

6.3 地盤

6.3.1 調査の経緯

6.3.1.1 敷地周辺の調査

敷地周辺の地質・地質構造を把握するため、陸域については文献調査、変動地形調査、地表地質調査、地球物理学的調査等を実施した。

また、海域については文献調査のほか、海上音波探査及び他機関が実施した周辺海域の海上音波探査の記録解析を実施した。

6.3.1.2 敷地近傍の調査

敷地近傍の地質・地質構造を把握するため、陸域については文献調査、変動地形調査、地表地質調査及び地球物理学的調査を実施した。

また、海域については文献調査のほか、海上音波探査及び他機関が実施した周辺海域の海上音波探査の記録解析を実施した。

6.3.1.3 敷地の調査

敷地の地質・地質構造を把握するため、敷地について文献調査、変動地形調査、地表地質調査、ボーリング調査等を実施した。

6.3.2 敷地周辺の地質・地質構造

6.3.2.1 調査内容

6.3.2.1.1 文献調査

敷地周辺陸域の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては、通商産業省工業技術院地質調査所（現 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター）（以下、それぞれ「地質調査所」，「地質調査総合センター」という。）発行の「地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）」のうち，「^{なかにみ}那珂湊」（1972）^{（1）}，「^{いそはま}磯浜」（1975）^{（2）}，「石岡」（1981）^{（3）}，「日本炭田図 I 5 万分の 1 常磐炭田地質図」（1957）^{（4）}，「20 万分の 1 地質図－水戸（第 2 版）」（2001）^{（5）}，地質調査総合センター発行の「20 万分の 1 地質図－白河」（2007）^{（6）}，経済企画庁発行の「20 万分の 1 土地分類図－茨城県」（1973）^{（7）}，「5 万分の 1 土地分類基本調査－水戸」（1969）^{（8）}，茨城県発行の「5 万分の 1 土地分類基本調査」のうち「石岡」（1980）^{（9）}，「^{ほこた}磯浜・鉾田」（1989）^{（10）}，「那珂湊」（1990）^{（11）}，小池の「茨城県東海村付近の地形発達」（1960）^{（12）}，活断層研究会編の「日本の活断層」（1980）^{（13）}，「新編 日本の活断層」（1991）^{（14）}，地質調査所発行の「50 万分の 1 活構造図－東京（第 2 版）」（1997）^{（15）}，「50 万分の 1 活構造図－新潟」（1984）^{（16）}，同所編の「日本地質アトラス（第 2 版）」（1992）^{（17）}，「日本の海成段丘アトラス」（2001）^{（18）}，中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」（2002）^{（19）}等がある。

敷地周辺海域の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては、海上保安庁水路部（現海上保安庁海洋情報部）発行の「海底地質構造図（20 万分の 1）」のうち「^{かしまなだ}鹿島灘」（1980）^{（20）}，「^{しおやざき}塩屋埼沖」（1981）^{（21）}，地質調査所発行の「海洋地質図」のうち「日本海溝・千島海溝南部およびそ

の周辺広域海底地質図（100 万分の 1）」（1978）^{（22）}，「鹿島灘海底地質図（20 万分の 1）」（1986）^{（23）}，「塩屋埼沖海底地質図（20 万分の 1）」（2001）^{（24）}，第二港湾建設局横浜調査設計事務所・茨城県の「首都圏流通港湾自然条件調査報告書」（1972）^{（25）}，加賀美・奈須の「古久慈川－後氷期海面上昇による埋積谷－」（1964）^{（26）}，徳山他の「日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史」（2001）^{（27）}，^{まいや}米谷他の「鹿島灘」（1981）^{（28）}，高柳の「第四紀海洋古環境－鹿島沖 S K－1 の研究－」（1984）^{（29）} 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）^{（30）} 等がある。

これらの文献により敷地周辺の地形及び地質・地質構造の概要を把握した。

6.3.2.1.2 広域地質・地質構造調査

(1) 敷地周辺陸域の調査

文献調査の結果を踏まえ，敷地を中心とする半径約 30km の範囲（以下「敷地周辺陸域」という。）及びその周辺陸域において，変動地形調査，地表地質調査，地球物理学的調査等を実施した。

変動地形調査は，国土地理院等で撮影された主に縮尺 2 万分の 1 の空中写真，米軍により撮影された縮尺 4 万分の 1 の空中写真及び国土地理院発行の縮尺 5 万分の 1，2 万 5 千分の 1 の地形図等を使用して，空中写真判読等を行った。空中写真判読にあたっては段丘面などの地形要素を抽出して分類するとともに，活断層や活褶曲等の地殻変動に起因した地形である変動地形に着目して，そ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。これらの結果に基づいて敷地周辺陸域のリニアメント分布図及び段丘面分布図を作成した。

地表・地質調査は、変動地形調査に使用した空中写真、地形図、リニアメント分布図、段丘面分布図等を使用して実施するとともに、必要に応じてボーリング調査、トレンチ調査等を実施した。

地球物理学的調査は、地下深部構造を把握する目的で反射法地震探査等を実施した。

これらの調査結果に基づいて、敷地周辺陸域の地質図、地質断面図等を作成した。

(2) 敷地周辺海域の調査

敷地を中心とする半径約 30km の範囲を含む沿岸方向約 70km、沖合方向約 40km の海域（以下「敷地前面海域」という。）及びその周辺海域において、石油公団及び石油開発公団（現独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構、以下「石油公団」という。）、地質調査所等により詳細な調査が実施されており、これらの海上音波探査記録解析を行った。解析は、石油公団が実施したエアガン・マルチチャンネル方式による海上音波探査記録、地質調査所が実施したエアガン・シングルチャンネル方式による海上音波探査記録等、合わせて総延長約 2,100km の解析を実施した。

さらに、海底の地形及び地質・地質構造に関する資料を得るため、敷地前面海域において、ブーマー、ウォーターガン及びエアガンを音源としたマルチチャンネル方式の海上音波探査を実施した。浅部の地質構造を把握するためのブーマー・マルチチャンネル方式の探査は、沿岸方向約 60km、沖合方向約 5km の範囲で、約 1km×約 1km の格子状の測線配置を原則として実施した。浅部から中深部の地質構造を把握するためのウォーターガン・マルチチャンネル方式の探査は、沿岸方向約 70km、沖合方向約 50km の範囲で、約 2km×約 4km の格子状の測線配置を原則として実施した。また、必要に応じて深部の地質構造を把握するためのエアガン・マルチチャ

ンネル方式の探査を実施した。測線の総延長は約 2,700km である。

海域の地層の年代については、試掘井「鹿島沖 S K - 1」（石油資源開発株式会社が実施）の試料を用いた米谷他（1981）等の結果から年代対比を行い評価した。

これらの調査結果に基づいて、敷地前面海域の海底地形図、海底地質図、海底地質断面図等を作成した。

6.3.2.2 敷地周辺陸域の調査結果

敷地周辺陸域の地形及び地質・地質構造は、文献調査、変動地形調査、地表地質調査、地球物理学的調査等の結果によると以下のとおりである。

6.3.2.2.1 敷地周辺陸域の地形

敷地周辺陸域の地形図を第 6.3.2-1 図に示す。

敷地周辺陸域は、茨城県の中央から北部に位置し、東側は太平洋に面している。

敷地周辺陸域の地形は、関東北部山地にあたる八溝^{やみぞ}山地及び久慈山地、阿武隈山地の南部にあたる多賀山地並びに関東平野の北東部にあたる那珂台地、東茨城台地等からなる。

敷地は、那珂台地東部に位置する。

(1) 八溝山地

八溝山地は、敷地周辺陸域の北西部から西部にかけてほぼ南北に細長く広がる。東側は、久慈川を挟んで久慈山地に接する。山地は、東西方向に延びるいくつかの谷により、八溝山塊、鷺子^{とりのこ}山塊、鷄足^{けいそく}山塊及び筑波山塊に分けられ、敷地周辺陸域では、那珂川の谷の北側に鷺子山塊が、南側に鷄足山塊が位置する。山地の起伏は小さくならで、稜線の標高は約

500m 以下である。主な山は、鷲子山（標高 463m）、尺丈山（標高 512m）、鷲足山（標高 431m）、^{はなかづき}花香月山（標高 378m）等である。山地の縁には丘陵地があり、鷲子山塊南東で久慈川と那珂川に挟まれて位置する^{うりづら}瓜連丘陵と、鷲足山塊東縁の友部丘陵に分けられる。これらの丘陵地の背面の高度は良く揃い、一部平坦面を残す。背面の標高は、瓜連丘陵で約 90m～約 130m、友部丘陵で約 80m～約 100m である。八溝山地の東を限る久慈川は、蛇行して南流し、周囲に低地と数段の段丘が形成されている。

(2) 久慈山地

久慈山地は、久慈川と里川に挟まれた南北に細長い山地である。山地の起伏はやや大きく、久慈川の東側では急崖をなす。稜線の標高は約 300m～約 600m で、南へ高度を減じている。主な山は^{なんたい}男体山（標高 654m）である。山地内には、ほぼ南北で直線的に延びる山田川の谷、山地の東縁ではほぼ南北に延びる里川のやや幅の広い谷があり、周囲に小規模な低地と数段の段丘が形成されている。

(3) 多賀山地

多賀山地は、里川の東側に位置し、太平洋に面する。山地の起伏は小さく、東に緩く傾斜する高原状の地形をなす。稜線の標高は約 300m～約 600m である。主な山は、^{みょうけん}妙見山（標高 652m）、^{たつわれ}豎破山（標高 658m）等である。山地内には谷が細かく樹枝状に入り、低地が小規模に分布する。また、山地の東縁には常磐海岸台地があり、海岸線に沿って海側へ緩く傾斜する平坦面が連続する。平坦面は南へ低くなり、標高は約 30m～約 60m である。台地の北部では、^{はなぬき}花貫川、関根川等の河川に沿って低地が発達し、周囲に数段の段丘が形成されている。南部は主に海岸線に沿う平坦面からなり、東縁で海食崖をなす。

(4) 那珂台地周辺

那珂台地，東茨城台地，鹿島台地等は敷地の西側から南側に広がる。

那珂台地は，久慈川と那珂川で境された台地で，主に海成段丘からなり，北東部には東海村が位置している。この台地の標高は約 20m～約 55m で，東側に徐々に高度を減じ，海岸付近は砂丘に覆われている。久慈川及び那珂川の周囲には，低地と数段の段丘が形成されている。

東茨城台地は，那珂川と巴川^{ともえ}で境された台地で，東側の鹿島台地とは^{ひぬま}涸沼川支流の大谷川，巴川支流の鉾田川により境されている。東茨城台地の北部には水戸市が位置し，標高は約 20m～約 50m である。東茨城台地の中央部を東西に流れる涸沼川と台地の縁をなす巴川等の周囲には，低地と数段の段丘が形成されている。

鹿島台地は，鹿島灘に沿って南北に延びる帯状の台地である。台地中央部の標高は約 40m で，東西両側に高度を減じている。

6.3.2.2.2 敷地周辺陸域の地質

敷地周辺陸域及びその周辺陸域の地質層序表を第 6.3.2-1 表に，敷地周辺陸域の地質図を第 6.3.2-2 図に，地質断面図を第 6.3.2-3 図に示す。これによると，八溝山地には，鷲子山塊の北部に，主に先新第三系の砂岩，頁岩，チャート等からなる堆積岩類が分布し，南部には主に新第三系の砂岩，泥岩及び礫岩からなる堆積岩類並びに火山碎屑岩類が分布する。鶏足山塊にも，主に先新第三系の砂岩，頁岩，チャート等からなる堆積岩類が分布する。久慈山地には，主に新第三系の砂岩，泥岩及び礫岩からなる堆積岩類，火山岩類並びに火山碎屑岩類が分布する。多賀山地には，主に片岩類，片麻岩類等からなる変成岩類，花崗岩類等からなる深成岩類が分布する。また，多賀山地東方の常磐海岸台地の北部では，主に古第三系，新第三系の砂岩，泥岩，

礫岩等からなる堆積岩類が分布する。那珂台地周辺部の丘陵地及び台地には、主に第四系更新統が広く分布し、那珂台地縁辺部には新第三系の泥岩等からなる堆積岩類が分布する。低地には完新統の沖積層が、海岸部には砂丘砂層が分布する。なお、ひたちなか市磯崎から大洗町にかけての海岸部には、先新第三系の砂岩、泥岩、礫岩等からなる堆積岩類が小規模に分布する。

(1) 先新第三系

先新第三系は、主に八溝山地にジュラ系等、ひたちなか市付近の海岸部に白亜系～古第三系、常磐海岸台地北部に古第三系が分布する。これらは、八溝層群、那珂湊層群及び大洗層並びに白水層群に区分される。

a. 八溝層群

八溝層群は、主に砂岩、頁岩及びチャートからなり、八溝山地の鷲子山塊北部及び鶏足山塊に広く分布するほか、太子町所谷から常陸大宮市やわら家楽にかけての久慈川左岸部等にも分布する。Sashida et al. (1993) ⁽³¹⁾ 等によれば、本層群は産出化石からジュラ系と、一部は三畳系、ペルム系及び石炭系とされている。

b. 那珂湊層群及び大洗層

那珂湊層群は、砂岩、泥岩及び礫岩からなり、ひたちなか市磯崎付近の海岸部に分布する。本層群は、下位から築港層、平磯層及び磯合層に区分される。坂本他（1972）等によれば、本層群は産出化石から上部白亜系とされている。

大洗層は、礫岩、砂岩、泥岩等からなり、大洗町付近の海岸部に分布する。坂本他（1972）等によれば、本層は産出化石から上部白亜系又は古第三系とされている。

c. 白水層群

白水層群は、砂岩、泥岩、礫岩及び石炭からなり、西側に分布する阿

武隈花崗岩類を不整合に覆って、主に北茨城市なかごう中郷町から日立市川上にかけて分布する。本層群は、下位から岩城層、浅貝層あさがい及び白坂層しらさかに区分される。柳沢他（1989）^{（32）}等によれば、本層群は産出化石から古第三系下部漸新統とされている。

（2）新第三系

新第三系は、主に久慈山地、八溝山地の鷲子山塊南部、鶏足山塊東縁部、多賀山地東部の常磐海岸台地、多賀山地南西縁部及び那珂台地縁辺部に広く分布している。これらは、中新統のかなさごう金砂郷層群、ひがしかなさやま東金砂山層、多賀層群、鮮新統のくめ久米層等に区別される。

a．金砂郷層群

金砂郷層群は、砂岩、砂岩泥岩互層、泥岩、礫岩、デイサイト、凝灰岩等からなり、主に久慈山地西部、鷲子山塊南部及び鶏足山塊東縁部に分布し、先新第三系の八溝層群を不整合に覆っている。天野他（1989）^{（33）}等によれば、本層群は産出化石から下部中新統の最上部～中部中新統の最下部とされている。

本層群は、久慈山地では、大槻（1975）^{（34）}のきたたけ北田気層、浅川層、男体山火山角礫岩、にしぞめ西染層、おおかど大門層、ずいりゅう瑞龍層、源氏川層等に相当する。ここでは、これらの地層を一括して金砂郷層群と呼ぶ。実施した珪藻化石分析によれば、本層群最上部の源氏川層は中部中新統の最下部である。

b．東金砂山層

東金砂山層は、礫岩、砂岩等からなり、主に久慈山地の中央部から東側にかけての里川と山田川に挟まれた地域に分布し、阿武隈花崗岩類及びそれらのカタクラサイトを不整合に覆っている。大槻（1975）等によれば、本層は金砂郷層群の上部及び多賀層群の下部と指交関係にあることから、おおよそ中部中新統とされている。

c. 多賀層群

多賀層群は、主に砂質泥岩からなり、ひたちなか市部^{へたの}田野等では凝灰岩を伴っている。本層群は、常磐海岸台地及び多賀山地南西縁部に広く分布するほか、那珂台地縁辺部、東茨城台地北部、友部丘陵東部、久慈山地南端部等にも分布する。本層群は、多賀山地周辺では阿武隈花崗岩類、日立変成岩類及び白水層群を不整合に覆い、久慈山地南端部から友部丘陵にかけては、金砂郷層群を大部分の地域で不整合に覆っている。柳沢他（1989）等によれば、本層群は産出化石から中部～上部中新統とされており、実施した珪藻及び石灰質ナンノ化石分析によれば、中部中新統の上部～上部中新統の下部である。

d. 離山層

離山層は、主に凝灰岩からなり、多賀山地南縁部に小規模に分布する。本層は、多賀層群を不整合に覆っている。吉岡他（2001）等によれば、本層は産出化石などから下部鮮新統とされている。

e. 久米層

久米層は、主に砂質泥岩からなり、久慈山地南縁部及び多賀山地南縁部に広く分布するほか、常磐海岸台地の海岸沿いの一部、那珂台地東縁部等にも分布する。本層は、金砂郷層群、東金砂山層及び多賀層群を不整合に覆っている。柳沢他（1989）等によれば、本層は産出化石から鮮新統とされており、実施した珪藻及び石灰質ナンノ化石分析によれば、下部鮮新統の上部～上部鮮新統である。

(3) 第四系

第四系は、主に丘陵地、台地及び低地に広く分布する。これらは、中部更新統の東茨城層群、上部更新統の段丘堆積物並びに完新統の沖積層及び砂丘砂層に区分される。

a. 東茨城層群

東茨城層群は、八溝山地東縁の瓜連丘陵及び友部丘陵、多賀山地東縁の常磐海岸台地の南部、那珂台地、東茨城台地等にまとまって分布するほか、久慈山地の里川沿いに小規模に分布する。本層群は、瓜連丘陵では坂本・宇野沢（1976）^{（35）}による引田層等、友部丘陵では坂本・宇野沢（1979）^{（36）}による友部層等、常磐海岸台地の南部ではH面を構成する堆積物、那珂台地、東茨城台地等では、坂本他（1981）による石崎層、笠神層、見和層下部及び見和層中部に相当する。ここでは、これらの地層を一括して東茨城層群と呼ぶ。

小池他（1985）^{（37）}は、瓜連丘陵に分布する所貫礫層を大田原火砕流堆積物（約 30 万年前；久保他，2007）の二次堆積物が覆うとし、貝塚他（2000）^{（38）}は、友部丘陵を構成する海成砂層について、海洋酸素同位体ステージ（以下「M I S」という。）9 に形成されたものとしている。

本層群は、瓜連丘陵等では、礫、砂及びシルトからなる。礫は風化し、一部でくさり礫化している。友部丘陵、常磐海岸台地の南部、那珂台地、東茨城台地等では、主に細粒～中粒の砂からなり、敷地の西側付近及び涸沼付近では、礫あるいはシルトからなる。

本層群は、南関東の下末吉面～小原台面に対比されるM1面より高位にあるH面を形成していること、那珂台地、東茨城台地等ではM1段丘堆積物に不整合に覆われていることから、中部更新統と考えられ、H面は南関東の多摩面（M I S 13～7；貝塚・松田編，1982^{（39）}）に対比される。

b. 段丘堆積物

段丘堆積物は、海岸及び河川に沿って分布する。段丘堆積物は、段丘

面の分布，堆積物の層相，火山灰層との関係等に基づいて，M 1 段丘堆積物，M 2 段丘堆積物，M 3 段丘堆積物，M 4 段丘堆積物，L 1 段丘堆積物，L 2 段丘堆積物，L 3 段丘堆積物及びL 4 段丘堆積物に区分される。M 1 段丘堆積物は，那珂台地，東茨城台地，鹿島台地，常磐海岸台地の南部等で太平洋に面して連続的に分布する。この堆積物からなるM 1 面は，広く平坦で海側へ緩く傾斜した海成面の形態を示す。M 2 段丘堆積物からL 4 段丘堆積物は，河川沿いに分布する。これらの堆積物からなる段丘面は，現河川と同程度あるいはやや急な勾配で下流方向にやや傾斜した河成面の形態を示す。これらの段丘面には，下流部で沖積面下に埋没するものも見られる。段丘面の分布を第 6. 3. 2－4 図に示す。

M 1 段丘堆積物は，那珂台地，東茨城台地，鹿島台地及び常磐海岸台地の南部に連続的に広く分布するほか，久慈川沿い，常磐海岸台地の北部の花貫川沿い等に分布する。坂本他（1972），坂本（1975）及び坂本他（1981）は，那珂台地及び東茨城台地に分布する堆積物を見和層とし，このうち見和層上部を最終間氷期の高海水準期に形成された海成層としている。鈴木（1989）は，那珂台地及び東茨城台地の主部をなす平坦面をそれぞれ那珂台地面及び東茨城台地面とし，那珂台地中央部では，堆積物の上部に箱根吉沢下部 7 テフラ（約 13 万年前；鈴木，1989⁽⁴⁰⁾），赤城水沼 9，10 テフラ（約 13 万年前；鈴木，1990⁽⁴¹⁾）等を，海岸付近のひたちなか市部田野では，堆積物中の最上部に鬼界葛原テフラ（約 9.5 万年前；町田・新井，2003⁽⁴²⁾）を認め，これらの台地面は，M I S 5e からM I S 5c にかけて形成されたとしている。また，常磐海岸台地の平坦面を田尻浜 I 面及び田尻浜 II 面とし，それぞれM I S 5e 及びM I S 5c に形成されたとしている。

那珂台地等では，堆積物は主に砂からなり，礫及びシルトの薄層を伴

う。下部には貝化石を含み、上部には貝の痕跡や波打際付近に棲息した生物の痕跡である白斑状の生痕（以下「白斑状生痕」という。）が認められるなど、海成の堆積物からなる。常磐海岸台地の北部の高萩市^{かみわの}上和野では、堆積物は砂礫を主体とし、河成の堆積物からなる。

ひたちなか市長砂及び鹿島灘沿岸では、白斑状生痕の上位で砂とシルトの互層中に、厚さ 3cm 程度で赤城水沼 9, 10 テフラが認められる。また、鬼界葛原テフラが、ひたちなか市部田野では堆積物の最上部に、高萩市上和野では風化火山灰層の最下部に認められる。

これらのことから、M 1 面は、箱根吉沢下部 7 テフラ及び赤城水沼 9, 10 テフラ降下堆積以後から鬼界葛原テフラ降下堆積頃にかけて形成されたと推定され、南関東の下末吉面～小原台面（M I S 5 e ～5c；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。

M 2 段丘堆積物は、久慈川，那珂川，涸沼川等の河川に沿って分布し、下流部で広く分布する。坂本他（1972），坂本（1975）等は、久慈川下流部の段丘礫層を額田段丘礫層^{ぬかた}，那珂川下流部の段丘礫層を上市段丘礫層^{うわいち}とし、M 1 段丘堆積物以後に形成された河成段丘礫層としている。貝塚他編（2000）等は、この堆積物からなる段丘面を額田段丘及び上市段丘とし、M I S 5a に対比している。久慈川及び那珂川沿いでは、堆積物は主に礫，砂からなり、涸沼川等の台地部の河川沿いでは、礫混じり砂を主体とする。これらの堆積物は、いずれも下位の M 1 段丘堆積物等を削り込んでいる。堆積物を覆う風化火山灰層は、中部に赤城鹿沼テフラ（約 4.5 万年前以前；町田・新井，2003 等）が、下部に赤城水沼 1 テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003 等）が認められる。これらのことから、M 2 面は赤城水沼 1 テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され、南関東の武蔵野面の M₂ 面（M I S 5a；貝塚・

松田編，1982 等）に対比される。

M 3 段丘堆積物は，久慈川及び那珂川の下流にややまとまって分布するほか，河川沿いに断片的に分布する。貝塚他編（2000）等は，この堆積物からなる段丘面を塩ヶ崎段丘とし，M I S 4 に対比している。久慈川及び那珂川沿いでは，堆積物は礫を主体とする。堆積物を覆う風化火山灰層の最下部に赤城水沼 1 テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003 等）が認められる。M 3 面は，M 2 面との境で段丘崖をなすことから，M 2 面の形成以降，赤城水沼 1 テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の武蔵野面の M₃ 面（M I S 4；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。

M 4 段丘堆積物は，M 3 段丘堆積物の縁に分布する。M 4 面は M 3 面との境で段丘崖をなすが，比高は小さいことから M 3 面形成に引き続き形成されたと推定される。

L 1 段丘堆積物は，久慈川，那珂川，山田川，里川等の主に中流から下流に分布する。堆積物は礫を主体とし，堆積物の下部に榛名八崎^{はるなはつき}テフラ（約 5.0 万年前；町田・新井，2003 等）が認められる。また，堆積物を覆う風化火山灰層の最下部に赤城鹿沼^{あかぎかぬま}テフラ（約 4.5 万年前；町田・新井，2003 等）が認められる。これらのことから，L 1 面は榛名八崎テフラ降下堆積以降，赤城鹿沼テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の立川面の T c₁ 面（M I S 3；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。

L 2 段丘堆積物は，河川に沿って局所的に分布し，主に礫，砂からなる。堆積物を覆う風化火山灰層の下部に始良^{あい}T n テフラ（約 2.9 万年前～約 2.6 万年前；町田・新井，2003 等）が認められることから，L 2 面は，始良 T n テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東

の立川面のT c₂面（M I S 3；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。

L 3 段丘堆積物は，河川に沿って局所的に分布し，主に礫，砂からなる。堆積物を覆う風化火山灰層中に男体七本桜テフラ・男体今市テフラ（約 1.5 万年前～約 1.4 万年前；町田・新井，2003 等）が認められることから，L 3 面は，男体七本桜テフラ・男体今市テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の立川面のT c₃面（M I S 2；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。

L 4 段丘堆積物は，河川に沿って局所的に分布し，主に礫，砂からなる。堆積物中に男体七本桜テフラ・男体今市テフラが認められることから，L 4 面は，男体七本桜テフラ・男体今市テフラ降下堆積以降に形成されたと推定される。

c．沖積層

沖積層は，未固結の砂，シルト及び礫からなり，久慈川，那珂川，涸沼川等の下流部に広く分布するほか，現河川に沿って丘陵地，山地内に細長く分布する。

d．砂丘砂層

砂丘砂層は，未固結の淘汰の良い細粒砂～中粒砂からなり，太平洋岸の東海村豊岡から銚田市にかけての海岸線に分布し，東海村からひたちなか市阿字ヶ浦にかけては，北東－南西方向の砂丘列がみられる。

(4) 深成岩類及び変成岩類

a．深成岩類

深成岩類は，主に阿武隈山地南部の多賀山地に広く分布する阿武隈花崗岩類及び八溝山地等に点在する八溝花崗岩類に区分される。

阿武隈花崗岩類は，主に黒雲母花崗閃緑岩からなる。本岩類は，柴田・内海（1983）^{（43）}等のカリウム－アルゴン（K－A r）法による

年代測定結果等から、白亜紀前期に日立変成岩類及び竹貫^{たかぬき}変成岩類に貫入したと考えられる。

八溝花崗岩類は、主に黒雲母花崗岩からなる。本岩類は、柴田他(1973)⁽⁴⁴⁾等のカリウム-アルゴン(K-Ar)法による年代測定結果等から、主に白亜紀後期～古第三紀前期に八溝層群に貫入したと考えられる。

b. 変成岩類

変成岩類は、主に多賀山地の南部及び北西縁部に分布し、日立変成岩類及び竹貫変成岩類に区分される。

日立変成岩類は、主に片岩類からなり、石灰岩、蛇紋岩等を伴っている。竹貫変成岩類は片麻岩類からなる。

これら変成岩類は、白亜紀前期の阿武隈花崗岩類に貫入されることから先白亜系と推定される。

6.3.2.2.3 敷地周辺陸域の地質構造

(1) 概要

敷地周辺陸域の地質構造図を第 6.3.2-5 図に示す。敷地周辺陸域の地質構造は、主として北部の山地からなる地域と、主として南部の台地及び低地からなる地域でそれぞれ特徴を呈している。

北部における地質構造としては、久慈山地東部に阿武隈花崗岩類のカタクラサイトからなるNNW-SSE方向に連続する幅約 4km～約 5km の棚倉破碎帯がある。同破碎帯の東側の多賀山地には阿武隈花崗岩類及び変成岩類が広く分布し、さらにその東側の常磐海岸台地には、それらを不整合に覆って古第三系漸新統及び新第三系の中新統が東に緩く傾斜して分布している。また、棚倉破碎帯内部には、カタクラサイトを不整合に覆う新第

三系中新統の金砂郷層群及び東金砂山層が傾斜して分布し、同破砕帯の西側には、金砂郷層群が東に傾斜して分布している。これらの地層は、棚倉破砕帯西縁断層及び周囲に分布する断層並びに久慈川流域に分布するNNW－SSW方向及びNE－SW～E－W方向の断層で切断されている。

八溝山地には、新第三系に不整合で覆われる主にジュラ系の八溝層群が分布し、西又は北西に傾斜しており、数本の短い断層が分布している。

また、棚倉破砕帯の南部の久慈川下流部及び常磐海岸台地付近には、新第三系中新統を不整合に覆う新第三系鮮新統の久米層が、ほぼ水平に分布している。

南部の台地及び低地には、主に第四系が広く分布している。

重力異常に関しては、大局的な地下深部構造を把握することを目的として、地質調査総合センター編「日本重力データベース DVD版」(2013)等を参考に重力異常図を作成した。敷地周辺の重力異常図を第6.3.2-6図に示す。

敷地北方の多賀山地南西縁付近に認められる重力の急勾配構造については、坂本他(1972)によると、那珂市菅谷付近に低重力域の中心があり、東から西へ重力値が小さくなる。このことは、おそらく海岸沿いでは、多賀層の下位に先第三系の基盤が直接接しており、それより西方の内陸部では、多賀層の下位に新第三系が厚く発達していることを示すものであるとしている。また、吉岡他(2001)及び長谷川(1988)⁽⁴⁵⁾によると、高重力異常域は高密度の古生層基盤岩の分布に一致し、急勾配構造は、棚倉構造線の南方端に対応しているとしている。

これらの重力異常域と地下深部構造の関係を把握することを目的として、反射法地震探査等を実施した。反射法地震探査解釈図を第6.3.2-7図に示す。これによると、多賀山地付近の高重力異常から那珂台地付近の低重

力異常にかけて、先新第三系の基盤上面が深くなっており、基盤上面と重力異常が調和的であることが認められる。また、久慈川以北で地表に露出する棚倉破砕帯の南方延長に相当する地質構造が、Line-1 及び Line-2 で認められたが、Line-A ではこのような地質構造は認められなかった。このことから、棚倉破砕帯は久慈川以南の台地部の下をほぼ南北の走向で分布していると考えられる。

また、微小地震に関しては、気象庁地震カタログ⁽⁴⁶⁾に基づき、微小地震分布図を作成した（第 6.3.2-8 図）。敷地周辺においては、断層の存在を示唆するような微小地震分布の線状の配列は認められない。

(2) 敷地周辺陸域の断層

敷地周辺陸域には、活断層研究会編（1991）、地質調査所編（1992）、地質調査所（1997）、中田・今泉編（2002）等により活断層、推定活断層等が示されている（第 6.3.2-9 図）。

敷地周辺陸域について、社団法人土木学会原子力土木委員会（1999）⁽⁴⁷⁾、井上他（2002）⁽⁴⁸⁾等を参考にするとともに、敷地周辺の地域特性を考慮して空中写真判読の基準を作成し、変動地形調査を実施した。変動地形判読基準を第 6.3.2-2 表に、敷地周辺陸域の変動地形調査結果を第 6.3.2-10 図に示す。

a. 棚倉破砕帯西縁断層（の一部）

(a) 文献調査結果

棚倉破砕帯西縁断層（の一部）は、活断層研究会編（1991）において、走向がNNW-SSE方向、長さ 7km、確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として記載されている。ただし、岩質の相違によるものである可能性が大きいとも記載されている。また、この南方の常陸太田市西染及び中染付^{なかぞめ}近には長さ約 4km 以下のリニアメントが

4 条図示されている。これらのリニアメントは、活断層研究会編（1980）では確実度Ⅲとされていたが、活断層研究会編（1991）では組織地形又は河食崖である可能性が強いとし、「削除」とされている。

桑原（1981）^{（49）}は、本断層について、リニアメントはしばしば断層崖からなるけれども、これらに沿って段丘面や河谷などの横ずれ変位は見られないし、縦ずれ変位も顕著なものではないらしいとしている。また、鈴木（2004）^{（50）}は、この付近における形態的特徴から、山田川沿いの直線谷と直線的急崖をそれぞれ、直線的な線状の剝地形である断層線谷と断層線崖としている。

中田・今泉編（2002）においては、活断層研究会編（1991）で示された、断層北方の常陸太田市取上から滝沢にかけての約 7km 区間のリニアメントは示されておらず、南方の常陸太田市西染及び中染付近に長さ約 4km 以下の推定活断層が 2 条示されている。

(b) 変動地形調査結果

変動地形調査結果を第 6.3.2-11 図に示す。

活断層研究会編（1991）で指摘される棚倉破碎帯西縁断層（の一部）付近に、同方向のリニアメントが、常陸太田市湯草^{ゆぐさ}北西から常陸太田市田ヶ町にかけての約 7km の区間に連続して判読される。判読されたリニアメントは L_c ランクで、崖線、三角状の急崖等として認められる。高度差としては東側が低い。また、このリニアメントの東側に並列して、常陸太田市馬次^{まぢ}東方及び田ヶ町東方付近において、長さ約 2km の L_D ランクのリニアメントが 2 条判読される。2 条のリニアメントのうち、北側については断続的で不鮮明な鞍部及び急斜面として判読され、高度差としては西側が低い。南側については断続的な三角状の急崖として判読され、高度差としては西側が低い。なお、リニ

アメント周辺の山頂付近の接峰面高度はほぼ同様であり、リニアメントの両側で水系の食い違いも認められない（第 6.3.2-12 図，第 6.3.2-13 図）。

また，西染町及び中染町付近において，中田・今泉編（2002）で指摘される推定活断層付近に，同方向で長さ約 5km と約 2km の L_D ランクのリニアメントが 2 条判読される。2 条のリニアメントのうち，東側については断続的で不鮮明な急崖として判読され，高度差としては西側が低い。西側については断続的で不鮮明な三角状の急斜面等として判読され，高度差としては東側が低い。

(c) 地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 6.3.2-14 図に，地質断面図を第 6.3.2-15 図に示す。

判読されたリニアメント周辺には，阿武隈花崗岩類のカタクラサイト，新第三系中新統として，金砂郷層群の浅川層，男体山火山角礫岩，西染層，^{なわしろだ}苗代田層，大門層及び瑞龍層並びに東金砂山層，多賀層群，第四系の段丘堆積物等が分布している。このうち，中新統以下の地層は棚倉破碎帯西縁断層による大きな変位が認められ，断層の両側には，急傾斜した構造も認められる。このような構造は，^{こなませ}大子町小生瀬東方から南方の山田川下流部の常陸太田市^{あしま}芦間町付近にかけて一様に連続している。

判読されたリニアメントのうち，湯草北西から常陸太田市田ヶ町の約 7km の区間で判読された L_C ランクのリニアメントについては，リニアメントにはほぼ一致して棚倉破碎帯西縁断層が確認される。北部の湯草北西から馬次の約 4km 区間では，断層の西側には主に男体山火山角礫岩が，東側には礫岩及び砂岩からなる東金砂山層が分布し，南部

の馬次から田ヶ町の約 3km 区間では、断層の西側には礫岩からなる西染層が、東側には礫岩及び砂岩からなる東金砂山層が分布する。

常陸太田市釜^{かま}の平^{たいら}では、男体山火山角礫岩と東金砂山層を境する断層露頭が認められる。この露頭では、何回かの断層活動を示す複数の破碎組織が認められ、このうち幅約 0.5cm の軟質な粘土を伴う断層面が他の破碎組織を切断していることから、最も新期に活動したものと考えられる（第 6.3.2-16 図）。

常陸太田市畑中^{はたけなか}では、東金砂山層と西染層とを境する断層露頭が認められる（第 6.3.2-17 図）。この露頭では釜の平の露頭と同様に、何回かの断層活動を示す複数の破碎組織が認められ、このうち幅約 0.2 cm の軟質な粘土を伴う断層面が他の破碎組織を切断していることから、最も新期に活動したものと考えられる（第 6.3.2-18 図）。

釜の平及び畑中で確認された断層のうち、最も新期に活動したものと考えられる断層面について薄片観察を行った結果、非対称変形組織は両者とも左ずれ卓越の変位センスを示している。

リニアメントが判読されない田ヶ町以南でも、中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層は連続しており、常陸太田市百目木^{どうめき}の沢部での連続露頭では、東金砂山層と西染層とを境する断層並びに西染層中の断層が認められる。これらの断層は、いずれも断層面が平面的ではなく、破碎部はやや固結している（第 6.3.2-19 図、第 6.3.2-20 図、第 6.3.2-21 図）。本断層の薄片観察を行った結果、非対称変形組織は東上がり、右ずれの変位センスを示している。また、この断層露頭北方には、H 面が分布しており、本段丘面においてトレンチ調査を実施した結果、沢部の連続露頭と同様に東金砂山層と西染層とを境する断層が認められる。本断層は断層面が平面的ではなく、破碎部はやや固結し

ており、H段丘堆積物に変位・変形を与えていない（第 6.3.2-22 図）。本堆積物は主に礫からなり、礫は風化し、くさり礫化している。堆積物を覆う風化火山灰層は、鬼界葛原テフラを含む。なお、本段丘面においてボーリング調査を実施した結果、西染層中の断層が認められるが、これらの断層は、いずれも断層面が平面的ではなく、破碎部は固結しており、H段丘堆積物はほぼ水平に分布している（第 6.3.2-23 図）。

また、リニアメントが判読されない湯草以北でも、中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層は連続しており、大子町取上北方の露頭では東金砂山層と苗代田層を境する断層が認められる。本断層は断層面が平面的ではなく、破碎部はやや固結している（第 6.3.2-24 図）。本断層の薄片観察を行った結果、非対称変形組織は右ずれ卓越の変位センスを示している。

L_c ランクのリニアメントに並走する 2 条の L_D ランクのリニアメントのうち、馬次東方付近に判読されるリニアメントは、中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層から約 500m 東方に位置しており、直下及び近傍には連続する断層は存在しておらず、リニアメントは東金砂山層の岩相が変化する付近に位置している。

馬次東方約 300m の地点には、リニアメントを横断して東金砂山層の連続露頭が認められる（第 6.3.2-25 図）。リニアメント直下には砂岩がリニアメントにおおむね平行な走向で西に約 30° 傾斜しており、砂岩の両側には礫岩が連続している。所々に変位を伴う断層が認められるが、いずれも断層面の癒着した断層である。

田ヶ町付近に判読されるリニアメントは、中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層から約 100m 東方に位置しており、直下及び近傍には連続す

る断層は存在しておらず，リニアメントは東金砂山層の岩層が変化する付近に位置している。

田ヶ町付近の沢には，リニアメントを横断して東金砂山層の連続露頭が認められる（第 6.3.2-26 図）。リニアメントの東側には硬質な砂岩が，西側には節理が多い泥岩を挟在する砂岩がリニアメントにおおむね平行な走向で西に急傾斜している。露頭の西端部には，断層面が癒着した断層が認められるが，走向はリニアメントと斜交している。

L_cランクのリニアメント南方の西染町及び中染町付近において判読された 2 条の L_Dランクのリニアメントのうち，中染町付近では，西染層と東金砂山層を境する断層が認められる。本断層は，百目木で確認された断層と同様に，断層面が平面的ではなく，破碎部はやや固結している（第 6.3.2-27 図）。

西染町西方で判読されたリニアメントは，中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層から約 500m 西方に位置しており，西染層中の小規模な断層や節理の発達程度が異なる境界付近に位置し，小規模な断層は認められるが連続する断層は認められない。

常陸太田市小室^{こむろ}西方付近には，リニアメントを横断して西染層の連続露頭が認められる。露頭には，小規模な断層が認められるものの，走向はリニアメントに斜交し，破碎部も固結している（第 6.3.2-28 図，第 6.3.2-29 図）。

常陸太田市和舘^{わたて}付近では，リニアメントを横断して西染層のほぼ連続した露頭が認められる。リニアメントの西側には節理がほとんど認められない塊状の砂岩が分布する。一方，東側では節理が認められる泥岩を所々挟在し，断層面が癒着した断層も所々認められる砂岩が分布する。リニアメント付近には，断層面が癒着した断層が複数認めら

れるが、連続する断層は認められない（第 6.3.2-30 図）。

また、棚倉破碎帯西縁断層に沿って流下する山田川の流域では、断層の両側で第四系の段丘堆積物の分布標高はほぼ同様であり、段丘面は上流から下流にかけて徐々に高度を減じている。さらに、棚倉破碎帯西縁断層の南方の芦間町付近では、新第三系鮮新統の久米層がほぼ水平に断層を覆って連続して分布している。芦間町付近の地質図を第 6.3.2-31 図に、芦間町南方の地質図を第 6.3.2-32 図に、ルートマップを第 6.3.2-33 図に、芦間町南方露頭付近の地質断面図を第 6.3.2-34 図に示す。

芦間町南方の沢の露頭では、棚倉破碎帯西縁断層推定延長部の久米層中に、ほぼ同方向で鉛直変位量は 1m に満たない小規模な断層が認められる。泥岩中では、ほぼ水平で不明瞭な条線が所々に認められるが、断層面の連続性は悪く雁行状を示す。砂岩中では、断層面のほぼ癒着した断層が雁行状をなし、一部に固結した砂状破碎部を伴う（第 6.3.2-35 図）。

(d) 棚倉破碎帯西縁断層（の一部）の評価

活断層研究会編（1991）で記載されている棚倉破碎帯西縁断層（の一部）位置付近で判読された L_c ランクのリニアメントは、中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層とほぼ一致する。本リニアメント付近で認められた最新活動時期を示す断層は、いずれも断層面が平面的であり、破碎部が軟質であること、本断層の最新活動時期を評価するための段丘面等が分布しないことから、後期更新世以降の活動性を否定することができない。一方、本リニアメントが判読されない湯草以北及び田ヶ町以南においても、中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層は連続しており、取上北方及び百目木で確認された断層は、いずれも断層面が平面

的ではなく破砕部はやや固結していること、百目木で実施したトレンチ調査等の結果、本断層はH段丘堆積物に変位・変形を与えていないことから、取上北方及び百目木では少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

以上のことから、判読されたL_cランクのリニアメントについては、耐震設計上活動性を考慮するものとし、その長さを取上北方から百目木までの約13kmとする。

なお、中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層近傍で認められる大きな変位や急傾斜した構造は、百目木から南方の山田川下流部の芦間町付近にかけて一様に連続している。しかし、山田川流域の段丘堆積物及び段丘面には、断層運動を示唆する高度不連続は認められない。棚倉破砕帯西縁断層の南方延長部である芦間町周辺では、新第三系鮮新統の久米層が断層を覆ってほぼ水平に連続して分布しており、久米層には累積的な変位・変形は認められない。変動地形調査結果によると、芦間町周辺の久米層分布域以南ではリニアメントは判読されない。

棚倉破砕帯西縁断層（の一部）の東方で判読された馬次東方及び田ヶ町東方付近の2条のリニアメントについては、中新統を切る棚倉破砕帯西縁断層とは一致していない。一部のリニアメント付近の露頭においては断層面の癒着した断層が認められるが、連続するものではない。これらの判読されたリニアメントは、東金砂山層の岩質が異なることに起因する侵食に対する抵抗性の差を反映した断続的で不鮮明な鞍部、急斜面等によるものと考えられる。

また、棚倉破砕帯西縁断層（の一部）の南方で判読された2条のリニアメントのうち、中染町付近のリニアメントについては、西染層と東金砂山層を境する断層が確認されるが、百目木で確認された断層と

同様、断層面が平面的ではなく、破碎部はやや固結していることから、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。西染町付近のリニアメントについては、中新統を切る棚倉破碎帯西縁断層とは一致していない。一部のリニアメント付近の露頭においては小規模な断層が認められるが、連続するものではない。本リニアメントは、西染層の節理や小規模な断層の発達程度が異なることに起因する侵食に対する抵抗性の差を反映した急斜面等によるものと考えられる。

b. 関口ー黒磯リニアメント

(a) 文献調査結果

関口ー黒磯リニアメントは、活断層研究会編（1991）において、走向がN－S方向、長さ 10km、確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として示されている。中田・今泉編（2002）においては、活断層研究会編（1991）で示されたリニアメントの中央部約 2km 区間が示されておらず、北方に約 6km 延長した東側落下の推定活断層が示されている。

(b) 変動地形調査結果

変動地形調査結果を第 6.3.2－36 図に示す。

活断層研究会編（1991）で指摘される関口ー黒磯リニアメント及び中田・今泉編（2002）で示された推定活断層の位置付近に、ほぼ同方向のリニアメントが、北茨城市磯原町内野付近から日立市黒磯にかけての約 15km の区間に断続して判読される。判読されたリニアメントはいずれも L_D ランクで、断続的で不鮮明な三角状の急斜面等として認められる。高度差としては東側が低い。なお、高萩市上和野のリニアメント付近に分布する M1 段丘面について、航空レーザ計測により作成した 1m グリッドの数値標高データ及び米軍の撮影した航空写真

から作成した地形図による地形分析の結果，M1 段丘面にリニアメントは認められない（第 6.3.2-37 図）。

(c) 地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 6.3.2-38 図に，地質断面図を第 6.3.2-39 図に示す。

判読されたリニアメント周辺には，先白亜系の日立変成岩類等，白亜系の阿武隈花崗岩類，古第三系漸新統の白水層群，新第三系中新統の多賀層群，第四系の段丘堆積物等が分布している。多賀山地の東側では，日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類を東に緩く傾斜している白水層群及び多賀層群が不整合に覆って分布し，さらに第四系の地層がそれらの地層を不整合に覆って部分的に分布する。

判読されたリニアメントは，日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類とそれらを不整合に覆う白水層群の地層境界とおおむね一致しており，その付近の白水層群の走向傾斜に乱れは認められず，リニアメントと一致する断層は認められない。

大北川北方のリニアメント直下においてボーリング調査を実施した結果，断層は認められるが，破碎部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない。また，大北川では，リニアメントを横断して阿武隈花崗岩類の連続露頭が確認され，阿武隈花崗岩類に断層は認められない（第 6.3.2-40 図，第 6.3.2-41 図）。

さらに，^{たたら}多々良場川でも，リニアメントを横断して阿武隈花崗岩類の露頭がほぼ連続的に確認され，阿武隈花崗岩類に断層は認められない（第 6.3.2-42 図）。

判読されたリニアメント付近の高萩市^{かざく}桑作の露頭においては，阿武隈花崗岩類と白水層群の不整合面が認められる。本露頭では小規模な

断層は認められるが断層面は癒着している（第 6.3.2-43 図，第 6.3.2-44 図）。

高萩市上和野では，リニアメントを横断して東に緩やかに傾斜する M1 段丘面が分布しており，リニアメントを挟んでボーリング調査を実施した結果，砂礫からなる段丘堆積物とこれを覆って，最下部に鬼界葛原テフラを含む風化火山灰層が認められる。なお，本段丘堆積物の基底は地形とおおむね調和的である（第 6.3.2-45 図）。

(d) 関ロー黒磯リニアメントの評価

関ロー黒磯リニアメント位置付近で判読されたリニアメントは，日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類とそれらを不整合に覆う漸新統の白水層群の地層境界とおおむね一致している。判読されたリニアメント付近において，白水層群の走向傾斜に乱れは認められず，リニアメント直下で実施したボーリング調査結果では断層が認められるが，破碎部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない。また，リニアメントを横断して分布する阿武隈花崗岩類の露頭では，断層は認められない。さらに，本リニアメントを横断して分布する M1 段丘面は，連続的に東に緩やかに傾斜しておりリニアメントは認められない。

以上のことから，判読されたリニアメントは，ほとんどが日立変成岩類等及び阿武隈花崗岩類と白水層群との地層境界にほぼ一致しており，主としてこれらの侵食に対する抵抗性の差を反映した断続的で不鮮明な三角状の急斜面等によるものと考えられる。

c. 関ロー米平リニアメント

(a) 文献調査結果

関ロー米平リニアメントは，活断層研究会編（1991）において，走

向がNE－SW方向，長さ 10km，确实度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として記載されている。また，中田・今泉編（2002）においては，当該リニアメントとほぼ同位置に河川を左屈曲させる推定活断層が記載されている。

(b) 変動地形調査結果

変動地形調査結果を第 6.3.2－36 図に示す。

活断層研究会編（1991）で指摘される関ロー米平リニアメントの位置付近に，ほぼ同方向のリニアメントが，高萩市^{かなり}金成北東から米平東方にかけての約 6km の区間に判読される。判読されたリニアメントは南西側約 4km の区間で L_c ランク，北東側の区間で L_D ランクであり，ほぼ直線状の谷に三角状の急崖，鞍部並びに花貫川に約 700m 及び関根前川に約 500m の左屈曲等として認められる。

リニアメント周辺の水系には北東及び南東の 2 方向が多く，見かけ上左屈曲の蛇行が見受けられる（第 6.3.2－46 図）。なお，関根前川に約 500m の左屈曲が認められる地点の北東約 200m よりも北東側には，リニアメントは認められない。

(c) 地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 6.3.2－38 図に，地質断面図を第 6.3.2－47 図に示す。

判読されたリニアメント周辺には，白亜系の阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩が分布しており，河川沿いに第四系が小規模に分布している。

判読されたリニアメント付近には，熱水変質を受けた黒雲母花崗閃緑岩の破碎部の露頭が数か所で認められるが，空中写真判読によって約 500m の左屈曲が認められた関根前川の北東約 400m の沢では，リニ

アメント延長線上に黒雲母花崗閃緑岩の健岩がほぼ連続的に分布している。関根前川周辺のルートマップを第 6.3.2-48 図に示す。

なお、中田・今泉編（2002）において指摘された推定活断層の北東端部付近にあたる関根前川の北東約 400m の沢では、阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩中に、固結した小規模な熱水変質部にせん断面がわずかに認められる（第 6.3.2-49 図）。この延長方向にあたる関根前川の北東約 700m の沢では、リニアメントと同方向の破碎部は認められない（第 6.3.2-50 図）。

高萩市鳥曾根^{とりぞね}南西の露頭では、節理沿いに熱水変質部を伴う黒雲母花崗閃緑岩中に破碎部が認められる。最も顕著な破碎部は黒雲母花崗閃緑岩のレンズ状部からなるが、レンズ状部及びその周囲は熱水変質部に移り変わっており熱水変質部は固結している（第 6.3.2-51 図）。この固結した熱水変質部には、鉛直方向の条線を伴う複数のせん断面が認められるが、連続するせん断面は認められない。また、固結した熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の境界部にも連続したせん断面は認められず、一部は漸移的な境界からなる。なお、破碎部の上位に完新統の扇状地堆積物があり、堆積物には変位は認められない。

高萩市金成北東の露頭では、熱水変質を受けた黒雲母花崗閃緑岩中に、古第三系の白水層群と考えられる粗粒砂岩及び細粒砂岩を約 30cm 幅で挟在した破碎部が認められる（第 6.3.2-52 図）。この粗粒砂岩及び細粒砂岩は急傾斜しており、その構造と調和的な熱水変質部が認められる。この急傾斜した砂岩及び熱水変質部にはせん断面が認められ、このうち比較的明瞭なものが熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界に認められるが、せん断面の連続性が悪く、露頭上部では熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界は漸移

的である。

(d) 関ロー米平リニアメントの評価

関ロー米平リニアメント位置付近で判読されたリニアメントを横断する花貫川と関根前川に左屈曲が認められるが、これらの屈曲を示す河川のほとんどの支流では、リニアメント沿いに系統的な左屈曲は見られない。リニアメント周辺の水系には見かけ上左屈曲の蛇行が見受けられ、リニアメント沿いに限られてはいない。また、関根前川に約 500m の左屈曲が認められる地点の北東約 200m よりも北東側には、リニアメントは認められず、リニアメント延長線上の沢では健岩がほぼ連続的に分布している。

判読されたリニアメント位置付近には、主に阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩が分布し、黒雲母花崗閃緑岩中に破砕部は認められるが、いずれの破砕部においても熱水変質部が認められる。破砕部の観察結果によれば、鳥曾根南西では固結した熱水変質部及び固結した熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の境界にせん断面は認められるが、連続性が悪く、一部に漸移的な境界が認められること、金成北東では比較的明瞭なせん断面が熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界に認められるが、連続性が悪く、露頭上部では熱水変質部と黒雲母花崗閃緑岩の角礫状部との境界は漸移的である。関根前川の北東約 400m の沢では、阿武隈花崗岩類の黒雲母花崗閃緑岩中に破砕部が認められるが、せん断面の連続性は悪い。

また、桑原（1982）^{（51）}等によると、常磐地域及び棚倉破砕帯地域に認められるNE－SW方向の断層の活動時期は、前期中新世～中期中新世と推定していることから、本リニアメント沿いの断層運動の主要時期も同様な時期と考えられる。

以上のことから、判読されたリニアメントのうち、直線状の谷に見られる三角状の急崖及び鞍部は、熱水変質を受けた破碎部とその周辺の花崗岩類との侵食に対する抵抗性の差を反映したものであり、花貫川及び関根前川に見られる不明瞭な左屈曲は、河川の蛇行によるものと考えられる。

d. 棚倉破碎帯東縁付近の推定活断層

(a) 文献調査結果

活断層研究会編（1991）において、走向がN－S方向、確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）として、3条示されている。これらは北から順に福島県浅川町古屋敷^{ふるやしき}から福島県^{はなわ}塙町^{おだか}小高東方にかけての約7km、福島県^{いたにわ}塙町^{ひどろ}板庭から福島県^{ひどろ}塙町^{ひどろ}干泥にかけての約9km、福島県^{やまつり}矢祭町^{いりほうざか}入宝坂から福島県^{どうせい}矢祭町^{どうせい}道清にかけての約9kmであり、それぞれが約3km～約5kmの間隔で示されている。これらは棚倉破碎帯に沿ったもので、岩質の差異によるものである可能性が大きいとされている。

中田・今泉編（2002）においては、福島県・茨城県の県境付近の阿武隈山地と久慈山地の境界には約20km、西側落下の推定活断層が示されており、この北部は、活断層研究会編（1991）で示されている入宝坂から道清の確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）とほぼ同様である。

(b) 変動地形調査結果

変動地形調査結果を第6.3.2－53図に示す。

活断層研究会編（1991）において示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）の位置付近では、福島県^{かみしぶい}塙町^{かみしぶい}上渋井から福島県^{なかいしい}矢祭町^{なかいしい}中石井にかけての約5kmの区間にL_cランク及びL_Dランクで、

高度差としては西側が低く三角状の急崖等からなるリニアメント、福島県塙町板庭北方から入宝坂北方にかけての約 9km の区間に L_c ランク及び L_D ランクで、高度差としては東側が低く三角状の急斜面等からなるリニアメント、福島県塙町^{おしたて}押立から福島県矢祭町^{おいわけ}追分北方にかけての約 8km の区間に L_c ランク及び L_D ランクで、高度差としては一部で西側が低く三角状の急崖等からなるリニアメント並びに福島県矢祭町追分から福島県矢祭町^{まわだ}馬渡戸南西方にかけての約 3.5km の区間に L_D ランクの鞍部等からなるリニアメントが、それぞれ判読される。一方、北側の位置付近の古屋敷から小高東方では、空中写真判読の結果、リニアメントは判読されない。

また、この南方の中田・今泉編（2002）で示された推定活断層の位置付近において、約 21km のリニアメントが判読される。リニアメントは北端部の矢祭町入宝坂から福島・茨城県境の^{みょうじんとうげ}明神峠付近までが L_c ランクで、三角状の急崖、急斜面等として、明神峠から南端部の茨城県常陸太田市^{おりはし}折橋町までが L_D ランクで、断続的で不鮮明な三角状の急斜面、鞍部等として認められる。高度差としてはいずれも西側が低い。

なお、上記リニアメントの周辺には、文献で指摘されていない箇所でも L_D ランクのリニアメントが数条判読されるが、いずれも数 km 以下で、それぞれの連続性も認められない。

(c) 地表地質調査結果

判読されたリニアメント周辺の地質図を第 6.3.2-54 図に、地質断面図を第 6.3.2-55 図に示す。

判読されたリニアメントの周辺には、先中生界の竹貫変成岩類、白亜系の阿武隈花崗岩類、古第三系～白亜系のカタクラサイト、新第三

系中新統の久保田層，赤坂層及び東金砂山層，新第三系鮮新統の仁公儀^{にこぎ}層，第四系等が分布する。

上渋井から中石井にかけて判読されたリニアメントは，カタクラサイトと赤坂層を境する断層等とほぼ一致している。中石井では，リニアメントの直下にカタクラサイトと赤坂層を境する断層露頭が認められるが，断層面が平面的ではなく，破碎部はやや固結しており，これを切る新期の断層面は認められない（第 6.3.2-56 図，第 6.3.2-57 図）。

板庭北方から入宝坂北方にかけて判読されたリニアメントは，北部ではカタクラサイトの岩相を境する断層とおおむね一致しており，南部ではカタクラサイトと赤坂層を境する断層とおおむね一致するが，一部では本断層から 100m 程度西側に位置する。リニアメント北部の福島県塙町川上西方では，リニアメントを横断する連続露頭において，塊状のカタクラサイトと片状のカタクラサイトを境する断層露頭が認められるが，断層面が平面的ではなく，破碎部は固結しており，これを切る新期の断層面は認められない（第 6.3.2-58 図，第 6.3.2-59 図）。また，リニアメント南部の福島県塙町戸^{とちゅう}中では，リニアメント直下の斜面の傾斜変換部で実施したトレンチ調査の結果，斜面堆積物の下位に風化したカタクラサイトが認められた。カタクラサイトには新期の断層は認められず，傾斜変換部の山側ではアプライト脈及び石英脈が多く認められる。なお，カタクラサイトを被覆する斜面堆積物に変形は認められない。本斜面堆積物は，基底部付近に鬼界葛原テフラ及び沼沢芝原テフラ（約 13 万年前～約 9 万年前；町田・新井，2003）を含むこと等から，約 13 万年前～約 9 万年前以降連続的に堆積したものと判断される（第 6.3.2-60 図）。

押立から追分北方にかけて判読されたリニアメント付近には、北西部において竹貫変成岩類が、南東部において阿武隈花崗岩類がリニアメントを横断して分布しており、竹貫変成岩類と阿武隈花崗岩類の境界は連続的であり、断層による変位は認められない。福島県塙町の^{かみなりたき}雷 滝 では、リニアメントを横断する阿武隈花崗岩類の連続露頭において阿武隈花崗岩類に断層は認められない（第 6.3.2-61 図）。リニアメントに沿って分布する^{ゆかわ}湯川河床部の露頭には、リニアメントと同方向の節理が卓越している。

追分から馬渡戸南西方にかけて判読されたリニアメントは、阿武隈花崗岩類中の断層とほぼ一致している。馬渡戸では、リニアメントが通過する鞍部直下で実施したトレンチ調査において阿武隈花崗岩類中に断層が認められるが、断層面は平面的ではなく、破碎部は固結しており、これを切る新期の断層面は認められない（第 6.3.2-62 図，第 6.3.2-63 図）。

入宝坂から明神峠にかけて判読されたリニアメントは、東側の阿武隈山地に分布する阿武隈花崗岩類と西側の久慈山地に分布するカタクラサイトを境する棚倉破碎帯東縁断層（大槻，1975）にほぼ一致しているが、北端部ではカタクラサイトの分布域にあり、南部では阿武隈花崗岩類と東金砂山層の不整合境界と一致している。福島県矢祭町の^{おりや}折屋では、リニアメントを横断する連続露頭においてカタクラサイトと阿武隈花崗岩類を境する断層が認められる（第 6.3.2-64 図，第 6.3.2-65 図）。カタクラサイトと阿武隈花崗岩類の境界は、複数の断層が分布する漸移的な境界断層として認められるが、いずれの断層も断層面が平面的ではなく、破碎部は固結しており、これを切る新期の断層面は認められない。道清では、リニアメント付近で東側に阿武

隈花崗岩類が、西側にカタクラサイトが分布していることから、両者を境する棚倉破碎帯東縁断層が推定され、東金砂山層はこれらの地層を不整合に覆っている（第 6.3.2-66 図，第 6.3.2-67 図，第 6.3.2-68 図）。東金砂山層には断層が認められるが、層理面に平行で断層面は癒着しており、挟在する粘土状破碎部も固結しており、これを切る新期の断層面は認められない。

明神峠から折橋町にかけて判読されたリニアメントは、東側の阿武隈山地に分布する竹貫変成岩類と西側の久慈山地に分布する東金砂山層の礫岩等との不整合境界にほぼ一致しており、リニアメント付近の東金砂山層の礫岩等の走向傾斜に乱れは認められず、リニアメントと一致する断層は認められない。常陸太田市小妻町^{こづまちょう}では、リニアメント付近で東金砂山層と竹貫変成岩類の不整合面が認められ、東金砂山層には複数の断層が認められるが、いずれも断層面は癒着している（第 6.3.2-69 図，第 6.3.2-70 図）。さらに、小妻町の中田・今泉編（2002）において指摘される推定活断層の直下で実施したトレンチ調査では、東金砂山層に破碎部や急傾斜構造は認められない（第 6.3.2-71 図，第 6.3.2-72 図）。

なお、活断層研究会編（1991）で古屋敷から小高東方にかけて示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）の位置は、新第三系中新統の赤坂層、久保田層及び鮮新統の仁公儀層と、竹貫変成岩類との不整合境界とほぼ一致しており、これらの地層には乱れは認められない。地質図を第 6.3.2-73 図に、地質断面図を第 6.3.2-55 図に示す。

(d) 棚倉破碎帯東縁付近の推定活断層の評価

活断層研究会編（1991）で示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのある

リニアメント）及び中田・今泉編（2002）に示された推定活断層の位置付近で判読されたリニアメントのうち、上渋井から中石井にかけて判読されたリニアメントは、カタクラサイトと赤坂層を境する断層等とほぼ一致している。これらの断層は断層面が平面的ではなく、破碎部は固結しており、これを切る新期の断層面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ものと判断される。判読されたリニアメントは、カタクラサイトと赤坂層の侵食に対する抵抗性の差等を反映した三角状の急崖等によるものと考えられる。

板庭北方から入宝坂北方にかけて判読されたリニアメントは、北部ではカタクラサイトの岩相境界の断層とおおむね一致しており、南部ではカタクラサイトと赤坂層を境する断層とおおむね一致している。これらの断層は断層面が平面的ではなく、破碎部は固結しており、これを切る新期の断層面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ものと判断される。判読されたリニアメントは、岩相の異なるカタクラサイトや赤坂層の侵食に対する抵抗性の差を反映した三角状の急斜面等によるものと考えられる。

押立から追分北方にかけて判読されたリニアメント付近には断層は認められない。判読されたリニアメントは、阿武隈花崗岩類中に同方向の節理が卓越することによる侵食に対する抵抗性の差を反映した三角状の急崖等によるものと考えられる。

追分から馬渡戸南西方にかけて判読されたリニアメントは、阿武隈花崗岩類中の断層におおむね一致している。本断層は断層面が平面的ではなく、破碎部は固結しており、これを切る新期の断層面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性はないものと判断される。判読されたリニアメントは、阿武隈花崗岩類中の破碎部と

周辺の花崗岩類との侵食に対する抵抗性の差を反映した鞍部等によるものと考えられる。

入宝坂から明神峠にかけて判読されたリニアメントは、阿武隈花崗岩類とカタクラサイトを境する棚倉破碎帯東縁断層とほぼ一致している。本断層は断層面が平面的ではなく、破碎部は固結しており、これを切る新期の断層面は認められないこと、南部では棚倉破碎帯東縁断層を不整合に覆っている東金砂山層に断層は認められるが、層理面に平行で断層面は癒着し挟在する粘土状破碎部も固結していることから、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。判読されたリニアメントは、阿武隈花崗岩類とカタクラサイト及び東金砂山層との侵食に対する抵抗性の差を反映した三角状の急崖、急斜面等によるものと考えられる。

明神峠から折橋町にかけて判読されたリニアメントは、竹貫変成岩類と東金砂山層の不整合境界にほぼ一致しており、リニアメント付近の東金砂山層の走向傾斜に乱れは認められず、リニアメントと一致する断層は認められない。判読されたリニアメントは、竹貫変成岩類と東金砂山層の侵食に対する抵抗性の差を反映した三角状の急斜面、鞍部等によるものと考えられる。

なお、活断層研究会編（1991）で古屋敷から小高東方にかけて示された確実度Ⅲ（活断層の疑いのあるリニアメント）の位置付近にはリニアメントが認められず、新第三系中新統の堆積岩と竹貫変成岩類との不整合境界とおおむね一致していることから、両者の侵食に対する抵抗性の差を反映した地形と推定される。

e. 鹿島台地・^{なめかた}行方台地周辺の活傾動

(a) 文献調査結果

活断層研究会編（1991）において、鹿島、行方などの隆起帯及びその間の北浦、霞ヶ浦の沈降帯からなる波状変動が認められているが、段丘面を変形させるような活断層は確認できないと記載され、活傾動として3方向の地形面の傾き下がる方向が示されている。これらを東側から鹿島活傾動、北浦活傾動及び行方活傾動と呼ぶ。鹿島活傾動は、銚田市下太田付近から鹿嶋市武井付近にかけて西側傾斜、北浦活傾動は、茨城町宮ヶ崎原付近から行方市青沼付近にかけて東側傾斜、行方活傾動は、茨城町鳥羽田付近から潮来市貝塚付近にかけて西側傾斜で示されている。

また、地質調査所（1997）にも、行方台地に隆起帯が、北浦付近及び東茨城台地中央部にそれぞれ沈降帯が示されている。

なお、中田・今泉編（2002）には、これらの活傾動は示されていない。

東京都防災会議（1976）^{（52）}は、鹿島灘と北浦の間のS面（下末吉面）の波状地形を変動地形と考え鹿島隆起帯と称し、東西の翼の勾配が $10\text{m}/2\text{km}$ (5×10^{-3}) 程度とし、この西のS面の低下帯を北浦沈降帯と称している。また、その西側にゆるやかな高まりがあり、この高まりの軸部は、その東西よりも約 5m ～約 10m 程度高く、行方隆起帯と称し、さらにその西側のゆるやかな低まりを霞ヶ浦東部沈降帯とし、行方隆起帯翼部の勾配は $10\text{m}/3\text{km}$ (3×10^{-3}) 程度以下としている。また、活動度はいずれもCクラス（平均傾動速度： 10^{-5} オーダー／1,000年）としている。

(b) 変動地形調査結果

変動地形調査結果を第6.3.2-74図に示す。

空中写真判読結果によると、文献等で示される活傾動位置付近にリ

ニアメントは判読されない。当該位置周辺の地形面解析を行ったところ、いずれもM1段丘面に高度差が認められるが、その境界は入り組んだ形態を示しており、リニアメントは認められない（第6.3.2-75図）。

(c) 地表地質調査結果

鹿島台地、行方台地周辺の地質調査位置図を第6.3.2-76図、地形及び地質断面図を第6.3.2-77図に示す。

鹿島活傾動、北浦活傾動及び行方活傾動位置周辺には、下位から第四系更新統の東茨城層群、M1面～L3面を構成する段丘堆積物等が分布する。

鹿島活傾動、北浦活傾動及び行方活傾動位置付近において、空中写真判読によりM1段丘面に高度差が認められた付近に断層は認められない。また、M1段丘面を構成する地層は、鹿島活傾動の東側では砂を主体とするのに対し、西側では砂と細礫が互層するなど層相は異なる。さらに、M1段丘堆積物の基底面及びM1段丘堆積物中の白斑状生痕を含む砂層には、M1段丘面と調和的な高度差が認められず、ほぼ水平に連続して分布している。

(d) 鹿島台地・行方台地周辺の活傾動の評価

鹿島活傾動、北浦活傾動及び行方活傾動の位置付近にはリニアメントは判読されず、M1段丘面の高度差が認められた付近には断層は認められない。

地表地質調査結果によると、空中写真判読によりM1段丘面に高度差が認められた付近には、断層は認められず、M1段丘堆積物基底面及びM1段丘堆積物中の白斑状生痕を含む砂には、文献で指摘される活傾動と調和的な高度差は認められない。なお、坂本他（1981）は、

この付近のM1段丘堆積物基底面に相当する見和層上部層基底面の高度分布を示しており、この基底面には文献で指摘される活傾動と調和する高度差は認められない。

以上のことから、鹿島活傾動、北浦活傾動及び行方活傾動は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

f. その他のリニアメント

敷地周辺陸域及びその周辺陸域においては、a. ～ e. に述べた以外に、空中写真判読によりL_Dランクのリニアメントが認められる。これらの分布を第6.3.2-4図に示す。

(a) 日立市宮田町付近リニアメント

日立市宮田町付近において、NNE-SW方向に約1kmの区間で判読されるリニアメントは、断続的で不鮮明な鞍部等として認められる。高度差としては西側が低い。また、関口-黒磯リニアメントの南端からは約5km離れており、高度差の向きが逆である（第6.3.2-78図、第6.3.2-79図）。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近では日立変成岩類が分布しており、リニアメントが通過する鞍部直下において断層が認められる（第6.3.2-80図）。ただし、断層面は平面的でなく、破碎部は固結しており、これらを切る新期の断層面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性はないものと判断される。

判読されたリニアメントは、日立変成岩類中の古い破碎部が差別的に侵食されて形成した鞍部等の地形によるものと考えられる。

(b) 常陸太田市下大門町^{しもおおかど}付近リニアメント

常陸太田市下大門町付近において、N-S方向に約2kmの区間で確

認められるリニアメントは、やや断続的な急斜面等として認められ、高度差としては東側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近では中新統の東金砂山層、金砂郷層群の大門層及び西染層が分布しており、リニアメントは大門層の比較的硬質な泥岩・砂岩互層と砂岩との境界、又は東金砂山層の礫岩と大門層の砂岩との境界とほぼ一致している（第 6.3.2-81 図、第 6.3.2-82 図）。

常陸太田市馬場では、リニアメント直下に比較的硬質な大門層の泥岩・砂岩互層と砂岩との岩相境界の露頭が認められる（第 6.3.2-83 図）。

判読されたリニアメントは、岩質の相違による侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(c) 常陸太市長谷町^{はせ}付近リニアメント

常陸太市長谷町付近において、NNW-SSE 方向に約 3km の区間で確認されるリニアメントは、断続的で不鮮明な急斜面、鞍部等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近では日立変成岩類、中新統の多賀層群、鮮新統の久米層、第四系等が分布しており、リニアメントは日立変成岩類と多賀層群の堆積岩との不整合境界にほぼ一致している（第 6.3.2-84 図、第 6.3.2-85 図）。長谷町東方の茂宮川^{もみや}では、リニアメントを横断して多賀層群の泥岩の健岩からなる連続露頭が認められる（第 6.3.2-86 図）。

判読されたリニアメントは、日立変成岩類の片麻岩と多賀層群の侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(d) 堅破山南西付近リニアメント

多賀山地の堅破山南西付近において、NW－SE方向に約4kmの区間で確認されるリニアメントは、断続的で不鮮明な鞍部、直線状の谷等として認められる。高度差としては北部で南西側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近では阿武隈花崗岩類が分布しており、リニアメント沿いに小規模な断層を伴う熱水変質部が認められる（第6.3.2-87図、第6.3.2-88図）。リニアメント北端部の堅破山西方の露頭では、熱水変質部に小規模な断層が数条認められるが、いずれも変位は小さい。また、不明瞭なせん断面が認められるが、連続するものではない（第6.3.2-89図）。

判読されたリニアメントは、熱水変質部とその周辺の阿武隈花崗岩類との侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(e) 常陸太田市小中町東方リニアメント

常陸太田市小中町東方において、ENE－WSW方向に約3kmの区間で確認されるリニアメントは、断続的で不鮮明な三角状の急崖、直線状の谷等として認められる。高度差としては東部のみ南側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近では阿武隈花崗岩類及び竹貫変成岩類が分布しており、リニアメントは同方向の節理又は阿武隈花崗岩類の貫入境界とほぼ一致している（第6.3.2-90図、第6.3.2-91図）。

小中町東方の林道法面では、ほぼリニアメント直下に阿武隈花崗岩類の貫入境界が認められる（第6.3.2-92図）。貫入境界には、一部にシルト状部を伴うせん断面が認められるが、面は密着している部分や不明瞭となる部分もあり、連続した面として認められない。

判読されたリニアメントは、同方向の節理又は阿武隈花崗岩類の貫入境界とその周辺との侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考

られる。

(f) 久慈郡大子町北富田^{きたとみた}付近リニアメント

久慈郡大子町北富田付近において、NNW－SSE方向に約3kmの区間で確認されるリニアメントは、断続的で不鮮明な鞍部、急斜面等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたりニアメント付近では中新統の金砂郷層群の浅川層の凝灰質砂岩、凝灰岩類及び男体山火山角礫岩類が分布しており、リニアメントはこれらの岩相境界とほぼ一致している（第6.3.2-93図、第6.3.2-94図）。大子町道ノ辺では、凝灰岩類と男体山火山角礫岩の岩相境界が認められる（第6.3.2-95図）。

判読されたりニアメントは、浅川層の凝灰質砂岩と凝灰岩類又は凝灰岩類と男体山火山角礫岩類との侵食に対する抵抗性の差を反映したものであると考えられる。

(g) 常陸大宮市氷之沢^{ひのさわ}付近リニアメント

常陸大宮市氷之沢付近において、NNE－SSW～NNW－SSE方向に約1.5kmの区間で確認されるリニアメントは、断続的で不鮮明な急斜面、鞍部等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたりニアメント付近ではジュラ系の八溝層群の砂岩及び頁岩、中新統金砂郷層群の北田気層、第四系等が分布しており、リニアメントは八溝層群の頁岩と砂岩・頁岩互層の境界とほぼ一致している（第6.3.2-96図、第6.3.2-97図）。常陸大宮市小草北方では、小規模に分布する北田気層の火山礫凝灰岩がリニアメントの両側に分布しており、同様な層相で同斜構造を示している（第6.3.2-98図）。

判読されたリニアメントは、八溝層群の頁岩と砂岩・頁岩互層の侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(h) 常陸大宮市入本郷^{いりほんごう}付近リニアメント

常陸大宮市入本郷付近において、NNW－SSE方向に約2kmの区間で確認されるリニアメントは、断続的な三角状の急斜面等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近ではジュラ系八溝層群、中新統金砂郷層群の北田気層、第四系の沖積層等が分布しており、リニアメントは八溝層群と北田気層の不整合境界とほぼ一致している（第6.3.2-99図、第6.3.2-100図）。

判読されたリニアメントは、八溝層群と金砂郷層群の侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(i) 城里町高根付近リニアメント

城里町高根付近において、NNW－SSE方向に約1kmの区間で確認されるリニアメントは、不鮮明でやや断続的な急斜面として認められる。高度差としては東側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近では中新統の金砂郷層群、第四系更新統の東茨城層群の高位段丘堆積物等が分布しており、リニアメントは高位段丘堆積物の分布域の西縁となっている（第6.3.2-101図、第6.3.2-102図）。城里町根岸の露頭では、段丘崖付近に金砂郷層群及び高位段丘堆積物の不整合面が認められる（第6.3.2-103図）。

判読されたリニアメントは、高位段丘形成時の侵食崖を反映したものと考えられる。

(j) 笠間市福田南方付近リニアメント

笠間市福田南方の愛宕山^{あたごやま}付近において、NE－SW方向に約2kmの区間で確認されるリニアメントは、不鮮明な鞍部等として認められる。高度差としてはほとんどで北西側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近ではジュラ系八溝層群の頁岩、砂岩・頁岩互層、石灰岩、チャート等が分布しており、リニアメントはこれらの岩相境界とほぼ一致している。また、リニアメント付近の八溝層群は北西傾斜の同斜構造を示しており、リニアメント近傍でも走向傾斜の乱れや破砕した露頭は認められない（第6.3.2-104図、第6.3.2-105図）。

判読されたリニアメントは、八溝層群の岩相の違いによる侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(k) 栃木県那珂川町大那^{おおなち}地付近リニアメント

栃木県那珂川町大那地付近において、NW－SE方向に約1kmの区間で確認されるリニアメントは、断続的で不鮮明な鞍部、傾斜変換点等として認められる。高度差としては西側が低い。

地表地質調査の結果によれば、判読されたリニアメント付近ではジュラ系八溝層群の砂岩・頁岩互層、チャート、頁岩及び砂岩と八溝層群に貫入する白亜系の花崗閃緑岩が分布しており、リニアメントは貫入境界又は八溝層群のチャート、砂岩及び砂岩・頁岩互層の岩相境界とほぼ一致している（第6.3.2-106図、第6.3.2-107図）。

判読されたリニアメントは、花崗閃緑岩の貫入境界及び八溝層群の岩相の違いによる侵食に対する抵抗性の差を反映したものと考えられる。

(3) 敷地を中心とする半径約 30km 以遠の活断層

敷地を中心とする半径約 30km 以遠には、地質調査所（1984）、活断層研究会編（1991）、地質調査所（1997）、中田・今泉編（2002）、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。）等において、いくつかの活断層が示されている。

これらの断層のうち、断層の長さで敷地までの距離から、敷地に与える影響が大きいと想定される断層としては、福島県と栃木県境界の大峠付近から栃木県塩谷町喜佐見^{きさみ}付近にかけて関谷断層が示されている。

また、群馬県高崎市から埼玉県伊奈町^{いな}付近にかけて関東平野北西縁断層帯が示されている。

a. 関谷断層

関谷断層は、活断層研究会編（1991）において、走向がN－S方向、長さ40km、活動度A級及び確実度Iとして示されている。また、中田・今泉編（2002）、地質調査所（1984）及び今泉他（2005）^{（53）}においても活断層であると記載されている。地震調査委員会（2004）^{（54）}によると、関谷断層については活断層研究会編（1991）と同じ範囲を評価対象としており、最新の活動は14世紀以後～17世紀以前、平均活動間隔は約2千6百年～約4千1百年程度、1回の変位量は3m程度と推定されており、その場合の地震規模は、M7.5程度であると推定している。なお、地震調査委員会（2004）によると、今後30年以内、50年以内及び100年以内の地震発生確率は、ほぼ0%、今後300年以内の地震発生確率は、ほぼ0%－0.003%としている。

また、早川（1985）^{（55）}は、関谷付近より上流の^{ほうき}箒川の河岸段丘の区分・対比から、その変位速度を1m／1,000年～2m／1,000年としている。関谷断層沿いでは、岩生・今井（1955）^{（56）}、加藤（1964）^{（57）}、財

団法人日本自然保護協会編（1971）^{（58）}等により断層露頭が確認されている。

関谷断層の活動履歴については、断層北部の那須塩原市^{もむら}百村地区及び断層南部の那須塩原市関谷地区のトレンチ調査から、百村地区の最新活動時期は14世紀～15世紀以降、先行する活動時期はおおよそ5,000～4,000年前と推定し、関谷地区の最新活動時期はA.D. 1,000年頃以降、先行する活動時期はおおよそB.C. 3,600年～B.C. 800年と推定した報告（宮下他，2002a^{（59）}；宮下他，2002b^{（60）}）がある。

関谷断層の北端付近では、田島地域の地質調査が行われており、栃木県と福島県の県境以北では、関谷断層の延長の存在は報告されていない。また、同調査では断層の可能性を示す地形的特徴も示されていない。関谷断層の長さは、活断層研究会編（1991）では40km、地震調査委員会の評価では活断層研究会編（1991）とほぼ同様の位置に約38kmと評価されている（第6.3.2-108図）。

上記の文献で示された関谷断層位置北端部にあたる大峠付近の変動地形調査結果によると、那須塩原市沼原付近までは文献で示された関谷断層位置付近に L_B リニアメントが判読されるが、沼原以北では大峠付近に短い L_D リニアメントが判読される以外、リニアメントは判読されない。一方、文献で示された関谷断層位置南端部にあたる喜佐見付近の変動地形調査結果によると、喜佐見北方の矢板市寺山付近に L_C リニアメント及び L_D リニアメントが判読されるが、寺山付近以南にはリニアメントは判読されない（第6.3.2-109図，第6.3.2-110図）。

地表地質調査の結果によると、文献で示された関谷断層位置の那須塩原市元町付近の箒川左岸では、早川（1985）と同様に2万年～1万年前と推定される扇状地面に比高約20mの変位地形が認められるとともに、

扇状地堆積物に新第三系の関谷層が衝上している断層露頭が確認された（第6.3.2-111図）。

以上のことから、関谷断層は、後期更新世以降の活動を考慮することとし、本断層の長さは、大峠付近から喜佐見付近に至る約40kmと評価する。

b. 関東平野北西縁断層帯

関東平野北西縁断層帯は、地震調査委員会（2005）^{（61）}によると、関東平野の北西縁に沿い、深谷断層、綾瀬川断層等の複数の断層からなる断層帯（関東平野北西縁断層帯主部）で、走向がおおむねNW-S E方向、長さ約82km、南西側隆起の逆断層として示されている（第6.3.2-112図）。

各断層については、活断層研究会編（1991）、熊原他（2013）^{（62）}、熊原（2013）^{（63）}、澤他（1996a）^{（64）}、澤他（1996b）^{（65）}、澤他（1996c）^{（66）}、地質調査所（1997）、中田・今泉編（2002）、後藤他（2005）^{（67）}等に図示されており、段丘面の撓曲や高度不連続などが示されている。

文献調査によると、各断層は必ずしも連続して示されていないが、高崎市から伊奈町付近の各断層とその延長部について、群馬県（1997）^{（68）}、埼玉県（1999, 2000）^{（69）（70）}、杉山他（2000）^{（71）}、石山他（2005）^{（72）}等による反射法地震探査の結果、各地点で沖積低地下の反射面に北東側に急傾斜する構造が認められ、断層活動による撓曲変形と指摘されている。

地震調査委員会（2005）によると、関東平野北西縁断層帯主部の最新活動時期は約6千2百年前以後、約2千5百年前以前の可能性があり、平均活動間隔は1万3千年～3万年程度、1回の変位量は5m～6m程度と推定され

ており、その場合の地震規模はM8.0程度であるとしている。

なお、地震調査委員会（2000）^{（73）}は、活断層研究会編（1991）等
が示した綾瀬川断層の南部及びそれらに付随する断層について、累積的
変位が第四紀層に認められないことから、活断層ではないと評価し、地
震調査委員会（2005）においても同様に評価されている。

地震調査委員会（2000，2005）の評価した断層帯北西部の高崎市付近
の、変動地形調査結果によると、高崎市上里見町^{かみさとみ}より南東では主として
段丘面の撓曲からなる $L_B \sim L_D$ リニアメントが判読されるが、上里見
町より北西側では榛名山^{はるな}より噴出した室田火砕流堆積物^{むろた}（約5万年前）
が構成する $K_r 1$ 面や、山地及び丘陵地にリニアメントは判読されない
（第6.3.2－113図）。

地表地質調査の結果によると、上里見町付近に分布する新第三系中新
統から鮮新統の堆積岩類は、鳥川^{からすがわ}の両岸に連続的に分布し、ほぼ一様
に緩やかに北へ傾斜している。なお、上里見町付近の一部の露頭では断
層が認められるが、南側下がりの変位が推定され、連続するものではな
い（第6.3.2－114図）。以上の調査結果から、文献により上里見町より
南東側で指摘されるような、北東へ急傾斜する構造は認められない。

断層帯南東部の伊奈町付近の変動地形調査結果によると、台地が広く
分布し、 $O_m 1$ 面及び $O_m 2$ 面に区分される。伊奈町本町^{ほんちょう}より北西側で
は主として段丘面の撓曲からなる $L_c \sim L_D$ リニアメントが判読される。
また、南東側の伊奈町本町付近からさいたま市東宮下^{ひがしみやした}付近にかけて澤
他（1996c）に示される断層位置とほぼ対応する位置に、段丘縁の崖及
び斜面からなる L_D ランクのリニアメントが判読される（第6.3.2－115
図）。

伊奈町からさいたま市にかけて実施された地質調査の結果によれば、

O m1面は後期更新世の河成の砂礫及びシルトからなり，O m2面は後期更新世の河成の砂礫からなる。これらの堆積物の下位には，海成の砂及びシルトからなる^{きおろし}木下層上部（M I S 5e）及び中期更新世のC層が分布している。埼玉県（1996）^{（74）}，中澤・遠藤（2002）^{（75）}等のボーリング資料の解析の結果，伊奈町本町の南方及びさいたま市深作付近においてリニアメントが判読される位置の直下に分布する後期更新世の木下層上部の基底をなす砂礫層にリニアメントを挟んでの高度差は認められない（第6.3.2-116図）。判読されたリニアメントは，河川の侵食に伴う崖によるものと考えられる。

以上のことから，関東平野北西縁断層帯は，後期更新世以降の活動を考慮することとし，本断層帯の長さは，後期更新世以降の段丘面に変位が認められ，その直下において地層の累積的な変位が認められる，高崎市上里見町付近から伊奈町本町付近に至る約82kmと評価する。

なお，文献により敷地を中心とする半径約30km以遠に示されたその他の断層については，断層の長さと敷地からの距離を考慮すると，敷地に与える影響は小さいものと判断される。

6.3.2.3 敷地前面海域の調査結果

敷地前面海域及びその周辺海域の地形及び地質・地質構造は，文献調査，海上音波探査及び石油公団等が実施した海上音波探査の記録解析の結果によると以下のとおりである。海上音波探査測線図を第6.3.2-117図に示す。

6.3.2.3.1 敷地前面海域の地形

敷地前面海域の海底地形図を第6.3.2-118図に示す。

敷地前面海域の海底地形は，水深約130m～約150m付近の傾斜変換部を境

にして，沿岸側の大陸棚とその沖合側の大陸斜面とに区分される。

大陸棚は，海岸から沖合方向に 5/1,000 程度の勾配で傾斜し，水深約 200m～約 300m 付近に谷頭を有する数条の海底谷が認められるが，全体的には起伏に乏しい単調な海底地形を示している。

6.3.2.3.2 敷地前面海域の地質

敷地前面海域の地質は，第 6.3.2-3 表に示すように，上位から A 層，B 層，C 層，D 層及び E 層の 5 層に区分される。さらに，B 層は B₁ 層，B₂ 層及び B₃ 層の 3 層に，C 層は C₁ 層及び C₂ 層の 2 層に，D 層は D₁ 層，D₂ 層及び D₃ 層の 3 層にそれぞれ細区分される。海底地質図を第 6.3.2-119 図に，主要測線の海底地質断面図を第 6.3.2-120 図に，海上音波探査記録を第 6.3.2-139 図に示す。

A 層は，大陸棚上の水深約 60m～約 130m 付近では南北方向の帯状に，北部から中部の沿岸部では旧河谷を埋めるように，南部の沿岸部では海岸線付近に分布している。本層は，ほぼ水平な平行層理パターンを示し，久慈川沖及び那珂川沖では，上部に平行層理パターンを，下部に散乱パターンを示す。本層は，主に礫，砂，シルト等からなる未固結の堆積物と推定される。層厚は 10m 程度で沖合に向かって薄くなるが，久慈川等の旧河谷では 50m 程度に達し，下位層上面の凹凸を不整合に覆っている。

B 層は，沿岸部の一部を除き広く分布しており，A 層に覆われている範囲を除いては，海底面に広く露出している。本層は，沖合に向かって傾斜するプログラデーションパターン又は緩傾斜の平行層理パターンを示す。また，層内の軽微な不整合により B₁ 層，B₂ 層及び B₃ 層の 3 層に細区分される。本層は，未固結～半固結の砂，シルト及びそれらの互層からなると推定され，層厚は大陸棚中央部から大陸棚外縁付近にかけて約 400m～約 700m であり，

下位層を不整合に覆っている。

C層は、北部及び那珂湊付近の沿岸部を除き広く分布しており、沖合では上位層に覆われている。本層は、比較的連続性の良い平行層理パターンを示す。また、本層は、層内の軽微な不整合により上位からC₁層及びC₂層に細区分される。本層は、砂岩、泥岩及びそれらの互層からなると推定される。層厚は約150m～約500mであり、下位層を不整合に覆っている。

D層は、磯崎町及び大洗町付近を除き広く分布しており、北部の沿岸部を除きほとんどが上位層に覆われている。本層は、全般に平行層理パターンを示す。また、層内の不整合により上位からD₁層、D₂層及びD₃層に細区分される。本層は、砂岩、泥岩及びそれらの互層からなると推定される。層厚は敷地東方で最大約2,000mであり、下位層を不整合に覆っている。

E層は、音響基盤で、調査海域の最下位層であり全域に分布し、大部分を上位層に覆われているが、磯崎町及び大洗町付近では海底面に露出する。本層は、無層理状パターン又は断片的な層理状パターンを示し、砂岩、泥岩、変成岩類、花崗岩類等からなると推定される。

海上音波探査記録から区分した各層は、陸域の地質との連続性、敷地前面海域南部に位置する試掘井「鹿島沖SK-1」（石油資源開発株式会社が実施）の試料を用いた米谷他（1981）、同東部に位置する試掘井「常陸沖-1」（帝国石油株式会社他が実施）の試料を用いた亀尾・佐藤（1999）⁽⁷⁶⁾、奥田（1986）等の結果から、第6.3.2-4表に示すように、A層は完新統に、B層は更新統に、C層は鮮新統に、D層は古第三系～中新統に、E層は先第三系～古第三系にそれぞれ対比される。なお、高柳（1984）によれば、「鹿島沖SK-1」の深度160m（B₁層とB₂層の境界付近に相当）、深度280m（B₂層中部に相当）及び深度380m（B₂層最下部に相当）の各層準の地質年代は、それぞれ約13万年前、約27万年前及び約46万年前であ

るとされている。対比した海上音波探査記録の位置図を第 6.3.2-121 図に、海上ボーリング調査結果と地質断面図との対比を第 6.3.2-122 図に、陸域調査結果と地質断面図との対比を第 6.3.2-123 図に、海上音波探査記録を第 6.3.2-140 図に示す。

6.3.2.3.3 敷地前面海域の地質構造

(1) 概要

敷地前面海域においては、E 層及び D 層の上面は、緩やかな起伏を伴いながら東方に傾斜し、沖合には盆状構造が認められる。両層内の一部には緩やかな褶曲構造が認められるほか、日立市沿岸部及び大洗町沿岸部には、沖側に張り出す高まりが認められる。敷地前面海域における E 層及び D 層上面の等深線図を第 6.3.2-124 図及び第 6.3.2-125 図に示す。C 層は D 層を覆うように堆積し、北部から中部の沿岸部では沖合に向かい緩く傾斜しており、南部の沿岸部ではやや急傾斜となっている。沖合部ではほぼ水平に堆積しており、その上面は緩やかな起伏を伴っている。なお、E 層及び D 層で認められた沿岸部の高まりは C 層上面では不明瞭となる。C 層上面の等深線図を第 6.3.2-126 図に示す。

(2) 敷地前面海域の断層及び褶曲構造

敷地前面海域には、奥田（1986）により 3 条の伏在断層が示されている（第 6.3.2-127 図）。これらは、敷地東方沖約 32km、ひたちなか市那珂湊東方沖約 36km 及び約 44km に位置し、長さはそれぞれ約 4km、約 9km 及び約 4km である。いずれも N-S 走向、東側落下の断層で、最新活動時期については示されていない。海上音波探査記録の解析結果によれば、これらの断層の分布域には、最上位の地層として B₁ 層が分布し、本層に変位・変形は認められない。このことから、いずれの断層も少なくとも後期

更新世以降の活動はないものと判断される。

一方、敷地前面海域の海上音波探査の結果から、連続性のある断層としてF 1断層からF 2 6断層が、背斜構造としてA－1背斜からA－4背斜が認められた。敷地前面海域の断層一覧表を第 6.3.2－5 表に示す。これらの断層及び背斜構造について、位置、走向、地層の落下方向、地層の累積変位量等の性状が類似するものをA～Jの 10 グループに分類して評価した。敷地前面海域の断層等分布図を第 6.3.2－128 図に、各グループの海上音波探査記録及び地質断面図を第 6.3.2－129 図～第 6.3.2－138 図に、海上音波探査記録を第 6.3.2－141 図～第 6.3.2－149 図に示す。

Aグループは北茨城市磯原東方に位置し、F 1 1断層、F 1 2断層及びF 1 3断層からなる。F 1 1断層は、NW－SE走向で南西側落下の断層であり、海域における長さは約 5km である。F 1 2断層は、E－W走向で南側落下の断層であり、海域における長さは約 18 km である。F 1 3断層は、WNW－ESE走向で北北東落下の断層であり、長さは約 3km である。Aグループの断層が変位・変形を与える最上位の地層はC₂層下部であり、C₂層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから、本グループの断層は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

Bグループは北茨城市中郷沖から日立市日立港沖に位置し、F 1断層、F 5断層及びA－4背斜からなる。F 1断層は、F 1 a～F 1 g からなり、おおむねN－S走向で西側落下の断層であり、海域における長さは約 28km である。F 5断層は、F 5 a 及びF 5 b からなり、それぞれNW－SE走向で南西側落下の断層であり、長さは約 9km 及び約 6km である。A－4背斜は、NW－SE走向であり、長さは約 11km である。Bグループのうち、F 1断層は、北部のF 1 a、F 1 b－1、F 1 b－2 及びF 1 b

ー 3 では海底面付近に分布する D_1 層以下の地層に、F 1 c 北部では海底面付近に分布する C_2 層以下の地層に変位・変形を与えているが、F 1 c 中南部、F 1 d、F 1 e、F 1 f-1、F 1 f-2 及び F 1 g では B_3 層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから、F 1 断層は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

C グループは日立市滑川沿岸部に位置し、F 1 4 断層からなる。F 1 4 断層は、WNW-ESE 走向で南南西側落下の断層であり、海域における長さは約 6km である。F 1 4 断層が変位・変形を与える最上位の地層は D_1 層下部であり、 D_1 層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから、F 1 4 断層は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

D グループは日立市日立港東方に位置し、F 2 断層からなる。F 2 断層は、N-S 走向で東側落下の断層であり、長さは約 3km である。F 2 断層は、海底面付近に分布する B_3 層に変位・変形を与えているが、深部の D_1 層下部以下の地層には変位・変形を与えていない。このことから、F 2 断層は構造的な断層ではないものと判断される。

E グループは敷地東方に位置し、F 8 断層、F 1 6 断層及び F 1 7 断層、A-1 背斜、A-2 a 背斜及び A-2 b 背斜からなる。F 8 断層は、おおむね N-S 走向で東側落下の断層であり、長さは約 26km である。F 1 6 断層は、おおむね N-S 走向で西側落下の断層であり、長さは約 26km である。F 1 7 断層は、NNW-SSE 走向で西南西側落下の断層であり、長さは約 11km である。A-1 背斜は、NNE-SSW 走向で、長さは約 20km である。A-2 a 背斜及び A-2 b 背斜は、それぞれ N-S 走向で、長さはそれぞれ約 5km である。E グループの断層及び背斜が変位・変形を与える最上位の地層は B_3 層であり、 B_2 層以上の地層には変

位・変形を与えていない。このことから、本グループの断層及び背斜は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

Fグループはひたちなか市那珂湊町東方に位置し、F 1 8断層からなる。F 1 8断層は、N－S走向で東側落下の断層であり、長さは約 4km である。F 1 8断層が変位・変形を与える最上位の地層はD₂層であり、D₁層以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから、F 1 8断層は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

GグループはEグループの東方に位置し、F 9断層、F 1 0断層及びF 1 5断層からなる。F 9断層は、NNW－SSE走向で東北東側落下の断層であり、長さは約 6km である。F 1 0断層は、NE－SW走向で南東側落下の断層であり、長さは約 14km である。F 1 5断層は、NE－SW走向で南東側落下の断層であり、長さは約 13km 以上である。Gグループの断層が変位・変形を与える最上位の地層はB₂層下部であり、B₂層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから、本グループの断層は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

Hグループは磯崎町南東方から銚田市玉田東方に位置し、F 3断層、F 4断層、F 6断層、F 1 9断層、F 2 0断層及びF 2 1断層からなる。F 3断層は、北部はNE－SW走向で北西側落下、中南部はNNE－SSW走向で西北西側落下の断層であり、長さは約 14km である。F 4断層は、F 4 a、F 4 b－1及びF 4 b－2からなる。F 4 aはNNE－SSW走向で西北西側落下の断層であり、長さは約 14km、F 4 b－1はNNE－SSW走向で西北西側落下の断層であり、長さは約 7km、F 4 b－2はNNE－SSW走向で東南東側落下の断層であり、長さは約 8km である。F 6断層は、NNE－SSW走向で西北西側落下の断層であり、長さは約 11km である。F 1 9断層は、NE－SW走向で北西側落下の断層であり、

長さは約 8km である。F 2 0 断層は、N E - S W 走向で北西側落下の断層であり、長さは約 7km である。F 2 1 断層は、N N E - S S W 走向で西北西側落下の断層であり、長さは約 7km である。H グループのうち、F 3 断層の北中部及び F 4 b - 1 の南部は海底面付近に分布する B₂ 層以下の地層に変位・変形を与えている。断層分布域では後期更新世の地層である B₁ 層が分布していないことから、後期更新世以降の活動性が否定できない。このことから、F 3 断層及び F 4 断層の当該部分については、断層の走向、地層の落下方向及び地層の累積変位量が類似し、隣接することから、一連の断層として耐震設計上考慮するものとし、その長さを約 16km とする。なお、H グループのその他の断層は、変位・変形を与える最上位の地層が B₂ 層下部であり、B₂ 層上部以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

I グループは銚田市玉田東方に位置し、F 2 2 断層、F 2 3 断層、F 2 4 断層、F 2 5 断層及び F 2 6 断層からなる。F 2 2 断層は、おおむね N - S 走向で西側落下の断層であり、長さは約 13km である。F 2 3 断層は、N W - S E 走向で南西側落下の断層であり、長さは約 8km である。F 2 4 断層は、N W - S E 走向で南西側落下の断層であり、長さは約 8km である。F 2 5 断層は、N W - S E 走向で南西側落下の断層であり、長さは約 5 km である。F 2 6 断層は、N W - S E 走向で、南西側落下の断層であり、長さは約 13 km である。I グループの断層が変位・変形を与える最上位の地層は D₁ 層であり、C₁ 層以上の地層には変位・変形を与えていない。このことから、本グループの断層は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

J グループは銚田市大竹沖に位置し、A - 3 背斜からなる。A - 3 背斜

は、NE－SW走向で、長さは約 14km である。A－3 背斜は、背斜構造が認められる最上位の地層はD₁層であり、C₁層以上の地層に背斜構造は及んでいない。このことから、A－3 背斜は、少なくとも後期更新世以降の活動はないものと判断される。

6.3.2.4 2011 年東北地方太平洋沖地震を踏まえた検討結果

2011 年東北地方太平洋沖地震に伴い、地殻変動による顕著なひずみの変化及び地震発生状況の顕著な変化が敷地周辺を含む広い範囲において認められた。これらの状況を踏まえ、中染付近、西染付近のリニアメント（長さ約 5km）、関口－米平リニアメント（長さ約 6km）、棚倉破砕帯東縁付近の推定活断層（長さ約 20km）、堅破山リニアメント（長さ約 4km）、宮田町リニアメント（長さ約 1km）、F 1 断層（F 1 a～F 1 c、長さ約 23km）、F 8 断層（長さ約 26km）、F 1 6 断層（長さ約 26km）及びA－1 背斜（長さ約 20km）について安全評価上、耐震設計において考慮する断層として取り扱うこととした。

中染付近、西染付近のリニアメント及び棚倉破砕帯東縁付近の推定活断層については、棚倉破砕帯西縁断層（の一部）も含め同時活動についても考慮することとし、その長さを約 42km とする。

また、F 1 断層の北方陸域においては、後期更新世以降の活動が否定できない断層が分布する。本断層の北部については、2011 年 4 月 11 日の地震で塩ノ平地震断層が出現した範囲（栗田他、2011⁽⁷⁸⁾）において、地震規模に見合った大きさの地表地震断層や変位量が確認されていることから、応力が解放されていると考えられる。このことから、F 1 断層と北方陸域の断層の塩ノ平地震断層が出現した南端までについて同時活動を考慮するものとし、その長さを約 44km とする。

6.3.3 敷地近傍の地質・地質構造

6.3.3.1 調査内容

敷地近傍の地質・地質構造を把握するため、敷地周辺の調査結果を踏まえ、敷地を中心とする半径約 5km の範囲において実施した文献調査、変動地形学的調査、地表地質調査、海上音波探査及び地球物理学的調査は以下のとおりである。

6.3.3.1.1 文献調査

敷地近傍の地形及び地質・地質構造に関する主要な文献としては、地質調査所発行の「地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）」のうち、「那珂湊」（1972）、「20 万分の 1 地質図幅－水戸（第 2 版）」（2001）、経済企画庁発行の「20 万分の 1 土地分類図－茨城県」（1973）、茨城県発行の「5 万分の 1 土地分類基本調査」のうち「那珂湊」（1990）、小池の「茨城県東海村付近の地形発達」（1960）、活断層研究会編の「新編 日本の活断層」（1991）、地質調査所発行の「50 万分の 1 活構造図－東京（第 2 版）」（1997）、同所編の「日本地質アトラス（第 2 版）」（1992）及び「日本の海成段丘アトラス」（2001）、中田・今泉編の「活断層詳細デジタルマップ」（2002）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）等がある。

これらの文献により敷地近傍の地形及び地質・地質構造の概要を把握した。

6.3.3.1.2 敷地近傍の地質・地質構造調査

文献調査の結果を踏まえ、敷地を中心とする半径約 5km の範囲において、変動地形調査、地表地質調査、地球物理学的調査及び海上音波探査を実施し

た。

変動地形調査としては、国土地理院等で撮影された主に縮尺 2 万分の 1 の空中写真、米軍により撮影された縮尺 4 万分の 1 の空中写真及び国土地理院発行の縮尺 5 万分の 1、2 万 5 千分の 1 の地形図等を使用して空中写真判読を行った。

地質・地質構造調査としては、変動地形調査に使用した空中写真、地形図及び変動地形調査結果を使用して、詳細な地表地質調査を実施した。

地球物理学的調査としては、地下深部構造を把握する目的で反射法地震探査等を実施した。

海域においては、海底の地形及び地質・地質構造に関する資料を得るため、石油公団等が実施した海上音波探査の記録解析、ブーマー、ウォーターガン及びエアガンを音源としたマルチチャンネル方式の海上音波探査を実施した。浅部の地質構造を把握するためのブーマー・マルチチャンネル方式の探査は、約 1km×約 1km の格子状の測線配置を原則として実施した。浅部から中深部の地質構造を把握するためのウォーターガン・マルチチャンネル方式の探査は、約 2km×約 4km の格子状の測線配置を原則として実施した。また、必要に応じて深部の地質構造を把握するためのエアガン・マルチチャンネル方式の探査を実施した。

これらの調査結果に基づいて、敷地近傍の地質図、地質断面図等を作成した。

6.3.3.2 敷地近傍の調査結果

6.3.3.2.1 敷地近傍の地形

敷地近傍の地形図を第 6.3.3-1 図に、地形面区分図を第 6.3.3-2 図に示す。

敷地近傍陸域の地形は、台地、低地及び海岸砂丘からなり、敷地は新川河口右岸付近の海岸砂丘に位置している。

台地は、敷地西方の那珂台地及び敷地北方の常磐海岸台地からなる。台地は、標高約 20m～約 50m で、東側に徐々に高度を減じている。

低地は、北部の久慈川沿いや中央部の新川に沿ってまとまって分布する。

海岸砂丘は、敷地を含む海岸部に分布している。

また、台地を構成する段丘については、空中写真判読等による段丘面の形態、面の保存状態の性状等に基づいて、高位からM1面、M2面、M3面及びM4面に区分される。

M1面は、敷地西方の那珂台地に広く分布する。久慈川より北側の常磐海岸台地では海岸沿いに細長く分布し、M1-h面及びM1-l面に細分される。

M2面は久慈川の南側に比較的広く分布するほか、新川沿いなどに分布する。M3面、M4面は河川沿いに局所的に分布する。

敷地近傍海域の地形は、所々に緩い起伏が認められるが、全体的には水深 30m 未満で、海岸線と平行に沖合に向かって緩やかな傾斜を示している。

6.3.3.2.2 敷地近傍の地質

敷地近傍の地質層序表を第 6.3.3-1 表に、地質図を第 6.3.3-3 図に、地質断面図を第 6.3.3-4 図に示す。

敷地近傍の陸域には、下位より新第三系中新統の多賀層群、新第三系鮮新統の離山層及び久米層、第四系更新統の東茨城層群及び段丘堆積物並びに第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層がそれぞれ分布している。新第三系は第四系に広く覆われ、台地の縁辺部に露頭が認められる。

敷地近傍の海域には、前述した敷地前面海域の地層のうち、上位から、A

層， B_3 層， C_1 層， C_2 層， D_1 層， D_2 層， D_3 層及びE層が分布している。

(1) 新第三系

a. 多賀層群

多賀層群は主に砂質泥岩からなり，敷地近傍陸域中央部の新川上流に広く分布するほか，北部の常磐海岸台地南端部にも分布する。

b. 離山層

離山層は，主に凝灰岩からなり，多賀山地南縁部に小規模に分布する。本層は，多賀層群を不整合に覆っている。吉岡他（2001）等によれば，本層は産出化石などから下部鮮新統とされている。

c. 久米層

久米層は，主に砂質泥岩からなり，敷地近傍陸域中央部の新川下流部に広く分布するほか，北部の常磐海岸台地南端部にも分布する。

また，東海村^{みどりがおか}緑ヶ丘団地南方では，下位の多賀層群と不整合関係で接する露頭が確認される。

(2) 第四系

第四系は，敷地近傍に広く分布する。これらは，中部更新統の東茨城層群，上部更新統の段丘堆積物並びに完新統の沖積層及び砂丘砂層に区分される。

a. 東茨城層群

東茨城層群は，主に砂，礫及びシルトからなり，上部更新統の段丘堆積物に覆われて分布している。本層群は，敷地近傍の那珂台地では，坂本他（1972）の見和層下部に相当する。

本層群は，那珂台地では南関東の下末吉面～小原台面に対比されるM1面の堆積物に不整合に覆われていることから，中部更新統と考えられる。

b. 段丘堆積物

M1 段丘堆積物は、那珂台地に連続的に広く分布し、堆積物は主に砂からなり、礫、シルトの薄層を伴う。下部は塊状の砂を主体とするが、上部は粗粒砂を含んだり、シルトの薄層を挟むなど、層相が変化する。那珂台地中央部のひたちなか市長砂では、堆積物の上部に箱根吉沢下部 7 テフラ（約 13 万年前；鈴木，1989）を挟在し、海岸部付近のひたちなか市部田野では、堆積物中の最上部に鬼界葛原テフラ（約 9.5 万年前；町田・新井，2003）が認められる。これらのことから、箱根吉沢下部 7 テフラ堆積以降鬼界葛原テフラ降下頃に形成されたと推定され、南関東の下末吉面～小原台面（M1 S5e～5c；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。なお、久慈川の北側の常磐海岸台地では、M1 段丘堆積物は上下 2 段の平坦面を構成する。上位の平坦面を構成する M1-h 段丘堆積物は、下部は主に礫まじりの砂からなり、上部は砂礫、砂及びシルトが互層する。下位の平坦面を構成する M1-1 段丘堆積物は、主に礫まじり砂からなる。これらの段丘堆積物からなる M1-h 面及び M1-1 面は、鈴木（1989）及び小池・町田編（2001）によると、それぞれ田尻浜 I 面（M1 S5e）と田尻浜 II 面（M1 S5c）に相当する。

M2 段丘堆積物は、河川に沿って分布し、下流部で広く分布する。堆積物は主に礫、砂からなり、いずれも下位の M1 段丘堆積物等を削り込んでいる。堆積物を覆う風化火山灰層は、下部に赤城水沼 1 テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003 等）が認められる。このことから、赤城水沼 1 テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され、南関東の武蔵野面の M₂ 面（M1 S5a；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。

M3 段丘堆積物は、河川沿いに断片的に分布する。堆積物は礫を主体

とする。堆積物を覆う風化火山灰層の最下部に赤城水沼 1 テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003 等）が認められる。M 2 面との境で段丘崖をなすことから，M 3 面は M 2 面形成以降，赤城水沼 1 テフラ降下堆積以前に形成されたと推定され，南関東の武蔵野面の M₃ 面（M I S 4；貝塚・松田編，1982 等）に対比される。

M 4 段丘堆積物は，M 3 段丘堆積物の縁に分布する。M 4 面は M 3 面との境で段丘崖をなすが，比高は小さいことから M 3 面形成に引き続き形成されたと推定される。

L 1 段丘堆積物及び L 2 段丘堆積物以降の堆積物は，久慈川南岸で沖積層及び砂丘砂層の下位に埋没して分布している。

c．沖積層

沖積層は，未固結の砂，シルト及び礫からなり，久慈川，新川等の現河川に沿って分布する。

d．砂丘砂層

砂丘砂層は，未固結の淘汰の良い細粒砂～中粒砂からなり，敷地を含む海岸部に分布する。

6.3.3.2.3 敷地近傍の地質構造

(1) 文献調査結果

敷地近傍には，活断層研究会編（1991）及び中田・今泉編（2002）において，リニアメント等は示されていない。

吉岡他（2001）及び地質調査総合センター編「日本重力データベース DVD 版」（2013）によると，敷地近傍に重力異常の急勾配構造が示されている。

(2) 変動地形調査結果

敷地近傍の変動地形調査結果を第 6.3.3-2 図に示す。

変動地形調査の結果、敷地近傍において、M1 段丘面及び M2 段丘面が広く分布しており、リニアメントは認められない。

(3) 地表地質調査結果

地表地質調査の結果、敷地近傍において、広く分布している新第三系鮮新統の久米層は、緩やかな構造を呈している。

久米層を不整合に覆う M1 面及び M2 面の段丘堆積物もほぼ水平に分布している。

(4) 海上音波探査結果

海上音波探査の結果、敷地近傍において、F2 断層が認められた。

F2 断層は、N-S 走向で東側落下の断層であり、長さは約 3km である。F2 断層は、海底面付近に分布する B₃ 層に変位・変形を与えているが、深部の D₁ 層下部以下の地層には変位・変形を与えていない。このことから、F2 断層は構造的断層ではないものと判断される。

(5) 地球物理学的調査結果

敷地北方の多賀山地南西縁付近には、NNW-SSE 方向に線状の重力の急勾配構造が認められており、この急勾配構造は敷地付近を通過し、南方まで延長している。これらの重力異常域と地下深部構造の関係を把握することを目的として、反射法地震探査等を実施した。これによると、多賀山地付近の高重力異常から那珂台地付近の低重力異常に向かって、先新第三系の基盤上面が深くなっており、基盤上面と重力異常が調和的であることが認められた。

6.3.4 敷地の地質・地質構造

6.3.4.1 調査内容

6.3.4.1.1 地表地質調査

敷地の地質・地質構造を把握するため、詳細な地表地質調査を実施した。
また、文献調査、変動地形学的調査等の調査結果と合わせて、原縮尺 5 千分の 1 の地質図を作成して検討を実施した。

6.3.4.1.2 ボーリング調査

敷地の地質・地質構造について直接資料を得るとともに、基礎地盤の地質・地質構造及び工学的性質を把握するため、第 6.3.4-1 図に示す位置でボーリングによる調査を実施した。

ボーリングの深度は、最大約 420m であり、実施した孔数は鉛直ボーリング 251 孔、斜めボーリング 8 孔、掘削延長約 16,000m である。

掘削孔径は 66mm～156mm で、ロータリー型ボーリング・マシンを使用し、原則としてオール・コア・ボーリングで実施した。

採取したボーリング・コアについて地質の分布、岩質等の詳細な観察を行い、地質柱状図、地質断面図等を作成し、敷地の地質・地質構造について検討を行った。

6.3.4.1.3 ボアホールテレビ調査

基礎岩盤の走向、傾斜、節理等を確認するため、第 6.3.4-1 図に示す位置でボアホールテレビによる調査を実施した。

調査は 8 孔で実施し、総延長は約 1,100m である。

6.3.4.2 調査結果

6.3.4.2.1 敷地の地形

敷地は、久慈川河口の南側で那珂台地東端の太平洋に面しており、海岸砂丘に覆われている。

敷地の大部分は、標高約 8m でほぼ平坦な面を呈しており、敷地の西部には標高約 20m で平坦な面が分布する。

6.3.4.2.2 敷地の地質

地表地質調査結果、ボーリング調査結果等から作成した原縮尺 5 千分の 1 の地質平面図を第 6.3.4-2 図に、原縮尺 5 千分の 1 の地質断面図を第 6.3.4-3 図に示す。また、地質層序表を第 6.3.4-1 表に示す。

敷地の地質は、新第三系鮮新統の久米層、第四系更新統の東茨城層群、段丘堆積物、第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層で構成されている。

各地層の概要は、以下のとおりである。

(1) 新第三系

a. 久米層

本層は、敷地全域にわたって標高約 7m～-400m 以深に分布しており、軽石質凝灰岩及び細粒凝灰岩の薄層を挟在する主として暗オリーブ灰色を呈する塊状の砂質泥岩からなり、水平方向にほぼ同じ層相を示している。

また、本層の地質年代は、柳沢他（1989）⁽³²⁾、微化石分析結果等から、新第三系鮮新世であると判断される。

なお、上位の段丘堆積物等とは不整合関係にある。

(2) 第四系

a. 東茨城層群

敷地の西部には、段丘堆積物が分布し、標高約 20m の平坦な面を形成しており、その段丘堆積物の下位に東茨城層群が分布する。

この東茨城層群を構成する堆積物は、暗灰色～褐色を呈する砂及びシルト層と灰褐色～青灰色を呈する砂礫層からなり、層厚は 25m 程度でほぼ水平に分布している。

b. 段丘堆積物

敷地には、段丘堆積物が広く分布しており、沖積層等に覆われて平坦な面を形成している。

この段丘を構成する堆積物は、主に黄褐色～青灰色を呈する砂礫、砂及び一部シルトからなり、層厚は約 5m～約 15m でほぼ水平に分布している。

本層は、分布標高から異なる時代の 2 つの段丘堆積物（D 1，D 2 層）に区分される。

なお、D 1 層は敷地周辺陸域の M 2 段丘堆積物と分布が連続しており、その上位には厚さ約 2m～約 3m の風化火山灰層が分布する。風化火山灰層には、層厚 20cm 程度の赤城鹿沼テフラ（約 4.5 万年前以前；町田・新井，2003 等）及び微量の赤城水沼 1 テフラ（約 6.0 万年前～約 5.5 万年前；町田・新井，2003 等）が含まれる。

D 2 層は、分布標高及び年代測定結果から敷地周辺の L 1 段丘堆積物に対比される。

c. 沖積層

沖積層は、ほぼ敷地全域にわたって分布する。本層は、主として暗青灰色～灰褐色を呈する粘土、砂及び灰褐色～黄褐色を呈する礫混じり砂

からなり、その層厚は敷地の大部分では約 3m～約 10m であるが、敷地北部では旧久慈川の河食崖により層厚を増し、敷地北東部で最大約 60m である。

d. 砂丘砂層

砂丘砂層は、敷地を広く覆って分布する。本層は、灰褐色～黄灰色を呈する細粒砂～中粒砂からなり、その層厚は約 5m～約 8m である。

6.3.4.2.3 敷地の地質構造

ボーリング調査等の結果によると、久米層は、第 6.3.4-4 図に示すように、敷地全体にわたって標高約 7m～-400m 以深に分布し、南北方向では南方に 2° 程度、東西方向では東方に 2° 程度傾斜する同斜構造を示している。久米層中の各鍵層は連続して分布し、これらの鍵層の連続性は良好である。

以上のことから、敷地に将来活動する可能性のある断層等は存在しない。

6.3.5 原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造及び地盤

6.3.5.1 調査内容

6.3.5.1.1 ボーリング調査

原子炉施設設置位置付近の地質・地質構造を把握するための資料を得るとともに、室内試験の供試体の採取及びボーリング孔を利用しての原位置試験を実施するためにボーリング調査を実施した。

ボーリング調査は、第 6.3.5-1 図に示すように、鉛直ボーリング 224 孔、総延長約 13,000m、斜めボーリング 8 孔、総延長約 1,300m を実施した。掘削深度は、約 20m～約 420m である。また、斜めボーリング 8 孔の掘進長は約 130m～約 200m である。

掘削孔径は 66mm～156mm で、ロータリー型ボーリング・マシンを使用し、原則としてオール・コア・ボーリングで実施した。

採取したボーリング・コアについて地層の分布、岩質等の詳細な観察を行い、地質柱状図等を作成した。

6.3.5.1.2 ボアホールテレビ調査

ボーリング調査等により得られた地質・地質構造を確認するため、ボアホールテレビによる調査を行った。

ボアホールテレビ調査は、第 6.3.5-1 図に示すように斜めボーリング 8 孔で実施し、総延長は約 1,100m である。

このボアホールテレビ調査において、原子炉施設の基礎岩盤である久米層の走向、傾斜、節理等を観察して斜めボーリング・ボアホールテレビ調査による地質観察図を作成し、さらにボーリング調査結果と合わせて原縮尺 1,000 分の 1 の地質水平断面図及び地質鉛直断面図を作成した。

6.3.5.1.3 室内試験

原子炉施設の基礎地盤の物理的・力学的性質を明らかにし、設計及び施工の基礎資料を得るため、ボーリング孔より試料を採取して室内試験を実施した。

試験は、日本工業規格、地盤工学会基準等に準拠して実施した。

試料を採取したボーリング孔位置を第 6.3.5-1 図に示す。

(1) 試験項目

a. 岩石

物理的性質を明らかにする試験として、密度、含水比等を測定した。

また、力学的性質を明らかにする試験として、三軸圧縮試験、引張強度試験、圧密試験等を実施した。

b. 土質

物理的性質を明らかにする試験として、密度、含水比等を測定した。

また、力学的性質を明らかにする試験として、三軸圧縮試験、圧密試験等を実施した。

(2) 試験方法

a. 岩石

(a) 三軸圧縮試験

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約 5cm、高さ約 10cm の供試体について、ゴムスリーブ中の供試体を土被り圧相当で圧密した後、非排水状態で所定の側圧のもとで軸荷重を載荷し（以下「C U 条件」という。）、破壊時の軸差応力を求める方法及びゴムスリーブ中の供試体を所定の圧力で圧密した後、排水状態で軸荷重を載荷し（以下「C D 条件」という。）、破壊時の軸差応力を求める方法で実施した。

C U U 条件における側圧及びC D 条件における圧密圧力は、 0.05N/mm^2 、 0.10N/mm^2 、 0.29N/mm^2 、 0.49N/mm^2 、 0.98N/mm^2 、 1.96N/mm^2 、 2.94N/mm^2 、 3.92N/mm^2 及び土被り圧相当の9段階から5～7段階を選択した。

(b) 引張強度試験

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約5cm、高さ約5cmの供試体について、圧裂引張試験により引張強度を求めた。この試験の結果と前述した三軸圧縮試験（C U U 条件）の結果を用いて破壊包絡線を設定している。

(c) 圧密試験

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約6cm、高さ約2cmの供試体により実施した。

圧密圧力は、 0.25N/mm^2 、 0.49N/mm^2 、 0.98N/mm^2 、 1.96N/mm^2 、 3.92N/mm^2 、 5.88N/mm^2 、 7.85N/mm^2 、 9.81N/mm^2 、 11.77N/mm^2 及び 13.73N/mm^2 の10段階とした。

(d) 段階載荷クリープ強度試験（村山・柴田の方法）

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約5cm、高さ約10cmの供試体について、ゴムスリーブ中の供試体を所定の圧力で圧密した後、非排水状態で軸差応力を 0.20N/mm^2 ずつ、供試体が破壊するまで増加させる方法（以下「C U 条件」という。）で実施した。ここで、1段階の一定荷重保持時間は1時間とした。

圧密圧力は、 0.05N/mm^2 、 0.10N/mm^2 、 0.20N/mm^2 、 0.49N/mm^2 及び 0.98N/mm^2 の5段階とした。

(e) 三軸クリープ試験

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約5cm、高さ約10cm

の供試体について、ゴムスリーブ中の供試体を所定の圧力で圧密した後、排水状態で 0.98N/mm^2 の軸差応力を載荷する方法（C D 条件）で実施した。ここで、軸差応力の保持日数は 30 日とした。

圧密圧力は、 0.10N/mm^2 、 0.20N/mm^2 、 0.49N/mm^2 及び 0.98N/mm^2 の 4 段階とした。

(f) ポアソン比測定

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約 5cm、高さ約 10cm の供試体について実施した。

ポアソン比は、三軸応力状態（C U U 条件及び C D 条件）において、軸荷重載荷時に供試体の体積変化量を測定する方法で算出した。

(g) 繰返し三軸試験（変形特性）

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約 5cm、高さ約 10cm の供試体について、ゴムスリーブ中の供試体を土被り圧相当で圧密した後、非排水状態で周波数 0.5Hz の繰返し荷重を段階的に加え、せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

b. 土質

(a) 三軸圧縮試験

試験は、各地層のボーリング・コア試料を用いて、直径約 5cm、高さ約 10cm 又は直径約 12cm、高さ約 24cm の供試体について、ゴムスリーブ中の供試体を土被り圧相当で圧密した後、非排水状態で所定の側圧のもとで軸荷重を載荷し（C U U 条件）、破壊時の軸差応力を求める方法及びゴムスリーブ中の供試体を所定の圧力で圧密した後、排水状態で軸荷重を載荷し（C D 条件）、破壊時の軸差応力を求める方法で実施した。

C U U 条件における側圧及び C D 条件における圧密圧力は、 0.024N

／ mm^2 ， $0.05\text{N}/\text{mm}^2$ ， $0.10\text{N}/\text{mm}^2$ ， $0.15\text{N}/\text{mm}^2$ ， $0.20\text{N}/\text{mm}^2$ ， $0.29\text{N}/\text{mm}^2$ ， $0.49\text{N}/\text{mm}^2$ 及び土被り圧相当の8段階から4段階を選択した。

(b) ポアソン比測定

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約5cm、高さ約10cm又は直径約12cm、高さ約24cmの供試体について実施した。

ポアソン比は、三軸応力状態（CUU条件及びCD条件）において、軸荷重載荷時に供試体の体積変化量を測定する方法で算出した。

(c) 繰返し三軸試験（変形特性）

試験は、ボーリング・コア試料を用いて、直径約5cm、高さ約10cm又は直径約12cm、高さ約24cmの供試体について、ゴムスリーブ中の供試体を土被り圧相当で圧密した後、非排水状態で周波数0.5Hzの繰返し荷重を段階的に加え、せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を求めた。

6.3.5.1.4 原位置試験

原子炉施設の基礎地盤の力学的性質及び動的性質を明らかにし、設計及び施工の基礎資料を得るため、ボーリング孔を利用してP S検層、弾性波速度測定及び孔内載荷試験を実施した。

(1) P S 検層

基礎地盤の深さ方向の動的性質を求めるため、ボーリング孔を利用してP S 検層を実施した。

検層は、ボーリング孔内に受振器を設け、地上で発破（P波測定時）及び板たたき法（S波測定時）による発振を行い、各受振点の記録から走時曲線を作成し、これを解析してP波及びS波の伝播速度を求めた。また、振源と受振器が一体となったゾンデを孔内に挿入して区間速度を求めるサ

スペンション P S 検層も実施しており、受振器間隔をその到達時間で除すことにより P 波及び S 波の伝播速度を求めた。

検層位置を第 6.3.5-1 図に、検層の概略を第 6.3.5-2 図に示す。

(2) 孔内載荷試験

基礎地盤の変形特性を求めるため、ボーリング孔を利用して孔内載荷試験を実施した。

試験は、ゴムチューブを膨張させて孔壁に荷重を加え、荷重に対応する変位量を測定する方法で実施し、変形係数を求めた。

試験位置を第 6.3.5-1 図に、試験の概略を第 6.3.5-3 図に示す。

(3) 地盤物性の場所的变化及び異方性に関する調査

基礎地盤物性の場所的变化及び異方性を検討するため、第 6.3.5-1 図に示す位置においてボーリング孔を利用した弾性波速度測定を実施するとともに、P S 検層の結果との比較を行った。

ボーリング孔を利用した弾性波速度測定は、ボーリング孔に受振点を設置し、他のボーリング孔に孔中起振装置を用いた発振点を設けてボーリング孔間の弾性波試験を行い、ボーリング孔間の水平方向の平均弾性波速度を求めた。

また、各孔で得られた P S 検層による P 波速度及び S 波速度を比較することにより、基礎地盤物性の場所的变化に関する検討を行った。

P S 検層の測定は、「6.3.5.1.4(1) P S 検層」で述べた方法で実施した。

6.3.5.2 調査結果

6.3.5.2.1 原子炉施設設置位置の地質・地質構造

ボーリング調査結果から得られた地質柱状図を第 6.3.5-4 図に、斜めボ

ーリング・ボアホールテレビ調査による地質観察図を第 6.3.5-5 図に、鉛直ボーリングによる久米層のボーリング・コアの採取率及び R. Q. D. を第 6.3.5-1 表に示す。また、原子炉建屋基礎地盤の地質水平断面図を第 6.3.5-6 図に、地質鉛直断面図を第 6.3.5-7 図に示す。

原子炉施設設置位置付近の第四系の下位にはボーリング調査下限標高の標高-400m 以深まで新第三系鮮新統の久米層（K m 層）が分布している。久米層は砂質泥岩からなり、ボーリング調査によると連続性の良い鍵層（厚さ 5cm~30cm 程度の軽石質凝灰岩、細粒凝灰岩）を挟在している。これらの鍵層の連続性は良好であり、南北方向では南方に 2° 程度、東西方向では東方に 2° 程度傾斜する同斜構造を示している。また、ボアホールテレビ調査の結果においても、弱層等の不連続面は確認されない。

以上のことから、原子炉施設設置位置付近に、将来活動する可能性のある断層等は存在しない。

原子炉施設設置位置付近に分布する第四系は、第 6.3.5-7 図に示すように南北方向では南方より原子炉施設付近まで標高約-15m までほぼ水平に分布し、原子炉施設付近より北方にてその下限を標高約-60m まで低下させながら水平に分布している。また、東西方向では、異なる地層をレンズ状に挟みながら標高約-15m 付近までほぼ水平に分布している。

第四系は、上位から完新統の砂丘砂層（d u 層）、完新統の沖積低地堆積物を構成する砂～砂礫層（A g 1 層及び A g 2 層）、粘土層（A c 層）及び砂層（A s 層）、更新統の段丘堆積物（D 2 層）を構成するシルト層（D 2 c - 3 層）、砂層（D 2 s - 3 層）及び砂礫層（D 2 g - 3 層）で構成されている。

ボーリング・コアの採取率は、各ボーリング孔の平均でいずれの孔でも 100% であり、R. Q. D. は各ボーリング孔の平均でいずれも 99.8% 以上

である。

6.3.5.2.2 室内試験結果

採取した試料について実施した室内試験の結果を以下に示す。

(1) 岩石

a. 物理試験

9 孔のボーリング孔から標高 5m～-200m の範囲で採取した久米層の供試体について実施した物理試験の結果を第 6.3.5-2 表に示す。

これによると、湿潤密度 ρ_t は平均 $1.73\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 43.8%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.60\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 1.16 である。

また、第 6.3.5-8 図に示すように湿潤密度 ρ_t は深度方向にやや増大する傾向が認められ、標高 Z (m) との関係は次式で近似される。

$$\rho_t = 1.72 - 1.03 \times 10^{-4} \cdot Z \quad (\text{g}/\text{cm}^3)$$

(平均 $1.73\text{g}/\text{cm}^3$)

b. 三軸圧縮試験

9 孔のボーリング孔から物理試験と同様の範囲で採取した 64 組の供試体について実施した三軸圧縮試験（CUU 条件，側圧は土被り圧相当）の結果を第 6.3.5-9 図に示す。

軸差強度 $(\sigma_1 - \sigma_3)_f$ 及び変形係数 E_{50} は、深度方向に増大する傾向が認められ、標高 Z (m) との関係は次式で近似される。

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_f = 1.56 - 1.06 \times 10^{-2} \cdot Z \quad (\text{N}/\text{mm}^2)$$

(平均 $2.57\text{N}/\text{mm}^2$)

$$E_{50} = 237 - 2.65 \cdot Z \quad (\text{N}/\text{mm}^2)$$

(平均 $491\text{N}/\text{mm}^2$)

5 孔のボーリング孔から標高－15m～－200m の範囲で採取した 14 組の供試体について実施した三軸圧縮試験（C D 条件，側圧は土被り圧相当）の結果を第 6.3.5－10 図に示す。

軸差強度 $(\sigma_1 - \sigma_3)_f$ 及び変形係数 E_{50} は，深度方向に増大する傾向が認められ，標高 Z （m）との関係は次式で近似される。

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_f = 1.70 - 9.54 \times 10^{-3} \cdot Z \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$(\text{平均 } 2.49 \text{N/mm}^2)$$

$$E_{50} = 221 - 2.23 \cdot Z \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$(\text{平均 } 406 \text{N/mm}^2)$$

c．引張強度試験

9 孔のボーリング孔から物理試験と同様の範囲で採取した 64 個の供試体について実施した引張強度試験の結果を第 6.3.5－11 図に示す。

引張強度 σ_t は，深度方向へ増大する傾向が認められ，標高 Z （m）との関係は次式で近似される。

$$\sigma_t = 0.141 - 1.14 \times 10^{-3} \cdot Z \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$(\text{平均 } 0.251 \text{N/mm}^2)$$

この試験結果と，前述した三軸圧縮試験（C U U 条件）の試験結果から，側圧の低い部分を放物線，側圧の高い部分を直線で近似し破壊包絡線を求めた。

d．圧密試験

4 孔のボーリング孔から採取した 4 個の供試体について圧密圧力 13.73N/mm^2 までの圧密試験を実施した。試験の結果を第 6.3.5－3 表及び第 6.3.5－12 図に示す。

間隙比－圧密圧力曲線からカサグランデの方法により求めた圧密降伏応力 P_c は平均 3.91N/mm^2 であり，透水係数 k は平均 $4.19 \times 10^{-7} \text{cm/}$

s である。

e. 段階載荷クリープ強度試験

ボーリング孔から採取した 5 個の供試体について実施した段階載荷クリープ強度試験（CU 条件）の結果を第 6.3.5-4 表及び第 6.3.5-13 図に示す。

上限降伏値 σ_u は、各圧密圧力で $1.21\text{N/mm}^2 \sim 1.47\text{N/mm}^2$ （平均 1.35N/mm^2 ）となっている。

また、上限降伏値 σ_u を比較するためほぼ同じ位置から採取した 5 個の供試体について実施した通常の載荷速度で行った三軸圧縮試験（CU 条件）による軸差強度は、各圧密圧力で $1.70\text{N/mm}^2 \sim 2.10\text{N/mm}^2$ （平均 1.91N/mm^2 ）となっている。

この結果、上限降伏値 σ_u と軸差強度 $(\sigma_1 - \sigma_3)_f$ の比は、69.9%～72.4%（平均 70.8%）となっている。

f. 三軸クリープ試験

ボーリング孔から採取した 4 個の供試体に対して軸差応力を 0.98N/mm^2 に保持する三軸クリープ試験（CD 条件）を実施した。試験の結果を第 6.3.5-5 表及び第 6.3.5-14 図に示す。

軸ひずみ ε - 時間曲線を次式で近似させ、クリープ係数を算出すると、各圧密圧力で $\alpha = (\alpha_1 + \alpha_2) = 0.20 \sim 0.31$ （平均 0.26）， $\alpha_1 = 0.07 \sim 0.14$ （平均 0.11）， $\alpha_2 = 0.13 \sim 0.17$ （平均 0.16）， $\beta_1 = 2.05 \sim 5.93 \text{ 1/day}$ （平均 3.21 1/day ）， $\beta_2 = 0.06 \sim 0.14 \text{ 1/day}$ （平均 0.09 1/day ）である。

$$\begin{aligned}\varepsilon &= \varepsilon_e + \varepsilon_c \\ &= \varepsilon_e \{ 1 + \alpha_1 (1 - e^{-\beta_1 t}) + \alpha_2 (1 - e^{-\beta_2 t}) \}\end{aligned}$$

g. ポアソン比測定

9 孔のボーリング孔から物理試験と同様の範囲で採取した 64 組の供試体に対して三軸応力状態（C U U 条件，側圧は土被り圧相当）で実施したポアソン比測定の結果を第 6.3.5-15 図に示す。

ポアソン比 ν は，深度方向に減少する傾向が認められ，標高 Z （m）との関係は次式で近似される。

$$\nu = 0.48 + 2.0 \times 10^{-4} \cdot Z$$

（平均 0.46）

5 孔のボーリング孔から標高 -15m ～ -200m の範囲で採取した 14 組の供試体に対して三軸応力状態（C D 条件，側圧は土被り圧相当）で実施したポアソン比測定の結果を第 6.3.5-16 図に示す。

ポアソン比 ν は，深度方向に減少する傾向が認められ，標高 Z （m）との関係は次式で近似される。

$$\nu = 0.16 + 2.5 \times 10^{-4} \cdot Z$$

（平均 0.14）

h. 繰返し三軸試験（変形特性）

ボーリング孔から標高 -15m ～ -200m の範囲で採取した 19 個の供試体について実施した繰返し三軸試験（変形特性）の結果を第 6.3.5-17 図に示す。

規準化した動せん断弾性係数 G/G_0 及び減衰定数 h とせん断ひずみ γ の関係は次式で近似される。

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 107 \cdot \gamma^{0.824}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.41 \cdot \gamma + 0.0494} + 0.0184$$

(2) 土質

a. 物理試験

ボーリング孔で各層から採取した供試体について実施した物理試験の結果を第 6.3.5-6 表に示す。

d u 層の湿潤密度 ρ_t は平均 $1.82\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 17.4%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.71\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 0.75 である。

A c 層の湿潤密度 ρ_t は平均 $1.65\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 58.8%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.68\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 1.59 である。

A s 層の湿潤密度 ρ_t は平均 $1.74\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 39.6%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.71\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 1.20 である。

A g 層の湿潤密度 ρ_t は平均 $1.89\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 17.3%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.68\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 0.67 である。

D 2 c - 3 層の湿潤密度 ρ_t は平均 $1.77\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 40.4%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.63\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 1.09 である。

D 2 s - 3 層の湿潤密度 ρ_t は平均 $1.92\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 24.1%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.66\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 0.79 である。

D 2 g - 3 層の湿潤密度 ρ_t は平均 $2.15\text{g}/\text{cm}^3$ ，含水比 w は平均 13.3%，土粒子の密度 ρ_s は平均 $2.67\text{g}/\text{cm}^3$ ，間隙比 e は平均 0.43 である。

b. 三軸圧縮試験

ボーリング孔で各層から採取した供試体について実施した三軸圧縮試験（C U U 条件及び C D 条件）の結果を第 6.3.5-18 図及び第 6.3.5-19 図に示す。

C U U条件のせん断強度 τ と垂直応力 σ の関係は次式で表示される。

$$\text{d u 層} \quad \tau = 0.059 + \sigma \cdot \tan 34.1^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A c 層} \quad \tau = 0.087 + \sigma \cdot \tan 10.1^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A s 層} \quad \tau = 0.021 + \sigma \cdot \tan 25.3^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A g 層} \quad \tau = 0.099 + \sigma \cdot \tan 36.7^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 c - 3 層} \quad \tau = 0.103 + \sigma \cdot \tan 9.5^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 s - 3 層} \quad \tau = 0.133 + \sigma \cdot \tan 13.3^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 g - 3 層} \quad \tau = 0.165 + \sigma \cdot \tan 37.2^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

C D条件のせん断強度 τ と垂直応力 σ の関係は次式で表示される。

$$\text{d u 層} \quad \tau = \sigma \cdot \tan 37.3^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A c 層} \quad \tau = 0.025 + \sigma \cdot \tan 29.1^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A s 層} \quad \tau = 0.012 + \sigma \cdot \tan 41.0^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A g 層} \quad \tau = \sigma \cdot \tan 37.4^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 c - 3 層} \quad \tau = 0.026 + \sigma \cdot \tan 35.6^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 s - 3 層} \quad \tau = 0.010 + \sigma \cdot \tan 35.8^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 g - 3 層} \quad \tau = \sigma \cdot \tan 44.4^{\circ} \quad (\text{N/mm}^2)$$

C U U条件の変形係数 E_{50} と側圧 σ_3 の関係は次式で近似される。

$$\text{d u 層} \quad E_{50} = 10.8 + 4 \cdot \sigma_3 \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A c 層} \quad E_{50} = 28.8 + 41 \cdot \sigma_3 \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A s 層} \quad E_{50} = 11.3 \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{A g 層} \quad E_{50} = 17.7 + 29 \cdot \sigma_3 \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 c - 3 層} \quad E_{50} = 28.7 + 46 \cdot \sigma_3 \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 s - 3 層} \quad E_{50} = 52.7 \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$\text{D 2 g - 3 層} \quad E_{50} = 46.1 + 31 \cdot \sigma_3 \quad (\text{N/mm}^2)$$

C D条件の変形係数 E_{50} と圧密圧力 P の関係は次式で近似される。

d u 層	$E_{50} = 4.0 + 199 \cdot P$	(N/mm ²)
A c 層	$E_{50} = 11.4$	(N/mm ²)
A s 層	$E_{50} = 21.1 + 15 \cdot P$	(N/mm ²)
A g 層	$E_{50} = 10.5 + 142 \cdot P$	(N/mm ²)
D 2 c - 3 層	$E_{50} = 32.3 + 5 \cdot P$	(N/mm ²)
D 2 s - 3 層	$E_{50} = 16.0 + 48 \cdot P$	(N/mm ²)
D 2 g - 3 層	$E_{50} = 83.4 + 160 \cdot P$	(N/mm ²)

c. ポアソン比測定

ボーリング孔で各層から採取した供試体に対して三軸応力状態（C U U条件及びC D条件，側圧は土被り圧相当）で実施したポアソン比測定の結果を第 6.3.5-7 表に示す。

C U U条件でのポアソン比 ν は，d u 層で平均 0.48，A c 層で平均 0.47，A s 層で平均 0.47，A g 層で平均 0.48，D 2 c - 3 層で平均 0.47，D 2 s - 3 層で平均 0.49，D 2 g - 3 層で平均 0.48 である。また，C D条件でのポアソン比 ν は，d u 層で平均 0.26，A c 層で平均 0.10，A s 層で平均 0.26，A g 層で平均 0.25，D 2 c - 3 層で平均 0.22，D 2 s - 3 層で平均 0.19，D 2 g - 3 層で平均 0.26 である。

d. 繰返し三軸試験（変形特性）

ボーリング孔で各層から採取した供試体に対して実施した繰返し三軸試験（変形特性）の結果を第 6.3.5-20 図に示す。

規準化した動せん断弾性係数 G/G_0 及び減衰定数 h とせん断ひずみ γ の関係は次式で近似される。

d u 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 1540 \cdot \gamma^{1.04}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.27 \cdot \gamma + 0.00580} + 0.0102$$

A c 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 269 \cdot \gamma^{0.909}}$$

$$h = \frac{\gamma}{6.65 \cdot \gamma + 0.0104} + 0.0222$$

A s 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 422 \cdot \gamma^{0.951}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.40 \cdot \gamma + 0.0122} + 0.0144$$

A g 2 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 2520 \cdot \gamma^{1.14}}$$

$$h = \frac{\gamma}{4.10 \cdot \gamma + 0.00577} + 0.00413$$

A g 1 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 1730 \cdot \gamma^{1.11}}$$

$$h = \frac{\gamma}{3.73 \cdot \gamma + 0.0102} + 0.00791$$

D 2 c - 3 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 269 \cdot \gamma^{0.862}}$$

$$h = \frac{\gamma}{6.62 \cdot \gamma + 0.00949} + 0.0205$$

D 2 s - 3 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 1100 \cdot \gamma^{0.994}}$$

$$h = \frac{\gamma}{5.68 \cdot \gamma + 0.00560} + 0.0132$$

D 2 g - 3 層

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + 237 \cdot \gamma^{0.732}}$$

$$h = \frac{\gamma}{9.70 \cdot \gamma + 0.00754} + 0.0233$$

6.3.5.2.3 原位置試験結果

(1) P S 検層

標高－400m 以深まで掘削した 5 孔のボーリング孔で実施した P S 検層によって得られた弾性波速度の分布を第 6.3.5－4 図に示す。

これによると久米層の弾性波速度は深度方向へ増大する傾向を示し、P 波速度で平均 $1.65\text{km/s} \sim 2.00\text{km/s}$ 、S 波速度で平均 $0.38\text{km/s} \sim 0.79\text{km/s}$ である。

また、同じボーリング孔で実施したサスペンション P S 検層の結果を第 6.3.5－21 図に示す。P 波速度 V_p 及び S 波速度 V_s は深度方向へ増大する傾向が、動ポアソン比 ν_d は深度方向へ減少する傾向が認められ、標高 Z (m) との関係は次式で近似される。

$$V_p = 1.65 - 9.09 \times 10^{-4} \cdot Z \quad (\text{km/s})$$

$$V_s = 0.433 - 7.71 \times 10^{-4} \cdot Z \quad (\text{km/s})$$

$$\nu_d = 0.463 + 1.03 \times 10^{-4} \cdot Z$$

また、第四系の弾性波速度は、A c 層及び A s 層を除き各地層でほぼ一定値を示す傾向が認められる。

d u 層の P 波速度は平均 0.48km/s 、S 波速度は平均 0.21km/s である。また、動ポアソン比は 0.385 である。

A g 2 層の P 波速度は地下水位以上では平均 0.45km/s 、地下水位以下では平均 1.80km/s 、S 波速度は平均 0.24km/s である。また、動ポアソン比は地下水位以上では 0.286 、地下水位以下では 0.491 である。

A g 1 層の P 波速度は平均 1.95km/s 、S 波速度は平均 0.35km/s である。また、動ポアソン比は 0.483 である。

D 2 c－3 層の P 波速度は平均 1.77km/s 、S 波速度は平均 0.27km/s である。また、動ポアソン比は 0.488 である。

D 2 s - 3 層の P 波速度は平均 1.40km/s 、S 波速度は平均 0.36km/s である。また、動ポアソン比は 0.465 である。

D 2 g - 3 層の P 波速度は平均 1.88km/s 、S 波速度は平均 0.50km/s である。また、動ポアソン比は 0.462 である。

A c 層及び A s 層の P 波速度 V_p 及び S 波速度 V_s は深度方向へ増大する傾向が認められ、標高 Z (m) との関係は次式で近似される。

$$\text{A c 層} \quad V_p = 1.24 - 1.93 \times 10^{-3} \cdot Z \quad (\text{km/s})$$

$$V_s = 0.163 - 1.54 \times 10^{-3} \cdot Z \quad (\text{km/s})$$

$$\text{A s 層} \quad V_p = 1.36 - 1.78 \times 10^{-3} \cdot Z \quad (\text{km/s})$$

$$V_s = 0.211 - 1.19 \times 10^{-3} \cdot Z \quad (\text{km/s})$$

動ポアソン比は、A c 層で平均 0.486 、A s 層で平均 0.484 である。

(2) 孔内載荷試験

標高 -400m 以深まで掘削した 5 孔のボーリング孔で実施した孔内載荷試験により得られた久米層の変形係数 D を第 6.3.5-8 表及び第 6.3.5-22 図に示す。

変形係数 D は深度方向へ増大する傾向を示し、変形係数 D と標高 Z (m) の関係は次式で近似される。

$$D = 233 - 1.86 \cdot Z \quad (\text{N/mm}^2)$$

$$(\text{平均 } 423\text{N/mm}^2)$$

また、4 孔のボーリング孔で実施した孔内載荷試験により得られた第四系の変形係数 D を第 6.3.5-8 表及び第 6.3.5-22 図に示す。

(3) 地盤物性の場所的变化及び異方性

原子炉施設周辺の広い範囲で実施した 13 孔のボーリング孔における P S 検層によって得られた久米層の P 波速度及び S 波速度の深度分布に有意な差は認められないことから、地盤物性の場所的变化は小さい。

また、第 6.3.5-23 図に示す 5 孔のボーリング孔におけるボーリング孔間弾性波速度測定結果のとおり、8 断面のボーリング孔間弾性波速度は、 $1.67\text{km/s} \sim 1.73\text{km/s}$ で平均 1.70km/s 、変動係数 1.3%であり、各断面におけるボーリング孔間弾性波速度の場所的变化は小さい。このうち、東西方向の 2 断面のボーリング孔間弾性波速度は $1.68\text{km/s} \sim 1.70\text{km/s}$ で平均 1.69km/s 、南北方向の 2 断面のボーリング孔間弾性波速度は $1.67\text{km/s} \sim 1.72\text{km/s}$ で平均 1.70km/s で、両者に顕著な差はみられない。

以上のことから、地盤物性の場所的变化は小さく、また、異方性は認められない。

6.3.6 地質・地質構造及び地盤の調査結果の評価

6.3.6.1 原子炉施設の基礎地盤の安定性評価

前述の地質・地質構造及び地盤の調査結果に基づいて、原子炉施設の基礎地盤の安定性評価として原子炉建屋の基礎地盤の安定性について以下の検討を実施した。

(1) 評価手法

基礎地盤のすべり、基礎地盤の支持力及び基礎底面の傾斜に関する安全性については、有限要素法による動的解析により検討した。

有限要素法による動的解析では、動せん断弾性係数及び減衰定数のひずみ依存性を考慮するため、等価線形化手法による周波数応答解析手法を用いた。また、常時応力は、有限要素法による静的解析により求めた。

基礎地盤のすべりに対する安全性については、常時応力と基準地震動 S_s による動的応力を重ね合わせた応力より検討した。基礎地盤の支持力に対する安全性については、室内試験の結果に基づいて、建屋接地圧及び常時応力と動的解析による動的応力を重ね合わせた地震時応力から検討した。基礎底面の傾斜に対する安全性については、動的解析により求まる地震時の原子炉建屋の傾斜に対する安全性を検討した。

(2) 評価条件

a. 基礎地盤のモデル化

ボーリング調査等の結果に基づいて作成した地質断面図をもとに、基礎地盤のモデル化を行い、第 6.3.6-1 図に示す解析用要素分割図を作成した。

b. 物性値の設定

地質並びに室内試験及び原位置試験から得られた各種物性値をもとに地盤分類を行い、解析用物性値を設定した。

解析用物性値を第 6.3.6-1 表に示す。

c. 入力地震動

有限要素法による動的解析に用いた動的地震力としては、基準地震動 S_s に基づいて作成した水平方向及び鉛直方向の入力地震動をモデル下端から同時に与えた。

(3) 評価結果

a. 基礎地盤のすべりに対する安全性

原子炉建屋設置位置付近の地盤分類及び岩石試験等の結果に基づき行った動的解析結果によるすべり安全率一覧表を第 6.3.6-2 表に示す。

原子炉建屋の基礎地盤の岩盤部については、建屋隅角部の一部に引張強度に達した要素があるものの、原子炉建屋基礎地盤の最小すべり安全率は 3.0 となり、評価基準値 1.5 を上回っており、すべりに対して十分な安全性を有している。なお、地盤物性のばらつきを考慮した場合においても、安全性を有していることを確認している。

以上のことから、基礎地盤は、地震力によるすべりに対して十分な安全性を有している。

b. 基礎地盤の支持力に対する安全性

基礎地盤の長期の支持力は、岩石試験の結果に基づくクリープによる強度低下を考慮して、三軸圧縮試験の強度定数等から支持力公式^(7.9)で求めた極限支持力 5.82N/mm^2 に強度の低下率 0.70 を乗じた 4.07N/mm^2 と評価されることから、常時の原子炉建屋の接地圧約 0.588N/mm^2 に対する安全率は 6.9 となる。

基礎地盤の地震時の支持力は、クリープによる強度低下を考慮する必要はないことから、三軸圧縮試験の強度定数等から支持力公式^(7.9)で求めた極限支持力 5.82N/mm^2 と評価され、常時応力と動的解析を重ね

合わせた原子炉建屋の地震時の最大接地圧 1.45N/mm^2 に対し、安全率は 4.0 となる。

さらに、動的解析の結果によると、地震時における応力状態等からみて支持力が問題となることはない。

以上のことから、基礎地盤は、支持力に関して十分な安全性を有している。

c. 基礎底面の傾斜に対する安全性

動的解析結果によると、原子炉建屋基礎底面の両端の最大相対変位は 2.37cm であり、原子炉建屋基礎底面の最大傾斜は $1/2,880$ であることから、原子炉建屋は基礎底面の傾斜に対する安全性を有している。

また、原子炉建屋の基礎地盤は全体的に均質な岩盤であることから、不等沈下が問題となることはない。

以上のことから、原子炉建屋は、基礎底面の傾斜に対して、十分な安全性を有している。

6.3.6.2 周辺地盤の変状による重要な安全機能を有する施設への影響評価

原子炉建屋基礎は、十分な支持性能を有する地盤に支持されていることから、不等沈下、液状化や揺すり込み沈下等の周辺地盤の変状により安全機能が損なわれるおそれはない。

6.3.6.3 地殻変動による基礎地盤の変形の影響

敷地には将来活動する可能性のある断層等の露頭は認められない。また、敷地周辺の活断層及び日本海溝沿いのプレート境界については、敷地からの距離が十分に離れている。そのため、それら活断層等の断層変位に伴う基礎地盤の変形は原子炉施設の安全性に問題となるものではない。

6.3.6.4 原子炉施設の周辺斜面の安定性評価

耐震重要施設の周辺には、地震の発生によって安全機能に重大な影響を与えるおそれのある斜面は存在しない。

6.3.7 地質調査に関する実証性

6.3.7.1 地質調査の実施会社選定

地質調査の実施会社の選定において、調査会社は、調査の目的に応じ、その経歴、技術内容等を配慮して選定した。調査を実施した地質調査の会社一覧表を第 6.3.7-1 表に示す。

6.3.7.2 地質調査の計画

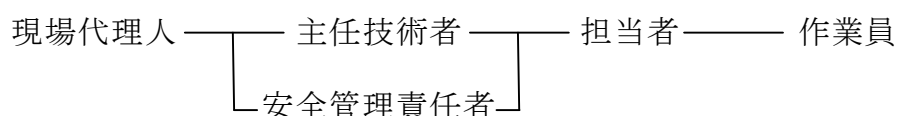
地質調査に当たっては、既設炉の経緯を踏まえ、「原子力発電所の地質・地盤に関する安全審査の手引き」、「活断層等に関する安全審査の手引き」、「発電用原子炉施設の耐震安全性に関する安全審査の手引き」、「原子力発電所耐震設計技術指針（J E A G 4601，平成 20 年 12 月 19 日社団法人日本電気協会原子力規格委員会改定）」等に準拠して、総合的に調査計画を策定し、実施した。調査計画内容の主要なものについては、社外の学識経験者等に必要に応じて意見聴取して作成した。

6.3.7.3 地質調査実施に当たっての管理体制

(1) 実施会社の作業管理体制

調査の実施に当たっては、実施会社は現場代理人、安全管理責任者及び主任技術者を現場に常駐させ、現場代理人は調査の総括を、安全管理責任者は調査に関する安全管理を、主任技術者は調査に関する技術上の管理を行った。

実施会社の作業管理体制



現場代理人、安全管理責任者及び主任技術者については、調査着手前に

各々の経歴書を添付して当社に届け出ており、当社はそれを審査し、適任者であることを確認して承認した。

(2) 当社の作業管理体制

当社における調査の作業管理体制は次のとおりである。なお、調査の実施時期により役職名が異なる場合は、同等の職位の者が作業管理を行っている。

本店開発計画室

室長—グループマネージャー—担当者

東海第二発電所

所長—一次長—室長—マネージャー—リーダー—担当者

調査の実施計画、作業状況、検査、調査報告等については、文書により担当者経由で提出させ、検討の上承認した。また、実施方法、工程等について適宜打合せ会を設け、調査が適切かつ円滑に実施されるように実施会社を指導した。

(3) 地質調査の管理及び指導

地質調査の実施に当たっては、調査の着手に先立ち実施方法、使用機械、作業員名簿、工程等を記載した調査実施計画書を実施会社から提出させ、当社で検討し、承認後に調査を実施した。

調査中は、現場作業については調査日報を提出させ、随時チェックすることにより作業内容を管理するとともに、必要の都度現場において直接確認し、地質調査資料の信頼性の確保に努めた。また、実施会社において作業状況、ボーリング・コア等の記録及び写真撮影を行った。

調査報告書の内容についても、逐一当社で検討し、報告書記載内容との整合についてチェックした。さらに、調査結果については、社外の学識経

験者，研究機関等の意見聴取による検討も加えた。

6.3.8 地質調査結果の評価・取りまとめ

地質調査データ取得後，諸資料については，社外の学識経験者，研究機関等の助言を得て検討し，十分な評価を経て取りまとめを行った。

6.3.9 参考文献

- (1) 坂本亨・田中啓策・曾屋龍典・野間泰二・松野久也（1972）：那珂湊地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所
- (2) 坂本亨（1975）：磯浜地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所
- (3) 坂本亨・相原輝雄・野間泰二（1981）：石岡地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所
- (4) 地質調査所（1957）：日本炭田図 I 常磐炭田地質図説明書（5 万分の 1）
- (5) 吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋浩・久保和也・関陽児・駒澤正夫・広島俊男（2001）：20 万分の 1 地質図幅「水戸」（第 2 版），地質調査所
- (6) 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・中江訓・高橋浩・利光誠一・坂野靖行・宮地良典・高橋雅紀・駒澤正夫・大野哲二（2007）：20 万分の 1 地質図幅「白河」，地質調査総合センター
- (7) 経済企画庁（1973）：土地分類図付属資料「茨城県」（20 万分の 1）
- (8) 経済企画庁（1969）：土地分類基本調査 地形・表層地質・土じょう「水戸」（5 万分の 1）
- (9) 茨城県（1980）：土地分類基本調査「石岡」（5 万分の 1）
- (10) 茨城県（1989）：土地分類基本調査「磯浜・鉾田」（5 万分の 1）
- (11) 茨城県（1990）：土地分類基本調査「那珂湊」（5 万分の 1）
- (12) 小池一之（1960）：茨城県東海村付近の地形発達，第四紀研究，vol. 1, p. 274-279
- (13) 活断層研究会編（1980）：日本の活断層一分布図と資料，東京大学出版会

- (14) 活断層研究会編（1991）：[新編] 日本の活断層－分布図と資料，東京大学出版会
- (15) 地質調査所（1997）：50 万分の 1 活構造図「東京」（第 2 版）
- (16) 地質調査所（1984）：50 万分の 1 活構造図「新潟」
- (17) 地質調査所編（1992）：日本地質アトラス（第 2 版）（300 万分の 1）
- (18) 小池一之・町田洋編（2001）：日本の海成段丘アトラス，東京大学出版会
- (19) 中田高・今泉俊文編（2002）：活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会
- (20) 海上保安庁（1980）：海底地質構造図「鹿島灘」（20 万分の 1）
- (21) 海上保安庁（1981）：海底地質構造図「塩屋埼沖」（20 万分の 1）
- (22) 本座栄一・玉木賢策・村上文敏・西村清和（1978）：海洋地質図「日本海溝・千島海溝南部およびその周辺広域海底地質図」（100 万分の 1），地質調査所
- (23) 奥田義久（1986）：海洋地質図「鹿島灘海底地質図」（20 万分の 1），地質調査所
- (24) 棚橋学・石原丈実・駒沢正夫（2001）：海洋地質図「塩屋埼沖海底地質図」（20 万分の 1），地質調査所
- (25) 第二港湾建設局横浜調査設計事務所・茨城県（1972）：首都圏流通港湾自然条件調査報告書
- (26) 加賀美英雄・奈須紀幸（1964）：古久慈川－後氷期海面上昇による埋積谷－，日高教授還暦記念論文集，p. 538-549
- (27) 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原 壯・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎（2001）：日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史，海

- 洋調査技術, 13, 1, p. 27-53
- (28) 米谷盛寿郎・井上洋子・秋葉文雄 (1981) : 鹿島灘, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」, p. 13-17
- (29) 高柳洋吉 (1984) : 第四紀海洋古環境－鹿島沖 S K - 1 の研究－, 地学雑誌, vol. 93, p. 436-441
- (30) 地質調査総合センター編 (2013) : 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P - 2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (31) Katsuo Sashida, Hisayoshi Igo and Tadashi Sato (1993) : Late Jurassic radiolarians from the Yamizo Mountains, Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsubata, no. 19, p. 33-42
- (32) 柳沢幸夫・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史郎・田中裕一郎・本田裕・棚橋学 (1989) : 常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質, 地質調査所月報, vol. 40, p. 405-467
- (33) 天野一男・越谷信・高橋治之・野田浩司・八木下晃司 (1989) : 棚倉破碎帯の構造運動と堆積作用, 日本地質学会第 96 年学術大会見学旅行案内書, p. 55-87
- (34) 大槻憲四郎 (1975) : 棚倉破碎帯の地質構造, 東北大学地質古生物研究邦文報告, vol. 76, p. 1-71
- (35) 坂本亨・宇野沢昭 (1976) : 茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史, 地質調査所月報, vol. 27, p. 655-664
- (36) 坂本亨・宇野沢昭 (1979) : 茨城県中部, 友部丘陵の第四系, 地質調査所月報, vol. 30, p. 269-283
- (37) 小池一之・岩崎孝明・檀原徹・百瀬貢 (1985) : 下野火山灰下部層のフィッシュ・トラック年代とその地史的意義, 駒澤地理, 21, p. 39-67

- (38) 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編（2000）：
「日本の地形4 関東・伊豆小笠原」，東京大学出版会
- (39) 貝塚爽平・松田磐余編（1982）：首都圏の活構造・地形区分と関東地震の被害分布図 解説，内外地図株式会社
- (40) 鈴木毅彦（1989）：常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成，地理学評論，vol. 62（Ser. A），p. 475-494
- (41) 鈴木毅彦（1990）：テフクロロジーからみた赤城火山最近 20 万年間の噴火史，地学雑誌，99-2，p. 182-197
- (42) 町田洋・新井房夫（2003）：新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]，東京大学出版会
- (43) 柴田賢・内海茂（1983）：南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代，岩石鉱物鉱床学会誌，vol. 78，p. 405-410
- (44) 柴田賢・蜂須紀夫・内海茂（1973）：八溝山地の花崗岩類の K-Ar 年代，地質調査所月報，vol. 24，p. 513-518
- (45) 長谷川功（1988）：地震探査から見た関東平野の基盤構造，地質学論集，vol. 31，p. 41-56
- (46) 気象庁：地震年報 2011 年版他
- (47) 社団法人土木学会原子力土木委員会（1999）：原子力発電所の立地多様化技術－断層活動性評価技術－（C 級活断層の分類と電子スピン共鳴法による断層年代測定）
- (48) 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹（2002）：2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査，地震 第 2 輯，第 54 巻
- (49) 桑原徹（1981）：「中新世における棚倉破碎帯の左横ずれ断層活動」，地質学雑誌，vol. 87，p. 475-487
- (50) 鈴木隆介（2004）：建設技術者のための地形図読図入門，第 4 巻 火

山・変動地形と応用読図，古今書院

- (51) 桑原徹（1982）：東北日本弧南部外側地域の東西性～北西－南東性水平圧縮場を示す中新世横ずれ断層系－東北日本弧の中新世断層系とテクトニック応力場－，構造地質研究会誌，no. 27，p. 33-54
- (52) 東京都防災会議（1976）：東京直下地震に関する調査研究（その 4）－活断層および地震活動状況等に関する考察－
- (53) 今泉俊文・越後智雄・後藤秀昭・澤祥・宮内崇裕・八木浩司（2005）：「都市圏活断層図 塩原（2 万 5 千分の 1）」，国土地理院技術資料 D・1 -No. 449
- (54) 地震調査委員会（2004）：関谷断層の長期評価について，地震調査研究推進本部
- (55) 早川唯弘（1985）：箒川上流域における河岸段丘の発達と関谷断層の活動，活断層研究，no. 1，p. 41-53
- (56) 岩生周一・今井功（1955）：塩原図幅地質説明書，地質調査所
- (57) 加藤祐三（1964）：那須火山の岩石学的研究，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 51，p. 233-243
- (58) 財団法人日本自然保護協会編（1971）：日光国立公園沼原揚水発電計画に関する調査報告書
- (59) 宮下由香里・杉山雄一・山元孝広・丸山直樹・大石朗（2002a）：栃木県関谷断層の活動履歴調査（1）－黒磯市百村における補足調査－，活断層・古地震研究報告，No. 2
- (60) 宮下由香里・下川浩一・寒川旭・杉山雄一・丸山直樹・大石朗・斎藤勝（2002b）：栃木県関谷断層の活動履歴調査（2）－塩原町関谷におけるトレンチ調査結果－，活断層・古地震研究報告，No. 2
- (61) 地震調査委員会（2005）：関東平野北西縁断層帯の長期評価について，

地震調査研究推進本部

- (62) 熊原康博・石村大輔・石山達也・岡田篤正・宮内崇裕（2013）：都市圏活断層図「高崎」（2万5千分の1）
- (63) 熊原康博（2013）：1:25,000 都市圏活断層図関東平野北西縁断層帯とその周辺「高崎」解説書，国土地理院技術資料 D1-No. 644，p. 19
- (64) 澤祥・渡辺満久・八木浩司（1996a）：都市圏活断層図「深谷」（2万5千分の1）
- (65) 澤祥・渡辺満久・八木浩司（1996b）：都市圏活断層図「熊谷」（2万5千分の1）
- (66) 澤祥・渡辺満久・八木浩司（1996c）：都市圏活断層図「大宮」（2万5千分の1）
- (67) 後藤秀昭・中田高・今泉俊文・池田安隆・越後智雄・澤祥（2005）：都市圏活断層図「本庄・藤岡」（2万5千分の1），国土地理院技術資料 D・1-No. 449
- (68) 群馬県（1997）：平成8年度地震関係基礎調査交付金 平井・櫛挽断層帯に関する調査成果報告書
- (69) 埼玉県（1999）：平成10年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯（深谷断層）に関する調査成果報告書
- (70) 埼玉県（2000）：平成11年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯（深谷断層）に関する調査成果報告書
- (71) 杉山雄一・水野清秀・須貝俊彦・伏島祐一郎・遠藤秀典・宮下由香里・山崎晴雄・山口和雄・伊藤久男（2000）：群馬県下における深谷断層系の反射法地震探査，地質調査所速報，No. E Q/00/2
- (72) 石山達也・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末廣匡基・細矢卓志（2005）：変動地形・ボーリング・反射法地震探査に

- より明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形，産業技術総合研究所，
活断層・古地震研究報告， No. 5， p. 29-37
- (73) 地震調査委員会（2000）：元荒川断層帯の評価，地震調査研究推進本部
- (74) 埼玉県（1996）：平成 8 年度地震関係基礎調査交付金 綾瀬川断層に関する調査成果報告書
- (75) 中澤努・遠藤秀典（2002）：大宮地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査総合センター，41p
- (76) 亀尾浩司・佐藤時幸（1999）：石灰質ナンノ化石層序の最近の知見とその応用－とくに常磐海域坑井の新第三系・第四系層序について－，石油技術協会誌，Vol. 64，No. 1，p. 16-27
- (77) 独立行政法人日本原子力研究開発機構（2011）：大洗研究開発センター（北地区）「原子炉設置変更許可申請書」
- (78) 栗田泰夫・丸山正・吾妻崇・斎藤英二・楮原京子・杉山雄一・吉岡敏和・谷口薫・安藤亮輔・吉見雅行・林田拓己・斎藤勝（2011）：2011 年福島県浜通りの地震で塩ノ平断層・湯ノ岳断層に沿って出現した地震断層の特性，シンポジウム「2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」及び日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会，日本活断層学会
- (79) 日本道路協会（2012）：道路橋示方書・同解説，Ⅳ 下部構造編，p. 328-333