活断層の評価に関する調査研究

「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」

平成 29~令和元年度

成果報告書

令和2年3月

文部科学省研究開発局

国立大学法人東京大学地震研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業によ る委託業務として、国立大学法人東京大学地震研究所が実施し た平成29~令和元年度活断層の評価に関する調査研究「断層 帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」の成果を取りまと めたものです。



1. 活断層の地表~深部構造および変動地形・地質構造解析

(上)中野俣測線の重合測線図と(下)中野俣測線のマイグレーション後深度断面の解釈。赤矢印は出羽丘陵東縁の西向き撓曲崖の位置を示す。背景は都市圏活断層図(今泉・他,2007;東郷・他,2007)に傾動の記号(白抜き矢印)を加筆。

2. 活断層の稠密重力探査



- (上) 饗庭野測線周辺の地質と重力測定点位置(左図)およびブーゲー異常(右図)
 安曇川測線の重力測定点を図中の赤丸で示す。地質情報は、中江・他(2001),石田・他(1984),
 木村・他(1998),中江・他(1998),木村・他(2001),岡田・他(2008),宮内・他(2004),
 堤・他(2004)に基づく。
- (中)中央構造線を横切る西条測線付近の重力測定点位置と地質(左図)およびブーゲー異常(右図) 地質図は、産総研地質調査総合センター(2018)に基づく。
- (下)中野俣測線の重力測定点と地質(左図)およびブーゲー異常(右図) 地質情報は、池辺・他(1979)および土谷(1989)による。



3. 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

図(a)(b)2003年宮城県北部の地震及び(c)(d)2008年岩手・宮城内陸地震の本震の(a)(c)前と(b)(d)後の活動から推定したD90の分布。



図 東北地方の D90 の分布。



4. 断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定

(上)四国・中国・近畿地域で推定された 300℃の深さ。(下)四国・ 中国・近畿地域で推定された脆性塑性境界の深さ

5. 震源断層モデルの構築と推定手法の検討





(上) 庄内平野東縁断層 帯、庄内平野下の伏在活 断層、山形盆地西縁断層 帯の震源断層モデル。太 線が断層の上端を示す。 (左) 中央構造線断層 帯、西条測線測線沿いの (上) 稠密重力測定結果 に基づく密度構造モデ ルと、(下) 反射法地震 探査のマイグレーショ ン後深度断面の解釈の 比較。

グラビア

1.	プロジェクトの概要	1
2.	業務の実施体制	3
3.	研究報告	

3.1	活断層の地表~深部構造および変動地形・地質構造解析5
3.2	活断層の稠密重力探査55
3.3	断層帯の地震波速度構造および地震活動解析133
3.4	断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定151
3.5	震源断層モデルの構築と推定手法の検討177
4 全体	
- •	▲风未慨安
1. 工日 5. 成果	♪成果概要
1. 工市 5. 成果 6. むす	² 0,果概要
1、二 5. 成果 6. むす 7. 全体	⁴ 成果概要
1、二円 5. 成果 6. むす 7. 全体 7.1	A成果概要

1. プロジェクトの概要

活断層から発生する地震像を推定する上で、震源断層の地下形状を正確に理解することは本質的に重 要である。一方、地表付近で観察される断層の形状は、既存の弱面の存在や堆積層の物性、断層近傍の 応力場の変化などの条件に支配されて、深部にかけて複雑に変化する可能性があり、断層の深部から地 表付近(変動地形)までの構造と断層すべりを統一的に説明することが必要である。このような問題意 識を念頭に、断層帯深部形状を推定する手法の確立を目的として、地球物理学的および変動地形学・地 質学的な調査研究観測を実施し、活断層 – 震源断層システムの形状を具体的に明らかにする。また、本 課題の調査観測研究で得られたケーススタディでの知見を活用するとともに、地質・変動地形や重力・ 地震波トモグラフィ・微小地震活動などの地球物理学的データ及び既往研究を利活用して、日本列島の 活断層 – 震源断層システムの構造的な特徴の抽出を行う。これらの結果を踏まえ、実際に発生した地震、 断層帯の3次元形状や、火山など不均質構造と断層帯の関係などにも留意して、日本列島の活断層 – 震 源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めを行い、事業終了後に は、地震調査研究推進本部・地震調査委員会において、本事業で構築した断層帯深部形状の評価手法につ いて提案し、既往の「活断層の長期評価手法(暫定版)」の改訂に反映されることを目指す。

このため、本課題では以下の5つのサブテーマを設定し、効果的な連携を図りながらプロジェクトを 推進する。

・サブテーマ1 活断層の地表~深部構造および変動地形・地質構造解析

日本列島の活断層のいくつかを対象に、これを横断する浅層~大深度高分解能反射法地震探査を行う とともに、変動地形・地質構造を詳細に検討し、活断層の地表~深部構造を具体的に解明する。

・サブテーマ2 活断層の稠密重力探査

活断層を横断する稠密重力探査を行うとともに、密度構造モデルを推定し、活断層の地表~深部構造の推定に資する。

・サブテーマ3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下限や、活断層 深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討する。

・サブテーマ4 断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定

より正確な地殻構成岩石モデルを構築するために岩石鉱物の弾性波速度測定実験を行い、基礎データ を得るとともに、岩石と鉱物の弾性波速度およびレオロジーに関する既存データを整理し、地殻構成岩 石に関する初期モデルに基づき、活断層深部の震源断層域における地震波速度構造に基づく地殻構成岩 石モデルを考慮した地震発生層の厚さを検討する。

・サブテーマ5 震源断層モデルの構築と推定手法の検討

サブテーマ1・2で得られる資料を総合させて、地表から深部までの断層モデル・震源断層像を提示 するとともに、残された課題と課題解決の手法を提案する。さらに、サブテーマ3・4の検討結果を踏 まえて、日本列島の活断層-震源断層システムの推定とその課題および解決の手法について提案し、長 期評価の手法改良に資する。

2.業務の実施体制

この調査研究事業は、東京大学地震研究所、岩手大学、防災科学技術研究所、横浜国 立大学の4機関が体制を構築し、関係する研究機関(者)の参加・協力を得て実施す る。調査観測代表機関は、東京大学地震研究所(研究代表者:石山 達也)とする。

調査観測項目	担 当 機 関	担 当 者
研究代表者	国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也
1. 活断層の地表~深部構造およ	国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也
び変動地形・地質構造解析	同	佐藤 比呂志
2. 活断層の稠密重力探査	国立大学法人岩手大学	越谷 信
3. 断層帯の地震波速度構造およ	国立研究開発法人防災科学技術研	松原 誠
び地震活動解析	究所	ヤノトモコエリザ
	同	ベス
4. 断層帯周辺の岩石物性に基づ	国立大学法人横浜国立大学	石川 正弘
く地震発生層推定		
5. 震源断層モデルの構築と推定	国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也
手法の検討	同	佐藤 比呂志

また、上記4機関により構成する「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究 全体会議」(事務局は東京大学地震研究所)を設置し、サブテーマ間の連携を図る。そ れとともに、外部有識者からなる外部評価委員会を設置し、研究計画・実施状況・成果 についての報告に基づき、事業内容について助言を行う。

· 全体会議

国立大学法人東京大学地震研究所 石山 達也 (研究代表者、サブテーマ1・5代表) 国立大学法人岩手大学 越谷 信 (サブテーマ2代表) 国立研究開発法人防災科学技術研究所 松原 誠 (サブテーマ3代表) 国立大学法人横浜国立大学 石川 正弘 (サブテーマ4代表)

·外部評価委員会

国立大学法人千葉大学 宮内 崇裕(外部評価委員会委員長) 国立大学法人弘前大学 小菅 正裕(外部評価委員会委員) 国立研究開発法人産業技術総合研究所 重松 紀生(外部評価委員会委員)

3. 研究報告

3.1 活断層の地表~深部構造および変動地形・地質構造解析

(1)業務の内容

(a) 業務題目 活断層の地表~深部構造および変動地形・地質構造解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人東京大学地震研究所	特任研究員	加藤 直子

(c) 業務の目的

日本列島の活断層のいくつかを対象に、これらを横断する浅層~大深度高分解能反射法 地震探査を行うとともに、変動地形・地質構造を詳細に検討し、活断層の地表~深部構造 を具体的に解明する。

(d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度:

逆断層・横ずれ断層の構造とすべり分配の典型例として、琵琶湖西岸断層帯・花折断層 などを対象に、変動地形・地質構造を検討するとともに、高分解能反射法地震探査を行っ た。

2) 平成 30 年度:

横ずれ断層の浅部~深部構造を解明する課題の典型例として、四国地域の中央構造 線断層帯などを対象に、変動地形・地質構造の検討と高分解能反射法地震探査を行い、 浅部~深部構造を推定した。また、昨年度実施した琵琶湖西岸断層帯・花折断層の反射 法地震探査のデータ解析を行い、両断層帯の断層構造を推定した。

3) 令和元年度:

複雑な逆断層および伏在活断層の形状推定を解明する課題の典型例として、庄内平 野・新庄盆地・山形盆地などを対象に、変動地形・地質構造の検討と高分解能反射法地 震探査を行い、断層構造を推定した。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

複雑な逆断層および伏在活断層の形状推定を解明する課題の典型例として、庄内平 野の伏在活構造と庄内平野東縁断層帯および山形盆地西縁断層帯を対象に、断層形状を明 らかにする目的でこれらを横断する4測線で高分解能反射法地震探査を実施し、反射法処 理により深度断面を推定した。これらのデータと変動地形・地質データに基づき、伏在活 構造・褶曲衝上断層構造を推定した。

(b) 業務の実施方法

複雑な逆断層および伏在活断層の形状推定を解明する課題の典型例として、庄内平 野・新庄盆地・山形盆地などを対象に、反射法地震探査を行うために変動地形・地質構 造の検討を行った。これに基づき、庄内平野の伏在活構造と庄内平野東縁断層帯および 山形盆地西縁断層帯を対象に、断層形状を明らかにする目的でこれらを横断する遊佐・中 野俣・余目・寒河江測線で大型バイブレーター型震源と独立型地震波計収録器を用いた高 分解能反射法地震探査を実施し、反射法データを取得するとともに、共通反射点重合法に 基づく反射法処理により深度断面を推定した。これらのデータと変動地形・地質データに 基づき、伏在活構造・褶曲衝上断層構造の推定を行った。

(c) 業務の成果

日本列島に分布する活断層の分布・性状(活断層研究会編, 1991;中田・今泉編, 2002; 池田・他編, 2002;今泉・他編, 2018 など)を見ると、逆断層は一般に堆積平野の縁辺部に 分布することが多い。逆断層やその上盤側に発達する褶曲構造は多様な形態をとる場合が 多い(Ishiyama et al., 2007)。特に、東北日本弧日本海側では、古くから活褶曲の存在が 注目される(大塚, 1942;杉村, 1952 など)など、厚く分布する未固結の新第三系・第四系 の堆積物の地質構造と変動地形の関連が注目されてきた。このような活褶曲に関連する変 動地形は、1980 年代から進展してきた断層関連褶曲の理論(例えば Suppe, 1983)と結び つけられ、活褶曲の下に伏在する逆断層の断層すべりに伴う永久変形として捉えられるよ うになった(例えば Mueller and Suppe, 1997; Ishiyama et al., 2004)。また、断層の先 端が地下数 km に伏在する場合にも断層すべりに伴う撓曲崖などの変動地形が形成される 場合があることが示されている(Ishiyama et al., 2004, 2007 など)。このような例は一般 に堆積層の厚さが1~2kmであり被覆層(sedimentary cover)と基盤岩類の物理的特性 に大きな差がある場合であった。一方、新第三系・第四系の積算層厚が数 km を超える堆 積盆地では、一般に断層上盤側にはより構造的に複雑な短波長の複背斜構造が形成されて おり、褶曲の下位に存在する断層との構造的な関係は自明ではない場合が多い。

また、近年、従来逆断層の存在が指摘されてきた堆積平野の縁辺のみならず、平野下に 伏在する活構造が多く存在することが分かってきた(Ishiyama et al., 2017 など)。加え て、詳細な空中写真判読や航空レーザー測量等による高分解能の数値地形データに基づく 地形解析から、沖積平野の地形面の変動地形が指摘されるようになってきた(後藤・杉戸, 2012 など)。

以上の背景から、堆積盆縁辺部での複雑な逆断層および断層関連褶曲と伏在活断層を、 変動地形・地質構造および断層の浅部~深部形状から詳細に検討することを目的として、 庄内平野(遊佐・中野俣・余目測線)・山形盆地(寒河江測線)において、大型バイブレー ター型震源2台と多数の独立型地震波計収録器を利用した計4測線の高分解能反射法地震 探査を行った。調査地域の選定にあたって、堆積層が非常に厚い東北日本の新第三系・第 四系堆積盆地のうち、令和元年度に日本海地震・津波調査プロジェクトにて深部構造探査 が実施される庄内・山形・新庄盆地を対象として、変動地形(池田・他編,2002など)・ 地質(佐藤, 1986a; 1986b など)・反射法地震探査(山形県, 1999; 佐藤・他, 2006 など)の既往研究に基づく検討を行った。

(1) 庄内平野における高分解能反射法地震探査



図1 庄内平野にお ける反射法地震探査 の位置図。活断層の 位置は中田・今泉編 (2002)による。背景 は5万分の1地質 図:鳥海山及び吹浦 (中野・土谷, 1992)、 酒田(池辺·他, 1979)、大沢(土谷, 1989)、鶴岡(土谷· 他,1984)、清川(大 沢·他,1986)。青線 は日本海地震・津波 調査プロジェクトで 実施した調査測線を 示す。

庄内平野には、平野東縁部に複数条の逆断層からなる庄内平野東縁断層帯(活断層研究 会編,1991;中田・今泉編,2002;池田・他編,2002;今泉・他編,2018)が分布し、出羽丘 陵に分布する中・後期更新世の河成段丘面・鳥海火山噴出物起源の岩屑なだれ堆積物およ びさらに下位の第四系・新第三系を著しく変形させている(池辺・他,1979;佐藤,1986a, 1986b;小松原,1997,1998など)。第四系・新第三系の地質構造は西急・東緩の非対称褶 曲を示し、既存の反射断面(山形県,1999)で示されるように東傾斜のスラスト上の断層 すべりにより形成されたものと理解される。一方、出羽丘陵東麓部には従来活断層の存在 が指摘されており、これと上記の褶曲変形やスラストの関係を詳細に理解する必要がある。 また、出羽丘陵の西側に広がる庄内平野には、余目背斜に代表される褶曲が伏在すること が主に石油探鉱のデータから指摘され(池辺・他,1979;天然ガス鉱業会・大陸棚石油開 発協会,1992)、これを横断する河川地形の異常から活褶曲であることが指摘されてきた (市瀬,1970;久保,1991;今泉・他,2007;東郷・他,2007)。しかし、余目背斜の構造を 詳細に議論できる反射断面が存在しないため、変動地形と余目背斜そのものとの関係や、

これらと庄内平野東縁断層帯との構造的な関係は不明である。庄内平野では 1894 年に庄

内地震(M7.0; 宇佐美・他, 2003)が発生しており、その被害が平野部に集中する(武村・ 他, 1998) ことから震源が平野下の伏在断層であった可能性が指摘されている(佐藤・他, 2015)。このような伏在断層と褶曲および衝上断層の構造を推定し、変動地形との構造的 な関係および震源断層像を推定する目的で、庄内平野に遊佐(測線長 6.2 km)・中野俣(同 11.7 km)・余目(同 9.4 km)の3測線を設定した(図 1)。探査の仕様は表1に記す。

	遊佐	中野俣	余目
測線長	6.2 km	11.7 km	9.4 km
震源	HEMI-50 & Y2400 (IVI), 2 trucks		
発振点間隔	10 m		
スイープ長	18 sec		
スタック数	2-5 times		
スイープ周波数	5~100 Hz		
総発振点数	468	842	785
受振点間隔	10 m		
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz		
総受振点数	605	909	852
収録器	GSR-ONE (Geospace)		
サンプリング間隔	2 msec		
レコード長	5 sec		

表1 庄内平野の高分解能反射法地震探査の観測仕様一覧。

得られた観測記録について、共通反射点重合法に基づく反射法のデータ解析(例えば Yilmaz, 2001)を行い、反射断面を作成した。主な解析パラメーターは以下の通りである。

(遊佐測線) AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 180 msec, 予測距離 12 msec; Bandpass filter: 5/10-80/100 Hz; 残差静補正: シフト量 2 msec; FX-Prediction Filter 5 trace; FD Migration, 80 %

(中野俣測線)AGC:600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 80 msec, 予測距離 12 msec; 5/10-80/100 Hz; 残差静補正:シフト量 2 msec; F-X FD Migration, 80 %

(余目測線) AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 120 msec, 予測距離 8 msec; Bandpass filter: 6/8-90/100 Hz; FX-Prediction Filter 5 trace; F-X FD Migration, 80 %

これらの解析の結果、各測線について深さ2~3km 程度の高分解能中深度断面を得る ことができた。これらについて、変動地形・地質学的データを考慮して構造解釈を行った。

遊佐測線は、自前川右岸に位置し、日向川河口から庄内砂丘を経て庄内平野北部の中央部に至る測線である(図2)。遊佐測線近傍の地形断面図を見ると、日向川の沖積扇状地扇端部より西に広がる沖積低地面は標高14m程度から西に向かって緩く傾斜することがわかる。この沖積低地面は旧流路を除き基本的には植物片を多く含むシルト・粘土で構成される(有賀,1984)。

139°50'



深度断面では、深さ1~2km にわたって西に緩やかに傾斜する構造が認められ、地下 深部ほど傾斜が大きく、上位の地層ほど緩傾斜で層厚を東側(構造的な上昇側)に減ずる ことから、変形に累積性が認められる(図3)。このような西傾斜の構造は測線西部の庄内 砂丘下でほぼ水平となり、西傾斜の翼部とほぼ水平な部位の間が高角で東に傾斜する向斜 軸で区切られることから、全体として緩やかな撓曲構造を呈する。測線近傍に位置する深 井戸の層序(池辺・他,1979;天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会,1992)と反射断面 の対比から、第四系である常禅寺層および庄内層群が変形に参加するものと考えられる。 庄内層群の基底の年代は約50~70万年前とされ(小松原,1997)、断面最上部の地層まで

変形に参加することから、この撓曲構造は現在も成長を続けているものとみられる。また、 西翼端部を区切る向斜軸は石油探鉱データから推定された東傾斜の伏在逆断層(佐藤・他, 2015)の先端(深さ約4km)の上方延長に位置することから、この撓曲構造は中期更新世 以降の伏在逆断層の断層すべりによる構造の成長を記録していると考えられる。



図3 遊佐測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。黄色線は庄 内層群基底面、赤破線は撓曲構造基部の向斜軸を表す。

中野俣測線は、最上川右岸から支流の相沢川・中野俣川沿いに東進し、青沢断層下盤側 の酒田衝上断層および複背斜構造を横断する測線である(図4,5)。深度断面では、深さ 3km程度まで衝上断層および褶曲構造がイメージングされている(図6)。出羽丘陵の地 質(池辺・他,1979;佐藤,1986a,1986b)との対比に基づく解釈からは、出羽丘陵西縁部 に位置する石名坂背斜は、中期中新世の硬質シルト岩である草薙層と同じく下位の玄武岩・ 玄武岩質安山岩である青沢層(池辺・他,1979;佐藤,1986a,1986b)の境界に発達した低 角のスラスト上盤側の非対称背斜である。このスラストは酒田衝上断層(池辺・他,1979; 佐藤,1986a,1986b)から分岐するものとみられる。酒田衝上断層は上盤側に発達する非 対称背斜である田沢背斜・松嶺背斜東翼部を構成する丸山層・観音寺層・常禅寺層(佐藤, 1986a,1986b)を急傾斜ないしは反転させることから、地表付近に上端があり、田沢背斜・ 松嶺背斜および丸山向斜の構造形態から中角度から下方では低角度で東に傾斜すると推定 される。丸山向斜西翼に分布する河成段丘面は上流側に逆傾斜を呈し、東に傾動すること から(図5)、丸山向斜は第四紀後期においても成長しており、酒田衝上断層における断層 すべりを示唆する。

一方、中野俣測線東部で横断する出羽丘陵西縁部には短波長の活褶曲(横根山;澤・他, 2000;吉川・他,1973)が存在し、その東西の低位段丘面にも変形が認められる(東郷・ 他,2007)(図5)。これらの活褶曲は石名坂背斜西翼基部の向斜軸ではなく翼間に形成さ れており、層間すべりに伴う東翼部を切る西傾斜の断層により形成された寄生褶曲に対応 する。また、測線東端部では石名坂背斜西翼基部の向斜軸より西側の庄内層群および下位 の地層は緩やかに上に凸の構造形態を示している(図6)。これは東郷・他(2007)で推定 された沖積面上の背斜軸に対応するものとみられる。同様の褶曲構造は山形県(1999)の 反射断面でも認められる(佐藤・平田,2000)。



図4 中野俣測線の重合測線図(青線)。赤線は受振測線を示す。活断層の位置は中田・ 今泉編(2002)による。背景は5万分の1地質図(池辺・他,1979;大沢・他,1986)。



図5 中野俣測線の重合測線図(青線)。赤線は受振測線を示す。背景は都市圏活断層図 (今泉・他, 2007; 東郷・他, 2007) に傾動の記号(白抜き矢印)を加筆。



図6 中野俣測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。赤矢印は 出羽丘陵西縁の西向き撓曲崖の位置を示す。

余目測線は、最上川左岸の沖積低地面を東西に横断する測線である(図7)。本測線は余 目背斜(池辺・他,1979; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会,1992)を横断する。余目 背斜上の沖積低地面は非対称な上に凸の形態を呈し(図7)、沖積低地面としては異常な形 態を示すことから、背斜変形を受けていると考えられている(東郷・他,2007)。深度断面 では、深さ2km 程度まで衝上断層および褶曲の構造がイメージングされている(図8)。 余目測線の深度断面を見ると、測線東部では西急・東緩の非対称背斜構造と、その下位に 東傾斜の強い反射面が認められ、これは背斜西翼が傾斜を減ずる部分でほぼ水平な反射面 に漸移する。このことから、余目背斜はこの反射面で表されるスラストの上盤側に形成さ れたものと考えられる。測線近傍に位置する深井戸の層序(池辺・他, 1979; 天然ガス鉱 業会・大陸棚石油開発協会, 1992)と反射断面の対比から、余目背斜には庄内層群より上 位の地層が参加している。これらの層厚は背斜頂部で減少しその両側で増加することから、 余目背斜は現在も活動的な活褶曲であると考えられる。また、背斜軸は沖積面の変形から 推定された背斜軸(東郷・他,2007)とほぼ一致する。また、深井戸の層序(池辺・他,1979; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、1992)から余目背斜の下位に分布する強い反射面 は青沢層と草薙層の境界にほぼ一致しており、中野俣測線と同様に両地層間の強い物理特 性のコントラストがスラストの形成に寄与しているものと考えられる。また、測線西端部 では酒田向斜(池辺・他, 1979)を横断するが、ここでは庄内層群を含む地層群に西向き



図7 余目測線の測線図。背景は都市圏活断層図(今泉・他,2007;東郷・他,2007)。 中野俣測線の位置をあわせて示す。左下は5m DEM による地形断面図を示す。

の撓曲構造が認められる(図8)。このような構造は遊佐測線や日本海地震津波プロジェク トで令和元年度に実施された酒田-生石測線(石山・他,2019;測線位置は図1)や庄内-新庄測線(佐藤・他,2019;測線位置は図1)でも認められており、東傾斜の伏在逆断層に よって形成されたものと考えられる。幅広で緩やかに傾斜する西翼を伴う撓曲の構造形態 から、庄内平野東縁とは異なり、伏在逆断層は中角度で東に傾斜すると推定される。この ことから、余目測線で明らかになった東傾斜の伏在逆断層は庄内平野東縁断層帯とは独立 した活構造であると考えられる。この推定は佐藤・他(2019)による深部構造探査(庄内 -新庄測線)の結果と整合的である。



図8 余目測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。白矢印は深井 戸資料(池辺・他,1979)の位置を示す。また、黄および黒の破線は庄内層群基底面と青 沢層上面を、細い赤破線は西向き撓曲構造の向斜軸を示す。

(2) 山形盆地における高分解能反射法地震探査

山形盆地には、盆地西縁部に複数条の逆断層からなる山形盆地西縁断層帯(活断層研究 会,1991;中田・今泉編,2002;池田・他編,2002;今泉・他編,2018)が分布し、出羽丘 陵・朝日山地に分布する中・後期更新世の河成段丘面(今泉・他,2001;八木・他,2011) およびさらに下位の第四系・新第三系(山路・他,1986;大沢・他,1987)を著しく変形さ せている。山形盆地西縁断層帯の上盤側には新第三系が参加する短波長の褶曲を多数伴う 非対称な複背斜が発達する。また、寒河江川右岸に発達する中・後期更新世の河成段丘面 群にも傾動・撓曲変形が多数発達する。これらの褶曲構造・活褶曲と山形盆地西縁断層帯 の主断層の構造的な関係を変動地形や表層地質のデータのみから理解することは非常に困 難である。このような伏在断層と断層上盤側の複雑な複背斜構造、およびそれらと変動地 形の構造的な関係、震源断層像を推定する目的で、寒河江川沿いに寒河江測線(測線長 10.8 km)を設定した(図 9, 10)。探査の仕様は表 2 に記す。



図9 山形盆地における反射法地震探査(寒河江測線)の位置概略図。活断層の位置 は中田・今泉編(2002)による。背景は20万分の1地質図「仙台」(大沢・他,1987)。



図 10 寒河江測線の重合測線図。背景は都市圏活断層図(今泉・他, 2001; 八木・他, 2011)。

	寒河江測線
測線長	10.8 km
震源	HEMI-50 & Y2400 (IVI) , 2 trucks
発震点間隔	10 m
スイープ長	18 sec
スタック数	2-5 times
スイープ周波数	$5\sim\!100~\mathrm{Hz}$
総発震点数	893
受振点間隔	10 m
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz
総受振点数	1053
収録器	GSR-ONE (Geospace)
サンプリング間隔	2 msec
レコード長	5 sec

表2 山形盆地の高分解能反射法地震探査の観測仕様一覧。

得られた観測記録について、庄内平野と同様に共通反射点重合法に基づく反射法のデ ータ解析(例えば Yilmaz, 2001)を行い、反射断面を作成した(図 11)。主な解析パラ メーターは以下の通りである。

AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 120 msec, 予測 距離 8 msec; Bandpass filter: 6/8-90/100 Hz; FX-Prediction Filter 5 trace; F-X FD Migration, 80 %

反射法解析の結果、深さ2~3km までの高分解能中深度断面を得ることができた。こ れについて、変動地形・地質学的データを考慮して構造解釈を行った。寒河江測線は山形 盆地西縁断層帯を構成する寒河江-山辺断層(今泉・他,2001)の東向き撓曲崖を横断し、 寒河江川右岸に沿って中期中新世から鮮新世の堆積岩類が参加する複背斜構造をほぼ東西 に横断する測線である。深度断面では、寒河江-山辺断層の撓曲崖基部から地下に延びる ような断層は存在せず、反射面がほぼ連続的に追跡される(図 11)。地表付近から深さ約 2km までの地層は断層で切断されるのではなく、高角に西傾斜する向斜軸を持ち、断層



図 11 寒河江測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。赤矢印は寒 河江-山辺断層の東向き撓曲崖の位置(今泉・他, 2001)を示す。

上盤側で複背斜構造の東翼部に参加している。このような構造的特徴と、出羽丘陵に分布 する新第三系(山路・他,1986;大沢・他,1987)との対比から、反射断面の褶曲構造は先 端の深さ約2kmの楔型衝上断層(Medwedeff,1992)によって説明される。楔型衝上断層 の構造形態は堆積盆において被覆層が厚い褶曲衝上断層帯でよく見られ(例えば Mueller and Suppe, 1997)、日本の活断層でも確認されている(Ishiyama et al., 2004, 2007, 2017)。 楔型衝上断層の特徴はスラストウェッジの先端から地表にかけて向斜軸が形成されて変形 フロントをなすことである。寒河江ー山辺断層の撓曲崖は向斜軸の地表延長に一致してい ることから(図 11)、楔型衝上断層の先端で生じる地表変形であると考えられる。このこ とは、変動地形学的に認められる撓曲崖などの小崖地形が伏在断層における断層すべりを 支持し、そこで得られる平均変位速度や古地震情報が震源断層自体の挙動を示すことを意 味するものとして重要である。また、スラストウェッジの上部デコルマ面は中期中新世の 硬質シルト岩である杉山層付近に発達するが、断層上盤側の杉山層をデコルマ面とする東 フェルゲンツの短波長の背斜構造と干渉して構造的なカルミネーションを形成している。

このように得られた衝上断層と上盤側の褶曲の構造は非常に複雑であり、これを変動地 形や表層地質の情報のみから推定するのは大変困難である。今回得られた寒河江測線や中 野俣測線の例は、一般に複背斜構造などの複雑な地質構造・活構造を伴う活断層の形状推 定には、高分解能反射法地震探査などのイメージング技術により得られる詳細な構造形態 に関するデータが不可欠であり、これらと変動地形・表層地質を統合的に解釈することで 妥当な断層形状が推定できることを示している。



図 12 新庄盆地、小国川沿いの河成段丘面の地形断面図(上) 庄内・新庄測線の深度断面の解釈(左下)。深度断面図は佐藤・他(2019)による。測線及び地形断面の位置は右下に示す。測線図の背景は大沢・他(1987, 1988)による。

また、新庄盆地を横断する測線で実施された深部構造探査(庄内-新庄測線;佐藤・他, 2019)では、山形盆地西縁断層帯の北部延長の伏在断層(図12のF1)がイメージングさ れている。ここでは鮭川断層・堀内(長者原)断層の下盤側の緩やかな背斜東翼基部から 延びる西傾斜の伏在逆断層であるが、河成段丘面の変形には現れていない。この様に断層 末端部で断層の先端が伏在し、断層すべり量も小さいために断層上盤側の変動地形が認識 されない場合、変動地形のみでは断層長を過小評価する可能性がある。この例は、断層長 の評価や断層末端部・セグメント境界の構造を理解する上で構造探査によるイメージング が有効であることを示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

複雑な逆断層および伏在活断層の構造を推定する目的で、庄内平野の伏在活構造と庄内 平野東縁断層帯および山形盆地西縁断層帯を対象に、断層形状を明らかにする目的でこれ らを横断する4測線で大型バイブレーター型震源と独立型地震波計収録器を用いた高分解 能反射法地震探査を実施し、データの解析により深度断面を推定し、変動地形・地質学的 データをもとに断層形状の推定を行った。庄内平野の3測線における探査の結果によって、 庄内平野東縁には東傾斜の衝上断層とその上盤側に非対称背斜が発達するほか、庄内平野 下に東傾斜の逆断層が存在することがわかった。傾斜や上盤側の構造形態、深部構造探査 の結果から、両者は独立な構造であり、特に後者は1894年庄内地震の震源や、未知の伏在 活構造として注目される。また、山形盆地西縁断層帯での反射測線では、楔型衝上断層に 伴う複雑な複背斜構造が明らかになった。

以上の結果は、大型バイブレーター型震源と独立型地震波計収録器の多点固定展開によ る高分解能反射法地震探査が複雑な逆断層および伏在活断層の構造や存在を推定する上で 有効であることを示している。また、厚い堆積盆に発達し複雑な褶曲構造が発達する衝上 断層では、同様の手法による高分解能反射法地震探査に加えて変動地形・地質との統合的 解釈が断層形状の推定に必要であることが明らかになった。今後の課題として、変動地形・ 地質構造などの地表付近の地形・地質情報と断層の深部形状を結びつけるためには、反射 法・屈折法地震探査に基づく地表~断層深部の構造のマルチスケール・イメージングの探 査技術開発を進めることが重要である。加えて、3.5章で後述するように、深部構造探査に 加えて断層深部形状を推定する上で有用な地球物理学的データとの統合的解釈を行うため のノウハウを蓄積する必要がある。

(e) 引用文献

- 有賀友子, 庄内平野の地形発達. 東北地理, 36, 13-24, 1984.
- 後藤秀昭・杉戸信彦, 数値標高モデルのステレオ画像を用いた活断層地形判読. E-journal GEO, 7, 197-213, 2012.
- 市瀬由自, 庄内平野の活摺曲. 東北地理, 22, 218, 1970.
- 池辺 穣・大沢 穠・井上寛生,酒田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地 質調査所,42 p., 1979.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編,第四紀逆断層アト ラス.東京大学出版会,254 p.,2002.

- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編,活断層詳細デジタルマップ [新編].東京大学 出版会,154 p+USBメモリ,2018.
- 今泉俊文・澤 祥・佐藤比呂志・松多信尚・越後智雄・丹羽俊二, 1:25,000都市圏活断層図 「村山」. 国土地理院技術資料, D1-No.388, 2001.
- 今泉俊文・中田 高・宮内崇裕・八木浩司・澤 祥, 1:25,000都市圏活断層図「庄内北部」. 国土地理院技術資料, D1-No.496, 2007.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A., and Takemura, K., Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. J. Geophys. Res., 109, B12408, doi:10.1029/2003JB002547, 2004.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H., and M. Togo, Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. J. Geophys. Res., 112, B03S07, doi:10.1029/2006JB004377, 2007.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K., and Matsubara, M., Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. Tectonophysics, 710, 21-36, 2017.
- 石山達也・他9名, 3.2.4 陸域活構造調査. 日本海地震・津波調査プロジェクト平成31(令 和元)年報告書, 印刷中, 2019.
- 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,437 p., 1991.
- 小松原 琢, 庄内堆積盆地東部の上部第四系とその地殻変動史. 地質調査所月報, 48, 537-565, 1997.
- 小松原 琢, 庄内堆積盆地東部における伏在断層の成長に伴う活摺曲の変形過程. 地学雑誌, 107, 368-389, 1998.
- 久保純子, 庄内平野の地形分類図にあらわれた活褶曲. 東北地理, 43, 188-194, 1991.
- Medwedeff, D. A., Geometry and kinematics of an active, laterally propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California. in Structural Geology of Fold and Thrust Belts, edited by S. Mitra and G. W. Fisher, pp. 3-28, Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore, 1992.
- Mueller, K., and J. Suppe, Growth of Wheeler Ridge anticline, California: geomorphic evidence for fault-bend folding behavior during earthquakes. J. Struct. Geol., 19, 383-396, 1997.
- 中田 高・今泉俊文編,活断層詳細デジタルマップ.東京大学出版会,DVD-ROM2枚・付 図1葉,60 p., 2002.
- 中野 俊・土谷信之,鳥海山及び吹浦地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 138 p., 1992.
- 大沢 穠・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), 地質調査所, 61 p., 1986.

- 大沢 穠・三村弘二・久保和也・広島俊男・村田泰章, 20万分の1地質図幅「仙台」. 地質 調査所, 1987.
- 大塚彌之助,活動してゐる皺曲構造.地震第1輯,14,46-63,1942.
- 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I部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,88,1-32,1986a.
- 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II部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,89,1-45,1986b.
- 佐藤比呂志・他11名, 3.2.3 沿岸海域および海陸統合構造調査. 日本海地震・津波調査プロジェクト平成31(令和元)年報告書, 印刷中, 2019.
- 佐藤比呂志・他13名,新庄盆地東部活褶曲群を横切る反射法地震探査.東京大学地震研究 所彙報,81,157-169,2006.
- 佐藤比呂志・稲葉 充・石山達也・加藤直子・竹花康夫, 庄内平野の伏在活断層. 日本地球 惑星科学連合2015年大会, SSS28-11, 2015.
- 佐藤比呂志・平田 直,内陸大規模地震の震源断層を探る.科学,70,58-65,2000.
- 澤祥・太田陽子・渡辺満久・鈴木康弘, 庄内平野東縁・松山断層の断層変位地形と第四紀 後期の活動性. 第四紀研究, 39, 233-240, 2000.
- 杉村 新,褶曲運動による地表の変形について.東京大学地震研究所彙報, 30, 163-178, 1952.
- Suppe, J., Geometry and kinematics of fault-bend folding. American Journal of Science, 283, 684-721, 1983.
- 武村雅之・諸井孝文・八代和彦,明治以後の内陸浅発地震の被害から見た強震動の特徴. 地震第2輯, 50,485-505,1998.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 改訂版 日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業 会・大陸棚石油開発協会, 520 p., 1992.
- 東郷正美・今泉俊文・澤 祥・宮内崇裕・八木浩司, 1:25,000都市圏活断層図「庄内南部」. 国土地理院技術資料, D1-No.496, 2007.
- 土谷信之・大沢 穠・池辺 穣, 鶴岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地 質調査所, 77 p., 1984.
- 土谷信之,大沢地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,85p., 1989.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本地震被害総覧[416]-2001. 東京大学出版会, 605 p., 2003.
- 山路 敦・天野一男・大槻憲四郎・石井武政,新生代東北本州弧地質資料集 島弧横断ルート 23 (栗島-温海-左沢-天童-作並-仙台),宝文堂,1986.
- 八木浩司・今泉俊文・澤 祥・堤 浩之・岡田篤正・中田 高, 1:25,000都市圏活断層図「左 沢」. 国土地理院技術資料, D1-No.580, 2011.
- 山形県,山形県活断層調査-庄内平野東縁断層帯,山形盆地断層帯,新庄盆地断層帯に関する調査.第3回活断層調査成果報告会予稿集,241-250,1999.
- Yilmaz, O., Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. 2,065 p., SEG, 2001.

吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊, 新編日本地形論. 415 p., 東京大学出版会, 1973.

(3) 平成 29~令和元年度の成果

(a) 業務の要約

(1) すべり分配がみられる断層系の地下構造、(2) 横ずれ断層の浅部~深部構造の解明、
 (3) 複雑な逆断層および伏在活断層の形状推定の3つの課題について、断層形状を明らかにする目的で高分解能反射法地震探査を実施し、取得した反射法データに基づき共通反射点重合法に基づく反射法処理により深度断面を推定した。これらのデータと変動地形・表層地質データを元に断層構造の推定を行った。

(b) 業務の実施方法

すべり分配がみられる断層系の地下構造を推定する目的で琵琶湖西岸断層帯・花折断帯 にて反射法地震探査データの解析により深度断面を推定し、断層形状の推定を行った。ま た、横ずれ断層の浅部~深部構造を解明する課題の典型例として、中央構造線断層帯(徳 島・愛媛地域)について断層形状を明らかにする目的でこれらを横断する測線(土成・脇 町・西条測線)で大型バイブレーター型震源と独立型地震波計収録器を用いた高分解能反 射法地震探査を行い、反射法データを取得するとともに、共通反射点重合法に基づく反射 法処理を行い、断層構造の推定を行った。さらに、複雑な逆断層および伏在活断層の形状 推定を解明する課題の典型例として、庄内平野の伏在活構造と庄内平野東縁断層帯およ び山形盆地西縁断層帯を対象に、断層形状を明らかにする目的でこれらを横断する4 測線 で高分解能反射法地震探査を実施し、取得した反射法データに基づき共通反射点重合法に 基づく反射法処理により深度断面を推定した。これらのデータと変動地形・地質データに 基づき、伏在活構造および褶曲衝上断層構造の推定を行った。

(c) 業務の成果

・逆断層・横ずれ断層の構造とすべり分配の構造解明:琵琶湖西岸断層帯・花折断層にお ける反射法地震探査

活断層の深部形状を考える上で重要な問題のひとつに、異なるすべりセンスを持つ断層 が近接して並行する、いわゆるすべり分配 (slip partitioning)を生じている断層系がある。 このような断層系では、いずれの断層が主断層であるのかを特定することが、震源断層の 推定や過去の地震像の推定を行う上で重要な鍵である。そこで、日本列島の内陸活断層に おいてすべり分配が生じている断層系の典型例である琵琶湖西岸断層帯および花折断層を 対象に、両者の構造的な関係について、変動地形・地質構造および断層の浅部~深部形状 から詳細に検討することを目的として、これらを横断する2測線 (饗庭野-朽木測線およ び和虃-途中測線)で大型バイブレーター型震源と独立型地震波計収録器を用いた高分解 能反射法地震探査を行った (図 12 および図 13)。探査の仕様を表3に示す。堅田丘陵で は、過去に深部構造探査が実施されており、堅田断層の深部構造と花折断層の構造的関係 が議論されている (佐藤・他, 2007)。ただし浅部の解像度がそれほど高くないことから、 和邇-途中測線で行う高分解能反射法地震探査の結果と合わせて検討することで、地表近 傍から地下深部までの断層形状を議論できると期待される。

この実験で得られた観測記録を用いて、共通反射点重合法に基づく反射法のデータ解析 (例えば Yilmaz, 2001)を行い、反射断面を作成した(図 14, 15 および 16)。主な解析 パラメーターは以下の通りである;(饗庭野-朽木測線)AGC:600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 360 msec, 予測距離 2 msec; Bandpass filter: 6/8-90/100 Hz; Fan Filter 3600 m/se; 残差静補正:シフト量 10 msec; FX-Prediction Filter 5 trace; FD Migration, 100-90%(和邇一途中測線)AGC:400 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 240 msec, 予測距離 12 msec; Bandpass filter: 6/12-80/100 Hz; 残差静補正:シフト量 2 msec; F-X FD Migration, 80%。解析の結果、 饗庭野-朽木測線では深さ3~4km程度の中深度断面を、和邇一途中測線では深さ2km 程度の高分解能深度断面を得ることができた。

	饗庭野-朽木	和邇一途中	
測線長	20.6 km	7.0 km	
震源	HEMI-50 (IVI), 2 trucks	HEMI-50 (IVI), 1 truck	
発振点間隔	10 m	5 m	
スイープ長	16 sec		
スタック数	2 to 4 times		
スイープ周波数	6~100 Hz		
総発振点数	1622	1176	
受振点間隔	20 m	10 m	
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz		
総受振点数	920	698	
収録器	GSR-ONE (Geospace)		
サンプリング間隔	2 msec		
レコード長	4 sec		

表3 琵琶湖西岸断層帯・花折断層における高分解能反射法地震探査の観測仕様一覧。



図 12 饗庭野-朽木測線の重合測線位置図。活断層の位置は中田・今泉編(2002) に よる。背景は5万分の1地質図(竹生島・彦根西部・熊川・北小松)。



背景:産総研・地質調査総合センター1/5万地質図「北小松」「京都東北部」
 0 0.5 1 1.5 2 2.5 km
 図 13 和邇一途中測線の重合測線位置図。活断層の位置は中田・今泉編(2002)による。
 背景は5万分の1地質図(北小松および京都東北部)。青線は大大特・近江測線(佐藤・他, 2007)の位置。
饗庭野-朽木測線では、断面東部に更新統古琵琶湖層群および上部更新統・完新統に対 応するほぼ水平な高周波反射波群が深さ1km 程度まで認められる(図 14)。これらの構 造は過去の探査結果(滋賀国道事務所,2004)と整合的である。古琵琶湖層群高島層に対 応する反射面群は饗庭野断層の地表位置(小松原・他, 1998; 堤・他, 2005 など)にほぼ 対応する位置から西に傾斜する不連続で分布を断たれることに加えて、この東側で層厚が 急激に増大する。これらの特徴から、饗庭野断層は地表位置から西に中角度で傾斜する逆 断層であると推定される。このような推定は、集中発振記録を用いた屈折トモグラフィに よる速度構造とも整合的である(図 15)。饗庭野断層の下方延長には、微弱ながら西傾斜 する反射波群が断続的に分布しており、断層面からの反射波である可能性がある。また、 響庭野断層の上盤側の響庭野台地では向斜状の変形が認められる(東郷, 1971;堤・他, 2005) ことから、断層面は深部でやや低角化してリストリックな形状をなすものと推定さ れる(図14)。一方、饗庭野断層の約10km西方に位置する花折断層の両側では、反射波 の特徴が大きく異なっている。すなわち、花折断層の西側では西傾斜の反射波群が卓越す るのに対して、東側ではほぼ水平な反射波群が卓越する。このような反射断面の特徴は、 既存の地質図(木村・他,2001)に表現されている丹波帯の構造の花折断層に沿った大き な食い違い、すなわち花折断層の西側における南北走向のスラスト群と、東側における東





図 14 饗庭野-朽木測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。

西走向のスラスト群に対応すると考えられる。反射断面ではこのような構造的不連続が花 折断層の地表位置(堤・他,2005など)から深さ5km程度まで追跡され、高角ないしは ほぼ垂直な断層面をなすものと推定される。



図 15 饗庭野-朽木測線のマイグレーション後深度断面の解釈図と屈折トモグラフィによる P 波速度構造の重ね合わせ。

一方、和邇-途中測線では、断面東端部に更新統古琵琶湖層群堅田層(約130~30万年 前)および上部更新統・完新統に対応するほぼ水平な高周波反射波群が深さ 0.8 km 程度 まで認められる (図 16)。このような構造的な特徴は過去に堅田丘陵で実施された反射法 地震探査の結果(滋賀国道事務所,2004;戸田・他,1996)と整合的である。これらは堅田 断層の地表位置(東郷, 2000; 岡田・他, 2009) より約80m東でその分布高度を西に向か って上げ、東傾斜の急傾斜帯を形成している。このような特徴から、堅田断層は先端が低 角化し西に中角度で傾斜する逆断層であると推定される。東傾斜する古琵琶湖層群に対応 する反射波群には不連続が認められないことから、堅田断層はその先端が深さ約 500 m 以 深に伏在するものとみられる。また、従来、堅田断層の地表位置とされる撓曲崖基部直下 には、古琵琶湖層群が急傾斜する部分があることから、ここでは堅田断層が分岐している ものとみられる。反射断面では、起伏のある先新第三系基盤岩類(丹波帯および白亜紀花 崗岩)およびこれを不整合に覆う古琵琶湖層群・堅田層(林,1974;木村・他,1998)が、 急傾斜の東翼と緩傾斜の西翼を持つ東フェルゲンツの非対称背斜に参加することがわかる。 和邇川沿いに分布する河成段丘面群は背斜状に変形することが知られており(奥村・他, 1972)、これは反射断面にイメージングされた非対称背斜構造の成長を示すものと考えら れる。西翼は東に高角で傾斜する向斜軸で区切られることから、このような basementinvolved anticline の形成を説明するには、東翼部の地質構造から推定した堅田断層はさ らに深部でその傾斜をやや減じると推定される。また、比良山地と堅田丘陵の境界部に対 西傾斜の逆断層の存在が古琵琶湖層群の変形から推定される(図 16)。ただし、その変位 量は堅田断層に比べてはるかに小さく、またこれに沿った古琵琶湖層群の急傾斜帯なども 確認されないこと、連続的な新期の変位地形を伴わないことから、比較的小規模な構造と 考えられる。

今回得られた和邇-途中測線の反射断面から推定される堅田断層の形状は、大大特近江 測線(佐藤・他,2007)の深部で確認された西傾斜の反射イベントと整合的であることか ら、堅田断層の形状は和邇-途中測線で推定されたやや低角度の形状から深部に連続する と推定される。



図 16 和邇-途中測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。

・横ずれ断層の浅部~深部構造の解明:中央構造線断層帯(徳島・愛媛地域)における 反射法地震探査

横ずれ断層の形状については、Anderson 理論(Anderson, 1951)とクーロンーナビエ 破壊基準に基づけば、最大・最小主応力軸が水平、中間主応力が鉛直の場合には断層面が ほぼ垂直となることが期待される(例えば、山路, 2000)。ただし、上記の応力配置は地表 付近に限られることや、このことが成り立つためには断層面が平坦であること、岩体の物 性が等方的であること等が必要であり、上記の応力配置や断層形状が期待されない地下深 部では必ずしも当てはまらないことが指摘されている(例えば Suppe, 1985; Twiss and Moores, 2007)。

中央構造線断層帯は、全長約 440 km、ほぼ東西から東北東走向で奈良県西部から四国 を経て大分県東部に延びる日本最大級の長大な右横ずれ活断層である(活断層研究会, 1991;中田·今泉編,2002;岡田·他,1996;地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)。 中央構造線断層帯にて掘削されたトレンチや露頭で観察される断層面は高角ないしはほぼ 鉛直なものが多い(例えば、岡田・堤, 1997;岡田・他, 1998;堤・他, 2000)。一方、 中央構造線の深部構造については、和歌山および徳島地域で実施された構造探査の結果か ら、深部では北に傾斜する断層面を有することが明らかになっている(伊藤・他, 1996; Ito et al., 2009; Sato et al., 2015)。このうち、Sato et al. (2015)による根来断層・根来南 断層を横断する構造探査では、高分解能反射法地震探査および深部構造探査が実施され、 地下浅部から深部にかけて北に傾斜する断層面が明瞭に捉えられている。一方、徳島地域 では伊藤・他(1996)により阿讃山地を横断する深部構造探査が、また Kawamura et al. (2003)により阿讃山地北縁部を横断する深部構造探査がそれぞれ実施されており、地下深 部まで北に傾斜する物質境界としての中央構造線が推定されている。また、浅層反射法地 震探査としては、堤・他(2007)(首開谷川測線)が行われているが、物質境界としての中 央構造線との関係は不明である。したがって、活断層との構造的な関係を検討するための 地下浅部から深部構造をつなぐ高分解能反射法地震探査が不足していた。また、愛媛地域 については、池田・他(2003, 2005),堤・他(2007), Ikeda et al. (2009)によって浅層 反射法地震探査が実施されている。また、Ikeda et al. (2013)は MT 法によって中央構造 線のダメージ・ゾーンが深さ 17 km 程度まで北に傾斜して延びると推定している。一方、 これまで和泉層群と三波川変成岩類を境する地質境界断層としての中央構造線と活断層の 双方の関係を直接的に捉える長大な反射法地震探査は未実施であった。そこで、横ずれ断 層の浅部~深部構造を解明する課題の典型例として、中央構造線断層帯を対象に変動地形・ 地質構造および地下構造データに基づき断層の浅部~深部構造を推定する目的で、徳島・ 愛媛地域において反射法地震探査(土成・脇町・西条測線)を実施した。

土成測線は徳島県阿波市吉野から同市宮川内に至る約 6.4 km 区間、脇町測線は徳島県 美馬市脇町拝原から同市西赤谷に至る約 4.8 km 区間、西条測線は愛媛県西条市禎端から 同市氷見を経て同市黒瀬に至る約 11 km 区間である。西条測線では独立型収録器 GSR-1 および GSX-3 (OYO Geospace 社製)を用い、10 m 間隔の受振点展開と大型バイブレー ターHEMI-50 (IVI 社製) 2 台による 5 m 間隔の発震を標準的に実施した。脇町および土 成測線では 10 m 間隔の受振点展開と大型バイブレーターHEMI-50 (IVI 社製) 1 台によ

30

る発震を行い、高分解能反射法のデータを取得した。実施期間は 2018 年 11 月 20 日~12 月 13 日である。主なデータ取得パラメーターを表 4 に記した。

得られた観測記録について、共通反射点重合法に基づく反射法のデータ解析(例えば Yilmaz, 2001)を行い、反射断面を作成した。主な解析パラメーターは以下の通りである;

表 4 中央構造線断層帯(徳島・愛媛)における高分解能反射法地震探査の観測 仕様一覧。

	西条測線	脇町測線	土成測線		
測線長	11 km	4.8 km	6.4 km		
震源	HEMI-50 (IVI), 2 trucks HEMI-50 (IVI), 1 truck				
発振点間隔	5 m				
スイープ長	20 sec				
スタック数	1-3 times 1-5 times				
スイープ周波数	$5\sim 100 \text{ Hz}$				
総発振点数	1265	848	1072		
受振点間隔	10 m				
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz				
総受振点数	935	480	628		
収録器	GSR-ONE (Geospace)				
サンプリング間隔	2 msec				
レコード長	5 sec				

(脇町測線) AGC: 400 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 240 msec, 予測距離 18 msec; Bandpass filter: 5/10-80/100 Hz; 残差静補正: シフト量 2 msec; F-X FD Migration, 70% (土成測線) AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 240 msec, 予測距離 2 msec; Bandpass filter: 10/14-95/100Hz (0.0-1.0 sec), 5/10-90/95 Hz (1.0-2.0 sec), 5/10-85/90 Hz (2.0-4.0 sec); Fan Filter 3600 m/se; 残差静補正: シフト量 10 msec; FX-Prediction Filter 5 trace; FD Migration, 100-90% (西条測線) AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 3000 msec, operator length 340 msec, 予測距離 2 msec; Bandpass filter: 10/14-95/100Hz (0.0-1.0 sec), 5/10-85/90 Hz (2.0-4.0 sec); Fan Filter 3600 m/se; 残差静補正: シフト量 10 msec; FX-Prediction gate length 3000 msec, operator length 340 msec, 予測距離 2 msec; Bandpass filter: 10/14-95/100Hz (0.0-1.0 sec), 5/10-90/95 Hz (1.0-2.0 sec), 5/10-85/90 Hz (2.0-4.0 sec); Fan Filter 3600 m/se; 残 差静補正: シフト量 10 msec; FX-Prediction gate length 3000 msec, operator length 340 msec, 予測距離 2 msec; Bandpass filter: 10/14-95/100Hz (0.0-1.0 sec), 5/10-90/95 Hz (1.0-2.0 sec), 5/10-85/90 Hz (2.0-4.0 sec); Fan Filter 3600 m/se; 残 差静補正: シフト量 10 msec; FX-Prediction Filter 3600 m/se; 残 差静補正: シフト量 10 msec; FX-Prediction Filter 3600 m/se; 残 差静補正: シフト量 10 msec; FX-Prediction Filter 7 trace; FD Migration, 100-90%。

これらの解析の結果、各測線について深さ1~3km 程度の高分解能中深度断面を得る ことができた。

脇町測線(図17)は阿讃山地を南北に流下する曽江谷川沿いに位置し、中央構造線断層 帯を構成する主要な活断層である父尾断層(岡田・堤,1997;中田・他,2009)を南北に 横断する測線である。本測線は伊藤・他(1996)による深部構造探査測線上に位置してお り、伊藤・他(1996)により推定された中央構造線の北傾斜する断層面と父尾断層の構造 的な関係を議論することが可能である。得られた断面(図18)によれば、父尾断層の地表 位置から下方には和泉層群の反射波に不連続部が存在し、見かけ上正断層が複数認められ る。和泉層群は、北傾斜の物質境界断層から連続する、低角から中角度の逆断層を介して 第四系・土柱層と接する。父尾断層の下方延長には、土柱層および三波川変成岩類の上面 (土柱層との不整合面)からの非常に強い反射波群が分布しているが、これらは父尾断層 の下方延長部で連続的に追跡され、変形・切断されるような構造は認めることができない。 このような構造的な特徴から、父尾断層は、地表付近では高角ないしはほぼ鉛直な右横ず れ断層であるが(岡田・堤、1997)、北傾斜の物質境界断層に収斂すると考えられる。



図17 脇町測線の重合測線図。背景は都市圏活断層図(中田・他,2008)。



Surface locations of Chichio Fault

図18 脇町測線のマイグレーション後深度断面の解釈図。

西条測線は周桑平野から石鎚山地にかけてほぼ南北に設定され、和泉層群・領家変成岩 類と三波川変成岩類を境する物質境界断層としての中央構造線と、これより北に位置する 右横ずれ活断層である岡村断層・小松断層を横断する測線である(図19,図20)。得られ た深度断面(図21)によれば、物質境界断層から地下深部にかけて中角度で北に傾斜する 反射波群が明瞭に認められる。地表地質よりこれらは三波川変成岩類に相当すると考えら れる。従って、和歌山 (Sato at al., 2015) · 徳島 (伊藤 · 他, 1996; Kawamura et al., 2003) と同様に、物質境界断層である中央構造線は基本的には北に傾斜して深部に延びるものと 推定される。物質境界断層の上盤側に分布する和泉層群は周桑平野下で厚く、北に向かっ て薄くなっており、地表の地質分布(原・他, 2018)とも一致する。活断層である岡村断 層は、和泉層群と岡村層の境界に一致し、地表トレースより高角で北に傾斜する境界とし て認められる。岡村断層の上盤側では岡村層相当層および上部更新統が厚く分布する。小 松断層は岡村層相当層および上部更新統を変形・切断するほか、深部で和泉層群(ないし は領家変成岩類)の反射波の不連続として高角の断層面が推定される。また、岡村断層と 小松断層の間に断続的に分布する西北西走向の低断層崖・撓曲崖は、いずれも北傾斜の正 断層の地表延長に概ね位置している。従ってこれらは岡村断層と小松断層の間の右ずれ剪 断帯に発達する伸張性の正断層群であろう。一方、岡村断層・小松断層に沿っては物質境 界断層に対応する北傾斜の反射面を大きく食い違わせる構造は認められず、両者は大局的 には物質境界断層に収斂するものとみられる。このような構造は屈折トモグラフィによる 速度構造(図 22)や、サブテーマ2で得られた重力探査による密度構造とも整合的である。



図19 西条測線の重合測線図。背景は都市圏活断層図(中田・他, 1998)。



図 20 西条測線の重合測線図。背景は 20 万分の1 地質図「高知(第2版)」(原・他, 2018)。



図 21 西条測線のマイグレーション後深度断面の解釈図。



図 22 西条測線のマイグレーション後深度断面の解釈図に屈折トモグラフィによる P波速度構造を重ねた図。

土成測線は、阿讃山地を南北に流下する宮川内谷川および低位段丘面上に位置し、右横 ずれ断層である中央構造線断層帯を構成する主要な活断層である神田断層(岡田・他,2009) とその約1km 南に東西に分布し、低位段丘面上の南向きの撓曲崖を横断する測線である (図 23)。神田断層に沿っては断層凹地や尾根・河川の屈曲、低断層崖など右横ずれ断層 に顕著な断層変位地形が連なる(図 23)。一方、神田断層の南に位置する南向きの撓曲崖 に沿っては横ずれ変位は認められないほか、撓曲崖の西に分布する切幡南断層に沿っては 逆断層露頭がかつて存在したとされる(中野・他, 1972)がその構造的な実態は不明であ る。そこで、神田断層と前縁の「逆断層」の構造的な関係を明らかにすることを目的とし て土成測線を設定した。推定した深度断面では、和泉層群が土柱層に衝上する北傾斜の逆 断層が認められるほか、その下位には北傾斜の三波川変成岩類上面の反射波が明瞭に認め られる(図 24)。また、神田断層の地表位置からは和泉層群の反射面にほぼ垂直な不連続 面が認められる。本測線上は比較的バックグラウンド・ノイズのレベルが高かったため、 衝上断層と三波川帯、神田断層の構造的な関係を詳細に議論することは現状では難しい。 しかしながら、撓曲崖から北に傾斜する断層面が存在することは、中央構造線断層帯の形 状や変形様式を考える上で興味深い観測事実と言える。

このように、横ずれ断層の浅部~深部構造の解明を目的として、中央構造線断層帯(徳 島・愛媛地域)で3測線の高分解能反射法地震探査を行った結果、西条測線・脇町測線で はいずれも北傾斜の物質境界断層と、これに収斂する横ずれ活断層の構造が明らかとなっ た。このような活断層と物質境界断層の構造的な関係は、和歌山における構造探査の結果 と整合的である。特に、西条測線の結果は、これまで活断層と物質境界断層の構造的な関 係を見通す構造探査が殆どなかった中央構造線断層帯西部の断層形状を推定する上で重要 な手がかりとなると考えられる。



図23 土成測線の重合測線図。背景は都市圏活断層図(岡田・他, 2009)。



Surface location of Zunden Fault Surface location of a south-facing fold scarp

図 24 土成測線のマイグレーション後深度断面の解釈図。白矢印は断層面からの反射波。

 ・複雑な逆断層および伏在活断層の形状の解明: 庄内平野・山形盆地における高分解能 反射法地震探查

日本列島に分布する活断層の分布・性状(活断層研究会編, 1991; 中田・今泉編, 2002; 池田・他編,2002; 今泉・他編,2018 など)を見ると、逆断層は一般に堆積平野の縁辺部に 分布することが多い。逆断層やその上盤側に発達する褶曲構造は多様な形態をとる場合が 多い(Ishiyama et al., 2007)。特に、東北日本弧日本海側では、古くから活褶曲の存在が 注目される(大塚,1942;杉村,1952など)など、厚く分布する未固結の新第三系・第四系 の堆積物の地質構造と変動地形の関連が注目されてきた。このような活褶曲に関連する変 動地形は、1980 年代から進展してきた断層関連褶曲の理論(例えば Suppe, 1983)と結び つけられ、活褶曲の下に伏在する逆断層の断層すべりに伴う永久変形として捉えられるよ うになった(例えば Mueller and Suppe, 1997; Ishiyama et al., 2004)。また、断層の先 端が地下数 km に伏在する場合にも断層すべりに伴う撓曲崖などの変動地形が形成される 場合があることが示されている(Ishiyama et al., 2004, 2007 など)。このような例は一般 に堆積層の厚さが $1 \sim 2 \, \text{km}$ であり被覆層(sedimentary cover)と基盤岩類の物理的特性 に大きな差がある場合であった。一方、新第三系・第四系の積算層厚が数 km を超える堆 積盆地では、一般に断層上盤側にはより構造的に複雑な短波長の複背斜構造が形成されて おり、褶曲の下位に存在する断層との構造的な関係は自明ではない場合が多い。

また、近年、従来逆断層の存在が指摘されてきた堆積平野の縁辺のみならず、平野下に 伏在する活構造が多く存在することが分かってきた(Ishiyama et al., 2017 など)。加え て、詳細な空中写真判読や航空レーザー測量等による高分解能の数値地形データに基づく 地形解析から、沖積平野の地形面の変動地形が指摘されるようになってきた(後藤・杉戸, 2012など)。

以上の背景から、堆積盆縁辺部での複雑な逆断層および断層関連褶曲と伏在活断層を、 変動地形・地質構造および断層の浅部~深部形状から詳細に検討することを目的として、 庄内平野(遊佐・中野俣・余目測線)・山形盆地(寒河江測線)において、大型バイブレー ター型震源2台と多数の独立型地震波計収録器を利用した計4測線の高分解能反射法地震 探査を行った。調査地域の選定にあたって、堆積層が非常に厚い東北日本の新第三系・第 四系堆積盆地のうち、令和元年度に日本海地震・津波調査プロジェクトにて深部構造探査 が実施される庄内・山形・新庄盆地を対象として、変動地形(池田・他編, 2002 など)・ 地質(佐藤, 1986a; 1986b など)・反射法地震探査(山形県, 1999; 佐藤・他, 2006 など) の既往研究に基づく検討を行った。



(1) 庄内平野における高分解能反射法地震探査

図 25 庄内平野にお ける反射法地震探査 の位置図。活断層の 位置は中田・今泉編 (2002)による。背景 は5万分の1地質 図:鳥海山及び吹浦 (中野・土谷, 1992)、 酒田(池辺·他, 1979)、大沢(土谷. 1989)、鶴岡(土谷・ 他,1984)、清川(大 沢·他,1986)。青線 は日本海地震・津波 調査プロジェクトで 実施した調査測線を 示す。

庄内平野には、平野東縁部に複数条の逆断層からなる庄内平野東縁断層帯(活断層研究 会編,1991;中田・今泉編,2002;池田・他編,2002;今泉・他編,2018)が分布し、出羽丘 陵に分布する中・後期更新世の河成段丘面・鳥海火山噴出物起源の岩屑なだれ堆積物およ びさらに下位の第四系・新第三系を著しく変形させている(池辺・他,1979;佐藤,1986a, 1986b;小松原,1997,1998 など)。第四系・新第三系の地質構造は西急・東緩の非対称褶 曲を示し、既存の反射断面(山形県,1999)で示されるように東傾斜のスラスト上の断層 すべりにより形成されたものと理解される。一方、出羽丘陵東麓部には従来活断層の存在 が指摘されており、これと上記の褶曲変形やスラストの関係を詳細に理解する必要がある。 また、出羽丘陵の西側に広がる庄内平野には、余目背斜に代表される褶曲が伏在すること が主に石油探鉱のデータから指摘され(池辺・他,1979;天然ガス鉱業会・大陸棚石油開 発協会,1992)、これを横断する河川地形の異常から活褶曲であることが指摘されてきた (市瀬,1970;久保,1991;今泉・他,2007;東郷・他,2007)。しかし、余目背斜の構造を 詳細に議論できる反射断面が存在しないため、変動地形と余目背斜そのものとの関係や、 これらと庄内平野東縁断層帯との構造的な関係は不明である。庄内平野では1894年に庄 内地震(M7.0;宇佐美・他,2003)が発生しており、その被害が平野部に集中する(武村・ 他,1998)ことから震源が平野下の伏在断層であった可能性が指摘されている(佐藤・他, 2015)。このような伏在断層と褶曲および衝上断層の構造を推定し、変動地形との構造的 な関係および震源断層像を推定する目的で、庄内平野に遊佐(測線長 6.2 km)・中野俣(同 11.7 km)・余目(同 9.4 km)の3測線を設定した(図 25)。探査の仕様は表5に記す。

	遊佐	遊佐 中野俣			
測線長	6.2 km	9.4 km			
震源	HEMI-50 & Y2400 (IVI), 2 trucks				
発振点間隔	10 m				
スイープ長	18 sec				
スタック数	2-5 times				
スイープ周波数	$5\sim 100 \; \mathrm{Hz}$				
総発振点数	468	785			
受振点間隔	10 m				
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz				
総受振点数	605	909	852		
収録器	GSR-ONE (Geospace)				
サンプリング間隔	2 msec				
レコード長	5 sec				

表5 庄内平野の高分解能反射法地震探査の観測仕様一覧。

得られた観測記録について、共通反射点重合法に基づく反射法のデータ解析(例えば Yilmaz, 2001)を行い、反射断面を作成した。主な解析パラメーターは以下の通りである。

(遊佐測線) AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 180 msec, 予測距離 12 msec; Bandpass filter: 5/10-80/100 Hz; 残差静補正: シフト量 2 msec; FX-Prediction Filter 5 trace; FD Migration, 80 %

(中野俣測線)AGC:600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 80 msec, 予測距離 12 msec; 5/10-80/100 Hz; 残差静補正:シフト量 2 msec; F-X FD Migration, 80 %

(余目測線) AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 120 msec, 予測距離 8 msec; Bandpass filter: 6/8-90/100 Hz; FX-Prediction Filter 5 trace; F-X FD Migration, 80 %



これらの解析の結果、各測線について深さ2~3km 程度の高分解能中深度断面を得る ことができた。これらについて、変動地形・地質学的データを考慮して構造解釈を行った。

遊佐測線は、自前川右岸に位置し、日向川河口から庄内砂丘を経て庄内平野北部の中央部に至る測線である(図 26)。遊佐測線近傍の地形断面図を見ると、日向川の沖積扇状地扇端部より西に広がる沖積低地面は標高 14 m 程度から西に向かって緩く傾斜することがわかる。この沖積低地面は旧流路を除き基本的には植物片を多く含むシルト・粘土で構成される(有賀, 1984)。

深度断面では、深さ1~2km にわたって西に緩やかに傾斜する構造が認められ、地下 深部ほど傾斜が大きく、上位の地層ほど緩傾斜で層厚を東側(構造的な上昇側)に減ずる ことから、変形に累積性が認められる(図 27)。このような西傾斜の構造は測線西部の庄 内砂丘下でほぼ水平となり、西傾斜の翼部とほぼ水平な部位の間が高角で東に傾斜する向 斜軸で区切られることから、全体として緩やかな撓曲構造を呈する。測線近傍に位置する 深井戸の層序(池辺・他,1979;天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会,1992)と反射断 面の対比から、第四系である常禅寺層および庄内層群が変形に参加するものと考えられる。 庄内層群の基底の年代は約50~70万年前とされ(小松原,1997)、断面最上部の地層まで 変形に参加することから、この撓曲構造は現在も成長を続けているものとみられる。また、 西翼端部を区切る向斜軸は石油探鉱データから推定された東傾斜の伏在逆断層(佐藤・他, 2015)の先端(深さ約4km)の上方延長に位置することから、この撓曲構造は中期更新世 以降の伏在逆断層の断層すべりによる構造の成長を記録していると考えられる。





中野俣測線は、最上川右岸から支流の相沢川・中野俣川沿いに東進し、青沢断層下盤側の酒田衝上断層および複背斜構造を横断する測線である(図 28,29)。深度断面では、深さ3km 程度まで衝上断層および褶曲構造がイメージングされている(図 30)。出羽丘陵の地質(池辺・他,1979;佐藤,1986a,1986b)との対比に基づく解釈からは、出羽丘陵西縁部に位置する石名坂背斜は、中期中新世の硬質シルト岩である草薙層と同じく下位の玄武

岩・玄武岩質安山岩である青沢層(池辺・他,1979; 佐藤,1986a,1986b)の境界に発達し た低角のスラスト上盤側の非対称背斜である。このスラストは酒田衝上断層(池辺・他, 1979; 佐藤,1986a,1986b)から分岐するものとみられる。酒田衝上断層は上盤側に発達 する西急・東緩の非対称背斜である田沢背斜・松嶺背斜東翼部を構成する丸山層・観音寺 層・常禅寺層(佐藤,1986a,1986b)を急傾斜ないしは反転させることから、地表付近に上 端があり、田沢背斜・松嶺背斜および丸山向斜の構造形態から中角度から下方では低角度 で東に傾斜すると推定される。丸山向斜西翼に分布する河成段丘面は上流側に逆傾斜を呈 し、東に傾動することから(図 29),丸山向斜は第四紀後期においても成長しており、酒 田衝上断層における断層すべりを示唆する。

一方、中野俣測線東部で横断する出羽丘陵西縁部には短波長の活褶曲(横根山;澤・他, 2000;吉川・他,1973)が存在し、その東西の低位段丘面にも変形が認められる(東郷・ 他,2007)(図29)。これらの活褶曲は石名坂背斜西翼基部の向斜軸ではなく翼間に形成さ れており、層間すべりに伴う東翼部を切る西傾斜の断層により形成された寄生褶曲に対応 する。また、測線東端部では石名坂背斜西翼基部の向斜軸より西側の庄内層群および下位 の地層は緩やかに上に凸の構造形態を示している(図30)。これは東郷・他(2007)で推 定された沖積面上の背斜軸に対応するものとみられる。同様の褶曲構造は山形県(1999) の反射断面でも認められる(佐藤・平田,2000)。



図 28 中野俣測線の重合測線図(青線)。赤線は受振測線を示す。活断層の位置は中田・ 今泉編(2002)による。背景は5万分の1地質図(池辺・他,1979;大沢・他,1986)。



図 29 中野俣測線の重合測線図(青線)。赤線は受振測線を示す。背景は都市圏活断層 図(今泉・他,2007; 東郷・他,2007)に傾動の記号(白抜き矢印)を加筆。



図 30 中野俣測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。赤矢印は出 羽丘陵西縁の西向き撓曲崖の位置を示す。

余目測線は、最上川左岸の沖積低地面を東西に横断する測線である(図 31)。本測線は 余目背斜(池辺・他,1979; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会,1992)を横断する。余 目背斜上の沖積低地面は非対称な上に凸の形態を呈し(図 31)、沖積低地面としては異常 な形態を示すことから、背斜変形を受けていると考えられている(東郷・他,2007)。深度 断面では、深さ2km 程度まで衝上断層および褶曲の構造がイメージングされている(図 32)。余目測線の深度断面を見ると、測線東部にて西急・東緩の非対称背斜構造と、その下 位に東傾斜の強い反射面が認められ、これは背斜西翼が傾斜を減ずる部分でほぼ水平な反 射面に漸移する。このことから、余目背斜はこの反射面で表されるスラストの上盤側に形 成されたものと考えられる。測線近傍に位置する深井戸の層序(池辺・他, 1979; 天然ガ ス鉱業会・大陸棚石油開発協会、1992)と反射断面の対比から、余目背斜には庄内層群よ り上位の地層が参加している。これらの層厚は背斜頂部で減少しその両側で増加すること から、余目背斜は現在も活動的な活褶曲であると考えられる。また、背斜軸は沖積面の変 形から推定された背斜軸(東郷・他,2007)とほぼ一致する。また、深井戸の層序(池辺・ 他, 1979; 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992) から余目背斜の下位に分布する 強い反射面は青沢層と草薙層の境界にほぼ一致しており、中野俣測線と同様に両地層間の 強い物理特性のコントラストがスラストの形成に寄与しているものと考えられる。また、



図 31 余目測線の測線図。背景は都市圏活断層図(今泉・他,2007;東郷・他,2007)。 中野俣測線の位置をあわせて示す。左下は5mDEMによる地形断面図を示す。

測線西端部では酒田向斜(池辺・他,1979)を横断するが、ここでは庄内層群を含む地層 群に西向きの撓曲構造が認められる(図 32)。このような構造は遊佐測線や日本海地震津 波プロジェクトで令和元年度に実施された酒田-生石測線でも認められている。幅広で緩 やかに傾斜する西翼を伴う撓曲の構造形態から、庄内平野東縁とは異なり、伏在逆断層は 中角度で東に傾斜すると推定される。このことから、余目測線で明らかになった東傾斜の 伏在逆断層は庄内平野東縁断層帯とは独立した活構造であると考えられる。この推定は佐 藤・他(2019)による深部構造探査(庄内-新庄測線)の結果と整合的である。



図 32 余目測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。白矢印は深井 戸資料(池辺・他,1979)の位置を示す。また、黄および黒の破線は庄内層群基底面と青 沢層上面を、細い赤破線は西向き撓曲構造の向斜軸を示す。

(2) 山形盆地における高分解能反射法地震探査

山形盆地には、盆地西縁部に複数条の逆断層からなる山形盆地西縁断層帯(活断層研究 会,1991;中田・今泉編,2002;池田・他編,2002;今泉・他編,2018)が分布し、出羽丘 陵・朝日山地に分布する中・後期更新世の河成段丘面(今泉・他,2001;八木・他,2011) およびさらに下位の第四系・新第三系(山路・他,1986;大沢・他,1987)を著しく変形さ せている。山形盆地西縁断層帯の上盤側には新第三系が参加する短波長の褶曲を多数伴う 非対称な複背斜が発達する。また、寒河江川右岸に発達する中・後期更新世の河成段丘面 群にも傾動・撓曲変形が多数発達する。これらの褶曲構造・活褶曲と山形盆地西縁断層帯 の主断層の構造的な関係を変動地形や表層地質のデータのみから理解することは非常に困 難である。このような伏在断層と断層上盤側の複雑な複背斜構造、およびそれらと変動地 形の構造的な関係および震源断層像を推定する目的で、寒河江川沿いに寒河江測線(測線 長 10.8 km)を設定した(図 33, 34)。探査の仕様は表6に記す。



図 33 山形盆地における反射法地震探査(寒河江測線)の位置概略図。活断層の位置 は中田・今泉編(2002)による。背景は 20 万分の1 地質図「仙台」(大沢・他, 1987)。

得られた観測記録について、庄内平野と同様に共通反射点重合法に基づく反射法のデー タ解析(例えば Yilmaz, 2001)を行い、反射断面を作成した(図 11)。主な解析パラメー ターは以下の通りである。

AGC: 600 msec; Deconvolution gate length 2000 msec, operator length 120 msec, 予測 距離 8 msec; Bandpass filter: 6/8-90/100 Hz; FX-Prediction Filter 5 trace; F-X FD Migration, 80 %

反射法解析の結果、深さ2~3km までの高分解能中深度断面を得ることができた。こ れについて、変動地形・地質学的データを考慮して構造解釈を行った。寒河江測線は山形 盆地西縁断層帯を構成する寒河江-山辺断層(今泉・他,2001)の東向き撓曲崖を横断し、 寒河江川右岸に沿って中期中新世から鮮新世の堆積岩類が参加する複背斜構造をほぼ東西 に横断する測線である。深度断面では、寒河江-山辺断層の撓曲崖基部から地下に延びる ような断層は存在せず、反射面はほぼ連続的に追跡される(図 35)。地表付近から深さ約 2km までの地層は断層で切断されるのではなく、高角に西傾斜する向斜軸を持ち、断層 上盤側で複背斜構造の東翼部に参加している。このような構造的特徴と、出羽丘陵に分布



図 34 寒河江測線の重合測線図。背景は都市圏活断層図(今泉・他, 2001; 八木・他, 2011)。

する新第三系(山路・他,1986;大沢・他,1987)との対比から、反射断面の褶曲構造は先端の深さ約2kmの楔型衝上断層(Medwedeff,1992)によって説明される。楔型衝上断層の構造形態は堆積盆において被覆層が厚い褶曲衝上断層帯でよく見られ(例えば Mueller and Suppe,1997)、日本の活断層でも確認されている(Ishiyama et al., 2004, 2007, 2017)。 楔型衝上断層の特徴はスラストウェッジの先端から地表にかけて向斜軸が形成されて変形フロントをなすことである。寒河江ー山辺断層の撓曲崖は向斜軸の地表延長に一致していることから(図 35)、楔型衝上断層の先端で生じる地表変形であると考えられる。このことは、変動地形学的に認められる撓曲崖などの小崖地形が伏在断層における断層すべりを支持し、そこで得られる平均変位速度や古地震情報が震源断層自体の挙動を示すことを意味するものとして重要である。また、スラストウェッジの上部デコルマ面は中期中新世の硬質シルト岩である杉山層付近に発達するが、断層上盤側の杉山層をデコルマ面とする東フェルゲンツの短波長の背斜構造と干渉して構造的なカルミネーションを形成している。

このように得られた衝上断層と上盤側の褶曲の構造は非常に複雑であり、これを変動地 形や表層地質の情報のみから推定するのは大変困難である。今回得られた寒河江測線や中 野俣測線の例は、一般に複背斜構造などの複雑な地質構造・活構造を伴う活断層の形状推 定には、高分解能反射法地震探査などのイメージング技術により得られる詳細な構造形態 に関するデータが不可欠であり、これらと変動地形・表層地質を統合的に解釈することで 妥当な断層形状が推定できることを示している。

	寒河江測線
測線長	10.8 km
震源	HEMI-50 & Y2400 (IVI), 2 trucks
発震点間隔	10 m
スイープ長	18 sec
スタック数	2-5 times
スイープ周波数	$5{\sim}100~{\rm Hz}$
総発震点数	893
受振点間隔	10 m
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz
総受振点数	1053
収録器	GSR-ONE (Geospace)
サンプリング間隔	2 msec
レコード長	5 sec

表6 山形盆地の高分解能反射法地震探査の観測仕様一覧。



図 35 寒河江測線の(a)マイグレーション後深度断面および(b)解釈深度断面。赤矢印は寒河江-山辺断層の東向き撓曲崖の位置(今泉・他,2001)を示す。



図 36 新庄盆地、小国川沿いの河成段丘面の地形断面図(上) 庄内-新庄測線の深度断面の解釈(左下)。深度断面図は佐藤・他(2019) による。測線及び地形断面の位置は 右下に示す。測線図の背景は大沢・他(1987, 1988) による。

また、新庄盆地を横断する測線で実施された深部構造探査(庄内-新庄測線;佐藤・他, 2019)では、山形盆地西縁断層帯の北部延長の伏在断層(図 36 の F1)がイメージングさ れている。ここでは鮭川断層・堀内(長者原)断層の下盤側の緩やかな背斜東翼基部から 延びる西傾斜の伏在逆断層であるが、河成段丘面の変形には現れていない。この様に断層 末端部で断層の先端が伏在し、断層すべり量も小さいために断層上盤側の変動地形が認識 されない場合、変動地形のみでは断層長を過小評価する可能性がある。この例は、断層長 の評価や断層末端部・セグメント境界の構造を理解する上で構造探査によるイメージング が有効であることを示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

(1) すべり分配がみられる断層系の地下構造を推定する目的で琵琶湖西岸断層帯・花折 断層にて、2測線の高分解能反射法地震探査を実施し、深度断面を推定し、変動地形・地 質学的データをもとに断層形状の推定を行った。その結果、琵琶湖西岸断層帯は約30°程 度で西傾斜する逆断層、花折断層は高角ないしは鉛直な断層面をもつ横ずれ断層であると 推定された。既存の深部構造探査と統合的に解釈すると、地下浅部から深部まで琵琶湖西 岸断層帯の逆断層が連続する可能性が高く、花折断層はその上盤側に形成された横ずれ断 層であることが分かった。(2) 横ずれ断層系の浅部~深部地下構造を推定する目的で中央 構造線断層帯にて、3測線の高分解能反射法地震探査を実施した。データの解析により深 度断面を推定し、変動地形・地質学的データを元に断層形状の推定を行った。その結果、 三波川帯と和泉層群・領家帯の物質境界断層が北に傾斜し、右横ずれ活断層は北に傾斜す る物質境界断層に収斂すると考えられることがわかった。(3) 複雑な逆断層および伏在活 断層の構造を推定する目的で、庄内平野の伏在活構造と庄内平野東縁断層帯・山形盆地西 縁断層帯を対象に、断層形状を明らかにする目的で4測線の高分解能反射法地震探査を実 施し、データの解析により推定した深度断面と変動地形・地質学的データを元に断層形状 の推定を行った。その結果、庄内平野東縁の衝上断層および褶曲構造と、庄内平野下に伏 在する東傾斜の逆断層が存在することがわかった。傾斜や上盤側の構造形態、深部構造探 査の結果から、両者は独立な構造であり、後者は 1894 年庄内地震の震源との関係が注目 される。また、山形盆地西縁では楔型衝上断層に伴う複雑な複背斜構造が明らかとなり、 変動地形・地質と高分解能反射法地震探査の統合的解釈が断層形状の推定に必要であるこ とが明らかになった。

以上の結果は、大型バイブレーター型震源と独立型地震波計収録器の多点固定展開によ る高分解能反射法地震探査が、すべり分配がみられる断層系の地下構造、横ずれ断層系の 浅部~深部地下構造、および複雑な逆断層および伏在活断層の構造や存在を推定する上で 有効であることを示している。今後の課題として、変動地形・地質構造などの地表付近の 地形・地質情報と断層の深部形状を結びつけるためには、反射法・屈折法地震探査に基づ く地表~断層深部の構造のマルチスケール・イメージングの探査技術開発を進めることが 重要である。加えて、3.5 章で後述するように、深部構造探査に加えて断層深部形状を推定 する上で有用な地球物理学的データとの統合的解釈を行うためのノウハウを蓄積する必要 がある。

(e) 引用文献

有賀友子, 庄内平野の地形発達. 東北地理, 36, 13-24, 1984. Anderson, E. M., The Dynamics of Faulting. Edinburgh: Oliver and Boyd. 1951.

- 後藤秀昭・杉戸信彦, 数値標高モデルのステレオ画像を用いた活断層地形判読. E-journal GEO, 7, 197-213, 2012.
- 原 英俊・青矢睦月・野田 篤・田辺 晋・山崎 徹・大野哲二・駒澤正夫,20万分の1地質 図幅 高知(第2版). 地質調査総合センター,2018.
- 林 隆夫, 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, 80, 261-276, 1974.
- 市瀬由自, 庄内平野の活摺曲. 東北地理, 22, 218, 1970.
- 池辺 穣・大沢 穠・井上寛生, 酒田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地 質調査所, 42 p., 1979.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編, 第四紀逆断層アト ラス. 東京大学出版会, 254 p., 2002.
- 池田倫治・大野一郎・大野裕記・岡田篤正,四国北西部地域の中央構造線活断層系の地下 構造とセグメンテーション.地震第2輯,56,141-155,2003.
- 池田倫治・大野裕記・長谷川修一・岡田篤正,四国北西部中央構造線活断層系,米湊断層 および本郡断層の地下構造と活動履歴.地震第2輯,57,419-439,2005.
- Ikeda, M., Toda, S., Kobayashi, S., Ohno, Y., Nishizaka, N., and Ohno, I., Tectonic model and fault segmentation of the Median Tectonic Line active fault system on Shikoku, Japan. Tectonics, 28, TC5006, doi:10.1029/2008TC002349, 2009.
- Ikeda, M., Kato, S., Nishizaka, N., Ohno, Y., Matsuo, K., and Kishimoto, M., Magnetotelluric imaging of the Median Tectonic Line in western Shikoku, southwest Japan: Implications of the fault-related low-resistivity zone. Tectonophysics, 601, 78-86, 2013.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高編,活断層詳細デジタルマップ [新編].東京大学 出版会,154p+USBメモリ,2018.
- 今泉俊文・澤 祥・佐藤比呂志・松多信尚・越後智雄・丹羽俊二, 1:25,000都市圏活断層図 「村山」. 国土地理院技術資料, D1-No.388, 2001.
- 今泉俊文・中田 高・宮内崇裕・八木浩司・澤 祥, 1:25,000都市圏活断層図「庄内北部」. 国土地理院技術資料, D1-No.496, 2007.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学, 彦根西部地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 121p., 1984.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A., and Takemura, K., Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. J. Geophys. Res., 109, B12408, doi:10.1029/2003JB002547, 2004.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H., and M. Togo, Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. J. Geophys. Res., 112, B03S07, doi:10.1029/2006JB004377, 2007.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K., and Matsubara, M., Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift

across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. Tectonophysics, 710, 21-36, 2017.

- 伊藤谷生・他24名,四国中央構造線地下構造の総合物理探査.地質学雑誌,102,4,346-360,1996.
- Ito, T. and 18 others, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. Tectonophysics, 472, 124-134, 2009.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,「中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長 期評価(第二版)」. 162 p., 2017.

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,437 p., 1991.

- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo, E., Ikawa, T., and Ito, T., Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan. Earth, Planets and Space, 55, 549-557, 2003.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野 実・高橋裕平,京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,89 p., 1998.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤,北小松地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,102 p.,2001.
- 小松原 琢, 庄内堆積盆地東部の上部第四系とその地殻変動史. 地質調査所月報, 48, 537-565, 1997.
- 小松原 琢, 庄内堆積盆地東部における伏在断層の成長に伴う活摺曲の変形過程. 地学雑誌, 107, 368-389, 1998.
- 小松原 琢・他13名,琵琶湖西岸活断層系北部,饗庭野断層の第四紀後期の活動.地質調査 所月報,49,447-460,1998.
- 久保純子, 庄内平野の地形分類図にあらわれた活褶曲. 東北地理, 43, 188-194, 1991.
- Medwedeff, D. A., Geometry and kinematics of an active, laterally propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California. in Structural Geology of Fold and Thrust Belts, edited by S. Mitra and G. W. Fisher, pp. 3-28, Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore, 1992.
- Mueller, K., and J. Suppe, Growth of Wheeler Ridge anticline, California: geomorphic evidence for fault-bend folding behavior during earthquakes. J. Struct. Geol., 19, 383-396, 1997.
- 中江 訓・吉岡敏和, 熊川地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調 査所, 71 p., 1998.
- 中田 高・今泉俊文編,活断層詳細デジタルマップ.東京大学出版会,DVD-ROM2枚・付 図1葉・60 p., 2002.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二,1:25,000都市圏活断層図「西条」.国 土地理院技術資料,D1-No.355,1998.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000都市圏活断層 図「脇町(第2版)」. 国土地理院技術資料, D1-No.524, 2009.

- 中野 俊・土谷信之,鳥海山及び吹浦地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所,138 p.,1992.
- 中野光雄・槇本五郎・中川 典, 徳島県阿波郡市場切幡・観音付近の中央構造線.「中央構造線」, 東海大学出版会, 191-195, 1972.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久,1:25,000都市圏活断層図「京都東北 部(第2版)」.国土地理院技術資料,D1-No.524,2009.
- 岡田篤正・堤 浩之,中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動.地学雑誌,106,644-659,1997.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝,中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動. 活断層研究, 17, 106-131, 1998.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000都市圏活断層 図「川島(第2版)」.国土地理院技術資料, D1-No.524, 2009.
- 奥村由彦・仲川信一・東郷正美, 滋賀丘陵の変形に関する2, 3の考察. 法政大学地理学 集報, 1, 29-40, 1972.
- 大沢 穠・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), 地質調査所, 61 p., 1986.
- 大沢 穠・三村弘二・久保和也・広島俊男・村田泰章, 20万分の1地質図幅「仙台」. 地質 調査所, 1987.
- 大塚彌之助,活動してゐる皺曲構造.地震第1輯,14,46-63,1942.
- 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I部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,88,1-32,1986a.
- 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II部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,89,1-45,1986b.
- 佐藤比呂志, 3.2.3 沿岸海域および海陸統合構造調査. 日本海地震・津波調査プロジェク ト平成31(令和元)年報告書, 2019.
- 佐藤比呂志・他13名,新庄盆地東部活褶曲群を横切る反射法地震探査.東京大学地震研究 所彙報,81,157-169,2006.
- 佐藤比呂志・他8名, 3.1.3 近畿地殻構造探査(近江測線). 文部科学省「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」平成18年度成果報告書, 87-214, 2007.
- 佐藤比呂志・稲葉 充・石山達也・加藤直子・竹花康夫, 庄内平野の伏在活断層. 日本地球 惑星科学連合2015年大会, SSS28-11, 2015.
- Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horne, A., and Takeda, T., Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan. Tectonophysics, 644-645, 58-67, 2015.
- 佐藤比呂志・平田 直,内陸大規模地震の震源断層を探る.科学,70,58-65,2000.
- 澤祥・太田陽子・渡辺満久・鈴木康弘, 庄内平野東縁・松山断層の断層変位地形と第四紀 後期の活動性. 第四紀研究, 39, 233-240, 2000.
- 滋賀国道事務所, 第1回滋賀国道地震防災検討委員会資料, 2004 (2004年5月31日開催).
- 杉村 新,褶曲運動による地表の変形について.東京大学地震研究所彙報, 30, 163-178, 1952.

Suppe, J., Principles of Structural Geology, Prentice Hall, 537 p., 1985.

- Suppe, J., Geometry and kinematics of fault-bend folding. American Journal of Science, 283, 684-721, 1983.
- 武村雅之・諸井孝文・八代和彦,明治以後の内陸浅発地震の被害から見た強震動の特徴. 地震第2輯, 50,485-505,1998.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会,改訂版 日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス鉱業 会・大陸棚石油開発協会, 520 p., 1992.
- 戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正, 琵琶湖南湖周 辺における反射法地震探査. 活断層研究, 15, 23-36, 1996.
- 東郷正美,微小地形による活断層判読.古今書院,206 p.,2000.
- 東郷正美, 饗庭野台地の変形について. 地理学評論, 44, 194-200, 1971.
- 東郷正美・今泉俊文・澤 祥・宮内崇裕・八木浩司, 1:25,000都市圏活断層図「庄内南部」. 国土地理院技術資料, D1-No.496, 2007.
- 土谷信之・大沢 穠・池辺 穣, 鶴岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地 質調査所, 77 p., 1984.
- 土谷信之,大沢地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,85p., 1989.
- 堤 浩之・熊原康博・千田 昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司, 1:25,000都市圏活断層図 「熊川」. 国土地理院技術資料, D1-No.449, 2005.
- 堤 浩之・岡田篤正・後藤秀昭・松木宏彰,中央構造線活断層帯川上断層の完新世後期にお ける活動履歴.活断層研究, 19, 77-86, 2000.
- 堤 浩之・他10名,四国の中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査:2002年新居浜測線と 2003年阿波測線.東京大学地震研究所彙報,82,105-117,2007.
- Twiss, R. J. and Moores, E. M., Structural Geology, 2nd Edition, W H Freeman & Co., 736 p., 2007.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本地震被害総覧[416]-2001. 東京大学出版会, 605 p., 2003.
- 山路 敦, 理論テクトニクス入門-構造地質学からのアプローチ. 朝倉書店, 287 p., 2000.
- 山路 敦・天野一男・大槻憲四郎・石井武政,新生代東北本州弧地質資料集 島弧横断ルート 23 (粟島-温海-左沢-天童-作並-仙台),宝文堂, 1986.
- 八木浩司・今泉俊文・澤 祥・堤 浩之・岡田篤正・中田 高, 1:25,000都市圏活断層図「左 沢」. 国土地理院技術資料, D1-No.580, 2011.
- 山形県,山形県活断層調査-庄内平野東縁断層帯,山形盆地断層帯,新庄盆地断層帯に関する調査.第3回活断層調査成果報告会予稿集,241-250,1999.
- Yilmaz, O., Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. 2,065 p., SEG, 2001.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊, 新編日本地形論. 415 p., 東京大学出版会, 1973.

3.2 活断層の稠密重力調査

(1)業務の内容

(a) 業務題目 活断層の稠密重力調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人岩手大学	教授	越谷 信

(c) 業務の目的

本課題では解決すべき問題を、①逆断層・横ずれ断層の構造とすべり分配、②傾斜する 横ずれ断層の構造、③厚い堆積盆縁辺部での複雑な逆断層および断層関連褶曲の構造、④ 伏在活断層の検出、と定め、断層帯深部形状を推定する手法の確立を目的として、地球物 理学的および変動地形学・地質学的な調査研究観測を実施し、活断層・震源断層システムの 形状を具体的に明らかにすることを目指している。活断層を横断する稠密重力探査を行う とともに、密度構造モデルを推定し、活断層の地表~深部構造の推定に資する。

(d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度:

業務の目的で掲げた問題①逆断層・横ずれ断層の構造とすべり分配の典型例として、琵 琶湖西岸断層帯・花折断層帯などを対象に、変動地形・地質構造を検討するとともに、多 チャンネル稠密固定展開・高エネルギー震源稠密発振による高分解能反射法地震探査(2 測線)を行い、本研究課題(サブテーマ2)では、このうち琵琶湖西岸断層帯および花折 断層の両方を横切る測線に合わせて稠密重力調査を行った。重力調査を行った琵琶湖西岸 断層帯・花折断層帯について、地形補正を施したブーゲー異常を計算し、地表地質や活断 層の位置との関連性を検討し、地下密度構造モデルを提供した。

2) 平成 30 年度:

業務の目的で掲げた問題②傾斜する横ずれ断層の構造の典型例として、中央構造線断層 帯(四国)などを対象に、変動地形・地質構造を検討するとともに、高分解能反射法地震 探査に合わせて重力調査を行った。測線は鮮新・更新統と上部白亜系が正断層の関係にあ る石鎚山地北縁を横断する測線で同様の調査を実施した。ほぼ同一の測線沿いに実施され た高分解能反射法地震探査より広範囲にわたって、追加補足的に重力調査を行った。測線 は鮮新・更新統と上部白亜系が正断層の関係にある石鎚山地北縁を横断する測線で、標高 測定により注意して調査を実施した。長大な中央構造線断層帯に沿った、断層深部構造と 活断層の構造的な変化を検討するのに資する資料として、断層系を横切る方向での地形補 正を施したブーゲー異常の算出を行い、この値の変化と地質との関係性を検討し、ブーゲ ー異常に対応する地下密度構造モデルを提供した。

3) 令和元年度:

業務の目的に掲げた問題③厚い堆積盆縁辺部での複雑な逆断層および断層関連褶曲の 構造の典型例として、また問題④伏在活断層の検出を目的として、庄内平野東部地域に発 達する庄内平野東縁断層帯および青沢断層帯を対象として、サブテーマ1で実施された高 分解能反射法地震探査測線に合わせ、さらに東方に範囲を広げて重力探査を行った。取得 したデータから、地形補正を施したブーゲー異常を算出し、この値の変化と地質との関係 性を検討し、ブーゲー異常に対応する地下密度構造モデルを提供した。

以上の解析結果は、変動地形・地質構造解析とあわせて断層帯の浅部~深部形状と歪み 解消様式を検討するのに用いられた。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

サブテーマ2では、本課題で解決すべき上記の4つの問題のうち、令和元年度に、問題 ③厚い堆積盆縁辺部での複雑な逆断層および断層関連褶曲の構造および④伏在活断層の検 出を目的として、庄内平野東縁断層帯・青沢断層を対象にして、変動地形・地質構造を検 討するとともに、高分解能反射法地震探査に合わせて重力調査を行った。

(b) 業務の実施方法

問題③および問題④に関して、稠密重力調査の測線は、庄内盆地東縁断層帯および青沢 断層を横切る測線で、山形県酒田市中野俣周辺に設定した(以下、「中野俣測線」)。本 測線は、サブテーマ1の反射法地震探査測線をさらにより東方に2km程度延長し、青沢断 層を越えて東側の中新統青沢層の分布域に達するように設定した。

この測線における重力の測定間隔は標準を約200 mとした。重力測定にはシントレック ス重力計、RTK-GPS装置(図1、図2)および電子レベル(Leica社製Sprinter)を用い た。解析に用いた重力測定点の総数は、73点である。

中野俣測線の近隣地域に既知の重力基準点が存在しないため、山形県酒田市内の既知基 準点として一等重力基準点(電子基準点(付))940032Aを用い、これと現地の四等三角 点(TR4584020810)上に設けた仮基準点の間を閉合測定し、仮基準点の絶対重力値を決 定した。

測定点の位置情報は、GNSS測量および水準測量と重力計に付属するGPSにより取得した。GNSS測量による取得データは、経度、緯度、標高およびGNSS測量における諸情報(測定日時、水平標準偏差、垂直標準偏差、衛星数、PDOP値等)である。GNSS測量が難しい地点では、水準測量と重力系に付属するGPSにより、標高を電子レベルに、緯度経度を重力計のGPSによった。測定点における重力に関わる情報は、重力測定値、器械高、起伏の一番大きい方向50m範囲のスケッチである。重力値は、1回あたり1分間60測定し、この平均値を求め、X方向およびY方向の傾きのtiltの値は10秒角を越えないようにし、潮力補正は組み込まれたソフトウェアを使用した。通常の測定点では2回測定し、両者の平均値の差が20µGalを越えないようにし、現地基準点では3回測定し、それらの平均値の差が30µGalを越えないようにした。



図1 シントレックス重力計 CG-5

図 2 Hemisphere 社製 RTK-GPS 装置

得られた読み取り値より、通常の方法(地質調査総合センター,2004)に従ってブーゲ ー異常を求めた。これは、得られた読み取り値に対して、器械高補正、ドリフト補正、地 形補正、緯度補正(正規重力値との差の算出)、大気補正、フリーエア補正、ブーゲー補 正を行うことにより算出した。地形補正は、測定点の両側50 m範囲のスケッチに基づく近 傍補正、50 m~1 km範囲の中距離補正および1 km~45 km範囲の遠距離補正の陸域補正 を行った。ブーゲー補正は球面補正とし、補正範囲は45 kmとした。地形補正およびブー ゲー補正の際に、標準地層の密度を、2.3 g/cm³にした。これは、本測線周辺に分布する地 層とほぼ同様な年代・岩相の地層が分布する新庄地域の情報に基づいて設定した。新庄地 域を含む地域において実施された「東北日本横断地殻構造探査」によって得られた速度構 造、および稠密反射法地震探査とボーリング掘削資料の検討から得られた詳細な地質断面 (佐藤・他、2006)により、本地域を構成する地層のP波速度を推定すると、概ね1.8 km/s ~5.5 km/sである。これをGardner et al. (1974)のP波速度と密度の関係式に基づいて計算 すると、1.89 g/cm³~2.66 g/cm³であり、これらの地層がいずれも地表まで分布しているこ とから、標準地層推定の際の仮定密度として、2.3 g/cm³と設定した。

このようにして得られたブーゲー異常に対して、断層や地層分布との関係を示す。この結果に後述の理由でトレンド補正を施し、それを満足する地下密度構造モデルを提示する。

(c) 業務の成果

問題③および問題④に関して、山形県庄内平野東方中野俣測線における重力調査および 解析結果を以下に示す。

既知重力基準点は山形県酒田市内の一等重力基準点(電子基準点(付))940032A を用いた。同点の位置を図3に、諸元を表1に示す。



図3 一等重力点(電子基準点(付))940032Aの位置(赤丸内) 地形図は国土地理院地図を使用。

一等重力点(電子基準点(付))	940032A		
基準点コード	G1E000940032A		
等級種別	一等重力点(電子基準点(付))		
基準点名	940032A		
20万分の1地勢図名	酒田		
5万分の1地形図名	酒田		
緯度	38° 53′ 40′ ′ .5447		
経度	139°48′31′′.9000		
標高 (m)	7.704		
重力鉛直勾配(mGal/m)	0		
重力值(mGal)	980070.99		
ブーゲー異常 (mGal)	1.77		
エポック	0		
作業内容	改算		
作業年月日	20161201		

表1 中野俣測線において調査に使用した一等重力点の諸元

一等重力点 940032A は、本調査の測線から西端で 9 km、東端で 22 km 程度離れている ため(図4)、中野俣測線近傍、酒田市中野俣中里付近の四等三角点 TR45840208101 に仮 重力基準点(7001)を設けた(図5)。仮重力点 7001 における絶対重力値の算定は、一等 重力点 940032A との閉合測定を行うことにより求めた。その際、重力計読み値等のデータ を表 2 に示す。なお、閉合重力測定は各点で少なくとも5 回以上行い、より安定したデー タを採用している。



図4 一等重力点 940032A、仮重力点 7001 および重力測定点の位置関係 地形図は国土地理院地図を使用。



図5 中野俣測線における仮重力点 7001 の位置 地形図は国土地理院地図を使用。

表2 中野俣測線における一等重力点と仮基準点の閉合測定結果

測定点番号	重力読み値 (mGal)	標準偏差	傾きX	傾きY	潮汐補正 (mGal)	測定時間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	備考
7000	5314. 793	0. 247	0.6	-1.1	0.016	120	5:05:20	2019/7/12	一等重力点 940032A
7001	5341.601	0. 055	-2.5	-0.2	0. 081	120	7:02:42	2019/7/12	仮重力点
7000	5314. 989	0. 193	2.7	0	0. 101	120	8:13:00	2019/7/12	一等重力点 940032A

仮重力基準点 7001 の諸元は以下の通りである。

- ・緯度 北緯 38°54′05″.9765
- ・経度 東経 140°00′53″.6976
- ・標高 67.04 (m)
- ・絶対重力値 980097.6727 (mGal)

中野俣測線における重力測定は、73点で行い、測定間隔は測線沿いにおおむね 200 m を 標準とした。重力測定は、一日の測定開始時と終了時に仮基準点において測定を実施し、 器械の内部的理由で発生するドリフトの影響を少なくするようにした。測定点の位置を図 6に、測線Aと地質との位置関係を図7に、活断層との位置関係を図8に示す。また、測 定点の位置情報を表3に、各測定点での重力計読み値、器械高等を表4に示す。中野俣測 線は、本地域周辺二分する主要な地層である中新統青沢層、草薙層、北俣層、鮮新統楯山 層、丸山層、観音寺層、更新統庄内層群を横切り、また、青沢断層および庄内平野東縁断 層帯を構成する酒田衝上断層群を横切るように設定した。なお、表3におけるX座標およ びY座標の値は、国土交通省による平面直角座標系X系の値である。



図6(その1) 中野俣測線の重力測定点(西側)地形図は国土地理院地図を使用。



図6(その2) 中野俣測線の重力測定点(東側)地形図は国土地理院地図を使用。



図7 中野俣測線の重力測定点と地質の関係 地質情報は、池辺・他(1979)および土谷(1989)による。



図8 中野俣測線の重力測定点と活断層の関係 活断層情報は、国土地理院地図を使用。
表3(その1) 中野俣測線における重力測定点位置

測点番号	X座標 (m)	Y座標 (m)	緯度(゜)	経度(゜)	標高 (m)
7002	-123775.738	-79985.941	38.8814087	139.911443	11.4385
7003	-123777.936	-79899.004	38.8814049	139.9124451	11.6118
7004	-123754.81	-79701.965	38.881588	139.9147132	11.7097
7005	-123711.005	-79507.263	38.8819771	139.9169519	11.7793
7006	-123696.028	-79298.583	38.8822098	139.9193551	11.7802
7007	-123715.032	-79113.254	38.8820648	139.9214931	11.5417
7008	-123752.378	-78918.448	38.8817482	139.9237424	12.0312
7009	-123808.086	-78726.257	38.8812103	139.9259637	12.3628
7010	-123891.389	-78544.601	38.8804741	139.9280667	12.2047
7011	-123962.813	-78362.42	38.8798599	139.9301743	12.2318
7012	-123930.265	-78173.257	38.8801651	139.9323505	12.3661
7013	-123822.186	-78005.381	38.8811569	139.9342729	12.6467
7014	-123677.281	-77866.722	38.8824615	139.9358544	12.4003
7015	-123555.428	-77748.499	38.8836098	139.9372031	12.4147
7016	-123432.968	-77599.614	38.8847084	139.9389051	12.4825
7017	-123323.129	-77432.938	38.885704	139.9408136	12.5637
7018	-123237.556	-77275.891	38.8865013	139.942614	12.712
7019	-123066.244	-77178.283	38.8880043	139.9437197	10.7273
7020	-123009.661	-76973.961	38.8885612	139.9460683	10.8766
7021	-122881.96	-76846.026	38.8897133	139.9475285	12.2827
7022	-122814.364	-76712.258	38.8903542	139.9490627	13.0022
7023	-122696.79	-76544.763	38.8914299	139.9509801	15.2938
7024	-122587.629	-76389.56	38.8924179	139.9527569	15.3138
7025	-122434.396	-76191.648	38.8937874	139.955021	15.4702
7026	-122329.429	-76078.767	38.8947411	139.9563105	15.6404
7027	-122243.247	-75953.174	38.8955574	139.9577486	15.8263
7028	-122077.155	-75811.903	38.8970757	139.9593587	16.4354
7029	-121931.463	-75657.222	38.8984146	139.9611256	16.763
7030	-121907.722	-75473.093	38.8986206	139.9632455	16.2231
7031	-121908.074	-75245.375	38.8986359	139.9658705	16.4573
7032	-121908.272	-75064.046	38.8986359	139.9679608	17.1002
7033	-121953.241	-74873.268	38.8982124	139.9701648	18.9994
7034	-122013.415	-74685.805	38.897728	139.9723323	18.2347
7035	-122082.979	-74490.107	38.8970985	139.9745956	19.0791
7036	-122144.55	-74315.212	38.8965607	139.9766183	19.3507
7037	-122211.894	-74144.763	38.895977	139.9785903	21.3814
7038	-122256.304	-73931.794	38.8955917	139.98105	20.2299
7039	-122205.185	-73743.839	38.8960686	139.983211	20.8494
7040	-122236.018	-73544.889	38.895813	139.9855076	21.5914

測点番号	X座標 (m)	Y座標 (m)	緯度(゜)	経度(°)	標高 (m)
7041	-122115.532	-73389.08	38.8969536	139.9872907	22.4258
7042	-122016.558	-73238.912	38.8978424	139.9890111	23.3113
7043	-122094.311	-73049.735	38.8971672	139.9912001	24.3583
7044	-122083.416	-72825.793	38.8972855	139.9937803	24.67
7045	-122048.447	-72680.654	38.8975983	139.9954496	25.2997
7046	-122007.717	-72503.783	38.8979721	139.9974842	26.8209
7047	-121965.965	-72327.46	38.8983765	139.9995123	27.4452
7048	-121922.478	-72141.374	38.8988266	140.0016528	28.2048
7049	-121997.328	-71923.03	38.8981285	140.0041775	32.893
7050	-122143.208	-71785.897	38.8968658	140.0057736	30.334
7051	-122148.751	-71612.284	38.8967934	140.0077754	32.6825
7052	-122058.726	-71439.314	38.8976593	140.0097599	34.457
7053	-121958.741	-71279.619	38.8985634	140.0115903	34.8768
7054	-121856.342	-71126.937	38.8994293	140.0133397	36.8204
7055	-121777.058	-70963.648	38.9001884	140.0152138	38.4414
7056	-121738.494	-70771.611	38.9005585	140.0174236	38.8289
7057	-121699.534	-70606.806	38.900898	140.0193194	40.6748
7058	-121623.3	-70428.491	38.901577	140.0213671	42.44
7059	-121554.41	-70237.708	38.9022636	140.0235594	43.3821
7060	-121493.442	-70067.902	38.9028358	140.0255107	43.4156
7061	-121442.862	-69849.105	38.9032707	140.0280279	45.6485
7062	-121488.202	-69635.898	38.902874	140.0304904	47.7977
7063	-121491.674	-69461.464	38.902813	140.0325016	50.0531
7064	-121743.336	-69400.1748	38.9006004	140.0332336	50.9711
7065	-122075.135	-69327.6285	38.8976173	140.0341034	53.9891
7066	-122275.892	-69130.8267	38.8958244	140.0363922	58.2401
7067	-122212.199	-68858.9005	38.8964195	140.0395203	61.0951
7068	-122164.873	-68651.9938	38.896862	140.0419006	64.5411
7069	-122322.396	-68506.4173	38.8954544	140.0435944	65.7711
7070	-122255.875	-68362.882	38.8960648	140.0452423	68.1771
7071	-122125.572	-68152.6083	38.8972549	140.0476532	72.0201
7072	-122001.602	-67942.396	38.8983879	140.0500641	76.4181
7073	-122126.083	-67697.2568	38.8972855	140.0529022	79.4911
7074	-121980.684	-67515.991	38.8986092	140.0549774	93.8461

	表 4	(その1)	中野俣測線における重力測定結果
--	-----	-------	-----------------

測点 番号	重力読み値 (mGal)	標準 偏差	傾き X	傾き Y	潮汐補正 (mGal)	測定時 間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
7001	5341.732	0.177	3.8	0.3	-0.064	60	0:09:14	2019/7/13	0.171	仮重力点
7002	5320.977	0.688	-2.3	-2.4	-0.076	60	1:22:43	2019/7/13	0.169	
7003	5321.010	0.624	3.9	4.5	-0.077	60	1:52:19	2019/7/13	0.167	
7004	5321.108	0.490	0.4	3.1	-0.075	60	2:18:07	2019/7/13	0.168	
7005	5321.214	0.540	-4.1	0.3	-0.072	60	2:38:16	2019/7/13	0.167	
7006	5321.396	0.556	0.8	1.1	-0.067	60	2:58:16	2019/7/13	0.164	
7007	5321.580	0.635	2.0	-4.0	-0.063	60	3:13:04	2019/7/13	0.163	
7008	5321.536	0.467	-8.6	-3.2	-0.056	60	3:30:39	2019/7/13	0.165	
7001	5341.938	0.154	0.3	1.2	-0.035	60	4:16:18	2019/7/13	0.164	仮重力点
7001	5405.538	0.059	-3.8	0.9	-0.067	60	4:49:25	2019/10/21	0.159	仮重力点
7009	5385.287	0.162	-2.5	2.0	-0.066	60	5:23:31	2019/10/21	0.134	
7010	5385.448	0.247	-3.7	4.0	-0.065	60	5:44:14	2019/10/21	0.131	
7011	5385.586	0.208	7.9	4.5	-0.064	60	5:53:10	2019/10/21	0.134	
7012	5385.730	0.277	6.7	6.8	-0.063	60	6:04:37	2019/10/21	0.112	
7013	5385.844	0.177	-0.9	-1.9	-0.060	60	6:26:57	2019/10/21	0.161	
7014	5386.153	0.156	-0.5	1.8	-0.059	60	6:39:15	2019/10/21	0.161	
7015	5386.352	0.164	1.4	-1.5	-0.058	60	6:48:15	2019/10/21	0.124	
7016	5386.529	0.179	-2.9	-5.1	-0.056	60	7:04:52	2019/10/21	0.132	
7017	5386.909	0.185	-3.0	0.7	-0.055	60	7:15:46	2019/10/21	0.153	
7018	5387.167	0.145	-6.7	0.3	-0.053	60	7:32:43	2019/10/21	0.156	
7001	5405.623	0.070	2.8	-0.4	-0.050	60	7:57:07	2019/10/21	0.165	仮重力点

表4(その2) 中野俣測線における重力測定結果

測点 番号	重力読み値 (mGal)	標準 偏差	傾き X	傾き Y	潮汐補正 (mGal)	測定時 間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
7001	5406.082	0.110	-0.1	-2.9	0.038	60	0:10:27	2019/10/22	0.167	仮重力点
7019	5388.409	0.176	0.2	0.8	0.027	60	0:30:08	2019/10/22	0.156	
7020	5388.778	0.249	1.3	3.4	0.021	60	0:41:31	2019/10/22	0.153	
7021	5388.729	0.268	-0.5	-0.5	0.015	60	0:52:21	2019/10/22	0.158	
7022	5388.654	0.189	-4.3	-0.3	0.009	60	1:04:23	2019/10/22	0.143	
7023	5388.312	0.165	-3.0	-3.5	0.000	60	1:18:53	2019/10/22	0.176	
7024	5388.462	0.213	-1.9	0.8	-0.004	60	1:29:16	2019/10/22	0.155	
7025	5388.710	0.286	-2.8	-1.0	-0.011	60	1:40:32	2019/10/22	0.148	
7026	5388.873	0.233	0.7	-3.4	-0.018	60	1:55:29	2019/10/22	0.130	
7027	5389.230	0.215	0.5	-3.6	-0.026	60	2:08:36	2019/10/22	0.179	
7028	5389.548	0.214	6.0	-5.8	-0.031	60	2:19:20	2019/10/22	0.167	
7029	5390.076	0.218	0.0	0.5	-0.036	60	2:30:19	2019/10/22	0.154	
7030	5391.064	0.225	5.4	-1.6	-0.042	60	2:43:10	2019/10/22	0.139	
7031	5392.247	0.237	-3.6	-1.3	-0.067	60	3:50:41	2019/10/22	0.153	
7032	5393.124	0.330	-2.2	-0.7	-0.070	60	4:05:50	2019/10/22	0.134	
7033	5392.904	0.400	1.8	-0.6	-0.072	60	4:16:01	2019/10/22	0.181	
7034	5393.670	0.424	1.4	-0.3	-0.075	60	4:28:53	2019/10/22	0.164	
7035	5394.864	0.254	2.0	-1.9	-0.076	60	4:38:52	2019/10/22	0.165	
7036	5396.104	0.320	2.2	-3.2	-0.078	60	4:52:55	2019/10/22	0.169	
7037	5396.879	0.213	0.7	-1.6	-0.078	60	5:04:35	2019/10/22	0.119	
7038	5398.650	0.392	0.0	-1.8	-0.079	60	5:17:45	2019/10/22	0.172	
7039	5399.590	0.280	4.4	4.3	-0.079	60	5:30:02	2019/10/22	0.165	
7040	5400.608	0.281	4.6	-3.2	-0.078	60	5:44:51	2019/10/22	0.175	
7041	5401.026	0.169	-0.8	-0.2	-0.077	60	5:54:48	2019/10/22	0.170	
7042	5401.532	0.290	-3.2	1.2	-0.077	60	6:03:33	2019/10/22	0.174	
7043	5402.134	0.204	0.7	-1.9	-0.075	60	6:16:16	2019/10/22	0.131	
7044	5402.937	0.243	3.5	-0.9	-0.072	60	6:34:24	2019/10/22	0.139	
7045	5403.277	0.306	3.3	0.6	-0.071	60	6:44:12	2019/10/22	0.165	
7046	5403.581	0.229	0.9	-2.4	-0.068	60	6:55:51	2019/10/22	0.156	
7047	5404.080	0.243	4.9	-4.1	-0.066	60	7:08:10	2019/10/22	0.151	
7001	5406.262	0.138	-3.3	1.6	-0.063	60	7:22:13	2019/10/22	0.165	仮重力点

測点 番号	重力読み値 (mGal)	標準 偏差	傾き X	傾き Y	潮汐補正 (mGal)	測定時 間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
7001	5406.753	0.161	2.0	4.2	0.071	60	0:08:24	2019/10/23	0.165	仮重力点
7048	5405.024	0.163	-0.9	-3.1	0.064	60	0:24:16	2019/10/23	0.145	
7049	5404.586	0.136	-0.9	0.1	0.058	60	0:35:30	2019/10/23	0.168	
7050	5405.415	0.211	1.6	-2.0	0.050	60	0:50:18	2019/10/23	0.173	
7051	5405.370	0.123	-0.7	1.9	0.045	60	0:59:50	2019/10/23	0.169	
7052	5405.564	0.195	3.4	-2.3	0.036	60	1:13:53	2019/10/23	0.165	
7053	5406.031	0.169	8.0	0.9	0.030	60	1:24:24	2019/10/23	0.169	
7054	5406.175	0.187	-3.1	-0.4	0.024	60	1:33:57	2019/10/23	0.165	
7055	5406.500	0.138	-4.1	2.8	0.016	60	1:46:17	2019/10/23	0.172	
7056	5407.193	0.097	-0.1	-2.1	0.009	60	1:57:12	2019/10/23	0.167	
7057	5407.400	0.124	-3.8	1.5	0.002	60	2:08:05	2019/10/23	0.168	
7058	5407.818	0.156	-2.0	-5.6	-0.010	60	2:26:54	2019/10/23	0.161	
7059	5408.517	0.157	-0.9	4.9	-0.017	60	2:39:24	2019/10/23	0.158	
7060	5409.255	0.127	4.1	-6.7	-0.024	60	2:48:29	2019/10/23	0.174	
7061	5409.775	0.123	-2.9	-3.4	-0.036	60	3:09:05	2019/10/23	0.175	
7062	5410.213	0.143	-5.8	-4.1	-0.078	60	4:43:27	2019/10/23	0.177	
7063	5410.485	0.131	-0.1	-4.0	-0.082	60	4:58:24	2019/10/23	0.160	
7064	5411.176	0.119	-4.8	3.7	-0.086	60	5:21:27	2019/10/23	0.169	
7065	5411.099	0.069	1.2	-0.5	-0.069	60	7:37:46	2019/10/23	0.159	
7066	5411.165	0.090	-3.8	0.4	-0.066	60	7:47:31	2019/10/23	0.157	
7001	5406.952	0.157	-2.1	-0.1	-0.058	60	8:08:17	2019/10/23	0.172	仮重力点
7001	5407.426	0.146	0.5	1.5	0.087	60	0:18:54	2019/10/24	0.165	仮重力点
7067	5411.756	0.049	0.6	-1.2	0.072	60	0:58:46	2019/10/24	0.156	
7068	5411.205	0.064	1.6	2.1	0.052	60	1:35:54	2019/10/24	0.159	
7069	5411.142	0.053	1.0	1.3	0.041	60	1:51:53	2019/10/24	0.161	
7070	5411.243	0.042	1.1	-0.5	0.026	60	2:15:24	2019/10/24	0.171	
7071	5410.820	0.044	2.1	0.6	0.009	60	2:38:21	2019/10/24	0.148	
7072	5411.251	0.050	0.4	-3.4	-0.030	60	3:34:17	2019/10/24	0.172	
7073	5411.932	0.064	0.8	-2.5	-0.055	60	4:12:14	2019/10/24	0.152	
7074	5409.603	0.050	-0.5	-2.7	-0.072	60	4:44:43	2019/10/24	0.164	
7001	5408.132	0.163	-5.7	-4.8	0.087	60	0:37:06	2019/10/25	0.163	仮重力点

表4により得られた読み取り値より、器械高補正、ドリフト補正、陸域の地形補正、緯 度補正(正規重力値との差の算出)、大気補正、フリーエア補正、ブーゲー補正を行うこと により、ブーゲー異常を算出した。地形補正やブーゲー補正の際に、前述のように近接す る庄内地域で推定される地層の密度を用いて、標準地層の密度を、2.3 g/cm³と仮定した。 この推定方法を詳しく述べると、新庄地域には、下位より、長尾層、銀山層、中島層、南 沢層、鮭川層、八荷層、および毒沢層が分布している(佐藤・他, 2006)。年代や岩相の点 から、これらの地層は、長尾層が本地域の青沢層、銀山層が草薙層、中島層が北俣層、南 沢層が楯山層、鮭川層が丸山層、八向層が観音寺層、および毒沢層が庄内層群にほぼ対比 される。一方、新庄含む地域で行われた「東北日本横断地殻構造探査」で得られた速度構 造と、新庄地域で行われた稠密反射法地震探査断面や近隣のボーリング掘削資料(佐藤・ 他,2006)から、新庄地域の各層の P 波速度は、

長尾層 3.8~5.5 km/s (2.43~2.66 g/cm³)

銀山層・中島層 3.0~3.8 km/s (2.29~2.43 g/cm³)

南沢層・鮭川層 2.2~3.0 km/s (2.12~2.29 g/cm³)

八向層 1.6~2.8 km/s (1.96~2.25 g/cm³)

毒沢層 1.4~1.8 km/s (1.89~2.02 g/cm³)

と推定される。これらの P 波速度を、Gardner et al. (1974)の経験式を用いて密度に換算 したものを括弧内に示している。これらから、庄内地域の地層の密度範囲が 1.89 g/cm³~ 2.66 g/cm³と推定され、これらの地層がいずれも地表まで分布していることから、標準地 層の密度を、2.3 g/cm³と仮定した。

算出されたブーゲー異常を表5に示す。また、北端から南端に向かう距離に対するブー ゲー異常の変化を図9に示す。図9において、ブーゲー異常は東に向かって増大する。測 線全長12.5 km に対して、約44 mGal 程度増大する。測線西端からの距離が4.5 km 付近 までは増大の割合が比較的小さいのに対し、酒田衝上断層群を越える付近では増大の割合 が一度大きくなる。これより東方では、すぐ西側の酒田衝上断層群付近に比べれば小さい ものの、0~4.5 km 付近の西部に比べ、増大の割合が増す。西端からの距離11 km 付近 の青沢断層付近で段差状にブーゲー異常が増大し、さらに東方では、距離6~11 km 付近 以上の割合でブーゲー異常が増大する。酒田衝上断層群および青沢断層を横切ると、ブー ゲー異常の増大の割合が変化するのは、東側の浅部により密度の大きい地層が分布してい ることを示す。



図9 中野俣測線のブーゲー重力異常

表5 (その1) 中野俣測線におけるブーゲー異常

			陸域地形補	i正 1g/ccの場	易合 (mGal)	ブーゲー異常
測点番	絶対重力値	正規重力値				(mGal)
号	(mGal)	(mGal)	近傍(0~50	中距離(50	遠距離 (1~	補正密度
			m)	m∼1 km)	45 km)	2.20g/cc
7002	980076.86	980070.574	0.01	0.02	0.13	9.95
7003	980076.86	980070.573	0.02	0.02	0.13	10.01
7004	980076.94	980070.593	0.02	0.02	0.13	10.10
7005	980077.03	980070.630	0.01	0.02	0.14	10.15
7006	980077.20	980070.643	0.01	0.02	0.14	10.30
7007	980077.37	980070.630	0.02	0.01	0.14	10.46
7008	980077.31	980070.601	0.02	0.02	0.14	10.54
7009	980077.40	980070.559	0.02	0.02	0.15	10.75
7010	980077.55	980070.494	0.02	0.02	0.15	10.93
7011	980077.68	980070.438	0.01	0.02	0.15	11.13
7012	980077.82	980070.466	0.02	0.01	0.16	11.27
7013	980077.93	980070.553	0.01	0.01	0.16	11.35
7014	980078.24	980070.669	0.02	0.00	0.17	11.50
7015	980078.42	980070.767	0.02	0.00	0.17	11.60
7016	980078.59	980070.866	0.01	0.00	0.17	11.66
7017	980078.97	980070.955	0.01	0.00	0.18	11.99
7018	980079.23	980071.024	0.01	0.01	0.19	12.23
7019	980079.99	980071.161	0.00	0.01	0.19	12.43
7020	980080.35	980071.208	0.01	0.02	0.20	12.82
7021	980080.30	980071.310	0.01	0.03	0.20	13.00
7022	980080.21	980071.365	0.01	0.04	0.21	13.04
7023	980079.88	980071.460	0.01	0.06	0.21	13.15
7024	980080.02	980071.548	0.01	0.09	0.21	13.31
7025	980080.26	980071.672	0.02	0.10	0.22	13.51
7026	980080.41	980071.756	0.02	0.10	0.23	13.63
7027	980080.78	980071.826	0.03	0.07	0.23	13.94
7028	980081.09	980071.959	0.03	0.07	0.24	14.27
7029	980081.60	980072.076	0.01	0.05	0.25	14.67
7030	980082.58	980072.097	0.00	0.02	0.26	15.45
7031	980083.74	980072.098	0.00	0.01	0.27	16.66
7032	980084.61	980072.099	0.00	0.01	0.28	17.67
7033	980084.40	980072.065	0.01	0.03	0.28	17.94
7034	980085.15	980072.018	0.00	0.05	0.28	18.64
7035	980086.34	980071.964	0.00	0.08	0.29	20.13
7036	980087.58	980071.917	0.00	0.10	0.29	21.53
7037	980088.33	980071.864	0.00	0.09	0.29	22.76

表5 (その2) 中野俣測線におけるブーゲー異常

			陸域地形補	〕正 1g/ccの場	帚合(mGal)	ブーゲー異常
測点番	絶対重力値	正規重力値	V-1			(mGal)
号	(mGal)	(mGal)	近傍 (0~50 、	中距離 (50	遠距離(1~	補正密度
			m)	m∼1 km)	45 km)	2.20g/cc
7039	980091.05	980071.873	0.00	0.12	0.31	25.45
7040	980092.06	980071.850	0.00	0.07	0.32	26.56
7041	980092.47	980071.947	0.00	0.08	0.33	27.09
7042	980092.98	980072.027	0.00	0.08	0.33	27.71
7043	980093.56	980071.966	0.00	0.05	0.34	28.54
7044	980094.36	980071.976	0.00	0.04	0.36	29.39
7045	980094.70	980072.005	0.00	0.03	0.36	29.84
7046	980095.00	980072.039	0.00	0.02	0.37	30.42
7047	980095.49	980072.074	0.00	0.02	0.38	31.03
7048	980095.93	980072.110	0.00	0.03	0.39	31.63
7049	980095.50	980072.052	0.02	0.03	0.39	32.31
7050	980096.32	980071.936	0.01	0.05	0.41	32.75
7051	980096.27	980071.933	0.00	0.04	0.42	33.21
7052	980096.46	980072.006	0.00	0.03	0.44	33.70
7053	980096.92	980072.087	0.00	0.03	0.45	34.20
7054	980097.06	980072.170	0.00	0.03	0.46	34.70
7055	980097.38	980072.234	0.00	0.03	0.48	35.34
7056	980098.07	980072.266	0.00	0.04	0.50	36.15
7057	980098.27	980072.298	0.01	0.05	0.52	36.78
7058	980098.68	980072.360	0.01	0.06	0.54	37.59
7059	980099.37	980072.416	0.01	0.07	0.57	38.50
7060	980100.11	980072.466	0.00	0.06	0.61	39.24
7061	980100.62	980072.508	0.01	0.06	0.65	40.30
7062	980101.02	980072.473	0.00	0.10	0.70	41.38
7063	980101.28	980072.472	0.01	0.14	0.74	42.32
7064	980101.97	980072.272	0.03	0.25	0.77	43.75
7065	980101.83	980072.008	0.00	0.40	0.81	44.92
7066	980101.89	980071.850	0.04	0.37	0.90	46.26
7067	980101.98	980071.902	0.05	0.53	0.99	47.50
7068	980101.41	980071.941	0.08	0.62	1.04	48.01
7069	980101.34	980071.817	0.00	0.67	1.16	48.54
7070	980101.44	980071.871	0.03	0.64	1.18	49.12
7071	980100.99	980071.976	0.09	0.73	1.20	49.79
7072	980101.41	980072.076	0.01	0.91	1.22	51.31
7073	980102.06	980071.979	0.08	0.76	1.35	52.82
7074	980099.72	980072.096	0.01	0.99	1.26	53.56

問題③や問題④では、厚い堆積層とその中に伏在する活断層の存在形態を確認すること が重要であるので、それより地下深部に原因をもつ密度変化を取り除かなければならない。 そのため、東北地方を横断する方向の広域的なブーゲー異常変化を取り除く。図 10 は、地 質調査総合センター(2004)が公開しているデータを利用し、中野俣測線の南北方向の中 心、北緯 38 度 53 分 30 秒から±5分,つまり北緯 38 度 48 分 30 秒~38 度 58 分 30 秒の 間で、東西方向は東北日本全体を網羅するブーゲー異常の東西方向の変化を示す。これら のデータを解析する際には、公開データに含まれる水域地形補正を算入し、また、地形補 正やブーゲー補正の範囲は公開データの様式にしたがって 60 km とした。補正計算に用い る標準地層の密度は、中野俣測線に合わせて 2.3 g/cm³とした。

図 10 に示すように、東北地方におけるブーゲー異常の変化は、直線近似すると、西に向かって減少する。この変化率は、0.0007 mGal/m である。そこで、この変化率を広域的なトレンドとして、浅部構造の解析の際には除去することにする。計算上は、

(トレンド補正後の値)=(観測ブーゲー異常)-0.0007×(測定点の西端からの距離) である。計算結果を図 11 に示す。



図 10 中野俣付近(38°53.5')から南北に±5'の東北地方陸域のブーゲー異常 (補正密度=2.30 g/cm³, 青点で表示)および中野俣測線上での測定値(赤 点)



図 11 中野俣測線におけるトレンド補正前後のブーゲー重力異常

図 11 に示すようなトレンド補正後のブーゲー異常に適合するよう地下密度構造モデル を検討する。前述のように、新庄地域との地層の対比を考慮に入れて、5層モデルで検討 する。各層の密度は以下の通りである。

- 第1層 1.90 g/cm³ 庄内層群に相当
- 第2層 2.00 g/cm³ 観音寺層に相当
- 第3層 2.20 g/cm³ 楯山層・丸山層に相当
- 第4層 2.40 g/cm³ 草薙層・北俣層に相当
- 第5層 2.65 g/cm³ 青沢層に相当

なお、第5層は新庄地域では長尾層に相当するが、長尾層は泥岩を主体とする地層であ るのに対し、青沢層は玄武岩溶岩や玄武岩質火砕岩からなるので、長尾層よりやや大きい 値を設定した。密度構造から算出されるブーゲー異常は Talwani et al. (1959)の方法に基 づく、重力場解析ソフト LTC 社製 2 MOD を使用した。この際、background density は、 ブーゲー補正算出時に用いたのと同じ標準地層の密度 2.30 g/cm³とした。解析に当たって は、地表に分布する地質と矛盾の無いようにし、サブテーマ1で得られている反射法地震 探査による深度断面を参考にした。解析の結果を図 12、図 13 および図 14 に示す。図 12 にトレンド補正後の観測ブーゲー異常と密度構造から推定される計算ブーゲー異常を示し、 図 13 に密度構造図、図 14 に参考にした反射法地震探査による深度断面図を示す。地域全 域で、観測と計算ブーゲー異常はおおむねよい一致を示す。



図 12 中野俣測線における観測ブーゲー異常と密度構造モデルから推定される計算ブーゲー異常



図13 中野俣測線における密度構造モデル

地層との対応関係は、おおよそ第1層(2.90 g/cm³)が庄内層群、第2層 (2.00 g/cm³)が観音寺層、第3層(2.20 g/cm³)が楯山層・丸山層、第4 層(2.40 g/cm³)が草薙層・北俣層および第5層(2.65 g/cm³)が青沢層に 相当する。



図 14 中野俣測線における密度構造モデルと反射法地震探査のマイグレーション 後深度断面図の解釈の比較

図13の密度構造モデルから推定される断層構造を図14の反射法地震探査のマイグレー ション後の深度断面と比較する。図14では、酒田衝上断層群は2条の分岐した断層から 構成され、浅部で約45°、深部で約30°と低角で東に傾いている。この断層群は、青沢層 以上の地層群を大きく変位させ、この断層活動に伴って上盤側には背斜や向斜の地質構造 が形成されていることを強く示唆している。さらに、図13の密度構造モデルから東側の 青沢断層付近に密度構造の段差が推定されるが、これは青沢断層のうちでも地質図で示さ れる西側の断層に相当し、この段差が示すように、大きな変位が認められる。これらの断 面では必ずしも明らかではないが、酒田衝上断層群より青沢断層の方がやや傾斜角が大き いことから、さらに深部では一つの断層に収斂する可能性がある。一方、酒田衝上断層群 の下盤側では、第4層、つまり草薙層以上に相当する地層が草薙相当層の層理面に大きく 斜交しない断層により断ち切られると解釈できる。これは、草薙層など泥質岩がディタッ チメント断層を形成していることを示唆する。

このように今回得られた密度構造モデルから推定される地質構造と、サブテーマ1において反射法地震探査断面から推定される断層構造とは大局的によい一致を示す(図13、図14)。

(d) 結論ならびに今後の課題

稠密重力調査により、中野俣測線のブーゲー異常の変化が明らかになった。中野俣測線で は、ブーゲー異常は酒田衝上断層群および青沢断層周辺で急変し、密度の異なる地層がこれ らの断層を挟んで接しており、より東側ほど密度の大きい層が分布することを示す。密度構 造モデルからは、酒田衝上断層群は2条の断層からなり、東に45°~30°で傾斜すると推定 される。青沢断層については、変位の大きい断層1条が推定され、地下では酒田衝上断層群 と収斂し、一つの断層となる可能性がある。また、酒田衝上断層群から派生したディタッチ メント断層が存在し、その上位の地層を変位している可能性を示す。

今後の課題として、大局的には、反射法地震探査による断層構造や地質構造は、重力調査 に基づく結果と主要な断層の位置関係や地質分布と同じである。ただし、詳細には地下にお ける断層や地質分布が完全に一致はしていない。今後、重力調査に基づく、密度構造モデル について、この点を踏まえて、さらに改善が望まれる。

(e) 引用文献

地質調査総合センター、日本重力 CD-ROM 第2版, 2004.

- 池辺 穣・大沢 穠・井上寛生,酒田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図
 幅),地質調査所,42 p.,1979.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. and Gregory, A. R., Formation velocity and density The diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophys., 39, 770-780, 1974.
- 佐藤比呂志・八木浩司・池田安隆・今泉俊文・荻野スミ子・宮内崇裕・戸田 茂・平野信 ー・松多信尚・越後智雄・田力正好・井川 猛・酒井隆太郎・新庄 97 反射法地震探査 グループ,新庄盆地東部佳津褶曲群を横切る反射法地震探査. 地震研究所彙報, 81, 157-169, 2006.
- Talwani, M., Worzel, J. M., Landisman, M., Rapid Gravity Computations of twodimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Jour. Geophys. Res., 64, 49-59, 1959.
- 土谷信之,大沢地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,85p., 1989.

(3) 平成 29~令和元年度の成果

(a) 業務の要約

サブテーマ2では、本課題で解決すべき上記の4つの問題のうち、問題①逆断層・横ず れ断層の構造とすべり分配の典型例として、琵琶湖西岸断層帯・花折断層帯などを対象に して、また、問題②傾斜する横ずれ断層の構造の典型例として、中央構造線断層帯(四国 地域)を対象にして、さらに、問題③厚い堆積盆縁辺部での複雑な逆断層および断層関連 褶曲の構造および④伏在活断層の検出を目的として、庄内平野東縁断層帯・青沢断層を対 象にして、変動地形・地質構造を検討するとともに、高分解能反射法地震探査に合わせて 重力調査を行った。問題①については、平成29年度に実施された調査結果に基づき、地形 補正を施したブーゲー異常を算出した。問題②については、愛媛県西条市周辺で中央構造 線を横切る測線において、平成 30 年度に実施された調査時の測線を南方に延長し、さら に、精度を高めるために標高と重力の再測定を行い、同測線沿いに標準で約 200 m、活断 層付近で 100 m の測定間隔で、稠密重力補足調査を行った。その結果、同測線沿いにおけ るブーゲー重力異常の変化が明らかになり、サブテーマ5に地下密度構造モデルを提供し た。問題③および問題④については、令和元年度に、山形県酒田市周辺で庄内平野東縁断 層帯・青沢断層を横切る測線上で、200m間隔を標準的な測定間隔として稠密重力調査を 行った。その結果、同測線沿いにおけるブーゲー重力異常の変化が明らかになり、サブテ ーマ5に地下密度構造モデルを提供した。

(b) 業務の実施方法

問題①~④のいずれについても、ブーゲー異常の計算は、通常の方法(地質調査総合センター,2004)に従い、得られた読み取り値に対して、器械高補正、ドリフト補正、地形補正、緯度補正(正規重力値との差の算出)、大気補正、フリーエア補正、ブーゲー補正を行うことにより算出した。なお、潮汐補正は使用した重力計CG-5に内蔵されている補正機能によっている。地形補正は、測定点の両側50m範囲のスケッチに基づく陸域近傍補正、50m~1km範囲の陸域中距離補正および1km~45km範囲の陸域遠距離補正を行った。ブーゲー補正は球面補正とし、補正範囲は45kmとした。

問題①に関して、滋賀県安曇川沿いに設定された花折断層および琵琶湖西岸断層帯上寺 断層を横切る測線(以下、「安曇川測線」)で重力異常の一つであるブーゲー異常を計算し た。ブーゲー異常計算の計算時の地形補正およびブーゲー補正の際には、古琵琶湖層群な どの比較的新期の地質の影響を明瞭にするため、標準地層の密度を、2.2 g/cm³にした。こ れは、サブテーマ1による安曇川測線における屈折トモグラフィーの結果に基づいて決定 した。同トモグラフィーの結果では、測線東部でP波速度 2.0~3.0 km/s の層が厚さを増 す。この部分が古琵琶湖層群に概ね対応すると考え、その速度の平均的な値から、Gardner et al. (1974)のP波速度と密度の関係式に基づいて、2.2 g/cm³とした。

このようにして得られたブーゲー異常に対して、断層や地層分布との関係を示した。この結果に後述の理由でトレンド補正を施し、それを満足する地下密度構造モデルを2層および3層の場合について提示した。

問題②に関して、稠密重力調査の測線は、中央構造線断層帯を横切る測線で、サブテーマ1の反射法地震探査測線より南方に 1.5 km 程度延長し、愛媛県西条市付近に設定し、 重力異常の一つであるブーゲー異常を計算した。平成 30 年度の調査では、測線長は反射 法地震探査測線とほぼ同一であったが、この際の解析結果から、南部に分布する三波川変 成岩類は大きく密度の異なる岩石からなり、ブーゲー異常に影響を与える可能性があるこ とから、三波川変成岩類の測定値を局所化しないよう、南方に延長した。さらに、この調 査に合わせて、より精度の高いブーゲー異常の算出のためには、より精度の高い標高値が 必要であることが指摘されていたため、標高および絶対重力値を補足的に再測定した。こ の測線(以下、「A測線」)における重力の測定間隔は標準を約 200 m とし、活断層周辺で は約 100 m に設定した。重力測定にはシントレックス重力計と RTK-GPS 装置を用いた (図 15、図 16)。



図 15 シントレックス重力計 CG-5



図 16 Hemisphere 社製 RTK-GPS 装置

A測線の近隣地域に既知の重力基準点が存在しないため、愛媛県東温市内の既知基準点 として一等重力基準点(電子基準点(付))950433Aを用い、これと現地に設けた仮基準 点の間を閉合測定し、仮基準点の絶対重力値を決定した。

測定点の位置情報は、GNSS測量により、取得データは、経度、緯度、標高およびGNSS 測量における諸情報(測定日時、水平標準偏差、垂直標準偏差、衛星数、PDOP値等)であ る。測定点における重力に関わる情報は、重力測定値、器械高、起伏の一番大きい方向50 m範囲のスケッチである。重力値は、1回あたり1分間60測定し、この平均値を求め、X方 向およびY方向の傾きのtiltの値は10秒角を越えないようにし、潮力補正は組み込まれたソ フトウェアを使用した。通常の測定点では2回測定し、両者の平均値の差が20µGalを越え ないようにし、現地基準点では、3回測定し、それらの平均値の差が30µGalを越えないよ うにした。

ブーゲー異常計算時の地形補正およびブーゲー補正の際に、地域は離れているが、伊藤・他(1996)と同様に本地域の標準地層の密度を、2.5 g/cm³にした。

このようにして得られたブーゲー異常に対して、断層および地質分布との関連性を示した。さらに、この結果を満足する地下密度構造モデルをサブテーマ5に提示した。

問題③および問題④に関して、稠密重力調査の測線は、庄内盆地東縁断層帯および青沢 断層を横切る測線で、山形県酒田市中野俣周辺に設定し(以下、「中野俣測線」)、重力 異常の一つであるブーゲー異常を計算した。本測線は、サブテーマ1の反射法地震探査測 線をさらにより東方に2km程度延長し、青沢断層を越えて東側の中新統青沢層の分布域に 達するように設定した。

この測線における重力の測定間隔は標準を約200 mとした。重力測定にはシントレック ス重力計、RTK-GPS装置(図15、図16)および電子レベル(Leica社製Sprinter)を用い た。解析に用いた重力測定点の総数は、73点である。

中野俣測線の近隣地域に既知の重力基準点が存在しないため、山形県酒田市内の既知基 準点として一等重力基準点(電子基準点(付))940032Aを用い、これと現地の四等三角 点(TR4584020810)上に設けた仮基準点の間を閉合測定し、仮基準点の絶対重力値を決 定した。

測定点の位置情報は、GNSS測量および水準測量と重力計に付属するGPSにより取得した。GNSS測量による取得データは、経度、緯度、標高およびGNSS測量における諸情報(測定日時、水平標準偏差、垂直標準偏差、衛星数、PDOP値等)である。GNSS測量が難しい地点では、水準測量と重力系に付属するGPSにより、標高を電子レベルに、緯度経度を重力計のGPSによった。測定点における重力に関わる情報は、重力測定値、器械高、起伏の一番大きい方向50m範囲のスケッチである。重力値は、1回あたり1分間60測定し、この平均値を求め、X方向およびY方向の傾きのtiltの値は10秒角を越えないようにし、潮力補正は組み込まれたソフトウェアを使用した。通常の測定点では2回測定し、両者の平均値の差が20µGalを越えないようにし、現地基準点では、3回測定し、それらの平均値の差が30µGalを越えないようにした。

ブーゲー異常計算時の地形補正およびブーゲー補正の際に、標準地層の密度を、2.3 g/cm³にした。これは、本測線周辺に分布する地層とほぼ同様な年代・岩相の地層が分布す る新庄地域の情報に基づいて設定した。同地域を含む地域において実施された「東北日本 横断地殻構造探査」によって得られた速度構造、および稠密反射法地震探査およびボーリ ング掘削資料の検討から得られた詳細な地質断面(佐藤・他、2006)により、本地域を構 成する地層のP波速度を推定すると、概ね1.8 km/s~5.5 km/sである。これをGardner et al. (1974)のP波速度と密度の関係式に基づいて計算すると、1.89 g/cm³~2.66 g/cm³であ り、これらの地層がいずれも地表まで分布していることから、標準地層推定の際の仮定密 度として、2.3 g/cm³と設定した。

このようにして得られたブーゲー異常に対して、断層や地層分布との関係を示した。この結果に後述の理由でトレンド補正を施し、それを満足する地下密度構造モデルをサブテーマ5に提示した。

(c) 業務の成果

問題①に関して、安曇川測線における重力調査および解析結果を以下に示す。既知重力 基準点は京都市内の一等重力基準点(電子基準点(付))960643Aを用いた。同点の諸元 は表6に示す通りである。また、同点の位置を図17に示す。

一等重力点(電子基準点	960643A
(付))	
基準点コード	G1E000960643A
等級種別	一等重力点(電子基準点(付))
基準点名	960643A
20 万分の1 地勢図名	京都及び大阪
5万分の1地形図名	京都東北部
緯度	35°03′11″.2979
経度	135°46′23″.8624
標高 (m)	70.204 m
重力鉛直勾配(mGal/m)	0.0000 mGal/m
重力值 (mGal)	979709.72 mGal
ブーゲー異常	-12.77 mGal
エポック	0
作業内容	改算
作業年月日	20161201

表6 調査に使用した一等重力点の諸元



図 17 一等重力基準点 960643A 位置図

重力測定のための仮基準点は、安曇川測線沿いの滋賀県高島市安曇川町市下古賀 1182

にある旧広瀬小学校敷地内に設けた。仮基準点の位置情報は以下の通りである。また、仮 基準点の位置を図 18 に、現地写真を図 19 に示す。仮基準点の位置情報は以下の通りであ る。

- ・緯度 35°21′23″.5841
- ・経度 135°59′20″.8235
- ・標高(m) 117.407 m



図 18 重力仮基準点位置図



図 19 仮基準点写真

仮基準点の重力値は京都市内の一等重力基準点 960643A との閉合測定に基づき決定した。その際の、重力計の測定値(読み値)を表7に示す。なお、重力測定は各点において 複数回実施しているが、表7では、器械の傾きが最も小さいものを採用し、表示している。

測定点番号	重力読み値 (mGal)	標準偏差	傾きX	傾きY	潮汐補正 (mGal)	測定時間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	備考
G90001	4653.069	0. 071	2. 7	-4. 7	0.016	120	0:33:00	2018/3/15	一等重力点 960643A
G10001	4648. 012	0. 013	0	0	0. 021	120	3:14:42	2018/3/15	仮重力点
G90002	4653. 219	0. 022	-5.8	-5. 1	-0. 058	120	6:09:46	2018/3/15	一等重力点 960643A

表7 一等重力点と仮基準点の閉合測定結果

安曇川測線における重力測定は、104 点で行い、このうち 95 点は測線沿いにほぼ 200 m 間隔に設定し、琵琶湖西岸断層帯を付近では、測定点間隔を約 100 m とした。重力測定は、 一日3回仮基準点において測定を実施し、器械の内部的理由で発生するドリフト影響を少 なくするようにした。測定点の位置を図 20 に、その拡大図を図 21 に、位置情報を表 8 に、 重力測定結果を表 9 に、重力測定時の器械高を表 10 に、ブーゲー異常の計算結果を表 11 に示す。計算に当たっては、この器械高に、重力計内部でのセンサーまでの高さ 0.089 m を加えてある。なお、表 8 における X 座標および Y 座標の値は、国土交通省による平面直 角座標系 VI 系の値である。



図 20 安曇川測線重力測定点位置図(全体)



図 21 (その1) 安曇川測線重力測定点位置図(東側)



図21(その2) 安曇川測線重力測定点位置図(西側)

表8(その1) 安曇川測線における重力測定点の位置

測定点番号	X座標(m)	Y座標(m)	緯度(゜)	経度(゜)	標高(m)
G10001	-71385. 421	-989.003	35. 35655114	135. 9891176	117. 407
G1	-73486. 173	4119.047	35. 33760650	136. 0453128	97.470
G2	-73418. 456	3931.385	35. 33821767	136. 0432487	98.004
G3	-73351.139	3743. 687	35. 33882521	136. 0411841	98.622
G4	-73261.570	3568. 168	35. 33963324	136. 0392537	99. 320
G5	-73145.850	3389. 646	35. 34067699	136. 0372902	97.980
G6	-73085.633	3199. 020	35. 34122043	136. 0351933	100. 180
G7	-73002. 295	3025.902	35. 34197220	136. 0332891	101.119
G8	-72841.590	2899. 312	35. 34342120	136. 0318970	101.947
G9	-72687. 264	2773. 568	35. 34481269	136. 0305142	102. 581
G10	-72543. 754	2756. 243	35. 34610637	136. 0303240	96.071
G11	-72435. 789	2590. 766	35. 34708003	136. 0285038	97. 122
G12	-72294. 162	2409. 262	35. 34835714	136. 0265073	97. 951
G13	-72046. 668	2275. 023	35. 35058842	136. 0250311	98.393
G14	-72024. 426	2068. 791	35. 35078936	136. 0227620	99. 343
G15	-72013. 164	1879. 127	35. 35089126	136. 0206753	100. 445
G16	-71980. 398	1639. 045	35. 35118704	136. 0180338	102.060
G17	-72039. 403	1454. 170	35. 35065544	136. 0159996	103.090
G18	-72023.376	1285. 090	35. 35080014	136. 0141393	103. 556
G19	-72027. 502	1084. 938	35. 35076319	136. 0119371	104. 486
G20	-72005. 644	886. 375	35. 35096042	136. 0097524	107. 843
G21	-71910. 542	708. 946	35. 35181783	136. 0078003	107. 486
G22	-71825.608	530. 764	35. 35258355	136. 0058399	109. 207
G23	-71914. 177	354.019	35. 35178525	136. 0038952	108. 581
G24	-71856.974	158. 832	35. 35230094	136. 0017476	108.895
G25	-71793.263	-30. 280	35. 35287526	135. 9996668	109. 391
G26	-71728. 400	-222. 779	35. 35345992	135. 9975488	110. 157
G27	-71664.310	-412.516	35. 35403758	135. 9954611	111.156
G28	-71599.031	-606. 541	35. 35462592	135. 9933262	112. 290
G29	-71529.574	-799. 569	35. 35525189	135. 9912022	113. 920
G30	-71677.627	-932.592	35. 35391719	135. 9897387	116.645
G31	-71970.018	-1076.867	35. 35128137	135. 9881516	119.467
G32	-71940.671	-1269.810	35. 35154568	135. 9860287	121.497
G33	-71863.968	-1444. 852	35. 35223686	135. 9841026	121.401
G34	-71704.301	-1566. 708	35. 35367595	135. 9827616	120. 638

測定点番号	X座標(m)	Y座標(m)	緯度(゜)	経度(゜)	標高(m)
G35	-71636.003	-1735. 188	35. 35429132	135. 9809076	118. 444
G36	-71659. 199	-1918. 127	35. 35408190	135. 9788948	119.087
G37	-71560. 159	-2090. 493	35. 35497432	135. 9769980	119. 688
G38	-71446. 417	-2274. 170	35. 35599921	135. 9749767	121.377
G39	-71320. 645	-2432. 446	35. 35713257	135. 9732347	123. 374
G40	-71166. 342	-2559. 617	35. 35852317	135. 9718349	123.661
G41	-71027. 419	-2704. 664	35.35977507	135. 9702384	124. 813
G42	-70890. 749	-2849. 728	35. 36100664	135. 9686417	126. 389
G43	-70790. 930	-3018. 702	35.36190593	135. 9667819	126. 238
G44	-70779. 791	-3216. 510	35. 36200572	135. 9646052	127. 708
G45	-70814.467	-3416. 491	35.36169248	135. 9624047	130. 931
G46	-70896. 250	-3582. 148	35.36095469	135. 9605822	131. 491
G47	-70806. 718	-3760. 639	35. 36176109	135. 9586177	131. 229
G48	-70682. 182	-3922. 802	35.36288306	135. 9568326	132.086
G49	-70531.896	-4057. 178	35. 36423723	135. 9553532	133. 958
G50	-70393. 185	-4200. 972	35. 36548700	135. 9537701	142. 021
G51	-70336. 253	-4391.818	35.36599937	135. 9516696	149.680
G52	-70358.534	-4529. 265	35. 36579791	135. 9501572	146. 136
G53	-70259. 829	-4715. 755	35.36668680	135. 9481044	145. 109
G54	-70359.097	-4905. 216	35. 36579106	135. 9460200	155. 180
G55	-70433. 985	-5078. 499	35. 36511514	135. 9441135	161.032
G56	-70279. 715	-5168. 111	35.36650530	135. 9431264	155. 503
G57	-70166. 891	-5334. 055	35. 36752144	135. 9412995	156.891
G58	-70050. 144	-5473. 080	35. 36857307	135. 9397688	157. 778
G59	-69892.838	-5578. 692	35. 36999047	135. 9386055	148.974
G60	-69982.066	-5774. 777	35. 36918504	135. 9364481	146.657
G61	-69994.170	-5968. 528	35.36907479	135. 9343160	147. 740
G62	-69976.573	-6182. 728	35. 36923211	135. 9319586	153. 416
G63	-70129.024	-6318.357	35. 36785704	135. 9304672	159. 988
G64	-70993. 115	-6393. 656	35.36006748	135. 9296453	180.016
G65	-70969. 931	-6586. 520	35. 36027521	135. 9275228	181.075
G66	-71012.678	-6766. 448	35. 35988868	135. 9255433	182. 115
G67	-71033. 989	-6957.896	35.35969526	135. 9234368	181. 283
G68	-71111.079	-7092. 333	35. 35899941	135. 9219582	180. 772
G69	-71464. 958	-7263. 020	35. 35580825	135. 9200831	170. 921

測定点番号	X座標(m)	Y座標(m)	緯度(゜)	経度(゜)	標高(m)
G70	-71281. 333	-7401.059	35.35746246	135. 9185626	171.929
G71	-71091.138	-7394. 143	35.35917697	135. 9186370	174. 868
G72	-70907. 767	-7407. 817	35. 36082981	135. 9184848	183. 031
G73	-70705.862	-7366. 437	35.36265013	135. 9189383	185. 466
G74	-70518.325	-7252.677	35. 36434145	135. 9201885	179. 202
G75	-70319. 457	-7295. 170	35. 36613377	135. 9197191	179.033
G76	-70152. 279	-7373. 136	35.36764017	135. 9188596	180. 808
G77	-70136. 223	-7568. 128	35. 36778345	135. 9167136	183. 780
G78	-70312. 933	-7641.401	35.36618999	135. 9159089	192. 882
G79	-70378. 142	-7812. 370	35.36560086	135. 9140281	193.896
G80	-70419.970	-8009. 041	35.36522226	135. 9118642	196. 989
G81	-70499. 422	-8196. 570	35. 36450454	135. 9098014	194. 991
G82	-70301.011	-8283. 925	35. 36629233	135. 9088380	196. 902
G83	-70130.657	-8394.013	35. 36782701	135. 9076248	195. 131
G84	-69990. 823	-8534.027	35. 36908631	135. 9060825	198. 373
G85	-69976.327	-8768. 033	35.36921495	135. 9035071	201.774
G86	-69893.691	-8964.070	35. 36995811	135. 9013488	215. 816
G87	-69843.959	-9152.489	35.37040469	135. 8992747	218. 954
G88	-69852.066	-9341.786	35.37032986	135. 8971915	212. 504
G89	-69767.583	-9543.689	35.37108949	135. 8949685	211.364
G90	-69793.531	-9741.631	35.37085368	135. 8927904	211.660
G91	-69719. 494	-9972. 481	35. 37151878	135. 8902490	214. 948
G92	-69623.118	-10149. 593	35. 37238574	135. 8882986	215. 308
G93	-69523.982	-10310. 670	35. 37327772	135. 8865246	219. 179
G94	-69402.553	-10476. 739	35.37437057	135. 8846954	224. 596
G95	-69281.633	-10636.075	35.37545888	135. 8829402	231. 231
G101	-72922. 195	2959. 438	35. 34269444	136. 0325582	101.575
G102	-72755. 696	2838. 568	35. 34419564	136. 0312290	102. 298
G103	-72479. 263	2677. 828	35.34668792	136. 0294615	96.865
G104	-72359. 984	2493. 663	35.34776360	136. 0274357	97. 958
G105	-72066. 657	2374. 390	35.35040800	136. 0261243	97. 476
G106	-72034. 885	2168. 293	35.35069487	136. 0238568	99. 282
G107	-72016.018	1987. 979	35.35086532	136. 0218729	99.637
G108	-72005. 886	1755. 331	35.35095709	136. 0193132	101.290
G109	-72034. 249	1528. 703	35. 35070179	136. 0168197	102.677

表9(その1) 安曇川測線における重力測定結果

測定点番号	重力読み値	標準偏差	傾きX	傾きY	潮汐補正	測定時間	測定時刻	測定日	備考
010001	(mGal)	0.000		0.1	(mGal)	(秒)	02:10:14	UTC 2010/2/15	/二甘祥上
G10001	4048. 029	0.083	-5.5	-0.1	-0. 032	60	23.12.14	2018/3/15	収奉华泉
01	4030.310	0.117	-1.0	1.0	-0.013	00	23.42.02	2010/3/10	
u3 04	4038.490	0.117	Z. 3	-0.8	0.000	00	0.10.19	2018/3/10	
04 CF	4038.011	0.112	4.0	-5.3	0.013	00	0.28.23	2018/3/10	
65	4639.237	0. 204	1. Z	-1.5	0.022	60	0.44.08	2018/3/16	
07	4039.140	0. 147	-3.0	-2.9	0.029	00	0.09.32	2018/3/10	
u/	4039.409	0.150	-1.1	-3.4	0.030	00	1.10.49	2018/3/10	
48 00	4039.700	0.110	-1.3	Z. 4	0.040	00	1.40.31	2018/3/10	
69	4640.175	0.112	1.3	5.5	0.048	60	1.58.2Z	2018/3/16	
010001	4048.013	0.095	1.0	-4.5	0.000	00	2.22.43	2018/3/10	収奉华品
011	4041.834	0. 101	-Z. Z	-2.8	0.030	00	3.41.13	2018/3/10	
010	4042.415	0. 121	-2.6	-4. /	0.030	60	3.50.21	2018/3/16	
012	4042. 941	0. 272	Z. I	-2.0	0.020	00	4.10.32	2018/3/10	
613	4043.313	0.182	-2.5	-5.7	0.001	60	4.50.56	2018/3/16	
614	4644.067	0. 182	0.0	-4.8	-0.008	60	5.07.14	2018/3/16	
G15	4644. 822	0.279	0.0	2.6	-0.023	60	5:31:24	2018/3/16	
G16	4645. 924	0. 154	4.4	-4.3	-0.032	60	5:45:53	2018/3/16	
GI /	4646. 452	0.112	1.5	-3.8	-0.041	60	6:00:14	2018/3/16	
G18	4647.535	0.103	0.2	-1.8	-0.055	60	6:26:41	2018/3/16	
G19	4649.031	0. 126	3.1	-2.2	-0.062	60	6:41:10	2018/3/16	
G20	4649. 439	0.159	0.2	-3.0	-0.068	60	6:52:40	2018/3/16	/= ++ ;# E
G10001	4648. /38	0. 121	0.0	0.7	-0.077	60	/:21:2/	2018/3/16	仮基準点
G10001	4649.142	0.094	1.0	1.0	-0. 043	60	23:13:27	2018/3/16	仮基準点
G20	4649.857	0.075	0.0	0.9	-0. 026	60	23:38:32	2018/3/16	冉測
G21	4649.628	0.069	3.5	-1.4	-0.010	60	0:01:51	2018/3/17	
G22	4649. 188	0.097	-1.4	1.3	0.000	60	0:16:22	2018/3/17	
G23	4649.551	0.07	-1.7	0.0	0.017	60	0:43:22	2018/3/17	
G24	4649.493	0.06	1.0	1.2	0.026	60	0:55:37	2018/3/17	
G25	4649. 533	0.09	-0.1	-0.5	0.034	60	1:09:17	2018/3/17	
G26	4649.493	0.084	0.9	1.1	0.044	60	1:29:00	2018/3/17	
G27	4649. 337	0.082	-0.5	0.0	0.050	60	1:40:09	2018/3/17	
G28	4649. 283	0.076	-0.4	0.7	0. 055	60	1:53:25	2018/3/17	
G29	4649. 317	0.044	2.7	4.8	0.061	60	2:12:29	2018/3/17	
G10001	4649. 213	0.063	1.0	1.5	0.066	60	2:34:35	2018/3/17	仮基準点
G30	4648.669	0.06	-1.1	-6.0	0. 057	60	3:54:29	2018/3/17	
G31	4647.936	0.064	-2.1	-1.1	0. 049	60	4:16:13	2018/3/17	
G32	4648. 145	0.132	0.2	-3.3	0.041	60	4:30:40	2018/3/17	
G33	4648.906	0.053	-4.7	4.6	0.032	60	4:46:56	2018/3/17	
G34	4649.578	0.065	-4.7	-8.1	0.019	60	5:07:53	2018/3/17	
G35	4650. 714	0.071	1.1	-4.3	-0.003	60	5:43:07	2018/3/17	
G36	4651.152	0.062	-0.1	2.2	-0.018	60	6:03:00	2018/3/17	
G37	4651.147	0.057	0.7	-3.8	-0. 028	60	6:18:02	2018/3/17	
G38	4651.147	0.067	3.6	-0.6	-0. 038	60	6:33:09	2018/3/17	
G39	4651.552	0. 051	1.1	-2.4	-0. 052	60	6:55:09	2018/3/17	
G40	4652.566	0.059	-0.6	-4.1	-0.059	60	7:05:46	2018/3/17	
G41	4652.460	0.049	1.0	-0.9	-0.067	60	7:21:55	2018/3/17	
G42	4651.608	0.039	1.1	0.4	-0. 072	60	7:31:53	2018/3/17	
G43	4651.785	0. 042	-1.0	-1.1	-0. 078	60	7:44:44	2018/3/17	
G44	4652.001	0. 033	-1.3	-1.2	-0. 082	60	7:56:34	2018/3/17	
G10001	4649. 378	0.045	0.0	-2.9	-0. 088	60	8:22:10	2018/3/17	仮基準点

表9(その2) 安曇川測線における重力測定結果

測定点番号	重力読み値 (mGal)	標準偏差	傾きX	傾きY	潮汐補正 (mGal)	測定時間 (秋)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	備考
G10001	4649. 737	0.034	-1.0	1.1	-0. 075	60	22:38:02	2018/3/17	仮基準点
G44	4652. 384	0.029	0.3	2. 1	-0. 064	60	22:59:26	2018/3/17	再測
G45	4652.011	0.035	-1.8	1.4	-0. 058	60	23:10:05	2018/3/17	
G46	4651.818	0. 029	-1.5	1.0	-0. 047	60	23:28:11	2018/3/17	
G47	4651.575	0.03	2.7	0.4	-0. 037	60	23:41:31	2018/3/17	
G48	4651.844	0. 028	0.3	0.0	-0. 026	60	23:56:56	2018/3/17	
G49	4652. 039	0.017	-3.0	1.9	-0. 014	60	0:13:33	2018/3/18	
G50	4651. 188	0. 023	2.9	1.1	-0. 002	60	0:28:47	2018/3/18	
G51	4650. 169	0. 029	-0.4	1.5	0.007	60	0:43:16	2018/3/18	
G52	4650. 994	0. 02	1.3	-4.3	0. 022	60	1:02:29	2018/3/18	
G53	4651. 307	0. 02	0.0	-2.1	0. 032	60	1:16:49	2018/3/18	
G54	4649. 674	0. 023	4.3	-0.6	0. 050	60	1:44:08	2018/3/18	
G55	4648. 561	0. 028	0.9	-1.8	0.057	60	1:57:14	2018/3/18	
G10001	4649. 833	0. 021	1.8	-0.5	0.073	60	2:31:48	2018/3/18	仮基準点
G56	4649. 268	0. 041	3.0	-2.4	0.079	60	4:01:48	2018/3/18	
G57	4649. 267	0. 021	2.5	0.3	0.074	60	4:21:54	2018/3/18	
G58	4649. 207	0. 018	-2.2	-0.5	0.067	60	4:39:43	2018/3/18	
G59	4650. 277	0.013	5.0	2. 0	0.059	60	4:55:13	2018/3/18	
G60	4651.811	0. 041	-2.2	-1.3	0. 053	60	5:06:59	2018/3/18	
G61	4651.854	0. 025	-1.5	-7.2	0. 046	60	5:18:07	2018/3/18	
G62	4650.846	0. 03	-4.7	2. 1	0. 023	60	5:50:29	2018/3/18	
G63	4649. 754	0. 025	2.5	-0.4	0.013	60	6:04:46	2018/3/18	
G64	4644. 683	0. 024	2.5	-4.6	-0. 002	60	6:26:10	2018/3/18	
G65	4644. 624	0.015	-2.9	1.6	-0. 026	60	6:58:08	2018/3/18	
G66	4644. 585	0. 023	-0.1	-0.9	-0. 034	60	7:09:18	2018/3/18	
G67	4645. 238	0.015	0.6	1.2	-0. 042	60	7:20:48	2018/3/18	
G68	4645. 612	0.016	4.1	0.0	-0. 050	60	7:31:25	2018/3/18	
G69	4644. 834	0. 032	0.1	4.4	-0. 059	60	7:47:00	2018/3/18	
G10001	4650.002	0.013	1.3	-1.4	-0. 078	60	8:24:11	2018/3/18	仮基準点
G10001	4650. 362	0. 052	0.0	-0.7	-0. 085	60	22:31:06	2018/3/18	仮基準点
G69	4645. 231	0.036	3.5	-3.4	-0. 076	60	22:54:55	2018/3/18	
G70	4646. 703	0.062	1.0	-0.9	-0. 068	60	23:12:57	2018/3/18	
G71	4647. 733	0.018	-1.6	-0.1	-0. 062	60	23:24:57	2018/3/18	
G72	4646. 779	0. 029	3.3	-3.1	-0. 051	60	23:41:56	2018/3/18	
G73	4646. 693	0.017	2.7	-4.2	-0. 042	60	23:56:12	2018/3/18	
G74	4647.741	0.053	-1.3	1.5	-0. 033	60	0:07:50	2018/3/19	
G75	4648.055	0.031	5.2	-0.3	-0. 024	60	0:20:58	2018/3/19	
G76	4647.665	0.013	-0.7	0.1	-0.011	60	0:37:32	2018/3/19	
G77	4647.021	0.022	-0.7	-1.7	-0. 002	60	0:49:19	2018/3/19	
G78	4646. 635	0.02	-3.0	1.5	0.008	60	1:02:03	2018/3/19	
G79	4646. 255	0.016	2.3	-0.8	0.022	60	1:19:40	2018/3/19	
G80	4644. /8/	0.014	2.0	-3.9	0.033	60	1:34:09	2018/3/19	
681	4646.854	0.019	4.6	0.8	0.044	60	1:48:53	2018/3/19	
610001	4650. 464	0.019	-0.1	0.0	0.0/3	60	2:34:39	2018/3/19	収基準点
682	4646.054	0.02	0.3	0.4	0.096	60	4:13:11	2018/3/19	
683	4648.044	0.019	-1.5	-4.2	0.095	60	4:23:53	2018/3/19	
G84	4648.068	0.014	-1.9	-1.1	0.093	60	4:34:46	2018/3/19	
685	4647.924	0.03	0.7	3.0	0.085	60	5:02:18	2018/3/19	
G86	4645.631	0.013	2.2	-2.2	0.079	60	5:15:37	2018/3/19	
G87	4644.889	0.019	-1.9	-0.4	0.071	60	5:29:59	2018/3/19	

測定点番号	重力読み値 (mGal)	標準偏差	傾きX	傾きY	潮汐補正 (mGal)	測定時間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	備考
G88	4646.098	0. 02	2.4	-2.8	0.064	60	5:42:54	2018/3/19	
G89	4646. 438	0. 02	0.6	2.7	0.050	60	6:05:21	2018/3/19	
G90	4646. 439	0. 027	-2.7	-0.6	0.040	60	6:18:31	2018/3/19	
G91	4645.600	0. 028	-1.0	-1.7	0.027	60	6:36:18	2018/3/19	
G92	4645. 780	0. 039	-2.2	-3.8	0.017	60	6:48:49	2018/3/19	
G93	4645.367	0. 026	2.4	-1.5	0.007	60	7:02:09	2018/3/19	
G94	4643.832	0. 041	-0.9	-0.9	-0.008	60	7:23:12	2018/3/19	
G95	4642.510	0. 035	0.0	0.9	-0.021	60	7:39:39	2018/3/19	
G10001	4650.613	0. 033	0.0	-0.4	-0.047	60	8:15:34	2018/3/19	仮基準点
G10001	4651.003	0. 082	-2.5	2.6	-0.077	60	23:13:00	2018/3/19	仮基準点
G7	4641.889	0.135	1.7	1.7	-0.066	60	23:37:42	2018/3/19	再測
G101	4642.034	0.133	0.9	-0.1	-0.060	60	23:49:22	2018/3/19	
G102	4642.334	0. 125	-2.5	-0.8	-0.050	60	0:06:24	2018/3/20	
G103	4644. 502	0. 129	0.8	-0.9	-0.036	60	0:27:15	2018/3/20	
G104	4645.105	0. 108	-0.5	-2.7	-0.027	60	0:39:21	2018/3/20	
G105	4645.769	0. 088	0.3	0.4	-0.014	60	0:56:05	2018/3/20	
G106	4646.059	0. 087	-0.3	0.9	-0.006	60	1:06:27	2018/3/20	
G107	4646.798	0.136	1.2	-0.5	0.009	60	1:27:07	2018/3/20	
G108	4647.681	0. 124	0.0	3.8	0.022	60	1:42:30	2018/3/20	
G109	4648.472	0. 087	0.0	0.2	0.030	60	1:52:50	2018/3/20	
G17	4648.814	0.114	-1.5	1.0	0.039	60	2:03:53	2018/3/20	再測
G10001	4651.078	0.14	-0.6	-0.2	0.050	60	2:19:23	2018/3/20	仮基準点
G2	4640.933	0. 147	-0.1	0.7	0.091	60	3:27:03	2018/3/20	
G33	4650.745	0. 128	1.7	1.0	0.099	60	3:48:58	2018/3/20	再測
G34	4651.453	0. 182	-0.6	0.8	0. 102	60	4:00:50	2018/3/20	再測
G35	4652.542	0. 126	1.1	1.1	0. 105	60	4:18:18	2018/3/20	再測
G60	4653.059	0. 105	-0.1	2.3	0. 107	60	4:38:43	2018/3/20	再測
G10001	4651.148	0. 125	3. 3	-2.2	0. 105	60	5:02:57	2018/3/20	仮基準点

表9(その3) 安曇川測線における重力測定

表 10 安曇川測線における重力測定点での重力計の器械高

測定点番号	器械高	測定点番号	器械高	測定点番号	器械高
G90001	0.17	G35	0.17	G71	0.17
G10001	0.16	G36	0.18	G72	0.18
G1	0.16	G37	0.18	G73	0.17
G2	0.17	G38	0.18	G74	0.16
G3	0.17	G39	0.17	G75	0.17
G4	0.17	G40	0.17	G76	0.17
G5	0.18	G41	0.17	G77	0.17
G6	0.16	G42	0.17	G78	0.17
G7	0.17	G43	0.17	G79	0.17
G8	0.16	G44	0.17	G80	0.18
G9	0.14	G45	0.17	G81	0.17
G10	0.17	G46	0.17	G82	0.17
G11	0.17	G47	0.18	G83	0.17
G12	0.17	G48	0.16	G84	0.17
G13	0.17	G49	0.17	G85	0.16
G14	0.17	G50	0.18	G86	0.16
G15	0.17	G51	0.17	G87	0.17
G16	0.18	G52	0.18	G88	0.16
G17	0.17	G53	0.17	G89	0.17
G18	0.17	G54	0.18	G90	0.17
G19	0.17	G55	0.17	G91	0.16
G20	0.16	G56	0.17	G92	0.17
G21	0.17	G57	0.17	G93	0.17
G22	0.17	G58	0.16	G94	0.16
G23	0.18	G59	0.17	G95	0.17
G24	0.17	G60	0.17	G101	0.14
G25	0.17	G61	0.18	G102	0.15
G26	0.17	G62	0.17	G103	0.17
G27	0.17	G63	0.17	G104	0.17
G28	0.17	G64	0.17	G105	0.17
G29	0.17	G65	0.16	G106	0.17
G30	0.17	G66	0.17	G107	0.18
G31	0.17	G67	0.17	G108	0.17
G32	0.18	G68	0.17	G109	0.16
G33	0.17	G69	0.18		·
G34	0.18	G70	0.17		

表11(その1) 安曇川測線におけるブーゲー異常の計算結果

			陸域地形補正 1g/ccの場合			ブーゲー異常
測点番	絶対重力値	正規重力値		中距離 (50	遠距離 (1~	(mGal)
号	(mGal)	(mGal)	近傍 (0~50	m \sim 1 km)	45 km)	補正密度
			m) (mGal)	(mGal)	(mGal)	2.20g/cc
G1	979694.35	979762.477	0.06	0.02	0.13	-45.73
G2	979694.41	979762.529	0.06	0.02	0.14	-45.61
G3	979694.52	979762.581	0.04	0.02	0.14	-45.44
G4	979694.64	979762.650	0.04	0.02	0.14	-45.23
G5	979695.26	979762.739	0.03	0.01	0.15	-45.02
G6	979695.15	979762.786	0.06	0.02	0.15	-44.62
G7	979695.46	979762.850	0.02	0.02	0.15	-44.26
G8	979695.75	979762.973	0.03	0.02	0.15	-43.88
G9	979696.15	979763.092	0.04	0.02	0.16	-43.45
G10	979697.75	979763.202	0.05	0.00	0.16	-43.36
G11	979698.32	979763.285	0.00	0.00	0.17	-42.73
G12	979698.85	979763.394	0.00	0.00	0.17	-42.13
G13	979699.21	979763.585	0.00	0.00	0.18	-41.84
G14	979699.95	979763.602	0.00	0.01	0.19	-40.88
G15	979700.70	979763.610	0.00	0.01	0.20	-39.89
G16	979701.80	979763.636	0.00	0.02	0.20	-38.42
G17	979702.32	979763.590	0.00	0.02	0.21	-37.62
G18	979703.40	979763.603	0.00	0.03	0.21	-36.43
G19	979704.89	979763.599	0.02	0.04	0.22	-34.66
G20	979705.29	979763.616	0.00	0.03	0.22	-33.59
G21	979705.06	979763.689	0.00	0.03	0.23	-33.95
G22	979704.61	979763.755	0.00	0.03	0.24	-34.08
G23	979704.97	979763.687	0.00	0.02	0.25	-33.81
G24	979704.90	979763.731	0.01	0.02	0.26	-33.82
G25	979704.94	979763.780	0.00	0.02	0.27	-33.71
G26	979704.88	979763.830	0.00	0.02	0.27	-33.63
G27	979704.73	979763.879	0.01	0.02	0.28	-33.59
G28	979704.67	979763.929	0.00	0.02	0.29	-33.45
G29	979704.70	979763.982	0.00	0.02	0.29	-33.12
G30	979704.01	979763.869	0.03	0.01	0.29	-33.06
G31	979703.26	979763.644	0.00	0.02	0.30	-33.00
G32	979703.47	979763.666	0.00	0.02	0.31	-32.35
G33	979704.22	979763.725	0.00	0.02	0.32	-31.66
G34	979704.88	979763.848	0.01	0.01	0.33	-31.25

表11(その2) 安曇川測線におけるブーゲー異常の計算結果

			陸域地形補	ブーゲー異常		
測点番	絶対重力値	正規重力値	近停 (0~50	山 昭離 (50	這距離 (1~	(mGal)
号	(mGal)	(mGal)	m)	$m \sim 1 \text{ km}$	45 km)	補正密度
			111/	III I KIII	40 KIII)	2.20g/cc
G35	979706.00	979763.900	0.03	0.02	0.35	-30.58
G36	979706.43	979763.883	0.01	0.03	0.37	-29.97
G37	979706.42	979763.959	0.00	0.03	0.38	-29.91
G38	979706.41	979764.046	0.02	0.04	0.39	-29.55
G39	979706.80	979764.143	0.02	0.05	0.40	-28.79
G40	979707.81	979764.261	0.02	0.04	0.40	-27.85
G41	979707.70	979764.368	0.00	0.03	0.41	-27.88
G42	979706.84	979764.473	0.01	0.02	0.41	-28.49
G43	979707.01	979764.550	0.00	0.03	0.42	-28.41
G44	979707.22	979764.559	0.02	0.05	0.44	-27.75
G45	979706.85	979764.532	0.12	0.15	0.46	-26.92
G46	979706.65	979764.469	0.01	0.27	0.49	-26.84
G47	979706.40	979764.538	0.00	0.15	0.50	-27.47
G48	979706.66	979764.633	0.00	0.18	0.51	-27.04
G49	979706.85	979764.749	0.07	0.25	0.51	-26.25
G50	979706.00	979764.856	0.13	0.22	0.49	-25.44
G51	979704.97	979764.899	0.08	0.19	0.48	-25.08
G52	979705.79	979764.882	0.04	0.21	0.51	-24.99
G53	979706.09	979764.958	0.04	0.27	0.53	-24.79
G54	979704.45	979764.881	0.01	0.28	0.51	-24.29
G55	979703.33	979764.824	0.01	0.29	0.50	-24.08
G56	979703.98	979764.942	0.09	0.49	0.54	-24.02
G57	979703.97	979765.029	0.01	0.60	0.55	-23.75
G58	979703.90	979765.119	0.08	0.67	0.56	-23.37
G59	979704.96	979765.240	0.03	1.10	0.61	-23.40
G60	979706.49	979765.171	0.01	0.62	0.64	-23.35
G61	979706.53	979765.162	0.00	0.59	0.64	-23.13
G62	979705.51	979765.175	0.01	0.65	0.62	-22.82
G63	979704.41	979765.058	0.03	0.47	0.59	-22.81
G64	979699.33	979764.393	0.10	0.53	0.48	-22.86
G65	979699.25	979764.411	0.05	0.52	0.48	-22.85
G66	979699.21	979764.378	0.05	0.42	0.48	-22.86
G67	979699.85	979764.361	0.04	0.40	0.49	-22.42
G68	979700.22	979764.302	0.01	0.20	0.50	-22.58

表 11(その3)	安曇川測線におけるブ	ーゲー異常の計算結果
-----------	------------	------------

			陸域地形補	ブーゲー異常		
測点番	絶対重力値	正規重力値				(mGal)
号	(mGal)	(mGal)	近傍(0~50	中距離 (50	遠距離 (1~	補正密度
			m)	m \sim 1 km)	45 km)	2.20g/cc
G69	979699.44	979764.030	0.01	0.06	0.58	-25.36
G70	979700.91	979764.171	0.01	0.12	0.57	-23.70
G71	979701.94	979764.317	0.06	0.21	0.54	-21.96
G72	979700.98	979764.458	0.08	0.26	0.50	-21.22
G73	979700.88	979764.614	0.05	0.29	0.48	-20.99
G74	979701.92	979764.758	0.02	0.45	0.49	-21.13
G75	979702.23	979764.911	0.02	0.58	0.50	-20.69
G76	979701.84	979765.039	0.15	0.72	0.50	-20.26
G77	979701.19	979765.051	0.09	0.99	0.50	-19.79
G78	979700.80	979764.916	0.01	0.42	0.46	-19.61
G79	979700.41	979764.865	0.05	0.54	0.47	-19.33
G80	979698.94	979764.833	0.33	0.60	0.48	-19.34
G81	979701.00	979764.772	0.05	0.30	0.51	-18.86
G82	979700.13	979764.924	0.11	0.53	0.51	-18.85
G83	979702.12	979765.055	0.02	0.28	0.54	-18.05
G84	979702.14	979765.163	0.11	0.21	0.55	-17.36
G85	979701.98	979765.174	0.01	0.21	0.57	-16.99
G86	979699.68	979765.237	0.01	0.20	0.53	-16.43
G87	979698.94	979765.275	0.01	0.28	0.53	-16.33
G88	979700.14	979765.269	0.09	0.45	0.58	-15.86
G89	979700.47	979765.334	0.03	0.53	0.61	-15.73
G90	979700.47	979765.313	0.00	0.58	0.64	-15.55
G91	979699.62	979765.370	0.04	0.71	0.65	-15.33
G92	979699.79	979765.444	0.02	0.80	0.68	-14.95
G93	979699.37	979765.520	0.02	0.74	0.68	-14.71
G94	979697.83	979765.613	0.09	0.93	0.69	-14.60
G95	979696.50	979765.706	0.09	1.00	0.70	-14.41
G101	979695.60	979762.911	0.02	0.02	0.15	-44.09
G102	979695.90	979763.039	0.02	0.02	0.16	-43.75
G103	979698.06	979763.252	0.00	0.00	0.17	-43.02
G104	979698.66	979763.344	0.00	0.00	0.17	-42.28
G105	979699.31	979763.569	0.00	0.00	0.18	-41.93
G106	979699.60	979763.594	0.00	0.00	0.19	-41.26
G107	979700.35	979763.608	0.00	0.01	0.19	-40.43
G108	979701.21	979763.616	0.00	0.01	0.20	-39.19
G109	979701.99	979763.594	0.00	0.02	0.21	-38.06



図 22 安曇川測線の重力測定点位置および周辺の地質図
安曇川測線の重力測定点を図中の赤丸で示す。地質情報は、中江・他,2001;
石田・他,1984;木村・他,1998;中江・他,1998;木村・他,2001;岡
田・他,2008;宮内・他,2004;堤・他,2004に基づく。

安曇川測線付近の地質は、ジュラ系丹波帯付加コンプレックス、花崗岩類からなる火成 岩類、鮮新統~更新統古琵琶湖層群およびそれらを覆う段丘堆積物や沖積層からなる。本 地域周辺の丹波帯付加コンプレックスは、河内コンプレックス、佐々江コンプレックス、 続前コンプレックス、由良川コンプレックスおよび古屋コンプレックスに細分される。古 琵琶湖層群の最大積算層厚は 1500m に達する。本地域付近では、古琵琶湖層群は琵琶湖 に近い沿岸付近に分布し、丹波帯はそれより西側の地域に分布する(図 22)。古琵琶湖層 群の地表分布の東縁付近には、琵琶湖西岸断層帯が発達し、西方の丹波帯中には花折断層 が発達する(図 22)。

安曇川測線におけるブーゲー異常の変化を図 23 に示す。図 23 の横軸は、重力測定点の 西端と東端を結んだ線上で測線西端からの東方向への距離を示す。



図 23 において、琵琶湖西岸断層帯の東側付近で東方に向かってブーゲー異常が減少し、 約3km区間で10mGal以上低下し、減少の割合が大きい。これは、東側のより小さい密 度の地層と西側のより密度の大きい地層の境界が東側に急傾斜であるか、西に向かって傾 斜すること示唆している。この地域では、密度の小さい層は古琵琶湖層群に対応し、大き い層は丹波帯の地層群に対応する。これより西側の地域では、ブーゲー異常の変化は西側 ほどほぼ一定の割合で大きくなる傾向を示し、その差は、18mGal程度に達する。ただし、 細かく見ると、花折断層の付近で、数mGalと小さいものの、西側が明らかに大きい段差 状の変化が認められる。この段差は、花折断層付近の地下におけるこれも岩相変化を反映 している可能性がある。

前述のように、安曇川測線上で西端からの距離 11 km 付近から西方は、丹波帯の分布域 に相当し、岩相的に砂岩や泥岩を主体とし、密度の大きな変化は地質学的に考えにくい。 一方で、この範囲でブーゲー異常の変化は西方に向かって約18mGal大きくなり、地下に は十分な密度の変化があることを示している。これは、地表に分布の認められる丹波帯の 岩相変化だけでは説明できず、広域的なブーゲー異常変化に対応している判断できる。そ こで、これらの広域的なブーゲー異常変化、いわゆるトレンドの効果を除去するため、こ こでは、以下のようにすることとした。まず、地下深部の影響を取り除き,地下浅部の影 響を残すために、サブテーマ1で得られた P 波速度のトモグラフィ図(図 24)の地下浅部 に分布する P 波速度 3 km/s 線に注目する。この線は、琵琶湖西岸断層帯より東方で下降 し、密度のより小さい層の深さを急激に増すことを示している。これは前述のように古琵 琶湖層群がこの付近から厚さを急激に増すこと対応する。そこで、これを境界として、上 部を密度 2.20g/cm³、下部を 2.50g/cm³として、地下構造を作成した(図 25)。なお、それ ぞれの密度は図 24 から上部の平均的な P 波速度を 2.5 km/s、下部のそれを 4~5 km/s と し、Gardner (1974) により推定した。図 25 の密度境界を図 24 の P 波速度トモグラフィ 図に描いたものが図 26 である。図 26 に示すように、図 25 は本地域の概略的な地下密度 構造を示しており、ほとんど地下浅部の影響のみが反映している。この地下密度構造と観 測されたブーゲー異常を図 27 に示す。なお、密度構造モデルから計算ブーゲー異常を求 めるには、Talwani et al.(1959)の方法による二次元重力場モデリングソフトウェア LCT 社製「2MOD™」を用いた。この際、background density は、ブーゲー補正算出時に用い たのと同じ標準地層の密度 2.20 g/cm³とした。つまり、図 27 の計算ブーゲー異常は、 2 つの密度の異なる地層分布のみを反映したもので、観測ブーゲー異常はこれら以外の広域 トレンドを含んでいることになる。そこで、観測ブーゲー異常の距離に対する傾きがこの 単純な 2 層密度構造モデルに適合するよう広域トレンドを求め、試行錯誤的に、0.0014 mGal/m であると仮定した。具体的には、測定点のトレンド補正値はこの広域トレンドに 西端からの距離[m]を乗じて計算する。つまり、

(測定点のトレンド補正値)=0.0014×(測定点の西端からの距離) であり、また、トレンド補正後のブーゲー異常は以下の式で表される。

(トレンド補正後の値)=(観測ブーゲー異常)-(測定点のトレンド補正値) このようにして観測ブーゲー異常をトレンド補正したものを図 28 に示す。





図 26 安曇川測線における P 波速度トモグラフィと2 層密度構造境界の関係



図 27 図 25 の密度構造モデルと観測ブーゲー異常の関係



図 28 安曇川測線における広域トレンド補正後の観測ブーゲー異常

ここでは2層モデルと3層モデルを作成した。2層モデルは、本地域の主要な地質が、 密度の大きく異なる丹波帯の付加コンプレックスからなる地層群と琵琶湖層群に分けられ ることから設定した。3層モデルは、2層モデルだけでは説明できない花折断層付近の観 測ブーゲー異常の段差状の変化をもたらす地下深部の構造を反映するために設定した。2 層モデルにおいて、第一層は鮮新統から更新統の古琵琶湖層群相当層で、第二層が三畳系 からジュラ系の付加体から成る丹波帯に対応すると想定した。3層モデルでは、2層モデ ルの第二層をさらに2層に分割し、その境界はP波速度トモグラフィに現れている速度の 変化に概ね対応するように設定した。各層の密度は2層モデルの場合は第一層が 2.2g/cm³、 第二層が 2.5g/cm³、3層モデルは第一層が 2.2 g/cm³、第二層が 2.45 g/cm³、第三層が 2.55 g/cm³と仮定した。これらの密度は前述のP波速度トモグラフィ(図 24)に基づき、Gardner (1974)の式より算出した。

2層モデル(図 29、図 30)では、安曇川測線東部地表に分布する古琵琶湖層群が分布 しており、丹波帯との境界が西側で浅く、東に行くにつれ深くなる様子がよく表されてい る。本測線東部において、古琵琶湖層群が地下で西側に湾入する形態を示す。これは、琵 琶湖西岸断層帯が約 30°の角度で西傾斜の逆断層を形成していることを示している。ただ し、最も変位の大きい部分を地表に延長しても変動地形学的に知られている断層線に一致 せず、さらに東側に延長される形態を示す。その垂直変位は数百 m である。地表で認めら れる断層線の地下では、重力異常に現れるほど大きな変位量は見られない。このように、 このモデルでは、東側の琵琶湖西岸断層帯付近の地質構造はよく反映している。しかしな がら、西部の花折断層付近に見られるブーゲー異常の段差状の変化は、モデル上は第一層 の層厚の変化により表現するしかないが、この付近で第一層の厚さが変化することを示す 積極的な理由はない。特に、P 波速度トモグラフィに第一層の厚さの変化を示す経常の変 化が認められない。そこで、次の3層モデルを検討する。

3層モデル(図 31,図 32)では、第二層および第三層をほぼ丹波帯を2分するように 設定した。P波速度トモグラフィ(図 24)をみると、花折断層の地表断層線の地下付近で、 4.5 km/sの境界が東西で段差をなす構造を示す。このことを考慮して、第二層と第三層の 境界をこの構造を生かすように設定し、そのほかの地域もこの境界が P 波速度トモグラフ ィ図(図 24)の4.5~5 km/sの間にくるように描いてある。この結果、花折断層付近に見 られるブーゲー異常の段差上の変化はこの境界の段差上の変化によって表すことができる。 このことは、花折り断層の地下延長がこの付近を通っており、それを境に第二層と第三層 の境界が変位を受けている可能性を示している。ただし、今のところ、第二層および第三 層とも丹波帯内の地層を想定しているが、具体的にどのような地層や岩相を反映している のかは明らかではない。

いずれのモデルにおいても、サブテーマ1において反射法地震探査断面や P 波速度トモ グラフィから推定される断層構造(図 33)と、ブーゲー異常に基づく密度構造モデルから 推定されるそれとは大局的によい一致を示す。



図 29 安曇川測線における 2 層モデルにおけるトレンド補正後の観測ブーゲー異常と計算ブーゲー異常の関係



図 30 安曇川測線における2層モデル



図 31 安曇川測線における 3 層モデルとトレンド補正後の観測ブーゲー異常 と計算ブーゲー異常の関係



図 32 安曇川測線における3層モデル



図 33 (上)安曇川測線の密度構造モデルと(下)サブテーマ1の反射法地震 探査・饗庭野-朽木測線のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

問題②に関して、中央構造線断層帯測線Aにおける重力調査および解析結果を以下に示す。

既知重力基準点は愛媛県東温市内の一等重力基準点(電子基準点(付)) 950433A を用いた。同点の位置を図 34 に、諸元を表 12 に示す。


- 図 34 一等重力点(電子基準点(付)) 950433A の位置(赤丸内) 地形図は国土地理院地図を使用。
 - 表12 一等重力点(電子基準点(付))の諸元 国土地理院ホームページ基準点成果閲覧サービスによる。

950433A		
G1E000950433A		
一等重力点(電子基準点(付))		
950433A		
松山		
松山南部		
33° 47'47''.3652		
132° 54'41''.9148		
132.417		
0.0000		
979586.62		
-15.82		
0		
改算		
20161201		

一等重力点 950433A は、本調査の測線から 30 km 程度離れているため(図 35)、測線 A 近傍、新兵衛大橋付近に仮重力基準点(6001)を設けた(図 36)。仮重力点 6001 にお ける絶対重力値の算定は、一等重力点 950433A との閉合測定を行うことにより求めた。そ の際、重力計読み値等のデータを表 13 に示す。



図 35 一等重力点(電子基準点(付)) 950433A と仮重力点 6001 の位置関係 地形図は国土地理院地図を使用。



図 36 仮重力点 6001 の位置 国土地理院発行 25000 分の1 数値地図「高知」より「西条」・「西条北部」を使用。

表 13 仮重力点 6001 と一等重力点 950433A との閉合重力測定値。

測定点番号	重力読み値 (mGal)	標準偏差	傾きX	傾きY	潮汐補正 (mGal)	測定時間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
6000	4689.069	0.023	1.1	0.1	0.039	60	0:33:53	2018/11/20	0.163	一等重力点 950433A
6001	4728.923	0.049	-0.5	-2.1	-0.012	60	1:56:21	2018/11/20	0.158	仮重力点
6000	4689.076	0.025	-2.6	-1.5	-0.039	60	2:50:34	2018/11/20	0.160	一等重力点 950433A

仮重力基準点 6001 の諸元は以下の通りである。

- ・緯度 北緯 33.91033416 (度)
- ・経度 東経 133.1327014 (度)
- ・標高 5.120 (m)
- ・絶対重力値 979626.4680 (mGal)

なお、閉合重力測定は各点で少なくとも5回以上行い、より安定したデータを採用して いる。

令和元年度は平成 30 年度に指摘された三波川変成岩分布域でのブーゲー異常の変化の 様子を詳しく見るために、平成 30 年度の調査地域を南方に約 1.5 km 延長し、また、精度 の向上を図るため、GNSS 測量および重力の再測定を補足的に行った。延長された中央構 造線断層帯測線 A における重力測定は 67 点で行い、測定間隔は測線沿いにおおむね 200 m を標準とし、活断層周辺では一部 100 m 間隔とした。重力測定は、一日の測定開始時と 終了時に仮基準点において測定を実施し、器械の内部的理由で発生するドリフトの影響を 少なくするようにした。測定点の位置を図 37 に、測線 A と地質との位置関係を図 38 に、 活断層との位置関係を図 39 に示す。また、測定点の位置情報を表 14 に、各測定点での重 力計読み値、器械高等を表 15 に示す。測線 A は、三波川コンプレックスと後期白亜紀和 泉層群の境界をなす中央構造線、和泉層群と鮮新世~更新世岡村層の境界をなす岡村断層、 および小松断層を横切るように設定した。なお、表 14 における X 座標および Y 座標の値 は、国土交通省による平面直角座標系 IV 系の値である。



図 37 中央構造線断層 系 A 測線の重力測定点 国土地理院発行 25000 分の1数 値地図「高知」よ り「西条」・「西条 北部」を使用。



図 38 中央構造線断層系A測線の重力測定点と地質の関係 地質情報は、地質調査総合センター(2018)1:200,000 地質図幅 「高知第2版」による。



図 39 中央構造線断層系 A 測線の重力測定点と活断層の関係 活断層情報は、国土地理院発行都市圏活断層図「西条」による。

測点番号	X座標 (m)	Y座標 (m)	緯度(゜)	経度(゜)	標高 (m)
6101	93112.443	-32477.832	33.83910129	133.14907637	148.43
6102	93335.349	-32509.693	33.84111009	133.14872389	149.92
6103	93750.540	-32494.320	33.84485404	133.14887469	149.92
6104	94024.676	-32631.224	33.84732150	133.14738521	156.51
6105	94248.659	-32707.538	33.84933863	133.14655225	152.40
6106	94469.570	-32791.800	33.85132781	133.14563348	144.51
6107	94606.576	-32862.871	33.85256088	133.14486035	142.47
6108	94770.210	-32894.720	33.85403526	133.14451006	138.77
6109	94910.054	-32844.397	33.85529769	133.14504867	136.01
6110	94991.113	-33100.623	33.85602054	133.14227662	128.17
6111	95135.742	-33198.444	33.85732148	133.14121402	120.02
6112	95291.029	-33061.370	33.85872588	133.14268957	123.74
6113	95397.254	-32879.363	33.85968932	133.14465261	125.90
6114	95609.745	-32786.252	33.86160809	133.14565098	129.65
6115	95664.567	-33159.481	33.86209071	133.14161518	143.08
6116	95818.615	-33342.664	33.86347388	133.13962955	153.58
6117	95891.323	-33499.128	33.86412447	133.13793574	165.50
6118	96045.286	-33518.406	33.86551203	133.13772152	166.12
6119	96345.063	-33582.884	33.86821283	133.13701319	175.95
6120	96552.901	-33606.762	33.87008599	133.13674717	194.80
6121	96653.602	-33347.702	33.87100215	133.13954346	179.92
6122	96842.934	-33453.040	33.87270588	133.13839768	162.83
6123	97046.385	-33375.611	33.87454269	133.13922690	150.91
6124	97237.704	-33485.137	33.87626419	133.13803572	142.89
6125	97415.366	-33599.354	33.87786239	133.13679430	133.39
6126	97509.865	-33883.858	33.87870531	133.13371526	121.30
6127	97704.957	-33963.335	33.88046175	133.13284859	113.79
6128	97823.792	-34006.426	33.88153180	133.13237818	107.52
6129	97936.089	-33973.841	33.88254534	133.13272609	102.59
6130	98052.096	-34041.860	33.88358909	133.13198630	94.91
6131	98120.544	-34189.030	33.88420147	133.13039267	76.73
6132	98314.193	-34232.894	33.88594602	133.12991094	67.51
6133	98420.619	-34335.964	33.88690223	133.12879252	49.08
6134	98607.112	-34238.354	33.88858686	133.12984050	35.09
6135	98651.429	-34205.247	33.88898750	133.13019670	32.73
6136	98726.096	-34149.594	33.88966252	133.13079547	29.18
6137	98835.706	-34102.469	33.89065231	133.13130069	26.34
6138	98931.092	-34077.218	33.89151314	133.13156999	23.89
6139	99028.194	-34051.196	33.89238948	133.13184757	21.42

表14(その1) 中央構造線断層帯測線Aにおける重力測定点位置

測占悉号	X应樰 (m)	Y 应 緸 (m)	緯度 (°)	経度 (°)	栖 高 (m)
(別示面 ク	八上(示 (11)	24025.674	/平/之 ()	▲皮() 100 10011005	(示向 (11)
6140	99101.185	-34025.074	33.89358937	133.13211835	18.12
6141	99237.497	-34013.810	33.89427780	133.13224367	16.47
6142	99313.228	-34002.147	33.89496098	133.13236684	15.44
6143	99401.264	-34179.151	33.89574900	133.13044967	15.06
6144	99553.309	-34178.987	33.89711987	133.13044553	11.97
6145	99697.261	-34184.573	33.89841759	133.13037953	7.78
6146	99892.134	-34222.660	33.90017336	133.12996014	7.20
6147	100010.711	-34236.719	33.90124201	133.12980350	6.84
6148	100075.283	-34249.889	33.90182378	133.12965858	4.36
6149	100299.680	-34282.968	33.90384590	133.12929215	2.07
6150	100403.294	-34292.308	33.90477980	133.12918711	1.69
6151	100547.450	-34291.569	33.90607956	133.12918948	1.67
6152	100686.885	-34291.936	33.90733671	133.12918006	5.37
6153	100799.580	-34199.482	33.90835579	133.13017542	5.25
6154	100900.589	-34114.307	33.90926927	133.13109254	4.28
6001	101018.163	-33965.111	33.91033416	133.13270135	5.12
6155	101118.889	-33950.156	33.91124280	133.13285918	5.06
6156	101218.686	-33892.672	33.91214444	133.13347695	4.17
6157	101352.086	-33827.514	33.91334929	133.13417643	4.05
6158	101489.318	-33784.749	33.91458797	133.13463362	3.97
6159	101653.378	-33748.501	33.91606832	133.13501931	4.26
6160	101794.046	-33790.311	33.91733526	133.13456174	4.32
6161	101944.489	-33839.950	33.91869009	133.13401912	4.29
6162	102037.965	-33895.876	33.91953108	133.13341068	4.24
6163	102194.781	-33998.182	33.92094166	133.13229816	4.21
6164	102318.578	-34078.656	33.92205523	133.13142302	4.23
6165	102426.299	-34148.086	33.92302421	133.13066793	4.17

表14(その2) 中央構造線断層帯測線Aにおける重力測定点位置

	表 15(その1)	中央構造線断層帯測線 A	における重力測定結果
--	-----------	--------------	------------

測点 番号	重力読み値 (mGal)	標準 偏差	傾き X	傾き Y	潮汐補正 (mGal)	測定時間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
6001	4915.297	0.155	-1.2	-0.7	-0.027	60	0:39:31	2019/9/23	0.165	仮重力点
6101	4882.475	0.111	1.7	-8.8	-0.015	60	1:24:24	2019/9/23	0.164	
6102	4883.685	0.094	-5.5	-0.8	-0.008	60	1:45:12	2019/9/23	0.158	
6103	4886.467	0.103	1.3	-1.7	0.008	60	2:29:05	2019/9/23	0.15	
6104	4887.548	0.135	3.7	-4.9	0.015	60	2:42:29	2019/9/23	0.167	
6105	4888.617	0.117	0.2	-1.7	0.021	60	2:57:15	2019/9/23	0.162	
6106	4889.566	0.108	-6.4	4.5	0.031	60	3:19:27	2019/9/23	0.158	
6107	4891.213	0.164	6.2	-6.6	0.051	60	4:01:55	2019/9/23	0.168	
6108	4893.715	0.078	-1.5	3.6	0.097	60	6:03:50	2019/9/23	0.179	
6109	4895.373	0.093	6.4	0.9	0.101	60	6:18:54	2019/9/23	0.168	
6110	4896.423	0.066	-3.4	-5.4	0.104	60	6:37:26	2019/9/23	0.172	
6111	4897.634	0.09	-1.9	-2.1	0.105	60	6:56:46	2019/9/23	0.156	
6112	4898.339	0.082	1.1	3.8	0.106	60	7:08:57	2019/9/23	0.177	
6113	4898.725	0.083	4.8	-3.6	0.105	60	7:29:49	2019/9/23	0.168	
6114	4899.873	0.071	1.8	-0.5	0.103	60	7:47:13	2019/9/23	0.156	
6115	4896.707	0.1	6.2	-2.8	0.101	60	8:05:05	2019/9/23	0.154	
6001	4915.782	0.116	-0.4	-7.8	0.087	60	8:53:29	2019/9/23	0.17	仮重力点

測点	重力読み値	標準	傾き	傾き	潮汐補正	測定時間	測定時刻		器械高	/#= */ .
番号	(mGal)	偏差	Х	Υ	(mGal)	(秒)	UTC	測正日 UIC	(m)	佩ろ
6001	4915.897	0.065	-7.8	-1.5	-0.014	60	23:16:53	2019/9/24	0.167	仮重力点
6116	4894.522	0.046	-7.1	-2.3	-0.027	60	0:04:12	2019/9/25	0.178	
6117	4891.307	0.036	5.1	4.4	-0.03	60	0:13:19	2019/9/25	0.168	
6118	4890.619	0.041	-0.4	-1.5	-0.034	60	0:28:11	2019/9/25	0.168	
6119	4889.772	0.039	-1.1	1.6	-0.038	60	0:42:18	2019/9/25	0.160	
6120	4886.974	0.053	-0.3	1.9	-0.042	60	0:55:09	2019/9/25	0.175	
6121	4889.196	0.068	0.7	-2.4	-0.045	60	1:07:56	2019/9/25	0.161	
6122	4893.014	0.042	2.8	4.2	-0.05	60	1:28:52	2019/9/25	0.115	
6123	4894.672	0.033	-1.3	-1.7	-0.052	60	1:45:24	2019/9/25	0.171	
6124	4895.898	0.041	-2.7	3.2	-0.054	60	2:03:59	2019/9/25	0.176	
6125	4897.052	0.044	8.7	-2.5	-0.055	60	2:19:40	2019/9/25	0.178	
6126	4898.931	0.037	-2.3	-2.7	-0.055	60	2:36:40	2019/9/25	0.171	
6127	4899.892	0.04	2.8	-0.2	-0.054	60	2:49:32	2019/9/25	0.177	
6128	4901.011	0.04	2.4	2	-0.052	60	3:03:19	2019/9/25	0.173	
6129	4901.571	0.046	0.7	-0.2	-0.041	60	3:43:47	2019/9/25	0.180	
6130	4903.073	0.036	-4	-2.2	-0.035	60	3:59:58	2019/9/25	0.177	
6131	4905.818	0.042	-0.4	-2.5	-0.028	60	4:15:00	2019/9/25	0.170	
6132	4906.317	0.05	2.4	2.4	-0.021	60	4:28:02	2019/9/25	0.172	
6133	4909.292	0.053	-5.5	-6.5	-0.009	60	4:49:25	2019/9/25	0.166	
6134	4911.435	0.059	-2.5	1	0	60	5:04:18	2019/9/25	0.167	
6135	4911.767	0.049	2.8	-2.2	0.008	60	5:16:26	2019/9/25	0.170	
6136	4912.272	0.059	1.4	6.9	0.015	60	5:26:49	2019/9/25	0.169	
6137	4912.677	0.039	-1.5	5.2	0.025	60	5:42:24	2019/9/25	0.157	
6138	4912.929	0.052	-3.5	-2.1	0.043	60	6:05:28	2019/9/25	0.181	
6139	4913.26	0.058	0.3	1.1	0.055	60	6:21:42	2019/9/25	0.175	
6140	4913.667	0.056	-3	-0.8	0.065	60	6:35:00	2019/9/25	0.172	
6141	4913.879	0.058	2.6	2.2	0.073	60	6:45:47	2019/9/25	0.168	
6142	4913.963	0.078	-1.5	2.2	0.081	60	6:57:03	2019/9/25	0.170	
6143	4913.828	0.055	0.6	0.2	0.101	60	7:28:05	2019/9/25	0.169	
6144	4914.321	0.057	-2.3	-0.2	0.107	60	7:39:19	2019/9/25	0.165	
6145	4915.163	0.057	0.3	0	0.124	60	8:12:13	2019/9/25	0.163	
6001	4916.478	0.047	-5.9	-3.9	0.129	60	8:25:37	2019/9/25	0.169	仮重力点

表 15(その3)	中央構造線断層帯測線 A	∖における重力測定結果
-----------	--------------	-------------

測点	重力読み値	標準	傾き	傾き	潮汐補正	測定時間	測定時刻	御今日 コート	器械高	供去
番号	(mGal)	偏差	Х	Y	(mGal)	(秒)	UTC	側正日 UIC	(m)	脈右
6001	4916.583	0.072	-4.7	-0.2	0.001	60	23:56:11	2019/9/25	0.17	仮重力点
6146	4915.514	0.079	-2.3	-2.2	-0.006	60	0:13:37	2019/9/26	0.169	
6147	4915.577	0.067	3.7	1.6	-0.01	60	0:23:58	2019/9/26	0.169	
6148	4916.076	0.064	-5.4	4.7	-0.015	60	0:34:23	2019/9/26	0.17	
6149	4916.934	0.066	3.7	-0.4	-0.024	60	0:52:23	2019/9/26	0.172	
6150	4917.027	0.065	3.4	3.6	-0.029	60	1:03:14	2019/9/26	0.166	
6151	4917.091	0.07	0.6	3.1	-0.035	60	1:14:36	2019/9/26	0.177	
6152	4916.329	0.057	-0.6	-0.4	-0.043	60	1:32:25	2019/9/26	0.178	
6153	4916.41	0.045	1.1	-6	-0.054	60	1:58:03	2019/9/26	0.175	
6154	4916.741	0.064	-1.3	-1	-0.058	60	2:09:15	2019/9/26	0.166	
6155	4916.634	0.063	-4.9	2.7	-0.064	60	2:27:17	2019/9/26	0.171	
6156	4916.976	0.064	-1.1	-2.5	-0.068	60	2:38:19	2019/9/26	0.167	
6157	4917.114	0.073	8.5	-7.3	-0.07	60	2:49:29	2019/9/26	0.16	
6158	4917.237	0.06	-3	-2.3	-0.073	60	3:04:04	2019/9/26	0.168	
6159	4917.296	0.125	-2.8	0	-0.074	60	3:18:28	2019/9/26	0.145	
6160	4917.363	0.098	-2.3	-1	-0.075	60	3:33:32	2019/9/26	0.167	
6161	4917.579	0.106	-5.2	-0.7	-0.068	60	4:17:33	2019/9/26	0.167	
6162	4917.682	0.057	4.2	-0.8	-0.064	60	4:29:36	2019/9/26	0.17	
6163	4917.835	0.058	1.5	3.6	-0.059	60	4:43:12	2019/9/26	0.165	
6164	4917.916	0.062	4.3	-4.4	-0.055	60	4:53:12	2019/9/26	0.16	
6165	4918.024	0.062	4.6	-1.7	-0.044	60	5:12:00	2019/9/26	0.169	
6001	4916.865	0.038	-3.5	1.2	-0.035	60	5:28:03	2019/9/26	0.169	仮重力点

表15により得られた読み取り値より、器械高補正、ドリフト補正、陸域の地形補正、緯 度補正(正規重力値との差の算出)、大気補正、フリーエア補正、ブーゲー補正を行うこと により、ブーゲー異常を算出した。ブーゲー補正の際に、地域は離れているが、伊藤・他 (1996)と同様に、本地域の標準地層の密度を、2.5 g/cm³にした。算出されたブーゲー異 常を表16に示す。また、北端から南端に向かう距離に対するブーゲー異常の変化を図40 に示す。

図 40 において、ブーゲー異常は沖積層の分布する海岸平野で小さく、南側の山地で大 きくなる。最も大きくなるのは三波川変成岩帯中である。ただし、三波川変成岩帯中では ブーゲー異常が単調な増減は示さず、数 mGal の変化を示す。ブーゲー異常の距離に対す る変化の割合が最も大きいのは、岡村断層を挟んだ岡村層から和泉層群にいたる地域であ る。このことは、和泉層群から岡村層へと密度の大きく異なる地層に変化する地下形状を 強く反映していると考えられる。なお、地質調査総合センター(2004)の編集図では、本 調査結果と場所が必ずしも一致するわけではないが、三波川コンプレックスの分布地域で ブーゲー異常が小さくなることが示されている。ただし、この編集図の元となるデータの 分布は本調査に比べ極めて粗であるので、本調査の方が場所に関する分解能は高いことに 注意が必要である。

			陸域地形補	i正 1g/ccの場	帚合 (mGal)	ブーゲー異常
測点番 号	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	近傍 (0~50 m)	中距離 (50 m~1 km)	遠距離 (1~ 45 km)	(mGal) 補正密度 2.20g/cc
6101	979593.60	979635.918	0.22	1.76	4.53	5.03
6102	979594.79	979636.086	0.25	1.97	4.20	6.13
6103	979597.53	979636.399	0.17	1.85	3.71	6.83
6104	979598.60	979636.605	0.09	1.33	3.29	6.49
6105	979599.65	979636.774	0.04	1.33	3.10	5.94
6106	979600.58	979636.940	0.11	1.38	2.96	5.02
6107	979602.19	979637.043	0.07	1.19	2.83	5.22
6108	979604.57	979637.167	0.07	1.02	2.71	6.00
6109	979606.21	979637.272	0.09	0.91	2.62	6.52
6110	979607.24	979637.333	0.05	0.97	2.59	5.88
6111	979608.43	979637.441	0.18	1.08	2.54	5.79
6112	979609.13	979637.559	0.11	0.96	2.39	6.27
6113	979609.49	979637.639	0.18	0.70	2.29	6.25
6114	979610.62	979637.800	0.04	0.37	2.11	6.36
6115	979607.44	979637.840	0.08	0.66	1.95	6.30
6116	979605.05	979637.956	0.04	0.61	1.77	5.26
6117	979601.82	979638.010	0.12	0.93	1.65	5.12
6118	979601.11	979638.126	0.18	0.86	1.57	4.19
6119	979600.25	979638.352	0.02	0.75	1.39	3.99
6120	979597.44	979638.509	0.01	0.60	1.26	4.14
6121	979599.65	979638.585	0.18	0.51	1.27	3.46
6122	979603.43	979638.728	0.03	0.68	1.27	3.65
6123	979605.09	979638.881	0.13	0.78	1.25	3.19
6124	979606.29	979639.025	0.11	0.77	1.23	2.47
6125	979607.43	979639.159	0.11	0.78	1.21	1.53
6126	979609.29	979639.229	0.03	0.93	1.23	1.08
6127	979610.24	979639.376	0.05	0.71	1.20	-0.22
6128	979611.34	979639.466	0.28	0.57	1.18	-0.30
6129	979611.86	979639.551	0.26	0.43	1.17	-1.28
6130	979613.35	979639.638	0.08	0.29	1.16	-2.27
6131	979616.07	979639.689	0.03	0.22	1.19	-3.54
6132	979616.56	979639.835	0.04	0.12	1.16	-5.36
6133	979619.51	979639.915	0.00	0.10	1.19	-6.33
6134	979621.64	979640.056	0.01	0.07	1.18	-7.27
6135	979621.96	979640.090	0.01	0.06	1.18	-7.49
6136	979622.45	979640.146	0.01	0.04	1.17	-7.84

表16(その1) 中央構造線断層帯測線Aにおけるブーゲー異常

			陸域地形補	i正 1g/ccの場	帚合 (mGal)	ブーゲー異常
測点番 号	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	近傍 (0~50 m)	中距離 (50 m~1 km)	遠距離 (1~ 45 km)	(mGal) 補正密度 2.20g/cc
6137	979622.84	979640.229	0.01	0.03	1.15	-8.20
6138	979623.07	979640.301	0.01	0.02	1.12	-8.61
6139	979623.38	979640.374	0.01	0.01	1.10	-8.94
6140	979623.78	979640.474	0.01	0.01	1.07	-9.42
6141	979623.97	979640.532	0.01	0.01	1.06	-9.65
6142	979624.05	979640.589	0.01	0.01	1.04	-9.90
6143	979623.88	979640.655	0.00	0.01	1.00	-10.32
6144	979624.36	979640.770	0.01	0.01	0.98	-10.62
6145	979625.17	979640.878	0.01	0.00	0.95	-10.84
6146	979625.38	979641.025	0.00	0.01	0.91	-11.00
6147	979625.44	979641.115	0.03	0.02	0.89	-11.08
6148	979625.93	979641.163	0.02	0.02	0.88	-11.17
6149	979626.77	979641.333	0.00	0.00	0.85	-11.13
6150	979626.85	979641.411	0.00	0.00	0.83	-11.26
6151	979626.91	979641.519	0.00	0.00	0.81	-11.37
6152	979626.13	979641.625	0.01	0.00	0.78	-11.55
6153	979626.19	979641.710	0.03	0.00	0.76	-11.58
6154	979626.51	979641.786	0.04	0.00	0.75	-11.54
6001	979626.47	979641.875	0.03	0.00	0.74	-11.55
6155	979626.39	979641.951	0.04	0.00	0.73	-11.72
6156	979626.72	979642.027	0.02	0.00	0.72	-11.74
6157	979626.85	979642.128	0.01	0.00	0.71	-11.78
6158	979626.96	979642.231	0.01	0.00	0.69	-11.82
6159	979627.00	979642.355	0.02	0.00	0.67	-11.87
6160	979627.06	979642.461	0.03	0.00	0.66	-11.92
6161	979627.24	979642.575	0.02	0.00	0.64	-11.94
6162	979627.33	979642.645	0.03	0.00	0.63	-11.91
6163	979627.47	979642.763	0.04	0.00	0.62	-11.90
6164	979627.55	979642.856	0.04	0.00	0.60	-11.96
6165	979627.64	979642.937	0.04	0.00	0.59	-11.99

表16(その2) 中央構造線断層帯測線Aにおけるブーゲー異常



図 40 中央構造線断層帯 A 測線の重力異常

得られたブーゲー異常に基づき、密度構造モデルを作成した。本調査地域の地質は、高 温低圧型の変成作用を受けた砂岩や泥岩を原岩とする変成岩類や花崗岩類からなる領家コ ンプレックス(領家変成帯)、低温高圧型の変成作用を受けた泥質片岩、珪質片岩や塩基性 片岩からなる三波川変成岩コンプレックス(三波川変成帯)、白亜紀の砂岩、泥岩やその互 層からなる和泉層群、第四紀の砂礫層やシルト層からなる岡村層、および沖積層からなる (青矢・他, 2013;地質調査総合センター, 2018)。本調査地域の南方には、白亜紀以降 の砂岩、泥岩などからなる付加体堆積物である四万十帯が分布する。これらの地層や岩石 類の密度は、伊藤・他(1996)によって、次のように推定されている。すなわち、

・領家コンプレックス(領家変成帯): 2.57~2.65 g/cm³

・三波川コンプレックス(三波川変成帯): 2.65~2.73 g/cm³(なお、三波川コンプレックスのうち、塩基性片岩は、2.9~3.0 g/cm³、珪質片岩は、2.7 g/cm³、泥質片岩は、2.5~2.6 g/cm³とされている。)

和泉層群: 2.5 g/cm³

である。このほか、伊藤・他(1996)が調査した徳島県脇町周辺には鮮新世〜更新世の礫 よりなる土柱層が分布し、2.3 g/cm³と推定している。解析の結果、領家コンプレックスと 三波川コンプレックスでは、それぞれ 2.61 g/cm³および 2.69 g/cm³のときに最適解が得ら れたとしている。本調査地域では、おおむね類似の岩石が分布する伊藤・他(1996)の結 果に基づいて、地下密度構造を以下のように設定する。

第1層:2.20 g/cm³ 第2層:2.55 g/cm³ 第3層:2.60 g/cm³ 第4層:2.73 g/cm³ 第5層:2.55 g/cm³

地質区分とこれらの密度層との対比関係は、おおよそ第1層が岡村層および沖積層、第 2層が和泉層群、第3層が領家コンプレックス、第4層が三波川コンプレックスおよび第 5層が四万十帯である。また、三波川コンプレックスの厚さについては、Sato et al. (2015) に基づき、およそ5km とした。密度構造から算出されるブーゲー異常は Talwani et al. (1959)の方法に基づく、重力場解析ソフト LTC 社製 2 MOD を使用した。この際、 background density は、ブーゲー補正算出時に用いたのと同じ標準地層の密度 2.50 g/cm³ とした。解析に当たっては、地表に分布する地質と矛盾の無いようにし、サブテーマ1で 得られている反射法地震探査による深度断面を参考にした。解析の結果を図 41 および図 42に示す。図41が観測ブーゲー異常と密度構造から推定される計算ブーゲー異常を示し、 図 42 に密度構造図を示す。図 43 に反射法地震探査によるマイグレーション後の深度断面 図および解釈を示す。地域全域で、観測と計算ブーゲー異常はおおむねよい一致を示す。 図 42 の重力調査に基づく密度構造図からは、岡村層に相当する密度 2.12 g/cm³と和泉層 群に相当する密度2.55g/cm³の層の境界が急傾斜ではなく、北に緩く傾斜する場合が最も よく観測ブーゲー異常を説明しており、このことから、岡村断層は地下では北傾斜をなす と推定される。この密度構造モデルから推定される地質構造と、サブテーマ1において反 射法地震探査断面やP波速度トモグラフィから推定される断層構造とは大局的によい一致 を示す(図 43)。なお、岡村層より北側の活断層、例えば小松断層などはブーゲー異常か ら推定される密度構造にはほとんど反映されない。



図 41 中央構造線断層系 A 測線における観測ブーゲー異常と 密度構造モデルから推定される計算ブーゲー異常



図 42 中央構造線断層系 A 測線における密度構造モデル。 地層との対応関係は、おおよそ第1層(2.20 g/cm3)が岡村層および沖積 層、第2層(2.55 g/cm³)が和泉層群、第3層(2.60 g/cm³)が領家コン プレックス、第4層(2.73 g/cm³)が三波川コンプレックスおよび第5層 (2.55 g/cm³) が四万十帯である。



図 43 中央構造線 断層系 A 測線と反 射法地震探查·西 条測線における反 射法地震探査のマ イグレーション後 深度断面の解釈の

問題③および問題④に関して、山形県庄内平野東方中野俣測線における重力調査および 解析結果を以下に示す。

既知重力基準点は山形県酒田市内の一等重力基準点(電子基準点(付)) 940032A を用いた。同点の位置を図 44 に、諸元を表 17 に示す。



図 44 一等重力点(電子基準点(付)) 940032Aの位置(赤丸内) 地形図は国土地理院地図を使用

一等重力点(電子基準点(付))	940032A			
基準点コード	G1E000940032A			
等級種別	一等重力点(電子基準点(付))			
基準点名	940032A			
20万分の1地勢図名	酒田			
5万分の1地形図名	酒田			
緯度	38° 53′ 40′ ′ .5447			
経度	139° 48′ 31′ ′ .9000			
標高 (m)	7.704			
重力鉛直勾配(mGal/m)	0			
重力値(mGal)	980070.99			
ブーゲー異常(mGal)	1.77			
エポック	0			
作業内容	改算			
作業年月日	20161201			

表 17 中野俣測線において調査に使用した一等重力点の諸元

一等重力点 940032A は、本調査の測線から西端で 9km、東端で 22 km 程度離れている ため(図 45)、中野俣測線近傍、酒田市中野俣中里付近の四等三角点 TR45840208101 に 仮重力基準点(7001)を設けた(図 46)。仮重力点 7001 における絶対重力値の算定は、 一等重力点 940032A との閉合測定を行うことにより求めた。その際、重力計読み値等のデ ータを表 18 に示す。なお、閉合重力測定は各点で少なくとも5回以上行い、より安定した データを採用している。



図 45 一等重力点 940032A、仮重力点 7001 および重力測定点の位置関係 地形図は国土地理院地図を使用



図 46 中野俣測線における仮重力点 7001 の位置 地形図は国土地理院地図を使用

表 18 中野俣測線における一等重力点と仮基準

測定点番号	重力読み値 (mGal)	標準偏差	傾きX	傾きY	潮汐補正 (mGal)	測定時間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	備考
7000	5314. 793	0. 247	0.6	-1.1	0.016	120	5:05:20	2019/7/12	一等重力点 940032A
7001	5341.601	0. 055	-2.5	-0. 2	0. 081	120	7:02:42	2019/7/12	仮重力点
7000	5314. 989	0. 193	2. 7	0	0. 101	120	8:13:00	2019/7/12	一等重力点 940032A

仮重力基準点 7001 の諸元は以下の通りである。

- ・緯度 北緯 38°54′05″.9765
- ・経度 東経 140°00′53″.6976
- ・標高 67.04 (m)
- ・絶対重力値 980097.6727 (mGal)

中野俣測線における重力測定は、73点で行い、測定間隔は測線沿いにおおむね 200 m を 標準とした。重力測定は、一日の測定開始時と終了時に仮基準点において測定を実施し、 器械の内部的理由で発生するドリフトの影響を少なくするようにした。測定点の位置を図 47 に、測線 A と地質との位置関係を図 48 に、活断層との位置関係を図 49 に示す。また、 測定点の位置情報を表 19 に、各測定点での重力計読み値、器械高等を表 20 に示す。中野 俣測線は、本地域周辺二分する主要な地層である中新統青沢層、草薙層、北俣層、鮮新統 楯山層、丸山層、観音寺層、更新統庄内層群を横切り、また、青沢断層および庄内平野東 縁断層帯を構成する酒田衝上断層群を横切るように設定した。なお、表 19 における X 座 標および Y 座標の値は、国土交通省による平面直角座標系 X 系の値である。



図 47(その1) 中野俣測線の重力測定点(西側) 地形図は国土地理院地図を使用



図 47(その2) 中野俣測線の重力測定点(東側) 地形図は国土地理院地図を使用



図 48 中野俣測線の重力測定点と地質の関係 地質情報は、池辺・他(1979)および土谷(1989)による。



図 49 中野俣測線の重力測定点と活断層の関係 活断層情報は、国土地理院地図を使用

表19(その1) 中野俣測線における重力測定点位置

測点番号	X座標 (m)	Y座標 (m)	緯度(゜)	経度(゜)	標高 (m)
7002	-123775.738	-79985.941	38.8814087	139.911443	11.4385
7003	-123777.936	-79899.004	38.8814049	139.9124451	11.6118
7004	-123754.81	-79701.965	38.881588	139.9147132	11.7097
7005	-123711.005	-79507.263	38.8819771	139.9169519	11.7793
7006	-123696.028	-79298.583	38.8822098	139.9193551	11.7802
7007	-123715.032	-79113.254	38.8820648	139.9214931	11.5417
7008	-123752.378	-78918.448	38.8817482	139.9237424	12.0312
7009	-123808.086	-78726.257	38.8812103	139.9259637	12.3628
7010	-123891.389	-78544.601	38.8804741	139.9280667	12.2047
7011	-123962.813	-78362.42	38.8798599	139.9301743	12.2318
7012	-123930.265	-78173.257	38.8801651	139.9323505	12.3661
7013	-123822.186	-78005.381	38.8811569	139.9342729	12.6467
7014	-123677.281	-77866.722	38.8824615	139.9358544	12.4003
7015	-123555.428	-77748.499	38.8836098	139.9372031	12.4147
7016	-123432.968	-77599.614	38.8847084	139.9389051	12.4825
7017	-123323.129	-77432.938	38.885704	139.9408136	12.5637
7018	-123237.556	-77275.891	38.8865013	139.942614	12.712
7019	-123066.244	-77178.283	38.8880043	139.9437197	10.7273
7020	-123009.661	-76973.961	38.8885612	139.9460683	10.8766
7021	-122881.96	-76846.026	38.8897133	139.9475285	12.2827
7022	-122814.364	-76712.258	38.8903542	139.9490627	13.0022
7023	-122696.79	-76544.763	38.8914299	139.9509801	15.2938
7024	-122587.629	-76389.56	38.8924179	139.9527569	15.3138
7025	-122434.396	-76191.648	38.8937874	139.955021	15.4702
7026	-122329.429	-76078.767	38.8947411	139.9563105	15.6404
7027	-122243.247	-75953.174	38.8955574	139.9577486	15.8263
7028	-122077.155	-75811.903	38.8970757	139.9593587	16.4354
7029	-121931.463	-75657.222	38.8984146	139.9611256	16.763
7030	-121907.722	-75473.093	38.8986206	139.9632455	16.2231
7031	-121908.074	-75245.375	38.8986359	139.9658705	16.4573
7032	-121908.272	-75064.046	38.8986359	139.9679608	17.1002
7033	-121953.241	-74873.268	38.8982124	139.9701648	18.9994
7034	-122013.415	-74685.805	38.897728	139.9723323	18.2347
7035	-122082.979	-74490.107	38.8970985	139.9745956	19.0791
7036	-122144.55	-74315.212	38.8965607	139.9766183	19.3507
7037	-122211.894	-74144.763	38.895977	139.9785903	21.3814
7038	-122256.304	-73931.794	38.8955917	139.98105	20.2299
7039	-122205.185	-73743.839	38.8960686	139.983211	20.8494
7040	-122236.018	-73544.889	38.895813	139.9855076	21.5914

表19(その2) 中野俣測線における重力測定点位置

測点番号	X座標 (m)	Y座標 (m)	緯度(°)	経度(°)	標高 (m)
7041	-122115.532	-73389.08	38.8969536	139.9872907	22.4258
7042	-122016.558	-73238.912	38.8978424	139.9890111	23.3113
7043	-122094.311	-73049.735	38.8971672	139.9912001	24.3583
7044	-122083.416	-72825.793	38.8972855	139.9937803	24.67
7045	-122048.447	-72680.654	38.8975983	139.9954496	25.2997
7046	-122007.717	-72503.783	38.8979721	139.9974842	26.8209
7047	-121965.965	-72327.46	38.8983765	139.9995123	27.4452
7048	-121922.478	-72141.374	38.8988266	140.0016528	28.2048
7049	-121997.328	-71923.03	38.8981285	140.0041775	32.893
7050	-122143.208	-71785.897	38.8968658	140.0057736	30.334
7051	-122148.751	-71612.284	38.8967934	140.0077754	32.6825
7052	-122058.726	-71439.314	38.8976593	140.0097599	34.457
7053	-121958.741	-71279.619	38.8985634	140.0115903	34.8768
7054	-121856.342	-71126.937	38.8994293	140.0133397	36.8204
7055	-121777.058	-70963.648	38.9001884	140.0152138	38.4414
7056	-121738.494	-70771.611	38.9005585	140.0174236	38.8289
7057	-121699.534	-70606.806	38.900898	140.0193194	40.6748
7058	-121623.3	-70428.491	38.901577	140.0213671	42.44
7059	-121554.41	-70237.708	38.9022636	140.0235594	43.3821
7060	-121493.442	-70067.902	38.9028358	140.0255107	43.4156
7061	-121442.862	-69849.105	38.9032707	140.0280279	45.6485
7062	-121488.202	-69635.898	38.902874	140.0304904	47.7977
7063	-121491.674	-69461.464	38.902813	140.0325016	50.0531
7064	-121743.336	-69400.1748	38.9006004	140.0332336	50.9711
7065	-122075.135	-69327.6285	38.8976173	140.0341034	53.9891
7066	-122275.892	-69130.8267	38.8958244	140.0363922	58.2401
7067	-122212.199	-68858.9005	38.8964195	140.0395203	61.0951
7068	-122164.873	-68651.9938	38.896862	140.0419006	64.5411
7069	-122322.396	-68506.4173	38.8954544	140.0435944	65.7711
7070	-122255.875	-68362.882	38.8960648	140.0452423	68.1771
7071	-122125.572	-68152.6083	38.8972549	140.0476532	72.0201
7072	-122001.602	-67942.396	38.8983879	140.0500641	76.4181
7073	-122126.083	-67697.2568	38.8972855	140.0529022	79.4911
7074	-121980.684	-67515.991	38.8986092	140.0549774	93.8461

表 20(その1) 中野俣測線における重力測定結果

測点 番号	重力読み値 (mGal)	標準 偏差	傾き X	傾き Y	潮汐補正 (mGal)	測定時 間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
7001	5341.732	0.177	3.8	0.3	-0.064	60	0:09:14	2019/7/13	0.171	仮重力点
7002	5320.977	0.688	-2.3	-2.4	-0.076	60	1:22:43	2019/7/13	0.169	
7003	5321.010	0.624	3.9	4.5	-0.077	60	1:52:19	2019/7/13	0.167	
7004	5321.108	0.490	0.4	3.1	-0.075	60	2:18:07	2019/7/13	0.168	
7005	5321.214	0.540	-4.1	0.3	-0.072	60	2:38:16	2019/7/13	0.167	
7006	5321.396	0.556	0.8	1.1	-0.067	60	2:58:16	2019/7/13	0.164	
7007	5321.580	0.635	2.0	-4.0	-0.063	60	3:13:04	2019/7/13	0.163	
7008	5321.536	0.467	-8.6	-3.2	-0.056	60	3:30:39	2019/7/13	0.165	
7001	5341.938	0.154	0.3	1.2	-0.035	60	4:16:18	2019/7/13	0.164	仮重力点
7001	5405.538	0.059	-3.8	0.9	-0.067	60	4:49:25	2019/10/21	0.159	仮重力点
7009	5385.287	0.162	-2.5	2.0	-0.066	60	5:23:31	2019/10/21	0.134	
7010	5385.448	0.247	-3.7	4.0	-0.065	60	5:44:14	2019/10/21	0.131	
7011	5385.586	0.208	7.9	4.5	-0.064	60	5:53:10	2019/10/21	0.134	
7012	5385.730	0.277	6.7	6.8	-0.063	60	6:04:37	2019/10/21	0.112	
7013	5385.844	0.177	-0.9	-1.9	-0.060	60	6:26:57	2019/10/21	0.161	
7014	5386.153	0.156	-0.5	1.8	-0.059	60	6:39:15	2019/10/21	0.161	
7015	5386.352	0.164	1.4	-1.5	-0.058	60	6:48:15	2019/10/21	0.124	
7016	5386.529	0.179	-2.9	-5.1	-0.056	60	7:04:52	2019/10/21	0.132	
7017	5386.909	0.185	-3.0	0.7	-0.055	60	7:15:46	2019/10/21	0.153	
7018	5387.167	0.145	-6.7	0.3	-0.053	60	7:32:43	2019/10/21	0.156	
7001	5405.623	0.070	2.8	-0.4	-0.050	60	7:57:07	2019/10/21	0.165	仮重力点

表 20 (その2) 中野俣測線における重力測定結果

測点 番号	重力読み値 (mGal)	標準 偏差	傾き X	傾き Y	潮汐補正 (mGal)	測定時 間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
7001	5406.082	0.110	-0.1	-2.9	0.038	60	0:10:27	2019/10/22	0.167	仮重力点
7019	5388.409	0.176	0.2	0.8	0.027	60	0:30:08	2019/10/22	0.156	
7020	5388.778	0.249	1.3	3.4	0.021	60	0:41:31	2019/10/22	0.153	
7021	5388.729	0.268	-0.5	-0.5	0.015	60	0:52:21	2019/10/22	0.158	
7022	5388.654	0.189	-4.3	-0.3	0.009	60	1:04:23	2019/10/22	0.143	
7023	5388.312	0.165	-3.0	-3.5	0.000	60	1:18:53	2019/10/22	0.176	
7024	5388.462	0.213	-1.9	0.8	-0.004	60	1:29:16	2019/10/22	0.155	
7025	5388.710	0.286	-2.8	-1.0	-0.011	60	1:40:32	2019/10/22	0.148	
7026	5388.873	0.233	0.7	-3.4	-0.018	60	1:55:29	2019/10/22	0.130	
7027	5389.230	0.215	0.5	-3.6	-0.026	60	2:08:36	2019/10/22	0.179	
7028	5389.548	0.214	6.0	-5.8	-0.031	60	2:19:20	2019/10/22	0.167	
7029	5390.076	0.218	0.0	0.5	-0.036	60	2:30:19	2019/10/22	0.154	
7030	5391.064	0.225	5.4	-1.6	-0.042	60	2:43:10	2019/10/22	0.139	
7031	5392.247	0.237	-3.6	-1.3	-0.067	60	3:50:41	2019/10/22	0.153	
7032	5393.124	0.330	-2.2	-0.7	-0.070	60	4:05:50	2019/10/22	0.134	
7033	5392.904	0.400	1.8	-0.6	-0.072	60	4:16:01	2019/10/22	0.181	
7034	5393.670	0.424	1.4	-0.3	-0.075	60	4:28:53	2019/10/22	0.164	
7035	5394.864	0.254	2.0	-1.9	-0.076	60	4:38:52	2019/10/22	0.165	
7036	5396.104	0.320	2.2	-3.2	-0.078	60	4:52:55	2019/10/22	0.169	
7037	5396.879	0.213	0.7	-1.6	-0.078	60	5:04:35	2019/10/22	0.119	
7038	5398.650	0.392	0.0	-1.8	-0.079	60	5:17:45	2019/10/22	0.172	
7039	5399.590	0.280	4.4	4.3	-0.079	60	5:30:02	2019/10/22	0.165	
7040	5400.608	0.281	4.6	-3.2	-0.078	60	5:44:51	2019/10/22	0.175	
7041	5401.026	0.169	-0.8	-0.2	-0.077	60	5:54:48	2019/10/22	0.170	
7042	5401.532	0.290	-3.2	1.2	-0.077	60	6:03:33	2019/10/22	0.174	
7043	5402.134	0.204	0.7	-1.9	-0.075	60	6:16:16	2019/10/22	0.131	
7044	5402.937	0.243	3.5	-0.9	-0.072	60	6:34:24	2019/10/22	0.139	
7045	5403.277	0.306	3.3	0.6	-0.071	60	6:44:12	2019/10/22	0.165	
7046	5403.581	0.229	0.9	-2.4	-0.068	60	6:55:51	2019/10/22	0.156	
7047	5404.080	0.243	4.9	-4.1	-0.066	60	7:08:10	2019/10/22	0.151	
7001	5406.262	0.138	-3.3	1.6	-0.063	60	7:22:13	2019/10/22	0.165	仮重力点

測点 番号	重力読み値 (mGal)	標準 偏差	傾き X	傾き Y	潮汐補正 (mGal)	測定時 間 (秒)	測定時刻 UTC	測定日 UTC	器械高 (m)	備考
7001	5406.753	0.161	2.0	4.2	0.071	60	0:08:24	2019/10/23	0.165	仮重力点
7048	5405.024	0.163	-0.9	-3.1	0.064	60	0:24:16	2019/10/23	0.145	
7049	5404.586	0.136	-0.9	0.1	0.058	60	0:35:30	2019/10/23	0.168	
7050	5405.415	0.211	1.6	-2.0	0.050	60	0:50:18	2019/10/23	0.173	
7051	5405.370	0.123	-0.7	1.9	0.045	60	0:59:50	2019/10/23	0.169	
7052	5405.564	0.195	3.4	-2.3	0.036	60	1:13:53	2019/10/23	0.165	
7053	5406.031	0.169	8.0	0.9	0.030	60	1:24:24	2019/10/23	0.169	
7054	5406.175	0.187	-3.1	-0.4	0.024	60	1:33:57	2019/10/23	0.165	
7055	5406.500	0.138	-4.1	2.8	0.016	60	1:46:17	2019/10/23	0.172	
7056	5407.193	0.097	-0.1	-2.1	0.009	60	1:57:12	2019/10/23	0.167	
7057	5407.400	0.124	-3.8	1.5	0.002	60	2:08:05	2019/10/23	0.168	
7058	5407.818	0.156	-2.0	-5.6	-0.010	60	2:26:54	2019/10/23	0.161	
7059	5408.517	0.157	-0.9	4.9	-0.017	60	2:39:24	2019/10/23	0.158	
7060	5409.255	0.127	4.1	-6.7	-0.024	60	2:48:29	2019/10/23	0.174	
7061	5409.775	0.123	-2.9	-3.4	-0.036	60	3:09:05	2019/10/23	0.175	
7062	5410.213	0.143	-5.8	-4.1	-0.078	60	4:43:27	2019/10/23	0.177	
7063	5410.485	0.131	-0.1	-4.0	-0.082	60	4:58:24	2019/10/23	0.160	
7064	5411.176	0.119	-4.8	3.7	-0.086	60	5:21:27	2019/10/23	0.169	
7065	5411.099	0.069	1.2	-0.5	-0.069	60	7:37:46	2019/10/23	0.159	
7066	5411.165	0.090	-3.8	0.4	-0.066	60	7:47:31	2019/10/23	0.157	
7001	5406.952	0.157	-2.1	-0.1	-0.058	60	8:08:17	2019/10/23	0.172	仮重力点
7001	5407.426	0.146	0.5	1.5	0.087	60	0:18:54	2019/10/24	0.165	仮重力点
7067	5411.756	0.049	0.6	-1.2	0.072	60	0:58:46	2019/10/24	0.156	
7068	5411.205	0.064	1.6	2.1	0.052	60	1:35:54	2019/10/24	0.159	
7069	5411.142	0.053	1.0	1.3	0.041	60	1:51:53	2019/10/24	0.161	
7070	5411.243	0.042	1.1	-0.5	0.026	60	2:15:24	2019/10/24	0.171	
7071	5410.820	0.044	2.1	0.6	0.009	60	2:38:21	2019/10/24	0.148	
7072	5411.251	0.050	0.4	-3.4	-0.030	60	3:34:17	2019/10/24	0.172	
7073	5411.932	0.064	0.8	-2.5	-0.055	60	4:12:14	2019/10/24	0.152	
7074	5409.603	0.050	-0.5	-2.7	-0.072	60	4:44:43	2019/10/24	0.164	
7001	5408.132	0.163	-5.7	-4.8	0.087	60	0:37:06	2019/10/25	0.163	仮重力点

表 20(その3) 中野俣測線における重力測定結果

表 20 により得られた読み取り値より、器械高補正、ドリフト補正、陸域の地形補正、緯 度補正(正規重力値との差の算出)、大気補正、フリーエア補正、ブーゲー補正を行うこと により、ブーゲー異常を算出した。地形補正やブーゲー補正の際に、前述のように近接す る庄内地域で推定される地層の密度を用いて、標準地層の密度を、2.3 g/cm³と仮定した。 この推定方法を詳しく述べると、新庄地域には、下位より、長尾層、銀山層、中島層、南 沢層、鮭川層、八前層、および毒沢層が分布している(佐藤・他,2006)。年代や岩相の点 からこれらの地層は、新庄地域の長尾層が青沢層、銀山層が草薙層、中島層が北俣層、南 沢層が楯山層、鮭川層が丸山層、八向層が観音寺層、および毒沢層が庄内層群にほぼ対比 される。一方、新庄含む地域で行われた「東北日本横断地殻構造探査」で得られた速度構 造と、新庄地域で行われた稠密反射法地震探査断面や近隣のボーリング掘削資料(佐藤・ 他,2006)から、新庄地域の各層のP波速度は、

長尾層 3.8~5.5 km/s (2.43~2.66 g/cm³) 銀山層・中島層 3.0~3.8 km/s (2.29~2.43 g/cm³) 南沢層・鮭川層 2.2~3.0 km/s (2.12~2.29 g/cm³)

八向層 1.6~2.8 km/s (1.96~2.25 g/cm³)

毒沢層 1.4~1.8 km/s (1.89~2.02 g/cm³)

と推定される。これらの P 波速度を、Gardner et al. (1974)の経験式を用いて密度に換算 したものを括弧内に示している。これらから、庄内地域の地層の密度範囲が 1.89 g/cm³~ 2.66 g/cm³と推定され、これらの地層がいずれも地表まで分布していることから、標準地 層の密度を、2.3 g/cm³と仮定した。

算出されたブーゲー異常を表 21 に示す。また、北端から南端に向かう距離に対するブ ーゲー異常の変化を図 50 に示す。図 50 において、ブーゲー異常は東に向かって増大する。 測線全長 12.5 km に対して、約 44mGal 程度増大する。測線西端からの距離が 4.5 km 付 近までは増大の割合が比較的小さいのに対し、酒田衝上断層群を越える付近では増大の割 合が一度大きくなる。これより東方では、すぐ西側の酒田衝上断層群付近に比べれば小さ いものの、0~4.5 km 付近の西部に比べ、増大の割合が増す。西端からの距離 11 km 付 近の青沢断層付近で段差状にブーゲー異常が増大し、さらに東方では、距離 6~11 km 付 近以上の割合でブーゲー異常が増大する。酒田衝上断層群および青沢断層を横切ると、ブ ーゲー異常の増大の割合が変化するのは、東側の浅部により密度の大きい地層が分布して いることを示す。



図 50 中野俣測線のブーゲー重力異常

			陸域地形補	ブーゲー毘骨		
測点番 号	絶対重力値 (mGal)	正規重力値 (mGal)	近傍 (0~50 m)	中距離(50 m~1 km)	遠距離 (1~ 45 km)	ノークー異常 (mGal) 補正密度 2 20g/cc
7002	080076.86	080070 574	0.01	0.02	0.13	0.05
7002	980070.80	980070.374	0.01	0.02	0.13	9.95
7003	980076.04	980070.573	0.02	0.02	0.13	10.01
7004	980070.94	980070.595	0.02	0.02	0.13	10.10
7005	980077.03	980070.030	0.01	0.02	0.14	10.13
7000	980077.20	980070.043	0.01	0.02	0.14	10.30
7007	980077.31	980070.030	0.02	0.01	0.14	10.40
7008	980077.31	980070.001	0.02	0.02	0.14	10.54
7005	980077.55	980070.333	0.02	0.02	0.15	10.73
7010	980077.68	980070.434	0.02	0.02	0.15	10.55
7011	980077.82	980070.456	0.01	0.02	0.15	11.13
7012	980077.02	980070.553	0.02	0.01	0.10	11.27
7013	980078.24	980070.669	0.01	0.01	0.10	11.50
7014	980078.24	980070.767	0.02	0.00	0.17	11.50
7016	980078.59	980070.866	0.02	0.00	0.17	11.00
7017	980078.97	980070.955	0.01	0.00	0.18	11.00
7018	980079.23	980071.024	0.01	0.01	0.19	12.33
7019	980079.29	980071.161	0.00	0.01	0.19	12.23
7020	980080.35	980071.208	0.01	0.02	0.20	12.82
7021	980080.30	980071.310	0.01	0.03	0.20	13.00
7022	980080.21	980071.365	0.01	0.04	0.21	13.04
7023	980079.88	980071.460	0.01	0.06	0.21	13.15
7024	980080.02	980071.548	0.01	0.09	0.21	13.31
7025	980080.26	980071.672	0.02	0.10	0.22	13.51
7026	980080.41	980071.756	0.02	0.10	0.23	13.63
7027	980080.78	980071.826	0.03	0.07	0.23	13.94
7028	980081.09	980071.959	0.03	0.07	0.24	14.27
7029	980081.60	980072.076	0.01	0.05	0.25	14.67
7030	980082.58	980072.097	0.00	0.02	0.26	15.45
7031	980083.74	980072.098	0.00	0.01	0.27	16.66
7032	980084.61	980072.099	0.00	0.01	0.28	17.67
7033	980084.40	980072.065	0.01	0.03	0.28	17.94
7034	980085.15	980072.018	0.00	0.05	0.28	18.64
7035	980086.34	980071.964	0.00	0.08	0.29	20.13
7036	980087.58	980071.917	0.00	0.10	0.29	21.53
7037	980088.33	980071.864	0.00	0.09	0.29	22.76

表 21 (その1) 中野俣測線におけるブーゲー異常

表 21(その2) 中野俣測線におけるブーゲー異常

			陸域地形補	i正 1g/ccの場	場合 (mGal)	ブーゲー異常
測点番	絶対重力値	正規重力値				(mGal)
号	(mGal)	(mGal)	近傍 (0~50 、	中距離(50	速距離(1~	補正密度
			m)	m~1 km)	45 km)	2.20g/cc
7039	980091.05	980071.873	0.00	0.12	0.31	25.45
7040	980092.06	980071.850	0.00	0.07	0.32	26.56
7041	980092.47	980071.947	0.00	0.08	0.33	27.09
7042	980092.98	980072.027	0.00	0.08	0.33	27.71
7043	980093.56	980071.966	0.00	0.05	0.34	28.54
7044	980094.36	980071.976	0.00	0.04	0.36	29.39
7045	980094.70	980072.005	0.00	0.03	0.36	29.84
7046	980095.00	980072.039	0.00	0.02	0.37	30.42
7047	980095.49	980072.074	0.00	0.02	0.38	31.03
7048	980095.93	980072.110	0.00	0.03	0.39	31.63
7049	980095.50	980072.052	0.02	0.03	0.39	32.31
7050	980096.32	980071.936	0.01	0.05	0.41	32.75
7051	980096.27	980071.933	0.00	0.04	0.42	33.21
7052	980096.46	980072.006	0.00	0.03	0.44	33.70
7053	980096.92	980072.087	0.00	0.03	0.45	34.20
7054	980097.06	980072.170	0.00	0.03	0.46	34.70
7055	980097.38	980072.234	0.00	0.03	0.48	35.34
7056	980098.07	980072.266	0.00	0.04	0.50	36.15
7057	980098.27	980072.298	0.01	0.05	0.52	36.78
7058	980098.68	980072.360	0.01	0.06	0.54	37.59
7059	980099.37	980072.416	0.01	0.07	0.57	38.50
7060	980100.11	980072.466	0.00	0.06	0.61	39.24
7061	980100.62	980072.508	0.01	0.06	0.65	40.30
7062	980101.02	980072.473	0.00	0.10	0.70	41.38
7063	980101.28	980072.472	0.01	0.14	0.74	42.32
7064	980101.97	980072.272	0.03	0.25	0.77	43.75
7065	980101.83	980072.008	0.00	0.40	0.81	44.92
7066	980101.89	980071.850	0.04	0.37	0.90	46.26
7067	980101.98	980071.902	0.05	0.53	0.99	47.50
7068	980101.41	980071.941	0.08	0.62	1.04	48.01
7069	980101.34	980071.817	0.00	0.67	1.16	48.54
7070	980101.44	980071.871	0.03	0.64	1.18	49.12
7071	980100.99	980071.976	0.09	0.73	1.20	49.79
7072	980101.41	980072.076	0.01	0.91	1.22	51.31
7073	980102.06	980071.979	0.08	0.76	1.35	52.82
7074	980099.72	980072.096	0.01	0.99	1.26	53.56

問題③や問題④では、厚い堆積層とその中に伏在する活断層の存在形態を確認すること が重要であるので、それより地下深部に原因をもつ密度変化を取り除かなければならない。 そのため、東北地方を横断する方向の広域的なブーゲー異常変化を取り除く。図 51 は、地 質調査総合センター(2004)が公開しているデータを利用し、中野俣測線の南北方向の中 心、北緯 38 度 53 分 30 秒から±5分,つまり北緯 38 度 48 分 30 秒~38 度 58 分 30 秒の 間で,東西方向は東北日本全体を網羅するブーゲー異常の東西方向の変化を示す。これら のデータを解析する際には、公開データに含まれる水域地形補正を算入し、また、地形補 正やブーゲー補正の範囲は公開データの様式にしたがって 60 km とした。補正計算に用い る標準地層の密度は、中野俣測線に合わせて 2.3 g/cm³とした。

図 51 に示すように、東北地方におけるブーゲー異常の変化は、直線近似すると、西に向かって減少する。この変化率は、0.0007 mGal/m である。そこで、この変化率を広域的なトレンドとして、浅部構造の解析の際には除去することにする。計算上は、

(トレンド補正後の値)=(観測ブーゲー異常)-0.0007×(測定点の西端からの距離) である。計算結果を図 54 に示す。



図 51 中野俣付近(38°53.5')から南北に±5'の東北地方陸域のブーゲー異常 (補正密度=2.30 g/cm³, 青点で表示)および中野俣測線上での測定値(赤 点)



図 52 中野俣測線におけるトレンド補正前後のブーゲー重力異常

図 52 に示すようなトレンド補正後のブーゲー異常に適合するよう地下密度構造モデル を検討する。前述のように、新庄地域との地層の対比を考慮に入れて、5 層モデルで検討 する。各層の密度は以下の通りである。

- 第1層 1.90 g/cm³ 庄内層群に相当
- 第2層 2.00 g/cm³ 観音寺層に相当
- 第3層 2.20 g/cm³ 楯山層・丸山層に相当
- 第4層 2.40 g/cm³ 草薙層・北俣層に相当
- 第5層 2.65 g/cm³ 青沢層に相当

なお、第5層は新庄地域では長尾層に相当するが、長尾層は泥岩を主体とする地層であ るのに対し、青沢層は玄武岩溶岩や玄武岩質火砕岩からなるので、長尾層よりやや大きい 値を設定した。密度構造から算出されるブーゲー異常は Talwani et al. (1959)の方法に基 づく、重力場解析ソフト LTC 社製 2 MOD を使用した。この際、background density は、 ブーゲー補正算出時に用いたのと同じ標準地層の密度 2.30 g/cm³とした。解析に当たって は、地表に分布する地質と矛盾の無いようにし、サブテーマ1 で得られている反射法地震 探査による深度断面を参考にした。解析の結果を図 53、図 54 および図 55 に示す。図 53 にトレンド補正後の観測ブーゲー異常と密度構造から推定される計算ブーゲー異常を示し、 図 54 に密度構造図、図 55 に参考にした反射法地震探査による深度断面図を示す。地域全 域で、観測と計算ブーゲー異常はおおむねよい一致を示す。



図 53 中野俣測線における観測ブーゲー異常と密度構造モデルから推定される計算ブーゲー異常



図 54 中野俣測線における密度構造モデル 地層との対応関係は、おおよそ第1層(2.90 g/cm³)が庄内層群、第2 層(2.00 g/cm³)が観音寺層、第3層(2.20 g/cm³)が楯山層・丸山 層、第4層(2.40 g/cm³)が草薙層・北俣層および第5層(2.65 g/cm³)が青沢層に相当する。



図 55 中野俣測線における密度構造モデルと反射法地震探査のマイグレーション 後深度断面図の解釈の比較

図54の密度構造モデルから推定される断層構造を図55の反射法地震探査のマイグレション後の深度断面と比較する。図55では、酒田衝上断層群は2条の分岐した断層から構成され、浅部で約45°、深部で約30°と低角で東に傾いている。この断層群は、青沢層以上の地層群を大きく変位させ、この断層活動に伴って上盤側には背斜や向斜の地質構造が形成されていることを強く示唆している。さらに、図54の密度構造モデルから東側の青沢断層付近に密度構造の段差が推定されるが、これは青沢断層のうちでも地質図で示される西側の断層に相当し、この段差が示すように、大きな変位が認められる。これらの断面では必ずしも明らかではないが、酒田衝上断層群より青沢断層の方がやや傾斜角が大きいことから、さらに深部では一つの断層に収斂する可能性がある。一方、酒田衝上断層群の下盤側では、第4層、つまり草薙層以上に相当する地層が草薙相当層の層理面に大きく斜交しない断層により断ち切られると解釈できる。これは、草薙層など泥質岩がディタッチメント断層を形成していることを示唆する。

このように今回得られた密度構造モデルから推定される地質構造と、サブテーマ1において反射法地震探査断面から推定される断層構造とは大局的によい一致を示す(図54、図55)。

(d) 結論ならびに今後の課題

稠密重力調査により、安曇川測線、中央構造線断層帯A測線および中野俣測線のブーゲー 異常の変化が明らかになった。 安曇川測線では、ブーゲー異常の変化と地質や断層との関係が明らかになった。距離に対 するブーゲー異常の変化率は、東側の琵琶湖西岸断層帯付近や西側の花折断層付近で大きく 変化する。密度構造モデルからは、琵琶湖西岸断層帯は少なくとも2条の断層から構成され、 より東側の断層は地形面に大きな変動が認められないものの、変位はより大きいと推定され る。花折断層付近のブーゲー異常の急変は、丹波帯内の地質分布の変化に起因する可能性が あり、この分布変化には花折断層そのものが関与する可能性がある。

中央構造線断層帯A測線では、ブーゲー異常は三波川コンプレックスの分布地域に向かっ て大きくなる。特に、岡村層分布域から岡村断層に至る地域では、大きな傾度でブーゲー異 常が変化する。密度構造モデルからは、岡村層の東縁を画する岡村断層は、西に傾いている ことが強く示唆され、地下深部では中央構造線に収斂する可能性がある。

中野俣測線では、ブーゲー異常は酒田衝上断層群および青沢断層周辺で急変し、密度の異なる地層がこれらの断層を挟んで接しており、より東側ほど密度の大きい地層が分布することを示す。密度構造モデルからは、酒田衝上断層群は2条の断層からなり、ほぼ東に45°~30°で傾斜すると推定される。青沢断層については、変位の大きい断層は1条が推定され、地下では酒田衝上断層群と収斂し、一つの断層となる可能性がある。また、酒田衝上断層群から派生したディタッチメント断層が存在し、その上位の地層を変位している可能性を示す。

今後の課題として、大局的には、反射法地震探査による断層構造や地質構造は、重力調査 に基づく結果と主要な断層の位置関係や地質分布と同じである。ただし、詳細には地下にお ける断層や地質分布が完全に一致はしていない。今後、重力調査に基づく、密度構造モデル について、この点を踏まえて、さらに改善が望まれる。

(e) 引用文献

青矢睦月・野田 篤・水野清秀・水上知行・宮地良典・松浦浩久・遠藤俊祐・利光誠一・青 木正博,新居浜地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),産総研地質調査 総合センター,181 p., 2013.

地質調査総合センター,日本重力 CD-ROM 第2版,2004.

地質調査総合センター,1:200,000地質図幅「高知第2版」,2018.

Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. and Gregory, A. R., Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophys., 39, 770-780, 1974.

木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤,北小松地域の地質,地域地質研究報告(5万 分の1地質図幅),地質調査所,102 p.,2001.

木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野実・高橋裕平,京都東北部地域の地 質,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,89 p., 1998.

池辺 穣・大沢 穠・井上寛生,酒田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図 幅)、地質調査所,42p.,1979.

- 石田志朗・河田清雄・宮村 学, 彦根西部地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1図 幅), 地質調査所, 121 p., 1984.
- 伊藤谷生・他 24 名,四国中央構造線地下構造の総合物理探査,地質学雑誌,102 巻, 346-360,1996.

- 宮内崇裕・岡田篤正・堤 浩之・東郷正美・平川一臣,都市圏活断層図「北小松」, D1-No.449,国土地理院, 2005.
- 中江 訓・吉岡敏和, 熊川地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71p., 1998.
- 中江 訓・吉岡敏和・内藤一樹, 竹生島地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質 図幅), 地質調査所, 71 p., 2001.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久,都市圏活断層図「京都東北部第2 版」, D1-No.524,国土地理院, 2008.
- Sato, H., Kato, N., Abe S., Van Horne, A., Takeda, T., Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan. Tectonophysics, 644-645, 58-67, 2015.
- 佐藤比呂志・他 13 名,新庄盆地東部佳津褶曲群を横切る反射法地震探査. 地震研究所彙報, 81, 157-169, 2006.
- Talwani, M., Worzel, J. M., Landisman, M., Rapid Gravity Computations of twodimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Jour. Geophys. Res., 64,49-59, 1959.
- 土谷信之,大沢地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,85 p.,1989.
- 堤 浩之・熊原康博・千田 昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司,都市圏活断層図「熊 川」, D1-No.449,国土地理院, 2005.

3.3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人	主任研究員	松原 誠
防災科学技術研究所	特別研究員	ヤノ トモコ
地震津波火山ネットワークセンター		エリザベス

(c) 業務の目的

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下限 や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討する。

(d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度:

日本列島の活断層-震源断層システムの構造的な特徴の抽出のために必要となる3次元 地震波速度トモグラフィ・微小地震活動などの地震学的データの収集・整理を行った。 2) 平成 30 年度:

平成 29 年度に収集した微小地震活動やトモグラフィなどのデータを元に、近年発生した内陸地震の震源断層域およびサブテーマ(1)で実施した反射法地震探査周辺の活断層における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

3) 令和元年度:

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下 限や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

東北日本中部等の断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、 地震発生層の下限や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な 特徴を検討した。

(b) 業務の実施方法

1) 東北地方中部における地震発生層の厚さ

防災科研 Hi-net の震源カタログをもとに、2000 年 10 月~2017 年 12 月の地震につい て Matsubara et al. (2019)による三次元地震波速度構造を用いて震源再決定を行った。そ のカタログに基づいて地震発生層を解析した。ある領域内の地表から深さ 25km までの地 震活動のうち、全体の10%の地震が起きている深さ(D10)を地震発生層の上限、全体の90%の地震が起きている深さ(D90)を地震発生層の下限とした。断層近傍の地震活動に着目するため、あるグリッドから±0.1°の矩形内に地震が11個以上ある場合にD10とD90を解析した。2003年宮城県北部の地震、2008年岩手・宮城内陸地震については、地震前後のD90を推定した。その結果と、温度構造や地震時すべり域、余震分布などを比較した。地下の温度構造は、防災科研 Hi-net の観測井などで測定した温度から推定した地殻熱流量(Matsumoto et al., 2007)等のデータを用いてTanaka (2004)や田中(2009)の手法を用いて推定した。

2) 地殻・最上部マントルの構造的な特徴の検討

山形県北部について、深さ 10km および 20km における P 波速度構造および Vp/Vs 構造と発震機構解を比較した。

(c) 業務の成果

1) 東北地方中部における地震発生層の厚さ

2003 年宮城県北部の地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した地下の温度 が 300℃の深さ(D300℃)、余震活動、三次元地震波速度構造を図1に示す。本震前は観 測期間も短く地震活動が少ないため、地震活動から D90 の推定は困難であるが、D300℃ では深さ 10~13 km 程度である。実際の余震活動からは D90 は 14 km であった。地震活 動が少ない地域では、地震発生層の下限は温度構造から推定可能である。



図 1 宮城県北部地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 震源分布、 (e) P 波速度構造、(f) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。
2008 年岩手・宮城内陸地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した地下の温 度が 300℃の深さ(D300℃)、地震時すべり域(Suzuki et al., 2010)、余震活動、三次元 地震波速度構造を図2に示す。活火山近傍であるため D90 は6~10 km である。一方、 D300℃はさらに浅く5 km 程度である。地震時すべり域のうち大きなすべりは深さ7 km 程度までであり(Suzuki et al., 2010)、火山地帯のように温度構造が特殊な場合は、地震 活動から推定される D90 を評価対象とすべきであることが分かる。



図 2 岩手・宮城内陸地震の(a)本震前の D90、(b)本震後の D90、(c) D300℃、(d) 地震 時すべり量、(e)震源分布、(f) P 波速度構造、(g) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

東北地方の D90 を図3に示す。活火山近傍では D90 は約8km と浅いが日本海沿岸では 20km 以深まで達する。千屋断層付近では、東で深く、西側で浅いことが分かる。モホ 面の深さ(Matsubara et al., 2017)と比較すると火山の下での深いモホ面と浅い D90 が 対応すると同時に、日本海側での浅いモホ面と深い D90 が対応する。千屋断層を挟んで東 で深いモホ面と浅い D90 が、西側では浅いモホ面と深い D90 が対応して調和的である。



図3 (a) 東北地方の D90 の分布。4 km 毎の等値線を太い青線で、2 km 毎の等値線を細い線で示す。(b) 東北地方のモホ面の分布。青矢印は千屋断層の位置を示す。

2) 地殻・最上部マントルの構造的な特徴の検討

山形県北部の深さ 10 km および 20 km の P 波速度パータベーションおよび Vp/Vs と P 軸および T 軸の分布を図4に示す。上部地殻では P 波速度は火山近傍を除いて高速度であ り、地震活動は高 Vp/Vs の周囲や低 Vp/Vs 域で活発である。一方、下部地殻では日本海側 で地震活動が活発であるが、その領域は P 波高速度かつ低 Vp/Vs 域である。



図 4 山形県北部の(a)(b) 深さ 10 km および(c)(d) 20 km の(a)(c) P 波速度構造と(b)(d) Vp/Vs 構造および P 軸および T 軸の分布

(d) 結論ならびに今後の課題

三次元地震波速度構造により震源の深さを高精度に決めたことにより、地震発生層の上限および下限をさらに精度良く推定することが可能となった。また、地殻熱流量から推定した温度構造の結果とも調和的である。さらに、D90の深いところとモホ面の浅い領域、D90の浅い領域とモホ面の深い領域が調和的であることも多い。

一方、地震活動が活発でないところでは、地震活動から D90 を推定することは困難である。同時に、活火山近傍など温度構造が特異な領域もある。それぞれの解析が困難な領域では、もう一方の解析により、地震発生層の下限が推定可能と考えられる。

地表付近の温度構造から推定する地殻熱流量により地下の温度構造を推定しているが、 今後、地震波速度構造から推定した温度構造を合わせて地下の物質などと合わせて議論す ることにより、より精度の高い D90 の解析や地震活動が不活発な領域での D90 の推定に も結び付けられると期待される。

(e) 引用文献

- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya, Seismic velocity structure in and around the Japanese Island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Seismic Waves Probing Earth System, IntechOpen, 1-19, doi:10.5772/intechopen.86936, 2019.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets Space, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.
- 田中明子,地球浅部の温度構造-地震発生層との関連,地震,61,S239-S245,2009.
- Suzuki, W., S. Aoi and H. Sekiguchi, Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 256-266, 2010.
- Matsubara M., H. Sato, T. Ishiyama, and A. D. Van Horne, Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, Tectonophysics, 710-711, 97-107, doi:10.1016/j.tecto.2016.11.025, 2017.

(3) 平成29~令和元年度の研究報告

(a) 業務の要約

断層帯の地震波速度構造および地震活動解析を基に、詳細な震源分布、地震発生層の下限 や、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

(b) 業務の実施方法

1) 内陸地震震源域における地震発生層の下限の推定

防災科研Hi-netが観測を開始した後に発生した内陸に地震について、地震活動から推定される地震発生層の下限と地殻熱流量から推定される温度構造から求められる地下300℃の深 さの分布、地震時すべり域、余震分布などを比較した。地下の温度構造は、防災科研Hi-net の観測井などで測定した温度から推定した地殻熱流量(Matsumoto et al., 2007)等のデータ を用いてTanaka (2004)や田中(2009)の手法を用いて推定した。

2) 活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴

断層帯の地震波速度構造および三次元地震波速度構造をもとに解析した発震機構解を用いて、活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

(c) 業務の成果

1) 内陸地震震源域における地震発生層の下限の推定

2016 年熊本地震の D90 と地下の温度が 300℃の深さ(D300℃) や地震時すべり域、余 震分布などの比較を図5に示す。本震前の地震活動から推定される D90 は南西で 14 km および北東で 10 km、北東端で8 km であった。地震時すべり域から大きなすべり域は深 さ 13 km 程度までであり、余震分布をみると深い方へ伸びているが、大地震の強震動を起 こす断層破壊域の下限としては、D90 から推定される深さが妥当と考えられる。



図 5 熊本地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 地震時すべり量、 (e) 震源分布、(f) P 波速度構造、(g) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

2003 年宮城県北部の地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した D300℃、 余震活動、三次元地震波速度構造を図6に示す。本震前は観測期間も短く地震活動が少な いため、地震活動から D90 の推定は困難であるが、D300℃は深さ10~13 km 程度である。 実際の余震活動からは D90 は 14 km であった。このように、地震活動が少ない地域では、 地震発生層の下限は温度構造から推定可能である。



図 6 宮城県北部地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 震源分布、 (e) P 波速度構造、(f) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

2008 年岩手・宮城内陸地震の地震前後の D90 および地殻熱流量から推定した D300℃、 地震時すべり域 (Suzuki et al., 2010)、余震活動、三次元地震波速度構造を図7に示す。 活火山近傍であるため D90 は6~10 km である。一方、D300℃はさらに浅く5 km 程度 である。地震時すべり域のうち大きなすべりは深さ7 km 程度までであり (Suzuki et al., 2010)、火山地帯のように温度構造が特殊な場合は、地震活動から推定される D90 を評価 対象とすべきであることが分かる。



図 7 岩手・宮城内陸地震の(a) 本震前の D90、(b) 本震後の D90、(c) D300℃、(d) 地震 時すべり量、(e) 震源分布、(f) P 波速度構造、(g) Vp/Vs (Matsubara et al., 2019)。

2) 活断層深部の震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴

琵琶湖西岸・花折断層帯について、3次元地震波速度トモグラフィ・微小地震活動など の地震学的データの収集・整理を行った。近畿地方北部の微小地震のP軸およびT軸の分 布を図8に示す。琵琶湖西岸断層帯および花折断層帯を横切る東西断面を図9~10に示 す。図示した結果、地震活動は花折断層帯の下では深さ10~15kmに多く、横ずれ型の地 震が多いことが分かった。一方、琵琶湖西岸断層帯の下では深さ15km以深で地震活動が 活発であり、逆断層型の地震が多く発生していた。琵琶湖西岸断層帯の長期評価では、断 層の西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層ということがわかっており、逆断層型の 地震が多いという本研究の結果はこれまでの活断層の長期評価における断層の型と一致す る。



図8 近畿地方北部における(a) 圧縮(P) 軸および(b) 伸張(T) 軸の分布。



 図 9 北緯 35.43°における速度構造(Matsubara et al., 2019)と震源分布と P 軸や T 軸の 分布。(a) P 波速度パータベーション、(b) S 波速度パータベーション、(c) Vp/Vs を 示す。B は琵琶湖西岸断層帯の、H は花折断層帯の地表トレースの位置を示す。



図 10 北緯 35.16°における速度構造(Matsubara et al., 2019)と震源分布と P 軸や T 軸の分布。(a) P 波速度パータベーション、(b) S 波速度パータベーション、(c) Vp/Vsを示す。B は琵琶湖西岸断層帯の、H は花折断層帯の地表トレースの位置を示す。

東北地方の D90 を図 11 に示す。活火山近傍では D90 は約8km と浅いが、日本海沿岸 では 20km 以深まで達する。千屋断層付近では、東で深く、西側で浅いことが分かる。モ ホ面の深さ(Matsubara et al., 2017)と比較すると火山の下での深いモホ面と浅い D90 が対応すると同時に、日本海側での浅いモホ面と深い D90 が対応する。千屋断層を挟んで 東で深いモホ面と浅い D90 が、西側では浅いモホ面と深い D90 が対応して調和的である。



図 11 (a) 東北地方の D90 の分布。4 km 毎の等値線を太い青線で、2 km 毎の等値線を細い線で示す。(b) 東北地方のモホ面の分布。青矢印は千屋断層の位置を示す。

中央構造線(MTL)付近の D90 を図 12 に示す。北側では深く、南側では浅い。しかし、 西側では地震活動が不活発のため、地震活動からの推定は困難である。



 図 12 MTL 周辺の D90 の分布。(a) ±0.1° 四方に地震が 11 個以上ある場合、(b) ±0.2°
四方に地震が 11 個以上ある場合。 4 km 毎の等値線を太い青線で、 2 km 毎の等値 線を細い線で示す。黄矢印は MTL を示す。

発震機構解からは、この領域の圧縮場や引張場の方向が推定できる(図13~15)。東経 133.2°~133.5°では、中央構造線断層帯付近の微小地震の発震機構解は南北引張の正断層 型と南北引張東西圧縮の横ずれ断層が共存している。一方、東経133.6°および133.7°にお いては南北引張東西圧縮の横ずれ断層が主である。日本列島は広域としては太平洋プレー トの沈み込みに依る東西圧縮場であり、この地域では南からフィリピン海プレートが沈み 込むことにより、南北方向に圧縮する力も働くことが考えられる。しかし、発震機構解か らは南北引張場である。このことは相対的にフィリピン海プレートによる南北圧縮の力よ りも太平洋プレートによる東西圧縮の力が卓越していることを示す。また中央構造線断層 帯の断層面は北傾斜であるが、発震機構解では横ずれ断層型の地震が多いことも特徴的で ある。



図 13 東経 133.2°における速度構造(Matsubara et al., 2019)、震源分布及び発震機構 解。左列上から震源分布と断面位置図、P 波速度構造、S 波速度構造、Vp/Vs、右列 上から発震機構解と断面位置図、P 波速度パータベーション、S 波速度パータベー ション、P 波速度を示す。黒点は 2000 年 10 月 1 日~2017 年 12 月 31 日までの防 災科研 Hi-net で決められた M2.0 以上の地震を Matsubara et al. (2019)の三次元 地震波速度構造を用いて再決定した震源である。▼は中央構造線断層帯の地表の位 置を、赤矢印は中央構造線断層帯から北傾斜の面状の地震活動を示す。発震機構解 は三次元地震波速度構造を用いて再決定したものをそれぞれの断面に対して下半球 投影で表示している。



図 14 東経 133.5°における速度構造(Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。 図の緒言は図 13 と同じ。



図 15 東経 133.7°における速度構造(Matsubara et al., 2017)、震源分布及び発震機構解。 図の緒言は図 13 と同じ。

(d) 結論ならびに今後の課題

地表付近の温度構造から推定される地下の温度構造は、地熱地帯や滞留の存在などにより、地下の精確な温度構造を推定できていない場合も考えられる。一方、地震活動が少ないところでは、地震活動から D90 を推定することは困難である。地震波速度構造による Vp, Vs, Vp/Vs 等から推定される温度構造や地下に存在する物質などを合わせて議論する ことにより、伏在断層も含めて、日本全国の D90 の推定に結び付くことが期待される。

(e) 引用文献

- Matsubara M., H. Sato, T. Ishiyama, and A. D. Van Horne, Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, Tectonophysics, 710-711, 97-107, doi:10.1016/j.tecto.2016.11.025, 2017.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya, Seismic velocity structure in and around the Japanese Island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Seismic Waves-Probing Earth System, IntechOpen, 1-19, doi:10.5772/intechopen.86936, 2019.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- Suzuki, W., S. Aoi and H. Sekiguchi, Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 256-266, 2010.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets Space, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.

田中明子,地球浅部の温度構造-地震発生層との関連,地震,61,S239-S245,2009.

3.4 断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
横浜国立大学大学院環境情報研究院	教授	石川正弘

(c) 業務の目的

より正確な地殻構成岩石モデルを構築するために岩石鉱物の弾性波速度測定実験を行 い、基礎データを得る。また、岩石と鉱物の弾性波速度およびレオロジーに関する既存デ ータを整理し、地殻構成岩石に関する初期モデルに基づき、活断層深部の震源断層域にお ける地震波速度構造に基づく地殻構成岩石モデルを考慮した地震発生層の厚さを検討す る。

(d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度:

日本列島の活断層-震源断層システム、特に 20 世紀以降に発生した内陸地震の震源断 層形状推定に必要な地震発生層の厚さを推定するための、地殻構成岩石に関する初期モデ ルを検討した。

2) 平成 30 年度:

前年に引き続き正確な地殻構成岩石モデルを構築するために岩石鉱物の弾性波速度測 定実験を行い、基礎データを得るとともに、日本列島の活断層-震源断層システム、特に 20 世紀以降に発生した内陸地震の震源断層形状推定に必要な地震発生層の厚さを推定す るための、地殻構成岩石モデルを検討した。

3) 令和元年度:

断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定に関する研究のまとめを行った。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

岩石鉱物の弾性波速度の視点から防災科学技術研究所の三次元地震波速度構造を解釈 することで東北地域、中央構造線周辺(四国・近畿・中国地域)、九州地域の地殻内部の温 度構造と脆性塑性境界の深さを推定し、地震発生層推定に関する研究のまとめを行った。

(b) 業務の実施方法

先行的に行われてきた地殻構成岩石モデルに関する研究において(例えば、Nishimoto

et al., 2008; 石川, 2017)、岩石鉱物の弾性波速度の視点から地震波速度構造を解釈する ことで、東北本州弧の地殻構成岩石モデルが検討されてきた。石英を主要鉱物として含む 上部地殻は一般的に低 Vp/Vs で特徴付けられる一方、上部地殻に苦鉄質岩石が分布する場 合は高い P 波速度で特徴付けられることが示されてきた(平成 28 年度「日本海地震・津 波調査プロジェクト」成果報告書)。地殻深部相当の高温高圧下における岩石鉱物の弾性波 速度測定実験から、P 波速度(Vp)とS 波速度(Vs)には明瞭な温度依存性が認められる 一方、Vp/Vs 比は温度依存性が非常に小さく、岩相に強く依存するということが示されて きた。つまり、特定の深さの地震波速度データセットから、一定の Vp/Vs 比の分布域の地 震波速度データを抽出することは、同一岩相の分布域から地震波速度の温度成分を抽出す ることになる。本研究では、防災科学技術研究所の三次元地震波速度構造(Matsubara et al., 2017)を用いて地震波速度データから温度成分を抽出し、地下の温度分布、地温勾配、 300℃の深度、脆性塑性境界深度などを推定する(図1)。



図1 地震波速度から温度構造を推定する手法。

(c) 業務の成果

図2と図3は東北地域の深さ20kmのP波速度トモグラフィーとVp/Vsトモグラフィーである。奥羽脊梁山地や朝日山地などの下部地殻は低Vpで特徴付けられる一方で、日本海東縁の下部地殻は高Vpを示す。東北地域の地殻構成岩石モデルに関する研究(Nishimoto et al. 2008;石川, 2017)によれば、日本海東縁から奥羽脊梁山地の下部地殻は角閃石はんれい岩や角閃石輝石はんれい岩等で構成され、P波速度の違いは主に構成鉱物比の変化を反映していると解釈されている。秋田県一ノ目潟に産する苦鉄質捕獲岩は下部地殻由来と考えられており、苦鉄質捕獲岩のVp/Vsは1.74~1.80程度である

(Nishimoto et al., 2008)。図1に示したように、まずは、防災科学技術研究所の三次元 地震波速度構造(Matsubara et al., 2017)を用いて深さ 20 km の地震波速度データから Vp/Vs=1.77~1.78 の分布域の P 波速度を抽出し、クリギング補間した P 波速度分布図を 作成した。次に温度構造を推定する上で、東北地域の地温勾配(Kushiro, 1987)を参考に 解析域の地温条件を仮定した(最大地温勾配 33℃/km、地表温度 25℃、深さ 20 km で最 高 685℃)。抽出した P 波速度の最低値 6.34 km/s を 685℃、P 波速度低下率を 1.0×10⁻³ km s⁻¹℃⁻¹と仮定し(一ノ目潟に産する苦鉄質捕獲岩の弾性波速度の温度依存性を参考)、 補完した P 波速度分布から温度分布を推定した。図4は東北で推定された深さ 20 km の 温度分布である。奥羽脊梁山地周辺と朝日山地で下部地殻温度が高いことが読み取れる。 地温勾配を線形と仮定して深さ20kmの温度分布図から地温勾配分布図に変換し(図5)、 さらに 300℃の深さ分布を推定した (図 6)。平成 28 年度「日本海地震・津波調査プロジ ェクト」成果報告書同様に地殻の流動応力は石英のレオロジーパラメーターを用いて、圧 縮場における歪速度を 10⁻⁷ yr⁻¹と仮定し計算し、図5の地温勾配分布を用いて脆性塑性境 界の深さ分布を見積もった(図7)。図に示されるように、脊梁周辺や朝日山地周辺で脆性 塑性境界の深さが浅く、日本海沿岸では深い傾向が読み取れ、大局的には D90 の深さ分布 と類似した傾向を示した。宮城県北部などでは D90 よりも脆性塑性境界がかなり深く推定 されており、今後の検討が必要である。

四国・中国・近畿地域については、四国と紀伊地域において四万十帯が 20 km 以深まで 分布しているので(平成 30 年度成果報告書)、東北の温度構造解析のように深さ 20 km の 苦鉄質岩分布域から地震波速度データを広範囲に抽出することができない。四国・中国・ 近畿地域では石英質岩石が分布すると考えられた深度 15 km の地震波速度データを使用 して(Vp/Vs=1.695~1.705 の領域のデータ抽出)、300℃の深さ分布と脆性塑性境界分布 を求めた(図8,9)。ここでは最大地温勾配 33℃/km、地表温度 25℃、深さ 15 km の最 高温度 520℃、P 波速度最低値 5.92 km/s の温度 520℃、P 波速度低下率 1.0×10⁻³ km s⁻¹ ¹℃⁻¹と仮定し、東北と同様の手順(図1)で解析した。その結果、300℃深度は中央構造 線付近に沿って浅く、その北側と南側は深くなる特徴が読み取れた。脆性塑性境界深度の 傾向は D90 の深さ分布と類似している。

隣接する九州地域については四国・中国・近畿地域の解析と同様の手順で、深度 15 km のデータを使用して(Vp/Vs=1.695~1.705 の領域のデータ抽出)、300℃の深さ分布と脆 性塑性境界分布を求めた(図 10, 11)。鹿児島周辺や大分周辺では 300℃深度や脆性塑性 境界が浅く、D90の深さ分布と傾向が類似しているが、九州中央部では D90 と比較してや や浅めであり、さらなる検討が必要である。



図 2 東北地域の深さ 20 km における P 波速度トモグラフィー(Matsubara et al., 2017)



図3 東北地域の深さ 20 km における Vp/Vs トモグラフィー(Matsubara et al., 2017)



図4 東北地域で推定された深さ 20 km の温度



図5 東北地域で推定された地温勾配



図6 東北地域で推定された 300℃の深さ



図7 東北地域で推定された脆性塑性境界の深さ



図8 四国・中国・近畿地域で推定された 300℃の深さ



図9 四国・中国・近畿地域で推定された脆性塑性境界の深さ



図 10 九州地域で推定された 300℃の深さ



図 11 九州地域で推定された脆性塑性境界の深さ

(d) 結論ならびに今後の課題

岩石鉱物の弾性波速度の視点から地震波トモグラフィーを解釈することで、まずは地殻 構成を推定し、次に Vp/Vs トモグラフィーから同一岩石種が分布すると推定される領域の 地震波速度を抽出することで地殻内部の温度構造を推定し、最終的に脆性塑性境界の深さ 分布を検討した。東北では脊梁周辺などで脆性塑性境界の深さが浅く、日本海沿岸では深 い傾向がみられた。四国・中国・近畿地域の脆性塑性境界の深さは中央構造線付近に沿っ て浅く、その北側と南側は深い。東北地域と四国・中国・近畿地域で推定した脆性塑性境 界の深さは D90 の深さ分布と類似している。九州地域では鹿児島周辺や大分周辺で脆性塑 性境界深度が浅く、D90 の深さ分布と類似しているが、九州中央部では D90 と比較して 300℃深さや脆性塑性境界の深さがやや浅めに推定されている。東北地域や四国・中国・近 畿地域でも局所的には 300℃深さや脆性塑性境界が D90 より深めに推定されており、さら なる検討が必要である。

(e) 引用文献

- 平成28年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書,3.4 断層帯周辺の岩石 基 < 地 生 層 推 定 物 性 に づ 震 発 http://www.eri.u-. tokyo.ac.jp/project/Japan_Sea/JSH28Report/PDF/18_H28JSPJ-C3.2.5.3.pdf, 2017. 活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」 平成 30 年度 成果報告書, 3.4 断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/active_fault_research/Bh30/h30_active_fault_research_B3_4.pdf, 2019.
- 石川正弘,岩石の弾性波速度に基づく島弧地殻深部及び最上部マントルの構成岩石の推定: 伊豆弧と東北本州弧,地質学雑誌,123,355-364,2017.
- Kushiro, I., A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arcs, B.O. Mysen (Ed.), Magmatic Processes: Physicochemical Principles, Geochemical Society, 165-181, 1987.
- Nishimoto, S., M. Ishikawa, M. Arima, T. Yoshida, and J. Nakajima, Simultaneous high P-T measurements of ultrasonic compressional and shear wave velocities in Ichinomegata mafic xenoliths: Their bearings on seismic velocity perturbations in lower crust of northeast Japan arc, J. Geophys. Res., 113, B12212, doi:10.1029/2008JB005587, 2008.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, and T. Kanazawa, Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, Journal of Disaster Research, 12, 844-857, doi:10.20965/jdr.2017.p0844, 2017.

(3) 平成 29~令和元年度の成果

(a) 業務の要約

岩石鉱物の弾性波速度の視点から防災科学技術研究所の三次元地震波速度構造を解釈 することで東北地域、中央構造線周辺(四国・近畿・中国地域)、九州地域の地殻内部の温 度構造と脆性塑性境界の深さを推定し、地震発生層推定に関する研究のまとめを行った。

(b) 業務の実施方法

本研究では、岩石鉱物の弾性波速度の視点から防災科学技術研究所の三次元地震波速度 構造を解釈することで、上部地殻・下部地殻境界の推定や上部地殻の構成岩石の推定を行 う。また、地震波速度データから温度成分を抽出し、地下の温度分布、地温勾配、300℃の 深度、脆性塑性境界深度などを推定する。

(c) 業務の成果

先行的に行われてきた日本海地震・津波調査プロジェクトの地殻構成岩石モデルに関する 研究において、岩石鉱物の弾性波速度の視点から防災科学技術研究所の三次元地震波速度構 造を解釈することで、東北本州弧の上部地殻と下部地殻の境界は6.5 km/sのP波速度とほぼ 一致することが示されてきた(図12)。また、石英を主要鉱物として含む上部地殻は低Vp/V sで特徴付けられること、一方、中新世リフト活動に伴う玄武岩質マグマ活動で形成した苦鉄 質上部地殻は高Vp/Vsで特徴付けられることが示されてきた。本研究では、岩石鉱物の弾性 波速度の視点から防災科学技術研究所の三次元地震波速度構造を解釈することで、西南日本 の上部地殻・下部地殻境界の推定や上部地殻の構成岩石の推定を行った(図13)。図14には 琵琶湖南部を東西に横断するP波速度とVp/Vs比の断面とを示した。P波速度6.5 km/s(太線) を上部地殻と下部地殻の境界と仮定すると、琵琶湖周辺の上部地殻の層厚は約25 kmと概算 され、東北と比較して厚い特徴を示す。図13の青色で描画された低Vp/Vs層の底面はP波速度 6.5 km/sにほぼ一致しており、琵琶湖周辺の上部地殻が石英を主要鉱物とする岩石で構成さ れると推定した。図15には四国・中国地域を南北に横断するP波速度パータベーション断面 とVp/Vs断面を示した。中国地方の上部地殻は低Vp/Vsで下部地殻は相対的に高いVp/Vs比で 特徴付けられ、上部地殻は花崗岩類等の石英長石質な岩石で、下部地殻は苦鉄質岩石で構成 されると推定される。四国では、高Vpで特徴付けられる三波川変成帯が北に傾斜している形 態や、低Vpと低Vp/Vsで特徴付けられ石英を主要鉱物とする四万十帯が地殻深部まで分布す ることが読み取れる。

岩石の弾性波速度と温度の関係を決定することは、P波速度パータベーションから温度構造を推定する際に重要となる。これまでの高温高圧条件における弾性波速度測定実験から、 岩石のP波速度やS波速度には温度依存性がある一方で、Vp/Vs比は温度依存性が著しく小さ く、岩石種に大きく依存することがわかっている(例えば、Nishimoto et al., 2008)。図1 6には四国の三波川変成帯に産するざくろ石角閃岩の弾性波速度測定結果を示した。本実験ではピストンシリンダー装置を用いて最大圧力1.0 GPa最高温度500 ℃でP波速度とS波速度を同時測定した。P波速度には温度依存性があり、P波速度の100℃あたりの速度低下率は 約0.09 km/sである。一方、Vp/Vs比は100~500 ℃の範囲でほとんど変化しないことが実験から示された。

平成29年度は、防災科学技術研究所の三次元地震波速度構造を用いて、特定範囲のVp/Vs 域のP波速度構造を抽出することで、同一岩石種が分布すると推定される範囲において、温度 のゆらぎを速度構造から定性的に推定することを試みた。図17は琵琶湖を中心とした近畿地 方における深さ15 kmのP波速度パータベーション構造とVp/Vs構造である。Vp/Vs構造から 低Vp/Vsで示された石英質地殻と高Vp/Vsの苦鉄質地殻が分布することが読み取れる。図18 は石英質岩石が分布すると推定される領域(図17bの青で示された範囲)からVp/Vs=1.69~ 1.71の領域を抽出したVpパータベーションを深さ15 kmと25 kmで示したものであり、同一 岩相が分布する地殻内部の定性的な温度分布として解釈される。深さ25 kmでは近畿地方北 部周辺に相対的な高温域が分布することと、太平洋側に向かって相対的に低温域が分布する ことが読み取れ、深さ15kmと比較して広域的な温度分布傾向が判読された。

図 19~23 はそれぞれ図 13 に示した領域の P 波速度と S 波速度の南北変化であり、地 殻深部の定性的な温度変化であると解釈される。図 19 は東経 132.9 ~133.0°の四国・中 国地方(深さ 20 km)において Vp/Vs=1.69~1.77の領域を抽出した P 波速度と S 波速度 の南北変化である。相対的に低速度である中央構造線周辺から南部の地下は相対的に高温 である一方、相対的に高速度な瀬戸内海の地下は相対的に冷たい領域であると推定される。 図 20 は東経 133.2 ~133.3 °の四国・中国地方(深さ 20 km)において Vp/Vs=1.69~1.75 の領域を抽出した P 波速度と S 波速度の南北変化である。相対的に低速度である愛媛県東 部の中央構造線周辺および島根県・鳥取県境界付近の更新世火山フロントの地下は相対的 に高温である一方、相対的に高速度な広島県・岡山県境界付近の瀬戸内海沿岸、日本海沿 岸、太平洋沿岸の地下は相対的に冷たい領域であると推定される。鳥取県西部地震の震源 断層は相対的に高温域で発生した地震と解釈される。図 21 は東経 134.1~134.2°の四国・ 中国地方(深さ 20 km)において Vp/Vs=1.69~1.77の領域を抽出した P 波速度とS 波速 度の南北変化である。相対的に低速度である徳島県の中央構造線周辺および鳥取県の更新 世火山フロントの地下は相対的に高温である一方、相対的に高速度な岡山県周辺の瀬戸内 海沿岸、鳥取県の日本海沿岸、室戸岬周辺の地下は相対的に冷たい領域であると推定され る。図 22 は東経 134.8 ~134.9°の四国・中国地方(深さ 20 km)において Vp/Vs=1.69~ 1.77 の領域を抽出した P 波速度と S 波速度の南北変化である。相対的に低速度である中 央構造線推定分布域および更新世火山フロントの地下は相対的に高温である一方、相対的 に高速度な淡路島北縁、日本海沿岸、太平洋の地下は相対的に冷たい領域であると推定さ れる。兵庫県南部地震の震源断層である野島断層は相対的に低温域で発生した地震と解釈 される。図 23 は東経 136.0 ~136.1°の近畿地方(深さ 20 km)において Vp/Vs=1.73~ 1.76 の領域を抽出した P 波速度と S 波速度の南北変化である。相対的に低速度である中 央構造線推定分布域および琵琶湖北方の地下は相対的に高温である一方、相対的に高速度 な中央構造線南方の地下は相対的に冷たい領域であると推定される。

先行的に行われてきた地殻構成岩石モデルに関する研究において(例えば、Nishimoto et al. 2008;石川, 2017)、岩石鉱物の弾性波速度の視点から地震波速度構造を解釈することで、東北本州弧の地殻構成岩石モデルが検討されてきた。石英を主要鉱物として含む上

部地殻は一般的に低 Vp/Vs で特徴付けられる一方、上部地殻に苦鉄質岩石が分布する場合 は高い P 波速度で特徴付けられることが示されてきた(平成 28 年度「日本海地震・津波 調査プロジェクト」成果報告書)。地殻深部相当の高温高圧下における岩石鉱物の弾性波速 度測定実験から、Vp と Vs には明瞭な温度依存性が認められる一方、Vp/Vs 比は温度依存 性が非常に小さく、岩相に強く依存するということが示されてきた。つまり、特定の深さ の地震波速度データセットから、一定の Vp/Vs 比の分布域の地震波速度データを抽出する ことは、同一岩相の分布域から地震波速度の温度成分を抽出することになる。本研究では、 防災科学技術研究所の三次元地震波速度構造(Matsubara et al., 2019)を用いて地震波速 度データから温度成分を抽出し、地下の温度分布、地温勾配、300℃の深度、脆性塑性境界 深度などを推定した(図 24)。

図 25 と図 26 には東北地域の深さ 20 km の P 波速度と Vp/Vs 比をそれぞれ示した。東 北地域の下部地殻は奥羽脊梁山地、朝日山地などでは低 Vp で特徴付けられ、日本海東縁 では高 Vp で特徴付けられる。東北地域の地殻構成岩石モデルに関する研究 (Nishimoto et al., 2008;石川, 2017)から日本海東縁から奥羽脊梁山地の下部地殻は角閃石はんれい 岩や角閃石輝石はんれい岩等で構成され、P 波速度の違いは主に構成鉱物比の変化を反映 していると解釈されている。秋田県一ノ目潟に産する苦鉄質捕獲岩は下部地殻由来と考え られており、苦鉄質捕獲岩の Vp/Vs は 1.74~1.80 程度である(Nishimoto et al., 2008)。 ある深さの地震波速度データから一定の Vp/Vs 比の領域の速度データを抽出することは、 同一岩相の分布域から温度成分を抽出することになる。図 24 に示したように、まずは、 Vp/Vs=1.77~1.78 の範囲の P 波速度を抽出(温度成分を抽出)し、抽出したデータをク リギング補間した P 波速度分布図を作成する。次に温度構造を推定する上で、東北地域の 地温勾配(Kushiro, 1987)を参考に解析域の地温条件を仮定する。ここでは最大地温勾配 33℃/km、地表温度 25℃、深さ 20 km で最高 685℃とした。Vp/Vs=1.77~1.78 の範囲で 抽出した P 波速度の最低値 6.34km/s を 685℃と仮定し、次に、男鹿半島の一ノ目潟に産 する下部地殻由来の苦鉄質捕獲岩の弾性波速度から得られている高温域のP波速度の温度 依存性を参考に P 波速度低下率を 1.0×10⁻³ km s⁻¹℃⁻¹と仮定し、補完した P 波速度分布図 から温度分布を推定した。図 27 は東北で推定された深さ 20 km の温度分布である。奥羽 脊梁山地周辺と朝日山地で下部地殻温度が高いことが読み取れる。地温勾配を線形と仮定 して図 27 の深さ 20 km の温度分布図から地温勾配分布図に変換し(図 28)、さらに 300℃ の深さ分布を推定した(図 29)。平成 28 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果 報告書同様に地殻の流動応力を石英のレオロジーパラメーターを用いて、圧縮場における 歪速度を 10⁻⁷ yr⁻¹と仮定し、図 28 の地温勾配分布を用いて脆性塑性境界の深さ分布を見 積もった(図 30)。図に示されるように、脊梁周辺や朝日山地周辺で脆性塑性境界の深さ が浅く、日本海沿岸では深い傾向が読み取れ、大局的には D90 の深さ分布と類似した傾向 を示した。宮城県北部などでは D90 よりも脆性塑性境界がかなり深く推定されており、今 後の検討が必要である。

四国・中国・近畿地域については、四国と紀伊地域において四万十帯が20km以深まで 分布しているので(平成30年度成果報告書)、東北の温度構造解析のように深さ20kmの 苦鉄質岩分布域のデータを広範囲に抽出することができない。四国・中国・近畿地域では 深度 15 km のデータを使用して (Vp/Vs=1.695~1.705 の領域のデータ抽出)、300℃の深 さ分布と脆性塑性境界分布を求めた (図 31, 32)。ここでは最大地温勾配 33℃/km、地表 温度 25℃、深さ 15 km の最高温度 520℃、P 波速度最低値 5.92km/s の温度 520℃、P 波 速度低下率 1.0×10⁻³ km s⁻¹℃⁻¹と仮定し、東北と同様の手順(図 24) で解析した。300℃ 深度は中央構造線付近に沿って浅く、その北側と南側は 300℃深度が深い。脆性塑性境界 深度の傾向は D90 の深さ分布と類似している。

隣接する九州地域については四国・中国・近畿地域の解析と同様の手順で、深度 15 km のデータを使用して(Vp/Vs=1.695~1.705 の領域のデータ抽出)、300℃の深さ分布と脆 性塑性境界分布を求めた(図 33, 34)。鹿児島周辺や大分周辺では 300℃深度や脆性塑性 境界が浅く、D90の深さ分布と傾向が類似しているが、九州中央部では D90 と比較してや や浅めであり、さらなる検討が必要である。



図 12 東北地方の地殻構成岩石モデル(Nishimoto et al., 2008; 石川, 2017)の例。岩 石鉱物の弾性波速度と地震波速度構造を比較することで東北本州弧の地殻構成 を推定した。高 Vp/Vsの上部地殻は中新世リフト活動に伴う玄武岩質マグマ活 動の痕跡と解釈され、低 Vp/Vsの上部地殻は石英を主要鉱物とする岩石で構成 されると解釈される。



図 13 研究対象範囲を示す位置図。地殻構成の推定を行なった位置を青い線で示す。温 度構造の推定範囲を赤線で囲んだ。背景は産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2015) の 20 万分の1日本シームレス地質図を使用。



図 14 琵琶湖周辺の地殻構成モデル。(A)深さ8kmのVp/Vs、(B)赤線に沿ったP波速度断面、(C)赤線に沿ったVp/Vs断面。



図 15 西南日本の地殻構成の推定(東経 134.25°)。中国地方の上部地殻は低 Vp/Vs で 特徴付けられ花崗岩類等の石英長石質な岩石で構成されると推定される。四国地方の地 殻は低 Vp と低 Vp/Vs で特徴付けられ石英を主要鉱物とする岩石(四万十帯)で構成さ れると解釈される。苦鉄質片岩を主要構成岩石とする三波川変成帯は高 Vp で特徴付け られる。



図 16 圧力 1.0 GPa におけるざくろ石角閃岩の P 波速度と Vp/Vs。



図 17 地震波速度構造から温度構造を推定する手順。(a)P 波速度パータベー ション、(b) Vp/Vs、(c)定性的な温度構造。



図 18 地震波速度構造から推定される定性的な温度構造。(a)深さ 15 km、(b) 25 km。



図 19 地震波速度構造(東経 132.9 ~133°)から推定される定性的な温度構造と S 波パータベーション。



図 20 地震波速度構造(東経 133.2 ~133.3°)から推定される定性的な温度構造。



図 21 地震波速度構造(東経 134.1 ~134.2°)から推定される定性的な温度構造。



図 22 地震波速度構造(東経 134.8 ~134.9°)から推定される定性的な温度構造。



図 23 地震波速度構造(東経 136 ~136.1°)から推定される定性的な温度構造。



図 24 地震波速度から温度構造を推定する手法。



図 25 東北地域の深さ 20 km における P 波速度(Matsubara et al., 2019)


図 26 東北地域の Vp/Vs(Matsubara et al., 2019)



図 27 東北地域で推定された深さ 20 km の温度



図 28 東北地域で推定された地温勾配



図 29 東北地域で推定された 300℃の深さ



図 30 東北地域で推定された脆性塑性境界の深さ



図 31 四国・中国・近畿地域で推定された 300℃の深さ



図 32 四国・中国・近畿地域で推定された脆性塑性境界の深さ



図 33 九州地域で推定された 300℃の深さ



図 34 九州地域で推定された脆性塑性境界の深さ

(d) 結論ならびに今後の課題

岩石鉱物の弾性波速度の視点から地震波トモグラフィーを解釈することで日本周辺の 地殻構成を推定し、Vp/Vsトモグラフィーから同一岩石種が分布すると推定される領域の 地震波速度を抽出することで、地殻内部の温度構造を推定し、さらに脆性塑性境界の深さ 分布を検討した。東北では脊梁周辺などで脆性塑性境界の深さが浅く、日本海沿岸では深 い傾向がみられた。四国・中国・近畿地域の 300℃深さや脆性塑性境界の深さは中央構造 線付近に沿って浅く、瀬戸内海周辺に相対的な低温域が分布するために脆性塑性境界が深 い。中国地方北側の更新世火山フロント周辺では相対的な高温域が分布するために脆性塑 性境界が浅いことが推定された。

東北地域と四国・中国・近畿地域で推定した 300℃深さや脆性塑性境界の深さは D90 の 深さ分布と類似している。九州地域では鹿児島周辺や大分周辺で 300℃深度や脆性塑性境 界深度が浅く、D90 の深さ分布と類似しているが、九州中央部では D90 と比較して 300℃ 深さや脆性塑性境界の深さがやや浅めに推定されている。東北地域や四国・中国・近畿地 域でも局所的には 300℃深さや脆性塑性境界が D90 より深めに推定されており、さらなる 検討が必要であり、今後の課題である。

(e) 引用文献

- 平成 28 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 3.4 断層帯周辺の岩石 物 性 に 基 づ く 地 震 発 生 層 推 定 , http://www.eri.utokyo.ac.jp/project/Japan_Sea/JSH28Report/PDF/18_H28JSPJ-C3.2.5.3.pdf, 2017.
- 活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」平成 30 年度 成果報告書, 3.4 断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/active_fault_research/B-

h30/h30_active_fault_research_B3_4.pdf, 2019.

- 石川正弘,岩石の弾性波速度に基づく島弧地殻深部及び最上部マントルの構成岩石の推定:伊豆弧と東北本州弧,地質学雑誌,123,355-364,2017.
- Kushiro, I., A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arcs, B.O. Mysen (Ed.), Magmatic Processes: Physicochemical Principles, Geochemical Society, 165-181, 1987.
- Nishimoto, S., M. Ishikawa, M. Arima, T. Yoshida, and J. Nakajima, Simultaneous high P-T measurements of ultrasonic compressional and shear wave velocities in Ichinomegata mafic xenoliths: Their bearings on seismic velocity perturbations in lower crust of northeast Japan arc, J. Geophys. Res., 113, B12212, doi:10.1029/2008JB005587, 2008.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, and T. Kanazawa, Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, Journal of Disaster Research, 12, 844-857, doi:10.20965/jdr.2017.p0844, 2017.
- 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.

3.5 震源断層モデルの構築と推定手法の検討

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 震源断層モデルの構築と推定手法の検討

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人東京大学地震研究所	特任研究員	加藤 直子
国立大学法人岩手大学	教授	越谷 信
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	松原 誠
地震津波防災研究部門	特別研究員	ヤノトモコ
		エリザベス
国立大学法人横浜国立大学大学院環境情報研究院	教授	石川 正弘

(c) 業務の目的

サブテーマ1および2で得られる結果を総合させて、地表から深部までの断層モデル・ 震源断層像を提示するとともに、残された課題と課題解決の手法を提案する。さらに、サ ブテーマ3および4の検討結果を踏まえて、日本列島の活断層-震源断層システムの推定 とその課題および解決の手法について提案し、長期評価の手法改良に資する。

- (d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約
- 1) 平成 29 年度:

日本列島の活断層-震源断層システムの構造的な特徴の抽出に必要な重力・空中磁気などのデータの収集・整理を行った。

2) 平成 30 年度:

変動地形・構造地質学的データとサブテーマ3および4で得られた地殻・最上部マントルの構造的特徴や地震発生層の厚さに基づき、近年発生した内陸地震およびサブテーマ1で反射法地震探査を実施した活断層の深部形状に関する構造的な特徴について統合的な検討を行った。

3) 令和元年度:

変動地形・構造地質学的データとサブテーマ3および4で得られた地殻・最上部マ ントルの構造的特徴や地震発生層の厚さに基づき、近年発生した内陸地震およびサ ブテーマ1で反射法地震探査を実施した活断層の深部形状に関する構造的な特徴に ついて統合的な検討を行った。また、これまでの成果を踏まえ、日本列島の活断層-震源断層システム形状推定・評価手法について詳細な検討を行い、今後の課題につい て取り纏めを行った。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

サブテーマ1で今年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の 伏在活断層・山形盆地西縁断層帯、これまでに反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層 帯・花折断層、中央構造線断層帯、および近年発生した内陸地震について既往研究やサブ テーマ2および3による密度構造・地震波速度構造等に基づき、断層深部形状の推定を試 みた。また、これまでの成果を踏まえ、日本列島の活断層-震源断層システム形状推定・ 評価手法について詳細な検討を行い、今後の課題について取り纏めた。

(b) 業務の実施方法

サブテーマ1で実施した反射法地震探査の結果得られた反射断面と変動地形・地表地質、 サブテーマ2の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断層の 形状を推定した。また、収集した地球物理学的データとサブテーマ3で推定された地震活 動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。さらに、 推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブテーマ3で 推定された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定された300℃深さおよび脆性塑性境界 深さについて検討した。

(c) 業務の成果

(1) 活断層の深部形状に関する構造的な特徴と震源断層モデル

(1-1) 庄内平野東縁断層帯および庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯の震源断 層モデル

サブテーマ1で令和元年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東緑断層帯および庄 内平野下の伏在活断層、山形盆地西緑断層帯について、既往研究やサブテーマ2および3 による密度構造・地震波速度構造等に基づき、断層深部形状の推定を試みた。3.1章にて述 べたように、中野俣測線で得られた中深度断面によれば、庄内平野東緑断層帯の断層構造 は、中期中新世の硬質シルト岩である草薙層と同じく下位の玄武岩・玄武岩質安山岩であ る青沢層(池辺・他,1979;佐藤,1986a,1986b)の境界付近に発達した低角のスラストか らなり、これが酒田衝上断層に収斂すること、また酒田衝上断層自体も上盤側の非対称背 斜の構造から低角化することが推定される。この様な構造の概要は、サブテーマ2にてほ ぼ同じ測線で実施された重力探査に基づく密度構造モデルともよく整合する(図1)。一方、 過去に行われたMT法の結果から、青沢断層の地表位置から地下深部に中角度で東傾斜す る低比抵抗体の存在が推定され、断層の深部延長と推定されている(Ichihara et al., 2011)。 青沢断層に沿ってはブーゲー異常の急変帯が存在することから、中野俣測線で推定された 庄内平野東縁に伏在するスラストは、このような中角度で東傾斜する断層に遷移するもの とみられる。このような中角度の断層深部形状は、日本海地震津波調査プロジェクトで令 和元年度に行われた庄内-新庄測線でも確認されており、妥当であると考えられる。



図1 庄内平野東縁断層帯を横断する中野俣測線沿いの(上) 稠密重力測定結果に基づく 密度構造モデルと(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。



図2 庄内平野・山形盆地周辺の D90 の深度分布(km)。

また、庄内平野下に存在することが明らかになった東傾斜の伏在活断層については、上 盤側の第四系・新第三系が出羽丘陵のような短波長の複背斜構造ではなく撓曲構造を呈す ることから、中角度の逆断層と推定される。一方、庄内平野周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから約18kmと推定される(図2)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを18km、断層の傾斜を45°と仮定して震源断層モデルを推定した(図3)。

このように、庄内平野周辺においては、いわゆる庄内平野東縁断層帯(地震調査研究推進本部,2009)と庄内平野の伏在活断層の、少なくとも2つの独立した活構造が存在する と考えられる。庄内平野の伏在活断層については、今回は1枚の断層面を推定したが、詳細な分布・形状については反射法・層序などの更なるデータを蓄積して検討する必要があ る。また、1894年庄内地震(M7.0; 宇佐美,2003)の震源については、従来庄内平野東縁 断層帯と推定されている(地震調査研究推進本部,2009)が庄内平野の伏在活断層の可能 性についても検討の余地があると考えられる。



図3 庄内平野東縁断層帯、庄内平野下の伏在活断層、山形盆地西縁断層帯の震源断 層モデル。太線が断層の上端を示す。

山形盆地西縁断層帯については、寒河江測線の解釈に基づき山形盆地西縁断層帯を構成 する主断層である寒河江-山辺断層の傾斜は約30°、断層上端の深さは約2kmと推定さ れる。また、山形盆地西縁断層帯周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから 約8kmと推定される(図2)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを10kmとし、また断 層の傾斜を30°と仮定して震源断層モデルを推定した(図3)。地震調査研究推進本部 (2007)では断層先端の深さを0km、傾斜を中角度としているが、これらについては再検 討する上での資料となると考えられる。 過去の年次で取り扱った断層帯についても同様の検討を行った。琵琶湖西岸断層帯・花 折断層で実施した饗庭野-朽木測線では、琵琶湖西岸断層帯・饗庭野断層が中角度に西に 傾斜する逆断層であるのに対して、花折断層は高角ないしはほぼ垂直な断層面を持つ横ず れ断層と推定された。このような構造解釈は、ほぼ同じ測線で取得された重力探査の結果 に基づく密度構造モデルと整合的であり(図4)、饗庭野断層上盤側の先新第三系基盤岩類 (丹波帯)が古琵琶湖層群・完新統に衝上する約 30° 西傾斜の断層構造が共通して確認さ れる。密度構造モデルでは、反射法で推定された、花折断層周辺の丹波帯の剪断構造や安 曇川河谷内の古琵琶湖盆に対応する基盤岩類の局所的な変形構造に対応すると考えられる 第二層の厚化が認められる。構造解釈は屈折トモグラフィによる P 波速度構造とも調和的 であり、このような反射法・屈折法・稠密重力探査の統合的探査による構造推定の有効性 を示している。

(1-2) 琵琶湖西岸断層帯・花折断層の構造的特徴と震源断層モデル

琵琶湖西岸断層帯・花折断層については、佐藤・他(2007)において大大特・近江測線の 深部構造探査がすでに実施されている。近江測線は和邇一途中測線とほぼ一致しているこ とから、両者をあわせて堅田断層の深部構造を推定するに都合が良い。和邇一途中測線で は、古琵琶湖層群堅田層および先新第三系基盤岩類(丹波帯)からなる堅田丘陵東縁部の 変動地形学的な検討から推定される堅田断層の地表位置から中角度で西に傾斜する断層面 が推定された。また、上盤側の非対称背斜の構造形態から深部でその傾斜を減少させるこ



図4 琵琶湖西岸断層帯および花折断層を横断する饗庭野-朽木測線測線沿いの(上) 稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと、(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

とが推定される。一方、大大特・近江測線では、和邇一途中測線で推定された堅田断層の 断層面の下方延長には断層面からの強い反射波と推定される反射波群が深さ 10 km 程度 まで認められている(佐藤・他,2007)。和邇一途中測線の結果から推定された堅田断層の 形状は、この西傾斜の反射イベントと整合的であり、堅田断層の形状は和邇一途中測線で 推定されたやや低角度の形状から深部に連続すると推定される(図5)。一方、花折断層に ついては同様に構造探査の結果からほぼ垂直な断層構造が推定された。

このように、slip-partitioning の典型例として本プロジェクトで研究対象とした花折断 層帯・琵琶湖西岸断層帯については、反射法地震探査の結果とその構造解釈および再決定 震源による地震活動・メカニズム解(松原・ヤノ, 2018)から、低角~中角度で西に傾斜 する逆断層である琵琶湖西岸断層帯が主断層であり、花折断層がその上盤側に発達する高 角の横ずれ断層と推定される。琵琶湖西岸断層帯と花折断層の平均変位速度を比較すると、 前者の上下平均変位速度が北部で約 1.8~2.1 mm/年,南部で約 1.4 mm/年と推定されてい る(例えば地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003)。これらの値と本研究で明らかに なった断層の傾斜(西傾斜約 30°)を考慮すれば、平均的な断層すべり速度は北部で約 3.6





図5(上)大大特・近江測線の構造解釈(佐藤・他,2007)と、(下)琵琶湖西岸断 層帯・堅田断層を横断する和邇-途中測線のマイグレーション後深度断面の構造解釈 の比較。近江測線の赤矢印は断層面からの強い反射面の位置を示す。

~4.2 mm/年、南部で約2.3 mm/年となる。一方、花折断層北部・南部における右横ずれ変 位地形の再検討から、花折断層の平均変位速度は北部で約0.5~1.0 mm/年、南部で約1 mm/年程度と考えられる(石山・他,2019)。花折断層帯に比べて琵琶湖西岸断層帯の方が 大きくなる。このことは、琵琶湖西岸断層帯が主断層とする構造的な見方と整合的である。

また、琵琶湖西岸から丹波山地東部にかけての地震発生層の厚さは、D90(サブテーマ 3による)によると約14~16 km と推定される(図6)。このことから、琵琶湖西岸断層 帯の傾斜を30°、地震発生層の厚さを15 km と仮定し、震源断層モデルを推定した(図 7)。



図6 琵琶湖~丹波山地東部周辺の D90の深度分布(km)。



(1-3) 中央構造線断層帯(四国地域)の構造的特徴と震源断層モデル

中央構造線断層帯(四国地域)については、3.1 章にて述べられたように、徳島・愛媛地 域で反射法地震探査を行い、和歌山地域の浅層・中深度反射法探査(河村・他,2001; Sato et al., 2015)や徳島地域の深部構造探査(伊藤,1996; Ito et al., 2009; Kawamura et al., 2003)と同様に北に傾斜する地質境界断層としての中央構造線の形状が推定された。特に 西条測線では、反射法地震探査とほぼ同じ測線で実施された稠密重力探査の観測データに 基づく密度構造モデルと、反射法の解釈は非常に整合的である(図8)。また、屈折トモグ ラフィによる P 波速度構造とも整合的である。以上の得られた構造によれば、三波川変成 岩類と和泉層群・領家変成岩類の物質境界断層である中央構造線の断面は北に傾斜し、活 断層である岡村断層や小松断層を境にしてこれらが大きく食い違うような構造は認められ ず、北傾斜の物質境界断層に収斂すると考えるのが自然である。



図8 中央構造線断層帯、西条測線測線沿いの(上) 稠密重力測定結果に基づく密度構造 モデルと、(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

一方、中央構造線断層帯沿いの地域のうち、脇町および土成測線を実施した徳島では、 地震発生層の厚さは D90 (サブテーマ3による)によると約 18 km と推定される(図9)。 また、西条測線を実施した愛媛でも同様に約 18 km と推定される(図11)。このことから、 中央構造線断層帯の傾斜を 40°、地震発生層の厚さを 18 km と仮定し、震源断層モデル を推定した(図10)。



図 9 中央構造線断層帯(徳島・愛媛)周辺の D90 の深度分布(km)。右図が徳島、 左図が愛媛を示す。



図10中央構造線断層帯(徳島・愛媛)の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

(2) 内陸地震の震源断層に関する構造的な特徴の検討

内陸地震の長期評価を行う上で、発生する地震の規模予測は第一義的に重要である。一 方で深部構造探査のみで上部地殻スケールの断層形状を対象とする断層帯全てについて求 めることは現実的ではないため、地震発生層の厚さを様々な手法で推定することが行われ ている。そこで、近年発生した地震について、サブテーマ3で推定された地震発生層の厚 さの proxy としての D90、サブテーマ4で推定された摂氏 300℃深さ(以下、T300 と呼 ぶ)および脆性塑性境界深度(以下、BDTと呼ぶ)と、地震・測地観測で推定された震源 過程・断層モデルを比較し、地震発生層を推定する上での D90、T300 および BDT の妥当 性や、これらをもとに地震発生層厚さを推定する上での課題を検討した。

(2-1) 2008 年岩手·宮城内陸地震

2008 年岩手・宮城内陸地震は同年6月に岩手・宮城県境付近で発生した地震(MJMA7.2) である。本地震は奥羽脊梁山地の東縁で発生したが、震源域には顕著な新期の断層変位地 形がほとんど分布しない(国土地理院,2009)。震源域は栗駒山など火山フロントを構成す る活火山の近傍に位置するほか、中新世後期から鮮新世に形成された大規模カルデラが奥 羽脊梁山地に多数分布しており(佐藤・吉田,1993)、地温勾配は高い地域である(Tanaka, 2004; Matsumoto, 2007)。Suzuki et al. (2010)の強震記録の解析による地震時の破壊過 程によれば、破壊開始点の深さは約6kmと浅く、断層面下端の深さは約12kmであるが、 大すべり域は破壊開始点から地表面までの狭い領域に存在し、概ね深さ 10 km 以浅であ る。一方、GPS 観測により推定された地殻変動を説明する断層モデル (Ohta et al., 2008) では断層面下端の深さは約8km, 合成開口レーダーと GPS 観測により推定された地殻変 動を説明する断層モデル(Abe et al., 2013)では断層面下端の深さは約 10 km と推定さ れており、破壊過程の断層モデルはこれらのモデルに比べて断層面の下端深さが2~4km 深い。一方、震源域付近の D90 と T300 および BDT はそれぞれ 8 ~ 9 km, 9 ~10 km, 8 ~10 km であり(図 11)、測地学的な観測を説明する断層モデルと整合的である。一般に 破壊過程の断層モデルは矩形断層の設定に依存することから、互いに調和的な測地学的観 測に基づく断層モデルと整合する D90 および T300 の見積りは妥当であると考えられる。



図 11 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域周辺の(左)D90、(中)T300 および(右) BDT の深度分布(単位は km)。赤い矩形は Suzuki et al. (2010)による矩形断層モデ ル。黄緑色の線はカルデラの概略位置(佐藤・吉田, 1993)。

(2-2) 1896 年陸羽地震

1896 年陸羽地震(M7.2) は真昼山地直下を震源とする地震であり、横手盆地東縁断層 帯を構成する逆断層である千屋断層などに沿って顕著な地表地震断層が長さ 36 km に亘 り出現したことで知られる(松田・他,1980)。陸羽地震震源域を含む奥羽脊梁山地を横断 する測線で実施された深部構造探査では、東傾斜する千屋断層の深部延長にあたる断層が 深さ約 13 km のほぼ水平な反射面群に収斂する様子が捉えられ、これが地震発生層の下限 にあたると推定されている(Sato et al., 2002)(図 12)。一方、陸羽地震震源域付近の D90 と T300、BDT はそれぞれ 10~12 km, 12~13 km, 10 km であり(図 13)、T300 が若干 深め、BDT が若干浅めとなるものの、D90 および T300 の見積りは深部構造探査の結果に 基づく地震発生層下限の深さと概ね整合的である。



図 13 1896 年陸羽地震震源域周辺の(左) D90、(中) T300 および(右) BDT の深 度分布(単位は km)。黒両矢印は地表地震断層が出現した範囲。

(2-3) 2016 年熊本地震

2016 年熊本地震(MJMA7.3)は布田川断層帯・日奈久断層帯を震源とする地震であり、 地震に際しては布田川断層など両断層帯の一部および阿蘇火山の外輪山とカルデラの内部 に右横ずれ、一部正断層を主体とする顕著な地表地震断層が出現した(熊原・他,2017; Shirahama et al., 2016; 鈴木・他, 2017)。ここでは、熊本地震の破壊領域周辺を対象に、 震源断層モデルと D90, T300, BDT および重力異常データ・空中磁気異常のデータについ て検討した。熊本地震前後の合成開ロレーダーと GPS の変位を説明する断層モデル (Ozawa et al., 2016) では、F1~F4の断層面が推定され、断層面下端の深さは約6~14 kmと推定されている。このうち、最も断層面下端深度の大きい断層 F3 は最も西側に、最 も下端深度の小さい断層 F2 は阿蘇カルデラ内に位置する。一方、熊本地震震源域付近の D90、T300と BDT は、F1 付近でそれぞれ8~13 km/10~13 km/9~12 km、F2 付 近で8 km/10 km/9 km、F3 付近で 13~16 km/13~16 km/12~13 km、F4 付近で 8~12 km/10~12 km/9~11 kmと推定される (図 14)。このように、D90、T300と BDT は相互にややばらつくものの、大局的には整合的である。また、F1,F3 および F4 の 断層面下端深さは推定された D90、T300、BDT の範囲に含まれる。したがって、D90 お よび T300 の見積りは実際に発生した地震についての地震発生層下限の深さと概ね整合的 と言える。



図 14 2016 年熊本地震震源域周辺の(左) D90(中) T300 および(右) BDT の深度分 布(km)。赤い矩形と数字は Ozawa et al. (2016) による断層モデル周辺の D90 および T300 の値を示す。

Ozawa et al. (2016) のモデルによれば、阿蘇カルデラ内の断層 F2 の断層面下端深さは 6km と推定され、これは今回推定した D90、T300 および BDT の深度分布よりも有意に 小さい。阿蘇火山では、地震波トモグラフィで推定される地震波速度構造や地殻変動から 草千里の直下、深さ約 6km に直径 3 ~ 4km のマグマ溜りの存在が推定されており (Sudo and Kong, 2001; 須藤・他, 2006)、Ozawa et al. (2016) は F2 南東端がこのマグマ溜り に近接する可能性を指摘している。同様に、Hata et al. (2016) が MT 法によって推定し た 3 次元比抵抗構造によれば、中央火口丘群下には複数の低比抵抗領域が存在し、殆どの 地震活動はこの周囲の高比抵抗領域で発生している。このように、阿蘇カルデラ内のマグ マ溜りなどの流体の存在が F2 近傍の阿蘇カルデラ内の地震発生層の厚さを制約している 可能性がある。

2016年熊本地震に際しては阿蘇カルデラ内では地表地震断層が生じた(鈴木・他,2017) が、これは概ね断層 F2 の位置と整合的である。一方、阿蘇カルデラ内には東北東走向の 弱いブーゲー異常の急変帯が認められるが、これは中央火口丘群を横切るように分布して おり、北東走向である F2 や地表地震断層よりも南東側に位置する。F2 や地表地震断層は、 重力異常の急変帯よりも、むしろ空中磁気異常の高異常・低異常境界(地質調査総合セン ター(編),2005)に沿って分布している(図 15)。Okubo and Shibuya (1993)は、重力異 常と磁気異常に基づき、中角度で北に傾斜する布田川断層の深部に高磁気異常体が存在し、 冷却したマグマを含む火道である可能性を示した。活火山域の震源断層や地震発生層厚さ を予め推定するには、火山周辺の地震・重力・電磁気・地殻変動など稠密観測の結果得ら れてきた地震波速度構造・密度構造や、これらを元に推定されるマグマ溜りやカルデラな ど火山体下の地殻構造を十分に吟味することが必要である。



図 15 2016 年熊本地震震源域周辺の(左)地形、(中)ブーゲー重力異常(地質調査総合センター(編),2013)の水平一次微分および(右)空中地磁気異常(地質調査総合センター(編),2005)。赤い矩形は Ozawa et al. (2016)による断層モデルを、橙色の線は熊本地震の地表地震断層(熊原・他,2017;鈴木・他,2017)を示す。

また、熊本地震震源域の地震発生層厚さの特徴として、断層帯の走向方向にその下限深 度が大きく変化することが挙げられる。断層帯の走向方向の D90、T300 および BDT の変 化は、余震下限の深さ分布や断層すべり分布(Kubo et al., 2016)と大局的には一致する。 この地震発生層の下限深さの変化の原因は、断層帯が火山地域から背弧域にまでわたり分 布することに起因する。このように断層帯の走向方向に地震発生層の厚さが顕著に変化す る場合、断層帯全体に単一の地震発生層厚さの値を与えるよりも、例えば断層のセグメン ト(区間)毎に地震発生層厚さを与える方が適切かもしれない。特に長大な断層帯で、こ のように地震発生層厚さの空間変化が認められる場合、地震前に地震発生層の厚さとして どのような値を採用するのかは、今後の課題と言えよう。

(3)日本列島の活断層-震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題 前述したいくつかの具体的な対象に対する活断層-震源断層システム形状推定の事例 に基づき、日本列島の活断層-震源断層システム形状を推定・評価を行う上での現状と課 題をいくつか述べる。

(3-1)活断層-震源断層システム形状の推定・評価手法

本プロジェクトでは、琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線活断層系(四国地域)、 庄内平野東縁断層帯および山形平野西縁断層帯を対象に、高分解能反射法地震探査のデー タ取得と反射法解析によって地下2~3km までの構造を詳細に把握することに努めた。 同時にいくつかの測線では集中発震記録に基づく屈折法解析を行い、浅部のP波速度構造 を求め、反射断面における構造把握の一助とした(以上サブテーマ1)。

反射法地震探査を実施する上で最も重視したのは反射法データの高分解能化である。反 射法地震探査は石油探鉱のために開発され発展してきた手法である(詳しくは物理探査学 会(1998a)を参照)。1980年代より活断層の地下構造を推定する目的で応用され、1995 年兵庫県南部地震以降は全国の活断層において広汎に用いられるようになった(石山・佐藤, 2006)。反射法による地下構造調査は、2000年代までは有線テレメトリー方式による 観測システム(図16)が主流であり、浅層反射法地震探査ではその可探深度やコスト面から 200 ch 程度の展開による観測が標準的であった。2010年代に入り、リチウムイオン電



図 16 有線テレメトリ方式の反射法 地震探査システムの例(物理探査学 会,1998a)。



図 17 独立型地震波収録器の例。 黄色・白色の箱形の機器が収録器と リチウムイオン電池。ここでは受振 点1箇所につき地震計3台のバンチ ングを行い、3chの収録を行ってい る。

池を用いたバッテリーの効率化と記憶媒体の大容量化・低コスト化が進み、長期間の波形 データ収録に耐えうる小型の独立型地震波収録器が使用されるようになった(図 17)。こ の様に容易に運搬可能な独立型収録器を数100台測線沿いに稠密に固定展開することによ り、従来よりも重合数の非常に大きい反射法データの効率的な取得が実現可能になった。 また、展開効率の向上は発震点数の増加を可能にすることから、中点発震など稠密発震に よる水平方向の分解能の向上も可能となった。

図 18 にほぼ同じ測線で実施した、有線テレメトリー方式と本プロジェクトによる独立 型収録器の固定展開による反射法地震探査により得られた反射断面の比較を示す。発震点 間隔などが異なる点は留意する必要があるが、受振点・発震点間隔の稠密化によって水平 方向の高分解能化が増加し、結果として父尾断層に関連する和泉層群内の断層構造がイメ ージングされ、活断層と物質境界断層の構造的な関係がより明確になったことが分かる。



図 18 中央構造線活断層系・父尾断層を横断する反射法地震探査断面の比較。上図は伊藤・他(1996)、下図は本プロジェクトの結果、また右の表は探査の仕様を示す。両者は 曽江谷川沿いのほぼ同じ測線上で実施された。

また、独立型収録器の使用によって、有線テレメトリー方式では設定が不可能であった 鉄道・高速道路などを横断するような測線が設定可能となったことは、反射法地震探査の 対象を大幅に広げたと同時に、得られる反射断面の品質を大幅に向上させた点で大変重要 である。比較的近接した地域において、有線テレメトリー方式と独立型地震波収録器の多 点固定展開で取得された反射法断面の比較を図 19 に示す。ここに示した森本-富樫断層 帯・森本断層の撓曲崖に沿っては、鉄道・国道バイパスなどが並走する。このため、測線 A·A'(産業技術総合研究所,2007)のように有線テレメトリー方式の場合にはこれらの交 通インフラを横断する測線の設定が非常に困難である。また、測線 C-C'(石川県, 1997) のように僅かに設定可能な測線は小河川沿いの人家が密集する地域であり震源の出力を上 げることが出来ないため、反射法の測線としては適しているとは言えない。一方、独立型 収録器を多数使用した測線(図 19 の測線 B-B'; 石山・他, 2017)では、国道バイパス・鉄 道や農業公園を横断し、断層の地表位置を挟んで約9kmの区間で10m間隔の885点の 受振点を設置し、中型バイブロサイス車1台で 885 点の発震(平均の垂直重合数は3回) を行った。その結果、深さ3km 程度までの森本断層およびその上盤側の詳細な構造が解 明された。その解像度や可探深度を始めとして得られる情報量の差は、それ以前の探査と 比べて一目瞭然である。この例は、観測システムの仕様が測線設定や探査の効率性に大き な影響を及ぼし、最終的に得られる反射断面の質に大きな差を生じることを示す。このこ とは、受振点・発震点間隔、展開長や発震エネルギーが反射法地震探査の可探深度と分解 能を制約する基本的なファクターであることを考えれば当然と言えよう。このように、独

立型地震波収録器を多数展開する反射法地震探査は、従来の有線テレメトリー方式では不 可能であった測線が設定できるというロジスティックな利点と共に、固定展開・稠密受振 および発震・集中発震の実施など、作業効率の向上を背景とした効果的な観測資材の投入 を見込めることから、活断層に関連する地質構造を解明する上で利点が多い手法であり、 費用面を含めた効率の点でも導入以前のものよりもはるかに良質で情報量の多い構造断面 を取得出来る観測と言える。



図 19 森本-富樫断層帯において過去に実施された反射法地震探査の測線(左上図)と得られた反射断面(A-A': 産業技術総合研究所, 2007; B-B': 石山・他, 2017; C-C': 石川県, 1997)。いずれも縦横比 1:1 でスケールはほぼ同じ。

本プロジェクトでは、主要な反射法測線沿いに稠密重力探査を実施するとともに、観測 記録に基づくブーゲー重力異常解析によって密度構造モデルを推定し、反射断面の構造把 握の一助とした(以上サブテーマ2)。上述したように、高分解能反射法・屈折法・重力探 査の結果はともに整合的であるとともに、お互いの欠点を補うことが出来る。すなわち、 反射法は地層境界における音響インピーダンスで表される反射係数列を推定する手法であ り、地層の堆積構造や活断層および断層活動によって生じる具体的な変形構造を推定する 上で最も有効な手法である。一方、共通反射点重合法に基づく反射法処理では水平多層構 造を前提としているため、断層近傍の急傾斜ないしは反転する地層のような複雑な地質構



図 20 高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法の組み合わせとその結果に基づく活断層 に関連する地質構造の統合的解釈・評価のフレームワーク。

造の正しいイメージングは原理的に困難である(例えば物理探査学会(編), 1998a)。一 方、重力探査は例えば逆断層において上盤側の岩体が下盤側に対して衝上するために生じ る密度構造の逆転(例えば図4)を検出することが可能である。ただし、ブーゲー重力異 常を用いた密度構造モデルは、地下浅部の密度構造に強く依存するため、地下浅部を構成 する物質の妥当な密度を推定することが重要である(物理探査学会(編),1998b)。この点 は、サブテーマ2で実施されたように、表層地質を勘案しつつ屈折法解析で得られた地下 浅部の P 波速度構造から変換式を用いて密度を推定することで補うことが出来る。また、 屈折法解析においてもモンテカルロ法による統計的な解の信頼性評価を併用した屈折初動 走時トモグラフィによって、速度逆転層のような複雑な構造に対応する速度構造の推定が 可能である(白石・他,2010)。ただし、トモグラフィの精度は波線密度に強く依存するた め、速度構造に依って異なるものの、一般に測線長に対する可探深度は反射法・重力探査 に比べてかなり小さい。このような背景から、高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法 の組み合わせとその結果に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、探査 原理の面で活断層の浅層~中深度の構造把握に非常に有効であると言える(図 20)。探査 手法の観点から述べると、前述した小型の独立型地震波収録器を測線沿いに稠密に固定展 開し、およそ 0.5~1 km 間隔の集中発震を実施することにより、高分解能の反射法データ が効率的に取得出来るばかりでなく、十分な波線密度を確保した屈折法探査を一連の観測 として行うことが可能である。このような独立型地震波収録器を用いた観測については、

機器の小型化と機器展開の省力化が将来的に期待され、更なる簡便化・低コスト化が見込まれる。また、受振点・発震点の位置決定および重力測定点の測量をリアルタイムキネマティック・ディファレンシャル GNSS 測量により行うことにより、重力測定も一連の観測として行うことができる。このように、高分解能反射法・屈折法・重力探査の同時観測に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、評価手法として有効であり、探査技術の進展を背景として今後も効率化とこれに伴う高精度化や応用・発展が予想されることから、精度の良い活断層-震源断層システム形状の標準的な推定・評価手法として今後推進されるべきである。

本プロジェクトの探査仕様では深部構造探査を行うことは不可能なため、実施測線の設 定に際しては既存の深部構造探査断面の位置に留意し、その援用に努めた。一方、活断層 -震源断層システムの深部形状を直接的に推定するためには、深部構造探査のデータが最 も有用であるが、現状ではその測線数は非常に少ない。日本列島で活断層の深部構造を解 明する目的で実施された測線は、陸域ではごく一部である。多くの場合、活断層の震源断 層を推定する際には浅層反射法地震探査などで得られた地下1~2kmの断層形状や、断 層露頭などで観察される断層面の傾斜をそのまま地震発生層基底まで外挿しているに過ぎ ない。

断層形状が比較的単純であると推定される場合は、このように地表付近の断層構造の情 報を用いることに大きな問題は生じないかもしれない。しかし、本プロジェクトの結果で 示されたように、(1) すべり分配を生じる逆断層・横ずれ断層構造、(2) 長い地質構造発 達史を持つ大規模な横ずれ断層、(3)厚い堆積盆に発達する(伏在)逆断層の場合は、い ずれの場合も地表付近の活断層と震源断層の構造的関係が単純ではなく、地表付近の情報 のみから震源断層の形状を推定することは非常に困難である。このような条件が当てはま る活断層としては、北海道・東北日本堆積盆および西南日本の大規模第四紀堆積盆に分布 する逆断層や、中央構造線、糸魚川・静岡構造線など複数回の運動様式の変換を伴う長い 地質構造発達史を経験した大規模地質構造などが挙げられよう。これらの構造については、 地表付近の断層形状に関する地質情報を単純に地震発生層全体に外挿することで震源断層 の形状を推定するのではなく、極浅層・浅層・深部をターゲットとするマルチスケールの 反射法・屈折法地震探査を行い、地表から断層深部までの形状・構造的特徴を統一的に理 解することが望ましい。このようなマルチスケール構造探査は、極浅層探査に関しては地 震計の固有周波数を高周波帯域とし、サンプリング間隔を 0.25 msec 程度、震源も板たた きや電磁バイブレーター式震源など、特別な仕様を採用する必要があるが、浅層・深部構 造探査については受振点・発震点間隔を調整すれば、大型バイブレーターを主とする単一 の震源で実施できることから、一連の実験として実施することが可能である。また、近年 は大型バイブレーター震源のスウィープ周波数の下限を3Hz 程度とした低周波発震を行 うことによって、断層深部の直接的なイメージングも可能であることが実証されている(図 21)。なお、上記のような条件下にある全ての主要断層帯において深部構造探査を行うこと は現実的ではないとすれば、(1-1)で議論したような MT 法による結果を利用することもあ り得る。ただし、MT 法で推定できるのはあくまで比抵抗構造であり、例えば断層に沿っ た流体の分布などが必ずしも想定されない場合は必ずしも震源断層を示唆する地球物理学 的な証拠ではないことに注意する必要がある。こういった事情から、日本列島の重要な地 質構造を構成する断層帯については、上記に提案したような最新の探査技術を駆使したマ ルチスケールの反射法・屈折法地震探査のデータが活断層 – 震源断層モデルを構築する上 で最も確実かつ信頼性の高いデータであり、少なくとも重要な断層帯についてはこれを行 うことが望まれる。

また、このような活断層-震源断層モデル構築の試みは現状では断層帯につき代表的な 1 断面程度が存在する程度である。1982~85 年にかけてカリフォルニア州で発生した M5.5~M6.5 の地震(Stein and Ekström, 1992)のように、雁行する褶曲衝上断層帯など 複数のセグメントで構成される長大な断層帯では、セグメント毎の構造形態の差違やセグ メント境界の不均質構造が地震時の破壊様式に強い影響を及ぼす可能性がある。このこと から、特に複数のセグメントで構成される長大な断層帯の場合、各断層セグメントにおけ る活断層-震源断層モデルの構築が望ましい(図 22)。



重合時間断面+low cut filter (8 Hz)

図 21 日本海地震・津波調査プロジェクトにて、バイブロサイス震源車の低周波発震を用 いて石狩低地帯で実施した反射法地震探査の例。上図は重合時間断面図、下図は8 Hz の low cut filter を施した重合断面図。両者の比較により、低周波発震によって断層面から の反射波が捉えられたことが分かる(新部・他, 2018)。

上述した手法に基づく観測結果により得られた活断層-震源断層の形状と、地震発生層 の厚さを組み合わせることによって、震源断層モデルを推定することが可能である。地震 発生層下限の深さについては、図 14 に示したように構造探査データから推定することも



a'とb: 連動しにくい

図 22 複数セグメントからなる長大な断層帯の地表トレースと活断層-震源断層モデ ルの関係。例えば a と b は近接しており断層形状も類似することから比較的連動破壊 しやすいが、a'と b は深部で不連続性が大きく連動破壊しにくいと予想される。d のよ うに伏在断層が存在する場合は、断層長を従前より長く見積もるか、連動破壊のシナリ オを増やす必要がある。c と e は浅部で断層が収斂するため、震源断層としては c のみ を考慮すればよいが、c と e'は別個の震源断層を考慮する必要がある。このようにセグ メント毎の震源断層の構造的な差違は、発生する地震のシナリオに大きく影響する。

可能であるが、データ数が少ない。それに比べて D90 は 3.3 章に示したように Hi-net な どの地震活動データを使用して容易かつ面的に推定可能であることから有用な方法である。 3.3 章や本章(2)節で議論したように、D90 による地震発生層下限の深さは、近年の比較的 大規模な内陸地震の観測データや構造探査の結果と概ね整合的である。また、上述のよう に、3.4 章にて地震波速度構造および弾性波速度実験から推定した上部地殻の温度構造や 脆性-塑性境界とも整合的である。このように、D90、地震波速度構造や弾性波速度実験 に基づく温度構造や脆性塑性境界深度等の検討による地震発生層厚さに関する議論は、震 源断層の形状を推定する上で有効であると考えられる。ただし、3.3 章で指摘したように、 地震活動が低調な領域では地震活動データから地震発生層下限の深さを推定することは困 難であり、この様な場所では active source による構造探査など地殻構造を推定するため の観測実験データが必要である。また、(2-3)節で述べたように、断層帯沿いに D90 などか ら推定される地震発生層下限の深さが大きく変化する場合、どの値を採用するかは検討を 要する点である。

(3-2) 未確認の伏在活断層で発生する地震の震源断層の推定・評価手法

日本列島に分布する活断層のうち、活動度がA級・B級の活断層の数に比べてC級およびそれ以下の活動度の活断層の数が有意に少ないことは従来から指摘されてきた(例えば 浅田,1991,1996;松田,1980)。実際に、1948年福井地震や2008年岩手宮城内陸地震 をはじめとして、事前に活断層がマッピングされていなかった場所でマグニチュード7を 超える内陸直下型大地震が少なからず発生してきた。他方、本プロジェクトで扱った庄内 平野の伏在逆断層や、ひずみ集中帯プロジェクト、日本海地震・津波調査プロジェクトの 成果などから明らかとなったように、多くの比較的大規模な堆積平野では未確認の伏在活 断層が見出されてきた(石山・他, 2010; Ishiyama et al., 2013; 佐藤・他, 2015; Ishiyama et al., 2017a, 2017b, 2017c; 石山・他, 2018a, 2018b など)。特に日本海側の新第三系堆 積盆(津軽・弘前・秋田・庄内・新潟・高田・富山・砺波・金沢・福井平野など)のうち、 沈降速度が速い地域では、未確認のA級の伏在活断層が存在する可能性があり、その把握 は長期評価にとって喫緊の課題であると言える。また、関東平野など太平洋側の新第三系 堆積盆についても同様に未確認の伏在活断層が存在する可能性は高い。Ishiyama et al. (2013)は、首都圏で取得された大深度反射法地震探査データに基づき、伏在活断層の分

布と形状を推定した。関東平野で見出された伏在活断層は、一般に活動度が非常に低く、変位地形や地表地質のみからその存在を推定することは難しい。

このような伏在活断層は、たとえ活動度が低くとも、大都市部が集中する堆積平野に分 布することが多く、その活動は大規模な地震被害に結びつきやすいことから、長期評価上 留意する必要がある。

未確認の伏在活断層については、①位置・長さ・形状と、②活動性のデータが基本的に はなく、改めてこれらを調査観測によって解明する必要がある。①については、本プロジ ェクトで示した様に反射法地震探査によるイメージングが有効である。ただし、探査測線 設定に当たっては、既存の反射法地震探査断面や重力異常などのポテンシャルデータを可 能な限り利用して、良い結果が得られる探査測線の位置を事前に絞り込むことが必要であ る。特に、石油探鉱などで取得された反射法断面は可能な限り利活用することが望まれる。 また、伏在活断層の長さは地形・地質学的観測で把握することが難しいことから、複数測 線の面的な探査や地球物理学的データ(地震観測・重力など)等との統合的な解析が必要 である。ただし、関東平野のように新第三系・第四系が厚く、かつ伏在活断層の活動性が 低いために累積的な構造的起伏が小さい場合には、堆積物が重力異常値の high-cut filter の役割を果たし、結果として断層構造に起因する密度構造が重力異常で検出できない可能 性が高い。②については、平野縁辺部の層序や層序学的な情報を含む既存のボーリングと 交叉するように測線を設定することで、反射面と層序の対比や構造解釈を行い、伏在する 活断層の活動性を推定する方法が有効である。このような手法では堆積盆の鮮新-更新統 層序の確立が必要である。この点については、関東・大阪などの主要堆積盆については研 究が進んでいるものの、新潟平野や石狩平野、庄内平野、濃尾平野等に代表される沈降運 動が卓越するような堆積盆では断層活動を記録する地層がほとんど地表に露出しないため に、第四系の層序に不明な点が多い。この様な場合には断層の活動性を推定するためには、 堆積盆における数100m程度の深度のボーリング掘削と複合層序の確立が必要である。

平野下に伏在する横ずれ活断層については、その位置・分布・活動性など実態が殆ど分 かっていない。しかし、その断層破壊は甚大な地震被害をもたらす危険性がある。例えば、 1891 年濃尾地震の際には濃尾平野を中心に甚大な地震被害をもたらしたが、その一因は 温見断層・根尾谷断層・梅原断層などと共に濃尾平野下に伏在する岐阜・一宮線が連動し た(村松・他, 2002; Fukuyama and Mikumo, 2006)ことにあると考えられる。岐阜・

197

ー宮線についてはその地形・地質学的な痕跡が殆ど認められず、その実態は殆ど不明であ る。この様な堆積平野下の未確認の伏在横ずれ断層は、その活動時には甚大な都市部の被 害をもたらす可能性があり、長期評価の観点からは把握することが望まれる。横ずれ断層 の多くは一般に断層面が高角であることから、反射法地震探査によるイメージングには不 利な点が多いと考えられる。Ishiyama et al. (2017b)は、伏在横ずれ活断層の地震である 1948年福井地震(Mj7.2)の震源域である福井平野で行った高分解能反射法地震探査で得 られた断面から、震源断層(鷺谷, 1999)および並走する横ずれ活断層に沿って、鮮新・ 更新統および新第三系を変位させる負の花弁状構造を認めた。横ずれ断層の花弁状構造は、 断層面のステップや断層すべりの走向方向の不均質に伴って形成されると考えられる。福 井平野におけるこの事例は、横ずれ断層の断層面が地殻浅部では複雑に分岐しており、花 弁状構造等の構造を基に横ずれ断層の存在や構造を知ることができることを示す。地表で マッピングされる断層線の情報と反射法地震探査などで得られる地下構造の情報を用いて 複雑な断層面の構造を推定することが、横ずれ断層の地下構造を理解する上で有効である と考えられる。

また、2000 年鳥取県西部地震(M7.3)に代表される、山地に分布する伏在断層で発生 する地震を事前に推定する方法も重要な未解決の課題である。例えば Yano et al. (2017)に よる地震活動の分布を見ると、中国山地にはいくつかの微小地震の線状配列が認められる (図 23)。このうち、鳥取県西部地震震源域の西方などに見られる微小地震の線状配列の 周辺には活断層は分布しない。このような微小地震の線状配列の成因については丁寧な議 論が必要であるが、可能性の一つとして鳥取県西部地震に類似した地表にほとんど地形・ 地質学的な証拠のない震源断層として検討する必要がある。



図 23 中国地域の微小地震活動。震源の位置は Yano et al. (2017)による。背景は中 田・今泉編 (2002) による活断層の位置。

(3-3) その他の課題

上記に上げた以外の課題について以下に述べる。

・火山域に分布する活断層 – 震源断層システム

2016年熊本地震の際には、阿蘇カルデラ内で断層破壊が生じた。これについては本章(2-3)で述べたように、火山周辺の地震波速度構造・密度構造や火山体下の地殻構造を十分に 吟味することが必要である。このほかに火山域で発生した内陸地震としては、本章(2-1)で 取り扱った 2008 年岩手・宮城内陸地震(M_{JMA}7.2)が挙げられる。震源域は栗駒山などの 火山フロントに沿って分布する第四紀火山分布域にあたる。この地震に際しては短い長さ の地表地震断層が断続的に出現したが、震源断層の長さに比べてかなり短い。また、地震 前には震源域に活断層の存在は推定されていなかった。地震後の写真判読等の検討によっ ても、地表地震断層周辺の一部を除いては、顕著な変動地形は見出されていない(国土地 理院,2009)。一方、田力・他(2009)は、震源域の奥羽脊梁山地東麓部を開析する河川に 沿って発達する河成段丘面の分布高度・離水年代より推定した河川の下刻速度分布が震源 断層の地表延長を境に急変し、これが伏在断層の断層運動による累積的変形を示す可能性 を指摘した。奥羽脊梁山地東縁部の火山フロントに沿っては、北上低地西縁断層帯・長町 利府断層帯・福島盆地西縁断層帯などが断続的に分布する。一方、郡山盆地など山地・低 地の地形境界は存在するにも関わらず、断層の存在が推定されていない箇所がある。2008 年岩手・宮城内陸地震震源域のように、低断層崖・撓曲崖など逆断層に関連する明瞭な変 動地形が発達しない箇所で発生する地震の震源断層をどのように推定するかは今後の課題 であり、田力・他(2009)などで示された地形学的手法に加えて、地質構造・重力異常・ 地震活動などの地質・地球物理学的データを統合的に検討する必要がある。

海域の活断層および海陸境界部に分布する活断層については、堤・他(2018)で議論し たので以下に簡単に紹介する。海域の活断層については、逆断層運動に伴う断層関連褶曲 により形成される複背斜構造から主断層の構造を推定するためには、シングルチャネル反 射法地震探査のみならずマルチチャネル反射法地震探査による深度断面を用いることが重 要である。また、海域の活断層の変位速度はほとんどわかっておらず、反射面と対比する 層序データを拡充するために海域の新生代堆積盆におけるボーリング掘削と層序学的研究 を進展させることが必要である。海域の活断層に関するデータは増えつつあるとはいえ、 活断層の位置や活動性を解明するには著しく不十分であり今後のデータ整備が望まれる。 海陸境界部に分布する活断層については、2007年に発生した中越沖地震(Mj6.8)

(Shinohara et al., 2008)や能登半島地震(Mj6.9)(佐藤・他, 2008)、1804年象潟地震(M7.0)(平野・他, 1979)や1872年浜田地震(M7.1)(藤森・他, 1990)など、海陸境界部から沿岸域でM7級の大地震が発生し、一部では海岸の昇降を伴う地震性地殻変動が観察された。加えて、海岸線に沿って広く分布する海成段丘の一部が海陸境界部に位置する活断層の活動によって隆起・変形を被ってきた可能性が高いことが、天北地域(Ishiyama et al., 2006)や能登半島北東岸(Ishiyama et al., 2017c)など、海陸反射法地震探査と陸域の変動地形・第四紀地質学的な研究で明らかになりつつある。海陸境界部で発生するM7級の大地震は、沿岸部に強震動・津波をもたらす危険性が高い。その実態を解明するためには、海陸反射法地震探査と海成段丘などの長期的な地殻変動の証拠と結びつけて、形状・分布や活動性を明らかにすることが必要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

サブテーマ1で今年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の 伏在活断層・山形盆地西縁断層帯、これまでに反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層 帯・花折断層、中央構造線断層帯について、得られた反射断面と変動地形・地表地質、サ ブテーマ2の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断層の形 状を推定した。また、収集した地球物理学的データとサブテーマ3で推定された地震活動・ 地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。さらに、推定 した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブテーマ3で推定 された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定された 300℃深さおよび脆性塑性境界深 さについて検討した。最後に、これまでの成果を踏まえて、(1)活断層-震源断層シス テム形状の推定・評価手法、(2)未確認の伏在活断層で発生する地震の震源断層の推定・ 評価手法、(3) その他の課題について議論を行い、日本列島の活断層-震源断層システム 形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めた。

活断層 - 震源断層システム形状推定・評価については、基礎データの取得についての 観測技術は十分可能な水準にあるが、観測データの整備状況は十分とは言えず、また断 層帯毎のデータ整備状況にも大きなばらつきがある。長期評価にとり確度の高い活断 層 - 震源断層システムの推定を行うためには、上述した観点から幅広い調査観測研究 に基づく更なるデータの拡充が望まれる。

(e) 引用文献

- Abe, T., Furuya, M., and Takada, Y., Nonplanar fault source modeling of the 2008 Mw
 6.9 Iwate-Miyagi Inland earthquake in Northeast Japan. Bulletin of the Seismological Society of America, 103, 507-518, 2013.
- 浅田 敏, 活断層に関する2~3の問題. 活断層研究, 9, 1-3, 1991.
- 浅田 敏, C級活断層の存在度の問題−活断層に関する2~3の問題(その2)-. 活断層研 究, 14, 107, 1996.

物理探査学会(編),第1章 反射法地震探査.物理探査ハンドブック 手法編,1-114,1998a. 物理探査学会(編),第8章 重力探査地震探査.物理探査ハンドブック 手法編,433-474,

1998b.

- 地質調査総合センター(編),日本空中磁気データベース.数値地質図 P-6,産業技術 総合研究所地質調査総合センター,2005.
- 地質調査総合センター(編),日本重力データベース DVD版.数値地質図 P-2,産業技術総合研究所地質調査総合センター,2013.
- 藤森孝俊・蒔苗耕司・山口 勝・川口 隆・太田陽子, 島根県浜田地震(1872年)の地形 学的検討. 地学雑誌, 99, 166-181, 1990.
- Fukuyama, E. and Mikumo, T., Dynamic rupture propagation during the 1891 Nobi, central Japan, earthquake: A possible extension to the branched faults. Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 1257-1266, 2006.

- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., and Utsugi, M., Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure. Geophysical Research Letters, 43, 10,720-10,727, 2016.
- 平野信一・中田 高・今泉俊文,象潟地震(1804年)に伴う地殻変形.第四紀研究,18,17-30,1979.
- Ichihara, H. and 11 others, A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan. Geophysical Research Letters, 38, L09301, doi:10.1029/2011GL047382, 2011.
- 池辺 穣・大沢 穠・井上寛生,酒田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地 質調査所,42 p., 1979.
- 石川県, 森本断層系に関する調査成果報告書. 165 p., 1997.
- 石山達也・佐藤比呂志,浅層反射法地震探査により明らかになった活断層の地下構造:最近10年の成果と今後の課題.物理探査,59,515-524,2006.
- Ishiyama, T., Nakanishi, T., Shishikura, M., Echigo, T., Kamataki, T., Furusawa, A., Takada, K., and Suda, S., Late Holocene marine terraces along the northeastern Japan Sea: Evidence of coseismic uplift associated with large earthquakes beneath an active fold and thrust belt. AGU Fall Meet. 2006, T33A-0499, 2006.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・鈴木毅彦・戸田 茂・今泉俊文,角田-弥彦断層の変 動地形と浅部地下構造.月刊地球,370,411-416,2010.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Nakayama, T. and Abe, S., Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics. Geophys. Res. Lett., 40, 2608-2612, 2013.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・戸田 茂,高分解能反射法地震探査の結果から推定される森本・富樫断層帯の構造的特徴.日本地球惑星科学連合2017年大会,SSS12-15,2017.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H., Koshiya, S., Toda, S. and Kobayashi, K., Geometry and slip rates of active blind thrusts in a reactivated back-arc rift using shallow seismic imaging: Toyama basin, central Japan. Tectonophysics, 718, 72-82, 2017a.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H. and Koshiya, S., Transfer fault earthquake in compressionally reactivated back-arc failed rift: 1948 Fukui earthquake (M7.1), Japan. EGU 2017 Gen. Assembly, EGU2017-1109, 2017b.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K. and Matsubara, M., Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. Tectonophysics, 710, 21-36, 2017c.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・越谷 信・戸田 茂・阿部 進,高分解能浅層反射法地 震探査から明らかになった石狩平野の伏在活断層.日本地球惑星科学連合2018年大 会,SSS08-20, 2018a.
- 石山達也・佐藤比呂志・阿部 進,大阪堆積盆地の震源断層モデル.日本地震学会2018年 度秋季大会, S24-04, 2018b.

石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・松原 誠・ヤノ・トモコエリザベス・阿部 進・東中基 倫,近畿地域の震源断層モデル.日本地震学会2019年度秋季大会, S06-13, 2019.

伊藤谷生・他24名,四国中央構造線地下構造の総合物理探査.地質学雑誌,102,4,346-360,1996.

Ito, T and 18 others, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. Tectonophysics, 472, 124-134, 2009. 地震調査研究推進本部地震調査委員会,「琵琶湖西岸断層帯の評価」. 21 p, 2003.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,「山形盆地断層帯の評価(一部改訂)」.32 p., 2007.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,「庄内平野東縁断層帯の評価(一部改訂)」. 41 p., 2009.

- 河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛, 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学実体の推定-紀伊半島北西部 中央構造線を例として-.地震第2輯,54,233-249,2001.
- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo, E., Ikawa, T., and Ito, T., Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan. Earth, Planets and Space, 55, 549-557, 2003.

国土地理院,平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震1:25,000詳細活断層図(活断層・地 形分類及び地形の変状).国土地理院技術資料 D1-No.541, 2009.

Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms. Earth, Planets and Space, 68, 161, 2016.

熊原康博・岡田真介・楮原京子・金田平太郎・後藤秀昭・堤 浩之,国土地理院活断層図「熊本(改訂版)」.国土地理院技術資料 D1-No.868, 2017.

- 松原 誠・ヤノ トモコ エリザベス, 3.3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析.活 断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層評価研究」平成 29年度成果報告書, 31-42, 2018.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896年陸羽地震の地震断層. 東京大学地震研究 所彙報, 55, 795-855, 1980.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正, 濃尾地震と根尾谷断層帯-内陸最大地震と断層の諸性質. 古今書院, 340 p., 2002.
- 中田 高・今泉俊文編,活断層詳細デジタルマップ.東京大学出版会,DVD-ROM2枚・ 付図1葉,60 p.,2002.
- 新部貴夫・村上文俊・淺川栄一・阿部 進・佐藤比呂志・石山達也,陸上低周波データ取 得と広帯域データ処理の適用を主体とした地震探査記録品質の改善.日本地球惑星科 学連合2018年大会,SSS10-06,2018.

- Ohta, Y. and 8 others, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network. Earth, Planets and Space, 60, 1197-1201, 2008.
- Okubo, Y. and Shibuya, A., Thermal and crustal structure of the Aso volcano and surrounding regions constrained by gravity and magnetic data, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 55, 337-350, 1993.
- Ozawa, T., Fujita, E., and Ueda, H., Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano. Earth, Planets and Space, 68, 186, 2016.
- 産業技術総合研究所,森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査.「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-3, 30 p., 2007.
- 鷺谷 威, 1948年福井地震(M=7.1)に伴う地殻変動と震源断層モデル.地震第2輯, 52, 111-120, 1999.
- 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I部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,88,1-32,1986a.
- 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II部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,89,1-45,1986b.
- 佐藤比呂志・他8名, 3.1.3 近畿地殻構造探査(近江測線). 文部科学省「大都市大震災軽 減化特別プロジェクト」平成18年度成果報告書, 87-214, 2007.
- 佐藤比呂志・他9名,反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について.東京大学地震研究所彙報,82,369-379,2008.
- 佐藤比呂志・稲葉 充・石山達也・加藤直子・竹花康夫, 庄内平野の伏在活断層. 日本地球 惑星科学連合2015年大会, SSS28-11, 2015.
- 佐藤比呂志・吉田武義,東北日本の後期新生代大規模陥没カルデラの形成とテクトニクス. 月刊地球, 15, 721-724, 1993.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., and Ikawa, T., Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone Range, northern Honshu Island, Japan. Tectonophysics, 355(1-4), 41-52, 2002.
- Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horne, A., and Takeda, T., Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan. Tectonophysics, 644-645, 58-67, 2015.
- Shinohara, M., and 21 others, Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. Earth, Planets and Space, 60, 1121-1126, 2008.
- Shirahama, Y., and 12 others, Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. Earth, Planets and Space, 68, 191, 2016.
- 白石和也・他8名,屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による 解の信頼性評価.物理探査,63,345-356,2010.

- Stein, R. S. and Ekström, G., Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust fault 2. Synthesis of the 1982-1985 California earthquake sequence. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97(B4), 4865-4883, 1992.
- Sudo, Y. and Kong, L. S. L., Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. Bull Volcanol., 63, 326-344. doi:10.1007/s004450100145, 2001.
- 須藤靖明・筒井智樹・中坊 真・吉川美由紀・吉川 慎・井上寛之, 阿蘇火山の地盤変動と マグマ溜まり:長期間の変動と圧力源の位置.火山, 51, 291-309, 2006.
- Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 256-266, 2010.
- 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, 国土地理院活 断層図「阿蘇(改訂版)」.国土地理院技術資料 D1-No.868, 2017.
- 田力正好・池田安隆・野原 壯,河成段丘の高度分布から推定された,岩手・宮城内陸地震の震源断層. 地震第2輯, 62, 1-11, 2009.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets and Space, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.
- 堤 浩之・近藤久雄・石山達也, 我が国における活断層研究の最近25年の成果と今後の展望. 地質学雑誌, 124, 741-757, 2018.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本地震被害総覧[416]-2001. 東京大学出版会, 605 p., 2003.
- Yano, T. E., Takeda, T., Matsubara, M., and Shiomi, K., Japan unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): crustal seismicity beneath the Japanese Islands. Tectonophysics, 702, 19-28, 2017.

(3) 平成 29~令和元年度の成果

(a) 業務の要約

サブテーマ1で反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線断 層帯、庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯および近年発 生した内陸地震について、既往研究やサブテーマ2および3による密度構造・地震波速度 構造等に基づき、断層深部形状の推定を試みた。また、これまでの成果を踏まえ、日本列 島の活断層 – 震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題につい て取り纏めを行った。

(b) 業務の実施方法

サブテーマ1で実施した反射法地震探査の結果得られた反射断面と変動地形・地表地質、 サブテーマ2の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断層の 形状を推定した。また、地球物理学的データを収集するとともに、サブテーマ3で推定さ れた地震活動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。 さらに、推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブテ ーマ3で推定された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定された 300℃深さおよび脆 性塑性境界深さについて検討した。

(c) 業務の成果

(1) 活断層の深部形状に関する構造的な特徴と震源断層モデル

(1-1) 庄内平野東縁断層帯および庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯の震源断 層モデル

サブテーマ1 で令和元年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯および庄 内平野下の伏在活断層、山形盆地西縁断層帯について、既往研究やサブテーマ2および3 による密度構造・地震波速度構造等に基づき、断層深部形状の推定を試みた。3.1 章にて述 べたように、中野俣測線で得られた中深度断面によれば、庄内平野東縁断層帯の断層構造 は、中期中新世の硬質シルト岩である草薙層と同じく下位の玄武岩・玄武岩質安山岩であ る青沢層(池辺・他,1979;佐藤,1986a,1986b)の境界付近に発達した低角のスラストか らなり、これが酒田衝上断層に収斂すること、また酒田衝上断層自体も上盤側の非対称背 斜の構造から低角化することが推定される。この様な構造の概要は、サブテーマ2にてほ ぼ同じ測線で実施された重力探査に基づく密度構造モデルともよく整合する(図 24)。-方、過去に行われた MT 法の結果から、青沢断層の地表位置から地下深部に中角度で東傾 斜する低比抵抗体の存在が推定され、断層の深部延長と推定されている(Ichihara et al., 2011)。青沢断層に沿ってはブーゲー異常の急変帯が存在することから、中野俣測線で推 定された庄内平野東縁に伏在するスラストは、このような中角度で東傾斜する断層に遷移 するものとみられる。このような中角度の断層深部形状は、日本海地震津波調査プロジェ クトで令和元年度に行われた庄内-新庄測線でも確認されており、妥当であると考えられ る。



図 24 庄内平野東縁断層帯を横断する中野俣測線沿いの(上) 稠密重力測定結果に基づ く密度構造モデルと(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。



図 25 庄内平野・山形盆地周辺の D90 の深度分布(km)。

また、庄内平野下に存在することが明らかになった東傾斜の伏在活断層については、上 盤側の第四系・新第三系が出羽丘陵のような短波長の複背斜構造ではなく撓曲構造を呈す
ることから、中角度の逆断層と推定される。一方、庄内平野周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから約18kmと推定される(図25)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを18km、断層の傾斜を45°と仮定して震源断層モデルを推定した(図26)。

このように、庄内平野周辺においては、いわゆる庄内平野東縁断層帯(地震調査研究推進本部,2009)と庄内平野の伏在活断層の、少なくとも2つの独立した活構造が存在する と考えられる。庄内平野の伏在活断層については、今回は1枚の断層面を推定したが、詳細な分布・形状については反射法・層序などの更なるデータを蓄積して検討する必要があ る。また、1894年庄内地震(M7.0; 宇佐美,2003)の震源については、従来庄内平野東縁 断層帯と推定されている(地震調査研究推進本部,2009)が庄内平野の伏在活断層の可能 性についても検討の余地があると考えられる。



図 26 庄内平野東縁断層帯、庄内平野下の伏在活断層、山形盆地西縁断層帯の震源 断層モデル。太線が断層の上端を示す。

山形盆地西縁断層帯については、寒河江測線の解釈に基づき山形盆地西縁断層帯を構成 する主断層である寒河江-山辺断層の傾斜は約30°、断層上端の深さは約2kmと推定さ れる。また、山形盆地西縁断層帯周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから 約8kmと推定される(図25)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを10kmとし、また 断層の傾斜を30°と仮定して震源断層モデルを推定した(図26)。地震調査研究推進本部 (2007)では断層先端の深さを0km、傾斜を中角度としているが、これらについては再検 討する上での資料となると考えられる。 過去の年次で取り扱った断層帯についても同様の検討を行った。琵琶湖西岸断層帯・花 折断層で実施した饗庭野-朽木測線では、琵琶湖西岸断層帯・饗庭野断層が中角度に西に 傾斜する逆断層であるのに対して、花折断層は高角ないしはほぼ垂直な断層面を持つ横ず れ断層と推定された。このような構造解釈は、ほぼ同じ測線で取得された重力探査の結果 に基づく密度構造モデルと整合的であり(図 27)、饗庭野断層上盤側の先新第三系基盤岩 類(丹波帯)が古琵琶湖層群・完新統に衝上する約 30° 西傾斜の断層構造が共通して確認 される。密度構造モデルでは、反射法で推定された、花折断層周辺の丹波帯の剪断構造や 安曇川河谷内の古琵琶湖盆に対応する基盤岩類の局所的な変形構造に対応すると考えられ る第二層の厚化が認められる。構造解釈は屈折トモグラフィによる P 波速度構造とも調和 的であり、このような反射法・屈折法・稠密重力探査の統合的探査による構造推定の有効 性を示している。

(1-2) 琵琶湖西岸断層帯・花折断層の構造的特徴と震源断層モデル

琵琶湖西岸断層帯・花折断層については、佐藤・他(2007)において大大特・近江測線の深 部構造探査がすでに実施されている。近江測線は和邇-途中測線とほぼ一致していること から、両者をあわせて堅田断層の深部構造を推定するに都合が良い。和邇-途中測線では、 古琵琶湖層群堅田層および先新第三系基盤岩類(丹波帯)からなる堅田丘陵東縁部の変動 地形学的な検討から推定される堅田断層の地表位置から中角度で西に傾斜する断層面が推 定された。また、上盤側の非対称背斜の構造形態から深部でその傾斜を減少させることが



図 27 琵琶湖西岸断層帯および花折断層を横断する饗庭野-朽木測線測線沿いの (上) 稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと、(下)反射法地震探査のマイグ レーション後深度断面の解釈の比較。

推定される。一方、大大特・近江測線では、和邇一途中測線で推定された堅田断層の断層 面の下方延長には断層面からの強い反射波と推定される反射波群が深さ 10 km 程度まで 認められている(佐藤・他,2007)。和邇一途中測線の結果から推定された堅田断層の形状 は、この西傾斜の反射イベントと整合的であり、堅田断層の形状は和邇一途中測線で推定 されたやや低角度の形状から深部に連続すると推定される(図 28)。一方、花折断層につ いては同様に構造探査の結果からほぼ垂直な断層構造が推定された。

また、松原・ヤノ(2018)は、Matsubara et al. (2017)の地震波速度構造モデルに基づき和邇一途中測線・近江測線の東西断面・微小地震活動およびメカニズム解を作成した(図29,30)。これらを見ると、右横ずれ断層である花折断層と整合的なメカニズム解を持つ地 震活動は深さ10km以浅に限定されるのに対して、逆断層型のメカニズム解は、和邇一途 中測線と近江測線で推定された堅田断層の断層形状からさらに下方に分布している。これ は、高角の右横ずれ断層である花折断層帯が、中角度で西に傾斜する逆断層である琵琶湖 西岸断層帯の上盤側に発達するとする構造モデル(佐藤・他,2007)と整合的である。

このように、slip-partitioning の典型例として本プロジェクトで研究対象とした花折断 層帯・琵琶湖西岸断層帯については、反射法地震探査の結果とその構造解釈および再決定





図 28(上)大大特・近江測線の構造解釈(佐藤・他,2007)と、(下)琵琶湖西岸断 層帯・堅田断層を横断する和邇-途中測線のマイグレーション後深度断面の構造解釈 の比較。近江測線の赤矢印は断層面からの強い反射面の位置を示す。



H: 花折断層帯

図 29 饗庭野-朽木測線を含む範囲(左図)における地震波速度構造断面(P波・S波・ Vp/Vs)とメカニズム解(右図、松原・ヤノ,2018)。



図 30 大大特・近江測線(佐藤・他, 2007)および和邇一途中測線を含む範囲(左図)に おける地震波速度構造断面(P 波・S 波・Vp/Vs)とメカニズム解(右図、松原・ヤノ, 2018)。

震源による地震活動・メカニズム解(松原・ヤノ, 2018)から、低角~中角度で西に傾斜

する逆断層である琵琶湖西岸断層帯が主断層であり、花折断層がその上盤側に発達する高 角の横ずれ断層と推定される。琵琶湖西岸断層帯と花折断層の平均変位速度を比較すると、 前者の上下平均変位速度が北部で約 1.8~2.1 mm/年、南部で約 1.4 mm/年と推定されてい る(例えば地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003)。これらの値と本研究で明らかに なった断層の傾斜(西傾斜約 30°)を考慮すれば、平均的な断層すべり速度は北部で約 3.6 ~4.2 mm/年、南部で約 2.3 mm/年となる。一方、花折断層北部・南部における右横ずれ変



図 31 琵琶湖~丹波山地東部周辺の D90 の深度分布(km)。



図 32 琵琶湖西岸断層帯・花折断層の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

位地形の再検討から、花折断層の平均変位速度は北部で約 0.5~1.0 mm/年、南部で約 1 mm/年程度と考えられる(石山・他, 2019)。花折断層帯に比べて琵琶湖西岸断層帯の方が 大きくなる。このことは、琵琶湖西岸断層帯が主断層とする構造的な見方と整合的である。

また、琵琶湖西岸から丹波山地東部にかけての地震発生層の厚さは、D90(サブテーマ 3による)によると約14~16 km と推定される(図31)。このことから、琵琶湖西岸断層 帯の傾斜を30°、地震発生層の厚さを15 km と仮定し、震源断層モデルを推定した(図 32)。

(1-3) 中央構造線断層帯(四国地域)の構造的特徴と震源断層モデル

中央構造線断層帯(四国地域)については、3.1 章にて述べられたように、徳島・愛媛地 域で反射法地震探査を行い、和歌山地域の浅層・中深度反射法探査(河村・他, 2001; Sato et al., 2015) や徳島地域の深部構造探査(伊藤, 1996; Ito et al., 2009; Kawamura et al.,



図 33 中央構造線断層帯、西条測線測線沿いの(上) 稠密重力測定結果に基づく密度構 造モデルと、(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

2003)と同様に北に傾斜する地質境界断層としての中央構造線の形状が推定された。特に 西条測線では、反射法地震探査とほぼ同じ測線で実施された稠密重力探査の観測データに 基づく密度構造モデルと、反射法の解釈は非常に整合的である(図 33)。また、屈折トモ グラフィによる P 波速度構造とも整合的である。以上の得られた構造によれば、三波川変 成岩類と和泉層群・領家変成岩類の物質境界断層である中央構造線の断面は北に傾斜し、 活断層である岡村断層や小松断層を境にしてこれらが大きく食い違うような構造は認めら れず、北傾斜の物質境界断層に収斂すると考えるのが自然である。

中央構造線深部延長の地震活動については、Sato et al. (2015) では地震活動は中央構造 線の下方延長よりも下位で起きているとした。一方、Matsubara et al. (2017)の三次元地 震波速度構造を用いて再決定した震源分布によれば、東経 133.2 度から 133.7 度の区間で は中央構造線の地表位置周辺から明瞭に北に傾斜する面状に配列する地震活動の集中域が 認められる (3.3 章を参照)が、中央構造線から鉛直下方に伸びるような震源分布は見られ ない。また、震源分布は地震波速度構造の急変部および Vp/Vs の境界部に一致することか ら、地震活動は中央構造線ないしはその構造的下位に分布する三波川帯・四万十帯の内部 で発生している可能性がある。このことは地表地質や浅部から中深度構造探査の結果推定 される中央構造線および三波川帯・四万十帯など地質帯の構造が、大局的には北傾斜で地 下深部に延びていることを示唆しており、断層深部形状を推定する上で興味深い観察事実 と言える。なお、この様な北に傾斜する地震活動の集中域は、池田断層の西部から岡村断 層の中部の範囲に及んでいる。徳島・愛媛地域では中央構造線活断層系を挟んで山地・低 地配列が異なるにも関わらず、北に傾斜する地震活動の集中域が共通して認められるとい うことは、興味深い結果と言える。

一方、中央構造線断層帯沿いの地域のうち、脇町および土成測線を実施した徳島では、 地震発生層の厚さは D90(サブテーマ3による)によると約 18 km と推定される(図 34)。 また、西条測線を実施した愛媛でも同様に約 18 km と推定される(図 34)。このことから、 中央構造線断層帯の傾斜を 40°、地震発生層の厚さを 18 km と仮定し、震源断層モデル を推定した(図 35)。



図 34 中央構造線断層帯(徳島・愛媛)周辺の D90 の深度分布(km)。右図が徳島、 左図が愛媛を示す。



図35 中央構造線断層帯(徳島・愛媛)の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

(2) 内陸地震の震源断層に関する構造的な特徴の検討

内陸地震の長期評価を行う上で、発生する地震の規模予測は第一義的に重要である。一 方で深部構造探査のみで上部地殻スケールの断層形状を対象とする断層帯全てについて求 めることは現実的ではないため、地震発生層の厚さを様々な手法で推定することが行われ ている。そこで、近年発生した地震について、サブテーマ3で推定された地震発生層の厚 さの proxy としての D90、サブテーマ4で推定された摂氏 300℃深さ(以下、T300と呼 ぶ)および脆性塑性境界深度(以下、BDTと呼ぶ)と、地震・測地観測で推定された震源 過程・断層モデルを比較し、地震発生層を推定する上での D90、T300 および BDT の妥当 性や、これらをもとに地震発生層厚さを推定する上での課題を検討した。

(2-1) 2008 年岩手・宮城内陸地震

2008年岩手・宮城内陸地震は同年6月に岩手・宮城県境付近で発生した地震(MJMA7.2) である。本地震は奥羽脊梁山地の東縁で発生したが、震源域には顕著な新期の断層変位地 形がほとんど分布しない(国土地理院,2009)。震源域は栗駒山など火山フロントを構成す る活火山の近傍に位置するほか、中新世後期から鮮新世に形成された大規模カルデラが奥 羽脊梁山地に多数分布しており(佐藤・吉田,1993)、地温勾配は高い地域である(Tanaka, 2004; Matsumoto, 2007)。Suzuki et al. (2010)の強震記録の解析による地震時の破壊過 程によれば、破壊開始点の深さは約6kmと浅く、断層面下端の深さは約12kmであるが、 大すべり域は破壊開始点から地表面までの狭い領域に存在し、概ね深さ10km以浅であ る。一方、GPS 観測により推定された地殻変動を説明する断層モデル(Ohta et al., 2008) では断層面下端の深さは約8km,合成開口レーダーと GPS 観測により推定された地殻変 動を説明する断層モデル(Abe et al., 2013)では断層面下端の深さは約10kmと推定さ れており、破壊過程の断層モデルはこれらのモデルに比べて断層面の下端深さが2~4km 深い。一方、震源域付近の D90 と T300 および BDT はそれぞれ 8 ~ 9 km, 9 ~ 10 km, 8 ~ 10 km であり(図 36)、測地学的な観測を説明する断層モデルと整合的である。一般に破壊過程の断層モデルは矩形断層の設定に依存することから、互いに調和的な測地学的観測に基づく断層モデルと整合する D90 および T300 の見積りは妥当であると考えられる。



図 36 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域周辺の(左)D90、(中)T300 および(右) BDT の深度分布(単位は km)。赤い矩形は Suzuki et al. (2010)による矩形断層モデ ル。黄緑色の線はカルデラの概略位置(佐藤・吉田, 1993)。

(2-2) 1896 年陸羽地震

1896 年陸羽地震(M7.2) は真昼山地直下を震源とする地震であり、横手盆地東縁断層 帯を構成する逆断層である千屋断層などに沿って顕著な地表地震断層が長さ 36 km に亘 り出現したことで知られる(松田・他,1980)。陸羽地震震源域を含む奥羽脊梁山地を横断 する測線で実施された深部構造探査では、東傾斜する千屋断層の深部延長にあたる断層が 深さ約13 kmのほぼ水平な反射面群に収斂する様子が捉えられ、これが地震発生層の下限 にあたると推定されている(Sato et al., 2002)(図 37)。一方、陸羽地震震源域付近の D90 と T300、BDT はそれぞれ 10~12 km, 12~13 km, 10 km であり(図 38)、T300 が若干 深め、BDT が若干浅めとなるものの、D90 および T300 の見積りは深部構造探査の結果に 基づく地震発生層下限の深さと概ね整合的である。



図 38 1896 年陸羽地震震源域周辺の(左) D90、(中) T300 および(右) BDT の深 度分布(単位は km)。黒両矢印は地表地震断層が出現した範囲。

(2-3) 2016 年熊本地震

2016 年熊本地震(MJMA7.3) は布田川断層帯・日奈久断層帯を震源とする地震であり、 地震に際しては布田川断層など両断層帯の一部および阿蘇火山の外輪山とカルデラの内部 に右横ずれ、一部正断層を主体とする顕著な地表地震断層が出現した(熊原・他, 2017; Shirahama et al., 2016; 鈴木・他, 2017)。ここでは、熊本地震の破壊領域周辺を対象に、 震源断層モデルと D90, T300, BDT および重力異常データ・空中磁気異常のデータについ て検討した。熊本地震前後の合成開口レーダーと GPS の変位を説明する断層モデル

(Ozawa et al., 2016) では、F1~F4の断層面が推定され、断層面下端の深さは約6~14 km と推定されている。このうち、最も断層面下端深度の大きい断層 F3 は最も西側に、最

も下端深度の小さい断層 F2 は阿蘇カルデラ内に位置する。一方、熊本地震震源域付近の D90、T300 と BDT は、F1 付近でそれぞれ 8 ~ 13 km/10~13 km/9~12 km、F2 付 近で 8 km/10 km/9 km、F3 付近で 13~16 km/13~16 km/12~13 km、F4 付近で 8~12 km/10~12 km/9~11 km と推定される (図 39)。このように、D90、T300 と BDT は相互にややばらつくものの、大局的には整合的である。また、F1,F3 および F4 の 断層面下端深さは推定された D90、T300、BDT の範囲に含まれる。したがって、D90 お よび T300 の見積りは実際に発生した地震についての地震発生層下限の深さと概ね整合的 と言える。



図 39 2016 年熊本地震震源域周辺の(左) D90(中) T300 および(右) BDT の深度分 布(km)。赤い矩形と数字は Ozawa et al. (2016) による断層モデル周辺の D90 および T300 の値を示す。

Ozawa et al. (2016) のモデルによれば、阿蘇カルデラ内の断層 F2 の断層面下端深さは 6 km と推定され、これは今回推定した D90、T300 および BDT の深度分布よりも有意に 小さい。阿蘇火山では、地震波トモグラフィで推定される地震波速度構造や地殻変動から 草千里の直下、深さ約 6 km に直径 3 ~ 4 km のマグマ溜りの存在が推定されており (Sudo and Kong, 2001; 須藤・他, 2006)、Ozawa et al. (2016) は F2 南東端がこのマグマ溜り に近接する可能性を指摘している。同様に、Hata et al. (2016) が MT 法によって推定し た 3 次元比抵抗構造によれば、中央火口丘群下には複数の低比抵抗領域が存在し、殆どの 地震活動はこの周囲の高比抵抗領域で発生している。このように、阿蘇カルデラ内のマグ マ溜りなどの流体の存在が F2 近傍の阿蘇カルデラ内の地震発生層の厚さを制約している 可能性がある。

2016年熊本地震に際しては阿蘇カルデラ内では地表地震断層が生じた(鈴木・他,2017) が、これは概ね断層 F2 の位置と整合的である。一方、阿蘇カルデラ内には東北東走向の 弱いブーゲー異常の急変帯が認められるが、これは中央火口丘群を横切るように分布して おり、北東走向である F2 や地表地震断層よりも南東側に位置する。F2 や地表地震断層は、 重力異常の急変帯よりも、むしろ空中磁気異常の高異常・低異常境界(地質調査総合セン ター(編),2005)に沿って分布している(図 40)。Okubo and Shibuya (1993)は、重力異 常と磁気異常に基づき、中角度で北に傾斜する布田川断層の深部に高磁気異常体が存在し、 冷却したマグマを含む火道である可能性を示した。活火山域の震源断層や地震発生層厚さ を予め推定するには、火山周辺の地震・重力・電磁気・地殻変動など稠密観測の結果得ら れてきた地震波速度構造・密度構造や、これらを元に推定されるマグマ溜りやカルデラな ど火山体下の地殻構造を十分に吟味することが必要である。



図 40 2016 年熊本地震震源域周辺の(左)地形、(中)ブーゲー重力異常(地質調査総合センター(編),2013)の水平一次微分および(右)空中地磁気異常(地質調査総合センター(編),2005)。赤い矩形は Ozawa et al. (2016)による断層モデルを、橙色の線は熊本地震の地表地震断層(熊原・他,2017;鈴木・他,2017)を示す。

また、熊本地震震源域の地震発生層厚さの特徴として、断層帯の走向方向にその下限深 度が大きく変化することが挙げられる。断層帯の走向方向の D90、T300 および BDT の変 化は、余震下限の深さ分布や断層すべり分布(Kubo et al., 2016)と大局的には一致する。 この地震発生層の下限深さの変化の原因は、断層帯が火山地域から背弧域にまでわたり分 布することに起因する。このように断層帯の走向方向に地震発生層の厚さが顕著に変化す る場合、断層帯全体に単一の地震発生層厚さの値を与えるよりも、例えば断層のセグメン ト(区間)毎に地震発生層厚さを与える方が適切かもしれない。特に長大な断層帯で、こ のように地震発生層厚さの空間変化が認められる場合、地震前に地震発生層の厚さとして どのような値を採用するのかは、今後の課題と言えよう。

(3)日本列島の活断層-震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題 前述したいくつかの具体的な対象に対する活断層-震源断層システム形状推定の事例 に基づき、日本列島の活断層-震源断層システム形状を推定・評価を行う上での現状と課題 をいくつか述べる。

(3-1)活断層 – 震源断層システム形状の推定・評価手法

本プロジェクトでは、琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線活断層系(四国地域)、 庄内平野東縁断層帯および山形平野西縁断層帯を対象に、高分解能反射法地震探査のデー タ取得と反射法解析によって地下2~3km までの構造を詳細に把握することに努めた。 同時にいくつかの測線では集中発震記録に基づく屈折法解析を行い、浅部のP波速度構造 を求め、反射断面における構造把握の一助とした(以上サブテーマ1)。

反射法地震探査を実施する上で最も重視したのは反射法データの高分解能化である。反 射法地震探査は石油探鉱のために開発され発展してきた手法である(詳しくは物理探査学 会(1998a)を参照)。1980年代より活断層の地下構造を推定する目的で応用され、1995 年兵庫県南部地震以降は全国の活断層において広汎に用いられるようになった(石山・佐 藤,2006)。反射法による地下構造調査は、2000年代までは有線テレメトリー方式による 観測システム(図41)が主流であり、浅層反射法地震探査ではその可探深度やコスト面か ら 200 ch 程度の展開による観測が標準的であった。2010 年代に入り、リチウムイオン電 池を用いたバッテリーの効率化と記憶媒体の大容量化・低コスト化が進み、長期間の波形 データ収録に耐えうる小型の独立型地震波収録器が使用されるようになった(図 42)。こ の様に容易に運搬可能な独立型収録器を数 100 台測線沿いに稠密に固定展開することによ り、従来よりも重合数の非常に大きい反射法データの効率的な取得が実現可能になった。



図 41 有線テレメトリ方式の反射法 地震探査システムの例(物理探査学 会, 1998a)。



図 42 独立型地震波収録器の例。 黄色・白色の箱形の機器が収録器と リチウムイオン電池。ここでは受振 点1箇所につき地震計3台のバンチ ングを行い、1 ch の収録を行ってい る。

また、展開効率の向上は発震点数の増加を可能にすることから、中点発震など稠密発震に よる水平方向の分解能の向上も可能となった。

図 43 にほぼ同じ測線で実施した、有線テレメトリー方式と本プロジェクトによる独立 型収録器の固定展開による反射法地震探査により得られた反射断面の比較を示す。発震点 間隔などが異なる点は留意する必要があるが、受振点・発震点間隔の稠密化によって水平 方向の高分解能化が増加し、結果として父尾断層に関連する和泉層群内の断層構造がイメ ージングされ、活断層と物質境界断層の構造的な関係がより明確になったことが分かる。



図 43 中央構造線活断層系・父尾断層を横断する反射法地震探査断面の比較。上図は伊藤・他(1996)、下図は本プロジェクトの結果、また右の表は探査の仕様を示す。両者は 曽江谷川沿いのほぼ同じ測線上で実施された。

また、独立型収録器の使用によって、有線テレメトリー方式では設定が不可能であった 鉄道・高速道路などを横断するような測線が設定可能となったことは、反射法地震探査の 対象を大幅に広げたと同時に、得られる反射断面の品質を大幅に向上させた点で大変重要 である。比較的近接した地域において、有線テレメトリー方式と独立型地震波収録器の多 点固定展開で取得された反射法断面の比較を図 44 に示す。ここに示した森本-富樫断層 帯・森本断層の撓曲崖に沿っては、鉄道・国道バイパスなどが並走する。このため、測線 A·A'(産業技術総合研究所,2007)のように有線テレメトリー方式の場合にはこれらの交 通インフラを横断する測線の設定が非常に困難である。また、測線 C-C'(石川県, 1997) のように僅かに設定可能な測線は小河川沿いの人家が密集する地域であり震源の出力を上 げることが出来ないため、反射法の測線としては適しているとは言えない。一方、独立型 収録器を多数使用した測線(図 44 の測線 B-B'; 石山ほか, 2017)では、国道バイパス・鉄 道や農業公園を横断し、断層の地表位置を挟んで約9kmの区間で10m間隔の885点の 受振点を設置し、中型バイブロサイス車1台で885点の発震(平均の垂直重合数は3回) を行った。その結果、深さ3km 程度までの森本断層およびその上盤側の詳細な構造が解 明された。その解像度や可探深度を始めとして得られる情報量の差は、それ以前の探査と 比べて一目瞭然である。この例は、観測システムの仕様が測線設定や探査の効率性に大き な影響を及ぼし、最終的に得られる反射断面の質に大きな差を生じることを示す。このこ とは、受振点・発震点間隔、展開長や発震エネルギーが反射法地震探査の可探深度と分解 能を制約する基本的なファクターであることを考えれば当然と言えよう。このように、独

立型地震波収録器を多数展開する反射法地震探査は、従来の有線テレメトリー方式では不 可能であった測線が設定できるというロジスティックな利点と共に、固定展開・稠密受振 および発震・集中発震の実施など、作業効率の向上を背景とした効果的な観測資材の投入 を見込めることから、活断層に関連する地質構造を解明する上で利点が多い手法であり、 費用面を含めた効率の点でも導入以前のものよりもはるかに良質で情報量の多い構造断面 を取得出来る観測と言える。



図 44 森本-富樫断層帯において過去に実施された反射法地震探査の測線(左上図)と得られた反射断面(A-A': 産業技術総合研究所, 2007; B-B': 石山・他, 2017; C-C': 石川県, 1997)。いずれも縦横比 1:1 でスケールはほぼ同じ。

本プロジェクトでは、主要な反射法測線沿いに稠密重力探査を実施するとともに、観測 記録に基づくブーゲー重力異常解析によって密度構造モデルを推定し、反射断面の構造把 握の一助とした(以上サブテーマ2)。上述したように、高分解能反射法・屈折法・重力探 査の結果はともに整合的であるとともに、お互いの欠点を補うことが出来る。すなわち、 反射法は地層境界における音響インピーダンスで表される反射係数列を推定する手法であ り、地層の堆積構造や活断層および断層活動によって生じる具体的な変形構造を推定する 上で最も有効な手法である。一方、共通反射点重合法に基づく反射法処理では水平多層構 造を前提としているため、断層近傍の急傾斜ないしは反転する地層のような複雑な地質構



図 45 高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法の組み合わせとその結果に基づく活断層 に関連する地質構造の統合的解釈・評価のフレームワーク。

造の正しいイメージングは原理的に困難である(例えば物理探査学会(編), 1998a)。一 方、重力探査は例えば逆断層において上盤側の岩体が下盤側に対して衝上するために生じ る密度構造の逆転(例えば図 27)を検出することが可能である。ただし、ブーゲー重力異 常を用いた密度構造モデルは、地下浅部の密度構造に強く依存するため、地下浅部を構成 する物質の妥当な密度を推定することが重要である(物理探査学会(編),1998b)。この点 は、サブテーマ2で実施されたように、表層地質を勘案しつつ屈折法解析で得られた地下 浅部の P 波速度構造から変換式を用いて密度を推定することで補うことが出来る。また、 屈折法解析においてもモンテカルロ法による統計的な解の信頼性評価を併用した屈折初動 走時トモグラフィによって、速度逆転層のような複雑な構造に対応する速度構造の推定が 可能である(白石・他,2010)。ただし、トモグラフィの精度は波線密度に強く依存するた め、速度構造に依って異なるものの、一般に測線長に対する可探深度は反射法・重力探査 に比べてかなり小さい。このような背景から、高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法 の組み合わせとその結果に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、探査 原理の面で活断層の浅層~中深度の構造把握に非常に有効であると言える(図 45)。探査 手法の観点から述べると、前述した小型の独立型地震波収録器を測線沿いに稠密に固定展 開し、およそ 0.5~1 km 間隔の集中発震を実施することにより、高分解能の反射法データ が効率的に取得出来るばかりでなく、十分な波線密度を確保した屈折法探査を一連の観測 として行うことが可能である。このような独立型地震波収録器を用いた観測については、

機器の小型化と機器展開の省力化が将来的に期待され、更なる簡便化・低コスト化が見込まれる。また、受振点・発震点の位置決定および重力測定点の測量をリアルタイムキネマティック・ディファレンシャル GNSS 測量により行うことにより、重力測定も一連の観測として行うことができる。このように、高分解能反射法・屈折法・重力探査の同時観測に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、評価手法として有効であり、探査技術の進展を背景として今後も効率化とこれに伴う高精度化や応用・発展が予想されることから、精度の良い活断層-震源断層システム形状の標準的な推定・評価手法として今後推進されるべきである。

本プロジェクトの探査仕様では深部構造探査を行うことは不可能なため、実施測線の設 定に際しては既存の深部構造探査断面の位置に留意し、その援用に努めた。一方、活断層 -震源断層システムの深部形状を直接的に推定するためには、深部構造探査のデータが最 も有用であるが、現状ではその測線数は非常に少ない。日本列島で活断層の深部構造を解 明する目的で実施された測線は、陸域ではごく一部である。多くの場合、活断層の震源断 層を推定する際には浅層反射法地震探査などで得られた地下1~2kmの断層形状や、断 層露頭などで観察される断層面の傾斜をそのまま地震発生層基底まで外挿しているに過ぎ ない。

断層形状が比較的単純であると推定される場合は、このように地表付近の断層構造の情 報を用いることに大きな問題は生じないかもしれない。しかし、本プロジェクトの結果で 示されたように、(1) すべり分配を生じる逆断層・横ずれ断層構造、(2) 長い地質構造発 達史を持つ大規模な横ずれ断層、(3)厚い堆積盆に発達する(伏在)逆断層の場合は、い ずれの場合も地表付近の活断層と震源断層の構造的関係が単純ではなく、地表付近の情報 のみから震源断層の形状を推定することは非常に困難である。このような条件が当てはま る活断層としては、北海道・東北日本堆積盆および西南日本の大規模第四紀堆積盆に分布 する逆断層や、中央構造線、糸魚川・静岡構造線など複数回の運動様式の変換を伴う長い 地質構造発達史を経験した大規模地質構造などが挙げられよう。これらの構造については、 地表付近の断層形状に関する地質情報を単純に地震発生層全体に外挿することで震源断層 の形状を推定するのではなく、極浅層・浅層・深部をターゲットとするマルチスケールの 反射法・屈折法地震探査を行い、地表から断層深部までの形状・構造的特徴を統一的に理 解することが望ましい。このようなマルチスケール構造探査は、極浅層探査に関しては地 震計の固有周波数を高周波帯域とし、サンプリング間隔を 0.25 msec 程度、震源も板たた きや電磁バイブレーター式震源など、特別な仕様を採用する必要があるが、浅層・深部構 造探査については受振点・発震点間隔を調整すれば、大型バイブレーターを主とする単一 の震源で実施できることから、一連の実験として実施することが可能である。また、近年 は大型バイブレーター震源のスウィープ周波数の下限を3Hz 程度とした低周波発震を行 うことによって、断層深部の直接的なイメージングも可能であることが実証されている(図 46)。なお、上記のような条件下にある全ての主要断層帯において深部構造探査を行うこと は現実的ではないとすれば、(1-1)で議論したような MT 法による結果を利用することもあ り得る。ただし、MT 法で推定できるのはあくまで比抵抗構造であり、例えば断層に沿っ た流体の分布などが必ずしも想定されない場合は必ずしも震源断層を示唆する地球物理学 的な証拠ではないことに注意する必要がある。こういった事情から、日本列島の重要な地 質構造を構成する断層帯については、上記に提案したような最新の探査技術を駆使したマ ルチスケールの反射法・屈折法地震探査のデータが活断層 – 震源断層モデルを構築する上 で最も確実かつ信頼性の高いデータであり、少なくとも重要な断層帯についてはこれを行 うことが望まれる。

また、このような活断層-震源断層モデル構築の試みは現状では断層帯につき代表的な 1 断面程度が存在する程度である。1982~85 年にかけてカリフォルニア州で発生した M5.5~M6.5 の地震(Stein and Ekström, 1992)のように、雁行する褶曲衝上断層帯など 複数のセグメントで構成される長大な断層帯では、セグメント毎の構造形態の差違やセグ メント境界の不均質構造が地震時の破壊様式に強い影響を及ぼす可能性がある。このこと から、特に複数のセグメントで構成される長大な断層帯の場合、各断層セグメントにおけ る活断層-震源断層モデルの構築が望ましい(図 47)。



重合時間断面+low cut filter (8 Hz)

図 46 日本海地震・津波調査プロジェクトにて、バイブロサイス震源車の低周波発震を用 いて石狩低地帯で実施した反射法地震探査の例。上図は重合時間断面図、下図は8 Hz の low cut filter を施した重合断面図。両者の比較により、低周波発震によって断層面から の反射波が捉えられたことが分かる(新部・他, 2018)。

上述した手法に基づく観測結果により得られた活断層-震源断層の形状と、地震発生層 の厚さを組み合わせることによって、震源断層モデルを推定することが可能である。地震 発生層下限の深さについては、図 37 に示したように構造探査データから推定することも



a'とb: 連動しにくい

図 47 複数セグメントからなる長大な断層帯の地表トレースと活断層-震源断層モデ ルの関係。例えば a と b は近接しており断層形状も類似することから比較的連動破壊 しやすいが、a'と b は深部で不連続性が大きく連動破壊しにくいと予想される。d のよ うに伏在断層が存在する場合は、断層長を従前より長く見積もるか、連動破壊のシナリ オを増やす必要がある。c と e は浅部で断層が収斂するため、震源断層としては c のみ を考慮すればよいが、c と e'は別個の震源断層を考慮する必要がある。このようにセグ メント毎の震源断層の構造的な差違は、発生する地震のシナリオに大きく影響する。

可能であるが、データ数が少ない。それに比べて D90 は 3.3 章に示したように Hi-net な どの地震活動データを使用して容易かつ面的に推定可能であることから有用な方法である。 3.3 章や本章(2)節で議論したように、D90 による地震発生層下限の深さは、近年の比較的 大規模な内陸地震の観測データや構造探査の結果と概ね整合的である。また、上述のよう に、3.4 章にて地震波速度構造および弾性波速度実験から推定した上部地殻の温度構造や 脆性-塑性境界とも整合的である。このように、D90、地震波速度構造や弾性波速度実験 に基づく温度構造や脆性塑性境界深度等の検討による地震発生層厚さに関する議論は、震 源断層の形状を推定する上で有効であると考えられる。ただし、3.3 章で指摘したように、 地震活動が低調な領域では地震活動データから地震発生層下限の深さを推定することは困 難であり、この様な場所では active source による構造探査など地殻構造を推定するため の観測実験データが必要である。また、(2-3)節で述べたように、断層帯沿いに D90 などか ら推定される地震発生層下限の深さが大きく変化する場合、どの値を採用するかは検討を 要する点である。

(3-2) 未確認の伏在活断層で発生する地震の震源断層の推定・評価手法

日本列島に分布する活断層のうち、活動度がA級・B級の活断層の数に比べてC級およびそれ以下の活動度の活断層の数が有意に少ないことは従来から指摘されてきた(例えば 浅田,1991,1996;松田,1980)。実際に、1948年福井地震や2008年岩手宮城内陸地震 をはじめとして、事前に活断層がマッピングされていなかった場所でマグニチュード7を 超える内陸直下型大地震が少なからず発生してきた。他方、本プロジェクトで扱った庄内 平野の伏在逆断層や、ひずみ集中帯プロジェクト、日本海・地震・津波調査プロジェクト の成果などから明らかとなったように、多くの比較的大規模な堆積平野では未確認の伏在 活断層が見出されてきた(石山・他,2010; Ishiyama et al., 2013; 佐藤・他, 2015; Ishiyama et al., 2017a, 2017b, 2017c; 石山・他, 2018a, 2018b など)。特に日本海側の新第三系堆 積盆(津軽・弘前・秋田・庄内・新潟・高田・富山・砺波・金沢・福井平野など)のうち、 沈降速度が速い地域では、未確認のA級の伏在活断層が存在する可能性があり、その把握 は長期評価にとって喫緊の課題であると言える。また、関東平野など太平洋側の新第三系 堆積盆についても同様に未確認の伏在活断層が存在する可能性は高い。Ishiyama et al. (2013)は、首都圏で取得された大深度反射法地震探査データに基づき、伏在活断層の分

布と形状を推定した。関東平野で見出された伏在活断層は、一般に活動度が非常に低く、 変位地形や地表地質のみからその存在を推定することは難しい。

このような伏在活断層は、たとえ活動度が低くとも、大都市部が集中する堆積平野に分 布することが多く、その活動は大規模な地震被害に結びつきやすいことから、長期評価上 留意する必要がある。

未確認の伏在活断層については、①位置・長さ・形状と、②活動性のデータが基本的に はなく、改めてこれらを調査観測によって解明する必要がある。①については、本プロジ ェクトで示した様に反射法地震探査によるイメージングが有効である。ただし、探査測線 設定に当たっては、既存の反射法地震探査断面や重力異常などのポテンシャルデータを可 能な限り利用して、良い結果が得られる探査測線の位置を事前に絞り込むことが必要であ る。特に、石油探鉱などで取得された反射法断面は可能な限り利活用することが望まれる。 また、伏在活断層の長さは地形・地質学的観測で把握することが難しいことから、複数測 線の面的な探査や地球物理学的データ(地震観測・重力など)等との統合的な解析が必要 である。ただし、関東平野のように新第三系・第四系が厚く、かつ伏在活断層の活動性が 低いために累積的な構造的起伏が小さい場合には、堆積物が重力異常値の high-cut filter の役割を果たし、結果として断層構造に起因する密度構造が重力異常で検出できない可能 性が高い。②については、平野縁辺部の層序や層序学的な情報を含む既存のボーリングと 交叉するように測線を設定することで、反射面と層序の対比や構造解釈を行い、伏在する 活断層の活動性を推定する方法が有効である。このような手法では堆積盆の鮮新-更新統 層序の確立が必要である。この点については、関東・大阪などの主要堆積盆については研 究が進んでいるものの、新潟平野や石狩平野、庄内平野、濃尾平野等に代表される沈降運 動が卓越するような堆積盆では断層活動を記録する地層がほとんど地表に露出しないため に、第四系の層序に不明な点が多い。この様な場合には断層の活動性を推定するためには、 堆積盆における数100m程度の深度のボーリング掘削と複合層序の確立が必要である。

平野下に伏在する横ずれ活断層については、その位置・分布・活動性など実態が殆ど分 かっていない。しかし、その断層破壊は甚大な地震被害をもたらす危険性がある。例えば、 1891 年濃尾地震の際には濃尾平野を中心に甚大な地震被害をもたらしたが、その一因は 温見断層・根尾谷断層・梅原断層などと共に濃尾平野下に伏在する岐阜・一宮線が連動し た(村松・他, 2002; Fukuyama and Mikumo, 2006)ことにあると考えられる。岐阜・

226

一宮線についてはその地形・地質学的な痕跡が殆ど認められず、その実態は殆ど不明である。この様な堆積平野下の未確認の伏在横ずれ断層は、その活動時には甚大な都市部の被害をもたらす可能性があり、長期評価の観点からは把握することが望まれる。横ずれ断層の多くは一般に断層面が高角であることから、反射法地震探査によるイメージングには不利な点が多いと考えられる。Ishiyama et al. (2017b)は、伏在横ずれ活断層の地震である1948年福井地震(Mj7.2)の震源域である福井平野で行った高分解能反射法地震探査で得られた断面から、震源断層(鷺谷,1999)および並走する横ずれ活断層に沿って、鮮新・更新統および新第三系を変位させる負の花弁状構造を認めた。横ずれ断層の花弁状構造は、断層面のステップや断層すべりの走向方向の不均質に伴って形成されると考えられる。福井平野におけるこの事例は、横ずれ断層の断層面が地殻浅部では複雑に分岐しており、花弁状構造等の構造を基に横ずれ断層の存在や構造を知ることができることを示す。地表でマッピングされる断層線の情報と反射法地震探査などで得られる地下構造の情報を用いて複雑な断層面の構造を推定することが、横ずれ断層の地下構造を理解する上で有効であると考えられる。

また、2000 年鳥取県西部地震(M7.3)に代表される、山地に分布する伏在断層で発生 する地震を事前に推定する方法も重要な未解決の課題である。例えば Yano et al. (2017)に よる地震活動の分布を見ると、中国山地にはいくつかの微小地震の線状配列が認められる (図 48)。このうち、鳥取県西部地震震源域の西方などに見られる微小地震の線状配列の 周辺には活断層は分布しない。このような微小地震の線状配列の成因については丁寧な議 論が必要であるが、可能性の一つとして鳥取県西部地震に類似した地表にほとんど地形・ 地質学的な証拠のない震源断層として検討する必要がある。



図 48 中国地域の微小地震活動。震源の位置は Yano et al. (2017)による。背景は中 田・今泉編 (2002) による活断層の位置。

(3-3) その他の課題

上記に上げた以外の課題について以下に述べる。

・火山域に分布する活断層 – 震源断層システム

2016年熊本地震の際には、阿蘇カルデラ内で断層破壊が生じた。これについては本章(2-3)で述べたように、火山周辺の地震波速度構造・密度構造や火山体下の地殻構造を十分に 吟味することが必要である。このほかに火山域で発生した内陸地震としては、本章(2-1)で 取り扱った 2008 年岩手・宮城内陸地震(M_{JMA}7.2)が挙げられる。震源域は栗駒山などの 火山フロントに沿って分布する第四紀火山分布域にあたる。この地震に際しては短い長さ の地表地震断層が断続的に出現したが、震源断層の長さに比べてかなり短い。また、地震 前には震源域に活断層の存在は推定されていなかった。地震後の写真判読等の検討によっ ても、地表地震断層周辺の一部を除いては、顕著な変動地形は見出されていない(国土地 理院,2009)。一方、田力・他(2009)は、震源域の奥羽脊梁山地東麓部を開析する河川に 沿って発達する河成段丘面の分布高度・離水年代より推定した河川の下刻速度分布が震源 断層の地表延長を境に急変し、これが伏在断層の断層運動による累積的変形を示す可能性 を指摘した。奥羽脊梁山地東縁部の火山フロントに沿っては、北上低地西縁断層帯・長町 利府断層帯・福島盆地西縁断層帯などが断続的に分布する。一方、郡山盆地など山地・低 地の地形境界は存在するにも関わらず、断層の存在が推定されていない箇所がある。2008 年岩手・宮城内陸地震震源域のように、低断層崖・撓曲崖など逆断層に関連する明瞭な変 動地形が発達しない箇所で発生する地震の震源断層をどのように推定するかは今後の課題 であり、田力・他(2009)などで示された地形学的手法に加えて、地質構造・重力異常・ 地震活動などの地質・地球物理学的データを統合的に検討する必要がある。

海域の活断層および海陸境界部に分布する活断層については、堤・他(2018)で議論し たので以下に簡単に紹介する。海域の活断層については、逆断層運動に伴う断層関連褶曲 により形成される複背斜構造から主断層の構造を推定するためには、シングルチャネル反 射法地震探査のみならずマルチチャネル反射法地震探査による深度断面を用いることが重 要である。また、海域の活断層の変位速度はほとんどわかっておらず、反射面と対比する 層序データを拡充するために海域の新生代堆積盆におけるボーリング掘削と層序学的研究 を進展させることが必要である。海域の活断層に関するデータは増えつつあるとはいえ、 活断層の位置や活動性を解明するには著しく不十分であり今後のデータ整備が望まれる。 海陸境界部に分布する活断層については、2007年に発生した中越沖地震(Mj6.8)

(Shinohara et al., 2008) や能登半島地震(Mj6.9)(佐藤・他, 2008)、1804 年象潟地震(M7.0)(平野・他, 1979)や1872 年浜田地震(M7.1)(藤森・他, 1990)など、海陸境界部から沿岸域で M7級の大地震が発生し、一部では海岸の昇降を伴う地震性地殻変動が観測された。加えて、海岸線に沿って広く分布する海成段丘の一部が海陸境界部に位置する活断層の活動によって隆起・変形を被ってきた可能性が高いことが、天北地域(Ishiyama et al., 2006)や能登半島北東岸(Ishiyama et al., 2017c)など、海陸反射法地震探査と陸域の変動地形・第四紀地質学的な研究で明らかになりつつある。海陸境界部で発生する M7級の大地震は、沿岸部に強震動・津波をもたらす危険性が高い。その実態を解明するためには、海陸反射法地震探査と海成段丘などの長期的な地殻変動の証拠と結びつけて、形状・分布や活動性を明らかにすることが必要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

サブテーマ1で令和元年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯・庄内平野 下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯、これまでに反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸 断層帯・花折断層(平成29年度)、中央構造線断層帯(平成30年度)について、得られ た反射断面の解釈を行い、活断層の形状を推定した。また、収集した地球物理学的データ とサブテーマ3で推定された地震活動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震 源断層モデルを推定した。さらに、推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発 生領域について、サブテーマ3で推定された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定され た300℃深さおよび脆性塑性境界深さについて検討した。最後に、これまでの成果を踏 まえて、(1)活断層一震源断層システム形状の推定・評価手法、(2)未確認の伏在活断層で 発生する地震の震源断層の推定・評価手法,(3)その他の課題について議論を行い、日本 列島の活断層 – 震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めた。

活断層 - 震源断層システム形状推定・評価については、基礎データの取得についての 観測技術は十分可能な水準にあるが、観測データの整備状況は十分とは言えず、また断 層帯毎のデータ整備状況にも大きなばらつきがある。長期評価にとり確度の高い活断 層 - 震源断層システムの推定を行うためには、上述した観点から幅広い調査観測研究 に基づく更なるデータの拡充が望まれる。

(e) 引用文献

- Abe, T., Furuya, M., and Takada, Y., Nonplanar fault source modeling of the 2008 Mw
 6.9 Iwate-Miyagi Inland earthquake in Northeast Japan. Bulletin of the Seismological Society of America, 103, 507-518, 2013.
- 浅田 敏, 活断層に関する2~3の問題. 活断層研究, 9, 1-3, 1991.
- 浅田 敏, C級活断層の存在度の問題−活断層に関する2~3の問題(その2)-. 活断層研 究, 14, 107, 1996.

物理探査学会(編),第1章 反射法地震探査.物理探査ハンドブック 手法編,1-114,1998a. 物理探査学会(編),第8章 重力探査地震探査.物理探査ハンドブック 手法編,433-474,

1998b.

- 地質調査総合センター(編),日本空中磁気データベース.数値地質図 P-6,産業技術 総合研究所地質調査総合センター,2005.
- 地質調査総合センター(編),日本重力データベース DVD版.数値地質図 P-2,産業技 術総合研究所地質調査総合センター,2013.
- 藤森孝俊・蒔苗耕司・山口 勝・川口 隆・太田陽子, 島根県浜田地震(1872年)の地形 学的検討. 地学雑誌, 99, 166-181, 1990.
- Fukuyama, E. and Mikumo, T., Dynamic rupture propagation during the 1891 Nobi, central Japan, earthquake: A possible extension to the branched faults. Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 1257-1266, 2006.

- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., and Utsugi, M., Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure. Geophysical Research Letters, 43, 10,720-10,727, 2016.
- 平野信一・中田 高・今泉俊文,象潟地震(1804年)に伴う地殻変形.第四紀研究,18,17-30,1979.
- Ichihara, H. and 11 others, A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan. Geophysical Research Letters, 38, L09301, doi:10.1029/2011GL047382, 2011.
- 池辺 穣・大沢 穠・井上寛生,酒田地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地 質調査所,42 p., 1979.
- 石川県, 森本断層系に関する調査成果報告書. 165 p., 1997.
- 石山達也・佐藤比呂志,浅層反射法地震探査により明らかになった活断層の地下構造:最近10年の成果と今後の課題.物理探査,59,515-524,2006.
- Ishiyama, T., Nakanishi, T., Shishikura, M., Echigo, T., Kamataki, T., Furusawa, A., Takada, K., and Suda, S., Late Holocene marine terraces along the northeastern Japan Sea: Evidence of coseismic uplift associated with large earthquakes beneath an active fold and thrust belt. AGU Fall Meet. 2006, T33A-0499, 2006.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・鈴木毅彦・戸田 茂・今泉俊文,角田-弥彦断層の変 動地形と浅部地下構造.月刊地球,370,411-416,2010.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Nakayama, T. and Abe, S., Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics. Geophys. Res. Lett., 40, 2608-2612, 2013.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・戸田 茂,高分解能反射法地震探査の結果から推定される森本・富樫断層帯の構造的特徴.日本地球惑星科学連合2017年大会,SSS12-15,2017.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H., Koshiya, S., Toda, S. and Kobayashi, K., Geometry and slip rates of active blind thrusts in a reactivated back-arc rift using shallow seismic imaging: Toyama basin, central Japan. Tectonophysics, 718, 72-82, 2017a.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H. and Koshiya, S., Transfer fault earthquake in compressionally reactivated back-arc failed rift: 1948 Fukui earthquake (M7.1), Japan. EGU 2017 Gen. Assembly, EGU2017-1109, 2017b.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K. and Matsubara, M., Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. Tectonophysics, 710, 21-36, 2017c.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・越谷 信・戸田 茂・阿部 進,高分解能浅層反射法地 震探査から明らかになった石狩平野の伏在活断層.日本地球惑星科学連合2018年大 会,SSS08-20,2018a.
- 石山達也・佐藤比呂志・阿部 進,大阪堆積盆地の震源断層モデル.日本地震学会2018年 度秋季大会, S24-04, 2018b.

石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・松原 誠・ヤノ・トモコエリザベス・阿部 進・東中基 倫,近畿地域の震源断層モデル.日本地震学会2019年度秋季大会, S06-13, 2019.

伊藤谷生・他24名,四国中央構造線地下構造の総合物理探査.地質学雑誌,102,4,346-360,1996.

Ito, T and 18 others, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. Tectonophysics, 472, 124-134, 2009.
地震調査研究推進本部地震調査委員会,「琵琶湖西岸断層帯の評価」. 21 p., 2003.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,「山形盆地断層帯の評価(一部改訂)」. 32 p., 2007.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,「庄内平野東縁断層帯の評価(一部改訂)」. 41 p., 2009.

- 河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛, 活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学実体の推定-紀伊半島北西部 中央構造線を例として-.地震第2輯,54,233-249,2001.
- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo, E., Ikawa, T., and Ito, T., Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan. Earth, Planets and Space, 55, 549-557, 2003.
- 国土地理院,平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震1:25,000詳細活断層図(活断層・地 形分類及び地形の変状).国土地理院技術資料 D1-No.541, 2009.
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms. Earth, Planets and Space, 68, 161, 2016.
- 熊原康博・岡田真介・楮原京子・金田平太郎・後藤秀昭・堤 浩之,国土地理院活断層図「熊本(改訂版)」,国土地理院技術資料 D1-No.868, 2017.
- 松原 誠・ヤノ トモコ エリザベス, 3.3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析.活 断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層評価研究」平成 29年度成果報告書, 31-42, 2018.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, and T. Kanazawa, Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, Journal of Disaster Research, 12, 844-857, doi:10.20965/jdr.2017.p0844, 2017.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896年陸羽地震の地震断層. 東京大学地震研究 所彙報, 55, 795-855, 1980.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正, 濃尾地震と根尾谷断層帯-内陸最大地震と断層の諸性質. 古今書院, 340 p., 2002.
- 中田 高・今泉俊文編,活断層詳細デジタルマップ.東京大学出版会,DVD-ROM2枚・ 付図1葉,60 p., 2002.

- 新部貴夫・村上文俊・淺川栄一・阿部 進・佐藤比呂志・石山達也,陸上低周波データ取 得と広帯域データ処理の適用を主体とした地震探査記録品質の改善.日本地球惑星科 学連合2018年大会,SSS10-06,2018.
- Ohta, Y. and 8 others, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network. Earth, Planets and Space, 60, 1197-1201, 2008.
- Okubo, Y. and Shibuya, A., Thermal and crustal structure of the Aso volcano and surrounding regions constrained by gravity and magnetic data, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 55, 337-350, 1993.
- Ozawa, T., Fujita, E., and Ueda, H., Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano. Earth, Planets and Space, 68, 186, 2016.
- 産業技術総合研究所,森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査.「基盤的調査観測対 象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-3, 30 p., 2007.
- 鷺谷 威, 1948年福井地震 (M=7.1) に伴う地殻変動と震源断層モデル. 地震第2輯, 52, 111-120, 1999.
- 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I部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,88,1-32,1986a.
- 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II部).東北 大學理學部地質學古生物學教室研究邦文報告,89,1-45,1986b.
- 佐藤比呂志・他8名, 3.1.3 近畿地殻構造探査(近江測線). 文部科学省「大都市大震災軽 減化特別プロジェクト」平成18年度成果報告書, 87-214, 2007.
- 佐藤比呂志・他9名,反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について.東京大学地震研究所彙報,82,369-379,2008.
- 佐藤比呂志・稲葉 充・石山達也・加藤直子・竹花康夫, 庄内平野の伏在活断層. 日本地球 惑星科学連合2015年大会, SSS28-11, 2015.
- 佐藤比呂志・吉田武義,東北日本の後期新生代大規模陥没カルデラの形成とテクトニクス. 月刊地球,15,721-724,1993.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., and Ikawa, T., Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone Range, northern Honshu Island, Japan. Tectonophysics, 355(1-4), 41-52, 2002.
- Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horne, A., and Takeda, T., Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan. Tectonophysics, 644-645, 58-67, 2015.
- Shinohara, M., and 21 others, Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. Earth, Planets and Space, 60, 1121-1126, 2008.
- Shirahama, Y., and 12 others, Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. Earth, Planets and Space, 68, 191, 2016.

- 白石和也・他8名,屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による 解の信頼性評価.物理探査,63,345-356,2010.
- Stein, R. S. and Ekström, G., Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust fault 2. Synthesis of the 1982-1985 California earthquake sequence. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97(B4), 4865-4883, 1992.
- Sudo, Y. and Kong, L. S. L., Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. Bull Volcanol., 63, 326-344. doi:10.1007/s004450100145, 2001.
- 須藤靖明・筒井智樹・中坊 真・吉川美由紀・吉川 慎・井上寛之, 阿蘇火山の地盤変動と マグマ溜まり:長期間の変動と圧力源の位置.火山, 51, 291-309, 2006.
- Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. Bulletin of the Seismological Society of America, 100, 256-266, 2010.
- 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, 国土地理院活 断層図「阿蘇(改訂版)」.国土地理院技術資料 D1-No.868, 2017.
- 田力正好・池田安隆・野原 壯,河成段丘の高度分布から推定された,岩手・宮城内陸地震の震源断層. 地震第2輯, 62, 1-11, 2009.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets and Space, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.
- 堤 浩之・近藤久雄・石山達也, 我が国における活断層研究の最近25年の成果と今後の展望. 地質学雑誌, 124, 741-757, 2018.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本地震被害総覧[416]-2001. 東京大学出版会, 605 p., 2003.
- Yano, T. E., Takeda, T., Matsubara, M., and Shiomi, K., Japan unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): crustal seismicity beneath the Japanese Islands. Tectonophysics, 702, 19-28, 2017.

4. 全体成果概要

「1. プロジェクトの概要」に記した本課題の目的に鑑みて設定した5つのサブテーマに基づき、サブテーマ1:活断層の地表~深部構造および変動地形・地質構造解析、 サブテーマ2:活断層の稠密重力探査、サブテーマ3:断層帯の地震波速度構造および 地震活動解析、サブテーマ4:断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定、サブテ ーマ5:震源断層モデルの構築と推定手法の検討、の調査観測研究を進めた。

サブテーマ1:(1) すべり分配がみられる断層系の地下構造を推定する目的で琵琶 湖西岸断層帯・花折断層にて2測線の高分解能反射法地震探査を実施し、深度断面を 推定し、変動地形・地質学的データをもとに断層形状の推定を行った結果、琵琶湖西岸 断層帯は約30°程度で西傾斜する逆断層、花折断層は高角ないしは鉛直な断層面をも つ横ずれ断層であり、地下浅部から深部まで琵琶湖西岸断層帯の逆断層が連続する可 能性が高く、花折断層帯はその上盤側に形成された横ずれ断層であることが分かった。 (2) 横ずれ断層系の浅部~深部地下構造を推定する目的で中央構造線断層帯にて、3 測線の高分解能反射法地震探査を実施し、同様に断層形状の推定を行った結果、物質 境界断層が北に傾斜し、右横ずれ活断層は北に傾斜する物質境界断層に収斂すること がわかった。(3) 複雑な逆断層および伏在活断層の構造を推定する目的で、庄内平野の 伏在活構造と庄内平野東縁断層帯・山形盆地西縁断層帯を対象に、断層形状を明らか にする目的で4測線の高分解能反射法地震探査を実施し、同様に断層形状の推定を行 った。庄内平野東縁では東傾斜の衝上断層と上盤側に非対称背斜が発達するほか、庄 内平野下にこれらとは独立な東傾斜の逆断層が存在することがわかった。特に後者は 1894年庄内地震の震源との関係が注目される。また、山形盆地西縁では楔型衝上断層 に伴う複雑な複背斜構造が明らかとなり、変動地形・地質と高分解能反射法地震探査 の統合的解釈が断層形状の推定に必要であることが明らかとなった。

サブテーマ2:活断層の稠密重力探査(3.2参照)では、(1)逆断層・横ずれ断 層の構造とすべり分配の典型例として、琵琶湖西岸断層帯・花折断層帯などを対象に して、また、(2)横ずれ断層系の浅部~深部地下構造として、中央構造線断層帯(四 国地域)を対象に、さらに、(3)厚い堆積盆縁辺部での複雑な逆断層および断層関連 褶曲の構造および(4)伏在活断層の検出を目的として、庄内平野東縁断層帯を対象に して、地質構造を検討するとともに、高分解能反射法地震探査沿いに稠密重力調査を 行い、明らかとなったブーゲー重力異常の変化に基づき地下密度構造モデルを推定し た。これらは反射法地震探査や屈折トモグラフィによる速度構造と調和的であった。

サブテーマ3:断層帯の地震波速度構造および地震活動解析(3.3参照)では、防 災科研 Hi-net が観測を開始した後に発生した内陸に地震について、収集した微小地震 活動やトモグラフィなどのデータを基に、近年発生した内陸地震の構造的な特徴を抽 出するとともに、地震発生層の厚さを求めた。また、地殻熱流量から推定される温度構 造により推定される地下 300℃の深さの分布、地震時すべり域、余震分布などを比較 した。また、地下の温度構造について、防災科研 Hi-net の観測井などで測定した温度 から推定した地殻熱流量等のデータを用いて推定した。また、断層帯の地震波速度構 造および三次元地震波速度構造をもとに解析した発震機構解に基づき、活断層深部の 震源断層域における地殻・最上部マントルの構造的な特徴を検討した。これらの結果 に基づき、活断層における地震発生層の統合的な検討を行った。地表付近の温度構造 から推定される地下の温度構造は、地熱地帯や滞留の存在などにより、地下の精確な 温度構造を推定できていない場合も考えられる。一方、地震活動が少ないところでは、 地震活動から D90 を推定することは困難である。地震波速度構造による Vp, Vs, Vp/Vs 等から推定される温度構造や地下に存在する物質などを合わせて議論することにより、 伏在断層も含めて、日本全国の D90 の推定に結び付くことが期待される。

サブテーマ4:断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層の推定(3.4参照)で は、岩石鉱物の弾性波速度の視点から地震波トモグラフィーを解釈することで日本周 辺の地殻構成を推定し、Vp/Vsトモグラフィーから同一岩石種が分布すると推定される 領域の地震波速度を抽出することで、地殻内部の温度構造を推定し、さらに脆性塑性 境界の深さ分布を検討した。東北では脊梁周辺などで脆性塑性境界の深さが浅く、日 本海沿岸では深い傾向がみられた。四国・中国・近畿地域の300℃深さや脆性塑性境界 の深さは中央構造線付近に沿って浅く、瀬戸内海周辺に相対的な低温域が分布するた めに脆性塑性境界が深い。中国地方北側の更新世火山フロント周辺では相対的な高温 域が分布するために脆性塑性境界が浅いことが推定された。東北地域と四国・中国・近 畿地域で推定した300℃深さや脆性塑性境界の深さはD90の深さ分布と類似している。 九州地域では鹿児島周辺や大分周辺で300℃深さ脆性塑性境界深度が浅く、D90の深さ 分布と類似しているが、九州中央部ではD90と比較して300℃深さや脆性塑性境界の深 さがやや浅めに推定されている。東北地域や四国・中国・近畿地域でも局所的には30 0℃深さや脆性塑性境界がD90より深めに推定されており、さらなる検討が必要であり、 今後の課題である。

サブテーマ5:震源断層モデルの構築と推定手法の検討(3.5参照)では、サブテ ーマ1で今年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の伏在 活断層・山形盆地西縁断層帯、これまでに反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層 帯・花折断層、中央構造線断層帯について、得られた反射断面と変動地形・地表地質、 サブテーマ2の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断 層の形状を推定した。また、収集した地球物理学的データとサブテーマ3で推定された 地震活動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。 さらに、推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブ テーマ3で推定された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定された300℃深さおよび脆 性塑性境界深さについて検討した。最後に、これまでの成果を踏まえて(1)活断層一震 源断層システム形状の推定・評価手法、(2)未確認の伏在活断層で発生する地震の震源 断層の推定・評価手法、(3)その他の課題について議論を行い、日本列島の活断層一震 源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めた。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) (サブテーマ1)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
石山達也·	高分解能反射法地震探査から	日本地球惑星科学連合	2019年5月
加藤直子·	明らかになった中央構造線活	(千葉) (口頭発表)	29 日
越谷 信・	断層系(四国地域)の地下形状		
佐藤比呂			
志・松原			
誠・T. E.			
Yano • 小			
池太郎・野			
田克也			
加藤直子·	中央構造線活断層系(愛媛·	日本地球惑星科学連合	2019年5月
石山達也·	徳島地域)を横断する高分解	(千葉)(ポスター発	29 日
佐藤比呂	能反射法地震探查	表)	
志・越谷			
信·小池太			
郎・野田克			
也			
石山達也·	近畿地域の震源断層モデル	日本地震学会 2019 年度秋	2019年9月
佐藤比呂		季大会	17 日
志・加藤直			
子・松原			
誠・ヤノ・			
トモコエリ			
ザベス・阿			
部 進・東			
中基倫			

(b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願
 - なし
- 2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

- (2) (サブテーマ2)
 - (a) 成果の論文発表・口頭発表等 なし
 - (b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定
 - 1) 特許出願
 - なし
 - 2) ソフトウエア開発 なし
 - 3) 仕様・標準等の策定 なし
- (3) (サブテーマ3)
 - (a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Matsubara	Crustal seismogenic layer at	南カリフォルニア地震セ	2018年9
M. and T.	active faults inferred by	ンター年次総会	月 10 日
E. Yano	background seismicity and	(パームスプリングス)	
	temperature data in Japan	(ポスター発表)	
Yano T. E.	Crustal seismogenic layer	日本地球惑星科学連合	2018年5月
and M.	beneath Japanese Islands	(千葉)(口頭発表)	22 日
Matsubara	estimated from high resolved		
	hypocenter catalog and heat		
	flux data		
Matsubara	三次元速度構造を用いて再決	日本地球惑星科学連合	2018年5月
M., T. E.	定したカタログを用いて推定	(千葉)(口頭発表)	22 日
Yano and	した近畿地方の地震発生層の		
H. Sato	下限		
Matsubara	Depth of seismogenic layer at	27th IUGG General	2019年7月
M and T.	the 2018 North Osaka and the	Assembly (Montreal, カ	16 日
E. Yano	2018 Hokkaido Eastern Iburi	ナダ) (ポスター発表)	
	earthquake sites		
T. E. Yano	Depth of Seismogenic Layer	日本地球惑星科学連合 2019	2019年5月
and M.	at the 2018 North Osaka and	年大会(千葉市)(ポスタ	29 日
Matsubara	the 2018 Hokkaido Eastern	一発表)	
	Iburi Earthquake Sites		

(b)特許出願,ソフトウエア開発,仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

- 3) 仕様・標準等の策定 なし
- (4) (サブテーマ4)
- (a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
石川正弘	本州弧の地殻深部及び最上部	日本地球惑星連合学会	2018年5
	マントルの構成岩石の推定	2018年大会(千葉市)(口	月 22 日
		頭発表)	

(b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

- 2) ソフトウエア開発 なし
- 3) 仕様・標準等の策定 なし
- (5) (サブテーマ5)
 - (a) 成果の論文発表・口頭発表等 なし
 - (b)特許出願,ソフトウエア開発,仕様・標準等の策定
 - 1) 特許出願
 - なし
 - 2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

6.むすび

活断層から発生する地震像を推定する上で、震源断層の地下形状を正確に理解する ことは本質的に重要である。一方、地表付近で観察される断層の形状は、既存の弱面 の存在や堆積層の物性、断層近傍の応力場の変化などの条件に支配されて、深部にか けて複雑に変化する可能性があり、断層の深部から地表付近(変動地形)までの構造 と断層すべりを統一的に説明することが必要である。この様な問題意識を念頭に、断 層帯深部形状を推定する手法の確立を目的として、平成 29 年度より活断層の評価に 関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」を3カ年計画で開 始し、主に以下の様な調査研究を行った。

サブテーマ1:活断層の地表~深部構造および変動地形・地質構造解析(3.1参 照)では、(1) すべり分配がみられる断層系の地下構造、(2) 横ずれ断層の浅部~深部 構造の解明、(3) 複雑な逆断層および伏在活断層の形状推定の3つの課題について、断 層形状を明らかにする目的で高分解能反射法地震探査を実施し、取得した反射法デー タに基づき共通反射点重合法に基づく反射法処理により深度断面を推定した。これら のデータと変動地形・表層地質データを元に断層構造の推定を行った。

サブテーマ2:活断層の稠密重力探査(3.2参照)では、稠密重力調査により、琵 琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線断層帯、および庄内平野東縁断層帯を横断し実 施された反射法地震探査測線に沿って稠密重力調査を行い、ブーゲー異常値の変化を 明らかにした。得られたブーゲー異常を基に、密度構造モデルを推定した。その結果、 反射法地震探査や屈折トモグラフィによる速度構造と調和的な地下構造モデルが得ら れ、活断層の形状推定に際して反射法地震探査や屈折トモグラフィとの併用で有効な 手法であることを示した。

サブテーマ3:断層帯の地震波速度構造および地震活動解析(3.3参照)では、防 災科研 Hi-net が観測を開始した後に発生した内陸に地震について、地震活動から推定 される地震発生層の下限と地殻熱流量から推定される温度構造により推定される地下 300℃の深さの分布、地震時すべり域、余震分布などを比較した。また、地下の温度構 造について、防災科研 Hi-net の観測井などで測定した温度から推定した地殻熱流量等 のデータを用いて推定した。また、断層帯の地震波速度構造および三次元地震波速度 構造をもとに解析した発震機構解をもとに、活断層深部の震源断層域における地殻・ 最上部マントルの構造的な特徴を検討した。

サブテーマ4:断層帯周辺の岩石物性に基づく地震発生層推定(3.4参照)では、 岩石鉱物の弾性波速度の視点から地震波トモグラフィーを解釈することで西南日本周 辺の地殻構成を推定した。Vp/Vsトモグラフィーから同一岩石種が分布すると推定され る領域の地震波速度を抽出することで、中央構造線を含む西南日本の地殻内部の定性 的な温度構造を検討した。深さ15 kmの地震波トモグラフィーからは、瀬戸内海周辺 に相対的な低温域が分布する一方で、中国地方北側の更新世火山フロント周辺および 中央構造線周辺に相対的な高温域が分布することが判読された。また、岩石鉱物の弾 性波速度の視点から防災科学技術研究所の三次元地震波速度構造を解釈することによ って、これまで構造が良くわかっていない東北地域、中央構造線を含む西南日本(四 国・近畿・中国地域)、九州地域の地殻内部の温度構造を推定した。

サブテーマ5:サブテーマ1で今年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東緑断 層帯・庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西緑断層帯、これまでに反射法地震探査を実 施した琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線断層帯、および近年発生した内陸地震 について既往研究やサブテーマ2及び3による密度構造・地震波速度構造等に基づき、 断層深部形状の推定を試みた。また、これまでの成果を踏まえ、日本列島の活断層一震 源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めを行 った。活断層 - 震源断層システム形状推定・評価については、基礎データの取得につい ての観測技術は十分可能な水準にあるが、観測データの整備状況は十分とは言えず、 また断層帯毎のデータ整備状況にも大きなばらつきがある。長期評価において確度の 高い活断層 - 震源断層システムの推定を行うためには、上述した観点から調査観測に よる更なるデータの拡充が望まれる。

このように、サブテーマ1~4でそれぞれ断層形状・密度構造・地震活動・岩石物性 の観点から震源断層モデルの構築に資するデータを提示することに努めた。同時に、 サブテーマ1~4間の議論に基づき、サブテーマ5では震源断層モデルの構築を行っ たほか、最近発生した内陸地震に関する観測・解析結果と本プロジェクトの成果を比 較検討し、その長期評価への適用可能性についても検討した。また、震源断層モデルの 構築に向けて、おもに観測対象と観測手法の観点から今後の課題・見通しを議論した。 なお、プロジェクトの運営に際しては、全体会議・外部評価委員会にて表出された外部 評価委員からの意見を可能な限り調査研究の方向性に反映させるよう努めた。なお、 最終年度の全体会議・外部評価委員会は、新型コロナウィルスの影響に配慮してメー ル審議にて実施した。

最後に、プロジェクト遂行に際して全体会議・外部評価委員会を通じて貴重なご議 論・ご助言いただいた外部評価委員各位(宮内崇裕・千葉大学教授(委員長)、小菅正 裕・弘前大学教授、重松紀生・産業技術総合研究所主任研究員)、調査研究の許認可に 際してご協力頂いた国交省地方整備局及び地方自治体関係者の皆様には、厚くお礼申 し上げます。

242
7. 全体会議·外部評価委員会

7.1 活動報告

活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層評価研究」全 体会議 議事概要

日時 令和2年3月23日 メール審議にて実施

議事 1. 令和元年度事業成果報告と平成 29~令和元年度事業成果報告について 2. その他

活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層評価研究」外 部評価委員会 議事概要

日時 令和2年3月23日 メール審議にて実施

議事 1. 平成 29~令和元年度「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」の 評価 活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する

活断層評価研究」外部評価委員会規則

平成29年12月21日制定

(趣旨)

第1条 この規則は、「活断層の評価に関する調査研究(断層帯深部形状の評価に関する活断層評価研究)」を効果的に推進するため、外部評価委員会(以下「委員会」という。)を設置し、その組織及び運営について定めるものとする。

(目的)

第2条 委員会は、外部有識者を招聘して本プロジェクトの進捗状況の把握・評価・改善・提言・指導等を目的とする。

(任務)

第3条 前条に定める目的を達成するため、委員会は、次の各号に掲げる事項について審議する。

- (1) 本プロジェクトに関わる調査・研究計画
- (2) 委員会の構成員
- (3) その他、研究推進に関わる事項

(構成)

第4条 委員会の委員は、次に掲げる職員の中から東京大学地震研究所長(以下「所 長」という。)が委嘱する。

(1) 有識者若干名 (変動地形学·地震学·地質学)

2 必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

(委員長)

第5条 委員会に委員長を置く。

2 委員長に事故あるときは、あらかじめ委員長の指名する委員がその職務を代理する。

(任期)

第6条 委員の任期は、1年とする。ただし、再任を妨げない。

2 補欠による委員の任期は、前任者の残任期間とする。

(会議)

第7条 委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

(研究支援組織)

第8条 調査・研究の円滑な推進と有機的な連携を保つため、東京大学地震研究所(以下「研究所」という。)に研究支援組織を持つものとする。

(庶務)

第9条 委員会の事務は、研究所において実施する。

(委員会の期限)

第10条 委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

(補則)

第11条 この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関して必要な事項は、委員 会の定めるところによる。

附 則

1. この規則は、平成29年12月21日から施行される。

2. この規則の施行によって委嘱された最初の委員の任期は、第6条第1項の規定に かかわらず、平成30年3月31日までとする。

7.2 全体会議·外部評価委員会構成員名簿

- 委託・再委託機関の研究者
 国立大学法人東京大学地震研究所石山 達也(研究代表者)
 国立大学法人東京大学地震研究所佐藤 比呂志
 国立大学法人岩手大学 越谷信
 国立研究開発法人防災科学技術研究所松原 誠
 国立大学法人横浜国立大学石川正弘
- 2.外部評価委員会委員
 国立大学法人千葉大学 宮内 崇裕(委員長)
 国立大学法人弘前大学 小菅 正裕
 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門 重松 紀生
- 3. オブザーバー
 - (委託元) 文部科学省研究開発局地震・防災研究課(事務局) 国立大学法人東京大学地震研究所研究支援チーム