

島根原子力発電所 2号炉 審査資料	
資料番号	EP(E)－075
提出年月	令和3年2月17日

島根原子力発電所  
地盤(敷地周辺の地質・地質構造)  
(参考資料)

---

令和3年2月17日  
中国電力株式会社

### 3. 地盤

#### 3.1 地質調査の経緯

島根原子力発電所の地質については、1号、2号及び3号炉の建設時点等で調査を実施し、本敷地が原子力発電所の適地であることを確認している。

##### 3.1.1 敷地周辺の調査

敷地周辺の地質・地質構造を把握するため、陸域（宍道湖及び中海を含む）については、まず文献調査を行い、変動地形学的視点に基づいた地形調査、地表地質踏査、必要に応じてトレンチ調査等を実施した。

また、海域については、文献調査、音波探査等を実施した。

##### 3.1.2 敷地近傍の調査

敷地近傍の地質・地質構造を把握するため、敷地近傍について文献調査、変動地形学的視点に基づいた地形調査、地表地質踏査、地球物理学的調査（反射法地震探査等）、ボーリング調査、トレンチ調査等を実施した。

##### 3.1.3 敷地の調査

敷地の地質・地質構造を把握するため、敷地付近及び敷地全般について、変動地形学的視点に基づいた地形調査及び地表地質踏査を行うとともに、地表からの弾性波探査、ボーリング調査、試掘坑調査等を実施した。

##### 3.1.4 原子炉設置位置付近の調査

原子炉設置位置付近の基礎地盤性状及び原子炉施設の設計、施工に必要な検討資料を得るため、ボーリング調査、試掘坑調査等を実施した。

また、基礎地盤の強度、変形特性等を把握するため、試掘坑内において岩盤試験を実施するとともに、基礎地盤を構成する岩石の物理的・力学的特性を把握するため、ボーリングコア及び試掘坑から採取した供試体によ

る岩石試験を実施した。以上の調査・試験の結果から，基礎地盤は原子炉施設の設置に十分適した条件を有するものであることを確認した。

## 3.2 敷地周辺の地質・地質構造

### 3.2.1 調査内容

#### 3.2.1.1 文献調査

敷地周辺陸域の地質・地質構造に関する主要な文献としては、地質調査所発行の鹿野・吉田（1985）5万分の1地質図幅「境港」<sup>さかいみなと</sup>（<sup>1</sup>）、鹿野・中野（1985）「美保関」<sup>みほのせき</sup>（<sup>2</sup>）、鹿野・中野（1986）「恵曇」<sup>えとも</sup>（<sup>3</sup>）、鹿野ほか（1989）「大社」<sup>たいしゃ</sup>（<sup>4</sup>）、鹿野ほか（1991）「今市」<sup>いまいち</sup>（<sup>5</sup>）及び鹿野ほか（1994）「松江」<sup>まつえ</sup>（<sup>6</sup>）、地質調査所発行の坂本・山田（1982）20万分の1地質図「松江及び大社」<sup>7</sup>）、鹿野ほか（1988）「浜田」<sup>はまだ</sup>（<sup>8</sup>）及び寺岡ほか（1996）「高梁」<sup>たかはし</sup>（<sup>9</sup>）、地質調査所発行の佃ほか（1985）50万分の1活構造図「岡山」<sup>おかやま</sup>（<sup>10</sup>）、新編島根県地質図編集委員会（1997）「新編 島根県地質図」<sup>11</sup>）、活断層研究会編（1980）「日本の活断層」<sup>12</sup>）、活断層研究会編（1991）「[新編]日本の活断層」<sup>13</sup>）、今泉ほか編（2018）「活断層詳細デジタルマップ[新編]」<sup>14</sup>）、三梨・徳岡編（1988）「中海・宍道湖—地形・底質・自然史アトラス」<sup>15</sup>）、徳岡・高安編（1992）「中海北部（本庄工区）アトラス」<sup>ほんじょう</sup>（<sup>16</sup>）等があり、これらの地質図等により、敷地周辺陸域の地質概要を把握するとともに、地質・地質構造についても詳細な調査を実施した。

また、周辺海域の地質・地質構造に関する主要な文献としては、地質調査所発行の本座ほか（1979）「日本海南部および対馬海峡周辺広域海底地質図」<sup>17</sup>）、玉木ほか（1981）「日本海中部海域広域海底地質図」<sup>18</sup>）、玉木ほか（1982）「隠岐海峡海底地質図」<sup>19</sup>）及び山本ほか（1989）「鳥取沖海底地質図」<sup>20</sup>）、地質調査所編の脇田ほか（1992）「日本地質構造図日本地質アトラス（第2版）」（以下「日本地質アトラス（第2版）」という。）<sup>21</sup>）、海上保安庁水路部発行の海底地質構造図「鳥取沖」<sup>22</sup>）、「隠岐海峡」<sup>23</sup>）、「日御碕沖」<sup>ひのみさき</sup>（1978b）<sup>24</sup>）及び「島後堆」<sup>とうご</sup>（1980）<sup>25</sup>）、並びに海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「隠岐北部」<sup>26</sup>）、「隠岐南部」<sup>27</sup>）、「赤碕」<sup>あかさき</sup>（1991a）<sup>28</sup>）、「日御碕」<sup>29</sup>）、「美保関」<sup>30</sup>）、「鳥取」<sup>31</sup>）、「大社」<sup>32</sup>）、「余部埼」<sup>あまるべさき</sup>（1993b）

(33), 「江津」(1995a)<sup>(34)</sup>, 「須佐」(1995b)<sup>(35)</sup> 及び「浜田」(1996)<sup>(36)</sup>, 活断層研究会編(1991)「[新編]日本の活断層」, 徳山ほか(2001)「日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史」<sup>(37)</sup>, 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014)「日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書」<sup>(38)</sup>, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所(2015)「平成26年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書」<sup>(39)</sup> 等があり, これらの地質図等により, 海域の地質概要を把握するとともに, 海底地質・地質構造についても詳細な調査を実施した。

### 3.2.1.2 広域地質構造調査

#### (1) 敷地周辺陸域

文献調査の結果を踏まえて, 敷地を中心とする半径約 30 kmの範囲の陸域において, 地形調査, 地球物理学的調査及び地質・地質構造調査を実施した。

地形調査としては, 主に国土地理院で撮影された縮尺2万分の1及び8千分の1の空中写真, 米軍で撮影された縮尺1万分の1の空中写真, 並びに国土地理院発行の縮尺5万分の1及び2万5千分の1の地形図に加えて航空レーザー測量による高精度の2千5百分の1の等高線図を使用して行った。地形判読に当たっては, 敷地周辺陸域の地質・地質構造を考慮した変動地形学的視点により変動地形の可能性のある地形(以下「変位地形・リニアメント」という。)を抽出した。

地球物理学的調査としては, 重力異常及び微小地震分布に関する調査を実施した。関連する文献としては, 地質調査総合センター編(2013)<sup>(40)</sup>, 気象庁地震カタログ<sup>(41)</sup> 等があり, これらの文献により, 敷地周辺の重力異常及び微小地震分布の概要を把握し, 変位地形・リニアメントとの関連について検討した。

地質・地質構造調査としては, 地形調査に使用した空中写真, 地形図等を用いて変位地形・リニアメントを対象に地表地質踏査を実施すると

ともに、これまでに実施した地表地質踏査結果等も踏まえて地質・地質構造の検討を行った。また、汽水域である宍道湖及び中海についてこれまでに音波探査等を実施し、三梨・徳岡編(1988)及び徳岡・高安編(1992)の音波探査記録とともに検討を行った。

これらの調査結果に基づいて、原縮尺 20 万分の 1 の敷地周辺陸域の地質図、地質断面図、変位地形・リニアメント分布図等を作成した。

## (2) 敷地周辺海域

敷地周辺の海域については、海底の地形、地質・地質構造に関する資料を得るため、敷地を中心として沿岸方向約 100km、その沖合方向約 60km の範囲の海域（以下「敷地前面海域」という。）及び敷地を中心とする半径約 150km の範囲のうち敷地前面海域を除く範囲（以下「敷地周辺海域」という。）について、音波探査を実施し、海上保安庁水路部等で実施した音波探査記録とともに、解析・検討した。

敷地前面海域において実施した音波探査は水中放電（スパーカー）方式等であり、探査した測線は沿岸方向及び沖合方向にそれぞれ約 2 km～約 4 km 間隔の 86 測線で総延長約 2,250km である。また、その後ウォーターガン・マルチチャンネル方式による調査を 33 測線で、ジオパルス及びブーマー・マルチチャンネル方式による調査を 15 測線で実施し、総延長は約 458km である。

さらに、2014 年に敷地前面海域及び敷地周辺海域の一部において実施した音波探査はエアガン・マルチチャンネル方式、ウォーターガン・マルチチャンネル方式及びブーマー・マルチチャンネル方式であり、エアガン・マルチチャンネル方式による調査は 27 測線で、ウォーターガン・マルチチャンネル方式による調査は 114 測線で、ブーマー・マルチチャンネル方式による調査は 100 測線で実施し、総延長は約 2,963km である。

音波探査記録の解析結果に基づいて、縮尺 20 万分の 1 の敷地前面海域の海底地形図、海底地質図及び海底地質断面図を作成した。

また、敷地周辺海域については、日本地質アトラス（第 2 版）等に図

示されている断層について、海上保安庁水路部、地質調査所等で実施した音波探査記録について解析を行い、断層の性状等について検討した。

### 3.2.2 陸域の調査結果

敷地を中心とする半径約 30km の範囲及びその周辺陸域における地形、地質・地質構造は、文献調査、地形調査、地表地質踏査等の結果によると以下のとおりである。

#### 3.2.2.1 敷地周辺陸域の地形

敷地周辺陸域の地形図を第 3.2-1 図に示す。

敷地周辺陸域は島根県の北東部に位置し、北側は日本海に面し、南側は中国山地<sup>ちゅうごく</sup>の北縁部に接している。敷地周辺陸域の地形は、その特徴から、島根半島主部、大社山塊、宍道湖・中海低地帯及び宍道湖南方地域に大別される。敷地は島根半島主部のほぼ中央部の日本海沿岸に位置する。

##### (1) 島根半島主部

島根半島主部は、宍道湖及び中海の北方に位置し、大社山塊を除く東西に約 60 km、幅約 6 km（松江市北方では幅約 12 km）の地域である。

島根半島主部は、ほぼ中央部を横断する佐陀川<sup>さだ</sup>沿いの低地を境に、その東部と西部の2つの地域に区分される。このうち、佐陀川以東の地域では、松江市北方の三坂山<sup>みさか</sup>（標高 536m）を最高地点として、東方の美保関町の高尾山<sup>たかお</sup>（標高 328m）にかけて、標高 200m～500m 前後の東西に延びる狭長な山地が連なっている。一方、佐陀川以西の地域では、西方へ朝日山<sup>あさひ</sup>（標高 342m）、大船山<sup>おおふね</sup>（標高 327m）を経て、十六島湾<sup>うつぶるい</sup>東方の峰（標高 415m）へと連なる狭長な山地を形成している。敷地周辺陸域の切峰面図（第 3.2-2 図）によると、島根半島主部の山地は佐陀川以東の地域では、南側がやや急で北側が緩い傾斜を呈するのに対し、佐陀川以西の地域では、南側が緩く北側が急な傾斜を呈している。

##### (2) 大社山塊

大社山塊は、出雲市北方の鼻高山（標高 536m）を中心とする東西約 16 km、南北約 6 km の独立した山塊である。分水界がやや南に偏っているため、出雲平野に面する南斜面は比較的急な勾配を呈しているのに対し、大社山塊の北斜面は比較的緩やかで、日本海側の十六島湾から出雲市平田町に抜ける丘陵地を境に、島根半島主部と区分される。

### (3) 宍道湖・中海低地帯

宍道湖・中海低地帯は、西から出雲平野、宍道湖、松江平野、中海及び弓ヶ浜に至る幅約 5 km～約 10 km、延長約 50 km の低地帯である。この低地帯では、神戸川、斐伊川、飯梨川、日野川等の河川による土砂の供給が、平野や湖の形成に関わってきた。低地帯周辺には、何段かの段丘が存在するが、その発達の程度は良くない。低地帯東端の弓ヶ浜は、美保湾の湾口を埋積した砂州である。また、宍道湖と中海の間には、和久羅山（標高 262m）及び嵩山（標高 298m）があり、独立した山体をなしている。また、中海の大根島及び江島は、なだらかな地形をなしている。

### (4) 宍道湖南方地域

宍道湖南方地域は、中国山地の北縁部に位置する。宍道湖南方地域には、標高 100m～600m 程度のなだらかな山地が広がっており、小起伏の尾根が東北東－西南西ないし北東－南西方向に連なっている。本地域内の南部には、天狗山（標高 610m）がある。

## 3.2.2.2 敷地周辺陸域の地質

敷地を中心とする半径約 30km の範囲における陸域の地質層序表及び地層対比表を第 3.2-1 表及び第 3.2-2 表に、並びに敷地周辺陸域の地質図を第 3.2-3 図に、地質断面図を第 3.2-4 図に示す。また、宍道湖及び中海の音波探査測線図を第 3.2-5 図に、地質図を第 3.2-6 図に、地質断面図を第 3.2-7 図及び第 3.2-8 図に、音波探査記録を第 3.2-9 図及び第 3.2-10 図に示す。

島根半島主部及び大社山塊には、新第三紀中新世の堆積岩類及び火山岩



類が広く分布する。これらの新第三系は褶曲し、大局的にはほぼ東北東－西南西方向に連続する。

宍道湖・中海低地帯には、第四系の沖積低地堆積物が広く分布しており、出雲平野や弓ヶ浜等には砂丘堆積物が、また、宍道湖及び中海の南岸沿いを中心に、段丘堆積物が分布する。宍道湖及び中海の湖底下では、第四系に覆われて新第三系が広く分布する。宍道湖・中海低地帯のやや東寄りに突出した和久羅山及び嵩山は、新第三紀中新世の末期に噴出した和久羅山安山岩から成り、中海の大根島及び江島は、第四紀更新世に噴出した大根島玄武岩から成る。

宍道湖南方地域には、白亜紀に形成された白亜紀後期火山岩類と古第三紀に貫入した花崗岩類が広く分布する。これらの先新第三系がなす地形的高まりの両側部、すなわち、出雲市南方及び松江市南西方では、新第三系が南方へ湾状に入り込むような分布を示す。この他、宍道湖南方地域には、白亜紀後期より古い時代の<sup>かみいとう</sup>上意東及び<sup>とりやごう</sup>鳥屋郷変成岩、第四紀前期更新世に噴出した<sup>のろ</sup>野呂玄武岩及び第四紀後期更新世に堆積した古期扇状地堆積物が小規模に分布する。

### 3.2.2.3 敷地周辺陸域の地質系統

#### (1) 先新第三系

宍道湖南方地域の先新第三系は、白亜紀後期より古い時代の上意東及び鳥屋郷変成岩、白亜紀後期火山岩類及び古第三紀に貫入した花崗岩類で構成される。上意東及び鳥屋郷変成岩は、堆積岩起源の接触変成岩である。白亜紀後期火山岩類は、酸性火山岩を主としており、花崗岩類に貫かれている。

島根半島主部及び大社山塊には、先新第三系の露出は知られていないが、島根県地質図説明書編集委員会（1985）<sup>(42)</sup>によると、松江市<sup>よめしま</sup>嫁島温泉の掘削井で花崗閃緑岩を確認しており、少なくとも宍道湖の地下では花崗岩類が伏在しているものと推定される。

a. 上意東及び鳥屋郷変成岩

上意東及び鳥屋郷変成岩は、東出雲町上意東と松江市八雲町鳥屋郷東方の極めて小範囲に分布する。東出雲町上意東では、白亜紀後期火山岩類に、松江市八雲町鳥屋郷では新第三系中新統の波多層にそれぞれ不整合に覆われる。

本変成岩は、主に凝灰質泥岩、砂岩等の堆積岩を原岩とするホルンフェルスから成る。

鹿野ほか（1994）によると、白亜紀後期火山岩類中に本変成岩起源の礫が含まれていることから、本変成岩の形成時代は少なくとも白亜紀後期よりも古い時代とされている。

b. 白亜紀後期火山岩類

白亜紀後期火山岩類は、出雲市上島町周辺、雲南市大東町塩田付近、松江市八雲町熊野から東出雲町上意東にかけての地域等に分布する。本火山岩類は、八雲火山岩類（鹿野ほか，1994）及び上島火山岩類（鹿野ほか，1991）に相当し、上意東及び鳥屋郷変成岩を不整合に覆い、花崗岩類に貫かれ新第三系に不整合に覆われる。

本火山岩類は主に流紋岩—デイサイト質火砕岩、流紋岩溶岩等から成る。

鹿野ほか（1991）及び鹿野ほか（1994）によると、花崗岩類との貫入関係から本火山岩類の形成年代は、白亜紀後期とされている。

c. 花崗岩類

花崗岩類は、宍道湖南方地域に広く分布する。本岩類は、上意東及び鳥屋郷変成岩と白亜紀後期火山岩類を貫き、新第三系に不整合に覆われる。

本岩類は、主に花崗岩と花崗閃緑岩から成る。

鹿野ほか（1994）によると、本岩類は、K-Ar 放射年代値により、古第三紀に貫入したものとされており、これら年代値と貫入関係から大東花崗閃緑岩、鷺花崗岩、布部花崗岩及び下久野花崗岩の各岩体

に区分されている。

## (2) 新第三系

新第三系は、中新世に形成された堆積岩類及び火山岩類から成る。これらの地層は宍道湖・中海低地帯を挟んで北側と南側に分かれて分布することから、両地域で異なった地質層序がたてられている。島根半島主部及び大社山塊の新第三系は、下位から古浦層、成相寺層、牛切層、古江層、松江層及び和久羅山安山岩に、宍道湖南方地域の新第三系は、下位から、波多層、川合層、久利層、大森層及び布志名層に区分される。鹿野ほか(1994)によると、生層序及び放射年代値を基に、古浦層は波多層に、成相寺層は川合層及び久利層に、牛切層は大森層に、古江層は布志名層にそれぞれ対比されている。宍道湖・中海低地帯の新第三系については、宍道湖では下位からⅥ<sub>s</sub>層、Ⅴ<sub>s</sub>層、Ⅳ<sub>s</sub>層及びⅢ<sub>s</sub>層に、火山岩・貫入岩をⅧ<sub>s</sub>層に区分し、中海では下位からⅥ<sub>N</sub>層、Ⅴ<sub>N</sub>層、Ⅳ<sub>N</sub>層及びⅢ<sub>N</sub>層に、火山岩・貫入岩をⅧ<sub>N</sub>層に区分している。音波探査、ボーリング調査等の結果、Ⅵ<sub>s</sub>層及びⅥ<sub>N</sub>層が古浦層、波多層、成相寺層、川合層及び久利層に、Ⅴ<sub>s</sub>層及びⅤ<sub>N</sub>層が牛切層及び大森層に、Ⅳ<sub>s</sub>層及びⅣ<sub>N</sub>層が古江層及び布志名層に、Ⅲ<sub>s</sub>層及びⅢ<sub>N</sub>層が松江層に、Ⅷ<sub>s</sub>層が新第三紀の火山岩・貫入岩に、Ⅷ<sub>N</sub>層が新第三紀(一部に第四紀を含む。)の火山岩・貫入岩にそれぞれ対比される。

### a. 古浦層及び波多層

古浦層は、鹿島町古浦西方の海岸沿い及び島根半島東部を中心として広く分布する。本層は島根半島に露出する新第三系の最下部をなし、下限は不明で、上位の成相寺層に整合に覆われる。

本層は泥岩、砂岩、礫岩、火山円礫岩、流紋岩質火砕岩、デイサイト質火砕岩及び安山岩質火砕岩を主体とする。本層の砂岩や泥岩からは、植物化石及び淡水棲貝化石を産する。

鹿野ほか(1991)によると、フィッシュン・トラック年代値や台島型<sup>だいじま</sup>の植物化石を産出すること等から、本層は前期中新世の地層とされて

いる。

波多層は、雲南市大東町中屋<sup>なかや</sup>から南方にかけての地域、天狗山から京羅木山<sup>きょうらぎ</sup>を経て安来市<sup>やすぎ</sup>に至る地域等に分布する。本層は下位の先新第三系を不整合に覆い、上位の川合層、久利層等に不整合に覆われる。

本層は安山岩質火砕岩を主体とし、安山岩溶岩、デイサイト質火砕岩等を挟む。

鹿野ほか（1994）によると、本層のデイサイト質火砕岩のフィッシュン・トラック年代値として、約20Maが得られていることから、本層は前期中新世の地層とされている。

#### b. 成相寺層、川合層及び久利層

成相寺層は島根半島主部及び大社山塊に広く分布する。本層は、下位の古浦層を整合に覆い、上位の牛切層に整合に覆われる。

本層は、泥岩、流紋岩溶岩及び流紋岩質火砕岩を主体とし、島根半島東部ではしばしば安山岩溶岩、デイサイト質火砕岩及び安山岩質火砕岩を伴う。本層の泥岩はかなり硬質で、頁岩の岩相を呈する部分もある。

鹿野ほか（1994）によると、本層のフィッシュン・トラック年代値や上部に産出する浮遊性有孔虫化石等から、本層は、20Ma～18Ma以降の地層であり、前期中新世から中期中新世の地層とされている。

川合層及び久利層は、出雲市南方から松江市玉湯町<sup>たまゆ</sup>にかけての宍道湖南岸沿いの地域、雲南市大東町中湯石<sup>なかゆいし</sup>から東出雲町掛屋<sup>いゝや</sup>にかけての地域、安来市の東部等に分布する。川合層は、下位の波多層等を不整合に覆う。久利層は川合層と一部指交し、川合層を欠いて下位の波多層を覆うこともある。両層は上位の大森層等に不整合に覆われる。

川合層は砂岩、礫岩、安山岩溶岩、デイサイト質火砕岩等から成り、久利層は泥岩、流紋岩質火砕岩、流紋岩溶岩等から成る。

鹿野ほか（1994）によると、川合層下部の火山岩のK-Ar放射年代値が15Ma～19Maであることや、久利層のフィッシュン・トラック年

代値として14Ma～15Maを得ていることから、両層は、前期中新世から中期中新世の地層とされている。

#### c. 牛切層及び大森層

牛切層は、大社山塊の北部から十六島湾北部にかけての地域、松江市牛切から西持田町<sup>にしもちだ</sup>にかけての地域等に、成相寺層を取り巻くように分布する。本層は下位の成相寺層を整合に覆い、上位の古江層に整合に覆われる。

本層は砂岩・泥岩互層及び礫岩を主体とし、一部、安山岩質火砕岩、安山岩溶岩等を伴う。

鹿野ほか(1994)によると、本層に挟在する流紋岩質凝灰岩のフィッシュ・トラック年代値が約14Maであることや、本層から産出する浮遊性有孔虫化石等から、本層は中期中新世の地層とされている。

大森層は、宍道湖の南側にほぼ連続して帯状に分布するほか、松江市佐草町<sup>さくさ</sup>から南方の雲南市大東町付近にかけての地域等に分布する。本層は下位の久利層等を不整合に覆い、上位の布志名層に整合に覆われる。

本層は、安山岩溶岩を主体とし、砂岩、礫岩、デイサイト溶岩等を伴う。

鹿野ほか(1994)によると、本層の火山岩のK-Ar放射年代値が約14Ma～約16Maであることから、本層は中期中新世の地層とされている。

#### d. 古江層及び布志名層

古江層は、主に宍道湖の北岸に沿って広く分布する。本層は下位の牛切層を整合に覆い、上位の松江層に概ね整合に覆われる。

本層は主に泥岩及びシルト岩から成る。

鹿野ほか(1994)によると、本層から産出する浮遊性有孔虫化石から、本層は中期中新世の地層とされている。

布志名層は、主に宍道湖や中海の南岸沿いに帯状に分布する。本層

は下位の大森層を整合に覆い、上位の松江層に概ね整合に覆われる。

本層は主に砂岩、シルト岩及び礫岩から成り、貝化石を多産する。

鹿野ほか（1994）によると、本層からまれに産出する浮遊性有孔虫化石から、本層は中期中新世の地層とされている。

#### e. 松江層

本層は、松江市街地周辺、島根半島北部の高渋山<sup>たかしび</sup>周辺、斐川町<sup>ひかわ</sup>直江付<sup>なおえ</sup>近等に分布する。本層は下位の古江層及び布志名層を概ね整合に覆う。

本層は主に砂岩、玄武岩溶岩及び玄武岩質火砕岩から成る。

鹿野ほか（1994）によると、本層の火山岩のK-Ar放射年代値が約11Ma～約12Maであることから、本層は中期中新世から後期中新世の地層とされている。

なお、本層のうち、島根半島北部の高渋山周辺に分布するものは、鹿野・吉田（1985）により高渋山層と新称されている。高渋山層の火山岩のK-Ar放射年代値として、約10Ma～約12Maの年代値が得られたことから、高渋山層は松江層とほぼ同時期の地層と判断される。

#### f. 和久羅山安山岩

和久羅山安山岩は、松江市東部の和久羅山及び嵩山を中心とした半径約3km～約5kmの地域に分布する。本安山岩は松江層を不整合に覆う。

本安山岩は主に安山岩溶岩から成り、和久羅山及び嵩山のドーム状の山体を構成する。

鹿野ほか（1994）によると、本安山岩のK-Ar放射年代値が約5Ma～約6Maと報告されていることから、本安山岩は後期中新世の末期に噴出したものとされている。

なお、和久羅山の一部を構成するデイサイト溶岩は、Pineda-Velasco et al. (2018)<sup>(43)</sup>によると、K-Ar放射年代値が約0.7Ma～約0.9Maと報告されていることから、本デイサイト溶岩は中期更新世に噴出したものとされている。

#### g. 貫入岩類

貫入岩類は、島根半島主部、大社山塊及び宍道湖南方地域の広い地域に、岩脈状ないし岩床状に分布する。

本岩類は宍道湖南方地域において先新第三系のみに入入するものと、島根半島主部、大社山塊及び宍道湖南方地域において新第三系までに貫入するものの2つに大別できる。前者は、石英斑岩、花崗斑岩等の酸性貫入岩が主であり、後者はドレライト、安山岩等の塩基性～中性貫入岩を主としている。

#### (3) 第四系

敷地周辺陸域に分布する第四系は、主として更新世の火山岩類、段丘堆積物及び古期扇状地堆積物、並びに完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物から成る。

宍道湖・中海低地帯の第四系については、宍道湖では下位からⅡ<sub>s</sub>層及びⅠ<sub>s</sub>層に、中海では下位からⅡ<sub>N</sub>層及びⅠ<sub>N</sub>層に、火山岩・貫入岩をⅧ<sub>N</sub>層及びⅦ<sub>N</sub>層に区分している。音波探査及びボーリング調査の結果、Ⅱ<sub>s</sub>層及びⅡ<sub>N</sub>層が中期～後期更新世の段丘堆積物及び古期扇状地堆積物に、Ⅰ<sub>s</sub>層及びⅠ<sub>N</sub>層が完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物に、Ⅶ<sub>N</sub>層が大根島玄武岩に、Ⅷ<sub>N</sub>層の一部が第四紀の火山岩・貫入岩にそれぞれ対比される。

#### a. 火山岩類

第四紀の火山岩類としては、野呂玄武岩と大根島玄武岩がある。

野呂玄武岩は、東出雲町野呂付近とその南方の京羅木山山頂に分布する。本玄武岩は布志名層等を不整合に覆う。

本玄武岩は玄武岩溶岩から成る。

鹿野ほか(1994)によると、本玄武岩のK-Ar放射年代値が約1Maであることから、本玄武岩は前期更新世に噴出したものとされている。

大根島玄武岩は中海にある大根島及び江島に分布する。

本玄武岩は主に玄武岩溶岩から成る。

地表では本玄武岩と下位層との関係は不明であるが、後述する中海北部で実施した湖上ボーリング調査結果によると、大山松江軽石層（約13万年前；町田・新井（2011）<sup>(44)</sup>）を挟む上部更新統の下位に本玄武岩が分布することを確認している。また、沢田ほか（2006）<sup>(45)</sup>によると、層厚70m以上に達する本玄武岩には火山活動の長い休止期を示すような古土壌は認められないことから、K-Ar放射年代値 $0.19 \pm 0.01$ Maを本玄武岩の噴出年代とするのが妥当であるとされている。これらのことから、本玄武岩の噴出年代は、中期更新世の末期であると判断される。

#### b. 段丘堆積物及び古期扇状地堆積物

段丘堆積物は、宍道湖・中海低地帯の沿岸や宍道湖南方地域の比較的規模の大きい河川沿いに分布する。

段丘堆積物は礫、砂及びシルト～粘土から成る。

島根半島では段丘地形の発達が悪く、段丘堆積物の分布は極めて断片的であるが、宍道湖・中海低地帯の南岸沿いでは、何段かの段丘面を形成する。これらの段丘面については、地形調査結果、地表地質踏査結果等により、高位のものから、高位面、中位面及び低位面に区分した。さらに、高位面は4面に、中位面は2面に、低位面は3面に細分される。敷地周辺陸域の段丘面分布図を第3.2-11図に示す。

高位段丘堆積物は、出雲市山廻り<sup>やままわり</sup>一帯、松江市乃白<sup>のしら</sup>から松江市大庭町、松江市上乃木<sup>あげのぎ</sup>町付近、松江市福原<sup>ふくはら</sup>町付近等に分布し、現河床面から比高差15m～50m程度の開析された段丘面を形成する。堆積物の上部には顕著な赤色土壌化がみられ、礫の一部はくさり礫化している。厚さ約1m以上の風成ロームを介して大山松江軽石層及び三瓶木次<sup>さんべきすき</sup>軽石層（約10.5万年前；町田・新井（2011））に覆われる。これらのことから、高位面群は中期更新世に形成された段丘面であると考えられる。なお、高位面群は、大西（1979）<sup>(46)</sup>の山廻り層、乃白層及び乃木<sup>のぎ</sup>層に相当する。

中位Ⅰ面段丘堆積物及び中位Ⅱ面段丘堆積物は、宍道湖南岸沿いや宍道湖南方地域の比較的規模の大きい河川沿いに断片的に分布する。



宍道湖南岸沿いでは、前者が現河床面からの比高差約10m～約15m、後者が約5m～約10mの段丘面を形成する。中位Ⅰ面段丘堆積物を覆う風成ロームの下部には、大山松江軽石層及び三瓶木次軽石層が挟まれ、中位Ⅱ面段丘堆積物は堆積物最上部若しくは堆積物を覆う風成ロームの最下部に、三瓶木次軽石層が挟まれる。これらのことから、中位Ⅰ面は中期更新世末～後期更新世初頭に、中位Ⅱ面は後期更新世前期に形成された段丘面であると考えられる。

低位面段丘堆積物は、宍道湖南方地域の斐伊川、<sup>あか</sup>赤川等の中流域に現河床面から比高差10m前後の河成段丘面を形成する。鹿野ほか(1994)によると、低位面段丘堆積物は後期更新世末期の堆積物とされているものであり、低位面は後期更新世末期に形成された段丘面であると考えられる。

古期扇状地堆積物は、宍道湖南方地域等に分布する。鹿野ほか(1991)は、本堆積物を覆う風成ロームの下部に大山松江軽石層若しくは三瓶木次軽石層が挟まれることから、中位Ⅰ面段丘堆積物あるいは中位Ⅱ面段丘堆積物に対比されるとしている。

#### c. 砂丘堆積物

砂丘堆積物は、出雲平野の海岸砂丘、鹿島町古浦の佐陀川河口付近及び弓ヶ浜の砂州の一部に分布する。

本堆積物は、未固結で淘汰の良い砂から成る。

#### d. 沖積低地堆積物

沖積低地堆積物は、主に宍道湖や中海の湖岸沿いの低地及び斐伊川、飯梨川等の規模の大きい河川沿いの低地に分布する。

本堆積物は、未固結の礫、砂及びシルト～粘土から成る。

沖積低地堆積物には、平野の山際に分布する扇状地堆積物、山麓斜面や谷沿いに分布する崖錐堆積物、干拓地や埋立地を構成する盛土等を含めている。

なお、島根県地質図説明書編集委員会(1985)によると、中海及び

宍道湖の湖底下には、中海層と呼ばれる完新世の泥質堆積物が堆積している。

#### 3.2.2.4 敷地周辺陸域の地質構造

##### (1) 褶曲構造

島根半島の新第三系は、東西ないし東北東－西南西方向の軸を有する褶曲構造をなす。大局的にみると、島根半島主部及び大社山塊では、それぞれ背斜をなし、十六島湾から出雲市平田町に至る丘陵地及び出雲平野から宍道湖に至る低地帯はそれぞれ向斜をなす。これらの大構造としての背斜及び向斜は、更に多くの小規模な背斜及び向斜の複合から成る(第3.2-3図)。多井(1973)<sup>(47)</sup>等によると、この島根半島の新第三系の褶曲帯は、宍道褶曲帯と呼ばれている。

宍道湖の新第三系は、湖の中央より軸がやや北側に偏った極めて緩やかな向斜をなし、中海の新第三系は、軸が北側に偏った非対称の向斜をなす。これに関して、山内・岩田(1998)<sup>(48)</sup>では地溝状の地質構造を推定しているとともに、沢田ほか(2001)<sup>(49)</sup>では地溝状の盆地を宍道地溝帯と定義している。

一方、宍道湖南方地域の新第三系は、著しい褶曲構造が認められず、大局的には緩やかに北側に傾斜する。

多井(1973)、山内・吉谷(1992)<sup>(50)</sup>、鹿野・吉田(1985)等によると、島根半島の褶曲構造は松江層まで及んでいるが、約5 Ma～約6 Maに噴出した和久羅山安山岩が松江層を不整合に覆うことから、後期中新世末期には褶曲構造の形成がほぼ終了したとされている。また、宍道湖及び中海の音波探査等の結果並びに三梨・徳岡編(1988)及び徳岡・高安編(1992)によると、新第三系を覆う更新統及び完新統に、褶曲構造や断層は認められない。さらに、大西(1979)によると、宍道湖・中海低地帯周辺における段丘面に関する検討の結果、中期更新世以降、低地帯の中央部が沈降するような動きは認められないとされている。

## (2) 海岸地形

日本海に面する島根半島北岸は、主に岩石海岸から成り、潮間帯やそれよりも高い位置に形成された波食棚（以下「ベンチ」という。）が認められる。敷地周辺陸域の海岸侵食地形分布図を第 3.2-12 図に示す。

ベンチの平面的な分布については、数 10km スケールあるいは数 km スケールでみると、発達程度の地域的な偏りが認められる。断片的に分布するベンチの幅は、数 m～数 10m 程度のものが大半であり、また、潮間帯より上位に発達するベンチも様々なものが存在し、定高性及び系統的な高度変化等の規則性は認められない。

島根半島沿岸域で実施した音波探査の結果、後期更新世以降に沿岸域を隆起させるような運動様式の断層は確認されない。また、小池・町田（2001）<sup>(51)</sup>、藤原ほか（2005）<sup>(52)</sup> 等によると、島根半島沿岸域の地殻運動は、段丘面の分布状況等から、後期更新世には安定又は若干の沈降傾向であるとされている。

以上のことから、島根半島北岸のベンチは、少なくとも地震性地殻変動に伴う隆起により形成されたものではないと判断される。

## (3) 断層及び変位地形・リニアメント

島根半島の新第三系には、褶曲軸とほぼ平行する東西性の逆断層が多く存在する。

多井（1952）<sup>(53)</sup> は、鹿島町古浦から鹿島町南講武、松江市上本庄町を通り、美保関町宇井付近に至る断層を、宍道断層と命名し、この地域の断層の中で最も大きいものとしている。鹿野・吉田（1985）によると、宍道断層は相対的に北上がりの逆断層と考えられ、周辺には宍道断層から派生したと思われる北上がりあるいは南上がりの高角逆断層がいくつかみられるとしている。

また、多井（1973）によると、大社山塊と出雲平野の境界付近に、大社衝上断層が推定されている。大社衝上断層は、通商産業省（1969<sup>(54)</sup>、1970<sup>(55)</sup>）が実施した重力探査及び地震探査の結果、東西方向に延びる

重力急傾斜帯があること及び大社山塊と出雲平野の速度層構造に著しい差が認められることから、北上がりの逆断層として推定されたものである。その後の通商産業省（1971）<sup>(56)</sup>の調査結果によると、大社衝上断層は陸域から海域まで連続するものとされている。

多井（1973）は、島根半島の新第三系の褶曲・断層系の主な形成が、中新世末期頃までにはほぼ完了したとしている。

宍道湖南方地域には、新第三系に東西ないし東北東－西南西方向の断層がいくつかみられる。また、白亜紀後期火山岩類及び花崗岩類は、東北東－西南西ないし北東－南西方向に配列する分布を示しており、これとほぼ同方向の断層がいくつか存在する。

活断層研究会編（1991）によると、敷地を中心とする半径約 30 km の範囲の陸域には、第 3.2-13 図に示すとおり、古浦東方断層、宍道断層[北][南]、枕木山東断層（「枕木山東断層」の名称は橋本ほか（1980）<sup>(57)</sup>による。）、森山断層、高尾山断層、法田断層、古殿[北][南]断層、山中付近断層、垣の内北側断層、半場－石原断層、万田付近断層、矢尾町付近断層及び木次南断層が挙げられる。

活断層研究会編（1991）によると、このうちの古浦東方断層及び宍道断層[北][南]は、多井（1952）の宍道断層にほぼ一致するとされている。また、活断層研究会編（1991）及び鹿野ほか（1989）によると、矢尾町付近断層は、多井（1973）の大社衝上断層にほぼ一致するとされている。

今泉ほか編（2018）によると、敷地を中心とする半径約 30 km の範囲の陸域には第 3.2-14 図に示すような断層が示されている。このうち、活断層研究会編（1991）による古浦東方断層、宍道断層[北][南]及び森山断層が、宍道（鹿島）断層帯と称され、一連の活断層として示されている。

活断層研究会編（1991）に示される古浦東方断層、宍道断層[北][南]、枕木山東断層、森山断層、法田断層及び高尾山断層については、一連とする文献もあることから、以下ではこれらの断層を一括して宍道断層と

して用いる。

また、宍道断層、古殿[北][南]断層及び山中付近断層については、敷地からの距離を考慮し、「3.3 敷地近傍の地質・地質構造」で詳述する。

活断層研究会編（1991）によると、第 3.2-15 図に示すように、敷地を中心とする半径 30 km 以遠の陸域にも、地震断層及び活断層が示されている。これらのうち、地震断層として吉岡断層及び鹿野断層があり、比較的延長の長い確実度 I の活断層としては山崎断層系がある。

敷地を中心とする半径約 30km の範囲の陸域について、地形調査を実施した。地形判読に当たっては、敷地周辺陸域の地質・地質構造を考慮した変位地形・リニアメント判読基準を作成し、変動地形学的視点により変位地形・リニアメントを抽出するとともに、段丘面の区分及び海岸地形の分類を実施した。なお、変位地形・リニアメントは変動地形の可能性が高いものから、ランクを A～D に区分した。変位地形・リニアメント判読基準を第 3.2-3 表に示す。

敷地を中心とする半径約 30km の範囲の陸域の変位地形・リニアメントを第 3.2-4 表及び第 3.2-16 図に示す。

また、敷地を中心とする半径約 30km の範囲について、重力異常及び微小地震分布に関する文献調査を実施した。

敷地を中心とする半径約 30km の重力異常については、地質調査総合センター編(2013)をもとに検討を行った。敷地周辺の重力異常図を第 3.2-17 図に示す。

重力異常としては、背斜を成す島根半島主部及び大社山塊では高重力域が認められ、一方、向斜を成す宍道湖・中海低地帯では低重力域が認められる。境水道から中海北部を通り、松江市内にかけて東北東-西南西方向に延びる重力コンターの急傾斜部が認められ、西方の松江市内及び東方の美保関町東方沖合いへ向かうほど不明瞭となる。これは後述する F-B 断層及び F-C 断層にほぼ対応する。同様に、大社山塊南限沿いから出雲市大社町西方海域にかけて、大社衝上断層に対応する東北東

一西南西方向に延びる重力コンターの急傾斜部が認められ、東方の宍道湖へ向かうほど不明瞭になる。これらの重力異常から、共に北上がりの地質構造の存在が推定される。また、鹿島町古浦から出雲市<sup>うつぶるい</sup>十六島町の沿岸域にかけて、東北東一西南西方向に延びる重力コンターの傾斜部が認められる。これは後述するF-①断層及びF-②断層による音響基盤の落差（音響基盤の傾斜部）を反映した重力変化と考えられる。

敷地を中心とする半径約 30km の微小地震分布については、気象庁地震カタログの 1997 年 10 月から 2016 年 10 月までの約 20 年間を対象として検討した。微小地震分布図を第 3.2-18 図に示す。その結果、鳥取県西部地域に震央の集中がみられる。また、変位地形・リニアメントとの関連が考えられる微小地震は認められない。

#### a. 垣の内北側断層

##### (a) 文献調査結果

橋本ほか（1980）は、松江市島根町<sup>きたがき</sup>北垣北方の尾根から南東方向の延長4.0km間に、西北西一東南東方向の準確実活断層を記載し、垣の内断層と呼び、主に尾根に連続して明瞭な右横ずれ地形が認められるとしている。

活断層研究会編（1980, 1991）は、橋本ほか（1980）と同位置に、長さ4.0kmの垣の内北側断層を記載し、確実度Ⅱ、活動度Cとしている。

鹿野・吉田（1985）は、橋本ほか（1980）の垣の内断層について、そのほかのリニアメントに比べてもはるかに明瞭さを欠くものであり、活断層とする根拠は乏しいとしている。

佃ほか（1985）、中田ほか（2008）<sup>(58)</sup> 及び今泉ほか編（2018）には、同位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

##### (b) 地形調査結果

垣の内北側断層周辺の地形調査結果を第3.2-19図に示す。

島根町北垣から島根町垣の内にかけて、直線状の谷、鞍部及び傾

斜変換線等から成る北西－南東方向のDランクの変位地形・リニアメントが判読される。

これらの変位地形・リニアメントは活断層研究会編（1980, 1991）の垣の内北側断層にほぼ対応する。変位地形・リニアメントの南東側の山地斜面には逆向き崖による北東側低下の高度差が認められ、変位地形・リニアメントの北西側では一部に河谷と尾根に右屈曲が認められるが不明瞭で系統的ではない。

(c) 地表地質踏査結果

垣の内北側断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.2-20図に示す。

垣の内北側断層沿いには、新第三系中新統の牛切層の流紋岩～デイサイト質火砕岩，砂岩・礫岩，砂岩・泥岩互層，泥岩，並びに貫入岩であるデイサイト，安山岩及び玄武岩が分布する。

牛切層は，ほぼ東西方向の走向で北傾斜の緩やかな同斜構造を示す。

島根町垣の内南東部のピット調査（Loc. KN-1）では，泥岩及び流紋岩～デイサイト質火砕岩が北傾斜の緩やかな構造を示し，変位地形・リニアメント位置には断層は認められない（第3.2-21図）。

島根町垣の内の北部では，変位地形・リニアメントの一部が流紋岩～デイサイト質火砕岩と貫入岩であるデイサイトとの地質境界に対応する。

(d) 総合評価

垣の内北側断層にほぼ対応する変位地形・リニアメントには，一部に河谷と尾根に右屈曲が認められるが不明瞭で系統的ではない。垣の内北側断層付近に分布する地層は，北傾斜の緩やかな同斜構造を示し，変位地形・リニアメント位置に断層は認められない。また，変位地形・リニアメントの一部は，牛切層の流紋岩～デイサイト質

火砕岩と貫入岩であるデイサイトとの地質境界に対応する。

以上のことから垣の内北側断層にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、岩質の差を反映した組織地形であると判断される。

## b. 大社衝上断層及び矢尾町付近断層

### (a) 文献調査結果

大社衝上断層は、通商産業省（1969, 1970, 1971）の重力探査、地震探査等の結果、大社山塊と出雲平野を境する高角度逆断層として推定されたもので、多井（1973）は、これらの調査結果をもとに、大社衝上断層が西方の海域まで連続するものとしている。なお、大社衝上断層については、活断層とする文献はない。

橋本ほか（1980）は、出雲市大社町<sup>ようかん</sup>遙堪から出雲市国富町<sup>くにどみ</sup>に至る延長6.0km間に東西ないし東北東－西南西方向の推定活断層を記載し、矢尾町断層と呼んだ。

活断層研究会編（1980, 1991）は、橋本ほか（1980）と同位置に、長さ6 kmの矢尾町付近断層を記載し、確実度Ⅲ、活動度Cとしている。

鹿野ほか（1989）は、橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980, 1991）とほぼ同じ位置にリニアメントを図示しているが、リニアメントは地質断層あるいは浸食に対する抵抗の差が大きい岩石の境界にほぼ一致しており、リニアメントに沿った地域に明瞭な変位地形等活断層であることを示す証拠は認められないとしている。

今泉ほか編（2018）には、同位置に推定活断層が示されている。

一方、佃ほか（1985）には、同位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

活断層研究会編（1980, 1991）及び鹿野ほか（1989）は、矢尾町付近断層が、多井（1973）の大社衝上断層にほぼ一致するとしている。



以下では大社衝上断層及び矢尾町付近断層に関する調査結果をあわせて記載する。

(b) 地形調査結果

大社山塊及び矢尾町付近断層周辺の地形調査結果を第3.2-22図に示す。

国富町から大社町にかけて、山脚部の崖、傾斜変換線、山地・平野境界をなす崖等から成るほぼ西北西-東南東～東北東-西南西方向のA、B、Cランクの変位地形・リニアメントが判読され、一部の河谷と尾根に右屈曲が認められるほか、H3面（高位面）に撓みがあり、沖積面及び扇状地面に低崖が認められる。

これらの変位地形・リニアメントは東半部が活断層研究会編（1991）の矢尾町付近断層にほぼ対応する。

(c) 地質調査結果

大社山塊及び矢尾町付近断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.2-23図に示す。

地表地質踏査結果によると、矢尾町付近断層沿いには、新第三系中新統の古浦層、成相寺層、牛切層及び古江層、並びに貫入岩であるドレライト及び安山岩が分布する。また、これらを覆ってH3面（高位面）及びMm面（中位Ⅱ面）段丘堆積物が局所的に認められるほか、谷沿いには沖積低地堆積物が分布する。

変位地形・リニアメント東部の国富町馬伏<sup>うまぶし</sup>付近では、牛切層中に幅約10cm～約50cmの断層破碎帯を伴う断層露頭が認められ、この断層より北西の岩盤は幅約5mにわたって破碎を受け軟質化している（第3.2-24図）。この断層露頭から西方にかけて、変位地形・リニアメントを境に地質分布・構造の不連続がみられることから、変位地形・リニアメントにはほぼ一致する断層が存在するものと判断される。断層露頭周辺では、北西側に礫岩・砂岩主体の地層が、南東側に泥岩・砂岩主体の地層が分布し、断層の両側で牛切層の岩相が異

なる。

断層露頭にみられる断層破碎帯は全体に弱い熱水変質作用を受け、一部に軟質な断層粘土が認められるが、全体に固結しており、最近の活動を示唆する新しいせん断面は認められない。

出雲市日下町<sup>くさか</sup>から国富町までの牛切層の分布域では、断層の両側で牛切層の岩相が異なる。特に、Cランクの変位地形・リニアメントが判読される出雲市東林木町<sup>ひがしはやしぎ</sup>以東では、断層の北西側に硬質な砂岩・礫岩主体の地層が分布し、断層の南東側に比較的軟質な泥岩主体の地層が分布する。

一方、日下町周辺の成相寺層の分布域では、変位地形・リニアメントは、硬質な流紋岩溶岩と、軟質な流紋岩質火砕岩との地質境界にほぼ一致する。

なお、出雲市西林木町<sup>にしはやしぎ</sup>から出雲市美談町<sup>みだみ</sup>にかけて、並びに大社町から矢尾町にかけての山地・平野境界に認められる変位地形・リニアメントは、新第三系中新統と沖積層との地質境界にほぼ一致する。

大社山塊周辺の重力データ（地質調査所編（2000）<sup>(59)</sup>）の再解析結果による重力異常分布図を第3.2-25図に、また、大社山塊東部から宍道湖にかけての詳細な重力探査結果による重力異常分布図を第3.2-26図に示す。

重力探査結果によると、大社山塊南限沿いから大社町西方海域にかけて、大社衝上断層に対応する東北東-西南西方向に延びる重力コンターの急傾斜部が認められ、北上がりの地質構造の存在が推定される。また、この重力コンターの急傾斜部は、東方の宍道湖へ向かうほど不明瞭になる。

大社衝上断層の西方延長に位置する大社町西方海域の音波探査結果によると、中新統上面及びそれを覆う更新統に変位や変形は認められない。

一方、大社衝上断層の東方延長に位置する宍道湖の音波探査結果

によると、中新統に断層は認められない。

(d) 総合評価

矢尾町付近断層については、空中写真判読により変位地形・リニアメントが大社山塊南限の山麓に沿って大社衝上断層の北側に近接して認められることから大社衝上断層に含めて評価する。

大社衝上断層については、活断層とする文献はないが、変位地形・リニアメントが判読されること、上部更新統が欠如し活動性が明確に判断できないこと等から、震源として考慮する活断層とし、その長さについては、大社町西方海域において中新統上面及びそれを覆う更新統に変位や変形が認められない音波探査測線から、宍道湖において断層が認められない音波探査測線までの約28kmとする。

c. 木次南断層

(a) 文献調査結果

活断層研究会編（1980, 1991）は、雲南市掛合町北迫<sup>かけや きたざこ</sup>付近から斐伊川沿いの雲南市木次町西日登<sup>にしひのぼり</sup>を通り、雲南市大東町清田<sup>せいだ</sup>付近に至る延長20km間に、北東－南西方向の木次南断層を記載し、确实度Ⅲとしている。活動度は記載されていない。これによると、斐伊川は1,000m以上、その西の2つと東の2つの小さな川は1,000m以下の右横ずれがみられるとしている。

佃ほか（1985）及び今泉ほか編（2018）には、同位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

(b) 地形調査結果

木次南断層周辺の地形調査結果を第3.2-27図に示す。

掛合町多根志食<sup>たねしじき</sup>の南方から大東町清田にかけて、傾斜変換線、鞍部等から成る北東－南西方向のDランクの変位地形・リニアメントが断続的に判読される。

これらの変位地形・リニアメントは、活断層研究会編（1980, 1991）の木次南断層にほぼ対応する。変位地形・リニアメントの南西部で

は、山地斜面に逆向き崖から成る南東側低下の高度差が認められるが、それ以外の区間では顕著な高度差は認められない。また、変位地形・リニアメントには河谷と尾根の屈曲は認められない。

(c) 地表地質踏査結果

木次南断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.2-28図に示す。

木次南断層沿いには、古第三紀に貫入した花崗岩類が広く分布し、掛合町北迫付近には古第三系の八神<sup>はかみ</sup>火山岩類が分布する。鹿野ほか(1994)によると、花崗岩類は、大東花崗閃緑岩、鴨花崗岩及び下久野花崗岩に区分されている。また、三刀<sup>みとや</sup>屋川、斐伊川等の河川沿いには、高位面、中位面及び低位面段丘堆積物が河成段丘を形成しており、北東端に近い大東町金成<sup>かねなり</sup>付近には古期扇状地堆積物が分布する。

本断層の北東部にあたる大東町金成付近では、中～粗粒の大東花崗閃緑岩とこれを貫く細粒の下久野花崗岩が分布しており、変位地形・リニアメントは両者の貫入境界にほぼ一致する。大東花崗閃緑岩は、下久野花崗岩に比べ風化がみられ、大東花崗閃緑岩が分布する北西側の山地高度が全体に低くなっている。大東町金成付近では両者が粘土等を介して接する露頭も確認しているが、その北東延長方向に位置する大東町清田付近には、上部更新統に対比される古期扇状地堆積物が分布し、これが形成する扇状地面に変位地形は認められず、古期扇状地堆積物を覆う三瓶木次<sup>うだに</sup>軽石層(約10.5万年前)の上面にも有意な高度差はなく、さらにその北東方において新第三系の波多層が連続して分布している。

この西方の木次町宇<sup>うだに</sup>谷付近では、変位地形・リニアメントの方向と調和的な小規模な閃緑岩の貫入岩体が分布しており、貫入岩中に北東-南西方向の粘土脈が認められる。

木次町西日登の斐伊川沿いでは、文献により1,000m以上の右横ずれが指摘されているが、上下流の河道には変位が認められず、変位

地形・リニアメントに沿って河谷や尾根が系統的に大きく屈曲するような変位地形は認められない。さらに、変位地形・リニアメント南西部にあたる掛合町松尾付近<sup>まつお</sup>の三刀屋川沿いにあるH3面（高位面）に変位地形は認められず、段丘堆積物を覆う三瓶木次軽石層にも有意な高度差は認められない。

この他、周辺に分布する花崗岩中には、変位地形・リニアメントと同方向の節理等の分離面が多数認められ、挟在物中には小規模な粘土化した部分や熱水変質作用を受けている部分も確認している。

#### (d) 総合評価

木次南断層沿いには、北東－南西方向のDランクの変位地形・リニアメントが断続して判読されるが、河谷や尾根の系統的な屈曲は認められない。

大東町清田付近から東阿用付近<sup>ひがしあよう</sup>にかけて、変位地形・リニアメントは大東花崗閃緑岩と下久野花崗岩の境界にほぼ一致し、両者が粘土等を介して接する露頭も確認されているが、その延長方向の大東町清田付近の古期扇状地面に変位地形は認められず、古期扇状地堆積物を覆う三瓶木次軽石層の上面にも有意な高度差はなく、さらにその北東において新第三系の波多層が連続して分布している。大東町東阿用付近から木次町西日登を経て掛合町北迫付近に至る間では、花崗岩中に変位地形・リニアメントと同方向の節理等の分離面が多数認められ、挟在物中には小規模な粘土化した部分や熱水変質作用を受けている部分も確認している。木次町西日登付近において、1,000m以上の右横ずれが指摘されている斐伊川屈曲部の上下流の河道には変位が認められず、変位地形・リニアメントに沿って河谷や尾根が系統的に大きく屈曲するような変位地形は認められない。さらに、掛合町松尾付近ではH3面（高位面）に変位地形は認められず、段丘堆積物を覆う三瓶木次軽石層にも有意な高度差は認められない。

以上のことから、木次南断層については、後期更新世以降の活動を示唆するものは認められず、変位地形・リニアメントは花崗岩中の卓越する節理等の分離面に沿って浸食を受けた組織地形と判断される。

d. その他の断層及び変位地形・リニアメント

文献に示されるその他の陸域の断層並びに地形調査結果による変位地形・リニアメントについては、後期更新世以降の活動が認められないか、若しくはその長さや敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。

宍道湖及び中海については、音波探査記録等から、宍道湖では、第3.2-6図及び第3.2-7図に示すように断層は認められない。また、中海では、第3.2-6図に示すようにF-A断層、F-B断層及びF-C断層の3条の断層が認められる。第3.2-8図に示すように、これらの断層はいずれもⅢ<sub>N</sub>層以下の地層に変位又は変形を与えているが、Ⅶ<sub>N</sub>層、Ⅱ<sub>N</sub>層及びⅠ<sub>N</sub>層に変位や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に活動したものではないと判断される。

e. 敷地を中心とする半径30km以遠の主な断層

活断層研究会編（1991）には、敷地を中心とする半径30km以遠の陸域にも、地震断層及び活断層が示されている（第3.2-15図）。これらのうち、地震断層として吉岡断層及び鹿野断層があり、比較的延長の長い確実度Ⅰの活断層としては山崎断層系がある。

吉岡断層及び鹿野断層は、1943年の鳥取地震（マグニチュード（以下「M」という。）7.2）に際して活動した地震断層である。活断層研究会編（1991）によると、鹿野断層は地形的にも活断層として認められ、長さ8 km、確実度Ⅰとされているが、活動度は記載されていない。

津屋（1944）<sup>(60)</sup>は、鳥取地震の直後に震源地付近の地質学的観察を行い、吉岡断層及び鹿野断層沿いにあらわれた地震断層の長さ、変位の方向、変位量等を検討した。

安藤ほか(1980)<sup>(61)</sup>は、鹿野断層について、鳥取県鳥取市鹿野町<sup>ほう</sup>法楽寺と鳥取市<sup>そうろうくぼら</sup>双六原の2箇所でトレンチ調査を実施し、法楽寺のトレンチによって、断層の上下方向の変位量を60cm～80cmと読み取り、津屋(1944)の報告とほぼ一致するとしている。

一方、山崎断層系は、活断層研究会編(1991)によると、岡山県と鳥取県の県境に位置する<sup>なぎ</sup>那岐山の北方付近から、ほぼ東南東方向に延び、<sup>ひょうご</sup>兵庫県<sup>しそ</sup>宍粟市山崎町を経て同県<sup>みき</sup>三木市に至る総延長87kmの断層系であり、活動度Bとされている。

活断層研究会編(1991)によると、西から<sup>おおはら</sup>大原断層(長さ34km)、<sup>ひ</sup>土<sup>じま</sup>万断層(長さ18km)及び<sup>やすとみ</sup>安富断層(長さ18km)がほぼ連続し、更に約7km離れた東方にある<sup>びわこう</sup>琵琶甲断層(長さ10km)を含め、これら4本の断層が確実度Iとされている。また、<sup>かこ</sup>加古川を挟んで更に東方に<sup>みき</sup>三木断層(長さ22km)が確実度IIとして示されている。

岡田ほか(1987)<sup>(62)</sup>は、安富断層のトレンチ調査を行い、最新活動時期として868年の<sup>はりま</sup>播磨地震(M $\geq$ 7.0)の可能性を示唆している。

遠田ほか(1995)<sup>(63)</sup>は、山崎断層系の北西部を構成する大原断層のトレンチ調査を行い、最新活動時期は868年の播磨地震の可能性が強いとし、大原断層、土万断層及び安富断層が同時に動くか、時間差を伴って連鎖的に動く関係にあるとしている。

岡山県(1996)<sup>(64)</sup>は同じく大原断層のトレンチ調査を行い、最新活動時期を平安時代中期に特定し、播磨地震に該当するとしている。

兵庫県(1996)<sup>(65)</sup>は、土万断層及び安富断層のトレンチ調査を行い、このうちの安富断層の最新活動時期が播磨地震である可能性が高いとしている。

佃ほか(1985)によると、安富断層とその東方の琵琶甲断層との間に分布する中位面ないし低位面段丘堆積層には断層が記載されていないことから、播磨地震で活動したとされる大原断層、土万断層及び安富断層の一連の活断層は、その東方には延長しないことを示唆してい

る。

また、兵庫県（1999）<sup>(66)</sup> は、山崎断層系の地形・地質調査を行い、安富断層の横ずれ変位は、東方にゆくにつれ変位量が小さくなる傾向が認められ、東方延長線上でも明瞭な変位地形を伴ったリニアメントは見出せなくなることから、安富断層は琵琶甲断層には直接連続していない可能性が高いとしている。

さらに、兵庫県（2001）<sup>(67)</sup> は、トレンチ調査等により、琵琶甲断層及び三木断層が約2,000年前の前後数百年の間に活動した可能性があり、また、安富断層と琵琶甲断層の間の約7kmについては変位地形は認められないとしている。

岡田・東郷編（2000）<sup>(68)</sup> は、総延長約87kmの断層帯として山崎断層帯と呼び、大原断層から安富断層までが一連の活断層であり、琵琶甲断層や三木断層を別の活動をもつ断層とすれば、この延長は約60kmであるとしている。

今泉ほか編（2018）は、長さ約55kmの断層帯として山崎断層帯と呼び、西北西－東南東方向に直線的に連なる大原断層、土万断層及び安富断層と、南部で南東方へ分岐するように発達する暮坂峠<sup>くれさかとうげ</sup>断層によって構成され、系統的な河谷や尾根の左屈曲が明瞭なB級の活動度を持つ左横ずれ断層と推定されるが、暮坂峠断層や東部に位置する活動度の低い断層ではこれらの変位地形は不明瞭であるとしている。

地震調査研究推進本部（2013）<sup>(69)</sup> によると、山崎断層帯主部は、岡山県美作市勝田<sup>みまさか かつた</sup>町から兵庫県三木市に至る断層帯で、ほぼ西北西－東南東方向に一連の断層が連なるように分布している。全体の長さは約79kmで、左横ずれが卓越する断層帯であるとしている。なお、山崎断層帯主部は、兵庫県姫路市<sup>ひめじ</sup>より北西側と兵庫県福崎町<sup>ふくさき</sup>より南東側とではそれぞれ最新活動時期が異なるため、北西部及び南東部に分けて評価を行ったとしている。北西部では、M7.7程度の地震が発生する可能性があり、また、南東部では、M7.3程度の地震が発生する可能性があ



るとしている。なお、山崎断層帯主部全体が連動して活動することも考えられるため、その場合、M8.0程度の地震が発生する可能性があるとしている。

以上のことから、山崎断層系については、大原断層から三木断層に至る長さ約79kmの区間の活動性を考慮する。

また、文献により敷地を中心とする半径30km以遠に示されたその他の断層については、その長さと敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。

### 3.2.3 海域の調査結果

敷地前面海域及びこれを含む敷地周辺海域の地質・地質構造は、文献調査、敷地前面海域等の音波探査結果によると以下のとおりである。

#### 3.2.3.1 海底地形

敷地前面海域の音波探査結果、海上保安庁水路部（1991b, 1992a, 1993a）の「海底地形図」及び日本水路協会（2008）<sup>(70)</sup>の「海底地形デジタルデータ」により、第3.2-29図に示す敷地前面海域の海底地形図を作成した。

敷地前面海域は、大部分が島根半島から隠岐諸島の島棚まで連なっている水深150m以浅の大陸棚に属し、水深50m～70m付近の傾斜変換点を境にして、傾斜及び起伏が異なる沿岸海域と沖合海域に分けられる。

沿岸海域は島根半島北側では屈曲に富んだ海岸線で陸域と接し、海底面は10/1,000～50/1,000程度の勾配で、小島、堆、海底谷等を伴う起伏の激しい複雑な形状を呈している。なお、沿岸海域のうち、美保湾及び大社前面海域はいずれも中国山地と島根半島を隔てる沖積平地の湾入部に接し、海岸から沖合に向かって緩やかに傾斜する起伏に乏しい単調な平坦面で形成されている。

沖合海域の海底面は島根半島中央部と隠岐諸島を結ぶ線を境として、東側では2/1,000前後の勾配で北方へ極めて緩やかに傾斜する斜面で、西

側ではその中央部に東西方向の緩やかな起伏を伴い、全体として3 / 1,000 前後の勾配で北西方へ緩やかに傾斜する斜面でそれぞれ形成されている。

### 3.2.3.2 海底地質

敷地前面海域の海底地質は、第 3.2-5 表に示すように、音波探査で認められる反射面の連続性、下位層との不整合関係、堆積構造及び反射パターンの特徴に着目し、上位からA層、B層、C層、D層の堆積物又は堆積岩及びV層の火山岩・貫入岩に区分される。

敷地前面海域の海底地質図を第 3.2-30 図に、主要測線の海底地質断面図を第 3.2-31 図に、音波探査記録を第 3.2-32 図に示す。

A層は陸域近傍及び敷地前面海域の北西部の大陸棚外縁～大陸縁辺台地を除いたほとんどの海域に薄く堆積しており、下位層を不整合関係で覆っている。本層は未固結の泥、砂、礫等から成る堆積物と考えられる。

B層は敷地前面海域の東部及び北西部に広く分布して大部分が上位層に覆われており、下位層を不整合関係で覆っている。本層は未固結～半固結の泥、砂及びこれらの互層から成り、部分的に砂礫層を挟んでいると考えられる。

B層は層内の不整合面等により細区分される。細区分に当たっては、東部海域のB層は大陸棚に位置し、層内に浸食面が認められることから、その浸食面に着目し、連続する反射面を追跡することにより境界面を認定した。また、北西部海域のB層は大陸棚外縁～大陸縁辺台地に位置し、プログラデーションが認められることから、その反射パターンを有する地層の不整合面に着目し、連続する反射面を追跡することにより境界面を認定した。その結果、東部海域のB層は上位からB<sub>1E</sub>層及びB<sub>2E</sub>層の2層に、北西部海域のB層は上位からB<sub>1W</sub>層、B<sub>2W</sub>層及びB<sub>3W</sub>層の3層にそれぞれ細区分される。また、東部及び北西部以外の海域では、分布が小範囲に限られ、かつB層の層厚が薄いことから細区分せずB<sub>x</sub>層とする。

C層は敷地前面海域の東部，北西部，西部の中央部及び日御碕西方に広く分布しているが，大部分が上位層に覆われており，下位層を顕著な不整合関係で覆っている。本層は固結した泥岩，砂岩及びこれらの互層から成り，部分的に礫岩層を挟んでいると考えられる。

D層は敷地前面海域の最下位層であり，層内の不整合面により，上位からD<sub>1</sub>層及びD<sub>2</sub>層の2層に細区分される。D<sub>1</sub>層は敷地前面海域中央部のD<sub>2</sub>層隆起部を除く海域及び日御碕西方に広く分布しているが，大部分を上位層に覆われている。本層は固結した泥岩，砂岩及びこれらの互層から成り，部分的に礫岩層を挟んでいると考えられる。D<sub>2</sub>層は敷地前面海域に分布する地層の最下部層で，島根半島周辺，敷地前面海域中央部，島前<sup>どうぜん</sup>西方及び日御碕西方では海底面下浅部又は海底面で広く分布が認められる。本層は，堅硬な泥岩，砂岩及びこれらの互層から成り，しばしば礫岩及び火山砕屑岩を挟んでいると考えられる。

V層は岩床状，又は岩脈状を呈し，敷地前面海域中央沿岸部及び隠岐諸島南方沖の小範囲に分布しているが，大部分が上位層に覆われている。本層は火山岩・貫入岩から成ると考えられる。

音波探査記録の解析により区分されたこれら各層は，玉木ほか（1981），採泥試料から微化石分析を行っている山本ほか（1989）及び深部試錐から微化石分析を行っている田中・小草（1981）<sup>(71)</sup>との層序対比並びに海域と陸域との層序対比等を検討することにより，A層は完新統，B層は中部～上部更新統，C層は鮮新統～下部更新統，D層は中新統及びV層は中新世～更新世の火山岩・貫入岩に対比される。

また，細区分されたB層は，さらに堆積構造，地層の累重関係及び堆積の場と海水準変動との関係から地質年代対比を検討した。

東部海域ではB<sub>1E</sub>層は大陸棚に分布し，一部でプログラデーションパターンを示す。また，B<sub>1E</sub>層はA層に不整合に覆われ，B<sub>2E</sub>層上面の浸食面を不整合に覆う。B<sub>2E</sub>層上面の浸食面は，最終氷期最寒冷期（海洋酸素同位体ステージ2）に形成されたA層とB<sub>1E</sub>層の不整合面の下位に位置す

ることから、安全評価上、至近の低海水準の時期であるステージ6に形成されたと考える。したがって、B<sub>1E</sub>層は低海水準の時期（ステージ6）より後の堆積物として上部更新統に対比される。また、B<sub>2E</sub>層はB<sub>1E</sub>層の下位に位置し、前述のとおりB層が中部～上部更新統であることから、中部更新統に対比される。

なお、東部海域の地層対比の妥当性を確認するため、松江市鹿島町沖約7 kmに位置する大陸棚において柱状採泥調査により試料を採取し、火山灰分析及び放射性炭素同位体法による年代測定を実施した結果、前述した地層区分に基づくA層から採取した大部分の試料の地質年代が後期更新世を示したことから、従来のA層は表層部を除きB<sub>1E</sub>層であることが確認された。このB<sub>1E</sub>層の分布範囲は、少なくともブーマー・マルチチャンネル方式等による高分解能の音波探査が実施されている範囲で確認されている。

北西部海域ではB<sub>1w</sub>層は大陸棚外縁～大陸縁辺台地に分布し、ほぼ水平かやや傾斜する成層パターンを示す。また、B<sub>1w</sub>層は大陸棚外縁付近においてA層に不整合に覆われ、B<sub>2w</sub>層上面をオンラップ状の不整合で覆う。B<sub>2w</sub>層上面の不整合面は、最終氷期最寒冷期（ステージ2）に形成されたA層とB<sub>1w</sub>層の不整合面の下位に位置することから、安全評価上、至近の低海水準期であるステージ6から海進へ移行するステージ5の初期に形成されたと考える。したがって、B<sub>1w</sub>層は海進した時期（ステージ5の初期）より後の堆積物として上部更新統に対比される。また、B<sub>2w</sub>層及びその下位に位置するB<sub>3w</sub>層は、これらがB<sub>1w</sub>層の下位に位置し、B層が中部～上部更新統であることから、ともに中部更新統に対比される。

敷地前面海域をはじめとする敷地周辺海域の海底地質については、玉木ほか（1982）、山本ほか（1989）等を示されており、それら及び陸域の地質と敷地前面海域の地層の対比を第3.2-6表に示す。

### 3.2.3.3 海底地質構造

## (1) 敷地前面海域

音波探査の結果、敷地前面海域の地質構造は島根半島陸域と調和的な傾向を示している。すなわち、D層は著しい隆起及び沈降を伴い北東－南西ないし東北東－西南西方向に延びる褶曲構造を示す。これを覆うC層は緩やかな褶曲を示し、更にこれらの上位層であるB層及びA層はほとんど褶曲を示さずほぼ水平に堆積している。

敷地前面海域に発達する顕著な褶曲構造は、海域中央部を東北東－西南西方向に延びる複向斜構造と、これとほぼ平行してその北側に延びる複背斜構造である。これらの構造はD層内に形成されており、そのうち、D<sub>2</sub>層はD<sub>1</sub>層よりも著しい褶曲を示している。これらの複向斜構造及び複背斜構造は、いずれも雁行する向斜及び背斜で形成されている。また、島根半島陸域で東北東－西南西方向に延びる構造としては、多井（1952, 1973）が示した宍道断層及び大社衝上断層を含む宍道褶曲帯が分布するが、その海域延長部には、東方及び西方ともにD<sub>2</sub>層の向斜・背斜構造又は沈降・隆起を示す構造が認められ、これらの複向斜構造及び複背斜構造と調和的である。

敷地前面海域では、音波探査の解析結果により、連続性のある断層・撓曲として第 3.2-7 表に示すF-I断層～F-VII断層、K-1撓曲～K-7撓曲、F-①断層及びF-②断層の 16 条が認められる。これら 16 条の断層・撓曲は北東－南西ないし東－西系を示し、いずれも顕著な褶曲構造の翼部に位置している。また、玉木ほか（1982）、海上保安庁水路部（1991b, 1992a）、徳山ほか（2001）等により敷地前面海域に示されている断層を第 3.2-33 図に示す。

F-I断層は、敷地前面海域中央部を東北東－西南西方向に延びる複向斜構造の北翼に沿って松江市島根町沖約 16km に認められる断層である。また、玉木ほか（1982）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、B<sub>2E</sub>層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

F-Ⅱ断層は、敷地前面海域中央部を東北東-西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って松江市島根町沖約8 kmに位置し、東西方向に認められる断層である。また、海上保安庁水路部（1992a）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、B<sub>2E</sub>層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

F-Ⅲ断層は、敷地前面海域中央部を東北東-西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って松江市鹿島町沖約7 kmに位置し、北東-南西方向に認められる断層である。また、玉木ほか（1982）及び海上保安庁水路部（1992a）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、C層までに変位や変形を与えているが、北東部においてその上位のB<sub>2E</sub>層に変位や変形を与えていない。一方、南西部においてB<sub>2E</sub>層は欠如しているものの、B<sub>1E</sub>層に変位や変形を与えていないと考えられるが、ブーマー・マルチチャンネル方式等による高分解能の音波探査記録が得られていないことから、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをB<sub>2E</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、B<sub>1E</sub>層、C層、D<sub>1</sub>層及びD<sub>2</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約4.5 kmとする。

F-Ⅳ断層は、敷地前面海域中央部を東北東-西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って出雲市三津町沖約9 kmに位置し、東西方向に認められる断層である。また、玉木ほか（1982）及び海上保安庁水路部（1991b）は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、C層までに変位又は変形を与えており、その上位のB<sub>2E</sub>層は欠如しているものの、B<sub>1E</sub>層に変位や変形を与えていないと考えられるが、ブーマー・マルチチャンネル方式等による高分解能の音波探査記録が広域的に得られていないことから、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをB<sub>1E</sub>層、C層及びD<sub>1</sub>層に変位を与えていないことが確認できる測線から、D<sub>1</sub>層及びD<sub>2</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約20.0 kmとする。

F-V断層は、敷地前面海域中央部を東北東-西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って出雲市日御碕沖約15kmに位置し、東西方向に認められる断層及び撓曲である。また、海上保安庁水路部(1991b)は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、C層までに変位又は変形を与えており、その上位のB層については欠如しているが、A層には変位や変形を与えていない。したがって、F-V断層については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをC層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約17.5kmとする。

F-VI断層は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる複背斜構造の北翼に沿って松江市島根町沖約25kmに認められる断層である。また、玉木ほか(1982)は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。断層は、B<sub>1E</sub>層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

F-①断層は、松江市鹿島町沖約5kmに位置し、北東-南西方向に認められるF-III断層の南側約1kmを並走して分布する断層である。断層は、D<sub>2</sub>層下部に変位や変形を与えているが、D<sub>2</sub>層上部に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。また、F-①断層は、地下深部においてF-III断層に収斂すると考えられる。

F-②断層は、出雲市三津町沖約4kmに位置し、東西方向に認められるF-IV断層の南側約4kmを並走して分布する断層である。断層は、D<sub>2</sub>層上部に変位や変形を与えているが、D<sub>2</sub>層上面及びそれを覆うB<sub>1E</sub>層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

F-VII断層及びK-3撓曲は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる複背斜構造の北翼に沿って出雲市三津町沖約31kmに認められる断層及び撓曲である。また、玉木ほか(1982)及び徳山ほか(2001)は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。F-VII断層及びK-3撓曲

は、走向が概ね一致しており近接していることから、一連のものとして検討する。これらの断層及び撓曲は、C層までに変位又は変形を与えており、その上位のB層については欠如しているか、又はB<sub>2w</sub>層に変形を与えている箇所がある。また、A層には変位や変形を与えていない。したがって、これらの断層及び撓曲については、後期更新世以降の活動を考慮するものとして「F<sub>K-1</sub>断層」と呼び、その長さをB<sub>2E</sub>層上面及びそれを覆うB<sub>1E</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、B<sub>2w</sub>層に変位を与えていないことが確認できる測線までの最大約19.0kmとする。

K-1撓曲は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる背斜構造の北翼に沿って松江市鹿島町沖約52kmに認められる撓曲である。撓曲は、西部においてB<sub>1w</sub>層までに変位又は変形を与えている。一方、東部においてC層までに変位又は変形を与えており、その上位のB<sub>2w</sub>層には変位や変形を与えていない。したがって、K-1撓曲の西部については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをB<sub>2w</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、B<sub>x</sub>層、C層及びD<sub>1</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約32.0kmとする。

K-2撓曲は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる背斜構造の北翼に沿って松江市鹿島町沖約49kmに認められる撓曲である。撓曲は、中央部においてB<sub>2w</sub>層までに変形を与えており、その上位のB<sub>1w</sub>層は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭である。一方、東部においてB<sub>2w</sub>層に、西部においてB<sub>3w</sub>層に変位や変形を与えていない。したがって、K-2撓曲の中央部については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをB<sub>2w</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、B<sub>3w</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約3.5kmとする。

K-4撓曲は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる複背



斜構造の南翼に沿って松江市鹿島町沖約 19km に位置し、東西方向に認められる撓曲である。撓曲は、D<sub>1</sub>層に変形を与えており、その上位のB<sub>2E</sub>層及びB<sub>1E</sub>層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変形を与えていない。したがって、K-4撓曲については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをB<sub>2E</sub>層までに変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、D<sub>1</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約 9.0km とする。

K-5撓曲は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って松江市島根町沖約 13km に位置し、北東-南西方向に認められる撓曲である。撓曲は、B<sub>2E</sub>層に変位や変形を与えていないことから、その活動は後期更新世以降に及んでいないと判断される。

K-6撓曲は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って松江市鹿島町沖約 17km に認められる撓曲である。また、玉木ほか(1982)は、ほぼ同様な位置に断層を記載している。撓曲は、D<sub>1</sub>層に変位又は変形を与えており、西部においてその上位のB層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変位や変形を与えていない。一方、東部においてB<sub>2E</sub>層に変位や変形を与えていない。したがって、K-6撓曲の西部については、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さをB<sub>2E</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、D<sub>1</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約 9.5km とする。

K-7撓曲は、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って出雲市三津町沖約 13km に認められる撓曲である。撓曲は、C層までに変形を与えており、その上位のB<sub>x</sub>層は欠如しているか又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭となっているが、A層には変形を与えていない。したがって、K-7撓曲については、後期更新

世以降の活動を考慮するものとし、その長さをD<sub>1</sub>層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線から、C層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約9.0kmとする。

なお、F-Ⅲ断層、F-Ⅳ断層及びF-Ⅴ断層については、敷地前面海域中央部を東北東-西南西方向に延びる複向斜構造の南翼に沿って分布する等の地質構造の類似性が認められ、断層間の距離が近いことから連動するものとし、その長さは最大約48.0kmとする。

K-4撓曲、K-6撓曲、K-7撓曲及び孤立した短い撓曲については、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる複背斜構造の南翼に沿って分布する等の地質構造の類似性が認められ、撓曲間の距離が近いことから連動するものとし、その長さは最大約19.0kmとする。

K-1撓曲及びK-2撓曲については、敷地前面海域北部を東北東-西南西方向に延びる2条の背斜構造の北翼に分布する等の地質構造の類似性が認められ、撓曲間の距離が近いことから連動するものとし、さらに、「(2) 敷地周辺海域」で詳述するF<sub>K0</sub>断層とも連動するものとして評価する。

敷地前面海域において前述した以外の断層及び撓曲が認められるが、これらについては後期更新世以降の活動が認められないか、若しくはその長さや敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。

なお、松江市美保関町東方、<sup>じぞうざき</sup>地蔵崎北東沖及び出雲市大社町西方に分布し連続性のある数条の断層は、「(2) 敷地周辺海域」で詳述する。

## (2) 敷地周辺海域

敷地周辺海域では、文献<sup>(13)</sup><sup>(17)</sup>～<sup>(28)</sup><sup>(31)</sup>～<sup>(34)</sup><sup>(36)</sup>～<sup>(39)</sup>により複数の断層又は撓曲が示されているが、それらの文献のうち、断層の活動時期を示しているものは、活断層又は活撓曲と記載している活断層研究会編(1991)、新第三紀の逆断層と記載している日本地質アトラス(第2版)及び逆断層を記載している徳山ほか(2001)である。これらを含む全断

層のうち、敷地に与える影響の大きな断層としては、日本地質アトラス（第2版）等で兵庫<sup>しんおんせん</sup>県新温泉町沖の大陸斜面から島根県松江市美保関町東方沖の大陸棚を通り島根半島東部の陸域に示された断層（以下「鳥取沖の断層」という。）、同じく日本地質アトラス（第2版）等で島根県中部沿岸の大陸棚に示された断層（以下「<sup>おおだ</sup>大田沖の断層」という。）、活断層研究会編（1991）等で隠岐北西方の大陸斜面に示された断層（以下「隠岐北西方の断層」という。）、日本地質アトラス（第2版）等で島根県西部から福岡<sup>ふくおか</sup>県沿岸の大陸棚に示された断層（以下「<sup>みしま</sup>見島付近の断層」という。）、活断層研究会編（1991）で見島北方沖の大陸斜面に示された断層（以下「見島北方沖の断層」という。）、及び玉木ほか（1982）で鳥取県東部から島根半島東部沿岸の大陸棚に示された断層（以下「地蔵崎北東沖の断層」という。）、国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）で隠岐西方の大陸斜面に示された断層（以下「F<sub>KO</sub>断層」という。）、同じく国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）で島根県中部沿岸の大陸棚～大陸斜面に示された断層（以下「F57断層」という。）がある（第3.2-34図）。

これらの断層又は撓曲について、当社、海上保安庁水路部、地質調査所等の音波探査記録等に基づいて、分布性状、活動性等を検討した結果を第3.2-8表に示す。

鳥取沖の断層の評価に当たっては、断層周辺の地層について音波探査で認められる反射面の連続性、下位層との不整合関係、堆積構造及び反射パターンの特徴に着目して検討を行った。その結果、断層周辺の地層は、上位からA層、B層、C層並びにD層（D<sub>1</sub>層及びD<sub>2</sub>層）に区分される。また、B層は層内の不整合面等により、B<sub>1</sub>層、B<sub>2</sub>層、B<sub>3</sub>層及びB<sub>4</sub>層に細区分される。これら各層は、山本ほか（1989）による海域の地質等を検討することにより、A層は完新統に、B層は中部～上部更新統に、C層は鮮新統～下部更新統に、D層は中新統に対比される（第3.2-6表）。

このうち、B<sub>1</sub>層は大陸棚においてA層に不整合に覆われ、大陸棚外縁で急激に層厚が薄くなる。また、B<sub>1</sub>層はプログラデーションパターンが認められ、B<sub>2</sub>層を不整合に覆う。したがって、B<sub>1</sub>層は高海水準から海退しつつある時期となる海洋酸素同位体ステージ5～2の堆積物として上部更新統に対比される。B<sub>2</sub>層は大陸棚から大陸棚外縁においてB<sub>1</sub>層に不整合に覆われ、沖に向かって徐々に厚さを増す。また、B<sub>2</sub>層にはプログラデーションパターンが認められ、B<sub>3</sub>層を不整合に覆う。したがって、B<sub>2</sub>層は低海水準の時期となる海洋酸素同位体ステージ6の堆積物として中部更新統に対比される。

また、B<sub>3</sub>層及びその下位に位置するB<sub>4</sub>層は、これらがB<sub>2</sub>層の下位に位置し、B層が中部～上部更新統であることから、ともに中部更新統に対比される。

なお、ブーマー・マルチチャンネル方式による高分解能の音波探査記録を用いて敷地前面海域（東部海域）と鳥取沖海域との間における地質層序の連続性を確認した結果、東部海域のB<sub>1E</sub>層が鳥取沖海域のB<sub>1</sub>層に、東部海域のB<sub>2E</sub>層が鳥取沖海域のB<sub>2</sub>層、B<sub>3</sub>層及びB<sub>4</sub>層にそれぞれ連続し、その他の地層も連続している。

鳥取沖の断層のうち、兵庫県新温泉町沖から鳥取県湯梨浜町沖に分布する断層又は撓曲については、走向が概ね東北東－西南西方向で近接して分布しており、B<sub>1</sub>層までに変位若しくは変形が認められるか、又は一部で欠如しており、A層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等により層理が不明瞭である。

鳥取県湯梨浜町沖から鳥取県北栄町沖に分布する断層については、B<sub>2</sub>層までに変位又は変形が認められるが、B<sub>1</sub>層に変位や変形は及んでいない。

鳥取県北栄町沖から鳥取県大山町沖に分布する断層については、走向が概ね東北東－西南西方向で近接して分布しており、B<sub>1</sub>層までに変位又は変形が認められ、A層は欠如しているか、又は層厚が薄いこと等に

より層理が不明瞭である。また、鳥取県北栄町沖のB<sub>1</sub>層までに変位又は変形が認められる区間では、比較的大きい断層変位を示し、累積性が認められ、また、横ずれ運動を示唆する地層の落ち込みや盛り上がり、引きずり込み構造が確認されたのに対し、西南西方の鳥取県大山町沖では、断層が雁行・分岐し、変位量が小さくなる傾向が認められ、横ずれ断層の末端部付近を示唆する性状を示しており、断層活動が低下している。

鳥取県大山町沖から島根県松江市美保関町東方沖に分布する断層については、C層までに変位又は変形が認められるが、B層に変位や変形を与えていない。

以上のことから、兵庫県新温泉町沖から鳥取県湯梨浜町沖に分布する断層及び撓曲については、後期更新世以降の活動が高いものとして考慮し、一括して「鳥取沖東部断層」と呼称し、その長さを後期更新世以降の地層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約50kmとする。

鳥取県北栄町沖から鳥取県大山町沖に分布する断層については、後期更新世以降の活動が高いものとして考慮し、一括して「鳥取沖西部断層」と呼称し、その長さを後期更新世以降の地層に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約40kmとする。

さらに、鳥取沖東部断層及び鳥取沖西部断層については、その間にB<sub>1</sub>層に変位や変形は及んでいない区間が狭在し、連動の可能性は低いと考えられるが、国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）により、鳥取沖東部断層と鳥取沖西部断層が同時に破壊すると考えられる断層帯としてグルーピングされていることを踏まえ連動するものとし、その長さは最大約98kmとする。

大田沖の断層の評価に当たっては、断層周辺の地層について音波探査で認められる反射面の連続性、下位層との不整合関係、堆積構造及び反射パターンの特徴に着目して検討を行った。その結果、断層周辺の地層

は、上位からA層、B<sub>x</sub>層、C層並びにD層（D<sub>1</sub>層及びD<sub>2</sub>層）に区分され、A層は完新統に、B<sub>x</sub>層は中部～上部更新統に、C層は鮮新統～下部更新統に、D層は中新統に対比される（第3.2-6表）。

大田沖の断層については、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、文献に示されている断層に沿って、断層及び撓曲が認められる。これらの断層及び撓曲はセンスが必ずしも一致しないものの、全体として走向が概ね東北東-西南西方向で近接して雁行しており、中部更新統以上までに変位又は変形が認められる。これらの断層及び撓曲については、後期更新世以降の活動が高いものとして考慮し、一括して「大田沖断層」と呼称し、その長さを中部更新統以上に変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約53kmとする。

隠岐北西方の断層、見島付近の断層、見島北方沖の断層及び地蔵崎北東沖の断層の評価に当たっては、文献による海域の地質を参考にして、音波探査で認められる不整合関係等に着眼して音響層序区分を行った。その結果、これらの断層周辺に分布する地層はQ層及びT層に区分され、Q層は中部更新統～完新統、T層は中新統～下部更新統に対比される。なお、地蔵崎北東沖の断層の西部は、前述の敷地前面海域に含まれるため、断層周辺の地層はA層、B層、C層及びD層に区分される。

隠岐北西方の断層については、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、文献で示されている断層の中央部及び南部において断層が認められない。また、北部において海上保安庁水路部の音波探査記録によると、約36km区間で一部に不明瞭な部分があり、活動が後期更新世以降に及んでいる可能性のある断層も認められるが、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と判断される。

見島付近の断層については、文献で示されている断層の中央部において、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、中部更新統以上には連続性のある断層は認められない。また、東部及び西部において中部更新統以上に影響を与える数条の断層が認められるが、いずれも長さが短

く、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と判断される。

見島北方沖の断層については、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、文献で示されている断層の東部において、中部更新統以上に連続性のある断層は認められない。また、西部において、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、約 38km 区間で一部に不明瞭な部分もあるが、中部更新統以上に影響を与えている断層が認められる。この約 38km 区間について、活動が後期更新世以降に及んでいる可能性があるが、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と判断される。

地蔵崎北東沖の断層については、当社、海上保安庁水路部等の音波探査記録によると、文献に示されている断層位置において、中部更新統以上に変位や変形は認められない。したがって、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る。

F<sub>KO</sub>断層及びF<sub>57</sub>断層の評価に当たっては、前述の敷地前面海域及び大田沖海域に該当するため、断層周辺の地層は、上位からA層、B<sub>x</sub>層、C層及びD層に区分される。

F<sub>KO</sub>断層については、地質調査所等の音波探査記録によると、国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）に示されている断層位置において、走向が東北東－西南西方向を示す2条の断層が認められ、B<sub>x</sub>層までに変位又は変形が認められることから、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さは断層活動を示唆する変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約 32km とする。

また、F<sub>KO</sub>断層の南方にはK-1 撓曲及びK-2 撓曲が分布している。これらの断層周辺において高分解能の音波探査記録が得られていないこと等から、K-1 撓曲、K-2 撓曲及びF<sub>KO</sub>断層は連動するものとし、その長さは最大約 36km とする。

F<sub>57</sub>断層については、地質調査所等の音波探査記録によると、国土交通省・内閣府・文部科学省（2014）に示されている断層位置において、

走向が東－西方向又は東北東－西南西方向を示す複数条の断層が直線状又は平行状に分布し、B<sub>x</sub>層までに変位又は変形が認められることから、後期更新世以降の活動を考慮するものとし、その長さは断層活動を示唆する変位や変形を与えていないことが確認できる測線までの最大約 108km とする。

また、文献により敷地周辺海域に示されたその他の断層については、その長さと敷地からの距離とを考慮すると、いずれも前述の断層の影響を上回らないと判断される。



### 3.3 敷地近傍の地質・地質構造

#### 3.3.1 調査内容

敷地近傍において、不明瞭若しくは小規模な変動地形までも含めて地質・地質構造を詳細に把握するために、敷地周辺の調査結果を踏まえ、敷地を中心とする半径約5 kmの範囲において、文献調査、地形調査、地表地質踏査、地球物理学的調査（反射法地震探査等）、ボーリング調査、ピット調査、トレンチ調査、音波探査、海底面調査及び潜水調査を実施した。なお、調査範囲としては、敷地を中心とする半径約5 kmの範囲に加え、変位地形・リニアメントが断続的ではあるが判読されるため、松江市美保関町までを含めて調査を実施した。

敷地近傍の地質・地質構造に関する主要な文献としては、地質調査所発行の鹿野・吉田（1985）5万分の1地質図幅「境港」、鹿野・中野（1985）「美保関」、鹿野・中野（1986）「恵曇」、中田ほか（2008）等がある。

地形調査としては、主に国土地理院で撮影された縮尺4万分の1、2万分の1及び8千分の1の空中写真、米軍で撮影された縮尺1万分の1の空中写真、並びに国土地理院発行の縮尺5万分の1及び2万5千分の1の地形図に加えて航空レーザー測量による高精度の2千5百分の1の等高線図を使用して、変動地形学的視点により変位地形・リニアメントを抽出した。

地表地質踏査としては、詳細な地質・地質構造を把握するために、地形調査に使用した空中写真及び地形図を用いて実施した。

地球物理学的調査としては、敷地近傍の地下構造を把握するために、反射法地震探査を実施した。反射法地震探査として古浦層、成相寺層等の新第三系内の構造を調査するためにP波探査を実施し、その総延長は約5 kmである。また、地下浅部の詳細な構造を調査するためにS波探査を実施し、その総延長は約4 kmである。

ボーリング調査としては、文献調査、地形調査、地表地質踏査及び地球物理学的調査の結果を踏まえて、断層の有無又は通過位置を確認するため

に実施した。

ピット調査及びトレンチ調査としては、文献調査、地形調査、地表地質踏査、地球物理学的調査及びボーリング調査の結果を踏まえて、断層有無の確認、活動性等を詳細に把握するために実施した。

地表地質踏査、ボーリング調査等において粘土状破碎部が確認された場合には、必要に応じて、研磨片及び岩石薄片を作成し、せん断面の性状、複合面構造及び条線の観察等を実施した。

音波探査としては、海底の地形、地質・地質構造に関する資料を得るために実施した。解析に使用した音波探査は、水中放電（スパーカー）方式及びウォーターガン・マルチチャンネル方式による調査であり、その測線間隔は沖合方向（南北方向）が約 1 km 間隔、沿岸方向（東西方向）が約 2 km 間隔である。

古浦沖で実施した音波探査はウォーターガン・マルチチャンネル方式、ジオパルス・マルチチャンネル方式、ジオパルス方式及びソノプローブ方式による調査であり、探査した測線は 18 測線で総延長は約 24km である。

また、2014 年に実施した音波探査はウォーターガン・マルチチャンネル方式及びブーマー・マルチチャンネル方式による調査であり、探査した測線は 12 測線で総延長は約 15km である。

探査技術上の理由により音波探査が困難な沿岸部については、海底面調査及び潜水調査を実施し、海底の地形、地質・地質構造を確認した。

これらの調査結果に基づいて、敷地を中心とする半径約 5 km の範囲について、原縮尺 2 万 5 千分の 1 の詳細な地質図、地質断面図、変位地形・リニアメント分布図等を作成した。

### 3.3.2 調査結果

敷地近傍における地形、地質・地質構造は、文献調査、地形調査、地表地質踏査、地球物理学的調査等の結果によると以下のとおりである。

### 3.3.2.1 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第3.3-1図に示す。

敷地近傍の陸域地形は敷地の南側は東西に延びる半島の脊梁山地から成り、さらに南側には東西に低地が広がる。

敷地近傍の海底地形は北西方向に10/1,000~50/1,000程度の勾配を示す大陸棚から成り、沿岸部では屈曲に富んだ海岸線で陸域と接している。

### 3.3.2.2 敷地近傍の地質

敷地近傍の地質図及び地質断面図を第3.3-2図に示す。

敷地近傍の地質層序は敷地周辺の地質層序と同じである(第3.2-1表)。

敷地近傍の陸域には下位より、新第三系中新統の古浦層、成相寺層、牛切層、古江層、松江層及び和久羅山安山岩が分布している。中海では下位よりⅥ<sub>N</sub>層(古浦層、波多層及び成相寺層)、Ⅴ<sub>N</sub>層(牛切層)、Ⅳ<sub>N</sub>層(古江層)及びⅢ<sub>N</sub>層(松江層)が分布している。

第四系は、更新世の火山岩類及び段丘堆積物、並びに完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物等から成る。また、中海では下位からⅡ<sub>N</sub>層(中期~後期更新世の段丘堆積物)、Ⅰ<sub>N</sub>層(完新世の砂丘堆積物及び沖積低地堆積物)が分布し、火山岩・貫入岩としてⅦ<sub>N</sub>層(大根島玄武岩)が分布している。

敷地近傍の海域の地層は、敷地前面海域と同様、音波探査で認められる反射面の連続性、下位層との不整合関係、堆積構造及び反射パターンの特徴に着目し、上位からA層、B層、C層、D層の堆積物又は堆積岩及びV層の火山岩・貫入岩に区分され、B層はB<sub>1E</sub>層及びB<sub>2E</sub>層に、D層はD<sub>1</sub>層及びD<sub>2</sub>層にそれぞれ細区分される。また古浦沖の海域の地質は上位からⅠ<sub>K</sub>層、Ⅱ<sub>K</sub>層、Ⅲ<sub>K</sub>層及びD<sub>2</sub>層に区分され、Ⅰ<sub>K</sub>層及びⅡ<sub>K</sub>層は敷地前面海域のA層に対比される。これらのうち敷地近傍の海域には、D<sub>2</sub>層、Ⅲ<sub>K</sub>層及びA層が分布している。

### 3.3.2.3 敷地近傍の地質構造

#### (1) 概要

敷地近傍の地質構造として、新第三系の古浦層及び成相寺層に東西方向の背斜構造が認められる。多井（1973）、山内・吉谷（1992）、鹿野・吉田（1985）等によると、島根半島の褶曲構造は松江層まで及んでいるが、約 5 Ma～約 6 Ma に噴出した和久羅山安山岩が松江層を不整合に覆うことから、後期中新世末期には褶曲構造の形成がほぼ終了したとされている。

#### (2) 断層及び変位地形・リニアメント

敷地近傍の変位地形・リニアメント分布図を第 3.3-3 図に示す。

敷地近傍陸域の地形調査によると、宍道断層、古殿[北][南]断層及び山中付近断層とほぼ同じ位置に変位地形・リニアメントが判読されるが、それ以外には判読されない。

また、敷地近傍海域の音波探査によると、敷地近傍の海域に断層及び撓曲は認められない。

##### a. 宍道断層

##### (a) 文献調査結果

橋本ほか（1980）は、鹿島町古浦から鹿島町尾坂付おさか近までの延長約 3.5km 間に東西方向の準確実活断層を記載し、古浦断層と呼び、尾根線に北側落ちの高度不連続地形が認められるとしている。鹿島町南講武から枕木町付近までの延長 8.5 km 間及び鹿島町南側（地名）から鹿島町七田しちでまでの延長 1.7 km 間に 2 本の準確実活断層を記載し、宍道断層と呼び、谷や尾根において最高約 30m の右横ずれ変位地形を呈しているとしている。また、美保関町宇井から美保関町法田付近までの延長 1.8km 間に北東－南西方向の準確実活断層を記載し、法田断層と呼び、中央部の嶺線に約 25m～30m の高度不連続地形が認められるとしている。さらに、枕木町北方から美保関町北浦南きたうら方までの延長 2.7km 間、美保関町下宇部尾しもうべおから美保関町森山までの

延長 4.0km 間及び美保関町宇井から美保関町福浦<sup>ふくうら</sup>までの延長 4.7km 間にそれぞれ推定活断層を記載し、枕木山東断層、森山断層及び高尾山断層と呼んでいる。

活断層研究会編（1980）は、橋本ほか（1980）とほぼ同じ位置に古浦東方断層（長さ 3.4km）、宍道断層（長さ 8.5 km）、宍道断層[南]（長さ 1.7 km）及び法田断層（長さ 1.8km）を記載し、いずれも确实度Ⅱ、活動度Cとしている。また、橋本ほか（1980）とほぼ同じ位置に森山断層（長さ 4.0km）及び高尾山断層（長さ 4.7km）を記載し、确实度Ⅲ、活動度Cとしている。このほか、橋本ほか（1980）の枕木山東断層に相当する位置に延長約 3.1km の确实度Ⅲの断層を記載している。

鹿野・吉田（1985）は、鹿島町古浦から鹿島町客戸<sup>きやくど</sup>付近までを古浦東方リニアメントと呼び、リニアメントに沿って分離丘陵や山脚部の急傾斜が点在するが、确实に断層変位地形として見なせるものはないとしている。また、活断層研究会編（1980）の宍道断層及び宍道断層[南]をそれぞれ講武<sup>こうぶ</sup>—納蔵<sup>のうざい</sup>リニアメント及び七田断層と新称した。このうち、講武—納蔵リニアメントは、断層変位地形が認められず、坂本町坂本上<sup>さかもと さかもとかみ</sup>から東へは続かないとしている。一方、七田断層については、鹿島町南側（地名）から鹿島町七田の約 2 km 間に支谷の系統的な右屈曲が認められることから、活断層であると判断し、変位地形の明瞭さから、日本国内の他地域においてB級とされているものに匹敵するとしている。さらに、橋本ほか（1980）の枕木山東断層とほぼ同じ位置に枕木山東リニアメントを記載し、リニアメントを境にして北西側の山地高度が南東側に比べやや高いとしているが、断層変位地形が認められないことから、組織地形によるものと判断されるとしている。また、橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980）の森山断層の東半部約 2 km 間を森山リニアメントと呼び、リニアメントを境にして南側の山地が低いとしているが、

断層変位地形が認められないことから、組織地形によるものと判断されるとしている。橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980）の高尾山断層とほぼ同じ位置に高尾山リニアメントを記載し、地質断層とリニアメントが一致するものの、確実に断層変位地形が認められないこと、断層両側の地層の浸食に対するコントラストが大きいこと等から、組織地形によるものと判断されるとしている。橋本ほか（1980）及び活断層研究会編（1980）の法田断層とほぼ同じ位置に法田リニアメントを記載し、地質断層とリニアメントが一致するものの、断層変位地形は伴っていないとしている。

佃ほか（1985）は、鹿島町南講武から東方約5 km間に右横ずれで活動度がB級以下の活断層を記載し、主として第四紀後期に活動したものであるとしている。

鹿野・中野（1986）は、古浦東方リニアメントについて、分離丘陵が認められることや、佐陀川の沖積地とその南の山地との間が直線的な境界として認められることは、このリニアメントが活断層である可能性を示唆するとしている。

活断層研究会編（1991）は、活断層研究会編（1980）の宍道断層及び宍道断層[南]の記載内容を変更し、宍道断層[北]として、鹿島町南講武から鹿島町七田までの延長2 km間に確実度Ⅱ、活動度Cを示し、宍道断層[南]として、鹿島町南側（地名）から東持田町納蔵<sup>ひがしもちだのうざ</sup>東<sup>ひがし</sup>までの延長約5 km間に確実度Ⅰ、活動度C、これより枕木町までの延長約5 km間に確実度Ⅱ、活動度Cを図示している（ただし、表中では鹿島町南側（地名）から枕木町までの延長10 km間を確実度Ⅰ、活動度Cとして記載している。）。また、活断層研究会編（1980）の法田断層について、確実度Ⅱから確実度Ⅲへ記載内容を変更している。そのほか、活断層研究会編（1980）の古浦東方断層、森山断層、高尾山断層及び橋本ほか（1980）の枕木山東断層に相当する確実度Ⅲの断層については、同一の記載をしている。

鹿野ほか（1994）は、宍道断層あるいはその周辺の断層で確実に活断層として認定し得るのは、長さ約 2 km の七田断層のみであるとしている。

中田・後藤（1998）<sup>(72)</sup> は、活断層研究会編（1991）の宍道断層[南]と古浦東方断層を一連の活断層として認定し、橋本ほか（1980）の枕木山東断層に相当する区間を含めた延長約 15km 間を新たに鹿島断層と呼び、断層末端の屈曲形態から一括して活動するセグメントであるとする説を提案している。

中田・今泉編（2002）<sup>(73)</sup> は、中田・後藤（1998）の鹿島断層をやや東方に延長し、延長約 15km の活断層を記載し、鹿島断層帯と呼んでいる。

佐藤・中田（2002）<sup>(74)</sup> は、中田・今泉編（2002）の鹿島断層帯を更に東方に延長させ、<sup>たすみ</sup>手角町を通り、美保関町下宇部尾までの延長約 18km の活断層を鹿島断層として記載し、断層変位地形の分布、断層線の分岐形態、縦ずれ分布パターン等から、一括して活動すると推測されるとしている。

中田ほか（2002）<sup>(75)</sup> は、佐藤・中田（2002）とほぼ同じ位置に活断層を記載し、鹿島断層と呼んでいる。

原子力安全基盤調査研究（2005）<sup>(76)</sup> は、佐藤・中田（2002）及び中田ほか（2002）とほぼ同じ位置に活断層を記載し、鹿島町<sup>さだみやうち</sup>佐陀宮内<sup>なかだ</sup>仲田のトレンチ調査及びジオスライサー調査の結果、最新活動時期は 5,800 年前～3,300 年前の間、その一つ前は 12,000 年前～5,800 年前の間と推定されると記載している。

渡辺ほか（2006）<sup>(77)</sup> は、上本庄町のトレンチ調査の結果、走向 N 60° E、傾斜 87° N の断層面を確認し、奈良時代の腐植土層まで変位させており、放射性炭素同位体法の結果によると最新活動時期は奈良時代以降、17 世紀以前と考えられ、880 年出雲の地震に対応する可能性が高く、<sup>あいら</sup>始良 T n 火山灰（約 2.8 万年前～約 3.0 万年前；

町田・新井（2011）の降下堆積以降，5回程度の活動を繰り返している可能性がある」と記載している。

徳岡ほか（2007）<sup>(78)</sup>は，渡辺ほか（2006）のトレンチ調査地点において考古学的調査を実施し，鹿島断層の最新活動は850年以後，平安時代末期から鎌倉時代初期以前に限定され，880年出雲の地震に対応すると判断されると記載している。

中田ほか（2008）は，中田ほか（2002）の鹿島断層を一部改訂し，西方及び東方に延長させている。

地震調査研究推進本部（2016）<sup>(79)</sup>は，活断層研究会編（1991），原子力安全基盤調査研究（2005），中田ほか（2008），中国電力株式会社島根原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査資料等の既往調査研究成果に基づき，鹿島町古浦から美保関町下宇部尾までの延長約21kmの活断層を記載し，宍道（鹿島）断層と呼んでいる。また，下宇部尾の東方には，活断層の可能性のある構造を記載し，重力異常による構造不連続，島根半島東部の地形的特徴等により，東方延長の陸海境界付近には，地質構造が連続する可能性があるとしている。

今泉ほか編（2018）は，中田・今泉編（2002）の鹿島断層帯を改訂し，鹿島町古浦から美保関町美保関までの延長約30kmの活断層を記載し，宍道（鹿島）断層帯と呼んでいる。

#### (b) 地形調査結果

宍道断層周辺の変位地形・リニアメント分布図を第3.3-4図に示す。

鹿島町古浦から鹿島町<sup>さだほんごう</sup>佐陀本郷客戸に至る間は，東北東-西南西の走向をもつ山麓の急斜面から成り，主として山地と平野との境界付近を連続する北側低下の崖として認められ，また，谷や尾根の系統的でかつ明瞭な右屈曲が認められる。

鹿島町古浦から<sup>おしま</sup>男島に至る海岸に沿った陸域には，変位地形・リ



ニアメントは認められなくなるが、その西方の男島付近には鞍部地形が認められ、一部に尾根・谷の左屈曲が認められる。更に西方の女島<sup>め</sup>付近では、変位地形・リニアメントは認められない。

鹿島町佐陀本郷<sup>ねれぎ</sup>根連木では山麓線に連続する変位地形・リニアメントに平行して山地内に谷や尾根の系統的な右屈曲が認められる。

鹿島町名分<sup>みょうぶん</sup>では沖積地に入り伏在となるが、東方の南講武で認められる変位地形・リニアメントに連続すると考えられる。

鹿島町南側（地名）から鹿島町七田を経て鹿島町橋立<sup>はしだて</sup>までは谷や尾根の系統的かつ明瞭な右屈曲が認められる。

鹿島町橋立から坂本町を経て福原町までは河谷や尾根の屈曲が認められ、坂本町坂本上からは断続・雁行する。

福原町から上本庄町の間は、変位地形・リニアメントの連続性は認められなくなるが、上本庄町から枕木町の間では、走向が北東一南西方向へ変化するとともに、段丘面に変位や変形の可能性のある地形が一部で認められる。

枕木町周辺では谷や尾根の右屈曲が認められ、枕木町周辺から東方については、変位地形・リニアメントが北東延長と東方延長の2方向に認められる。

枕木町の北東延長については、長海川<sup>ながみ</sup>北限付近では河谷や尾根の系統的な右屈曲が認められ、山地高度は北西側が比較的高い。忠山<sup>ちゅう</sup>付近では谷や尾根の屈曲は認められず、山地内の鞍部、直線谷及び開析された南東側低下の崖の連続が認められる。

枕木町の東方延長については、長海川の河谷の北縁では山麓線が東西に連続し、沖積面に低崖が認められる。さらに、長海町から手角町の間では、北側に鞍部列や山麓線が連なり、長海川の南縁には一部の河谷と尾根の屈曲が認められる。

美保関町万原<sup>まんぼら</sup>から下宇部尾の間では、河谷や尾根に明瞭な右屈曲が認められ、道路に沿って直線的な凹地が認められ、低地部の東で

は直線谷が認められる。また、北東方向にも谷や尾根の屈曲及び鞍部が認められる。

美保関町森山では鞍部が断続的に認められる。

美保関町宇井から福浦の間では、鞍部列を境に、丘陵の南側が低い高度不連続が認められる。また、鞍部列の南側にも、谷や尾根の右屈曲、鞍部及び直線谷が断続する。

高尾山の西側から美保関町法田の間では、直線谷と鞍部が認められ、山地高度は北西側がやや高い。

美保関町福浦から地蔵崎の間では、島根半島の南北の水系を境する分水界が南側へ偏り、分水界には風隙及び截頭谷が発達するものの、系統性は認められない。

宍道断層周辺の右横ずれ変位地形に着目した谷の屈曲量及び屈曲率を第 3.3-5 図に示す。

宍道断層周辺の谷の屈曲量及び屈曲率は、鹿島町南側（地名）から鹿島町七田を経て鹿島町橋立までの区間（以下「南講武付近」という。）において大きくなる傾向が認められる。また、南講武付近から西方の鹿島町古浦に向かって谷の屈曲量及び屈曲率は次第に小さくなる傾向が認められる。更に西方の男島付近では、右屈曲の変位地形は認められない。

南講武付近から東方の鹿島町橋立から上本庄町までは、一部において南講武付近と同程度の谷の屈曲量が認められる。また、上本庄町から長海町以東の谷の屈曲量及び屈曲率は、南講武付近と比較して、大局的には次第に小さくなる傾向が認められる。更に東方の美保関町下宇部尾から福浦では、明瞭な右屈曲の変位地形は認められず、谷の屈曲量及び屈曲率からも系統性は認められない。

### (c) 地質調査結果

宍道断層周辺の地質図を第 3.3-6 図に、地質断面図を第 3.3-7 図に示す。

## ア. 南講武周辺

地表地質踏査結果によると、鹿島町南講武周辺では変位地形・リニアメントを挟んで北側には成相寺層の凝灰角礫岩、泥岩等が分布し、南側には古浦層の安山岩質火砕岩、砂岩、礫岩、貫入岩である安山岩等が分布する。また、変位地形・リニアメントを境に、地質構造が不連続となり、鹿島町南講武～福原町区間の変位地形・リニアメントは、鹿野・吉田（1985）等の文献でいわれる宍道断層とほぼ一致している。

また、鹿島町七田の変位地形・リニアメント直下で、かつ地形の屈曲が最も明瞭な鹿島町七田南方の沢（L o c . S - 1）において、断層を確認した（第 3.3-8 図及び第 3.3-9 図）。ここでは、安山岩質火砕岩、砂岩及び泥岩から成る古浦層と、泥岩及び流紋岩質火砕岩から成る成相寺層が東西方向の断層で接しており、これらの岩石が破碎を受け、軟質化している。

次に、変位地形・リニアメント延長上の鹿島町南講武の低地において、反射法地震探査及びボーリング調査を行い、断層位置を特定し、その位置においてトレンチ調査を実施した（第 3.3-10 図及び第 3.3-11 図）。

ボーリング調査結果等によると、標高±0m～-8m 付近以深に新第三系が存在し、3本のボーリングにより断層を確認した。また、標高6m～8m 付近に大山松江軽石層、その直上に三瓶木次軽石層が確認され、断層を挟んでこれらの軽石層の分布標高に差が生じている。断層北側には、泥岩、流紋岩質凝灰角礫岩等から成る成相寺層が、南側には安山岩質火砕岩及び泥岩から成る古浦層が分布しており、断層を挟んだ新第三系の上面の標高は、南側が北側に比べ約6m 高くなっている。さらに、この断層位置が変位地形・リニアメント延長線上にあること及び反射法地震探査の結果からもほぼ同じ位置に断層の存在が推定されることから、この

断層が宍道断層に対応するものと判断した。

トレンチ調査結果によると、明瞭な断層がトレンチ中央部付近に認められ、大山松江軽石層、三瓶木次軽石層及び始良T n火山灰を含む層が断層により変位を受けている(第3.3-12図)。また、トレンチ最下部において、新第三系に接する幅10cm程度の断層粘土が認められた。始良T n火山灰を含む地層、その上位の各地層より採取した木片等の放射性炭素同位体法の結果によると、断層は約1万1千年前の腐植土層を変位させているが、その上位の約3千年前の砂礫層を変位させていない。

ボーリング調査により採取した断層試料を用いて研磨片観察及び薄片観察を実施した結果、断層角礫及び断層粘土の積層構造が認められ、最新面と判断される細粒化が進行した直線的でシャープな面が確認される。また、この最新面付近において複合面構造が確認され、右横ずれセンスを示す。これは、鹿島町南講武周辺で認められる右屈曲の変位地形・リニアメントとも調和的である。

#### イ. 南講武～尾坂間の平野部

変位地形・リニアメント延長上の鹿島町南講武～尾坂間の平野部において、ボーリング調査等を実施した(第3.3-13図及び第3.3-14図)。

ボーリング調査結果等によると、標高-4m～-8m付近以深に新第三系が存在し、地質構造の不連続が推定される箇所付近の斜めボーリングにより断層を確認した。この断層の北側には成相寺層の流紋岩質凝灰角礫岩～流紋岩質凝灰岩及び貫入岩であるドレライトが、また、南側には成相寺層の泥岩が分布しており、断層を挟んだ新第三系の上面の標高は、南側が北側に比べ約5m高くなっている。この断層を境に、第四系各層の分布深度に高低差が認められ、始良T n火山灰を含む更新統及び海洋酸素同位体ステ

ージ2最上位の堆積物（腐植土層）が変位を受けている。断層の位置、変位のセンス、変位を受けている地層の年代等から、この断層は鹿島町南講武で確認された断層の西方延長部に相当すると判断した。

#### ウ．佐陀本郷周辺

地表地質踏査結果によると、鹿島町佐陀本郷周辺には、新第三系中新統の古浦層及び成相寺層とこれらに貫入したドレライト及び安山岩が分布する。変位地形・リニアメントの直下に位置する鹿島町佐陀本郷<sup>ながさこ</sup>長廻池西方の道路法面には、成相寺層の泥岩と流紋岩を境する断層露頭（L o c . K - 1）が観察される（第3.3-15図）。また、変位地形・リニアメントを境に古浦層及び成相寺層の分布・構造に大きな違いがみられることから、変位地形・リニアメントに一致する断層が存在するものと判断される。

次に、変位地形・リニアメント延長上の鹿島町佐陀本郷において、電気探査、ボーリング調査等を行い、断層位置を特定し、その位置においてトレンチ調査を実施した（第3.3-16図、第3.3-17図及び第3.3-18図）。

電気探査結果によると、第3.3-19図に示すように、新第三系と推定されるゾーン中に、低比抵抗値を示す部分が認められ、この位置に断層の存在が推定される。

ボーリング調査結果によると、I断面（第3.3-17図）において、標高-9m~-10m付近以深に新第三系が存在し、ボーリングにおいて礫岩と安山岩質火砕岩を境する断層を確認した。この断層を境に北と南には異なる地質が分布し、断層位置が変位地形・リニアメント上にあること及び電気探査結果からもほぼ同じ位置に断層の存在が推定できることから、この断層が宍道断層に対応するものと判断した。また、新第三系を覆う地層のほとんどが砂礫質の堆積物から成っているが、このうち、標高-1m~-2m付

近にみられる腐植質粘土層中に大山松江軽石層が含まれることを確認した。

トレンチ調査結果によると、標高-10m 付近において、北側の礫岩と南側の安山岩質火砕岩との間に幅 30cm 程度の連続する断層粘土が認められた（第 3.3-20 図）。この断層の走向は、変位地形・リニアメントの方向とほぼ一致している。また、断層を覆う堆積物の大半は砂礫層で、標高-1m 付近にみられる大山松江軽石層を含む層は、ほぼ水平に堆積しており、その下位の標高-3m 付近において、粘土の薄層及び礫混り砂層がほぼ水平に連続して堆積している。

さらにトレンチ調査範囲の北側でボーリング調査等を実施した。

ボーリング調査結果等によると、I 断面（第 3.3-17 図）では、新第三系として古浦層の礫岩と貫入岩である安山岩が分布し、この間で新第三系上面に約 5m の標高差が認められるが、これを覆う海洋酸素同位体ステージ 5 の堆積物（硬質な砂礫（未風化部）及び灰白色の砂質シルト）を含む第四系は、ほぼ水平に分布しており、後期更新世以降の断層活動を示唆する地層の変位や変形は認められない。II 断面（第 3.3-18 図）では、新第三系として古浦層の礫岩が一様に分布し、その上面は標高-10m 付近で水平に連続し、また、これを覆う海洋酸素同位体ステージ 5 の堆積物（硬質な砂礫）を含む第四系は、ほぼ水平に分布しており、後期更新世以降の断層活動を示唆する地層の変位や変形は認められない。

#### エ. 古浦周辺

地表地質踏査結果によると、鹿島町古浦から佐陀本郷<sup>さこや</sup>廻谷周辺には、新第三系中新統の古浦層及び成相寺層が分布する。また、古浦から男島付近には、新第三系中新統の古浦層が緩やかな構造で広がり、これらに安山岩及びデイサイトが貫入している

(第 3.3-21 図)。

変位地形・リニアメント直下の鹿島町佐陀本郷廻谷において、反射法地震探査及びボーリング調査を行った。

反射法地震探査結果によると、第 3.3-22 図に示すように、変位地形・リニアメント位置及びそれより北側において南上がりの逆断層が推定される。

ボーリング調査結果等によると、I 断面(第 3.3-23 図)では、急傾斜した古浦層が分布し、古浦層上面に高度差が認められ、北側の砂礫 2 層と南側の泥岩とを境する断層が認められる。さらに、反射法地震探査の結果からも、ほぼ同じ位置に断層の存在が推定される。この断層を境に、大山松江軽石層に高度差が推定され、シルト～砂層(約 20,000 年前)及び青灰色砂礫層(約 25,000 年前)にも断層を挟んで高度差が認められるため、後期更新世以降の断層活動が認められると判断した。また、佐陀本郷廻谷では、谷の屈曲量及び断層による鉛直変位量(ボーリングで確認した地層の高度差)は、東側(鹿島町佐陀宮内仲田、鹿島町南講武)に比べて小さいことから、断層の活動性は低く、震源として考慮する活断層の末端に近いと考えられる。

II 断面(第 3.3-24 図)では、南側の凝灰質シルト岩と北側の砂礫 1 層とを境する断層が認められる。さらに、反射法地震探査の結果からもほぼ同じ位置に断層の存在が推定される。しかしながら、この断層を覆う砂礫 2 層及び大山松江軽石層を含む砂礫 3 層は、ほぼ水平に堆積していることと、反射法地震探査の結果、断層を覆う地層の反射面は水平に連続することから、少なくとも大山松江軽石層を含む砂礫 3 層より上位に変位や変形は認められない。

また、佐陀本郷廻谷から男島に至る海岸に沿った陸域(以下「古浦西方」という。)には、海岸部では古浦層の礫岩、泥岩及び

砂岩が連続分布しており，断層は認められない（第 3.3-21 図）。なお，中田ほか（2008）に示される断層位置付近において，ほぼ全面に分布する古浦層に断層は認められない。

その西方の男島付近には鞍部地形が認められ，一部に尾根・谷の左屈曲が認められる。地表地質踏査の結果，変位地形・リニアメント及び中田ほか（2008）に示された推定活断層の通過位置付近には，古浦層の砂岩，泥岩及び火山円礫岩が全体的に緩やかに傾斜して分布し，また，推定活断層の西端付近の海岸部には，古浦層の火山円礫岩が連続しており，断層は認められない。さらに，明瞭な鞍部地形の直下において，ピット調査（L o c . O - 1）を行った結果，古浦層の礫岩・凝灰岩とこれに貫入するデイサイトが認められるが，断層は認められない（第 3.3-25 図）。

したがって，男島付近の変位地形・リニアメントは古浦層と，貫入岩との岩相差を反映した組織地形であると考えられる。

#### オ．古浦沖

鹿島町古浦沖において，第 3.3-26 図に示す位置で音波探査を実施した。

古浦沖の海底に分布する地層は，第 3.2-6 表に示すように，上位から I<sub>K</sub>層，II<sub>K</sub>層，III<sub>K</sub>層及びD<sub>2</sub>層に区分され，周辺陸域の地質分布状況並びに他機関のボーリング調査結果から，I<sub>K</sub>層及びII<sub>K</sub>層が完新統に，III<sub>K</sub>層が更新統に，D<sub>2</sub>層が下部～中部中新統にそれぞれ対比される。

音波探査結果によると，III<sub>K</sub>層の内部反射面及びD<sub>2</sub>層上面に断層活動を示唆する反射面は確認されず，また，I<sub>K</sub>層及びII<sub>K</sub>層はほぼ水平に分布しており，これらの地層に断層活動を示唆する変位や変形は認められないことから古浦沖では断層・褶曲は認められないことを確認した（第 3.3-27 図及び第 3.3-28 図）。

#### カ．古浦沖以西（男島付近～女島付近）



鹿島町古浦沖から女島の西方（以下「女島西方」という。）に至る海岸に沿った海域において、海底面調査及び音波探査を実施した（第3.3-29図）。

海底面調査結果によると、男島付近及び女島付近において東西方向に分布する直線状の海底地形の高まりが認められた。男島付近の海底地形は、高まり部と基部との高度差が約2m、延長は約45mと小規模であり、連続性に乏しい。この海底地形の東方延長部における潜水調査の結果、断層は認められず、高まり部は火山円礫岩、基部は泥岩から成る地質境界に位置し、男島付近の陸域海岸部においても同構造の組織地形が認められる。また、女島付近の海底地形は、高まり部と基部との高度差が約1m、延長は約140mと小規模である。女島付近の陸域海岸部においても同構造の組織地形が認められ、高まり部は火山角礫岩、基部は泥岩から成る地質境界に位置し、はぎ取り調査の結果、火山角礫岩と泥岩とは密着し、断層は認められない。

音波探査結果によると、直線状の海底地形の延長部を含む海岸に沿った海域において、D<sub>2</sub>層上面に断層活動を示唆する反射面は確認されない。

したがって、男島付近及び女島付近の直線状の海底地形は、陸域海岸部において認められる組織地形と同様に、岩相差を反映した組織地形であると考えられる。

#### キ. 女島周辺

女島付近には、新第三系中新統の古浦層及び成相寺層が分布する。鹿野・中野（1986）は、女島付近の層理面が急傾斜を示す古浦層と緩傾斜を示す成相寺層との地質境界に、鹿島町古浦沖から海岸に沿って連続する伏在断層を記載している。また、鹿野・中野（1986）は、女島付近において、この伏在断層から分岐する断層（以下「分岐断層」という。）を記載し、女島西方の陸域へ連続

するとしている（第 3.3-30 図）。

地形調査の結果，女島付近には，変位地形・リニアメントは認められない。

地表地質踏査の結果によると，女島付近の海岸部において，層理面が急傾斜（北傾斜）を示す古浦層の礫岩及び火山円礫岩と緩傾斜（北傾斜）を示す成相寺層のデイサイト質火砕岩が分布することから，鹿野・中野（1986）に示される伏在断層通過位置付近には，南傾斜の逆断層の存在が示唆される。

鹿野・中野（1986）に示される伏在断層通過位置付近において，ボーリング調査を実施し，断層の存否を確認した（第3.3-31図及び第3.3-32図）。

ボーリング調査の結果によると，断層は認められず，古浦層内の地層は連続して分布することから，古浦層と成相寺層が整合関係にあると考えられる。また，成相寺層の泥岩中に貫入岩の分布が認められるものの，貫入岩中や貫入岩と成相寺層との貫入境界にも，断層活動を示唆するせん断面及び破碎は認められない。

さらに，鹿野・中野（1986）に示される伏在断層通過位置付近における地層の急傾斜部（L o c . M S - 1）における地表地質踏査の結果，古浦層の礫岩及び火山円礫岩，並びに泥岩，凝灰岩等の薄層が分布し，凝灰岩の一部は風化作用により明灰色の粘土混りシルト状を呈するが上方及び下方へは連続しないこと，層理面沿いは固結，密着していることから，少なくとも固結後の断層活動を示唆する地層の変位や変形は認められない（第 3.3-33 図）。

また，鹿野・中野（1986）に示される分岐断層について，地表地質踏査を実施した。

地表地質踏査結果によると，女島西方の分岐断層通過位置付近の海岸部には，第 3.3-30 図に示すように緩やかな南傾斜を示す古浦層の砂岩が分布し，断層は認められない。また，分岐断層の

西方延長部（L o c . M S - 2）における地表地質踏査の結果，古浦層の礫岩，砂岩，泥岩及び凝灰岩が南傾斜の同斜構造としてほぼ連続的に分布し，断層活動を示唆する構造は認められない（第 3.3-34 図）。

#### ク．福原町周辺

島根大学生物資源科学部付属生物資源教育研究センター農業生産科学部門本庄総合農場（島根大学農場）北方地点における詳細な地表地質踏査結果によると，変位地形・リニアメントの位置付近（L o c . S - 2）において，成相寺層の流紋岩が熱水変質作用を受け軟質化した部分が認められたが，断層露頭は認められない（第 3.3-35 図及び第 3.3-36 図）。

#### ケ．上本庄町周辺

地形調査の結果，第 3.3-4 図に示すように，北東-南西方向の変位地形・リニアメントが認められる。渡辺ほか（2006）によると，上本庄町のトレンチ調査において，完新統まで変位させる断層を確認し，その断層面は走向 N60° E，傾斜 87° Nとしており，この断層の走向は北東-南西方向の変位地形・リニアメントに対応している。

地表地質踏査の結果からも，段丘面に変位や変形の可能性がある地形が一部で認められることから断層が推定される。

#### コ．枕木町～美保関町北浦

枕木町から美保関町北浦にかけては，背斜構造を有する南東側の古浦層及び成相寺層と，北西傾斜の同斜構造を示す成相寺層との間に断層が推定される（第 3.3-37 図）。

断層が推定される位置及び変位地形・リニアメント位置付近（L o c . M - 1）での詳細な地表地質踏査の結果によると，成相寺層とそれに貫入したドレライトが分布し，成相寺層の泥岩中に変位地形・リニアメントと同方向の断層が認められるが，断層

内物質は固結しており，これを切るような新しいせん断面は認められないことから，断層は少なくとも後期更新世以降の活動はないものと考えられる（第 3.3-38 図及び第 3.3-39 図）。また，変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査（L o c . M - 2）においても，北西側に貫入岩のデイサイトが，南東側に泥岩が分布しており，断層は認められない（第 3.3-40 図）。

したがって，変位地形・リニアメントは成相寺層及び古浦層と，貫入岩との岩相差を反映した組織地形であると考えられる。

#### サ．長海町周辺

地表地質踏査の結果，成相寺層の流紋岩質火砕岩，安山岩質火砕岩及び泥岩が分布しており，南側の山塊では，南に緩傾斜の同斜構造を示す（第 3.3-41 図）。また，佐藤・中田（2002），原子力安全基盤調査研究（2005），中田ほか（2008）及び今泉ほか編（2018）で示される位置付近（L o c . N - 1）での詳細な地表地質踏査の結果によると，ほぼ全面に分布する成相寺層に断層は認められない（第 3.3-42 図）。

ボーリング調査によると，I 断面（第 3.3-43 図）では，安山岩質火砕岩，安山岩及び流紋岩質火砕岩とこれらに貫入したドレライト及び玄武岩が分布し，これらを被覆して中期更新世から完新世の地層が分布するが，基盤に高度不連続は認められず，第四系に断層活動を示唆する変位や変形は認められない。

#### シ．中海北部

文献により断層が通過するとされている中海北部の手角町の沖合において，第 3.3-44 図に示す位置で実施した音波探査及びボーリング調査結果によると，VI<sub>N</sub>層（古浦層，波多層，成相寺層，川合層及び久利層）に断層活動を示唆する顕著な反射記録は認められない。また，I<sub>N</sub>層（完新統）並びに，大山松江軽石層及び始良 T<sub>n</sub> 火山灰を含む II<sub>N</sub>層（中部～上部更新統）は大局的

にはほぼ水平に分布しており，これらの地層に断層活動を示唆する変位や変形は認められない（第 3.3-45 図及び第 3.3-46 図）。

#### ス．下宇部尾周辺

地表地質踏査結果によると，変位地形・リニアメントが認められる国道 431 号沿いには泥岩（古浦層）が両側に分布しており，北緩傾斜を示す（第 3.3-47 図）。

下宇部尾の低地において実施したボーリング調査結果によると，Ⅰ断面（第 3.3-48 図）では，北側に泥岩・礫岩を主とする堆積岩類が，南側に安山岩質火砕岩が分布しており，両者は断層によって境される。断層を挟んで基盤の上面に高低差が認められ，基盤と海洋酸素同位体ステージ 7 以前の地層が高角度で接していることから，断層が海洋酸素同位体ステージ 7 以前の地層にまで及んでいる可能性があるが，それらを覆う大山松江軽石層及び海洋酸素同位体ステージ 5 c 層準と推定される堆積物に変位や変形は認められない。また，Ⅱ断面（第 3.3-49 図）では，安山岩質火砕岩が広く分布し，小規模な変質帯は認められるものの，断層は認められない。

したがって，後期更新世以降の断層活動はないものと考えられるが，活動性の確認のため，変位地形・リニアメント延長上及び文献に示された 4 地点において，トレンチ調査を実施した（第 3.3-47 図）。

下宇部尾西トレンチ（北）は，変位地形・リニアメント及び中田ほか（2008）に示される活断層の位置に対応しており，基盤（デイサイト質火砕岩）には変位地形・リニアメント及び文献に対応する断層は認められない（第 3.3-50 図）。

下宇部尾西トレンチ（南）は，変位地形・リニアメントの西側延長部に位置しており，基盤（デイサイト）に局所的な変形が認められるが，断層活動を示唆する構造は認められない

(第 3.3-51 図及び第 3.3-52 図)。

下宇部尾北トレンチは、中田ほか(2008)に示される活断層(やや位置不明確)及び今泉ほか編(2018)に示される活断層の位置に対応しており、文献に示される範囲において基盤に断層が認められないが、トレンチ北西端の基盤(デイサイト)に断層が認められた(第 3.3-53 図)。火山灰分析の結果によると断層を覆う地層のうち A 層及び B 層上部層に含まれる普通角閃石及びカミングトン閃石を含む火山灰は、層序的關係、鉱物組成及び屈折率の町田・新井(2011)との対比から、A 層に含まれる火山灰は大山 h 1(約 23 万年前;町田・新井(2011))、B 層上部層に含まれる火山灰は大山松江軽石層に対比・同定され、B 層中・下部層にこれらの鉱物はほとんど含まれないことから、A 層及び B 層上部層の堆積時期には時間間隙があるものと推定される(第 3.3-54 図)。花粉化石分析の結果を含め、A 層は海洋酸素同位体ステージ 6 以前の地層、B 層は海洋酸素同位体ステージ 5 e の地層と判断され、断層は、A 層に変位を与え B 層に変位や変形が認められないことから、震源として考慮する活断層ではないと判断される。ただし、A 層に含まれる火山灰は再堆積したものであるとも考えられることから、後期更新世以降の活動を完全には否定できない。

下宇部尾トレンチは、変位地形・リニアメントの西側延長部及び活断層研究会編(1991)に示される活断層の疑いのあるリニアメントの位置に対応しており、基盤(デイサイト質火砕岩)に断層は認められない(第 3.3-55 図)。

また、東方の下宇部尾東において、変位地形・リニアメント、中田ほか(2008)に示される活断層(やや位置不明確)及び今泉ほか編(2018)に示される活断層の位置におけるボーリング調査の結果、走向が概ね南北方向の断層は認められるが、変位地形・

リニアメント、中田ほか（2008）の活断層（やや位置不明確）及び今泉ほか編（2018）の活断層に対応する断層は認められない（第3.3-56図）。同様に、下宇部尾東の北東側の谷筋におけるボーリング調査の結果、走向が北北西-南南東方向の断層は認められるが、谷筋に連続する断層は認められず、走向が概ね東西方向の変位地形・リニアメントの延長位置、中田ほか（2008）の活断層（やや位置不明確）及び今泉ほか編（2018）の活断層に対応する断層も認められない（第3.3-57図）。

さらに、下宇部尾東において、変位地形・リニアメントの延長位置における詳細な地表地質踏査及びピット調査（Loc. S-3）の結果、幅約70mにわたって連続分布する砂岩、安山岩質火砕岩及び安山岩に断層は認められない（第3.3-58図）。

#### セ. 森山周辺

地表地質踏査の結果、森山の北側には古浦層の安山岩質火砕岩、砂岩、礫岩及びデイサイト～流紋岩質火砕岩が分布し、南側には成相寺層の流紋岩質火砕岩が分布する（第3.3-59図）。

森山北の変位地形・リニアメントの延長位置には中位I段丘面が分布しており、この段丘面には高度不連続は認められない（第3.3-60図）。

段丘面上でのボーリング調査及びピット調査の結果、大山松江軽石層を含むローム層基底はほぼ水平に連続しており、少なくとも大山松江軽石層の堆積時期以降の活動はないものと考えられる（第3.3-61図）。なお、ボーリング調査により基盤で確認した断層については、ピット調査の結果、大山松江軽石層を含むローム層の下位に分布する砂層・角礫層に変位や変形は認められない。

森山の平野部では、変位地形・リニアメントは認められないが、原子力安全委員会ワーキンググループ3第17回会合参考資料第

2号(2009)<sup>(80)</sup>に記載された推定活断層、今泉ほか編(2018)に示される活断層及び鹿野・吉田(1985)に示される断層の通過位置において反射法地震探査を実施した(第3.3-62図)。また、鹿野・吉田(1985)に示される断層通過位置付近において、反射法地震探査測線に並走するボーリング調査を実施した結果、古浦層のデイサイト質火砕岩中の断層及び古浦層と成相寺層とを境する断層が認められるものの、基盤岩上面、完新統及び南側に分布する上部更新統には断層活動を示唆する変位や変形は認められない(第3.3-63図)。

平野部の北東側においても、鹿野・吉田(1985)に示される断層に対応する古浦層の安山岩質火砕岩と成相寺層のデイサイト質火砕岩とを境する断層露頭(Loc. MW-1)が認められる(第3.3-64図)。露頭観察の結果、断層には明瞭なせん断面は認められず、また、断層を覆う崖錐堆積物に変位や変形は認められない。遊離酸化鉄分析の結果によると、断層を覆う地層のうち、下位の崖錐堆積物3層の遊離酸化鉄の結晶化指数は、0.50~0.67の範囲にあり、永塚(1973)<sup>(81)</sup>における赤色土に分類されること、松江市内における大山松江軽石層より下位のローム層の遊離酸化鉄の結晶化指数と同程度であること等から、崖錐堆積物3層の形成年代は、大山松江軽石の降灰層準と考えられる。さらに、ブロックサンプリングにより採取した断層試料を用いて研磨片観察及び薄片観察を実施した結果、幅2cm程度の角礫部が認められるが断層粘土は確認されない等、後期更新世以降の活動が認められる南講武の断層性状とは大きく異なる(第3.3-65図及び第3.3-66図)。

したがって、これらの断層の後期更新世以降の活動はないものと考えられるが、断層性状の確認のため、断層通過位置において、トレンチ調査を実施した(第3.3-67図)。



トレンチ調査の結果，ボーリング調査により基盤で確認した断層に対応する2条の断層が認められる。火山灰分析の結果によると，断層を覆う地層のうち礫混じりシルト層に含まれる普通角閃石及びカミングトン閃石を含む火山灰は，鉱物組成及び屈折率の町田・新井（2011）との対比から，大山h1もしくは大山松江軽石に対比・同定され，下位のシルト質礫層は，層序的關係から，海洋酸素同位体ステージ5e以前の地層と判断される（第3.3-68図）。2条の断層は，礫混じりシルト層及びシルト質礫層に変位や変形が認められないことから，震源として考慮する活断層ではないと判断される。

原子力安全委員会ワーキンググループ3第17回会合参考資料第2号（2009）に記載された推定活断層及び今泉ほか編（2018）に示される活断層通過位置付近において，幅約150mのはぎ取り調査を実施した結果，成相寺層の流紋岩溶岩と流紋岩質火山円礫岩とを境する断層及び成相寺層の流紋岩溶岩中に発達する流理構造を切る断層露頭（Loc. MW-2）が認められる（第3.3-69図）。いずれの断層面も全体的には湾曲し不明瞭であるが，成相寺層の流紋岩溶岩と流紋岩質火山円礫岩とを境する断層に断層粘土が認められることから，ボーリング調査により採取した断層試料を用いて研磨片観察及び薄片観察を実施した結果，幅4mm程度の白色を呈する細粒部が認められる（第3.3-70図，第3.3-71図及び第3.3-72図）。断層の連続性の確認のため，断層露頭の南西方約30mの位置でボーリング調査を実施した結果，明瞭な断層面は確認されず，断層露頭（Loc. MW-2）に対応する断層は認められないことから，震源として考慮する活断層ではないと判断される。

森山の平野部から北東方約500mの鹿野・吉田（1985）に示される断層通過位置付近の露頭において，成相寺層の流紋岩中に断

層（L o c . MW - 3）が認められる（第 3.3-73 図）。露頭観察の結果、北側から成相寺層の流紋岩、礫岩、泥岩及び流紋岩質火砕岩が比較的高角度で接しており、露頭面は地層境界及び断層沿いで熱水変質作用を受け、軟質な粘土が認められる。ブロックサンプリングした断層試料を用いて研磨片観察及び C T 画像解析を実施した結果（第 3.3-74 図及び第 3.3-75 図）、幅 1 cm ~ 3 cm 程度の低密度部が認められ、その境界に湾曲した断層面が確認される。

また、その北東方延長部にあたる森山の造成地では、西側法面（L o c . MW - 4）において成相寺層の流紋岩質火砕岩中に最大で幅 70cm 程度の破砕幅を有する断層が認められ、断層面には極めて薄い粘土が確認されるものの、連続性に乏しく法面上部では確認されない（第 3.3-76 図）。

造成地の東側（L o c . MW - 5）では、古浦層の安山岩質火砕岩と成相寺層の流紋岩質火砕岩とを境する断層が認められ、また、古浦層の安山岩質火砕岩中に複数の断層が確認される（第 3.3-77 図）。露頭面は全体に熱水変質作用を受けており、特に、古浦層の安山岩質火砕岩には、暗紫灰色や緑灰色の岩石が斑状に分布し、青灰色粘土や白色粘土脈を多く伴う。古浦層の安山岩質火砕岩と成相寺層の流紋岩質火砕岩とを境する断層について、詳細な露頭観察及びブロックサンプリングした断層試料を用いて C T 画像解析を実施した結果、最新活動面と考えられる粘土を伴う平滑な断層面が認められる（第 3.3-78 図）。実体顕微鏡によりこの断層面を観察した結果、縦ずれ優勢の変位方向を示すと考えられる条線が確認される。古浦層の安山岩質火砕岩中の断層についても同様に、詳細な露頭観察等を実施した結果、一部に粘土を伴う不連続面が認められるが、いずれも湾曲し連続性に乏しいこと等から、最近の活動を示唆するせん断面は認められない（第 3.3

－79 図，第 3.3－80 図及び第 3.3－81 図)。

森山の造成地付近において確認された断層露頭 (Loc. MW-3, Loc. MW-4 及び Loc. MW-5), 断層露頭 (Loc. MW-1), 平野部のトレンチ調査等により確認された断層は，破碎幅が数 m～数 10m 程度である，破碎部に泥岩が取り込まれる，古浦層と成相寺層の地質境界付近に位置する等の共通的な地質学的特徴が認められることから，鹿野・吉田 (1985) に示される断層に対応すると考えられる。これらの一連の断層は，平野部のトレンチ調査等の結果，後期更新世以降の断層活動は認められない。なお，森山北において確認された断層についても，鹿野・吉田 (1985) の宍道断層の通過位置に対応するが，後期更新世以降の断層活動は認められない。

その他，森山の造成地の南東方約 300m の鹿野・吉田 (1985) に示される断層通過位置付近において，成相寺層の流紋岩質火砕岩中及び流紋岩と流紋岩質火砕岩とを境する断層露頭 (Loc. MW-6) が認められる (第 3.3－82 図)。詳細な露頭観察並びにブロックサンプリングした断層試料を用いて研磨片観察及び CT 画像解析を実施した結果，主に断層沿いで熱水変質作用を受け軟質化しており，断層面付近に低密度部が認められるが，いずれの断層面も直線性に乏しい。また，露頭観察及び条線観察の結果，正断層又は逆断層センスを示唆する構造が認められ，横ずれ運動を示唆する構造は確認されない (第 3.3－83 図，第 3.3－84 図及び第 3.3－85 図)。

#### ソ. 高尾山周辺

地表地質踏査の結果，古浦層の流紋岩質火砕岩，砂岩及び礫岩が分布し，これらに貫入するデイサイト及び玄武岩が認められる (第 3.3－86 図)。

##### ① 高尾山南側 (北)

地表地質踏査の結果，美保関町宇井西において，変位地形・リニアメント位置付近（L o c . T - 1）では，急傾斜する古浦層中に上載地層が存在しないため活動性が不明であるものの，下宇部尾北トレンチにおいて認められた断層等とは傾斜方向が異なる断層を確認した（第 3.3-87 図）。露頭観察の結果，断層面付近の地層は正断層センスの引きずり込み構造を呈し，ブロックサンプリングにより採取した断層試料を用いた実体顕微鏡による断層面の観察結果からも，縦ずれ優勢の変位方向を示す条線が確認される。断層の走向は東西系を示していることから，少なくとも東西圧縮応力場の下にある後期更新世以降に活動したものではないと判断される。また，断層面は凹凸が著しいものの，断層粘土が認められることから，研磨片観察及びCT画像解析を実施した結果，低密度化した幅 6 mm 程度の灰色を呈する細粒部が認められるものの，積層構造は確認されないなど，後期更新世以降の活動が認められる鹿島町南講武の断層の性状とは異なっている（第 3.3-88 図）。さらに，東方の美保関町日向浦北<sup>ひゅうがうら</sup>において，南側の流紋岩質火砕岩と北側の砂岩との間に断層の延長が推定され，変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査（L o c . T - 2）の結果，急傾斜する流紋岩質火砕岩が確認されるが，北側には変位地形・リニアメントと同走向の貫入岩が分布しており，断層は認められず，その上位には大山松江軽石層を含むローム層がほぼ水平に分布している（第 3.3-89 図）。福浦東においても，変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査（L o c . T - 3）の結果，古浦層のデイサイトに対して変位地形・リニアメントと同走向に貫入する玄武岩が分布しており，断層は認められない（第 3.3-90 図）。福浦東の鹿野・吉田（1985）及び鹿野・中野（1985）の断層通過位置付近，並びに原子力安全委員会ワー

キンググループ 3 第 17 回会合参考資料第 2 号 (2009) に記載された推定活断層及び今泉ほか編 (2018) の活断層通過位置付近において、道路改良に伴い露出した切土法面 (Loc. T-3') を観察した結果、古浦層の流紋岩質火砕岩が分布しており、碎屑岩脈が認められ、まれに碎屑岩脈の貫入面が弱く破碎し、断層が確認される (第 3.3-91 図及び第 3.3-92 図)。断層面の走向は  $N25^{\circ} \sim 39^{\circ} E$ 、傾斜は  $60^{\circ} \sim 85^{\circ} N$  を示し、同系統の断層から成るが、鹿野・吉田 (1985) 及び鹿野・中野 (1985) の断層、並びに原子力安全委員会ワーキンググループ 3 第 17 回会合参考資料第 2 号 (2009) に記載された推定活断層及び今泉ほか編 (2018) の活断層の走向とは対応していない。なお、碎屑岩脈及び断層の姿勢は、節理系の卓越する姿勢と調和的であることから、これらは同時期に形成されたものと判断される。

したがって、変位地形・リニアメントに対応して一部に断層が認められるものの、変位地形・リニアメントと同走向の貫入岩が分布し、変位や変形は認められないこと等から後期更新世以降の断層活動はないものと考えられる。

## ② 高尾山南側 (南)

地表地質踏査の結果、宇井南において変位地形・リニアメント位置付近でのピット調査 (Loc. T-4) の結果、古浦層の砂岩・泥岩が分布しており、断層は認められない (第 3.3-93 図)。さらに、福浦付近において、変位地形・リニアメント延長位置に連続する流紋岩質火砕岩に断層は認められない (第 3.3-86 図)。なお、森山東の採石場 (Loc. T-5) における地表地質踏査の結果、古浦層の砂岩・泥岩互層及び安山岩質火砕岩、並びに安山岩 (貫入岩) が分布し、主として 2 条の正断層変位を伴う断層が認められるも

の、断層面は固結、密着しており、変位地形・リニアメントとも対応しない（第 3.3-94 図）。

したがって、変位地形・リニアメントに対応する断層は認められない。

### ③ 高尾山西側

地表地質踏査の結果、古浦層の礫岩、砂岩及び流紋岩質火砕岩が分布し、北緩傾斜の同斜構造を示す（第 3.3-86 図）。鹿野・吉田（1985）の法田リニアメント及び変位地形・リニアメント位置付近において断層は認められず、流紋岩質火砕岩等の分布に違いも認められないことから、変位地形・リニアメントに対応する断層は認められない（第 3.3-95 図）。また、鹿野・吉田（1985）及び鹿野・中野（1985）の断層通過位置付近の採石場（L o c . T W - 1）における地表地質踏査の結果、古浦層の砂岩、泥岩、砂岩・泥岩互層及び貫入岩が分布し、主として2条の正断層変位を伴う断層が認められるものの、断層面は固結、密着しており、露頭上部の古浦層の泥岩に変位や変形は認められない。さらに、断層面沿いには角張って不規則な形態を有する岩石と白色脈（濁沸石）から成るジクソーパズル状の水圧破碎組織が認められ、これらの組織に変位や変形は認められない。

以上のことから、後期更新世以降の断層活動はないものと考えられる（第 3.3-96 図）。

### タ. 美保関周辺

地表地質踏査の結果、古浦層の砂岩、泥岩及び流紋岩質～デイサイト質火砕岩・溶岩等が分布し、東西方向に延びる山稜線のやや南側に背斜軸が推定される（第 3.3-97 図）。鹿野・中野（1985）によると、その背斜軸を横断するように南北走向の胴切り断層が示されているが、詳細な地表地質踏査の結果によると、大局的に

は緩い東傾斜の地層を呈し，堆積構造や地質分布の不連続は認められない（第 3.3-98 図）。また，地表地質踏査の結果，地蔵崎付近の北側沿岸部において，2本の断層が確認されるが，いずれも南西落ちの正断層センスを示し，断層面は固結・密着している。これらの断層の走向方向延長部における音波探査記録によると，後期更新世以降の断層活動を示唆する変位や変形は認められない。

#### チ．美保湾及び美保関町東方沖合い

宍道断層の東方延長に位置する美保湾及び美保関町東方沖合いにおいて，複数の音源による音波探査を実施した。

第 3.2-29 図に示す敷地前面海域の海底地形図によると，美保湾の海底面は，大局的には海岸から沖合北東方に向かって緩やかに傾斜する斜面で，さらに沖合に向かって北方へ緩やかに傾斜する斜面でそれぞれ形成されている。また，美保関町東方沖合いの海底面は，<sup>おきのごぜん</sup>沖ノ御前島による海流の変化の影響を受けて局所的に起伏の激しい複雑な形状を呈しているものの，鳥取沖西部断層の西方延長部を含む海底面に断層活動を示唆する変状は認められない（第 3.3-99 図）。

美保湾及び美保関町東方沖合いの海底に分布する地層は，ほぼ全域にB層以上の地層が分布し，鳥取沖西部断層の西方延長部を含む地層に断層活動を示唆する地質分布の不連続は認められない（第 3.3-100 図）。

境水道の東方延長部にあたる美保関町沿岸域付近の地質・地質構造を把握するため，沿岸域を横断するように美保関港内に進入する音波探査，更には，島根半島の東方延長部を南北に横断し，かつ稠密な測線間隔による音波探査を実施した結果，美保関町東方沖合いにおいて，D<sub>2</sub>層の高まりの南縁に分布する断層が確認されるものの，少なくともB<sub>1</sub>層に変位や変形は変位や変形は及んでおらず，後期更新世以降の断層活動は認められない

(第 3.3-101 図及び第 3.3-102 図)。

(d) 総合評価

松江市鹿島町南講武から鹿島町七田を通り福原町までの断層は、南講武のトレンチ調査結果によると約 3 千年前から約 1 万 1 千年前 사이에最新の活動があったと認められ、その西方の鹿島町南講武～尾坂間の平野部における調査でも確認されている。

その西方の鹿島町尾坂から鹿島町佐陀本郷を通り、鹿島町古浦沖にかけては、鹿島町佐陀本郷において、後期更新世以降の断層活動はないものと判断されるが、古浦周辺において後期更新世以降の断層活動が認められると判断した。しかしながら、①変動地形学的調査結果によると古浦西方では変位地形・リニアメントが認められないこと、②地表地質調査結果によると、古浦西方の海岸部では断層は認められないこと、③男島付近では変位地形・リニアメントは認められるが、後期更新世以降の断層活動はないこと、④古浦沖以西の音波探査結果によると断層・褶曲は認められないこと、⑤海底面調査結果によると古浦沖から女島西方に至る海岸部では断層は認められないこと、⑥女島付近では変位地形・リニアメントが認められず、地表地質調査においても断層は認められないこと、及び⑦女島付近の鹿野・中野（1986）に示される伏在断層通過位置付近におけるボーリング調査結果によると断層は認められない。古浦から女島付近において宍道断層の延長部に対応する断層は認められないが、陸海境界の調査結果の不確かさを考慮し、宍道断層について震源として考慮する活断層の西端を精度や信頼性のより高い調査結果が得られている女島とする。

一方、東方の上本庄町周辺において活断層が推定されるが、枕木山東方において後期更新世以降の活動を示唆する断層は認められず、長海町周辺においても、第四系に断層活動を示唆する顕著な変位や変形は認められない。また、中海北部の手角町の沖合において、中



部～上部更新統及び完新統に断層活動を示唆する変位や変形は認められない。

美保関町下宇部尾の下宇部尾北トレンチにおいて後期更新世以降の活動を完全には否定できないが、①長海町以東では、下宇部尾北トレンチを除いて後期更新世以降の断層活動を示唆する変位や変形が認められないことから、断層活動が低下していること、②下宇部尾東では、ボーリング調査及び約70mの幅広のはぎとり調査の結果、変位地形・リニアメント、中田ほか(2008)の活断層(やや位置不明確)及び今泉ほか編(2018)の活断層に対応する断層は認められないこと、③その東方の美保関町森山では、トレンチ調査等の結果、後期更新世以降の断層活動は認められないこと、④森山から美保関にかけて断層が確認され、上載地層が存在しないことから後期更新世以降の活動を完全には否定できないものの、断層性状等から最近の断層活動は示唆されないこと、⑤美保湾では、美保関町沿岸域付近の陸海境界において十分な調査が実施できないものの、美保関港内に進入する音波探査の結果、後期更新世以降の断層活動は認められないこと、⑥更に東方の美保関町東方沖合いでは、島根半島の東方延長部を南北に横断し、かつ稠密な測線間隔による浅部から深部の地質構造を調査した音波探査の結果、後期更新世以降の断層活動は認められないことから、宍道断層について震源として考慮する活断層の東端を、音波探査により精度や信頼性のより高い調査結果が得られており、かつ地震調査研究推進本部(2016)の活断層の可能性のある構造として指摘されている明瞭な重力異常が認められない美保関町東方沖合いとする。

したがって、震源として考慮する宍道断層の長さとして、女島から美保関町東方沖合いまでの約39kmを評価する。

なお、宍道断層とその東方の鳥取沖西部断層の間については、島根半島の東方延長部を南北に横断し、かつ稠密な測線間隔による音

波探査を実施した結果、後期更新世以降の断層活動は認められず、断層間に雁行等の非単調な構造も確認されない。宍道断層と鳥取沖西部断層の間の詳細な地質構造を確認するため、美保湾及び美保関町東方沖合いの B<sub>2</sub>層上面等深線図及びD<sub>2</sub>層上面等深線図を作成し、断層分布との関係を確認した(第 3.3-103 図及び第 3.3-104 図)。B<sub>2</sub>層上面等深線図によると、断層間には、断層に沿う変形、高まり又は溝等の後期更新世以降の断層活動を示唆する構造は認められない。D<sub>2</sub>層上面等深線図によると、断層間には、D<sub>2</sub>層の高まりとその高まりの南縁に後期更新世以降の活動は認められない断層が分布し、これらの構造を横断する断層は確認されない。また、島根半島の東方延長部を南北に横断するエアガン・マルチチャンネル方式による音波探査結果を用いて速度構造断面図を作成した結果、D<sub>2</sub>層の高まりにおいて断層活動を示唆する速度構造の不連続は認められない(第 3.3-105 図)。さらに、宍道断層で認められる明瞭な重力異常は、鳥取沖西部断層へ連続しない。

以上のことから、宍道断層と鳥取沖西部断層は連動しないと評価する。

## b. 古殿[北][南]断層

### (a) 文献調査結果

橋本ほか(1980)は、松江市鹿島町北<sup>きたこうぶ</sup>講武から鹿島町上<sup>かみこうぶ</sup>講武に至る延長 3.5 km 間及び延長 0.7 km 間に東西方向の準確実活断層を 2 条記載し、古殿断層と呼び、谷や尾根の右横ずれ・北側隆起と左横ずれ・南側隆起の断層地形があり、その間の約 400m が地溝状を示すとしている。

活断層研究会編(1980, 1991)は、橋本ほか(1980)とほぼ同じ位置に、長さ 3.5 km 及び 0.7 km の古殿[北]断層及び古殿[南]断層を記載し、いずれも確実度 II, 活動度 C としている。このうち、古殿[北]断層が北側隆起・右横ずれの断層変位としているのに対し、古殿[南]

断層については、活断層研究会編（1980）は南側隆起・左横ずれ、活断層研究会編（1991）は南側隆起・右横ずれとしている。

鹿野・吉田（1985）は、2本のリニアメントを古殿北及び古殿南リニアメントと呼び、これらに挟まれた地溝状の部分に著しく風化したドレライトの貫入岩体が分布しているとし、変位地形とみなせるものがないことから、組織地形によるものとしている。

今泉ほか編（2018）は、活断層研究会編（1991）の古殿[北][南]断層とほぼ同じ位置に、長さ2.0kmの推定活断層を記載している。

佃ほか（1985）、中田ほか（2002）及び中田ほか（2008）には、同じ位置に活断層あるいは推定活断層は示されていない。

#### (b) 地形調査結果

古殿[北][南]断層周辺の地形調査結果を第3.3-106図に示す。

鹿島町<sup>だんか</sup>旦過から鹿島町古殿に至る間に、鞍部列から成る変位地形・リニアメントが判読され、鹿島町古殿から鹿島町<sup>やまおく</sup>山奥に至る間に、谷や尾根の左屈曲、鞍部等から成る変位地形・リニアメントが判読される。

#### (c) 地表地質踏査結果

古殿[北][南]断層周辺の地質図及び地質断面図を第3.3-107図に示す。

古殿[北][南]断層沿いには、主に新第三系中新統の成相寺層の泥岩、流紋岩質火砕岩、デイサイト～安山岩質火砕岩及び貫入岩であるドレライトが分布する。これらの地層は全体に東西方向の走向で北傾斜の同斜構造を示し、ドレライトも周囲の地層に調和的な岩床状の貫入岩体として分布する。ドレライトは著しく風化し、成相寺層の泥岩や流紋岩質火砕岩に比べ軟質化している。

鹿島町上講武<sup>しみず</sup>清水における変位地形・リニアメント直下においてピット調査（L o c . F - 1）を実施した結果、成相寺層の凝灰岩、泥岩及び貫入岩のドレライトが分布しており、断層は認められない

(第 3.3-108 図)。

(d) 総合評価

地表地質踏査等の結果によると、変位地形・リニアメントの付近に分布する地層は同斜構造を示し、断層は認められない。また、変位地形・リニアメントはドレライトと成相寺層の貫入境界とほぼ一致する。

以上のことから、古殿[北][南]断層にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、岩相差を反映した組織地形であると判断される。

c. 山中付近断層

(a) 文献調査結果

橋本ほか(1980)は、松江市秋鹿町六坊<sup>あいか むつぼう</sup>から松江市西谷町牛切<sup>にしたに</sup>に至る延長 3.5km 間に西北西-東南東方向の推定活断層を記載し、山中断層と呼び、さらにこの東南東に延長 2.7km 間に東西ないし東北東-西南西方向の推定活断層を記載し、<sup>しょう</sup>荘断層と呼び、いずれも北側隆起としている。

活断層研究会編(1980, 1991)は、橋本ほか(1980)と同位置に、長さ 3.5km の山中付近断層を記載し確実度Ⅲ、活動度Cとし、この東南東に別の確実度Ⅲの活断層を示している。

鹿野・中野(1986)は、リニアメントに沿って、地形的に鞍部が連続し山地高度にも南が低いという不連続が認められ、その一部は地質断層と一致するとしているが、地質断層と一致する所で確実に変位地形といえるものはなく、山地高度の不連続の原因として、北側に主として分布する成相寺層の流紋岩・安山岩と南側に分布する成相寺層等の堆積岩との浸食に対する抵抗の差が考えられるとしている。

佃ほか(1985)、今泉ほか編(2018)及び中田ほか(2008)は、同位置に活断層あるいは推定活断層を示していない。

(b) 地形調査結果

山中付近断層周辺の地形調査結果を第3.3-109図に示す。

秋鹿町山中から西谷町牛切にかけて、溝状地、鞍部、傾斜変換線等から成るDランクの変位地形・リニアメントが判読されるが、河谷と尾根の屈曲は認められない。

これらの変位地形・リニアメントは、活断層研究会編(1980, 1991)の山中付近断層とこの東南東に位置する別の確実度Ⅲの活断層にほぼ対応している。変位地形・リニアメントの北側は、南側に比べ山地高度が高い。これらの地形要素は一部で断続し、不鮮明である。

#### (c) 地表地質踏査結果

山中付近断層周辺の地質図及び地質断面図を第 3.3-110 図に示す。

変位地形・リニアメント沿いには、新第三系中新統の成相寺層、古江層及び貫入岩が分布する。成相寺層は本断層の南北に分布し、変位地形・リニアメントの北側では主に流紋岩質火砕岩、デイサイト～安山岩質火砕岩が分布し、変位地形・リニアメントの南側では主に泥岩が分布する。牛切層は砂岩・礫岩、泥岩及び砂岩・泥岩互層から成る。貫入岩は安山岩から成る。

松江市西長江町上組<sup>にしながえ かみぐみ</sup>において、成相寺層と牛切層が東西方向の軸を持つ緩やかな褶曲構造を示し、変位地形・リニアメントは北側の成相寺層のデイサイト～安山岩質火砕岩と南側の成相寺層の泥岩との境界、又は北側の成相寺層の泥岩と南側の牛切層の砂岩・泥岩互層との境界付近に位置する。

秋鹿町山中において、成相寺層の泥岩が変位地形・リニアメント近傍で急傾斜を示すものの、変位地形・リニアメント位置(L o c . Y M - 1 及び L o c . Y M - 2) では北側に成相寺層のホルンフェルス化した泥岩が、南側には安山岩(貫入岩)が広く分布しており、断層は認められない(第 3.3-111 図及び第 3.3-112 図)。安山岩(貫入岩)は高標高部では赤色風化が著しく、成相寺層のホルンフェル

ス化した泥岩に比べ軟質である。

(d) 総合評価

山中付近断層等にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、西部では成相寺層のホルンフェルス化した泥岩と風化の著しい安山岩（貫入岩）との地質境界に、東部では成相寺層のデイサイト～安山岩質火砕岩と成相寺層の泥岩との地質境界、又は成相寺層の泥岩と牛切層の砂岩・泥岩互層との地質境界に概ね一致する。

以上のことから、山中付近断層等にほぼ対応する変位地形・リニアメントは、岩質の差を反映した組織地形であると判断される。

### 3.8 参考文献

- (1) 鹿野和彦・吉田史郎（1985）：境港地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所
- (2) 鹿野和彦・中野俊（1985）：美保関地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所
- (3) 鹿野和彦・中野俊（1986）：恵曇地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所
- (4) 鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊遙秋（1989）：大社地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所
- (5) 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久（1991）：今市地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所
- (6) 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊遙秋（1994）：松江地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所
- (7) 坂本亨・山田直利（1982）：20万分の1地質図「松江及び大社」，地質調査所
- (8) 鹿野和彦・松浦浩久・服部仁・山田直利・東元定雄（1988）：20万分の1地質図「浜田」，地質調査所
- (9) 寺岡易司・松浦浩久・牧本博・吉田史郎（1996）：20万分の1地質図「高梁」，地質調査所
- (10) 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
- (11) 新編島根県地質図編集委員会（1997）：新編 島根県地質図（20万分の1），島根県
- (12) 活断層研究会編（1980）：日本の活断層—分布図と資料，東京大学出版会
- (13) 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
- (14) 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編（2018）：活断層詳細デジタ

ルマップ[新編], 東京大学出版会

- (15) 三梨昂・徳岡隆夫編 (1988) : 中海・宍道湖一地形・底質・自然史アトラス, 島根大学山陰地域研究総合センター
- (16) 徳岡隆夫・高安克己編 (1992) : 中海北部 (本庄工区) アトラス, 島根大学山陰地域研究総合センター
- (17) 本座栄一・玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1979) : 日本海南部および対馬海峡周辺広域海底地質図 (100万分の1), 海洋地質図, 13号, 地質調査所
- (18) 玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏 (1981) : 日本海中部海域広域海底地質図 (100万分の1), 海洋地質図, 15号, 地質調査所
- (19) 玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1982) : 隠岐海峡海底地質図 (20万分の1), 海洋地質図, 20号, 地質調査所
- (20) 山本博文・上嶋正人・岸本清行 (1989) : 鳥取沖海底地質図 (20万分の1) 及び同説明書, 海洋地質図, 35号, 地質調査所
- (21) 脇田浩二・岡村行信・粟田泰夫 (1992) : 日本地質構造図 1 : 300万, 日本地質アトラス (第2版), 地質調査所編, 朝倉書店
- (22) 海上保安庁水路部 (1976) : 大陸棚の海の基本図 (20万分の1), 海底地質構造図「鳥取沖」
- (23) 海上保安庁水路部 (1978a) : 大陸棚の海の基本図 (20万分の1), 海底地質構造図「隠岐海峡」
- (24) 海上保安庁水路部 (1978b) : 大陸棚の海の基本図 (20万分の1), 海底地質構造図「日御碕沖」
- (25) 海上保安庁水路部 (1980) : 大陸棚の海の基本図 (20万分の1) 海底地質構造図「島後堆」
- (26) 海上保安庁水路部 (1987) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「隠岐北部」
- (27) 海上保安庁水路部 (1990) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地



- 形図・海底地質構造図及び調査報告「隠岐南部」
- (28) 海上保安庁水路部 (1991a) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「赤碕」
- (29) 海上保安庁水路部 (1991b) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「日御碕」
- (30) 海上保安庁水路部 (1992a) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「美保関」
- (31) 海上保安庁水路部 (1992b) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「鳥取」
- (32) 海上保安庁水路部 (1993a) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「大社」
- (33) 海上保安庁水路部 (1993b) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「余部埼」
- (34) 海上保安庁水路部 (1995a) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「江津」
- (35) 海上保安庁水路部 (1995b) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「須佐」
- (36) 海上保安庁水路部 (1996) : 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図・海底地質構造図及び調査報告「浜田」
- (37) 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・向山健二郎 (2001) : 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, 13, 1, (p. 27-53)
- (38) 国土交通省・内閣府・文部科学省 (2014) : 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書
- (39) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所 (2015) : 平成26年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書
- (40) 地質調査総合センター編 (2013) : 日本重力データベースDVD版, 数値

地質図，産業技術総合研究所地質調査総合センター

- (41) 気象庁地震カタログ：地震月報等（昭和56年～平成28年），気象庁
- (42) 島根県地質図説明書編集委員会(1985)：島根県の地質，島根県，(p. 121  
-140, p. 199-206)
- (43) Pineda-Velasco. I · Kitagawa. H · Nguyen. T. -T · Kobayashi. K ·  
Nakamura. E (2018) : Production of High-Sr Andesite and Dacite Magmas  
by Melting of Subducting Oceanic Lithosphere at Propagating Slab  
Tears, Journal of Geophysical Research Solid Earth, Vol.123, No. 5,  
(p. 3698-3728)
- (44) 町田洋・新井房夫（2011）：新編日本の火山灰アトラス，東京大学出  
版会
- (45) 沢田順弘・今井雅浩・三浦環・徳岡隆夫・板谷徹丸（2006）：島根県  
江島の更新世玄武岩と鳥取県弓ヶ浜砂州南東端粟島の中新世流紋岩の  
K-Ar年代．島根大学地球資源環境学研究報告，第25巻，(p. 17-23)
- (46) 大西郁夫（1979）：出雲海岸平野の第四系，島根大学理学部紀要，13，  
(p. 131-144)
- (47) 多井義郎（1973）：いわゆる宍道褶曲帯について，地質学論集，第9  
号，(p. 137-146)
- (48) 山内靖喜・岩田昭夫（1998）：宍道低地帯東部における熱水資源評価，  
応用地質，第39巻，第4号，(p. 361-371)
- (49) 沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和（2001）：宍道  
地溝帯中軸部，美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義，地  
質学雑誌，第107巻，第6号，(p. 392-405)
- (50) 山内靖喜・吉谷昭彦（1992）：日本海南部及びその沿岸域における中  
新世の構造運動，地質学論集，第37号，(p. 311-326)
- (51) 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
- (52) 藤原治・柳田誠・三箇智二・守屋俊文(2005)：地層処分からみた日本  
列島の隆起・侵食に関する研究，原子力バックエンド研究，Vol. 11, No. 2,

(p. 113-124)

- (53) 多井義郎(1952):島根半島中央地区の層序と構造－島根半島第三系の地質学的研究(その1)－,地質学雑誌,第58巻,第687号,(p. 573-582)
- (54) 通商産業省(1969):昭和42年度 広域調査報告書－北島根地域
- (55) 通商産業省(1970):昭和43年度 広域調査報告書－北島根地域
- (56) 通商産業省(1971):昭和45年度 広域調査報告書－北島根地域
- (57) 橋本知昌・星野一男・加藤碩一(1980):島根県東部－鳥取県西部地域の活断層について,地質調査所月報,第31巻,第2号,(p. 93-97)
- (58) 中田高・今泉俊文・岡田篤正・千田昇・金田平太郎・佐藤高行・高沢信司(2008):1:25,000都市圏活断層図「松江」第2版,国土地理院技術資料D・1-No. 502
- (59) 地質調査所編(2000):日本重力CD-ROM. P-2, 1 CD-ROM,地質調査所
- (60) 津屋弘達(1944):鹿野・吉岡断層とその付近の地質 昭和18年9月10日鳥取地震に関する地質学的観察,東京大学地震研究所彙報,vol. 22,(p. 1-32)
- (61) 安藤雅孝・佃為成・岡田篤正(1980):鹿野断層の発掘調査,地震予知連絡会会報,第23巻,(p. 160-165)
- (62) 岡田篤正・安藤雅孝・佃為成(1987):山崎断層系安富断層のトレンチ調査,地学雑誌,96-2,(p. 81-97)
- (63) 遠田晋次・宮腰勝義・井上大栄・楠建一郎・鈴木浩一(1995):山崎断層系大原断層のトレンチ調査,地震,第2輯,第48巻,第1号,(p. 57-70)
- (64) 岡山県(1996):平成7年度大原断層に関する調査成果報告書
- (65) 兵庫県(1996):平成7年度山崎断層帯に関する調査成果報告書
- (66) 兵庫県(1999):平成10年度山崎断層帯に関する調査成果報告書
- (67) 兵庫県(2001):平成12年度山崎断層帯に関する調査成果報告書
- (68) 岡田篤正・東郷正美編(2000):近畿の活断層,東京大学出版会

- (69) 地震調査研究推進本部 (2013) : 山崎断層帯の長期評価 (一部改訂)  
について, 地震調査研究推進本部 地震調査委員会
- (70) (財)日本水路協会 (2008) : 海底地形デジタルデータM7013 ver. 2.0  
隠岐
- (71) 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, 第87巻, 第11号, (p. 725-736)
- (72) 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分布に着目したセグメント区分モデル-, 活断  
層研究, 17号, (p. 43-53)
- (73) 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
- (74) 佐藤高行・中田高 (2002) : 鹿島断層の変位地形 -一括活動型活断層  
のモデルとして-, 活断層研究, 21号, (p. 99-110)
- (75) 中田高・今泉俊文・岡田篤正・千田昇・金田平太郎・佐藤高行・高沢  
信司 (2002) : 1 : 25,000都市圏活断層図「松江」, 国土地理院技術資料  
D・1-No. 396
- (76) 原子力安全基盤調査研究 (2005) : 活動度の低い活断層による地震の  
評価手法に関する研究, 平成16年度原子力安全基盤調査研究, 広島大学
- (77) 渡辺満久・中田高・奥村晃史・熊原康博・後藤秀昭・隈元崇・今泉俊  
文・徳岡隆夫・吹田歩 (2006) : 鹿島断層 (島根半島) 東部におけるトレ  
ンチ調査, 日本地震学会
- (78) 徳岡隆夫・吹田歩・田中義昭・渡辺正巳・中田高 (2007) : 鹿島断層<  
島根半島>の最新活動時期の考古学的調査による解明, 日本第四紀学会講  
演要旨集, (p. 138, 139)
- (79) 地震調査研究推進本部 (2016) : 中国地域の活断層の長期評価 (第一  
版), 宍道 (鹿島) 断層の長期評価, 地震調査研究推進本部 地震調査委  
員会
- (80) 原子力安全委員会ワーキンググループ3 第17回会合参考資料第2号

(2009)

- (81) 永塚鎮雄(1973)：褐色森林土・黄褐色森林土・赤色土における遊離酸化鉄の存在状態について，ペドロジスト17，(p.70-83)