

沿岸海域における活断層調査  
福井平野東縁断層帯(海域部)

成果報告書

平成 23 年 5 月

地震予知総合研究振興会

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、独立行政法人産業技術総合研究所が実施した平成22年度「沿岸海域における活断層調査」の成果を取りまとめたものです。

## 目 次

1.	福井平野東縁断層帯の概要	1
2.	調査手法及び結果	3
2. 1	音波探査	3
(1)	音波探査の手法	3
(2)	音波探査の結果	4
2. 2	精密地形調査	8
(1)	精密地形調査の手法	9
(2)	精密地形調査の結果	9
2. 3	底質採取調査	9
(1)	底質採取調査の手法	9
(2)	底質採取調査の結果	9
(3)	火山灰分析	11
(4)	底質採取調査結果に基づく堆積年代	12
3.	まとめ	
3. 1	福井平野東縁断層帯海域延長部の断層形状	14
3. 2	福井平野東縁断層帯海域延長部の過去の活動	15
(1)	活動時期	15
(2)	活動区間	15
(3)	活動間隔	16
(4)	1回の変位量	16
(5)	平均変位速度	16
	文献	18

## 1. 福井平野東縁断層帯の概要

福井平野は福井県北部に位置する南北に細長い沈降性のくぼみに形成された沖積平野である。平野の東縁には東側隆起の活断層群があり、山地（加賀越前山地、越前中央山地）と福井平野とを区切っている。また西縁にも重力探査などから断層が推定されている（小林ほか，2001；鹿野ほか，2007）。

福井平野の東方の山地には、主に中新統が分布しているが、沿岸部では中新統の分布が狭く、主として段丘堆積物や砂丘堆積物が広く分布する（鹿野ほか，1999）。

福井平野は縄文早期から前期にかけて、その大半が“古九頭竜湾”と呼ばれる浅い入り江となっていたが、縄文中期～後期には湾入り口付近に砂州が形成され、九頭竜川、日野川、足羽川などの河川から運ばれた土砂が内湾に厚く堆積し、現在の平野の原型が形成されている（三浦，1988；建設省近畿地方建設局・建設省国土地理院，2000）。福井平野の地形は大きく扇状地、氾濫原、三角州に分けることができる（吉川，1996）。九頭竜川、足羽川、竹田川が東側の山地から福井平野に出たところに扇状地が形成されており、その前面は氾濫原となっている。また九頭竜川河口付近は三角州となっているが、三里浜砂丘が海岸沿いに形成されているため、河川の分岐等の三角州の特徴ははっきりしていない。

昭和23年（1948年）6月28日、福井平野東部を震源とするマグニチュード7.1の福井地震が発生した。この地震では明瞭な地表地震断層は現れなかったが、福井平野東部を中心に地割れなどの地変が現れ、小笠原（1949）は氾濫原、扇状地を横切る位置に2列の“深部断層”を図示した。GHQの報告書（Office of the Engineer, General Headquarters, Far East Command, 1949）では、水準測量および三角測量より、福井平野東部に南北に延びる断層を推定し、Tsuya（1950）は北北西—南南東方向に延びる地割れ地帯が測量で示された隆起／沈降境界と一致することから、この方向が地震断層の走向と推定している。また活断層研究会（1980）は、小笠原（1949）を基に地震断層として“福井地震断層”および“福井東側地震断層”を示している。

鷺谷（1999）は福井地震災害復旧測量により得られた測地測量データを再整理し、水平変動では推定された福井地震断層の変位量と地震前後の本断層を挟んだ三角点の約2mの相対変位は調和的であるが、福井東側地震断層を境とするような水平変動のパターンは特に見られないとしている。また上下変動では、福井地震前後で実施した測量結果の比較から福井地震断層を境に東側で最大約55cmの隆起、西側で最大約35cmの沈降が生じており、福井地震断層だけで、これらの変位の説明が可能であり、測地データからは福井東側地震断層の活動ははっきりしないとしている。

福井地震断層に沿っては、平野の微地形から断層による変位地形を読み取ることができる。小笠原（1949）は福井地震断層沿いで竹田川、田島川、兵庫川等の中小河川の流路が急に屈曲し北流するようになっていること、また断層線を境に東側に畑地が

多く、西側に水田が多い、すなわち東側が一段高くなっていることを指摘している。多田（1970）は 2500 分の 1 国土基本図から 1 m 毎の等高線を読み取り、九頭竜川扇状地の中央部から南部にかけて等高線が同心円状を描かず、南北に伸びていることを指摘し、竹内・天池（1985）は標高値を大縮尺の地形図から読みとり、福井地震断層の境に東側平坦面が西側平坦面に対し 3～5 m 高くなっていること、またこの高さの異なる平坦面は福井地震断層の西側に認められる幅約 1 km の緩斜面によって区切られていることを示し、少なくとも 3～4 回分の断層変位の累積があるとしている。

福井地震断層の東側には、地震断層と平行に 2 列の東側隆起の活断層群が知られている。西側の低地と丘陵との境界をなす断層群は、南側より篠岡断層、瓜生断層、細呂木断層、見当山断層と、また東側の丘陵と山地の境界をなす断層群は松岡断層、剣ヶ岳断層と呼ばれている。またこれらと斜交する北東－南西走向、北西側隆起の細呂木断層の存在も明らかとなっている。これらの活断層の最新活動時期についてはほとんど明らかにされていないが、廣内ほか（2008）は瓜生断層沿いのトレンチ調査で約 3000 年前以降、約 2700 年前以前としている。また福井県（1998）は、篠岡断層沿いのトレンチ調査で、13 世紀後半－15 世紀に、噴礫を伴う液状化が生じたことを見出し、山本（2010）は篠岡断層の南方延長部で礫層の変位および 11～13 世紀ないしその直前の活動を示唆している。なお東側の松岡断層、剣ヶ岳断層の活動時期については、明らかにされていない。

海域においては、海上保安庁海洋情報部（2004）が加賀市沖の剣ヶ岳断層のほぼ延長部に長さ 7 km 程度の北北西－南南東走向で西落ちの断層を報告している。また、あわら市沖に撓曲帯も含めて長さ 5 km 程度の北北西－南南東走向で西落ちの断層を報告している。地震調査研究推進本部（2004）では前者の断層を「加賀市沖の断層」、後者を「三国町沖の断層」と呼んでいる。

地震調査研究推進本部（2004）によると福井平野東縁断層帯主部は、加賀市沖の断層、剣ヶ岳断層、見当山断層、細呂木断層、瓜生断層、篠岡断層、松岡断層の 7 つの断層から構成され、左ずれで東側隆起の逆断層、長さは約 45 km とされている（図 1-1）。さらに、2009 年に断層の評価を一部改訂して、上下成分の平均変位速度は 0.2-0.5 m/千年、平均活動間隔は、7 千-1 万 8 千年程度もしくはそれ以下、としている（地震調査研究推進本部，2009）。

一方、福井平野東縁断層帯西部は、1948 年福井地震断層、三国町沖の断層、青ノ木断層から構成される長さ約 33 km の左横ずれ断層である（地震調査研究推進本部，2004）。平均変位速度は 0.1-0.2 m/千年、最新活動時期は 1948 年福井地震とされている（地震調査研究推進本部，2004）。

## 2. 調査手法および結果

福井平野東縁断層帯海域延長部には、海上保安庁海洋情報部（2004）によって、主部には“加賀市沖の断層”が、西部には“三国町沖の断層”が報告されている。本調査ではブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した。調査は、必要に応じて補足のための測線を追加することが可能なように、オンボードで断層の有無などの地質構造を確認しつつ実施した。加えて海上保安庁海洋情報部（2004）のスパーカーによる音波探査データの再処理を実施した。これらのデータを基に浅層部の地質構造を把握して断層の性状と連続性を再検討し、断層の活動性を議論した。

また、本断層帯の全体像を明らかにするために、より深部の地質構造を把握する目的でエアガンを音源としたマルチチャンネル音波探査を実施した。

さらに、沿岸部では基盤が露出し、音波探査による断層分布の把握が困難なため、ナローマルチビーム測深による精密な地形調査を実施して、断層の海陸連続性を議論した。

柱状採泥については、音波探査結果を検討して底質採取地点を決定し、パイプロコアラーを用いて実施した。

これらの調査項目と数量を表 2-1 に、調査位置を図 2-1 に示す。

### 2.1 音波探査

#### (1) 音波探査の手法

音波探査は断層の形状、累積変位、および最終活動時期を確認する目的で実施した。本調査では、エアガンを音源としたマルチチャンネル音波探査とブーマーを音源とした高分解能のマルチチャンネル音波探査を実施した。それぞれの探査における仕様を表 2-2 にまとめた。

調査測線は、福井平野西縁断層帯の走向方向に直交する NE-SW 方向に主たる探査測線を設定し（FKI1～9）、それらの探査測線間の音響層序を対比するために、主たる探査測線に直交する NW-SE 方向に検測線を設けた（FKI101）。さらに、本断層帯主部の端部を確認するために E-W 方向に 2 本の測線を設定した（FKI201～202）（図 2-1）。

エアガンを音源としたマルチチャンネル音波探査は、本断層帯の主部と 1948 年福井地震断層帯海域部を含む本断層帯西部の断層構造を確認するために実施した。音源のエアガンには Bolt 社製（460cbi.）、受信器には 48ch（受信器間隔 12.5m）のストリーマーケーブルを用いた。

ブーマーを音源とした高分解能のマルチチャンネル音波探査は、浅層部の地質構造を分解能良く捉えて累積変位や最終活動時期を確認するために実施した。音源は Applied Acoustic Engineering 社製の Boomer System 探査装置、受信器には 12ch（受

信器間隔 2.5m) のストリーマーを用いた。

各々の調査においては、これらの受発振装置を調査船の船尾から曳航して計画測線上を航行しながら測定した。エアガン音源のマルチチャンネル音波探査では 12.5m 間隔、高分解能マルチチャンネル音波探査では 2.5m 間隔で発信し、船上モニターでデータの質と、断層の有無などの地質状況を確認しつつデジタル記録を取得した。

調査船の位置はディファレンシャル GPS (DGPS) を用いて測定し、これらの測定値に、調査船の進行方向ならびに GPS アンテナと受発振器の距離を考慮して音波探査における反射点位置を決定した。

## (2) 音波探査の結果

本調査では、エアガンを用いたマルチチャンネル音波探査で海底面下およそ 800m まで、ブーマーを用いた高分解能マルチチャンネル音波探査ではおよそ 60m までの反射記録が得られた。また、スパーカーを用いたシングルチャンネル音波探査記録では、海底面下およそ 150m までの反射記録が得られている。なお、反射記録の深度変換にあたっては、水中および堆積物中での弾性波伝播速度を 1500m/s と仮定した。

本調査で実施した音波探査ならびに海上保安庁海洋情報部が実施した音波探査記録の再処理により得られた反射断面の解釈結果に基づいて作成した海底地質構造図を図 2-2 に示す。

### 1) 層序区分

調査海域においては海上保安庁海洋情報部 (2004) がスパーカーによる音波探査記録によって、内部の構造や層序関係等に基づいて I 層～VII 層に層序区分を行なっている。本調査の地質解釈においても基本的にこの層序区分に従い、上位から A, B1, B2, C, D1, D2, D3 の 7 層に区分した。ただし、C 層は本調査範囲には認められない地層である。

本調査で実施したブーマー音源の高分解能マルチチャンネル音波探査による反射断面では、A 層～B2 層の特徴が捉えられている。これらの反射断面に基づいて、B1 層と B2 層を細分して、上位から順に A, B1-1, B1-2, B1-3, B2-1, B2-2, C, D1, D2, D3 の 10 層に区分した (表 2-3, 図 2-3 (a), (b), 図 2-4)。

以下に各層の特徴を述べる。

**【A 層】**A 層は、本調査海域における最上位の地層である。下位層を不整合に覆い、ほぼ全域に分布する。大部分のところで層厚は 10m 以下と薄い、橋立から塩屋にかけての沿岸部では 10m を超える。沿岸部では明瞭な内部反射面は認められない (図 2-4)。本層は完新世の最終氷期以降の堆積物と推定される。

- 【B1-1 層】B1-1 層は、沿岸部では下位層の凹地部を埋めるように分布し(図 2-4)、上面には凹凸が認められる。内部反射面はあまり明瞭ではない。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅡ層上部に概ね対応し、更新世の地層と推定される。
- 【B1-2 層】B1-2 層は調査海域のほぼ全域に分布が認められ、上面には凹凸が発達する(図 2-4)。内部反射面は明瞭で、大陸棚外縁の一部ではフォアセットを形成する(図 2-3 (a) のショットポイント(SP) 56000 付近)。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅡ層中部に概ね対応する。
- 【B1-3 層】B1-3 層は内部反射面が明瞭である。大陸棚上では層厚が薄く、上面には凹凸が発達し、トランケーションが認められる(図 2-3 (a) の SP56500 付近)。一方、大陸棚外縁の外側では下位層にダウンラップしている(図 2-3 (a) の SP55500 付近)。これらのことから海退期の堆積体と推定される。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅡ層下部に概ね対応する。
- 【B2-1 層】B2-1 層は橋立の沿岸部には分布しない。概ね、沖に向かって傾斜するが、上部はやや乱れた内部反射面を呈する地層で、大陸棚外縁の外側では層厚が薄くなり下位層にオンラップして尖滅する(図 2-3 (a) の SP55100 付近)。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅢ層上部に概ね対応する。
- 【B2-2 層】B2-2 層はほぼ全域に分布が認められ、概ね、沖に向かって傾斜する。上面には凹凸が認められ、上位層がダウンラップして覆っている(図 2-4 の SP1000 付近)。大陸棚外縁の外側では層厚が薄くなり尖滅する(図 2-3 (a))。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅢ層下部に概ね対応する。
- 【C 層】C 層は本調査の調査範囲には分布しておらず、海上保安庁海洋情報部(2004)のスーパーカー記録で沖合いに確認される、内部反射面が明瞭な地層である(図 2-3 (a))。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅣ層に概ね対応する。
- 【D1 層】D1 層は沿岸部の一部と沖に認められる。褶曲構造が発達し、上位層との間に内部構造の大きなギャップが認められる(図 2-3 (a))。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅤ層に概ね対応する。
- 【D2 層】D2 層は、高分解能マルチチャンネル音波探査の反射断面では東尋坊沖に分布が認められる。内部反射面は比較的良くみられる。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅥ層に概ね対応する。
- 【D3 層】D3 層は、本調査では深部を対象としたマルチチャンネル音波探査および海上保安庁海洋情報部(2004)のスーパーカー記録で確認される。上面は振幅の大きい反射面で、内部反射面は不明瞭である。本層は海上保安庁海洋情報部(2004)のⅦ層に概ね対応する。



## 2)年代

上記の音響学的層序を、海上保安庁海洋情報部（2004）および海洋地質図「ゲンタツ瀬」（山本ほか，2000）の層序に対比し、年代の推定を行なった。

本調査海域周辺の陸域には、下位から順に糸生層、山中層（下部中新統）、国見層（中部中新統）、米ヶ脇層、加佐ノ岬層（上部中新統）、段丘堆積物（更新統）が分布している（鹿野ほか，1999；福井県，2010）。また、海域には香住沖層群に対比される K1 層、K2 層（中新統～下部鮮新統）、浜坂沖層群に対比される H1 層、H2 層（鮮新統）、鳥取沖層群に対比される T1 層、T2 層（上部鮮新統～完新統）の分布が示されている（山本ほか，2000）。これらの各地質区分と反射断面図で区分された音響学的層序とを比較して、表 2-3 に示すように対比した。

A 層については顕著な侵食面を不整合で覆うことから最終氷期以降の堆積物と推定されるものの、それ以下の地層については直接的に年代を示す資料は乏しい。

## 3)地質構造

本調査で実施したマルチチャンネル音波探査と高分解能マルチチャンネル音波探査の反射断面ならびに解釈断面を、図 2-5～図 2-16 に示し、以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。

【FKI 8M】本測線の SP500 付近に北東側が上昇する逆断層が認められる。この断層は浅部では 2 本に分岐して、グラーベン状の構造を呈する（図 2-5）。本断層は福井平野東縁断層主部に相当する。一方、福井平野東縁断層西部の延長部にあたる SP1550 あたりには断層は認められず、南西方向に向かって D 層上面が緩やかに浅くなる。測線の南西端付近の SP2700 付近にも逆断層が認められるが、本調査の対象範囲外となっておりその連続性は不明である。

【FKI 1】本測線には明瞭な断層構造は認められない（図 2-6）。海上保安庁海洋情報部（2004）で報告されている福井平野東縁断層帯西部の延長部（図 2-6 の SP500 付近）には東尋坊火山岩と推定される基盤の高まりがあるが、地層内部構造の把握が困難であり、断層の存在は判断できない。

【FKI 2】FKI2 測線では、測線の南西部に 2 本の断層が認められるが、北東部には明瞭な断層構造は認められない（図 2-7 (a)）。しかし、福井平野東縁断層帯主部の延長部にあたる SP500 付近に、B1-1 層上面が下方へ撓んでいる構造がみられる（図 2-7 (b)）。このあたりでは、海底面の多重反射が重なっており、また A 層内部にはほとんど反射面が見られず、B1-1 層上面の下方への撓みが断層変形によるものか、侵食によるものかは判断できない。

一方、測線南西部の SP6400-6500 付近に認められる 2 本の断層は B2-2 層以

下の地層にのみ変位・変形が認められる（図 2-7 (c)）。

【FKI 3】FKI3 測線では測線の北東部に 1 本（SP1400 付近）、中央部に 2 本（SP3200-3400 付近）、南西部に 2 本（SP7350-7400 付近）の断層もしくは変形構造が認められる（図 2-8 (a)）。

SP1400 付近には明瞭な断層構造はみられないが、内部構造が不明瞭な D1 層と B1-1～B1-3 層との境界部付近の B1-2 層や海底面に撓曲が見られる（図 2-8 (b)）。後述する FKI4 測線でも同様な撓曲が見られ、地層境界に断層が認められることから、FKI3 測線における SP1400 付近にも断層が存在するものと考えられる。SP3200-3400 付近に認められる 2 本の断層は、グラバーベン状の形態を形成しており、B1-1 層以下に変位が認められる（図 2-8 (c)）。SP7350-7400 付近に見られる 2 本の断層については、いずれも南西側が低下している（図 2-8 (d)）。

【FKI 4】FKI4 測線の北東部では、SP750 付近に背斜軸を持つと推定される D1 層の背斜構造が認められる。この褶曲の南西翼部にあたる SP1600 付近に、D1 層と B1-3 層～A 層の境界をなす断層が認められる（図 2-9 (a)）。この断層近傍では撓曲が認められる（図 2-9 (b)）。また、D1 層の内部反射面の傾斜は断層に近いほど急傾斜して（図 2-9 (b)）、断層運動による累積的な変形を示している。また、本測線の中央部の SP4700 と SP5500 付近にも断層が認められるが、これらの断層は南西側が低下する断層である（図 2-9 (c)）。本測線の南西部には断層は認められない（図 2-9 (d)）。

【FKI 5】FKI5 測線の北東部では SP720 付近に背斜軸を持つ褶曲構造が認められる。この褶曲の南西翼部に相当する SP1070～SP1520 に 4 本の断層が認められる（図 2-10 (a)）。最も北東側の SP1076 付近の断層では D1 層の内部反射面が下に落ち込んだフラワーストラクチャー状の構造がみられる（図 2-10 (b)）。SP1276 付近の断層は急傾斜の D1 層に緩傾斜の B1-3～B2-2 層が接する部分に認められる断層である（図 2-10 (b)）。南西側の 2 本の断層（SP1455, SP1514）はグラバーベン状の構造を示し、B1-3 層以下の地層に変位が認められる（図 2-10 (b)）。

【FKI 6】FKI6 測線では B1-2～B2-1 層の反射面に顕著な凹凸が認められる。測線の北東部では B2-2 層以下の地層が褶曲構造を示し、SP160～490 の間に 3 本の褶曲軸が認められる（図 2-11 (a)）。これらの褶曲構造の南西翼部に相当する SP1120～1480 付近に 7 本の断層が認められ、ここより南西側では地層はほぼフラットになる（図 2-11 (a)）。SP1124 と SP1168、SP1386 と SP1401、SP1458 と SP1476 の 3 組の断層はそれぞれグラバーベン状の構造を形成している（図 2-11 (b)）。全ての断層は B1-3 層以下の地層に変位・変形を与えており、特

に最も北東側に位置しているものは海底面に僅かな撓みが認められる。

【FKI 7】FKI7 測線では B1-2～B2-1 層の反射面に顕著な凹凸が認められる。測線の北東部では B2-1 層以下の地層が SP800 付近を軸に緩い背斜構造を形成しており、その南西翼の SP1680 付近と SP2210 付近に断層が認められる（図 2-12 (a)）。SP1680 付近の断層は背斜構造の南西翼に位置し、B1-3 層以下の地層に南西側が低下する変位を与えている（図 2-12 (b)）。また、SP2210 付近の断層も B1-3 層以下の地層に南西側が低下する変位を与えている（図 2-12(b)）。

【FKI 8】FKI8 測線では測線の中央部付近の B1-1～B1-3 層の反射面に顕著な凹凸が認められる。測線の北東部では B2-1 層以下の地層が SP980 付近を軸に緩い背斜構造を形成しており、南西翼部に 4 本の断層（SP1100～1425）が分布する（図 2-13 (a)）。これらの断層はグラーベン状の形態を示し、最も南西側の断層は B1-3 層以下の地層に変位を及ぼしている（図 2-13 (b)）。これらの断層より南西側の SP2290～2460 にも 3 本の断層が認められ、これらの断層もグラーベン状の形態を示す（図 2-13 (b)）。

【FKI 9】FKI9 測線では測線の中央部付近の B1-1～B1-2 層の反射面に顕著な凹凸が認められる。測線の北東部では B2-1 層以下の地層が SP950 付近を軸に緩い背斜構造を形成している（図 2-14 (a)）。この背斜構造の南西翼部の SP1630 付近には B1-3 層以下の地層に北東側が低下する変形が認められる（図 2-14 (b)）。さらに南西側の SP2780 と SP2880 に認められる断層は、グラーベン状の形態を示す。SP2780 の断層には海底面に撓みが認められる（図 2-14 (c)）。

【FKI 201】FKI201 測線では、各地層が西に傾斜しており地層境界面に凹凸は認められるが、断層は認められない（図 2-15）。

【FKI 202】FKI202 測線では、各地層が西に傾斜しており地層境界面に凹凸は認められるが、断層は認められない（図 2-16）。

各反射断面において断層変形と考えられる構造が認識された位置を図 2-17 に示し、さらに地質構造等に基づいて連続性を検討した結果を図 2-18 にまとめた。

## 2.2 精密地形調査

福井平野東縁断層帯主部を構成する「加賀市沖の断層」は海岸線からおよそ 3 km より沖側に報告されている（海上保安庁海洋情報部，2004）。この断層の陸側への連続性について検討するために、高分解能マルチチャンネル音波探査での確認が困難な陸域近傍の沿岸域において、ナローマルチビーム測深による精密地形調査を実施した（図 2-1）。

### (1)精密地形調査の手法

精密地形調査は Reson 社のマルチビーム測深機 SEABAT7101 を使用して実施した。測深データと同時に波浪などの影響による送受波器の動揺を測定し、測定水深値の補正を行なった。測量中はモニターによって監視し、調査範囲内に測量漏れがないようにした。

取得データに潮汐等の補正を行い、2 m グリッドの水深格子データを作成して、水深が 0.5m 間隔の等深線図を作成した (図 2-19)。

### (2)精密地形調査の結果

陸域近傍の水深 20m 以浅と、地形調査を実施した海域のほぼ中央部は、複雑な地形を呈しており、露岩域と推定される。それ以外の地域では 1° 以下の緩い傾斜で北西方向に深度を増している (図 2-19)。

地形調査範囲中央部の露岩域のほぼ南西側の縁には高分解能マルチチャンネル音波探査により北東側が上昇する断層の存在が認められている。この断層が位置する西側では、水深 30m 以深の等深線が緩く湾曲しており、高分解能マルチチャンネル音波探査 FKI3 および FIK4 でとらえられた撓曲構造との関連が示唆される (図 2-20)。また、海岸から 1 km 程度の範囲において、北東側には複雑な地形を示す領域が存在し、陸域の地質分布から D1 層露出域と推定される (図 2-20)。このことから、D1 層の分布はほぼ断層の延長部を境にして北東側が浅くなっており、本断層がさらに陸域の方まで連続する可能性がある。

## 2.3 底質採取調査

音波探査記録で認められる表層部の地層形成年代を確認するために、堆積物を採取し、年代測定を実施した。

### (1)底質採取調査の手法

本調査海域の海底堆積物は砂質であることが予想されたため、泥質堆積物採取に有効なピストンコアは用いず、バイブロコアラーを使用した。音波探査記録の検討によって選定した採取地点に調査船を定点維持させて底質採取を実施した。

採泥器を海中に投入してから回収するまでの作業中は、船位データを 1 秒毎に記録しており、採泥器の着底位置と離底位置の間を採泥地点の位置とした。

### (2)底質採取調査の結果

本調査では7地点で底質採取を行なった(図 2-21)。採取した底質は全体的にマトリックスをあまり含まない淘汰の良い中粒砂であった。

以下に各柱状試料について、その特徴を述べる。

- 【F2a-3】本採泥地点はFKI2 測線の SP1300 付近で、本調査の中で最も陸に近い。水深は 29m である。堆積物の採取長は 139cm で細粒砂から中粒砂の堆積物からなる(図 2-22)。上端から 117cm より下位では細粒砂からシルトで、この層を含み上端から 95cm 以下には炭質物がやや多く含まれる。上端から 103cm、108cm、122cm のところから採取した炭質物や植物片を用いて測定した  $^{14}\text{C}$  年代値は、それぞれ  $8,790 \pm 50\text{yBP}$ 、 $7,970 \pm 50\text{yBP}$ 、 $7,840 \pm 50\text{yBP}$  である(表 2-4)。
- 【FI3】本採泥点はFKI7 測線の SP1630 付近で、水深は 57m である。堆積物の採取長は 213cm で、中粒砂から粗粒砂の堆積物からなる(図 2-22)。上端から 15cm のところにはペブル大の礫が含まれる。全体に中粒砂を主体とし、粗粒砂が挟在される。
- 【FI4】本採泥点はFKI7 測線の SP1720 付近で、水深は 57m である。堆積物の採取長は 129cm で、中粒砂の堆積物からなる(図 2-22)。上端から 53cm のところまではやや粗粒な砂であり、47cm のところに厚さ 6cm ほどの粗粒砂層を挟む。それより下位は淘汰の良い中粒砂である。
- 【FI5】本採泥点はFKI7 測線の SP2110 付近で、水深は 59m である。堆積物の採取長は 144cm で、主として中粒砂の堆積物からなる(図 2-22)。上部 20cm はやや粗粒で、ペブル～コブル大の礫が認められる。上端から 20cm より下位は、淘汰の良い中粒砂である。
- 【FI6-2】本採泥点はFKI7 測線の SP2280 付近で、水深は 60m である。堆積物の採取長は 224cm である。上端～25cm は中粒砂で貝殻片を含んでいる。その下位は、上端から 139cm までは泥質分が多くなる。上端から 139cm より下位の地層は淘汰の良い中粒砂の堆積物からなる(図 2-22)。
- 【FI7-2】本採泥点はFKI8 測線の SP2300 付近で、水深は 68m である。堆積物の採取長は 97cm である。全て淘汰の良い中粒砂からなり、上部の 15cm には貝殻片を少量含んでいる(図 2-22)。
- 【FI10】本採泥点はFKI101 測線の SP2460 付近で、FKI5 測線との交点にあたる。水深は 44m で、堆積物の採取長は 213cm である。全体として中粒砂からなるが、上端から 125-173cm に厚さ 48cm の泥層が挟まれる。この泥層の中に厚さ 5mm の火山灰層が挟在される。さらに、その 25cm 上位では泥層がやや灰白色を呈し、火山灰の濃集が認められる(図 2-22)。

### (3) 火山灰分析

#### 1) 分析試料

FI10 地点コアは、表層から 125cm までの中粒砂層の下位に、層厚約 50cm の粘土層があり、粘土層中位の表層下 153cm から粘土層トップの 125cm にかけて火山灰が分散している様子が見られる。153cm には厚さ 5mm 程度の火山灰濃集ラミナが見られ、これより上位には火山灰は粘土中に分散している。粘土層最上部ではやや火山灰が濃集して厚さ 2mm 程度のラミナを形成している。これら 2 枚の火山灰の濃集部（表層から 129cm (FI10-129) と 153cm (FI10-153)）から採取した火山灰試料の分析を実施した。

【FI10-129】本試料の砂粒組成は、軽鉱物を主体とし、火山ガラスを中量程度、重鉱物を微量以下伴う。火山ガラスは無色透明を呈するものが卓越し、極めて微量程度、褐色を呈するものが認められる。火山ガラスの形態は扁平型の Ha および Hb タイプが中量程度、中間型の Ca タイプおよび Cb タイプが少量程度、多孔質型の Ta タイプ、Tb タイプおよびその他の形態が微量以下含まれる（火山ガラスの分類は吉川（1976）に従った）。重鉱物組成は、風化粒やその他に分類される鉱物、斜方輝石および不透明鉱物を主体とし、単斜輝石を少量程度、角閃石、ケルスート閃石、ジルコンが極微量程度含まれる組成となっている。ケルスート閃石は、赤褐色～濃褐色の多色性を示し、消光角が  $119^\circ$  と大きいことから、酸化角閃石と区別した。

火山ガラスの屈折率は、バイモーダルな組成を示し、1.497～1.499 の極めて狭いレンジで、平均 1.498 の値を示すものと、1.515～1.523 のレンジで、平均 1.520 の値を示すものがある。重鉱物の屈折率測定は、主組成をなす斜方輝石が破碎状を示し火山噴出物に由来しない可能性が高いこと、また特徴的と思われるケルスート閃石は、きわめて微量程度のみ含まれていることから測定を行っていない。

【FI10-129】本試料には 3～13mm 程度の円磨された亜円状～円状の灰白色の軽石が含まれる。この軽石は粘土化が進行しているが、粉碎すると、きわめて微量の火山ガラスが風化を免れて残存している。砂粒組成は、軽鉱物を主体とし、火山ガラスを中量程度、重鉱物を微量程度、岩片（風化粒）を極めて微量伴う組成となっている。火山ガラスは無色透明で、その形態は、多孔質型の Ta タイプおよび扁平型の Hb タイプが中量程度、中間型の Ca タイプおよび Cb タイプが少量程度、扁平型の Ha タイプおよび多孔質型の Tb タイプが微量程度、その他の形態が極めて微量含まれる。重鉱物組成は、風化粒やその他に分類される鉱物、斜方輝石および不透明鉱物を主体とし、単斜輝石を少

量程度、角閃石、ケルスート閃石、ジルコンが極微量程度含まれる組成となっている。ケルスート閃石は、赤褐色～濃褐色の多色性を示し、消光角が $119^\circ$ を示すことから、酸化角閃石と区別した。

火山ガラスの屈折率は、バイモーダルな組成を示し、1.498～1.500の極めて狭いレンジで、平均1.499の値を示す扁平型のものと、1.520～1.523のレンジで、平均1.521の値を示す多孔質～中間型のものがある。また、0.125mm以上の軽石を粉砕し、風化を免れた極僅かなガラスの屈折率を測定したところ、後者に近い1.523の値が得られた。重鉍物の屈折率は、FI10-129試料同様に、主組成をなす斜方輝石が破碎状を示し火山噴出物に由来しない可能性が高いこと、また特徴的と思われるケルスート閃石は、きわめて微量程度のみ含まれていることから測定を行っていない。

## 2) 対比

両試料の火山ガラスの屈折率はバイモーダルな分布を示し、扁平型は1.499（平均値）を、中間型～多孔質型は1.521～1.522（平均値；軽石は1.523）を示した。上述したようなコアの層相観察結果と合わせると、両試料は2種類の火山ガラスを同じように含有するものと考えられる。重鉍物組成は斜方輝石が主要構成種であるが、破碎状を示しており、堆積過程で混入してきた可能性も考えられるため、それぞれの火山ガラスの形態と屈折率、採取位置（福井沖の海底）、試料（FI10-153）の6cm下位層から採取した植物片が $^{14}\text{C}$ 年代測定により $9,030 \pm 50\text{yBP}$ の年代とされたことを考え合わせて広域火山灰との対比を検討すると、ガラス屈折率が1.499の扁平型火山ガラスは、扁平型のガラス形態を呈し屈折率が1.500付近に集中する特徴を持つ始良-丹沢火山灰（AT）との対比が考えられる。一方のガラス屈折率が1.521～1.523と高く、中間～多孔質型を呈する火山ガラスは、鬱陵隠岐火山灰（U-0ki）に対比されるものと考えられる。極微量であるがU-0ki火山灰に特徴的なケルスート閃石が検出されていることも、本対比を支持するものと解釈出来るだろう。

始良-丹沢火山灰（AT）は、始良カルデラを噴出源とする大規模な噴火により供給されたもので、その年代は2.6～2.9万年前とされている。一方の鬱陵隠岐火山灰（U-0ki）は、韓国鬱陵島火山の噴火によって供給されたもので、その年代は約10,700年前とされている（町田・新井, 2003）。直下の植物片の $^{14}\text{C}$ 年代（ $9,030 \pm 50\text{yBP}$ ）が堆積時の年代を示すものだとすれば、AT由来の火山ガラスは二次堆積したものであり、U-0kiは堆積の直前に降灰したものと考えられる。

## (4) 底質採取調査結果に基づく堆積年代

本調査海域では B 層以下の地層の直接的な年代は得られておらず、2.1 (2) に述べたとおり音響層序と年代の対応付けは陸域地質ならびに既存資料からの推定の域を出ない。しかし、本海域に見られる最上位の不整合面 (A 層基底) に関しては、それより上位から採取した柱状コアサンプルから得られた  $^{14}\text{C}$  年代値 (表 2-4) や火山灰層の対比から、最終氷期の最大海退期の侵食面と考えるのが妥当である。



### 3. まとめ

#### 3.1 福井平野東縁断層帯海域延長部の断層形状

福井平野東縁断層帯主部は、加賀越前山地などの山地と福井平野を境する東側を隆起させる断層である。本断層帯の海域延長部では、FKI3 測線の SP1396 (図 2-8 (b)) や FKI4 測線の SP1596 (図 2-9 (b)) に明瞭に北東側を隆起させる断層が確認される (図 2-17)。この断層について、FKI3 測線より陸側の反射断面では明瞭な断層は認められないものの、FKI2 測線では断層延長部付近に B1-1 層が北東側に落ち込む構造が認められる。さらに、沿岸部で実施した精密地形調査では明瞭な断層地形は見られなかったものの、断層ならびにその延長部を境として北東側の D1 層が相対的に浅く分布している。このことから、陸から数 100m 沖において東側が隆起している構造の存在が推定され、本断層がそこまで連続している可能性がある。この東側が明瞭に隆起するという特徴を有する断層は、沖に向かって FKI5 測線まで連続性が認められ、そこで東方へステップして北方へ向かって堆積層の変形が弱まりながら FKI8 測線まで連続する (図 2-18)。

FKI9 測線の本断層延長部に、B1-3 層下底面が北東側に低下する構造が認められるが、本断層とは垂直変位センスが逆であるため、本断層と直接的には連続しないと考える (図 2-18)。

FKI6 測線では上述した断層の南西側に、グラーパーン状の構造を形成する 2 本の断層が認められる。これらの断層は堆積層を大きく変形させている上述の断層の南西側に位置しており、FKI7~9 測線においても同様の位置に南西側が低下する断層が確認される (図 2-17)。断層の分布位置から、これらは一連の断層であると考え、FKI9 測線の沖まで連続し、海上保安庁海洋情報部の No. 11 測線でその連続性が断たれる (図 2-18, 図 3-1)。

一方、福井平野東縁断層帯西部の海域部には南西側落ちの断層が認められる。本断層は FKI2 と FKI 3 の 2 測線で認められ、FKI4 および FKI 5 測線では断層及び変形は確認できない (図 2-17)。それより北側の海上保安庁海洋情報部の No. 25 測線では断層と考えられる西落ちの変形が認められる (図 3-2)。この変形は、高分解能マルチチャンネル音波探査で認識できる深度では、直接的に上述の福井平野東縁断層帯西部と連続はしていないが、一連のものである可能性がある。

福井平野東縁断層帯主部と西部の間には、断層運動に伴ういくつかの変形構造が認められたが、これらの構造の連続性は乏しく、一連の断層とは考えられない (図 2-18)。

### 3.2 福井平野東縁断層帯海域延長部の過去の活動

#### (1) 活動時期

福井平野東縁断層帯主部はA層基底以上に変位・変形を与える断層である(図2-18)。陸に近いFKI3測線では、隆起側の海底面にはD1層が露出しているため、海底面の段差が差別侵食である可能性もある。しかし、FKI4測線では海底面に撓みが見られ、断層運動による変形と考えられる。また、FKI2測線ではA層基底に変形と推定される撓みが認められるなど、陸から4km程度の区間では完新世に活動があったものと考えられる。それより沖側ではB1-3層以下の地層に変位・変形が認められる。ただし、海上保安庁海洋情報部のNo.11測線で認められる本断層帯の変形は、音源のバブリングの影響で、変形を受けた最上位の層準は不明であるが海底面には変形が及んでいない。

一方、福井平野東縁断層帯主部の西側に分岐する断層は、分岐地点からFKI7測線あたりの約0.3kmはB1-3層以下の地層に変位・変形が認められ、それより沖側では海底面に変位・変形が見られる。この断層が確認される最も沖の測線である海上保安庁海洋情報部のNo.12測線では、バブリングの影響で、変形を受けた最上位の層準は不明であるが(図3-3)、少なくとも最終氷期の最大海退期以降に活動があったものと考えられる。

福井平野東縁断層帯西部についてはFKI2測線ではB2-2層以下の地層に変位・変形が認められる。それより沖ではFKI3測線でA層基底に撓みが認められるが、それ以外に変形を受けた最上位の層準は不明である。

#### (2) 活動区間

福井平野東縁断層帯主部は、海岸線からおおよそ4kmあたりまでは、海底面に変位・変形が認められ、断層を挟んで隆起側ではD1層が海底面もしくは海底面近くまで隆起している。ここから沖へは断層が右ステップをして連続し、この右ステップしたあたりより沖側1kmのところ、ほぼ南北方向に連続する加賀市沖の断層と、その西側に北西-南東方向に連続する断層とに分岐する。加賀市沖の断層は、右ステップした辺りから分岐点を通る約6kmの区間では、緩い背斜構造の南西翼部に位置し、変位・変形はB1-3層以下の地層に認められる。

一方、西側に分岐した断層は北西へ約8km連続する。分岐点から沖へ約3kmの区間ではB1-3層以下の地層に変位・変形が認められ、それより沖側の約5kmの区間は海底面に変形が及んでいる(図2-18)。

以上のように福井平野東縁断層帯主部のうち海底面に変形が認められるのは、海岸線から4kmの区間と西側に分岐した断層の沖側約5kmの区間である。両者はB1-3層以下の地層にのみ変形を与えている3~4kmの区間を挟んでいるものの、一括し

て活動する可能性があり、その場合の長さは 11.5km である。

福井平野東縁断層帯西部にあたる断層は長さ 3 km ほどが連続して認められる。陸側の 0.5km 程度の区間は B2-2 層以下の地層に変位・変形が認められ、沖側の約 2.5km の区間は A 層以下の地層に変位・変形が認められる。それより沖側は、FKI4,5 の 2 測線には断層変形と考えられるものは認められないが、海上保安庁海洋情報部 (2004) の No. 25 測線には海底面に変形が認められる (図 3-2)。断層変形が認められない区間は 3 km 程度であり構造の連続性は否定できないものの、最終活動時期は異なっているものと考えられる。

### (3) 活動間隔

本断層帯の活動間隔に関する資料は得られていない。

### (4) 1 回の変位量

本断層帯の 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。

本調査の音波探査記録から海底面には、福井平野東縁断層帯主部の断層では最大 1.5m の高低差が FKI9 測線の反射断面から読み取れることより、1 回の活動で見かけ 1.5m の垂直変位がある可能性がある。しかし、断層活動後の堆積や侵食作用などによる地形変化があるため、地形の高低差が 1 回の断層活動による変位量を保存しているとは限らないし、また複数回の累積変位の結果である可能性もある。

一方、福井平野東縁断層帯西部では、海底面に変位・変形は認められず、A 層基底面に 0.4m の変位が読み取れるのみで、1 回の変位量は不明である。

### (5) 平均変位速度

本調査では A 層を除く各地層における堆積年代値の直接的資料は得られていないが、周辺陸域の地質との対比から、B1-1 層を上部更新統に対比した。A 層内から採取した試料の  $^{14}\text{C}$  年代測定値がおおよそ 7,800~9,000 年前であり、また、火山灰層がおおよそ 10,700 年前とされている (町田・新井, 2003) 鬱陵隠岐火山灰に対比されることから、A 層が最終氷期の最大海退期以降の堆積物と考えることは妥当である。

このことから、A 層基底面の年代を 1.8 万年前として、福井平野東縁断層帯主部の垂直変位に関して平均変位速度を計算すると 0.04~0.08m/千年となる。ただし A 層基底面の垂直変位量は、最小で 0.8m (FKI4 測線)、最大で 1.5m (FKI9 測線) である。

本断層には横ずれ運動があることを考慮すると、その変位速度はより大きくなると考えられ、松田 (1975) の活動度による分類では B 級の活断層となる可能性が高い。

本断層帯の調査結果を表 3-1 (a)、(b) にまとめて示す。

## 文献

- 福井県（1998）：福井平野東縁断層帯に関する調査（剣ヶ岳断層，細呂木断層，篠岡断層，松岡断層，福井地震断層，福井東側地震断層）成果報告書．福井県，153p.
- 福井県（2010）：福井県地質図 2010 年版．財団法人 福井県建設技術公社
- 廣内大助・杉戸信彦・細矢卓志・真柄耕治・吉岡敏和（2008）：トレンチ掘削調査に基づく福井平野東縁断層帯の古地震活動，日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨，p. 272.
- 地震調査研究推進本部（2004）：福井平野東縁断層帯の長期評価について．  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/58\\_fukui-heiya.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/58_fukui-heiya.pdf)
- 地震調査研究推進本部（2009）：福井平野東縁断層帯の長期評価の一部改訂について．  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/58\\_fukui-heiya\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/58_fukui-heiya_2.pdf)
- 海上保安庁海洋情報部（2004）：沿岸海域海底活断層調査「加賀一福井沖」資料整理報告書．55p.
- 鹿野和彦・原山 智・山本博文・竹内 誠・宇都浩三・駒沢正夫・広島俊男・須藤定久（1999）：20 万分の 1 地質図幅「金沢」，地質調査所
- 鹿野和彦・山本博文・中川登美雄（2007）：福井地域の地質．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，68 p.
- 活断層研究会（1980）：日本の活断層．東京大学出版会．363p.
- 建設省近畿地方建設局・建設省国土地理院（2000）：近畿地方の古地理を訪ねて－近畿地方の古地理に関する調査報告書－．124p.
- 小林直城・平松良浩・河野芳輝・竹内文朗（2001）：重力異常による福井平野の 3 次元基盤構造の推定－福井地震およびその周辺の活断層との関係－．地震，第 2 輯，54，1-8．
- 町田 洋・新井房夫（2003）：新編 火山灰アトラス．東京大学出版会，336p.
- 松田時彦（1975）：活断層から発生する地震の規模と周期について．地震，第 2 輯，28，269-283.
- 三浦 静（1988）：第 5 章 第四系（6）福井県北部地域．日本の地質，中部地方Ⅱ，共立出版，p.152-154.
- Office of the Engineer, General Headquarters, Far East Command (1949) : The Fukui Earthquake, Hokuriku Region, Japan, 28 June 1948, vol.1(Geology), 81p.
- 小笠原義勝（1949）：福井地震の被害と地変．地理調査時報，特報 2，1-13.
- 鷺谷 威（1999）：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.
- 多田文男（1970）：国土基本図で微地形を読む－昭和 23 年の福井地震断層の追跡－．地図，8，25-27.
- 竹内文朗・天池文男（1985）：地形図にみられる福井地震のくり返しによる地表面の上

- 下変位について. 地震, 第2輯, 38, 141-143.
- Tsuya, H. (ed.) (1950) : The Fukui earthquake of June 28, 1948. Rept. Spec. Comm. Fukui Earthq. p. 1-197.
- 山本博文 (2010) : 第2章 福井平野と福井地震断層・福井東側地震断層. 1948 福井地震報告書. 中央防災会議 災害教訓の継承に関する専門調査会, 印刷中.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行 (2000) : ゲンタツ瀬海底地質図. 海洋地質図, 50, 地質調査所.
- 吉川博輔 (1996) : 福井地震被害と地形環境－木造家屋全壊率からの分析－. 自然と社会－北陸－, 62, 34-41.
- 吉川周作 (1976) : 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, 82, 497-515.