3.12 菊川断層帯(南部区間)の調査

(1)業務の内容

(a) 業務題目 菊川断層帯(南部区間)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	室長	宮下由香里
国立研究開発法人産業技術総合研究所	テクニカルスタッフ	粟田泰夫#1

#1 令和2年12月まで担当者。

(c) 業務の目的

菊川断層帯は、北部、中部、南部の3区間に分けられており、いずれも海域を含む(図1)。 これらのうち、北部区間(以下、菊川断層帯北部区間と呼ぶ。)と南部区間(以下、菊川断 層帯南部区間と呼ぶ。)がXランクに相当する(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2016a)。 北部区間は全域が海域である。中部区間は、海域から南東側陸域に連続して断層が分布する。 南部区間の南端は陸域の断層部末端とされているが、南東海域延長部には同じ走向の宇部南 方沖断層が分布しており、両断層が一連の断層帯を構成する可能性が指摘されている(地震 調査研究推進本部地震調査委員会,2016b)。

本業務では、菊川断層帯を対象として、海陸に跨がって分布するXランクの活断層の効果 的な調査方法の検討と、Xランクの活断層について直接の評価に資するデータの取得を目的 とする。まず、海陸接合部における断層の詳細な位置を把握することを目的として、グリー ンレーザを用いた浅海底レーザ計測を行い、手法の妥当性を検討する。つぎに、南部区間と 宇部南方沖断層との間の断層分布・連続性と活動性を明らかにすることを目的として、沿岸 海域の音波探査と採泥を行う。令和3年度は、陸域での活動履歴調査を実施し、最終的には、 菊川断層帯南部区間の分布(位置及び形状)と断層長、活動履歴など地震発生確率を算出す るための基礎データを取得し、断層帯全体の評価に資することを目的とする。

(d) 3ヶ年の実施業務の要約

1) 令和元年度:

陸域から海域に連続する活断層帯において、海陸接合部における断層の正確な位置や微 細な変動地形等を検出することを目的として、菊川断層帯北部区間の沿岸海域部において、 浅海底レーザ計測を実施した。取得した計測データの解析により沿岸海域での断層変位地 形の把握を試みた。また、海底地形が詳細に把握されている箇所と新規取得データとの接 合を試み、本手法の適用性について検討するとともに、海陸の断層トレースと周辺の地質・ 重力等の分布との関係について検討した。

2) 令和2年度:

菊川断層帯南部区間及び南東延長部の沿岸海域において、総探査長172 kmの音波探査 を実施し、断層の位置及び連続性を検討した。また、9地点においてピストンコアを用い た採泥を実施した。さらに、採取したコアについて層相の記載及び年代測定試料の採取を行い、活動性について予備的な検討を行った。

3) 令和3年度:

菊川断層帯南部区間の陸域(山口県山陽小野田市)において、正確な断層位置と古地震 履歴を明らかにすることを目的として、2測線における群列ボーリング調査と、1地点で のトレンチ掘削調査を実施した。トレンチでは、菊川断層帯の一般走向と斜行する北東-南西走向の段丘堆積物を切る断層が露出した。周辺地域の地質構造を含めて考察した結果、 胴切り断層の存在を推定した。



図1 菊川断層帯の位置図

断層の位置・区間分けは、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016a)による。基 図は国土地理院の地理院地図を使用した。赤四角は航空レーザ測深(ALB)範囲、ピンク 色破線の四角は海域音波探査範囲、赤丸は陸域調査の範囲を示す。

(2) 令和3年度の成果

(3) に記載。

(3) 令和元年度~令和3年度の成果

(a) 業務の要約

<u>1) 令和元年度</u>:

Xランクの活断層帯評価のため、これまで取得が困難であった海陸接合部の連続的な地 形データを取得し、断層の正確な位置や微細な変動地形等を検出することを目的として、 菊川断層帯の沿岸海域部において、浅海底レーザ計測を実施した。取得した計測データの 解析により、沿岸海域での断層変位地形の詳細の把握及び海底地形が詳細に把握されてい る箇所と新規取得データとの接合を試み、新手法の適応性について検討した。また、海陸 の断層トレースと周辺の地質・重力等の分布との関係について検討した。

<u>2) 令和 2 年度</u>:

Xランクの活断層帯評価のため、これまで、位置や分布はもとより、断層の存在に関す るデータが得られていなかった菊川断層帯南部区間及び南東延長海域において、音波探査 を実施した。音波探査の結果から、同区間陸域における断層トレースと平行な、海域活断 層の分布を明らかにした。また、この断層を切断する方向の断層の存在が示唆された。こ れらの断層の両側となる9地点で海底堆積物を採取した。採取したコアについて記載及び 年代測定試料の採取を行い、断層の活動性について予備的な検討を行った。その結果、最 終氷期の海水準低下期以降に、少なくとも4回以上の古地震イベントの存在が明らかとな った。

<u>3) 令和3年度</u>:

Xランクの活断層帯評価のため、これまで、断層の存在を確認するデータが得られてい なかった菊川断層帯南部区間の陸域において、群列ボーリング調査とトレンチ調査を行っ た。トレンチ壁面には、菊川断層帯の一般走向と斜行する北東-南西走向の段丘堆積物を 切る断層が露出した。周辺地域の海陸における地質構造を含めて考察を行った結果、この 地域に複数の胴切り活断層が存在することを推定した。

(b) 業務の実施方法

グリーンレーザを用いた浅海底レーザ計測業務
 実施手順を図2に示す。また、以下に、各過程の詳細を記述する。

393



図2 グリーンレーザを用いた浅海底レーザ計測業務の実施手順

1-1) 計画準備

航空レーザ測深(Airborne LiDAR Bathymetry:以下、ALB計測と呼ぶ;詳細は1-2)を参 照)による水面下地形の計測は、水質の影響を強く受け、最大測深深度は経験的に透明度の 2倍程度と言われている。菊川断層帯におけるALB計測候補地として、南部区間(周防灘側) では、山陽小野田市の本山岬沖、小野田港、中部区間(響灘側)では、下関市の神田岬~宇 賀本郷沖の3海域が挙げられる。周防灘と響灘の水質、とくに透明度を比較すると、響灘の 透明度が有意に高い(図3)。この傾向は、過去10年間(2009年~2018年)において、変化 していない(瀬戸内海総合水質調査ウェブサイト)。以上の状況を踏まえ、ALB計測は、デー 夕取得の可能性がより高い響灘側の神田岬~宇賀本郷沖で実施することとした(図3)。響 灘から日本海における海域では、海上保安庁により、2008年から2009年にかけて海底地形測 量が実施され、結果が杉山ほか(2010)にまとめられている。杉山ほか(2010)では、菊川 断層帯の活動によって形成されたと考えられる複数の海底地形が記述されており、宇賀本 郷沖の浅海域では断層活動による溝状地形を認めている。本調査では、この溝状地形とさらに陸側浅部の海底地形を捉えることを通じて、ALB計測の有用性を検証することとした。



図3 菊川断層帯沿岸海域の透明度

A:瀬戸内海の透明度(環境省ウェブサイトより)、B:小野田港の海水、C:本山岬の 海水(いずれも山口県山陽小野田市)

ALB計測では、先に述べた水質のほか水深・波浪の影響を受けるため、アメダス及び気象庁波浪予想図等の情報を注視した上で計測可否判断に活用し、極力濁りが少なく、潮位が低い時間帯で計測を行うこととした。目的とする地形データを取得するため、計測の仕様は表1を満たすように設定した。

表1 ALB計測の仕様

a. 計測密度	0.5m×0.5mメッシュの範囲に1点以上のレーザ点を照射
b. 対地高度	400m を標準とした。
c.スキャン角	±20 度以下とし、円弧状のスキャンを可能とした。

1-2) ALB計測

ALB計測は、陸域用レーザ(近赤外)と水域用レーザ(緑色レーザ)を搭載し、陸域及び 水面下の三次元データを取得する計測方法である。レーザ測距、GNSSによる衛星測位、IM U(慣性計測装置)による計測・解析の原理は、航空レーザ測量とほぼ同様であるが、従来 型の航空レーザ測量と異なり、浅水域の計測が可能である点が大きな特徴である。

計測にあたり、0.5 m×0.5 mメッシュの範囲に1点(4点/m²)以上のレーザ照射密度 を満たすように設定した(表1)。計測機体は、比較的低速度で高密度な計測が可能な回 転翼機を使用した。ALB計測システムは仕様を満たす機材を使用した。機材の諸元を表2に、 計測時の計測諸元を表3に、菊川断層帯における計測コースを図4にそれぞれ示す。

水部用レーザ (グリーン)		35kHz (波長515nm)、波形記録形式		
		フットプリントは240cm (対地高度500mの場合)		
		最大500kHz (波長1,064nm、波形記録形式)		
座前用レー	9(近小外域)	フットプリントは50cm(対地高度500mの場合)		
レーザクラ	ス	クラス4 (アイセーフ高度120m以上)		
運用可能な	対地高度	水域:500m、陸域:~1,600m		
スキャン方	式	楕円方式 (オブリークスキャン)		
		前/後:±14度、左/右:±20度		
悦野角(FU	(v)	計測幅は対地高度の71% (500m計測で約350m)		
データ取得可能密度		水部:約1.5点/m ² 、陸部:約12点/m ² (単コースの場合)		
(対地高度400mの最大値)				
水域の測深	精度	0.15m $(2\sigma : 95\%)$		
測深性能		~15m程度(~1.5×セッキ水深) ※透明度や底質等に依		
		存		
デジタル	撮影バンド数	4バンド(RGB近赤外)同時取得(機械式FMC装備)		
カメラ	画素数	8,000万画素(10,320×7,752)		
重量		約80kg		

表2 ALB計測システムの諸元

表3 列	菊川断層	帯の計	·測諸元
------	------	-----	------

使用機体	回転翼機
使用機材	Chiroptera II
飛行高度	500m
対地高度	329m~500m
対地速度	25m/s (90km/h)
パルス頻度	水域:35kHz、陸域:150kHz
スキャン頻度	水域:1278rpm、陸域:2647rpm
スキャン角	計測±20°、処理±18°
コース数	12コース
デジタルカメラ地上解像度	5cm



図4 菊川断層帯における航空レーザ計測航跡図

また、航空レーザ測量の対象地区より50 km圏内に1点を目安として、固定局(電子基準点・三角点などの座標が既知である点)を選定し、航空機による計測・撮影と同期して、 固定局においてGNSS観測を行った。本測量では、固定局として電子基準点「豊北」を使用 した。

1-3) 調整用基準点の設置

三次元計測データの点検及び調整を行うため、調整用基準点を設置した。調整用基準点 は、三次元計測データにおいて現地位置が確認できる平坦な箇所で、調整用基準点の計測 に支障がない場所に設置し、GNSS受信機を設置したスタティック法等(図5)により基準 点の座標を計測した。



図5 調整用基準点測量(スタティック法)

また、調整用基準点の配点は、可能な限り計測区域をカバーする範囲で選定し、計測区 域にできるだけ均一に配置した。本測量の調整用基準点設置個所と調整用基準点の座標一 覧を図6に示す。



図6 菊川断層帯における調整用基準点設置箇所(桃色丸印)と座標一覧 Eは東経,Nは北緯で,数字は平面直角座標3系の起点からの距離(m)を示す.Hは 標高(m). 1-4) 水質調査

水部の計測精度を担保するため、計測対象エリア内の2地点において水質の現地確認調 査を実施した。水質調査位置と結果を図7に示す。



	山口①二見漁港	山口②矢玉漁港
透視度	100 cm	100 cm
濁度	1.2 度(1.2 mg/L)	0.8度(0.8 mg/L)
SS	2 mg/L	4 mg/L
透明度	3.8 m	4.0 m

図7 菊川断層帯における水質調査位置(橙色丸印)と調査結果

*1 透視度:水の中に含まれる濁りの程度を示す指標で、1mのメスシリンダーに水を入れ 底部の二重十字が識別できる限界の水の深さ。

*2 濁度:水中の粒子による散乱光の強度と透過光の強度との比を求めて、精製水1Lに対して標準物質カオリンを1mg含ませた標準液(カリオン標準液、1mg/L)との比較から求めたもの。

*3 SS(浮遊物質量):水をろ過した時に分離される物質(固形物)で、粒径2mm以下の ものの量。水1L中にこの物質が1mg含まれる場合には1mg/Lとなる。⇒本調査では試料 を採取して検査機関で実施した。

*4 透明度: 直径30 cmの白色円盤(セッキ盤)を水中に沈めて、肉眼で識別できる限界の 水面からの深さ。主に海や湖沼で実施される方法で流れがある場合には判別が難しい。

1-5) 三次元計測データ作成

三次元計測データは、地表を含む計測コースごとの点群データである。三次元計測デー タ作成手順を図8に示す。

航空レーザ計測データ(地上GNSS基準局のGNSS観測データ、航空機上のGNSS及びIMU観測 データ、レーザ測距データ)について統合解析を行い、地表のレーザ照射位置の三次元座 標を求めた。



1-6) オリジナルデータ作成

オリジナルデータは、地表を含む点群データである。オリジナルデータ作成手順を図 9に示す。

三次元計測データ(コースごと)のコース間ラップ部分に点検箇所を設置し、標高較

差を検証した。較差が10 cm以上の場合は、点検箇所の再選定により調整を行った。さら に、各コースの3軸回転値とスケールを補正するコースマッチング解析を実施した。コー スマッチング解析を行うことで、水平精度と高さ精度の両方を向上させ、高精度な成果デ ータを作成した。コース間較差検証後、コースごとのデータを接合した。このデータと前 述した調整用基準点との較差を検証の上、全体を一律に調整し、1/2,500国土基本図郭単 位に切り出した。



図9 オリジナルデータ作成手順

1-7) グラウンドデータ作成

オリジナルデータから、建物や植生などの地物を除去したグラウンドデータを作成した。グラウンドデータ作成の手順を図10に示す。

地物除去フィルタリングは、地形の立体可視化に優れた赤色立体地図(特許3670274 号、NETIS: No. SK-130008-A)を用いた手法を採用することで、精度向上を図った。まず コンピュータで自動的に処理する自動フィルタリングを行い、その後目視確認により、残 存樹木(海岸林や草本層)、流木、漂流物及び船舶等を丁寧に除去・確認した。この作業 を繰り返し行い、地形再現性の向上を図った。自動フィルタリング処理では、Terra Solid社のTerra Scanを使用した。除去する地物は、基本的に公共測量作業規程の準則に 従った。



図10 グラウンドデータ作成手順

水域におけるフィルタリングでは、陸域と同様にコンピュータで自動的に処理する自動フィルタリングを行い、手動フィルタリングに際しても赤色立体地図を活用し、水面への照射データ及び水中、水底下のエラーデータの確実な検査・抽出を繰り返し実施した。

また、測深状況については、波形情報を調査することで確認を行い、解析閾値の適正化 を図ることで精度向上に努めた。

1-8) グリッドデータ作成

グラウンドデータからTIN (Triangulated Irregular Network) による内挿計算を実施 し、陸部0.5 m・水部1.0 mのグリッドデータを作成した。TINによる内挿計算の概念図を図 11に示す。



1-9) 等高線(等深線) データ作成

グリッドデータから主曲線間隔1.0 m、計曲線間隔5.0 mの等高線データを作成した。な お、航空レーザ計測データによる微地形表現を反映させるため、基本的に編集等の手作業 処理は行わなかった。

1-10) 数値地形図データファイル作成

計測したデータを使用し、以下の数値地形図データファイルを作成した。

- ① オリジナルデータ
- ② グラウンドデータ
- ③ グリッドデータ (陸部0.5 m・水部1.0 m)
- ④ 等高線(等深線)データ
- ⑤ 水部ポリゴン
- ⑥ 低密度ポリゴン
- ⑦ 簡易オルソフォトデータ
- ⑧ 位置情報ファイル
- ⑨ 格納データリスト

1-11) 簡易オルソフォト作成

航空機に搭載したデジタルカメラ(RCD30)にて計測と同時に撮影したデジタルカメラ 画像から標高データを用いて正射投影変換、簡易色調補正を行い、簡易オルソフォトを作 成した。

1-12) 海底・陸域地形データの統合編集

日本水路協会の海底地形デジタルデータM7000シリーズを編集し、国土地理院基盤地図 情報の数値標高モデルと統合した10 mメッシュの地形データを作成した(図12)。作成に あたっては、陸域において既存DEMデータが5mメッシュのエリアにおいては、5mメッシュ の標高値を用いて10 mメッシュを作成し、可能な限り精度の高い地形データとなるよう留 意した。また、異なる品質のデータを繋ぎ合わせるため、各データの境界付近において可 能な限り不整合を小さくするよう努めた。データ形式はGeoTiff形式(ラスタデータ)及び Shape形式(点データ)とした。



図12 海域・陸域地形データの統合編集作業範囲図 基図は国土地理院の地理院地図を使用した。

1-13) データのとりまとめ

以上に記述してきたデータをとりまとめ、陰影段彩図、赤色立体図、高度段彩図等を作 成するともに、既存データを重ね合わせた図を作成した。

2) 菊川断層帯南部区間~南東延長海域における音波探査及び採泥業務

本業務は、音波探査、海底堆積物採取、採取コアの解析から構成される。以下に、各過 程の詳細を記述する。

2-1) 音波探查

本業務では、断層の有無、分布、完新世の活動、累積的な変形構造等を明らかにするこ とを目的として音波探査を実施した。音波探査は、断層の極浅部(海底面から15 m程度) の変形構造と最新活動時期を明らかするためのチャープソナーを音源とするシングルチャ ンネル音波探査と、断層の浅部(海底面から150 m程度)の地質構造と累積的な変形構造を 確認するためのブーマーを音源とする高分解能マルチチャンネル音波探査をそれぞれ実施 した。極浅部音波探査装置(チャープソナー)の規格・性能を表4、観測条件を表5に、 浅部音波探査装置(ブーマー)の規格・性能を表6、観測条件を表7にそれぞれ示す。

シングルチャンネル音波探査は、EdgeTech 社製の SB216S 型のチャープソナーを調査船 の舷側に固定して、マルチチャンネル音波探査は、Applied Acoustic Engineering 社製 の CPS-P 型のブーマーと 12 チャンネルのストリーマーを調査船の船尾から曳航して、同 時観測を行った(図 13 及び図 14)。

調査船の誘導及び発振位置記録のための船位測量はディファレンシャル方式 (DGNSS) を用い、水深測量はシングルビームの音響測深機を用いた。

名	称	形式	規格・性能
送受振部	曳航体	3100-G SUB-BOTTOM PROFILING SYSTEM (EdgeTech)	曳航体:SB-216S 周波数帯域:2-16kHz 分解能:6cm/2-15kHz, 8cm/2-12kHz,10cm/2-10kz 発振器:1 受振器:2 出力:2,000W
記録部	船上処理装置	Windows パソコン	

表4 極浅部音波探査装置(チャープソナー)の規格・性能

表 5 極浅部 音	音波探査 -	(チャー	ープン	ノナー	-探査)	の観測	亅条作	#
-----------	--------	------	-----	-----	------	-----	-----	---

調查方式		チャープソナー方式
送受波器(音源)		SB-216
	発振周波数	$2\sim 10 \mathrm{kHz}$
振	スイープ長	20ms
部	発 振 間 隔	0.2sec
	送受波器の深度	1.5m
	測 点 間 隔	125m(約100ショット毎)
	船の速度	3~4ノット

表6 浅部音波探査装置 (ブーマー)の規格・性能

	名 称	型式	規格・性能
発振部	送 振 機	CSP-P (AAE 社)	 方 式:電磁誘導方式 送振出力: 50,100,150,200,300,350 ジュール 高圧直流電圧: 3.55kV コンデンサー容量: 48µF 高圧開閉回路: SCR 使用電源: AC 200-240V, 45-65Hz 消費電源:平均 2.0kVA
	送 波 器	AA300 (AAE 社)	方 式:圧電磁誘導モノパルス方式 送振出力:最大 300 ジュール 音圧レベル:216dB(200 ジュール時)
受振	ストリーマー ケーブル	自社製	チャンネル数:最大 16ch (4ch 毎に変更 可) チャンネル間隔:2.5m 素子数:5素子(GeoSpace MP-18-200) 感 度:42 volt/bar
部	増幅器 (プリアンプ)	自社製 (MARK RAND 社製を 改造)	チャンネル数:24ch Gain : 62dB Filter:40~4,700Hz
デジタル記録	デジタル 変換器	LX110 (ティアック電子計測㈱)	量子化:16bit,24bit 入力チャンネル:32ch サンプリング周波数: 102.4kHz 系列(1.28kHz~102.4kHz) 100kHz 系列(1kHz~100kHz) 96kHz 系列(1.5kHz~96kHz) 65.536kHz 系列(65.536kHz~ 1.024kHz)
部	収録パソコン	Windows パソコン	CPU: 3GHz メモリ: 4GB HDD: 500GB 書き込みメディア: DVD-RAM
モ	受 振 機	Model 5210A (GeoAcoustics 社)	利 得:100 dB フィルタ:20~15,000 Hz(バンドパス) TVG:可 AGC:可
ニター記録	記 録 機	Model GSP-1086-2 (EPC 社)	記録レンジ:1/32~8sec 記録幅:12.7cm または 25.4 cm 記録方式:感熱方式 記録密度:75,100,150,200 本/in
	発振波形 モニター用 オシロスコープ	TDS 2014B (テクトロニクス)	最高サンプル:1G サンプル/sec 現象数: 4現象 周波数:100MHz

衣 (戊即日仮休宜 (ノーマー日仮休宜) (表 7	浅部音波探查	(ブーマー	-音波探査)	の観測条件
-------------------------	-----	--------	-------	--------	-------

	項目	設 定 値	
発 振 部	音源の種類	ブーマー	
	発振エネルギー	200 ジュール	
	音源深度	0.4m	
	発振間隔	1.25m	
	チャンネル数	12	
受	チャンネル間隔	2.5m	
振	オフセット距離	5m	
部	受振器の深度	約 0.1m	
	受振器の長さ	約 40m(曳航長は船尾から約 70m)	
ЦД	サンプル間隔	0.1msec	
绿	収録時間	約 0.5sec	
业水	収録媒体	HDD など	
ЧЦ	収録フォーマット	SEG-Y	
	受振周波数	$500 \sim 2,000 \text{Hz}$	
記千	記録掃引時間	0.2sec	
	記録深度範囲	150m	
部一	記録方式	感熱	
	記録密度	100Line/in	
	有効記録幅	254 mm (10in)	
調査船の速度		3~4 ノット	



図13 音波探查全体概念図



図14 チャープソナー送受波器の設置状況(A)とブーマー発振器及び受振器の曳航 状況(B)

音波探査の測線は、菊川断層帯南部区間と宇部南方沖断層の間の区間では、はじめに、 菊川断層帯の一般走向とほぼ直交するNE-SW方向を中心として15測線を配置した(図15)。 これらのうち、小野田港や宇部港付近では、漁具の配置等を考慮した上で、可能な限り測 線を長く取るように設定した。15測線のうち、間隔が広くなった場所や、変形の可能性が ある地質構造が認められた場所では、追加で測線を配置した(測線3.5、3.7、6.5、8.5)。 また、各探査測線の反射断面に認められる反射面の対比が可能となるよう、全ての探査測線と直交する測線(測線101)を設定した。宇部空港から床波沖では、小郡断層が海域に延びる可能性があり、この場合、菊川断層帯延長部との関係が問題となることから、測線10 1と平行に測線102~106の5測線を配置した。陸側は、調査船が航行可能な限り陸に近づけるよう配慮した。



図15 音波探査測線配置図 海域における既知の活断層を赤線で、陸域の菊川断層帯南部区間を紫色の線で示した。

観測で得られた極浅部音波探査(チャープソナー)及び浅部音波探査(ブーマー音波探 査)のデジタルデータについて、データ処理を行い、音波探査記録断面図を作成した。デ ータ処理は、極浅部音波探査については振幅調整等を、浅部音波探査についてはフィルタ 処理やCMP重合処理等を行った。なお、浅部音波探査(ブーマー音波探査)については通常 処理(重合処理)及びマイグレーション処理記録断面図を作成した。

2-2) 海底堆積物採取

音波探査で得られたモニター記録(チャープソナー探査記録及びブーマー探査のニア・ チャンネル記録)を基に、断層分布の検討を行い、海底堆積物採取候補地の選定を行った。

本調査海域の海底堆積物は、少なくとも表層ではシルト主体であること(井内, 1982) と、また、本海域の東部にあたる周防灘断層帯の調査結果(地震調査研究推進本部地震調 査委員会,2016c)により、本海域においても完新統が分布することが予想されることから、 泥質堆積物採取に有効なピストンコアを用いることとした。

ピストン式柱状採泥器による採泥は、採泥器が海底から約2~5mの高さに達したとき 自由落下して海底の地層に貫入する方法である。この際、ワイヤロープの先端に取り付け られたピストンが海底面と同じ位置に固定されたまま、採泥管のみが海底の地層に貫入す る。ピストンは、採泥管に真空部を作り試料が入りやすくすると同時に、引き上げ時に試 料の抜け落ちを防止する機構となっている。ピストン式柱状採泥器の規格を表8に、概要 を図16に、調査の様子を図17にそれぞれ示す。

本調査では、4mまたは2mのポリカーボネート製インナーチューブを複数接続し、最大8m(4 m×2本)のインナーチューブとして使用した。採取した試料は船上に引き上げた後、インナーチ ューブに入った状態で壁などに直立させて固縛し、試料長、外観などを採泥野帳に記載した。ま た、アウターチューブに付着した泥を確認し、採泥管先端からの長さを貫入長として記録した。 採取した試料は、後述する試料観察に供するため、現地調査終了後1m毎に分割し、振動等による 攪乱を防ぐために十分な対策(緩衝材を巻き、固縛する等)を行った上で実験室まで運搬した。

なお、海底堆積物採取候補地点の選定に先立ち、海上保安庁をはじめとする関係機関へ の届出と危険物の有無を確認するための磁気探査を行った。

名 称			規格
採泥	ウエイト	重錘	外径 ϕ 260mm×長さ 0.9m 重量 600kg (鉛
	部		製)
	採泥管	アウターチューブ	外径 φ 89.1mm×内径 φ 81.1mm×長さ 4.0m
			(ステンレス製) 2本連結使用
		インナーチューブ	外径 φ 80.0mm×内径 φ 75.0mm×長さ 4.0m
			(ポリカーボネート製) 2本連結使用
器			外径 ϕ 74mm×長さ 200mm Oリング付重
	ピストン		量 8kg
本			(強化プラスチック製)
体	先端部	シュー	外径 φ 94mm×内径 φ 90mm×長さ 200mm
			(ステンレス製)
		コアキャッチャー	外径 φ 80mm×内径 φ 75mm 星式
			(真鍮製)
	総重量		約 700kg
離脱裝置		トリガーアーム	撥上げ式 重量 7kg
		トリガー用重錘	重量 20kg

表8 ピストン式柱状採泥器の規格



図16 ピストン式柱状採泥概要図



図17 ピストン式採泥調査の写真

A:採泥調査に使用したクレーン台船、B:採泥調査の様子、C:採泥調査の様子、 D:採取したコアは立てかけて保存し、上澄みとして出てきた水は廃棄した。 2-3) 採取コアの解析

採取した試料について、X線CT撮影、コア半割、コア観察及び記載、写真撮影、柱状図作 成を行った。また、放射性炭素年代測定及び化学分析用の試料を採取した。

3) 菊川断層帯南部区間における活動履歴調査

3-1) トレンチ掘削地点選定のための地形地質調査

山口県山陽小野田市に分布する菊川断層帯沿いの長さ約5km 区間において、既存写真 判読結果ならびに既存調査結果等を考慮した上で地形地質調査を実施し、トレンチ掘削調 査候補地点を選定した。トレンチ掘削調査候補地点の選定に当たっては、断層位置が高い 精度で抑えられること、約1万年前以降の堆積物が連続的に堆積していること、空き地ま たは休耕地等であって仕様に基づいた掘削が可能であることなどを十分に検討した。

3-2) トレンチ掘削地点選定のためのオールコアボーリング調査

3-2-1)調査地点及び掘削深度

3-1 で選定したトレンチ掘削候補地点において、地層の状況と断層の詳細位置 を把握するため、推定断層通過位置を横断するようにボーリングを掘削した。詳 細な掘削位置は、周辺の地形地質状況や地権者等の用地借用等の承諾状況等に基 づき選定した。掘削深度は10m程度4孔を一組とし、これを3測線について実施 する予定であったが、調査候補地点へのアクセスの制限により2地点に変更した。 地質の状況等によって、適宜掘削深度と孔数を変更して実施した。

3-2-2) 掘削仕様

地層は表層部から全ての深度の試料を連続的に採取すること(オールコアリン グ)とし、採取コア径は60 mm以上、採取率は90%以上とした。試錐機は公称能 力が掘削深度に対して十分なものを使用した。

3-2-3) コアの処理

採取したコアは表面を整形し、コア箱に入れてカラー写真撮影を行った後、層 相の記載、年代測定試料・火山灰分析試料などのサンプリングを行った。

3-2-4) ボーリング孔位置測量

測量を行い、ボーリング掘削孔の孔口海抜高度・位置座標(世界測地系)を示 す平面図を作成した。測量の精度は4級水準測量程度とした。

3-2-5) 断面図作成

各ボーリングコア柱状図を適当な縮尺で並べ、地層の対比や、断層が推定され る場合は変位量等がわかる断面図を作成した。

- 3-3) トレンチ調査
- 3-3-1) トレンチの規模

3-2 で選定した地点において,長さ 20 m、幅 4 ~6.2 m、深さ 2.5~4.5 mのトレンチを掘削した。法面の傾斜は 60°とした。

3-3-2) 測量

調査用地及びその周辺の平面図を、トータルステーションもしくはキネマティ

ック GPS を用いて作成した.

3-3-3)壁面の写真撮影・スケッチ、試料採取

掘削したトレンチの法面は、地層の観察ができるように人力で平滑に整形した。 整形したトレンチ法面に、観察及びスケッチの座標として1mメッシュのグリッ ドを設けた後、写真撮影、観察及び詳細スケッチを行った。また、トレンチ法面か ら放射性炭素年代測定用試料(木片・炭化物・泥炭層・腐植土等)、火山灰及び考 古遺物等の試料を採取した。

3-3-4) 遺構及び考古遺物

トレンチ掘削にあたっては、山陽小野田市教育委員会に連絡し、埋蔵文化財に 関する試掘を行った。トレンチ掘削時点で露出した遺構及び考古遺物については、 その都度教育委員会に連絡を行い、その指示に従った。

3-3-5) 放射性炭素年代測定

ボーリングコア及びトレンチ法面から採取した 14 試料について、AMS 法による 放射性炭素同位体年代測定を行った。年代測定は、株式会社地球科学研究所に依 頼した。これらのうち、13 試料から年代測定値を得た。

- (c) 令和元年度の業務の成果
- 1) ALBデータの図化

(3)(b)1)項で記述してきた手順に従って作成した菊川断層帯周辺の地形陰影段彩図を 図18Aに示す。陸域は国土地理院数値標高モデル、海域は海底地形デジタルデータM7013隠 岐(日本水路協会,2016a)、M7014対馬海峡(日本水路協会,2009)、M7018瀬戸内海西部 (日本水路協会,2016b)及び海上保安庁提供30 mメッシュDEMを使用した。同図Bには、 同じ範囲の地質図にブーゲー異常と活断層トレースを重ねて表示した。地質図は産業技術 総合研究所地質調査総合センター編(2015)、ブーゲー重力異常は同重力データベース GALILE0、活断層トレースには同活断層データベースを使用した。



図18 菊川断層帯全体図

A:断層帯周辺の地形、活断層の位置は、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016a, 2016b, 2016c)による。B:断層帯周辺の地質と重力異常の分布。

ALB 計測を実施した山口県下関市宇賀本郷沖の地形陰影段彩図を図 19 に、赤色立体図 を図 20 にそれぞれ示す。図 19A 及び図 20A は、図 18A と同様に既存データ(海底地形デジ タルデータ及び国土地理院数値標高モデル)のみを用いて作成した。図 19B 及び図 20B は、 ALB 計測データを統合して作成した。いずれの図においても、神田岬から宇賀本郷沖にか けての沖合に、海岸線とほぼ平行な急傾斜部からなるリニアメントが認められる。このリ ニアメントは、伊藤・泉 (2009)、杉山・他 (2010) に示された菊川断層帯の海域延長と考 えられる。リニアメントのうち、図 20A の矢印で示した区間は、杉山・他 (2010) の第6 図に示された菊川断層の活動による溝状地形 (図 20C) に相当する。この溝状地形の南東 側延長部の海域に注目すると、ALB 計測範囲において、既往データのみから作成した図よ りも解像度が増し、陸域側への延長が明瞭となっている(図 20B の矢印で示した区間)。



図 19 中部区間沿岸海域の海底地形(陰影段彩図) A:海底地形デジタルデータ及び国土地理院数値標高モデルから作成、B:ALBデータを追加



図 20 中部区間沿岸海域の海底地形(赤色立体図)

A:海底地形デジタルデータ及び国土地理院数値標高モデルから作成、B:ALBデータを追加、C:杉山・他(2010)の第6図。 赤矢印の間に断層が推定される。

ALB 計測箇所の拡大図を、図 21 及び図 22 に示す。図 21B 及び図 22 における沖合側は データが取得できなかったため、データが取得できた範囲のみを切り取って図化した。長 門二見沖から宇賀本郷沖にかけての海域には、直線的で明瞭な谷状の地形からなるリニア メントが、約 2 km にわたって認められる (図 22)。等深線分布からは、リニアメントの北 東側が相対的隆起側であることが読み取れる。宇賀本郷の陸域平野部では、わずかな範囲 ではあるが、扇状地上に撓曲状の地形が認められる。撓曲状の地形の前面と沿岸域の谷状 地形は連続的に見える。このリニアメントは、図 19 及び図 20 で見られる海岸線と平行な リニアメントに連続する。

以上をまとめると、菊川断層帯中部区間宇賀本郷沖における ALB 計測では、水深 15 m 程度までの海底地形を取得することができた。データを取得した範囲内に、谷状のリニア メントが認められた。このリニアメントの北西(沖)側は、既往の海底地形データで確認 されている菊川断層帯のリニアメントに連続する。南東(陸)側は、陸域まで連続し、陸 域沖積低地上の撓曲状の地形の前面に連続する。これまで、この沖積低地内での断層位置 は不明確とされていた(楮原・堤、2016)が、上述した海域からのリニアメントの連続性 から、本リニアメントが菊川断層であると推定される。



図 21 中部区間沿岸海域の拡大地形 A:簡易オルソフォト、B:赤色立体図



図 22 中部区間沿岸海域の拡大海底地形図(高度段彩図) A:等深線なし、B:等深線(1m)あり。赤矢印の間に断層が推定される。

2) 菊川断層帯南部区間南東沖海域の断層位置の検討

本業務の最終的な目標は、菊川断層帯南部区間の分布(位置及び形状)と断層長、平均 的な変位速度等を明らかにし、断層帯全体の評価を高度化することである。極浅海部の海 底地形計測は、本来、南部区間での実施が望ましかったが、水質と海底地形(水深)の都 合上、データ取得の可能性がより高い中部区間で実施した。

令和2年度は、南部区間南東沖の海域での音波探査と採泥を実施した。ここでは、音波 探査範囲検討のため、本業務で実施した海底・陸域地形データの統合編集結果に基づく断 層トレースと、地質・重力分布との関係について検討を行った。

図23に山陰沖から九州沖の海底活断層(岡村・他,2014)と陸域の地質、海陸のブーゲ ー異常を示す。この地域は、海陸ともに、北東-南西走向及び北西-南東走向の共役系の 活断層トレースが卓越することで特徴づけられる。陸域で認識される活断層の密度は、海 域に分布する活断層の密度よりも低いが、共役系の断層の分布に規則性は認められない。 他方、海域の活断層は、陸域に近い側に北西-南東走向の活断層が平行して密に分布し、 その外側(大陸側)に東西から東北東-西南西走向の断層が分布するという特徴を持つ(岡 村・他,2014)。これらの分布様式とブーゲー異常のパターンは比較的明瞭に対応づけら れる。すなわち、東北東-西南西走向の断層分布域では、ブーゲー異常は同方向に長軸を 持つ向斜及び背斜状のパターンを示し、北西-南東走向の断層が分布する地域では、東北 東-西南西方向の向斜及び背斜状のパターンを胴切りにするような、断層と調和的な方向 の急変帯のパターンが認められる。菊川断層帯周辺についても、大局的には、断層の分布 と調和的なブーゲー異常のパターンが認められる(図23B)。



図 23 山陰沖から九州沖の海底活断層

A:海域の活断層分布(岡村・他,2014の第5図)、B:同範囲の地質と重力異常の分 布(産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2015)、同重力データベース GALILEO、 同活断層データベースを使用)。 次に、菊川断層帯南部区間から周防灘について検討する。南部区間のうち、菊川断層帯 南端部を含む陸域から周防灘にかけての活断層分布を図24に、同じ範囲の地質とブーゲー 異常を図25に示す。図24Aは、図18Aと同様に作成し、地形を見やすくするため、地名や断 層帯の名称は割愛した。周防灘において、活断層トレースと海底地形の明瞭な対応は認め られない(図24A)。しかし、菊川断層帯南端部の本山岬の南東沖には、宇部南方沖断層に連 続する方向に弱い谷地形が認められる。この谷地形は、菊川断層帯南端部となる、山陽小 野田市竜王山西方から本山岬に断続的に延びる断層トレースの延長に位置する(図24)。

活断層トレースと地質及びブーゲー異常に着目すると、周防灘では、周防灘断層帯を構成する各断層が示す北東-南西走向とブーゲー異常のコンターが密な箇所が平行に分布する箇所や、断層がコンターの鞍部を通過する等の対応関係が認められる(図25)。宇部南方沖断層も、ブーゲー異常のコンターラインが密な箇所に、これらと平行に分布している。 明瞭な地質境界を構成する小郡断層の南方海域延長部では、断層走向と平行なコンターラインが認められる。以上より、地表ないし海域音波探査で確認されている断層トレースの一部は、ブーゲー異常のパターンに現れていると言える。これに対し、菊川断層帯南部区間については、陸上で認められる断層の分布と地質分布、ブーゲー異常のパターンに相関は認められない。

以上より、菊川断層帯南部区間南東沖海域に断層が連続するのか否かを明らかにするた めには、海域での音波探査が必要不可欠である。音波探査を実施する際には、陸上の変動 地形の延長と宇部南方沖断層を結ぶ線を中心として、小郡断層の延長部に相当する海域も 含めて探査することが望ましい。


図 24 菊川断層帯南部区間南東沖海域及び南端部周辺の地形と活断層分布 A:菊川断層帯南端部南東沖海域及び南端部周辺の地形、B:南部区間の活断層の分 布(堤・他, 2016)



図 25 菊川断層帯南部区間南端部及び南東延長海域周辺の地質・ブーゲー異常と活断 層分布

A:地質と重力異常の分布(産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2015)、同 重力データベース GALILEO、同活断層データベースを使用)。活断層トレースは、地震調 査研究推進本部地震調査委員会(2016c)による。B:重力異常と活断層の分布。

(d) 令和2年度の業務の成果

1) 音波探査の結果

(3)(b)2)項で記述した手順に従って音波探査を実施した。本業務における音波探査測線 は計25測線、総測線長は172 kmである(重複・再測定分を含まない)。調査時には、モニタ ー記録をもとに断層の分布状況を検討し、断層が延長すると考えられる場所や海底堆積物 採取の適地と考えられる場所については、測線の追加・変更を行った。また、漁船等によ るノイズの影響を受け、記録が不鮮明な測線に関しては再測定を行った。なお、極浅部音 波探査(チャープソナー)では送受振機を調査船に固定したのに対して、浅部音波探査(ブ ーマー音波探査)では音源及びストリーマーケーブルを調査船から曳航したため、測点の 位置は浅部音波探査の方が調査船の進行方向に対して約25 m後方に位置する。

音波探査により取得したデータに各種処理を行って作成した断面図のうち、調査海域の 西側(菊川断層帯南部区間と宇部南方沖断層の間の区間)における代表的なものを、図26 ~29に示す。すべての図において、横軸は測点番号、縦軸は往復走時を示す。図26~28に おいて、基盤岩(古第三系宇部層群)を最も明瞭に変位させる箇所を太い赤矢印で示した。 この範囲が、主要な断層帯である。断層帯及び個々の断層は、すべて高角である。測線5 ~7においては、横ずれ断層運動によって形成されたと考えられる、明瞭な地溝状の構造 が認められる(図26)。この地溝状の構造は、さらに南東側に連続する(図27)。図28には、 浅部及び極浅部音波探査記録を並べて示した。極浅部音波探査記録断面を見ると、測線8 では、幅約400 mの間に、複数条の断層が認められ、これらは全体として上方に開いた負の 花弁構造を呈している(黒枠で囲んだ範囲)。測線8.5にも、この構造は連続する。

次に、調査海域のうち、東側(宇部空港から床波沖)における代表的な記録断面を図29 に示す。測線104、103、102において、基盤岩上面には、著しい南東側低下を示す明瞭な断 層構造が認められる。北西側の基盤岩中にも、複数の断層構造が認められる。低下側には、 堆積物が連続的に分布している。

以上に示したように、反射記録断面から読み取った断層構造を探査測線図上にプロット した(図30)。調査海域のうち西側の海域においては、多くの断層構造が認められた。これ らのうち最も顕著なものは、小野田港から本山岬にかけての海岸線(北西-南東方向)と 平行な方向に延びる、幅400 m以上に達する断層帯を構成している。この断層帯は、基盤岩 中に褶曲構造が認められ、変形集中域では上位の堆積層中に及ぶ負の花弁構造と正の花弁 構造が認められることから、横ずれ断層であると推定される。陸域の菊川断層帯の海域延 長部としては、小野田港内では複数条の断層構造が認められるが、前述した断層帯と比し て規模が小さい。本山岬より南東側の海域においても、複数条の断層構造が認められるが、 規模が小さく連続性に乏しい。これらの断層は、不明瞭になりつつもいずれも南東方向に 連続する。

東側の海域で認められた断層構造は、基盤岩を大きく変位させる南東側低下の断層帯で、 低下側には厚い堆積層が認められる。海陸接合部付近における断層分布から、陸域の小郡 断層(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2016d)の延長部に相当すると考えられるが、 このほかに宇部空港から床波にかけての海岸線(北東-南西方向)に平行な断層も認めら れる。これら北東-南西走向の断層は、宇部南方沖断層端部に連続するように見える(図 30)。



図26 浅部音波探査(ブーマー音波探査)記録





図28 測線8(A)及び測線8.5(B)の浅部(上)及び極浅部(下)音波探査記録 赤矢印は断層、赤破線矢印は推定断層を示す。



図29 浅部音波探査(ブーマー音波探査)記録 赤矢印は断層を示す。



図30 音波探査測線上の断層分布

測線上の赤線は音波探査記録から断層を推定した箇所を示す。断層は複数条認められ る。これらの中で主要な断層帯を太い赤線で示す。 2) 海底堆積物採取の結果

(3)(b)2)項で記述したとおり、音波探査で得られたモニター記録を基に、断層分布の検討を行い、海底堆積物採取候補地の選定を行った。図31に海底堆積物採取地点の位置図を示す。候補地点は12地点を選定したが、実際に採取したコアの層相、コアの採取深度、コア採取率等を踏まえ、実績としては、9地点15本のコアを採取した(図17)。これらのうち、とくにコア採取率の低かったSt-9-2とSt-10は廃棄した。観察対象とした13本のコアの合計長は、63.2 mである。



図31 海底堆積物採取地点位置図。A:計画、B:実績

測線8上の主要な断層帯(図28A)をカバーするように、St.1~St.4(コア採取点)を配 置した(図32)。前述したように、ここでは、幅約400 mの間に、完新統を含むと推定され る地層を変位・変形させる複数条の断層からなる断層帯が認められる(図32)。図33にこの 断層帯の北東側の拡大図を示す。ここで、基盤岩の上位に分布する完新統中に認められる 反射面を、上位よりA~Eに区分した。図33Bに図示した4条の断層のうち、最も北東側に 分布する断層は反射面Aを変形させていない。この断層と、断層の両側での各反射面のず れ量に着目すると、上位の反射面Bのずれ量が最も小さく、反射面C≒反射面D、反射面 Eの順で大きくなっていることが分かる。さらに、基盤岩上面高度の差は、反射面Eの高 度差よりも大きい。このことは、断層の両側の地層のずれ量に累積性があることを示して いると判断した。また、図33B中に図示した4条の断層のうち、中央の2条の断層は反射面 Eを変位させていないように見える。

以上をまとめると、測線8の反射断面の観察からは、1)反射面Bを構成する地層の堆 積以降、反射面Aを構成する地層の堆積以前、2)反射面Cを構成する地層の堆積以降、 反射面Bを構成する地層の堆積以前、3)反射面Eを構成する地層の堆積以降、反射面D を構成する地層の堆積以前、4)反射面Eを構成する地層の堆積以前の4回の断層活動イ ベントが推定される。このうち、反射面Bの連続性が認定しにくいことから、2)のイベン トの確実度は他の3つのイベントの確実度に劣る。図33Bには、採取したコアの柱状図を併 せて示した。今後は、各コアの対比と年代測定を実施することにより、複数回の断層活動 イベントの時期が明らかになることが期待される。



図32 測線8の極浅部音波探査記録



図33 測線8の極浅部音波探査記録(拡大) A:記録断面、B:解釈断面にコア柱状図を重ねた。

測線8.5上では、ふたつの主要な断層帯が認められ、それぞれの断層帯の両側でコア試料が採取できるように、St.5~St.10(コア採取点)を配置した(図34)。ここで、基盤岩の上位に分布する完新統を含むと推定される地層中に認められる反射面を、上位よりa~ gに区分した(図34B)。反射面aと先に述べた測線8の反射面Aは対比されると考えられ るが、これより下位の反射面の対比関係については不明である。図34Bの黒枠で囲んだ範囲 のうち、南西側の枠の拡大図を図35に、中央の枠の拡大図を図36に示す。両地域において は、反射面d以上の反射面が認定されなかったため、さらに北東側において、反射面の層 序及び年代確認のための、St.12を設定した(図34B及び図37)。

図35の範囲では、幅約300 mの間に、複数の断層によって形成された基盤上面高度の段 差が認められ、これらは上位の堆積層も変位・変形させている。また、図36の範囲でも同 様に、基盤岩と上位の地層を変位・変形させる断層と幅約100 mの変形帯が認められる。先 に述べた測線8上の主要な断層帯(図32、図33)は、地質構造の類似性から図36に示す断 層帯に連続すると考えられる。図35に示す断層帯は、南南東-北北西方向に延びる既存の 断層に相当すると考えられる(図30)。この断層は、図33及び図36に示す菊川断層帯と平行 な方向の断層帯を切っているように見える。詳細な内部構造については更なる反射面の解 析が必要である。

図35に示した4条の断層のうち、最も北東側に分布する断層と最も南西側に位置する断 層について、それぞれの断層の両側での各反射面のずれ量に着目すると、上位の反射面 e のずれ量が最も小さく、反射面 f、反射面 gの順で大きくなっている。下位の地層ほどず れ量が大きいことから、これらは変位の累積性を示していると判断した。以上より、1) 反射面 e を構成する地層の堆積以降、2)反射面 f を構成する地層の堆積以降、反射面 e を構成する地層の堆積以前、3)反射面 gを構成する地層の堆積以降、反射面 f を構成す る地層の堆積以前、4)反射面 gを構成する地層の堆積以前の4回の断層活動イベントが 推定される。

また、図36に示した断層と断層の両側における各反射面のずれ量を見ると、反射面 c、 d、eのずれ量はほぼ同じで最も小さく、反射面 f、基盤上面の順で大きくなっており、 変位の累積性が認められる。以上より、1)反射面 cを構成する地層の堆積以降、2)反 射面 f を構成する地層の堆積以降、反射面 e を構成する地層の堆積以前、3)反射面 f を 構成する地層の堆積以前の3回の断層活動イベントが推定される。なお、反射面 f を構成 する地層の堆積から反射面 c を構成する地層の堆積の間には、断層活動イベントは認めら れない。

図35~37には、採取したコアの柱状図を併せて示した。先に述べたように、測線8の反 射断面からは4回の断層活動イベントが推定されている。この4回と、測線8.5の反射断面 の観察から認定された4回ないし3回の断層活動イベントが同一であるのか否かを知るた めには、各測線の反射面の正確な対比と、コアの対比が必須である。



図 34 測線 8.5 の極浅部音波探査記録(A)と音響層序区分(B)

図中に採泥調査地点(計画)を示した。



図 34 つづき



図 35 測線 8.5 の極浅部音波探査記録(拡大)と採取コア柱状図(St.5~St.8)



St. 10-2, St. 10-3)



図 37 測線 8.5 の極浅部音波探査記録(拡大)と採取コア柱状図(St.12、St.12-2)

3) 採取コアの解析結果

採取したコアは、産総研第七事業所に搬入し、X線CT撮影、コア半割、コア観察及び記載、写真撮影、柱状図作成を行った(図38~41)。また、放射性炭素年代測定及び化学分析用の試料を採取した。

前項で述べたように、測線8及び8.5の反射断面の解析から、最終氷期の侵食面と考え られる基盤岩の上位に分布する地層中に、少なくとも4回の断層活動イベントが推定され た。採取した海底堆積物コアは、測線8では、反射面A~Cを、測線8.5では、反射面a~ eを捉えている可能性がある。今後は、コアの対比と年代測定を進め、各コアと反射面と の対比を行うことにより、複数回の断層活動イベントとこれらの時期を明らかにすること が必要である。



図 38 測線 8 沿いの St. 3~St. 4 から採取したコア試料の写真、CT 画像、柱状図、記載 A: St. 3A



⊠ 38B: St.3B

プ	ロジェクト	採泥点	水深(m)	採取日	CT 撮影日	観察日	試料長 (cm)
	Ube	St. 3–2	15.4	2020/12/1	2020/12/10	2020/1/4	590



図 38C: St. 3-2A



図 38D: St. 3-2B

プロジェクト	採泥点	水深 (m)	採取日	CT 撮影日	観察日	試料長 (cm)
Ube	St. 4	14.8	2020/12/1	2020/12/14	2020/12/24	492



図 38E: St.4A



図 38F: St.4B

プロジェクト	採泥点	水深(m)	採取日	CT 撮影日	観察日	試料長 (cm)
Ube	St. 5	18.9	2020/12/2	2020/12/10	2020/12/17	670



図 39 測線 8.5 沿いの St.5~St.8 から採取したコア試料の写真、CT 画像、柱状図、記載 A: St.5A



図 39B: St.5B



図 39C: St.5C



図 39D: St.6A



図 39E: St.6B



図 39F: St.7A



図 39G: St.7B



図 39H: St.7C

プロジェクト	採泥点	水深 (m)	採取日	CT 撮影日	観察日	試料長 (cm)	
Ube	St. 8	18.7	2020/12/2	2020/12/14	2020/12/23	497	



図 39I: St.8A



図 39J: St.8B



図 40 測線 8.5 沿いの St. 9~St. 10 から採取したコア試料の写真、CT 画像、柱状図、記載 A: St. 9A



図 40B: St.9B



図 40C: St. 9-3A

300

総土(貝酸片)
砂菜シルト(成用模点)
砂菜じジシルト(成用模点)
シルト(成用模点)
シルト(成用構造)
総土(成用構造)


図 40D: St.9-3B



図 40E: St. 10-2

プロジェクト	採泥点	水深 (m)	採取日	CT 撮影日	観察日	試料長 (cm)
Ube	St. 10-3	17.7	2020/12/3	2020/12/10	2020/1/7	292

深度(cm) 写真 CT 柱状図 セクション 記載



図 40F: St. 10-3



図 41 測線 8.5 沿いの St. 12 から採取したコア試料の写真、CT 画像、柱状図、記載 A: St. 12A



図 41B: St.12B



図 41C: St. 12-2A



図 41D: St. 12-2B

4) 菊川断層帯南部区間及び南東延長部の沿岸海域における音波探査と海底堆積物採取 及びコア解析のまとめ

菊川断層帯南部区間及び南東延長海域において、極浅部及び浅部音波探査を実施した。 その結果、調査海域の西側(菊川断層帯南部区間南端にあたる本山岬と宇部南方沖断層の 間)では、陸域の菊川断層帯南部区間の延長海域に、連続的に活断層が分布することが明 らかとなった(図30)。主要な断層は、複数の断層から構成される断層帯を形成しており、 断層帯の幅は、広いところでは400 mに達する。反射断面において、すべての断層は高角で あり、基盤岩及び上位の堆積層が花弁構造を呈している箇所が複数認められること等から、 横ずれ断層であると考えられる。小野田港より南側の陸域(竜王山から松浜、本山)沖合 では、規模は小さくなるものの、陸域の菊川断層帯と平行な方向に断層が連続する(図30)。 主要な断層帯は、堤・他(2016)に示された陸域の菊川断層帯トレースに連続するのでは なく、これらと平行な海域の断層に連続するように見えるが詳細は不明である。本海域に は、津布田断層帯(徳永・飯塚、1930、岩沢、1955、清原、1956、松本・瀬戸、1961など) の存在が知られており、主要な断層帯は、この津布田断層帯に相当すると考えられる。図 42に、本調査の探査測線と、岩沢(1955)の反射法探査から推定された津布田断層帯の位 置を重ねたものを示す。地図の精度が異なるため、正確な位置関係は同定できないが、本 調査で認められた主要な断層帯は、津布田断層帯の東端付近に相当すると考えられる。ま た、測線8.5と測線101-2の交線西側付近(測線8.5の横軸18~16)では、西側低下の断層帯 が認められる(図34、図35)。この断層帯の走向は北東-南西から北北東-南南西であり、 東側に隣接する主要な断層帯を切っている。この「胴切り断層」も岩沢(1955)に示され ている (図42)。

前述した主要な活断層帯の反射断面の解析の結果、最終氷期の侵食面と考えられる基盤 岩の上位に堆積した地層中に、少なくとも4回の断層活動イベントが認定された。これら の断層の両側で、また、主要な反射面をカバーする位置で海底堆積物を採取した。その結 果、複数回の断層活動イベントを捉えられる深度までのコアが得られた。採取したコアに ついて、X線CT撮影、コア半割、コア観察及び記載、写真撮影、柱状図作成を行った。今 後は、詳細なコアの対比と年代測定を行い、断層活動時期を明らかにする必要がある。

調査海域の東側(宇部空港から床波沖)で認められた断層構造は、基盤岩を大きく変 位させる南東側低下の断層帯で、低下側には厚い堆積層が認められる。海陸接合部付近に おける断層分布から、陸域の小郡断層の延長部に相当すると考えられるが、このほかに宇 部空港から床波にかけての海岸線(北東-南西方向)に平行な断層も認められる。これら 北東-南西走向の断層は、宇部南方沖断層端部に連続するように見える。

470



図 42 音波探査海域における断層分布図

青破線内は、岩沢(1955)による反射法探査測線と探査で見いだされた断層分布を示す。 本業務で認定された活断層のうち、太い赤線で示した主要なものは「津布田断層帯(横線 ハッチで示された範囲とその南東方延長部)」の分布域に入る。宇部南方沖断層も、津布田 断層帯の延長上に位置する。探査測線8.5 最西端の断層は、津布田断層を切る北北東-南 南西走向の断層に一致するように見える。なお、岩沢(1955)の図との重ね合わせは、図 の精度が異なるため不確かさを伴う。 (e) 令和3年度の業務の成果

1) トレンチ掘削地点選定のための地形地質調査

山口県山陽小野田市に分布する菊川断層帯沿いの長さ約5 km 区間において、既存写真 判読結果ならびに既存調査結果等を考慮した上で地形地質調査を実施し、トレンチ掘削調 査候補地点を選定した。トレンチ掘削調査候補地点の選定に当たっては、断層位置が高い 精度で抑えられること、約1万年前以降の堆積物が連続的に堆積していること、空き地ま たは休耕地等であってトレンチ掘削が可能であることなどを十分に検討した。

山陽小野田市小野田に位置する竜王山北西の刈屋から松浜にかけての地域では、北西-南東方向に延びる左横ずれの活断層が2条判読されている(図43)(堤・他、2016)。また、 本山岬北方に北西-南東方向に延びる推定活断層(位置やや不明確)が1条判読されてい る(堤・他、2016)。この地域内において、以下に示す5地点の調査候補地を選定した。

刈屋地点

竜王山北西方の小野田刈屋では、活断層トレースは狭長な谷部を通過し、断層位置が高 精度で推定される(図44A)。この地域には、苦鉄質片岩(緑色片岩)が分布する(図44B)。 しかし、刈屋集落には、重機が進入可能なアクセスルートがないことから、トレンチ掘削 候補地から除外した。

<u>竜王山西部</u>

竜王山の西方では、刈谷から連続する活断層トレースが竜王山の山腹を通過し、断層位 置が高精度で推定される(図 44A)。この地域には、風化の進んだ緑色片岩の分布が認めら れる(図 44B)。この地域にも重機が進入可能なアクセスルートがないことから、トレンチ 掘削候補地から除外した。

松浜地点

竜王山南方の小野田松浜では、上述した2条の断層トレースのさらに前面(南西)側 に、鞍部や尾根の遷急点、河谷の左横ずれ屈曲が認められた(図44Aの桃色破線)。土地 利用としては畑、休耕地、山陽小野田市所有の駐車場及びグラウンドからなり、ボーリン グ調査で断層位置が絞り込めれば、トレンチ掘削調査の候補地になると考えた。

本山地点

竜王山南方の本山地域では、上述した2条の断層トレースの前面側の延長部と東側ト レースが通過する。この付近には、海に向かい緩傾斜の地形面(堤ほか、2016の中位段 丘)が分布する(図43A)。この地形面上では、本山小学校南西、及びその前面の2ヶ所 で傾斜変換点が認められた。周辺の土地利用状況は住宅地、水田、畑及び休耕地からな り、ボーリング調査で断層位置が絞り込めれば、トレンチ掘削調査の候補地になると考え た。なお、本山地点は松浜地区の南東部に相当するが、ここでは上記松浜地点と区別する ため、便宜上本山地点と呼称する。

<u>大須江地点</u>

小野田大須江は、上述した活断層トレースの延長に位置し、段丘面を開析する谷にわず かながら左横ずれが認められた(図 44A)。土地利用は休耕地(荒地)であるが、重機を搬 入するには大規模な伐採が必要となるため、トレンチ掘削候補地から除外した。

以上の地形地質調査の結果をもとに、トレンチ掘削地点選定のためのボーリング調査の

実施地点を、松浜地点と本山地点に決定した。



図 43 菊川断層帯南部区間の断層分布(A)と地質(B)

A:堤・他(2016)に国土地理院の陰影起伏図を重ね、地名等を加筆した。B:シームレス地質図 V2 に地層の年代と岩相を加筆した。



図 44 山陽小野田市における群列ボーリング、トレンチ調査位置図 A:基図は詳細地形図(陰陽図)、B:基図はシームレス地質図 V2、C:調査地点拡 大図。

2) トレンチ掘削地点選定のためのオールコアボーリング調査の結果

地形地質調査によって選定した、山陽小野田市松浜地点及び本山地点において、 (3)(b)3-2)項で記述した手順に従ってボーリング調査を実施した。図44にボーリング調 査地点の位置図を示す。

松浜地点

山陽小野田市松浜地点周辺では、竜王山の東麓から瀬戸内海に流下する小河川の形成す る沖積低地が分布する。この小河川に左横ずれを認定した。この地点は、前項で記述した ように、鞍部や尾根の遷急点を結んだ線上に位置する。小河川の左横ずれが認められる地 点付近において、活断層トレースを横断する方向にボーリングを配置した(OND-01~OND-04 孔)。その後、これら4孔では、断層の通過位置がつかめなかったため、追加のボーリ ングを配置した(OND-05~OND-09 孔)。なお、OND-06 孔は、コアの欠損が大きかったため (OND-06' 孔)、再掘削を行った。コアの欠損が大きかった OND-06' 孔についての記載は 行わない。

松浜地点の群列ボーリング配置図を図 45 に示す。掘削したボーリングコアの写真と柱 状図を図 46 に、地質断面図を図 47 に示す。また、表 9 にボーリングコアから採取した試 料の放射性炭素年代測定結果を示す。



図 45 山陽小野田市松浜群列ボーリング測線周辺の平面測量図

A-A'、B-B'は断面図の作成位置、黄色の丸はボーリング掘削位置、赤矢印は断面図への投影位置を示す。



図 46 山陽小野田市松浜ボーリングコア写真と柱状図A: 0ND-01 孔のコア写真と柱状図



図 46B: OND-02 孔のコア写真と柱状図



図 46C: OND-03 孔のコア写真と柱状図



図 46C つづき



図 46D: OND-04 孔のコア写真と柱状図



図 46D つづき



図 46E: OND-05 孔のコア写真と柱状図



図 46F: OND-06 孔のコア写真と柱状図



図 46F つづき





0 m

9 m

図 46G: OND-07 孔のコア写真と柱状図



図 46G つづき



図 46H: OND-08 孔のコア写真と柱状図



図 46H つづき





0 m

9 m

図 461: 0ND-09 孔のコア写真と柱状図



図 46I つづき



図 47 山陽小野田市松浜群列ボーリング測線沿いの地質断面図

断面図作成位置は図 45 に示す。A: A-A'断面



図 47 B B-B' 断面

Sample No.		Material	Code No. $\delta^{13}C$		Conventional			Calibrated age ²⁾		
Borehole	Depth	Wateria	(Beta-) ¹⁾	(‰)	¹⁴ C age (yBP)			(cal yBP; $\pm 2\sigma$)		
OND-08	-1.43	organic sediment	619414	-23.09	4620	±	30	5463	-	5296
OND-08	-2.51	organic sediment	619415	-23.03	3350	±	30	3685	-	3485
OND-07	-2.47	organic sediment	619416	-28.43	100.25	±	0.37 pMC		-	
OND-07	-3.15	organic sediment	619417	-24.85	4720	±	30	3628	-	3375
OND-09	-2.73	organic sediment	619418	-28.01	103.29	±	0.39 pMC		-	
OND-09	-3.10	organic sediment	619419	-26.00	2390	±	30	2673	-	2343
OND-09	-3.95	organic sediment	619420	NA	1160	±	30	1178	-	972
OND-06	-3.38	organic sediment	619421	-23.24	1340	±	30	1305	-	1176
MTY-01	-0.78	organic sediment	619422	-27.41	1000	±	30	958	-	796
MTY-09	-0.75	organic sediment	619423	-22.70	5050	±	30	5940	-	5719
MTY-08	-0.70	charred material	619424	-25.26	21860	±	80	26341	-	25914
MTY-08	-1.64	organic sediment	619425	-21.24	2520	±	30	2738	-	2493
Sample No.	Trench wall / Unit	Material	Code No. (Beta-) ¹⁾	δ ¹³ C (‰)	Conventional ¹⁴ C age (yBP)		Calibr (cal y	Calibrated age ²⁾ (cal yBP; ±2σ)		
MTY-Tr-01	SE / C2b	charred material	619993	-26.50	930	±	30	918	-	748

表 9 放射性炭素年代測定結果一覧

¹⁾ Beta-: Beta Analytic Inc., USA.

²⁾ 暦年較正にはOxCal 4.3 (Ramsey, 2009a)を使用した. データセットはReimer et al. (2020)を用いた.

ボーリング調査の結果をもとに、松浜地点の地質断面図を作成した(図47)。竜王山から南に流下する小河川の延長に位置するボーリング孔では、駐車場造成の盛土の下位に数 層準の腐植層が認められた。OND-03 孔より北側のボーリング孔では、それぞれ腐植層が対 比できると考えられる。

また、本地点では、基盤岩として結晶片岩が露出する孔と、古第三系が露出する孔が認 められた。OND-03 孔、OND-08 孔及び OND-09 孔では、堆積物の基盤として結晶片岩が分布 し、その下位に断層関係で古第三系が分布し、さらにその下位に不整合で結晶片岩が分布 する様子が観察された。この3 孔は北東-南西方向に配列し、断層の深度がほぼ同じであ ること、結晶片岩が古第三系の上位に位置することから、北東-南西走向の逆断層の存在 が推定される。この断層は、想定される菊川断層の走向と斜交しており、竜王山の南東麓 を規定する断層であると推定される。

一方で、OND-04 孔から OND-03 孔に分布する腐植質シルト層は、OND-08 孔で浅くなる ことから、OND-08 孔と OND-03 孔の間に断層が存在する可能性が考えられる。しかし、 両孔の間にはコンクリート製の排水溝が存在する。排水溝の西側の竹藪を伐採すればト レンチ掘削調査が可能となるが、利用できる土地が狭いこと、掘削土置き場が制限され ること等、土地利用上の問題があり、今回の調査では本地点でのトレンチ掘削調査を断 念した。

本山地点

山陽小野田市本山地点は、松浜地区の南東に位置する。中位段丘が分布しており、海岸 側に段丘崖が認められる。本地点では、段丘堆積物を指標として断層変位を認定すること を目的として、北東-南西方向にボーリング孔を配置した(小野田本山測線:MTY-01~MTY-06 孔)。さらに、ボーリングコアの層相を確認しつつ、必要な箇所を補完する形で、追加 ボーリングを行った(MTY-07~MTY-09 孔)。

本山地点の群列ボーリング配置図を図 48 に示す。掘削したボーリングコアの写真と柱 状図を図 49 に、地質断面図を図 50 及び図 51 に示す。また、表 9 にボーリングコアから採 取した試料の放射性炭素年代測定結果を示す。



図 48 山陽小野田市本山群列ボーリング測線周辺の平面測量図(A)と地形断面図(B)

赤破線及び赤破線の間を断層が通過すると推定し、ボーリング掘削位置を配置した。A-A'、B-B'、C-C'は、図 50、図 51の地質断面 図作成位置。



9 m

図 49 山陽小野田市本山ボーリングコア写真と柱状図A: MTY-01 孔のコア写真と柱状図


図 49A つづき



図 49B: MTY-02 孔のコア写真と柱状図



図 49B つづき



図 49C: MTY-03 孔のコア写真と柱状図



図 49D: MTY-04 孔のコア写真と柱状図



図 49E: MTY-05 孔のコア写真と柱状図



図 49F: MTY-06 孔のコア写真と柱状図



図 49G: MTY-07 孔のコア写真と柱状図



図 49H: MTY-08 孔のコア写真と柱状図



図 49I: MTY-09 孔のコア写真と柱状図



図 50 山陽小野田市本山群列ボーリング測線沿いの地質断面図(A-A'断面)

MTY-02 孔~MTY-08 孔において、耕作土の下位に分布する盛土は、図 49 に示したボーリングコア観察時は天然の地層と認定していた。

ボーリング調査の結果をもとに、本山地点の質断面図を作成した(図 50)。標高の最も 高い本山小学校プール脇で掘削した MTY-05 孔では、基盤岩(結晶片岩)の上面深度が、 1.20m 程度と堆積物の分布が非常に薄い。その他のボーリング孔においても、堆積物の層 厚は概ね薄く、2~4 m程度しかない。MTY-02 孔では、第四紀堆積物の基盤として古第三 系の含礫泥岩が分布し、さらにその下位に不整合で結晶片岩が分布する様子が観察された。 MTY-02 孔の南西側(海側)では古第三系が、北東側(内陸側)では結晶片岩が基盤岩とし て分布している。

特徴的な地層として、褐色を呈するシルト質砂層が幾つかのボーリング孔で認められた。 この層は、特に MTY-03 孔付近で層厚が2m程度と厚く、その周囲での層厚変化が激しく、 地層の連続性が悪い(図 51)。MTY-03 孔付近は段丘堆積物の傾斜変換点にあたり、地形的 にも断層の存在が示唆される。そこで、MTY-02 孔と MTY-03 孔の間にある比高約2m程度の 段差を挟んで、トレンチ掘削を実施することとした。



図 51 山陽小野田市松浜群列ボーリング測線沿いの地質断面図(拡大) A: B-B'断面、B: C-C'断面。耕作土の下位に分布する盛土は、図 49 に示すように ボーリングコア観察時は天然の地層と認定していた。

3) トレンチ調査の結果

群列ボーリング調査結果をふまえ、本山地点において、(3)(b)3-3)項で記述した手順に 従ってトレンチ調査を実施した。

トレンチ掘削地点の平面測量図を図 52 に示す。本地点は中位段丘面の傾斜変換点付近 に位置する。ボーリング調査結果から地層の不連続が予想された MTY-02 孔と MTY-03 孔の 間に位置する比高約2m の段差を横断するようにトレンチを掘削した。トレンチは、段差 の上段で幅約 6.2 m、深さ約 4.5 m、下段において幅約 4.0 m、深さ約 2.5 m、全体として 長さ約 20.0 m である (図 52)。

トレンチの写真展開図とスケッチ展開図を図 53、図 54 に、南東壁面のスケッチと断層 拡大写真を図 55、図 56、図 57 に、南東壁面のスケッチと断層拡大写真を図 58 に、それぞ れ示す。また、トレンチ壁面から採取した試料の放射性炭素年代測定結果を、表9に示す。

3-1) トレンチ壁面の地層

トレンチ壁面に現れた地層の層相を以下に記載する。

北東壁面

A2 層: 礫混じりシルト質砂 (表土)

濃褐色~褐色を呈し、径5cm以下の亜角~亜円礫を含むシルト質な砂からなる。
未固結で、手で崩れる。ネジなどの人工物が混入するほか、有機質で植物根が入る。
A3層:礫混じりシルト質砂(盛土1)

灰褐色を呈し、径7 cm 以下の亜角礫を含むシルト質砂からなる。シルトの偽礫を 含み、少し有機質である。やや締まり、硬めである。缶やレンガなどの人工物を含 む。トレンチの北西角に分布している。

A4 層:礫(盛土2)

黄褐色を呈し、白灰褐色部を挟む。径 15 cm 以下の亜角~亜円礫からなる、礫支 持の礫層からなる。基質は極粗~中粒砂からなり、よく締まり、やや崩れやすい。 白色~茶色の斑状の砂(C2層?)の40 cm 以下のブロックを含む。下端は平坦な部 分と凹凸に富む部分が認められる。

A5 層: 礫混じり砂(盛土3)

茶褐色~灰褐色を呈する、径2cm以下の礫を含むシルト質砂からなる。E面から 連続的に、A4層の下側に厚さ5cm程度で続く。黒色炭化物を含む。B1層に岩相が 似ており、B1層の再堆積と考えられる。

A6 層: 礫混じり砂質シルト(盛土4)

灰白色と淡茶褐色の斑状を呈し、淡黄褐色、褐灰色など部分的に色調が変化する。 縞状を呈する部分が認められる。径4cm以下の亜角礫を含むが、礫の含有量は少な く、礫径は小さい。基質はシルト~砂質シルトからなる。よく締まり、硬い。下底 は明瞭で、凹凸に富む。

B1 層:礫混混じり砂

茶褐色を呈し、径4cm以下の角~亜円礫を含む礫混じり砂からなる。基質支持で、 礫の含有量は少ない。最大径5cmの黒色の炭化物が散在する。塊状で無構造である が、まれに礫が並ぶ部分が認められる。基質はシルト質砂からなり、よく締まるが、 手でやや崩れるが、硬めである。下部は黄色味を帯び、シルト質である。礫はチャート、流紋岩、炭化物、結晶片岩(角礫)、石英(角礫~円礫)、赤橙色の粒子(崩れやすい)などからなる。層厚は80 cm以下で、膨縮が大きい。D1層を削っており、A6層に削られている。

D1 層:シルト~砂

灰白色~淡黄褐色の斑状で、キリンの体表のような模様を呈する。まれに2 cm 以下の亜角礫のチャートを含む。基質は中粒砂~細粒砂~シルトからなる、よく締まり、硬い。縦方向の乾裂が発達する。層厚は60 cm 程度。D2 層に整合的に重なり、B1 層に削られている。

D2 層:砂礫

灰白色~淡黄褐色で、やや斑状を呈する。径3cm以下で細礫の多い礫層と、粗粒 ~中粒砂の砂層からなる。砂層を細礫層が挟む。礫は亜円~亜角礫からなり、礫種 は割合の多い順にチャート、石英、流紋岩、砂岩、結晶片岩などからなり、礫の淘 汰は良い。基質は砂質シルト~砂からなり、やや締まっているものの、やや軟らか い。砂層から上位の細礫層へ上方粗粒化が認められる。層厚は40 cm 程度。D1 層か らの乾裂が連続する。D3 層に整合的に重なる。

D3 層:礫

灰色~茶褐色を呈し、径8 cm以下の亜角~亜円礫を含む、基質支持の礫層からな る。礫はチャート(円礫)、流紋岩、砂岩、結晶片岩(角礫)、安山岩などからなる。 一部の礫はクサリ礫化している。基質支持だが、礫量は比較的多い。基質は灰色の 砂質シルト~砂からなり、ややゆるく、やや軟質である。E1層の直上は水が中に染 み出していて軟かい。層厚は60~80 cm程度である。

D4(D4a)層:礫

灰色を呈し、径10 cm以下の亜角~亜円礫を含む、礫支持の礫層からなる。最大 径30 cmの結晶片岩の角礫を含む。淘汰の良い部分と悪い部分がみられる。礫の量 は全体的に多い。礫種はチャート、砂岩、流紋岩、石英斑岩、頁岩、結晶片岩、石 英などからなる。基質は砂~シルト質砂からなり、ややゆるく、やや軟質である。 E1層の直上は水が中に染み出していて軟かい。トレンチの北西角に分布し、層厚は 最大40 cm程度である。

E1 層:緑色片岩

緑灰色(〜風化して茶褐色)を呈する、やや破砕された凝灰質な緑色片岩からな る。片理面が発達する。割れ目が多いが、角礫化はしていない。割れ目に沿って網 目状に白色粘土(熱水変質脈)を挟む。

E2(E2a)層:断層角礫

緑灰色~茶褐色を呈する、破砕された緑色片岩からなる。D1 層より破砕されてい るが原岩組織は残存し、曲がった片理面が認められる。割れ目が多く、割れ目に沿 って極軟質な白色粘土脈(熱水変質脈?)を挟む。主断層面は北西壁面側に位置し ている。白色粘土脈に沿って、D4a 層の基底を約 10 cm 西落ちにずらす部分や、礫 層が幅数 cm に渡って 10 cm 程度落ち込む部分が認められる。 南東壁面

A1 層:砂礫(埋土)

ピット掘削に伴い溝を埋めた土砂からなる。

A2 層:礫混じりシルト質砂(表土)

濃褐色~褐色(~黄褐色)を呈し、径8cm以下の亜角~亜円礫を含む、シルト質の砂からなる。有機質で、植物根が入る。ゆるく、手で崩れ、未固結である。木片

(板)を含む。一部ではピット掘削による土砂と混じって不鮮明になっている。A4 層:礫(盛土2)

黄褐色を呈し、径 10 cm 以下の亜角~亜円礫を含む基質支持の礫層からなる。結 晶片岩の角礫が多い。基質は極粗粒~中粒の砂からなり、よく締まり、やや手で崩 れるが、硬い。白色~褐色の斑状を呈する、径 30 cm 以下の砂やシルトのブロック を含む。

A5 層: 礫混じり砂(盛土3)

茶褐色を呈し、径5cm以下の礫を含むシルト質砂からなる。よく締まり、硬い。 E2.5からE1にかけて層厚を減じてA4層下側に薄く分布し、北東壁面に連続する。 黒色炭化物が散在する。B1層のリワークと思われる。

A6 層: 礫混じり砂質シルト(盛土4)

灰白色と淡茶褐色の斑状を呈し、径4cm以下の角~亜角礫を含む砂質シルトからなる。礫の含有量は少ない。礫種は石英、結晶片岩、赤橙色の粒子などからなる。砂質シルトはよく締まり、硬い。A7層との関係は不明である。A5層に覆われている。

A7 層:礫砂混じり粘土質シルト(旧耕作土1)

 灰黒色を呈する粘土質シルトからなる。比較的締まり、やや硬い。径3cm以下の 礫や砂の粒子を含む。人工物(ビニール片)を含む。旧水田の耕作土と考えられる。
A8層:礫混じり砂質シルト(盛土5)

茶褐色を呈し、径3cm以下の亜角~亜円礫を含む砂質シルトからなる。礫種は結 晶片岩、チャート、流紋岩からなり、黒色の炭化物が散在する。良く締まり、指圧 で少し凹む程度である。層相は B1 層に似ており、B1 層の再堆積と推定される。層 厚は 20 cm 程度である。

A9層:シルト(盛土6)

黄褐色を呈するシルトからなり、上部の2~3 cm は細粒砂を含み砂質である。よく締まり、指圧で少し凹む程度である。層厚は 10~20 cm 程度である。

A10層: 礫混じり砂質シルト(旧耕作土2)

茶褐色を呈し、径2cm以下の亜円~亜角礫をまれに含む砂質シルトからなる。礫 種はチャート、石英などからなる。D1層起源の偽礫をブロック状に含む。やや締ま り、指圧で凹む程度である。層厚は10~20 cm程度である。

B1 層: 礫混じり砂

茶褐色を呈し、径5cm以下の礫を含む砂からなり、黒色の炭化物が散在する。礫 は亜角~亜円礫からなり、礫の含有量は少ない。礫種は石英、赤橙色の粒子などか らなる。 基質はシルト質砂からなる。下部は黄色味を帯びたシルトからなり、よく締まり、 硬めである。膨縮しつつ E16 付近まで、灰色シルトや黄褐色シルトのブロックを含 む。層厚 30~40 cm 程度で連続する。

C1a 層:シルト

灰褐色を呈する礫混じりシルトからなる。黒色の炭化物や赤橙色の粒子が散在する。やや軟らかめであるが、比較的締まり、指で押すと少しへこむ。上部は黄褐色を帯び、B1層へ漸移的である。層厚は30 cm程度である。

C1b 層:砂質シルト

黄褐色を呈し、極まれに礫を含む砂質シルトからなる。やや締まり、指で押すと へこみ、やや軟らかい。礫は径2cm以下の亜角〜亜円礫で、礫種はチャート、流紋 岩がみられる。黒色の炭化物が散在する。B1層に覆われ、一部は B1層に取り込ま れている。E8.5付近では灰色を帯びる。C2b層を挟みこむような分布をしている。 層厚は 50 cm程度である。

C2a層:礫混じりシルト質砂

黄褐色~茶褐色を呈する礫混じりシルト質砂からなる。黒色の炭化物や赤橙色の 粒子を含む。やや締まり、指で押すとへこみ、軟らかめである。Cla 層と C2b 層の 中間的な岩相を呈する。層厚は 10 cm 程度である。

C2b 層:炭質シルト質砂

黒色から黒褐色、一部赤橙色を呈し、黒色の炭化物を多く含む、炭質なシルト質 砂からなる。やや締まり、指で押すとへこみ、軟らかい。脆く手で崩れる赤橙色の 粒子を多く含む。水分が多く、湿っている。層厚は20 cm 程度で膨縮し、不連続で ある。

C3a層:礫混じりシルト質砂

濃褐色から黄褐色を呈する、有機質(炭質)な礫混じりシルト質砂からなる。や や締まり、指で押すとへこみ、軟らかい。礫は径2cm以下の亜角礫からなり、礫種 はチャート(角礫)、黒色の炭化物、赤橙色の粒子などからなる。淡褐色粘土の偽礫 (軟らかい)を含む。C2b 層起源の粒子が混在する。左上部に黄褐色砂質シルトが 分布する。水分が多く、湿っている。層厚は50 cm程度である。

C3b 層: 礫混じりシルト質砂

黄褐色から灰褐色を呈する、基質支持の礫混じりシルト質砂、または、基質支持
の礫層からなる。礫は径5 cm 以下の亜角~亜円礫で、礫種はチャート、結晶片岩、
砂岩などからなる。10 cm 程度の黒色炭化物のパッチを含む。基質はややシルト質
な中~細粒砂からなる。やや締まり、指圧でへこむかへこまないか、やや軟らかい
~やや硬い。水分の多い部分と乾いた部分がみられる。層厚は30 cm 程度である。
C3c 層: 礫混じりシルト質砂

黄褐色を呈し、礫を含むシルト質砂からなる。ややゆるく、指圧でヘこみ、軟ら かい。C3a 層へ漸移する。礫は径3 cm以下の亜円礫、礫種はチャート、砂岩、流紋 岩などからなる。黒色炭化物が散在する。C2b 層から黒い筋がのびており剪断面の 可能性がある。D3 層との境界は不鮮明である。C3b 層と同じ地層の可能性がある。 水分が多く、湿っている。層厚は20 cm 程度である。 D1 層:シルト~砂

灰白色から淡黄褐色の斑状を呈する、中粒砂〜細粒砂〜シルトからなる。極まれ に径2cm以下の礫を含む。縦方向の乾裂が発達する。C層、B1層及びA6層に削剥 されている。層厚は、E0~E4付近で30 cm程度、E10~E20付近で20 cm程度であ る。

D2 層:砂礫

灰白色~淡黄褐色のやや斑状を呈する、径8cm以下の礫層と、粗粒~中粒の砂層 からなる。細礫から中礫からなる基質支持な礫層が優勢である。中粒砂や細粒砂の レンズを挟む。礫は亜角~亜円礫で、礫種はチャート(円礫)、石英、砂岩、結晶片 岩(角礫)、頁岩、安山岩、流紋岩などからなる。基質はシルト質砂~粗砂~中粒砂 からなる。比較的締まり、やや軟質である。C層に削剥されており、C層下は軟ら かい。層厚はE2付近で約45 cm、E13やE19付近で約100 cmである。

D3 層:礫

灰色~白灰色を呈する、径 13 cm以下の亜角~亜円礫を含む、基質支持な礫層か らなる。極まれに砂層を挟む。礫は亜円礫が多く、礫種はチャート(円礫)、石英(角 ~円礫)、結晶片岩(角礫)、流紋岩、砂岩、頁岩、石英斑岩などからなる。基底部 に 25cm の結晶片岩の角礫がみられる。基質は砂質シルト~砂からなる。ややゆる く、軟らかい。E11~E17にかけて、黒色のマンガンが付着した細礫~中礫の礫層が みられる。 D2 層とも漸移的で、境界が不鮮明である。 C層に削剥されている。D4 層と漸移的で、E1 層を覆っている。層厚は E2 付近で約 50 cm、E10 付近で約 50 cm である。

D4(D4b)層:礫

黒灰色〜褐色を呈する、径8cm以下の亜円礫を主体とする礫支持の礫層からなる。 礫種はチャート、石英、結晶片岩(亜角礫)、砂岩、頁岩、流紋岩などからなる。礫 の表面にマンガンが付着する。基質はシルト分を含む砂〜細礫からなる。ややゆる い〜やや締まる程度。大礫〜中礫主体部に中礫〜細礫からなる層を挟む。D3層とは 漸移的である。E1層を不整合に覆っている。層厚は最大40 cm程度である。

E1 層:緑色片岩

淡緑灰色~茶褐色を呈する、片理面の発達する風化した緑色片岩からなる。破砕 帯を数条挟む。割れ目がみられるが、破砕はしていない。新鮮な部分は硬いが、風 化により軟質化している。

E2(E2a):断層角礫及び断層ガウジ

E6~E7付近に分布する、割れ目の多い緑色片岩起源の断層角礫。片理面が残存している。割れ目に沿って網目状に極軟質な白色粘土脈(熱水変質脈?)を挟む。粘土脈の幅は2cm以下である。割れ目の走向と壁面の方向が近いので、分布や性状がわかりにくい。変位のセンスは不明である。北側の境界に沿って、D3層の基底を約30 cm程度みかけ逆断層センスで変位させており、礫層が約20 cm程度落ち込んでいる。南側の境界に沿って、D3層の基底を約30 cm程度みかけ正断層センスでずらしている。この2つの剪断面の間の礫層が低下しており、負の花弁構造を形成している。

E2(E2b):断層ガウジ

E11 付近に分布する。幅約2 cm の軟質な白色ガウジからなる。D4b 層の基底を約 10 cm みかけ正断層センスで変位させている。白色ガウジは北西壁面へ連続してい る。

E2(E2c):断層ガウジ

E13 付近に分布する。幅約1~3 cm の軟質な褐色ガウジからなる。D4b 層の基底を 10 cm みかけ正断層センスで変位させている。みかけ正断層センス。礫層の基底 から 20 cm 以上、円礫がガウジに入り込んでいる。

E2(E2d):断層角礫及び断層ガウジ

E14.5 付近に分布する。幅約25 cmの破砕帯で、角礫化した緑色片岩とガウジからなる。ガウジは軟質な幅約5 cmの褐色ガウジで、D4b層の基底を約10 cm程度変位させている。礫層の基底からガウジに沿って円礫が20 cm程度入り込んでいる。

北西壁面

A1 層:砂礫(埋土)

トレンチ掘削により分断された溝の堰き止め土。

A2 層: 礫混じりシルト質砂(表土)

有機質(腐植質)シルト。細粒砂を含む。下位層との境界は不明瞭。

A3 層: 礫混じりシルト質砂(盛土1)

トレンチ上段側の面において、くぼ地を人工的に埋積した土砂。

A4 層:礫層(盛土2)

礫の多い盛土。何層かの構造が認められる。

A6 層: 礫混じり砂質シルト(盛土4)

盛土2の下位の堆積物。堆積物表面に縦方向の筋状構造が認められる。B1層を覆っている。

A7 層:礫砂混じり粘土質シルト(旧耕作土1)

わずかに青みを帯びた暗褐色を呈する、細~中粒砂混じりのシルト。粗粒砂~径 1 cm 以下の礫を含む。

A10 層:盛土

橙色、褐色、白色の斑状を呈する盛土。

A11 層: 礫混じり砂質シルト

シルト質な中~粗粒砂を主体とし、径 2 cm の礫が混じり、淘汰が悪い。ビニール 片を含む。

B1 層:礫混じり砂

褐色を呈する礫混じりのシルト質な細粒~中粒砂。D1 層との境界は明瞭。

C4a 層:砂質シルト

褐色でわずかに黄色を帯びた細粒~中粒砂混じりのシルトからなる。極粗粒砂~ 細礫を含む。B1 層に覆われる。

C4b 層:砂質シルト

黄褐色を呈する砂質シルトからなる。粗粒砂〜細礫をわずかに含む。

D1 層:シルト~砂

灰白色から黄褐色の斑状を呈する、中粒〜細粒砂を含む多少粘土質なシルトから なる。縦方向の乾裂が発達する。

D2 層:砂礫

灰白色~淡黄褐色のやや斑状を呈する、径7cm以下の礫層とシルト混じりの細~ 中粒砂からなる。径3cm程度の礫を多く含み、淘汰は悪い。礫は角礫~亜角礫を主 体とし、亜円礫~円礫も含まれている。基質支持であるが、礫の含有量は多い。基 質はシルト質砂~砂質シルトからなる。

D3 層:砂礫

灰色を呈する、径 11 cm 以下の亜角~亜円礫を含む、基質支持の礫層からなる。 径 3 cm 程度の礫を多く含み、淘汰は悪い。くさり礫が認められる。基質はシルト質 砂~砂からなる。

D4(D4a)層:礫

灰色を呈し、径5cm以下の亜角~亜円礫を含む、礫支持の礫層からなる。礫径3 cm以下の礫が多く、礫の淘汰は良い。くさり礫が認められる。基質は砂質シルトか らなる。

D4(D4b)層:礫

黒灰色〜褐色を呈する、径9cm以下の亜角〜亜円礫を主体とする礫支持の礫層からなる。礫径3cm以下の礫が多く、礫の淘汰は比較的良い。くさり礫が認められる。 基質はやや粘土質な砂質シルト〜シルト質砂からなる。

E1 層:緑色片岩

淡緑灰色~茶褐色を呈する、片理面の発達する風化した緑色片岩からなる。破砕 帯を数条挟む。割れ目が多い。

E2(E2a):断層角礫及び断層ガウジ

W2~W3付近に分布する。緑色片岩起源の破砕帯からなる。割れ目が多く、割れ目 に沿って網目状に、幅約1cmの極軟質な白色ガウジを挟む。南側の境界に沿って、 D4b層の基底を約10 cmみかけ逆断層センスで変位させている。北東壁面へ連続す る。

E2(E2b):断層ガウジ

W11 付近に分布する。幅約1 cm の軟質な白色ガウジからなる。D4b 層の基底が約 10 cm 程度楔状に落ち込んでいる。



図 52 山陽小野田市本山トレンチ平面図



図 53 山陽小野田市本山トレンチ写真展開図



図 54a 山陽小野田市本山トレンチスケッチ展開図



図 54b 山陽小野田市本山トレンチスケッチ展開図の凡例



図 55 山陽小野田市本山トレンチ南東壁面のスケッチ(A)と断層部拡大写真(B、C)。赤矢印の間が断層。



図 56 山陽小野田市本山トレンチ南東壁面のスケッチ(A)と断層部拡大写真(B、C)。赤矢印の間が断層。



図 57 山陽小野田市本山トレンチ北東壁面のスケッチ(A)と断層部拡大写真(B、C、D)。赤矢印の間が断層。



図 58 山陽小野田市本山トレンチ南東壁面の地層の年代感

A: B1 層の近接写真。炭化木片を多量に含む。また、パミス、スコリアも含む。B: B1 層に含まれる岩片、鉱物片の実体鏡写真。C: C2b 層の近接写真。炭化木片、橙色の焼成物片を多量に含む。数字は放射性炭素年代測定値。

3-2) トレンチ壁面の断層

トレンチ南東壁面では、複数の断層が認められた。E10から E16 にかけては、E1 層と D3 層、D4 層を変位させる南西傾斜の断層が複数認められる(図 55)。これらの断層は、E1 層 中では、橙色を呈する幅1 cm以下の断層ガウジを伴う。断層中には、上位の砂礫が落ち込 んでいる様子が観察される(図 55C)。これらの断層は北西壁面に連続するものもあるが、 連続性が不明なものもある(図 54)。走向は、おおむね北西-南東を示す。

また、トレンチ南東壁面のE5からE8にかけては、E1層とD3層の少なくとも途中まで を変形させる断層帯が認められる(図 56)。断層帯は、東傾斜の2条の断層に挟まれた範 囲で、幅は約1mである。2条の断層は、上方に開いた形状を示す(図 56B)。E1層中では、 それぞれ幅約1~2cmで白色から淡黄褐色を呈する断層ガウジを伴う。上位のD3層の砂 礫は断層帯に落ち込む形状で分布するが、断層帯北東端の断層は東傾斜であるため、みか け逆断層的に、断層帯南西端の断層は、みかけ逆断層的に見える(図 56C)。D3層中の礫層 までは確実に変位・変形させているが、それより上位の地層を変形させているか否かは分 かりにくい。本断層帯の上位には凹地状に人工改変層(C層)が分布しており、C1b層、 C2b層とD2層の境界が、断層延長上に位置することから、断層活動による凹地を改変した ようにも見えることから、ここでは、D3層までを変形させていると認定した。

トレンチ南東壁面の E5 から E8 にかけて認められた断層帯は、トレンチ北東壁面と北西 壁面のなす角付近に連続する(図 54)。図 57 に、北東壁面と北西壁面の角付近の断層写真 を示す。断層は南東壁面と同様に、幅約 1 m の断層帯を形成しており、上位の D3 層を落ち 込ませている。この断層帯の走向は、おおよそ N20°E から N30°E を示し、菊川断層帯南 部区間の一般走向(N32°W)と著しく斜交する。

3-3) イベント層準の認定とその時期

前項で記述したように、トレンチ壁面では複数の断層が認められた。トレンチ壁面で最 も顕著な断層構造は、N20°EからN30°Eの走向を示す幅約1m程度の断層帯である。この 断層帯は、少なくともD3層の途中(砂礫層)までを変位させ、C層には変位を与えていな い。以上より、イベント層準は、D3層堆積以降、C3c層堆積以前となり、限定できない。

トレンチ壁面では、C2b 層の1 試料のみから、918-748 cal yBP の放射性炭素年代が得 られた(図 58、表 9)。D層以下の層準からは、炭質物が見いだせなかったため、各層の直 接的な年代は不明である。一方で、トレンチ掘削地点を含む本山地点には、中位段丘(堤・ 他, 2016)が広く分布する。この段丘面は分布高度から古殿面(河野・小野, 1967)に対 比され、その構成層は宇部砂礫層からなり直上に Aso-4 火砕流(8.5~9万年前;町田・新 井, 2003)をのせる(前本, 2003)。トレンチ壁面に分布する D3 層が宇部砂礫層に相当す ると考えると、同層の年代は 8.5~9万年前以前となる(図 58)。

以上をまとめると、トレンチ調査からは1回の断層活動イベントが認定された。その年 代は、8.5~9万年前以降、918-748 cal yBP以前である。また、この断層は、走向の違い から、菊川断層帯南部区間とは異なる断層であると考えられる。

3-4) 周辺の地質構造

図 59 に宇部炭田地域の陸域を含めた地質構造図を示す。令和2年(2020)年度に実施

した海域音波探査では、菊川断層を胴切りにする方向の活断層が見いだされた(図 42)。 この断層は、図 59 に示された松原断層に相当すると考えられる。山陽小野田市から宇部市 にかけての沿岸地域では、南北から北北東-南南西方向の断層が複数認められ、これらの 一部は、北西-南東走向の断層を切っている。同地域の陸域地質図や活断層図においても、 北北東-南南西走向の地質断層や活断層が複数示されている(図 43B)。トレンチ調査で壁 面に現れた断層は、このような北北東-南南西走向の断層と同様のものである可能性があ る。また、ボーリング調査の項でも述べたように、松浜地点の群列ボーリング調査の結果 からも、北東-南西走向の断層の存在が疑われる。

今回のトレンチ調査では、海域における主要な断層帯が、陸域に直接連続するのか、それとも、並走するのか、という問題には答えられていない。今後は、海陸接合部の断層分 布を明らかにすること、また、陸域の活断層トレースで、今回調査していないトレースに ついても、その存在の有無を確認する調査が必要である。



図 59 宇部炭田地域の地質構造図

北西-南東走向の断層(津布田断層帯、竜王断層)と北東-南西から南北走向を示す複数の断層が存在する。後者が前者を切る。基図は、松本・瀬戸(1961)。

(f) 結論ならびに今後の課題

1) Xランクの活断層調査における ALB 計測の有用性

菊川断層帯中部区間の沿岸海域において、グリーンレーザを用いた航空レーザ測深(ALB 計測)を実施した。計測の結果、水深約15 m程度までの浅海域の詳細な地形を把握すること ができた。また、既存の海陸地形データを編集し、ALB計測で取得したデータと統合した図を 作成することを通じて、菊川断層帯の海陸接合部での断層詳細位置を明らかにした。以上よ り、ALB計測は、陸域から海域に連続する断層帯において、海陸接合部及び浅海域の詳細地形 を把握するのに有効であることが明らかとなった。今後は、水質(透明度、濁度等)を考慮 しつつ計測例を増やし、ALB計測の適用性について検討する必要がある。

ALB計測を用いた沿岸域のシームレスな地形モデルの作成は、平野部で断層通過位置が不 明瞭な場合、沿岸浅海域での断層通過位置を陸域延長部に外挿することで、陸域での調査適 地の選定を可能とする。あるいは、陸域に完新統などの新しい時代の堆積層が分布していな い場合に、海域延長部での採泥調査適地の選定を可能とする。以上より、本手法を適用する ことで、浅海域の断層分布が直接把握できるほか、陸域のみ、あるいは海域のみの調査では 選定し得なかった調査適地の選定を効率的に行えることになり、海陸に跨がって分布するX ランク活断層の評価の高度化が図られると考える。本業務では、透明度が相対的に低いこと から、南部区間浅海域での計測を断念したが、たとえば、小野田港や本山岬沖でALB計測を実 施し、海底地形が得られるのであれば、菊川断層帯の沿岸海域での分布が明らかとなり、長 期評価に有効である。

また、次年度(令和2年;2020度)の海域探査範囲策定のため、ALB計測で取得したデータ と既往デジタルデータの統合編集結果に基づく断層トレースと、地質・重力分布との関係に ついて検討を行った。その結果、菊川断層帯周辺海域の活断層分布と地質及びブーゲー異常 のパターンには比較的良い相関が認められることが分かった。しかし、菊川断層帯南端部以 南と、宇部南方沖断層との間については、海底地形、ブーゲー異常のコンターとも不明瞭で、 断層の存在や位置を示唆する情報は得られなかった。したがって、総延長が114 km以上にも 及ぶと考えられている菊川断層帯が、南東海域にさらに連続するのか否かを明らかにするた めには、海域での地下構造探査が必要不可欠である。この海域は、山口市から連続的に分布 する北東-南西走向の小郡断層の海域延長部にも相当することから、菊川断層帯と宇部南方 沖断層の間のみならず、小郡断層の延長海域も含めて探査を行い、共役方向に分布する断層 端部の位置・形状を明らかにすることが必要である。

2) 菊川断層帯南部区間及び南東延長海域における断層の存在

令和元年度(2019年度)の結果をふまえ、菊川断層帯南部区間及び南東延長部の沿岸海 域において、総探査長172kmにわたる音波探査を実施し、断層の有無及び分布について検 討した。その結果、調査海域の西側(菊川断層帯南部区間南端にあたる本山岬と宇部南方 沖断層の間)では、陸域の菊川断層帯南部区間の延長海域に、連続的に活断層が分布する ことが明らかとなった。主要な断層は、複数の断層から構成される断層帯を形成しており、 断層帯の幅は、広いところでは400mに達する。反射断面において、すべての断層は高角 であり、基盤岩及び上位の堆積層が花弁構造を呈している箇所が複数認められること等か ら、横ずれ断層であると考えられる。小野田港より南側の陸域(竜王山から松浜、本山) 沖合では、規模は小さくなるものの、陸域の菊川断層帯と平行な方向に断層が連続する。 主要な断層帯は、陸域の菊川断層帯トレースに直接連続するのではなく、これらと平行な 海域の断層に連続するように見えるが詳細は不明である。本海域には、津布田断層帯の存 在が知られており、主要な断層帯は、この津布田断層帯の一部に相当すると考えられる。 また、主要な断層帯を切る、北東-南西から北北東-南南西の走向を示す西側低下の断層 帯(胴切り断層帯)の存在が明らかとなった。

主要な活断層帯の反射断面の解析の結果、最終氷期の侵食面と考えられる基盤岩上面の 上位に堆積した地層中に、少なくとも4回の断層活動イベントが認定された。これらの断 層の両側で海底堆積物を採取した結果、複数回の断層活動イベントを捉えられる深度まで のコアが得られた。採取したコアについて、X線CT撮影、コア半割、コア観察及び記載、 写真撮影、柱状図作成を行った。今後は、各コアの対比と年代測定を進め、地層と反射面 との対比を行うことにより、複数回の断層活動イベントの時期を明らかにすることが課題 である。

一方、調査海域の東側(宇部空港から床波沖)で認められた断層構造は、基盤岩及び上 位の堆積層を大きく変位させる南東側低下の断層帯で、低下側には厚い堆積層が認められ る。海陸接合部付近における断層分布とずれの形態から、この断層は、陸域の小郡断層の 延長部に相当すると考えられる。小郡断層は、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016d) では、長さ31 kmと評価されているが、南西海域に延長部が存在することから、将来起こ る地震の規模等を評価するために、正確な長さを知ることが必要である。このほかに宇部 空港から床波にかけての海岸線(北東-南西方向)に平行な断層も認められる。これら北 東-南西走向の断層は、宇部南方沖断層の北東端部に連続するように見える。

今回の調査で、菊川断層帯南部区間の沿岸海域部から南東延長海域において、同断層と 同じ走向の幅の広い断層帯(津布田断層帯の一部)を再確認した。また、この断層帯(津 布田断層帯の一部)は、最終氷期の侵食面以降に堆積した地層を複数回変位させる活断層 であることが明らかとなった。この断層帯が、菊川断層帯の南部区間と平行に存在するの か、あるいは走向を少しずつ変化させながら本山岬付近で陸域の活断層に連続するのかに ついては、現段階では不明である。また、この断層帯を切断する「胴切り断層」の存在が 明らかになった。さらに、この断層帯(津布田断層帯の一部)と小郡断層の海域延長部は、 いずれも宇部南方沖断層帯に連続するように見える。今後は、本海域におけるより詳細な 音波探査を行い、菊川断層帯、宇部南方沖断層、小郡断層の正確な分布と関係を明らかに し、これらの断層の長期評価を高度化する必要がある。本海域には、最終氷期の海退期以 降の堆積物が分布していると推定されることから、基盤岩上面までのボーリング調査を実 施することにより、正確な層序・年代を復元することが可能である。本海域における層序・ 年代が明らかになれば、上記3断層帯のみならず、反射面が得られている瀬戸内海西部周 辺に分布する断層帯の評価の効率化に有効である。

今西・他(2021)は、中国地域の地殻内応力マップを作成し、活断層の活動性評価を行った。その結果、宇部南方沖断層は現在の応力場では動きにくく、再活動するためには隣接する断層の破壊に伴う応力変化でトリガーされるなどの外的要因が必要になると論じている。中国地域や北部九州地域など、共役方向の横ずれ活断層が分布する地域の活断層の長期評価を行うにあたり、正確な断層の分布・長さや古地震履歴情報に基づく、走向の異

なる近接断層の相互関係の解析は、Xランクの活断層の評価のみならず、主要活断層の長期評価にとっても解決すべき重要な課題である。

3) 菊川断層帯南部区間陸域における断層分布と活動履歴

菊川断層帯南部区間陸域における断層位置と活動性を明らかにすることを目的として、 地形地質調査と、2測線での群列ボーリング調査、1地点でのトレンチ調査を行った。群 列ボーリング調査は、山陽小野田市松浜地点と本山地点で実施した。その結果をふまえ、 本山地点でトレンチ掘削調査を行った。トレンチ壁面には、北東-南西走向の断層帯が露 出した。壁面に現れた地層と断層の切断関係の観察から、1回の断層活動イベントを認定 した。その年代は、8.5~9万年前以降、918-748 cal yBP以前である。また、この断層は、 走向の違いから、菊川断層帯南部区間とは異なる断層であると考えられる。

周辺の地質構造に目を向けると、海陸ともに、南北から北北東-南南西方向の断層が複数認められ、これらの一部は、北西-南東走向の断層を切っている。前項で述べたように、 共役方向の横ずれ活断層が分布する地域の活断層の長期評価を行うにあたり、正確な断層 の分布・長さや古地震履歴情報に基づく、走向の異なる近接断層の相互関係の解析は、X ランクの活断層の評価のみならず、主要活断層の長期評価にとっても解決すべき重要な課 題である。

共役方向の断層の接合部の相互関係を明らかにするという課題に対し、山陽小野田市か ら宇部市にかけての地域は、海陸両方に断層が分布するという点で、調査に適していると 考える。3年間の本委託調査で試行した新手法、たとえば ALB 計測を本海域にも適用し、 あわせて海域音波探査で断層詳細位置を把握した上で、陸域に調査適地があれば陸域で、 海域の方で成果が見込めるようであれば海域で海底ボーリング掘削等の活動履歴調査を行 うことで、菊川断層帯、宇部南方沖断層、小郡断層の各断層帯の詳細分布等を明らかにす ることができると考える。以上に述べたように、各手法を組み合わせた調査を実施するこ とは、経済活動が活発な沿岸部に影響をおよぼす活断層評価の高度化に有効である。

(g) 引用文献

- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009.
- 今西和俊・内出崇彦・椎名高裕・松下レイケン・中井未里,中国地域の地殻内応力マップの作成,地質調査研究報告,第72巻,第1号,p. 23-40, 2021.
- 井内美郎,瀬戸内海における表層堆積物分布,地質学雑誌,88,665-681,1982.
- 伊藤弘志・泉紀明, 菊川断層帯の延長海域で発見された変動地形, 活断層研究, 31, 27-31, 2009.
- 岩沢 栄, 宇部海底炭鉱の炭鉱について -昭和30年10月13日第23回大会講演-, 燃料協 会誌, 34巻, 12号, p. 686-694, 1955.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 菊川断層帯の長期評価(一部改訂), 28p. 2016a. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 宇部南方沖断層の長期評価, 5p. 2016b.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,周防灘断層帯(周防灘断層群・宇部沖断層群)の 長期評価(一部改訂),28p.2016c. 地震調査研究推進本部地震調査委員会,大原湖断層・小郡断層の長期評価,7p. 2016d. 楮原京子・堤 浩之,1:25,000都市圏活断層図菊川断層帯とその周辺「下関北部」「宇部」

解説書,国土地理院技術資料 D1-No.755, 16p. 2016.

清原清人,5万分の1地質図幅説明書,宇部,地質調査所,28p. 1956.

河野通弘・小野忠照,中国地方西部の第四系,地団研専報,15号378-391.1969.

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.

前杢英明,瀬戸内海沿岸の海成段丘地形の分布とその特徴,日本研究特集号,no. 2,13-18.2003.

- 松本隆一・瀬戸弘之, 宇部炭田の地質学的展望, 鉱山地質, 11巻, 45-46号, p. 257-263, 1961.
- 日本水路協会, 海底地形デジタルデータM7000シリーズM7014 Ver.2.1 対馬海峡, 2009.

日本水路協会,海底地形デジタルデータM7000シリーズM7013 Ver.2.1 隠岐, 2016a.

- 日本水路協会,海底地形デジタルデータM7000シリーズM7018 Ver.2.0.2 瀬戸内海西部, 2016b.
- 岡村行信・井上卓彦・阿部信太郎,山陰西部及び九州北部沖の第四紀断層,活断層・古 地震研究報告,14,157-177,2014.
- 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. and Talamo, S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP), Radiocarbon 62(4), 725-757, 2020.
- 産業技術総合研究所,重力データベース GALILEO, https://gbank.gsj.jp/gravdb/(2020 年5月確認).
- 産業技術総合研究所,活断層データベース,https://gbank.gsj.jp/activefault/(2020 年5月確認).
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(編),20万分の1日本シームレス地質図 2015年5月29日版.産業技術総合研究所地質調査総合センター.2015.
- 瀬戸内海総合水質調査ホームページ,

http://www.pa.cgr.mlit.go.jp/chiki/suishitu/index。html(2020年5月確認). 杉山伸二・堀迫順一・福山一郎・田中喜年・西下厚志・成田 学・加藤正治・氏原直人・

- 笹原 昇・森 弘和・井上 渉・本間章禎・久間裕一,山口県沖(日本海側)における海 底地形調査速報,海洋情報部研究報告,46,92-95.2010.
- 徳永重康・飯塚 実, 宇部炭田ノ地質学的研究, 早稲田大学理工学部紀要, No.6, 151p. 1930.

堤 浩之・石村大輔・楮原京子・熊原康博・千田 昇・中田 高, 1:25,000都市圏活断 層図菊川断層帯とその周辺「宇部」,国土地理院技術資料D1-No.745,2016.