンチ調査に先立って掘削位置を決定するための群列ボーリング（5 孔：KTM-1～KTM-5）を実施した。また、予備の調査候補地点として平山新町地点（図 79）を選定し、層序確認のためのボーリング 2 孔（HYS-1, HYS-2）を掘削した。

ボーリング調査

川田町西地点では、日奈久断層を横断する方向に測線を設定し、5 カ所で掘削を行った。掘削位置は、山側（東側）から順に、KTM-1 から KTM-4 を配置し、断層通過地点を限定するために KTM-5 を KTM-1 と KTM-2 の間に追加で掘削した（図 78)。KTM-1 は山地斜面の麓から約 20 m 離れた位置であり、各孔の間隔は KTM-1 から西へ向かって順に約 9.2 m、4.3 m、10 m、15 m とした。掘削深度は、KTM-1 が 7 m、KTM-5 が 11 m、KTM-2 が 6 m、KTM-3 が 6 m、KTM-4 が 9 m とした。平山新町地点では、周辺の断層変位地形（鞍部，水系の屈曲）の分布から日奈久断層が通過すると思われるところを挟んで 2 カ所で掘削を行った（図 79)。山側を HYS-1、平野側を HYS-2 とした。掘削深度は、HYS-1 が 10 m，HYS-2 が 8.5 m とした。

それぞれの地点で掘削したボーリングコアから採取した試料について、放射性炭素年代測定を実施した。測定は、株式会社地球科学研究所（Geo Science Laboratory：以下 GSL と表記）を通してベータアナリティック社に依頼した。得られた年代値は、OxCal 4.3(Bronk Ramsey, 2009)を使用し、較正曲線に INTCAL13（Reimer et al., 2013）を参照して、暦年較正を行った（表 7)。以下の本文中に出てくる年代値は、暦年較正値の 2σ の範囲の年代である。

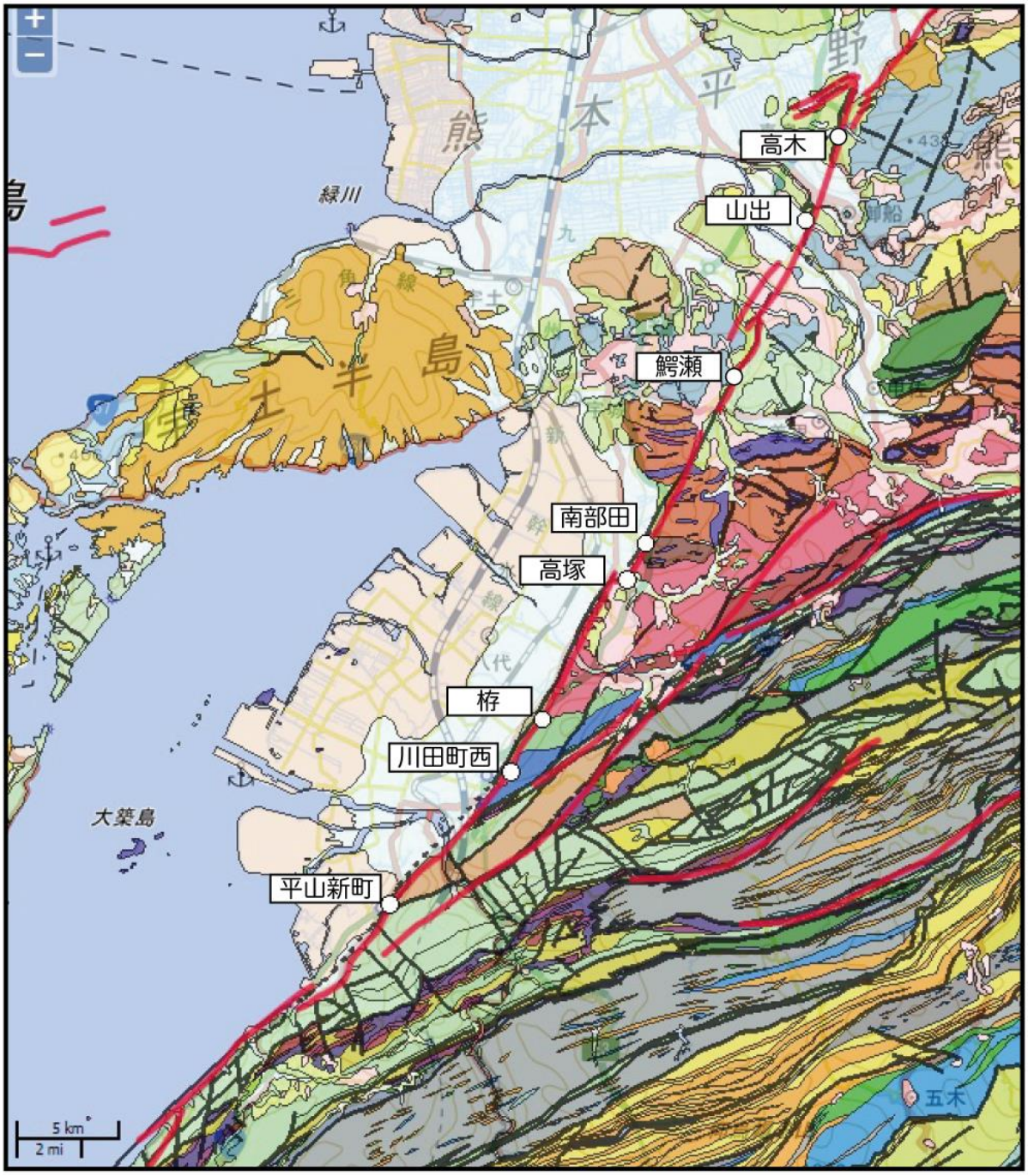


図 77 日奈久断層帯における調査地点位置図

地理院地図を基図として、シームレス地質図の地質情報と活断層データベースの断層線を重ね、活断層調査地点を丸印で示した。

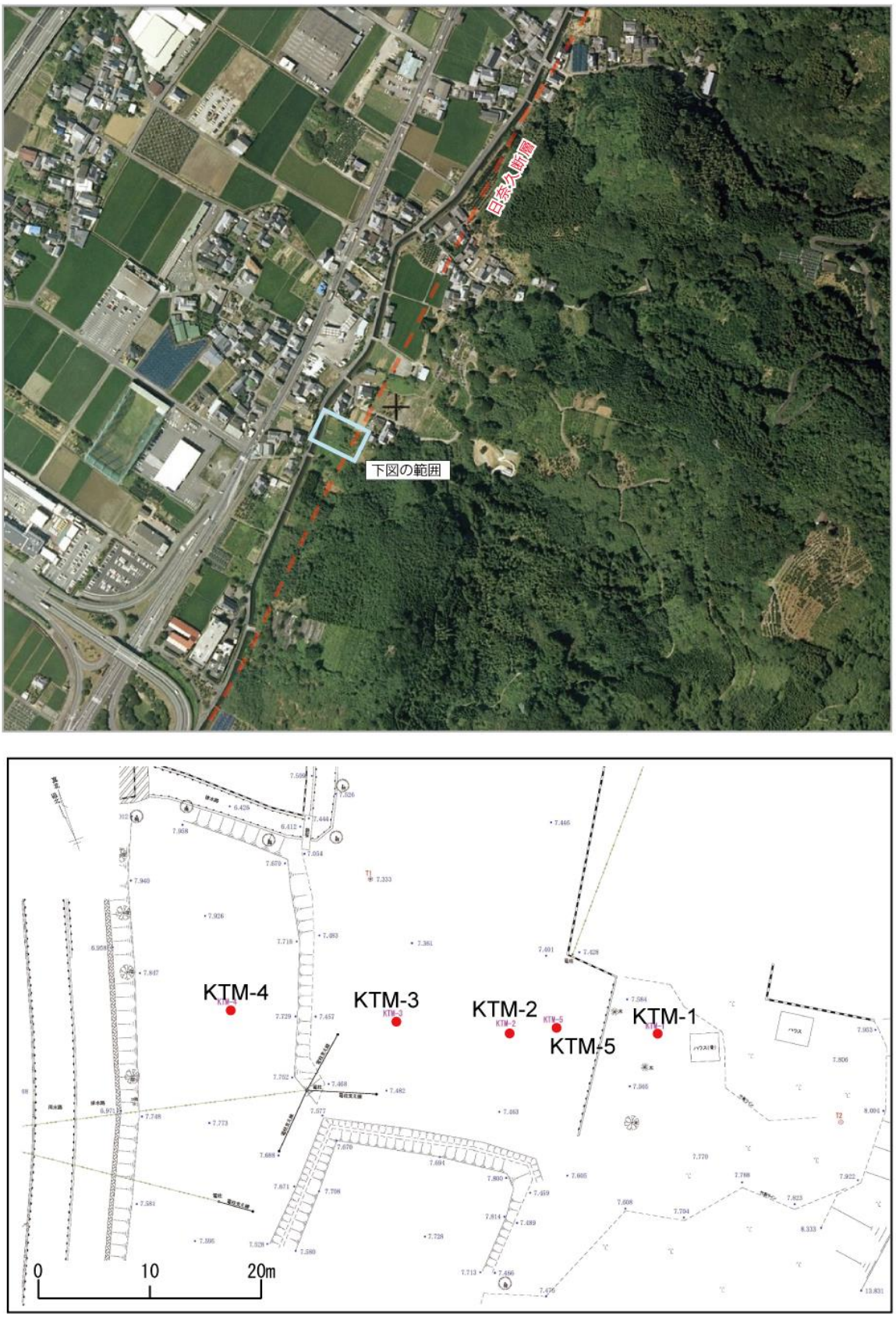


図 78 川田町西地点付近における日奈久断層の分布とボーリング掘削地点

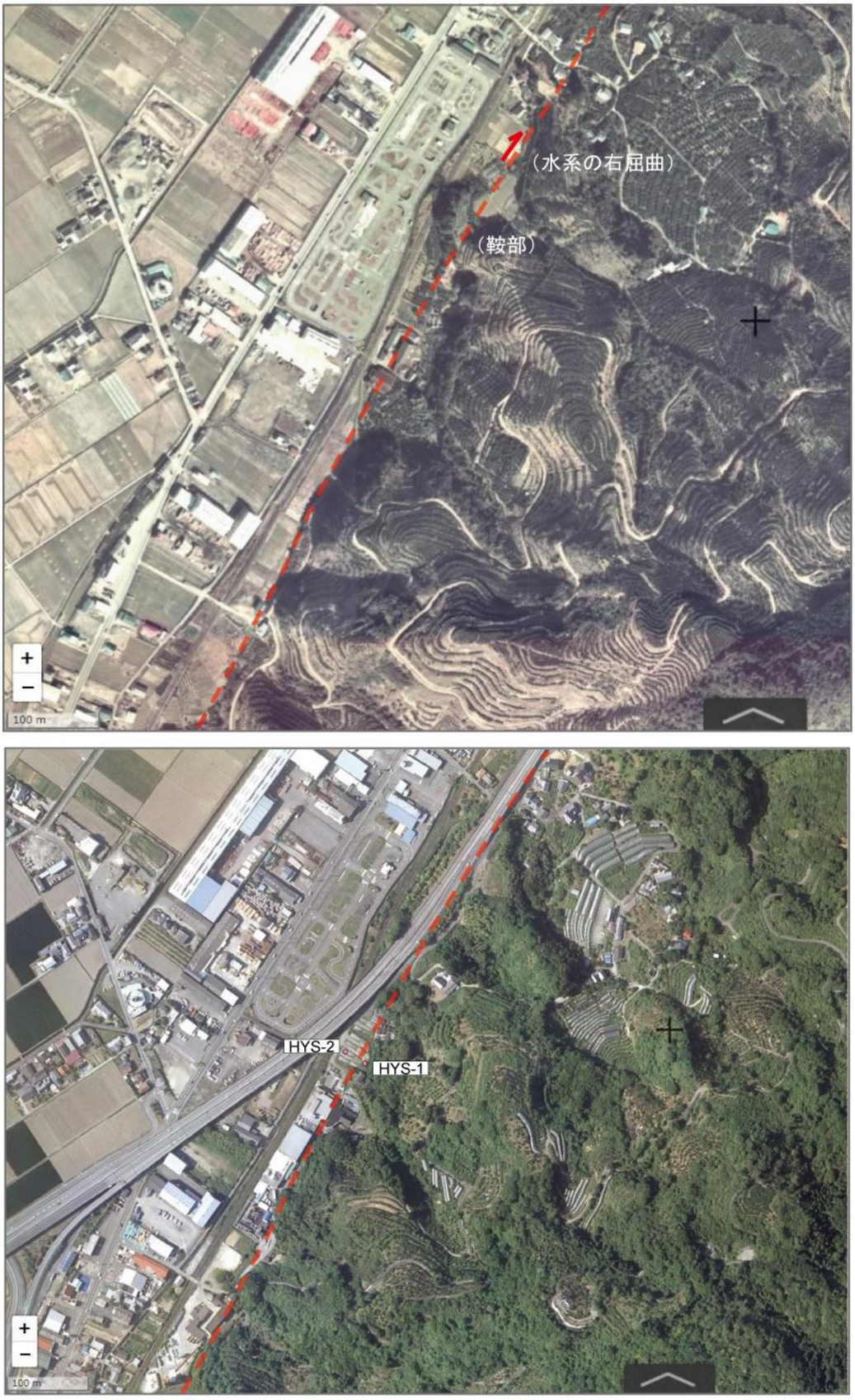


図 79　平山新町付近における日奈久断層の分布とボーリング掘削位置
　上は 1974 年に、下は 2007 年に，いずれも国土地理院が撮影した空中写真

川田町西地点で掘削したボーリングコアの写真を図 80，柱状図を図 81 に示す。また、ボーリング掘削調査を踏まえて作成した地質断面図を図 82 に示す。KTM-4 を除く各孔からアカホヤ火山灰（約 7,300 年前に降下；町田・新井、2003）がみつかった。KTM-2 および KTM-5 では、アカホヤ火山灰は軽石質の下部ユニットと細粒なガラス質火山灰の上部ユニットに区分される。また、この火山灰の上位に位置する腐植質シルト層の最上部付近から採取した材からは 6,893-7,156 cal.yBP（KTM-1_3.30）、6,741-6,908 cal.yBP（KTM-2_4.17）、またアカホヤ火山灰の上下のユニットの境界から採取した材からは 6,988-7,169cal.yBP（KTM-2_5.45）の年代値がそれぞれ得られた（表 7）。KTM-1、KTM-5 および KTM-2 のコアで、アカホヤ火山灰と腐植質シルト層の出現深度を比較すると、KTM-5 と KTM-2 ではいずれもほぼ同じ深度に分布するのに対し、KTM-1 ではいずれの層準も約 1 m 高い位置に分布する。このような地層の出現深度の差異は通常の堆積作用では考えにくく、断層運動によって地層の高度差が生じた可能性が高いと考えられる。また、KTM-5 のコアの深度 8-9 m では、地層が 60-70 度で傾斜しており、断層による変形である可能性が想定される。以上より、KTM-1 と KTM-5 の間付近を日奈久断層が通過している可能性が高いと判断し、その付近を中心としてトレンチを掘削することとした。

平山新町地点で掘削したボーリングコアの写真を図 83，柱状図を図 84 に示す。また、ボーリング掘削調査を踏まえて作成した地質断面図を図 85 に示す。HYS-1 では基盤の礫岩を確認したが、HYS-2 では基盤に到達する深度まで達していない。両孔の層相に共通してみられる鍵層がないため 2 本のボーリングでは断層の存非の判断が難しいことと、両孔ともに地表から深度 3 m 程度まで人工物を含む盛土や埋土が分布していることから、この地点においてトレンチ調査を実施するのは困難であると判断した。

KTM-1



KTM-2



図 80 川田町西地点群列ボーリングのコア写真

KTM-3



KTM-4

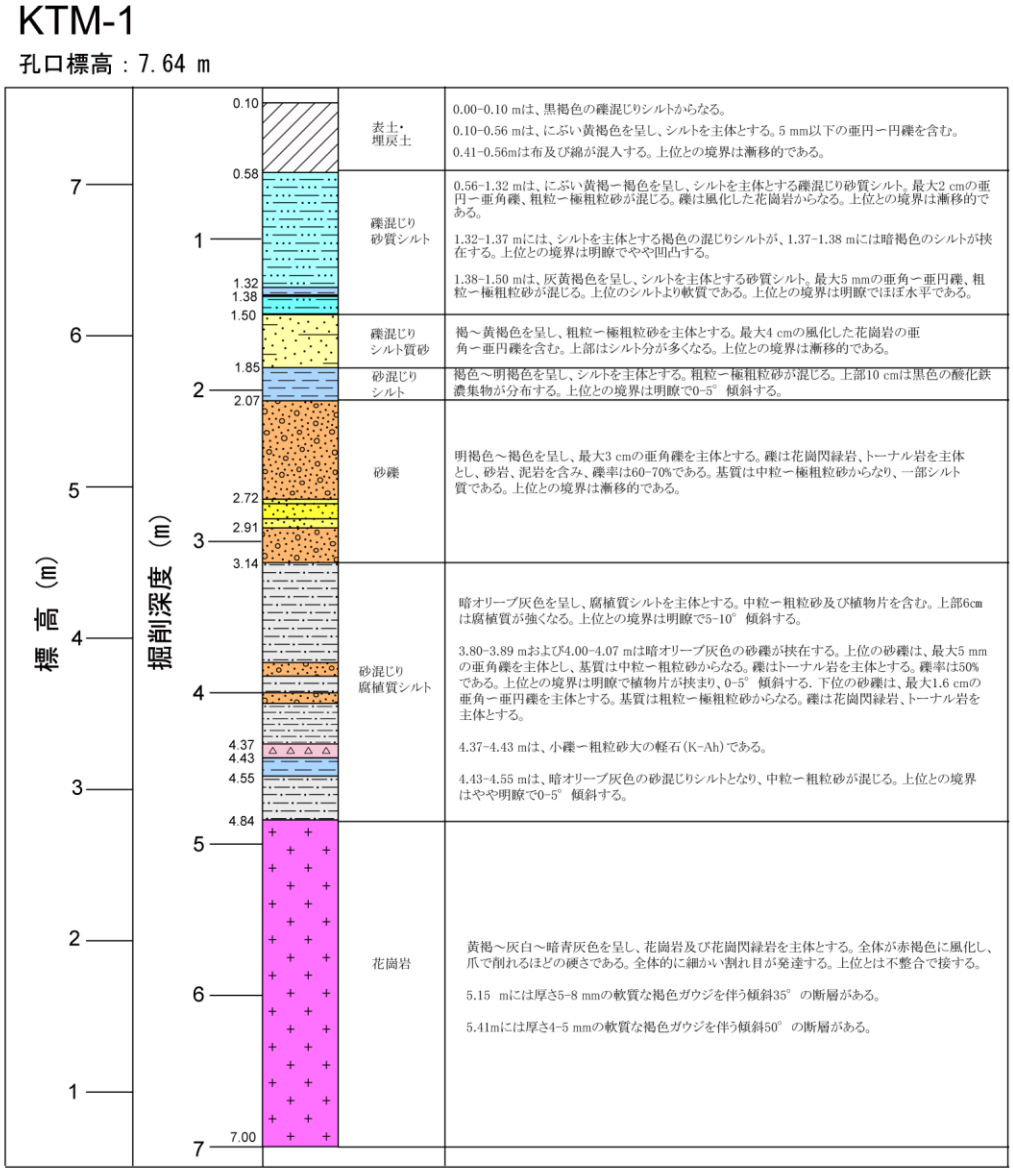


図 80 川田町西地点群列ボーリングのコア写真（続き）

KTM-5



図 80 川田町西地点群列ボーリングのコア写真（続き）



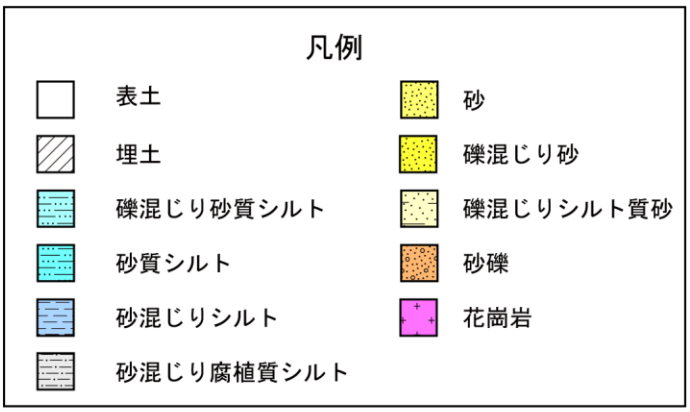


図 81　川田町西地点の群列ボーリング柱状図

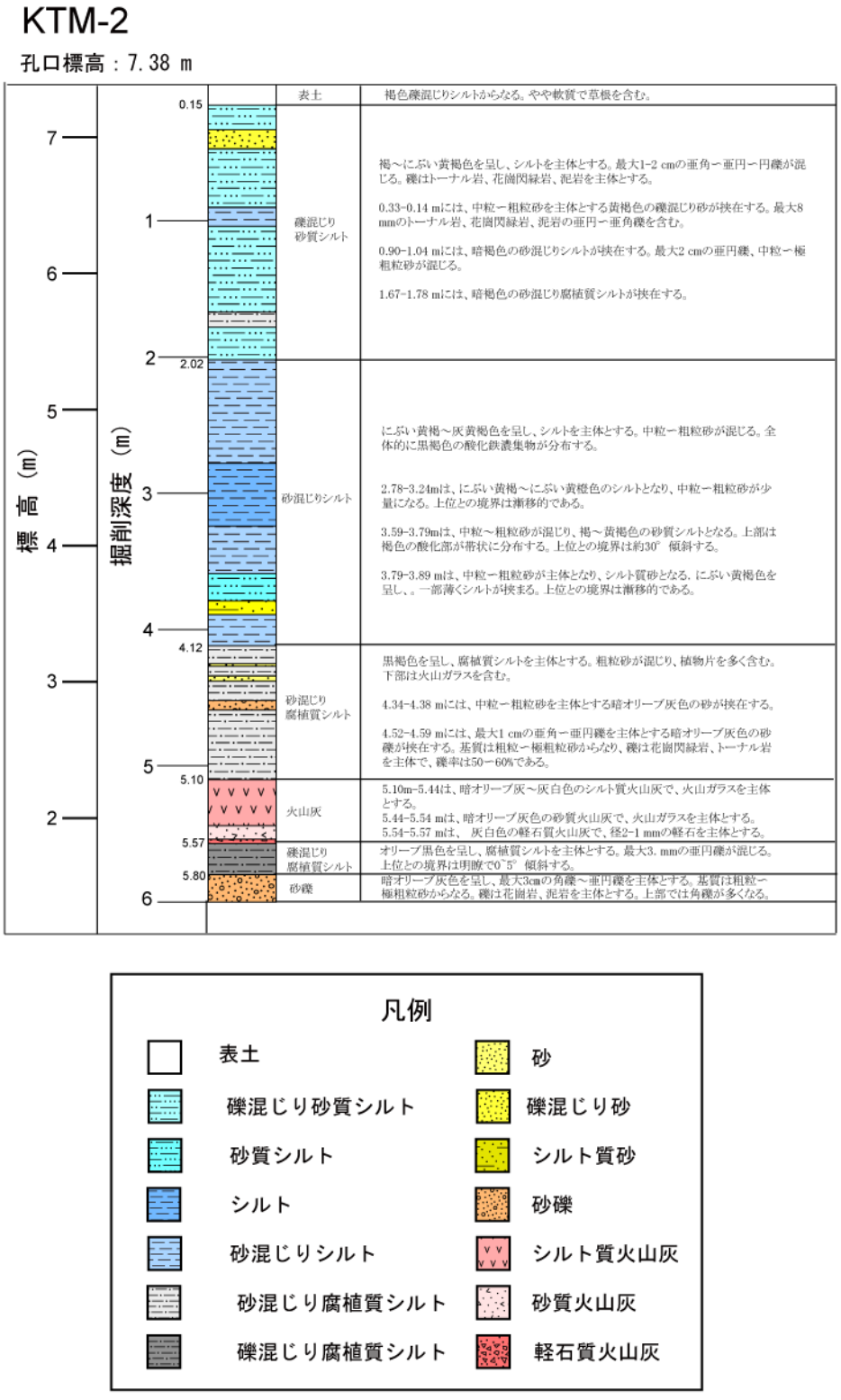


図 81　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

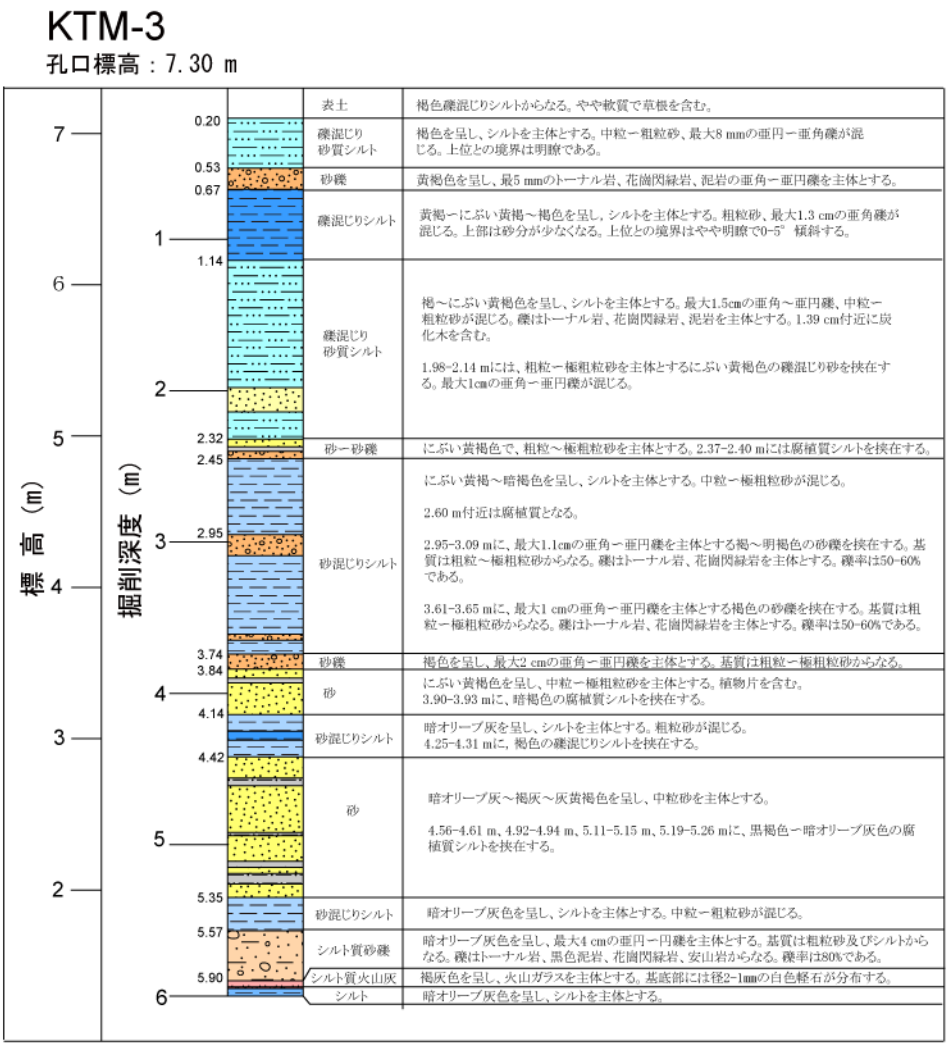
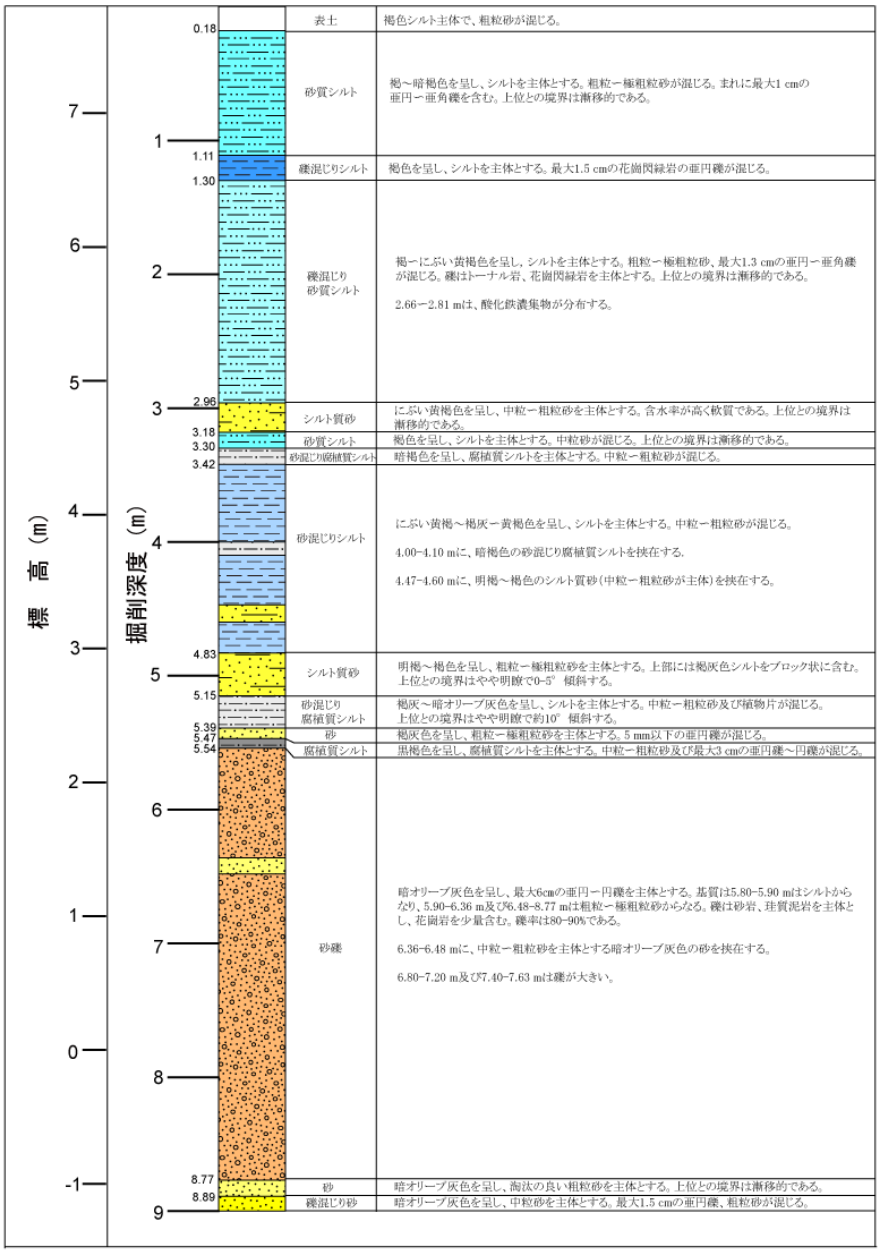


図 81　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

KTM-4

孔口標高：7.80 m



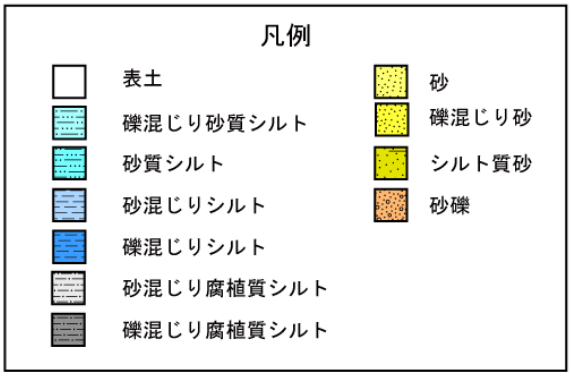


図 81　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

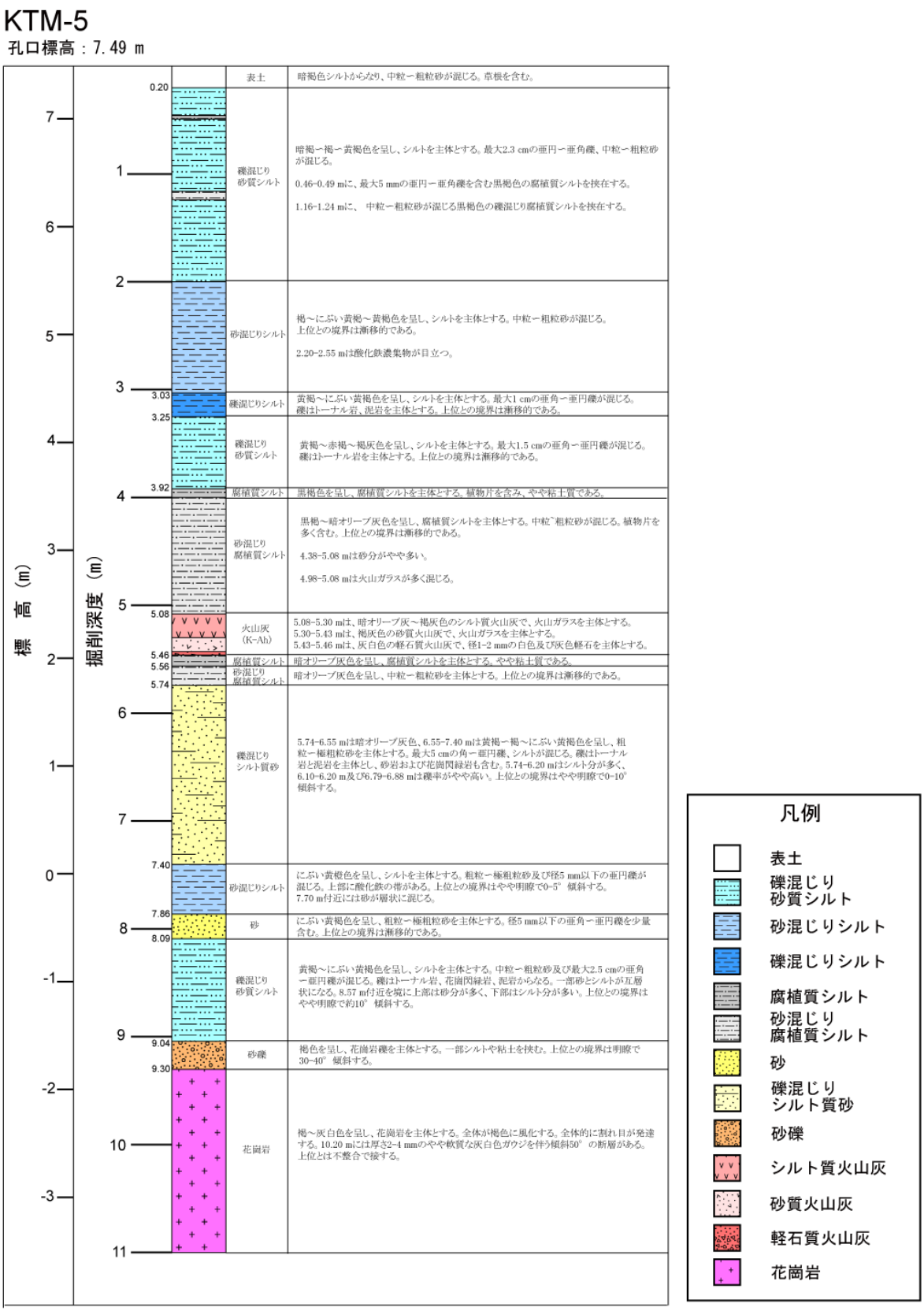


図 81　川田町西地点の群列ボーリング柱状図（続き）

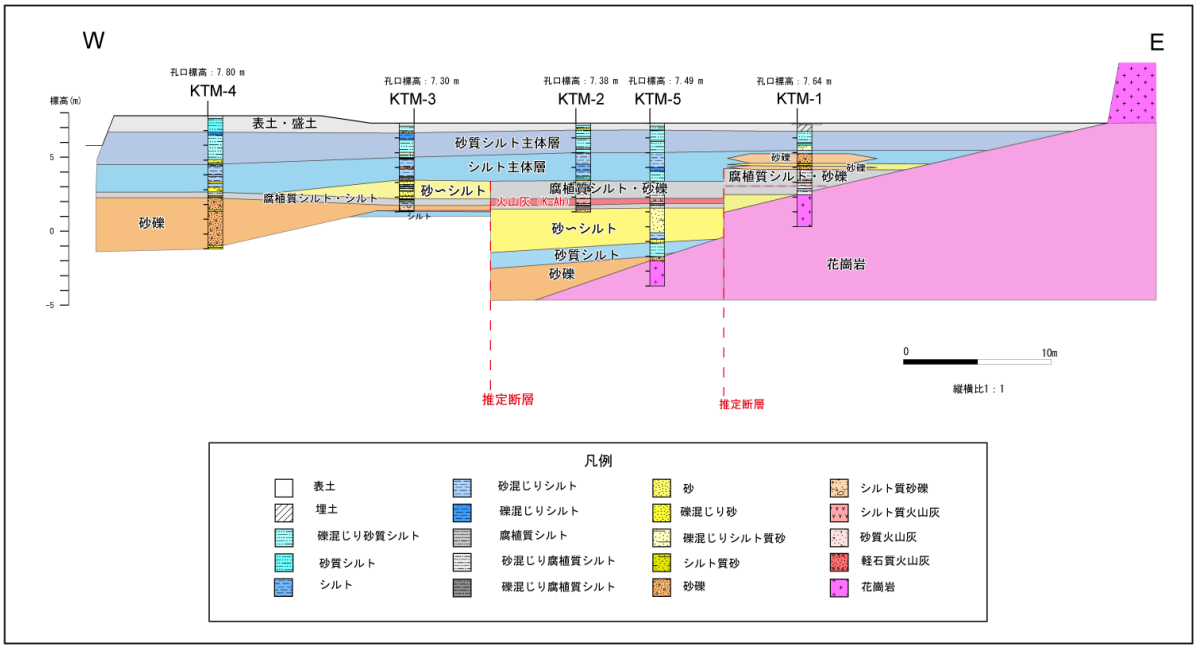


図 82　群列ボーリング結果に基づく川田町西地点の地質構造断面推定図

表７　日奈久断層調査で得られた放射性炭素同位体年代測定結果

測定は株式会社地球科学研究所を通して Beta Analytic 社に依頼した。得られた年代値は、OxCal 4.3(Bronk Ramsey, 2009)を使用し、較正曲線に INTCAL13 (Reimer et al., 2013) を参照して、暦年較正を行った。暦年較正値は２σの年代幅を示す。

試料名	種類	層準	測定値 (yBP)	暦年較正値 (cal.yBP)	備考
S10.20_L4.35	Wood	E-3a	6,100±30	6,884-7,085	増し掘り時
S10.50_L4.60	Wood	E-3a	6,070±30	6,846-7,138	増し掘り時
S10.55_L4.95	Wood	E-3b?	6,200±30	7,000-7,210	増し掘り時
S11.45_L4.70	Wood	E-3b?	6,140±30	6,951-7,158	増し掘り時
S10.25_L4.42	Wood	E-3a	6,080±30	6,805-7,147	増し掘り時
KTM-1_3.30	Wood	E-3a?	6,110±30	6,893-7,156	
KTM-2_4.17	Wood	E-3a?	5,990±30	6,741-6,908	
KTM-2_5.45	Wood	(K-Ah)	6,180±30	6,988-7,169	



図 83　平山新町地点ボーリングコア写真

HYS-2



図 83　平山新町地点ボーリングコア写真（続き）

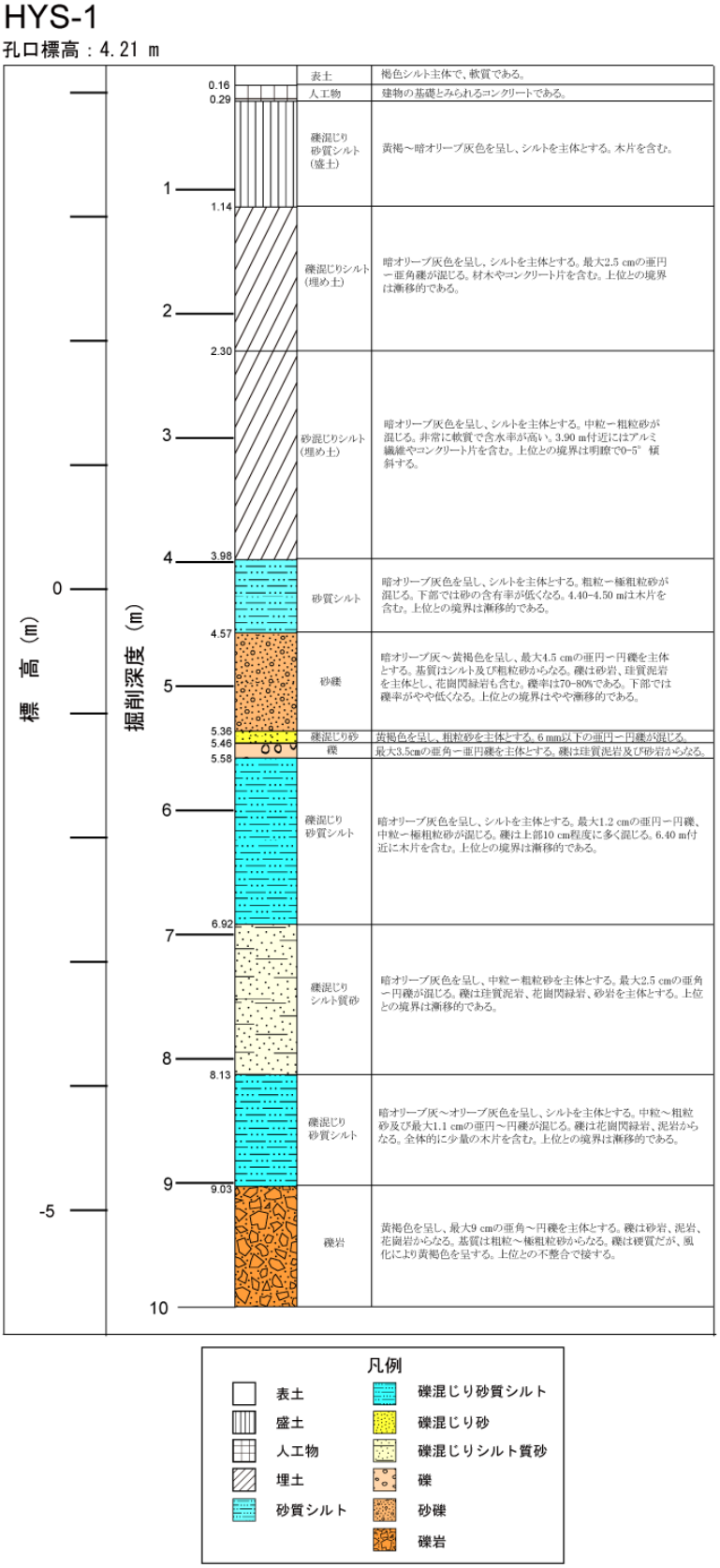


図 84　平山新町地点ボーリング柱状図

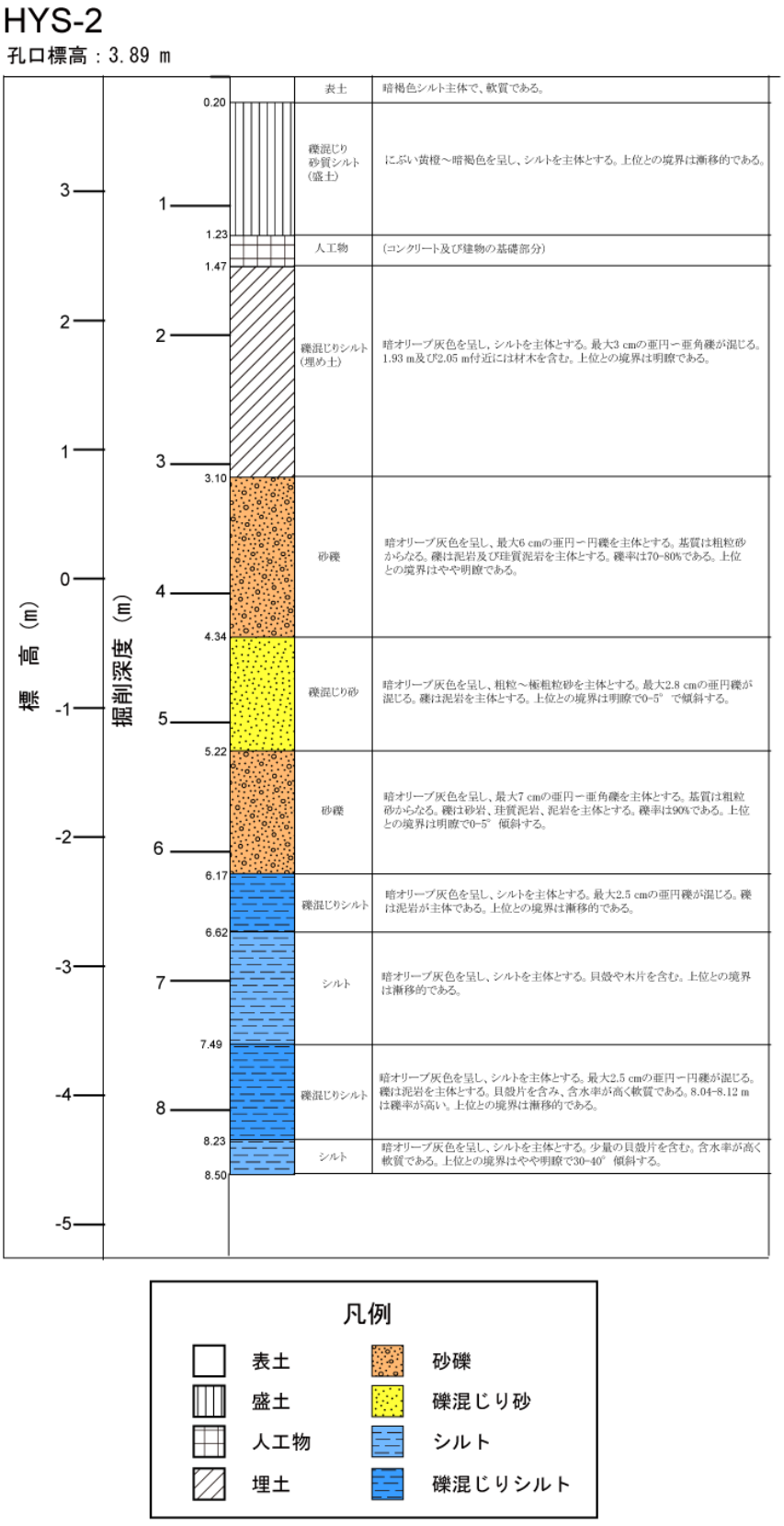


図 84　平山新町地点ボーリング柱状図（続き）

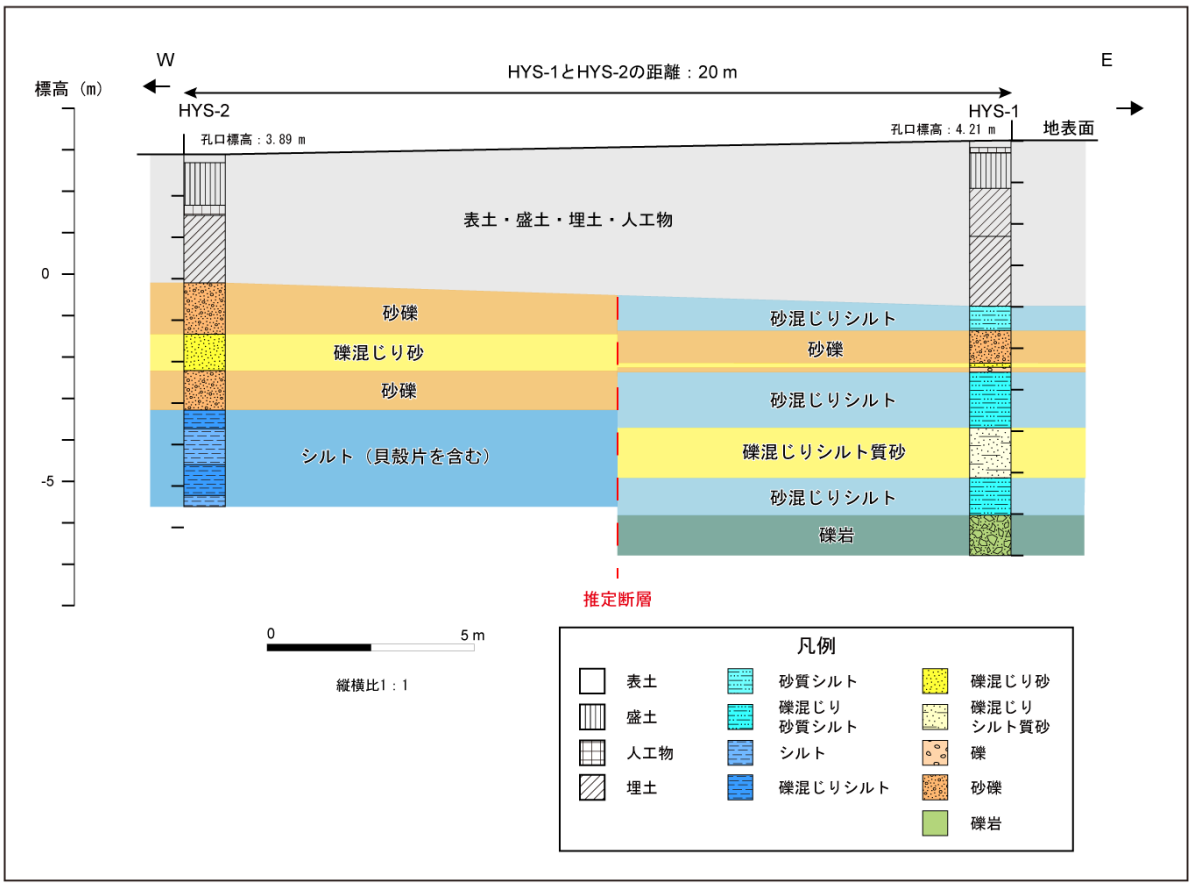


図 85　ボーリング調査結果に基づく平山新町地点の地下地質構造推定断面

b) トレンチ壁面の地層と地質構造

川田町西地点における群列ボーリング調査から、KTM-1 と KTM-5 の間を日奈久断層が通過すると想定して，深さ 3.5 m，長さ 23 m，幅 8 m のトレンチを掘削した（図 86)。断層直交方向の 2 つの壁面（北面、南面）と山側の壁面（東面）の観察を行い、観察された地層を A 層～E 層の 5 層に大別した。また、それぞれ層相に基づき細分した。以下では、A 層から E 層の層相の概要と包含される遺物等についてのみを記載し、細分した各層準の記載は表 8 に示す。観察を行ったトレンチ壁面の北面の写真とスケッチを図 87 に、南面の写真とスケッチを図 88 に示す。

A 層は、地表から深度 50 cm程度までに分布する耕作土もしくは人工改変を受けた地層である。塊状かつ不均質で植物の根茎が著しく発達し、人工物（瓦片，陶磁器片，ビニール片など）が多く含まれる。A 層は腐植の混入の程度の違いから、腐植を多く含む上部の A-1 層と比較的に腐植が少ない A-2 層に細分される。

B 層は、礫、砂、シルトからなる地層で、上位から順に B-1a 層～B-1d 層，B-2a 層～B-2d 層の 8 層に細分される。B-1 層，B-2 層ともに砂礫、砂、シルトからなるが、B-1 層の方がより多く人工改変の影響を受けており、B-2 層の方が比較的細粒である。B-1 層の下底は起伏に富んでおり、人工的に削って形成された段差や溝を埋めていると想定される。

C 層は、礫、砂、シルトからなり、層厚は約 2 m である。層相に基づき、C-1 層から C-4 層の 4 層に細分される。C-3 層は腐植質であり、旧表土であると考えられる。C-3 層には、土師器片や磁器片がまれに含まれる。

D 層は、砂、シルトからなり、層厚は約 1.5 m で、トレンチ壁面の西寄りに分布する。D 層は、D-1 層、D-2a 層～D-2e 層，D-3a～D-3c 層の 9 層に細分される。

E 層は礫、砂、シルトからなり、層相に基づき、E-1a 層～E-1d 層，E-2a 層～E-2c 層，E-3a 層～E-3b 層の 9 層に細分される。E-1b 層～E-1d 層には、明赤褐色の土器片が所々に含まれている。トレンチの東寄りの部分のみに分布している E-3a 層に分類された腐植質シルトは、群列ボーリング調査によって確認された腐植質シルト層に対比される（図 89)。

c) 断層活動イベント層準の認定とその時期

トレンチ壁面の観察に基づくと、断層活動イベントと関連付けられる地質構造は、E-2b 層の腐植質シルト層にみられる高度差約 1 m の上下変形である。この腐植質シルト層は本来ほぼ水平に堆積していたと思われるが、北面では N7 付近から、南面では S8 付近から幅約 2 m の範囲内で西へ向かって分布高度を減じ、その西側でほぼ同じ高度で分布する。埋め戻し作業を行う際に増し掘りを行ったが、スケッチに描かれているトレンチ底からさらに約 1 m 下方へ掘削しても単斜構造しか認められず、断層構造は確認できなかった（図 90)。この変形構造を覆う地層について、直上の E-2b 層や E-2a 層は変形を被っているかどうか判断が難しいため、E-1c 層が変形構造を覆う地層のなかで最も下位の層準であると考えられる。

なお、トレンチ西寄りでは、D-3b 層および D-3c 層が西方へ向かって傾き下がっているようにみえるが、この付近を下方に増し掘りした結果、E-3a 層に相当する腐植質シルト層の上面高度に変化がみられずに連続して分布していることが確認された。したがって、

これらの地層の構造は、断層運動による変形ではなく、D 層内の堆積構造であると判断した。

断層活動時期について、上下変形を受けている層準（E-3a 層）からは、約 6,700-7,000 cal.yBP の年代が得られている。したがって、本地点において断層活動が生じたのは約 6,700-7,000 年前以降であると推定される。一方、この変形構造を覆っている地層のうちで最も古い地層は E-1c 層である。この層準からは縄文時代中期のものと推定される土器片（時代検証は熊本県教育庁の方による）が多数出土しており、堆積時期は約 5,000 年前以降であると推定される。出土した土器片はいずれも破片であるので再堆積したものである可能性が残る。同層準から採取した試料の放射性炭素同位体年代については現在分析依頼中である。

川田町地点の群列ボーリング調査では、KTM-5 の深度 8-9 m に断層運動によって変形したと考えられる急傾斜した地層境界が観察された。この急傾斜した地層は、今回のトレンチ壁面で観察された変形構造よりも多くの断層運動による変形を被っている可能性があり、この地点における断層運動の累積性が示唆される。ボーリングコアでの観察結果だけであり、この層準から年代測定が可能な試料が得られなかったことから、今回の調査結果のみから最新活動以前の断層活動時期に関する議論を深めることができない。



図 86　川田町西地点トレンチの平面図

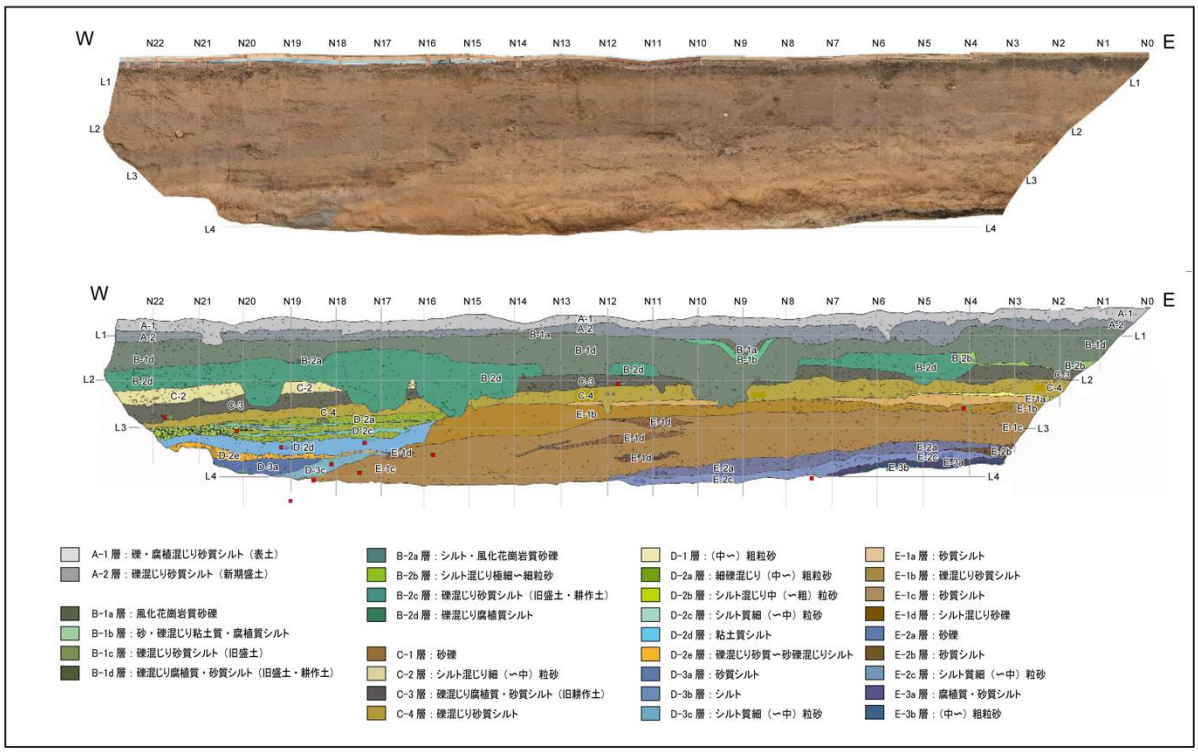


図 87　川田町西トレンチ北面の写真とスケッチ

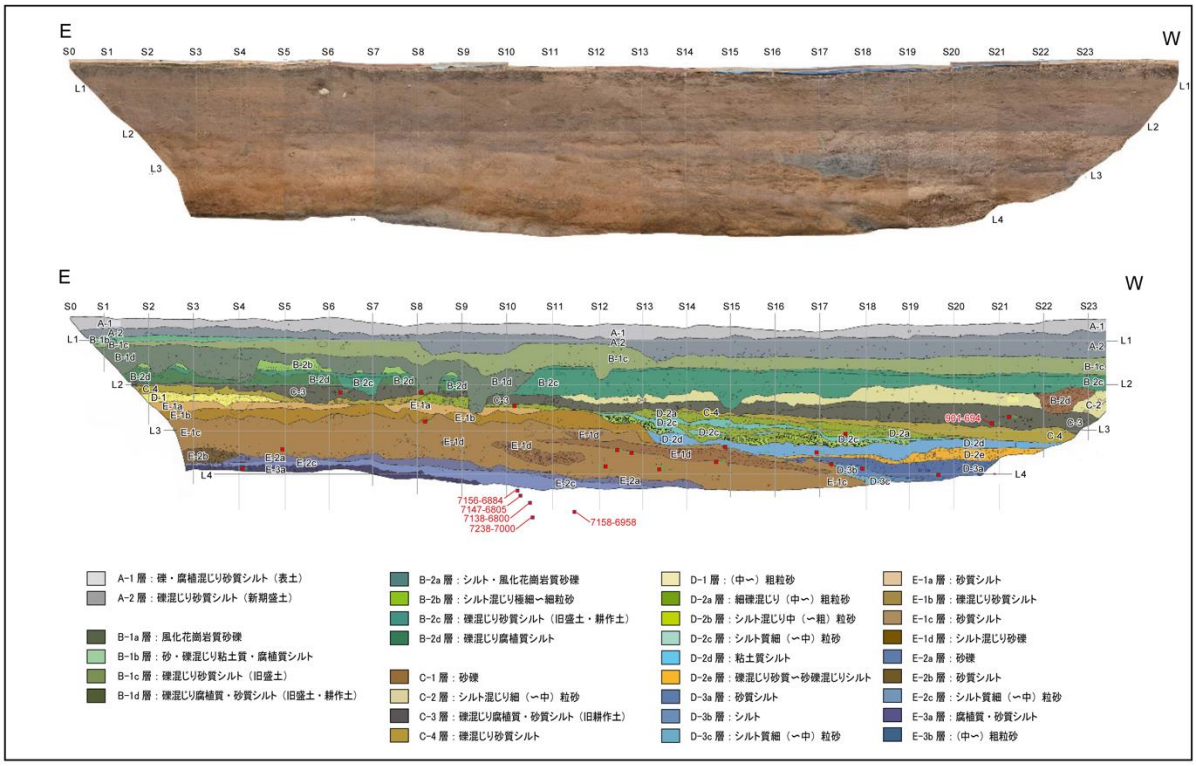


図 88　川田町西トレンチ南面の写真とスケッチ

表８ 川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相

層準名	層　相	備　考
A-1 層	礫・腐植混じり砂質シルト(表土) 灰褐(7.5YR5/2)～黒褐色(10YR3/2)を呈し、(極細～)細粒砂を多く含み、地表面はやや階段状をなして西側に緩やかに傾斜する。層厚は概ね 20-30 cm で水路跡の埋積部は 60 cm に達する。塊状、不均質で植物根茎が著しく発達する。下位との境界(A-2 層上面)はやや明瞭である。N21 付近及び N6 付近ではこの境界面に存在する水路跡を埋積している。	瓦・磁器片・陶磁器片・ビニール片等を含む
A-2 層	礫混じり砂質シルト(新期盛土) 鈍い黄橙(10YR6/3)～褐(10YR4/6)色を呈し、細(～中)粒砂を多く含む。層厚は概ね 10-80 cm である。塊状、不均質で植物根茎が発達し、トーナル岩の角(～亜角)細～中礫を点在し、磁器片等を伴う。掘削時には水路と考えられる溝に沿って N6 付近～S6 付近間に石灰岩の亜円～亜角大～巨礫が配列していた。下位との境界(B-1b, B1-d 上面)はやや明瞭で、B-1d 上面は N4 付近で段差(東側が約 30 cm 高い)があり、N4-N5 付近及び N9 付近に水路跡が存在し、これを埋積している。	
B-1a 層	風化花崗岩質砂礫 鈍い黄橙(10YR6/4)色を呈し、風化花崗岩の角礫及び同質の中～粗粒砂からなり、礫は最大径 5 cm、平均径 1 cm、含礫率 20-25%である。N8～N10 間の水路跡付近及び N13-N15 付近にのみ層厚 10 cm 以下で敷きつめる様に分布しており、上・下位との境界は不規則であるが明瞭である。	
B-1b 層	砂・礫混じり粘土質・腐植質シルト 灰(N5/0)～黒褐(10YR3/2)色を呈し、塊状、不均質、やや腐植まじりで珪質岩角礫(径 4 ㎝未満)を含み、酸化鉄斑(植生痕)が発達する。層厚 15-20 cm で N8～N10 間の水路部に分布し、下位層との境界はやや明瞭である。	
B-1c 層	礫混じり砂質シルト(盛土) 褐(10YR4/6)～褐灰(10YR4/1)色を呈し、2.5～3 cm 程度の花崗岩及びトーナル岩礫が混じる。S11～S24 の下部は一部砂礫質になる。層厚は S 面東側で 10 cm 程度、西側で最大 80 cm 程度と変化する。下位との境界は S11～S24 付近では明瞭だが、S1～S11 付近ではやや不明瞭となる。	
B-1d 層	礫混じり腐植質・砂質シルト(旧盛土・耕作土) 鈍い褐(7.5YR5/3)～暗褐(10YR3/3)～黒褐(10YR3/2)色を呈し、塊状、不均質、砂粒子は淘汰不良の(円～)亜円(～亜角)形中(～粗)粒砂を主体とする。礫はトーナル岩の角～亜角礫、砂岩、泥岩、花崗岩の亜角～亜円礫が散在し、N9～N10 間に石灰岩の亜円礫(径 11 cm)を含む。木炭細片・酸化鉄斑が点在する。この層は地点全体に広く分布し、下位との境界は著しく不規則でやや不明瞭(一部明瞭)で、層厚が 0.1-1.3 m と場所によって著しく変化する。	円磨された明赤褐(2.5YR5/6)色土器片(細～小礫サイズ)が散在する。 稀に須恵器片も含まれる。
B-2a 層	シルト・風化花崗岩質砂礫(砕石？；畦道) 鈍い褐(7.5YR5/4)色を呈し、塊状、不均質、風化花崗岩の角～亜角礫(径 1.5 cm 未満)を主体とする。基質のシルト質中～粗粒砂中には木炭片を伴い、層厚 2～4 cm で N18～N19 付近にほぼ水平に分布する。	明赤褐色土器細片を伴う。
B-2b 層	シルト混じり極細～細粒砂 鈍い褐(7.5YR6/3)色を呈し、淘汰はやや良好、不明瞭な葉理が認められ、酸化鉄斑が配列する。層厚約 25-30 cm で N4 付近～S9 付近より東側に分布する。下位との境界は明瞭である。	
B-2c 層	礫混じり砂質シルト 褐灰(10YR4/1)色を呈し、S 面にのみ分布する。B-2c 層と同質の礫混じり砂質シルトからなる。S2～S9 の上部 5-15 cm は黒色が強い腐植質となり、上位との境界も直線的であることから人工改変された可能性がある。	
B-2d 層	礫混じり腐植質シルト 暗褐(10YR3/3)色を呈し、S 面にのみ分布する。トーナル岩、砂岩の亜角～亜円礫が混じる。S11～S23 の上部は 10-15 cm はやや固結した層が直線的に分布する。褐色酸化した植物根が分布する。	

表８ 川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相（続き）

層準名	層　相	備　考
C-1 層	砂礫 褐(10YR4/6)色を呈し、S 面の C-2 層を削り込むように分布する。0.5-1 cm 程度の角～亜円礫を主体とし、最大 6 cm程度のものも含まれる。礫はトーナル岩、花崗閃緑岩、泥岩を主体とし、礫率は 80%程度である。基質は中粒～粗粒砂からなり、一部シルト質である。上位層(B-2c'層)との境界はやや明瞭である。	
C-2 層	シルト混じり細(～中)粒砂(旧盛土・耕作土) 鈍い褐(7.5YR6/3-5/3)色を呈し、塊状、不均質で淘汰やや不良である。珪質岩、風化花崗岩角礫(径 2.5 cm未満)、木炭細片を点在する。酸化鉄斑が著しく発達し、N16 付近より西側では、下位層にみられる棚状の平坦部の最下部を層厚約 30-40 cm で被覆する。下位の C-3 層との境界は明瞭である	円磨された明赤褐(2.5YR5/6)色土器片を含む。 N19-N20 間に水路跡らしき痕跡が認められる。
C-3 層	礫混じり腐植質・砂質シルト(旧耕作土) 褐灰(7.5YR5/1)～黒褐(10YR3/2)色を呈し、塊状、不均質である。砂粒子は亜円(～亜角)形で淘汰不良の中(～粗)粒砂からなる。礫は珪質岩角礫を主とし、上方へ減少する傾向を示す。酸化鉄斑が発達すると共にマンガンノジュールも散在する。階段(棚田)状をなし、層厚は概ね 30-40 cm であり東側では薄くなる。下位との境界はやや明瞭である。	やや磨耗した土師器片や割れ口の新鮮な磁器(青磁)片を稀に含む。 やや円磨された明赤褐(2.5YR5/6)色土器片が点在する。
C-4 層	礫混じり砂質シルト 鈍い黄橙(10YR6/4)色を呈し、塊状、不均質である。砂粒子は亜円～亜角形で淘汰不良の細(～中)粒砂からなる。礫は風化花崗岩細礫を主とし、珪質岩角礫を伴い、最大径 2 cm 程度で、含礫率 5%以下である。全体に酸化鉄汚染され、マンガン斑が発達するが、褐灰(7.5YR6/1)色を呈する楕円～団子状の根茎痕が 5-10 cm 間隔で点在する。この地点全体に分布し、層厚 20-50 cm である。下位との境界はやや明瞭で、一部水路状の構造(N12 付近)を埋積している。	
D-1 層	(中～)粗粒砂 明黄褐(10YR6/6)色を呈し、塊状で砂粒子は亜円～亜角形で上方細粒化を示し、淘汰不良である。酸化鉄汚染され、層厚 20 cm 以下で N2～N5 及び S2～S5 付近で西側へ尖滅するように分布する。下位との境界はやや明瞭である	
D-2a 層	細礫混じり(中～)粗粒砂 灰褐(7.5YR4/2)色を呈し、砂粒子は円～亜円形で淘汰不良であり、N16-N21 付近にレンズ状に層厚 10-20 cm の不明瞭な葉理を伴う砂層が 3～4 枚堆積している。全体にやや酸化鉄汚染され、マンガン斑が発達して黒味を帯びている。特に最下部にはマンガンが集積し、細礫が点在し、地下水が浸潤している。下位との境界は明瞭で、下方では削剥し、東側ではアバットしている。	
D-2b 層	シルト混じり中(～粗)粒砂 鈍い黄橙(10YR7/3-6/3)色を呈し、砂粒子は円～亜円形で淘汰不良であり、N20～N22 付近にレンズ状に層厚 10(-20) cm の不明瞭な葉理を伴う砂層が 2～3 枚堆積している。全体にやや酸化鉄汚染され、酸化鉄斑が発達し、上位の D-2a 層とは指交関係にあり、下位(D-2d 層)との境界は明瞭で削剥している。	
D-2c 層	シルト質細(～中)粒砂 鈍い褐(7.5YR5/4)色を呈し、塊状、淘汰不良。D-2a 層、D-2b 層中に層厚 5-10 cm の薄層状を成して挟在し、東西両側で尖滅(一部東側で下位の D-2d 層にアバット)する。	
D-2d 層	粘土質シルト 灰白(10YR7/1)色を呈し、N18 付近では一部黄灰(2.5Y6/1)色の還元色を示すが、酸化鉄斑や縦に伸びた酸化鉄根茎痕が散在する。東側では N16 及び S13 付近で下位(E 層)にアバットし、西側に層厚約 20-40 cm で分布する。西側上部にはマンガン斑が散在する。	
D-2e 層	礫混じり砂質～砂礫混じりシルト 鈍い黄橙(10YR6/4)色を呈し、塊状、不均質で礫は最大径 9 cm 程度のトーナル岩角礫を主とし、風化花崗岩亜角～円礫を伴う。基底部は細粒砂質となっている。酸化鉄斑がやや発達し、層厚は 5-20 cm で西側へ増加して N17 及び S16 以西に分布している。下位との境界はやや明瞭である。	

表８ 川田町トレンチで観察された地層の区分と層相（続き）

層準名	層　相	備　考
D-3a 層	砂質シルト 灰黄(2.5Y7/2)色を呈し、塊状で細粒砂を多く含み、酸化鉄斑及び縦に伸びた酸化鉄根茎痕が発達する。層厚約 40 cm でＮ18 及び S16 以西のチャネル内に分布する。下位との境界は傾斜しておりやや明瞭である。	
D-3b 層	シルト 青灰(10BG6/1)色を呈し、炭化木及び材が多く含まれる。S17 以西に分布し、層厚は概ね 10-15 cm 程度で、西側に傾斜する傾向を持つ。下位との境界は漸移的である。	
D-3c 層	シルト質細(～中)粒砂 青灰(10BG6/1)色を呈し、塊状、淘汰不良で炭化(弱炭化)木片等の植物片が散在する。基底部には径 1 cm 程度の珪質岩角礫を少量伴う。この層は N17-N19 及び S17.5-S18.5 付近に認められ、層厚 30 cm 程度で西側へやや傾斜する。東側の N17～Ｎ18 付近では下位層(E 層)にオーバーラップしている。酸化鉄汚染されて浅黄(2.5Y7/3)色に変化し、酸化鉄斑及び縦に伸びた酸化鉄根茎痕が発達する。下位の D-3d 層との境界はやや不明瞭である。	
E-1a 層	砂質シルト 鈍い黄橙(10YR7/3)～褐灰(10YR4/1)色を呈し、塊状、砂粒子は(極細～)細粒で淘汰は良好である。明瞭なマンガン斑と不明瞭な酸化鉄斑が散在する。層厚 10-30 cm で、N13 及び S11 以東に分布する。上部境界面には N12 付近に水路跡が認められ、下位との境界は不規則で明瞭である。	
E-1b 層	礫混じり砂質シルト 鈍い橙(7.5YR7/3)～褐(10YR4/6)色を呈し、塊状、不均質、砂粒子は細(～中)粒砂からなり、酸化鉄斑が発達する。礫は珪質岩角礫を主体として、東側へやや増加する傾向があり、稀に砂岩円礫(径 6 cm 未満)を伴う。N17 及び S13.5 付近以東に分布し、層厚は東側では概ね 10-30 cm であるが、西側では基底面が緩やかに西側に傾斜し、N13～N15 付近は層厚が 70 cm 程度となっている。上部の境界面は上位の E-1a 層と合わせて概ね水平であり、下位との境界はやや不明瞭である。	比較的磨耗されていない明赤褐色土器片等を点在する。
E-1c 層	砂質シルト 浅黄橙(10YR8/3)色を呈し、塊状、不均質で砂粒子は細(～中)粒砂からなり淘汰不良である。礫は珪質岩角礫(径 3 cm 未満)を主とし、稀に砂岩円礫(径 5 cm 未満)を伴い、円磨された明赤褐色縄文土器片を点在する。酸化鉄斑が発達するが、上位の E-1b 層に比べて酸化鉄斑のサイズは大きいが、密度が粗く、色調が明るい。砂礫(E-1d 層)をレンズ状に少なくとも 4 層挟み、層厚は約 0.7-1.3 m で東から西へ緩やかに傾斜する。下位との境界はやや明瞭である	
E-1d 層	シルト混じり砂礫 鈍い黄橙(10YR7/3-6/3)色を呈し、E-1c 層中の S8.5 以西及び N10～N14 及び N16-N17 間に層厚約 5-25 cm のレンズ状をなして存在する。砂粒子は (中～)粗粒砂からなり、礫は最大径 9 cm、平均径 1 cm のトーナル岩角(～亜角)礫及び風化花崗岩亜円～亜角礫を主とし、含礫率 25-30%である。不明瞭な酸化鉄斑が認められる。	円磨された明赤褐色縄文土器片を伴う。

表８　川田町西トレンチで観察された地層の区分と層相（続き）

層準名	層　相	備　考
E-2a 層	シルト質細(～中)粒砂 浅黄(2.5Y7/3)～黄褐(10YR5/6)色を呈し、塊状、淘汰不良で、僅かに細礫が点在する。酸化鉄斑が発達し、層厚は概ね 5-35 cm で S14.5 及び N12 以東に分布し、S3.5 及び N3 付近で尖滅する。下位の E-2b 層との境界は明瞭であるが、E-2c 層との境界はやや不明瞭である。	
E-2b 層	砂礫 鈍い橙(7.5YR7/3)～褐(10YR4/6)色を呈し、礫は最大径 14 cm、平均径 1 cm 程度のトーナル岩、花崗岩、硬質頁岩、砂岩等の円～亜円(～亜角)礫で構成され、含礫率は 25-35%である。最大層厚約 30 cmで東端の S4～S3 及び N3～N5 付近にレンズ状をなして分布し、西側へ尖滅する。インブリケーションが僅かに認められ、当時の堆積物の流下方向は概ね N25W であったものと推定され、下位を削剥して堆積している。	
E-2c 層	シルト質細(～中)粒砂 浅黄(2.5Y7/3)～灰白(5Y7/2)色を呈し、塊状、砂粒子は淘汰不良で、砂礫(E-2b 層)の西側延長方向に僅かに径 1 cm 程度の礫を含む。上部は浅黄色で酸化鉄縞が発達し、下部は灰白色で還元色を示し、層厚は概ね 20 cm で S13.5 及び N12 以東に分布する。下位との境界は明瞭である。	
E-3a 層	腐植・砂質シルト 黒褐(10YR3/1-3/2)色を呈し、塊状、砂粒子は（細～）中粒砂で淘汰はやや不良である。炭化(弱炭化)木片等の植物片を点在し、湧水している。層厚は概ね 10-20 cm で S9.5 以東及び N7 以東付近まで分布が認められ、下位との境界は明瞭である。	
E-3b 層	（中～）粗粒砂 灰黄(2.5Y7/2)～緑灰(10GY6/1)色を呈し、概ね塊状、砂粒子は淘汰不良で、細礫を伴う。細礫は東側でやや増加する傾向がある。層厚 10 cm＋で N3～N6 付近まで認められ、N6 付近では E-3a 層中で尖滅している。東端では炭化(弱炭化)木片等の植物片を挟んで不明瞭な葉理がやや発達し、湧水している。	

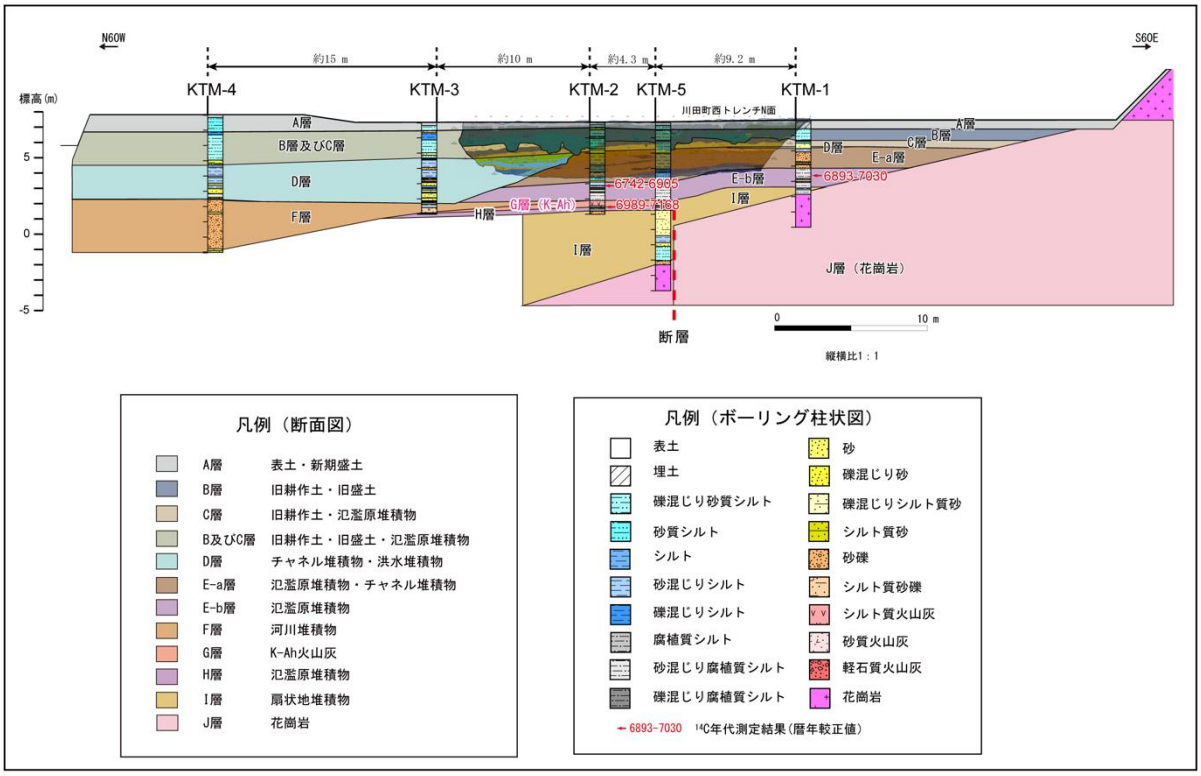


図 89　群列ボーリング調査とトレンチ調査に基づく地下地質断面



図 90 川田町西地点のトレンチ増し掘り
南面の S7 から S12 付近。水平は水糸を参照。

6)日奈久断層帯海域部（八代海区間）の活動履歴の解明

八代海に分布する日奈久断層帯海域部（八代海区間）の活動履歴を把握するため、平成28年度に高分解能マルチチャンネル音波探査と海上ボーリング調査にもとづく海底活断層調査を実施した。今年度は、海上ボーリング調査によって得られた堆積物コア試料の解析を実施し、高分解能マルチチャンネル音波探査で得られた断面でイメージングされた評価対象断層の構造解釈を進めた。また、平成28年度に実施した高分解能マルチチャンネル音波探査で取得したデータにもとづいて、評価対象断層の三次元的な形状を把握するための検討を進めた。

a）研究対象海域および評価対象断層

研究対象海域には熊本県葦北郡津奈木町沖の海域（以下、津奈木沖）を選定した（図91)。研究対象海域の選定にあたり、八代海において実施された調査研究（楮原・他，2011）で取得された全ての音波探査記録の再検討を実施した（平成28年度)。津奈木沖において実施された音波探査記録（GSY_5測線、図92～93）には複数条の断層が認められている（楮原・他，2011)。また、この海域には沖積層に相当する地層が厚く分布しており、最近10,000年間の断層活動を高い時間分解能で連続的に記録していることが期待される。

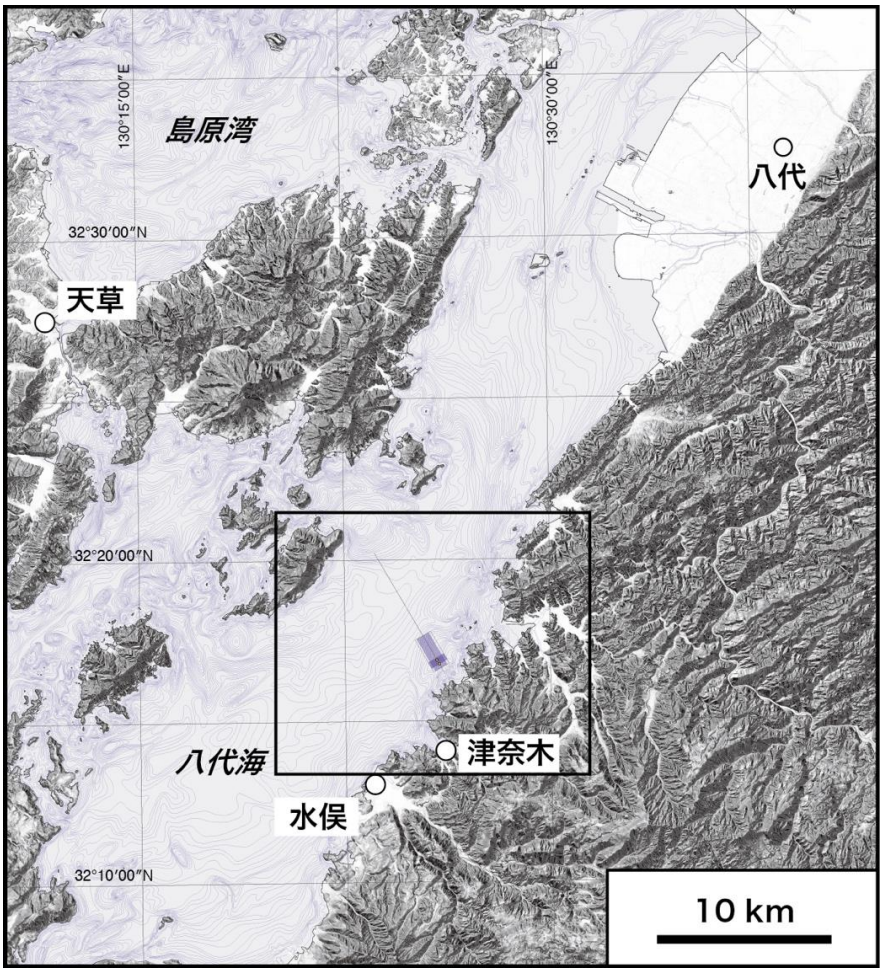


図91　調査対象海域（八代海）の広域位置図
図中の四角は図92の範囲。

評価対象断層の絞り込みを行うため、GSY_5 測線の音波探査データに対して高度な再解析処理（図 94）を施して、可能な限り分解能の高い重合断面を得た。再解析処理によって海底面直下から沖積層基底に至る地層における音波探査記録断面の分解能が向上し、断層変位に関する信頼性の高い再解釈が可能となった。再解析処理で得られた重合断面にもとづいて、変位に累積性があり、かつ浅層にまで変位を及ぼしている断層の中で、GSY_5 測線の南東端に認められた断層を評価対象断層とした（図 93）。

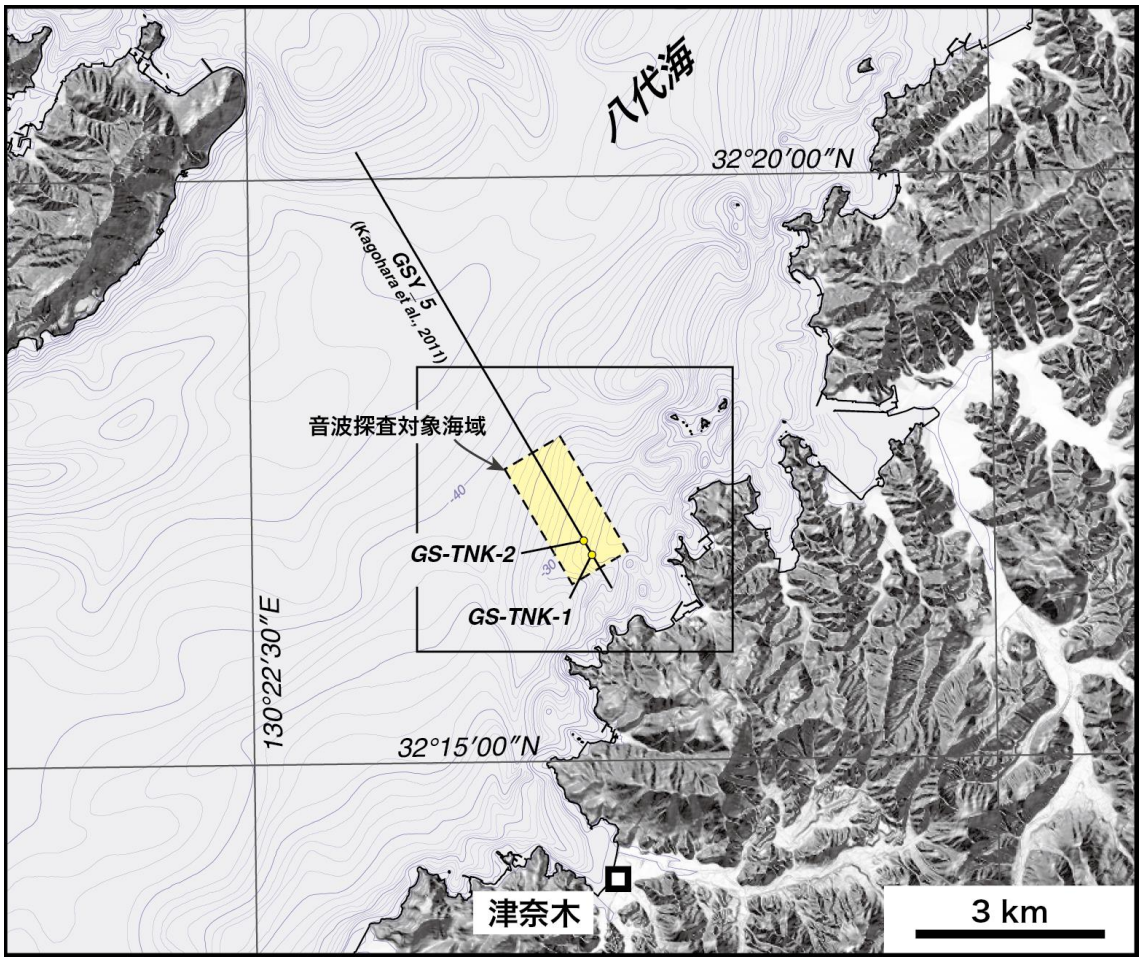


図 92　津奈木沖における既存の音波探査測線（GSY_5）と調査対象海域
破線で囲まれた薄黄色の領域は音波探査の対象海域。黄色の丸印は海上ボーリング調査地点。黒実線の四角は図 101 および図 103 の範囲。

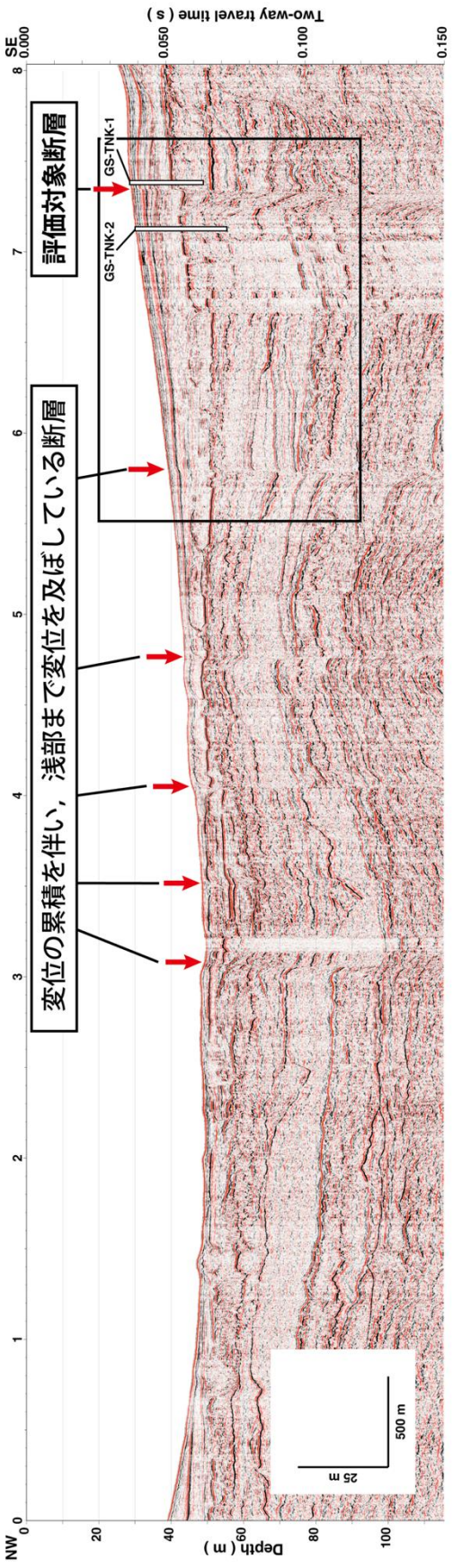


図 93 既存の音波探査記録断面（GSY_5，再解析後）にもとづく評価対象断層の位置．

四角は本研究における音波探査の範囲．

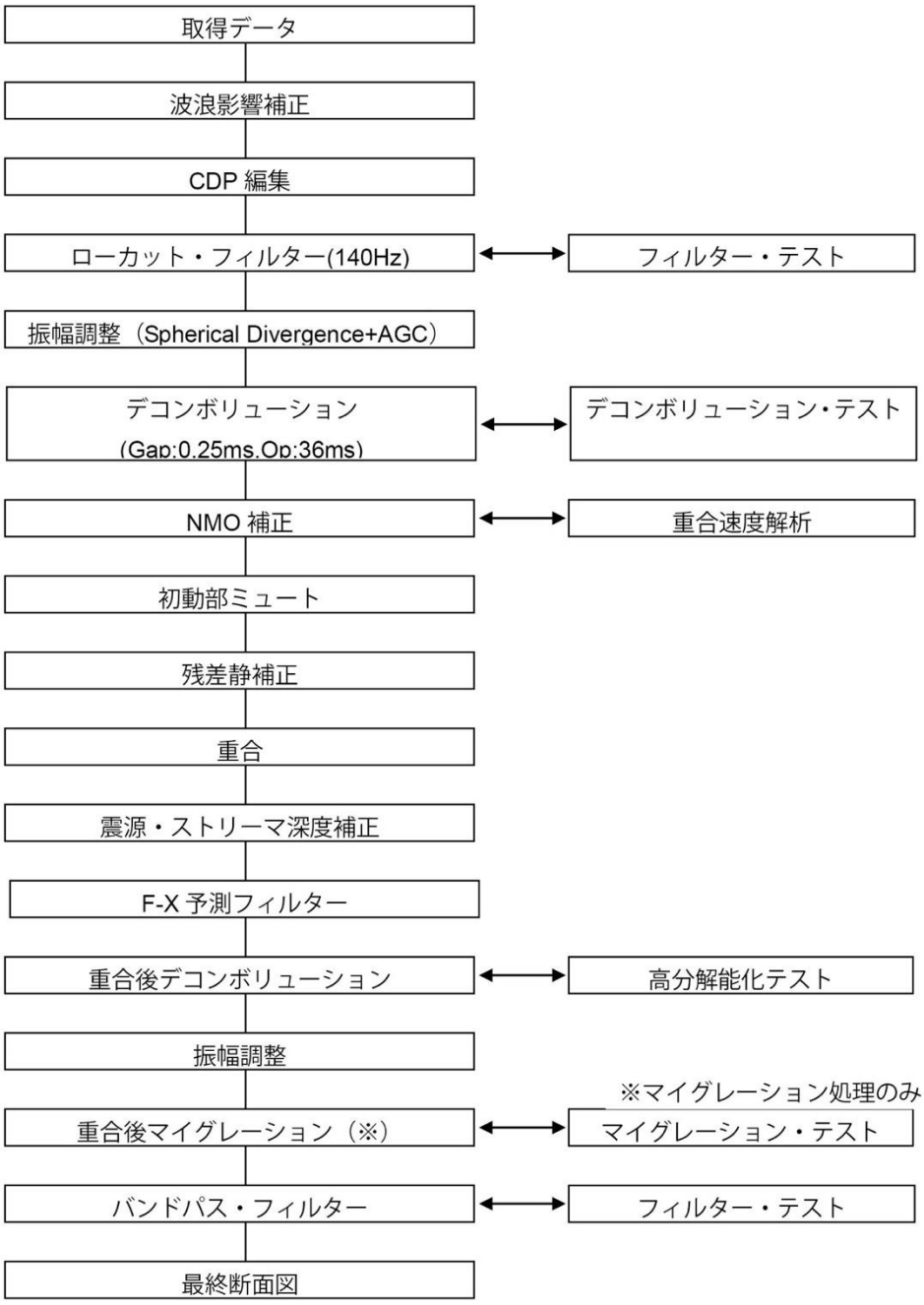


図 94　音波探査記録の処理フロー

b）海底活断層の研究手法

ｉ）海上ボーリング調査

八代海における評価対象断層の活動履歴の解明を目的として，海上ボーリング調査を実施した（平成 28 年度：平成 29 年 1 月 5 日～平成 29 年 1 月 23 日）。本研究は突発的かつ緊急を要したため、計画的な調査研究に運用されている専用の掘削船を使用することは現実的ではないと判断して、海上に足場を設置する調査手法を選択して海上ボーリング調査を実施した。具体的な調査手法としては、調査海域の水深、地盤、地形、潮流、波高、風速を考慮し、円筒式足場の傾動自在型工法を採用した（図 95）。

海上ボーリング調査は、評価対象断層を挟む２地点（GS-TNK-1：孔口標高-28.68 m，掘削長 20 m．GS-TNK-2：孔口標高-30.19 m，掘削長 25 m）で実施した（図 96）。堆積物コア試料は、GS-TNK-1 では海底面下 20 m まで、GS-TNK-2 では海底面下 25 m まで採取した（総延長 45 m）。堆積物コア試料の採取状況表を表 9 (a)，(b)に示す。

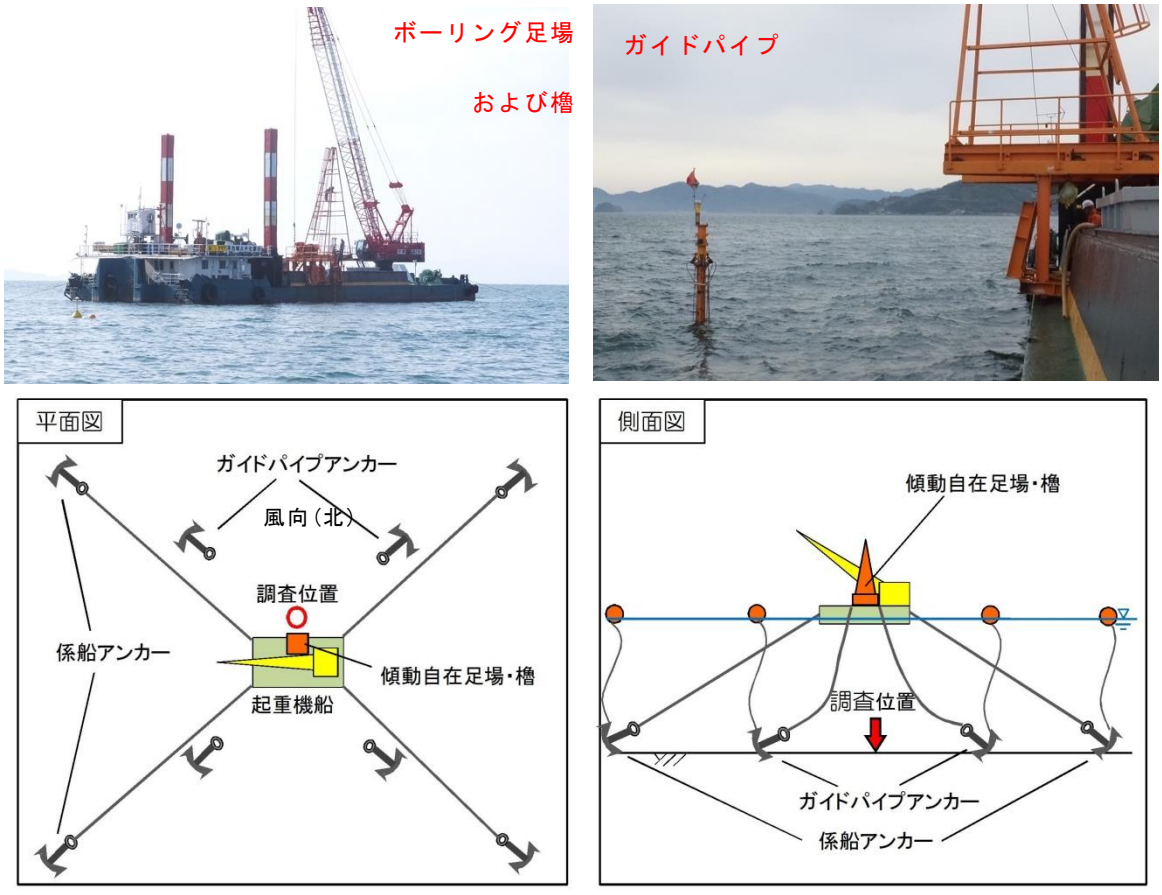


図 95　傾動自在型工法による海上ボーリング調査風景（上）および装置配置図（下）

表 9 （a）GS-TNK-1 採取状況表

GS-TNK-1

深度	主な地質	採取率	採取方法	備考
0 ～ 1	粘性土	100	打ち込み	
1 ～ 2	粘性土	90	打ち込み	コア縮み10cm
2 ～ 3	粘性土	100	打ち込み	
3 ～ 4	粘性土	100	打ち込み	
4 ～ 5	粘性土	100	打ち込み後、シングル	再採取
5 ～ 6	粘性土	100	打ち込み後、シングル	再採取
6 ～ 7	粘性土	80	打ち込み後、シングル	再採取
7 ～ 8	粘性土	100	トリプル後、シングル	コア落ち・再採取
8 ～ 9	粘性土	60	トリプル後、シングル	コア流出
9 ～ 10	粘性土	60	シングル	コア落ち・コア流出
10 ～ 11	粘性土	100	シングル	
11 ～ 12	砂質土	100	シングル	
12 ～ 13	砂質土	100	シングル	
13 ～ 14	粘性土	100	打ち込み後、シングル	コア落ち・再採取
14 ～ 15	粘性土	100	シングル	
15 ～ 16	粘性土	100	シングル	
16 ～ 17	粘性土	100	シングル	
17 ～ 18	粘性土	100	シングル	
18 ～ 19	粘性土	100	シングル	
19 ～ 20	粘性土	100	シングル	

GS-TNK-1

主な地質	採取率
粘性土	93.8%
砂質土	100%

表 9 (b) GS-TNK-2 採取状況表

GS-TNK-2

深度	主な地質	採取率	採取方法	備考
0 ～ 1	粘性土	95	シングル	コア縮み
1 ～ 2	粘性土	99	シングル	コア縮み
2 ～ 3	粘性土	100	シングル	
3 ～ 4	粘性土	100	シングル	
4 ～ 5	粘性土	100	シングル	
5 ～ 6	粘性土	100	シングル	
6 ～ 7	粘性土	98	シングル	コア縮み(ケーシング挿入時流出)
7 ～ 8	粘性土	99	シングル	コア縮み(ケーシング挿入時流出)
8 ～ 9	粘性土	100	シングル	
9 ～ 10	粘性土	100	シングル	
10 ～ 11	粘性土	100	シングル	
11 ～ 12	粘性土	100	シングル	
12 ～ 13	粘性土	100	シングル	
13 ～ 14	粘性土	100	シングル	
14 ～ 15	粘性土	100	シングル	
15 ～ 16	砂質土	100	シングル	
16 ～ 17	砂質土	100	シングル	
17 ～ 18	砂質土	75	シングル	コア流出・コア縮み
18 ～ 19	砂質土	100	打ち込み	
19 ～ 20	砂質土	100	打ち込み	
20 ～ 21	砂質土	100	打ち込み	
21 ～ 22	礫質土	100	打ち込み	
22 ～ 23	粘性土	100	打ち込み	
23 ～ 24	粘性土	100	シングル	
24 ～ 25	粘性土	100	シングル	

GS-TNK-2

主な地質	採取率
粘性土	99.5%
砂質土	95.8%
礫質土	100%

ⅱ）堆積物コア試料の解析

海上ボーリング調査で得られた堆積物コア試料は、採取直後に帯磁率測定を実施し、半割した直後に写真撮影と岩相記載を行った（平成 28 年度)。堆積環境に関する情報を充実させるため、岩相記載結果を踏まえて詳細な肉眼観察を実施した．さらに、CT スキャナを用いた観察・解析を実施した。

堆積物の鉛直方向の物性変化を定量的に把握する目的で、半割する前の堆積物コア試料に対して帯磁率測定を実施した。帯磁率の測定には、Bartington Instrument 社製の帯磁率計（MS2）に同社製のコアロギングセンサー（MS2C）を組み合わせたシステムを用いた。帯磁率計の計測レンジは「×1.0（分解能 10^{-5} SI Unit)」を選択し、20 mm 間隔で測定を実施した。ドリフト補正を行うことにより、測定の際に生じる系統的な誤差を除去した。

CT スキャナを用いた観察には、一般財団法人電力中央研究所が所有する東芝メディカルシステムズ社製のヘリカル CT スキャナ（Aquilion 64）を使用した。堆積物コア試料の断面が収まるように 79.36 mm × 79.36 mm の正方形の領域を設定し、コア深度 0.5 mm 間隔で水平 CT 断面を取得した。水平 CT 断面は 512 pixel × 512 pixel の解像度を有する CT 値マップであり、CT 値は 16 bit 符合付整数として格納される。一連の水平 CT 断面をスタックして三次元 CT データを作成し、それらをスライスして堆積物コアの垂直 CT 断面（図 97(a)，図 98(a))を得た。 比較のため、堆積物コアの写真を図 97(b)、図 98(b)に示す。

また、CT スキャナで得られたデータにもとづいて、CT 値の鉛直変化を検討した。CT 値は X 線の吸収率を表すが、その値は堆積物の密度や含水率、元素組成などの物性を反映して変化する。水平 CT 断面において堆積物コア試料のみが含まれる 250 pixel × 150 pixel（38.75 mm × 23.25 mm）の領域を対象エリアとして、CT 値の空間分布およびヒストグラムを取得した（図 99)。これらのデータから、水平 CT 断面における CT 値（モード）を求めて、垂直変化を検討した。ただし、CT 値（モード）が 0 以下を示す水平 CT 断面は堆積物が含まれないセクションとみなして除外した（CT 値は空気中で-1000 を、水で 0 を示す)。また、帯磁率や肉眼観察の結果と比較することを踏まえ、深度方向 20 mm 幅の単純移動平均（n <= 40）を施した。

堆積年代を精度良く決定して分解能の高い堆積年代モデルを構築するため、放射性炭素年代測定によって合計 18 試料（GS-TNK-1 から 9 試料、GS-TNK-2 から 9 試料）の年代値を求めた（表 10)。年代測定の対象試料は、堆積物コア試料から産出した貝化石（二枚貝）から選定した。放射性炭素年代は、Beta Analytics 社に依頼し、加速器質量分析法（AMS）によって測定した。得られた放射性炭素年代は暦年較正プログラム CALIB 7.0（Stuiver and Reimer, 1993）を使用して暦年較正年代に変換した。暦年較正の際、較正曲線には Marine 13（Reimer *et al.*, 2013）を使用し、海洋リザーバー効果の地域差（ΔR）は 0 とした。以下では、特に断りのない場合には放射性炭素年代値を暦年較正済み年代の中央確率値（median probability, cal kBP）として示す。

堆積物コア試料から火山ガラスおよび軽石等の火山灰のサンプリングを実施した。それらのうち、合計 9 層準（GS-TNK-1 から 3 層準、GS-TNK-2 から 6 層準）を対象として、火山灰分析を実施した。そのうち、合計 7 層準（GS-TNK-1 の深度 3.21 m、3.95 m、GS-TNK-

2 の深度 3.05 m、4.06 m、5.05 m、13.28 m、22.50 m）を対象として、火山ガラスおよび角閃石（GS-TNK-2 の深度 22.50 m のみ）の屈折率を、各 30 粒子について計測した。

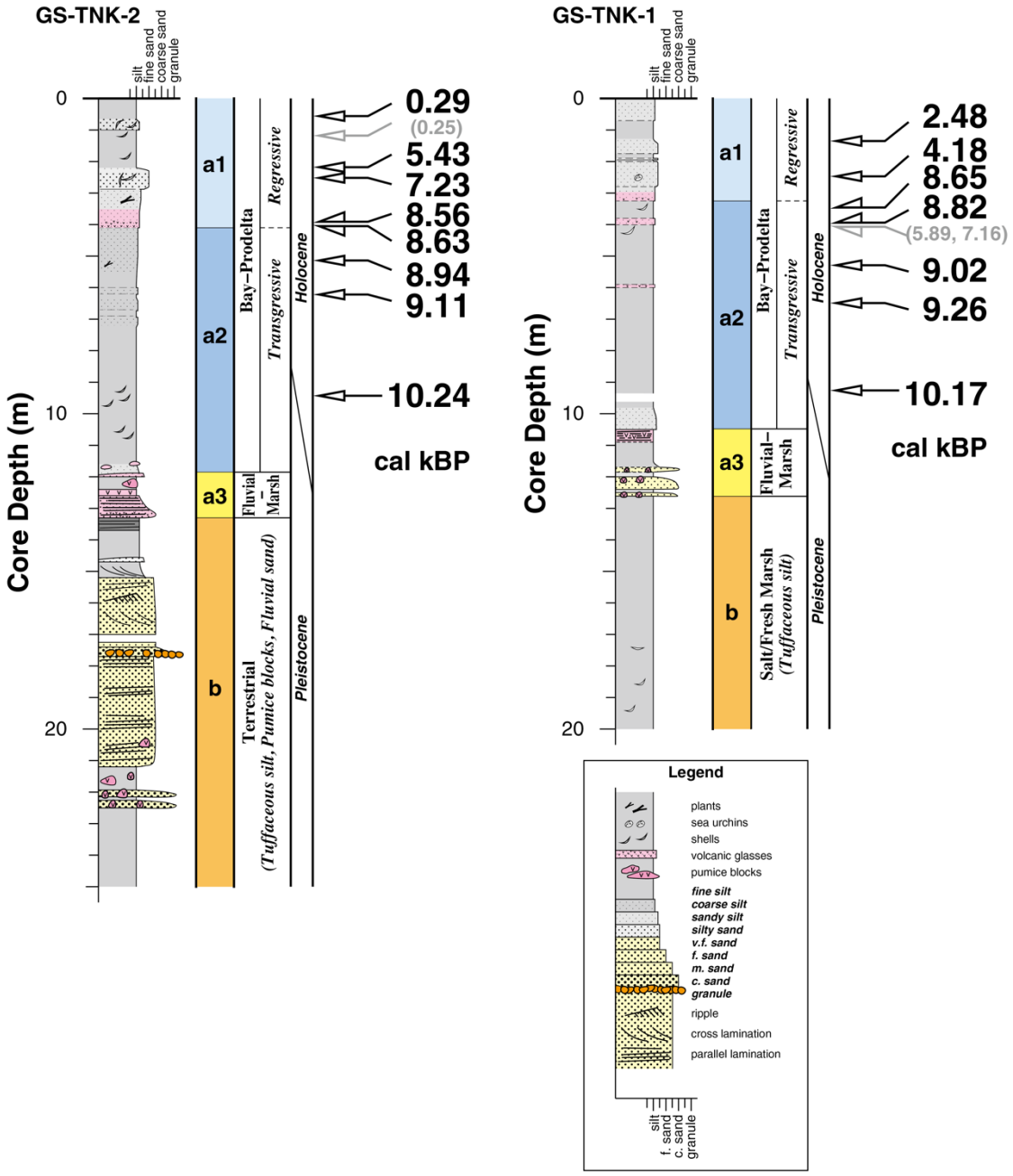


図 96　GS-TNK-1 および GS-TNK-2 コアの柱状図

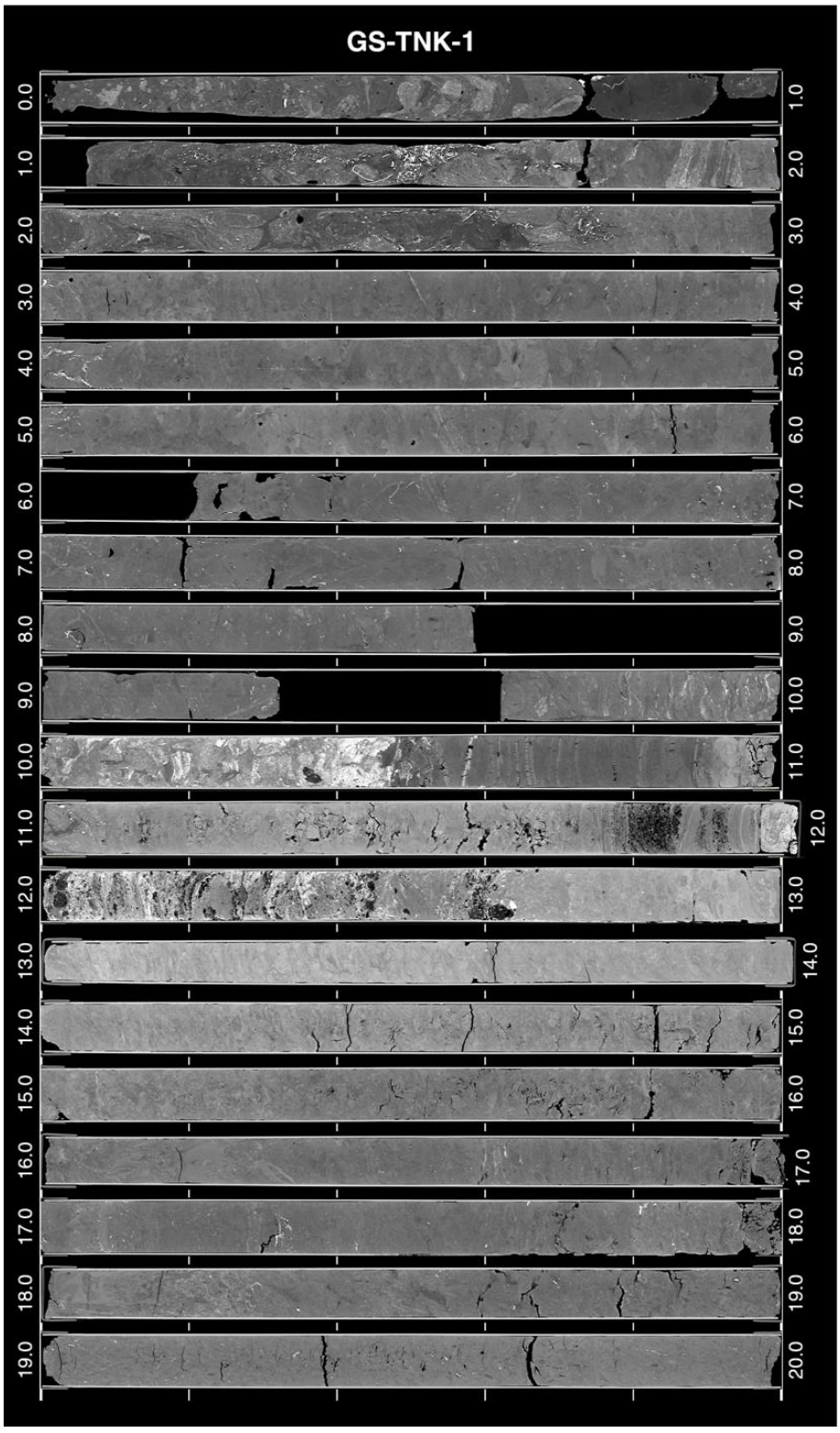


図 97(a)　GS-TNK-1 コアの垂直 CT スライス断面

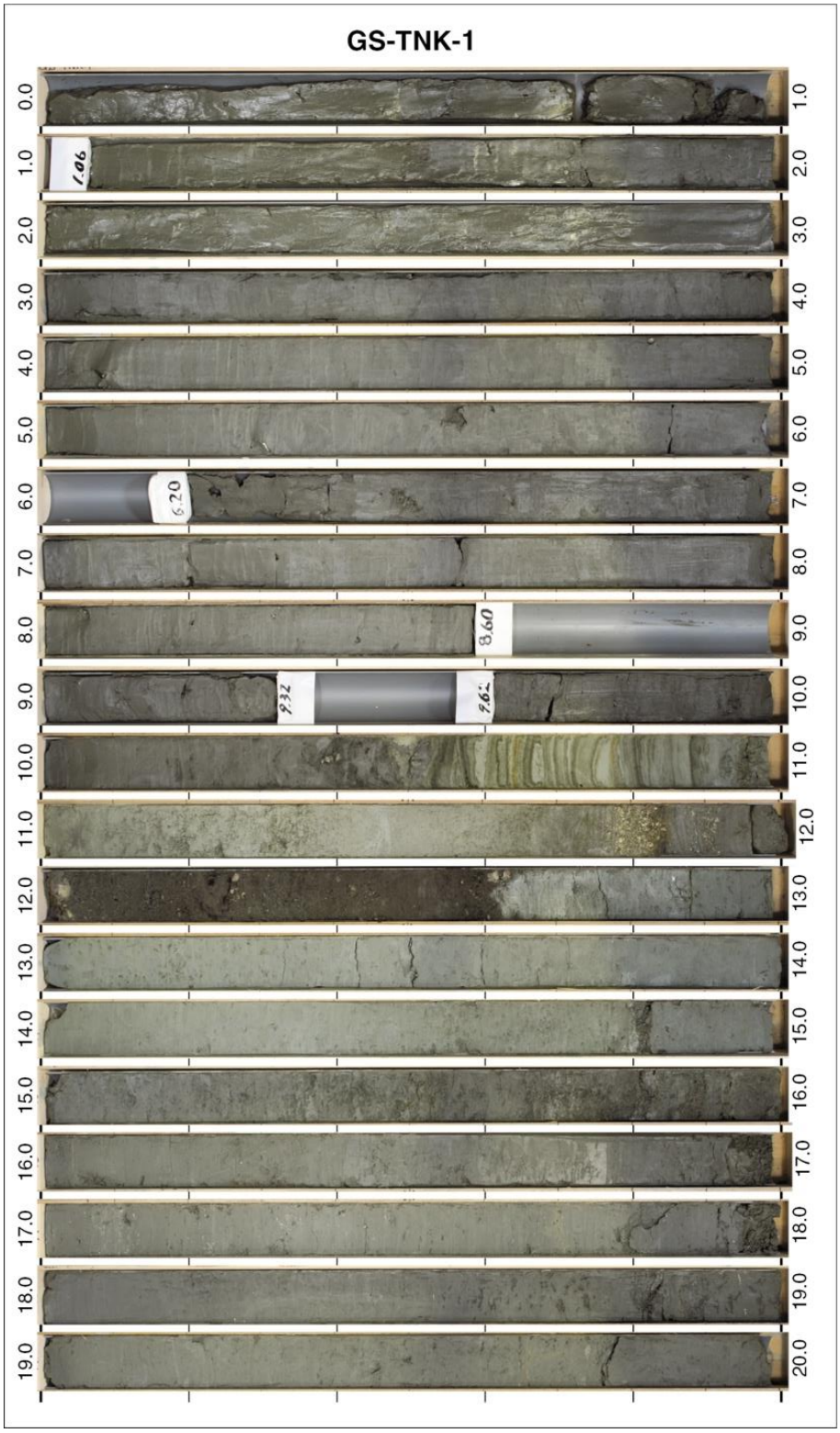


図 97(b)　GS-TNK-1 コアの半割断面（写真）

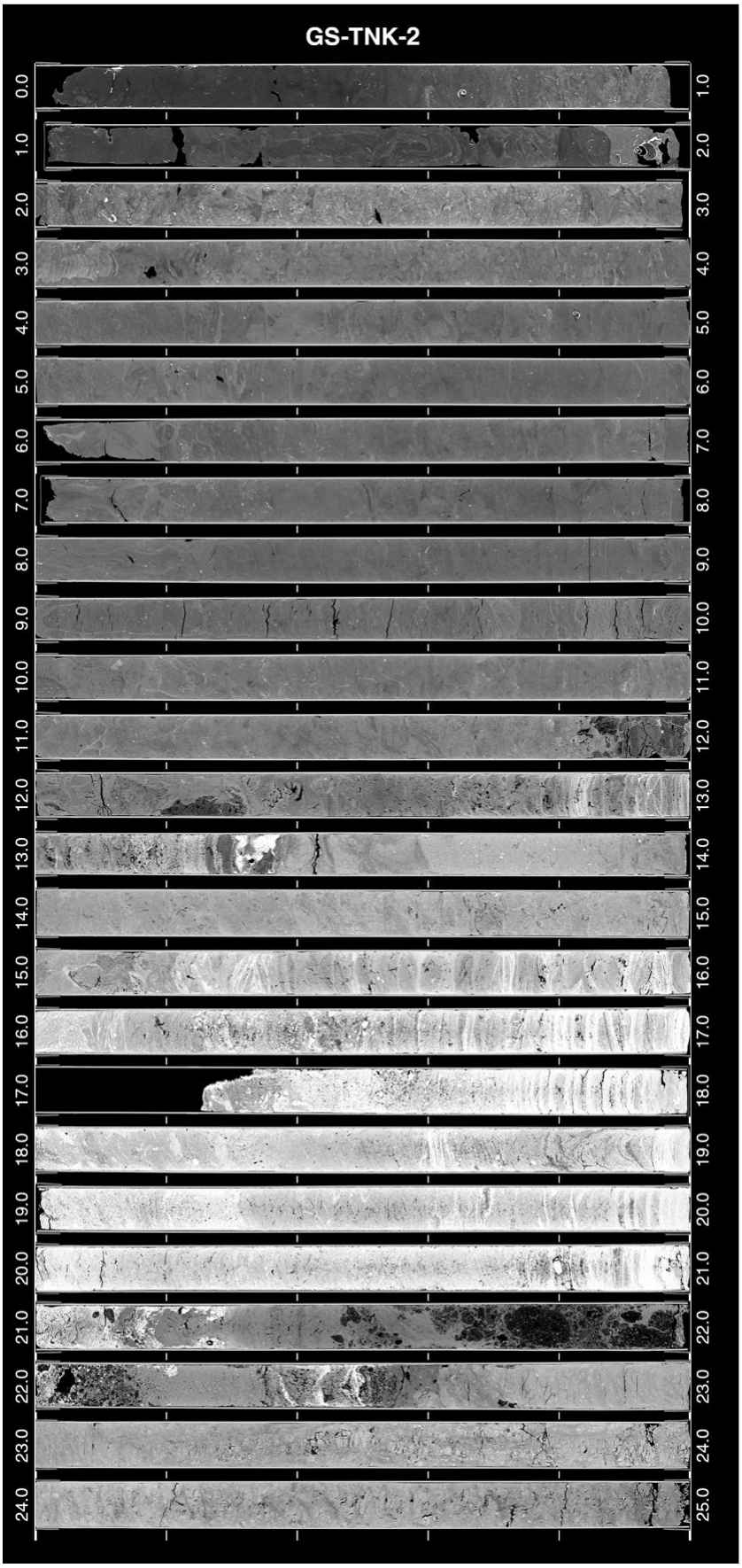


図 98(a)　GS-TNK-2 コアの垂直 CT スライス断面

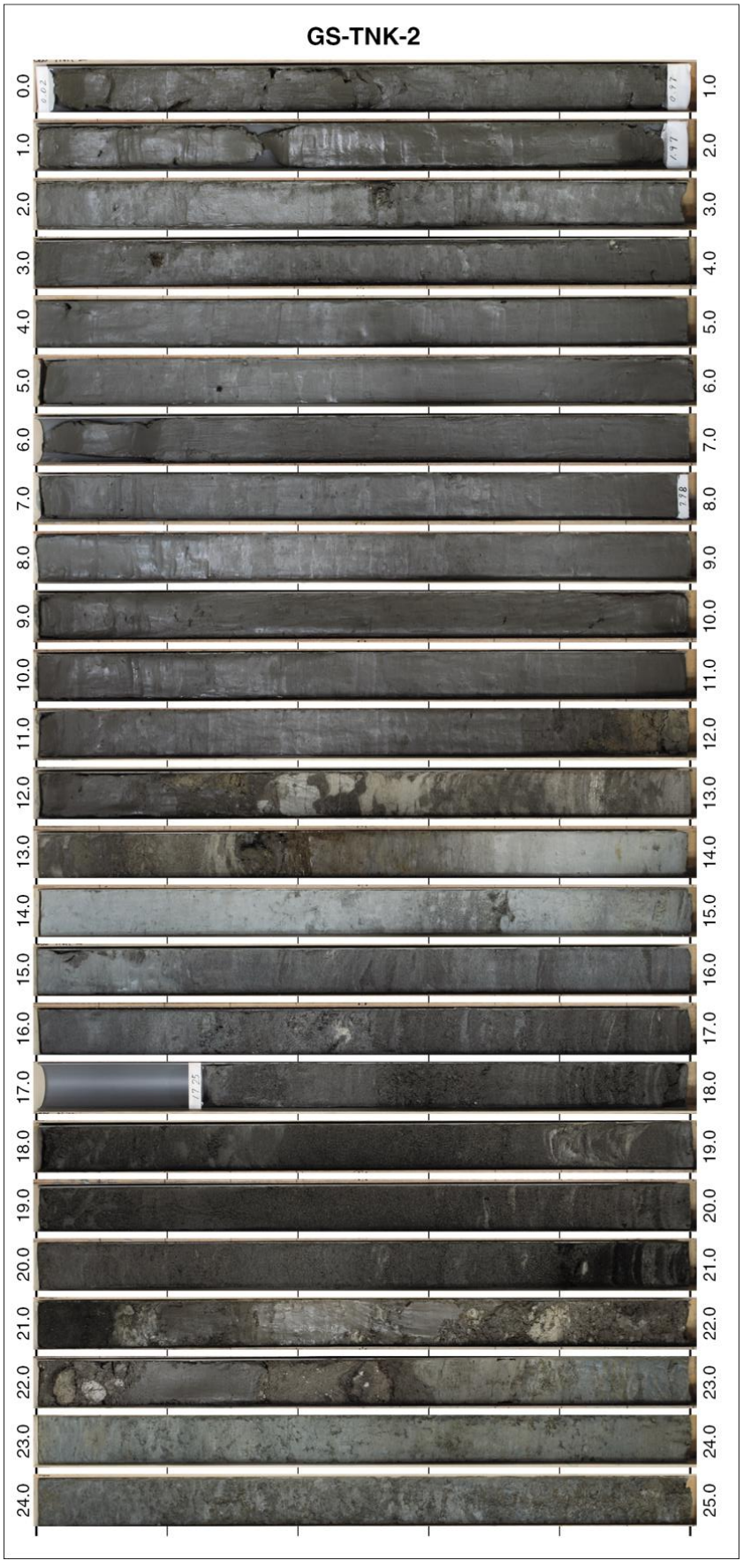


図 98(b)　GS-TNK-2 コアの半割断面（写真）

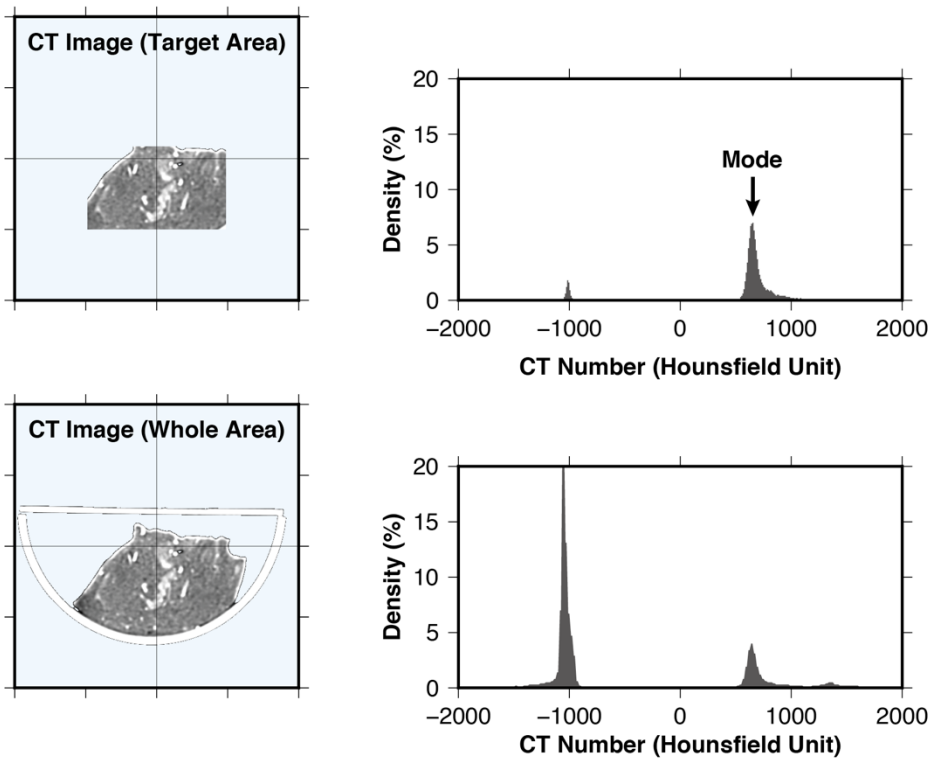


図 99　水平 CT 断面（左）および CT 値のヒストグラムとモード値（右）の例
水平 CT 断面における中央付近の 250 pixel × 150 pixel（38.75 mm × 23.25 mm）を対象領域と設定し、各断面において CT 値のヒストグラムを作成してモード値を求めた。

表 10　GS-TNK-1 および GS-TNK-2 コアから得られた放射性炭素年代一覧

Lab Code	Sample Code	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (yr BP)	δ13C (‰)	Calibrated Age (2σ cal BP)	probability	Median probability (cal BP)
Beta-460379	TNK-1_1.35m	GS-TNK-1	1.35	Shell	2760 ± 30	+1.3	2350 – 2620	97.4 %	2480
Beta-460380	TNK-1_2.47m	GS-TNK-1	2.47	Shell	4120 ± 30	+1.9	4070 – 4290	100.0 %	4180
Beta-481485	TNK-1_3.46m	GS-TNK-1	3.46	Shell	8170 ± 30	+0.5	8540 – 8770	100.0 %	8650
Beta-480899	TNK-1_3.94m	GS-TNK-1	3.94	Shell	8270 ± 30	+0.5	8680 – 8960	100.0 %	8820
Beta-460381	TNK-1_4.04m	GS-TNK-1	4.04	Shell	5500 ± 30	+1.7	5780 – 5970	99.7 %	5890
Beta-480900	TNK-1_4.07m	GS-TNK-1	4.07	Shell	6620 ± 30	+0.1	7050 – 7240	100.0 %	7160
Beta-474239	TNK-1_5.29m	GS-TNK-1	5.29	Shell	8420 ± 30	−0.6	8950 – 9120	100.0 %	9020
Beta-460382	TNK-1_6.49m	GS-TNK-1	6.49	Shell	8600 ± 30	+0.2	9140 – 9380	100.0 %	9260
Beta-460383	TNK-1_9.26m	GS-TNK-1	9.26	Shell	9320 ± 30	0.0	10110 – 10230	100.0 %	10170
Beta-460384	TNK-2_0.56m	GS-TNK-2	0.56	Shell	640 ± 30	−1.2	230 – 400	99.9 %	290
Beta-474238	TNK-2_1.18m	GS-TNK-2	1.18	Shell	600 ± 30	+0.6	140 – 300	100.0 %	250
Beta-474240	TNK-2_2.18m	GS-TNK-2	2.18	Shell	5070 ± 30	−0.5	5310 5530	100.0 %	5430
Beta-460385	TNK-2_2.52m	GS-TNK-2	2.52	Shell	6700 ± 30	+1.4	7160 7300	100.0 %	7230
Beta-460386	TNK-2_3.91m	GS-TNK-2	3.91	Shell	8100 ± 30	+0.5	8450 8650	100.0 %	8560
Beta-460387	TNK-2_4.05m	GS-TNK-2	4.05	Shell	8160 ± 30	+1.1	8540 8760	100.0 %	8630
Beta-474241	TNK-2_5.14m	GS-TNK-2	5.14	Shell	8350 ± 30	−1.2	8790 9010	100.0 %	8940
Beta-460388	TNK-2_6.22m	GS-TNK-2	6.22	Shell	8490 ± 120	+0.1	8770 9420	100.0 %	9110
Beta-460389	TNK-2_9.43m	GS-TNK-2	9.43	Shell	9410 30	−1.7	10170 10350	100.0 %	10240

ⅲ）高分解能マルチチャンネル音波探査

津奈木沖で実施した海上ボーリング調査地点周辺の約 2.0 km×約 1.0 km の範囲において、高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した（平成 28 年度：平成 29 年２月５日～平成 29 年２月９日）。調査測線は評価対象断層の推定される走向と直交するように、北西–南東方向に平行に配置した。音響層序の対比が可能なように、GSY_5 測線（楮原・他, 2011）をトレースする測線を設定した。

音波探査における機器の配置を図 100 に示す。音源には Applied Acoustic Engineering 社製のブーマー（AA301）を、受信用のケーブルには 16 チャンネル（チャンネル間隔 5.0 m）の地球科学総合研究所製の独立記録型ストリーマーケーブル（ACS：Autonomous Cable System）を用いた。ショット間隔は 5.0 m とした。調査船の座標は DGPS（Differential GPS）装置で取得した。さらに rGPS（relative GPS）装置と ION Concept 社の航測システム（Orca）を用いることによって、音源ならびに各受信点の座標を取得した。計画測線に沿って４本のストリーマーケーブルを 10 m 間隔で曳航しながら探査を実施し、各測線で取得した探査記録の中で最も S/N 比が良好なストリーマーケーブル１本のデータを採用した（図 101。合計 20 測線、各測線長 2.0 km、総測線長 40 km）。

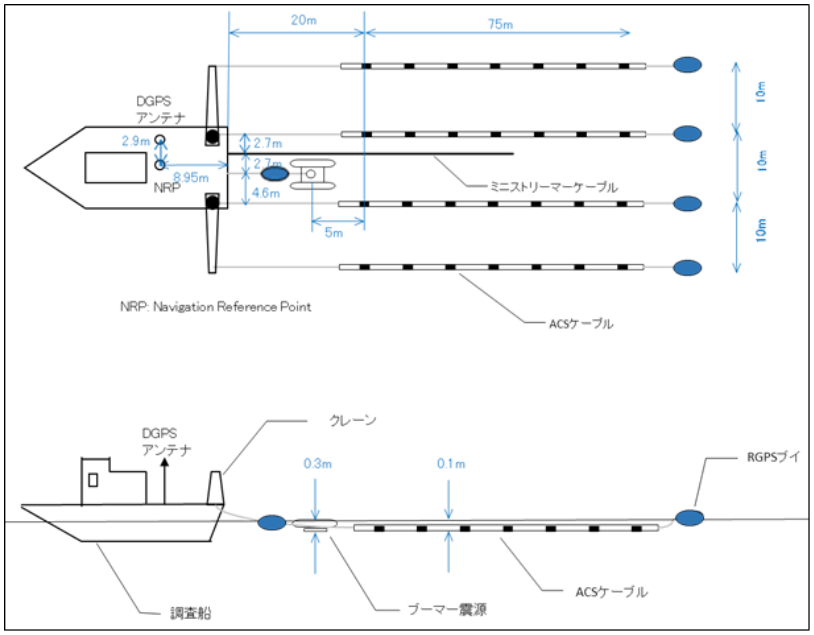


図 100　高分解能マルチチャンネル音波探査における機器の配置

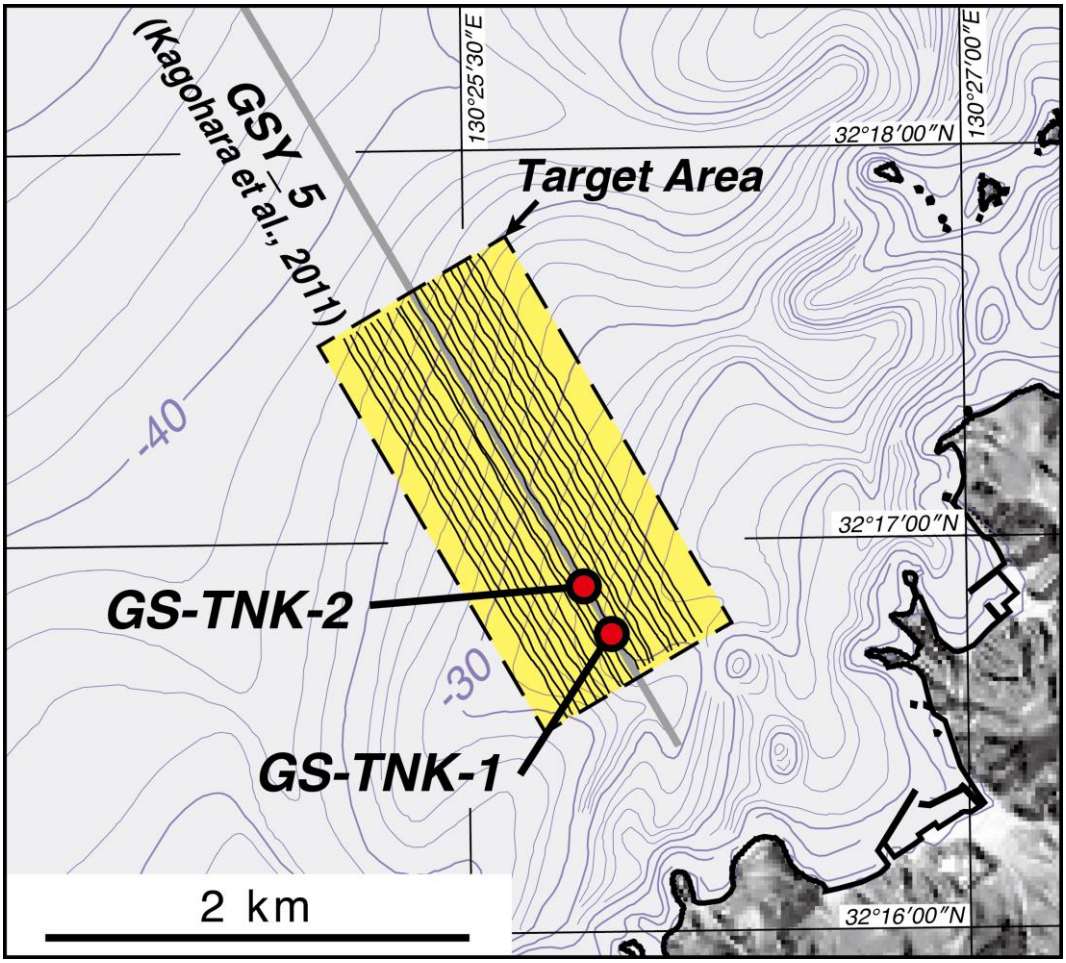


図 101　高分解能マルチチャンネル音波探査の測線図
破線で囲んだ黄色の領域を対象として、グレーの太線で示した GSY_5 測線（楮原・他, 2011）と平行に、黒細線で示した 20 測線（各約２km）の探査記録を得た。

ⅳ）三次元探査データにもとづくスライス断面の作成

断層形状や地質構造を三次元的に捉える目的で、津奈木沖での高分解能マルチチャンネル音波探査で取得されたデータの解析を実施した。音波探査データを三次元的に処理することにより、図 102 に示す三次元探査データ（以下、サイスミックキューブ）を作成した（猪野・他，2018，印刷中）。津奈木沖で作成したサイスミックキューブのサイズは約 2.0 km×約 1.0 km×0.120 s であり，水平方向の分解能（ビンサイズ）は 2.5 m×5.0 m である。サイスミックキューブから水平（時間）スライス断面および垂直スライス断面を切り出し、断層形状および地質構造を検討した。以下では、弾性波の往復時間を深度に変換するため、弾性波の伝播速度を 1,540 m/s と仮定した。

水平スライス断面は、弾性波の往復時間 0.038-0.073 s（深度 29.26-56.21 m）を対象として、0.001 s 毎（約 0.77 m 毎）の 36 断面を作成した。垂直スライス断面は、長辺と平行な InLine において 20 断面、短辺と平行な X-Line において 14 断面を作成した（図 103）。

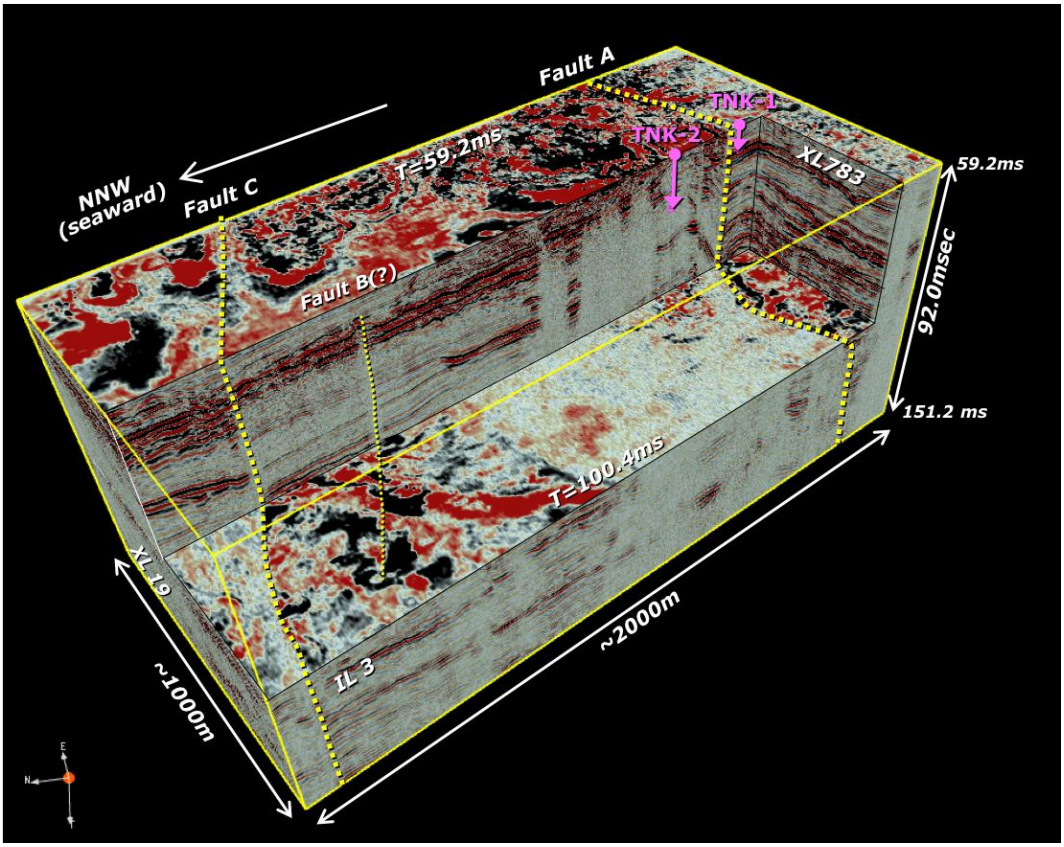


図 102　高分解能マルチチャンネル音波探査にもとづくサイスミックキューブ（鳥瞰図）

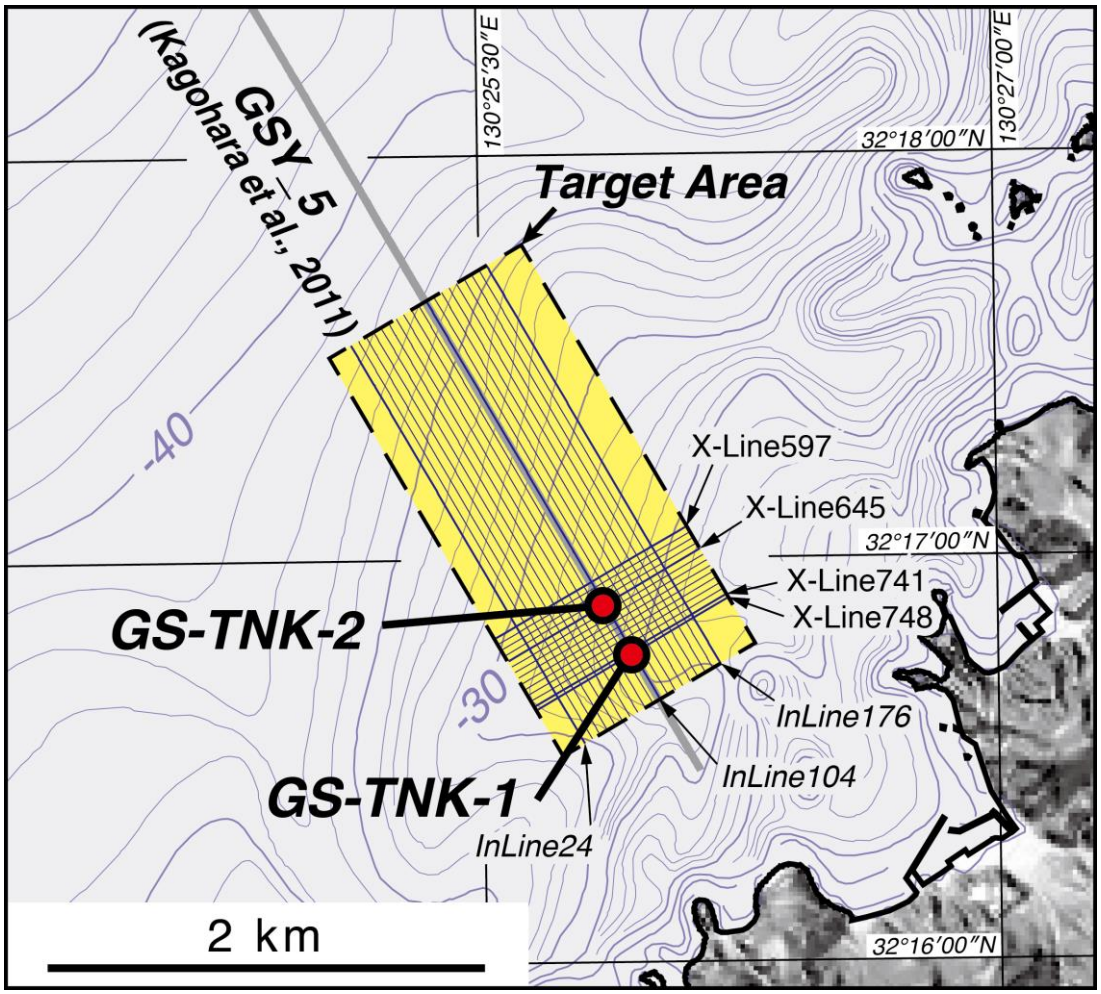


図 103　三次元探査データにもとづく垂直スライス断面作成位置

破線で囲んだ黄色の領域は三次元探査データの作成範囲（猪野・他，2018，印刷中）。三次元探査データから、InLine 方向（対象領域の長辺方向）に 20 断面（InLine24～176）、X-Line 方向（対象領域の短辺方向）に 14 断面（X-Line597～748）の垂直スライス断面を作成した。InLine 測線の間隔は約 40 m（8 トレース幅）であり、X-Line 測線の間隔は X-Line597～741 は約 30 m（12 トレース幅）、X-Line741～748 は約 17.5 m（7 トレース幅）である。

c）海上ボーリング調査にもとづく層序および堆積年代

堆積物コア試料の観察結果と放射性炭素年代測定の結果にもとづき、海上ボーリング掘削地点（GS-TNK-1 および GS-TNK-2）における堆積相解析を行い、堆積ユニット区分を行った（下位からユニット b，a3，a2，a1）。また、放射性炭素年代にもとづいて堆積曲線を作成した（図 104，図 105）。堆積曲線は、縦軸をコア掘削深度、横軸に時間をとって、暦年較正済み年代値（表 10）をプロットして作成した。全体として下位から上位にむけて年代値が新しくなる全体のトレンドから外れる年代値を除去し、残りの年代値（median probability）を直線で結んだ。堆積曲線には、median probability プロットに加えて、エラーバーとして 2σ の年代幅を示す。

以下に各ユニットの特徴と形成年代、堆積環境の解釈を述べる。

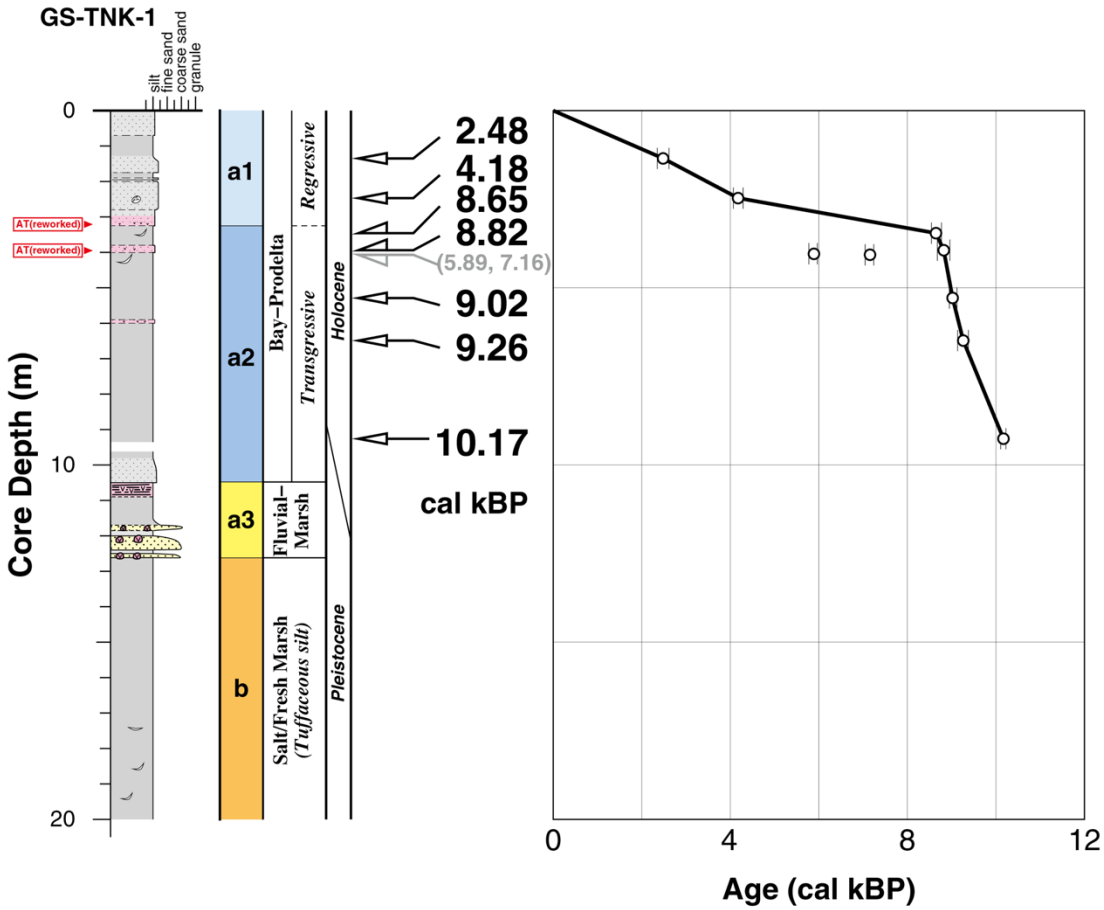


図 104　GS-TNK-1 コアの柱状図と堆積曲線

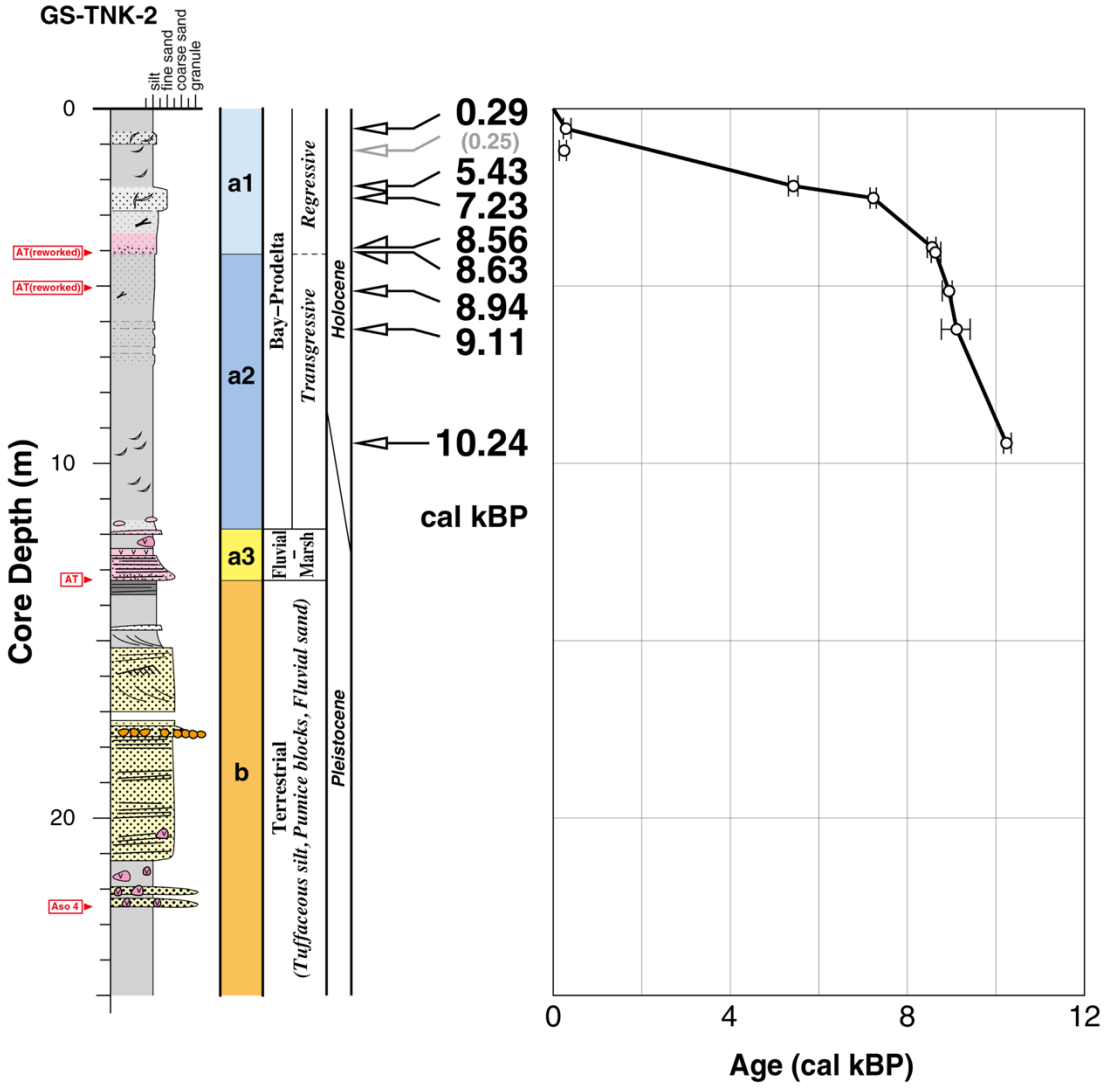


図 105　GS-TNK-2 コアの柱状図と堆積曲線

ｉ）堆積ユニット b（GS-TNK-1: 20.00～12.62 m、GS-TNK-2: 25.00～13.32 m）

本堆積ユニットは、採取された堆積物コア試料の最下部を構成し、主に凝灰質シルト層および砂層からなる。GS-TNK-1 においては、全体が塊状の凝灰質シルト層であり、下部（20.00～17.00 m）には貝化石が含まれる。GS-TNK-2 においては、凝灰質シルトと砂層（礫混じり粗砂～細砂）の互層からなり、15.20 m の層準に貝化石が認められる。砂層中にはパラレルラミナが発達しているが、上位の砂層中（17.00～15.20 m）にはクロスラミナやカレントリップルが発達している。最上部の 13.62～13.32 m は有機質シルトからなる。また、GS-TNK-2 の 22.6～21.5 m の層準には丸みを帯びた軽石（径５～65mm）が多く含まれている。そのうち、GS-TNK-2 の深度 22.50 m の軽石は、屈折率 n= 1.509 付近にモードを示す火山ガラスと、n=1.685 付近にモードを示す角閃石から構成され、Aso-4（～

89 ka, Smith *et al.*, 2013）またはAta（～100 ka, Smith *et al.*, 2013）に対比される可能性が高い。

GS-TNK-2の堆積ユニットbはAso-4またはAtaに対比される可能性が高い軽石を含み、後述の堆積ユニットa3～a1に覆われることから、後期更新世の堆積物と考えられる。GS-TNK-1においては、貝化石を含む塊状シルトから貝化石を含まない塊状シルトに漸移的に変化することから、塩性～汽水性の湿地から淡水性の湿地に変化する環境で堆積したシルト層と解釈し得る。GS-TNK-2においては、パラレルラミナが発達する砂層は潮汐の影響を示唆し、クロスラミナとカレントリップルは河川また潮流の影響を受けたことを示す。また、有機質シルトを含む塊状のシルト層は湿地堆積物と解釈される。以上より、本堆積ユニットは、後期更新世における河口低地堆積物（河道および後背地の湿地堆積物）と解釈した。

ⅱ）堆積ユニットa3（GS-TNK-1: 12.62～10.48 m、GS-TNK-2: 13.32～11.85 m）

本堆積ユニットは、堆積ユニットbに侵食面を介して累重し、砂層（中砂～シルト質細砂）およびシルト層の互層からなる。貝化石は認められない。GS-TNK-1においては、基底部の12.62～12.00 mは軽石を含む砂層を主体とし、砂層は上方細粒化を示す層と上方粗粒化を示す層が認められる。上部の12.00～10.48 mは塊状のシルト層およびパラレルラミナが発達するシルト層を主体とする。最上部の10.91～10.48 mは火山ガラスを含む凝灰質シルト層で、パラレルラミナが発達している。GS-TNK-2においては、基底部の13.32～12.40 mはパラレルラミナを発達させる軽石および火山ガラス混ざりの極細砂～砂質シルトからなり、上方細粒化を示す。上部は堆積構造が不明瞭であるが、軽石が混在する塊状のシルトを主体とする。また、GS-TNK-2の深度13.28 mから採取した火山ガラスは、屈折率がn=1.499～1.501の狭いレンジを示すため、AT（30 cal kBP, Smith *et al.*, 2013）に対比し得る。ただし、この火山ガラスを含む層にはパラレルラミナが発達するため、再移動して二次的に堆積したものである可能性がある。本堆積ユニットからは放射性炭素年代が得られていない。

堆積ユニットa3は、後期更新世の堆積物である堆積ユニットbに侵食面を介して累重すること、ATに対比し得る火山ガラスが含まれること、後述の堆積ユニットa2～a1に覆われることから、最終氷期の低海水準期～それに引き続く海水準上昇期の堆積物と考えられる。上方粗粒化を示す砂層は蛇行河川の氾濫原堆積物に特徴的な堆積構造である。パラレルラミナが発達するシルト層は潮汐の影響を示唆する。上方細粒化を示すパラレルラミナが発達する砂層（中砂～シルト質細砂）は、潮汐の影響を受けながら、掃流物質の供給量が減少する堆積環境を示唆する。以上より、本堆積ユニットは、最終氷期の低海水準期～それに引き続く海水準上昇期に形成された蛇行河川帯～感潮河川帯堆積物と解釈した。

ⅲ）堆積ユニットa2（GS-TNK-1: 10.45～3.25 m、GS-TNK-2: 11.85～4.10 m）

本堆積ユニットは、堆積ユニットa3に侵食面を介して累重し、主に貝化石を含む塊状のシルト層からなる。GS-TNK-1においては、堆積ユニットa2の基底付近（10.45～10.00 m）は細砂混ざりの淘汰の悪いシルト層であり、上方ほど細粒化して細砂の含有量が減少する。全体としては貝化石が混ざった塊状のシルト層からなり、パッチ状に火山ガラスを

含んだ砂質シルトが含まれる。GS-TNK-1 の深度 3.95 m に含まれる火山ガラスは、屈折率が n=1.498～1.501 の狭いレンジを示すため、AT に対比し得る。貝化石の放射性炭素年代は 10.17～8.65 cal kBP を示す。GS-TNK-2 においては、堆積ユニット a2 の基底付近（11.85～11.60 m）は上方細粒化を示す砂質シルトであり、下位の堆積ユニット a3 最上部の軽石が混在する。全体としては貝化石が混ざった塊状のシルト層からなり、火山ガラスがパッチ状に認められる。GS-TNK-2 の深度 5.05 m に含まれる火山ガラスは、屈折率が n=1.499～1.502 の狭いレンジを示すため、AT に対比し得る。貝化石の放射性炭素年代は 10.24～8.94 cal kBP を示す。

堆積ユニット a2 は、堆積年代にもとづくと、後氷期の海水準上昇期の堆積物である。基底の侵食面を覆う細砂混ざりのシルト層および砂質シルトは、海進ラグ堆積物と解釈される。貝化石が混ざった塊状のシルト層は、内湾堆積物またはプロデルタ堆積物と解釈される。以上より、本堆積ユニットは、後氷期の海水準上昇期に形成された内湾堆積物またはプロデルタ堆積物と解釈した。

ⅳ）堆積ユニット a1（GS-TNK-1: 3.25～0.00 m、GS-TNK-2: 4.10～0.00 m）

本堆積ユニットは、堆積ユニット a2 に累重し、貝化石を含むシルト質細砂～シルト層からなる。GS-TNK-1 においては、不連続に粗粒化する深度 3.25 m を堆積ユニット a1／a2 境界とした。GS-TNK-1 の深度 3.25～1.90 m は、やや不明瞭であるが、上方粗粒化を示す。全体として生物擾乱が顕著で、貝化石が含まれる。GS-TNK-1 の深度 3.21 m には火山ガラスが含まれるが、その火山ガラスは屈折率が n=1.498～1.501 の狭いレンジを示すため、AT に対比し得る。貝化石の放射性炭素年代は 4.18～2.48 cal kBP を示す。GS-TNK-2 においては、不連続に粗粒化する深度 4.10 m を堆積ユニット a1／a2 境界とした。GS-TNK-2 の深度 4.10～2.20 m は上方粗粒化を示す。全体として生物擾乱が顕著で、貝化石が含まれる。GS-TNK-2 の深度 4.16 m および深度 5.05 m には火山ガラスが含まれるが、その火山ガラスは屈折率が n=1.498～1.501 の狭いレンジを示すため、AT に対比し得る。貝化石の放射性炭素年代は 8.63～0.29 cal kBP を示す。

堆積ユニット a1 は、堆積年代にもとづくと、後氷期の海水準上昇期から高海面期の堆積物である。貝化石が混ざったシルト質細砂～シルト層は、現在の内湾底まで連続的に形成されていることから、内湾堆積物またはプロデルタ堆積物と解釈される。上方粗粒化を示す層準は、堆積システムが海側に前進的に移動して形成したパラシーケンスである可能性がある。以上より、本堆積ユニットは、後氷期の海水準上昇期から高海面期に形成された、堆積システムの前進を伴う内湾堆積物またはプロデルタ堆積物と解釈した。

d）鉛直方向における堆積物の物性変化

堆積物コア試料の帯磁率および CT 値の測定結果（図 106，図 107）にもとづき、堆積物の物性変化を検討した。

ｉ）帯磁率の鉛直変化

帯磁率の変化は概ね堆積物の粒径変化と調和的であり、細粒な砕屑物で構成される堆積物ほど帯磁率が小さく、粗粒な砕屑物で構成される堆積物ほど帯磁率が大きい傾向を示す。シルト層における帯磁率は 10^{-4}～10^{-3}（SI unit）を示し、砂層における帯磁率は 10^{-1}（SI unit）以下を示す。一般に、帯磁率はシルト層においては鉛直変化が小さく、砂層では鉛直変化が大きい。

一方で、肉眼観察にもとづく観察では堆積物の粒径変化が乏しくても、帯磁率が変化する層準が認められる。堆積ユニット a2（内湾～プロデルタ堆積物）内における帯磁率は、GS-TNK-1 においては深度 6.0 m、GS-TNK-2 においては深度 7.7 m を境として不連続に減少し、下部で 10^{-3}（SI unit）前後、上部で 10^{-4}（SI unit）前後を示す。放射性炭素年代測定結果にもとづくと、堆積ユニット a2 内において帯磁率が急減する層準は、同時代の堆積面かは不明であるが、海水準上昇期の海域における堆積環境の変化によるものと解釈できる。こうした帯磁率の変化は堆積物を構成する砕屑物粒子の種類（鉱物種の構成比）の急変を反映している可能性があり、具体的な環境変化の推定が今後の検討課題である。

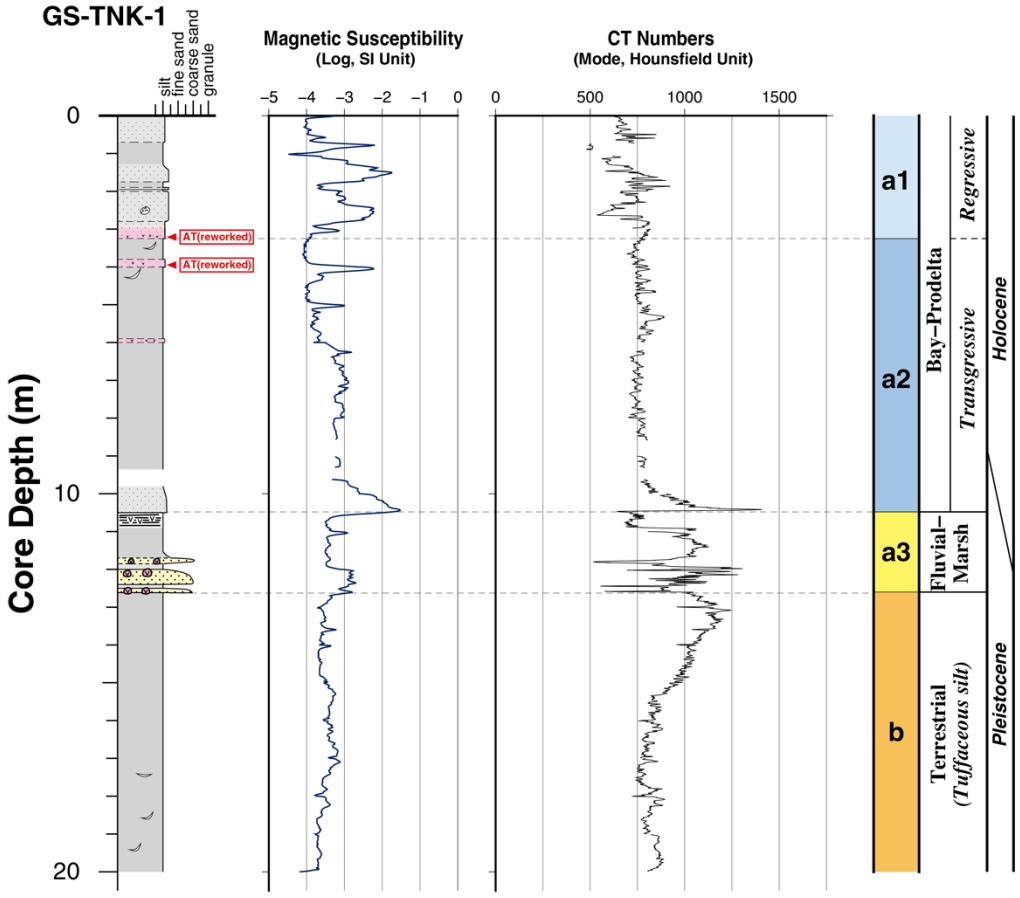


図 106　GS-TNK-1 コアの帯磁率および CT 値

ⅱ）CT 値の鉛直変化

CT 値の変化は概ね堆積物の粒径変化と調和的であり、細粒な砕屑物で構成される堆積物ほど CT 値が小さく、粗粒な砕屑物で構成される堆積物ほど CT 値が大きい傾向を示す。また、海底面直下における含水率の高いシルト層の CT 値は、より深部のシルト層の CT 値よりも小さい。このことは、CT 値が含水率のような物性を反映していることを示している。また、空隙率の大きな軽石を主体とする層準の CT 値は小さくなる。

堆積ユニット a1 および a2（内湾～プロデルタ堆積物）に着目すると、塊状のシルト層からなる堆積物において、鉛直方向 10^1～10^2 cm の間隔で CT 値の増減を繰り返すような変動を認められる。こうした変動パターンは帯磁率や肉眼観察における層相変化にはほとんど認識できない。そのため、粒径に代表される岩相の変化ではなく、物性（含水率や湿潤密度）の違いを反映して、CT 値が変動していると推察される。

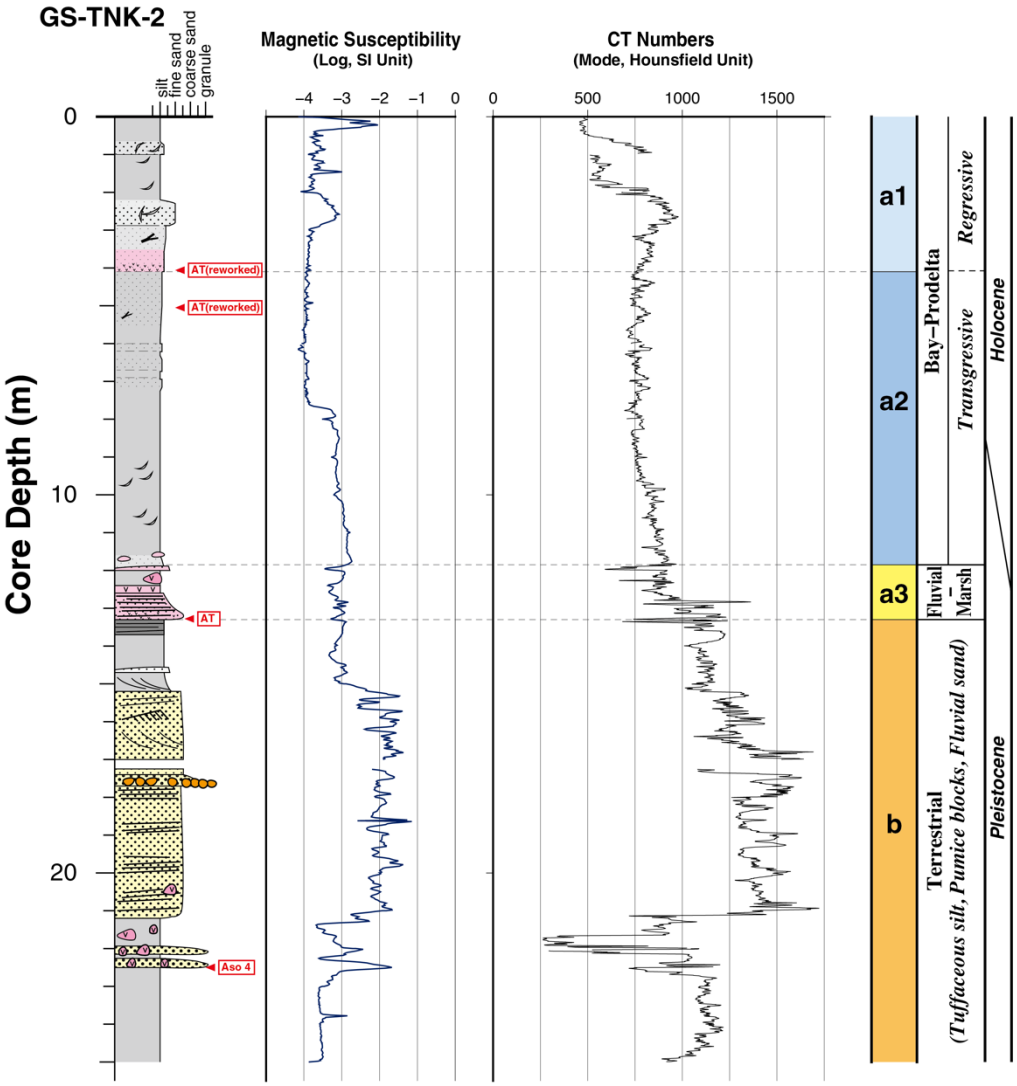


図 107　GS-TNK-2 コアの帯磁率および CT 値

e）高分解能音波探査記録の解析

高分解能音波探査によって取得したデータに基づくサイスミックキューブから、垂直スライス断面を獲得した。GSY_5 測線（楮原・他，2011）における二次元音波探査記録の断面（再解析処理済み）とサイスミックキューブから作成した垂直スライス断面（InLine104）を比較し、整合性を確認した（図 108）。2 つの断面は、同程度の分解能を持ち、同一の地質構造を把えている。また、垂直スライス断面では、三次元的な処理を実施したことにより、水平方向の連続性に改善が認められる。以上のことから、垂直スライス断面は二次元音波探査記録と同等かそれ以上の精度で地質構造を捉えているとみなした。

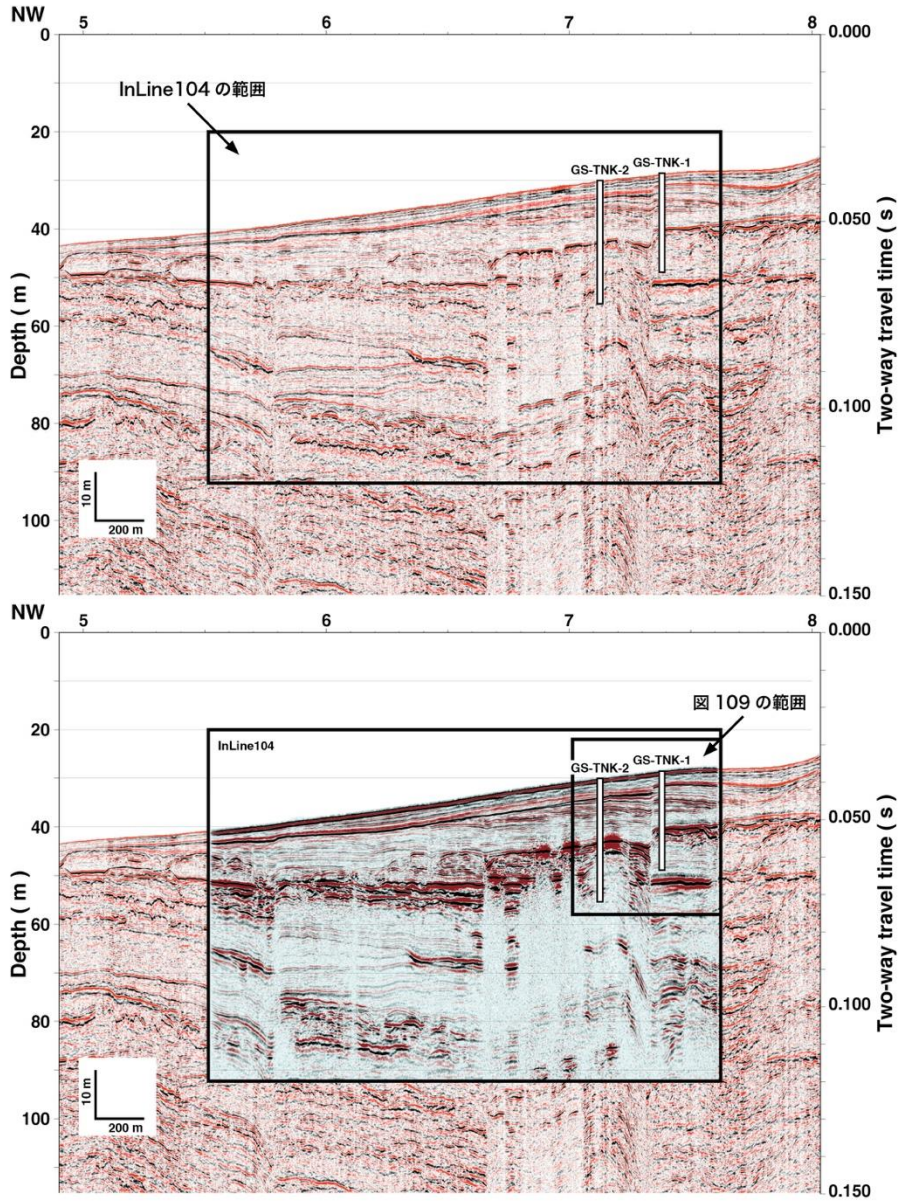


図 108　音波探査記録（上）と垂直スライス断面（下）の比較
既存の音波探査記録（GSY_5：楮原・他，2011）の再解析断面（上）に垂直スライス断面（InLine104）を重ねた（下）。大きい四角の領域は InLine104 の範囲を、小さい四角の領域は図 109 の範囲を示す。

ｉ）音波探査記録断面と海上ボーリング調査で取得した堆積物との対比

音波探査にもとづく垂直スライス断面（InLine104）にボーリング掘削地点（GS-TNK-1、GS-TNK-2）の柱状図を投影し、評価対象断層周辺における音響パターンと堆積物の関係を検討した（図 109）。

GS-TNK-1 掘削地点においては、垂直スライス断面上における海底面からの深度（以下、「断面深度」）0.0～11.5 m では、数 10 cm の間隔で水平方向に連続する比較的明瞭な反射面が認められる。この層準は、GS-TNK-1 コアにおける堆積ユニット a1、a2 および a3 上部のシルト層を主体とする堆積物に相当する。断面深度 11.5～13.0 m では、連続性の良い明瞭な反射面が認められる。この層準は GS-TNK-1 コアにおける堆積ユニット a3 下部の軽石混じりの砂層を主体とする堆積物に相当する。断面深度 13.0～20.0 m では、やや不明瞭な水平方向に連続する反射面が認められる。この層準は GS-TNK-1 コアにおける堆積ユニット b の、塊状のシルト層からなる堆積物に相当する。

GS-TNK-2 掘削地点においては、断面深度 0.0～12.5 m では、数 10 cm の間隔で水平方向に連続する比較的明瞭な反射面が認められる。この層準は、GS-TNK-2 コアにおける堆積ユニット a1、a2 および a3 上部の、シルト層を主体とする堆積物に相当する。断面深度 12.5～15.0 m では、連続性の良い明瞭な反射面が認められる。この層準は GS-TNK-2 コアにおける堆積ユニット a3 下部および b 上部の砂層とシルト層の互層からなる堆積物に相当する。断面深度 15.0～25.0 m はやや不明瞭な反射面が認められる。この層準は GS-TNK-2 コアにおける堆積ユニット b 中部の砂層を主体とする堆積物および、堆積ユニット b 下部のシルト層を主体とする堆積物に相当する。

GS-TNK-1 掘削地点における断面深度 11.5～13.0 m および GS-TNK-2 掘削地点における断面深度 12.5～15.0 m に認められる連続性のよい明瞭な反射面が認められる層準は、両地点ともに堆積ユニット a3／b 境界の層準にあたる。堆積物コアの解析にもとづくと、堆積ユニット a3／b 境界は、最終氷期の低海面期に形成された侵食面と解釈される。よって、堆積ユニット a3／b 境界はいわゆる「沖積層」（以下、「沖積層」）の基底に対比できる。また、堆積ユニット a1、a2 および a3 は沖積層に対比できる。

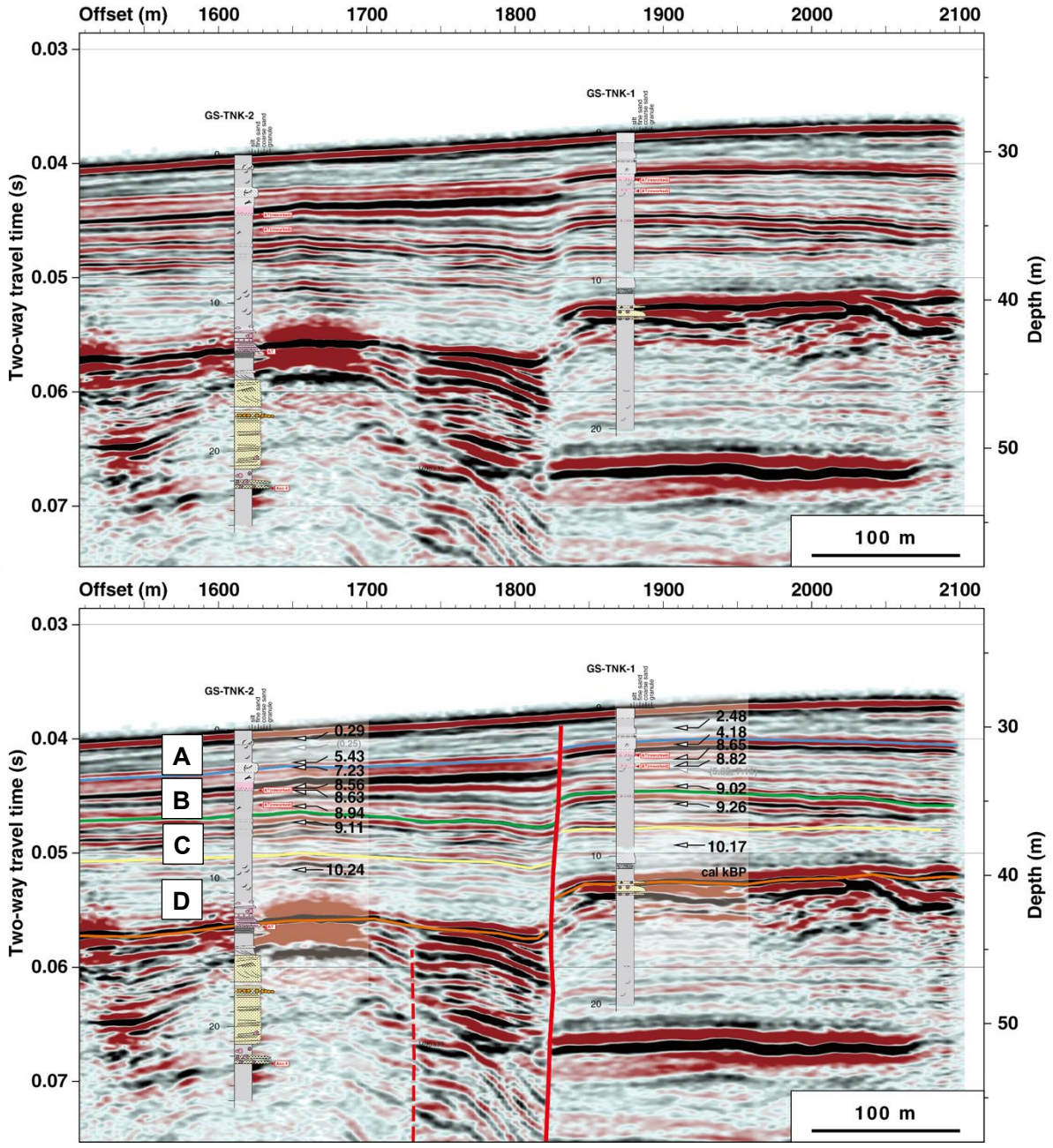


図 109　垂直スライス断面と堆積物コアの対比

上：垂直スライス断面（InLine104）に GS-TNK-1 および GS-TNK-2 における柱状図を重ねた。下：音波探査記録にもとづく沖積層の区分および断層線（赤実線および赤破線）を加筆。図の範囲は図 108 に示した。

ⅱ）音響パターンに基づく沖積層区分と各層の形成年代

垂直スライス断面上における音響パターンの類似性にもとづいて、沖積層を４層に区分した（図 109。下位から、D 層、C 層、B 層、A 層）。いずれの層も、評価対象断層を挟んで北東側（沖側）が南西側（陸側）と比較して厚く堆積している。このことは、断層変位の繰り返しによる累積性を示す。

垂直スライス断面における断面深度と海上ボーリング調査によるコア掘削深度が一致すると仮定し、各層において評価対象断層を挟んだ２地点で得られた放射性炭素年代を比較した。D 層における年代値は、GS-TNK-1 掘削地点からは 10.17 cal kBP、GS-TNK-2 掘削地点からは 10.24 cal kBP を得た。C 層における年代値は、GS-TNK-1 掘削地点からは 9.26 cal kBP、GS-TNK-2 掘削地点からは 9.11 cal kBP を得た。B 層における年代値は、GS-TNK-1 掘削地点からは 9.02～4.18 cal kBP、GS-TNK-2 掘削地点からは 8.94～8.56 cal kBP を得た。A 層における年代値は、GS-TNK-1 掘削地点からは 2.48 cal kBP、GS-TNK-2 掘削地点からは 7.23～0.29 cal kBP を得た。A 層と B 層の境界付近を除けば、検討対象断層を挟んだ各層の年代はよく一致している。このことは、音響パターンの類似性にもとづいて区分された各層が同時代の堆積物であることを支持している。

また、堆積曲線（図 104, 図 105）にもとづいて、GS-TNK-1 および GS-TNK-2 掘削地点における各層の境界深度の年代を求めた。それぞれの境界深度の年代（GS-TNK-1、GS-TNK-2 の順）は、C 層／D 層境界で 9.79 cal kBP および 9.95 cal kBP、B 層／C 層境界で 9.10 cal kBP および 9.04 cal kBP、A 層／B 層境界で 4.07 cal kBP および 7.49 cal kBP である。C 層／D 層境界および B 層／C 層境界の年代は、よく合っている。A 層／B 層境界は年代幅が相対的に大きい。GS-TNK-2 における A 層／B 層境界付近の放射性炭素年代は、堆積ユニット a1 下部の比較的粗粒な堆積物（砂質シルト～シルト質細砂）から得られている。この堆積物は再移動して二次的に形成された可能性が高く、そのために放射性炭素年代が実際よりも古い年代値を示していることもあり得る。以上のことは今後の検討課題であるが、現時点において、A 層／B 層境界において GS-TNK-1 で求められた年代値（4.07 cal kBP）は GS-TNK-2 で求められた年代値（7.49 cal kBP）と比べて信頼性が高いと考えられる。

D 層基底の年代値は直接的には求められないため、堆積曲線と海水準変動曲線にもとづいて形成年代の絞り込みを行った。八代海における代表的な相対的海水準曲線は得られてないため、ユースタティックな海水準変動曲線を近似すると推定される Barbados における理論的な相対的海水準変動曲線（Peltier and Fairbanks, 2006）にもとづいて検討した（図 110）。現在の八代海における潮位差（最大約６m）の幅を持たせて海水準曲線と堆積曲線および堆積相を比較すると、各地点の堆積曲線の延長から求めた堆積ユニット a2/a3 境界のプロットが、地殻変動を考慮しない曲線または 0.5 m/ky で沈降させた曲線と調和する。よって、これらの海水準変動曲線を採用すると、D 層基底深度が潮汐の影響下に入るのは約 11 cal kBP である。D 層は堆積ユニット a3（蛇行河川～感潮河川堆積物）によって構成されることから、その基底付近の堆積物は約 11 cal kBP に形成されたと推定される。ただし、上記の年代の絞り込みの議論は、現在得られているデータにもとづくものであり、今後の検討で変更もありうる。

音波探査記録断面について、評価対象断層の活動性を検討するために各層の境界面でのフラットニングを行った（図 111）。フラットニングは、GSY_5 測線（楮原・他，2011）の再解析断面にもとづいて実施した。これによって A 層、B 層、C 層、D 層のいずれにおいても、評価対象断層を挟んで北東側（沖側）が南西側（陸側）と比較して、層厚分布が厚くなる。評価対象断層の挟む層厚変化を比較すると、A 層、B 層、D 層における変化に対して C 層における変化は相対的に小さい（図 111(d),(e)）。しかし、C 層に層厚変化があることは確実であり、C 層の層厚を変化させる断層活動は否定できない。よって、沖積層の形成開始（約 11 cal kBP）から少なくとも 4 回（C 層を除けば 3 回）の断層活動が示唆される。それぞれの断層活動時期の絞り込みが今後の検討課題である。

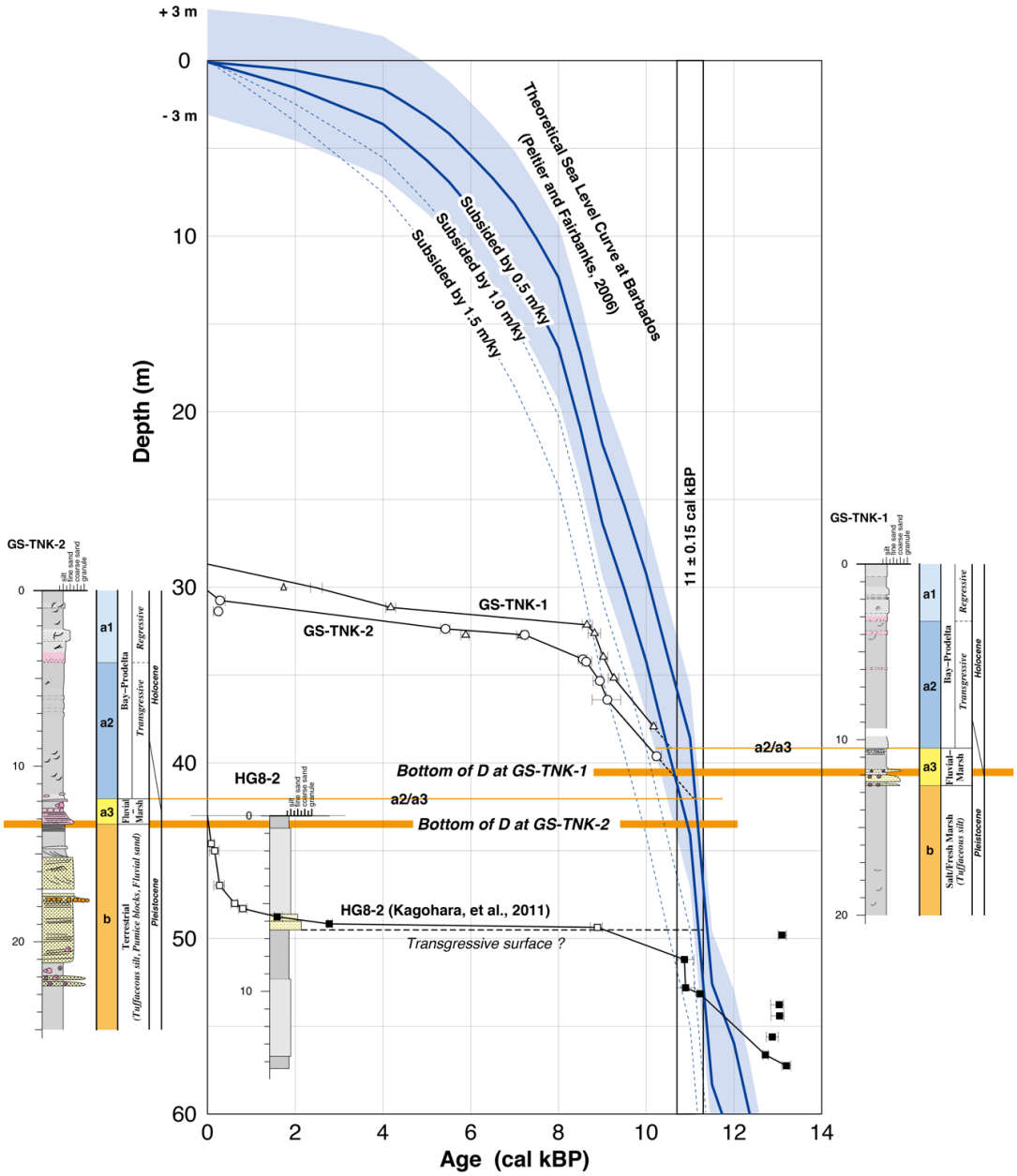


図 110　海水準変動曲線と堆積曲線の対比

D 層基底面（≒沖積層の基底面）は、11 cal kBP 前後に潮汐の影響下に入り、その上位に堆積ユニット a3（蛇行河川～感潮河川堆積物）が累重したと推定される。

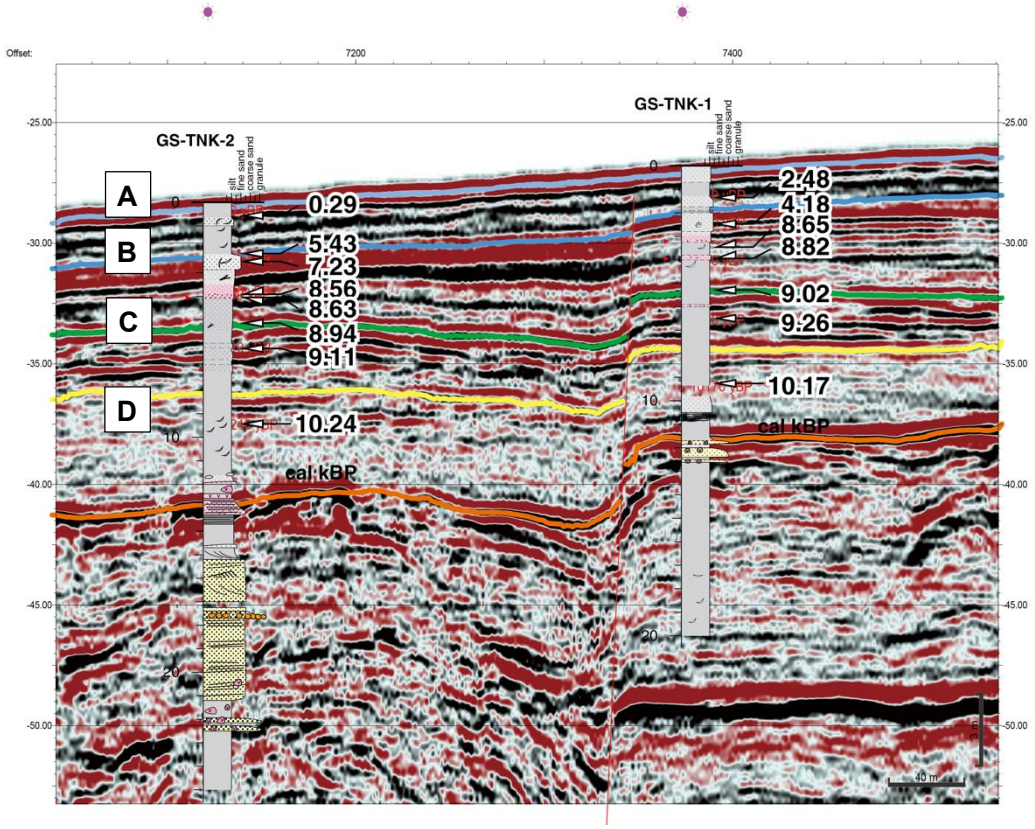


図 111（a）フラットニング前

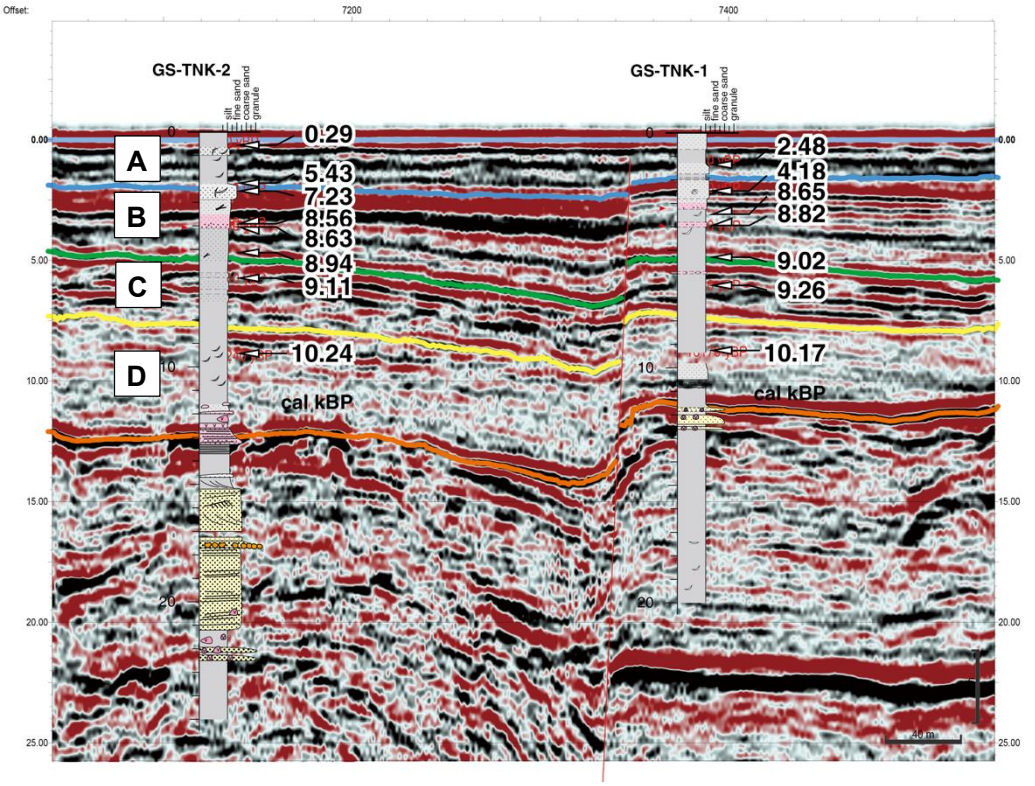


図 111（b）A 層上面（海底面）におけるフラットニング

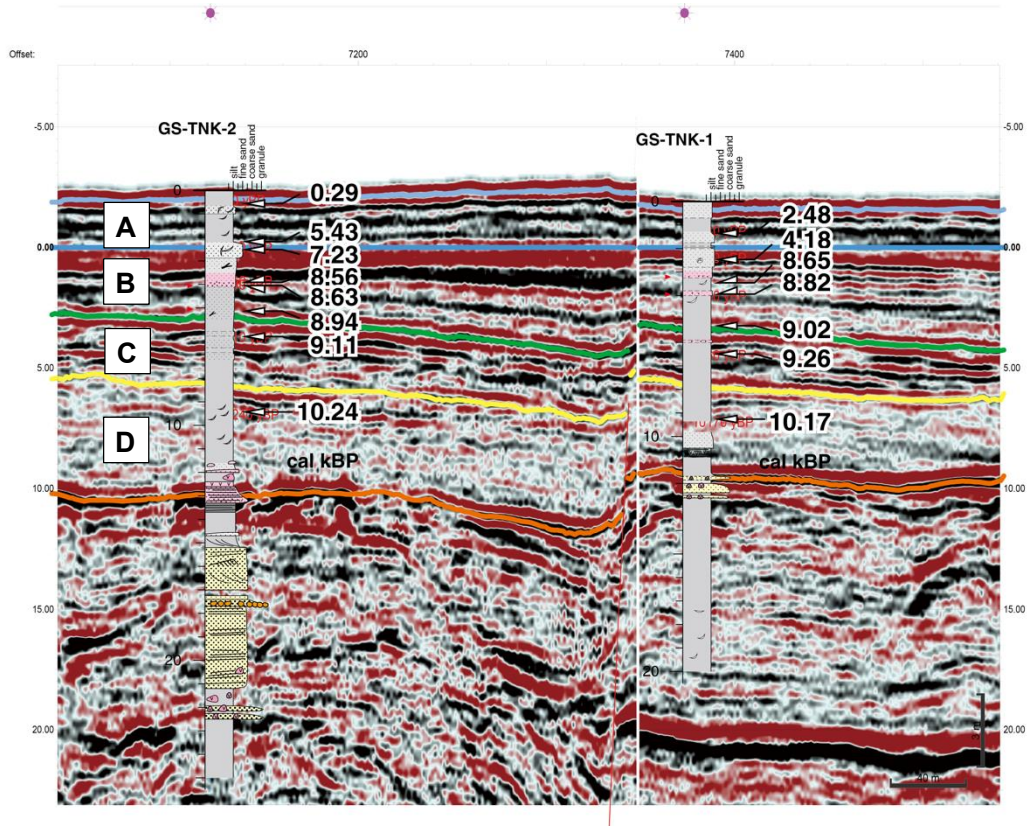


図 111（c）A 層／B 層境界面におけるフラットニング

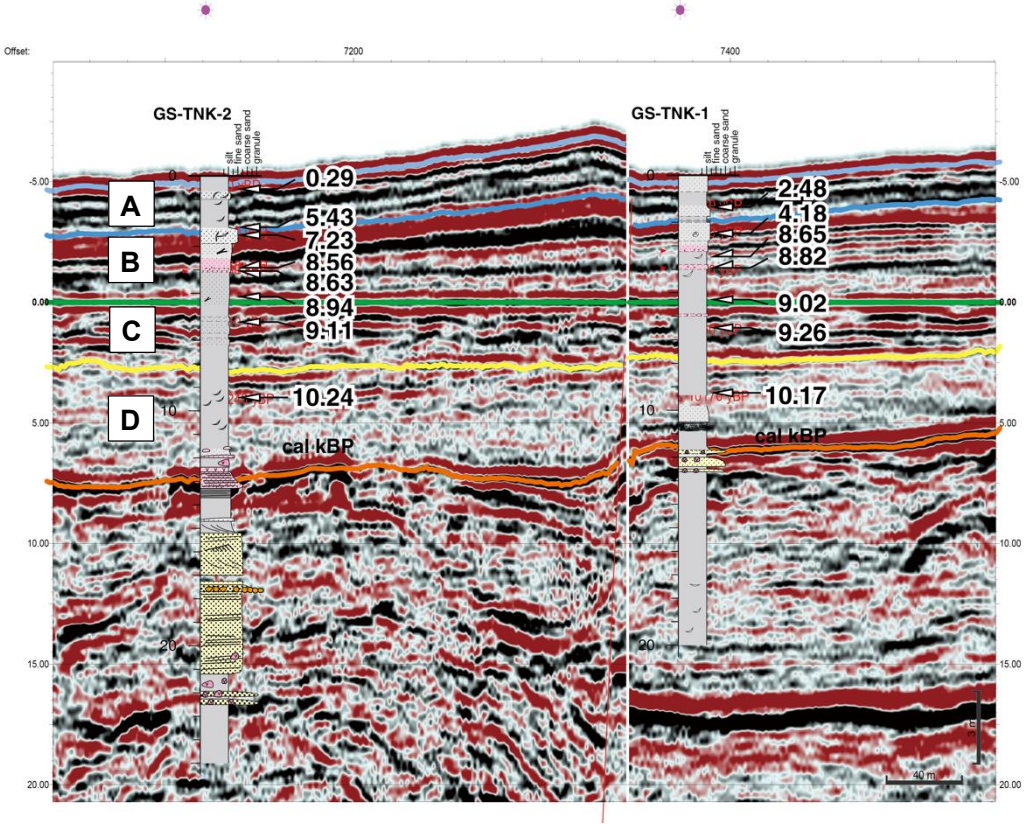


図 111（d）B 層／C 層境界面におけるフラットニング

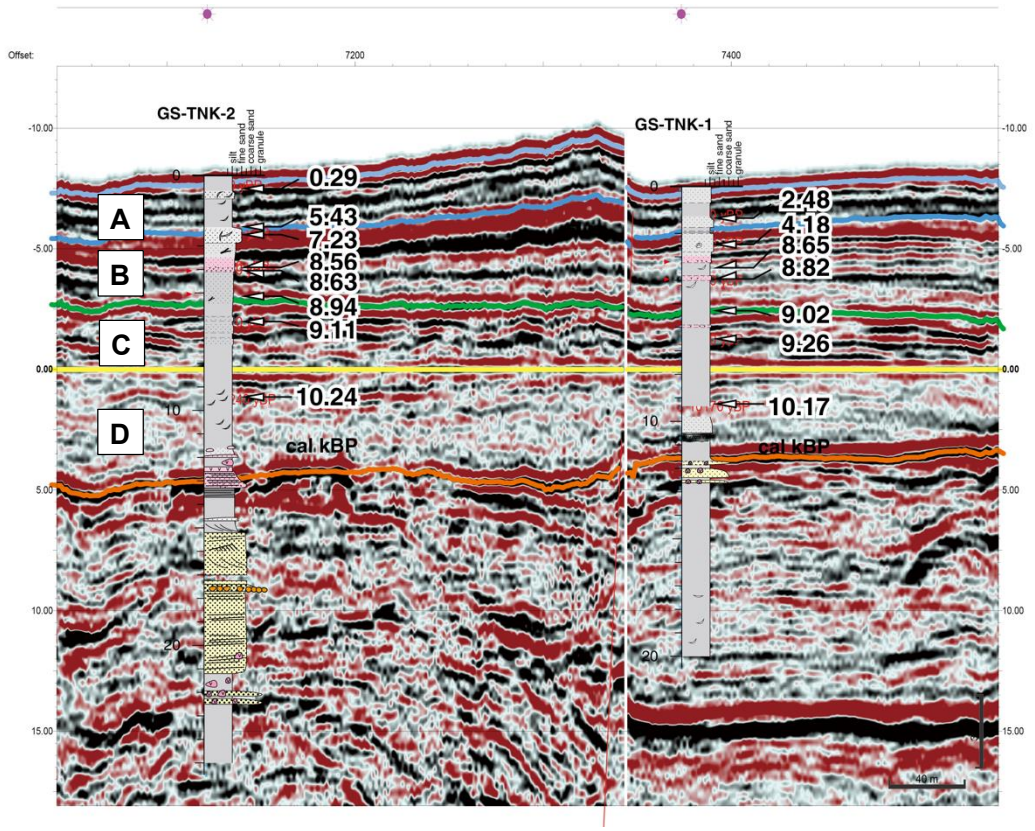


図 111（e）C 層／D 層境界面におけるフラットニング

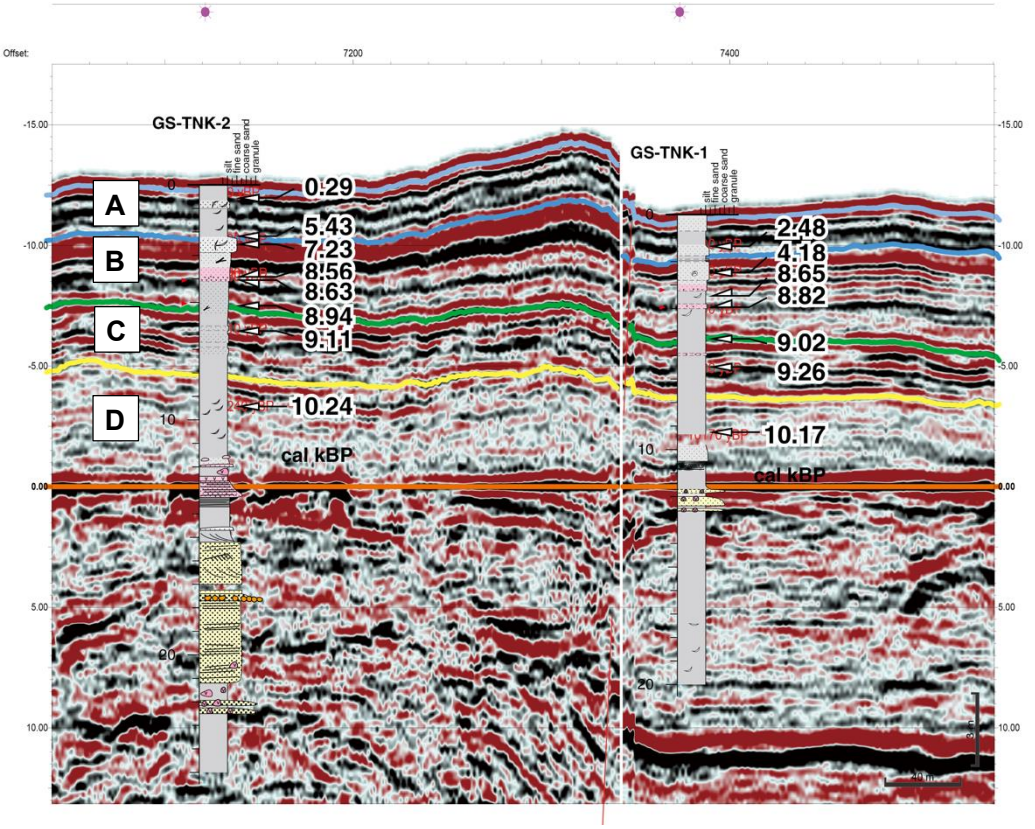


図 111（f）D 層基底面（沖積層基底面）におけるフラットニング

iii)音響パターンと堆積物の物性

垂直スライス断面の上に、海上ボーリング掘削地点における柱状図と堆積物コアの解析結果（帯磁率およびCT値）を重ねて、音響パターンと堆積物の物性との関係を比較した（図112)。図112には音響パターンにもとづく沖積層区分の境界を書き入れた。

垂直スライス断面においてA層／B層境界とした反射面には、GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、岩相および帯磁率・CT値に変動を認識できる。A層／B層境界はシルト層中に挟在する層厚1 m程度のシルト質細砂～砂質シルト層に対応し、岩相の変化と調和的に帯磁率・CT値にも変動が認められる。

B層／C層境界とした反射面には、GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、岩相の変化が乏しい。GS-TNK-1においては、B層／C層境界の50 cm程度下位に帯磁率が急変する層準が認められるが、GS-TNK-2においてはB層／C層境界付近において帯磁率の変動が認められない。GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において，CT値はB層／C層境界を含む深度で数10 cm間隔で変動が繰り返されている。以上のことから、B層／C層境界の反射面は、CT値の変動に現れる堆積物の物性の違いによって形成されていると解釈される。

C層／D層境界とした反射面には、GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、岩相の変化が乏しい。GS-TNK-1においては、C層／D層境界の直上に帯磁率の変動が認められるが、GS-TNK-2においてはC層／D層境界付近において帯磁率の変動が認められない。GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、CT値はC層／D層の直上において変動が認められる。以上のことから、C層／D層境界の反射面は、CT値の変動に現れる堆積物の物性の違いによって形成されていると解釈される。

D層基底とした反射面には、GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、岩相および帯磁率・CT値に変動を認識できる。GS-TNK-2においては帯磁率の変動はわずかだが、GS-TNK-1においては岩相変化と調和的に帯磁率が変動する。GS-TNK-1およびGS-TNK-2の両方において、CT値の変動を認められる。

垂直スライス断面に認識できる連続性のよい反射面には、岩相の変化が認められる層準に形成されたものと、岩相の変化は乏しいが物性の変化が認められる層準に形成されたものがあると解釈された。比較的均質な塊状のシルト層においても、CT値の変化がある層準に反射面が形成されている。よって、垂直スライス断面に認識できる連続性のよい反射面は物性変化に伴う堆積物のインピーダンスの差異によって形成されたものであると解釈され、垂直スライス断面の内部反射面は地質構造を反映したものとみなせる。以上のことは、垂直スライス断面にもとづく断層変位に関する解釈の信頼性を裏付ける。

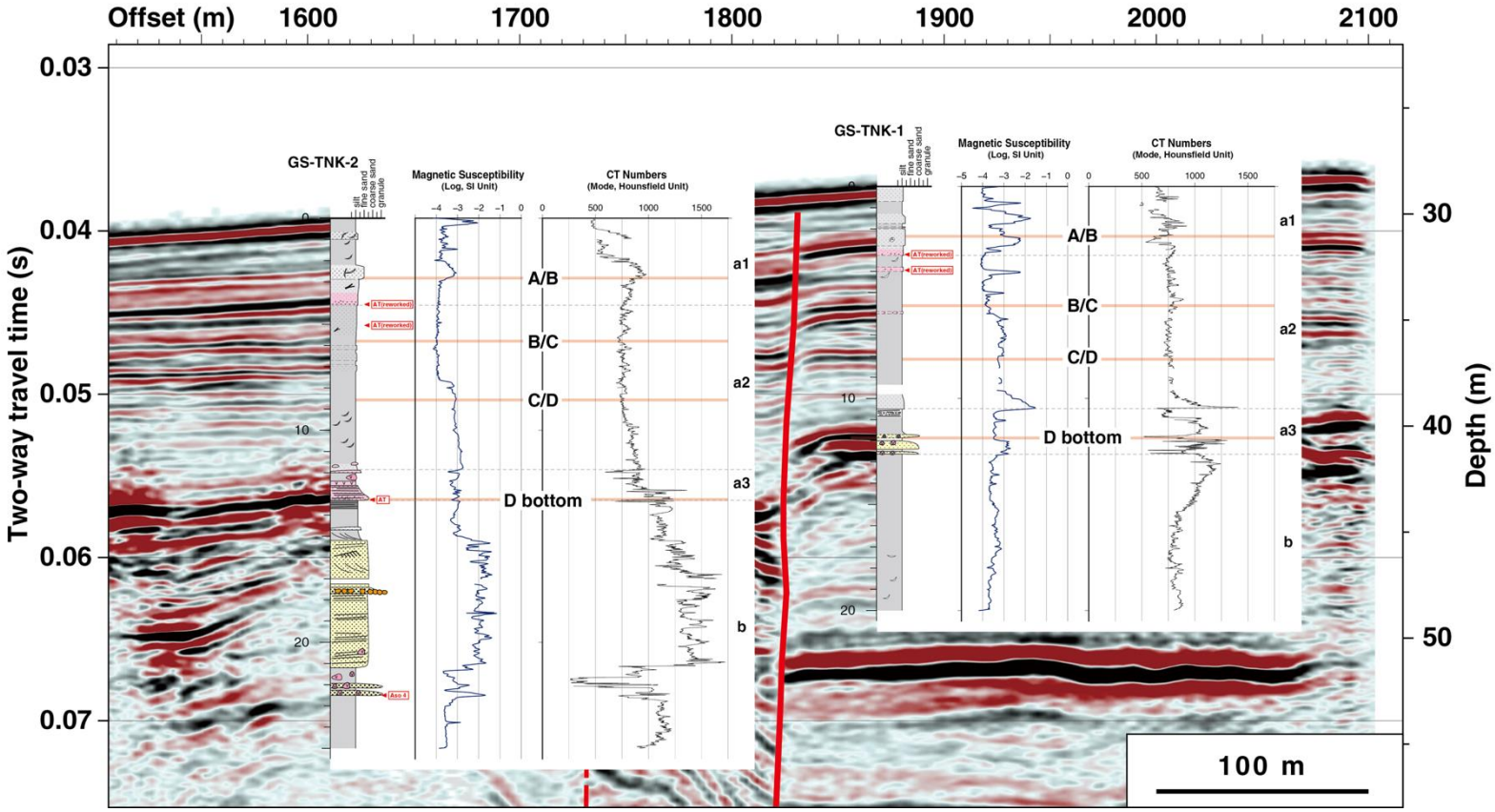


図 112　垂直スライス断面と堆積物コア分析結果の比較

f）音波探査にもとづく評価対象断層の形状

音波探査にもとづいて作成した垂直スライス断面および水平スライス断面にもとづき、評価対象断層の形状を検討した。図 113 に垂直スライス断面の作成位置を示す。InLine 方向（北北西-南南東方向）における垂直スライス断面の測線（以下、「InLine 測線」）のうち、InLine104 には 2 地点の海上ボーリング掘削地点が含まれる。X-Line 方向における垂直スライス断面の測線（以下、「X-Line 測線」）のうち、X-Line645 と X-Line748 には海上ボーリング GS-TNK-2 と GS-TNK-1 の掘削地点がそれぞれ含まれる。

i）垂直スライス断面にもとづく断層形状

InLine 測線の垂直スライス断面（図 114（a)～(k)）において、評価対象断層は Offset 1510～1830 m の範囲に認識できる。垂直スライス断面を InLine 測線の番号順（南西から北東に向けて番号が大きくなる）に見ると、評価対象断層は InLine24～56 の範囲では断面図上で南東から北西方向に、InLine56～104 の範囲では断面図上で北西から南東方向に、InLine104～172 の範囲では断面図上で南東から北西方向に移動している。すなわち、InLine 測線の垂直スライス断面は、評価対象断層が折れ曲がった平面形状を持つことを示す。また、X-Line 測線の垂直スライス断面（図 114（l)～(o)）においても評価対象断層を認識できる。垂直スライス断面を X-Line 測線の番号順（北西から南東に向けて番号が大きくなる）に見ると、X-Line597～669 においては 1 条の断層が北東から南西方向に移動し、X-Line693 と 717 においては 3 条の断層が認められ、X-Line741 と 748 においては断層が認められなくなる。

評価対象断層以外の主要な断層としては、InLine 測線において InLine40～136 には、Offset150～350 m の範囲に、海底面付近までを変位させる断層が認められる。

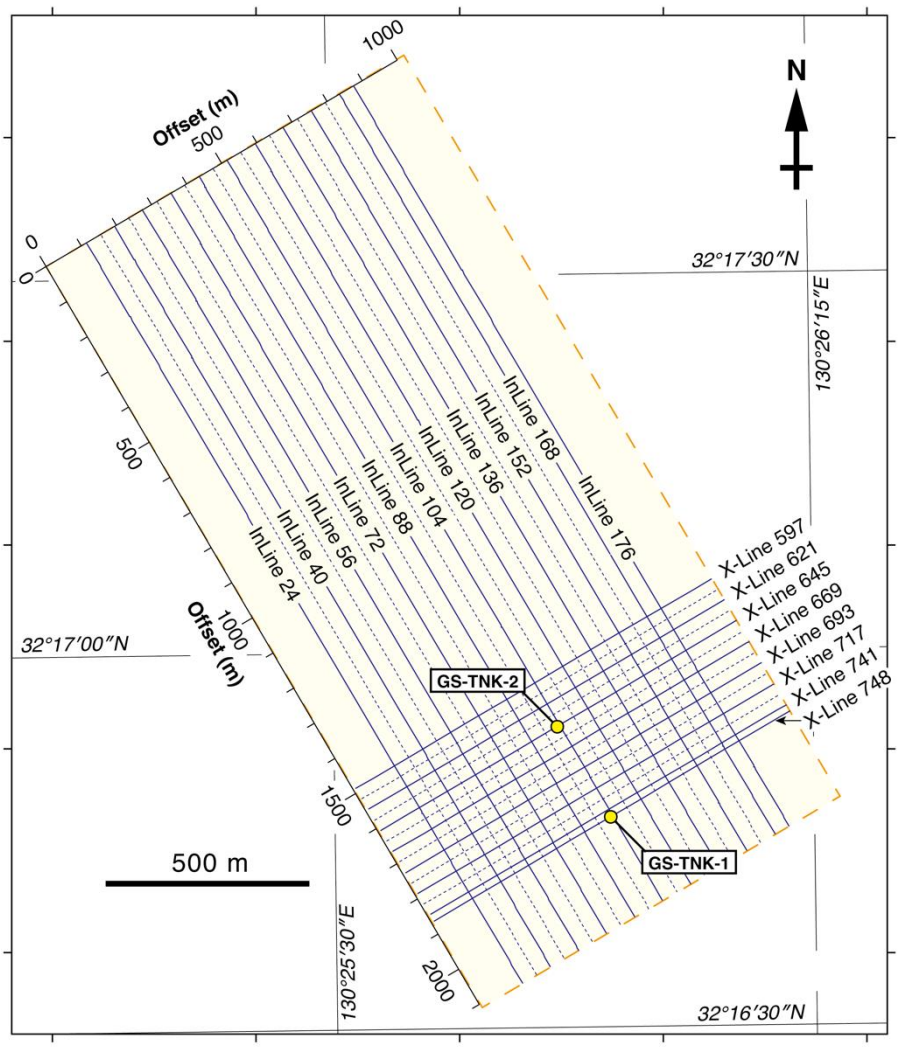


図 113　垂直スライス断面作成位置

薄黄色はサイスミックキューブの範囲。青実線は図 114 の垂直スライス断面の位置。

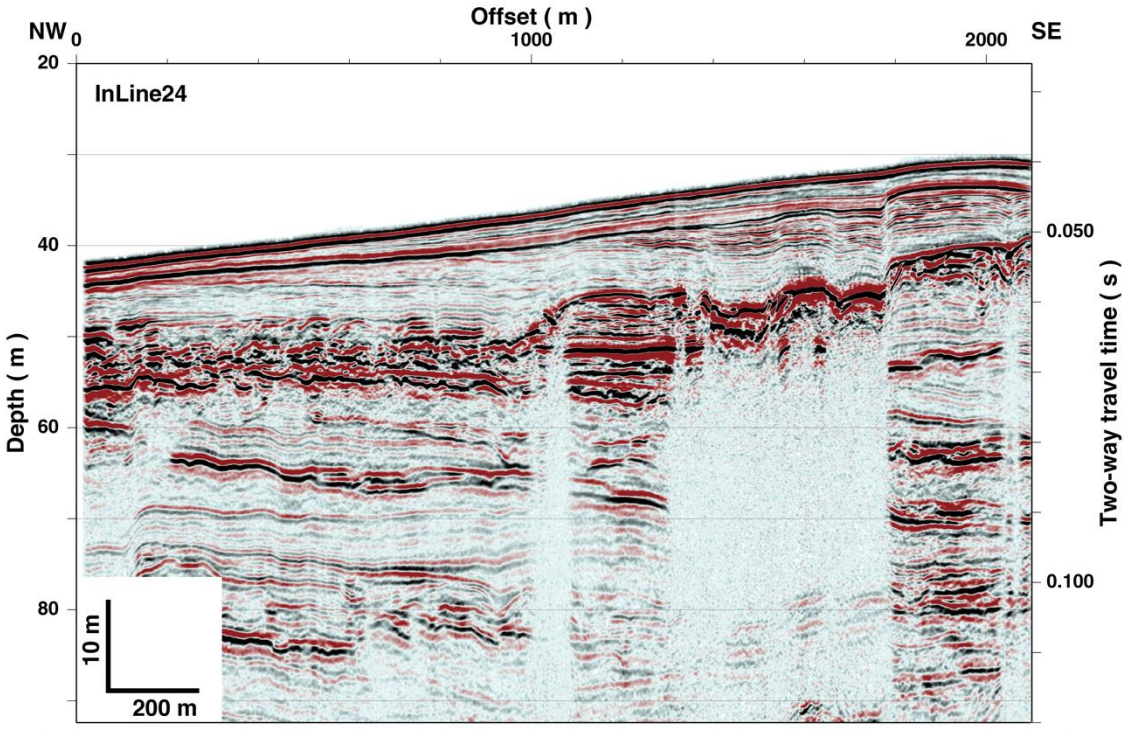


図 114（a）垂直スライス断面（InLine 24）

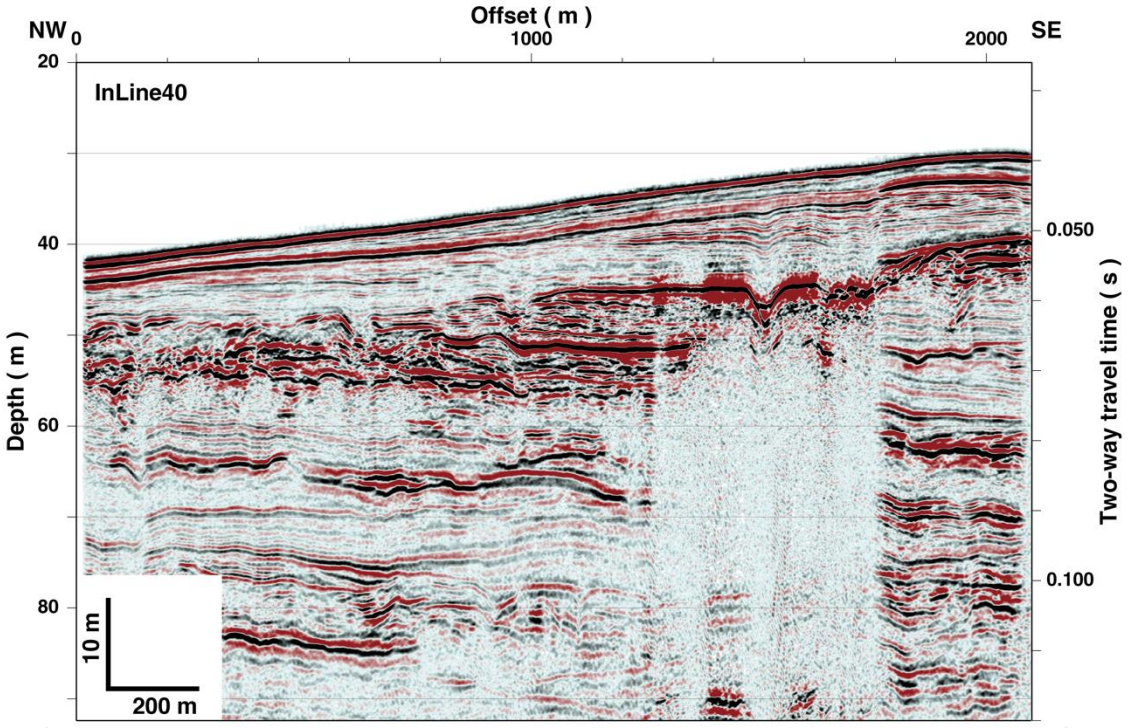


図 114（b）垂直スライス断面（InLine 40）

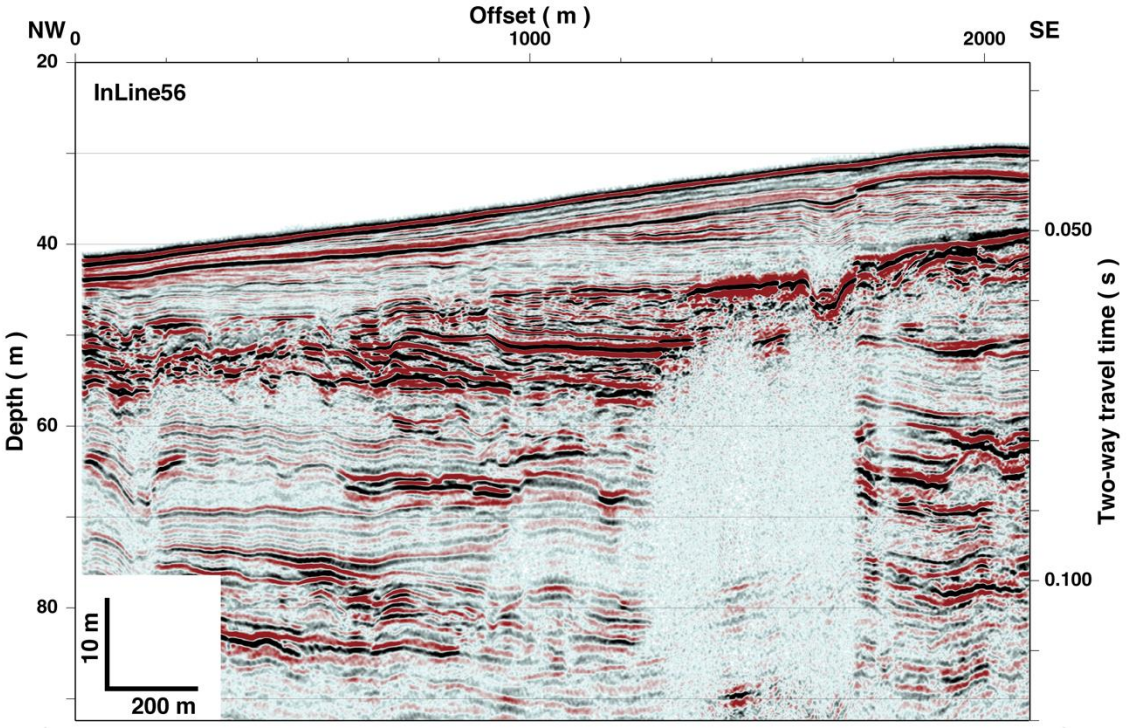


図 114（c）垂直スライス断面（InLine 56）

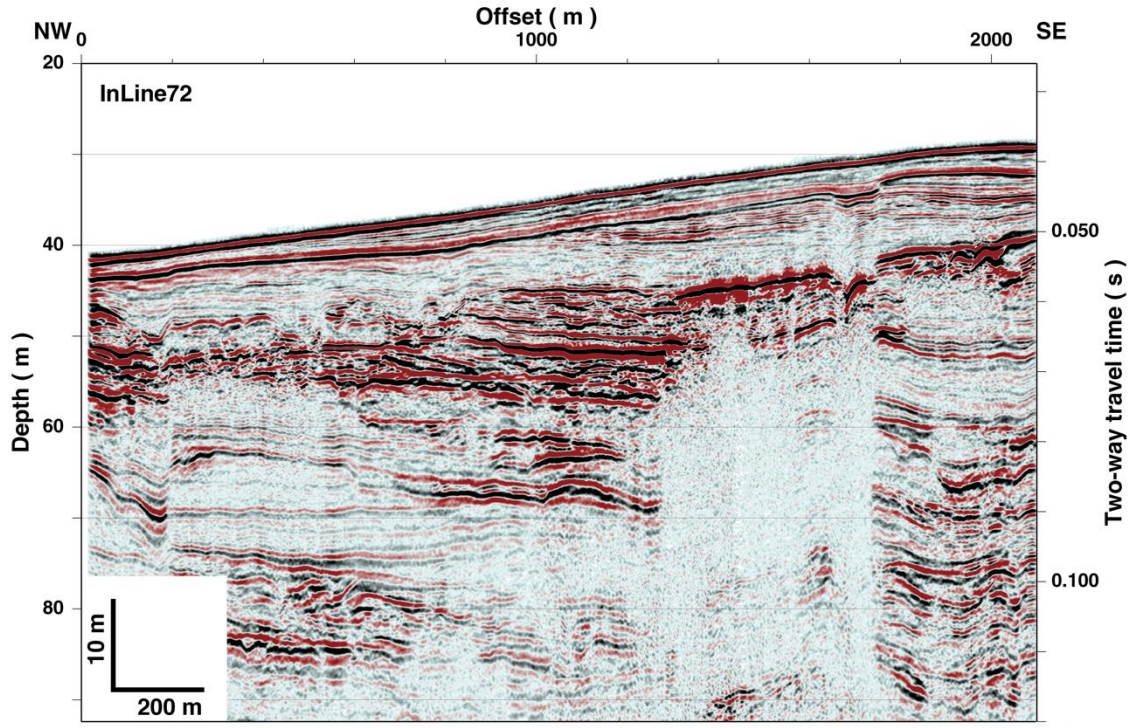


図 114（d）垂直スライス断面（InLine 72）

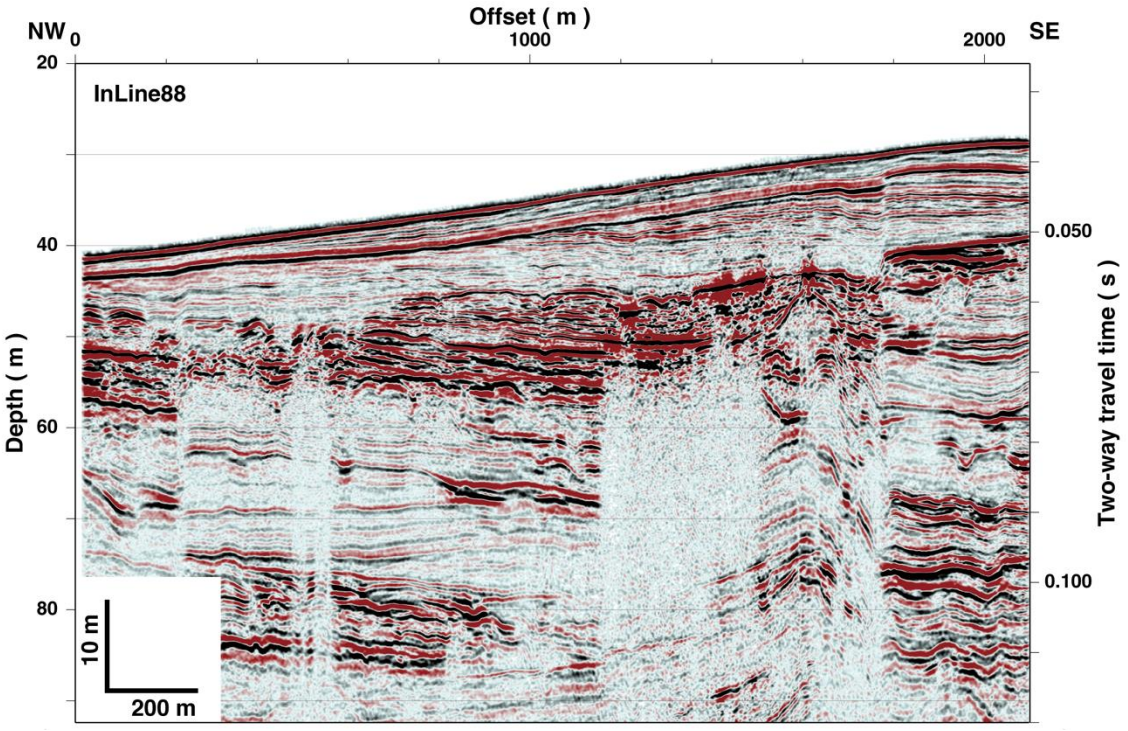


図 114（e）垂直スライス断面（InLine 88）

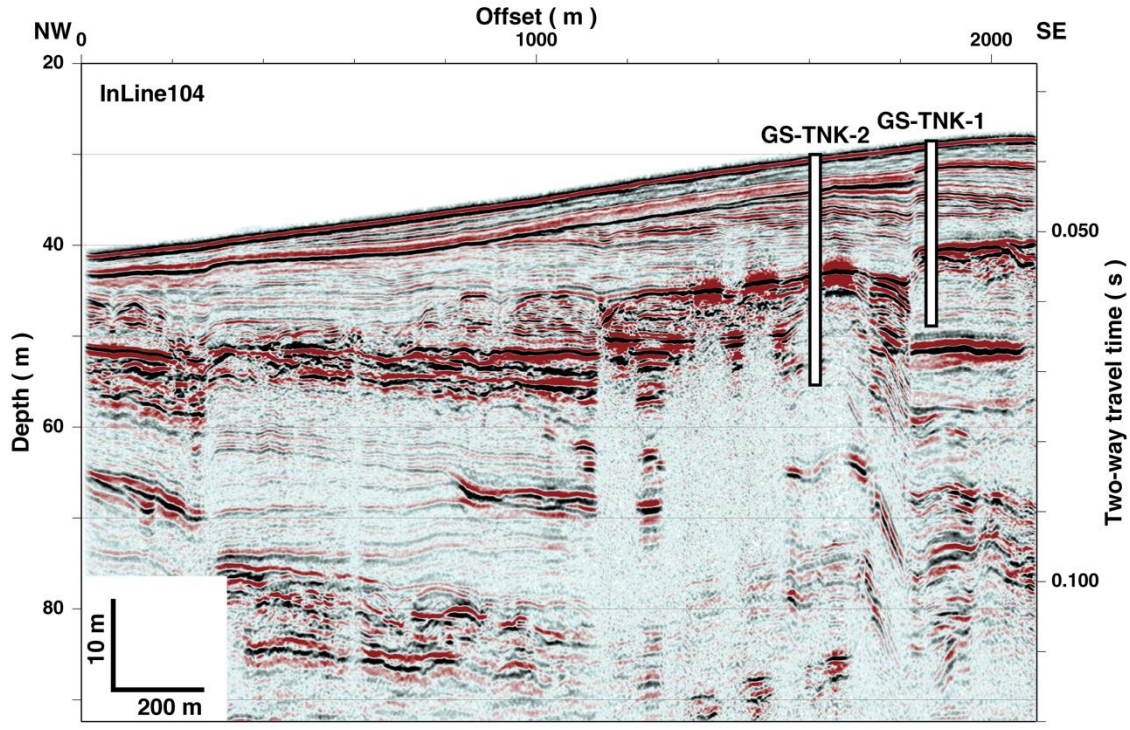


図 114（f）垂直スライス断面（InLine 104）

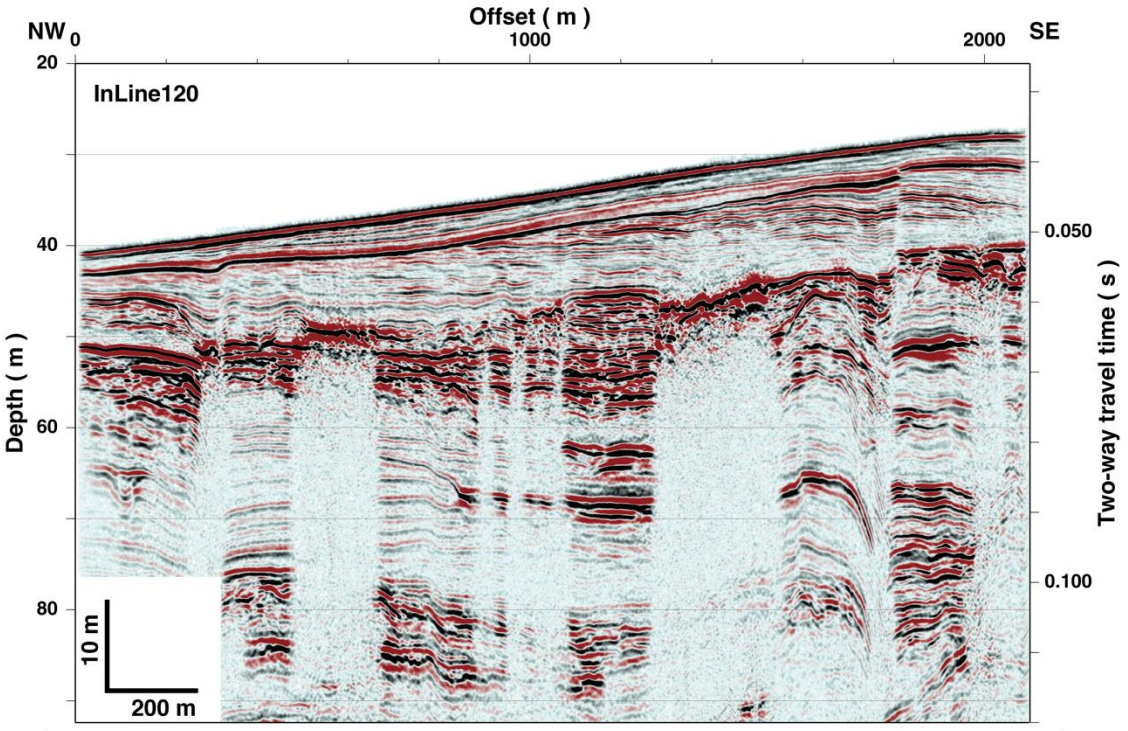


図 114（g）垂直スライス断面（InLine 120）

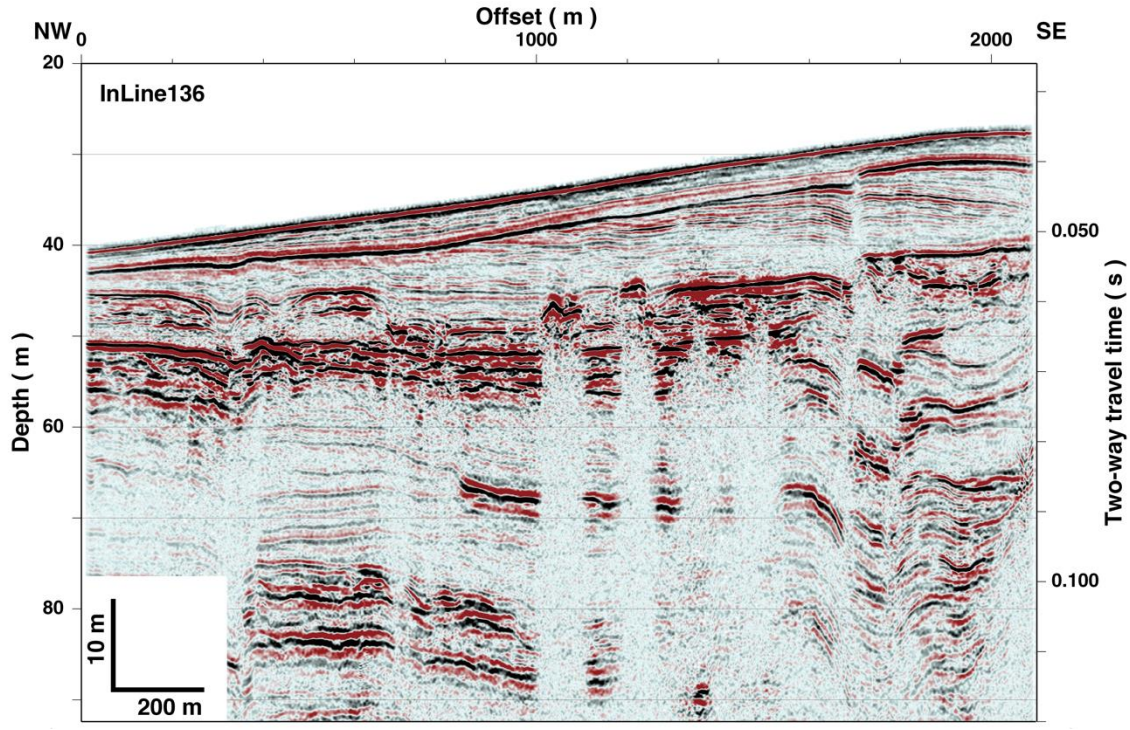


図 114（h）垂直スライス断面（InLine 136）

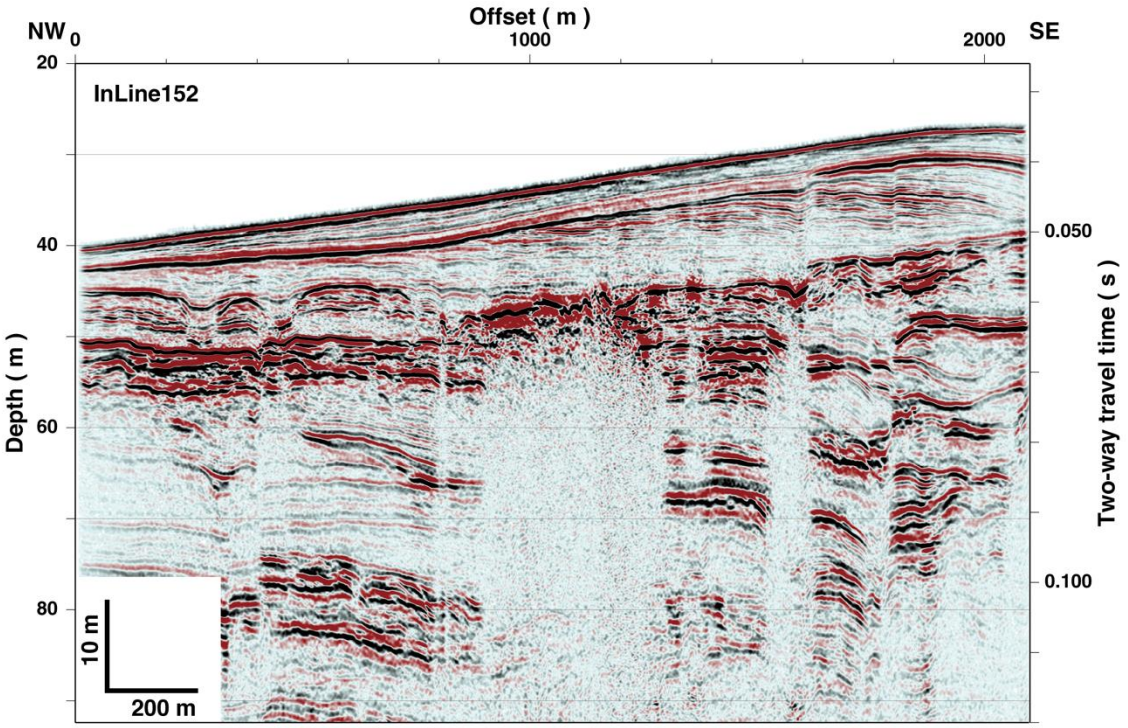


図 114（i）垂直スライス断面（InLine 152）

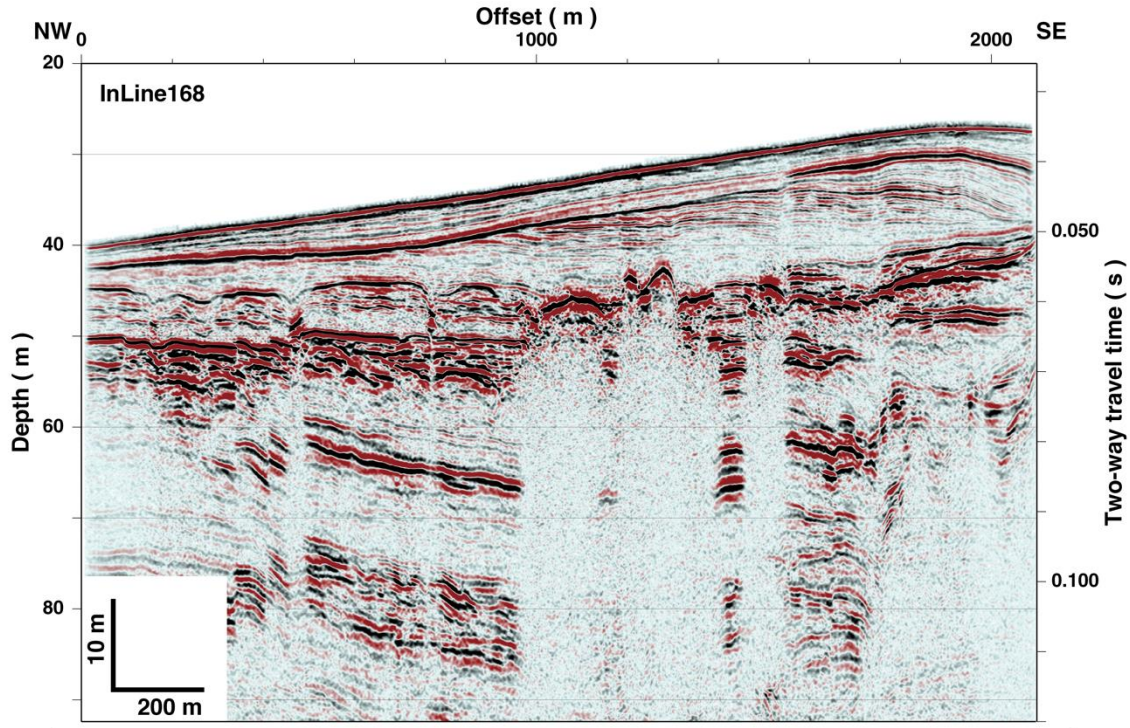


図 114（j）垂直スライス断面（InLine 168）

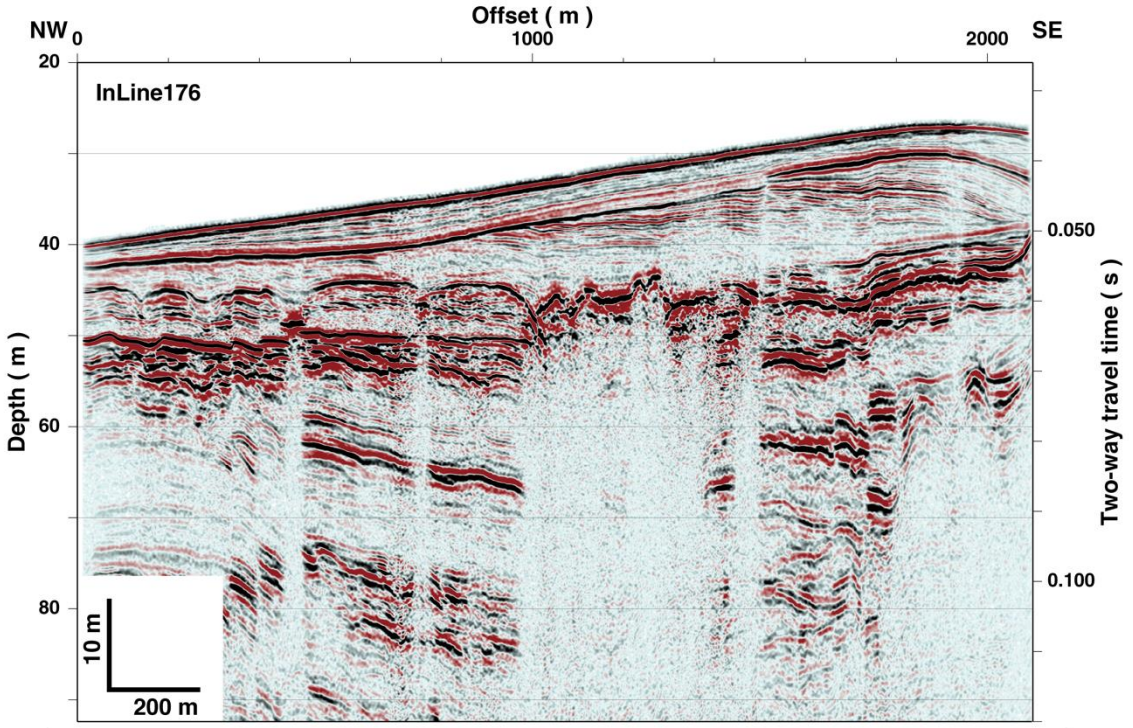


図 114（k）垂直スライス断面（InLine 176）

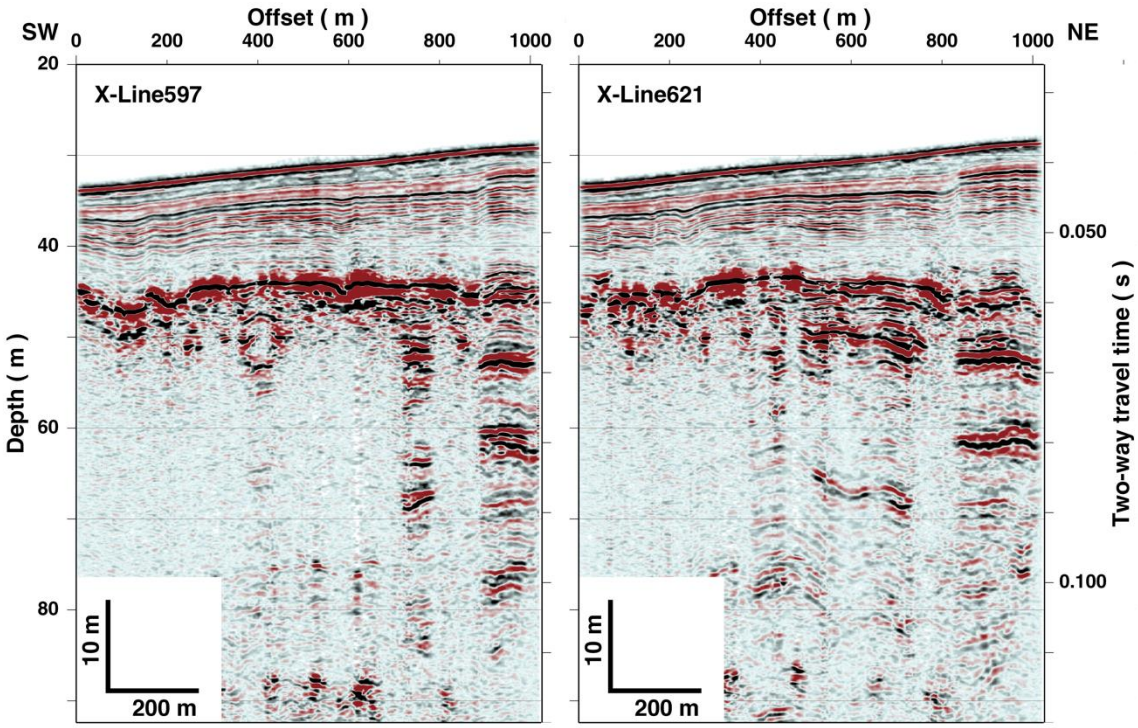


図 114（l）垂直スライス断面（X-Line 597 および X-Line 621）

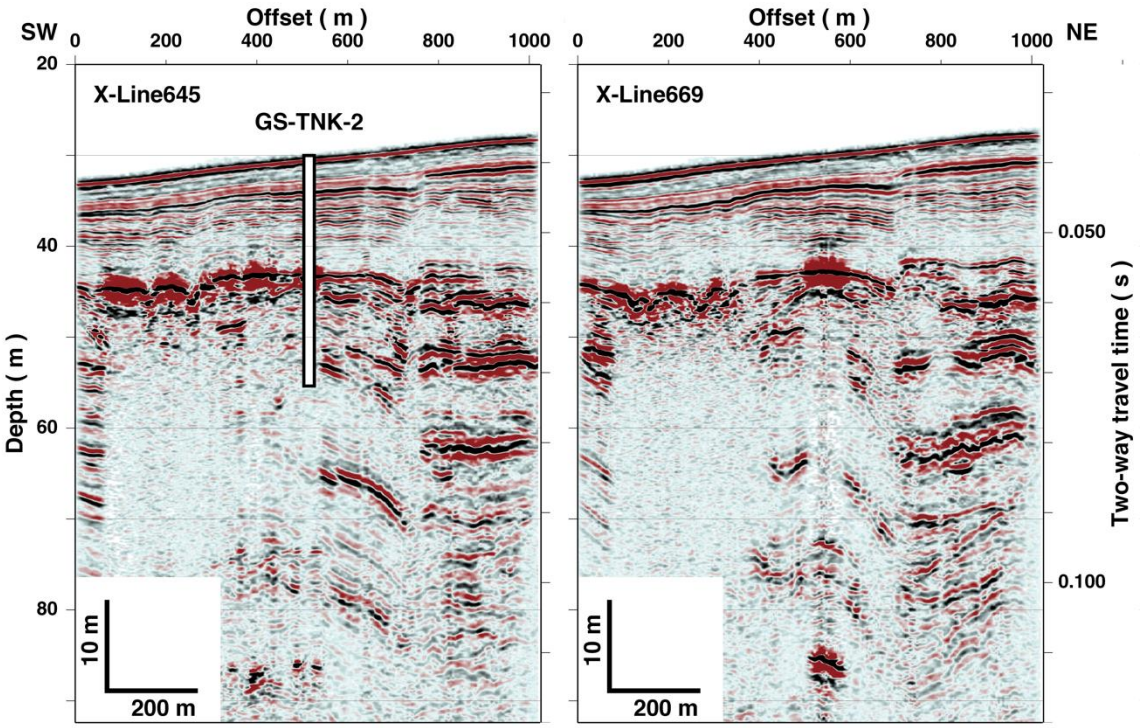


図 114（m）垂直スライス断面（X-Line 645 および X-Line 669）

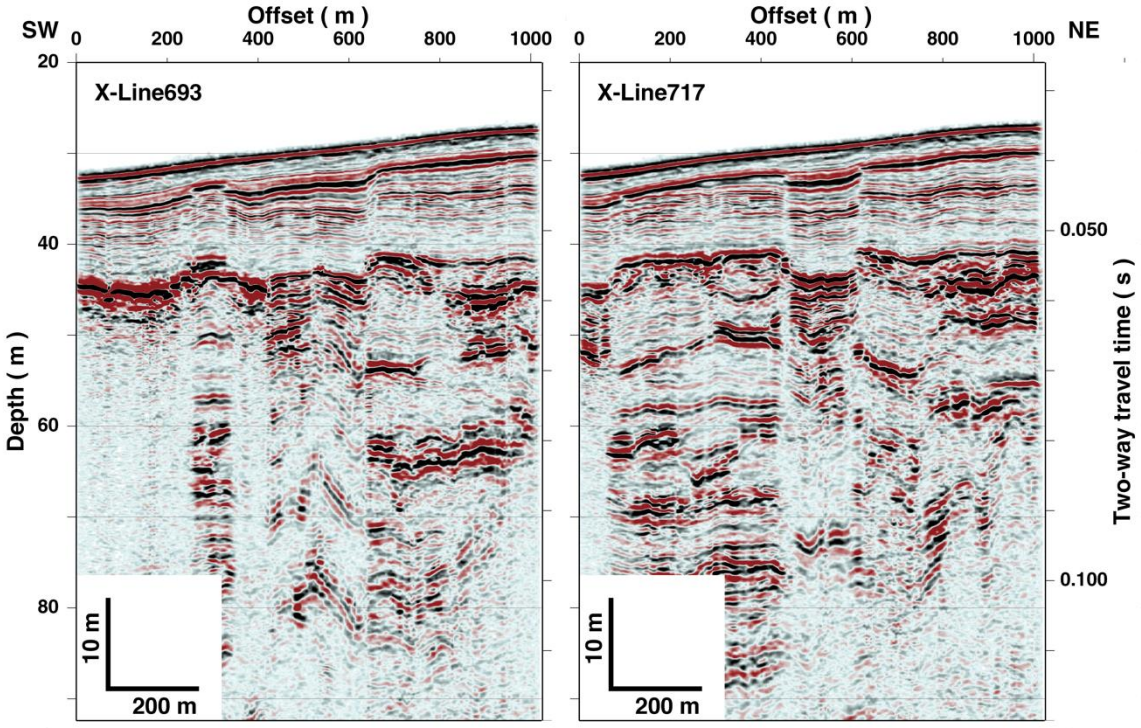


図 114（n）垂直スライス断面（X-Line 693 および X-Line 717）

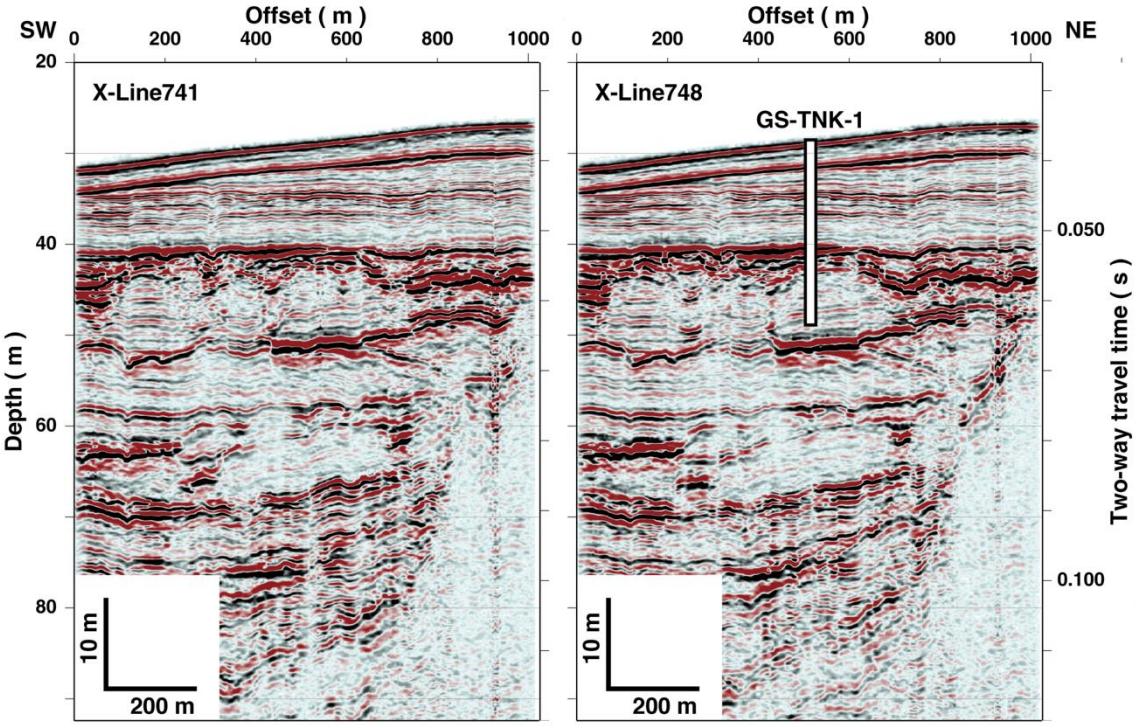


図 114（o）垂直スライス断面（X-Line 741 および X-Line 748）

ⅱ)水平スライス断面にもとづく断層形状

サイスミックキューブから、往復走時 0.041～0.065 s（≒深度 31.57～50.05 m）の範囲（図 115）で切り出した水平スライス断面を、0.002 s（≒1.54 m）間隔で図 116 に示した。

沖積層の内部においては、海底面と A 層／B 層境界面付近の反射面が明瞭に認められる。水平スライス断面においては、A 層の内部反射面は勾配があるために断面形状を認識できるが、B 層、C 層、D 層の内部反射面はほぼ水平であるために断面形状が不明瞭である。特に、C 層下部から D 層にかけては内部反射面の振幅が小さく、水平スライス断面から地質構造の把握が困難である。沖積層基底にあたる D 層基底面付近には振幅の大きな内部反射面に特徴づけられる層が形成されている。その上位および下位の層は相対的に内部反射面の振幅が小さいため、断層を境としてこれらの層が接している場所では、その断層形状を明瞭に認識できる。

評価対象断層については、水平スライス断面の 0.041 s、0.043 s では、２つのボーリング掘削地点に挟まれた部分で、A 層／B 層境界面前後における反射面が変位している様子が認められ、断層を挟んで北西側（沖側）が沈降している構造を示す。水平スライス断面の 0.045 s、0.047 s、0.049 s、0.051 s では、一部が不明瞭であるが、評価対象断層における北西側沈降の変位、および、評価対象断層がほぼ東西走向の区間において、それと並走する短い断層による南側沈降の変位が認められる（例えば図 116(c)において、サイスミックキューブの長辺方向に北西から約 1700 m、短辺方向に南西から約 350 m の領域に、2 本の断層に挟まれて落ち込んだ領域が認められる)。水平スライス断面の 0.053 s、0.055 s、0.057 s、0.059 s では、沖積層基底付近の地層が断層を境界としてその上位または下位の地層と接しており、その地層境界面として評価対象断層の断層形状が表現されている。

評価対象断層以外の断層としては、水平スライス断面の 0.055 s において、サイスミックキューブの北西側（沖側）に、A 層／B 層境界面前後における反射面が北側沈降の変位を受けている東西走向の断層が認められる。この断層は 0.057 s 以深の水平スライス断面にも認識でき、特に 0.0061 s、0.063 s において線構造を明瞭に認識できる。

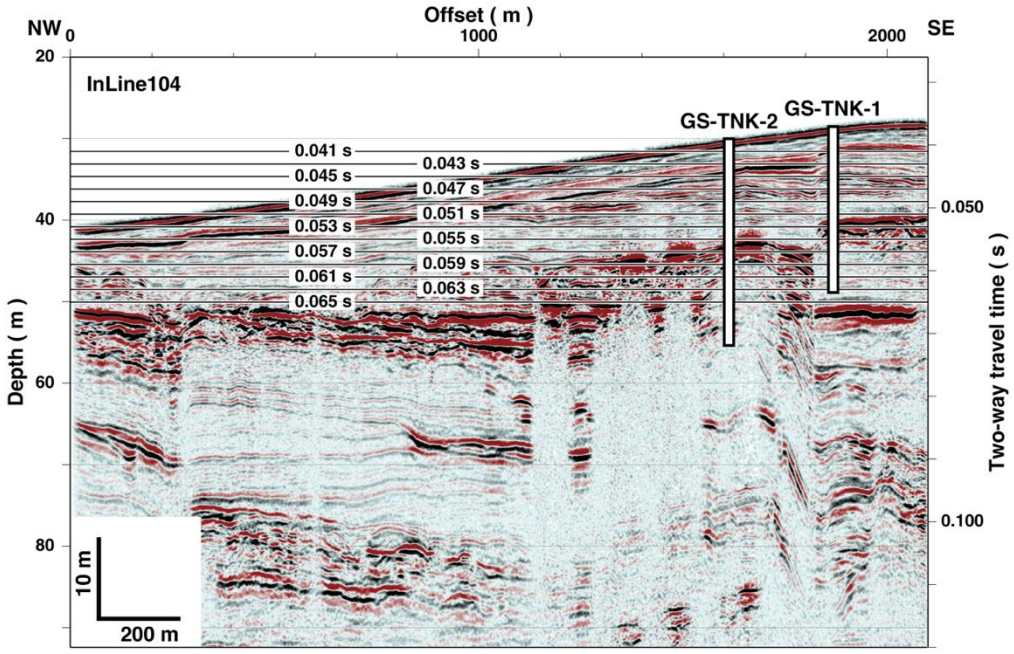


図 115　水平スライス断面の作成深度（基図は InLine104）

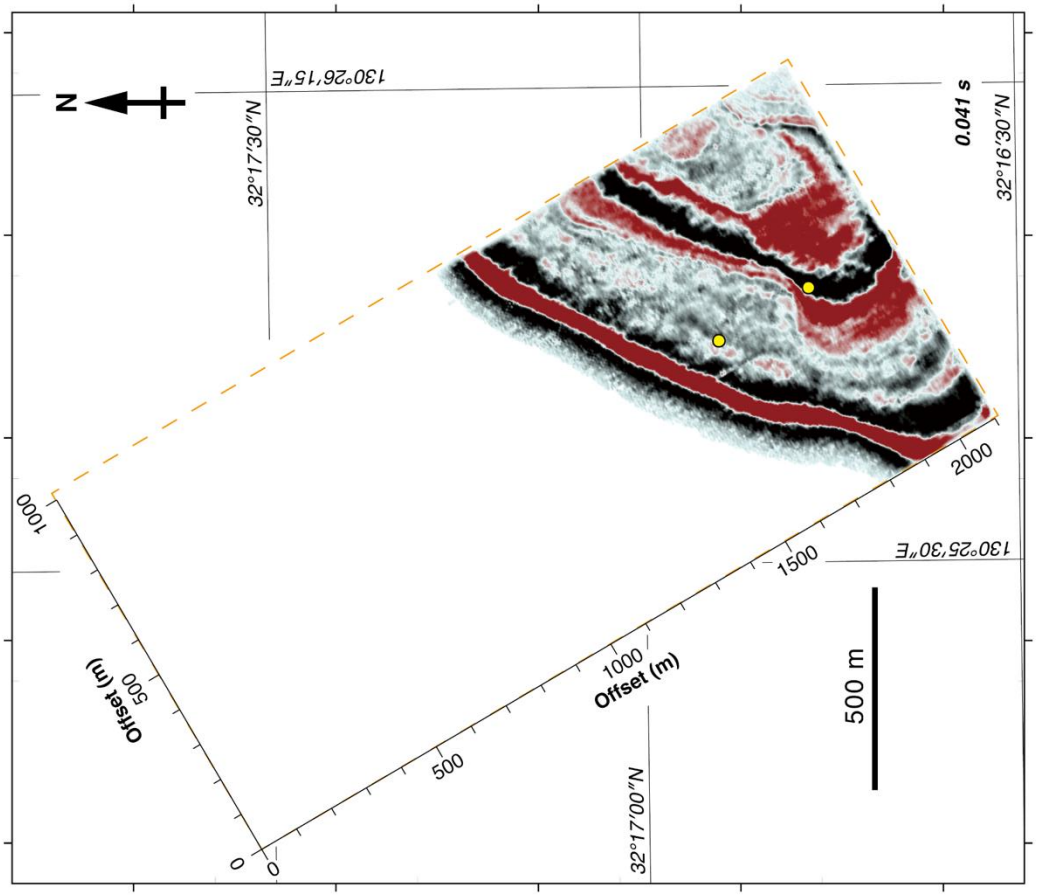


図 116（a）　水平スライス断面（0.041s）

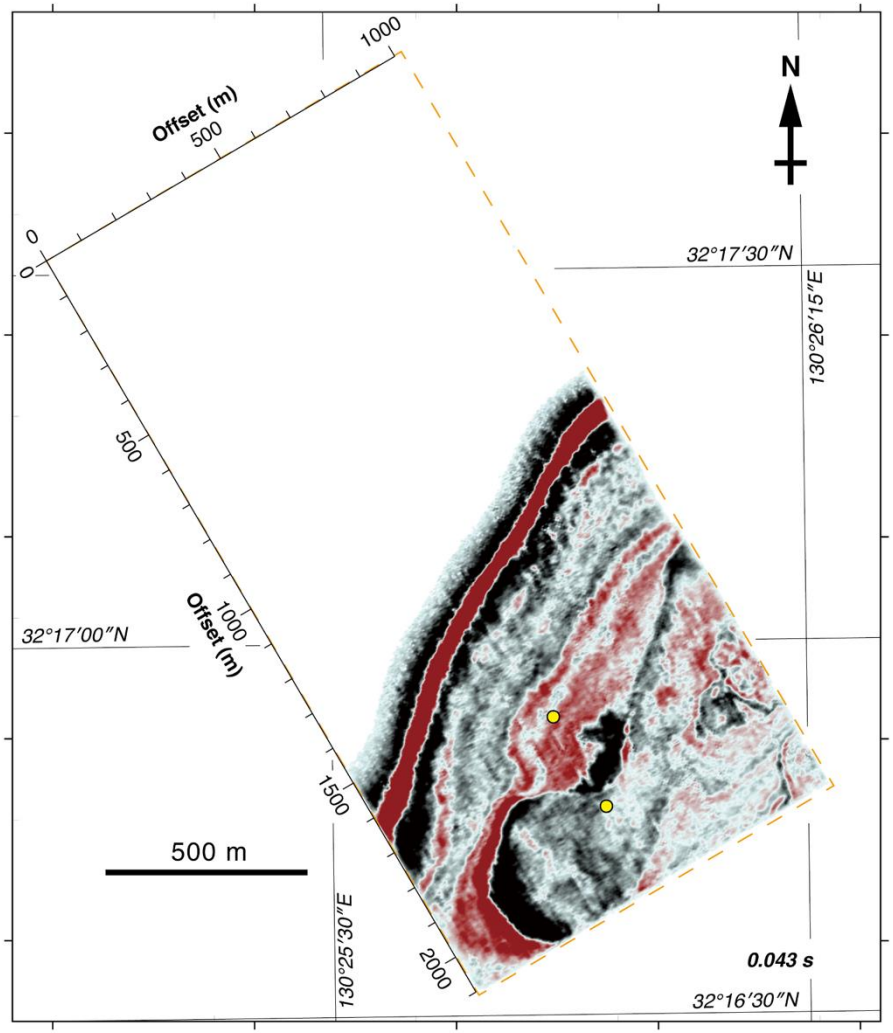


図 116（b）　水平スライス断面（0.043s）

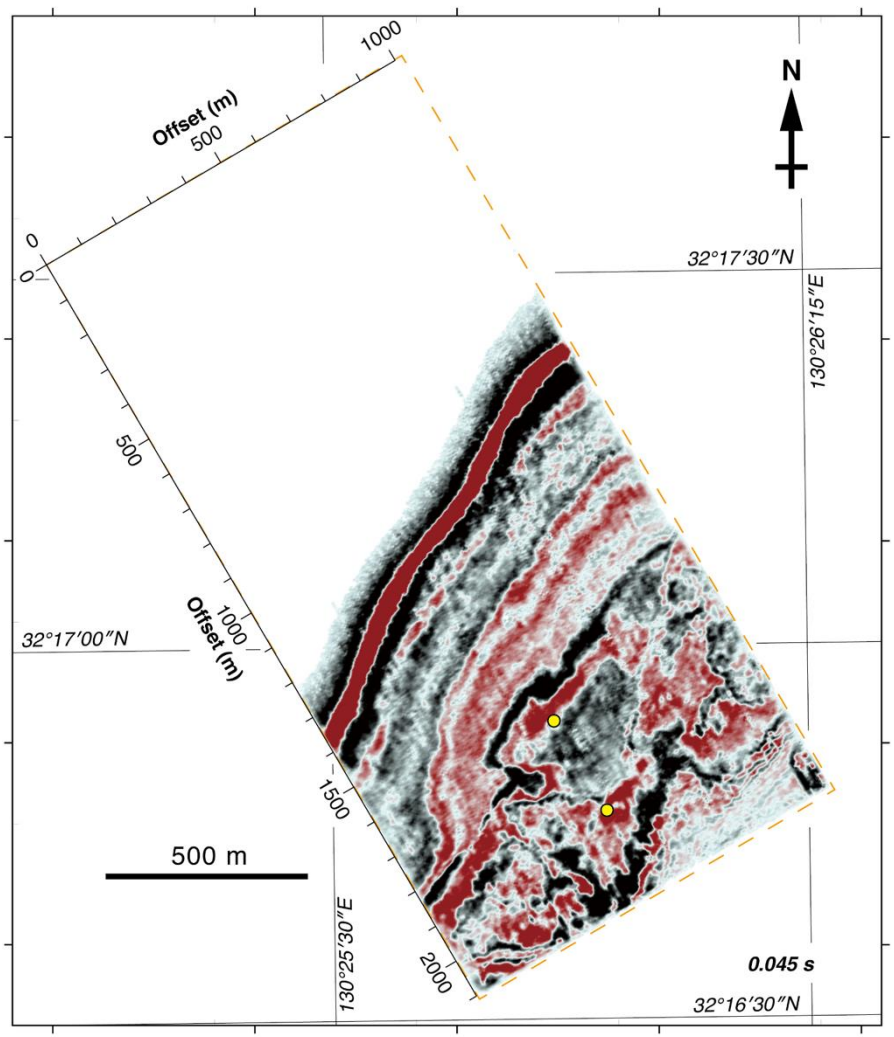


図 116（c）　水平スライス断面（0.045s）

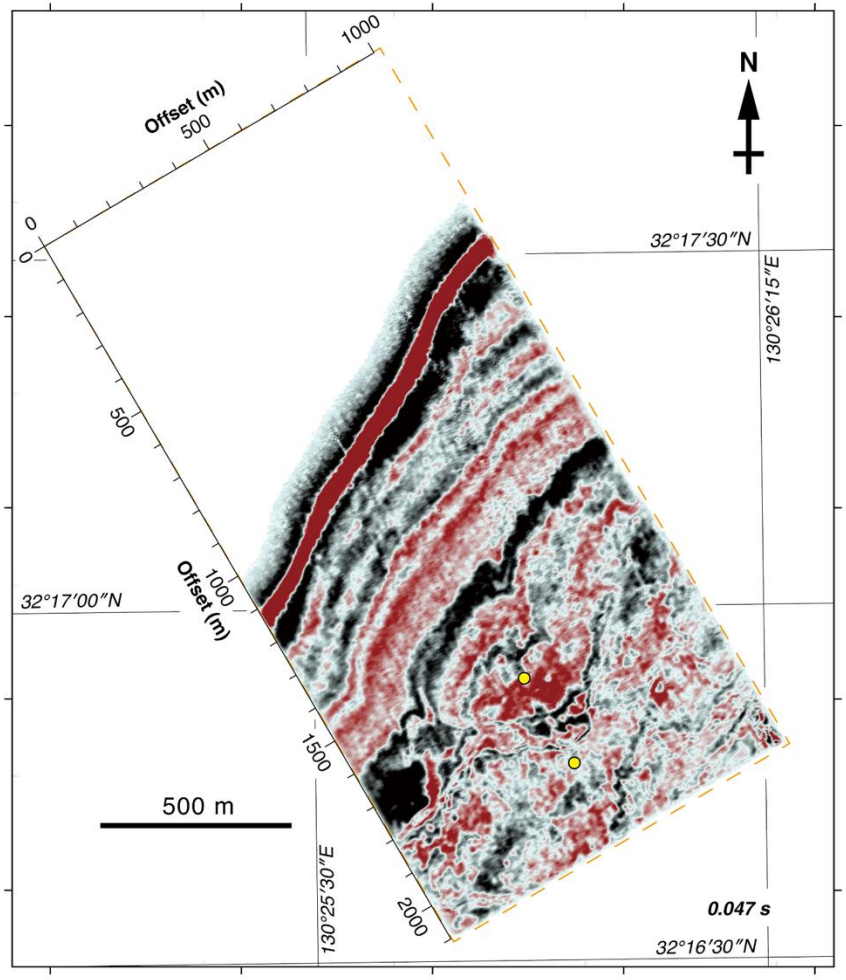


図 116（d）　水平スライス断面（0.047s）

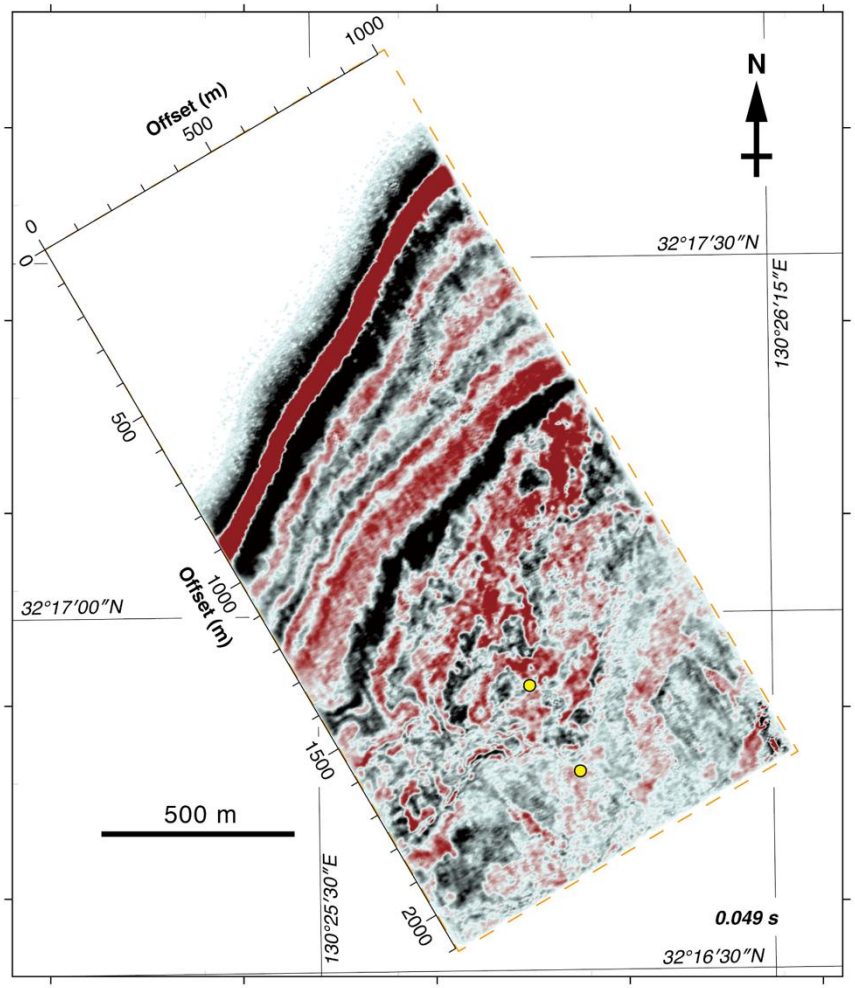


図 116（e）　水平スライス断面（0.049s）

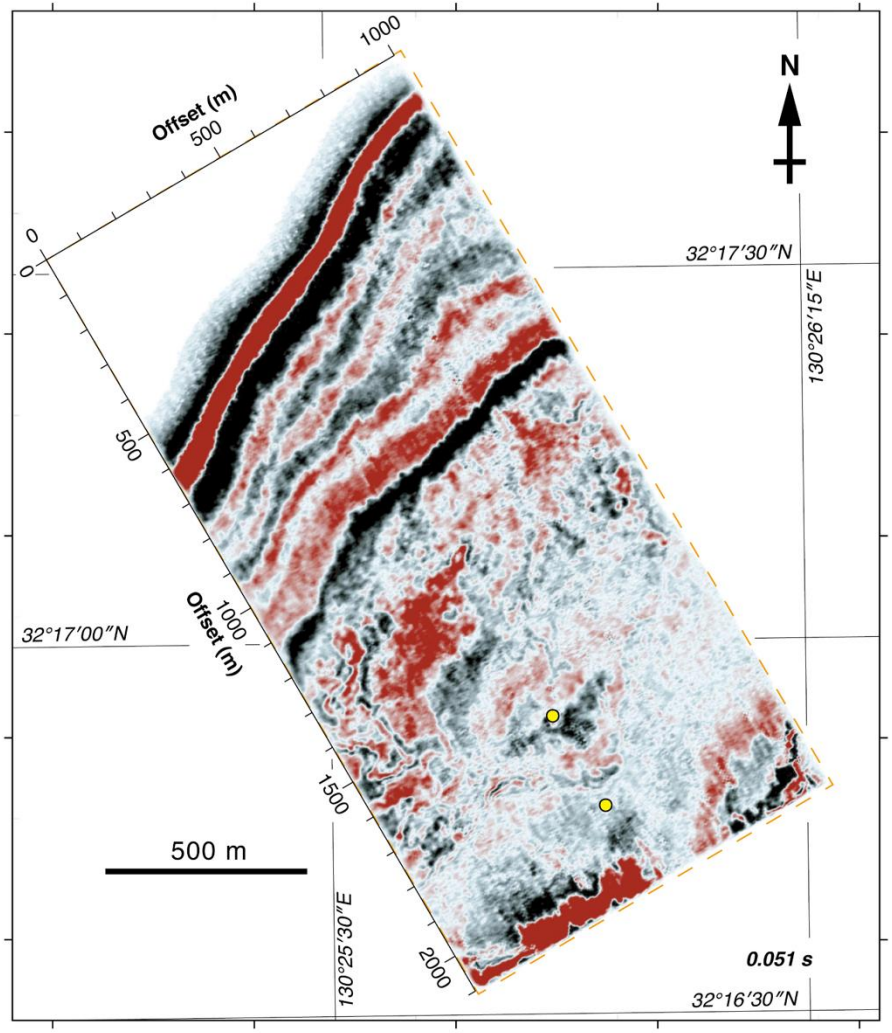


図 116(f)　水平スライス断面（0.051s）

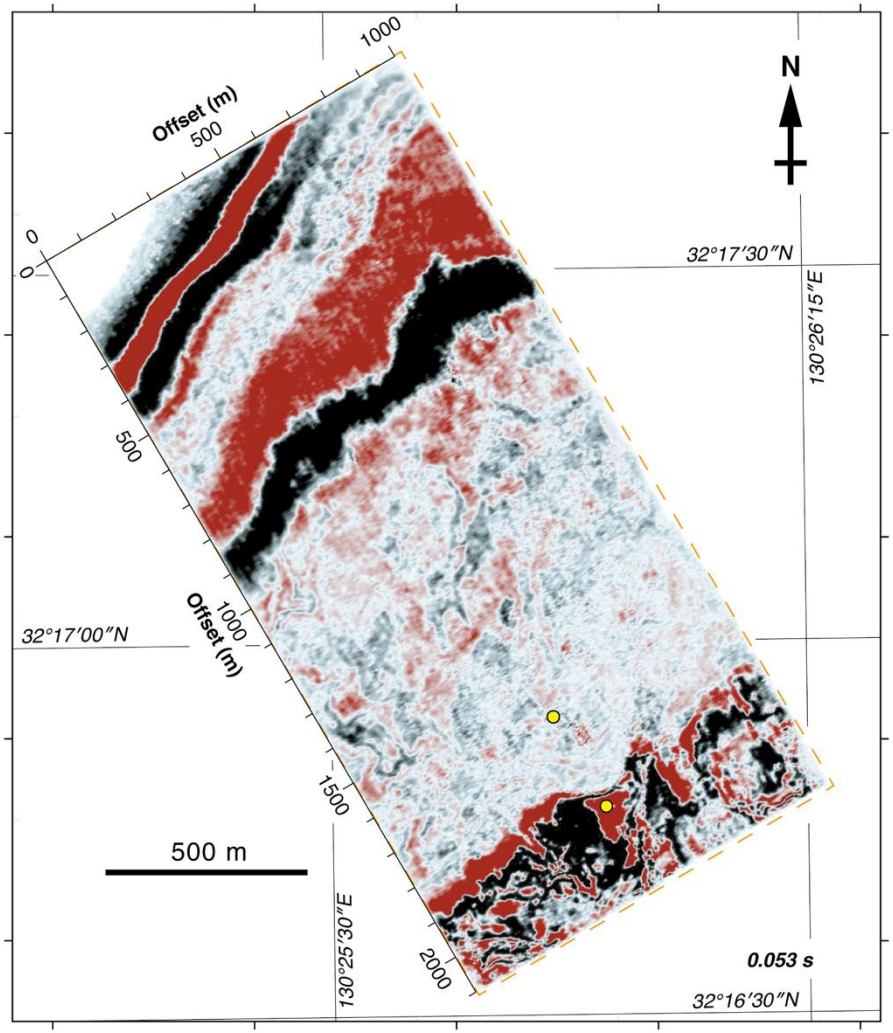


図 116（g）　水平スライス断面（0.053s）

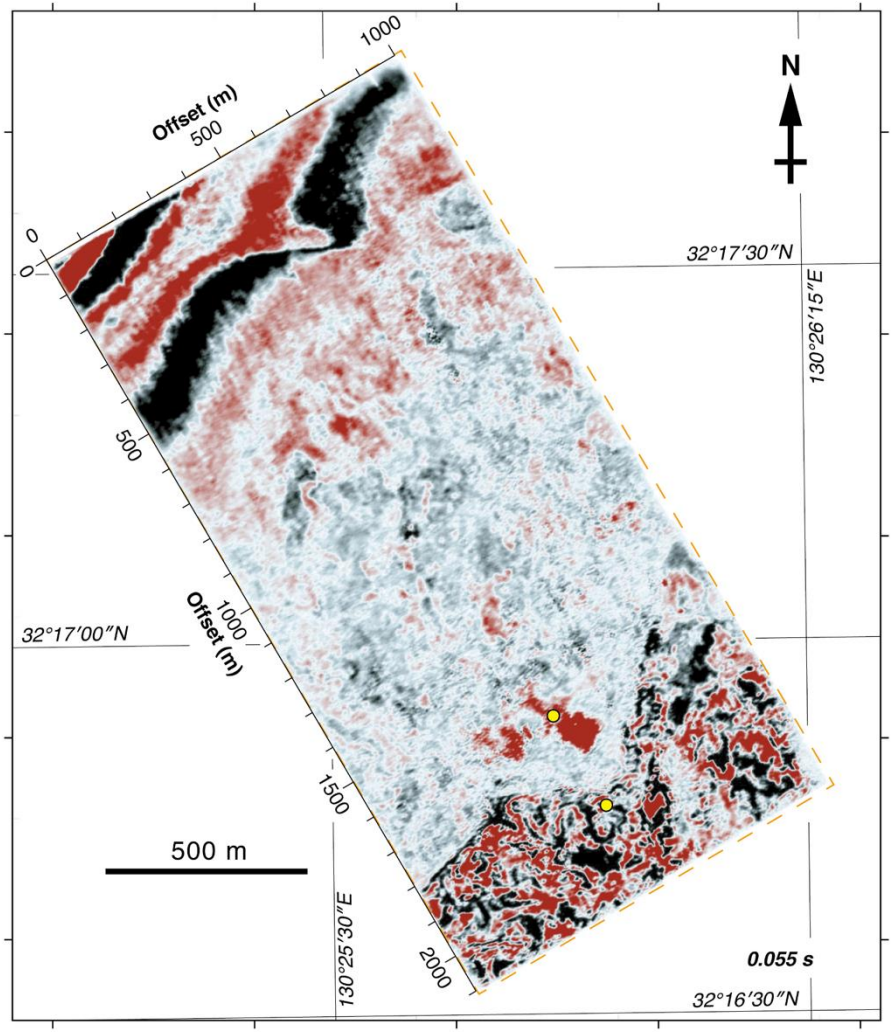


図 116(h)　水平スライス断面（0.055s）

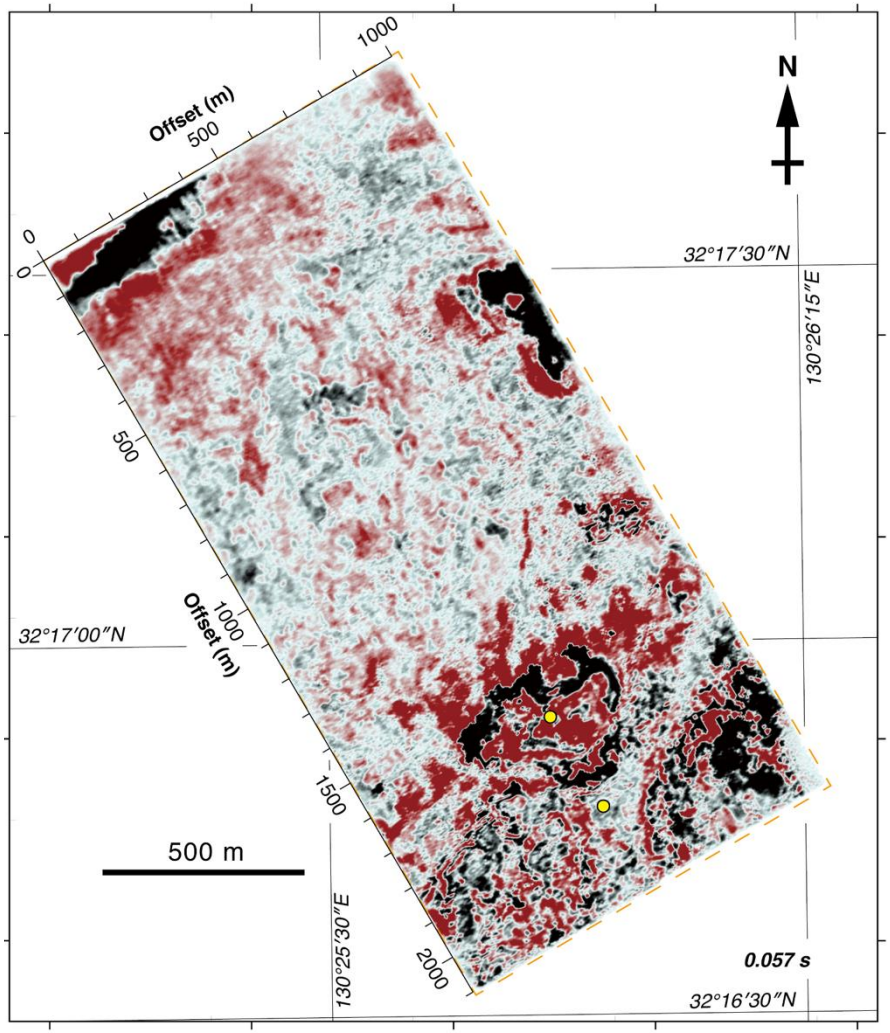


図 116（i）　水平スライス断面（0.057s）

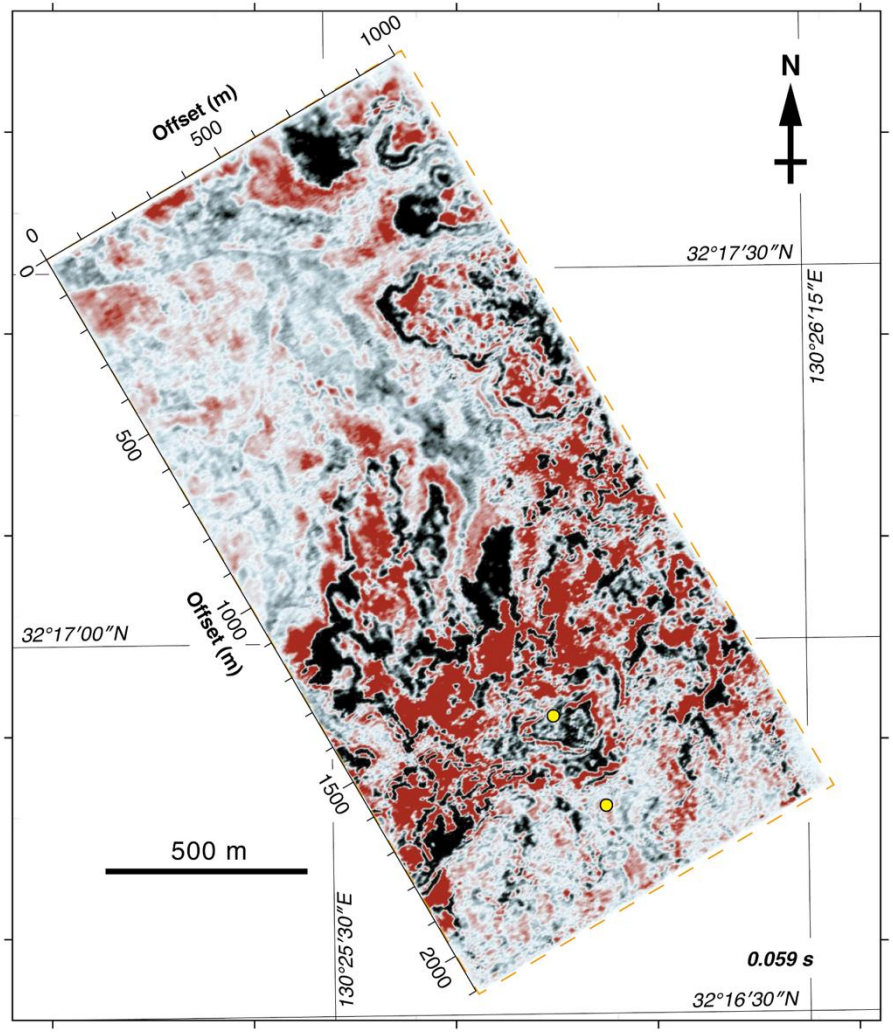


図 116（j）　水平スライス断面（0.059s）

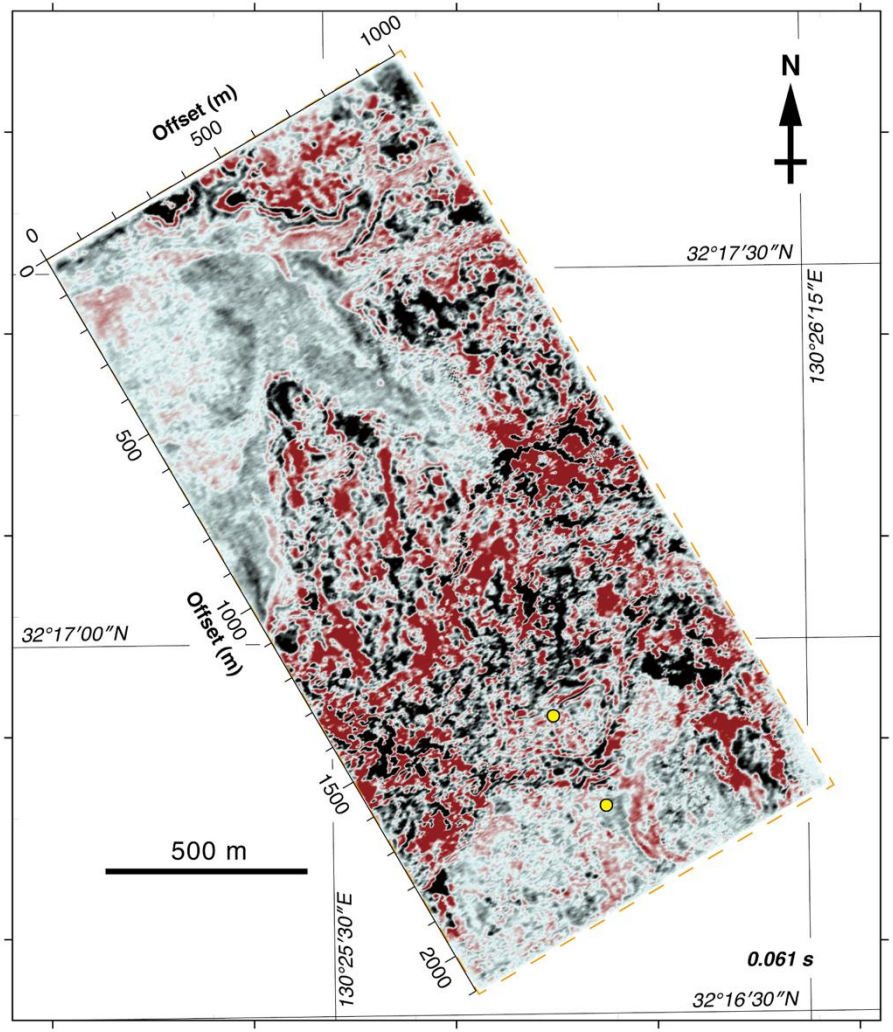


図 116（k）　水平スライス断面（0.061s）

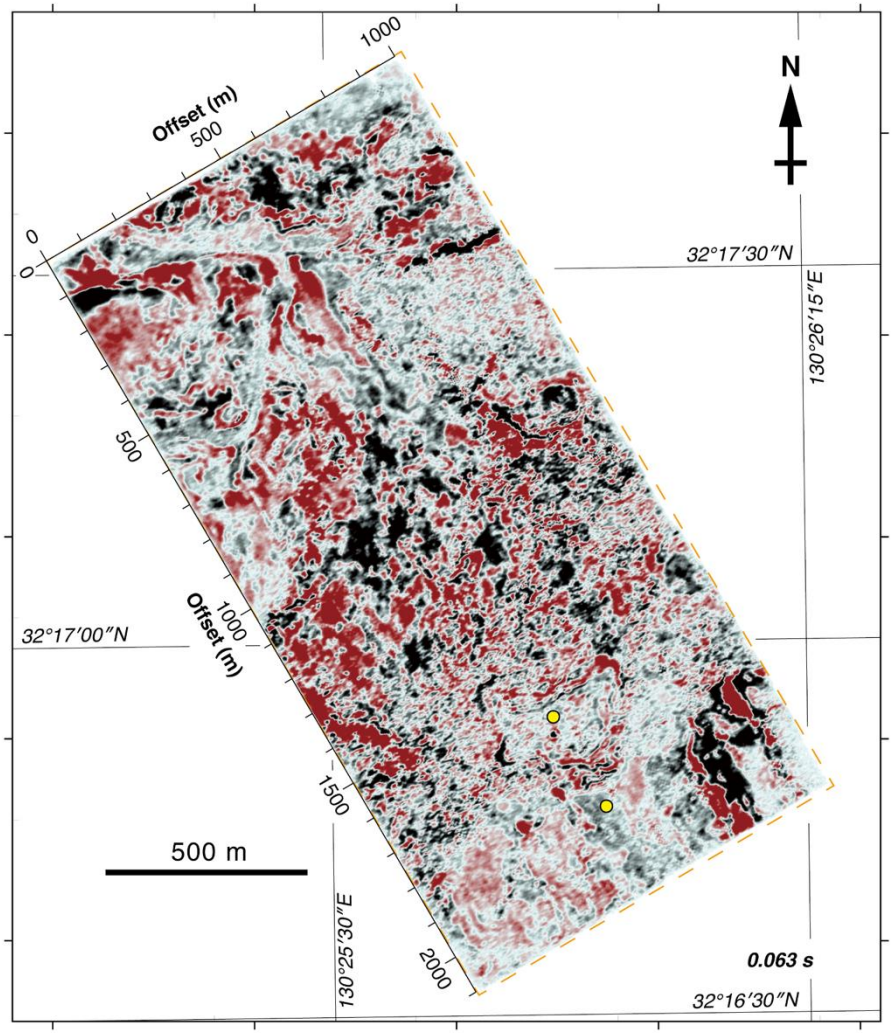


図 116（l）　水平スライス断面（0.063s）

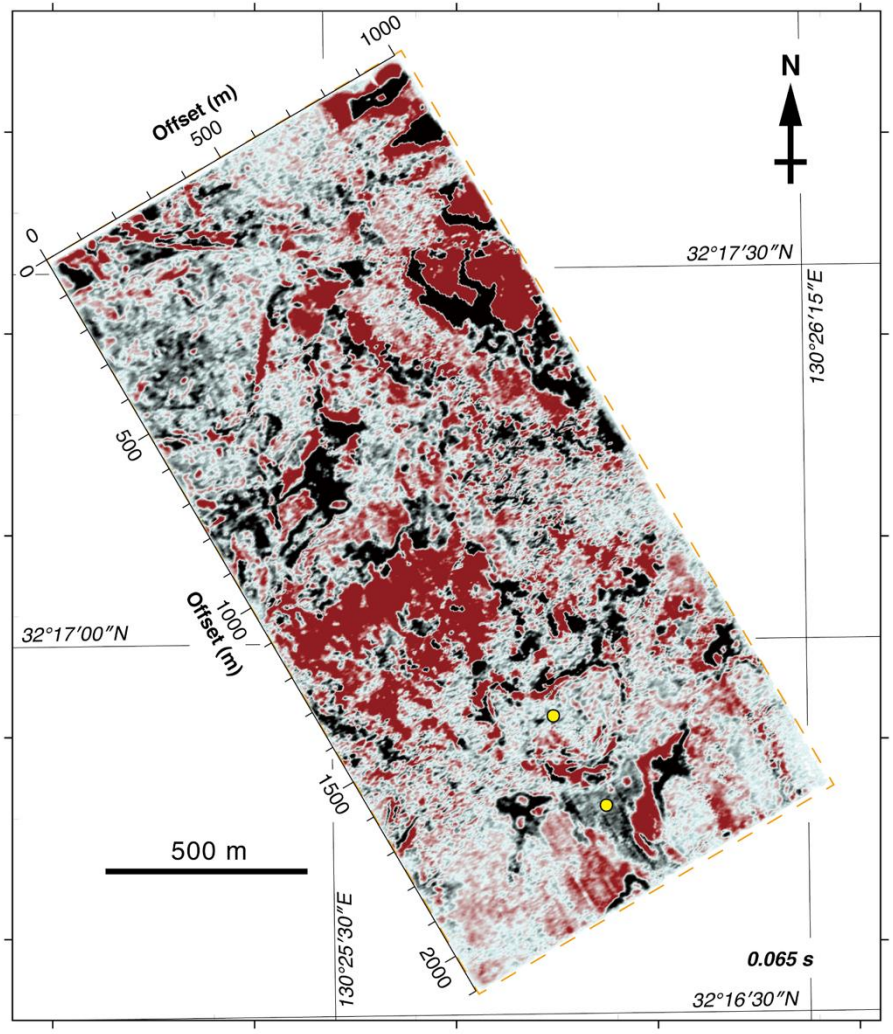


図 116（m）　水平スライス断面（0.065s）

iii）詳細な断層形状と地質構造が示す評価対象断層の運動様式

以上の垂直スライス断面および水平スライス断面の検討にもとづいて、水平スライス断面（0.055 s）に評価対象断層の平面形態を図示した（図 117）。評価対象断層は、全体としては北東–南西走向を持つ北西沈降の正断層であるが、ボーリング掘削地点付近で右にステップしている。ステップしている区間においては、評価対象と並走して南側が沈降する短い正断層が形成されており、屈曲部分が沈降する地質構造が発達している。この地質構造は、右横ずれ断層の Jog と、それに伴って形成された Extensive duplex として解釈し得る。このことは、評価対象断層が右横ずれ断層であることを強く示唆している。本研究で取得したデータから評価対象である海底活断層の右横ずれ成分の存在が示されたが、その右横ずれ量を定量的に検討することが今後の課題である。

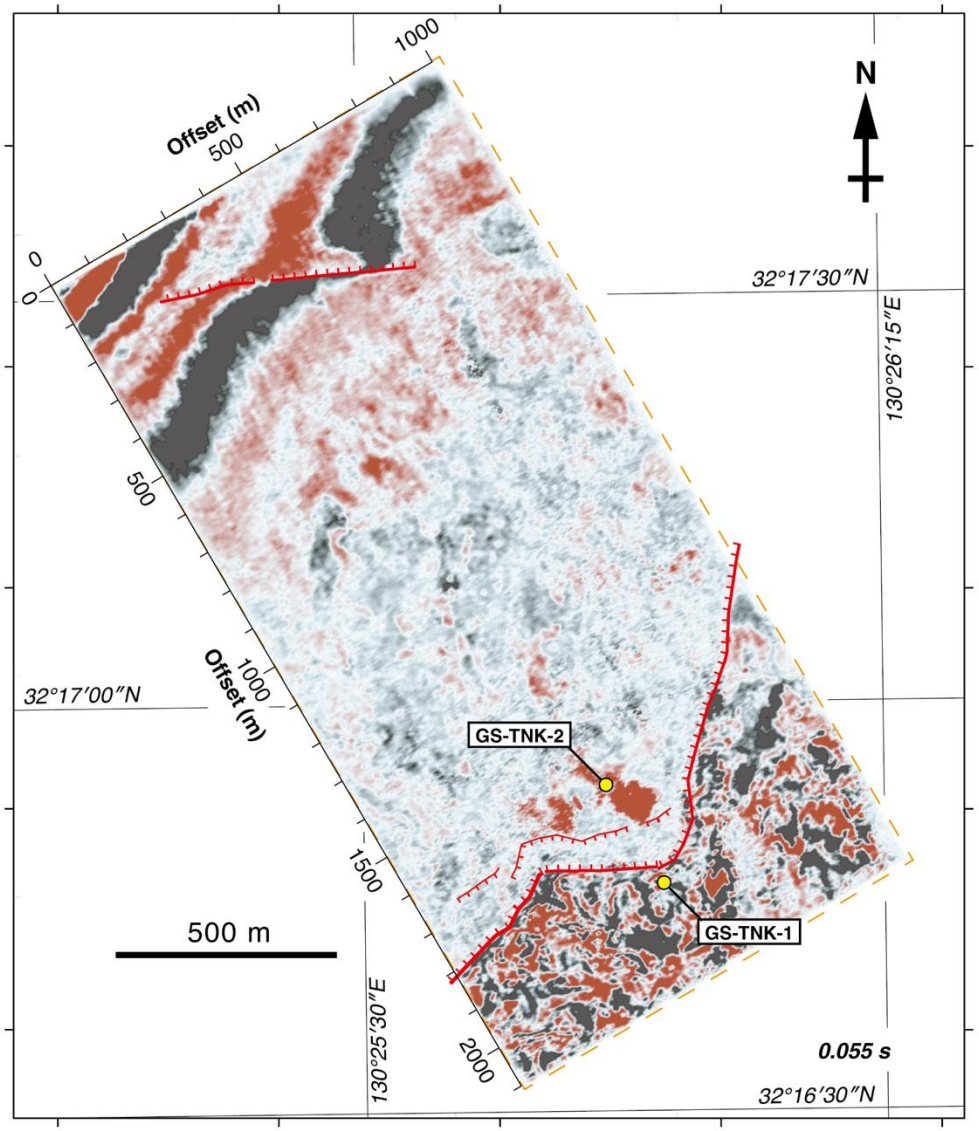


図 117　スライス断面にもとづく評価対象断層の形状
水平スライス断面（0.055 s）を基図として、その深度における断層線を加筆した。断層線にケバがついている側が沈降している。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成 28 年熊本地震（以下では単に熊本地震と表記する）発生後に、様々な機関で実施された古地震調査地点を図 118 に示す。これらのうち、古地震履歴の年代値が公表されているものについて、時空間ダイアグラムを作成した。布田川断層帯沿いの時空間ダイアグラムを図 119 に、日奈久断層帯沿いの時空間ダイアグラムを図 120 に示す。表記は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の長期評価に倣った。

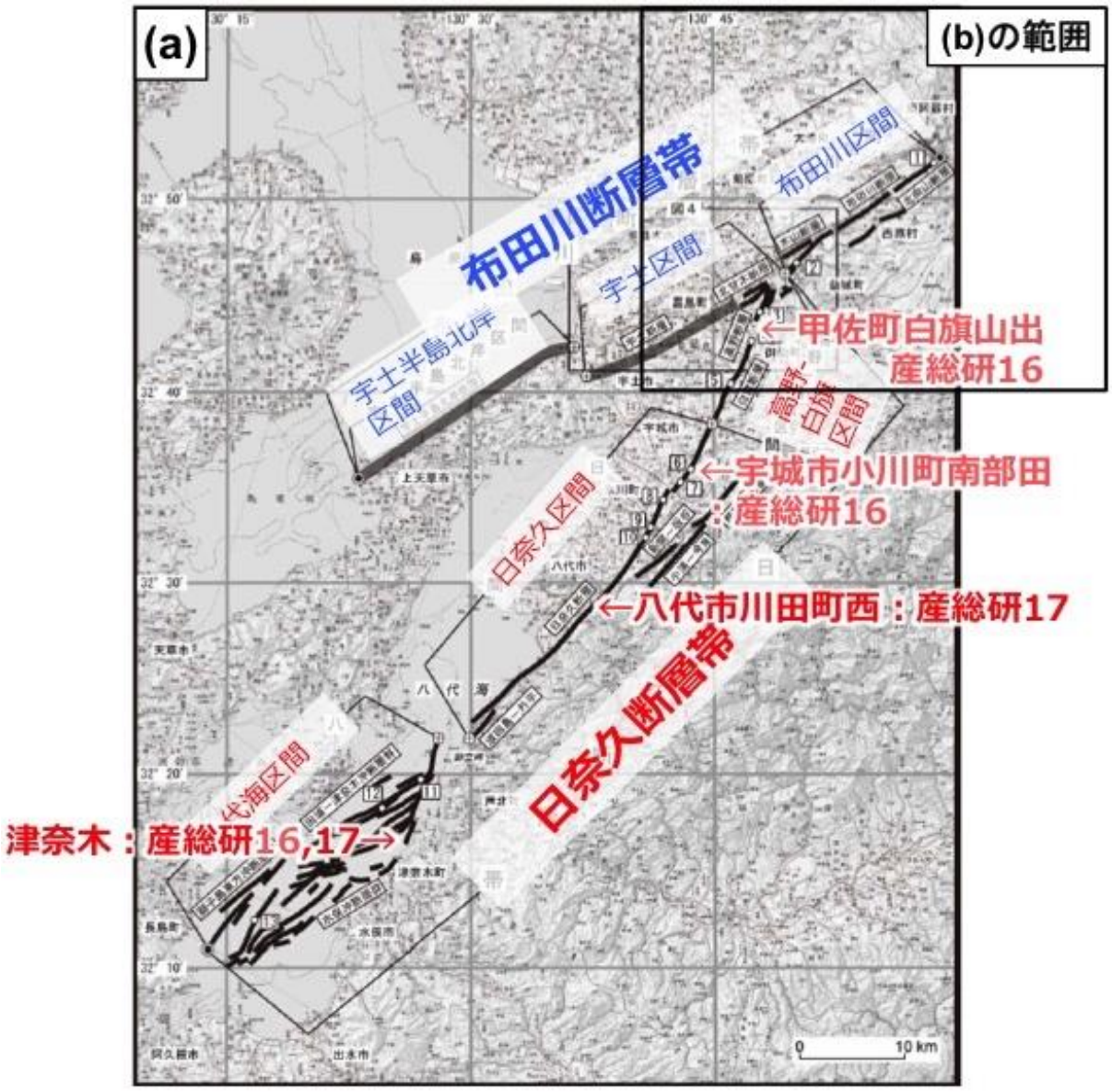


図 118　布田川断層帯と日奈久断層帯における古地震調査地点

赤色系で表記した地点は産総研が実施したもの、青色系で表記した地点は他機関が実施したもの、数字は調査が行われた西暦年度下二桁を示す。

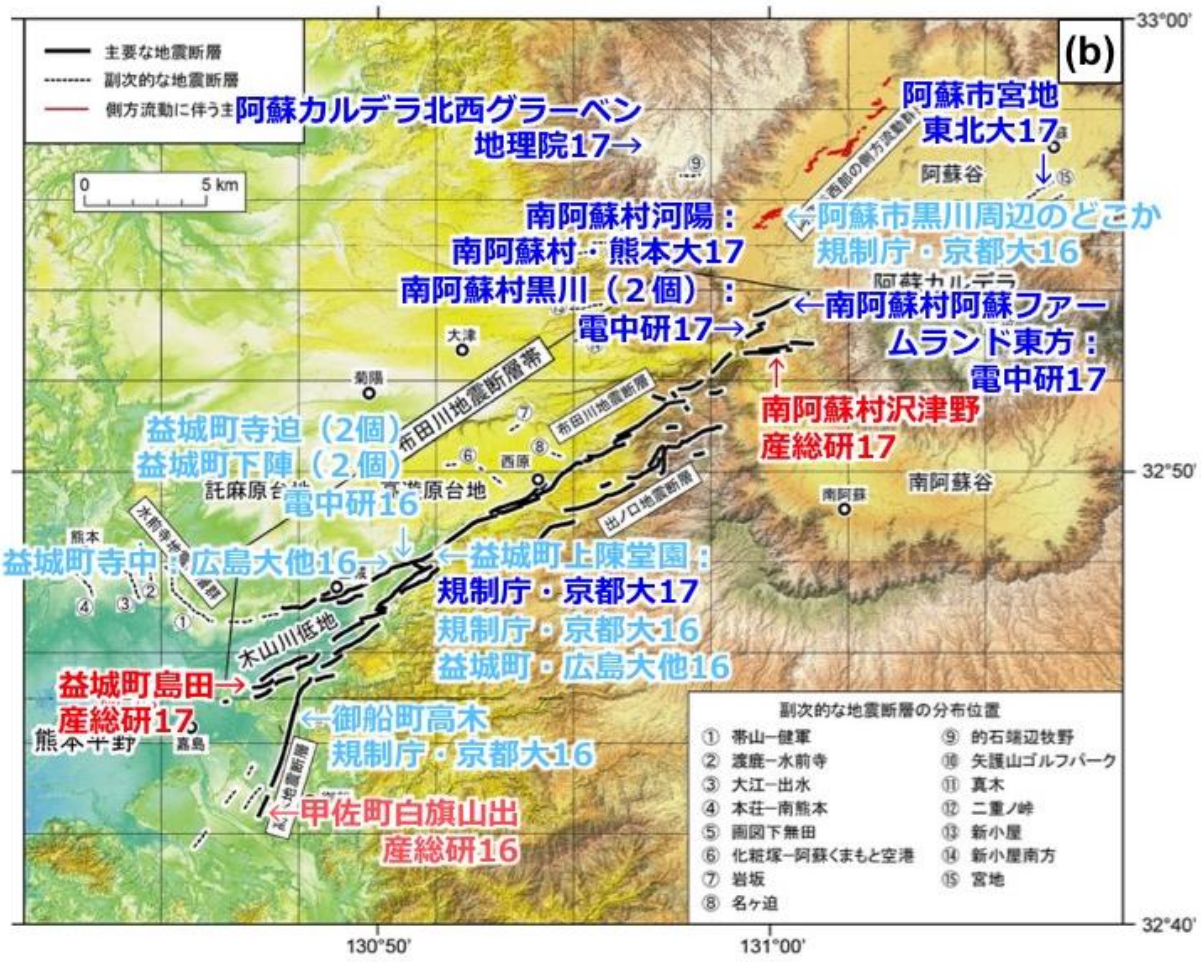


図 118　布田川断層帯と日奈久断層帯における古地震調査地点（つづき）

赤色系で表記した地点は産総研が実施したもの、青色系で表記した地点は他機関が実施したもの、数字は調査が行われた西暦年度下二桁を示す。

布田川断層帯では、熊本地震以降、宇土区間の 1 地点で 1 個、布田川区間の 4 地点で 7 個、布田川区間東方延長部に位置する阿蘇カルデラ内（以下では記載の都合上、阿蘇カルデラ区間（仮称）と称する）の 5 地点で 7 個のトレンチが掘削された。これらのうち、古地震イベントの年代値が公表されているものを図 119 にまとめた。データは講演要旨や報告書など暫定的なものを含むため、今後、イベント解釈や年代値が変わる可能性がある。

図 119 を見ると、調査地点毎に古地震イベントの回数やその時期にばらつきがあることが分かる。その中で、比較的共通性が見られると判断したものを、薄橙色でつないだ。熊本地震以前の古地震イベントとして、沢津野、阿蘇ファームランド東方及び寺迫地点の 3 地点では、約 1,300 年前～2,000 年前の間に古地震イベントがあったと推定される。堂園 1 地点では 800 年前～1,400 年前、1,800 年前～1,900 年前の古地震イベントが認定されている。これらのイベント時期は、沢津野、阿蘇ファームランド東方、寺迫地点のイベントと比較的時期が近接しているが、回数が異なっている。また、下陣、堂園 1 、黒川 1 、沢

津野、阿蘇ファームランド東方地点では、約 4000 年前～5600 年前に古地震イベントがあったことが推定される。さらに、寺迫、下陣、黒川１、黒川２、阿蘇ファームランド東方、沢津野地点では、おおよそ 6000 年前～6500 年前に古地震イベントがあったことが推定される。これより古い時期に共通する古地震イベントは見いだしにくい。平均活動間隔や断層帯の区間分けを議論するにはデータのばらつきが大きいが、既存評価結果よりは高頻度で地震を起こしてきたことは明らかである。

区間同士を比較すると、布田川区間と阿蘇カルデラ区間については、頻度、時期ともに共通性が多いように見える。一方、両区間と宇土区間を比較すると、イベントの頻度は宇土区間の方が低い可能性が指摘できる。

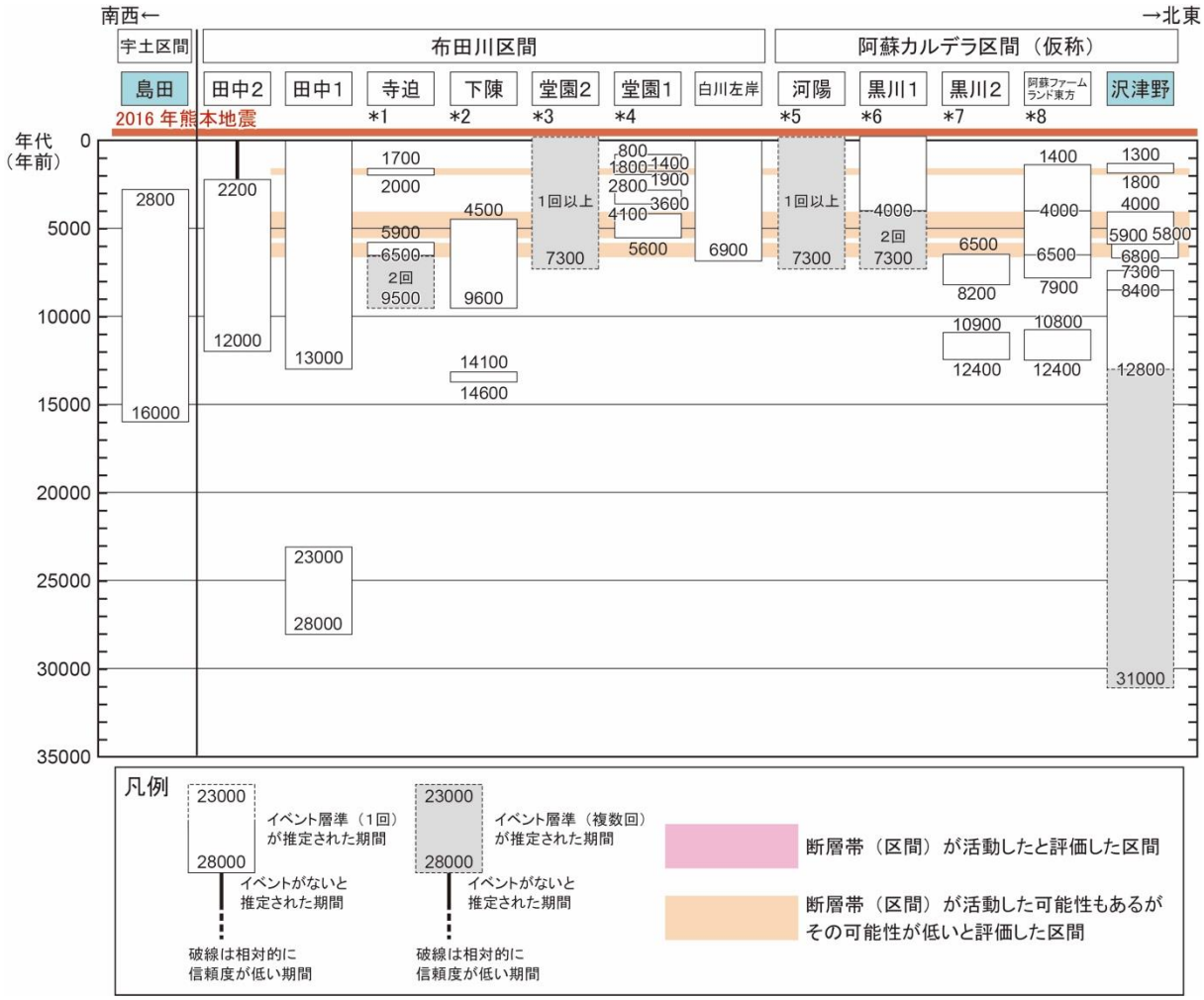


図 119　布田川断層帯の古地震履歴のまとめ

縦軸は暦年較正年代、横軸は調査地を示す。縦方向の黒実線は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による区間境界。

島田地点、沢津野地点は本研究による。*1：電力中央研究所（2018）、*2：電力中央研究所（2018）、*3：熊原・他（2017b）、*4：Lin et al.(2017)、*5：熊原・他（2017b）、*6：遠田・他（2018）、*7：電力中央研究所（2018）、*8：電力中央研究所（2018）、その他は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による。

日奈久断層帯では、熊本地震以降、八代海区間の 1 地点、日奈久区間の 2 地点、高野−白旗区間の 2 地点で古地震調査が実施された。これらのうち、古地震イベントの年代値が公表されているものを図 120 にまとめた。データは講演要旨や報告書など暫定的なものを含むため、今後、イベント解釈や年代値が変わる可能性がある。

八代海区間については、津奈木沖地点のコア解析の結果から、従来よりも高頻度で地震が発生していたことが示唆されている（本研究および文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、2017)。日奈久および高野−白旗両区間についても同様に、既存評価結果より高頻度で地震をくり返してきたことが明らかとなっている。また、日奈久区間と高野−白旗区間の区間境界については、南部田トレンチと山出トレンチの調査結果に基づく古地震履歴の類似性から、二つの仮説が提案された（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、2017)。仮説 1 は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）に示された区間境界である。仮説 2 はより南側に区間境界を想定している（図 120)。両者の違いは、主として最新活動時期の違いに基づくため、日奈久断層帯の区間分けを議論するためには、最新活動時期が未だ明らかとなっていない宇城市小川町南部田以南の陸域における最新活動時期を含む古地震履歴の解明が必須である。本研究で古地震調査を実施した八代市川田町西地点には、K-Ah 火山灰降灰以降の地層が、比較的連続的に堆積していることが推定されるため、この地点でより詳細な古地震履歴が明らかにできる可能性がある。

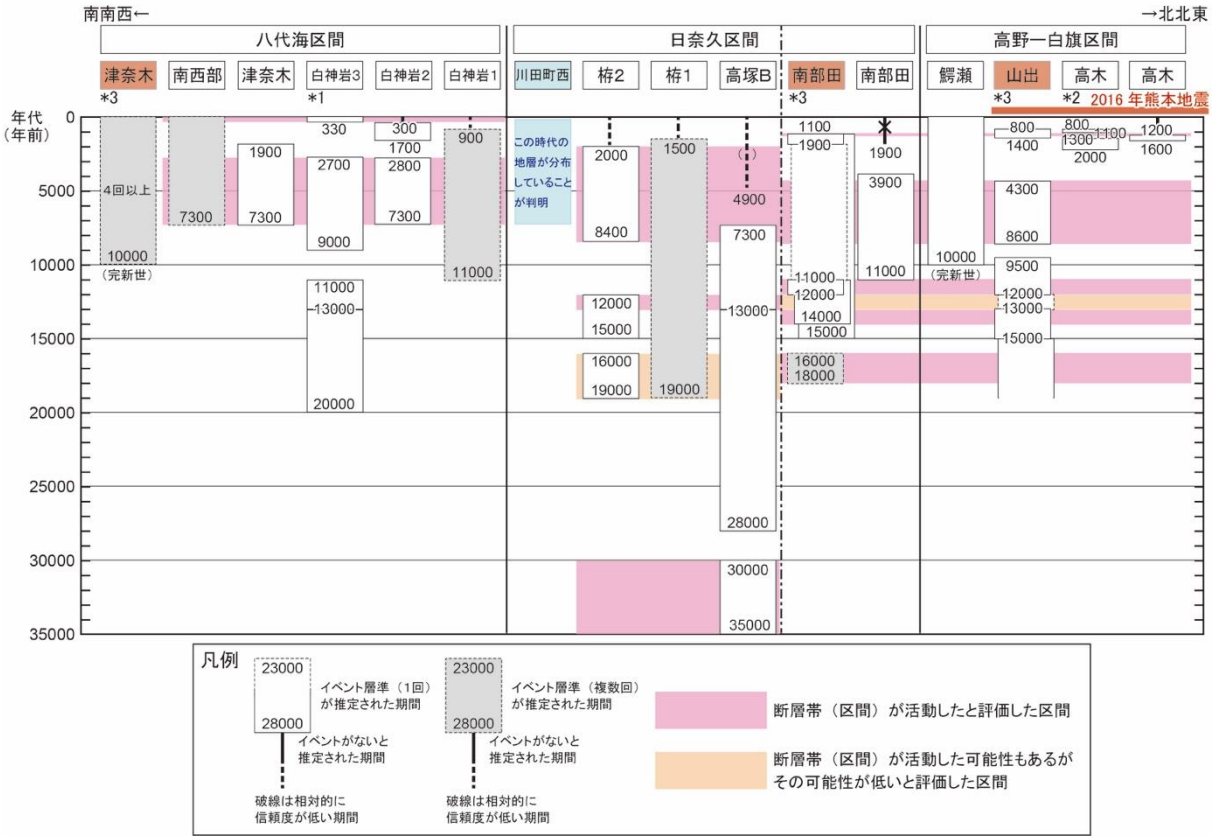


図 120　日奈久断層帯の古地震履歴のまとめ

縦軸は暦年較正年代、横軸は調査地を示す。縦方向の黒実線は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による区間境界、一点破線は文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（2017）で示された仮説２の区間境界。

川田町西地点は本研究による。*1：八木・他（2016）、*2：Lin et al.(2017)、*3：文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（2017）を一部改変、その他は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による。

(e)引用文献

Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, Radiocarbon, **51**, 337-360, 2009.

電力中央研究所, 2016 年熊本地震時に出現した地表地震断層群の活動性調査−トレンチ調査・地表踏査・変動地形調査−, 資料 No.3(a), 31p, 2018.

Fujiwara, S., Yarai, H., Kobayashi, T., Morishita, Y., Takayuki Nakano, T., Miyahara,B.,Nakai, H., Miura, Y., Ueshiba, H., Kakiage, Y. and Une, H., Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry. Earth, Planets and Space, 68:160, DOI 10.1186/s40623-016-0534-x, 2016.

藤原　智・矢来博司・小林知勝・森下　遊・中埜貴元・宇根　寛・宮原我折羅・中井博之・三浦優司・上芝晴香・攪上泰亮, だいち 2 号干渉 SAR による熊本地震で生じた小変位の地表断層群の抽出. 国土地理院時報, 128, 147-162, 2016.

後藤秀昭, 楮原京子, 熊原康博, 小山拓志, 千田昇, 中田高, 1：25,000 都市圏活断層図「八代（改訂版)」. 国土地理院技術資料, D･1-No.868, 2018.

Goto, H., Tsutsumi, H., Toda, S. and Kumahara, Y., Geomorphic features of surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake in and around the downtown of Kumamoto City, and implications on triggered slip along active faults, Earth, Planets and Space, 69:26, DOI 10.1186/s40623-017-0603-9, 2016.

平野信一, 放射性炭素年代測定と地層の年代―丹那断層名賀地区トレンチ調査の場合―, 月刊地球, **6**, 178-185, 1984.

池田安隆・千田　昇・中田　高・金田平太郎・田力正好・高沢信司, 1: 25,000 都市圏活断層図「熊本」, 国土地理院技術資料 D･1-No. 388, 2001.

猪野 滋・須田茂幸・菊地秀邦・大川史郎・阿部信太郎・大上隆史, 超高分解能三次元地震探査（UHR3D）−日奈久断層帯海域部における実施例−. 物理探査, 2018, 印刷中.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 布田川断層帯・日奈久断層帯の長期評価, http://jishin.go.jp/main/chousa/13feb_chi_kyushu/k_11.pdf, 2013.

楮原京子・愛甲崇信・足立幾久・坂本 泉・滝野義幸・井上直人・北田奈緒子, 布田川・日奈久断層帯海域部における高分解能マルチチャンネル音波探査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.11, 273-294, 2011.

金田平太郎・竹村恵二・金原正明, 山地斜面におけるピット調査―活断層の最新活動時期解明手法としての有効性と問題点：駄口断層を例として―, 地学雑誌, **111**, 747-758, 2002.

加登住　誠・綿谷博之・白石恵津・佐々木靖人, 立野ダム建設予定地周辺の被害状況. 2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書, 日本応用地質学会・九州応用地質学会, 176-187, 2017.

活断層研究会編,「日本の活断層―分布図と資料―」, 東京大学出版会, 363pp, 1980.

活断層研究会編,「新編日本の活断層―分布図と資料―」, 東京大学出版会, 437pp, 1991.

気象庁，地震月報，http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/，2018 年 3 月 29 日参照，2018.

Kobayashi, K., Earthquake rupture properties of the 2016 Kumamoto earthquake foreshocks (Mj6.5 and Mj6.4) revealed by conventional and multiple-aperture InSAR. Earth Planets Space, DOI 10.1186/s40623-016-0594-y, 2016.

小林智勝，だいち２号がとらえた熊本地震の地殻変動．2016 年熊本地震被害調査報告書，地震被害調査シリーズ、No.1，土木学会，28-34，2017.

国土地理院，基盤地図情報ダウンロードサービス，https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php，2018 年 4 月 25 日参照，2017a.

国土地理院，地図・空中写真閲覧サービス，http://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1，2018 年 4 月 25 日参照，2017b.

熊原康博・後藤秀昭・中田　高・石黒聡士・石村大輔・石山達也・岡田真介・楮原京子・柏原真太郎・金田平太郎・杉戸信彦・鈴木康弘・竹竝大士・田中　圭・田中知季・堤　浩之・遠田晋次・廣内大助・松多信尚・箕田友和・森木ひかる・吉田春香・渡辺満久，2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴，日本地球惑星科学連合大会 2016 年大会講演要旨，MIS34-05，2016.

熊原康博，1:25,000 活断層図「熊本　改訂版」解説，http://www.gsi.go.jp/common/000193621.pdf，2018 年 4 月 12 日参照，2017.

熊原康博・岡田真介・楮原京子・金田平太郎・後藤秀昭・堤　浩之，1: 25,000 活断層図 布田川・日奈久断層帯とその周辺「熊本（改訂版）」，国土地理院技術資料 D･1-No. 868，2017a.

熊原康博，鳥井真之，中田高，後藤秀昭，岩佐佳哉，鈴木康弘，渡辺満久，遠田晋次，高橋直也，奥野充，益城町堂園及び南阿蘇村河陽のトレンチ掘削調査に基づく布田川-日奈久断層帯北東部の活動履歴（予報），日本活断層学会 2017 年度秋期学術大会講演予稿集，O-1，2017b.

熊本県，布田川断層・立田山断層に関する調査 成果報告書．293p，1996.

熊本県教育委員会，河陽Ｆ遺跡，国土交通省立野ダム建設事業における沢津野土捨場進入路建設に伴う埋蔵文化財発掘調査，熊本県文化財調査報告書第 209 集，2003.

熊本県教育委員会，小野原遺跡群、黒川広域基幹河川改修事業に伴う埋蔵文化財発掘調査、第２分冊，熊本県埋蔵文化財調査報告，no. 257，411p. 2010.

黒木貴一・井口　隆・千田敬二・加藤靖郎・小俣雅志・撰田克哉・高見智之・田近　淳・田村浩行・西山賢一・矢田純・向山　栄・西村智博・阪口和之・末武晋一・橋本修一・寺口慧介・矢野健二・山本茂雄・碓井敏彦・矢野寛幸・佐藤匠・河合貴之・石橋愛香，阿蘇カルデラ内に出現した陥没性断裂とその周辺の地形変位，日本応用地質学会 2016 年熊本・大分地震災害調査団調査報告速報版，その 1，2016. http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20160716_Aso.pdf.

九州活構造研究会編，「九州の活構造」，東京大学出版会，553pp，1989.

Lin, A., Satsukawa, T., Wang, Z., Mohammadi, A., Fueta, R. and Nakajima, F., Coseismic rupturing stopped by Aso volcano during the 2016 *Mw* 7.1 Kumamoto earthquake, Japan, Science, 354, 869-874, 2016.

Lin, A., Structural features and seismotectonic implications of coseismic surface ruptures produced by the 2016 *Mw* 7.1 Kumamoto earthquake. Jour. Seismology, 21, 1079-1100, 2017.

Lin, A., Cheng, P., Satsukawa, T., Sado, K., Takahashi, N. and Hirata, S., Millennium recurrence interval of morphogenic earthquakes on the seismogenic fault zone that triggered the 2016 M_W 7.1 Kumamoto earthquake, southwest Japan, Bull. Seismol. Soc. Am., **107**, 2687-2702, doi: 10.1785/0120170149, 2017.

Lin, A. and Chiba, T., Coseismic conjugate faulting structures produced by the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake, Japan. Jour. Structural. Geol., 99, 20-30, 2017.

町田　洋・新井房夫,「新編火山灰アトラス」, 東京大学出版会, 336pp, 2003.

丸山　正, 郷土資料と陸地測量部による正式 2 万分の 1 地形図に基づく布田川断層帯北甘木断層の位置の再検討と 2016 年熊本地震に伴い出現した地震断層, 活断層研究, 47, 17-25, 2017.

丸山　正・杉山雄一・末廣匡基・秋永康彦・新谷加代, 反射法地震探査およびボーリング調査に基づく布田川断層帯宇土区間東部の断層形状および活動性, 活断層・古地震研究報告, 16, 99-141, 2016.

宮縁育夫, 増田直朗, 渡辺一徳, 阿蘇火山において立野溶岩を流出した噴火サイクルの特徴と年代, 第四紀研究, 43 (5) : 353-358, 2004.

Miyabuchi, Y., A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan, Sedimentary Geology, 220, 169-189, 2009.

文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査, 平成 28 年度成果報告書. 270pp, 2017.
https://www.jishin.go.jp/database/project_report/, 2018 年 4 月 24 日参照.

Moya L., Yamazaki, F., Liu, W. and Chiba, T., Calculation of coseismic displacement from lidar data in the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 17, 143-156, 2017.

向山 栄・佐藤匠・高見智之・西村智博, 2 時期の航空レーザ計測地形データ解析による平成 28 年 (2016 年) 熊本地震前後の阿蘇カルデラ地域における地表変位, 日本応用地質学会 2016 年熊本・大分地震災害調査団調査報告速報版, その 2, 2016, http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20160822_kumamoto_rep.pdf.

向山 栄・佐藤匠・高見智之・西村智博, 2 時期の航空レーザ計測地形データ解析による平成 28 年 (2016 年) 熊本地震前後の阿蘇カルデラ地域における地表変位, 2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書, 日本応用地質学会・九州応用地質学会, 55-71, 2017.

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, 付図 1 葉, DVD2 枚, 2002.

中田　高・岡田篤正・千田　昇・金田平太郎・田力正好・高沢信司, 1:25,000 都市圏活断層図「八代」, 国土地理院技術資料 D・1-No.388, 2001.

西村智博・向山　栄・佐藤　匠・加藤靖郎・坂口和之・末武晋一・黒木貴一・井口　隆・千田敬二・小俣雅志・撰田克哉・高見智之・田近　淳・田村浩行・西山賢一・矢田純・橋本修一・寺口慧介・矢野健二・山本茂雄・碓井敏彦・矢野寛幸・河合貴之・石橋愛香，阿蘇カルデラに出現した陥没性断裂と側方流動，2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書，日本応用地質学会・九州応用地質学会，64-71，2017.

Peltier, W.R. and Fairbanks, R.G., Global glacial ice volume and Last Glacila Maximum duration from an extended Barbados sea level record, Quaternary Science Reviews, 25, 3322-3337, 2006.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H. *et al.*, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, **55**, 1869-1887, 2013.

下川浩一・衣笠善博，日奈久断層系の活動履歴及び活動性調査．平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書，地質調査所速報，no.EQ/99/3，253-262，1999.

Shirahama, T., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., Mori, H., Imanishi, K. *et al.*, Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, Earth, Planets and Space, **68** : 191, doi: 10.1186/s40623-016-0559-1, 2016.

Smith, V.C., Staff, R.A., Blockey, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark D.F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka, Quaternary Science Reviews, 67, 121-137, 2013.

Stuiver, M. and Polach, H. A., Discussion: Reporting of ^{14}C data, Radiocarbon, **19**, 355-363, 1977.

Stuiver, M. and Reimer, P.J., Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program, Radiocarbon, 35, 1, 215-230, 1993.

Sugito, N. Goto, H., Kumahara, K., Tsutsumi, H., Nakata, T., Kagohara, K., Matsuta, N. and Yoshida, H., Surface fault ruptures associated with the 14 April foreshock (Mj 6.5) of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, southwest Japan, Earth, Planets and Space, **68** : 170, doi: 10.1186/s40623-016-0547-5, 2016.

鈴木康弘，1:25,000 活断層図「阿蘇」解説，国土地理院. http://www.gsi.go.jp/bousaichiri/active_fault.html，2018 年 4 月 12 日参照，2017.

鈴木康弘，石村大輔，熊木洋太，熊原康博，千田　昇，中田　高，中埜貴元，1:25,000 都市圏活断層図「阿蘇」．国土地理院技術資料 D･1-No.868，2017.

Tajima, Y., Hasenaka, T., and Torii, M., Effects of the 2016 Kumamoto earthquakes on the Aso volcanic edifice, Earth, Planets and Space, 69:63, 2017.

高見智之・矢野健二･小俣雅志・千田敬二・田村浩行・橋本修一・寺田慧介・撰田克哉・向山　栄，俵山大橋の損傷と周辺地域の地表変位．2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書，日本応用地質学会・九州応用地質学会，189-195，2017.

寺田　剛・小徳　基，大切畑ダム（ため池）の被害状況．2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書，日本応用地質学会・九州応用地質学会，170-175,2017.

Toda, S., Kaneda, K., Okada, S., Ishimura, D. and Mildon,Z.K., Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake, Earth, Planets and Space, 68:188, DOI 10.1186/s40623-016-0560-8, 2016.

遠田晋次・岡田真介・石村大輔・高橋直也，第 3 章，地表地震断層，平成 28 年熊本地震に関する報告書，東北大学災害科学国際研究所，25-44，2017.

遠田晋次，鳥井真之，奥野充，今野明咲香，小野大輝，高橋直也，熊本地震地表地震断層の完新世活動履歴−南阿蘇村黒川地区トレンチ調査−，国際火山噴火史情報研究会講演要旨集 2017-2，ISSN-2189-5163,97-100，2018.

Uchide, T., Horikawa, H., Nakai, M., Matsushita, R., Shigematsu, N., Ando, R., Imanishi, K., The 2016 Kumamoto--Oita earthquake sequence: aftershock seismicity gap and dynamic triggering in volcanic areas. Earth, Planets and Space, 68:180, 2016.

宇根 寛・中埜貴元・藤原　智・小林知勝・森下　遊・佐藤　浩・八木浩司，平成 28 年熊本地震に伴い阿蘇外輪山北西部に現れた多数の地表変位について，日本活断層学会 2016 年度秋季学術大会講演予稿集，40-41，2016.

渡辺一徳・籾倉克幹・鶴田孝三，阿蘇カルデラ西麓の活断層群と側火口の位置，第四紀研究，**18**，89-101、1979.

渡辺満久・中田 高・後藤秀昭・田中 圭・鈴木康弘・高田圭太，2016 年熊本地震時に「清正公道」に沿って出現した地震断層，日本活断層学会 2016 年度秋季学術大会講演予稿集，38-39，2016.

八木雅俊・坂本 泉・田中博通・横山由香・井上智仁・光成 魁・アイダン オメル・藤巻三樹雄・根元謙次，高分解能地層探査およびコアリング調査に基づく沿岸海域における活断層の活動履歴の解明．活断層研究，45，1-19，2016.

矢田　純･矢野健二･花村　修･元浦佳祐･池見洋明･牧野隆吾･山田好之助･永田和久･品川俊行･長谷川清史･清田泰行，地表地震断層の形態的特徴と分布特性−ストリップマップの作成と活用−．2016 年熊本・大分地震災害調査団報告書，日本応用地質学会・九州応用地質学会，31-46，2017.

吉川周作，大阪層群の火山灰層について，地質学雑誌，**82**，497-515，1976.

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　地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測

(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
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	教授	清水　洋
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松本　聡
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松島　健
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	相澤広記
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	テクニカルスタッフ	塚島　祐子
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	技術補佐員	田村　亮子
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	技術補佐員	石本　美鈴
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	大学院生	神薗　めぐみ
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	非常勤研究員	志藤　あずさ
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	学術研究員	千葉　慶太
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	技術専門職員	内田　和也
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	テクニカルスタッフ	手操　佳子
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	大学院生	宮町　凛太郎
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	大学院生	塚本　果織
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	大学院生	森田　花織
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	大学院生	光岡　郁穂
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	大学院生	村松　弾
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	山下　裕亮

(c) 業務の目的

平成 28 年熊本地震の地球物理学的特徴をまとめ、同地震の背景と地震像を明らかにする。また、熊本地震の発生域を含む布田川・日奈久断層帯の地殻構造と起震応力場を解明することを目的として、断層帯周辺において自然地震・電磁気探査（MT 比抵抗探査)、人工地震探査等の調査観測を実施する。これらの結果に加え、サブテーマ２−２で得られる断層帯周辺のひずみ場の情報､およびサブテーマ１で得られる地形･地質学的情報をもとに、布田川・日奈久断層帯において想定される震源断層モデルについて検討し、サブテーマ３の強震動評価への寄与をめざす。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 28 年度：

平成 28 年熊本地震の発生域を含む九州内陸における既存の地球物理学的観測データを収集・解析して、布田川断層帯および日奈久断層帯で発生する内陸地震の発生場に関する情報を整理し、平成 28 年熊本地震発生の地震学的背景や同断層帯周辺の地震発生ポテンシャルについての知見を得た。また、平成 28 年熊本地震の余震観測を実施して、同地震の震源断層の特徴を明らかにした。さらに、熊本平野を南北に縦断する測線において反射法地震探査を実施して、同地域の地下構造を明らかにし、布田川断層断層帯宇土区間における活断層の存在の有無を含め位置・形状の把握を試みた。

2) 平成 29 年度：

平成 28 年熊本地震の活動域を含む布田川・日奈久断層帯周辺域において、平成 28 年度に引き続き自然地震観測を継続するとともに、日奈久断層を横切る測線における繰り返し GNSS 観測を実施して、平成 29 年に入っても地震活動が続いている熊本地震の活動推移を把握した。これらの観測データに基づいて、布田川・日奈久断層帯およびその周辺域の高分解能の地殻応力場と深部地殻構造を明らかにした。特に、地殻応力場については、熊本地震の発生前後の起震応力の時間的空間的変化を検出した。なお、平成 28 年度に実施した反射法地震探査と自然地震の解析結果に基づき、布田川断層帯・宇土区間で想定される地震の震源断層の推定を試みたが、妥当性の高い震源断層の推定は困難であり、引き続き平成 30 年度もデータ解析を継続して検討を行うことにした。

さらに、平成 30 年度に実施を予定している MT 法比抵抗探査について、地震活動や反射法地震探査の結果を踏まえて具体的な観測計画を作成し、探査の準備を行った。

3) 平成 30 年度：

布田川・日奈久断層帯において MT 法探査を実施して比抵抗構造を明らかし、平成 29 年度までに得られた当該地域の地震学的構造と統合して地殻構造モデルを作成する。この地殻構造モデルと、地殻応力分布やサブテーマ２−２によるひずみ分布などの力学的場の情報、およびサブテーマ１による地形・地質学的情報などに基づき、布田川・日奈久断層帯で想定される震源断層モデルの検討を行う。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 28 年熊本地震（以下、熊本地震とよぶ）の活動域を含む布田川・日奈久断層帯周辺域において、平成 28 年度に引き続き自然地震観測を継続するとともに、解析結果を総合して、熊本地震の震源構造と震源域の地殻構造、および起震応力の時間的空間的変化の特徴をまとめた。その結果、最大前震および本震の破壊開始点付近の複雑な断層構造が明らかになった。また、熊本地震発生以前の背景地震活動の深さ分布や起震応力の空間分布から、熊本地震の本震の震源断層の幅（下端）やすべり方向を推定可能であることが示された。

MT 法比抵抗探査については、これまでさまざまな機関により蓄積されてきた広帯域 MT データを再解析し、周期 0.01～2000 秒の周波数応答関数をコンパイルした。熊本地震震源域においては WSINV3DMT インバージョンコード(Siripunvaraporn and Egbert, 2009)を使用し、80 観測点のデータを入力とした 3 次元解析を行った。平成 30 年度に予定している日奈久断層帯および宇土半島周辺での広帯域 MT 調査のため、その周辺地域において予備

調査を行い、3 次元解析の結果と併せて平成 30 年度の探査計画を策定した。

さらに、日奈久断層帯・高野-白旗区間を横切る測線において繰り返し GNSS 観測を実施した。その結果、震源断層南西端近傍の地殻変動の推移が高い空間分解能で明らかになり、高野-白旗区間の断層すべりは、GNSS 測線の北側に留まっていることが示された。

(b) 業務の成果

1)稠密地震観測と高精度震源決定による熊本地震の震源断層構造の調査

熊本地震について、詳細な震源断層構造を明らかにするため、平成28年度に引き続き、震源再決定を行った。震源再決定には、定常観測点のデータに加え、地震発生前より九州大学が震源域周辺で実施していた臨時観測点データと、地震発生後に行われた2016年熊本地震合同地震観測グループによる緊急余震観測のデータを用いた。データの期間は1993年から2016年12月までである。これらのデータを用いてDouble-difference tomography法による構造推定・震源決定プログラムを用いて震源決定を行った。地震波速度構造は、平成28年度の震源決定では、熊本地震発生以前の観測データに基づくSaiga et al.(2010)による3次元地震波速度構造を用いたが、熊本地震の観測データも含めた地震波トモグラフィーにより布田川・日奈久断層帯の詳細な3次元地震波速度構造が得られたため(Shito et al, 2017)、本年度の震源再決定ではShito et al.(2017)による構造を用いた。これにより、平成28年度よりも精度の高い震源分布を得た。

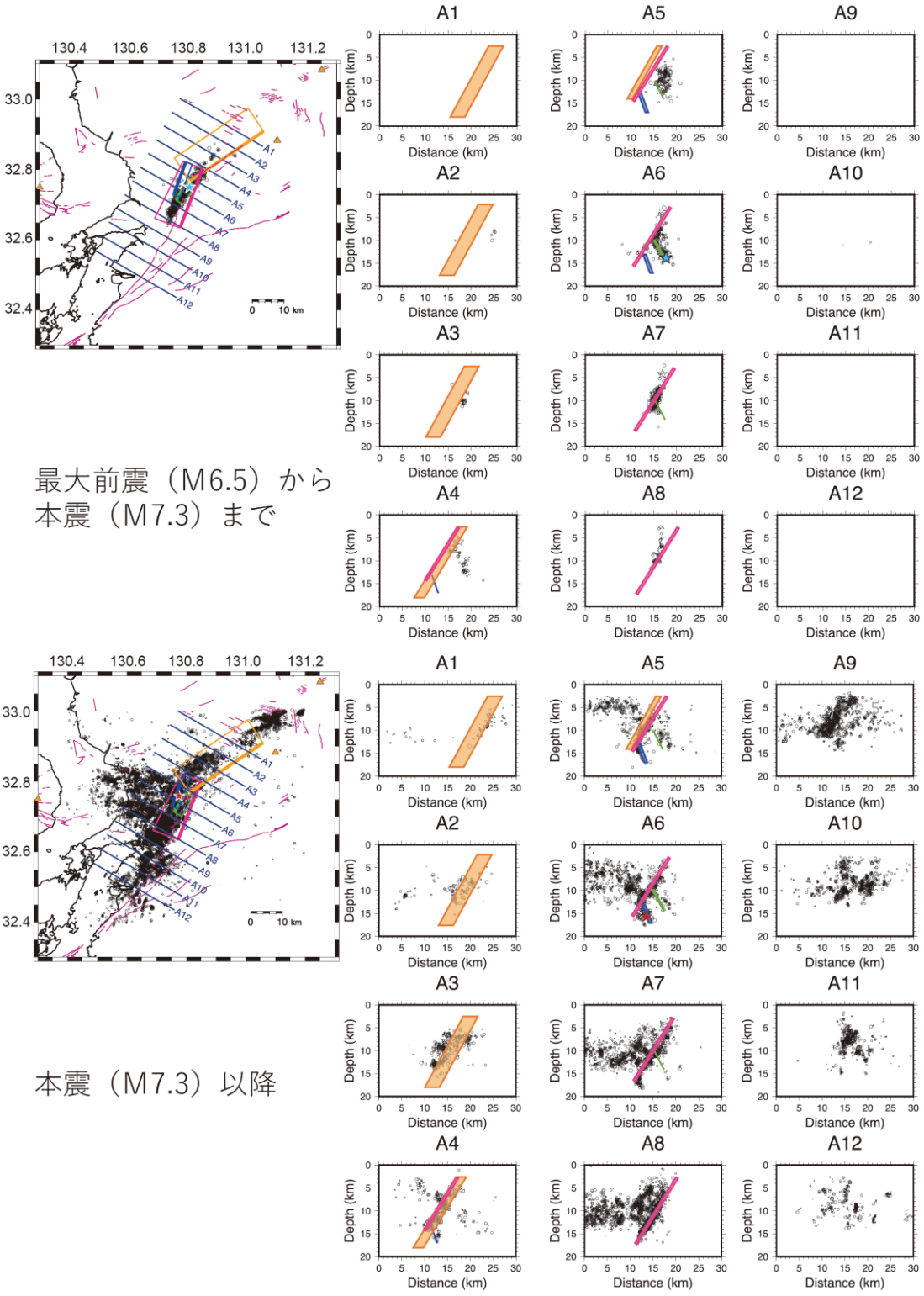


図１．熊本地震の高精度震源分布（Mitsuoka et al.,2018による）。上段は最大前震（4月14日M6.5）～本震（4月16日M7.3）の期間、下段は本震以降の震源をそれぞれ示している。上下段それぞれで左図は、震央分布と右図の断面の位置を示す。右図は、左図中の A1～A12 に沿った断面図である。図中の青星、赤星は最大前震、本震の震源位置を示す。図中にカラーで示した矩形や線は、図 2 に示される、熊本地震の断層モデルである。

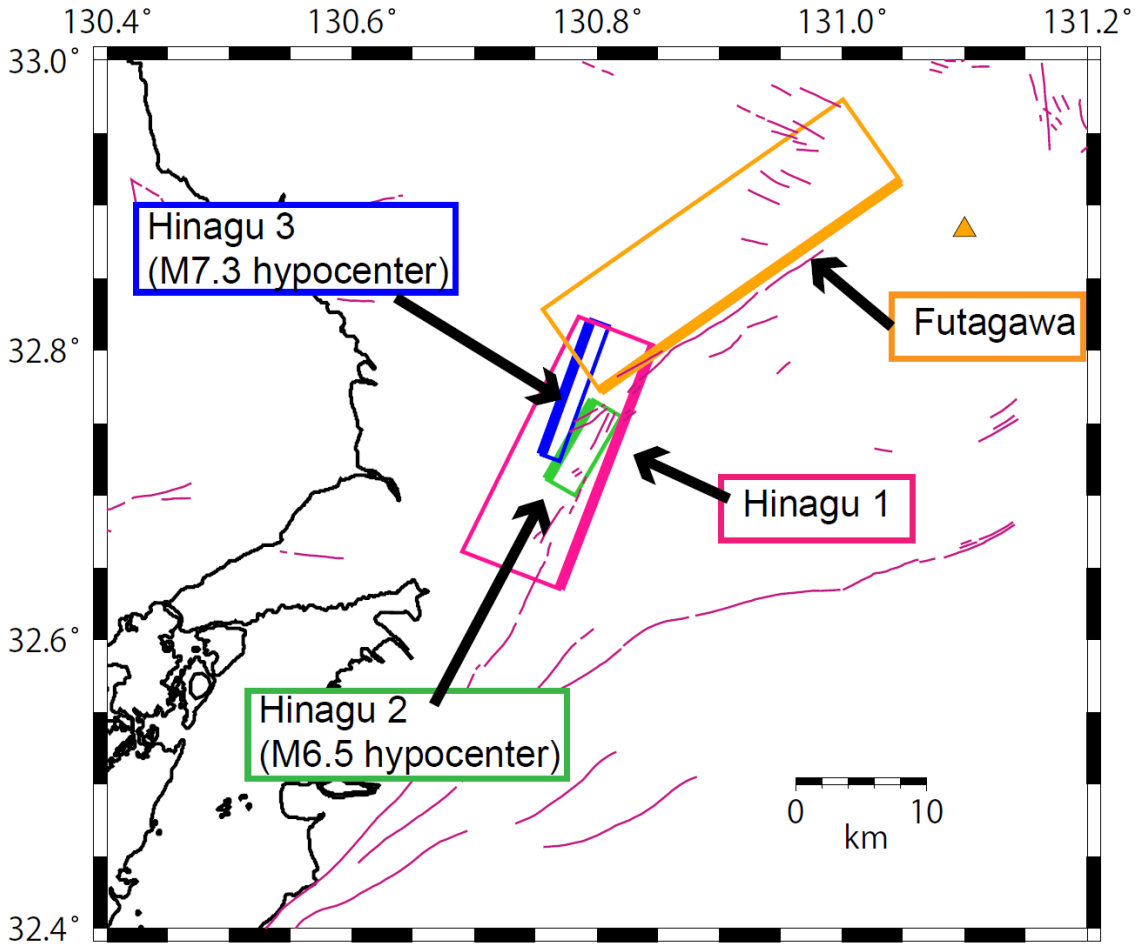


図２．震源分布から推定された熊本地震の断層面（Mitsuoka et al., 2018 による）。色つきの四角形が断層面を表す。四角形の上端を太線で示している。

この震源再決定により得られた震源分布を図１に示す。日奈久断層帯側は西北西側に傾斜した面が明瞭に見られる。また、布田川断層帯側では地震活動が低く、特に本震の地震時に大きくすべった領域（e.g., Asano and Iwata, 2016）では余震活動が不活発であることなどの大きな特徴がみられる（断面図A１，A２）。これらは、平成28年度の解析結果と同様であるが、今年度の結果ではやや不明瞭ながら、震源分布から布田川断層帯に対応する断層面を推定可能である（図１のA1～A4断面）。また、最大前震と本震の震源はいずれも、走向は日奈久断層帯とほぼ同じ（NNE-SSW）であるが傾斜方向が日奈久断層帯と逆（東南東傾斜）の断層面上にある（図１のA5～A6断面）。これらの面状構造は今年度において余震解析を進めたこと、より分解能が高い３次元速度構造を震源再決定に用いたことによるものである。これらの震源分布から推定される断層モデル（Mitsuoka et al., 2018）を図２に示す。推定された断層面の特徴から、熊本地震の破壊過程として以下のことが推定される。

i）最大前震は、走向は日奈久断層帯とほぼ同じであるが東南東傾斜の断層（図２中の Hinagu 2）から破壊が始まり、西北西傾斜の断層（日奈久断層帯，Hinagu 1）へ広がった。

ii）本震は、日奈久断層帯深部の東南東傾斜（Hinagu 3）から破壊が開始し、布田川断

層帯と日奈久断層帯北東部に対応する断層面(Hinagu 1, Futagawa)で大きなすべりを起こした。

図１を見ると、さらにこれら以外にも複数の面状分布やクラスタが存在しており、震源断層は非常に複雑な構造をしていると推定される。

2）熊本地震の震源断層域の地殻構造と応力場の調査

熊本地震について、震源断層と地殻応力場や地殻構造の関係を明らかにするため、平成28年度に引き続き、地殻構造や起震応力場の解析を行った。

地殻構造については、地震波トモグラフィー解析とMT法比抵抗解析を行い、震源分布との比較を行った。速度構造については、Shito et al.(2017)の結果をもとに考察を進めた。図３に解析領域（熊本周辺）を示す(Shito et al., 2017より引用)。図４には図３のa－a’－a”, b－b’に沿った地震波速度トモグラフィー解析の結果の鉛直断面を示す（Shito et al.,2017)。地震波速度構造は、熊本地震発生前（1996年1月）から2016年8月の間に解析領域に発生したマグニチュード1以上（九州大学地震火山観測研究センターでルーチン処理により求められたマグニチュード)、深さ３０ｋｍ以浅の震源データをもとに求められた。速度を推定するグリッドは震源領域において水平方向５ｋｍごと、深さ方向には2.5 kmごとに配置し、Double-difference tomography法 (Zhang and Thuber, 2003)を用いて推定した（詳細についてはShito et al., 2017参照)。地震波速度分布と震源分布の比較から、熊本地震前（背景）の活動も熊本地震の活動も低速度・高Vp/Vs域（図４の赤色の領域）を避けて発生していることがわかる。また、熊本地震の本震時の大すべり域は、地震波速度とははっきりとした対応はなく、速度が中庸な領域となっている。ただし、大すべり域の下限（最深部）は、背景の地震活動の下限とほぼ対応していることがわかる。このことは、大地震が発生する前の背景の地震活動の分布域の下限（D95）から震源断層の幅を推定する手法が妥当であることを示している。本震の破壊の開始点（図中の大きい☆）は比較的低速度の領域に位置している。一方、熊本地震以前の地震活動とこの地域で発生した規模の大きな地震の破壊の開始点についてみると、比較的活動の低調な部分から破壊が始まっているように見える。これは、今後精査する必要はあるものの、震源断層モデルを構築するうえで重要な情報であると考えられる。

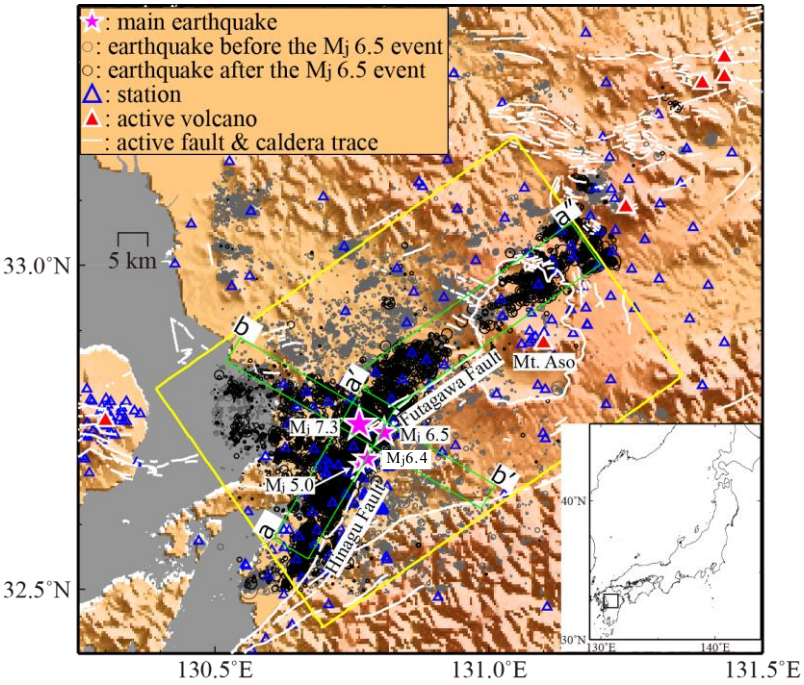


図３　地震波速度トモグラフィーの解析領域（Shito et al., 2017 に加筆）。図中の黄色枠が解析領域を示す。図中の☆印は解析領域で発生した 2016 年 4 月 14 日（M6.5）、4 月 15 日(M6.4)、4 月 16 日(M7.3)および、2000 年に発生した M5.0 の震央を示している。図中の灰色丸、黒丸はM6.5 発生前後の震央分布、青三角は地震観測点、赤三角は活火山、白線は活断層およびカルデラの外形を示す。

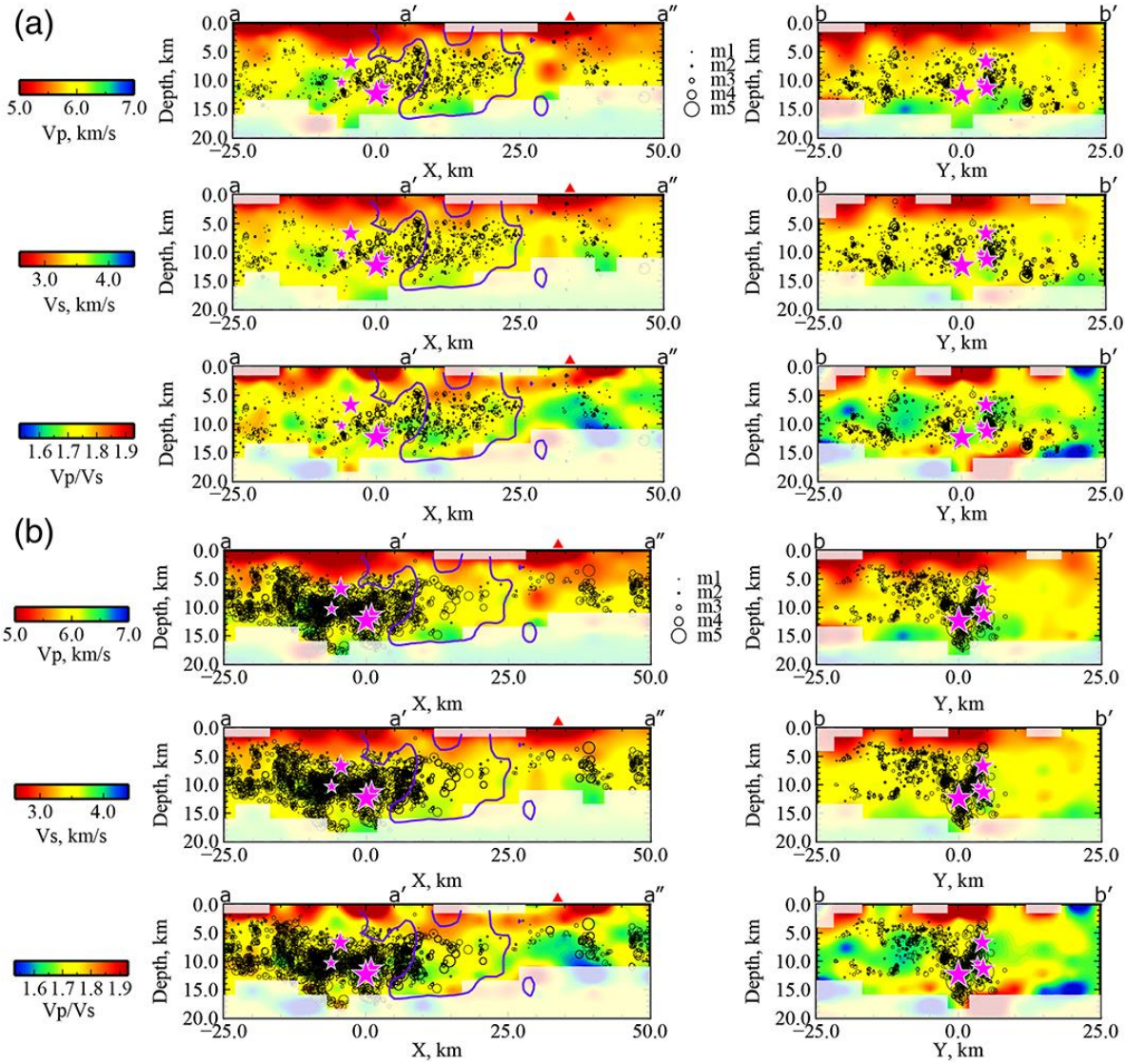


図４．地震波トモグラフィーによる３次元地震波速度構造（Shito et al., 2017 による）
（a）は、1996 年１月以降、熊本地震発生以前の地震活動と速度構造を重ねたもの。
（b）は、最大前震（2016 年４月 14 日 M6.5）以降に発生した地震の震源分布と速度構造を重ねたもの。
（a）、（b）いずれも上段が P 波速度（Vp）、中段が S 波速度（Vs）、下段が Vp/Vs。
また、図３で示された地震の位置を星印で、Asano and Iwata（2016）による本震時の大すべり域をコンターでそれぞれ示す。

応力場については、布田川・日奈久断層帯周辺における背景の地震活動から起震応力の空間分布を求めた。その結果、布田川・日奈久断層帯においては応力場が場所によって変化する、不均質な応力場が推定された。一般に、地震断層面と応力場がわかると、その断層面上でのすべりが最大せん断応力の方向を向くことが期待できる。そのため、熊本地震の本震の震源断層面での最適すべり方向を推定した。その結果を Asano and Iwata(2016)が強震波形解析から推定した、実際の熊本地震の時のすべり分布と比較したところ、断層面上のすべり方向は概ね一致することが確かめられた。したがって、あらかじめ想定震源

断層の走向・傾斜を精度良く仮定できれば、背景の地震活動の応力解析から、本震時のすべり方向を事前に推定できる可能性がある。一方、一般には地震断層面は応力場に対して最もすべりやすい面（最適面）であるとは限らない。もし、地震断層が最適面でない場合は、通常ではすべりを起こしにくい。しかしながら、断層面上での間隙流体圧が高い場合はせん断破壊強度が低下し、すべりを起こすことが可能である。熊本地震の地震時すべりは応力場とは無関係に、強震動記録から求めている。そのため、地震時の断層上のすべりと微小地震から推定された応力場の関係を見ることができる。先に述べたように、地震断層およびその周辺では応力場が空間的に変化することが明らかになっている。このため、推定された応力場と地震断層面との幾何学的関係を考える。図５には Matsumoto et al. (2018)によって求められた、応力場と地震断層の関係を M7.3 の断層に沿った鉛直断面で示している。応力場に対して地震断層が、最適面の場合を青、そこからずれるに従って暖色になるコンターで示している。表示の単位は最大せん断応力で規格化された超過間隙流体圧として表現している。同時に、Asano and Iwata (2016)による地震時すべり方向の大きさを示している。図から、すべりの大きい場所は比較的最適面に近い部分が多い。しかしながら、断層深部を見ると、赤い領域でも大きくすべりが起こり、急激にすべりが小さくなっているようにも見える。これは、間隙流体圧が高いためにすべりを起こすことが可能であったが、もともと強度が高い（最適ではない面）ために、減速・停止に至ったとも考えられる。つまり、大すべり域の北東側では、断層面の破壊強度が小さかったためすべることができたが、最適面ではないため、すべりが減速して停止したことを示唆する。

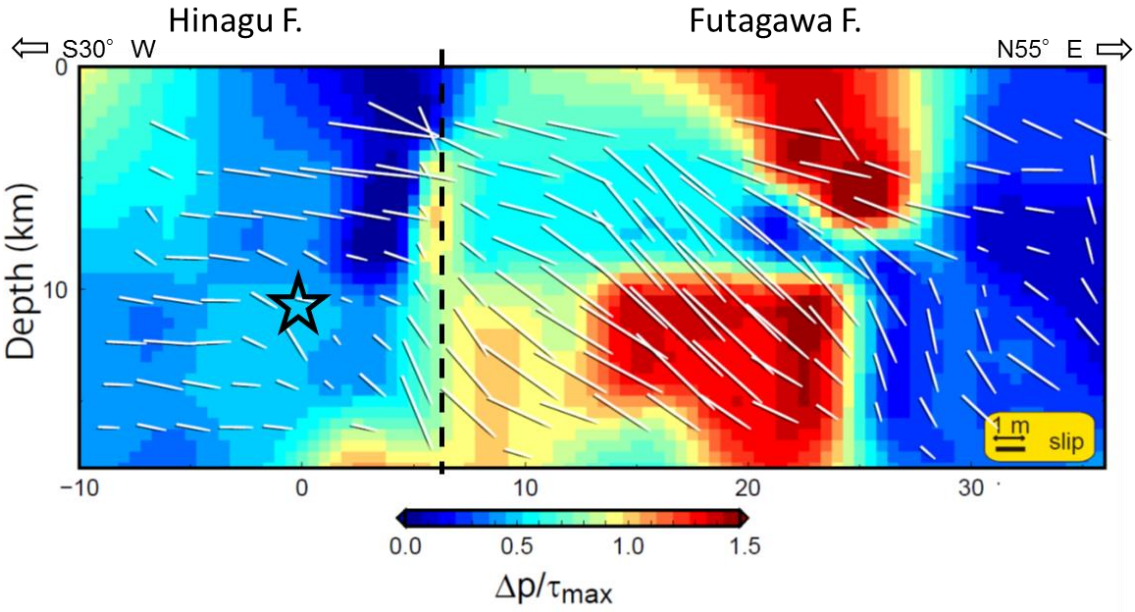


図５.応力場から推定される最適面と地震断層面の比較(Matsumoto et al., 2018 による)
応力場に対する最適面（摩擦係数＝0.6 を仮定）と地震断層面の差異を最大せん断応力で規格化された超過間隙流体圧としてカラーコンターで示すとともに、値は図 3 に示された走向に沿う鉛直面に投影している。強震動インバージョンによって推定された本震時のすべり角とすべり量を実線で示す。青色は地震断層の応力場最適面に対する一致度が高い領域、赤色は不一致度が大きい領域である。図中の星印は、本震の震源（破壊の開始地点）を示す。

さらに、熊本地震の本震発生以降の起震応力の空間分布を余震の応力テンソルインバージョンから推定し、熊本地震以前の背景の応力場と比較した（図６）。図６の上段は熊本地震前後における深さ 5-10km の応力場の変化を、下段は深さ 10-15km の応力場の変化をそれぞれ示している。また、左のパネルは熊本地震前、右のパネルは熊本地震の本震後を図示している。布田川・日奈久断層帯近傍の応力場は、横ずれ断層型や正断層型が混在しているが、熊本地震発生以降は浅い領域、深い領域ともに正断層型が卓越する傾向が認められる。Asano and Iwata (2016)のすべり分布を基に、応力変化を求め、この応力変化を考察すると、熊本地震によって断層近傍のせん断応力が減少したこと、この地域の差応力は数十 MPa 以下であることを意味していると考えられる（松本・他, 2018）。

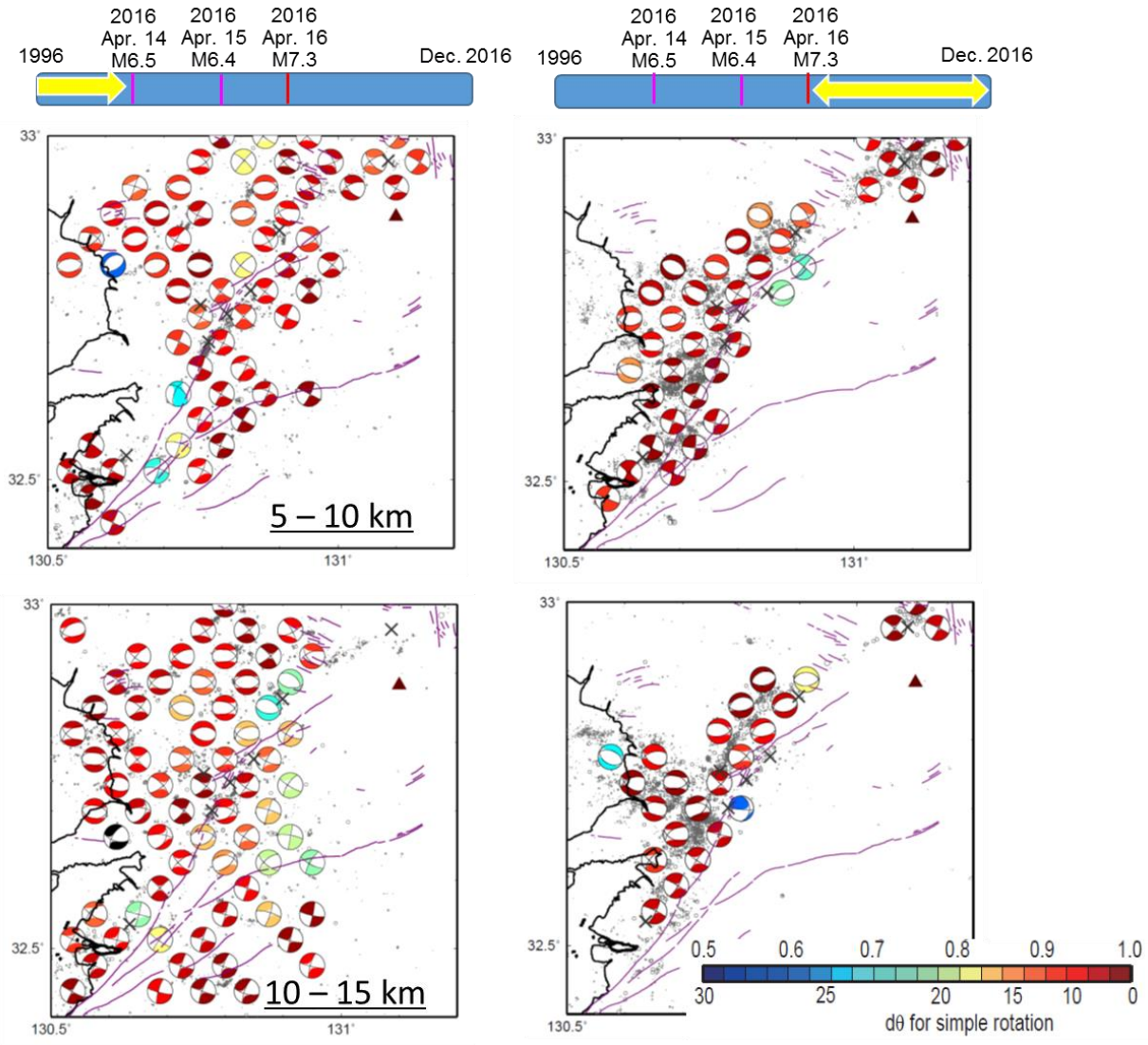


図６．熊本地震前後の起震応力場の変化（松本・他, 2018 による）
上段は、深さ 5-10km における起震応力場、下段は深さ 10-15km の起震応力場をそれぞれ震源球（下半球等積投影）で示す。震源球の色はカラースケールで示した応力推定の精度（暖色ほど精度が高い）を表す。ここでの精度は 90%の信頼区間をテンソル差として表している。同時にテンソル差から求められる応力軸の回転がもっとも大きくなる場合を例に記している。

以上は、地震観測データの解析による結果であるが、これらに加え、MT 法による比抵抗構造についても既存のデータの再解析により推定し、熊本地震の本震や M4.7 以上の規模の大きな地震の震源と比較した。平成 28 年度は 1 次元構造解析に留まっていたが、平成 29 年度は 3 次元の解析を行った。熊本地震震源域の 3 次元比抵抗構造解析の結果、以下のことが示唆された。

i)震源域の地下には低比抵抗領域が存在し、2016 年 4 月 14 日の前震、本震、さらに 2000 年 6 月の益城町付近での M5.3 地震、いずれも震源は低比抵抗領域の縁に位置している(図 7)。

ii)余震のうち規模の大きいもの(M4.7 以上)は低比抵抗体の縁で発生した。

iii)熊本地震の大すべり域(Asano and Iwata, 2016)は、低比抵抗に囲まれた高比抵抗領域と対応している (図 8)。

前震、本震を含め規模の大きい地震の震源が低比抵抗体の縁に位置していることは、破壊開始に流体が強く関与していることを示唆している。また、流体が関与した地震は規模が大きい破壊につながる可能性が高いことを示唆している。大すべり域と比抵抗構造の対応からは、流体が豊富に存在する低比抵抗体が破壊の進展を阻むことを示唆している。これらの成果はいずれも、比抵抗構造から地震発生の可能性が相対的に高い地域を予測できる可能性を示すものである。

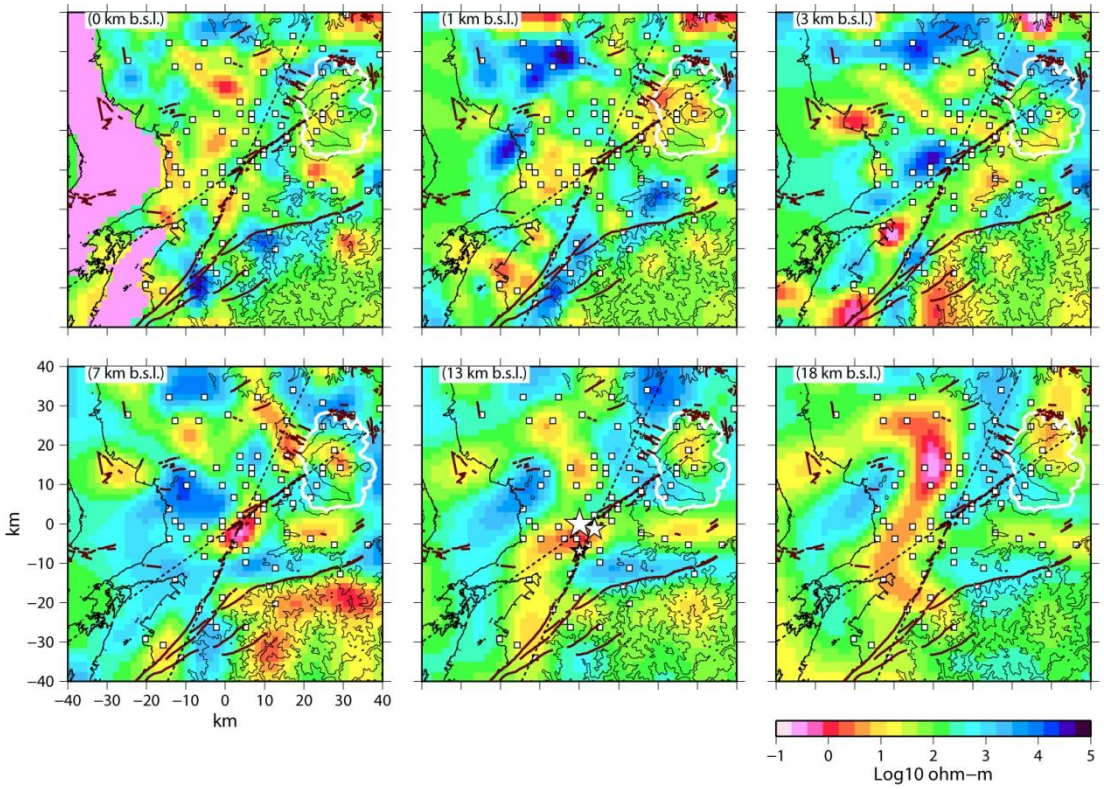


図 7．3 次元解析により推定した比抵抗構造(水平断面)

□は解析に使用した広帯域 MT 観測点を示す。海抜下 13km(13km b.s.l.)の断面に示した 3 つの星印は、大きいものから、本震、前震、2000 年 6 月の M5.3 地震の震源をそれぞれ示している。茶実線は活断層を(活断層研究会編, 1991)、白実線は阿蘇カルデラを示す。2 つの破線は、布田川断層帯と日奈久断層帯の方向を示している。

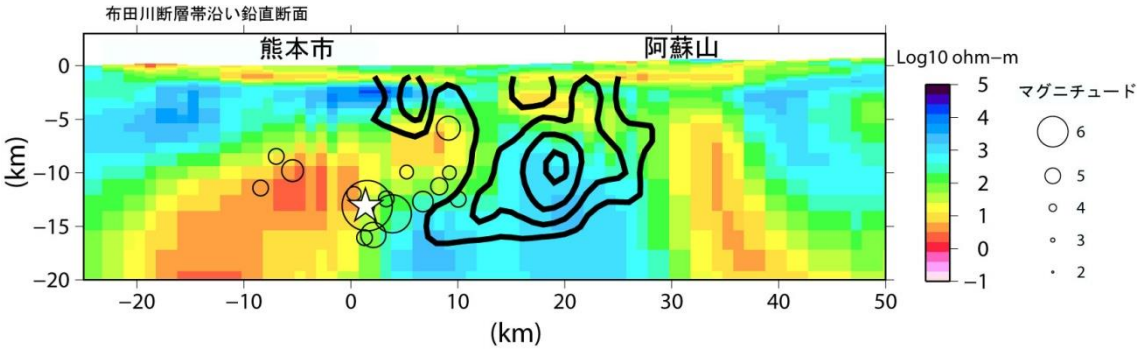


図８．３ 次元解析により推定した比抵抗構造(鉛直断面)。断面の走行は図７の布田川断層帯に沿った方向の破線に相当する。星印は本震の震源、○印は M4.7 以上の地震の震源(期間：2016 年 4 月 14 日～2017 年 12 月 31 日)をそれぞれ示している。実線は熊本地震本震の推定すべり分布を 2，3，4，5 m のコンターで表している（Asano and Iwata，2016）

電磁気学的調査に関しては、平成 29 年度は、平成 30 年度に実施を予定している MT 法比抵抗探査の具体的な実施計画の策定に向けて、日奈久断層帯、宇土半島周辺での予備調査も実施した。この予備調査からは、熊本市電に代表される人工ノイズの影響が広帯域 MT 探査に致命的ではなく、長期間観測を行えばこの地域でも良質の周波数応答関数が得られることを確認することができた。

3) 日奈久断層帯を横切る測線における GNSS 繰り返し観測による地殻変動の調査

熊本地震の震源断層モデルの構築、および 2016 年の本震時には未破壊だった日奈久断層帯・日奈久区間への断層すべりの進展の有無などを把握するため、未破壊だった日奈久断層帯・高野-白旗区間と日奈久区間の境界付近を横断する測線において、GNSS の繰り返し観測を実施した。この測線は、益城町付近で 2000 年 6 月に発生したマグニチュード５の地震後に九州大学が日奈久断層帯の活動のモニタリング用に設置したものであり、熊本地震の発生前には 2010 年 2 月に測定していた。熊本地震の発生後は、本震の 1 週間後の 2016 年 4 月 23 日から 4 月 27 日に測定を実施して、若干の余効変動も含むと考えられるものの本震発生に伴う coseismic な地殻変動を、震源断層の南西端近傍で捉えることに成功した（図９、松島・他,2016)。これによると、変位ベクトルは、断層帯に近づくにつれて、その大きさが小さくなっており、震源断層の南西端付近においては、断層上端は地表に達していないことが分かった。また、日奈久断層帯の地表トレースの西約 1km の地点で変位ベクトルの向きが反転していることなどの特徴から、本震時の断層モデルが提出された（図１０，松島・他,2016)。そのモデルは、国土地理院が InSAR などの観測データから提出している日奈久断層帯･高野-白旗区間の震源断層モデル(矢来･他,2016)よりも北東に 2km、南西に 1km 延びており、長さ 13.2km であると推定されること、また、震源断層の南西端は GNSS 測線までは達しておらず、高野-白旗区間と日奈久区間の境界より 3km 程度北東側に留まっていることが明らかになった（松島・他,2016)。

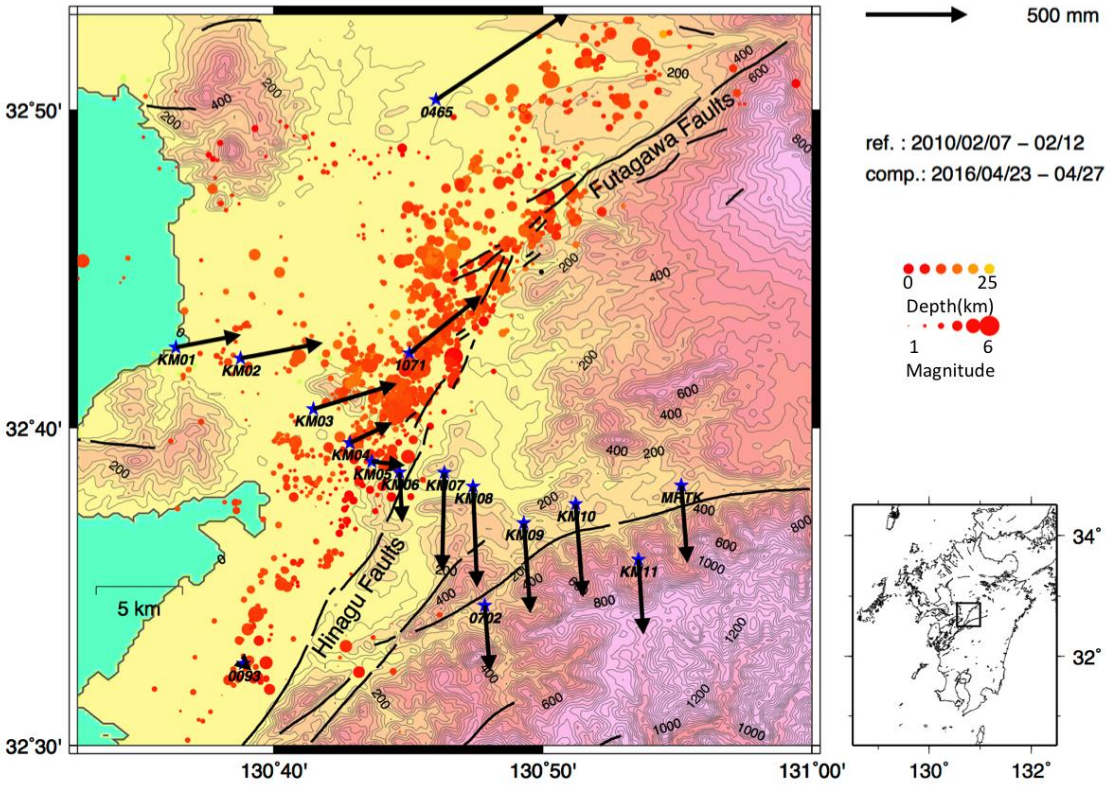


図９．日奈久断層帯・高野-白旗区間と日奈久区間の境界部を横断する測線における GNSS 繰り返し観測（松島・他, 2016 より）。熊本地震にともなう地表の変位ベクトルを活断層トレース（活断層研究会（1991））および九大地震火山センターの通常解析で決定された余震分布（4 月 14～29 日）と重ねて表示している。余震分布の円の大きさはマグニチュード、色は深さを示す。

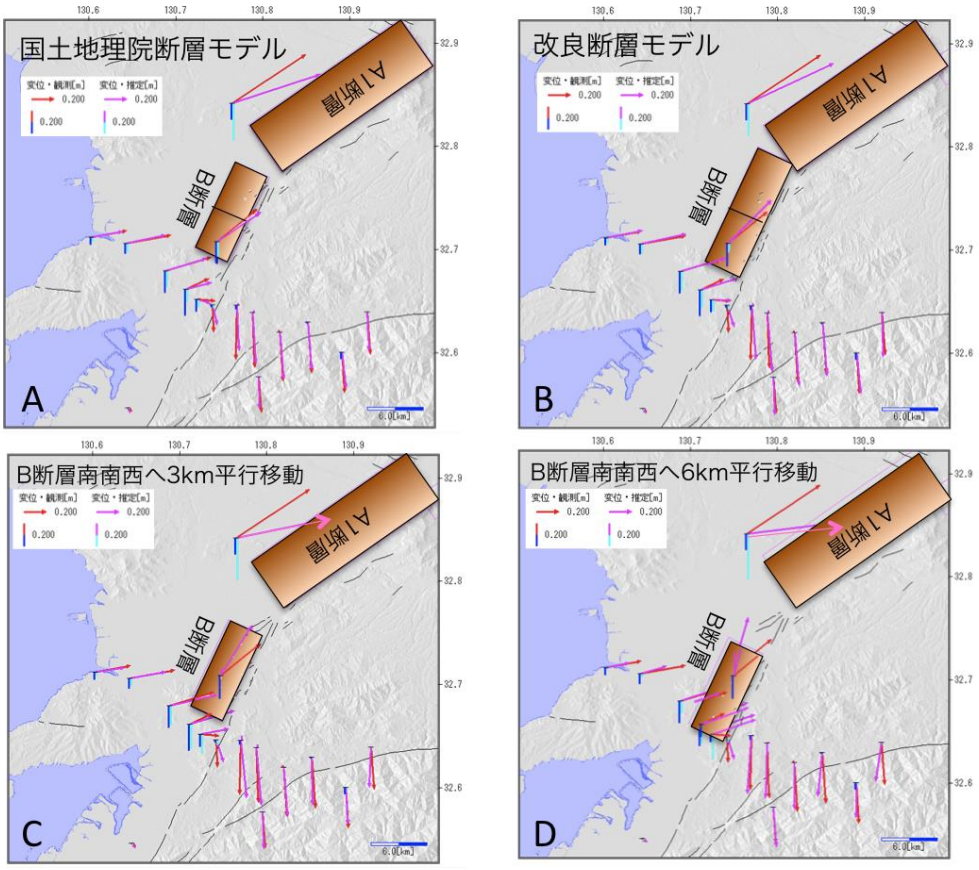


図 10　断層モデルとそれから推測される変位と GNSS 観測値の比較。A）2016 年 5 月に発表された国土地理院の断層モデル（矢来・他，2016)。A2 断層は阿蘇地域に存在し、領域外になっている。B 断層は 2016 年 4 月 14 日 Mj6.5（北北東側）および 4 月 15 日 Mj6.4（南南西側）の震源と考えられている。B）GNSS 観測値と推定値が最もあうように改良した断層モデル。観測ラインに近い B 断層のパラメータのみ変更し、A 断層については国土地理院推定のパラメータを変更していない。B 断層については、国土地理院推定よりさらに北北東に 2km、南南西に 1km 延びていると推定された。C）D）国土地理院の B 断層モデルの南南西端の位置を変更させた場合の GNSS 推定値と観測値の比較（松島・他,2016)。

表１　国土地理院（矢来・他，2016）で公開された断層パラメータと松島・他（2016）で改良された断層パラメータの比較

国土地理院断層モデル

	経度［度］	緯度［度］	上端深さ［km］	長さ［km］	幅［km］	走向［km］	傾斜［度］	滑り角［度］	滑り量［m］	Mw
断層A1	130.996	32.878	0.6	20.0	12.5	235	60	209	4.1	6.96
断層A2	130.975	32.883	0.2	5.1	6.6	56	62	178	3.8	6.36
断層B1	130.807	32.770	0.8	5.0	13.0	205	72	176	2.7	6.45
断層B2	130.784	32.729	0.8	5.2	13.0	205	72	176	2.7	6.46

改良断層モデル

	経度［度］	緯度［度］	上端深さ［km］	長さ［km］	幅［km］	走向［km］	傾斜［度］	滑り角［度］	滑り量［m］	Mw
断層A1	130.996	32.878	0.6	20.0	12.5	235	60	209	4.1	6.96
断層A2	130.975	32.883	0.2	5.1	6.6	56	62	178	3.8	6.36
断層B1	130.816	32.785	0.8	7.0	13.0	205	72	176	2.7	6.54
断層B2	130.784	32.729	0.8	6.2	13.0	205	72	176	2.7	6.51

本研究では、断層変位が今後さらに南西方向に進展する可能性を考慮して、日奈久区間を横断する測線を新たに設置し測定を実施した(表２)。また、高野-白旗区間と日奈久区間の境界部を横断する測線での再測を平成 29 年度（2017 年 7 月 5 日～7 月 9 日）に実施して、熊本地震発生後約 1 年間の地殻変動を明らかにした（表３)。表４に観測諸元をしめす。各地点の座標推定には米 JPL が開発した GIPSY-OASYS ver6.5 の精密単独測位法を用い、暦には IGS の最終精密暦を使った。図 13 に熊本地震後の変位ベクトルを示す。座標の基準は国際地球基準座標系（ITRF2014）準拠となっている。図 13 をみると、熊本地震の 1 年後も余効変動が少しずつ小さくなりつつも依然として継続していることがわかる。また、このような余効変動の特徴は、国土地理院による GEONET の観測結果とも調和的である。しかし、注意深くみると、本震に伴う変動と余効変動では変位ベクトルの方向の転換地点に違いが見られる。すなわち、本震時の変動（図９）では、KM05 と KM06 の間で方向が変わっているのに対し、余効変動(図 13)では KM04 と KM05 の間で変化しているようにみえる。この地域の定常的な地殻変動として反時計回りの変位が重畳していること、観測されたベクトルが小さくて S/N 比が悪いことなどから、慎重な検討が必要であるが、もしこの違いが事実であるとすれば、地震時に比べて余効変動は断層の深部がすべっている可能性がある。また、変位ベクトルのパターンからは、熊本地震の 1 年後においても、GNSS 測線を越えて南西側（日奈久区間）には、GNSS で検知される程度のすべりは発生していないと判断される。

表 2　GNSS 観測点一覧

観測点名	観測点地名	種別	標識	北緯			東経			標高(m)
KM01	排水機場	四等三角点	金属標識	32°	42’	44.2”	130°	36’	13.1”	6
KM02	走潟	三等三角点	石柱	32°	42’	23.4”	130°	38’	37.3”	2
KM03	花園台	九大基準点	金属標識	32°	40’	47.6”	130°	41’	20.1”	34
KM04	東谷	四等三角点	石柱	32°	39’	43.5”	130°	42’	41.9”	39
KM05	萩尾溜池	九大基準点	金属標識	32°	39’	08.1”	130°	43’	30.1”	39
KM06	豊野山崎	九大基準点	金属標識	32°	38’	47.9”	130°	44’	31.6”	82
KM07	巣林	九大基準点	金属標識	32°	38’	47.1”	130°	46’	11.6”	75
KM08	田上原	四等三角点	石柱	32°	38’	21.6”	130°	47’	16.2”	80
KM09	鶴野木橋	九大基準点	金属標識	32°	37’	12.4”	130°	49’	08.8”	98
KM10	告乗	四等三角点	金属標識	32°	37’	47.9”	130°	51’	04.4”	161
KM11	山口	四等三角点	金属標識	32°	36’	03.1”	130°	53’	25.2”	320
KM13	干拓	四等三角点	石柱	32°	36’	29.9”	130°	37’	42.4”	3
KM14	氷川大橋	四等三角点	石柱	32°	35’	33.6”	130°	38’	31.4”	5
KM15	浜無田	三等三角点	石柱	32°	34’	36.8”	130°	39’	51.7”	7
KM16	下古川	九大基準点	金属ピン	32°	34’	06.8”	130°	40’	30.7”	7
KM17	上北山王	三等三角点	石柱	32°	33’	38.7”	130°	41’	35.3”	110
KM18	立神峡	四等三角点	石柱	32°	32’	50.9”	130°	42’	19.2”	80

表 3　各観測点測線の観測期間

観測点	期間
KM01～KM11	2016 年 4 月 23 日～4 月 27 日
KM01～KM11	2016 年 7 月 3 日～7 月 8 日
KM13～KM18	2016 年 7 月 27 日～8 月 1 日
KM01～KM11	2017 年 7 月 5 日～7 月 9 日

表 4　観測諸元

受信機	Trimble5700 および JAVAD SIGMA
アンテナ	Zepher Geodetic および GrAnt-G3T
アンテナ固定方法	測量用三脚
求芯方法	Leica レーザー求芯器使用
受信周波数	GPS L1,L2,C1,P2
サンプリング間隔	5 秒
記録媒体	CF カードおよび内部メモリ
電源	塩化チオニールリチウム電池

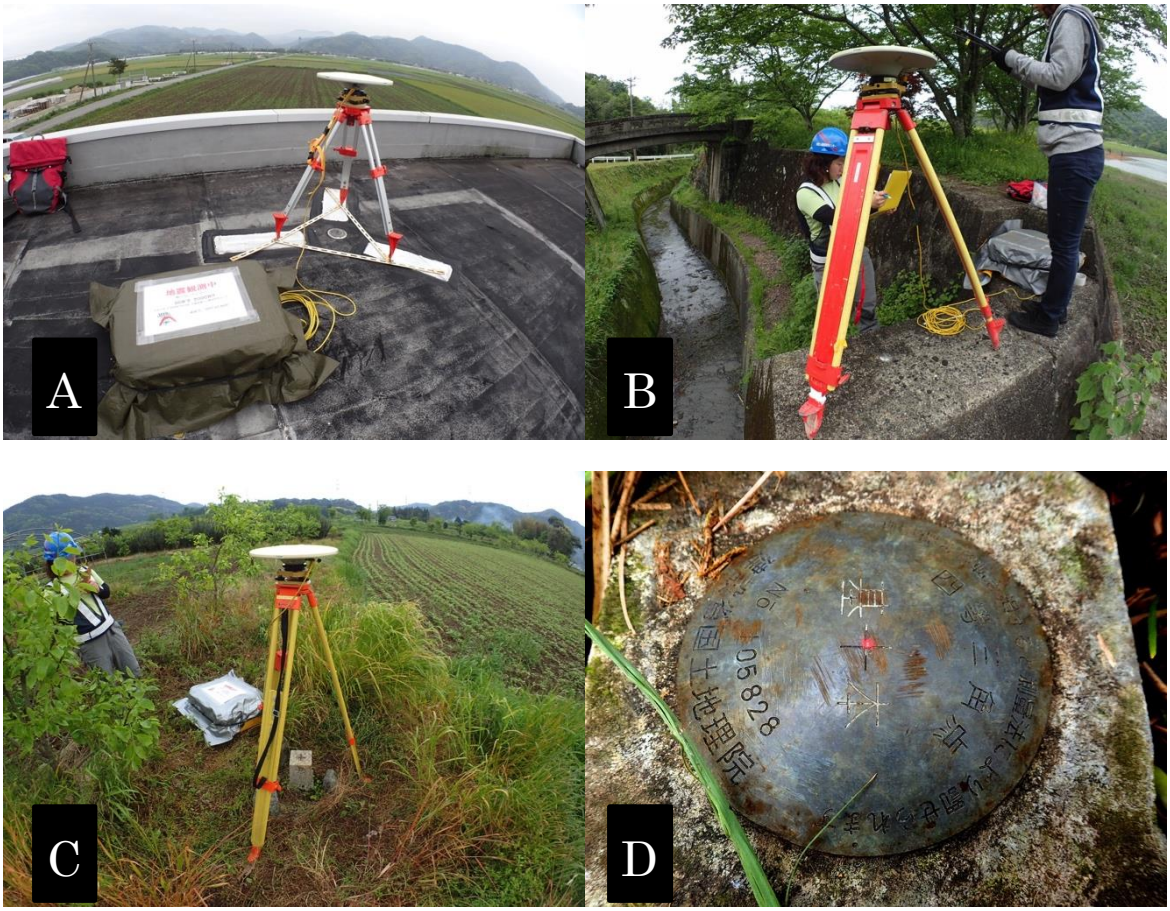


図 11　GNSS 観測風景 A)KM01 は国土地理院四等三角点を利用している。B)KM05 観測点は、金属標識を設置してある。C)KM08 観測点は国土地理院四等三角点を利用しているが、石柱であるため、設置精度は数 mm となる。D)KM10 観測点の金属標識。求芯にはレーザー式の求芯器を使用しており、GNSS アンテナの設置精度は 2～3mm 程度と高精度になっている。

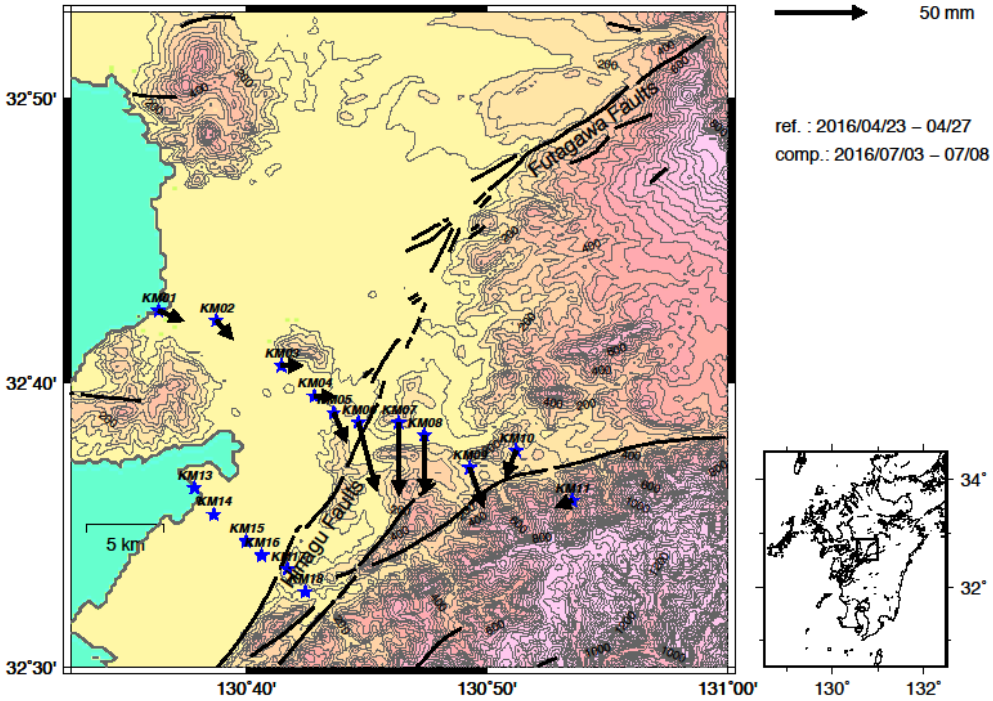


図 12. 熊本地震後約 3 ヶ月間（2016 年 4 月～2016 年 7 月）の余効変動量。KM13～KM18 は、本研究で新たに設置した日奈久区間の測定点を示すが、まだ 1 回しか測定が実施されていないので、変位量ベクトルは記載されていない。

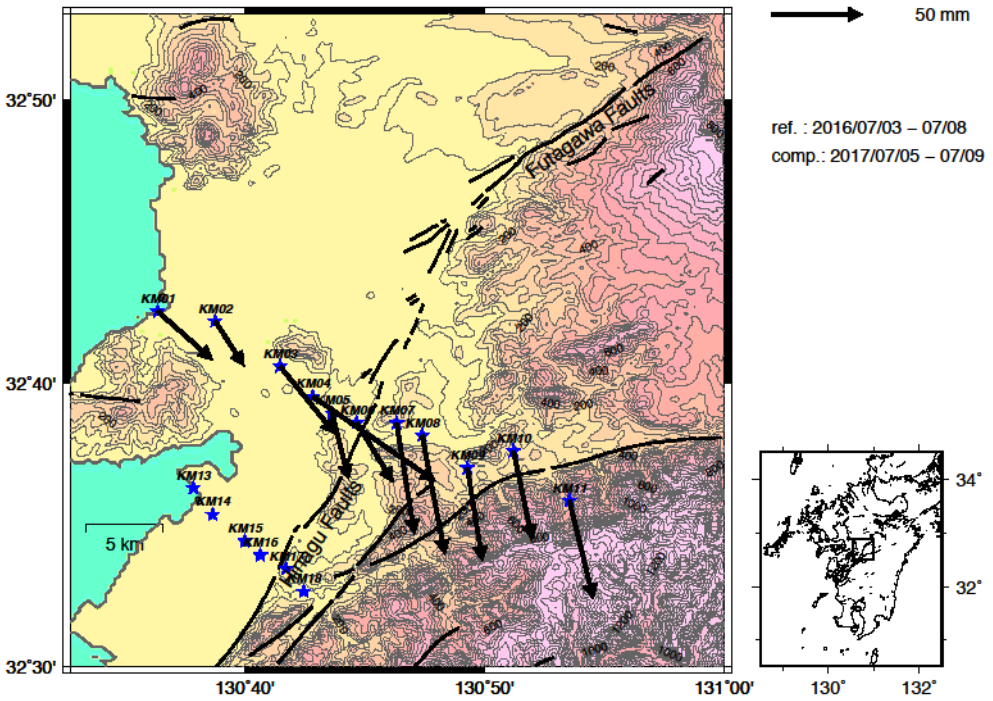


図 13. 熊本地震後の 1 年間（2016 年 7 月～2017 年 7 月）の余効変動ベクトル。

(c) 結論ならびに今後の課題

布田川・日奈久断層帯およびその周辺の 3 次元速度構造を用いて、熊本地震の高精度震源再決定を行った結果、複雑な断層構造が明らかになった。特に、最大前震や本震の震源（破壊開始地点）付近の断層は複雑であり、最大前震や本震は布田川・日奈久断層帯の傾斜方向とは逆の東南東傾斜の断層面で破壊が発生し、それが日奈久断層や布田川断層に乗り移って大きなすべりが発生したと推定される。布田川・日奈久断層帯周辺の 3 次元地震波速度構造および 3 次元比抵抗構造と震源分布の比較から、地震は低速度域を避けて発生していることや、規模の大きな地震は低比抵抗領域の縁で発生していることが明らかになった。また、熊本地震発生前の背景の地震活動の深さの下限（D95）から本震の震源断層の幅が推定可能であることが確認された。さらに、起震応力の解析から、熊本地震の発生により断層帯近傍のせん断応力が減少したことや、熊本地震発生前の背景の地震活動から推定した応力場で本震時のすべり方向を予測できる可能性が示された。日奈久断層帯・高野-白旗区間と日奈久区間の境界部の地殻変動の特徴からは、震源断層南西端の位置や形状について詳細な情報が得られつつある。これらの結果は、今後当該地域で発生する内陸地震の断層モデルの作成や地震動の予測にとって重要な基礎データとなると考えられる。

今後も、観測データの蓄積と解析手法の改良により、精度を向上させるとともに、他のサブテーマの調査で明らかになった地質学・地形学的特徴やひずみ場の特徴、構造探査の成果などを総合して結果の検討と解釈を行い、地殻構造モデルと断層モデルを構築する必要がある。特に、電磁気学的調査に関しては、これまでに蓄積されたデータを用い推定した３次元比抵抗構造と地震の空間的な対応から比抵抗構造が地震予測に有効であることが示唆されたため、今後は実際に広帯域 MT 調査を実施し、比抵抗構造と地震の対応の信頼性を向上させる。日奈久断層帯、宇土半島周辺においては既存の広帯域 MT 観測データが乏しいため、平成 30 年度に重点的な調査を行う。本震で破壊した布田川断層については、断層浅部を対象とした AMT 稠密観測を行い比抵抗構造から断層破砕帯を検出して、地表付近にまで大すべりが達した地域と、そうでない地域の断層破砕帯の差異を検討することも課題である。

(d) 引用文献

Asano, K. and T. Iwata (2016), Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, Earth Planets Space, 68:147, doi:10.1186/s40623-016-0519-9.

活断層研究会（1991），新編日本の活断層　分布図と資料，東京大学出版会，437p.

Matsumoto,S.,Yamashita,Y.,Nakamoto,M.,Miyazaki,M.,Sakai,S.,Iio,Y.,Shimizu,H., Goto,K.,Okada,T.,Ohzono,M.,Terakawa,T.,Kosuga,M.,Yoshimi,M. and Asano,Y.(2018), Prestate of Stress and Fault Behavior During the 2016 Kumamoto Earthquake (M7.3), Geophysical Research Letters, 45(2),637-645.

松本聡，光岡郁穂，飯尾能久，酒井慎一，2016 年熊本地震 合同地震観測グループ (2018)，2016 年熊本地震震源域における応力場のモデル化（３），日本地球惑星科学連合 2018 年大会，SSS15-12.

松島健，手操佳子，中尾茂，清水洋，松本聡，中元真美，内田和也 (2016)，GNSS Campaign 観測で捉えられた2016年熊本地震の地殻変動,日本地球惑星科学連合2016年大会，MIS34-P32.

Mitsuoka, A., S. Matsumoto, Y. Yamashita, M. Nakamoto, M. Miyazaki, S. Sakai, Y. Iio, and Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquake(2018), Change in state of stress around Hinagu fault zone through the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会，SCG57-26.

Saiga, A., S. Matsumoto, K. Uehira, T. Matsushima, and H. Shimizu, (2010), Velocity structure in the crust beneath the Kyushu area, Earth Planets Space, 62, 449-462.

Shito, A., S. Matsumoto, H. Shimizu, T. Ohkura, H. Takahashi, S. Sakai, T. Okada, H. Miyamachi, M. Kosuga, Y. Maeda, M. Yoshimi, Y. Asano, and M. Okubo, (2017), Seismic velocity structure in the source region of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Japan, Geophysical Research Letters, 44(15), 7766-7772.

Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., (2009), WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation. Phys. Earth. Planet. Int., 173(3-4): 317-329.

矢来博司，小林和勝，森下遊，藤原智，檜山洋平，河本智司，上芝晴香，三浦優司，宮原伐折羅(2016),熊本地震に伴う地殻変動から推定された震源断層モデル,国土地理院時報，128，169-176.

Zhang, H. and C. H. Thurber, (2003), Double-Difference Tomography: The method and its application to the Hayward fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., 93(5), 2875-1889.

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

３．２－２　地殻変動調査観測

(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
国立大学法人鹿児島大学理工学研究科	教授	中尾　茂
国立大学法人鹿児島大学理工学研究科	助教	八木原　寛
国立大学法人鹿児島大学理工学研究科	技能補佐員	榊原　直美
国立大学法人名古屋大学環境学研究科　附属・地震火山研究センター	准教授	伊藤　武男
国立大学法人名古屋大学　全学技術センター	技術職員	松廣　健二郎
国立大学法人京都大学防災研究所　地震予知研究センター	准教授	西村　卓也
国立大学法人京都大学防災研究所　地震予知研究センター	助教	寺石　眞弘
国立大学法人京都大学防災研究所　地震予知研究センター	助教	山崎　健一
国立大学法人京都大学防災研究所　地震予知研究センター	技術職員	小松　信太郎
国立大学法人高知大学　自然科学系理学部門	教授	田部井　隆雄
国立大学法人高知大学　自然科学系理学部門	准教授	大久保　慎人
国立大学法人高知大学　理学部付属高知地震観測所	技術職員	山品　匡史

(c) 業務の目的

布田川断層帯および日奈久断層帯周辺のひずみ場を推定する。さらに観測された地震時変動から震源断層の形状を、長期に継続して観測されている余効変動から余効変動発生源をそれぞれ推定する。これらの調査結果を踏まえて震源断層の形状を推定する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 28 年度：

日奈久断層帯南部（八代区間）の地殻変動を把握するため、鹿児島県出水郡長島町獅子島に GNSS 連続観測点を設置し、観測を開始した。平成 28 年熊本地震の震源断層の形状を GNSS 連続観測より求められた地震時変動から求めた。さらに、余効変動の情報の収集を行った。

2) 平成 29 年度：

GNSS による余効変動観測を継続し、長期の余効変動の時間的空間的な特徴を明らかにした。日奈久断層帯南部（八代区間）周辺の地殻変動を明らかにするため設置した GNSS 観測点での連続観測を継続するとともに、布田川断層帯・日奈久断層帯全域のひずみ場の推定を行った。

3）平成 30 年度：

GNSS による余効変動観測を継続し、長期余効変動の変動源モデルの検討を行う。日奈久断層帯南部（八代区間）周辺の地殻変動の特徴の抽出を行う。GNSS による地震時変動から推定した震源断層の形状、余効変動源、布田川断層帯・日奈久断層帯全域のひずみ場をもとに、震源断層形状モデルの構築を目指す。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

平成28年熊本地震発生直後に国立大学法人のGNSS観測グループによって共同設置されたGNSS観測点での観測を、長期的な余効変動を明らかにする目的で継続した。日奈久断層帯八代海区間付近の地殻変動を明らかにするために鹿児島県獅子島に設置したGNSS観測点での観測についても継続した。また、国土地理院GEONET観測点や九州大学、京都大学、鹿児島大学で設置したGNSS観測点のデータを収集し、布田川―日奈久断層帯とその周辺のひずみ速度の詳細を明らかにした。その結果、平成28年熊本地震が発生する前には最大せん断ひずみ速度の方向が活断層の走向に一致していたことがわかった。

(b) 業務の成果

平成28年熊本地震発生直後から国立大学法人のGNSS観測グループは共同で布田川断層帯・日奈久断層帯周辺のほか、平成28年熊本地震発生直後に地震活動が活発化した阿蘇山の東側や大分県に余効変動あるいは地震活動に関連した地殻変動を観測するため、 4月28日までに合計21のGNSS連続観測点を設置し、観測を開始した。国土地理院が展開するGEONET観測網や九州大学、京都大学、鹿児島大学が共同で行っている観測点を含めたGNSS連続観測点の配置を図１に示す。図１において緑丸で囲んだ観測点は、観測点を設置した建物に大規模改修が実施されることとなったため、2017年８月31日に撤収を行った。

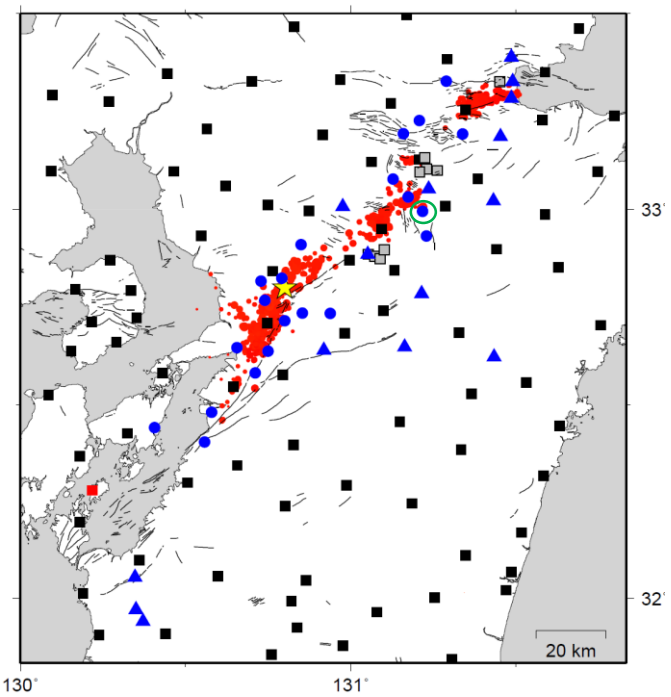


図１．九州中央部の GNSS 連続観測点配置図。黒四角は国土地理院が展開する GEONET, 青三角は九州大学・京都大学・鹿児島大学が設置した GNSS 連続観測点、灰四角は気象庁の火山監視用 GNSS 連続観測点、青丸は平成 28 年熊本地震発生後に国立大学法人の GNSS 観測グループによって共同設置された GNSS 連続観測点、赤四角は本事業で設置した GNSS 連続観測点を示す。黄色星印は平成 28 年４月 16 日に発生した M7.3 の地震の気象庁が決定した震央の位置を示す。赤丸は気象庁一元化震源の震央分布である。緑丸で囲んだ観測点は 2017 年度撤収した。黒線は活断層（活断層研究会、1991）を示す。

平成 28 年熊本地震発生から２年がたとうとしている。この地域は年間数 cm の定常的な水平変動があり、余効変動が収束してくると定常的な水平変動が優勢となる。このため、地震発生前の長期間のデータがある観測点については定常変動（変位速度）を最小二乗法により推定し、地震後の変動データから取り除いた。また、地震発生後に観測を開始した観測点、気象庁の観測点については周辺の観測点の変位速度から内挿して変位速度を求め、地震後の変動データから取り除いた。

平成 28 年熊本地震発生前から観測している観測点について、2004 年１月から 2015 年 12 月までのデータを使い、変位速度を求めた。各観測点の水平成分の変動 $\mathbf{y}(t)$ を式(1)で表されるとし、最小二乗法で各振幅を求めた。

$$y(t) = at + b + c\sin\left(\frac{2\pi t}{365.25}\right) + d\cos\left(\frac{2\pi t}{365.25}\right) + e\sin\left(\frac{4\pi t}{365.25}\right) + f\cos\left(\frac{4\pi t}{365.25}\right) + \sum g_i H(t - t_i) \quad (1)$$

ここで、第一項は変位速度、第二項は定数項、第３項と第４項は年周成分、第５項と第６項は半年周成分、第７項は GEONET のアンテナ交換によるステップや地震時の変動を表している。Hはヘビサイド関数を示す。図２に得られた変位速度を青いベクトルで示す。平成 28 年熊本地震発生後に設置した観測点と気象庁の観測点については、周辺の観測点で、すでに変位速度が求められている観測点 3 点から５点を使って、内挿した。内挿方法は、推定したい観測点と周辺の観測点の間の距離の逆数を重みとして、変位速度の重み付平均を

行い、変位速度を内挿した。内挿して求めた変位速度ベクトルを赤で図２に示す。周辺の変位速度と調和的であり、地震後に設置した観測点や気象庁観測点の変位速度としてよいと考える。

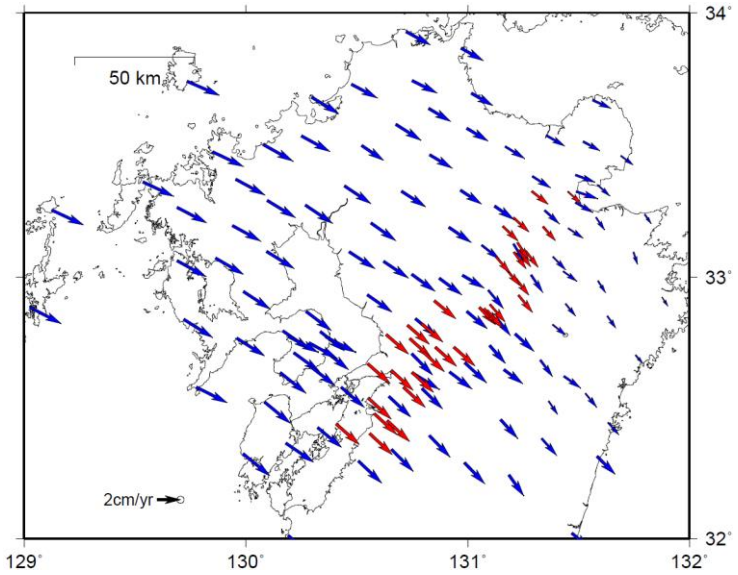


図２．定常変動（変位速度）ベクトル。青いベクトルは変位データから推定した変位速度を、赤いベクトルは推定した変位速度から内挿した変位速度を示す。

図３、図４に変位速度を使って定常変動を除いた変動図を示す。図３、図４とも南北成分を見ると余効変動が地震発生後２年近くたった現在も継続しているように見える。震源近くの観測点 MIFN では１年 11 か月で約 13cm の変動が観測された。しかし、約８ヵ月でおよそ 11cm の変動があったので、変動速度は小さくなっていることがわかる。図３、図４ともに変動速度が小さくなった 2017 年２月ころより余効変動に加えて１年周期の変動が顕著になってきた。図３では OGWA や YFTM の東西成分、図４では KHMD の東西成分では、2016 年７月、2017 年７月にピークを持つ変動があることがわかる。すなわち、５月頃から東方向へ変動し、７月頃に最も東の位置にあり、その後西へ変動する。この変動が２年ほぼ同じ時期に表れており、年周変化と考えられる。図３に示した日奈久断層帯の東側の観測点では、平成 28 年熊本地震の地震時変動と同じく南西方向への変動が余効変動として観測されている。日奈久断層帯の地震時に滑ったと考えられる領域よりも南にある観測点については、東西方向で余効変動は年周よりも小さい。図４に示した布田川断層帯の北側にある観測点の変動は、北西方向である。地震時に変動したと考えられる日奈久断層帯西側の観測点では東西方向で 2016 年 7 月あるいは８月頃までの余効変動が顕著である。図３、図４とも 2016 年９月頃に上下成分でステップがあるように見える。これは解析上の問題と考えているが、原因は現在のところ不明である。

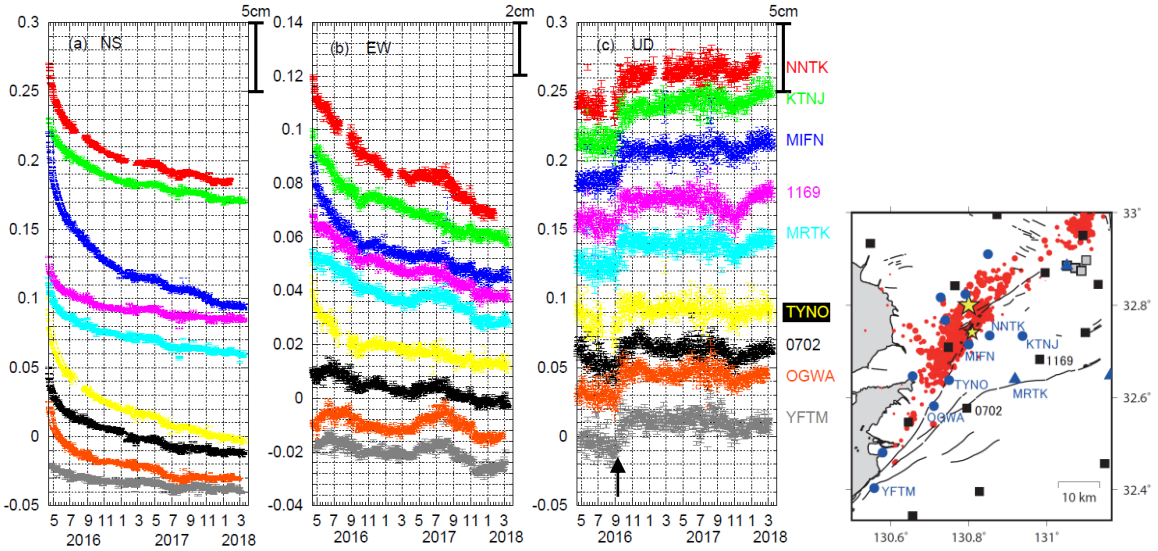


図３．日奈久断層帯南東側の GNSS 観測点で観測された余効変動（2016 年４月 17 日～2018 年３月 15 日）。定常変動を除いている。(a)南北成分、(b)東西成分、(c)上下成分。観測点の位置を右側の図に示す。上下成分の 2016 年９月のステップ（黒矢印）は原因不明である。

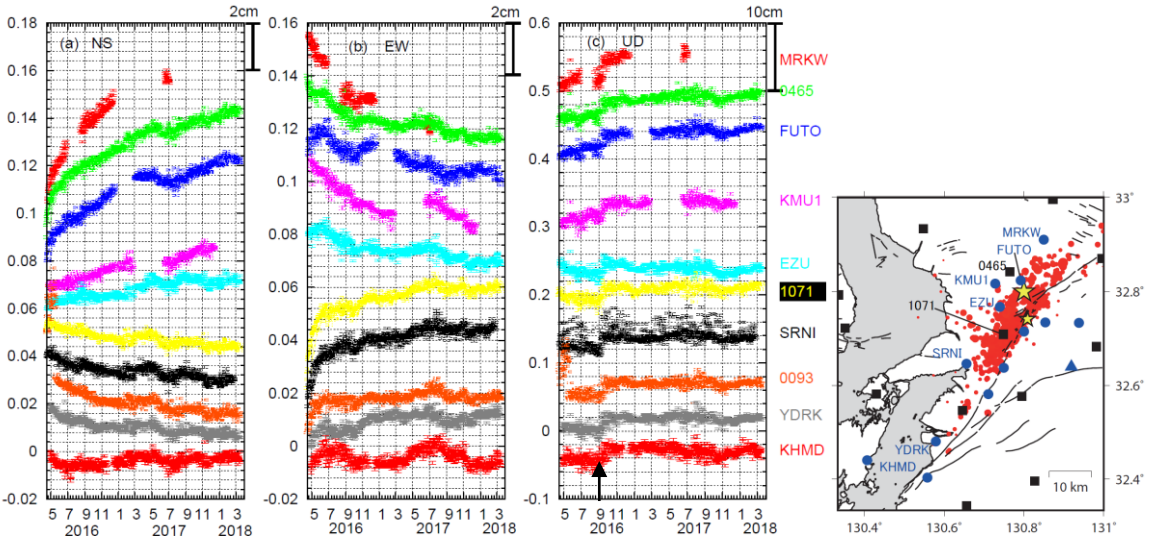


図４．日奈久断層帯北西側の GNSS 観測点で観測された余効変動（2016 年４月 17 日～2018 年３月 15 日）。定常変動を除いている。(a)南北成分、(b)東西成分、(c)上下成分。観測点の位置を右側の図に示す。上下成分の 2016 年９月のステップ（黒矢印）は原因不明である。

本事業では、日奈久断層帯八代海区間での地震後の地殻変動を明らかにするために、2017 年３月に鹿児島県長島町獅子島に GNSS 連続観測点を設置した。観測点の位置は図１に赤四角で示す。今年度も獅子島観測点（SSJM）における観測を継続した。途中 2018 年１月９日から２月 24 日までは受信機の電源 OFF による欠測があるが、ほかの期間は順調に観測が継続された。図５に周辺の観測点の変位速度から SSJM の変位速度を計算し、それを定常変動として取り除いた時系列変化を示す。年周変化とみられる変動が観測されているがその他には顕著な地殻変動は観測されていない。観測期間が１年であるため、年周変化であるかどうかは今後さらに検討していく必要がある。

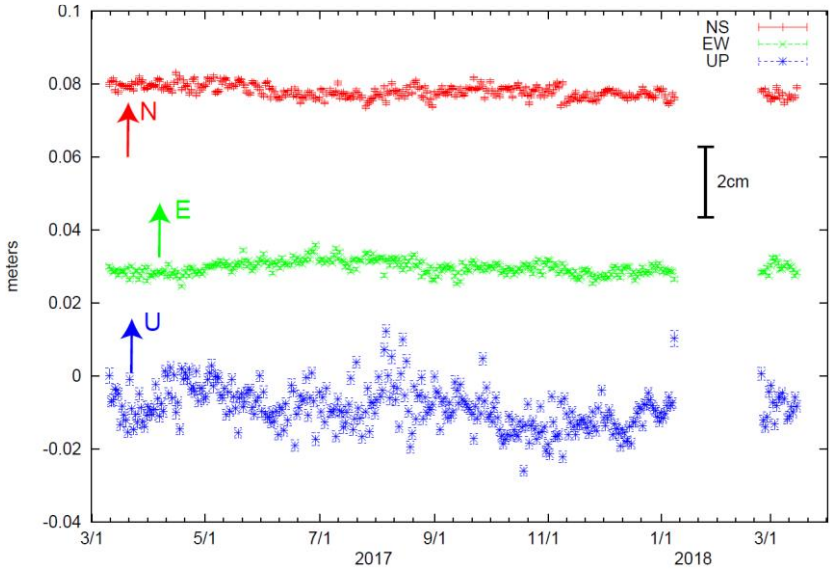


図５．獅子島観測点（SSJM）の時間変化（2017 年３月 10 日～2018 年３月 15 日）。

九州大学、京都大学、鹿児島大学で設置した GNSS 連続観測点と国土地理院の GEONET 観測点のデータを用いて各観測点の変位速度を求め、佐藤・他（2002）の方法でひずみ速度を求めた。

ひずみ速度の解析に用いた観測点を図６に示す。九州大学、京都大学、鹿児島大学で設置した観測点は 2009 年から 2010 年３月までに順次設置された。

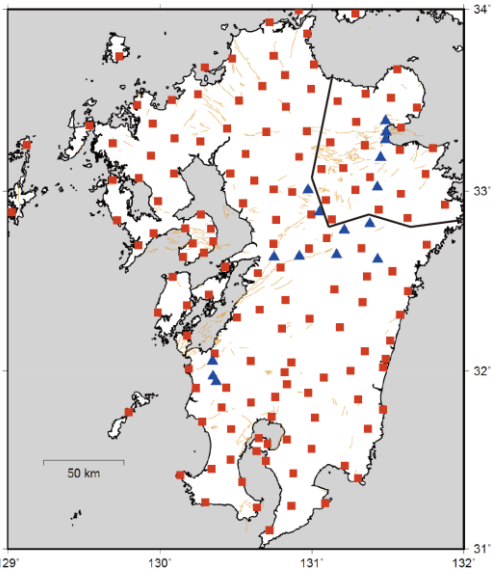


図６．ひずみ速度の解析に用いた GNSS 観測点配置図。青三角は九州大学、京都大学、鹿児島大学で設置した観測点、赤四角は国土地理院の GEONET 観測点を示す。黒線と海岸線で囲まれた観測点は豊後水道スロースリップの影響を取り除く処理をした観測点である。オレンジの線は活断層（活断層研究会、1991）を示す。

2004 年１月１日から 2015 年 12 月 31 日までの各観測点の座標データを使用して変位速度を最小二乗法で求めた。この時式（１）を使用した。2011 年３月 11 日に発生した平成 23 年東北地方太平洋沖地震の地震時変動は九州各地でも観測されているため、この変動については、使用した全観測点において式（１）の第７項で推定した。GEONET 観測点の 940087、950450、960685、021062、021063 の５点では、2005 年３月 20 日に発生した福岡県西方沖の地震の地震時変動も第７項で同時に推定した。また、豊後水道ではこれまでたびたびスロースリップが発生していることが知られており、解析期間においても 2010 年にスロースリップが発生している（Ozawa et al., 2013）。スロースリップは定常変動と

は異なる変動であるため、スロースリップを含んだ時系列で変位速度を求めると本来の定常変動とは異なる変動を求めることになると考えられる。そこで時系列変化や Ozawa et al.(2013)の解析結果を参考に図６の黒線で囲った観測点において 2010 年２月１日から 2010 年 10 月 31 日までをスロースリップの発生期間とし、その期間のデータを欠測として扱い、スロースリップによる変動量は 2010 年 11 月１日にステップが発生したと仮定し、式（１）の第７項により推定した。

各観測点における変位速度を General Mapping Tool (Wessel et al., 2013)のコマンドである surface を使って５分間隔のグリッドでの変位速度を東西成分、南北成分それぞれについて求める。図７に求めた変位速度のコンター図を示す。ベクトルは 950456（上対馬）を固定点としてあらわした各観測点の変位速度である。

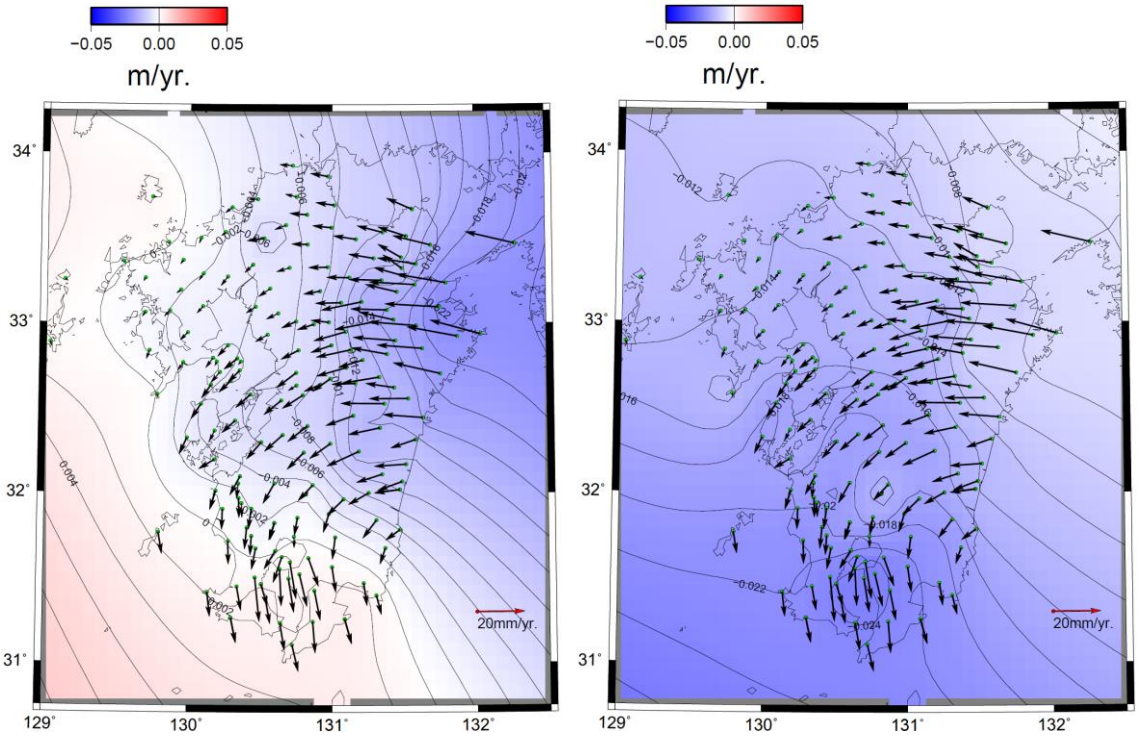


図７．各観測点の変位速度から内挿された変位速度分布。左：南北成分、右：東西成分。観測点の変位速度は 950456（上対馬）を固定点としている。

グリッドごとに求めた変位速度を使ってひずみ速度を求める。i番目のグリッドの座標を(x_i, y_i)とし、そこでの変位速度を$(\dot{u}_i, \dot{v}_i)$とするとひずみ速度は式（２）を使って求められる。

$$\varepsilon_{xi} = \frac{\dot{u}_i - \dot{u}_{i-1}}{x_i - x_{i-1}},$$

$$\varepsilon_{yi} = \frac{\dot{v}_i - \dot{v}_{i-1}}{y_i - y_{i-1}}, \qquad (2)$$

$$\varepsilon_{xyi} = \frac{1}{2}\left(\frac{\dot{u}_i - \dot{u}_{i-1}}{x_i - x_{i-1}} + \frac{\dot{v}_i - \dot{v}_{i-1}}{y_i - y_{i-1}}\right)$$

図８にひずみ速度の東西成分と南北成分を示す。東西成分では縮みが卓越し、特に大分県の国東半島から別府湾にかけてと阿蘇山周辺で大きく縮んでいる。一方南北成分では伸びが卓越しており、特に姶良カルデラで大きく伸びている。

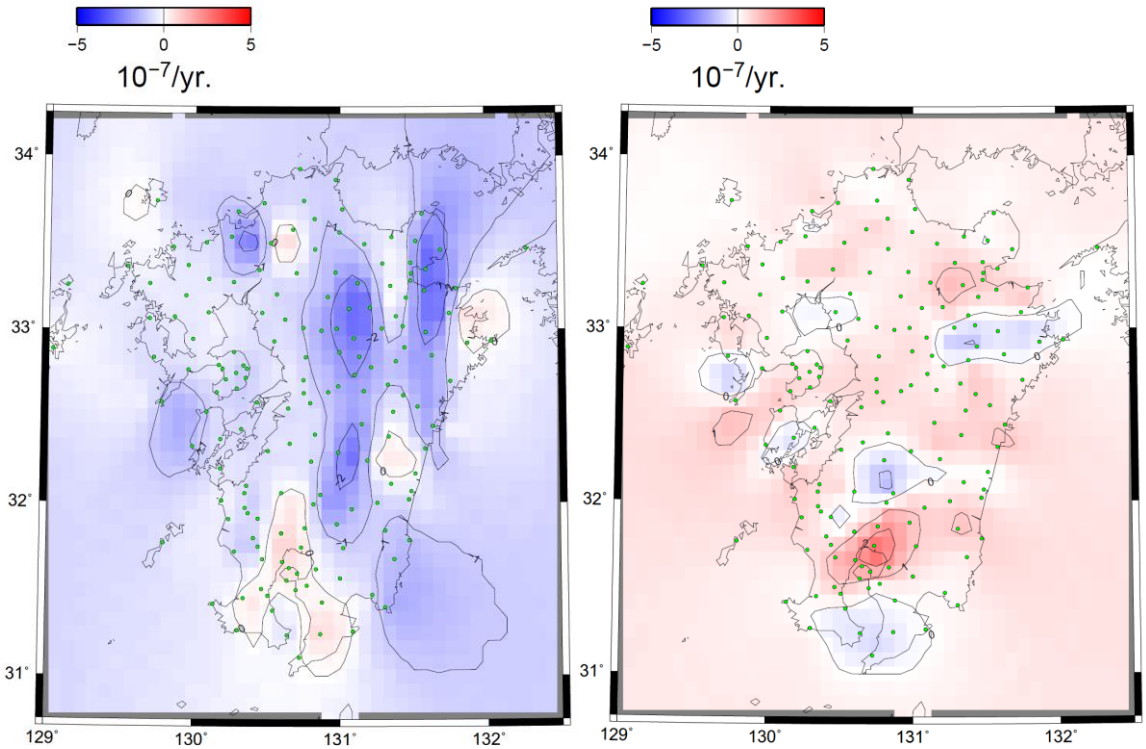


図８．ひずみ速度の東西成分（左）と南北成分（右）。

面積ひずみ速度Θ、最大せん断ひずみ速度Σと主ひずみ速度ε_1、ε_2とその方向は宇津（2001）を参考に以下のように計算した。

$$\Theta_i = \varepsilon_{xi} + \varepsilon_{yi} \tag{3}$$

$$\Sigma_i = \left(\varepsilon_{xi} - \varepsilon_{yi}\right)^2 + 4\varepsilon_{xyi}^2 \tag{4}$$

$$\varepsilon_1 = \frac{1}{2}(\Theta_i + \Sigma_i) \tag{5}$$

$$\varepsilon_2 = \frac{1}{2}(\Theta_i - \Sigma_i) \tag{6}$$

最大主ひずみの方向φ_{1i}は

$$\varphi_{1i} = \frac{1}{2}\tan^{-1}\frac{2\varepsilon_{xyi}}{\varepsilon_{xi} - \varepsilon_{yi}} \tag{7}$$

で求めることができ、最大せん断ひずみ速度の方向φ_{gi}は

$$\varphi_{gi} = \varphi_{1i} + \frac{\pi}{4} \tag{8}$$

で求めた。

図９に面積ひずみ速度と最大せん断ひずみ速度を示す。面積ひずみ速度では、姶良カルデラで大きな伸びがみられる一方、阿蘇山付近では縮みがみられる。最大せん断ひずみ速度は別府湾を中心とした大分県で大きく、霧島山の東側でも大きくなっている。

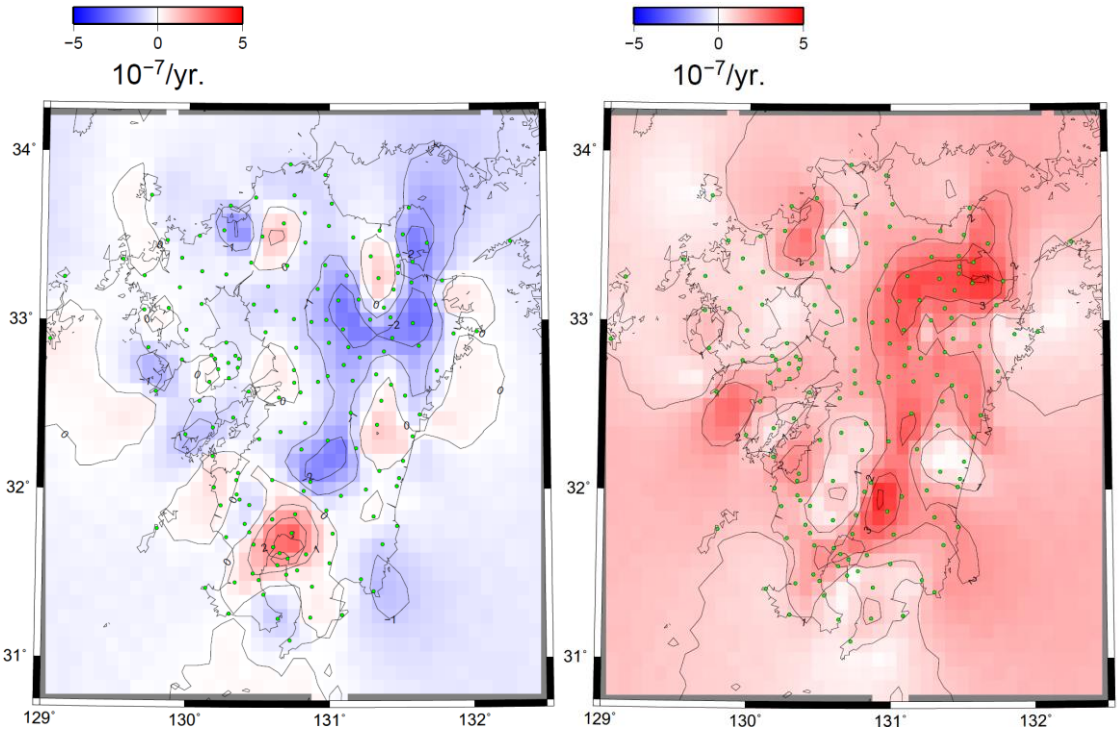


図９．面積ひずみ速度（左）と最大せん断ひずみ速度（右）

図 10 左図に主ひずみ速度を示す。大分県別府湾を中心とした領域と九州中央部阿蘇山周辺で縮みが卓越し、姶良カルデラでは膨張が卓越している。別府島原地溝帯では若干南北方向の伸びが認められる。図 10 右図は国土地理院が 1883 年から 1994 年までの三角測量により求めたひずみ変化である。九州全体で伸びが卓越しているが、特に別府島原地溝帯では南北方向の伸長がみられる。これは GNSS により求めたひずみ速度の空間分布とは異なるものである。これが時間的な変化を示しているかどうかは不明である。

図 11 左図に布田川断層帯・日奈久断層帯周辺の主ひずみ速度を、右図に最大せん断ひずみ速度の向きと大きさをベクトルで示す。主ひずみ速度を見ると日奈久断層帯高野―白旗区間では伸長の方向と断層帯の方向が一致しているが、南になるにしたがって伸長方向が反時計回りに回転していき、八代海区間では断層帯に直交する。最大せん断ひずみ速度を見ると布田川断層帯では、断層帯に沿った方向に最大せん断ひずみ速度がみられるが、日奈久断層帯では最大せん断ひずみ速度の方向は南にいくにしたがって断層帯の走向と斜交している。

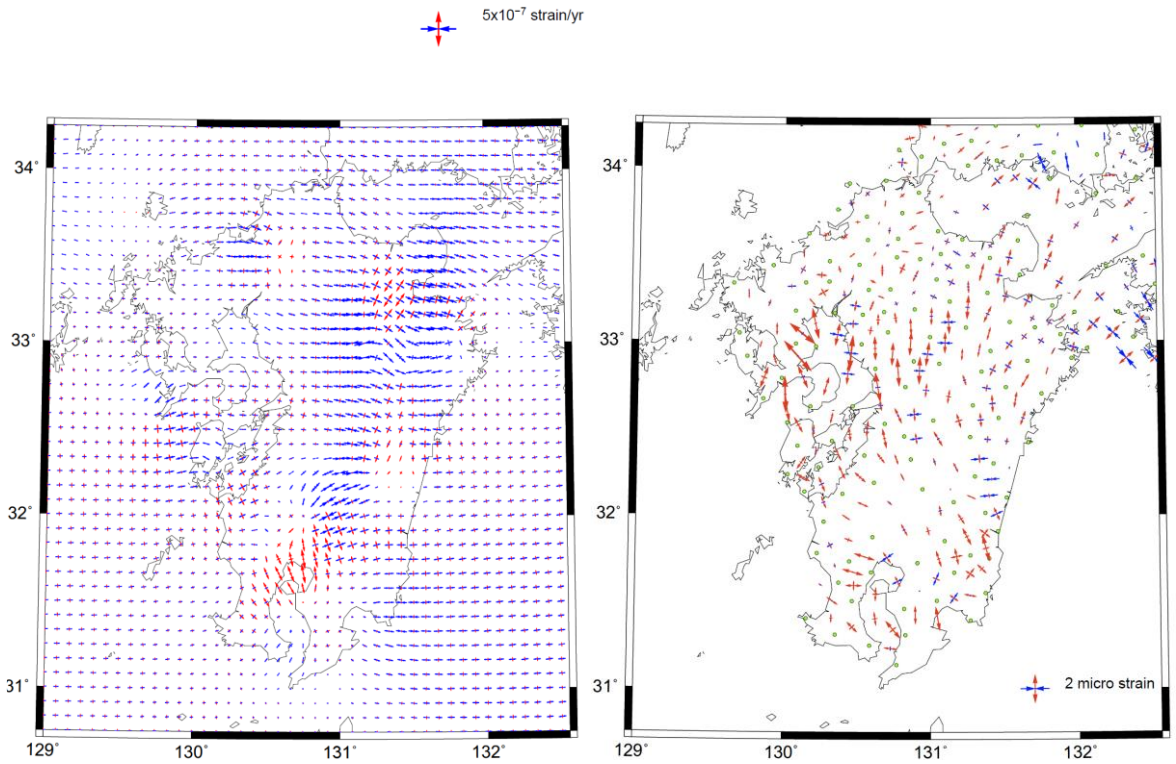


図 10．主ひずみ速度（左）、1883 年から 1994 年までの三角測量による九州の主ひずみ（右）（国土地理院、1997）。

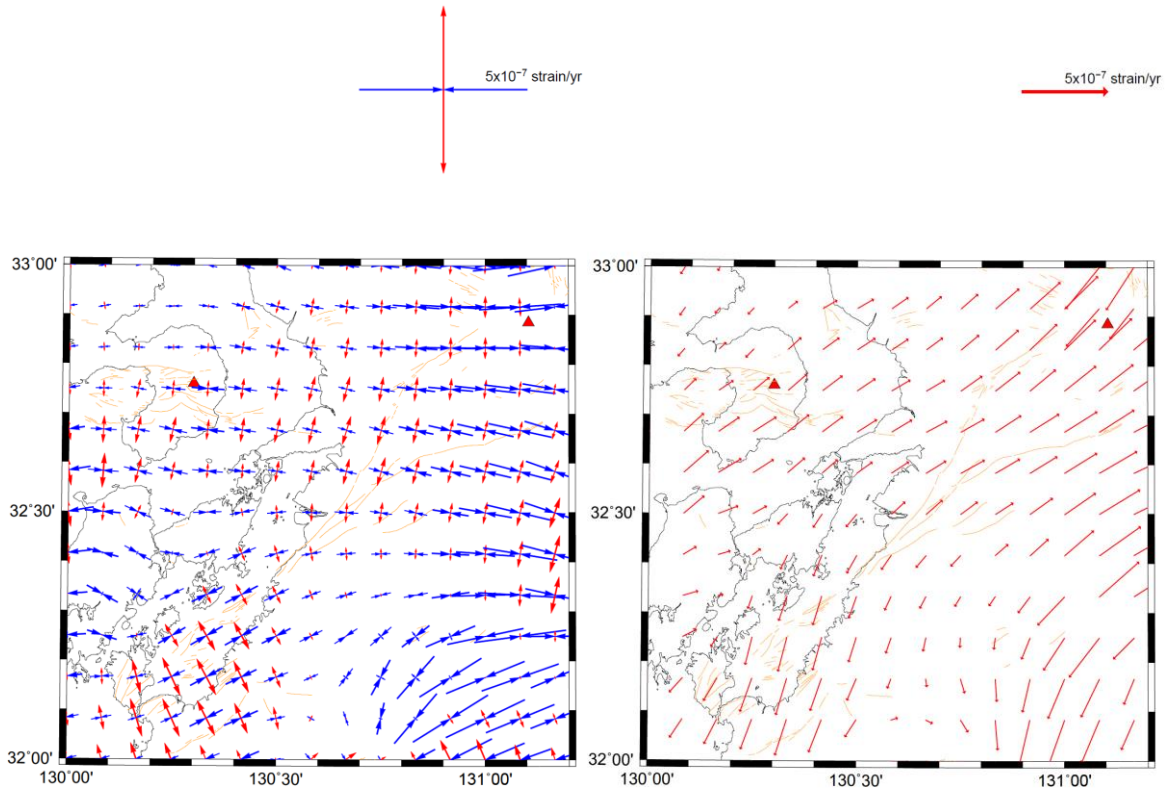


図 11．布田川断層帯・日奈久断層帯とその周辺の主ひずみ速度（左）と最大せん断ひずみ速度（右）。赤三角は活火山を示す（気象庁、2013）。オレンジ線は活断層を示す（活断層研究会、1991）。

（c）結論ならびに今後の課題

約２年間の余効変動を観測した。平成 28 年熊本地震の余効変動は現在もまだ継続していることがわかった。日奈久断層帯東側の特に南北成分で大きな余効変動が生じていること、地震発生後の１年間よりも、２年目では余効変動としては鈍化していることも明らかになった。地震発生後２～３か月で大きな変化率の余効変動が収束している観測点もあることから、このような時間変化を使って、今後アフタースリップと粘性緩和による変動との分離を試みる。

日奈久断層帯八代海区間の地殻変動を明らかにするため鹿児島県長島町獅子島に設置した GNSS 観測点での観測を継続した。顕著な地震後の変動は観測されていないが、年周変動の可能性のある変動が得られており、さらに観測を継続し年周変動を取り除いて変動の変化を検討できるようにする必要がある。

九州大学、京都大学、鹿児島大学で設置した GNSS 観測点、国土地理院による GEONET 観測点のデータを解析し、ひずみ速度を求めた。布田川断層帯付近では最大せん断ひずみ速度の方向は断層帯の走向に一致している。日奈久断層帯高野―白旗区間でも最大せん断ひずみ速度の方向が断層帯の走向に一致している。南にいくにしたがって断層帯の走向と斜交していることが明らかとなった。平成 28 年熊本地震の際に活動したと考えられる活断層では、その断層上でせん断ひずみが最大になっていたことがわかった。

(d) 引用文献

活断層研究会編、新編日本の活断層、東京大学出版会、437pp、1991.

気象庁、日本活火山総論　第４版、1498pp、2013.

国土地理院編、日本の地殻水平ひずみ、国土地理院技術資料、F1-No.10,1997（国土地理院ホームページ　www.gsi.go.jp/cais/HIZUMI-hizumi.html）.

Ozawa, S., H. Yarai, T. Imakiire and M. Tobita, Spatial and temporal evolution of the long-term slow slip in the Bungo Channel, Japan, Earth Planets Space, 65, 67-73, 2013.

佐藤俊也、三浦哲、立花憲司、佐竹義美、長谷川昭、稠密 GPS 観測網により観測された東北奥羽脊梁山地の地殻変動、地震第２輯、55、181－191、2002.

宇津徳治、地震学　第３版、共立出版、376pp、2001.

Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved Version Released, EOS Trans. AGU, 94, 409-210, 2013. DOI:10.1002/2013EO045001

３．３　断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	川瀬 博
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	松島 信一
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
国立大学法人東京工業大学環境・社会理工学院	教授	山中 浩明
国立大学法人東京工業大学環境・社会理工学院	助教	地元 孝輔
国立大学法人高知大学教育研究部	准教授	山田 伸之
国立大学法人東京大学大学院情報学環	准教授	三宅 弘恵
国立大学法人九州大学大学院人間環境学研究院	教授	神野 達夫
国立大学法人九州大学大学院人間環境学研究院	助教	重藤 迪子
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	主幹研究員	先名 重樹
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	主任研究員	前田 宜浩
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	特別研究員	若井 淳
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	特別研究員	岩城 麻子
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	特別技術員	神 薫
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	吉見 雅行
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	竿本 英貴
公益財団法人鉄道総合技術研究所鉄道地震工学研究センター	副主任研究員	津野 靖士
公益財団法人鉄道総合技術研究所鉄道地震工学研究センター	副主任研究員	是永 将宏

(c) 業務の目的

平成 28 年熊本地震を踏まえて、対象地域（主に熊本平野と八代平野）における強震動評価を行う。そのため、対象地域で実施された、強震観測、地盤構造調査情報を収集・整理し、地下速度構造モデルの高度化を進めるとともに、熊本地震の震源モデルを参考に、震源断層モデルパラメータの特徴を把握する。サブテーマ１、２より提供される活断層位置や地殻内の不均質性に関する情報から震源断層面の位置・形状のモデル化と地震シナリオ設定を行い、既存の強震動予測のためのレシピを用いた広帯域強震動予測を行う。いくつかの地震シナリオの、予測結果への影響評価を行う。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 28 年度：

対象地域における地下構造モデルの高度化に資する資料を得るため、臨時地震観測、地震観測点等の微動アレイ観測、単点微動観測を実施するとともに、強震観測点等の観測データの収集とボーリング資料等の既往地盤情報資料を収集した。また、熊本地震の強震動の成因解明のために行われた各種調査資料を収集した。これらの得られた地震データ及び微動データを用いて、当該サイトの地盤震動特性と地震基盤までの S 波速度構造を把握するとともに、情報の密度に応じた地下構造モデル高度化への展開方法を検討した。

2) 平成 29 年度：

対象地域における地下構造モデルの高度化に資する資料を得るため、臨時地震観測、地震観測点等の微動アレイ観測、単点微動観測を実施するとともに、強震観測点等の観測データの収集とボーリング資料等の既往地盤情報資料の収集を継続した。また、熊本地震の強震動の成因解明のために行われた各種調査資料の収集を継続した。堆積層地下構造情報が不十分な八代平野において、丘陵地から湾岸に至るＰ波反射法地震波探査を行い、地下構造情報を収集するとともに、測線周辺において微動アレイ観測等を行うことにより、地震基盤までの S 波速度構造を把握した。これらの収集資料をもとに対象地域の三次元地下速度構造モデル高度化をすすめた。

3) 平成 30 年度：

前年度までに得られた対象地域の地下構造情報を統合し、三次元地下速度構造モデル高度化を継続する。サブテーマ１、２の研究によって得られた震源断層像に基づいた強震動評価を行う。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

布田川・日奈久断層帯を震源断層とする強震動予測の実施を目的としている。平成 28 年度に報告したように、熊本平野およびその周辺地域においては、内閣府 SIP「レジリエントな防災・減災機能の強化」の課題⑤リアルタイム被害推定・災害情報収集・分析・利活用システム開発において熊本平野の浅部･深部統合地盤モデルが構築されている。しかし、対象地震断層帯が活動した場合に八代平野及びその周辺地域においても強い揺れに見舞われる可能性が高いことから、本事業ではこの地域の調査観測を重点的に進めた。具体的には以下の項目の調査観測を実施した。1) 八代平野における反射法地震探査：堆積層の地下

構造情報、基盤面に関する情報が乏しい八代平野において、平野の東側を区切る日奈久断層帯をまたぎ、平野東端部から海岸方向に向かう東西方向の反射法地震探査を実施した。2) 八代平野における微動アレイ観測：八代平野を網羅的にカバーする微動アレイ観測を多数実施し、堆積層内および基盤における S 波速度に関する基礎情報を得た。3) 八代平野と熊本平野の接合部での単点微動観測：熊本平野と八代平野は宇土半島の根元付近でつながっているが、既往情報と本報 2)で行った観測でこの接続部分の情報が欠落していることから、この地域の地下構造モデル高度化のため、微動アレイ観測と単点微動観測を実施し、S 波速度構造及び堆積層厚に関する情報を得た。4)熊本県震度情報ネットワーク観測点等における微動アレイ観測：平成 28 年度に引き続き、熊本県震度情報ネットワークシステムの震度観測点や強震観測点周辺における地下構造情報を得るために、天草諸島、葦北地域及び人吉盆地地域の観測点周辺での微動アレイ観測を実施した。5) 八代平野を中心とした余震，微動アレイ観測：八代平野の震動特性評価のため、八代平野を中心とした地域において臨時の強震連続観測を実施し、観測点サイトでの小半径微動アレイ観測を実施した。6) 熊本県震度情報ネットワークシステム波形データを用いた観測点サイト特性評価：平成 28 年度に収集した熊本県震度情報ネットワークシステムの波形データを用いて、観測点のサイト特性評価を実施し、地下構造モデルの検証を開始した。7) 深井戸ボーリング情報の収集：平成 28 年度に引き続き、深井戸の地質柱状図の収集を行った。8) 三次元地下速度構造モデル高度化：本報および昨年度の報告に基づき、対象地域の三次元地下速度構造モデルの高度化について整理した。

(b) 業務の成果

1) 八代平野における反射法地震探査

a)はじめに

2016 年熊本地震では布田川断層帯布田川区間と日奈久断層帯北部の一部が活動したと考えられている。本調査では布田川・日奈久断層帯の活動していない部分を震源断層とした場合の強震動予測の実施を行う予定である。その震源断層が活動した場合に大きな揺れに見舞われる熊本平野、八代平野の地下構造モデル、特に堆積層部分のいわゆる地盤構造モデル、深部、浅部地盤モデルの精度を高めることは強震動予測の高度化に不可欠である。熊本平野においては平成 28 年度に反射法地震探査を実施し、平野下の基盤までの堆積層内の構造を調査したが、本報では、八代平野において、反射法地震探査を実施し、平野下の基盤面深度や基盤面形状を調査することを目的とした。具体的には八代平野を東西に横断する反射法地震探査を実施した。八代平野東部は日奈久断層帯を平野の区切りとしているが、日奈久断層帯を横断することにより、八代平野の断層帯周辺の地下構造及び断層の位置および形状についての基本的な情報収集も得ることができると考えた。

b) 調査測線および作業期間

調査は八代平野を東西に横断する、宇城測線約 4 km、八代測線約 7 km の 2 測線で行った。P 波による反射法地震探査を行い、探査目標深度 1 ㎞程度の地下構造をイメージングする。調査測線の概略位置図を図 1 に、概要を表 1 に示す。表 2 は今回の探査仕様を取りまとめている。表 3 には使用機器一覧を示した。震源車は中型バイブレータを用い、受振

器としては固有周波数 10Hz の速度型地震計を使用した。収録装置には、無線テレメトリ型データレコーダーを用いた。リモートユニット(WRU)は、１台で１チャンネル（１受振点分）の振動データを連続記録し、GPS 衛星の時刻情報を付加して、2.4 GHz 帯の無線伝送により記録データを観測車に伝送する。バッテリー駆動により単独で長時間の連続記録を収録しているため、無線障害によりデータ伝送ができない時にも、観測車で記録された発震時刻から､後ほどデータを切り出し伝送することが可能である｡設置した WRU の GPS 受信状況、接続したバッテリーの残量、および地震計の抵抗値、周辺ノイズの状況等は、観測車でリアルタイムに確認することが可能である。中型バイブレータ発振と収録装置を写真１、２に示す。

現地作業期間は、平成 29 年 11 月 21 日から 12 月 19 日であった。

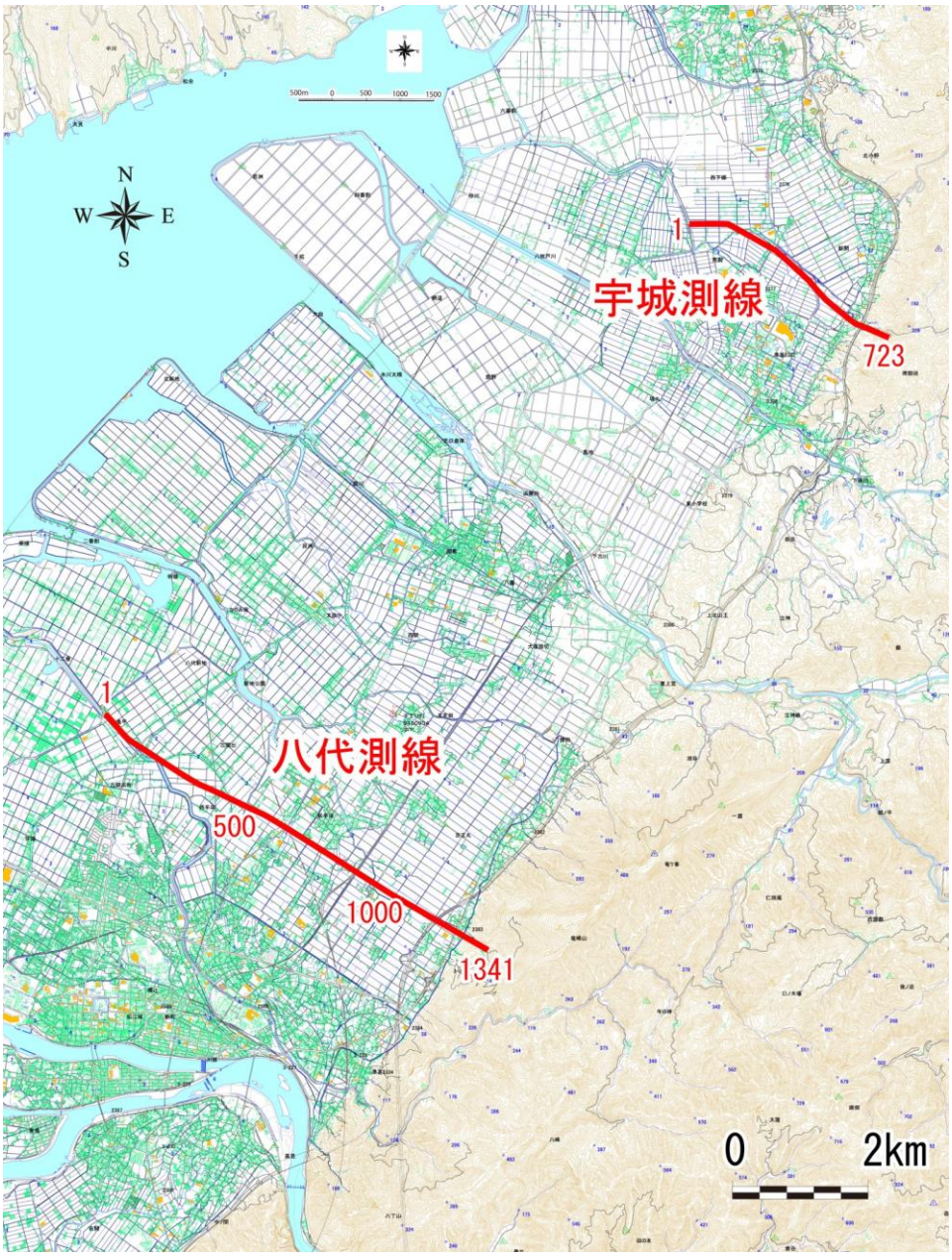


図１　調査測線の概略位置図（図中の数字は５m 間隔を基本とする CMP 番号）

表１　調査測線の概要

測線名	延長	所在地
宇城測線	約 4km	熊本県宇城市小川町南部田～北部田
八代測線	約 7km	熊本県八代市千丁町古閑出～川田町東

表２　主な探査仕様

項　目	内　容		備　考
探査手法	P 波反射法地震探査		
波動種別	P 波		
測線数	2		
測線名	宇城測線	八代測線	
測線長 (上段：測定 下段：解析)	3,871m 3,505m	7,317m 6,635m	予察調査の結果を踏まえ、決定
標準発震点間隔	10m		
標準受振点間隔	20m		障害物がある場合は受振器設置位置をずらし設置
標準収録 チャンネル数	100 チャンネル （展開長：標準 2.0km）		震源の前方(東側)：60ch、 後方(西側)：40ch
標準垂直重合数	10 回		現地テストに基づき決定
標準スイープ長	16 秒		
スウィープ周波数	10-100Hz		現地テストに基づき決定
収録記録長	20 秒（相互相関前） 4 秒（相互相関後）		
サンプリング間隔	2msec		
収録様式	SEG-Y		
震源	中型バイブレータ　1 台		EnviroVibe（IVI 社製）
受振器	速度型地震計 (固有周波数：10Hz、6 個グルーピング/1 地点)		SM-4（I/O Sensor 社製） スピリアスノイズの発生：約 180Hz 以上
収録装置	無線テレメトリ型デジタルレコーダー (A/D 分解能：24 ビット)		RT System 2（Wireless Seismic 社製）

表３　使用機器一覧

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
震源	中型バイブレータ	Enviro Vibe	IVI	実用周波数範囲：8～200Hz 最大ストローク：6.99cm ホールドダウン重量：約 7.5 トン リアクションマス重量：約 0.8 トン ベースプレート設置面積：約 1.1m^2 総重量：8.4 トン 寸法：(L)6.1×(H)2.4×(W)1.9m
受振器	ジオフォン	SM-4	I/O sensor	速度型地震計（１成分） 固有周波数：10Hz グルーピング：6 個
探鉱機	無線テレメトリ型データレコーダー	RT System 2	Wireless Seismic	A/D 分解能：24 ビット サンプリング間隔： 0.5, 1.0, 2.0, 4.0msec 保存データ形式：SEG-Y 周波数特性：3Hz－0.8 of Nyquist プリアンプゲイン：0, 12, 24, 36dB
探鉱機	発震時刻・パイロット信号データレコーダー	SDR	OYO-GEOSPACE	A/D 分解能：24 ビット サンプリング間隔： 0.25、0.5、1.0、2.0、4.0msec 保存データ形式：SEG-D,SEG-2 周波数特性：3Hz－0.8 of Nyquist プリアンプゲイン： 0, 6, 12, 18, 24, 30, 36dB



写真１　現地観測風景（中型バイブレータ）



写真２　記録器と感震器

c）データ処理及び解析

収録記録のデータ処理及び解析は、一般に多用される共通中間点(Common Midpoint; CMP)重合法により SN 比(シグナルとノイズの比)を高めた時間断面を作成し、次に、速度解析結果等に基づき、マイグレーション処理を施し、時間断面中の反射面を正しい位置に戻す。さらに、深度変換により、時間断面を深度断面に変換する。データ処理のフローを図２に示し、表４に処理に使った主なパラメータを記載した。

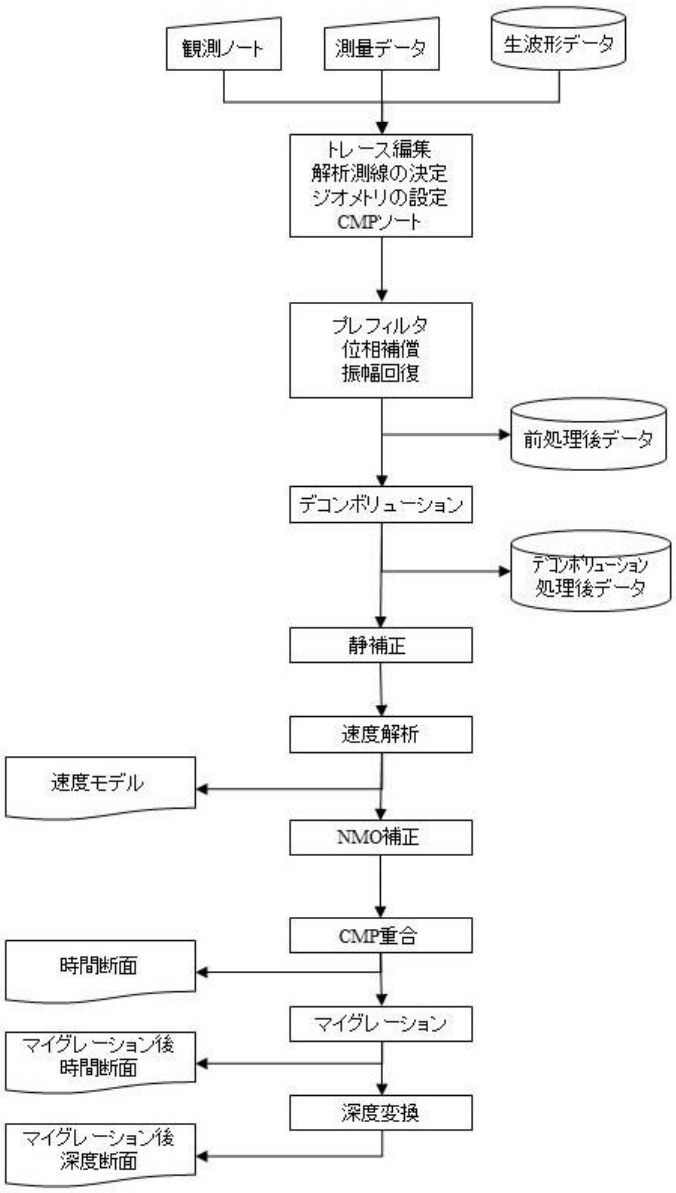


図２　反射法地震探査標準データ処理フロー

表４　データ処理に使用した主なパラメータ

処理名	パラメータ	設　定　値		備考
プレフィルタ	バンドパスフィルタ帯域	10～100Hz		
位相補正	－	インパルスに変換するオペレータを設計し適用		
デコンボリューション	自己相関演算用ゲート長	1000msec		ﾀｲﾑﾊﾞﾘｱﾝﾄ ｽﾍﾟｸﾄﾗﾙ ﾎﾜｲﾄﾆﾝｸﾞ等
	フィルタ長	100msec		
	ホワイトノイズ	3%		
静補正	メッシュサイズ	宇城測線	八代測線	
		2m×2m	1m×1m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加（300～4000m/s）		
	最大オフセット距離	500m		
	再構成速度範囲	300～4000m/s		
	トモグラフィ繰り返し回数	72 回	25 回	
	置換速度	1500m/s		
	標高補正用速度	1500m/s		
NMO 補正	ｽﾄﾚｯﾁﾐｭｰﾄ適用比率	1.75		

d) 解析結果と解釈

c)によるデータ処理・解析により、それぞれの測線の断面図を作成した。測線の詳細位置図を図３、4 に示す。生データのフィルタリングやデコンボリューションを行ったのち、速度解析の前に、静補正を行った。ここでは静補正として、表層付近に偏在する低速度層の層厚や速度の変化の影響を補正する表層静補正と、発震点や受振点の標高が異なる影響を補正する標高静補正を行った。表層近傍の浅部構造もイメージ対象とするため、表層部分に対して震源からオフセット 0.5km 程度までの P 波初動走時を用いた屈折波トモグラフィーを行って、表層静補正とした。図５、６に宇城測線、八代測線の屈折波トモグラフィーの結果を示す。深度約 100m 程度までの速度分布が得られた。八代平野内はどちらの測線もほぼ水平な速度構造を示していることがわかる。一方、宇城測線では CMP 番号 600、八代測線では CMP 番号 1250 あたりから東側に高速度の領域が表れているが、日奈久断層帯の境界であると考えられる。これらの図面も含めて、宇城測線、八代測線の断面図は、測線全体が紙面に入るようにしているため、実際は八代測線の方が長測線であることに注意していただきたい。

図７、８に宇城測線と八代測線の CMP 重合後の時間断面図（グレースケール）を示す。明瞭な反射イベントは、往復走時として両測線とも約 0.5 秒程度まで見えていて、堆積層内には連続性のよい反射イベントが見えている。図９、10 にマイグレーション処理をしたあと、深度断面としたものを示す（カラースケール）。宇城測線は縦横比が１：１に対して、八代測線は縦横比を２：１としている。宇城測線、八代測線ともに、上述の浅部屈折法トモグラフィーの変化がみられるところに対応して、反射イベントの連続性が途切れて、西側に向けて構造が深くなっていることが見て取れる。また、堆積層の基盤面深度や堆積層内の反射イベントの並びは、断層近く（測線の東側）で深く、西に向けて徐々に浅くなる傾向が見て取れる。宇城測線では、断層近くで基盤面深度がより深くなっている凹みの部分があるのに対して、八代測線では、断層近傍で一番基盤面深度が深いようである。

反射法地震探査は、九州山地と八代平野を境する日奈久断層帯をまたいだ２測線（宇城測線、八代測線）で実施した。図 11 は測線を熊本県地質図編纂委員会編著(2008)による熊本県地質図(10 万分の 1)と、産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)による日本重力データベースをもとに作成したものに重ねた。調査地周辺における九州山地の基盤岩類は、図 11 に示すように白亜系堆積岩類、花崗岩類、変成岩類などよりなる。八代平野においては、これらの基盤岩類を不整合に覆って、阿蘇火砕流堆積物(Aso-1～Aso-4)や堆積年代が不明の未区分洪積層が分布すると考えられるが、その地質層序の詳細は不明である。図 11 には、ブーゲー異常値（仮定密度：2.67g/cm^3）のコンターを併記しているが、八代平野においては、日奈久断層帯あるいは臼杵－八代構造線に沿った構造が見られている。八代平野の重力異常分布をみると、日奈久断層帯に平行に重力異常コンターが並んでいて、南北方向（正確には日奈久断層帯の走向と同じく北北東―南南西方向）には比較的似通った形状をしていることが想像され、また、西に向かって重力異常が高くなることから、堆積層厚は大局的には薄くなっていっていると考えられる。その中で宇城測線は、断層近傍の堆積層側に負の重力異常の目玉があるが、宇城測線に現れている、断層直近の堆積層の基盤面深度が深くなっている凹みと対応していると考えられる。

反射法地震探査で得られた深度断面図に現れている反射イベント相の並び（速度構造境

界と考えられる）や基盤面深度といったものは、本来ならば、測線に近いボーリング地質柱状図で対比することにより地質的な解釈ができる。しかしながらこの地域には、この探査と対応するような、深い学術ボーリングは存在しない。したがって、本報では速度解析や反射イベントの特徴を検討しながら、基盤面深度の解釈を行うとともに、平成 28 年度に収集した、八代地域の温泉ボーリング等の資料に記載されている地質柱状図との比較を行った。図 12、13 がそれぞれ宇城測線、八代測線の解釈図である。

宇城測線を東の丘陵部から追っていくと、CMP 番号 600 付近の日奈久断層帯を境に基盤面深度が深くなり、CMP 番号 480 付近で最深約 0.6km となる。そこから基盤面深度は緩やかに浅くなっていく。CMP 番号 200 付近で深度は 0.3km くらいになり、反射イベントを追うと、西にかけてやや深くなっていく。この測線の近くの温泉ボーリングの地質柱状図を反射断面に重ねている。ここでの基盤は花崗岩、閃緑岩などと考えられる。地質柱状図と反射断面の基盤深度が対応していないのは、ボーリング地点が測線より 1 ～1.5km 程度離れていることも考えられるのでここでは参考程度としたい。

八代測線も東側から同様にみていくと、CMP 番号 1250 あたりにある日奈久断層帯のところから堆積層は厚くなり基盤面深度は最深で 0.5km 程度（CMP 番号 1100 あたり）で､そこから西に向けてこちらも宇城測線同様に基盤面深度は大局的には浅くなっていく。CMP 番号 100 あたりでは 0.2km くらいの深度であると考えられる。測線の西延長上、測線西端から約 2km のところでは、産島という基盤岩（石灰岩）の露頭がみられていて、これに向けて基盤面深度が浅くなっている可能性が高い。こちらは日奈久断層帯近くだが、測線から 0.3km ほど離れたところでの地質柱状図が得られていて､石灰岩の深度 415m とほぼ対応する基盤面深度が反射断面でも得られている。このことから、今回の探査で基盤面と考えている地質構造は、石灰岩や場所によっては花崗岩の上面と対応していると考えられる。

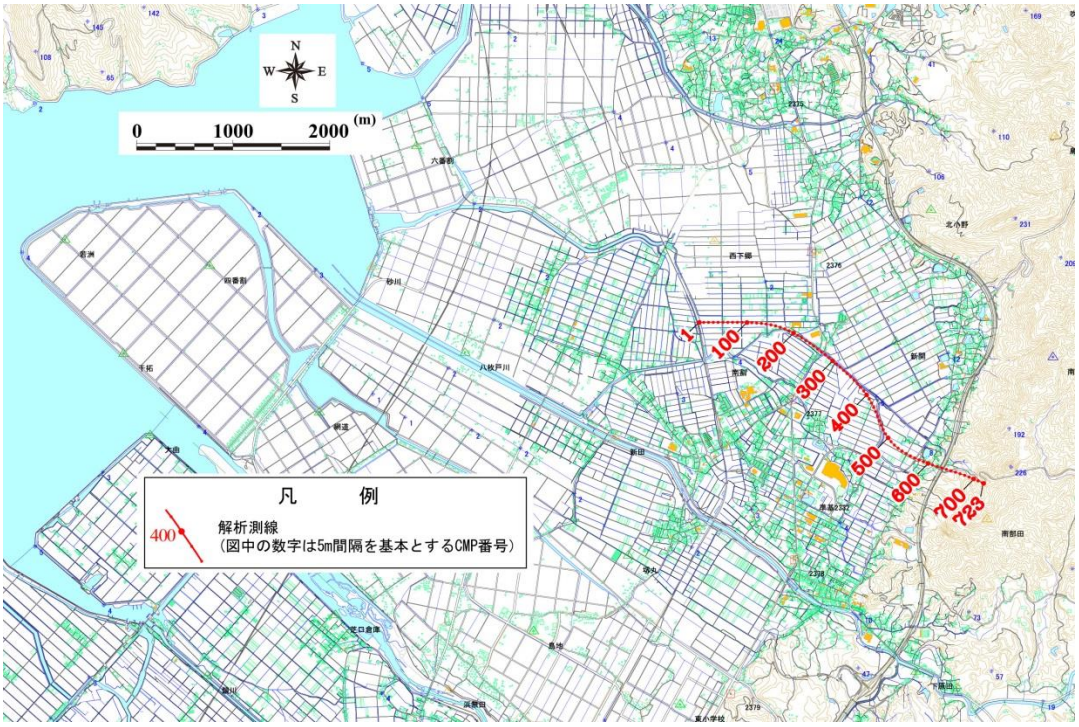


図３　解析測線位置図：宇城測線。CMP 番号を赤字で表す。

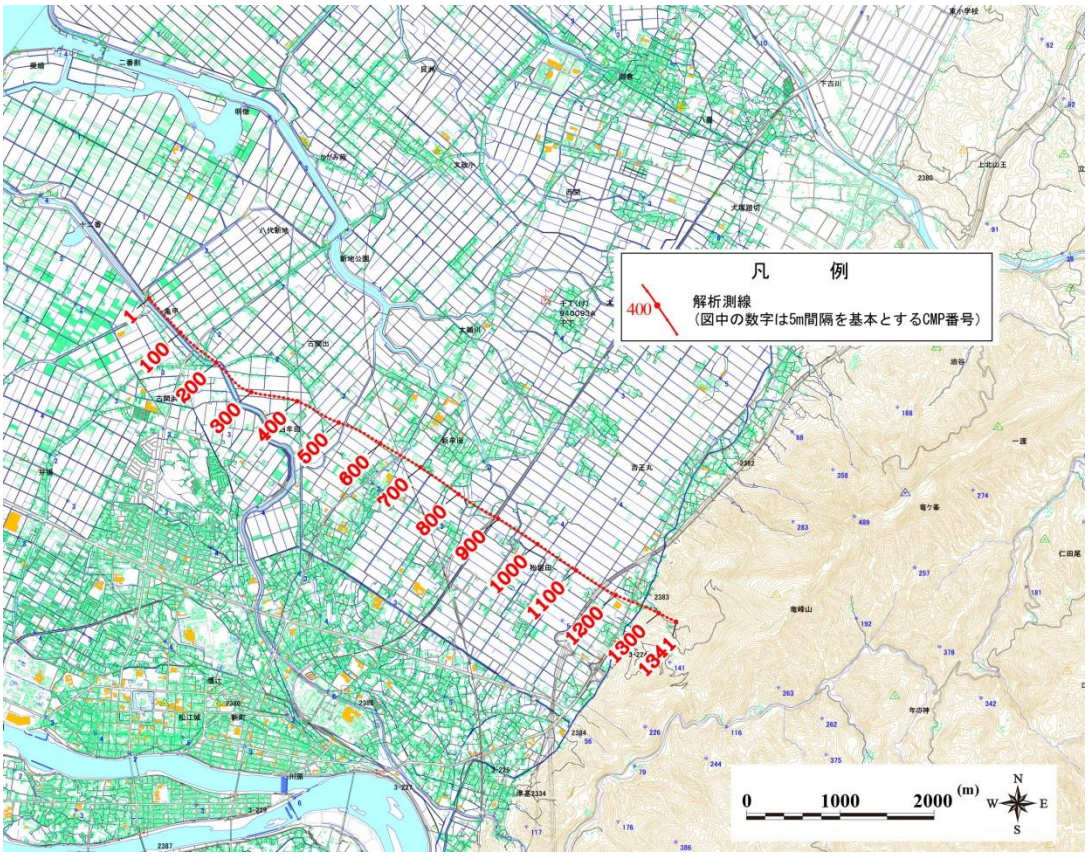


図４　解析測線位置図：八代測線。CMP 番号を赤字で表す。

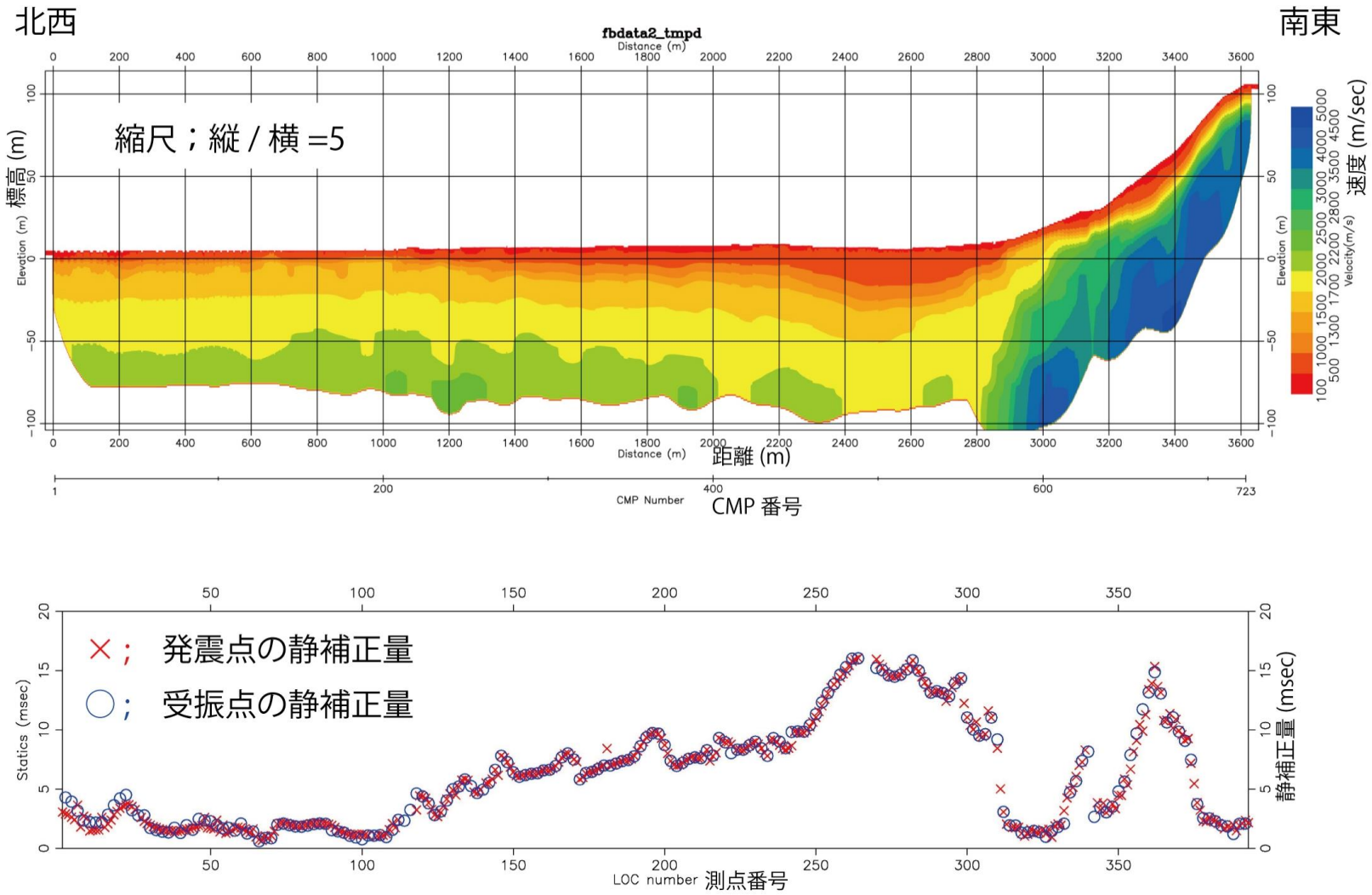


図 5　表層 P 波速度分布・静補正量（宇城測線）

（上段：表層の速度分布、下段：表層静補正量。表層速度分布の縮尺；縦：横=5：1）

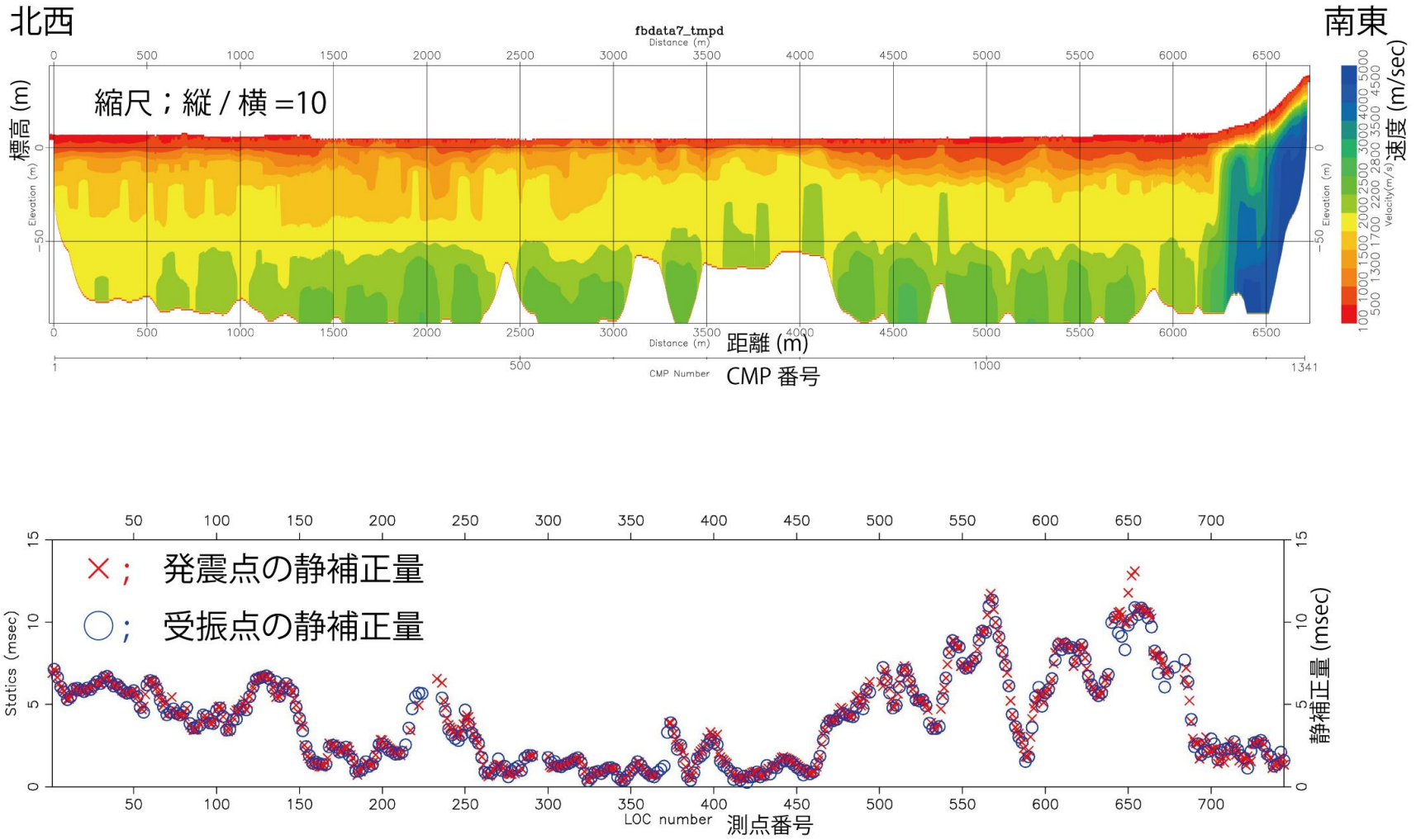


図 6　表層 P 波速度分布・静補正量（八代測線）

（上段：表層の速度分布、下段：表層静補正量。表層速度分布の縮尺；縦：横=10：1）

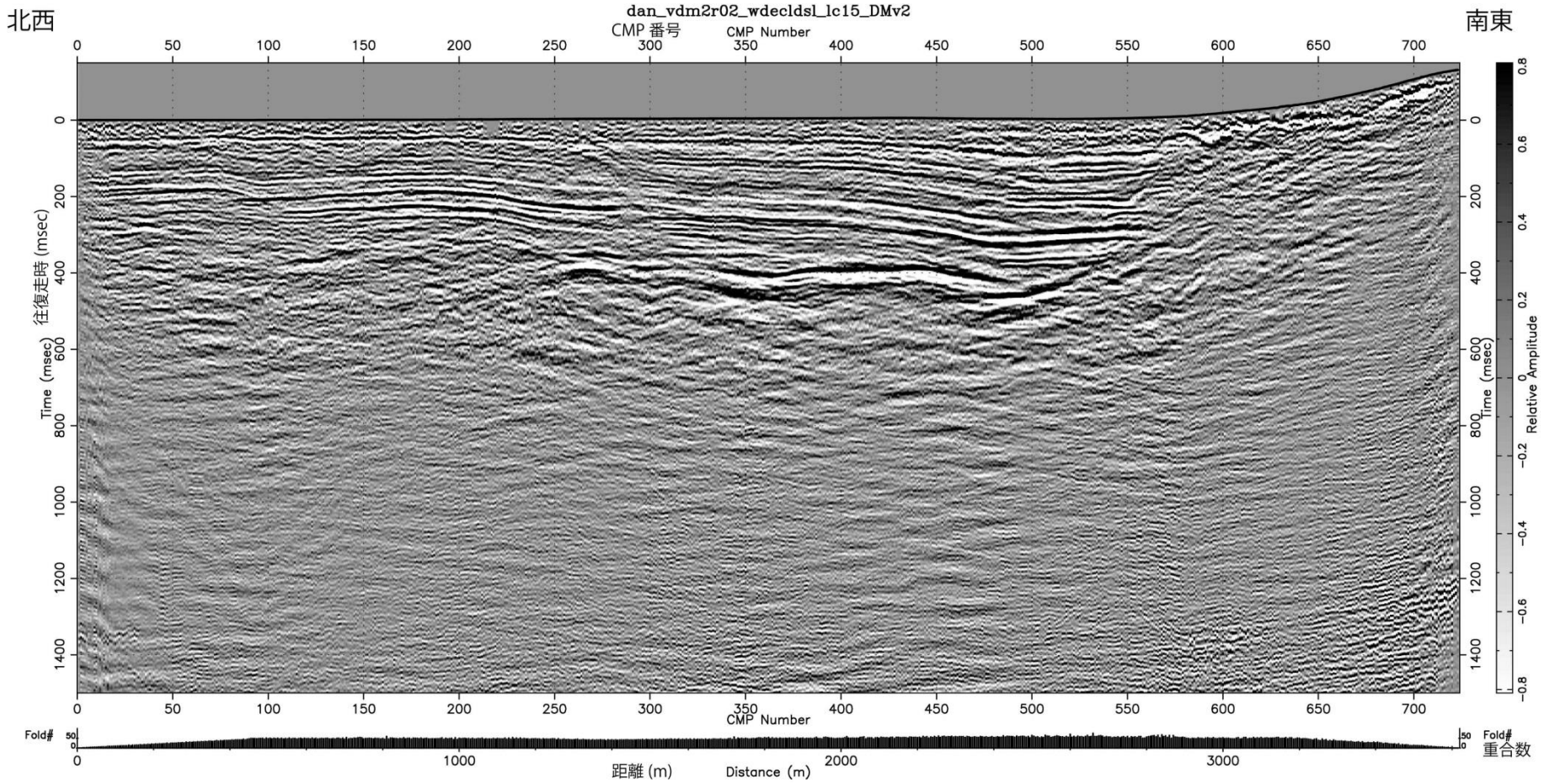


図７　重合後時間断面（グレースケール表示）：　宇城測線

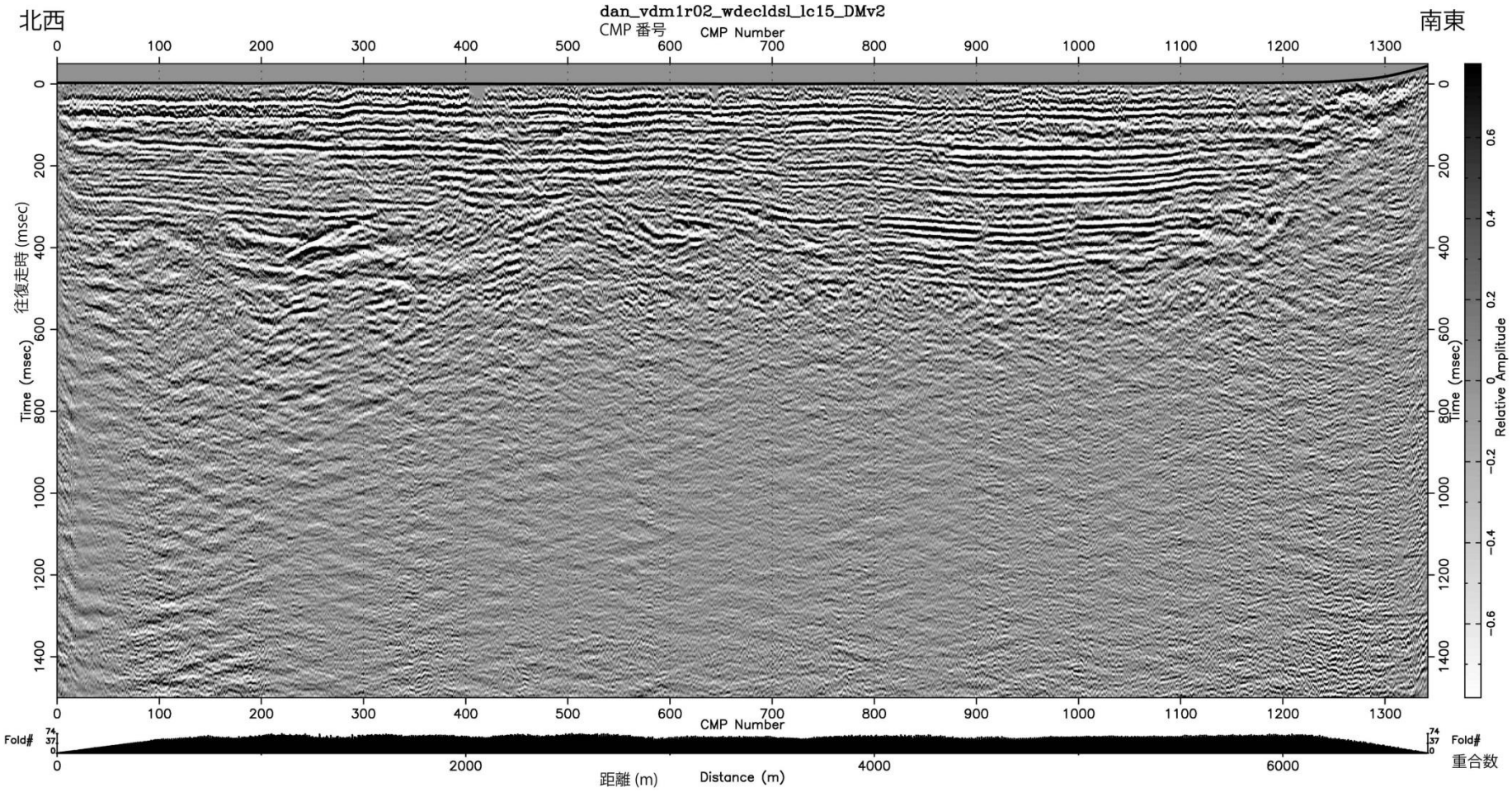


図８　重合後時間断面（グレースケール表示）：　八代測線

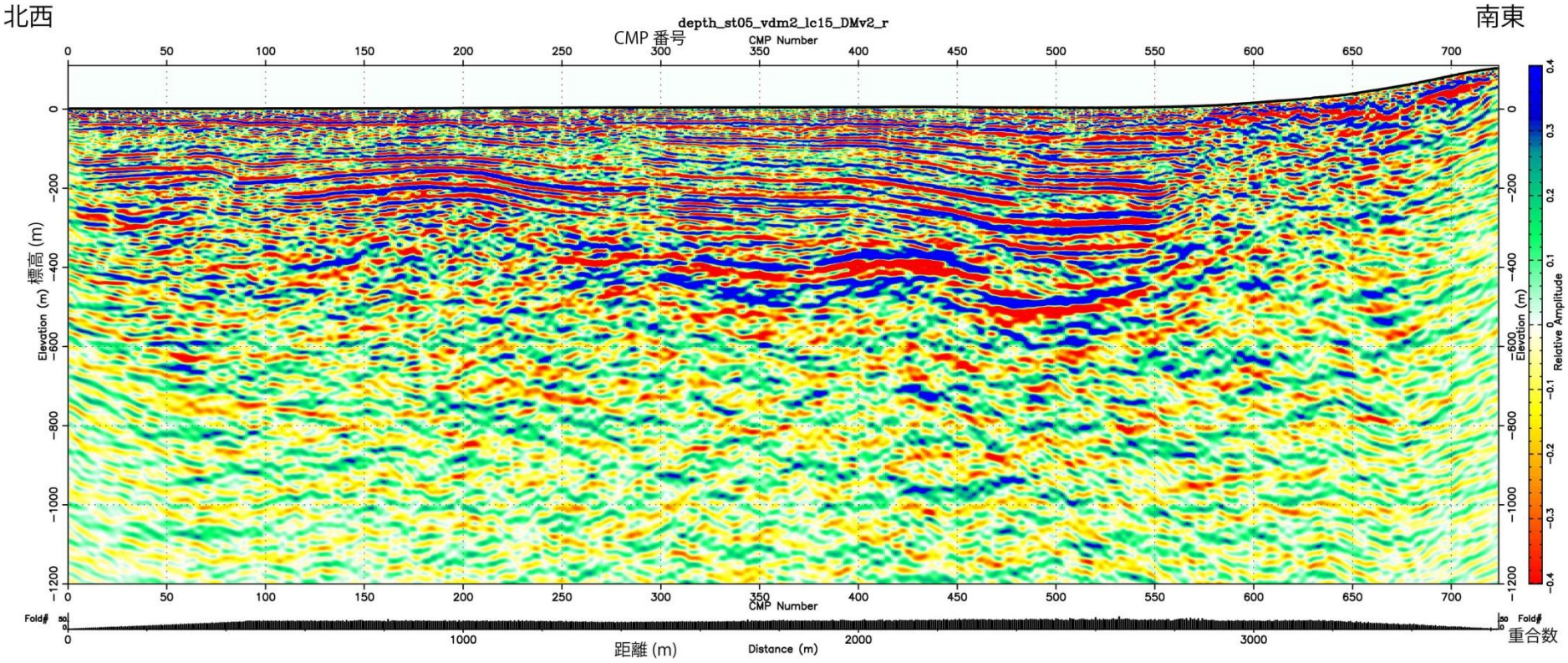


図９　深度断面（縦横比１：１、相対振幅カラースケール表示）：　宇城測線

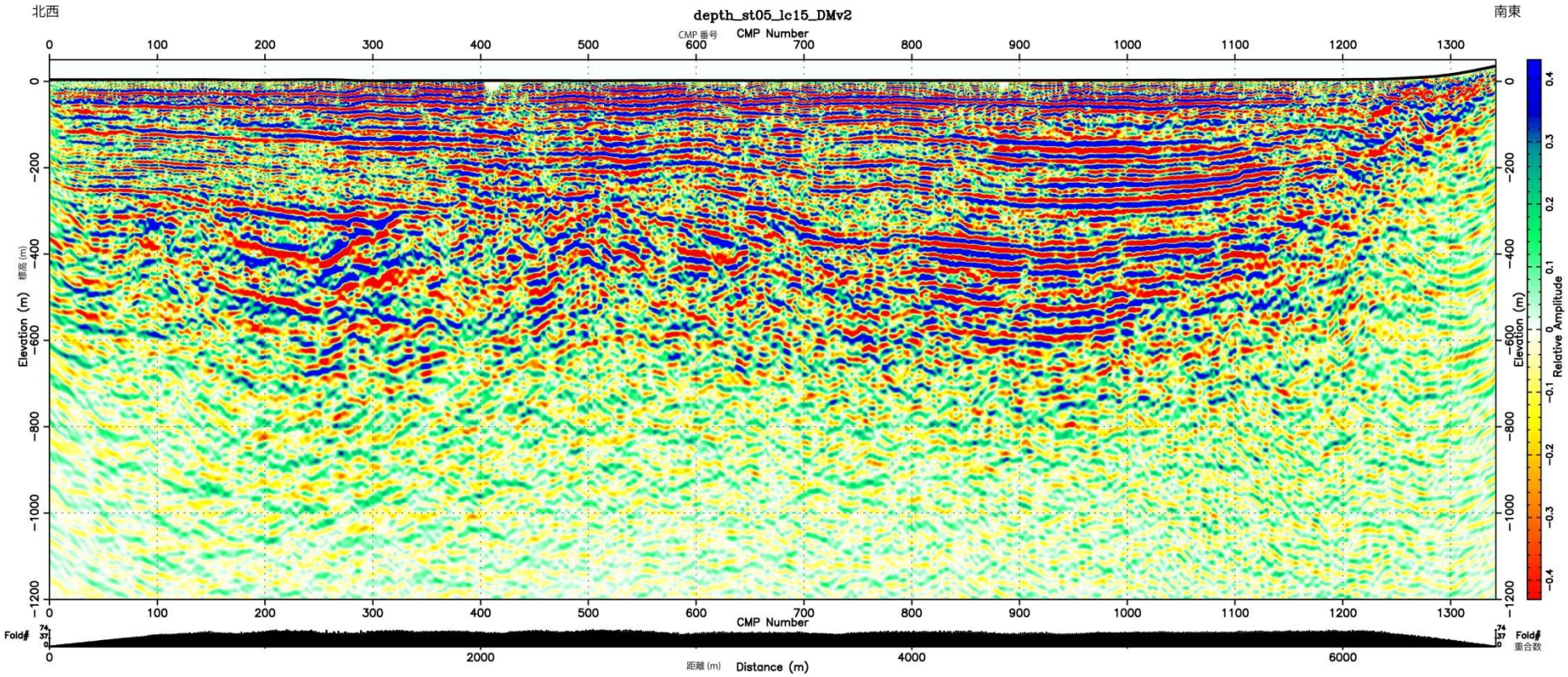
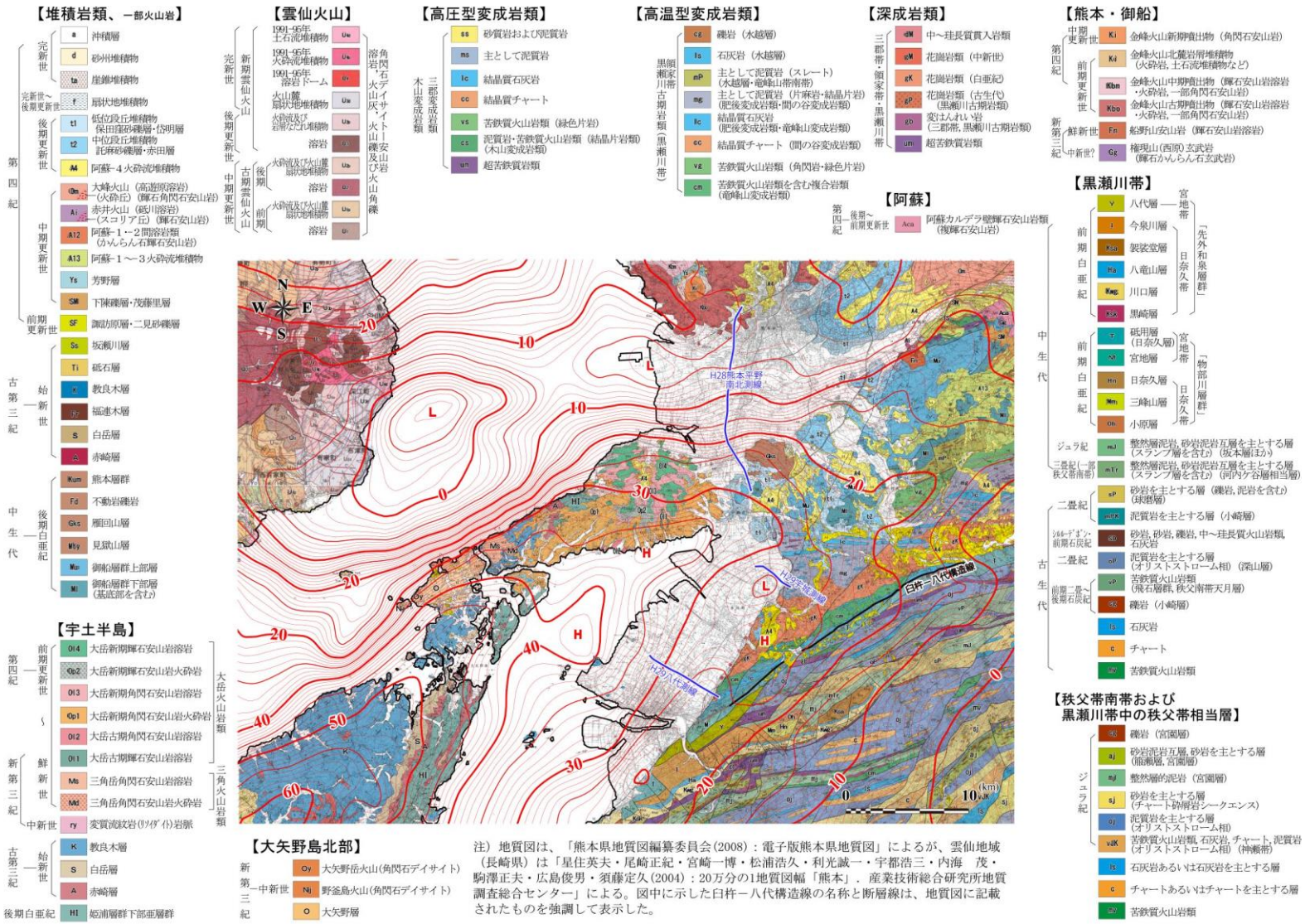


図 10　深度断面（縦横比２：１、相対振幅カラースケール表示）：　八代測線



注）地質図は、「熊本県地質図編纂委員会(2008)：電子版熊本県地質図」によるが、雲仙地域（長崎県）は「星住英夫・尾崎正紀・宮崎一博・松浦浩久・利光誠一・宇都浩三・内海　茂・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久(2004)：20万分の1地質図幅「熊本」．産業技術総合研究所地質調査総合センター」による。図中に示した臼杵－八代構造線の名称と断層線は、地質図に記載されたものを強調して表示した。

図 11　熊本平野周辺の地質図と反射法探査測線

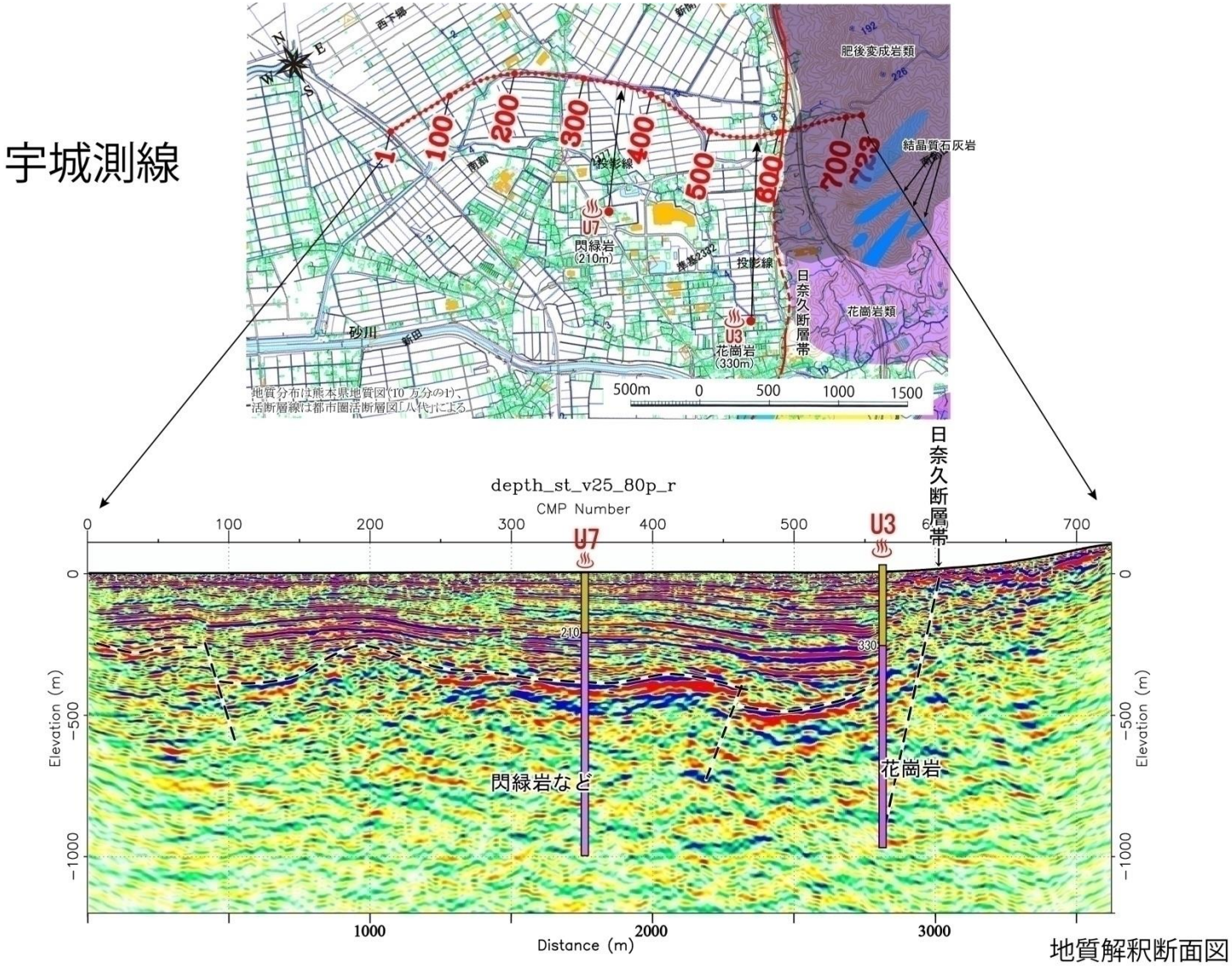


図 12 宇城測線深度断面図の解釈図。U3、U7 は深井戸ボーリングの地質柱状図。

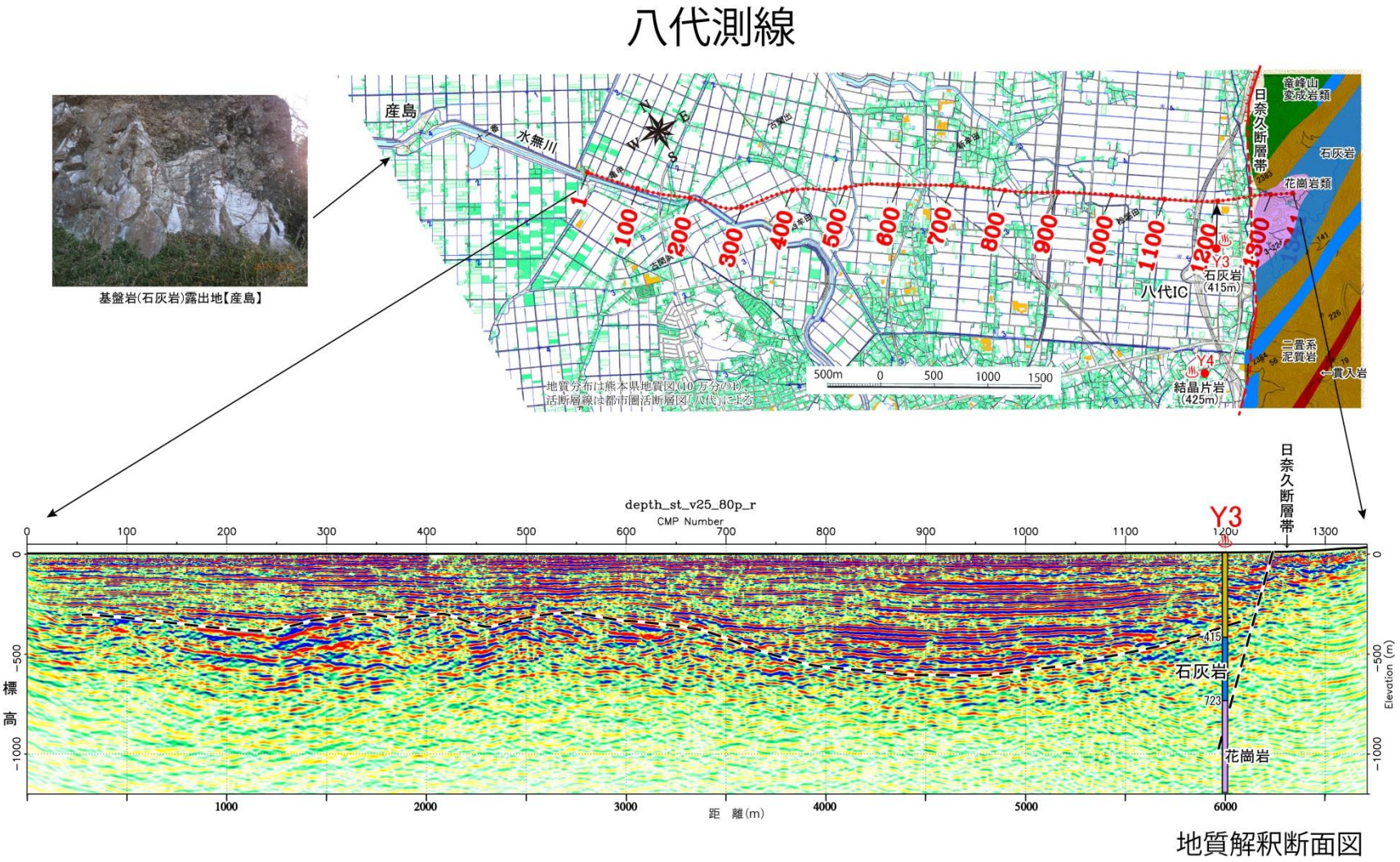


図 13 八代測線深度断面図の解釈図。Y3 は深井戸ボーリングの地質柱状図。

2) 八代平野における微動アレイ調査

日奈久断層帯や布田川断層帯宇土区間などの活動で強い揺れに見舞われる可能性があり、市街地の発達している八代平野において、表層から地震基盤までの構造を探査することを目的とした微動アレイ調査を実施した。八代平野内の計 23 地点において、最小半径数～10 m から最大半径 500～600 m までの微動アレイ観測を行った。主たる観測は 2017 年８月 25～29 日の日中に実施し、2017 年 11 月 20～22 日及び 2018 年３月 18 日に補充観測を実施した。このほかに、下益城郡美里町（MST）において、2017 年 11 月 22 日に最大半径 100 m までの微動アレイ調査を実施した。表５に観測地点毎のアレイ半径、観測日時、観測機材などの情報を整理した。図 14 の地図上に微動アレイ観測地点を示した。

アレイ数が多いため、複数セットの観測機材を準備することで、同時進行で実施した。このため、３仕様の観測機材が使われているが、各チーム内（つまり同一のアレイ観測内）では、機材を統一している。表５の分類に従い、機材Ｙ、機材Ｋ、機材Ｔ、機材Ｓとする。機材Ｙは東京測振製速度計 SE-321(5V/(cm/s))及び白山工業製収録装置 DATAMARK LS-8800（形式分解能 24 bit）の組み合わせである。LS-8800 の内蔵アンプの倍率は８倍とした。機材Ｋ及び機材Ｔは東京測振製速度計 VSE-15D6（10V/(cm/s)）及び白山工業製収録装置 DATAMARK LS-7000XT（形式分解能 24bit）の組み合わせである。LS-7000XT の内蔵アンプの倍率は 10 倍とした。機材Ｓは、アカシ製ポータブル地震観測装置 SMAR-6A3P であり、アカシ製動コイル型加速度計 JEP-6A3P（1.1 V/G）の出力を 5000 倍に増幅し、白山工業製収録装置 DATAMARK LS-8800 で収録した。機材Ｙ及び機材Ｓはアレイ内の全点で３成分測定した。機材Ｋ及び機材Ｔでは、アレイ中心点のみ３成分を測定し、正三角形の各頂点では上下動のみを測定した。表５に記載されているとおり、C2、C4、C5、D7 地点を除く大アレイ及び一部の中アレイでは、中心点または底辺を共有する二重正三角形アレイによる７点同時観測を行った。その他のアレイでは、正三角形アレイによる４点同時観測とした。各アレイの観測継続時間は同表に記載の通りである。半径 250 m 以上の大アレイでは１～２時間の連続観測を行った。半径 20～120m の中アレイでは 30 分以上、小アレイでは 15 分以上の連続観測を行った。

取得した連続微動記録のうち上下動成分を用い、空間自己相関（SPAC）法にて位相速度を解析した。解析対象とするアレイ半径を増やすため、中心点と正三角形の頂点（半径r）に対する解析に加え、正三角形の辺を使った解析（半径$\sqrt{3}$rに相当）も行った。二重正三角形を用いた大アレイ観測では、外側の正三角形と内側の正三角形の長辺を結ぶ距離を使った解析（半径は内側のアレイ半径の３倍に相当）も行った。各アレイに対して、通過交通などの非定常ノイズの影響がなく、同一アレイ内のパワースペクトルが類似している区間を 50 区間以上抽出し、10 区間ずつ１セットにしてパワースペクトルやクロススペクトルのアンサンブル平均を計算した。スペクトルは Parzen Window を用いて平滑化し、平滑化の幅はアレイ半径、対象周波数帯域に応じて調節した。解析に際しては、平成 28 年度に実施した震度観測点周辺での微動アレイ調査にて取得した観測データ（平成 28 年度成果報告書掲載のもの）も併せて使用した。特に、C2、C4、C5、D4 の４地点は、大アレイ観測のみ新たに実施し、中アレイ以下は同地点で実施した平成 28 年度の観測データを用い、統合して解析した。図 15 に D2 地点における解析例を示す。

図 16 に全地点の位相速度分散曲線をプロットした。多数の半径のアレイ観測を実施したことで、表層から深部地盤構造までに対応する広い周波数帯域で、位相速度を良好に推定することができた。八代平野内のほぼすべての地点で、表層のＳ波速度に対応する高周波数側の位相速度は 0.2 km/s 未満であり、沖積層や干拓地の埋め立て地盤の S 波速度に対応する値が得られたと推測できる。緑川沿いの低位段丘に位置する美里町（MST）の位相速度は、八代平野に比べるとかなり速いことが分かった。なお、八代市高田地区で実施した微動アレイ（D6 地点）については、大アレイのみを実施した。この地区は住家等が密集し、道路形状が不規則であることに加え、主要道路の交通量が非常に多く、中規模以下のアレイを実施できなかったためである。ただし、大アレイ内に位置する八代市立高田小学校において連続余震観測を実施しており（本章 5)の K41 地点)、同小学校敷地内において小半径の微動アレイを実施し、位相速度を求めているので、高周波数側はその結果を参照することができる。

さらに、工学的基盤より上の浅部地盤構造を詳細に調査するため、2017 年８月 26～27 日に八代平野南部の市街地を中心とした領域（概ね旧八代市の領域）の計 32 点で極小・不規則アレイ観測（長・先名，2016）も実施した。地震計は白山工業製ポータブル微動観測装置 JU-410 を６式用い、極小アレイ４点＋不規則アレイ２点の同時観測をした。図 17 に観測点の地図、図 18 に全点の位相速度を示した。

図 19～20 に、地下構造の空間変化の特徴を把握するため、周波数別に各地点の位相速度を地図上に示した。この図から各周波数において位相速度の地域性を読み取ることができる。八代から鏡、松橋にかけての歴史ある市街地が形成されている自然地盤の地点（例えば、C2、93056、C4、C5 など）に比べ、干拓地の地点（A2～A5、B1～B7、C7、D7）の位相速度は相対的に遅い。干拓地では、約５Hz 以上の帯域で 0.15 km/s 以下の位相速度であった。特に、B1、B2、C1 は遅く 0.10～0.11 km/s である。ただし、郡築干拓地（A5）は低周波数側の位相速度が相対的に速く、他の干拓地上の地点とは顕著に異なる特徴を有している。郡築地区には、大島、高島、白島、産島といった肥後変成岩（石灰岩）からなる孤立丘が分布しており（例えば、斎藤・他，2010)、基盤が浅いと考えられる。八代城下町周辺（C5、C6、D6 周辺）では２～５Hz の位相速度が平野内の他地点に比べて速い。

また、既存の地下構造モデルとの比較のため、J-SHIS 深部地盤モデル V2(藤原・他，2012)及び全国１次地下構造モデル（JIVSM、Koketsu et al., 2012）から計算された Rayleigh 波基本モード位相速度の理論分散曲線も図 16 に重ねて図示している。理論分散曲線を計算する際は、各サイトの直下の構造を一次元構造として抽出した。八代平野内のほとんどの地点で、JIVSM による理論分散曲線の特徴は微動アレイ調査から得られた位相速度に類似しており、JIVSM を初期モデルとして速度構造モデル改良を進めるのがよいと考えられる。なお、JIVSM の理論分散曲線と観測位相速度が数 Hz より高周波数側で乖離（観測位相速度が遅い）している観測点があるが、JIVSM は深部地盤構造モデルで表層の S 波速度が 0.35km/s と、工学的基盤相当までのモデルであるけれども、観測にはそれ以浅の浅部地盤の影響が含まれているためである。一方、J-SHIS V2 による理論分散曲線は、観測結果とはかなり異なる特徴を有していることが分かった。

表５　八代平野における微動アレイ調査地点

アレイ	半径	中心点		観測実施日		観測時刻		機材
		緯度	経度			開始	終了	
A2	533,310m	32.61541	130.63046	2017年	8月27日	9:10	10:30	T
	120,40m	32.61680	130.63110	2017年	8月28日	9:20	9:50	T
	10m	32.61648	130.63163	2017年	11月20日	16:59	17:15	Y
A3	539,255m	32.58079	130.60976	2017年	8月28日	9:20	10:50	K
	114,38m	32.57934	130.60907	2017年	8月28日	11:30	12:15	K
	10m	32.57961	130.60864	2017年	11月22日	8:33	8:53	Y
A4	623,252m	32.56305	130.59084	2017年	8月25日	14:45	16:40	T
	100m	32.56347	130.59014	2017年	11月20日	13:21	13:55	Y
	30m			2017年	11月20日	14:06	14:36	Y
	7.0m			2017年	11月20日	13:44	14:17	S
A5	629,261m	32.53380	130.56871	2017年	8月25日	10:50	13:48	T
	100m	32.53678	130.56943	2017年	11月20日	10:55	11:25	Y
	30m			2017年	11月20日	11:37	12:15	Y
	4.8m			2017年	11月20日	11:50	12:20	S
B1	614,298m	32.61657	130.66472	2017年	8月27日	11:55	13:30	Y
	100m	32.61578	130.66725	2017年	8月27日	14:01	15:00	Y
	30m	32.61590	130.66690	2017年	8月27日	14:01	14:10	Y
	6m			2017年	8月27日	14:40	15:00	Y
B2	511,256m	32.59776	130.64886	2017年	8月27日	11:20	12:48	T
	100m	32.59811	130.64864	2017年	11月20日	15:30	16:00	Y
	30m			2017年	11月20日	16:09	16:39	Y
	7.0m			2017年	11月20日	15:51	16:22	S
B3	537,252m	32.57226	130.63297	2017年	8月27日	9:25	10:55	K
	114,38m	32.57093	130.63238	2017年	8月27日	11:30	12:10	K
	11m	32.57124	130.63199	2018年	3月18日	14:35	15:00	S
	5.2m	32.57125	130.63199	2017年	11月21日	16:51	17:11	Y
B4	515,258m	32.55011	130.61076	2017年	8月26日	14:16	15:46	T
	99,51m	32.55355	130.61267	2017年	8月26日	16:28	17:17	T
	20m	32.55383	130.61240	2017年	11月21日	15:49	16:20	Y
	4.6m			2017年	11月21日	15:59	16:20	S
B5	539,257m	32.52823	130.59276	2017年	8月26日	10:55	13:05	T
	100m	32.52986	130.59305	2017年	11月20日	8:58	9:30	Y
	30m			2017年	11月20日	9:41	10:11	Y
	6.0m			2017年	11月20日	9:20	9:50	S
B7	617,257m	32.48998	130.55123	2017年	8月25日	9:32	11:31	K
	114,38m	32.48919	130.55058	2017年	8月28日	16:36	17:25	K
	10m	32.48921	130.55105	2017年	11月21日	11:23	11:53	S
C1	513,257m	32.61737	130.69307	2017年	8月25日	14:55	16:30	Y
	100m	32.61740	130.69395	2017年	8月28日	11:15	12:05	Y
	30m			2017年	8月28日	11:15	11:45	Y
	2.6m			2017年	8月28日	11:52	12:05	Y
C2	642m	32.58220	130.67313	2017年	8月27日	13:25	14:56	T
C4	514m	32.53583	130.62998	2017年	8月26日	14:00	15:30	Y
C5	617m	32.50656	130.60262	2017年	8月26日	15:00	16:30	Y
C6	515,257m	32.49664	130.59375	2017年	8月25日	9:21	11:00	Y
	90m	32.49209	130.59105	2017年	8月28日	9:05	9:50	Y
	30m			2017年	8月28日	9:05	9:35	Y
	2.9m			2017年	8月28日	9:43	10:00	Y
C7	617,260m	32.46546	130.57408	2017年	8月25日	14:30	16:00	K
	114m	32.46519	130.57372	2017年	8月25日	16:30	17:20	K
	38,13m	32.46539	130.57401	2017年	8月29日	9:17	10:00	K
	4.6m	32.46550	130.57416	2018年	3月18日	13:11	13:30	S

表５　続き

アレイ	半径	中心点		観測実施日		観測時刻		機材
		緯度	経度			開始	終了	
D1	513,256m	32.60854	130.71199	2017年	8月27日	9:20	10:50	Y
	100m	32.60634	130.71187	2017年	8月28日	13:50	14:50	Y
	30m			2017年	8月28日	13:50	14:25	Y
	4.6m			2017年	8月28日	14:31	14:50	Y
D2	616,255m	32.58320	130.69276	2017年	8月27日	13:30	15:00	K
	114,38m	32.58324	130.69380	2017年	8月27日	15:30	16:15	K
	10m	32.58199	130.69497	2017年	11月22日	10:54	11:15	Y
D3	494,245m	32.54190	130.66028	2017年	8月26日	15:00	16:30	K
	114,38m	32.54226	130.66251	2017年	8月28日	14:45	15:30	K
	10m	32.54268	130.66280	2017年	11月22日	9:51	10:12	Y
D4	599,257m	32.52261	130.65056	2017年	8月25日	12:15	13:45	Y
D5	514,254m	32.50757	130.62660	2017年	8月26日	11:30	13:10	Y
	82m	32.50767	130.62696	2017年	11月21日	8:50	9:20	Y
	24m			2017年	11月21日	9:42	10:12	Y
	4.0m			2017年	11月21日	9:18	9:52	S
D6	604,314m	32.48835	130.61606	2017年	8月26日	11:40	13:40	K
D7	565m	32.47527	130.60405	2017年	11月21日	10:50	11:50	Y
	290m	32.47473	130.60358	2017年	11月21日	12:44	13:44	Y
	100m	32.47363	130.60264	2017年	11月21日	14:02	14:32	Y
	30m			2017年	11月21日	14:42	15:12	Y
	4.6m	32.47523	130.60395	2017年	11月21日	14:30	14:56	S
MST	100m	32.63811	130.80180	2017年	11月22日	13:00	13:30	Y
	30m			2017年	11月22日	13:50	14:10	Y
	5.2m			2017年	11月22日	14:30	14:50	Y



写真３　八代平野における微動アレイ観測実施状況

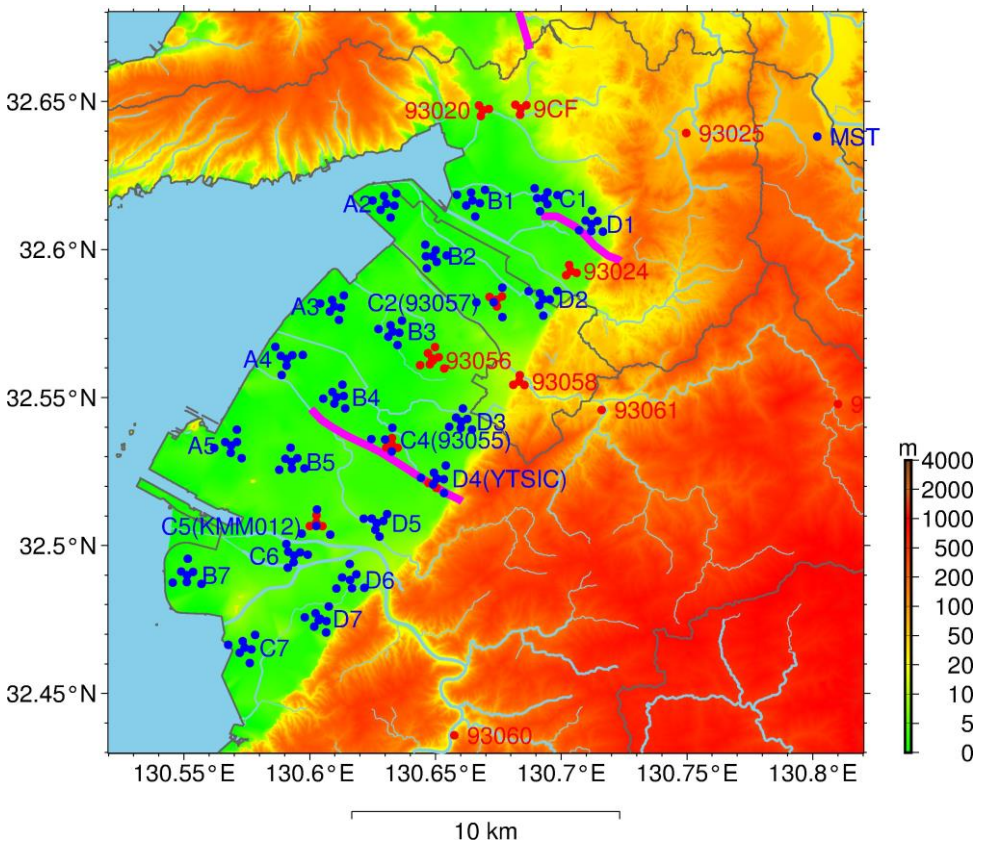


図 14　八代平野における微動アレイ調査地点

（青：平成 29 年度実施分、赤：平成 28 年度実施分、紫：反射法地震探査測線）

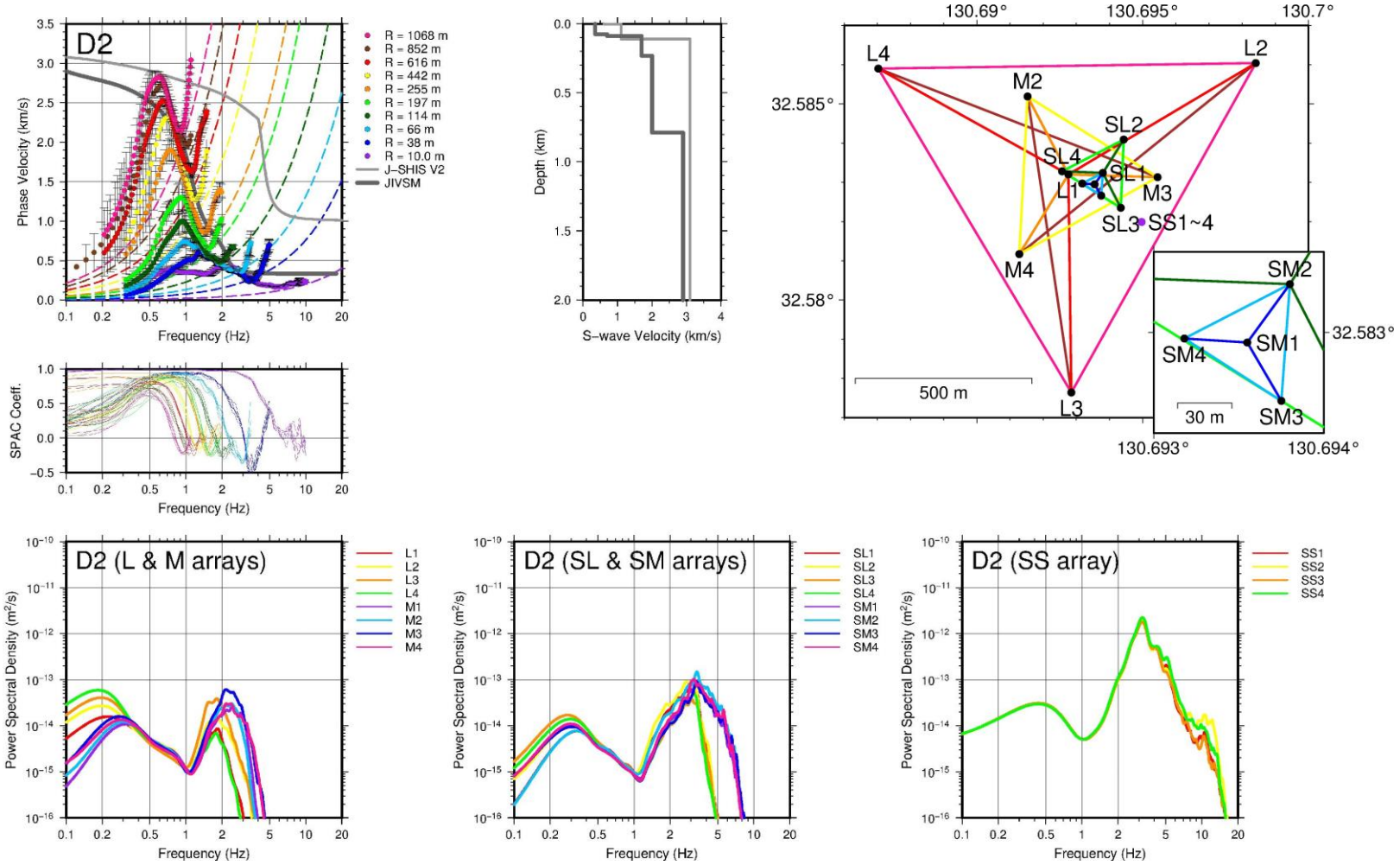


図 15　SPAC 法による微動アレイ解析の例（D2 地点）。上段左：位相速度、中：既往モデルの S 波速度構造、右：アレイ配置図（●が地震計の位置。地震計間を結ぶ線の色は上段左図のアレイ半径に対応）。中段 SPAC 係数、下段：パワースペクトルの例（左：大アレイ、中：中アレイ、右：小アレイ。L1、M1、SL1、SM1、SS1 等はそれぞれアレイを構成する地震計の番号（地図参照）。

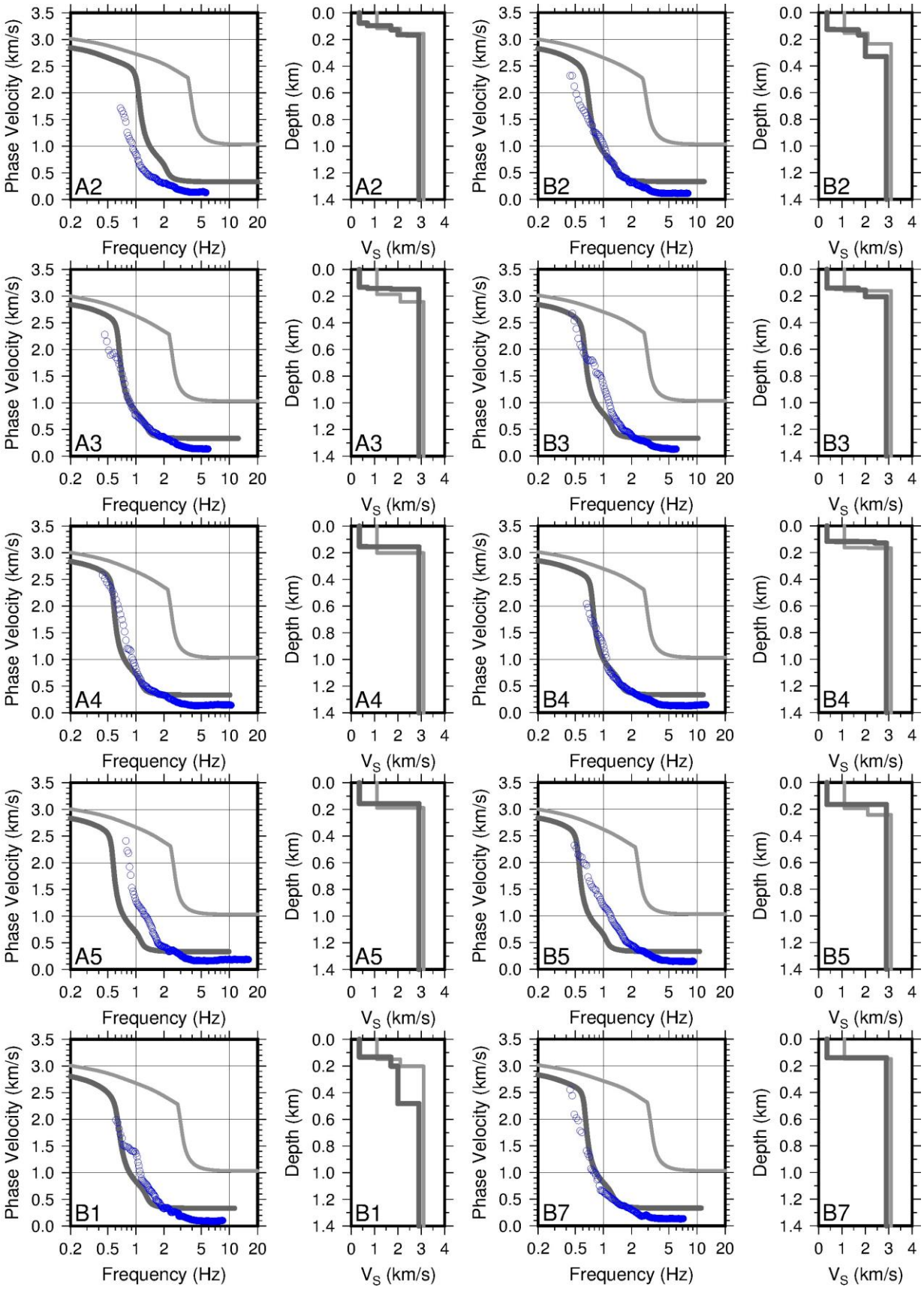


図 16　SPAC 法により推定した位相速度（青丸）、既存地下構造モデルによる理論分散曲線及び S 波速度構造（薄灰色細線：J-SHIS V2、濃灰色太線：JIVSM）。

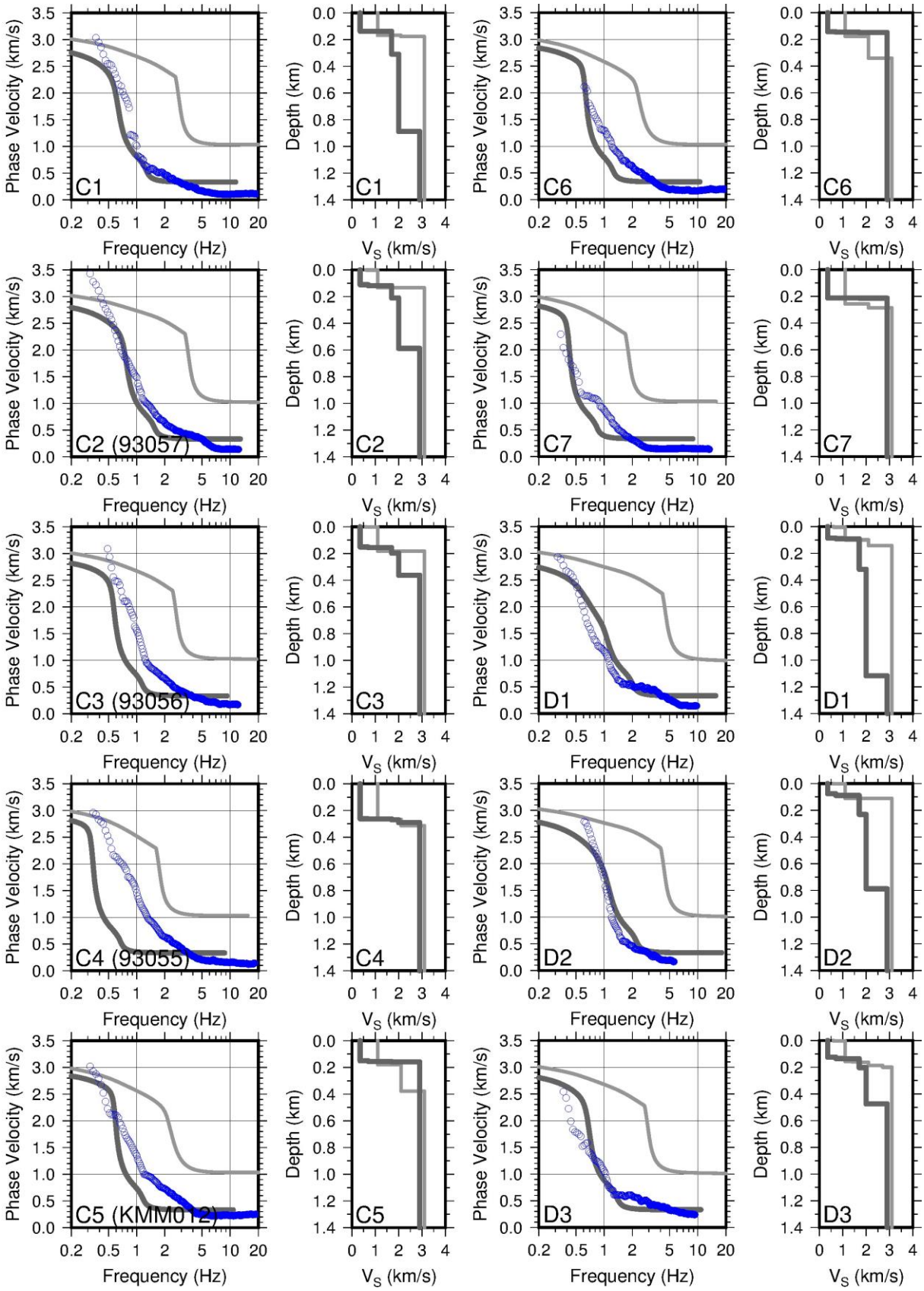

C1
C1
C6
C6
C2 (93057)
C2
C7
C7
C3 (93056)
C3
D1
D1
C4 (93055)
C4
D2
D2
C5 (KMM012)
C5
D3
D3
Phase Velocity (km/s)
Frequency (Hz)
Depth (km)
V_S (km/s)

図 16　続き

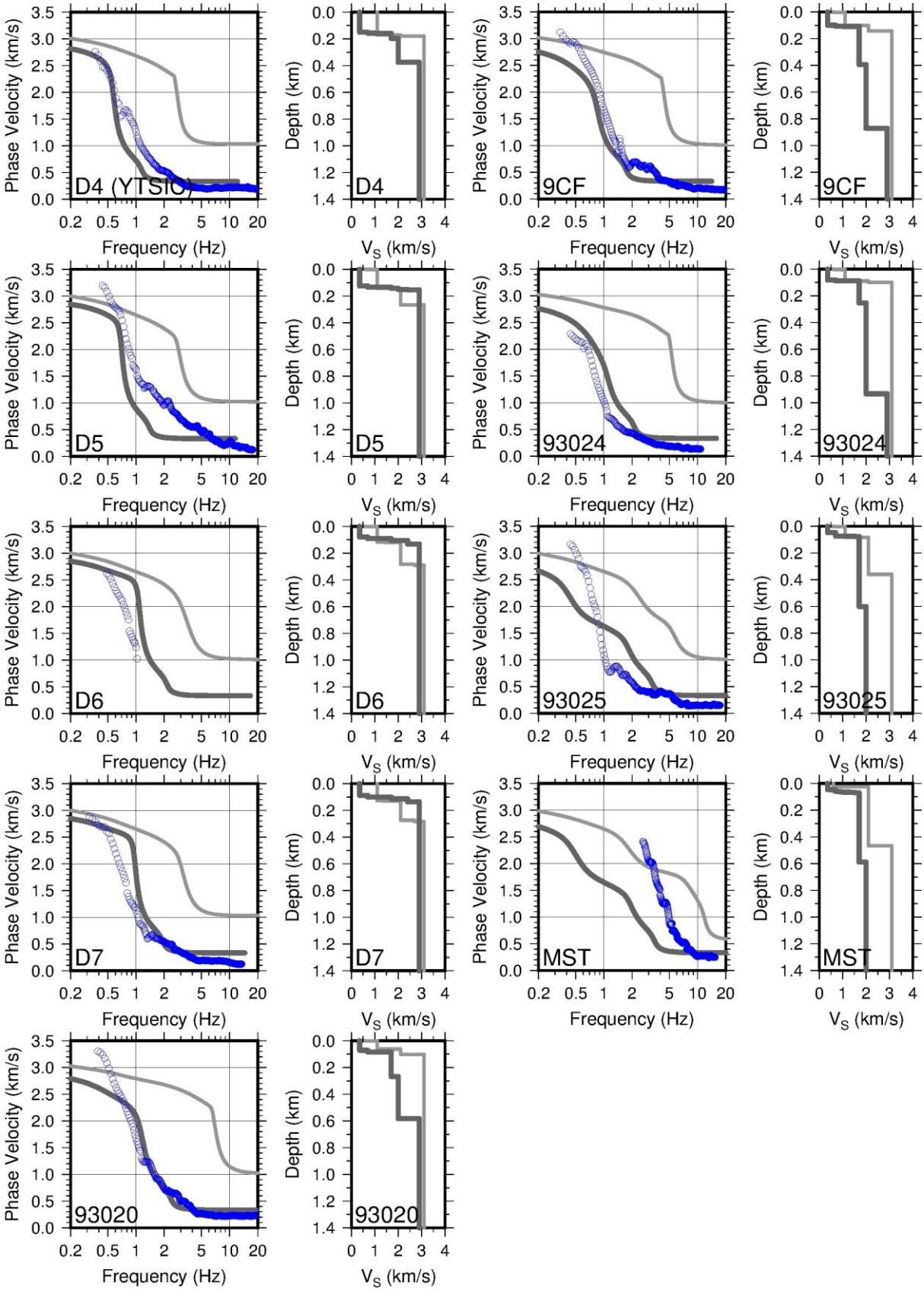

D4 (YTSIO)
D4
9CF
9CF
D5
D5
93024
93024
D6
D6
93025
93025
D7
D7
MST
MST
93020
93020
Phase Velocity (km/s)
Frequency (Hz)
Depth (km)
V_S (km/s)

図 16　続き

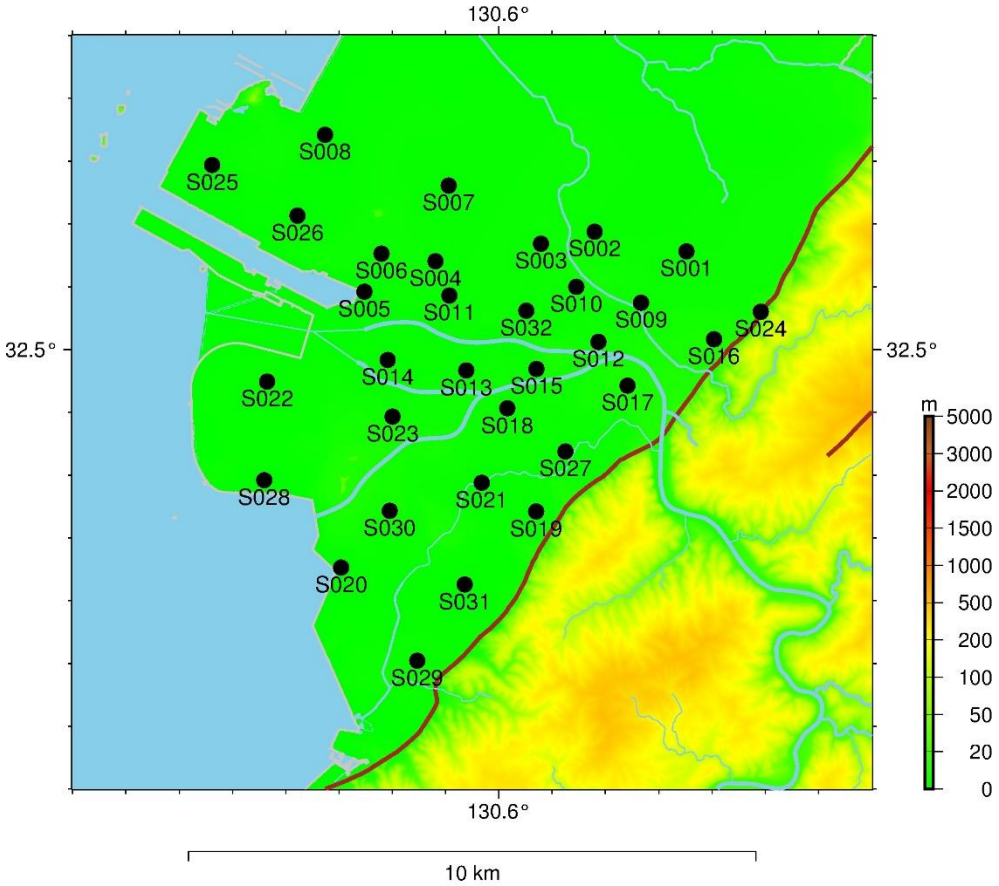


図 17　八代平野南部における極小・不規則アレイ調査地点

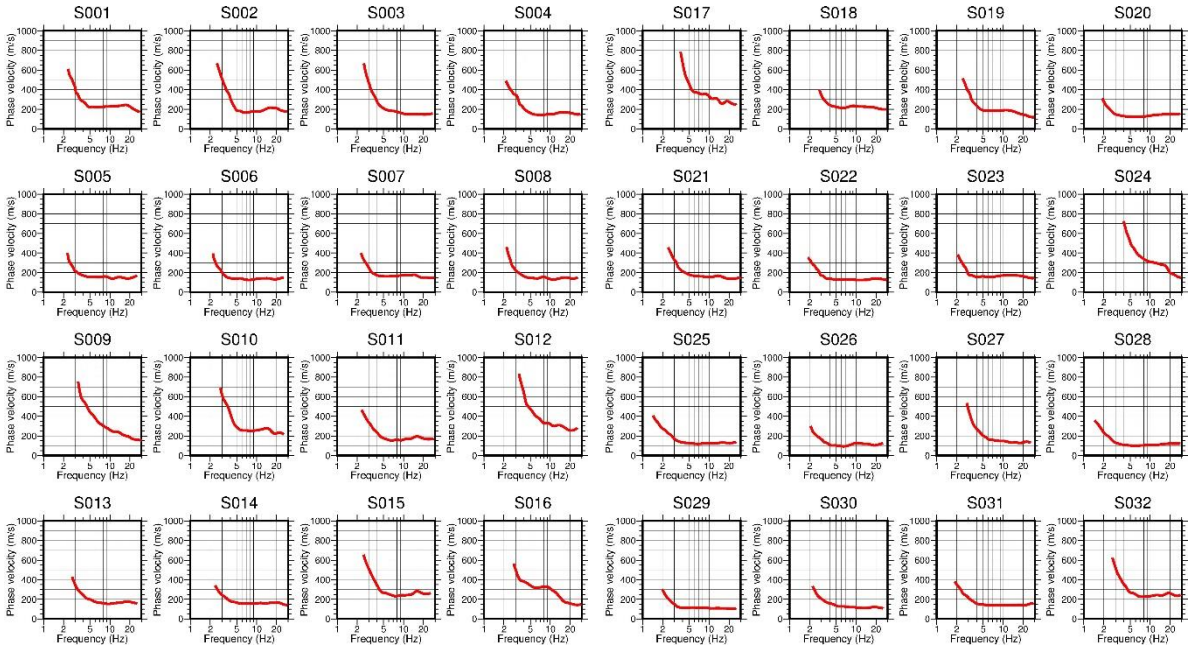


図 18　極小・不規則アレイによる位相速度分散曲線

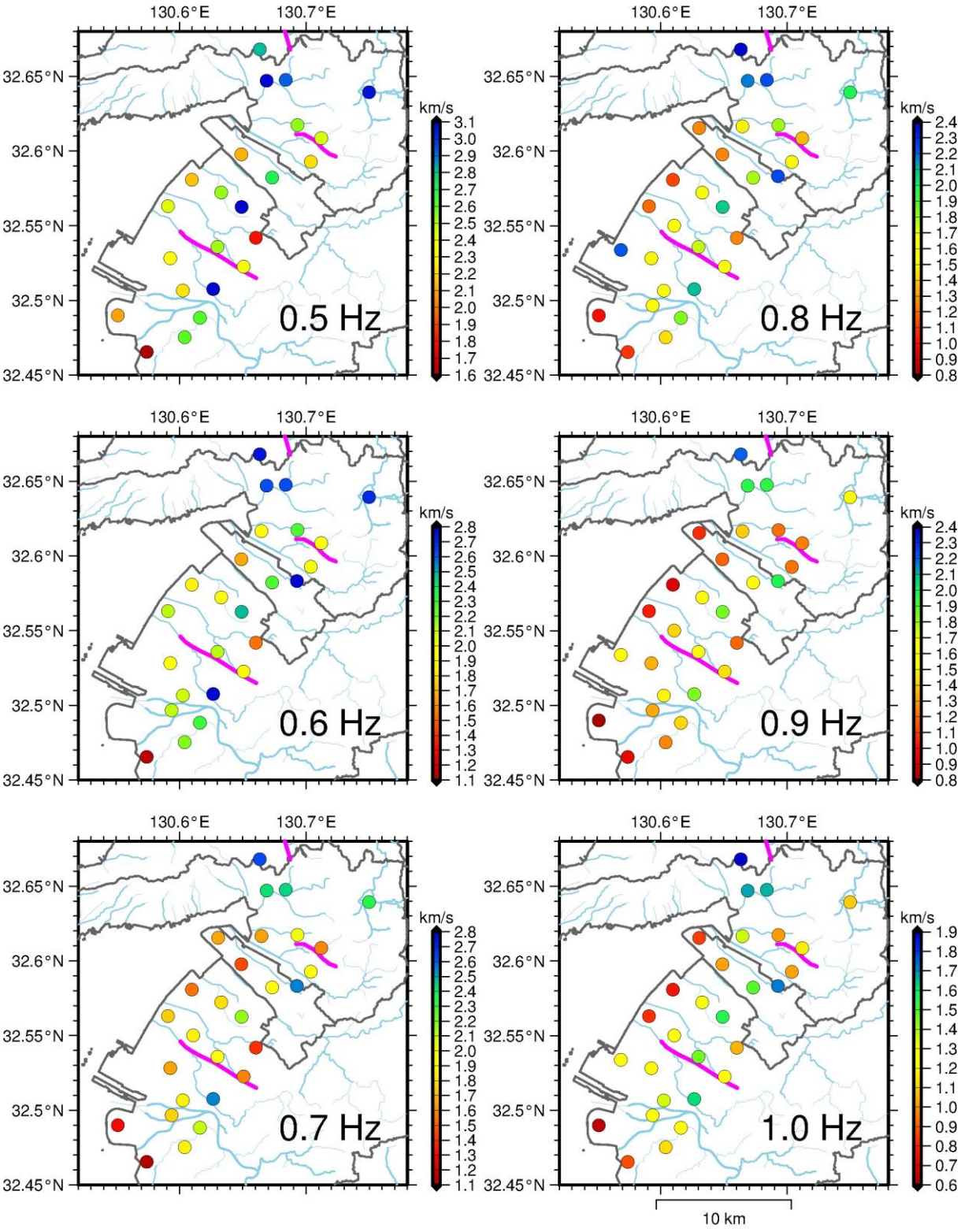


図 19　周波数別の位相速度空間分布（0.5～1.0 Hz）

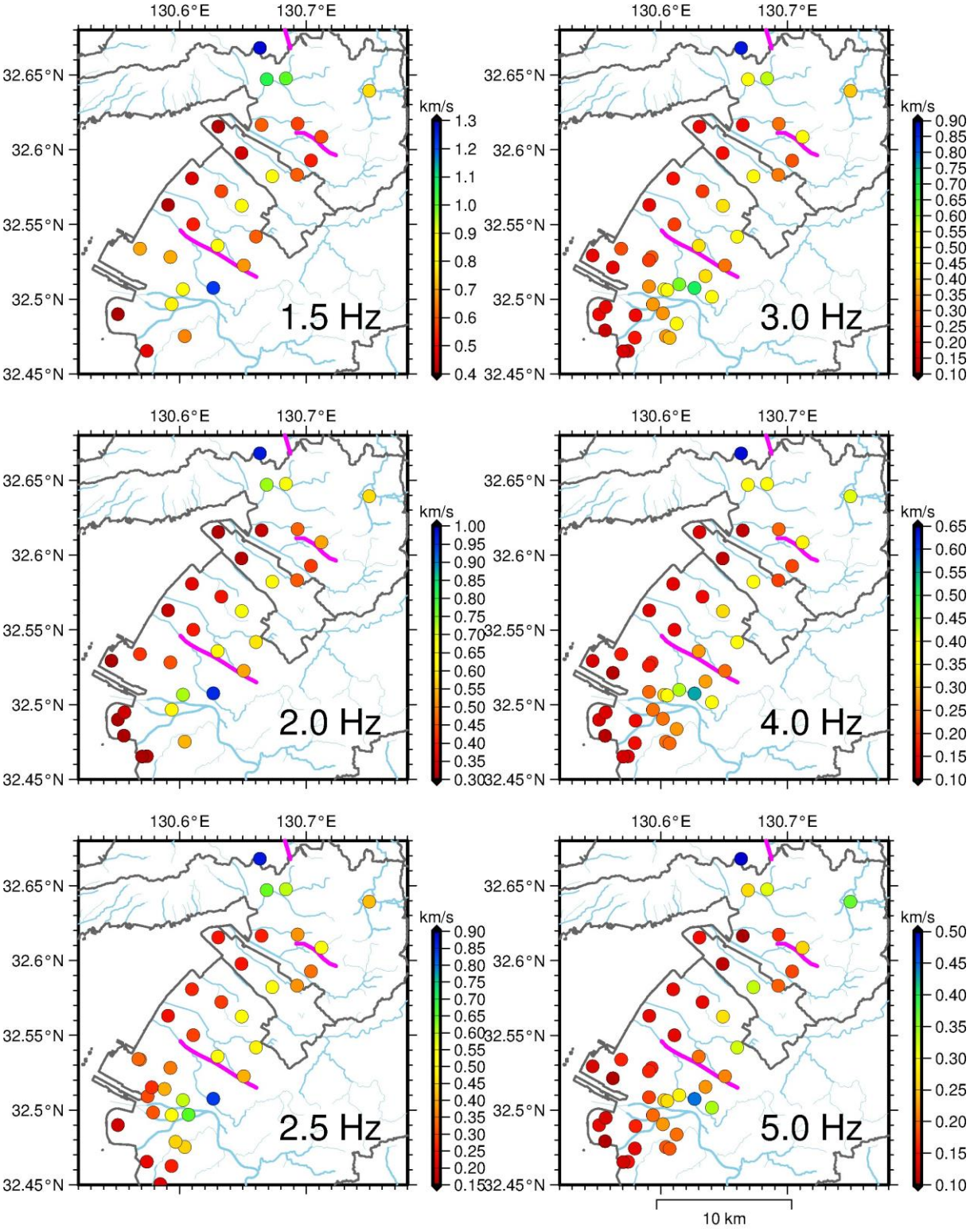


図 20　周波数別の位相速度空間分布（1.5～5.0 Hz）

3) 八代平野と熊本平野の接合部周辺における単点微動観測

八代平野と熊本平野の接合部の地下速度構造（主として基盤深度の情報）に関する情報を得るため、熊本平野西部及び八代平野の接合部に位置する宇土市から宇城市にかけての計 31 地点において単点微動観測を実施し、微動の水平動成分と上下動成分のスペクトル比（H/V スペクトル比）を解析した。表６に単点微動観測地点を一覧として整理した。現地での微動観測は 2018 年３月 18～20 日の日中に実施した。天候は、３月 18 日は晴れ、19～20 日は曇りまたは小雨であった。

観測システムはポータブル地震観測装置 SMAR-6A3P を使用した。本システムはアカシ製動コイル型加速度計 JEP-6A3P（感度 1.1 V/G）３成分、白山工業製収録装置 DATAMARK LS-8800、増幅器及びアナログフィルター、GPS アンテナ、小型制御弁式鉛蓄電池から構成される。各観測地点では同一の観測装置２式を用いて同時観測を行い、20 分以上連続収録した。各観測地点での実際の収録時間は現地状況による（表６参照）。このうち１式を増幅器倍率 10000 倍、低域通過フィルタ５Hz（高感度観測）に設定し、もう１式を増幅器倍率 5000 倍、低域通過フィルタ 50 Hz（低感度観測）に設定した。収録装置の形式分解能は 24bit であり、サンプリング周波数 100 Hz または 200 Hz で収録した。なお、データ解析の際は、すべて 100 Hz にリサンプリングしたものを解析している。写真４に UT1728 における観測実施状況の例を示す。

データ解析の手順を以下に述べる。まず、微動の連続記録から、通過車両などによる非定常的なノイズの含まれていない 40.96 秒の区間を可能な限り抽出した。このため、各地点での解析区間数は観測地点でのノイズ状況や実際の観測継続時間により異なっている。抽出された各区間の各成分の微動波形記録について、フーリエ変換により振幅スペクトルを求め、Konno and Ohmachi (1998)の方法によりスペクトルの平滑化を行った（平滑化の幅を規定する係数 b の値は 40 に設定)。東西成分及び南北成分の振幅スペクトルの幾何平均を水平成分の振幅スペクトルと定義し、水平成分（H）と上下成分（V）のスペクトル比を求めた。各区間について得られた H/V スペクトル比をアンサンブル平均したものを観測 H/V スペクトル比とした。

図 21 に観測 H/V スペクトル比を示す。青色が高感度観測（倍率 10000 倍)、赤色が低感度観測（倍率 5000 倍）の結果を表す。それぞれ、太線が観測 H/V スペクトル比、細線がその対数標準偏差を表している。細線で示されている対数標準偏差が小さいこと、また、広い周波数領域で青色と赤色の線が重なって見えることから、H/V スペクトルは安定して求められている。この図の標準偏差の幅から明らかなように、低周波数側での H/V スペクトルの安定性は、高感度観測（同図の青線）の方が優れている。このため、主として高感度観測の解析結果から H/V スペクトルのピーク周波数を読み取ったが、ピーク周波数が５Hz 以上の観測地点については、低感度観測の解析結果を用いた。図 22 の地図上に観測 H/V スペクトル比から読み取ったピーク周波数をプロットした。観測 H/V スペクトル比に複数のピークが見られる場合は、より深い構造に対応する低い方のピーク周波数を選んだ。この図には、平成 28 年度に実施した単点微動観測結果(平成 28 年度成果報告書に記載のもの)、本年度に実施した八代平野微動アレイ観測の際にアレイ中心点で取得したデータ及び国立研究開発法人産業技術総合研究所が 2016 年１月に観測したデータを同様に解析した結果

も併せてプロットした。

宇土市から宇城市不知火町へと抜ける薩摩街道に沿った、八代平野と熊本平野の接合部（UT1716、UT1723、UT1705、93020 など）での H/V スペクトルのピーク周波数は、1.2～1.8 Hz 程度と求められた。これは、熊本平野南部の宇土市中心部（UT1719 及び UT1720）や八代平野主要部（YTS-B1、YTS-C1、YT1610 以南）が 1 Hz 以下のピーク周波数を有するのに比べ、相対的に高いピーク周波数を示す。このため、平野接合部付近では平野主要部に比べて、基盤深度が浅いと考えられる。H/V スペクトルのピーク周波数の空間変化から、八代平野と熊本平野は、宇土市から宇城市にかけての平野接合部において、東西方向の幅として約 1.5 km の範囲で部分的に繋がっているものと考えられる。また、平成 28 年度熊本測線に近い UT1714 での H/V ピーク周波数と熊本測線で推定されている白亜系堆積岩類(御船層群）上面までの深さとの対比から、平野接合部での H/V ピーク周波数が御船層群上面までの深度を反映しているとすれば、その深度は 100～200 m 程度で分布しているものと推測される。なお、平野と山地の境界に近い観測地点で高いピーク周波数をもっている地点が見られた。20 万分の 1 地質図（斎藤・他，2010；星住・他，2014）によれば、UT1718 は大岳火山岩（約 140 万年前)、UT1724 及び UT1731 は御船層群の分布域であり、地表付近の堆積層が薄いことを示唆している。

表６　八代平野と熊本平野の接合部周辺における単点微動観測地点

観測点	緯度	経度	観測日	観測開始	観測終了	所在地	
UT1701	32.62452	130.68015	2018/3/18	15:51	16:26	宇城市松橋町南豊崎	豊川グラウンド
UT1702	32.63054	130.67642	2018/3/18	16:04	16:30	宇城市松橋町南豊崎	豊川神社
UT1703	32.63835	130.67409	2018/3/18	16:23	16:45	宇城市松橋町豊崎	宇城広域連合南消防署西付近
UT1704	32.65710	130.66240	2018/3/18	17:17	17:49	宇城市不知火町小曽部	小曽部消防ポンプ格納庫
UT1705	32.65843	130.66927	2018/3/18	17:32	17:53	宇城市不知火町柏原	柏原公民館
UT1706	32.65964	130.67447	2018/3/18	17:58	18:18	宇城市不知火町御領	御領5区児童公園
UT1707	32.65856	130.67853	2018/3/19	9:09	9:30	宇城市松橋町松山	岡岳公園
UT1708	32.65788	130.68355	2018/3/19	9:46	10:35	宇城市松橋町松橋	築切集会室
UT1709	32.65823	130.68898	2018/3/19	10:10	10:30	宇城市松橋町曲野	松橋町曲野付近
UT1710	32.66501	130.70084	2018/3/20	13:41	14:02	宇城市松橋町古保山	当尾保育園付近
UT1711	32.67546	130.71548	2018/3/20	13:14	13:52	宇城市松橋町古保山	海ノ平公民館
UT1712	32.67686	130.70493	2018/3/20	12:59	13:46	宇土市花園町	三日地区公民館
UT1713	32.67749	130.69362	2018/3/19	11:06	11:32	宇土市花園町	宇土市スポーツセンター
UT1714	32.67632	130.68349	2018/3/19	11:20	11:43	宇土市古保里町	花園公民館
UT1715	32.67557	130.67383	2018/3/19	12:59	13:37	宇土市境目町	境目団地
UT1716	32.67746	130.66127	2018/3/19	15:32	16:01	宇土市入地町	御領橋東公園
UT1717	32.67564	130.65305	2018/3/19	15:49	16:25	宇土市神合町	神合町付近
UT1718	32.67624	130.64488	2018/3/19	16:19	17:38	宇土市石橋町	轟地区市民グラウンド
UT1719	32.68458	130.66197	2018/3/19	17:03	17:24	宇土市新小路町	宇土市教育委員会
UT1720	32.68669	130.65788	2018/3/19	16:43	17:30	宇土市浦田町	宇土市中央公園
UT1721	32.66889	130.68631	2018/3/19	11:01	11:22	宇土市松山町	百合ヶ丘入口付近
UT1722	32.66895	130.65862	2018/3/19	15:02	15:55	宇土市伊無田町	伊無田公民館
UT1723	32.66786	130.66634	2018/3/19	14:39	15:10	宇土市松山町	下松山地域学習センター
UT1724	32.66631	130.67474	2018/3/19	13:30	14:44	宇土市松山町	五色坂付近
UT1725	32.63742	130.65773	2018/3/20	8:49	9:10	宇城市不知火町亀松	塩浜公民館
UT1726	32.64101	130.68700	2018/3/20	9:34	10:16	宇城市松橋町久具	松橋町久具付近
UT1727	32.63410	130.69121	2018/3/20	9:44	10:24	宇城市松橋町西下郷	本村公民館
UT1728	32.65003	130.69675	2018/3/20	11:03	12:17	宇城市松橋町久具	宇城総合病院
UT1729	32.64153	130.69978	2018/3/20	10:08	12:33	宇城市松橋町豊福	松橋収蔵庫
UT1730	32.64922	130.71156	2018/3/20	14:22	14:43	宇城市松橋町浦川内	松橋IC付近
UT1731	32.66747	130.68509	2018/3/20	10:45	12:43	宇土市松山町	百合ヶ丘付近



写真４　宇城市松橋町における単点微動観測実施状況（UT1728 地点）

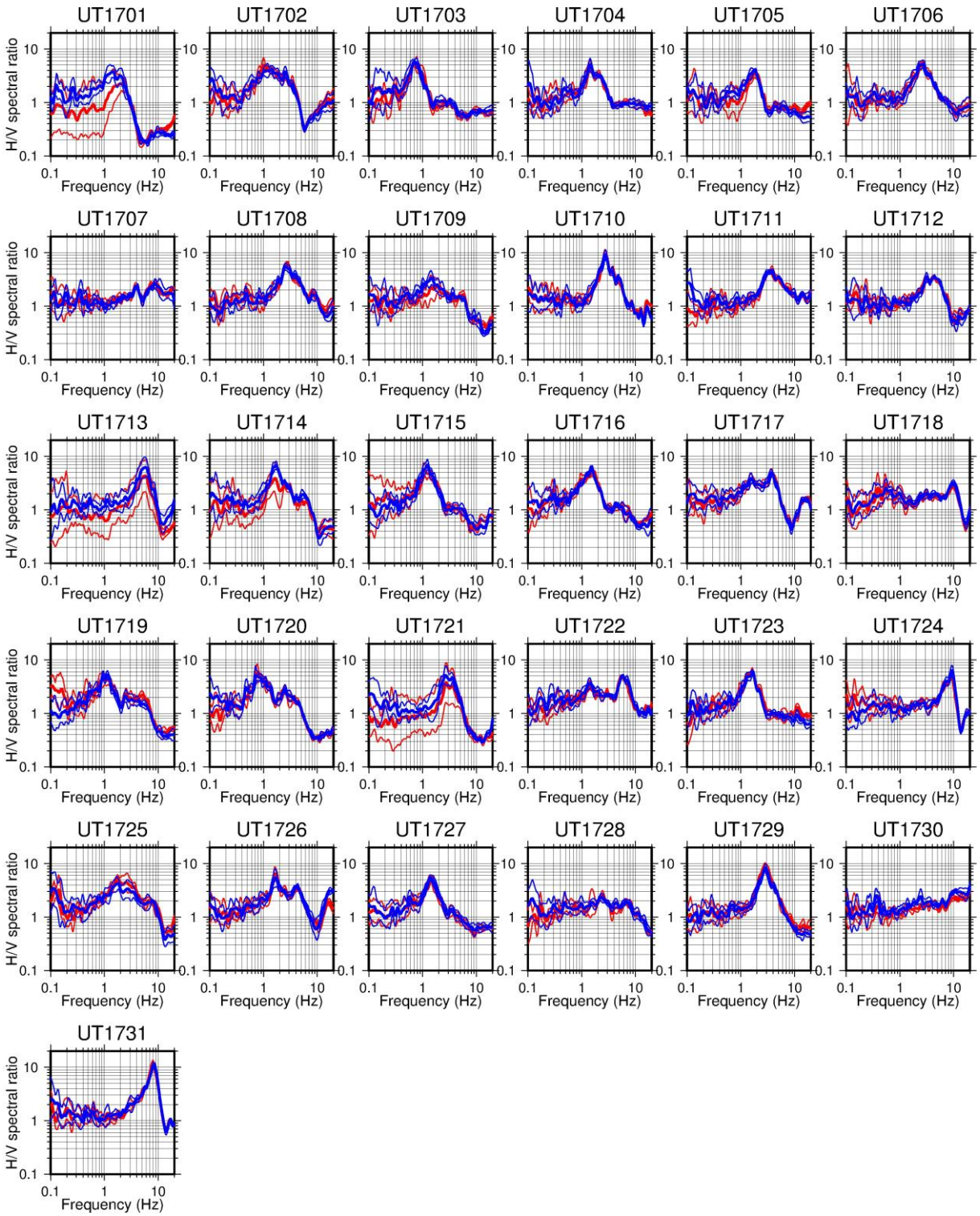


図 21　宇土市から宇城市にかけての単点微動観測による H/V スペクトル比。太線:平均値、細線：標準偏差、青：高感度観測（増幅器倍率 10000 倍、カットオフ周波数 5 Hz)、赤：低感度観測（増幅器倍率 5000 倍、カットオフ周波数 50 Hz)。

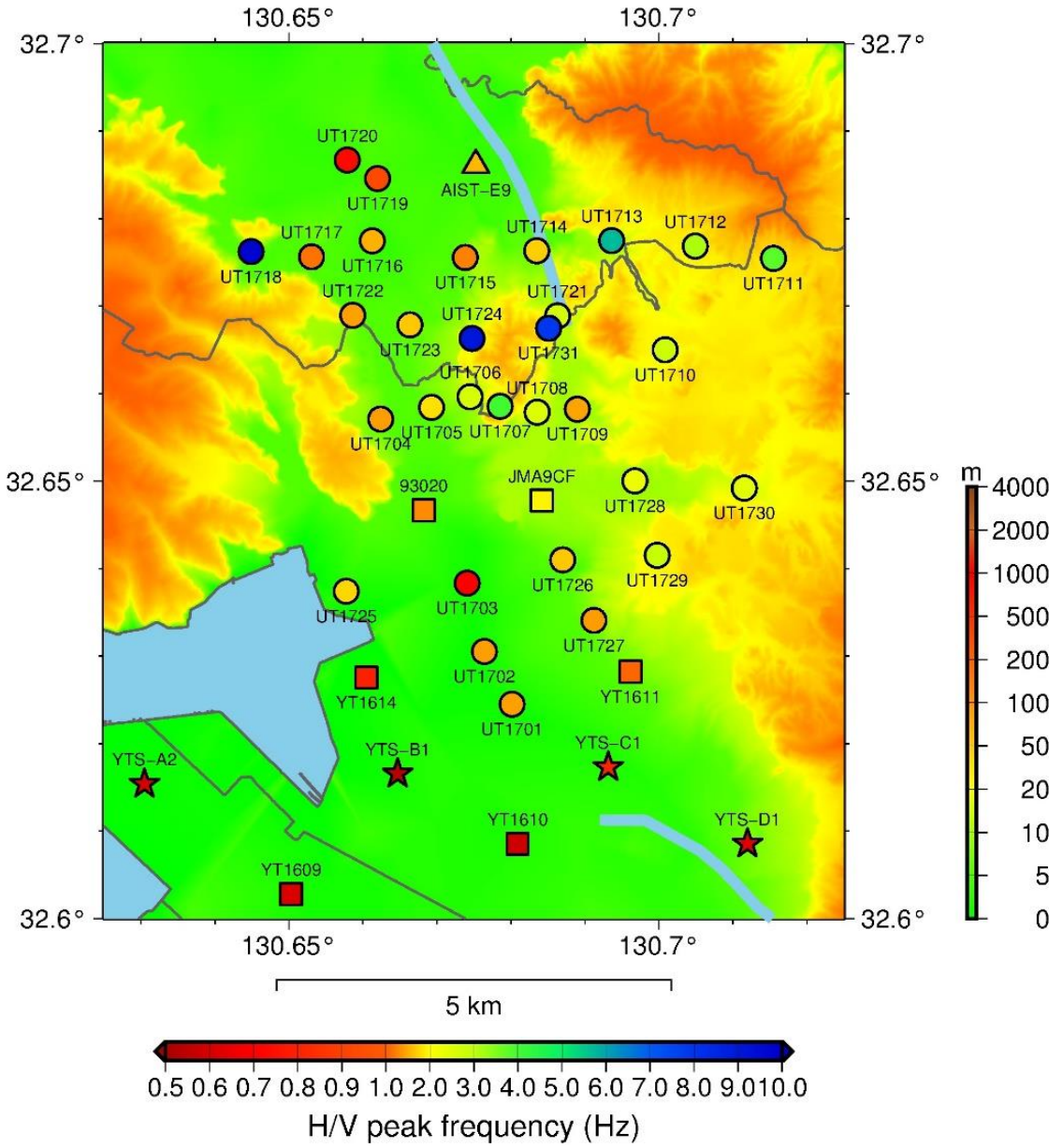


図 22　微動 H/V スペクトル比のピーク周波数の空間分布。○：平成 29 年度に実施した単点微動観測、☆：平成 29 年度実施の微動アレイ観測の中心点、□：平成 28 年度実施分、△：産総研実施分。水色の実線：平成 28 年度熊本測線及び平成 29 年度宇城測線。

4) 強震・震度観測点周辺における微動アレイ調査

平成 28 年度は八代平野周辺と阿蘇周辺の熊本県自治体震度計観測点周辺を対象に、微動アレイ調査を実施した。本年度は引き続き、布田川断層帯及び日奈久断層帯の活動によって強い揺れに見舞われる可能性のある、天草諸島、宇土半島、葦北地方、球磨地方（人吉盆地）の既設強震計・震度計周辺の計 25 地点を調査した（図 23 及び表７）。観測は 2018 年２月６日～24 日の日中または夜間に実施した。アレイ半径は 4 m、15 m、30 m 及び 60 m の４式を原則とし、現場状況や施設管理者との協議結果に応じて、半径や観測場所を調節した。このほかに、宇土市南部１地点、人吉盆地内３地点において、最大アレイ半径 500 m までの大アレイ観測を実施した。

微動アレイ観測は、正三角形の頂点と中心からなる４点アレイとした。地震計は東京測振製速度計 SE-321（固有周期 10 秒、5V/(cm/s)）、収録装置は白山工業製 DATAMARK LS-8800（形式分解能 24 bit）を使用した。LS-8800 の内蔵アンプの倍率を８倍とした。観測時間は１アレイあたり 30 分間以上とし、アレイ半径や現場状況に応じて、観測終了時刻を設定した。現地調査にあたり、熊本県知事公室危機管理防災課、熊本県球磨地域振興局、宇城市、上天草市、天草市、天草郡苓北町、水俣市、葦北郡芦北町、葦北郡津奈木町、人吉市、球磨郡錦町、球磨郡あさぎり町、球磨郡湯前町、天草広域連合、天草市立天草中学校、水俣市立水俣第一小学校、天草市商工会にお世話になった。

取得した連続微動記録のうち上下動成分を用い、空間自己相関（SPAC）法にて位相速度を解析した。解析手法の詳細は 2) 八代平野における微動アレイ調査と同じである。図 24 に推定された位相速度を示す。天草諸島では、狭隘な平野の端部に位置している観測点も多く、異なるアレイ半径間の位相速度のばらつきが大きく、解析が難しい地点もあった。そのような地点では、アレイを含む領域での水平成層の仮定が困難であった可能性も高い。

水俣市（93098）では５Hz 付近まで位相速度が１km/s 以上であり、観測点近傍に古期肥薩火山岩(前期漸新世)が露頭していることと対応していると考えられる。津奈木町(93081)、芦北町(JMA9D0 及び KMM013)、宇城市三角(KMM010)、大矢野島の上天草市大矢野(JMA9D2)、天草上島の上天草市松島（93083）や姫戸（93085 及び 93085o)、天草下島の天草市天草（KMM021）や五和（93091)、御所浦島（93087）といった沿岸の平野部では 0.2 km/s 未満の低い位相速度が推定された。天草諸島の中でも海岸からやや離れた位置に立地する KMM019、KMM020、93089 では全体的に速めの位相速度が得られている。天草上島や下島は主として古第三系で形成されており、それによる地震波速度構造を反映しているものと考えられる。人吉盆地では高周波数側の位相速度が約 0.4～0.5 km/s と比較的速いが、盆地東部のあさぎり町（HYBA03、93065）や湯前町（93068）では 10 Hz を超えるあたりから位相速度が低下する傾向が見られた。

既存の地下構造モデルとの比較のため、J-SHIS 深部地盤モデル V2（藤原・他, 2012）及び全国１次地下構造モデル（JIVSM、Koketsu et al., 2012）から計算された Rayleigh 波基本モード位相速度の理論分散曲線も示している。理論分散曲線を計算する際は、各サイトの直下の構造を一次元構造として抽出した。宇土市南部の大アレイ UTM 及び御所浦島の 93087 は JIVSM と、水俣市の 93098 は J-SHIS V2 と観測値が近いように見えるが、その他の地点については特にどちらかのモデルがよい再現性を示すということはない。今回取得

した位相速度データや地震動記録の解析結果などを参照することにより、速度構造モデルの修正を行う必要がある。

また、水俣市役所（熊本県震度計設置地点）は、水俣川右岸の古期肥薩火山岩からなる山と平野の境界部に位置しており、市役所の地盤震動特性が左岸の平野部に位置する市街地の地盤震動特性を代表しているとは言い難い。水俣市周辺の地下構造の空間変化を把握するため、水俣市内 7 地点及び葦北郡津奈木町 1 地点で単点微動観測を行った。3)での単点微動観測と同じく、ポータブル地震観測装置 SMAR-6A3P を使用し、入力を 5000 倍に増幅して、サンプリング周波数 200 Hz で、10 分以上連続収録した。現地での観測は 2017 年 11 月 19 日の日中に実施し、天候は晴れであった。図 25 に全地点での H/V スペクトル比及びピーク周波数の空間分布、表８に単点微動観測点を整理した。この結果、震度計の位置する水俣市役所（MN1701）では 6.3 Hz、K-NET KMM015 観測点（MN1702）では 3.4 Hz であったのに対し、水俣川左岸の主要市街地でのピーク周波数は 1.8 Hz～3.0 Hz の範囲であった。このことから、水俣川左岸平野部の堆積層厚は、市役所周辺に比べて相対的に厚いことが考えられる。水俣平野の堆積層の広がりを含む地盤構造モデル構築には、今後、水俣平野中心部付近での微動アレイ調査等によるＳ波速度構造の把握が必要である。

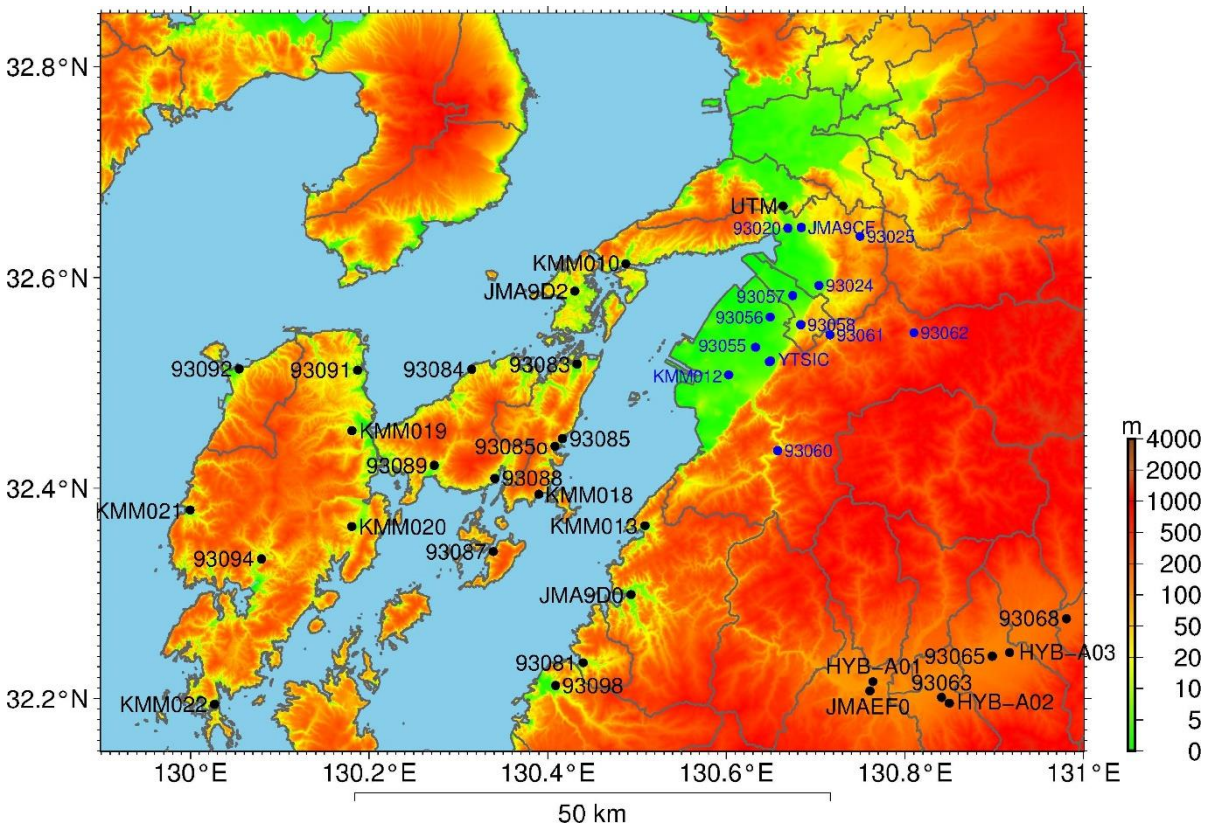


図 23　天草諸島、宇土半島、葦北地方及び人吉盆地における微動アレイ調査地点（黒：平成 29 年度実施分、青：平成 28 年度実施分）

表７　強震・震度観測点周辺における微動アレイ調査地点

観測点	名称	緯度※	経度※	アレイ半径（m）
93063	球磨郡錦町役場	32.20091	130.84096	4，15，30，60
93065	球磨郡あさぎり町役場	32.24013	130.89778	4，15，30，60
93068	球磨郡湯前町役場	32.27604	130.98090	4，15，30，60
93081	葦北郡津奈木町役場	32.23400	130.43971	4，15，30，60
93083	上天草市松島庁舎	32.51804	130.43292	4，15，30，60
93084	天草市有明支所	32.51321	130.31482	4，15，30，60
93085	上天草市姫戸統括支所	32.44722	130.41650	4，15，30，60
93085o	上天草市姫戸統括支所（旧）	32.44012	130.40805	4，15
93087	天草市御所浦支所	32.33980	130.33910	4，15，30，60
93088	天草市倉岳支所	32.40942	130.34070	4，15，30，60
93089	天草市栖本支所	32.42182	130.27284	4，15，30，60
93091	天草市五和支所	32.51223	130.18709	4，15，30，60
93092	天草郡苓北町役場	32.51357	130.05441	4，15，30，60
93094	天草市河浦支所	32.33276	130.07961	4，15，30，60
93098	水俣市役所	32.21226	130.40883	4，15，30，60
JMA9D0	葦北郡芦北町役場	32.29891	130.49323	4，15，30，60
JMA9D2	上天草市役所	32.57830	130.43036	4，15，30，60
JMAEF0	球磨地域振興局（人吉市）	32.20719	130.76059	4，15，30，60
KMM010	三角（宇城市）	32.61334	130.48734	4，15，30，60
KMM013	田浦（葦北郡芦北町）	32.36444	130.50897	4，15，30，60
KMM018	龍ヶ岳（上天草市）	32.39437	130.39011	4，12，30，60
KMM019	本渡（天草市）	32.45477	130.18073	4，15，30，60
KMM020	新和（天草市）	32.36372	130.18069	4，15，30，60
KMM021	天草（天草市）	32.37926	129.99959	4，15，30，60
KMM022	牛深（天草市）	32.19439	130.02690	4，15，30，60
UTM	宇土市松山町大アレイ	32.66800	130.66345	4，15，30，60，120，250，500
HYB-A01	人吉盆地大アレイ１（人吉市）	32.21604	130.76422	4，15，30，60，120，250，500
HYB-A02	人吉盆地大アレイ２（球磨郡錦町）	32.19543	130.84975	4，15，30，60，120，250，500
HYB-A03	人吉盆地大アレイ３（球磨郡あさぎり町）	32.24379	130.91718	4，15，30，60，120，250，500

※緯度及び経度は４ｍアレイ中心点の緯度及び経度

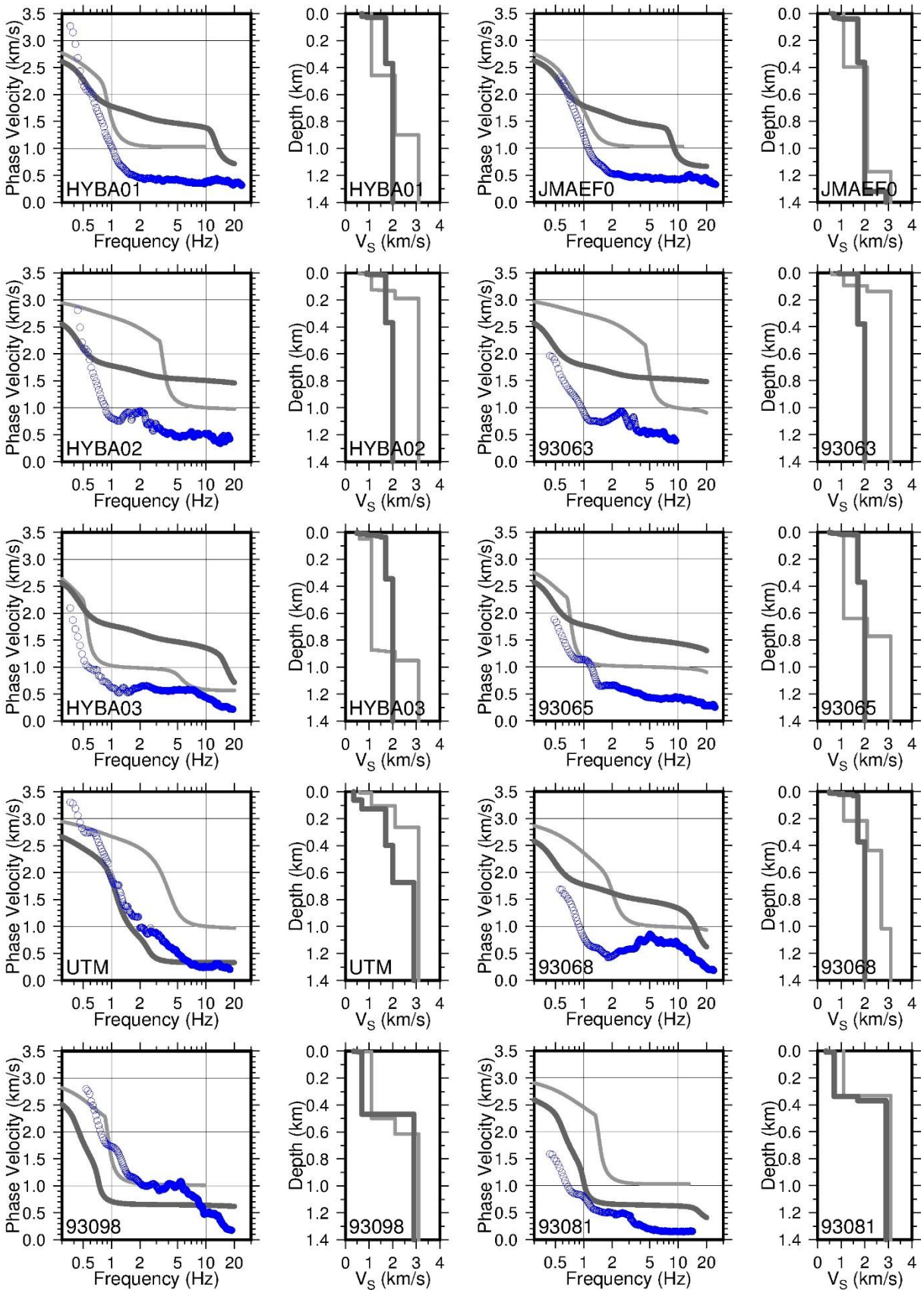


図 24　SPAC 法により推定した位相速度（青丸）、既存地下構造モデルによる理論分散曲線及び S 波速度構造（薄灰色細線：J-SHIS V2、濃灰色太線：JIVSM）。

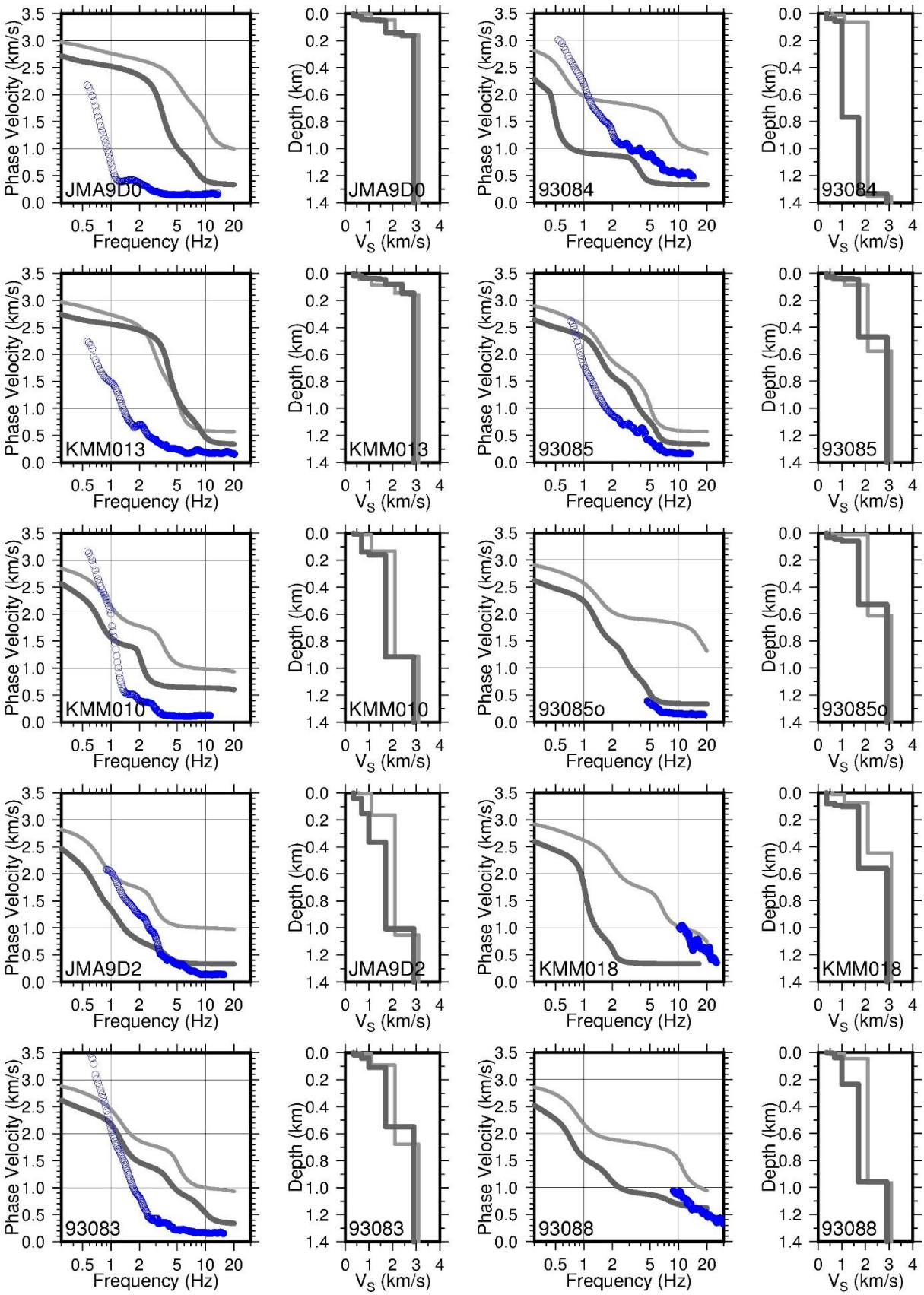

Phase Velocity (km/s)
Frequency (Hz)
Depth (km)
V_S (km/s)
JMA9D0
93084
KMM013
93085
KMM010
93085o
JMA9D2
KMM018
93083
93088

図 24　続き

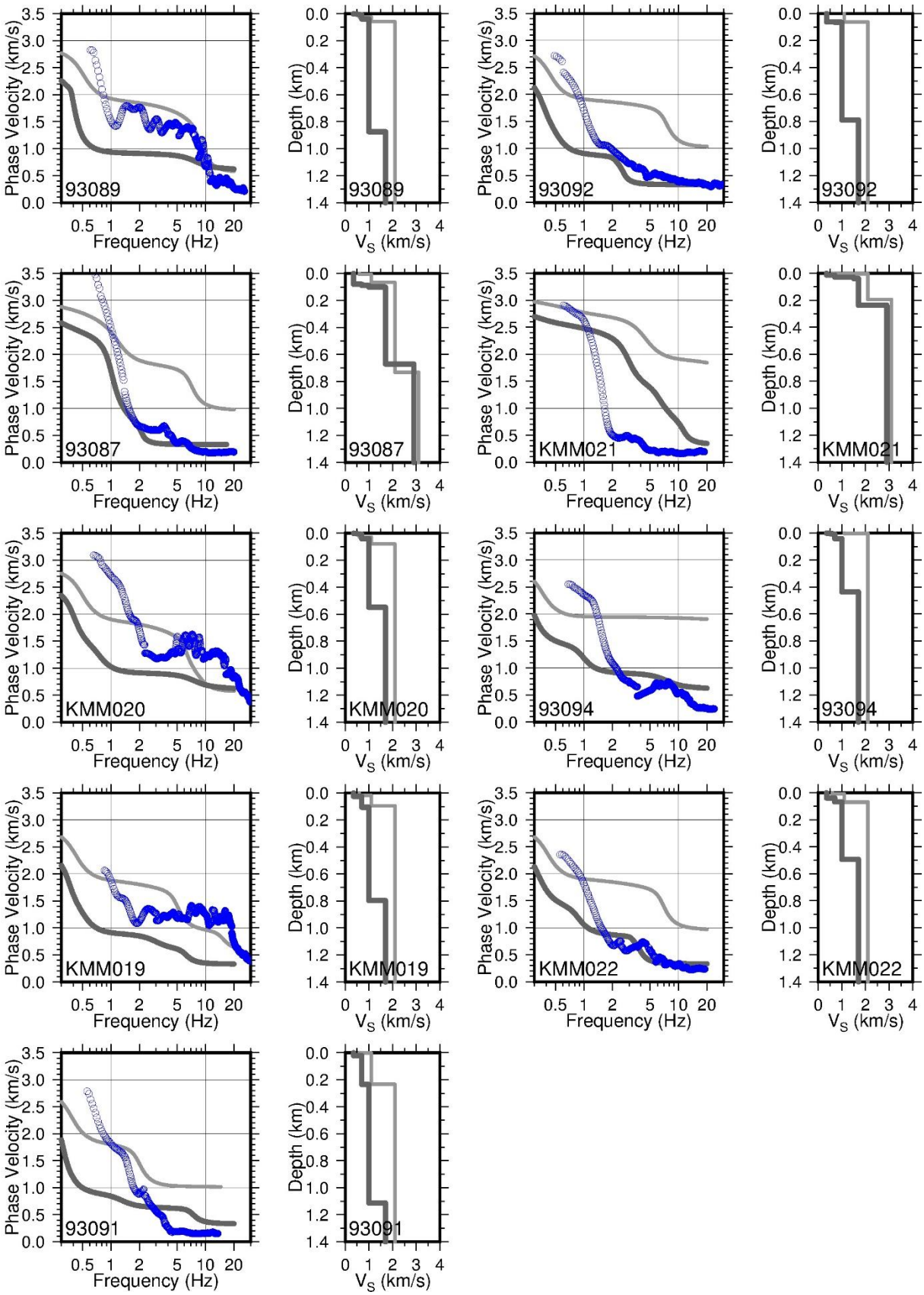

Phase Velocity (km/s)
Frequency (Hz)
Depth (km)
V_S (km/s)
93089
93092
93087
KMM021
KMM020
93094
KMM019
KMM022
93091

図 24　続き

表８　水俣市周辺での単点微動観測地点

観測点	緯度	経度	観測日時	所在地	
MN1701	32.21214	130.40904	2017/11/19 14:35-14:45	水俣市陣内	水俣市役所
MN1702	32.21613	130.40593	2017/11/19 15:05-15:21	水俣市牧ノ内	牧ノ内雨水ポンプ場
MN1703	32.21840	130.40055	2017/11/19 15:34-16:01	水俣市築地	JNC 紫水寮付近
MN1704	32.21483	130.39270	2017/11/19 15:43-16:17	水俣市塩浜町	塩浜グラウンド付近
MN1705	32.21093	130.40245	2017/11/19 15:51-16:31	水俣市浜町一丁目	史跡永代橋跡
MN1706	32.20494	130.40602	2017/11/19 15:58-16:25	水俣市平町二丁目	旧水俣市立第三中学校
MN1707	32.20472	130.39521	2017/11/19 16:12-16:35	水俣市桜井町一丁目	肥薩おれんじ鉄道水俣駅
MN1708	32.23440	130.44085	2017/11/19 17:02-17:20	津奈木町小津奈木	さくら団地

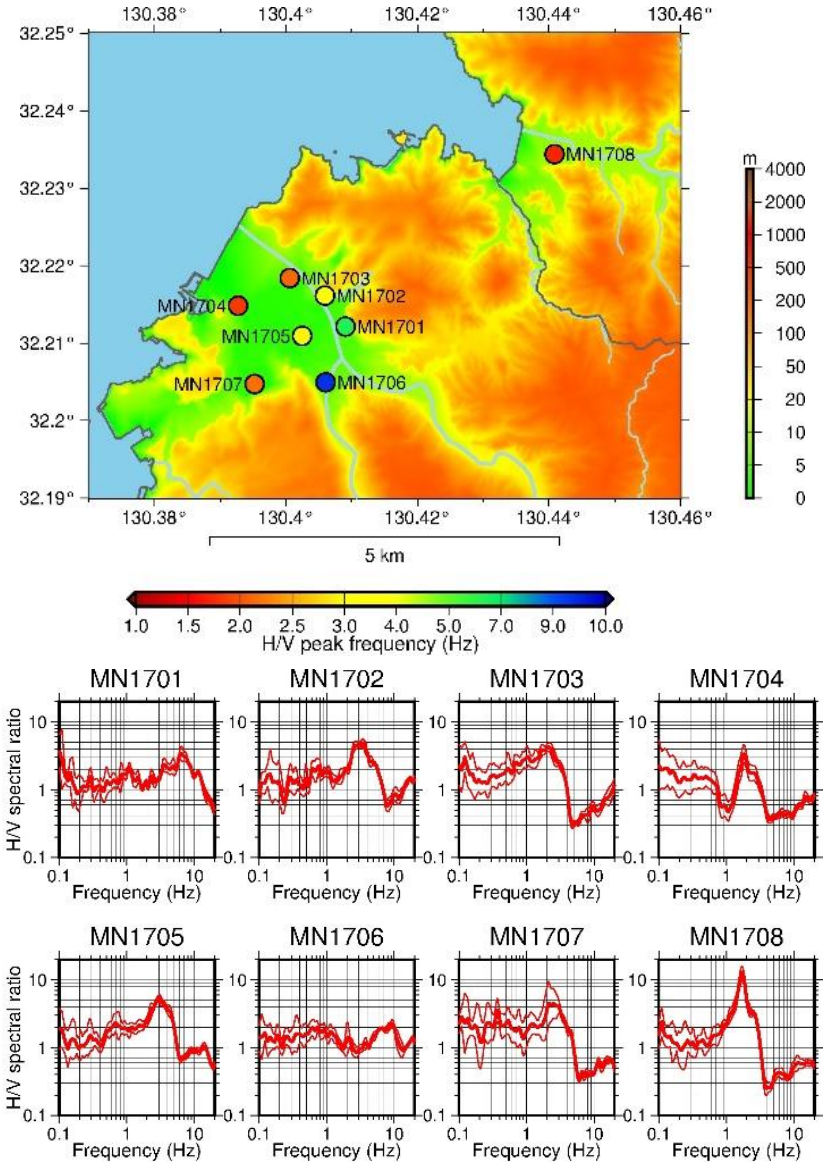


図 25　（上）水俣市周辺における微動 H/V スペクトル比のピーク周波数の空間分布。（下）単点微動観測による H/V スペクトル比（太線：平均値、細線：標準偏差）。

5) 八代平野を中心とした余震，微動アレイ観測

八代平野の震動特性評価のため、八代平野を中心とした地域において臨時の余震（強震）連続観測を実施するとともに、観測点サイトの浅い地盤構造情報を得るため、小半径微動アレイ観測等を実施した。平成 29 年５月から平成 30 年３月にかけて、八代平野および周辺部において合計 37 地点の余震（強震）連測観測を開始した。観測点地図を図 26 に、観測諸元一覧を表９に示す。センサーとしては動コイル過減衰型３成分加速度計である JEP-6A3（ミツトヨ製）を用い、レコーダ（(株）白山工業社製 LS-8800（形式分解能 24bit））は GPS による時刻較正機能付きの連続記録計を用いた。地震計は戸外に設置をし、車載バッテリーもしくは太陽光電池パネルによる充電をして連続観測を行った。図 26 より、八代平野内では K-NET、KiK-net、気象庁、熊本県震度情報ネットワークシステムの観測点は平野の東側（正確には東南東側）に集中していて、網羅的にはカバーされていない。臨時観測点により、面的にこの領域をカバーし、地下構造モデル構築、検証により活用が期待される。

2016 年熊本地震は余震活動が活発であったが、徐々に活動は収まり、観測期間内に自然地震のイベント記録はそれほど多くは得られていない。図 27～30 にローカルな２イベントの記録を観測波形例として示す。両地震とも良好なイベント記録が得られている。また、堆積層観測点においては、直達 S 波到着の２～３秒後に振幅の大きい相が見られる観測点があり、これらの相は堆積層下の基盤面と地表の多重反射 S 波の可能性がある。S 波走時やこういった多重反射走時等の情報は深い地盤構造モデルの検証に利用できると考えている。

この余震（強震）観測点においては、浅い地盤構造に関する情報を得るために、アレイ微動観測（小スパンアレイ観測）を行い、Rayleigh 波の位相速度を推定している。図 31～32 に求められた各観測点の位相速度を示す。求めた周波数帯は１～20Hz 程度であり、いわゆる工学的基盤より上の表層に関する S 波速度構造情報を得ている。全体を概観すると、ほとんどの観測点で、高周波数側の位相速度が 0.1～0.2km/s で、表層地盤の最上位ではこの程度の S 波速度の層があることがわかる。一方、K50 は観測された周波数帯では大きい位相速度値が得られており、10Hz 以上の周波数帯でも 0.3km/s くらいの位相速度を持っていて、表層が相対的に速い S 波速度を持っている可能性がある。また丘陵地上、もしくは丘陵地に近い UKOH、UKOG 観測点での位相速度は、同じ周波数で見た場合に、今回の観測値の全体の中で速い位相速度が得られていることがわかる。これらは、その地点の浅い地盤構造の影響を表している。今後、周波数１Hz 以上の高周波数帯域の観測震動特性とこういった浅部 S 波構造情報との対比を検討し、浅部地盤構造モデルの構築に役立てる。

本調査観測に関しては、熊本県、八代市、宇土市、宇城市、氷川町各自治体にご協力いただきました。記して感謝いたします。

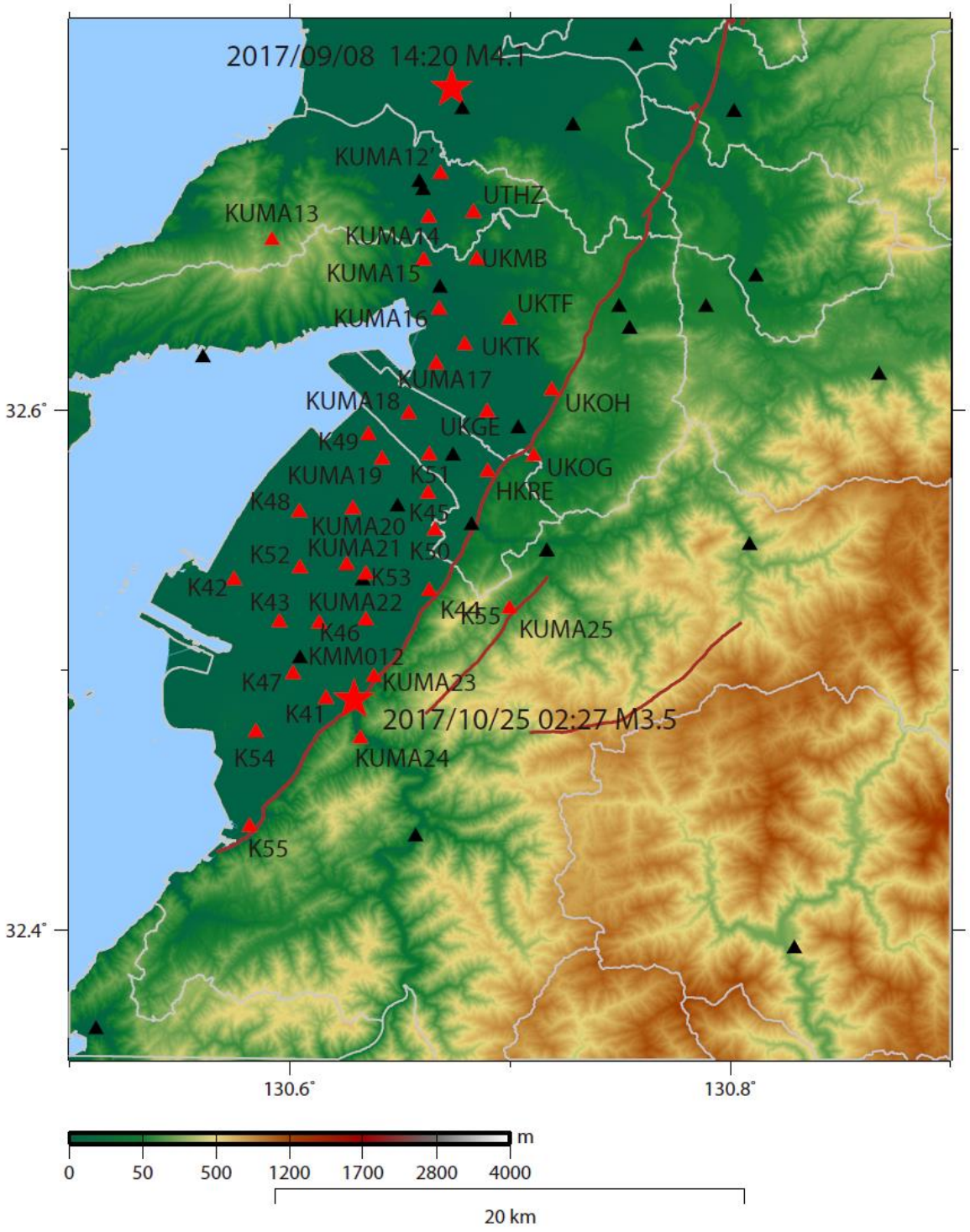


図 26　八代平野における余震(強震)連続観測点。赤三角が本調査観測で設置した観測点。黒三角はこの地域の K-NET、KiK-net および熊本県震度情報ネットワークシステムの観測点。赤星は、図 27～30 で示している観測波形例の震央位置を表す。

表９　八代平野における余震（強震）連続観測点の諸元

	設置場所		観測期間		観測諸元				
観測点番号	緯度(北緯)	経度(西経)	設置日時	回収日時	地震計	ロガー	サンプリング周波数(Hz)	設置機関	微動観測
K41	32.48889	130.61661	2017/05/10	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	東工大	○
K42	32.53447	130.57478	2017/05/10	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	東工大	○
K43	32.51822	130.59537	2017/05/10	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	東工大	○
K44	32.53028	130.66328	2017/05/10	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	東工大	○
K45	32.56782	130.66288	2017/05/10	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	東工大	○
K46	32.51770	130.61358	2017/05/10	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	東工大	○
K47	32.49850	130.60165	2017/05/11	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	東工大	○
K48	32.56053	130.60447	2017/05/11	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	東工大	○
K49	32.59018	130.63563	2017/05/11	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	東工大	○
K50	32.55352	130.66585	2017/05/11	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	東工大	○
K51	32.58261	130.66344	2017/06/08	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
K52	32.53901	130.60458	2017/06/09	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
K53	32.53672	130.63457	2017/06/09	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
K54	32.47582	130.58464	2017/06/09	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
K55	32.43951	130.58173	2017/06/09	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA12'	32.69059	130.66862	2017/05/10	2018/03/21	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA13	32.66515	130.59206	2016/07/05/12:26	2018/03/21	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA14	32.67372	130.66306	2017/05/10	2018/03/21	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA15	32.65735	130.66095	2017/05/10	2018/03/21	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA16	32.63842	130.66795	2017/05/09	2018/03/21	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA17	32.61733	130.66650	2017/05/09	2018/03/21	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA18	32.59825	130.65404	2017/05/09	2018/03/21	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA19	32.58097	130.64191	2017/05/09	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA20	32.56176	130.62874	2017/05/09	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA21	32.54024	130.62575	2017/05/09	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA22	32.51908	130.63475	2017/05/09	2018/03/22	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA23	32.49718	130.63832	2017/05/09	2018/03/23	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA24	32.47364	130.63216	2017/05/09	2018/03/23	6A3(10V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
KUMA25	32.52349	130.69989	2017/05/10	2018/03/22	6A3(2V/G)	LS8800	100	鉄道総研	○
UTHZ	32.67564	130.68350	2017/06/06/09:52	2018/03/01/10:24	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○
UKMB	32.65746	130.68478	2017/06/06/13:39	2018/03/01/11:22	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○
UKTF	32.63466	130.69970	2017/06/06/15:32	2018/03/01/13:18	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○
UKTK	32.62476	130.67953	2017/06/06/17:11	2018/03/02/11:13	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○
UKGE	32.59895	130.68974	2017/06/06/11:47	2018/03/01/14:57	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○
UKOH	32.60751	130.71905	2017/06/08/12:09	2018/03/01/14:18	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○
UKOG	32.58219	130.71081	2017/06/08/09:40	2018/03/02/10:19	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○
HKRE	32.57617	130.68998	2017/06/08/14:51	2018/03/01/15:48	6A3(2V/G)	LS8800	100	産総研	○

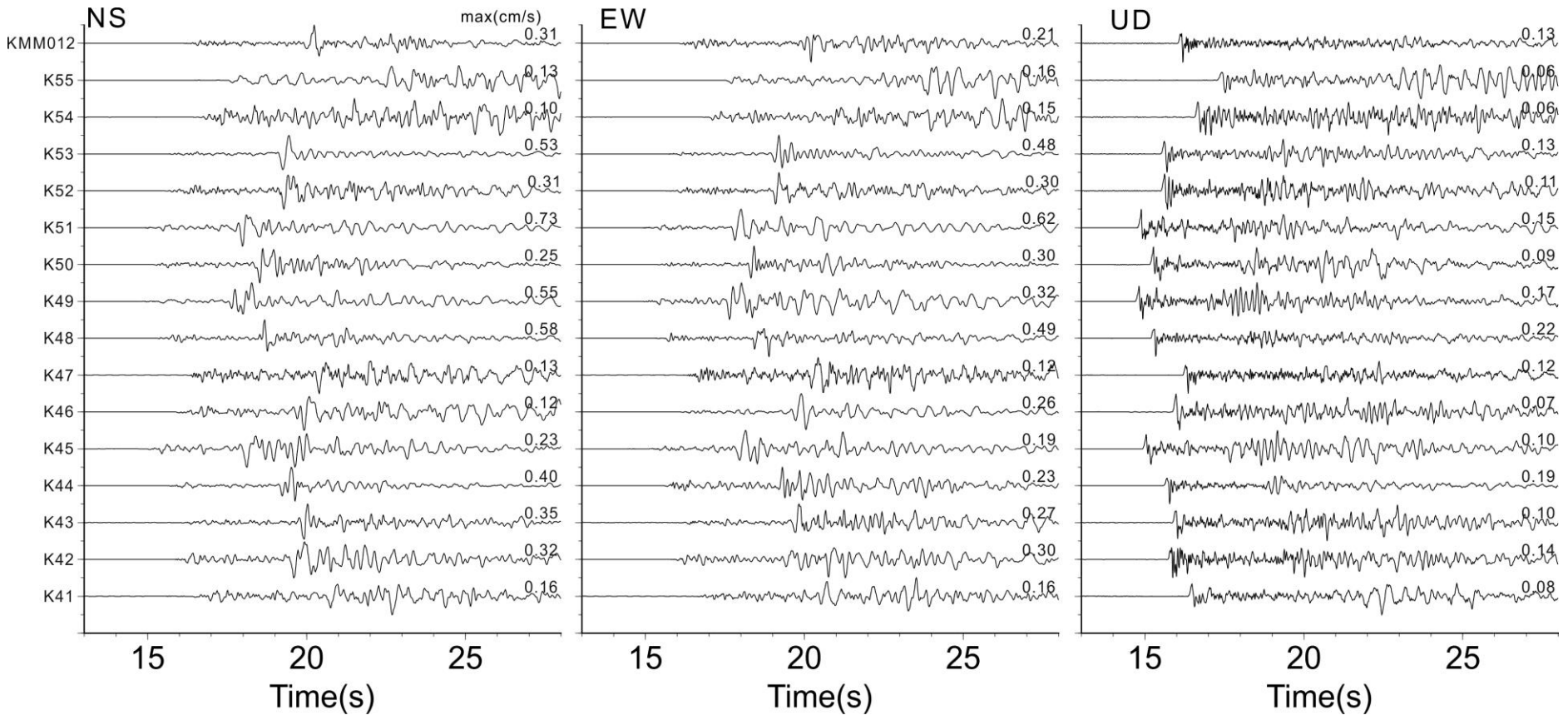


図 27　八代平野の臨時観測点で得られた強震記録の波形例。イベントは 2017 年 9 月 8 日 14 時 20 分（M4.1）震源深さ 13.7km の地震（熊本平野下）。波形は 0.2Hz のローカットフィルターして積分した速度波形である。一番上は、K-NET 八代（KMM012）の記録。各トレースはそれぞれの最大値で正規化されていて、その数値がトレースの右上に示されている（単位 cm/s）。

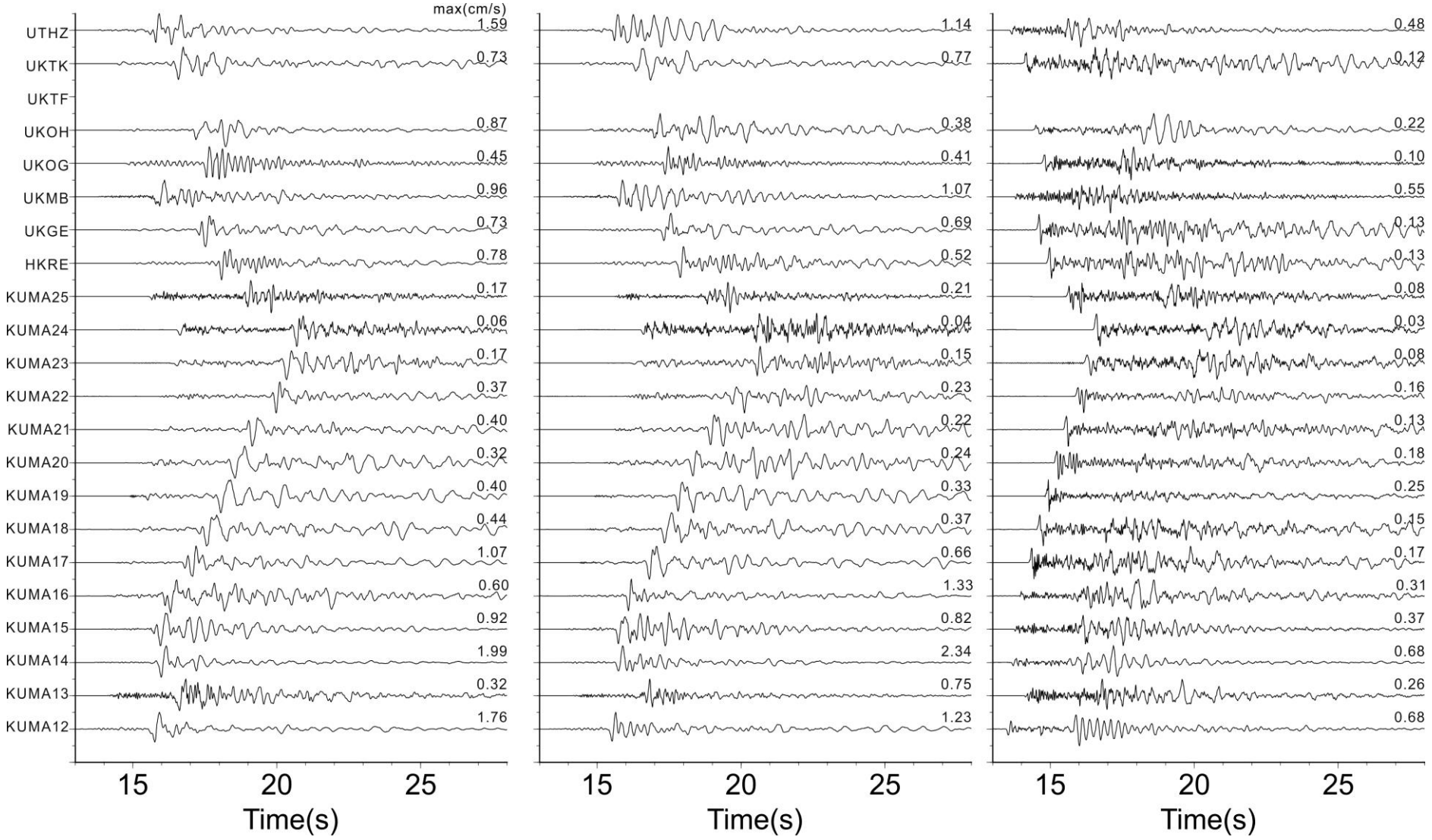


図 28　図 27 の続き。UKTF 観測点は欠測

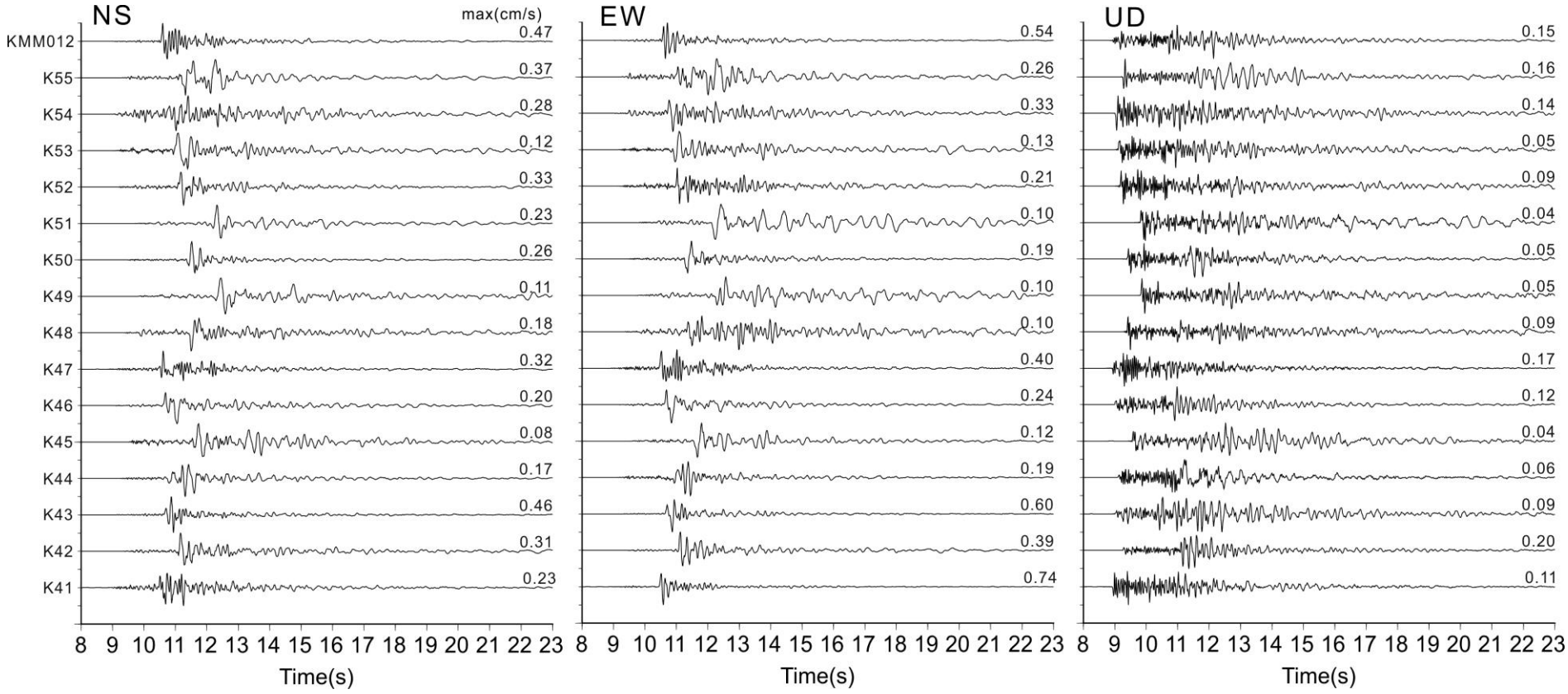


図 29　八代平野の臨時観測点で得られた強震記録の波形例。イベントは 2017 年 10 月 25 日 2 時 27 分（M3.5）震源深さ 9.8km の地震（八代平野南部を震源とする地震）。波形は 0.2Hz のローカットフィルターして積分した速度波形である。一番上は、K-NET 八代（KMM012）の記録。各トレースはそれぞれの最大値で正規化されていて、その数値がトレースの右上に示されている（単位 cm/s）。

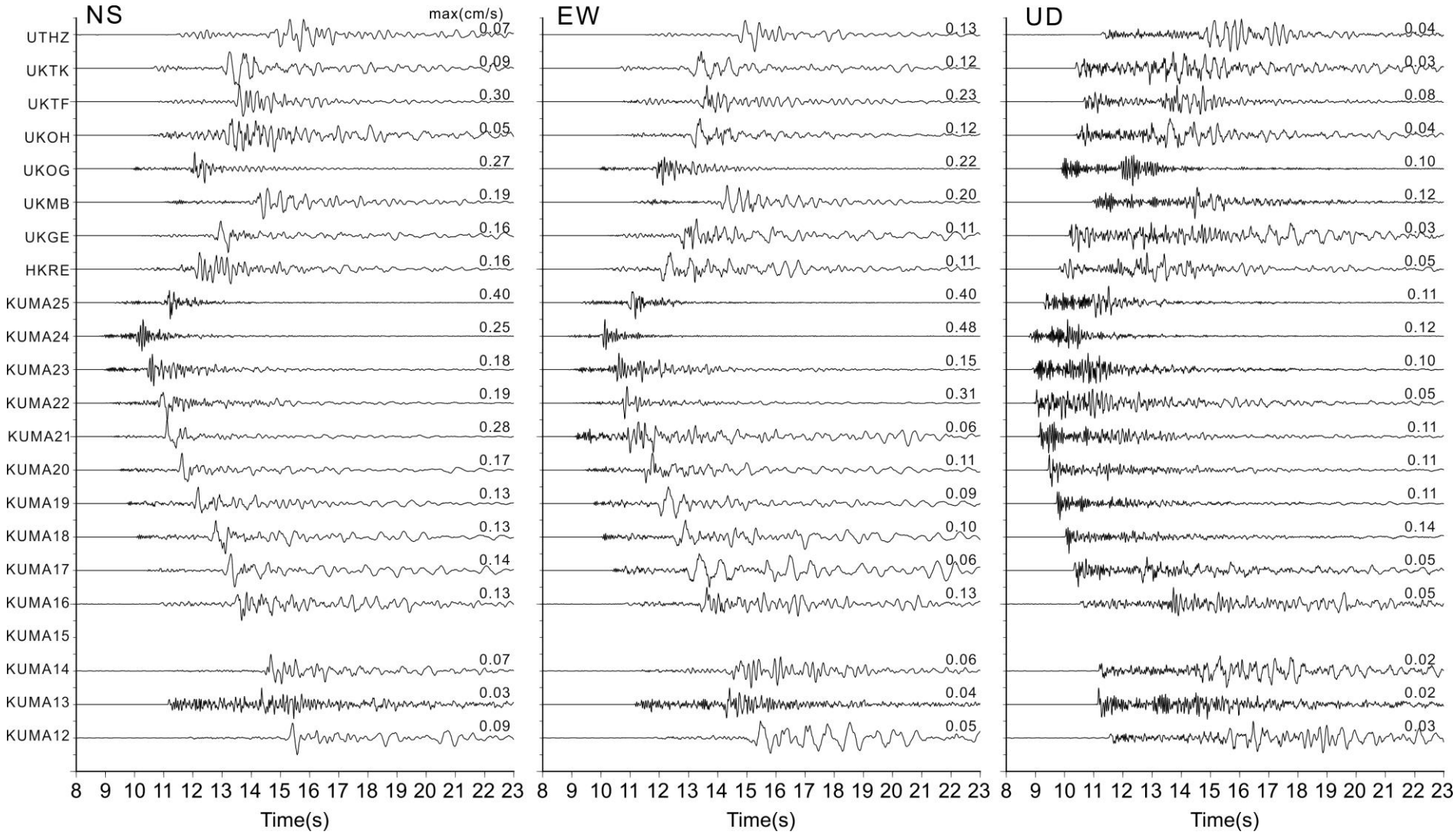


図 30　図 29 の続き。KUMA15 観測点は欠測。

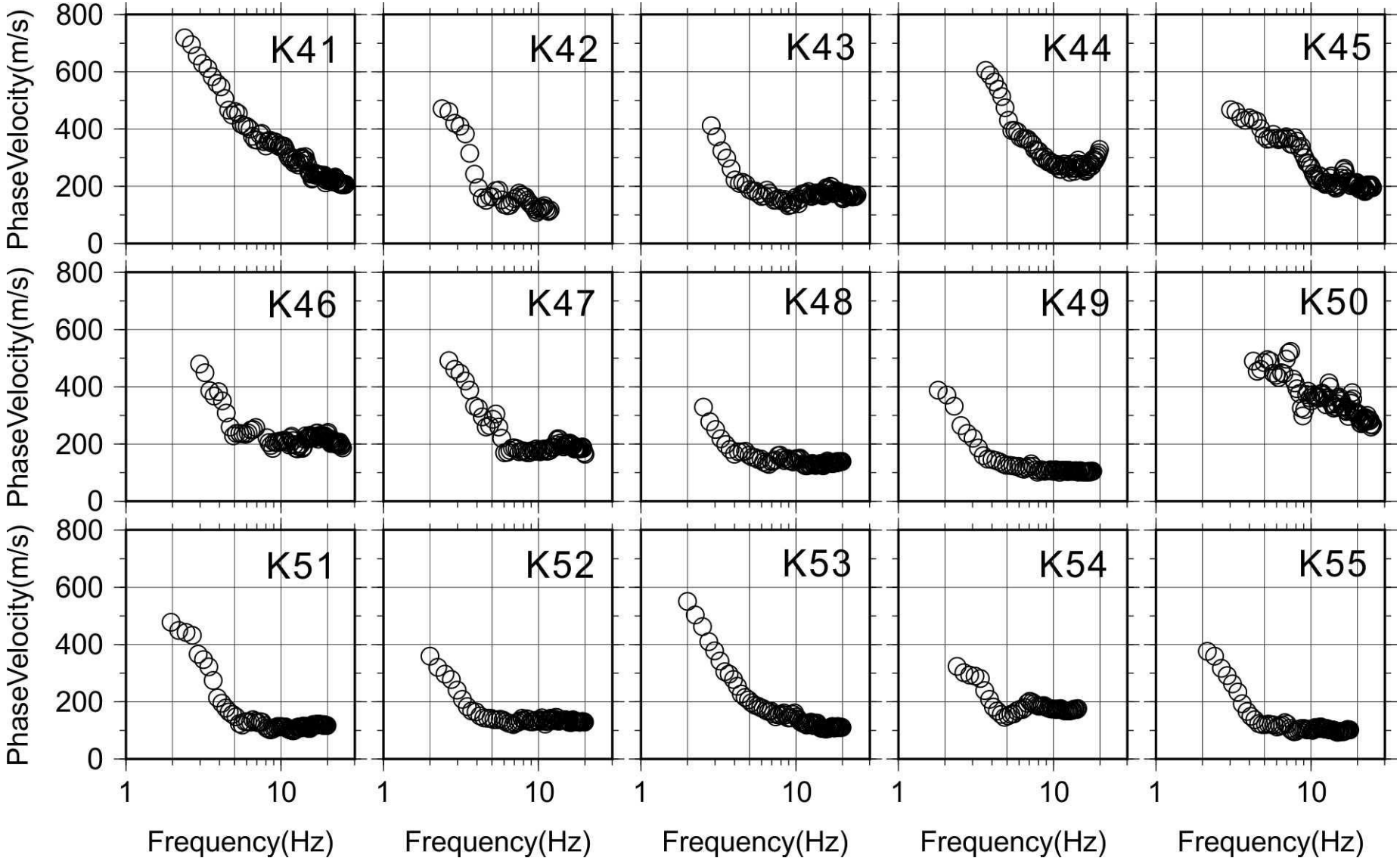


図 31　各観測点で実施された微動アレイ観測（小アレイサイズ）で得られた位相速度

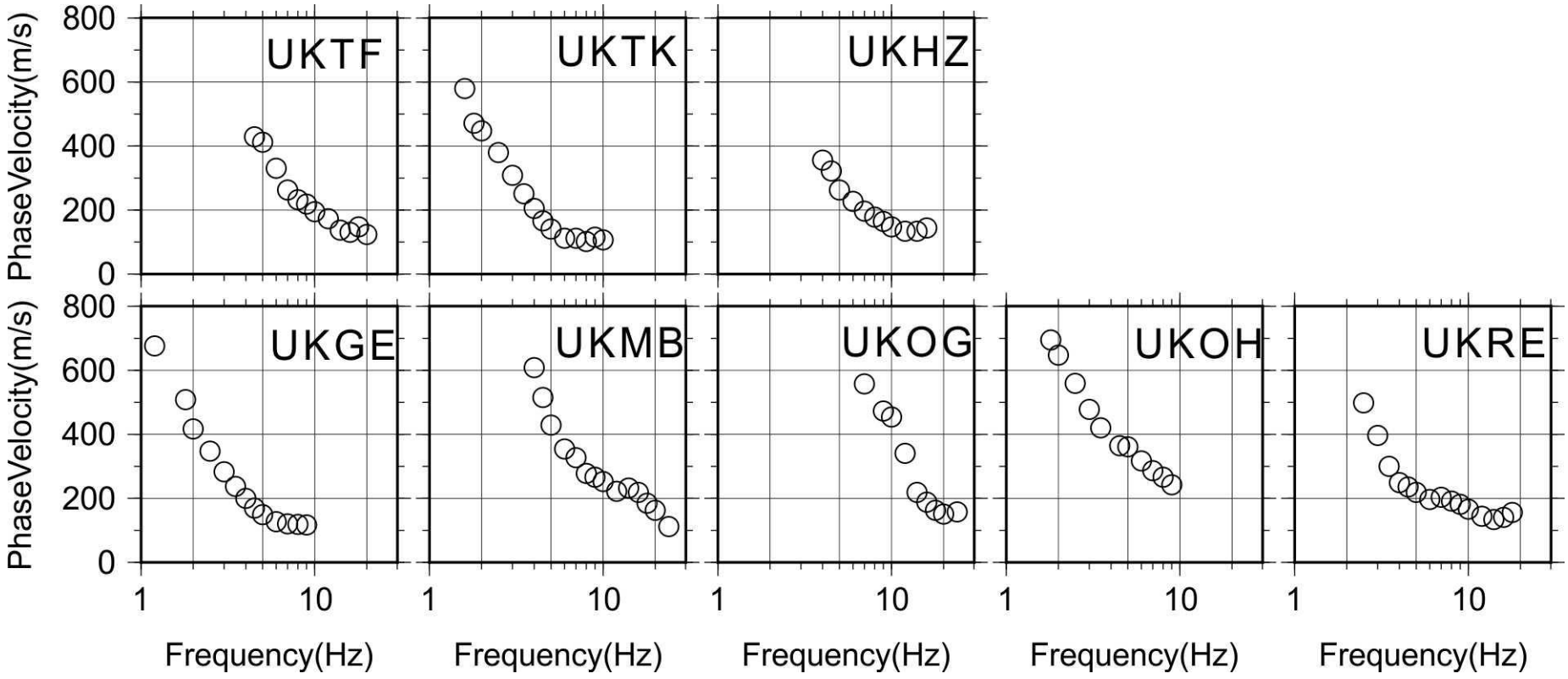

UKTF
UKTK
UKHZ
UKGE
UKMB
UKOG
UKOH
UKRE
PhaseVelocity(m/s)
PhaseVelocity(m/s)
800
600
400
200
0
1
10
Frequency(Hz)

図 32　図 31 に同じ

6）熊本県震度情報ネットワークシステム波形データを用いた観測点サイト特性評価

a）はじめに

熊本県内には、全国展開されている国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET)、基盤強震観測網（KiK-net)、気象庁の計測震度計観測点に加えて、自治体震度情報ネットワークシステムの震度観測点が展開されている。平成 28 年度、熊本県知事公室危機管理防災課、熊本市政策局危機管理防災総室、気象庁熊本地方気象台のご協力を得て、平成 28 年度に実施した震度情報ネットワークシステムの現地メインテナンスで回収した強震波形データ及び観測点設置情報等の関連資料の収集を行った。今年度、この波形データから各観測点のサイト特性を求め、各地点の揺れやすさを評価するとともに、当該地点での微動アレイ調査結果（項目 5）参照）によって得られる地下構造情報や、地盤の地震波速度構造モデルの検証に用いる資料とすることを目的としている。

b）解析方法とデータセット

サイト増幅特性の推定には、スペクトルインバージョン法（例えば、岩田・入倉(1986)）を用いた。観測（振幅）スペクトルが震源スペクトル、伝播経路による距離減衰および内部・散乱減衰の影響と観測点サイト増幅特性（以下サイト特性）を表すサイトスペクトルの合積で表されるという線形システムを仮定すると、対数をとることによってそれぞれの影響の和で表現できる。これを利用して、多数の観測点での多数のイベント記録について連立一次方程式を構築してそれを解くことによって、各観測点のサイト特性を求める。

この連立方程式には 1 つ条件が必要で、ここでは、硬質な岩盤上に設置してあると考えられる F-net の TMC（砥用）観測点のサイト増幅特性を全周波数で 2（地表面効果）と仮定する。サイト増幅特性を評価した観測点は、熊本県内の防災科学技術研究所強震観測網（Aoi et al., 2011）K-NET 観測点 22 地点、KiK-net 観測点 13 地点、広帯域地震観測網（福山・他, 1998）F-net 観測点 1 地点、震度情報ネットワーク（Nishimae, 2004）の熊本県の震度計観測点 72 地点及び気象庁の震度計観測点 14 地点に、空間的カバレッジを考慮して、大分県、福岡県の KiK-net 観測点 2 地点を加えた合計で 124 地点である（表 10, 図 33)。ここで、KiK-net 観測点は地表記録を、F-net 観測点では広帯域強震計の強震記録を使用した。また、F-net 観測点の記録は、連続記録の中から S 波が目視で読み取れるものを使用可能な記録として切り出してデータセットに含めた。

昨年度熊本県から提供いただいた震度計記録は 2011 年 1 月から 2017 年 2 月までの期間のものであったことから、ここでは 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分から 2016 年 9 月 30 日 23 時 59 分までの期間に、熊本県内で発生した地震のうち、以下の条件で地震記録の選定を行った。なおこの観測期間中に上記の 124 観測地点で移設などがなされた地点は無かった。

内陸地殻内地震に対するサイト増幅特性を評価するため、イベントの震源深さは 20 km より浅いものとした。次に、イベント規模は $3.0 \leqq M_{JMA} \leqq 5.5$ とした。下限は記録の S/N 比を考慮したもので、上限は震源断層の有限性の影響を避けるために大地震は除いた。震央距離は 150 ㎞以内のものとし、また強震時の地盤の非線形応答となっている可能性を避けるため、最大加速度（PGA）$\leqq 200$ cm/s^2 以下のイベント記録とした。以上のような条件

を課して選定された地震は 87 地震（3.1≦M_{JMA}≦5.2）であった。選定された地震の一覧を表 11 に，地震の震源分布を図 34 にそれぞれ示す。

このようにして得られた 124 観測点 87 地震から構築したデータセットの地震－観測点ペアの総数は 5540 である。この地震－観測点ペアでは、1 地震あたりの最低観測点数は 18、最高観測点数は 121、1 観測点あたりの地震数は最低 7 イベント、最高 83 イベントであった。地震－観測点ペアの震源距離の頻度分布を図 35 に示す。震源距離 100 km を超えるペアも一部存在するが、ほとんどのペアは震源距離 100 km 以内に分布し，5 km 間隔の頻度分布で最も多いのは震源距離 25-30 km のペアであった。

ここで推定する未知パラメータは，震源特性（87），サイト増幅特性（121）（TMC のサイト増幅特性は 2 のため），Qs 値（1）の 209 個となる。209 個の未知パラメタを Qs（f）≧0 の拘束条件を課した最小二乗法（Lawson and Hanson, 1974）によって周波数毎に求める。対象とした周波数帯域は 0.2-10 Hz である。

観測（振幅）スペクトルは、各地点の観測波形の水平動 2 成分の加速度 Fourier 振幅スペクトルの二乗和平方根とした。加速度 Fourier 振幅スペクトルは、観測波形の S 波を含む 10.24 秒間を切り出して、区間の開始、終了の各 0.5 秒間に余弦関数型のテーパ処理を適用し、周波数軸上で各周波数の±5%の移動平均によって平滑化を行うことで求めた。

ここでは分離された各特性のばらつき誤差の評価に、Jack-Knife 法（例えば，信岡・他, 2013）による標本再抽出を実施した。具体的には、上述したデータセット内の地震 87 イベント（基本ケース）から、ランダムに 50 個の地震を選択したデータセット（ランダムケース）を 500 ケース再構築し、それぞれについて基本ケースと同様にスペクトルインバージョンを行って各特性を推定した。ランダムケースの結果は、各特性の図面上で灰色線として表すこととする。

c）解析結果

分離された各特性のうち、ここでは伝播経路特性（1/Qs 値）とサイト増幅特性についてまとめる。得られた 1/Qs 値を図 36 に示している。比較のため，同地域で求められている先行研究の 1/Qs 値（佐藤, 2016，仲野・境, 2016）を同じく図 36 に示した。ここで推定した 1/Qs 値は，先行研究のそれらと 0.5-10 Hz の周波数帯域で良い一致を示している。佐藤(2016)は震源距離 60 ㎞以内、仲野・境(2016)は同じく 100 ㎞以内の地殻内地震を用いた結果であり、ここでのデータセットも類似した震源距離のものを用いていることから、同様の結果が得られていると考えられる。一方、ここでの 0.5 Hz 以下の低周波数帯域では、先行研究の仲野・境(2016)とは乖離がみられ、特に 0.3Hz 以下ではランダムケースによる 1/Qs 値のばらつきも非常に大きく、良く求まっていないといえる。低周波数側まで 1/Qs 値を求めている仲野・境(2016)では 81.92 秒の解析データ長を用いているが、ここでの狙いは、観測点サイト増幅特性として、S 波の主要動の増幅特性を見ることを考えており、そのため、観測振幅スペクトルを解析区間 10.24 秒で行っていることに違いがある。

図 37 は、観測各地点のサイト増幅特性について周波数帯域別（0.2-0.5 Hz、0.5-1.0 Hz、1.0-2.0 Hz、2.0-4.0 Hz、4.0-8.0 Hz）の増幅率の対数平均値を地図上にプロットしたものである。例えば、0.5-1.0 Hz や 1.0-2.0 Hz の周波数帯域では、菊池平野、熊本平野、八代平野.

人吉盆地、及び阿蘇カルデラといった、堆積層があると考えられる地域で大きい増幅率を持っていることがわかる。より高周波数側の 2.0 Hz から 8.0 Hz のサイト増幅特性は、低周波数側にみられた地域的な特徴は見られず、観測点毎に特徴があり、近距離にある観測点間でも異なっていることから、局所的な地盤構造の影響があると考えられる。

分離されたサイト増幅特性と既存の速度構造モデルに基づく理論増幅率との比較を行った。この地域の既存の地下速度構造モデルとしては、全国規模の 3 次元地下構造モデルである防災科学技術研究所地震ハザードステーション（J-SHIS）全国深部地盤モデル V2（藤原・他, 2012）、JIVSM モデル（全国一次地下構造モデル : Koketsu et al., 2012）、K-NET, KiK-net の PS 検層モデルがあり、熊本平野等においては浅部・深部統合地盤モデル（SIP モデル：先名・他, 2017a、2017b）がある。J-SHIS モデルと JIVSM モデルは深部地盤構造モデルで、最表層は工学的基盤相当に当たる速度構造までなので、ここでは、K-NET 熊本(KMM006)を対象として、PS 検層モデルを J-SHIS モデル, JIVSM モデルの上層に結合したモデル（接ぎ木モデル）も作成し、理論増幅率を求めた。理論増幅率は、各地点での 1 次元速度構造モデルを基に、最下層に単位振幅の上昇波を鉛直入射させたときの地表での振幅として（Haskell, 1953）求めた。なお、計算に使用する Qs 値は、各モデルで与えられている場合はそれを用い、与えられていない場合は、各層の S 波速度（Vs）から、Qs＝Vs/15 で仮定した。

図 38 に KMM006 のサイト増幅特性と各モデルの S 波速度プロファイルおよびモデルに基づく理論増幅特性を示した。上段は、増幅率としては SIP モデル（浅部・深部統合モデル）および J-SHIS、JIVSM のオリジナルモデルとの比較、下段は J-SHIS と JIVSM モデルの浅い部分に PS-log モデルをつないだものとの比較をしている。微動アレイ探査等を丹念に行って作成された SIP モデルの増幅率は、観測サイト増幅特性を比較的よく再現していることがわかる。一方、JIVSM オリジナルモデルは、低周波数側は観測サイト増幅特性を類似しているが高周波数側ではモデルの増幅率は過小となっていて、J-SHIS オリジナルモデルでは、全体に過小である。一方 PS-log モデルをつないだものでは、どちらも周波数２～４Hz 付近の増幅特性の再現性はよくなっていることがわかる。

ここで示したように、周波数 1Hz くらいを境に、それより低周波数側は深い地盤構造モデルが主として影響し、それより高周波数側は浅い地盤構造モデルの影響も大きくなる。強震観測点位置での比較しかできないものの、このような自然地震記録の解析によって得られたサイト増幅特性とモデルによる理論増幅特性を比較することによって、地下速度構造モデルの検証に利用することができる。

表 10　スペクトルインバージョンに使用した観測点

観測点コード	緯度（N° WGS）	経度（E° WGS）	観測網	地点名
KMM001	33.1208	131.0687	K-NET	小国
KMM002	33.0185	130.6846	K-NET	山鹿
KMM003	32.9336	130.5477	K-NET	玉名
KMM004	32.9320	131.1214	K-NET	一の宮
KMM005	32.8761	130.8774	K-NET	大津
KMM006	32.7875	130.7696	K-NET	熊本
KMM007	32.8267	131.1226	K-NET	高森
KMM008	32.6878	130.6582	K-NET	宇土
KMM009	32.6858	130.9856	K-NET	矢部
KMM010	32.6136	130.4874	K-NET	三角
KMM011	32.6167	130.8652	K-NET	砥用
KMM012	32.5078	130.6024	K-NET	八代
KMM013	32.3650	130.5099	K-NET	田浦
KMM014	32.3961	130.8268	K-NET	五木
KMM015	32.2161	130.4046	K-NET	水俣
KMM016	32.1966	130.7757	K-NET	人吉
KMM017	32.2561	130.9257	K-NET	多良木
KMM018	32.3942	130.3885	K-NET	龍ヶ岳
KMM019	32.4589	130.1938	K-NET	本渡
KMM020	32.3636	130.1807	K-NET	新和
KMM021	32.3793	129.9997	K-NET	天草
KMM022	32.1945	130.0265	K-NET	牛深
KMMH01	33.1089	130.6949	KiK-net	鹿北
KMMH02	33.1220	131.0629	KiK-net	小国
KMMH03	32.9984	130.8301	KiK-net	菊池
KMMH06	32.8114	131.1010	KiK-net	白水
KMMH07	32.6234	130.5584	KiK-net	三角
KMMH09	32.4901	130.9046	KiK-net	泉
KMMH10	32.3151	130.1811	KiK-net	新和
KMMH11	32.2918	130.5777	KiK-net	芦北
KMMH12	32.2054	130.7371	KiK-net	人吉
KMMH13	32.2209	130.9096	KiK-net	上
KMMH14	32.6345	130.7521	KiK-net	豊野
KMMH15	32.1704	130.3647	KiK-net	水俣
KMMH16	32.7967	130.8199	KiK-net	益城
FKOH10	33.2891	130.8170	KiK-net	浮羽
OITH11	33.2844	131.2118	KiK-net	九重
TMC	32.6063	130.9151	F-net	砥用
KMMP02	32.7154	130.6785	自治体	熊本市南区富合町
KMMP03	32.9038	130.6943	自治体	熊本市北区植木町
KMMP04	32.7092	130.7285	自治体	熊本市南区城南町

表 10　スペクトルインバージョンに使用した観測点（続き）

観測点コード	緯度（N° WGS）	経度（E° WGS）	観測網	地点名
KMMP05	32.4357	130.6571	自治体	八代市坂本町
KMMP06	32.5342	130.6333	自治体	八代市千丁町
KMMP07	32.5628	130.6491	自治体	八代市鏡町
KMMP08	32.5456	130.7167	自治体	八代市東陽町
KMMP09	32.5480	130.8087	自治体	八代市泉支所
KMMP10	32.9869	130.4328	自治体	荒尾市宮内出目
KMMP11	32.2122	130.4088	自治体	水俣市陣内
KMMP12	32.9171	130.5205	自治体	玉名市岱明町
KMMP13	32.8771	130.5556	自治体	玉名市横島町
KMMP14	32.8647	130.5930	自治体	玉名市天水町
KMMP15	32.5131	130.3147	自治体	天草市有明町
KMMP16	32.3401	130.3393	自治体	天草市御所浦町
KMMP17	32.4094	130.3407	自治体	天草市倉岳町
KMMP18	32.4220	130.2729	自治体	天草市栖本町
KMMP19	32.5122	130.1871	自治体	天草市五和町
KMMP20	32.3328	130.0796	自治体	天草市河浦町
KMMP21	33.0177	130.6907	自治体	山鹿市山鹿
KMMP22	33.1093	130.6940	自治体	山鹿市鹿北町
KMMP23	33.0279	130.7685	自治体	山鹿市菊鹿町
KMMP24	33.0011	130.7400	自治体	山鹿市鹿本町
KMMP25	32.9746	130.6841	自治体	山鹿市鹿央町
KMMP26	32.9794	130.8136	自治体	菊池市隈府
KMMP27	32.9696	130.7648	自治体	菊池市七城町
KMMP28	32.9466	130.8554	自治体	菊池市旭志
KMMP29	32.9224	130.7756	自治体	菊池市泗水町
KMMP30	32.6873	130.6588	自治体	宇土市浦田町
KMMP33	32.4401	130.4079	自治体	上天草市姫戸町
KMMP35	32.6467	130.6682	自治体	宇城市不知火町
KMMP36	32.5928	130.7038	自治体	宇城市小川町
KMMP37	32.6394	130.7495	自治体	宇城市豊野町
KMMP38	32.9715	131.0435	自治体	阿蘇市内牧
KMMP39	32.9324	131.2293	自治体	阿蘇市波野
KMMP40	32.8861	130.7895	自治体	合志市竹迫
KMMP41	32.8893	130.7446	自治体	合志市御代志
KMMP42	32.6394	130.7891	自治体	美里町馬場
KMMP43	32.9190	130.6286	自治体	玉東町木葉
KMMP44	32.9782	130.6061	自治体	和水町江田
KMMP45	33.0655	130.6226	自治体	和水町板楠
KMMP46	33.0615	130.5413	自治体	南関町関町
KMMP47	32.9299	130.4526	自治体	長洲町長洲
KMMP48	32.8791	130.8684	自治体	大津町大津

表 10　スペクトルインバージョンに使用した観測点（続き）

観測点コード	緯度（N° WGS）	経度（E° WGS）	観測網	地点名
KMMP49	32.8627	130.8283	自治体	菊陽町久保田
KMMP50	33.0982	131.0707	自治体	南小国町赤馬場
KMMP51	32.9950	131.2167	自治体	産山村山鹿
KMMP52	32.8352	130.9032	自治体	西原村小森
KMMP53	32.8222	131.0314	自治体	南阿蘇村河陰
KMMP54	32.8596	131.0011	自治体	南阿蘇村河陽
KMMP55	32.8255	131.0816	自治体	南阿蘇村吉田
KMMP56	32.7144	130.8016	自治体	御船町御船
KMMP57	32.7396	130.7570	自治体	嘉島町上島
KMMP58	32.7913	130.8167	自治体	益城町宮園
KMMP59	32.6511	130.8116	自治体	甲佐町豊内
KMMP60	32.6915	131.0866	自治体	山都町大平
KMMP61	32.7244	131.1649	自治体	山都町今
KMMP62	32.5824	130.6741	自治体	氷川町島地
KMMP63	32.5556	130.6827	自治体	氷川町宮原
KMMP65	32.2339	130.4398	自治体	津奈木町小津奈木
KMMP66	32.2010	130.8409	自治体	錦町一武
KMMP68	32.2760	130.9809	自治体	湯前町役場
KMMP69	32.3143	131.0091	自治体	水上村岩野
KMMP70	32.2354	130.7976	自治体	相良村深水
KMMP71	32.2470	130.7667	自治体	山江村山田
KMMP72	32.2523	130.6514	自治体	球磨村渡
KMMP73	32.2401	130.8978	自治体	あさぎり町免田東
KMMP74	32.2173	130.9007	自治体	あさぎり町上
KMMP75	32.2403	130.9295	自治体	あさぎり町岡原
KMMP76	32.2665	130.9003	自治体	あさぎり町須恵
KMMP77	32.2439	130.8729	自治体	あさぎり町深田
KMMP78	32.5135	130.0544	自治体	苓北町志岐
202	32.6848	130.6621	気象庁	宇土市新小路町
203	32.7894	130.8200	気象庁	益城町木山
5E5	32.4751	130.6076	気象庁	八代市平山新町
9CF	32.6476	130.6842	気象庁	宇城市松橋町
9D0	32.2990	130.4931	気象庁	芦北町芦北
9D1	32.2640	130.9358	気象庁	多良木町多良木
9D2	32.5874	130.4304	気象庁	上天草町大矢野町
CF7	32.9680	130.5302	気象庁	玉名市築地
CFF	32.5491	130.8127	気象庁	八代市泉町
D00	32.4683	130.1345	気象庁	天草市本町
EEB	32.7866	130.6876	気象庁	熊本市西区春日
EED	32.8803	131.0736	気象庁	南阿蘇村中松
EF0	32.2075	130.7606	気象庁	人吉市西間下町
EFE	32.1975	130.0267	気象庁	天草市牛深町

表 11　スペクトルインバージョンに使用した地震の諸元

No.	震源時刻※1 日本時間	震央緯度※1 （N°	震央経度※1 （E°	震源深さ※1 （km）	M_{JMA}※1	M_w※2	M_0※2 （Nm）
1	2016/04/14/21:43:10.86	32.7172	130.7482	12.24	4.1	-	-
2	2016/04/14/22:19:37.92	32.7725	130.8420	8.57	3.6	-	-
3	2016/04/14/22:22:18.89	32.6877	130.7403	12.12	4.6	-	-
4	2016/04/14/22:38:43.50	32.6768	130.7352	11.10	5.0	4.9	2.42E+16
5	2016/04/14/23:28:13.65	32.7892	130.8522	13.01	4.4	4.3	3.62E+15
6	2016/04/14/23:43:41.17	32.7670	130.8273	14.20	5.1	4.9	2.71E+16
7	2016/04/15/00:34:17.14	32.6925	130.7473	12.52	4.5	4.6	8.67E+15
8	2016/04/15/01:04:41.16	32.7688	130.8215	13.10	3.9	-	-
9	2016/04/15/13:50:00.52	32.7213	130.7648	11.93	4.0	3.9	8.49E+14
10	2016/04/15/20:15:13.50	32.6972	130.7417	12.47	3.8	3.7	4.25E+14
11	2016/04/16/08:08:50.62	32.8550	130.8515	11.11	3.9	4.1	1.68E+15
12	2016/04/16/16:54:58.77	32.6945	130.7012	10.59	3.6	-	-
13	2016/04/16/21:05:06.26	32.7517	130.7552	17.56	4.4	4.3	2.74E+15
14	2016/04/16/22:05:58.71	32.8703	130.8285	14.74	3.7	-	-
15	2016/04/17/04:46:49.09	32.6872	130.7762	10.32	4.5	4.4	4.52E+15
16	2016/04/17/08:58:42.20	32.8518	130.9140	10.28	3.6	3.6	3.30E+14
17	2016/04/17/10:59:14.60	32.5565	130.7057	8.25	4.1	-	-
18	2016/04/17/13:38:51.31	32.7060	130.7818	9.79	3.8	-	-
19	2016/04/17/19:23:41.22	32.6775	130.7207	10.58	4.4	4.4	4.88E+15
20	2016/04/17/22:56:34.72	32.6457	130.7183	7.36	3.8	3.8	5.94E+14
21	2016/04/18/04:44:27.45	32.6837	130.7065	10.61	3.7	4.0	1.17E+15
22	2016/04/18/07:53:35.12	32.6302	130.6805	8.16	3.8	3.7	4.35E+14
23	2016/04/18/18:53:35.90	32.6725	130.7077	15.97	3.8	-	-
24	2016/04/18/21:18:25.60	32.6812	130.7117	10.59	3.9	-	-
25	2016/04/19/01:53:39.57	32.7098	130.7043	14.85	3.8	3.6	3.34E+14
26	2016/04/19/17:52:13.69	32.5352	130.6353	9.96	5.5	5.3	1.01E+17
27	2016/04/19/18:09:42.62	32.5428	130.6515	7.80	4.0	-	-
28	2016/04/19/20:47:03.36	32.5718	130.6532	10.79	5.0	4.9	2.13E+16
29	2016/04/20/03:38:58.59	32.5647	130.6458	11.06	4.1	-	-
30	2016/04/21/21:52:03.39	32.7853	130.8318	10.98	4.0	3.9	7.14E+14
31	2016/04/24/18:50:15.97	32.6953	130.7185	11.48	3.6	-	-
32	2016/04/25/00:44:07.42	32.6588	130.6753	11.46	4.5	4.4	4.64E+15
33	2016/04/26/03:42:03.86	32.6903	130.7120	16.97	3.9	3.7	3.92E+14
34	2016/04/26/21:50:20.83	32.5873	130.6695	9.69	3.9	3.9	9.05E+14
35	2016/04/28/02:38:05.19	32.5877	130.6668	9.81	4.1	4.1	1.54E+15
36	2016/04/29/23:27:25.29	32.7750	130.7417	9.70	3.9	3.8	6.23E+14
37	2016/05/01/02:30:37.63	32.7865	130.6940	5.74	3.8	3.9	7.61E+14
38	2016/05/02/15:35:05.61	32.5637	130.6758	8.41	4.1	4.1	1.74E+15
39	2016/05/04/07:52:04.70	32.6120	130.7203	4.52	4.0	3.9	9.29E+14
40	2016/05/04/19:20:04.36	32.8143	130.8228	8.25	4.0	3.9	8.52E+14

※1：気象庁一元化震源カタログ，※2：F-net MT 解（値が無いものは，F-net の MT 解が公開されていない地震）

表 11　スペクトルインバージョンに使用した地震の諸元（続き）

No.	震源時刻※1 日本時間	震央緯度※1 （N°	震央経度※1 （E°	震源深さ※1 （km）	M_{JMA}※1	M_w※2	M_0※2 （Nm）
41	2016/05/04/22:24:17.18	32.6102	130.7198	5.15	3.5	3.8	6.19E+14
42	2016/05/05/10:31:30.47	33.0003	131.1342	11.16	4.6	4.6	8.44E+15
43	2016/05/09/14:36:37.82	32.6797	130.7083	10.68	3.4	-	-
44	2016/05/13/01:03:18.16	32.7062	130.6670	13.10	4.1	4.0	1.10E+15
45	2016/05/14/22:46:19.15	32.6843	130.7317	13.79	3.6	3.5	2.07E+14
46	2016/05/15/06:36:27.27	32.7657	130.7705	14.40	3.6	-	-
47	2016/05/15/18:09:15.69	32.6717	130.7213	14.33	3.9	3.8	5.26E+14
48	2016/05/21/03:56:04.64	32.6247	130.6675	11.53	3.9	-	-
49	2016/06/02/09:28:30.22	32.5818	130.6357	9.74	3.8	-	-
50	2016/06/02/16:44:33.26	32.9952	131.1927	7.31	3.6	-	-
51	2016/06/03/07:58:13.05	32.7543	130.7778	15.77	3.9	3.8	5.47E+14
52	2016/06/04/00:48:00.84	32.9398	130.8125	12.44	3.7	3.6	2.67E+14
53	2016/06/05/13:55:07.62	32.6185	130.6828	6.92	3.6	3.6	3.09E+14
54	2016/06/06/16:47:06.31	32.9820	131.1083	10.05	3.8	3.7	3.51E+14
55	2016/06/07/02:48:16.00	32.5278	130.5872	6.76	3.6	3.9	6.73E+14
56	2016/06/08/17:01:36.45	32.7780	130.7515	10.46	3.3	-	-
57	2016/06/11/11:59:33.33	32.6865	130.6978	11.85	3.1	-	-
58	2016/06/12/22:08:15.05	32.4493	130.6808	7.41	4.3	4.2	2.30E+15
59	2016/06/13/15:54:18.44	32.4437	130.6817	7.13	4.1	4.0	1.26E+15
60	2016/06/18/20:46:55.21	32.6908	130.7070	10.05	4.6	4.5	5.65E+15
61	2016/06/21/15:46:45.77	32.4695	130.6348	10.00	3.5	3.4	1.53E+14
62	2016/06/21/17:45:23.11	32.7005	130.6018	9.97	3.5	3.7	3.90E+14
63	2016/06/22/05:38:37.14	32.6933	130.7112	10.80	3.9	3.8	6.35E+14
64	2016/06/23/15:15:28.68	32.6748	130.6268	11.23	3.5	3.6	3.11E+14
65	2016/06/29/07:50:28.81	32.5855	130.6527	12.75	3.6	-	-
66	2016/06/29/23:14:27.65	32.8288	130.8940	8.09	3.9	3.9	8.57E+14
67	2016/07/02/03:18:15.62	32.6488	130.6288	11.18	3.5	3.6	3.03E+14
68	2016/07/03/16:51:34.76	32.8288	130.7913	14.56	3.8	3.8	5.26E+14
69	2016/07/07/20:18:31.63	33.0525	131.1107	11.04	3.8	3.7	4.27E+14
70	2016/07/09/17:52:09.62	32.3648	130.5533	5.18	3.9	3.8	6.62E+14
71	2016/07/09/18:05:18.81	32.7347	130.6028	12.03	4.5	4.4	4.58E+15
72	2016/07/11/19:23:18.11	32.5957	130.6708	11.19	3.6	3.5	2.10E+14
73	2016/07/17/11:55:28.20	32.5787	130.7177	7.43	3.6	3.7	3.45E+14
74	2016/07/23/14:33:36.38	32.4550	130.8047	11.83	3.5	3.3	8.77E+13
75	2016/08/06/01:57:10.35	32.3635	130.6028	5.90	3.5	3.5	2.24E+14
76	2016/08/06/09:21:34.13	32.3640	130.6005	6.09	3.5	3.5	1.78E+14
77	2016/08/09/22:48:59.37	32.7285	130.8043	5.12	3.8	-	-
78	2016/08/19/11:05:17.19	33.0170	131.0977	9.40	4.4	4.4	5.30E+15
79	2016/08/26/02:28:17.86	32.6522	130.6905	8.80	3.6	-	-
80	2016/08/30/04:44:36.59	32.4720	130.5450	8.24	3.5	3.5	1.87E+14

※1：気象庁一元化震源カタログ，※2：F-net MT 解（値が無いものは，F-net の MT 解が公開されていない地震）

表 11　スペクトルインバージョンに使用した地震の諸元（続き）

No.	震源時刻※1 日本時間	震央緯度※1 （N°	震央経度※1 （E°	震源深さ※1 （km）	M_{JMA}※1	M_w※2	M_0※2 （Nm）
81	2016/08/31/19:46:02.70	32.7217	130.6172	12.77	5.2	4.9	2.96E+16
82	2016/09/01/06:33:49.54	32.7267	130.6172	12.45	4.8	4.7	1.21E+16
83	2016/09/04/06:17:44.33	32.5112	130.5577	5.10	3.9	3.9	6.73E+14
84	2016/09/05/20:55:13.10	32.7398	130.7472	13.01	3.3	-	-
85	2016/09/07/01:56:01.14	32.7373	130.6307	13.27	3.9	3.8	4.85E+14
86	2016/09/08/15:15:44.73	32.7920	130.7495	7.31	3.5	3.6	3.09E+14
87	2016/09/13/17:29:14.58	33.0522	131.1168	11.51	3.9	4.0	1.09E+15

※1：気象庁一元化震源カタログ，※2：F-net MT 解（値が無いものは，F-net の MT 解が公開されていない地震）

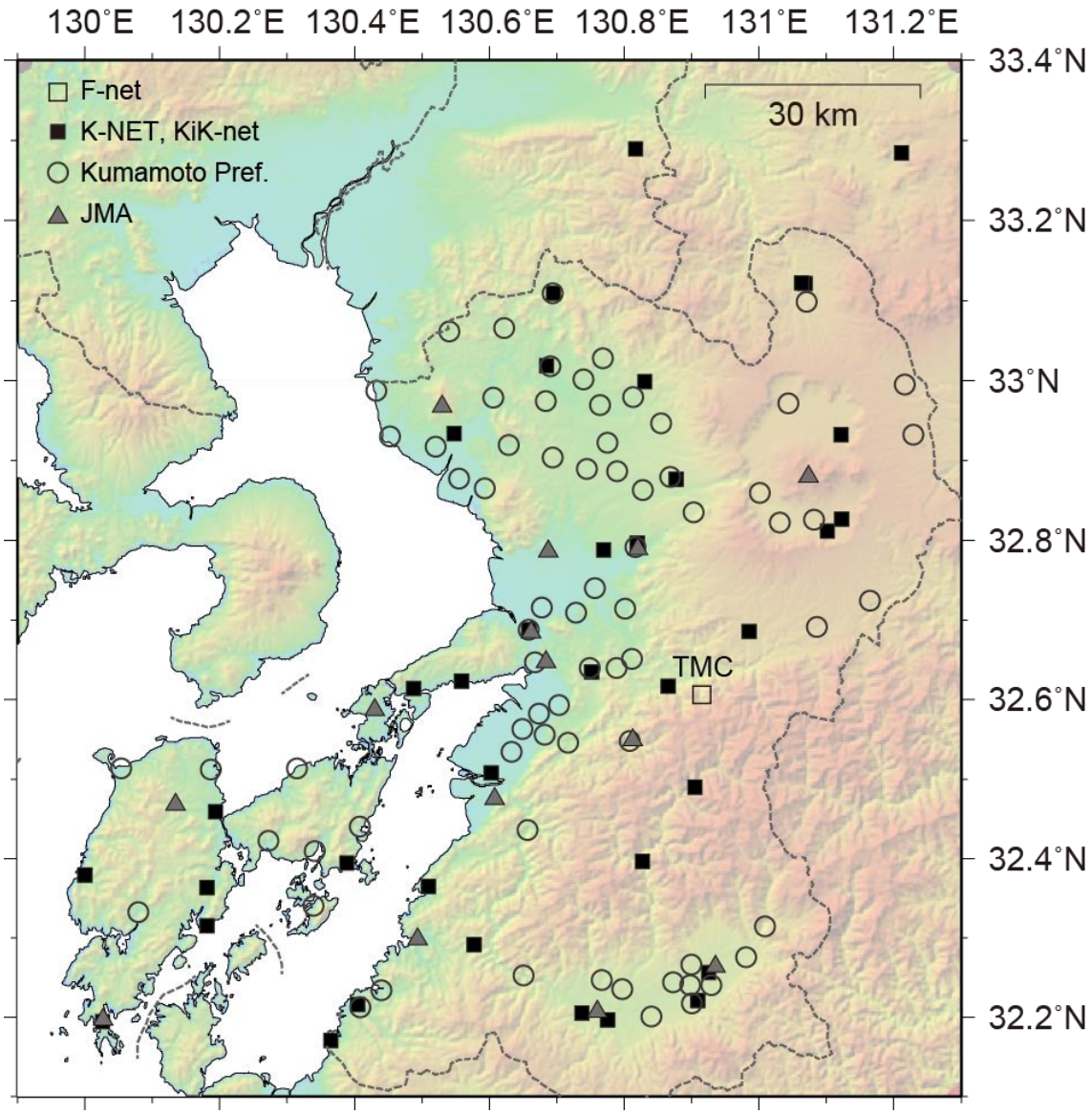


図 33　スペクトルインバージョンに使用した観測点の分布。白色四角印は F-net（TMC：砥用）、黒色四角印は K-NET、KiK-net、丸印は熊本県の震度計、三角印は気象庁の震度計をそれぞれ表す。

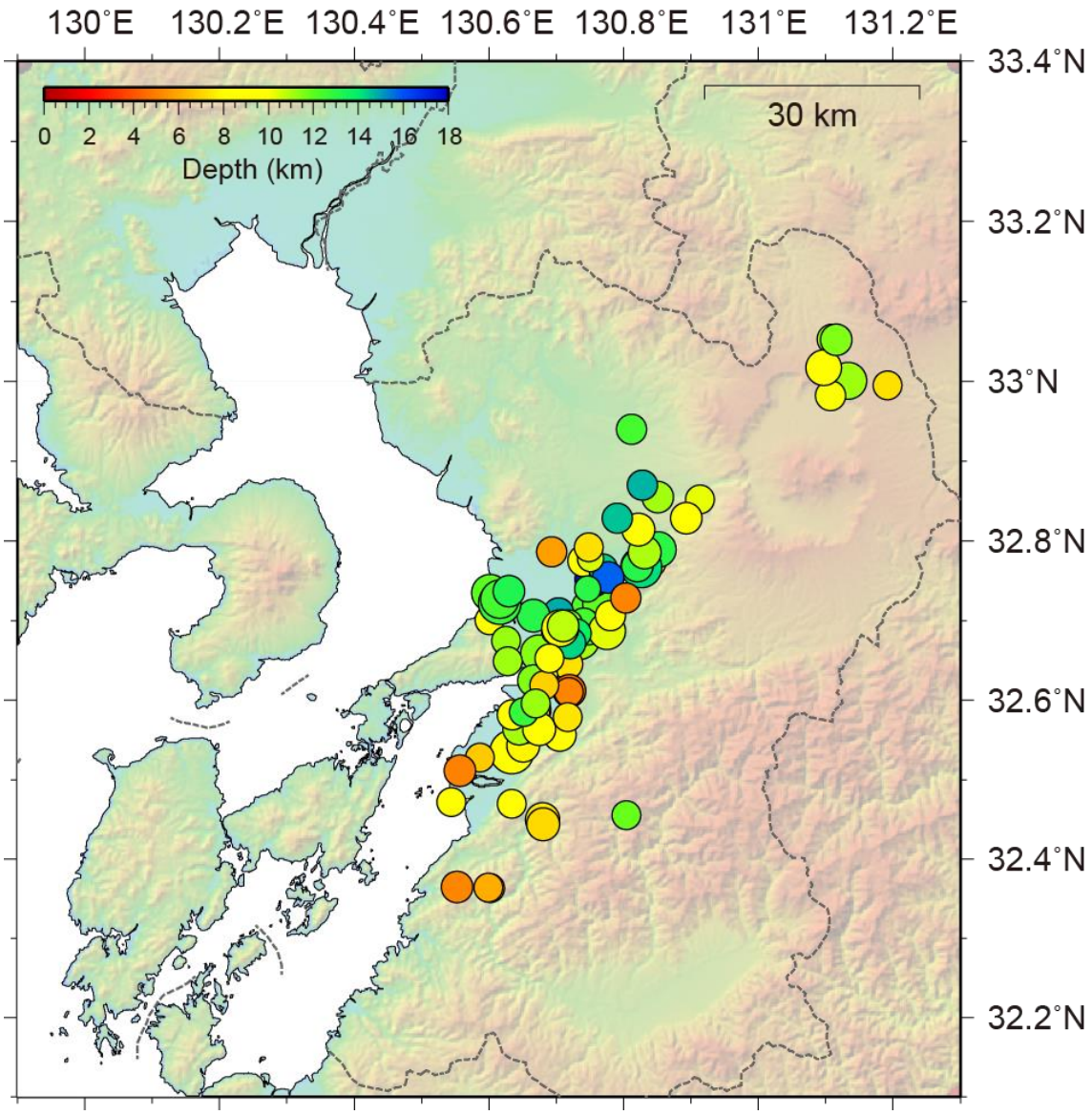


図 34　スペクトルインバージョンに使用した地震の震源分布

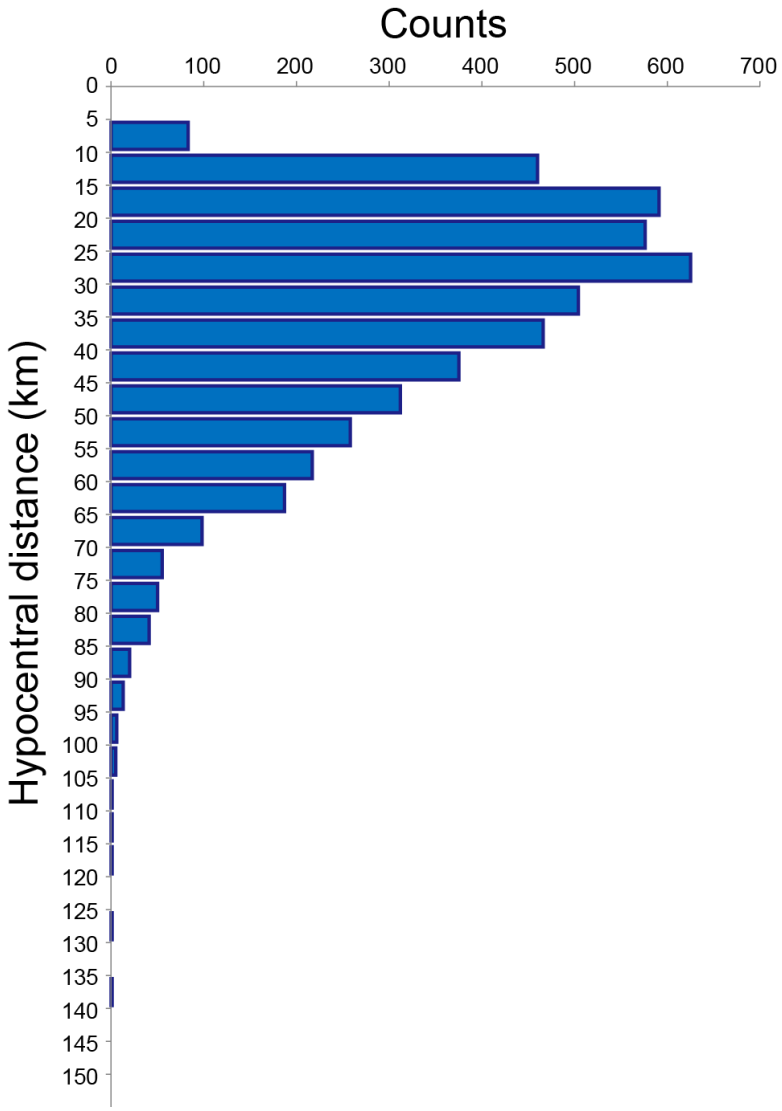


図 35　スペクトルインバージョンに使用した地震－観測点ペアの震源距離の頻度分布

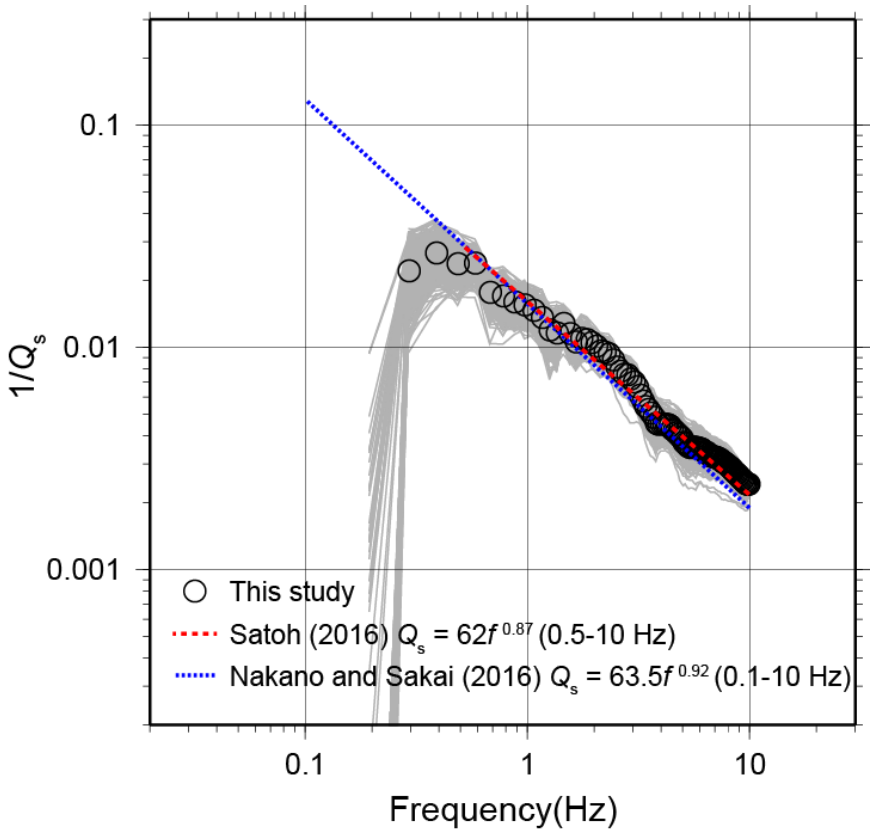


図 36　推定された $1/Q_s$ 値（黒色丸印）。赤色線と青色線はそれぞれ佐藤(2016)と仲野・境(2016)による $1/Q_s$ 値。灰色線はランダムケースの結果。

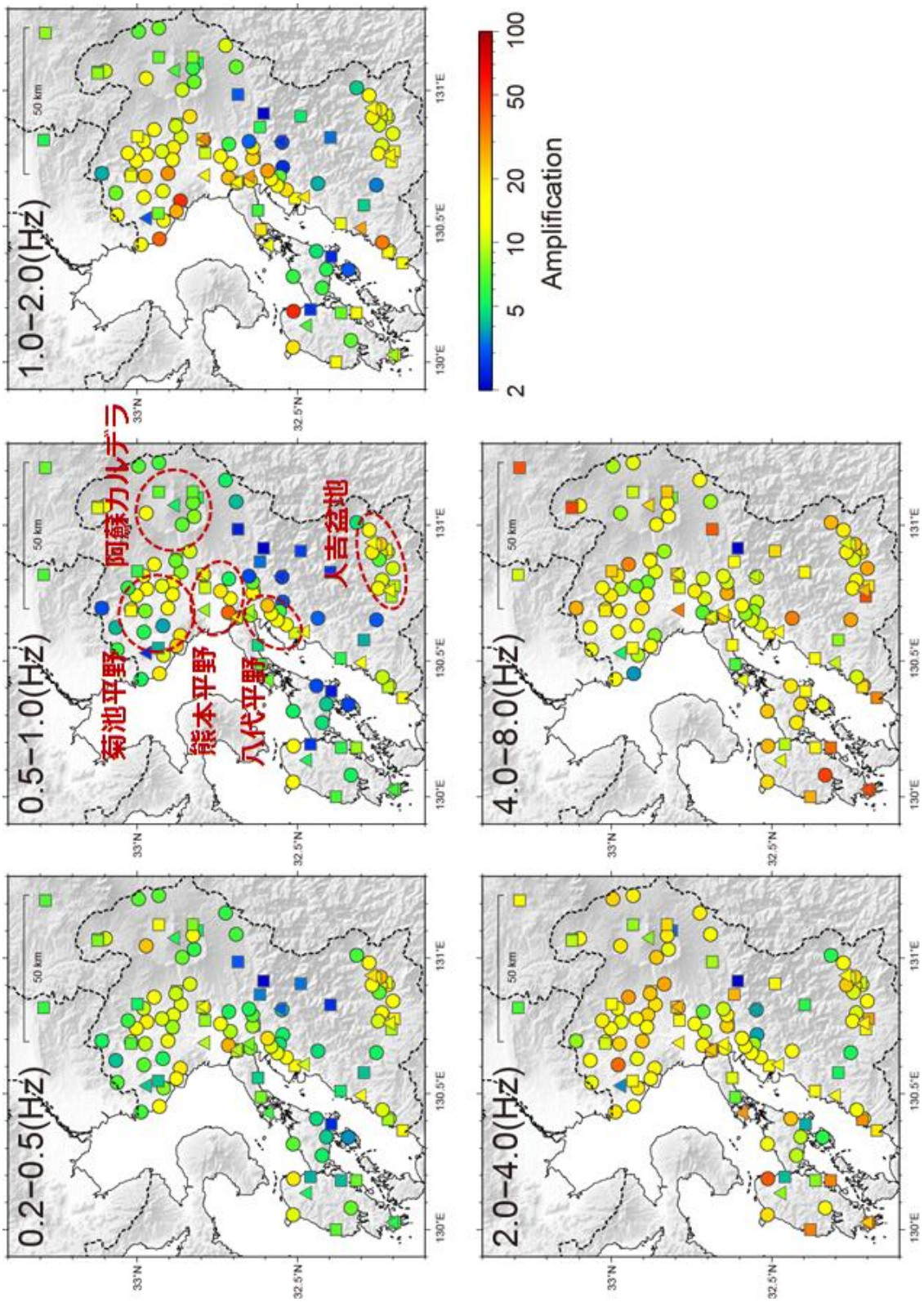


図 37　各観測点の周波数帯別サイト増幅特性

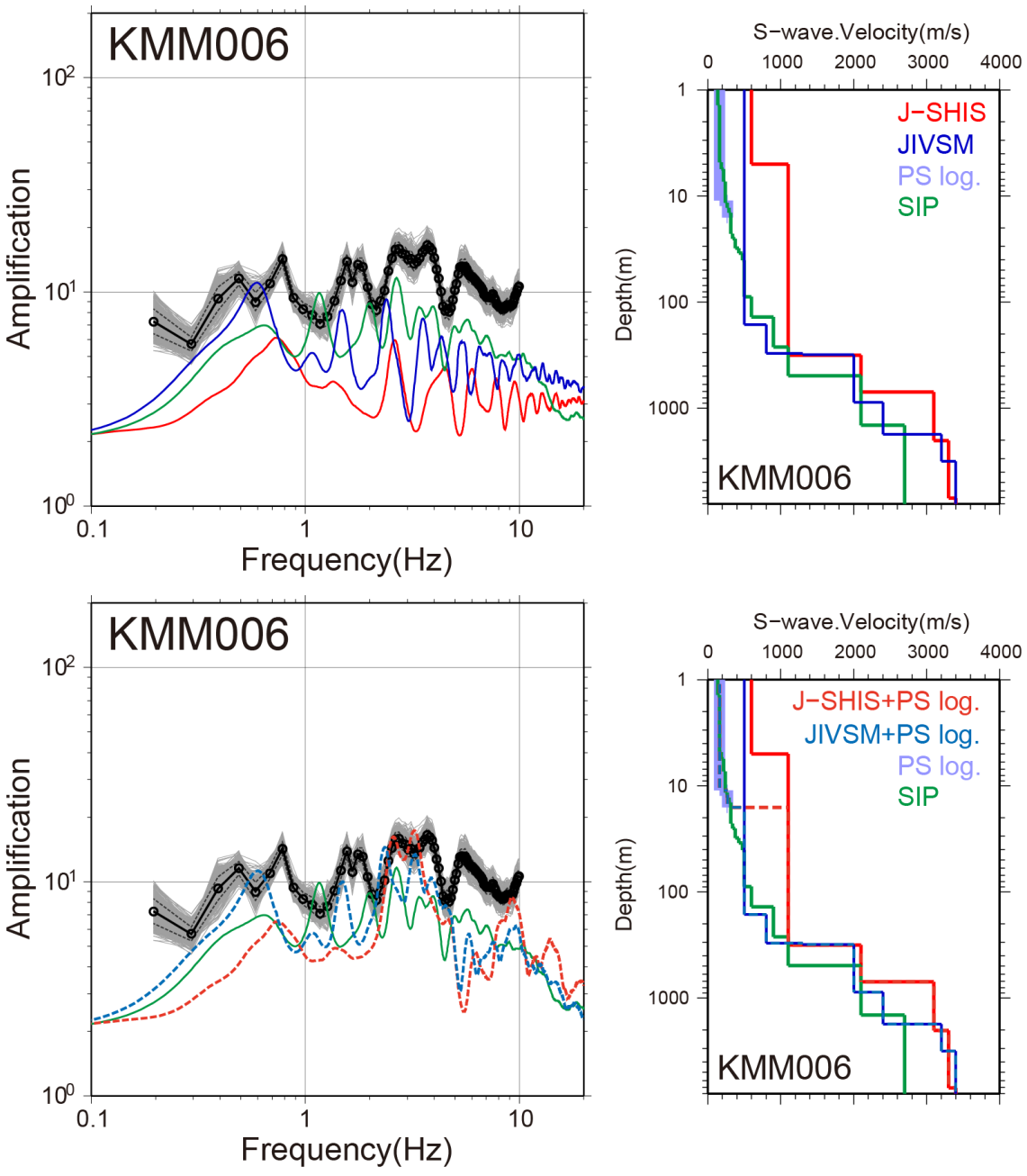


図 38　左）観測サイト増幅特性（黒抜き丸と黒線）と理論増幅率（赤、青、緑の実線と破線）との比較。右）S 波速度構造モデルプロファイル。色の違いはそれぞれのモデルを表していて、左図の理論増幅率曲線と対応している。

7) 深井戸ボーリング情報の収集

これまでの調査から、熊本平野、八代平野といった地域において、堆積層を貫通して基盤面まで達するような学術ボーリングは存在しないことがわかった。そこで、その代替として、熊本市、宇土市、宇城市、八代市、嘉島町、益城町において掘削深度 500m 以上の温泉ボーリング調査で、報告書にボーリング地質柱状図等の記載があるものについての検索と情報開示を熊本県健康福祉部に行った。その結果は、平成 28 年度の熊本平野で実施された反射法地震探査の深度断面図の地質解釈を行うことに用いられ、また、本報告１）の八代平野での反射法地震探査による深度断面図の解釈にも活用された。

今年度は、水俣市と人吉・球磨地域のボーリングについて情報開示をお願いした。水俣市においては、適切な温泉ボーリングが平野地域になく、堆積層厚情報につながる情報を得ることができなかった。人吉盆地については、堆積層厚情報に関する柱状地質図情報が得られている。例を表 12 に示す。既往の地下構造モデルに本報告で収集している S 波速度構造情報、さらにはこれらの深いボーリング情報を活用し、深い地盤構造モデルを検討する。

表 12　人吉盆地の地質柱状図の例（ボーリング長 600m、人吉市九日町）

深度（m）	地質
0 ～2.5	表土
2.5～8	砂礫
8～556	泥岩・シルト岩・凝灰岩の互層（人吉層下部）
556～600	砂岩（四万十層）

8) 三次元地下速度構造モデル高度化

これまで本報で報告、また平成 28 年度報告で示したように、多数の自然地震観測点、および微動アレイ探査、単点微動調査によって深部地盤および浅部地盤の S 波速度等を得てきた。これらの情報を踏まえ、布田川・日奈久断層帯を震源断層とする強震動予測の実施に関して、強い揺れに見舞われる可能性の高い地域の予測強震動の精度・信頼度向上を目指し、三次元地下速度構造モデルを高度化していく。図 39 は、強震観測データが公開・収集されている観測点、本調査観測で行った自然地震観測点、および微動観測点を集約し、地形図上に記載したものである。地図からわかるように、八代平野においては、特に多数の観測を行った。その結果は本報項目３）～５）に示されている。

八代平野に関しては、今年度実施した反射法地震探査により基盤面深度情報（堆積層厚情報）を得るとともに、微動アレイ観測と単点微動観測により S 波速度構造及び堆積層厚に関する情報を得ている。項目 2)、4)、６）の解析結果として、深い地盤構造モデルとしては既往の JIVSM モデルが観測結果との整合性が高いことがわかっている。このことから JIVSM モデルを出発点として、本調査観測で得られた各種地盤情報をモデルに反映させ、

モデルの高度化を進める。一方、天草の強震観測点周辺や人吉盆地において実施された微動アレイ観測結果は、そのサイトでの地下構造モデル構築に用いて、その地点のサイト増幅特性評価を行う。得られた地下構造モデルの妥当性を、自然地震観測記録などを用いて検証し、サブテーマ１、２と共同して作成する震源断層モデルに基づいてシナリオ地震による強震動予測を実施する。

なお、八代平野の基盤構造について得られている情報から考えられる構造を記す。図 40 は、表層地質図に、八代平野等で収集された深いボーリングサイトと項目１）で報告した八代平野の反射法探査測線を記載している。ボーリングサイトには、地質柱状図で堆積層下の基盤面に対応すると考えられる層の地質と出現深度（単位はm）を表示した。八代平野の東隣の丘陵・山地部は白亜系や変成岩、花崗岩などの基盤岩類で構成されている一方、地点は少ないもののボーリング地質柱状図に現れている基盤岩類も同様の岩相があることから、八代平野下も日奈久断層帯を挟む丘陵山地側に現れている基盤岩類と同様な岩相で構成されていると予想できる。基盤岩を構成する岩相により、地震波速度は異なると考えられるが、それらを区別するだけの地下の地震波速度情報が十分にはないことから、深部地盤構造モデルの高度化には既往モデルの状況等を考慮してモデル化を進める必要があると考える。

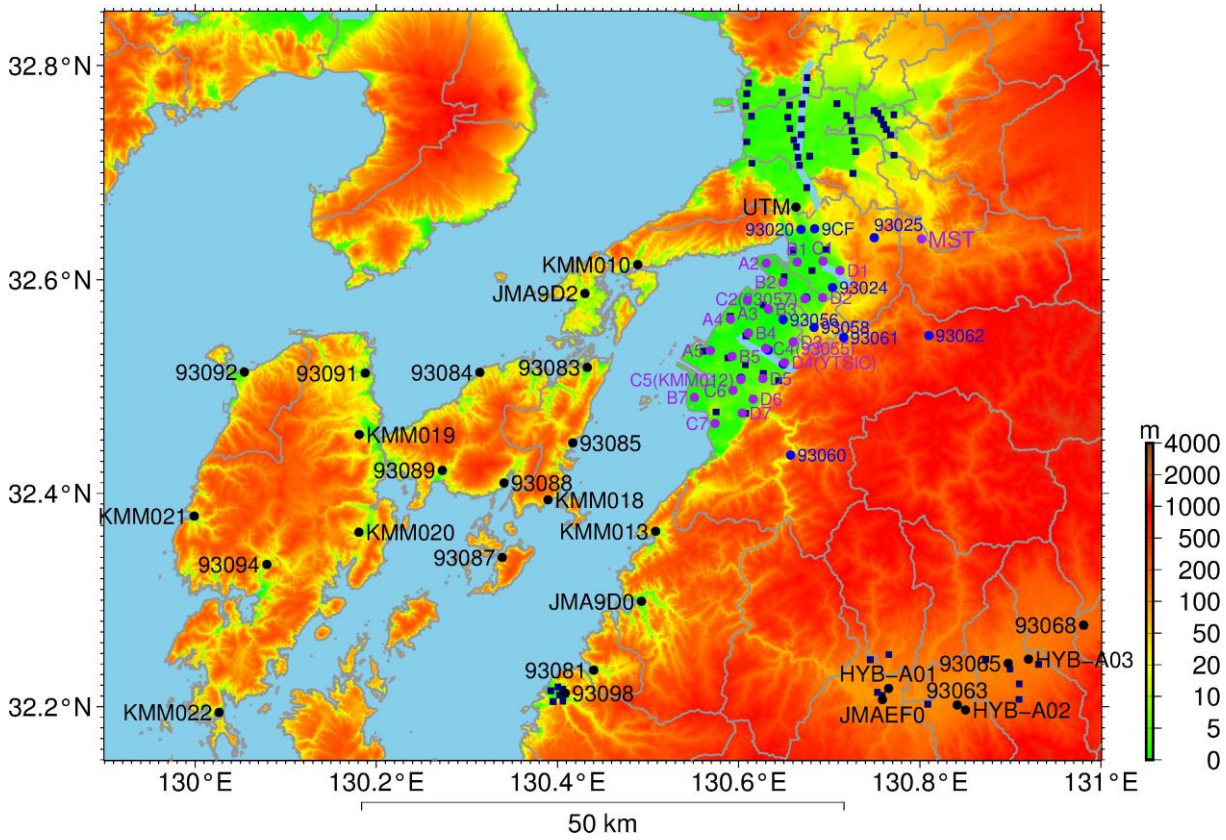


図 39　本報告等で現地調査等を行った地点。水色線は反射法探査測線、●印は微動アレイ観測地点（紫：今年度実施八代平野周辺、黒：今年度実施強震・震度観測点及び宇土・人吉地区大アレイ、青：28 年度実施強震・震度観測点）。■印は単点微動観測地点（今年度・過年度分を含む）。

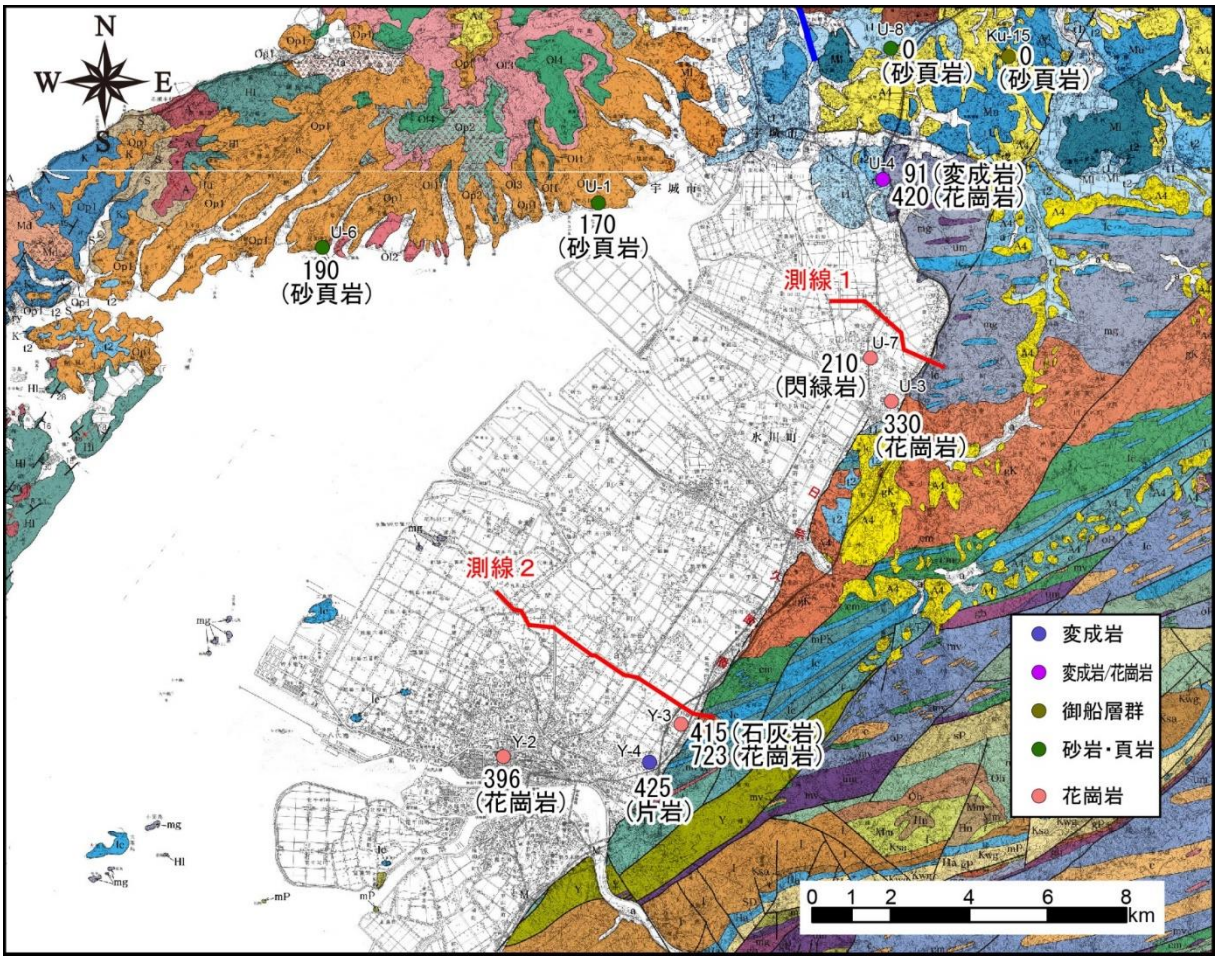


図 40　八代平野および周辺部の地質図と深いボーリング地点およびそれら地質柱状図から得られた、基盤岩類と考えられる岩相名とその出現深度（単位m）。項目１）の宇城測線（測線１）と八代測線（測線２）も記載した。

(c) 結論ならびに今後の課題

本報においては、平成 30 年度に実施する予定の布田川・日奈久断層帯を震源断層とする強震動予測に向けて、強い揺れに見舞われる想定となる可能性の高い地域の地盤速度構造モデルの高度化を目指した調査観測をすすめた。1) 八代平野における反射法地震探査：八代平野を東西に横断する２測線の反射法地震探査を実施し、堆積層基盤面までの反射地震断面による構造情報を得た。測線断面では日奈久断層帯を東端とし、堆積層厚は約 0.5km であり、西方に向けて緩やかに層厚は薄くなっていっていることがわかっ

た。2) 八代平野における微動アレイ観測：八代平野を網羅的にカバーする微動アレイ観測を多数実施し、堆積層内および基盤における S 波速度に関する基礎情報を得た。得られた観測分散曲線と既往の速度構造モデルより得られる理論分散曲線を比較すると、多くの地点で JIVSM の速度構造モデルによる分散曲線との対応がよいことがわかった。3) 八代平野と熊本平野の接合部での微動観測：対象地域での微動アレイ観測と単点微動観測を実施し、S 波速度構造及び堆積層厚に関する情報を得た。微動の H/V スペクトル比のピーク周波数の空間分布を用いて、この地域のモデル接続に活かすことができると考えられる。4) 熊本県震度情報ネットワーク観測点等における微動アレイ観測：天草諸島、葦北地域及び人吉盆地地域の当該観測点周辺での微動アレイ観測を実施した。浅い地盤の S 波速度構造に関する情報を得ることができ、項目 6) の観測点サイト特性との比較を今後行う。5) 八代平野を中心とした余震，微動アレイ観測：八代平野の震動特性評価のため、八代平野を中心とした地域において臨時の強震連続観測を実施し、観測点サイトでの小半径微動アレイ観測を実施した。余震活動が低下していく中で、共通のイベント記録を得ることができ、今後の地下構造モデルの検証に活用することができる。6) 熊本県震度情報ネットワークシステム波形データを用いた観測点サイト特性評価：平成 28 年度に収集した熊本県震度情報ネットワークシステムの波形データを用いて、観測点のサイト特性評価を実施し、地下構造モデルの検証を開始した。熊本平野、八代平野などいわゆる厚い堆積層が広がる地域では、周波数 1 Hz 以下での地震動増幅が見られた。7) 深井戸ボーリング情報の収集：平成 28 年度に引き続き、深井戸の地質柱状図の収集を行った。今回収集した人吉盆地の深井戸地質柱状図を、項目 4) で行われている微動アレイ観測で得られた分散曲線情報に加えて地下構造モデル構築時に活用していく。8) 三次元地下速度構造モデル高度化：本報および昨年度の報告に基づき、対象地域の三次元地下速度構造モデルの高度化の方針についてまとめた。

平成 28 年度及び今年度の各種調査によって対象地域の地盤構造モデルに関する情報を得ることができた。これらのデータを活用し、既存の地盤構造モデルの高度化を進める。深い地盤構造モデルとしては既往の JIVSM モデルが観測結果との整合性が高いことがわかった。平成 30 年度は、JIVSM モデルを出発点として、本調査観測で得られた各種地盤情報をモデルに反映させて、モデルの高度化を進める計画である。得られた地下構造モデルの妥当性を検証し、サブテーマ１、２と共同して作成する震源断層モデルに基づいてシナリオ地震による強震動予測を実施する。

本報における反射法探査、強震観測や微動調査、自治体震度計の波形データ収集、深いボーリング情報収集については、熊本県及び熊本地方気象台、八代市、宇城市をはじめとする関係自治体、現地の方々のご理解とご協力があって行うことができました。記して感謝いたします。

(d) 引用文献

Aoi, S., T. Kunugi, H. Nakamura, and H. Fujiwara, Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net, in Earthquake Data in Engineering Seismo

logy, 167-186, eds Akkar, S., Gülkan, P. & van Eck, T., Springer, 2011.
長　郁夫・先名重樹, 極小微動アレイによる浅部構造探査システム―大量データの蓄積と利活用に向けて―, シンセオロジー, 9, 87-96, 2016.
Eshelby, J., The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc. R. Soc. London, Ser. A, 241, 376-396, 1957.
藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章, 2012, 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討、防災科学技術研究所研究資料, No.379, 349pp.
福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震2, 51, 149-156, 1998.
Haskell, N. A., The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seism. Soc. Am., 43, 17-34, 1953.
星住英夫・尾崎正紀・宮崎一博・松浦浩久・利光誠一・宇都浩三・内海　茂・駒澤正夫・広島俊夫・須藤定久, 20 万分の 1 地質図幅「熊本」, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014.
岩田知孝・入倉孝次郎, 観測された地震波から震源特性、伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, 39, 579-593, 1986.
Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., 2012.
Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 228-241, 1998.
熊本県地質図編纂委員会, 熊本県地質図（10 万分の 1）および同解説書, 117pp., 2008.
Lawson, C. L., and Hanson R. J., Solving least squares problems, Prentice-Hall, New Jersey, 340 pp, 1974.
仲野健一・境　茂樹, 九州地方南部におけるQsの地域性に関する考察, 日本建築学会2016年度大会学術講演梗概集, 21582, 2016.
Nishimae, Y., Observation of seismic intensity and strong ground motion by Japan Meteorological Agency and local governments in Japan, J. Jpn. Assoc. Earthq. Eng., 4(3), 75-78, 2004.
信岡尚道・鍋谷泰之・住岡直樹・北野利一, 極値統計法に基づく極低頻度までを対象とした津波リスクマップの基礎的研究, 土木学会論文集B2, 69-2, 1351-1355, 2013.
斎藤　眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章, 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010.
佐藤智美, スペクトルインバージョンに基づく熊本地震と前震・余震等の震源・伝播・サイト特性, 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-P71, 2016.
産業技術総合研究所地質調査総合センター, 数値地質図 P-2 「日本重力データベース DV

D 版」, 2013.
先名重樹・神　薫・若井　淳・東　宏樹・内藤昌平・森川信之・前田宜浩・岩城麻子・山田隆二・河合伸一・松山尚典・藤原広行, 2016年熊本地震の断層周辺における浅部・深部統合地盤モデルの構築, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, HCG37-16, 2017.
先名重樹・神　薫・若井　淳・藤原広行, 熊本平野における広帯域強震動評価のための浅部・深部統合地盤モデルの構築, 日本地震学会2017年秋季大会講演予稿集, S15-P09, 2017.

４．　関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	准教授	竹内裕希子
国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター	准教授	藤見　俊夫
国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター	事務補佐員	椎葉　真弓
国立大学法人九州大学大学院工学研究院	教授	松田　泰治
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	教授	柿本　竜治
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	教授	松田　博貴
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	准教授	葛西　昭
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	シニア教授	山尾　敏孝
国立大学法人熊本大学ｅラーニング推進機構	教授	喜多　敏博
国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター	教授	長谷中　利昭
国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター	客員教授	北園　芳人
国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター	客員教授	山本　幸
国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター	特定事業教員	鳥井　真之
国立大学法人熊本大学くまもと水循環・減災研究教育センター	特定事業研究員	稲本　義人

(c) 業務の目的

サブテーマ 1～3 の調査計画や実施状況を把握し、関係自治体と綿密に連携しながら適切かつ効果的な調査が行われるようにサポートする。また、本研究調査の成果を関係自治体および地域住民の防災・減災に役立てるための実践的な研究を行う。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 28 年度：

大規模な地震被害を受けた地域において活断層の総合的な調査研究を遂行するにあたり、調査段階および調査終了後において関係自治体とのより密接な連携を行う

ことで、調査研究の円滑な推進を図るとともに、防災教育や防災計画をはじめとする調査研究成果等の多方面への実践的な活用方策を研究・検討した。

2) 平成 29 年度：

熊本県の市町村防災担当者の研修プログラム等を活用して本調査研究の周知と連携を強化するとともに、熊本県危機管理防災課の「活動支援プログラム」や熊本県教育委員会の「防災教育の手引き」の作成を通して自治体の防災対応や防災教育を支援した。また、サブテーマ 1 と協力し、トレンチを活用した小中学校における防災教育を実施した。さらに、サブテーマ４の実施内容を関係自治体の要望を踏まえて最適化するため、熊本県庁並びに、熊本県内の布田川・日奈久断層帯周辺の市町村にヒアリングを実施した。

3) 平成 30 年度：

平成 28 年度、29 年度の調査・取り組みから、熊本地震後、行政には活断層に関する問い合わせが住民から多く寄せられ、住民向け出前講座の要請や防災教育の要請が多く発生していること、次の防災・減災を実現するために活断層を避けて役場等の公共施設の建設を行うことが必要であること、地域防災計画の策定根拠資料として活断層に関わるデータを一元化する場を求めていることが明らかになった。このことから、平成 30 年度は本プロジェクトの成果の普及と防災への活用のために、下記の 4 つに取り組む。

1. 行政を対象として、熊本県下の活断層に関わる情報を集約したデータベース・ポータルサイトを構築し、県内の地域防災計画策定の根拠資料として、また役場などの公共施設建築計画時の資料として活用する。また、熊本大学が作成している「平成 28 年熊本地震アーカイブ」に、本調査研究のデータや成果を記載し、データベース・ポータルサイトに含めて、成果の普及と防災に活用する。
2. 地域の防災リーダー育成支援のため、住民および教職員などを対象とした防災塾や防災・減災講座、防災士養成講座、教員研修などにおいて本調査研究のデータや成果を活用して教材を作成し、提供する。
3. 小中学校において、児童生徒を対象とした教材作成とそれらを用いた防災・減災教育の実施を継続して実施する。
4. トレンチ調査によって露出した断層面を剥ぎ取り標本を作成し、上記 2 および 3 の防災教育教材として活用する。

(2) 平成 29 年度の成果

(a) 業務の要約

防災行政と教育行政を対象に調査成果の普及と活用について検討した。

防災行政に対する検討では、熊本県内市町村の地域防災計画(地震災害編)根拠資料に、「内閣府中央防災会議資料」、「地震調査研究推進本部資料」、平成 24 年に熊本県が実施

した「地震・津波被害想定調査結果」が使用されていることが明らかになった。また、防災行政には住民向け出前講座の要請や防災教育の要請が多く発生していること、次の防災・減災を実現するために活断層を避けて役場等の公共施設の建設を行うことが必要であること、地域防災計画の策定根拠資料として活断層に関わるデータを一元化する場を求めていることが明らかになった。

教育行政に対する検討では、主にサブテーマ 1 および 3 の成果を活用した防災教育の実施や教材の作成を行った。

(b) 業務の成果

1) 防災行政に対する調査成果の普及と活用に関する検討

防災行政に対する調査成果の普及と活用に関する検討では以下の内容を実施した。

a. 熊本県および県内 45 市町村地域防災計画における根拠資料の整理
b. 熊本県および県内 45 市町村防災担当者へ本プロジェクトの概要説明
c. 熊本県博物館ネットワークセンターとトレンチ剥ぎ取りの活用と保管について協議
d. 熊本県知事公室危機管理防災課と本プロジェクトの成果物活用について討議
e. 熊本地震関連委員会への委員出席
f. 市町村職員への研修
g. 住民を対象とした防災・減災講演、防災士養成講座支援

a) 熊本県および県内 45 市町村地域防災計画における根拠資料の整理

熊本県および県内 45 市町村の地域防災計画のうち 29 行政の地域防災計画(地震災害編)を資料調査した。地震災害の最大想定規模の根拠資料について明示されていたのは 13 行政であり、「内閣府中央防災会議資料(「内閣府の地域被害想定ツール」、「地震発生の可能性に関する国の長期評価」を含む)」7 件、「地震調査研究推進本部資料」6 件、平成 24 年に熊本県が実施した「地震・津波被害想定調査結果」6 件であることが明らかになった。

地域防災計画の作成は毎年実施されておらず、国の防災基本計画の改定を受けて 1 年後に都道府県の地域防災計画が改定され、さらにそれを受けて 1 年後に市町村の地域防災計画が改定される流れが一般的である。

さらに様々な調査結果が「内閣府中央防災会議資料」や「地震調査研究推進本部資料」に反映されるには年単位の時間を要することから、現在進められている詳細な活断層調査の結果が市町村の地域防災計画に反映されるには 5-6 年の時間がかかることが明らかになった。

表 1. 熊本県内の地域防災計画の策定状況について(その 1)

県市町村名	冊子名	編数	詳細	最新発行日	地震災害の最大想定規模	根拠資料	地震の揺れ	津波	液状化
熊本県	熊本県地域防災計画	5	一般災害対策編 地震・津波災害対策編 資料編① 資料編② 巻末資料	平成27年5月(平成29年に一部修正あり)	布田川・日奈久断層帯　中部・南西部連動　M7.9 南海トラフ　M9.0	地震調査研究推進本部 地震調査委員会発表 内閣府　中央防災会議発表	○	○	○
阿蘇市	阿蘇市地域防災計画書	4	平成29年度　水防計画 平成29年度　地域防災計画 阿蘇火山防災計画 災害時要援護者支援計画(地域福祉計画第2部)	平成29年6月13日修正			○	×	×
嘉島町									
氷川町									
八代市	八代市地域防災計画	4	一般災害対策編 地震・津波対策編 資料編 国民保護計画	平成29年	布田川・日奈久断層帯　中部・南西部連動(地震の規模は記載無し)	熊本県地震・津波被害想定調査結果	○	○	○
苓北町									
和水町	和水町地域防災計画・水防計画	1		平成29年6月				×	×
荒尾市	荒尾市防災計画書	1		平成29年			○	○	×
玉東町	玉東町地域防災計画	1		平成27年					
南関町	南関町地域防災計画	1		平成29年6月			○	×	×
菊池市	菊池市地域防災計画	2	風水害対策編 震災対策編	平成28年5月	布田川・日奈久断層帯 M7.9 南海トラフ M9.0	地震発生の可能性に関する国の長期評価	○		○
玉名市	玉名市地域防災計画書	3	計画編 資料編 平成29年度水防計画書	平成29年			○	○	×
宇城市									
球磨村									
上天草市	上天草市地域防災計画	9	目次 第1編 第2編第1章 第2編第2章 第2編第3章 第3編第1章 第3編第2章 第3編第3章 第4編	HPの更新日が2015年であるため、平成27年であると考えられる	布田川・日奈久断層帯中部・南西部連動 M7.9 南海トラフ M9.0	地震調査研究推進本部　地震調査委員会発表 内閣府　中央防災会議発表	○	○	○
南小国町									
錦町									
湯前町	地域防災計画書	1		平成29年	布田川・日奈久断層帯 震度5強 人吉盆地南縁断層帯 震度6強 (いずれも地震の規模は記載無し)	地震・津波被害想定調査結果(熊本県、平成24年度)	○	×	×
合志市	合志市地域防災計画書	3	本編 資料編 災害危険箇所管内図	平成26年			○	×	×
宇土市	宇土市地域防災計画	5	表紙・目次 第1部　一般災害対策編・宇土市原子力災害対策計画 第2部　地震・津波災害対策編 第3部　災害危険箇所 資料編	平成29年	布田川・日奈久断層帯中部・南西部連動 M7.9 南海トラフ M9.0	地震調査研究推進本部 地震調査委員会発表 内閣府　中央防災会議発表	○	○	○
山都町	山都町地域防災計画	4	一般対策編 震災対策編 山都町指定緊急避難場所 山都町指定避難所	平成29年6月			○	×	×
高森町	高森町地域防災計画	1		平成29年6月			○	×	×
長洲町	長洲町地域防災計画	2	地域防災計画 水防計画書	平成29年6月			○	○	×
熊本市	熊本市地域防災計画書	5	共通編 地震・津波災害対策編 風水害編 大規模事故対策編 資料編	平成29年9月			○	○	○

表 1. 熊本県内の地域防災計画の策定状況について(その 2)

県市町村名	冊子名	編数	詳細	最新発行日	地震災害の最大想定規模	根拠資料	地震の揺れ	津波	液状化
津奈木町									
美里町	美里町地域防災計画	8	新旧対照表 一般災害対策 震災対策 災害危険個所一覧 避難所一覧 平成24年度国民保護計画 防災マップ(表) 防災マップ(マップ面)	平成29年	布田川・日奈久断層帯中部・南西部連動 M7.9	県の調査及び地震調査推進本部の長期評価	○	×	○
御船町	御船町地域防災計画	5	表紙・目次H24(1) 防災計画書(計画編)H24(2) 防災計画(別表3,4)H24(3) 防災計画(資料編)御船町(4) 防災会議運営要綱/災害対策本部運営要綱(5)	平成24年			○	×	×
益城町									
甲佐町									
大津町	大津町地域防災計画	1		平成29年			○	×	×
菊陽町	菊陽町地域防災計画書	2	地域防災計画書 水防計画書	平成27年			○	×	×
玉東町									
山鹿市									
小国町	小国町地域防災計画	2	平成29年度地域防災計画 地震・津波災害対策編	平成29年	布田川・日奈久断層帯　中部・南西部連動 M7.9 南海トラフ M9.0	地震調査研究推進本部 地質調査委員会発表 内閣府　中央防災会議発表	○	×	○
産山村									
南阿蘇村	南阿蘇村地域防災計画	2	南阿蘇村地域防災計画(合冊) 南阿蘇村水防計画書	平成27年6月	南阿蘇村役場長陽庁舎付近を震源とするM7.3の地震	内閣府の「地域被害想定ツール」	○	×	○
西原村									
水俣市	水俣市地域防災計画	3	平成28年度水俣市地域防災計画 平成27年度水俣市国民保護計画 水俣市災害避難地図	平成28年	布田川・日奈久断層帯(中部南西部の連動型) M7.9	県が行った地震・津波被害想定調査結果(平成23-24年)	○	○	○
人吉市	人吉市地域防災計画書・人吉市水防計画書	1		平成28年5月	布田川・日奈久断層帯 M7.9 南海トラフ M9.0	地震・津波被害想定調査結果(熊本県, 平成24年度)	○	×	×
あさぎり町	あさぎり町地域防災計画書	2	本文 資料編(危険個所一覧)	平成29年6月	布田川・日奈久断層帯 M7.9 南海トラフ M9.0	地震・津波被害想定調査結果(熊本県, 平成24年度)	○	×	×
多良木町									
水上村									
相良村									
五木村	五木村地域防災計画書	1		平成25年6月			○	×	×
山江村	山江村地域防災計画書	2	地域防災計画書 避難勧告等の発令基準	平成29年6月			○	×	×
天草市	天草市地域防災計画書	5	表紙・目次 一般災害編 地震・津波災害編 天草市水防計画 資料編	平成29年8月	布田川・日奈久断層帯中部・南西部連動 M7.9 南海トラフ M9.0	地震調査研究推進本部　地震調査委員会発表 内閣府　中央防災会議発表	○	○	○

b) 熊本県内 45 市町村防災担当者へ本プロジェクトの概要説明

平成 29 年 5 月 24 日に熊本県庁で開催された「平成２９年度市町村及び消防本部等国民保護・防災・消防担当課長及び担当者会議」において本プロジェクトの概要と昨年度の進捗を報告し、調査協力を要請した。

c) 熊本県博物館ネットワークセンターとトレンチ剥ぎ取りの活用と保管について協議

平成 29 年 11 月 1 日に、平成 29 年度または平成 30 年度に計画されている布田川断層帯、日奈久断層帯のトレンチ調査で得られる剥ぎ取り標本の保管先である熊本県博物館ネットワークセンターと事前調整を行った。

協議では、熊本大学より「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」に関する概要説明を行い、平成 29 年度または平成 30 年度に実施予定の活断層トレンチ調査において、今後の防災教育に活用可能な剥ぎ取り標本が得られた場合の保管・活用に関して事前調整を行った。その結果、剥ぎ取り標本の保管・活用に関しては既に熊本県博物館ネットワークセンターで実績もあり問題ないとの回答を得た。また、実際に活断層の剥ぎ取りを行う際には、博物館ネットワークセンターの職員参加の要望が出された。さらに収蔵庫に保管されている剥ぎ取り標本を見学し、保管・活用する際の運搬の利便性等について意見交換を行った。

d) 熊本県知事公室危機管理防災課と本プロジェクトの成果物活用について討議

平成 29 年 12 月 25 日に熊本県知事公室危機管理防災課と本プロジェクトの成果物活用方法について討議を行った。熊本大学より「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」に関する概要説明を行い、主に平成 28 年度の調査結果を基に活用方法について議論を行った。

これらの議論から、熊本県危機管理防災課では熊本地震後、活断層に関する問い合わせが住民から多く寄せられていること、住民向け出前講座の要請や防災教育の要請が多く発生していること、次の防災・減災を実現するために活断層を避けて役場等の公共施設の建設を行うことが必要であること、地域防災計画の策定根拠資料として活断層に関わるデータを一元化する場を求めていることが明らかになった。

e) 熊本地震関連委員会への委員出席

調査成果、知見を用いて下記委員会に委員として出席し、発言を行った。また、委員会によっては委員長として委員会を取りまとめた。

1. 国土交通省　砂防事業評価委員会　委員(竹内裕希子)
2. 国土交通省九州地方整備局　国道３２５号ルート・構造に関する技術検討会　委

員(松田泰治) ＊図 1 (2018 年 3 月 24 日熊本日日新聞)

3. 国土交通省九州地方整備局　阿蘇山直轄砂防事業の計画段階評価に関する有識者委員会　委員(竹内裕希子)
4. 熊本県　熊本地震震災ミュージアムのあり方検討有識者会議　委員(竹内裕希子)
5. 益城町　益城町「平成 28 年熊本地震記憶の継承」検討・推進委員会　委員(竹内裕希子) ＊図 2(2018 年 4 月 3 日益城町 HP)
6. 南阿蘇村　避難所運営マニュアル策定委員会　委員長(竹内裕希子)
7. 九州橋梁・構造工学研究会　熊本地震特別委員会　委員長(松田泰治)



3 総合　平成30年(2018年)3月24日 土曜日

阿蘇大橋 全長を短縮

架け替え最終設計 20年度開通めざす

九地整

国土交通省九州地方整備局（九地整）は23日、熊本地震で崩落した国道325号阿蘇大橋（南阿蘇村）の架け替えについて、最終的な設計を公表した。新橋の本体（345㍍）を含む全長を525㍍に短縮し、地震に強い工法を採用した。同省は2020年度の全線開通へ向け、18年度中に本体工事に着手する方針。

当初案は、国道57号と結ぶアプローチ区間を260㍍と想定していたが、地質調査を踏まえて約80㍍短くし、道路側を盛り土で延ばす。黒川沿いに活断層があると推定されており、地震の揺れに対しアプローチ区間の橋の一部損傷にとどめて全体の落下を防ぐという。同日、九地整が開いた有識者の技術検討会で了承された。

阿蘇大橋の復旧は、管理者の県に代わって国が実施。元の位置から約600㍍下流に設ける計画で、黒川に架かる本体部分は地震に強く工期が比較的短い「PCラーメン橋」と呼ばれるコンクリート橋とする。

（馬場正広）

図 1. 国土交通省九州地方整備局「国道３２５号ルート・構造に関する技術検討会」(2018 年 3 月 24 日熊本日日新聞)



図 2.　益城町「平成 28 年熊本地震記憶の継承」検討・推進委員会
（2018 年 4 月 3 日益城町 HP）

f）市町村職員への研修

調査成果、知見を用いた市町村職員研修の実施を下記 3 回実施した。

1. 2017 年 5 月 31 日　市町村職員中央研修所「災害に強い地域づくりと危機管理①

災害対応力の強化と減災―地震―」，講師(松田泰治)

2. 2017 年 12 月 8 日　「地域防災における地区防災計画と学校の関係～熊本地震の避難所運営課題を通じて～」，福岡地域コミュニティ活性化市町村担当職員研修会，講師(竹内裕希子)，於：福岡市
3. 2018 年 2 月 14 日　市町村職員中央研修所　「災害に強い地域づくりと危機管理②災害対応力の強化と減災―地震―」，講師(松田泰治)

g) 住民を対象とした防災・減災講演、防災士養成講座支援

調査成果、知見を用いた住民への研修を下記 19 回実施した。

＜一般市民向け＞

1. 2017 年 5 月 20 日　「『さまざまないつもの備え』～普段のカバンの中に+α・備蓄、避難所運営キットのお話～」，春竹防災の日，講師，於：熊本県熊本市
2. 2017 年 8 月 27 日　「避難所運営の課題と対策」　NPO 法人防災白熱アカデミィ語り部会，講師，/パネルディスカッション「災害に強い街と弱い街」，コーディネーター，於：神戸市
3. 2017 年 10 月 7 日　「熊本地震後の地域防災と防災教育」，熊本大学工業会熊本支部総会，講師，於：熊本市
4. 2017 年 10 月 21 日　「防災・減災に向けてⅢ　地域防災における地区防災計画と学校の関係」，熊本大学公開講座　知のフロンティア講座，講師，於：熊本市
5. 2017 年 10 月 21 日　「地域防災，防災教育，震災から学ぶ取組み」，九州産業コンサルタント協会　定期総会，講師，於：福岡市
6. 2017 年 11 月 21 日　「熊本地震から学ぶⅡ～普段の取り組みの大切さ～」，平成 29 年度　くまもと県民カレッジ　サテライトあさぎり教室，講師，於：熊本県あさぎり町
7. 2017 年 11 月 26-27 日　「避難所初動運営キット」，防災推進国民大会　ぼうさいこくたい 2017，展示，於：宮城県仙台市
8. 2017 年 12 月 15 日　「災害時の地域連携のために」，熊本市中央区　そなえる防災講座，講師，於：熊本市
9. 2017 年 12 月 19 日　「地域防災力向上のために-地区防災計画の取組み-」，熊本市　平成 29 年度地域防災セミナー「地域における防災力向上を目指して」，講師，於：熊本市
10. 2018 年 2 月 21 日　熊本県生涯学習推進センター　平成 29 年くまもと県民カレッジ主催講座　「科学技術コース第 5 回　都市防災とリスクマネジメント～地震工学の観点から～」，講師(松田泰治)
11. 2018 年 3 月 13 日　日本カナダ文化交流事業「Community Based Disaster Risk Reduction: Lesson form Kumamoto Earthquake 2016」，講師，カナダ・カルガリー領事館・カルガリー大学，於：カナダ・カルガリー

＜企業向け＞

1. 2017 年 6 月 13 日　「災害被災地域の小学生を対象とした防災教育」，砂防・地すべり技術センター講演会，講師(竹内裕希子)，於：東京都千代田区
2. 2017 年 8 月 29 日　「地域防災、防災教育震災から学ぶ取組」，事業化マッチングのためのラウンドテーブル，講師(竹内裕希子)，於：熊本市
3. 2017 年 9 月 20-21 日　「避難所初動運営キット」，先進建設技術フェア in 熊本/九州ライフガード TEC，展示(竹内裕希子)，於：熊本県益城町
4. 2017 年 11 月 26-27 日　「避難所初動運営キット」，防災推進国民大会 2017 ぼうさいこくたい，展示(竹内裕希子)，於：宮城県仙台市
5. 2018 年 3 月 1 日　「避難所初動運営キット」，くまもと産業復興支援プロジェクトフォーラム，展示(竹内裕希子)，於：熊本県益城町

＜講義・ぼうさい塾＞

1. 2017 年 9 月 23 日　「地域防災における自助，共助の役割～日頃から避難時の対応まで～」，第 12 回　熊本県火の国ぼうさい塾，講師(竹内裕希子)，於：八代市
2. 2018 年 2 月 11 日「地域防災における自助，共助の役割～日頃から避難時の対応まで～」，第 13 回　熊本県火の国ぼうさい塾，講師(竹内裕希子)，於：山鹿市
3. 2018 年 2 月 17-18 日　「避難と避難所について」，菊池・菊陽・合志合同防災士養成講座，講師(竹内裕希子)　於：熊本県菊池・菊陽・合志

また、自主防災組織の日頃の活動方法や災害時の対応における指導書として「地域防災活動支援プログラム(熊本県危機管理防災課)」並びに「自主防災活動事例集(熊本地震対応編)（熊本県危機管理防災課)」の作成を行った。



図 3.　地域防災活動支援プログラム

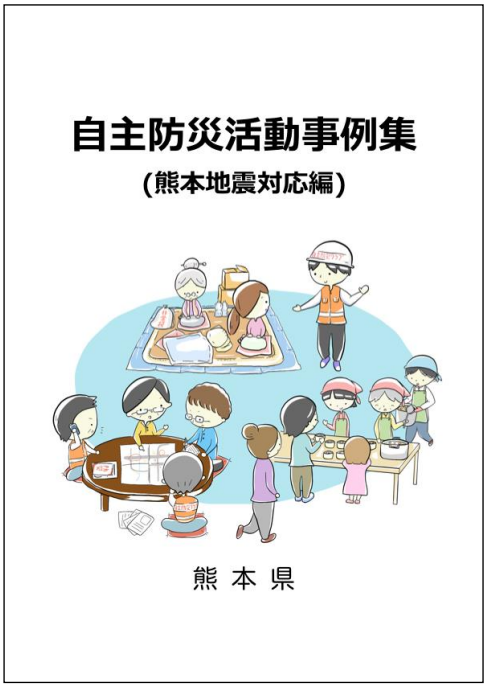


図 4.　自主防災活動事例集(熊本地震対応編)

2）教育行政に対する調査成果の普及と活用に関する検討

教育行政に対する調査成果の普及と活用に関する検討では以下の内容を実施した。

a. 防災教育関連委員会への委員出席
b. 熊本地震で被災した教育機関へのヒアリング調査
c. 揺れの伝わりに関する教材作成
d. 防災教育の実施

a）防災教育関連委員会への委員出席

調査成果、知見を用いて下記委員会に委員として出席、発言を行った。また、委員会によっては委員長として委員会を取りまとめた。

1. 熊本県教育庁　防災教育を中心とした実践的安全教育総合支援事業に係る推進委員会　委員長(竹内裕希子)
2. 熊本県教育庁　「学校防災教育指導の手引」作成委員会　委員(竹内裕希子)

また、小学校・中学校・中高等学校における防災教育の指導書として「学校防災教育指導の手引」の作成を行った。



図 5. 熊本県教育委員会「学校防災教育指導の手引き」

b）熊本地震で被災した教育機関へのヒアリング調査

熊本地震で被災した教育施設 17 箇所の校長・教頭などの学校管理者等に 4 月 14 日の前震から学校再開までの状況と課題についてヒアリング調査を行った。

災害後の学校は校内点検や安否確認などの「緊急時対応」、避難者や支援者・支援物資の受入れなどの「避難所対応」、通学路の確認や教室準備などの「学校再開準備」の 3 つの内容に取組むことが明らかになった。学校再開後は、児童・生徒の心のケア、余震による二次災害対策などが大きな課題であった。特に心のケアの中には地震に対する知識等が不足していることに対する恐怖を払拭することも求められ、非常に基礎的な防災教育教材が不足していることが明らかになった。

また、2011 年東日本大震災で大きな被害を受けた宮城県石巻市の取り組み事例から、学校災害直後は児童・生徒の心のケアが中心になり、時間が経つにつれ心のケアを減少させ、代わりに防災教育を導入していくことが望ましいことが明らかになった。益城町を中心とする熊本地震の被災地においても同様のプロセスが用いられていることから、防災教育が本格化できるのはこれからの時期であると考えられる。

表 2. ヒアリング先一覧

	ヒアリング先	ヒアリング実施日		ヒアリング先	ヒアリング実施日
益城町	広安西小学校	2017年6月16日	熊本市	桜山中学校	2017年6月15日
	広安小学校	2017年6月16日		黒髪小学校	2017年12月22日
	津森小学校	2017年4月21日		済済黌高等学校	2017年3月3日
	益城中央小学校	2017年4月21日		託麻南小学校	2018年1月24日
	飯野小学校	2017年9月13日		熊本支援学校	2017年12月21日
	益城中学校	2017年9月12日		熊本かがやきの森支援学校	2018年1月24日
	木山中学校	2017年6月15日		黒髪校区第四町内自主防災クラブ	2017年4月20日
	益城町教育委員会	2017年12月21日			
	テクノ仮設団地D	2017年9月12日			
	広安校区自主防災組織	2018年1月15日			

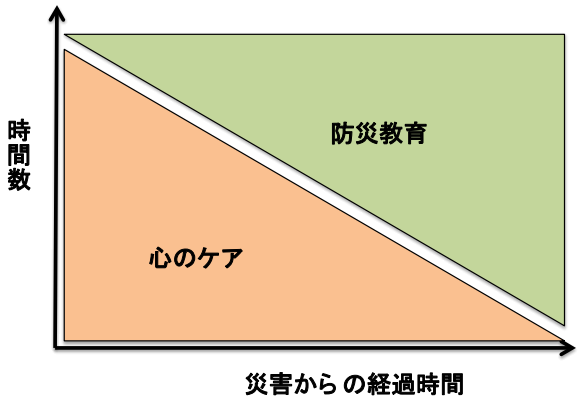


図 6. 心のケアと防災教育の関係

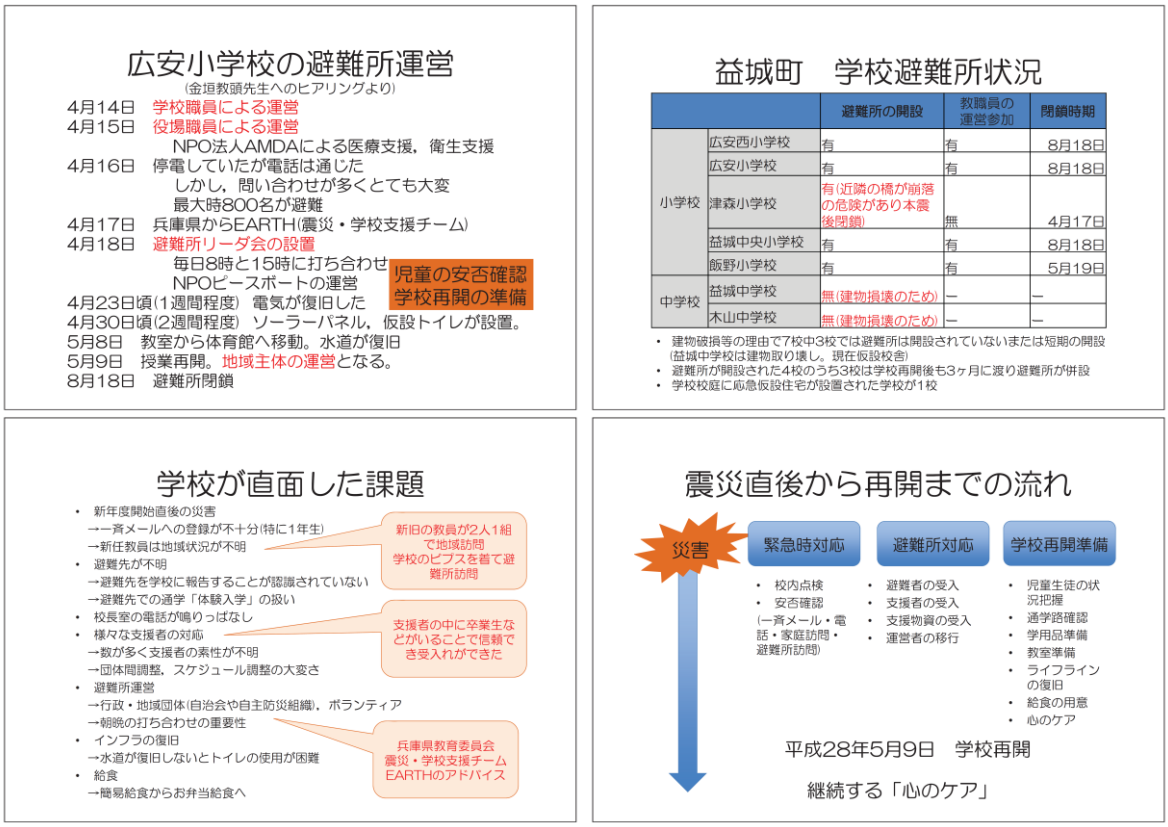


図 7. 学校再開へのプロセスと課題

c) 揺れの伝わりに関する教材作成

サブテーマ 3 が実施する「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」の成果を教材化することに取組んだ。

強震動予測の研究成果を理解するためには、揺れには周期の違いがあること、また「ある一地点の揺れ」と「2 地点間の揺れの伝わり」があることを学ぶ必要がある。揺れには周期の違いがあることについては、昨年度名古屋大学が開発した強震動建物模型「電動ぶるる」を用いた。本年度は、地震の「揺れ」と「揺れの伝わり」の違いを学ぶための教材作成を行い、益城町で開催された「地震火山こどもサマースクール」などで使用した。

地震の揺れは、ある一地点の揺れの始まりと終わりを示したものと、2 地点間の揺れの伝わりを理解する必要がある（図 8)。

地震による「ある一地点の揺れ」については、2016 年熊本地震本震時に西原村小森で観測された水平地動変位を大型印刷物で展示した(図 9)。実スケールの大型印刷物の上を移動することで挙動を体験し、一地点での揺れを実感することができる。

「揺れの伝わり」については、直径 5cm の発砲スチロール玉を 1m 間隔で麻紐に吊り下げたものを「ある 2 地点間」と設定し、一地点からの揺れの伝わりを説明した(図 10)。

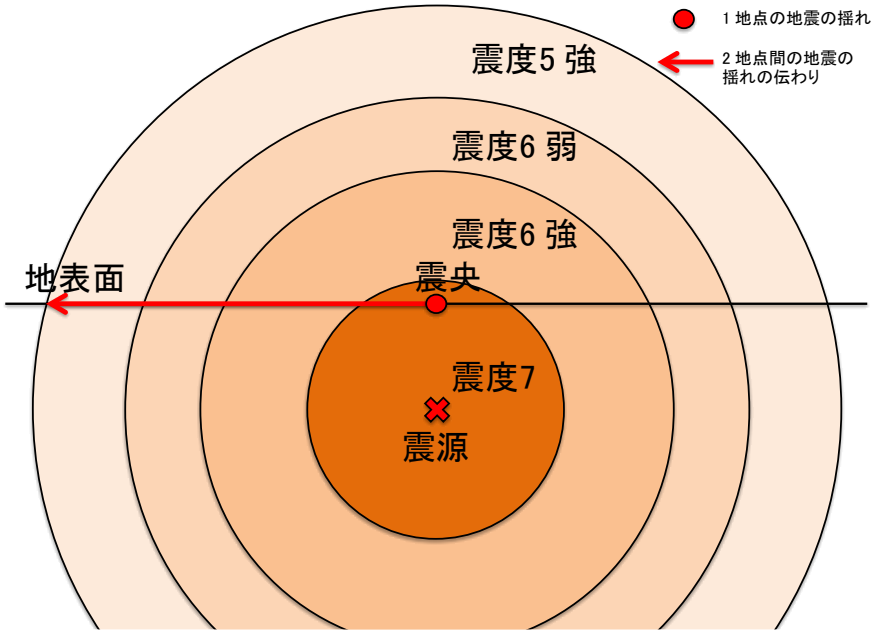


図 8.「一地点の揺れ」と「揺れの伝わり」の違い



図 9. 実スケールの大型印刷物を用いた「一地点の揺れ」の説明



図 10. 模型実験で震源からの「揺れの伝わり」を説明

d) 防災教育の実施

調査成果、知見を用いて下記 4 件の防災教育を実施した。

- 平成 29 年 8 月 10-11 日に益城町で開催された「地震火山こどもサマースクール」において講師の派遣、教材の提供、開催協力。
- 平成 30 年 1 月 14-15 日　益城中学校講義
- 平成 30 年 1 月 19 日　南阿蘇中学校　講義・トレンチ見学
- 平成 30 年 2 月 4 日　安永子ども会熊大訪問　講義・実験



図 11. 地震火山こどもサマースクール(2017 年 9 月益城町広報誌)



熊本日日新聞　平成29年(2017年)8月10日　木曜日

地震、火山の仕組みは？
益城町でサマースクール

熊本地震で被災した益城町の子どもたちが「地震や火山の仕組みを学ぶ」「地震火山こどもサマースクール」が9日、同町で始まった。10日まで。

サマースクールは、日本地震学会と日本火山学会、日本地質学会が阪神大震災をきっかけに1999年から毎年実施。県内開催は初めてで、同町と熊本大が加わった実行委が主催した。

小学4年生から大学生までの約30人が参加した。バスに乗って大学の研究者らの説明を聞きながら町内を巡り、同町杉堂の潮井神社では地表に露出した断層を観察。町交流情報センターでは、粘土で作った火山模型を水槽に沈め、入浴剤を使って火砕流を再現する実験に取り組んだ。

津森小6年の山田太陽君は「ずれた断層を見て地震のパワーを感じた。火砕流が新幹線くらい速いと聞いてびっくりした」と話した。10日は野外観察の後、同センターで子どもたちが学んだことを発表する。

（久保田尚之）

入浴剤を使って火砕流を再現する実験に取り組む子どもたち＝9日、益城町

図 12. 地震火山こどもサマースクール(2017 年 8 月 10 日熊本日日新聞)

(c) 結論ならびに今後の課題

本研究調査の成果を関係自治体および地域住民の防災・減災に役立てることを目的に防災行政並びに教育行政に分け検討を行った。

その結果、以下のことが明らかになった。

1. 熊本県および県内 45 市町村の地域防災計画のうち 29 行政の地域防災計画(地震災害編)の資料調査から、地震災害の最大想定規模の根拠資料に「内閣府中央防災会議資料」、「地震調査研究推進本部資料」、平成 24 年に熊本県が実施した「地震・津波被害想定調査結果」が使用されていること、地域防災計画の作成は毎年実施されておらず、国の防災基本計画の改定を受けて 1 年後に都道府県の地域防災計画が改定され、さらにそれを受けて 1 年後に地域防災計画が改定される流れが一般的であること、様々な調査結果が「内閣府中央防災会議資料」や「地震調査研究推進本部資料」に反映されるには年単位の時間を要することから、現在進められている詳細な活断層調査の結果が市町村の地域防災計画に反映されるには 5-6 年の時間がかかることが明らかになった。
2. 熊本県知事公室危機管理防災課へのヒアリング調査から、熊本県庁には熊本地震後活断層に関する問い合わせが住民から多く寄せられていること、これは市町村行政も同様であること、住民向け出前講座の要請や防災教育の要請が多く発生していること、次の防災・減災を実現するために活断層を避けて役場等の公共施設の建設を行うことが必要であること、地域防災計画の策定根拠資料として活断層に関わるデータを一元化する場を求めていることが明らかになった。
3. 熊本地震で被災した教育施設 17 箇所のヒアリング調査から、災害後の学校は校内

点検や安否確認などの「緊急時対応」、避難者や支援者・支援物資の受入れなどの「避難所対応」、通学路の確認や教室準備などの「学校再開準備」の 3 つの内容に取組むこと、学校再開後は、児童・生徒の心のケア、余震による二次災害対策などが大きな課題であること、特に心のケアには地震に対する知識等が不足に起因する恐怖感の払拭が必要であり、その教材が不足していることが明らかになった。

熊本地震後多くの防災・減災講演や研修の依頼が発生していること、多くの有識者委員会が発足していることから、今後も引き続き地域の防災リーダー育成支援や住民および教職員などを対象とした防災塾や防災・減災講座、防災士養成講座、教員研修などにおいて本調査研究のデータや成果を活用した教材作成や提供が求められると予測する。効率よく教材や人材を提供できる仕組みづくりが課題になると考えられる。

また、次の防災・減災を実現するために活断層を避けて役場等の公共施設の建設を行うことが必要であること、地域防災計画の策定根拠資料として活断層に関わるデータを一元化する場が求められていることから、行政を対象とした熊本県下の活断層に関わるデータベース・ポータルサイトの構築・運用が課題になると考えられる。

４．全体成果概要

平成28年熊本地震を踏まえ、同地震発生域を含む布田川断層帯および日奈久断層帯において、平成29年度は平成28年度に引き続き、「活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測」、「断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測」、および「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」を実施して、平成28年熊本地震の地表地震断層や地下の震源断層などの分布・形状の推定精度を向上させるとともに、布田川断層帯および日奈久断層帯の断層の位置・形状や活動度、地下構造などに関して知見を得た。また、「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」を実施して、関係自治体と密接に連携しながら、適切かつ効果的な調査を行うとともに、本調査研究を関係自治体や地域住民の防災・減災に役立てるための啓発活動に取り組んだ。

「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」に関しては、調査領域を陸域と海域に分けて調査を実施した。

陸域では、平成 28 年熊本地震によって生じた地表変形に関する情報収集を引き続き実施し、地震断層の変位量分布と断層の走向に直交する伸張量の解明を行い、国土交通省や国土地理院が実施した調査との整合性を確認した。この調査により、布田川断層帯では右横ずれ 2.5m 程度、南東側隆起 2m 程度、水平伸長 1.5m 程度の変動が生じたことを明らかにした。また、日奈久断層帯の高野−白旗区間では横ずれ 0.7m、北西側隆起 0.2m、水平伸長 0.3m の変位が生じたことを明らかにした。さらに、変位量が 0.2m 以下の副次的な地震断層がおおよそ 35km 四方の範囲に生じたことを確認するなど、平成 28 年熊本地震にともなう断層変位の全容を明らかにして整理した。

阿蘇カルデラ内に出現した地震断層のうち、濁川左岸に沿って伸びる地溝・亀裂群を対象として、地形地質調査、地中レーダーによる地下構造探査、ボーリング調査、およびトレンチ調査を実施した。トレンチ調査の結果、少なくとも約 3.1 万年前までの地層が確認され、それらが地表地震断層へとつながる正断層によって変形・切断されていることが確認された。詳細な観察と年代測定の結果、1800〜1300 年前の最新活動を含め少なくとも５回のイベントが確認され、平均活動間隔は 2600〜1700 年と見積もられた。これまでの布田川断層帯の活動履歴と比較すると明らかに短く、想定より頻繁に活動している可能性が示唆された。

上益城郡益城町島田地区（布田川断層帯宇土区間北甘木断層）において 2016 年熊本地震に伴い出現した地震断層を横断するトレンチ調査の結果、熊本地震の痕跡の可能性がある開口割れ目が認められたものの明瞭な地層の変形は認められなかった。一方、熊本地震とは異なり地層に明瞭な変形を伴う断層活動イベントが認定され、その時期は約 15,760 年前以降で約 2,750 年前以前あるいは約 9,550 年前以前と推定された。

日奈久断層帯日奈久区間の南部の活動履歴を明らかにするため、八代市川田町においてトレンチ調査を行った。事前ボーリングでは断層の存在が想定されたが、掘削範囲が人工構造物によって制限されていたことや、堆積物が厚かったため、活断層そのものはトレン

チ壁に出現しなかったが、地層の傾動を確認した。年代測定の結果、少なくとも約6,700-7,000年前以降に地層の傾動が生じたことが明らかになった。

海域では、八代海の海上ボーリング調査で得られた堆積物コア試料の分析と、稠密に取得した高分解能音波探査記録にもとづく評価対象断層の形状を把握するための解析を実施した。堆積物コア試料について、堆積年代の精度を向上させ、塊状の内湾泥底堆積物における鉛直方向の物性変化を明らかにした。以上にもとづき、最近10,000年間に少なくとも４回の上下変位を確認し，高分解能音波探査記録の解析により、評価対象断層の形状および断層周辺の地質構造を三次元的に捉えた。

「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」に関しては、「地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測」と「地殻変動調査観測」が実施された。このうち、「地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測」については、平成28年熊本地震の活動域を含む布田川・日奈久断層帯周辺域において、平成28年度に引き続き自然地震観測を継続するとともに、解析結果を総合して、熊本地震の震源構造と震源域の地殻構造、および起震応力の時間的空間的変化の特徴をまとめた。その結果、最大前震および本震の破壊開始点付近の複雑な断層構造が明らかになった。最大前震や本震は、布田川・日奈久断層帯の傾斜方向とは逆の東南東傾斜の断層面で破壊が開始し、それが日奈久断層帯や布田川断層帯に乗り移って大きなすべりが発生したと推定される。布田川・日奈久断層帯周辺の3次元地震波速度構造および3次元比抵抗構造と震源分布の比較から、地震は低速度域を避けて発生していることや、規模の大きな地震は低比抵抗領域の縁で発生していることが明らかになった。また、熊本地震発生前の背景の地震活動の深さの下限（D95）から本震の震源断層の幅が推定可能であることが確認された。さらに、起震応力の解析から、熊本地震の発生により断層帯近傍のせん断応力が減少したことや、熊本地震発生前の背景の地震活動から推定した応力場で本震時のすべり方向を予測できる可能性が示された。さらに、日奈久断層帯・高野–白旗区間を横切る測線における繰り返しGNSS観測の結果、震源断層南西端近傍の地殻変動の推移が高い空間分解能で明らかになり、高野-白旗区間の断層すべりは、GNSS測線の北側に留まっていることが示された。

MT法比抵抗探査については、これまでさまざまな機関により蓄積されてきた広帯域MTデータを再解析し、周期0.01～2000秒の周波数応答関数をコンパイルした。熊本地震震源域においてはWSINV3DMTインバージョンコード(Siripunvaraporn and Egbert, 2009)を使用し、80観測点のデータを入力とした3次元解析を行った。平成30年度に予定している日奈久断層および宇土半島周辺での広帯域MT調査のため、その周辺地域において予備調査を行い、3次元解析の結果と併せて平成30年度の探査計画を策定した。

一方、「地殻変動調査観測」については、平成 28 年熊本地震発生直後に設置した GNSS 観測点での観測を、長期的な余効変動を明らかにする目的で継続した。日奈久断層帯八代海区間付近の地殻変動を明らかにするために鹿児島県獅子島に設置した GNSS 観測点での観測についても継続した。それらの観測データの解析の結果、約２年間の余効変動の推移が明らかになり、日奈久断層帯東側の特に南北成分で大きな余効変動が生じていること、地震発生後の１年間よりも、２年目では余効変動としては鈍化していることも明らかになった。また、九州大学、京都大学、鹿児島大学で設置した GNSS 観測点、国土地理院による GEONET 観測点のデータを解析し、ひずみ速度を求めた。布田川断層帯付近では最大せん断

ひずみ速度の方向は断層帯の走向に一致している。日奈久断層帯・高野―白旗区間でも最大せん断ひずみ速度の方向が断層帯の走向に一致しているが、南にいくにしたがって断層帯の走向と斜交していることが明らかとなった。これらのことから、布田川・日奈久断層帯のうち、平成 28 年熊本地震の際に活動したと考えられる区間では、断層上でせん断ひずみが最大になっていたことがわかった。

「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」に関しては、布田川・日奈久断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる可能性が高い、八代平野およびその周辺域においての調査観測を重点的に進めた。具体的には、八代平野における反射法地震探査、八代平野における微動アレイ観測、八代平野と熊本平野の接合部での微動観測、熊本県震度情報ネットワーク観測点等における微動アレイ観測、八代平野を中心とした余震・微動アレイ観測、熊本県震度情報ネットワークシステム波形データを用いた観測点サイト特性評価、深井戸ボーリング情報の収集などを実施した。その結果、八代平野における堆積層基盤面までの反射地震断面による構造情報や、堆積層内および基盤におけるＳ波速度に関する基礎情報が得られた。また、八代平野と熊本平野の接合部や天草諸島、葦北地域及び人吉盆地地域についてもＳ波速度構造及び堆積層厚に関する情報が得られた。これらの情報に加え、八代平野をはじめ断層帯近傍の観測点サイト特性評価や深井戸の地質柱状図などの資料も踏まえ、対象地域の三次元地下速度構造モデルの高度化の方針についてまとめた。

「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」に関しては、大規模な被害地震後の活断層の総合的な調査研究を遂行するにあたり、調査段階及び調査終了後において関係自治体とのより密接な連携を行うことで、調査研究の円滑な推進を図るとともに、防災教育や調査研究成果等の多方面への実践的な活用方策を研究・検討している。平成 29 年度は､熊本県の市町村防災担当者の研修プログラム等を活用した本調査研究の周知と連携の強化や、トレンチ壁面観察や地震火山こどもサマースクールの共催などの防災教育に加え、防災行政と教育行政を対象にヒアリング調査を実施して、調査成果の普及と活用について行政のニーズと課題を検討した。

熊本県内 45 市町村の地域防災計画のうち 29 市町村の地域防災計画(地震災害編)の資料調査から、地震災害の最大想定規模の根拠資料に「内閣府中央防災会議資料」､「地震調査研究推進本部資料」、平成 24 年に熊本県が実施した「地震・津波被害想定調査結果」が使用されていること、地域防災計画の作成は毎年実施されておらず、国の防災基本計画の改定を受けて 1 年後に都道府県の地域防災計画が改定され、さらにそれを受けて 1 年後に地域防災計画が改定される流れが一般的であること、様々な調査結果が「内閣府中央防災会議資料」や「地震調査研究推進本部資料」に反映されるには年単位の時間を要することから、現在進められている詳細な活断層調査の結果が市町村の地域防災計画に反映されるには 5-6 年の時間がかかることが明らかになった。

また、熊本県知事公室危機管理防災課へのヒアリング調査から、熊本県庁には熊本地震後活断層に関する問い合わせが住民から多く寄せられていること、これは市町村行政も同様であること、住民向け出前講座の要請や防災教育の要請が多く発生していること、次の防災・減災を実現するために活断層を避けて役場等の公共施設の建設を行うことが必要であること、地域防災計画の策定根拠資料として活断層に関わるデータを一元化する場を求めていること

が明らかになった。

さらに、熊本地震で被災した教育施設17箇所のヒアリング調査から、災害後の学校は校内点検や安否確認などの「緊急時対応」、避難者や支援者・支援物資の受入れなどの「避難所対応」、通学路の確認や教室準備などの「学校再開準備」の3つの内容に取組むこと、学校再開後は、児童・生徒の心のケア、余震による二次災害対策などが大きな課題であること、特に心のケアには地震に対する知識等の不足に起因する恐怖感の払拭が必要であり、その教材が不足していることが明らかになった。

５．成果の論文発表・口頭発表等

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

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
宮下由香里・白濱吉起・東郷徹宏・吾妻崇・亀高正男・鈴木悠爾・酒井亨・杉田匠平・松浦一樹	熊本県日奈久断層帯高野-白旗区間におけるトレンチ調査	活断層研究，46 号，表紙	2017 年 3 月
宮下由香里・白濱吉起	熊本県日奈久断層帯におけるトレンチ調査	活断層研究，46 号，5-7.	2017 年 3 月
白濱 吉起・宮下 由香里・吾妻 崇・東郷徹宏・亀高 正男・鈴木 悠爾	トレンチ調査が示す日奈久断層帯高野-白旗区間の活動履歴	JpGU-AGU Joint Meeting 2017	2017 年 5 月
大上隆史・阿部信太郎・上田圭一・青柳恭平・向山建二郎・須田茂幸	日奈久断層帯海域延長部の詳細な断層形状と完新世における活動性	日本地球惑星科学連合 2018 年大会	2018 年 5 月
白濱 吉起・宮下 由香里・吾妻 崇・東郷徹宏・亀高 正男・鈴木 悠爾	Paleoseismic history of the Hinagu fault zone, Kumamoto, Japan; Preliminary results of a trench excavation survey on the Takano-Shirahata segment	IAG-IASPEI 2017	2017 年 8 月
宮下由香里・東郷徹宏・吾妻崇・白濱吉起・亀高正男・酒井亨・鈴木悠爾・杉田匠平・松浦一樹	熊本県日奈久断層帯の古地震履歴-宇城市小川町南部田トレンチ調査結果-	日本地質学会第 124 年学術大会（2017 愛媛）説明会 於：文部科学省記者会会見室	2017 年 9 月 8 日
宮下由香里・東郷徹宏・吾妻崇・白濱吉	熊本県日奈久断層帯の古地震履歴-宇城市	日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨，253.	2017 年 9 月 18

起・亀高正男・酒井亨・鈴木悠爾・杉田匠平・松浦一樹	小川町南部田トレンチ調査結果-		日
須田茂幸・大川史郎・菊地秀邦・猪野滋・阿部信太郎・大上隆史・八木雅俊・岡村行信	日奈久断層海域延長部における海底活断層調査－超高分解能三次元探査による断層性状の把握－	日本地震学会 2017 年度秋季大会	2017 年 10 月
阿部信太郎・大上隆史・八木雅俊・岡村行信・細矢卓志・須田茂幸・向山建二郎・	日奈久断層海域延長部における海底活断層調査－海上ボーリングと高分解能マルチチャンネル音波探査に基づく活動性評価－	日本地震学会 2017 年度秋季大会	2017 年 10 月
阿部信太郎・大上隆史・八木雅俊・岡村行信・細矢卓志・向山建二郎・須田茂幸・大川史郎・菊地秀邦・猪野 滋	海底活断層調査のためのサイスミック・トレンチングを目指して－八代海における海上ボーリングと超高分解能三次元反射法地震探査－	海洋調査技術学会第 29 回研究成果発表会	2017 年 11 月
猪野 滋・須田茂幸・菊地秀邦・大川史郎・阿部信太郎・大上隆史	日奈久断層帯海域部における超高分解能三次元地震探査（UHR3D）－データ処理－	物理探査学会第 137 回学術講演会	2017 年 11 月
白濱 吉起・宮下 由香里・宮入 陽介・横山 祐典	放射性炭素連続分析に基づく日奈久断層帯高野-白旗区間の活動履歴	2017年度活断層学会秋季学術大会	2017 年 11 月
丸山　正	郷土資料と陸地測量部による正式 2 万分の 1 地形図に基づく布田川断層帯北甘木断層の位置の再検討と2016年熊本地震に伴い出現した地震断層	活断層研究,2017 巻 47 号, p.17-25 , doi:10.11462/afr.2017.47_17	2017 年 12 月

宮下由香里	2016 年熊本地震と日奈久断層帯の古地震履歴	第 218 回地震予知連絡会	2018 年 2 月 23 日
猪野 滋・須田茂幸・菊地秀邦・大川史郎・阿部信太郎・大上隆史	超高分解能三次元地震探査(UHR3D)－日奈久断層帯海域部における実施例－	物理探査	2018 年（印刷中）

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（２）断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

（２－１)地殻構造の解明のための地震、電磁気等による調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Matsumoto, S., Y. Yamashita, M. Nakamoto, M. Miyazaki, S. Sakai, Y. Iio, H. Shimizu, K. Goto, T. Okada, M. Ohzono, T. Terakawa, M. Kosuga, M.Yoshimi, and Y. Asano	Prestate of stress and fault behavior During the 2016 Kumamoto Earthquake (M7.3)	Geophys. Res. Lett., 45, doi:10.1002/2017GL075725.	2017 年 12 月 19 日
Shito, A., S. Matsumoto, H. Shimizu, T. Ohkura, H. Takahashi, S. Sakai, T. Okada, H. Miyamachi, M. Kosuga, Y. Maeda,	Seismic velocity structure in the source region of the 2016 Kumamoto earthquake sequence, Japan	Geophys, Res. Lett., 44, 7766-7772, doi:10.1002/2017GL074593.	2017 年 7 月 21 日

M. Yoshimi, Y. Asano, and M.Okubo			
光岡郁穂、松本聡、山下裕亮、中元真美、宮崎真大、酒井慎一、飯尾能久、2016 年熊本地震合同地震観測グループ	Sress condition around M6.5 earthquake fault of the 2016 Kumamoto earthquake sequence（ポスター）	日本地球惑星科学連合 2017 年大会,（幕張）	2017 年 5 月 21 日.
松本聡、山下裕亮、中元真美、宮崎真大、酒井慎一、飯尾能久、2016 年熊本地震合同地震観測グループ	Change in stress field around fault zones of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from moment tensor data of micro-earthquakes（口頭）	日本地球惑星科学連合 2017 年大会,（幕張）	2017 年 5 月 24 日.
Shimizu. H, Group for urgent joint seismic observation of the 2016 Kumamoto earthquakes	Complex seismicity and hypocenter distribution of the 2016 Kumamoto earthquakes, Kyushu, Japan, and their relation to the stress field and crustal structure（口頭）	IAG-IASPEI 2017（神戸）	2017 年 ８ 月 2 日
2016 年熊本地震合同地震観測グループ・相澤広記	2016 年熊本地震周辺域の比抵抗構造（ポスター）	第 142 回地球電磁気・地球惑星圏学会（宇治）	2017 年 10 月 17 日
清水洋，松本聡，松島健，相澤広記，中尾茂，山下裕亮，	九州中部における最近の地震活動と地殻変動（口頭）	日本地震学会 2017 年度秋季大会（鹿児島）	2017 年 10 月 27 日
松本聡，山下裕亮，中元真美，宮崎真大，酒井慎一，飯尾能久，2016 年熊本地震合同地震観測グ	2016 年熊本地震断層周辺の応力場変化２（口頭）	日本地震学会 2017 年度秋季大会（鹿児島）	2017 年 10 月 27 日

ループ			
光岡郁穂，松本聡，中元真美，山下裕亮，宮崎真大，飯尾能久，酒井慎一，2016 年熊本地震合同地震観測グループ	日奈久断層周域の応力場について（口頭）	日本地震学会 2017 年度秋季大会（鹿児島）	2017 年 10 月 27 日
神薗めぐみ，松本聡，山下裕亮，中元真美，宮崎真大，酒井慎一，飯尾能久,2016 年熊本地震合同地震観測グループ	2016 年熊本地震活動域における背景減衰構造と強散乱体の分布（口頭）	日本地震学会 2017 年度秋季大会（鹿児島）	2017 年 10 月 27 日
志藤あずさ，松本聡，清水洋，2016 年熊本地震合同地震観測グループ	布田川―日奈久断層帯の地震波速度構造（口頭）	日本地震学会 2017 年度秋季大会（鹿児島）	2017 年 10 月 27 日
松本聡	稠密地震観測データによる地殻活動の把握（口頭）	東京大学地震研究所共同利用特定研究Ｂ「地震波形解剖学の計算科学的新展開」研究集会（東京）	2018 年 ３月 9 日

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（２－２）地殻変動調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
S. Nakao, T. Matsushima, T. Tabei, M. Okubo, T. Yamashina, T.	Post-seismic deformation of 2016 Kumamoto Earthquake by continuous GNSS	地球惑星科学連合大会（幕張）	2017年5月22日

Ohkura, T. Nishimura, T. Shibutani, M. Teraishi, T. Ito, T. Sagiya, K. Masuhiro, T. Kato, J. Fukuda, A. Watanabe, Y. Ohta, S. Miura, T. Demachi, H. Takahashi, M. Ohzono, T. Yamaguchi and T. Okada	network（口頭）		
S. Nakao, T. Matsushima, T. Tabei, M. Okubo, T. Yamashina, T. Ohkura, T. Nishimura, T. Shibutani, M. Teraishi, T. Ito, T. Sagiya, K. Masuhiro, T. Kato, J. Fukuda, A. Watanabe, Y. Ohta, S. Miura, T. Demachi, H. Takahashi, M. Ohzono, T. Yamaguchi and T. Okada	Postseismic deformation of 2016 Kumamoto earthquake by the dense GNSS continuous observation (口頭)	IAG-IASPEI 2017（神戸）	2017年８月２日
中尾茂、松島健、田部井隆雄、山品匡史、大倉敬宏、西村卓也、澁谷拓郎、寺石眞弘、伊藤武男、鷺谷威、松廣健二	2016年熊本地震後のGNSSによる余効変動の観測（２）	日本地震学会2017年度秋季大会（鹿児島）	2017年10月27日

郎、加藤照之、福田淳一、渡邉篤志、三浦哲、太田雄策、出町知嗣、高橋浩晃、大園真子、山口照寛、岡田和見			
中尾茂、松島健、田部井隆雄、大久保慎人、山品匡史、大倉敬宏、西村卓也、澁谷拓郎、寺石眞弘、伊藤武男、鷺谷威、松廣健二郎、加藤照之、福田淳一、渡邉篤志、三浦哲、太田雄策、出町知嗣、高橋浩晃、大園真子、山口照寛、岡田和見	2016年熊本地震後のGNSSによる地殻変動観測（２）	日本測地学会第128回講演会（瑞浪）	2017年10月４日

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（３）断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(a)成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
岩田知孝・清水洋・岡本茂・秋永康彦・末廣匡基	熊本平野西部における反射法地震探査で得られた自然地震記録を用いた地下構造情報の抽出（口頭）	日本地震学会 2017 年度秋季大会（鹿児島）	2017 年 10 月 27 日
染井一寛・浅野公之・岩田知孝・宮腰	スペクトルインバージョンに基づく熊本	日本地震学会 2017 年度秋季大会（鹿児島）	2017 年 10 月 27 日

研・吉田邦一・吉見雅行	県内の強震観測点におけるサイト増幅特性（口頭）		
津野靖士・是永将宏・山中浩明・地元孝輔・岡本京祐・ 山田伸之・三宅弘恵・松島健	熊本平野で展開した臨時地震観測とその地震動特性（口頭）	日本建築学会第 45 回地盤震動シンポジウム、pp.24-33, （東京）	2017 年 11 月 24 日
Seiji Tsuno, Masahiro Korenaga, Kyosuke Okamoto, Kosuke Chimoto, Hiroaki Yamanaka, Nobuyuki Yamada, and Takeshi Matsushima	Investigation on earthquake ground motions observed along a north-south survey line in the Kumamoto Plain, during the aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake(poster)	AGU Fall meeting, （New Orleans）	2017 年 12 月 13 日
是永将宏・津野靖士・山中浩明・地元孝輔・山田伸之・岡本京祐	熊本平野南北測線における表層地盤が地震動特性に与える影響	物理探査学会第 137 回学術講演会講演論文集、pp.209-212.	2017 年 11 月 10 日
岩田知孝・吉見雅行・浅野公之・岡本茂・末廣匡基	八代平野における地震波反射法探査（口頭）	平成 29 年度京都大学防災研究所研究発表会、B12	2018 年 2 月 20 日

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

（4）関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究

(a)成果の論文発表・口頭発表等

なし

(b) 特許出願，ソフトウエア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

熊本県危機管理防災課「地域防災活動支援プログラム」

熊本県危機管理防災課「自主防災活動事例集(熊本地震対応編)」

熊本県教育委員会「学校防災教育指導の手引き」

6. むすび

平成 28 年熊本地震が発生した布田川・日奈久断層帯では、今後も同断層帯において内陸地震の発生が懸念され、その活動評価の確度向上のためには、平成 28 年熊本地震を含む同断層帯の特性や活動区間、活動履歴についてより正確な情報が必要とされる。また、強震動評価の精度向上のためには、断層帯およびその周辺の詳細な地下構造を明らかにする必要がある。このため、本研究では、4 つの調査観測項目（サブテーマ）:「活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測」、「断層帯の三次元的形状･断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測」、「断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究」、および「関係自治体との連携による調査成果の普及と活用の実践的研究」について調査研究を実施し、布田川断層帯と日奈久断層帯の基本情報の高度化を図り、それに基づいて強震動予測の高精度化をめざしている。

平成 29 年度も平成 28 年度に引き続き、平成 28 年熊本地震に伴う地表変状情報の統合が行われ、同地震の地震断層の位置や長さ、変位量の分布がまとめられた。平成 28 年熊本地震を引き起こした布田川断層帯および日奈久断層帯の基本情報についても、陸域と海域において調査を実施し、布田川断層帯の北東端付近、宇土区間、日奈久断層帯の日奈久区間、および八代海区間の活動履歴に関する情報が得られた。それらとこれまでの調査結果を総合すると、布田川断層帯の布田川区間については、既存評価結果よりは高頻度で地震を起こしてきたこと、また、宇土区間は布田川区間よりイベントの頻度が低い可能性が指摘できる。日奈久断層帯の活動度に関しては、平成 28 年度の調査と整合的な結果が得られ、既存評価結果より高頻度で地震をくり返してきたことが明らかとなった。今後の課題としては、日奈久断層帯の区間分けの再検討があげられるが、そのためには、宇城市小川町南部田以南の陸域における最新活動時期を含む古地震履歴の解明が必須である。本研究で実施した八代市川田町西地点には、K-Ah 火山灰降灰以降の地層が、比較的連続的に堆積していることが推定されたので、今後より詳細な古地震履歴の調査が望まれる。

震源断層の形状に関しては、布田川・日奈久断層帯およびその周辺の 3 次元速度構造を用いて、熊本地震の高精度震源再決定を行った結果、複雑な断層構造が明らかになった。また、日奈久断層帯・高野-白旗区間と日奈久区間の境界部の地殻変動の特徴からは、震源断層南西端の位置や形状について詳細な情報が得られつつある。これらの結果は、今後当該地域で発生する内陸地震の断層モデルの作成や地震動の予測にとって重要な基礎データとなると考えられる。今後も、観測データの蓄積と解析手法の改良により、精度を向上させるとともに、他のサブテーマの調査で明らかになった地質学・地形学的特徴やひずみ場の特徴、構造探査の成果などを総合して結果の検討と解釈を行い、地殻構造モデルと断層モデルを構築する必要がある。特に、電磁気学的調査に関しては、これまでに蓄積されたデータを用い推定した３次元比抵抗構造と地震の空間的な対応から比抵抗構造が地震予測に有効であることが示唆されたため、今後は実際に広帯域 MT 調査を実施し、比抵抗構造と地震の対応の信頼性を向上させることが必要である。

地殻変動に関しては、熊本地震後の約２年間の余効変動が捉えられ、その時間空間的な特徴が明らかになりつつある。今後は、これらの特徴から、熊本地震のアフタースリップ

と地殻の粘性緩和による地殻変動の分離を試みることが課題である。また、九州大学、京都大学、鹿児島大学で設置したGNSS観測点、国土地理院によるGEONET観測点のデータの統合解析により、布田川・日奈久断層帯周辺のひずみ速度の空間分布が従来よりも高い空間分解能で明らかにされた。今後は、得られたひずみ速度分布と地震活動から推定された起震応力の分布を総合して、当該地域のひずみ・応力場をまとめ、震源断層モデルの作成に活用する。

強震動予測の高度化に関しては、反射法地震探査や微動観測などの各種調査によって対象地域の地盤構造モデルに関する情報を得ることができた。今後は、これらのデータを活用し、既存の地盤構造モデルの高度化を進める。深い地盤構造モデルとしては既往のJIVSMモデルが観測結果との整合性が高いことがわかった。平成30年度は、JIVSMモデルを出発点として、本調査観測で得られた各種地盤情報をモデルに反映させて、モデルの高度化を進める計画である。さらに、得られた地下構造モデルの妥当性を検証し、サブテーマ１、２と共同して作成する震源断層モデルに基づいてシナリオ地震による強震動予測を実施する。

関係自治体との連携による調査成果の普及と活用に関しては、防災行政と教育行政を対象に調査成果の普及と活用について検討し、行政側の要望や普及・活用の課題を整理した。熊本地震後多くの防災・減災講演や研修の依頼が発生していること、多くの有識者委員会が発足していることから、今後も引き続き地域の防災リーダー育成支援や住民および教職員などを対象とした防災塾や防災・減災講座、防災士養成講座、教員研修などにおいて本調査研究のデータや成果を活用して教材を作成し提供することが求められる。したがって、効率よく教材や人材を提供できる仕組みづくりが課題になると考えられる。また、今後の公共施設の建設や地域防災計画の策定根拠資料として、活断層に関わるデータを一元化する場が求められていることから、行政を対象とした熊本県下の活断層に関わるデータベース・ポータルサイトの構築・運用が必要である。

７．運営委員会

７．１　活動報告

平成 29 年度
第１回「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」運営委員会議事概要

日時　平成 29 年 10 月 10 日（水）　13 時 00 分～17 時 30 分
場所　TKP ガーデンシティ熊本　３F ホール
議事　１．全体計画と平成 29 年度の調査計画・進捗状況について
　　１）全体計画の説明
　　２）平成 29 年度の調査計画と進捗状況
　　２．その他

第２回「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」運営委員会議事概要

日時　平成 30 年２月 28 日（水）　13 時 30 分～17 時 30 分
場所　TKP ガーデンシティ熊本　３F ホール
議事　１．平成 29 年度の調査進捗状況と平成 30 年度の調査計画について
　　２．その他

第１回「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」全体会議議事概要

日時　平成 29 年９月 28 日（水）　13 時 00 分～17 時 30 分
場所　JR 博多シティ会議室　10F-B
議事　１．全体計画と平成 29 年度の調査計画・進捗状況について
　　２．その他

第２回「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」全体会議議事概要

日時　平成 30 年２月 22 日（木）　13 時 30 分～17 時 30 分
場所　TKP ガーデンシティ博多新幹線口　4-B 会議室
議事　１．平成 29 年度の調査進捗状況と平成 30 年度の調査計画について
　　２．その他

「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」
運営委員会規則

平成 28 年 11 月 30 日制定

（趣旨）

この規則は、文部科学省委託研究業務「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」（以下「本プロジェクト」という。）」の研究を効果的に推進するため、「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」運営委員会（以下「委員会」という。）の組織及び運営について定めるものとする。

（目的）

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

（任務）

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

（１）　本プロジェクトに関わる研究計画

（２）　委員会の構成員

（３）　その他、研究推進に関わる事項

（構成）

第３条　委員会の委員は、次の各号に掲げる者の中から九州大学大学院理学研究院が委嘱する。

（１）　本プロジェクトに参加する者　若干名

（２）　上記以外の有識者　　若干名

２　必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

（委員長）

第４条　委員会に委員長を置く。

２　委員長は、委員会の会務を総括する。

３　委員長は、必要に応じてオブザーバーの出席を求めることができる。

４　委員長に事故があるときは、あらかじめ委員長の指名する委員が、その職務を代理する。

（任期）

第５条　委員の任期は、本プロジェクトの終了までとする。

２　補欠による委員の任期も同様とする。

（会議）
第６条　委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

（研究支援組織）
第７条　研究の円滑な推進と機能的な連携関係を保つため、九州大学大学院理学研究院内に研究支援組織を持つものとする。

（庶務）
第８条　委員会の事務は、九州大学大学院理学研究院において処理する。

（委員会の期限）
第９条　委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

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

附　則
この規則は、平成 28 年 11 月 30 日から施行する。

７．２　運営委員会構成員

○委員

国立大学法人東京大学地震研究所	平田　直（委員長）
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村　惠二
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	遠田　晋次
国立大学法人鳥取大学工学部	香川　敬生
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	清水　洋（研究代表者）
国立研究開発法人産業技術総合研究所	岡村　行信（サブテーマ責任者）
国立大学法人鹿児島大学理工学研究科	中尾　茂（サブテーマ責任者）
国立大学法人京都大学防災研究所	岩田　知孝（サブテーマ責任者）
国立大学法人熊本大学大学院先端科学研究部	竹内　裕希子（サブテーマ責任者）

○オブザーバー

委託元　　文部科学省研究開発局地震・防災研究課

関係機関　　気象庁福岡管区気象台、熊本地方気象台
熊本県土木部河川港湾局
熊本市政策局危機管理防災総室
宇土市総務部危機管理課
八代市総務部危機管理課
益城町教育委員会
南阿蘇村復興推進課
株式会社阪神コンサルタンツ

研究者・有識者等　　サブテーマ１からサブテーマ４の研究分担者および研究協力者

事務局　　国立大学法人九州大学大学院附属地震火山観測研究センター事務担当