

1.2 敷地特性

1.2.1 地理及び人口

1.2.1.1 地理

(1) 陸域

敷地周辺陸域の地形図を第1.2-1図に示す。

発電所を設置する敷地は、東松浦半島の先端部に属し、北西方向に長い長方形のなだらかな起伏をもった丘陵地帯である。敷地は玄界灘に面し、北東に外津浦、南西に八田浦がある。また、発電所周辺の河川としては、敷地から南東方向約2kmの地点を流れる志礼川及び敷地内の八田川がある。八田川の下流には八田浦貯水池を設けている。敷地は、主にEL.+11.0m、EL.+16.0m以上の高さに分かれている。

(2) 海域

敷地前面海域の海底地形図を第1.2-2図に示す。

敷地が位置する東松浦半島周辺海域は、陸域から多くの岬が突出し、大小多数の島々が存在する。また、海底には多数の海底谷が存在し、海底地形は極めて複雑である。これらの岬及び島から沖合に向かう海底地形は、海岸の急な崖から狭い波食棚を経てやや急な斜面に移り、水深約30m～約50mから沖合に向かって緩やかな斜面を形成している。唐津湾付近及び長崎県平戸市田平町北部海域の海底地形は陸域に接する広い波食棚に続く緩やかな斜面を経て、水深約40m～約60mのほぼ水平な海底面に移行している。

1.2.1.2 人口

(1) 人口の状況

玄海町及び唐津市における人口及び人口密度の推移は、第1.2-1表のとおりである。

玄海町及び唐津市の人口は、平成30年1月1日現在において、それぞれ5,731人、123,775人であり、佐賀県全体の833,272人に対し、それぞれ0.7%、14.9%である。

玄海町及び唐津市の人口動態は、第1.2-2表のとおり、平成26～30年でみると、玄海町及び唐津市とも減少傾向にある。

(2) 学校、病院等

学校、病院等の公共施設としては、半径10km以内に小学校8、中学校4、小中一貫校1、高等学校1、幼稚園(含、保育所)14、病院13がある。

学校、幼稚園(含、保育所)名及び生徒、園児数を第1.2-3表に、病院、診療所名を第1.2-4表に示す。

(3) 住宅地

発電所近傍の集落としては、発電所中心から東南東方向約1.5kmに外津(人口672人)、南東方向約1.8kmに下宮(人口162人)、南南東方向約1.7kmに普恩寺(人口280人)、東北東方向約1.8kmに串(人口258人)がある。

また、半径約5km以内に計22の集落があり、各集落中心までの距離及び人口を第1.2-5表に示す。

1.2.2 敷地固有のハザード評価

1.2.2.1 敷地

(1) 敷地の概況

発電所は、佐賀県東松浦郡玄海町に属し、唐津市北西約15km、佐賀市北西約52kmで、東松浦半島北西部の値賀崎に位置する。

東松浦半島は、俗に「上場地区」と呼ばれ、標高+30m前後の丘陵地帯で、リアス式海岸特有の多くの湾と岬によって囲まれた複雑な海岸を形成している。

敷地は玄界灘に面し、北東に外津浦、南西に八田浦があり、敷地面積は約84万 m^2 であり、東側の敷地境界に隣接して人が居住しないように制限する社有地及び地役権設定地域約6万 m^2 （「地役権設定地域等」）がある。また、これらの外側に社有地及び地役権設定地域約12万 m^2 がある。

3号機及び4号機用地は、1号機及び2号機の北西側に海面埋立約1万 m^2 を含む約18万 m^2 をEL.+11mに造成している。

3号機及び4号機原子炉は、1号機及び2号機から北西へ約400mで、3号炉心は北緯33°30'51"、東経129°50'09"、4号炉心は北緯33°30'48"、東経129°50'06"に位置している。

敷地と潮位の関係は、既往最高潮位T.P.+1.84mに対し、敷地造成高をEL.+11.0mにするので、異常高潮位による被害を受けるおそれはない。

敷地の概況図を参考資料-1に示す。

1.2.2.2 津波

(1) 概要

供用中に設計基準対象施設に大きな影響を及ぼすおそれがある津波（以下「基準津波」という。）を策定し、基準津波による発電用原子炉施設への影響を評価する。

基準津波は、最新の科学的・技術的知見を踏まえ、地震に伴う津波、地震以外を要因とする津波及びこれらの組み合わせによる津波を想定し、不確かさを考慮して策定する。

(2) 既往津波

文献調査によれば、敷地周辺の沿岸域に被害をもたらした既往津波は認められない。

なお、記録されている敷地周辺の沿岸域における津波高としては、1960年チリ地震津波の唐津における0.4m（全振幅）、1983年日本海中部地震津波の唐津における0.11m、1993年北海道南西沖地震津波の仮屋における0.36m（全振幅）がある。

(3) 地震に伴う津波

発電所に影響を及ぼす可能性がある地震に伴う津波として、敷地周辺の海域活断層による地殻内地震、南海トラフ～琉球海溝におけるプレート間地震及び南海トラフ～琉球海溝における海洋プレート内地震に伴う津波について検討する。

a. 海域活断層による地殻内地震に伴う津波

敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に伴う津波については、

「1.2.7.1 地盤」における調査結果に基づき、津波波源を設定し、簡易予測式による津波高の検討から、発電所に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出する。抽出した津波波源について、不確かさを考慮したパラメータスタディにより、安全側の津波水位を評価する。

敷地周辺の海域活断層の津波波源を第1.2-4図に示す。

(a) 簡易予測式による津波高の検討

阿部(1989)の簡易予測式による津波高の比較により、発電所に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出する。

阿部(1989)の簡易予測式で用いた津波波源の諸元及び津波高の比較結果を第1.2-6表に示す。

発電所に及ぼす影響が大きいと考えられる警固断層帯による地震、壱岐北東部断層群による地震、西山断層帯による地震及び対馬南西沖断層群と宇久島北西沖断層群の連動による地震を、数値シミュレーションによる津波評価の検討対象として抽出する。

(b) 津波波源の設定

検討対象として抽出した津波波源について、土木学会(2002)及び土木学会(2016)を参考に、不確かさを考慮したパラメータスタディを実施する。

すべり量については、断層長さから、武村(1998)及びKanamori(1977)を基に算出する。

傾斜角及びすべり角については、横ずれ断層であることを踏まえて、傾斜角 90° 及びすべり角 $0^\circ\sim 30^\circ$ を設定する。

断層上縁深さについては、0kmを基本ケースとし、最大水位変動量が

最も大きいケースにおいては、0km及び2.5kmを設定する。

(c) 数値シミュレーション

弾性体理論に基づき海面変位を算定し、非線形長波理論に基づき平面二次元の差分法を用いて数値シミュレーションにより津波評価を行う。

数値シミュレーションの計算条件を第1.2-7表に示す。海底地形を第1.2-5図に、計算格子分割を第1.2-6図に示す。

各ケースの取水ピット前面位置での最大水位上昇量及び取水口位置での最大水位下降量を第1.2-8表に示す。

b. プレート間地震に伴う津波

南海トラフ～琉球海溝におけるプレート間地震に伴う津波については、想定される津波の規模及び敷地との位置関係から、敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に伴う津波に比べ、発電所に及ぼす影響は小さいと考えられる。

c. 海洋プレート内地震に伴う津波

南海トラフ～琉球海溝における海洋プレート内地震に伴う津波については、想定される津波の規模及び敷地との位置関係から、敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に伴う津波に比べ、発電所に及ぼす影響は小さいと考えられる。

(4) 地震以外を要因とする津波

発電所に影響を及ぼす可能性がある地震以外を要因とする津波として、地すべり及び斜面崩壊に伴う津波並びに火山現象に伴う津波について検討する。

a. 地すべり及び斜面崩壊に伴う津波

地すべり及び斜面崩壊に伴う津波については、沿岸陸域の地すべり地形及び海底地すべり地形を抽出し、発電所への影響を評価する。

(a) 沿岸陸域の地すべり地形

沿岸陸域における地すべり地形の調査に当たっては、文献調査を実施し、発電所に影響を及ぼす可能性がある沿岸陸域の地すべり地形を抽出する。

防災科学技術研究所(2008)及び九州活構造研究会編(1989)によると、発電所から半径約10km範囲の沿岸陸域において、発電所に影響を及ぼす可能性のある地すべり地形は判読されていない。

(b) 海底地すべり地形

海底地すべり地形の調査に当たっては、文献調査及び海上音波探査記録等の確認を行い、発電所に影響を及ぼす可能性がある海底地すべり地形を抽出する。

徳山ほか(2001)によると、発電所の位置する九州北西岸域に海底地すべりは認められない。

敷地周辺海域の海上音波探査記録等において、海底面付近の崩落崖や堆積層中の音響的散乱層等の有無を確認した結果、海底地すべりの痕跡と考えられる地形は認められない。

b. 火山現象に伴う津波

火山現象に伴う津波については、「1.2.2.3 火山」における検討結果から、

津波発生の可能性を検討し、発電所への影響を評価する。

火山現象に伴う津波については、過去の火山現象の発生状況から想定される津波の規模及び地形的障害を考慮すると、発電所に影響を及ぼすような津波が到達することはないと考えられる。

(5) 津波発生要因の組み合わせの検討

地震以外を要因とする津波については、発電所に及ぼす影響はないと考えられるため、津波発生要因の組み合わせは考慮しない。

(6) 基準津波の策定

想定した津波毎の取水ピット前面位置での最大水位上昇量及び取水口位置での最大水位下降量を第1.2-9表に示す。

想定した津波のうち、発電所に大きな影響を及ぼすおそれがある津波として、上昇側は対馬南西沖断層群と宇久島北西沖断層群の連動による地震に伴う津波、下降側は西山断層帯による地震に伴う津波を選定し、基準津波とする。

基準津波の策定位置を第1.2-7図に、基準津波の時刻歴波形を第1.2-8図に示す。なお、基準津波の策定位置は、時刻歴波形に対して施設からの反射波の影響が微少となるよう、施設から離れた沿岸域としている。

サイト周辺における上昇側の基準津波の最大水位上昇量分布及び下降側の基準津波の最大水位下降量分布並びに上昇側の基準津波の取水ピット前面位置での時刻歴波形及び下降側の基準津波の取水口位置での時刻歴波形を第1.2-9図に示す。

なお、行政機関により想定されている津波評価との比較により、基準津波による津波評価が安全側であることを確認している。

行政機関により想定された津波の最大水位変動量を第1.2-10表に示す。

(7) 基準津波に対する安全性

取水ピット前面位置での上昇側の基準津波による最高水位は、朔望平均満潮位を考慮するとT.P.+4m程度である。また、取水口位置での下降側の基準津波による最低水位は、朔望平均干潮位を考慮するとT.P.-3m程度である。

重要な安全機能を有する設備を内包する建屋はT.P.+11mの敷地に設置されており、重要な安全機能を有する屋外設備である海水ポンプを設置しているエリア周辺の敷地高さはT.P.+11mであるため、十分な裕度があり、基準津波による遡上波に対して影響を受けるおそれはない。

朔望平均潮位を考慮した場合のサイト周辺における上昇側の基準津波の最高水位分布及び下降側の基準津波の最低水位分布並びに上昇側の基準津波の取水ピット前面位置での時刻歴波形及び下降側の基準津波の取水口位置での時刻歴波形を第1.2-10図に示す。

朔望平均潮位を考慮した基準津波について、取水設備の水理特性を考慮した水位変動に関する数値シミュレーションを実施する。

取水設備の水理特性を考慮した水位変動に関する数値シミュレーションの計算条件を第1.2-11表に、取水口～取水ピットの構造図を参考資料-1に、取水ピットでの水位を第1.2-12表に、取水ピットでの時刻歴波形を第1.2-12図に示す。

取水ピットでの上昇側の基準津波による最高水位は、T.P.+3.78mである。また、下降側の基準津波による最低水位は、T.P.-3.78mである。なお、取水ピットでの西山断層帯による地震に伴う津波による最高水位は、T.P.+5.06mである。

重要な安全機能を有する屋外設備である海水ポンプを設置しているエリアはT.P.+11.0mの取水ピット壁に囲まれているため、津波が取水路から流入することはない。また、海水ポンプの取水可能水位はT.P.-5.18mであることから、津

波により水位が低下した場合でも、海水ポンプの取水性に影響を及ぼすことはない。

また、基準津波に伴う砂移動による影響について検討する。

基準津波について、砂移動に関する数値シミュレーションを実施した結果、取水口位置での砂の堆積はほとんどなく、取水口の呑口レベルは海底面より1.5m高い位置にあるため、砂の堆積に伴って取水口が閉塞することはない。

砂移動に関する数値シミュレーションの計算条件を第1.2-13表に、サイト周辺における砂移動による地形変化量を第1.2-13図に示す。

(8) 超過確率の参照

日本原子力学会(2012)及び土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011)及び土木学会(2016)方法を参考に、確率論的津波ハザード評価を行い、基準津波による水位の超過確率を参照する。

確率論的津波ハザード評価において設定したロジックツリーを第1.2-14図に、水位と年超過確率の関係を第1.2-15図に示す。

基準津波による水位の年超過確率は、基準津波の策定位置においては、水位上昇側で 10^{-5} ～ 10^{-6} 程度、水位下降側で 10^{-6} ～ 10^{-7} 程度、取水ピット前面位置においては、水位上昇側で 10^{-6} ～ 10^{-7} 程度、取水口位置においては、水位下降側で 10^{-6} ～ 10^{-7} 程度である。また、フラクタイル曲線を第1.2-16図に示す。

1.2.2.3 火山

(1) 調査内容

敷地に影響を及ぼす可能性がある火山について、その活動性及び影響範囲を把握するため、文献調査、地形・地質調査及び地球物理学的調査を実施した。

a. 文献調査

第四紀火山の位置に関する文献としては、気象庁編の「日本活火山総覧(第4版)」(2013a)、第四紀火山カタログ委員会編の「日本の第四紀火山カタログ」(1999)、地質調査総合センター編の「日本の火山」(2016)及び「日本の火山(第3版)」(2013)、海上保安庁海洋情報部発行の「海域火山データベース」(2015)等がある。

第四紀火山の活動年代及び噴出物の分布に関する文献としては、地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)、日本第四紀学会編の「日本第四紀地図」(1987)、地質調査所発行の20万分の1地質図幅のうち「野母崎」(1977)、「福江及び富江」(1986)、「長崎(第2版)」(1989)、「福岡」(1993)及び「唐津(第2版)」(1997)、地質調査総合センター発行の20万分の1地質図幅のうち「熊本」(2004)、「中津」(2009)、「八代及び野母崎の一部」(2010)及び「大分(第2版)」(2015)、町田・新井編の「新編 火山灰アトラス」(2011)等がある。

これらの文献により、敷地を中心とする半径160kmの範囲(以下「地理的領域」という。)において、第四紀火山の位置、活動年代、噴出物の分布等を把握した。

b. 地形・地質調査

地形調査では、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1万分の1の空中写真並びに同院発行の縮尺5万分の1及び2万5千分の1の地形図を使用して、空中写真判読等を実施し、敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺地域において、第四紀火山の可能性のある地形を抽出した。

地質調査では、「1.2.7.1 地盤」における調査結果に加え、第四紀火山の噴出物を対象に地表踏査等を実施し、敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺地域において、第四紀火山の活動年代、噴出物の分布等を把握した。

c. 地球物理学的調査

地球物理学的調査では、地震活動、地殻変動等に関する検討を実施し、マグマ溜まりの規模、位置等を把握した。

(2) 調査結果

a. 敷地に影響を及ぼす可能性のある火山の抽出

文献調査及び地形・地質調査により、地理的領域において、第四紀火山の噴出物の分布等を把握し、敷地に影響を及ぼす可能性のある火山（以下「検討対象火山」という。）を抽出する。なお、阿蘇カルデラについては、カルデラ形成前後に活動した火山も含めて、1つの検討対象火山としている。

地理的領域の検討対象火山の活動年代と敷地からの距離を第1.2-14表に、地理的領域の検討対象火山の位置を第1.2-17図に示す。

また、地理的領域外の第四紀火山のうち、九州において、過去にVEI7以上の噴火（町田・新井（2011）に従い、以下「破局的噴火」という。）を発生さ

せた加久藤カルデラ及び小林カルデラ(以下「加久藤・小林カルデラ」という。)、始良カルデラ、阿多カルデラ並びに鬼界についても、検討対象火山として抽出する。これらのカルデラ火山についても、カルデラ形成前後に活動した火山も含めて、1つの検討対象火山としている。

b. 将来の活動性評価

検討対象火山について、将来の活動性を評価し、将来の活動可能性が否定できない火山を抽出する。

検討対象火山のうち、完新世に活動を行った雲仙岳、阿蘇カルデラ、福江火山群、九重山、由布岳、鶴見岳、加久藤・小林カルデラ、始良カルデラ、阿多カルデラ及び鬼界については、将来の活動可能性が否定できない火山とする。完新世に活動を行っていない火山のうち、加唐島、有田、黒瀬、佐世保火山群、弘法岳、虚空蔵山、宇久島、有喜、牧島、曾根、日向神火山群、道伯・妙見、下関火山群、渡神岳、月出山岳、杖立火山群、大岳、吉ノ本、赤井、大峰、玖珠火山群、小松台火山群、猪牟田カルデラ、人見岳、カルト山火山群、大蔵山、雨乞火山群、時山火山群、荻岳、長島、庄内火山群及び鹿鳴越火山群については、活動履歴において最後の活動終了からの期間が過去の最大休止期間より長いこと等から、将来の活動可能性はないと評価し、それ以外の壱岐火山群、多良岳、小値賀島火山群、南島原、金峰山、万年山火山群、船野山、涌蓋火山群、立石火山群、野稻火山群及び高平火山群については、将来の活動可能性が否定できない火山とする。

c. 運用期間中の活動性評価

将来の活動可能性が否定できない火山のうち、過去に破局的噴火を発生させた阿蘇カルデラ、加久藤・小林カルデラ、始良カルデラ、阿多カルデラ及

び鬼界については、運用期間中の活動性を検討する。

町田・新井(2011)によると、日本列島の各火山における破局的噴火の頻度は、数万年から十数万年に1度程度とされている。また、阿多カルデラ以北、加久藤・小林カルデラ以南の鹿児島地溝において、約60万年前以降に破局的噴火が複数回発生しており、その活動間隔は約9万年の周期性を有している。最新の破局的噴火は始良カルデラにおける約3.0万年前～約2.8万年前の破局的噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、当該地域において、運用期間中の破局的噴火の可能性は十分低いと考えられる。

Nagaoka(1988)によると、始良カルデラ及び阿多カルデラにおいては、破局的噴火に先行して、プリニー式噴火が間欠的に発生するプリニー式噴火ステージ、破局的噴火が発生する破局的噴火ステージ、破局的噴火時の残存マグマによる火砕流を噴出する中規模火砕流噴火ステージ、多様な噴火様式の小規模噴火が発生する後カルデラ火山噴火ステージが認められるとされている。

鍵山編(2003)、東宮(1997)等によるマグマ溜まりの浮力中立点に関する検討及びRoche and Druitt(2001)、篠原ほか(2008)等によるメルト包有物、鉱物組成等に関する分析結果に基づくと、破局的噴火時のマグマ溜まりは少なくとも地下10km以浅にあると考えられる。

Druitt et al.(2012)によると、結晶成長に関する分析から、破局的噴火直前の100年程度の間、急激にマグマが供給されたと推定されている。

以上を踏まえ、活動履歴、火山直下の地下構造等から、現在のマグマ溜まりが破局的噴火直前の状態にあるかを検討し、運用期間中の噴火規模を評価する。

なお、その他の将来の活動可能性が否定できない火山については、運用

期間中の噴火規模として、各火山の既往最大規模を考慮する。

(a) 阿蘇カルデラ

阿蘇カルデラは、敷地の東南東約130kmに位置する東西約17km、南北約25kmのカルデラである。阿蘇カルデラ周辺の火山としては、カルデラの中央部に阿蘇山が、東側に根子岳が位置し、縁辺部に先阿蘇の火山岩類が分布する。阿蘇山は、高岳(標高1,592m)、中岳(標高1,506m)等の東西方向に連なる成層火山からなる火山群であり、根子岳(標高1,433m)は、開析の進んだ成層火山である。なお、気象庁編(2013a)では、阿蘇山は活火山に指定されている。

小野・渡辺(1983)、松本ほか(1991)及び町田・新井(2011)によると、阿蘇カルデラでは、約27万年前～約25万年前に阿蘇1噴火が、約14万年前に阿蘇2噴火が、約12万年前に阿蘇3噴火が、約9.0万年前～約8.5万年前に阿蘇4噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。阿蘇1噴火の際に噴出した阿蘇1火砕流堆積物及び阿蘇2噴火の際に噴出した阿蘇2火砕流堆積物は、大分県西部並びに熊本県北部及び中部の広い範囲に、阿蘇3噴火の際に噴出した阿蘇3火砕流堆積物は、大分県西部及び中部並びに熊本県北部及び中部の広い範囲に、阿蘇4噴火の際に噴出した阿蘇4火砕流堆積物は、九州北部及び中部並びに山口県南部の広い範囲に分布する。また、阿蘇3噴火及び阿蘇4噴火の噴火規模は、破局的噴火とされており、阿蘇1噴火及び阿蘇2噴火についても、火砕流堆積物の分布範囲等から、その噴火規模は破局的噴火と考えられる。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、阿蘇4火砕流堆積物は認められるものの、敷地に、同火砕流堆積物は認められ

ない。

阿蘇4噴火に関する活動について、阿蘇4噴火以前の活動としては、小野ほか(1977)によると、阿蘇3噴火及び阿蘇4噴火の間に、降下軽石又は降下火山灰を主体とする噴火が複数回発生した阿蘇4/3噴火期が認められる。阿蘇4噴火以降の活動としては、小野・渡辺(1985)及び宮縁ほか(2003)によると、約9万年前以降に阿蘇山が噴火活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下軽石を主体とする噴火が複数回認められる。なお、三好ほか(2009)及び地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約80万年前～約40万年前の間に先阿蘇の火山岩類の活動が認められ、約14万年前～約12万年前の間に根子岳の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、阿蘇1噴火と阿蘇2噴火との間隔は約11万年、阿蘇2噴火から阿蘇3噴火の間隔は約2万年、阿蘇3噴火と阿蘇4噴火との間隔は約3万年であり、活動間隔にばらつきはあるものの、最新の破局的噴火は約9.0万年前～約8.5万年前の阿蘇4噴火であることから、破局的噴火の最短の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて短い。

また、Nagaoka(1988)を参考にすると、現在の阿蘇山の活動は、多様な噴火様式の小規模噴火を繰り返していることから、後カルデラ火山噴火ステージと判断される。

阿蘇カルデラの地下構造については、Sudo and Kong(2001)に示される地震波速度構造において、地下6kmに小規模なマグマ溜まりは認められるものの、大規模なマグマ溜まりは認められない。高倉ほか(2000)によると、阿蘇カルデラの地下10km以浅にマグマと予想される低比抵抗域は認められない。また、三好ほか(2005)によると、阿蘇4噴火以降の火山岩の

分布とそれらの組成から、大規模な流紋岩質～デイサイト質マグマ溜まりは想定されないとされている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである阿蘇山での既往最大噴火規模を考慮する。なお、宮縁ほか(2003)によると、阿蘇山での既往最大噴火は阿蘇草千里ヶ浜噴火であり、その噴出物量は約 2km^3 とされている。

(b) 加久藤・小林カルデラ

加久藤カルデラは敷地の南南東約180kmに、小林カルデラは敷地の南南東約200kmに位置し、両カルデラは隣接しており、いずれもカルデラ地形が不明瞭である。加久藤・小林カルデラ周辺の火山としては、加久藤カルデラ南縁付近に霧島山が位置する。霧島山は、韓国岳(標高1,700m)、新燃岳(標高1,421m)、高千穂峰(標高1,573m)等の北西－南東方向に連なる複数の成層火山及び火砕丘からなる火山群であり、その山麓の一部には先霧島の火山岩類が分布する。なお、気象庁編(2013a)では、霧島山は活火山に指定されている。

町田・新井(2011)によると、加久藤・小林カルデラでは、約53万年前～約52万年前に小林笠森噴火が、約33万年前～約32万年前に加久藤噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。小林笠森噴火の際に噴出した小林火砕流堆積物及び加久藤噴火の際に噴出した加久藤火砕流堆積物は鹿児島県北部及び中部、宮崎県

中部及び南部並びに熊本県南部の広い範囲に分布する。また、加久藤噴火の噴火規模は破局的噴火とされており、小林笠森噴火についても、火砕流堆積物の分布範囲等から、噴火規模は破局的噴火と考えられる。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、小林火砕流堆積物及び加久藤火砕流堆積物は認められない。

加久藤噴火に関する活動について、加久藤噴火以前の活動としては、長岡ほか(2010)によると、約52万年前～約34万年前の間に降下軽石を主体とする噴火が複数回発生した境別府噴火期が認められる。加久藤噴火以降の活動としては、井村・小林(2001)及び地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約30万年前に先霧島の火山岩類の活動が認められる。また、約30万年前以降に霧島山が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下火山灰、降下軽石又は降下スコリアを主体とする噴火が複数回認められる。

破局的噴火の活動間隔については、小林笠森噴火と加久藤噴火との間隔は約20万年であり、最新の破局的噴火は約33万年前～約32万年前の加久藤噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて短い。

また、Nagaoka(1988)を参考にすると、現在の霧島山の活動は、多様な噴火様式の小規模噴火を繰り返していることから、後カルデラ火山噴火ステージと判断される。

加久藤・小林カルデラの地下構造については、鍵山ほか(1997)によると、霧島山の比抵抗構造において、マグマに関連すると考えられる低比抵抗域の上面は深さ約10kmとされている。また、Goto et al.(1997)に示される比抵抗構造において、加久藤カルデラの地下10km以浅に大規模な低比

抵抗域は認められない。小林カルデラについては、加久藤噴火以降、火山活動が霧島山に限られることから、大規模なマグマ溜まりは存在しないと考えられる。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである霧島山での既往最大噴火規模を考慮する。なお、長岡ほか(2010)によると、霧島山での既往最大噴火は霧島イワオコシ噴火であり、その噴出物量は約 1km^3 とされている。

(c) 始良カルデラ

始良カルデラは、敷地の南南東約220kmに位置する東西約17km、南北約23kmのカルデラである。始良カルデラ周辺の火山としては、カルデラの北東側に若尊カルデラが、南西縁に桜島が位置し、縁辺部に先始良の火山岩類が分布する。若尊カルデラは、直径約10kmのカルデラであり、桜島は、北岳(標高1,117m)及び北岳の山腹に生じた南岳(標高1,060m)からなる成層火山である。なお、気象庁編(2013a)では、若尊カルデラ及び桜島は活火山に指定されている。

町田・新井(2011)によると、始良カルデラでは、約3.0万年前～約2.8万年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した始良Tn噴火が認められる。始良Tn噴火の際に噴出した入戸火砕流堆積物は九州南部の広い範囲に分布し、始良Tn噴火の噴火規模は破局的噴火とされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、入戸火

砕流堆積物は認められない。

始良Tn噴火に関する活動について、始良Tn噴火以前の活動としては、長岡ほか(2001)及び町田・新井(2011)によると、約9.0万年前に福山噴火が、約5.0万年前～約4.5万年前に岩戸噴火が、約3.3万年前に大塚噴火が、約3.1万年前に深港噴火が、約3.0万年前に毛梨野噴火が認められ、いずれも降下軽石を主体とする噴火とされている。始良Tn噴火以降の活動としては、西村・小林(2012)によると、約1.9万年前に火砕サージを噴出した高野噴火が、約1.6万年前に火砕流を噴出した新島噴火が認められる。奥野(2002)及び小林ほか(2013)によると、約2.6万年前以降に桜島が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下軽石を主体とする噴火が複数回認められる。なお、地質調査総合センター編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約120万年前～約10万年前の間に先始良の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、始良Tn噴火以前の破局的噴火は明らかになっていないものの、少なくとも福山噴火から始良Tn噴火までに破局的噴火は認められず、破局的噴火の活動間隔は約6年以上と考えられる。最新の破局的噴火は約3.0万年前～約2.8万年前の始良Tn噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、破局的噴火までには十分な時間的余裕があると考えられる。

また、Nagaoka(1988)によると、福山噴火、岩戸噴火、大塚噴火及び深港噴火はプリニー式噴火ステージ、始良Tn噴火は破局的噴火ステージ、高野噴火及び新島噴火は中規模火砕流噴火ステージ、桜島の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされており、現在、破局的噴火に先行して発

生するプリニー式噴火ステージの兆候が認められないことから、破局的噴火までには十分な時間的余裕があると考えられる。

始良カルデラの地下構造については、井口ほか(2011)によると、測地的検討から、桜島直下の深さ6kmに、始良カルデラ中央部の深さ12kmにマグマ溜まりを示唆する圧力源が想定されている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの増大を示唆する基線の伸張傾向が認められるものの、加茂・石原(1980)により示される水準測量結果に基づくマグマ供給量は、Druitt et al.(2012)に示される破局的噴火直前でのマグマ供給量に比べ十分小さい。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである桜島での既往最大噴火規模を考慮する。なお、小林・溜池(2002)及び小林ほか(2013)によると、桜島での既往最大噴火は桜島薩摩噴火であり、その噴出物量は約11km³～約14km³とされている。

(d) 阿多カルデラ

阿多カルデラは、北側に位置するカルデラ(以下「阿多カルデラ(北部)」という。)及び南側に位置するカルデラ(以下「阿多カルデラ(南部)」という。)からなり、阿多カルデラ(北部)は敷地の南南東約250kmに位置する東西約11km、南北約10kmのカルデラ、阿多カルデラ(南部)は敷地の南南東約270kmに位置する東西約20km、南北約10kmのカルデラである。阿多カルデラ周辺の火山としては、阿多カルデラ(南部)の西側に指宿火山群及び池田が、南西縁に開聞岳が位置する。指宿火山群は複数の成層火山や溶岩円頂丘からなり、池田は直径約4kmの池田カルデラ、マー

ル群等からなる。開聞岳(標高924m)は、おおむね円錐形をなす成層火山である。なお、気象庁編(2013a)では、池田及び開聞岳は活火山に指定されている。

町田・新井(2011)によると、阿多カルデラでは、約24万年前に阿多鳥浜噴火が、約10.5万年前に阿多噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。阿多鳥浜噴火の際に噴出した鳥浜火砕流堆積物及び阿多噴火の際に噴出した阿多火砕流堆積物は九州南部の広い範囲並びに鹿児島県の屋久島、種子島に分布し、いずれの噴火規模も破局的噴火とされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、鳥浜火砕流堆積物及び阿多火砕流堆積物は認められない。

阿多噴火に関する活動について、阿多噴火以前の活動としては、Nagaoka(1988)によると、阿多噴火以前の数万年間に上ノ宇都噴火、塩屋噴火及び阿多丸峰噴火が認められ、いずれも降下軽石を主体とする噴火とされている。阿多噴火以降の活動としては、Nagaoka(1988)及び川辺・阪口(2005)によると、約10万年前に今和泉噴火が、約8.0万年前に田代噴火が認められ、いずれも火砕流を主体とする噴火とされている。川辺・阪口(2005)によると、約10.5万年前以降に指宿火山群が新期指宿火山群の活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下火山灰、降下軽石又は降下スコリアを主体とする噴火が複数回認められる。奥野(2002)によると、池田では、約6,400年前に主に降下軽石を噴出した池田噴火が認められる。藤野・小林(1997)及び奥野(2002)によると、約4,400年前以降に開聞岳が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体が認められる。なお、川辺・阪口(2005)及び地質調査総合センター

編の「日本の火山(第3版)」(2013)によると、約110万年前～約10.5万年前の間に、指宿火山群において、古期指宿火山群及び中期指宿火山群の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、阿多噴火と阿多鳥浜噴火との間隔は約14万年であり、最新の破局的噴火は約10.5万年前の阿多噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて長い。

また、Nagaoka(1988)によると、上ノ宇都噴火、塩屋噴火及び阿多丸峰噴火はプリニー式噴火ステージ、阿多噴火は破局的噴火ステージ、今和泉噴火及び田代噴火は中規模火砕流噴火ステージ、指宿火山群及び開聞岳の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされ、池田については、プリニー式噴火ステージの開始を示す噴火である可能性があると考えられている。現在の噴火ステージは後カルデラ火山噴火ステージ又はプリニー式噴火ステージの初期段階であるものの、プリニー式噴火ステージの継続期間は数万年であり、池田噴火からの経過時間に比べて十分長いことから、破局的噴火までには、十分な時間的余裕があると考えられる。

阿多カルデラの地下構造については、西ほか(2001)に示される地震波速度構造において、マグマ溜まりの存在の可能性を示す低速度異常が認められる。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである開聞岳及び指宿火山群並びにプリニー式噴火ステージである池田での既往最大噴火規模

を考慮する。なお、奥野ほか(1995)、藤野・小林(1997)及び第四紀火山カタログ委員会編(1999)によると、池田、開聞岳及び指宿火山群での既往最大噴火は池田噴火であり、その噴出物量は約 5km^3 とされている。

(e) 鬼界

鬼界は、敷地の南方約310kmの海域に位置する東西約23km、南北約16kmのカルデラである。鬼界周辺の火山としては、カルデラの北西縁に薩摩硫黄島が位置し、薩摩硫黄島は硫黄岳(標高704m)及び稲村岳(標高236m)の成層火山からなる火山島である。なお、気象庁編(2013a)では、薩摩硫黄島は活火山に指定されている。

小野ほか(1982)及び町田・新井(2011)によると、鬼界では、約14万年前に火砕流を噴出した小アビ山噴火が、約9.5万年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した鬼界葛原噴火が、約7,300年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した鬼界アカホヤ噴火が認められる。小アビ山噴火の際に噴出した小アビ山火砕流堆積物は竹島及び薩摩硫黄島に、鬼界葛原噴火の際に噴出した長瀬火砕流堆積物は竹島に、鬼界アカホヤ噴火の際に噴出した幸屋火砕流堆積物は鹿児島県南部を含む、カルデラから半径約100kmの範囲に分布する。また、鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火の噴火規模は破局的噴火とされており、小アビ山噴火についても、竹島における火砕流堆積物の層厚が鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火と同程度であることから、噴火規模は破局的噴火と考えられる。なお、Maeno et al. (2006)等によると、鬼界アカホヤ噴火時には、津波が発生したとされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、小アビ山火砕流堆積物、長瀬火砕流堆積物及び幸屋火砕流堆積物は認めら

れない。

鬼界アカホヤ噴火に関する活動について、鬼界アカホヤ噴火以前の活動としては、小林ほか(2010)によると、約1.6万年前～約7,300年前までに、降下火山灰を主体とする噴火が複数回発生した籠港噴火期が認められる。鬼界アカホヤ噴火以降の活動としては、奥野(2002)及び前野・谷口(2005)によると、約6,000年前以降に薩摩硫黄島が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、小アビ山噴火と鬼界葛原噴火との間隔は約5万年、鬼界葛原噴火と鬼界アカホヤ噴火との間隔は約9万年であり、最新の破局的噴火は約7,300年前の鬼界アカホヤ噴火であることから、いずれの活動間隔も、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、破局的噴火までには、十分な時間的余裕があると考えられる。

また、Nagaoka(1988)によると、小アビ山噴火、鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火は破局的噴火ステージ、薩摩硫黄島の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされている。

鬼界の地下構造については、篠原ほか(2008)等によると、メルト包有物に関する検討から、地下3kmにマグマ溜まりの存在が推定され、現在の火山ガスの放出量が800年間継続していたと仮定した場合、80km³以上のマグマ溜まりが存在すると推定されている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである薩摩硫黄島での

既往最大噴火規模を考慮する。なお、前野・谷口(2005)によると、層厚数m以上の火砕物は認められないことから、薩摩硫黄島での既往最大噴火の噴出物量は 1km^3 以下と考えられる。

d. 敷地において考慮する火山事象

将来の活動可能性が否定できない火山について、運用期間中の噴火規模を考慮し、敷地において考慮する火山事象を評価する。

なお、過去に破局的噴火を発生させた阿蘇カルデラ、加久藤・小林カルデラ、始良カルデラ、阿多カルデラ及び鬼界については、運用期間中の破局的噴火の可能性が十分低いものの、自然現象における不確かさ及び敷地への影響を考慮した上で、火山活動のモニタリングを実施する。

モニタリングに当たっては、既存観測網等による地殻変動及び地震活動の観測データ、公的機関による発表情報等を収集・分析し、第三者(火山専門家等)の助言を得た上で活動状況に変化がないことを定期的に確認する。

対象火山の状態に顕著な変化が生じた場合は、第三者(火山専門家等)の助言を得た上で破局的噴火への発展性を評価し、破局的噴火への発展の可能性がある場合は、発電用原子炉の停止、適切な燃料体等の搬出等を実施する。

(a) 降下火砕物

敷地に対して最も影響が大きい降下火砕物は、敷地からの距離と噴出物量との関係から九重山における約5万年前の九重第1噴火によるものであり、長岡・奥野(2014)によると、その噴出物量は 6.2km^3 とされている。

文献調査結果及び地質調査結果によると、いずれも敷地及び敷地付近に九重第1噴火による降下火砕物は認められない。

また、数値シミュレーションにより、現在の気象条件下での敷地における降下火砕物の層厚を検討した結果、火山灰層を形成するような層厚は認められない(第1.2-18図(1))。更に、敷地における降下火砕物の層厚が最も大きい8月を基本ケースとし、噴煙柱高さ、風速及び風向の3つの要素について、不確かさに関する検討を行った。その結果、敷地における降下火砕物の層厚は、噴煙柱高さの不確かさを考慮した場合が0.081cm、風速の不確かさを考慮した場合が0.15cm及び風向の不確かさを考慮した場合が2.2cmとなる(第1.2-18図(2))。

以上のことから、自然現象における不確かさを踏まえ、敷地において考慮する降下火砕物の層厚を10cmと評価する。

降下火砕物の諸元については、降灰予報の高度化に向けた検討会(2013)から、乾燥密度 1.0g/cm^3 及び湿潤密度 1.7g/cm^3 と評価し、鈴木ほか(1973)から、粒径2mm以下と評価する。

(b) 火砕物密度流

敷地を中心とする半径160kmの範囲の火山について、火砕流堆積物の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、火砕物密度流が敷地に到達することはなく、火砕物密度流による影響はないと判断される。

(c) 溶岩流

敷地を中心とする半径50kmの範囲の火山について、火山岩の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、溶岩流が敷地に到達することはなく、溶岩流による影響はないと判断される。

(d) 岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊

敷地を中心とする半径50kmの範囲の火山について、Ui et al. (2000)に基づき、標高から算出される岩屑なだれの最大流走距離は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊が敷地に到達することはなく、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊による影響はないと判断される。

(e) 火山土石流、火山泥流及び洪水

火山土石流、火山泥流及び洪水は、河川、谷等に沿って、低所を流下する性質があるが、敷地に流入する大きな河川がないことから、火山土石流、火山泥流及び洪水による影響はないと判断される。

(f) 火山から発生する飛来物

敷地を中心とする半径10kmの範囲には火山が分布しないことから、火山から発生する飛来物による影響はないと判断される。

(g) 火山ガス

敷地を中心とする半径160kmの範囲の火山について、火山噴出物の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、影響を及ぼすような火山ガスが敷地に到達することはない。また、仮に到達したとしても、敷地は海に面して開放された土地に位置し、火山ガスが滞留することはないため、火山ガスによる影響はないと判断される。

(h) 新しい火口の開口

敷地を中心とする半径20kmの範囲には火山が分布しないこと並びに敷

地近傍において低周波地震が認められないこと(気象庁編、2013b)及び熱水活動が認められないこと(阪口・高橋、2002)から、新しい火口の開口による影響はないと判断される。

(i) 津波

敷地前面の海域に位置する壱岐火山群以外の火山については、過去の火山事象の発生状況から想定される津波の規模及び地形的障害を考慮すると、敷地に影響を及ぼすような津波が到達することはないと判断される。

壱岐火山群については、玄武岩質の溶岩を噴出する活動が主体(佐野、1995)であり、急峻な山体も存在しないことから、火山噴出物の突入や火山活動による山体崩壊に伴う津波は発生せず、津波による影響はないと判断される。

(j) その他の火山事象

火山と敷地とは十分な離隔があることから、火山活動に伴う大気現象、地殻変動及び静振、火山性地震とこれに関連する事象並びに熱水系及び地下水の異常による影響はないと判断される。

1.2.2.4 竜巻

(1) 竜巻

竜巻影響評価は、「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド」(以下「ガイド」という。)を参照して実施する。

基準竜巻及び設計竜巻の設定は、竜巻検討地域の設定、基準竜巻の最大風速の設定及び設計竜巻の最大風速の設定の流れで実施する。

a. 竜巻検討地域の設定

発電所が立地する地域と、気象条件の類似性の観点及び局所的な地域性の観点で検討を行い、竜巻検討地域を設定する。

(a) 気象総観場毎の整理

気象条件の類似性の観点では、気象総観場毎の竜巻発生場所を整理し、発電所と類似の地域を抽出する。気象総観場は、気象庁「竜巻等の突風データベース」の総観場を基に、独立行政法人原子力安全基盤機構が東京工芸大学に委託した研究の成果(以下「東京工芸大学委託成果」という。)を参考に、低気圧、台風、停滞前線、局地性降雨(局地性擾乱、雷雨含む)、季節風及びその他の6つに分類する。なお、低気圧には、気圧の谷、暖気の移流、寒気の移流及び前線(停滞前線除く)を含めている(第1.2-19図)。

低気圧起因の竜巻は日本全国で発生しており、地域性はないと判断する(第1.2-20図)。

次に、停滞前線起因の竜巻は、北海道を除く地域で発生している(第1.2-21図)。同様に、台風起因の竜巻は九州から太平洋側の地域で発生している(第1.2-22図)。残る局地性降雨、季節風及びその他の竜巻は、

日本全国で発生していると判断する。

(b) 抽出した地域を対象とした竜巻発生頻度等の分析

竜巻発生 の地域性が見られる停滞前線起因と台風起因の発生エリアの重なりを考慮すると、九州・山口及び太平洋側沿岸において類似性がある。そこで、この九州・山口及び太平洋側沿岸を基本として、竜巻の発生頻度の観点から竜巻検討地域の検討を行う。

九州・山口及び太平洋側沿岸の海岸線から海側陸側各5kmの範囲を対象として、単位面積当りの竜巻発生数のエリア毎の比較を示す(第1.2-23図及び第1.2-15表)。なお、竜巻の数は、台風に限定せずすべての気象要因による発生数である。

これらより、九州から太平洋側沿岸に拡げていくと、九州(沖縄県含む)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県及び茨城県に当る①+②+③+④のケースが単位面積当りの竜巻発生数が最も大きくなる。

次に、各ケースに含まれるFスケールが比較的大きな竜巻(F1～F2以上)の発生数について、九州(沖縄県含む)から茨城県(①+②+③+④のケース)まで拡げることでF2～F3などの大きな竜巻も取込めていることがわかる(第1.2-16表)。

(c) 集中地域における竜巻の発生頻度の確認

局所的な地域性の観点では、独立行政法人原子力安全基盤機構「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド(案)及び解説」に、全国19個の竜巻集中地域が示されており、発電所は、いずれの集中地域にも含まれない。なお、発電所に最も近い集中地域⑧(第1.2-24図)について、海側陸側各

5kmの範囲を対象とした単位面積当りの竜巻発生数及びFスケール規模の大きい竜巻の発生状況の分析結果から、単位面積当りの竜巻発生数は、九州(沖縄県含む)から茨城県(①+②+③+④のケース)の地域を若干上回るものの、Fスケール規模の大きな竜巻が発生していないことを確認している(第1.2-17表及び第1.2-18表)。

(d) 竜巻検討地域

九州(沖縄県含む)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県及び茨城県の海岸線から、陸側及び海側それぞれ5kmの範囲を竜巻検討地域に設定する(面積約 $8.5 \times 10^4 \text{km}^2$)。第1.2-25図に竜巻検討地域を示す。

b. 基準竜巻の最大風速の設定

基準竜巻の最大風速は、過去に発生した竜巻による最大風速(V_{B1})及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速(V_{B2})のうち、大きな風速を設定する。

(a) 過去に発生した竜巻による最大風速(V_{B1})

過去に発生した竜巻による最大風速の設定に当たっては、現時点では、竜巻検討地域で過去に発生した竜巻の最大風速を、十分な信頼性のあるデータ等に基づいて評価できるだけの知見を有していないことから、日本で過去に発生した竜巻の観測データを用いて設定する。

なお、今後も地域特性に関する検討、新たな知見の収集やデータの拡充などに取組み、より信頼性のある評価が可能なように努力する。

日本で過去に発生した最大の竜巻はF3スケールである。F3スケールに

おける風速70m/s～92m/sであることから、その最大風速を基に過去に発生した最大の竜巻の最大風速 V_{B1} を92m/sとする。第1.2-19表に日本におけるF3スケールの竜巻一覧を示す。

(b) 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 (V_{B2})

竜巻最大風速のハザード曲線は、ガイドに従い、既往の算定方法に基づき、具体的には、東京工芸大学委託成果を参照して算定する。本評価は、竜巻データの分析、竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率密度分布の算定、相関係数の算定、並びにハザード曲線の算定によって構成される。

竜巻最大風速のハザード曲線の算定は、竜巻検討地域(海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域の範囲)の評価及び竜巻検討地域を海岸線に沿って1km範囲ごとに細分化した場合の評価の2とおりで算定し、そのうち大きな風速を設定する。

イ 海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域の評価

本評価では、竜巻検討地域外で発生して竜巻検討地域内に移動した陸上発生竜巻も発生数にカウントする。被害幅及び被害長さは、それぞれ被害全幅及び被害全長を用いる。

ロ 竜巻の発生頻度の分析

気象庁「竜巻等の突風データベース」をもとに、1961年～2012年6月までの51.5年間の統計量をFスケール別に算出する。なお、観測体制の変遷による観測データ品質のばらつきを踏まえ、以下の(イ)～(ハ)の基本的な考え方に基づいて整理を行う。

(イ) 被害が小さくて見過ごされやすいF0及びFスケール不明竜巻に対しては、観測体制が強化された2007年以降の年間発生数及び標準偏差を用いる。

(ロ) 被害が比較的軽微なF1竜巻に対しては、観測体制が整備された1991年以降の年間発生数及び標準偏差を用いる。

(ハ) 被害が比較的大きく見逃されることがないと考えられるF2及びF3竜巻に対しては、観測記録が整備された1961年以降の全期間の年間発生数及び標準偏差を用いる。

また、Fスケール不明の竜巻については、以下の取扱いを行う。

陸上で発生した竜巻(以下「陸上竜巻」という。)及び海上で発生して陸上へ移動した竜巻については、被害があつて初めてそのFスケールが推定されるため、陸上でのFスケール不明の竜巻は、被害が少ないF0竜巻と見なす。

海上で発生しその後上陸しなかった竜巻(以下「海上竜巻」という。)については、その竜巻のスケールを推定することは困難であることから、「海岸線から海上5kmの範囲における海上竜巻の発生特性が、海岸線から内陸5kmの範囲における陸上竜巻の発生特性と同様である。」という仮定に基づいて各Fスケールに分類する。その結果、Fスケール不明の海上竜巻の取扱いにより、第1.2-20表のとおり観測実績に対して保守性を高めた評価としている。

ハ 年発生数の確率密度分布の設定

ハザード曲線の評価に当たって竜巻の発生がポアソン過程に従うと仮定し、使用する竜巻年発生数の確率密度分布はポリヤ分布を採用する。

竜巻年発生数の確率分布の設定には、ポアソン分布とポリヤ分布が

考えられる。

ポアソン分布は、生起確率が正確に分からないが稀な現象の場合に有用な分布である。一方、ポリヤ分布は、発生状況が必ずしも独立でない稀現象(ある現象が生ずるのは稀であるが、一旦ある現象が発生するとその周囲にもその現象が生じやすくなる性質)の場合に有用な分布である(例えば、伝染病の発生件数)。台風や前線により竜巻が発生した場合、同時多発的に複数の竜巻が発生する状況が考えられるため、ポリヤ分布の方が実現象をより反映できると考えられる。

また、国内を対象とした竜巻の年発生数の分布の適合性に関する検討結果は、東京工芸大学委託成果に示されており、陸上竜巻及び海上竜巻の両方の発生数について、ポリヤ分布の適合性がポアソン分布に比べて優れているとしている。

発電所の竜巻検討地域で発生した竜巻を対象に、発生数に関するポアソン分布及びポリヤ分布の適合性を評価した結果、竜巻検討地域においても、ポリヤ分布の適合性がポアソン分布に比べて優れている。

ニ 竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率分布並びに相関係数

竜巻検討地域における51.5年間の竜巻の発生数、被害幅及び被害長さを基に、確率密度分布についてはガイド及びガイドが参考としている東京工芸大学委託成果を参照し、対数正規分布に従うものとする(第1.2-26～28図)。

なお、疑似的な竜巻の作成に伴う被害幅又は被害長さの情報がない竜巻には、被害幅又は被害長さを有する竜巻の観測値を与えている。その際は、被害幅又は被害長さが大きいほうから優先的に用いることで、被害幅又は被害長さの平均値が大きくなるように工夫しているとともに、被

害幅又は被害長さが0のデータについては計算に用いておらず、保守的な評価を行っている。

このように、前述のFスケール不明の竜巻の取扱い等も含め、データについては保守的な評価となる取扱いを行っている。

また、1961年以降の観測データのみを用いて、竜巻風速、被害幅及び被害長さについて相関係数を求める(第1.2-21表)。

ホ 竜巻影響エリアの設定

竜巻影響エリアは、玄海原子力発電所3号機及び4号機はツインプラントであり建屋及び設備が隣接しているため、3号機及び4号機の合計値として評価することとする。玄海原子力発電所3号機及び4号機の評価対象施設の面積(第1.2-22表)及び設置位置を考慮して、評価対象施設を包絡する円形のエリア(直径360m、面積約 $10.2 \times 10^4 \text{m}^2$)として設定する(参考資料-1)。

なお、竜巻影響エリアを円形とするため、竜巻の移動方向には依存性は生じない。

ヘ ハザード曲線の算定

T年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が V_0 以上となる確率を求め、ハザード曲線を求める。

前述のとおり、竜巻の年発生数の確率密度分布としてポリヤ分布の適合性が高い。ポリヤ分布は(1)式で示される(Wen and Chu)。

$$P_T(N) = \frac{(vT)^N}{N!} (1 + \beta v T)^{-(N+1/\beta)} \prod_{k=1}^{N-1} (1 + \beta k) \quad (1)$$

ここで、 N は竜巻の年発生数、 v は竜巻の年平均発生数、 T は年数である。 β は分布パラメータであり(2)式で示される。

$$\beta = \left(\frac{\sigma^2}{v} - 1 \right) \times \frac{1}{v} \quad (2)$$

ここで、 σ は竜巻の年発生数の標準偏差である。

竜巻影響評価となる対象構造物が風速 V_0 以上の竜巻に遭遇する事象を D と定義し、竜巻影響評価の対象構造物が1つの竜巻に遭遇し、その竜巻の風速が V_0 以上となる確率を $R(V_0)$ としたとき、 T 年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が V_0 以上となる確率は(3)式で示される。

$$P_{V_0, T}(D) = 1 - [1 + \beta v R(V_0) T]^{1/\beta} \quad (3)$$

この $R(V_0)$ は、竜巻影響評価の対象地域の面積を A_0 (つまり竜巻検討地域の面積約 $8.5 \times 10^4 \text{km}^2$)、1つの竜巻の風速が V_0 以上となる面積を $DA(V_0)$ とすると(4)式で示される。

$$R(V_0) = \frac{E[DA(V_0)]}{A_0} \quad (4)$$

ここで、 $E[DA(V_0)]$ は $DA(V_0)$ の期待値を意味する。

本評価では、以下のようにして $DA(V_0)$ の期待値を算出し、(4)式により $R(V_0)$ を推定して、(3)式により $P_{V_0, T}(D)$ を求める。風速を V 、被害幅を w 、被害長さを ℓ 及び移動方向を α とし、 $f(V, w, \ell)$ 等の同時確率密度関数を用いると、 $DA(V_0)$ の期待値は(5)式で示される(Garson et al.)。

$$\begin{aligned}
E[DA(V_0)] = & \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} W(V_0) \ell f(V, w, \ell) dV dw d\ell \\
& + \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} H(\alpha) \ell f(V, \ell, \alpha) dV d\ell d\alpha \\
& + \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} W(V_0) G(\alpha) f(V, w, \alpha) dV dw d\alpha \\
& + S \int_{V_0}^{\infty} f(V) dV
\end{aligned} \tag{5}$$

ここで、 $H(\alpha)$ 及び $G(\alpha)$ は、それぞれ竜巻の被害長さ及び被害幅方向に沿った面に竜巻影響評価対象構造物を投影した時の長さである。竜巻影響エリアを円形で設定しているため、 H 及び G ともに竜巻影響エリアの直径360mで一定（竜巻の移動方向に依存しない）となる。 S は竜巻影響エリアの面積（直径360mの円の面積：約 $10.2 \times 10^4 \text{m}^2$ ）を表す。円の直径を L とした場合の計算式は(6)式で示される。

$$\begin{aligned}
E[DA(V_0)] = & \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} W(V_0) \ell f(V, w, \ell) dV dw d\ell \\
& + L \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \ell f(V, \ell) dV d\ell \\
& + L \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} W(V_0) f(V, w) dV dw \\
& + S \int_{V_0}^{\infty} f(V) dV
\end{aligned} \tag{6}$$

また、風速の積分範囲の上限値は、ハザード曲線の形状が不自然にならない程度に大きな値として、120m/sに設定する。

また、 $W(V_0)$ は、竜巻の被害幅のうち風速が V_0 を超える部分の幅であり、(7)式で示される。この式により、被害幅内の風速分布に応じて被害様相

に分布がある(被害幅の端ほど風速が小さくなる)ことが考慮されている(Garson et al., Garson et al.)。

$$W(V_0) = \left(\frac{V_{\min}}{V_0} \right)^{1/1.6} w \quad (7)$$

ここで、係数の1.6について、既往の研究では、例えば0.5又は1.0などの値も提案されている。ガイドにて参照しているGarson et al.では、観測値が不十分であるため保守的に1.6を用いることが推奨されており、本評価でも1.6を用いる。また、発電所の竜巻影響評価では、ランキン渦モデルによる竜巻風速分布に基づいて設計竜巻の特性値等を設定している。ランキン渦モデルは、高さ方向によって風速及び気圧が変化しないため、地表から上空まで(7)式を適用できる。なお、(7)式において係数を1.0とした場合がランキン渦モデルに該当する。

また、 V_{\min} は、Gale intensity velocityと呼ばれ、被害が発生し始める風速に位置づけられる。Garson et al.では、 $V_{\min}=40\text{mph} \approx 18\text{m/s}$ ($1\text{mph} \approx 1.61\text{km/h}$)を提案している。米国気象局NWS(National Weather Service)では、Gale intensity velocityは34~47ノット($17.5\sim 24.2\text{m/s}$)とされている。また、気象庁が使用している風力階級では、風力9は大強風(strong gale: $20.8\sim 24.4\text{m/s}$)と分類されており、風力9では「屋根瓦が飛ぶ。人家に被害が出始める。」とされている。

以上を参考に、本評価においては、 $V_{\min}=25\text{m/s}$ とする。なお、この値はF0($17\sim 32\text{m/s}$)のほぼ中央値に相当する。

海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域を対象に算定したハザード曲線より、年超過確率 10^{-5} における風速を求めると、 69.7m/s となる(第1.2-30図)。

ト 1km範囲ごとに細分化した評価

1km範囲ごとに細分化した評価は、1km幅は変えずに順次ずらして移動するケース(短冊ケース)を設定して評価する。評価の条件として、被害幅及び被害長さは、それぞれ1km範囲内の被害幅及び被害長さを用いている。上記評価条件に基づいて、海岸線から陸側及び海側それぞれ5km全域の評価と同様の方法でハザード曲線を算定する。

これら算定したハザード曲線より、年超過確率 10^{-5} における風速を求めると、陸側4～5kmを対象とした場合の76.0m/sが最大となる(第1.2-31図)。

チ 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速(V_{B2})

海側及び陸側それぞれ5km全域の評価と、1km範囲ごとに細分化した評価を比較して、竜巻最大風速のハザード曲線により設定する最大風速 V_{B2} は、ガイドを参考に年超過確率 10^{-5} に相当する風速とし、76.0m/sとする(第1.2-32図)。

(c) 基準竜巻の最大風速(V_B)

過去に発生した竜巻による最大風速 $V_{B1}=92\text{m/s}$ 及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 $V_{B2}=76.0\text{m/s}$ より、発電所における基準竜巻の最大風速 V_B は92m/sとする。

c. 設計竜巻の最大風速の設定

発電所が立地する地域の特性として、周辺の地形や竜巻の移動方向を考慮して、基準竜巻の最大風速の割り増しを検討し、設計竜巻の最大風速を設定する。

(a) 発電所周辺の地形

発電所敷地周辺の地形を第1.2-33図に示す。

Forbesによると、下り斜面又は山裾で竜巻の強さは増すことが確認されている。また、Lewellenでは、山及び谷の地形を考慮したシミュレーションを行い、Forbesの知見と合致する結果を得ている。

発電所の敷地内は、海側からも陸側からも高低差は小さくほぼ平坦であり、敷地境界外では、陸側から海側に向かってごく緩やかに下っているが、前述の知見である下り斜面又は山裾に該当する地形は存在しない。

(b) 九州北部地域で過去に発生した竜巻の移動方向

発電所が立地する九州北部地域で過去に発生した竜巻のうち、移動方向が記録されている8個の竜巻について、移動方向の実績を整理する(第1.2-34図)。

その結果、北北東～南向きに集中しており、陸側から発電所に到来する方向(西向きに移動する方向)を記録した竜巻は確認されていない。

竜巻の移動方向の分析結果から、発電所への竜巻の進入ルートは、地形が平坦な海側からとなる可能性が高い(第1.2-35図)。

(c) 設計竜巻の最大風速

発電所において、地形効果による竜巻の増幅を考慮する必要はないと考えるが、基準竜巻の最大風速の数値を安全側に切り上げて、設計竜巻の最大風速は100m/sとする。

d. 設計竜巻の特性値の設定

設計竜巻の特性値は、設計竜巻の最大風速 (V_D) より米国NRCの基準類を参考として、ランキン渦モデルを仮定して設定する。(第1.2-23表)

(a) 設計竜巻の移動速度 (V_T)

設計竜巻の移動速度 (V_T) は、以下の算定式を用いて V_D から V_T を算定する。

$$V_T = 0.15 \cdot V_D$$

(b) 設計竜巻の最大接線風速 (V_{Rm})

設計竜巻の最大接線風速 (V_{Rm}) は、米国NRCの基準類を参考として、以下の算定式を用いて算定する。

$$V_{Rm} = V_D - V_T$$

(c) 設計竜巻の最大接線風速が生じる位置での半径 (R_m)

設計竜巻の最大接線風速が生じる位置での半径 (R_m) は、日本における竜巻の観測記録をもとに提案された竜巻モデルに準拠して以下の値を用いる。

$$R_m = 30 \text{ (m)}$$

(d) 設計竜巻の最大気圧低下量 (ΔP_{max})

設計竜巻の最大気圧低下量 (ΔP_{max}) は、米国NRCの基準類を参考として、ランキン渦モデルによる風速分布に基づいて設定する。

$$\Delta P_{max} = \rho \cdot V_{Rm}^2$$

ここで、 ρ は空気密度 (1.22 kg/m^3) を示す。

(e) 設計竜巻の最大気圧低下率 ($(dp/dt)_{max}$)

設計竜巻の最大気圧低下率 ($(dp/dt)_{max}$) は、米国NRCの基準類を参考として、ランキン渦モデルによる風速分布に基づいて設定する。

$$(dp/dt)_{max} = (V_T / R_m) \cdot \Delta P_{max}$$

1.2.2.5 生物

(1) 海生生物

発電所周辺海域において、魚等の遊泳動物に関する小型定置網調査を実施した結果、四季を通じての総出現種類数は69種となっている。また、季節別の出現種類数は15～49種となっており、秋季が最も多く、主な出現種は、ウルメイワシ、マアジ、スズメダイ、カタクチイワシ、アオリイカ等である。

なお、周辺海域において、夏季にクラゲの発生が確認されることがあるが、クラゲ等の襲来により安全施設の安全機能が損なわれた実績はない。

(2) 植生

発電所周辺は水田を中心とする農用地が広がっており、その中に小規模の森林が点在している。森林は基本的に広葉樹の二次林であり、一部にスギ・ヒノキ植林も存在する。

1.2.3 近接する産業、輸送及び他の施設

1.2.3.1 近接する産業

発電所周辺における石油コンビナート施設としては、唐津地区工業地帯に石油工業関連施設(敷地南東約12km)がある。

また、発電所敷地外の半径10kmに存在する危険物貯蔵施設については、発電所との間の山林(標高約120m)の障壁がある。

(1) 産業構造及び産業配置

玄海町及び唐津市の産業別就業者数の比率は、平成27年10月現在で第1次産業は玄海町約23%、唐津市約12%、第2次産業は玄海町約23%、唐津市約23%、第3次産業玄海町約54%、唐津市約63%となっており、業種別では農業、建設業及び製造業、卸・小売業及びサービス業が主要なものとなっている。玄海町及び唐津市の産業別就業者数を第1.2-24表に示す。

(2) 生産量及び生産額等

a. 農業

玄海町及び唐津市の農業の状況を見ると、平成27年現在の総農家戸数は玄海町440戸、唐津市3,200戸あり、そのうち専業農家は玄海町151戸(約34%)、唐津市1,156戸(約36%)である。主要農作物としては、米、麦、いも、野菜、果実等がある。乳用牛については、玄海町及び唐津市で平成18年現在の乳用牛飼養戸数36戸、乳用牛飼養頭数1,752頭である。

平成29年における主要農作物の作付面積及び収穫量を第1.2-25表に、平成18年における家畜、家きん飼養頭羽数及び飼養戸数を第1.2-26表に示す。

b. 水産業

(a) 海域

海産物としては、かたくちいわし、まあじ、まだい、いか類、貝等が水揚げされている。

平成29年における海産物の魚種別漁獲量を第1.2-27表に示す。

1.2.3.2 交通の状況

(1) 陸上交通

a. 主要な道路の状況

主要な道路は、国道202号線(福岡～有田～長崎)及び国道204号線(唐津～湊～呼子～伊万里～佐世保)があり、唐津から発電所までの道路は、国道204号線、県道唐津呼子線、今村枝去木線、国道204号線及び町道となっている。また、発電所中心から国道(204号線)までの最短距離は東南東約1,120mである。

b. 鉄道

発電所最寄りの鉄道線路は、JR筑肥線(姪浜～東唐津～伊万里)及びJR唐津線(久保田～西唐津)があり、発電所中心から鉄道路線までの最短距離は、南東方向約13km(西唐津付近)である。

(2) 海上交通

海上交通としては、発電所沖合約4kmに博多(福岡市)ー平(長崎県佐世保市)間等の定期航路がある。

発電所最寄りの港湾は、発電所中心から東方向約13kmに唐津港があり、10,000t級岸壁を有している。また、敷地内の北東部にある3,000t級の荷揚岸

壁を重量物の運搬に利用する。

鉄道、主要道路、海上航路を第1.2-36図に示す。

(3) 航空交通

航空関係としては、発電所の北方向約26kmに壱岐空港、東方向約58kmに福岡空港、南東方向約60kmに佐賀空港及び南方向約66kmに長崎空港がある。発電所上空の航空路等には「A-582」、「Y-25」及び直行経路がある。これらの航空路等に関する平成24年の交通便数の調査によると、「A-582」の最大交通便数日（平成24年8月9日）の飛行便数は1日36便、「Y-25」の最大交通便数日（平成24年3月22日）の飛行便数は1日25便及び直行経路の最大交通便数日（平成24年8月9日）の飛行便数は1日10便である。また、発電所南東方向約57kmに陸上自衛隊目達原駐屯地があるが、発電所上空に訓練区域は設定されていない。なお、航空機は原則として発電所上空を飛行することを規制されている。航空路等図を第1.2-37図に示す。

1.2.4 安全に影響を及ぼす可能性があるプラント敷地での活動

プラントの安全に影響を及ぼす可能性があるプラント敷地での活動には、新燃料及び使用済燃料の運搬、化学物質の貯蔵及び排出並びにばい煙等を排出する補助ボイラーの運転がある。

これらの活動は、プラントの安全に影響を及ぼさないよう、以下のとおり管理された状態で実施される。

(1) 新燃料及び使用済燃料の運搬

「1.13.3.3 炉心管理及び燃料取扱い」参照。

(2) 化学物質の貯蔵及び排出

補給水処理装置、復水脱塩装置、補助ボイラー等に必要な化学薬品は、「1.17.3 品質マネジメント」に基づく業務要領「玄海原子力発電所化学業務要領(3, 4号)」に従い、専用のタンクで貯蔵・管理される。

これらの化学薬品を含む排水は、「1.17.3 品質マネジメント」に基づく規定文書「玄海原子力発電所技術基準(3, 4号)」に従い、排水処理装置で中和、除濁、ろ濁処理した後、放出する。

(3) 補助ボイラーからのばい煙

補助ボイラーから排出されるばいじん、硫黄酸化物、窒素酸化物等は、「玄海原子力発電所技術基準(3, 4号)」に従い測定され、測定結果が制限値を満足することを確認する。

測定結果が、大気汚染防止法の規制値を超えるおそれがある場合には、必要な処置をとる。

1.2.5 水文

1.2.5.1 水理

(1) 陸水

発電所付近の河川として、敷地から南東方向約2kmの地点を流れる志礼川及び敷地内の八田川がある。八田川下流には有効貯水容量約10万 m^3 の貯水池を設けている。

(2) 海象

a. 潮位

発電所周辺海域の潮位については、当該発電所敷地の南東約13kmに位置する唐津港検潮所の潮位観測記録によれば、下記のとおりである。

最高潮位 (H.H.W.L.) T.P.+1.84m

(昭和26年10月14日ルース台風時に観測)

朔望平均満潮位 (H.W.L.) T.P.+1.31m

平均潮位 (M.W.L.) T.P.+0.06m

朔望平均干潮位 (L.W.L.) T.P.-0.98m

最低潮位 (L.L.W.L.) T.P.-1.56m

(昭和43年2月13日に観測)

ここに、T.P. : 東京湾平均海面

b. 流況

発電所周辺海域の流向は、沖合では満潮時前後に北東流、干潮時前後に南西流の往復流が卓越しており、その出現率は北東流が約37%、南西流が約33%である。

また、外津浦入口では、地形の影響をうけて複雑な流れとなっているが、お

おむね上げ潮時に東流、下げ潮時に西流の往復流となっており、その出現率は東流が約25%、西流が約44%となっている。

発電所周辺海域の流速の出現率は年間を通じ25cm/s以下が約80%を占めており、5～15cm/sの出現率が約40%と最も多い。また、季節別でもほとんど変化はなく、25cm/s以下が約70～80%出現している。

調査時期	夏季:昭和52年8月	秋季:昭和52年11月
	冬季:昭和53年2月	春季:昭和53年5月

c. 波高

(a) 波高出現率

発電所周辺海域の波浪は、秋～冬季にかけて季節風の影響をうけ波が高く、春～夏季にかけては比較的波の低い日が多い。

昭和54年6月から55年5月までの約1年間の観測によると、有義波高の年間を通じた出現状況はまず外津浦では0.5m以下の出現率が約67%で、2m以上の出現率は約1%である。

一方、八田浦では0.5m以下の出現率が約70%で、2m以上の出現率は約2%である。

また、この期間に観測された年最大有義波高は外津浦で2.99m

(昭和55年1月31日最大波高4.65m)、八田浦では3.29m

(昭和55年1月7日最大波高5.03m)である。

(b) 設計波高

設計波高は昭和27年より56年の30ヶ年の台風及び季節風資料を用いて沖波の波浪推算を行い、次に浅海における波の変形計算を実施し、対象とする海岸構造物の設計波高を求めた。

推算の結果は取水口（外津浦）で有義波高5.8m、周期13.0秒、放水口（八田浦）で有義波高6.4m、周期11.2秒である。

なお、敷地の標高はT.P.+11.0mであるため、波浪等によって原子炉施設が影響を受ける事はない。

d. 海水温度

3号機及び4号機取水口設置予定箇所付近の水温は、昭和54年6月から昭和55年5月までの1年間の観測によると、第1.2-28表に示すようにT.P.-10mの月平均水温は8月が最も高く25.9℃であり、2月が最も低く12.3℃である。

また、月最高水温は8月で27.8℃、月最低水温は2月で11.7℃である。

(3) 利水計画

a. 原水所要量

(a) 所要水量

原水の所要水量は、3号機及び4号機通常運転時で平均約2,600m³/dと予想される。

(b) 取水計画

発電所の諸補給水、雑用水等の淡水使用量は3号機及び4号機合わせて平均約2,600m³/d、年間約95万m³が見込まれる。

これらの淡水については、海水淡水化装置（約1,000m³/d×2基）及び排水回収装置（約2,000m³/d×1基）により所要の淡水を確保する計画である。

(c) 水処理計画

海水淡水化装置及び排水回収装置で生産された淡水は原水タンクに

貯水する。

プラント補給水は、原水タンクの水を純水装置に通した後、純水タンクに貯水して使用する。

また、飲料水は1号機及び2号機のろ過水を滅菌装置で処理して使用する。

b. 復水器冷却水及び補機冷却用水

(a) 取水量

海水取水量は3号機及び4号機合わせて、復水器冷却水として約 $160\text{m}^3/\text{s}$ 、補機冷却水として約 $4\text{m}^3/\text{s}$ 、合計約 $164\text{m}^3/\text{s}$ である。

(b) 取放水計画

海水は、外津浦の水深約10～13mに設けた取水口から深層取水し、海底に埋設した取水管を経て取水ピットへ導き、循環水ポンプにより復水器に送水する。復水器を冷却した後は循環水管、放水ピット及び海底に埋設した放水管を経て八田浦の水深約14mに設けた放水口から水中放流する。

また、取水ピットに別に設置するポンプにより海水を取水し、補機冷却水システムの冷却水として使用する。

1.2.6 気象

(1) 玄海地方の気象

a. 地勢と気候

玄海地方は、佐賀県の北西部にある東松浦半島の西部海岸に位置している。

この半島は、俗に「上場地区」と呼ばれている丘陵地帯を主体とした半島で、リアス式海岸特有の多くの深い湾と岬によって囲まれ、複雑な海岸を形成している。

東松浦半島は玄界灘に面しており、この地方は福岡県北部とともに日本海型の海洋性気候をもち、佐賀県のうちでも内陸性気候をもつ有明海側と比べて異なった気候風土である。

また、この地方は長崎県などの西海型気候区との接合点にも位置しているため、両気候区の性質を兼ね備えている。

この地方の年平均気温は、15～16℃で佐賀県内としては冬暖夏冷の傾向を示している。

降水量は、年間1,700～2,200mm程度であり、九州地方としては少ない地域にあたる。

b. 四季の気候

(a) 春(3月～5月)

3月に入ると、冬季に卓越していた北西の季節風が弱まり、高・低気圧の去来に伴って、天候は周期的に変化し、冬季における三寒四温型の気象変化から4日ないし10日周期の天気変化となる。気温の日較差もこの季節が年間で最も大きい。

降水量は、4月に多いが、雨天日数はそれほど多くない。

(b) 夏(6月~8月)

晩春から初夏にかけて南西の風が多くなる。この期間における降水量は、梅雨期を含んでいるため多く、約900mmに達する。

梅雨明けとともに気温は急に上昇し、天候も安定して気温の高い日が続く。

雷は佐賀県内では少ない地域に入る。

(c) 秋(9月~11月)

太平洋高気圧が後退し、大陸からの移動性高気圧が周期的に通過するようになる。

風は北ないし西よりの風が多くなる。

降水量は一般に少ないが、台風の前線によっては、一時に多量の降水をみることがあり、平年値的にみても9月には梅雨期の月間降水量に匹敵するほどの降水がある。

11月に入ると既に冬のきざしがあり、北西の季節風とともに気温の低下も大きくなる。

(d) 冬(12月~2月)

冬は大陸の高気圧が発達し、北西の季節風が卓越する。平戸地方とともに、平均風速が1年中で最も大きくなる季節である。

気温は、1月下旬から2月上旬にかけて最低となる。また、降水量は四季を通じ最も少ないが、その割には曇天やしぐれの日が多い。

(2) 最寄りの気象官署の資料による一般気象

a. 気象官署所在地の状況

発電用原子炉施設の一般的設計条件及び異常年検定の資料とするために、最寄りの気象官署の気象資料を用いた。

対象とした気象官署は、平戸測候所及び福岡管区気象台の2箇所で、各気象官署の位置及び観測項目を第1.2-29表及び第1.2-38図に示す。

平戸測候所は、平戸市内の南部丘陵地にあり、平戸瀬戸に面している。福岡管区気象台は、福岡市内の平坦地にあり海に近い。

これらの気象官署は、いずれも玄界灘の沿岸部にあり、海洋性気候区に属している。

b. 平戸、福岡各気象官署を選んだ理由

敷地における気象観測期間が、十分長期間の気象を代表しているかどうかを検定するため、及びこの地方の一般的気候を知るため、長期間通年観測が行われている気象官署の資料が必要である。

最寄りの気象官署としては、福岡管区気象台、佐賀地方気象台、平戸測候所及び佐世保測候所がある。

佐賀は、九州の気候区分によると内陸型に属し、玄海地点とは気候区を異にしており、佐世保は平戸と同じ西海型気候区に属しているが、敷地からの距離が平戸より遠いため、佐賀地方気象台及び佐世保測候所は対象から除外した。

敷地における気象観測期間が異常年でないかどうかを検定するために、気候的にも敷地と同じ地帯に属し、よく管理された長期間の観測資料がある平戸測候所及び福岡管区気象台を選んだ。

一方、敷地の局地的気象を推定し、発電所の一般的設計条件として使用

するために、敷地に近く同じ気象が出現すると思われ、また、長期間の観測記録がある平戸測候所を選んだ。

c. 最寄りの気象官署における一般気象概況

「日本気候表」に基づいて、平戸測候所及び福岡管区気象台における一般気象に関する統計を第1.2-30表(1)～第1.2-30表(2)に示す。

(a) 一般気象概況

イ 気温

この地方の年平均気温は16℃前後となっており、日最低気温0℃以下の日数(冬日日数)は平戸で7日、福岡で18日となっている。

最高気温の平均は、平戸で18.6℃、福岡で20.3℃、また最低気温の平均は、平戸で13.3℃、福岡で12.1℃となっている。

夏、冬の気温差は第1.2-31表に示すように両地点とも20℃前後と小さい。

ロ 風向、風速

第1.2-39図及び第1.2-40図(1)～第1.2-40図(12)に平戸、福岡における10年間の風配図と1年間(敷地での観測期間と同期間)の風配図を示す。

平戸は、年間を通して北北東、南及び北西の3方位の風が多く、冬季は北西の風、夏季は南の風が多くなっている。

福岡は、年間を通して北、南東及び北北西の3方位の風が多くなっている。

10年間の風配図と1年間の風配図とは、よい相似を示しており、この地域における風系の安定性を示している。

この地域の平均風速は第1.2-32表に示すように平戸は3.4m/s、福岡は

2.8m/sとなっている。

ハ 降水量

敷地付近で観測された日最大1時間降水量は、平戸特別地域気象観測所での観測記録(1951～2012年)によれば、125.5mm(1999年9月2日)である。

ニ 台風

敷地付近で観測された最大瞬間風速は、平戸特別地域気象観測所での観測記録(1951～2012年)によれば、53.2m/s(1987年8月31日)である。

ホ その他

この地方の他の気象的特徴として、霧日数は平戸では5月～7月にやや多くでている。

雪日数は、年間18～20日、雷日数は年間15～17日となっている。

(b) 極値

第1.2-33表(1)～第1.2-33表(5)に示すように最寄りの気象官署の観測記録からみれば、この地域は必ずしも厳しい気象条件が現われる所ではなく、比較的温和な気候をもっている。

平戸測候所の観測記録によれば、最低気温 -5.8°C (1977年2月16日)、最大日降水量406.9mm(1959年7月13日)、最大瞬間風速42.5m/s(1951年10月14日)、最大積雪量12cm(1959年1月18日)である。

これらの極値はいずれも発電用原子炉施設の一般的設計に用いられる気象条件を下まわっている。

イ 凍結

敷地付近で観測された最低気温は、平戸特別地域気象観測所での観測記録(1951～2012年)によれば、 -5.8°C (1977年2月16日)である。

ロ 積雪

敷地付近で観測された積雪の深さの月最大値は、平戸特別地域気象観測所での観測記録(1951～2000年)によれば、12cm(1959年1月18日)である。

ハ 高潮

発電所周辺海域の潮位については、発電所から南東約13km地点に位置する唐津港における潮位を設計潮位とする。本地点の潮位は、既往最高潮位(H.H.W.L.)EL.+1.84m(昭和26年10月14日ルース台風時に観測)、朔望平均満潮位(H.W.L)EL.+1.31mである。

ニ その他の資料による一般気象

(イ) 森林火災

森林火災検討に係る発電所の最寄りの気象庁観測所の気象データ(気温、風速、卓越風向、湿度)(平成14～23年)及び発電所の位置する佐賀県の森林火災発生状況(平成14～23年)について、第1.2-34表に示す。

(3) 敷地における気象観測

発電所の安全解析に関連する気象資料を得るために敷地内における気象観測を行った。

観測地点は、玄海観測所A(EL.+37m)及び玄海観測所B(EL.+70m)の2地点で、玄海観測所A及び玄海観測所Bの2地点は昭和54年6月1日(一部昭和55年2月1日)から観測を始めた。

観測地点の配置を参考資料-1に示す。

これらの地点は、敷地内のなだらかな丘の上にあり、敷地の気象を十分代表できる地点と考えられる。

また、気象観測器の種類、観測項目等を第1.2-35表に示す。

なお、これらの観測所は「気象業務法」に基づき届出を行った観測所であり、同法に検定規定のある測器については、同法に基づく検定を受けたものである。

以下に観測点の状況及び観測項目について記す。

a. 観測点の状況

(a) 玄海観測所A

大気安定度決定に必要な地上風、及び敷地一帯の風の状態をより詳しく知るために、風向及び風速の観測を行った。

(b) 玄海観測所B

逆転現象の出現度数及び排気筒高さの風と地表の影響の少ない一般風を知るため観測鉄塔を設置し、温度、風向及び風速の観測を行い、大気安定度の決定に必要な日射量の観測を行った。また、大気安定度を決定するため放射収支量の観測を行うとともに、一般気象を知るため湿度及び降水量の観測を行った。

b. 観測項目

敷地において次の項目について観測記録を行い、毎時間の読取りを行った。

風向・風速	玄海観測所A、玄海観測所B
温度	玄海観測所B
湿度	玄海観測所B
日射量	玄海観測所B
放射収支量	玄海観測所B
降水量	玄海観測所B

c. 気象測器の検定

観測に使用した気象測器は、温度差計及び放射収支計を除き、すべて設置前において「気象業務法」に基づく検定を受けたものである。

なお、温度差計及び放射収支計は「気象業務法」の検定項目にないので、温度差計については毎月1回あらかじめ調整した温度計による比較検査を行い、放射収支計については毎月点検を行うとともに必要に応じて比較検査を行った。

d. 係留気球による観測

玄海観測所Bの観測鉄塔を利用した温度及び温度差の測定値が、自由大気の鉛直方向の温度分布を表わしていることを確認するため、及び観測鉄塔より上空の気温の鉛直分布を調べるため、敷地において係留気球による観測を実施した。

第1.2-36表に示すように観測鉄塔を利用して測定した値は、自由大気の鉛

直方向の温度分布とかなり良い対応を示していることが確認された。

(4) 敷地における観測結果

昭和56年1月から昭和56年12月までの1年間の敷地における観測結果を以下に記す。

a. 風向出現度数

第1.2-42図及び第1.2-43図(1)～第1.2-43図(6)に全年及び月別の玄海観測所A、玄海観測所Bにおける風配図を示す。

玄海観測所Aは、夏季を除いて西、西北西及び北東の風が多い。夏季は、南南西ないし南の風が多い。

玄海観測所Bは玄海観測所Aに類似している。

b. 低風速時(0.5～2.0m/s)の風向出現分布

玄海観測所A、玄海観測所Bにおける低風速時の風配図を第1.2-44図に示す。

玄海観測所A、玄海観測所Bにおける全年の北東～南南西風向(以下「陸からの風」という。)の出現率は、それぞれ71.6%及び54.6%となっており、南西～北北東風向(以下「海からの風」という。)の出現率は、それぞれ28.4%及び45.4%となり、陸からの風が海からの風より多くなっている。

c. 大気安定度E、F、G型時の風向出現分布

大気安定度E、F、G型時の玄海観測所Bにおける風配図を第1.2-45図に示す。

これらの大気安定度では60%以上の風が陸からの風で占められており、風向では南及び南南西の風が多くなっている。

d. 同一風向継続時間

玄海観測所Bにおける各風向の継続時間分布を第1.2-37表に示す。

長く続きやすい風向は北東、南、西及び西北西であり、最も長い継続時間は風向が北東の場合である。

各風向とも継続時間7時間以内がほとんどで、全体では97%を占めている。

また、0.5～2.0m/sの低風速の場合は、第1.2-38表に示すように、同一風向が4時間以上続く例はなく、1時間の場合が全体の90%を占めている。

e. 風速出現度数

玄海観測所A、玄海観測所Bにおける全年及び月別の風速階級別出現分布を第1.2-46図及び第1.2-47図(1)～第1.2-47図(6)に示す。

全年でみると玄海観測所Aでは、風速階級2、3、4での出現度数が多くなっている。

また、玄海観測所Bにおける風速階級は、玄海観測所Aよりも1階級大きい方にずれており、排気筒高さでの風速の方が大きいことがわかる。

静穏(0.5m/s未満)の出現率は、第1.2-42図に示すようにそれぞれ2.4%、2.1%である。

なお、風速階級の分類は次の風速範囲による。

風速階級	風速範囲 (m/s)
0(静穏)	≤ 0.4
1	0.5~1.4
2	1.5~2.4
3	2.5~3.4
4	3.5~4.4
5	4.5~5.4
6	5.5~6.4
7	6.5~7.4
8	7.5~8.4
9	8.5~9.4
10	$9.5 \leq$

f. 風向別平均風速

玄海観測所A、玄海観測所Bにおける全年の風向別平均風速を第1.2-42図の全年の風配図に示す。

両地点とも北東、南及び西よりの風が強く出ている。

陸からの風(北東~南南西)の平均風速は、玄海観測所Aで3.0m/s、玄海観測所Bで4.9m/s、海からの風(南西~北北東)の平均風速は、玄海観測所Aで4.8m/s、玄海観測所Bで6.0m/sとなっている。

また、排気筒高さを代表する玄海観測所Bにおける年平均風速は5.4m/s、年間の風速の中央値は4.8m/sとなっている。

g. 大気安定度の出現度数

玄海観測所Aにおける風速、玄海観測所Bにおける日射量及び放射収支量の観測データをもとに「発電用原子炉施設の安全解析に関する気象指針」（昭和57年1月28日原子力安全委員会決定。以下「気象指針」という。）に従って大気安定度を分類した。

観測期間中における全年及び月別、風向別の大気安定度の出現度数を第1.2-48図及び第1.2-49図に、大気安定度別風向出現度数を第1.2-39表に示す。

全年の出現度数は、A型～C型が22%、D型が55%、E型～G型が23%となっている。

風向別では、A型～C型は西南西～西及び北北西～北北東の風のときに多く、E型～G型は東～南西の風のときに多く現れる。

h. 同一大気安定度の継続時間

大気安定度別の継続時間別出現回数を第1.2-40表に示す。

(a) 大気安定度A型～C型

A型～C型が10時間以上継続する場合は15%で、残りは9時間以内である。

(b) 大気安定度D型

最も出現が多いのは、継続時間1時間の場合であり、10時間以上継続する場合は18%で、残りは9時間以内である。

(c) 大気安定度E型～G型

E型～G型が10時間以上継続する場合は22%で、残りは9時間以内である。

i. 温度差の現れ方

玄海観測所Bの観測鉄塔で測定した温度差の階級別出現度数を第1.2-50図に示す。

EL.+70m以下の気層での気温勾配(°C/100m)を見ると、-0.9°Cのときが最多度数となっている。

j. 逆転現象

気温差が0.1°C以上のいわゆる気温の逆転現象の出現回数を第1.2-41表に示す。EL.+70m～35mの逆転出現回数の割合は、22%である。また、逆転現象のほとんどが夜間に起きており、陸からの風のときとなっている。

逆転の継続時間は、第1.2-51図に示すようにあまり長くなく、逆転度数の61%が4時間で解消している。最も長い例では、15時間以上が11回(逆転出現頻度の2.9%)となっている。

また、同一風向の場合の逆転継続時間を第1.2-42表に示す。

同一風向の場合の逆転継続時間はほとんどが4時間以内である。

k. 気象からみた敷地の環境

敷地における気象観測データを解析した結果によると、敷地の気象からみた環境は、次のような特徴があげられる。

- (a) 陸からの風の回数は、海からの風の回数より多い。特に大気安定度がE、F、G型の場合、海からの風の回数が著しく少なくなっている。
- (b) 陸からの風と海からの風を比較した場合、海からの風の方が強い。

また、第1.2-42図及び第1.2-46図に示すように玄海観測所A及び玄海観測所Bの低風速階級(風速階級0と1)の出現度数は、それぞれ15%、8%で、静穏もそれぞれ2.4%、2.1%となっている。

(c) 同一風向が連続して吹く時間は、7時間以内で終わる場合がほとんどである。低風速の継続時間は、3時間以内である。

(d) 大気安定度は、D型の出現頻度が多い。また、大気安定度A型～C型、E型～G型が10時間以上継続する頻度は少ない。

(e) 気温の逆転の出現度数は、22%である。

また、逆転は夜間陸からの風のときに発生する場合が大半である。

逆転の継続時間は、ほとんど4時間以内である。

(5) 安全解析に使用する気象条件

安全解析に使用する気象条件について、「気象指針」に基づき、以下のとおり検討を行った。

a. 観測期間の気象データの代表性の検討

安全解析に使用する昭和56年1月から昭和56年12月の1年間の気象資料が長期間の気象状態を代表しているかどうか統計的手法により定量的検定を行った。

すなわち、風向出現度数及び風速階級別出現度数について、平戸測候所及び福岡管区气象台における10年間の資料を用いて、この1年間の資料との間に有意な差があるかどうかを、不良標本の棄却検定に関するF分布検定の手順に従って検定した。

検定の結果、2地点とも棄却(有意水準5%)された項目はないので安全解析に使用した観測期間が異常年でなく、十分長期間の気象状態を代表して

いると判断される。

更に、この観測期間における気象資料の欠測率については、排気筒放出に係る気象資料で1.3%、地上放出に係る気象資料で1.2%となっている。

したがって、安全解析においては、昭和56年1月から昭和56年12月の1年間における敷地を代表する地上風の風向、風速として玄海観測所A(EL.+37m)の気象資料を、また排気筒放出に係る高所の風の風向、風速として玄海観測所B(EL.+70m)の気象資料を使用する。

b. 大気拡散の計算に使用する放出源の有効高さ

原子炉施設上部の排気筒より放出される放射性物質が敷地周辺に及ぼす影響を評価するに当たって、大気拡散の計算に使用する放出源の有効高さは、建屋及び敷地周辺の地形の影響を考慮するため、以下のような風洞実験により求める。

平常運転時の線量評価に用いる放出源の有効高さについては、縮尺1/1,000の建屋及び敷地周辺の地形模型を用い、排気筒高さに吹き上げ高さを加えた高さからガスを排出し、風下地点における地表濃度を測定する。その模型実験で得られた地表濃度の値が、平地実験による地表濃度の値に相当する放出源高さを、排気筒有効高さとする。

排気筒高さは設計ではGL.+55mであるが、以上の風洞実験により、平常運転時の線量評価に用いる排気筒有効高さは第1.2-43表のとおりとする。

事故時並びに重大事故及び仮想事故時における原子炉冷却材喪失及び制御棒飛び出しの線量評価に用いる放出源の有効高さについては、排気筒からの吹き上げを考慮せずに上記と同様の風洞実験を行い、排気筒有効高さは第1.2-44表のとおりとする。また、放射性気体廃棄物処理施設の破損、燃料集合体の落下及び蒸気発生器伝熱管破損では地上放出とし、並びに原

子炉冷却材喪失及び制御棒飛び出しの地上放出分について、放出源の有効高さは0mとする。

c. 平常運転時の線量評価に使用する気象条件

発電所の平常運転時に放出される放射性気体廃棄物の敷地周辺に及ぼす影響を評価するに当たっては、玄海観測所A及び玄海観測所Bにおける昭和56年1月から昭和56年12月までの1年間の風向、風速及び大気安定度の観測データから以下に示すパラメータを求め、これを用いる。

(a) 風向別大気安定度別風速逆数の総和及び平均

風向別大気安定度別風速逆数の総和及び平均は次式により計算する。

$$S_{ds} = \sum_{i=1}^{N_k} \frac{\delta_i}{U_i}$$

$$\overline{S_{ds}} = \frac{1}{N_{ds}} \cdot S_{ds}$$

S_{ds} : 風向別大気安定度別風速逆数の総和 (s/m)

$\overline{S_{ds}}$: 風向別大気安定度別風速逆数の平均 (s/m)

N_k : 年間の観測回数 (回/y)

U_i : 時刻*i*における風速 (m/s)

δ_i : 時刻*i*において風向*d*、大気安定度*s*の場合 $\delta_i=1$ 、

その他の場合 $\delta_i=0$

N_{ds} : 風向*d*、大気安定度*s*の観測回数 (回/y)

(b) 風向出現頻度

風向出現頻度は次式により計算する。

$$f d = \sum_{i=1}^{Nk} \frac{\delta i}{Nk} \times 100$$

$$f dT = f d + f d' + f d''$$

fd : 風向 d の出現頻度 (%)

Nk : 年間の観測回数 (回/y)

δi : 風向が d の場合 $\delta i = 1$ 、その他の場合 $\delta i = 0$

fd' 、 fd'' : 風向 d に隣接する風向 d' 、 d'' の出現頻度 (%)

fdT : 風向 d 、 d' 、 d'' の出現頻度の和 (%)

なお、静穏 (風速0.5m/s未満) の場合には、風速は0.5m/sとし、風向は風速0.5~2.0m/sの風向出現頻度に応じて比例配分して求める。

また、欠測を除いた期間について得られた統計は、欠測期間についても成り立つものとし、1年間に基準化する。

以上の計算から求めた fd 、 fdT 、 Nds を第1.2-45表に、 Sds 、 \overline{Sds} を第1.2-46表に示す。

- d. 事故時並びに重大事故及び仮想事故時の線量評価に使用する気象条件
発電所の事故時並びに重大事故及び仮想事故時に放出される放射性物質が、敷地周辺の公衆に及ぼす影響を評価するに当たって、放射性物質の拡散状態を推定するのに必要な気象条件については、現地における出現度数からみて、これより悪い条件がめったに現れないと言えるものを選ばなければならない。

そこで、線量評価に用いる放射性物質の相対濃度 (χ/Q) を、玄海観測所A及び玄海観測所Bにおける昭和56年1月から昭和56年12月までの1年間の観測データを使用して推定した。すなわち、次式に示すように風向、風速、大気安定度及び実効放出継続時間を考慮した χ/Q を求め、方位別にその値の小さい方から大きい方へ累積度数を求め、年間のデータ数に対する出現頻度(%)で表すことにする。横軸に χ/Q 値を、縦軸に累積出現頻度を取り、着目方位ごとに χ/Q 値の累積出現頻度分布を書き、この分布から、累積出現頻度が97%に当たる χ/Q 値を方位別に求め、そのうち陸側方位で最大のものを安全解析に使用する相対濃度とする。

但し、 χ/Q の計算の着目地点は、各方位とも炉心から最短距離となる敷地及び地役権設定地域等の境界外(以下「敷地等境界外」という。)とする。

$$\chi/Q = \frac{1}{T} \sum_{i=1}^T (\chi/Q)_i \cdot \delta_i$$

χ/Q : 実効放出継続時間中の相対濃度 (s/m^3)

T : 実効放出継続時間 (h)

$(\chi/Q)_i$: 時刻*i*における相対濃度 (s/m^3)

δ_i : 時刻*i*において風向が当該方位にあるとき $\delta_i=1$

時刻*i*において風向が他の方位にあるとき $\delta_i=0$

ここで、原子炉冷却材喪失(排気筒放出分)及び制御棒飛び出し(排気筒放出分)での $(\chi/Q)_i$ の計算に当たっては、次により行う。

短時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{1}{\pi \cdot \sigma_{yi} \cdot \sigma_{zi} \cdot U_i} \cdot \exp \left(- \frac{H^2}{2\sigma_{zi}^2} \right)$$

長時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{2.032}{\sigma_{zi} \cdot U_i \cdot x} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_{zi}^2}\right)$$

σ_{yi} :時刻*i*における濃度分布の*y*方向の拡がりのパラメータ (m)

σ_{zi} :時刻*i*における濃度分布の*z*方向の拡がりのパラメータ (m)

U_i :時刻*i*における風速 (m/s)

H :放出源の有効高さ (m)

x :放出点から着目地点までの距離 (m)

また、放射性気体廃棄物処理施設の破損、燃料集合体の落下及び蒸気発生器伝熱管破損並びに原子炉冷却材喪失(地上放出分)及び制御棒飛び出し(地上放出分)での $(\chi/Q)_i$ の計算に当たっては、建屋等の影響を考慮して次により行う。

短時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{1}{\pi \cdot \Sigma y_i \cdot \Sigma z_i \cdot U_i} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\Sigma z_i^2}\right)$$

長時間放出の場合、

$$(\chi/Q)_i = \frac{2.032}{\sigma_{zi} \cdot U_i \cdot x} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\Sigma z_i^2}\right)$$

$$\Sigma y_i = (\sigma_{yi}^2 + C \cdot A/\pi)^{1/2}$$

$$\Sigma z_i = (\sigma_{zi}^2 + C \cdot A/\pi)^{1/2}$$

C :形状係数

A :建屋等の風向方向の投影面積 (m²)

方位別 χ/Q の累積出現頻度を求めるとき、静穏の場合には風速を0.5m/sとして計算し、その風向は静穏出現前の風向を使用する。

実効放出継続時間としては、各事故について χ/Q はよう素の、また、D/Qは希ガスの、それぞれ事故期間中の全放出量を1時間当たりの最大放出量で除して求めた第1.2-47表(1)及び第1.2-47表(2)に示す値を用いる。

また、建屋等の風向方向の投影面積としては、計算の便宜上最小投影面積4,300m²を使用し、形状係数としては0.5を用いる。

但し、 Σy_i 、 Σz_i の算出に当たっては、建屋等の影響を保守的に制限する。

なお、想定する事故時の放射性雲からの γ 線による空気カーマについては χ/Q の代わりに空間濃度分布と γ 線による空気カーマ計算モデルを組み合わせたD/Q(相対線量、 γ 線エネルギー0.5MeV換算)を用いて同様に求める。

以上の方法により陸側方位について求めた方位別 χ/Q 及びD/Qの累積出現頻度を第1.2-52図(1)～第1.2-52図(3)、第1.2-52図(4)～第1.2-52図(8)及び第1.2-52図(9)～第1.2-52図(16)に示す。

また、累積出現頻度が97%に当たる方位別 χ/Q 及びD/Qを第1.2-47表(1)及び第1.2-47表(2)に示す。

このうち、各事故の線量評価に用いる χ/Q 及びD/Qは、陸側方位のうち線量が最大となる値を使用する。但し、原子炉冷却材喪失(事故)及び制御棒飛び出しの線量評価に用いる χ/Q 及びD/Qは、原子炉格納容器内及びアニュラス部内の浮遊核分裂生成物からの γ 線による線量を考慮して線量が最大となる値を使用する。

また、原子炉冷却材喪失(重大事故及び仮想事故)の線量評価に用いる

D/Qは原子炉格納容器内及びアニュラス部内の浮遊核分裂生成物からの γ 線による線量を考慮して線量が最大となる値を使用する。（「1.15 安全解析」の「設計基準事故の解析」並びに「重大事故及び仮想事故の解析」参照）。

以上の各事故の線量評価に用いる χ/Q 、D/Q及び着目方位を第1.2-47表(3)及び第1.2-47表(4)に示す。

1.2.7 地質、地震及び地盤工学

1.2.7.1 地盤

(1) 調査の経緯

a. 敷地周辺の調査

敷地周辺の地質及び地質構造を把握するため、陸域については、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査及び地球物理学的調査を、海域については、文献調査、海上音波探査、既往音波探査記録の解析等を実施した。

b. 敷地近傍の調査

敷地近傍の地質及び地質構造を把握するため、陸域については、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査及びボーリング調査を、海域については、海上音波探査、既往音波探査記録の解析等を実施した。

c. 敷地の調査

敷地の地質及び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、試掘坑調査、トレンチ調査、基礎掘削面の地質観察等を実施した。

d. 発電用原子炉施設設置位置付近の調査

原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎地盤の特性を把握するとともに、発電用原子炉施設の設計及び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、基礎地盤の物理的・力学的特性を把握するため、試掘坑、ボーリン

グコア等から採取した供試体による室内試験及び試掘坑内、ボーリング孔内等において原位置試験を実施した。

(2) 敷地周辺の地質・地質構造

a. 調査内容

(a) 文献調査

敷地からおおむね半径100km範囲における周辺陸域の地質及び地質構造に関する文献としては、通商産業省工業技術院地質調査所(以下「地質調査所」という。現 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)発行の5万分の1地質図幅及び説明書のうち「呼子」(1955)、「唐津」(1956)、「勝本・郷ノ浦・芦辺」(1958)、「伊万里」(1958)、「平戸」(1955)、「佐世保」(1989)、同所発行の「佐世保北部地域地質図」(1970)、「北松炭田地質図」(1958)、同所発行の20万分の1地質図幅「唐津(第2版)」(1997)、「福岡」(1993)、「長崎(第2版)」(1989)、独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター(以下「地質調査総合センター」という。現 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター)発行の20万分の1地質図幅「熊本」(2004)、佐賀県発行の10万分の1「佐賀県地質図」(1954)、地質調査所発行の「日本活断層図」(1978)、九州活構造研究会編の「九州の活構造」(1989)、活断層研究会編の「日本の活断層」(1980)、「[新編]日本の活断層」(1991)、中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」(2002)、文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会(以下「地震調査委員会」という。)の「警固断層帯の長期評価について」(2007)、「西山断層帯の評価(一部改訂)」(2013)、「日向峠ー小笠木峠断層帯の長期評価」(2013)、「宇美断層の長期評価」(2013)、「佐賀平野北縁断層帯の長期評価」(2013)、

「水縄断層帯の長期評価について」(2004)、「雲仙断層群の長期評価の一部改訂について」(2006)、国土交通省国土地理院(以下「国土地理院」という。)の2万5千分の1都市圏活断層図「久留米」(2001)、「太宰府」(2004)、「直方」(2004)、「福岡(改訂版)」(2014)、「甘木」(2014)、「脊振山」(2014)、同院の「2万5千分の1都市圏活断層図警固断層帯とその周辺「福岡(改訂版)」「甘木」「脊振山」解説書」(2014)等がある。

敷地からおおむね半径100km範囲における周辺海域の地質及び地質構造に関する文献としては、運輸省海上保安庁水路部(以下「海上保安庁水路部」という。現 国土交通省海上保安庁海洋情報部)発行の沿岸の海の基本図(5万分の1海底地形図・海底地質構造図及び調査報告書)のうち「壱岐南部」(1982)、「壱岐北部」(1978)、「豆敷」(1978)、「対馬東岸南部」(1981)、「対馬東岸北部」(1981)、同部発行の10万分の1海底地質構造図「福岡湾」(1996)、同部発行の大陸棚の海の基本図(20万分の1海底地質構造図)のうち「響灘」(1978)、「対馬付近」(1976)、「壱岐水道」(1976)、「五島堆群」(1976)、「天草灘」(1977)、「五島列島」(1977)、「男女群島」(1977)、国土交通省海上保安庁海洋情報部(以下「海上保安庁海洋情報部」という。)発行の沿岸の海の基本図(5万分の1海底地形図・海底地質構造図及び調査報告書)のうち「福岡湾」(2003)、建設省国土地理院(現 国土交通省国土地理院)発行の沿岸海域基礎調査報告書「平戸地区」(1985)、九州活構造研究会編の「九州の活構造」(1989)、活断層研究会編の「日本の活断層」(1980)、「[新編]日本の活断層」(1991)、地質調査所発行の「日本海南部および対馬海峡周辺広域海底地質図」(1979)、「日本地質構造図」(1992)、徳山ほかの「日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史」(2001)、地震予知総合研究振興会の「沿岸域における活断層調査 西山断層帯(海域部)及び菊

川断層帯(海域部) 委託業務成果報告書」(2010)、佐藤・伊藤の「福岡県沖玄界灘における海底地形調査速報」(2011)、地震調査委員会の「西山断層帯の長期評価(一部改訂)」(2013)、地質調査総合センターの「福岡沿岸域20万分の1活断層図」(2013)、「福岡沿岸域20万分の1海底地質図及び同説明書」(2013)、日本海における大規模地震に関する調査検討会の「日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書」(2014)、岡村ほかの「山陰西部及び九州北部沖の第四紀断層」(2014)等がある。

また、重力異常に関する文献としては、地質調査総合センター編の「日本重力データベース DVD版」(2013)、Yamamoto et al.のGravity Database of Japan(CD ROM)(2011)、Sandwell and Smithの「Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry」(1997)、笹原ほかの「日本周辺における海域ジオイドモデルの決定」(2006)等が、微小地震に関する文献としては、気象庁の「地震年報」(2014)等が、測地資料に関する文献としては、大竹ほか編の「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(2002)等がある。

これらの文献により、敷地周辺の地質及び地質構造、重力異常、微小地震の分布等について、その概要を把握した。

(b) 敷地周辺陸域の地質調査

敷地を中心とするおおむね半径100km範囲の文献調査の結果を踏まえ、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いて、変動地形学的調査、地表地質調査及び地球物理学的調査を実施した。

変動地形学的調査としては、主に国土地理院で撮影された縮尺4万分の1、2万分の1及び1万分の1の空中写真並びに同院発行の縮尺5万分の

1及び2万5千分の1の地形図を使用して、空中写真判読等を行った。変動地形学的調査においては、地形発達過程を重視し、段丘面等の地形面を抽出し、分類するとともに、広域的な変位及び変形も考慮した上で、活断層及び活褶曲に起因した変動地形の可能性のある地形(以下「リニアメント」という。)を抽出した。

地表地質調査としては、文献に示されている活断層、推定活断層及びリニアメント並びに空中写真により判読されたリニアメントを対象に地表踏査等を実施し、これらの調査結果に基づいて敷地周辺陸域の地質及び地質構造の検討を行った。

地球物理学的調査としては、重力探査を実施し、海域を含めた範囲の解析を行った。

これらの調査結果に基づいて、敷地周辺陸域の地質図、地質断面図、リニアメント分布図等を作成した。

(c) 敷地周辺海域の地質調査

敷地を中心とするおおむね半径100km範囲の文献調査の結果を踏まえ、敷地を中心とする半径約30kmの範囲の海域(以下「敷地前面海域」という。)においては、ウォーターガン等を音源としたシングルチャンネル方式の音波探査及びGIガン等を音源としたマルチチャンネル方式の音波探査を実施した。音波探査は、原則として汀線方向の測線については、約5km間隔、汀線直交方向の測線については、約2.5km間隔で実施し、敷地から半径5kmの範囲については約1km間隔の格子状の測線配置で実施した。測線の総延長は約1,620kmである。なお、文献に示されている陸域断層の延長海域等においては、ブーマーを音源としたシングルチャンネル方式及びマルチチャンネル方式の音波探査を実施した。測線間隔は約500m、総

延長は約220kmである。更に、海上保安庁水路部、海上保安庁海洋情報部、国土地理院等による音波探査記録の解析を行った。これらの音波探査記録の解析等に基づいて敷地前面海域の海底地質図及び海底地質断面図を作成した。

海底地形については、沿岸の海の基本図「壱岐南部」(1982)及び「福岡湾」(2003)、沿岸海域基礎調査報告書「平戸地区」(1985)等の既存の海底地形図を編集して敷地前面海域の海底地形図を作成した。なお、壱岐島南東の海域においては、約80km²の範囲でマルチビーム精密音響測深器を用いた海底地形調査を実施した。

敷地前面海域に加え、敷地を中心とするおおむね半径100km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。)に分布する地層の地質時代を検討するため、第四紀中期更新世から後期更新世にかけての年代が明らかにされている既存のボーリング2地点(福岡県福岡市東区海の中道、対馬西方海域)よりウォーターガンを音源としたシングルチャンネル方式及びマルチチャンネル方式の音波探査を実施し地層の追跡を行った。測線の総延長は約330kmである。

また、敷地周辺海域においては、文献に示されている主な断層等について、当社、地質調査所、海上保安庁水路部、海上保安庁海洋情報部、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)等による音波探査記録の解析を行い、地質及び地質構造の検討を行った。

敷地周辺海域のうち対馬北西海域から五島列島西方の海域(以下「対馬－五島西方海域」という。)では、文献に示されている断層にほぼ直交する方向の約10km～約20km間隔の測線及びこれらを横断する測線で、スパーカを音源としたアナログ・シングルチャンネル方式の音波探査を実施しており、その測線の総延長は約740kmである。

また、地震調査委員会の「警固断層帯の長期評価について」(2007)を踏まえ、その北西延長海域(以下「福岡県西方海域」という。)において、ウォーターガンを音源としたシングルチャンネル方式等の音波探査を実施した。その測線の総延長は約160kmである。

これらの調査結果に基づいて、敷地周辺海域の断層分布図等を作成した。

b. 陸域の調査結果

敷地を中心とする半径約30kmの範囲における地質及び地質構造は、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査等の結果によると以下のとおりである。

(a) 敷地周辺陸域の地形

敷地周辺陸域の地形図を第1.2-1図に示す。

敷地周辺の地形は背振－筑紫山地、北肥前山地、筑紫平野及び壱岐、平戸等の島嶼部に大別される。

イ 背振－筑紫山地

本山地は背振山(標高1,055m)を最高点として佐賀、福岡両県境に連なる背振山地と、天山(標高1,046m)を中心とする筑紫山地及びその間に挟まれる高原状山地(標高400m～標高500m)からなる東西約50km、南北約25kmの楕円形の地塊山地である。

ロ 北肥前山地

本山地は東松浦及び北松浦両半島と、八幡岳(標高764m)、黒髪山(標高516m)、神六山(標高447m)等を含む中央部の山地域からなり各種の地形が混在している。

東松浦及び北松浦半島は古第三紀～新第三紀の堆積岩類を玄武岩類が覆っており、東松浦半島では標高200m～標高300m、北松浦半島では標高700m前後から北西方向に徐々に低下している。その地表面はかなり開析されているものの玄武岩類流出時の原面をよく残している。

海岸線は極めて出入りに富み多くの小島が海岸近くに点在し典型的なリアス式海岸が発達している。また、河口付近には沖積平野が見られるがいずれも小規模である。

本山地の中央部には古第三紀～新第三紀の堆積岩類が広く分布し丘陵性山地となっているが、その中の比較的高い山地は火山岩類からなり堅牢残丘の性格を持つものと考えられる。

ハ 筑紫平野

本平野は筑後川を主とする河川によって形成された沖積平野で極めて低平な土地である。本平野を佐賀、福岡の両県に二分して流れる筑後川や、北肥前山地中央部から東流して本平野に入る六角川等は蛇行しながら有明海に注いでいる。

ニ 壱岐、平戸等の島嶼

玄界灘中に散在する島嶼は出入りに富むリアス式海岸や海食崖が発達している。このうち代表的な島は壱岐島及び平戸島である。

壱岐島は、南北約15km、東西約10kmで、玄武岩類で被覆されている

南部及び北部地域と第四系からなる中央部の低地帯とに地形的に区分される。

玄武岩類地域は一般に台地状をなしているが、南部地域は全体に標高が高く、地形も他地域に比べて急峻で本島の最高峰岳ノ辻(標高213m)がある。

平戸島は南北約30km、東西約10kmで、新第三系を覆う安山岩類と、更にこれらを削って形成された平坦面上に玄武岩類が流出している。本島の最高峰は安満岳(標高514m)で、そのほかにも標高300m～標高400mの火山岩類よりなる孤立丘が見られる。海岸線は一般に出入りに富み平戸港を初めとする多くの小湾入が見られる。

(b) 敷地周辺陸域の地質

敷地周辺陸域の地質層序表を第1.2-48表に、地質図を第1.2-53図に、地質断面図を第1.2-54図に示す。

敷地を中心とする半径約30km範囲の陸域の地質は、古生代～中生代の三郡変成岩類及び花崗岩類、古第三紀～新第三紀の堆積岩類、新第三紀～第四紀の火成岩類、第四紀の段丘堆積物と沖積層等によって構成されている。

三郡変成岩類及び花崗岩類は本地域における基盤岩類である。

古第三紀～新第三紀の堆積岩類は、砂岩及び頁岩を主とし、炭層及び凝灰質岩層を挟んでいる。それらは、唐津炭田に属する古第三紀の相知層群、杵島層群と佐世保炭田に属する古第三紀の相浦層群、古第三紀～新第三紀の佐世保層群、新第三紀の野島層群及び平戸層に層序区分される。

古第三紀～新第三紀の堆積岩類の全層厚は約5,000m(地質調査所

「地質図幅(唐津)」、1956)であり、地層は開いた褶曲構造あるいはドーム・ベーズン状構造を形成しているが、大局的には西方に緩く傾く同斜構造を呈し、東方から西方に向かって新しい時代の地層が分布しており玄武岩質岩脈の貫入が多く見られる。なお、壱岐島には新第三紀の勝本層群と壱岐層が分布している。

また、古第三紀～新第三紀の堆積岩類の各層群と後述する北松浦玄武岩類及び東松浦玄武岩類とに挟まれて八ノ久保砂礫層が断続的に薄く、かつ広く分布している。

火成岩類としては基盤岩類及び古第三紀～新第三紀の堆積岩類を覆い、あるいは、それらに貫入して新第三紀中新世から一部第四紀更新世に至る火山岩類が広く分布し、これらは肥前粗粒玄武岩類、安山岩類、平戸島火山岩類、北松浦玄武岩類、東松浦玄武岩類、東松浦玄武岩類相当層、加唐島粗面岩類、有田流紋岩類、伊万里安山岩類、壱岐島玄武岩類等に大別される。

このうち、最も広く分布するのは北松浦玄武岩類と東松浦玄武岩類で、本地域における火山岩類露出面積の大部分を占めている。その他の火成岩類の露頭面積は比較的小さい。

第四系は段丘堆積物、沖積層、砂丘堆積物等からなる。段丘堆積物は、糸島半島、東松浦半島、北松浦半島等に小規模に分布するが、段丘面としての発達は良くない。沖積層は各河川沿いの低地に発達し、海岸沿いには砂丘堆積物が分布している。なお、北松浦半島の玄武岩台地周縁には、地すべりに伴う崖錐性の厚い堆積物が広く分布している。

イ 基盤岩類

(イ) 三郡変成岩類

本変成岩類は、本地域で南東部の唐津市巖木町付近及び背振山地の一部に分布するがその面積は狭い。主として緑色～黒色の結晶片岩類からなり、蛇紋岩、角閃岩等の超塩基性岩類の貫入がある。本岩類の変成年代は、放射年代によると、古生代後期石炭紀～中生代前期ジュラ紀の長い地質年代にまたがるとされている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

(ロ) 花崗岩類

本岩類は、本地域では東部の背振山地から唐津市にかけて広く分布し、主として中生代白亜紀に貫入したものと考えられている(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992;松本ほか、1962)。本岩類は、いくつかの岩体に分けられており、本地域内には糸島花崗閃緑岩、深江花崗岩、相知花崗閃緑岩、早良花崗岩が分布する(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997;地質調査所「地質図幅(福岡)」、1993;日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

糸島花崗閃緑岩は、糸島半島及び背振山地の佐賀県側に主に分布する。粗粒～中粒で片状構造を持ち、角閃石及び黒雲母有色鉱物の含有率が高い花崗閃緑岩～トーナル岩を主体とする(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

深江花崗岩は、唐津市北西部及び背振山地の南西麓に古第三系に接して広く分布する。一般に細粒～中粒で優白質の花崗岩～石英閃緑岩類からなっており、アプライトやペグマタイト等の岩脈を多く伴う(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。糸島花崗閃

緑岩に岩脈状に貫入しており、その境界は明瞭に切っている場合と漸移的な場合とがある。

相知花崗閃緑岩は、本地域南東部に分布する三郡変成岩類に貫入しているがその分布面積は狭い。主に、粗粒～中粒で、長さ最大1cmの柱状結晶を呈する角閃石を含む(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

早良花崗岩は、唐津市付近で古第三系に接して分布する。主に、粗粒な黒雲母、長さ1cm～2cmの斑状のカリ長石及び少量の白雲母を含む。早良花崗岩は、三郡変成岩類や糸島花崗閃緑岩の片理面及び層理面に斜交して貫入している(日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992)。

なお、これらの花崗岩中には石英斑岩、花崗斑岩、アプライト、ペグマタイト等の小岩体の貫入が見られる。

ロ 古第三紀～新第三紀の堆積岩類

(イ) 相知層群

本層群は、本地域の南東部においてNW-SEの方向で基盤岩に対して断層関係あるいは不整合関係で細長く分布している。砂岩及び頁岩からなるが、全体的には砂岩優勢の夾炭層である。本層群は層厚500m～700m(松本ほか、1962;長浜、1965)で、下部から巖木層及び芳ノ谷層に二分される。本層群の堆積年代は、古第三紀後期始新世～古第三紀前期漸新世とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)。

巖木層の下部は、主に灰白色礫質砂岩、灰白色～白色砂岩及び黒色頁岩の互層であるが、しばしば礫岩及び凝灰質岩に富み、また、

いわゆる紫頁岩及び緑色砂岩を挟んでいる。

本層の上部は、主に粗粒～中粒の暗緑色塊状砂岩の厚層からなるが、しばしばレンズ状に礫岩を挟み、また、部分的に頁岩層を挟んでいる。

芳ノ谷層は、巖木層に整合関係で重なる夾炭層で、主として灰白色の細粒～中粒砂岩及び暗灰色～黒色の頁岩からなる。このうち、細粒～中粒の砂岩は岩屋砂岩と呼ばれ、塊状で連続性があり、各地で断崖を作っている。

(ロ) 杵島層群

本層群は、本地域の南東部に広く分布し層厚は700m～1,200m(地質調査所「地質図幅(唐津)」、1956;地質調査所「地質図幅(伊万里)」、1958;長浜、1965)で最下部に頁岩優勢の地層が存在するが、一般的には下部及び中部は砂岩、上部は頁岩がそれぞれ優勢な地層である。

本層群には炭層はほとんどなく、岩相により下位から杵島層、佐里砂岩層、行合野砂岩層、駒鳴砂岩層、畑津砂岩層及び畑津頁岩層の6層に分けられる。

本層群の堆積年代は、古第三紀前期漸新世とされており(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)、下位の相知層群とは整合関係とする考え(地質調査所「地質図幅(唐津)」、1956;地質調査所「地質図幅(伊万里)」、1958)と不整合関係とする考え(山崎、1959)がある。

杵島層は、主として頁岩及び泥質砂岩からなり、貝化石を多産する比較的岩相の安定した地層で、基底に礫岩及び礫質の中粒砂岩

を伴う。本層中部には、ときに塊状で発達する黄灰色泥質砂岩が分布するが、上部及び下部では暗灰色砂質頁岩を主とし、暗色の頁岩及び薄い砂岩を数枚挟んでいる。

佐里砂岩層は、杵島層上部の頁岩につづく粗粒～中粒砂岩を基底とし、下部は緑色を呈する中粒砂岩、上部は灰色を呈する砂岩、最上部は薄板状砂岩、凝灰質砂岩及び頁岩を主として暗色で堅硬な珪質細粒砂岩を挟んでいる。

行合野砂岩層は、伊万里市波多津町筒井、唐津市北波多行合野付近を中心に、ほぼNW-SE方向に細長く分布している。細粒～中粒の塊状砂岩で新鮮な部分では暗青色～淡灰色を呈し、風化すると灰白色となり、ところにより赤褐色を呈している。

駒鳴砂岩層は、暗緑色粗粒砂岩又は細礫質の塊状砂岩からなるが、基底部に厚さ1m程度の礫岩層が発達することが多い。緑色鉱物を含み、また、長石の白色斑点が明瞭である。一般に造崖性が強く、山腹に崖をなして連続し、地形的にも他の地層と区別しやすい。

畑津砂岩層は、下位の駒鳴砂岩層とは整合関係にあるが、駒鳴砂岩層が北西方向へ向かって薄くなり唐津市肥前町切木付近で消滅するため、その部分では行合野砂岩層を直接覆っている。本層は細粒砂岩を主とするが、粗粒砂岩及びシルト岩を随所に挟んでいる。一般に下部は暗青色～灰青色の細粒砂岩、中部は濃緑色～灰緑色粗粒砂岩、上部は緑色の中粒～細粒の砂岩である。

畑津頁岩層は、主に泥岩及びシルト岩の細互層からなり、中部に板状の細粒～中粒の砂岩を挟んでいる。泥岩及びシルト岩の互層は暗灰色～暗青色、砂岩は灰白色を呈している。本層は風化し崩れやすいため新鮮な露頭は少ない。

(ハ) 相浦層群

本層群は、本地域では東松浦半島の西部から伊万里市付近にかけて杵島層群の西側に広く分布し、杵島層群の畑津頁岩層を平行不整合関係で覆う場合と、基盤岩の花崗岩類を直接覆う場合がある。主として砂岩及び頁岩からなる夾炭層で、全層準にわたって白色～淡黄色を呈し、中粒～細粒で層厚5m～30mの泥質分の乏しい塊状砂岩が発達している。

この砂岩は褐鉄鉱に富み、風化すると赤褐色の縞模様又は不規則な雲形あるいは同心円状の様子が現われ、迷彩砂岩と俗称される特徴のある砂岩である。

本層群の層厚は500m～600m(長浜、1965)であり、フィッション・トラック年代値等より堆積年代は、古第三紀漸新世とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997;宮地・酒井、1991)。

(ニ) 佐世保層群

本層群は、本地域では東松浦半島の北西縁から福島、鷹島及び北松浦半島にかけて広く分布している。地層は相浦層群に類似して主として砂岩(前述の迷彩砂岩)及び頁岩からなり、岩相は単調である。石炭層が発達し、まれに凝灰質岩を挟んでいる。

本層群は、下位の相浦層群とは主要炭層(福島二尺炭層)を境界として分けられ、その関係は整合関係で層厚は750m～900m(岩橋、1961;山崎ほか、1971)である。炭層を境として下位から中里層、柚木層、世知原層、福井層及び加勢層の5層に分けられる。

本層群の堆積年代は、フィッション・トラック年代値(宮地・酒井、

1991)、化石 (Sakai et al., 1990) 等より、古第三紀後期漸新世～新第三紀前期中新世とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)。

中里層は、下部は砂岩に乏しく頁岩及び砂質頁岩を主とし、上部はいわゆる迷彩砂岩に富み、中部に凝灰角礫岩を挟んでいる。

柚木層は、全体的にはいわゆる迷彩砂岩が発達した地層であるが、中部にかなりの層厚をもつ頁岩又は砂質頁岩及び薄層の凝灰角礫岩を挟在する。

世知原層は、全域にわたり灰青色頁岩及び砂質頁岩に富む地層で、薄板状の白色アルコース砂岩を挟んでいる。

福井層は、下部は細粒砂岩、砂質頁岩及び頁岩の互層、上部は白色塊状のアルコース砂岩の厚層で、造崖性を有する。

加勢層は、下部は中粒砂岩が優勢でときに粗粒又は細粒に漸移する。中部は、暗灰色～黒色の泥岩、上部は粗粒砂岩を主とする。本層は下位の福井層を不整合関係で覆い分布は狭い。

(ホ) 野島層群

本層群は、本地域では北松浦半島の一部に分布し、その露出面積は他の層群に比べて小さく、下位の佐世保層群に不整合関係で接している。下位から凝灰質な大屋層、主に砂岩及び泥岩からなる深月層並びに南田平層の3層に分けられるが、本地域には大屋層及び深月層のみが分布し、その層厚は400m程度(地質調査所「地質図幅(平戸)」、1955; 岩橋、1961)である。堆積年代は、フィッション・トラック年代値等より、新第三紀前期中新世～新第三紀中期中新世とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997; 小松

原ほか、2005)。

大屋層は、全体を通じて凝灰質で、凝灰角礫岩、砂岩、泥岩等の互層からなるが、凝灰角礫岩が最も優勢である。

深月層は、大屋層に整合関係で重なる厚さ0.5m～5mの単調な砂岩及び泥岩の互層で、炭質泥岩の薄層を挟んでいる。

(へ) 平戸層

平戸層は、平戸瀬戸の両側に小露出するのみであるが、層厚は400m以上である(地質調査所「地質図幅(平戸)」、1955)。砂岩の優勢な砂岩及び泥岩の互層を主とし礫岩を混える。岩石の固結度は前述の深月層以下の地層と比べると低い。本層の堆積年代については、後述する北松浦玄武岩類等との関係及びその時代を考慮し、新第三紀前期中新世とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)。

(ト) 勝本層群

本層群は、壱岐島の北部に分布し、岩相は砂岩及び頁岩の互層で、ときに凝灰岩を挟んでいる。本層群の堆積年代は新第三紀前期中新世とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)。

(チ) 八ノ久保砂礫層

本層は、新第三紀の地層を傾斜不整合関係で覆い、後述する北松浦玄武岩類と東松浦玄武岩類に覆われる砂礫層である。その分布は岩橋(1961)によると連続的ではないが、佐世保炭田のほぼ全域

にわたるほか、東松浦半島などにも分布するとしている。

本層の厚さは20m以下で5m程度の場合が多い。礫は玢岩、チャート、砂岩等からなり、安山岩等の火山岩礫を含んでいる。礫径は20cm程度まで種々あるが、5cm程度の扁平な円礫が多い。基質は一般に粗粒砂からなるが、上部に砂質シルト層を伴う場合もあり、固結度は低い。東松浦半島部では一般に礫径が小さく、基質には粘土分が多い。

本層は、後述の北松浦玄武岩類及び東松浦玄武岩類の噴出活動直前から活動初期にかけて堆積した砂礫層であり、その堆積年代は、新第三紀後期中新世とされている(地質調査所「地質図幅(佐世保)」、1989)。

(リ) 壱岐層

本層は、壱岐島の中央部の低地帯周辺に主に分布し、火山砕屑岩を主とし、これに砂岩、泥岩及び礫岩を加えた互層である。本層の堆積年代は、新第三紀中期中新世を示す植物化石の産出、本層上部の流紋岩のフィッション・トラック年代(5.0Ma～4.3Ma)及び上下の地層との関係から、新第三紀中期中新世～新第三紀前期鮮新世と推定されている(竹下ほか、1987;佐野、1995;「日本地方地質誌8.九州・沖縄地方」、2010;地質調査総合センター「日本の火山(第3版)」、2013)。

ハ 新期火成岩類

(イ) 肥前粗粒玄武岩類

本岩類は、普通輝石かんらん石粗粒玄武岩で代表され、古第三

紀～新第三紀の堆積岩類の各層群中にしばしば層状貫入岩体として進入している。

本地域では、福島の玄武岩質安山岩岩床、大陣岳の粗粒玄武岩岩床、眉山の石英安山岩岩床等があり、これらを一括して肥前粗粒玄武岩類とする。地表での露出面積は小さいが既存の試錐資料等から、分布面積は400km²程度であり、個々の層状貫入岩体の厚さは数m～300mであり、枚数も多く厚さを総計すると500m以上になると推定されている(山崎、1959)。

本岩類の貫入時期は、新第三紀中新世とされている(松本ほか、1962;松本、1977)。

(ロ) 安山岩類

本岩類は、伊万里市東方の眉山山頂部の角閃石安山岩溶岩、鷹島の輝石安山岩等があり、これらを一括して安山岩類とする。

本岩類の年代は、新第三紀中新世とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)。

(ハ) 平戸島火山岩類

本岩類は、平戸島に広く分布し、輝石安山岩溶岩、角閃石輝石安山岩凝灰角礫岩等からなる。本岩類は、後述する北松浦玄武岩類に覆われること等から、新第三紀中期中新世に活動したとされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)。

(二) 北松浦玄武岩類・東松浦玄武岩類

本岩類は、東松浦半島、北松浦半島、杵島地区、平戸島、的山大島、鷹島等で花崗岩類、古第三紀～新第三紀の堆積岩類及び前述の火成岩類を覆って広く分布し台地を形成している。

本岩類は、多数の玄武岩溶岩の層からなり、それらの間にはしばしば薄い凝灰岩及び凝灰角礫岩を挟み、まれに砂礫層を挟むこともある。各溶岩はかんらん石玄武岩を主とする。また、海岸部以外では風化が進み赤褐色を呈することが多い。

本岩類のK-Ar年代値については、北松浦半島に分布するものについては8Ma～6.5Ma(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)、東松浦半島に分布するものは3.0Ma～2.9Ma(Nakamura et al.,1986)の値を示すとされており、前者を北松浦玄武岩類、後者を東松浦玄武岩類という。

(ホ) 東松浦玄武岩類相当層

本岩類は、松島及び馬渡島に分布している。松島には輝石粗面岩の溶岩、馬渡島には粗面岩及び粗面安山岩の溶岩が分布するが、これらを一括して東松浦玄武岩類相当層とする。本岩類は東松浦玄武岩類の噴出時期とほぼ年代の等しい火山岩類とされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997)。

(ヘ) 加唐島粗面岩類

本岩類は、加唐島に分布している。粗面岩の溶岩からなり、噴出時期は2.6Ma～2.5Maの第四紀前期更新世前半とされている(地質調査総合センター「日本の火山(第3版)」、2013)。

(ト) 有田流紋岩類

本岩類は、伊万里市南の黒髪山付近において北松浦玄武岩類を貫き、伊万里安山岩に覆われて分布する。角閃石流紋岩、無斑晶流紋岩、黒雲母流紋岩、黒曜岩等からなり一般に凝灰角礫岩状を呈する。本岩類の年代については、K-Ar年代値等より第四紀前期更新世前半とされている(地質調査所「地質図幅(長崎(第2版))」、1989;日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992;地質調査総合センター「日本の火山(第3版)」、2013)。

(チ) 伊万里安山岩類

本岩類は、伊万里市南の青螺山及び牧ノ山に有田流紋岩類を覆って分布し、ときに基底に砂礫層を介在する。角閃石輝石安山岩、輝石かんらん石安山岩、輝石石英安山岩、黒雲母石英安山岩等からなるが、最下部には火山角礫岩が厚く発達する。

本岩類の年代については、K-Ar年代値等より第四紀前期更新世前半とされている(地質調査所「地質図幅(長崎(第2版))」、1989;日本の地質「九州地方」編集委員会編、1992;地質調査総合センター「日本の火山(第3版)」、2013)。

(リ) 壱岐島玄武岩類等

本岩類は、壱岐島を広く覆って分布する。最古期玄武岩類は本島東部の海岸地域のみ分布し、新第三紀後期中新世に噴出したとされている。古期玄武岩類、古期流紋岩類、古期粗面安山岩類及び古期安山岩は本島北半部に分布し、新第三紀前期鮮新世に噴出し

たとされている。中期玄武岩類及び中期流紋岩類は本島中部～南部に分布し、新第三紀後期鮮新世～第四紀前期更新世前半に噴出したとされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997;佐野、1995;地質調査総合センター「日本の火山(第3版)」、2013)。新期玄武岩類及び新期粗面安山岩類は壱岐島南半部において壱岐層等を覆って分布し、第四紀前期更新世から中期更新世の1.7Ma～0.7Maに噴出したとされている(地質調査所「地質図幅(唐津(第2版))」、1997;地質調査総合センター「日本の火山(第3版)」、2013)。

ニ 第四系

(イ) 段丘堆積物

敷地周辺陸域の段丘面分布図を第1.2-55図に示す。なお、同図には、比較的分布の広い扇状地面も示した。

敷地周辺陸域に分布する段丘面について、地形発達過程を重視し、広域的な変位及び変形も考慮した上で、空中写真判読結果、地表地質調査結果等により、段丘面の分布形態、保存状況、高度、堆積物の層相、テフラとの関係等について検討を行い、高位より、高位面のH₁面、H₂面、H₃面及びH₄面、中位面のM₁面、M₁'面及びM₂面、低位面のL₁面、L₂面、L₃面、L₄面及びA面に区分した。いずれの段丘面も、主に礫層により構成されており、高位面については、堆積物がほとんど確認されないことが多く、波食台状を呈する。これらの段丘面のうち、M₁面は最も分布が広くかつ連続が良いこと、原面の保存状態が比較的良いこと、堆積物を覆うローム層下部に阿蘇4テフラ(約9万年前～約8.5万年前)(町田・新井、2003)を挟在すること等か

ら海洋酸素同位体ステージ(以下「MIS」という。)5eに対比され、M₂面は、M₁面の低位にあり、同様に広く分布することからMIS5cに、H₄面及びそれより高位の段丘面は、M₁面の高位に分布し、面の開析が進んでいること等からMIS7又はそれ以前のステージにそれぞれ対比される。L₂面、L₃面及びL₄面は、いずれも現河川沿いに分布し、原面の保存が良いこと、河川縦断方向の面の傾斜が現河床勾配よりも急であること等からMIS4～MIS2に対比される。また、A面は、現河川沿いに分布し、極めて平坦な面であること、現河床から僅かな比高であり、河川縦断方向の面の傾斜は現河床勾配とほぼ同程度であること等からMIS1に対比される。

(ロ) 沖積層・砂丘堆積物

沖積層は、未固結の泥、砂、礫等からなり、各河川沿いの低地や海岸付近に分布する。また、海岸沿いには比較的淘汰の良い砂からなる砂丘堆積物が分布する。唐津市東方の松浦潟には砂丘が発達している。

(c) 敷地周辺陸域の地質構造

イ 概要

敷地周辺陸域の地質構造図を第1.2-56図に示す。

敷地周辺陸域東部の背振山地には、花崗岩類が広く分布し、天山付近では、三郡変成岩類が花崗岩類に挟まれてE-W方向に幅広く分布しており、同変成岩類の構造もE-W方向を示す。

背振山地と東松浦半島との境界付近において、花崗岩類及び三郡変成岩類は、NW-SE走向、南西落ちの畑島断層による断層関係で、また、

一部不整合関係で南西側の古第三系と接する。畑島断層の北西延長部には、新第三系鮮新統の東松浦玄武岩類が広く分布している。同玄武岩類はほぼ水平な構造を示し、畑島断層等の延長を示唆する構造及び地質の不連続は認められない。

敷地周辺陸域南西部の北松浦半島には、古第三系及び新第三系中新統最下部並びにこれらを不整合関係で覆う新第三系上部中新統の北松浦玄武岩類が分布する。古第三系及び新第三系中新統最下部は、おおむね水平な構造を示すが、顕著な構造としては、長崎県松浦市南から同県佐々町にかけて、NNE-SSW走向の西上がりの逆断層である佐々川断層がある。佐々川断層の東側ではWNW-ESE走向の断層が、西側ではNNE-SSW走向の断層が卓越しており、これらの断層のうち、一部の断層については、北松浦玄武岩類にも変位が認められる。

ロ 敷地を中心とする半径約30kmの範囲の活断層及びリニアメント

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)によれば、敷地を中心とする半径約30kmの範囲においては、敷地北東の半径約5kmの範囲に名護屋断層及び名護屋南断層が、半径約5km以遠の東方には竹木場断層及び真名子一荒谷峠断層が、南方には今福断層、楠久断層、長浜断層、国見断層及び佐々川断層が、北西の壱岐島には久喜触断層及び釘山触断層群が示されている(第1.2-49表、第1.2-57図)。これらはいずれも長さが7km以下であり、真名子一荒谷峠断層は「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」及び一部「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」、久喜触断層は「活断層であると推定されるもの(確実度Ⅱ)」とされ、その他は「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」とされている。「活断層詳細デジタルマップ」(2002)は上記断層の

うち、真名子－荒谷峠断層のみを示し、推定活断層としている。

敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺陸域において、空中写真判読により、リニアメントを抽出した。リニアメントについては、井上ほか(2002)及び武田ほか(2006)に示されている判読基準に基づき新たな判読基準を作成し、変動地形である可能性が高いものから、L_A、L_B、L_C及びL_Dの4ランクに区分した。リニアメントの判読基準を第1.2-50表に示す。

敷地を中心とする半径約30kmの範囲におけるリニアメントの分布図を第1.2-58図に示す。

空中写真判読結果によると、上記の文献に示される断層及びリニアメントにほぼ対応してリニアメントが判読され、そのほかに敷地南東の東松浦半島南部には、唐津市梨川内付近から同市重河内付近を経て同市相知町田頭付近に至る約19km間に判読されるNW-SE方向のL_C及びL_Dリニアメント(以下「畑島リニアメント」という。)及び重河内付近から伊万里市大川町川西付近に至る約12km間に判読されるNNW-SSE方向のL_C及びL_Dリニアメント(以下「駒鳴峠リニアメント」という。)が、敷地東方の背振山地南西縁には、唐津市浜玉町渕上北西から同市七山池原付近に至る約11km間に判読されるWNW-ESE方向又はE-W方向のL_B、L_C及びL_Dリニアメント(以下「城山南断層」という。)がある。東松浦半島の北端部にはE-W方向、長さ約2kmのL_Dリニアメント(以下「呼子北リニアメント」という。)及びWNW-ESE方向、長さ約4kmのL_Dリニアメント(以下「呼子南リニアメント」という。)が、糸島半島の西端付近にはNW-SE方向、長さ約4kmのL_Dリニアメント(以下「前原断層」という。)が判読される。また、壱岐島のほぼ中央付近にはWNW-ESE方向、長さ約9kmのL_D及び一部西端部付近にL_Cリニアメント(以下「鉾ノ木山リニアメント」という。)が、壱岐島の南西付近にはNNW-SSE方向、長さ約7kmのL_Dリニアメント(以下「岳ノ

辻西リニアメント」という。)が判読される。

敷地周辺における重力異常図を第1.2-59図に、微小地震分布図を第1.2-60図に示す。

背振山地の花崗岩類及び三郡変成岩類分布域は高重力異常域となっており、その西側の東松浦半島南部における古第三系分布域は低重力異常域となっている。これらの境界付近での変化は緩やかであり、急変部は認められず、直線性にも欠ける。北松浦玄武岩類、東松浦玄武岩類等の火山岩分布域では、古第三系分布域の低重力異常域に比べてやや高い重力異常域になっており、両者の境界は勾配が緩い。壱岐島の南部にはNE-SW方向に連続する重力異常の急変帯が認められるが、その方向とリニアメントとは直交しており、その他のリニアメントについても重力異常との対応は認められない。

また、敷地周辺における微小地震は少なく、微小地震の分布と文献による活断層及びリニアメント並びに空中写真判読結果によるリニアメントとの対応も認められない。

以上の文献調査結果、変動地形学的調査結果、重力異常及び微小地震分布の検討結果に基づき、断層及びリニアメントの長さ、方向、敷地からの距離等を検討した結果、敷地を中心とする半径約30kmの範囲の陸域においては、主要な断層及びリニアメントとして、名護屋断層・名護屋南断層、竹木場断層、城山南断層、畑島リニアメント・駒鳴峠リニアメント及び真名子ー荒谷峠断層がある。これらの断層及びリニアメント並びにその他の断層及びリニアメントの調査結果は以下のとおりである。

なお、敷地を中心とする半径約5kmの範囲の敷地近傍に位置する名護屋断層及び名護屋南断層の調査結果については、「1.2.7.1(3) 敷地近傍の地質・地質構造」で述べる。

(イ) 竹木場断層

I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、唐津市佐志下戸南付近から同市竹木場付近に至る約3.5km間にNNE-SSW方向の「活断層の疑いがあるリニアメント(確実度Ⅲ)」を示し、竹木場断層と呼んでいる。「九州の活構造」(1989)によると、同断層は、玄武岩溶岩堆積以降の3Ma以降に断層変位が生じた可能性は高いが、第四紀後期に断層運動があったかどうかは問題があり、第四紀後期の活動を示す証拠は認められなかったので確実度Ⅲとしている。

一方、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)によると、当該地域に活断層及び推定活断層は示されていない。

II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-61図に示す。

唐津市下戸北西付近から同市竹木場付近に至る約5km間にNNE-SSW方向のL_Dリニアメントが認められる。同リニアメントは、溶岩台地状の平坦面分布域に認められる崖、直線状の谷及び鞍部からなり、同平坦面の高度に約10m～約20mの東側低下の不連続を伴う。

リニアメントは、中央部で雁行配列を示し、雁行部において崖の基部に幅の狭い溝状凹地が認められることから、横ずれ成分を伴う可能性もある。

III 地表地質調査結果

当該地域周辺の地質図を第1.2-62図に、地質断面図を第1.2-63図に示す。

本地域周辺には白亜紀の花崗岩類及び新第三紀鮮新世の東松浦玄武岩類が分布し、東松浦玄武岩類は、岩相、累重関係等から、下位より、佐志玄武岩、菅牟田東方玄武岩、後川内玄武岩、竹木場玄武岩、石高山玄武岩等に区分される。玄武岩の基底面及び花崗岩類の上面は、凹凸が認められるものの、リニアメントを挟んだ両側で約10m～約30m東側低下の高度差が認められる。この高度差は、南方では唐津市竹木場付近、北方では同市下戸北西で不明瞭となり、竹木場付近では、リニアメントの延長部の両側で東松浦玄武岩類に変位は認められない(第1.2-63図及び第1.2-64図)。

一方、リニアメント北端部付近に位置する下戸西において、東側の後川内玄武岩と西側の下位の佐志玄武岩とを境する西上がりの変位を与える逆断層が確認される(第1.2-65図)。この断層は、リニアメントの位置及びセンスに対応しており、断層の走向もリニアメントとほぼ平行である。断層面は大きく湾曲しており、約50°～約60°の西傾斜であり、低下側に低角西傾斜の分岐断層を伴う。断層面は、シャープであり、面に沿って数cm～10数cmの破碎部が認められる。断層面上には水平成分の卓越した南落ちの明瞭な条線が認められ、断層が西上がりであることを考慮すると、断層は右横ずれ成分を伴うことになる。断層の変位は、東松浦玄武岩類を覆うローム質シルト層の中部まで及んでいることが確認され、ローム質シルト層の下部層には断層による引きずりが明瞭であるが、ローム質シルト層の上部では断層の連続は確認されない。同ローム質シルト層のテフラ分析結果によると、断

層の連続が認められないローム質シルト層上部に阿蘇4テフラ起源の角閃石及び鬼界葛原テフラ(約9.5万年前)(町田・新井、2003)起源の β -石英が産出する層準が認められ、同層準には断層を横断して不連続は認められない。しかし、断層による変位を受けているローム質シルト層下部については、その年代に関するデータが得られていない。

IV 総合評価

文献により長さ約3.5kmの竹木場断層が示され、空中写真判読によっても、ほぼ同位置に唐津市下戸北西から同市竹木場付近に至る約5km間にNNE-SSW方向の L_D リニアメントが判読される。

地表地質調査の結果、東松浦玄武岩類の基底面及び花崗岩類の上面は地形同様にリニアメントを挟んで東側が低い高度差が認められ、この高度差は南方では竹木場付近、北方では下戸北西で不明瞭となる。また、リニアメントにほぼ対応する位置の玄武岩中に断層が確認され、同断層の変位は玄武岩を覆うローム質シルト層の下部まで及んでいるものの、その上位の阿蘇4テフラ及び鬼界葛原テフラ層準には及んでいないと考えられるが、変位を受けている地層の年代が不明であり、後期更新世以降の活動が明確には否定できない。

以上のことから、本断層の活動性を考慮することとし、その長さを東松浦玄武岩類に変位の認められる唐津市下戸北西付近から同市竹木場付近に至る約5kmと評価する。

(ロ) 城山南断層

I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)等のいずれの文献にも、当該地域に活断層、推定活断層及びリニアメントは示されていない。

II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-66図に示す。

背振山地南西縁の山地内に、唐津市浜玉町渕上北西の唐津湾東岸から同市七山池原付近に至る約11km間にWNW-ESE方向又はE-W方向のL_B、L_C及びL_Dリニアメントが判読される。

リニアメントは、山地内に認められる急崖、直線状の谷、鞍部及び鞍部の連続からなり、渕上北西の唐津湾東岸から同市浜玉町平原柳瀬付近に至る間では北側の山地と南側の沖積低地とを境する急崖の連続が良く、山地斜面の高度に南側が低い不連続が明瞭である。同市浜玉町五反田付近から平原柳瀬付近に至る間では小河川及び小尾根に左方向への比較的系統的な屈曲が認められ、屈曲量は約20m～約50mである。平原柳瀬付近以東では2条に分岐し、北側に分岐したリニアメントは、方向をE-W方向に変え、平原柳瀬の東方約2.5kmの同市七山滝川付近まで判読される。一方、南側に分岐したリニアメントは、平原柳瀬以西と同方向のWNW-ESE方向に、七山池原付近まで認められ、七山池原以東では、崖、鞍部等の系統的な連続は認められなくなる。

III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-67図に、地質断面図を第1.2-68図に示す。

本地域周辺には、主に白亜紀の花崗岩類が分布し、局所的に、扇状地堆積物等が分布する。リニアメントに対応する規模の大きい断層及び破碎帯は確認されなかったものの、リニアメントが判読される全線において、リニアメントと同方向の小規模な断層又は節理が多くの地点で確認される。一方、リニアメントの南東延長部においては、断層、節理密集部等は認められない(第1.2-69図)。

IV 総合評価

文献では活断層、推定活断層及びリニアメントは示されていないものの、空中写真判読によると、唐津市浜玉町渕上北西の唐津湾東岸から同市七山池原付近に至る約11km間にWNW-ESE方向又はE-W方向のL_B、L_C及びL_Dリニアメントが判読される。

地表地質調査の結果、リニアメントに対応して規模の大きい断層が存在する可能性は低いと考えられる。しかしながら、小規模な断層の存在を否定できず、後期更新世以降の活動が否定できない。

以上のことから、本断層の活動性を考慮することとし、その長さを陸域における唐津市浜玉町渕上北西の唐津湾東岸から同市七山池原付近に至る区間に加え、北西側延長海域において断層の存在が否定できない対岸までの約19kmと評価する。

(ハ) 畑島リニアメント・駒鳴峠リニアメント

I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)等のいずれの文献にも、当該地域に活断層、推定活断層及びリニアメントは示されていない。

II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-70図に示す。

唐津市梨川内付近から同市重河内付近を経て同市相知町田頭付近に至る約19km間にNW-SE方向のL_c及びL_Dリニアメント(畑島リニアメント)が判読される。同リニアメントは、山地内及び溶岩台地状の平坦面分布域に認められる崖、直線状の谷及び鞍部からなり、一部で小河川及び小尾根に左方向への屈曲が認められる。重河内付近において、リニアメントはやや雁行しており、重河内付近以南では山地斜面の高度に南西側が低い不連続が、重河内付近以北では溶岩台地状の平坦面の高度に北東側が低い不連続が認められる。

また、重河内付近から、上記リニアメントにやや斜交し、駒鳴峠を経て、伊万里市大川町川西付近に至る約12km間にNNW-SSE方向のL_c及びL_Dリニアメント(駒鳴峠リニアメント)が判読される。同リニアメントは、小起伏を示す丘陵内に認められる直線状の谷、鞍部及び崖からなり、駒鳴峠付近では直線状の谷及び鞍部を挟んで丘陵の高度に西側が約10m～約20m低い不連続が認められる。

III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-71図に、地質断面図を第1.2-72図に示す。

本地域周辺には、白亜紀の花崗岩類、古第三紀後期始新世～古第三紀前期漸新世の相知層群、古第三紀前期漸新世の杵島層群、新第三紀鮮新世の東松浦玄武岩類等が分布する。東松浦玄武岩類は、岩相、累重関係等から、下位より、水ノ元山玄武岩、轟公園玄武岩、菅牟田東方玄武岩、竹木場玄武岩、田代玄武岩、石高山玄武岩等に区分される。畑島リニアメントは、唐津市相知町牟田部坊中の南方では花崗岩類と古第三系とを境する畑島断層の位置に、霧差山付近では相知層群中に推定される南西落ちの断層の位置に対応する。駒鳴峠リニアメントは、古第三系中に推定される南西落ちの断層に対応する。

北部の同市梨川内付近では、リニアメントはおおむね花崗岩類の分布域に判読され、花崗岩類中には規模の大きい断層は確認されず、リニアメントと同方向の小断層及び節理が卓越しており、リニアメントを挟んだ両側で花崗岩類を覆う田代玄武岩に変位は認められない(第1.2-73図)。同市北波多成瀬付近では、リニアメントに対応して、杵島層群に南西落ちの断層が推定されるものの、リニアメントを横断して分布する石高山玄武岩に変位は認められない(第1.2-74図)。また、両リニアメントが収斂する同市竹木場付近では、比較的広く石高山玄武岩が分布するが、同玄武岩分布域にはリニアメントは判読されず、同玄武岩に変位は認められない。

IV 総合評価

文献では活断層、推定活断層及びリニアメントは示されていないものの、空中写真判読によると、唐津市梨川内付近から同市重河内付近を経て同市相知町田頭付近に至る約19km間にNW-SE方向のL_c及びL_Dリニアメント(畑島リニアメント)が、畑島リニアメントにやや斜交して重河内付近から駒鳴峠を経て伊万里市大川町川西付近に至る約12km間にNNW-SSE方向のL_c及びL_Dリニアメント(駒鳴峠リニアメント)が判読される。

地表地質調査の結果、リニアメントにほぼ対応する位置に、花崗岩類中又は花崗岩類と古第三系との境界及び古第三系中に断層が確認又は推定されるものの、その上位の東松浦玄武岩類に変位が認められないことから、少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される。

(二) 真名子－荒谷峠断層

I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)はいずれも、福岡県糸島市二丈深江南方から同市真名子を経て浮嶽東山麓に至る約6km間にNNE-SSW方向の「活断層と推定されるもの(確実度II)」及び一部「活断層の疑いがあるリニアメント(確実度III)」を示し、真名子－荒谷峠断層と呼んでいる。

「活断層詳細デジタルマップ」(2002)もほぼ同じ位置に推定活断層を示している。

II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-75図に示す。

福岡県糸島市淀川付近から同市真名子を経て荒谷峠に至る約5km間にNE-SW方向又はNNE-SSW方向のL_c及びL_bリニアメントが判読される。リニアメントは、山地内に認められる鞍部、直線状の谷、崖及び溝状凹地からなり、二丈岳の北西では、北西に傾斜する山地斜面に対して、逆向きの崖が明瞭であり、山地斜面の高度に約20m～約40mの東側が低い不連続が認められる。真名子では逆向きの崖とその東側に盆地状の低地が発達しており、北端部の淀川付近では溝状凹地の北西側にNE-SW方向に長軸をもつ高まりが認められる。一方、リニアメントの北東方延長部に位置する福岡県糸島市油比付近には、中位段丘面が広く分布するが、リニアメントは判読されない。(第1.2-76図)

III 地表地質調査結果

当該地域の地質図を第1.2-77図に、地質断面図を第1.2-78図に示す。

本地区周辺には主に白亜紀の花崗岩類が分布し、花崗岩類中にリニアメントと同方向の小規模な断層が確認される。福岡県糸島市真名子南においては、花崗閃緑岩中に断層が確認され、同断層はその上部を覆う粗粒砂層基底面に変位を与えていないことが確認される(第1.2-79図)。同粗粒砂層はよく固結していること及び層厚約1.8mの礫混じり土壌に覆われていることから、古いと推定されるものの、堆積物の年代を特定することはできない。

IV 総合評価

文献により長さ約6kmの真名子－荒谷峠断層(确实度Ⅱ、一部确实度Ⅲ)が示され、空中写真判読結果によっても、ほぼ同位置の福岡県糸島市淀川付近から同市真名子を経て荒谷峠に至る約5km間にNE-SW方向又はNNE-SSW方向のL_c及びL_Dリニアメントが判読される。

地表地質調査の結果、リニアメントにほぼ対応する位置に花崗岩類に変位を与える断層が確認され、古いと推定される堆積物の基底面に変位を与えていないことから、同断層の後期更新世における活動はないと推定されるが、堆積物の年代が特定できないことから、後期更新世以降の活動が明確には否定できない。

したがって、文献で示されている福岡県糸島市二丈深江南方から同市真名子を経て浮嶽東山麓に至る約6km、その北東延長部の、後期更新世以降の活動が不明なNE-SW方向のL_Dリニアメント約4km、更にそれらの北東延長部において、沖積低地を挟み、断層が想定されない地点まで延ばした福岡県糸島市油比付近までを、一連のものと判断する。

以上のことから、本断層の活動性を考慮することとし、その長さを南西部の浮嶽東山麓から北東部の油比付近に至る約15kmと評価する。

(ホ) その他の断層・リニアメント

楠久断層は、「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)において、いずれも長崎県松浦市の石盛山北方から伊万里市山代町の城山南方に至る約6km間にWNW-ESE方向の「活断層の疑いのあるリニアメント(确实度Ⅲ)」として示されている。「活断層詳

細デジタルマップ」(2002)は、同位置付近に活断層及び推定活断層を示していない。

楠久断層周辺の空中写真判読の結果、長崎県松浦市志佐町の不老山北方から城山南方に至る約9km間にWNW-ESE方向のL_Dリニアメントが判読される(第1.2-80図)。リニアメントは、小起伏を示す山地内に認められる直線状の谷、崖及び鞍部からなり、石盛山北から国見岳北に至る間では、北方に傾斜する山地斜面に対して逆向きの崖が直線状に配列する。一方、リニアメントの南東方延長部に位置する伊万里市山代町城山付近には、中位段丘面が広く分布するが、リニアメントは判読されない。

楠久断層周辺の地表地質調査の結果、リニアメントにほぼ対応する位置に、北松浦玄武岩類に変位を与える断層が確認され、後期更新世以降の活動が否定できないことから、活動性を考慮することとし、その長さを北西部の長崎県松浦市志佐町の不老山北方から南東部の伊万里市山代町の城山南方に至る約9kmと評価する(第1.2-81図、第1.2-82図及び第1.2-83図)。

国見断層は、「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)において、いずれも長崎県佐世保市世知原町黒石付近から同市と伊万里市及び有田町との境に位置する国見山北方に至る約6km間にNW-SE方向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」として示され、「[新編]日本の活断層」(1991)では国見山断層とされている。「活断層詳細デジタルマップ」(2002)は、同位置付近に活断層及び推定活断層を示していない。

国見断層周辺の空中写真判読の結果、長崎県松浦市志佐町栢木免付近から国見山北方に至る約15km間にWNW-ESE方向のL_Dリ

ニアメントが判読される(第1.2-84図)。リニアメントは、小起伏を示す山地内に認められる鞍部、直線状の谷及び崖からなり、山地斜面の高度に、東部では約10m～約30m北側が低い不連続が、西部では逆に10m程度南側が低い不連続が認められる。

国見断層周辺の地表地質調査の結果、リニアメントにほぼ対応する位置に、北松浦玄武岩類に変位を与える断層が推定され、後期更新世以降の活動が否定できないことから、活動性を考慮することとし、その長さを北西部の長崎県松浦市志佐町栢木免付近から、南東部の沖積低地を挟み断層が想定されない地点まで延ばした伊万里市二里町中里甲金武付近に至る約17kmと評価する(第1.2-85図及び第1.2-86図)。

今福断層は、「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)において、いずれも長崎県松浦市調川町上免付近から同市今福町仏坂免付近に至る約2km間にENE-WSW方向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」として示されている。「活断層詳細デジタルマップ」(2002)は、同位置付近に活断層及び推定活断層を示していない。

今福断層周辺の空中写真判読の結果、長崎県松浦市志佐町里免付近から同市今福町の城山北方の伊万里湾西岸に至る約8km間にENE-WSW方向のL_Dリニアメントが、また同リニアメント東端の北方約1km付近にE-W方向の短いL_Dリニアメントが判読される(第1.2-87図)。リニアメントは、小起伏を示す山地内に認められる鞍部、直線状の谷及び崖からなり、西部では山地斜面の高度に北側が低い不連続が認められる。一方、リニアメントの西側端部に位置する長崎県松浦市志佐町里免付近には、中位段丘面が広く分布するが、リニアメ

ントは判読されない。

今福断層周辺の地表地質調査の結果、リニアメントにほぼ対応する位置に、北松浦玄武岩類に変位を与える断層が推定され、後期更新世以降の活動が否定できないことから、活動性を考慮することとし、その長さを西部の長崎県松浦市志佐町里免付近から東部の海域において断層を示唆する構造が認められないS3測線に至る約9kmと評価する(第1.2-88図、第1.2-89図及び第1.2-90図)。

佐々川断層は、「九州の活構造」(1989)において、長崎県佐世保市吉井町子産坂付近から同県佐々町石木場免付近に至る約7km間にNNE-SSW方向の「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」として示され、同断層の中部の福井川と江迎川との合流部において、中位段丘の高度は佐々川断層を挟んで連続し、有意な食い違いは認められず、第四紀(後期)には活動していない可能性が高いとしている。「[新編]日本の活断層」(1991)もほぼ同位置の約6km間に「活断層の疑いのあるリニアメント(確実度Ⅲ)」を示しているが、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)は、同位置付近に活断層及び推定活断層を示していない。

佐々川断層周辺の空中写真判読の結果、長崎県佐世保市吉井町子産坂付近から佐々町本田原免付近に至る約9km間にNNE-SSW方向のL_Dリニアメントが判読される(第1.2-91図)。リニアメントは、小起伏を示す山地内に認められる崖、鞍部及び直線状の谷からなり、山地斜面の高度に北部では東側が低い不連続が、南部では西側が低い不連続が認められる。

佐々川断層周辺の地表地質調査の結果、リニアメントにほぼ対応する位置に、杵島層群、相浦層群及び佐世保層群に変位を与える

断層が確認されるものの、上位の新第三紀鮮新世の北松浦玄武岩類に変位は認められないことから、少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される(第1.2-92図及び第1.2-93図)。

前原断層は、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)等のいずれの文献にも、当該地域に活断層、推定活断層及びリニアメントとして示されていない。

前原断層周辺の空中写真判読の結果、福岡県糸島市志摩小金丸北西の玄界灘海岸部から同市大浦台付近に至る約4km間にNW-SE方向のL_Dリニアメントが判読される(第1.2-94図)。リニアメントは山地の山麓付近に認められる急崖、崖及び鞍部からなり、リニアメント北西部に位置する火山の南西山麓では、急崖が直線状に連続し、一部の尾根に20m程度の左屈曲が認められる。リニアメントの南東方延長部に位置する福岡県糸島市前原付近、同市有田付近及び同市曾根付近には、中位段丘面が広く分布するが、リニアメントは判読されない。

前原断層周辺の地表地質調査の結果、リニアメントに対応して規模の大きい断層が存在する可能性は低いと考えられるが、小規模な断層の存在を否定できず、後期更新世以降の活動が否定できないことから、活動性を考慮することとし、陸域における長さとして、北西部の福岡県糸島市志摩小金丸北西の玄界灘沿岸部から南東部の中位段丘面に変位及び変形が認められない地点まで延ばした福岡県糸島市前原付近に至る約5kmと評価する(第1.2-95図、第1.2-96図及び第1.2-97図)。

呼子北リニアメント及び呼子南リニアメントは、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)等のいずれの文献にも、当

該地域に活断層、推定活断層及びリニアメントとして示されていない。

呼子北リニアメント及び呼子南リニアメント周辺の空中写真判読の結果、唐津市鎮西町丸田付近から同市屋形石先部付近に至る約2km間にE-W方向のL_Dリニアメント(呼子北リニアメント)が判読される。リニアメントは溶岩台地状の平坦面分布域に認められる直線状の谷及び鞍部からなる。また、その南方約1.5km付近の同市鎮西町塩鶴付近から同市相賀付近に至る約4km間にWNW-ESE方向のL_Dリニアメント(呼子南リニアメント)が判読される。リニアメントは溶岩台地状の平坦面分布域に認められる崖、鞍部及び溝状の谷からなり、同平坦面の高度に約20m～約30m北側が低い不連続が認められ、相賀西方では小河川及び尾根状を呈する溶岩台地状の平坦面に左方向の湾曲が認められる(第1.2-98図)。

呼子北リニアメント及び呼子南リニアメント周辺の地表地質調査の結果、リニアメントを横断して分布する新第三紀鮮新世の東松浦玄武岩類に変位は認められないことから、少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される(第1.2-99図、第1.2-100図及び第1.2-101図)。

銚ノ木山リニアメントは、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)等のいずれの文献にも、当該地域に活断層、推定活断層及びリニアメントとして示されていない。

銚ノ木山リニアメント周辺の空中写真判読の結果、長崎県壱岐市勝本町立石東触付近から同市石田町筒城西触付近に至る約9km間に、WNW-ESE方向のL_D及び一部西端部付近にL_Cリニアメントが判読され、同市芦辺町深江鶴亀触付近より西側では2条のリニアメントが並走する。また、リニアメント東部では、同市石田町石田西触から

南南東方向に沿岸部まで延びるL_Dリニアメントも判読される(第1.2-102図)。本リニアメントは、小起伏面内に認められる直線状の谷、鞍部及び崖からなり、崖面は一部で平滑であるが、多くの地点で崩壊が見られ、開析が進んでいる。

銚ノ木山リニアメント周辺の地表地質調査の結果、リニアメントにほぼ対応する位置に南側低下の断層の存在が推定され、後期更新世以降の活動が否定できないことから、活動性を考慮することとし、その長さをリニアメントが判読される長崎県壱岐市勝本町立石東触付近から南東側延長海域の断層が認められないSA03測線に至る約12kmと評価する。(第1.2-103図、第1.2-104図及び第1.2-105図)。

岳ノ辻西リニアメントは、「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)等のいずれの文献にも、当該地域に活断層、推定活断層及びリニアメントとして示されていない。

岳ノ辻西リニアメント周辺の空中写真判読の結果、長崎県壱岐市郷ノ浦町庄触付近から同町初山東触付近に至る約7km間に、NNW-SSE方向のL_Dリニアメントが判読される(第1.2-106図)。本リニアメントは、小起伏面内に認められる鞍部及び直線状の谷からなり、谷の側壁は細かく凹凸し、開析が進んでいる。

岳ノ辻西リニアメント周辺の地表地質調査の結果、リニアメント南方延長部において、新第三紀後期鮮新世の中期玄武岩類等に右横ずれ変位を与える断層が確認されるものの、第四紀前期更新世の中期玄武岩類以降の地層には有意な高度差は認められず、地質構造も概ね水平で地形と調和的である。郷ノ浦港及び久美ノ尾付近において、リニアメントを横断して分布する第四紀前期更新世から中期更新世の新期玄武岩溶岩及び第四紀前期更新世の中期玄武岩溶岩

に変位は認められないことから、少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される(第1.2-107図及び第1.2-108図)。

敷地を中心とする半径約5km以遠から半径約30kmの範囲には、前述の主要な断層及びリニアメント並びにその他の断層のほか、文献による断層及び空中写真判読によるリニアメントがあるが、文献による長浜断層、久喜触断層及び釘山触断層群については、いずれも変動地形の可能性はないと判断される。また、そのほかにもリニアメントが判読されるものの、長さ、方向及び敷地からの距離を考慮すると、これらが敷地に与える影響は小さいと判断される。

ハ 敷地を中心とする半径約30km以遠の活断層

「九州の活構造」(1989)、「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ」(2002)等によれば、敷地を中心とする半径約30km以遠のおおむね半径100km範囲の陸域にはいくつかの活断層、推定活断層及びリニアメントが示されている。これらについて、断層及びリニアメントの長さ、走向及び敷地からの距離を考慮した結果、主要な断層としては警固断層帯、西山断層帯、日向峠－小笠木峠断層帯、宇美断層、佐賀平野北縁断層帯、水縄断層帯及び雲仙断層群がある。

警固断層帯は、「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)において、いずれも福岡県福岡市の博多湾付近から同県春日市、同県太宰府市等を経て同県筑紫野市武蔵付近に至る約17km間にNW-SE方向の「活断層であることが確実なもの(確実度I)」等として示されている。「活断層詳細デジタルマップ」(2002)や「福岡沿岸域20万分の1活断層図」(2013)もほぼ同位置に活断層を示している。地震調査委員会(2007)は、2005年福岡県西方沖地震を起こしたと推定される海底活断

層も本断層帯に含め、福岡県福岡市東区志賀島から北西沖の区間(北西部、約25km)と志賀島南方から博多湾を経て同県筑紫野市山口川付近に至る区間(南東部、約27km)に区分して長期評価を行っている。また、国土地理院の2万5千分の1都市圏活断層図「福岡(改訂版)」(2014)、「甘木」(2014)、「脊振山」(2014)及び「2万5千分の1都市圏活断層図警固断層帯とその周辺「福岡(改訂版)」「甘木」「脊振山」解説書」(2014)は、警固断層帯の南端が同県筑紫野市山口川付近より更に南方に約2.5km延びる可能性が高いと考えられるとしている。更に、その南東延長部においても2条の断層トレースを示していることから、これらの断層トレースを含めた同県朝倉郡筑前町下高場付近に至る区間まで延長して本断層帯の活動性を考慮する。

北西部の海域については、「c. 海域の調査結果」で述べるが、本断層帯については、警固断層帯北西部と南東部を一連のものとし、約65kmと評価する。

その他の断層については、地震調査委員会、日本海における大規模地震に関する調査検討会(2014)及び岡村ほか(2014)による評価結果を参考とし、西山断層帯は約137kmと評価する。また、地震調査委員会による評価結果を参考とし、日向峠-小笠木峠断層帯は約28km、宇美断層は約23km、佐賀平野北縁断層帯は約38km、水縄断層帯は約26km、雲仙断層群は約38kmと評価する(第1.2-109図)。

なお、文献調査の結果、前述の断層以外にもいくつかの活断層、推定活断層及びリニアメントが示されているが、断層の長さや敷地からの距離を考慮すると、これらが敷地に与える影響は小さいと判断される。

c. 海域の調査結果

敷地を中心とする半径約30kmの範囲の敷地前面海域と半径約100kmの範囲のうち敷地前面海域を除く範囲の敷地周辺海域における地質及び地質構造は、文献調査、海上音波探査、海上保安庁水路部等の音波探査記録の解析結果、対馬一五島西方海域において実施した音波探査記録の解析結果等によると、以下のとおりである。

(a) 敷地前面海域の海底地形

敷地前面海域の海底地形図を第1.2-2図に示す。

敷地が位置する東松浦半島周辺海域は、陸域から多くの岬が突出し、大小多数の島々が存在する。また、海底には多数の海底谷が存在し、海底地形は極めて複雑である。これらの岬及び島から沖合に向かう海底地形は、海岸の急な崖から狭い波食棚を経てやや急な斜面に移り、水深約30m～約50mから沖合に向かって緩やかな斜面を形成している。唐津湾付近及び長崎県平戸市田平町北部海域の海底地形は陸域に接する広い波食棚に続く緩やかな斜面を経て、水深約40m～約60mのほぼ水平な海底面に移行している。

壱岐水道海域の海底地形はNE-SW方向に連なるほぼ水平な海底面で形成され、平均水深は約60mで南西方向に深くなる傾向を示している。

(b) 敷地前面海域の地質

敷地前面海域を含む敷地周辺海域の地層区分を第1.2-51表に、敷地周辺陸域と敷地前面海域を含む敷地周辺海域との地層対比を第1.2-52表に示す。また、敷地前面海域の海底地質図を第1.2-110図に、代表的な海底地質断面図を第1.2-111図に、音波探査記録を第1.2-112図に示す。

す。

文献調査結果、陸域の地質分布並びに海上音波探査の結果得られた不整合関係及び反射パターンにより、敷地前面海域を含む周辺海域に分布する地層は、上位からA層、B層、C層、D層、V層及びG層に区分される。更にB層は、B₁層、B₂層、B₃層及びB₄層に、C層はC₁₋₁層、C₁₋₂層、C₂層及びC₃層に、V層はV₁層及びV₂層に細分される。このうち、敷地前面海域では、B₁層、B₂層、C₂層及びD層は欠如している。

イ A層

A層は、陸域及び島嶼の沿岸部、狭隘な水道部等を除き、海底直下に広範囲に分布する。内部の反射パターンは、ほぼ水平又は海底面に平行な弱い線状パターンを示す。サンドウエーブや堆を形成し、所々に本層を採取した跡が確認されることから、砂を主体とした未固結の堆積層と推定される。また、伊万里湾内では、内部反射が非常に弱いことから泥質の堆積層と推定される。本層は海底面を形成して堆積する最上位層で、下位層の顕著な浸食面を覆い堆積していることから沖積層に対比される。

ロ B層

B層は、不整合関係及び反射パターンによりB₁層、B₂層、B₃層及びB₄層に細分される。

B₁層は、敷地周辺海域の大島西方から響灘及び対馬海峡西水道に分布し、敷地前面海域では欠如する。内部の反射パターンは、ほぼ水平又は海底面に平行な連続性のある数条の線状パターンを示す。本層は、泥、砂、礫等の未固結の堆積層と推定され、海上保安庁水路部による

採泥結果(海上保安庁水路部、2001)によると、大島沖で本層中に始良 Tnテフラ(約2.9万年前～約2.6万年前)(町田・新井、2003)が挟在することから、福岡平野の大坪砂礫層(地質調査所「地質図幅(福岡)」、1994)に相当する低位段丘堆積物に対比される。

B₂層は、敷地周辺海域の大島西方から響灘及び対馬海峡西水道に分布し、敷地前面海域では欠如する。本層は、響灘ではほぼ水平な線状パターンを示し、対馬海峡西水道では前置層状のパターンを示す。本層は、未固結の堆積層と推定される。

B₃層は、沿岸部を除くほぼ全域に分布し、壱岐島北東海域の一部で欠如する。本層は、ほぼ水平な線状又は緩やかな波状パターンを示し、対馬海峡西水道では前置層状のパターンを示す。本層は、敷地前面海域では、B₄層及びV₁層以下の地層を覆い、A層に覆われる。本層は、未固結の堆積層と推定され、福岡県福岡市東区海の中道からの層序学的な追跡によれば中位段丘堆積物相当の奈多砂層(須崎層と一部指交関係にある。)(地質調査所「地質図幅(福岡)」、1994)に対比される。

B₄層は、沿岸部を除きほぼ全域に分布する。本層上部は、B₃層と類似した緩やかな波状パターンを示すが、B₃層に比べ、強いパターンを示し、分布域の縁部付近では乱れた波状パターンとなる。また、下部では弱い水平な線状パターンを示す。本層は、敷地前面海域では、C₁₋₁層及びV₁層以下の地層を覆い、A層又はB₃層に覆われる。本層は、未固結の堆積層と推定され、層序関係等から高位段丘相当層に対比されると推定される。

ハ C層

C層は、不整合関係及び反射パターンによりC₁₋₁層、C₁₋₂層、C₂層及び

C₃層に細分される。

C₁₋₁層は、沿岸部を除くほぼ全域に分布し、北松浦半島沖、糸島半島沖及び壱岐水道北部では欠如する。本層は、東松浦半島側で北に緩く傾斜した弱い線状パターンを示すが、壱岐水道では、ほぼ水平な連続性に乏しい線状パターン又は緩やかな波状パターンを示す。本層は、敷地前面海域では、C₁₋₂層又はC₃層に接して欠如し、A層、B₃層、B₄層又はV₁層に覆われる。本層は、層序関係等から、新第三紀前期鮮新世～第四紀前期更新世の半固結堆積層と推定される。

C₁₋₂層は、沿岸部を除くほぼ全域に分布し、壱岐水道北部及び糸島半島沖では欠如する。本層は、壱岐水道ではC₁₋₁層と類似した弱い緩やかな波状パターンを示し、連続性のある反射面が認められる。東松浦半島側の分布域の縁部ではC₁₋₁層に比べ傾斜がやや大きい。本層は、敷地前面海域では、C₃層又はV₂層が形成する堆積盆地を埋め、東松浦半島及び北松浦半島から壱岐水道にかけてはA層、B₃層、B₄層、C₁₋₁層又はV₁層に覆われ、壱岐島東側海域から福岡湾にかけてはC₁₋₁層に覆われる。本層は、層序関係等から、新第三紀中期中新世～新第三紀前期鮮新世の半固結堆積層と推定される。

C₂層は、響灘及び対馬東方の堆積盆地の深部に分布し、敷地前面海域では欠如する。本層は、連続性に乏しいほぼ水平な波状パターンを示す。本層は、層序関係等から、新第三紀中期中新世～新第三紀前期鮮新世の半固結堆積層と推定される。

C₃層は、唐津湾から福岡湾にかけては、G層分布域の縁部に、また唐津湾から伊万里湾にかけての沿岸部では陸域から連続し分布する。唐津湾及び伊万里湾の沖合から壱岐水道にかけては、沖合に向かうほど分布深度が深くなる。広範囲に分布すると推定されるが、海面下約200m

以深では完全には追跡できない。本層は、敷地前面海域から福岡湾にかけての範囲では、おおむね北西方向に傾斜した弱い内部反射が認められ、対馬海峡西水道の大陸棚上では音響基盤をなす。本層は、敷地前面海域では、C₁₋₂層及びV₂層以上の地層に覆われ、東松浦半島等の沿岸部の一部で海底に露出する。本層は、固結した砂岩、頁岩等の堆積岩と推定され、陸域から連続していることから、敷地前面海域では古第三紀漸新世～新第三紀中新世の堆積岩である佐世保層群、対馬海峡西水道では古第三紀始新世～新第三紀中新世の対州層群に対比される。

ニ D層

D層は、石油公団による探査深度の深いマルチチャンネル音波探査記録の解析結果によると、響灘から対馬海峡東水道にかけての深部及び沖ノ島周辺に分布する。反射パターンは、傾斜した不鮮明な線状パターンで、C₃層より大きい傾斜を示す。本層は、固結した堆積岩と推定され、層序関係等から古第三紀漸新世以前の地層と判断される。

ホ V層

V層は不整合関係等から、V₁層とV₂層に細分される。

V₁層は、東松浦半島付近の島嶼周辺、壱岐島沿岸部、壱岐島沿岸南東部から加唐島及び名島周辺、壱岐水道、小呂島の北西沖及び博多湾沖にかけて分布する。本層は、馬渡島及び加唐島の周辺では音響基盤をなし、壱岐水道では不規則で連続性に乏しいパターンから不明瞭な波状パターンに漸移する。本層は、青島、黒島、向島、馬渡島、加唐島、小川島、加部島等の東松浦半島付近の島嶼周辺を取り囲む形で、

海底に直接露出又はA層に覆われる。また、伊万里湾内、敷地近傍等では独立丘として分布する。一方、壱岐島沿岸部では部分的にA層に覆われるが、壱岐島沿岸南東部から加唐島及び名島方向にかけて連続し海底に露出する。壱岐水道では、C₁₋₁層、C₁₋₂層、C₃層又はV₂層を覆い、A層、B₃層又はB₄層に覆われる。本層は、陸域に分布する地層との関係及び反射パターンから、音響基盤については、新第三紀後期鮮新世～第四紀前期更新世に噴出した玄武岩類及び安山岩類に、反射パターンが認められる地層については、火山碎屑岩類等に対比される。

V₂層は、的山大島、二神島、度島、平戸島及び北松浦半島周辺、烏帽子島周辺、壱岐水道、小呂島の北西沖及び福岡湾沖にかけて分布する。本層は、的山大島、烏帽子島等の島嶼周辺では音響基盤をなし、海底下浅部に分布する範囲ではV₁層と類似した不規則で連続性に乏しいパターンを示し、壱岐水道で上位の地層に厚く覆われる範囲では内部反射は認められず、その上面は起伏に富む。また、敷地前面海域では、C₁₋₂層以上の地層に覆われ、部分的に海底に露出する。本層は、陸域に分布する地質との関係及び反射パターンから、音響基盤については、北松浦半島、的山大島等に分布する新第三紀前期中新世～新第三紀前期鮮新世に噴出した玄武岩類及び安山岩類に、反射パターンが認められる地層については、火山碎屑岩類等に対比される。

へ G層

G層は、唐津湾から福岡湾にかけての沿岸部に分布する。本層は、音響基盤をなし、その上面にほとんど起伏は見られず平坦面が形成されている。また、敷地前面海域では、A層、B₃層、B₄層又はC₃層に覆われ、陸域の地層との連続から、糸島半島周辺に広く分布する中生代白亜紀の

花崗岩類等に対比される。

(c) 敷地前面海域の地質構造

敷地前面海域の地質構造に関しては、海上保安庁水路部「海底地質構造図(壱岐南部)」(1982)に、敷地より北東約14km、小川島東方約5kmの位置にNE-SW走向、北西落ちの長さ約3kmの伏在断層が示されている。海上保安庁海洋情報部「海底地質構造図(福岡湾)」(2003)には、敷地より北東約21km～約28km、姫島の北方約8km付近を中心としたN-S走向又はNE-SW走向で長さ約2kmの伏在断層が5条、NW-SE走向で長さ約4.5km及び約5.5kmの伏在断層が2条、同じ走向で長さ2km未満の顕在断層が2条示されている(以下「糸島半島沖断層群」という。)

なお、「[新編] 日本の活断層」(1991)等の他の文献には、当海域に断層は示されていない。

音波探査記録の解析によれば、調査海域の海底の大部分は沖積層に対比されるA層が分布している。A層を除いた地質構造は以下のとおりである。

当地域の基盤をなすG層とした花崗岩類は、福岡湾から唐津湾沿岸部及び島嶼で確認され、その上面は平坦面が形成されている。その上位のC₃層は、福岡湾から伊万里湾に至る沿岸部でG層分布域沖合及び陸域から連続してNE-SW方向に分布し、壱岐水道では層厚約200m以上の上位の地層に覆われる堆積盆地を形成している。C₃層の内部の構造は、北西方向に約10°～約20°の傾斜を示し、部分的に褶曲が認められる。V₁層は、壱岐島南東部から加唐島方向及び名島方向に、連続して海底に露出する地形の高まりを形成しており、B₃層及びB₄層の分布を規制している。V₂層は、的山大島及び烏帽子島周辺で海底付近に分布し、堆積盆地内

に連続して分布すると見られる。堆積盆地では、C₁₋₂層及びC₁₋₁層はほぼ水平に堆積している。

敷地前面海域には、音波探査記録の解析結果により、連続性がある断層としてF-h断層及び糸島半島沖断層群が認められた(第1.2-53表)。

なお、「1.2.7.1(2)b. 陸域の調査結果」で述べたとおり、陸域と同様に、断層と重力異常及び微小地震との対応は認められない(第1.2-59図及び第1.2-60図)。

イ F-h断層

F-h断層の位置を第1.2-113図に、断層周辺の音波探査記録及び海底地質断面図を第1.2-114図に示す。

音波探査記録及び海上保安庁海洋情報部「海底地質構造図(福岡湾)」(2003)の音波探査記録を解析した結果、S18測線及びS19測線では断層は認められないが、両測線間に位置する海上保安庁海洋情報部の音波探査記録ではC₃層内の層理面がV字構造を示すことから、断層と推定される。C₃層の上載層はA層だけであるため、後期更新世以降の活動性が否定できないことから、活動性を考慮することとし、その長さをS18測線及びS19測線間の約6kmと評価する。

ロ 糸島半島沖断層群

糸島半島沖断層群の位置を第1.2-113図に、断層周辺の音波探査記録及び海底地質断面図を第1.2-115図に示す。

音波探査記録及び海上保安庁海洋情報部「海底地質構造図(福岡湾)」(2003)の音波探査記録を解析した結果、姫島の北方約8km付近を中心とし、NW-SE方向に連なる11条の断層群が認められる。本断層群は、

S109測線～S105_3A測線間において、B₃層以上の地層に変位及び変形が認められることから、後期更新世以降の活動性を考慮することとし、北西延長上において断層が認められないM105_2測線を北端とする。

本断層群は南東側の陸域において後期更新世以降の活動が否定できない前原断層がほぼ延長上に分布することから、一連のものと判断し、長さ約21kmと評価する。

ハ その他の断層

F-h断層、糸島半島沖断層群以外にも複数の断層が認められるが、いずれも連続性はなく、極めて小規模で局所的なものであることから、敷地に与える影響は小さいと判断される。

(d) 敷地周辺海域の地質構造

文献による敷地周辺海域の断層分布図を第1.2-116図に示す。また、敷地周辺海域の断層一覧表を第1.2-54表に、断層分布図を第1.2-117図に示す。

文献調査によると、当海域には多くの断層や褶曲が記載されているが、断層の長さや敷地からの距離を考慮すると、敷地に影響を与える可能性のあるものは、福岡県西方海域に分布する断層、西山断層帯、対馬一五島西方海域に分布する断層、厳原東方沖断層群及び沖ノ島東方沖断層である。

イ 福岡県西方海域に分布する断層

地震調査委員会(2007)は、福岡県西方海域において、2005年福岡県西方沖地震後24時間の余震分布の北西端と南東端を結ぶ25km程

度を警固断層帯北西部として示している。また、本断層帯南東部は、福岡県福岡市志賀島南方から博多湾を経て同県筑紫野市山口川付近に至る約27kmとし、総延長は55km程度と評価している。

海上保安庁海洋情報部「海底地質構造図(福岡湾)」(2003)では、2005年福岡県西方沖地震の震源域の東側海域に向斜を伴う2条の東落ち断層と1条の西落ち断層が雁行するように示され、その長さは約14kmである。また、同図では、震源域の北西側延長部付近に長さ約2km、約4km及び約2kmのほぼ平行する3条の断層が示され、地質調査総合センター「福岡沿岸域20万分の1活断層図」(2013)では、ほぼ同位置に3条の断層が示されている。

当社の音波探査記録、海上保安庁海洋情報部「海底地質構造図(福岡湾)」(2003)の音波探査記録、地震発生後に実施された海上保安庁海洋情報部及び電力中央研究所の音波探査記録等を解析した結果、「海底地質構造図(福岡湾)」(2003)で示されている志賀島北方から、約10kmの長さでG層の分布域に沿って花卉構造を示す断層が確認される。また、この断層の西約5kmの位置に同じ走向を示す向斜構造が認められ、その両側に断層が推定される。この構造はM103測線では確認されないものの、その北西側のS205測線では小規模な6条の断層が確認される。これらの断層はいずれもB₃層以上の地層に変位及び変形が認められていることから、活動性を考慮することとし、北西延長上で断層が認められない地質調査所Gs.No127測線を北西側端部とする。

「1.2.7.1(2)b.(c) 敷地周辺陸域の地質構造」で述べたとおり、本断層は、南東側陸域においては後期更新世以降に活動したとされる警固断層帯(南東部)の北西延長部に位置し、警固断層帯(南東部)と同様に南西側隆起成分を伴い、横ずれに特徴的な花卉構造を示す断層が

認められること等から、一連のものと判断し、その長さを約65kmと評価する。

また、警固断層帯の北西延長部には、壱岐北東部の断層群が認められる。壱岐北東部の断層群は、一部で海底面に変位及び変形が認められるものの、走向や落ちの方向が一定せず、累積性及び連続性に乏しいこと等から、警固断層帯と連続するものではないと判断し、その長さを約51kmと評価する。

ロ 西山断層帯

地震調査委員会(2013)は、平成16年に公表した西山断層帯の長期評価を一部改訂し、福岡県宗像市沖ノ島南方の玄海灘から同市大島の北岸付近に至る長さ約38kmの区間を西山断層帯大島沖区間とし評価した。また、大島沖区間以南の区間を長さ約43kmの西山区間と長さ約29kmの嘉麻峠区間に区分し、総延長は110km程度とし、複数の隣接する活動区間が同時に活動する可能性は否定できないとしている。

地質調査総合センター「福岡沿岸域20万分の1活断層図」(2013)は、地震調査委員会(2013)とほぼ同位置に活断層を示している。

日本海における大規模地震に関する調査検討会(2014)及び岡村ほか(2014)は、地質調査所等の音波探査記録を解析した結果、沖ノ島より北西側の海域にも断層を確認し、日本海における大規模地震に関する調査検討会(2014)は、沖ノ島北西延長部を含め、本断層帯の長さを約137kmと評価している。

以上のことから、本断層帯について、すべての活動区間を一連のものとし、その長さを沖ノ島北西沖から嘉麻峠区間南端部に至る約137kmと評価する。

ハ 対馬－五島西方海域に分布する断層

対馬－五島西方海域には「日本の活断層」(1980)、「[新編]日本の活断層」(1991)、海上保安庁水路部「大陸棚の海の基本図(対馬付近)」(1976)、「大陸棚の海の基本図(五島堆群)」(1976)、「大陸棚の海の基本図(五島列島)」(1977)、地質調査所「日本海南部および対馬海峡周辺広域海底地質図」(1979)及び徳山ほか(2001)の各文献に共通してほぼ一致する位置に断続する断層が示されている。これらは対馬付近では古第三紀始新世～新第三紀中新世の対州層群に、五島列島付近では新第三紀中新世の五島層群に相当する地層の隆起部とより新期の堆積層とが接する境界の断層として示されている。これらの断層は位置的に、北より対馬北方～対馬上島西方沖(以下「F-Ⓐ」という。)、対馬下島西方沖(以下「F-Ⓑ」という。)、対馬下島南端沖～五島宇久島北西方(以下「F-Ⓒ」という。)及び宇久島北西方～五島中通島西方(以下「F-Ⓓ」という。)の4つのグループに分けられる。F-Ⓐ、F-Ⓑ及びF-Ⓒは西落ち、F-Ⓓは東落ちとされ、断層の長さは各文献により異なり、最大のものは徳山ほか(2001)による約140kmである。

F-Ⓐに相当するものとして、対馬上島の北側からNNE-SSW走向で浅茅湾の北側まで基盤岩と堆積層との境界をなす西落ちの断層(F_{Tw}-1)が認められ、一部で海底面に変位及び変形が見られることから、後期更新世以降の活動が認められる区間の活動性を考慮することとし、その長さを約49kmと評価する。

F-Ⓑに相当するものとして、浅茅湾西側の地塁状の高まりを形成する断層(F_{Tw}-3、F_{Tw}-4)が認められ、一部でB₂層に変位及び変形

が見られることから、後期更新世以降の活動が認められる区間の活動性を考慮することとし、その長さをそれぞれ約25km及び約23kmと評価する。

F-⑧の南部からF-⑨に相当するものとして、対馬の南西方にNNE-SSW走向の主に西落ちで、部分的に地塁状若しくは基盤の高まりを形成する断層群(F_{Tw}-5～F_{Tw}-10)が認められ、一部で海底面に変位及び変形が見られることから、後期更新世以降の活動が認められる区間の活動性を考慮する。個々の断層としてはF_{Tw}-9が約27kmで最大であるが、F_{Tw}-5～F_{Tw}-10が近接して分布することから、対馬南西沖断層群として一連のものとし、その長さを約38kmと評価する。

F-⑩に相当するものとして、宇久島の西側に基盤に沿う東落ちの断層(F_{Gw}-2)及びその東側に東落ちの断層(F_{Gw}-1)が認められ、一部で海底面に変位及び変形が見られることから、後期更新世以降の活動が認められる区間の活動性を考慮する。両断層は近接して分布することから、宇久島北西沖断層群として一連のものとし、その長さを約34kmと評価する。また、中通島の西側に基盤に沿う西落ちの断層(F_{Gw}-3)及びその西側に東落ちの断層(F_{Gw}-4)が認められ、一部で海底面に変位及び変形が見られることから、後期更新世以降の活動が認められる区間の活動性を考慮する。両断層は近接して分布することから、両者を中通島西方沖断層群として一連のものとし、その長さを約19kmと評価する。

また、対馬一五島海域の断層周辺では、対馬の南方約40km付近を中心として、西落ちを示す断層(F_{Tg}-1)が認められ、A層に変位及び変形が見られることから、後期更新世以降の活動が認められる区間の活動性を考慮することとし、対馬南方沖断層としてその長さを約

35kmと評価する。

対馬南西沖断層群と宇久島北西沖断層群の両断層群については、両断層群の主な断層の落ちの方向が異なること、両断層群の間には基盤の高まりが認められ、離隔距離が約20km以上あること等から両断層群は連続する構造ではないと考えられるものの、走向及び一部の断層の落ちの方向が類似していることから、地震の震源及び津波の波源としては一連のものとし、その長さを約88kmと評価する。

ニ 巖原東方沖断層群

「[新編]日本の活断層」(1991)及び海上保安庁水路部「沿岸の海の基本図(対馬東岸南部)」(1981)は、対馬海峡東水道にNNE-SSW走向の断層を示している。「沿岸の海の基本図(対馬東岸南部)」(1981)等の音波探査記録を解析した結果、C層の背斜構造の西翼部に西側落ちの2条の断層が確認され、これらの断層は一部で海底面付近に変位及び変形が認められることから、後期更新世以降の活動性を考慮することとし、その長さを約26kmと評価する。

ホ 沖ノ島東方沖断層

地質調査総合センター「福岡沿岸域20万分の1海底地質図及び同説明書」(2013)は、大島北西約50kmに位置する沖ノ島の北東側に褶曲構造を示している。地質調査所「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」(1986)等の音波探査記録を解析した結果、褶曲構造の東翼部にNNE-SSW方向に連続する東落ちの断層が認められ、一部でB₂層に変位及び変形が認められることから、後期更新世以降の活動性を考慮することとし、その長さを約35kmと評価する。

へ その他の断層

敷地周辺海域のその他の断層及び断層群については、その長さ
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。

(3) 敷地近傍の地質・地質構造

a. 調査内容

敷地近傍においては、不明瞭又は小規模な活構造も含めて精度良く把握するため、敷地周辺における調査結果を踏まえて、敷地を中心とする半径約5kmの範囲において、文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、地球物理学的調査、海上音波探査等を実施した。

敷地近傍陸域においては、変動地形学的調査及び地表地質調査を実施し、地表地質調査結果を踏まえて、敷地の北東約3km付近に位置する名護屋城跡周辺において、文献に示されている断層を対象にボーリング調査を実施した。ボーリングは5箇所において実施し、総延長は約238mである。また、地球物理学的調査として、重力探査及び解析を実施した。

敷地近傍海域については、ウォーターガンを音源としたシングルチャンネル方式の音波探査及びブーマ並びにGIガンを音源としたマルチチャンネル方式の音波探査を実施し、解析を行った。解析に使用した測線は、「1.2.7.1(2)
a. 調査内容 1.2.7.1(2)a.(c) 敷地周辺海域の地質調査」に示した海上音波探査のうち、敷地近傍に位置する部分であり、測線の総延長は約78kmである。並びに、スパーカを音源とするアナログ・シングルチャンネル方式の音波探査記録の解析を行った。その測線の総延長は約45kmである。

これらの地質及び地質構造に関する調査結果に基づいて、敷地を中心と

する半径約5kmの範囲の地形図、地質図、地質断面図等を作成した。

b. 調査結果

(a) 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第1.2-118図に示す。

敷地近傍の陸域は、東松浦半島の北西端に位置し、リアス式海岸及び海食崖が発達する。敷地近傍陸域の地形は、溶岩台地状の丘陵からなり、丘陵頂部は定高性のある小起伏面であり、開析が進んでいる。丘陵頂部の高度は、敷地近傍の南東端で最も高く、標高180m程度を示し、北西方向に徐々に高度を減じ、敷地北側の海岸部では標高80m程度となる。

敷地近傍陸域の北部では、海岸に沿って波食台状の段丘面が数段認められる。

敷地近傍の海底地形は、入り組んだ入り江、岩礁等により、非常に起伏に富んだ地形となっている。岸から水深約20m～約30m付近までは、主に急斜面(約85/1,000～約160/1,000)、その前面については緩斜面(約10/1,000～約50/1,000)が卓越し、比高数m程度～20m程度の高まりが一部ある。入り江に連続する形で谷が形成され、一部非常に狭長なものがある。また、点在する高まりの間等に海底水道が形成されている。これらの海底谷や海底水道の延長部の一部では、深く掘り込まれた海釜が形成されている。

(b) 敷地近傍の地質

敷地近傍の地質図を第1.2-119図に、地質断面図を第1.2-120図に示す。

敷地近傍の陸域は、下位より、古第三紀漸新世の相浦層群、古第三

紀漸新世～新第三紀前期中新世の佐世保層群、新第三紀鮮新世の東松浦玄武岩類並びに第四紀中期更新世～後期更新世の段丘堆積物及び第四紀完新世の沖積層からなる。

敷地近傍の海域は、敷地前面海域の地層と同様に、陸域の地質分布、海上音波探査記録の解析結果より得られた不整合関係、反射パターンの違い等により区分される。敷地前面海域の地層は、上位からA層、B₃層、B₄層、C₁₋₁層、C₁₋₂層、C₃層、V₁層、V₂層及びG層に区分される。敷地近傍海域には、これらのうち、A層、V₁層、C₁₋₁層、C₁₋₂層及びC₃層が分布している。

イ 相浦層群

相浦層群は、敷地近傍南東部の名護屋湾奥部、志礼川上流部及び仮屋湾奥部の標高20m程度以下に分布し、花崗岩類を不整合関係で覆い、佐世保層群及び東松浦玄武岩類に覆われる。同層群は、主に砂岩からなり、頁岩、凝灰岩、炭層等を挟在する。

本層群は、敷地近傍海域のC₃層に相当する。

ロ 佐世保層群

佐世保層群は、ほぼ全域にわたり、海岸部及び谷底付近の標高20m程度以下に分布し、主に砂岩及び頁岩の互層からなる。同層群は、斜交葉理の発達した層厚10m以上の砂岩及び層厚の薄い炭層を挟在し、貝化石も産出する。

本層群は、敷地近傍海域のC₃層に相当する。

ハ 東松浦玄武岩類

東松浦玄武岩類は相浦層群及び佐世保層群を不整合関係で覆い、敷地近傍陸域のほぼ全域において、丘陵部に分布する。同玄武岩類は、かんらん石玄武岩溶岩を主体とし、同質火砕岩、スコリア層、ローム層等を挟在する。

敷地近傍陸域に分布する東松浦玄武岩類は、岩相、累重関係等から、16層に区分され、下位より、玄武岩1～玄武岩16と仮称する。

本玄武岩類は、敷地近傍海域のV₁層に相当する。

ニ 段丘堆積物

段丘堆積物は、敷地付近、唐津市鎮西町名護屋付近、同市呼子町付近等の海岸部に、H₂面、H₃面、H₄面、M₁面、M₂面及びL₁面として認められる。いずれの段丘面についても、波食台状を呈し、堆積物は認められない。

ホ 沖積層

沖積層は、現河床沿い及び湾奥部に小規模に分布し、未固結の砂礫層等からなる。

本層は、敷地近傍海域のA層に相当する。

(c) 敷地近傍の地質構造

イ 概要

敷地近傍の陸域において、古第三紀漸新世の相浦層群及び古第三紀漸新世～新第三紀前期中新世の佐世保層群は、おおむねNE-SW走向、10°程度～40°程度北西傾斜の同斜構造を示し、これらを傾斜不整

合関係で新第三紀鮮新世の東松浦玄武岩類が緩やかに覆っている。東松浦玄武岩類は、水平～数°の角度で、大局的には北西方向に緩やかに傾斜しており、同玄武岩類には褶曲及び断層は認められない。

敷地近傍の海域においては、基盤のC₃層が広く分布する。沖合ではC₃層の上位をC₁₋₂層が、更にC₁₋₂層の上位をC₁₋₁層が覆うが、沖合から沿岸に近づくに従い、C₁₋₁層、C₁₋₂層は順に欠如する。C₃層、C₁₋₂層及びC₁₋₁層の上位には、V₁層が点在する。B層は欠如するが、ほぼ全域にわたりこれらの上位をA層が覆う。

C₃層の内部反射面は、敷地を中心とする半径約5kmの範囲の音波探査記録の解析結果では、おおむね北方向に緩やかに傾斜した同斜構造を示しており、当該海域に断層及び断層に関連した褶曲は認められない。

ロ 敷地近傍の断層・リニアメント

陸域においては、「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)によれば、敷地の北東約3kmの名護屋城跡付近に、名護屋断層及び名護屋南断層が示されている。また、空中写真判読結果によっても、上記の名護屋断層にほぼ対応してL_Dリニアメントが判読される。敷地近傍の空中写真判読図を第1.2-121図に示す。

海域においては、音波探査記録の解析結果等から、断層は存在しないと判断される。

(イ) 名護屋断層・名護屋南断層

I 文献調査結果

「九州の活構造」(1989)及び「[新編]日本の活断層」(1991)は、名護屋城跡を挟んで、その北側にWNW-ESE方向に長さ約2km、南

側にNW-SE方向に長さ約1.5kmのほぼ並走する2条のいずれも「活断層の疑いがあるリニアメント(确实度Ⅲ)」を示し、北側のものを名護屋断層、南側のものを名護屋南断層としている。「九州の活構造」(1989)によると、両断層に挟まれた楔形のブロックは小規模な地塁状を呈し、名護屋断層では南側の玄武岩溶岩の台地面が10m～20m高いとしている。

「活断層詳細デジタルマップ」(2002)には同位置に活断層及び推定活断層は示されていない。

II 空中写真判読結果

当該地域の空中写真判読図を第1.2-122図に示す。

唐津市鎮西町先部南付近から名護屋城跡北を経て同市鎮西町浦方付近に至る約2km間に、WNW-ESE方向のL_Dリニアメントが判読され、同リニアメントは「九州の活構造」(1989)等による名護屋断層に対応する。リニアメントは、溶岩台地状の平坦面及び高位段丘面分布域に認められる直線状の谷及び鞍部からなり、直線状の谷を挟んで北側の溶岩台地状の平坦面の高度が若干低い不連続が認められる。

「九州の活構造」(1989)等により名護屋南断層が示されている位置付近では、直線状の谷及び鞍部が断続するものの、溶岩台地状平坦面の高度は、名護屋城跡南では北側が、先部南では南側がそれぞれ高く、上下成分が一様でないこと、直線状の谷の側壁は凹凸すること等から、リニアメントとして抽出していない。

III 地表地質調査結果・ボーリング調査結果

名護屋断層及び名護屋南断層周辺の地質図を第1.2-123図に、地質断面図を第1.2-124図に示す。

本地域においては、標高20m程度以下の海岸部に古第三紀漸新世～新第三紀前期中新世の佐世保層群、同層群を不整合関係で覆う新第三紀鮮新世の東松浦玄武岩類のうち玄武岩1、玄武岩3、玄武岩5、玄武岩9、玄武岩12、玄武岩15等が分布する。

佐世保層群は、名護屋断層及び名護屋南断層が示されている位置付近を挟んでその両側において、おおむねNE-SW走向、約30°～約40°北西傾斜の同斜構造を示し、断層が示されている両側で構造の差異又は岩相の不連続も認められない。

佐世保層群を覆う東松浦玄武岩類については、地表地質調査の結果によると、名護屋断層及び名護屋南断層が示されている位置付近において、玄武岩9、玄武岩12、玄武岩15等がおおむね水平な構造を示し、玄武岩類最上位の玄武岩15には、名護屋断層が示されている位置及びリニアメントの両側で変位は認められない。また、ボーリング調査結果によっても、名護屋断層及び名護屋南断層を横断して、玄武岩類の各層はおおむね水平に連続していることが確認され、玄武岩12及び佐世保層群上面の高度は、両断層間の地形的な高まりの区間で、地形とは逆に低くなっており、玄武岩類各層及び佐世保層群上面の分布と地形との対応は認められない。

IV 総合評価

文献により名護屋断層及び名護屋南断層が示されており、名護屋断層については、空中写真判読によってもL_Dリニアメントが判読され

る。

地表地質調査及びボーリング調査の結果によると、名護屋断層及び名護屋南断層を横断して、玄武岩類の各層はおおむね水平に連続していることが確認され、玄武岩類の各層及び佐世保層群上面の分布と地形との対応は認められない。

以上のことから、名護屋断層及び名護屋南断層のいずれについても、少なくとも後期更新世以降の活動はないと判断される。

(4) 敷地の地質・地質構造

a. 調査内容

(a) 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、試掘坑調査、トレンチ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、地質及び地質構造の検討を行った。

(b) ボーリング調査

敷地及び発電用原子炉施設設置位置の地質及び地質構造並びに断層の活動性及び連続性を把握するためにボーリング調査を実施した。ボーリング調査位置を第1.2-125図(1)及び参考資料-1に示す。これまでに実施したボーリングの孔数は411孔、総延長は約35,700mである。このうち、1号機及び2号機付近で実施したボーリングは92孔、延長約4,740m、3号機及び4号機付近で実施したボーリングは180孔、延長約14,560mである。

掘進に当たってはロータリ型ボーリングマシンを使用し、掘削孔径は66mm、76mm又は116mmのオールコア・ボーリングとした。また、コア採取

率を向上させるため掘進速度の管理を行った。

(c) 試掘坑調査

発電用原子炉施設設置位置の基礎岩盤を直接観察するため、試掘坑による調査を実施した。試掘坑調査位置を第1.2-125図(1)及び参考資料-1に示す。1号機及び2号機の試掘坑はEL.-12mで、延長約590m(斜坑約50m、水平坑約540m)、3号機及び4号機の試掘坑はEL.-13mで、延長約1,270m(斜坑約190m、水平坑約1,080m)である。試掘坑内で、岩質や断層の性状等を直接確認しており、基礎岩盤の地質及び地質構造並びに断層の活動性及び連続性を判断する基とした。

(d) トレンチ調査

佐世保層群に貫入している玢岩の貫入時期を確認するため、1号機及び2号機付近にてトレンチ調査を実施した。また、断層の活動性を確認するために、敷地南東部においてトレンチ調査を実施した。トレンチ調査位置を第1.2-125図(1)及び参考資料-1に示す。

(e) 基礎掘削面地質観察

発電所建設時に基礎掘削面の地質観察を行い、基礎岩盤を構成する地質の分布、断層の走向、傾斜等を直接確認した。

b. 調査結果

(a) 敷地の地形

敷地は、東松浦半島北西部の玄界灘にのぞむ値賀崎に位置し、一般にはほぼ平坦な玄武岩台地を形成している。玄武岩とその下位の古第三紀

～新第三紀の堆積岩との境界面もほぼ平坦で玄武岩流出以前に準平原化したことを示している。

値賀崎先端部の海岸には堅硬な玄武岩が露出し、急崖をなしており、外津浦及び八田浦の海岸には転石が多く見られるが、ともに海底勾配は大きい。敷地の南側境界付近には、八田川が下場溜池と淡水用貯水池(有効貯水容量約10万m³)を經由して流れている。

変動地形学的調査によると、敷地には変動地形及び地すべり地形は認められない。

(b) 敷地の地質

敷地の地質層序を第1.2-55表に、地質平面図を第1.2-126図に、地質断面図を第1.2-127図に示す。

敷地の地質は、古第三紀漸新世～新第三紀前期中新世の佐世保層群を基盤とし、これに貫入した肥前粗粒玄武岩類に属する玢岩と、これらを不整合関係で覆う八ノ久保砂礫層、東松浦玄武岩類及び沖積層によって構成されている。

イ 佐世保層群

佐世保層群は、一般に八ノ久保砂礫層及び東松浦玄武岩類に覆われているが、外津浦や八田浦の海岸及び貯水池付近に小露出し、砂岩及び頁岩の互層からなっている。砂岩は灰色～暗灰色を呈し、粗粒～細粒で、単層厚は10m以下の、節理の少ない塊状岩体である。頁岩は暗灰色～黒色を呈し、部分的に砂質又は炭質で、砂岩の薄層を挟む。また、植物化石を産し、単層厚は3m以下である。本層は一般にNE-SWの走向で、北西に傾斜した地層であり、露頭では褐色～黄白色に風化して

いる。

ロ 肥前粗粒玄武岩類

肥前粗粒玄武岩類に属する玢岩は、外津浦海岸や淡水用貯水池東方に小露出し、厚さ約1.5m～約5mの岩脈をなしている。玢岩は緑灰色～暗緑灰色を呈し、斜長石等の斑晶を含む。これらの岩脈は上位の八ノ久保砂礫層又は東松浦玄武岩類に不整合関係で覆われており、その貫入時期は新第三紀中新世と考えられる。

ハ 八ノ久保砂礫層

八ノ久保砂礫層は外津浦海岸に小露出し、半固結状の砂礫及び粘土層で、佐世保層群をほぼ水平に不整合関係で覆っている。八ノ久保砂礫層は径数mm～数cm程度の砂岩、頁岩、チャート、玄武岩等の礫を含み、基質は砂又はシルトで、層厚は1m～2m程度である。本層の分布は連続的でなく、佐世保層群を東松浦玄武岩類が直接被覆している部分もあり、局部的に佐世保層群の凹地に堆積したものと考えられる。

本層の堆積時期は玢岩の貫入後で、かつ、東松浦玄武岩類の噴出以前である。

ニ 東松浦玄武岩類

東松浦玄武岩類は、下位から、かんらん石粗粒玄武岩、無斑晶質玄武岩、かんらん石玄武岩に区分される。

かんらん石粗粒玄武岩は、値賀崎、トリカ崎の海岸、外津の西部及び対岸に露出している。本岩は暗黒灰色～灰色を呈し、径約1mm～約2mmのかんらん石の斑晶に富み、全体にやや多孔質で、柱状節理が見

られ、最上部に薄い凝灰岩を挟んでいる。

無斑晶質玄武岩は、敷地全体にわたって広く分布している。本岩は暗緑黒灰色を呈し、無斑晶、緻密で、柱状及び板状節理が発達している。

最上位のかんらん石玄武岩は、串崎の先端部に小規模に分布している。本岩は灰色を呈し、径1mm程度のかんらん石の斑晶を含み、柱状節理が見られる。

東松浦玄武岩類の噴出時期は、新第三紀鮮新世と考えられる。

ホ 沖積層

沖積層は、海浜堆積物及び崖錐堆積物として海岸、山腹斜面、湿地帯及び低地に分布し、層厚は約3m～約5mである。

(c) 敷地の地質構造

イ 概要

敷地の基盤である佐世保層群は、 $N20^{\circ}\sim 60^{\circ}E/20^{\circ}\sim 40^{\circ}NW$ の走向・傾斜を示す同斜構造をなしている。

佐世保層群には玢岩が岩脈状に貫入しており、そのほとんどが $N30^{\circ}\sim 60^{\circ}E/50^{\circ}\sim 70^{\circ}SE$ の走向・傾斜を示し、佐世保層群の地層の傾斜にほぼ直交しているが、一部に層理に平行したのも認められる。本岩のほとんどは深さ方向には連続性が見られるが、水平方向の連続性に乏しく、雁行状配列している。また、佐世保層群の地層の傾斜にほぼ直交する玢岩として、敷地南部において北西－南東方向に連続するものが認められ、 $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}W/60^{\circ}\sim 80^{\circ}SW$ の走向・傾斜を示す。

佐世保層群と上位の八ノ久保砂礫層及び東松浦玄武岩類との不整合面は、一部に起伏が見られるが一般にほぼ平坦で、北西へ緩く低下し

ている。

敷地の基盤である佐世保層群内には、断層及び破碎帯(岩石が破碎されて粘土化、角礫化し、本来の構造が乱されているもの。)とシーム(細かい割れ目が発達し、一部軟質化しているが、本来の構造に著しい乱れが認められないもの。)が確認されている。

玢岩と佐世保層群の境界は、多くは密着しているものの、一部に断層及び破碎帯とシームが確認されている。

敷地においては、地表地質調査の結果、顕著な断層や破碎帯は認められない。なお、八田浦に面した砂岩中にN30°W/82°SWの走向・傾斜を示す小断層が認められるが、連続性に乏しい小規模なものである。

ロ 断層

敷地内で確認された断層は計161条である。敷地内の主な断層分布を第1.2-128図に示す。

敷地内の断層は、①佐世保層群の層理に沿う断層、②-1佐世保層群の層理に斜交するNW走向の断層、②-2佐世保層群の層理に斜交するNE走向の断層及び③佐世保層群に貫入した玢岩に沿う断層の4つのタイプに区分される。

各タイプの断層のうち、規模が大きい断層として、タイプ①では破碎幅が大きいG-1断層及び連続性のあるf-101断層、タイプ②-2ではf-143断層並びにタイプ③ではf-113断層が認められる。また、タイプ②-1には規模が大きい断層は認められないものの、4号機付近の基礎掘削面に出現する断層として、G-2・4断層が認められる。

これらの断層のうち、タイプ①のf-101断層、タイプ②-2のf-143断層及びタイプ③のf-113断層の切り合い関係は、ボーリング調査によると、三つ

巴と判断され、これらの断層の新旧関係は複雑である。

ハ 断層の活動性

3号機及び4号機の試掘坑(N坑)よりG-1断層の傾斜に沿ってG-1断層調査坑(Y=492坑)を掘削した。G-1断層調査坑(Y=492坑)の地質展開図を第1.2-129図に示す。試掘坑調査の結果、本断層が基礎岩盤を被覆する東松浦玄武岩類中に延びていないことから、G-1断層は東松浦玄武岩類の噴出以前にその活動を終えたと判断される。

敷地南東部におけるf-101断層を横断して実施したボーリング調査の結果を第1.2-130図に示す。ボーリング調査の結果、八ノ久保砂礫層及び東松浦玄武岩類に本断層による変位・変形は認められないことから、f-101断層は少なくとも東松浦玄武岩類の噴出以前にその活動を終えたと判断される。

敷地南東部におけるf-143断層を横断して実施したボーリング調査の結果を第1.2-131図に示す。ボーリング調査の結果、八ノ久保砂礫層及び東松浦玄武岩類に本断層による変位・変形は認められないことから、f-143断層は少なくとも東松浦玄武岩類の噴出以前にその活動を終えたと判断される。

敷地南東部におけるトレンチ調査結果を第1.2-132図に、4号機南西部におけるボーリング調査の結果を第1.2-133図に示す。トレンチ調査及びボーリング調査の結果、八ノ久保砂礫層及び東松浦玄武岩類に本断層による変位・変形は認められないことから、f-113断層は少なくとも東松浦玄武岩類の噴出以前にその活動を終えたと判断される。

4号機付近の基礎掘削面スケッチ図を第1.2-134図に示す。基礎掘削面地質観察の結果、G-2・4断層の北西方向の延長部は本断層にほぼ

直交する玢岩中に延びていないことから、G-2・4断層は玢岩の貫入以前にその活動を終えたと判断される。

以上のことから、敷地内に分布するいずれの断層も、生成時期及び活動時期はすべて東松浦玄武岩類の噴出時期よりも古いと考えられ、少なくとも新第三紀鮮新世以降における活動はないことから、将来活動する可能性のある断層等はないと判断される。

(5) 発電用原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤

a. 調査内容

(a) ボーリング調査

原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤の地質特性、地質構造についての直接資料を得るとともに、岩石試験用供試体の採取及びボーリング孔を利用したPS検層を実施するためにボーリングによる調査を実施した。

イ 実施要領

原子炉設置位置付近で実施したボーリングは180本、延長約14,600mである。そのうちEL.-200m以深に到達する深層ボーリングは19本、延長約4,500m、EL.-100m程度のものは26本、延長約3,500mである。

なお、深層ボーリングのうち、原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎直下には3号機及び4号機にそれぞれ5本実施した。

ボーリング位置を第1.2-135図に示す。

ロ 実施方法

掘進に当たってはロータリー型ボーリング機を使用し、掘削孔径は

66mm～75mmのオールコア・ボーリングとした。また、コア採取率を向上させるため掘進速度等の管理を行った。

(b) 試掘坑調査

原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤を直接観察することにより地質・地質構造の調査の精度を上げ、あわせて基礎岩盤の力学的性質を検討するため、試掘坑内で種々の岩盤試験を実施した。

試掘坑はEL.-13mで、第1.2-135図に示す位置に延長約1,270m(斜坑約190m、水平坑約1,080m)掘削した。この試掘坑内で、岩質や断層の性状等を直接確認し、基礎岩盤の地質・地質構造及び断層の活動性や連続性を判断する基とした。

更に、この試掘坑内で、弾性波試験、岩盤変形試験、岩盤せん断試験等を実施し、基礎岩盤の岩盤物性を把握した。

試掘坑の概要を第1.2-136図に示す。

(c) 岩石試験

基礎岩盤を構成する岩石の物理的、力学的性質を明らかにし、構造物の設計及び施工の基礎資料を得るため、試掘坑内で地質に応じた代表的なブロックサンプルを、またボーリング孔からも試料を採取して岩石試験を実施した。

試掘坑での岩石試料採取位置を第1.2-137図に、試料を採取した6本のボーリング孔位置を第1.2-138図に示す。

イ 供試体

一軸圧縮試験用供試体は直径5cm、長さ10cm、引張試験用供試体

は直径5cm、長さ5cm、三軸圧縮試験用供試体は直径5cm、長さ10cmのものを作製した。物理試験は力学試験と同じ試料を用いて実施した。

また、岩石供試体の個数を第1.2-56表、第1.2-57表に示す。

ロ 試験項目

物理試験は単位体積重量、吸水率、有効間隙率、超音波伝ば速度等を測定した。力学試験は、一軸圧縮強度、引張強度を測定し、三軸圧縮試験によりせん断強度及び内部摩擦角を求めた。

ハ 試験方法

(イ) 一軸圧縮試験

試験は、JIS M0302(岩石の圧縮強さ試験方法)に準拠し、自然状態の供試体について実施した。また、ひずみの測定は直交型ストレインゲージを供試体の側面2箇所には張付けて実施した。

(ロ) 引張試験

試験は、JIS M0303(岩石の引張強さ試験方法)に準拠し、自然状態の供試体について圧裂試験により強度を求めた。

(ハ) 三軸圧縮試験

試験は、自然状態の供試体で実施した。試験に用いた三軸圧縮試験機の概略図を第1.2-139図に示す。

試験はまず、ゴムスリーブ中の供試体に以下に示す側圧を負荷し、次いで軸荷重を破壊まで載荷して、その時の軸差応力を求める方法で実施した。側圧は2.5、5、10、20、30、60、120、240kg/cm²の8段階

とした。

(d) 岩盤試験

原子炉設置位置の基礎岩盤の適性を検討し、あわせて設計、施工上の基礎資料を得るため、試掘坑内で弾性波試験、岩盤変形試験、支持力試験、岩盤せん断試験及び、シュミット・ロック・ハンマによる反発度の計測を、また、ボーリング孔を利用してPS検層をそれぞれ実施した。

イ 弾性波試験

構造物の設計に必要な基礎岩盤の動的特性を求めるため、試掘坑内で屈折波法による弾性波試験を実施し、縦波(P波)及び横波(S波)の伝ば速度を求め、動弾性係数及び動ポアソン比を算出した。

測定は受振器を2m間隔に設置した8測線で行い、延長は770mである。弾性波測定位置を第1.2-140図に示す。

ロ 岩盤変形試験

岩盤変形試験は試掘坑内の岩種・岩盤分類を代表する箇所、3号側の6箇所、4号側の12箇所について実施した。更に頁岩については異方性に関する試験も実施した。

試験位置を第1.2-137図に、試験装置を第1.2-141図に示す。また、載荷パターンを第1.2-142図に示す。

ハ 支持力試験

支持力試験は、変形試験終了後、同一地点において載荷荷重を段階的に増加させながら変位量を計測し、ジャッキ(油圧容量100t)の最大

載荷荷重の140kg/cm²まで実施した。

ニ 岩盤せん断試験

岩盤せん断試験は、試掘坑内の岩種・岩盤分類を代表する箇所、3号側の6箇所、4号側の6箇所について実施した。

試験位置を第1.2-137図に、試験装置を第1.2-143図に示す。

ホ PS検層

基礎岩盤の深さ方向の動的特性を把握するために、ボーリング孔を利用してPS検層を実施した。

測定は孔中受振計をボーリング孔内の所定深度まで降下させた後、地上でダイナマイト(P波測定時)又は板たたき法(S波測定時)による起振を行い、基礎岩盤の縦波(P波)及び横波(S波)の伝ば速度を求めた。

PS検層実施孔は17孔、延長約4,000mとし、測定深度の間隔はいずれの場合も2mである。

測定ボーリング位置を第1.2-138図に、測定方法概念図を第1.2-144図に示す。

ヘ バラツキ

基礎岩盤物性のバラツキの評価に当たっては、岩種及び岩盤分類別構成比率を把握し、更にシュミット・ロック・ハンマ反発度測定及びランダムサンプルによる一軸圧縮強度の測定を行った。

(イ) 岩種、岩盤分類別分布

原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤の岩種別の分布

状態及び岩盤の変質劣化状態を定性的に評価した岩盤分類別の分布状況を原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤について3号機及び4号機別に把握した。

(ロ) シュミット・ロック・ハンマ反発度測定

試掘坑の側壁で5m間隔に、3号原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎部36箇所、4号原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎部37箇所を含む計156箇所で行った。

測定位置を第1.2-145図に示す。

(ハ) ランダムサンプルによる一軸圧縮強度の測定

試掘坑内で岩種、岩盤分類に関係なく5m間隔に試料を採取して、一軸圧縮強度を求めた。

このランダムサンプルの採取は、3号原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎底面41箇所、4号原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎底面37箇所を含む計177箇所で行った。採取位置を第1.2-145図に示す。

ト 異方性

基礎岩盤物性の異方性を検討するため、岩石試験、弾性波試験、岩盤変形試験及び岩盤せん断試験を実施した。

(イ) 岩石試験

試掘坑内で頁岩④級のブロックサンプルを採取して、層理に直角

及び平行方向の一軸圧縮強度、引張強度及び超音波伝ば速度を測定した。

(ロ) 弾性波試験

試験坑内に約2m間隔で受振器を設置し、他の試験坑あるいはボーリング孔に起振点を設けて平均速度法による弾性波試験を行い、基礎岩盤の縦波平均伝ば速度を測定した。

弾性波測定範囲を第1.2-140図に示す。

(ハ) 岩盤変形試験

試験坑内の頁岩④級及び⑤級の箇所、荷重が層理に直角、平行方向及び鉛直方向の岩盤変形試験を実施した。

試験位置を第1.2-137図に示す。

(ニ) 岩盤せん断試験

試験坑内の頁岩⑤級の箇所、層理に流れ目、差し目及び平行方向の岩盤せん断試験を実施した。

試験位置を第1.2-137図に示す。

(e) 断層及びシームの物性試験

断層及びシーム内の物質の物理的、力学的性質を明らかにし、構造物の設計及び施工の資料を得るため、断層及びシーム内の物質の物理試験及び力学試験を実施した。

力学試験としては、試験坑内から不攪乱試料を採取して、室内で静的三軸圧縮試験(CD試験及び \overline{CU} 試験)及び動的三軸圧縮試験を、更に断

層については原位置で変形試験及びせん断試験を実施した。

試験数量の一覧表を第1.2-58表に示す。

イ 物理試験

物理試験は、断層としてはG-1断層について、シームとしては試掘坑内で認められる20箇所の中のうち17箇所について、土質工学会編「土質試験法」に準拠して比重、含水量、密度、液性限界、塑性限界及び粒度試験を実施した。

試料の採取位置を第1.2-146図に示す。

ロ 静的三軸圧縮試験

試掘坑内で不攪乱試料を採取可能なG-1断層及びシーム①より採取した供試体について、飽和状態でCD試験及び \overline{CU} 試験を土質工学会編「土質試験法」に準拠して行った。

供試体は断層の \overline{CU} 試験については直径5cm、長さ12cmのものを、その他の試験については直径5cm、長さ10cmのものを作製した。試料の採取位置を第1.2-146図に、試験に用いた三軸圧縮試験機の概略図を第1.2-147図に示す。

ハ 動的三軸圧縮試験

断層及びシーム内の物質の動的変形特性を把握するために、試掘坑内で不攪乱試料を採取可能なG-1断層及びシーム①より採取した供試体について、動的三軸圧縮試験を実施した。供試体は直径5cm、長さ10cmのものを作製した。試料の採取位置を第1.2-146図に、試験装置の概略図を第1.2-147図に示す。

ニ 原位置変形試験

G-1断層2箇所について、原位置で変形試験を実施した。試験装置としては岩盤変形試験と同じものを使用した。

試験位置を第1.2-146図に、載荷パターンを第1.2-142図に示す。

ホ 支持力試験

支持力試験は、岩盤の支持力試験と同様の方法で変形試験終了後実施した。

へ 原位置せん断試験

G-1断層1箇所について、原位置でせん断試験を実施した。試験装置としては頁岩◎級の岩盤せん断試験と同じものを使用した。

試験位置を第1.2-146図に示す。

b. 調査結果

(a) 発電用原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造

イ 地質

発電用原子炉施設設置位置付近の地質水平断面図(EL.-15m)を第1.2-148図に、3号機及び4号機の地質鉛直断面図を第1.2-149図～第1.2-151図に示す。また、1号機及び2号機の地質鉛直断面図を第1.2-152図～第1.2-154図に示す。

発電用原子炉施設設置位置付近の地質は、古第三紀漸新世～新第三紀前期中新世の佐世保層群を基盤とし、これに貫入した肥前粗粒玄武岩類に属する玢岩と、これらを不整合関係で覆う八ノ久保砂礫層、東

松浦玄武岩類及び沖積層によって構成されている。

(イ) 佐世保層群

佐世保層群は、砂岩、頁岩からなり、一部に礫質砂岩を伴う。砂岩は灰色～暗灰色の粗粒～細粒、単層厚は25m以下で、節理の少ない塊状岩体を呈している。頁岩は暗灰色～黒色を呈し、部分的に砂質又は炭質で、砂岩の薄層を挟む。また、植物化石を産し、単層厚は5m以下である。3号機及び4号機の原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎底面(EL.-15m)では、砂岩が約80%を占めている。

(ロ) 肥前粗粒玄武岩類

肥前粗粒玄武岩類に属する玢岩は、緑灰色～暗緑灰色を呈し、斜長石等の斑晶を含み、幅14m以下の一般に中～高角度の岩脈として認められる。これらの岩脈は、上位の八ノ久保砂礫層及び東松浦玄武岩類に不整合関係で覆われている。

1号機及び2号機付近の佐世保層群に貫入している玢岩をトレンチ調査により追跡調査した結果、第1.2-155図に示すように、玢岩は東松浦玄武岩類に覆われていることから、玢岩の貫入時期は佐世保層群の堆積後から東松浦玄武岩類の噴出前の間であり、佐世保層群に貫入した玢岩に沿う断層の生成時期及び活動時期も同様と判断される。なお、3号機及び4号機の試掘坑においてG-1断層が幅約1.5m及び約3mの2本の玢岩を変位させていることが確認されており、玢岩の貫入時期はG-1断層の活動よりも古いと考えられる。

(ハ) 八ノ久保砂礫層

八ノ久保砂礫層は、礫径2cm～5cm程度の砂岩、頁岩、チャート、玄武岩等の礫を含み、基質は一般に淡褐灰色を呈した凝灰質の砂あるいはシルトで、層厚は最大5m程度である。なお、一部にやや炭化した木片を含んでいる。

(ニ) 東松浦玄武岩類

東松浦玄武岩類は、本地点では下位のかんらん石粗粒玄武岩と上位の無斑晶質玄武岩に区分される。かんらん石粗粒玄武岩は、暗黒灰色を呈し、径約1mm～約2mmのかんらん石の斑晶を含み、全般に多孔質で、柱状節理がみられ、数m～20m程度の厚さを有している。無斑晶質玄武岩は暗緑黒灰色を呈し、堅硬、緻密で、数m～30m程度の厚さを有している。なお、上、下位の玄武岩の境界には、ほぼ連続した凝灰岩の薄層を挟んでいる。

(ホ) 沖積層

沖積層は、海浜堆積物及び崖錐堆積物からなる。

ロ 岩盤分類

岩盤分類は、岩石組織の風化の程度、節理の状況等により①、②、③級の3段階とした。

岩盤分類基準を第1.2-59表に、発電用原子炉施設設置位置付近の水平岩盤分類図(EL.-15m)を第1.2-156図に、3号機及び4号機の鉛直岩盤分類図を第1.2-157図～第1.2-159図に示す。また、1号機及び2号機の鉛直岩盤分類図を第1.2-160図～第1.2-162図に示す。

4号機原子炉建屋基礎底面の一部に㉔級が存在するが、大部分は㉕級以上の堅硬な岩盤から構成される。

ハ 地質構造

(イ) 概要

本地点の基礎岩盤は、 $N50^{\circ}\sim 60^{\circ}E/30^{\circ}NW$ の走向・傾斜を示す同斜構造を呈している。

玢岩はそのほとんどが $N30^{\circ}\sim 60^{\circ}E/50^{\circ}\sim 70^{\circ}SE$ の走向・傾斜を示し、地層の傾斜にほぼ直交しているが、一部に平行したものも認められる。本岩のほとんどは深さ方向にはかなりの連続性がみられるが、水平方向の連続性に乏しく、雁行状配列を示している。また、地層の傾斜にほぼ直交する玢岩として、4号機南部において北西－南東方向に連続するものが認められ、 $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}W/60^{\circ}\sim 80^{\circ}SW$ の走向・傾斜を示す。

基礎岩盤と八ノ久保砂礫層及び東松浦玄武岩類との不整合面は、所により起伏を示すが、全般的にはほぼ平坦で、北西へゆるく低下している。

(ロ) 断層

敷地内の断層と評価対象施設との位置関係を参考資料-1に示す。

3号機及び4号機の試掘坑で確認された断層は計4本(G-1断層、G-2・4断層、G-3断層、G-5断層)であり、それらの性状を第1.2-60表に、位置を第1.2-164図に示す。また、1号機及び2号機の試掘坑で確認された断層は計7本(g-1断層、g-2断層、g-3断層、g-4断層、g-5断層、g-6断層、g-7断層)であり、それらの性状を第1.2-61表に、位置

を第1.2-165図に示す。

試掘坑で確認された断層は、タイプ①佐世保層群の層理に沿う断層 (G-1断層、g-1断層、g-4断層、g-5断層、g-6断層、g-7断層)、タイプ②-1佐世保層群の層理に斜交するNW走向の断層 (G-2・4断層、G-3断層) 及びタイプ③佐世保層群に貫入した玢岩に沿う断層 (G-5断層、g-2断層、g-3断層) に区分される。

3号機及び4号機周辺で最も規模が大きいG-1断層は、3号機及び4号機南側の試掘坑 (N坑、Y=425坑、S坑、G-1断層調査坑 (Y=492坑、X=789坑)) で確認された。ボーリング調査 (F-1～F-5) によるG-1断層付近の地質鉛直断面図を第1.2-166図に、G-1断層調査坑 (Y=492坑) の地質展開図を第1.2-129図に示す。本断層は佐世保層群の走向・傾斜にほぼ平行な逆断層で、最大の破砕幅は基礎掘削面で70cmである。

1号機及び2号機周辺で最も規模が大きいg-1断層は、1号機及び2号機の試掘坑 (連絡坑、中東横坑) 及び1号機基礎掘削面で確認された。本断層は佐世保層群の走向・傾斜に平行な断層のため変位は確認できないが、破砕幅は最大40cmである。

G-2・4断層及びG-3断層は、いずれもその走向が佐世保層群の走向とほぼ直交する高角度の正断層で、延長は短く破砕幅及び落差も小規模である。

3号機及び4号機の試掘坑で確認されたG-5断層は、佐世保層群と同走向であるが、傾斜は逆であり、近接する玢岩の岩脈と走向・傾斜が同系統であることから、玢岩の貫入に伴う局所的かつ小規模なものと考えられる。また、1号機及び2号機の試掘坑で確認された玢岩の岩脈に沿う断層 (g-2断層、g-3断層) は、No.1横坑、連絡坑、中東

横坑及び玢岩追跡坑(B)で確認され、約100m連続するが、その岩脈の延長であるNo.2横坑では玢岩の岩脈と佐世保層群の境界は密着している。

(b) 岩石試験結果

試掘坑内より採取したブロックサンプルによる岩石試験結果を第1.2-62表に、岩石の三軸圧縮試験結果を第1.2-63表に、またモールの応力円、破壊包絡線を第1.2-167図に示す。

ボーリングコアより採取した試料による岩石試験結果を第1.2-64表に、一軸圧縮強度と深度との関係を第1.2-168図に示す。

ブロックサンプルによる試験結果のうち砂岩④級、⑤級及び頁岩④級、⑤級について、またボーリングコアサンプルによる試験結果のうち砂岩、頁岩について要約すると次のとおりである。

イ 一般物理特性

(イ) 単位体積重量

ブロックサンプル供試体による値は3号側2.334～2.522g/cm³、4号側で2.286～2.567g/cm³、ボーリングコア供試体による値は3号側で2.424～2.446g/cm³、4号側で2.417～2.452g/cm³である。

(ロ) 吸水率

ブロックサンプル供試体による値は3号側で5.12～8.88%、4号側で4.01～10.50%、ボーリングコア供試体による値は3号側で5.30～5.61%、4号側で4.76～6.11%である。

(ハ) 有効間隙率

ブロックサンプル供試体による値は3号側で12.24～19.13%、4号側で9.83～21.85%、ボーリングコア供試体による値は3号側で12.15～12.80%、4号側で11.24～14.00%である。

(ニ) P波速度

ブロックサンプル供試体による値は3号側で2.32～3.23km/s、4号側で2.32～3.31km/s、ボーリングコア供試体による値は3号側で3.33～3.42km/s、4号側で3.28～3.52km/sである。

(ホ) S波速度

ブロックサンプル供試体による値は3号側で1.34～1.79km/s、4号側で1.36～2.01km/s、ボーリングコア供試体による値は3号側で1.95～2.00km/s、4号側で1.87～2.05km/sである。

ロ 変形特性

(イ) 動弾性係数

ブロックサンプル供試体による値は3号側で 1.03×10^5 ～ $2.10 \times 10^5 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で 1.11×10^5 ～ $2.55 \times 10^5 \text{kg/cm}^2$ 、ボーリングコア供試体による値は3号側で 2.39×10^5 ～ $2.49 \times 10^5 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で 2.25×10^5 ～ $2.61 \times 10^5 \text{kg/cm}^2$ である。

(ロ) 動ポアソン比

ブロックサンプル供試体による値は3号側で0.21～0.28、4号側で0.19～0.28、ボーリングコア供試体による値は3号側で0.24～0.25、4

号側で0.24～0.27である。

(ハ) 静弾性係数

ブロックサンプル供試体による値は3号側で $2.87 \times 10^4 \sim 5.54 \times 10^4 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で $1.85 \times 10^4 \sim 11.98 \times 10^4 \text{kg/cm}^2$ である。

(ニ) 静ポアソン比

ブロックサンプル供試体による値は3号側で0.18～0.29、4号側で0.12～0.36である。

ハ 強度特性

(イ) 一軸圧縮強度

ブロックサンプル供試体による値は3号側で $137 \sim 287 \text{kg/cm}^2$ 、4号側では $118 \sim 326 \text{kg/cm}^2$ 、ボーリングコア供試体による値は3号側で $278 \sim 325 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で $308 \sim 317 \text{kg/cm}^2$ である。

(ロ) 引張強度

ブロックサンプル供試体による値は3号側で $7 \sim 23 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で $10 \sim 26 \text{kg/cm}^2$ である。

(ハ) せん断強度

ブロックサンプル供試体による値は3号側で $30 \sim 35 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で $28 \sim 50 \text{kg/cm}^2$ である。

(二) 内部摩擦角

ブロックサンプル供試体による値は3号側で44～52°、4号側で42～50°である。

(c) 岩盤試験結果

イ 弾性波試験

試掘坑内で実施した屈折波法による弾性波試験結果を第1.2-169図及び第1.2-65表に示す。

3、4号原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤の弾性波速度は、P波で3号側平均約3.0km/s、4号側平均約2.9km/s、S波で3号側平均約1.3km/s、4号側平均約1.4km/sであり、弾性波速度から求めた動弾性係数は3号側で $1.15 \times 10^5 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で $1.24 \times 10^5 \text{kg/cm}^2$ 、動ポアソン比は3号側で0.38、4号側で0.36である。

ロ 変形・支持力試験

岩盤変形試験により得られた割線弾性係数、接線弾性係数及び変形係数の値を第1.2-66表に、また荷重－変位曲線を第1.2-170図に示す。結果を要約すると以下のとおりである。

3、4号原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤の大部分を占める①級及び②級の低荷重域(0～20kg/cm²)での割線弾性係数は、3号側で $9.90 \times 10^3 \sim 31.2 \times 10^3 \text{kg/cm}^2$ 、4号側で $12.7 \times 10^3 \sim 28.8 \times 10^3 \text{kg/cm}^2$ を示しており、高荷重域(60～70kg/cm²)でも3号及び4号側ともに弾性的挙動を示している。また、③級での割線弾性係数は低荷重域(0～10kg/cm²)で $2.49 \times 10^3 \sim 4.58 \times 10^3 \text{kg/cm}^2$ を示している。

次に、変形試験後実施した支持力試験の結果得られた荷重－変位

曲線を第1.2-171図に示す。結果を要約すると以下のとおりである。

岩盤分類④級及び⑤級はジャッキの能力限度の140kg/cm²まで载荷したが、破壊を確認することはできなかった。また、③級では25～30kg/cm²で破壊に至った。

ハ 岩盤せん断試験

岩盤せん断試験により得られたせん断強度及び内部摩擦角を第1.2-67表に、また、せん断強度と鉛直応力との関係を第1.2-172図に示す。

結果を要約すると以下のとおりである。

3、4号原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤の大部分を占める④級及び⑤級のせん断強度は3号側で7.5～11.6kg/cm²、4号側で8.4～19.6kg/cm²、内部摩擦角は3号側で45～56°、4号側で45～50°である。

ニ PS検層

PS検層によって得られたボーリング各孔の深さ方向のP波、S波速度を第1.2-173図に示す。

そのうち、原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤の試験孔(3号側5孔、4号側5孔)についてまとめた結果を第1.2-68表に示す。これより求めた基礎岩盤の弾性波速度は、P波で3号側平均約3.5km/s、4号側平均約3.7km/s、S波で3号側平均約1.7km/s、4号側平均約1.8km/sである。

ホ バラツキ

原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎底面における岩盤の分布

状況及び岩盤物性のバラツキに関する表を第1.2-69表に示す。結果を要約すると以下のとおりである。

原子炉格納容器及び原子炉周辺建屋基礎岩盤の岩種別分布率は3号及び4号側とも砂岩が約80%、頁岩が約15%で残りの数%が珩岩である。また、岩盤分類別分布率は、3号側で㊶級が約90%、㊷級が約10%であり、4号側で㊶級が約75%、㊷級が約20%、㊸級が約5%である。

試掘坑内で実施したシュミット・ロック・ハンマの反発度測定結果は、3号側で平均値29.9、その変動係数は16.0%であり、4号側では平均値27.4、その変動係数は21.3%である。

ランダムサンプルによる一軸圧縮強度の測定結果は、3号側で平均値191kg/cm²、その変動係数30.8%、4号側で平均値153kg/cm²、その変動係数は49.1%である。

へ 異方性

異方性に関する試験結果を第1.2-70表に示す。結果を要約すると以下のとおりである。

頁岩の異方性を調べるために実施した岩石試験の結果は、一軸圧縮強度、引張強度及び弾性波速度とも直角と水平方向の値にほとんど差は認められない。

また、試掘坑内の平均速度法による弾性波試験結果は第1.2-174図に示すようにP波速度は2.6～3.5km/sで、平均値3.0km/s、変動係数6.6%である。一方、互いに直交する坑道沿いの弾性波速度の測定結果では、北西－南東方向及び北東－南西方向ともP波速度2.6～3.3km/s、S波速度1.2～1.5km/sであり、弾性波速度による異方性はほとんど認められない。

層理に直角、平行方向及び鉛直方向に実施した頁岩での岩盤変形試験の結果では第1.2-70表に示すように、㊶級の高荷重域では荷重方向による差は顕著でないが、㊶級の低荷重域及び㊷級では層理に直角方向、鉛直方向、層理に平行方向の順で弾性係数が大きくなっており異方向性が認められる。荷重－変位曲線を第1.2-175図に示す。

更に、層理に対して流れ目、差し目及び平行方向で行った岩盤せん断試験結果では第1.2-70表に示すように、せん断強度及び内部摩擦角はそれぞれ流れ目方向で 9.2kg/cm^2 、 45° 、差し目方向で 9.0kg/cm^2 、 50° 、層理に平行方向で 7.5kg/cm^2 、 55° であり、せん断方向による差は小さい。

ト 透水性

透水性を検討するため、岩盤については第1.2-138図に示すボーリング10孔において各々EL.+10.0m～EL.-50.0mの測定区間でルジオンテストを行い、断層については土質試験法で行った。その結果の一覧表を第1.2-71表に示す。

また、試掘坑内での地下水の湧出は数箇所割れ目から滴水がわずかに認められるのみであり、試掘坑全体での滴水量は少ない。

(d) 岩盤分類と岩石・岩盤試験結果

以上の岩石・岩盤試験結果によると、基礎岩盤を構成する堆積岩の㊶級と㊷級は工学的にほぼ同等の物性を示していることから試験結果を㊶、㊷、㊸級に区分することにした。

その区分による岩石試験結果を第1.2-72表に、岩盤試験結果を第1.2-73表及び第1.2-176図に示す。

(e) 断層及びシームの物性試験結果

断層及びシームの物理試験結果を第1.2-74表に、断層の静的三軸圧縮試験結果を第1.2-75表に、シームの静的三軸圧縮試験結果を第1.2-76表に、また、断層及びシームのモールの応力円、破壊包絡線を第1.2-177図に示す。

断層の動的三軸圧縮試験結果を第1.2-77表に、シームの動的三軸圧縮試験結果を第1.2-78表に、断層及びシームの微小ひずみ時の初期せん断弾性係数と平均主応力の関係を第1.2-178図に、また、断層及びシームのせん断弾性係数、減衰定数とせん断ひずみの関係を第1.2-179図に示す。

断層の原位置変形試験結果を第1.2-79表に、また、荷重－変位曲線を第1.2-170図に示す。変形試験後実施した支持力試験の結果得られた荷重－変位曲線を第1.2-171図に示す。

断層の原位置せん断試験より得られたせん断強度及び内部摩擦角を第1.2-67表に、また、せん断強度と鉛直応力との関係を第1.2-172図に示す。

結果を要約すると以下のとおりである。

イ 一般物理特性

(イ) 比重

比重は、断層で2.74、シームで2.56～2.79である。

(ロ) 含水比

自然状態での含水比は、断層で21.4%、シームで10.4～18.9%である。

(ハ) 乾燥密度

乾燥密度は、断層で 1.66g/cm^3 、シームで $1.67\sim 1.94\text{g/cm}^3$ である。

ロ 原位置変形試験

断層の割線弾性係数は、荷重範囲 $0\sim 5\text{kg/cm}^2$ で $2.72\times 10^3\sim 3.06\times 10^3\text{kg/cm}^2$ である。

ハ 強度特性

$\overline{\text{CU}}$ 試験による断層及びシームの破壊包絡線は、次のとおりである。

$$\text{断層} \quad \tau = 0.28 + \sigma \tan 13^\circ \quad (\text{kg/cm}^2)$$

$$\text{シーム} \quad \tau = 0.51 + \sigma \tan 15^\circ \quad (\text{kg/cm}^2)$$

また、CD試験による断層及びシームの破壊包絡線は、次のとおりである。

$$\text{断層} \quad \tau = 0.40 + \sigma \tan 14^\circ \quad (\text{kg/cm}^2)$$

$$\text{シーム} \quad \tau = 0.45 + \sigma \tan 13^\circ \quad (\text{kg/cm}^2)$$

原位置変形試験後実施した支持力試験で断層は、 $11.5\sim 13.0\text{kg/cm}^2$ で破壊に至った。また、原位置せん断試験による断層のせん断強度は 0.35kg/cm^2 、内部摩擦角は 19° である。

(6) その他

「1.2.7.1 地盤」で用いている地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の20万分の1地勢図及び2万5千分の1地形図を複製したものである。(承認番号 平29情複、第1027号)

また、図面の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の

2万5千分の1沿岸海域地形図、数値地図200000(地図画像)、数値地図25000(空間データ基盤)、数値地図25000(行政界・海岸線)、数値地図50mメッシュ(標高)、5万分の1地形図及び2万5千分の1地形図を使用したものである。(承認番号 平25情使、第162号、承認番号平29情使、第848号)

上記地図を第三者が更に複製又は使用する場合には、国土地理院の長の承認を得なければならない。