

RREP-2024-4001

# 安全研究成果報告

S/NRA/R Research Report

## 断層の活動性評価に関する研究

Research on fault activity evaluation

内田 淳一 松浦 旅人 宮脇 昌弘 林 宏樹 佐藤 勇

輝 林 茉莉花 千葉 響

UCHIDA Jun'ichi, MATSU'URA Tabito, MIYAWAKI Masahiro, HAYASHI Hiroki,  
SATO Yuki, HAYASHI Marika, and CHIBA Hibiki

地震・津波研究部門

Division of Research for Earthquake and Tsunami

原子力規制庁

長官官房技術基盤グループ

Regulatory Standard and Research Department,  
Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

令和6年6月

June 2024

本報告は、原子力規制庁長官官房技術基盤グループが行った安全研究プロジェクトの活動内容・成果をとりまとめたものです。

なお、本報告の内容を規制基準、評価ガイド等として審査や検査に活用する場合には、別途原子力規制委員会の判断が行われることとなります。

本報告の内容に関するご質問は、下記にお問い合わせください。

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門  
〒106-8450 東京都港区六本木 1-9-9 六本木ファーストビル  
電 話：03-5114-2226  
ファックス：03-5114-2236

## 断層の活動性評価に関する研究

原子力規制庁 長官官房技術基盤グループ

地震・津波研究部門

内田 淳一 松浦 旅人 宮脇 昌弘 林 宏樹 佐藤 勇輝

林 茉莉花 千葉 響

### 要 旨

断層の活動年代は通常、断層の上位に堆積した地層の年代に基づき特定又は推定する。しかし、地域によっては、通常の方法の適用が難しい場合があり、断層本体の性状や物質（断層破碎物質）から活動性を判断することになる。断層破碎物質を用いたより確度の高い断層活動性評価を行うためには、複数の手法による総合的な評価が求められるが具体例に乏しい。また、断層の認定にあたっては、陸上又はかつての海底地すべりの痕跡、地震動による受動的な変位・変形等と、地震を生じさせる断層との識別の困難さの課題も残されている。本研究では、断層破碎物質の性状に基づく断層の活動性評価手法及び地震以外に起因する断層の成因評価手法についての知見を蓄積し、応力解析等を用いた断層活動性評価手法並びに副次的に生じた断層の成因評価及び識別に関する知見の具体例を示すことができたほか、受動的な断層変位が断層の活動性評価に与える影響を示すことができた。なお、海底地すべりの痕跡に関する一部の知見は国立大学法人新潟大学理学部との共同研究により得たものである。

地表に明瞭な痕跡を残す活断層のうち、陸域では基本的にトレンチ調査により活動性が評価されているが、海域では実施できない。そのため、確率論的地震ハザード評価では統計的に推定された活動間隔が用いられることが多く、評価結果に与える不確かさの幅が大きくなることが課題である。本研究では、離水海岸地形の形成年代評価手法及び海域の古地震履歴評価手法についての知見を蓄積し、宇宙線生成核種を用いた海岸段丘の年代測定及びタービダイトの認定に関する具体例を示すことができた。これらの研究は、特殊な年代測定技術及び利用制限のある海底堆積物が必要であることから、国立大学法人東京大学大気海洋研究所及び国立大学法人東京大学新領域創成科学研究科に委託して実施したものである。

地表に明瞭な痕跡を残さない活断層の活動性については、広域的に変形した地形面及び地層の形成年代から評価する方法があるが、その際に利用される火山灰の年代誤差が活動性評価の結果に大きく影響することが課題である。本研究では、中期更新世以降の火山灰年代評価手法についての知見を蓄積し、深海底に堆積した火山灰の年代の高精度な決定及

び陸域に分布する火山灰との対比の具体例を示すことができ、地形面及び地層の形成年代の妥当性評価に活用できる見通しを得た。

## Research on fault activity evaluation

UCHIDA Jun'ichi, MATSU'URA Tabito, MIYAWAKI Masahiro, HAYASHI Hiroki,  
SATO Yuki, HAYASHI Marika, and CHIBA Hibiki  
Division of Research for Earthquake and Tsunami,  
Regulatory Standard and Research Department,  
Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

## Abstract

Fault activity is usually evaluated based on the depositional age of the strata overlaid on the fault. But, when it is difficult to apply usual methods, a method based on fault properties or materials is used. In order to precisely evaluate fault activity based on fault materials, comprehensive evaluation using multiple methods is required; however, concrete examples are lacking. In addition, when identifying faults, there remains the issue of the difficulty of distinguishing seismic faults from induced displacement and deformation due to remote earthquake motion, traces of former submarine landslides, and so forth. In this research, we were able to accumulate knowledge on methods for evaluating fault activity based on the properties of fault materials and methods for evaluating the origin of faults caused by factors other than earthquakes, and identified/acquired specific examples of knowledge regarding fault activity evaluation methods using stress analysis, and also evaluation and identification of the origin of secondary faults and identification, as well as the effects of passive fault displacement on fault activity evaluation. Some of the knowledge on traces of former submarine landslides was acquired under the bilateral agreement of the joint research project with Faculty of Science, Niigata University.

Among active faults that have clear rupture on the ground surface, their activity in land areas is basically evaluated by trench surveys, but this cannot be implemented in oceanic areas. Therefore, statistically estimated intervals of fault activity are often used when conducting probabilistic seismic hazard assessments, and this poses a problem of increasing uncertainty in the assessment results. In this study, we were able to accumulate knowledge on methods for evaluating the formation age of marine terrace and evaluation methods for paleo-earthquake history in sea areas, and to identify/acquire specific examples of marine terrace dating using cosmic ray-generated nuclides and of turbidite recognition. These studies require special dating techniques, and in order to handle seafloor sediment samples that have limited use, they were done by the Atmosphere and Ocean Research Institute, the University of Tokyo, and the Graduate School of Frontier Sciences, the University of Tokyo under the auspices of the Nuclear Regulation Authority.

The activity of faults that have no clear lineament can be evaluated by estimating the formation age of geographically deformed topographic surfaces and strata using volcanic ash. However, the issue is that dating errors of volcanic ash affect the evaluation of fault activity. In this study, we were able to accumulate knowledge on dating methods of volcanic ash after the Middle Pleistocene, and acquired specific examples of highly relatively accurate age determination of volcanic ash deposited on the deep-sea floor and comparison with volcanic ash on land, and there is the prospect that it can be used to evaluate the validity of the formation age of topographic surfaces and strata.

## 目次

1 序論.....	1
1.1 背景.....	1
1.2 目的.....	3
1.3 全体行程.....	4
2 本論.....	6
2.1 活断層の認定及び変位・変形の成因の評価.....	6
2.1.1 断層破砕物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討.....	6
2.1.1.1 はじめに.....	6
2.1.1.2 調査地域及び調査・分析手法.....	6
2.1.1.3 反射法地震探査結果.....	8
2.1.1.4 ボーリング調査結果.....	8
2.1.1.5 カルサイトの結晶構造の解析結果.....	9
2.1.1.6 古応力場の解析結果.....	10
2.1.1.7 本研究の主な成果とその意義.....	10
2.1.2 非地震性断層等の成因評価手法の検討.....	15
2.1.2.1 古地すべり面の成因評価及び構造性断層との識別.....	15
2.1.2.1.1 はじめに.....	15
2.1.2.1.2 調査地地質概説.....	15
2.1.2.1.3 調査手法.....	15
2.1.2.1.4 多重逆解法の結果.....	16
2.1.2.1.5 鉱物組成分析及び化学組成分析の結果.....	17
2.1.2.1.6 本研究の主な成果とその意義.....	17
2.1.2.2 誘発された断層変位の累積性が断層の活動性評価に与える影響.....	20
2.1.2.2.1 はじめに.....	20
2.1.2.2.2 研究対象及び手法.....	20
2.1.2.2.3 結果-地質学的・測地学的手法によって得られた断層変位-.....	21
2.1.2.2.4 本研究の主な成果とその意義.....	21
2.1.2.3 二次断層の成因評価及び震源断層との識別.....	26
2.1.2.3.1 はじめに.....	26
2.1.2.3.2 研究対象及び手法.....	26
2.1.2.3.3 結果-反射断面及びトレンチ壁面にみられる断層の特性-.....	27
2.1.2.3.4 本研究の主な成果とその意義.....	27
2.2 活断層の活動履歴の評価.....	30
2.2.1 離水海岸地形の形成年代評価手法の検討.....	30

2.2.1.1	はじめに .....	30
2.2.1.2	対象地域 .....	31
2.2.1.3	分析手法 .....	31
2.2.1.4	測定可能な海成段丘の年代とその精度 .....	31
2.2.1.5	測定に適した岩種等について .....	33
2.2.1.6	他手法を用いた宇宙線生成核種年代データの検証.....	34
2.2.1.7	本研究の主な成果とその意義 .....	34
2.2.2	海域の古地震履歴評価手法の検討 .....	37
2.2.2.1	はじめに .....	37
2.2.2.2	研究対象試料及び分析手法 .....	37
2.2.2.3	タービダイトの認定について .....	38
2.2.2.4	年代測定の結果について .....	38
2.2.2.5	タービダイトの対比について .....	39
2.2.2.6	タービダイトの対比から推定した地震の発生履歴について .....	40
2.2.2.7	本研究の主な成果とその意義 .....	41
2.2.3	中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討 .....	46
2.2.3.1	はじめに .....	46
2.2.3.2	研究対象及び手法 .....	47
2.2.3.3	火山ガラスを指標とした深海底堆積物-陸成堆積物におけるテフラの対比 .....	47
2.2.3.4	本研究の主な成果とその意義 .....	48
3	結論 .....	52
3.1	成果の要点 .....	52
3.2	目的の達成状況 .....	54
3.3	成果の公表等 .....	55
3.3.1	原子力規制庁の職員が著者に含まれる公表 .....	55
3.3.2	委託先による公表 .....	56
3.4	成果の活用等 .....	57
3.5	今後の課題等 .....	58
	参考文献一覧 .....	60
	執筆者一覧 .....	66



## 表 目 次

表 2.1	宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定の適用可能範囲 .....	35
表 2.2	表面照射年代の利用に関する調査項目の評価の主な留意事項 .....	36
表 2.3	タービダイトの調査に関する調査項目の評価の主な留意事項 .....	43
表 2.4	タービダイトの調査に関するコア間対比及び総合評価における主な留意事項 .....	44

## 目 次

図 1.1	本プロジェクトで扱う断層等の識別及び断層の活動性評価に関する主要課題	3
図 1.2	本プロジェクトで扱う地震の活動履歴評価に関する主要課題	3
図 1.3	断層の活動性評価に関する研究の全体行程	5
図 2.1	四国北西部の地質図	11
図 2.2	調査地位置図	11
図 2.3	反射法地震探査の測線位置図	12
図 2.4	深度変換後の解析断面図	12
図 2.5	地質断面図 (A-A'測線)	13
図 2.6	カルサイト双晶密度から求めた歪の深度分布 (H30MTLD-1 孔及び R2MTLD-1 孔)	14
図 2.7	古応力場の解析結果	14
図 2.8	地質概略図及び古応力解析結果	18
図 2.9	本研究地域における断層ガウジ及び整然層の主成分全岩化学組成	19
図 2.10	粘土鉱物の化学組成	19
図 2.11	2016 年熊本地震震源域及びその周辺における活断層及び余震の分布	22
図 2.12	地形分類、調査地点及び調査測線 (Krdk 21) を示す図	23
図 2.13	鞍岳断層群の測地学的、地質学的地殻変動を示す図	24
図 2.14	誘発浅部変位が布田川断層に伴って累積すると仮定した鞍岳断層群の時間-変位累積概念図	25
図 2.15	新庄盆地西縁断層帯、トレンチ調査地点、試掘井曲川 SK-1 及び調査測線 (Shinjo 22) 位置図	28
図 2.16	日下断層を対象にしたトレンチ壁面スケッチと解釈	28
図 2.17	反射法地震探査による測線 Shinjo 22 沿い反射断面及び地質学的解釈	29
図 2.18	石英中における宇宙線生成核種の生成イメージ	36
図 2.19	イベント堆積物 (タービダイト) の年代評価に関する検討イメージ	44
図 2.20	本研究テーマで利用した試料の採取位置	45
図 2.21	四国沖 MD012422 コア採取位置の位置	49
図 2.22	MD012422 コアの層相、テフラ層序、テフラ粒子数、海洋酸素同位体層序及び微化石年代層序	50
図 2.23	MD012422 コア及び陸域テフラに含まれる火山ガラスの化学組成	51

## 略 語 表

B.P.	Before Present 又は Before Physics (現在又は 1950 年から何年前か)
Mo inc	incoherent scattering、Mo inc (モリブデンの非干渉性散乱)
Mo coh	coherent scattering、Mo coh (モリブデンの干渉性散乱)
MIS	Marine isotopic stage (海洋酸素同位体ステージ)
MTL	Median Tectonic Line (中央構造線)
MTLTB	MTL inactive terrane boundary (地質境界として中央構造線)
MTLAFZ	MTL active fault zone (活断層としての中央構造線)
BHTV	BoreHole TeleViewer (超音波型坑壁画像検層)
XRD	X-ray diffraction (X 線回折測定)
EPMA	Electron Probe Micro Analyzer (電子プローブマイクロアナライザー)
PSZ	principal slip zone (主剪断ゾーン)
GPR	Ground Penetrating Radar (地中レーダー)
XRF	X-ray Fluorescence (蛍光 X 線分析)
LA-ICP-MS	Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析)
SEM	Scanning Electron Microscope (走査電子顕微鏡)
EDS	Energy dispersive X-ray spectroscopy (エネルギー分散型 X 線分光法)
InSAR	Interferometric synthetic aperture radar (干渉合成開口レーダー)
ka	Kilo annum (1,000 年前)
TSSs	Triggered shallow slips (誘発浅部変位)
CRN	Cosmogenic Radio Nuclides (宇宙線生成核種)
AMS	Acceleration Mass Spectrometry (加速器質量分析計)
MCMC	Markov Chain Monte Carlo (マルコフ連鎖モンテカルロ)
OSL	Optically Stimulated Luminescence (光ルミネッセンス)
TOC	Total Organic Carbon (全有機炭素)

## 用語の定義

多重逆解法	多数の断層スリップデータを解析することで、それぞれのスリップデータが活動しうる応力解を複数求める手法。
断層ガウジ	断層粘土とも呼ばれる断層岩の一種で、断層運動に伴う破砕によって生じた細粒・未固結なもの。含まれる破砕岩片は 30 % 以下。
断層岩	断層運動に伴う破砕帯又はせん断帯を構成する変形岩。
上載地層法	断層の最終活動年代は、断層が変位変形を与える最上位の地層よりも新しく、断層を覆う地層よりも古いという考えに基づいて、断層の最終活動年代を求める手法。
鉬物脈法	断層を切断するような鉬物脈又は貫入岩脈が存在していれば、貫入時期よりも断層が古いという考えに基づいて最終活動年代を求める手法。
断層スリップデータ	断層の走向、傾斜、条線の方位、剪断センスのこと。断層の基礎記載事項であり、全ての項目が計測されたものを完全断層スリップデータと呼称する。
GPR 探査	地中レーダー（Ground Penetrating Radar）探査を指す。
ジルコン U-Pb・FT	ジルコンを対象とした放射性年代測定法のうち、 $^{238}\text{U}$ 及び $^{235}\text{U}$ が $^{206}\text{Pb}$ 及び $^{207}\text{Pb}$ に放射壊変を起こす現象を利用した年代測定を U-Pb 法、 $^{238}\text{U}$ が前述とは異なるメカニズムで二つの元素に自発核分裂を起こす現象を利用した年代測定を FT（フィッション・トラック）法という。この二つの年代測定法はそれぞれジルコンの閉鎖温度が $900^{\circ}\text{C}$ 、 $250^{\circ}\text{C}$ と異なるためダブル年代測定を行うことでマグマの噴出～冷却までの年代を測定できる。
SEM-EDS	SEM 中で行う EDS のこと。SEM 及び EDS の詳細は略語表の通り。

非構造的断層	地すべり、地震動による変位等の局所的な応力状態を反映して活動した断層。
層面すべり	地層の堆積面である層理面に沿って生じたすべり。
整然層	層序が構造的に乱されていない地層に対して用いられる。
Aso-○	阿蘇火砕流堆積物のこと。○には1～4までの数値が入りそれぞれ Aso-1（約27万年前）、Aso-2（約14万年前）、Aso-3（約12万年前）、Aso-4（約9万年前）に噴出した火砕流堆積物。
宇宙線生成核種	高エネルギーの一次宇宙線が大気中の窒素や酸素の原子核と衝突して生じた中性子等の二次宇宙線が、地球表層を構成する岩石中の原子と衝突する際の核破砕反応によって生成される安定核種及び放射性核種のこと。地表に露出している時間が長いほど岩石中の宇宙線生成核種の蓄積量が大きくなる。岩石中で生じる宇宙線生成核種としては、 $^3\text{He}$ 、 $^{21}\text{Ne}$ 、 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{14}\text{C}$ 、 $^{26}\text{Al}$ 及び $^{36}\text{Cl}$ 等が代表的である。
表面照射年代測定	隆起に伴う海食台の離水や断層活動に伴う断層崖の形成等によって岩石が地表に露出してから宇宙線に曝され続けた時間を、岩石中の宇宙線生成核種の蓄積量の関数として求める年代測定の手法である。岩石中の宇宙線生成核種の蓄積量は一般的に加速器質量分析計で測定される。岩石の表面照射年代測定では、地球表層に広く分布する石英中で生成される $^{10}\text{Be}$ 及び $^{26}\text{Al}$ が頻繁に利用されている。
マルコフ連鎖— モンテカルロ法	ランダムなサンプリングを通じて複雑な確率分布や最適化問題に対処する統計的手法の一つである。モンテカルロ法は乱数を用いて数値解を得る手法であるが、その際にマルコフ連鎖を使って、系をある状態から他の状態へ遷移させる過程で目的の確率分布を推定する。マルコフ連鎖とモンテカルロ法を組み合わせ、適切なサンプリングを行うことにより、シミュレーションや統計的な問題に対する効果的なアプローチが可能となる。

トア

花崗岩等の基盤岩の一部が局所的な硬度の差や節理密度の差により侵食から取り残されることで周囲から突出した岩塊のことをいう。トアは数～十数 m の塔状の地形を形成することもある。

光ルミネッセンス—  
年代測定法

石英や長石等の鉱物粒子が自然放射線に曝されることで不対電子を蓄積していくことを利用した年代測定法である。鉱物中に蓄えられた不対電子は光刺激を与えることにより励起され、正孔と結合して発光する（光ルミネッセンス）。光ルミネッセンスを測定することで不対電子の蓄積量を求めることができる。対象の鉱物粒子が埋没するなどして光刺激を受けなくなつてから自然放射線に曝され続けた時間を不対電子の蓄積量の関数として年代を求める。

ロジックツリー

確率論的地震（津波）ハザード解析では、一般に、不確かさを偶然的及び認識論的の二つに分けて考えている。このうち、認識論的不確定性は、研究が進展すれば確定できるが現状では予測不可能なものとして位置づけられ、これを評価する手法としてロジックツリーによる手法が活用されている。この手法では、判断が分かれる事項（分岐）に関して複数の選択肢又は連続的な確率分布が設定され、不連続的な分岐に対しては将来の正しさの可能性に基づき重みが設定される。

タービダイト

土砂を多量に含んだ流れを混濁流（乱泥流）と呼び、通常の流れよりも大きなエネルギーを持つ。これによって一度堆積した粒子も再び巻き上げられ、川から海へ、更に浅い海から深海へと運搬される。このようにして混濁流から堆積した堆積物をタービダイトと呼ぶ。通常、タービダイトは下部ほど粗粒、上部ほど細粒になる。

放射性炭素年代測定

生物遺体中の放射性炭素  $^{14}\text{C}$  濃度が、生物の死後、時間とともに減少することを利用した年代測定法。測定試料は木材、炭、貝殻、泥炭、骨等で、その中の  $^{14}\text{C}$  濃度は放射能計測あるいは加速器を用いた質量分析器で測定する。 $^{14}\text{C}$  の半減期は 5,568 年により計算し、結果が比較できるよう統一されている。このようにして算出した  $^{14}\text{C}$  年代は共通の誤差による暦の年代からの

差異がある。大気圏内核実験による放射線の影響をあまり受けていない 1950 年を基準にそれより何年前であることを示すため、測定値の年数に B.P. (Before Present 又は Before Physics) を付して、例えば 3,680±600 yr B.P. と表記する。

K-Ah テフラ

K-Ah は鬼界アカホヤの略称であり、約 7,300 年前の鬼界カルデラの大噴火に伴って噴出した火山噴出物を指す。

Mo inc/coh

蛍光 X 線のエネルギーが大きいモリブデンの非干渉性散乱 (incoherent scattering, Mo inc) と干渉性散乱 (coherent scattering, Mo coh) を計測し、これらの比をとったもの。有機含有量を示すよい指標とされている。

海洋リザーバー効果

海洋生物は、海水に含まれる炭素を間接的に摂取する。そのため、有孔虫等の海洋生物が示す炭素同位体比は海洋に含まれる古い炭素に影響される。これを海洋リザーバー効果という。より正確な年代を求めるためには、炭素同位体比を得た海洋生物が生息していた海域ごとに、暦年較正曲線の差を補正する必要がある。

暦年較正

大気中の放射性炭素  $^{14}\text{C}$  濃度が一定かつ半減期を 5,568 年として求められた  $^{14}\text{C}$  年代に対し、過去の宇宙線強度及び地球磁場の変動による大気中の放射性炭素  $^{14}\text{C}$  濃度の変動、及び半減期の違い ( $^{14}\text{C}$  の半減期 5,730±40 年) を較正して、より実際に近い年代値を算出すること。較正暦年代は AD1950 年を基点として過去に遡った暦年数に「cal B.P.」を付して表記する。

海洋酸素同位体ステージ

MIS は氷期に偶数、間氷期に奇数を付けて整理されるため、現在の後氷期は MIS 1、それより古い氷期、間氷期のサイクルには、MIS 2、3、4、5・・・と記載される。氷期又は間氷期中にみられる亜間氷期・亜氷期については、sub stage の階層に位置づけて a、b・・・の記号を付ける。例：MIS 5b は間氷期である MIS 5 中の亜氷期。MIS の英称は略語表を参照すること。

## 1 序論

### 1.1 背景

「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」（以下「地質審査ガイド」という。）では、「将来活動する可能性のある断層等」が定義されている<sup>1</sup>。また、「その認定に当たって、後期更新世（約 12～13 万年前）の地形面又は地層が欠如する等、後期更新世以降の活動性が明確に判断できない場合には、中期更新世以降（約 40 万年前以降）まで遡って地形、地質・地質構造及び応力場等を総合的に検討した上で活動性を評価すること。」とされている<sup>1</sup>。

断層の活動年代は通常、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定又は推定する（以下「上載地層法」という。）（図 1.1 の①）。例えば「活断層の長期評価手法 報告書（暫定版）」<sup>2</sup>では、上載地層法に基づいた年代測定を基本としており、主として上載地層に含まれる有機物の放射性炭素同位体年代に基づいた数十年～数百年オーダーの測定精度と結果に対するばらつきの考え方が示されている。しかし、地域によっては、そのような地層が欠如している等の理由により、上載地層法の適用が難しい場合があり、断層本体の性状又は物質（断層破碎物質）から活動性を判断することになる（図 1.1 の②）。

断層破碎物質を用いた活動性評価の具体例として、地質審査ガイドでは、「断層の活動性評価に対し、断層活動に関連した微細なずれの方向（正断層、逆断層、右横ずれ断層、左横ずれ断層等）や鉱物脈又は貫入岩等との接触関係を解析することが有効な場合がある。」とされている<sup>1</sup>（以下「鉱物脈法」という。）。鉱物脈法については安全研究「断層破碎物質を用いた断層の活動性評価手法に関する研究（平成 25 年度～令和元年度）」の一環として平成 29 年度以降、知見を蓄積している。また、より定量的な評価を行うために、断層破碎物質から直接年代を測定する手法に関する知見も蓄積している。ただし、地質審査ガイドでは、「断層破碎物質を用いた活動性評価に関しては、信頼性の高い活動年代の評価手法が確立されていない。断層破碎物質の性状から断層の活動性評価を評価する場合には、このことを十分に考慮する必要がある。」ともされており<sup>1</sup>、断層破碎物質を用いたより確度の高い断層活動性評価を行うためには、複数の手法による総合的な評価を行うことが求められるが、鉱物脈法以外の活動性評価に関する知見については、具体例に乏しいという課題がある。さらに、断層の認定に当たっては、陸上又はかつての海底地すべりの痕跡、地震動による受動的な変位・変形等と、地震を生じさせる断層との識別という課題も残されている（図 1.1 の③）。これらの識別に当たって変位・変形を受けている岩盤、地層の性状から総合的に判断することになるが、この判断に必要となる指標が整備されていない。

核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律により、事業者に対する「安全性の向上のための評価の実施」が規定され、これに関連する「実用発電用原子炉の安全性向上評価に関する運用ガイド」では、事業者が安全性の向上のため自主的に講じる措置の調査及び分析の具体例として、確率論的地震ハザード評価の実施が挙げられている<sup>3</sup>。また、「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」では、審査における確認事項とし



て基準地震動の超過確率の参照が挙げられている<sup>4</sup>。確率論的地震ハザード評価の実施には地震の履歴（最新活動時期及び活動間隔）に関する地質学的な基礎データが必要であるが、技術的な制約から、海域等における地震の履歴が得られにくく、これらの情報に係る技術的根拠を明確にすることが重要である。

内陸地殻内地震のうち、地表に明瞭な痕跡を残す活断層について、陸域では基本的にトレンチ調査により活動性が評価されているが、海域ではトレンチ調査が実施できない（図 1.2 の①）。そのため、統計的に推定された活動間隔が用いられることが多く、評価結果に与える不確かさの幅が大きくなることが課題である。安全研究「地震の活動履歴評価手法に関する研究（平成 29 年度～令和元年度）」では、海域・沿岸域の地震履歴調査手法に関する知見を収集した。ただし、海底堆積物、離水海岸地形の年代評価に関する精度向上が課題として残されている。具体的には、前者の海底堆積物を用いた地震発生履歴に関する研究では、利用可能な試料が限られるために研究例に乏しく、また、地震に関連するイベント堆積物同士の対比の不確かさや、カバーできる年代範囲の狭さの課題が挙げられる。後者の離水海岸地形の年代評価に関する研究では、噴出年代が既知の火山灰や放射性炭素年代測定が可能な試料等が得られない場合の研究例に乏しい。また、地表に明瞭な痕跡を残さない活断層については、広域的に変形した地形面及び地層の形成年代に関して火山灰を用いて推定し、それを基に活動性を評価する方法があるが、火山灰の年代誤差が活動性評価の結果に大きく影響することが課題である（図 1.2 の②）。この課題は、地表に明瞭な痕跡を残さない活断層の認定にも直結している。中期更新世以降の断層の活動性に関し、地質審査ガイドでは、「中期更新世以降の断層等の評価には、この時代の地形面や地層の変位・変形に注目することが一般的である。中でも酸素同位体ステージ 7、9、11 の温暖期（高海水準期）に対応づけられる段丘面や地層の利用が有効である。」とされている<sup>1</sup>。さらに、地質審査ガイドでは、断層等の評価方法として「火山灰を利用する方法」や、「 microfossil analysis（花粉、珪藻、有孔虫、貝形虫等）や化学分析から古環境変遷を明らかにし、上記の温暖期（高海水準期）と対応づける方法」が挙げられており、これらの方法を具体化し、断層の活動性評価手法に関する知見を蓄積していくことが重要である。安全研究「地震の活動履歴評価手法に関する研究（平成 29 年度～令和元年度）」では、東北日本の過去 40 万年間の火山灰年代に関する知見を収集したが、審査への知見の活用を踏まえ、同様の知見を西南日本にも拡充することが重要である。

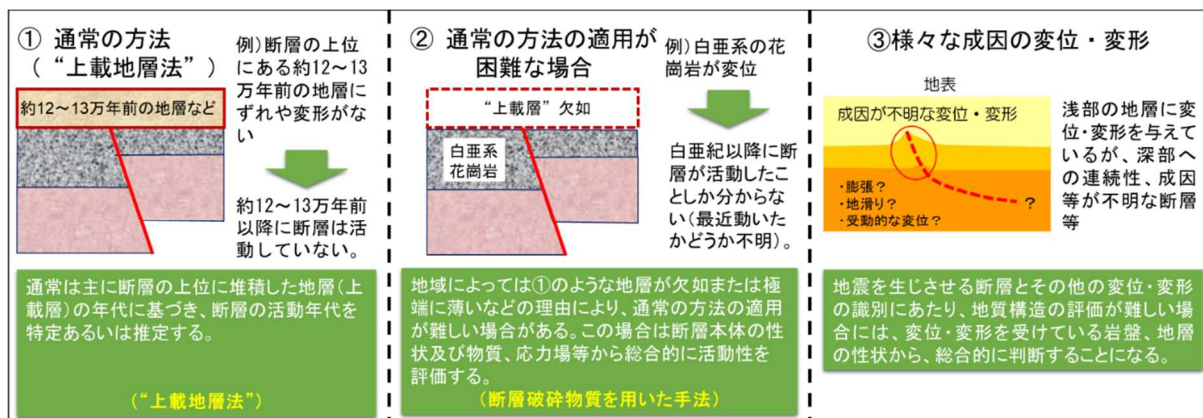


図 1.1 本プロジェクトで扱う断層等の識別及び断層の活動性評価に関する主要課題

Figure 1.1 Main issues treated in this project related to identification of various faults and to evaluation of fault activity

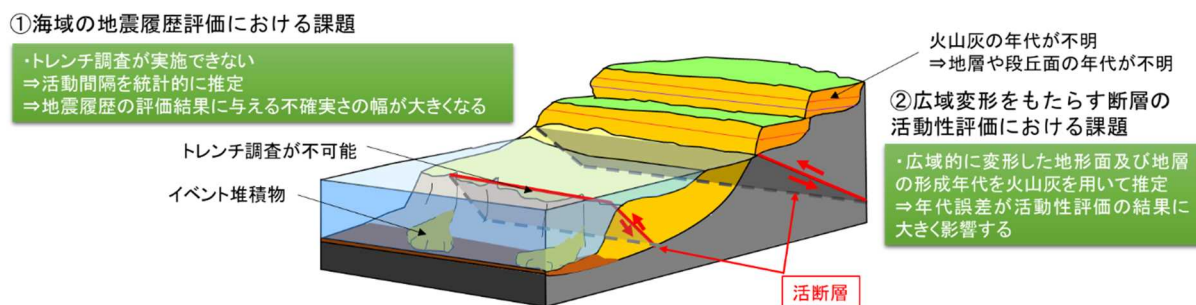


図 1.2 本プロジェクトで扱う地震の活動履歴評価に関する主要課題

Figure 1.2 Main issues treated in this project related to evaluation of paleo-earthquake history

## 1.2 目的

前述の背景を踏まえ、令和2年度から令和5年度にわたって、以下の研究課題 ((1)及び(2)) に取り組んだ。

### (1) 活断層の認定及び変位・変形の成因の評価

#### ①断層破砕物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討

断層破砕物質と鉱物脈の切断関係や破砕帯の内部構造の把握、採取した断層破砕物質を用いた分析及び解析等により、活断層の認定に有用な定量的及び定性的な断層の活動性評価手法に関する知見を蓄積する。

#### ②非地震性断層等の成因評価手法の検討

##### a. 古地すべり面の成因評価及び構造性断層との識別

古海底地すべり面と構造性断層の識別手法を検討するため、古海底地すべり起因した変位・変形に係ると考えられるすべり面の地質調査、断層構造解析、化学分析、鉱

物学的分析等を通じて地質情報を整理し、活断層の認定に有用な断層の成因評価手法に関する知見を蓄積する。

b. 誘発された断層変位の累積性が活断層評価に与える影響

すでに誘発されたことが確実な断層変位に対して測地学的、地形・地質学的調査を通じて地質情報を整理し、誘発された断層変位の累積性と活断層の累積変位量との関係を把握し、断層の活動性評価手法に関する知見を蓄積する。

c. 二次断層の成因評価及び震源断層との識別

二次断層であることが推定されている断層に対してトレンチ調査、地下構造探査を実施し地質構造を把握し、震源断層と二次断層の成因評価及びそれらの識別手法に関する知見を蓄積する。

(2) 活断層の活動履歴の評価

① 離水海岸地形の形成年代評価手法の検討

隆起した地形等の形成年代を分析し、活断層の活動履歴の評価に有用な知見を拡充する。

② 海域の古地震履歴評価手法の検討

海域の震源域近傍において採取された海洋堆積物コアを用いてイベント堆積物を抽出し、活断層の活動履歴の評価に有用な知見を拡充する。

③ 中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討

西南日本近海の信頼性の高い「年代モデル」を陸域の地域的火山灰に付帯させ、海域・陸域の地域的火山灰を対比する手順に関する知見を蓄積する。

### 1.3 全体行程

本研究は令和2年度から令和5年度にかけて実施したものであり、得られた成果を本報告書にまとめる。なお、非地震性断層等の成因評価手法の検討のうち古海底地すべりに関する研究テーマの一部は国立大学法人新潟大学理学部（以下単に「新潟大学」という。）との共同研究「断層の成因評価に関する基礎的研究」として実施したものである。また、離水海岸地形の形成年代評価手法の検討は国立大学法人東京大学大気海洋研究所、海域の古地震履歴評価手法の検討は国立大学法人東京大学新領域創成科学研究科に委託し、実施したものである。全体行程を図1.3に示す。

実施内容	令和2年度	令和3年度	令和4年度	令和5年度
(1) 活断層の認定及び変位・変形の成因の評価				
①断層破砕物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討				
②非地震性断層等の成因評価手法の検討				
a. 古地すべり面の成因評価及び構造性断層との識別				
b. 誘発された断層変位の累積性が活断層評価に与える影響				
c. 二次断層の成因評価及び起震断層との識別				
(2) 活断層の活動履歴の評価				
①離水海岸地形の形成年代評価手法の検討				
②海域の古地震履歴評価手法の検討				
③中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討				

内作・請負   
 共同研究   
 委託

図 1.3 断層の活動性評価に関する研究の全体行程  
 Figure 1.3 Whole process of study of evaluation fault activity

## 2 本論

### 2.1 活断層の認定及び変位・変形の成因の評価

#### 2.1.1 断層破碎物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討

##### 2.1.1.1 はじめに

断層の活動年代は通常、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定又は推定する。しかし、地域によっては、そのような地層が欠如している等の理由により、通常の手法の適用が難しい場合があり、断層本体の性状又は物質（断層破碎物質）から活動性を判断することになる。断層破碎物質を用いた活動性評価の具体例として、地質審査ガイドでは、「断層の活動性評価に対し、断層活動に関連した微細なずれの方向（正断層、逆断層、右横ずれ断層、左横ずれ断層等）や鉱物脈又は貫入岩等との接触関係を解析することが有効な場合がある。」とされている。ただし、地質審査ガイドでは、「断層破碎物質を用いた活動性評価に関しては、信頼性の高い活動年代の評価手法が確立されていない。断層破碎物質の性状から断層の活動性評価を評価する場合には、このことを十分に考慮する必要がある。」ともされており<sup>1</sup>、断層破碎物質を用いたより確度の高い断層活動性評価を行うためには、複数の手法による総合的な評価を行うことが求められるが、鉱物脈法以外の活動性評価に関する知見については、具体例に乏しいという課題がある。

本研究では、断層破碎物質の性状に基づく断層の活動性評価手法に関する知見を蓄積するため、活断層と最近活動していない地質断層の破碎部の性状を比較するのに適した四国北西部の中央構造線（Median Tectonic Line、以下「MTL」という。）を例に、両断層帯の構造関係の把握、断層破碎物質を用いた特定鉱物の結晶構造の解析、古応力場の解析、断層破碎物質と鉱物脈との切断関係及び粒子の破壊状況の観察、化学分析等を実施し、両断層帯の活動性の違いを評価する具体例を示す。

##### 2.1.1.2 調査地域及び調査・分析手法

調査地の愛媛県西条市付近には、三波川変成帯と和泉層群を境する最近活動していない地質断層としての低角度な断層帯と、この断層の北側に活断層としての高角度な断層帯が近い距離で並走する<sup>5</sup>。本章では、地質断層としての中央構造線を MTL inactive terrane boundary（以下「MTLTB」という。）、活断層としての中央構造線を MTL active fault zone（以下「MTLAFZ」又は調査地域の活断層である「川上断層」という。）と呼称する。ただし、これらの断層を包括して表現する場合には中央構造線又は MTL と呼称する（図 2.1）<sup>6</sup>。本研究では、両断層帯の地下での構造関係を明らかにするために、本調査地において両断層帯を横断する反射法地震探査及びボーリング調査を実施した。また、両断層帯の断層破碎物質の性状の違いを把握するため、採取した試料を用いてカルサイトの結晶構造解析、古応力場の解析、断層破碎物質と鉱物脈との切断関係の観察、粒子の破壊状況の観察、化学分析等を実施した。以下は、これらの調査及び分析により得られた代表的な成果について報告する。

反射法地震探査は、中山川を横断する愛媛県西条市丹原町来見から愛媛県西条市丹原町湯谷口までの延長 1,200 m の測線区間において実施した (図 2.2)。MTLTB 及び MTLAFZ (川上断層) は調査地において、それぞれ東西及び東北東-西南西方向に分布することが周辺の断層露頭、トレンチ調査の結果等から推定されており、本探査測線はこれらの断層を横断する配置とした。震源は P 波、スイープ長は 8 秒、スイープ周波数は 20-120 Hz である。また、チャンネル数は 176、ショット間隔及び受振点間隔は 10 m、記録長は 4 秒、サンプリング間隔は 1 ミリ秒である。

ボーリング掘削は、MTLTB 及び MTLAFZ (川上断層) を横断する A-A' 測線において 5 孔、A-A' 測線の東方約 400 m に位置する反射法地震探査の測線沿いで 1 孔を掘削した。図 2.2 中にボーリング掘削位置を示す。A-A' 測線の最も北側に位置する H31MTLD-1 孔 (330 m) は、MTLTB を貫くように南方へ 82° の傾斜角度で掘削した。H31MTLP-1 (180 m) 及び R2MTLD-1 (120 m) は、MTLTB 及び MTLAFZ を横断するように、それぞれ南方へ 46° 及び 63° の傾斜角度で掘削した。A-A' 測線の最も南側に位置する H31MTLD-3 孔 (80 m) は MTLTB を貫くように鉛直方向に掘削した。H30MTLD-1 孔は反射法地震探査の解析断面図と地層との対比を行うことを目的として MTLTB を貫くように鉛直方向に掘削した。H31MTLD-1 孔はワイヤーライン工法、その他の孔では普通工法で掘削した。H31MTLD-1 孔では、キャリパー、自然ガンマ線検層、速度検層、自然電位検層、比抵抗検層、密度検層及びボアホールテレビュアーを実施した。これらの物理検層はケーシング挿入区間を除く全ての区間において実施した。H31MTLD-2 孔、H31MTLD-3 孔及び R2MTLD-1 では、主断層部においてボアホールテレビ (BHTV) による孔壁観察を実施した。

カルサイトの結晶構造解析は、H30MTLD-1 孔 (100 m) で採取した 15 試料及び R2MTLD-1 孔 (120 m) で採取した 14 試料の薄片試料を用いて行った。測定に先立ち、断層破碎物質とカルサイト脈との切断関係及び粒子の破壊状況を把握するために偏光顕微鏡下に置いて薄片試料の微細構造観察を行った。測定は偏光顕微鏡下において薄片試料を 200 倍で観察し、接眼マイクロメータによって双晶面間の見かけの幅を測定し、双晶面の傾斜角から、真の双晶間隔を得て、その逆数から双晶密度 (本/mm) を求めた。同一試料から多数のカルサイト粒子を測定し、確率密度分布解析によりピークを分解し、最頻値をもってその試料の双晶密度とした。測定粒子が少なく、散在的で明瞭なピークを持たない試料は解析から除外した。また、得られた双晶密度から坂口・安藤 (2020) <sup>7</sup> の式を用いて歪量を算出した。

古応力場の解析は、ボーリングコアで確認した 51 試料の断層条線の方位のデータを用いて Yamaji (2000)<sup>8</sup> が開発した多重逆解法ソフトウェア (Ver. 6) を用いて行った。なお、条線の方角を特定するのに必要な断層面の方角は、ボアホールテレビ観察で得られた孔壁展開画像の解析により求めた。

### 2.1.1.3 反射法地震探査結果

図 2.3 に反射法地震探査の測線位置図、図 2.4 に同探査の深度変換後の解析断面図を示す。反射断面には北方へ 25°~30°の角度で傾斜する明瞭な反射面が確認された。測線沿いで掘削した H30MTLD-1 孔では、この反射面に相当する深度 69.56 m において和泉層群の砂岩泥岩互層と三波川変成岩類とを境する傾斜約 25°の MTLTB の主断層面が確認された。MTLTB の上盤側の反射面は乱れており、ボーリングコアでは全体的に破碎された和泉層群 (Iz) の砂岩泥岩互層及び凝灰岩泥岩互層が確認された。MTLTB の下盤側の反射面は北傾斜に傾斜する強い反射面が確認され、ボーリングコアでは割れ目の少ない堅硬な三波川変成岩類 (Sb) が確認された。CMP80 付近には北へ約 60°の角度で傾斜する川上断層 (MTLAFZ) の反射面が確認された。川上断層と MTLTB との交差部付近の反射面はやや不明瞭であるが、川上断層の反射面は MTLTB を超えて三波川変成岩類の分布域に延長していない。CMP90 付近には南へ 40°~50°傾斜する和泉層群と三波川変成岩類とを切断する明瞭な反射面が確認されたが、地表部にはこれに相当する断層は確認されなかったため川上断層に切られていると推定される。表層部には、岡村層群及び扇状地堆積物の基底面に相当する水平な反射面が確認された。

### 2.1.1.4 ボーリング調査結果

図 2.5 にボーリング調査結果に基づいて作成した A-A' 測線の地質断面図を示す。MTLTB の上盤には、下位より白亜系の和泉層群の凝灰岩・泥岩互層、砂岩・泥岩互層、第三系鮮新統~第四系更新統の岡村層群の礫岩層、第四系更新統~完新統の砂礫層が分布し、MTLTB の下盤には、白亜系の三波川変成岩類が分布する。MTLTB 及び川上断層 (MTLAFZ) に沿って最大層厚約 40 m の主破碎帯 (main fault zone) を伴う。主破碎帯は、破碎帯を構成する主要な断層角礫種に応じて、蛇紋岩優勢角礫帯 (serpentinite dominant breccia zone)、安山岩優勢角礫帯 (andesite dominant breccia zone)、泥岩角礫等の雑多な断層角礫種からなる混在角礫帯 (mixed breccia zone) に区分される<sup>6</sup>。MTLTB は三波川変成岩類と安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の面状組織の卓越した主せん断ゾーン (principal slip zone、以下「PSZ」という。) が認められる。最新活動面はシャープな断層面を伴い厚さ数 cm 以下の断層ガウジを挟在するものの全体的に固結している。また、破碎部を横断する厚さ数 mm 以下の鉱物脈が卓越している。XRD 分析及び EPMA 分析によると、これらの鉱物脈はドロマイト、カオリナイト等の熱水鉱物からなることが明らかになった。三波川変成岩類は、MTLTB の近傍及び局所的に存在する厚さ 1.8 m 以下の固結したカタクレーサイトを除き全体的に割れ目の少ない堅硬な岩石からなる。川上断層は和泉層群と安山岩優勢角礫帯とを、又は和泉層群と岡村層群とを境する。地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められ全体的に軟質であり、全て破碎された細粒の岩片からなる。最新活動面はシャープな断層面を伴い厚さ数 cm 以下の断層ガウジを挟在する。

断層の傾斜角度は、ボアホールテレビ解析及び既往のトレンチ調査結果<sup>6</sup>から求めた。川上断層の最新活動面の傾斜角度は、トレンチ法面で北方へ72°、R2MTLD-1孔で北方へ71°、H31MTLD-2孔で北方へ46°を示す。H31MTLD-1ではMTLTBに収れんし、北方へ30°の角度で傾斜していることが明らかになった。

#### 2.1.1.5 カルサイトの結晶構造の解析結果

カルサイトの産状を偏光顕微鏡下で観察した結果、カルサイトは、①古い破砕帯の構造を完全に切断して脈状に分布しているもの、②破砕帯の岩片を構成する鉱物として存在するもの、③破砕帯の基質を構成するきわめて微細な破砕粒子として存在するもの等がある。これらは、カルサイト脈が、断層活動によって破壊及び生成を繰り返していることを示していると考えられる。本研究では、最後期に形成されたと考えられる①のタイプのカルサイト脈を対象とした。H30MTLD-1孔では、深度69 m付近のMTLTBの近傍で歪が1.00%（双晶密度が127.2本/mmに相当）と高い双晶密度を示した（図2.6(c)）。全体的な傾向として、深度69 m付近のMTLTB付近をピークにして地表部及び深部に向かって直線的に双晶密度が減少する傾向が認められた。R2MTLD-1孔では、深度49 m付近の川上断層近傍で歪が1.11%（双晶密度が139.4本/mmに相当）と高い値を示し、川上断層から離れるにつれて減少し、深度53.8 mで歪が0.74%（双晶密度が100.3本/mmに相当）となった（図2.6(d)）。双晶密度は深部に向かって再び増加し、深度66.8 mで歪が1.29%（双晶密度が158.8本/mmに相当）を示した。それ以深では歪は深度77.4 mまで減少し、そこから深度97 m付近のMTLTBに向かって上昇傾向を示した。R2MTLD-1孔コアの歪は、H30MTLD-1孔に比べて全体的にやや高い値を示した。H30MTLD-1孔の分析結果は、MTLTBの活動による変形作用が両側に数10 mと広範囲に及ぶことを示している。R2MTLD-1孔もMTLTBの応力の影響が距離とともに減衰するが、バックグラウンドのレベルに低下する前に川上断層の応力の影響が重なっている可能性がある。H30MTLD-1孔とR2MTLD-1孔の結果を、MTLTBを基準に重ねたものを図2.6(e)に示す。両コアの歪はMTLTB付近では似た値を示し断層からの距離と共に減衰する。R2MTLD-1孔では深度66.8 m付近と、深度49 m付近の川上断層周辺で局所的に高い値を示した（図2.6(e)）。このことは、地下で歪を被ったMTLTBが地表付近で川上断層とMTLTBに分岐したことを示唆している。

割れ目密度は、カルサイトの歪と同様にMTLTBの主断層付近から上下に向けて低下する傾向が確認された（図2.6(b)）。これらは、断層変位によって主破砕帯（断層コア）の周囲に形成されたダメージゾーンと考えられる<sup>9,10</sup>。表層から深度20 m付近までは高い割れ目密度を示しているが、これらの割れ目の表面には褐色の酸化物が付着しているため、風化作用によって生じた割れ目であると考えられる。MTLTBの主断層付近で周囲よりも少し低い割れ目密度を示しているのは、破砕による細粒化により割れ目として認識できなくなったためである。これらのことから、カルサイト双晶は、断層活動によるダメージゾーンの形成に伴って形成されたと推定される。割れ目密度及び双晶密度の変化傾向は必ず



しも断層岩の種類と一致していないが、カルサイト脈が深部で形成されたと考えられる断層岩を切断して分布していることから、断層岩が形成された深度よりも浅い深度でカルサイト脈が生成し、その後、比較的浅い深度において双晶変形を被ったと推定される。

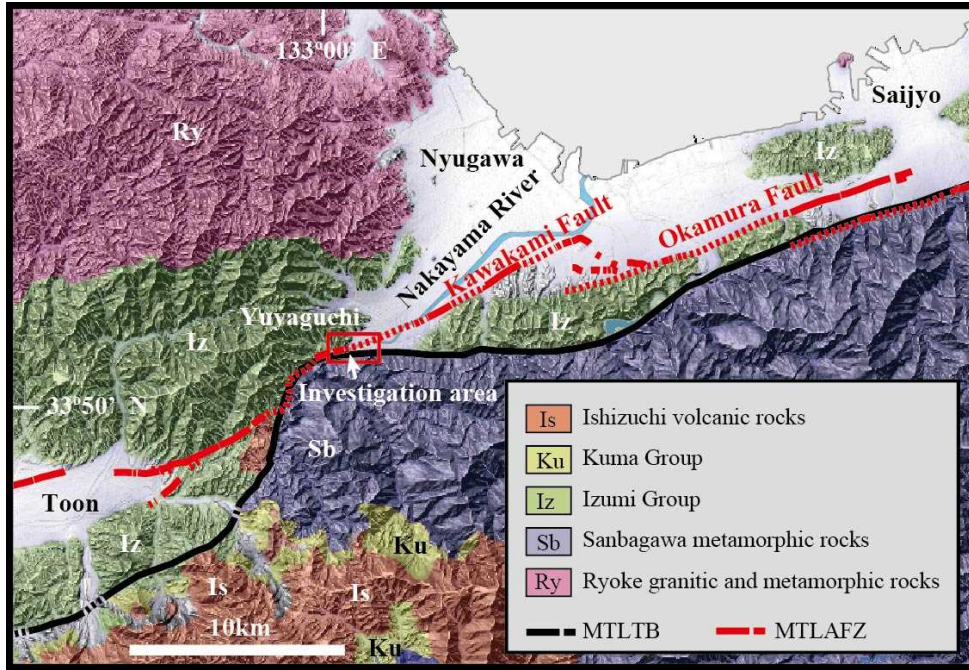
#### 2.1.1.6 古応力場の解析結果

多重逆解法により古応力場を解析した結果、S1～S4 の四つの最適応力解のクラスターが得られた（図 2.7）。クラスターS1 は、 $\sigma_1$  が東北東-西南西方向で東北東方向に低角度にプランジ、 $\sigma_3$  が北西-南東方向で北西方向に低角度にプランジしたところに分布する。クラスターS2 は、 $\sigma_1$  が北西-南東方向で南東方向に高角度にプランジ、 $\sigma_3$  が北西-南東方向で北西方向に低角度にプランジしたところに分布する。クラスターS3 は、 $\sigma_1$  が北北西-南南東方向で南南東方向に中角度にプランジ、 $\sigma_3$  が北北東-南南西方向で北北東方向に高角度にプランジしたところに分布する。クラスターS4 は、 $\sigma_1$  が西北西-東南東方向で西北西方向に低角度にプランジ、 $\sigma_3$  が北東-南西方向で北東方向に中角度にプランジしたところに分布する。

これらの応力場が東西～東北東-西南西走向の中央構造線に作用した場合、変位センスは、S1 が左横ずれセンス、S2 が左横ずれを伴う正断層センス、S3 が逆断層センス、S4 が右横ずれセンスになる。このうち、S4 は活断層の川上断層の運動センスと一致していることから、現在の東西方向の応力場を示していると考えられる。また、S1～S3 については、MTLTB が活動した際の過去の応力場を示していると考えられる。

#### 2.1.1.7 本研究の主な成果とその意義

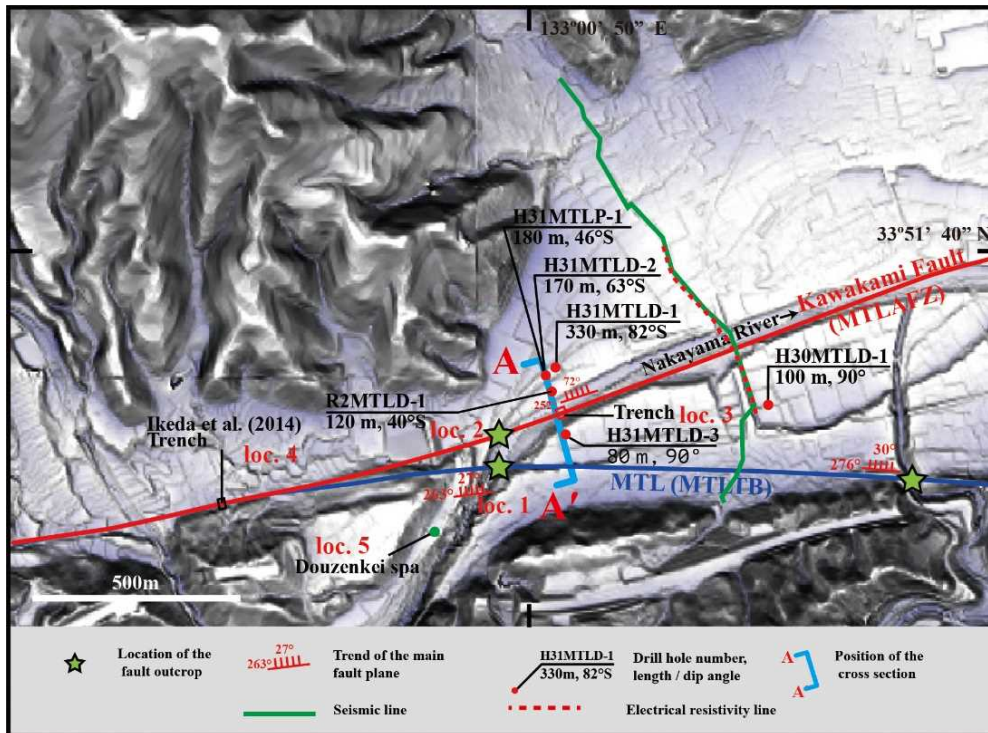
四国北西部に分布する MTLAFZ 及び MTLTB を横断する測線において、反射法地震探査及びボーリング調査を実施した結果、地表部で北方へ高角度に傾斜する MTLAFZ は地下で次第に低角度となり、傾斜 30°で MTLTB に収れんすることが明らかとなり、両断層帯の構造関係を把握することができた。ボーリング掘削により採取した破砕部の微細構造観察によると、PSZ の最新活動面はいずれの断層帯もシャープな断層面を伴うが、MTLTB では全体的に固結しており破砕部を横断する熱水鉱物脈が卓越するのに対し、MTLAFZ では全体的に軟質であり、全て破砕された粒子からなることが明らかとなった。破砕部の微細構造観察により、活動性の異なる断層の破砕部性状の違いを識別することができた。古応力場の解析結果からは、現在の東西方向の応力場で活動した MTLAFZ と、過去の応力場で活動した MTLTB を識別することができた。破砕帯が過去に経験した応力場と破砕帯近傍の現在の応力場の比較により最近の断層の活動の有無を評価する手法の有効性を検証することができた。



出典) Miyawaki et al. (2021)<sup>6</sup>

図 2.1 四国北西部の地質図

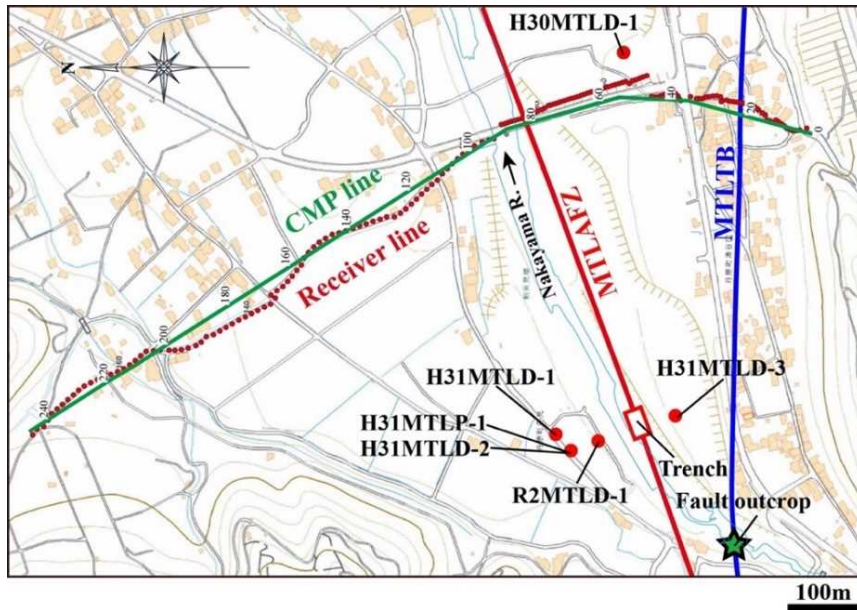
Figure 2.1 Geological map of the northwestern Shikoku Island



出典) Miyawaki et al. (2021)<sup>6</sup> を一部改編

図 2.2 調査地位置図

Figure 2.2 Locations of drilling sites and seismic line

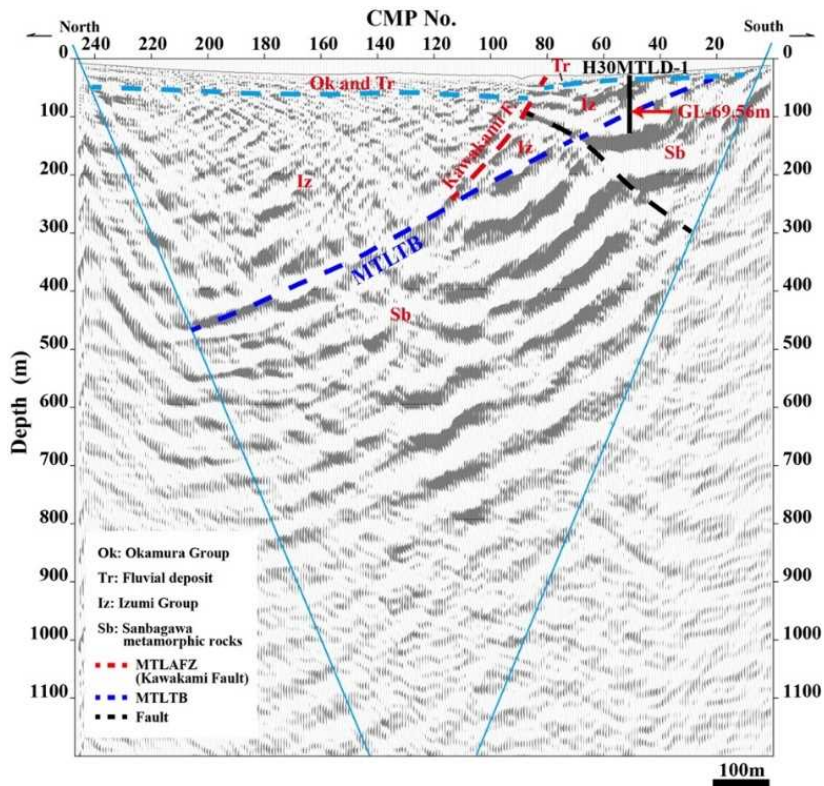


出典) 宮脇 (2022) <sup>11</sup> から引用

図 2.3 反射法地震探査の測線位置図

Figure 2.3 Location of seismic line

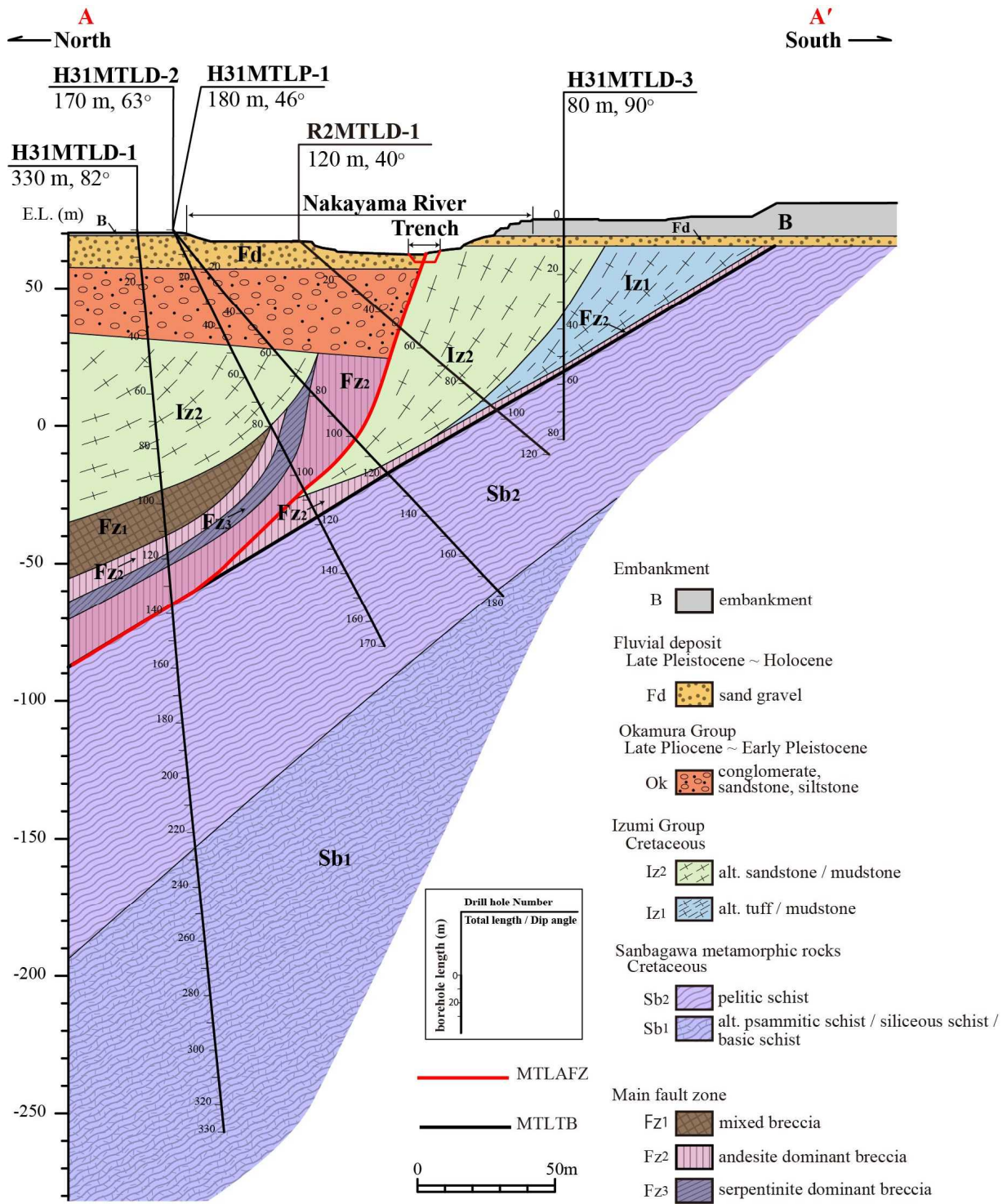
注) 国土地理院地図 <sup>12</sup> を使用して作成。



出典) 宮脇 (2022) <sup>11</sup> から引用

図 2.4 深度変換後の解析断面図

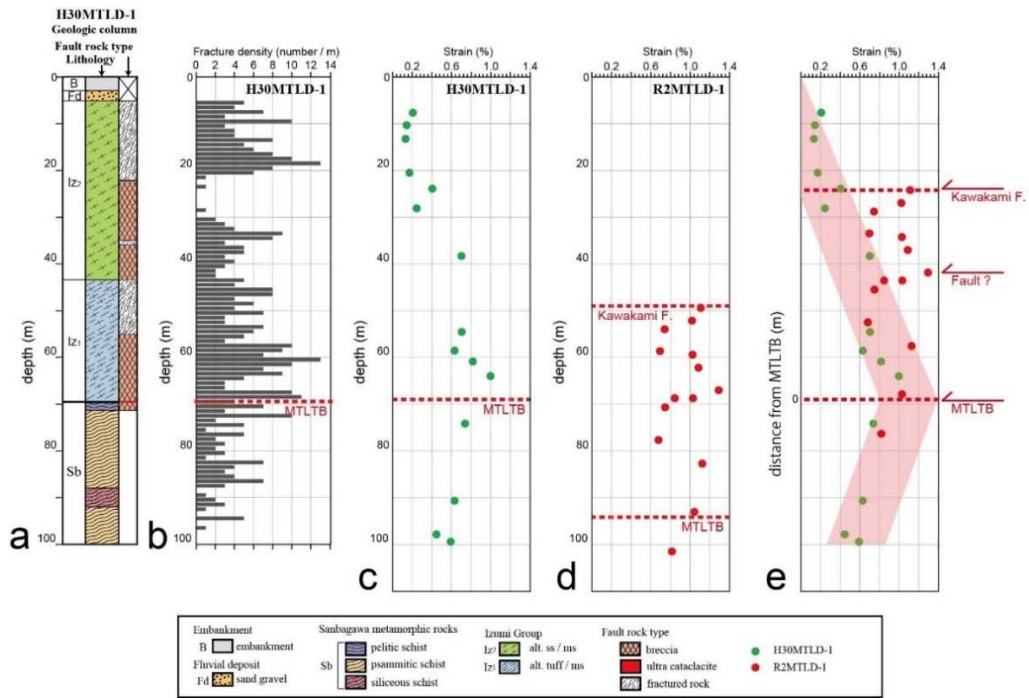
Figure 2.4 Migrated depth profile of the seismic line



出典) Miyawaki et al. (2021)<sup>6</sup> を一部改編

図 2.5 地質断面図 (A-A'測線)

Figure 2.5 Geological profile (cross-section along A-A')

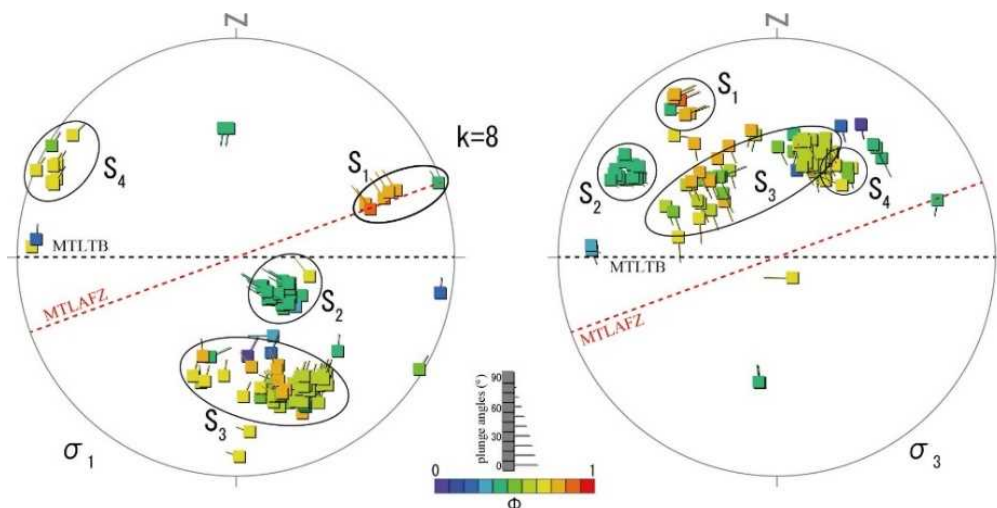


出典) 宮脇 (2022) <sup>11</sup> から引用

図 2.6 カルサイト双晶密度から求めた歪の深度分布  
(H30MTLD-1 孔及び R2MTLD-1 孔)

Figure 2.6 Strain depth profiles estimated from calcite twin density  
(H30MTLD-1 and R2MTLD-1)

注) (a)地質柱状図及び破碎帯区分図 (b)割れ目密度の深度分布 (c)H30MTLD-1 孔における歪の深度分布 (d) R2MTLD-1 孔における歪の深度分布 (e) MTLTB を基準にして両孔の分析結果を重ね合わせた図



出典) 宮脇 (2022) <sup>11</sup> から引用

図 2.7 古応力場の解析結果

Figure 2.7 Result of the paleo stress analysis

## 2.1.2 非地震性断層等の成因評価手法の検討

### 2.1.2.1 古地すべり面の成因評価及び構造的断層との識別

#### 2.1.2.1.1 はじめに

断層の活動性評価の際、上載地層法、鉍物脈法等が用いられるが、上載地層が侵食により欠如している、断層を切断する鉍物脈が貫入していない等の理由から、これら手法では断層の最終活動年代を特定できないことも多い。その場合、断層の活動性は、その成因も含め総合的に評価することが重要となる。しかし、特に野外露頭において、地すべり面に代表される非構造的断層と活断層等の構造的断層との識別は困難な場合が多く、両者の識別についていくつかの検討例は存在する<sup>13,14</sup>ものの、識別指標は未だに確立されていない。また、断層の活動性について、断層岩の全岩化学組成を用いて判別する試み<sup>15,16</sup>が近年報告されているが、こちらも識別手法として確立しているものではない。

本研究では、古海底地すべり面と構造的断層の識別手法を検討するため、古海底地すべり起因と考えられるすべり面が多数報告されている秋田県横手市周辺を対象に、地質調査、断層構造解析、化学分析、鉍物学的分析等を実施した。また、本研究の一部は、新潟大学との共同研究「断層の成因評価に関する基礎的研究」として実施したものである。新潟大学の成果については、共同研究成果報告書（令和6年公表予定）<sup>17</sup>に示すこととし、以下では主として規制庁職員による成果を示す。なお、本章における新潟大学の主な成果は、古応力解析（多重逆解法）のためのデータ取得の一部及び規制庁による成果について職員と議論し、考察の決定に寄与したことである。

#### 2.1.2.1.2 調査地地質概説

秋田県横手市南部には、層状珪質泥岩と白色凝灰岩の互層からなる後期中新世～鮮新世の山内層（女川層相当層）<sup>18,19</sup>及び相野々層（船川層相当層）<sup>18,19</sup>が分布している。調査地域の東方、真昼山地と横手盆地との境界部には横手盆東縁断層帯を構成する、金沢断層、杉沢断層、大森山断層<sup>20</sup>が分布し、これら断層と並走する南北走向の軸を持つ褶曲が横手盆地内に点在する。

#### 2.1.2.1.3 調査手法

文献調査及び地表踏査により、古海底地すべり露頭及び比較検討対象となる活断層露頭の地質調査を実施した。地質調査は詳細スケッチの作成及び断層スリップデータの採取を基本とし、特に重要な露頭についてはボーリングコア掘削、GPR 探査、断層岩定方位試料の採取、古地磁気測定、微化石年代分析及びジルコン U-Pb・FT 年代測定を実施した。また、粒子の破壊状況及び内部の剪断構造把握のため、露頭及びボーリングコアから採取した定方位試料は、X線CT像による3次元構造の認定の後に、薄片及び研磨片の作成に利用した。作製した薄片及び研磨片は、2次元構造の認定に用いた。さらに、すべり面の成因検討のため、多重逆解法<sup>8,21</sup>による古応力解析を実施し、すべり面活動時の応力状態につ

いて解析した。解の認定に当たっては、Otsubo et al. (2006)<sup>22</sup>の手法を用いて自動決定を行った。これらの結果を基に、総合的に非地震性断層及び活断層の分類を行った。加えて、本研究では活断層露頭から採取した断層粘土（以下「活断層ガウジ」という。）及び古海底地すべり露頭のすべり面から採取した粘土（以下「海底地すべりガウジ」という。）の化学的、結晶学的特徴の比較を行った。活断層ガウジ及び海底地すべりガウジの識別には、前述した非地震性断層及び活断層の分類結果を用いた。これらの比較は、XRDを用いた全岩鉱物分析及び粘土鉱物分析、XRFを用いた全岩化学組成分析、SEM-EDSを用いた基質に存在する粘土鉱物の半定量化学組成分析を実施し、それぞれのすべり面について化学的性質を比較した。XRDは新潟大学理学部理学科設置リガク株式会社製UltimaIVを用い、バルク試料の鉱物同定を行った。XRFは新潟大学理学部理学科設置理学電機工業（リガク株式会社）社製RIX3000を用い、融剤としてMerck製スペクトロメルトA10及びA20を使用した。SEM-EDSの半定量分析では露頭から採取した岩石試料について研磨薄片を作成し、測定した。SEMはPhenom World社製Phenom XL、EDSはPhenom World社製Phenom Element Identificationを使用した。断層ガウジ及び整然層の岩石薄片を用いて基質部の観察を倍率2000倍以上で行い、測定位置を選定した。

本調査のうち、多重逆解法による古応力解析結果及びXRF、SEM-EDSによる化学分析結果について以下に記す。

#### 2.1.2.1.4 多重逆解法の結果

文献調査及び地表踏査を実施し、古海底地すべりの存在が過去に示唆<sup>23</sup>されていた山内層-相野々層境界部付近に、古海底地すべりと考えられる露頭を4カ所発見した（図2.8、S2、S3、S4、S6）。古海底地すべりと考えられる露頭は各露頭間が最大で900m程度しか離れていない場所に位置しており、最も近接している露頭間の距離は100m程度である。しかし、各露頭で見られる古応力解には、共通する解がほとんど見られない。また、現在横手地域で観測される広域応力場と整合的な応力解も検出されない。さらに、各露頭の応力は、傾動補正を100%として解析を行った方が応力解の集中が良い。

古海底地すべり露頭の比較対象として、細矢ほか（2018）<sup>24</sup>で報告のあった金沢断層の副断層露頭及び調査地域南部の林道沿いの露頭を活断層露頭と仮定し、選定した。F11露頭からは、現在の広域応力である逆断層性の応力解が得られた。一方で、露頭構造から構造的断層露頭であると考えられていたS8露頭は、傾動補正75%のとき最も応力解のまとまりが良く、F11露頭で求められたような東西圧縮の逆断層性の応力解は弱い。主体となる応力解は、高角北北東-南南西方向の圧縮、東西方向の引張であった。

以上から、S2、S3、S4、S6露頭（図2.8）で見られるすべり面は古海底地すべり起因である可能性が高く、これら露頭を活断層露頭と比較することが妥当であると考えた。また、S8露頭については、一部広域応力で再活動している可能性があるものの、基本的には地層傾動時の層面すべりであり、構造的運動と非構造的運動を分離する事が困難であった

ため、2.1.2.4 節で実施する化学分析の対象外とした。また、古海底地すべり露頭のうち、S2 露頭についても十分な断層ガウジ試料が得られていないため、化学分析を実施していない。

#### 2.1.2.1.5 鉱物組成分析及び化学組成分析の結果

XRF 分析の結果、活断層露頭から採取した活断層ガウジは、古海底地すべり露頭から採取した海底地すべりガウジに比べて、MgO 及び CaO の含有量が高かった (図 2.9)。また、SEM-EDS による化学組成分析の結果、活断層ガウジは凝灰岩中に発達する海底地すべりガウジと比較して MgO の含有量が高かった (図 2.10 (a))。活断層露頭では、断層ガウジの組成は整然層の組成と比較して、CaO の量比が低く、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の量比が高かった (図 2.10 (b))。また、得られた化学組成から詳細な粘土鉱物種について同定を行った結果、本研究地域に存在する粘土鉱物はバイデライトーモンモリロナイト系列を示した (図 2.10 (c))。

XRF 分析では、活断層ガウジの CaO 含有量は海底地すべりガウジと比較して高い結果が得られたが、含有量の差は整然層でも同様に活断層露頭の方が高いため、CaO の含有量の差は断層ガウジの原岩の化学組成の差を反映している可能性が高い。対して、MgO の含有率は活断層露頭、古海底地すべり露頭の両者において、断層周辺の整然層と比較して、増加傾向にあった。さらに、活断層ガウジとその周辺の整然層の MgO 含有量の差は、海底地すべりガウジと整然層の MgO 含有量の差と比較して大きい。また、SEM-EDS 分析においても、活断層ガウジの基質を形成する粘土鉱物は、整然層に含まれる粘土鉱物と比較して MgO の量比が高い。活断層ガウジの原岩には Mg を含むような鉱物が含まれていないことから、MgO の富化は外部から Mg を付加された影響によると予想される。本研究地域の活断層から東方 5 km には、安山岩や玄武岩等の横手盆地の堆積層と比較して Fe 及び Mg に富む岩体が存在し、これら比較的古期の岩体は、褶曲に伴って横手盆地の地下に存在する可能性がある。活断層は古海底地すべりと比較して地下深部まで連続している可能性があり、断層面沿いを流れる流体の液性は地下に存在する地層の化学組成の影響を受ける。以上のことから、活断層ガウジの MgO 富化は、活断層が地下深部まで連続するため、断層に沿って Mg に富んだ流体等が上昇し、断層ガウジの MgO 含有率が高くなった事を示唆する。反対に、古海底地すべり面は、古期の岩体を切断するような深度まですべり面が延長しないため、MgO の量比が活断層と比べ低い可能性がある。

#### 2.1.2.1.6 本研究の主な成果とその意義

秋田県横手地域において、古海底地すべりと活断層は断層ガウジ中の MgO 含有量によって識別可能であることが分かった。また、横手地域の古海底地すべり面は、現在の広域応力による影響は非常に少なく、応力状態による識別も可能であった。一方で、MgO 含有量の差の原因は、本地域に特徴的な Mg に富んだ岩体を通過している流体の寄与にあると考えられ、MgO 含有量は本地域以外に一般的に適用できる断層識別指標とはならない可能



性がある。しかし、古海底地すべりのように亀裂が深部まで延長しない断層が、流体の移動経路にある岩石由来の元素が活断層と比較して少ない状態にあることは、他地域でも十分考えられる。したがって、周辺の地質情報及び活断層ガウジとの比較が必須であるものの、断層ガウジの全岩化学組成分析を行うことで、活断層と非構造性断層を識別できる可能性がある。

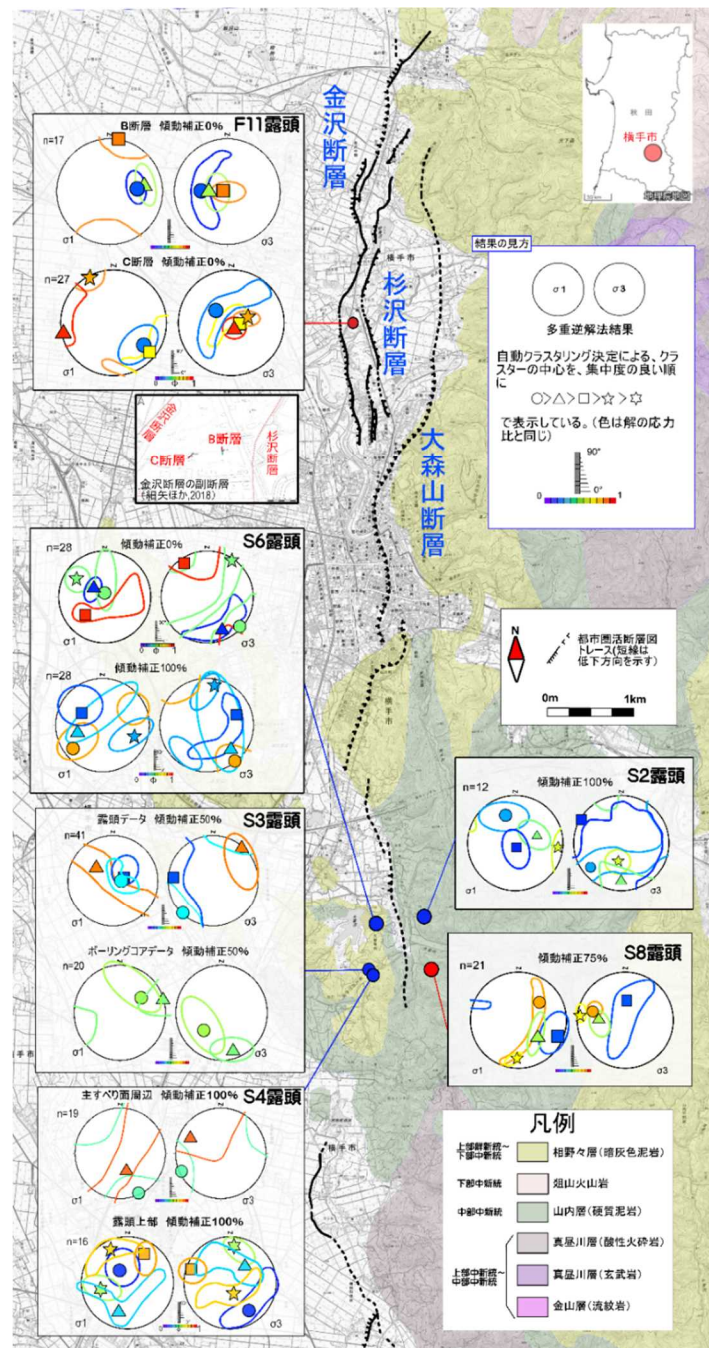


図 2.8 地質概略図及び古応力解析結果

Figure 2.8 Geological outline map and paleo-stress analysis results

注) 国土地理院地図<sup>12</sup>に大沢・須田(1980)<sup>25</sup>、大沢ほか(1988)<sup>26</sup>、杉戸ほか(2015)<sup>27</sup>、を加筆。

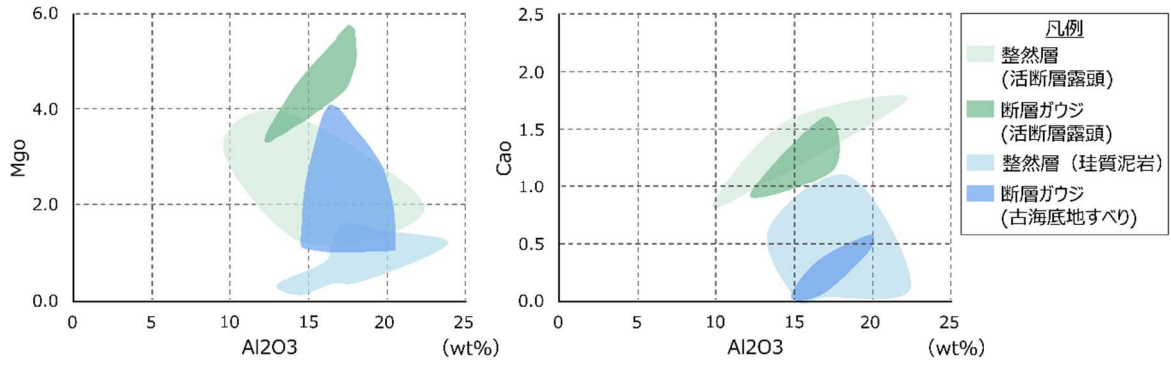


図 2.9 本研究地域における断層ガウジ及び整然層の主成分全岩化学組成

Figure 2.9 Geochemical variation diagrams for whole-rock compositions

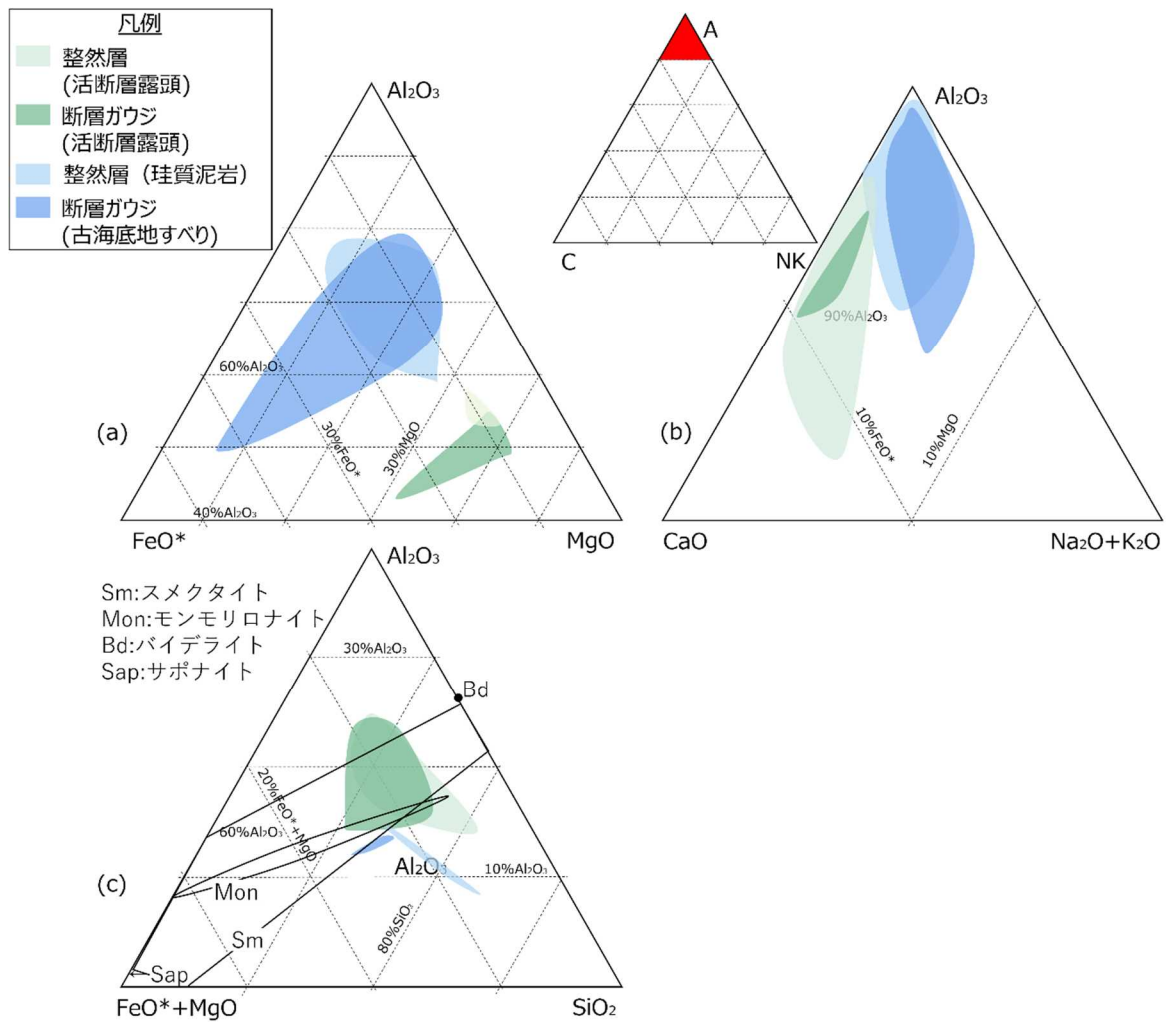


図 2.10 粘土鉱物の化学組成

Figure 2.10 Ternary plots of clay mineral

注) (a)  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*\text{-MgO}$  (b)  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$  (c)  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO}^*\text{+MgO)-SiO}_2$

## 2.1.2.2 誘発された断層変位の累積性が断層の活動性評価に与える影響

### 2.1.2.2.1 はじめに

新規基準に則った断層の活動性評価にあたり、地形・地層に記録された断層変位の累積量は、過去に生じた地震の規模、頻度等を推定するための重要な情報である。しかし、2016年熊本地震において、宇宙測地学的手法（干渉合成開口レーダー（Interferometric synthetic aperture radar）、以下「InSAR」という。）を用いて確認された多数の地表断層の中で、既存の活断層線と分布が一致するものの余震を伴わないもの（例えば鞍岳断層群：図 2.11）が多数観察された<sup>28</sup>。これら地表断層の変位が累積してきた場合、地形・地層に記録されている断層変位量の中には巨大地震を生じる断層変位とは無関係（非地震性）なものが含まれることになり、それを考慮しないと地震ハザード（大地震の規模及び頻度）を適切に評価することができない。

そこで、実用的な宇宙測地データを活用でき、かつ2016年熊本地震を起こした主断層である布田川-日奈久断層帯の活動性（活動履歴及び再来周期等）の知見も充実してきた現在、誘発された断層変位の累積性と活断層の累積変位量との関係を検討するために、阿蘇カルデラ北西部に位置する鞍岳断層群を対象にして、測地学的、地形・地質学的手法を適用した学際的な調査を行った。

### 2.1.2.2.2 研究対象及び手法

研究対象である鞍岳断層群は、阿蘇カルデラ北西部に位置し、おおむね東南東-西北西走向を有する複数の断層である<sup>29,30,31,32</sup>（図 2.11）。この断層群は、Aso-4火砕流堆積面（後期更新世、約 8.7 万年前<sup>33</sup>）の地形面に変位が見られることから活断層として認定されており<sup>34</sup>、また InSAR 解析による地表断層<sup>28</sup>と分布がよく一致することから、2016年熊本地震時には布田川断層の活動によって小規模な（～数十 cm）の変位を生じたことが明らかにされている<sup>33</sup>。この変位は余震を伴わない地下浅部の断層活動（非地震性の小規模な永久変位）として Triggered shallow slips（TSSs、以下「誘発浅部変位」という。）の一つとされている<sup>28</sup>。

この鞍岳断層群に対して、活断層トレースが明瞭な石牧場 I 断層、ツームシ山断層、石端辺 III 断層を横切る直線距離約 1.2 km の調査測線 Krdk 21 を設定した（図 2.12）。この Krdk 21 測線に沿って、測地学的手法として、InSAR 解析による 2016 年誘発浅部変位分布及び垂直変位量を把握した。次に、地質学的手法として、断層変位指標である Aso-4 を中心とした阿蘇カルデラ起源のテフラ層序の構築及び遠隔地のテフラ対比による年代決定を行った。さらに、S 波反射法地震探査（震源：P/S インパクト、標準発震回数 10 回/地点、発震間隔 2 m、受振間隔 1 m）による反射断面の取得、群列ボーリングによる地層の詳細対比及び地質断面の作成を行い、後期更新世の地層に生じている断層変位パターン及び累積変位量を把握した。これら測地学的及び地質学的データを比較するとともに、誘発浅部変位を起こした主断層である布田川断層の活動履歴（主に再来周期）に関する最近の知

見も取り入れて、非地震性の誘発浅部変位が地質時代に累積してきたと仮定した場合の変位量と、実際に地層に生じている累積変位量との比較を行った。

#### 2.1.2.2.3 結果-地質学的・測地学的手法によって得られた断層変位-

InSAR 解析によると、2016 年熊本地震を含む観測期間 (Seis1~4) における地表垂直変動は、的石牧場 I 断層、ツームシ山断層、的石端辺 III 断層でそれぞれ 14~21.5 cm、13~15 cm、5~15 cm を示した (図 2.13 (a))。また、地震後の観測期間 (Post1) では顕著な地表変動が観測されなかったことから、Seis1~4 の地表変動は地震時の誘発浅部断層変位を示すものと判断される。なお、観測期間が長くなるほど、垂直変動量が小さくなる傾向が読み取れる (図 2.13 (a))。

S 波反射法地震探査によって取得した反射断面では、既報断層 (正断層) と地層の変形構造がよく一致していることが読み取れる (図 2.13 (b))。すなわち、断層上盤の北方傾動及び断層トレース沿いの南方への撓曲構造のセットが、的石牧場 I 断層、ツームシ山断層、的石端辺 III 断層に対応して並列している (図 2.13 (a))。また、群列ボーリングコアの地質調査で明らかになった地層情報を用いて反射断面を地質断面に変換すると、Aso-4 は的石牧場 I 断層及びツームシ山断層に向かって層厚を増すことから構造起伏を埋積していることを示す (図 2.13 (a))。これにより、Aso-4 堆積時 (約 8.7 万年前) に的石牧場 I 断層及びツームシ山断層は活動していたことがわかる。また、的石牧場 I 断層は、Aso-4 火砕流堆積面に約 15 m の垂直変位を生じている (図 2.13 (a))。一方、ツームシ山断層は、断層下盤 (ボーリング B5~3 に対応) において Aso-4 の堆積面は保存されていないため、削剥により失った Aso-4 の層厚を推定すると、Aso-4 火砕流堆積面に 18~20 m の垂直変位を生じている (図 2.13 (a))。的石端辺 III 断層の下盤 (ボーリング B2 及び B1 に対応) では Aso-4 が完全に削剥・除去されていたため、約 8.7 万年前以降の断層活動に関する資料を得ることはできなかった。また、ボーリング B9~B10 にみられる Aso-4 基底の凹形状は、Aso-4 堆積面にはみられない形状であるため埋没ガリーと推定される。さらに、Aso-4 より下位には Aso-3、Aso-2 及び未報告のテフラが断片的に確認されたが、Aso-4 と異なりそれらの堆積面を精度良く復元することは現時点で困難であり、断層変位指標として用いるためには詳細な調査・分析が必要である。

#### 2.1.2.2.4 本研究の主な成果とその意義

最近、布田川断層の活動履歴に関する知見が蓄積され、2016 年より一つ前の地震イベントは約 2 千年前、平均活動間隔は約 2 千年間隔であることが判明しつつある<sup>35</sup>。この布田川断層の活動に伴って鞍岳断層群が 2016 年熊本地震時と同様の誘発浅部変位を累積したと仮定すると、的石牧場 I 断層及びツームシ山断層では Aso-4 堆積 (約 8.7 万年前) 以降の累積変位量の 40.1~64.5% 及び 28.0~37.5% に相当する (図 2.14)。つまり、地形・地質学的に求められた累積断層変位量の 40~65% 及び 30~40% 程度を非地震性の断層変位が占

めることになる。残りの累積断層変位量が全て地震を伴う断層変位によるものか、布田川断層以外の断層による誘発浅部変位によるものかは今後検討する必要がある。ただし、これらの試算は 2016 年熊本地震時と同様の誘発浅部変位の累積を仮定しているため、誘発浅部変位のバラツキや不確かさを考慮していない。特に、的石牧場 I 断層を対象に行われたトレンチ調査では、過去に最大 50 cm の垂直変位を生じた断層が報告されており、2016 年の地表変位とは異なるイベントがあったことと、このイベントは的石牧場 I 断層の固有変位又は近傍の断層活動による誘発変位であった可能性が示唆されている<sup>36</sup>。ただし、的石牧場 I 断層の固有地震による単位変位量を 50 cm と考えた場合、既報の固有変位—断層長の関係式<sup>37</sup>から求めた断層長は約 6.3 km となり、的石牧場 I 断層の断層長 (2.5 km<sup>29</sup>、2.1 km<sup>38</sup>、3.2 km<sup>32</sup> (図から読み取り)、2.5 km、本研究) と整合的ではない。このように未解決の問題点は残されているものの、宇宙測地学観測環境が整備された状況下で生じた 2016 年熊本地震において、誘発された断層変位の累積性が断層の活動性評価に与える影響を具体的に指摘できたこと、別の活断層の活動によって生じた巨大地震時における震源断層と非地震性誘発浅部変位の関係を検討する上で、本研究は有用であると考えられる。

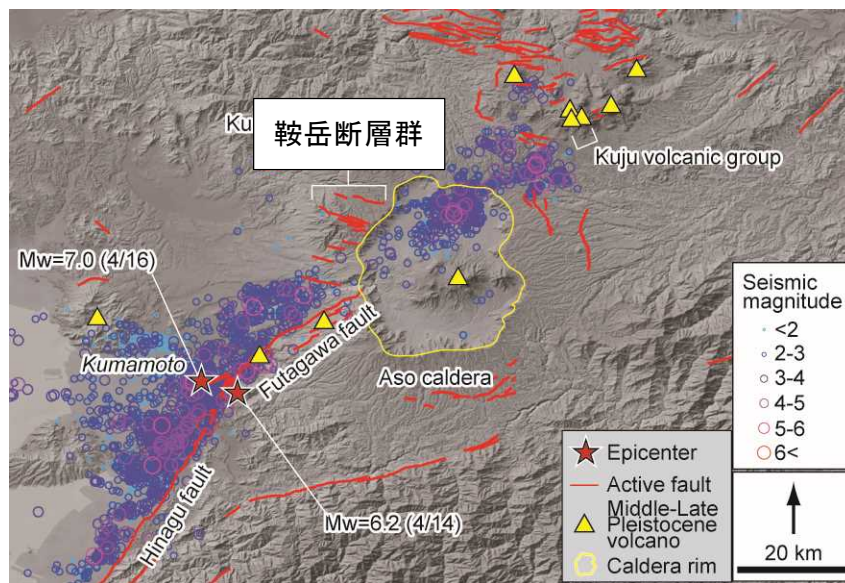
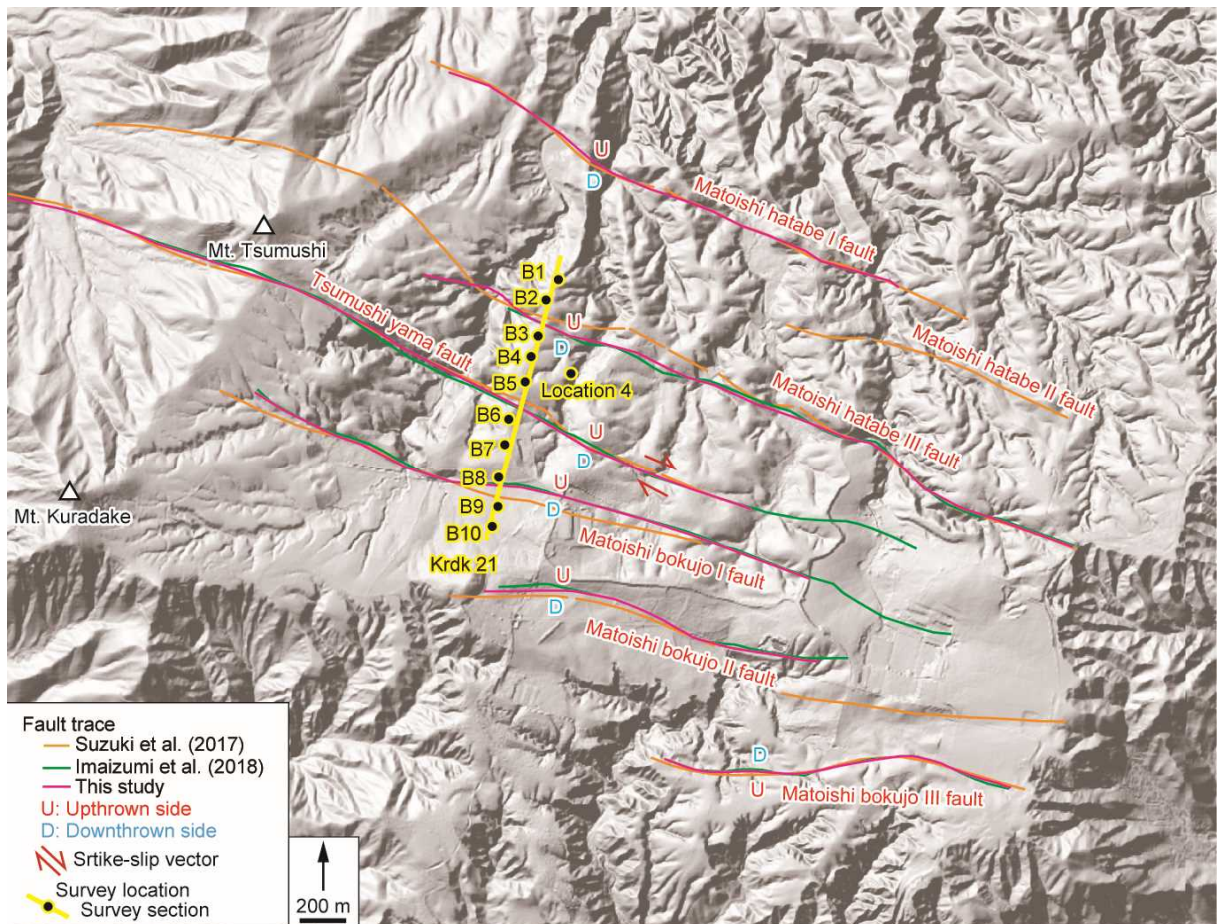


図 2.11 2016 年熊本地震震源域及びその周辺における活断層及び余震の分布<sup>30</sup>

Figure 2.11 Distribution of active faults and aftershocks around the hypocentral region of the 2016 Kumamoto Earthquake

注) 2016 年熊本地震本震 (4 月 16 日 : Mw=7.0) とその前震及び余震は気象庁データを、基図は国土地理院の陰影起伏図<sup>12</sup>を用いた。本図は QGIS を用いて作成された。

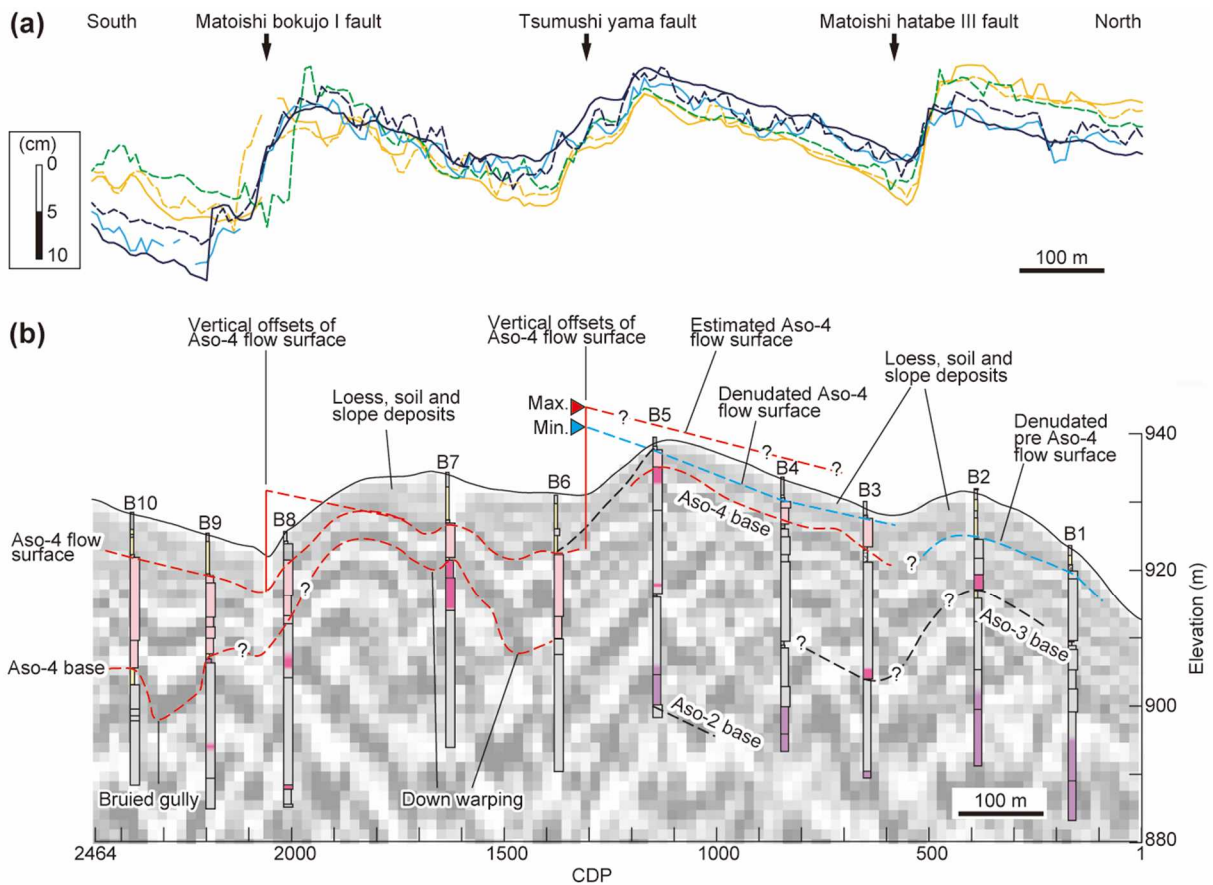


出典) Matsu'ura and Ishitsuka (in preparation)<sup>39</sup>を簡素化。

図 2.12 地形分類、調査地点及び調査測線 (Krdk 21) を示す図

Figure 2.12 Map showing classification of geomorphic unit, traces of active faults, and survey locations on the survey line Krdk 21

注) 断層線は鈴木ほか (2017)<sup>31</sup>、今泉ほか (2018)<sup>32</sup>及び本研究による。Krdk 21 に沿う B1~B10 はボーリング掘削地点。基図は国土地理院の陰影起伏図<sup>12</sup>を用いた。

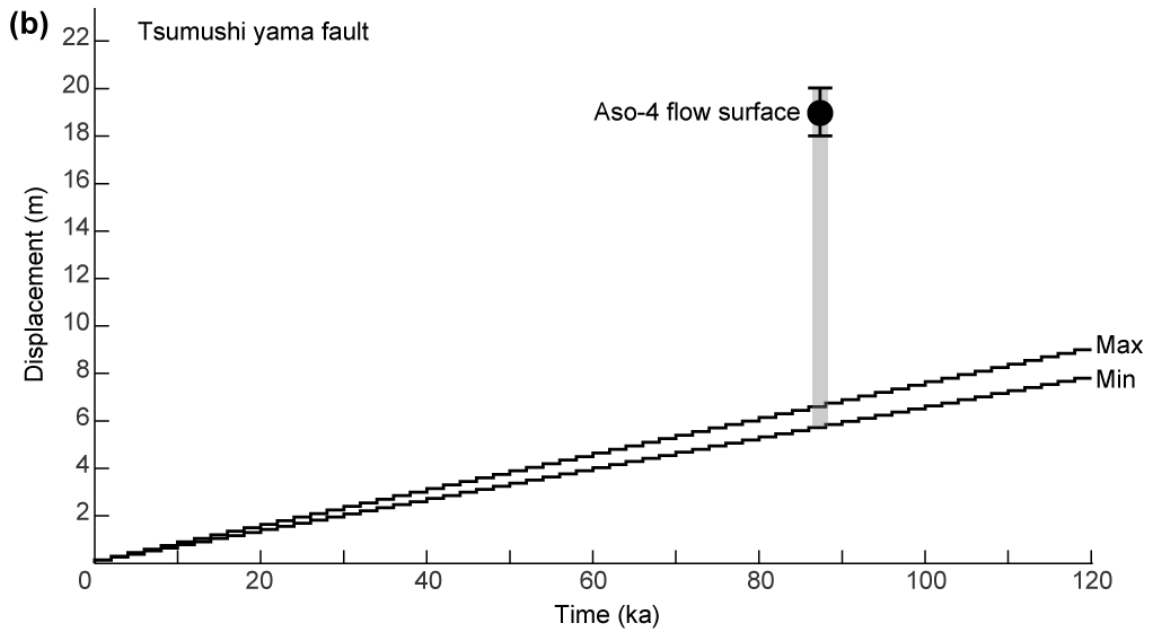
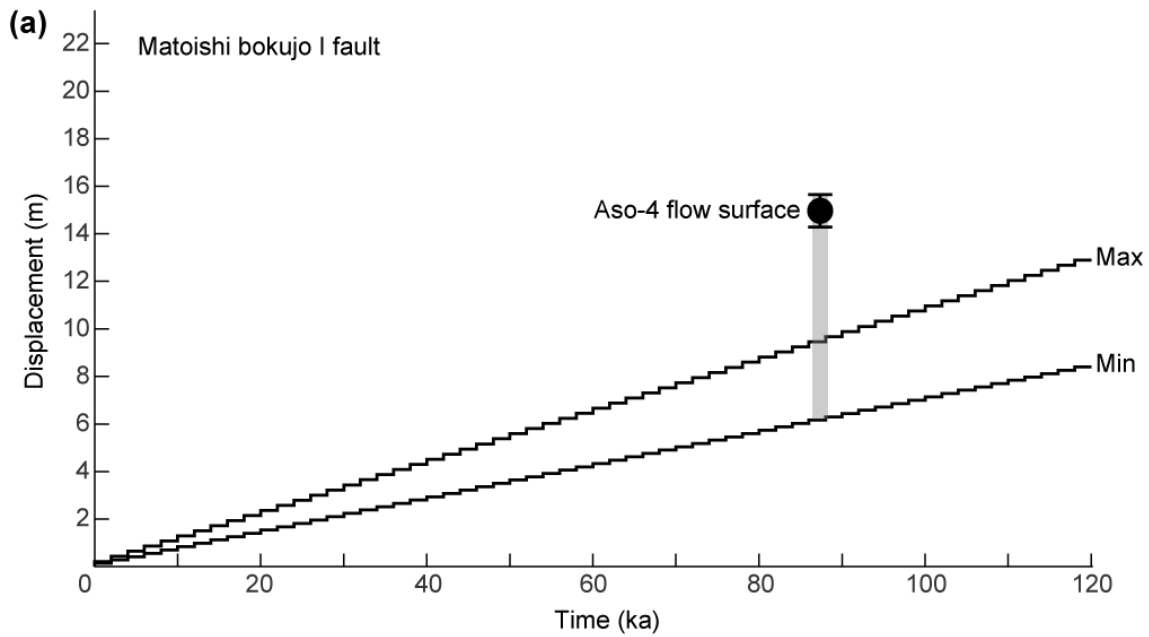


出典) Matsu'ura and Ishitsuka (in preparation)<sup>39</sup>を簡素化。

図 2.13 鞍岳断層群の測地的、地質学的地殻変動を示す図

Figure 2.13 Geodetical and geological crustal deformations along the Krdk 21 section across Kuradake fault group

注) (a) InSAR 解析による垂直地殻変動 (誘発浅部変位) (b) Aso-4 火砕流堆積面 (約 8.7 万年前) を指標にした後期更新世の垂直地殻変動



出典) Matsu'ura and Ishitsuka (in preparation)<sup>39</sup>を簡素化。

図 2.14 誘発浅部変位が布田川断層に伴って累積すると仮定した鞍岳断層群の時間-変位累積概念図

Figure 2.14 Schematic diagrams showing relationship between expected triggered shallow slip accumulation of the 2016 Earthquake with an equal recurrence interval of 2 ky of Futagawa fault and vertical displacement of Aso-4 flow surface

注) 布田川断層の再来周期を2千年と仮定した。また、それぞれの断層 Aso-4 堆積面に生じた垂直変位量も示す。(a) 的石牧場 I 断層(b) ツームシ山断層。



### 2.1.2.3 二次断層の成因評価及び震源断層との識別

#### 2.1.2.3.1 はじめに

堆積岩（未固結層）の厚い地域では、地震発生層に位置する震源断層がそのままの形態で地表に到達することは稀であり、堆積岩中で複雑な形態を示すことが多い。特に逆断層運動を起こす震源断層は、断層先端が厚い堆積岩中に留まる伏在断層として振る舞うことにより幅の広い断層関連褶曲を形成し、その褶曲帯において生じた局所的な二次断層を伴うことが報告されている<sup>40</sup>。これら伏在断層及び二次断層は、平面図に示される褶曲帯において重なって分布することがあるため、地表付近で認められる断層変位地形が伏在断層（震源断層）又は二次断層（非地震性断層）によって形成されたものかについて成因を評価するとともに、それらを識別する必要がある。なぜなら、これは断層変位地形が二次断層によるものであっても、伏在断層（震源断層）が地表に到達していると誤解した場合、二次断層の変位の累積であるはずの断層変位量・速度等を震源断層の評価に誤用した地震ハザード（大地震の規模及び頻度）は適切ではないからである。実際、山形県北部に分布する新庄盆地西縁断層帯（図 2.15）において、ほぼ南北走向の地表断層が、出羽山地と新庄盆地の境界断層である鮭川断層<sup>41</sup>とする解釈<sup>42</sup>と、鮭川断層とは直結しない断層関連褶曲中に形成された二次断層とする解釈<sup>43</sup>があり、それぞれの解釈に基づく地震ハザード評価は大きく異なる。

このような背景を踏まえ、本研究では新庄盆地西縁断層帯において、伏在断層である鮭川断層<sup>41</sup>が形成する断層関連褶曲において形成された二次断層であることが推定されている日下断層<sup>43</sup>について、トレンチ調査による断層形状の詳細把握を行うとともに、新庄盆地西縁断層帯を横断する測線において地下構造探査（反射法地震探査）を行って断層関連褶曲の地質構造を把握した。その結果、厚い堆積岩地域における震源断層と二次断層の成因評価及びそれらの識別に関する新たな知見を得たので報告する。

#### 2.1.2.3.2 研究対象及び手法

新庄盆地西縁断層帯における既報の日下断層露頭<sup>43</sup>においてトレンチ調査を実施し、地表断層の形態及び活動性を検討した（図 2.16）。また、新庄盆地西縁断層帯を横切る約 10 km の測線（Shinjo 22）において、P 波反射法地震探査を実施し反射断面を取得した（図 2.17）。震源は広帯域大型バイプロサイズ起震車 1 台を用いて地下約 2 km 程度までを対象にし、発震点間隔 5 m、受振点間隔 5 m とした。取得したデータを処理することによってマイグレーション深度断面を作成するとともに、その断面の地質学的解釈には既報地質図<sup>44</sup>及び、測線近傍に位置する大深度ボーリング（試掘井）曲川 SK-1 の地層区分<sup>45</sup>を参考にした。

### 2.1.2.3.3 結果-反射断面及びトレンチ壁面にみられる断層の特性-

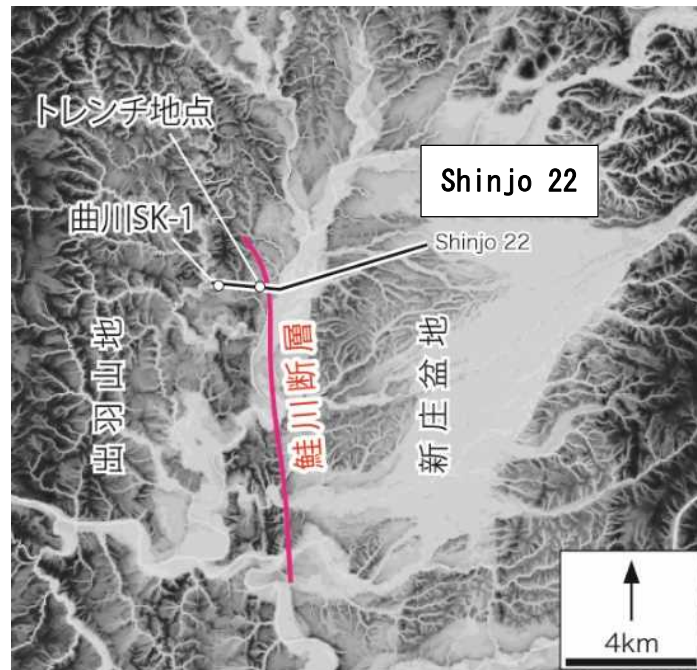
トレンチ壁面には、基盤岩、河成段丘堆積物、風成堆積物及び土壌が累重しており、それらが東傾斜の逆断層である日下断層<sup>43</sup>によって垂直変位を受けている(図 2.16)。基盤岩中には数条の断層が観察され、その中で上位の河成段丘堆積物を変位させている活断層は層面すべり断層であることがわかる(図 2.16)。この断層は砂礫層中では不明瞭になって追跡が困難となるが、これは断層面(剪断面)が粗粒な砂礫層中で分散していることから明瞭な断層面を認識できないためと判断される。その延長上である(砂礫層上位の)細粒堆積物では低角化した断層が多数観察される(図 2.16)。断層の垂直変位量は、上盤及び下盤に分布していて連続性の良い礫層上面を指標にすると 2.2 m 程度であり、断層傾斜が 40 度程度なので実変位量は 3.4 m 程度と求まる(図 2.16)。この断層変位量が何回のイベントによる結果なのかは、本トレンチ壁面に露出している地層の分解能が低いことから分からなかった。ただし、本河成段丘構成層は、新庄盆地における後期更新世後半に堆積した河成段丘構成層に対比されるので<sup>43</sup>、本断層が後期更新世に活動したことは確実である。

反射断面によると、出羽山地-新庄盆地境界に分布する新生代の地層が非対称断層関連褶曲(東翼が急、西翼が緩)を形成しており、既報の西傾斜逆断層である鮭川断層の存在を確認できる(図 2.17)。鮭川断層の断層先端深度を反射断面に明瞭に認めることは困難であることから、鮭川断層は断層関連褶曲を形成する伏在逆断層であり、地表には到達していないと判断される(図 2.17)。鮭川断層の形成する断層関連褶曲中にみられる日下断層(地表断層)は、上記トレンチの結果によると東傾斜の層面すべり(逆)断層であるので、これら断層の関係は鮭川断層(震源断層)と、それに付随して形成された二次断層(非地震性断層)と解釈できる<sup>40</sup>。なお、反射断面には鮭川断層の断層関連褶曲の東方において、別の伏在逆断層(未命名:上絵馬河西断層<sup>1</sup>に対応する可能性がある)及び断層関連褶曲が認められる(図 2.17)。この未命名断層の活動性評価については、今後の調査・解析が必要である。

### 2.1.2.3.4 本研究の主な成果とその意義

上記トレンチ調査及び反射探査結果から、新庄盆地西縁断層帯では伏在逆断層である西傾斜の鮭川断層(震源断層)と、断層関連褶曲中に発達した東傾斜の地表断層である二次断層(非地震性断層)が確認された。このことから、地表断層である二次断層の活動性評価を鮭川断層(震源断層)に誤って適用すると、それに基づく地震ハザードは適切ではない。つまり、鮭川断層(震源断層)の活動性評価は、断層関連褶曲を対象にした解析結果に基づいて検討しなければならない。このように、本研究は、堆積岩の厚い地域において地下の震源断層は断層関連褶曲を形成する可能性があること、その延長上に相当する地表付近では非地震性の二次断層が分布している場合があることを反射断面に具体的に見出す

ことができたほか、震源断層と二次断層の成因評価とそれらの識別が上記地震ハザードの検討に重要であることを示す重要な事例に位置付けられる。



出典) 松浦 (2003) <sup>43</sup> を基に作成。

図 2.15 新庄盆地西縁断層帯、トレンチ調査地点、試掘井曲川 SK-1 及び調査測線 (Shinjo 22) 位置図

Figure 2.15 Map showing locations of western fringing fault zone of Shinjo Basin, trench survey, exploration well Magarikawa SK-1 and the survey line Shinjo 22.

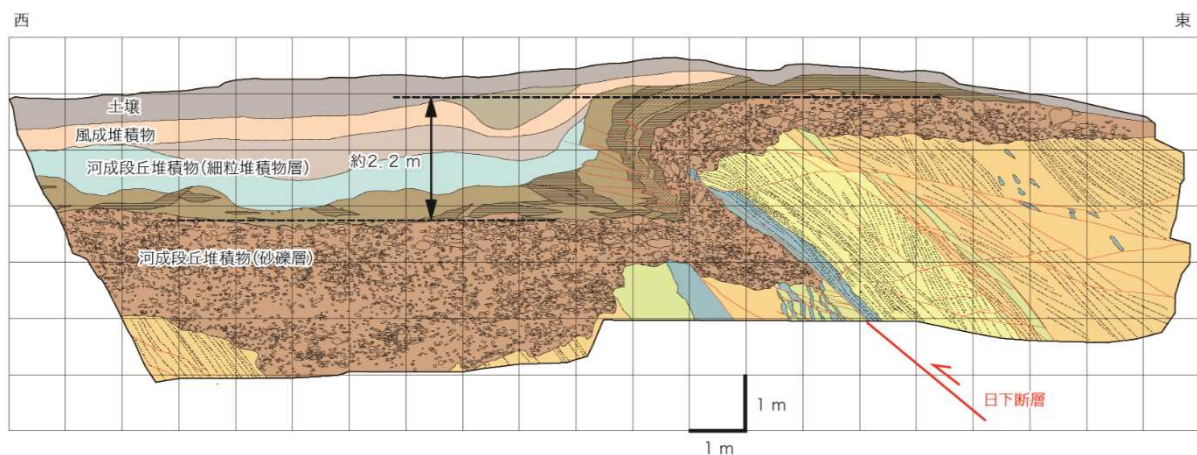


図 2.16 日下断層を対象にしたトレンチ壁面スケッチと解釈

Figure 2.16 A sketch of trench wall on Nikke fault

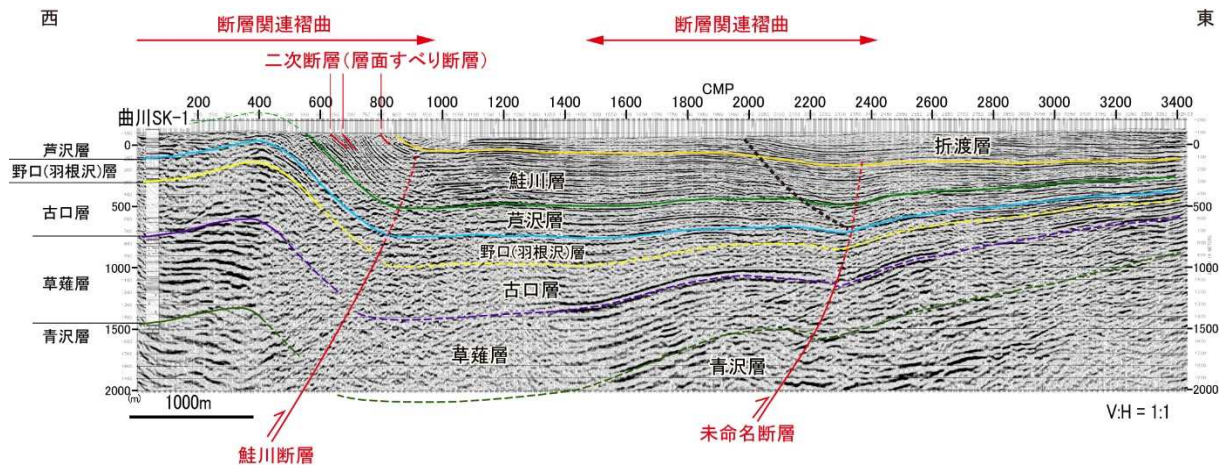


図 2.17 反射法地震探査による測線 Shinjo 22 沿い反射断面及び地質学的解釈

Figure 2.17 A seismic profile with geological interpretation along the section of Shinjo 22

注) 試掘井曲川 SK-1 の柱状図は井上ほか (2012)<sup>45</sup>より引用。二次断層は松浦 (2003)<sup>43</sup>から引用。CMP 800 前後のものが図 2.16 のトレンチ壁面の断層に相当する。

## 2.2 活断層の活動履歴の評価

### 2.2.1 離水海岸地形の形成年代評価手法の検討

#### 2.2.1.1 はじめに

プレート間地震の活動履歴を評価する方法の一つとして、沿岸隆起に伴って波食窪に付着していたゴカイ等の底生動物が離水によって海面上で死亡した年代を隆起年代と見なし、これらの離水生物遺骸群集の放射性炭素年代を測定することで隆起年代を評価する方法が挙げられる。しかしながら、この方法で利用されるカンザシゴカイ類の離水生物遺骸群集は高緯度の地域では保存されにくい。これは、離水生物遺骸群集の主要成分である炭酸カルシウムが、海水温が低いために炭酸イオンに乏しい高緯度の海水と長期間にわたって触れ合うことで溶解するためと考えられる<sup>46</sup>。この他にも様々な要因で離水生物遺骸群集が保存されない、あるいは最初から形成されないケースが想定されるため、放射性炭素年代測定による隆起年代の評価が適用できない海域も多い。そこで、本研究では離水生物遺骸群集を必要としない宇宙線生成核種を利用した沿岸域における隆起年代評価手法の適用可能性を把握した。なお、本研究は国立大学法人東京大学大気海洋研究所に委託し、実施したものであり、本章の主な記載は2.2.1.1節及び2.2.1.7節を除き、東京大学（2021、2022、2023）<sup>47,48,49</sup>に依拠している。

宇宙線生成核種（Cosmogenic Radio Nuclides、以下「CRN」という。）とは、宇宙線（一次宇宙線）が大気に飛び込んだ際に生じる中性子、ミュオン等の高エネルギー粒子（二次宇宙線、以下単に「宇宙線」という。）が地球表層の岩石中に照射される際の相互作用によって生成する核種をいう（図 2.18）<sup>50</sup>。岩石中の CRN の蓄積量を測定することにより、岩石が地表に露出して宇宙線に被ばくされる環境に置かれてからの時間、換言すれば岩石が地表に露出する原因となった地震、気候変動等の地質学的イベントの年代を定量的に評価することが可能となる<sup>51</sup>。

CRN を用いた隆起年代の評価では、地震等の隆起イベントにより海面下の海食台が離水して地表に隆起ベンチとよばれる平坦地形が出現した年代が隆起年代となる。宇宙線は水中では強度が大きく減衰するため<sup>52</sup>、隆起年代は海食台が離水することにより岩石中における CRN の蓄積が始まった年代（表面照射年代）にほぼ等しいとみなすことができる。したがって、隆起ベンチを構成する岩石中の CRN の蓄積量を測定することにより、離水生物群集を欠いた地域であっても隆起年代の評価が可能であると考えられる。

前安全研究「地震の活動履歴評価手法に関する研究（平成 29 年度～令和元年度）」のテーマの一つである「プレート間地震の履歴に関する評価手法の整備」では、離水生物遺骸群集を欠いた隆起海岸においても、CRN を用いることで隆起年代を評価できる可能性を示すとともに、CRN を用いた隆起年代評価における不確かさの要因として CRN 濃集量の測定誤差及び侵食速度の制約を挙げた<sup>53</sup>。引き続き本研究テーマでは、CRN を用いた表面照射年代測定が適用可能な年代や岩種等、より具体的な適用可能範囲を検証することとした。

### 2.2.1.2 対象地域

本研究テーマで対象とした主な地域は足摺岬地域と潮岬地域（紀伊大島）である<sup>47,48,49</sup>。足摺岬地域の沿岸地形は中位段丘（標高 50～70 m）と高位段丘（標高 100～130 m）の二つに大別される<sup>54</sup>。足摺岬の先端部には付加体堆積物を貫いた花崗岩が露出し、表面照射年代測定に適した地質環境となっている。一方、潮岬地域の沿岸地形は中位段丘（標高 40～60 m）と高位段丘（標高 100 m）の二つに大別される<sup>54</sup>。潮岬の東部に位置する紀伊大島は主に流紋岩や石英斑岩から構成され、表面照射年代測定に最適な花崗岩は露出しない。

### 2.2.1.3 分析手法

自然界における存在度がきわめて低い CRN を検出する必要があることから、本研究では CRN の測定には超高感度の質量分析計である東京大学タンデム加速器研究施設の加速器質量分析計（Acceleration Mass Spectrometry、以下「AMS」という。）を用いた<sup>47,48,49</sup>。

また、本研究における測定の対象である離水前の海食台を構成する花崗岩や、石英に乏しい岩石における CRN の蓄積量は低いことが予想されるため、AMS で測定した際のバックグラウンドを低く抑える必要がある。バックグラウンドが高くなる要因として標準試料中の不純物の影響が挙げられる。例えば  $^{10}\text{Be}$  の測定においては標準試料に含まれるホウ素の影響が大きい。そこで本研究では、純度の高い標準試料として、 $^{10}\text{Be}$  測定では KNB5-1 ( $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}=2.709\times 10^{-11}$ )<sup>55</sup>、 $^{26}\text{Al}$  測定では KNA4-2 ( $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}=3.029\times 10^{-11}$ )<sup>56</sup> を使用し、バックグラウンド値を下げることで CRN の高精度測定を試みた<sup>47,48,49</sup>。

宇宙線は地中で指数関数的に減衰するため、地中の CRN 蓄積量の深度分布も地表から地下に向かって指数関数的に減少する。したがって CRN 蓄積量の解析に際しては、地下の試料から得られた濃集量の深度分布（観測値）と理論値とを比較し、観測値を最もよく説明できる各種のパラメータ（表面照射年代及び侵食速度）を解析的に定める。一方、風化・侵食作用により隆起ベンチの表層が削剥されている場合、表面照射年代及び侵食速度は互いにトレードオフの関係にあるため、尤度が最大となる表面照射年代及び侵食速度は一意に求められない。そこで本研究では、マルコフ連鎖モンテカルロ法（Markov Chain Monte Carlo、以下「MCMC 法」という。）を用いて、表面照射年代及びその誤差範囲を統計的に求めた<sup>47,48,49</sup>。MCMC 法は、与えられた確率分布からのサンプリングにより解析的にパラメータの事後分布を推定するにあたり、マルコフ連鎖に基づく効率的なサンプリングを行うことで多変量の確率分布に対応できるパラメータ推定法である。

### 2.2.1.4 測定可能な海成段丘の年代とその精度

CRN は岩石が地表に露出して宇宙線に被ばくされる環境に置かれてからの時間に比例して蓄積量が増加する。そのため本手法は、十分に宇宙線の被ばくを受け、かつ侵食の影響も大きくない 2～3 万年前程度の地形面に対しては地点の選定の制約は少ない。それに対して離水年代が数千年前程度の地形面は、分析によって検出可能な量の CRN が蓄積し

ていないと考えられ、一般的に完新世の隆起海岸地形には適用できないとされていた。そこで本研究では、ホウ素が少なく純度の高い Be 標準溶液を使用することで、最近数千年前に離水したと考えられる隆起ベンチから得られた試料に対して  $^{10}\text{Be}$  の高感度検出を試みた<sup>47,48,49</sup>。その結果、深度プロファイルにおいて、 $^{10}\text{Be}$  の蓄積量がおおむね地表から深部に向かって減衰する傾向が示された<sup>47,48,49</sup>。この傾向は、検出された  $^{10}\text{Be}$  が岩石中に元来存在していた  $^{10}\text{Be}$  ではなく、宇宙線の照射によって生成された CRN を検出できたことを示している。以上から、CRN 蓄積量が少ない完新世の隆起海岸地形の編年においても CRN を用いた表面照射年代を適用できることが示された。ただし、測定精度そのものの誤差が大きくなるため、精密な測定が不可欠である。

一方、前述の通り宇宙線は水中では強度が大きく減衰するため、一般的には海面下の海食台における CRN の蓄積量は無視できるものとして海成段丘の編年が行われるが、その蓄積量が評価された例はほとんどない。よって、わずかな CRN 蓄積量の差でも結果が左右される完新世の隆起海岸地形の編年においては、浅海底での CRN の蓄積が離水ベンチの表面照射年代の評価に影響を与える可能性は排除できない。そこで本研究では、離水以前の海食台における CRN の蓄積量がどの程度であるかを検証するため、浅海底から水中ボーリングにより試料を採取し、その CRN 蓄積量を  $^{10}\text{Be}$  の高感度検出により確かめることとした<sup>47</sup>。その結果、水深 4 m 地点で得られた試料においては  $^{10}\text{Be}$  の蓄積量がほとんど無視できる程度であったのに対して、水深 2 m 以浅で得られた試料が示す  $^{10}\text{Be}$  の蓄積量は水深 4 m 地点で得られた試料が示す蓄積量と比較して有意に大きいことが明らかとなった<sup>47</sup>。したがって、完新世の隆起ベンチの編年を行う際には離水以前の CRN 蓄積量を考慮する必要性が示された。

中～高位段丘面においては風化・侵食作用の影響が海成段丘の編年に大きく影響する。今回は足摺岬における中位段丘面及び MIS 5e よりも古いとされている段丘面において表面照射年代測定による離水年代評価の適用可能性を検証した。その結果、中位段丘面においては侵食速度が精度良く求められ、かつ CRN 蓄積量が平衡状態に達しなければ編年が可能であることが示された<sup>47,48,49</sup>。それに対して、MIS 5e よりも古い段丘面においては CRN 蓄積量が侵食によって平衡状態に達しており、編年は困難であることが示された<sup>47,48,49</sup>。一方で、表面照射年代と侵食速度は互いにトレードオフの関係にあることを利用して侵食速度を推定することが可能である。CRN 蓄積量が平衡状態に達している MIS 5e よりも古い段丘面においても、二つの核種（特に  $^{10}\text{Be}$  及び  $^{26}\text{Al}$ ）の解析によって測定精度を検証すれば侵食速度を精度良く求めることが可能であり、得られた侵食速度を調査地域の代表的な侵食速度として、他地点で表面照射年代を求める際に活用することができる<sup>47,48,49</sup>。以上から、国内で完新世以前に形成した海成段丘における CRN を利用した編年の適用限界は 100～150 ka 程度の中位段丘面であり、それ以上に古い地形面に対しては年代測定手法としての適用が難しいことが示された。

CRN を用いた表面照射年代測定 of 適用可能範囲とその精度は表 2.1 のとおりにまとめられる。ただし、本手法を用いる地域に特有の要素（侵食速度、広域地殻変動等）を十分に考慮することが必要である。

#### 2.2.1.5 測定に適した岩種等について

表面照射年代測定に広く用いられる重要な CRN は  $^{10}\text{Be}$  及び  $^{26}\text{Al}$  である。これらは宇宙線が酸素及びケイ素に照射された際の相互作用で生成される核種である。特に、酸素及びケイ素のみから構成される鉱物である石英 ( $\text{SiO}_2$ ) は、地球表層に比較的広く存在しており、 $^{10}\text{Be}$  及び  $^{26}\text{Al}$  の測定に有用であることから、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定には比較的粒径の大きな石英結晶を多く含有する花崗岩が一般的に用いられる。一方、花崗岩は陸域に比較的広く分布しているとはいえ、我が国の全国土の表層に占める割合は 3 割程度であり<sup>57</sup>、本手法を適用すべき地域に必ずしも花崗岩が分布しているとは限らない。そこで潮岬地域において、花崗岩より石英に乏しい石英斑岩の宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定を行い、その適用可能性について評価した。その結果、深度プロファイルはすべての地点において地表から地下に向かって減衰する傾向を示した<sup>47,49</sup>。露出年代は比較的新しい隆起ベンチから得られた試料では 0~3 ka、中位段丘面から得られた試料では 70~150 ka が得られ、地形的特徴から推定される形成時期とほぼ整合する結果であった<sup>47,49</sup>。以上から、花崗岩以外の岩石にも表面照射年代測定が適用可能であることが確認できた。ただし、花崗岩と比較して石英を十分に確保することが難しいことから、精度が下がる傾向も認められた<sup>47,49</sup>。現状では花崗岩と同程度の精度を求めるとすれば、採取目的を明確にし、試料採取箇所を厳選する必要がある。

また、CRN を用いた表面照射年代測定には深度プロファイルが不可欠であることから、多くの場合で試料の採取にはボーリング掘削やピット掘削が行われる。しかしながら、これらの掘削は費用的にも時間的にも多くのコストが必要となる。そこで本研究では、差別的侵食作用によって侵食から取り残された搭状・塊状の基盤岩の高まりである「トア」を活用した中位段丘面の露出年代の測定を試みた。表面の風化や人工的改変を考慮しなければならない段丘面上を掘削する手法と比較すると、トアを利用する場合は比較的簡便に試料を採取できるのみならず、土壌の擾乱等を考慮する必要もないことから、より単純な仮定のもとで計算を行うことが可能であるため、表面照射年代測定の汎用性を高められる可能性がある。足摺岬には大小のトアが分布していることから、今回は足摺岬の中位段丘面上に分布する閃緑岩（花崗岩よりも石英に乏しい岩石）のトアから採取した試料について表面照射年代測定と MCMC 法による解析を実施した<sup>48,49</sup>。本試料も花崗岩と比較すると石英含有量が乏しいため石英抽出に多量の試料と多くの労力を要したが、約  $7.8 \pm 0.53 \text{ mm/kyr}$  という非常に高い精度の侵食速度と  $137 +30/-14 \text{ ka}$  という露出年代が得られた<sup>48,49</sup>。これは中位段丘面上のトアから採取した試料という観察事実と矛盾せず、本地域の中位段丘面の露出年代として信頼度の高い値であるといえる。以上から、トアを用いた露出年代の測定



の有効性が明確となった。一方で、周囲の岩石による遮蔽効果や採取箇所の傾斜による影響によっては CRN の蓄積量が適切に求められないこともあるので、可能な限り複数のトアから試料を採取し信頼性を高めるべきである。

#### 2.2.1.6 他手法を用いた宇宙線生成核種年代データの検証

前述のように、CRN を用いた表面照射年代測定は、離水生物遺骸群集が保存されない、あるいは最初から形成されないために放射性炭素年代測定法が利用できない地域で利用されることが想定される。そこで、CRN を用いた表面照射年代を検証する手段として、光ルミネッセンス (Optically Stimulated Luminescence、以下「OSL」という。) 年代測定法の利用可能性を検証した。

OSL 年代測定法は自然放射線の被ばくによって鉱物粒子中に生じた不対電子を光の刺激で再結合させ、その際に生じる微弱な光 (ルミネッセンス) を測定することで不対電子の蓄積量を定量する手法である<sup>58</sup>。例えば段丘面を被覆した堆積物を用いる場合は、埋没後に生じた不対電子の蓄積量を時間の関数として用いることにより、最終露光年代 (すなわち埋没年代に等しい。) を推定することが可能となる。測定対象が離水後に露出し続けている必要がある表面照射年代測定とは異なり、OSL 年代測定法は堆積物が埋没した年代を求めるため両者を同一露頭で比較することはできないが、同一地域の同一面を違う手法で検証することは可能である。

本研究では足摺岬周辺の中位段丘面において OSL 年代測定を実施した<sup>47,48,49</sup>。今回は測定に用いる鉱物としてカリ長石を利用している<sup>47,48,49</sup>。測定の結果、対象地域の中位段丘面を構成する海成層は MIS 5e 付近の OSL 年代を示した<sup>47,48,49</sup>。前述の通り、足摺岬の中位段丘面のトアからは MIS 5e 付近の表面照射年代が得られており、OSL 年代は表面照射年代と矛盾しない結果が得られたといえる。

以上のように CRN を用いた表面照射年代測定を適用する際に、地形的に侵食面と堆積面が連続する海成段丘が存在する場合や、波食面を構成する地質が石英に乏しい場合は、OSL 年代測定法はクロスチェックのための年代測定手法の一つとして効果的であると考えられる。

#### 2.2.1.7 本研究の主な成果とその意義

本研究により、離水海岸地形の形成年代評価における CRN を利用した表面照射年代の適用可能範囲は数千年前程度の若い地形面から 100~150 ka 程度の中位段丘面までであり、それ以上に古い地形面に対しては適用が難しいことが示された。数千年前程度の若い地形面については、測定精度そのものの誤差が大きくなるため、良好な標準試料の使用に加え、精密な実験と測定が不可欠である。例えば試料を酸化させる際にオープンの代わりにマイクロ波で加熱することによりホウ素の混入を抑える方法等が挙げられる<sup>59</sup>。また、わずかな CRN 蓄積量の差でも年代評価結果が左右されるため、離水前に蓄積した CRN の影響も考慮する必要がある。中位段丘面については侵食速度を精度良く定めることが重要である。

また、花崗岩よりも石英に乏しい閃緑岩や石英斑岩も表面照射年代測定が適用可能であることが確認できた。ただし高い精度の分析を行うためには、試料採取箇所を厳選して十分量の石英を確保することが必要である。また、段丘面を掘削する手法と比較して単純な仮定のもとで計算を行うことが可能なトアの試料を用いることにより信頼度の高い露出年代を得ることができる可能性がある。

本研究によって得られた知見に基づき、表面照射年代の利用に関する調査項目の評価の主な留意事項を表 2.2 のとおり整理した。これらの整理結果の中で特に重要な観点として、試料採取地の選定や岩石種、分析時に使用する標準試料等が挙げられる。

確率論的地震ハザード評価においては活動時期及び活動間隔に代表される地震履歴の情報を取り入れる必要があるが、通常、これらの情報には偶然的不確かさ及び認識論的不確かさを伴う<sup>60</sup>。このうち、CRN を用いた隆起海岸地形の隆起年代の評価から推定される地震イベントの有無のような不確かさは、認識論的不確かさとして扱われることが想定される。このような場合に、ロジックツリーの活用が有効であり、ロジックツリーの分岐の構築及び各分岐の重み付けの評価の際に、専門家による判断の一助として、上記の留意点及び実際の評価例が活用されることを期待する。

表 2.1 宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定の適用可能範囲

Table 2.1 Applicability of surface exposure dating with cosmogenic nuclides

MIS 5eよりも古い段丘面	中位段丘面	離水年代が2~3万年前程度の比較的新しい地形面	離水年代が数千年程度の若い地形面
宇宙線生成核種蓄積量が侵食によって平衡状態に達しており、編年は困難。ただし侵食速度の推定は可能。	侵食速度が精度良く定められ、かつ実際の侵食速度が最大侵食速度に対して小さい値であれば編年は可能。	侵食速度の影響は大きくないため、編年にあたって制約は少ない。	測定精度そのものの誤差が大きくなるため、良好な標準試料の使用に加え、精密な測定が不可欠。また、離水前の宇宙線生成核種蓄積量を考慮する必要がある。

注) 委託成果報告書<sup>47,48,49</sup>に記載された適用可能範囲を取りまとめた。

表 2.2 表面照射年代の利用に関する調査項目の評価の主な留意事項

Table 2.2 Main considerations for the use of surface exposure dating

調査項目	留意事項
試料採取地の選定	人工改変や土壌層の攪乱、採取位置の地形の影響を十分に考慮すること
花崗岩以外の岩種	石英抽出のために花崗岩と比較して数倍の試料を処理する必要がある。採取目的を明確にし、試料採取箇所を厳選すること。
トアの利用	可能な限り頂部から採取し、側面からの採取は避けること。やむを得ず側面から採取する場合は、周囲の岩石による遮蔽効果や採取箇所の傾斜による影響を正確に見積もること。また、複数地点での測定結果を参照することが望ましい。
沈降の影響	時間スケールの異なる手法で推定された隆起速度に齟齬がある場合、沈降プロセスの存在や波食部における侵食の影響を考慮に入れること。
埋没の影響	過去の埋没の経験の有無は、生成速度が異なる二核種（例えば $^{10}\text{Be}$ 及び $^{26}\text{Al}$ ）の蓄積量の比から評価することができる。
積雪の影響	豪雪地帯では積雪の効果を考慮しないと侵食速度が過大に見積もられる可能性がある。
標準試料	花崗岩以外の試料や、新しい隆起ベンチ（<1万年）の試料など、CRN量が少ない試料を分析する際には、測定時のバックグラウンド値を下げるために純度の高い標準試料を用いること。

注) 委託成果報告書<sup>47,48,49</sup>に記載された留意事項を取りまとめた。

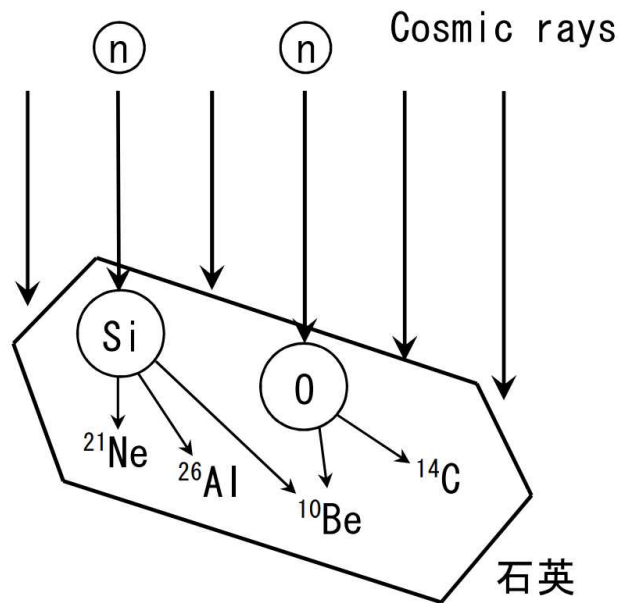


図 2.18 石英中における宇宙線生成核種の生成イメージ

Figure 2.18 Schematic diagram of the production of cosmogenic nuclides in a quartz crystal

## 2.2.2 海域の古地震履歴評価手法の検討

### 2.2.2.1 はじめに

内陸地殻内地震のうち、地表に明瞭な痕跡を残す活断層について、陸域では基本的にトレンチ調査により活動性が評価されているが、海域ではトレンチ調査が実施できない。そのため、海域における確率論的地震ハザード評価においては統計的に推定された活動間隔の情報が入力データとして用いられることが多く、評価結果に与える不確かさの幅が大きくなることが課題である。そこで、本研究では地震の活動履歴評価にとって重要な、年代評価に関する情報の拡充方法を提示するため、震源域近傍において採取された海洋堆積物コアを用いてイベント堆積物を抽出し、各種の分析結果に基づく対比基準面も含めた年代評価の精緻化を図る（図 2.19）。その際、従来あまり対象とされてこなかった全有機炭素等の年代を連続的に測定し、統計的手法を適用すること、また、相対的な堆積年代の古さを利用したイベント堆積物の認定等も実施する。さらに、精緻化された海洋堆積物コア全体の年代から、イベント堆積物の堆積年代を精度良く決定し、周辺域の地震活動履歴を評価する。

なお、本研究は国立大学法人東京大学新領域創成科学研究科に委託し、実施したものであり、本章の主な記載は 2.2.2.1 節及び 2.2.2.7 節を除き、東京大学（2021、2022、2023）<sup>61,62,63</sup> 及び芦ほか（2023）<sup>64</sup> に依拠している。

### 2.2.2.2 研究対象試料及び分析手法

前安全研究「地震の活動履歴評価手法に関する研究（平成 29 年度～令和元年度）」のテーマの一つである「イベント堆積物を用いた古地震履歴評価手法の整備」では、内陸地殻内地震に焦点を当て、別府湾を例としてイベント堆積物を対比する上での各種分析の適用性を検討した<sup>65</sup>。対象とする現象について計画的に研究を展開するために、本研究テーマではプレート間地震に焦点を当て、南海トラフ周辺海域を研究対象とした。利用した主な試料は、志摩半島沖で採取された H1 コア、新宮沖で採取された N1 コア及び N2 コア、潮岬沖で採取された M1 コア、熊野沖で採取された F1 コア及び F2 コア、室戸岬沖で採取された PC02 コア、PC03 コア及び PC11 コアである（図 2.20）<sup>61,62,63</sup>。

各コアは調査航海直後に X 線 CT 画像が取得され、半割後速やかに写真撮影及び層相に関する一次記載が行われている。コア中には、イベント堆積物として多くの混濁流堆積物（以下「タービダイト」という。）が確認されている<sup>61,62,63</sup>。本研究では肉眼視できないタービダイトの認定、タービダイトの堆積年代の推定の基礎となるコア深度と年代との関係（以下「年代モデル」という。）の構築、近接するコア間の地層の対比等を行うため、帯磁率測定、蛍光 X 線コアロガーを用いた化学分析、珪藻分析、放射性炭素年代測定（全有機炭素（以下「TOC」という。）及び浮遊性有孔虫を測定。）及び火山灰分析を実施した<sup>61,62,63</sup>。ただし、珪藻分析の結果からはコア中に記録された環境変化に違いが無く、有効な

対比基準面が得られなかったこと及び洪水性イベントの存在を示すような浅海性種の流入は認められなかった<sup>61</sup>ため、以降では詳細を割愛する。

### 2.2.2.3 タービダイトの認定について

室戸岬沖で採取されたコアを例にして、物理的・化学的手法によるタービダイトの認定過程について述べる。

PC02 コア及び PC03 コアでは、X 線 CT 画像及び CT 値がタービダイトの認定に有効に活用できた<sup>63</sup>。全般的に CT 値の高い部分はコア試料の観察から認定できたタービダイトの粗粒部によく対応し、CT 値が増加する層準は、粗粒部に含まれる磁性鉱物の含有量の増加に対応するものと解釈できた<sup>63</sup>。これにより、2 層準において PC02 コア、PC03 コア及び PC11 コア間で対比でき、PC03 と PC11 間ではさらに別の 2 層準で対比ができた<sup>63</sup>。また、いずれのコア試料も最下部の火山灰 (K-Ah テフラ) 付近で高い帯磁率を示し、上位に向かって漸減する変化を示す<sup>63</sup>。CT 値の変化も細かい増減はあるものの、上位へ向かって値が減少する<sup>63</sup>。この帯磁率及び CT 値の減少が終わる深度のやや上位には帯磁率の小さな正のピークが PC03 コア及び PC11 コアに認められ、対比の指標に用いることができた<sup>63</sup>。

X 線 CT 画像は、肉眼観察によりタービダイトの認定が容易でない場合において、堆積構造を知る非常に有効な手段となり得るが、タービダイトの上部の泥質部と半遠洋性泥との判別は X 線 CT 画像の情報だけでは限界がある。そこで、PC11 では蛍光 X 線コアロガーにより深度方向への高密度の元素濃度情報を非破壊で取得し、タービダイトの認定に活用した<sup>63</sup>。K は、タービダイト下底面より上位に向かって増加し、粗粒部の終わりとともに低下する傾向を示すことが多いが、変動を伴わない場合も少なくない<sup>63</sup>。Ca は、タービダイト下底面から上位に向かって増加し、粗粒部内で最大値となり、その後減少するケースが多い<sup>63</sup>。Mn は変化の見られない層準が多いが、タービダイト直下で正のピークを示す例と、タービダイト直上に正のピークが見られる例がある<sup>63</sup>。Fe はタービダイト内で上位に向かって減少するケースが多いが、変化傾向が見られない場合も少なくない<sup>63</sup>。Br 及び Mo inc/coh は、平均 CT 値の高いタービダイトの粗粒部において減少している<sup>63</sup>。Br 及び Mo inc/coh の値は海生生物起源物質の含有量に対応し、その減少は碎屑粒子の増加を示すためと考えられ、タービダイトの粗粒部の認定に非常に有効であると言える<sup>63</sup>。Zr/Rb 比は粒度の指標とされるが PC11 コアにおいては変動がほとんど認められなかった<sup>63</sup>。

以上の各データの深度分布をもとに、X 線 CT 画像、平均 CT 値及び帯磁率から認定したタービダイトを見直し、元素濃度情報を踏まえて再認定を行うことができた<sup>63</sup>。

### 2.2.2.4 年代測定の結果について

放射性炭素年代測定の結果に対して OxCal v4.4.4<sup>66</sup>を用いて暦年較正を実施した<sup>62,63</sup>。その際、地球平均の陸産物と本研究で利用する海産物との年代差を補正するために、国際海

洋放射性炭素年代較正曲線である Marine 20 (Heaton et al., 2020)<sup>67</sup> を用い、さらに地域的に異なる海洋に含まれる古い炭素の影響（海洋リザーバー効果）を 82 年±33 年<sup>68</sup> の値とした。

タービダイトは地質学的に一瞬で堆積すると見なせることから、イベント層の厚さをゼロとして、年代モデルを構築すると、深度と年代との関係は概ね直線的となることから、年代モデルは安定的であると言える。ただし、放射性炭素年代測定の結果を個別に見ると、タービダイトでは上下の地層より古い年代を示す場合が多い。新宮沖で採取された N1 コアを例にとると、深度 33 cm、70 cm 及び 230 cm のタービダイトでは、上下の地層に比べて特に古い年代値を示す<sup>61</sup>。特に明瞭な下底面を伴う深度 33 cm 及び 230 cm のタービダイトでは、上下の地層に比べ最大で 2,000 年程度古く、タービダイトの認定の裏付けにもなり得る<sup>61</sup>。

放射性炭素年代測定において、浮遊性有孔虫を用いた場合と TOC を用いた場合とでは、後者のほうが古い年代となり、測定結果に系統的な差が現れる。本研究では、約 1,000 年前で 800~900 年程度、約 7,000 年前で 1,400~1,500 年程度と年代が古くなるほどこの差は大きくなった<sup>63</sup>。古い時代ほどこの年代差が大きくなる関係は新宮沖のみならず、熊野沖及び潮岬沖で見られる傾向<sup>61,62</sup>とも一致した。

放射性炭素年代測定の結果の全体の傾向から大きく外れる年代を示す試料について、試料の採取箇所の堆積構造、帯磁率、元素濃度等を詳細に確認したところ、タービダイトの基部を含んで試料を採取したものは上記の年代差が小さく、タービダイト内の上部の細粒部を含んで試料を採取したものは年代差が大きくなる傾向があった<sup>63</sup>。これは、タービダイトの基部を含んだ場合、再堆積した浮遊性有孔虫が半遠洋性泥に比べて多く含み、浮遊性有孔虫の年代が古く求められた結果、TOC との年代差が縮むためと考えられる<sup>63</sup>。

個別のタービダイトの堆積年代の推定に当たっては、タービダイトの層厚を除いた年代モデルを別途用意し、上下の地層の年代は逆転しないという条件を考慮したベイズ解析の手法を適用した上で 2σ の年代範囲を示した堆積速度曲線を求め、それに対してタービダイトの深度を内挿することにより、各タービダイトの堆積年代の幅を推定した。

#### 2.2.2.5 タービダイトの対比について

志摩半島沖で採取されたコアでは、既往研究との比較を通じ、供給源からの距離的要因によってタービダイトの認定に差が生じた例を示すことができた<sup>62</sup>。H1 コアの採取地点では、その東方の熊野トラフ底から安乗口海底谷（伊勢湾沖）に至る地点において、海水準変動に伴う堆積物の変化の研究が行われている<sup>69,70</sup>。タービダイトの挟在頻度は約 10,000 年前より古い年代に多く、H1 コアで確認できるタービダイトの深度分布とよく一致する<sup>62</sup>。Omura et al. (2012)<sup>70</sup> では、有機物を用いて、海水準変動が堆積物供給に与える影響の評価を行っている。低海水準期から海進初期には陸源性有機物に富んでおり、湾からの堆積物の供給があったことを明らかにしている。一方、現在に至る高海水準期には半遠洋性泥

と同じくタービダイトにも陸起源の有機物が少ないことから、地震動等によって半遠洋性泥の再堆積によってタービダイトが形成されていることを示した。H1 コアにおける浮遊性有孔虫と TOC との放射性炭素年代の差及び元素濃度の変動の相違は、このような海水準変動に対応した供給源の変化に呼応している可能性がある<sup>62</sup>。また、H1 コア採取地点の約 20 km 北方では、池原 (1999)<sup>71</sup>によりタービダイトを含むコア試料が報告されている。H1 コアに比べ、新しい年代範囲においてもタービダイトを多く含んでいることから、志摩海脚の基部からの距離の違いが、このようなタービダイトの供給量に大きな差を生じさせているものと考えられる<sup>62</sup>。

熊野沖で採取されたコアでは、地形的要因によってタービダイトの認定に差が生じた例を示すことができた。F1 コアの採取地点は凹地内における地形的な凹みに位置し、F2 コアの採取地点は凹地内における地形的な高まりに位置している。F2 コアでは肉眼観察、X線 CT 画像、帯磁率、元素濃度等で認識できるタービダイトの堆積の頻度が低く、特に約 10,000 年前以降ではタービダイトを確認できなかった<sup>61</sup>。一方、F1 コアにおいては多数のタービダイトが認められ、周囲からの堆積物の重力流としての供給を示すものと考えられる<sup>61</sup>。

室戸岬沖で採取されたコアでは、多くのタービダイトが対比できた<sup>63</sup>。PC11 コア及び PC03 コアの採取地点は陸棚斜面の基部に位置し、両地点の堆積物の供給源となる斜面は小さな高まりで隔てられ、小規模な斜面崩壊では同時に両地点への堆積物供給は起こりにくい配置となっている。PC02 コアの採取地点は斜面基部の PC11 コアの採取地点から約 4 km 沖側にあり、陸棚斜面からの距離に応じたタービダイトの変化が期待された。前述 2.2.2.3 の帯磁率、X線 CT データ及び蛍光 X線コアロガーを利用した対比基準面を活用しても、扱うタービダイトの枚数が多いために、コア間における個々のタービダイトの対比は容易ではなかった。そこで、前述 2.2.2.4 のタービダイトの堆積年代の推定値を参考にすることにより、概略的な対比を行うことが可能となった<sup>63</sup>。その上で、帯磁率の僅かな変動パターンを参照して、個々のタービダイト層準の多くを対比することができた<sup>63</sup>。例えば、PC02 コアのパイロットコア（ピストンコアの採取に先行してピストンの重りとして採取される補足的なコア試料）のタービダイト E4、E5 及び E6 は、同コアのセクション 2 のタービダイト E1、E3 及び E5 に、同パイロットコアのタービダイト E1～E5 は、PC11 コアのタービダイト E2～E6 にそれぞれ対比できた<sup>63</sup>。認定及び対比できたタービダイトは PC11 コアで 36 層、PC02 コアで 21 層、PC03 コアで 28 層であった<sup>64</sup>。

#### 2.2.2.6 タービダイトの対比から推定した地震の発生履歴について

志摩半島沖の H1 コアの採取地点は、新宮沖の N1 コアの採取地点に近いタービダイトの比較に適しているが、コア試料には 11,000 年前以降に明瞭なタービダイトは認められなかった<sup>62</sup>。前述 2.2.2.5 で記載したように、本海域における約 10,000 年前以降の地震イ

ベントの検討については、タービダイトの挟在が多いと推定される陸棚斜面下部の試料を用いることが有効と考えられる。

潮岬沖で採取された M1 コア、新宮沖で採取された N1 コア及び熊野沖で採取された F1 コアでは、約 10,000 年前以降の地層にタービダイトの発達認められた<sup>61,62</sup>。ただし、これらのコア試料にはタービダイトの少ない層準が複数見られる。特に、F1 コアと M1 コアでは、約 6,000 年前頃に相当する層準にタービダイトの挟在が少ない<sup>62</sup>。この時期は高海水準期に当たるが、両地点とも陸から砂泥の直接的な流入の無い地点であるため、何らかの海洋環境の変化の影響が考えられる<sup>62</sup>。あるいは、タービダイトが未発達の層準の 40 cm 下位には両コアとも K-Ah テフラが挟まり、この上位にはその再堆積層が載るため、地すべりが頻発した後でタービダイトの供給源となる斜面堆積物が乏しくなったことが原因である可能性もある<sup>62</sup>。

室戸岬沖で採取された 3 地点のコア (PC02 コア、PC03 コア及び PC11 コア) のそれぞれについて浮遊性有孔虫の放射性炭素年代より地震イベント年代を推定し、 $2\sigma$  の年代範囲を考慮して対比を試みた<sup>63</sup>。タービダイトの堆積年代から推定された地震イベントの年代幅は、歴史地震の間隔の短さに比べて広いため、個別のコアにおける両者の対比は容易でない。しかし、3 地点のコアを合わせて地震イベントの年代を推定すると、684 年の白鳳地震、1096 年の永長地震、1361 年の正平地震、1707 年の宝永地震及び 1854 年の安政地震についてはある程度の対応関係が見られた<sup>63</sup>。

室戸岬沖で採取された PC11 コア中に挟在するタービダイトについて、堆積間隔の推定を行った結果、 $192 \pm 85$  年となった<sup>64</sup>。この値は約 55 km 南方の土佐バエ海盆におけるタービダイトの挟在間隔の  $215 \pm 21$  年<sup>72</sup> と大きな差はない<sup>64</sup>。土佐バエ海盆は陸から続く斜面及び海底谷とは繋がっておらず洪水の影響を受けない地点である<sup>64</sup>。そのためタービダイトは地震性と解釈でき、南海トラフにおけるプレート境界地震の発生間隔とも矛盾しない結果となった<sup>64</sup>。

#### 2.2.2.7 本研究の主な成果とその意義

本研究では海域活断層等の活動履歴のうち、年代評価に関する情報の拡充方法を提示するため、プレート間地震に焦点を当て、震源域近傍の南海トラフ周辺海域において採取された海洋堆積物コアを用いてタービダイトを抽出した。抽出に当たっては、肉眼視できないタービダイトの認定、タービダイトの堆積年代の推定の基礎となる年代モデルの構築、近接するコア間の地層の対比等を行うため、帯磁率測定、蛍光 X 線コアロガーを用いた化学分析、浮遊性有孔虫及び TOC の放射性炭素年代測定等を実施した。タービダイトの堆積年代の推定に当たっては、タービダイトを除いた年代モデルに対して統計的手法を適用し、タービダイトの深度を堆積速度曲線に内挿することにより実施した。その結果、歴史地震との対応関係がある程度認められ、既報の結果とも矛盾しない地震イベントの発生間隔を求めることができた。



本研究によって得られた知見に基づき、タービダイトの調査に関する調査項目の評価の主な留意事項（表 2.3）、タービダイトの調査に関するコア間対比及び総合評価における主な留意事項（表 2.4）を整理した。これらの整理結果の中で特に重要な観点として、コア間の対比にとって有効な調査項目の組み合わせ方、また、地形的特徴、海水準変動の影響及び供給源との位置関係を考慮した調査地点の選定、さらに年代測定結果の適切な扱い方が挙げられる。

2.2.1.7 節においても述べたとおり、確率論的地震ハザード評価において、活動時期及び活動間隔に代表される地震履歴の情報は、ロジックツリーを活用して認識論的不確かさとして扱われることが想定される<sup>60</sup>。タービダイトの対比及びその堆積年代の評価結果は、まさにロジックツリーの分岐の構築及び各分岐の重み付けの評価の際に、専門家による判断の一助となり、上記の留意点及び実際の評価例が活用されることを期待する。具体的には、タービダイトの空間分布から地震の規模を推定する際、タービダイトの対比の信頼性が重要なポイントとなるが、そこには地質データに起因する不確かさが伴っている。そこで、タービダイトの対比の根拠となった具体的な地質データの解釈に遡り、ロジックツリーを利用して不確かさを考慮するための重み付け等を判断することになるが、本研究で整理した留意事項は、このような場で活用されることを想定している。さらに、このような調査結果が蓄積されれば、将来的には、例えばタービダイトの堆積年代と沿岸域の離水年代とを組み合わせることによって、地震の平均的な発生間隔のほか、1,000年に1回程度の頻度で発生するような規模の大きな地震の存在について推定する際の参考情報となると考えられる。例えばタービダイトの分布範囲から中規模の地震が想定される場合に、中規模の地震による変位量の累積のみでは完新世の海成段丘の高度分布が説明がつかない状況が示されれば、より規模の大きな地震の発生頻度の重み付けを円滑に判断できると考えられる。

これらの整理された留意点及び実際の評価例が今後の確率論的地震ハザード評価において活用されることを期待する。

表 2.3 タービダイトの調査に関する調査項目の評価の主な留意事項

Table 2.3 Main important notice for analyses and measurements items in study of turbidite

調査項目	留意事項
肉眼観察	泥質タービダイトの場合は判別困難な場合あり。
X線CT画像	半割時に変形がある場合には深度の対応に留意する。
X線CT値	試料の状態（ひび割れ等）に留意する。
帯磁率測定	泥質タービダイトの場合は帯磁率の値の層位変化が不明瞭となる。
帯磁率異方性	海底地すべりの有無及びその層準を認識する際に有効である。
蛍光X線コアロガー	タービダイトにおいて各元素の濃度、濃度比等の変動パターンが常に一致するわけではなく、地点（供給源）及び対象とする年代により特徴が変化することに留意する。
年代測定	暦年較正は、最新のプログラムを用い、適切な海洋リザーバー効果を考慮することが重要である。
火山灰分析	再堆積によるものでないことを確認する。
花粉分析	沿岸域においては、年代が既知のコアとの対比の際に、花粉分析結果を介在させることで、年代的根拠を付加することができる。
珪藻分析	沿岸域においては、年代が既知のコアとの対比の際に、珪藻分析結果を介在させることで、年代的根拠を付加することができる。 過去10,000年程度を対象とした沖合のコアでは、環境変化にほとんど違いが無いことから対比の基準面が得られにくいことがある。また、洪水性イベントの存在を支持する結果が得られる可能性もあるが、供給源との位置関係にも依存する。

注) 委託成果報告書<sup>61,62,63</sup>に記載された留意事項を取りまとめた。

表 2.4 タービダイトの調査に関するコア間対比及び総合評価における主な留意事項

Table 2.4 Main important notice for correlation and comprehensive evaluation in study of turbidite

評価の観点	留意事項
地形的特徴の考慮	地形的高まりではタービダイトが挟在されにくいいため、地点選定においては注意を要する。ただし、年代プロファイルの参照など、別の用途として利用する場合はこの限りではない。
海水準変動の影響の考慮	特に海進期においては堆積空間が陸側へ広がるために、陸棚斜面以深ではタービダイトが流入されにくい地質状況が成立することがある。
供給源の影響の考慮	再堆積層の上位では、タービダイトの供給源となる不安定な堆積物が、十分に堆積していない地質状況となっていることがある。
供給源との位置関係の考慮	タービダイトを形成する混濁流（供給量）のポテンシャル評価の際には、斜面や海脚の基部からの距離が重要な要素となる。このことから、小地域毎に複数の採取地点を設定し、タービダイトの堆積年代に関する情報を追加及び更新することが重要となる。
年代測定結果の評価	年代モデル（年代測定結果をコア深度に対してプロットしたもの）のチェックは、タービダイトの堆積年代の評価精度に直結するために必要な検討である。 浮遊性有孔虫が得られない場合に、年代測定試料として全有機炭素が用いられることがあるが、浮遊性有孔虫による年代差が大きいに加え、この年代差は時代毎にも変化するため、年代値の扱い方に留意する。 全体の傾向から大きく外れる試料については、再堆積した試料を測定している可能性がある。一方、このことを利用し、タービダイトでは上下より古い年代を示す点が多いため、タービダイトの認定にとって有効となる場合がある。
分析結果の組み合わせの考慮	コア試料の肉眼観察、X線CT画像、蛍光X線コアロガー等による分析を組み合わせることによって、タービダイトの認定漏れを極力回避することが重要である。

注) 委託成果報告書<sup>61,62,63</sup>に記載された留意事項を取りまとめた。

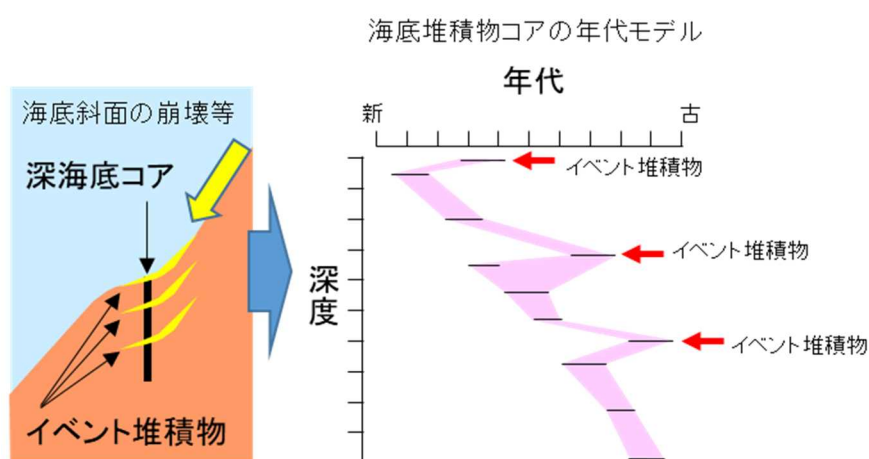


図 2.19 イベント堆積物（タービダイト）の年代評価に関する検討イメージ

Figure 2.19 Schematic diagram of dating for event deposits (turbidites)

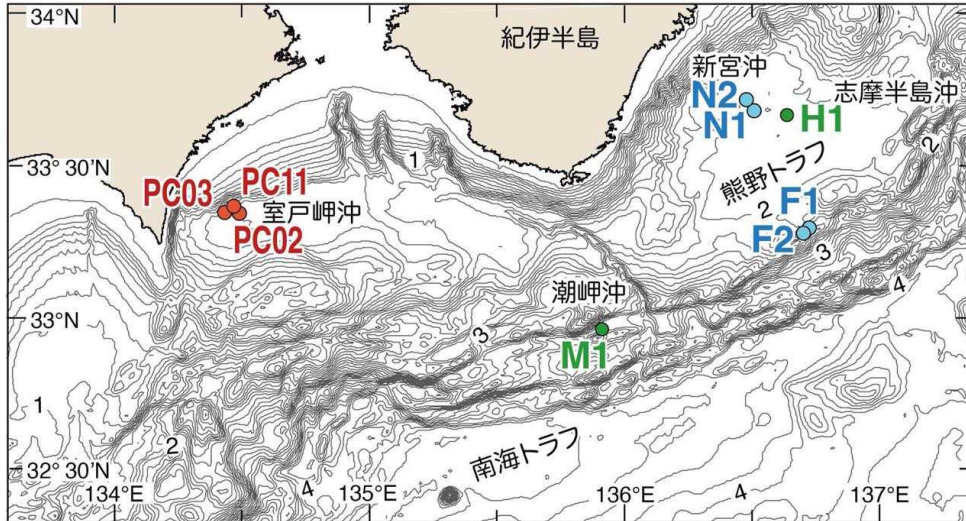


図 2.20 本研究テーマで利用した試料の採取位置

Figure 2.20 Locality map on the core samples used for this study

注) 青は令和 2 年度、緑は令和 3 年度、赤は令和 4 年度に用いた試料の位置を示す。なお、令和 5 年度に用いた試料は F1 の北西 340 m の地点であり本図ではほぼ同地点にプロットされる。

## 2.2.3 中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討

### 2.2.3.1 はじめに

新規基準に記載された中期更新世以降（約 40 万年前以降、MIS 11 以降にほぼ対応）の断層変位指標の年代決定において、高い時間分解能を有する長期間記録媒体である深海底堆積物を活用することが極めて重要である。なぜなら、深海底堆積物は、テフラ層序、微化石層序、酸素同位体層序、古地磁気層序によって相互の年代がクロスチェックされるため、これら層序学的年代の信頼性向上が見込めるからである。また、テフラは、給源火山から広範囲に飛散・移動し、海域のみならず陸域にも分布しているため、深海底堆積物中のテフラを陸成堆積物中のテフラと対比できれば、信頼性の高いテフラ年代を海域、陸域で共有することが可能になる。

これまで、原子力規制庁では下北半島沖の深海底堆積物（C9001C 孔コア：図 2.21）中のテフラ層序の構築及び酸素同位体層序を参照したテフラ年代の年代評価手法の整備に取り組んできた。C9001C 孔コアは、東北及び北海道の火山から噴出したと推定されるテフラを多く含むが、それらの粒子の化学組成は似ているため互いに識別することが困難なことが多く、対比に困難な場合がある。また、一般的に東北及び北海道地方の陸域における中期更新世テフラ層序は十分に把握されているとは言いがたく<sup>73,74</sup>、C9001C 孔コアのテフラとの対比の議論において、今後陸域テフラの調査を充実させる必要がある。一方、九州の火山帯に分布する火山から噴出したテフラは、偏西風の影響で日本列島、その周辺海域及びアジア大陸に広く分布しているものが多く報告されている。また、それらのテフラは関西地方の地層（大阪層群、琵琶湖層群等）や関東地方の地層（上総層群等）で多数検出・追跡され、中期更新世以降のテフラ層序が構築されている<sup>74</sup>。ただし、テフラが多数検出されてくると、よく似た化学特性を有するテフラが異なる層準に複数存在するケースも報告されるとともに、テフラは地点ごとに保存状況が異なるために欠損する場合があります、それによって生じるテフラの誤対比及び地層の年代決定における不確かさの増大も指摘されている<sup>75</sup>。

このような背景を踏まえ、本研究では九州の火山帯風下に位置し、かつ酸素同位体層序が明らかにされている四国沖深海底堆積物 MD012422 コア（図 2.21）を用いて、テフラ層序の構築及び年代決定を行う。海底コアは、その中に含まれるテフラの層位（上下）関係が明確であり、陸域の断片的な露頭で観察されるテフラの層位関係よりも信頼性が高い。また、同コアの酸素同位体層序を参照することによって、中期・後期更新世テフラ年代がほぼ同一精度で決定できるという特徴がある。さらに、分析技術の発展によって、テフラ粒子ごとの化学分析（特に微量成分化学組成）を大量に測定できる環境が整い、テフラの特徴・識別の精度が向上しつつある。結果として、本研究では、既報 D012422 コア中に多くのテフラを新たに検出してテフラ層序を大幅に改良できたほか、これまで一つのテフラに対して複数のテフラ年代が提示されていたものに対して、テフラの識別を適切に行うことによってテフラ年代の不確かさを低減できたので報告する。

### 2.2.3.2 研究対象及び手法

MD012422 の全コア長 (47.3 m) を対象に、コアに含まれるテフラ層を層厚に応じて採取した。テフラ間の堆積物については 5 cm 間隔で試料採取した。同時に、MD012422 コア中のテフラに対比が期待される陸域テフラについても、野外踏査により試料採取した。採取された試料について、前処理・純化を施した後、鉍物観察用スライドガラスの上に封入して粒子組成観察用薄片を作成した。次に、偏光顕微鏡を用いて薄片観察し、テフラ粒子の同定を行い、3,000 粒子中の構成比を求めた。本研究では、火山ガラス粒子を多産する層準がテフラ層準を示すものと推定し、3,000 粒子中の火山ガラス粒子含有数を求めた (図 2.22)。さらに、テフラを識別するために、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDS-EPMA) を用いて火山ガラス粒子の主成分化学組成を、レーザーアブレーション ICP 質量分析 (LA-ICP-MS) を用いて火山ガラス粒子の微量成分化学組成を測定した。詳細は Matsu'ura et al. (2021)<sup>75</sup> を参照されたい。

### 2.2.3.3 火山ガラスを指標とした深海底堆積物-陸成堆積物におけるテフラの対比

MD012422 コアにおいて、コア堆積物に含まれる浮遊性有孔虫の酸素同位体分析により MIS 1~10 に対比されており、最下部は流れ込んだ堆積物と判断されている<sup>76</sup> (図 2.22)。その堆積物から検出された火山ガラス粒子の多産層準は、時代の新しい方から古い方に向かって、1,500 粒子以上のものはガラススパイクとして G (Glass の G) と整数の組み合わせを (G1~G24)、500 粒子以上のものはガラススパイクの間にあるサブスパイクとして小数点を付した (例: G13 と G14 の間にある G13.1 : 図 2.22)。これらガラススパイク、サブスパイクに含まれる火山ガラス粒子を対象にして主成分化学組成及び微量成分化学組成を測定した (例として G13.2~G18 の分析結果を図 2.22 に示す)。

火山ガラススパイク G14、G16、G17 は、MD012422 コアの酸素同位体層序から、それぞれ MIS 5 初期、MIS 6 最盛期直後、MIS 6 最盛期付近と推定される<sup>75</sup> (図 2.22)。これら三つのガラススパイクに含まれるガラスは既報の Aso-3 火山ガラスの組成<sup>77,78</sup> とよく似ることから、Aso-3 噴火に対応した広域テフラと考えられ、それぞれ Aso-3i、Aso-3ii、Aso-3iii と名付けられた<sup>75</sup>。これらのスパイクの中で、G16 は高 SiO<sub>2</sub> (70 wt%程度) 及び高 K<sub>2</sub>O (5 wt%程度) のものと、低 SiO<sub>2</sub> (61-63 wt%程度) 及び低 K<sub>2</sub>O (3.0-3.5 wt%程度) のバイモーダルな組成を有する点で、高 SiO<sub>2</sub> 及び高 K<sub>2</sub>O のユニモーダルな組成範囲を示す G14 及び G17 とは異なっている (図 2.23 (a))。このバイモーダルなガラスの主成分化学組成は、微量成分化学組成でも同様にみられる (Aso-3mode 1 : 高 Th、低 Sr、低 Co、低 V (高 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O に対応)、Aso-3mode 2 : 低 Th、高 Sr、高 Co、高 V (低 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O に対応) : 図 2.23 (b)-(d))。この G16 の火山ガラスの組成的特徴は、宮崎県の既報 Aso-3<sup>79</sup> (本研究によって試料を採取・分析)、琵琶湖の高島沖 BT39 火山灰<sup>77</sup> と類似していることから、対比可能である。また、伊豆沖 U1437B 孔海底堆積物の既報 Aso-3 はユニモーダルなガラスの化学

組成が示されていたが<sup>80</sup>、本研究で同一試料を採取・分析したところ、バイモーダルなガラス主成分及び微量成分化学組成範囲を示すことが分かったため（図 2.23 (a)-(d)）、これも G16 に対比可能である。MD012422 コアの G16 の層位学的年代（MIS 6 最盛期直後）は、BT39 火山灰の年代、すなわち琵琶湖堆積物の堆積速度を一定と仮定した年代推定法による 132.1 ka と整合する。このほか、G17 は高島沖 BT39 火山灰の下位にある BT42 火山灰と、Aso-3 ガラスの高 SiO<sub>2</sub>、高 K<sub>2</sub>O 組成範囲に対応したユニモーダルな火山ガラスの組成をもつことから対比され、MD012422 コアの G17 の層位学的年代（MIS 6 最盛期付近：133-140 ka）が BT42 火山灰の推定年代（143.6 ka）と大きく矛盾しないことから支持される。

#### 2.2.3.4 本研究の主な成果とその意義

これまで Aso-3 の噴出年代は、MIS 6 とする説<sup>81</sup>と MIS 5 とする説<sup>79</sup>との間で長年結論が出されていなかったが、本研究によって MIS 6 に 2 枚（Aso-3i、Aso-3ii）、MIS 5 に 1 枚（Aso-3iii）あることが明らかになった<sup>75</sup>。これは、断層変位指標である地層中に Aso-3 対比候補が発見された場合、MIS 6 の Aso-3i 又は Aso-3ii に対比すると層位的にはほぼ直上の海成層は MIS 5e に対応する可能性が高いが、MIS 5 の Aso-3iii に対比すると層位的にはほぼ直上の海成層は MIS 5e ではなく MIS 5c 又は 5a に対応する。MIS 5e、5c、5a は約 2 万年周期をもつ MIS 5 中のサブステージ（亜間氷期）であるものの、それぞれのユースタティックな海水準は大きな差がありかつ誤差も大きい。そのため、これら MIS 5e、5c、5a に対応した海成層を指標とした地殻変動速度や断層変位速度の算出において、大きな不確かさ及び誤差要因となる。この問題に対して、火山ガラスの化学組成を指標とした本研究の Aso-3i、Aso-3ii、Aso-3iii の識別手法は、テフラ対比及び地殻変動・断層変位指標の年代決定に役立つことが期待される。特に、これらのテフラのうち二つ以上がセットで検出された場合は、より信頼性の高いテフラ対比となるだろう。また、これら三つのテフラの示す年代は後期更新世と中期更新世の地層の判別に重要であり、新規基準の将来活動する可能性のある断層等の定義に直結することから、年代指標として決定的な役割を果たすことが期待される。

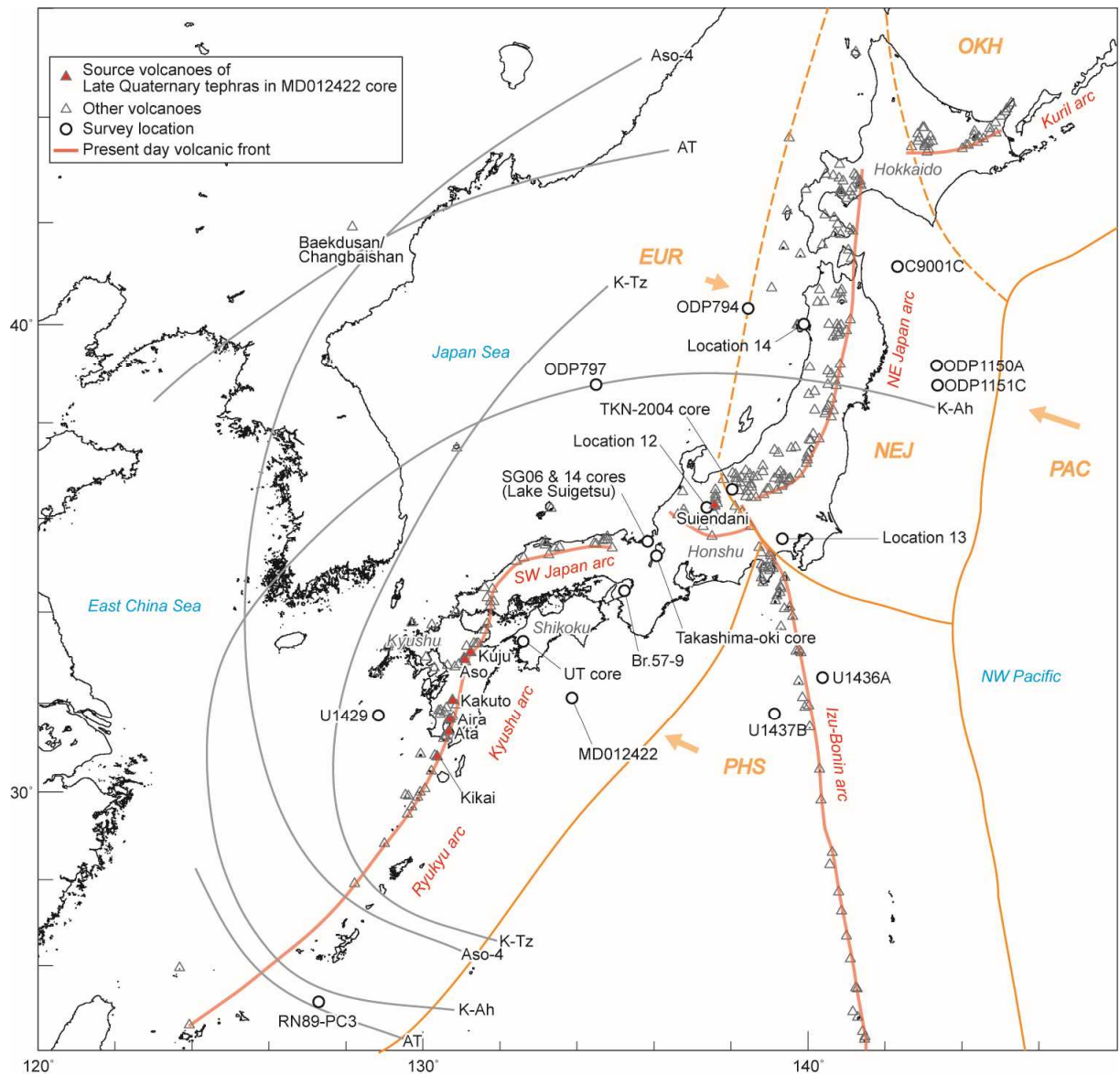
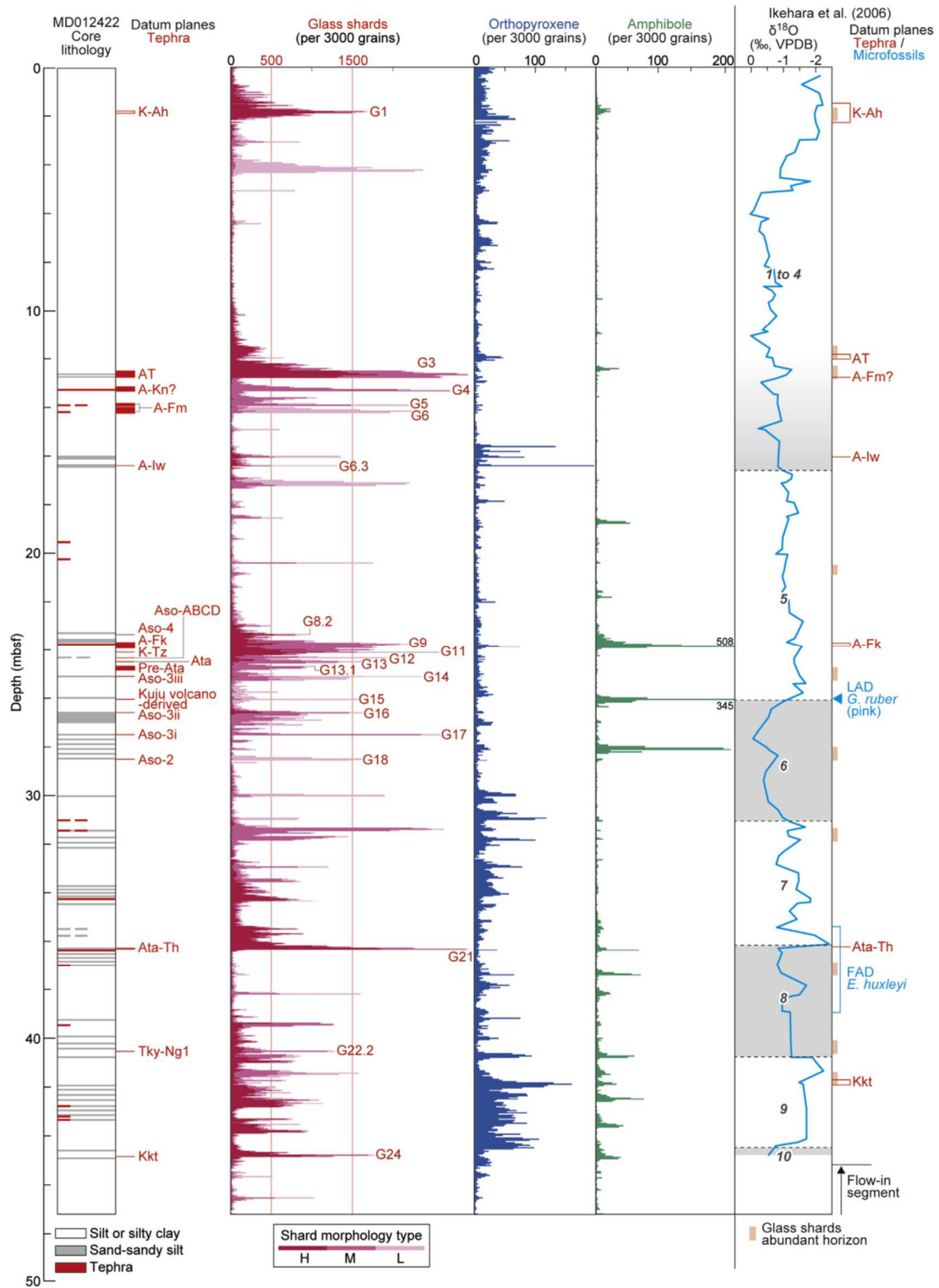


図 2.21 四国沖 MD012422 コア採取位置の位置

Figure 2.21 Location of site MD012422

注) MD012422 コアのテフラ供給火山 (赤い三角) の位置も示す。Matsu'ura et al. (2021)<sup>75</sup>を一部改変。

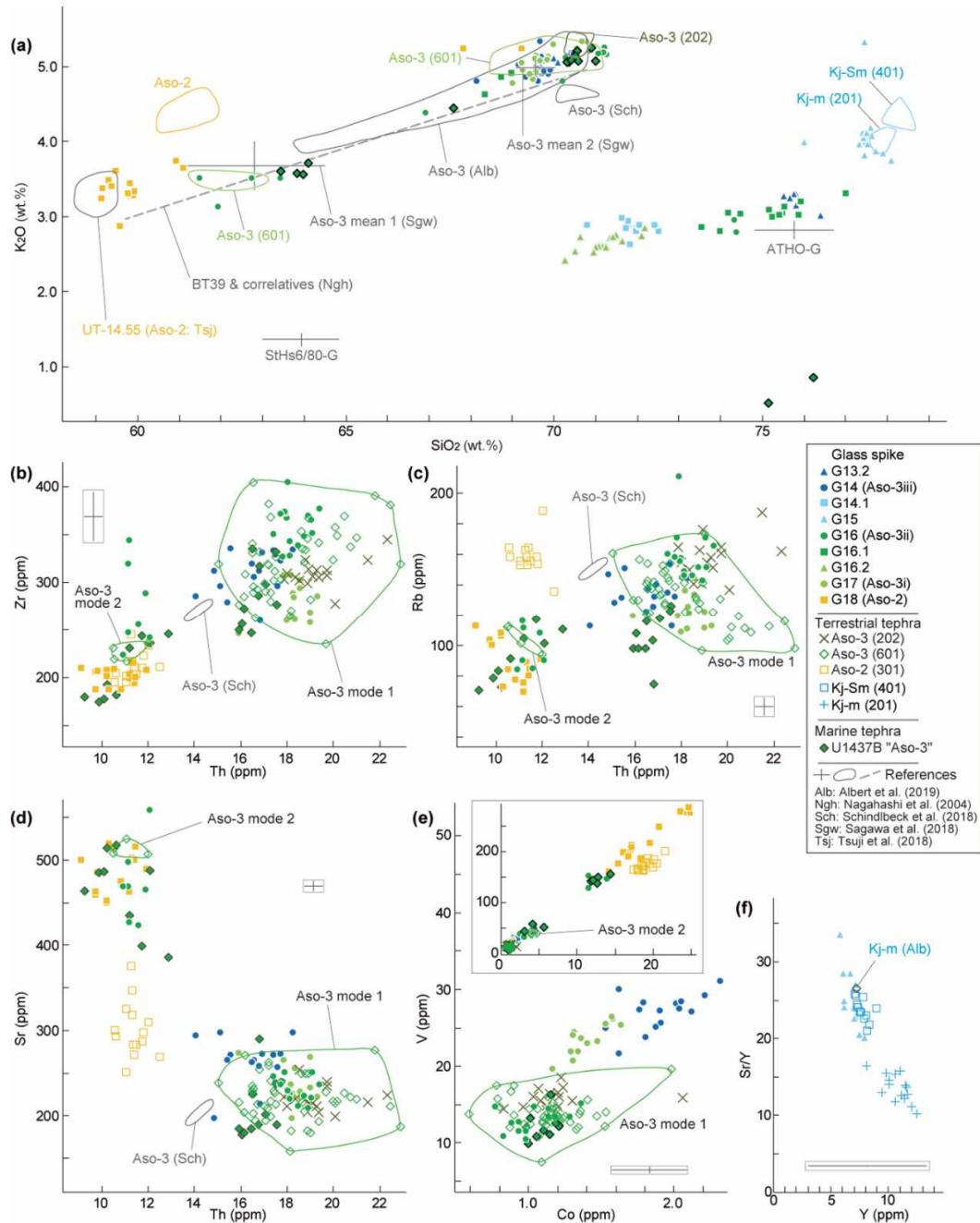




出典) Matsu'ura et al. (2021)<sup>75</sup>

図 2.22 MD012422 コアの層相、テフラ層序、テフラ粒子数、海洋酸素同位体層序及び微化石年代層序

Figure 2.22 Lithology, tephrostratigraphy, tephra grain abundance, marine oxygen isotopic stratigraphy and biostratigraphy of MD012422 core



出典) Matsu'ura et al. (2021)<sup>75</sup>

図 2.23 MD012422 コア及び陸域テフラに含まれる火山ガラスの化学組成

Figure 2.23 Chemical compositions of tephra glass shards in MD012422 core

注) (a) SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O プロット(b) Th-Zr プロット(c) Th-Rb プロット(d) Th-Sr プロット(e) Co-V プロット(f) Y-Sr/Y プロット。なお(f)の Y-Sr/Y プロットは、Aso-3iii と Aso-3ii の間にある G15 が九州の九重火山起源のテフラであることを示す。

### 3 結論

#### 3.1 成果の要点

断層の活動性評価に関する知見を蓄積及び拡充することを目的とし、応力解析手法、化学分析手法、各種の年代測定手法、火山灰分析手法等の各種ツールを用いて、断層の認定及び活動性評価に関する技術的知見を収集し、評価の手順及び結果の具体例を示した。各研究実施項目において、以下の成果を得た。なお、(1) ②のうち古海底地すべりに関する研究テーマの一部は新潟大学との共同研究「断層の成因評価に関する基礎的研究」として実施したものである。以下では、主として規制庁職員による成果を示す。また、(2) ①は国立大学法人東京大学大気海洋研究所、(2) ②は国立大学法人東京大学新領域創成科学研究科にそれぞれ委託し、実施したものである。

##### (1) 活断層の認定及び変位・変形の成因の評価

###### ①断層破碎物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討

断層の活動性評価には通常、上載地層法が用いられるが、地層が欠如している場合には、断層破碎物質等から活動性を判断することになる。断層破碎物質を用いたより確度の高い断層活動性評価を行うためには、複数の手法による総合的な評価を行うことが求められるが、鉱物脈法以外の活動性評価に関する知見については、具体例に乏しいという課題がある。

そこで本研究では、活断層及び最近活動していない地質断層の破碎部の性状比較に適した四国北西部の中央構造線を例に、両断層の構造関係の把握、特定鉱物の結晶構造の解析、古応力場の解析、断層破碎物質と鉱物脈との切断関係及び粒子の破壊状況の観察、化学分析等を実施し、両断層の活動性の違いを評価する手法の適用性を検討した。その結果、カルサイトの結晶構造の解析結果からは、活動性の異なる両断層の明確な違いは認められなかったが、断層破碎物質の微細構造観察結果及び古応力場の解析結果からは、両断層の活動性の違いを識別することができた。

###### ②非地震性断層等の成因評価手法の検討

断層の活動性評価に当たっては、通常用いられる上載地層法、地層が欠如している場合に用いられる鉱物脈法が適用されるが、上載地層が浸食により欠如している、断層を切断する鉱物脈が貫入していない等の理由から、これらの手法では断層の最終活動年代を特定できないことも多い。その場合、断層の活動性は、その成因も含め総合的に評価することが重要となるが、陸上又はかつての海底地すべりの痕跡、地震動による受動的な変位・変形等と、震源断層との識別が困難であるという課題がある。

そこで本研究では、秋田県横手地域において、古海底地すべりの痕跡と考えられている露頭及び活断層露頭を例に、地質調査、断層構造解析、化学分析、鉱物学的分析等を実施し、両者を判別するための手法としての適用性を検討した。その結果、古応力場の解析及び断層ガウジ中の MgO 含有量によって両者が識別可能であることが示された。

ただし、MgO 含有量の断層識別指標としての適用性は、地質状況に大きく依存すると考えられた。

また、2016 年熊本地震時に既報の活断層沿いに観測された地震を生じない誘発された断層変位を例に、InSAR 解析による変位量の把握、テフラ層序の構築とその年代決定、S 波反射法地震探査及び群列ボーリングにより、後期更新世の地層に生じている断層変位パターン及び累積変位量を調査した。その結果、誘発された断層変位の累積性が断層の活動性評価に与える影響の程度を把握できた。

さらに、新庄盆地西縁断層帯において震源断層及びその二次断層を例に、地下構造探査（反射法地震波探査）を通した断層関連褶曲の地質構造を把握し、両者の成因評価及びそれらを識別するための手法としての適用性を検討した。その結果、両者は共に逆断層であるが断層の傾斜方向は反対であること、地表付近の二次断層の変位・変形の累積は非地震性の断層変位によることが示された。

## (2) 活断層の活動履歴の評価

### ① 離水海岸地形の形成年代評価手法の検討

地表に明瞭な痕跡を残す活断層について、陸域では基本的にトレンチ調査により活動性が評価されているが、海域ではトレンチ調査が実施できない。そのため、確率論的地震ハザード評価の実施に当たっては統計的に推定された地震の活動間隔が用いられることが多く、評価結果に与える不確かさの幅が大きくなるという課題がある。

そこで、本研究では地震の活動履歴評価手法の一つとして、宇宙線生成核種を利用した沿岸域における隆起年代評価手法の適用性を検討した。その結果、本手法の適用可能範囲は数千年前程度に形成された地形面から、約 10 万～15 万年前程度に形成された中位段丘面までであること、離水前に蓄積した宇宙線生成核種の影響も考慮する必要があることに加え、中位段丘面については侵食速度を精度良く定めることの重要性が示された。また、花崗岩よりも石英に乏しい石英閃緑岩及び石英斑岩に対しても本手法が適用可能であること、さらに、OSL 年代測定法は本手法により得られた隆起年代を検証する手段の一つとして効果的であることが示された。

### ② 海域の古地震履歴評価手法の検討

上記(2)①で示した課題に対応するため、本研究では地震の活動履歴評価手法の一つとして、プレート間地震に焦点を当て、震源域近傍の南海トラフ周辺海域において採取された海洋堆積物コアを用いて、タービダイトの抽出及びその年代測定を実施し、これらの調査手法の古地震履歴評価への適用性を検討した。その結果、歴史地震との対応関係がある程度認められ、既報の結果とも矛盾しない地震イベントの発生間隔を求めることができた。さらに本研究によって得られた知見に基づき、タービダイトの調査に関する調査項目の評価、コア間対比及び総合評価における主な留意事項を整理した。

### ③ 中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討

地表に明瞭な痕跡を残さない活断層については、広域的に変形した地形面及び地層の形成年代に関して火山灰を用いて推定し、それを基に断層の活動性を評価する方法があるが、火山灰の年代誤差が活動性評価の結果に大きく影響することが課題である。

そこで本研究では、特に新規制基準に対応する約 40 万年前以降（酸素同位体ステージ 11 以降）の火山灰年代評価手法の適用例を蓄積するため、西南日本近海の深海底堆積物及び陸域堆積物に含まれるテフラの対比を実施した。その結果、深海底堆積物を用いてテフラ年代を高精度に決定するとともに、火山ガラスの化学組成を指標にして、深海底堆積物中のテフラを陸域堆積物中のテフラと対比することができた。これにより、海域及び陸域間において信頼性の高いテフラ年代を共有することが可能となり、地殻変動・断層変位指標である地形・地層の形成年代の妥当性評価に活用できる見通しを得た。

### 3.2 目的の達成状況

本研究は、下記のとおり、二つの項目（五つの小項目）の令和 2 年度から令和 5 年度までの 4 年間の実施計画で設けたほぼ全ての目的を達成した。

#### (1) 活断層の認定及び変位・変形の成因の評価

##### ①断層破砕物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討

断層破砕物質と鉱物脈の切断関係や破砕帯の内部構造の把握、採取した断層破砕物質を用いた分析及び解析等により、活断層の認定に有用な断層の活動性評価手法に関する知見を蓄積した。

##### ②非地震性断層等の成因評価手法の検討

地震を生じさせる断層と受動的な変位・変形及び地震以外に起因した変位・変形に係る地質情報を整理し、活断層の認定に有用な断層の成因評価手法に関する知見を蓄積した。

#### (2) 活断層の活動履歴の評価

##### ①離水海岸地形の形成年代評価手法の検討

隆起した地形等の形成年代を分析し、活断層の活動履歴の評価に有用な知見を拡充した。

##### ②海域の古地震履歴評価手法の検討

海域の震源域近傍において採取された海洋堆積物コアを用いてイベント堆積物を抽出し、活断層の活動履歴の評価に有用な知見を拡充した。

##### ③中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討

西南日本近海の信頼性の高い「年代モデル」を陸域の地域的火山灰に付帯させ、海域・陸域の地域的火山灰を対比する手順に関する知見を蓄積した。

### 3.3 成果の公表等

#### 3.3.1 原子力規制庁の職員が著者に含まれる公表

##### (1) NRA 技術報告

なし。

##### (2) 論文 (査読付)

- ① Matsu'ura, T., Ikehara, M. and Ueno, T., "Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of core MD012422: Improving marine tephrostratigraphy of the NW Pacific", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 257, 106808, 2021.
- ② Matsu'ura, T. and Ueno, T., "Late Quaternary tephrostratigraphy and pollen stratigraphy of Uwa Formation, Shikoku Island, SW Japan: Reconsidering the MIS 11 super-interglacial horizon", *Quaternary Geochronology*, Vol. 73, 101383, 2022.
- ③ Matsu'ura, T., Komatsubara, J. and Ikehara, M., "Improving tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy since 1 Ma of Hole U1437B in the Izu-Bonin arc, NW Pacific: Differentiation of widespread tephras with similar shard chemistries", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 319, 108305, 2023.
- ④ Matsu'ura, T. and Komatsubara, J., "Ontake-Katamachi tephra: marine-terrestrial correlation of a time marker of marine isotopic stage 5b in NE Japan, the Japan Sea, and the NW Pacific", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 259, 105876, 2024.
- ⑤ Miyawaki, M. and Sakaguchi, A., "Trench and drilling investigation of the Median Tectonic Line in Shikoku, southwest Japan: implications for fault geometry", *Earth, Planets and Space*, Vol. 73, 194, 2021.

##### (3) その他

- ① 林宏樹、「秋田県横手市の古海底地すべり露頭とシリカ鉱物相」、日本地質学会第 128 年学術大会、R19-P-3、2021.
- ② 林宏樹、林茉莉花、田中宗一郎、「秋田県横手市の古海底地すべり及び活断層の断層破碎物質の地球化学的性質」、日本地質学会第 129 年学術大会、G8-P-1、2022.
- ③ 林茉莉花、林宏樹、中埜貴元「鞍岳断層群の地下構造と Triggered Shallow Slips の最大深度」、日本活断層学会 2022 年度秋季学術大会、P-19、2022.
- ④ 宮脇昌弘、「四国北西部における活断層の中央構造線と地質断層の中央構造線との幾何学的関係」、日本活断層学会 2022 年度秋季学術大会、O-8、2022.
- ⑤ 林茉莉花、林宏樹、田中宗一郎、小林健太「秋田県横手市古海底地すべり露頭の古応力解析」、日本地質学会第 130 年学術大会、T8-P-5、2023.
- ⑥ 小林健太、石井拓也、馬寅瀚、林宏樹、林茉莉花、「応力逆解析と性状比較による断層の区分と成因評価」、日本地質学会第 130 年学術大会、T8-O-6、2023.

### 3.3.2 委託先による公表

#### (1) 論文（査読付）

- ① Leggett, K., Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Ota, K., Fukuyo, N. and Shirahama, Y., “Testing the potential of *Serpulidae* tubes as an indicator of past relative sea level collected from shored wave dissipating blocks along the Pacific and Japan sea coast of northeastern Japan”, Nuclear Inst. and Methods in Physics Research, B, Vol. 538, pp. 58-63, 2023.
- ② Lloyd, S.G., Yokoyama, Y., Aze, T., Miyairi, Y., Abe, K. and Echigo, T., “Paleo tsunamis and storm surges recorded by fossil coral on Yakushima Island, Japan”, Radiocarbon, 2024 (in press).

#### (2) その他

- ① 白濱吉起、宮入陽介、横山祐典、阿部恒平、「表面照射年代測定を用いた足摺岬における隆起ベンチの編年」、日本第四紀学会 2021 年大会、O-16、2021.
- ② 芦寿一郎、中西諒、「南海トラフにおけるタービダイトの堆積年代と堆積間隔—非破壊物性・元素濃度と放射性炭素年代を用いた研究—」、日本地質学会第 129 年学術大会、G7-O-3、2022.
- ③ レグット佳、横山祐典、宮入陽介、白濱吉起、阿部恒平、照沢秀司、「岩手県侍浜の海成段丘における表面照射年代測定に基づく離水年代」、日本地球惑星科学連合 2023 年大会、HQR03-03、2023.
- ④ レグット佳、横山祐典、宮入陽介、白濱吉起、阿部恒平、照沢秀司、「表面照射年代測定を用いた岩手県侍浜における海成段丘の離水年代について」、日本第四紀学会 2023 年大会、O-24、2023.
- ⑤ 池原研、加三千宣、原口強、山田圭太郎、一井直宏、竹村恵二、別府湾コア研究グループ、「別府市沖別府湾の海底地すべりと flow transformation」、日本第四紀学会 2023 年大会、O-1、2023.
- ⑥ 福與直人、レグット佳、宮入陽介、阿部恒平、越後智雄、宍倉正展、白濱吉起、横山祐典、「高精度地殻変動履歴復元に向けた複数種の固着性生物遺骸を用いた 14C 年代値の比較」、日本第四紀学会 2023 年大会、P-11、2023.
- ⑦ 芦寿一郎、村山雅史、中西諒、金松敏也、「室戸岬東方沖のタービダイトの堆積環境と古地震履歴」、日本地質学会第 130 年学術大会、T6-O-28、2023.
- ⑧ 一井直宏、芦寿一郎、池原研、大上隆史、阿部信太郎、多良賢二、「X線 CT スキャナーを活用した合成地震波形の可能性」、日本地質学会第 130 年学術大会、T6-O-19、2023.

### 3.4 成果の活用等

断層破碎物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討については、活断層の認定に有用な断層の活動性評価手法に関する知見を蓄積した。今後、次期プロジェクトの実施に合わせて、年代測定に関する知見も取得する。新規制基準適合性に係る審査のうち、特にサイト内における断層破碎物質を用いた断層活動性評価において、審査官がその評価の妥当性を判断する際に参照しやすいように、令和7年度を目途にNRA技術報告等の形式で体系的に整理する。具体的には、断層及び岩石の特徴に応じて、鉱物脈法を適用する際の断層と鉱物脈との接触関係の認定方法、鉱物種の同定及び対象鉱物の形成環境の評価方法、古応力場による断層の活動性評価手法等を適用する際に留意すべき事項を記載する。その上で、地質審査ガイドにおける将来活動する可能性のある断層等の活動性評価に関する記載の更新に資する。

非地震性断層等の成因評価手法の検討については、各種の成因の断層に関して取得した評価手法に関する知見及び手法の有効性を断層の種別ごとにまとめ、令和6年度以降にNRA技術報告等としての公表を目指す。地質審査ガイドでは、「将来活動する可能性のある断層等」について、震源として考慮する活断層のほか、地震活動に伴って永久変位が生じる断層、支持地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面が含まれるとされているが、包括的記載に留まっており、詳細については記載されていない。そこで、本研究における断層等の成因評価手法及びその有効性の取りまとめを受けて、これらの断層種別に係る分類に関する記載、活断層と非地震性断層等との識別手法について、地質審査ガイドにおける将来活動する可能性のある断層等の活動性評価に関する記載の更新に資する。

離水海岸地形の形成年代評価手法の検討及び海域の古地震履歴評価手法の検討については、委託先における研究成果の蓄積を見据え、主として確率論的地震ハザード解析への適用の観点から地震の発生履歴の復元に関する手法の適用性及び地震の発生履歴に関する情報の利用方法をまとめ、NRA技術報告等としての公表を目指す。また、これら蓄積した情報には、離水海岸地形の形成年代評価手法、海域におけるコア間対比等の詳細な手法、イベント堆積物の年代評価、基準面の変位の有無の判断に関する情報等も含まれており、これらも含め、地質審査ガイドにおける震源断層の評価等に関する記載の更新に資する。

中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討については、海域・陸域の地域的火山灰を対比する手順に関する知見を蓄積した。これらの知見は中期更新世以降の断層の活動性評価における変位基準の年代決定及びその評価に直接関連する知見であることから、論文として取りまとめ公表した後、審査において活用が期待される。また、中期更新世以降の断層等の評価指標である段丘面・地層の形成年代の推定に利用する火山灰の対比及び年代決定に関する情報について、地質審査ガイドにおける将来活動する可能性のある断層等の活動性評価に関する記載の更新に資する。



なお、以下の審査会合において、中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討に係る研究成果（Matsu'ura et al., 2021<sup>75</sup>、Matsu'ura et al., 2023<sup>82</sup>）が引用され、敷地で見られるテフラの層序の参考として活用された。

- ・第1220回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合、令和6年1月開催

また、断層破碎物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討のテーマで得た、断層の最新活動面及び鉱物脈の認定方法に関する技術的知見を利用することにより、次の審査会合において、鉱物脈法を用いた断層活動性評価に関する具体的な指摘に活用することができた。

- ・第1113回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合、令和5年2月開催
- ・第1121回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合、令和5年3月開催
- ・第1168回原子力発電所の新規性基準適合性に係る審査会合、令和5年7月開催
- ・第1239回原子力発電所の新規性基準適合性に係る審査会合、令和6年3月開催

### 3.5 今後の課題等

(1) ①断層破碎物質の性状に基づく断層の活動性評価手法の検討では、複数の手法を用いて総合的に評価する必要がある。したがって今後、鉱物脈法等による断層活動性評価手法を体系的に整備していく予定であるが、より直接的に断層活動年代を推定する手法である、鉱物脈を対象とした年代測定手法の適用性が把握されていないなど、残された課題に取り組む必要がある。

(1) ②非地震性断層等の成因評価手法の検討では、取得した各種の成因の断層に関する知見及び評価手法の有効性について、NRA 技術報告等としての公表を目指す。その前提として、利用する知見の信頼性を向上させるために、論文等として取りまとめ中である。そのうち、受動的な変位・変形については成因評価に関する知見が不足しているため、地質学的データに基づく評価方法を補強する予定である。また、研究の過程において利用した化学分析手法については、昨今、断層の活動性評価に対して利用しようとする研究も見られることから、あわせて今後の課題としたい。

(2) ①離水海岸地形の形成年代評価手法の検討及び②海域の古地震履歴評価手法の検討では、委託先における研究成果の蓄積を見据え、主として確率論的地震ハザード解析への適用の観点から地震の発生履歴の復元に関する手法の適用性及び地震の発生履歴に関する情報の利用方法をまとめ、論文、NRA 技術報告等としての公表を目指す。ただし、地震の発生履歴に関する情報をロジックツリーに展開する方法の具体例に乏しいことから、本研究で得られたデータを利用した確率論的地震ハザード解析の適用例を蓄積する。また、年代評価手法に用いた宇宙線生成核種及び OSL を利用した年代測定法については、上載地層法等にも適用可能であることから、新規制基準適合性に係る審査会合での取り組みを注視し、新たな研究課題の必要性を検討する。

(2) ③中期更新世以降の火山灰年代評価手法の検討では、論文の公表が順調に進んでいるものの、 $^{14}\text{C}$ 年代決定法を適用できない古い時代（概ね4～5万年以前）における火山灰の年代に関する情報が不足している点に変わりはない。特に西南日本～中部日本を中心とした火山灰の層序、火山灰に含まれる粒子（火山ガラス及び鉱物）化学組成、噴出年代に関するデータ等の蓄積が課題として残されている。

## 参考文献一覧

- 1 原子規制委員会、「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」、2013.
- 2 地震調査研究推進本部、「活断層の長期評価手法（暫定版）」、2010.
- 3 原子規制委員会、「実用発電用原子炉の安全性向上評価に関する運用ガイド」、2013.
- 4 原子規制委員会、「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」、2013.
- 5 活断層研究会編、「新編日本の活断層：分布図と資料」、東京大学出版会、p. 437、1991.
- 6 Miyawaki, M. and Sakaguchi, A., “Trench and drilling investigation of the Median Tectonic Line in Shikoku, southwest Japan: implications for fault geometry”, *Earth, Planets and Space*, Vol. 73, pp. 1-12, 2021.
- 7 坂口有人、安藤航平、「セメントを主体とする複合材における応力・歪みの履歴推定方法」、特許出願番号 2020-118208、2020.
- 8 Yamaji, A., "The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan", *Journal of Structural Geology*, Vol. 22, pp. 429-440, 2000.
- 9 Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Jensen, E. and Cembrano, J., "Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 116, 2011.
- 10 Choi, J. H., Edwards, P., Ko, K. and Kim, Y. S., “Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach”, *Earth-Science Reviews*, Vol. 152, pp. 70-87, 2016.
- 11 宮脇昌弘、「四国北西部における中央構造線の地質構造と断層発達史」、山口大学大学院創成科学研究科博士論文、p. 100、2022.
- 12 国土地理院、「地理院地図及び国土地理院タイル」、<https://maps.gsi.go.jp/development/ichiran.html>.
- 13 脇坂安彦、上妻睦男、綿谷博之、豊口佳之、「地すべり移動体を特徴づける破碎岩：四万十帯の地すべりを例として」、*応用地質*、第 52 巻、pp. 231-247、2012.
- 14 山根誠、山田政典、仙石昭栄、脇坂安彦、赤松薫、「すべり面粘土と断層ガウジを識別する複合面構造—秩父帯の地すべりを例として—」、*応用地質*、第 56 巻、pp. 94-104、2015.
- 15 立石良、島田耕史、清水麻由子、植木忠正、丹羽正和、末岡茂、石丸恒存、「断層ガウジの化学組成に基づく活断層と非活断層の判別—線形判別分析による試み」、*応用地質*、第 62 巻、pp. 104-112、2021.

- 16 Niwa, M., Shimada, K., Ishimaru, T. and Tanaka, Y., “Identification of capable faults using fault rock geochemical signatures: A case study from offset granitic bedrock on the Tsuruga Peninsula, central Japan”, *Engineering Geology*, Vol. 260, 105235, 2019.
- 17 原子力規制委員会原子力規制庁、国立大学法人新潟大学、「共同研究成果報告書断層の成因評価に関する基礎的研究」、準備中.
- 18 臼田雅郎、村山進、白石健雄、伊里道彦、井上武、乗富一雄、「5 万分の 1 総合地質図幅 横手」、秋田県、p. 97、1977.
- 19 臼田雅郎、白石健雄、岩山勝男、秋元義人、井上武、乗富一雄、「5 万分の 1 総合地質図幅 六郷」、秋田県、p. 70、1976.
- 20 地震調査研究推進本部地震調査委員会、「横手盆地東縁断層帯の評価」、地震調査研究推進本部、2005.
- 21 山路敦、「多重逆解法：複数の応力を検出する小断層解析の新技术」、*構造地質*、第 43 卷、pp. 79–88、1999.
- 22 Otsubo, M., Sato, K. and Yamaji, A., “Computerized identification of stress tensors determined from heterogeneous fault-slip data by combining the multiple inverse method and k-means clustering”, *Journal of Structural Geology*, Vol. 28, pp. 991–997, 2006.
- 23 阿部真郎、森屋洋、金子勝比古、米田哲朗、「東北地方における珪質泥岩層の異常堆積構造と地すべり」、*日本じすべり学会誌*、第 41 卷、pp. 447-457.
- 24 細矢卓志、橋本智雄、加賀匠、平井孝明、西川治、「横手盆地東縁断層帯、金沢断層の副断層に関する考察」、*日本地質学会第 125 年学術大会 講演要旨*、R22-O-11、2018.
- 25 大沢穠、須田芳朗、「20 万分の 1 地質図幅「秋田及び男鹿」」、地質調査所、1980.
- 26 大沢穠、広島俊男、駒澤正夫、須田芳朗、「20 万分の 1 地質図幅「新庄及び酒田」」、地質調査所、1988.
- 27 杉戸信彦、石山達也、楮原京子、澤祥、鈴木康弘、中田高、「1:25,000 都市圏活断層図「湯沢」」、国土地理院、2015.
- 28 Fujiwara, S., Nakano, T. and Morishita, Y., “Detection of triggered shallow slips caused by large earthquakes using L-band SAR interferometry”, *Earth Planets Space*, Vol. 72, pp. 1-23, 2020.
- 29 千田昇、「中部九州の新时期地殻変動—とくに第四紀火山岩分布地域における活断層について—」、*岩手大学教育学部研究年報*、第 39 卷、pp. 37-75、1979.
- 30 中田高、今泉俊文、「活断層詳細デジタルマップ」、東京大学出版会、DVD-ROM 2 枚、解説書 p. 60 及び図 1 枚、2002.
- 31 鈴木康弘、石村大輔、熊木洋太、熊原康博、千田昇、中田高、中埜貴元、「1:25,000 活断層図「阿蘇」」、国土地理院、2017.

- 32 今泉俊文、宮内崇裕、堤浩之、中田 高、「活断層詳細デジタルマップ【新編】」、USB 1 個、解説書 p. 154、2018.
- 33 Aoki, K., “Revised age and distribution of ca. 87 ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean”, *Quaternary International*, Vol. 178, pp. 100-118, 2008.
- 34 鈴木康弘、「1:25,000 活断層図「阿蘇」解説」、国土地理院、2017. <https://www.gsi.go.jp/common/000193621.pdf>
- 35 Ishimura, D., Iwasa, Y., Takahashi, N., Tadokoro, R. and Oda, R., “Paleoseismic events and shallow subsurface structure of the central part of the Futagawa fault, which generated the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake”, *Geomorphology*, Vol. 414, 108387, 2022.
- 36 佐藤浩、小村慶太郎、宇根寛、中埜貴元、八木浩司、「トレンチ調査による阿蘇外輪山北西域的の石牧場 I 断層の変位の累積性の検討」、*地理学評論*、第 94 巻、pp. 250-264、2021.
- 37 松田時彦、「活断層から発生する地震の規模と周期について」、*地震*第 2 輯、第 28 巻、pp. 269-283、1975.
- 38 国土地理院、「2 万 5 千分 1 活断層図「阿蘇」の概要」、2017. [https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/afm\\_kouhyou201710\\_aso.html](https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/afm_kouhyou201710_aso.html). (2023 年 11 月確認)
- 39 Matsu'ura, T. and Ishitsuka, K., “Geological and geodetical vertical deformation profiles across the Kuradake fault group, central Kyushu, SW Japan -An estimation for proportion of aseismic triggered slips in a total of late Quaternary slip-”, in preparation.
- 40 Yeats, R.S., Sieh, K.E. and Allen C.R., “The Geology of Earthquakes. Oxford University Press”, p. 576, 1997.
- 41 佐藤比呂志、「東北地方中部地域（酒田－古川間）の新生代地質構造発達史（第 1, 2 部）」、*東北大学地質古生物邦報*、第 88 巻、第 89 号、pp. 1-32、pp. 81-45、1986.
- 42 澤祥、宮内崇裕、佐藤比呂志、八木浩司、松多信尚、越後智雄、丹羽俊二、「都市圏活断層図「新庄」」、国土地理院、D1-No.388、2001.
- 43 松浦旅人、「山形県新庄盆地西部に分布する Flexural-slip 断層とその活動時期」、*活断層研究*、第 23 巻、pp. 29-36、2003.
- 44 大沢あつし、片平忠実、土谷信之、「清川地域の地質、地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）」、p. 48、1986.
- 45 井上洋子、加藤進、三輪美智子、「山形県新庄盆地北西部における草薙層および古口層の地質年代」、*瑞浪市化石博物館研究報告*、第 38 号、pp.83-97、2012.
- 46 Jiang, L.-Q., Feely, R. A., Carter, B. R., Greeley, D. J., Gledhill, D. K. and Arzayus, K. M., “Climatological distribution of aragonite saturation state in the global oceans”, *Global Biogeochemical Cycles*, Vol. 29, pp. 1656-1673, 2015.

- 47 東京大学、「令和2年度原子力規制庁委託成果報告書 宇宙線生成核種を用いた隆起海岸地形の離水年代評価に関する検討」、p. 155、2021.
- 48 東京大学、「令和3年度原子力規制庁委託成果報告書 宇宙線生成核種を用いた隆起海岸地形の離水年代評価に関する検討」、p. 140、2022.
- 49 東京大学、「令和4年度原子力規制庁委託成果報告書 宇宙線生成核種を用いた隆起海岸地形の離水年代評価に関する検討」、p. 162、2023.
- 50 Lal, D., “Cosmic ray labeling of erosion surface: in situ nuclide production rates and erosion models”, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 104, pp. 424-439, 1991.
- 51 横山祐典、「氷期－間氷期スケールおよび Millennial スケールの気候変動の研究：同位体地球化学・地球物理学的手法によるアプローチ」、*地球化学*、第38巻、pp. 127-150、2004.
- 52 Gosse, J. C. and Phillips, F. M., “Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 20, pp. 1475-1560, 2001.
- 53 内田淳一、松浦旅人、佐津川貴子、佐藤勇輝、「地震の活動履歴評価手法に関する研究」、安全研究成果報告、RREP-2020-4002、原子力規制庁、p. 50、2020.
- 54 Yokoyama, Y., Nakamura, A., Nagano, G., Maemoku, H., Miyairi, Y., Obrochta, S. and Matsuzaki, H., “An initial attempt to date Pleistocene marine terraces in the south coast of Japan using in situ cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ ”, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B*, 535, pp. 255-260, 2023.
- 55 Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M., Southon, J., Finkel, R., and McAnich, J., “Absolute calibration of  $^{10}\text{Be}$  AMS standards”, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 258:403413, 2007.
- 56 Nishiizumi, K., “Preparation of  $^{26}\text{Al}$  AMS standards”, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, pp. 223-224, pp. 388-392, 2004.
- 57 中島隆、「日本の花崗岩：2017年における総括」、*地質学雑誌*、第124巻、pp. 603-625、2018.
- 58 塚本すみ子、「光ルミネッセンス (OSL) 年代測定法の最近の発展と日本の堆積物への更なる応用の可能性」、*第四紀研究*、第57巻、pp. 157-167、2018.
- 59 Yokoyama, Y., Yamane, M., Nakamura, A., Miyairi, Y., Horiuchi, K., Aze, T., Matsuzaki, H., Shirahama, Y., Ando, Y., In-situ and meteoric  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements: Improved preparation and application at the University of Tokyo”, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B*, 455, pp. 260-264, 2019.
- 60 土木学会原子力土木委員会津波評価部会、「確率論的津波ハザード解析の方法」、2009、<https://committees.jsce.or.jp/ceofnp/node/39> (2023年11月28日確認) .
- 61 東京大学、「令和2年度原子力規制庁委託成果報告書 海域の古地震履歴評価手法に関する検討」、p. 70、2021.

- 62 東京大学、「令和3年度原子力規制庁委託成果報告書 海域の古地震履歴評価手法に関する検討」、p. 95、2022.
- 63 東京大学、「令和4年度原子力規制庁委託成果報告書 海域の古地震履歴評価手法に関する検討」、p. 65、2023.
- 64 芦寿一郎、村山雅史、中西諒、金松敏也、「室戸岬東方沖のタービダイトの堆積環境と古地震履歴」、日本地質学会第130年学術大会 講演要旨、T6-O-28、2023.
- 65 内田淳一、松浦旅人、佐津川貴子、佐藤勇輝、「地震の活動履歴評価手法に関する研究」、原子力規制庁長官官房技術基盤グループ、安全研究成果報告、RREP-2020-4002、p. 50、2020.
- 66 Bronk-Ramsey, “OxCal 4.4”, 2021, <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html> (2023-11-28 Referred)
- 67 Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Bronk Ramsey, C., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J. and Skinner, L.C., “Marine20-the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP)”, *Radiocarbon*, Vol. 62, pp. 779-820, 2020.
- 68 Shishikura, M., Echigo, T. and Kaneda, H., “Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using  $^{14}\text{C}$  ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes”, *Quaternary Research*, Vol. 67, pp. 286-291, 2007.
- 69 Omura, A. and Ikehara, K., “Deep-sea sedimentation controlled by sea-level rise during the last deglaciation, an example from the Kumano Trough, Japan”, *Marine Geology*, Vol. 274, pp. 177-185, 2010.
- 70 Omura, A., Ikehara, K., Sugai, T., Shirai, M. and Ashi, J., “Determination of the origin and processes of deposition of deep-sea sediments from the composition of contained organic matter: An example from two forearc basins on the landward flank of the Nankai Trough, Japan”, *Sedimentary Geology*, Vol. 249-250, pp. 10-25, 2012.
- 71 池原研、「深海底タービダイトの発生周期とその古地震学的意義:熊野トラフのピストンコアの解析例」、堆積学研究、第49号、pp. 13-21、1999.
- 72 岩井雅夫、藤原治、門馬大和、「室戸沖南海トラフ陸側斜面の土佐瀨海盆より得られた完新世地震性タービダイト:KR9705P1の例」、地質学論集、第58巻、pp. 137-152、2004.
- 73 鈴木毅彦、D. Eden、檀原徹、藤原治、「東北日本の大規模火砕流は広域テフラを生産したか?」、月刊地球、第23巻、pp. 610-613、2001.
- 74 町田洋、新井房夫、「新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺」、東京大学出版会、p. 336、2003.

- 75 Matsu'ura, T., Ikehara, M., Ueno, T., “Late Quaternary tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy of core MD012422: Improving marine tephrostratigraphy of the NW Pacific”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 257, 106808, 2021.
- 76 池原実、村山雅史、多田井 修、外西奈津美、大道修宏、川幡穂高、安田尚登、「四国沖から採取された 2 本の IMAGES コアを用いた第四紀後期におけるテフラ層序」、*化石*、第 79 号、pp. 60–76、2006.
- 77 長橋良隆、吉川周作、宮川ちひろ、内山高、井内美郎、「近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年—EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成—」、*第四紀研究*、第 43 巻、pp. 15-35、2004.
- 78 Albert, P.G., Smith, V.C., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E.L., Miyabuchi, Y., Kitaba, I., Mark, D.F., Moriwaki, H., and Nakagawa, T., “Geochemical characterisation of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core). SG06 Project Members”, *Quaternary Geochronology* Vol. 52, pp. 103–131, 2019.
- 79 町田洋、新井房夫、「時間指標テフラ阿蘇 3 によって示唆される最終間氷期直後 5d 期の海面低下」、*地学雑誌*、第 103 巻、pp. 749-759、1994.
- 80 Schindlbeck, J.C., Kutterolf, S., Straub, S.M., Andrews, G.D.M., Wang, K.-L. and Mleneck-Vautravers, M.J., “One million years tephra record at IODP sites U1436 and U1437: insights into explosive volcanism from the Japan and Izu arcs”, *Island Arc*, Vol. 27, e12244, 2018.
- 81 Chun, J.-H., Ikehara, K. and Han, S.-J., “Evidence in Ulleung basin sediment cores for a Termination II (penultimate deglaciation) eruption of the Aso-3 tephra”, *Quaternary Research (Japan)* , Vol. 43, pp. 99-112, 2014.
- 82 Matsu'ura, T., Komatsubara, J. and Ikehara, M., “Improving tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy since 1 Ma of Hole U1437B in the Izu-Bonin arc, NW Pacific: Differentiation of widespread tephtras with similar shard chemistries”, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 319, 108305, 2023.



## 執筆者一覧

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門

内田 淳一 統括技術研究調査官 (1、2.2.2、3)

松浦 旅人 主任技術研究調査官 (2.1.2.2、2.1.2.3、2.2.3)

宮脇 昌弘 副主任技術研究調査官 (2.1.1)

林 宏樹 副主任技術研究調査官 (2.1.2.1)

佐藤 勇輝 技術研究調査官 (2.2.1)

林 茉莉花 技術研究調査官 (2.1.2.1)

千葉 響 技術研究調査官 (2.1.2.1)

括弧内は、研究課題のうち主に執筆した章を示す。