

リニアメントが判読される。また、敦賀平野には段丘が発達しないのに対し、笙の川扇頂部より上流側には段丘が発達することから、第 1.3.120 図に示す矢印を結んだ付近を境に、隆起・沈降境界が想定される。したがって、想定した隆起・沈降境界を横断するように、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 1.3.120 図）。

反射法地震探査の結果を第 1.3.121 図、P 波について弾性波トモグラフィ解析を行った結果を第 1.3.121 図に示す。

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笙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 1.3.122 図）。これらのことから隆起・沈降境界に相当する位置（P 波：CMP1300 付近）に東側隆起の断層が推定される。Br-S3 孔では、深度 75.5m に主断層が確認された。この主断層（見かけの傾斜  $64^{\circ}$ ）の CT 画像解析の結果、右横ずれ・逆断層センスを示す変形指標が認められる（第 1.3.123 図）。条線観察を行った結果、主断層面の条線角度は  $42^{\circ}$  NE を示す（第 1.3.124 図）。研磨片・薄片観察を行った結果、主断層面では右横ずれ・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 1.3.125 図、第 1.3.126 図）。主断層面の走向が敦賀断層の一般走向に一致すると仮定すると、現在の広域応力場から推定される運動センスと調和的であることから、本断層は敦賀断層に対応する活断層であると判断される。なお、Br-S4 と Br-S2 の扇状地性の礫層に着目すると、Br-S4 では後氷期の扇状

地性礫層しか認められないのに対し、Br-S2 ではより古い扇状地性礫層が厚く堆積している。このことから、Br-S4 と Br-S2 間に派生断層が推定される（第 1.3.122 図）。

反射法地震探査、ボーリングで確認された敦賀断層が確認された位置の上盤側に相当する笙の川に沿って段丘調査を行い、敦賀断層の活動性について検討した。その結果、Mf 面（河成中位段丘面：MIS6）と L2 面（低位段丘面：MIS2）の比高（TT 値（吉山・柳田(1995)<sup>(148)</sup>））は、約 12m であり、その隆起速度は 0.12m/kyr となる。一方、断層下盤に相当する敦賀平野では、Br-S2 孔において扇状地堆積物に挟まれる深度 23.6m 付近の細粒堆積物中に大山最下部火山灰（約 23 万年前）に対比される火山灰が検出された。この結果からは、敦賀平野は沈降傾向にあると推定され、その沈降速度は、約 0.1m/kyr となる。以上より、敦賀断層の鉛直方向の平均変位速度は約 0.12m/kyr ～ 約 0.22m/kyr となる（第 1.3.127 図、第 1.3.128 図）。また、1948 年米軍撮影の空中写真を使った地形判読によれば、笙の川右岸の坂下付近に敦賀断層の一般走向とほぼ同じ走向の低崖（比高約 3m）が認められる。この低崖は河川の流下方向とほぼ直交するが、成因は不明である。仮に沖積面に変位を与える断層崖であるとする、後氷期以降に最新活動があった可能性がある。

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 中に狭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。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  $20,340 \pm 220$  y.B.P. ～  $23,510 \pm 160$  y.B.P. である（第

1.3.129 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－丹波帯中・古生層の混在岩を境する断層が認められる(第 1.3.130 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 1.3.131 図、第 1.3.132 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 1.3.133 図、第 1.3.134 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 1.3.135 図、第 1.3.136 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の赤坂山南西方(Loc.Tt-1)では、美濃－丹波帯中・古生層のチャートの健岩に挟まれた 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 1.3.137 図、第 1.3.138 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 1.3.139 図～第 1.3.142 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 1.3.143 図～第 1.3.146 図)。

以上の観察・分析結果より、赤坂山南西方(Loc.Tt-2、Loc.Tt-3)で認められた断層は、少なくとも後期更新世以降活動していないと評価する。

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－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－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 1.3.147 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 1.3.148 図、第 1.3.149 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 1.3.150 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、これは現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない (第 1.3.151 図、第 1.3.152 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) で認められた断層は、少なくとも後期更新世以降活動していないと評価する。

#### (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、 $NE-NNE-SSW$  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南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。

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、樫曲北東方から雨谷南方までの約 11km を敦賀北部セグメントと、雨谷南方から大谷山南西方までの約 13km を敦賀南部セグメントと評価する。

最新活動時期については、敦賀北部セグメントは後氷期以降、敦賀南部セグメントは 12 世紀後半～14 世紀末と評価する。

敦賀北部セグメントと敦賀南部セグメントは、活動履歴以外に顕著な差が認められないことから、両セグメントをあわせた約 23km を敦賀断層とし、震源として考慮する活断層と評価する。

#### 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(1985b)<sup>(18)</sup>は、関<sup>せき</sup>峠北西方から山北西方に、WNW－ESE 方向で、一部で南落ち又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<sup>せき</sup>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、一部で北側隆起又は左横ずれの確実度 I～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<sup>せき</sup>付近から<sup>ながたに</sup>長谷付近に、長さ 2km、WNW－ESE 方向で、北側隆起の確実度 I～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、一部で北東側隆起又は左横ずれの確実度 I～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、一部で北側隆起又は左横ずれの活断層を示している。

今泉他編(2018)<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、南側隆起又は北側隆起の活断層を示している。

堤他(2005c)<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又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>(88)</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>(100)</sup>及び杉山他(1998a)<sup>(99)</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 y.B.P.～約 24,000y.B.P.の地層に約 5m～約 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、最新活動は 510 年 BP～230 年 BP 頃（西暦 1425 年～1665 年頃）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 0.1/千年～約 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。

栗本他(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>(149)</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>(150)</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～4 回の断層活動を推定し、1 回当たりの変位量を約 1.7m～約 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<sub>8</sub>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>(149)</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、あわせた断層長は約 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



滋賀県長浜市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 1.3.153 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、こつてさき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 1.3.2 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 1.3.154 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 1.3.155 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 1.3.155 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 1.3.156 図に、地質断面図を第 1.3.157 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～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、リニアメントを境に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 1.3.158 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又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 1.3.159 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° E/80° E)が認められた(第 1.3.160 図、第 1.3.161 図)。この断層を覆う上載層について放射性炭素〔<sup>14</sup>C〕年代を測定した結果、最新活動時期は G 層(1,110 ± 20y.B.P.) 堆積後、C 層～F 層(100 y.B.P.～390 y.B.P.) 堆積以前である。この結果は、杉山他(1998a)<sup>(99)</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、主断層面の走向傾斜：N38° E/85° NW)を含む破碎幅約 80cm 以上の断層が認められた(第 1.3.162 図、第 1.3.163 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° NE を示す(第 1.3.164 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、繰り返し活動を示唆する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 1.3.165 図、第 1.3.166 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 1.3.167 図に、海上音波探査記録及び地質断面図を第 1.3.168 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 1.3.169 図及び第 1.3.170 図に、鉛直変位量分布図を第 1.3.171 図に、傾斜角分布図を第 1.3.172 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～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鉛直変位量は、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。

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、F－67 断層の北東方には、音波散乱層の影響等で不明瞭な部分が存在するが、福井県(1997)<sup>(102)</sup>で実施された海上音波探査測線(Line6)によれば、同断層延長部付近に断層による変位・変形は認められない。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。C層上面を基準としたF-67及びF-68断層の鉛直変位量は、北方及び南方に向かって終息する。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。

#### (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、海域の大グリ付近から大陸棚外縁付近に認められるR層上面等の高まりの南西縁の断層群（F-69・70a、F-71・72・75及びF-75・76・78断層）と北西縁の断層群（F-67及びF-68断層）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不連続であり、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、陸域の野坂断層からF-81断層までの約12kmを野坂セグメント、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、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と評価する。

最新活動時期については、野坂断層は西暦1425年～1665年頃、B断層は完新世、大陸棚外縁断層は完新世と評価する。

野坂セグメント、Bセグメント及び大陸棚外縁セグメントは、それぞれ野坂断層、B断層及び大陸棚外縁断層とし、いずれも震源として考慮する活断層と評価する。

野坂断層、B断層及び大陸棚外縁断層の連動性について検討した結果、B断層の北端を除いて、各断層の端部で鉛直変位量が終息すること、野坂断層とB断層の間にR層の張出しが認められるものの、走向傾斜は調和的であり、一直線上に分布していること、B断層は北西端で変形幅を広げ、大陸棚外縁断層とはT字状に接していること、野坂断層の最新活動時期は15世紀～17世紀と推定されるものの、明確にはなっていないことから、これらの断層が連動する可能性は否定できず、3断層全ての連動(約49km)を考慮するものとする。

#### 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(1985b)<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、主に東側隆起の確実度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、主に東側隆起の確実度Ⅰ～Ⅱの活断層を示し、その活動度をB～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、両者をあ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。

今泉他編(2018)<sup>(34)</sup>は、久々子東方から新道東方に、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、岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>に示される日向断層とあわせて、三方断層帯としている。

岡田(1984)<sup>(92)</sup>は、三方五湖低地の形成過程と地殻運動について全般的に述べている。また、三方上中郡若狭町相田<sup>あいだ</sup>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> 及び中江他(2002)<sup>(8)</sup>では、久々子湖東岸付近から倉見峠南東方にかけて長さ約 15km の活断層を示し、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>(151)</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 0.2m／千年～約 0.3m／千年としている。

小松原他(1999a)<sup>(152)</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 年前～約 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>(149)</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沿岸海域までは到達していないとしている。

金田他(2000)<sup>(153)</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～3m 程度隆起したと考えられるとしている。

石村他(2010)<sup>(154)</sup>及び岡田他(2010)<sup>(155)</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又は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>(149)</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、日向断層は日向湖北方約 1.5km まで追跡できるとしている。

井上他(2014)<sup>(156)</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 回当たりの上下変位量は約 2m～約 3m、平均活動間隔は 2000 年～4000 年程度と推定している。

小松原・水野(2009)<sup>(157)</sup>は、史料やトレンチ調査結果から日向断層と花折断層北部は寛文地震時に活動したと考えられるとし、これらの断層の間に位置する三方断層（平安時代以降に活動）も中世以降豊富な史料が残されている若狭地方中部でほかに大きな被害地震が知られていないことから、寛文地震時に活動した可能性が高いとしている。

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 1.3.173 図に示す。

久々子付近から南方の三方上中郡若狭町熊<sup>くまがわ</sup>川にかけて、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 1.3.2 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 1.3.174 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さら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。さら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

地表地質調査結果等に基づき作成した地質図を第 1.3.175 図に、地質断面図を第 1.3.176 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、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、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上中郡若狭町南前川以南では、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－丹波帯中・古生層が分布している。

日向～久々子付近において離水生物遺骸調査を実施した結果、標高約 2m～約 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 1,600calAD～約 1,700calAD の年代値が得られた。これは、日向～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 1.3.177 図）。

日向断層については、小松原他(2000)<sup>(149)</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、H1 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、両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 1.3.178 図）。

久々子南方から上野付近にかけては、日本原電敦賀発電所 2 号炉の建設時点の調査によれば、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～10 数 cm の粘土状破砕部を伴っている。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 1.3.179 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 1.3.180 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 1.3.181 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 1.3.182 図）。火山灰分析の結果、始良<sup>あい</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 1.3.183 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〔 $^{14}\text{C}$ 〕年代測定の結果、この小断層の最新活動時期は  $9,690 \pm 40 \text{ y.B.P.}$ 以降、 $8,880 \pm 30 \text{ y.B.P.}$ 以前である（第 1.3.184 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 1.3.185 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－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。

倉見峠付近から南方にかけて、航空レーザー測量による DEM を用いた詳細な地形判読を実施した結果、倉見峠付近から南方では、リニアメントが東西 2 条に枝分かれする（第 1.3.186 図）。2 条のリニアメントの直下(Loc.M-3、Loc.M-4)及び直下付近



(Loc.M-2)において地表地質調査を実施した。

Loc.M-2 では、下盤側に能登野層、上盤側に緑色岩(美濃－丹波帯)が分布し、崖錐堆積物に覆われる逆断層センスの断層が認められる。断層面は下盤側で比較的明瞭であるが、直線性に乏しく、上部で不明瞭となっている。断層面の走向は  $N30^{\circ}W$  で、高角度の南傾斜である(第 1.3.187 図)。

Loc.M-3 では、美濃・丹波帯の混在岩分布地に、幅 5cm～15cm で砂状破碎部が挟在し、下盤側に 2mm 程度の粘土状破碎部が連続する断層 ( $N7^{\circ}W/88^{\circ}E$ ) が認められる(第 1.3.188 図)。露頭で確認された粘土状破碎部下盤側の条線は  $80^{\circ}L$  であった。粘土～砂状破碎部上でブロック試料を採取し、CT 画像解析及び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、これは現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない(第 1.3.189 図、第 1.3.190 図)。

Loc.M-4 では、美濃－丹波帯中・古生層の砂岩と混在岩に挟まれた断層露頭が認められる(第 1.3.191 図)。破碎帯の幅は約 2.5m であり、固結した角礫状破碎部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 1.3.192 図、第 1.3.193 図)。

また、リニアメントのさらに南方(Loc.Mt-1)には同方向の破碎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>に示されるリニアメントの南端付近については、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、顕著な破碎は認められない。さらに南方のリニアメント谷部でも顕著な破碎は認められない(第 1.3.194 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) 海上音波探査結果等

海底地形図を第 1.3.195 図に、海上音波探査記録及び地質断面図を第 1.3.196 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 層上面の鉛直変位量分布図を第 1.3.197 図に示す。

日向～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 2m～約 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 1.3.195 図）。

日向～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 1.3.169 図、第 1.3.170 図）。

この高まりの西縁の小松原他(2000)<sup>(149)</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、この南方には左雁行して陸域の三方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 1.3.197 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。陸域の三方断層の北方延長、久々子沖合では C 層上面に断層による変位・変形は認められない。

なお、この断層のさらに北方には、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<sup>こうがさき</sup>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<sup>すが</sup>湖以南に分布する日向断層と、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あわせた約 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。

最新活動時期については、A-日向セグメント及び三方セグメントはともに 1662 年寛文地震と評価する。

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、両セグメントをあわせた約 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。

(4) 敷地を中心とする半径 30km 以遠の主な断層

a. 陸域の主な断層

活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>、佃他(1985a)<sup>(17)</sup>、加藤・杉山(1985b)<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 1.3.198 図及び第 1.3.199 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、一部で西側又は東側隆起、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(2005c)<sup>(41)</sup>、宮内他(2005e)<sup>(43)</sup>、岡田・東郷編(2000)<sup>(32)</sup>、吉岡他(2000a)<sup>(158)</sup>、今泉他編(2018)<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～Ⅱ、活動度C級の鹿ヶ谷断層<sup>ししがたに</sup>、清水山西断層<sup>きよみずやまにし</sup>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粟田口<sup>あわ</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>(159)</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>(160)</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、宇治川を越えてさらに南方には延びないとしている。

活動性について、吉岡他(1998b)<sup>(161)</sup>は、今津町で行っ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 世紀～17 世紀とし、1662 年の寛文地震の可能性が高いとしている。また、東郷他(1997)<sup>(162)</sup>は、同じく途中谷で行ったトレンチ調査の



結果から花折断層の最新活動はおおよそ 1,100 年前以降、すなわち、AD875-AD1028 年（平安時代前期中頃）以降にあったとしている。内閣府中央防災会議(2005)<sup>(163)</sup>は、吉岡他(1998b)<sup>(161)</sup>及び東郷他(1997)<sup>(162)</sup>を引用し、花折断層北部は寛文地震時に活動したことはほぼ確実であるとしている。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>(161)</sup>）。これを受け、杉山他(1999)<sup>(164)</sup>、地質調査所活断層研究グループ(2000)<sup>(165)</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 年前～約 2,500 年前の最新活動時期（吉岡他(2002)<sup>(166)</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はほぼ南北方向に並行する及び花<sup>かざん</sup>山－勧修寺<sup>かんしゅうじ</sup>断層・黄檗<sup>おうばく</sup>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 世紀～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震源として考慮する活断層とし、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<sup>いしば</sup>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、扨戸断層、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 ~ II、活動度 B ~ C 級の活断層群を示している。水野他(1997)<sup>(167)</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>、今泉他編(2018)<sup>(34)</sup>、岡田他(1996b)<sup>(37)</sup>、2009<sup>(36)</sup>、堤他(2005c)<sup>(41)</sup>、宮内他(2005e)<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>(167)</sup>、水野・小松原(1999)<sup>(168)</sup>及び小松原他(1998a)<sup>(169)</sup>、1998b<sup>(170)</sup>、1999b<sup>(171)</sup>、2001<sup>(172)</sup>、2002<sup>(173)</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、上寺断層及び扨戸（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>(174)</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>(168)</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>(175)</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>(171)</sup>は、断層帯北部の饗

庭野断層の最新活動時期が約 2,400 年前～約 3,000 年前である可能性を、吉岡他(2000b)<sup>(176)</sup>も約 2,800 年前～約 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>(177)</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>(178)</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 年～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>(178)</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震源



として考慮する活断層とし、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、温見断層、根尾谷断層、梅原断層等に沿って出現した地震断層を福井県今立郡池田町野尻南方から岐阜県可児市長洞付近までの総延長 70km～80km として示している。なお、加藤・杉山(1985b)<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(2005b)<sup>(179)</sup>は、池田町から福井県大野市南部、岐阜県本巣市、山県市、岐阜市北部、関市を経て美濃加茂市と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（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）、揖斐川断層帯（長さ約 24km）及び武儀川断層（長さ約 29km）に区分している。これらの断層帯はいずれも概ね 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震源として考慮する活断層とし、その長さを約 80km と評価する。

b. 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>、玉木他(1981)<sup>(56)</sup>、活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>、脇田他(1992b)<sup>(25)</sup>、山本他(1993)<sup>(55)</sup>、2000<sup>(54)</sup>、徳山他(2001)<sup>(180)</sup>、海上保安庁水路部(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、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<sub>GA</sub>3、F<sub>GA</sub>4）、大島半島沖の断層（F<sub>GA</sub>7）、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<sub>G</sub>1）及び脇田他(1992b)<sup>(25)</sup>に示される隠岐舟状海盆しゅうじょうかいぼん付近の断層（F<sub>GA</sub>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 1.3.200 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 1.3.6 表及び第 1.3.201 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日本原電の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-103、F-104 及び F-105 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、隆起方向が一樣ではない。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、震源として考慮する活断層と評価する。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、

震源として考慮する活断層と評価する。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>GA</sub>4 西部断層及び約 17km の区間を F<sub>GA</sub>4 北部断層とし、震源として考慮する活断層と評価する。

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、両断層をあわせた約 35km を震源として考慮する活断層と評価する。

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、<sup>まつだし</sup>松出シ及びゲンタツ瀬付近で 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、震源として考慮する活断層と評価する。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、震源として考慮する活断層と評価する。なお、この評価については、「6.2.2.5 行政機関の波源モデルによる津波」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、以下「石油公団」という。）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<sub>AR</sub>22 西部断層と呼び、震源として考慮する活断層と評価する。なお、この評価については、「6.2.2.5 行政機関の波源モデルによる津波」にて詳述する。

F<sub>AR</sub>21 については、地質調査所及び石油公団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が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<sub>AR</sub>21（西部・中央・東部）断層と呼び、震源として考慮する活断層と評価する。なお、この評価については、「6.2.2.5 行政機関の波源モデルによる津波」にて詳述する。

#### (5) その他の断層

敷地を中心とする半径約 30km の範囲及びそれ以遠には、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、リニアメント等が示されており、変動地形学的調査結果や海上音波探査の解析結果によっても、文献で示されている位置付近に活断層、リニアメント等が認められるが、これらの断層、リニアメント等については、長さとし敷地からの距離を考慮すると、敷地に与える影響は小さいものと判断した。

## 1.4 敷地近傍の地質・地質構造

### 1.4.1 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>、今泉他編(2018)<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、航空レーザー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が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、文献調査及び変動地形学的調査の結果に基づき、変動地形の可能性が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。

### 1.4.2 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。

#### 1.4.2.1 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第 1.4.1 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～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>蛸が岳（標高 686m）から<sup>さいほう</sup>西方が岳（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～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の他に L-1～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 1.4.2 図に示す。

#### 1.4.2.2 敷地近傍の地質

敷地近傍陸域の地質層序表を第 1.4.1 表に示す。また、敷地近傍陸域の地質図を第 1.4.3 図に、地質断面図を第 1.4.4 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－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－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<sup>きかい</sup>鬼界アカホヤテフラ（K-Ah：約 7,300 年前：町田・新井(2011)<sup>(89)</sup>）及び<sup>うつりょうおき</sup>鬱陵隠岐テフラ（U-Ok：約 10,700 年前：町田・新井(2011)<sup>(89)</sup>）、B 層からは<sup>あい</sup>始良

Tn テフラ (AT : 約 2.6 万年前～約 2.9 万年前 : 町田・新井(2011)<sup>(89)</sup>)  
及び OkT1 テフラ (OkT1 : 約 12.5 万年前 : 佐々木他(2006)<sup>(181)</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～数 m 程度である。主に暗緑色～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 19.6Ma であること、末岡他(2016)<sup>(74)</sup>及び梅田他(2013)<sup>(75)</sup>による  
と、もんじゅ敷地内のドレライトのカリウム－アルゴン法の年代値  
が約 18.8Ma～約 19.1Ma、敦賀発電所敷地内のドレライトのカリウ  
ム－アルゴン法の年代値は約 21.1Ma とされていることから、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) 美濃一丹波帯中・古生層

美濃一丹波帯中・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～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～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>は、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。

#### 1.4.2.3 敷地近傍の地質構造

##### (1) 敷地近傍の地質構造の概要

敷地近傍陸域の江若花崗岩に認められる破碎帯の走向は、N－S～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～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へき開面の走向、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、白木沖や敦賀半島の北西方沖の 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。

## (2) 敷地近傍の断層及びリニアメント

変動地形学的調査結果から認められた 8 条のリニアメントに加えて、敷地前面海域において実施した海上音波探査の結果、並びに既往の海上音波探査記録の再解析結果により認められた敦賀半島の北西方沖の断層群（以下「C 断層」という。）について、以下に述べるように詳細な検討を実施し、評価した。

### a. L－1 リニアメント

#### (a) 文献調査結果

判読した本リニアメント位置付近に、変動地形やリニアメント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 1.4.5 図に示す。

蛸<sup>きざえ</sup>が岳西方から竹波北東方に至る区間に ENE－WSW～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 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 1.4.6 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 1.4.7 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 1.4.8 図）。この連続露頭に破碎帯は認められず、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 1.4.9 図）。

L-1 リニアメントの南西側の d 地点～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、巨礫を多く含むこともあり、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 1.4.6 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碎帯が認められず、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、節理密集部による組織地形（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、震源として考慮する活断層ではないと評価する。

#### b. L-2 リニアメント

##### (a) 文献調査結果

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、確実度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、確実度Ⅱ、活動度C級の西方ヶ岳リニアメントを示している。

今泉他編(2018)<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、左横ずれの南西側隆起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 1.4.10 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 1.4.11 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～b 地点の詳細ルートマップを第 1.4.12 図に示す。

本地点では、2 か所において破碎帯露頭が認められる。

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碎帯が認められる（第 1.4.13 図）。この破碎帯は NNW-SSE 方向、約 74° 西傾斜、幅約 30cm～約 1m で、主として固結した弱破碎変質部からなり、これを切る平面性の高い幅数 cm の未固結の粘土状破碎部が認められた。本破碎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。

粘土状破碎部を含むよう採取したブロック試料では、破碎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° N を示す（第 1.4.14 図）。薄片観察を行った結果、固結した粘土状破碎部と固結した角礫状破碎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 1.4.15 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碎帯が認められる（第 1.4.16 図）。この破碎帯は NW-SE 方向、約 84° 南西傾斜、幅約 20cm で、主として固結した角礫状破碎部からなる。本破碎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 年前～約 2,300 年前の堆積物と考えられる。

固結した角礫状破碎部と弱破碎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は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 1.4.17 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 1.4.18 図に示す。本地点では、リニアメント方向の破碎帯は認められず、主に走向が NW-SE 方向で、高角度北東傾斜の幅約 10cm～約 60cm の節理密集部が認められる（第 1.4.19 図）。

また、c 地点～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碎帯は認められない（第 1.4.20 図）。

L-2 リニアメントの南部の e 地点～h 地点の詳細ルートマップを第 1.4.21 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碎帯が認められる（第 1.4.22 図）。この破碎帯は、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碎部からなり、これを切る平面性の高い幅約 1cm の固結したシルト状破碎部が認められた。このシルト状破碎部の連続性を追跡した結果、この破碎部はトレンチ内でせん滅することが確認された。本破碎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～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。トレンチ内の破碎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碎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 1.4.23 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 1.4.24 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 方向の破碎帯及び NW-SE 方向の節理密集部が認められる。破碎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、未固結の粘土状破碎部の連続性が乏しいか、認められない。

リニアメント南部では、トレンチにおいて、固結した破碎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、トレンチの破碎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、破碎帯を覆う始良 Tn テフラ(AT)以前の第四系には変位が認められない。

以上のことから、L-2 リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、節理、節理密集部及び古い断層による組織地形であると評価する。

#### c. L-3 リニアメント

##### (a) 文献調査結果

判読した本リニアメント位置付近に、変動地形やリニアメント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 1.4.25 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 1.4.26 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、新时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碎帯は認められない（第 1.4.27 図～第 1.4.30 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碎帯が認められず、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、L-3 リニアメントは、節理密集部による組織地形であると判断し、震源として考慮する活断層ではないと評価する。

d. L-4 リニアメント（白木-丹生断層）

(a) 文献調査結果

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～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。

今泉他編（2018）<sup>(34)</sup>は、活断層研究会編(1991)<sup>(31)</sup>に対応する位置に、長さ約 4km、NNE－SSW 方向で、東側隆起又は西側隆起の活断層又は推定活断層を示している。

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  $S_2$  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 1.4.31 図に示す。

白木から丹生に至る区間に、概ね 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

L－4 リニアメント周辺の地質図を第 1.4.32 図に、地質断面図を第 1.4.33 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、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 2m～約 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 1.4.34 図）。

e 地点(Loc.3)における群列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 m～約 2m で、その中に幅約 1cm～約 2cm の軟質な暗褐色粘土状破碎部を挟在する。ボアホールカメラ調査によれば、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 1.4.35 図）。

a 地点(Loc.8)における群列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、ボアホールカメラ調査によれば、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、少なくとも 3 層にまで変位を与えている（第 1.4.36 図）。SNLB-11 のボーリングコアで確認された主すべり層上盤側の観察の結果、約 50° ～約 60° で北落ちの条線が認められ、右ずれ成分を含む（第 1.4.37 図）。

c 地点(Loc.2)における群列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 0.6m～約 1.0m で、幅約 1cm～約 2cm の軟質な暗褐色粘土状破碎部を挟在し、ボアホールカメラ調査によれば、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ている(第 1.4.38 図)。Loc.2-4 のボーリングコアで確認された白木一丹生断層の中軸部の観察の結果、繰り返し活動を示唆する層状構造が認められる(第 1.4.39 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  $9,010\pm 50\text{y.B.P.}$  ～  $9,810\pm 50\text{y.B.P.}$  及び  $3,730\pm 40\text{y.B.P.}$  ～  $7,720\pm 50\text{y.B.P.}$  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 1.4.40 図)。

(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 1.4.41 図に示す。また、海上音波探査記録の解析から得られた鉛直変位量分布図を第 1.4.42 図に、傾斜角分布図を第 1.4.43 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鉛直変位量は 20m 程度であり、北方に向かって終息するものの、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。また、C 層上面を基準とした F-F 断層の鉛直変位量は南方に向かって終息する。

#### (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、さらに南方海域には 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、鉛直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-丹生セグメントとし、その最新活動時期については、約 9,000 年前以降、約 7,700 年前以前と評価する。

白木-丹生セグメントは白木-丹生断層とし、震源として考

慮する活断層と評価する。

(f) L-4 リニアメント（白木-丹生断層）と敷地間の地質・地質構造

2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震を契機に、敷地内における複数の破碎帯と敷地から約 1km 東に位置する震源として考慮する活断層の白木-丹生断層との地質構造上の関連性が不明確であるとの議論があったことを踏まえ、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念のため確認するため、丹生地区北方山地を対象とした高精度の航空レーザー測量から作成した地形図に基づく地形判読及び判読結果に基づく地表地質調査、丹生地区における反射法地震探査（S 波）及びボーリング調査、敷地内における反射法地震探査（S 波）及びボーリング調査、丹生湾内における海上音波探査、海上ボーリング調査及び海底堆積物調査、また、丹生湾北縁部におけるベイクーブル調査及びボーリング調査を行った。調査位置図を第 1.4.44 図に示す。

地形判読の結果、丹生地区北方山地では、凹地、鞍部及び傾斜変換点からなる微弱な線状構造が認められた（第 1.4.45 図）。線状構造の直下付近において、剥ぎ取り調査を行った結果、一部を除き破碎部が認められた。また、破碎部の走向は線状構造の走向とは一部で斜交する。これらの破碎部の薄片観察を行った結果、最新の熱水変質作用以降、破碎部は活動していない。（第 1.4.46 図）。

反射法地震探査及びベイクーブル調査の結果、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 1.4.47 図～第 1.4.49 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 1.4.50 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 1.4.51 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 1.4.52 図に、地質対比図を第 1.4.53 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-OkI)、始良 Tn テフラ(AT)、OkT1 テフラに対比される未詳 N1 テフラ、美浜テフラ等が検出された。また、花粉分析結果とあわせて、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（第 1.4.53 図）。

山地平野境界付近で実施したボーリング調査の結果、破碎部を確認したが、薄片観察を行った結果、最新の熱水変質作用以降、破碎部は活動していない（第 1.4.54 図～第 1.4.60 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と評価する。

#### e. L-5 リニアメント

##### (a) 文献調査結果

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 1.4.61 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 1.4.62 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。

西側のリニアメント付近の f 地点～g 地点間の谷底部に破碎帯が認められる（第 1.4.63 図、第 1.4.64 図）。この破碎帯は、NE-SW～ENE-WSW 方向で、南に高角度に傾斜する。破碎帯は固結した角礫状～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～角礫状破碎部（N49° E/82° S）を含む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 70° SW を示す（第 1.4.65 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 1.4.66 図、第 1.4.67 図）。h 地点～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 1.4.68 図）。露頭には破碎帯が認められず、NE-SW～NNE-SSW 方向で、約 60° 南傾斜の幅約 1m の節理密集部が認められる（第 1.4.69 図）。

東側のリニアメントの k 地点～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 1.4.70 図）。リニアメント付近の露頭に破碎帯は認められず、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

L-5 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碎部が認められ、最新活動時の運動センスは、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない。また、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密集部及び古い断層による組織地形であり、また、東側のリニアメントは節理による組織地形であると判断し、それぞれ震源として考慮する活断層ではないと評価する。

#### f. L-6 リニアメント

##### (a) 文献調査結果

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、確実度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 1.4.71 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～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 1.4.72 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 1.4.73 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～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 1.4.74 図、第 1.4.75 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 1.4.76 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 1.4.77 図、第 1.4.78 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 1.4.79 図、第 1.4.80 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 1.4.81 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 1.4.82 図、第 1.4.83 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、また、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おり、その最新活動時の運動センスは、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない。

以上のことから、L-6 リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層による組織地形であると評価する。

g. L-7 リニアメント

(a) 文献調査結果

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 1.4.84 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 1.4.85 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～b 地点付近の詳細ルートマップを第 1.4.86 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 1m～約 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、



固結した角礫状破碎部を切る平面性の高い軟質な灰白色粘土状破碎部が認められるが、露頭内においてせん滅している（第 1.4.87 図、第 1.4.88 図）。固結した角礫状破碎部（N17° E／78° 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° SW を示す（第 1.4.89 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 1.4.90 図、第 1.4.91 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碎帯が認められたが、角礫状破碎部は固結しており、角礫状破碎部を切る軟質な粘土状破碎部は露頭内でせん滅している。また、その最新活動時の運動センスは、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない。

以上のことから、L-7 リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層による組織地形であると評価する。

#### h. L-8 リニアメント

##### (a) 文献調査結果

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<sup>くつみ</sup>沓見北方に、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 1.4.92 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 1.4.93 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碎帯は認められず、リニアメントの方向に調和的な節理が認められる（第 1.4.94 図～第 1.4.97 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碎帯が認められる（第 1.4.98 図）。破碎帯の幅は約 0.5m～約 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 1cm～約 3cm の固結した灰白色～淡褐色礫混じり粘土状破碎部を伴う（第 1.4.99 図、第 1.4.100 図）。固結した粘土状破碎部（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 1.4.101 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 1.4.102 図、第 1.4.103 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碎部が認められず、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碎帯が認められ、粘土状破碎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、L-8 リニアメントは、少なくとも後期更新世以降の活動は認められず、震源として考慮する活断層ではないと評価する。なお、本リニアメントは、古い断層による組織地形であると評価する。

#### i. C 断層（敦賀半島北西方の海域断層群）

(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>(149)</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 2km～8km、N-S～NE-SW 方向で、東側又は南東側隆起の推定活断層群を示し、若狭湾断層群  $S_3 \sim S_7$  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 1.4.104 図に示す。また、海上音波探査記録の解析から得られた鉛直変位量分布図を第 1.4.105 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。これらの断層は、一部区間を除いて後期更新世以降の活動が認められる。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 断層が分布し、後期更新世以降の活動が認められる。

C 層上面を基準とした鉛直変位量は、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。

F-54・55 断層は A 層中の高海水準期堆積体（約 6,000 年前以降）に変形を及ぼしており、海底面にもシャープな変形が認められることから、最新活動時期は約 6,000 年前以降と考えられる（第 1.4.106 図）。

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~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鉛直変位量は、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される。

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 北西部セグメント、F-49 断層の約 7km を C 北東部セグメント、F-52・56・64a 断層から F-64b 断層までの約 11km を C 南部セグメントと評価し、その最新活動時期については、C 北西部セグメントは完新世、C 北東部セグメントは完新世、C 南部セグメントは約 6,000 年前以降と評価する。



これらのセグメントは、屈曲や分岐等の特徴を有する複数の小断層からなり、その断層分布にはステップや不連続が認められるものの、近接して分布していることから一連の起震断層として評価し、C北西部セグメント及びC南部セグメント並びにC北東部セグメント及びC南部セグメントをそれぞれあわせた約 18km をC断層とし、震源として考慮する活断層と評価する。

## 1.5 敷地の地質・地質構造

### 1.5.1 調査内容

敷地の地質・地質構造を把握するため、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、試掘坑調査等を実施した。その結果に基づき、敷地の地質・地質構造について検討を実施した。敷地内の地質調査位置図を第 1.5.1 図に示す。

#### 1.5.1.1 地表地質調査

敷地の地質及び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、変動地形学的調査、ボーリング調査等の調査結果とあわせて、原縮尺 5 千分の 1 の地質図を作成して検討を行った。

#### 1.5.1.2 ボーリング調査

敷地の地質及び地質構造についての資料を得るため、第 1.5.1 図に示す位置に 448 本、総延長約 17,490m のボーリング調査を実施した。

採取したボーリングコアは、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に必要に応じてボアホールテレビ調査を行い、地質断面図を作成した。

#### 1.5.1.3 試掘坑調査

敷地の地質及び地質構造を直接観察するため、第 1.5.1 図に示す位置に掘削した。

これらの試掘坑において、地質の分布、構成岩石、岩質、地層の走向・傾斜、破碎帯の分布等を直接観察して、原縮尺 100 分の 1 の試掘坑展開図を作成した。

#### 1.5.1.4 トレンチ調査及び剥ぎ取り調査

敷地内の破碎帯の性状等を検討するため、第 1.5.1 図に示す位置でトレンチ調査及び剥ぎ取り調査を実施した。

## 1.5.2 調査結果

### 1.5.2.1 敷地の地形

航空レーザー測量により作成した敷地の地形図を第 1.5.2 図に示す。  
また、発電所建設前の敷地の地形面区分図を第 1.5.3 図に示す。

敷地は、敦賀半島西側の丹生湾を形成する岬角部<sup>こうかく</sup>に位置する。

敷地の西部にあたる美浜発電所 1 号炉及び 2 号炉の南西から 3 号炉の北方にかけて、標高 82m、76m 及び 61m の三つの丘陵がほぼ南北に連なっており、後 2 者間にアゴ越と呼ばれる標高 5m 余りの低地があった。敷地の東部は西部の丘陵に続いて、南から北に丹生湾内に突出する砂嘴様沖積低地となっていた。この沖積低地の南北の長さは約 700m、東西の幅は最大約 300m であった。また、山間の河谷に沿って崖錐面・小扇状地面が分布していた。

丹生湾で実施したサイドスキャンソナー及びマルチビーム測深により作成した海底地形図を第 1.5.4 図に示す。沖積低地の丹生湾湾口部は、幅が約 400m であり、水深は約 3m と比較的浅い。一方、丹生湾湾奥部は、湾口部に比べて幅が広がり、最大水深は約 13m である。

### 1.5.2.2 敷地の地質

調査結果に基づき作成した敷地の地質図及び地質断面図をそれぞれ第 1.5.5 図及び第 1.5.6 図に、敷地の地質層序表を第 1.5.1 表に示す。  
また、敷地内の熱水による変質区分を第 1.5.2 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より構成される。江若花崗岩中には多くの節理がある。また、敷地内は全体的に熱水変質作用を被っており、破碎帯の近傍では特に強く熱水変質作用を被っている。当該地域においては、ドレライト貫入時期以降の熱水活動は知られておらず、また、第四紀火山は存在しないことから、少なくとも後期更新世以降の熱水活動はないと判断される。

#### (1) 江若花崗岩

敷地で確認できる江若花崗岩は、細粒黒雲母花崗岩及び粗粒黒雲

母花崗岩である。

細粒黒雲母花崗岩は敷地全体に広く分布し、細粒の完晶質等粒状で、石英、カリ長石、斜長石及び少量の黒雲母からなるものと、完晶質斑状で、粗粒の石英、カリ長石及び斜長石の斑晶とこれらの間を充填する細粒の石英、カリ長石、斜長石及び黒雲母からなるものがある。両者の境界は、漸移的で分布形状に規則性を持たない。新鮮部では、灰緑色～灰色、風化部では黄褐色を呈する。また、熱水変質作用を被り、局所的に粘土化が進んだ箇所も見られる。

粗粒黒雲母花崗岩は敷地の西部及び北部に分布し、完晶質斑状で、石英、カリ長石、斜長石及び少量の黒雲母からなる。新鮮部では灰色～淡桃色、風化部では褐色を呈する。

細粒黒雲母花崗岩についてカリウム－アルゴン法による年代測定を実施した結果、約 64.0Ma～約 64.9Ma であることから、後期白亜紀～古第三紀に貫入したと判断される。

## (2) ドレライト

ドレライトは黒色を呈し、斜長石及び輝石の斑晶が認められる緻密で健硬な岩石である。岩脈として江若花崗岩に貫入し、小規模に分布する。境界部には細粒となった急冷周縁相が見られる。

カリウム－アルゴン法による年代測定を実施した結果、約 19.6Ma であることから、新第三紀中新世に貫入したと判断される。

## (3) 第四系

第四系は、主に沖積層からなる。

沖積層は、沖積低地に分布しており、砂及びシルトを主体としている。

### 1.5.2.3 敷地の地質構造

敷地に分布する江若花崗岩には、多くの節理があり、これらの走向は NE－SW 方向が卓越している。地表地質調査の結果、以下のとおり江若花崗岩中の破碎部露頭が確認された。主に節理の卓越方向と同じ NE－SW 方向の破碎部である。節理、破碎部のいずれも中～高角度で



傾斜している。

3号炉北東方の露頭(AMS-21)では、幅約 80cm の固結した角礫状破碎部 (N28° E/72° NW) が認められた。破碎部を覆う礫層に変位・変形は認められない(第 1.5.7 図)。

3号炉北方の露頭(AMUK-5)では、幅約 20cm～約 80cm の固結した角礫状破碎部 (N43° E/71° SE) が認められた。連続性に富む主断層面は認められない(第 1.5.8 図)。

3号炉西方の露頭(AMS-19)では、幅約 15cm～約 80cm の固結した角礫状破碎部 (N30° E/81° E) が認められた。この破碎部は、海蝕洞の約 20m 奥で幅数 mm 程度に狭くなる(第 1.5.9 図)。また、露頭(AMS-20)では、幅約 0.2cm～約 40cm の固結した角礫状破碎部 (N46° E/72° E) が認められた。露頭上部及び下部の岩盤中で破碎幅が縮小し、下部では幅約 0.2cm～約 2cm の固結砂状破碎部に移行する(第 1.5.10 図)。

3号炉南西方の露頭(AMS-16)では、幅約 0.1cm～約 50cm の固結した角礫状破碎部 (N46° E/68° S) が認められた。破碎部の左縁に沿って約 0.1cm～約 0.5cm の暗褐灰色粘土が狭在している。この破碎部は、露頭の上方で N30° E 方向の節理に移行し、下部も節理に沿って幅が狭くなる(第 1.5.11 図)。

3号炉北方のアゴ越付近では粘土状破碎部が 2 箇所 (AG-1、AG-2) 認められた。

西側の破碎部露頭(AG-1)は、走向・傾斜 N73° E/85° N であり、破碎幅は約 7cm～約 15cm、粘土状破碎部と粘土混じり角礫状破碎部からなる(第 1.5.12 図)。露頭において条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 70° SW を示す(第 1.5.13 図)。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は左横ずれを伴う正断層センスである。薄片観察を行った結果、最新面及びその周辺には粘土鉱物が網目状に発達し、最新面を横断する粘土鉱物脈が認められ、変形していない(第 1.5.14 図、第 1.5.15 図)。

粘土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、スメク

タイト、雲母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成していることから、熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.5.16 図）。

東側の破碎部露頭(AG-2)は、走向・傾斜 N56° E／85° N、破碎幅は約 0.3cm～約 14cm、粘土状破碎部と粘土混じり角礫状破碎部からなり、最新面に直交する方向に粘土脈が分布している（第 1.5.17 図、第 1.5.18 図）。条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 45° NE を示す（第 1.5.19 図）。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は右横ずれを伴う正断層センスを示す（第 1.5.20 図）。薄片観察を行った結果、最新面及びその周辺には粘土鉱物が網目状に発達し、最新面を横断する粘土鉱物脈が認められ、変形していない（第 1.5.21 図）。粘土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、スメクタイト、雲母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成していることから、熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.5.22 図）。

以上のことから、敷地で認められた破碎部（AMS-21、AMUK-5、AMS-19、AMS-20、AMS-16、AG-1、AG-2）は、その性状から少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、震源として考慮する活断層ではないものと評価する。

## 1.6 原子炉施設（特定重大事故等対処施設を除く）設置位置付近の地質・地質構造及び地盤



その他の特定重大事故等対処施設の地質・地質構造及び地盤については、「1.8 特定重大事故等対処施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤」に記載する。

### 1.6.1 調査内容

#### (1) 地表弾性波探査

原子炉施設設置位置付近の地層の概略分布を検討するため、敷地内において 10 測線、延長約 3.3km の弾性波探査を実施した。このうち、原子炉施設設置位置付近で実施した弾性波探査は、第 1.6.1 図に示すとおりである。

地表の測線上に約 5m 間隔で受振器を設け、少量のダイナマイト爆発によって生じる弾性波の伝播速度を測定した。

#### (2) ボーリング調査

地質及び地質構造についての資料を得るため、敷地内においてボーリング調査を実施した。このうち、原子炉施設設置位置付近で実施したボーリングは、第 1.5.1 図に示すとおりである。

掘削はロータリー型ボーリング機を使用し、孔径 66mm～86mm のオールコアボーリングとした。また、掘進速度等の管理を厳密に行いコア採取率の向上を図った。

採取したボーリングコアの結果に基づいて地質断面図を作成し、地質及び地質構造についての検討を行った。

なお、地震計設置並びに地下深部までの地質及び地盤物性を把握するため、地下約 1,100m までのボーリングを実施した。

#### (3) 試掘坑調査

発電所の重要施設の基礎岩盤を直接観察することにより地質及び地

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので、公開することはできません。

質構造の調査精度を上げるため、試掘坑による調査を実施した。試掘坑は第 1.5.1 図に示すように、E.L.+0m の位置に延長約 260m 掘削した。

(4) トレンチ調査及び剥ぎ取り調査

原子炉施設設置位置付近の地質及び地質構造についての資料を得るため、第 1.5.1 図に示す位置において、トレンチ調査及び剥ぎ取り調査を実施した。

(5) 反射法地震探査

原子炉施設設置位置付近の 3 次元地下構造を把握するため、2 測線、延長約 1.3km の反射法地震探査を実施した。

探査は、震源車を用いて人工的に振動を発生させ、測線上に約 10m 間隔に受振器を設けて実施した。なお、発振点は約 10m 間隔で行い、垂直重合数は 4 回～6 回とした。探査測線及び解析断面位置は第 1.6.2 図に示すとおりである。

(6) 地下水調査

地下水位及び地下水勾配を把握するために、第 1.6.3 図に示すボーリング孔を利用して、地下水位を測定した。

(7) 岩石試験

原子炉施設設置位置付近における岩盤の物理的及び力学的性質を明らかにするため、ボーリングにより得られた試料から、物理試験及び力学試験を実施した。

a. 試料

(a) 試料の採取位置

第 1.6.4 図に示す位置において、ボーリングにより試料を採取し、これから円柱供試体を作成した。

(b) 供試体

一軸圧縮試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm、引張試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 5cm、三軸圧縮試験用供試体は、直径約 5cm、長さ約 10cm のものをそれぞれ標準として用いた。

b. 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、引張（圧裂）強度等を測定した。また、三軸圧縮試験により、せん断強度及び内部摩擦角を測定した。

#### c. 試験方法

##### (a) 一軸圧縮試験

2006 年度に実施したボーリングにより得られた試料については、JIS M 0302（岩石の圧縮強さ試験方法）に準拠した。

##### (b) 引張試験

試験は JIS M 0303（岩石の引張強さ試験方法）に準拠した。

##### (c) 三軸圧縮試験

試験は JGS 2531（岩石の非圧密非排水（UU）三軸圧縮試験方法）に準拠した。

周圧は  $2.0\text{N/mm}^2$ 、 $4.9\text{N/mm}^2$ 、 $9.8\text{N/mm}^2$ 、 $14.7\text{N/mm}^2$  及び  $19.6\text{N/mm}^2$  の 5 段階とした。

#### (8) 岩盤試験

原子炉施設設置位置付近における〔C<sub>L</sub>〕級以上の岩盤の弾性波速度、各種弾性係数等の特性値を調べて基礎岩盤としての適性を検討し、あわせて設計及び施工上の基礎資料を得るため、第 1.5.1 図に示す位置の試掘坑内において、弾性波探査、平板載荷試験、支持力試験及びロックせん断試験を実施した。また、ボーリング孔を利用して P S 検層を実施した。

##### a. 坑内における弾性波探査

構築物の設計に必要な岩盤の動的性質を求めるために、3 号炉試掘坑内で弾性波探査を行い、基礎岩盤の P 波及び S 波の伝播速度並びに動弾性係数を求めた。

試掘坑側壁を測線として約 2.5m 間隔に受振器を設け、少量のダイナマイト爆発によって生じる P 波及び S 波の伝播速度を測定した。

また、坑間の P 波平均伝播速度についても測定した。

##### b. 平板載荷試験

基礎岩盤の静的変形特性を調べるため、平板載荷試験を 1 号及び 2 号炉背後斜面試掘坑内で実施した。

試験位置は第 1.6.5 図に示すとおりである。載荷方向は水平及び鉛直で、〔C<sub>M</sub>〕級岩盤は直径 60cm、〔C<sub>L</sub>〕級岩盤は直径 30cm の円形載荷板を用いて実施した。

載荷パターンは第 1.6.6 図に、試験装置は第 1.6.7 図に示すとおりである。

#### c. 支持力試験

基礎岩盤の支持力特性を調べるため、支持力試験を 1 号及び 2 号炉背後斜面試掘坑内で実施した。

試験位置は第 1.6.8 図に示すとおり 6 箇所を選定し、直径 30cm の円形載荷板を用いて実施した。載荷方向は鉛直で、載荷パターンは第 1.6.9 図に、試験装置は第 1.6.10 図に示すとおりである。

#### d. セン断試験

基礎岩盤のセン断破壊特性を調べるため、ロックセン断試験を 1 号及び 2 号炉背後斜面試掘坑内で実施した。

ロックセン断試験の試験内容は第 1.6.1 表及び第 1.6.2 表に、試験位置は第 1.6.11 図に、試験装置は第 1.6.12 図に示すとおりである。ロックセン断試験用ブロックの大きさは、幅約 60cm、長さ約 60cm、高さ約 30cm である。

#### e. P S 検層

原子炉施設設置位置付近の地盤の深さ方向の動的変形特性を把握するために、ボーリング孔を利用して P S 検層を実施した。

測定は、ボーリング孔の孔壁に受振器を固着し、地表にて P 波、S 波を起振して孔内で受振するダウンホール法及びボーリング孔内に孔中受振計を浮遊させた状態で、孔内水を媒介として P 波、S 波を起振及び受振するサスペンション法によって岩盤の P 波及び S 波の伝播速度を求めた。

P S 検層実施孔は、10 孔、延長約 1,280m で、測定深度の間隔はいずれも 1m である。サスペンション法の測定方法は、第 1.6.13 図

に、測定位置は第 1.6.14 図に示すとおりである。

(9) 〔D〕級岩盤、破砕帯及び土質材料に関する試験

原子炉施設設置位置付近の〔D〕級岩盤、破砕帯及び堆積物・埋戻土・盛土等の土質材料の物理的及び力学的性質を明らかにし、設計及び施工上の基礎資料を得るため、物理試験、三軸圧縮試験等の力学試験及びP S 検層を実施した。

a. 物理試験

〔D〕級岩盤及び土質材料の物理特性を調べるため密度試験を実施した。

試料の採取位置は、第 1.6.15 図に示すとおりである。

b. 強度試験

〔D〕級岩盤及び土質材料の強度及び変形特性を調べるため、ブロックせん断試験及び三軸圧縮試験を実施した。試験の実施位置は、第 1.6.16 図に示すとおりである。

ブロックせん断試験用ブロックの大きさは、幅約 30cm、長さ約 30cm、高さ約 30cm である。

三軸圧縮試験の供試体は、直径約 5cm、高さ約 10cm に整形したものをを用い、周圧は  $0.05\text{N/mm}^2$ 、 $0.10\text{N/mm}^2$ 、 $0.20\text{N/mm}^2$  及び  $0.39\text{N/mm}^2$  の 4 段階とした。

また、破砕帯の強度及び変形特性を調べるため、中型三軸圧縮試験を実施した。

中型三軸圧縮試験における試料の採取位置は、第 1.6.16 図に示すとおりである。

中型三軸圧縮試験の供試体は、直径約 10cm、高さ約 20cm に整形したものをを用い、周圧は  $0.05\text{N/mm}^2$ 、 $0.10\text{N/mm}^2$ 、 $0.20\text{N/mm}^2$  及び  $0.39\text{N/mm}^2$  の 4 段階とした。

c. 動的変形試験

〔D〕級岩盤、破砕帯及び土質材料の動的変形特性を調べるため、P S 検層、繰返し三軸試験及び動的単純せん断試験を実施した。

P S 検層の測定はダウンホール法及びサスペンション法によって

P波及びS波の伝播速度を求めた。実施孔は第 1.6.14 図に示すとおりである。

繰返し三軸試験における試料の採取位置は、第 1.6.17 図に示すとおりである。

繰返し三軸試験は、圧密非排水状態で周波数 1.0Hz の正弦波の繰返し荷重を段階的に載荷した。〔D〕級岩盤の供試体は、直径約 5cm、高さ約 10cm、に整形したものを用いた。

動的単純せん断試験における試料の採取位置は、第 1.6.17 図に示すとおりである。

動的単純せん断試験は、圧密非排水状態で周波数 1.0Hz の正弦波を 11 波載荷した。供試体は、直径約 5cm、高さ約 2cm に整形したものを用いた。

## 1.6.2 調査結果

### (1) 地質

ボーリング調査結果等に基づき作成した原子炉施設設置位置付近の地質水平断面図及び地質鉛直断面図をそれぞれ第 1.6.18 図及び第 1.6.19 図に示す。また、原子炉直下付近の主要ボーリングの地質柱状図を第 1.6.20 図、試掘坑の地質展開図を第 1.6.21 図及び地下約 1,100m までのボーリング調査結果（S1100 孔）を第 1.6.22 図に示す。

原子炉施設設置位置付近の地質は、主に細粒黒雲母花崗岩からなり、ドレライトが一部に貫入し、これらを覆って第四系の堆積物が分布する。

主要ボーリングにおけるボーリングコアの採取率はほぼ 100%であり、基礎岩盤は非常に安定した岩盤であると考えられる。

### (2) 地質構造

原子炉施設設置位置付近の破砕帯の評価に当たっては、耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設との位置関係に留意することとする（「耐震重要施設」とは設計基準対象施設のうち、耐震設計上の重要度分類 S クラスの機器及び系統を支持する建物及び構築物をいう。また、「常設重大事故等対処施設」とは常設耐震重要重大事故防止設備



又は常設重大事故緩和設備が設置される重大事故等対処施設をいう。 ) 。

耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設を設置する地盤及びその近傍では、比較的規模が大きく、連続性が確認されているものとして、B 破碎帯（B 破碎帯から派生する B 北破碎帯を含む。）、C 破碎帯、D 破碎帯、E 破碎帯、Ⅱ－S－3 破碎帯、Ⅱ－S－4 破碎帯、F－M 1－1 破碎帯及び F－M 3－9 破碎帯が認められた。

これらの破碎帯と耐震重要施設及び常設重大事故等対処施設の位置関係を第 1.6.23 図に示す。

破碎帯の性状を詳細に確認するため、剥ぎ取り調査を行った。その結果、敷地に分布する江若花崗岩は全体的に変質 2 以上の熱水変質作用を被っており、上記破碎帯の近傍では特に強い熱水変質作用（変質 3 又は変質 4）を被っている。（第 1.6.24 図）

破碎部から採取した試料で作成した薄片を観察した結果、最新ゾーンは熱水変質により網目状に粘土鉱物が分布し、その変質の範囲は最新ゾーンの外側にまで広がっている。熱水変質は、破碎部及びその近傍ほど強くなっている。また、最新ゾーンと最新面を横断する粘土鉱物脈は、顕微鏡下では光学特性に差が認められず、組織も類似しているため、同一の鉱物群で構成されているものと判断される（第 1.6.25 図）。

これら破碎部の主成分組成をエレクトロンプローブ・マイクロアナライザーによる分析（以下、「EPMA 分析」という。）で確認すると、最新ゾーンと最新面を横断する粘土鉱物脈には分帯が認められないことから、X 線回折法で認められた粘土鉱物は混在していると考えられる（第 1.6.26 図）。

粘土状破碎部、風化部及び新鮮な花崗岩から採取した試料で X 線回折法を行った結果、粘土状破碎部は新鮮花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さくなっており、スメクタイト、雲母粘土鉱物等の粘土鉱物が生成していることから、熱水変質を受けていると判断できる（第 1.6.3 表）。

破碎部からの距離に応じた曹長石化の程度を比較するために EPMA 分析を行った結果、破碎部近傍および周辺は、母岩と比較してアルバイト率が大きく、熱水変質を受けて曹長石化したと判断される（第 1.6.27 図）。

また、破碎部近傍の雲母粘土鉱物について、カリウム－アルゴン法による年代測定を実施した結果、約 59Ma であり、花崗岩より多少若い程度の年代が得られている。

以上より、破碎部の粘土鉱物は熱水変質作用により生成したものであり、熱水変質作用は江若花崗岩の形成やドレライト貫入時期とほぼ同時期であると考えられ、少なくとも後期更新世以降の熱水活動ではない（第 1.6.28 図）。

#### a. 3 号炉設置位置付近の破碎帯

3 号炉付近には、試掘坑調査等の結果から、卓越節理と調和的な NE－SW 方向で東に傾斜する B 破碎帯、C 破碎帯、D 破碎帯及び E 破碎帯が認められた。また、ボーリング調査の結果から、B 破碎帯から派生する B 北破碎帯（西傾斜）が認められた。

剥ぎ取り調査の結果及び変質区分に基づく結果を第 1.6.29 図に示す。

##### (a) B 破碎帯

B 破碎帯は、ボーリング調査の結果、No.4 孔の掘進長 22.4m 付近（N37° E／64° SE、粘土を伴う礫混じり砂状破碎部）、No.5 孔の掘進長 60.6m 付近（N24° E／84° E、砂混じり粘土状破碎部）に認められた（第 1.6.30 図）。

剥ぎ取り調査を行った結果、B 破碎帯は 3UNB 剥ぎ取り部測点 20m 付近（3UNB-B1 破碎部、N33° E／70° S）において強い変質を伴って出現し（第 1.6.31 図）、条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 70° SW 及び 80° NE を示す（第 1.6.32 図）。CT 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められた（第 1.6.33 図）。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造が認めら

れず、最新面及びその周辺に粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面を横断する粘土鉱物脈もあり、変形していない（第 1.6.34 図、第 1.6.35 図）。粘土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト、雲母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成していることから、3UNB-B1 破碎部は熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.6.36 図）。破碎部の最新面に分布する粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、最新面には粘土鉱物（スメクタイト）が晶出し、これらの結晶は破碎されていない（第 1.6.37 図）。

3 号炉背面の山頂付近においてトレンチ調査を実施した結果、3UT トレンチにおいてドレライトを切る破碎部（3UT-B1 破碎部、 $N46^{\circ} E/62^{\circ} SE$ ）として出現した（第 1.6.38 図）。条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は  $70^{\circ} SW$  を示す（第 1.6.39 図）。CT 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められた（第 1.6.40 図）。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は右横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造が認められず、最新面およびその周辺に粘土鉱物が網目状に発達している。また、最新面を斜めに横切る粘土鉱物脈もあり、最新面が不連続になっている（第 1.6.41 図、第 1.6.42 図）。粘土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト、雲母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成していることから、熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.6.43 図）。破碎部の最新面に分布する粘土鉱物について電子顕微鏡観察を行った結果、最新面には粘土鉱物（スメクタイト）及びアルカリ性熱水変質作用により晶出した繊維状の沸石が晶出し、これらの結晶は破碎されていない（第 1.6.44 図）。

また、現在の広域応力場から算定される B 破碎帯の最適すべり



角と条線観察結果から得られた条線角度とのミスフィット角は大きいいため、現在の広域応力場とは調和しない（第 1.6.4 表、第 1.6.5 表）。

以上より、B 破碎帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が認められないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

(b) C 破碎帯

C 破碎帯は、ボーリング調査の結果、No.5 孔の掘進長 18.6m 付近（N46° E／54° SE、固結した砂混じり角礫状破碎部）、M3-13 孔の掘進長 47.4m 付近（N78° E／58° SE、固結した砂状破碎部）、No.6 孔の掘進長 72.5m 付近（N35° E／60° SE、固結した角礫状破碎部）に認められた（第 1.6.45 図）。No.5 孔及び No.6 孔の C 破碎帯について条線観察を実施した結果、条線角度はそれぞれ 90° 及び 80° NE を示す（第 1.6.46 図、第 1.6.47 図）。

剥ぎ取り調査を行った結果、C 破碎帯は 3UK 剥ぎ取り部測点 26m 付近（3UK-B2 破碎部、N43° E／52° S）に出現した。条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 85° NE を示す（第 1.6.48 図）。C T 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められた。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は左横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造が認められず、最新面及びその周辺に粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面を横断する粘土鉱物脈もあり、変形していない（第 1.6.49 図～第 1.6.52 図）。粘土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト、雲母粘土鉱物、カオリン鉱物を生成していることから、3UK-B2 破碎部は熱水変質作用を受けていると判断さ



れる（第 1.6.53 図）。

また、現在の広域応力場から算定される C 破碎帯の最適すべり角と条線観察結果から得られた条線角度とのミスフィット角は大きいいため、現在の広域応力場とは調和しない（第 1.6.4 表、第 1.6.5 表）。

以上より、C 破碎帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が認められないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

#### (c) D 破碎帯

D 破碎帯は、ボーリング調査の結果、No.5 孔の掘進長 9.98m 付近（N29° E／63° SE、粘土混じり角礫状破碎部）、M3-13 孔の掘進長 29.25m 付近（N54° E／51° S、砂混じり角礫状破碎部）に認められた（第 1.6.54 図）。No.6 孔では掘進長 59m 付近での出現が想定されるが、深度 57.2m～58.8m 付近に変質部が認められるのみで、破碎部は認められないことから、D 破碎帯は深度方向には No.6 孔まで延伸していない。No.5 孔の D 破碎帯について条線観察を実施した結果、条線角度は 90°を示す（第 1.6.55 図）。

剥ぎ取り調査を行った結果、D 破碎帯は強く変質を被った 3UK 剥ぎ取り部測点 2m 付近（3UK-B1 破碎部、N20° E／62° SE）に出現し（第 1.6.56 図）、条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 50° NE 及び 69° NE を示す（第 1.6.57 図）。C T 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められた。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は左横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造は認められず、最新面及びその周辺に粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面を横断する粘土鉱物脈もあり、変形していない（第 1.6.58 図～第 1.6.61 図）。粘

土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト、雲母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成している。これらより、3UK-B1 破碎部は熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.6.62 図）。

また、現在の広域応力場から算定される D 破碎帯の最適すべり角と条線観察結果から得られた条線角度とのミスフィット角は大きいいため、現在の広域応力場とは調和しない（第 1.6.4 表、第 1.6.5 表）。

以上より、D 破碎帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が認められないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

#### (d) E 破碎帯

E 破碎帯は、ボーリング調査の結果、No.6 孔の掘進長 17.3m 付近（N40° E／68° SE、礫混じり砂状破碎部）に認められた（第 1.6.63 図）。No.6 孔の E 破碎帯について条線観察を実施した結果、最新活動時の運動センスは正断層センス、条線角度は 65° SW を示す（第 1.6.64 図）。

剥ぎ取り調査を行った結果、E 破碎帯は強く変質を被った 3UNA 剥ぎ取り部測点 42m 付近（3UNA-B3 破碎部、N55° E／40° S）に出現した（第 1.6.65 図）。C T 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められた。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は右横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造が認められず、最新面に沿って粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面を横断する粘土鉱物脈もあり、変形していない（第 1.6.66 図～第 1.6.69 図）。粘土状破碎部から採取した試料で

X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト、雲母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成していることから、3UNA-B3 破砕部は熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.6.70 図）。

また、現在の広域応力場から算定される E 破砕帯の最適すべり角と条線観察結果から得られた条線角度とのミスフィット角は大きいいため、現在の広域応力場とは調和しない（第 1.6.4 表、第 1.6.5 表）。

以上より、E 破砕帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が認められないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

#### b. その他の破砕帯

##### (a) 1 号炉及び 2 号炉付近の破砕帯

1 号炉及び 2 号炉付近には、試掘坑調査等の結果として、1 号炉と 2 号炉の間に N-S 又は NNW-SSE 走向の II-S-3 破砕帯及び II-S-4 破砕帯が認められた。II-S-3 破砕帯は、地表付近では西傾斜、深部では東傾斜している。また、II-S-4 破砕帯は西傾斜している。

剥ぎ取り調査の結果及び変質区分に基づく結果を第 1.6.71 図に示す。剥ぎ取り調査及びボーリング調査の結果、II-S-3 破砕帯は II-S-4 破砕帯を超えて延伸していない。

##### ア. II-S-3 破砕帯

II-S-3 破砕帯は、ボーリング調査の結果、No.19 孔の掘進長 22.7m 付近 (N32° E/82° SE、礫混じり粘土状破砕部)、M1-13 孔の掘進長 23.1m 付近 (N23° E/63° E、粘土混じり角礫状破砕部) 及び M1-10 孔の掘進長 66.7m 付近 (N24° E/73° E、礫混じり粘土状破砕部) に認められた（第 1.6.72 図）。

No.19 孔の II-S-3 破砕帯について条線観察を実施した結

果、最新面における条線角度は  $70^{\circ}$  NE を示し、運動センスは左横ずれを伴う正断層センスを示す（第 1.6.73 図）。

変形組織の観察の結果、最新活動時の運動センスは左横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造は認められず、最新面及びその周辺に粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面を斜めに横断する粘土鉱物脈もあり、最新面が不連続になっている（第 1.6.74 図）。破碎部の最新面に分布する粘土状破碎部の鉱物組成について X 線回析法による分析を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が少なく、スメクタイト、雲母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成していることから、No.19 孔の掘進長 22.7m 付近の破碎部は、熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.6.75 図）。

また、現在の広域応力場から算定される II - S - 3 破碎帯の最適すべり角と条線観察結果から得られた条線角度とのミスフィット角は大きいため、現在の広域応力場とは調和しない（第 1.6.4 表、第 1.6.5 表）。

以上より、II - S - 3 破碎帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が認められないこと、II - S - 3 破碎帯は II - S - 4 破碎帯を超えて延伸していないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

#### イ. II - S - 4 破碎帯

II - S - 4 破碎帯は、ボーリング調査の結果、M1-14 孔の掘進長 10.75m 付近 ( $N19^{\circ}$  E/ $75^{\circ}$  W、粘土状破碎部)、No.17 孔の掘進長 16.5m 付近 ( $N14^{\circ}$  W/ $60^{\circ}$  W、粘土状破碎部) 及び M1-13 孔の掘進長 77.1m 付近 ( $N22^{\circ}$  E/ $68^{\circ}$  W、粘土状破碎部) に認められた（第 1.6.76 図）。No.17 孔の II - S - 4 破



砕帯について条線観察を実施した結果、条線角度は  $90^{\circ}$ 、正断層センスを示す（第 1.6.77 図）。

剥ぎ取り調査を行った結果、II-S-4 破砕帯は強く変質を被っている 1・2U 剥ぎ取り部測点 18m 付近（1・2U-B2 破砕部、 $N5^{\circ} E/65^{\circ} W$ ）に出現し（第 1.6.78 図）、条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は  $70^{\circ} NE$  を示し、運動センスは正断層センスを示す（第 1.6.79 図）。CT 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められた（第 1.6.80 図）。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は右横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造が認められず、最新面及びその周辺に粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面及び最新ゾーン中の Y 面を横断する粘土鉱物脈もあり、変形していない（第 1.6.81 図、第 1.6.82 図）。粘土状破砕部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト及び雲母粘土鉱物を生成していることから、1・2U-B2 破砕部は熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.6.83 図）。

また、現在の広域応力場から算定される II-S-4 破砕帯の最適すべり角と条線観察結果から得られた条線角度とのミスフィット角は大きいため、現在の広域応力場とは調和しない（第 1.6.4 表、第 1.6.5 表）。

以上より、II-S-4 破砕帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が認められないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

(b) 2 号炉と 3 号炉の間の破砕帯

ボーリング調査等の結果から、2号炉と3号炉の間にF-M1-1及びF-M3-9破碎帯が認められた。

ア. F-M1-1 破碎帯

F-M1-1 破碎帯は、ボーリング調査の結果、No.20 孔の掘進長 45.45m 付近 (N56° E/56° SE、粘土状破碎部) に認められた (第 1.6.84 図)。

剥ぎ取り調査を行った結果、強く変質を被った 3UH 剥ぎ取り部 (B ブロック) 測点 8m 付近 (3UH-B1 破碎部、N53° E/63° S) に出現した (第 1.6.85 図)。CT 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められ、その断層面において条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 45° SW 及び 70° SW を示す (第 1.6.86 図、第 1.6.87 図)。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は右横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーンには繰り返し活動を示唆する層状構造が認められず、最新面及びその周辺に粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面を斜めに横断する粘土鉱物脈もあり、最新面が不連続になっている (第 1.6.88 図)。粘土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト及びカオリン鉱物を生成していることから、3UH-B1 破碎部は熱水変質作用を受けていると判断される (第 1.6.89 図)。

また、現在の広域応力場から算定される F-M1-1 破碎帯の最適すべり角と条線観察結果から得られた条線角度とのミスフィット角は大きいため、現在の広域応力場とは調和しない (第 1.6.4 表、第 1.6.5 表)。

以上より、F-M1-1 破碎帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が

認められないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

#### イ. F-M3-9 破碎帯

F-M3-9 破碎帯は、ボーリング調査の結果、No.11 孔の掘進長 119.65m 付近 (N53° E/79° SE、砂混じり粘土状破碎部) に認められた (第 1.6.90 図)。No.11 孔の F-M3-9 破碎帯について条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 85° SW~90° を示す (第 1.6.91 図)。

剥ぎ取り調査を行った結果、強く変質を被った 3US 剥ぎ取り部測点 33m 付近 (3US-B1 破碎部、N63° E/73° S) に出現した。3US-B1 破碎部を覆う上載層に含まれる有機物等の放射性炭素 [ $^{14}\text{C}$ ] 年代測定値は 29,970±190y.B.P. 及び 31,230±210y.B.P. であり、3US-B1 破碎部はこの地層に変位・変形を与えていない。(第 1.6.92 図) また、トレンチ調査を行った結果、3US-B1 破碎部を覆う AT 降灰層準を含む地層 (C 層) 及びそれ以前の地層 (D 層) に変位・変形を与えていない (第 1.6.93 図)。3US-B1 破碎帯について条線観察を実施した結果、最新面における条線角度は 74° NE 及び 90° を示す (第 1.6.94 図)。CT 画像観察の結果、三次元的に直線性・連続性が相対的に富む断層面が認められた (第 1.6.95 図)。変形組織の観察を実施した結果、最新活動を示す断層面の変形組織は左横ずれを伴う正断層センスを示す。最新ゾーン (カタクレーサイト) には繰り返し活動を示唆する層状構造が認められず、最新面及びその周辺に粘土鉱物が網目状に発達し、最新面が粘土鉱物で充填され不明瞭になっている。また、最新面を横断している粘土鉱物脈もあり、変形していない。また、最新面に沿って黒雲母が塑性変形している (第 1.6.96 図、第 1.6.97 図)。粘土状破碎部から採取した試料で X 線回折法を行った結果、新鮮な花崗岩に比べ斜長石やカリ長石の割合が小さく、スメクタイト、雲

母粘土鉱物及びカオリン鉱物を生成している。これらより、3US-B1 破砕部は熱水変質作用を受けていると判断される（第 1.6.98 図）。

以上より、F-M3-9 破砕帯は、最新活動時の運動センスが正断層センスであり、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しないこと、最新の熱水変質作用以降の活動が認められないことから、少なくとも後期更新世以降活動していないと考えられ、将来活動する可能性のある断層等ではないと評価する。

(c) 緊急時対策所設置位置付近の破砕部

3 号炉北方の緊急時対策所設置位置付近では、ボーリング調査を行った結果、破砕部を 3 箇所確認したが、いずれも破砕幅は約 1cm～約 2cm と小さい。また、緊急時対策所設置位置には固結した角礫状破砕部が 1 箇所認められた。これらの破砕部は、いずれも隣接するボーリング孔に連続しない。緊急時対策所設置位置の固結した角礫状破砕部について研磨片を作成して観察した結果、正断層センスの引きずり構造が認められ、現在の広域応力場から推定される運動センスとは調和しない。

以上より、緊急時対策所設置位置付近には、将来活動する可能性のある断層等はないと評価する。

(3) 地表弾性波探査及び反射法地震探査の結果

a. 地表弾性波探査

地表における弾性波探査の結果は、第 1.6.99 図に示すとおりである。各層は概ね地表面と同様の傾斜で、上層から下層にいくにしたがって厚くなっている。

原子炉施設設置位置付近の E.L.+1.0m では、弾性波速度 2.3 km/s～3.4 km/s の堅硬な基礎岩盤が広く存在することを確認した。

b. 反射法地震探査

反射法地震探査の結果、敷地は主として花崗岩からなる地質であり、地表付近の風化程度によって反射面の傾きが確認されるが、褶



曲構造や極端な落ち込み構造等は確認されず、特異な構造は認められなかった。反射法地震探査結果を第 1.6.100 図に示す。

#### (4) 地下水位調査の結果

地下水位調査の結果は、第 1.6.101 図に示すとおりである。

原子炉施設設置位置海側の既埋立地付近の地下水位は、ほぼ E.L.+0.6m、原子炉施設設置位置付近の地下水位は、ほぼ E.L.+4.9m、原子炉の背後斜面の地下水位は、ほぼ E.L.+26.0m の位置にあり、山が高くなるにしたがって、地下水位も高くなっている。

地下水勾配は、地山の最も高い位置で地下水位も高く、ほぼ地形線に沿って低下しているものと考えられる。

#### (5) 岩石試験の結果

原子炉施設設置位置付近における岩石試験結果の一覧表は第 1.6.6 表に示すとおりである。

#### (6) 岩盤試験の結果

##### a. 坑内における弾性波探査

弾性波探査により得られた試掘坑内の弾性波速度分布は、第 1.6.102 図に示すとおりである。また、これから求めた動弾性係数は、第 1.6.7 表に示すとおりである。

原子炉設置位置の試掘坑内の弾性波速度値は、P 波で 3.88km/s、S 波で 1.65km/s の値を示し、これから求めた動弾性係数は  $19,500\text{N/mm}^2(199,250\text{kg/cm}^2)$  である。

なお、試掘坑間の弾性波速度分布は、第 1.6.103 図に示すとおりであり、方向による顕著な差異は認められない。

##### b. 平板載荷試験

試験結果は第 1.6.8 表に示すとおりである。

##### c. 支持力試験

荷重－変位曲線は第 1.6.104 図に示すとおりである。

荷重－変位曲線からみると、〔C<sub>M</sub>〕級岩盤及び〔C<sub>L</sub>〕級岩盤ともに最大載荷荷重 991kN(101.1t)（載荷強さ  $14.0\text{N/mm}^2(143\text{kg/cm}^2)$ ）までの範囲では破壊に至らず、変曲点も認

められない。したがって、岩盤の極限支持力は  $14.0\text{N/mm}^2(143\text{kg/cm}^2)$ 以上である。

d. せん断試験

〔 $C_M$ 〕級岩盤について、1号及び2号炉背後斜面試掘坑内の10箇所でロックせん断試験を実施した結果から求めた岩盤のせん断強度は第1.6.105図に示すとおりである。

〔 $C_L$ 〕級岩盤について、1号及び2号炉背後斜面試掘坑内の4箇所でロックせん断試験を実施した結果から求めた岩盤のせん断強度は第1.6.106図に示すとおりである。

また、〔 $C_M$ 〕～〔 $C_L$ 〕級岩盤における残留強度試験結果は第1.6.107図及び第1.6.108図に示すとおりである。

e. P S 検層

原子炉施設設置位置付近のボーリング孔において実施したP S 検層結果による岩級毎の平均速度は、第1.6.9表に示すとおりである。

(7) 〔D〕級岩盤、破碎帯及び土質材料に関する試験結果

a. 物理試験

〔D〕級岩盤の単位体積重量は  $19.8\text{kN/m}^3$ 、土質材料の単位体積重量は  $18.1\text{kN/m}^3$  である。

b. 強度試験

〔D〕級岩盤について、ブロックせん断試験結果から求めた岩盤のせん断強度は第1.6.109図に示すとおりである。

また、三軸圧縮試験結果から求めた残留強度は第1.6.110図に示すとおりである。

土質材料について、三軸圧縮試験結果から求めたせん断強度は第1.6.111図に示すとおりである。

破碎帯について、三軸圧縮試験結果から求めたせん断強度は第1.6.112図に示すとおりである。

c. 動的変形試験

原子炉施設設置位置付近のボーリング孔において実施したP S 検層結果による岩級毎の平均速度は、第1.6.9表に示すとおりである。

〔D〕級岩盤を主体とする区間では、P波速度が約 2.0km/s、S波速度が約 0.5km/s、土質材料を主体とする区間では、P波速度が約 1.4km/s、S波速度が約 0.2km/s である。

〔D〕級岩盤及び土質材料について、繰返し三軸試験結果から求めたせん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存特性は第 1.6.113 図及び第 1.6.114 図に示すとおりである。

破碎帯について、動的単純せん断試験結果から求めたせん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存特性は第 1.6.115 図に示すとおりである。

## 1.7 原子炉施設（特定重大事故等対処施設を除く）設置位置付近の地盤の安定性評価



その他の特定重大事故等対処施設の地盤の安定性評価については、「1.9 特定重大事故等対処施設設置位置付近の地盤の安定性評価」に記載する。

### 1.7.1 設計基準対象施設の地盤及び周辺斜面の安定性評価

耐震重要施設の基礎地盤及び周辺斜面の安定性評価について検討を実施した。第 1.7.1 図に示す施設のうち耐震重要施設である 12 施設について評価を実施した。

#### 1.7.1.1 基礎地盤の安定性評価

##### (1) 地震力に対する基礎地盤の安定性評価

###### a. 解析条件

###### (a) 解析断面

津波監視カメラ（原子炉格納施設側）は原子炉格納施設に、燃料取替用水タンク及び復水タンクは原子炉補助建屋に支持されている。海水ポンプ、津波監視カメラ（海水ポンプ室側）、潮位計（海水ポンプ室側）及び海水ストレーナは海水ポンプ室に支持されている。燃料移送管及び燃料油戻り管の大部分は燃料油貯蔵タンク基礎に支持されている。潮位計（防潮堤側）は防潮堤に支持されている。

防潮堤は直接岩着する区間、海水ポンプ室上に設置される区間及び海水ポンプ室補強のためのマンメイドロック（以下「MMR（コンクリート）」という。）上に設置される区間から形成される。海水ポンプ室上に設置される区間及び海水ポンプ室補強のための MMR（コンクリート）上に設置される区間は海水ポンプ室の評価に包含される。屋外排水路逆流防止設備は海

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので、公開することはできません。



水ポンプ室補強のための MMR（コンクリート）内に設置されることから海水ポンプ室の評価に包含される。

上記を踏まえ、基礎地盤の安定性評価のための評価対象施設を絞り込み、絞り込んだ評価対象施設について、施設の配置、施設周辺の地形、地形に伴う岩盤分類の変化及び破碎帯の位置を考慮し、評価対象断面を設定した。評価対象施設及び評価対象断面の位置は第 1.7.2 図に示すとおりである。

評価対象断面について、各評価対象施設の最小すべり安全率を簡便法により算出した結果、原子炉格納施設及び原子炉補助建屋の最小すべり安全率が最小となることから、原子炉格納施設及び原子炉補助建屋を代表施設として、以下の地震応答解析による基礎地盤の安定性評価を実施した。簡便法によるすべり安全率一覧表を第 1.7.1 表に示す。

なお、第 1.7.1 図に示すとおり、原子炉格納施設及び原子炉補助建屋の解析断面として、3 号炉の炉心で直交する 2 断面を選定した。

#### (b) 解析モデル及び境界条件

ボーリング調査等の結果に基づいて作成した地質断面図を基に、第 1.7.3 図及び第 1.7.4 図に示す解析用要素分割図を作成した。

原子炉格納施設、原子炉補助建屋及びタービン建屋の解析用モデルは、質点系モデルを基に振動特性を一致させるように有限要素モデルを作成した。

静的解析における境界条件は、モデル下端を固定境界、側方を鉛直ローラ境界とした。また、動的解析における境界条件は、モデル下端を粘性境界、側方をエネルギー伝達境界とした。境界条件を第 1.7.5 図に示す。

#### (c) 物性値の設定

岩石・岩盤試験等から得られた各種物性値を基に、解析用物性値を設定した。解析用物性値は第 1.7.2 表及び第 1.7.6 図～第 1.7.8 図に示すとおりである。

#### (d) 入力地震動

入力地震動は、解放基盤表面で定義される基準地震動  $S_s$  を、一次元波動論によって地震応答解析モデルの入力位置で評価したものをを用いた。入力地震動の考え方を第 1.7.9 図に示す。断層モデルを用いた手法による地震動 ( $S_s-2 \sim S_s-22$ ) に関しては、検討断面方向に方位補正を行って解析モデルに入力した。また、応答スペクトルに基づく地震動 ( $S_s-1$ ) については水平地震動及び鉛直地震動の位相反転、震源を特定せず策定する地震動 ( $S_s-23$  及び  $S_s-24$ ) については水平地震動の位相反転を考慮した場合についても検討した。

#### (e) 地下水位

解析用地下水位は、地下水位観測結果を考慮し、斜面部については〔 $C_L$ 〕級岩盤上端に設定した。また、建屋部については建屋基礎底面、その他の箇所については地表面に設定した。解析用地下水位を第 1.7.10 図及び第 1.7.11 図に示す。

#### b. 解析内容

基準地震動  $S_s$  に対する地震応答解析を二次元動的有限要素法により行った。地震応答解析は周波数応答解析手法を用い、等価線形化法によりせん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を必要に応じて考慮した。

地震時の応力は、静的解析による常時応力と、地震応答解析による動的応力を重ねあわせることにより求めた。常時応力は地盤の自重計算により求まる初期応力、建物基礎掘削に伴う解放力並びに建屋及び埋戻土の荷重を考慮し、動的応力は水平地震動及び鉛直地震動による応答の同時性を考慮して求めた。

これらの手法により、基礎地盤の支持力、すべり及び基礎底面の傾斜に対する安全性を検討した。

#### c. 解析結果

##### (a) 支持力に対する安全性

支持力については、原子炉格納施設及び原子炉補助建屋の基

礎底面における地震時最大接地圧と岩盤の極限支持力により評価を実施した。

原子炉格納施設の基礎底面における地震時最大接地圧は  $4.1\text{N/mm}^2$  であり、原子炉補助建屋の基礎底面における地震時最大接地圧は  $8.1\text{N/mm}^2$  である。基礎底面の支持力に対する解析結果を第 1.7.3 表及び第 1.7.4 表に示す。

原子炉格納施設及び原子炉補助建屋の大部分は、 $[C_M]$  級岩盤及び  $[C_L]$  級岩盤で支持されている。岩盤の支持力試験結果から、 $[C_M]$  級岩盤及び  $[C_L]$  級岩盤の極限支持力はいずれも  $14.0\text{N/mm}^2$  以上であると評価できるので、基礎地盤は十分な支持力を有している。

以上のことから、基礎地盤は十分な支持力を有している。

#### (b) すべりに対する安全性

すべり安全率は、想定すべり面上の応力状態を基に、すべり面上のせん断抵抗力の和をすべり面上のせん断力の和で除して求めた。想定すべり面は建屋底面を通るすべり面、破碎帯沿いすべり面及び局所安全係数やモビライズド面の向きを考慮したすべり面について検討した。

原子炉格納施設及び原子炉補助建屋の基礎地盤の最小すべり安全率は 3.2 であり、すべり安全率の評価基準値 1.5 を上回っている。

また、地盤物性のばらつきを考慮し、地盤物性のうちせん断強度について「平均値  $-1.0 \times$  標準偏差 ( $\sigma$ )」とした場合の安定解析結果についても、最小すべり安全率は評価基準値 1.5 を上回っている。すべり安全率一覧表を第 1.7.5 表及び第 1.7.6 表に示す。

以上のことから、基礎地盤はすべりに対して十分な安全性を有している。

#### (c) 基礎底面の傾斜に対する安全性

基礎底面の傾斜は、基礎底面両端の鉛直方向の相対変位を基

礎底面幅で除して求めた。地震時における原子炉格納施設基礎底面の最大傾斜は 1/9,800 であり、原子炉補助建屋基礎底面の最大傾斜は 1/3,500 である。基礎底面両端の鉛直方向の最大相対変位・最大傾斜を第 1.7.7 表及び第 1.7.8 表に示す。基礎底面に生じる傾斜は、評価基準値の目安である 1/2,000 を下回っていることから、重要な機器・系統の安全機能に支障を与えるものではない。

以上のことから、基礎地盤は傾斜に対して十分な安全性を有している。

#### (2) 周辺地盤の変状による施設への影響評価

耐震重要施設については、掘り込み、地盤改良又は MMR（コンクリート）による置き換え等により、岩盤に岩着する設計とすることから、揺すり込み沈下や液状化による不等沈下の影響を受けるおそれはない。

#### (3) 地殻変動による基礎地盤の変形の影響評価

敷地内には、将来活動する可能性のある断層等が分布しないことを確認していることから、敷地において地殻の広域的な変形による著しい地盤の傾斜が生じることはないが、断層と敷地との距離、断層長さ、断層のずれ方向と敷地の位置との関係を考慮して選定した C 断層及び白木－丹生断層のうち、影響の大きい C 断層の活動に伴い生ずる地盤の傾斜について評価を実施した。地殻変動量は Okada(1992) <sup>(185)</sup> の手法により算出した。その結果、地盤の最大傾斜は 1/5,200 であり、地震動による傾斜との重畳を考慮した場合においても、基礎底面の最大傾斜は原子炉格納施設で 1/3,390、原子炉補助建屋で 1/2,090 であり、評価基準値の目安である 1/2,000 を下回っていることから、重要な機器・系統の安全機能に支障を与えるものではない。

### 1.7.1.2 周辺斜面の安定性評価

#### (1) 解析条件



#### a. 解析断面

安定性評価の対象とする斜面は、耐震重要施設と斜面との離隔距離及び斜面高さを考慮して抽出した。

離隔距離を考慮するに当たっては、「原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-1987」<sup>(186)</sup>及び土砂災害防止法<sup>(187)</sup>を参考とし、評価対象斜面として原子炉格納施設周辺斜面及び燃料油貯蔵タンク周辺斜面を抽出した。評価対象斜面を第 1.7.12 図に示す。

なお、原子炉格納施設周辺斜面については E.L.+67m 以上の山頂部及び既存法面両縁の〔D〕級岩盤部を掘削除去、また、燃料油貯蔵タンク周辺斜面については燃料油貯蔵タンク近傍の既存盛土部を掘削除去し周辺斜面の安定性を確保する設計とする。

燃料油貯蔵タンク周辺斜面については、原子炉格納施設周辺斜面と同様の岩盤で構成されており、斜面高さが低く、斜面勾配は同程度であり、簡便法による最小すべり安全率も原子炉格納施設周辺斜面に比べて大きいことから、原子炉格納施設周辺斜面を代表斜面として、以下の地震応答解析による周辺斜面の安定性評価を実施した。簡便法によるすべり安定性の検討結果を第 1.7.1 表に示す。

原子炉格納施設周辺斜面について、周辺斜面の斜面高さ、勾配、風化岩層の厚さ及びすべりの方向を考慮して、山頂を通る断面、斜面勾配が急な断面等、最も厳しい評価となると想定される断面を選定し解析断面とした。解析断面位置を第 1.7.12 図に示す。

#### b. 解析モデル及び境界条件

解析用要素分割図を第 1.7.13 図に示す。解析モデル及び境界条件の考え方については、「1.7.1.1(1)a.(b) 解析モデル及び境界条件」の記載に同じ。

#### c. 物性値の設定

「1.7.1.1(1)a.(c) 物性値の設定」の記載に同じ。

#### d. 入力地震動

「1.7.1.1(1)a.(d) 入力地震動」の記載に同じ。