

京都大学原子炉実験所研究用原子炉（KUR）
「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う
耐震安全性評価結果報告書

平成 22 年 7 月

京都大学 原子炉実験所

目次

1. まえがき
2. 耐震安全性評価の基本方針
3. 敷地周辺・敷地近傍・敷地の地質及び地質構造
4. 基準地震動 S_s の策定
5. 安全上重要な建物・構築物の耐震安全性評価
6. 安全上重要な機器・配管系の耐震安全性評価
7. 地震随件事象に対する考慮
8. まとめ

1. まえがき

平成 18 年 9 月 19 日付けで、原子力安全委員会により「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」が改訂された(以下、「新耐震指針」という。)。これに伴い文部科学省より「『発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針』の改訂に伴う既設試験研究用原子炉施設の耐震安全性の評価の実施について(文書番号 18 文科科第 728 号平成 18 年 12 月 21 日)」に基づき、既設の試験研究用原子炉施設について、新耐震指針に照らした耐震安全性の評価等を実施するよう求められ、京都大学は「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う既設試験研究用原子炉施設の耐震安全性の評価に係る実施計画書の報告について(平成 19 年 7 月 2 日、平成 20 年 2 月 18 日一部補正)」(以下、「実施計画書」という。)を文部科学省へ提出した。

その後、上記実施計画書に基づき、京都大学研究用原子炉(KUR)の耐震安全性評価の中間報告として取りまとめ、「京都大学原子炉実験所研究用原子炉(KUR)「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果中間報告書」として文部科学省に提出した。本報告書は、中間報告書等に基づく文部科学省における審議の結果を受け、最終報告書として取りまとめたものである。

2. 耐震安全性評価の基本方針

耐震安全性評価の基本方針を以下に示す。

- 1) 耐震安全性評価は，新耐震指針に照らした基準地震動 S_s に対し，耐震安全上重要な施設の安全機能保持の観点から行う。
- 2) 評価対象は，実施計画書に示した原子炉を「止める」，「冷やす」，放射性物質を「閉じ込める」に係る安全上重要な機能を有する主要な施設・設備及びそれらへの波及的影響を考慮すべき施設・設備とする。
- 3) 施設に作用する地震力の算定，発生応力の算定，安全機能の評価等に用いる地震応答解析手法，解析モデル，許容値等については，従来の評価実績，最新の知見及び規格・基準等を考慮する。
- 4) 耐震安全性評価は，平成 19 年 7 月 16 日に発生した新潟県中越沖地震によって得られた知見を適切に反映することとする。

第 3 章 目次

3. 敷地周辺、敷地近傍及び敷地の地質・地質構造	3-1
3.1 調査の経緯	3-1
3.2 敷地周辺の地質・地質構造	3-1
3.2.1 文献調査	3-1
3.2.2 調査結果	3-2
3.2.2.1 敷地周辺の地形	3-2
3.2.2.2 敷地周辺の地質	3-2
3.2.2.3 敷地周辺陸域及び海域の地質構造	3-3
3.3 敷地及び敷地近傍の地質及び地質構造	3-17
3.3.1 調査内容	3-17
3.3.2 調査結果	3-17
3.3.2.1 敷地及び敷地近傍の地形	3-17
3.3.2.2 敷地の地質及び地質構造	3-18

3. 敷地周辺，敷地近傍及び敷地の地質・地質構造

3.1 調査の経緯

京都大学研究用原子炉（KUR）が設置されている敷地の地質及び地盤については，建設当時の調査によって，研究用原子炉の立地に適することが確認されている。また，建設には至らなかった京都大学高中性子束炉（2号炉）の増設計画に当たっては，増設予定地を含む敷地内の地質及び地盤構造の調査を実施している（京都大学原子炉実験所原子炉設置変更承認申請書（高速中性子束炉増設）昭和53年10月2日（53安(原規)第303号））。なお，その後2号炉の増設計画は取り下げられている（京都大学原子炉実験所原子炉設置変更承認申請書（高速中性子束炉の増設計画の撤回）平成3年2月4日（3安(原規)第17号））。さらに，平成18年9月の「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴うKURの耐震安全性評価にあたって，敷地周辺及び敷地近傍の陸域及び海域の地質・地質構造を主として文献調査によって検討するとともに，敷地の地質・地質構造については既往のボーリング調査結果等に加え，新たに実施した原子炉建屋近傍におけるボーリング調査等の結果に基づき検討した。

3.2 敷地周辺の地質・地質構造

3.2.1 文献調査

敷地周辺陸域及び海域の地質・地質構造に関する主要な文献・資料としては，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5万分の1地質図幅「岸和田」及び同説明書（市原他，1986）⁽¹⁾，50万分の1地質図「京都（第4版）」（地質調査所，1982）⁽²⁾，「活構造図 京都（第2版）」（地質調査所，2002）⁽³⁾，2万5千分の1大阪府南部 泉南・泉北地域地質図及び同説明書（関西地質調査業協会，1998）⁽⁴⁾，「大阪層群」（市原，1993）⁽⁵⁾，「新関西地盤 ー大阪平野から大阪湾ー」（関西圏地盤研究会，2007）⁽⁶⁾，「新編 日本の活断層」（活断層研究会編，1991）⁽⁷⁾，「近畿の活断層」（岡田・東郷編，2000）⁽⁸⁾，「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編，2002）⁽⁹⁾，「第四紀逆断層アトラス」（池田他編，2002）⁽¹⁰⁾，地震調査研究推進本部地震調査委員会による「生駒断層帯の評

価」(地震調査研究推進本部, 2001)⁽¹¹⁾, 「中央構造線断層帯(金剛山地東縁-伊予灘)の長期評価について」(地震調査研究推進本部, 2003)⁽¹²⁾, 「上町断層帯の長期評価について」(地震調査研究推進本部, 2004)⁽¹³⁾, 「大阪湾断層帯の長期評価について」(地震調査研究推進本部, 2005)⁽¹⁴⁾等がある。

これらの文献・資料により敷地周辺陸域及び海域の地質・地質構造の概要を把握した。

3.2.2 調査結果

敷地周辺陸域及び海域における地形及び地質・地質構造は、以下のとおりである。

3.2.2.1 敷地周辺の地形

敷地は大阪平野南部の大阪府泉南郡熊取町朝代地区の西部に位置し、泉佐野市日根野地区に隣接する。

大阪平野は大阪湾の東側に位置し、大阪平野と大阪湾は、六甲山地、北摂山地、生駒山地、金剛山地・和泉山脈、淡路島などの山地に取り囲まれ、北東-南西方向に約60km、北西-南東方向に約30kmの楕円形に近い堆積盆地の形状をなす。

大阪平野は、その中央を南北に細長く伸びる上町台地によって東西に二分される。上町台地の西側の低地は西大阪平野、東側は河内平野である。泉南・泉北地域及び北摂地域には広い台地(前者には泉南及び泉北丘陵・信太山台地・岸和田台地、後者には千里丘陵及び伊丹台地)が発達している。低地は西大阪平野、河内平野のほか、阪神間と泉州地域の大阪湾沿岸部及び淀川をはじめとする各河川に沿って発達している。

3.2.2.2 敷地周辺の地質

地質学的には大阪堆積盆地(大阪盆地)と呼ばれる大阪平野と大阪湾は、新第三紀から第四紀にかけての厚い堆積物によって埋積され、形成されたものである。大阪平野とその周辺の地形は、山地から、丘陵、台地、低地と配列しており、第3.2.2-1図の表層地質図に示すように、それぞれを構成する地層、岩石は異なっている。山地は中・古生代の丹波層群、白亜紀の花崗岩類・嶺家花崗岩類・泉

南流紋岩類・和泉層群，新生代新第三期中新世の神戸層群，二上層群などから構成される。山地沿いに発達する丘陵は，鮮新世～更新世の未固結の礫・砂・シルト・粘土からなる大阪層群で構成される。また，丘陵縁辺や河川沿いに分布する台地は中期～後期更新世の未固結の段丘堆積層からなり，低地である平野は主に完新世に形成された軟弱な沖積層から構成される。

一方，第 3.2.2-2 図に示すように，地表から順に，低地をつくる沖積層，台地をつくる段丘堆積層相当の層，丘陵に分布する大阪層群，山地をつくる固結した岩石・地層からなる基盤岩類となっており，基盤岩類は平野下部では深度 1500～2000m に，大阪湾下部の最深部では深度約 3000m に存在する。また，段丘堆積物相当層や大阪層群の層厚は，台地や丘陵に比べて，平野の低地部では数倍厚くなっている。

大阪盆地に厚く堆積する大阪層群は，地層に含まれる植物化石（メタセコイヤ）の産出傾向から最下部，下部，上部に分類され，最下部及び下部は淡水成の地層から構成され，上部は海成粘土層と淡水成の砂礫層との互層によって構成される。海成粘土層は，深度の深いほうから順に Ma-1，Ma0，Ma1，・・・，Ma13 と番号付けされている。地質年代としては，最下部と下部の境界が第三期と第四紀の境界（鮮新世と更新世の境界）に，下部と上部の境界が，更新世前期と中期の境界に相当する。

3.2.2.3 敷地周辺陸域及び海域の地質構造

(1) 概要

活断層研究会（1991）⁽⁷⁾は，活断層として縮尺 20 万分の 1 の図幅ごとに，第四紀（過去 200 万年間）の間に繰り返し活動のあったものを抽出している。1995 年の阪神淡路大震災を機に，活断層の詳細調査が数多く実施され，その成果が岡田・東郷編（2000）⁽⁸⁾や，中田・今泉編（2002）⁽⁹⁾に反映されている。これらの活断層分布図では，古い時代のみ活動していた断層は除かれ，平野部での微小な地形判読や各種物理探査に基づく伏在活断層の存在などが追記されているのが特徴である。

敷地周辺における活断層の認定や震源断層モデルの設定にあたり，それぞれの活断層分布図の特徴を鑑みた結果，近畿地方に特化した

詳細な検討結果に基づく「近畿の活断層」(岡田・東郷編, 2000)⁽⁸⁾の断層分布を基本とすることとした。ただし, 最近の調査で新たな見解が得られている断層については, 岡田・東郷編(2000)⁽⁸⁾にその見解を反映することとする。また, 海域については横倉・他(1998)⁽¹⁵⁾の断層分布を基本とすることとした。

岡田・東郷編(2000)⁽⁸⁾に基づく敷地を中心とする半径約 100km の範囲における活断層分布図を第 3.2.2-3 図に示す。ただし, 四国については中田・今泉編(2002)⁽⁹⁾による。ここで, 岡田・東郷編(2000)⁽⁸⁾で示された活断層とは, 最近 30 万年前以降に活動し, 今後も活動を繰り返すと考えられる断層として定義されている。

敷地を中心とする半径約 100km の範囲内では, 中央構造線断層帯をはじめとするいくつかの顕著な活断層が存在する。文部科学省の地震調査研究推進本部では, 内陸直下型地震を想定して, 日本全国で 110 箇所の活断層を選定し, その長期評価を実施している。第 3.2.2-4 図に示すように, 敷地から半径約 100km の範囲内には, そのうち次の 15 断層帯が含まれる。なお, カッコ内は地震調査研究推進本部により設定されている断層帯番号を示す。

琵琶湖西岸断層帯(65), 頓宮断層帯(70), 木津川断層帯(72), 琵琶湖西岸断層帯(73), 京都盆地-奈良盆地断層帯(75), 有馬-高槻断層帯(76), 生駒断層帯(77), 三峠・京都西山断層帯(78), 六甲・淡路断層帯(79), 上町断層帯(80), 中央構造線断層帯(金剛山地東縁~和泉山脈南縁)(81), 山崎断層帯(82), 中央構造線断層帯(紀淡海峡から鳴門海峡)(83), 中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁~石鎚山脈北縁東部)(85), 大阪湾断層帯(98)

(2) 敷地を中心とする半径 30km 範囲内の活断層

岡田・東郷編(2000)⁽⁸⁾及び横倉・他(1998)⁽¹⁵⁾による敷地を中心とする半径 30km の範囲内における活断層の分布を第 3.2.2-5 図に示す。この図から, 敷地を中心とする半径約 30km 範囲内の陸域には, 主要な断層帯として生駒断層帯, 上町断層帯, 中央構造線断層帯が示されており, 海域には大阪湾断層帯が示されている。岡田・東郷編(2000)⁽⁸⁾では, 生駒断層帯, 上町断層帯, 中央構造線断層帯はほぼ

全域にわたり確実度 I に分類されているが，大阪湾断層については確実度等の評価はされていない。敷地を中心とする半径 30km 範囲内にある活断層の文献調査の結果は以下のとおりである。

a. 生駒断層帯

(a) 概要

生駒断層帯は，第 3.2.2-6 図に示すように生駒山地と大阪平野との境界付近に位置し，大阪府枚方市から羽曳野市まで南北方向にほぼ直線状に分布する田口断層，交野断層，枚方断層，生駒断層，誉田断層から構成される（岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾）。断層帯は敷地の北東に位置し，断層帯の南端部が敷地から半径 30km の範囲内にある。全体として長さは約 42km，東側隆起の逆断層である。変位量は中位段丘面でも 10m 前後で活動度は B 級と推定されている。断層帯南部の誉田断層の西側には長さ約 12km の羽曳野撓曲が並走するが，傾斜や変位の方向が異なることなどから生駒断層帯とは区別されており（岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾），羽曳野撓曲は生駒断層帯に含まれないと判断される。

(b) 評価結果

生駒断層帯北部について，三田村（1992）⁽¹⁶⁾は田口断層や交野断層により大阪層群（鮮新世後期－更新世中期の堆積層）が大きく変形していることを指摘している。その後の平成 8 年度に，地質調査所によって反射法弾性波探査やトレンチ掘削調査を含む詳しい調査が実施され（下川他，1997⁽¹⁷⁾），断層面の形状や過去の活動時期などに関する知見が得られた。更に，平成 14 年度には大阪府による反射法地震探査によって，枚方断層の北端が既存の見解（例えば岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾）より少なくとも 2.5km 程度延長されることが明らかとなった。

生駒断層帯中心部の生駒断層では，山地西側の急斜面は古くから断層崖であると考えられてきた（例えば辻村，1932⁽¹⁸⁾）。前田（1966）⁽¹⁹⁾は断層露頭を記載し，断層の活動時期を論じた。しかし，沖積層や低位段丘面などの分布に乏しく，最近の活動性等に関する詳細な知見は得られていない。段丘面が地形に残されている部分では，低位段丘面が 5～6m 変位しているという報告があり，とくに南部の八

尾市恩智では 15m と大きくなっている（岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾）。平均変位速度は，地震調査研究推進本部（2001）⁽¹¹⁾により生駒断層で 0.5～1.0m/千年，誉田断層で 0.2～0.4m/千年と見積もられている。

生駒断層，誉田断層，枚方断層，交野断層及び田口断層とも最新の活動時期は西暦 400 年頃以降，西暦 1000 年頃以前と推定されている（地震調査研究推進本部，2001⁽¹¹⁾）。断層帯の南部にある誉田断層については，5 世紀に作られたと考えられている羽曳野市の誉田山古墳（応神天皇陵）を変位させている（日下，1975⁽²⁰⁾；寒川，1986⁽²¹⁾）。この変位を生じさせた活動として，寒川（1986）⁽²¹⁾は西暦 1510 年の地震を候補に挙げ，この地震で生駒断層が同時に活動した可能性を指摘した。一方，萩原編（1989）⁽²²⁾は，古文書の検討から西暦 734 年の地震を候補にあげている。

1 回の活動による変位量は，生駒断層では沖積面の変位量から上下方向に約 2～3m（岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾），誉田断層では誉田山古墳の変位量から約 1.2～1.8m（寒川，1984⁽²³⁾，1986⁽²¹⁾），交野断層，枚方断層，田口断層では沖積面の変位量から上下方向に約 1～3m（岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾）と推定されている。

生駒断層の傾斜は，地下 400m 程度より浅いところでは低角（30～40 度程度）で東に傾斜するものと推定されている（下川・他，1997）。その後の反射法地震探査の結果（大阪府，2003⁽²⁴⁾，2004⁽²⁵⁾，2005⁽²⁶⁾）からは約 60 度で東に傾斜と推定されている。

以上のことから，生駒断層帯として田口断層の北端から誉田断層の南端までの全長約 42km を活動区間として考慮し，断層面の傾斜角は東傾斜 60 度の逆断層とする。

b. 上町断層帯

(a) 概要

上町断層帯は，第 3.2.2-7 図に示すように大阪府豊中市から大阪市を経て岸和田市に至る断層帯で，佛念寺山断層，上町断層，長居断層，坂本断層，久米田池断層，桜川（汐見橋）撓曲，住之江撓曲から構成される（岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾）。断層帯は伏在部を伴いながら概ね南北方向に延びている。活動性に関しては，個々の断層に沿う地形面の変位量から推定される活動度は C 級となるが，伏在部の活動度はそれより大きくなる可能性が指摘されている（例えば中

田・今泉，2002⁽⁹⁾。

なお，敷地を中心とする半径 30km 範囲内には，断層帯の南側約 25km が含まれ，断層帯南端は敷地の北東約 7.5km の位置にある。

(b) 評価結果

上町断層帯のうち，平野地下に伏在する上町断層の存在は，1960～1970年代に実施された大阪平野掘削計画（OD-1～OD-9）のボーリング調査によって明らかにされた。またほぼ同時期に，近畿日本鉄道が難波駅地下乗入れ工事の際に実施したボーリング調査と壁面観察から，表層部における上町断層の通過位置が確認された（Ikebe et al., 1970⁽²⁷⁾）。

その後，大都市を縦断する断層帯であり，地震防災の観点から特に重要視され，反射法地震探査やボーリング調査などを主体とする多数の詳細調査が実施されてきた（吉川他，1987⁽²⁸⁾；山本・他，1992⁽²⁹⁾；杉山・寒川，1996⁽³⁰⁾；大阪市，1996⁽³¹⁾；杉山，1997⁽³²⁾；杉山・他，2001⁽³³⁾，2003⁽³⁴⁾；大阪府，1997⁽³⁵⁾，1998⁽³⁶⁾，1999⁽³⁷⁾，2003⁽²⁴⁾，2004⁽²⁵⁾，2005⁽²⁶⁾；三浦・他，2000⁽³⁸⁾など）。例えば大阪府（1999）⁽³⁷⁾による結果では，平均上下変位速度に関して断層帯北部で約 0.4m/千年，南部で 0.25m/千年程度であると見積もられている。また，三浦・他（2000）⁽³⁸⁾や杉山・他（2003）⁽³⁴⁾では，最新活動時期は約 9000年前以前と推定されている。また，各所で低位段丘面に撓曲が認められ，それらの構成層から AT 火山灰（約 28000年前）が検出されている（大阪府，1999）⁽³⁷⁾ことから，最新活動時期は約 28000年前以降と推定される。さらに，大阪市（1996）⁽³¹⁾による反射法地震探査の結果では，大阪市天王寺付近において基盤岩のずれが認められなかったことから，天王寺付近で連続性が絶たれる可能性が指摘されている。

上町断層帯の北端にある佛念寺山断層については，藤田・笠間（1982）⁽³⁹⁾が地質図に示したほか，上町断層から続く撓曲構造が，佛念寺山断層の南部に至っていることが杉山（1997）⁽³²⁾などにより確認されており，上町断層帯は佛念寺山断層の北部まで連続すると推定されている（大阪府，1997）⁽³⁵⁾。

1回の活動による変位量は，地震調査研究推進本部（2004）⁽¹³⁾により，断層帯の長さから 3m 程度と推定されている。また，岡田・東

郷編(2000)⁽⁸⁾では、南部の数地点にわたって低位段丘面が2.2~4.6m変位していると報告されている。また、大阪府(1999)⁽³⁷⁾は、堺市中百舌鳥付近で低位段丘面が2.2~6.0m変位していると報告している。ただし、低位段丘面形成後に断層が何回活動したかが明確ではないため、1回の上下変位量を推定することは困難である。

地震調査研究推進本部の長期評価⁽¹³⁾によれば、断層面の傾斜については、吉川・他(1987)⁽²⁸⁾、山本・他(1992)⁽²⁹⁾、杉山・寒川(1996)⁽³⁰⁾、大阪市(1996)⁽³¹⁾、杉山(1997)⁽³²⁾、杉山ほか(2001)⁽³³⁾などによる反射法弾性波探査の結果を基に、少なくとも地下1km程度よりも浅いところでは、65-70度程度の東傾斜としている。

以上のことから、上町断層帯として佛念寺山断層の北端から久米田池断層の南端まで、屈曲を考慮した全長約45kmを活動区間として考慮することとし、地震調査研究推進本部の評価⁽¹³⁾を基に、断層面の傾斜角は東傾斜65度の逆断層とする。

c. 中央構造線断層帯（金剛山地東縁～和泉山脈南縁～鳴門海峡）

(a) 概要

中央構造線断層帯は、金剛山地の東縁から、和泉山脈の南縁、淡路島南部の海域を経て、四国北部を東西に横断し、伊予灘に達する長大な断層帯である。第3.2.2-8図にその一部の断層帯を示す。このうち、敷地から半径30kmの範囲内には、主に和泉山脈南縁部が分布している。伊予灘までの全長は約360kmで、上下方向のずれを伴う右横ずれを主体とする。長大な断層帯であることから、一回の活動区間（セグメント区分）に関する様々な知見が報告されている。地震調査研究推進本部(2003)⁽¹²⁾では、各種調査結果から推定された活動時期の違いから、断層帯全体が6つの活動区間に分けられると評価しており、最も東側の活動区間は金剛断層から和歌山北断層までとされている。また、岡田(1992)⁽⁴⁰⁾、吉川・他(1996)⁽⁴¹⁾、佃(1996)⁽⁴²⁾などの報告でも、和歌山北断層以東と友ヶ島水道断層はそれぞれ別のセグメントとされている。

和歌山平野には、地質調査所(1995)⁽⁴³⁾や佃(1997)⁽⁴⁴⁾によって認定された伏在断層（和歌山北断層）が分布する。和泉山脈南縁部は、系統的な河谷の右屈曲と南落ちの低断層崖によって特徴づけられる横ずれ断層で、千年あたりの平均変位速度が、1m以上のA級の

活動度を有する。金剛山地東縁部は西側が相対的に隆起する逆断層で、高位から低位の扇状地面を累積的に変位させB級の活動度を持つ。

(b) 評価結果

中央構造線は西南日本を内帯と外帯に分ける重要な地質境界線であり、中生代後期以降多様な断層活動を経てきたとされている。第四紀後期にはほぼ一様に右横ずれ成分の卓越する断層運動を行っており、特に四国から紀伊半島にかけての地域では明瞭な断層変位地形が連続的に認められる。

金剛山地東縁については、断層面の傾斜は約15～45度西傾斜、平均変位速度は0.1～0.6m/千年（上下成分）、過去の活動時期は1950±60yBP以降、1530±60yBP以前の可能性がある（佐竹・他1997⁽⁴⁵⁾、1999⁽⁴⁶⁾）。また、1回の変位量は1.2m以上とされている（佐竹・他、1997⁽⁴⁵⁾）。

和泉山脈南縁については多数の研究報告があるが、代表的なものとして岡田・寒川（1978）⁽⁴⁷⁾、笠原・他（1988）⁽⁴⁸⁾、吉川・他（1992）⁽⁴⁹⁾、斉藤・他（1997）⁽⁵⁰⁾、佃・他（1998）⁽⁵¹⁾、岡田・他（1999）⁽⁵²⁾、水野・他（1999）⁽⁵³⁾、和歌山県（1999）⁽⁵⁴⁾、水野・他（2000）⁽⁵⁵⁾などがあげられる。平均変位速度は、根来断層では1.8-3.5m/千年（右横ずれ成分）及び0.3～0.5m/千年（上下成分）という報告がある（斉藤・他、1997⁽⁵⁰⁾）。過去の活動時期については、佃・他（1998）⁽⁵¹⁾や岡田・他（1999）⁽⁵²⁾などの調査結果から総合的に解釈すると、根来断層で約9500年前以降、約2000～1000年前以前である可能性がある。なお、産業技術総合研究所（2008）⁽⁵⁶⁾による最近の調査によって根来断層と五条谷断層に関する次の新たな知見が得られている。枇杷谷で実施されたトレンチ調査の結果から、根来断層における最新活動時期は約1300年前、平均的な活動間隔は5000～6000年、最新活動による1回の横ずれ変位量は3.7mと推定されている。また、かつらぎ町竹尾地区における五条谷断層のトレンチ調査では、最新活動時期は約3300年前以降、950年前以前であると推定されている。

断層面の傾斜は、根来断層部では反射法地震探査及ボーリング調査から30～45度程度で北傾斜（笠原・他、1988⁽⁴⁸⁾；水野・他、1999⁽⁵³⁾；文部科学省、2007⁽⁵⁷⁾）、また、トレンチ調査（産業技術総合研究所、

2008⁽⁵⁶⁾) から 80~90 度程度で北傾斜とされている。五条谷断層では基盤岩中または堆積層と基盤岩が接する断層露頭が確認され、いずれも垂直に近い高角度（北傾斜）のことが多い（例えば岡田・寒川，1978⁽⁴⁷⁾；和歌山県，1999⁽⁵⁴⁾；産業技術総合研究所（2008）⁽⁵⁶⁾）。

和歌山平野から友ヶ島水道については、海上保安庁水路部（1978⁽⁵⁸⁾，1979⁽⁵⁹⁾，1998⁽⁶⁰⁾，2000⁽⁶¹⁾），国土地理院（1985）⁽⁶²⁾，地質調査所（1995⁽⁴³⁾，1997⁽⁶³⁾），吉川・他（1996）⁽⁴¹⁾，佃（1997）⁽⁴⁴⁾，水野・他（1998）⁽⁶⁴⁾，横倉・他（1998），和歌山県（1999）⁽⁵⁴⁾，七山・他（1999）⁽⁶⁵⁾などの調査がある。和歌山北断層では、反射法地震探査やボーリング調査の結果から、和泉層群破碎帯と菖蒲谷層が低角の断層面で接していることが確認されている（地質調査所，1995⁽⁴³⁾；岡田・他，1998⁽⁶⁶⁾；佃，1997⁽⁴⁴⁾；和歌山県，1999⁽⁵⁴⁾）。和歌山北断層では、反射法地震探査及びボーリング調査から最新の活動時期を、水野・他（1998）⁽⁶⁴⁾が約 5200 年前以後、約 3000 年前以前、和歌山県（1999）⁽⁵⁴⁾が 6500 年前以後、1500 年前以前と推定している。しかし、地震調査研究推進本部（2003）⁽¹²⁾ は、これらにおいて活動の根拠とされた地層の変形はわずかであり、これらのボーリング結果のみからは断層活動が確実にあったとはいえないとしている。友ヶ島水道断層では、紀淡海峡の東縁部で音波探査とコアリングが実施され（七山・他，1999⁽⁶⁵⁾），その結果によると、海底堆積物の堆積速度の変化から、約 5100 年前以後、約 2600 年前以前に最新活動があり、約 8600 年前以後、約 7100 年前以前に 1 つ前の活動があった可能性があるとしている。また、音波探査とボーリング調査の結果から、1 回の変位量は 2~5.5m 程度と推定されている（七山・他，1999⁽⁶⁵⁾）。さらに、紀淡海峡で行なわれた音波探査結果（横倉・他，1998⁽¹⁵⁾）では、友ヶ島水道断層は海底付近では高角であるが、深くなるにつれ次第に北に傾き、高角をなす浅い部分を除いた地下約 700m 付近から約 1.3km 付近の傾斜は約 30 度と推定されている。

以上のことから、中央構造線断層帯として、地震調査研究推進本部（2003）⁽¹²⁾による評価と同様に、推定された活動時期の違いに基づき、磯ノ浦断層の西端から金剛断層の北端までの全長 78km を活動区間として考慮することとする。

根来断層、五条谷断層の地表トレースは、その走向が西南西から東北東方向で、比較的直線性が顕著であることが指摘されている（岡

田・東郷編，2000)⁽⁸⁾。また，トレンチ調査の結果からは，ほぼ垂直かやや北傾斜に近い高角度の断層露頭が確認されていること，断層変位は右横ずれ成分が卓越していることなどから，和泉山脈南縁の断層は高角度（傾斜角は北傾斜 80 度）の右横ずれ断層と考えることができる。しかしながら，和泉山脈南縁における断層傾斜角について，横ずれ断層が必ずしも高角となるとは言えないこと，吉川他，1987⁽²⁸⁾や文部科学省，2007⁽⁵⁷⁾によって示された反射法地震探査の結果としての低角度の北西傾斜の境界面（地質境界）が確認されていることから，その境界面が弱面となり滑りが生じることも否定できない。よってここでは，和泉山地南縁の断層について，地震調査研究推進本部による長期評価（2003）等を踏まえて，敷地からの距離が近く敷地への影響が大きいと考えられる北西傾斜 43 度の右横ずれ断層とする。一方，金剛山地東縁については，断層変位は上下成分が卓越すること，断層面の傾斜は約 15～45 度西傾斜であることから，地震調査研究推進本部（2003）⁽¹²⁾による長期評価に基づき西傾斜 43 度の逆断層とする。

d. 大阪湾断層帯

(a) 概要

大阪湾断層帯は，第 3.2.2-9 図に示すように神戸市沿岸から大阪湾を縦断して大阪湾南部に至る断層帯である。細かい断層分布については研究者によって多少の見解の相違があるが，ここでは横倉・他（1998）⁽¹⁵⁾によって基盤変位から推定された断層分布を参考とする。大阪湾断層帯は大阪湾断層主部と，ポートアイランド沖で分岐する和田岬断層，摩耶断層，六甲アイランド断層から構成される全長約 42km で，北東—南西方向の走向をもつ西側隆起の逆断層である。敷地から半径 30km の範囲内に断層帯の大部分が含まれる。

(b) 評価結果

大阪湾断層帯は，藤田・鎌田（1964）⁽⁶⁶⁾や早川・他（1964）⁽⁶⁷⁾が行った海上音波探査によって初めてその存在が指摘された。その後，岩崎・他（1994）⁽⁶⁸⁾によるマルチチャンネル反射法地震探査で基盤までの構造が明らかとなり，基盤上面で少なくとも 1,000m 以上に達する東落ち落差を持つ活断層であることが示された。さらに，1995

年兵庫県南部地震以降に実施された、地質調査所、海上保安庁水路部、兵庫県、神戸市などによる広範囲の調査（横田・他，1997⁽⁶⁹⁾；横倉・他，1998⁽¹⁵⁾；岩淵・他，2000⁽⁷⁰⁾ など）により、より詳細な分布位置が示された。

活動性については、大阪湾断層中心部で 0.5～0.7m/千年、和田岬断層で 0.2m/千年、摩耶断層及び六甲アイランド断層で合わせて 0.2m/千年である（横倉，2000⁽⁷¹⁾）。基盤落差と変位速度はともに南西部（大阪湾断層部）ほど大きく、北東部（分岐断層）では小さくなっている。しかし、3本の分岐断層の変位速度を合わせると、大阪湾断層部の変位速度とほぼ同程度になる（横倉，2000⁽⁷¹⁾）。大阪湾断層を挟んで実施されたボーリング調査の結果からは、約 0.3m/千年の値が報告されている（北田・他，2001⁽⁷²⁾）。

最新活動時期については、大阪湾断層では 9 世紀以後であると考えられている（七山・他，2000⁽⁷³⁾；地震調査研究推進本部，2005⁽¹⁴⁾）。分岐断層については、和田岬断層は K-Ah 火山灰（約 7300 年前）を含む地層が変位を受けている（七山・他，2000⁽⁷³⁾）が、最新活動時期は確定されていない。摩耶断層及び六甲アイランド断層については、完新世における活動の証拠は確認されていない。

また、1回の活動による上下変位量は 2～4m と推定されている（七山・他，2000⁽⁷³⁾）。

多数の反射法地震探査（藤田・前田（1984）⁽⁷⁴⁾，岩淵・他（2000）⁽⁷⁰⁾，横倉・他（1998）⁽¹⁵⁾，横田・他（1997）⁽⁶⁹⁾）から、断層面の傾斜は 60～80 度西傾斜で、西側が隆起する逆断層であることが確認されている。しかし、大阪湾断層周辺では東西圧縮の応力場に支配されていることを考慮すると、大阪湾断層帯はその分布方向から水平成分が卓越していると考えられ、野島断層と同程度の縦横比率を適用すると縦ずれ：横ずれ＝1：2 になるという指摘もある（横倉・他，1998⁽¹⁵⁾）。

以上のことから、大阪湾断層帯として和田岬断層の北端から大阪湾断層の南端までの全長約 42km を活動区間として考慮し、断層面の傾斜角は西傾斜 70 度とする。

e. その他の断層（陸域）

敷地近傍には、岡田・東郷（2000）⁽⁸⁾によって、第四紀中期以降

の地層は確実に切れているが、その後は活動していない断層の存在が指摘されている。敷地から半径 5km 範囲内には神於山断層と成合断層、5km 範囲外にも内畑断層、久井断層、若樫断層、九鬼断層の存在が指摘されている（第 3.2.2-10 図）。

市原・他（1986）⁽¹⁾などにより、和泉山地北縁では、30 万年以前の地層を顕著に変形している断層の存在が確認されている。しかし、岡田・東郷（2000）⁽⁸⁾では、最終間氷期から最終氷期（13 万年前～7 万年前）にかけて形成された M（中位）面や最終氷期（約 7 万年）以降に形成された L（低位）面において、露頭での段丘堆積物との不整合関係や断層変位特有の崖や撓曲といった地形が確認されていない。

また、敷地近傍及び周辺では、隈元・他（2010）⁽⁷⁵⁾により空中写真による変動地形判読が行われ、京都大学原子炉実験所の敷地周辺に耐震設計上考慮すべき活断層は認められないとしている。隈元・他は、（独）原子力安全基盤機構の公募研究「地震規模の評価手法に関する活断層パラメータとモデルの検討」の中で、活断層の候補となる変動地形・線形構造の分布を明らかにするために、特に原子力施設周辺を対象とした空中写真判読を行い、詳細な活断層分布図を作成している。京都大学原子炉実験所周辺については、上町断層の延長部でもあり、同様な判読を行ったとしている。その観察結果を既存の活断層分布図（「新編日本の活断層」⁽⁷⁾、「近畿の活構造」⁽⁸⁾、「活断層詳細デジタルマップ」⁽⁹⁾）と比較すると、既存の活断層分布図で确实度の低いリニアメント構造とされたものも含めて、京都大学原子炉実験所の敷地周辺に耐震設計上考慮すべき活断層は認められていないとしている。

従って、敷地近傍の神於山断層、成合断層、内畑断層、久井断層、若樫断層及び九鬼断層は耐震設計上考慮すべき活断層ではないと判断した。なお、その根拠について、岡田・東郷（2000）⁽⁸⁾に基づき第 3.2.2-11 図に示す A～D の地点（それぞれの断層に対応）ごとに以下に示す。

(a) A 地点

第 3.2.2-12 図は、成合断層の分布範囲を切り出したものであり、断層は-1、-2、-3 の 3 本からなり、-2 と-3 は断層線を境に南側が落ちる変位センスを示す。通常、同図の右端に示すように山から海に

向かって地形が低くなっていくが，ここでは下流側が上がるセンスとなっている。こういった崖は，海の波蝕によるプロセスでは形成されず，初生段階で上流側に比べて下流側に硬い地質が存在し，河川の浸食が進行して崖が形成される場合と，断層の活動に伴って相対的に北側が隆起（南側が沈降）することで形成されることが考えられる。この範囲では，成合断層が露頭で確認されていることから，成因は後者と考えられる。

断層の西端部①，②，東端部⑤と分布が途切れる③，④地点は，先に述べた断層の崖が認識できる地点と異なり，河川や池が横切るところにあたる。このような地域では，地層や地形が新しいため，断層の活動の影響を受ける期間が短くなる。このような状況の違いから，一連の断層であっても，変位を認識しやすい地点としにくい地点とが混在する。

- ① 榎井川をつくる河成の低位段丘で，最終氷期以降に形成されたと考えられる。岡田・東郷（2000）⁽⁸⁾が判読に使用した空中写真は1963年，1966年のもので，当時でも人工改変の影響が考えられるが，-1の走向延長には，顕著な変位地形を認定していない。
- ② 榎井川をつくる河成の低位段丘で，最終間氷期と最終氷期の間に形成されたと考えられる①よりも古い地形である。①と同様に，判読に使用した空中写真は1963年，1966年のもので，当時でも人工改変の影響が考えられるが，-1の走向延長には，顕著な変位地形を認定していない。
- ③ やや不明瞭な-1と明瞭な南落ちの崖を持つ-2に挟まれるため池が存在する。もともと地形的に下流側を堰き止めれば池を作りやすい環境とも考えられるが，空中写真では池底の地形までは判読できないため，断層を認定していない。
- ④ 小規模な谷底の平坦地と溜池が存在するが，人工改変を受けている可能性が高く，古い地質の保存は望めないため，南落ちの崖は認定していない。
- ⑤ 見出川をつくる完新統（1万年前以降）の地形面が分布すると考えられる地点で，区間の中では，人工改変地を除けば最も新しい。空中写真では，南落ちの断層変位は認定していない。

以上から，A地点では，最終間氷期（約13万年）以降の活動について積極的に支持する証拠がないことから，活断層とは認定されて

いない。

(b) B 地点

第 3.2.2-13 図は神於山断層-1, -2, -3 と内畑断層-4 の分布範囲の一部を切り出したものである。前述の成合断層と同様に, 神於山断層 (-1, -2, -3) は, 相対的に山側が落ちる崖によって特徴付けられる。一方, 内畑断層 (-4) は, 相対的に海側が落ち込む変位で特徴付けられる。いずれも, 基盤をなす領家花崗岩類が大阪層群に衝上していることから第四紀のはじめ頃には活動していたとされている。図中①は梶谷川の作る低位面, ②は梶谷川の作る中位面, ③は近木川の作る中位面, ④は津田川の作る低位面であるが, いずれも, 神於山断層で認識されるような相対的に南～南東側落ちの明瞭な崖や同じセンスの変位地形は認定されていない。内畑断層(-4)の西端部で津田川の完新統(1万年前以降)の地形面が分布すると考えられる地点は, 区間の中では, 人工改変地を除けば最も新しい。空中写真では, 北落ちの断層変位は認定されていない。

以上から, 最終間氷期(約13万年)以降の活動について積極的に支持する証拠がないことから, 活断層とは認定されていない。

(c) C 地点

第 3.2.2-14 図は神於山断層-1, 久井断層-2, 若樫断層-3, 内畑断層-4～-7 の分布範囲の一部を切り出したものである。神於山断層-1, 久井断層-2, 若樫断層-3 は, 成合断層と同様に, 相対的に山側が落ちる崖によって特徴付けられる。一方, -4～-7 で示される内畑断層は, 相対的に海側が落ち込む変位で特徴付けられる。神於山断層及び内畑断層では, 基盤をなす領家花崗岩類が大阪層群に衝上していることから, 第四紀のはじめ頃には活動していたとされている。久井断層, 若樫断層では, 直接的な断層露頭は確認されていないが, 大阪層群の急傾斜が確認されていることから断層の存在が指摘されている。

①は津田川の作る低位面, ②は牛滝川の作る低位面, ③は松尾川の作る低位面, ④は名称不明の小河川の作る低位面で, いずれの地形面上でも, 神於山断層-1, 久井断層-2, 若樫断層-3 で認識されるような南側落ちの明瞭な崖や変位地形は認定されていない。

⑤は津田川の作る完新統（1 万年前以降）の地形面，⑥は牛滝川の作る低位面，⑦は名称不明の小河川の作る低位面，⑧は松尾川の作る低位面とされており，いずれの地点においても内畑断層-4～-7で認められるような，相対的に北落ちの明瞭な崖や同じセンスの変位地形は認定されていない。

以上から，最終間氷期（約 13 万年）以降の活動について積極的に支持する証拠がないことから，活断層とは認定されていない。

(d) D 地点

第 3.2.2-15 図は若檜断層-1，九鬼断層-2，-3，-4 の一部を切り出したものである。若檜断層-1 は，相対的に山側が落ちる崖によって特徴付けられる。一方，-2～-4 で示される九鬼断層は，相対的に海側が落ち込む変位で特徴付けられる。いずれも断層露頭は直接確認されていないが，大阪層群の急傾斜が確認されていることから断層の存在が指摘されている。大阪層群の変形の状況から，第四紀のはじめ頃には活動していたとされている。

①は父鬼川をつくる低位面で，若檜断層-1 で認識されるような南側落ちの明瞭な崖や変位地形は認定されていない。

②，③は父鬼川をつくる低位面，④は榎尾川を作る低位面で，いずれの地点においても九鬼断層-2～-4 で認められるような，相対的に北落ちの明瞭な崖や同じセンスの変位地形は認定されていない。

以上から，最終間氷期（約 13 万年）以降の活動について積極的に支持する証拠がないことから，活断層とは認定されていない。

f. その他の断層(海域)

大阪湾は北東－南西方向に長軸をもつ楕円形をしており，長軸は約 60km，短軸は約 30km である。第 3.2.2-16 図に大阪湾の海底地形を示す。大阪湾の海底地形は東側では水深が 20m より浅く，海岸部から湾の中央に向かって緩やかに深くなっている。一方，湾の西側は水深が 30m～70m で，淡路島の東側で急激に深くなっている。このような地形は北西側への傾斜運動が進行していることに起因している（岡田・東郷編，2000⁽⁸⁾）。

大阪湾では，第 3.2.2-17 図に示すように深部地盤構造を捉えることを目的としたエアガン反射法地震探査が数多く行われている。ま

た、浅部地盤構造を捉えることを目的としたソノプローブによる音波探査、スーパーカーによる浅層探査も数多く行われている。第 3.2.2-18 図に横倉・他（1998）⁽¹⁵⁾による基盤岩上の断層分布図を示す。大阪湾の北西部には多くの活断層が存在していることがわかる。その最も長い断層が前述の大阪湾断層である。

第 3.2.2-19 図に海上保安庁（1995）⁽⁷⁶⁾による海底地質構造図を示す。この図には沖積層に変位・変形が認められる断層が示されている。図からわかるように、大阪湾南東部の関西国際空港周辺に短い断層が示されているが、第 3.2.2-17 図に示した反射法測線 HD-4 の深度断面（第 3.2.2-20 図）を見ると、大阪湾の東側では地震基盤は湾の中央に向かって緩やかに深くなり、地震基盤に活断層は認められない。なお、HD-4 測線より北側の HD-3 測線での深度断面（第 3.2.2-20 図）でも大阪湾東部においては地震基盤に変位を与えている有意な活断層は認められていない。さらに、これらの結果は第 3.2.2-21 図に示す基盤深度図（岩淵・他，2000⁽⁷⁰⁾）からも確認できる。

(3) 敷地を中心とする半径 30km 以遠の断層

第 3.2.2-4 図に示すように、敷地を中心とする半径約 30km 以遠の陸域にも、いくつかの活断層あるいは推定活断層が示されている。主な断層としては、六甲・淡路断層帯や有馬-高槻断層帯などがある。しかし、これらの断層は、断層の長さや敷地からの距離から判断し、前述した半径 30km の範囲内に存在する活断層と比較して、敷地に与える影響は小さいものと判断されるため、耐震設計上考慮すべき活断層には含めない。

3.3 敷地及び敷地近傍の地質及び地質構造

3.3.1 調査内容

研究用原子炉(KUR)建設当時には、敷地及び敷地近傍の地質分布・地質構造を把握するため、文献調査、地表地質調査等を、原子炉建屋設置位置やその付近でのボーリング調査を実施している。またその後、臨界実験装置炉や高中性子束炉（2号炉）の増設のためのボーリング調査を実施している。なお、2号炉の建設はその後中止されて

いる。さらに、「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価に必要な地質・地質構造を把握するため、文献調査や原子炉建屋近傍において基盤岩までのボーリング調査を実施した。ここでは、既往の調査結果も踏まえて敷地及び敷地近傍の地質及び地質構造の検討を行った。

3.3.2 調査結果

3.3.2.1 敷地及び敷地近傍の地形

敷地は大阪平野南部の大阪府泉南郡熊取町朝代地区の西部に位置し、泉佐野市日根野地区に隣接する。敷地周辺の地形は、標高約 500m の和泉山地から大阪湾に向かって標高を減じている。和泉山脈北側の山麓には標高 100m 程度の丘陵地が広がり、この丘陵地を取り巻いて標高 10～50m の台地が広がる。さらに、大阪湾沿岸付近の狭い地域が低地となる。このうち、敷地は丘陵地に位置し、第 3.3.2-1 図に示す地形区分では泉南丘陵に区分される。泉南丘陵は標高 100m 程度の小起伏丘陵地であり、佐野川の支流雨山川やこれに注ぐ沢に開析されて標高約 50m 程度の谷底低地が形成されている。山稜に源を発する雨山川は、地区の北東を流れて北西に走り、佐野川に合流する。その流域は、比較的狭少である。

3.3.2.2 敷地の地質及び地質構造

敷地の地質総括表を第 3.3.2-1 表に、敷地周辺の詳細な地質図を第 3.3.2-2 図に示す。

(1) 敷地の地質

敷地には、白亜紀前期の成合花崗岩と呼称される片状黒雲母花崗岩が基盤岩として分布し、これを鮮新世～更新世中期の大阪層群泉南累層が不整合に覆う。さらに、谷底低地部には沖積層が分布する。以下に各地質の概要を述べる。

a. 成合花崗岩

敷地の花崗岩類は、大きく 3 つの時期に区分される。このうち、成合花崗岩は第 1 期花崗岩類に区分され、片状構造が顕著な片状黒雲母花崗岩とされる。

岩相は主として灰白色、片状、粗粒の黒雲母花崗岩からなる。淡

紅色を示す，長径 1～2cm のカリ長石が多く含まれる。また，変質により緑泥石，白雲母などが生じている。片状構造はほぼ東西の走行で，北に 60 度～90 度で傾斜するとされるが，ボーリングコアでは明瞭な片状構造は見られない。

b. 大阪層群泉南累層

敷地周辺に分布する大阪層群は，泉南累層・国分累層・泉北累層に区分され，このうち敷地には泉南累層が分布するとされる。

敷地周辺の泉南累層は，基盤岩の成合花崗岩を直接，不整合に覆う。第 3.3.2-3 図に敷地周辺の大阪層群の地質柱状図を示す。大阪層群の最下部にあたる泉南累層は層厚 200m 以上，河湖成の砂礫層・砂層・シルト層・粘土層から構成される。その層相は側方変化が激しく，地層の連続性はよくない。

泉南累層は，下部・上部に区分されている。泉南累層下部は層厚約 80m で，砂礫層・淘汰のよい砂層が優勢で，連続性に乏しいシルト層・粘土層を伴う。泉南累層上部は，層厚約 120m，シルト層・粘土層が優勢で砂層・砂礫層を伴う。

敷地には，第 3.3.2-3 図に示した柱状図のうち，朝代火山灰層 (AS) から下位の地層が分布する。

c. 沖積層及び埋戻し土

敷地に分布する沖積層は，雨山川やその支沢に開析された谷底低地に分布し，主としてシルト・粘土層からなる。また，埋戻し土は原子炉建屋建設時に掘削したところを埋戻したものと考えられ，シルト混じり玉石や粘性土からなる。

(2) 敷地の地質構造

敷地は，丘陵地を造成した地域であり，平成 18 年度に実施したボーリング調査位置は原子炉建屋のごく近傍で，建屋建設に伴う埋戻し土が分布する位置にあたる。このため，GL-10.65m までは軟弱な粘性土からなる埋戻し土が分布する。GL-10.65～GL-174.84m までは，大阪層群の粘性土及び砂層が分布する。GL-90.15m までは粘性土層が優勢であるが，GL-90.15m 以深は砂層が優勢となり，一部に砂礫層を挟在する。GL-174.84m 以深には，本地域の基盤岩の成合花崗岩が分

布する。GL-181.2mまでは強風化したマサ状のDH級岩盤，GL-184.0mまでは弱風化し，やや軟質となるCL級岩盤，GL-184.0m以深は新鮮硬質なCM級岩盤となる。

文献調査及びボーリング調査の結果から作成した地質断面図を第3.3.2-4図に示す。敷地周辺の泉南・泉北地域の大阪層群は，一般に大阪湾に向かって北北西方向に3度～5度でゆるく傾斜し，基盤岩に近づくほど次第に傾斜が急になる傾向を示す（関西地質調査業協会，1998⁽⁴⁾）。敷地の大阪層群は，概ね南南東に8度で傾斜している。

参考文献

- (1) 市原実・市川浩一郎・山田直利（1986）：岸和田地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，148
- (2) 地質調査所（1982）：50万分の1地質図幅 No.11 「京都（第4版）」
- (3) 地質調査所（2002）：活構造図 京都（第2版）
- (4) 関西地質調査業協会（1998）：2万5千分の1大阪府南部 泉南・泉北地域地質図及び同説明書
- (5) 市原実（1993）：大阪層群，創元社
- (6) 関西圏地盤研究会（2007）：新関西地盤－大阪平野から大阪湾－
- (7) 活断層研究会（1991）：新編 日本の活断層
- (8) 岡田篤正，東郷正美（2000）：近畿の活断層，東京大学出版会
- (9) 中田高，今泉俊文（2002）：活断層詳細デジタルマップ，東京大学出版会
- (10) 池田安隆，今泉俊文，東郷正美，平川一臣，宮内崇裕，佐藤比呂志（2002）：第四紀逆断層アトラス，東京大学出版会
- (11) 地震調査研究推進本部（2001）：生駒断層帯の評価
- (12) 地震調査研究推進本部（2003）：中央構造線断層帯（金剛山地東縁－伊予灘）の長期評価について
- (13) 地震調査研究推進本部（2004）：上町断層帯の長期評価について
- (14) 地震調査研究推進本部（2005）：大阪湾断層帯の長期評価について
- (15) 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川猛・太田陽一・

- 川中卓・阿部進（1998）：大阪湾における反射法深部構造探査，地質調査所月報，49，11，p. 571-590
- (16) 三田村宗樹（1992）：京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造，第四紀研究，31，159-177
- (17) 下川浩一・荻谷愛彦・宮地良典・寒川旭（1997）：生駒断層系の活動性調査，平成8年度活断層研究調査概要報告書，37-49，地質調査所
- (18) 辻村太郎（1932）：「地形学的断層系」（東北日本の断層盆地）地理学評論，8，984-992
- (19) 前田昇（1966）：生駒山地の地形と断層線との関係について，大阪学芸大学紀要，14，211-223
- (20) 日下雅義（1975）：「応神天皇陵」近傍の地形環境，考古学研究，21，67-84
- (21) 寒川旭（1986）：誉田山古墳の断層変位と地震，地震，第2輯，39，15-24
- (22) 萩原尊禮（1989）：続古地震－実像と虚像，東京大学出版会，p. 434
- (23) 寒川旭（1984）：近畿中部の活断層の概要と誉田山古墳（応神天皇陵）を切る活断層について，地質ニュース，No. 363，43-51
- (24) 大阪府（2003）：平成14年度地震関係基礎調査交付金 大阪平野の地下構造調査 成果報告書
- (25) 大阪府（2004）：平成15年度地震関係基礎調査交付金 大阪平野の地下構造調査 成果報告書
- (26) 大阪府（2005）：平成16年度地震関係基礎調査交付金 大阪平野の地下構造調査 成果報告書
- (27) Ikebe, N., J. Iwatsu and J. Takenaka (1970) : Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. J. Geosci. Osaka City Univ., 13, 39-98
- (28) 吉川宗治・町田義之・寺本光雄・横田裕・長尾英孝・梶原正章（1987）：大阪市内における反射法地震探査，物理探査学会77回学術講演会講演論文集，114-117
- (29) 山本栄作・中川康一・三田村宗樹・戸田茂・西田智彦・寺田祐司・宇田英雄・横田裕（1992）：大阪平野中央部における反射

- 法地震探査 I - 淀川 (十三～柴島) 測線 -, 日本応用地質学会
平成 4 年度研究発表会講演論文集, 185-188
- (30) 杉山雄一・寒川旭 (1996): 大阪平野南部, 大和川における上
町断層南方延長部の反射法弾性波探査, 地質調査所速報, n o .
E Q / 9 6 / 1, 57-62
- (31) 大阪市 (1996): 『平成 7 年度地震調査研究交付金 上町断層
に関する調査成果報告書』
- (32) 杉山雄一 (1997): 上町断層系の反射法弾性波探査, 地質調
査所研究資料集, No. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告
書), 105-113
- (33) 杉山雄一・七山太・北田奈緒子・横田裕 (2001): 大阪市内に
おける上町断層の S 波反射法地震探査, 活断層・古地震研究報
告, No. 1, 143-151, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (34) 杉山雄一・七山太・三浦健一郎・吉川猛・横田裕・末広匡基・
古屋正和・栃本泰浩・廣瀬孝太郎・横山芳春・北田奈緒子・竹
村恵二 (2003): 上町断層系の補足調査 (その 2) - 新淀川北
岸における追加ボーリングと S 波反射法地震探査データの再解
釈に基づく上町断層帯の活動性評価 -, 活断層・古地震研究報
告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 3, 117-144
- (35) 大阪府 (1997): 平成 8 年度地震調査研究交付金 上町断層
帯に関する調査成果報告書
- (36) 大阪府 (1998): 平成 9 年度地震関係基礎調査交付金 上町
断層帯に関する調査成果報告書
- (37) 大阪府 (1999): 平成 1 0 年度地震関係基礎調査交付金 上
町断層帯に関する調査成果報告書
- (38) 三浦健一郎・七山太・内海実・杉山雄一・安原盛明・横山芳春・
北田奈緒子・竹村恵二 (2002): 新淀川群列ボーリングコアの
高精度解析に基づく上町断層の完新世活動性評価, 活断層・古
地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター,
No. 2, 109-123
- (39) 藤田和夫・笠間太郎 (1982): 大阪西北部地域の地質. 地域地
質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所
- (40) 岡田篤正 (1992): 中央構造線活断層系の活動区の分割試案,
地質学論集, 40, p. 15-30

- (41) 吉川宗治・廉澤宏・三橋明・岩崎好規 (1996) : 音波探査による中央構造線友ヶ島水道海域の地質構造, 海洋調査技術, 8, 1-10
- (42) 佃栄吉 (1996) : 中央構造線活断層系のセグメンテーションと周囲の地質構造, テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, 250-257
- (43) 地質調査所 (1995) : 和歌山市西部地域における中央構造線の調査結果, 地震予知連絡会会報, 53, 663-668
- (44) 佃栄吉 (1997) : 中央構造線活断層系 (紀伊半島地域) の活動性調査, 地質調査所研究資料集, No. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書), 73-94
- (45) 佐竹健治・寒川旭・須貝俊彦 (1997) : 金剛断層系の総合研究, 地質調査所研究資料集, No. 303 (平成 8 年度活断層研究調査概要報告書), 63-72
- (46) 佐竹健治・須貝俊彦・寒川旭・柳田誠・横田裕・岩崎孝明・小俣雅志・石川玲 (1999) : 奈良県金剛断層系の構造と最新活動時期, 地震, 第 2 輯, 52, 65-79
- (47) 岡田篤正・寒川旭 (1978) : 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動, 地理学評論, 51, 385-405
- (48) 笠原敬司・青井誠・木村尚紀・井川猛・川中卓・溝畑茂治・岡本茂 (1998) : 和歌山北西部中央構造線周辺の反射法地震探査による地下構造, 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集
- (49) 吉川宗治・岩崎好規・井川猛・横田裕 (1992) : 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, 40, 177-186
- (50) 齊藤勝・佃栄吉・岡田篤正・古澤明 (1997) : 和歌山市北部における低位段丘堆積物中の始良 T n 火山灰と根来断層の平均変位速度, 第四紀研究, 36, 277-280
- (51) 佃栄吉・水野清秀・宮地良典・寒川旭 (1998) : 中央構造線活断層系・根来断層のトレンチ調査, 地質調査所速報, n o . E Q / 9 8 / 1 (平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 161-177
- (52) 岡田篤正・松井和夫・遠藤 理・有吉道春・齊藤勝 (1999) : 中央構造線活断層系根来断層の性状と最新活動 - 和歌山市今滝

- (仁王谷)：でのトレンチ調査ー，活断層研究，18，37-54
- (53) 水野清秀・佃栄吉・高橋誠・百原新・内山高（1999）：和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質，地質学雑誌，105，3，235-238
- (54) 和歌山県（1999）：「平成10年度地震関係基礎調査交付金中央構造線断層帯（和泉山脈南縁ー金剛山地東縁）に関する調査 成果報告書」
- (55) 水野清秀・寒川旭・佃栄吉（2000）：中央構造線活断層系・根来断層の活動履歴に関する補備調査ー上黒谷No. 4トレンチ調査，地質調査所速報，no. EQ/00/2（平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書），207-220
- (56) 産業技術総合研究所（2008）：「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-5 中央構造線断層帯（和泉山脈南縁ー金剛山地東縁）の活動性および活動履歴調査
- (57) 文部科学省（2007）：大都市大震災軽減化特別プロジェクトI地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏近く構造調査研究」成果報告書
- (58) 海上保安庁水路部（1978）：海底地質構造図（5万分の1）「友ヶ島水道」
- (59) 海上保安庁水路部（1978）：紀伊水道付近の海底地形，地質構造について，地震予知連絡会会報，19，129-131
- (60) 海上保安庁水路部（1998）：海底地質構造図（10万分の1）「友ヶ島南方」
- (61) 海上保安庁水路部（2000）：水路部における沿岸海域海底活断層調査，地震予知連絡会会報，63，541-558
- (62) 国土地理院（1985）：沿岸海域土地条件図 1:25,000「鳴門海峡」・「徳島」及び同基礎調査報告書
- (63) 水野清秀・佃栄吉・宮地良典（1998）：和歌山平野伏在活断層のボーリング調査（補備調査），地質調査所速報，no. EQ/98/1（平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書），179-188
- (63) 地質調査所（1997）：鳴門海峡海域における中央構造線活断層系の活動履歴調査，地震予知連絡会会報，57，570-573
- (65) 七山 太・佃 栄吉・水野清秀・石井久夫・北田奈緒子・竹村恵二

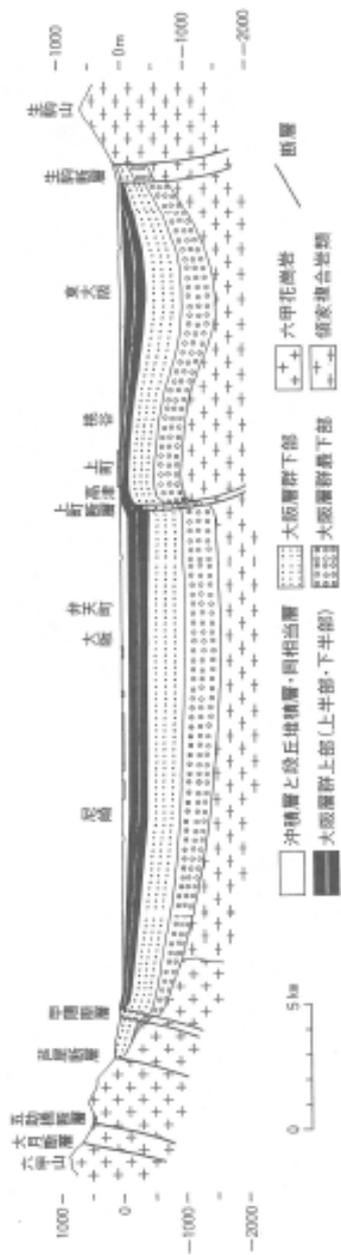
- (1999) : 中央構造線活断層系, 友ヶ島水道断層の完新世における活動履歴調査, 地質調査所速報, n o . E Q / 9 9 / 3 (平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 235-252
- (66) 藤田和夫・鎌田清吉 (1964) : 「大阪湾の地質」, 大阪湾音波探査委員会
- (67) 早川正巳・森喜義・鎌田清吉・藤田和夫 (1964) : 放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究, 地質調査所月報, 15, 1-28
- (68) 岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也・井川猛・大西正純 (1994) : エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造, 地震, 第2輯, 46, 395-403
- (69) 横田 裕・井川 猛・佐野正人・竹村恵二 (1997) : 大阪湾から六甲山に書けての反射法地震探査, 兵庫県立人と自然の博物館編「阪神・淡路大震災と六甲変動－兵庫県南部地震域の活構造調査報告」, (財)兵庫県建設技術センター, 57-89
- (70) 岩淵洋・西川公・野田直樹・雪松隆夫・田賀傑・宮野正美・酒井建治・深沢満 (2000) : 反射法音波探査に基づく大阪湾の基盤と活構造, 海上保安庁水路部研究報告, 36, 1-23
- (71) 横倉隆伸 (2000) : 大阪湾断層－海底下にひそむ活断層, 科学, 70, 16-18
- (72) 北田奈緒子・竹村恵二・伊藤康人・斎藤礼子・宮川ちひろ・三田村宗樹・七山太・岩淵洋 (2001) : 海上保安庁水路部コアOB-1及びOB-2の層序対比とそれに基づく大阪湾断層の活動性評価活断層／古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.1, 153-166
- (73) 七山太・杉山雄一・北田奈緒子・竹村恵二・岩淵洋 (2000) : 大阪湾断層及び和田岬断層の完新世活動性調査, 地質調査所速報, n o . E Q / 0 0 / 2 (平成11年度活断層古地震研究調査概要報告書), 179-193
- (74) 藤田和夫・前田保夫 (1984) : 「須磨地域の地質」, 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所
- (75) 隈元崇・中田高・後藤秀昭 (2010) : 私信
- (76) 海上保安庁水路部 (1995) : 1/100, 000 海底地質構造図 明石海峡及大阪湾

第 3.3.2-1 表 本地域の地質総括表

(5 万分の 1 地質図副「岸和田地域の地質」地質調査所, 1986⁽¹⁾)

地質時代		地 質 系 統	地 史		
新 生 代	第四紀 更新世	沖 積 層 (a)	第 3 瀬戸内累層群		
		低位段丘堆積層(府中層) (t ₃)			
		中位段丘堆積層(岸和田層) (t ₂)			
		高位段丘堆積層(信太山礫層) (t ₁)			
	鮮新世	大阪層群	泉北累層 (O ₃ , O ₄)	第 2 瀬戸内累層群	
			国分累層 (O ₂)		
			泉南累層 (O ₁)		
	新第三紀	中新世	鍋山安山岩 (N)	第 1 瀬戸内累層群	
			甘南備累層 (Kb)		
	古第三紀				
中 生 代	白垩紀	和泉層群	[主部相] 粉河累層 (Ks, Km)	和泉層群の堆積と向斜構造の形成 和泉海盆の形成と東進	
			[北縁相] 岩出累層 (Ic, Is, Im) 六尾累層 (NK, Na, Ntc, Nto)		
	白垩紀	カンパニアン期?	片状花崗岩類	閃緑ひん岩 (P), 角礫岩 (Br)	横ずれ断層, 隆起・削剝 岩脈貫入 花崗斑岩-石英斑岩の岩株・岩脈貫入 領家新期花崗岩の貫入 泉南流紋岩類の急斜構造形成 流紋岩-流紋デイサイト溶結凝灰岩の堆積 (流紋岩溶岩噴出を伴う) 安山岩溶岩噴出
				花崗斑岩類 II (Gp)	
				近木川花崗岩 (Gg) [73,66Ma]	
				花崗斑岩類 II (Gdp)	
				泉南流紋岩類 (W ₁ -W ₁₀ など) [75,78Ma]	
	小川安山岩 (Oa)				
	白垩紀	?	片状花崗岩類	河合マイロナイト (MK)	片状構造の形成とウルトラマイロナイト生成 領家古期花崗岩類の貫入 (塩基性岩を伴う)
				成合花崗岩 (Gj)	
水間花崗閃緑岩 (Gm) 神於山花崗岩 (Gk, b) 父鬼川トータル岩 (Tc)					
領家変成岩 (Rm)	領家変成作用				
ジュラ紀		ハヶ丸山層 (Ym, Yb)	泥岩・砂岩などの堆積		

[] 内は 放射年代



第 3.2.2-2 図 大阪平野周辺地域の地質断面図 (市原, 1993⁽⁵⁾)