

## 7.4 地 盤

### 7.4.1 調査の経緯

敷地周辺，敷地近傍及び敷地の調査については，以下のとおり実施した。

なお，敷地周辺及び敷地近傍の調査は，関西電力株式会社及び国立研究開発法人日本原子力研究開発機構と協調して実施した。

## 7.4.2 敷地周辺の地質・地質構造

### 7.4.2.1 調査内容

#### 7.4.2.1.1 文献調査

敷地周辺の陸域の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては、通商産業省工業技術院地質調査所（現 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター、以下「地質調査所」という。）発行の5万分の1地質図幅「<sup>おうみながはま</sup>近江長浜」（1956）<sup>(1)</sup>、「<sup>のこぎりざき</sup>鋸崎」（1957）<sup>(2)</sup>、「<sup>おぼま</sup>小浜」（1957）<sup>(3)</sup>、「<sup>くまがわ</sup>熊川」（1998）<sup>(4)</sup>、「<sup>くまがわ</sup>敦賀」（1999）<sup>(5)</sup>、「<sup>こがやま</sup>横山」（2000）<sup>(6)</sup>、「<sup>ちくぶしま</sup>竹生島」（2001）<sup>(7)</sup>、「<sup>にしづ</sup>西津」（2002）<sup>(8)</sup>、「<sup>ふくい</sup>福井」（2007）<sup>(9)</sup>及び「<sup>いまじょう</sup>今庄及び<sup>たけなみ</sup>竹波」（2013）<sup>(10)</sup>、20万分の1地質図幅「<sup>みやづ</sup>宮津」（1968）<sup>(11)</sup>、「<sup>ぎふ</sup>岐阜」（1992a）<sup>(12)</sup>及び「<sup>かねざわ</sup>金沢」（1999）<sup>(13)</sup>、50万分の1地質図幅「<sup>おかやま</sup>岡山」（1973）<sup>(14)</sup>、「<sup>かねざわ</sup>金沢（第2版）」（1974）<sup>(15)</sup>、及び「<sup>きょうと</sup>京都（第4版）」（1982）<sup>(16)</sup>、50万分の1活構造図「<sup>おかやま</sup>岡山」（1985）<sup>(17)</sup>、「<sup>かねざわ</sup>金沢」（1985）<sup>(18)</sup>、及び「<sup>きょうと</sup>京都（第2版）」（2002）<sup>(19)</sup>、200万分の1地質編集図「<sup>にっぽん</sup>日本活断層図」（1978）<sup>(20)</sup>、「<sup>ぜんこく</sup>全国主要活断層活動確率地図」（2005）<sup>(21)</sup>、10万分の1構造図「<sup>やなぎがし</sup>柳ヶ瀬－<sup>やせう</sup>養老断層系ストリップマップ」（1994）<sup>(22)</sup>、100万分の1「<sup>にっぽん</sup>日本地質図（第3版）」（1992）<sup>(23)</sup>、20万分の1「<sup>にっぽん</sup>日本シームレス地質図」（2014）<sup>(24)</sup>並びに同所編の「<sup>にっぽん</sup>日本地質アトラス（第2版）」（1992b）<sup>(25)</sup>、経済企画庁（現 内閣府）発行の20万分の1土地分類図「<sup>ふくい</sup>福井県」（1974）<sup>(26)</sup>、国土庁（現 国土交通省）発行の20万分の1土地分類図「<sup>しづか</sup>滋賀県」（1975a）<sup>(27)</sup>及び「<sup>ぎふ</sup>岐阜県」（1975b）<sup>(28)</sup>、福井県建設技術公社発行の10万分の1「<sup>ふくい</sup>福井県地質図（2010年版）」（2010）<sup>(29)</sup>、国土開発技術研究センター発行の20万分の1「<sup>きんぎょ</sup>近畿地方土木地質図」（2003）<sup>(30)</sup>等がある。

この他、活断層の分布等を示したものとして、活断層研究会編「<sup>しんぺん</sup>新編 日本活断層」（1991）<sup>(31)</sup>、岡田・東郷編「<sup>きんぎょ</sup>近畿活断層」（2000）<sup>(32)</sup>、池田他編「<sup>だいし</sup>第四紀逆断層アトラス」（2002）<sup>(33)</sup>、中田・今泉編「<sup>かつかん</sup>活断層詳細デジタ

ルマップ」(2002)<sup>(34)</sup>、国土地理院発行の2.5万分の1都市圏活断層図「京都西北部」(1996a)<sup>(35)</sup>、「京都東北部(第2版)」(2009)<sup>(36)</sup>、「京都東南部」(1996b)<sup>(37)</sup>、「福井」(2001)<sup>(38)</sup>、「大垣」(2005)<sup>(39)</sup>、「敦賀」(2005)<sup>(40)</sup>、「熊川」(2005)<sup>(41)</sup>、「長浜」(2005)<sup>(42)</sup>、「北小松」(2005)<sup>(43)</sup>及び「三方」(2012)<sup>(44)</sup>、同院技術資料である「三方断層帯とその周辺「三方」解説書」(2012)<sup>(45)</sup>、地震調査研究推進本部地震調査委員会(以下「地震調査委員会」という。)による全国の主要活断層を対象とした「活断層の長期評価」<sup>(46)(47)(48)(49)(50)</sup>等がある。

敷地周辺の海域の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては、海上保安庁水路部(現 海上保安庁海洋情報部)発行の5万分の1沿岸の海の基本図「若狭湾東部」(1980a)<sup>(51)</sup>及び「若狭湾西部」(1980b)<sup>(52)</sup>並びに沿岸海域海底活断層調査「加賀ー福井沖」(2004)<sup>(53)</sup>、地質調査所発行の20万分の1海洋地質図「ゲンタツ瀬海底地質図」(2000)<sup>(54)</sup>、「経ヶ岬沖海底地質図」(1993)<sup>(55)</sup>、100分の1海洋地質図「日本海中部海域広域海底地質図」(1981)<sup>(56)</sup>並びに同所編「日本地質アトラス(第2版)」(1992)<sup>(25)</sup>、活断層研究会編「新編日本の活断層」(1991)<sup>(31)</sup>等がある。

敷地周辺の重力異常に関する主要な文献としては、地質調査所発行の「10万分の1 福井地域重力構造図」(2006)<sup>(57)</sup>並びに同所編「数値地質図」(2004)<sup>(58)</sup>、河野・古瀬「100万分の1 日本列島重力異常図」(1989)<sup>(59)</sup>、山本・志知「日本列島重力アトラス 西南日本および中央日本」(2004)<sup>(60)</sup>等がある。

地殻変動に関する主要な文献としては、鷺谷(2002)<sup>(61)</sup>等がある。

これらの主要な文献の他、研究論文、学会誌等の論文についても調査を実施した。これらの文献により、敷地周辺の地形及び地質・地質構造の概要を把握した。

#### 7.4.2.1.2 広域地質構造調査

##### (1) 敷地周辺陸域の調査

文献調査の結果を踏まえて、発電所を中心とする半径約 30km の範囲の陸域（以下「敷地周辺陸域」という。）及びその周辺の陸域において、変動地形学的調査及び地表地質調査等を実施し、地質・地質構造を検討した。

変動地形学的調査としては、主に国土地理院で撮影された縮尺 1 万分の 1, 2 万分の 1 及び 4 万分の 1 の空中写真並びに同院発行の縮尺 2 万 5 千分の 1 及び 5 万分の 1 の地形図等を使用して空中写真判読等を行った。空中写真判読においては、敷地周辺陸域の地質・地質構造を考慮して作成した変動地形・リニアメント判読基準を用いて、変動地形学的視点により変動地形の可能性のある地形を抽出し、必要に応じてその詳細を航空レーザー測量等により検討した。

地表地質調査等としては、変動地形学的調査に使用した空中写真、地形図及び変動地形の可能性のある地形の分布図を使用し、関西電力株式会社及び国立研究開発法人日本原子力研究開発機構において実施されたデータも含めて地質・地質構造の検討を行い、敷地周辺陸域の地質図、地質断面図等を作成した。変動地形の可能性のある地形の周辺については、稠密な地表踏査を実施し、必要に応じてトレンチ調査、ピット調査、ボーリング調査、剥ぎ取り調査、反射法地震探査を行い、地質・地質構造の検討を行った。また、露頭で粘土状破碎部が確認された場合には、ブロックサンプリングを行い、研磨片・岩石薄片を作成するとともに変形組織の観察及び条線観察を行い、最新活動時の運動センスと現在の広域応力場における運動センスとの関係を比較検討した。

これらの調査結果に基づき、原縮尺 2 万 5 千分の 1 の地形調査結果図、地質図、地質断面図等を作成した。

## (2) 敷地周辺海域の調査

文献調査の結果によると、敷地を中心とする半径約 30km の範囲の海域（以下「敷地前面海域」という。）及びその周辺の海域（以下「敷地周辺海域」という。）において、地質調査所、海上保安庁水路部等によって詳細な調査が実施されており、これらの海上音波探査記録の再解析を行った。

海底の地形及び地質・地質構造に関する資料を得るため、敷地前面海域において海上音波探査、海底地形調査及び海上ボーリング調査を実施した。また、関西電力株式会社及び国立研究開発法人日本原子力研究開発機構においても詳細な調査が実施されており、これら海上音波探査記録等も併せて地質・地質構造の検討を行った。

海上音波探査の測線図を第 7.4.2.1 図に示す。

また、地質調査所編（2004）<sup>(58)</sup>等に取りまとめられている重力異常データを補完し、特に海域部のデータの精度向上及び陸域との連続性を図るため、若狭湾における航空重力探査を実施し、地下構造の検討に際して参考とした。

### 7.4.2.2 敷地周辺の調査結果

敷地を中心とする半径約 30km の範囲及びその周辺における地形、地質・地質構造は、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、海上音波探査等の結果によると以下のとおりである。

#### 7.4.2.2.1 敷地周辺の地形

敷地周辺陸域及び敷地前面海域の地形図を第 7.4.2.2 図に示す。

敷地周辺陸域は福井県の中央付近にあり、南部及び東部は滋賀県及び岐阜県の一部が含まれる。北西側は若狭湾に、南側の一部は琵琶湖に面している。

敷地周辺陸域の地形は、主として丹生山地及び南条山地からなる地域並びに野坂山地及び伊吹山地からなる地域に区分される。

敷地前面海域の海底面はおおむね NE-SW 方向に延びる水深約 120～130m 付近の傾斜変換線を境として、それ以浅の大陸棚及びそれ以深の斜面とそれに続く平坦な縁辺台地（岩淵（1973）<sup>(62)</sup>）に分けられる。

敷地は、敦賀半島の西側に位置し、若狭湾に面している。敦賀半島の東側には敦賀湾が広がる。

#### (1) 丹生山地及び南条山地からなる地域

本地域は、起伏の緩やかな丹生山地及び南条山地と武生盆地等の低地からなる。

丹生山地は本地域の北西部に位置し、南条山地は本地域の南東部に位置している。両山地は明瞭な境をなさずに稜線を連ねている。稜線の標高は約 300～800m で、主な山は六所山（標高 698m）、日野山（標高 795m）、唐木岳（標高 738m）、ホノケ山（標高 737m）、船ヶ洞山（標高 808m）等である。中央部には日野川が北流している。丹生山地の東側には福井平野から武生盆地があり、福井平野の北側に加越台地、東側に加賀越前山地から越前中央山地が位置している。

若狭湾に面する海岸は、直線的な海岸で、越前岬、干飯崎等の岬からなる。この海岸に沿って海成段丘が分布し、海成段丘面の分布標高から、東方に傾き下る傾動が推定される。また、丹生山地は干飯崎以南では西麓が急峻であり、六所山から福井平野及び武生盆地に向かい標高が徐々に低下しており、山地の地形からも東方に傾き下る傾動が推定される。

#### (2) 野坂山地及び伊吹山地からなる地域

本地域は、やや起伏の大きな野坂山地及び伊吹山地と敦賀平野等の低地からなる。北側の南条山地とは、福井県と岐阜県及び福井県と滋賀県の境

界をなす分水嶺により区分される。

野坂山地は、本地域の中部から西部に位置する。主要な稜線の標高は約700～1,000mで、主な山は雲谷山くもだに（標高787m）、野坂岳（標高914m）、三重嶽さんじょうだけ（標高974m）、乗鞍岳のりくら（標高865m）等である。

伊吹山地は、本地域の東部に位置し、西側の野坂山地とは余呉川及びその北方の河谷により境される。稜線の標高は約1,100～1,300mで、主な山は三周ヶ岳さんしゅう（標高1,292m）、横山岳（標高1,132m）等である。

若狭湾に面する海岸は複雑に入り組むリアス海岸で、敦賀半島、常神半島等の幾つかの半島と敦賀湾等の小湾からなる。これらの湾奥には敦賀平野みかたごこや三方五湖南方等の低地が分布している。

### (3) 海底地形

敷地前面海域に分布する大陸棚の幅は、南部では最大約20kmに達しており、北部に向かってしだいに狭くなり、越前岬沖では約2kmとなる。また、大陸棚の海底面は、全般的に起伏に乏しく、約2/1,000から4/1,000の勾配で沖合に向かって緩やかに傾斜している。敦賀半島の北方及び西方沖では、トクリ、大グリ等の礁しょうや堆たいが点在する。また、陸域近傍では急傾斜地形が見られ、干飯崎付近から南条郡南越前町大谷付近に至る区間の越前海岸及び敦賀半島周辺の沿岸部は、それぞれ最大約60/1,000及び最大約50/1,000の勾配で急傾斜を示し、沖合側の大陸棚の平坦面と接している。

縁辺台地は、大陸棚から比高約70～80mの斜面を経て水深約200m以深に発達し、約2/1,000から5/1,000の勾配で北西方向に向かって緩やかに傾斜している。海底面は、最深部が水深約280mに達している。

#### 7.4.2.2.2 敷地周辺の地質

敷地周辺陸域及び敷地前面海域の地質図を第7.4.2.3図に、敷地周辺陸域及び敷地前面海域の地質断面図を第7.4.2.4図に示す。また、敷地前面海域にて実施した海上音波探査記録を第7.4.2.5図に示す。

##### (1) 敷地周辺陸域の地質

敷地周辺陸域及びその周辺における陸域の地質層序表を第7.4.2.1表に示す。

丹生山地及び南条山地からなる地域では、北部と南部で地層の分布に違いが見られる。北部にはペルム紀に形成された唐木岳層及び東俣層<sup>ひがしまた</sup>、ジュラ紀に貫入した船津花崗岩類<sup>ふなつ</sup>、白亜紀に形成された足羽層群<sup>あすわ</sup>、白亜紀から古第三紀に形成された面谷流紋岩類<sup>おもだに</sup>、白亜紀から古第三紀に貫入した丹生花崗岩、古第三紀から新第三紀に形成された西谷流紋岩類<sup>にしだに</sup>、並びに新第三紀に形成された糸生層<sup>いとお</sup>、竹田層、国見層、荒谷層<sup>あらたに</sup>、市ノ瀬層、国見岳安山岩等が分布し、南部には石炭紀からジュラ紀に形成された美濃一丹波帯中・古生層が分布する。本地域の若狭湾に面する海岸沿い及び丹生山地には海成段丘堆積物及び河成段丘堆積物が分布し、河川沿いには古期扇状地堆積物及び新期扇状地堆積物が分布する。また、武生盆地には沖積層が分布する。

野坂山地及び伊吹山地からなる地域には石炭紀からジュラ紀に形成された美濃一丹波帯中・古生層が広く分布し、野坂山地中部及び敦賀半島には白亜紀から古第三紀に貫入した江若花崗岩<sup>こうじゃく</sup>及び白亜紀に貫入した雲谷山花崗岩が、伊吹山地には白亜紀に貫入した貝月山花崗岩<sup>かいづき</sup>が、野坂山地北東部には新第三紀に貫入した鉢伏山花崗岩<sup>はちぶせ</sup>が分布する。三方五湖南方及び琵琶湖西方の山麓部には第四紀に形成された能登野層<sup>のとの</sup>及び古琵琶湖層群が、河川沿いには河成段丘堆積物、古期扇状地堆積物及び新期扇状地堆積

物が分布する。敦賀平野や三方五湖南方等には沖積層が分布する。

a. 中・古生界

(a) 美濃－丹波帯中・古生層

美濃－丹波帯中・古生層は、南条山地、伊吹山地及び野坂山地に広く分布する。本層は東俣層とは断層で接し、江若花崗岩、雲谷山花崗岩、貝月山花崗岩及び鉢伏山花崗岩に貫入され、面谷流紋岩類、西谷流紋岩類、糸生層、能登野層及び古琵琶湖層群に不整合に覆われている。

本層は、主に泥岩及び砂岩からなり、珪質泥岩、チャート、石灰岩及び緑色岩と混在して分布している。泥岩及び砂岩は堆積構造が失われ混在岩の産状を示し、泥岩には鱗片状劈開<sup>へきかい</sup>が発達する場合が多いが、部分的に成層構造を保存している場合もある。珪質泥岩、チャート、石灰岩及び緑色岩は泥岩及び砂岩からなる地層中にブロック状からシート状に分布しており、地層の連続性は乏しい。

栗本他（1999）<sup>(5)</sup>等によると、本層は、泥岩から前期から後期ジュラ紀、珪質泥岩から後期三畳紀から中期ジュラ紀、チャートから前期ペルム紀から中期ジュラ紀を示す放散虫化石、石灰岩から後期石炭紀から後期三畳紀を示す紡錘虫化石及びコノドント化石を産することから、後期石炭紀から後期ジュラ紀の地層とされている。なお、本層は海洋プレートが大陸縁で沈み込むことにより形成された付加体とされている。

(b) 唐木岳層

唐木岳層は、南条山地北東部の唐木岳付近に分布する。本層は、船津花崗岩類に貫入され、足羽層群、面谷流紋岩類及び糸生層に不整合に覆われている。東俣層とは断層で接している。

本層は、主に泥岩、砂岩、石灰岩及び緑色岩からなる。

脇田他（1992a）<sup>(12)</sup>によると、本層は、飛騨外縁帯ペルム系に対比されることからペルム紀の地層とされている。

(c) 東俣層

東俣層は、南条山地北東部の岩谷山付近から今立郡池田町東俣付近にかけて分布する。本層は、足羽層群及び面谷流紋岩類に不整合に覆われており、唐木岳層及び美濃－丹波帯中・古生層とは断層で接している。

本層は、主に砂岩及び砂岩・泥岩互層からなる。

Nakae（2012）<sup>(63)</sup>によると、本層は、泥岩から産する放散虫化石から中期から後期ペルム紀の地層とされている。

(d) 船津花崗岩類

船津花崗岩類は、武生市街地周辺及び南条山地北東部の唐木岳北方付近に分布する。本花崗岩類は、唐木岳層に貫入し、面谷流紋岩類、西谷流紋岩類及び糸生層に不整合に覆われている。足羽層群とは断層で接している。

本花崗岩類は、主に花崗閃緑岩からなり、一部花崗岩等が認められる。

柴田・野沢（1984）<sup>(64)</sup>によると、本花崗岩類は、カリウム－アルゴン法の年代値が約 180Ma であることから前期ジュラ紀に貫入したとされている。

(e) 足羽層群

足羽層群は、南条山地北東部の野見ヶ岳付近、唐木岳東方付近等に分布する。本層群は唐木岳層及び東俣層を不整合に覆い、面谷流紋岩類に整合に、糸生層に不整合に覆われている。船津花崗岩類とは断層

で接している。

本層群は、主に砂岩、泥岩、砂岩・泥岩互層、凝灰岩及び礫岩からなる。

松尾・喜田（1953）<sup>(65)</sup>によると、本層群は、植物化石から後期白亜紀の地層とされている。

(f) 面谷流紋岩類

面谷流紋岩類は、丹生山地の若須岳<sup>わかす</sup>付近及び鬼ヶ岳付近、丹生郡越前町山田付近並びに南条山地北部の日野山付近に分布する。本流紋岩類は、足羽層群を整合に、唐木岳層、東俣層、船津花崗岩類及び美濃一丹波帯中・古生層を不整合に覆い、丹生花崗岩に貫入されている。

本流紋岩類は、主に流紋岩及び流紋岩質火砕岩からなる。

中島・岩野（1987）<sup>(66)</sup>によると、本流紋岩類は、フィッション・トラック法の年代値が約 63.6～71.1Ma であることから後期白亜紀から古第三紀の地層とされている。

b. 白亜系から古第三系の深成岩

(a) 雲谷山花崗岩

雲谷山花崗岩は、野坂山地西部の雲谷山付近に分布し、久々子<sup>くぐし</sup>湖付近にも小規模に分布する。本花崗岩は、美濃一丹波帯中・古生層に貫入している。

本花崗岩は、主に黒雲母花崗岩からなる。

中江他（2002）<sup>(8)</sup>によると、本花崗岩は、カリウム-アルゴン法の年代値が黒雲母花崗岩で約 92.8Ma、白雲母花崗岩で約 91.5Ma であることから後期白亜紀に貫入したとされている。

(b) 貝月山花崗岩

貝月山花崗岩は、伊吹山地の金糞<sup>かなくそ</sup>岳<sup>だけ</sup>東方に分布する。本花崗岩は、

美濃一丹波帯中・古生層に貫入している。

本花崗岩は、主に黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩からなる。

齋藤・沢田（2000）<sup>(6)</sup>によると、本花崗岩は、カリウム－アルゴン法の年代値が約 94.6～98.8Ma、沢田他（1994）<sup>(67)</sup>によると、本花崗岩のルビジウム・ストロンチウム法年代測定値は約 94.1～96.4Ma とされていることから後期白亜紀に貫入したとされている。

(c) 江若花崗岩

江若花崗岩は、野坂山地中部から敦賀半島にかけて広く分布する。

本花崗岩は、美濃一丹波帯中・古生層に貫入している。

本花崗岩は、主に黒雲母花崗岩からなる。

本花崗岩のカリウム－アルゴン法の年代値は、栗本他（1999）<sup>(5)</sup>によると約 62.9Ma、河野・植田（1966）<sup>(68)</sup>によると約 59Ma とされている。また、田結庄他（1999）<sup>(69)</sup>によると、本花崗岩のルビジウム－ストロンチウム法の年代値は約 57.4Ma、末岡他（2014）<sup>(70)</sup>によると、本花崗岩のウラン－鉛法の年代値は約 68.5Ma、カリウム－アルゴン法の年代値は約 62.0～66.7Ma、フィッシュン・トラック法の年代値はジルコンで約 70.4Ma、アパタイトで約 51.8Ma とされている。また、申請者が実施したカリウム・アルゴン法による年代測定値が約 62.0～68.8Ma、梅田他（2013）<sup>(71)</sup>による約 62.0～66.7Ma が報告されていることから、本花崗岩は、後期白亜紀から古第三紀に貫入したと判断される。

(d) 丹生花崗岩

丹生花崗岩は、丹生山地中部に分布する。本花崗岩は、面谷流紋岩類に貫入し、糸生層に不整合に覆われている。

本花崗岩は、主に黒雲母花崗岩からなる。

中島他 (1990) <sup>(72)</sup>によると、本花崗岩は、ルビジウム-ストロンチウム法の年代値が約 69.2Ma であることから後期白亜紀から古第三紀に貫入したとされている。

(e) 岩 脈

岩脈は、野坂山地中部に分布している。これらの岩脈は、美濃一丹波帯中・古生層、江若花崗岩等に貫入している。

岩脈は、主に花崗斑岩、石英閃緑斑岩等からなる。

栗本他 (1999) <sup>(5)</sup>及び斎藤・沢田 (2000) <sup>(6)</sup>によると、これらの岩脈のカリウム・アルゴン法年代測定値は約 56.2~70.1Ma であることから後期白亜紀から古第三紀に貫入したとされている。

c. 新第三系

(a) 西谷流紋岩類

西谷流紋岩類は、南条山地北西部、干飯崎付近及び越前中央山地に分布する。本流紋岩類は、美濃一丹波帯中・古生層及び船津花崗岩類を不整合に覆い、糸生層に不整合に覆われている。

本流紋岩類は、主に流紋岩及び流紋岩質火砕岩からなる。

中島他 (1983) <sup>(73)</sup>等によると、本流紋岩類は、フィッシュン・トラック法の年代値が約 21.7~27.2Ma であることから後期漸新世から前期中新世の地層とされている。

(b) 糸生層及び相当層

糸生層は、丹生山地北部、加賀越前山地から越前中央山地、干飯崎から南条郡南越前町甲楽城<sup>かぶらぎ</sup>付近等に広く分布している。本層は、船津花崗岩類、足羽層群、美濃一丹波帯中・古生層、面谷流紋岩類、丹生花崗岩及び西谷流紋岩類を不整合に覆い、国見層に整合に覆われている。

本層は、主に安山岩、安山岩質火砕岩、デイサイト及びデイサイト質火砕岩からなり、一部に泥岩等を挟んでいる。また、加賀越前山地では、礫岩、砂岩及び泥岩からなる竹田層を同時異相の関係で挟んでいる。

鹿野他（2007）<sup>(9)</sup>等によると、フィッシュン・トラック法の年代値が約 15.4～20.2Ma、中島他（1990）<sup>(74)</sup>によると、カリウム-アルゴン法の年代値が約 14.1～17.1Ma であることから、本層は前期中新世の地層とされている。

(c) 竹田層及び相当層

鹿野他（1999）<sup>(13)</sup>によると、竹田層は、加賀越前山地に分布している。本層は、糸生層中に挟まれて分布しており、同時異相の関係にある。

本層は、主に礫岩、砂岩及び泥岩からなる。

(d) 国見層及び相当層

国見層は、丹生山地北部及び加賀越前山地北端部に分布する。本層は、糸生層を整合に覆っている。

本層は、主に礫岩からなり、凝灰岩及び凝灰質泥岩を挟んでいる。

鹿野他（2007）<sup>(9)</sup>によると、フィッシュン・トラック法の年代値が約 14.1～17.5Ma、中島他（1990）<sup>(74)</sup>によると、カリウム-アルゴン法の年代値が約 16.4Ma であること並びに貝化石（Nakagawa（1998）<sup>(75)</sup>等）及び植物化石（Yabe（2008）<sup>(76)</sup>等）から、本層は前期から中期中新世の地層とされている。

(e) 荒谷層

鹿野他（1999）<sup>(13)</sup>によると、荒谷層は、丹生山地北端部に分布する。本層は、国見層を整合に覆っている。

本層は、泥岩、砂岩、凝灰岩等からなる。

中島他（1990）<sup>(74)</sup>によると、カリウム-アルゴン法の年代値が約 15.7Ma であること及び有孔虫化石（中川・田原（1991）<sup>(77)</sup>等）から、本層は中期中新世の地層とされている。

(f) 市ノ瀬層

鹿野他（1999）<sup>(13)</sup>によると、市ノ瀬層は、丹生山地北端部に分布する。本層は、国見層及び荒谷層を不整合に覆っている。

本層は、安山岩から流紋岩質火砕岩、礫岩、砂岩及び泥岩からなる。

鹿野他（2007）<sup>(9)</sup>によると、フィッション・トラック法の年代値が約 15.7Ma、中島他（1990）<sup>(74)</sup>によると、カリウム-アルゴン法の年代値が約 14.4～15.3Ma であることから、本層は中期中新世の地層とされている。

(g) 国見岳安山岩及び相当層

鹿野他（1999）<sup>(13)</sup>によると、国見岳安山岩が丹生山地北端部及び加越台地に分布する。これら安山岩類は、糸生層、国見層、荒谷層及び市ノ瀬層を不整合に覆っている。

本安山岩等は、安山岩及び安山岩質火砕岩からなる。

中島他（1990）<sup>(74)</sup>によると、カリウム-アルゴン法の年代値が約 13.0～15.0Ma、東野・清水（1987）<sup>(78)</sup>によると、カリウム-アルゴン法の年代値が約 12.4～13.2Ma であることから、本安山岩類等は中期中新世の地層とされている。

(h) 鉢伏山花崗岩

鉢伏山花崗岩は、野坂山地北東部の鉢伏山付近に分布する。本花崗岩は、美濃-丹波帯中・古生層に貫入している。

本花崗岩は、主に花崗閃緑岩からなる。

伊藤（2006）<sup>(79)</sup>によると、フィッシュン・トラック法の年代値が約20.0Maであることから、本花崗岩は前期中新世に貫入したとされている。

(i) 岩 脈

岩脈は主に安山岩からなり、南条山地西部、伊吹山地北西部、野坂山地北東部等に分布している。また、閃緑岩岩脈は野坂山地北東部に分布している。これらの岩脈は、美濃－丹波帯中・古生層に貫入している。

安山岩岩脈等の年代値については、齋藤・沢田（2000）<sup>(6)</sup>によるとカリウム－アルゴン法の年代値は約16.5Ma、Hoshi and Takagawa（2009）<sup>(80)</sup>によるとカリウム－アルゴン法の年代値は約18.9～19.0Ma、伊藤（2006）<sup>(79)</sup>によると、安山岩岩脈等のフィッシュン・トラック法の年代値が約21.4～22.8Maとされている。末岡他（2014）<sup>(70)</sup>によると、もんじゅ敷地内の玄武岩岩脈のカリウム－アルゴン法の年代値約18.8～19.1Maとされている。また、申請者が実施した野坂山地北東部の安山岩及び南条山地西部の流紋岩岩脈のフィッシュン・トラック法による年代測定値は約18.6Ma及び約19.2Maであることから、これらの岩脈は前期中新世に貫入したと判断される。

d. 第四系

(a) 能登野層及び古琵琶湖層群

能登野層は、三方五湖南方の三方上中郡若狭町能登野付近に分布する。本層は、礫、砂及びシルトからなり、礫は著しく風化し、くさり礫化している。また、中江他（2001）<sup>(7)</sup>によると、琵琶湖西方の山麓部には同様の堆積物が小規模に分布しており、古琵琶湖層群とされている。

中江・吉岡（1998）<sup>(4)</sup>，中江他（2001<sup>(7)</sup>及び2002<sup>(8)</sup>）によると，本層は未固結であること，著しく赤色風化していること，段丘面を形成しないこと等から，前期更新世から中期更新世の地層とされており，太田他（2004）<sup>(81)</sup>によれば，本層に挟まれる火山灰のフィッシュ・トラック法による年代測定値は約 0.68Ma，小松原・古澤（2004）<sup>(82)</sup>によれば，本層に挟まれる火山灰は佐川Ⅲ火山灰層（約 60 万年前：岡田（2012）<sup>(45)</sup>）に類似するとされ，中期更新世の地層とされている。

(b) 段丘堆積物及び古期扇状地堆積物

段丘堆積物及び古期扇状地堆積物は，海岸及び河川に沿って分布する。段丘堆積物は，河成段丘堆積物及び海成段丘堆積物からなる。河成段丘堆積物は河川に沿って小規模に分布するが，丹生山地内では比較的広く分布し，河成高位段丘堆積物，河成中位段丘堆積物及び河成低位段丘堆積物に区分される。海成段丘堆積物は主として越前海岸沿い及び三方五湖東方に分布し，海成高位段丘堆積物，海成中位段丘堆積物 1，海成中位段丘堆積物 2 及び海成中位段丘堆積物 3 に区分される。古期扇状地堆積物は山麓に分布し，古期扇状地堆積物 1 及び古期扇状地堆積物 2 に区分される。

河成高位段丘堆積物は，丹生山地中部，南条山地北西部，三方郡美浜町<sup>さた</sup>佐田，三方上中郡若狭町<sup>きやま</sup>気山，伊香郡西浅井町<sup>いかにしあざい</sup>沓掛<sup>くつかけ</sup>等に分布する。北陸第四紀研究グループ（1969）<sup>(83)</sup>は丹生山地中部に分布する堆積物を<sup>しゆくどう</sup>宿堂層，気山に分布する堆積物を三方礫層と呼称し，東郷（1974）<sup>(84)</sup>は沓掛に分布する堆積物を沓掛層と呼称している。宿堂層は栗本他（1999）<sup>(5)</sup>により，三方礫層は黒田（1968）<sup>(11)</sup>により，沓掛層は脇田他（1992a）<sup>(12)</sup>により，いずれも中期更新世の堆積物とされている。本堆積物は，礫，砂及びシルトからなり，礫は風化し，一部でくさり

礫化している。これらの堆積物と上位の風化火山灰層からなる高位段丘面は著しく開析されており，丹生山地東部の丹生郡越前町寺<sup>てら</sup>で本堆積物中に阿蘇<sup>あそ</sup>1 テフラ (Aso-1 : 約 25～27 万年前 : 町田・新井 (2011)<sup>(85)</sup>) を挟在し，本堆積物を覆う風化火山灰層は佐田では厚さ約 2m で，この風化火山灰層の中部に鬼界葛原<sup>きかいとづらはら</sup>テフラ (K-Tz : 約 9.5 万年前 : 町田・新井 (2011)<sup>(85)</sup>) を挟在し，下部は著しく風化していることから，本堆積物は中期更新世の堆積物と判断される。

海成高位段丘堆積物は，越前海岸の北部の福井市大味町<sup>おおみ</sup>に分布する。本堆積物は砂からなる。この堆積物からなる段丘面は著しく開析されている。本堆積物は，厚さ約 2m の風化火山灰層に覆われており，調査では，この風化火山灰層の中部に鬼界葛原テフラ (K-Tz) を挟在し，下部は著しく風化していることから，本堆積物は中期更新世の堆積物と判断される。

河成中位段丘堆積物は，丹生山地中部，武生盆地北部，南越前町橋立<sup>はしたて</sup>，佐田等に分布する。本堆積物は，礫，砂及びシルトからなる。これらの堆積物からなる段丘面は開析されている。丹生山地中部の河成中位段丘堆積物を覆う風化火山灰層の厚さは約 1m で，上部に始良<sup>あいら</sup>Tn テフラ (AT : 約 2.6～2.9 万年前 : 町田・新井 (2011)<sup>(85)</sup>)，中部に大山倉吉<sup>だいせんくらよし</sup>テフラ (DKP : 約 5.8～5.9 万年前 : 入谷他 (2005)<sup>(86)</sup>)，約 5.5 万年前 : 町田・新井 (2011)<sup>(85)</sup>) を挟在する。橋立では河成中位段丘堆積物を覆う風化火山灰の厚さは約 1m で，上部に始良 Tn テフラ (AT)，中部から下部に大山倉吉テフラ (DKP) 及び鬼界葛原テフラ (K-Tz) を確認している。また，佐田では河成中位段丘堆積物を覆う風化火山灰層の厚さは約 1m で，本層の上部に始良 Tn テフラ (AT)，下部に阿蘇 4 テフラ (Aso-4 : 約 8.5～9.0 万年前 : 町田・新井 (2011)<sup>(85)</sup>) を挟在する。

これらのことから本堆積物は、後期更新世の堆積物と判断される。

海成中位段丘堆積物 1, 海成中位段丘堆積物 2 及び海成中位段丘堆積物 3 は、越前海岸沿い及び若狭町気山付近に分布する。三浦他(1969)<sup>(87)</sup>は、気山に分布する堆積物を気山層とし、岡田(1984)<sup>(88)</sup>はこの堆積物を最終間氷期の高海水準期に形成されたものとしている。Yasuno(1991)<sup>(89)</sup>は、気山層の基底部付近に挟在される美浜テフラを報告しており、加藤他(2013)<sup>(90)</sup>は、美浜テフラのフィッシュン・トラック法による年代測定値約 0.16Ma を得ている。気山において実施した露頭調査及びボーリング調査の結果によれば、気山層の最下部付近には、美浜テフラが 5~10cm 程度の層厚で分布していることが確認された(第 7.4.2.6 図から第 7.4.2.8 図)。美浜テフラの普通角閃石及び斜方輝石について、屈折率測定及び主成分分析を実施した結果によれば、美浜テフラは NEXCO コアの NEXCO80 (Lower) (石村他(2010)<sup>(91)</sup>) に対比される。NEXCO80 (Lower) については、石村他(2010)<sup>(91)</sup> が示す火山ガラス、普通角閃石及び斜方輝石の屈折率並びに斜方輝石と普通角閃石の量比が、吉川他(1991)<sup>(92)</sup> 及び Satoguchi et. al. (2008)<sup>(93)</sup> が示す琵琶湖高島沖コアの BT37 の値と酷似しており、さらに今回実施した火山ガラスの主成分の対比結果も考慮すると、NEXCO80 (Lower) は BT37 (約 12.7 万年前:長橋他(2004)<sup>(94)</sup>) に対比される(第 7.4.2.9 図及び第 7.4.2.10 図)。山本他(1996)<sup>(95)</sup>は、越前海岸に分布する海成段丘を M1 段丘面、M2 段丘面、M3 段丘面に区分し、M2 段丘堆積物の最上部に三瓶木次さんべきすぎテフラ (SK: 約 11.0~11.5 万年前:町田・新井(2011)<sup>(85)</sup>) を認めており、段丘面の分布高度及び挟在するテフラから M1 段丘面は南関東しもすえよしの下末吉面に、M2 段丘面は南関東おぼらだいの小原台面に、M3 段丘面は三崎みさき

面に対比されるとしている。これらの堆積物は、礫、砂及びシルトからなり、礫は主に円礫からなる。これらの堆積物と上位の風化火山灰層からなる段丘面はいずれも開析されている。海成中位段丘堆積物 1 を覆う風化火山灰層は厚さ約 1m で、上部に始良 Tn テフラ (AT) 及び大山倉吉テフラ (DKP)、下部に鬼界葛原テフラ (K-Tz) が確認され、これより下位の厚さ約 20cm は著しく風化している。海成中位段丘堆積物 2 を覆う風化火山灰層は厚さ約 1m で、上部に始良 Tn テフラ (AT)、中部に大山倉吉テフラ (DKP)、最下部に鬼界葛原テフラ (K-Tz) を挟在する。これらの特徴から、海成中位段丘堆積物 1、海成中位段丘堆積物 2 及び海成中位段丘堆積物 3 は後期更新世の堆積物と判断され、海成中位段丘面 1 は南関東の下末吉面に、海成中位段丘面 2 は南関東の小原台面に対比される。また、海成中位段丘面 3 は海成中位段丘面 2 より下位に分布し、比高がそれほどないことから南関東の三崎面に相当すると判断される。

河成低位段丘堆積物は、丹生山地中部、三方郡美浜町興道寺<sup>こうどうじ</sup>及び佐田付近に分布するほか、日野川等の比較的規模の大きな河川に沿って断片的に分布する。本堆積物は、礫、砂及びシルトからなる。これらの堆積物と上位の風化火山灰層からなる河成低位段丘面はやや開析されている。興道寺での堆積物の上部に始良 Tn テフラ (AT) を挟在することから、本堆積物は後期更新世末期の堆積物と判断される。

古期扇状地堆積物 1 は、余呉川等の河川に沿う低地の山際や敦賀市野坂等に部分的に分布する。本堆積物は、礫、砂及びシルトからなる。これらの堆積物からなる扇状地面は開析されている。本堆積物を覆う風化火山灰層は、野坂では厚さ約 1m で、調査では、上部にのみ始良 Tn テフラ (AT) を含んでおり、下部は風化している。また、余呉川に

沿う伊香郡余呉町中河内北方<sup>なかかわち</sup>では、堆積物上部に含まれる木片の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は約  $44,810 \pm 810\text{y. B. P.}$  を示すとしていることから、本堆積物は後期更新世の堆積物と判断される。

古期扇状地堆積物 2 は、余呉川等の河川に沿う低地や敦賀平野等の低地の山際にまとまって分布する。岡田 (1978)<sup>(96)</sup>、杉山他 (1998a)<sup>(97)</sup> 及び 1997<sup>(98)</sup> 及び栗本他 (1999)<sup>(5)</sup> によると、敦賀平野南部の扇状地面について、始良 Tn テフラ (AT) を挟在すること、堆積物中の木片等の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値が 2 万年前頃を示すこと等から、約 2~2.5 万年前に形成されたと推定している。本堆積物は、礫、砂及びシルトからなる。これらの堆積物からなる扇状地面はやや開析されている。野坂山地の赤坂山西方及び余呉川沿いでは堆積物の上部に始良 Tn テフラ (AT) を挟在することから、本堆積物は後期更新世末期の堆積物と判断される。

#### (c) 新期扇状地堆積物及び沖積層

新期扇状地堆積物は日野川、余呉川等の河川に沿う低地の山際に分布し、沖積層は沿岸部及び河川に沿う低地に分布し、特に武生盆地、敦賀平野、三方五湖周辺等に広く分布する。本堆積物は、礫、砂及びシルトからなる。

#### (2) 敷地前面海域の地質

敷地前面海域の地層区分を第 7.4.2.2 表に示す。

敷地前面海域の地層は、上位から、A 層、B 層、C 層 (C<sub>1</sub> 層、C<sub>2</sub> 層、C<sub>3</sub> 層及び C<sub>4</sub> 層)、D 層及び R 層の 5 層に区分される。

A 層は、陸域近傍や礁・堆を除く水深約 120~130m 以浅の大陸棚上に広く分布する。本層は、全般に白く抜けるパターン及びほぼ水平な平行層理パターンを示し、一部で緩やかに傾斜するプログラデーションパターンを

示す。層厚は、全般に約 15m 以下であり、日向湖沖付近では最も厚く約 40m である。下位層とは顕著な不整合関係で接する。本層は、未固結の泥、砂及び礫からなる堆積層と推定される。

B 層は、陸域近傍や礁・堆を除く敷地前面海域のほぼ全域に分布し、水深約 120~130m 以浅の大陸棚においては上位層の A 層に覆われており、福井港沖の一部を除き海底面には露出しない。本層は、陸域近傍では断続的な平行層理パターンを示す。大陸棚では沖合方向に傾斜するプログラデーションパターンを示し、外縁付近では一部で散乱パターンを伴う。縁辺台地では、ほぼ水平な連続する平行層理パターンを示す。また、局所的に散乱パターンを伴う。層厚は、大陸棚においては約 40~80m であり、北西沖の縁辺台地においては最大約 120m である。大陸棚では下位層と顕著な不整合関係で接し、大陸棚外縁付近では下位層と整合関係、またはオンラップ不整合関係で接する。本層は、未固結から半固結の泥、砂及びそれらの互層からなる堆積層で、局所的に礫層を挟在すると推定される。

C 層は、陸域近傍や礁・堆を除く敷地前面海域のほぼ全域に分布し、ほぼすべてを上位層に覆われており、海底面には露出しない。本層は、大陸棚ではほぼ水平で連続する平行層理パターン、または沖合方向に傾斜するプログラデーションパターンを示し、縁辺台地ではほぼ水平な連続する平行層理パターンを示す。層厚は、大陸棚においては約 50~250m であり、北西沖の縁辺台地においては最大で約 300m 以上である。下位層とは傾斜不整合関係、またはオンラップ不整合関係で接している。また、層内の軽微な不整合により、C<sub>1</sub>層、C<sub>2</sub>層、C<sub>3</sub>層及びC<sub>4</sub>層の 4 層に細分される。本層は、半固結から固結した泥、砂及びそれらの互層からなり、局所的に礫岩層を挟在すると推定される。

D 層は、敷地前面海域北西沖の音響基盤（R 層）隆起部の北側、越前堆

列(安島岬西方)の北西側等に分布し、大部分を上位層に覆われているが、越前堆列の北西側の一部では海底面に露出する。本層は、ほぼ水平か西方向に傾斜した平行層理パターンを示す。層厚は、約150mである。下位層とは不整合関係で接し、下位層の隆起部付近ではオンラップ不整合関係で接する。本層は、固結した泥岩、砂岩及びそれらの互層からなると推定される。

R層は、敷地前面海域の音響基盤で、全域に分布し、大部分を上位層に覆われているが、陸域近傍や礁・堆周辺では海底に露出する。本層は、陸域近傍及び礁周辺では無層理パターンを示し、沖合部においては、沖合方向に傾斜する平行層理パターンを示す。本層の上面は陸域近傍及び礁周辺で起伏に富み、その沖合ではやや平坦になっている。本層は、堅硬な泥岩、砂岩、礫岩、凝灰岩等の堆積岩類及び火成岩類からなると推定される。

各地層の地質年代対比は、申請者が明<sup>みょうじん</sup>神崎南東海域で実施した海上ボーリング調査の結果(第7.4.2.10図)、関西電力株式会社(2013<sup>(99)</sup>及び2015<sup>(100)</sup>)が丹生湾及び小浜湾内で実施した海上ボーリング調査の結果の他、海上保安庁水路部(1980a<sup>(51)</sup>及び1980b<sup>(52)</sup>)、海上保安庁海洋情報部(2004)<sup>(53)</sup>、山本他(1993<sup>(55)</sup>及び2000<sup>(54)</sup>)による地質年代を併せて検討した。その結果、A層は完新世の地層、B層は後期更新世の地層、C層は後期鮮新世から中期更新世の地層、D層は前期鮮新世後半から後期鮮新世の地層、R層は先鮮新世から鮮新世初頭の地層にそれぞれ対比される。

敷地前面海域を含む周辺海域の海底地質については、上記の文献以外に田中・小草(1981)<sup>(101)</sup>、福井県(1997)<sup>(102)</sup>等を参照している。

敷地周辺陸域と敷地前面海域の地層対比の結果について、第7.4.2.3表に示す。

明神崎沖で実施した海上ボーリング調査の結果によれば、いくつかのテ

フラが検出された。このうち、MIS6～MIS5e の高海面期に向かう時期に堆積した地層から検出されたテフラは普通角閃石及び斜方輝石からなり、主成分分析等の結果によれば、同テフラは美浜テフラ、NEXCO80 (Lower) に対比される。前述のとおりNEXCO80 (Lower) はBT37 (約12.7万年前：長橋他(2004)<sup>(94)</sup>) に対比されることから、同テフラが産出するボーリングコアの堆積環境はこれと整合的である(第7.4.2.11図及び第7.4.2.12図)。MIS5e の高海面期に堆積した地層から検出されたテフラについては普通角閃石、斜方輝石及びカミングトン閃石からなり、主成分分析等の結果によれば、美浜テフラ等のテフラとは異なる主成分を有するテフラ(以下「明神沖テフラ」という。)である(第7.4.2.13図)。

また、関西電力株式会社(2013<sup>(99)</sup> 及び2015<sup>(100)</sup>) が丹生湾及び小浜湾内で実施した海上ボーリング調査の結果、MIS5e と MIS6 の境界付近に堆積した地層から美浜テフラが検出されている。

#### 7.4.2.2.3 敷地周辺の地質構造

##### (1) 敷地周辺陸域の地質構造の概要

敷地周辺陸域の主要な基盤岩をなす美濃一丹波帯中・古生層は、海洋プレートが沈み込む際に形成された付加体であり、その形成には衝上断層しょうじょうが深く関与している。そのため、美濃一丹波帯中・古生層中には地層境界として図示される衝上断層以外にも各地層内にも衝上断層が存在している。これらの多くは付加体形成後(白亜紀以降)は活動を停止したと考えられる。また、本地域の美濃一丹波帯中・古生層には褶曲構造しゅうきよくが顕著に認められる。大局的には、NW-SE から N-S 方向の褶曲軸を有する。それらのうち、最も顕著なものは、柳ヶ瀬断層に沿うもので、断層はアンチフォーム

軸部に位置している。また、調査地域南部にはE-W方向のシンフォーム軸を有するものも見られる。一方、敷地周辺の北部には新第三系中新統の地層が広く分布している。この地域の新第三系下の基盤岩は飛騨帯及び飛騨外縁帯と呼ばれており、美濃－丹波帯中・古生層が付加する以前から存在した古い地層からなっている。

新期の断層構造としては、美濃－丹波帯中・古生層に見られる褶曲構造、美濃－丹波帯中・古生層に貫入した花崗岩類及び北部に分布する新第三系を切断する高角度の断層構造が顕著に認められる。これらの断層構造はNW-SE方向、NE-SW方向及びN-S方向のものが卓越している。美濃－丹波帯と飛騨帯及び飛騨外縁帯との境界付近にはE-W方向の油坂－高佐構造線あぶらざか たかさがあるが、これを境に北部と南部で断層走向の卓越方向が異なっている。油坂－高佐構造線以北ではNNW-SSEからN-S方向の断層が卓越し、NE-SW方向の断層が丹生山地内に発達している。一方、油坂－高佐構造線以南では、NW-SE方向及びNE-SW方向が卓越し、N-S方向のものを伴っている。これらのうち著名な断層としては、NW-SEからNNW-SSE方向の柳ヶ瀬断層、甲楽城断層、野坂断層等、NE-SWからNNE-SSW方向の敦賀断層、花折断層等、N-S方向の三方断層が知られている。

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>、岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>、中田・今泉編(2002)<sup>(34)</sup>等によれば、敷地周辺陸域には、第7.4.2.14図から第7.4.2.16図に示すような活断層、推定活断層、リニアメント等が示されている。

## (2) 敷地前面海域の地質構造の概要

敷地前面海域は、地質構造の特徴から、常神岬以東の海域、常神岬以西の海域及び沖合海域の3海域に区分される。敷地前面海域の等深線図(R層上面)を第7.4.2.17図に、等深線図(C層上面)を第7.4.2.18図に、敷地前面海域の断層一覧表を第7.4.2.4表に示す。

常神岬以東の海域は大陸棚に位置し、越前岬付近から大谷付近に至る区間の越前海岸及び敦賀半島周辺の沿岸部並びに同半島西方海域に見られるR層の顕著な隆起で特徴付けられ、その上面が沖合方向に緩やかに傾斜している。一方、敦賀半島先端からN-S方向に延びる隆起部と同半島西方沖のNW-SE方向に延びる隆起部との間においては、R層上面がN-S方向の構造によって階段状を呈しており、これを不整合に覆うC層上面についても同様な形状が認められる。

常神岬以西の海域は大陸棚に位置し、R層の相対的な沈降域であり、厚く堆積したC層及びB層で特徴付けられる。R層は、沿岸付近では礁周辺等で島状の高まりが点在しており、起伏に富み複雑な上面形状を示すが、その沖合では起伏に乏しく沖方向に緩やかに傾斜している。

沖合海域は縁辺台地に位置し、安島岬から干飯崎の西方沖ではR層上面深度が深いため、沿岸部を除き構造は不明である。一方、越前岬西方沖ではENE-WSW方向の軸を有するR層の隆起部があり、南翼が急傾斜を示す非対称な褶曲構造を示している。C層及びB層は、下位層上面の起伏を埋積するように堆積しており、沈降部では最大層厚を示し、隆起部では非常に薄くなる傾向を示している。

敷地前面海域には、海上保安庁水路部（1980a<sup>(51)</sup>及び1980b<sup>(52)</sup>）、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>、福井県（1997）<sup>(102)</sup>、山本他（2000）<sup>(54)</sup>等の文献によれば、第7.4.2.19図に示すような活断層、推定活断層等が示されている。

### (3) 敷地周辺陸域及び敷地前面海域の断層

社団法人土木学会原子力土木委員会（1999）<sup>(103)</sup>及び井上他（2002）<sup>(104)</sup>を参考として変動地形・リニアメント判読基準を作成し、空中写真判読により敷地周辺陸域について変動地形の可能性のある地形（以下「リニアメント」という。）を抽出した。変動地形・リニアメント判読基準を第7.4.2.5

表に、敷地周辺陸域のリニアメントの抽出結果を第 7.4.2.20 図に示す。

また、海上音波探査記録の解析結果によると、敷地前面海域において連続性を有する断層及び撓曲（本解析では B 層以上の地層に変形のみが認められるものを「撓曲」として図示し、断層と合わせて以下「断層」という。）が認められる（第 7.4.2.5 図）。

文献調査結果、変動地形学的調査結果及び海上音波探査記録の解析結果に基づき、断層の規模、活動度及び敷地からの距離を考慮すると、敷地周辺陸域及び敷地前面海域における主要な断層としては、安島岬沖断層、福井市和布町沖から干飯崎沖にかけての海域断層群（以下「和布—干飯崎沖断層」という。）、甲楽城断層、甲楽城沖の海域断層群（以下「甲楽城沖断層」という。）、柳ヶ瀬断層、浦底断層、ウツロギ峠・池河内断層、敦賀断層、野坂断層、大グリから北西方に認められる海域断層群（以下「B 断層」という。）、B 断層北方の大陸棚外縁付近の海域断層群（以下「大陸棚外縁断層」という。）、及び三方断層が挙げられる。

これら断層については、破壊の最小単位となる活動セグメント（固有地震を繰り返し発生させる基本単位）の性状（活動履歴、変位センス、変位量等）を明らかにし、隣接する活動セグメントとの性状や幾何学的関係の類似性に着目して将来活動する可能性のある断層等の範囲を評価した。活断層の範囲の評価については、中田・後藤（1998）<sup>(105)</sup>、地震調査委員会（2005）<sup>(106)</sup>、土木学会（2004）<sup>(107)</sup>、吉岡他（2005）<sup>(21)</sup>、Wesnousky（2006）<sup>(108)</sup>等を参考とした考え方にに基づき区分した。

#### a. 安島岬沖断層、和布—干飯崎沖断層、甲楽城断層

##### (a) 文献調査結果

和布町北方沖の断層に関する主な文献は以下のとおりである。

海上保安庁海洋情報部（2004）<sup>(53)</sup>は、和布町北方沖に、最大長さ 4.5km,

N-S 方向の断層として F 13, 背斜構造として A11 及び撓曲構造として M6 を示し, それらの活動は少なくとも III 層 (更新統下部) まで及んでいるとしている。

杉山 (2013) <sup>(109)</sup> は, 鮎川沖から東尋坊沖にかけて実施した海上音波探査結果から, 和布断層の北端について, 陸棚から陸棚斜面を横断して北北西に連続することが確認され, さらにマツダシ東方の南北性背斜の西側へ連続し, マツダシ, 大グリなどからなる越前堆列の北東-南西方向の活断層・背斜と会合するところまで延びているとしている。

和布断層に関する主な文献は以下のとおりである。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> は, 和布町付近に, 長さ約 0.5km, ENE-WSW 方向で, 北側隆起の确实度 II の活断層を和布断層とし, その活動度を C 級としている。

中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup> は, 活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> の図示する和布断層に対応する位置に, 図から判読される長さ約 0.3km, ENE-WSW 方向で, 北側隆起の活断層を示している。

山本・加藤 (1997) <sup>(110)</sup> は, 和布町付近に, 長さ約 1km, ENE-WSW 方向で, M2 段丘面が約 4~5m 北西側隆起する活断層を示し, その活動度を C 級としている。

また, 駒沢 (2006) <sup>(57)</sup> によると, 丹生山地に高重力域, 福井平野に低重力域が認められる。

山本他 (2010) <sup>(111)</sup> は, 越前海岸の離水微地形調査を行い, 岩礁に残されている貝試料の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代や海岸沿いの遺跡の年代等から, 約 6000 年前以降に形成された 4 段の離水微地形を認定し, 最も高いものの標高は約 15m としている。

産総研・福井大 (2013) <sup>(112)</sup> は、和布から米ノにかけて実施した離水海食地形調査結果から、穿孔貝等の試料採取標高は最も高いところで5m程度としており、穿孔貝等の保存状態の良い巣穴の分布を考慮すると、最新の活動1回によって約3~7m隆起した可能性が高いとしている。また、生物遺骸試料から得られた年代値から断層帯の大味以北の最新活動時期は16世紀後半から17世紀前半、それより南は17世紀後半頃としている。

<sup>あゆかわ</sup> 鮎川断層に関する主な文献は以下のとおりである。

加藤・杉山 (1985) <sup>(18)</sup> は、福井市鮎川町付近に、図から判読される長さ約4.0km、NE-SW方向で、西側隆起の活断層を示している。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> は、鮎川町付近に、長さ約4.7km、NNE-SSW方向で、西側隆起の確実度Iの活断層を鮎川断層群とし、その活動度をBからC級としている。

中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup> は、活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> の図示する鮎川断層群に対応する位置に、図から判読される長さ約3.7km、NE-SW方向で、西側隆起の活断層を示している。

太田 (1973) <sup>(113)</sup> は、鮎川町から福井市小丹生町<sup>こにゅう</sup>付近の海成段丘面上にリニアメントを判読し、西側隆起の活断層によるものとしている。

山本・加藤 (1997) <sup>(110)</sup> は、活断層研究会 (1991) <sup>(31)</sup> の図示する鮎川断層群の北端部付近における露頭調査において、見かけ西方に数十度傾斜した断層面を境に西側に分布する基盤岩の酸性凝灰岩が、M1段丘面を覆う大山倉吉テフラ (DKP) 及び始良 Tn テフラ (AT) を含む火山灰質土壌と断層を境に接しているとしている。

太田 (1999) <sup>(114)</sup> は、これらの西側隆起の逆断層は西方海域に予想される東上がりの逆断層から派生した枝断層に当たるものと解釈して

いる。また、M1 段丘面の旧汀線高度分布から東方に傾き下る傾動が推定できるとしている。

小池・町田（2001）<sup>(115)</sup>は、九頭竜川左岸から越前海岸を経て干飯崎に至る丹生山地の西麓に、海成段丘がほぼ連続的に分布し、M1 段丘面の旧汀線高度分布から東方に傾き下る傾動が推定できるとしている。また、小丹生、鮎川町付近に小規模であるが海成段丘を変位させる NE-SW 方向で、西側隆起の活断層があるとし、これらの断層は東側隆起の主断層からの分岐である可能性があるとしている。

山本他（2000）<sup>(64)</sup>は、若狭湾域は全体的に見ると東に傾動しながら沈降しており、隆起する丹生山地と沈降する若狭湾の境界をなしているのが、越前海岸に沿って通っていると推察された活断層であるとしている。

甲楽城断層に関する主な文献は以下のとおりである。

福井県（1997）<sup>(102)</sup>は、越前岬北方に、図から判読される長さ約 5km、N-S 方向で、東側隆起の推定断層 F-1 を示し、その活動度を B 級としている。越前岬から干飯崎にかけて、図から判読される長さ約 7km、N-S 方向で、東側隆起の断層 F-2 を示し、その活動度を B 級としている。また、干飯崎北方の海岸沿いに、図から判読される長さ約 2km、N-S 方向で、東側隆起の推定断層 F-3 を示し、その活動度を C 級としている。更に干飯崎西方から大谷南東方に、長さ約 20km、NW-SE 方向で、主に東側隆起の推定断層を示しており、その活動度を B 級としている。その北方延長には長さ約 4km の撓曲 T-0 を示し、その活動度を B 級としている。

陸域部については、大谷南東方の沢口付近で、数万年前の扇状地堆積物に変位が認められず、その上流部ではほぼ連続して健岩が露出す

るとしている。また、甲楽城断層に沿う越前海岸に分布する海成中位段丘群の平均隆起速度は0.7m/千年としている。

山本他(2000)<sup>(54)</sup>は、福井県(1997)<sup>(102)</sup>のF-1断層に対応する位置に、図から判読される長さ約6km、N-S方向で、東側隆起の伏在断層を示している。F-2断層に対応する位置に、図から判読される長さ約8km、N-S方向で、東側隆起で一部が伏在する断層を示している。また、F-3断層に対応する位置に、図から判読される長さ約5km、N-S方向で、東側隆起の一部伏在断層の推定断層を示している。F-0断層に対応する位置に、図から判読される長さ約16km、NW-SE方向で、東側隆起の一部伏在する推定断層を示している。その北方延長にはT-0撓曲に対応する位置に、図から判読される長さ約4kmの撓曲を示している。更に越前岬北東方の海岸沿いに、図から判読される長さ約11km、NE-SW方向で、南東側隆起の推定断層を示している。

海上保安庁水路部(1980a)<sup>(51)</sup>は、越前岬西方に、最大長さ約13km、N-S方向で、西側隆起の伏在断層群を示し、逆断層と見られるところがあるとしている。また、干飯崎西方から大谷北西方に、全長約15km、NW-SE方向で、北東側隆起の伏在推定断層を示している。

加藤・杉山(1985)<sup>(18)</sup>は、干飯崎南東方から大谷南東方に、図から判読される長さ約17km、NW-SE方向で、西落ちの推定活断層を図示し、平均変位速度は1m/千年未満としている。

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>は、越前岬西方から大谷南東方に、N-SからNW-SE方向で、東側隆起の湾曲する長さ約30kmの活断層及び推定活断層を示しており、このうち陸域については、確実度Ⅱ、活動度B級の甲楽城断層を、海域については推定活断層のS<sub>1</sub>断層を示している。

杉山他 (1994) <sup>(22)</sup> は、甲楽城西方から大谷南東方に、NW-SE 方向で、陸域部は約 1.5km の推定活断層を、海域部は東側隆起の約 8km の伏在推定活断層を示している。

岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> は、甲楽城西方から大谷南西方に、長さ 9km 以上、NW-SE 方向で、北東側隆起の確実度Ⅱの活断層を示し、その活動度を B 級としている。

中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup> は、活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> の甲楽城断層に対応する位置の大谷南東方に、図から判読される長さ約 1.6km、NW-SE 方向で、推定活断層を示している。

山本他 (1996) <sup>(95)</sup> は、越前海岸に沿って分布する海成中位段丘群の段丘面形成時期、分布高度及び推定される古海面高度から、大味町から南条郡南越前町河野<sup>こうの</sup>にかけての平均隆起速度を 0.6~1.2m/千年とし、これらの隆起は、甲楽城断層等の海岸に沿う一連の断層による東側ブロックの隆起運動と関連するものとしている。

脇田他 (1992b) <sup>(25)</sup> は、越前岬西方から大谷沖に、図から判読される長さ約 33km、N-S から NW-SE 方向で、左横ずれ断層を示している。

日野川断層に関する主な文献は以下のとおりである。

礒見 (1955) <sup>(116)</sup> は、福井県日野川上流地域の美濃一丹波帯中・古生層を調査し「日野川沿いの断層」によって北部地域と南部地域に区分されると述べている。

西田 (1962) <sup>(117)</sup> は、礒見 (1955) <sup>(116)</sup> の「日野川沿いの断層」とほぼ同じ位置に断層を図示し、日野川断層と呼んでいる。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> は、西田 (1962) <sup>(117)</sup> の日野川断層にほぼ対応する南条郡南越前町大桐<sup>おおぎり</sup>付近から南条郡南越前町八飯<sup>やい</sup>付近に、長さ約 7km、WNW-ESE 方向の確実度Ⅲのリニアメントを示している。

脇田他（1992a）<sup>(12)</sup>では、美濃－丹波帯中・古生層中の砂岩及び砂岩優勢な砂岩・泥岩互層と泥岩混在岩との境界の西田（1962）<sup>(117)</sup>の日野川断層に対応する位置に断層を示している。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>も、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>とほぼ同様の位置の大桐付近から南条郡南越前町まごたに孫谷付近に、長さ約 4km、WNW-ESE 方向の断層組織地形を示している。

山中断層に関する主な文献は以下のとおりである。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、山中峠北西方から南条郡南越前町いたどり板取北西方に、長さ約 5km、NW-SE 方向で、左横ずれの确实度Ⅱの活断層を山中断層とし、その活動度をC級としている。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は、大谷南方から板取北西方に、長さ 5.5km、NW-SE 方向で、主に左横ずれの确实度Ⅱの活断層を山中断層とし、その活動度をC級としている。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>は、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>の山中断層に対応する位置の大谷付近から南条郡南越前町ふたつや二ツ屋西方に、図から判読される長さ約 5km、ごしょがだに御所ヶ谷中流付近に長さ約 1.2km、NW-SE 方向で、主に左横ずれの 2 条の活断層を示している。

杉山他（1994）<sup>(22)</sup>は、大谷南東方から板取北西方に、図から判読される長さ約 5km、NW-SE 方向で、主に左横ずれの活断層及び推定活断層を山中断層として示している。

福井県（1997）<sup>(102)</sup>は、山中断層については、屈曲が指摘されている谷を挟む尾根や斜面にリニアメントが判読できず、美濃－丹波帯中・古生層や貫入岩類が大きな変位もなく分布していることから、活断層であることは疑わしいとしている。

中江他（2013）<sup>(10)</sup>は、リニアメント周辺で、NW-SE から NNE-SSW 走

向の未固結から弱固結のガウジを伴う断層を報告しており、山中断層沿いに総変位量の比較的大きな断層が存在する可能性を否定することはできないとしている。

地震調査委員会（2004）<sup>(49)</sup>は、福井県福井市鮎川から越前岬沖の若狭湾東縁を通り滋賀県伊香郡木之本町を経て、岐阜県不破郡垂井町に至る約 100km の断層群を柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部とし、鮎川断層群、甲楽城断層、山中断層、柳ヶ瀬断層、鍛冶屋断層、醍醐断層、大清水断層、関ヶ原断層及び門前断層からなり、断層帯北端の鮎川から山中岬南東付近までの北部、山中岬南東付近から椿坂岬付近までの中部及び椿坂岬から断層帯南端の垂井町に至る南部の 3 つの区間に区分している。北部は東側隆起の逆断層で、南半分は左横ずれを伴う。中部は左横ずれの断層である。南部は左横ずれを主体とし、一部東側隆起の逆断層からなるとしている。将来の活動性については、3 つの区間に分かれて活動すると推定されるが、北部と中部または中部と南部を併せた区間が活動する可能性や断層帯全体が一つの区間として同時に活動する可能性もあるとしている。

(b) 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.2.21 図に示す。また、越前海岸沿いの海成段丘面の分布標高を第 7.4.2.22 図に示す。

越前海岸沿いには、海成高位段丘面、海成中位段丘面 1、海成中位段丘面 2、海成中位段丘面 3、海成最低位段丘面、河成高位段丘面、河成中位段丘面、河成低位段丘面、古期扇状地面 2、新期扇状地面が判読される。

和布町付近から河野付近の越前海岸沿いには、海成中位段丘面 1、海成中位段丘面 2 及び海成中位段丘面 3 が連続して判読される。これ

らの海成段丘面の高度分布は、越前岬付近で最も高く北東方及び南東方へ高度を減じている。また、完新世の形成と考えられる海成最低位段丘面及びノッチ等の海岸離水地形が複数認められる。丹生山地と南条山地北部では分水嶺が海岸近くにあり、東方に福井平野及び武生盆地が N-S 方向に存在することと併せて、N-S 方向を軸とし東方に傾き下る傾動が示唆される。この傾動から越前海岸の沿岸に東側を隆起させる断層が推定される。

越前海岸北部では鮎川町付近に、主に逆向き低断層崖からなる NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>等により陸域に甲楽城断層が示されている位置付近には、大谷南東方から山中峠北西方に至る区間に、直線谷からなる NW-SE 方向のリニアメントが判読される。リニアメント北方延長部の古期扇状地面 2 に変位・変形は認められない。

大桐西方付近から南条郡南越前町<sup>ひろの</sup>広野付近に至る区間には、鞍部、直線谷、尾根・河谷の左屈曲等からなるリニアメントが判読され、尾根・河谷の左屈曲は部分的である。また、屈曲部の尾根には南西側隆起の高度不連続及び局所的に三角末端面状の崖が認められる。橋立付近では河成中位段丘面がリニアメントを横断して分布しており、この段丘面に変位地形は認められない。

大谷北方から板取北西方に至る区間（Loc. K-1）には、中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>が示す活断層に対応する位置に、尾根の傾斜変換線、鞍部、急崖及び尾根・河谷の屈曲からなる NW-SE 方向のリニアメントが判読される。尾根・河谷の屈曲は系統的ではなく、屈曲や傾斜変換線が判読されない尾根・河谷等もあり、リニアメントは断続的である（第 7.4.2.23 図）。

甲楽城断層南端付近において、変動地形に関する詳細な検討を行うため、航空レーザー測量による地形図を作成し、空中写真判読と併せて詳細に検討した結果、大谷南東方から山中峠北西方に至る区間に、直線谷からなる NW-SE 方向のリニアメントが判読されるが、日野川断層にかけて連続するようなリニアメントは判読されない(第 7.4.2.24 図)

(c) 地表地質調査結果等

地表地質調査結果等に基づき作成した地質図を第 7.4.2.25 図に、地質断面図を第 7.4.2.26 図に示す。

越前海岸沿いの地質は、干飯崎付近に位置する E-W 走向の油坂－高佐構造線を境に北部と南部で地質・地質構造が異なる。南部では、下位から美濃－丹波帯中・古生層、西谷流紋岩類及び糸生層が分布し、西谷流紋岩類及び糸生層はほぼ N-S 走向、西傾斜である。一方、北部では、下位から美濃－丹波帯中・古生層、面谷流紋岩類、丹生花崗岩、糸生層、国見層、荒谷層、市ノ瀬層及び国見岳安山岩が分布し、糸生層から上位の地層は、NE-SW 走向、北西傾斜である。油坂－高佐構造線は、糸生層堆積以降に見かけ北側隆起の変位をしている。これらの地層を覆って、第四系の海成中位段丘堆積物 1、海成中位段丘堆積物 2、海成中位段丘堆積物 3、河成高位段丘堆積物、河成中位段丘堆積物、河成低位段丘堆積物、古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

福井市鮎川町付近で判読される北西側隆起のリニアメント付近でトレンチ調査を実施した。トレンチ内には、砂岩及び泥岩からなる新第三系中新統の国見層、第四系の海成中位段丘堆積物 2 及びローム層が分布する。国見層には、泥岩の角礫状から粘土状破碎部が認められ、

海成中位段丘堆積物 2 及びローム層に変位が認められる。ローム層下部には大山倉吉テフラが含まれる（第 7.4.2.27 図）。

大谷南東方のリニアメント周辺には、美濃一丹波帯中・古生層の泥岩、砂岩、チャート及び緑色岩、安山岩岩脈及び流紋岩岩脈並びにこれらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

大谷南東方から山中峠北西方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層中に断層が認められる。敦賀発電所 2 号炉の建設時点の調査において、大谷南東方（Loc. K-2）で確認した断層面の条線は、高角度のものが卓越しているとしている。また、リニアメント北西方延長部には古期扇状地堆積物 2 が分布しており、これを覆う土壌の下部に始良 Tn テフラ（AT）を認めている（第 7.4.2.28 図）。

山中峠北西方付近（Loc. Kt-1）では、美濃一丹波帯中・古生層に貫入した安山岩岩脈がリニアメントを横断して NE-SW 方向に連続的に分布している。安山岩岩脈 A は、露頭で確認した貫入面の走向及び傾斜から、リニアメントを横断して NE-SW から NNE-SSW 方向に連続して分布し、顕著な変位は認められない。安山岩岩脈 B については、露頭で確認した貫入面の走向及び多数の安山岩の転石から、リニアメントを横断して N-S 方向に連続し、顕著な変位は認められない（第 7.4.2.29 図）。

安山岩岩脈の更に南部（Loc. Kt-2）では、美濃一丹波帯中・古生層中に断層が認められる。断層破碎帯は幅約 1m で、角礫状から鱗片状破碎部からなり、幅約 1~3cm の膨縮した極軟質な灰色砂混じり粘土状破碎部（N32° W/90°）を伴っている。粘土状破碎部は幅が膨縮し、周囲の破碎部と漸移的であり、断層面は不明瞭で湾曲し、破碎部の組織

を明瞭に切断する平面的な断層面は認められない。また、断層北東側の健岩と破砕部との境界面は凹凸が激しく、割れ目は健岩内部にも分岐している。更に、断層北東側の健岩と破砕部とを境する断層面には北西方向に緩く傾斜した条線（レイク約  $10^{\circ}$  N, 約  $25^{\circ}$  N）が認められる（第 7.4.2.30 図及び第 7.4.2.31 図）。

粘土状破砕部でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は  $8^{\circ}$  SE を示す（第 7.4.2.32 図）。

研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では左横ずれ・逆断層センスを示す変形指標が認められるものの、最新面に沿って粘土鉱物が晶出し、層状構造は認められない（第 7.4.2.33 図及び第 7.4.2.34 図）。

これらのことから、この断層の最新活動時期は少なくとも後期更新世以前であると考えられ、将来活動する断層等ではないと判断される。

大桐西方付近から広野付近に至る WNW-ESE 方向に判読されるリニアメントにはほぼ一致して、幅数 m の断層破砕帯が複数地点で確認される。この断層破砕帯は日野川断層と考えられる。

橋立西方（Loc.Ht-3）において、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層中に、WNW-ESE 方向の断層が認められる。この断層の東南東延長に分布する河成中位段丘面に変位・変形は認められない（第 7.4.2.35 図）。この段丘面を構成する段丘堆積物を覆って厚さ約 1m の風化火山灰層が分布し、その上部に始良 Tn テフラ（AT）、中部から下位に向かって順に大山倉吉テフラ（DKP）、鬼界葛原テフラ（K-Tz）を含む。

これらのことから日野川断層は、断層破砕部を反映した組織地形であり、将来活動する断層等ではないと判断する。

大谷から板取北西方にかけてのリニアメントの周辺には、美濃一丹

波帯中・古生層の泥岩，砂岩，チャート及び緑色岩，新第三系の鉢伏山花崗岩，安山岩岩脈及び流紋岩岩脈並びにこれらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 2，新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>で左屈曲が一部の河谷で認められる大谷付近（Loc.Kt-3）では，リニアメント付近に連続する露頭が認められるが，規模の大きな破碎帯は認められない。美濃－丹波帯中・古生層のへき開面，安山岩岩脈の貫入面の走向はリニアメント方向に一致するものが卓越していることから，リニアメントは，美濃－丹波帯中・古生層の地質構造に起因した組織地形と判断する（第 7.4.2.36 図）。

また，山中峠東方付近に判読されたリニアメント付近（Loc.Kt-4）では，林道に沿って連続的に露頭が観察でき，数箇所では小規模な破碎帯が認められる（第 7.4.2.37 図）。直線谷からなる NW-SE 方向のリニアメント直下に，安山岩と美濃－丹波帯中・古生層の混在岩の破碎帯が河床で接している（Loc.Kt-4-1）。断層破碎帯は幅約 2.5m で，固結した角礫状破碎部及び角礫状破碎部からなり，幅約 2cm 以下の礫混じり粘土状破碎部（N10° W/88° E）が膨縮かつ不連続に挟在する（第 7.4.2.38 図及び第 7.4.2.39 図）。粘土状破碎部でブロック試料を採取し，条線観察を行った結果，主断層面の条線角度は 80° S を示す（第 7.4.2.40 図）。

研磨片・薄片観察を行った結果，研磨片及び薄片を連続して横断する断層面は認められず，微小断層面に沿って右横ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められた。また，微小断層面に沿って粘土鉱物が網目状に発達し，層状構造は認められない（第 7.4.2.41 図及び第 7.4.2.42 図）。

河谷の大きな左屈曲が認められる付近（Loc.Kt-5）において剥ぎ取

り調査を実施し、幅約 50m にわたり連続的に露頭を観察した結果、リニアメント直下には断層が認められない（第 7.4.2.43 図から第 7.4.2.45 図）。

いずれの文献でも山中断層が指摘されている山中峠南東方の鞍部（Loc.Kt-11）では、剥ぎ取り調査を実施し、幅約 50m にわたり連続的に露頭（Loc.Kt-7）を観察した。岩盤は、美濃一丹波帯中・古生層の混在岩（泥岩を主体とし、砂岩のレンズを含む。）とそれに貫入する安山岩岩脈（一部流紋岩）からなる。これら岩盤中には小規模な破碎帯が数箇所で見られた。いずれの破碎帯も走向はリニアメント方向と一致せず、破碎帯は膨張、湾曲し、活断層の破碎帯に特徴的な明瞭な面構造のある粘土状破碎部や連続性の良い平面的な断層は認められない（第 7.4.2.46 図から第 7.4.2.50 図）。このうち、リニアメントの方向に比較的近い走向を持つ安山岩岩脈と混在岩の境界においてブロック試料を採取し、詳細な観察を行った結果、安山岩岩脈と混在岩の境界は非常に凹凸し、安山岩岩脈に破碎は認められないことから、貫入関係にあると判断する。また、混在岩と砂礫混じり粘土状破碎部及び粘土混じり砂礫状破碎部中においても、これらの組織を切断する明瞭で平面的な断層面は認められない（第 7.4.2.51 図及び第 7.4.2.52 図）。

山中峠南東方の直線谷（Loc.Kt-8）では、小規模な破碎帯は認められるが、破碎帯の組織を明瞭に切断する平面的な断層は認められない（第 7.4.2.53 図）。

また、リニアメント付近に複数の流紋岩岩脈と安山岩岩脈が認められ、これらの岩脈の分布走向はいずれも NE-SW 方向が卓越している。これらの岩脈の一部は、河谷の屈曲等から判読されたリニアメントを横断して NE-SW 方向に連続して分布している。これら岩脈の分布に関

するボーリング調査等の詳細な調査結果によれば、流紋岩岩脈A (Loc. Kt-9) 及び流紋岩岩脈B (Loc. Kt-10) の分布は、リニアメントを横断して、NE-SW 方向に連続しており、少なくとも地形調査において見られる河谷の屈曲量に相当するような変位はないと判断される (第 7.4.2.54 図から第 7.4.2.56 図)。南方の安山岩岩脈の分布についてもリニアメントを横断して NE-SW 方向に連続している。

中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup> では、御所ヶ谷中流付近で二つの河川に屈曲を判読し活断層を図示しているが、屈曲した二つの河川に挟まれた尾根には屈曲は認められない。また、NE-SW 方向に安山岩岩脈が横断して連続している。

和布から越前岬にかけて実施した海岸離水地形調査の結果を第 7.4.2.6 表に示す。調査の結果、標高 1.2~4.2m の範囲で生物遺骸試料を採取した 8 試料の生物遺骸試料の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は約 610~1950y. B. P. である。

#### (d) 海上音波探査結果

越前海岸付近の断層周辺陸域及び海域の地質図を第 7.4.2.57 図に、海上音波探査記録及び地質断面図を第 7.4.2.58 図に示す。また、海上音波探査記録の解析から得られた R 層上面及び C 層上面の等深線図を第 7.4.2.59 図及び第 7.4.2.60 図に、A 層・B 層の等層厚線図を第 7.4.2.61 図に、変位量分布図を第 7.4.2.62 図に、傾斜角分布図を第 7.4.2.63 図に示す。

R 層上面は、大局的には越前海岸に沿って東側が隆起しており、越前岬沖で最も深くなり、深度約 800m に達する。越前岬北方では比較的緩やかに北西方向に深度を増し、越前岬から干飯崎の間には台地状の広がりが認められ、また干飯崎南方では直線的な海岸線に沿って急傾

斜面が連続している。干飯崎付近では、R層が海岸線から西方沖数 km まで半ドーム状に張り出すように分布し、その南西方ではR層上面、C層上面ともに北西に向かい深度を急激に増している。A層・B層の厚さも干飯崎の南西方付近を境にして、北西に向かい層厚を急激に増す同様の傾向を示している。

和布町北方沖にはR層上面にN-S方向に延びる小規模な高まりが認められ、その西縁にF-233、F-236及びF-247断層が北に開くように分岐して分布している。これらは後期更新世以降の活動が否定できない。

杉山他(2013)<sup>(109)</sup>が実施した海上音波探査記録の再解析を行った結果、F-233断層の北西方にNNW-SSE方向に延びるF-236b断層が認められた。さらにその北方にはN-S方向の背斜が認められ、その西側にF-213が分布している。F-236b断層は背斜を伴わないことから横ずれが卓越する断層と考えられ、F-213は背斜を伴う撓曲構造で特徴づけられる東側に傾斜する逆断層として認められる。これらは後期更新世以降の活動が否定できない。

和布町沖から越前岬の間ではC層上面が比較的緩やかに北西方向に深度を増しており、海岸に沿ってNNE-SSW方向のF-0及びF-2断層が分布し、後期更新世以降の活動が認められる。

越前岬から干飯崎の間にはR層上面及びC層上面に台地状の広がりがあるが認められ、その西縁にN-S方向のF-4・5・6・7・8・9・11断層が分布し、後期更新世以降の活動が認められる。同断層の北中部では、変形幅の広い撓曲構造で特徴づけられる東側に低角度で傾斜する逆断層が認められる。

沿岸部に見られる海成段丘面の分布については、和布町沖から干飯

崎沖の間に認められる断層の隆起運動を反映したものと考えられる。

一方、干飯崎より南方ではR層上面及びC層上面は、直線的な海岸線に沿って沖合に向かって急傾斜しており、この急傾斜部にはNW-SE方向のF-12b及びF-14b・15b断層が分布し、その沖合にF-12・13、F-12c、F-14及びF-15断層が雁行状に分布している。これらの断層は後期更新世以降の活動が認められる。また、同断層は高角度でフラワー構造を呈していることから、横ずれが卓越する断層と考えられる。

N-S方向の断層の変位量は南方に向かって小さくなり、NW-SE方向の断層との接合部付近で大きな不連続が認められる。

また、A層・B層の等層厚線図によれば、干飯崎付近以北では、層厚が約110～140mに及んでいるが、干飯崎以南では80m前後であり、後期更新世以降の堆積環境の場に大きな違いが認められる。このことは断層の運動様式の違いを反映した結果と考えられる。

NW-SE方向の断層については、大谷付近で実施されたベイケーブル調査の結果から陸域の甲楽城断層に連続するものと考えられる。

#### (e) 総合評価

本地域の特徴としては、越前海岸沿いの海成段丘面の分布高度等から、これら段丘面を隆起させる東方への傾動運動が推定される。この海成段丘面の分布に調和する逆断層が和布町沖から干飯崎沖にかけて推定または確認され、干飯崎沖から大谷南東にかけては海岸線にほぼ平行する横ずれが卓越する断層が確認された。

和布町北方沖には小規模な高まりの西縁にF-236断層等が分岐しており、その北西方にはNNW-SSE方向に延びる横ずれが卓越する断層(F-236b断層)が確認された。さらにその北方(安島岬沖)にはN-S

方向の背斜を伴う東側傾斜の逆断層(F-213断層)が確認された。

これら安島岬沖から和布町北方沖の断層, 和布町北方沖から干飯崎沖の断層及び干飯崎沖から大谷南東の断層については, 後期更新世以降の活動が認められる。

産総研・福井大(2013)<sup>(112)</sup>等の生物遺骸試料の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は, ややばらつくが約 800y. B. P. が最頻値となり, この年代が離水直前の年代を示すと考えられる。

安島岬沖から和布町北方沖に分布する F-213 断層及び F-236b 断層は, 変位センスが逆断層と横ずれ断層で異なり, 走向も異なることから, これらは異なる活動セグメントと判断する。

和布町北方沖の断層(F-236断層)及び和布町沖から大味南方沖の断層と大味南方沖から干飯崎沖の断層は, 大味南方沖に明瞭なステップが認められること, 鉛直変位量分布に食い違いが認められることから, これらは異なる活動セグメントと判断する。

大味南方沖から干飯崎沖の断層と干飯崎沖から大谷南東の断層は, 変位センスが逆断層と横ずれ断層で異なり, 干飯崎付近において走向が大きく異なること及び断層の変位量分布に顕著な不連続が認められることから, これらは異なる活動セグメントと判断する。

これらのことから, 活動セグメントについては, 安島岬沖に分布する約 12km の F-213 断層を安島岬北西沖セグメント, 約 11km の F-236b 断層を安島岬南西沖セグメント, 和布町北方沖から大味南方までの約 25km を和布-干飯崎沖断層北部セグメント, 大味南方から干飯崎沖までの約 17km を和布-干飯崎沖断層南部セグメント, 干飯崎沖から大谷南東方までの約 19km を甲楽城セグメント(甲楽城断層)と評価する。安島岬北西沖セグメントと安島岬南西沖セグメントは, 変位セン

ス及び走向が異なること、断層分布に明瞭なステップ等が認められないことから、両セグメントを合わせた約 22km を安島岬沖断層とする。和布ー干飯崎沖断層北部セグメントと和布ー干飯崎沖断層南部セグメントは、大味南方付近で、断層分布に明瞭なステップは認められるものの、断層の走向等に類似性が認められることから、両セグメントを合わせた約 41km を和布ー干飯崎沖断層と評価する。

安島岬沖断層、和布ー干飯崎沖断層及び甲楽城断層については、和布町沖北方沖付近及び干飯崎沖付近を境にして性状に相違が認められるものの、活構造が連続していることから同時活動するものとし、約 76km を将来活動する可能性のある断層等と評価する。

和布から越前岬にかけて実施した海岸離水地形調査の結果から評価される単位変位量約 5～7m を用いて、栗田 (1999) <sup>(118)</sup> に基づき地震セグメント長を算定した結果、約 45～63km となる。

なお、文献が示す山中断層に対応するリニアメントは、判読される尾根・河谷の屈曲が系統的ではなく、屈曲や傾斜変換線が判読されない尾根・河谷もあり、リニアメントを横断して新第三系の安山岩岩脈及び流紋岩岩脈が連続して分布している。また、いずれの文献でも山中断層が指摘されている鞍部では約 50m にわたる連続露頭で断層が認められない。さらに、リニアメント直下においても約 50m にわたる連続露頭で断層が認められないこと、安山岩と美濃ー丹波帯中・古生層の混在岩が接する断層の最新活動時の運動センスは右横ずれ・正断層センスを示す。これらのことから、このリニアメントは小規模な破碎に起因する岩質の差による差別浸食及び断層によって生じた組織地形と判断し、活断層は存在しないことを確認した。

また、日野川断層は、断層の東南東延長に分布する河成中位段丘面

に変位・変形を与えていないことから、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断する。

## b. 柳ヶ瀬断層

### (a) 文献調査結果

柳ヶ瀬断層に関する主な文献は以下のとおりである。

加藤・杉山(1985)<sup>(18)</sup>及び水野他(2002)<sup>(19)</sup>は、ニッ屋西方から東浅井<sup>ひがしあざい</sup>郡湖北町二俣<sup>こほく ふたまた</sup>北西方に、NNW-SSE 方向で、主に西落ちで一部左横ずれの活断層及び推定活断層を示し、平均変位速度は 1m/千年未満としている。図から判読される長さは約 39km である。

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>は、大桐西方から長浜市内保付<sup>うちぼ</sup>近くに、長さ約 37km、NNW-SSE 方向で、主に東側隆起で一部左横ずれの確実度 I から III の活断層を示し、その活動度を B 級としている。

岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>は、ニッ屋北西方から木之本付近に、長さ約 29km、NNW-SSE 方向で、主に東側隆起で一部左横ずれの確実度 I から II の活断層を示し、その活動度を B 級としている。なお、南方延長部に、長さ約 7.7km の断層組織地形を示している。

中田・今泉編(2002)<sup>(34)</sup>は、活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>の柳ヶ瀬断層に対応する位置のニッ屋西方から木之本付近に、図から判読される長さ約 28km、NNW-SSE 方向で、主に左横ずれで一部東側隆起の活断層及び推定活断層を示している。

岡田他(2005)<sup>(40)</sup>は、活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>の柳ヶ瀬断層に対応する位置の中河内<sup>なかかわち</sup>付近から木之本東方に、主に縦ずれからなり、南端部付近で走向を NW-SE 方向に変え、また南東方に開くように分岐する断層を示している。なお、北端については図幅範囲外である。

武藤他(1981)<sup>(119)</sup>は、ニッ屋付近から木之本付近までの約 28km 区

間を断層として認め、椿坂峠以北は活断層であったとしても活動度はC級あるいはそれ以下とし、椿坂峠以南はB級の活断層と評価している。中河内北方では、美濃一丹波帯中・古生層に破砕帯が見られるが、これを不整合に覆って分布している扇状地性堆積物は断層変位を受けていないとし、この堆積物に含まれる木片の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値が、34,250y. B. P. 以前であるとしている。また、伊香郡余呉町下余呉しもよごから柳ヶ瀬トンネル坑口付近の間で断層変位を受けた第四系を確認しており、このうち柳ヶ瀬トンネル坑口付近で変位を受けている腐植土層の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は、4,180±140y. B. P. , 4,180±150y. B. P. としている。

杉山他（1993）<sup>(120)</sup>は伊香郡余呉町椿坂南方におけるトレンチ調査において、最新活動に伴って生じた凹地を埋積した堆積物に含まれる植物遺体の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は、約570～630y. B. P. に集中するとしており、本地点は正中地震に活動したとしている。また、トレンチの断層面における礫の擦痕から、垂直変位を上回る左横ずれ変位を持つ可能性が高いとしている。

杉山他（1994）<sup>(22)</sup>は、柳ヶ瀬断層について、ニッ屋西方から木之本北方までの活断層、木之本北方から南東に向かう推定活断層と南南東に向かう活断層及び伏在推定活断層を東浅井郡湖北町丁野ようのまで示している。断層の変位形態は、断層南部では西落ちで、伊香郡余呉町中之郷なかのごうから田上山区間たがみやまでは尾根・河谷の系統的な左横ずれを示している。図から判読される長さは、推定伏在活断層を含め約34kmである。

福井県（1998）<sup>(121)</sup>は、栃ノ木峠北方のトレンチ調査において、美濃一丹波帯中・古生層と中位段丘堆積物の境界をなす断層を確認している。しかし、近接する約10万年前の崖錐性堆積物には下位の中位段

丘堆積物で見られるような断層変形は認められないこと等から、約 10 万年前以降の断層活動の存在は疑わしいとしている。また、柳ヶ瀬断層は椿坂峠付近を境として北部と南部に区別でき、北部は南部に比べ活動的ではないとしている。

吉岡他 (1998a) <sup>(122)</sup> は、椿坂峠北方のトレンチ調査から、断層変位を受けた地層の年代を  $6,260 \pm 100$  y. B. P. ,  $6,270 \pm 80$  y. B. P. とし、断層は鬼界アカホヤテフラ (K-Ah : 約 7,300 年前 : 町田・新井 (2011) <sup>(85)</sup>) を含む地層に覆われているとしている。

栗本他 (1999) <sup>(5)</sup> は、本断層の走向が屈曲する椿坂峠南方を境として北部と南部に区分できるとし、活動度は北部ほど低いとしている。また、断層の長さは約 28km としている。

狩野 (2002) <sup>(123)</sup> は、柳ヶ瀬断層は美濃一丹波帯中・古生層の北に凸の屈曲構造のヒンジ面に位置し、活断層としては既存の弱面を利用して活動しているとし、断層両側で岩相が大きく異なり、断層主部での横ずれ変位量は数 km あるいはそれ以上としている。

岡田 (2004) <sup>(124)</sup> は、柳ヶ瀬断層南部における第四紀後期の累積変位量と平均変位速度について検討しており、中之郷付近における約 40 万年間の累積変位量は東側隆起約 300m, 左横ずれ 400~500m としている。また、柳ヶ瀬断層と鍛冶屋断層とは地形・地質及び幾何学的なセグメントが異なること、木之本南方における伏在断層の存在等について指摘している。

日本国有鉄道岐阜工事局 (1963) <sup>(125)</sup> は、北陸本線敦賀・今庄間北陸ずい道工事の工事記録から約 600m の区間を柳ヶ瀬断層とそれに付随した破碎領域としている。

斎藤・磯谷 (1973) <sup>(126)</sup> 及び磯谷 (1975) <sup>(127)</sup> は、北陸自動車道建設

前の地表踏査，弾性波探査及びボーリング調査の結果から，甲楽城－柳ヶ瀬断層間に主要断層としてF－1，F－2及びF－3断層を指摘している。

(b) 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第7.4.2.64図に示す。

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>等により柳ヶ瀬断層が示されている位置付近には，ニッ屋西方から椿坂峠を経て伊香郡木之本町古橋西方<sup>ふるはし</sup>にかけておおむねNNW-SSE方向の直線的な谷，崖地形が明瞭に認められる。椿坂峠付近を境にリニアメントの東側と西側の山地高度，低地分布，崖地形の形状等に相違が認められる。これらは南部ほど顕著になる傾向があり，東側隆起，西側沈降の変位が南ほど卓越することを示唆する(第7.4.2.65図)。リニアメントを横断する尾根・河谷が少ないため，横ずれ変位については不明な地点が多いが，中之郷以南では，リニアメントは数条に分岐し，山地内に位置する東側のリニアメントについては，尾根・河谷の左屈曲が認められる。

リニアメント付近には河成高位段丘面，河成中位段丘面，河成低位段丘面，古期扇状地面1，古期扇状地面2及び新期扇状地面が判読される。

ニッ屋西方付近(Loc.Yt-8)には，尾根の傾斜変換線，鞍部，直線谷及び急崖からなるNNW-SSE方向のリニアメントが判読され，このうち北部のリニアメントは直線性に乏しく，北方延長部を横断する尾根・河谷には系統的な屈曲は認められない(第7.4.2.66図)。

板取南西方から椿坂峠北方に至る区間には，孫谷川及び高時川<sup>たかとき</sup>の直線的な河谷に沿い，急崖，尾根の傾斜変換線及び直線谷からなるN-SからNNW-SSE方向のリニアメントが判読される。中河内北方では，リ

ニアメントを横断して分布する古期扇状地面 1 に変位・変形は認められない。なお、板取南西方には、この区間のリニアメントとやや斜交して、尾根の傾斜変換線、鞍部及び急崖からなるリニアメントが判読される。このリニアメントの北方延長部に分布する古期扇状地面 2 に変位・変形は認められない。

椿坂峠北方から田上山北方に至る区間には、主に余呉川の直線的な河谷に沿い、急崖、鞍部、低崖、尾根・河谷の屈曲及び尾根の傾斜変換線からなる NNW-SSE 方向のリニアメントが判読される。椿坂南方では、リニアメントを横断して分布する古期扇状地面 2 を開析する河谷に約 20m の左屈曲が判読される。また、坂口付近 (Loc. Y-1) に判読される尾根・河谷の系統的な左屈曲は約 20~200m である (第 7.4.2.67 図)。なお、坂口付近には、南方に向かって分岐する複数のリニアメントが判読される。中之郷から坂口付近には山麓部に古期扇状地面 1 が分布し、これらの西側にも急斜面からなる東側隆起のリニアメントが認められる。

田上山北方から古橋西方に至る区間には、急崖、直線谷及び尾根の傾斜変換線からなる NNW-SSE から E-W 方向に湾曲するリニアメントが判読される。この辺りでリニアメントは走向を NW-SE 方向に変え、また南東方に開くように分岐している。

古橋付近にはリニアメント延長部に河成中位段丘面及び河成低位段丘面が分布しているが、これらの段丘面に変位・変形は認められない。

ニッ屋西方から北側ではリニアメントは判読されないが、岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> は、ニッ屋北西方までリニアメントを記載しているため、柳ヶ瀬断層北端付近について航空レーザー測量による地形図を作成し、空中写真判読と併せて詳細に検討した結果、ニッ屋西方から北

側ではリニアメントは判読されない（第 7. 4. 2. 68 図）。

(c) 地表地質調査結果等

地表地質調査結果等に基づき作成した地質図を第 7. 4. 2. 69 図に、地質断面図を第 7. 4. 2. 70 図に示す。

柳ヶ瀬断層から鍛冶屋断層にかけてのリニアメント周辺には、美濃一丹波帯中・古生層の泥岩、砂岩、チャート、石灰岩及び緑色岩、新第三系の鉢伏山花崗岩及び安山岩岩脈並びにこれらを覆う第四系の河成高位段丘堆積物、河成中位段丘堆積物、河成低位段丘堆積物、古期扇状地堆積物 1、古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

柳ヶ瀬断層の両側では、地質分布及び地質構造に違いが認められ、東側地域には緑色岩が広く分布するが、西側地域では小規模である。また、柳ヶ瀬断層の東側では、泥岩に発達するへき開面の走向及びチャート等の分布の方向は、NNW-SSE から NW-SE 方向で、西側では N-S から NE-SW 方向のことが多い。柳ヶ瀬断層は美濃一丹波帯中・古生層に認められる北に凸の褶曲構造（アンチフォーム）の褶曲軸に位置しており、褶曲軸部が弱面となり、柳ヶ瀬断層が形成されたと考えられる。断層が存在する部分では断層両側でのへき開面の走向の変化は非常に鋭角的であるが、二ッ谷南西方から大桐南方付近になると断層位置が軸部とややずれたり、断層両側でのへき開面の走向の変化が緩やかになっており、美濃一丹波帯中・古生層の変形の程度が北方に向かって減少していると考えられる。

二ッ屋南西方付近（Loc. Yt-1）では、柳ヶ瀬断層北端部のリニアメント付近に断層露頭が 3 箇所認められ、これらの走向はほぼ NNW-SSE 方向で、高角度の断層で、柳ヶ瀬断層に対応するものと判断される。

これらの破碎帯には、軟弱な粘土を伴う連続性の良い平面性の高い断層面が認められることから、新期の活動が示唆される（第 7.4.2.71 図）。

ニッ屋南西方付近（Loc. Yt-2-1）では、ボーリング調査による詳細な調査の結果、美濃一丹波帯中・古生層及び安山岩からなる幅約 15m の断層破碎帯が認められた（第 7.4.2.72 図）。ボーリングコアで認められる粘土状からシルト状破碎部の研磨片観察の結果、断層面の走向が柳ヶ瀬断層の方向と一致すると仮定した場合、破碎部の変形組織から左ずれの変位センスが推定されることから、新期の活動の可能性を否定できない（第 7.4.2.73 図）。

ニッ屋南西方付近（Loc. Yt-2-1）より約 300m 南方付近（Loc. Yt-2-2）では、リニアメント直下に美濃一丹波帯中・古生層中の断層が認められる。断層破碎帯は幅約 3m 以上で、主断層面上には水平の条線が認められる（第 7.4.2.74 図）。粘土状破碎部（N15° W/68° E）でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は 5° SE を示す（第 7.4.2.75 図）。研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では左横ずれ・逆断層センスを示す変形指標が認められ、最新面に沿って繰り返し活動の特徴と考えられる層状構造が認められる（第 7.4.2.76 図及び第 7.4.2.77 図）。以上の検討結果より、この断層は新期の活動の可能性を否定できない。

ニッ屋南西方付近（Loc. Yt-2-1）より約 1.7km 北方のニッ屋西方付近（Loc. Yt-2-3）において、岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>が示すリニアメント直下付近で剥ぎ取り調査及び地表踏査を実施した。その結果、美濃一丹波帯中・古生層の混在岩、チャート及び安山岩岩脈には断層が認められない（第 7.4.2.78 図）。

中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup>が示す断層が通過する二ッ屋南西方付近 (Loc. Yt-4) で実施した幅約 40m にわたる剥ぎ取り調査の結果、岩盤は美濃一丹波帯中・古生層の砂岩及び混在岩 (泥岩を主体とし、ブロックからレンズ状のチャート等を含む。) からなり、これら岩盤中には小規模な破碎帯が数箇所認められた。破碎帯の走向はおおむねリニアメントの方向と一致するものが多いが、破碎帯は膨縮、湾曲し、活断層の破碎帯に特徴的な明瞭な面構造のある粘土状破碎部や連続性の良い平面的な断層面は認められない (第 7.4.2.79 図)。中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup>が示す断層が通過する二ッ屋南西方付近 (Loc. Yt-5) で実施したボーリング調査の結果、破碎帯が認められるが、破碎帯の向きは NNE-SSW 走向、約 70° 西傾斜であり、中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup>が示す断層の方向とは斜交している。

栃ノ木峠北方の露頭では、中位段丘堆積物と美濃一丹波帯中・古生層を境する断層が認められる。その南方の中河内北方 (Loc. Y-3) では、敦賀発電所 2 号炉の建設時点の調査において、基盤岩中の断層を直接覆って分布する古期扇状地堆積物 1 が変位を受けていないことが確認されている。この堆積物に含まれる木片の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は、 $44,810 \pm 810\text{y. B. P.}$  としている (第 7.4.2.80 図)。

椿坂峠北方から田上山北方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層中に断層が認められる。敦賀発電所 2 号炉の建設時点の調査において、椿坂南東方の露頭 (Loc. Y-4) で、縄文土器を含む腐植土層及び砂礫層が変位していることが確認されており (第 7.4.2.81 図)、中之郷北東方の古期扇状地堆積物 2 に含まれる腐植物及び木片の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は、 $17,780 \pm 130 \sim 22,310 \pm 650\text{y. B. P.}$  としている。

板取では、リニアメント付近に断層露頭が認められ、先第四系の美濃一丹波帯中・古生層及び貫入岩の岩片状から粘土状破碎部、第四系の古期扇状地堆積物 1 及び古期扇状地堆積物 2 及び砂礫混じりローム層が分布する。美濃一丹波帯中・古生層及び貫入岩の岩片状から粘土状破碎部と第四系は断層関係で接しており、また第四系中にも並走して断層が認められる。第四系中に認められる断層は砂礫混じりローム層に変位を与えており、本砂礫混じりローム層下位には始良 Tn テフラが認められる（第 7.4.2.82 図）。

椿坂付近で判読されるリニアメント付近でトレンチ調査を実施した。トレンチ内には先第四系の美濃一丹波帯中・古生層の岩片状破碎部、第四系の河川成堆積物及び土石流堆積物が分布する。美濃一丹波帯中・古生層と河川成堆積物は断層関係で接しており、第四系中では断層が分岐している。変位を受けている河川成堆積物に含まれる炭質物の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は  $910 \pm 30 \sim 1,070 \pm 30\text{y. B. P.}$  であり、その上位で断層全体を覆って水平に分布する土石流堆積物に含まれる炭質物の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は  $290 \pm 30 \sim 300 \pm 30\text{y. B. P.}$  である（第 7.4.2.83 図）。

下余呉付近で判読されるリニアメント付近でトレンチ調査を実施した。トレンチ内には第四系の古期扇状地堆積物 2 から新期扇状地堆積物及びローム層が分布する。古期扇状地堆積物 2 の層理面は高角度に傾斜しており、変位を受けていると考えられる。変位を受けている古期扇状地堆積物 2 中の炭質物等の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は  $16,170 \pm 70 \sim 28,210 \pm 120\text{y. B. P.}$  で、上位の新期扇状地堆積物（ $10,270 \pm 50\text{y. B. P.}$  の炭質物含む。）に変形は認められない（第 7.4.2.84 図）。

田上山北方から古橋西方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹

波帯中・古生層中に断層が認められる。木之本東方付近 (Loc. Y-5) では、断層はほぼリニアメントに一致し、走向はNW-SEからE-W方向である (第7.4.2.85図)。

古橋付近 (Loc. Y-6) には、断層延長部に河成中位段丘面及び河成低位段丘面が分布しており、これらに変位・変形は認められない。調査によると、河成中位段丘堆積物を覆う風化火山灰層には、鬼界葛原テフラ (K-Tz) を含むとしている (第7.4.2.86図)。

柳ヶ瀬断層と鍛冶屋断層との連続性を検討するために、両断層間を流れる高時川に沿った沖積低地 (Loc. Yt-6) において反射法地震探査及びボーリング調査を行った。反射法地震探査の結果、高野測線の中央部等に凹地状の構造が認められ、堆積物中の反射面には撓曲状の構造が認められるが、明瞭な断層構造は認められない。また、ボーリング調査の結果、堆積物の層厚はおおむね90mで、ほぼ砂礫からなり、標高約25m以深は美濃一丹波帯中・古生層の泥岩からなる基盤であり、標高約110mにおいて、粘土層には厚さ約1cmの始良Tnテフラ (AT) を挟在している (第7.4.2.87図)。

#### (d) 総合評価

本地域の特徴として、美濃一丹波帯中・古生層に北に凸の褶曲構造 (アンチフォーム) が認められ、この軸部に柳ヶ瀬断層が位置している。断層両側で岩相が大きく異なり、柳ヶ瀬断層の横ずれ変位量は数kmあるいはそれ以上である。鍛冶屋断層については、美濃一丹波帯中・古生層中のコンプレックス境界を数km変位させている。これらの断層については、後期更新世以降の活動が認められる。

ニッ屋西北西方から椿坂峠北方の断層と椿坂峠付近から古橋付近の断層は、椿坂峠付近を境に北部と南部で最新活動時期に差が認められ

ること、走向が異なること等から、これらは異なる活動セグメントと判断する。

文献調査及びトレンチ調査の結果から、椿坂地点における本断層の最新活動時期は約 570～630y. B. P. であり、少なくとも柳ヶ瀬断層の南部は正中地震に活動したものと考えられる。

これらのことから、活動セグメントについては、ニッ屋西北西方から椿坂峠付近までの約 15km を柳ヶ瀬断層北部セグメントと、椿坂峠から古橋までの約 16km を柳ヶ瀬断層南部セグメントと評価する。

柳ヶ瀬断層北部セグメントと柳ヶ瀬断層南部セグメントは、活動性や走向が異なるものの変位量等の不連続が確認できないこと等から、両セグメントを合わせた約 31km を柳ヶ瀬断層とし、将来活動する可能性のある断層等と評価する。

#### c. 浦底ー内池見断層，ウツロギ峠北方ー池河内断層

##### (a) 文献調査結果

浦底断層に関する主な文献は以下のとおりである。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、立石岬から猪ヶ池西方を経て明神崎に至る山地の西縁部に、長さ 3km, NW-SE 方向で、北東側隆起の確実度 I の活断層を示し、その活動度を B 級としており、浦底断層としている。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は、立石岬から猪ヶ池西方を経て明神崎沖の水島に至る山地の西縁部に、長さ 3.5km, NW-SE 方向で、北東側隆起の確実度 II の活断層を示し、その活動度を B から C 級としており、浦底断層としている。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>もこれら文献とほぼ同様の位置に、図から判読される長さ約 3km の北東側隆起の推定活断層を示している。

海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>は、明神崎南東方 1.5km に、長さ約 2km、NW-SE 方向で、北東側隆起の伏在推定断層を示している。また、敦賀湾内の岡崎の沖合 1km に、N-S 方向で、西側隆起の断続する伏在推定断層を示している。図から判読される長さは全長約 7km である。

ウツロギ峠・池河内断層及び柳ヶ瀬山断層に関する主な文献は以下のとおりである。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、敦賀市江良付近からウツロギ峠を経て越坂北方に、長さ約 3km、敦賀市檜曲東方から敦賀市池河内南東方に、長さ約 4km 及び敦賀市杉箸北方から椿坂西方に、長さ約 3km、いずれも NW-SE 方向で、确实度Ⅲのリニアメントを示し、これら 3 条のリニアメントは江良付近から椿坂西方に至る区間で雁行状に配列している。また、これらリニアメントの南方の椿坂西方から伊香郡余呉町柳ヶ瀬付近に、長さ 4km、NNW-SSE 方向で、西側隆起の确实度Ⅱの柳ヶ瀬山断層を示し、その活動度を B から C 級としている。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は、江良付近から檜曲東方に、長さ 5.5km 及び檜曲東方から杉箸東方に、長さ 7km、いずれも NW-SE 方向で、左横ずれの主に确实度Ⅱ、一部确实度Ⅰの連続する活断層を示し、前者をウツロギ峠（断層）、後者を池河内断層と呼び、それぞれを南西側隆起及び北東側隆起としている。また、これらリニアメントの南方の椿坂北西方から柳ヶ瀬付近に、長さ 4.5km、NNW-SSE 方向で、東側隆起の确实度Ⅱの柳ヶ瀬山断層を示している。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>は、敦賀市五幡付近から池河内南東方に、図から判読される長さ約 9km、NW-SE 方向で、左横ずれの活断層を示しているが、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>等により柳ヶ瀬山断層が示されている位置付近には、活断層あるいは推定活断層を示していない。

岡田他（2005）<sup>(40)</sup>は、檜曲東方から椿坂西方を経て柳ヶ瀬付近に、NW-SE から NNW-SSE 方向で、一部左横ずれの活断層を示し、その南部について柳ヶ瀬山断層としている。なお、北端については図幅範囲外である。

田結・内池見リニアメントに関する主な文献は以下のとおりである。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は、敦賀市余座<sup>よざ</sup>付近に、長さ 1.8km, N-S 方向で、東側隆起の内池見リニアメントを示している。また、敦賀市田結付近に、長さ 1.4km, NNW-SSE 方向で、北東側隆起の田結リニアメントを示している。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>は、岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>の田結リニアメントと内池見リニアメントに対応する位置付近に、図から判読される長さ約 3km, N-S 方向の推定断層を示している。

岡田他（2005）<sup>(40)</sup>は、岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>の内池見リニアメントに対応する位置の余座付近に、N-S 方向で、主に東側隆起で一部伏在する断層を示している。なお、北端については図幅範囲外である。

Okada（1978）<sup>(128)</sup>は、中池見付近の袋状埋積谷は東側の山地が隆起することによって形成されたとしている。

岡田（2000）<sup>(129)</sup>は、既往のボーリング調査等の結果から岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>が示す田結・内池見リニアメントについて、断層の存否を特定することは困難としている。また、断層が存在するとしても活動性は低く、N-S 走向で東上がりであり横ずれを伴わない逆断層が想定されることから、敦賀断層から分岐した断層とは考えられず、一連の断層を想定する必要はないとしている。

地震調査委員会（2004）<sup>(49)</sup>は、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部の西側を並走する敦賀市の立石岬付近から滋賀県伊香郡余呉町に至る約 25km

の断層群を浦底－柳ヶ瀬山断層帯とし、浦底断層、ウツロギ峠(断層)、池河内断層及び柳ヶ瀬山断層からなるとし、また本断層は、NW-SE 方向に延びる左横ずれを主体とする断層であるとしている。柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部との関係について、非常に近接して分布していることから、断層帯主部の一部と浦底－柳ヶ瀬山断層帯との活動に関連がある可能性もあり、両断層帯の地下の断層面の形状等を明らかにする必要があるとしている。

杉山他(2012a<sup>(130)</sup>及び2012b<sup>(131)</sup>)は、浦底－柳ヶ瀬山断層帯が左横ずれを主体とする浦底セグメント及びウツロギ峠・池河内・柳ヶ瀬山セグメント、東傾斜の逆断層である田結・内池見セグメント並びに西傾斜の逆断層であるウツロギ峠北方セグメントの4つのセグメントから構成されるとしている。また、甲楽城沖セグメントも本断層帯の構成要素とみることができ、本セグメントは高角北東傾斜で、逆断層的な性格と左横ずれ成分を有する甲楽城断層の前縁断層としての性格も併せ持つとしている。本断層帯のうち、浦底セグメントについて実施した音波探査、ボーリング調査及びトレンチ調査の結果、鬼界アカホヤテフラ降下層準より上位の層準に2回の断層活動が認定されること、本セグメントの活動による鬼界アカホヤテフラ層準の上下変位量が4.4mであること、本セグメントの横ずれ変位は縦ずれ変位と同等以上で2倍に達する可能性があることから、本セグメントの1回のずれ量は約3.1mまたは4.9mとなり、栗田(1999)<sup>(118)</sup>による1回のずれの量と地震セグメント長に関する経験的關係によれば地震セグメント長は約48kmまたは75kmとなるとし、このことから、過去の地震時に浦底－柳ヶ瀬山断層帯が一度に活動した可能性を示唆するとともに、同断層帯と隣接する活断層が連動した可能性を示唆としている。

中江他 (2013) <sup>(10)</sup> では、ウツロギ峠南方の断層露頭スケッチを記載している。

(b) 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7. 4. 2. 88 図に示す。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup>等により浦底断層が示されている位置付近には、立石岬から猪ヶ池西方に至る区間に山地と低地の境界を通り、急崖、鞍部、直線谷及び河谷の屈曲からなる NW-SE 方向のリニアメントが判読される。

浦底断層北方延長海域部において実施された海底地形面調査によると、水深約 30m までの海底地形には、陸域で認められるリニアメントの北西方延長部付近に NW-SE 方向に延びる北東側隆起の直線状の高度不連続 (延長約 300m, 比高約 3m) が認められる (第 7. 4. 2. 89 図)。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup>等によりウツロギ峠 (断層)、池河内断層及び柳ヶ瀬山断層が示されている位置付近には、江良付近から椿坂北西方に至る区間に、NW-SE 方向のリニアメントが雁行状に配列して判読される。リニアメント付近には、河成高位段丘面、河成中位段丘面、河成低位段丘面、古期扇状地面 2 及び新期扇状地面が判読される。

江良付近からウツロギ峠を経て敦賀市瀬河内南東方に至る区間には、急崖、鞍部、直線谷及び低崖からなる NW-SE 方向のリニアメントが判読される。江良付近、ウツロギ峠付近及び敦賀市田尻付近に判読される尾根・河谷の系統的な左屈曲の屈曲量は、約 25~75m である。このうち、ウツロギ峠付近では、リニアメントを横断して分布する河成高位段丘面に低崖が認められ、同面を開析する河谷には左屈曲が認められる。山麓部に河成高位段丘面及び河成中位段丘面が分布し、これらの北東側にも急斜面からなる南西側隆起のリニアメントが認められる。

瀬河内南方から池河内南東方に至る区間には、直線谷、鞍部及び急崖からなるNW-SE方向のリニアメントが判読される。池河内付近に判読される尾根・河谷の系統的な左屈曲の屈曲量は、約30～50mである。

杉箸北西方から椿坂北西方に至る区間には、直線谷及び鞍部からなるNW-SE方向のリニアメントが判読される。杉箸北西方の一部では、河谷に左屈曲が認められるが、屈曲量は小さく系統的ではない。

岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>等に示される柳ヶ瀬山断層は、山頂小起伏面の高度不連続をリニアメントとして判読されている。本断層周辺(Loc.Ut-1)について国土地理院の50mメッシュデータを用いて、岡崎(1967)<sup>(132)</sup>の山頂小起伏面認定基準に従い抽出した山頂小起伏面の高度は、柳ヶ瀬山断層を挟んで断面B及び断面Cでは南西方へ、断面Aでは逆に北方へ緩やかに高くなっており、柳ヶ瀬山断層位置で急変はしていない(第7.4.2.90図)。また、柳ヶ瀬山断層が示されている位置(Loc.Ut-2)には、N-SからNW-SE方向の河谷が認められるが、直線性に乏しいこと、谷の側壁は開析が進んでいること及び横ずれを示唆する地形も認められないことからリニアメントは判読されない(第7.4.2.91図)。

岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>により田結リニアメントと内池見リニアメントが示されている位置には、中池見等の凹地が南北方向に分布しており、東側の山地が隆起することによって形成された閉塞地形からなるリニアメントが判読される。

#### (c) 地表地質調査結果等

地表地質調査結果等に基づき作成した地質図を第7.4.2.92図に、地質断面図を第7.4.2.93図に示す。

立石岬から猪ヶ池西方に至るリニアメント周辺は、江若花崗岩等と

これらを覆う第四系が分布する。ボーリング調査やトレンチ調査などの詳細な調査が実施されており、リニアメントに対応してNW-SE方向の北東側を隆起させる左横ずれを伴う逆断層を確認し、「7.4.4.2.3 敷地の地質構造」に後述するように後期更新世以降に活動していること及び断層面上の条線のすべり角から水平変位量は鉛直変位量の約1.3倍であることを確認している。

江良付近から椿坂北西方に至るリニアメント周辺には、美濃一丹波帯中・古生層の泥岩、砂岩、チャート、石灰岩及び緑色岩、新第三系の閃緑岩岩脈並びにこれらを覆う第四系の河成高位段丘堆積物、河成中位段丘堆積物、河成低位段丘堆積物、古期扇状地堆積物<sup>2</sup>、新时期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

江良付近から瀬河内南東方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層中に断層が認められる。ウツロギ峠西方では、リニアメントを境して、北東側に閃緑岩岩脈が、南西側に美濃一丹波帯中・古生層が分布し、田尻付近では、北東側に美濃一丹波帯中・古生層が、南西側に閃緑岩岩脈が分布している。ウツロギ峠南西方の露頭 (Loc.U-1) では、北東側の美濃一丹波帯中・古生層と南西側の崖錐性堆積物とを境する断層が認められ、調査によると、この堆積物中に含まれる腐植質シルトの放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は  $5,060 \pm 110\text{y. B. P.}$  であるとしている (第7.4.2.94図)。ウツロギ峠付近では、河成高位段丘面を開析する河谷に約45mの左屈曲が認められ、河成高位段丘堆積物を覆う地層には、鬼界葛原テフラ (K-Tz) が含まれる。Loc.U-1 地点の斜面上部の鞍部でトレンチ調査 (Loc.Us-1) を実施した。トレンチ内には、先第四系の閃緑岩、第四系の崖錐堆積物及びローム混じり砂礫が分布する。先第四系の閃緑岩と第四系は断層関係で

接しており、第四系のローム混じり砂礫には K-Ah が含まれ、また本層に含まれる炭質物の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は  $4,210 \pm 30\text{y. B. P.}$  である (第 7.4.2.95 図)。

檜曲東方から池河内南東方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層中に断層が認められる。檜曲東方の露頭 (Loc. U-2) に見られる断層は、調査から、始良 Tn テフラ (AT) を含む崖錐堆積物に変位を与えているが、鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) を含む礫質砂層に変位を与えていない (第 7.4.2.96 図)。また、池河内北西のリニアメント付近でトレンチ調査を実施した。トレンチ内には、第四系の崖錐堆積物、ローム層及び表土が分布し、断層は第四系に変位を与えている。変位を受けている表土に含まれる炭質物等の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は  $830 \pm 30\text{y. B. P.}$  である (第 7.4.2.97 図)。

杉箸北西方から椿坂北西方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層中に断層が認められる。杉箸北東方の露頭 (Loc. U-3) に見られる断層は、軟質な粘土状破碎部を伴い、断層面も平面的で連続性が良いが、断層を覆う崖錐性堆積物に変位を与えていない。杉箸北東方のリニアメント付近においてトレンチ調査を実施した。トレンチ内には、第四系の崖錐堆積物及びローム層が分布する。崖錐堆積物中には断層が認められ、これを覆うローム層に変位は認められない。崖錐堆積物に含まれる炭質物等の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は  $8,090 \pm 40\text{y. B. P.}$  であり、ローム層に含まれる炭質物等の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は  $1,410 \pm 30\text{y. B. P.}$  である (第 7.4.2.98 図)。

リニアメント東南東延長部 (Loc. Ut-4) には、美濃一丹波帯中・古生層の砂岩及び泥岩が分布している。泥岩に発達する鱗片状へき開面の走向は、NNW-SSE 方向でリニアメントとは斜交している。また、幅

数 m の粘土混じり角礫状破碎部が数地点で認められるが、同様に NNW-SSE 走向でリニアメントとは斜交しており、これらは同走向で近接して分布する柳ヶ瀬断層の一部であると考えられる。これらには幅数 cm の粘土状破碎部が一部で認められるが、破碎部の組織を明瞭に切断する平面的な断層面は認められない（第 7.4.2.99 図）。

柳ヶ瀬山断層周辺には、主に泥岩基質の混在岩からなる美濃一丹波帯中・古生層が分布している。文献で示されるリニアメントの位置付近で、複数の断層露頭が確認された。杉箸東方の露頭（Loc.Ut-5）では、東側の塊状砂岩と西側の泥岩基質の混在岩の境界に幅約 1～1.5m の礫から砂状破碎部があり、数条の幅数 cm の粘土状破碎部があるが、破碎部の組織を明瞭に切断する平面的な断層面は認められない。本露頭では、断層を境に異なる岩相の地層が接しており、この境界部が断層本体と考えられる（第 7.4.2.100 図）。柳ヶ瀬北西方の露頭（Loc.Ut-6）では、幅約 20m の泥岩及び砂岩からなる露頭のほぼ中央部に、幅約 1.3m の細片から鱗片状破碎部があり、この破碎部を切断して幅数 cm の粘土状破碎部が認められるが、分岐、湾曲し、破碎部の組織を明瞭に切断する平面的な断層面は認められない（第 7.4.2.101 図）。本露頭は、幅約 20m に渡って連続し、断層はその部分にしか存在しないので、観察できた破碎帯が柳ヶ瀬山断層本体と考えられる。杉箸東方の露頭（Loc.Ut-7）では、幅約 1.5m の主に粘土混じり角礫状破碎部があり、幅数 cm の粘土状破碎部が認められるが、平面的な断層面は認められない（第 7.4.2.102 図）。柳ヶ瀬北西方の露頭（Loc.Ut-8）では、幅約 1m 以上の角礫状から鱗片状破碎部があり、幅数 cm の砂から粘土状破碎部が数条認められるが、連続せず非常に不明瞭である（第 7.4.2.103 図）。柳ヶ瀬山断層の南方延長部（Loc.Ut-9）では、チャートの健岩露

頭が広く分布している。チャートの南側には泥岩が分布しているが、両者の境界はおおむね NE-SW 方向に連続し、変位は認められない（第 7.4.2.104 図）。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>により田結リニアメントと内池見リニアメントが示されている位置には、泥岩、砂岩、チャート等からなる美濃一丹波帯中・古生層が分布する。リニアメント周辺には、断層露頭は認められないが、岡田（2000）<sup>(129)</sup>に示されているボーリング調査等の結果からは、敦賀市中池見では断層の存在を否定できない。

(d) 海上音波探査結果等

断層周辺陸域及び海域の地質図を第 7.4.2.105 図に、海上音波探査記録及び地質断面図を第 7.4.2.106 図に示す。また、海上音波探査記録の解析から得られた R 層上面及び C 層上面の等深線図を第 7.4.2.107 図及び第 7.4.2.108 図に、変位量分布図を第 7.4.2.109 図に、傾斜角分布図を第 7.4.2.110 図に示す。

敦賀半島の北東側及び敦賀湾内の海域では、C 層上面に台地状の高まりが広く認められる。この高まりの南西縁は、立石岬北方から浦底断層を経て田結崎北方沖合まで連続している。また、この高まりの東縁は、河野西方沖から五幡北方沖まで連続している。

この高まりの中央部付近から高まりの北方には、杉山他（2012a）<sup>(130)</sup>の甲楽城沖断層に対応して、高角度の F-17・18・19、F-28、F-29 及び F-30 断層が分布し、F-17・18・19 断層は完新世の活動が、F-28、F-29 及び F-30 断層は後期更新世以降の活動が認められる。F-17・18・19 断層は、NW-SE 方向で、北東側隆起の断層である。F-28 及び F-29 断層は、N-S 方向で、東側隆起の断層である。F-30 断層は、NW-SE から NNW-SSE 方向で、西南西側隆起の断層である。こ

これらの断層は、いずれもR層、C層及びB層上面の変位量は小さく、累積性もほとんど認められない。

この高まりの南西縁には、浦底断層を挟んで北方にF-22及びF-23・24断層が、南方にF-39・40、F-39b、F-41、F-44、F-44b、F-44c、F-44d及びF-44e断層が位置し、いずれも後期更新世以降の活動が認められる。これらの断層の走向はおおむねNW-SE方向で、高角度で北東に傾斜し、北東側隆起の断層であり、浦底断層の構造と調和的である。

「7.4.4.2.3 敷地の地質構造」に後述するように、海上ボーリング、海上音波探査、津波堆積物調査及び海上音波探査結果によれば、本断層の鬼界アカホヤテフラ降灰以降の最大の累積鉛直変位量は約4.4mであり、鬼界アカホヤテフラ降灰以降3回の活動が認められる。

F-41、F-44、F-44b、F-44c、F-44d及びF-44e断層のC層上面を基準とする断層の変位量は南方に向かって小さくなる傾向は認められない。これらの海域断層は、性状の類似性から、それぞれ南方延長部の陸域の断層に連続するものと考えられる。

一方、この高まりの東縁には、走向はN-S方向で、西側に傾斜し、西側隆起のF-32・45断層が位置し、後期更新世以降の活動が認められる。

F-32・45断層のB層上面を基準とする断層の変位量は、北方に向かって終息するが南方に向かっては終息する傾向が認められず、また南方に向かって傾斜角は高角度となり、ウツロギ峠（断層）及び池河内断層と調和的である。したがって、F-32・45断層は、性状の類似性から、南方延長部のウツロギ峠（断層）及び池河内断層に連続するものと考えられる。

(e) 総合評価

本地域の特徴としては、敦賀半島の北東側及び敦賀湾内の海域では、C層上面に台地状の高まりが広く認められる。これは、この高まりの南西縁及び東縁に分布する断層群に起因するものと考えられる。これらの断層の南方延長の陸域にはほぼ同走向の断層が分布しており、南西縁の断層構造は、走向、隆起方向等から文献に示される田結リニアメントと内池見リニアメントに連続することが考えられ、東縁の断層構造は、その南端部に近接するウツロギ峠（断層）及び池河内断層を経て柳ヶ瀬山断層に連続していることが確認された。また、この高まりの中央部から北方には甲楽城沖断層が分布している。このうち、柳ヶ瀬山断層を除く断層については、後期更新世以降の活動が認められる。

C層上面の台地状の高まりの北部に位置するF-17・18・19とF-28、F-29及びF-30断層は、断層の相対的落下側及び活動履歴が異なることから、これらは異なる活動セグメントと判断する。この高まりの東縁に位置するF-32・45断層とウツロギ峠（断層）及び池河内断層は、走向が異なることから、これらは異なる活動セグメントと判断する。

C層上面の台地状の高まりの南西縁の北部に位置するF-23・24断層から浦底断層を経てF-39・40断層に至る断層と、F-41、F-44及びF-44b断層から田結リニアメント及び内池見リニアメントに至る断層は、走向が異なり、F-39・40断層の変位は南に向かって減少する傾向が認められることから、これらは異なる活動セグメントと判断する。

甲楽城沖断層と浦底断層は、累積性が大きく異なり、構造的類似性

が認められないことから、これらは異なる活動セグメントと推定される。

浦底セグメントとウツロギ峠・池河内セグメントの関係については、浦底セグメントがC層上面の台地状の高まりの南西縁に位置し、ウツロギ峠・池河内セグメントがウツロギ峠北方セグメントとの連続性等からこの高まりの東縁に関連するものと考えられることから、両セグメントは断層構造が連続するものではない。

このことから、活動セグメントについては、F-17・18・19断層の約7kmを甲楽城沖北部セグメント、F-28、F-29及びF-30断層の約6kmを甲楽城沖南部セグメント、F-22断層からF-39・40断層までの約13kmを浦底セグメントと、F-41断層、F-44断層及びF-44b断層並びに文献で示される田結リニアメント及び内池見リニアメントの約10kmを田結・内池見セグメントと、F-32・45断層の約11kmをウツロギ峠北方セグメントと、江良付近から椿坂北西方までの約13kmをウツロギ峠・池河内セグメントとそれぞれ評価する。

甲楽城沖北部セグメントと甲楽城沖南部セグメントは近接して分布し、相対的落下側は異なるが走向に著しい違いは認められない。これらのことから、甲楽城沖北部セグメントと甲楽城沖南部セグメントを併せた約13kmを甲楽城沖断層とし、将来活動する可能性のある断層等と評価する。

浦底セグメント及び田結・内池見セグメントは、いずれも北東から東に傾斜しておりC層上面の高まりの南西から西縁をなす構造である。また、ウツロギ峠北方セグメントとウツロギ峠・池河内セグメントは近接して分布し、走向等に著しい違いは認められない。これらのことから、浦底セグメントと田結・内池見セグメントを合わせた約21km

を浦底－内池見断層とし、将来活動する可能性のある断層等と評価する。

また、ウツロギ峠北方セグメントとウツロギ峠・池河内セグメントは近接して分布し、走向等に著しい違いは認められない。これらのことから、ウツロギ峠北方セグメントとウツロギ峠・池河内セグメントを併せた約 24km をウツロギ峠北方－池河内断層とし、将来活動する可能性のある断層等と評価する。なお、浦底セグメントで実施したボーリング、海上音波探査、海上ボーリング、津波堆積物調査及び海岸離水地形調査の結果から単位変位量は最大 2.5m であり、栗田(1999)<sup>(118)</sup>に基づき地震セグメント長を算定した結果は約 23km となり、調査結果より評価した断層の長さ約 21km と整合している。

また、文献で示される柳ヶ瀬山断層は、系統的な地形の高まりは認められず、確認された断層については、断層破碎部の性状等から少なくとも後期更新世以降の活動はなく、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

#### c. 鍛冶屋断層，醍醐断層，関ヶ原断層

##### (a) 文献調査結果

鍛冶屋断層に関する主な文献は以下のとおりである。

水野他(2002)<sup>(19)</sup>は、長さ 10km、左横ずれの鍛冶屋断層を示し、平均変位速度は 1m/千年未満としている。

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>は、伊香郡<sup>たかつき たかの</sup>高月町高野から米原市<sup>よしつき</sup>吉槻南方付近に、長さ 12km、WNW-ESE 方向で、主に左横ずれで一部南側隆起の确实度 I から II の活断層を鍛冶屋断層とし、その活動度を B 級としている。

岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>は、高野から吉槻南方付近に、長さ 11km、

WNW-ESE 方向で、主に左横ずれで一部南側隆起の确实度ⅠからⅡの活断層を鍛冶屋断層とし、その活動度をB級としている。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>は、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>の鍛冶屋断層に対応する位置の高野から米原市上板並付かみいたなみ近に、図から判読される長さ約11km、WNW-ESE方向で、主に左横ずれの活断層を示している。

東郷他（2005）<sup>(42)</sup>は、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>の鍛冶屋断層に対応する位置の高野から上板並東方に、図から判読される長さ約12km、主に左横ずれで一部南側隆起の活断層を示している。

池田他（1991）<sup>(133)</sup>は、鍛冶屋断層について、低位段丘堆積物に変位を与えている断層露頭を報告している。

杉山他（1994）<sup>(22)</sup>は、鍛冶屋断層については泥岩中の断層破碎帯を報告している。

石村（2010）<sup>(134)</sup>は、関ヶ原周辺の段丘の年代及び活断層の活動性について検討しており、鍛冶屋断層の活動度はB級の可能性があるとしている。

吉岡他（2011）<sup>(135)</sup>は、長浜市鍛冶屋町でトレンチ調査を実施し、最新活動は約1,000年前以降としている。

醍醐断層に関する主な文献は以下のとおりである。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、長浜市鍛冶屋町から長浜市今いまじょう莊町付近に、長さ4km、N-S方向で、東側隆起の确实度Ⅱの活断層を醍醐断層とし、その活動性をBからC級としている。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は、鍛冶屋町から米原市伊吹付近に、長さ7km、NNW-SSE方向で、主に東側隆起の确实度Ⅱの活断層を醍醐断層とし、その活動度をC級としている。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>は、岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>の醍醐断層に

対応する位置の米原市岡谷から伊吹付近に、図から判読される長さ約 7km, NNW-SSE 方向で、東側隆起の推定活断層を示している。

東郷他 (2005) <sup>(42)</sup> は、活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> の醍醐断層に対応する位置の岡谷から今荘町付近に、図から判読される長さ約 5km, 東側隆起の活断層を示している。

石村 (2010) <sup>(134)</sup> は、関ヶ原周辺の段丘の年代及び活断層の活動性について検討しており、醍醐断層の活動度は B 級の可能性があるとしている。

関ヶ原断層に関する主な文献は以下のとおりである。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> は、今荘町から垂井町付近に、長さ 17km, WNW-ESE 方向で、主に北側隆起で一部左横ずれの確実度 I から II の活断層を関ヶ原断層とし、その活動度を A から B 級としている。

岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> は、米原市上平寺<sup>じょうへいじ</sup>から垂井町付近に、長さ 8km, WNW-ESE 方向で、主に左ずれで一部北側隆起の確実度 I から II の活断層を関ヶ原断層とし、その活動度を A から B 級としている。

中田・今泉編 (2002) <sup>(34)</sup> は、岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> の関ヶ原断層に対応する位置の上平寺から垂井町付近に、図から判読される長さ約 9km, WNW-ESE 方向で、左横ずれの活断層を示している。

鈴木他 (2005) <sup>(39)</sup> は、岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> の関ヶ原断層に対応する位置の上平寺から垂井町付近に、図から判読される長さ約 10km, 左横ずれの活断層を示している。

池田他 (1991) <sup>(133)</sup> は、鍛冶屋断層及び関ヶ原断層について、低位段丘堆積物に変位を与えている断層露頭を報告している。

杉山他 (1994) <sup>(22)</sup> は、関ヶ原断層については、泥岩中の断層破碎帯及び固結した礫層と泥岩を境する断層破碎帯を報告している。

岐阜県（1996）<sup>(136)</sup> は、関ヶ原町秋葉でトレンチ調査を実施し、約 1.6～1.7 万年前以降の活動はないとしている。

石村（2010）<sup>(134)</sup> は、関ヶ原周辺の段丘の年代及び活断層の活動性について検討しており、関ヶ原断層の活動度は A 級の可能性があるとしている。

吉岡他（2011）<sup>(135)</sup> は、関ヶ原町秋葉でトレンチ調査を実施し、最新活動は約 19,000 年前以前としている。

#### (b) 変動地形学的調査

変動地形学的調査結果を第 7.4.2.111 図に示す。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup> 等により鍛冶屋断層が示されている位置付近には、古橋付近から鍛冶屋町を経て伊吹山北方に至る区間に、おおむね WNW-ESE 方向にリニアメントが判読される。高野付近では、複数条のリニアメントが西方に開くように分岐している。

リニアメント付近には河成高位段丘面、河成中位段丘面、河成低位段丘面、古期扇状地面 1、古期扇状地面 2 及び新期扇状地面が判読される。リニアメントは、主に山地内に認められる。尾根・河谷の系統的な左屈曲が複数地点で判読される。また、全体として南側隆起が認められるが、西部の長浜市谷口町以西では北側隆起が認められる。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup> 等により醍醐断層が示されている位置付近には、長浜市鍛冶屋町から長浜市今荘町付近に至る区間に、おおむね N-S 方向にリニアメントが判読される。リニアメント付近には河成高位段丘面、河成中位段丘面、河成低位段丘面、古期扇状地面 1、古期扇状地面 2 及び新期扇状地面が判読される。リニアメントは、主に山地と平野の境界に認められ、全体として東側隆起が認められる。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup> 等により関ヶ原断層が示されている位置

付近には、長浜市今荘町付近から米原市伊吹を経て垂井町朝倉山に至る区間に、おおむね WNW-ESE 方向にリニアメントが判読される。伊吹山南方付近では、複数のリニアメントが並走している。リニアメント付近には河成高位段丘面、河成中位段丘面、河成低位段丘面、古期扇状地面 1、古期扇状地面 2 及び新期扇状地面が判読される。リニアメントは、主に山地と平野の境界に認められる。尾根・河谷の系統的な左屈曲が複数地点で判読される。また、全体として北側隆起が認められる。

(c) 地表地質調査結果等

地表地質調査結果等に基づき作成した地質図を第 7.4.2.112 図に示す。

鍛冶屋断層のリニアメント付近では、美濃一丹波帯中・古生層に NW-SE 方向の軸を持つ褶曲構造が認められ、鍛冶屋断層はこの構造を変位させており、美濃一丹波帯中・古生層中の久世コンプレックスと那比コンプレックスの境界を見かけ数 km 左横ずれさせている。鍛冶屋断層については、リニアメント位置に断層が複数地点で確認される。これらのうち、湖北町上山田北東方(Loc. KJt-1)、高野東方(Loc. KJt-2)等で確認された断層は、第四系に変位を与えている(第 7.4.2.113 図及び第 7.4.2.114 図)。鍛冶屋断層は、高野付近で北西方に分岐したリニアメントに対応して断層が確認されており、断層末端の特徴を有している。

上板並のリニアメントが判読される付近でトレンチ調査を実施した。トレンチ内には、第四系の河成中位段丘堆積物、古期扇状地堆積物 2、崖錐堆積物、ローム層及び腐植質シルト層が分布する。河成中位段丘堆積物が古期扇状地堆積物 2 に衝上し、河成中位段丘堆積物中には複

数の断層が認められる。変位を受けている崖錐堆積物に含まれる炭質物等の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は  $5,670 \pm 30\text{y. B. P.}$  である（第 7.4.2.115 図）。

瑞竜北西のリニアメントが判読される付近でトレンチ調査を実施した。トレンチ内には、第四系の河成低位段丘堆積物及びローム層が分布し、第四系に変位を与える断層が認められる。変位を受けているローム層下部に含まれる炭質物等の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は  $8,000 \pm 40\text{y. B. P.}$  である（第 7.4.2.116 図）。

また、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>等に示される木之本北方から南南西方向に向かう伏在推定活断層等については、地質調査所が木之本地区（Loc. Yt-7）で実施した反射法地震探査記録（申請者による再解析）があり、いずれの測線においても音響基盤に断層は推定されない。また、B測線中央部付近において実施したボーリング調査の結果、標高約 64m 以浅の地層は砂礫を主体とし、所々に粘土層を、また標高約 90m の粘土層には厚さ約数 cm の始良 Tn テフラ（AT）を挟在している。標高約 64m 以深の地層は砂礫層と粘土層の互層からなり、粘土層には湖水環境で生成される藍鉄鉱<sup>らんてっこう</sup>を含み、固結度も高いことから、古琵琶湖層群に相当すると考えられる（第 7.4.2.117 図）。

#### (d) 総合評価

鍛冶屋断層については、柳ヶ瀬断層とは古橋付近で走向の変化、分岐及び不連続が認められる。また、鍛冶屋南方には走向の異なる醍醐断層が分布し、更に東方の関ヶ原断層とは不連続である。

これらのことから、鍛冶屋断層については、高野から上板並東方の約 16km、醍醐断層については、鍛冶屋町から米原市伊吹付近の約 15km、関ヶ原断層については米原市上平寺から垂井町付近の約 13km と評価

する。

#### d. 敦賀断層

##### (a) 文献調査結果

敦賀断層に関する主な文献は以下のとおりである。

加藤・杉山（1985）<sup>(18)</sup>は、敦賀市越坂北東方から三国山西方に、NNE-SSW 方向で、一部で西落ちあるいは右横ずれの活断層及び推定活断層を示し、平均変位速度は 1m/千年未満としている。図から判読される長さは約 21km である。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、敦賀市新保南西方から三重嶽南方に、図から判読される長さ約 30km、NNE-SSW 方向で、一部で東側隆起あるいは右横ずれの確実度 I から III の活断層を示し、その活動度を B 級としている。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は、越坂付近から三重嶽東方に長さ 25.1km、NE-SW 方向で、一部で東側隆起あるいは右横ずれの確実度 I から II の敦賀断層帯を示し、その活動度を B 級としている。

池田他編（2002）<sup>(33)</sup>は、敦賀市雨谷南東方から三重嶽東方に、NNE-SSW 方向で、一部で右横ずれの活断層を示している。北東端については図幅範囲外である。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>は、越坂付近から大谷山西方に、図から判読される長さ約 24km、NNE-SSW 方向で、一部で右横ずれあるいは南東側隆起の敦賀断層帯を示し、その活動度を B 級としている。

岡田他（2005）<sup>(40)</sup>は、岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>の敦賀断層に対応する位置の撓曲から三重嶽東方に、NE-SW 方向で、北部は伏在する活断層で一部東側隆起の活断層を、南部は主に右横ずれで一部東側隆起の活断層を示している。北東端については図幅範囲外である。

杉山 (1997)<sup>(98)</sup> 及び杉山他 (1998b)<sup>(137)</sup> は、北部の敦賀市檜曲北方の鞍部では、断層が存在せず、敦賀市井川<sup>いがわ</sup>における反射法地震探査結果及びボーリング調査の結果では、敦賀断層北部は少なくとも最近の3万年間は活動しておらず、断層そのものが存在しない可能性も高いとしている。一方、南部の黒河川<sup>くろこ</sup>最上流域でのトレンチ調査結果では、断層に切られる堆積物の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は 1,460 ± 50y. B. P. , 最新活動により形成された低湿地の堆積物の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は約 600~800y. B. P. としている。また、敦賀断層南部の平均上下変位速度は約 0.5~0.6m/千年としている。これらのことから、敦賀断層は雨谷付近を境に北部と南部で活動性等が大きく異なるとしている。

栗本他 (1999)<sup>(5)</sup> は、敦賀市谷口付近から赤坂山西方に、敦賀断層を示している。雨谷付近を境にして北部及び南部に区分し、北部を伏在推定断層、南部を活断層としている。なお、北部は断層そのものが存在しない可能性も考えられるとしている。

地震調査委員会 (2003c)<sup>(48)</sup> は、湖北山地断層帯を二つの起震断層からなるとし、敦賀市から滋賀県高島市今津町<sup>いまづ</sup>に至る長さ約 25km の断層群を湖北山地断層帯北西部、敦賀市南部の滋賀県境界付近から今津町に至る約 16km の断層群を湖北山地断層帯南東部としている。湖北山地断層帯北西部については、敦賀断層、深山寺断層<sup>みやまでら</sup>、三国山北方断層及び赤坂山西方断層からなるとし、また本断層帯は、おおむね NE-SW 方向に延びており、右横ずれかつ南東側が相対的に隆起する逆断層であるとしている。

(b) 変動地形学的調査結果

地形調査結果を第 7.4.2.118 図に示す。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>等により敦賀断層が示されている位置付近には、越坂付近から大谷山南西方に至る区間に、NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。越坂付近から雨谷付近にかけて、NNE-SSW 方向に急崖等が断続的に認められ、北西側は敦賀平野、南東側は山地が分布している。山地の縁辺部には扇状地の形成が顕著で、南東側隆起、北西側沈降の変位を示唆する。さらに、雨谷付近から大谷山南西方にかけての山地内には、急崖、鞍部等が NNE-SSW 方向に断続的に続き、一部の尾根・河谷には系統的な右屈曲も認められる。

また、リニアメント付近には、河成中位段丘面、河成低位段丘面、古期扇状地面 1、古期扇状地面 2 及び新期扇状地面が判読される。

越坂付近から谷口付近に至る区間には、急崖及び尾根の傾斜変換線並びに鞍部からなる NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。なお、檜曲西方には、急崖及び尾根の傾斜変換線からなる N-S 方向のリニアメントが判読される。

井川南方から敦賀市山<sup>やま</sup>東方に至る区間には、急崖からなる NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。山東方では、リニアメントを横断して分布する古期扇状地面 2 に変位・変形は認められない。また、敦賀市高野付近には、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>の高野断層に対応する位置に、この区間のリニアメントと並走して急崖、尾根・河谷の屈曲、鞍部及び直線谷からなる N-S から NE-SW 方向のリニアメントが判読される。

雨谷西方には、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>が示す確実度Ⅲのリニアメントに対応する位置に、直線谷、低崖、尾根の傾斜変換線及び鞍部からなる NE-SW 方向のリニアメントが判読される。

雨谷南方から赤坂山北西方に至る区間には、鞍部、尾根・河谷の屈

曲，逆向き低崖，急崖，低崖及び尾根の傾斜変換線からなる NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。折戸谷上流部に判読される尾根・河谷の系統的な右屈曲の屈曲量は約 50～140m である。また，栗柄谷東方には，尾根の傾斜変換線からなる NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。黒河川支流では，同一面と考えられる沖積面，低位段丘面及び山腹斜面上に逆向低崖が認められる。

三国山北方から大谷山南西方に至る区間には，尾根の傾斜変換線，直線谷，尾根・河谷の屈曲，鞍部及び急崖からなる NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。大谷山西方では，リニアメントを横断して分布する古期扇状地面 2 に変位・変形は認められない。

#### (c) 地表地質調査結果等

地表地質調査結果に基づき作成した地質図を第 7.4.2.119 図に，地質断面図を第 7.4.2.120 図に示す。

リニアメント周辺には，美濃一丹波帯中・古生層の泥岩，砂岩，チャート，石灰岩及び緑色岩，白亜系から古第三系の江若花崗岩及び花崗斑岩の岩脈，新第三系の閃緑岩岩脈及び安山岩岩脈，並びにこれらを覆う第四系の河成中位段丘堆積物，河成低位段丘堆積物，古期扇状地堆積物 1，古期扇状地堆積物 2，新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

リニアメント南部の折戸谷付近では，リニアメントを境して，東側に江若花崗岩が，西側に美濃一丹波帯中・古生層が分布している。

越坂付近から山東方にかけては，リニアメント付近に断層は確認されない。樫曲北東方付近の鞍部 (Loc. T-1) では，リニアメントを横断して安山岩岩脈が NNE-SSW 方向に連続している (第 7.4.2.121 図)。幅約 70m にわたり剥ぎ取り調査を行い，連続的に露頭を観察した結果，

リニアメントと調和的な方向を示す断層が認められた。断層破碎帯は幅約 15～20cm で、角礫状破碎部 (N64° E/52° S) からなる (第 7.4.2.122 図)。角礫状破碎部でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は 45° S を示す (第 7.4.2.123 図)。

研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では右横ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められ、層状構造は認められない (第 7.4.2.124 図及び第 7.4.2.125 図)。

以上の分析結果より、檜曲北東方付近の鞍部 (Loc. T-1) で認められた断層の最新活動時期は少なくとも後期更新世以前であると考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

井川南方から敦賀市山東方に至る区間で判読される NNE-SSW 方向のリニアメントを横断する筥の川に沿って、反射法地震探査 (P 波, S 波) 及びボーリング調査を実施した (第 7.4.2.126 図)。

反射法地震探査の結果、P 波の CMP1370 付近において基盤岩上面深度の急変が推定された (第 7.4.2.127 図)。P 波について弾性波トモグラフィ解析を行った結果、CMP1350 付近から CMP1580 付近において低速度部が認められた (第 7.4.2.128 図)。以上より、リニアメント通過位置付近 (P 波: CMP1300 付近, S 波: CMP2080 付近) に東側隆起の断層が推定された。

反射法地震探査測線に沿って 4 本のボーリング調査を実施した。Br-S1 孔及び舞鶴若狭自動車道筥の川橋の橋脚基礎ボーリング (中日本高速道路株式会社より提供) における基盤岩上面深度は、反射法地震探査記録により推定される基盤岩上面深度と整合する。Br-S3 孔の基盤岩上面深度は 11.5m であり、P 波速度の低速度部から測線東端にかけて基盤岩上面に顕著な落差は認められない。一方、P 波速度の低

速度部西側の Br-S4 孔では深度 33m まで掘削したが、堆積物のみが認められ、基盤岩は出現しなかった（第 7.4.2.128 図）。

以上の調査結果より、リニアメント判読位置に敦賀断層が通過すると判断した。

雨谷南方から赤坂山北西方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層及び江若花崗岩中に断層が認められ、古期扇状地堆積物 2 及び新期扇状地堆積物に変位を与えている。雨谷南方 (Loc. T-2) では、古期扇状地堆積物 2 と江若花崗岩を境する断層が認められ、断層を挟んだ両側で古期扇状地堆積物 2 中に挟在する腐植質シルト・砂互層に約 4.5m の高度差が認められる。調査によると、このシルト層に含まれる腐植物の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は  $20,340 \pm 220 \sim 23,510 \pm 160$  y. B. P. である（第 7.4.2.129 図）。折戸谷上流部 (Loc. T-3) では、南東側の江若花崗岩と北西側の美濃一丹波帯中・古生層の緑色岩を境する断層が認められる（第 7.4.2.130 図）。断層面は非常に平面性が高く連続性も良く、その上部を覆う新期扇状地堆積物に変位が認められる（第 7.4.2.131 図及び第 7.4.2.132 図）。主断層面の走向・傾斜は  $N49^\circ E / 78^\circ W$ 、破碎幅は約 26m であり、約 20cm の粘土状破碎部を伴う。粘土状破碎部でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は  $15^\circ NE$  を示す（第 7.4.2.133 図及び第 7.4.2.134 図）。研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では右横ずれセンスを示す変形指標が認められ、最新面に沿って繰り返し活動の特徴と考えられる層状構造が認められる（第 7.4.2.135 図及び第 7.4.2.136 図）。

雨谷南方から赤坂山北西方に至るリニアメントの南西方には、断層が連続しており、栗柄谷中流部では幅約 200m の花崗斑岩岩脈を約 300m

右横ずれ変位させている。その北西部の敦賀断層南端部付近 (Loc. Tt-1) では、美濃一丹波帯中・古生層中に NE-SW 方向、約  $50^{\circ}$  南傾斜で、幅約 10m の破碎帯が認められる (第 7.4.2.137 図及び第 7.4.2.138 図)。破碎帯の両端に粘土脈 (Loc. Tt-2) や粘土の薄層 (Loc. Tt-3) が認められるが、破碎部の組織を明瞭に切断する平面的な断層は認められない (第 7.4.2.139 図から第 7.4.2.142 図)。破碎帯の北北西端 (Loc. Tt-2 :  $N23^{\circ} E / 64^{\circ} E$ ) 及び南南西端 (Loc. Tt-3 :  $N29^{\circ} E / 70^{\circ} E$ ) に認められる連続性に富む面構造においてブロック試料を採取し、CT 画像解析を行った結果、連続する断層面及び複合面構造は認められない (第 7.4.2.143 図から第 7.4.2.145 図)。

以上の観察・分析結果より、赤坂山南西方 (Loc. Tt-2 及び Loc. Tt-3) で認められた断層の最新活動時期は少なくとも後期更新世以前であると考えられる。

三国山北方から大谷山南西方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層及び江若花崗岩中に断層が認められ、一部の第四系に変位が認められる。リニアメント南西端部付近 (Loc. Tt-6) の露頭では、美濃一丹波帯中・古生層中で幅約 10m の区間に破碎帯が数条認められる (第 7.4.2.146 図)。この露頭 (Loc. Tt-7) では幅約 80cm の断層破碎帯が認められ、主断層面 ( $N33^{\circ} E / 38^{\circ} W$ ) に沿って膨縮の激しい粘土化した破碎部が認められる。この破碎部の幅は約 4cm 未満である (第 7.4.2.147 図及び第 7.4.2.148 図)。この粘土化した破碎部でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は  $25^{\circ} SW \sim 30^{\circ} SW$  を示す (第 7.4.2.149 図)。

研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では左ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められた (第 7.4.2.150 図及び第 7.4.2.151 図)。

以上の観察・分析結果より、リニアメント南西端部付近 (Loc. Tt-6) の露頭 (Loc. Tt-7) で認められた断層の最新活動時期は少なくとも後期更新世以前であると考えられる。

(d) 総合評価

本地域の特徴としては、越坂付近から雨谷付近にかけて、NNE-SSW 方向に急崖等が断続的に認められ、北西側は敦賀平野、南東側は山地が分布している。この南方の山地内には、雨谷付近から折戸谷を経て栗柄谷中流部にかけて、また三国山北方から大谷山南西方にかけて、それぞれ断層が認められる。これらの断層については、後期更新世以降の活動が認められる。

檜曲北東方から雨谷西方の断層と雨谷南方から折戸谷を経て栗柄谷中流部の断層は、雨谷付近で明瞭なステップが認められることから、これらは異なる活動セグメントと判断する。

雨谷南方から折戸谷を経て栗柄谷中流部の断層とその東側に位置する三国山北方から大谷山南西方の断層は、三国山北方付近で近接し、南方にかけて並走する関係にあり、またそれぞれの断層の傾斜角がほぼ鉛直であり、両断層は深部で収斂<sup>しゅうれん</sup>する可能性が考えられることから、同一の活動セグメントと判断する。

これらのことから、活動セグメントについては、檜曲北東方から雨谷西方までの約 11km を敦賀断層北部セグメントと、雨谷南方から大谷山南西方までの約 13km を敦賀断層南部セグメントと評価する。

敦賀断層北部セグメントと敦賀断層南部セグメントは、雨谷付近に見られる明瞭なステップ以外に顕著な差が認められないことから、両セグメントを合わせた約 23km を敦賀断層とし、将来活動する可能性のある断層等と評価する。

e. 野坂断層, B断層, 大陸棚外縁断層

(a) 文献調査結果

野坂断層に関する主な文献は以下のとおりである。

加藤・杉山(1985)<sup>(18)</sup>は、関峠北西方から山北西方に、WNW-ESE方向で、一部で南落ちあるいは左横ずれの活断層及び推定活断層を示し、平均変位速度は1m/千年未満としている。図から判読される長さは約6kmである。

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>は、関峠北西方から山北西方に、長さ6km、WNW-ESE方向で、主に南側隆起、一部で北側隆起あるいは左横ずれの確実度ⅠからⅡの活断層を示し、その活動度をB級としている。また、その南西側の関付近から長谷付近に、長さ2km、WNW-ESE方向で、北側隆起の確実度ⅠからⅡの野坂南断層を示し、その活動度をC級としている。

岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>は、三方郡美浜町北田西方から山付近に、長さ6.8km、NW-SE方向で、主に南西側隆起、一部で北東側隆起あるいは左横ずれの確実度ⅠからⅡの活断層を示し、その活動度をB級としている。

池田他編(2002)<sup>(33)</sup>は、北田西方から山付近に、図から判読される長さ約7km、WNW-ESE方向で、一部で北側隆起あるいは左横ずれの活断層を示している。

中田・今泉編(2002)<sup>(34)</sup>は、北田西方から山北西方に、図から判読される長さ約7km、WNW-ESE方向で、一部で左横ずれ、南側隆起あるいは北側隆起の活断層を示している。

堤他(2005)<sup>(41)</sup>は、関峠北西方から長谷に、WNW-ESE方向で、主に左横ずれ、一部北東側隆起の活断層あるいは伏在する断層を示してい

る。なお、西端については図幅範囲外である。

東郷（1974）<sup>(84)</sup>は、長谷付近において、扇状地上に急崖及び谷の屈曲を認め、扇状地面形成以降の変位量は、北東側隆起は数 m 程度、左横ずれ量は少なくとも 60m 程度としている。

杉山（1997）<sup>(98)</sup>及び杉山他（1998a）<sup>(97)</sup>は、長谷付近における反射法探査結果及びボーリング調査結果から、約 22,000～24,000y. B. P. の地層に約 5～7m の上下変位が認められるとしている。また、トレンチ調査の結果から、断層によって変位を受けた最も新しい堆積物の年代は約 500y. B. P. であり、断層を覆う堆積物の年代は、約 300～500y. B. P. とし、約 2 万年前の地層に約 2m の上下変位が認められるとしている。これらのことから、平均変位速度を約 0.1～0.3m/千年としている。なお、トレンチ調査で認められた断層構造から横ずれ変位が示唆されるとしている。

栗本（1999）<sup>(5)</sup>は、野坂断層東部を活断層として示し、長さ約 7km としている。

小松原他（2000）<sup>(138)</sup>は、海上音波探査の結果から撓曲構造を認め、野坂断層は 3.6km 北西沖合へ連続するとしている。

杉山他（2014）<sup>(139)</sup>は、音波探査とボーリング調査の結果から、野坂断層帯海域部において、完新世に 3 回から 4 回の断層活動を推定し、1 回あたりの変位量を約 1.7～3.5m としている。

B 断層に関する主な文献は以下のとおりである。

海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>は、佐田北西方沖に、全長約 17km、NW-SE 方向の推定断層及び伏在推定断層を示している。これらの断層群については右雁行していることから左横ずれ断層としている。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>に対

応する位置に、長さ約 13km, NW-SE 方向で、北東側隆起の雁行する推定活断層を示し、若狭湾断層群  $S_8$  としている。

脇田他 (1992b) <sup>(25)</sup> は、海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> に対応する位置に、図から判読される長さ約 19km, NW-SE 方向で、左横ずれの断層を示している。

山本他 (2000) <sup>(54)</sup> は、海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> に対応する位置に、長さ約 17km, NW-SE 方向で、北東側隆起の断層を示している。

小松原他 (2000) <sup>(138)</sup> は、海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> の推定断層及び伏在推定断層を B 断層系とし、野坂断層との間の約 4km 区間では明確な活構造が確認されないが、この区間でも断層が連続していると考えた場合、合わせた断層長は約 30km となるとしている。

大陸棚外縁断層に関する主な文献は以下のとおりである。

海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> は、干飯崎西方から南西方に延びる、長さ約 6.5km, NE-SW 方向で、南東側隆起の断層を示している。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> は、越前岬沖から敦賀半島北西沖の大陸棚外縁部付近に、図から判読される長さ約 30km, NE-SW 方向で、南東側隆起の活撓曲を示している。

脇田他 (1992b) <sup>(25)</sup> は、敦賀半島北西沖の大陸棚外縁部付近に、図から判読される長さ約 23km, NE-SW 方向で、南東傾斜の逆断層を示している。

山本他 (2000) <sup>(54)</sup> は、敦賀半島北西沖の大陸棚外縁部付近に、図から判読される長さ約 9km, NE-SW 方向で、南東側隆起の断層を示している。

地震調査委員会 (2003b) <sup>(47)</sup> は、若狭湾から三方郡美浜町を経て滋賀県伊香郡西浅井町に至る断層群を野坂・集福寺断層帯とし、湖北山

地断層帯北西部がこれらを切って北東側に延びている可能性があることから、野坂断層帯と集福寺断層の二つの起震断層に区分されるとしている。野坂断層帯については、野坂断層、野坂南方断層及び野坂断層北西方延長海域に示されるB断層系からなるとし、NW-SE 方向に延びており、左横ずれかつ北東側が隆起する逆断層で、その長さを約31kmとしている。また、海域のB断層系と野坂断層の海底延長部との間は、約4kmにわたって断層の存在が確認されていないとしている。

(b) 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第7.4.2.152図に示す。

陸域においては、関峠以東では敦賀平野の南西縁に野坂山地が分布し、その平野と山地は、NW-SE 方向の比較的直線的な境界をなしている。山地の縁辺部には段丘が発達し、南西側隆起、北東側沈降を示唆する。また、関峠以西では、崖地形は山地内に認められるが、リニアメントを挟んで山地高度には顕著な高度差は認められない。一方、海底地形の特徴としては、<sup>こつてさき</sup>特牛崎西方沖に位置する大グリ付近から大陸棚外縁付近まで、北東側が隆起するNW-SE 方向に延びる高度不連続が認められ、この東側の高まりは比較的平坦な面をなし北西方に向かって緩やかに深度を増している（第7.4.2.2図）。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>等により野坂断層が示されている位置付近には、北田南方から長谷南東方に至る区間に、WNW-ESE 方向のリニアメントが判読される。リニアメント付近には、河成高位段丘面、河成中位段丘面、河成低位段丘面、古期扇状地面1、古期扇状地面2及び新期扇状地面が判読される。

北田南方から関南東方に至る区間には、急崖からなるWNW-ESE 方向のリニアメントが判読される。また、リニアメント北西端部付近の西

側には、尾根の傾斜変換線、尾根・河谷の屈曲及び直線谷からなる E-W 方向のリニアメントが判読されるが、西方延長部に分布する河成中位段丘面に変位・変形は認められない。丘陵周辺 (Loc. N-1) の河成中位段丘面、河成低位段丘面のそれぞれの標高に高度差は認められない(第 7.4.2.153 図)。

関南東方から長谷南東方に至る区間には、尾根・河谷の屈曲、急崖、逆向き低崖、凹地、尾根の傾斜変換線及び鞍部からなる NW-SE 方向のリニアメントが判読される。

航空レーザー測量による地形データと、航空写真による人工改変前の地形データを接合し、地形判読を行った結果を第 7.4.2.154 図に示す。長谷付近の古期扇状地面 1 上には、逆向き低崖、河川の屈曲及び断層凹地からなる NW-SE 方向のリニアメントが認められる。なお、本リニアメントの南東方延長部の黒河川対岸に発達する古期扇状地面 2 には、変位・変形は認められない。野坂南方付近の山麓部及び長谷南方には、古期扇状地面 1 が分布しており、これらの北東側に急斜面からなるリニアメントが認められる。なお、このリニアメントの南西側には、活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> の野坂南断層に対応する位置に、尾根の傾斜変換線、鞍部及び尾根の屈曲からなるリニアメントが判読される。

野坂断層の南東末端付近の黒河川<sup>くろこ</sup>の支流に沿って、野坂断層とほぼ直交する NE-SW 走向のリニアメント (野坂岳南東方リニアメント) が判読される。このリニアメントは、長さは約 2.5km 程度と短い。主に山地斜面や河成低位段丘面上の明瞭な逆向崖によって構成され、一部では河谷の右屈曲もみられる。これらの変位地形は、南西の末端部に向かって次第に不明瞭になる (第 7.4.2.154 図)。

(c) 地表地質調査結果

地表地質調査結果に基づき作成した地質図を第 7.4.2.155 図に、地質断面図を第 7.4.2.156 図に示す。

リニアメント周辺には、美濃－丹波帯中・古生層の泥岩、砂岩、チャート及び緑色岩、白亜系から古第三系の江若花崗岩並びにこれらを覆う第四系の河成高位段丘堆積物、河成中位段丘堆積物、河成低位段丘堆積物、古期扇状地堆積物 1、古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

野坂南西方では、リニアメントを境して北側に江若花崗岩が、南側に美濃－丹波帯中・古生層が分布している。

関南東方から長谷南東方にかけては、野坂西方(Loc. N-4)において、リニアメント付近に古期扇状地堆積物 1 と美濃－丹波帯中・古生層を境する断層が認められる(第 7.4.2.157 図)。リニアメント南東方延長部の山付近の山地内(Loc. N-5)においては、江若花崗岩の健岩が連続的に分布しており、リニアメント方向に直交あるいは斜交する江若花崗岩中の節理は多く認められるが、断層は認められない(第 7.4.2.158 図)。

野坂岳南東方リニアメント直下(Loc. N-6)に花崗岩と堆積層が接する断層( $N53^{\circ} E/80^{\circ} E$ )が認められた(第 7.4.2.159 図及び第 7.4.2.160 図)。この断層を覆う上載層について放射性炭素 [ $^{14}C$ ] 年代を測定した結果、最新活動時期は G 層( $1,110 \pm 20 \text{ cal B. P.}$ ) 堆積後、C 層から F 層( $100 \sim 390 \text{ cal B. P.}$ ) 堆積以前である。この結果は、杉山他(1998a)<sup>(97)</sup>による野坂断層の最新活動年代と整合している。なお、野坂岳南東方リニアメント南西部の直線谷(Loc. N-7)において礫混じり粘土状破碎部(約 5cm,  $N38^{\circ} E/85^{\circ} NW$ )を含む破碎幅約 80cm

以上の断層が認められた（第 7.4.2.161 図及び第 7.4.2.162 図）。詳細に露頭観察を行った結果、礫混じり粘土状破碎部には複合面構造は認められない。礫混じり粘土状破碎部でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は  $30^{\circ}$  NE を示す（第 7.4.2.163 図）。研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では左横ずれ・逆断層センスを示す変形指標が認められ、層状構造は認められない。また、最新活動面は、変質に伴う粘土鉱物が発達し、やや不明瞭になっている（第 7.4.2.164 図及び第 7.4.2.165 図）。

航空重力探査で得られたデータと既存のデータを合わせ、浅部構造に起因するブーゲー異常を解析した。その結果、敦賀半島南西部の重力異常の高まりと大陸棚外縁付近に重力異常の高まりが認められる。陸域の野坂断層は、敦賀半島南西部の重力異常の北東縁の急変部に位置する（第 7.4.2.166 図）。

#### (d) 海上音波探査結果

断層周辺陸域及び海域の地質図を第 7.4.2.167 図に、海上音波探査記録及び地質断面図を第 7.4.2.168 図に示す。また、海上音波探査記録の解析から得られた R 層上面及び C 層上面の等深線図を第 7.4.2.169 図及び第 7.4.2.170 図に、変位量分布図を第 7.4.2.171 図に、傾斜角分布図を第 7.4.2.172 図に示す。

この海域の R 層上面及び C 層上面の特徴としては、特牛崎西方沖に位置する大グリ付近から大陸棚外縁付近まで、海底地形と調和的な東側隆起の高まりが認められる。これらの高まりは比較的平坦な面をなし北西方に向かって緩やかに深度を増しており、南西縁には NW-SE 方向の断層群が分布している。一方、大グリ南方では、顕著な高度差は認められない。また、大陸棚外縁部には、大陸棚に調和的な北西傾斜

の斜面が認められ、この斜面に沿って NE-SW 方向の断層群が分布している。

大グリ付近から大陸棚外縁付近に認められる高まりの南西縁の断層群は、NNW-SSE から NW-SE 方向の F-69・70a, F-71・72・75 及び F-75・76・78 断層からなり、一部区間を除いて後期更新世以降の活動が認められる。同断層の南部は、走向が NW-SE 方向で、断層傾斜角は高角度となっている。同断層の北部は、走向を NNW-SSE 方向に変え、北方に向かって変形幅を広げる撓曲構造で特徴付けられ、東側に傾斜する断層が推定される。同断層の R 層上面及び C 層上面を基準とした変位量は、南方で小さく、北方に向かって変位量を増す傾向が認められる。なお、F-69・70a 断層北部については、B 層内に典型的なプログラデーションパターンが認められ、断層による変位・変形は認められないが、B 層上面の深度が約 110~120m であることから、最終氷期頃の海退時の堆積形態が現れたものと考えられ、最終間氷期以降の活動は完全に否定できない。

大陸棚外縁部の北西縁の断層群は、F-67 及び F-68 断層からなり、F-67 断層と F-68 断層東部については後期更新世以降の活動が認められる。また、北東方端部については、音波散乱層の影響等で不明瞭な部分が存在するため、その端部を特定できない。F-68 断層の南西方には、R 層内に記録パターンの異なる境界面が認められ、同断層の南西方へ続いている。同断層と F-69・70a 断層とは、大陸棚付近において T 字状に接している。

また、陸域の野坂断層の北西方延長の沖合には、NW-SE 方向で高角度の F-81 断層が認められる。F-81 断層と F-75・76・78 断層との間には R 層の高まりが南西に張り出しており、その東縁には N-S 方

向で西側隆起の F-G 断層が認められる。F-81 断層及び F-G 断層については、後期更新世以降の活動が認められる。

なお、F-69・70a、F-71・72・75 及び F-75・76・78 断層は、敦賀半島南西部の重力異常の高まりと大陸棚外縁付近に重力異常の高まりの間に分布している（第 7.4.2.166 図）。

(e) 総合評価

本地域の特徴としては、陸域においては、敦賀平野の南西縁に野坂山地が分布し、その平野と山地は、NW-SE 方向の比較的直線的な境界をなしている。一方、海底地形の特徴としては、特牛崎西方沖に位置する大グリ付近から大陸棚外縁付近まで、北東側が隆起する NW-SE 方向に延びる高度不連続が認められ、この東側の高まりは比較的平坦な面をなし北西方に向かって緩やかに深度を増している。陸域の野坂断層、海域の R 層上面等の高まりの南西縁の断層群と北西縁の断層群等については、後期更新世以降の活動が認められる。

陸域の野坂断層と海域の F-81 断層は、いずれも横ずれ断層と判断され、断層の傾斜角がほぼ鉛直であり、同走向で直線的に配置していること等から、同一の活動セグメントと判断する。

F-81 断層と R 層上面等の高まりの南西縁に位置する断層群は、両断層の間に R 層の高まりが南西に張り出していること、その東縁に認められる F-G 断層が北西方に向かって分岐しており F-81 断層の末端形状を示していること、南西縁に位置する断層群の断層変位量が南方に向かい終息すること及び大グリ南方で R 層上面及び C 層上面の分布形状に相違が認められることから、これらは異なる活動セグメントと判断する。

R 層上面等の高まりの南西縁に位置する断層群と北西縁に位置する

断層群は、断層同士がT字状に接していること、南西縁の断層が北方に向かって変形幅を大きく広げる断層端部の特徴を有することから、これらは異なる活動セグメントと判断する。

これらのことから、活動セグメントについては、野坂断層からF-81断層までの約12kmを野坂セグメント（野坂断層）と、F-75・76・78断層からF-69・70a断層までの約21kmをBセグメント（B断層）と、F-67断層からF-68断層及びその北東方延長部において断層構造が認められないことが明確な福井県（1997）<sup>(102)</sup>で実施された海上音波探査測線（Line6）までの約14kmを大陸棚外縁セグメント（大陸棚外縁断層）と評価する。

野坂断層とB断層の間については、R層の張り出しが認められ、野坂断層は北東に向かって分岐状を呈し、B断層は南東に向かってC層上面を基準とする変位量を終息し、それぞれ断層の末端を示唆しているが、海上音波探査記録からは野坂断層とB断層の間では断層によるB層以上の地層の変形の可能性を否定できない。また、B断層は北西方に変形幅を広げて断層の末端であることを示唆し、大陸棚外縁断層とはT字状に接していると考えられるが、大陸棚外縁断層の南西方に活構造は確認できず、両断層のC層上面を基準とする変位量に大きな違いが認められないことから、両断層の活構造は連続的に見える。

以上のことから、野坂断層、B断層及び大陸棚外縁断層は同時活動するものとし、3断層を合わせた約49kmを将来活動する可能性のある断層等とする。

#### f. 三方断層

##### (a) 文献調査結果

三方断層に関する主な文献は以下のとおりである。

加藤・杉山 (1985)<sup>(18)</sup>及び水野他 (2002)<sup>(19)</sup>は、三方郡美浜町久々子から三方上中郡若狭町新道北東方に、N-S 方向で、西落ちの活断層及び推定活断層を示し、平均変位速度は 1m/千年未満としている。図から判読される長さは約 17km である。

活断層研究会編 (1991)<sup>(31)</sup>は、久々子付近から新道北東方に、長さ 15km, N-S 方向で、主に東側隆起の确实度 I 及びⅢの活断層を示し、その活動度を B 級としている。

岡田・東郷編 (2000)<sup>(32)</sup>は、久々子付近から新道東方に、長さ 18km, N-S 方向で、主に東側隆起の确实度 I からⅡの活断層を示し、その活動度を B から C 級としている。また、三方上中郡若狭町上野付近から新道に並走する活断層を示し、倉見峠断層と呼び、両者を合わせて三方断層帯と呼んでいる。

池田他編 (2002)<sup>(33)</sup>は、久々子付近から新道東方に、長さ約 18km, N-S 方向で、主に東側隆起の活断層を示している。なお、三方断層南部には、岡田・東郷編 (2000)<sup>(32)</sup>の倉見峠断層に対応する位置の倉見峠南方から新道北方に、N-S 方向の活断層を示している。図から判読される長さは約 3km である。

中田・今泉編 (2002)<sup>(34)</sup>は、久々子南方から新道東方に、図から判読される長さ約 18km, N-S 方向で、主に東側隆起の活断層及び推定活断層を示し、三方断層帯としている。

岡田 (1984)<sup>(88)</sup>は、三方五湖低地の形成過程と地殻運動について一般的に述べている。また、三方上中郡若狭町相田において急傾斜する能登野層と美濃一丹波帯中・古生層が断層で接するとし、寛文地震と三方断層との関係を論じている。

中江・吉岡 (1998)<sup>(4)</sup>では、三方断層南部を活断層として示し、断

層の南端は新道北東方約 1.5km 地点としている。

水野他 (1999) <sup>(140)</sup> は、久々子湖南岸のボーリング調査において気山層相当層を確認し、断層両側における気山層の分布高度の差から、三方断層の平均上下変位速度は約 0.2~0.3m/千年としている。

小松原他 (1999a) <sup>(141)</sup> は、気山のトレンチ調査において、平安時代の遺物を含む土石流堆積物の基底部が 40cm 西落ちに変位しており、最新活動時期は平安時代以降であるとしている。久々子湖南方のトレンチでは、約 4,000~6,000 年前の地層が約 40cm 西落ちに変位しているとしている。

小松原他 (2000) <sup>(138)</sup> は、三方断層北方延長部の海域における海上音波探査結果から、三方断層の北端部は久々子集落北方の約 1.2km 沖合までは達していないとしている。三方断層から分岐する日向断層は、日向湖北方 1.5km 沖まで追跡できるとしている。

金田他 (2000) <sup>(142)</sup> は、三方五湖周辺における 1662 年寛文地震時の地殻変動について検討し、海食洞の高さ分布状況から久々子付近の海岸全体は 2m から 3m 程度隆起したと考えられるとしている。

石村他 (2010) <sup>(91)</sup> 及び岡田他 (2010) <sup>(143)</sup> は、三方湖東岸付近で行われたボーリング調査から、三方湖東岸の堆積物は上方粗粒化ユニットの繰り返しから構成されており、その成因として想定される三方断層帯の活動による沈降イベントの平均発生間隔は 7.7kyr と推定され、これは三方断層帯の活動間隔の上限を示すと考えられるとしている。

海域の断層に関する主な文献は以下のとおりである。

海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> は、久々子湖沖合に、長さ約 5.5km, N-S 方向で、主に東側隆起の推定断層ないし伏在推定断層を示している。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、久々子湖沖合に、図から判読される長さ約 4km, N-S 方向で、東側隆起の推定活断層を示している。

脇田他（1992b）<sup>(25)</sup>は、久々子湖沖合に、N-S 方向で、東側隆起の逆断層を示している。図から判読される長さのうち海上部は約 6km である。この断層については、最新活動時期を第四紀以降としている。

小松原他（2000）<sup>(138)</sup>は、海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>に対応する位置に、長さ約 6km, N-S 方向で、東側隆起の断層を示し、A断層系としている。また、日向断層とA断層系の雁行部には幅約 2km 程度の緩やかな西傾斜の傾動が存在するとしている。

井上他（2014）<sup>(144)</sup>は、音波探査とボーリング調査の結果から、三方断層帯海域部（A断層系）は更新世末以降、複数回（3回以上）の断層活動があり、1回あたりの上下変位量は約 2m から約 3m であったと推定している。

地震調査委員会（2003a）<sup>(46)</sup>は、若狭湾から京都盆地南東部に至る断層群を三方・花折断層帯とし、断層の位置・形状から三方断層帯と花折断層帯の二つの起震断層に区分されるとしている。三方断層帯については、日向断層、三方断層、倉見峠断層及び日向断層北方延長海域に示されるA断層系からなり、長さ約 26km で、ほぼ南北方向に延びており、断層の東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層であるとしている。

#### (b) 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.2.173 図に示す。

久々子付近から南方の三方上中郡若狭町熊川<sup>くまがわ</sup>にかけて、N-S 方向に延びる急崖地形が認められる。この西側には三方五湖をはじめとする低地が分布し、その東側は野坂山地となっており、縁辺部には段丘面

や扇状地面が発達している。この崖地形を境に西側は沈降，東側は隆起が示唆される。一方，北方海域の海底地形は，起伏に乏しく北方に向かって緩やかに深度を増している。また，日向湖北方には，N-S 方向で，東側隆起の緩やかな高度不連続が認められる（第 7.4.2.2 図）。久々子南方から新道北東方に至る区間に，N-S 方向の主に急崖からなるリニアメントが判読される。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>等により三方断層が示されている位置付近には，河成高位段丘面，海成中位段丘面 1，河成低位段丘面，古期扇状地面 1，古期扇状地面 2，新期扇状地面及び砂丘が判読される。

久々子南方から上野付近に至る区間には，急崖，低崖，鞍部及び尾根の傾斜変換線からなる N-S 方向のリニアメントが判読される。このうち久々子南方から気山付近では，リニアメントの西側には沖積低地，東側には河成高位段丘面，海成中位段丘面 1 及び古期扇状地面 2 が分布し，直線的な崖で境されている。また，気山付近から上野付近では古期扇状地面 1，古期扇状地面 2 及び新期扇状地面が分布し，これら扇状地面の一部に低崖が判読される。

上野東方から新道北東方に至る区間には，急崖，尾根の傾斜変換線，鞍部及び直線谷からなる N-S 方向のリニアメントが判読される。リニアメントを境に両側の山地高度の差は，気山付近から倉見付近で大きい，倉見峠より南方で認められなくなる（第 7.4.2.174 図）。また，この区間の西側には上野南東方から倉見峠南西方に至る区間に，尾根の傾斜変換線及び鞍部からなるリニアメントが判読される。

上野南東方以南には，上記リニアメントの更に西側にもリニアメントが判読され，倉見付近の扇状地に小崖が認められる。更に南方の末野付近では倉見峠以南の東側の山地隆起によって形成されたと推定さ

れる閉塞地形が判読され、倉見峠から南方の新道北部間の谷部に断層の存在が推定される。

(c) 地表地質調査結果等

地表地質調査結果に基づき作成した地質図を第 7.4.2.175 図に、地質断面図を第 7.4.2.176 図に示す。

リニアメント周辺には、美濃一丹波帯中・古生層の泥岩、砂岩、チャート、石灰岩及び緑色岩、白亜系の雲谷山花崗岩並びにこれらを覆う第四系の能登野層、河成高位段丘堆積物、海成中位段丘堆積物 1、河成低位段丘堆積物、古期扇状地堆積物 1、古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物、砂丘堆積物及び沖積層が分布する。

リニアメント中部の三方郡三方町南前川以南では、リニアメントを境して西側に能登野層が分布し、東側に美濃一丹波帯中・古生層が分布している。

日向から久々子付近において海岸離水地形調査を実施した結果、標高約 2~3m でヤッコカンザシ等の生物遺骸が認められ、放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代を測定した結果、約 1,600~1,700calAD の年代値が得られた。これは、日向から久々子付近における 1662 年寛文地震時の隆起量を示すと考えられる (第 7.4.2.177 図)。

日向断層については、小松原他 (2000) <sup>(138)</sup> が日向湖で実施した音波探査の記録を再解析した結果によれば、H 1 測線において深部構造が把握されていないため断層に起因する構造か否かは不明であるが、兩岸付近の浅部反射面に中央部方向への急傾斜が認められることから、深部に断層の存在する可能性がある (第 7.4.2.178 図)。

久々子南方から上野付近にかけては、敦賀発電所 2 号炉の建設時点の調査において、リニアメント南部の相田南方 (Loc.M-1) で、リニア

メント付近に能登野層と美濃－丹波帯中・古生層を境する断層が認められ、幅数 cm から 10 数 cm の粘土状破碎部を伴っている。能登野層の層理面は断層に近づくにしたがって急傾斜となり、断層近傍では約 60° 西側に急傾斜している（第 7. 4. 2. 179 図）。

地形判読の結果、上野から成願寺にかけて、新期扇状地面に撓曲崖・低崖が、丘陵－扇状地境界の東側に西傾斜の高位段丘面が認められる。この両者の地形を形成したと推定される断層の活動性を明らかにすることを目的として、成願寺において第 7. 4. 2. 180 図に示すとおり反射法地震探査（S 波）、ボーリング調査及びトレンチ調査を実施した。

反射法地震探査の結果、新期扇状地面に判読される低崖付近（CMP370 付近）を頂部とする背斜が認められ、その西側翼部に伏在断層が推定された（第 7. 4. 2. 181 図）。

ボーリング調査の結果、Br-J6 孔において西側の伏在断層に対応する断層が、Br-KP3 孔及び Br-KP4 孔において丘陵－扇状地境界に対応する断層が認められた（第 7. 4. 2. 182 図）。火山灰分析の結果、始良<sup>あいら</sup>Tn テフラ（AT）の出現深度は Br-KP4 孔で約 2. 3m、Br-J5 孔で約 8m であり、2 条の断層の下盤側で出現深度が深く、断層活動を示唆する（第 7. 4. 2. 183 図）。

トレンチ調査の結果、K トレンチでは、西側に緩く傾斜する堆積層中に 3-C 層まで変位を与え、2b-c 層に覆われる小断層が認められた。放射性炭素〔<sup>14</sup>C〕年代測定の結果、この小断層の最新活動時期は 9, 690±40y. B. P. 以降、8, 880±30y. B. P. 以前である（第 7. 4. 2. 184 図）。一方、C トレンチでは K トレンチで出現したような小断層は認められないが、シルト層が緩く西側に傾斜していることを確認した（第 7. 4. 2. 185 図）。

上野東方から新道北東方にかけては、リニアメント付近の美濃一丹波帯中・古生層中に断層が認められ、リニアメント南方延長部にも断層は連続し、南方に位置する WNW-ESE 方向の熊川断層に接すると考えられる。新道北東方以南では、リニアメントは判読されず、新道南東方の露頭 (Loc. M-2) では、美濃一丹波帯中・古生層の緑色岩と泥岩を境する断層露頭が認められる。泥岩は幅数 m にわたり広く破碎されているが、断層面は湾曲し、緑色岩との境界面は凹凸しており、破碎部の組織を明瞭に切断する平面的な断層は認められない (第 7.4.2.186 図)。本露頭 (Loc. M-2) の約 10m 西方に離れた位置は、美濃一丹波帯中・古生層の砂岩と混在岩に挟まれた断層露頭 (Loc. M-2-1) が認められる (第 7.4.2.187 図)。破碎帯の幅は約 2.5m であり、固結した角礫状破碎部 (粘土混じり) 中に網目状に分布する粘土脈が数条認められた。認められた粘土脈のうち、最も明瞭・直線的な粘土脈上 ( $N20^{\circ} W / 70^{\circ} W$ ) でブロック試料を採取し、CT 画像解析及び条線観察を実施した。CT 画像解析の結果、三次元的に他の構造に切られず、直線性・連続性が相対的に富む断層面は認められない。また、条線観察の結果、条線は認められない (第 7.4.2.188 図及び第 7.4.2.189 図)。

上野南東方から倉見南東方にかけては、リニアメント付近に断層は確認されない。リニアメントの東側には美濃一丹波帯中・古生層が、西側には能登野層が分布している。能登野層の層理面は西に緩く傾斜しており、リニアメント近傍においても同様の傾斜を示している。

上野付近から倉見峠南方にかけての最も西方に分布するリニアメントについては、リニアメントの東側にこの地域の第四系の最下部である能登野層が地表に露出しており、また岡田 (1984) <sup>(88)</sup> で報告されているような第四系を変位させる断層露頭が認められる。これらのこと

から、リニアメント位置に断層が存在し、断層の東側が隆起していると考えられる。

また、リニアメントの更に南方 (Loc. Mt-1) には同方向の破砕帯が確認されており、南方に位置する WNW-ESE 方向の熊川断層に接すると考えられる。岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> に示される南方延長のリニアメントについては、リニアメントを横切る尾根部の林道法面には緑色岩が分布しているが、顕著な破砕は認められない。更に南方のリニアメント谷部でも顕著な破砕は認められない (第 7.4.2.190 図)。

三方断層の南方には同走向の花折断層が分布しているが、花折断層の北端部は東方に約 3km ステップしている。熊川断層は三方断層の南方延長部及び花折断層北方延長部を横断して WNW-ESE 方向に連続しており、両断層は熊川断層を越えて連続していない。

#### (d) 海上音波探査結果

海底地形図を第 7.4.2.191 図に、海上音波探査記録及び地質断面図を第 7.4.2.192 図に示す。

日向から久々子付近の海岸において 1662 年寛文地震時の隆起量が約 2~3m であることが明らかとなったため、この隆起量の北方延長海域への連続性を把握するため、詳細な海底地形調査を実施した。その結果、A断層による海底地形の崖地形はB断層の南側まで認められるが、B断層に連続するような崖地形は認められない(第 7.4.2.191 図)。

日向から久々子付近の北方延長海域の R 層上面及び C 層上面の特徴として、東側が隆起する高度不連続が認められる (第 7.4.2.169 図及び第 7.4.2.170 図)。

この高まりの西縁の小松原他 (2000) <sup>(138)</sup> に示される A断層系に対応する位置に、N-S 方向の F-84・86 断層が分布しており、後期更新

世以降の活動が認められる。同断層は南に変形幅を広げる撓曲構造で特徴付けられ、この南方には陸域の日向断層が位置している。同断層のC層上面を基準とする断層の変位量は、北方に向かって小さくなる(第7.4.2.172図)。断層の傾斜角については、有効なデータが得られていない。

なお、この断層の更に北方には、B断層が分布しているが、両者は走向が著しく異なり、両断層間に断層構造は認められないことから、連続しないものと判断される。

#### (e) 総合評価

本地域の特徴としては、久々子沖合から南方の熊川付近にかけて、N-S方向に延びる急崖地形の基部に断層が認められる。一方、甲ヶ崎北方沖には、N-S方向で、R層上面及びC層上面の東側隆起の緩やかな高度不連続が認められ、その西縁に断層が認められる。これらの断層は、後期更新世以降の活動が認められる。

甲ヶ崎北方沖のF-84・86断層及び日向湖を經由して菅湖以南に分布する断層と、久々子沖合から新道北東方に認められる断層は、明瞭にステップしていることから、これらは異なる活動セグメントと判断する。

このことから、活動セグメントについては、F-84・86断層及び日向断層を合わせた約16kmをA-日向セグメント、久々子湖沖合から新道北東方までの約19kmを三方セグメントと評価する。

A-日向セグメントと三方セグメントは、明瞭なステップ等が認められるものの、いずれも走向がN-S方向で、東側隆起の逆断層であることから、両セグメントを合わせた約27kmを三方断層とし、震源として考慮する活断層と評価する。

## g. C 断層

### (a) 文献調査結果

海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>は、敦賀半島の北西方の沖合に、最大長さ約 17km の並走する N-S 方向で、一部 NE-SW 方向の東側隆起の推定断層群を示している。

小松原他（2000）<sup>(138)</sup>は、海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>に対応する位置に、N-S 方向に延びる総延長約 16km で、西落ちの断層群を C 断層系（仮称）として示している。

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>に対応する位置に、長さ 2～8km、N-S から NE-SW 方向で、東側ないし南東側隆起の推定活断層群を示し、若狭湾断層群 S<sub>3</sub> から S<sub>7</sub> としている。

山本他（2000）<sup>(54)</sup>は、海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>が示す位置付近に、図から判読される最大長さ約 11km、主に N-S 方向及び NE-SW 方向で、東側隆起の伏在断層群を示している。

### (b) 海上音波探査結果

海上音波探査記録及び地質断面図を第 7.4.2.193 図に示す。また、海上音波探査記録の解析から得られた変位量分布図を第 7.4.2.194 図に示す。

特牛崎北西方沖に、R 層上面及び C 層上面に東側が隆起する二列の N-S 方向に延びる高度不連続が認められ、これら各層の面は比較的平坦で、北方に向かって緩やかに深度を増している。西側の高度不連続には F-48 及び F-58 断層が分布し、東側の高度不連続には F-49 断層が分布する。また、特牛崎沿岸部の R 層上面及び C 層上面は、北西方に急傾斜を示し、2km 程度沖合で緩やかとなる。この傾斜の変換部に F-52・56・64a 断層が分布する。

C層上面を基準とした変位量は、F-48断層では最大20m程度で、北方及びF-58断層の南方に向かって終息する傾向が認められ、F-49断層についても同様に、断層端部に向かって終息する傾向が認められる。また、F-52・56・64a断層では10m程度で、端部で20m程度と大きくなる傾向が認められる。

断層の傾斜角は、エアガンを音源とする音波探査結果から80°程度と高角である。

### (c) 総合評価

本地域の特徴としては、特牛崎北西方沖において、R層上面及びC層上面に東側が隆起する二列の南北方向に延びる高度不連続が認められ、各層の面が北方に向かって緩やかに深度を増している。

これらの高度不連続に沿ってN-SからNNE-SSW方向の二列の断層群が認められ、F-48、F-49、F-52・56・64a、F-54・55、F-56b、F-57、F-58、F-61、F-62a及びF-64b断層では、後期更新世以降の活動が認められる。

C層上面を基準とする断層の変位量は、F-48断層で北方に、F-58断層で南方に向かってそれぞれ終息する傾向が認められる。F-49断層についても同様に、断層端部に向かって終息する傾向が認められる。また、F-52・56・64a断層とは、走向が異なることから、これらは異なる活動セグメントと判断する。

これらのことから、F-48断層からF-58断層までの約11kmをC断層北西部セグメントと、F-49断層の約7kmをC断層北東部セグメントと、F-52・56・64a断層からF-64b断層までの約11kmをC断層南部セグメントと評価する。

C断層北西部セグメントとC断層北東部セグメントは並走する関係

にあり、これらはいずれもC断層南部セグメントに連続していることから、C断層北西部セグメント、C断層北東部セグメント及びC断層南部セグメントを合わせた約18kmをC断層とし、将来活動する可能性のある断層等と評価する。

#### h. その他の断層

敷地周辺陸域には、前述の断層以外にも文献調査結果により、活断層、推定活断層のほかにリニアメントが示されており、変動地形学的調査結果によっても、文献で示されている位置付近に同様のリニアメントが認められるが、断層及びリニアメントの長さや敷地からの距離を考慮すると、これらの断層及びリニアメントが敷地に与える影響は小さいものと判断される。また、敷地前面海域には、前述の断層以外に海上音波探査により断層が認められるが、断層の長さや敷地からの距離を考慮すると、これらの断層が敷地に与える影響は小さいものと判断される。

### 7.4.2.2.4 敷地を中心とする半径30km以遠の主な断層

#### (1) 陸域の主な断層

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>、佃他(1985)<sup>(17)</sup>、加藤・杉山(1985)<sup>(18)</sup>、水野他(2002)<sup>(19)</sup>等によれば、敷地を中心とする半径約100kmの範囲の陸域には、第7.4.2.195図及び第7.4.2.196図に示すような活断層や地震断層等が示されている。断層の規模及び敷地からの距離を考慮すると、敷地を中心とする半径30km以遠の陸域における主な断層として花折断層及び琵琶湖西岸断層系があり、地震断層として濃尾地震断層系がある。

#### a. 花折断層

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>は、花折断層を滋賀県高島市今津町水坂峠<sup>みさか</sup>付近から京都市左京区吉田山付近に、長さ44km、NNE-SSW方向で、右ず

れ卓越，一部で西側あるいは東側隆起，確実度Ⅰ及びⅢ，活動度B級と  
している。岡田他（1996a<sup>(35)</sup>，1996b<sup>(37)</sup>，2009<sup>(36)</sup>），堤他（2005）<sup>(41)</sup>，宮  
内他（2005）<sup>(43)</sup>，岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>，吉岡他（2000a）<sup>(145)</sup>，中田・  
今泉編（2002）<sup>(34)</sup>等の文献においてもほぼ同じ位置に同断層を示してい  
る。また，活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は，同断層の南方の京都市左京区  
瓜生山<sup>うりゅうざん</sup>南方から京都市伏見区桃山町南西方に，N-S 方向で，東側隆起，  
確実度ⅠからⅡ，活動度C級の鹿ヶ谷<sup>ししがたに</sup>断層，清水山<sup>きよみずやまにし</sup>西断層及び桃山断層  
を示している。花折断層から桃山断層までの図から判読される長さは約  
58km である。

岡田他（1996b<sup>(37)</sup>，2009<sup>(36)</sup>）は，桃山断層を京都市東山区栗田口<sup>あわたぐち</sup>付近  
から南方の桃山町南西方付近まで，N-S 方向に延びる東側隆起の活断層  
及び活撓曲を図示している。池田他編（2002）<sup>(33)</sup>は，花折断層の南端部，  
鹿ヶ谷断層，桃山断層等，比叡山地・東山山地・桃山丘陵の西縁に位置  
する南北性の活断層群を図示し，一括して京都盆地東縁断層帯としてい  
る。京都市消防局防災対策室（2001）<sup>(146)</sup>は，桃山断層を横断する反射  
法地震探査の結果から，大阪層群中の断層面を推定した結果，60～70°  
東傾斜であるとしている。京都市地域活断層調査委員会（2004）<sup>(147)</sup>は，  
反射法地震探査結果等から桃山断層の南端を桃山町南西方付近とし，宇  
治川を越えて更に南方には延びないとしている。

活動性について，今津町で行われた花折断層北部の途中谷<sup>とちゅうだに</sup>トレンチ調  
査から，最新活動時期を15～17世紀とし，1662年の寛文地震の可能性  
が高いとしている（吉岡他（1998b）<sup>(148)</sup>）。一方，花折断層南部につい  
ては寛文地震の際に活動した可能性は低いとされた（吉岡他（1998b）  
<sup>(148)</sup>）。これを受け，杉山他（1999）<sup>(149)</sup>，地質調査所活断層研究グルー  
プ（2000）<sup>(150)</sup>は断層の北部と南部で活動履歴が異なると推定し，断層

トレースが屈曲する花折峠を境に北部の途中谷セグメント（長さ 27km）と南部と桃山断層等を含む北白川セグメント（長さ 30km）とに分けている。その後、花折断層南部の修学院トレンチ調査で、約 1,500～2,500 年前の最新活動時期（吉岡他（2002）<sup>(151)</sup>）が明らかにされ、水野他（2002）<sup>(19)</sup>、吉岡他（2005）<sup>(21)</sup>は同区分を引用している。

地震調査委員会（2003a）<sup>(46)</sup>は、若狭湾から京都盆地南東部に至る断層群を三方・花折断層帯とし、断層の位置・形状から三方断層帯と花折断層帯の二つの起震断層に大別し、花折断層帯を花折断層北部（長さ約 26km）と中部（長さ約 20km）に二分し、さらに同断層南方の銀閣寺－南禅寺（断層）、桃山断層及び桃山断層の東方でほぼ南北方向に並行する花山－勧修寺断層・黄檗断層を南部（長さ約 15km）とし、全長を約 58km としている。花折断層北部の最新活動時期は 15～17 世紀、花折断層中部以南では約 2,800 年前以降、約 1,400 年前以前に活動した可能性があることから、将来においても少なくとも二つの区間に分かれて活動すると推定されるとしている。

以上のことから、花折断層は今津町水坂峠付近から桃山町南西方に至る区間について将来活動する可能性のある断層等とし、その長さを約 58km と評価する。

#### b. 琵琶湖西岸断層系

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、滋賀県高島市マキノ町石庭付近から滋賀県大津市大平付近までのほぼ N-S 方向に、酒波断層、饗庭野断層、上寺断層、拝戸断層、比良断層、堅田断層、比叡断層、膳所断層等の西側隆起で、確実度 I から II、活動度 B から C 級の活断層群を示している。水野他（1997）<sup>(152)</sup>は、これらの断層を琵琶湖西岸断層系とした。岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>、中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>、岡田他（1996b<sup>(37)</sup>、2009<sup>(36)</sup>）

堤他 (2005)<sup>(41)</sup>, 宮内他 (2005)<sup>(43)</sup>, 池田他編 (2002)<sup>(33)</sup>等の文献においても, ほぼ同じ位置に断層群を示している。池田他編 (2002)<sup>(33)</sup>は, 琵琶湖西岸断層帯を西傾斜の逆断層群で, 全長約 60km とし, 南端部に位置する短い膳所断層を除くと, 知内川—饗庭野—上寺断層, 比良断層, 堅田—比叡断層の三つの断層群で構成されているとしている。琵琶湖西岸断層系を対象とした水野他 (1997)<sup>(152)</sup>, 水野・小松原 (1999)<sup>(153)</sup>, 小松原他 (1998a<sup>(154)</sup>, 1998b<sup>(155)</sup>, 1999b<sup>(156)</sup>, 2001<sup>(157)</sup>, 2002<sup>(158)</sup>) の一連の調査をまとめた水野他 (2002)<sup>(19)</sup> 及び吉岡他 (2005)<sup>(21)</sup> は, 琵琶湖西岸起震断層をその分布形状から酒波 (知内) 断層, 饗庭野断層, 上寺断層及び拝戸 (勝野) 断層からなる饗庭野セグメント (長さ 29km : 吉岡他 (2005)<sup>(21)</sup>) と西岸湖底断層, 比良断層, 堅田断層, 比叡断層及び膳所断層からなる比良セグメント (長さ 43km : 吉岡他 (2005)<sup>(21)</sup>) の二つに大別し, 全長を 66km (吉岡他 (2005)<sup>(21)</sup>) としている。西岸湖底断層系については, 植村・太井子 (1990)<sup>(159)</sup> は, マキノ町海津沖から和邇川河口沖までの約 45km 間に西岸湖底断層系が連続するとしているが, 水野・小松原 (1999)<sup>(153)</sup> は, 北部の今津—高島沖の湖底調査で断層が見当たらないことから, 比良山地東岸沖にのみ断層を推定している。文部科学省研究開発局他 (2007)<sup>(160)</sup> は反射法地震探査の結果, 和邇から野洲間の琵琶湖下において断層運動に起因している可能性が高い西傾斜の単斜構造が認められ, 西岸湖底断層系の南方延長に相当するとしている。

活動性については, 小松原他 (1999b)<sup>(156)</sup> は, 断層帯北部の饗庭野断層の最新活動時期が約 2,400~3,000 年前である可能性を, 吉岡他 (2000b)<sup>(161)</sup> も約 2,800~3,000 年前に酒波断層で何らかの活動があったことを推定している。これに対し, 東郷 (2000)<sup>(162)</sup> は, 条里制地割のない地形面上に拝戸 (勝野) 断層による断層変位を認め, この地形面が条里制以

降に形成されたと考え、最新活動時期を条里制の始まった7世紀中葉以降の可能性を指摘している。産業技術総合研究所(2007)<sup>(163)</sup>は、断層帯南部の堅田断層でのボーリング・ジオスライサー調査結果から、最新活動時期は西暦1060～1260年の間にほぼ限定され、1185年元暦京都地震に対比される可能性が極めて高いとしている。

地震調査委員会(2009)<sup>(50)</sup>は、産業技術総合研究所(2007)<sup>(163)</sup>の知見を基に琵琶湖西岸断層帯の再評価を行った。マキノ町から大津市まで、NNE-SSW方向に延びる西岸湖底断層を含む西側隆起の琵琶湖西岸断層帯が、過去の活動時期の違いから北部と南部に区分されるとしている。断層帯北部はほぼ南北方向に延びる知内断層、饗庭野断層、上寺断層及び勝野断層からなり、その長さを約23km、断層帯南部は西岸湖底断層、比良断層、堅田断層、比叡断層及び膳所断層からなり、その長さは約38kmで、断層帯全体の長さは約59kmとしている。その位置は、活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>、岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>に示されたものにほぼ一致する。最新活動時期については、断層帯北部では約2,800年前以降、約2,400年前以前で、断層帯南部では1185年元暦京都地震であった可能性があるとしている。断層帯の将来の活動については、北部と南部の二つの区間に分かれて活動すると推定されるが、断層帯全体が一つの区間として同時に活動する可能性もあるとしている。

以上のことから、琵琶湖西岸断層系は、文献に示される断層の長さをもとに考慮し、酒波(知内)断層北端の高島市石庭北方から膳所断層南端の大津市大平付近に至る区間について将来活動する可能性のある断層等とし、その長さを約60kmと評価する。

#### c. 濃尾地震断層系

濃尾地震断層系は、1891年の濃尾地震の際に活動した地震断層であり、

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>においては、<sup>ぬくみ</sup>温見断層、<sup>ねおだに</sup>根尾谷断層、<sup>うめはら</sup>梅原断層等に沿って出現した地震断層を<sup>いまだて</sup>福井県今立郡池田町野尻南方から岐阜県<sup>かに</sup>可児市<sup>ながほら</sup>長洞付近までの総延長 70～80km として示している。なお、加藤・杉山（1985）<sup>(18)</sup>、水野他（2002）<sup>(19)</sup>等においても、これとほぼ同じ位置に示されている。

地震調査委員会（2005）<sup>(164)</sup>は、池田町から福井県大野市南部、岐阜県<sup>もとす</sup>本巣市、<sup>やまがた</sup>山県市、岐阜市北部、<sup>せき</sup>関市を経て<sup>みのかも</sup>美濃加茂市と<sup>さかほぎ</sup>加茂郡坂祝町の境界付近に至る濃尾断層帯について、温見断層（長さ約 36km）、濃尾断層帯主部（<sup>みたほら</sup>根尾谷断層帯、梅原断層帯及び三田洞断層帯からなり、長さ約 55km）、<sup>いびがわ</sup>揖斐川断層帯（長さ約 24km）及び<sup>むぎがわ</sup>武儀川断層（約 24km）に区分している。これらの断層帯はいずれもおおむね NW-SE 方向に延びる。濃尾地震の際には、温見断層北西部と濃尾断層帯主部のうち根尾谷断層帯と梅原断層帯の約 76km が活動したとしている。

以上のことから、濃尾地震断層系は、文献に示される断層の長さをもとに考慮し、野尻南方から長洞付近に至る区間について将来活動する可能性のある断層等とし、その長さを約 80km と評価する。

## (2) 敷地周辺海域の主な断層

敷地周辺海域には、海上保安庁水路部（1980a<sup>(51)</sup>、1980b<sup>(52)</sup>）、<sup>56)</sup>玉木他（1981）<sup>(56)</sup>、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>、<sup>25)</sup>脇田他（1992b）<sup>(25)</sup>、<sup>55)</sup>山本他（1993）<sup>(55)</sup>、<sup>54)</sup>2000<sup>(54)</sup>）、<sup>165)</sup>徳山他（2001）<sup>(165)</sup>、海上保安庁海洋情報部（2004）<sup>(53)</sup>等の文献に示される断層、及び撓曲のうち、敷地に与える影響が大きいと考えられる断層としては、<sup>25)</sup>脇田他（1992b）<sup>(25)</sup>に示される若狭湾北方の縁辺台地の断層（ $F_{GA}3$ 、 $F_{GA}4$ ）、大島半島沖の断層（ $F_{GA}7$ ）及び<sup>56)</sup>玉木他（1981）<sup>(56)</sup>に示される安島岬西方のゲンタツ瀬付近の断層（ $F_G1$ ）及び<sup>25)</sup>脇田他（1992b）<sup>(25)</sup>に示される<sup>しゅうじょう</sup>隠岐舟状海盆付近の断層（ $F_{GA}12$ ）、活断層研究会編（1991）

<sup>(31)</sup>に示される隠岐舟状海盆付近の断層 (F<sub>AR</sub>21, F<sub>AR</sub>22) がある。これらの断層を第 7.4.2.197 図に示す。

これらの断層について、地質調査所、海上保安庁水路部等の海上音波探査記録等に基づき検討した結果を第 7.4.2.7 表及び第 7.4.2.198 図に示す。

F<sub>GA</sub>3 及び F<sub>GA</sub>4 については、地質調査所、海上保安庁水路部及び申請者が実施した海上音波探査記録によって検討した。越前岬西方の R 層上面の高まりの南東縁に沿って、ENE-WSW 方向の断層群 (F-87, F-89・102, F-93・95, F-94, F-96, F-97, F-98, F-99, F-99b 及び F-100・101 断層) が分布し、これらの南西方には同方向の断層群 (F-106, F-107, F-108・110・111, F-109 及び F-112 断層) が、南方には E-W 方向の断層群 (F-92, F-104, F-105 及び F-103 断層) が分布する (以下、本段落においてこれらの断層群を、それぞれ「東部の断層群」、「西部の断層群」及び「南部の断層群」という。)。東部の断層群及び西部の断層群は、北西側隆起で、変形幅が広い撓曲構造で特徴付けられ、このうち、東部の断層群は、西部の断層群に比べて R 層上面に見られる比高は大きく、西方に向かって終息する傾向が認められる。これらは、F-87, F-89・102 及び F-112 断層並びに F-106 断層の一部区間及び F-108・110・111 断層の一部区間を除き、後期更新世以降の活動が認められる。南部の断層群は、変形幅が狭く、R 層上面の比高は小さく、隆起方向が一様ではない。これらは、F-104 断層、F-92 断層の一部区間及び F-105 断層の一部区間を除き、後期更新世以降の活動が認められる。以上のことから、東部の断層群については、一連の断層構造として、約 29km の区間を F<sub>GA</sub>3 東部断層とし、将来活動する可能性のある断層等とする。西部の断層群については、一連の断層構造として、約 21km の区間を F<sub>GA</sub>3 西部断層とし、将来活動する可能性のある断層等とする。南部の断層群については、

F-92 断層と F-104 断層の間に後期更新世以降の活動が認められない区間があることから、約 7km の区間を F<sub>GA</sub>4 東部断層、約 17km の区間を F<sub>G</sub><sub>A</sub>4 西部断層とし、約 17km の区間を F<sub>GA</sub>4 北部断層として将来活動する可能性のある断層等とする。

F<sub>GA</sub>7 については、海上音波探査の結果、同断層は F<sub>O</sub>-A 断層及び F<sub>O</sub>-B 断層からなり、後期更新世以降の活動が認められ、両断層は同時活動するものとし、両断層を合わせた約 35km を将来活動する可能性のある断層等とする。

F<sub>G</sub>1 については、地質調査所及び海上保安庁水路部の海上音波探査記録によって検討を行った。安島岬西方には、大グリ、松出シ及びゲンタツ瀬<sup>まつだし</sup>付近で R 層上面の顕著な高まりが認められる。大グリ及び松出シの南西方にゲンタツ瀬はステップして分布する。大グリ、松出シの南東縁には、NE-SW 方向の断層群が、ゲンタツ瀬の高まりの南東縁には、同方向の断層（以下、本段落においてこれらの断層群を、それぞれ「東部の断層群」及び「西部の断層」という。）が分布する。東部の断層群は後期更新世以降の活動が認められ、西部の断層については中期更新世以降の活動が認められる。以上のことから、東部の断層群については、一連の断層構造として、約 30km の区間を F<sub>G</sub>1 東部断層とし、将来活動する可能性のある断層等とする。また、西部の断層については、約 29km の区間を F<sub>G</sub>1 西部断層とし、将来活動する可能性のある断層等とする。なお、この評価については、「7.7.2.5 行政機関の波源モデルを用いた津波」にて詳述する。

F<sub>GA</sub>12 及び F<sub>AR</sub>22 については、地質調査所及び石油公団（現 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構）の海上音波探査記録によって検討を行った。その結果、文献断層付近に約 33 km の区間で断層の可能性がある反射面の曲がり<sup>ま</sup>が認められ、そのうち約 12km 区間では堆積層の浅部ま

で反射面の曲がりが認められる。したがって、約 12km の区間を  $F_{AR22}$  西部断層と呼び、将来活動する可能性のある断層等として評価する。なお、この評価については、「7.7.2.5 行政機関の波源モデルを用いた津波」にて詳述する。

$F_{AR21}$  については、地質調査所及び石油公団（現 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構）の海上音波探査記録によって検討を行った。その結果、文献断層付近に約 41km の区間で断層の可能性のある反射面の曲がり認められ、そのうち約 38km 区間では堆積層の浅部まで反射面の曲がり認められる。したがって、約 38km 区間を  $F_{AR21}$  東部・中央部・西部断層と呼び、将来活動する可能性のある断層等として評価する。なお、この評価については、「7.7.2.5 行政機関の波源モデルを用いた津波」にて詳述する。

### 7.4.3 敷地近傍の地質・地質構造

#### 7.4.3.1 調査内容

敷地を中心とする半径約 5km の範囲（以下「敷地近傍」という。）及びその周辺においては、不明瞭もしくは小規模な変動地形を含めて地形及び地質・地質構造を詳細に把握するため、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、ボーリング調査、トレンチ調査、海上ボーリング調査、海上音波探査等を実施した。

敷地近傍の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては、陸域については、福井県建設技術公社（2010）<sup>(29)</sup>、栗本他（1999）<sup>(5)</sup>、脇田他（1992b）<sup>(25)</sup>、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>、岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>、中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>等がある。海域については、海上保安庁水路部（1980a）<sup>(51)</sup>、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>等がある。これら文献により、敷地近傍の地形及び地質・地質構造の概要を把握した。

変動地形学的調査については、敷地周辺陸域と同様に実施した。調査に当たっては、主に国土地理院で撮影された縮尺 1 万分の 1、2 万分の 1 及び 4 万分の 1 の空中写真、同院発行の縮尺 2 万 5 千分の 1 の地形図、航空レーザ一測量により作成した 2,000 分の 1 の地形図等を用いて、変動地形学的視点により変動地形の可能性のある地形を抽出するとともに地形面区分を行い、その分布図を作成した。

地表地質調査は、文献調査、変動地形学的調査の結果に基づき、変動地形の可能性のある地形の周辺については稠密に実施し、詳細に地質・地質構造を把握した。

敷地近傍の海底の地形及び地質・地質構造を把握するために、海上ボーリング調査及び海上音波探査を実施した。

これらの調査結果に基づき、敷地近傍について、原縮尺 1 万分の 1 の詳細

な変動地形学的調査結果図，地質図，地質断面図等を作成した。

#### 7.4.3.2 調査結果

敷地近傍における地形及び地質・地質構造は，文献調査，変動地形学的調査，地表地質調査，海上音波探査等の結果によると以下のとおりである。

##### 7.4.3.2.1 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第7.4.3.1図に示す。

敦賀半島の地形は，主として山地からなり，山地を刻む河谷の中から下流には扇状地が，丹生湾及び浦底湾の湾奥並びに海岸沿いには低地が分布している。

山地は，主に<sup>さざえ</sup>蝶螺ヶ岳（標高 686m）から<sup>さいほう</sup>西方ヶ岳（標高 714m）に連なる尾根が，若狭湾及び敦賀湾に向かって高度を減じる。

半島内の河川沿いには，河成中位段丘面，河成低位段丘面及び沖積低地面や扇状地面が分布する。その他，崖錐面や沖積低地面が，半島内の山地の一部や河川中から下流部及び海岸沿いに分布する。

敷地近傍の地形調査の結果によれば，前述した浦底断層に相当するリニアメント（L-0）の他にL-1からL-8リニアメントが判読される。敷地近傍の地形調査結果を第7.4.3.2図に示す。

##### 7.4.3.2.2 敷地近傍の地質

敷地近傍陸域の地質層序表を第7.4.3.1表に示す。また，敷地近傍陸域の地質図を第7.4.3.3図に，地質断面図を第7.4.3.4図に示す。

敦賀半島の地質は，北部と南部で地層の分布に違いが見られる。半島の北部では，江若花崗岩が分布し，これに貫入するドレライト及びこれらを覆っ

て分布する第四系より構成される。南部では、美濃一丹波帯中・古生層とこれに貫入する石英閃緑岩及び花崗閃緑岩並びにこれらを覆って分布する第四系より構成される。江若花崗岩と美濃一丹波帯中・古生層の境界は凹凸があり、直線的ではない。

なお、敷地近傍の海域の地層は、前述した敷地周辺海域のうち、下位からR層、C層(C<sub>1</sub>層、C<sub>2</sub>層及びC<sub>3</sub>層)、B層及びA層の4層が分布している。海上ボーリング調査の結果、A層からは鬼界アカホヤテフラ(K-Ah:約7,300年前:町田・新井(2011)<sup>(85)</sup>)及び鬱陵<sup>うつりょうおき</sup>隠岐テフラ(U-0ki:約10,700年前:町田・新井(2011)<sup>(85)</sup>)、B層からは始良<sup>あいら</sup>Tnテフラ(AT:約2.6~2.9万年前:町田・新井(2011)<sup>(85)</sup>)及び0kT1テフラ(0kT1:約12.5万年前:佐々木他(2006)<sup>(166)</sup>)に対比される未詳N1テフラ、C<sub>1</sub>層最上部付近からは美浜テフラが検出された。

#### (1) 江若花崗岩

江若花崗岩は、敦賀半島に広く分布する。本花崗岩は、美濃一丹波帯中・古生層に貫入している。

本花崗岩は、主に粗粒黒雲母花崗岩からなり、浦底湾北西方、三方郡美浜町丹生南部及び三方郡美浜町<sup>たけなみ</sup>竹波から<sup>まじょうとうげ</sup>馬背峠にかけての限られた範囲には細粒黒雲母花崗岩が分布している。石英斑岩が江若花崗岩と美濃一丹波帯中・古生層の境界部付近に貫入している。

#### (2) ドレライト

ドレライトは、立石岬西方付近、敦賀市<sup>しらき</sup>白木から丹生西方付近等で確認され、いずれも幅数cmから数m程度である。主に暗緑色から緑灰色を呈し、斜長石及び輝石からなり不透明鉱物を伴っている。

敷地で認められたドレライトのカリウム-アルゴン法の年代値が約21.1Maであること、関西電力株式会社で実施されたカリウム-アルゴン法

の年代値が約 19.6Ma であること、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構で実施されたカリウム-アルゴン法の年代値が約 18.8~19.1Ma であることから、ドレライトの貫入時期は新第三紀中新世と判断される。

(3) 美濃-丹波帯中・古生層

美濃-丹波帯中・古生層は、敦賀半島南西部に分布する。

本層は、主に泥岩及び砂岩からなり、珪質泥岩、チャート、石灰岩及び緑色岩と混在して分布している。泥岩及び砂岩は堆積構造が失われ混在岩の産状を示し、泥岩には鱗片状へき開が発達する 경우가多いが、部分的に成層構造を保存している場合もある。珪質泥岩、チャート、石灰岩及び緑色岩は、泥岩及び砂岩からなる地層中にブロック状からシート状に分布しており、地層の連続性は乏しい。

(4) 閃緑岩類

閃緑岩類は、敦賀半島の南西部の美濃-丹波帯中・古生層及び江若花崗岩の一部に石英閃緑岩から花崗閃緑岩が岩脈状に貫入している。

栗本他 (1999) <sup>(5)</sup> 及び中江他 (2001) <sup>(7)</sup> によれば、本岩脈は、江若花崗岩に貫入していることから古第三紀以降に貫入したとしている。

(5) 第四系

a. 段丘堆積物及び古期扇状地堆積物

河成中位段丘堆積物及び河成低位段丘堆積物は、佐田北東方に分布する。本堆積物は、礫、砂及びシルトからなる。

古期扇状地堆積物は河川に沿う山麓に分布し、古期扇状地堆積物 1 及び古期扇状地堆積物 2 に区分される。これらの堆積物からなる扇状地面は開析されている。古期扇状地堆積物 1 は、礫、砂及びシルトからなり、下部は鬼界葛原テフラ (K-Tz) 及び阿蘇 4 テフラ (Aso-4) を含み、上部には始良 Tn テフラ (AT) を含む。また、古期扇状地堆積物 2 は、礫、砂及びシ

ルトからなり、下部に始良 Tn テフラ (AT) を含む。

b. 新期扇状地堆積物，崖錐堆積物，砂丘堆積物及び沖積層

新期扇状地堆積物は河川に沿う低地の山際に分布し，崖錐堆積物は山地斜面の下部に分布する。砂丘堆積物は敦賀半島西側の海岸にごくわずかに分布する。また，沖積層は河川に沿う低地に分布する。これらの堆積物は，礫，砂及びシルトからなる。

7.4.3.2.3 敷地近傍の地質構造

敷地近傍陸域の江若花崗岩に認められる破砕帯の走向は，N-S から NE-SW 方向が卓越し，一部に NW-SE 方向のものが認められ，いずれも中から高角度で東又は西に傾斜している。

敦賀半島南西部に分布する美濃－丹波帯中・古生層中の泥岩に発達する劈開面の走向及びチャート等の分布の方向は，NW-SE 方向が卓越している。

江若花崗岩及び美濃－丹波帯中・古生層に貫入する閃緑岩類の分布方向は，NW-SE 方向が卓越している。また，敦賀半島北東部及び白木から丹生西方に分布するドレライトの分布方向は，NE-SW 方向が卓越している。

敷地近傍海域では，R 層上面及び C 層上面の分布高度から，白木沖から N-S 方向に延びる東側が隆起する構造が顕著に認められる。

7.4.3.2.4 敷地近傍の断層及びリニアメント

(1) L-0 リニアメント（浦底断層）

L-0 リニアメントについては，「7.4.2.2.3 (3) c. 浦底－内池見断層，ウツロギ峠北方－池河内断層」及び「7.4.4 敷地の地質・地質構造」で述べる。

(2) L-1 リニアメント

a. 文献調査

判読した本リニアメント位置付近に変動地形を示した文献は認められない。

b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.3.5 図に示す。

蝶螺ヶ岳<sup>さぎえ</sup>西方から竹波北東方に至る区間に ENE-WSW から NE-SW 方向のリニアメントが判読される。リニアメントは、傾斜変換線及び鞍部からなり、北東側では北側隆起、南西側は南東側隆起である。

北東側のリニアメントは、主として南側の緩傾斜の段丘面と北部の山地の地形境界部付近に判読される。

また、南西側のリニアメントは、古期扇状地面 2 と新期扇状地面との間に人工改変の影響が考えられるものの、若干の高度不連続が認められる。南端部付近では、古期扇状地面 1 及び古期扇状地面 2 に南側上がりの崖地形が認められる。この付近において実施した地形測量の結果を第 7.4.3.6 図に示す。リニアメント付近を横断する扇状地面の地形測量の結果、A 測線ではリニアメント付近の古期扇状地面 2 に高度不連続は認められず、B 測線ではリニアメント付近の古期扇状地面 2 に約 3m の高度差が認められ、C 測線ではリニアメント付近の新期扇状地面には高度不連続は認められず、この面を挟んで分布する古期扇状地面 1 にも高度不連続は認められない。また、地形測量の結果からは各扇状地面には撓曲や傾動は認められない。このように、判読された高度不連続は、地形測量の結果、リニアメント方向に連続しないことを確認している。なお、同様の規模の高度不連続が本扇状地上流側にも認められ、扇状地堆積物の分布形状と一致する。

### c. 地表地質調査結果

L-1 リニアメント周辺の地質図を第 7.4.3.7 図に示す。

L-1 リニアメント周辺には、江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩及び細粒黒雲母花崗岩と、これらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 1、古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物及び崖錐堆積物が分布する。

L-1 リニアメントの北東側の b 地点においては、リニアメントを横断して連続露頭が分布している（第 7.4.3.8 図）。この連続露頭に破砕帯は認められず、リニアメントの方向に調和的な節理密集部が認められる（第 7.4.3.9 図）。

L-1 リニアメントの南西側の d 地点から e 地点間においては、扇状地堆積物が認められる。本堆積物は、巨礫を多く含んでいることもあり、扇状地面は局所的には平坦でない。古期扇状地堆積物 2 は、始良 Tn テフラ(AT)を含む。本堆積物には、古期扇状地面 2 を構成する扇状地堆積物の末端の分布形状による局所的な高度不連続が認められる。また、一部には古期扇状地堆積物 1 が認められ、本堆積物は鬼界葛原テフラ(K-Tz)を含む（第 7.4.3.6 図）。

### d. 総合評価

L-1 リニアメントの北東部は、リニアメント付近に破砕帯が認められず、リニアメントの方向と調和的な走向の節理密集部が見られることから、節理による組織地形であると判断する。

また、L-1 リニアメントの南西部は、リニアメントを横断する古期扇状地面 2 の一部に認められる高度不連続については、リニアメント方向に連続せず、扇状地堆積物の末端形状に対応している。また、古期扇状地面 1 を縦断する地形面測量結果に高度差が認められない。

以上のことから、L-1 リニアメントは、節理密集部における組織地

形（北東部）及び扇状地堆積物の末端に対応する地形（南西部）であり，将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

(3) L-2 リニアメント

a. 文献調査

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は，西方ヶ岳西方を通り，図から判読される長さ約 4km，NW-SE 方向で，确实度Ⅲのリニアメントを示している。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は，活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>に対応する位置に，長さ約 2km，NW-SE 方向で，南西側隆起で左横ずれの，确实度Ⅱ，活動度 C 級の西方ヶ岳リニアメントを示している。

中田・今泉編（2002）<sup>(34)</sup>は，活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>に対応する位置に，図から判読される長さ約 3km，NW-SE 方向で，左横ずれの推定活断層を示している。

b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.3.10 図に示す。

白木東方から西方ヶ岳を経て敦賀市常宮北西方に至る区間に，NW-SE 方向のリニアメントが判読される。リニアメントは，傾斜変換線，鞍部，河谷の屈曲及び直線谷からなる。

リニアメントは，北部では主として直線谷及び鞍部からなり，南部では鞍部及び河谷の下流方向への左屈曲が一部で認められる。また，中央部には古期扇状地面 2 が分布しており，変動地形・リニアメントは判読されない。

c. 地表地質調査結果等

L-2 リニアメント周辺の地質図を第 7.4.3.11 図に示す。

L-2 リニアメント周辺には，江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩及び細粒黒雲母花崗岩と，これらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 1，古期扇

状地堆積物 2, 新期扇状地堆積物, 崖錐堆積物及び沖積層が分布する。

L-2 リニアメント北部の a 地点から b 地点の詳細ルートマップを第 7.4.3.12 図に示す。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構による調査によれば, 本地点では, 2 か所において破砕帯露頭が認められるとしている。

a 地点北方露頭では, 第四系に覆われる黒雲母花崗岩中に破砕帯が認められる(第 7.4.3.13 図)。この破砕帯は NNW-SSE 方向, 約  $74^{\circ}$  西傾斜, 幅約 30cm から約 1m で, 主として固結した弱破砕変質部からなり, これを切る平面性の高い幅数 cm の未固結の粘土状破砕部が認められた。本破砕帯を覆う第四系には変位が認められない。第四系は, 礫, 砂及びシルトからなる。第四系の基底部には, 始良 Tn テフラ(AT)が含まれる。

粘土状破砕部を含むよう採取したブロック試料では, 破砕部は地表面付近を除き固結している。条線観察を行った結果, 主断層面の条線角度は  $67^{\circ}$  N を示す(第 7.4.3.14 図)。薄片観察を行った結果, 固結した粘土状破砕部と固結した角礫状破砕部の境界をなす主せん断面では右横ずれ成分を含む正断層センスを示す変形指標が認められた(第 7.4.3.15 図)。

a 地点南方露頭では, 第四系に覆われる黒雲母花崗岩中に破砕帯が認められる(第 7.4.3.16 図)。この破砕帯は NW-SE 方向, 約  $84^{\circ}$  南西傾斜, 幅約 20cm で, 主として固結した角礫状破砕部からなる。本破砕帯を覆う第四系には変位が認められない。第四系は, 礫, 砂及びシルトからなる。第四系の下位層(砂混じりシルト)には, 始良 Tn テフラ(AT)及び鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)が含まれ, 約 7,300 年前以降の堆積物と考えられる。また, 細粒堆積物中に含まれる土壌の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値から, 約 1,100~2,300 年前の堆積物と考えられる。

固結した角礫状破砕部と弱破砕変質部の境界を含むよう採取したブロック試料では、両岩相境界に見られる主せん断面に沿って、未固結の砂質粘土の薄層が部分的に認められた。ブロック試料の条線は不明瞭であり、露頭で確認された条線にほぼ平行な水平面の薄片観察を行った結果、未固結の砂質粘土では右横ずれセンスを示す変形指標が認められた（第 7.4.3.17 図）。

L-2 リニアメント北部の b 地点南方の詳細ルートマップを第 7.4.3.18 図に示す。本地点では、リニアメント方向の破砕帯は認められず、主に走向が NW-SE 方向で、高角度北東傾斜の幅約 10~60cm の節理密集部が認められる（第 7.4.3.19 図）。

また、c 地点から d 地点までの間には、リニアメント延長部付近に健岩露頭が分布しており破砕帯は認められない（第 7.4.3.20 図）。

L-2 リニアメントの南部の e 地点から h 地点の詳細ルートマップを第 7.4.3.21 図に示す。本地点では、鞍部、河谷及び尾根の左屈曲からなるリニアメントが認められ、鞍部付近（e 地点）においてトレンチ調査を実施した。その結果、トレンチ内では、第四系に覆われる粗粒黒雲母花崗岩中に破砕帯が認められる（第 7.4.3.22 図）。この破砕帯は、NNW-SSE 方向、約 80° 東傾斜、幅約 2m で、主として固結した角礫状の破砕部からなり、これを切る平面性の高い幅約 1cm の固結したシルト状破砕部が認められた。このシルト状破砕部の連続性を追跡した結果、この破砕帯はトレンチ内でせん滅することが確認された。本破砕帯を覆う第四系には変位が認められない。第四系は、礫、砂及びシルトからなり、本層は層相から大きく 2 層に区分される。下位層（5 層及び 6 層）には、鬼界葛原テフラ (K-Tz) を散在して含むが、始良 Tn テフラ (AT) を含まない。上位層（1 層から 4 層）の下部は始良 Tn テフラ (AT) を散在して含み、上部

は鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) を挟在する。トレンチ内の破砕帯に認められる面構造の分布や石英脈の配置から右ずれの変位センスが推定され、現在の広域応力場から推定される左ずれの変位センスとは整合しない。

固結したシルト状破砕部でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、No. 1 ブロックの断層面 ( $N26^{\circ} W / 86^{\circ} E$ ) の条線角度は  $50^{\circ} SE$  , No. 2 ブロックの断層面 ( $N38^{\circ} W / 64^{\circ} E$ ) の条線角度は  $70^{\circ} SE$  を示す (第 7. 4. 3. 23 図)。

薄片観察を行った結果、No. 1 及び No. 2 ブロックの断層面は、ともに右横ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められた (第 7. 4. 3. 24 図)。

#### d. 総合評価

リニアメント北部では、リニアメントの方向を挟む 2 方向の節理系と、NNW-SSE 方向の破砕帯及び NW-SE 方向の節理密集部が認められる。破砕帯は右ずれ及び右ずれ成分を含む正断層を示す変形指標が見られ、現在の広域応力場とは調和しない変位センスであり、未固結の粘土状破砕部の連続性が乏しいか、認められない。このことから、リニアメント北部の断層の活動性については、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断する。

リニアメント南部では、トレンチにおいて、固結した破砕帯に平面性の高い面構造が認められたが、その連続性は乏しい。また、トレンチの破砕帯に見かけ右ずれを示す面構造及び石英脈の配列が見られ、現在の広域応力場とは調和しない変位センスであり、破砕帯を覆う始良 Tn テフラ (AT) 以前の第四系には変位が認められないことから、リニアメント南部の断層の活動性については、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断する。

以上のことから、本リニアメントは節理、節理密集部及び断層による

組織地形であり、将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

(4) L-3 リニアメント

a. 文献調査

判読した本リニアメント位置付近に変動地形を示した文献は認められない。

b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.3.25 図に示す。

白木東方から丹生北東方に至る区間に、NE-SW 方向のリニアメントが判読される。リニアメントは、傾斜変換線、鞍部及び直線谷からなる。

c. 地表地質調査結果

L-3 リニアメント周辺の地質図を第 7.4.3.26 図に示す。

L-3 リニアメント周辺には、江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩とこれを覆う第四系の古期扇状地堆積物 1、古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物及び崖錐堆積物が分布する。

b 地点及び e 地点南西方では、リニアメントを横断する健岩露頭が認められ、リニアメントに対応する破砕帯は認められない（第 7.4.3.27 図から第 7.4.3.30 図）。これら健岩露頭には、リニアメントの走向と調和的な NE-SW 方向で、高角度の節理密集部が認められる。

d. 総合評価

本リニアメントは、リニアメント付近に破砕帯が認められず、健岩露頭が連続して分布しており、リニアメント方向と調和的な節理密集部が認められる。

以上のことから、本リニアメントは節理密集部による組織地形であり、将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

(5) L-4 リニアメント (白木-丹生断層)

a. 文献調査

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> は、白木から丹生に至る山地の西縁部に、長さ約 4km, N-S 方向で、東側隆起の確実度Ⅲ, 活動度 B から C 級の白木-丹生リニアメントを示している。

岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> は、活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> に対応する位置に、長さ約 3.3km, NNE-SSW 方向で、東側隆起の断層組織地形リニアメントを示し、白木-丹生リニアメントとしている。

白木-丹生リニアメントの北方延長海域に、海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> は、図から判読される長さ全長約 8km, N-S 方向で、東側隆起の、断続する推定断層及び伏在推定断層を示している。

活断層研究会編 (1991) <sup>(31)</sup> は、海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> が示す位置付近に、長さ 5km, N-S 方向で、東側隆起の断続する推定活断層を示し、若狭湾断層群 S<sub>2</sub> としている。

山本他 (2000) <sup>(54)</sup> は、海上保安庁水路部 (1980a) <sup>(51)</sup> が示す位置付近に、図から判読される最大長さ約 6km, N-S 方向で、東側隆起の断層を示している。

b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.3.31 図に示す。

白木から丹生に至る区間に、おおむね NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。リニアメントは、傾斜変換線及び鞍部からなる。

リニアメントは、北部では低地と東側の山地の境界付近に判読され、白木峠の鞍部に連続する。また、南部では、リニアメントは山地内に判読され、新期扇状地面には変動地形・リニアメントは判読されない。

c. 地表地質調査結果等

L-4 リニアメント周辺の地質図を第 7.4.3.32 図に、地質断面図を第 7.4.3.33 図に示す。

L-4 リニアメント周辺には、江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩、細粒黒雲母花崗岩等と、これらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 1、古期扇状地堆積物 2、砂丘堆積物、新期扇状地堆積物、崖錐堆積物及び沖積層が分布する。

e 地点 (Loc. L4-1) では、粗粒黒雲母花崗岩中に NNE-SSW 方向で、約 60° 東傾斜の破碎帯が認められる。この破碎帯は幅約 2~3m で、褐色及び灰白色の明瞭で平面的な粘土状破碎部を伴う (第 7.4.3.34 図)。

e 地点 (Loc. 3) におけるボーリング調査の結果、粗粒黒雲母花崗岩からなる基盤及びそれを不整合に覆う第四系が認められ、粗粒黒雲母花崗岩中に破碎帯が認められる。この破碎帯は幅約 1~2m で、その中に幅約 1~2cm の軟質な暗褐色粘土状破碎部を挟在する。ボアホールテレビ調査によれば、破碎帯は N-S 方向で約 60° 東傾斜である。第四系は、層相により下位から、3層、2層及び1層に区分される。1層は鬼界葛原テフラ (K-Tz) 及び始良 Tn テフラ (AT) を挟在する。この破碎帯は、2層にまで変位を与えていると判断される (第 7.4.3.35 図)。

a 地点 (Loc. 8) におけるボーリング調査の結果、粗粒黒雲母花崗岩からなる基盤及びそれを不整合に覆う第四系が認められ、東側の粗粒黒雲母花崗岩と西側の第四系との境界に断層が認められる。粗粒黒雲母花崗岩中に認められた破碎帯は幅約 40cm で、幅約 1cm の軟質な暗褐色粘土状破碎部を挟在し、ボアホールテレビ調査によれば、その方向は N-S で、約 50° 東傾斜となっている。第四系は、砂、礫及びシルトからなり、層相及び堆積年代から、下位より 6層、5層、4層、3層、2層及び1層に

区分される。このうち、6層は三瓶木次テフラ(SK)を、4層は鬼界葛原テフラ(K-Tz)及び大山倉吉テフラ(DKP)を、3層は始良 Tn テフラ(AT)を、2層は鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)を挟在する。確認された破碎帯は、2層にまで変位を与え、1層に覆われているものと判断される(第7.4.3.36図)。

c 地点(Loc. 2)におけるボーリング調査の結果、粗粒黒雲母花崗岩からなる基盤及びそれを不整合に覆う第四系が認められ、東側の粗粒黒雲母花崗岩と西側の第四系との境界に断層が認められる。粗粒黒雲母花崗岩中に認められた破碎帯は幅約0.6~1.0mで、幅約1~2cmの軟質な暗褐色粘土状破碎部を挟在し、ボアホールテレビ調査によれば、その方向はN-S方向で、約60°東傾斜となっている。第四系は、層相及び堆積年代により下位から、4層、3層、2層及び1層に区分される。4層は鬼界葛原テフラ(K-Tz)及び大山倉吉テフラ(DKP)を、3層及び2層は始良 Tn テフラ(AT)を、1層は鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)を挟在する。確認された破碎帯は、2層にまで変位を与え、1層に覆われているものと判断される(第7.4.3.37図)。

c 地点(Loc. 2)において実施したトレンチ調査の結果、粗粒黒雲母花崗岩からなる基盤とそれを不整合に覆う第四系が認められる。第四系は、礫、砂及びシルトからなり、層相及び堆積年代から、下位より5層、4層、3層、2層及び1層が分布する。4層は鬼界葛原テフラ(K-Tz)及び大山倉吉テフラ(DKP)を、3層は始良 Tn テフラ(AT)を、1層は鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)を挟在する。また、2層及び1層中に含まれる炭質物の放射性炭素[ $^{14}\text{C}$ ]年代測定値は、それぞれ9,010±50~9,810±50y. B. P. 及び3,730±40~7,720±50y. B. P. を示している。トレンチでは、東側の粗粒黒雲母花崗岩中、西側の第四系中及び粗粒黒雲母花崗岩と第四系の境

界において3条の断層が認められる。最も西側に見られるごく低角度の断層であるF3は、4層下部に変位を与え、4層上部に覆われている。粗粒黒雲母花崗岩と第四系を境するF2は、NNE-SSW方向で約25°東側に傾斜し、その東側のF1はNNE-SSW方向で約30°東側に傾斜し、いずれも2層以下に変位・変形を与え、1層に覆われている（第7.4.3.38図）。

白木-丹生断層から敷地に向かって派生する活断層の有無を確認するため、丹生地区において反射法地震探査（S波）及びボーリング調査、敷地内において反射法地震探査（S波）及びボーリング調査、また、丹生湾内において海上音波探査、海上ボーリング調査及び海底堆積物調査を行った。調査位置図を第7.4.3.39図に示す。

反射法地震探査の結果、基盤岩上面と推定される明瞭な反射面及びその上位の堆積層中の反射面に、断層による変位・変形は認められない（第7.4.3.40図及び第7.4.3.41図）。

海上音波探査の結果、C<sub>1</sub>層上面に断層による変位・変形は認められない（第7.4.3.42図）。

丹生湾の湾奥に見られる音波散乱層分布域付近において、海底堆積物調査（柱状採泥）を行い、採取したコア試料を用いてガス分析を実施した。その結果、音波散乱の原因は、有機物の微生物分解により生成された地下浅部のメタンガスの影響であって、断層等の活構造の存在を示唆する地下深部の地熱による熱分解起源のものは認められない（第7.4.3.43図）。

丹生地区、敷地内及び丹生湾内で実施したボーリング調査の柱状図を第7.4.3.44図に、地質対比図を第7.4.3.45図に示す。

ボーリング調査の結果、鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)、鬱陵隠岐テフラ

(U-0ki), 始良 Tn テフラ (AT), 0kT1 テフラ (0kT1 : 約 12.5 万年前 : 佐々木他 (2006) <sup>(166)</sup>) に対比される未詳 N1 テフラ, 美浜テフラ等が検出された。また, 花粉分析結果と合わせて, 地質対比の検討を行った結果, 堆積層の境界 (MIS1/MIS2 境界, MIS5/MIS6 境界) や基盤岩上面は滑らかに連続している。

山地平野境界付近で実施したボーリング調査の結果, 破砕部を確認したが, 薄片観察を行った結果, 最新の熱水変質作用以降, 破砕部は活動していない (第 7.4.3.46 図から第 7.4.3.52 図)。

以上より, 白木-丹生断層から敷地に向かって派生する活断層は認められない。

#### d. 海上音波探査結果

海上音波探査記録及び地質断面図を第 7.4.3.53 図に示す。また, 海上音波探査記録の解析から得られた変位量分布図を第 7.4.3.54 図に, 傾斜角分布図を第 7.4.3.55 図に示す。

L-4 リニアメントの北方延長海域の R 層上面及び C 層上面の特徴としては, 白木北方沖に R 層上面及び C 層上面に東側が隆起する高度不連続が認められ, この高まりの西縁に N-S 走向の F-21 及び F-50・51 断層が分布し, これらの断層はいずれも B 層以下の地層に変位・変形を与えていることから, 後期更新世以降の活動が認められる。F-21 及び F-50・51 断層の C 層上面を基準とした変位量は 20m 程度であり, 南方に向かって終息する傾向は認められない。また, 断層の傾斜は約 60° 東傾斜となっている。

一方, L-4 リニアメントの南方の丹生湾には, N-S 走向の F-F 断層が分布し, 一部で B 層以下の地層に変位・変形を与えていることから, 後期更新世以降の活動が認められる。

e. 総合評価

本地域の特徴としては、白木北方海域においてR層上面及びC層上面に東側隆起の高まりが認められ、この高まりの西縁にN-S走向で東側に傾斜するF-21及びF-50・51断層が分布している。これらの南方陸域には、N-S走向で東側傾斜の断層が分布し、更に南方海域にはF-F断層が分布し、いずれも後期更新世以降の活動が認められる。

これらの断層は連続的に位置し、走向・傾斜も調和的であり、変位量分布に顕著な不連続が認められないことから、F-21断層から陸域の断層を経てF-F断層までの約15kmを白木-丹生断層とし、将来活動する可能性のある断層等と評価する。

(6) L-5 リニアメント

a. 文献調査

岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>は、白木南西方から丹生西方に、図から判読される長さ約2km、NE-SW方向の断層組織地形リニアメントを示している。

b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第7.4.3.56図に示す。

白木南西方から丹生西方に至る区間に、NE-SW方向の並走する2条のリニアメントが判読される。リニアメントは、傾斜変換線、鞍部、河谷の屈曲及び直線谷からなる。

西側のリニアメントは、直線谷と河谷の下流方向への右屈曲が認められ、東側のリニアメントは、主として傾斜変換線からなる。

c. 地表地質調査結果

L-5リニアメント周辺の地質図を第7.4.3.57図に示す。

L-5リニアメント周辺には、江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩、細粒黒雲母花崗岩、並びにこれらを覆う第四系の古期扇状地堆積物1、古期

扇状地堆積物 2, 新期扇状地堆積物, 崖錐堆積物及び沖積層が分布する。

西側のリニアメント付近の f 地点から g 地点間の谷底部に破砕帯が認められる (第 7.4.3.58 図及び第 7.4.3.59 図)。この破砕帯は, NE-SW から ENE-WSW 方向で, 南に高角度に傾斜する。破砕帯は固結した角礫状から礫混じり粘土状からなり, 固結しており, 平面的な断層面は認められない。粘土状から角礫状破砕部 ( $N49^{\circ} E/82^{\circ} S$ ) を含むブロック試料を採取し, 条線観察を行った結果, 主断層面の条線角度は  $70^{\circ} SW$  を示す (第 7.4.3.60 図)。研磨片・薄片観察を行った結果, 主断層面では右横ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められた (第 7.4.3.61 図及び第 7.4.3.62 図)。h 地点から i 地点では, リニアメントを横断して健岩露頭が分布している (第 7.4.3.63 図)。露頭には破砕帯が認められず, NE-SW から NNE-SSW 方向で, 約  $60^{\circ}$  南傾斜の幅約 1m の節理密集部が認められる (第 7.4.3.64 図)。

東側のリニアメントの k 地点から l 地点において, リニアメントを横断して健岩露頭が認められる (第 7.4.3.65 図)。リニアメント付近の露頭に破砕帯は認められず, リニアメントと調和的な NE-SW 方向の高角度で東側に傾斜する節理が認められる。

#### d. 総合評価

本リニアメントは, 西側のリニアメント付近には固結した破砕部が, その南西延長部には節理密集部が認められる。東側のリニアメント付近には, リニアメントを横断する露頭では破砕部は認められず, リニアメント方向と調和的な節理が認められる。

以上のことから, 西側のリニアメントは節理及び断層による組織地形であると判断し, 東側のリニアメントは節理による組織地形であり, 将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

(7) L-6 リニアメント

a. 文献調査

活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>は、馬背峠南西方から敦賀市縄間<sup>のうま</sup>付近に、図から判読される長さ約 3km, ENE-WSW 方向で、确实度Ⅲのリニアメントを示している。

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は、活断層研究会編（1991）<sup>(31)</sup>に対応する位置に、図から判読される長さ約 3km, ENE-WSW 方向の断層組織地形リニアメントを示している。

b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.3.66 図に示す。

縄間から馬背峠を経て美浜町弁天崎東方に至る区間に、ENE-WSW 方向のリニアメントが判読される。リニアメントは、傾斜変換線、鞍部及び直線谷からなる。

リニアメント東部（a 地点から b 地点）では、リニアメントを横断して古期扇状地面 1 が分布している。古期扇状地面 1 の地形測量の結果、リニアメント付近の地形面に高度不連続は認められない（第 7.4.3.67 図）。リニアメントの中央部では、リニアメントを横断して古期扇状地面 2 及び新期扇状地面が分布しており、高度不連続は認められない。

c. 地表地質調査結果

L-6 リニアメント付近の地質図を第 7.4.3.68 図に示す。

L-6 リニアメント周辺には、江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩及び細粒黒雲母花崗岩並びにこれらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 1, 古期扇状地堆積物 2, 新期扇状地堆積物, 崖錐堆積物及び沖積層が分布する。大局的には、本リニアメントの北側には細粒黒雲母花崗岩が、南側には粗粒黒雲母花崗岩が分布する。

リニアメント東部でリニアメントを横断して分布する古期扇状地堆積物 1 は、鬼界葛原テフラ (K-Tz) 及び阿蘇 4 テフラ (Aso-4) を挟在する。

b 地点から c 地点の区間では、リニアメント付近に ENE-WSW 方向の破碎帯が認められる。b 地点南西方 (Loc. L6-1) では、粗粒黒雲母花崗岩中に、ENE-WSW 方向で、約 80° 南傾斜の固結した幅約 1m の破碎帯が認められる (第 7.4.3.69 図及び第 7.4.3.70 図)。

粘土状破碎部 (主断層面の走向傾斜 : N63 ° E / 78° S) でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は 84° SW を示す (第 7.4.3.71 図)。

研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では右横ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められた (第 7.4.3.72 図及び第 7.4.3.73 図)。

a 地点の南東方約 300m の g 地点の谷底の露頭 (Loc. L6-2) では、岡田・東郷編 (2000) <sup>(32)</sup> が示したリニアメントに対応して破碎帯が認められる。NNE-SSW 方向で、約 70° 南傾斜の連続的な粘土状破碎部が認められる。破碎部近傍の岩盤中に認められる小規模なせん断面の変形組織からは、左ずれ及び正断層の変位センスが推定され、現在の広域応力場に対応する右ずれの変位センスを示す構造は認められない (第 7.4.3.74 図及び第 7.4.3.75 図)。

粘土状破碎部 (主断層面の走向傾斜 : N55 ° E / 68° S) でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は 90° を示す (第 7.4.3.76 図)。

研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では正断層センスを示す変形指標が認められた (第 7.4.3.77 図及び第 7.4.3.78 図)。

#### d. 総合評価

本リニアメントを横断して分布する古期扇状地面 1 には変位・変形が

認められず、リニアメント付近に認められた破碎部はいずれも固結している。

以上のことから、断層の活動性については、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断され、本リニアメントは断層による組織地形であり、将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

#### (8) L-7 リニアメント

##### a. 文献調査

岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>は、馬背峠西方から三方郡美浜町菅浜<sup>すがはま</sup>北方に、図から判読される長さ約 1km, NNE-SSW 方向の断層組織地形リニアメントを示している。

##### b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.3.79 図に示す。

馬背峠西方から菅浜北方に至る区間に、NNE-SSW 方向のリニアメントが判読される。リニアメントは、傾斜変換線、鞍部及び直線谷からなる。

##### c. 地表地質調査結果

L-7 リニアメント周辺の地質図を第 7.4.3.80 図に示す。

L-7 リニアメント周辺には、江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩及び細粒黒雲母花崗岩、美濃-丹波帯中・古生層の混在岩・泥岩、砂岩、砂岩・泥岩互層及びチャート、並びにこれらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 1、古期扇状地堆積物 2、新期扇状地堆積物、崖錐堆積物及び沖積層が分布する。

a 地点から b 地点付近の詳細ルートマップを第 7.4.3.81 図に示す。リニアメント付近の谷底部の粗粒黒雲母花崗岩中にリニアメント方向と調和的な NNE-SSW 走向で幅約 1~1.5m の石英脈が分布し、石英脈に沿って固結した角礫状破碎部が認められる。破碎帯は、NNE-SSW 方向で約 80°

西傾斜，幅約 2.5m で，固結した角礫状破砕部を切る平面性の高い軟質な灰白色粘土状破砕部が認められるが，露頭内においてせん滅している（第 7.4.3.82 図及び第 7.4.3.83 図）。固結した角礫状破砕部（ $N17^{\circ} E/78^{\circ} W$ ）でブロック試料を採取し，条線観察を行った結果，主断層面の条線角度は  $65^{\circ} S$  を示す（第 7.4.3.84 図）。研磨片・薄片観察を行った結果，主断層面では左横ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められた（第 7.4.3.85 図及び第 7.4.3.86 図）。

#### d. 総合評価

本リニアメント付近において，リニアメントの方向と調和的な破砕帯が認められたが，角礫状破砕部は固結しており，角礫状破砕部を切る軟質な粘土状破砕部は露頭内でせん滅している。

以上のことから，断層の活動性については，少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断され，本リニアメントは断層による組織地形であり，将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

### (9) L-8 リニアメント

#### a. 文献調査

岡田・東郷編（2000）<sup>(32)</sup>は，三方郡美浜町寺山南東方から敦賀市沓見<sup>くつみ</sup>北方に，図から判読される長さ約 2km，NW-SE 方向の断層組織地形リニアメントを示している。

#### b. 変動地形学的調査結果

変動地形学的調査結果を第 7.4.3.87 図に示す。

弁天崎東方から寺山南東方を経て沓見北方に至る区間に，NW-SE 方向のリニアメントが判読される。リニアメントは，傾斜変換線及び鞍部からなる。

### c. 地表地質調査結果

L-8 リニアメント周辺の地質図を第 7.4.3.88 図に示す。

L-8 リニアメント周辺には、江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩及び細粒黒雲母花崗岩、美濃-丹波帯中・古生層のチャート、砂岩・泥岩互層及び砂岩、ドレライト等の岩脈、並びにこれらを覆う第四系の古期扇状地堆積物 2 及び新期扇状地堆積物が分布する。

L-8 リニアメント北西側の a 地点及び b 地点では、リニアメントを横断して連続露頭が分布している。これらの連続露頭には破砕帯は認められず、リニアメントの方向に調和的な節理が認められる（第 7.4.3.89 図から第 7.4.3.92 図）。

L-8 リニアメント南東側の d 地点では、リニアメント付近の直線谷の谷底部に破砕帯が認められる（第 7.4.3.93 図）。破砕帯の幅は約 0.5～1m で、固結しており、WNW-ESE 方向で約 80° 南側に傾斜する連続性が乏しい幅約 1～3cm の固結した灰白色から淡褐色礫混じり粘土状破砕部を伴う（第 7.4.3.94 図及び第 7.4.3.95 図）。固結した粘土状破砕部 (N68° W/84° SW) でブロック試料を採取し、条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は 78° NW を示す（第 7.4.3.96 図）。薄片観察を行った結果、主断層面では右横ずれ・正断層センスを示す変形指標が認められた（第 7.4.3.97 図）。

### d. 総合評価

本リニアメントの北西部では、リニアメントを横断する露頭に破砕帯が認められず、リニアメント方向と調和的な節理が認められる。また、南東部の直線谷の谷底部に、リニアメント方向と調和的な走向の固結した破砕帯が認められ、粘土状破砕部に見られる条線の方法は、現在の広域応力場から推定される変位センスとは調和しない。

以上のことから，断層の活動性については，少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断され，本リニアメントは断層による組織地形であり，将来活動する可能性のある断層等は認められないと評価する。

#### 7.4.4 敷地の地質・地質構造

##### 7.4.4.1 調査内容

敷地付近の地域（敷地中心半径約 1km）に関する地質・地質構造を把握する資料を得るため、文献調査、空中写真判読、地表地質調査、ボーリング調査、トレンチ調査、試掘坑調査等を実施した。

敷地に判読されるリニアメントに対応する浦底断層の活動性、連続性等を把握するために、地表地質調査、ボーリング調査、トレンチ調査、反射法地震探査、電気探査、海上音波探査等を実施した。

また、破碎帯の活動性を把握するために、地表地質調査、ボーリング調査、トレンチ調査、大深度坑調査等を実施した。

調査位置図を第 7.4.4.1 図に示す。

##### 7.4.4.1.1 地表地質調査

敷地の地質・地質構造を把握するため、地表地質調査を実施した。

また、文献調査、空中写真判読、ボーリング調査、試掘坑調査等の結果と合わせて、原縮尺 5 千分の 1 の地質図を作成した。

##### 7.4.4.1.2 反射法地震探査等

敷地の地質・地質構造の概要を把握するため、反射法地震探査等を第 7.4.4.1 図に示す位置で実施した。

反射法地震探査は、1 測線、延長約 1,600m で実施した。

探査は、5～10m 間隔に受振器を設けて、陸上においてはバイブレータによる振動を、海域においてはエアガンによる振動を測定した。

また、反射法地震探査によって区分された地層の地質年代を明らかにするため、探査測線上において海上ボーリングを実施した。

電気探査は、1 測線、延長 130m、電極間隔 1m で実施した。また、断層の有無を直接確認するために打ち込み式ボーリング調査を実施した。

海上音波探査は、ウォーターガン、ブーマー等を音源としたマルチチャンネル方式等により実施した。

また、海上音波探査によって区分された地層の地質年代や断層の活動性を明らかにするため、海上ボーリングを実施した。

#### 7.4.4.1.3 ボーリング調査

敷地の地質・地質構造についての資料を得るとともに、原子炉施設の基礎地盤の地質・地質構造及び工学的性質を把握するため、第 7.4.4.1 図に示す位置でボーリングは全 348 孔、掘進総延長約 20,500m のボーリングによる調査を実施した。

ボーリング調査は、主として掘削孔径が 66～116mm で、ロータリ型ボーリングマシンを使用し、オールコアボーリングを実施した。

採取したボーリングコアについては詳細な観察を行い、地質柱状図を作成するとともに、地質構造を詳細に把握するため必要に応じてボアホールテレビ調査を行い、試掘坑調査等の結果と併せて地質断面図を作成した。

#### 7.4.4.1.4 試掘坑調査

地表地質調査、ボーリング調査等によって得られた敷地の地質・地質構造を直接確認するため、第 7.4.4.1 図に示す位置で試掘坑調査を実施した。

#### 7.4.4.1.5 トレンチ調査等

浦底断層及び破碎帯の活動性を明らかにするため、第 7.4.4.1 図に示す位置でトレンチ調査等を実施した。

#### 7.4.4.1.6 大深度坑調査

破砕帯の活動性を明らかにするため、第7.4.4.1図に示す位置で大深度坑調査を実施した。

#### 7.4.4.1.7 微細構造観察

破砕帯の活動性及び連続性の評価の基礎資料となる破砕部の変位センス等の性状を把握するため、研磨片試料や薄片試料等を用いた微細構造観察を行い地質構造解析を実施した。

なお、薄片試料などを用いた微細構造観察においては、破砕部中の断層ガウジを対象として、構成粒子の円磨の程度や非対称変形構造から推定される運動センスなどを把握した（狩野・村田（1998）<sup>(167)</sup>）。

#### 7.4.4.2 調査結果

##### 7.4.4.2.1 敷地の地形

敷地は、敦賀半島の北端に位置し、若狭湾、敦賀湾及び浦底湾に面している。

敷地の地形は主として山地からなり、山地を刻む河谷の中流から下流には扇状地が、浦底湾の北西及び海岸沿いには低地が分布している。また、海岸沿いの一部には段丘が分布している。

山地は、敷地南方の蝶螺が岳（標高 686m）に連なる尾根から、若狭湾及び浦底湾に向かって高度を減じている。また、浦底湾及び浦底湾北西に位置する奥壺低地を挟んで北東側には、標高 161m を最高点とし立石岬から南東端の明神崎に至る立石小半島には山地が NW-SE 方向に連なっており、立石小半島の中央付近には猪ヶ池がある。

浦底湾の西岸及び若狭湾に面した比較的規模の大きな河谷には、開析の進んだ扇状地が分布しており、浦底湾北西の低地の周囲にも小規模な扇状地が分布している。

低地は、浦底湾の北西に沖積低地が分布するほか、海岸沿いに海浜及び浜堤からなる細長い海岸低地が分布する。

段丘は、浦底湾北西の低地、浦底湾東岸、若狭湾に面した海岸及び河谷沿い等にも小規模に分布している。

前述の「7.4.2.2.3 敷地周辺の地質構造」に記載のとおり、浦底断層については、活断層研究会編(1991)、岡田・東郷編(2000)及び中田・今泉編(2002)は、立石岬から猪ヶ池の西方を経て明神崎沖の水島に至る約 3～3.5km 区間の山地の西縁部に、NW-SE 方向で、北東側隆起の活断層又は推定断層として図示している。

変動地形調査によると、敷地には文献で示される浦底断層に対応して、立石岬から猪ヶ池西方に至る区間に山地と低地との境界を通り、直線谷、鞍部、河谷の屈曲及び急崖からなるNW-SE方向のリニアメントが判読される。

また、海岸線に沿って最低位段丘面が分布しており、浦底断層を挟んで隆起側には複数の離水海岸地形が認められる。

変動地形調査結果を第7.4.4.2図に示す。

なお、敷地内に破砕帯に対応する変動地形及び地すべり地形の可能性のある地形は認められない。

#### 7.4.4.2.2 敷地の地質

地表地質調査結果，ボーリング調査結果，試掘坑調査結果，トレンチ調査結果等により作成した原縮尺 5 千分の 1 の地質平面図及び地質断面図をそれぞれ第 7.4.4.3 図及び第 7.4.4.4 図に，敷地の地質層序表を第 7.4.4.1 表に示す。

敷地の地質は，江若花崗岩とこれに貫入するドレライト及びこれらを覆って分布する第四系から構成される。

また，江若花崗岩中には熱水変質作用を伴った破砕帯が分布する。

##### (1) 江若花崗岩

江若花崗岩は，黒雲母花崗岩，花崗斑岩，アプライト等からなり，主に山地の尾根部の地表付近では風化が認められる。

黒雲母花崗岩は，主として敷地の西部及び猪ヶ池付近に広く分布している。新鮮部では灰白色及び淡桃色，風化部では褐色を帯びた色調を呈し，完晶質等粒状で径約 2～10mm の粗粒の石英，カリ長石，斜長石及び少量の黒雲母からなる。

花崗斑岩は，浦底湾北西の低地周辺の山地に分布している。新鮮部では灰白色，風化部では褐色を帯びた色調を呈し，完晶質斑状で径約 2～10mm の石英，カリ長石及び斜長石斑晶並びにこれらの間を充てんする細粒の石英，カリ長石，斜長石及び少量の黒雲母からなる。

アプライトは，花崗斑岩の分布域に小規模に分布している。主に灰白色を呈し，細粒の完晶質等粒状で径約 0.3mm 以下の石英，カリ長石，斜長石及び少量の黒雲母からなる。

黒雲母花崗岩，花崗斑岩及びアプライトは，カリウム・アルゴン法年代測定値がそれぞれ約 66.6Ma，約 66.3Ma 及び約 64.2Ma を示すことから，こ

れら江若花崗岩の形成年代は白亜紀後期～古第三紀と判断される。

また、江若花崗岩中には熱水変質作用を伴った破砕帯が多く分布し、破砕帯に含まれる粘土鉱物のカリウム・アルゴン法年代測定値は約 54.6～61.4Ma を示す。

## (2) ドレライト

江若花崗岩に貫入する岩脈には、ドレライトがある。

ドレライトは、主に暗緑色及び緑灰色を呈し、斜長石及び輝石からなり不透明鉱物を伴っている。

ドレライトの貫入時期は、カリウム・アルゴン法年代測定値が約 21.1Ma を示すことから、新第三紀中新世と判断される。

## (3) 第四系

第四系は、更新統の猪ヶ池層、古期扇状地堆積物及び低位段丘堆積物、並びに完新統の最低位段丘堆積物、新期扇状地堆積物、現河床堆積物・崖錐堆積物、海岸低地堆積物及び沖積低地堆積物からなる。

### a. 更新統

古期扇状地堆積物は、主に若狭湾に面した比較的規模の大きな河谷、浦底湾西方及び奥壺低地周辺に分布している。

本層は、江若花崗岩の礫を含むやや締まったシルト質砂礫からよく締まったシルト質砂礫を主体とし、礫の一部はくさり礫化している。

古期扇状地堆積物には、始良 Tn テフラ (A T : 約 2.9～2.6 万年前 ; 町田他 (2011)) を含む比較的新しいもの、大山倉吉テフラ (D K P : 約 5.8～5.9 万年前 ; 入谷他 (2005)) を含むより下位のものがある。

奥壺低地基底部付近から西方では、鬼界葛原テフラ (K-Tz : 約 9.5 万年前 ; 町田他 (2011)) や美浜テフラ (Mh : 約 12.7 万年前) を含むより古いもの、更にその下位には M I S 6 以前の非常に古いものが分布する。

低位段丘堆積物は、若狭湾に面した海岸にごく小規模に分布しており、やや締まった砂礫及び砂質シルトからなる。

b. 完新統

最低位段丘堆積物は、浦底湾東岸等に分布している。江若花崗岩の礫を含む砂礫を主体とする。

新期扇状地堆積物は、山地を刻む河谷の下流に小規模に分布している。江若花崗岩の礫を含む砂礫を主体とする。

現河床堆積物・崖錐堆積物は、山地を刻む河谷及び山地斜面に分布している。江若花崗岩の礫を含む砂礫を主体とする。

海岸低地堆積物は、海浜及び浜堤を構成して分布している。江若花崗岩の礫及び砂を主体とする。

沖積低地堆積物は、浦底湾周辺の沖積低地に分布しており、砂及びシルトを主体とする。

#### 7.4.4.2.3 敷地の地質構造

##### (1) 浦底断層

浦底断層の活動性を確認するため、地表地質調査、ボーリング調査、トレンチ調査、離水海岸地形調査、海上音波探査等を実施した（第 7.4.4.5 図）。

また、敷地南部での断層の通過位置を確認するために電気探査、反射法地震探査、ボーリング調査及び海上音波探査等を実施した。

敦賀発電所 2 号炉の建設時点の調査においては、リニアメントにほぼ直交する試掘坑を T. P. +13m に掘削し、リニアメント直下付近の岩盤中に破碎部を確認した。同破碎部の走向・傾斜は N20° W80° E を示す。

ボーリング調査の結果によれば、深部における同破碎部の最新活動面の条線を測定した結果、横ずれ量は縦ずれ量の約 1.25 倍であることが確認された（第 7.4.4.2 表）。

地点 B におけるトレンチでは、東側のアプライトと西側の第四系との境界に破碎部が認められる。

この破碎部は、下部では幅約 10cm の褐色及び灰白色粘土から、上部では幅数 cm の褐色及び灰白色粘土からなる。破碎部の傾斜は、上部では約 40° E であるが下部では約 70° E である。

第四系は、主として砂、砂礫からなり、一部にシルトを挟在しており、層相及び堆積年代から下位より E 層、C・D 層、B 層及び A 層の 4 層に区別される。

E 層はアプライト、花崗斑岩及び黒雲母花崗岩の角礫～亜角礫を含む砂礫層並びに砂層からなり、堆積構造の明瞭な砂礫、砂及びシルトの互層からなる。地層は緩く西傾斜している。破碎部付近の E 層中には変形構造及

びせん断構造が認められ上位のB層に覆われている。

C・D層は砂層，シルト質砂層からなり，堆積構造の明瞭な砂礫及び砂の互層からなる。地層の傾斜は上位ほど水平に近く，下位ほど西傾斜している。下位のE層とは不整合関係で接している。

B層はアプライト及び花崗斑岩の角礫～亜角礫を含む砂礫層，シルト質砂層からなる。上部は堆積構造があまり見られない崖錐堆積物及び埋没土壌からなり，下部は還元色を呈し堆積構造が見られる堆積物及び堆積構造が見られない崖錐堆積物からなり，最下位は淘汰の良い砂礫からなる。地層の傾斜は断層近傍で引きずりによる変形が見られ，断層から離れた西側に行くに従い緩傾斜となる。下位のC・D層及びE層とは不整合関係で接する。

A層は，アプライトの角礫～亜角礫を含むシルト質砂礫層及び砂質シルト層からなり，堆積構造があまり見られない崖錐堆積物からなる。上部の地層は地形面と平行な分布をしており，下部の地層は断層直上において地形面と斜交する撓曲状の構造が認められる。下位のB層を浸食し不整合関係で接している。

E層中に含まれる木炭の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は $>53,900\text{y. B. P.}$ を示した。

B層中に含まれる木炭及び腐植物の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は， $24,480\pm 190\sim 3,960\pm 50\text{y. B. P.}$ を示し，B層上部から鬼界アカホヤテフラ（K-Ah：約7,300年前；町田他（2011））が，B層下部から始良Tnテフラが検出された。

また，A層中の木炭，腐植物の放射性炭素〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定値は， $1,640\pm 40\sim 1,410\pm 40\text{y. B. P.}$ を示している。

C・D層からは本調査では年代分析試料が得られなかったが，既往のボ

ーリング調査結果によれば大山倉吉テフラ及び鬼界葛原テフラが検出されている（第7.4.4.6図）。

アプライトとE層及びB層との境界に認められる破砕部については、破砕部と接する堆積物中にせん断構造が認められることや破砕部近傍の堆積物中に引きずりによる変形が認められることから、破砕部とE層及びB層は断層関係で接していると判断される。破砕部とこれに接する第四系との間には、破砕部を構成する細粒物質と第四系を構成する砂礫等とが混合した混合ゾーンが認められる。破砕部とE層との境界部においては混合ゾーンが連続して認められ、E層を構成する砂礫中の礫の定向配列も強い。一方、破砕部とB層との境界部においては混合ゾーンが断続して認められ、B層を構成する砂礫中の礫の定向配列も弱く、不明瞭となる。

また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉱物の結晶が破砕された状況が認められる。

これらのことから、浦底断層の最新活動時期については、B層堆積以降と判断される。

敷地南部での浦底断層の通過位置を確認するために実施した反射法地震探査、電気探査、海上音波探査の結果は以下のとおりである。

反射法地震探査等の結果によれば、リニアメントの南方延長部に位置するCMP番号160付近では、基盤上面と考えられる反射面が連続しており、断層は推定されない。一方、CMP番号145付近を境に南西側の東緩傾斜を示す強反射面が北東側に連続せず、P波速度が南西側に比べて北東側が速いことから、同位置付近に北東上がりの断層が推定される。

海上ボーリング調査結果及び反射法地震探査結果から、同断層の江若花崗岩の上面における鉛直変位量は40m程度と推定される。

また、花崗岩の上位の第四系からは上位から鬼界アカホヤテフラ、始良

Tn テフラ, 大山倉吉テフラ及び鬼界葛原テフラが順に産出した(第 7. 4. 4. 7 図)。

B トレンチと反射法地震探査の間で実施した電気探査では, 測線距離 0 ~40m 付近では低比抵抗の範囲が, 測線距離 40~60m 付近ではやや高比抵抗の範囲が認められる。

また, リニアメント付近(測線距離 60~85m 付近)に周囲と比較し低比抵抗部が認められる(第 7. 4. 4. 8 図)。

電気探査の測線上において実施したボーリング調査(打ち込み式)によると, 江若花崗岩の上面の形状は, 全体的に滑らかで, リニアメント付近において有意な不連続は認められない。

リニアメント付近より西側に分布する礫混じり砂や礫質砂を主体とする扇状地堆積物にも変位・変形は認められない。

扇状地堆積物は, 層相から下位よりⅢ層からⅠ層及び表土の 4 層に区分され, Ⅲ層から始良 Tn テフラ起源の火山ガラスが, Ⅱ層から始良 Tn テフラ起源の火山ガラス及び鬼界アカホヤテフラ起源の火山ガラスが, Ⅰ層から鬼界アカホヤテフラ起源の火山ガラスが検出された。

リニアメント付近において, 江若花崗岩の中に幅約 10cm の白色粘土からなる破砕部が認められるが, 同破砕部を追跡した結果, その走向は NNE-SSW 方向であり, リニアメントの走向と異なることから, 本地点ではリニアメントに対応した破砕部は存在せず, 前後の関係から電気探査測線の西側に浦底断層が通過するものと判断される。

浦底湾で実施した海上音波探査の結果によれば, 反射法地震探査で推定された断層の南東方に NW-SE 方向で北東側隆起の F-39・40 断層及び同断層の分岐断層と考えられる N-S~NW-SE 方向で北東側隆起の F-39b 断層が認められる。

浦底断層の南部海域のF-39・40断層について、完新統で最大の累積鉛直変位量を示す位置において実施した海上ボーリング調査の結果によれば、鬼界アカホヤテフラ降灰以降の浦底断層の累積鉛直変位量は約4.4mである(第7.4.4.9図)。

F-39b断層は、海上音波探査及び海上ボーリング調査の結果によれば、鬼界アカホヤテフラ降灰以降の地層に断層変位の累積が認められ、少なくとも3回の活動が認められる。それぞれの活動時期については、約7,300～5,500年前、約4,500～3,500年前及び約1,700年前以降である(第7.4.4.10図)。

猪ヶ池で実施した津波堆積物調査(日本原子力発電(2012)<sup>(168)</sup>)によれば、珪藻化石分析の結果、約4,400年前以前の地層は海水性珪藻を主体とする海成堆積物からなるが、約4,400年前以降の地層は淡水性珪藻を主体とする湖沼成堆積物からなることから、猪ヶ池が離水したものと判断される。

また、鬼界アカホヤテフラ降灰以降の地層に複数のイベント堆積物が認められており、このうち、海上音波探査結果及び海上ボーリング調査結果で確認された活動時期に対応するイベント堆積物として、約6,700年前及び約5,500年前に津波または暴浪による可能性のあるイベント堆積物が、約1,700～800年前に地震動または湖水上昇による斜面崩壊と考えられるイベント堆積物が確認されており、これらのイベントの発生時期はそれぞれ、海上音波探査及び海上ボーリング調査の結果から認められた活動時期である約7,300～5,500年前及び約1,700年前以降と整合している。

明神崎付近で実施した離水海岸地形調査の結果によれば、明神崎北方の浦底断層上盤側では、完新世に形成されたと考えられる海成段丘面が3面認められ、標高約5～7mの段丘面をc1面に、標高約3～5mの段丘面をc2

面に、標高約 1～3m の段丘面を c3 面に区分した（第 7.4.4.11 図）。c1 面は、その分布標高、面の広がり等から約 6,000 年前の縄文海進最高海水準期に形成されたと考えられる。

c2 面及び c3 面で実施したピット調査で実施した放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定の結果によれば、c2 面は約 4,500～4,300 年前に、c3 面は約 1,700～1,500 年前に離水し形成されたと判断される（第 7.4.4.12 図）。

これらのことから、浦底断層は鬼界アカホヤテフラ降灰以降、浦底断層には少なくとも 3 回の活動が認められ、約 7,300～5,500 年前、約 4,400 年前、約 1,700～1,500 年前に活動したものと判断される。

これらの調査の結果を踏まえれば、浦底断層の単位変位量は最大で約 2.4m であり、栗田 (1999) <sup>(118)</sup> に基づく地震セグメント長さは約 21km であり、「7.4.2.2.3 敷地周辺の地質構造」において評価した断層長さと概ね整合している。

以上のことから、浦底断層は後期更新世以降に活動した断層であり、将来活動する可能性のある断層等と評価する。

## (2) 破碎帯等

江若花崗岩中には熱水変質作用を伴った破碎帯が分布しており、これらは走向が主としてN-S～NE-SW方向で、高角度に西傾斜しており、原子炉施設設置位置付近では主として西側に傾斜している。

破碎帯の活動性評価は、旧原子力安全・保安院の指示を踏まえてとりまとめた調査計画（平成24年5月14日に実施された旧原子力安全・保安院「地震・津波に関する意見聴取会」において了承）に基づき、D-1破碎帯、D-6破碎帯、D-5破碎帯、H-3a破碎帯及びD-14破碎帯について詳細な調査を実施した。

本申請においては、原子力規制委員会に提出した「敦賀発電所 敷地の地質・地質構造調査報告書」（平成25年7月11日）、「敦賀発電所 敷地の地質・地質構造 D-1 破碎帯の評価 コメントに対する回答」（平成26年7月23日）等における調査結果に加えて、平成27年9月までに継続してデータ拡充してきた結果に基づき評価を行った（第7.4.4.13図）。

a. D-1 破碎帯

(a) 調査内容

D-1 破碎帯の連続性及び活動性を把握するため、剥ぎ取り調査、ボーリング調査、トレンチ調査、ピット調査等を実施した。

地層の堆積年代を評価するため、テフラ分析、放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定、土壌分析、花粉分析等を実施した（第 7.4.4.14 図）。

なお、テフラ分析については、D-1 トレンチ内の広範囲に分析測線を配置し、10cm ピッチで連続サンプリングした試料について分析を行った。また、テフラ分析は通常の分析に加えて、重鉍物濃集分析も併せて実施した。

破碎部の変位センス等の性状を把握するため、研磨片試料や薄片試料等を用いた詳細観察、X線回折分析等を実施した。なお、破碎帯の最新活動面の認定にあたっては、第 7.4.4.15 図の手順に従った。

(b) 調査結果

i) 2号炉原子炉建屋付近の調査

D-1 破碎帯は、原子炉建屋等の基礎岩盤の観察記録においては N-S 方向の H-6 破碎帯に相当するものであり、D-1 破碎帯の性状を改めて確認するために、2号炉建設当時に D-1 破碎帯を確認した範囲にある 2号炉原子炉建屋南側斜面において剥ぎ取り調査を、2号炉原子炉建屋付近においてボーリング調査（H24-D1-2 孔、H24-D1-3 孔、H24-D1-4 孔、H24-D1-5 孔、H27-B-3 孔、H27-B-4 孔）を実施した。

2号炉原子炉建屋南側斜面での剥ぎ取り調査の結果によれば、D-1 破碎帯は NNE-SSW 方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7.4.4.16 図）。断層ガウジは暗褐

色, 黒褐色等の色調を呈する縞状構造が認められ, 面構造が発達し, 比較的明瞭である (第 7.4.4.17 図)。X線回折分析結果によれば, 断層ガウジの基質はカオリナイト, 石英等を含む(第 7.4.4.18 図)。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果, 縦ずれ成分が卓越する (第 7.4.4.19 図)。条線の構造から推定される変位センスは, 正断層成分が卓越している (第 7.4.4.19 図)。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは, 正断層センスである (第 7.4.4.20 図)。また, 最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果, 鉱物の結晶が多方向に向いており, それらの結晶の破砕は認められない (第 7.4.4.21 図)。なお, 浦底断層及び後述する K断層については, 最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

2号炉原子炉建屋付近で実施したボーリング調査によれば, D-1 破砕帯は NNW-SSE~NNE-SSW 方向で, 高角度西傾斜を示し, カタクレーサイト及び断層ガウジからなる (第 7.4.4.168 図から 第 7.4.4.173 図, 第 7.4.4.190 図)。断層ガウジは灰褐色, 灰黄色, 灰白色等の色調を呈する縞状構造が認められ, 面構造が発達し, 比較的明瞭である (第 7.4.4.22 図)。X線回折分析結果によれば, 断層ガウジの基質はスメクタイト, カオリナイト, イライト, 石英等を含む (第 7.4.4.23 図)。最新活動面について条線方向を整理した結果, 縦ずれ成分が卓越する。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは, 正断層センスである (第 7.4.4.24 図)。

ii) 2号炉原子炉建屋南方の調査

ボーリング調査 (H19-No.2 孔, H19-No.14 孔, H20-No.②-1 孔)

及びD-1 既往露頭調査を実施した（第 7.4.4.1 図）。

これらの調査結果によれば，2号炉原子炉建屋付近の調査で確認したD-1 破砕帯の南方延長部付近に破砕帯が確認された。

このうちボーリング調査（H19-No.2 孔，H19-No.14 孔，H20-No.②-1 孔）によって確認された破砕帯はN-S～NNE-SSW 方向で，高角度西傾斜を示し，カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7.4.4.174 図から第 7.4.4.176 図，第 7.4.4.190 図）。断層ガウジは褐色，灰黄褐色，灰白色等の色調を呈する縞状構造が認められ，面構造が発達し，比較的明瞭である（第 7.4.4.25 図）。最新活動面について条線方向を整理した結果，縦ずれ成分が卓越する。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは，正断層センスである（第 7.4.4.26 図）。

D-1 既往露頭で確認された破砕帯はN-S 方向で，高角度西傾斜を示し，カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7.4.4.27 図）。断層ガウジは淡褐色の色調を呈する縞状構造が認められ，面構造が発達し，比較的明瞭である（第 7.4.4.28 図）。X線回折分析結果によれば，断層ガウジの基質はカオリナイト，石英等を含む（第 7.4.4.29 図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果，縦ずれ成分が卓越する（第 7.4.4.30 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは，正断層センスである（第 7.4.4.31 図）。

これらのことから，当該破砕帯はD-1 破砕帯であると判断される。

また，D-1 既往露頭については，基盤岩を岩種や風化の程度によりD～Hに区分し，第四系を層相により下位からC層～A層に区

分した。詳細観察結果によれば、破碎帯は基盤岩上部の風化により、ガウジ部の組織が不明瞭となるが、破碎帯を直接覆うC層に変位・変形を与えていない。テフラ分析の結果、C層には始良 Tn 及び K-Ah が混在して含まれている（第 7.4.4.32 図）。

iii) 2号炉原子炉建屋とD-1トレンチ間の調査

ボーリング調査(H24-B14-2孔, H24-D1-1孔, H27-B-1孔, H27-B-2孔)を実施した(第7.4.4.1図)。

この調査結果によれば、2号炉原子炉建屋付近の調査で確認したD-1破碎帯の北方延長部付近に破碎帯が確認された。

破碎帯はN-S~NNE-SSW方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる(第7.4.4.177図から第7.4.4.180図, 第7.4.4.190図)。断層ガウジは灰褐色、灰黄褐色、灰白色等の色調を呈する縞状構造が認められ、面構造が発達し、比較的明瞭である(第7.4.4.33図)。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、イライト、石英、カリ長石等を含む(第7.4.4.34図)。最新活動面について条線方向を整理した結果、縦ずれ成分が卓越する。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、正断層センス主体である(第7.4.4.35図)。これらのことから、当該破碎帯はD-1破碎帯であると判断される。

iv) D-1トレンチの調査

ボーリング調査及びピット調査を実施した(第7.4.4.1図)。

これらの調査結果によれば、2号炉原子炉建屋付近及び2号炉原子炉建屋とD-1トレンチ間の調査で確認したD-1破碎帯の北方延長部付近に破碎帯が確認された(第7.4.4.36図)。

D-1 トレンチ北側ピットからD-1 トレンチ1-1ピットにかけて確認された破砕帯は、花崗斑岩質カタクレサイトと褐色、黒褐色等の断層ガウジからなり、N-S 方向で高角度西傾斜である（第7.4.4.37 図，第7.4.4.38 図）。この破砕帯の断層ガウジは、縞状構造を呈し、面構造が発達し、比較的明瞭である（第7.4.4.39 図）。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、イライト、石英、カリ長石等を含む（第7.4.4.40 図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、縦ずれ成分が卓越する（第7.4.4.41 図）。条線の組織から推定される変位センスは、正断層センス主体である（第7.4.4.41 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、正断層センスである（第7.4.4.42 図）。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉱物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破砕は認められない（第7.4.4.43 図）。なお、浦底断層及び後述するK断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

D-1 トレンチふげん道路ピットで確認された破砕帯は、花崗斑岩質カタクレサイトとにぶい橙色及び灰白色の断層ガウジからなり、N-S 方向で高角度西傾斜である（第7.4.4.44 図）。この破砕帯の断層ガウジは、縞状構造を呈し、面構造が発達し、比較的明瞭である（第7.4.4.45 図）。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、石英等を含む（第7.4.4.46 図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、縦ずれ成分が卓越する（第7.4.4.47 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位セン

スは、正断層センスである（第7.4.4.48図）。

これらのことから、当該破砕帯はD-1破砕帯であると判断される。

以上のとおり、2号炉原子炉建屋付近で改めて詳細な性状を確認した2号炉原子炉建屋直下のD-1破砕帯は、幾何学的位置関係、走向・傾斜の類似性に加え、破砕部性状（主として、断層ガウジの構成粒子の形状、色調、断層幅、硬さ等）の類似性及び最新活動面の変位センスの類似性等の複数の観点から対比を行った結果、2号炉原子炉建屋南方、2号炉原子炉建屋とD-1トレンチ間及びD-1トレンチで確認した破砕帯と一連の破砕帯であると判断される（第7.4.4.49図）。

D-1破砕帯の活動性については、D-1トレンチの北側ピット、1-1ピット及びふげん道路ピットで評価をしている。

D-1トレンチの北側ピット（第7.4.4.37図）及びふげん道路ピット（第7.4.4.44図）では破砕部を直接覆う①層に、1-1ピットでは破砕部を直接覆う②層に変位・変形が認められない（第7.4.4.38図）。①層及び②層については、以下に示すとおり少なくともMIS6以前に堆積した地層である。

D-1トレンチに分布する地層は、花崗斑岩とそれを覆う第四系からなり、第四系は層相から下位より①層～⑨層に区分した（第7.4.4.50図、第7.4.4.51図、第7.4.4.3表）。

①層は、主ににぶい赤褐色及び明黄褐色を呈し、よく締まった淘汰の悪い砂礫からなり、くさり礫を多く含む。①層からは年代を特定する試料は得られなかったが、色調や固結度等から古い地層であると推定されるとともに、後述する③層との層位関係から、少なく

ともM I S 6 よりも古い時代に堆積した地層であると判断される。

②層は、主ににぶい橙色から灰白色を呈し、くさり礫を多く含む塊状で締まった砂質シルト～砂及びシルトと砂の互層からなり、一部には腐植質シルトを含む。下位の①層との境界は凹凸しているが大きな浸食は認められない。②層は、花粉分析結果によれば、針葉樹のスギ属、マツ属が多く、次いでツガ属、モミ属等が検出される。他に広葉樹のコナラ属アカガシ亜属を含む。スギ属をはじめとする温帯針葉樹が多産することから、②層堆積時は比較的温暖な気候であったと考えられる（第7.4.4.52図）。②層からは年代を特定する試料は得られなかったが、色調や固結度等から古い地層であると推定されるとともに、後述する③層との層位関係から、少なくともM I S 6 よりも古い時代に堆積した地層であると判断される。

③層は、主に浅黄橙色及び橙色を呈し、砂礫主体で、シルト層やシルト質砂層を層状からレンズ状に挟在し、チャンネルによる削り込みが複数認められる。最上部には土壌化した地層が認められる箇所がある。この土壌について遊離酸化鉄分析を実施した結果、この土壌は高位段丘堆積物の土壌より高い結晶化指数を示す（第7.4.4.53図）。③層は、D-1 トレンチ北西法面では下位の②層及び①層とは不整合関係で接し、原電道路ピットから南方では②層とは顕著な不整合関係は認められない。③層には非常に微量の普通角閃石が認められるが（第7.4.4.54図）、主成分分析等の結果によれば、この普通角閃石は美浜テフラ降灰以降に降灰したいずれのテフラにも対比されず、海上ボーリングのM I S 6 の地層中に検出される普通角閃石に対比される（第7.4.4.55図）。また、③層は上位の美浜テフラを含む⑤層に不整合関係で覆われている（第7.4.4.56図）。前述の

とおり、③層の最上部には土壌化した地層が分布することから、③層堆積後、⑤層が堆積するまでには土壌を生成するだけの時間間隙があったことを示している。以上のことから、③層はM I S 6 以前の地層に対比される。

⑤層は、主に灰白色及び浅黄橙色を呈し、シルト質砂礫主体で、シルト層～シルト質砂層が不連続に層状を呈し、腐植質シルトを含む。本層は、堆積構造の違いから上部と下部に細区分される。⑤層下部は北法面の東方に向かって層厚が厚くなっており、⑤層上部は緩い西傾斜で一定の層厚を示す。⑤層は下位の③層とは不整合関係で接する（第 7. 4. 4. 54 図）。

⑤層下部に産出するテフラについては、テフラの通常分析、重鉍物濃集分析の結果によれば、普通角閃石、斜方輝石からなる。また、これらの鉍物の主成分分析等の結果によれば、同テフラは美浜テフラ（M I S 6～M I S 5e の海水準上昇期に降灰）に対比される（第 7. 4. 4. 57 図）。⑤層下部中の美浜テフラの普通角閃石には検出量のピークが認められ、このピークは全てのテフラ分析測線で確認されている。また、このピークは同一層準（礫混じりシルト質砂）中に認められる。さらに、このピークは、鬼界葛原テフラや大山倉吉テフラの層位関係と逆転していない（第 7. 4. 4. 54 図）。これらのことから、⑤層下部において美浜テフラの降灰層準を認定することができる。なお、⑤層下部中の美浜テフラの降灰層準付近には、極微量のカミングトン閃石が認められる。主成分分析の結果、このカミングトン閃石は海上ボーリングで認められた明神沖テフラ（M I S 5e の高海面期に降灰）に対比される（第 7. 4. 4. 58 図）。明神沖テフラのカミングトン閃石は、10 cmピッチの分析ピッチにおいては美浜テ

フラの降灰層準の分析深度と同一か上位に認められており、両テフラの層位関係は逆転していない(第7.4.4.193図)。以上のことから、⑤層下部には美浜テフラの降灰層準が認定される。全てのテフラ分析測線において、⑤層最下部の地層にはテフラ起源の鉱物が一切認められない。また、粒度分析の結果によれば、⑤層最下部の地層の粒度は、美浜テフラが認められる地層の粒度と同程度であることから、⑤層最下部の地層は美浜テフラ降灰以前に堆積した地層であると判断される(第7.4.4.59図)。⑤層下部は、花粉分析結果によれば、針葉樹のマツ属、スギ属が優勢であり、他に広葉樹のコナラ属アカガシ亜属を含むことから比較的温暖な気候と判断される(第7.4.4.60図)。以上のことから、⑤層下部はM I S 5 eの地層に対比される。

⑤層上部では、 $\beta$ 石英と微量の火山ガラスが認められ、⑤層上部中には検出量のピークが認められる。 $\beta$ 石英に包有された火山ガラスの主成分分析結果によれば鬼界葛原テフラに対比される。以上のことから、⑤層上部はM I S 5 cの地層に対比される。⑥層は、主に灰色及び暗灰色を呈し、腐植質砂質シルト～シルト質砂からなり、木片を多く含む。下位の⑤層上部と整合関係で接する。⑥層中の木片を対象とした放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定の結果については、測定限界を超えていた。

⑥層は、K-Tzを含む⑤層上部とDKPを含む⑦層との層位関係から、M I S 5 a～M I S 5 bの地層に対比される。

⑦層は、主に褐色及び褐灰色を呈し、礫混じり砂質シルト～礫混じりシルト質砂よりなる。山地斜面では下位層とは平行不整合関係で、低地では下位層を削剥した不整合関係で接する。⑦層では、普

通角閃石と斜方輝石の検出量のピークが認められ、普通角閃石の屈折率測定結果及び斜方輝石の顕微鏡観察結果から大山倉吉テフラに同定される。以上のことから、⑦層はM I S 4～M I S 3の地層に対比される。

⑧層は、主に褐色及び黄橙色を呈し、シルト質砂を基質とする砂礫からなり、一部に成層構造もみられる。下位の⑦層とは平行な不整合関係で接する。⑧層では、南面から火山ガラスの検出量のピークが認められ、屈折率測定結果から始良 Tn テフラに同定される。以上のことから、⑧層はM I S 3 とM I S 2 との境界付近の時代に堆積した地層であると判断される。

⑨層は、主に褐色及びにぶい黄橙色を呈し、礫混じり砂質シルトからなる。下位の⑧層とは平行な不整合関係で接する。⑨層からは年代を特定する試料は得られなかったが、前述の⑧層との層位関係からM I S 2 以降に堆積した地層であると判断される。

以上のことから、D-1 破砕帯は、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

一方、D-1 トレンチの西端付近に基盤岩及び第四系に変位を与える断層が確認された（以下、本申請書において「K断層」と呼称する）。

K断層については、D-1 トレンチ北西法面からふげん道路ピットに至る区間において連続して認められる断層である。

K断層の走向は、D-1 トレンチ北西法面ではN-S方向に、D-1 トレンチ西側ピット付近ではNW-SE方向に、擁壁撤去法面付近ではNNE-SSW方向に、原電道路ピット付近ではNNE-SSW方向に、ふげん道路ピットではN-S方向に変化しており、傾斜は中～高角度の西

傾斜である（第 7.4.4.50 図）。

K断層は後述するように、幅広の白色熱水変質を伴うカタクレーサイトと灰白色、淡褐色等の色調を呈する断層ガウジからなり、断層ガウジの構成粒子は円磨されず角礫状を呈している。断層の変位センスは、地層の変位方向によれば西側隆起の逆断層センスであり、研磨片試料及び薄片試料を用いた観察においても同様に西側隆起の逆断層センスが確認されており、D-1 破砕帯とは異なる性状であることが確認されている。上載地層法によるK断層の活動性評価については、D-1 トレンチ北西法面、原電道路ピット及びふげん道路ピットにおける詳細な地質調査結果に基づき行った。

D-1 トレンチ北西法面では、③層は層相から a 層～o 層に区分される。

K断層の変位・変形については、北西法面の付近の②層と③層の境界においては変位を主体とし、上方に向かって変形が主体となっている。

③層中の j 層までの地層に変位や変形を与えており、j 層中の腐植層や砂礫層の層理は東へ傾斜している。撓曲変形を含めた j 層基底の鉛直変位量は約 0.6m 以上～0.9m である。一方、j 層直上の k 層は、下位の j 層を傾斜不整合関係で覆っており、k 層の基底及び k 層中の砂層は概ね水平である。

これらのことから、K断層は k 層には変位・変形を与えていないと判断される（第 7.4.4.61 図、第 7.4.4.62 図）。

K断層による地層の変形について、より定量的な整理を行うため、③層中の層理や葉理の走向・傾斜について、シュミットネット下半球法線投影による整理に基づき検討した。地層の走向・傾斜は、「K

断層付近に位置するデータ群」と「それ以外のデータ群」の2つのグループに明確に分かれている。前者はK断層の走向に近いものが多く、主として東傾斜である。一方、後者は何れも南傾斜ないしは西傾斜である（第7.4.4.63図）。

K断層による影響を受けたj層と受けていないk層の堆積状況について、さらに詳細に把握するため、ブロックサンプルのCT観察を行った。その結果、K断層によって変形を受けたj層西側の地層については堆積構造が東に傾斜していることが確認されたが、K断層による変形を受けていないj層東側の地層及びk層についてはほぼ水平に堆積している状況がCT観察からも確認された（第7.4.4.64図）。

上記観察法面について詳細な観察、検討を行った後、同法面をさらに奥行方向に掘削した。その結果、k層をチャンネル状に削って堆積して分布していたo層の分布範囲は狭小となり、j層とk層との傾斜不整合関係がより明瞭となった（第7.4.4.65図）。

したがって、K断層はD-1トレンチ北西法面において、MIS 6以前の地層であるk層に変位・変形を与えていないことから、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

D-1トレンチLカットピットでは、風化花崗斑岩と②層とを境している。

最新活動面について条線方向を確認した結果、縦ずれ成分が卓越する。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは逆断層センスである（第7.4.4.66図から第7.4.4.68図）。

D-1トレンチ2-1ピットでは、基盤岩から③層までを変位させ、基盤岩上面の鉛直変位量は、北面で約1.3m、南面で約0.6mで

ある。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉱物の結晶が破碎された状況が認められる(第7.4.4.69図)。

最新活動面について条線方向を確認した結果、縦ずれ成分が卓越する。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは逆断層センスである(第7.4.4.70図から第7.4.4.72図)。

D-1 トレンチ西側ピットの北部拡幅部では、③層を変位させ、ピット内において N-S~NNW-SSE 方向の断層に屈曲して走向を変えている。なお、屈曲部から南方へ分岐する N-S 方向の断層は、③層に変位・変形を与えていない(第7.4.4.73図)。

D-1 トレンチ1-1ピットでは、基盤岩から③層を変位させ、北面では、②層上面の鉛直変位量は約1.1m、南面では、①層上面で約1.2m以上、②層上面で約1.1m以上、③層内で約1.5m以上である。

堆積時期が異なる地層を変位基準とした変位量は概ね一定であり、断層変位の累積性は認められない(第7.4.4.74図、第7.4.4.75図)。

岩盤部において、K断層は北法面では N-S 方向で高角度西傾斜であり、断層ガウジを伴うが、底盤では WNW-ESE 方向で高角度西傾斜に変化して、南法面では NW-SE 方向で高角度西傾斜に変化するとともに断層ガウジをほとんど伴わなくなる(第7.4.4.74図)。

また、最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、縦ずれ成分が卓越する(第7.4.4.75図)。

なお、西面の基盤岩内には、熱水変質を伴う NNE-SSW 方向、高角度東傾斜の破碎帯が認められるが、これを覆う①層に変位・変形は認められない(第7.4.4.76図)。

D-1 トレンチ 1-1 ピットで認められる破砕帯は、擁壁裏法面を経て擁壁撤去法面に連続する。

擁壁撤去法面では、②層、③層を逆断層センスで変位させるK断層が認められる。②層上面の鉛直変位量は、撓曲変形を含めて約0.6mである（第7.4.4.77図）。

D-1 トレンチ擁壁撤去法面からD-1 トレンチ入口北側法面の間において、③層に変位・変形を与える破砕帯は擁壁撤去法面で確認される1条のみであり、南方の原電道路ピットに連続している。

擁壁撤去法面、原電道路ピット及びふげん道路ピット付近に分布する③層は、D-1 トレンチ南法面まで連続して分布している。同層は、層相及び堆積構造から、下位よりA層、B層、C層及びD層に区分され、さらにC層はC1層、C2層及びC3層に、D層はD1層、D2層及びD3層にそれぞれ細区分される（第7.4.4.78図）。

原電道路ピットにおいてK断層は、原電道路ピット底盤部において、②層及び③層を変位させ、N-S方向とNNE-SSW方向の2条の断層に分岐しながら、原電道路ピット東向き法面部に連続している（第7.4.4.79図）。

原電道路ピット東向き法面部付近で実施した稠密ボーリング調査（ボーリング間隔は約50cm）の結果によれば、K断層による基盤岩上面の比高は約50cmであり、ボーリングのピッチが非常に高密度であることから、稠密ボーリング調査による基盤岩上面の比高はK断層の基盤岩における鉛直変位量を表しているものと判断される（第7.4.4.79図）。

原電道路ピット東向き法面部では、K断層の基盤岩における鉛直変位量とほぼ同程度である。

原電道路ピット東向き法面部で認められる2条のK断層は、②層及びC層までの地層に変位を与えているが、その上位の地層であるD3層は変位・変形を受けておらず、下位のC層とは明瞭な傾斜不整合関係で接している（第7.4.4.79図）。

原電道路ピットのD3層は、層相の類似性からD-1トレンチの③層に対比される（第7.4.4.80図）。

また、原電道路ピットの③層で実施したテフラ分析の結果によれば、D-1トレンチの③層と同様、検出されるテフラ起源の鉍物の量は少なく、D3層から検出されたテフラはD-1トレンチの③層中に検出されたテフラに対比される（第7.4.4.81図）。

さらに、原電道路ピットに見られるD1層、D2層及びD3層は、D-1トレンチ入口南側法面まで連続して分布しており、同法面ではD1層、D2層及びD3層が⑤層下部に不整合関係で覆われている。同法面の⑤層下部からは、美浜テフラが検出された（第7.4.4.82図、第7.4.4.83図）。

これらのことから、原電道路ピットの③層のD1層、D2層及びD3層は、MIS6以前に堆積した地層と判断される。

以上のことから、原電道路ピットにおいて、K断層は少なくともMIS6以前に堆積したD3層に変位・変形を与えていないことが下位層との明瞭な傾斜不整合関係から確認できることから、D-1トレンチ北西法面における調査結果と同様、K断層は将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

原電道路ピット西向き法面部はふげん道路ピット東法面と連続していることから、原電道路ピット西向き法面部はふげん道路ピット東法面の一部として以下に述べる。

ふげん道路ピット東法面において認められたK断層は、①層、②層及び③層のC層までの地層に変位・変形を与えている状況が観察される。

同法面では、K断層は数条に分岐しており、②層内の地層を変位基準とした鉛直変位量は合計で約0.4mである（第7.4.4.84図）。

K断層による変位・変形が認められる③層のC層の直上に分布するD3層の基底には、原電道路ピット東向き法面部と同様、K断層による変位・変形は及んでおらず、D3層は下位のC層とは明瞭な傾斜不整合関係で接している（第7.4.4.84図）。

これらのことから、ふげん道路ピットにおいても、K断層は少なくともMIS6以前に堆積したD3層に変位・変形を与えていないことから、K断層は将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

上記のとおり、D-1トレンチ北西法面、原電道路ピット及びふげん道路ピットのいずれにおいても、K断層は将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

なお、K断層の南方への連続性を追跡、確認した結果、K断層はふげん道路ピットの中央付近まで連続していることを確認した（第7.4.4.84図）。

また、同位置付近において、K断層と並走するD-1破砕帯に影響が及んでいないかを確認するためピットを掘削した。

その結果によれば、D-1破砕帯は①層に直接覆われており、①層には変位・変形は認められない（第7.4.4.44図）。

これに加えて、D-1トレンチと2号炉原子炉建屋の間で実施したボーリング調査及び2号炉原子炉建屋付近で実施したボーリン

グ調査において確認された全ての破砕部の最新活動面について、構造地質学の知見に基づき、研磨片試料や薄片試料等を用いた破砕部性状の詳細な観察を行った結果、K断層と同じ逆断層センスを持つ破砕部はD-1破砕帯を含め一切存在しなかった(第7.4.4.172図, 第7.4.4.173図, 第7.4.4.177図から第7.4.4.180図)。

以上のことから、K断層の活動性については、D-1トレンチ北西法面、原電道路ピット東向き法面部及びふげん道路ピット東側法面の3箇所において、上載地層法によって、後期更新世以降の活動がないことが確認でき、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

また、K断層の連続性については、ピット調査やボーリング調査の結果から、K断層はD-1トレンチ北西法面からふげん道路ピットに至る区間において連続して認められる断層であり、D-1破砕帯を含む2号炉原子炉建屋直下のいずれの破砕帯とも一連でないことを確認した。

b. D-6 破砕帯及びD-5 破砕帯

(a) D-6 破砕帯に関する調査内容

D-6 破砕帯の活動性及び連続性を把握するために、剥ぎ取り調査、ボーリング調査、大深度坑調査等を実施した。地層の堆積年代を評価するため、テフラ分析等を実施した。なお、テフラ分析については、重鉍物濃集分析も併せて実施した。破砕部の変位センス等の性状を把握するため、研磨片試料や薄片試料等を用いた詳細観察、X線回折分析等を実施した。

調査位置図を第 7.4.4.85 図に示す。

(b) D-6 破砕帯に関する調査結果

i) 1号炉原子炉建屋付近の調査

D-6 破砕帯は、1号炉設置位置で実施した試掘坑調査やトレンチ調査においてはN-S方向のF-3破砕帯に相当するものであり、D-6破砕帯の性状を改めて確認するために、1号炉建設当時にD-6破砕帯を確認した範囲にある1号炉原子炉建屋付近においてボーリング調査(H19-No.4孔, H19-No.12孔)を、1号炉原子炉建屋南側斜面において剥ぎ取り調査を実施した。

1号炉原子炉建屋付近でのボーリング調査の結果によれば、D-6破砕帯はN-S方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる(第7.4.4.181図, 第7.4.4.182図, 第7.4.4.191図)。断層ガウジは灰白色等の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ、面構造は不明瞭である(第7.4.4.86図)。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、イライト、石英、カリ長石等を含む(第7.4.4.87図)。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料

観察による変位センスは、右ずれ正断層センスである（第 7. 4. 4. 88 図）。

1 号炉原子炉建屋南側斜面での剥ぎ取り調査の結果によれば、D-6 破碎帯は NE-SW 方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7. 4. 4. 89 図）。断層ガウジは灰白色、褐色の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ、面構造は不明瞭である（第 7. 4. 4. 90 図）。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、イライト、石英等を含む（第 7. 4. 4. 91 図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、斜めずれである（第 7. 4. 4. 92 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、右ずれ正断層センスである（第 7. 4. 4. 93 図）。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉍物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破碎は認められない（第 7. 4. 4. 94 図）。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉍物は全て破壊されている。

ii) 1 号炉原子炉建屋南方の調査

剥ぎ取り調査を実施した（第 7. 4. 4. 85 図）。剥ぎ取り調査の結果によれば、1 号炉原子炉建屋付近の調査で確認した D-6 破碎帯の南方延長部付近に破碎帯が確認された（第 7. 4. 4. 95 図）。

この破碎帯は N-S~NNE-SSW 方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7. 4. 4. 96 図）。断層ガウジは褐色等の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ、面構造は不明瞭である（第 7. 4. 4. 97 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメ

クタイト，カオリナイト，イライト，石英，カリ長石等を含む（第 7.4.4.98 図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果，縦ずれ成分が卓越する（第 7.4.4.99 図）。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは，右ずれ正断層センスである（第 7.4.4.100 図）。

これらのことから，当該破砕帯は D-6 破砕帯であると判断される。

iii) 1号炉原子炉建屋北方の調査

ボーリング調査（B11-2 孔，B8-22 孔）及び大深度坑調査を実施した（第 7.4.4.101 図）。

これらの調査結果によれば，1号炉原子炉建屋付近の調査で確認した D-6 破砕帯の北方延長部付近に破砕帯が確認された。

このうち，ボーリング調査（B11-2 孔，B8-22 孔）によって確認された破砕帯は，N-S~NNE-SSW 方向で，高角度西傾斜を示し，カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7.4.4.183 図，第 7.4.4.184 図，第 7.4.4.191 図）。断層ガウジは灰白色及び黒褐色の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ，面構造は不明瞭である（第 7.4.4.102 図）。X線回折分析結果によれば，断層ガウジの基質はスメクタイト，カオリナイト，イライト，石英，カリ長石等を含む（第 7.4.4.103 図）。最新活動面について条線方向を確認した結果，斜めずれである。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは，右ずれ正断層センスである（第 7.4.4.104 図）。

また，大深度坑調査によって確認された破砕帯は，NNE-SSW 方向で，高角度西傾斜を示し，カタクレーサイト及び断層ガウジからな

る（第 7.4.4.105 図）。断層ガウジは黄灰色、褐色の色調を呈し、縞状構造は認められず、面構造は不明瞭である（第 7.4.4.106 図）。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、イライト、石英、カリ長石等を含む（第 7.4.4.107 図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、縦ずれ成分が卓越する（第 7.4.4.108 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、右ずれ正断層センスである（第 7.4.4.109 図）。

これらのことから、これらの破砕帯は D-6 破砕帯であると判断される。

以上のとおり、1号炉原子炉建屋付近で改めて詳細な性状を確認した1号炉原子炉建屋直下のD-6破砕帯は、幾何学的位置関係、走向・傾斜の類似性に加え、破砕部性状（主として、断層ガウジの構成粒子の形状、色調、断層幅、硬さ等）の類似性及び最新活動面の変位センスの類似性等の複数の観点から対比を行った結果、1号炉原子炉建屋南方、1号炉原子炉建屋北方で確認した破砕帯と一連の破砕帯であると判断される（第 7.4.4.110 図）。

D-6破砕帯の活動性については、大深度調査坑で評価をしている。大深度坑においては、基盤岩中のD-6破砕帯が基盤岩直上に分布する河成礫層下部に変位・変形を与えていない（第 7.4.4.105 図）。河成礫層下部は後述のとおり、M I S 5e ないしそれ以前の地層に対比される。

D-6大深度坑周辺の地層は、花崗斑岩とそれを覆う第四系からなり、第四系は層相から下位より河成礫層、礫・砂・腐植互層、海成砂層、河成～風成砂層及び腐植質砂層に区分した（第 7.4.4.111

図)。

河成礫層は、主に褐色、黄灰色を呈し、円礫状の巨礫を多く含む砂礫よりなる。下位の花崗岩とは不整合関係で接する。河成礫層の上部ではβ石英が認められ、鬼界葛原テフラに対比される。また、河成礫層の中部では普通角閃石と斜方輝石が認められ、普通角閃石の主成分分析結果から美浜テフラ及び明神沖テフラに対比される(第7.4.4.111図)。以上のことから、河成礫層下部はM I S 5eないしそれ以前の地層に対比される。

礫・砂・腐植互層は、主に灰白色、黄橙色及び褐色を呈し、腐植質な砂質シルト、砂及び砂礫からなる。礫・砂・腐植互層の上部では、火山ガラスが認められ、始良 Tn テフラに同定される。また、下部では普通角閃石と斜方輝石が認められ、普通角閃石の屈折率及び斜方輝石の(100)面の発達した短冊状の形状から大山倉吉テフラに同定される。以上のことから、礫・砂・腐植互層はM I S 4～M I S 2の地層に対比される。

海成砂層は、主に灰白色、緑灰色を呈し、シルト、砂、礫混じり砂よりなる。下位の礫・砂・腐植互層とは不整合関係で接する。

河成～風成砂層は、主に黄灰色、褐灰色を呈し、礫混じり砂質シルト～礫混じりシルト質砂よりなる。下位の海成砂層とは整合関係で接する。

腐植質砂層は、主に黒色及び暗褐色、にぶい黄橙色を呈し、腐植、木片を含む砂よりなる。下位の河成～風成砂層とは整合関係で接する。海成砂層、河成～風成砂層及び腐植質砂層の年代については、放射性炭素〔<sup>14</sup>C〕年代測定の結果から完新世である。

また、D-6 破砕帯の最新活動面について電子顕微鏡による観察

を実施した結果、鉱物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破碎は認められない（第 7.4.4.112 図）。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

以上のことから、D-6 破碎帯は、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

(c) D-5 破碎帯に関する調査内容

D-5 破碎帯の活動性及び連続性を把握するために、剥ぎ取り調査、ボーリング調査等を実施した。

破碎部の変位センス等の性状を把握するため、研磨片試料や薄片試料等を用いた詳細観察、X線回折分析等を実施した。調査位置図を第 7.4.4.85 図に示す。

(d) D-5 破碎帯に関する調査結果

i) 1号炉原子炉建屋付近の調査

D-5 破碎帯は、1号炉設置位置で実施した試掘坑調査やトレンチ調査においてはN-S方向のF-2 破碎帯に相当するものであり、D-5 破碎帯の性状を改めて確認するために、1号炉建設ときにD-5 破碎帯を確認した範囲にある1号炉原子炉建屋付近においてボーリング調査（H19-No. 4 孔，H19-No. 12 孔，H20-①-9 孔）を、1号炉原子炉建屋南側斜面において剥ぎ取り調査を実施した（第 7.4.4.85 図）。

1号炉原子炉建屋付近でのボーリング調査の結果によれば、D-5 破碎帯はN-S～NNE-SSW方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7.4.4.181 図，第 7.4.4.182 図，第 7.4.4.185 図，第 7.4.4.192 図）。断層ガウジは灰白色，暗褐色等の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ，面構造は不明瞭であ

る(第7.4.4.113図)。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、石英等を含む(第7.4.4.114図)。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、右ずれ正断層センスである(第7.4.4.115図)。

1号炉原子炉建屋南側斜面での剥ぎ取り調査結果によれば、D-5破砕帯はNNW-SSE方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる(第7.4.4.116図)。断層ガウジは暗褐色の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ、面構造は不明瞭である(第7.4.4.117図)。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、石英、カリ長石等を含む(第7.4.4.118図)。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、縦ずれ成分が卓越する(第7.4.4.119図)。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、正断層センスである(第7.4.4.120図)。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉱物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破砕は認められない(第7.4.4.121図)。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

ii) 1号炉原子炉建屋北方の調査

ボーリング調査(B11-1孔、B8-21孔)を実施した(第7.4.4.85図)。

この調査結果によれば、1号炉原子炉建屋付近の調査で確認したD-5破砕帯の北方延長部付近に破砕帯が確認された。この破砕帯はN-S方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる(第7.4.4.186図、第7.4.4.187図、第7.4.4.192図)。

断層ガウジは灰白色，褐色等の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ，面構造は不明瞭である（第 7.4.4.122 図）。X線回折分析結果によれば，断層ガウジの基質はスメクタイト，カオリナイト，石英，カリ長石等を含む（第 7.4.4.123 図）。最新活動面の条線方向を確認した結果，縦ずれ成分が卓越する。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは，正断層センスである（第 7.4.4.124 図）。これらのことから，当該破碎帯は D-5 破碎帯であると判断される。

iii) 1号炉原子炉建屋南方の調査

ボーリング調査（D5-1 孔，H20-①-10 孔）及び剥ぎ取り調査を実施した（第 7.4.4.85 図）。

これらの調査結果によれば，1号炉原子炉建屋付近の調査で確認した D-5 破碎帯の南方延長部付近に破碎帯が確認された（第 7.4.4.95 図）。

このうち，ボーリング調査（D5-1 孔，H20-①-10 孔）によって確認された破碎帯は N-S~NNE-SSW 方向で，高角度西傾斜を示し，カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第 7.4.4.188 図，第 7.4.4.189 図，第 7.4.4.192 図）。断層ガウジは黄灰色，灰白色等の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ，面構造は不明瞭である（第 7.4.4.125 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。X線回折分析結果によれば，断層ガウジの基質はスメクタイト，カオリナイト，石英，カリ長石等を含む（第 7.4.4.126 図）。最新活動面について条線方向を整理した結果，斜めずれである。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは，正断層センスである（第 7.4.4.127 図）。

また、剥ぎ取り調査結果によって確認された破砕帯はN-S方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる(第7.4.4.128図)。断層ガウジは灰白色の色調を呈し、縞状構造は認められず、面構造は不明瞭である(第7.4.4.129図)。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、石英等を含む(第7.4.4.130図)。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、縦ずれ成分が卓越する(第7.4.4.131図)。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、正断層センスである(第7.4.4.132図)。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉱物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破砕は認められない(第7.4.4.133図)。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

これらのことから、これらの破砕帯はD-5破砕帯であると判断される。

以上のとおり、1号炉原子炉建屋付近で改めて詳細な性状を確認した1号炉原子炉建屋直下のD-5破砕帯は、幾何学的位置関係、走向・傾斜の類似性に加え、破砕部性状(主として、断層ガウジの構成粒子の形状、色調、断層幅、硬さ等)の類似性及び最新活動面の変位センスの類似性等の複数の観点から対比を行った結果、1号炉原子炉建屋北方及び1号炉原子炉建屋南方で確認した破砕帯と一連の破砕帯であると判断される(第7.4.4.134図)。

D-5破砕帯の活動性については、1号炉原子炉建屋南方で評価をしている(第7.4.4.135図)。

1号炉原子炉建屋南方の剥ぎ取り調査の範囲においてD-5破砕

帯は、剥ぎ取り調査の範囲では 62m 盤付近から剥ぎ取り調査範囲の上方に向かって分布している。

一方、D-6 破砕帯については、42m 盤から 72m 盤を経て山頂部まで分布しており、D-5 破砕帯を横断して直線状に連続している。

D-6 破砕帯について、72m 盤と山頂部において、詳細な破砕部性状を把握するため、研磨片試料や薄片試料を用いた観察や X 線回折分析等を行った。

また、D-5 破砕帯についても同様の観察及び分析を行うため、72m 盤から試料を採取した。

その結果、D-5 破砕帯と D-6 破砕帯の破砕部の性状や最新活動面の変位センスには大きな差異は認められなかったが、X 線回折分析の結果によれば、D-6 破砕帯には、いずれもイライトが含まれているが、D-5 破砕帯にはイライトが含まれない。

これらのことから、D-6 破砕帯は D-5 破砕帯を横断して連続して分布していることが鉱物組成からも確認された。

D-6 破砕帯は前述のとおり、後期更新世以降の活動は認められない。これらのことから、D-5 破砕帯の最新活動時期は D-6 破砕帯の最新活動時期以前であると判断される。

以上のことから、D-5 破砕帯は、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

### c. H-3 a 破碎帯

#### (a) 調査内容

H-3 a 破碎帯の活動性及び連続性を把握するため、剥ぎ取り調査、露頭調査及びピット調査を実施した。地層の堆積年代を評価するため、テフラ分析等を実施した。破碎部の変位センス等の性状を把握するため、研磨片試料や薄片試料等を用いた詳細観察、X線回折分析等を実施した。調査位置図を第7.4.4.136図に示す。

#### (b) 調査結果

##### i) 2号炉原子炉建屋付近の調査

H-3 a 破碎帯については、原子炉建屋等の基礎岩盤の観察記録においてはNNE-SSW方向の破碎帯として示されており、H-3 a 破碎帯の性状を改めて確認するために、2号炉建設当時にH-3 a 破碎帯を確認した範囲にある2号炉原子炉建屋南側道路において剥ぎ取り調査を実施した。2号炉原子炉建屋南側道路での剥ぎ取り調査の結果によれば、H-3 a 破碎帯はNNE-SSW方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第7.4.4.137図）。断層ガウジは灰白色の色調を呈し、不明瞭な縞状構造が認められ、面構造は不明瞭である（第7.4.4.138図）。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、石英、カリ長石等を含む（第7.4.4.139図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、横ずれ成分が卓越する（第7.4.4.140図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、右ずれセンスである（第7.4.4.141図）。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉍物の結晶が多方向に向いており、それらの結

晶の破碎は認められない（第 7.4.4.142 図）。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

ii) 2号炉原子炉建屋南方の調査

露頭調査及びピット調査を実施した。

これらの調査結果によれば、2号炉原子炉建屋付近の調査で確認したH-3 a 破碎帯の南方延長部付近に破碎帯が確認された。

この破碎帯はN-S方向で、高角度東傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる。

H-3 a 既往露頭拡幅部において確認された破碎帯については、N-S方向で、高角度東傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる。断層ガウジは蛇行しており一部で断続的である（第 7.4.4.143 図）。断層ガウジは灰白色、淡橙色の色調を呈する不明瞭な縞状構造が認められ、面構造は不明瞭である（第 7.4.4.144 図）。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、石英、カリ長石等を含む（第 7.4.4.145 図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、横ずれ成分が卓越する（第 7.4.4.146 図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、右ずれセンスである（第 7.4.4.147 図）。

これらのことから、当該破碎帯はH-3 a 破碎帯であると判断される。

また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉱物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破碎は認められない（第 7.4.4.148 図）。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

以上のとおり， 2号炉原子炉建屋付近で改めて詳細な性状を確認した2号炉原子炉建屋直下のH-3 a 破砕帯は，幾何学的位置関係，走向・傾斜の類似性に加え，破砕部性状（主として，断層ガウジの構成粒子の形状，色調，断層幅，硬さ等）の類似性及び最新活動面の変位センスの類似性等の複数の観点から対比を行った結果， 2号炉原子炉建屋南方で確認した破砕帯と一連の破砕帯であると判断される（第7.4.4.149図）。

H-3 a 破砕帯の活動性については， 2号炉原子炉建屋南方で評価をしている。

H-3 a 破砕帯の活動性については，H-3 a 追加ピットにおいて破砕部を覆うc層に変位・変形が認められないことを確認した（第7.4.4.150図）。c層は，以下に示すとおり，少なくともM I S6以前に堆積した地層である。

H-3 a 追加ピットに分布する地層は，花崗斑岩とそれを覆う第四系からなり，第四系は層相から下位よりc層～a層に区分した。

c層は，淡黄灰色及び褐灰色を呈し，細砂からなり一部に半クサリ礫を含む。本層からはテフラ起源の鉱物は検出されなかったが，後述するb層との層位関係から，c層はM I S6以前に堆積した地層と判断される。

b層は，茶褐色を呈し，シルトからなり一部に半クサリ礫を含む。b層から検出されるテフラについては，普通角閃石及び微量の斜方輝石からなる。普通角閃石の主成分分析等の結果も踏まえると，美浜テフラに対比されるテフラの降灰層準が認められる（第7.4.4.151図）。これらのことから，b層はM I S5 e以前の地層に対比される。

a 層は、明褐色及び黄褐色を呈し、よく締まった礫混じり～礫・砂質シルトよりなる。本層から検出されるテフラについては、 $\beta$ 石英と微量の火山ガラスからなり、鬼界葛原テフラに対比されるテフラの降灰層準が認められる。また、斜方輝石の(100)面の発達した短冊状の形状から、大山倉吉テフラに対比される。

以上のことから、a 層はM I S 5c～M I S 4 に堆積した地層であると判断される。

以上のことから、H-3 a 破碎帯は、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

d. D-14 破碎帯

(a) 調査内容

D-14 破碎帯の活動性及び連続性を把握するため、露頭調査及びピット調査を実施した。

地層の堆積年代を評価するため、テフラ分析等を実施した。

破碎部の変位センス等の性状を把握するため、研磨片試料や薄片試料等を用いた詳細観察、X線回折分析等を実施した。

調査位置図を第7.4.4.152図に示す。

(b) 調査結果

i) 既往露頭の調査

露頭調査の結果によれば、D-14 破碎帯はNNE-SSW方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる（第7.4.4.153図）。断層ガウジは灰白色、褐灰色の色調を呈し、縞状構造は認められず、面構造は不明瞭である（第7.4.4.154図）。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、石英、カリ長石等を含む（第7.4.4.155図）。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、横ずれ成分が卓越する（第7.4.4.156図）。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、左ずれセンスである（第7.4.4.157図）。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉍物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破碎は認められない（第7.4.4.158図）。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉍物は全て破壊されている。

ii) 既往露頭南方の調査

既往露頭南方においてピット調査を実施した。

この調査結果によれば、既往露頭の調査で確認したD-14破碎帯の南方延長部付近に破碎帯が確認された。

この破碎帯はNNW-SSE方向で、高角度西傾斜を示し、カタクレーサイト及び断層ガウジからなる(第7.4.4.159図, 第7.4.4.160図)。断層ガウジは灰白色等の色調を呈する縞状構造が認められ、面構造は不明瞭である(第7.4.4.161図)。X線回折分析結果によれば、断層ガウジの基質はスメクタイト、カオリナイト、イライト、石英、カリ長石等を含む(第7.4.4.162図)。最新活動面について複数の条線方向を統計的に整理した結果、横ずれ成分が卓越する(第7.4.4.163図)。断層ガウジ内の構成粒子はよく円磨されている。最新活動面の薄片試料観察による変位センスは、左ずれセンスである(第7.4.4.164図)。また、最新活動面について電子顕微鏡による観察を実施した結果、鉱物の結晶が多方向に向いており、それらの結晶の破碎は認められない(第7.4.4.165図)。なお、浦底断層及びK断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

以上のとおり、既往露頭のD-14破碎帯は、幾何学的位置関係、走向・傾斜の類似性に加え、破碎部性状(主として、断層ガウジの構成粒子の形状、色調、断層幅、硬さ等)の類似性及び最新活動面の変位センスの類似性等の複数の観点から対比を行った結果、既往露頭南方で確認した破碎帯と一連の破碎帯であると判断され、2号炉の耐震重要施設の直下には分布していない(第7.4.4.166図)。

D-14破碎帯の活動性については、既往露頭では破碎部を直接覆うC層に変位・変形が認められず、C層は以下に示すとおり少な

くともM I S 3 以前に堆積した地層である。

D - 1 4 既往露頭の地層は、花崗斑岩とそれを覆う第四系からなり、花崗斑岩を岩種や風化の程度により G ~ I に、第四系を層相から下位より F 層 ~ A 層に区分した。

F 層は、主に明黄褐色を呈し、細礫混じり砂からなる。

E 層は、主ににぶい黄橙色を呈し、細礫混じり砂質シルトからなる。

D 層は、主に灰白色を呈し、細礫混じりシルトからなる。

C 層は、主に明褐色及び赤褐色を呈し、砂質シルト、細礫混じり砂質シルトからなる。F 層、E 層、D 層及び C 層では、年代を特定する試料は得られなかったが、色調や固結度等から古い地層であると推定されるとともに、後述する B 層との層位関係から、少なくとも M I S 3 以前に堆積した地層であると推定される。

B 層は、主に赤褐色及び褐灰色を呈し、細礫混じり砂質シルトからなり、下位の C 層とは不整合関係で接する。B 層から検出されるテフラについては、火山ガラス及び普通角閃石が認められ、火山ガラスの屈折率測定結果から始良 Tn テフラに対比される（第 7.4.4.167 図）。以上のことから、B 層は M I S 3 と M I S 2 の境界付近の時代に堆積した地層に対比される。

A 層は、主に暗褐色及び黄褐色を呈し、砂質シルトからなる。A 層から検出されるテフラについては、火山ガラス、普通角閃石及び斜方輝石が認められ、火山ガラスの屈折率測定結果から鬼界アカホヤテフラに対比される（第 7.4.4.167 図）。以上のことから、A 層は M I S 1 の地層に対比される。

なお、D - 1 4 ピット①及び D - 1 4 ピット②については、D -

1 4 破砕帯を覆う最下位の地層からは、始良 Tn テフラしか得られなかった。

最新活動面の電子顕微鏡観察の結果、少なくとも後期更新世以降の活動が認められない D-1 破砕帯、D-5 破砕帯、D-6 破砕帯及び H-3 a 破砕帯と同様、鉱物の結晶は破壊されていない。なお、浦底断層及び K 断層については、最新活動面の鉱物は全て破壊されている。

以上のことから、D-1 4 破砕帯は将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

#### e. 総合評価

詳細な調査を実施した D-1 破砕帯、D-6 破砕帯、D-5 破砕帯、H-3 a 破砕帯及び D-1 4 破砕帯については、上載地層法に基づく調査等の結果から後期更新世以降に活動しておらず、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

また、その他の破砕帯については、空中写真判読、航空レーザー測量に基づく詳細地形調査、文献調査の結果から、浦底断層には対応するリニアメントが判読されるのに対して、破砕帯には対応するリニアメントは認められないこと、浦底断層は後期更新世や完新世に複数回活動しているのに対し、その他の破砕帯については新期の地層に変位・変形が認められないこと、最新活動面の変位センスには逆断層センスが含まれないこと及び走向・傾斜、断層タイプ等が後期更新世以降に活動していない詳細な調査を実施した破砕帯のいずれかと同系統であることから、将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

#### 7.4.5 原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤

##### 7.4.5.1 調査内容

###### 7.4.5.1.1 ボーリング調査

原子炉施設設置位置付近の地質及び地質構造を把握するための資料を得るとともに、岩石試験試料の採取及びボーリング孔を利用した原位置試験を実施するために、原子炉施設設置位置付近及びその周辺斜面を中心としてボーリング調査を実施した。調査の全体配置を第7.4.5.1図に示す。

掘削に当たってはロータリ型ボーリングマシンを使用し、掘削孔径 66mm～86mm のオールコアボーリングとした。また、コア採取率を向上させるため掘進速度等の管理を行った。

採取したボーリングコアについては詳細な観察を行い、地質柱状図を作成した。

また、試掘坑調査結果等と併せて原縮尺 1,000 分の 1 の水平地質断面図及び鉛直地質断面図を作成した。

###### 7.4.5.1.2 試掘坑調査

原子炉建屋の基礎岩盤を直接観察することにより調査の精度を上げ、併せて基礎岩盤の力学的性質を検討するため、試掘坑による調査を実施した。

試掘坑は、E.L. 約 -15m の敷高で延長約 620m 掘削した。この試掘坑内において、岩質や破碎帯の走向・傾斜・破碎性状等を直接確認し、基礎岩盤の地質や地質構造を把握した。また、この試掘坑内で弾性波試験及び平板載荷試験等の岩盤試験を実施し、岩盤物性を定量的に明らかにした。

さらに、原子炉建屋西方の山地で E.L. 約 10m 及び E.L. 約 30m の敷高で試掘坑を延長約 250m 掘削した。この試掘坑内でも、平板載荷試験等の岩盤試験を実施し、岩盤物性を定量的に明らかにした。

試掘坑調査位置を第 7.4.5.1 図に示す。

#### 7.4.5.1.3 地下水位調査

原子炉設置位置付近及び周辺斜面の地下水の状態を把握するために、第 7.4.5.1 図に示したボーリング孔を利用して地下水位を測定した。

#### 7.4.5.1.4 岩石試験

原子炉施設設置位置付近の地盤を構成する岩石の物理的・力学的特性を明らかにし、構造物の設計及び施工の基礎資料を得るため、物理試験として、密度、吸水率等、力学試験として、一軸圧縮試験、引張試験及び三軸圧縮試験を実施した。

試験は、日本工業規格（J I S）、建設省（現国土交通省）「土木試験基準（案）」等に準拠して実施した。

ボーリング調査における試料採取孔を第 7.4.5.1 図に示す。また、試掘坑内試料採取位置を第 7.4.5.2 図及び第 7.4.5.3 図に示す。

##### (1) 試験項目

物理試験としては、密度、吸水率、有効間隙率及び超音波伝播速度を測定し、力学試験としては、一軸圧縮強度及び引張強度を測定した。また、三軸圧縮試験により、せん断強度及び内部摩擦角を求めた。

##### (2) 試験方法

###### a. 一軸圧縮試験

試験は、原則として J I S M0302（岩石の圧縮強さ試験方法）に準拠して実施した。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

###### b. 三軸圧縮試験

試験は、供試体に非排水状態で所定の側圧を負荷し、次いで軸荷重を破壊するまで載荷して、その時の軸差応力を求める方法で実施した。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

側圧は、 $0.39\text{N/mm}^2 \sim 19.6\text{N/mm}^2$  の範囲で設定した。

三軸圧縮試験機の概略を第 7.4.5.4 図に示す。

#### c. 引張試験

試験は、原則として J I S M0303（岩石の引張強さ試験方法）に準拠し、圧裂試験により強度を求めた。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 5cm に整形した。

#### 7.4.5.1.5 岩盤試験

基礎岩盤の適性を検討し、併せて設計上の基礎資料を得るため、試掘坑内において平板載荷試験、岩盤せん断試験等を実施した。また、原子炉建屋基礎の試掘坑にて弾性波試験を、ボーリング孔を利用して P S 検層等を実施した。

##### (1) 弾性波試験

構築物の設計に必要な岩盤の動的特性を求めるために、試掘坑内で屈折法により縦波（P 波）及び横波（S 波）の伝播速度を求め、基礎岩盤の動弾性係数、動ポアソン比等を算定した。

発振点間隔は、原則として P 波試験の場合は 25m、S 波試験の場合は 20m とした。受振器を 2.5m 間隔に設置し、走時曲線を作成して伝播速度を求めた。

弾性波の発生方法について、P 波は発破法、S 波は板たたき法によった。

弾性波速度測定位置を第 7.4.5.5 図に示す。

##### (2) 平板載荷試験

基礎岩盤の支持能力及び変形特性を把握するために、平板載荷試験を実施した。

試験実施位置を第 7.4.5.2 図及び第 7.4.5.3 図に示す。

原子炉建屋基礎の試掘坑では載荷板直径 30cm の場合を標準として、各岩級について各々3 箇所、また、載荷板直径 60cm の場合についても各 1 箇所ですべて試験を実施した。周辺斜面の試掘坑では、載荷板直径 30cm で試験を実施した。これらの試験より荷重強度－変位曲線を描いて変形特性を求めた。平板載荷試験装置の概略を第 7.4.5.6 図に、載荷パターンを第 7.4.5.7 図に示す。

### (3) 岩盤せん断試験

基礎岩盤のせん断特性を把握するために、岩盤せん断試験を実施した。原子炉建屋基礎の試掘坑では、ロックせん断試験及びブロックせん断試験を実施し、また、周辺斜面の試掘坑では、ロックせん断試験を実施した。

試験実施位置を第 7.4.5.2 図及び第 7.4.5.3 図に示す。

試験は、原位置の岩盤試験体ごとに垂直荷重を変えて、垂直応力とせん断応力の関係を求め、この関係からせん断強度及び内部摩擦角を求めた。ロックせん断試験装置の概略を第 7.4.5.8 図に、ブロックせん断試験装置の概略を第 7.4.5.9 図に、せん断荷重載荷パターンを第 7.4.5.10 図に示す。

### (4) P S 検層

原子炉施設基礎地盤及び周辺斜面における深さ方向の動的特性を把握するため、ボーリング孔を利用して P S 検層を実施した。

サスペンション法による検層は、一つの振源と二つの受振器が一体となったゾンデを孔内に挿入して区間速度（受振器間隔 1.0m）を求め、受振器間隔をその到達時間で除すことにより P 波及び S 波の伝播速度を求めた。

ダウンホール法による検層は、地上で掛矢によりP波を、板たたき法によりS波を発振し、約1mごとに測定した受振記録から走時曲線を作成し、P波及びS波の伝播速度を求めた。

検層位置を第7.4.5.1図に、PS検層の概略を第7.4.5.11図に示す。

#### (5) 孔内載荷試験

第7.4.5.1図に示すボーリング孔を利用して孔内載荷試験を行い、深さ方向の岩盤の変形特性を把握した。

測定は、ボーリング孔の円周部分に剛体載荷板を設置し、毎分0.098N/mm<sup>2</sup>の載荷速度で加圧した。

この加圧過程における荷重と、孔壁の変位から荷重－変位曲線を描いて変形特性を求めた。

試験装置の概略を第7.4.5.12図に、載荷パターンを第7.4.5.13図に示す。

#### (6) 岩盤物性の場所的変化に関する調査

岩盤物性の場所的変化を評価するため、シュミットロックハンマによる反発度の測定を行った。

反発度の測定は、試掘坑両壁において1m間隔で行い、1箇所につき10回程測定し、岩盤の硬軟が顕著に表現される反発度で整理した。

#### (7) 異方性

岩盤の異方性を検討するために、原子炉建屋基礎の試掘坑にて坑道間弾性波試験を実施した。試験は、1つの坑内に2.5m間隔で受振器を設置し、他の坑内に起振点を設けて試掘坑間で弾性波試験を行い、基礎岩盤の弾性波平均伝播速度を測定した。坑道間弾性波試験測定範囲を第7.4.5.5図に示す。

#### (8) 透水試験

原子炉施設基礎岩盤の透水性を把握するために、第 7.4.5.1 図に示すボーリング孔において透水試験を実施した。試験区間は 1 回の測定につき 5m とし、ボーリング孔を 5m ごとに掘削し、1 展開ずつ試験区間上部にパッカをかけ、透水履歴を 1 分ごとに 10 分間測定し、透水量と圧力の関係から透水係数を算定した。

#### 7.4.5.1.6 土質試験

原子炉施設設置位置付近及び周辺斜面に分布する D' 級、破碎帯、第四系及び埋戻土の物理的・力学的特性を把握するために、物理試験及び力学試験を実施した。

ボーリング調査における試料採取孔を第 7.4.5.1 図に示す。また、試掘坑における試料の採取位置を第 7.4.5.2 図及び第 7.4.5.3 図に示す。

##### (1) D' 級

###### a. 試験項目

物理試験としては、密度試験及び含水比試験を実施した。

また、力学試験としては、三軸圧縮試験及び繰返し三軸試験を実施した。

###### b. 試験方法

###### (a) 三軸圧縮試験

試験は、社団法人地盤工学会「土の圧密非排水 ( $\overline{CU}$ ) 三軸圧縮試験方法」(JGS 0523) に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で軸荷重を載荷し、破壊時の軸差応力を求める方法で行った。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

圧密応力は、 $0.05\text{N/mm}^2 \sim 0.80\text{N/mm}^2$  の範囲で設定した。

(b) 繰返し三軸試験

試験は、社団法人地盤工学会「地盤材料の変形特性を求めるための繰返し三軸試験方法」(J G S 0542)に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で周波数 0.1Hz の正弦波の繰返し軸荷重を段階的に供試体に加え、せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

圧密応力は、 $0.20\text{N/mm}^2$ 、 $0.40\text{N/mm}^2$ 、 $0.80\text{N/mm}^2$ とした。

(2) 破砕帯

a. 試験項目

物理試験としては、密度試験及び含水比試験を実施した。

また、力学試験としては、三軸圧縮試験及び繰返し三軸試験を実施した。

b. 試験方法

(a) 三軸圧縮試験

試験は、社団法人地盤工学会「土の圧密非排水 ( $\overline{CU}$ ) 三軸圧縮試験方法」(J G S 0523)に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で軸荷重を載荷し、破壊時の軸差応力を求める方法で行った。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

圧密応力は、 $0.05\text{N/mm}^2 \sim 1.58\text{N/mm}^2$ の範囲で設定した。

(b) 繰返し三軸試験

試験は、社団法人地盤工学会「地盤材料の変形特性を求めるための繰返し三軸試験方法」(J G S 0542)に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で周波数 0.1Hz の正弦波の繰返し軸荷重を段

階的に供試体に加え、せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

圧密応力は、 $0.40\text{N/mm}^2$ 、 $0.80\text{N/mm}^2$ 、 $1.60\text{N/mm}^2$  とした。

### (3) 第四系

#### a. 試験項目

物理試験としては、密度試験、含水比試験等を実施した。

力学試験としては、強度・静的変形特性の取得を目的に一軸圧縮試験又は三軸圧縮試験を、動的変形特性の取得を目的に中空ねじりせん断試験又は繰返し三軸試験を実施した。

#### b. 試験方法

##### (a) 一軸圧縮試験

試験は、社団法人地盤工学会「土の一軸圧縮試験」(JGS 0511)に準拠し実施した。

##### (b) 三軸圧縮試験

試験は、社団法人地盤工学会「土の圧密非排水( $\overline{CU}$ )三軸圧縮試験方法」(JGS 0523)に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で軸荷重を載荷し、破壊時の軸差応力を求める方法で行った。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

圧密応力は、 $0.05\text{N/mm}^2 \sim 1.20\text{N/mm}^2$  の範囲で設定した。

##### (c) 中空ねじりせん断試験

試験は、社団法人地盤工学会「土の変形特性を求めるための中空円筒供試体による繰返しねじりせん断試験方法」(JGS 0543)に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で周波数 0.1Hz の正

弦波の繰返しねじり力を段階的に供試体に加え、せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

供試体は、外径約 7cm、内径約 3cm、長さ約 7cm に整形した。

圧密応力は、 $0.03\text{N}/\text{mm}^2 \sim 0.40\text{N}/\text{mm}^2$  の範囲で設定した。

(d) 繰返し三軸試験

試験は、社団法人地盤工学会「地盤材料の変形特性を求めるための繰返し三軸試験方法」(J G S 0542) に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で周波数 0.1Hz の正弦波の繰返し軸荷重を段階的に供試体に加え、せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

圧密応力は、 $0.08\text{N}/\text{mm}^2 \sim 0.35\text{N}/\text{mm}^2$  の範囲で設定した。

(4) 埋戻土

a. 試験項目

物理試験としては、密度試験、含水比試験等を実施した。

また、力学試験としては、三軸圧縮試験及び中空ねじりせん断試験を実施した。

b. 試験方法

(a) 三軸圧縮試験

試験は、社団法人地盤工学会「土の圧密非排水 ( $\overline{CU}$ ) 三軸圧縮試験方法」(J G S 0523) に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で軸荷重を載荷し、破壊時の軸差応力を求める方法で行った。

供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm に整形した。

圧密応力は、 $0.10\text{N}/\text{mm}^2$ 、 $0.20\text{N}/\text{mm}^2$  及び  $0.40\text{N}/\text{mm}^2$  とした。

#### (b) 中空ねじりせん断試験

試験は、社団法人地盤工学会「土の変形特性を求めるための中空円筒供試体による繰返しねじりせん断試験方法」(JGS 0543)に準拠し、所定の圧密応力で圧密した後、非排水状態で周波数 0.1Hz の正弦波の繰返しねじり力を段階的に供試体に加え、せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

供試体は、外径約 7cm, 内径約 3cm, 長さ約 7cm に整形した。

圧密応力は、 $0.030\text{N}/\text{mm}^2$ ,  $0.032\text{N}/\text{mm}^2$  とした。

### 7.4.5.2 調査結果

#### 7.4.5.2.1 地質

原子炉施設設置位置付近の地質は、江若花崗岩からなり、山地の河谷、低地及び海岸付近には第四系がこれを覆って分布している。

##### (1) 江若花崗岩

江若花崗岩は、花崗斑岩、アプライト及び黒雲母花崗岩の花崗岩類からなる。花崗斑岩は、原子炉施設設置位置付近に広く分布している。アプライトは、原子炉施設設置位置の西方から南方にかけて分布するとともに、設置位置より深部で花崗斑岩に貫入している。また、南方では花崗斑岩中にレンズ状に分布している部分もある。黒雲母花崗岩は、原子炉施設設置位置の北西方及び浦底断層の東側の深部に分布している。

江若花崗岩は新鮮で硬質であるが、主に山地の尾根付近では風化して軟質である。

##### (2) 第四系

第四系は、古期扇状地堆積物、低地堆積物、低位段丘堆積物、現河床堆積物、崖錐堆積物及び海岸低地堆積物からなる。

#### 7.4.5.2.2 地質構造

地質調査結果に基づいて作成した原子炉施設設置位置付近の原縮尺 1,000分の1の水平地質断面図を第7.4.5.14図に、原子炉設置位置付近の鉛直地質断面図を第7.4.5.15図に、緊急時対策所、防潮堤等付近の鉛直地質断面図を第7.4.5.16図に示す。また、原子炉設置位置付近の試掘坑の展開図を第7.4.5.17図に、地質柱状図を第7.4.5.18図に示す。

原子炉建屋設置位置付近の地盤には、破砕帯が複数認められる。

破砕帯は、主としてN-SからNE-SW方向で高角度の西傾斜である。破砕帯は断層ガウジとカタクレーサイトからなる。これらの多くは熱水変質作用を被り軟質化しており、地盤物性値の設定にあたっては、軟質化した断層ガウジを粘土状破砕部に、軟質化したカタクレーサイトを軟質劣化部に区分して各種試験を実施した。

なお、原子炉建屋設置位置付近に分布する破砕帯も含め、敷地に分布する破砕帯の活動性については、空中写真判読の結果、破砕帯に対応するリニアメントは判読されない。また、剥ぎ取り調査、ボーリング調査、トレンチ調査、ピット調査等の結果、「7.4.4.2.3 敷地の地質構造」に示すとおり、破砕帯は将来活動する可能性のある断層等ではないと判断される。

#### 7.4.5.2.3 岩盤分類

本地点の地盤は、花崗岩類で構成され硬質岩盤に分類されることから、「岩盤の硬さ」、「風化の程度」等を分類の指標とした。分類の指標を第7.4.5.1表に示す。

上記の分類指標に基づき、ボーリングコア及び試掘坑について岩級を区分し、各岩級の分布状況を考慮して岩盤分類を行った。岩盤分類は、[B]級、

[C]級及び[D]級の3段階に分け、[C]級をさらに[C<sub>H</sub>]級、[C<sub>M</sub>]級及び[C<sub>L</sub>]級の3段階に分類した。また、[D]級については、風化作用を強く受けて劣化した[D]級（風化）と、熱水変質作用を強く受けて劣化した[D]級（熱水）に分類した。

原子炉施設設置位置付近の水平岩盤分類図を第7.4.5.19図に、原子炉設置位置付近の鉛直岩盤分類図を第7.4.5.20図に、緊急時対策所、防潮堤等付近の鉛直岩盤分類図を第7.4.5.21図に示す。

#### 7.4.5.2.4 地下水位調査の結果

地下水位調査の結果を第7.4.5.22図に示す。原子炉設置位置付近の地下水位はほぼ地形面にそって変化しており、おおよそE.L.7m～E.L.32mの範囲にある。また、その周辺斜面の地下水位調査結果によれば、第7.4.5.23図に示すように、試掘坑掘削によりその地下水位は大幅に低下した。

#### 7.4.5.2.5 岩石試験の結果

ボーリングコア及び試掘坑内から採取した試料による岩石試験結果を第7.4.5.2表、第7.4.5.3表及び第7.4.5.4表に示す。

##### (1) 一般物理特性

###### a. 密度

密度の平均値は、C<sub>H</sub>'級で2.59g/cm<sup>3</sup>、C<sub>M</sub>'級で2.56g/cm<sup>3</sup>、C<sub>L</sub>'級で2.51g/cm<sup>3</sup>である。

###### b. 吸水率

吸水率の平均値は、C<sub>H</sub>'級で0.99%、C<sub>M</sub>'級で1.42%、C<sub>L</sub>'級で2.83%である。

###### c. 有効間隙率

有効間隙率の平均値は、 $C_H'$  級で 2.52%、 $C_M'$  級で 3.54%、 $C_L'$  級で 6.60% である。

d. P 波速度

P 波速度の平均値は、 $C_H'$  級で 5.25km/s、 $C_M'$  級で 4.95km/s、 $C_L'$  級で 3.85km/s である。

e. S 波速度

S 波速度の平均値は、 $C_H'$  級で 2.85km/s、 $C_M'$  級で 2.73km/s、 $C_L'$  級で 2.05km/s である。

(2) 変形特性

a. 動弾性係数

動弾性係数の平均値は、 $C_H'$  級で  $54.2 \times 10^3 \text{N/mm}^2$ 、 $C_M'$  級で  $50.2 \times 10^3 \text{N/mm}^2$ 、 $C_L'$  級で  $29.4 \times 10^3 \text{N/mm}^2$  である。

b. 動ポアソン比

動ポアソン比の平均値は、 $C_H'$  級で 0.29、 $C_M'$  級で 0.28、 $C_L'$  級で 0.30 である。

c. 静弾性係数

静弾性係数の平均値は、 $C_H'$  級で  $38.5 \times 10^3 \text{N/mm}^2$ 、 $C_M'$  級で  $30.3 \times 10^3 \text{N/mm}^2$ 、 $C_L'$  級で  $12.2 \times 10^3 \text{N/mm}^2$  である。

d. 静ポアソン比

静ポアソン比の平均値は、 $C_H'$  級で 0.22、 $C_M'$  級で 0.22、 $C_L'$  級で 0.29 である。

(3) 強度特性

a. 一軸圧縮強度

一軸圧縮強度の平均値は、 $C_H'$  級で  $172.7 \text{N/mm}^2$ 、 $C_M'$  級で  $113.9 \text{N/mm}^2$ 、 $C_L'$  級で  $53.3 \text{N/mm}^2$  である。

b. 引張強度

引張強度の平均値は、 $C_H'$  級で  $8.72\text{N}/\text{mm}^2$ 、 $C_M'$  級で  $7.82\text{N}/\text{mm}^2$ 、 $C_L'$  級で  $3.59\text{N}/\text{mm}^2$  である。

c. せん断強度

$C_H'$  級、 $C_M'$  級及び  $C_L'$  級のせん断強度  $\tau$  と垂直応力  $\sigma$  との関係は次式で表される。

$$C_H' \text{ 級} \quad \tau = 32.1 + \sigma \tan 60^\circ \quad (\text{N}/\text{mm}^2)$$

$$C_M' \text{ 級} \quad \tau = 11.6 + \sigma \tan 67^\circ \quad (\text{N}/\text{mm}^2)$$

$$C_L' \text{ 級} \quad \tau = 3.98 + \sigma \tan 62^\circ \quad (\text{N}/\text{mm}^2)$$

7.4.5.2.6 岩盤試験の結果

(1) 弾性波試験

原子炉建屋基礎の試掘坑道沿いの弾性波試験により得られた P 波速度及び S 波速度を第 7.4.5.24 図に、弾性係数を第 7.4.5.25 図に示す。

全測線の弾性波平均速度は、P 波速度  $3.4\text{km}/\text{s}$ 、S 波速度  $1.5\text{km}/\text{s}$  であり、これより求めた動弾性係数は、 $1.6 \times 10^4 \text{N}/\text{mm}^2$ 、動ポアソン比は 0.38 である。また原子炉建屋基礎岩盤の弾性波平均速度は P 波速度  $3.6\text{km}/\text{s}$ 、S 波速度  $1.6\text{km}/\text{s}$  である。

(2) 平板載荷試験

平板載荷試験により得られた変形係数、接線弾性係数及び割線弾性係数を第 7.4.5.5 表に、荷重強度－変位曲線のうち原子炉建屋基礎の試掘坑における結果を第 7.4.5.26 図に示す。

$C_H$  級における割線弾性係数の平均値は  $7.15 \times 10^3 \text{N}/\text{mm}^2$ 、 $C_M$  級では  $0.885 \times 10^3 \text{N}/\text{mm}^2$ 、 $C_L$  級では  $0.256 \times 10^3 \text{N}/\text{mm}^2$  である。

また、D 級（風化）における割線弾性係数の平均値は、 $0.141 \times 10^3 \text{N}/$

mm<sup>2</sup>，D級（熱水）の平均値は  $0.125 \times 10^3 \text{ N/mm}^2$  である。

荷重強度－変位曲線から見ると，原子炉建屋基礎底面付近に分布する C<sub>H</sub>級及びC<sub>M</sub>級では，高荷重域（ $0.00 \text{ N/mm}^2 \sim 11.77 \text{ N/mm}^2$ ）においても弾性的挙動を示している。

### (3) 岩盤せん断試験

岩盤せん断試験により得られたせん断強度及び内部摩擦角を第 7.4.5.6 表に，せん断強度と垂直応力の関係を第 7.4.5.27 図に示す。

岩盤せん断試験による C<sub>H</sub>級，C<sub>M</sub>級，C<sub>L</sub>級，D級（風化）及びD級（熱水）のせん断強度  $\tau$  と垂直応力  $\sigma$  との関係は次式で示される。なお，C<sub>H</sub>級については，3，4号炉建設予定地の試掘坑（試掘坑位置については，「7.4.4 敷地の地質・地質構造 第 7.4.4.1 図」を参照）での試験結果である。

$$C_H \text{級} \quad \tau = 3.98 + \sigma \tan 63^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$C_M \text{級} \quad \tau = 0.382 + \sigma \tan 54^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$C_L \text{級} \quad \tau = 0.254 + \sigma \tan 37^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$D \text{級（風化）} \quad \tau = 0.169 + \sigma \tan 36^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$D \text{級（熱水）} \quad \tau = 0.0923 + \sigma \tan 38^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

### (4) P S 検層

原子炉施設設置位置付近及び周辺斜面にて実施した P S 検層について，[C<sub>H</sub>]級～[D]級の結果を第 7.4.5.7 表に，第四系と埋戻土の結果を第 7.4.5.8 表に示す。また，代表孔における調査結果の速度構造を第 7.4.5.28 図に示す。

なお，第四系についての物理的・力学的特性を把握するにあたり，各地層の層相及び土質を考慮し，沖積礫・砂層（以下，「A層」という。），腐植質砂層（以下，「B p 層」という。），河成～風成砂層及び低地性

砂・礫層（以下、「B s 層」という。）、海成砂層のうち主にシルト及び細砂からなる地層（以下、「B m 層」という。）、海成砂層のうち主に中砂、粗砂及び細礫からなる地層（以下、「B s m 層」という。）、礫・砂・腐植互層（以下、「C a 1 層」という。）並びに河成礫層（以下、「C s g 層」という。）に区分した。

P 波速度の平均値は、[C<sub>H</sub>]級で 4.79km/s、[C<sub>M</sub>]級で 4.13km/s、[C<sub>L</sub>]級で 3.28km/s であり、S 波速度の平均値は、[C<sub>H</sub>]級で 2.23km/s、[C<sub>M</sub>]級で 1.84km/s、[C<sub>L</sub>]級で 1.28km/s である。

[D]級（風化）の P 波速度の平均値は、1.92km/s であり、S 波速度の平均値は、0.525km/s である。また、[D]級（熱水）の P 波速度の平均値は、2.84km/s であり、S 波速度の平均値は、0.993km/s である。

第四系の P 波速度の平均値は、A 層で 0.482km/s、B p 層で 0.593km/s、B s 層で 1.46km/s、B s m 層で 1.54km/s、C a 1 層で 2.00km/s、C s g 層で 2.03km/s、S 波速度の平均値は A 層で 0.123km/s、B p 層で 0.127km/s、B s 層で 0.170km/s、B s m 層で 0.200km/s、C a 1 層で 0.301km/s、C s g 層で 0.391km/s である。

埋戻土の P 波速度の平均値は、1.01km/s であり、S 波速度は 0.167km/s である。

また、[C<sub>H</sub>]級～[C<sub>L</sub>]級においては、P S 検層結果に掘削深度との相関が確認されたことから、その傾向を第 7.4.5.29 図に示す。

#### (5) 孔内載荷試験

原子炉設置位置付近のボーリング孔を利用した孔内載荷試験結果を第 7.4.5.9 表に示す。

#### (6) 岩盤物性の場所的変化に関する調査

原子炉建屋基礎の試掘坑内で実施したシュミットロックハンマの反発測

定結果では、試掘坑全体で平均値 36.9、標準偏差 12.4、変動係数 34%の値を得た。

(7) 異方性

異方性について、原子炉建屋基礎の試掘坑内で実施した坑道間弾性波試験の結果を第 7.4.5.30 図及び第 7.4.5.31 図に示す。

試験結果によれば、原子炉建屋基礎岩盤の坑道間弾性波平均速度は P 波速度 3.6km/s、S 波速度 1.6km/s であり、方向による顕著な差異は認められない。

(8) 透水試験

透水試験結果を第 7.4.5.32 図に示す。

試験結果によれば、透水係数の平均値は  $10^{-5}$  cm/s 程度であることから、原子炉施設の基礎岩盤は透水性が低い岩盤である。

7.4.5.2.7 土質試験結果

D' 級、破碎帯、第四系及び埋戻土の土質試験結果を示す。

なお、破碎帯については、主に断層ガウジからなる白色粘土状部と、カタクレーサイトからなる軟質劣化部に分類し、原子炉施設設置位置付近のボーリング孔及び 3、4 号炉建設予定地の試掘坑にて試料を採取した。

(1) D' 級

a. 一般物理特性

D' 級の物理試験結果を第 7.4.5.10 表に示す。

(a) 密度

密度の平均値は、D' 級（風化）で  $1.91\text{g}/\text{cm}^3$ 、D' 級（熱水）で  $2.20\text{g}/\text{cm}^3$  である。

(b) 含水比

含水比の平均値は、D'級（風化）で 23.6%，D'級（熱水）で 11.3%である。

b. 強度特性

D'級のせん断強度  $\tau$  と垂直応力  $\sigma$  との関係は次式で示される。

$$\text{D'級（風化） } \tau = \sigma \tan 29^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D'級（熱水） } \tau = \sigma \tan 18^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

c. 動的変形特性

D'級の繰返し三軸試験結果を第 7.4.5.33 図に示す。

D'級の動せん断弾性係数比  $G_d / G_0$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係及び減衰定数  $h$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係はそれぞれ次式で示される。

$$\text{D'級（風化） } G_d / G_0 = 1 / (1 + 8.03 \gamma^{0.528})$$

$$h = 5.13 + 10.8 \gamma^{0.420} \quad (\%)$$

(2) 破砕帯

a. 一般物理特性

破砕帯の物理試験結果を第 7.4.5.11 表に示す。

(a) 密度

密度は、白色粘土状部で  $2.17\text{g/cm}^3$ ，軟質劣化部で  $2.12\text{g/cm}^3$  である。

(b) 含水比

含水比は、白色粘土状部で 14.2%，軟質劣化部で 13.3%である。

b. 強度特性及び静的変形特性

破砕帯の三軸圧縮試験結果を第 7.4.5.12 表，第 7.4.5.34 図及び第 7.4.5.35 図に示す。

白色粘土状部及び軟質劣化部のせん断強度  $\tau$  と圧密応力  $P$  との関係は次式で示される。

$$\text{白色粘土状部} \quad \tau = 0.096 + P \tan 20.3^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{軟質劣化部} \quad \tau = 0.226 + P \tan 27.1^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

白色粘土状部及び軟質劣化部の静弾性係数  $E_{50}$  と圧密応力  $P$  との関係は次式で示される。

$$\text{白色粘土状部} \quad E_{50} = 74 P^{0.87} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{軟質劣化部} \quad E_{50} = 87 P^{0.97} \quad (\text{N/mm}^2)$$

### c. 動的変形特性

破碎帯の繰返し三軸試験結果を第 7.4.5.36 図に示す。

白色粘土状部及び軟質劣化部の初期せん断弾性係数  $G_0$  と圧密応力  $P$  との関係、動せん断弾性係数比  $G_d/G_0$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係及び減衰定数  $h$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係はそれぞれ次式で示される。

白色粘土状部

$$G_0 = 334 P^{0.75} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$G_d/G_0 = 1 / (1 + 9.69 \gamma^{0.694})$$

$$h = 3.75 + 22.4 \gamma^{0.374} \quad (\%)$$

軟質劣化部

$$G_0 = 381 P^{0.89} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$G_d/G_0 = 1 / (1 + 6.95 \gamma^{0.702})$$

$$h = 2.55 + 15.3 \gamma^{0.369} \quad (\%)$$

## (3) 第四系

### a. 一般物理特性

第四系の物理試験結果を第 7.4.5.13 表に示す。

#### (a) 土粒子の密度

土粒子の密度の平均値は、A層で  $2.56 \text{g/cm}^3$ 、B<sub>p</sub>層で  $2.58 \text{g/cm}^3$ 、B<sub>s</sub>層で  $2.62 \text{g/cm}^3$ 、B<sub>m</sub>層で  $2.64 \text{g/cm}^3$ 、B<sub>s m</sub>層で

2.63g/cm<sup>3</sup>, C a 1層で 2.63g/cm<sup>3</sup>, C s g層で 2.63g/cm<sup>3</sup>である。

(b) 含水比

含水比の平均値は, A層で 28.3%, B p層で 33.6%, B s層で 18.3%, B m層で 31.7%, B s m層で 22.0%, C a 1層で 16.1%, C s g層で 17.2%である。

(c) 密度

密度の平均値は, A層で 1.90g/cm<sup>3</sup>, B p層で 1.82g/cm<sup>3</sup>, B s層で 1.94g/cm<sup>3</sup>, B m層で 1.84g/cm<sup>3</sup>, B s m層で 1.97g/cm<sup>3</sup>, C a 1層で 2.04g/cm<sup>3</sup>, C s g層で 2.08g/cm<sup>3</sup>である。

(d) 間隙比

間隙比の平均値は, A層で 0.785, B p層で 0.942, B s層で 0.726, B m層で 0.924, B s m層で 0.686, C a 1層で 0.571, C s g層で 0.517である。

b. 強度特性及び静的変形特性

第四系の三軸圧縮試験結果を第 7.4.5.14 表及び第 7.4.5.37 図に示す。  
また, 第四系のうち B m層の一軸圧縮試験結果を第 7.4.5.15 表に示す。

第四系のせん断強度  $\tau$  と垂直応力  $\sigma$  との関係は次式で示される。

$$\text{A層} \quad \tau = 0.0113 + \sigma \tan 25.0^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{B p層} \quad \tau = 0.0453 + \sigma \tan 23.6^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{B s層} \quad \tau = 0.0718 + \sigma \tan 34.2^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{B m層} \quad \tau = 0.0448 \quad (\text{N/mm}^2) \quad (\text{一軸圧縮試験に基づく粘着力})$$

$$\text{B s m層} \quad \tau = 0.0416 + \sigma \tan 29.9^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{C a 1層} \quad \tau = 0.158 + \sigma \tan 31.5^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{C s g層} \quad \tau = 0.110 + \sigma \tan 34.5^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

第四系の静弾性係数  $E_{50}$  を以下に示す。

$$\text{A層} \quad E_{50} = 13.1 \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$\text{B p層} \quad E_{50} = 11.6 \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$\text{B s層} \quad E_{50} = 23.4 \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$\text{B m層} \quad E_{50} = 32.0 \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$\text{B s m層} \quad E_{50} = 20.8 \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$\text{C a l層} \quad E_{50} = 41.9 \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

$$\text{C s g層} \quad E_{50} = 31.2 \text{ (N/mm}^2\text{)}$$

### c. 動的変形特性

第四系の動的変形試験結果を第 7. 4. 5. 38 図に示す。

第四系の動せん断弾性係数比  $G_d / G_0$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係及び減衰定数  $h$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係はそれぞれ次式で示される。

#### A層

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 5.20 \gamma^{0.812})$$

$$h = 3.15 + 14.0 \gamma^{0.406} \text{ (\%)}$$

#### B p層

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 8.53 \gamma^{0.843})$$

$$h = 19.9 \gamma^{0.342} \text{ (\%)}$$

#### B s層

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 9.20 \gamma^{0.837})$$

$$h = 0.790 + 23.7 \gamma^{0.450} \text{ (\%)}$$

#### B m層

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 10.4 \gamma^{0.869})$$

$$h = 2.23 + \gamma / (0.0578 \gamma + 0.00553) \text{ (\%)}$$

#### B s m層

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 9.49 \gamma^{0.826})$$

$$h = 2.43 + 25.4 \gamma^{0.558} (\%)$$

C a l 層

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 7.61 \gamma^{0.708})$$

$$h = 1.33 + 19.1 \gamma^{0.399} (\%)$$

C s g 層

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 7.73 \gamma^{0.767})$$

$$h = 1.62 + 18.3 \gamma^{0.437} (\%)$$

#### (4) 埋戻土

##### a. 一般物理特性

埋戻土の物理試験結果を第 7.4.5.16 表に示す。

##### (a) 土粒子の密度

土粒子の密度は、 $2.63 \text{g/cm}^3$  である。

##### (b) 含水比

含水比は、17.1% である。

##### (c) 密度

密度は、 $2.07 \text{g/cm}^3$  である。

##### (d) 間隙比

間隙比は、0.531 である。

##### b. 強度特性及び静的変形特性

埋戻土の三軸圧縮試験結果を第 7.4.5.17 表及び第 7.4.5.39 図に示す。

埋戻土のせん断強度  $\tau$  と垂直応力  $\sigma$  との関係は次式で示される。

$$\tau = 0.156 + \sigma \tan 21.5^\circ \quad (\text{N/mm}^2)$$

埋戻土の静弾性係数  $E_{50}$  を以下に示す。

$$E_{50} = 27.0 \quad (\text{N/mm}^2)$$

##### c. 動的変形特性

埋戻土の中空ねじりせん断試験結果を第 7.4.5.40 図に示す。

埋戻土の動せん断弾性係数比  $G_d / G_0$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係及び減衰定数  $h$  とせん断ひずみ  $\gamma$  との関係はそれぞれ次式で示される。

$$G_d / G_0 = 1 / (1 + 16.8 \gamma^{0.786})$$

$$h = 21.0 \gamma^{0.294} (\%)$$

#### 7.4.6 地質調査に関する実証性

##### 7.4.6.1 地質調査及び試験の実施会社選定

調査及び試験の実施会社の選定において、調査会社は、調査の目的に応じ、その経歴、技術内容等を配慮して選定した。調査を実施した地質調査の会社一覧表を第7.4.6.1表に示す。

##### 7.4.6.2 地質調査の計画

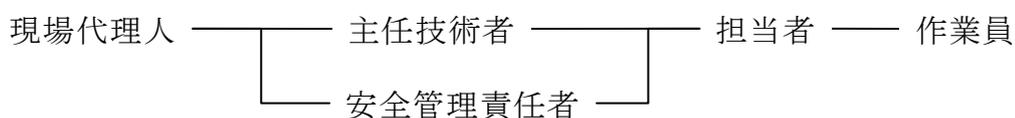
地質調査に当たっては、国の基準等に準拠して、総合的に調査計画を策定し、実施した。調査計画内容の主要なものについては、社外の学識経験者等に必要に応じて意見聴取して作成した。

##### 7.4.6.3 地質調査及び試験実施に当たっての管理体制

###### (1) 実施会社の作業管理体制

調査及び試験の実施に当たっては、実施会社は現場代理人、主任技術者及び安全管理責任者を現場に常駐させ、現場代理人は調査及び試験の総括を、主任技術者は調査及び試験に関する技術上の管理を、安全管理責任者は調査及び試験に関する安全管理を行った。

[実施会社の作業管理体制]



現場代理人、主任技術者及び安全管理責任者については、調査及び試験着手前に各々の経歴書を添付して当社に届け出ており、当社はそれを審査し、適任者であることを確認して承認した。

(2) 当社の作業管理体制

当社における調査及び試験の作業管理体制は次のとおりである。なお、調査の実施時期により役職名が異なる場合は、同等の職位の者が作業管理を行っている。

[開発計画室]

室長－室長代理－グループマネージャー－副長－担当者

[敦賀発電所]

所長－室長－マネージャー－担当者

[敦賀建設準備事務所]

所長－副所長－グループマネージャー－担当者

調査及び試験の実施計画、作業状況、検査、調査報告書等については、文書により担当者経由で提出させ、検討の上承認した。また、実施方法、工程等について適宜打合せを設け、調査及び試験が適切かつ円滑に実施されるように実施会社を指導した。

(3) 調査・試験の管理及び指導

調査及び試験の着手に先立ち、実施方法、使用機械、作業員名簿、工程等を記載した実施計画書を実施会社から提出させ、当社で検討し、確認後に調査及び試験を実施した。

調査中における作業管理については、調査日報を提出させ、試験については試験日誌等を記入させ、随時チェックすることにより作業内容を管理するとともに、必要に応じて当社担当者が立会検査を実施した。また、実施会社において作業状況、ボーリング・コア等の記録及び写真撮影を行った。

調査報告書及び試験報告書の内容についても、逐一当社で検討するとと

もに、調査、試験等の生データを併せて提出させ、報告書記載内容との整合をチェックした。さらに、調査結果及び試験結果については、社外の学識経験者、研究機関等の意見聴取による検討も加えた。

#### 7.4.7 地質調査結果の評価・とりまとめ

調査終了後，諸資料については，社外の学識経験者，研究機関等<sup>(169)(170)</sup>の助言を得て検討し，十分な評価を経てとりまとめを行った。

#### 7.4.8 参考文献

- (1) 磯見博(1956) : 5 万分の 1 地質図幅「近江長浜」及び同説明書(地域地質研究報告), 地質調査所
- (2) 広川治・黒田和男(1957) : 5 万分の 1 地質図幅「鋸崎」及び同説明書, 地質調査所
- (3) 広川治・磯見博・黒田和男(1957) : 5 万分の 1 地質図幅「小浜」及び同説明書, 地質調査所
- (4) 中江訓・吉岡敏和(1998) : 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
- (5) 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江訓(1999) : 敦賀地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所
- (6) 斎藤眞・沢田順弘(2000) : 横山地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所
- (7) 中江訓・吉岡敏和・内藤一樹(2001) : 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
- (8) 中江訓・小松原琢・内藤一樹(2002) : 西津地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (9) 鹿野和彦・山本博文・中川登美雄・駒澤正夫(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), 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (10) 中江訓・小松原琢・高橋裕平・吉川敏之(2013) : 今庄及び竹波地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (11) 黒田和男(1968) : 20 万分の 1 地質図幅「宮津」, 地質調査所
- (12) 脇田浩二・原山智・鹿野和彦・三村弘二・坂本亨・広島俊男・駒沢正

- 夫・中島和敏(1992a)：20 万分の 1 地質図幅「岐阜」,地質調査所
- (13) 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
- (14) 広川治・服部仁・猪木幸男・一色直記・坂本亨・寺岡易司・上村不二雄・山田直利・小野千恵子(1973)：50 万分の 1 地質図幅「岡山」,地質調査所
- (15) 山田直利・坂本亨・野沢保・遠田朝子(1974)：50 万分の 1 地質図幅「金沢」(第 2 版),地質調査所
- (16) 田中啓策・山田直利・坂本亨・吉田史郎・宮村学(1982)：50 万分の 1 地質図幅「京都」(第 4 版),地質調査所
- (17) 佃栄吉・寒川旭・水野清秀(1985)：50 万分の 1 活構造図「岡山」,地質調査所
- (18) 加藤碩一・杉山雄一(1985)：50 万分の 1 活構造図「金沢」,地質調査所
- (19) 水野清秀・寒川旭・関口春子・駒沢正夫・杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治・苅谷愛彦・栗本史雄・吾妻崇・須貝俊彦・栗田泰夫・大井田徹・片尾浩・中村正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和一成(2002)：50 万分の 1 活構造図「京都」(第 2 版)及び同説明書,産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (20) 垣見俊弘・衣笠善博・加藤碩一(1978)：200 万分の 1 地質編集図「日本活断層図」及び同解説書,地質調査所
- (21) 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎(2005)：全国主要活断層活動確率地図,産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (22) 杉山雄一・栗田泰夫・吉岡敏和(1994)：10 万分の 1 柳ヶ瀬－養老断層系ストリップマップ,地質調査所

- (23) 地質調査所(1992) : 100 万分の 1 日本地質図 (第 3 版) , 地質調査所
- (24) 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2014) : 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2014 年 1 月 14 日版, 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (25) 脇田浩二・岡村行信・粟田泰夫(1992b) : 300 万分の 1 日本地質構造図, 日本地質アトラス (第 2 版) , 地質調査所編, 朝倉書店
- (26) 経済企画庁総合開発局(1974) : 20 万分の 1 土地分類図「福井県」
- (27) 国土庁土地局(1975a) : 20 万分の 1 土地分類図「滋賀県」
- (28) 国土庁土地局(1975b) : 20 万分の 1 土地分類図「岐阜県」
- (29) 福井県建設技術公社(2010) : 10 万分の 1 福井県地質図及び同説明書 (2010 年版) , 財団法人福井県建設技術公社
- (30) 近畿地方土木地質図編纂委員会(2003) : 20 万分の 1 近畿地方土木地質図及び同解説書, 財団法人国土開発技術研究センター
- (31) 活断層研究会編(1991) : 新編 日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会
- (32) 岡田篤正・東郷正美編(2000) : 近畿の活断層, 東京大学出版会
- (33) 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(2002) : 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会
- (34) 中田高・今泉俊文編(2002) : 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会
- (35) 岡田篤正・東郷正美・中田高・植村善博・渡辺満久・鬼木史子(1996a) : 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「京都西北部」, 国土地理院
- (36) 岡田篤正・東郷正美・中田高・植村善博・渡辺満久(2009) : 2.5 万分の 1 都市圏活断層図「京都東北部 (第 2 版)」, 国土地理院

- (37) 岡田篤正・東郷正美・中田高・植村善博・渡辺満久(1996b) : 2.5 万分の1都市圏活断層図「京都東南部」, 国土地理院
- (38) 東郷正美・岡田篤正・堤浩之・石山達也・小野塚良三(2001) : 2.5 万分の1都市圏活断層図「福井」, 国土地理院
- (39) 鈴木康弘・池田安隆・後藤秀昭・東郷正美・宮内崇裕(2005) : 2.5 万分の1都市圏活断層図「大垣」, 国土地理院
- (40) 岡田篤正・今泉俊文・熊原康博・千田昇・東郷正美・中田高(2005) : 2.5 万分の1都市圏活断層図「敦賀」, 国土地理院
- (41) 堤浩之・熊原康博・千田昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司(2005) : 2.5 万分の1都市圏活断層図「熊川」, 国土地理院
- (42) 東郷正美・岡田篤正・澤祥・鈴木康弘・堤浩之・平川一臣(2005) : 2.5 万分の1都市圏活断層図「長浜」, 国土地理院
- (43) 宮内崇裕・岡田篤正・堤浩之・東郷正美・平川一臣(2005) : 2.5 万分の1都市圏活断層図「北小松」, 国土地理院
- (44) 岡田篤正・金田平太郎・杉戸信彦・鈴木康弘・中田高(2012) : 1:25,000 都市圏活断層図 三方断層帯とその周辺「三方」, 国土地理院
- (45) 岡田篤正(2012) : 1:25,000 都市圏活断層図三方断層帯とその周辺「三方」解説書, 国土地理院技術資料 D1-No. 605
- (46) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003a) : 三方・花折断層帯の長期評価について
- (47) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003b) : 野坂・集福寺断層帯の長期評価について
- (48) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003c) : 湖北山地断層帯の長期評価について

- (49) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)：柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の長期評価について
- (50) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009)：琵琶湖西岸断層帯の長期評価の一部改訂について
- (51) 海上保安庁水路部(1980a)：沿岸の海の基本図(5万分の1)「若狭湾東部」及び同報告
- (52) 海上保安庁水路部(1980b)：沿岸の海の基本図(5万分の1)「若狭湾西部」及び同報告
- (53) 海上保安庁海洋情報部(2004)：沿岸海域海底活断層調査「加賀ー福井沖」資料整理作業報告書
- (54) 山本博文・上嶋正人・岸本清行(2000)：海洋地質図「ゲンタツ瀬海底地質図」(20万分の1)及び同説明書,地質調査所
- (55) 山本博文・上嶋正人・岸本清行(1993)：海洋地質図「経ヶ岬沖海底地質図」(20万分の1)及び同説明書,地質調査所
- (56) 玉木賢策・本座栄一・西村清和・村上文敏(1981)：100万分の1海洋地質図「日本海中部海域広域海底地質図」,地質調査所
- (57) 駒沢正夫(2006)：10万分の1福井地域重力構造図,産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (58) 地質調査所編(2004)：日本重力CD-ROM第2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
- (59) 河野芳輝・古瀬慶博(1989)：100万分の1日本列島重力異常図,東京大学出版会
- (60) 山本明彦・志知龍一(2004)：日本列島重力アトラス 西南日本および中央日本,東京大学出版会
- (61) 鷺谷威(2002)：明治期以降の歪み集中帯,日本海東縁の活断層と地震テ

クトニクス, 東京大学出版会, p. 133–p. 150

- (62) 岩淵義郎 (1973) : 日本海南東部の海底地形, 月刊海洋科学, Vol. 5, No. 12, p. 19–p. 23
- (63) Nakae, S (2012) : Geology of the Permian Higashimata Complex in the Nanjō Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan, Bulletin of the Geological Survey of Japan, vol. 63 (9/10), p. 269–p. 281.
- (64) 柴田賢・野沢保 (1984) : 船津花崗岩類の同位体年代, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 79, p. 289–p. 298
- (65) 松尾秀邦・喜田惣一郎 (1953) : 福井縣足羽川上流における足羽植物群 (上部白堊系) の産出及び Angiosperm series について (演旨), 地質学雑誌, Vol. 59, No. 694, p. 324
- (66) 中島正志・岩野英樹 (1987) : 音海流紋岩と面谷流紋岩の外部ディテクター法によるフィッシュン・トラック年代, 地質学雑誌, Vol. 93, No. 12, p. 925–p. 928
- (67) 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1994) : 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン, 地質学雑誌, Vol. 100, No. 3, p. 217–p. 233
- (68) 河野義礼・植田良夫 (1966) : 本邦産火成岩の K–A dating (V) – 西南日本の花崗岩類 –, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, p. 191–p. 211
- (69) 田結庄良昭・加々美寛雄・柚原雅樹・中野聡・澤田一彦・森岡幸三郎 (1999) : 高 Sr 同位体比初生値を有する近畿地方の白亜紀～古第三紀花崗岩類, 地質学論集, No. 53, p. 309–p. 321
- (70) 末岡茂・安江健一・丹羽正和・島田耕史・石丸恒存・梅田浩司・山田隆二・壇原徹・岩野英樹・郷津知太郎 (2014) : 敦賀地域江若花崗岩中

に分布する破砕帯の冷却史：複数の熱年代学的手法による制約, 日本地球惑星科学連合 2014 年大会講演要旨

- (71) 梅田浩司・安江健一・丹羽正和・石丸恒存・島田耕史(2013)：山陽帯東部, 江若花崗岩体とドレライト岩脈の K-Ar 年代, 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨
- (72) 中島利秀・加々美寛雄・石渡明(1990)：福井市南西方, 丹生花崗岩体の地質と Rb-Sr 年代, 日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, p. 439
- (73) 中島正志・森本祐一郎・鈴木由紀江・渡邊勇・三浦静(1983)：福井県第三系のフィッシュン・トラック年代, 福井大学教育学部紀要Ⅱ (自然科学), Vol. 33, p. 53-p. 65
- (74) 中島正志・沢田順弘・中川登美雄・林昌代・板谷徹丸(1990)：福井県北部新第三系の K-Ar 年代と古地磁気-西南日本ブロックの回転に関して, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 85, p. 45-p. 59
- (75) Nakagawa, T(1998) : Miocene molluscan fauna and paleo-environment in the Niu Mountains, Fukui Prefecture, central Japan, Science Report, Inst. Geoscience, Univ. Tsukuba, Sec. B, Vol. 19, p. 61-p. 185.
- (76) Yabe, A(2008) : PLANT MEGAFOSSIL ASSEMBLAGE FROM THE LOWER MIOCENE ITO-O FORMATION, FUKUI PREFECTURE, CENTRAL JAPAN, Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum 7, p. 1-p. 24.
- (77) 中川登美雄・田原憲博(1991)：福井県丹生山地北部中新統の岩相層序, 三浦静教授退官記念論文集, p. 11-p. 27
- (78) 東野外志男・清水智(1987)：福井県三国海岸に産出する火山岩類の K-Ar 年代, 石川県白山自然保護センター研究報告, Vol. 14, p. 25-p. 30
- (79) 伊藤久敏(2006)：フィッシュン・トラック法から推定される柳ヶ瀬断

層北部周辺の前期中新世における火成活動と断層活動への制約, 地質学雑誌, Vol. 112, No. 10, p. 612—p. 615

- (80) Hoshi, H and Takagawa, M(2009) : Early Miocene parallel dike swarms in the Tsuruga Bay area, back-arc side of central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 115, No. 2, p. 96—p. 99.
- (81) 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正一編(2004) : 日本の地形 6 近畿・中国・四国, 東京大学出版会
- (82) 小松原琢・古澤明(2004) : 福井県三方町の能登野層からの佐川Ⅲテフラの産出, 日本第四紀学会講演要旨集, No. 34, p. 125—p. 126
- (83) 北陸第四紀研究グループ(1969) : 北陸地方の第四系, 地団研専報, No. 15, p. 263—p. 297
- (84) 東郷正美(1974) : 琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形, 地理学評論, Vol. 47, No. 11, p. 669—p. 683
- (85) 町田洋・新井房夫(2011) : 新編 火山灰アトラス, 東京大学出版会
- (86) 入谷剛・北川陽一・大井信夫・古沢明・宮脇理一郎(2005) : 長野県北部, 上部更新統高野層のテフラと花粉分析に基づく環境変遷, 第四紀研究, Vol. 44, No. 6, p. 323—p. 338
- (87) 三浦静・若狭団体研究グループ(1969) : 福井県若狭地方の洪積統, 福井大学教育学部紀要Ⅱ (自然科学) , No. 19, p. 57—p. 70
- (88) 岡田篤正(1984) : 三方五湖低地の形成過程と地殻運動, 鳥浜貝塚縄文前期を主とする低湿地遺跡の調査 4, 若狭歴史民族資料館, p. 9—p. 42
- (89) Yasuno, T(1991) : Discovery of Molluscan Fossils and a Tephra Layer from the Late Pleistocene Kiyama Formation in West of Fukui Prefecture, Central Japan, Bull. Fukui Mus. Nat. Hist., No. 38, p. 9—p. 14.

- (90) 加藤茂弘・石村大輔・檀原徹・岩野英樹・平田岳史・岡田篤正・竹村恵二(2013)：気山層最下部に挟在する美浜テフラの LA-ICP-MS-FT 年代と大山火山起源のテフラとの対比, 日本第四紀学会講演要旨集, No. 43, p. 140－p. 141
- (91) 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正・竹村恵二(2010)：三方湖東岸のボーリングコアに記録された三方断層帯の活動に伴う後期更新世の沈降イベント, 地学雑誌, Vol. 119, No. 5, p. 775－p. 793
- (92) 吉川周作, 井内美郎(1991)：琵琶湖高島沖ボーリングの火山灰層序, 地球科学, 45(2), p81－p100
- (93) Satoguchi Yasufumi , Nagahashi Yoshitaka , Furusawa Akira , Yoshikawa Shusaku , Inouchi Yoshio(2008) : The Middle Pleistocene to Holocenetephrostratigraphy of the Takashima-oki core from Lake Biwa, central Japan, Journal of geosciences, Osaka City University, 51, p. 47－p. 58
- (94) 長橋良隆, 吉川周作, 宮川ちひろ, 内山高, 井内美郎(2004)：近畿地方および八ヶ岳山麓における過去の 43 万年間の広域テフラの層序と編年－EDS 分析による火山ガラス片の主要成分科学組成－, 第四紀研究, 43(1), p. 15－p. 35
- (95) 山本博文・中川登美雄・新井房夫(1996)：越前海岸に発達する海成中位段丘群の対比と隆起速度, 第四紀研究, Vol. 35, No. 2, p. 75－p. 85
- (96) 岡田篤正(1978)：若狭湾岸地域における主に最終氷期以後の海水準変動と地形発達, 地理学評論, Vol. 52, No. 2, p. 131－p. 146
- (97) 杉山雄一・寒川旭・吉岡敏和・佐竹健治(1998a)：野坂断層の活動履歴調査, 地質調査所速報, No. EQ/98/1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書) , p. 113－p. 124

- (98) 杉山雄一(1997)：敦賀断層系の活動性調査,地質調査所研究資料集 No. 303 (平成8年度活断層研究調査概要報告書), p. 1-p. 11
- (99) 関西電力株式会社(2013)：大飯発電所原子炉設置変更許可申請書(3, 4号炉)
- (100) 関西電力株式会社(2015)：美浜発電所原子炉設置変更許可申請書(3号炉)
- (101) 田中隆・小草欽治(1981)：山陰沖における中期中新世以降の構造運動,地質学雑誌, Vol. 87, No. 11, p. 725-p. 736
- (102) 福井県(1997)：平成8年度地震調査研究交付金 柳ヶ瀬断層帯(柳ヶ瀬断層, 山中断層, 甲楽城断層)に関する調査 成果報告書
- (103) 土木学会原子力土木委員会編(1999)：原子力発電所の立地多様化技術(追補版)
- (104) 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002)：2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査,地震第2輯, Vol. 54, p. 557-p. 573
- (105) 中田高・後藤秀昭(1998)：活断層はどこまで割れるのか?—横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ変位分布に着目したセグメント区分モデル—,活断層研究, Vol. 17, p. 43-p. 53
- (106) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)：基盤的調査観測対象活断層の評価手法—これまでの長期評価のとりまとめ—
- (107) 社団法人土木学会原子力土木委員会(2004)：原子力発電所の活断層系評価技術—長大活断層系のセグメンテーション—
- (108) Steven G. Wesnousky(2006)：Predicting the endpoints of earthquake ruptures, Nature, Vol. 444, p. 358-p. 360.
- (109) 杉山雄一・山本博文・村上文敏・宇佐見琢哉・畑山一人・島崎裕行

- (2013) : 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北方延長域 (坂井市沖～福井市沖) における活断層の分布と活動性, 活断層・古地震研究報告, No. 13, p. 145－p. 185
- (110) 山本博文・加藤亜希子(1997) : 福井県嶺北地域の活断層, 福井大学積雪研究室紀要「日本海地域の自然と環境」, No. 4, p. 1－p. 35
- (111) 山本博文, 木下慶之, 中川登美雄, 中村俊夫(2010) : 福井県越前海岸沿い断層群の活動履歴について, 福井大学地域環境研究教育センター研究紀要「日本海地域の自然と環境」, No. 17, 57－78
- (112) 産業技術総合研究所・福井大学(2013) : 沿岸海域における活断層調査 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯 主部／北部 (海域部) 成果報告書
- (113) 太田陽子(1973) : 海成段丘面上の活断層－丹生山地西縁および佐渡島の例－, お茶の水地理, Vol. 14, p. 10－p. 15
- (114) 太田陽子(1999) : 変動地形を探る I 日本列島の海成段丘と活断層の調査から, 古今書院
- (115) 小池一之・町田洋(2001) : 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会
- (116) 礒見博(1955) : 福井県日野川上流地域の石炭紀層および二畳紀層とその紡錘虫化石, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 1, p. 19－p. 22
- (117) 西田一彦(1962) : 福井県南条山地の地質, 地学研究, Vol. 13, No. 2, p. 40－p. 46
- (118) 栗田泰夫(1999) : 日本の地震断層におけるセグメント構造とカスケード地震モデル (試案) , 地震調査所速報, no. Q/99/3, p. 275－p. 284
- (119) 武藤章・豊蔵勇・松浦一樹・池戸正行(1981) : 活断層調査の例－柳ヶ瀬断層, 応用地質, Vol. 22, No. 1, p. 32－p. 51
- (120) 杉山雄一・栗田泰夫・佃栄吉・吉岡敏和(1993) : 1992 年柳ヶ瀬断層 (椿坂地区) トレンチ調査, 活断層研究, Vol. 11, p. 100－p. 109

- (121) 福井県(1998)：平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 柳ヶ瀬断層帯  
(柳ヶ瀬断層, 山中断層, 甲楽城断層) に関する調査 成果報告書
- (122) 吉岡敏和・杉山雄一・細矢卓志・逸見健一郎・渡辺俊一・田中英幸  
(1998a)：柳ヶ瀬断層の最新活動－滋賀県余呉町椿坂峠におけるトレン  
チ発掘調査－, 地震第 2 輯, Vol. 51, p. 281－p. 289
- (123) 狩野謙一(2002)：美濃－丹波帯に発達する急傾斜した軸を持つ地質図  
規模の褶曲－基盤構造からみた柳ヶ瀬断層の起源－, 地質学雑  
誌, Vol. 108, No. 9, p. 591－p. 605
- (124) 岡田篤正(2004)：柳ヶ瀬断層南部における第四紀後期の累積変位量と  
平均変位速度, 活断層研究, Vol. 24, p. 129－p. 138
- (125) 日本国有鉄道岐阜工務局(1963)：北陸本線敦賀・今庄間北陸ずい道工  
事誌, p. 19－p. 37
- (126) 斎藤薫・磯谷勇輔(1973)：換気を重視した線形－敦賀トンネルの紹介  
－, トンネルと地下, Vol. 4, No. 9, p. 39－p. 42
- (127) 磯谷勇輔(1975)：敦賀地区のトンネル群－北陸自動車道－, トンネルと  
地下, Vol. 6, No. 10, p. 43－p. 49
- (128) Okada, A(1978)：Structure of the waste filled valleys and  
associated crustal movements at the eastern part of the  
Tsuruga Plain. Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese  
Pleistocene, Vol. 6, p. 66－p. 80.
- (129) 岡田篤正(2000)：敦賀市東方, 中池見凹地の地形・地質調査(概要版),  
大阪ガス株式会社敦賀 LNG 基地建設予定地地質調査結果説明会資料
- (130) 杉山雄一・坂本泉・滝野義幸・宇佐見琢哉・岸本弘樹・永田高弘  
(2012a)：浦底－柳ヶ瀬山断層帯の形状・規模と過去の活動に関する  
検討, 活断層・古地震研究報告, No. 12, p. 149－p. 193

- (131) 杉山雄一・坂本泉・滝野義幸・宇佐見琢哉・永田高弘(2012b)：敦賀湾における浦底断層（浦底－柳ヶ瀬断層帯）の採泥調査, 活断層・古地震研究報告, No. 12, p. 103－p. 148
- (132) 岡崎セツ子(1967)：日本各地の山地内に認められる浸食平坦面の性質とその成因に対する考察, お茶の水女子大学人文科学紀要, Vol. 20, p. 193－p. 204
- (133) 池田碩・大橋健・植村善博(1991)：滋賀県・近江盆地の地形, 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 105－p. 236
- (134) 石村大輔(2010)：関ヶ原周辺における段丘編年と活断層の活動性, 第四紀研究, Vol. 49, No. 5, p. 225－p. 270
- (135) 吉岡敏和・佐護浩一・山根博(2011)：柳ヶ瀬－養老断層系, 鍛冶屋, 関ヶ原および宮代断層の古地震調査, 活断層・古地震研究報告, No. 11, p. 177－p. 195
- (136) 岐阜県活断層調査委員会(1996)：関ヶ原断層に関する調査報告書
- (137) 杉山雄一・吉岡敏和・寒川旭・佐竹健治(1998b)：敦賀断層の活動履歴調査, 地質調査所速報, No. EQ/98/1（平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書）, p. 101－p. 112
- (138) 小松原琢・杉山雄一・水野清秀(2000)：若狭湾中部, 三方断層および野坂断層北方延長部の音波探査, 地質調査所速報, No. EQ/00/2, 平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書, p. 89－p. 118
- (139) 杉山雄一・井上卓彦・村上文敏・坂本泉・滝野義幸・永田高弘・細矢卓志・宇佐見琢哉(2014)：福井県美浜町菅浜沖, 野坂断層海域部の更新世末期以降の活動, 活断層・古地震研究報告, No. 14, p. 57－108
- (140) 水野清秀・小松原琢・山崎晴雄(1999)：音波探査及びボーリングによる三方五湖低地帯の地下構造調査, 地質調査所速報, No. EQ/99/3, 平

成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, p. 187—p. 195

- (141) 小松原琢・水野清秀・寒川旭・山崎晴雄(1999a)：三方断層のトレンチ調査と寛文地震時の地殻変動に関する検討, 地質調査所速報, No. EQ/99/3, 平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, p. 197—p. 213
- (142) 金田平太郎・岡田篤正・小松原琢(2000)：若狭湾岸・三方五湖周辺における 1662 年寛文地震時の地殻変動, 月刊地球号外, No. 28, p. 119—p. 126
- (143) 岡田篤正・加藤茂弘・石村大輔・斎藤真(2010)：福井県, 三方湖および中山低地の地下地質と三方断層帯の活動解明, 地学雑誌, Vol. 119, No. 5, p. 878—p. 891
- (144) 井上卓彦・杉山雄一・村上文敏・坂本泉・滝野義幸・永田高弘・細矢卓志・宇佐見琢哉(2014)：福井県美浜町日向沖, 三方断層帯海域部 (A 断層系) の更新世末期以降の活動, 活断層・古地震研究報告, No. 14, p. 109—p. 156
- (145) 吉岡敏和・長秋雄・木村克己・中江訓(2000a)：2.5 万分の 1 花折断層ストリップマップ, 地質調査所
- (146) 京都市消防局防災対策室(2001)：京都の活断層, 京都市
- (147) 京都市地域活断層調査委員会(2004)：京都盆地の地下構造を南北に分ける宇治川断層の第四紀断層活動, 活断層研究, Vol. 24, p. 139—p. 156
- (148) 吉岡敏和・苅谷愛彦・七山太・岡田篤正・竹村恵二(1998b)：トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と 1662 年寛文地震, 日本地震学会, 地震第 2 輯, Vol. 51, p. 83—p. 97
- (149) 杉山雄一・下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・水野清秀・吉岡敏和・小松原琢・七山太・苅谷愛彦・吾妻崇・伏島祐一郎・佃栄吉・寒川旭・須貝俊彦(1999)：近畿三角地帯における主要活断層の調査結果と地震

- 危険度, 地質調査所速報, No. EQ/99/3, 平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書, p. 285-p. 309
- (150) 地質調査所活断層研究グループ(2000) : 近畿三角帯における活断層調査 - 主要活断層の活動履歴と地震危険度 -, 第四紀研究, Vol. 39, No. 4, p. 289-p. 301
- (151) 吉岡敏和・宍倉正展・細矢卓志・徳田博明・山口弘志(2002) : 花折断層南部の過去 2 回の活動時期 - 京都市修学院地区におけるトレンチ調査結果, 活断層研究, Vol. 21, p. 59-p. 65
- (152) 水野清秀・小松原琢・七山太・寒川旭・山崎博史(1997) : 琵琶湖西岸断層系の活動性調査, 地質調査所研究資料集 No. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書) , p. 23-p. 35
- (153) 水野清秀・小松原琢(1999) : 琵琶湖西岸断層系堅田断層及び今津 - 高島沖湖底断層の補備調査, 地質調査所速報, No. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書) , p. 215-p. 224
- (154) 小松原琢・水野清秀・寒川旭・七山太(1998a) : 琵琶湖西岸断層系・饗庭野断層のトレンチ掘削調査 (補備調査) , 地質調査所速報, No. EQ/98/1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書) , p. 125-p. 136
- (155) 小松原琢・水野清秀・寒川旭・七山太・木下博久・松木宏彰・新見健・吉村辰朗・井上基・居川信之・葛原秀雄・中村美重・関司高志・横井川博之(1998b) : 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, Vol. 49, No. 9, p. 447-p. 460
- (156) 小松原琢・水野清秀・寒川旭・七山太・木下博久・新見健・間野道子・吉村辰朗・井上基・葛原秀雄・関司高志・中村美重・横井川博之(1999b) : 琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の活動履歴, 地震第 2

輯, Vol. 51, p. 379—p. 394

- (157) 小松原琢・水野清秀・松山紀香(2001)：琵琶湖西岸活断層系南部, 特に堅田断層の補備調査, 活断層・古地震研究報告, No. 1, p. 115—p. 131
- (158) 小松原琢・水野清秀・松山紀香・細矢卓志・徳田博明・藤根久(2002)：琵琶湖西岸活断層系南部・堅田断層の活動履歴調査, 活断層・古地震研究報告, No. 2, p. 91—p. 107
- (159) 植村善博・太井子宏和(1990)：琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷, 地理学評論, Ser. A, , Vol. 63, No. 11, p. 722—p. 740
- (160) 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所(2007)：大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成18年度)成果報告書, 822p
- (161) 吉岡敏和・宮下由香里・杉山雄一(2000b)：琵琶湖西岸断層系酒波断層の活動履歴調査, 地質調査所速報, No. EQ/00/2(平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書), p. 119—p. 126
- (162) 東郷正美(2000)：微小地形による活断層判読, 古今書院
- (163) 産業技術総合研究所(2007)：琵琶湖西岸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. H18-5
- (164) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)：濃尾断層帯の長期評価について
- (165) 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎(2001)：日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史(200万分の1)及び同説明書, 海洋調査技術学会海域地質構造マップ

ワーキンググループ, vol. 13, no. 1, p. 27–p. 53

- (166) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 柳田誠, 守田益宗, 古澤明, 藤原治, 守屋俊文, 中川毅, 宮城豊彦(2006) : 東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による過去 30 万年間の古気候変動, 第四紀研究, Vol. 45, No. 4, p. 275–p. 286
- (167) 狩野謙一, 村田明広(1998) : 構造地質学, 朝倉書店
- (168) 日本原子力発電(2012) : 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価のうち完新世に関する津波堆積物調査の結果について
- (169) K. Berryman, N. Chapman, W. Epstein, H. Kato, K. Okumura, P. Villamor and P. Yanev(2013):International Review of the 2nd JAPC Report (July 2013) on Fracturing at the Tsuruga Nuclear Power Plant
- (170) N. Chapman, K. Berryman, W. Epstein, H. Kato, N. Litchfield, K. Okumura(2014): Evaluation of Faults Near the Tsuruga Nuclear Power Plant