

3. 9 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 布田川断層帯（宇土半島北岸区間）の調査

(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	主任研究員	大上隆史
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究グループ長	丸山 正

(c) 業務の目的

布田川断層帯（宇土半島北岸区間）（以下、宇土半島北岸区間とする）は、主として重力異常の急変帯の分布に基づいて、地下に伏在する活断層として推定されている。宇土半島北岸区間では、断層帯の南西端よりも南西でも重力異常の急変帯が連続するようにみえるため、断層帯はさらに南西の島原湾内に延長する可能性がある。また、宇土半島北岸区間においては、過去の活動に関する資料が得られていない。本研究では、宇土半島北岸区間が推定されている海域及びその南西側の島原湾において高分解能の音波探査や重力探査を実施することによって、活断層の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得する。また、新規手法である海上ボーリング調査を実施して、その結果を高分解能の音波探査で取得した探査記録断面と組み合わせることにより、宇土半島北岸区間の活動性に関する資料を取得する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和4年度：

宇土半島北岸区間が推定されている海域及びその南西側の島原湾において、活断層の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得するため、高分解能の音波探査を 70 km 以上の測線において実施した。

2) 令和5年度：

令和4年度に取得した音波探査記録を踏まえて、宇土半島北岸区間の南西延長部が分布する島原湾南西部の海域を対象として、断層の正確な位置・連続性及び南西端の位置に関する資料を取得するため、高分解能の音波探査を 40 km 以上の測線において実施した。

3) 令和6年度：

宇土半島北岸区間の活動性についての資料を取得するため、海上ボーリング調査等によって海底面下の堆積物を採取して、断層近傍の層序を検討した。その結果を高分解能の音波探査で取得した探査記録断面と組み合わせることによって、宇土半島北岸区間の過去の活

動について検討した。

(2) 令和6年度の成果

(a) 業務の要約

本研究では、令和4年度及び令和5年度に取得した音波探査記録の検討結果を踏まえて、宇土半島北岸区間の過去の活動について検討するため、断層帯を構成する海底活断層の近傍において1地点を選定して海上ボーリング調査を実施した。今回の調査では、複数条の海底活断層のうち、第四紀層及び海底面付近までを累積的に変位させる1条の断層を主たる対象とした。海上ボーリング調査では、連続的な堆積物コア試料（掘削長33 m）を採集し、肉眼観察等による岩相解析、放射性炭素年代測定及び火山灰分析を実施した。その結果にもとづいて、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の近傍における層序を編年した。堆積物コア試料の分析によれば、海底面下には、上位から順に、後期更新世末（後氷期）～完新世の堆積物、阿蘇4火砕流（Aso-4、約9万年前）以降の後期更新世の堆積物、Aso-4の火砕物、阿蘇3火砕流（Aso-3、約13万年前）以降の中期更新世末～後期更新世の堆積物が分布する。これらの堆積物の分布は本研究で取得した音波探査記録の音響的層序と概ね一致する。これらの地層は対象断層を挟んで北側が南側に対して相対的に沈降しており、Aso-3以降の堆積物が上下方向に約11 m、Aso-4火砕物が上下方向に約10 mずれている。また、完新世の堆積物が上下方向に0.8 m程度ずれている。以上のことから、対象断層の平均上下変位速度を0.08 m/ky以上、あるいは約0.11 m/kyと求めることができる。最新のイベント層準付近から得られた貝化石の放射性炭素年代は5.3～5.7 cal kBPを示す。また、後期更新世末（後氷期）以降に形成された地層（いわゆる沖積層）の基底が断層を挟んで約3 mの高度差を持ち、基底面直上の堆積物の放射性炭素年代は18.2 cal kBPを示す。このことは、18.2 cal kBP以降に一つ前の活動があったことを示唆する。以上のことから、最新活動時期が5.3～5.7 cal kBP前後であったと考えられ、一つ前の活動が少なくとも18.2 cal kBP以降であった可能性がある。また、対象断層における1回の活動に伴う上下変位量は0.8 m程度であったと考えられる。さらに、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層群について検討した結果、1回の変位量が4 m程度であり、平均上下変位速度が0.36～0.54 m/kyである可能性があることが示された。

令和6年度には、令和4年度と令和5年度に実施した高分解能音波探査を踏まえて1地点で海上ボーリングを実施し、その結果にもとづいて宇土半島北岸区間の過去の活動について検討して以下の知見を得た。宇土半島北岸区間の最新活動時期は5.3～5.7 cal kBPと考えられ、一つ前の活動は18.2 cal kBP以降であった可能性がある。対象とした断層の平均上下変位速度は0.08～0.11 m/ky、一回の変位量（上下）は0.8 m程度と推定される。これらにもとづくと、平均活動間隔を10～7.3 kyと求めることができる。以上のように、高品質の音波探査記録と1地点の海上ボーリング調査を組み合わせた調査を実施することにより、海底活断層の過去の活動を高い精度で検討し、長期評価に係るパラメータ

を取得可能であることが示された。

(b) 業務の成果

1) はじめに

布田川断層帯は、熊本県阿蘇郡南阿蘇村から、上益城郡益城町木山付近及び宇土半島の北岸を経て、大矢野島の北西端の沖合に至る、概ね東北東-西南西方向に延びる断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば、布田川断層帯は、布田川区間、宇土区間、宇土半島北岸区間によって構成されている。これらのうち、宇土区間の一部と宇土半島北岸区間については、重力異常の急変帯の分布などから、地下に伏在する活断層として推定されたものである（図1、図2）。



図1 布田川断層帯宇土半島北岸区間の位置図

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図2を編集。断層トレースのうち、重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間（宇土半島北岸区間、宇土区間の一部）は薄い太線で示されている。

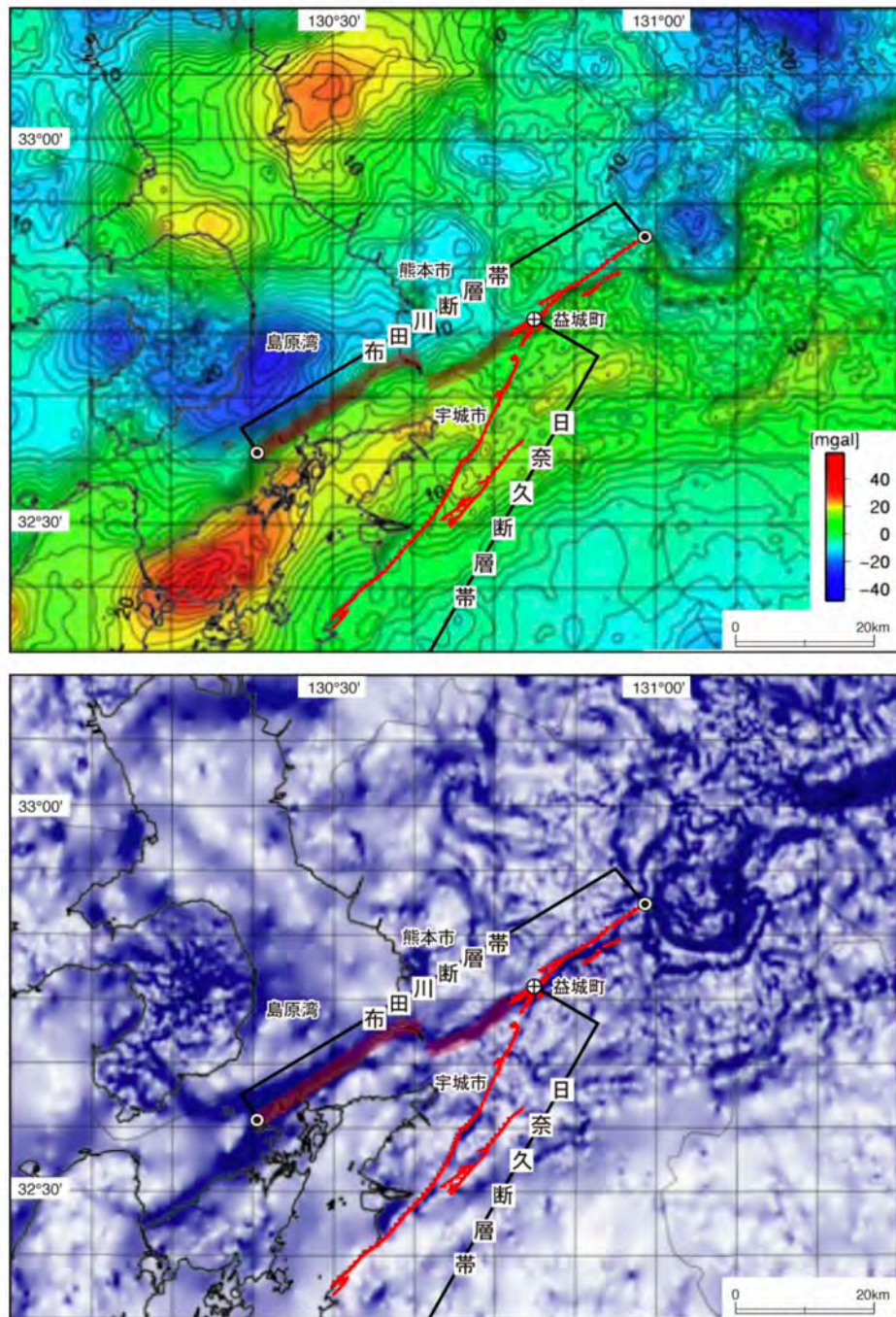


図2 布田川断層帯付近の重力異常

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図3。布田川断層の地表トレースは赤線で、伏在活断層が推定される場所は薄い太赤線で示されている。（上）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常図。（下）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常の勾配。青色の濃い部分ほど急勾配であることを示す。

地震調査研究推進本部（2013）による本断層帯の評価の概要は以下の通りである。宇土半島北岸区間は、宇土市住吉町から宇土半島北岸に沿って大矢野島の北西端の沖合に至る、長さ約 27 km 以上の可能性がある断層である（図 1）。宇土半島北岸区間は、宇土半島北岸に沿って分布する宇土半島北岸断層によって構成されている。宇土半島北岸の宇城市三角町大田尾の沖合では、海底面付近までを変位が及ぶ北傾斜の正断層が報告されている（産業技術総合研究所・他，2010；杉山・他，2010）。このことから、宇土半島北岸断層は、断層を挟んで南東側が相対的に隆起する正断層成分を伴う可能性がある。一方、この断層の横ずれ成分は不明である。宇土半島北岸区間の南西端については、宇土半島の北岸に沿って認められる顕著な 1 条の重力異常の急変帯が 2 条に分岐する手前の、大矢野島の北西端の沖合付近と評価されている（図 2）。ただし、重力異常の急変帯はさらに南西に続くため、宇土半島北岸区間はさらに南西に延長する可能性がある。また、宇土半島北岸区間における過去の活動について、具体的な資料が得られていない。

以上のように、宇土半島北岸区間は、主として重力異常の急変帯の分布にもとづいて推定された断層であり、断層の正確な位置・連続性、南西端の位置や、断層の過去の活動についての資料がほとんど存在していない状況であった。そこで、本プロジェクトにおいては、令和 4 年度には、断層の正確な位置・連続性を検討するため、断層が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）を主たる対象として、高分解能の音波探査を高い測線密度で実施した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）。その結果、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿う海域に、第四紀層に対比される地層を累積的に変形させる海底活断層が分布していることを初めて明らかにした。令和 5 年度には、令和 4 年度の探査結果を踏まえて島原湾南西部海域において追加の高分解能の音波探査を実施し、断層の南西延長部及び南西端の位置を検討した。その結果、宇土半島北岸区間を構成する断層が、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）が示した断層の端点から西側の海域に約 11 km 延長しており、湯島の北岸海域及び「湯島瀬戸」の海釜の南縁を通過し、島原半島の湯島の約 6.5 km 西北西の海域まで延びることを示した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2024）。令和 4 年度及び令和 5 年度に実施した高分解能の音波探査で得られた探査記録は、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層が第四紀層と推定される地層を累積的に変位させていること、その変位は海底面付近に達していることを示している。そこで、令和 6 年度には海底活断層近傍の層序や堆積環境を明らかにして断層の過去の活動を具体的に検討するため、海底面下の堆積物を連続的に採取するための海上ボーリング調査を実施した。

2) 調査手法

a) 海上ボーリング調査

i) 掘削地点の選定

海上ボーリング調査の実施にあたり、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の音波探査で取得した探査記録にもとづくサイトサーヴェイを行い、掘削候補地点を選定した。音波探査記録によれば、本断層帯は複数条の海底活断層によって構成されている(図3。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023, 2024)。これらのうち、断層帯の過去の活動、特に活動履歴と平均変位速度に関する検討に適したサイトとして、D10 測線の F2 断層の近傍を選定した(図4)。この場所を選定した理由は以下の通りである。①F2 断層は第四紀層と推定される地層を累積的に変位させているため、この断層が第四紀後期を通じて活動を繰り返してきたことを確認することができる。②断層変位は海底面付近の地層(沖積層と推定される)にも認められるが、その変位は最新活動によるものであると推察される。よって、この地点で調査を実施することによって最新活動時期について検討できる可能性が高い。③本研究で取得した F2 断層近傍の音波探査記録は、断層を挟む地層の対比を行う上で十分な品質を有しているため、1 地点の掘削にもとづいて過去の断層活動について検討できる可能性が高い。以上のことから、F2 断層のうち、海底面付近までを変位させる断層を評価対象として、評価対象断層の低下側の 1 地点(D10 測線の CMP1580 付近。熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合、水深約 32.6 m の地点)を掘削候補地点に選定した。掘削長については、断層を挟んで確実に対比可能な地層が取得できるように、海底面から約 33 m の堆積物コア試料を取得することとした。

ii) 海上ボーリング調査の工法及び掘削地点の測位

掘削候補地点の水深(32.6 m)、島原湾の海況(潮位差及び潮流が大きいこと)を考慮し、本研究における海上ボーリング調査は掘削自在型試錐工法によって実施することとした。傾動自在型試錐工法による海上ボーリング調査では、水深 50 m までの海域において、海水面から最大で 100 m 程度までの掘削が可能である。また、この工法では海底面に仮設したガイドパイプ(海面から海底面まで、サンプラー・ケーシングパイプ等を通すための管)に、クレーン台船(以下「掘削船」)に艀装したボーリングマシンを接合させて掘削を実施する。作業時間外にはガイドパイプとボーリングマシンを切り離しておくことが可能であり、荒天時にはガイドパイプを残して掘削船を避難(帰港)させることができるため、安全に施行できる利点を持つ。

掘削地点の位置(座標)は、GNSS 測位による測量によって決定した。GNSS 測位は海況が穏やかな時間帯に、海底面からの長さが分かっているガイドパイプ天端において複数回実施して、平面座標及び標高を求めた。

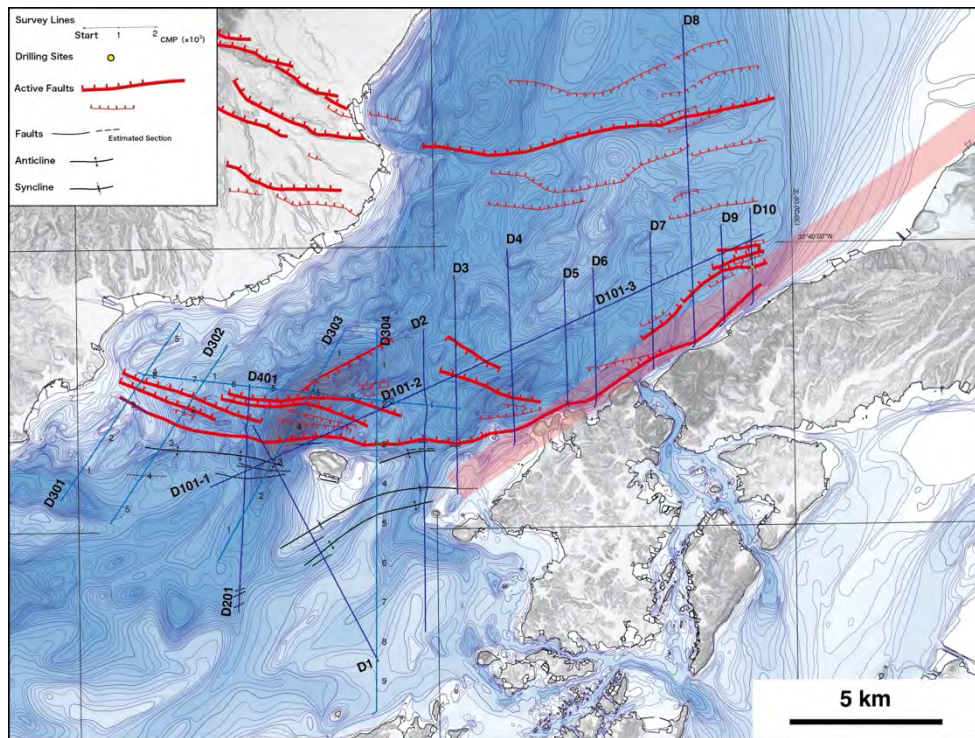


図3 宇土半島北岸区間の地質構造図

令和4年度及び令和5年度に実施した音波探査測線及び、それらの結果にもとづく宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の分布。

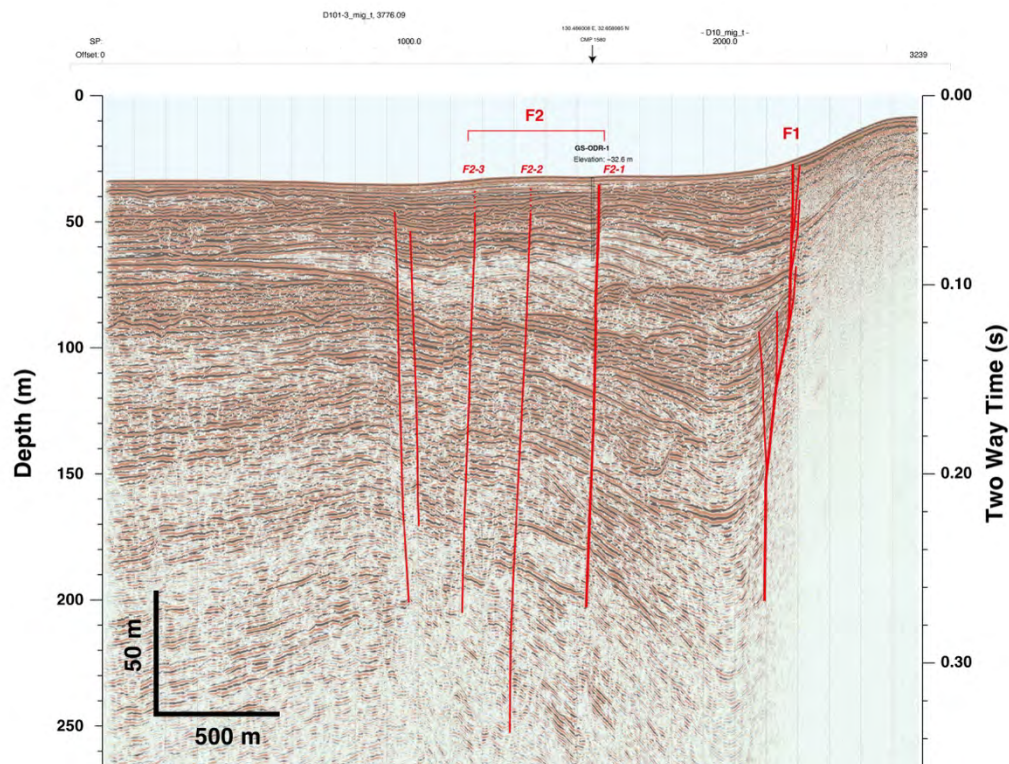


図4 D10 測線で取得したマイグレーション断面

令和4年度に実施した高分解能の反射法音波探査で取得したマイグレーション断面。F2断層のうち、海底面付近までを累積的に変位させるF2-1断層を検討対象に選定し、その過去の活動を検討するため、断層の低下側の1地点において海上ボーリング調査を実施した。



図5 海上ボーリング調査の現場写真（上：調査船、下：ボーリング檣）

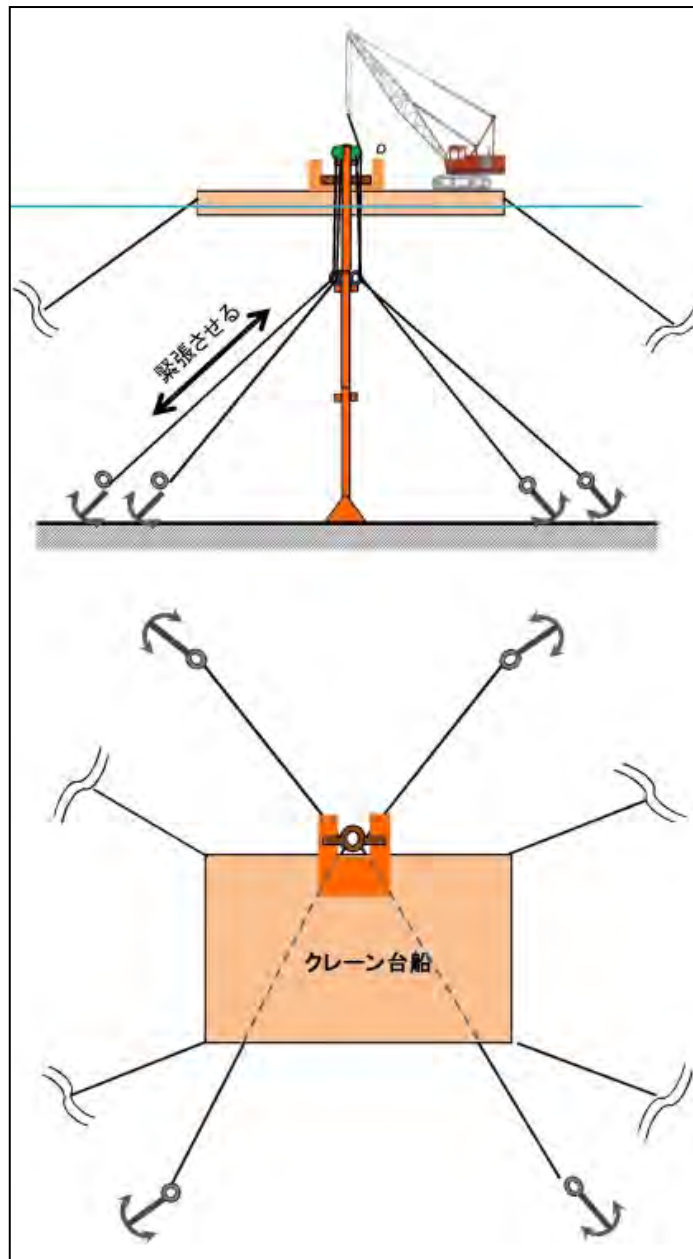


図5 傾動自在型試錐工法の概念図

b) 堆積物コア試料の分析

海上ボーリング調査で採取した堆積物コア試料は、現場作業中は掘削船上に保管し、現場で掘削状況及び岩相の概略を記載した。現場作業完了後に港で掘削船から降ろし、陸路にて産総研に運搬した。

産総研では、X線CT装置によるスキャン（以下、「CT スキャン」）、半裁、写真撮影、肉眼観察、年代分析用試料のサンプリング、帯磁率測定を実施した。CT スキャンには Supria Grande、（日立製作所製）を用いてスライス幅 0.625 mm で DICOM 互換形式のデータを取得し、画像処理ソフトウェア ImageJ（Schneider et al., 2012）によってCT像を作成した。帯磁率は、半裁後の堆積物コア試料（ハーフコア）を対象として、MSCL-S（Geotek 社製）に装着した帯磁率計（MS2C 及び MS3、Bartington 社製）を用いて、2 cm 間隔で測定した。

沖積層に対比される地層の形成年代を推定するため、放射性炭素年代測定を実施した。貝化石については、現地生であると期待される、破損の少ない個体を測定対象とした。陸域で形成された堆積物中については、有機質シルト層を測定対象とした。放射性炭素年代測定は、東京大学大気海洋研究所高解像度環境解析研究センターのシングルステージ加速器質量分析計によって実施した。得られた放射性炭素年代については、較正プログラム OxCal（Version 4.4. Bronk Ramsey, 2009）を使用して、暦年較正を行った。その際、貝化石から得られた放射性炭素年代については Marine20（Heaton et al., 2020）の較正曲線を、有機質シルト層から得られた放射性炭素年代については IntCal20（Reimer et al., 2020）の較正曲線を用いた。貝化石から得られた放射性炭素年代の暦年較正の際、ローカルな海洋リザーバー効果の補正值（ ΔR ）はゼロとした。

更新世に形成されたと推定される地層の形成年代を推定するため、火山灰分析を実施した。火山灰分析は、阿蘇4火砕流（Aso-4）と推定される火砕物については、火砕物中の軽石と、主として細粒火山ガラスによって構成されるシルト～極細砂層を対象とした。それらに加えて、シルト層中に挟在する砂質シルト層を火山灰分析の対象とした。火山灰分析は株式会社古澤地質において、鉱物組成、火山ガラスの屈折率、斜方輝石の屈折率、SEM-EDX による火山ガラスの化学組成の分析を行った。

3) 調査結果

a) 海上ボーリング調査の結果

本調査では、熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合の地点（GS-ODR-1）において海上ボーリング調査を行い、海底面下 33.41 m までの堆積物コア試料を取得した（図 6、図 7）。現場作業は 2024 年 11 月 18 日～12 月 18 日の期間に実施した。GNSS 測量によって求めた GS-ODR-1 地点の孔口の座標は $32^{\circ} 39' 32.4360''$ N、 $130^{\circ} 29' 09.6288''$ E であり、標高は -32.6 m である。採取した堆積物コアの写真を図 8 に、CT 像を図 9 に、柱状図を図 10 に示す。



図 6 海上ボーリング掘削地点の位置図

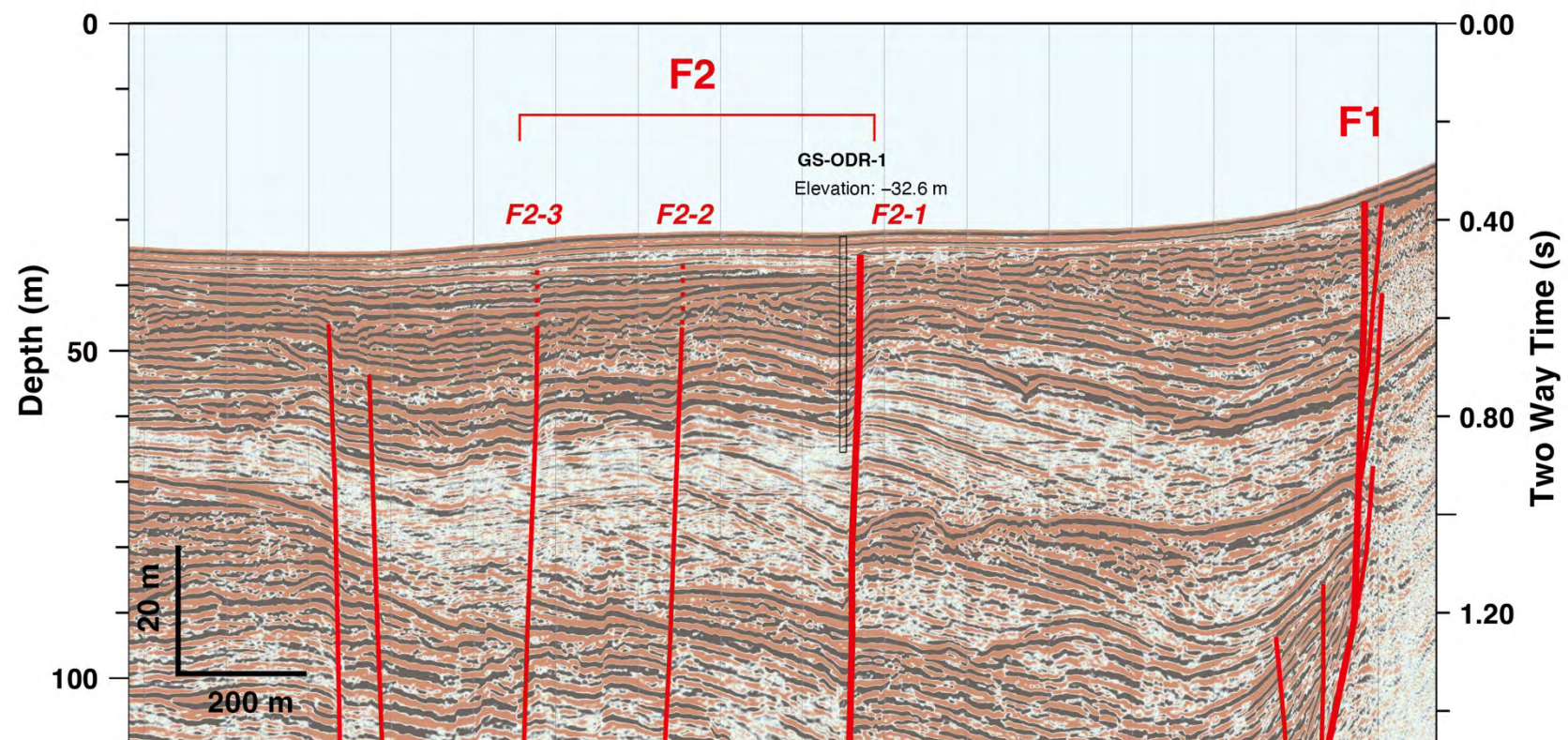


図7 海上ボーリング掘削地点周辺のマイグレーション断面 (D10 測線)

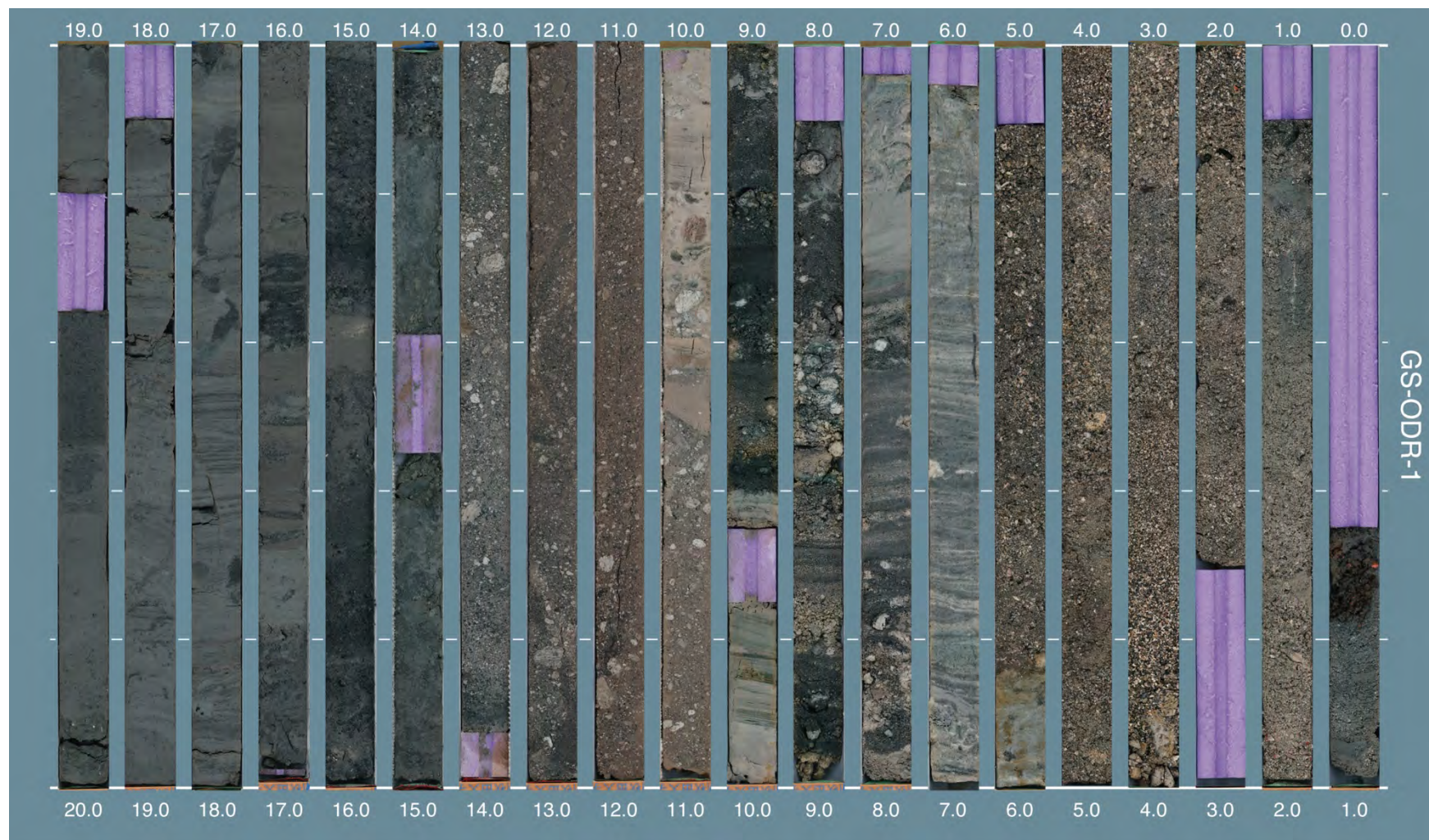


図 8 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (0.0～20.0 m))

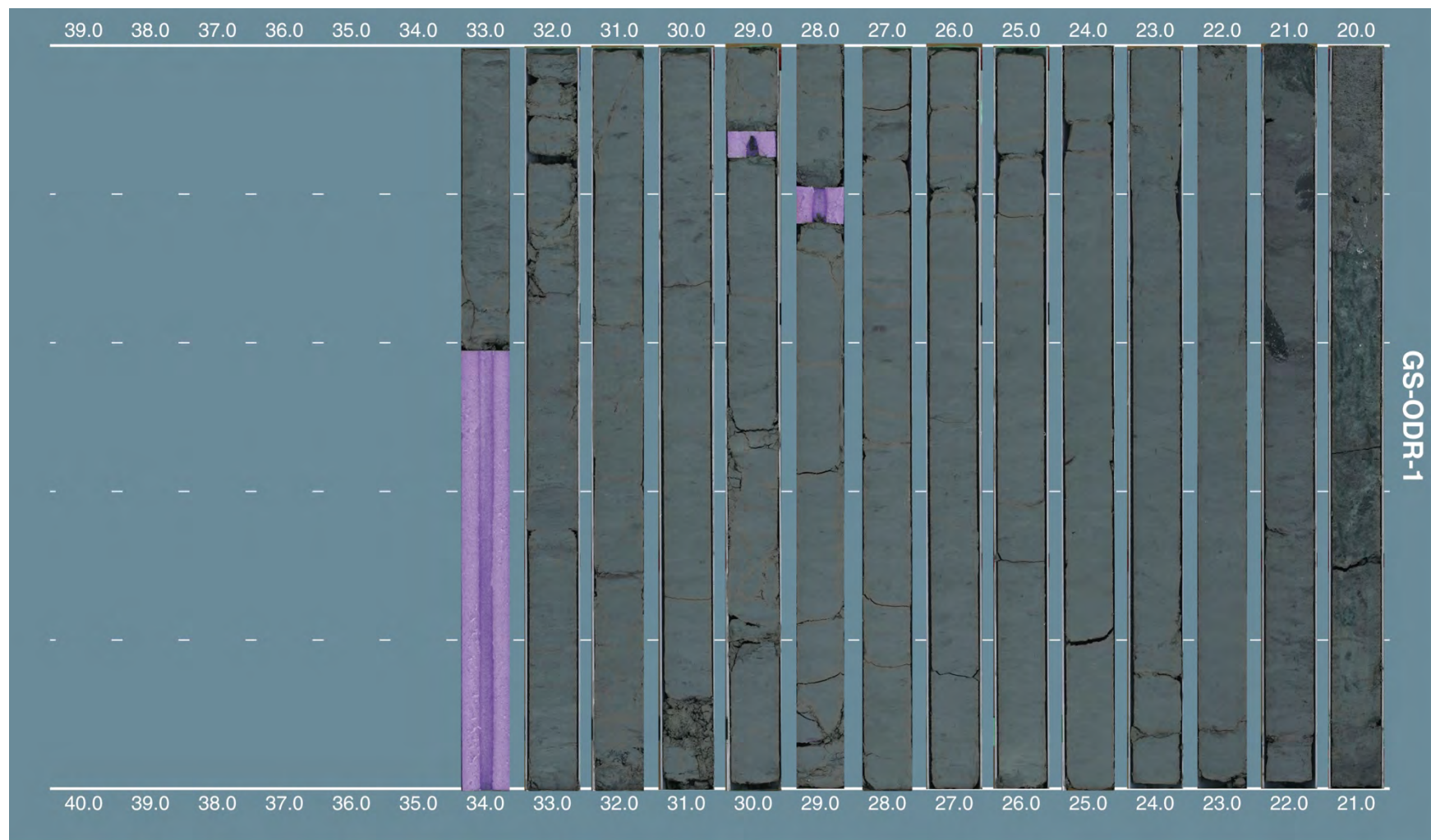


図 8 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (20.0～34.4 m)

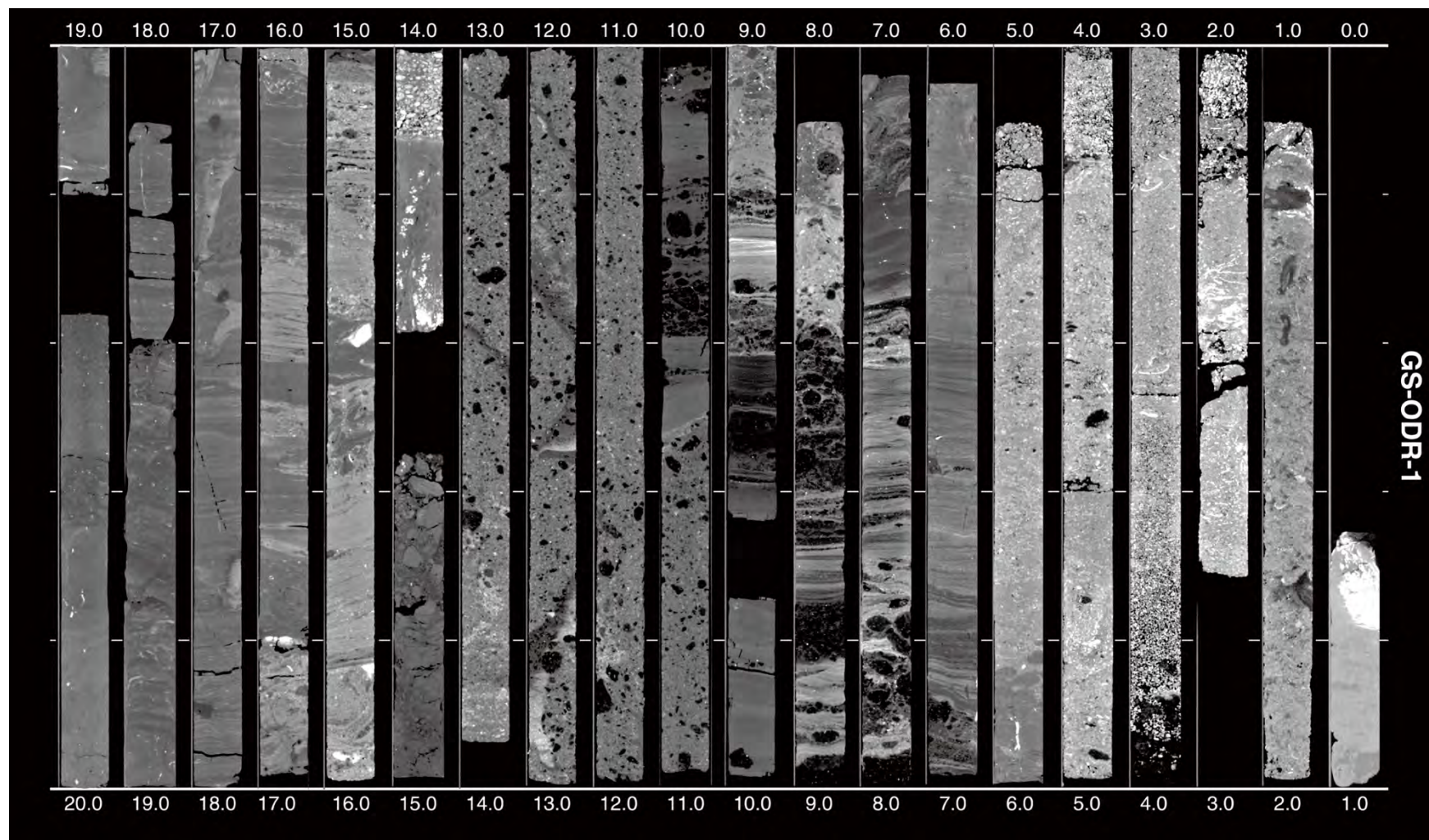


図9 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (0.0~20.0 m)

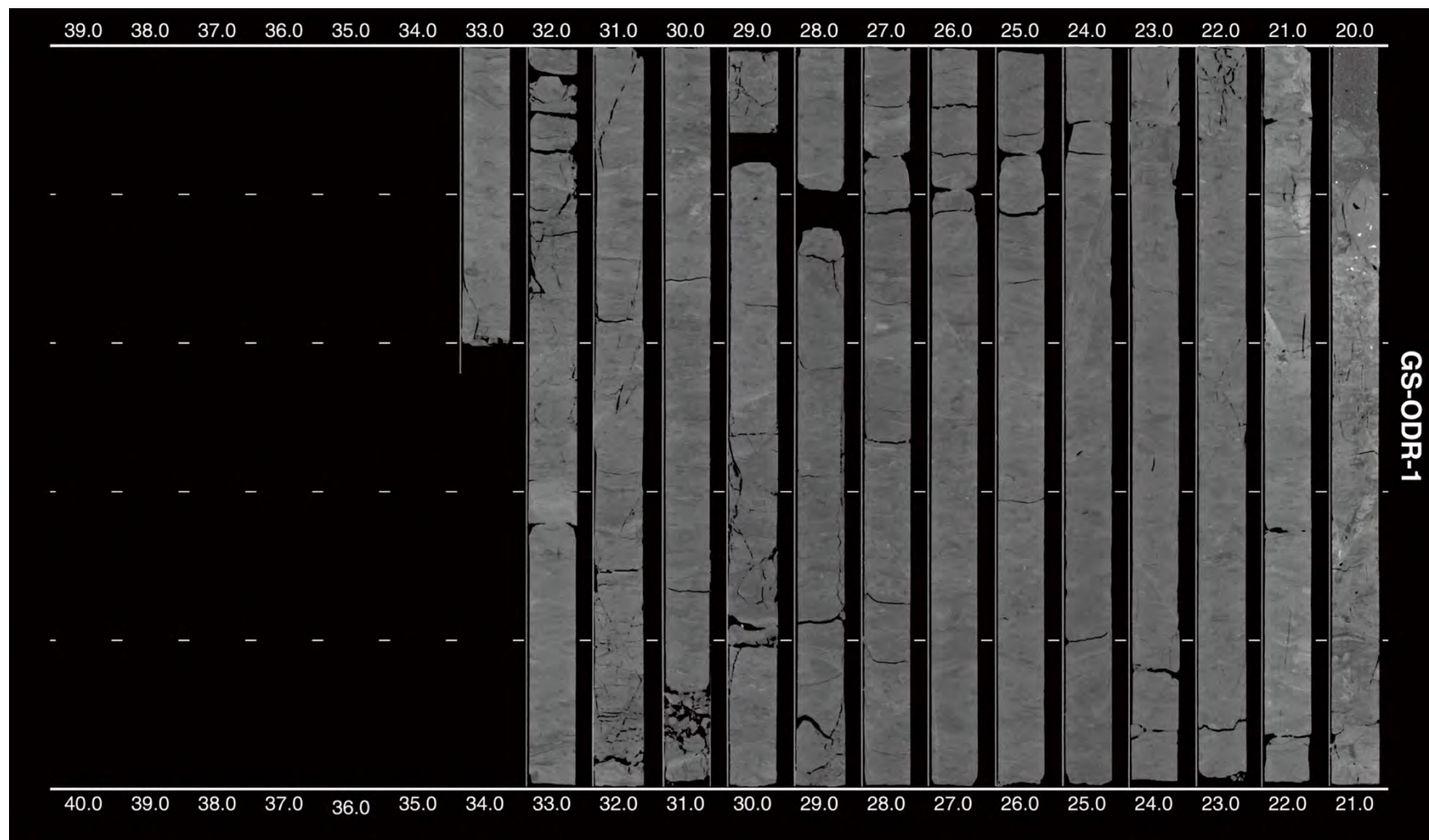


図 9 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (20.0～34.4 m)

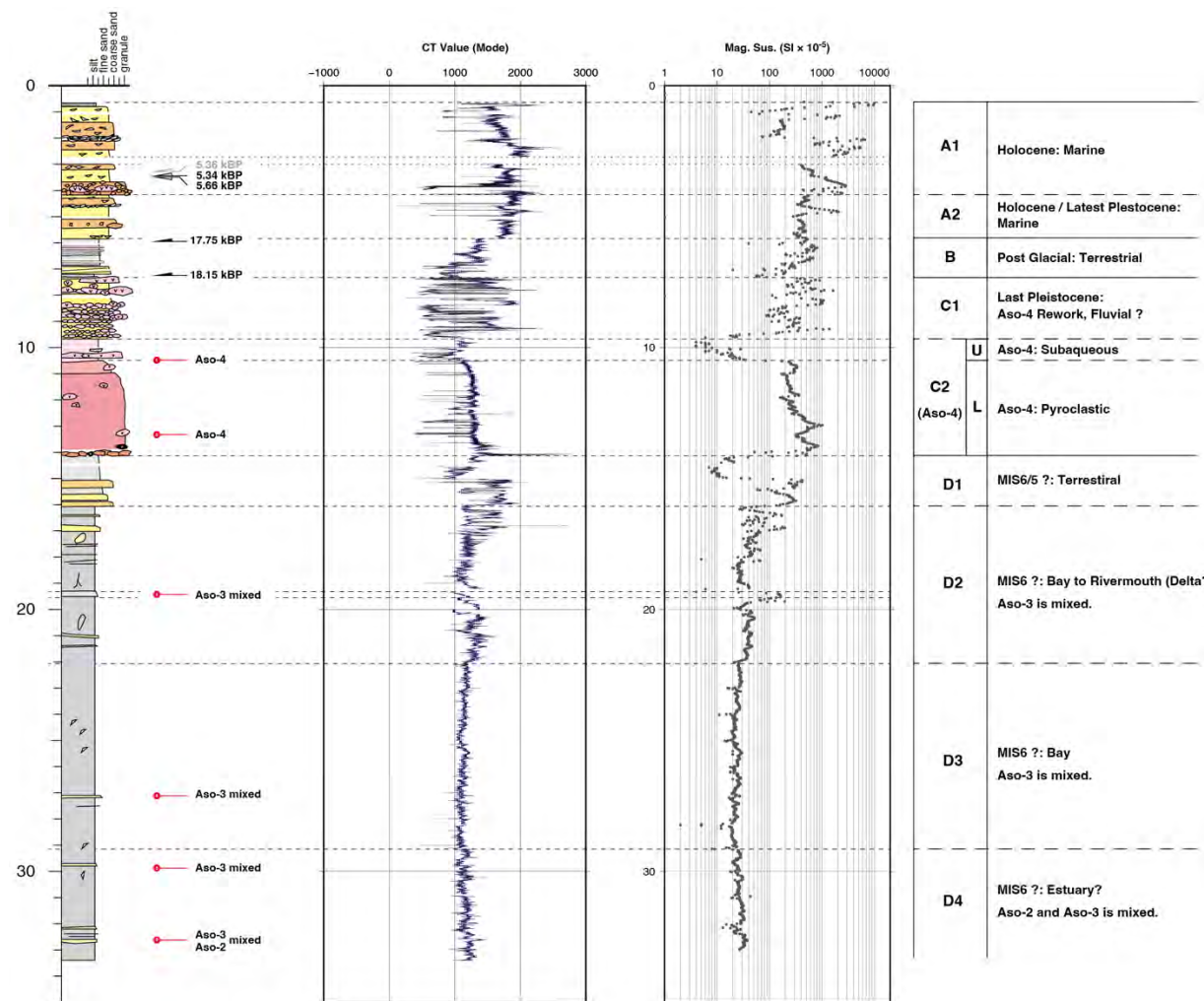


図 10 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の柱状図、CT 値、帯磁率

堆積物コア試料の肉眼観察に加えて、CT スキャンで得られた CT 像の観察にもとづいて柱状図を作成した（図 10）。また、沖積層と推定される地層から取得した貝化石（3 試料）及び有機質シルト（2 試料）を対象に、放射性炭素年代測定を実施した（表 1）。さらに、更新統と推定される火砕物（1 層準）、細粒火山ガラス（1 層準）、及びシルト層に挟在する砂質シルト層（4 層準）を対象とした火山灰分析を実施した（表 2）。堆積物コアの物性変化を把握するため、CT スキャンで得られた DICOM データから堆積物の CT 値（X 線の吸収率を反映）の鉛直変化を求め、図 10 に示した。同様に、堆積物の帯磁率の鉛直変化を図 10 に示した。

表 1 放射性炭素年代測定結果

Lab Code	Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Calibration Curve	Calibrated Date	
								2 σ (cal BP)	peak (cal kBP)
YAUT_101331	ODR_0328	GS-ODR-1	3.28	shell	5218 $\pm$ 22	+ 0.92	Marine 20	5549 – 5259	5.36
YAUT-101328	ODR_0344	GS-ODR-1	3.44	shell	5193 $\pm$ 20	- 0.31	Marine 20	5526 – 5221	5.34
YAUT_101329	ODR_0349	GS-ODR-1	3.49	shell	5481 $\pm$ 21	+ 2.78	Marine 20	5841 – 5525	5.66
YAUT_101605	ODR_0590	GS-ODR-1	5.90	sediment	14497 $\pm$ 31	-20.08	IntCal 20	17876 – 17456	17.75
YAUT_101606	ODR_0720	GS-ODR-1	7.20	sediment	14790 $\pm$ 35	-22.58	IntCal 20	18237 – 17983	18.17

表 2 火山灰分析結果

Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Lithology	Composition	Correlation
GS-ODR-01_1	GS-ODR-1	10.47-10.49	pumicious silt	VG (Bw, Pm)	Aso-4
GS-ODR-01_2	GS-ODR-1	13.30-13.35	pumice block	VG (Bw, Pm), Opx, Cpx, Gho	Aso-4
GS-ODR-01_3	GS-ODR-1	19.40-19.45	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, GHb, Opq	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_4	GS-ODR-1	27.10-27.13	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Gho, Oth	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_5	GS-ODR-1	29.85-29.90	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Gho, GHb	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_6	GS-ODR-1	32.60-32.65	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Oth	Aso-3 and Aso-2 mixed ?

上述の分析結果にもとづいて、GS-0DR-1 地点の堆積物・火砕物のユニットを上位から大きく堆積ユニットA～Dに区分した。堆積ユニットA、C、DはそれぞれサブユニットA1・A2、サブユニットC1・C2、サブユニットD1～D4に細分される。以下に各ユニットの特徴を述べる。

堆積ユニットA（コア深度 0.00～5.85 m）

粗粒砂及び貝殻片を主体とする。最上部の 0.00～0.65 m は流失しており、0.65～0.77 m まではガイドパイプの内側から剥がれたと推察される金属片が混入している。コア深度 4.15 m 付近の侵食面を境に、上位をサブユニット A1（コア深度 0.00～4.15 m）、下位をサブユニット A2（コア深度 4.15～5.85 m）に細分した。

サブユニット A1 は、下位のサブユニット A2 に侵食面を介して累重し、基底付近は径 3～6 mm 大の礫及び貝化石を主体とする砂礫層であり、径 10 cm 程度の軽石粒子を含む。サブユニット A1 中からは、コア深度 3.28 m から採取した貝化石（スダレモシオ、水深 15-100 m の範囲の砂礫底で生息することが知られる二枚貝）から 5.36 cal kBP の放射性炭素年代が、コア深度 3.44 m から採取した貝化石（ホクロガイ、水深 10-100m の貝殻混じりの粗砂底で生息することが知られる二枚貝）から 5.34 cal kBP の放射性炭素年代が、コア深度 3.49 m から採取した貝化石（スダレモシオ、前述の通り）から 5.66 cal kBP の放射性炭素年代が得られた。堆積ユニット A には多くの貝化石が含まれており、一般に、こうした地層中の貝化石は再移動してきたもの、すなわち、貝化石の示す年代値が地層の形成年代よりも古い可能性がある。しかし、本研究では、いずれも破損が少なく、化石を包含する地層の堆積環境と生息環境が一致する貝化石を、近接した層準（コア深度 3.28～3.49m）から選定した。その結果、得られた年代の幅は 300 年程度と小さいことから、いずれの貝化石も大きく再移動を受けていない、すなわち、貝化石から得られた放射性炭素年代は地層の形成年代を示していると考えられる。

サブユニット A2 は下位の堆積ユニット B に侵食面を介して累重する地層で、淘汰の悪い貝化石が混じる粗粒砂主体の砂礫層である。コア深度 4.55 m 付近及び 4.95 m 付近には径 5 cm 程度の軽石礫が含まれる。

本ユニットは現在の海底面を構成する貝化石まぎりの地層であり、5.34～5.66 cal kBP の年代を示すことから、完新世における砂礫質の湾底堆積物であると判断される。軽石礫が含まれていることから、周辺の海域で潮流あるいは波浪による侵食・運搬作用があったと推察される。

堆積ユニットB（コア深度 5.85～7.32 m）

リズミカルな平行葉理が発達した未固結の砂質シルト～シルト質細砂を主体とする。シルト質細砂には軽石粒が含まれる。下位の堆積ユニット C との境界は整合的であると推察される。コア深度 6.90～7.20 m は堆積後に流動等で乱れたと推察される構造が見られる。

コア深度 6.20～6.45 m には植物根が認められる。貝化石は確認できない。本ユニットの基底付近（コア深度 7.20 m）のシルト層からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を、本ユニットの最上部（コア深度 5.90 m）のシルト層からは 17.75 cal kBP の放射線炭素年代が得られた。

本ユニットは、リズミカルな平行葉理が発達する砂質シルト～シルト質細砂を主体とすること、貝化石を含まない、という特徴を持つ。また、18.17～17.75 cal kBP の放射性炭素年代が得られていることから、本ユニットは後氷期の海面上昇期に、潮汐の影響を受ける河口付近で形成された堆積物であると推察される。一般的な日本の沖積低地の層序を参考にすれば、本ユニット及び堆積ユニット A はいわゆる沖積層に対比される。

堆積ユニット C（コア深度 7.32～14.12 m）

本ユニットは、後述するように Aso-4 火砕流で形成された火砕物（サブユニット C2：コア深度 9.60～14.12 m）と、Aso-4 の軽石を多量に含む砂礫層（サブユニット C1）からなる。

サブユニット C2 は基底（コア深度 14.00～14.12 m）は径 2～15 mm 大の岩片（角礫）を主体とする礫層からなる。その上位には上方粗粒化を示す角閃石を含む多量の軽石（径 8 mm～数 cm 大が主体）及び岩片（1～6 mm 大が主体）によって構成される淘汰の悪い火砕物（コア深度 10.50～14.00 m）が覆う。コア深度 12.00～13.00 m の区間にはパイプ状の構造が認められる。サブユニット C1 の最上部（コア深度 9.60～10.50 m）はラミナの発達する砂質シルト（火山ガラスを主体とする）及び円磨を受けた軽石礫によって構成される。サブユニット C2 下部に含まれる軽石（コア深度 13.30～13.35m の軽石粒）、サブユニット C2 上部の砂質シルト（コア深度 10.47～10.49 m）に含まれる火山ガラスは、いずれも Aso-4 の特徴と一致する。

サブユニット C1 は下位のサブユニット C2 に侵食面を介して累重し、径 5 cm 程度までの軽石粒子を多量に含む中粒砂を主体とする、ラミナ（一部は斜交葉理）が発達する砂礫層である。

本ユニット下部のサブユニット C2 は、岩相及び火山灰分析の結果から Aso-4 の火砕物に対比できる。C2 上部の細粒層は Aso-4 の軽石・火山ガラスからなるため、Aso-4 の噴出直後に水域に形成された堆積物と考えられる。サブユニット C1 に含まれる軽石粒子は Aso-4 火砕物が再移動した粒子と推察され、直上の堆積ユニット B からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代が得られている。これらのことに加えて、ラミナの発達する砂礫層であることから、サブユニット C1 は Aso-4 以降の後期更新世に形成された河川堆積物であると考えられる。

堆積ユニット D（コア深度 14.15～33.41 m）

堆積ユニット C の下位の地層を堆積ユニット D と区分した。本ユニットは 4 つのサブユニット（上位から D1～D4）に細分される。

サブユニット D1 (コア深度 14.15~16.05 m) は本ユニットの最上部をなし、有機質シルトと斜交葉理の発達する砂層の互層からなる。貝化石は確認できない。最上部 (コア深度 14.15~14.40 m) はやや固結して、クラックが発達する。

サブユニット D2 (コア深度 16.05~22.00 m) は生痕化石 (サンドパイプを含む) 及び貝化石、植物片を含む未固結のシルト~砂質シルトを主体とする。下位のサブユニット D3 とは漸移的であるが、サブユニット D3 に比べて粗粒である。上部 (コア深度 16.05~19.00 m) にはラミナや微細砂層が挟まれている。コア深度 19.40~19.45 m の砂質シルト中には阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D3 (コア深度 22.00~29.15 m) は未固結の塊状のシルト層からなる。肉眼では明瞭なサンドパイプ等の生痕化石は認められないが、CT 像には生痕を確認できる。また、貝の破片が確認できる。下位のサブユニット D4 とは漸移的であるが、サブユニット D4 に比べると細粒である。コア深度 27.10~27.13 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D4 (コア深度 29.15~33.41 m) は未固結の塊状のシルトを主体とし、一部に平行葉理が発達する。また、貝の破片が確認できる。コア深度 29.85~29.90 m の砂質シルトには、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。また、コア深度 32.60~32.65 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) 及び阿蘇 2 火砕流 (Aso-2) の特徴を有する火山灰が含まれる。

本ユニットには Aso-3 の特徴を有する火山灰が混入していることから、Aso-3 噴出以降に形成された堆積物に対比される。貝が混ざる相対的に粗粒で平行葉理が認められるシルト層 (サブユニット D4)、貝が混ざる塊状で相対的に細粒なシルト層 (サブユニット D3)、貝やサンドパイプが認められる相対的に粗粒なシルト~砂質シルト層 (サブユニット D2) は、海水準の上昇~内湾の埋積までの一連の内湾堆積物である可能性がある。すなわち、サブユニット D4 から D3 の形成期には海水準上昇によって水深が増加し、サブユニット D3 から D2 の形成期には河口から植物片を含む碎屑物が供給されるようになり、同時に内湾が埋積されることによって水深が減少していった、と解釈できる。サブユニット D1 は内湾が埋積された後に河口付近に堆積した河川~氾濫原堆積物であると考えられる。サブユニット D1 の最上部が固結しクラックが発達していることは、上位の堆積ユニット C (Aso-4) に覆われる際に、地表面が火砕物の熱による変性を受けたことを示唆する。すなわち、Aso-4 噴出時に、GS-ODR-1 地点が陸化していた可能性を示す。

b) 高分解能反射法音波探査の結果と海上ボーリング調査結果の比較

GS-ODR-1 地点で実施した海上ボーリング調査の結果を、D10 測線で実施した高分解能反射法音波探査で取得したマイグレーション断面に重ね合わせた (図 11, 図 12)。海上ボーリング調査の結果と比較するため、D10 測線のマイグレーション断面について P 波速度を 1,500 m/s と仮定して、時間断面を深度断面に読み替えた。

D10 測線のマイグレーション断面の音響的特徴について、GS-ODR-1 地点の海上ボーリング調査による堆積ユニット区分・堆積物の物性の鉛直変化と比較した (図 12)。マイグレーション断面における連続性が良好な反射面や内部反射面の特徴が変化する境界面は、堆積物コア試料の岩相境界の深度とほぼ調和的である。そこで特徴的な反射面及び境界面にもとづいて、音響層序ユニットを上位から A~D に区分した。以下にその特徴を述べる。

音響層序ユニット A

音響層序ユニット A は海底面とほぼ平行に成層した内部反射面を有する。下位の音響層序ユニット B にダウンラップ (オンラップと解釈される部部もある) して殲滅、あるいはオーバーラップする。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット A に対応する。

本ユニットは海底面直下に分布すること、堆積物ユニット A に対応することから、完新世の砂礫質な内湾底堆積物であると考えられる。下位の音響層序ユニット B にダウンラップしていることから、本ユニットは完新世の高海面期に発達した可能性がある。

音響層序ユニット B

音響層序ユニット B は概ね平行な内部反射面を持ち、下位のユニットがつくる谷状の地形を埋積するように分布する。下位の地層にオンラップする構造が認められる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット B に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット B に対応することから、後氷期以降に形成された堆積物であると判断される。谷状の地形を埋積し、下位の地層にオンラップすることから、本ユニットは海水準の上昇期にアグラデーションしながら発達したと推察される。

音響層序ユニット C

音響層序ユニット C は、ややカオティックな内部反射面を持ち、下位の音響層序ユニット D にオーバーラップする。上面は起伏を持ち、侵食を受けていると推察される。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット C に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット C に対応することから、Aso-4 の火砕物及びその再移動堆積物と解釈される。

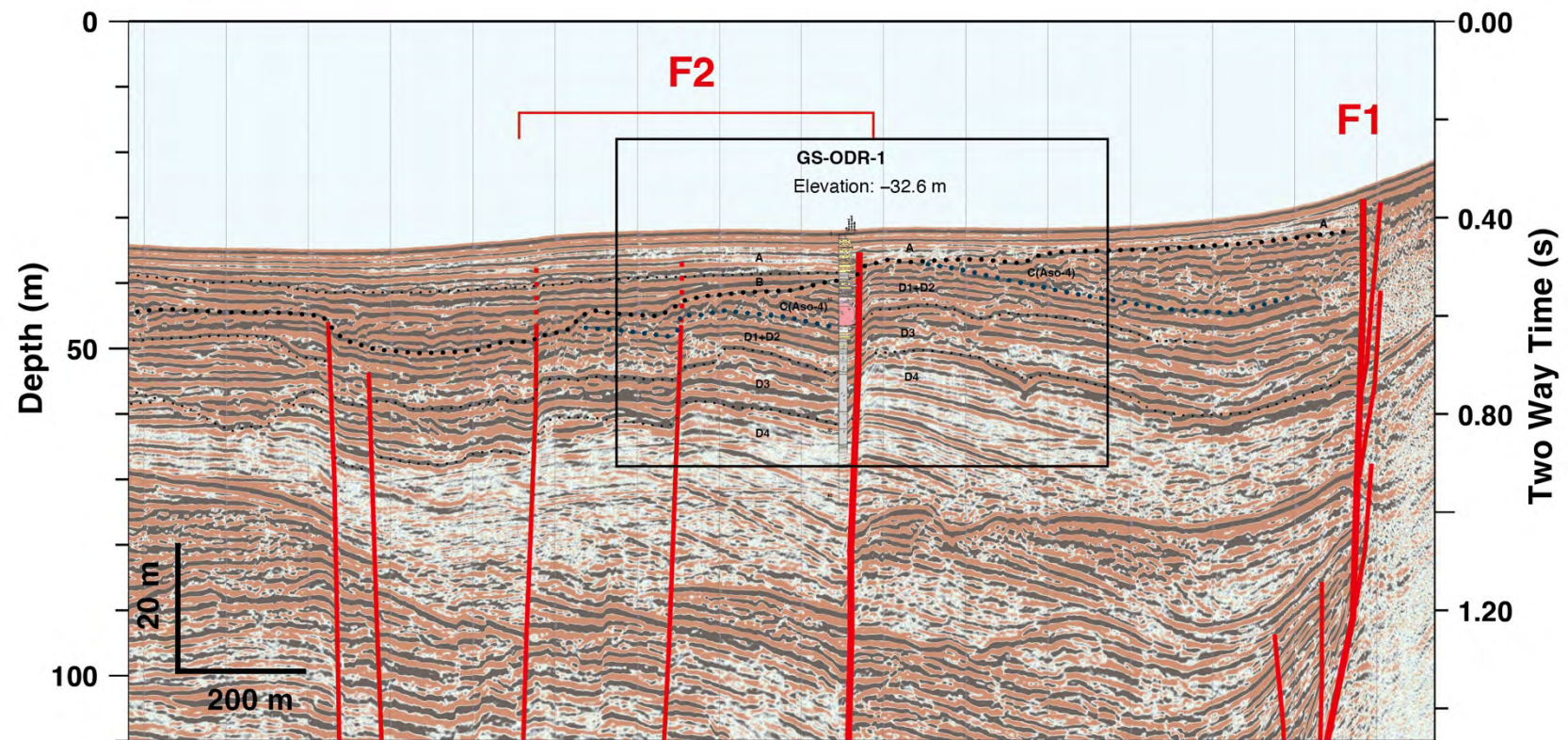


図 11 D10 測線におけるマイグレーション断面の解釈図

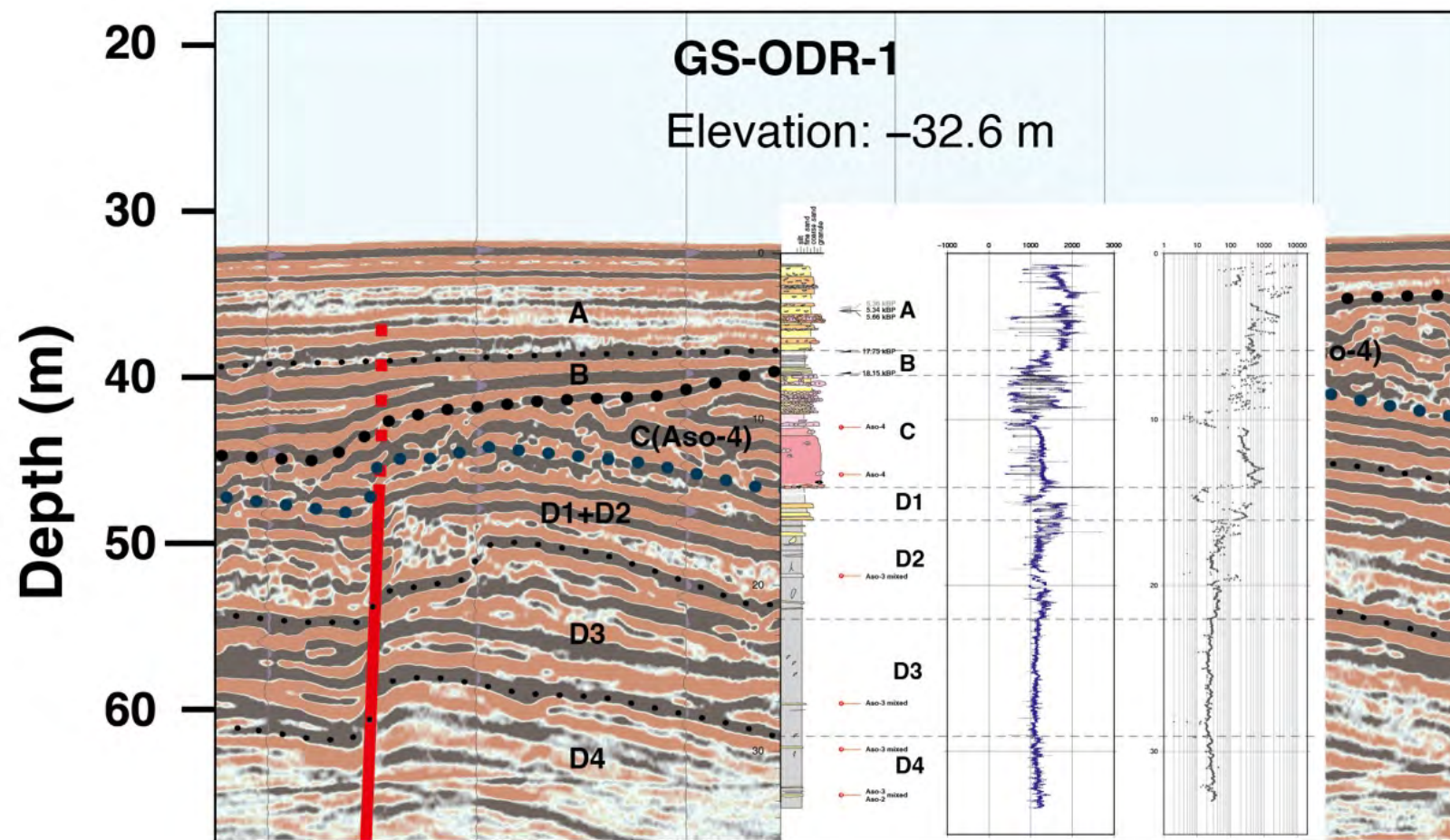


図 12 GS-ODR-1 地点における堆積層ユニット区分を踏まえた音響層序区分

音響層序ユニット D

音響層序ユニット D は概ね平行な内部反射面が発達する。ユニット内部に、少なくとも 2 枚の侵食面が確認できる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット D に対応しており、2 枚の反射面の層準は、堆積サブユニット D2/D3 境界及び D3/D4 境界に対応する。堆積物コア試料の肉眼観察によれば概ね塊状のシルト層からなるサブユニット D3 においては、CT 値及び帯磁率の変化に対応した内部反射面が認められる。

本ユニットは堆積物ユニット D に対応することから、Aso-3 以降に形成された内湾及び河口低地の堆積物と解釈される。マイグレーション断面で侵食面と半産される層準において、堆積物コア試料では侵食面を確認することができなかった。ただし、マイグレーション断面における侵食面に対応した岩相の変化を認めることができ、これらは Aso-3 噴出以降の海面上昇～内湾の埋積に対応すると考えられる。こうした時期に形成される侵食面であるとするれば、本ユニット中の侵食面は海進面である可能性がある。

c) 対象断層の過去の活動の検討

i) 平均的なずれの速度

D10 測線で取得したマイグレーション断面と海上ボーリング調査の結果にもとづいて、対象断層の上下変位量及び平均上下変位速度を検討した。対象断層は音響層序ユニット D からユニット A の下部までを累積的に変位させている (図 11, 図 13)。

音響層序ユニット D に発達する 2 枚の侵食面は、若干の起伏を持つが、海進に伴って概ね水平に形成されたと推察される。これらの侵食面は対象断層を挟んで、堆積サブユニット D3/D4 境界付近の侵食面が約 11.4 m、D2/D3 境界付近の侵食面が約 10.5 m の高度差を持つ (図 12)。堆積ユニット D には Aso-3 に対比される火山灰が混入していることから、これらの地層の形成年代は Aso-3 の噴出 (130 ka。町田・新井編, 2003) 以降である。以上のことから、ユニット D 形成以降の平均上下変位速度は 0.081~0.088 m/ky 以上と求めることができる。

音響層序ユニット C の基底面に着目すると、ユニット C はユニット D をオーバーラップしており、ユニット C/D 境界は滑らかで、かつ、ユニット D 最上部の内部反射面と平行である (図 12)。これらのことは、ユニット D の上面はほとんど侵食を受けていないことを示唆している。GS-ODR-1 地点では、ユニット D 最上部を構成する堆積物 (堆積サブユニット D1) は主として有機質シルトによって構成されており、当時は河口付近の低地であったと推察される。すなわち、ユニット C (Aso-4 の火砕物) は、ほぼ水平に形成されていた河口低地を覆って形成されたと考えられる。ユニット C/D 境界は、対象断層を挟んで 10.5 m の高度差を持つ。ユニット C/D 境界の形成年代は Aso-4 の噴出年代 (85~90 ka。町田・新井編, 2003) とほぼ等しいと考えられるため、ユニット C/D 境界以降の平均上下変位速度は、0.12 m/ky 程度と求められる。

上記に加えて、音響層序ユニット B の基底面には約 1.8 m、音響層序ユニット A 下部には 0.8 m 程度の高度差が認められる (図 14, 図 15, 図 16)。これらに高度差は 1 回ないし 2 回程度の断層変位によって生じたものであると推定されるため、ここでは平均変位速度は計算しない。

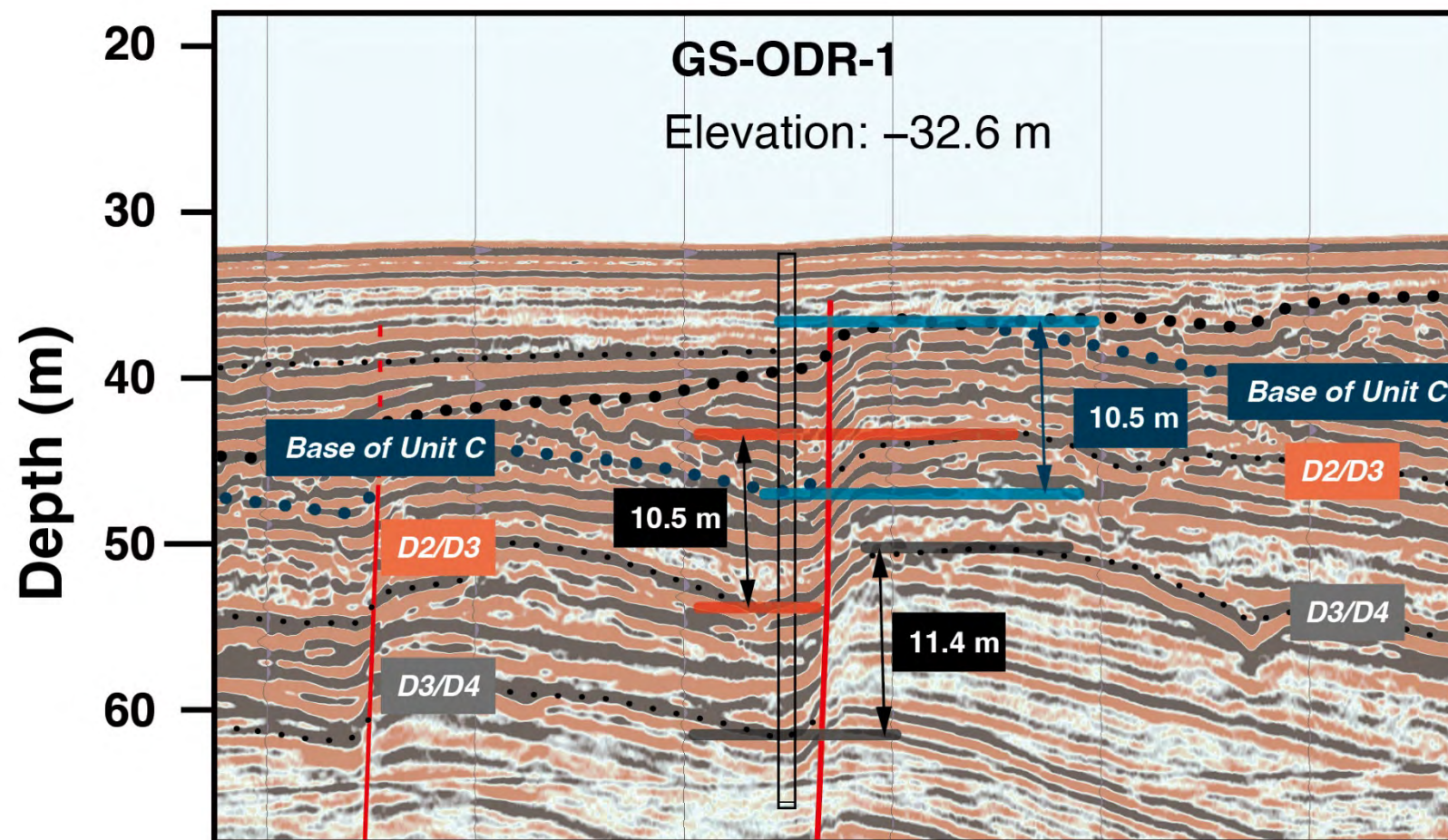


図 13 F2-1 断層を挟んだユニット C 基底及びユニット D のずれ

ii) 活動時期

対象断層は音響層序ユニット A を変位させているため、本断層帯は完新世にも活動していることが確実である（図 14）。対象断層の近傍では、ユニット A のうち、海底面下 3.5 m よりも深部の内部反射面を見ると、断層を挟む高度差がほぼ一定（0.8 m 程度）である（図 14）。他方で、GS-ODR-1 地点付近における海底面下 3.0～3.5 m の領域に着目すると、深度 3.5 m 付近に認められるピーク（正）の反射面が 0.8 m 程度の高度差を持つのに対し、深度 3.0 m 付近に認められる反射面は平滑化されて高度差が 0.2 m 程度にまで減少する。これらのことから、対象断層の最新活動は、深度 3.5 m 程度までの反射面に対応する地層の形成より後に推定される。また、深度 3.0 m 付近の反射面ではすでに埋め戻しが進んでいるため、少なくとも深度 3.0 m 付近の反射面に対応する地層の形成前に最新活動があったと考えられる。GS-ODR-1 地点のコア深度 3.28～3.49m から得られた貝化石が 5.34～5.66 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、最新活動時期は、5.3～5.7 cal kBP 前後であると考えられる（図 15）。また、海底面下 3.5 m より深部のユニット A の変形が 1 回の活動によるものとするれば、最新活動の 1 回に伴う上下方向のずれは 0.8 m 程度であったことになる。

音響層序ユニット B の基底面に着目すると、断層を挟んで 1.8 m 程度の高度差が認められる（図 16）。この高度差はユニット A 下部に認められる高度差より 2 倍以上の大きさである。よって、音響層序ユニット B の形成開始後に、少なくとも 2 回以上の断層活動があった可能性がある。GS-ODR-1 地点におけるユニット B の基底付近のシルト層が 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、少なくとも 18.2 cal kBP 以降に 1 つ前の活動を含む 1 回以上の活動があったと推察される。

iii) 1 回のずれの量と平均活動間隔

対象断層による 1 回のずれの量は、最新活動に伴うユニット A 下部の変形にもとづけば、0.8 m 程度（上下方向）であると考えられる（図 14）。また、ユニット D 及びユニット C 基底面の形成以降の平均上下変位速度が 0.08～0.12 m/ky と推定されることから、平均活動間隔は 6.7～10.0 ky と求められる。

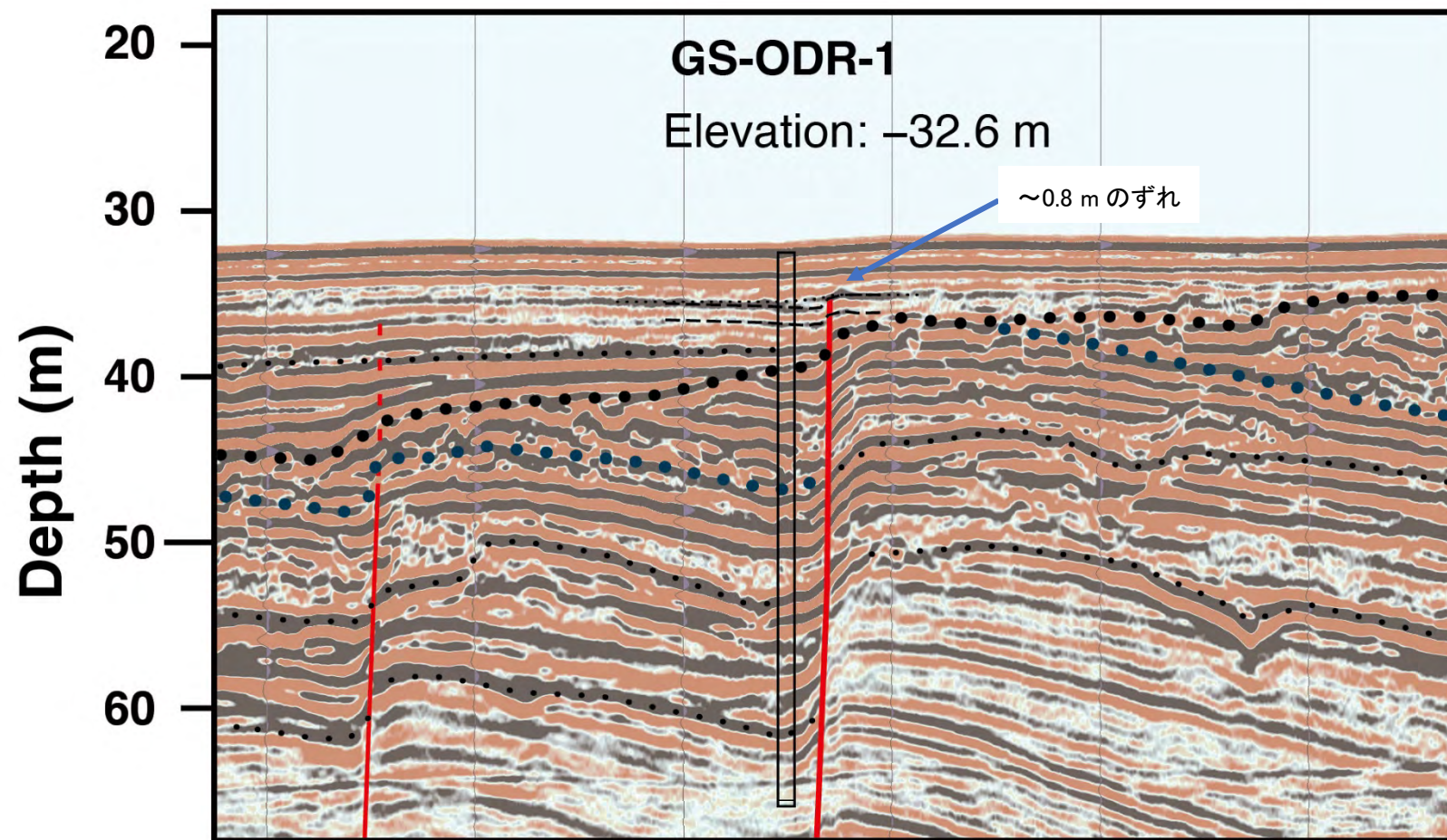


図 14 F2-1 断層を挟んだユニット A 下部のずれ

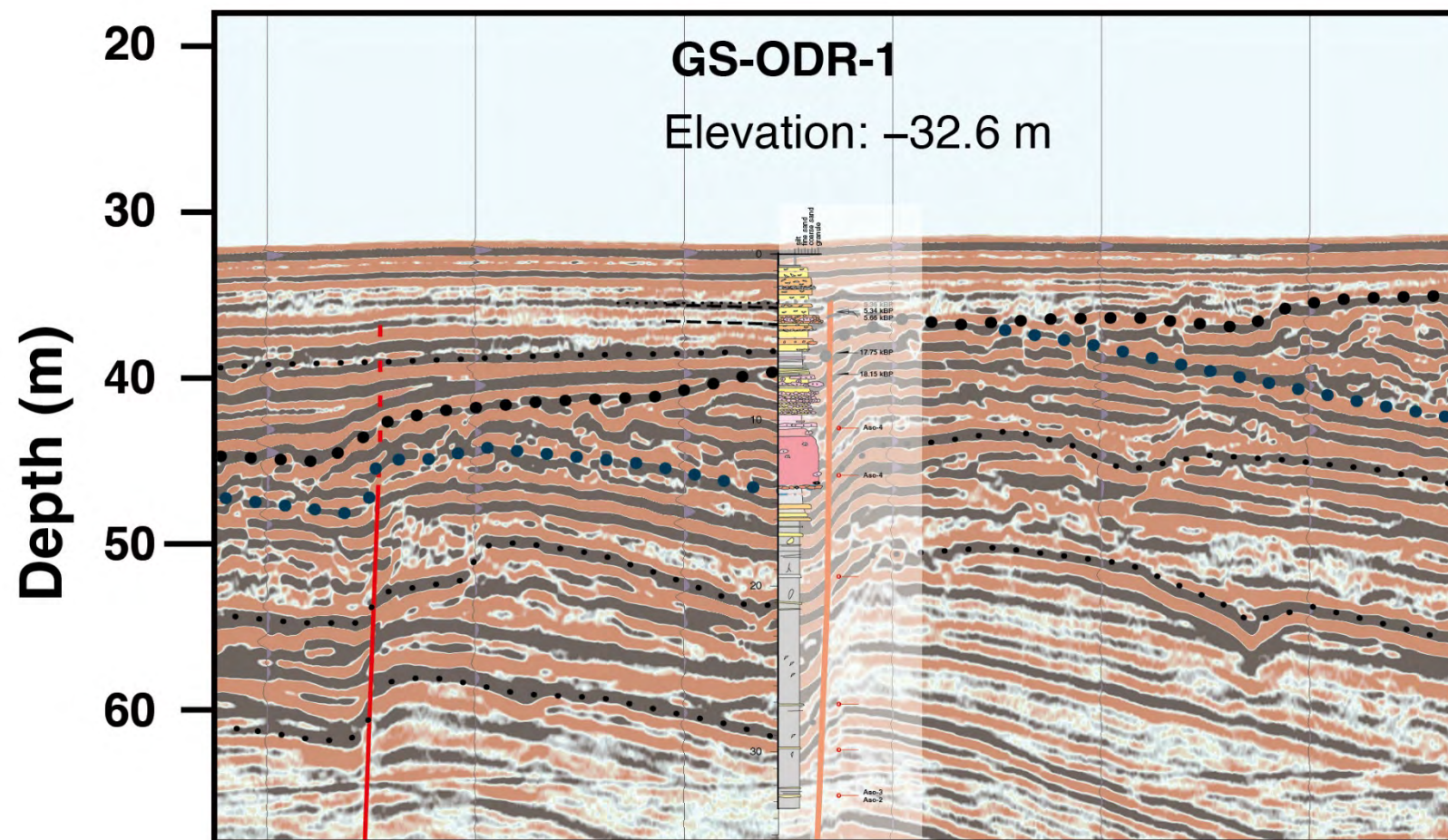


図 15 F2-1 断層を挟んだユニット A 下部のずれと年代測定結果

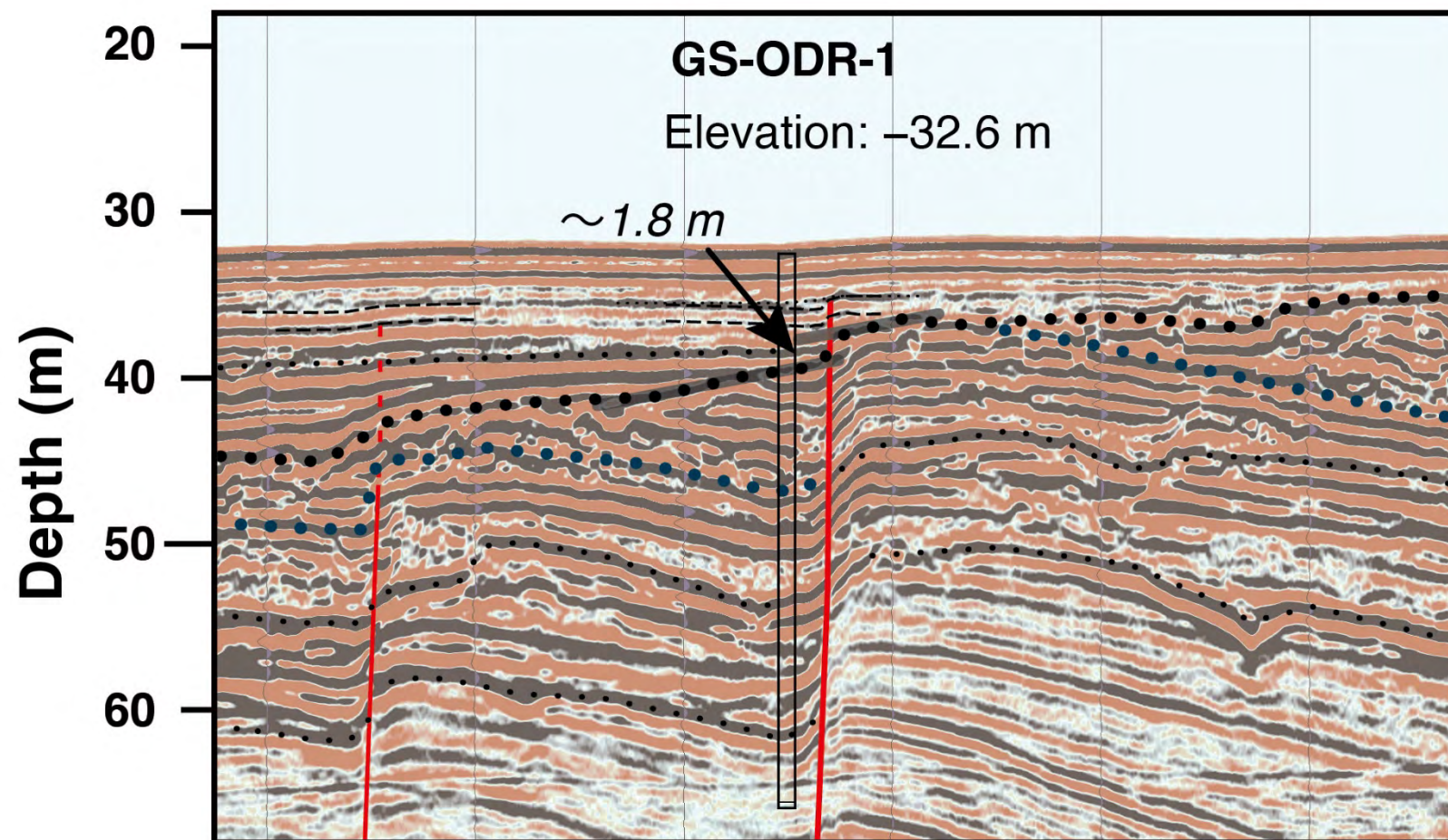


図 16 F2-1 断層を挟んだユニット B 基底（沖積層基底面）のずれ

d) 断層帯の過去の活動の検討

高分解能の音波探査の結果によれば、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層は複数条に分岐している。本研究では、これらのうち海底面付近までを変位させる1条の断層（F2-1断層）に着目して、過去の活動の検討を進めた。しかし、検討したパラメータのうち、特に平均上下変位速度と1回のずれ量については、断層帯全体の値としては過少評価の可能性がある。そこで、ここでは対象断層について求めた平均上下変位速度及び1回のずれ量が、断層帯全体のそれらのパラメータとの違いについて検討した。

D10 測線においては、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層としては、F1断層と、検討対象とした断層を含むF2断層（3条の断層が確認できる）が存在する（図17）。これらのうち、F2断層によるユニットAの変位に着目すると、F2-1断層の変位量は0.8 m程度であり、ひとつ北側のF2-2断層では0.3 m程度の北側が低下する撓みが、最も北側のF2-3断層では0.5 m程度の北側が低下する撓みが認められる（図17）。これらを合算すると、最新活動の1回に伴うF2断層の上下変位量は1.6 m程度であったと見積もることができる。

他方で、F1断層近傍に着目すると、ユニットAまたはユニットBに対比される堆積体（前述のように、ユニットA及びユニットBはいわゆる「沖積層」に対比される。以下、「ユニットA・B」と呼ぶ）が、断層を境にして基盤岩に接している（図18）。ユニットA・Bの基底面は低海面期に形成された侵食面であると推定され、その基底面はF1断層を挟んで南側に滑らかに続いていた可能性がある。F1断層を挟んで、断層の北側に分布するユニットA・Bの基底面と、断層の南側の地形面（基盤岩上面）の高度差は約5.4 mである（図18）。この高度差がユニットBの形成以降のF1断層による上下変位によるものとすれば、本研究による検討対象の断層F2-1付近におけるユニットB基底面の高度差が1.8 m程度であることから、F1断層の変位量はF2-1断層の3倍程度であったことを指摘できる。F2-1断層における最新活動1回に伴う上下変位量が0.8 m程度であることから、F1断層における1回の上下変位量は2.4 m程度であった可能性がある。以上にもとづけば、北傾斜の正断層（F1断層及びF2断層）による1回の活動に伴う上下変位量は4 m程度であった可能性がある。

平均変位速度について、F2断層を構成する3条の断層によるユニットD中の侵食面の上下変位量及びユニットC基底面の変位量の合計は、それぞれ16.0～15.5 m及び約15.5 mである（図19）。F1断層の変位量がF2-1断層の変位量の3倍程度であるとすれば、F1断層によるユニットD中の侵食面の上下変位量及びユニットC基底面の変位量はそれぞれ34.2～31.5 m及び約31.5 mと見積もられる。ユニットDはAso-3噴出（130 ka）以降に形成され、ユニットC基底面がAso-4噴出時（85-90 ka）と考えられるため、F2断層全体及びF1断層の平均変位速度は0.12～0.18 m/ky及び0.24～0.37 m/kyと概算して求めることができる。また、北傾斜の正断層（F1断層及びF2断層）による平均上下変位速度は、0.36～0.55 m/kyである可能性がある。

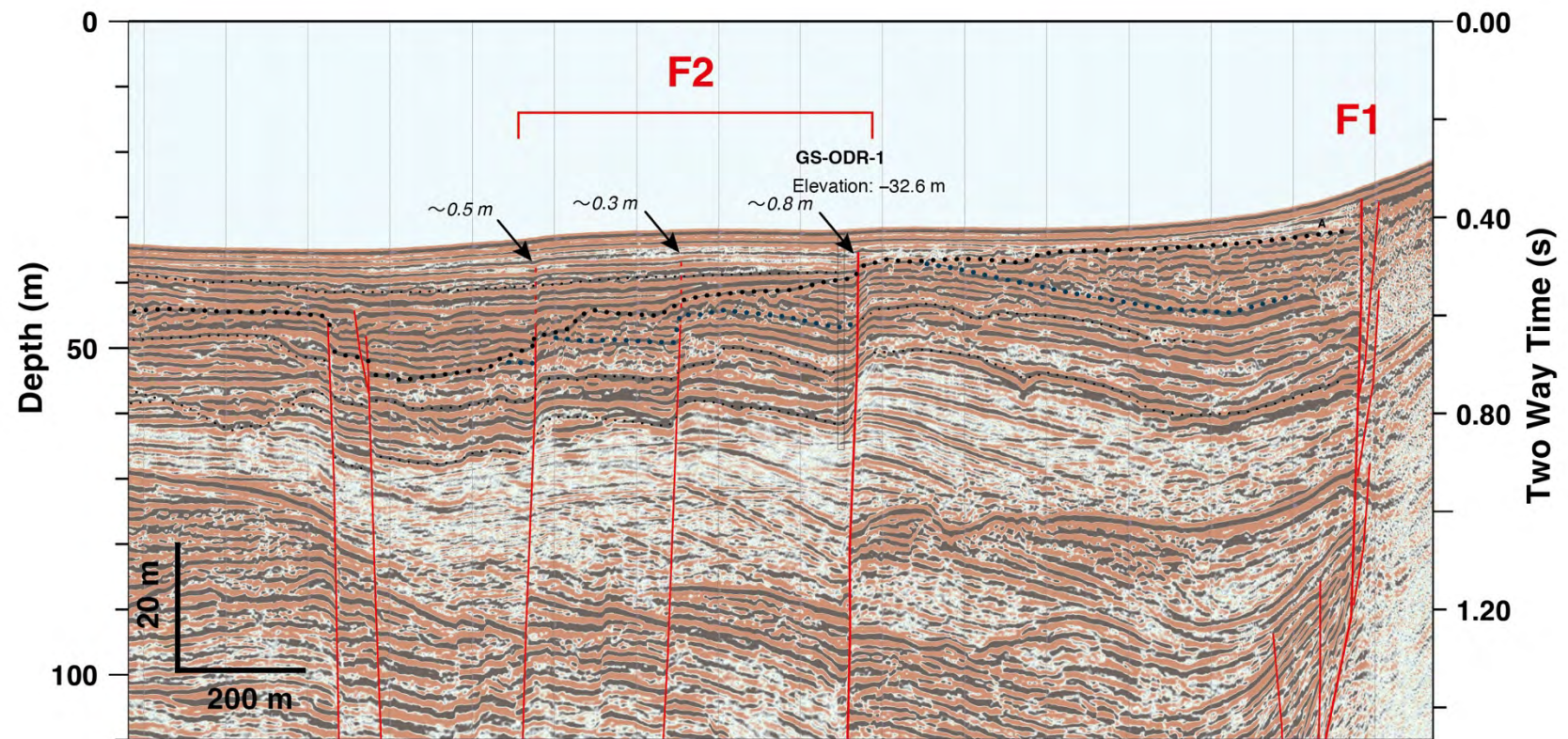


図 17 F2 断層による挟んだユニット A 下部のずれ

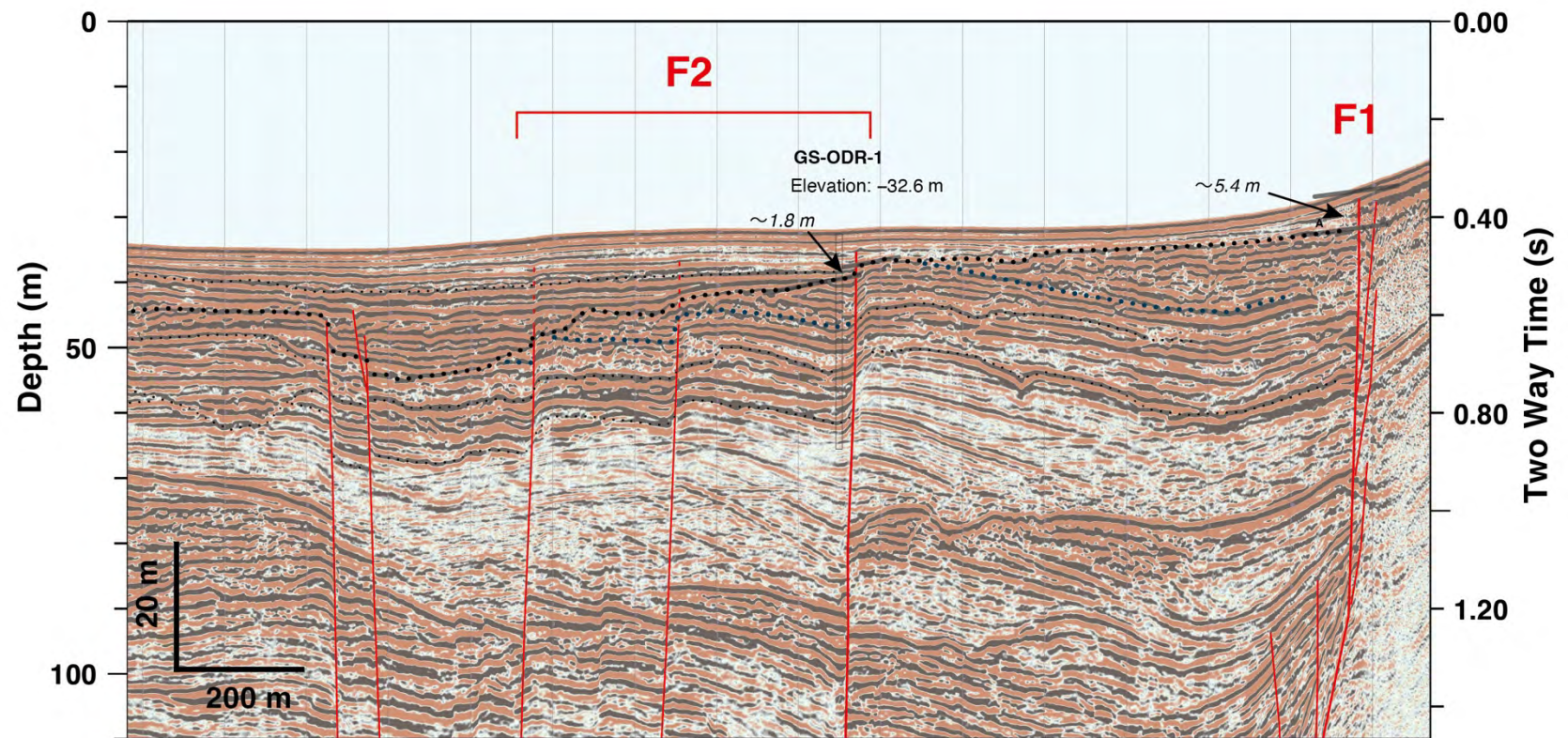


図 18 ユニットA及びユニットB基底（沖積層基底面）のずれ

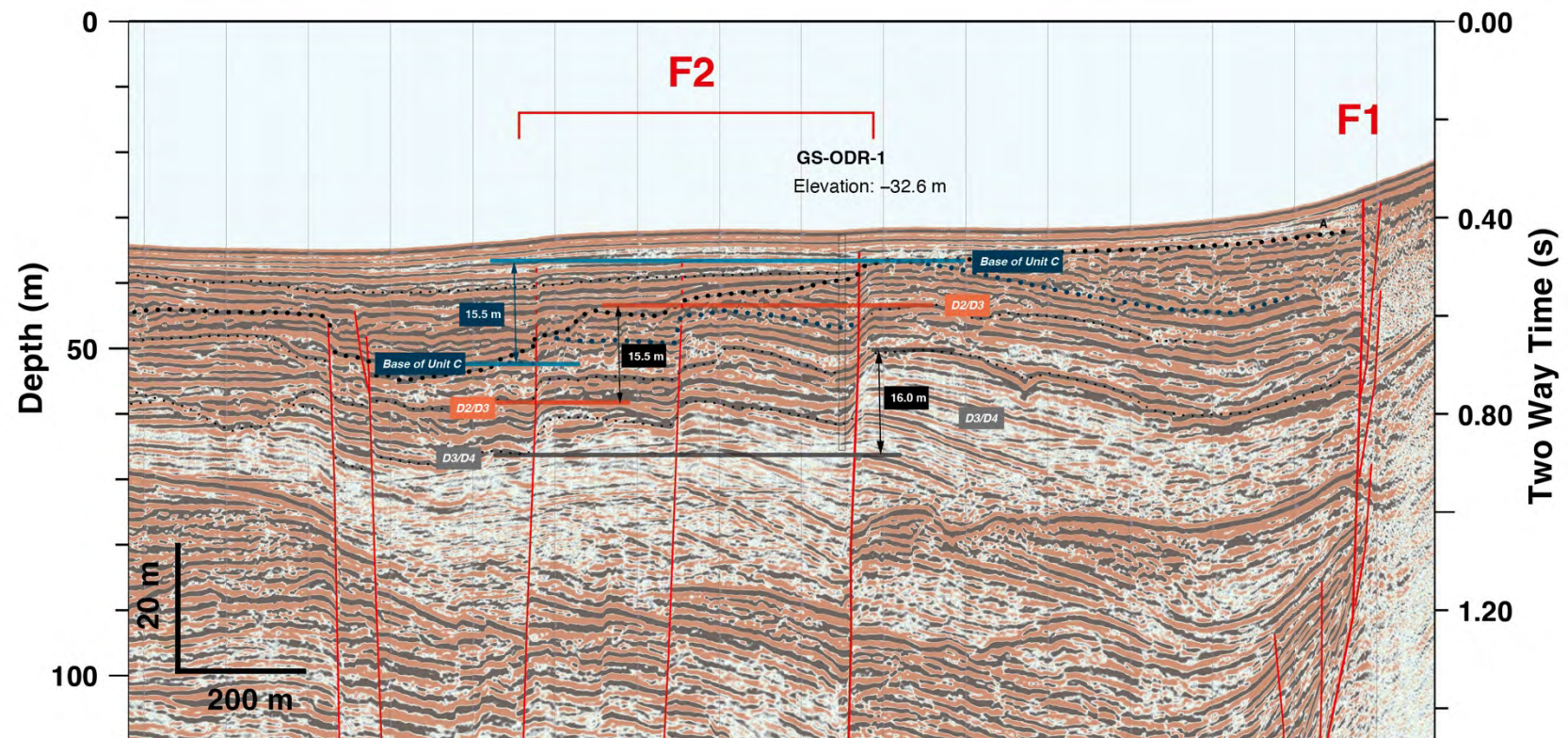


図 19 F2 断層によるユニットC基底及びユニットDのずれ

4) まとめ

宇土半島北岸区間の過去の活動を検討するため、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の反射法音波探査の結果を踏まえて、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層近傍の1地点で海上ボーリング調査を実施し、深度 33.41 m までの堆積物コア試料を採取した。また、取得した堆積物コア試料を分析することにより、断層近傍に分布する地層の形成年代および形成環境を具体的に明らかにした。

海上ボーリング調査の結果を踏まえて、高分解能の反射法音波探査によって取得したマイグレーション断面にもとづいて、断層近傍の地質構造を検討した。その結果、検討対象とした1条の海底活断層に関して、平均変位速度が 0.08~0.12 m/ky、最新活動時期が 5.3~5.7 cal kBP 頃、1回前の活動が 18.2 cal kBP 以降、1回の変位量が 0.8 m/ky 程度、平均活動間隔が 6.7~10.0 ky であると推定される。さらに、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層群について検討した結果、1回の変位量が 4 m 程度であり、平均上下変位速度が 0.36~0.54 m/ky である可能性があることが示された。

(e) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51, 337-360, 2009.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., Skinner, L. C., Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62, 779-820, 2020.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価(一部改定)」, 66p, 2013.
- 町田 洋・新井房夫, 「新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]」, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」令和4年度 成果報告書, 2023.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」令和5年度 成果報告書, 2024.
- 長尾 巧, 天草の地質略報(一), 地質学雑誌, 29, p.41-56, 1922.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A.,

Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S., The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 725-757, 2020.

産総研地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, 2022.

<https://gbank.gsj.jp/seamless> (閲覧日: 2023 年 3 月 3 日).

産業技術総合研究所・千葉大学理学部・東海大学海洋学部・地域地盤環境研究所, 沿岸海域における活断層調査「雲仙断層群北部（海域）及び雲仙断層群南東部（海域）」成果報告書, 本文 49p, 図表 134p, 2010.

Schneider, C.A., Rasband, W.S, and Eliceiri, K.W., NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Method*, 9, 671-675, 2012.

杉山雄一・岡村行信・武田伸勝・丸山かおる, 九州中部, 島原湾と橘湾における雲仙断層群の音波探査, 活断層・古地震研究報告, 11, p.149-194, 2010.

(3) 令和4年度～令和6年度の成果業務の内容

(a) 業務の要約

1) 令和4年度：

宇土半島北岸区間が推定されている海域及びその南西側の島原湾において、活断層の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得するため、高分解能の音波探査を 70 km 以上の測線において実施した。

2) 令和5年度：

令和4年度に取得した音波探査記録を踏まえて、宇土半島北岸区間の南西延長部が分布する島原湾南西部の海域を対象として、断層の正確な位置・連続性及び南西端の位置に関する資料を取得するため、高分解能の音波探査を 40 km 以上の測線において実施した。

3) 令和6年度：

宇土半島北岸区間の活動性についての資料を取得するため、海上ボーリング調査等によって海底面下の堆積物を採取して、断層近傍の層序を検討した。その結果を高分解能の音波探査で取得した探査記録断面と組み合わせることによって、宇土半島北岸区間の過去の活動について検討した。

(b) 令和4年度の業務の成果

1) はじめに

布田川断層帯は、熊本県阿蘇郡南阿蘇村から、上益城郡益城町木山付近及び宇土半島の北岸を経て、大矢野島の北西端の沖合に至る、概ね東北東-西南西方向に延びる断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば、布田川断層帯は、布田川区間、宇土区間、宇土半島北岸区間によって構成されている。これらのうち、宇土区間の一部と宇土半島北岸区間については、重力異常の急変帯の分布などから、地下に伏在する活断層として推定されたものである（図1、2）。



図1 布田川断層帯宇土半島北岸区間の位置図

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図2を編集。断層トレースのうち、重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間（宇土半島北岸区間、宇土区間の一部）は薄い太線で示されている。

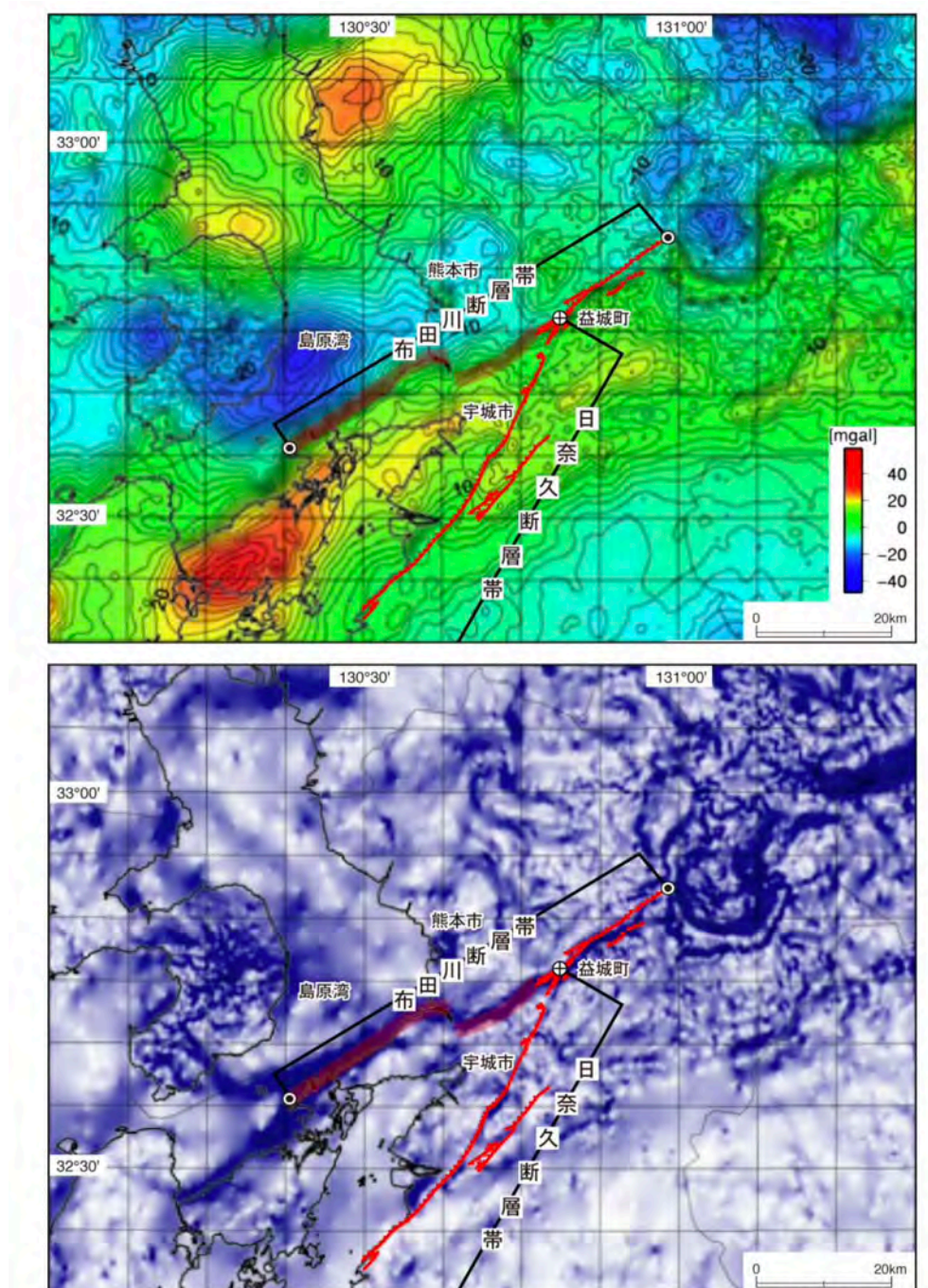


図2 布田川断層帯付近の重力異常

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図3。布田川断層の地表トレースは赤線で、伏在活断層が推定される場所は薄い太赤線で示されている。（上）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常図。（下）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常の勾配。青色の濃い部分ほど急勾配であることを示す。

宇土半島北岸区間は、宇土市住吉町から宇土半島北岸に沿って大矢野島の北西端の沖合に至る、長さ約 27 km 以上の可能性がある断層である（図 1）。宇土半島北岸区間は、宇土半島北岸に沿って分布する宇土半島北岸断層によって構成されている。宇土半島北岸の宇城市三角町大田尾の沖合では、海底面付近までを変位が及ぶ北傾斜の正断層が報告されている（産業技術総合研究所・他，2010；杉山・他，2010）。このことから、宇土半島北岸断層は、断層を挟んで南東側が相対的に隆起する正断層成分を伴う可能性がある。この断層の横ずれ成分は不明である。宇土半島北岸区間の南西端については、宇土半島の北岸に沿って認められる顕著な 1 条の重力異常の急変帯が 2 条に分岐する手前の、大矢野島の北西端の沖合付近とされている（図 2）。ただし、重力異常の急変帯はさらに南西に続くため、宇土半島北岸区間はさらに南西に延長する可能性がある。また、宇土半島北岸区間においては、過去の活動についての資料が得られていない。

以上のように、宇土半島北岸区間は、主として重力異常の急変帯の分布にもとづいて推定された断層であり、断層の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料がほとんど存在しない。また、過去の活動についての資料が得られていない。そのため、令和 4 年度には、断層が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）において、高分解能の音波探査を高い測線密度で実施して、断層の正確な位置・連続性を検討するとともに、採泥調査のサイトサーベイを行った。また、宇土半島北岸断層帯の南西端付近から 2 条に分岐する重力異常の急変帯が分布する海域においても高分解能の音波探査を実施し、断層の南西端の位置を検討した。後述するように、従来の海底活断層調査で用いられてきた高分解能マルチチャンネル反射法音波探査では、一般に後期更新世～中期更新世の堆積物の堆積構造・変形構造の把握が困難であった。本研究では、新規手法として従来よりも高出力かつ多チャンネルの高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施し、より効果的に地下構造を把握することを試みた。

2) 調査手法

前述したように、令和4年度には、宇土半島北岸区間の正確な位置・連続性、南西端の位置の検討と、令和6年に計画している採泥調査のサイトサーベイを目的として、宇土半島北岸区間が推定されている海域及びその南西側の島原湾において、高分解能の音波探査を実施した（図3、4）。音波探査の実施期間は、2022年11月14日から2022年11月21日までの期間である。

宇土半島北岸区間が推定されている海域においては、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿って、顕著な1条の重力異常の急変帯が認められている。また、既存の音波探査記録（産業技術総合研究所・他、2010）等の資料によれば、島原湾の中央部から宇土半島の北岸に至る海域には第四紀の堆積物が広く分布している。一方で、陸域の海岸線付近には白亜紀～古第三紀の堆積岩、新第三紀（鮮新世）の堆積岩、新第三紀の火成岩等が露出している。これらのことから、宇土半島北岸の海岸線に沿って、第四紀の堆積物の南限を画する地質境界断層が分布していると推定される。また、この顕著な重力異常の急変帯は、この断層が物質境界をなしていることを強く示唆する。この地質境界断層の位置及び活動性を検討するためには、可能な限り宇土半島及び大矢野島の北岸の海岸線まで接近するような音波探査測線を配置する必要がある。

また、前述したように、産業技術総合研究所・他（2010）及び杉山・他（2010）は、宇城市三角町大田尾の沖合において海底面付近までの第四紀の堆積物を変位させる北側傾斜の正断層を報告している。この海底活断層は宇土半島北岸区間を構成する活断層と考えられる。よって、宇土半島北岸区間の位置・連続性と、過去の断層活動を検討するためには、この断層の位置・連続性を把握できるように音波探査測線を配置する必要がある。

産業技術総合研究所・他（2010）が実施した探査では、宇土市赤瀬町より東側の領域（完新世の河川デルタの堆積体が発達している領域）は、音波散乱層のために高分解能マルチチャンネル反射法音波探査で海底面下の構造を把握することができなかった。そのため、宇土市赤瀬町より東側の音波散乱層が予想される領域においては、新たに音波探査を実施しても断層の位置・形状を把握するための資料を取得することが困難であると推察される。

産業技術総合研究所・他（2010）は、音源に出力300 Jのブーマーを使用した高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した。この調査で取得された探査記録を用いることによって、海底面下50 m程度までの地下構造を対象として、高い分解能で堆積構造及び変形構造を検討することができた（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所、2022）。しかし、それ以深の地質構造については、弾性波が十分に到達していなかったり、多重反射波の影響があったりしたことにより、地質構造を検討することが困難であった。前述のように、宇土半島北岸区間は顕著な重力異常の急変帯によって特徴づけられるが、このような重力構造は、宇土半島の北岸に沿って推定される地質境界断層が物質境界となっていることを強く示唆している。宇土半島北岸区間では、その南西端よりも南西側の領域にも重力異常の急変帯が連続しているようにみえることから、断層がさらに南西側に延びる可能性がある。その

ため断層の南西端の位置を明らかにするためには、地質境界断層の周辺においてより深部までを把握可能な探査記録を取得し、この海域における重力異常の急変帯と地質構造の関係を把握する必要がある。同時に、この断層の活動性を検討するためには、第四紀の堆積物の堆積構造・変形構造を把握するのに十分な分解能を持つ探査記録を取得するための調査が必要である。

以上を踏まえて、本研究では、図 3 及び図 4 に示すように、宇土半島北岸区間が推定されている宇土半島及び大矢野島の北岸においては、音波散乱層が推定される領域を避けて、推定断層を横断する方向に、可能な限り海岸線まで接近するような測線を、1 ～ 2 km 程度の間隔で配置した（西側から順に、D10、D9、D8、D7、D6、D5、D4、D3 測線）。また、宇土半島北岸区間の南西端よりも西側の海域においては、断層の南西端の位置を検討するため、大矢野島北西端付近から西方向側及び南西方向に延長するようにみえる重力異常の急変帯を横断するように測線を配置した（西側から順に、D2、D1、D201 測線）。測線間の対比を目的として、これらの測線を横断する検測線を配置した（D101 測線）。また、以上の測線において、活断層の評価に必要とされる高い分解能を有しながら、従来の海底活断層調査における探査よりも深部までの地質構造を把握するため、出力 2000 J のスパーカーを音源とした高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。本研究で実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の仕様を表 1 に示す。各種ノイズを効果的に抑制し、深部までの構造を把握するため、受振装置にはチャンネルインターバル 2.5 m、チャンネル数 24 ch のストリーマーケーブルを使用した。音源及び受振点の座標を精密に決定するため、音源装置及びテールブイにそれぞれ GNSS 装置を設置した。また、ストリーマーケーブルのたるみ補正を行うため、探査の際にはストリーマーケーブルに小型の深度ロガーを装着して、ケーブルの水深を観測した。

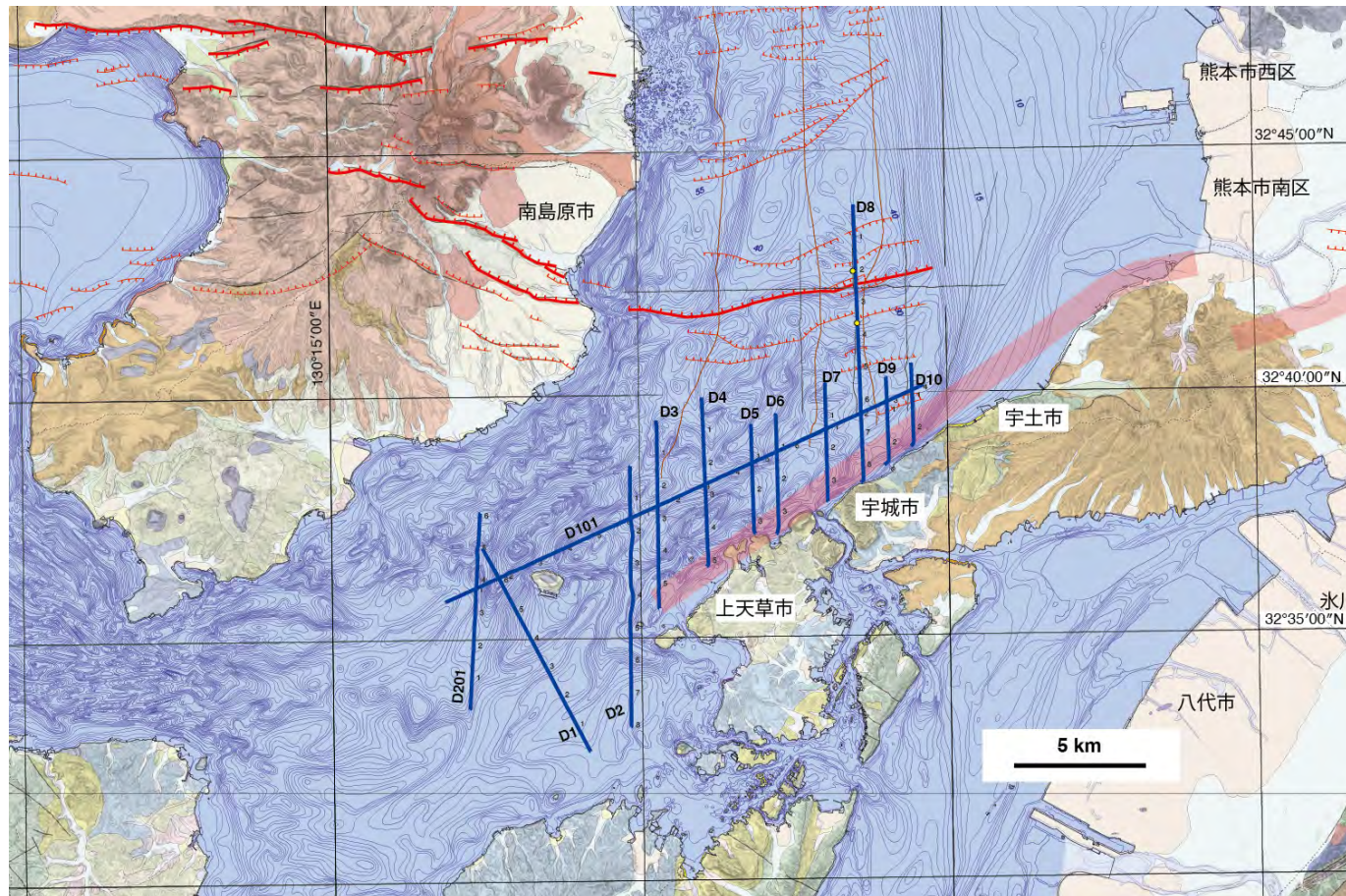


図3 令和4年度の音波探査における測線配置図

薄いグレーの太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。基図は20万分の1日本シームレス地質図V2（産総研地質調査総合センター，2022）、国土地理院が公開している国土基盤情報のDEM、海底地形デジタルデータM7000シリーズ（日本水路協会）から作成。

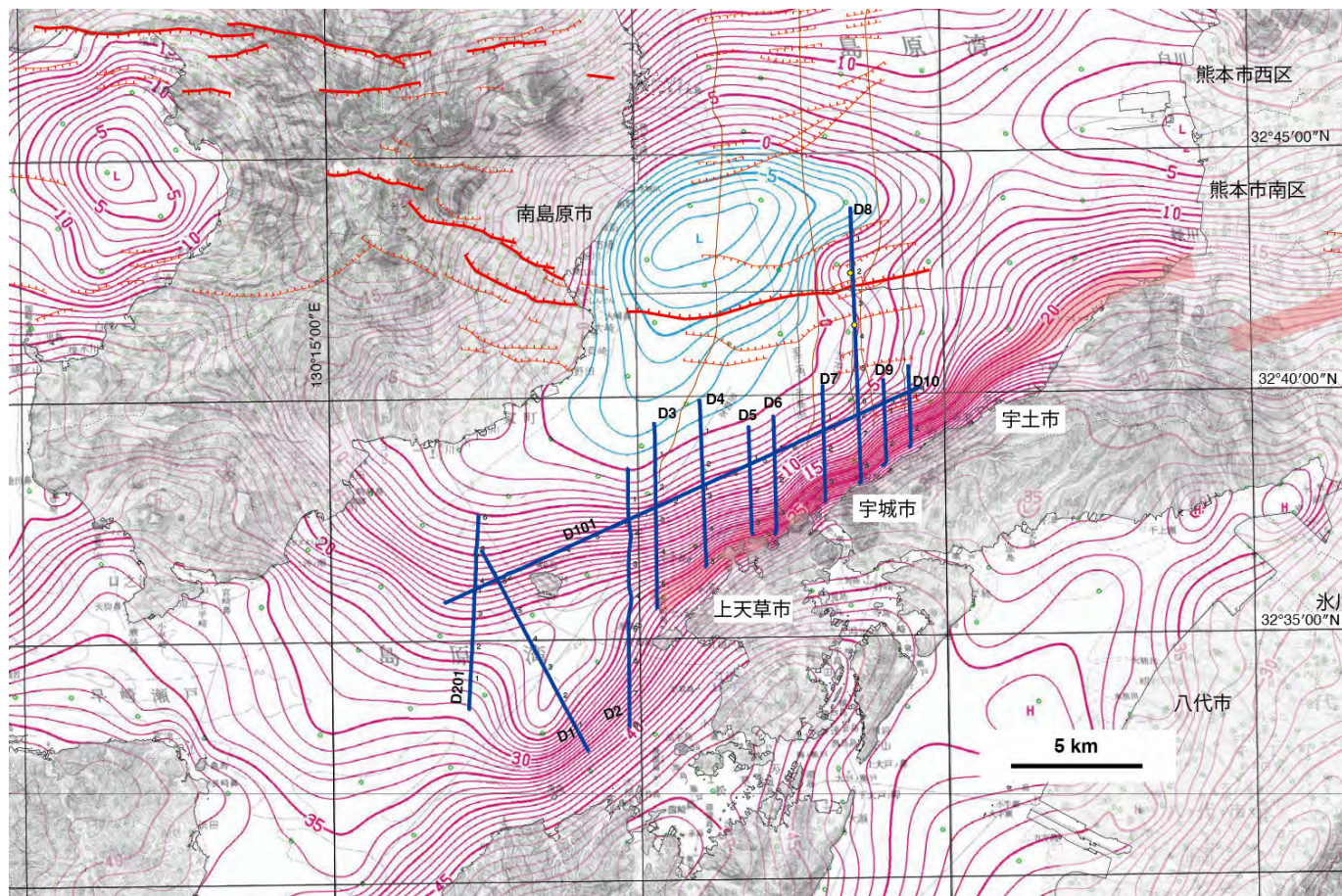


図4 令和4年度の音波探査における測線配置図

薄い太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。基図には20万分の1重力図（森尻・他，2001；村田・他，2004）を使用した。

表 1 本研究における高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の仕様

項目	スペック
音源	Dura-Spark UHD (AAE)
エネルギーソース	CSP-Nv2400 (AAE)
受振ケーブル	Sealink solid streamer (SeaMap)
チャンネル数	24
チャンネル間隔	2.5 m
探鉱機	NTRS recording system (SeaMap)
サンプリング間隔	0.125 ms
収録長	512 ms
深度ロガー	DST-centi (Star Oddi)
深度ロガー位置	1, 6, 12, 18, 24 ch (合計 5 ヶ所)
音響測深機	PDR-1200 (千本電機)
GNSS	A100 (Hemisphere GNSS)

音波探査で取得した探査記録については、船上でニアトレースギャザー及び簡易重合断面を作成した後、測位記録にもとづいて各種ノイズ抑制処理、速度解析、マイグレーション処理、重合処理を行って、マイグレーション断面（時間断面及び深度断面）を作成した。図5に本調査における処理フローを示す。

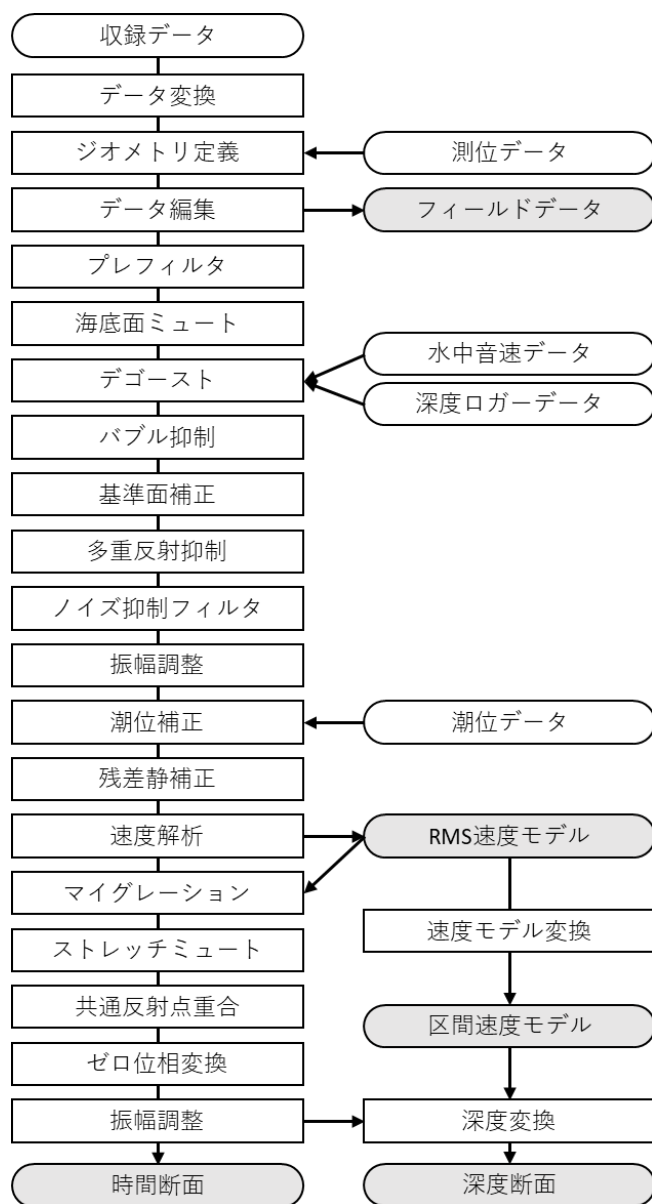


図5 音波探査記録の解析フロー

3) 調査結果

本調査で実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査によって、海底面下 200 m 程度までの地下構造を検討可能なマイグレーション断面が得られた。調査海域における音響層序について、マイグレーション断面及び速度解析結果にもとづき、既存の調査研究を参考に整理した。本報告書では、マイグレーション断面については時間断面として表示し、深度については水中及び堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して概算した。

a) 層序区分

調査海域の周辺の陸域における層序について、長尾（1922）、大塚（1966, 1970）、長谷・岩内（1993）、大塚・他（1995）をはじめとする調査研究が行われており、7 万 5 千分の 1 地質図幅「口之津」（赤木, 1936）及び 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」（斎藤・他, 2010）が取りまとめられている。海域（島原湾）においては、松石・松本（1969）、松岡・岡村（2000）、産業技術総合研究所・他（2010）、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2020, 2021, 2022）をはじめとする調査研究が行われている。これらによれば、海域においては島原湾の中央部から南縁付近まで、後期更新世以降の堆積物を含む第四紀層が分布していると考えられる。また、陸域における地質については、最近の地質図類（斎藤・他, 2010；産総研地質調査総合センター, 2022）を参考にすると、陸域に分布する主な地層として、堆積岩類としては、教良木層（古第三紀始新世）及び口之津層群（鮮新世～更新世）が、火山岩類としては、三角火山岩類（鮮新世）、大岳火山（前期更新世）、上原溶岩（更新世）が分布している（図 6）。

本研究では、斎藤・他（2010）を参考に、陸域に分布する堆積岩類について、古第三系の教良木層（Ky）、新第三系の口ノ津層群下部（Kn1）、更新統の口之津層群上部（Knu）に区分した（図 6, 7）。口ノ津層群上部を覆う上原（うわはる）溶岩（Knb）については、斎藤・他（2010）に倣って、口之津層群を構成する地層として整理した（図 6, 7）。火山岩類については鮮新統の三角火山岩類（Mv）及び下部更新統の大岳火山（Ov）に区分した（図 6, 7）。また、主として海域に分布する第四系の地層を第四紀期層（Q）とした。本調査で取得したマイグレーション断面においては、基本的には陸域と同様に層序区分を行った。ただし、口之津層群下部及び上部については、一括して口之津層群（Kn）とした。また、大岳火山（Ov）及び上原溶岩（Knb）は調査対象海域では確認できなかった。第四紀層（Q）については、不整合面等にもとづいてサブユニットに細分することができるが、本報告書では一括して記述する。

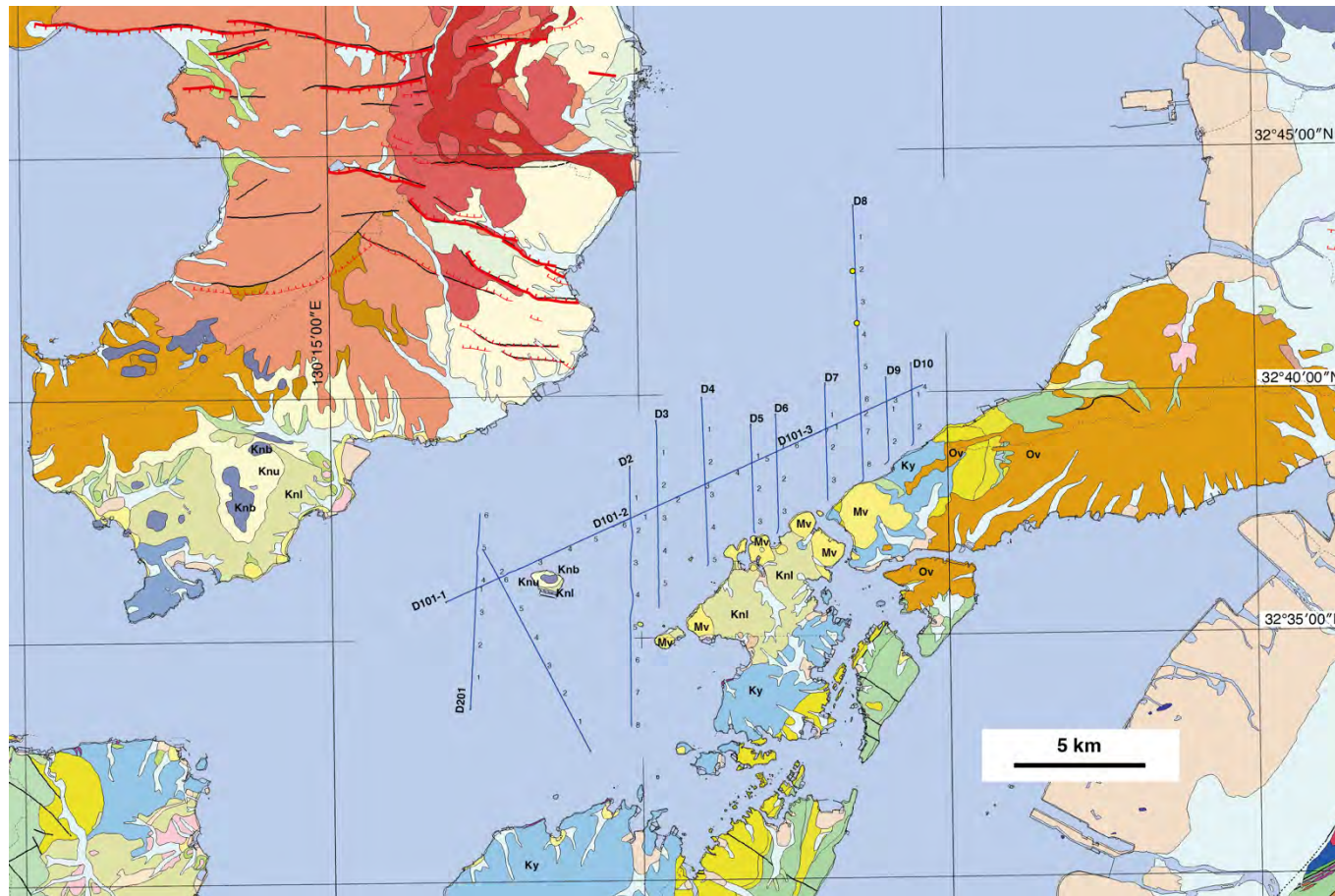


図6 調査対象海域の周辺における陸域の地質

産総研地質調査総合センター（2022）にもとづいて作成。Ky：教良木層。Mv：三角火山岩類。Ov：大岳火山。Knb：上原溶岩。Knl：口之津層群下部。Knu：口之津層群上部。

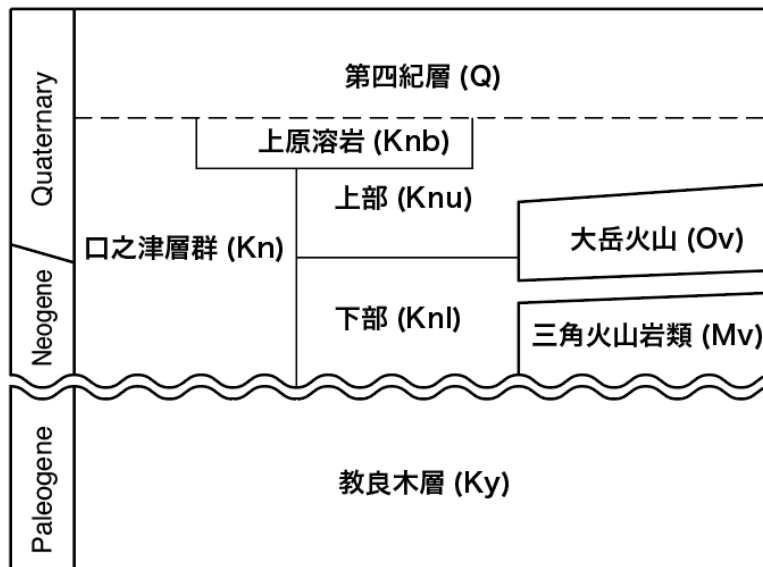


図7 調査対象海域及びその周辺における層序区分

本研究で実施した高分解能音波探査測線の位置図を図8に、取得したマイグレーション断面を図9～21に示した。各測線の解釈の詳細については次節で述べるが、以下には、本研究で取得したマイグレーション断面における各ユニットの特徴について述べる。

【教良木層 (Ky)】本研究で実施した音波探査では、陸域における地質を参考にと、D10 (図8) 測線、D9 測線 (図9)、D7 測線 (図12) における宇土半島・大矢野島側 (断層の隆起側) に分布していると推定される。本研究で取得したマイグレーション断面には、その内部構造を把握できない。

【三角火山岩類 (Mv)】本研究で実施した音波探査では、陸域における地質を参考にと、D8 測線 (図11)、D6 測線 (図13)、D5 測線 (図14) における宇土半島・大矢野島側 (断層の隆起側) 及びD2 測線 (図17) における共通反射点 (以下、「CMP」とする。) 5000 付近の (黒島の西方沖) に分布していると推定される。三角火山岩類は、教良木層及び口之津層群に貫入して分布していると考えられる。本研究で取得したマイグレーション断面では、その内部構造を把握できない。

【口之津層群 (Kn)】本研究で実施した音波探査では、D4 測線 (図15)、D3 測線 (図16)、D2 測線 (図17)、D1 測線 (図18)、D201 (図19) における大矢野島及び天草上島側 (断層の隆起側) に分布している。内部反射面は明瞭で、反射面の反射強度は概ね均質である。層理面は概ね互いに平行に発達している。調査海域においては断層構造、褶曲構造、南側への単斜構造を確認できる。

【第四紀層 (Q)】本研究で実施した音波探査では、全ての測線において測線の北側 (断層の沈降側) に分布している。D2 測線 (図17)、D1 測線 (図18)、D201 測線 (図19) においては、断層の隆起側においても層厚 20 m 程度で断片的に分布していることを確認できる。内部反射面が明瞭で、反射強度が強い層準と弱い層準が交互に発達している。また、斜交層理や侵食面を伴う堆積構造、海釜あるいは潮汐チャネルを充填する地層などの発達が認められる。こうした特徴は、第四紀の後期における海水準変動のサイクルに対応した堆積環境の変化を反映したものと推察される。後述するように、研究対象海域に分布する断層によって、第四紀層が変形や変位を受けていることを確認できる。

b) 地質構造

本調査における高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の測線配置図を図 8 に、取得したマイグレーション断面ならびに解釈断面を図 10～21 に示す。以下には、調査海域の東側 (D10 測線) から西側 (D201) の順番に、断層を横断するように南北方向に配置した各測線 (図 9～19) における地質構造の特徴を述べる。また、東西方向の検測線のうち、断層を横断する部分 (D101-1 及び D101-2) の特徴についても述べる (図 20、21)。解釈断面には、第四紀層を变形させていることが確認できた断層を赤実線で、第四紀層を变形させていることが確認できない断層を黒実線で示した。また、これらの断層のうち、やや不明瞭なものや推定断層については破線で示した。断面及び本文には、水中及び堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して深度を記入した。

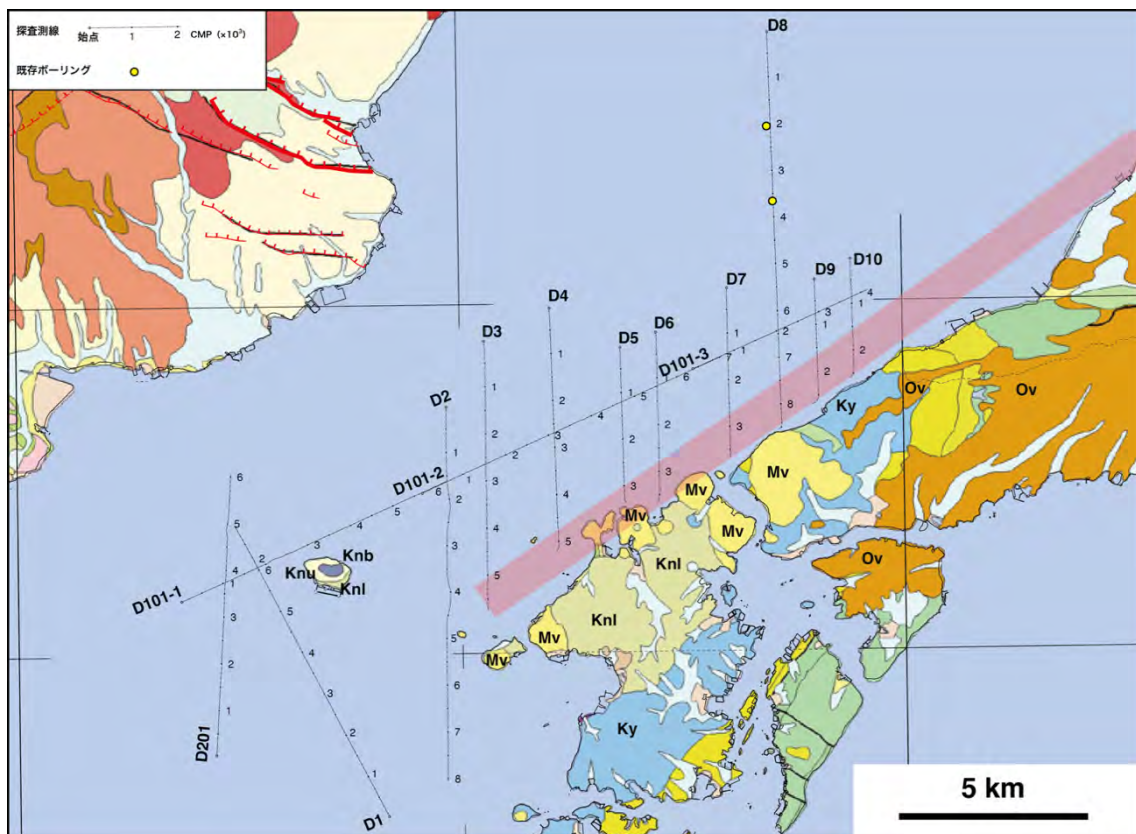


図 8. 令和 4 年度に実施した音波探査の測線配置図 (詳細図)

薄いグレーの太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013) による重力異常の急変帯から推定された宇土半島北岸区間のトレース。陸域の地質は産総研地質調査総合センター (2022) にもとづく (地質に関する凡例については図 6 を参照)。

【D10 測線】 D10 測線では、CMP2200 付近に、地層境界をなす北傾斜の断層（F 1）が認められる（図 9）。この断層の北側は第四紀層、南側は教良木層であると解釈される。往復走時 0.1 秒（海水面下約 75 m）よりも浅い領域では、この断層による地層の変形は確認できない。一方で、0.1 秒（海水面下約 75 m）よりも深い領域では、この断層は複数条に枝分かれして、CMP2000～2200 の範囲の第四紀層を引きずり上げるように累積的に変形させている。また、CMP1600 付近、CMP1400 付近、CMP1200 付近には、第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層群（F 2）が認められる。CMP950 付近及び CMP1000 付近には、第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層が認められる。

【D 9 測線】 D 9 測線では、CMP2450 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F 1）が認められる（図 10）。この断層の北側は第四紀層、南側は教良木層であると解釈される。この断層は CMP2250-2400 の範囲に分岐断層を発達させており、CMP2000～2450 の範囲で第四紀層を累積的に引きずり上げるように変形させている。CMP1500 付近、CMP1200 付近、CMP1000 付近には第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層群（F 2）が認められる。CMP700 付近には第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層が認められる。CMP600 付近には第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層が認められる。

【D 8 測線】 D 8 測線では、CMP8400 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F 1）が認められる（図 11）。この断層の北側は第四紀層、南側の表層（往復走時 0.05 秒（海水面下約 37.5 m）付近まで）は第四紀層の可能性のある地層、深部は三角火山岩類であると解釈される。断層は CMP8250～8400 の範囲で複数条に分岐しており、第四紀層を累積的に引きずり上げるように変形させている。CMP7100 付近には第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層（F 2）が認められる。CMP5200 付近には第四紀層を累積的に変位させている高角の北側低下の断層が、CMP4400 付近には第四紀層を変位させている南傾斜の正断層が認められる。CMP2300～3300 の範囲には雲仙断層群南東部を構成する南傾斜及び北傾斜の正断層群が認められる。

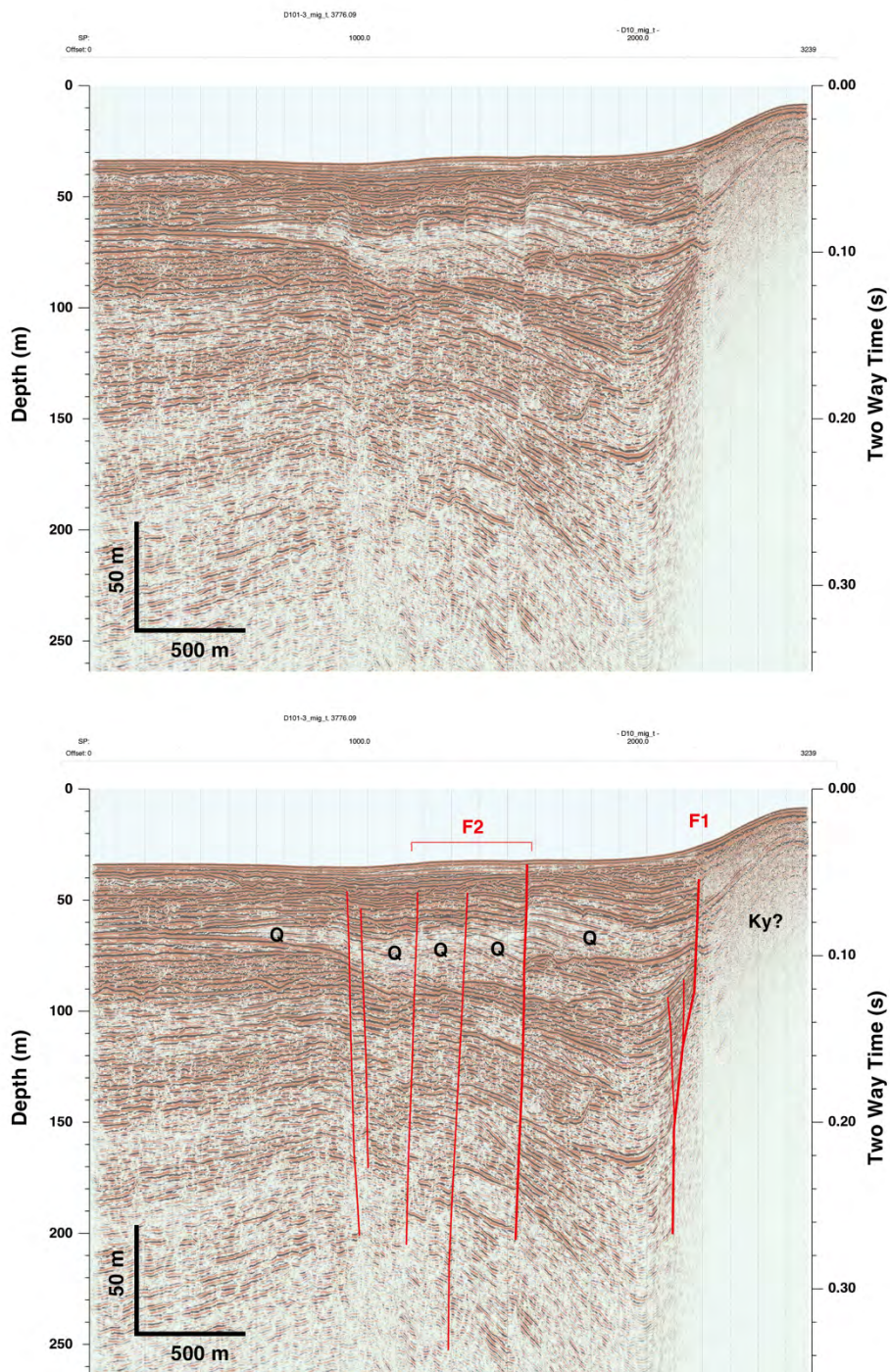


図9 D10 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

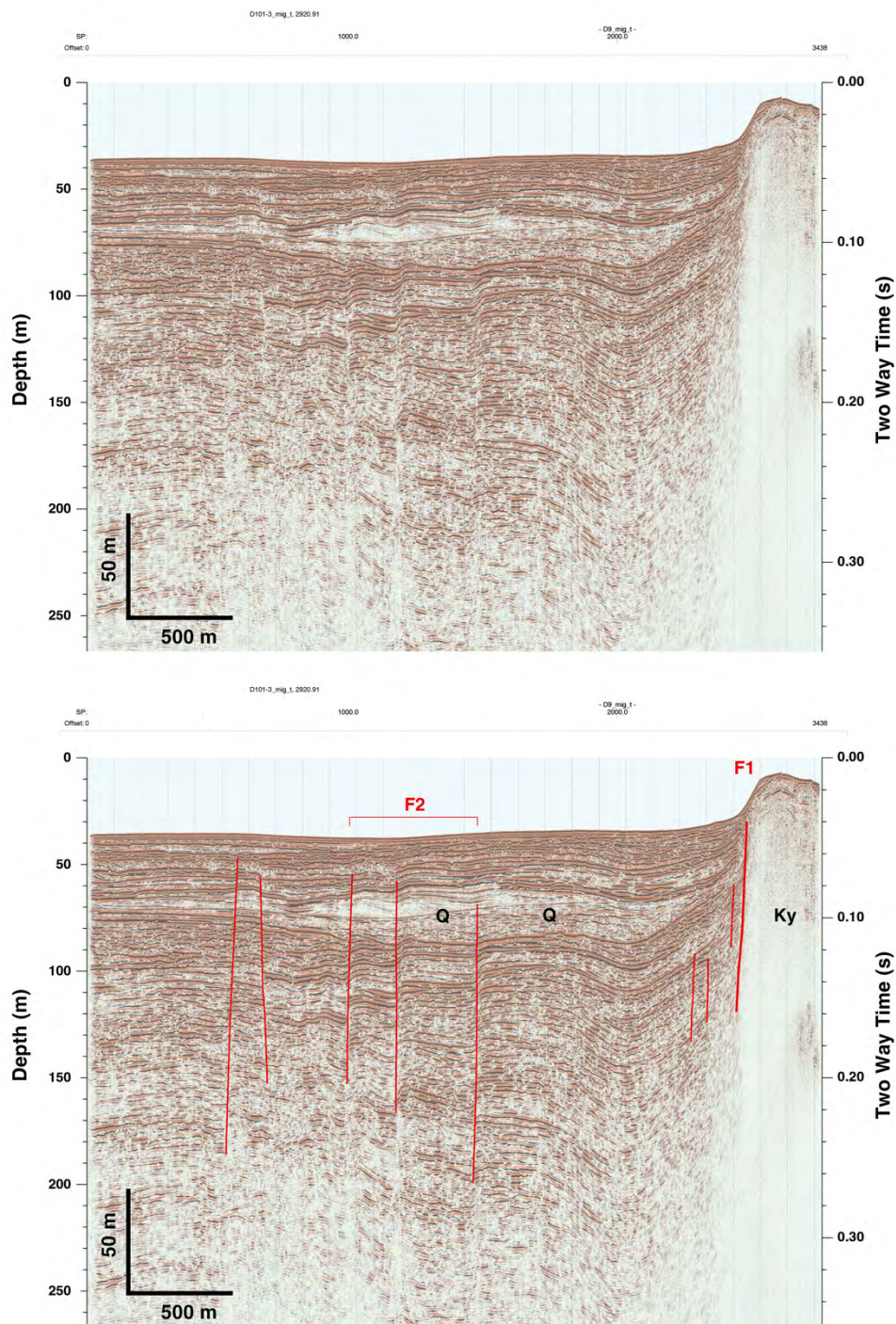


図 10 D9測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

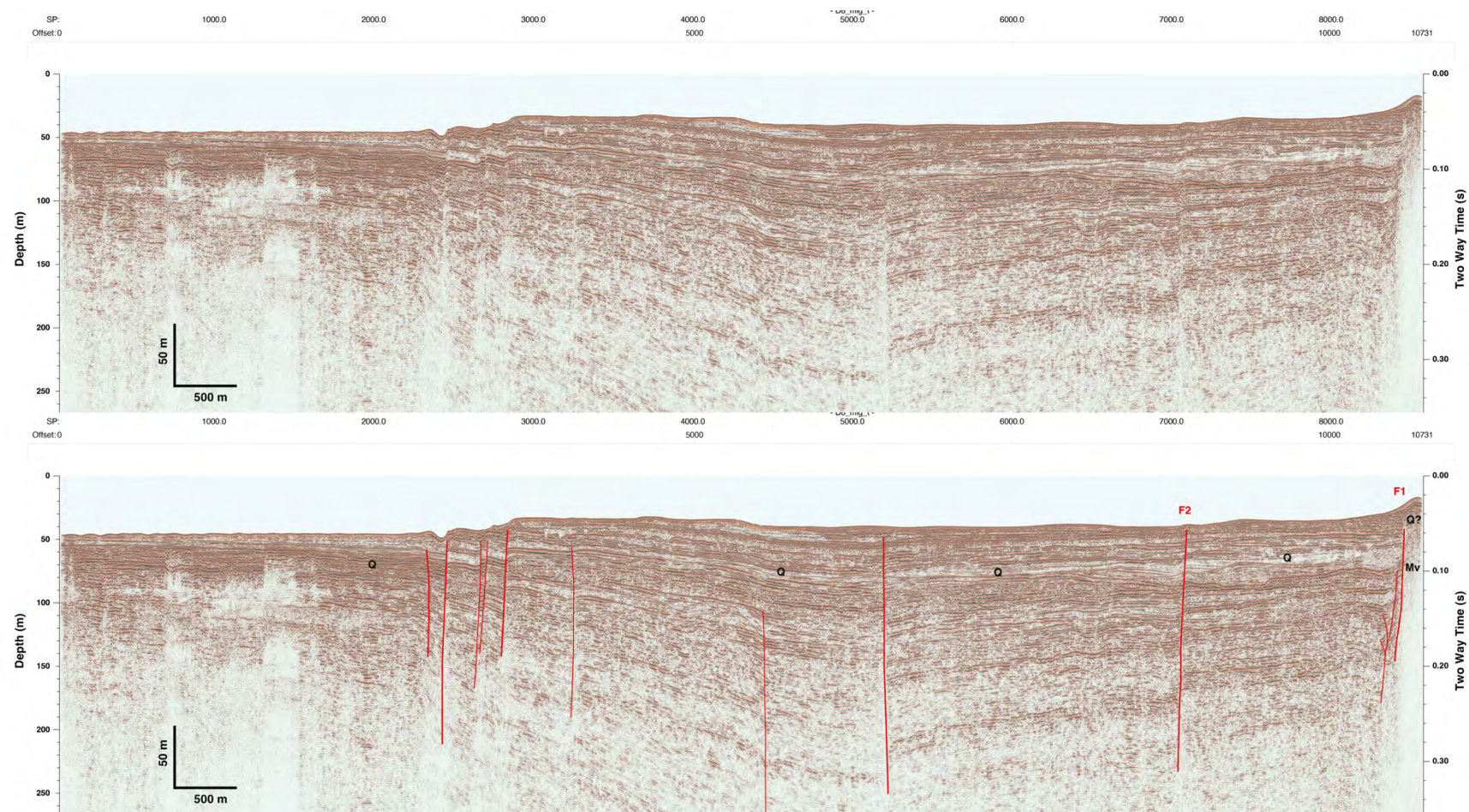


図 11 D8 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

【D7 測線】D7 測線では、CMP3320 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 12）。この断層の北側は第四紀層、南側の表層（往復走時 0.08 秒付近（海水面下約 60 m）まで）は第四紀層の可能性のある地層が分布し、深部は教良木層であると解釈される。F1 断層の北側では、CMP3280～3320 の領域で第四紀層が F1 断層によって累積的に引きずり下げられるように変形を受けており、その北端付近（CMP3270 付近）には第四紀層を変形させる南傾斜の正断層が認められる。F1 断層の南側では、CMP3320～3420 には北傾斜の正断層群が推定され、この断層は深部で F1 断層に収斂していると解釈される。CMP2700 付近及び CMP2450 付近には第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層群（F2）が認められる。

【D6 測線】D6 測線では、CMP3400 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 13）。この断層の北側は第四紀層、南側の表層（往復走時 0.07 秒（海水面下約 52.5 m）付近まで）は第四紀層の可能性のある地層が分布し、深部は三角火山岩類が分布していると解釈される。やや不明瞭であるが、F1 断層の南側では、CMP3450 付近、CMP3520 付近に北傾斜の断層が認められる。これらの断層は、深部で F1 断層に収斂している可能性がある。やや不明瞭であるが、これらの北傾斜の断層は、往復走時 0.07 秒（海水面下約 52.5 m）付近よりも浅い領域で、第四紀層の可能性のある地層を変位させ、断層の北側を相対的に沈降させている。CMP2700 付近には第四紀層を変位させる南傾斜の正断層が認められる。

【D5 測線】D5 測線では、CMP3270 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 14）。断層の北側は第四紀層、南側の表層（往復走時 0.11 秒（海水面下 82.5 m）付近まで）は第四紀層の可能性のある地層が分布し、深部は三角火山岩類が分布していると解釈される。やや不明瞭であるが、CMP3200～3270 の間は第四紀層が累積的に引きずり上げられるような変形を受けている。

【D4 測線】D4 測線では、CMP4800 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 15）。断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。F1 断層の海底面への延長部では、断層の北側が低下する崖地形が認められる。F1 断層の南側においては、やや不明瞭だが F1 断層が断層の下盤側に分岐し、CMP4850 付近においては口之津層群を切っている。CMP4500～4250 には、第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層群（F3）が認められる。CMP4150 付近には、第四紀層を累積的に変位させている南傾斜の正断層が認められる。CMP3900 付近には、第四紀層を累積的に変位させている北傾斜の正断層（F4）が認められる。

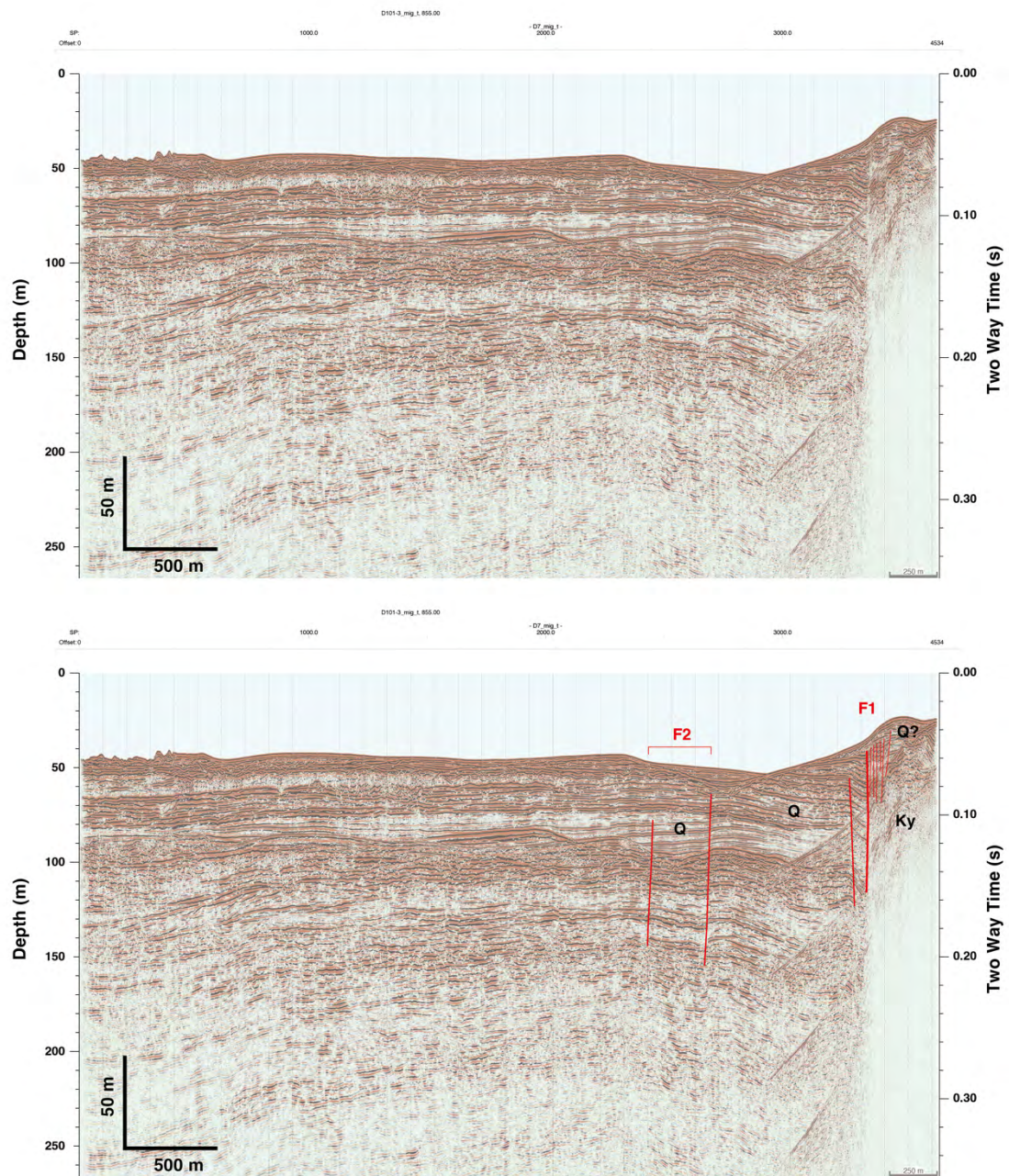


図 12 D7 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

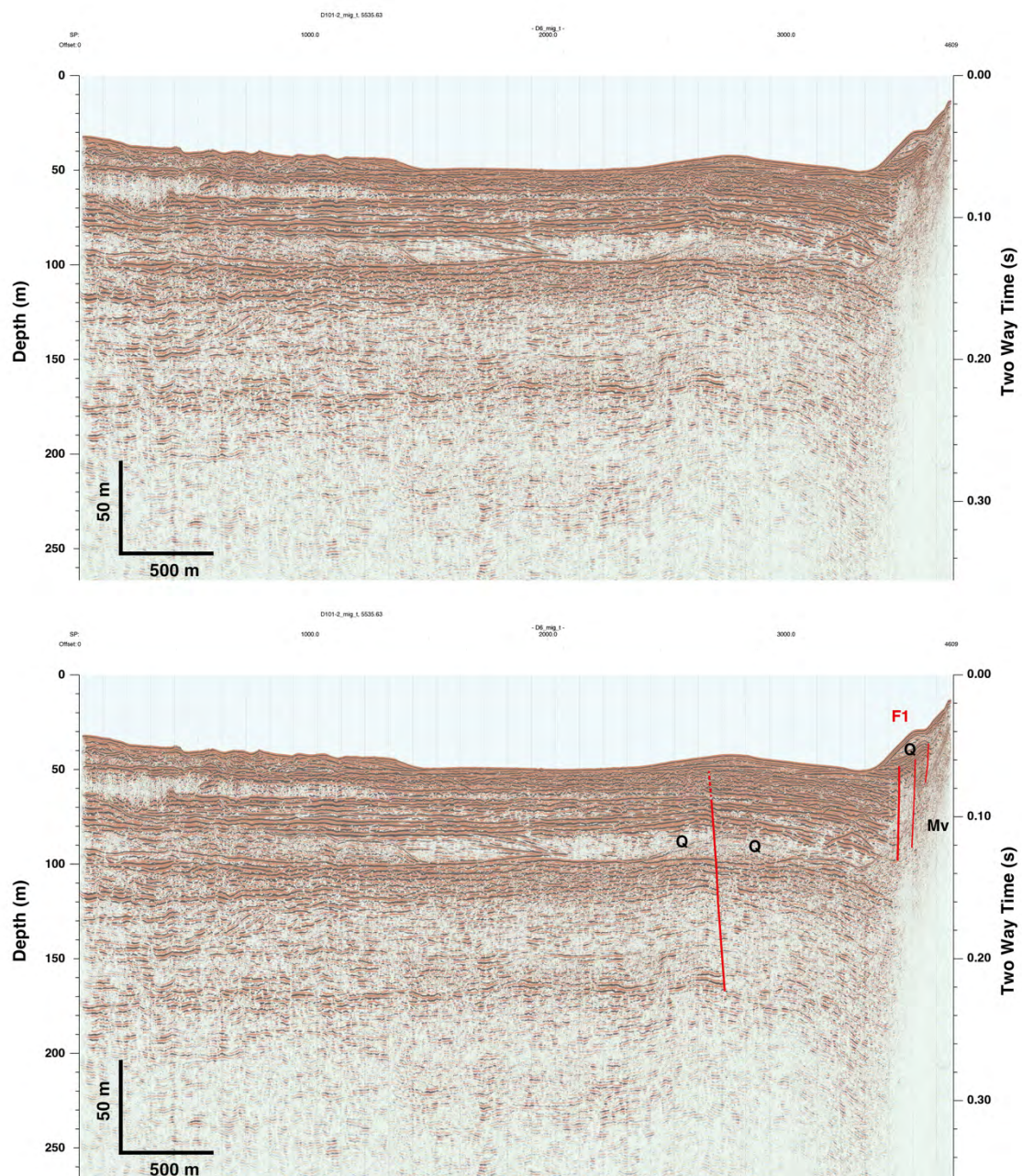


図 13 D6 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

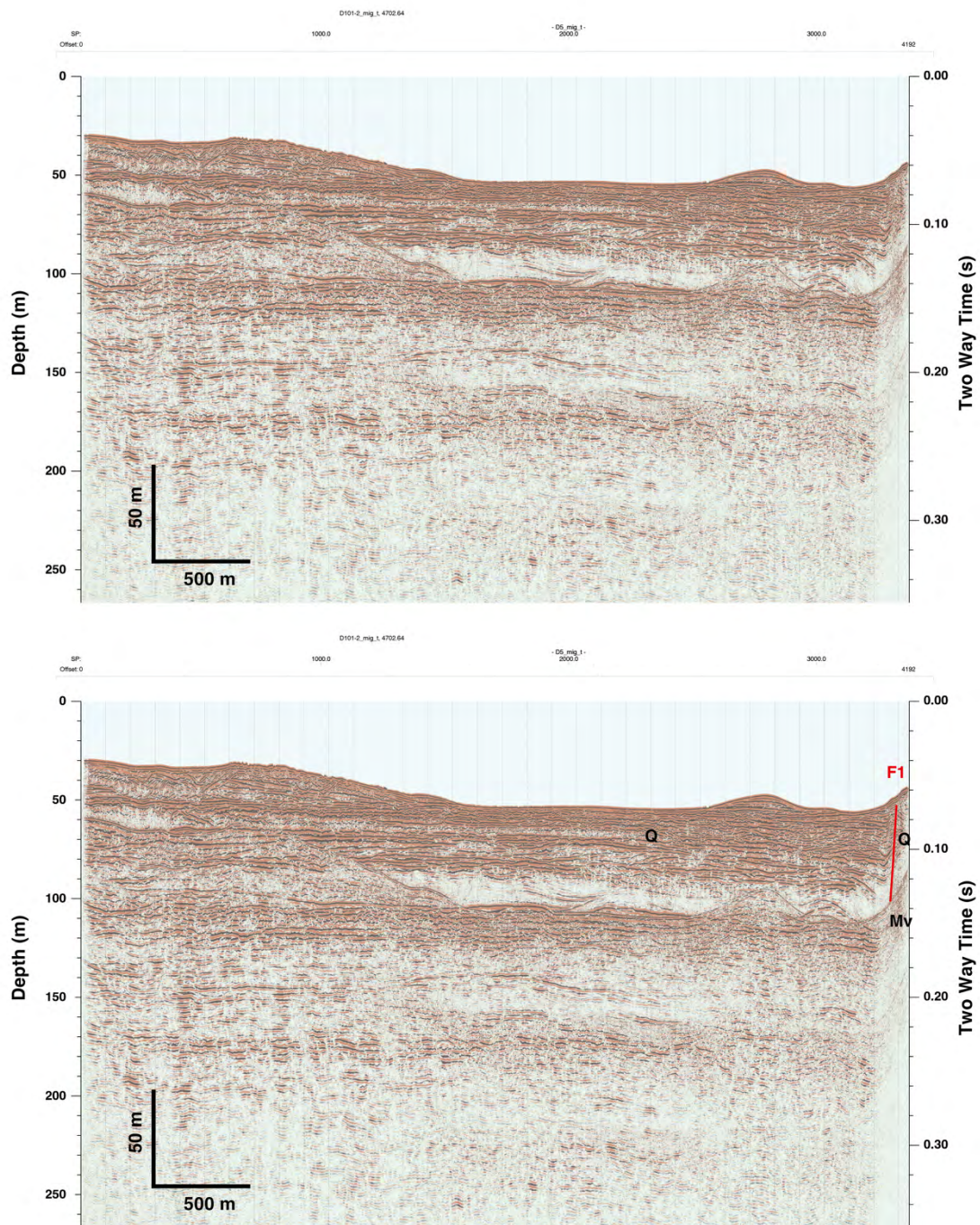


図 14 D5 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

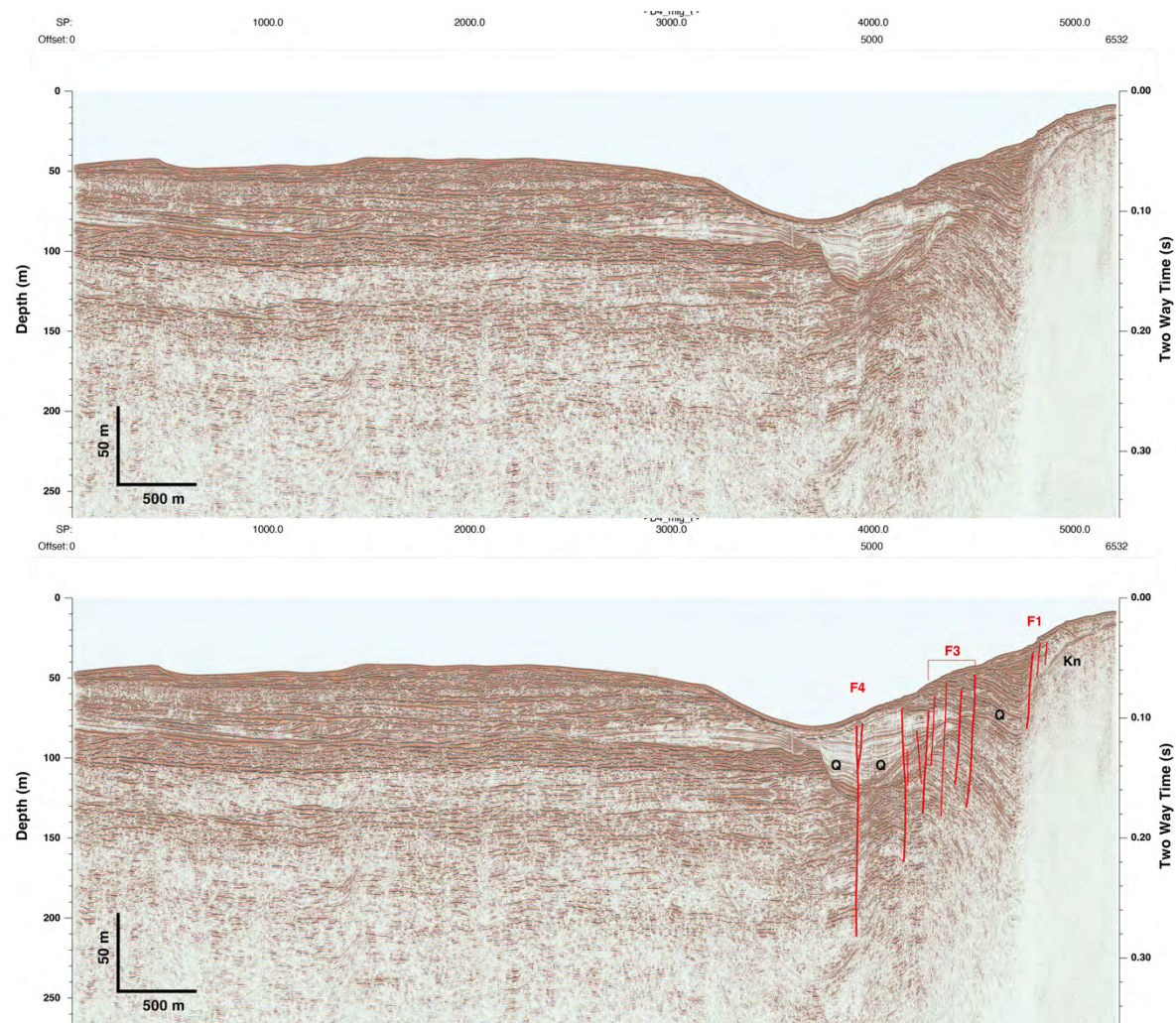


図 15 D4 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

【D3 測線】D3 測線では、CMP4450 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 16）。断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP4250～4450 の間では、第四紀層が累積的に F1 断層によって引きずり下げられるような変形を受けており、この変形帯には北傾斜の正断層が発達している。また、F1 断層の海底延長部には北側が南側に対して相対的に低下する段差が認められることから、この断層が海底面までを変位させている可能性がある。F1 断層の南側の領域では、F1 断層が断層の下盤側に分岐し、口之津層群を切っている。ただし、この分岐した断層が活断層である根拠は確認できない。CMP2650 付近には、第四紀層を累積的に変位させる北側低下の高角の断層（F4）が認められる。F4 断層の海底面への延長部には砂堆が分布しているが、この砂堆は F4 断層による変位を受けていない。CMP1700 付近には、第四紀層を変位させる南傾斜の正断層（F5）が認められる。F5 断層による変形は往復走時 0.12 秒（海水面下約 90 m）よりも浅部においては不明瞭である。口之津層群を変形させる構造として、CMP5600 付近に軸を持つ向斜（Sc1）が認められる。

【D2 測線】D2 測線では、CMP2920 付近に地質境界をなす北傾斜の断層（F1）が認められる（図 17）。断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP2800～2920 の間では、第四紀層が F1 断層によって累積的に引きずり下げられるような変形を受けている。F1 断層の海底延長部には北側が南側に対して低下する段差が認められることから、この断層が海底面までを変位させている可能性がある。CMP3000 付近には口之津層群を切る北傾斜の正断層が認められるが、これが活断層である根拠は確認できない。CMP3200 付近には口之津層群を変位させる南フェルゲンツの向斜軸が認められ、その向斜軸面に北傾斜の正断層が推定される。この推定断層が活断層である根拠は確認できない。口之津層群を変位させる構造として、CMP4200 付近に軸を持つ向斜（Sc1）、CMP4600 付近に軸を持つ背斜（Ac1）が認められる。やや不明瞭であるが、CMP4700～5300 の領域では口ノ津層群に三角火山岩類が貫入していると解釈される。

【D1 測線】D1 測線では、D1-2 測線の CMP450 付近に地質境界をなす高角の断層（F1）が認められる（図 18）。断層の北側には第四紀層が、南側には口ノ津層群が分布していると解釈される。D1-2 測線の CMP550～450 の間は、第四紀層が累積的に引きずり上げられるような変形を受けている。D1-1 測線の CMP5700 付近及び CMP5600 付近には北傾斜の正断層が認められる。これらが第四紀層を変位させている断層かどうか確認できない。口之津層群中には、CMP3650 付近及び CMP3150 付近に、断層の北側が南側に対して相対的に沈降する断層が発達している。また、CMP3850 付近に軸を持つ向斜（Sc1）、CMP3300 付近に軸を持つ背斜（Ac1）が認められる。

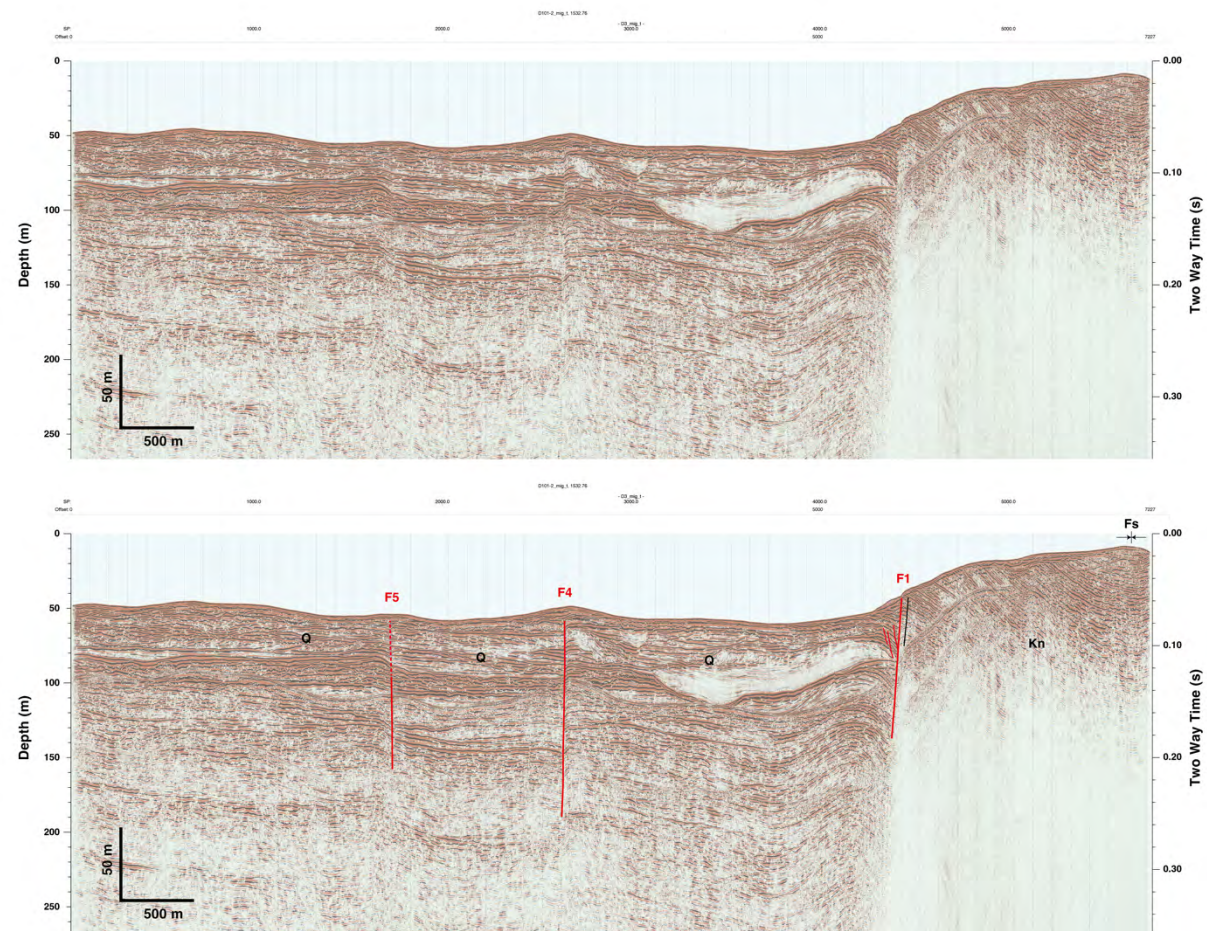


図 16 D3 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

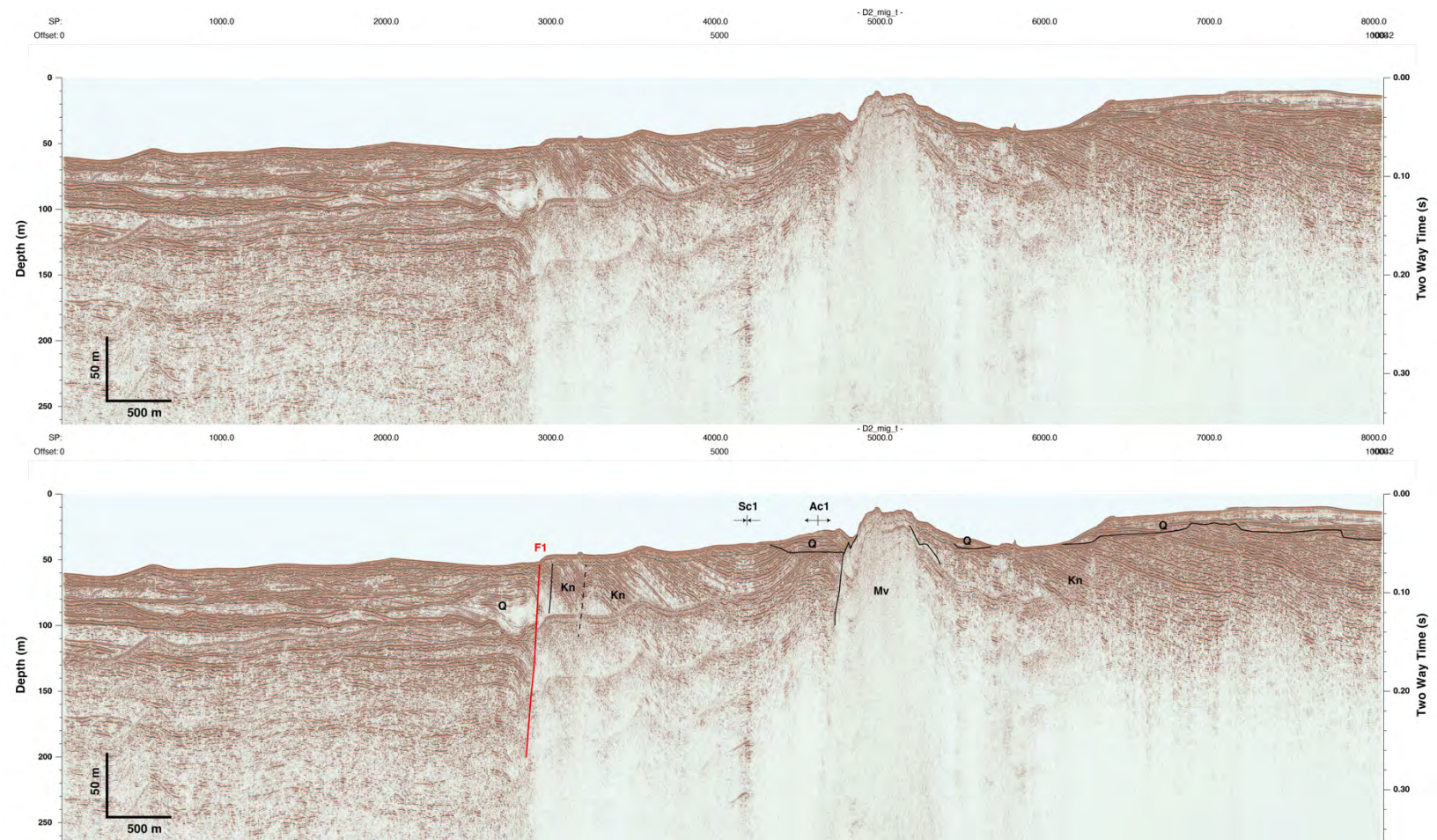


図 17 D2 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

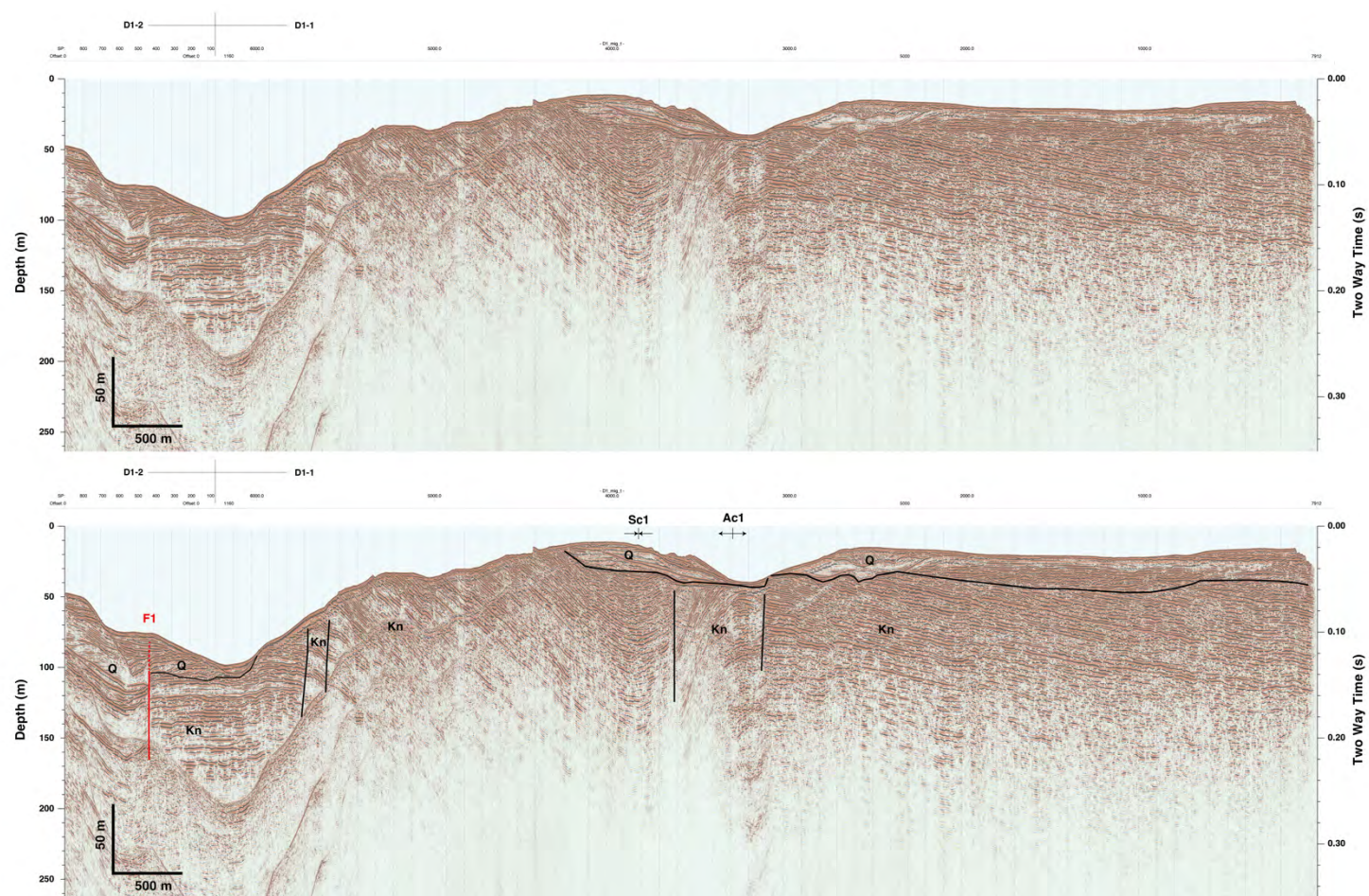


図 18 D1 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

【D201 測線】 D201 測線では、CMP4700 付近に地質境界をなす高角の断層（F1）が認められる（図 19）。F1 断層の北側には第四紀層が、南側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP4700～4600 の間には、口之津層群が F1 断層によって引きずり下げられるような変形が認められる。CMP5200～4700 の間には、やや不明瞭であるが、第四紀層が F1 断層によって引きずり下げられるような変形が認められる。CMP5150 付近、CMP5500 付近、CMP5650 付近には、第四紀層を累積的に変位させる北傾斜の正断層群（F6）が認められる。口之津層群には、CMP3950～3400 の間及び CMP600～300 の間に断層が発達している。これらの断層による第四紀層の変形は確認できない。

【D101-1 測線】 D101-1 測線では、やや不明瞭であるが、CMP3300 付近に地質境界をなす F1 断層が分布していると推定される（図 20）。やや不明瞭だが、F1 断層は第四紀層を変位させていると推定される。D101-1 測線のマイグレーション断面において F1 断層が不明瞭なのは、断層近傍の地質構造が複雑であることに加えて、推定される断層トレースと測線が低角で交差しているためである可能性がある。この測線における F1 断層は不明瞭であるが、内部反射面の特徴から、少なくとも CMP3300 より東側には第四紀層が、少なくとも CMP2850 よりも西側には口之津層群が分布していると解釈される。CMP3950 付近、CMP4050 付近、CMP4200 付近には、第四紀層を累積的に変位させる西傾斜の正断層群が認められる。CMP4300 付近には、第四紀層を累積的に変位させる東傾斜の正断層（F6）が認められる。

【D101-2 測線】 D101-2 測線では、CMP1500 付近に第四紀層を累積的に変位させる東傾斜の正断層（F4）が認められる（図 22）。CMP2270 付近に第四紀層を累積的に変位させる西傾斜の正断層（F5）が認められる。

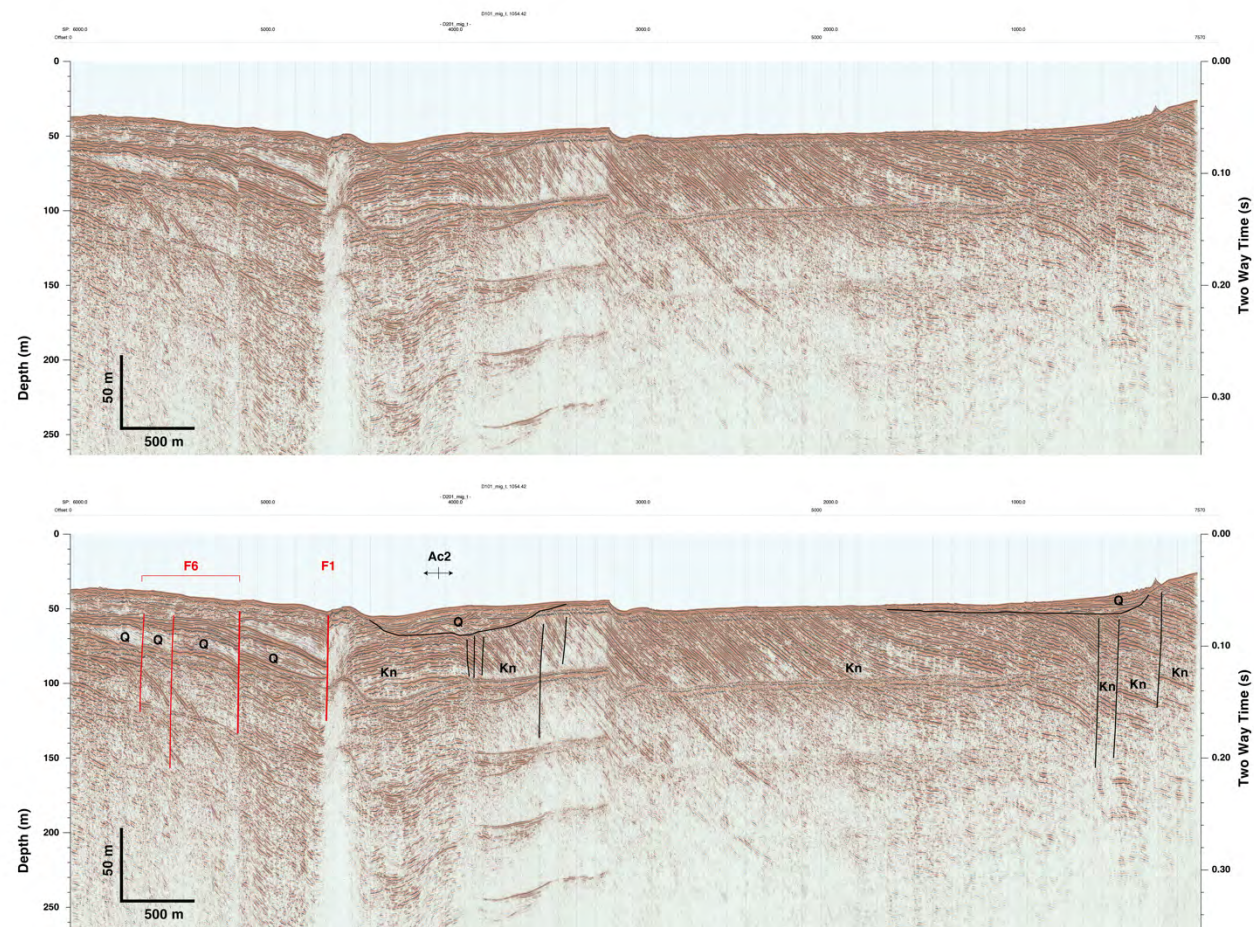


図 19 D201 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

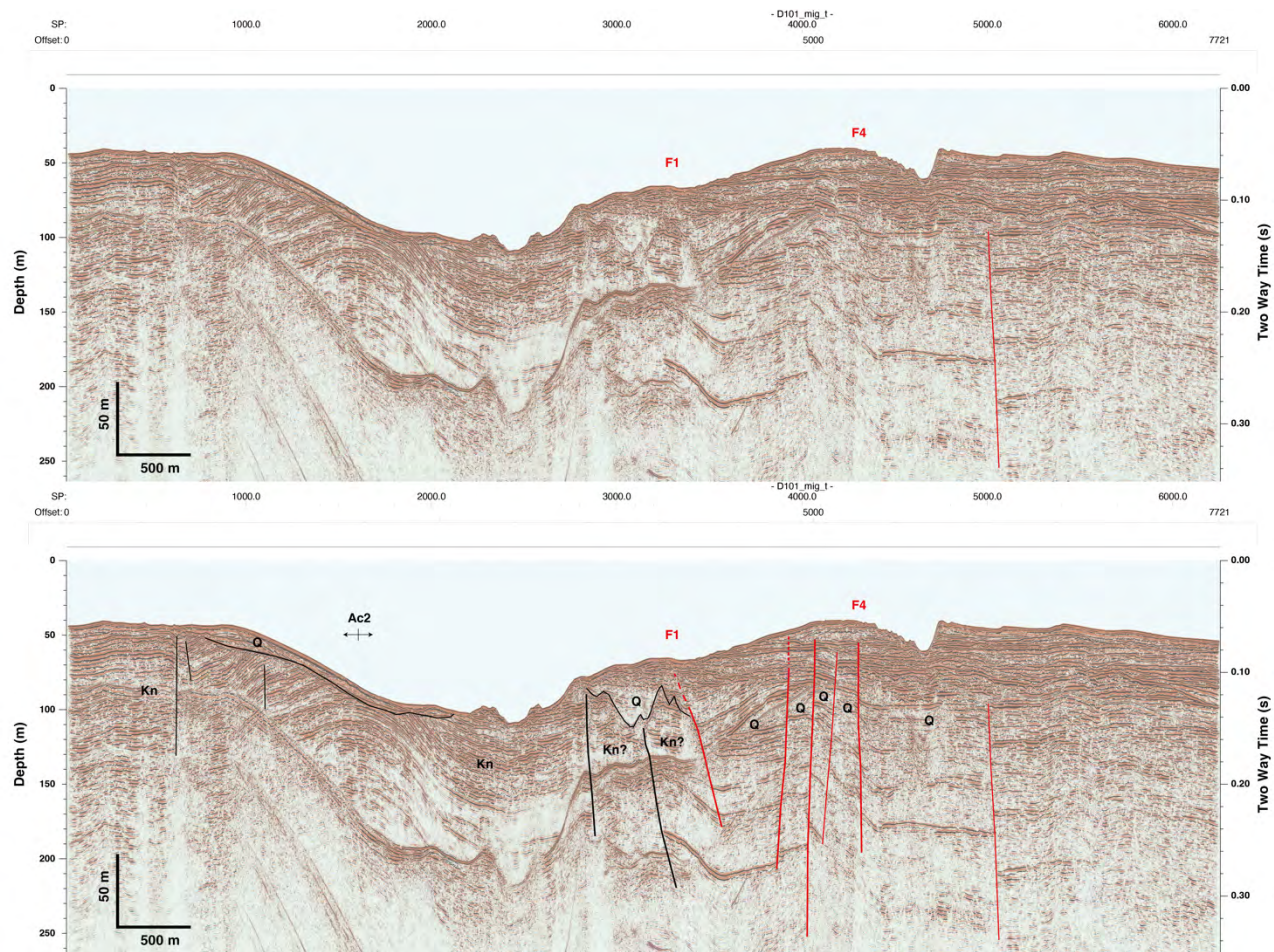


図 20 D101-1 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

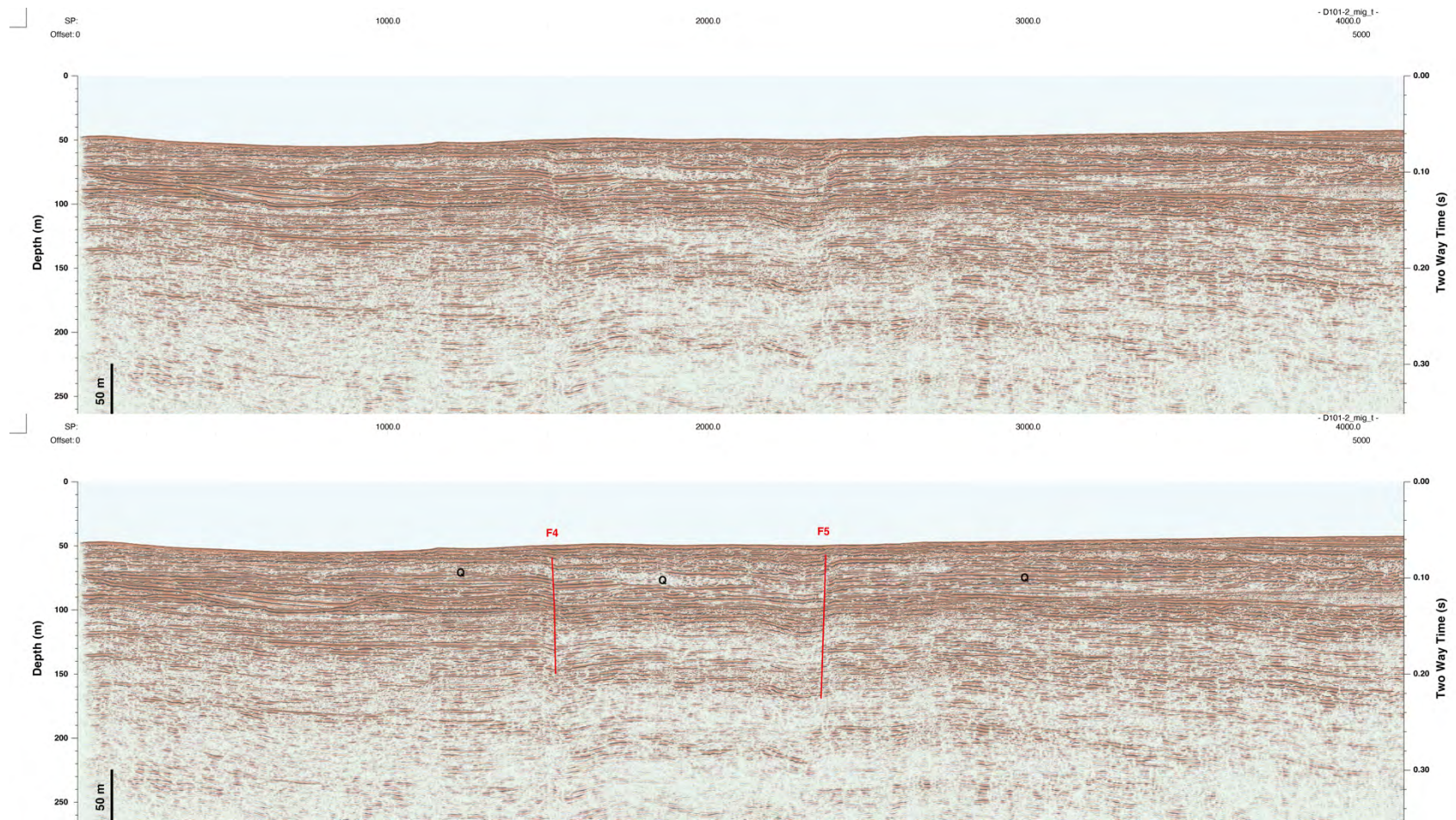


図 21 D101-2 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

c) 地質構造の空間分布、活動様式、活動性

本調査で取得したマイグレーション断面の解釈にもとづいて、測線間で追跡可能な断層及び背斜・向斜軸をつなげて地質構造図を作成した（図 22、図 23）。

地質境界をなす F1 断層は、宇土半島の北岸に沿って、D10 測線の南端付近（宇城市三角町太田尾の沖合）から、三角ノ瀬戸を超えて、大矢野島の北岸に沿って D3 測線の CMP4450 付近（上天草市大矢野町上、野釜島の約 2.5 km 北方の沖合）まで概ね北東-南西走向に延びる。F1 断層は、D3 測線から走向を東西に転じて、湯島（上天草市大矢野町湯島）の北岸を通過して、少なくとも D201 測線の CMP4700 付近（湯島の約 1.0 km 西方の沖合）まで連続しているとみられる。D10 測線から D3 測線に至る海域においては、F1 断層は宇土半島北岸区間が推定された領域（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）に沿って認められた（図 22）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は、顕著な重力異常の急変帯が 2 条に分岐する手前（本調査における D3 測線付近）を宇土半島北岸区間の南西端とした。重力異常の急変帯は、宇土半島北岸区間の南西端付近から、東西方向及び北東-南西方向に分岐して延びているようにみえる（図 22）。本調査の結果によれば、これらの 2 条に分岐した重力異常の急変帯のうち、東西方向に延びる重力異常の急変帯に沿って、F1 断層が分布している。一方で、分岐して北東-南西方向に延びる重力異常の急変帯においては、その重力異常の急変に対応する地質構造は本研究では確認できなかった。

F1 断層は北傾斜の断層で、断層の北側には第四紀層が、断層の南側には教良木層、口之津層群、三角火山岩類を主体とする基盤岩が分布している。F1 断層は、断層の北側が相対的に低下する正断層成分を有していると判断されるが、断層の下盤側（隆起側）における第四紀層の分布が限定的であるため、F1 断層の活動性を定量的に検討することは困難であると考えられる。他方で、F1 断層は、断層近傍の第四紀層を累積的に引きずり上げたり、引きずり下げたりするように変形させている。このことは、F1 断層が第四紀において繰り返し活動してきた活断層であることを示している。また、このような第四紀層の変形様式は、F1 断層が横ずれ成分を有していることを強く示唆している。

F1 断層の低下側（北側）には、第四紀層を累積的に変位させる複数条の活断層が F1 断層に並走して発達している。これらの活断層は、全体としては F1 断層と同様に断層の北側を低下させる正断層（F2 断層、F3 断層、F4 断層、F6 断層）を主体とするが、断層の南側を低下させる正断層（F5 断層）も分布している。マイグレーション断面では、これらの断層の横ずれ成分を示す構造は確認できない。断層の断面形状にもとづけば、第四紀層を変位させるこれらの活断層は、深部で F1 断層に収斂していると考えられる。前述のように、F1 断層の過去の活動を直接的に検討することは困難であると考えられるが、F2～F5 断層を対象とした調査を実施することによって、宇土半島北岸区間の過去の地震活動を評価できる可能性高い。

F1 断層の隆起側（南側）には、基盤岩（主に口之津層群）を変位させる断層及び褶曲が発達している。特に、D3 測線から D201 測線の範囲においては、F1 断層の南側の領域に分

布する口之津層群が褶曲または南に単斜していることを確認できる。Sc 1 向斜は、D 3 測線から D 2 測線を経て、D 1 測線に連続し、D201 測線では確認できなくなる向斜であり、口之津層群を変形させている。その向斜軸は東西～東北東-西南西方向に伸びており、7 万 5 千分の 1 地質図「口之津」(赤木, 1936)を参考にすれば、Sc 1 向斜の東側延長部は大矢野島に連続し、陸域に分布する口ノ津層群相当層を変形させていると推察される。Ac 1 背斜は、Sc 1 向斜に並走し、D 2 測線から D 1 測線に伸びて、D201 測線では背斜としては認識できなくなる向斜であり、口之津層群を変形させている。D 1 測線においては Ac 1 背斜の北西翼が南東翼よりも急傾斜となっており、北東翼の基部には断層が発達している。D 2 測線においては、背斜の南翼を構成する口ノ津層群に三角火山岩類が貫入している(図 17)。Ac 2 背斜は、D 1 測線から D101-1 測線を経て D201 測線に連続する背斜であり、口ノ津層群を変形させている。Ac 2 背斜の南西翼には断層が発達している。D 1 測線及び D201 測線においては、背斜の北東翼が F 1 断層に切断されている。D 2 測線においても F 1 断層の近傍に背斜が形成されており(図 17)、Ac 2 背斜は湯島付近を経て D 2 測線における F 1 断層近傍の背斜にまで連続する可能性がある。ただし、D 1 測線から D 2 測線の間の海域の測線密度が低いために、構造が連続することを判断することは困難である。また、これらの構造(Sc 1 向斜、Ac 1 背斜、Ac 2 背斜)が活構造であることを示す資料は得られていない。

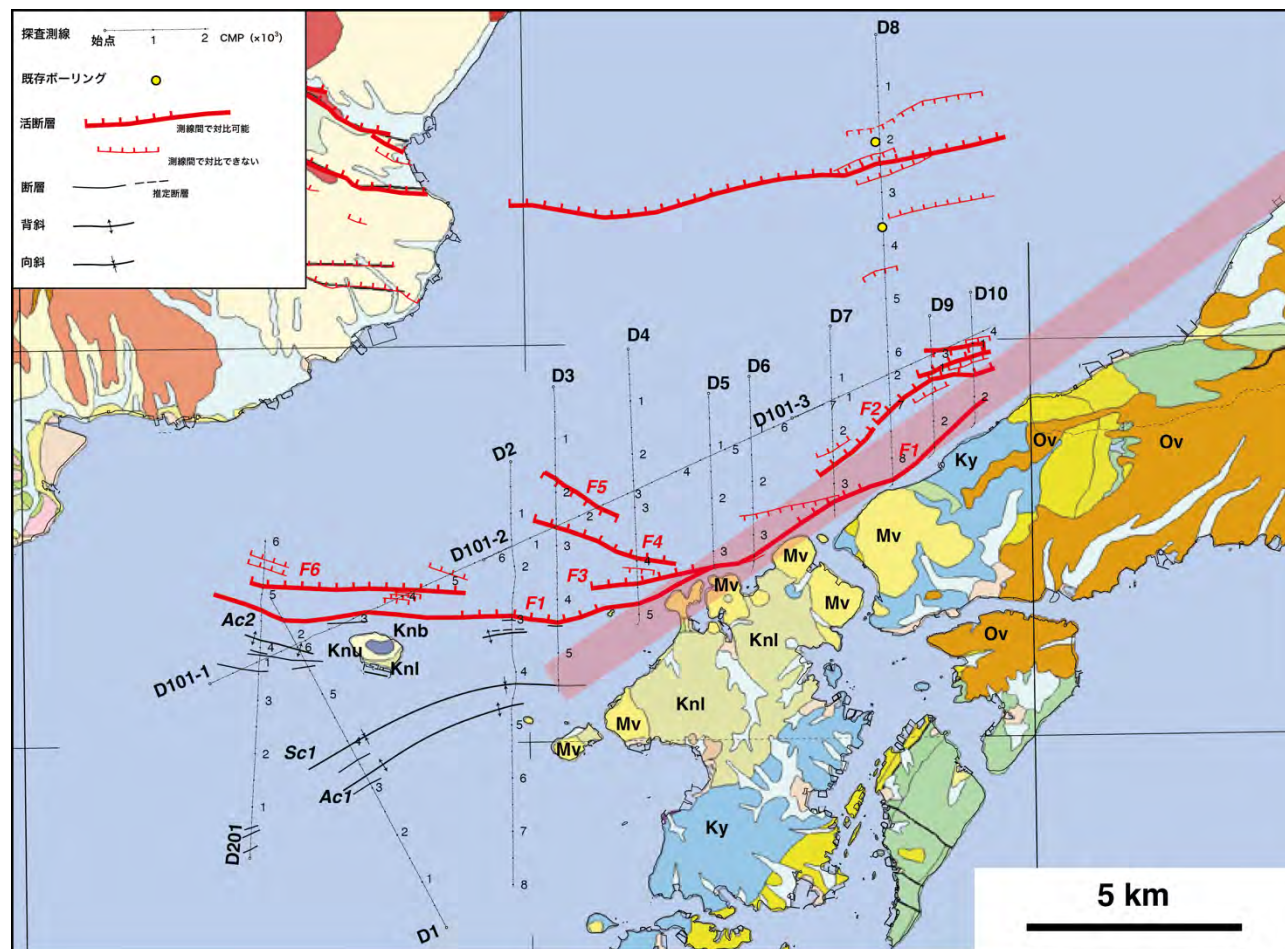


図 22 宇土半島北岸区間及びその周辺の地質構造図

薄いグレーの太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による宇土半島北岸区間。陸域の地質は産総研地質調査総合センター（2022）にもとづく（地質に関する凡例の説明は図6を参照）。

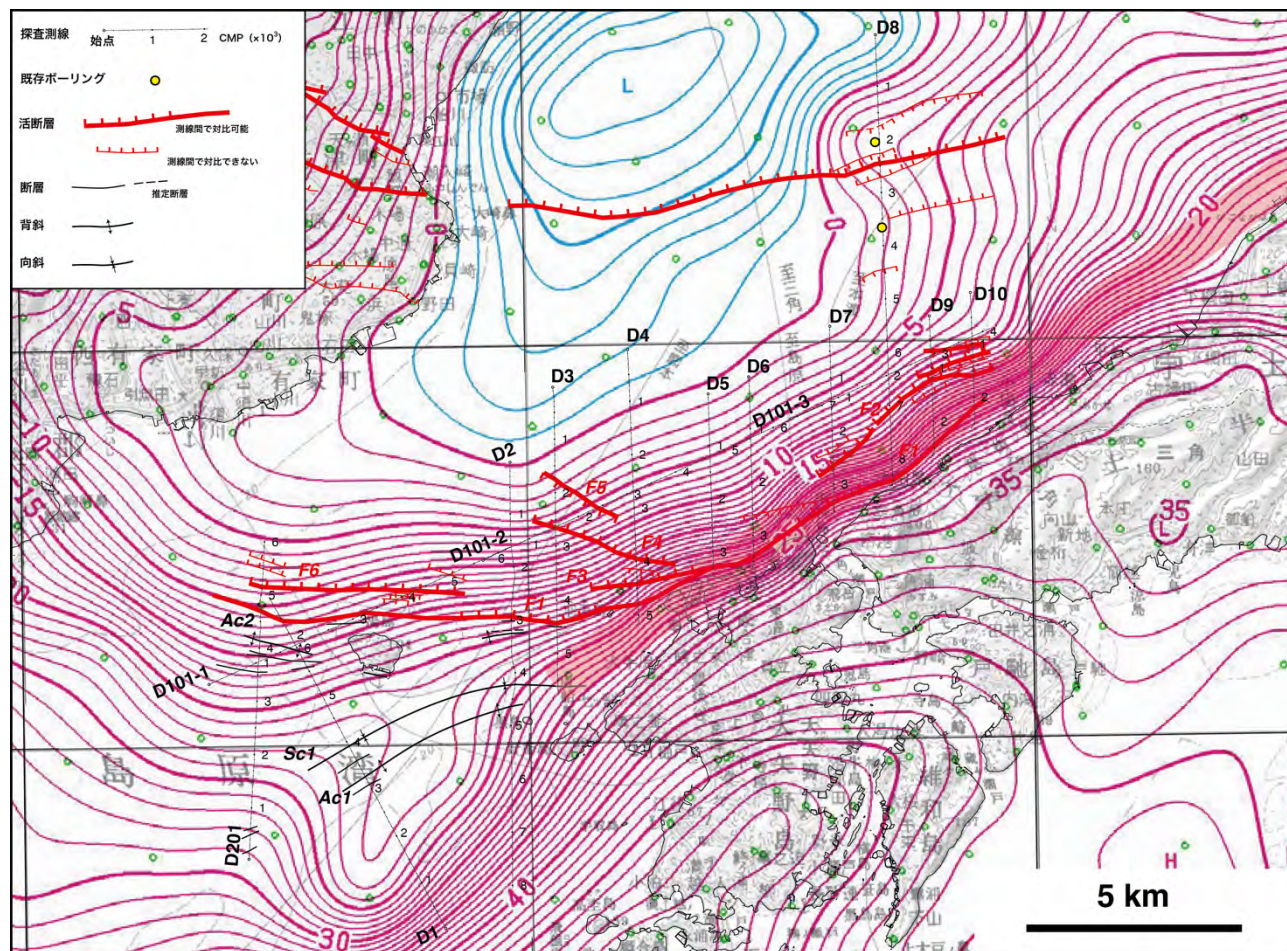


図 23 宇土半島北岸区間及びその周辺の地質構造図

薄いグレーの太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による宇土半島北岸区間。基図には 20 万分の 1 重力図（森尻・他，2001；村田・他，2004）を使用した。

d) 宇土半島北岸区間の連続性、端点の位置

宇土半島北岸区間は、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿って分布する顕著な1条の重力異常の急変帯に沿って推定されたものである。本調査で実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査によって得られたマイグレーション断面によれば、宇土半島及び大矢野島の北岸に推定された宇土半島北岸区間のトレースに沿って、地質境界をなすF1断層が連続的に分布している（図21）。前述のように、F1断層は第四紀層を累積的に変形させているため、活断層であると判断される。重力異常の急変帯は大矢野島の北西端の沖合で2条に分岐するが、F1断層は東西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って分布していると判断される（図21）。F1断層は、湯島の北岸を通過し、少なくとも湯島の約1.0 km西方の沖合までは連続していると考えられる（図21、図22）。F1断層の端点位置は、本調査で最も西側で配置した探査測線（D201 測線）よりも西側であると判断されるため、本調査で取得した探査記録からは断層の西端位置をこれ以上絞り込めない。一方で、断層の北東側の端点については、本研究で最も東側に配置した測線（D10 測線、宇城市三角町太田尾の沖合）まではF1断層が連続的に捉えられている。前述のように、それよりも東側の領域では音波散乱層が想定されたため、本研究では探査を実施していない。

F1断層の北側の海域には、F1層と並走して、第四紀層を累積的に変位させる複数条の海底活断層（F2断層、F3断層、F4断層、F5断層、F6断層）が確認できる。これらの断層の分布は断続的であり、D2測線及びD5測線を配置した海域においては確認できない。断層の断面形状によれば、これらの断層は深部でF1断層に収斂していると考えられる。すなわち、これらの活断層及びF1断層は一連の断層帯（宇土半島北岸区間）を構成していると判断させる。

以上をまとめると、宇土半島北岸区間は、第四紀層の南縁を限るF1断層と、F1断層の下盤側（北側）の海域に断続的に分布する海底活断層群によって構成されている。これらの断層は、宇城市三角町太田尾の沖合から、宇土半島及び大矢野島に沿って北東―南西方向に延び、野釜島の約2.5 km北方の沖合（D3測線付近）から走向を東西方向に転じて、湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約1.0 km西方の沖合まで連続する。宇土半島北岸区間の西端については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば、大矢野島の北西端の沖合の海域とされていた。本調査によって、宇土半島北岸区間はさらに西側に少なくとも約7 km延びていることが示された。断層はさらに西方（島原半島の方）に延びている可能性がある。宇土半島北岸区間の東端については、本研究で音波探査を実施した範囲に断層が分布しており、少なくとも宇城市三角町太田尾の沖合まで連続していることが示された。

4) まとめ

宇土半島北岸区間の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得するため、宇土半島北岸区間が推定されている海域及びその南西側の島原湾において、高分解能の音波探査を実施し、海底面下 200 m 程度までの地質構造を検討可能な高品質な音波探査記録断面を取得した。

本研究で取得したマイグレーション断面によれば、重力異常の急変帯に沿って宇土半島北岸区間が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）において、第四紀層の分布の南限を画する F1 断層が連続的に分布し、この断層によって第四紀層が累積的に変形を受けていることが初めて確認できた。また、F1 断層に深部で収斂していると考えられる複数条の海底活断層が存在することを確認できた。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によって宇土半島北岸区間が推定された領域よりも南西側の島原湾においては、重力異常の急変帯が西方向及び南西方向の 2 条に分岐している。宇土半島北岸区間の西側延長部の海域で取得したマイグレーション断面によれば、西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って断層が連続しており、断層は湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 1.0 km 西方の沖合まで連続している。また、断層の西端は、今年度の探査範囲よりさらに西側に位置していると判断される。他方で、南西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯については、重力異常の急変帯に対応する断層等の地質構造は、本研究では確認できなかった。

本研究では、沿岸海域における海底活断層調査で一般的な音波探査よりも、高い出力を持つ音源装置、多チャンネルかつ深度ロガーを取り付けた受振器を用いて、高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。また、探査の際には、音源及びテールブイにおいて GNSS 測位を行うことによって、音源及び受振点の座標を精密に決定した。これによって、海底活断層調査に必要な分解能を維持しながら、深部（海底面下 200 m 程度）までの地質構造を検討可能な、S/N 比の高いマイグレーション断面を取得できることを示した。こうして得られた探査記録を用いることによって、宇土半島北岸区間を構成する断層の分布・性状、連続性及び活動性について、信頼性の高い資料を取得できることを実証した。今後の海底活断層調査においては、ターゲットとする地質構造や調査海域に応じて、本調査と同様の仕様による高分解能マルチチャンネル反射法音波探査が、調査手法の有力な選択肢の 1 つに加わることになると考えられる。

1) はじめに

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図2を編集。断層トレースのうち、重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間（宇土半島北岸区間、宇土区間の一部）は薄い太線で示されている。

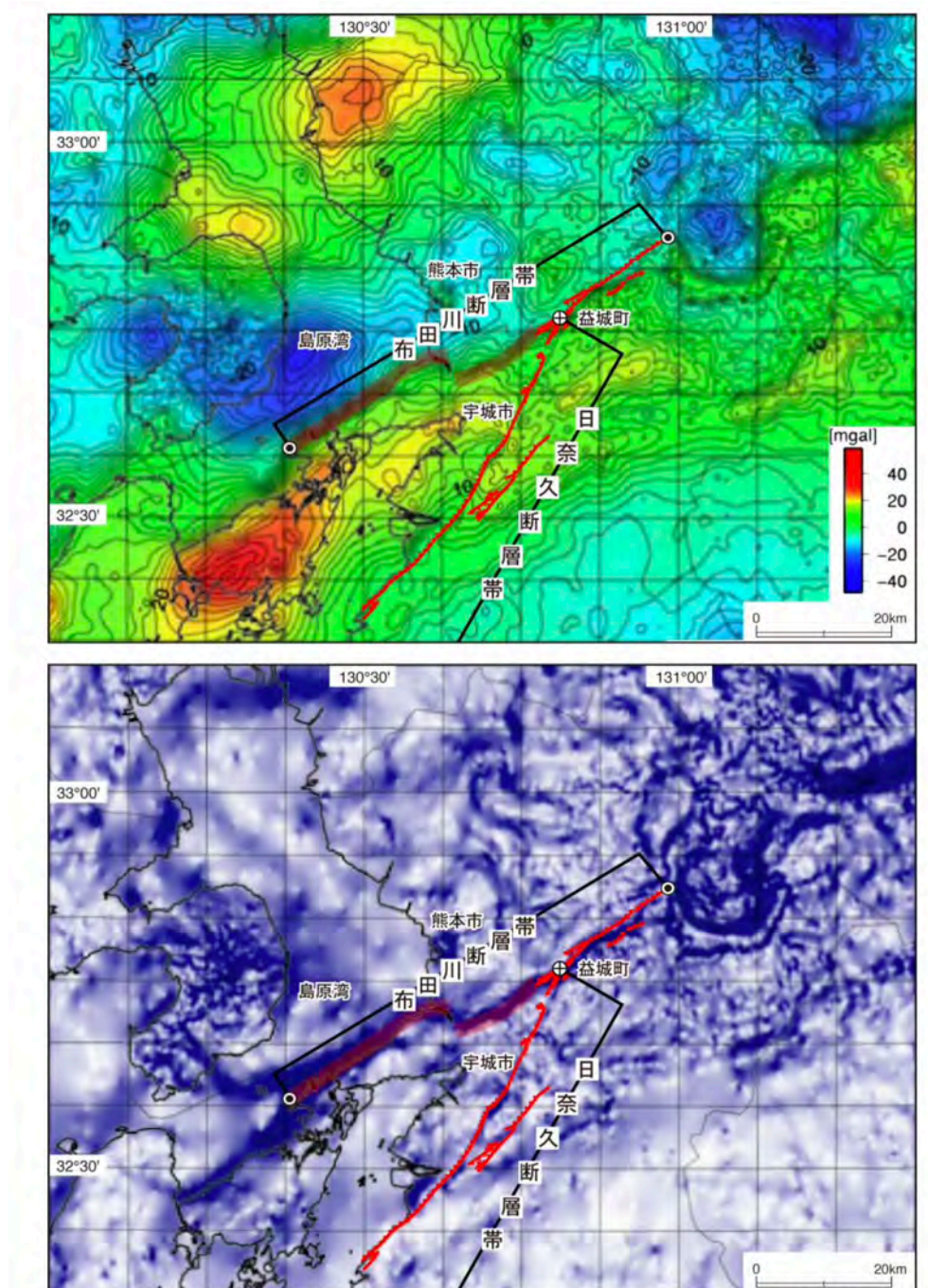


図 25 布田川断層帯付近の重力異常

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図 3。布田川断層の地表トレースは赤線で、伏在活断層が推定される場所は薄い太赤線で示されている。（上）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常図。（下）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常の勾配。青色の濃い部分ほど急勾配であることを示す。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による本断層帯の評価の概要は以下の通りである。宇土半島北岸区間は、宇土市住吉町から宇土半島北岸に沿って大矢野島の北西端の沖合に至る、長さ約 27 km 以上の可能性がある断層である（図 24）。宇土半島北岸区間は、宇土半島北岸に沿って分布する宇土半島北岸断層によって構成されている。宇土半島北岸の宇城市三角町大田尾の沖合では、海底面付近までを変位が及ぶ北傾斜の正断層が報告されている（産業技術総合研究所・他，2010；杉山・他，2010）。このことから、宇土半島北岸断層は、断層を挟んで南東側が相対的に隆起する正断層成分を伴う可能性がある。一方、この断層の横ずれ成分は不明である。宇土半島北岸区間の南西端については、宇土半島の北岸に沿って認められる顕著な 1 条の重力異常の急変帯が 2 条に分岐する手前の、大矢野島の北西端の沖合付近と評価されている（図 25）。ただし、重力異常の急変帯はさらに南西に続くため、宇土半島北岸区間はさらに南西に延長する可能性がある。また、宇土半島北岸区間における過去の活動について、具体的な資料が得られていない。

以上のように、宇土半島北岸区間は、主として重力異常の急変帯の分布にもとづいて推定された断層であり、断層の正確な位置・連続性、南西端の位置や、断層の過去の活動についての資料がほとんど存在していない状況であった。そこで、本プロジェクトにおいては、令和 4 年度には、断層の正確な位置・連続性を検討するために、断層が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）を主たる対象として、高分解能の音波探査を高い測線密度で実施した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）。その結果、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿う海域に、第四紀層に対比される地層を累積的に変形させる海底活断層が分布していることが初めて明らかになった。令和 4 年度の探査の結果によれば、宇土半島北岸から大矢野島の北岸にかけて分布する海底活断層は、島原湾の南部においてはさらに西側に延び、湯島（熊本県上天草市大矢野町湯島）の北岸を通して、島原半島方面に延長していると推定される。宇土半島北岸区間の南西延長部の位置・形状と、断層帯の南西端の位置を検討するためには、島原湾南西部海域（大矢野島～湯島～島原半島にかけて海域）における地下構造に関する資料を充実させることが重要である。そのため、令和 5 年には、令和 4 年度の探査結果を踏まえて、島原湾南西部海域において追加の高分解能反射法音波探査を実施し、断層の南西延長部及び南西端の位置を検討した。後述するように、令和 4 年度に実施した探査と同様に、表層（完新世及び後期更新世の堆積物）から深部（中期更新世～新第三紀の堆積物）に至る地質構造を高い分解能で把握することを目指して、従来の海底活断層調査よりも高出力かつ多チャンネルの高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。

2) 調査手法

前述のように、令和5年度には、宇土半島北岸区間のうち、同断層帯の南西延長部を主な対象として、海底活断層の正確な位置・連続性、断層帯の南西端の位置を検討するため、島原湾南西部（大矢野島と島原半島に挟まれた海域）において、高分解能の反射法音波探査を実施した（図26、27）。音波探査の実施期間は、2023年11月4日から2023年11月9日までの期間である。

宇土半島北岸区間が推定されている海域においては、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿って、顕著な1条の重力異常の急変帯が認められている。また、既存の音波探査記録（産業技術総合研究所・他，2010）等の資料によれば、島原湾の中央部から宇土半島の北岸に至る海域には第四紀の堆積物が広く分布している。本プロジェクトでは、令和4年度には宇土半島北岸区間が推定されている海域を対象として実施した高分解能の反射法音波探査を実施し、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿って海底活断層が分布していることを明らかにした（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）。さらに、海底活断層は大矢野島の北西端付近から、湯島（熊本県上天草市大矢野町）の北岸を通過して、島原半島方面に延びていることが明らかになった。その結果、宇土半島北岸区間の南西端は、令和4年度に最も西側に配置した探査測線（D201 測線）よりも西側（島原半島側）に位置すると推定される。断層帯の端点の位置を絞り込むためには、可能な限り島原半島に近い海域において探査を実施することが重要である。また、大矢野島の北西端よりも西側の海域に分布する断層の詳細な位置形状を明らかにするためには、大矢野島の西側及び湯島周辺において追加の探査を行うことが重要である。そのため、これらの海域において、断層帯の南西端を絞り込み、海底活断層の詳細な位置形状を把握することを目的として、推定される断層を横断する探査測線を4 測線（西側から順に、D301、D302、D303、D304）設定した。また、検測線として、それらの測線に交差する探査測線を1 測線（D401）設定した。

沿岸海域における海底活断層調査においては、音源に出力300J程度のブーマーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査（村上・他，2004）による地下構造の検討が一般的である。島原湾においては、産業技術総合研究所・他（2010）が音源に出力300Jのブーマーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。この探査記録によって、海底面下50m程度までの地下構造について高い分解能で堆積構造及び変形構造が検討できたが、それ以深の地質構造については、弾性波が十分に到達していなかったり、多重反射波の影響があったりして、地質構造を検討することが困難であった（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2022）。そのため、令和4年度に実施した島原湾における音波探査では、音源に出力2000Jのスパークーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施し、海底面下200m程度までの地質構造を高い分解能で把握し、新第三系及び第四系の変形構造や断層形状を検討した。今年度の探査においても、新第三系及び第四系の変形構造等を把握できるように、令和4年度と同様に音源に出力2000Jのスパークーを使用した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施することとした。本研究で実

施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の仕様を表 2 に示す。各種ノイズを効果的に抑制し、深部までの構造を把握するため、受振装置にはチャンネルインターバル 2.5 m、チャンネル数 72 ch のストリーマーケーブルを使用した。音源及び受振点の座標を精密に決定するため、音源装置及びテールブイにそれぞれ GNSS 装置を設置した。また、ストリーマーケーブルのたるみ補正を実施するため、探査の際にはストリーマーケーブルに小型の深度ロガーを装着して、ケーブルの水深を観測した。

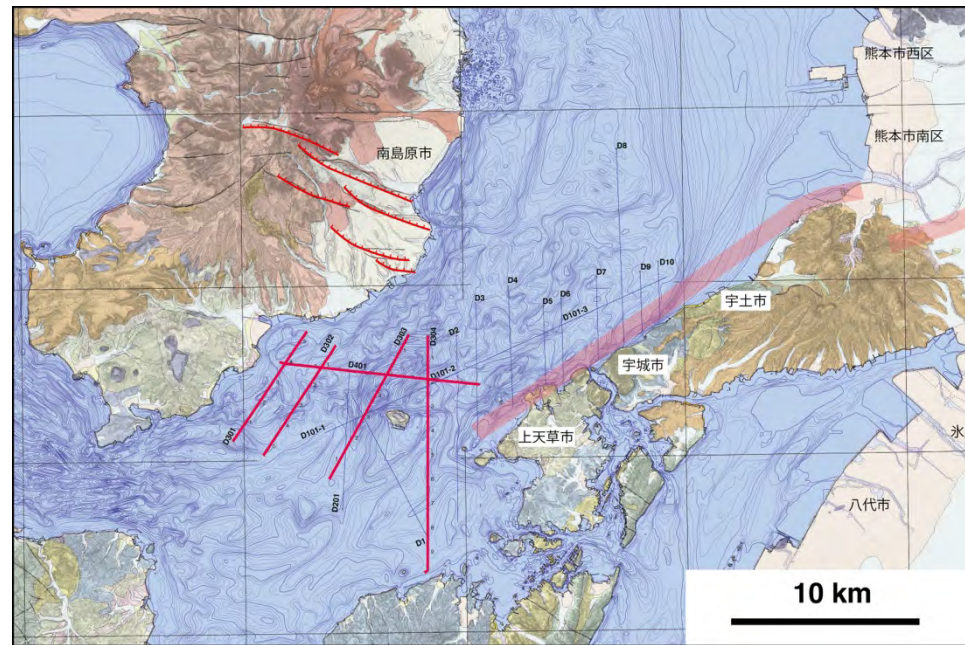


図 26 令和 5 年度の音波探査における測線配置図

薄い赤太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。今年度の探査測線（D301～D304 及び D401）を紅色の太実線で示す。基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2（産総研地質調査総合センター，2022）、国土地理院が公開している国土基盤情報の DEM、海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ（日本水路協会）から作成。

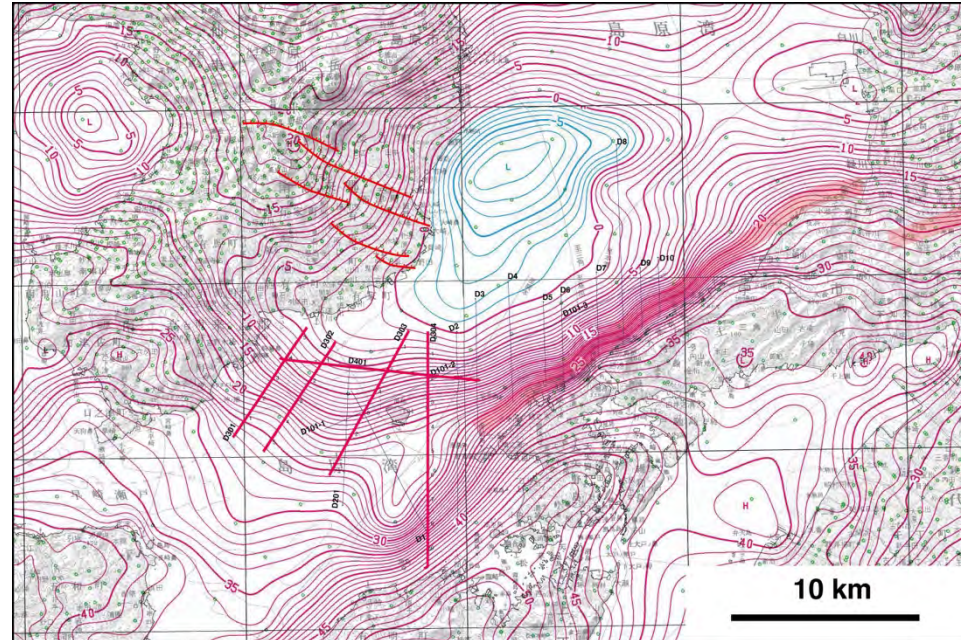


図 27 令和 5 年度の音波探査における測線配置図

薄い赤太線で、布田川断層帯宇土半島北岸区間及び宇土区間の一部（重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間）の地表トレースを示す（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。今年度の探査測線（D301～D304 及び D401）を紅色の太実線で示す。基図には 20 万分の 1 重力図（森尻・他，2001；村田・他，2004）を使用した。

表2 本研究における高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の仕様

項目	スペック
音源	Dura-Spark UHD (AAE)
エネルギーソース	CSP-Nv2400 (AAE)
受振ケーブル	Sealink solid streamer (SeaMap)
チャンネル数	72
チャンネル間隔	2.5 m
探鉱機	NTRS recording system (SeaMap)
サンプリング間隔	0.125 ms
収録長	700 ms
深度ロガー	DST-centi (Star Oddi)
深度ロガー位置	1, 6, 12, 24, 36, 48, 60, 66 72 ch (合計9ヶ所)
音響測深機	PDR-1300 (千本電機)
GNSS	A100 (Hemisphere GNSS)

音波探査で取得した探査記録については、令和4年度の調査（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）と同様に、船上でニアトレースギャザー及び簡易重合断面を作成した後、測位記録にもとづいて各種ノイズ抑制処理、速度解析、マイグレーション処理、重合処理を行って、マイグレーション断面（時間断面及び深度断面）を作成した。図28に本調査における処理フローを示す。

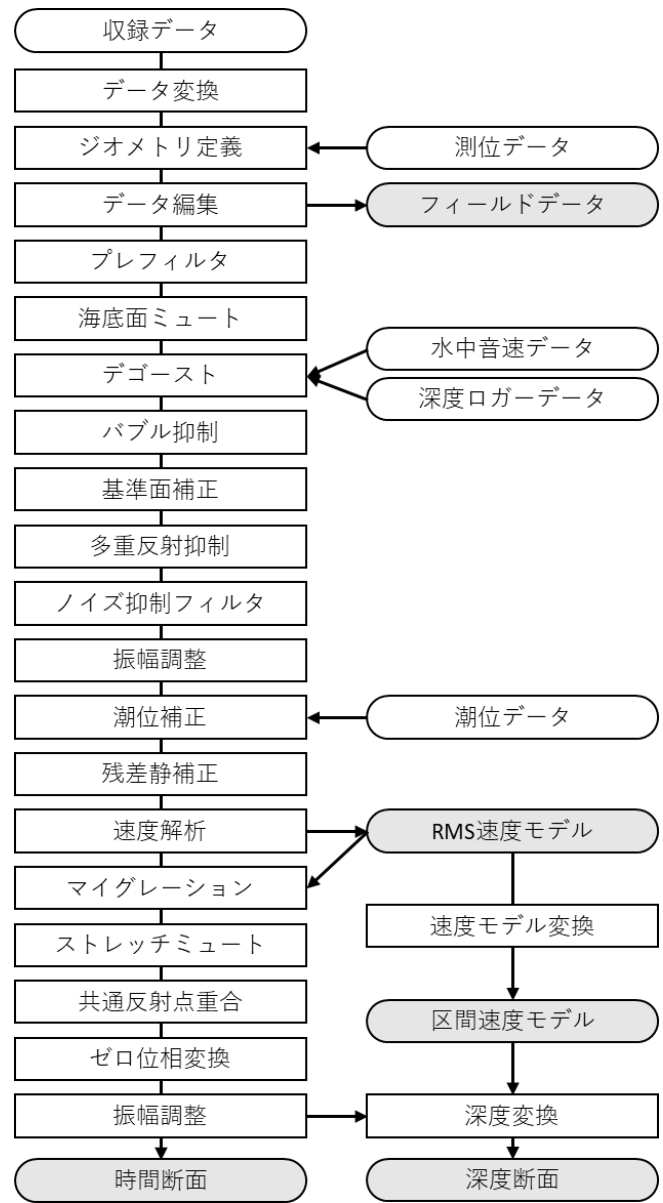


図 28 音波探査記録の解析フロー

3) 調査結果

本調査で実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査によって、海底面下 200 m 程度までの地下構造を検討可能なマイグレーション断面が得られた。調査海域における音響層序について、マイグレーション断面及び速度解析結果にもとづき、既存の調査研究を参考に整理した。本報告書では、マイグレーション断面については時間断面を表示し、深度については水中及び堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して概算した。

a) 層序区分

層序区分については、令和 4 年度の調査（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）と同様に、既存の調査研究にもとづいて区分した（図 29、30）。調査海域の周辺の陸域の層序区分については、長尾（1922）、大塚（1966，1970）、長谷・岩内（1993）、大塚・他（1995）、7 万 5 千分の 1 地質図幅「口之津」（赤木，1936）及び 20 万分の 1 地質図幅「八代及び野母崎の一部」（斎藤・他，2010）である。海域（島原湾）の層序区分については、松石・松本（1969）、松岡・岡村（2000）、産業技術総合研究所・他（2010）、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2020，2021，2022）を参照した。これらの資料によれば、海域においては島原湾の中央部から南縁付近まで、後期更新世以降の堆積物を含む第四紀層が分布していると考えられる。また、陸域に分布する主な地層として、堆積岩類としては、教良木層（古第三紀始新世）及び口之津層群（鮮新世～更新世）が、火山岩類としては、三角火山岩類（鮮新世）、大岳火山（前期更新世）、上原溶岩（更新世）が分布している（図 29）。

本研究では、斎藤・他（2010）を参考に、陸域に分布する堆積岩類について、古第三系の教良木層（Ky）、新第三系の口ノ津層群下部（Kn1）、更新統の口之津層群上部（Knu）に区分した（図 29、30）。口ノ津層群上部を覆う上原（うわはる）溶岩（Knb）については、斎藤・他（2010）に倣って、口之津層群を構成する地層として整理した（図 29、30）。火山岩類については鮮新統の三角火山岩類（Mv）及び下部更新統の大岳火山（0v）に区分した（図 29、30）。また、主として海域に分布する第四系の地層を第四紀層（Q）とした。本調査で取得したマイグレーション断面においては、基本的には陸域と同様に層序区分を行った。ただし、口之津層群下部及び上部については、一括して口之津層群（Kn）とした。また、教良木層（Ky）、大岳火山（0v）及び上原溶岩（Knb）は今年度取得したマイグレーション断面では確認できなかった。第四紀層（Q）については、不整合面等にもとづいてサブユニットに細分することができるが、本報告書では一括して記述する。

本研究で実施した高分解能音波探査測線の位置図を図 31 に、取得したマイグレーション断面を図 32～36 に示した。各測線の解釈の詳細については次節で述べるが、以下には、本研究で取得したマイグレーション断面における各ユニットの特徴について述べる。

【口之津層群 (Kn)】本研究で実施した音波探査の D301、D302、D303、D304 測線において、主に断層の隆起側（南側）に分布している。内部反射面は明瞭で、反射面の反射強度は概ね均質である。層理面は概ね互いに平行に発達している。調査海域においては断層構造、褶曲構造、南側への単斜構造を確認できる。

【第四紀層 (Q)】本研究で実施した音波探査の D301、D302、D303、D304 測線において、主に断層の低下側（北側）に分布している。また、検測線の D401 測線においては、測線の全域に分布している。内部反射面は、反射強度が強い層準と弱い層準が交互に発達しており、斜交層理や侵食面を伴う堆積構造、海釜あるいは潮汐チャネルを充填する地層などの発達が認められる。こうした特徴は、第四紀後期における海水準変動のサイクルに対応した堆積環境の変化を反映したものと推察される。後述するように、研究対象海域に分布する断層によって、第四紀層が変形や変位を受けていることを確認できる。

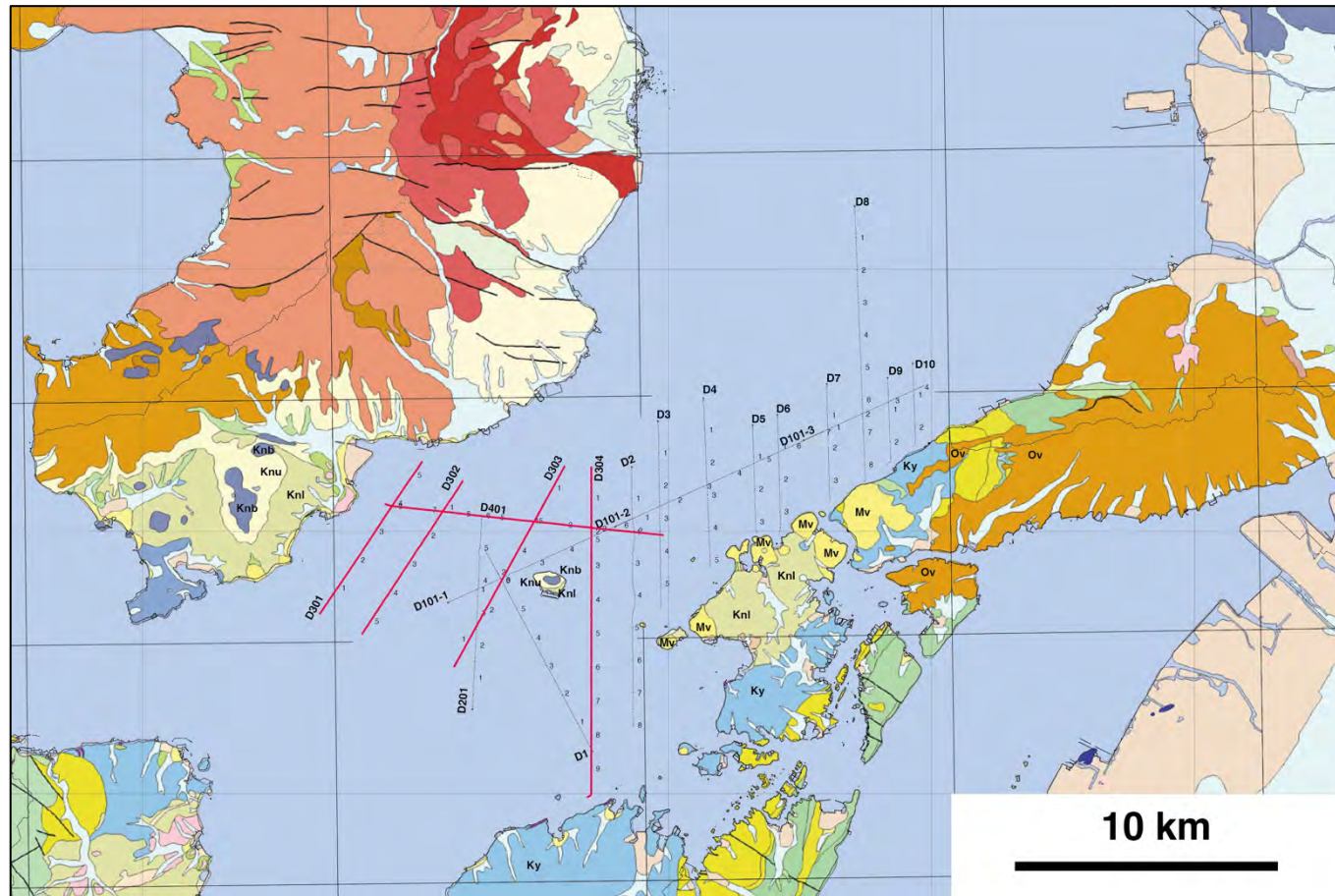


図 29 調査対象地域の周辺における陸域の地質。

産総研地質調査総合センター（2022）にもとづいて作成。Ky：教良木層。Mv：三角火山岩類。Ov：大岳火山。Knb：上原溶岩。Knl：口之津層群下部。Knu：口之津層群上部。今年度の探査測線（D301～D304 及び D401）を紅色の太実線で示す。

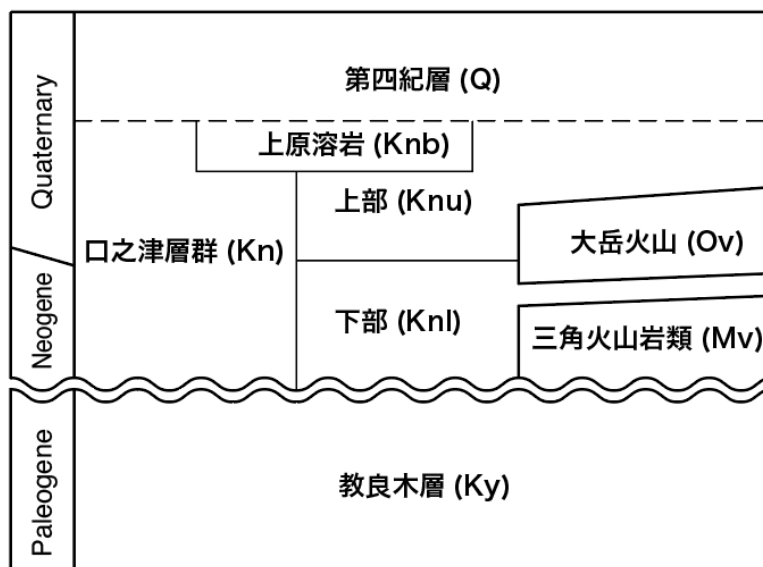


図 30 調査対象海域及びその周辺における層序区分

b) 地質構造

本調査における高分解能マルチチャンネル反射法音波探査の測線配置図を図 31 に、取得したマイグレーション断面ならびに解釈断面を図 32～36 に示す。以下には、調査海域の東側（D304 測線）から西側（D301）の順番に、断層を横断するように配置した各測線（図 32～35）における地質構造の特徴を述べる。また、東西方向の検測線（D401）の特徴についても述べる（図 36）。解釈断面には、第四紀層を变形させていることが確認できた断層を赤実線で、第四紀層を变形させていることが確認できない断層を黒実線で示した。断面及び本文には、水中及び堆積物中の P 波速度を 1,500 m/s と仮定して深度を記入した。

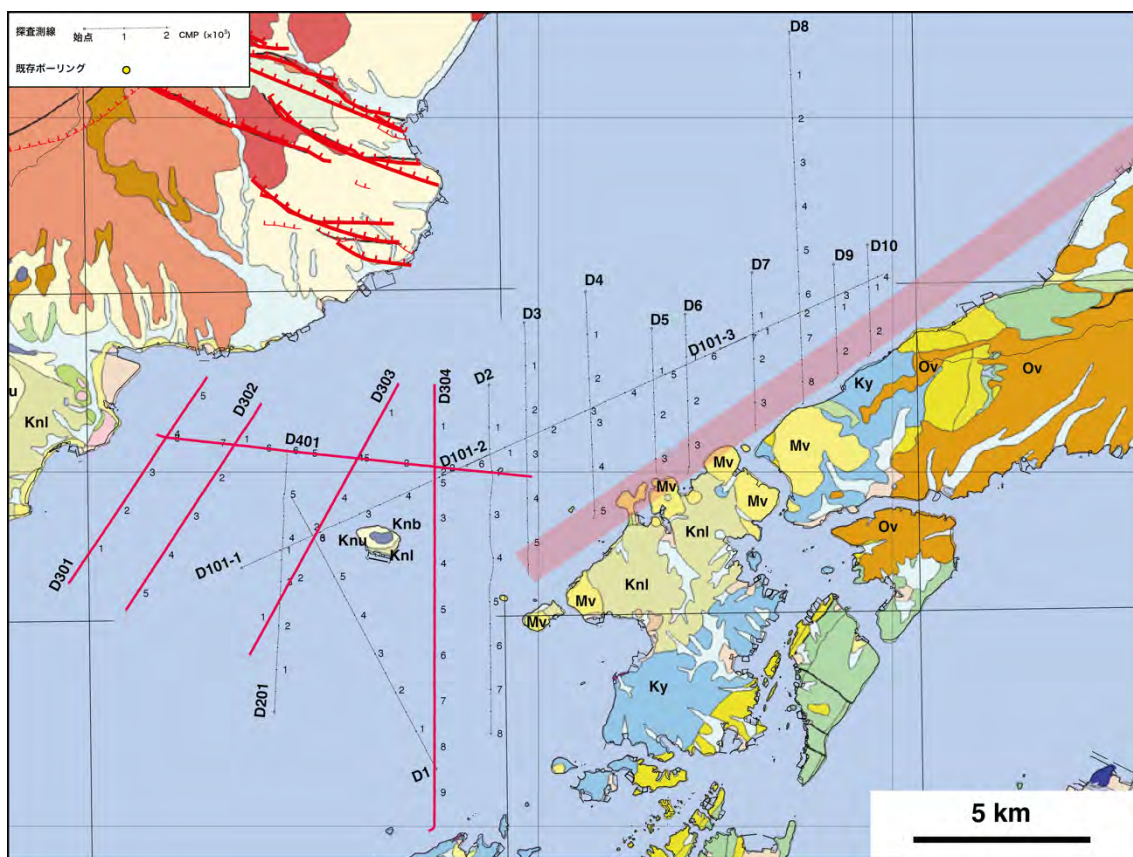


図 31 令和 5 年度に実施した音波探査の測線配置図

今年度の探査測線（D301～D304 及び D401）を紅色の太実線で示した。薄い赤太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による重力異常の急変帯から推定された宇土半島北岸区間のトレース。陸域の地質は産総研地質調査総合センター（2022）にもとづく（地質に関する凡例については図 29 を参照）。

【D304 測線】D304 測線では、CMP3000 付近に地質境界をなす北傾斜の正断層（F1）が認められる（図 32）。この断層の北側は第四紀層、南側は主に口之津層によって構成されると解釈される。また、CMP6500～8400 の表層（往復走時 0.05 秒（海水面下約 37.5 m）付近まで）は第四紀層の可能性がある地層が分布していると解釈される。F1 断層の北側の CMP2700～3000 の領域では第四紀層が F1 断層によって累積的に引きずり上げられるような変形を受けている。海底面付近では、F1 断層の南側に第四紀層が分布しないため、F1 断層の具体的な変位は確認できない。ただし、F1 断層付近の海底面には比高 5 m 程度の崖地形が発達している。この崖地形は海底侵食によって生じた地形である可能性は否定できないが、初生的には断層の上下変位によって生じた断層崖である可能性がある。CMP2100 付近には北傾斜の正断層（F5）が認められる。CMP1750 付近、CMP1550 付近、CMP1480 付近に北傾斜の正断層が認められる。これらの断層は第四紀層を累積的に上下に変位させる活断層である。ただし、海底面直下の堆積体（最大層厚 12 m 程度の第四紀層）はこれらの断層による変位を受けていない。CMP580 付近には南傾斜の正断層（F7）が認められる。F8 断層は第四紀層を累積的に上下に変位させている活断層である。F7 断層は海底面に達していると推察されるが、海底面の変位は確認できない。なお、F7 断層の北側の海底面付近にはノコギリの刃状の非対称な断面形をもつ堆積体（比高 8～10 m、みかけの波長 250 m 程度）が認められ、これらは潮流によって発達した sand wave である可能性がある。

【D303 測線】D303 測線（図 33）は南側（D303-2 測線）及び北側（D303-1 測線）に分けて観測を実施した。D303-1 測線においては、CMP3600 付近に地質境界をなす北傾斜の正断層（F1）が認められる。この断層の北側は第四紀層、南側は主に口之津層によって構成されると解釈される。F1 断層の北側の CMP3600～3750 の領域では第四紀層が F1 断層に累積的に引きずりあげられるような変形を受けている。また、F1 断層は海底面に達しており、F1 断層の南側（隆起側）の表層に分布する第四紀層（層厚 8 m 程度）を切断し、海底面に比高 3 m 程度の崖地形を生じさせている。CMP3750～4150 の領域には南傾斜の正断層を主体とする断層群が認められ、これらの断層は第四紀層を累積的に上下に変位させ、断層の上端は海底面に達している。これらの断層群は深部で F1 断層に収斂していると推察される。CMP4450 付近には、断層を挟んで南側を相対的に沈降させる活断層が認められる。この活断層は第四紀層を変位させており、上端は海底面に達している。CMP4730 付近及び CMP4930 付近には北傾斜の正断層（F5）が認められる。F5 断層は第四紀層を変位させており、断層の上端は海底面に達して、海底面に変位を生じさせている可能性がある。CMP5300 付近には断層の南側を相対的に沈降させる断層（F7）が認められる。F7 断層は第四紀層を変位させており、断層の上端は海底面付近まで達していると推察されるが、海底面直下の堆積体（層厚 5 m 程度）には変位を確認できない。また、D303-2 測線の CMP700～1200 の領域では、海底面付近にノコギリの刃状の非対称な断面形をもつ堆積体

(比高 9~10 m、見かけの波長 100~150 m) が認められ、これらは潮流によって発達した sand wave である可能性がある。

【D302 測線】 D302 測線では、CMP2500 付近に地質境界をなす北傾斜の断層 (F1) が認められる (図 34)。この断層の北側は主に第四紀層、南側は主に口之津層によって構成されていると解釈される。F1 断層の北側では、断層の近傍で第四紀層が引きずり上げられるような変形を受けている。F1 断層は海底面付近まで達しており、海底面にはやや不明瞭であるが北向きのゆるやかな崖地形が認められる。CMP1970 付近及び CPM1700 付近には北傾斜の断層 (F6) が認められる。F6 断層は第四紀層を累積的に上下に変位させる活断層であり、断層の上端は海底面付近に達している。本測線においては F6 断層が分布する領域の海底面は起伏があり、海底面が擾乱を受けている可能性があるため、F6 断層による海底面付近の変位については詳細に検討することができない。

【D301 測線】 D301 測線では、CMP3120 付近に、地層境界をなす北傾斜の断層 (F1) が認められる (図 35)。この断層の北側は第四紀層、南側は口之津層によって構成されていると解釈される。本測線では、F1 断層付近の探査記録がやや不明瞭であり、特に往復走時 0.04 秒 (海水面下約 30 m) よりも浅い領域の地層及び地形の変形の検討が困難である。すなわち、本測線においては、F1 断層が活断層であることは確認できない。CMP3450 付近、CMP3580 付近、CMP3700 付近には、北傾斜の正断層 (F6) が認められる。F6 断層のうち、少なくとも CMP3700 付近の断層は第四紀層を累積的に上下に変位させていることから、F6 断層は活断層であると考えられる。CMP4080 付近及び CMP4220 付近には、北傾斜の正断層が認められる。これらの断層は、第四紀層に埋積された谷地形を上下に変位させているが、谷地形を埋積する第四紀層 (最大層厚は約 60 m) には断層変位を確認できない。

【D401 測線】 D401 測線では、CMP4100 付近に西傾斜の正断層 (F7) が認められる (図 36)。本測線に認められる地層は第四紀層と解釈される。

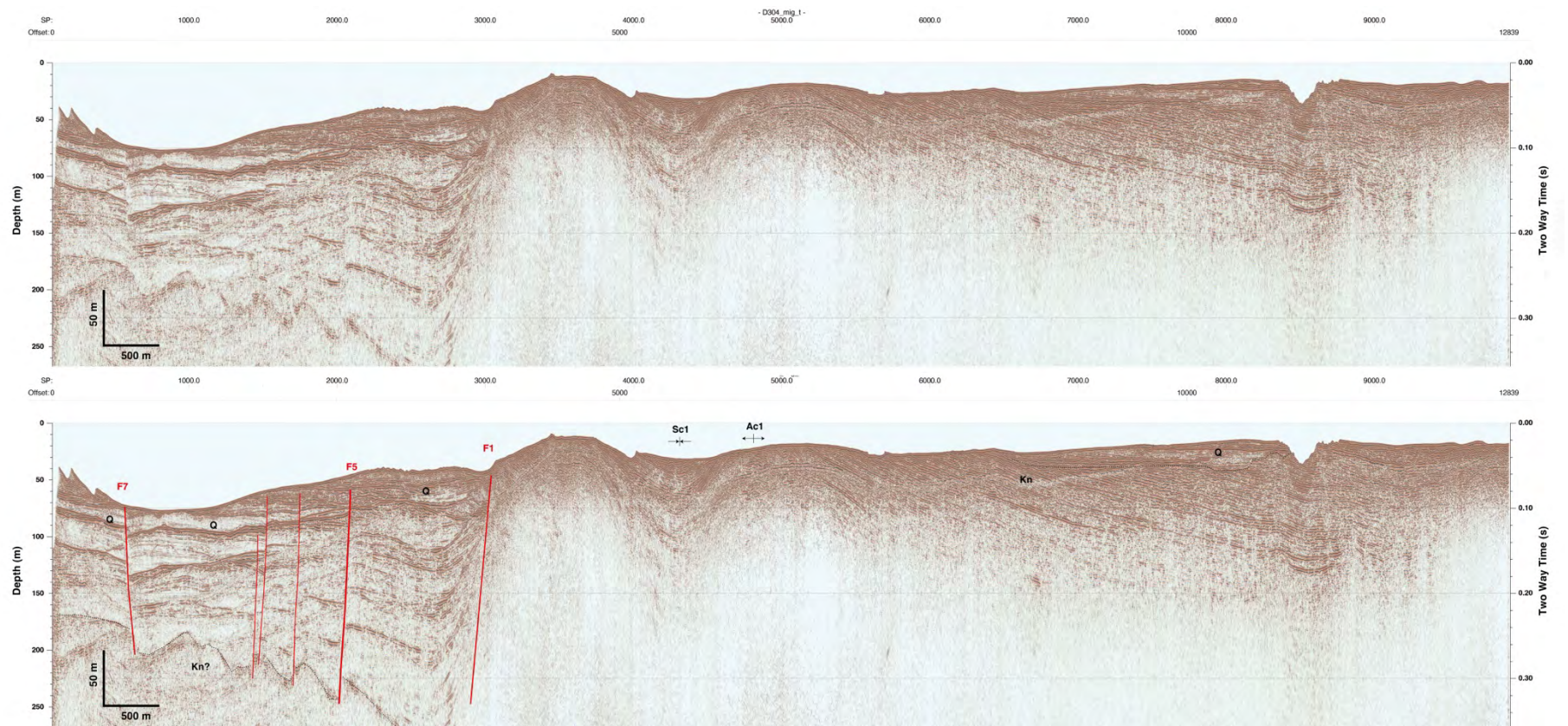


図 32 D304 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

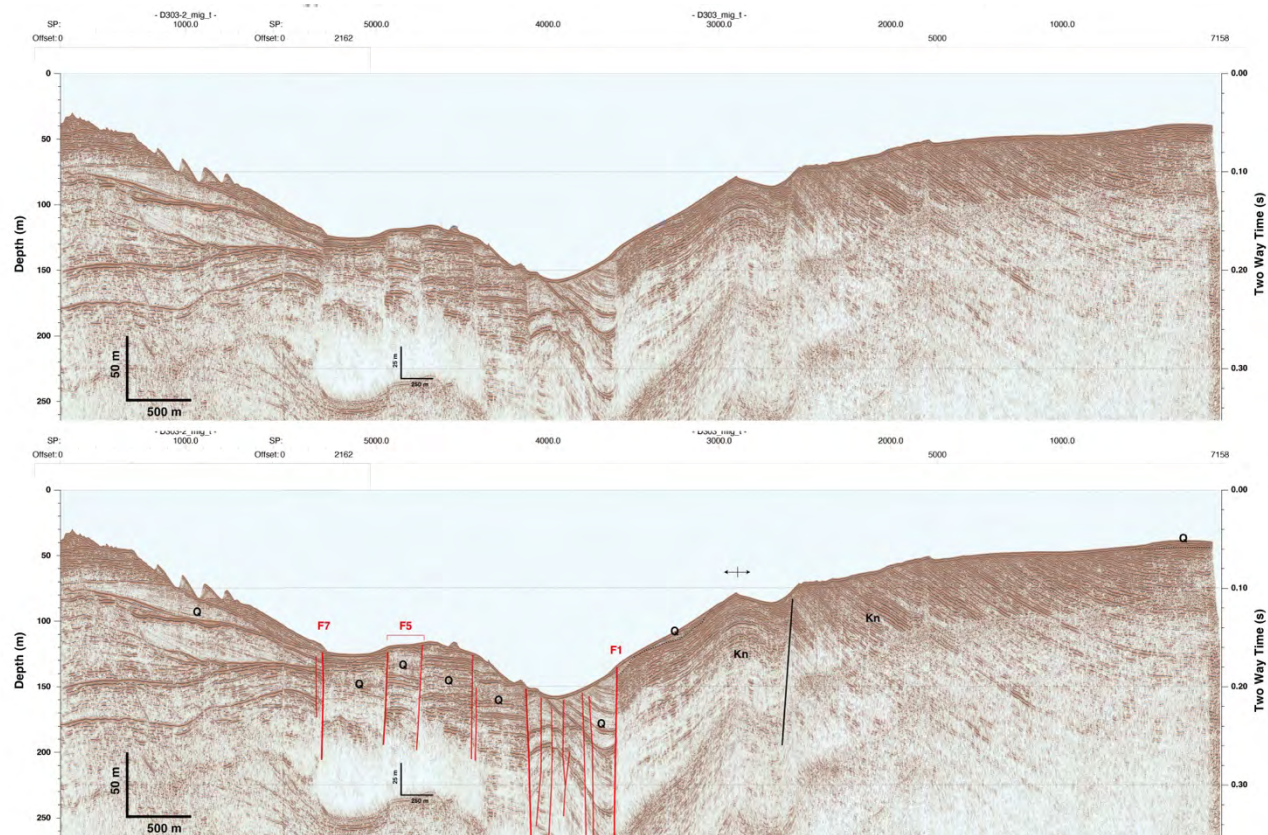


図 33 D303 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

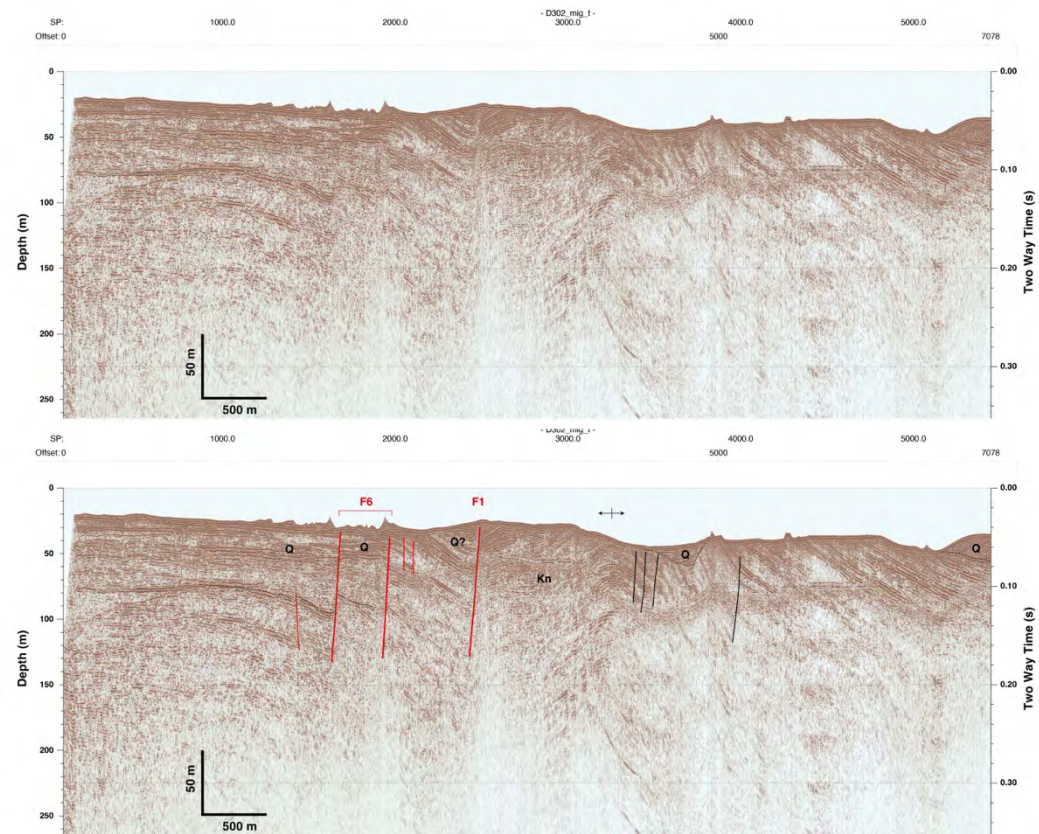


図 34 D302 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

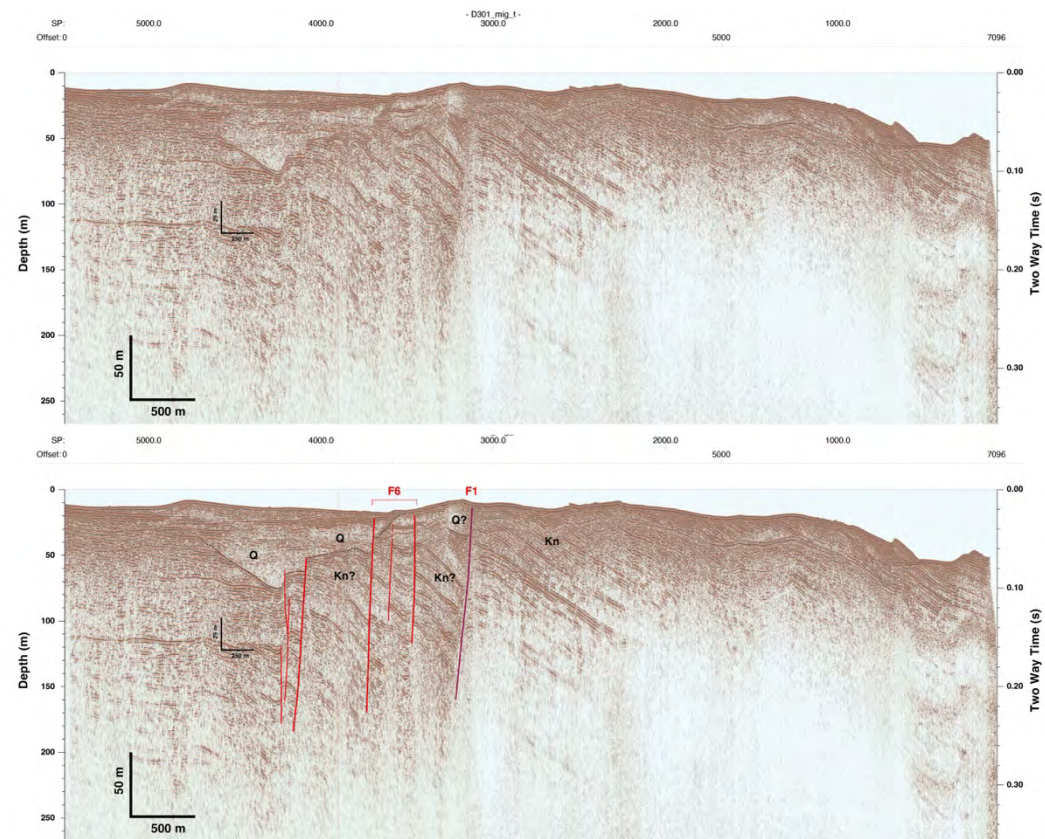


図 35 D301 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

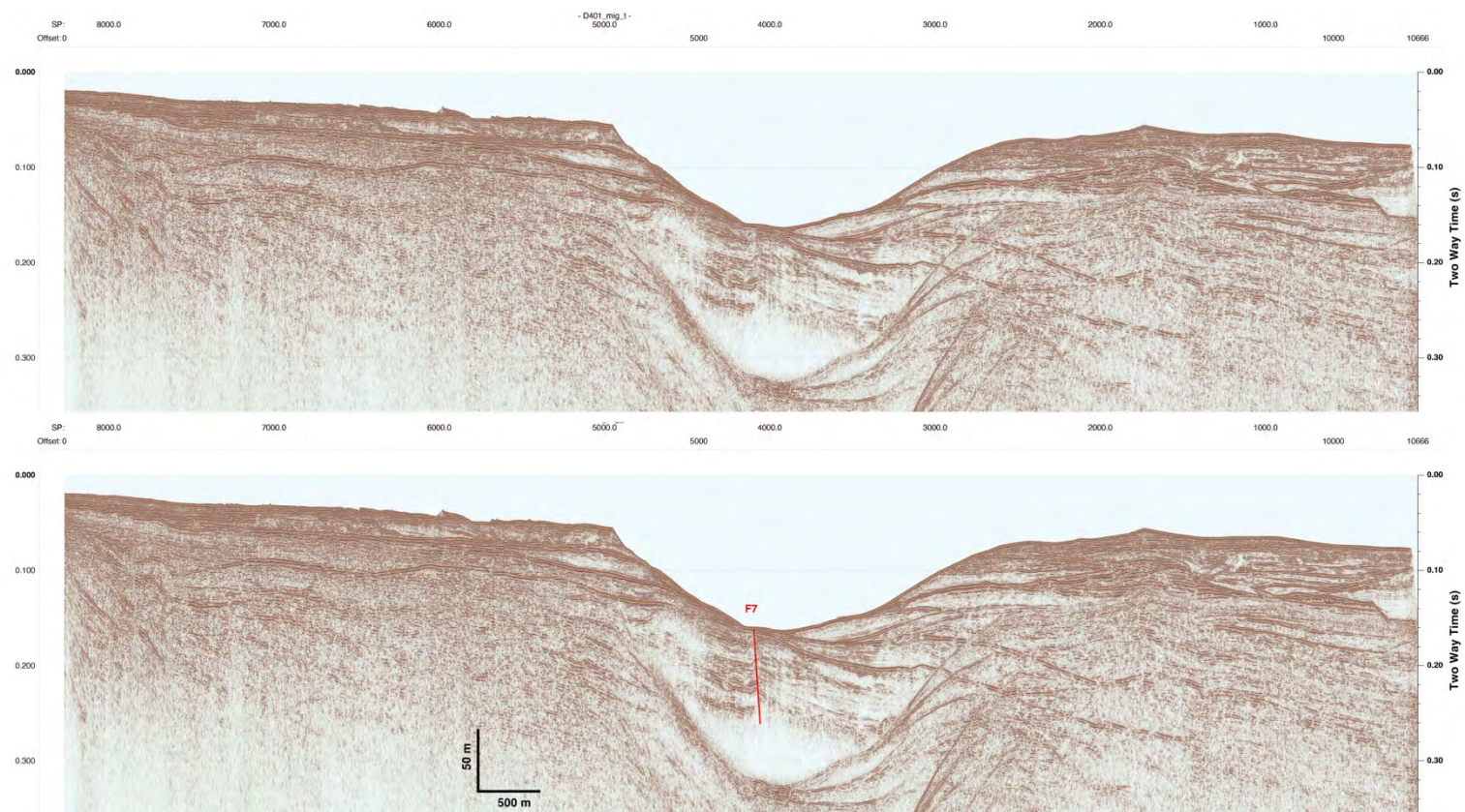


図 36 D401 測線のマイグレーション断面（上）及び解釈図（下）

c) 地質構造の空間分布、活動様式、活動性

本調査及び令和4年度の調査で取得したマイグレーション断面の解釈にもとづいて、測線間で追跡可能な断層及び背斜・向斜軸をつなげて地質構造図を作成した（図 37、38）。

地質境界をなす F1 断層は、宇土半島の北岸に沿って、D10 測線（令和4年度）の南端付近（宇城市三角町太田尾の沖合）から、三角ノ瀬戸を超えて、大矢野島の北岸に沿って D3 測線（令和4年度）の CMP4450 付近（上天草市大矢野町上、野釜島の約 2.5 km 北方の沖合）まで概ね北東-南西走向に延びる。F1 断層は、D3 測線から走向を東西に転じて、湯島（上天草市大矢野町湯島）の北岸及び湯島北西に発達する海釜の南縁（D303 測線の CMP3600 付近。図 33）を通過し、少なくとも D301 測線（図 35）の CMP3120 付近（湯島の約 4.0 km 西方の沖合）まで連続しているとみられる。令和4年度の調査によって、F1 断層は宇土半島北岸区間が推定された領域（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）に沿って分布することが確認されている（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は、顕著な重力異常の急変帯が2条に分岐する手前（令和4年度の D3 測線付近）を宇土半島北岸区間の南西端としている。重力異常の急変帯は、宇土半島北岸区間の南西端付近から、東西方向及び北東-南西方向に分岐して延びているように見える（図 37）。令和4年度の調査における検討結果、これらの2条に分岐した重力異常の急変帯のうち、東西方向に延びる重力異常の急変帯に沿って F1 断層が分布していることが明らかになった（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）。分岐して北東-南西方向に延びる重力異常の急変帯において探査測線（D304 測線、図 32）を設定して再検討を行ったが、令和4年度の調査の結果と同様、本調査においても、重力異常の急変に対応する地質構造は確認できなかった。

F1 断層は、断層の北側が相対的に低下する正断層成分を有しているが、断層の下盤側（隆起側）における第四紀層の分布が限定的であるため、F1 断層の過去の活動の検討が困難である。他方で、F1 断層は、断層近傍の第四紀層を累積的に引きずり上げたり、引きずり下げたりするように変形させている。このことは、F1 断層が第四紀において繰り返し活動してきた活断層であることを示している。また、このような第四紀層の変形様式は、F1 断層が横ずれ成分を有していることを強く示唆している。さらに、本調査における D303 測線においては、F1 断層の両方に第四紀層が分布しており、F1 断層は第四紀層を切断して、海底面に段差を生じさせている（図 33）。このことは第四紀において F1 断層が活動したことを直接的に示している。

F1 断層の低下側（北側）には、第四紀層を累積的に変位させる複数条の海底活断層が F1 断層に並走して発達している。これらの活断層は、全体としては F1 断層と同様に断層の北側を低下させる正断層（F2 断層、F3 断層、F5 断層、F6 断層）を主体とするが、断層の南側を低下させる正断層（F4 断層、F7 断層）も分布している。マイグレーション断面では、これらの断層の横ずれ成分を示す構造は確認できない。断層の断面形状にもとづけば、第四紀層を変位させるこれらの活断層は、深部で F1 断層に収斂している可能性が高い。前述の

ように、ほとんどの測線において F1 断層の隆起側に第四紀層が分布しないため、F1 断層を対象として過去の活動を直接的に検討することは困難であると考えられる。F2～F7 断層を対象とした調査を実施することによって、宇土半島北岸区間の過去の地震活動を評価できる可能性がある。

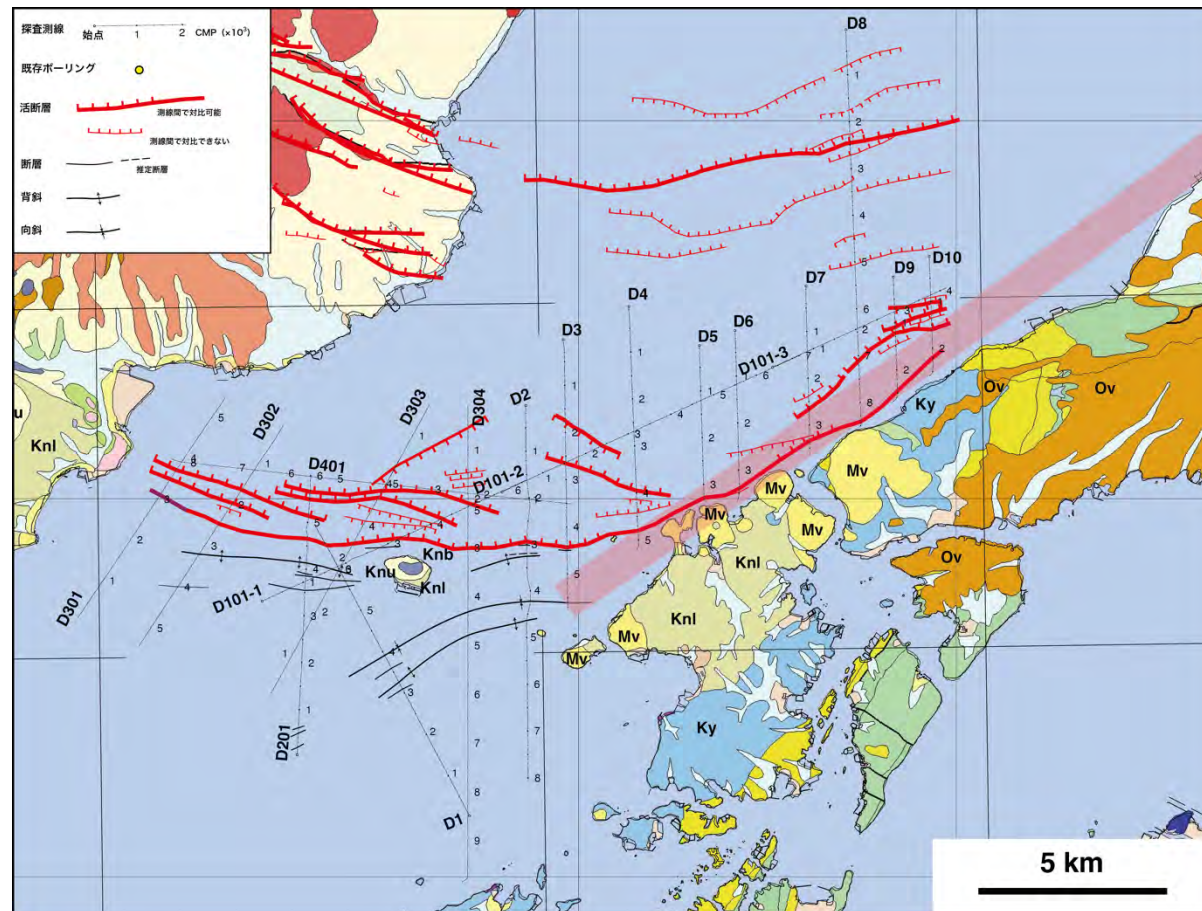


図 37 宇土半島北岸区間及びその周辺の地質構造図

薄い赤太線は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による宇土半島北岸区間。陸域の地質は産総研地質調査総合センター（2022）にもとづく（地質に関する凡例の説明は図 29 を参照）

d) 宇土半島北岸区間の連続性、端点の位置

宇土半島北岸区間は、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿って分布する顕著な1条の重力異常の急変帯に沿って推定されたものであるが、令和4年度に実施した高分解能マルチチャンネル反射法音波探査によって、宇土半島及び大矢野島の北岸に推定された宇土半島北岸区間のトレースに沿って、地質境界をなすF1断層が連続的に分布していることが明らかになった(図37、38)。重力異常の急変帯は大矢野島の北西端の沖合で2条に分岐するが、F1断層は東西方向に分岐して延びる重力異常の急変帯に沿って分布していると判断される。F1断層は、湯島の北岸を通過し、少なくとも湯島の約6.0 km 西方の沖合まで連続していると考えられる。F1断層によって第四紀層が累積的に引きずり上げたり引きずり下げたりされていること、D303 測線(図33)においては第四紀層を切断して海底面に高度差を生じさせていることから、F1断層は活断層であると判断される。ただし、本調査で最も西側に配置したD301 測線(図35)においては、得られたデータの品質から、F1断層の第四紀における活動の有無を検討できなかった。すなわち、F1断層が活断層であることが確認できたのは本調査におけるD302 測線(図34)までの領域である。よって、活断層としてのF1断層の西側端点は、D302 測線とD301 測線に挟まれた海域に位置していると判断される。一方で、断層の北東側の端点については、令和4年度の調査において最も東側に配置した測線(D10 測線、宇城市三角町太田尾の沖合)まではF1断層が連続的に捉えられている。これよりも東側の領域については、音波散乱層が想定されるため、令和4年度の調査及び本調査では探査を実施していない。

F1断層の北側の海域には、F1層と並走して、第四紀層を累積的に変位させる複数条の海底活断層(F2断層、F3断層、F4断層、F5断層、F6断層、F7断層)が確認できる。これらの断層の分布は断続的であるが、断層の断面形状によれば、これらの断層は深部でF1断層に収斂していると考えられる。すなわち、これらの活断層及びF1断層は一連の断層帯(宇土半島北岸区間)を構成していると推察される。これらの海底活断層のうち、最も西側に分布しているF6断層においては、本調査におけるD301 測線(図35)及びD302 測線(図34)において第四紀層が累積的に変位を受けていることを確認できる。よって、F6断層は少なくともD301 測線までは延びており、その端点はさらに西側に位置していると判断される。本調査においてF6断層が確認できる最も西側の地点は、湯島の約6.0 km 西北西の海域(島原半島の約1.3 km 東側の沖合。D301 測線のCMP3700 付近)に位置する。既存の活断層に関する資料(例えば、活断層研究会, 1991 ; 今泉・他, 2018)には、本断層帯の島原半島側の陸域延長部に活断層の分布が示されていない。そのため、断層帯の端点が、F6断層が確認できた最も西側の地点と島原半島の海岸線の間位置すると仮定すれば、断層帯の西側端点は湯島の約6.5 km 西北西の海域(島原半島の約0.6 km 沖合)と推定される。

以上をまとめると、宇土半島北岸区間は、第四紀層の南縁を限るF1断層と、F1断層の下盤側(北側)の海域に断続的に分布する海底活断層群によって構成されている。これらの断層は、宇城市三角町太田尾の沖合から、宇土半島及び大矢野島に沿って北東―南西方向に

延び、野釜島の約 2.5 km 北方の沖合（令和 4 年度の D3 測線付近）から走向を東西方向に転じて、湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 6.5 km 西北西の沖合まで連続する。宇土半島北岸区間の西端については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば、大矢野島の北西端の沖合の海域とされていた。本調査によって、宇土半島北岸区間はさらに西側に少なくとも約 11 km 延びていることが明らかになった。宇土半島北岸区間の東端については、令和 4 年度の調査及び本調査で音波探査を実施した範囲に断層が分布することが確認されることから、少なくとも宇城市三角町太田尾の沖合まで連続している。

4) まとめ

宇土半島北岸区間の正確な位置・連続性、南西端の位置に関する資料を取得するため、令和 4 年度に実施した探査結果を踏まえて、宇土半島北岸区間の南西延長部が分布する島原湾南西部の海域において、高分解能の音波探査を実施し、海底面下 200 m 程度までの地質構造を検討可能な高品質な音波探査記録断面を取得した。

本調査で取得したマイグレーション断面と、令和 4 年度の調査で得られた成果を組み合わせ、宇土半島北岸区間の南西延長部を構成する海底活断層の位置形状を明らかにした。断層は湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 6.5 km 西北西の海域まで延びていると推定される。

本研究では、令和 4 年度の調査と同様に、沿岸海域における海底活断層調査で一般的な音波探査よりも高い出力を持つ音源装置、多チャンネルかつ深度ロガーを取り付けた受振器を用いた高分解能マルチチャンネル反射法音波探査を実施した。また、探査の際には、音源及びテールブイにおいて GNSS 測位を行うことによって、音源及び受振点の座標を精密に決定した。これによって、海底活断層調査に必要な分解能を維持しながら、深部（海底面下 200 m 程度）までの地質構造を検討可能な、S/N 比の高いマイグレーション断面を取得できることを示した。こうして得られた探査記録を用いることによって、宇土半島北岸区間を構成する断層の分布・性状、連続性及び活動性について、信頼性の高い資料を取得できることを実証した。島原湾南西部のように、海底地形及び地質構造が複雑な海域では、本調査で実施したような高分解能マルチチャンネル反射法音波探査が有力な選択肢となることを示した。他方で、海岸線が複雑に入り組む領域では、受信器を曳航しながら海岸線付近までの探査を行うことが困難であるため、海岸線付近については送受震一体型の装置による高分解能音波探査、あるいは、海底地形調査を組み合わせることで調査を実施することが効果的であると考えられる。

(b) 令和6年度の業務の成果

1) はじめに

布田川断層帯は、熊本県阿蘇郡南阿蘇村から、上益城郡益城町木山付近及び宇土半島の北岸を経て、大矢野島の北西端の沖合に至る、概ね東北東-西南西方向に延びる断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば、布田川断層帯は、布田川区間、宇土区間、宇土半島北岸区間によって構成されている。これらのうち、宇土区間の一部と宇土半島北岸区間については、重力異常の急変帯の分布などから、地下に伏在する活断層として推定されたものである（図39、40）。



図39 布田川断層帯宇土半島北岸区間の位置図

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図2を編集。断層トレースのうち、重力異常の急変帯にもとづいて推定された区間（宇土半島北岸区間、宇土区間の一部）は薄い太線で示されている。

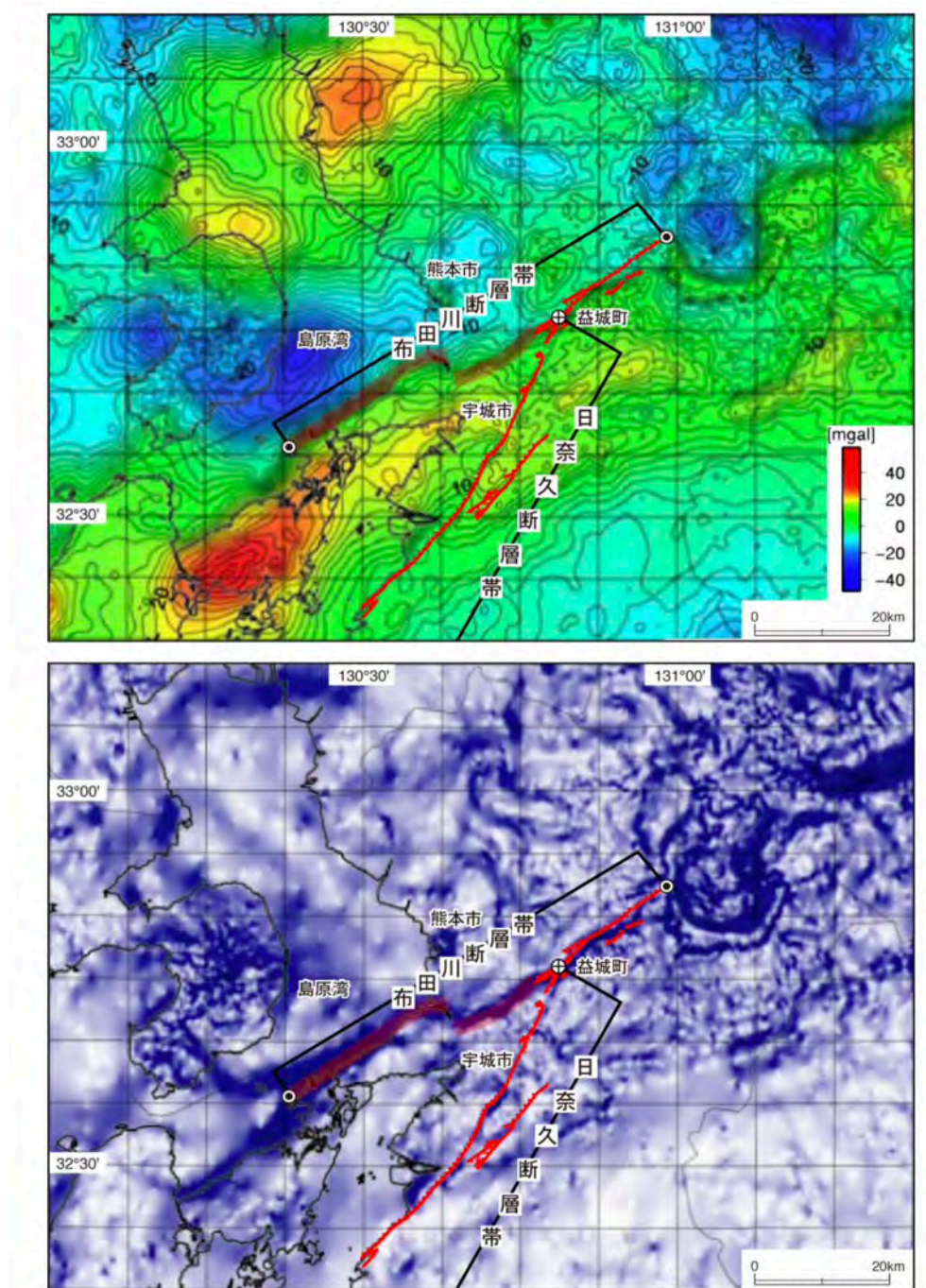


図 40 布田川断層帯付近の重力異常

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）の図 3。布田川断層の地表トレースは赤線で、伏在活断層が推定される場所は薄い太赤線で示されている。（上）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常図。（下）布田川断層帯周辺地域の短波長（＜100 km）重力異常の勾配。青色の濃い部分ほど急勾配であることを示す。

地震調査研究推進本部（2013）による本断層帯の評価の概要は以下の通りである。宇土半島北岸区間は、宇土市住吉町から宇土半島北岸に沿って大矢野島の北西端の沖合に至る、長さ約 27 km 以上の可能性がある断層である（図 39）。宇土半島北岸区間は、宇土半島北岸に沿って分布する宇土半島北岸断層によって構成されている。宇土半島北岸の宇城市三角町大田尾の沖合では、海底面付近までを変位が及ぶ北傾斜の正断層が報告されている（産業技術総合研究所・他，2010；杉山・他，2010）。このことから、宇土半島北岸断層は、断層を挟んで南東側が相対的に隆起する正断層成分を伴う可能性がある。一方、この断層の横ずれ成分は不明である。宇土半島北岸区間の南西端については、宇土半島の北岸に沿って認められる顕著な 1 条の重力異常の急変帯が 2 条に分岐する手前の、大矢野島の北西端の沖合付近と評価されている（図 40）。ただし、重力異常の急変帯はさらに南西に続くため、宇土半島北岸区間はさらに南西に延長する可能性がある。また、宇土半島北岸区間における過去の活動について、具体的な資料が得られていない。

以上のように、宇土半島北岸区間は、主として重力異常の急変帯の分布にもとづいて推定された断層であり、断層の正確な位置・連続性、南西端の位置や、断層の過去の活動についての資料がほとんど存在していない状況であった。そこで、本プロジェクトにおいては、令和 4 年度には、断層の正確な位置・連続性を検討するため、断層が推定されている海域（宇土半島及び大矢野島の北岸）を主たる対象として、高分解能の音波探査を高い測線密度で実施した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2023）。その結果、宇土半島及び大矢野島の北岸に沿う海域に、第四紀層に対比される地層を累積的に変形させる海底活断層が分布していることを初めて明らかにした。令和 5 年度には、令和 4 年度の探査結果を踏まえて島原湾南西部海域において追加の高分解能の音波探査を実施し、断層の南西延長部及び南西端の位置を検討した。その結果、宇土半島北岸区間を構成する断層が、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）が示した断層の端点から西側の海域に約 11 km 延長しており、湯島の北岸海域及び「湯島瀬戸」の海釜の南縁を通過し、島原半島の湯島の約 6.5 km 西北西の海域まで延びることを示した（文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所，2024）。令和 4 年度及び令和 5 年度に実施した高分解能の音波探査で得られた探査記録は、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層が第四紀層と推定される地層を累積的に変位させていること、その変位は海底面付近に達していることを示している。そこで、令和 6 年度には海底活断層近傍の層序や堆積環境を明らかにして断層の過去の活動を具体的に検討するため、海底面下の堆積物を連続的に採取するための海上ボーリング調査を実施した。

2) 調査手法

a) 海上ボーリング調査

i) 掘削地点の選定

海上ボーリング調査の実施にあたり、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の音波探査で取得した探査記録にもとづくサイトサーヴェイを行い、掘削候補地点を選定した。音波探査記録によれば、本断層帯は複数条の海底活断層によって構成されている(図41。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 2023, 2024)。これらのうち、断層帯の過去の活動、特に活動履歴と平均変位速度に関する検討に適したサイトとして、D10 測線の F2 断層の近傍を選定した(図42)。この場所を選定した理由は以下の通りである。①F2 断層は第四紀層と推定される地層を累積的に変位させているため、この断層が第四紀後期を通じて活動を繰り返してきたことを確認することができる。②断層変位は海底面付近の地層(沖積層と推定される)にも認められるが、その変位は最新活動によるものであると推察される。よって、この地点で調査を実施することによって最新活動時期について検討できる可能性が高い。③本研究で取得した F2 断層近傍の音波探査記録は、断層を挟む地層の対比を行う上で十分な品質を有しているため、1 地点の掘削にもとづいて過去の断層活動について検討できる可能性が高い。以上のことから、F2 断層のうち、海底面付近までを変位させる断層を評価対象として、評価対象断層の低下側の 1 地点(D10 測線の CMP1580 付近。熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合、水深約 32.6 m の地点)を掘削候補地点に選定した。掘削長については、断層を挟んで確実に対比可能な地層が取得できるように、海底面から約 33 m の堆積物コア試料を取得することとした。

ii) 海上ボーリング調査の工法及び掘削地点の測位

掘削候補地点の水深(32.6 m)、島原湾の海況(潮位差及び潮流が大きいこと)を考慮し、本研究における海上ボーリング調査は掘削自在型試錐工法によって実施することとした(図43、44)。傾動自在型試錐工法による海上ボーリング調査では、水深 50 m までの海域において、海水面から最大で 100 m 程度までの掘削が可能である。また、この工法では海底面に仮設したガイドパイプ(海面から海底面まで、サンプラー・ケーシングパイプ等を通すための管)に、クレーン台船(以下「掘削船」)に艀装したボーリングマシンを接合させて掘削を実施する。作業時間外にはガイドパイプとボーリングマシンを切り離しておくことが可能であり、荒天時にはガイドパイプを残して掘削船を避難(帰港)させることができるため、安全に施行できる利点を持つ。

掘削地点の位置(座標)は、GNSS 測位による測量によって決定した。GNSS 測位は海況が穏やかな時間帯に、海底面からの長さが分かっているガイドパイプ天端において複数回実施して、平面座標及び標高を求めた。

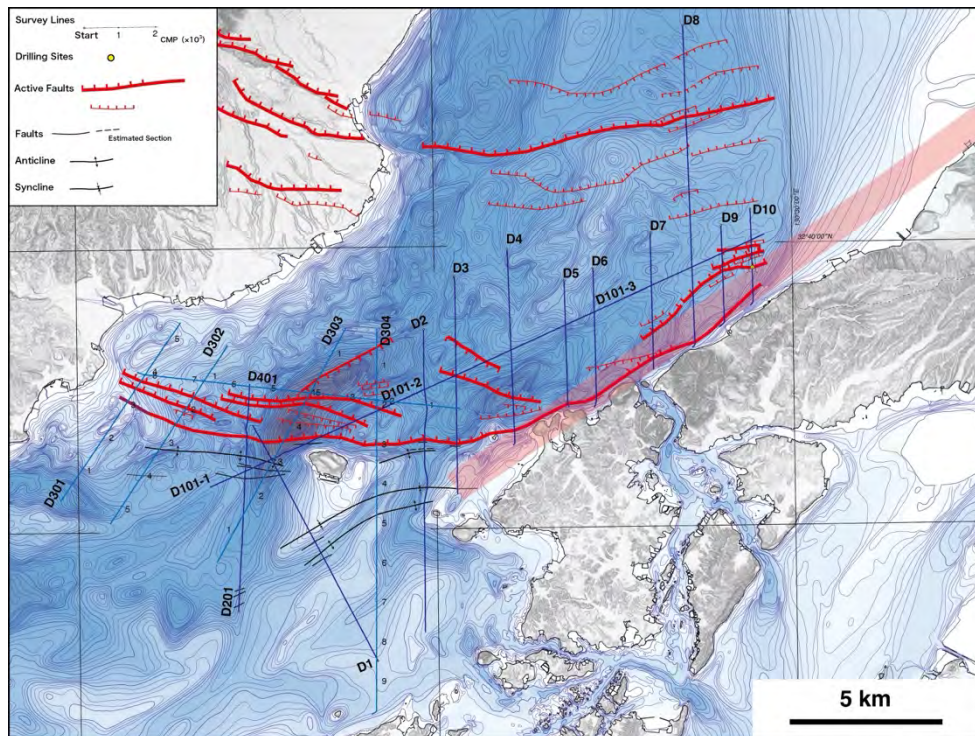


図 41 宇土半島北岸区間の地質構造図

令和 4 年度及び令和 5 年度に実施した音波探査測線及び、それらの結果にもとづく宇土半島北岸区間を構成する海底活断層の分布。

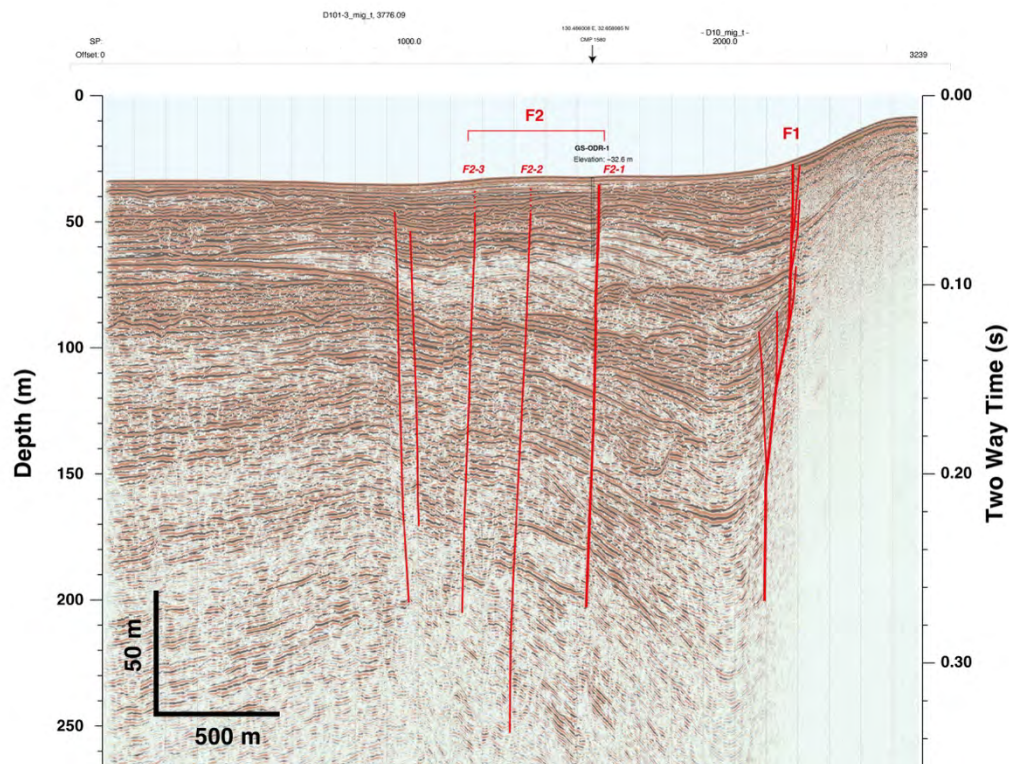


図 42 D10 測線で取得したマイグレーション断面

令和 4 年度に実施した高分解能の反射法音波探査で取得したマイグレーション断面。F2 断層のうち、海底面付近までを累積的に変位させる F2-1 断層を検討対象に選定し、その過去の活動を検討するため、断層の低下側の 1 地点において海上ボーリング調査を実施した。



図 43 海上ボーリング調査の現場写真（上：調査船、下：ボーリング檣）

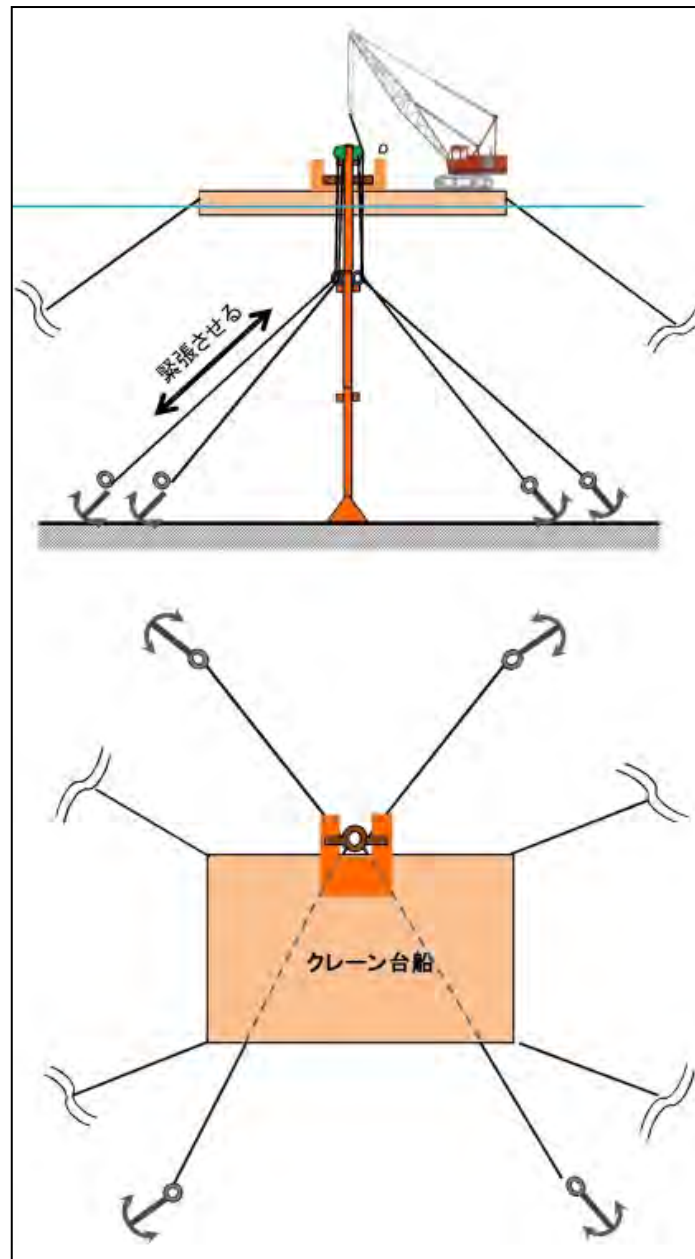


図 44 傾動自在型試錐工法の概念図

b) 堆積物コア試料の分析

海上ボーリング調査で採取した堆積物コア試料は、現場作業中は掘削船上に保管し、現場で掘削状況及び岩相の概略を記載した。現場作業完了後に港で掘削船から降ろし、陸路にて産総研に運搬した。

産総研では、X線CT装置によるスキャン（以下、「CT スキャン」）、半裁、写真撮影、肉眼観察、年代分析用試料のサンプリング、帯磁率測定を実施した。CT スキャンには Supria Grande、（日立製作所製）を用いてスライス幅 0.625 mm で DICOM 互換形式のデータを取得し、画像処理ソフトウェア ImageJ（Schneider et al., 2012）によってCT像を作成した。帯磁率は、半裁後の堆積物コア試料（ハーフコア）を対象として、MSCL-S（Geotek 社製）に装着した帯磁率計（MS2C 及び MS3、Bartington 社製）を用いて、2 cm 間隔で測定した。

沖積層に対比される地層の形成年代を推定するため、放射性炭素年代測定を実施した。貝化石については、現地生であると期待される、破損の少ない個体を測定対象とした。陸域で形成された堆積物中については、有機質シルト層を測定対象とした。放射性炭素年代測定は、東京大学大気海洋研究所高解像度環境解析研究センターのシングルステージ加速器質量分析計によって実施した。得られた放射性炭素年代については、較正プログラム OxCal（Version 4.4. Bronk Ramsey, 2009）を使用して、暦年較正を行った。その際、貝化石から得られた放射性炭素年代については Marine20（Heaton et al., 2020）の較正曲線を、有機質シルト層から得られた放射性炭素年代については IntCal20（Reimer et al., 2020）の較正曲線を用いた。貝化石から得られた放射性炭素年代の暦年較正の際、ローカルな海洋リザーバー効果の補正值（ ΔR ）はゼロとした。

更新世に形成されたと推定される地層の形成年代を推定するため、火山灰分析を実施した。火山灰分析は、阿蘇4火砕流（Aso-4）と推定される火砕物については、火砕物中の軽石と、主として細粒火山ガラスによって構成されるシルト～極細砂層を対象とした。それらに加えて、シルト層中に挟在する砂質シルト層を火山灰分析の対象とした。火山灰分析は株式会社古澤地質において、鉱物組成、火山ガラスの屈折率、斜方輝石の屈折率、SEM-EDX による火山ガラスの化学組成の分析を行った。

3) 調査結果

a) 海上ボーリング調査の結果

本調査では、熊本県宇城市三角町中村小田良の沖合の地点（GS-ODR-1）において海上ボーリング調査を行い、海底面下 33.41 m までの堆積物コア試料を取得した（図 45、図 46）。現場作業は 2024 年 11 月 18 日～12 月 18 日の期間に実施した。GNSS 測量によって求めた GS-ODR-1 地点の孔口の座標は $32^{\circ} 39' 32.4360''$ N、 $130^{\circ} 29' 09.6288''$ E であり、標高は -32.6 m である。採取した堆積物コアの写真を図 47 に、CT 像を図 48 に、柱状図を図 49 に示す。



図 45 海上ボーリング掘削地点の位置図

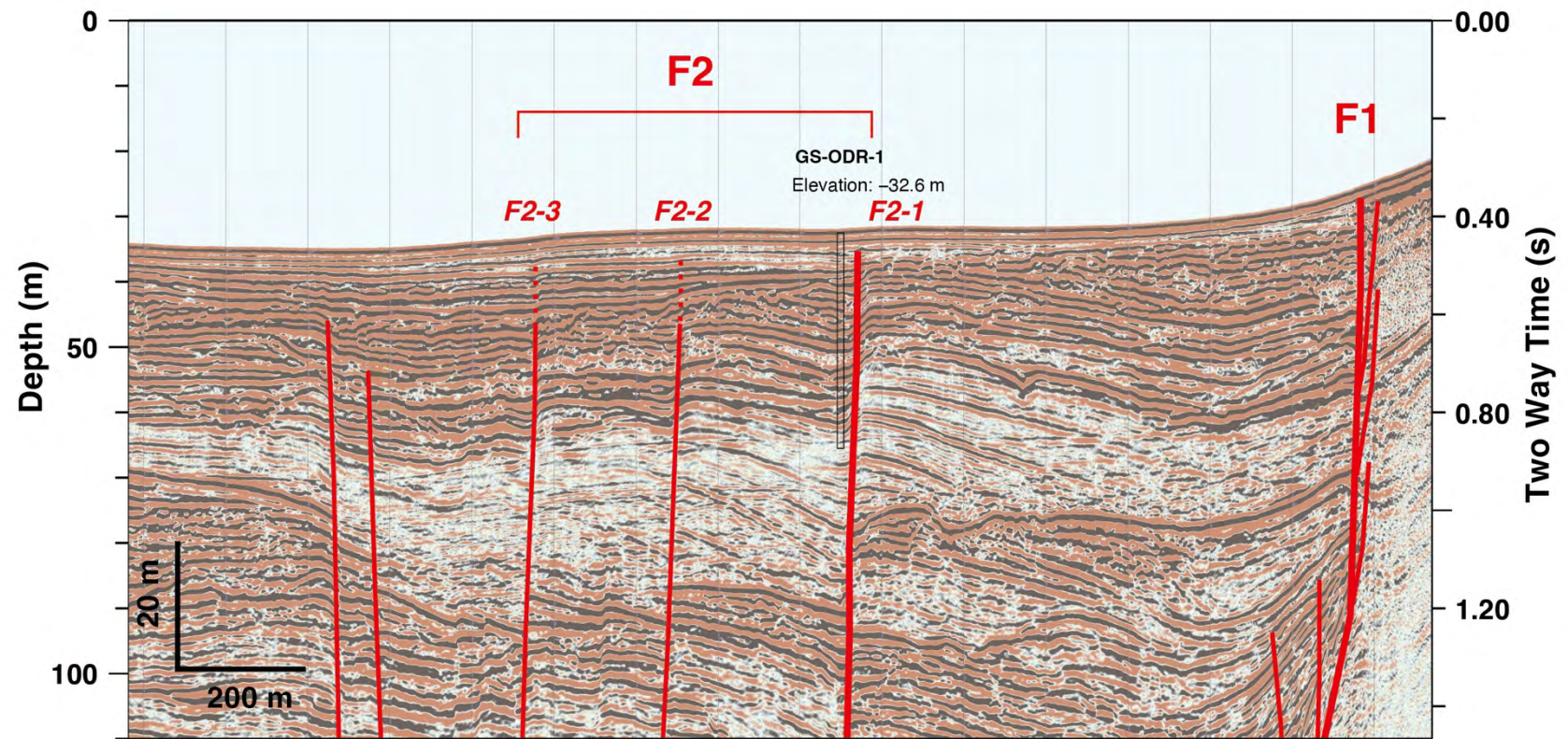


図 46 海上ボーリング掘削地点周辺のマイグレーション断面 (D10 測線)

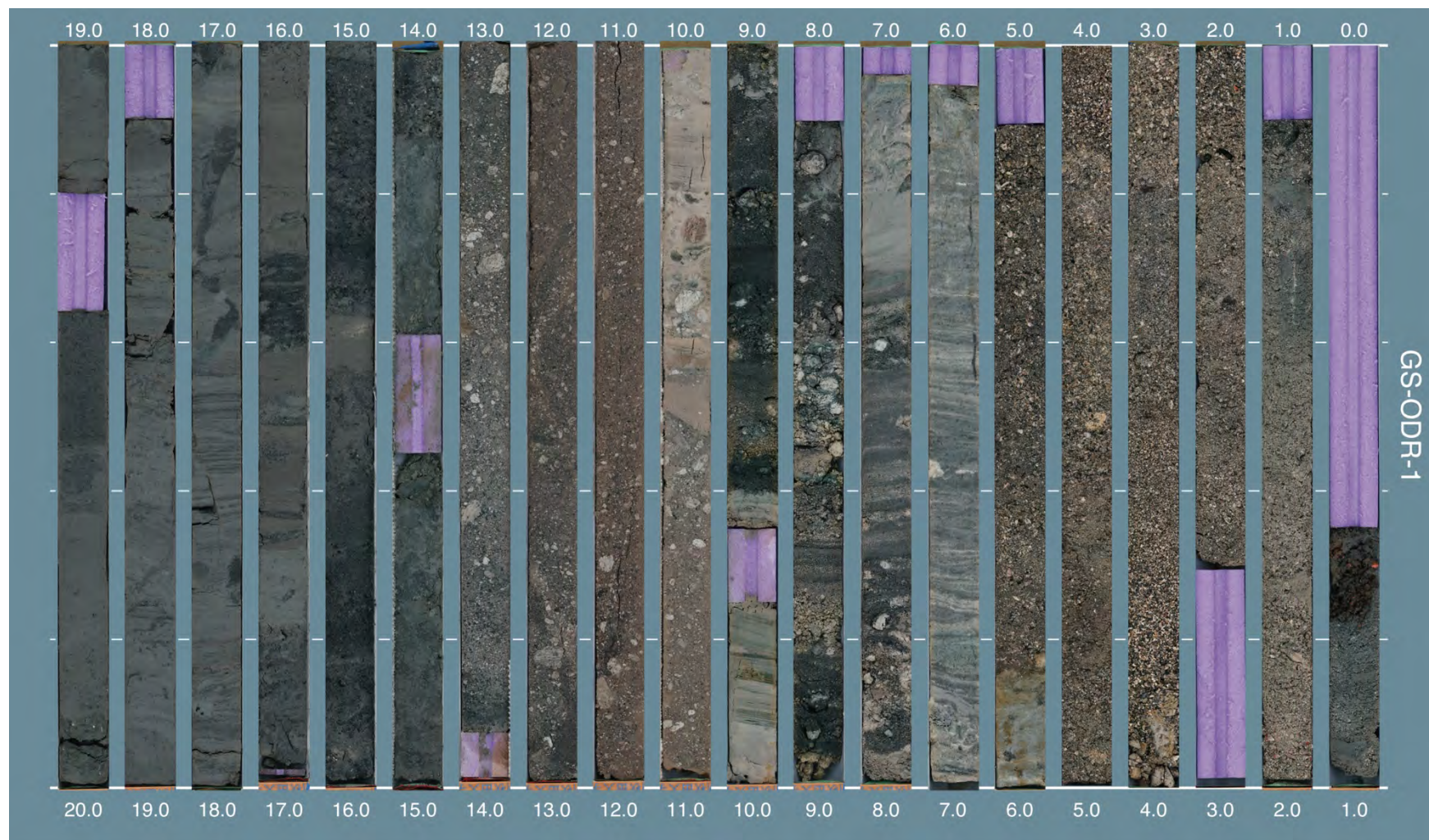


図 47 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (0.0～20.0 m)

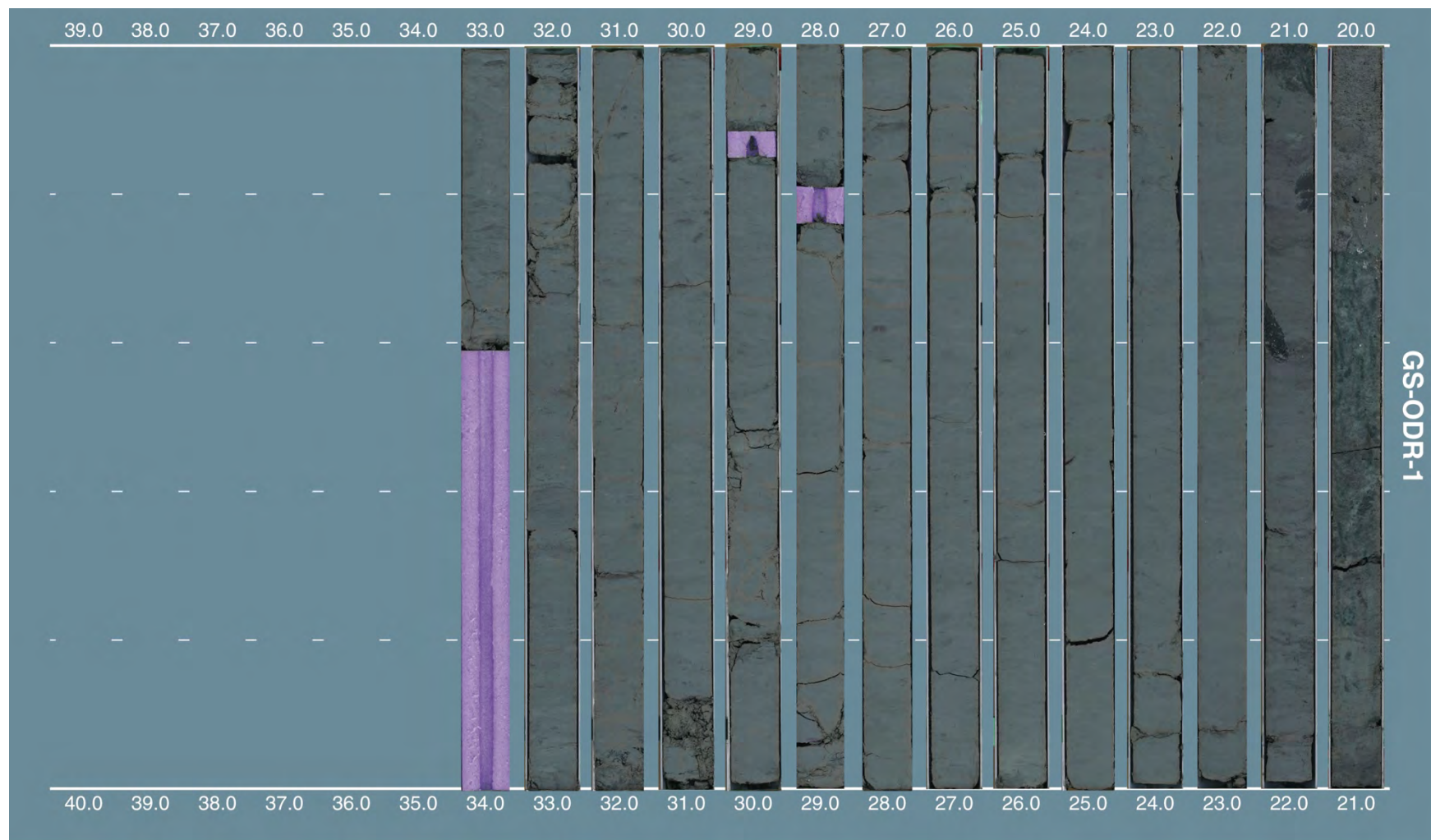


図 47 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の写真 (20.0～34.4 m)

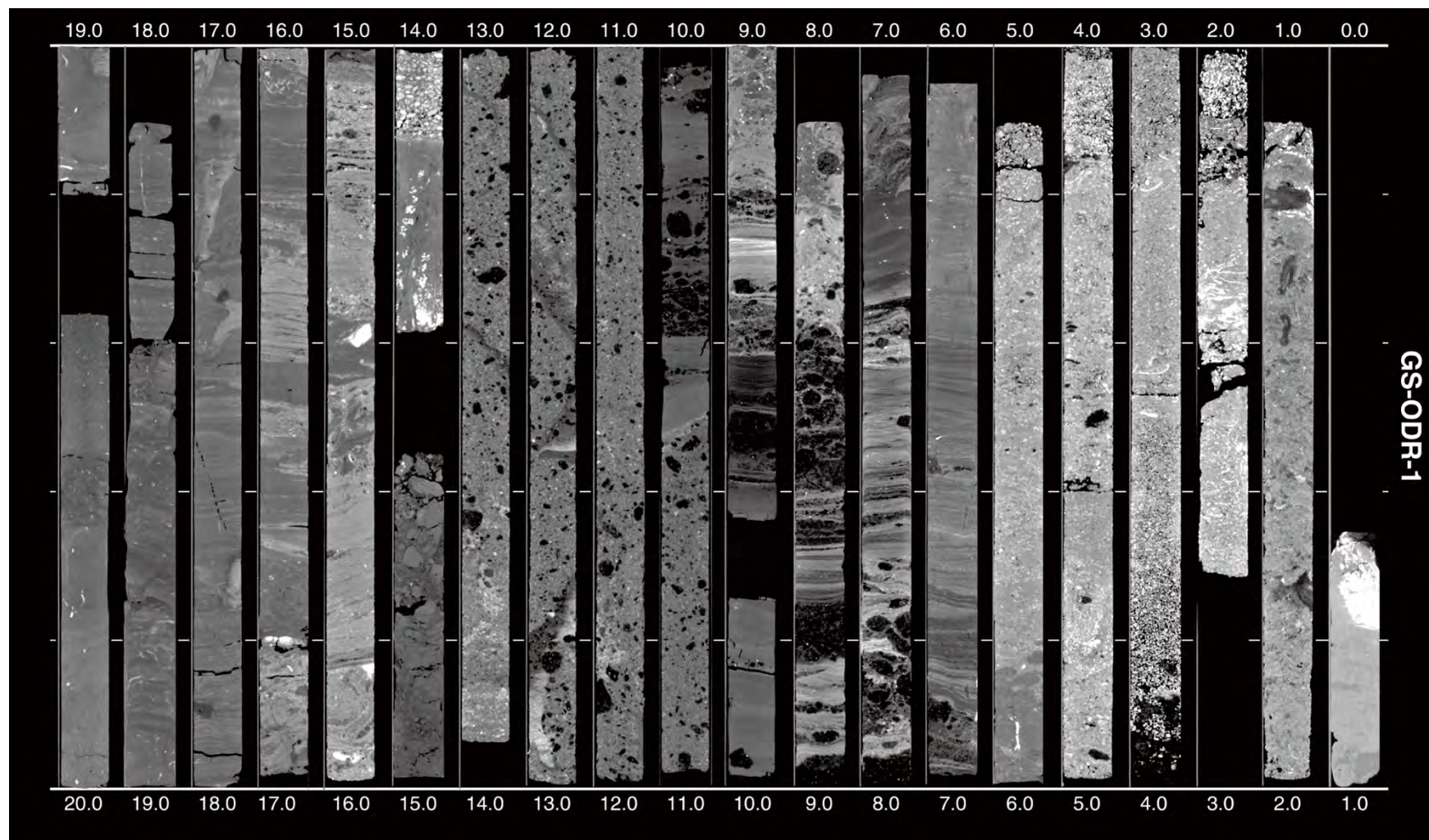


図 48 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (0.0～20.0 m)

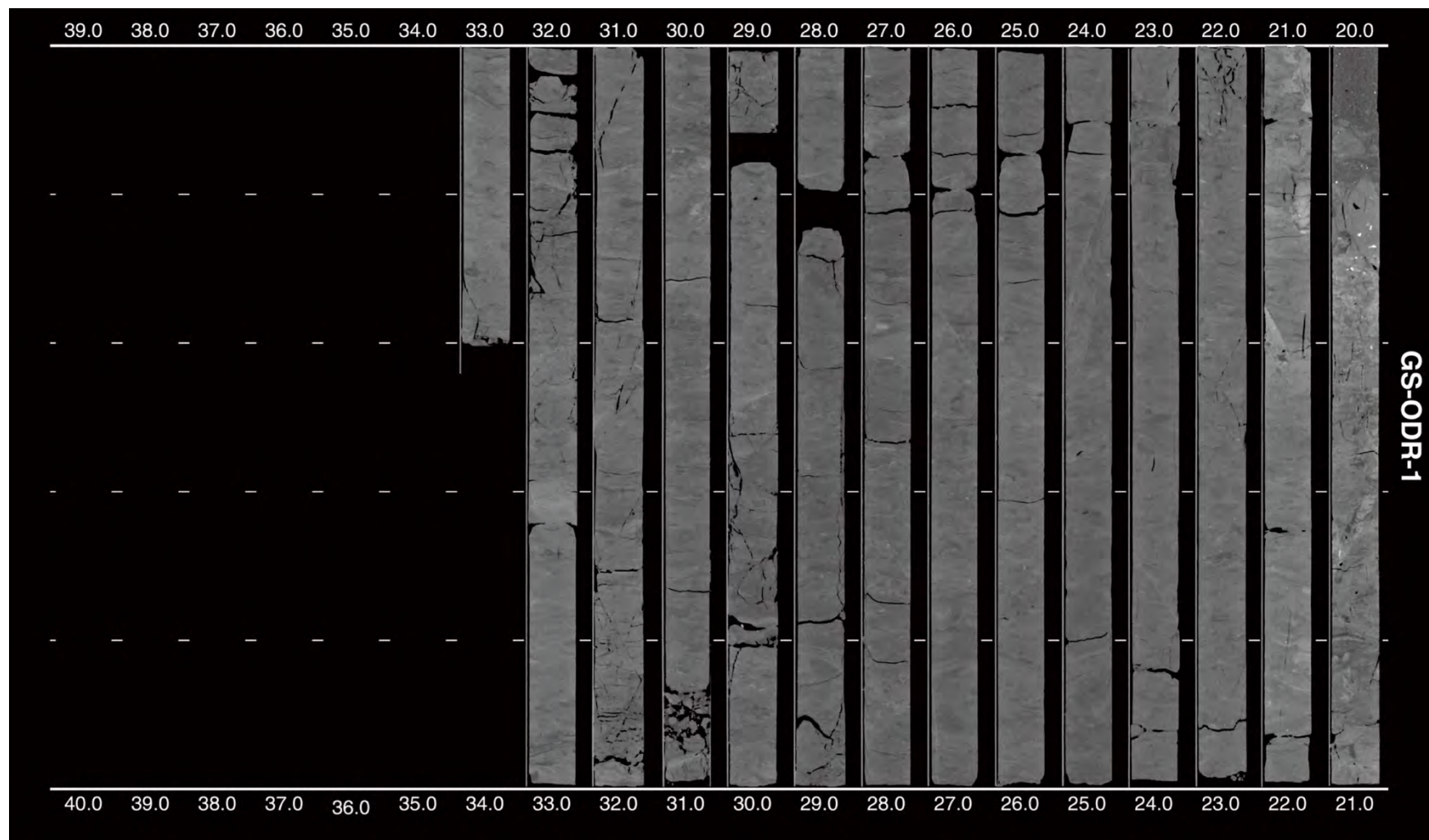


図 48 (つづき) GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の CT 像 (20.0～34.4 m)

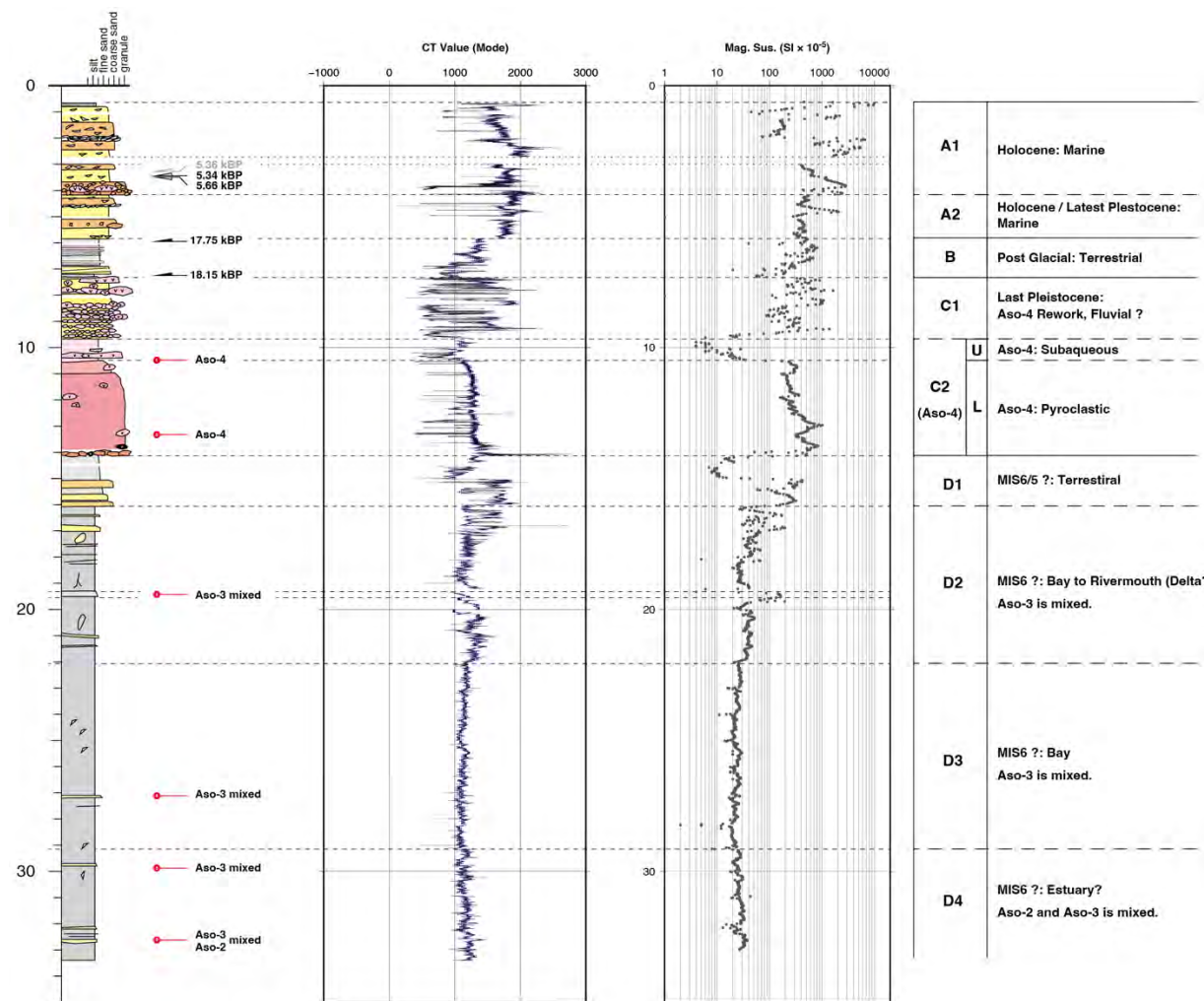


図 49 GS-ODR-1 地点で取得した堆積物コア試料の柱状図、CT 値、帯磁率

堆積物コア試料の肉眼観察に加えて、CT スキャンで得られた CT 像の観察にもとづいて柱状図を作成した（図 49）。また、沖積層と推定される地層から取得した貝化石（3 試料）及び有機質シルト（2 試料）を対象に、放射性炭素年代測定を実施した（表 3）。さらに、更新統と推定される火砕物（1 層準）、細粒火山ガラス（1 層準）、及びシルト層に挟在する砂質シルト層（4 層準）を対象とした火山灰分析を実施した（表 4）。堆積物コアの物性変化を把握するため、CT スキャンで得られた DICOM データから堆積物の CT 値（X 線の吸収率を反映）の鉛直変化を求め、図 49 に示した。同様に、堆積物の帯磁率の鉛直変化を図 49 に示した。

表 3 放射性炭素年代測定結果

Lab Code	Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Material	CRA (BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Calibration Curve	Calibrated Date	
								2 σ (cal BP)	peak (cal kBP)
YAUT_101331	ODR_0328	GS-ODR-1	3.28	shell	5218 $\pm$ 22	+ 0.92	Marine 20	5549 – 5259	5.36
YAUT-101328	ODR_0344	GS-ODR-1	3.44	shell	5193 $\pm$ 20	- 0.31	Marine 20	5526 – 5221	5.34
YAUT_101329	ODR_0349	GS-ODR-1	3.49	shell	5481 $\pm$ 21	+ 2.78	Marine 20	5841 – 5525	5.66
YAUT_101605	ODR_0590	GS-ODR-1	5.90	sediment	14497 $\pm$ 31	-20.08	IntCal 20	17876 – 17456	17.75
YAUT_101606	ODR_0720	GS-ODR-1	7.20	sediment	14790 $\pm$ 35	-22.58	IntCal 20	18237 – 17983	18.17

表 4 火山灰分析結果

Sample Name	Core Name	Core Depth (m)	Lithology	Composition	Correlation
GS-ODR-01_1	GS-ODR-1	10.47-10.49	pumicious silt	VG (Bw, Pm)	Aso-4
GS-ODR-01_2	GS-ODR-1	13.30-13.35	pumice block	VG (Bw, Pm), Opx, Cpx, Gho	Aso-4
GS-ODR-01_3	GS-ODR-1	19.40-19.45	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, GHb, Opq	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_4	GS-ODR-1	27.10-27.13	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Gho, Oth	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_5	GS-ODR-1	29.85-29.90	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Gho, GHb	Aso-3 mixed
GS-ODR-01_6	GS-ODR-1	32.60-32.65	sediment	VG (Bw, Pm, O), Opx, Cpx, Oth	Aso-3 and Aso-2 mixed ?

上述の分析結果にもとづいて、GS-0DR-1 地点の堆積物・火砕物のユニットを上位から大きく堆積ユニットA～Dに区分した。堆積ユニットA、C、DはそれぞれサブユニットA1・A2、サブユニットC1・C2、サブユニットD1～D4に細分される。以下に各ユニットの特徴を述べる。

堆積ユニットA（コア深度 0.00～5.85 m）

粗粒砂及び貝殻片を主体とする。最上部の 0.00～0.65 m は流失しており、0.65～0.77 m まではガイドパイプの内側から剥がれたと推察される金属片が混入している。コア深度 4.15 m 付近の侵食面を境に、上位をサブユニット A1（コア深度 0.00～4.15 m）、下位をサブユニット A2（コア深度 4.15～5.85 m）に細分した。

サブユニット A1 は、下位のサブユニット A2 に侵食面を介して累重し、基底付近は径 3～6 mm 大の礫及び貝化石を主体とする砂礫層であり、径 10 cm 程度の軽石粒子を含む。サブユニット A1 中からは、コア深度 3.28 m から採取した貝化石（スダレモシオ、水深 15-100 m の範囲の砂礫底で生息することが知られる二枚貝）から 5.36 cal kBP の放射性炭素年代が、コア深度 3.44 m から採取した貝化石（ホクロガイ、水深 10-100m の貝殻混じりの粗砂底で生息することが知られる二枚貝）から 5.34 cal kBP の放射性炭素年代が、コア深度 3.49 m から採取した貝化石（スダレモシオ、前述の通り）から 5.66 cal kBP の放射性炭素年代が得られた。堆積ユニット A には多くの貝化石が含まれており、一般に、こうした地層中の貝化石は再移動してきたもの、すなわち、貝化石の示す年代値が地層の形成年代よりも古い可能性がある。しかし、本研究では、いずれも破損が少なく、化石を包含する地層の堆積環境と生息環境が一致する貝化石を、近接した層準（コア深度 3.28～3.49m）から選定した。その結果、得られた年代の幅は 300 年程度と小さいことから、いずれの貝化石も大きく再移動を受けていない、すなわち、貝化石から得られた放射性炭素年代は地層の形成年代を示していると考えられる。

サブユニット A2 は下位の堆積ユニット B に侵食面を介して累重する地層で、淘汰の悪い貝化石が混じる粗粒砂主体の砂礫層である。コア深度 4.55 m 付近及び 4.95 m 付近には径 5 cm 程度の軽石礫が含まれる。

本ユニットは現在の海底面を構成する貝化石まぎりの地層であり、5.34～5.66 cal kBP の年代を示すことから、完新世における砂礫質の湾底堆積物であると判断される。軽石礫が含まれていることから、周辺の海域で潮流あるいは波浪による侵食・運搬作用があったと推察される。

堆積ユニットB（コア深度 5.85～7.32 m）

リズミカルな平行葉理が発達した未固結の砂質シルト～シルト質細砂を主体とする。シルト質細砂には軽石粒が含まれる。下位の堆積ユニット C との境界は整合的であると推察される。コア深度 6.90～7.20 m は堆積後に流動等で乱れたと推察される構造が見られる。

コア深度 6.20～6.45 m には植物根が認められる。貝化石は確認できない。本ユニットの基底付近（コア深度 7.20 m）のシルト層からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を、本ユニットの最上部（コア深度 5.90 m）のシルト層からは 17.75 cal kBP の放射線炭素年代が得られた。

本ユニットは、リズミカルな平行葉理が発達する砂質シルト～シルト質細砂を主体とすること、貝化石を含まない、という特徴を持つ。また、18.17～17.75 cal kBP の放射性炭素年代が得られていることから、本ユニットは後氷期の海面上昇期に、潮汐の影響を受ける河口付近で形成された堆積物であると推察される。一般的な日本の沖積低地の層序を参考にすれば、本ユニット及び堆積ユニット A はいわゆる沖積層に対比される。

堆積ユニット C（コア深度 7.32～14.12 m）

本ユニットは、後述するように Aso-4 火砕流で形成された火砕物（サブユニット C2：コア深度 9.60～14.12 m）と、Aso-4 の軽石を多量に含む砂礫層（サブユニット C1）からなる。

サブユニット C2 は基底（コア深度 14.00～14.12 m）は径 2～15 mm 大の岩片（角礫）を主体とする礫層からなり。その上位には上方粗粒化を示す角閃石を含む多量の軽石（径 8 mm～数 cm 大が主体）及び岩片（1～6 mm 大が主体）によって構成される淘汰の悪い火砕物（コア深度 10.50～14.00 m）が覆う。コア深度 12.00～13.00 m の区間にはパイプ状の構造が認められる。サブユニット C1 の最上部（コア深度 9.60～10.50 m）はラミナの発達する砂質シルト（火山ガラスを主体とする）及び円磨を受けた軽石礫によって構成される。サブユニット C2 下部に含まれる軽石（コア深度 13.30～13.35m の軽石粒）、サブユニット C2 上部の砂質シルト（コア深度 10.47～10.49 m）に含まれる火山ガラスは、いずれも Aso-4 の特徴と一致する。

サブユニット C1 は下位のサブユニット C2 に侵食面を介して累重し、径 5 cm 程度までの軽石粒子を多量に含む中粒砂を主体とする、ラミナ（一部は斜交葉理）が発達する砂礫層である。

本ユニット下部のサブユニット C2 は、岩相及び火山灰分析の結果から Aso-4 の火砕物に対比できる。C2 上部の細粒層は Aso-4 の軽石・火山ガラスからなるため、Aso-4 の噴出直後に水域に形成された堆積物と考えられる。サブユニット C1 に含まれる軽石粒子は Aso-4 火砕物が再移動した粒子と推察され、直上の堆積ユニット B からは 18.17 cal kBP の放射性炭素年代が得られている。これらのことに加えて、ラミナの発達する砂礫層であることから、サブユニット C1 は Aso-4 以降の後期更新世に形成された河川堆積物であると考えられる。

堆積ユニット D（コア深度 14.15～33.41 m）

堆積ユニット C の下位の地層を堆積ユニット D と区分した。本ユニットは 4 つのサブユニット（上位から D1～D4）に細分される。

サブユニット D1 (コア深度 14.15~16.05 m) は本ユニットの最上部をなし、有機質シルトと斜交葉理の発達する砂層の互層からなる。貝化石は確認できない。最上部 (コア深度 14.15~14.40 m) はやや固結して、クラックが発達する。

サブユニット D2 (コア深度 16.05~22.00 m) は生痕化石 (サンドパイプを含む) 及び貝化石、植物片を含む未固結のシルト~砂質シルトを主体とする。下位のサブユニット D3 とは漸移的であるが、サブユニット D3 に比べて粗粒である。上部 (コア深度 16.05~19.00 m) にはラミナや微細砂層が挟まれている。コア深度 19.40~19.45 m の砂質シルト中には阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D3 (コア深度 22.00~29.15 m) は未固結の塊状のシルト層からなる。肉眼では明瞭なサンドパイプ等の生痕化石は認められないが、CT 像には生痕を確認できる。また、貝の破片が確認できる。下位のサブユニット D4 とは漸移的であるが、サブユニット D4 に比べると細粒である。コア深度 27.10~27.13 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。

サブユニット D4 (コア深度 29.15~33.41 m) は未固結の塊状のシルトを主体とし、一部に平行葉理が発達する。また、貝の破片が確認できる。コア深度 29.85~29.90 m の砂質シルトには、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) の特徴を有する火山灰が含まれる。また、コア深度 32.60~32.65 m の砂質シルト中には、阿蘇 3 火砕流 (Aso-3) 及び阿蘇 2 火砕流 (Aso-2) の特徴を有する火山灰が含まれる。

本ユニットには Aso-3 の特徴を有する火山灰が混入していることから、Aso-3 噴出以降に形成された堆積物に対比される。貝が混ざる相対的に粗粒で平行葉理が認められるシルト層 (サブユニット D4)、貝が混ざる塊状で相対的に細粒なシルト層 (サブユニット D3)、貝やサンドパイプが認められる相対的に粗粒なシルト~砂質シルト層 (サブユニット D2) は、海水準の上昇~内湾の埋積までの一連の内湾堆積物である可能性がある。すなわち、サブユニット D4 から D3 の形成期には海水準上昇によって水深が増加し、サブユニット D3 から D2 の形成期には河口から植物片を含む碎屑物が供給されるようになり、同時に内湾が埋積されることによって水深が減少していった、と解釈できる。サブユニット D1 は内湾が埋積された後に河口付近に堆積した河川~氾濫原堆積物であると考えられる。サブユニット D1 の最上部が固結しクラックが発達していることは、上位の堆積ユニット C (Aso-4) に覆われる際に、地表面が火砕物の熱による変性を受けたことを示唆する。すなわち、Aso-4 噴出時に、GS-ODR-1 地点が陸化していた可能性を示す。

b) 高分解能反射法音波探査の結果と海上ボーリング調査結果の比較

GS-ODR-1 地点で実施した海上ボーリング調査の結果を、D10 測線で実施した高分解能反射法音波探査で取得したマイグレーション断面に重ね合わせた(図 50, 図 51)。海上ボーリング調査の結果と比較するため、D10 測線のマイグレーション断面について P 波速度を 1,500 m/s と仮定して、時間断面を深度断面に読み替えた。

D10 測線のマイグレーション断面の音響的特徴について、GS-ODR-1 地点の海上ボーリング調査による堆積ユニット区分・堆積物の物性の鉛直変化と比較した(図 51)。マイグレーション断面における連続性が良好な反射面や内部反射面の特徴が変化する境界面は、堆積物コア試料の岩相境界の深度とほぼ調和的である。そこで特徴的な反射面及び境界面にもとづいて、音響層序ユニットを上位から A~D に区分した。以下にその特徴を述べる。

音響層序ユニット A

音響層序ユニット A は海底面とほぼ平行に成層した内部反射面を有する。下位の音響層序ユニット B にダウンラップ(オンラップと解釈される部分もある)して殲滅、あるいはオーバーラップする。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット A に対応する。

本ユニットは海底面直下に分布すること、堆積物ユニット A に対応することから、完新世の砂礫質な内湾底堆積物であると考えられる。下位の音響層序ユニット B にダウンラップしていることから、本ユニットは完新世の高海面期に発達した可能性がある。

音響層序ユニット B

音響層序ユニット B は概ね平行な内部反射面を持ち、下位のユニットがつくる谷状の地形を埋積するように分布する。下位の地層にオンラップする構造が認められる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット B に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット B に対応することから、後氷期以降に形成された堆積物であると判断される。谷状の地形を埋積し、下位の地層にオンラップすることから、本ユニットは海水準の上昇期にアグラデーションしながら発達したと推察される。

音響層序ユニット C

音響層序ユニット C は、ややカオティックな内部反射面を持ち、下位の音響層序ユニット D にオーバーラップする。上面は起伏を持ち、侵食を受けていると推察される。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット C に対応する。

本ユニットは堆積物ユニット C に対応することから、Aso-4 の火砕物及びその再移動堆積物と解釈される。

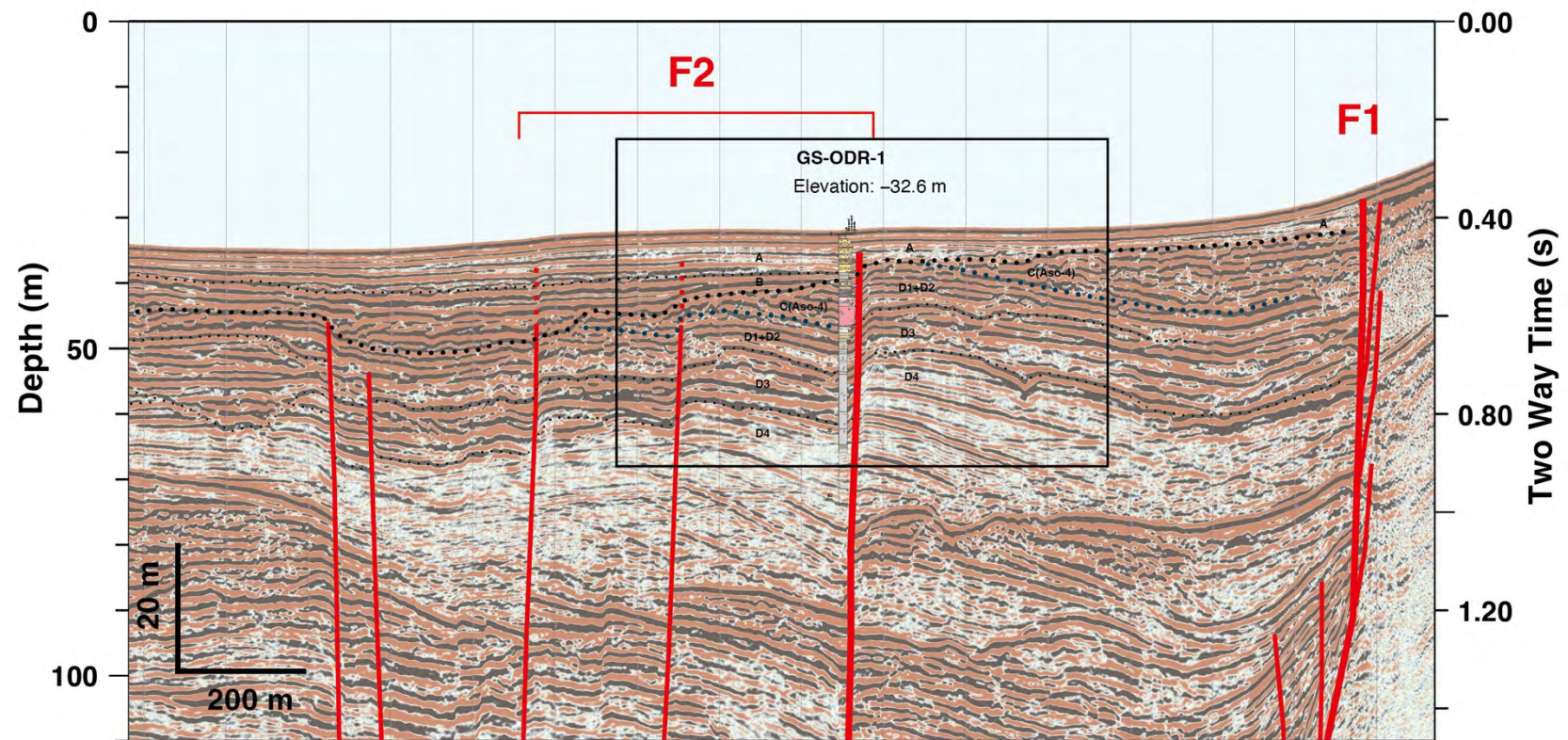


図 50 D10 測線におけるマイグレーション断面の解釈図

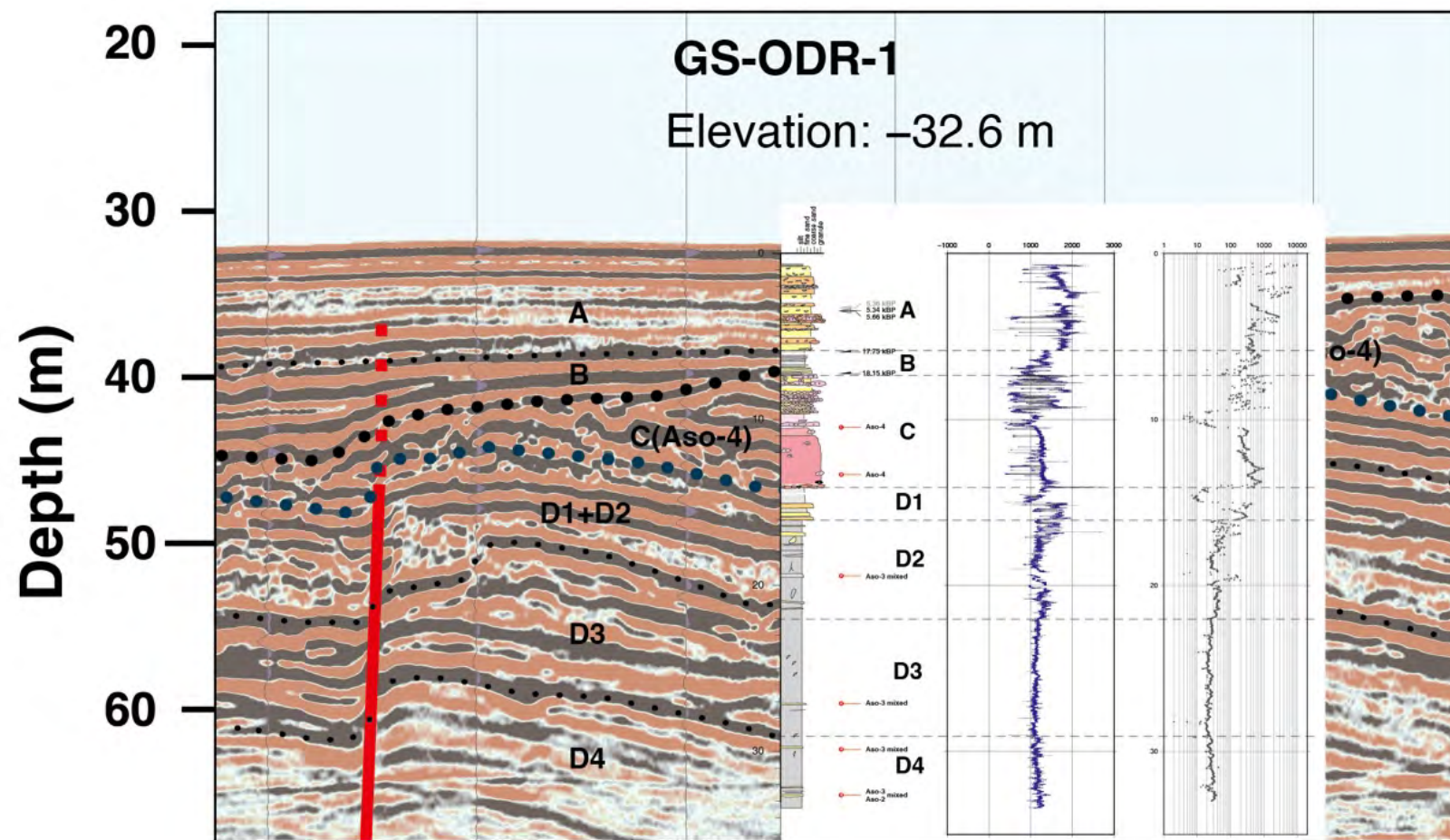


図 51 GS-ODR-1 地点における堆積層ユニット区分を踏まえた音響層序区分

音響層序ユニット D

音響層序ユニット D は概ね平行な内部反射面が発達する。ユニット内部に、少なくとも 2 枚の侵食面が確認できる。本ユニットは GS-ODR-1 地点における堆積物ユニット D に対応しており、2 枚の反射面の層準は、堆積サブユニット D2/D3 境界及び D3/D4 境界に対応する。堆積物コア試料の肉眼観察によれば概ね塊状のシルト層からなるサブユニット D3 においては、CT 値及び帯磁率の変化に対応した内部反射面が認められる。

本ユニットは堆積物ユニット D に対応することから、Aso-3 以降に形成された内湾及び河口低地の堆積物と解釈される。マイグレーション断面で侵食面と半産される層準において、堆積物コア試料では侵食面を確認することができなかった。ただし、マイグレーション断面における侵食面に対応した岩相の変化を認めることができ、これらは Aso-3 噴出以降の海面上昇～内湾の埋積に対応すると考えられる。こうした時期に形成される侵食面であるとするれば、本ユニット中の侵食面は海進面である可能性がある。

c) 対象断層の過去の活動の検討

i) 平均的なずれの速度

D10 測線で取得したマイグレーション断面と海上ボーリング調査の結果にもとづいて、対象断層の上下変位量及び平均上下変位速度を検討した。対象断層は音響層序ユニット D からユニット A の下部までを累積的に変位させている (図 50, 図 52)。

音響層序ユニット D に発達する 2 枚の侵食面は、若干の起伏を持つが、海進に伴って概ね水平に形成されたと推察される。これらの侵食面は対象断層を挟んで、堆積サブユニット D3/D4 境界付近の侵食面が約 11.4 m、D2/D3 境界付近の侵食面が約 10.5 m の高度差を持つ (図 51)。堆積ユニット D には Aso-3 に対比される火山灰が混入していることから、これらの地層の形成年代は Aso-3 の噴出 (130 ka。町田・新井編, 2003) 以降である。以上のことから、ユニット D 形成以降の平均上下変位速度は 0.081~0.088 m/ky 以上と求めることができる。

音響層序ユニット C の基底面に着目すると、ユニット C はユニット D をオーバーラップしており、ユニット C/D 境界は滑らかで、かつ、ユニット D 最上部の内部反射面と平行である (図 51)。これらのことは、ユニット D の上面はほとんど侵食を受けていないことを示唆している。GS-ODR-1 地点では、ユニット D 最上部を構成する堆積物 (堆積サブユニット D1) は主として有機質シルトによって構成されており、当時は河口付近の低地であったと推察される。すなわち、ユニット C (Aso-4 の火砕物) は、ほぼ水平に形成されていた河口低地を覆って形成されたと考えられる。ユニット C/D 境界は、対象断層を挟んで 10.5 m の高度差を持つ。ユニット C/D 境界の形成年代は Aso-4 の噴出年代 (85~90 ka) とほぼ等しいと考えられるため、ユニット C/D 境界以降の平均上下変位速度は、0.12 m/ky 程度と求められる。

上記に加えて、音響層序ユニット B の基底面には約 1.8 m、音響層序ユニット A 下部には 0.8 m 程度の高度差が認められる (図 53, 図 54, 図 55)。これらに高度差は 1 回ないし 2 回程度の断層変位によって生じたものであると推定されるため、ここでは平均変位速度は計算しない。

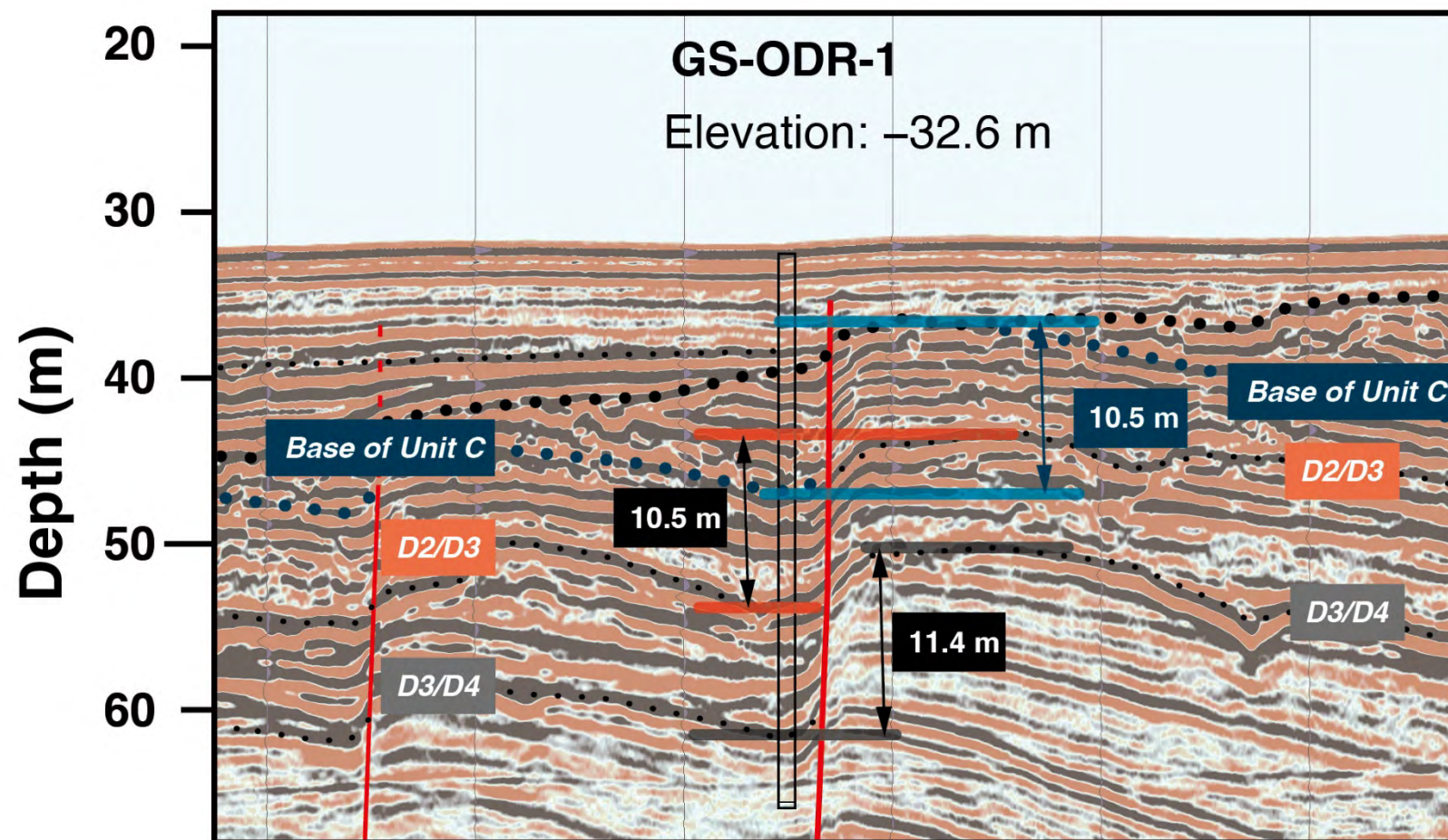


図 52 F2-1 断層を挟んだユニット C 基底及びユニット D のずれ

ii) 活動時期

対象断層は音響層序ユニット A を変位させているため、本断層帯は完新世にも活動していることが確実である (図 53)。対象断層の近傍では、ユニット A のうち、海底面下 3.5 m よりも深部の内部反射面を見ると、断層を挟む高度差がほぼ一定 (0.8 m 程度) である (図 53)。他方で、GS-ODR-1 地点付近における海底面下 3.0~3.5 m の領域に着目すると、深度 3.5 m 付近に認められるピーク (正) の反射面が 0.8 m 程度の高度差を持つのに対し、深度 3.0 m 付近に認められる反射面は平滑化されて高度差が 0.2 m 程度にまで減少する。これらのことから、対象断層の最新活動は、深度 3.5 m 程度までの反射面に対応する地層の形成より後に推定される。また、深度 3.0 m 付近の反射面ではすでに埋め戻しが進んでいるため、少なくとも深度 3.0 m 付近の反射面に対応する地層の形成前に最新活動があったと考えられる。GS-ODR-1 地点のコア深度 3.28~3.49m から得られた貝化石が 5.34~5.66 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、最新活動時期は、5.3~5.7 cal kBP 前後であると考えられる (図 54)。また、海底面下 3.5 m より深部のユニット A の変形が 1 回の活動によるものとするれば、最新活動の 1 回に伴う上下方向のずれは 0.8 m 程度であったことになる。

音響層序ユニット B の基底面に着目すると、断層を挟んで 1.8 m 程度の高度差が認められる (図 55)。この高度差はユニット A 下部に認められる高度差より 2 倍以上の大きさである。よって、音響層序ユニット B の形成開始後に、少なくとも 2 回以上の断層活動があった可能性がある。GS-ODR-1 地点におけるユニット B の基底付近のシルト層が 18.17 cal kBP の放射性炭素年代を示すことから、少なくとも 18.2 cal kBP 以降に 1 つ前の活動を含む 1 回以上の活動があったと推察される。

iii) 1 回のずれの量と平均活動間隔

対象断層による 1 回のずれの量は、最新活動に伴うユニット A 下部の変形にもとづけば、0.8 m 程度 (上下方向) であると考えられる (図 53)。また、ユニット D 及びユニット C 基底面の形成以降の平均上下変位速度が 0.08~0.12 m/ky と推定されることから、平均活動間隔は 6.7~10.0 ky と求められる。

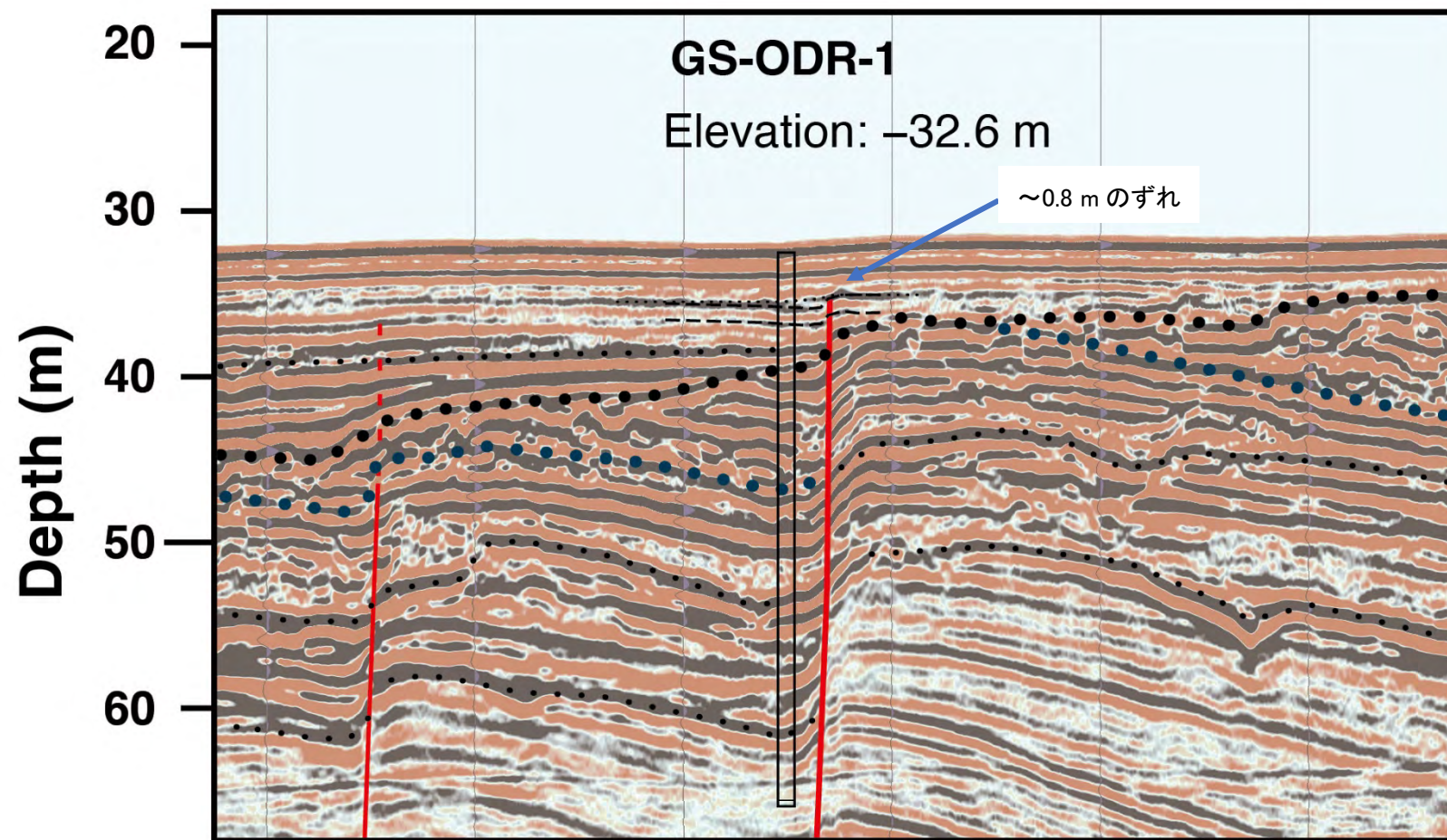


図 53 F2-1 断層を挟んだユニット A 下部のずれ

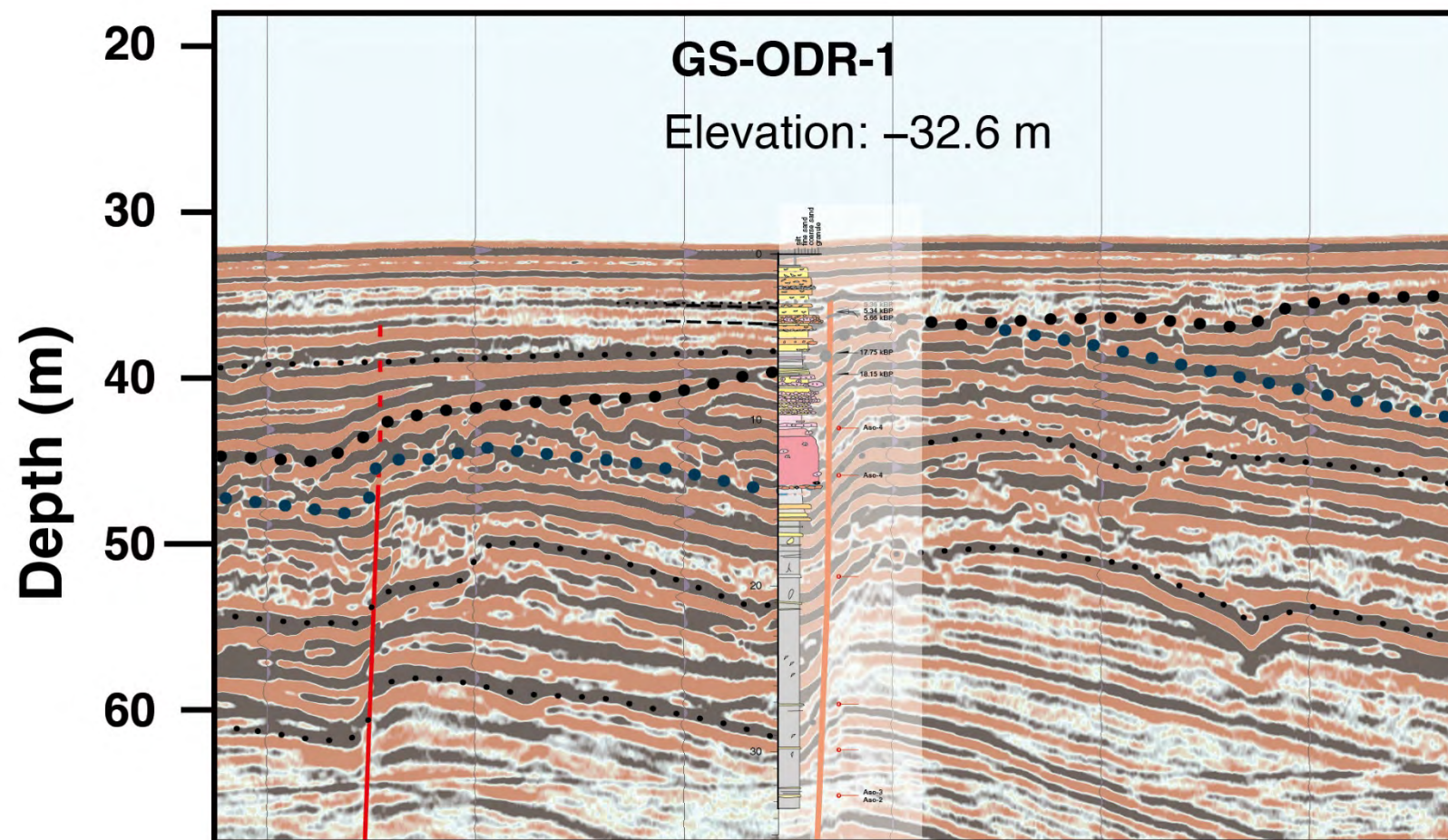


図 54 F2-1 断層を挟んだユニット A 下部のずれと年代測定結果

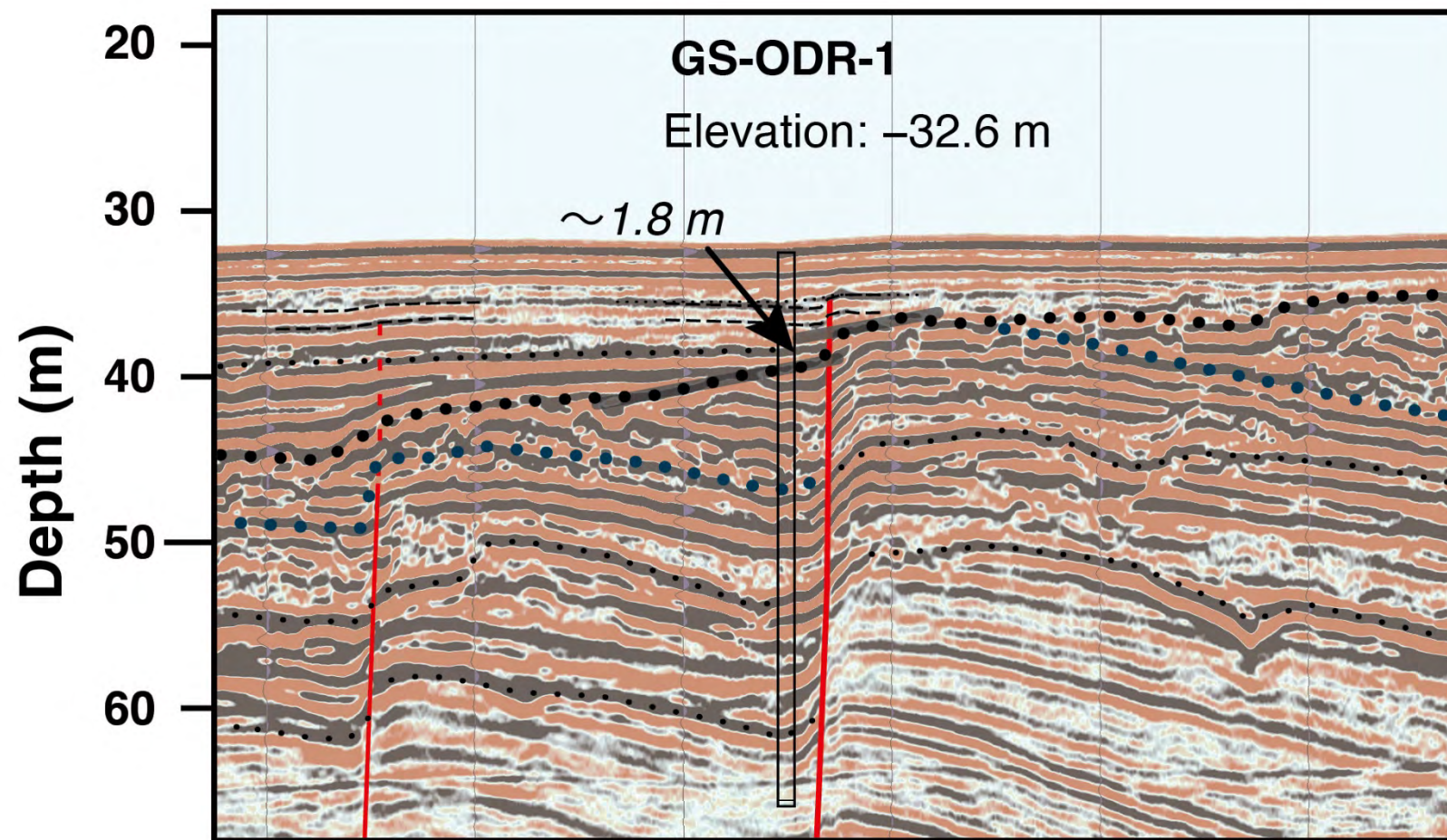


図 55 F2-1 断層を挟んだユニット B 基底（沖積層基底面）のずれ

d) 断層帯の過去の活動の検討

高分解能の音波探査の結果によれば、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層は複数条に分岐している。本研究では、これらのうち海底面付近までを変位させる1条の断層（F2-1断層）に着目して、過去の活動の検討を進めた。しかし、検討したパラメータのうち、特に平均上下変位速度と1回のずれ量については、断層帯全体の値としては過少評価の可能性がある。そこで、ここでは対象断層について求めた平均上下変位速度及び1回のずれ量が、断層帯全体のそれらのパラメータとの違いについて検討した。

D10 測線においては、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層としては、F1断層と、検討対象とした断層を含むF2断層（3条の断層が確認できる）が存在する（図56）。これらのうち、F2断層によるユニットAの変位に着目すると、F2-1断層の変位量は0.8 m程度であり、ひとつ北側のF2-2断層では0.3 m程度の北側が低下する撓みが、最も北側のF2-3断層では0.5 m程度の北側が低下する撓みが認められる（図56）。これらを合算すると、最新活動の1回に伴うF2断層の上下変位量は1.6 m程度であったと見積もることができる。

他方で、F1断層近傍に着目すると、ユニットAまたはユニットBに対比される堆積体（前述のように、ユニットA及びユニットBはいわゆる「沖積層」に対比される。以下、「ユニットA・B」と呼ぶ）が、断層を境にして基盤岩に接している（図57）。ユニットA・Bの基底面は低海面期に形成された侵食面であると推定され、その基底面はF1断層を挟んで南側に滑らかに続いていた可能性がある。F1断層を挟んで、断層の北側に分布するユニットA・Bの基底面と、断層の南側の地形面（基盤岩上面）の高度差は約5.4 mである（図57）。この高度差がユニットBの形成以降のF1断層による上下変位によるものとすれば、本研究による検討対象の断層F2-1付近におけるユニットB基底面の高度差が1.8 m程度であることから、F1断層の変位量はF2-1断層の3倍程度であったことを指摘できる。F2-1断層における最新活動1回に伴う上下変位量が0.8 m程度であることから、F1断層における1回の上下変位量は2.4 m程度であった可能性がある。以上にもとづけば、北傾斜の正断層（F1断層及びF2断層）による1回の活動に伴う上下変位量は4 m程度であった可能性がある。

平均変位速度について、F2断層を構成する3条の断層によるユニットD中の侵食面の上下変位量及びユニットC基底面の変位量の合計は、それぞれ16.0～15.5 m及び約15.5 mである（図58）。F1断層の変位量がF2-1断層の変位量の3倍程度であるとすれば、F1断層によるユニットD中の侵食面の上下変位量及びユニットC基底面の変位量はそれぞれ34.2～31.5 m及び約31.5 mと見積もられる。ユニットDはAso-3噴出（130 ka）以降に形成され、ユニットC基底面がAso-4噴出時（85-90 ka）と考えられるため、F2断層全体及びF1断層の平均変位速度は0.12～0.18 m/ky及び0.24～0.37 m/kyと概算して求めることができる。また、北傾斜の正断層（F1断層及びF2断層）による平均上下変位速度は、0.36～0.55 m/kyである可能性がある。

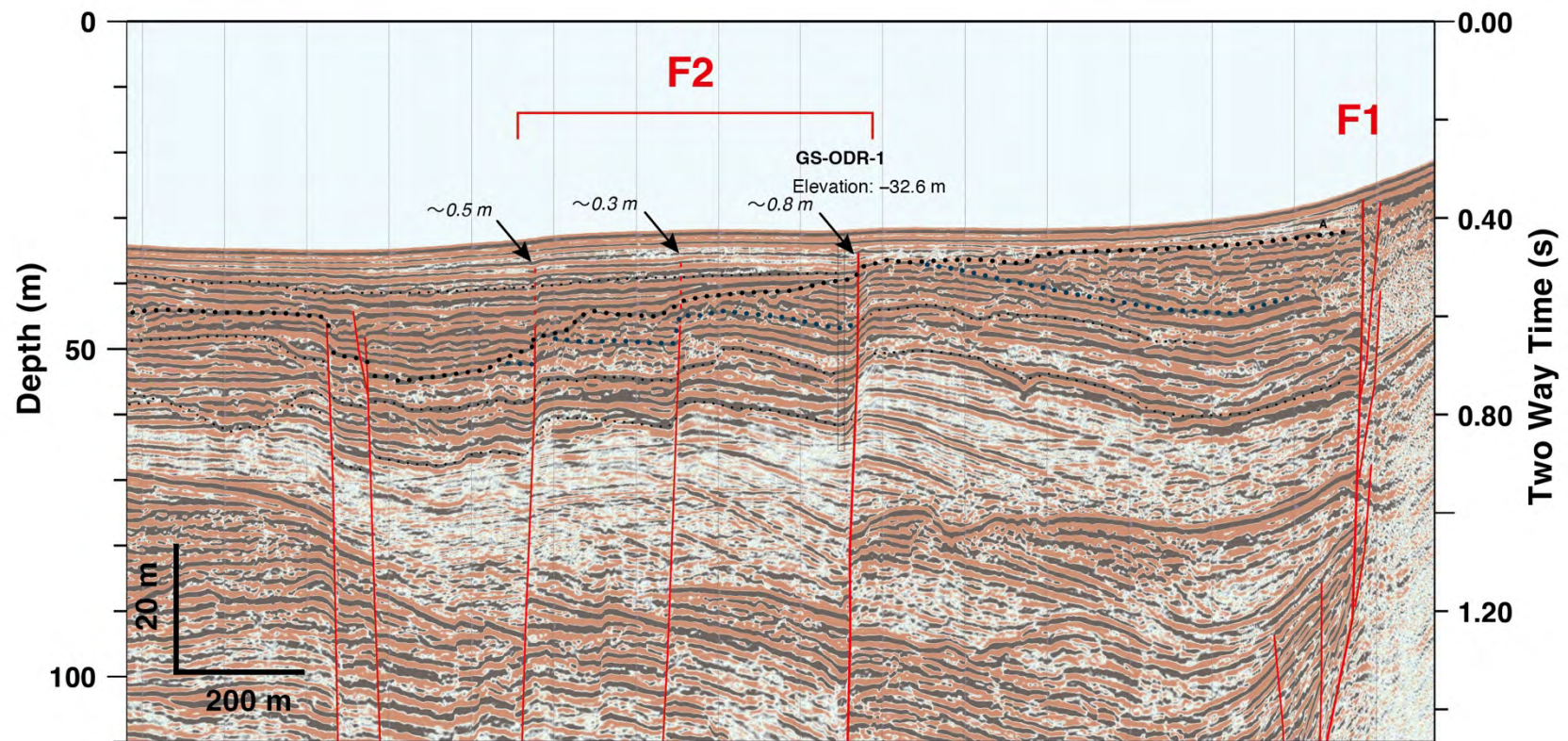


図 56 F2 断層による挟んだユニット A 下部のずれ

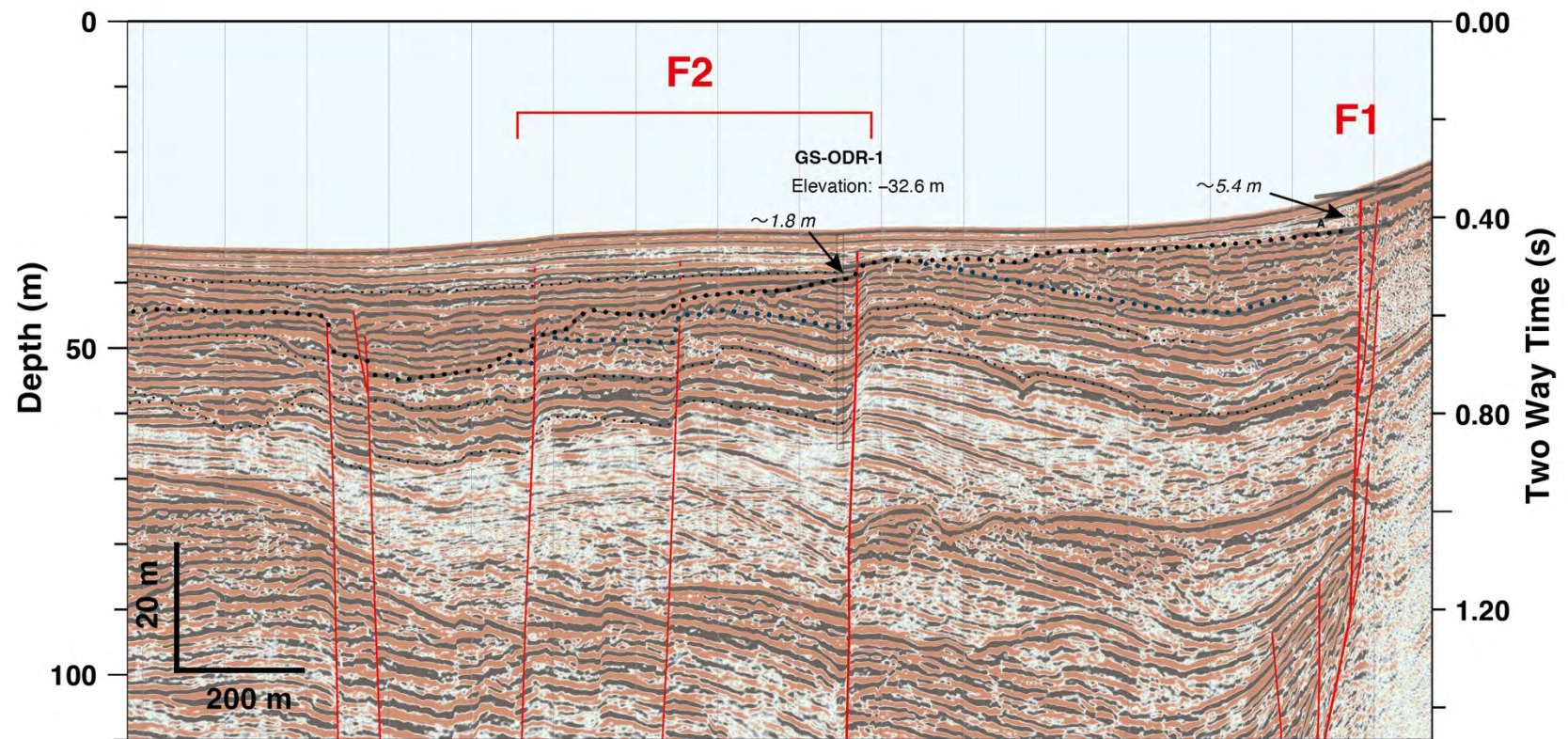


図 57 ユニットA及びユニットB基底（沖積層基底面）のずれ

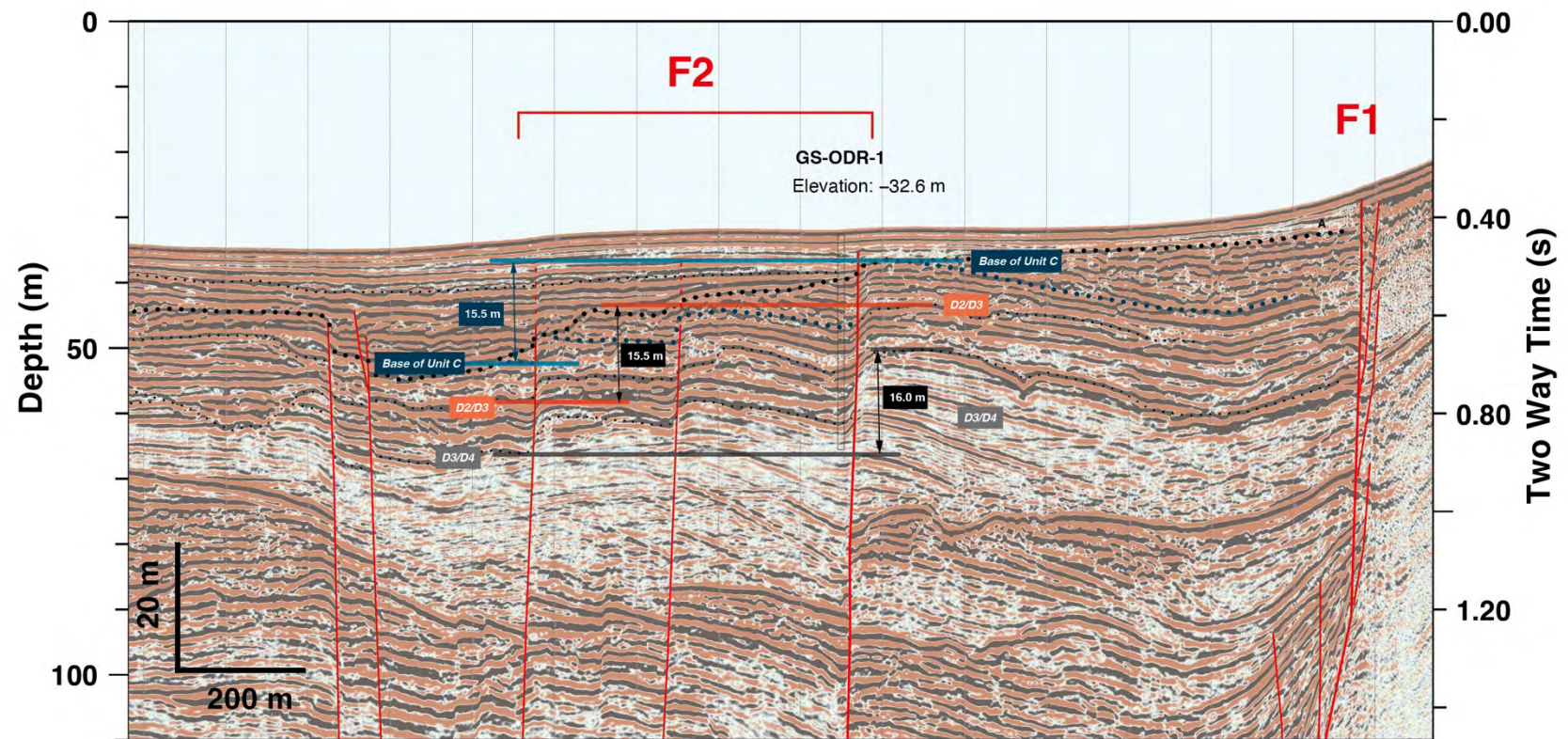


図 58 F2 断層によるユニット C 基底及びユニット D のずれ

4) まとめ

宇土半島北岸区間の過去の活動を検討するため、令和4年度及び令和5年度に実施した高分解能の反射法音波探査の結果を踏まえて、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層近傍の1地点で海上ボーリング調査を実施し、深度 33.41 m までの堆積物コア試料を採取した。また、取得した堆積物コア試料を分析することにより、断層近傍に分布する地層の形成年代及び形成環境を具体的に明らかにした。

海上ボーリング調査の結果を踏まえて、高分解能の反射法音波探査によって取得したマイグレーション断面にもとづいて、断層近傍の地質構造を検討した。その結果、検討対象とした1条の海底活断層に関して、平均変位速度が 0.08~0.12 m/ky、最新活動時期が 5.3~5.7 cal kBP 頃、1回前の活動が 18.2 cal kBP 以降、1回の変位量が 0.8 m/ky 程度、平均活動間隔が 6.7~10.0 ky であると推定される。さらに、宇土半島北岸区間を構成する北傾斜の正断層群について検討した結果、1回の変位量が 4 m 程度であり、平均上下変位速度が 0.36~0.54 m/ky である可能性があることを示した。

(d) 結論ならびに今後の課題

令和4年度には宇土半島北岸区間が推定されている海域と、その南西側の島原湾において実施した高分解能の音波探査によって、宇土半島北岸区間を構成する海底活断層が実在していること、その正確な位置・連続性が初めて明らかにした。宇土半島北岸区間を構成する断層は、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)が示した断層の端点から西側の海域に延びており、湯島の北岸を経て、少なくとも湯島の約 1.0 km 西方の海域まで連続している。また、断層がさらに島原半島の方に延びている可能性を示した。

令和5年度には、追加の高分解能の音波探査を実施して、断層帯の南西端の位置を検討した。宇土半島北岸区間を構成する断層は、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)が示した断層の端点から西側の海域に約 11 km 延長しており、湯島の北岸海域及び湯島瀬戸の海釜の南縁を通過し、島原半島の湯島の約 6.5 km 西北西の海域まで延びていることが明らかになった。

令和6年度には、宇土半島北岸区間の過去の活動についての資料を得るため、1地点で海上ボーリング調査を実施して、海底活断層近傍に分布する地層の形成年代を明らかにした。令和4年度・令和5年度に実施した高分解能の音波探査の結果と海上ボーリング調査の結果を組み合わせることによって、宇土半島北岸区間を構成する1条の海底活断層を対象として、平均上下変位速度、最新活動時期、1つ前の活動時期、1回の変位量(上下)、平均活動間隔についてのパラメータを初めて取得した。さらに、北傾斜の断層群を対象として、断層帯全体における1回の活動に伴う変位量(上下)、平均上下変位速度を示した。

本研究では、3ヶ年の計画で、これまで断層の詳細な位置及び過去の活動に関する具体的な試料がほとんど得られていなかった海底活断層を対象として高分解能の音波探査と海上ボーリング調査を実施することによって、断層の詳細な位置・形状、端点位置、過去の活動

に関するパラメータを初めて明らかにすることができた。音波探査においては、従来の沿岸域で一般的な音波探査に比べて、より深部まで、より高品質な断面を取得可能な新しい高分解能の音波探査を初めて国内の海底活断層調査に適用した。これにより、海底面下 300 m 程度までの地下構造を明瞭に捉えることが可能となり、過去の断層活動を検討するための掘削調査にむけたサイトサーヴェイを効率的に実施することに繋がった。また、高品質な音波探査が取得できたことによって、1 地点における海上ボーリング調査にもとづいて、過去の活動に関する詳細な検討を、効率的に実施することができた。

高品質な音波探査と海上ボーリング調査を組み合わせることによって、水深 50 m までの沿岸海域に分布する海底活断層について、主として上下方向のずれについて解明する技術が確立しつつある。本研究で対象とした宇土半島北岸区間のように、断層が複数条に分布している場合には、1 条の断層の評価にとどまらず、断層帯全体としての評価を行うための工夫が必要となる。そのためには、本研究で取得した高分解能の探査に加えて、より深部 (500m ~ 数 km) を対象とした探査を組み合わせ、震源断層の構造を把握した上で評価することが必要と考えられる。また、細密な海底地形データ等と、より高い分解能を持つ SBP 等による音波探査を組み合わせ、サイトサーヴェイを行うことによって、最新活動時期をより精度良く議論できるようになる可能性がある。

(謝辞)

現地調査にあたっては漁業関係者、港湾施設関係者、自治体ならびに海上保安部の方々には調査の趣旨をご理解いただき、多大なご協力をいただきました。音波探査の実施にあたっては、川崎地質株式会社の皆様にご協力いただきました。海上ボーリング調査の実施にあたっては、中央開発株式会社の皆様にご協力いただきました。堆積物コア試料の分析にあたっては、産総研の太田耕輔博士、天野敦子博士、横井久美氏、星住英夫氏、藤原 治博士、東京大学大学院生 (産総研 RA) の根本夏林氏、田畑 薫氏にご協力いただきました。ここに記して感謝いたします。

(e) 引用文献

- 赤木 健, 7万5千分の1地質図幅「口之津」, 地質調査所(現産総研地質調査総合センター), 1936.
- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51, 337-360, 2009.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., Skinner, L. C., Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62, 779-820, 2020.
- 長谷義隆・岩内明子, 内陸堆積層の分布高度から求めた中部九州地溝内沈降域の変位, 地質学論集, 41, p.53-72. 1993.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編, 「活断層詳細デジタルマップ 新編」, 東京大学出版会, 154pp, 2018.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価(一部改定)」, 66p, 2013.
- 活断層研究会編, 「新編 日本の活断層」, 東京大学出版会, 440pp, 1991.
- 町田 洋・新井房夫, 「新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]」, 東京大学出版会, 336p, 2003.
- 松石秀之・松本達郎, 南部有明海の海底沖積層-有明海の海底沖積層〔その2〕一, 九州大学理学部研究報告, 地質学, 10, p.91-121, 1969.
- 松岡裕美・岡村 眞, 中央構造線系海底活断層の分布形態とその特徴, 月刊地球号外, 31, p.110-116, 2000.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査」令和元年度 成果報告書, 2020.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査」令和2年度 成果報告書, 2021.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査」令和3年度 成果報告書, 2022.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」令和4年度 成果報告書, 2023.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 「活断層評価の高度化・効率化のための調査手法の検証」令和5年度 成果報告書, 2024.
- 森尻理恵・広島俊男・駒澤正夫・牧野雅彦・村田泰章・名和一成・西島 潤・茂木 透, 20万分の1重力図「福岡地域重力異常図(ブーゲー異常)」, 産総研地質調査総合センター, 2001.

- 村上文敏・西村清和・松岡弘和・古谷昌明・丸山かおる・半場康弘・立石雅昭, 浅海域音波探査用 12 チャンネル受信ケーブルの作成と海域実験, 海洋調査技術学会第 16 回研究成果発表会講演要旨集, 2004.
- 村田泰章・名和一成・駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・牧野雅彦・山崎俊嗣・西村 清和・大熊茂雄・志知龍一, 20 万分の 1 重力図「鹿児島地域重力図 (ブーゲー異常)」, 産総研地質調査総合センター, 2004.
- 長尾 巧, 天草の地質略報 (一), 地質学雑誌, 29, p. 41-56, 1922.
- 大塚裕之, 口之津層群の層序および堆積物-口之津層群の地史学的研究 その 1—, 地質学雑誌, 72, p. 271-384, 1966.
- 大塚裕之, 北西部九州有明海南部地域の更新-最新統の層序学的, 堆積学的研究, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 3, p. 35-65, 1970.
- 大塚裕之・外間喜春・田中利明・後村信幸・竹之内貴裕・上野宏共, 島原半島南部の地質の再検討, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 28, p. 181-241, 1995.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S., The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). Radiocarbon, 62, 725-757, 2020.
- 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」, 産総研地質調査総合センター, 2010.
- 産総研地質調査総合センター, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, 2022. <https://gbank.gsj.jp/seamless> (閲覧日: 2023 年 3 月 3 日).
- 産業技術総合研究所・千葉大学理学部・東海大学海洋学部・地域地盤環境研究所, 沿岸海域における活断層調査「雲仙断層群北部 (海域) 及び雲仙断層群南東部 (海域)」成果報告書, 本文 49p, 図表 134p, 2010.
- Schneider, C.A., Rasband, W.S, and Eliceiri, K.W., NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. Nature Method, 9, 671-675, 2012.
- 杉山雄一・岡村行信・武田伸勝・丸山かおる, 九州中部, 島原湾と橘湾における雲仙断層群の音波探査, 活断層・古地震研究報告, 11, p. 149-194, 2010.