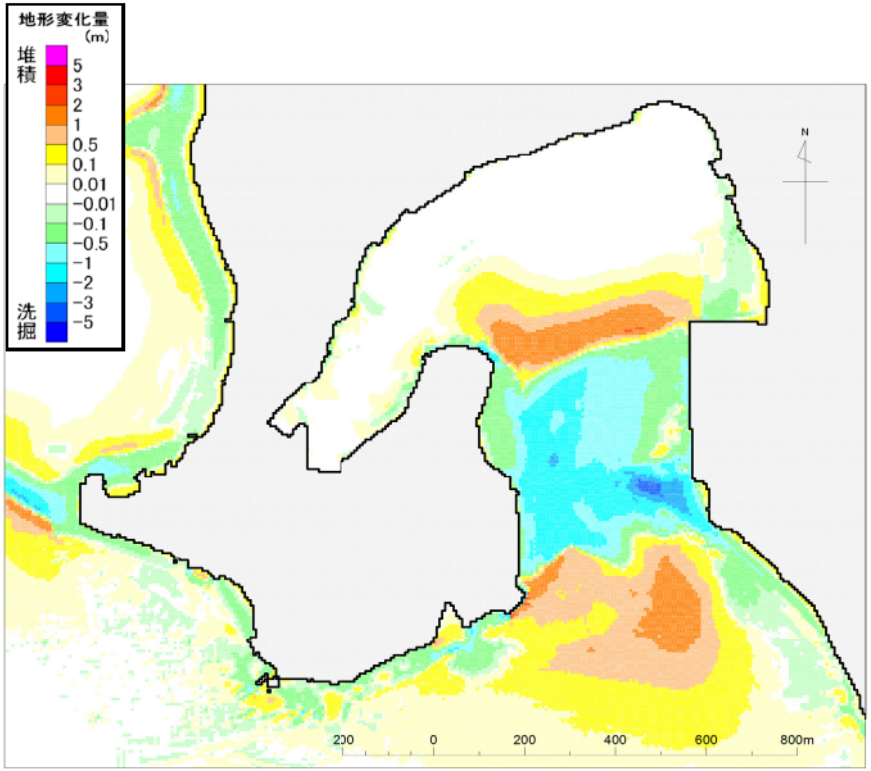
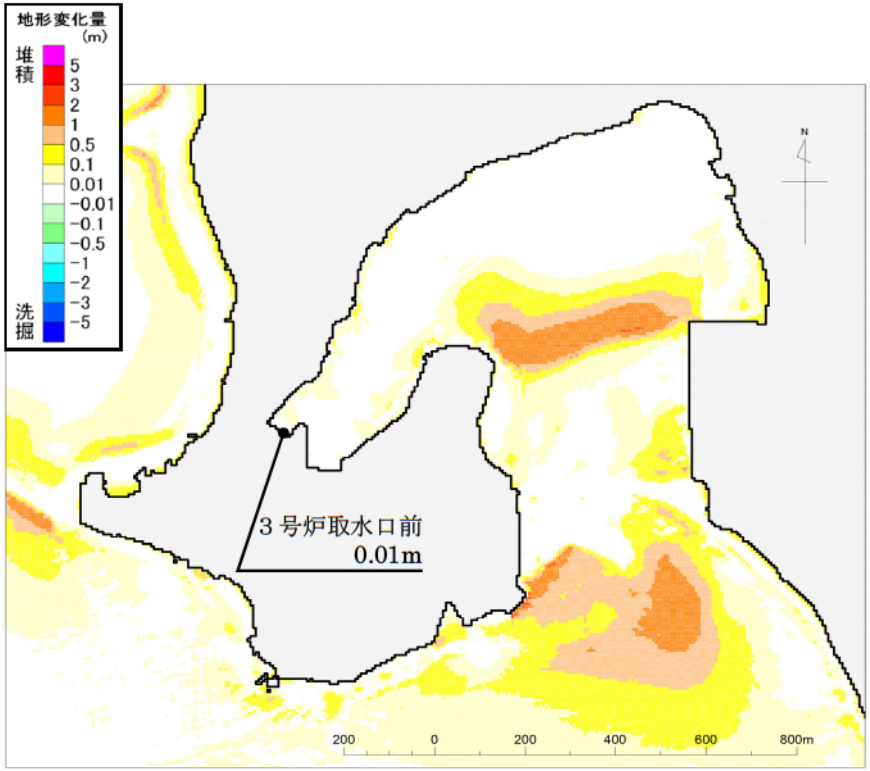
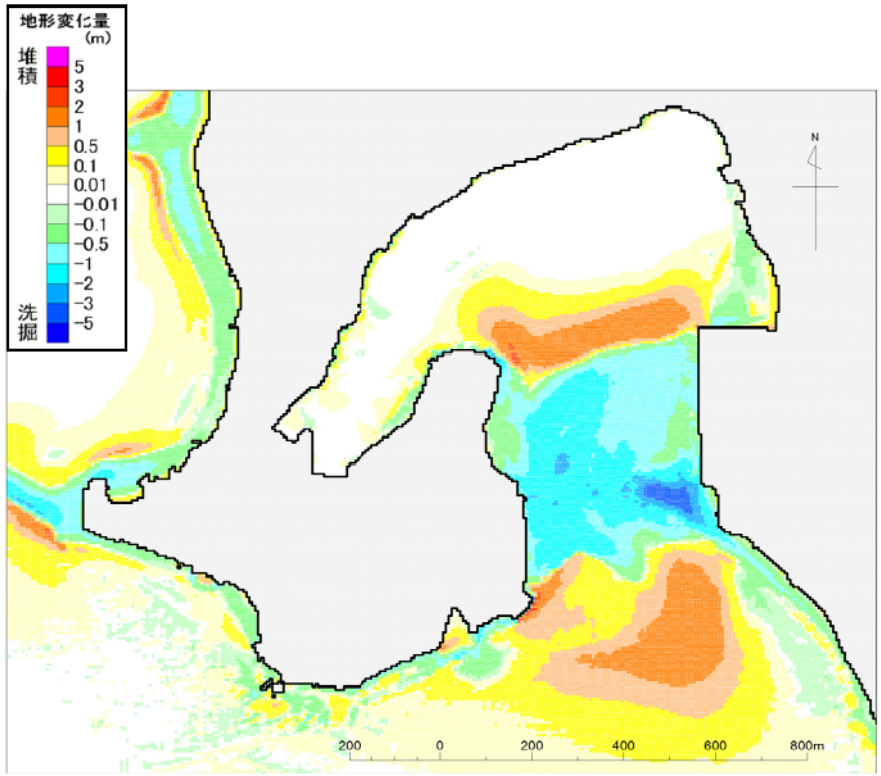
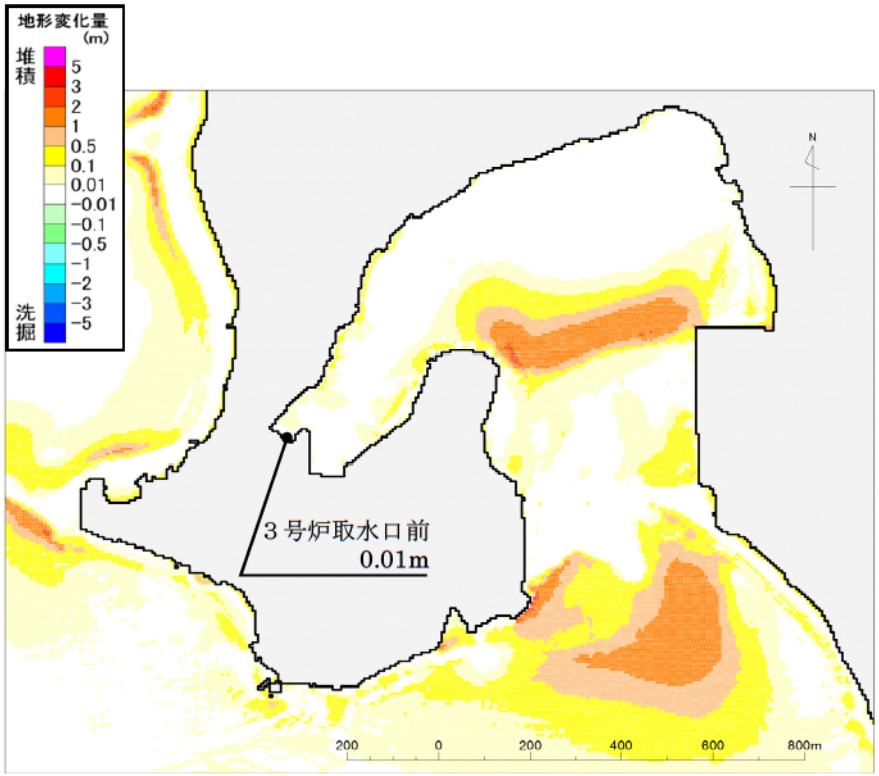
波源	基準津波１（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアB(Kinematic)、69秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他　(1998)[51]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

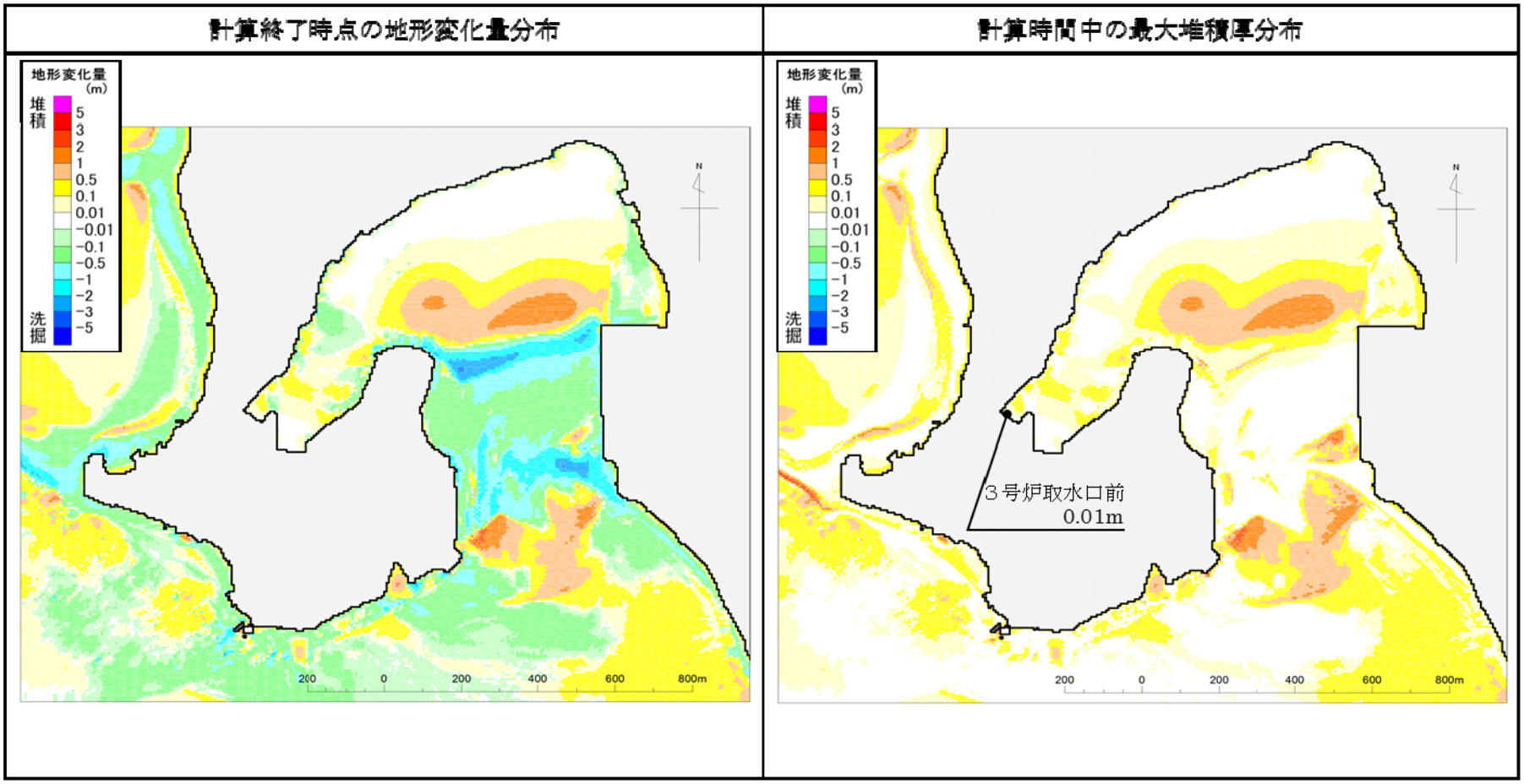
第 6.3.13 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波１）

波源	基準津波１（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアB(Kinematic)、69秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井 他 (1998)[51]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

第 6.3.13 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波１）

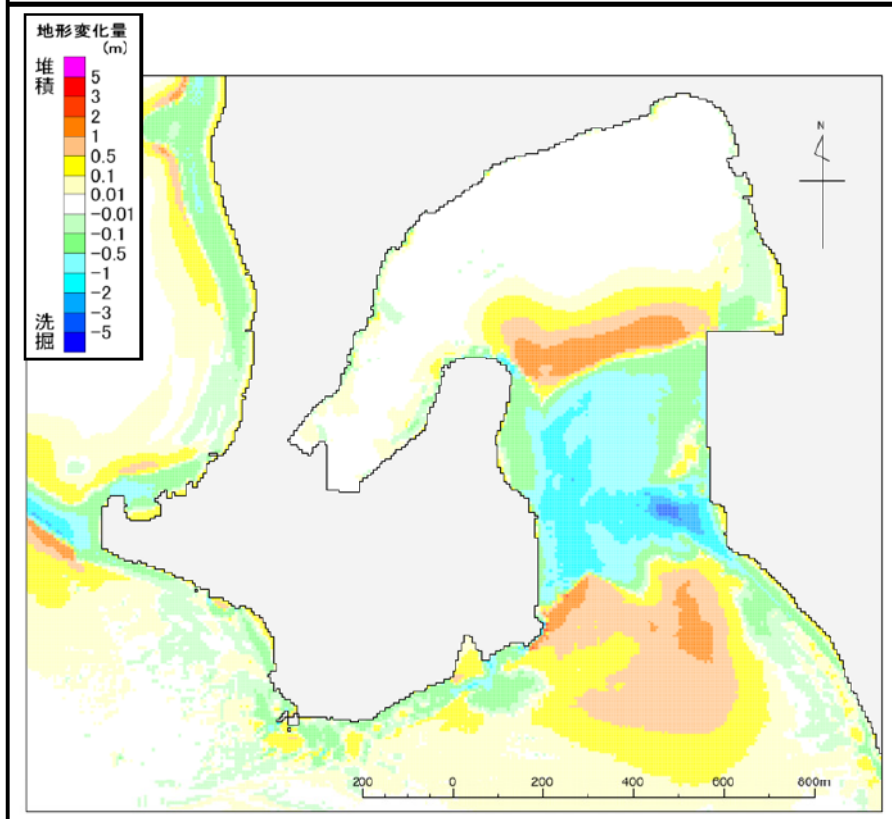
波源	基準津波１（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアB(Kinematic)、69秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他　(1999)[52]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	1%



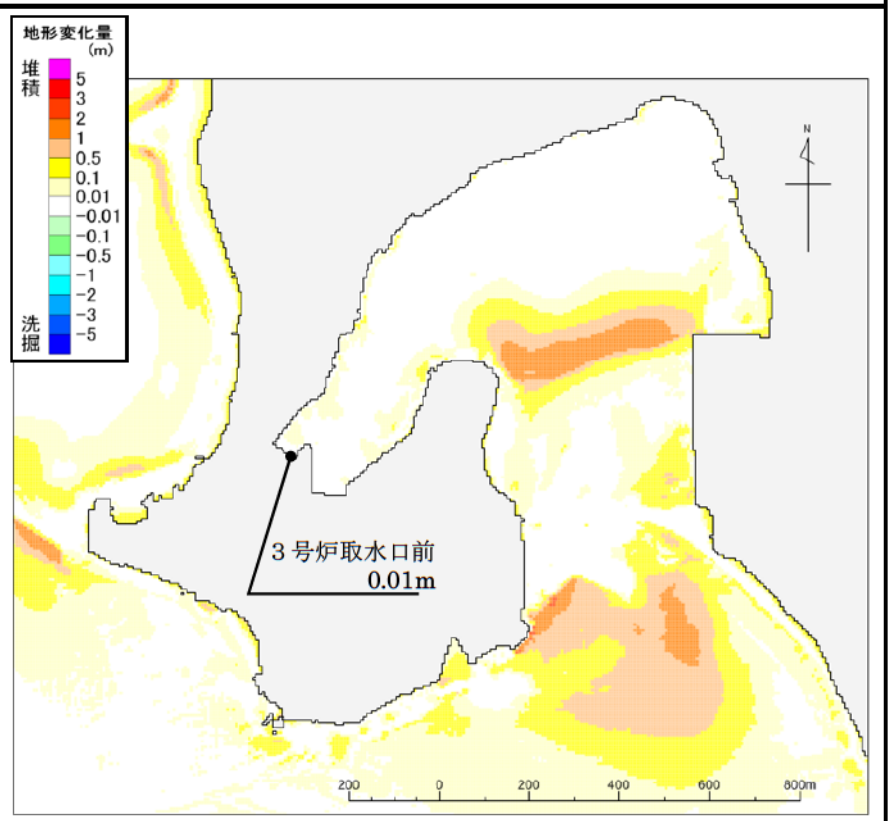
第 6.3.13 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波１）

波源	基準津波２（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアB(Kinematic)、6秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他　(1998)[51]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布



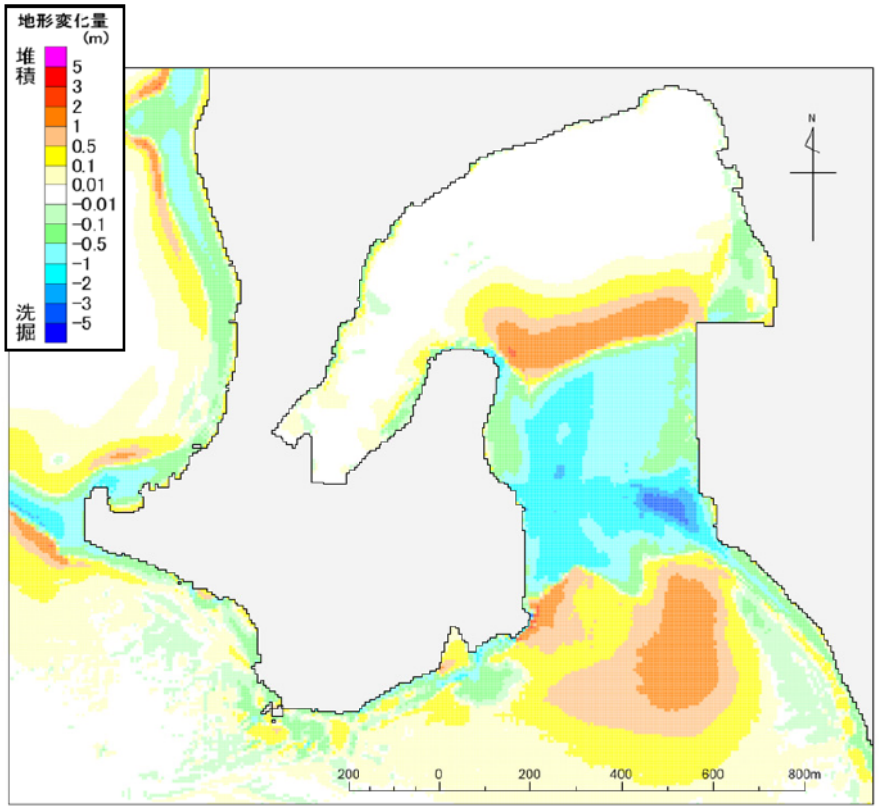
計算時間中の最大堆積厚分布



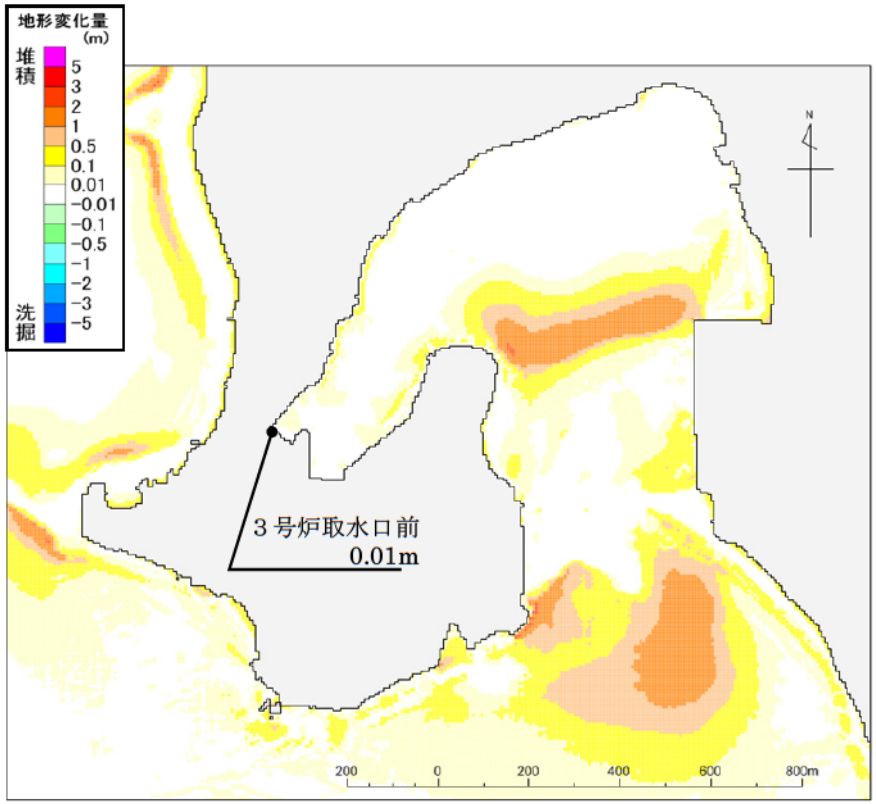
第 6.3.14 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波２）

波源	基準津波２（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアB(Kinematic)、6秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井 他 〔1998)[51]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布

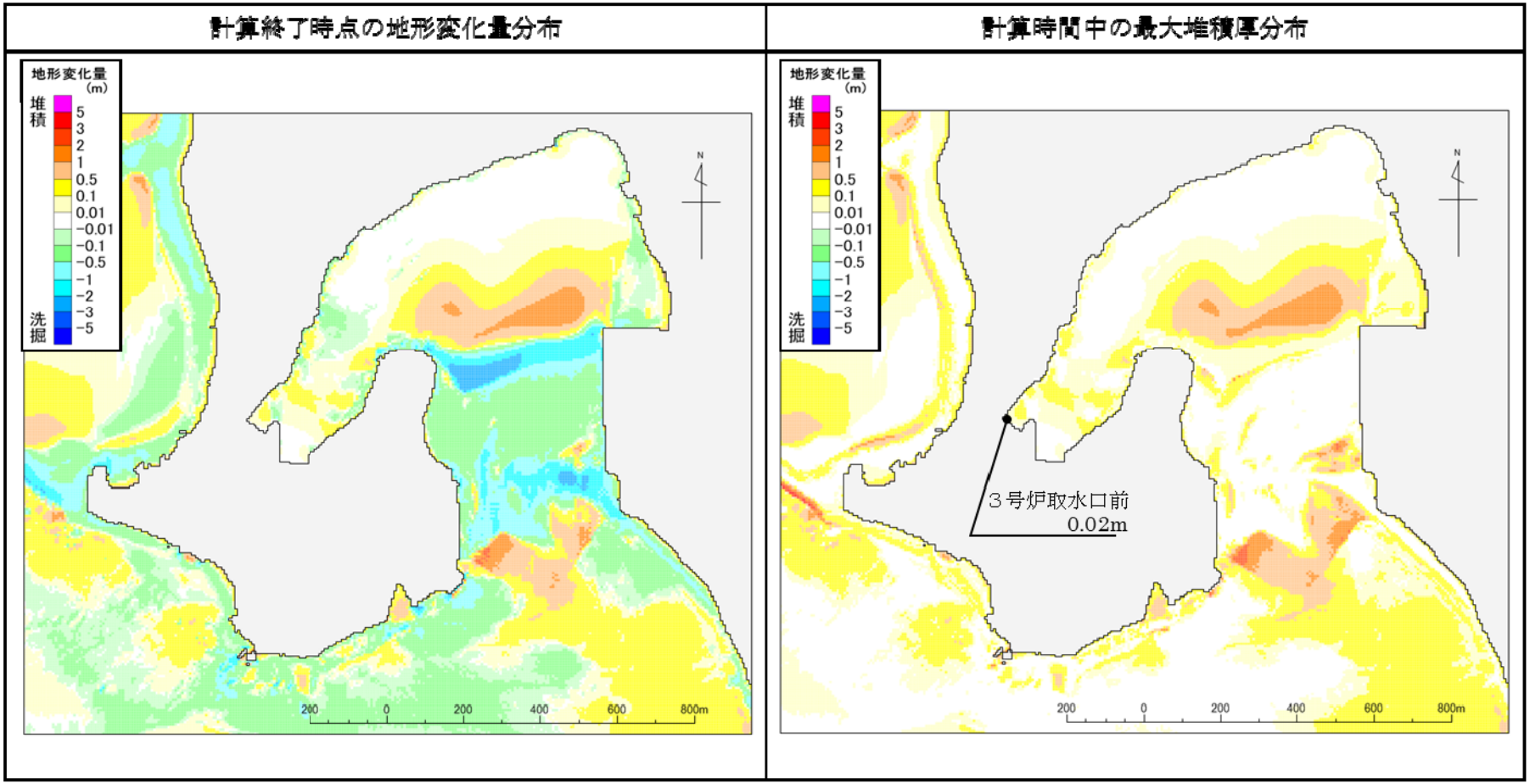


計算時間中の最大堆積厚分布



第 6.3.14 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波２）

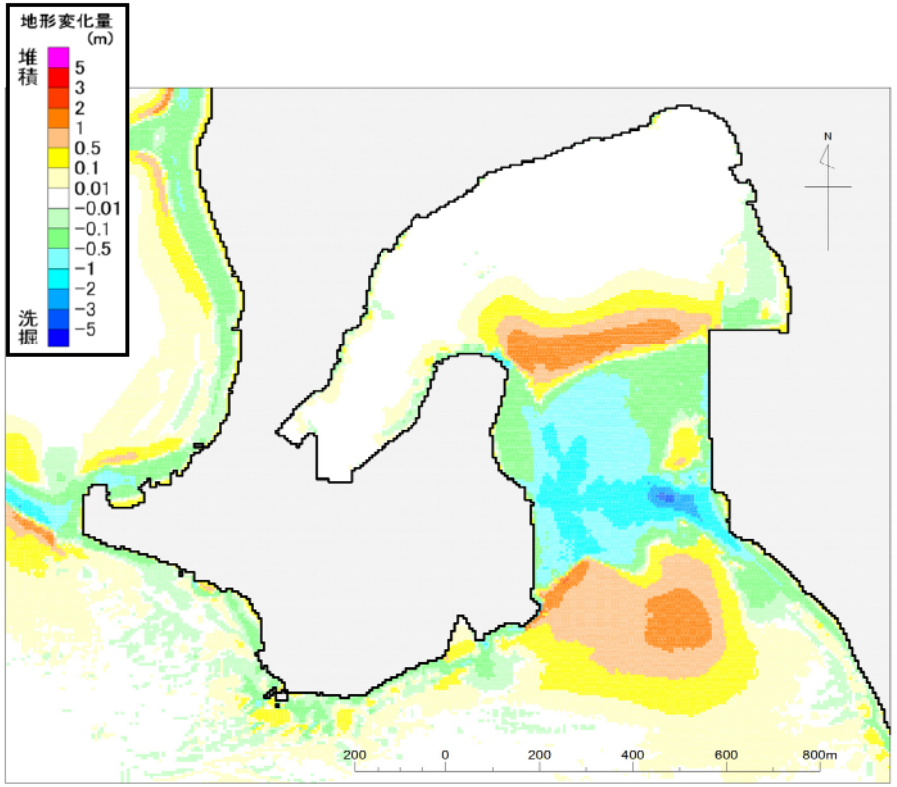
波源	基準津波２（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアB(Kinematic)、6秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋 他　(1999)(52)の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	1%

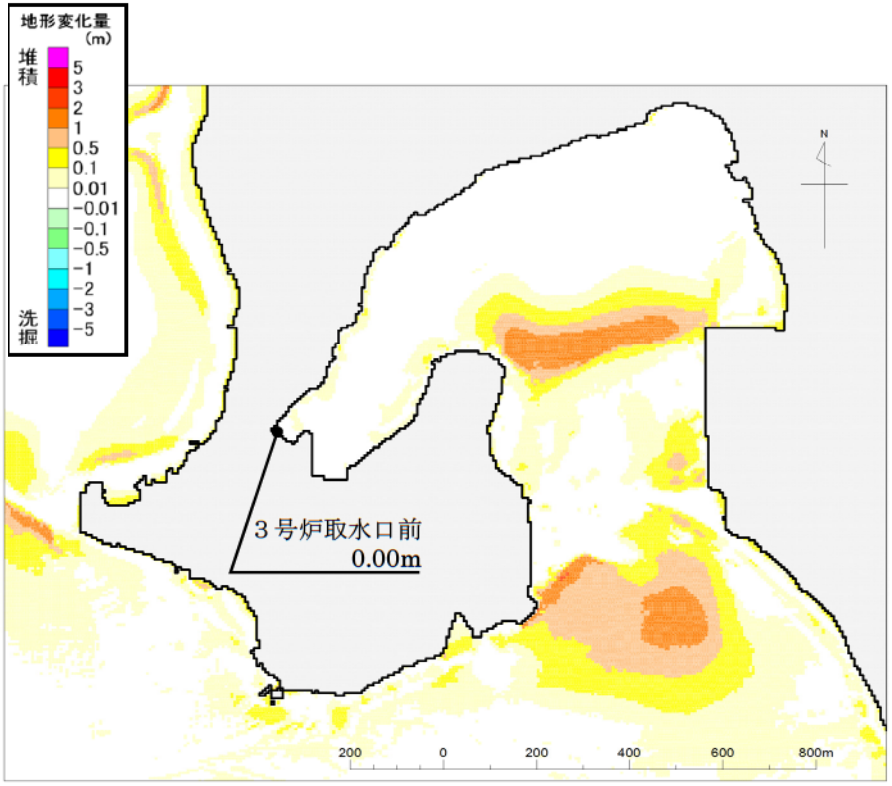


第 6.3.14 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波２）

波源	基準津波３（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアC(Kinematic)、72秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他　(1998)[51]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	1%

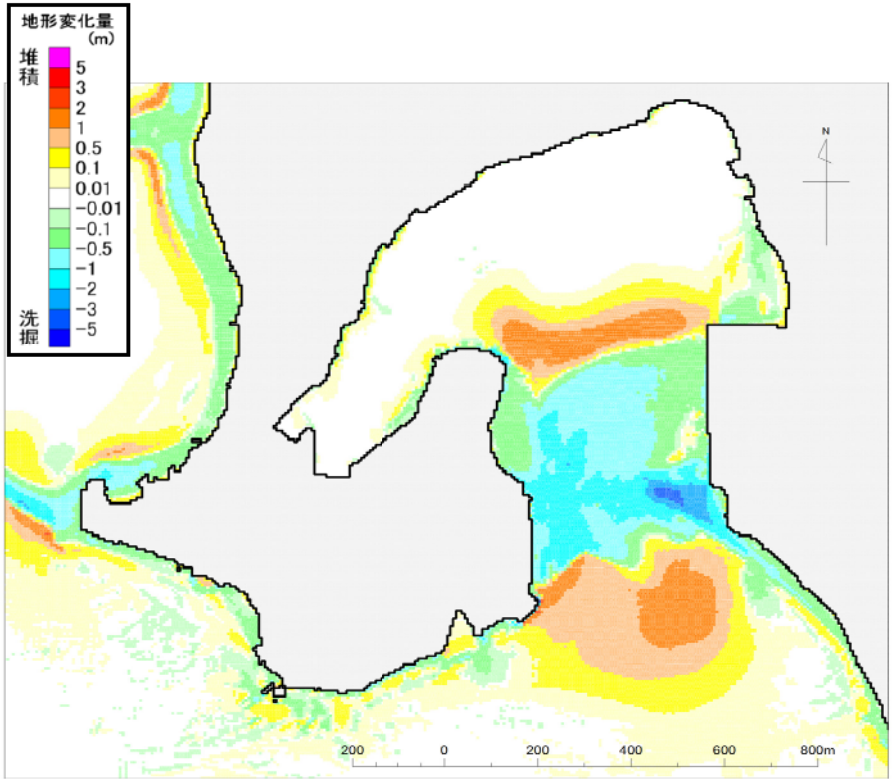
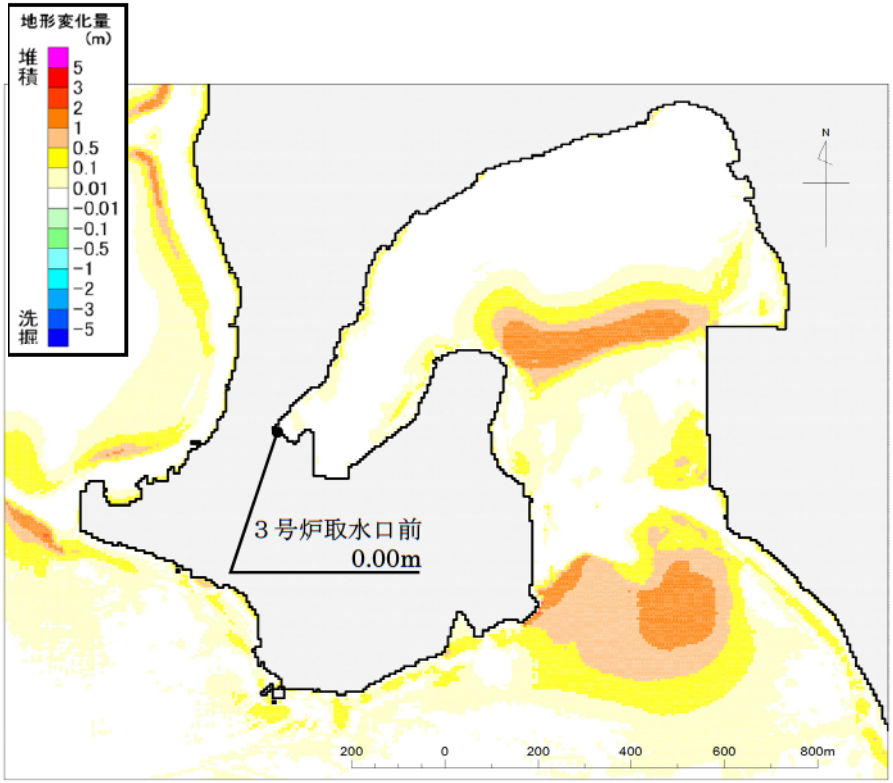
計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布





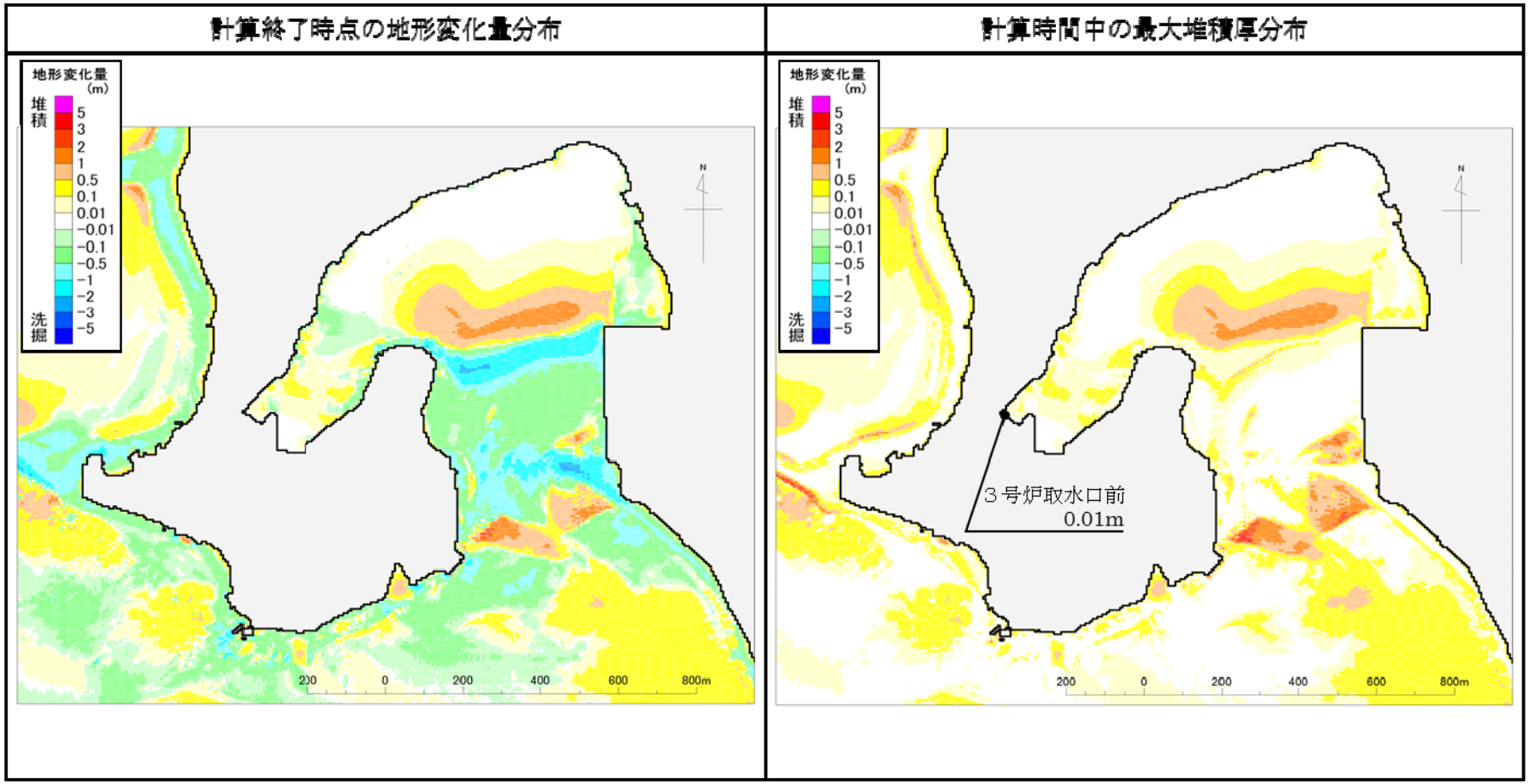
第 6.3.15 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波３）

波源	基準津波３（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアC(Kinematic)、72秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他 (1998)[51]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

第 6.3.15 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波３）

波源	基準津波３（若狭海丘列付近断層と海底地すべりエリアC(Kinematic)、72秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他　(1999)[52]の手法	浮遊砂堆積濃度上限値	1%



第 6.3.15 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波３）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（69秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.16 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波１、[redacted]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（69秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.16 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波１、[redacted]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（69秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.16 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波１、[　　]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（6秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.17 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波２、[　　]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（6秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.17 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波２、[　　]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（6秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.17 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波２、[　　]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Kinematicモデルによる方法）（72秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.18 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波３、[redacted]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Kinematicモデルによる方法）（72秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.18 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波３、[redacted]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Kinematicモデルによる方法）（72秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.18 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波３、[　　]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（0秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.19 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波４、[　　]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（0秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.19 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波４、[　　]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアB（Kinematicモデルによる方法）（0秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.19 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波４、[　　]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Watts他の予測式）（15秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.20 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波５、[　　]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Watts他の予測式）（15秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.20 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波５、[　　]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Watts他の予測式）（15秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.20 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波５、[redacted]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Kinematicモデルによる方法）（75秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.21 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波６、[redacted]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Kinematicモデルによる方法）（75秒ずれ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.21 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波６、[redacted]周辺の地形を反映）

波源	福井県モデル（若狭海丘列付近断層）＋隠岐トラフ海底地すべりエリアC（Kinematicモデルによる方法）（75秒ずれ）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度の上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布

第 6.3.21 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波６、[redacted]周辺の地形を反映）

枠囲みの範囲は機密に係る事項ですので公開することはできません。

7. 火山

7.1 検討の基本方針

自然現象に対する設計上の考慮として、想定される自然現象が発生した場合においても原子炉施設が安全機能を損なわないことを確認するため、原子力発電所の運用期間における火山影響評価を実施した。初めに立地評価として設計対応が不可能な火山事象が発電所の運用期間に影響を及ぼす可能性の評価を行い、次に影響評価として発電所の安全性に影響を与える可能性のある火山事象について検討した。

7.2 原子力発電所に影響を及ぼし得る火山の抽出

7.2.1 地理的領域内の第四紀火山

発電所の地理的領域（発電所から半径 160km の範囲）に対して、『日本の火山（第 3 版）』（中野他編(2013)[1]）、『第四紀火山岩体・貫入岩体データベース』（西来他編(2012)[2]）及び『日本の第四紀火山カタログ』（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）を参照して第四紀火山を抽出した。

文献調査等の結果より、地理的領域内の第四紀火山を第 7.2.1 表に、第四紀火山の分布を第 7.2.1 図に、火山地質図を第 7.2.2 図に示す。また発電所周辺の地質を第 1.3.3 図に示す。

地理的領域内には、発電所敷地（以下「敷地」という。）の北東側～東側と西南西側～西側に 27 の第四紀火山が分布するが、敷地を中心とした半径約 50km 範囲には第四紀火山は分布しない。また、敷地及びその周辺の地質調査の結果、少なくとも半径 30km 内には、降下火砕物を除く第四紀火山の噴出物は確認されていない。

7.2.2 将来の火山活動の可能性

地理的領域内に分布する第四紀火山について、完新世における活動の有無及び噴火履歴より、将来の火山活動の可能性を検討し、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山を抽出した。

7.2.2.1 完新世に活動を行った火山

気象庁編(2013)[4]によれば、地理的領域内に分布する活火山（概ね過去 1 万年以内に噴火した火山及び現在活発な噴気活動のある火山）として、白山（はくさん）、御嶽山（おんたけさん）、乗鞍岳（のりくらだけ）及び焼岳（やけだけ）がある。

よって、白山、御嶽山、乗鞍岳及び焼岳については、将来の活動可能性が否定できないため、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.2.2.2 完新世に活動を行っていない火山

完新世に活動を行っていない第四紀火山は、地理的領域内に 23 火山

確認される。各火山の火山形式、体積、活動年代、活動期間内の最大休止期間等を第 7.2.2 表に示す。

将来の活動可能性の有無については、文献調査結果を基に、当該火山の第四紀の噴火時期、噴火規模、活動の休止期間を示す階段ダイヤグラムを作成し、評価を行った。

郡家（こおげ）、佐坊（さぼう）、照来（てらぎ）、大屋・轟（おおやとどろき）、上佐野（かみさの）・目坂（めさか）、玄武洞（げんぶどう）、宝山（たからやま）、取立山（とりたてやま）、願教寺（がんきょうじ）－三ノ峰（さんのみね）、戸室山（とむろやま）、銚子ヶ峰（ちょうしがみね）、毘沙門岳（びしゃもんだけ）、両白丸山（りょうはくまるやま）、大日ヶ岳（だいにちがたけ）、烏帽子（えぼし）－鷲ヶ岳（わしがたけ）、湯ヶ峰（ゆがみね）及び上宝（かみたから）については、最後の活動からの経過期間が活動期間内の最大休止期間（活動期間を想定）よりも長い火山又は活動期間が非常に短く第四紀の期間を通じて繰り返しの活動が認められない火山であったことから、将来の活動可能性がない火山と評価した(5)~(16)。

一方、扇ノ山（おおぎのせん）、美方（みかた）火山群、神鍋（かんなべ）火山群、上野（うえの）火山群、経ヶ岳（きょうがたけ）及び地蔵峠（じぞうとうげ）火山群は、最後の活動からの経過期間が活動期間内の最大休止期間よりも短い火山であったことから、将来の活動可能性が否定できないため、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3 運用期間における火山活動に関する個別評価

地理的領域内に分布する第四紀火山について、完新世における活動の有無及び噴火履歴より、将来の火山活動の可能性を検討した結果、白山、御嶽山、乗鞍岳、焼岳、地蔵峠火山群、扇ノ山、美方火山群、神鍋火山群、上野火山群及び経ヶ岳を「原子力発電所に影響を及ぼし得る 10 火山」として抽出し、文献調査に基づき、運用期間における火山活動に関する個別評価を行った。

7.3.1 白山

白山は、石川・岐阜県境に位置する第四紀火山であり、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]によれば、火山体の総体積は 17km^3 とされている。白山は、歴史時代に数回の噴火記録を有し、最新の噴火として 1659 年の噴火が認められる活火山である。なお、1935 年にも噴気が確認されている[4]。白山は、敷地の約 89km 北東に位置する。

山崎他(1968)[17]及び長岡他(1985a)[18]によれば、白山は形成時代の異なる安山岩質の成層火山として、加賀室(かがむろ)火山、古白山(こはくさん)火山、新白山(しんはくさん)火山、うぐいす平火山に区分されている。それぞれの活動時期について、酒寄他(1999)[19]、遠藤(1985)[20]によれば、加賀室火山は 30 万年前～40 万年前、古白山火山は 10 万年前～13 万年前、新白山火山は 2 万年前～4 万年前に活動を開始したとされている。各火山の活動履歴を以下に示す。

加賀室火山について、長岡(1971)[21]、長岡他(1985b)[22]によれば、加賀室火山の原地形はほとんど残されていないが、古白山火山の西方に溶岩流が分布するとされている。

古白山火山について、長岡他(1985a)[18]によれば、古白山火山の活動は、Ⅰ期、Ⅱ期、Ⅲ期の活動期に区分されるとしている。酒寄他(1997)[23]によれば、Ⅰ期においては、小規模な山体を形成し、岩屑流と土石流が発生した。Ⅱ期においては、火砕流の噴出に始まり、古白山溶岩類の噴出に伴って成層火山体を形成した。この時期の噴出物が古白山火山の大部分を占めるとされている。Ⅲ期においては、清浄ヶ原(しょうじょうがはら)溶岩類、大汝峰(おおなんじほう)溶岩類等を噴出し、Ⅱ期に比べて溶岩流の原地形がよく残っているとされ

ている。

新白山火山について、守屋(2000)[24]によれば、最高峰の御前峰(ごぜんがみね)や剣ヶ峰(けんがみね)を中心に形成された小規模な火山体であるとされ、山崎他(1968)[17]及び長岡他(1985a)[18]は、成層火山体を形成した御前期と、山頂火口群を形成した翠ヶ池(みどりがいけ)期に区分している。

うぐいす平火山は、新白山火山と同時期に形成された2つの火山丘であり、古白山火山噴出物からなる緩斜面上に分布するとされている（長岡他(1985a)[18]）。

新白山火山の活動については、遠藤(1985)[20]によれば、弥陀ヶ原(みだがはら)や南竜ヶ馬場(みなみりゅうがばんば)に発達する湿原堆積物中の約1万年前以降のテフラの大半が山頂火口群の水蒸気噴火の堆積物と考えられている。守屋(2000)[24]によれば、4,500年前に御前峰成層火山において山体崩壊が発生し、その崩壊物質が岩屑なだれとして大白川(おおしらかわ)、庄川(しょうがわ)に流入し、砺波(となみ)平野に火山泥流をもたらしたとされている。また、御前峰の馬蹄形火口内においては、約2,000年前にストロンボリ式及びブルカノ式噴火に伴い、南龍(なんりゅう)火山灰、白水滝(しらみずのたき)溶岩流及び剣ヶ峰溶岩ドームが噴出した。1042年噴火においては、千蛇ヶ池(せんじゃがいけ)火口を形成して千蛇ヶ池泥流を流出し、1554年噴火においては、翠ヶ池火口から翠ヶ池火砕流を噴出し、その後も御前峰火口において噴火が発生したとされている。そして、1659年噴火では紺屋ヶ池(こんやがいけ)火口において水蒸気噴火が発生したとされている。一方、田島他(2005)[25]によれば、新白山火山では約1万年前以降の22層のテフラを認め、特に約2,000年前以降では200年に1回の噴火頻度を有することを示すとともに、溶岩ドーム等を形成する噴火が5回～6回発生したとされている。

白山における各活動期における噴出物の分布を第7.3.1図（山崎他(1968)[17]、酒寄他(1999)[19]）に示す。いずれの活動期の噴出物も白山近傍に分布する。ただし、新白山火山における御前峰成層火山の山体崩壊に伴う岩屑なだれ及び火山泥流は、大白川・庄川に沿って砺波平野にかけて流下したと考えられる。

高橋他(2004)[26]によれば、白山下の深さ10km～14kmに顕著な低速度領域かつ高Vp/Vs領域が認められ、この領域を避けるように地震活動が

認められることから、この低速度領域は火成活動に起因するマグマであるとされている。

したがって、白山においては、火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物が白山近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物が敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

7.3.2 御嶽山

御嶽山は、長野県と岐阜県の県境に位置する第四紀火山であり、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]によれば、火山体の総体積は 79km^3 とされている。活動年代は、中野他編(2013)[1]によれば 75 万年前以降に活動を開始し、有史以降の活動として気象庁編(2013)[4]等によれば、1979 年、1991 年、2007 年及び 2014 年に水蒸気噴火が発生した活火山である。御嶽山は、敷地の約 139km 東北東に位置する。

山田・小林(1988)[27]によれば、御嶽火山は噴出中心を濃飛(のうひ)流紋岩体と美濃(みの)帯中生層の境界部付近にもち、円錐形に近い孤立峰を作っている。火山活動は、古期御嶽火山期とその後の静穏期、カルデラを埋めた新期御嶽活動期とその後現在にいたる静穏期に区別されている。

古期御嶽火山は、松本盆地団体研究グループ(2002)[28]によれば、テフラステージと溶岩ステージに区分されている。テフラステージは、主に降下テフラ・火砕流を噴出する爆発的な活動が起き、それに伴い大量の土石流が発生し、主に山体東側の山麓を形成したとされている。溶岩ステージには、主に溶岩を噴出する活動が起き、広く山麓を覆い古期御嶽火山を形成したとされている。山田・小林(1988)[27]によれば、古期御嶽火山の活動が終わった後、新期御嶽火山の活動開始期までに、古期御嶽火山体のどこかで大規模崩壊が発生し、岩屑なだれ堆積物－土石流堆積物を木曽川沿いに流下させたとされている。

新期御嶽火山は、山田・小林(1988)[27]によれば、約 8 万年前から約 5 万年間活動した継母岳(ままはは だけ)火山群と摩利支天(まりしてん)火山群に区別されている。継母岳火山群の活動は、流紋岩質軽石の激しい噴出で始まり、Pm-Ⅰテフラ

とその前後の Pm-Ⅰ’テフラ、Pm-Ⅱテフラの流紋岩質降下テフラが大洞軽石流とともに噴出し、古期御嶽火山体の中央部にカルデラを形成したとされている。引き続く酸性マグマの活動がそのカルデラを埋めて標高 2,900m 前後の継母岳火山群の山体を形成したとされている。継母岳火山群の噴出物の体積は約 50km³ と推定され、主に流紋岩－デイサイトの厚い溶岩、火砕流堆積物等で構成されている。一方、摩利支天火山群の活動は、継母岳火山群の形成後ほとんど引き続いて始まり、カルデラ内で火口を移動しつつ安山岩質噴出物を約 10km³ 噴出して、山頂部の南北約 4km 間で成層火山群が重複しあう現在の御嶽山上部の地形が作られたとされている。気象庁編(2013)[4]等によれば、木曽川泥流堆積物は約 5 万年前に発生した大規模な岩屑なだれ土石流堆積物で、御嶽山北東麓から木曽川下流まで流下したとされている。

最近の活動については、鈴木他(2009)[29]によれば、約 1 万年前以降もマグマ噴火が少なくとも 4 回確認され、最近 7,500 年間に少なくとも 11 回の水蒸気噴火（有史の噴火を除く。）が生じていたとされている。

御嶽山における噴出物の分布を第 7.3.2 図に示す（国土地理院(2012)[30]等）。

したがって、御嶽山においては、火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物が御嶽山近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物が敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

7.3.3 乗鞍岳

乗鞍岳は、長野県と岐阜県の県境に位置する第四紀火山であり、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]によれば、火山体の総体積は 26km³ とされている。活動年代は、中野他編(2013)[1]によれば 130 万年前以降に活動を開始し、気象庁編(2013)[4]によれば最新の噴火として約 2,000 年前に恵比須岳で噴火が発生した活火山である。乗鞍岳は、敷地の約 150km 東北東に位置する。

中野他(1995)[31]によれば、乗鞍岳は複数の火山が南北方向に配列した

複合火山体であり、噴出中心の位置や岩質から南部と北部、活動時期から古期と新期に大別される。気象庁編(2013)[4]によれば、古期噴出物として千町(せんちょう)火山体、新期噴出物として烏帽子(えぼし)火山体、四ッ岳(よっだけ)火山体、恵比須火山体及び権現池(ごんげんち)・高天ヶ原(たかまがはら)火山体に区分されている。

中野他(1995)[31]によれば、千町火山体は、乗鞍火山南部に形成された最初の火山体で安山岩溶岩流を主体とし、少量のデイサイト溶岩も認められるとされている。烏帽子火山体は、乗鞍火山北部に形成された火山体で安山岩溶岩流を主体とするとされている。四ッ岳火山体及び恵比須火山体は、烏帽子火山体の浸食の後、2ヶ所の活動中心から噴出した溶岩流及び溶岩ドームであるとされている。いずれも安山岩であるとされている。権現池・高天ヶ原火山体のうち、高天ヶ原火山体は、高天ヶ原付近を中心に活動した火山体で、噴出物は前川本谷火砕流等が南と東に分布し、安山岩質及びデイサイト質の火砕物がやや卓越するのが特徴であるとされている。権現池火山体は、乗鞍火山の中では最も新しい火山体であり、現在の権現池火口付近を中心に複数回の安山岩溶岩流の噴出があったとされている。

最近の活動については、気象庁編(2013)[4]によれば、剣ヶ峰で 9,600 年前と 9,200 年前頃に水蒸気噴火及びマグマ噴火が発生し、この活動以降も給源は不明であるが、何回かの水蒸気噴火が発生したとされている。最新の噴火である、約 2,000 年前の噴火は、恵比須岳で発生し火山灰と溶岩が噴出したとされている。

乗鞍岳における噴出物の分布を第 7.3.3 図に示す（中野他(1995)[31]等)。

したがって、乗鞍岳においては、火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物が乗鞍岳近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物が敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

7.3.4 焼岳

焼岳は、長野県と岐阜県の県境に位置する第四紀火山であり、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]によれば、火山体の総体積は 5.5km^3 とさ

れている。活動年代は、中野他編(2013)[1]によれば 12 万年前以降に活動を開始し、気象庁編(2013)[4]によれば、最新の活動としては 1962 年～1963 年に発生した水蒸気噴火である。焼岳は、敷地の約 158km 東北東に位置する。

及川(2002)[32]によれば、焼岳火山群は、旧期焼岳火山群と新期焼岳火山群に分けられるとされている。旧期焼岳火山群は約 12 万年前～約 7 万年前の間に大棚(おおだな)火山、岩坪山(いわつぼやま)火山及び割谷山(わるだにやま)火山が活動したとされている。一方、新期焼岳火山群は約 2.6 万年前以降に活動を始め、白谷山(しらたにやま)火山、アカンダナ火山及び焼岳火山が活動したとされている。焼岳火山群を構成する岩石は、安山岩－デイサイトであり、焼岳火山群起源の全ての火砕流堆積物は、溶岩流ないし溶岩ドームの破壊によってできると考えられている火山岩塊火山灰流（block and ash flow）堆積物であるとされている。

及川(2002)[32]によれば、大棚火山は、焼岳の西方、台地上に地形をなす大棚を構成する溶岩、火砕岩からなるとされている。岩坪山火山は、岩坪山を頂とし南西に流れ下った岩坪山溶岩で構成するとされている。割谷山火山は、割谷山溶岩と岩坪谷源頭(げんとう)溶岩に分けられるとされている。なお、及川他(2010)[33]によれば、旧期火山の初期の約 12 万年前～約 10 万年前以前に、大棚火山を起源とする大規模な火山泥流（本郷(ほんごう)ラハール）が高原川(たからがわ)を流下し、富山平野まで達したとされている。白谷山火山は、約 3 万年前以降に活動し、溶岩ドームを形成しながら、たびたび火砕流を発生させたとしている。約 1.3 万年前～約 1 万年前にかけて、白谷山円頂丘溶岩Ⅲの成長とともに、熊牧場(くまぼくじょう)火砕流堆積物、平湯川(ひらゆかわ)火砕流堆積物Ⅰ、平湯川火砕流堆積物Ⅱの火砕流が流下したとされている。特に、平湯川火砕流Ⅰは新期火山において最大の火砕流堆積物で、この火砕流堆積物起源の火山泥流は高原川を流下し富山平野まで到達したとされている。アカンダナ火山は、約 1 万年前以降に活動した溶岩ドームと溶岩流、火山岩からなる。この最新活動時期は不明であるが焼岳火山より古いと推定されている。焼岳火山は、白谷山火山にやや遅れ、約 3 万年前から活動開始し、溶岩ドーム及び溶岩流の噴出とそれらの崩落によ

る火山灰流堆積物からなるとされている。黒谷源頭溶岩、小糸谷火砕流、中尾峠溶岩等の溶岩及び溶岩流が噴出するとともに、岩屑なだれが発生したとされている。

最近の活動については、気象庁編(2013)[4]によれば、最近 1 万年間にも溶岩や火砕流の噴出が続き、約 2,300 年前には最新のマグマ噴火が発生、焼岳円頂丘溶岩と中尾火砕流が噴出したとされている。この噴火以降も 1,000 年に 4 回の割合で水蒸気噴火が発生しているとされている。

焼岳における噴出物の分布を第 7.3.4 図に示す（及川他(2010)[33]等）。

したがって、焼岳においては、火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物が焼岳近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物が敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

7.3.5 地蔵峠火山群

地蔵峠火山群は、岐阜県と長野県の県境に位置する第四紀火山である。火山体の体積は 32.7km³（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は 340 万年前～160 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。地蔵峠火山群は、敷地の約 152km 東北東に位置する。

中野他(2000)[15]によれば、野麦峠岩体、西野岩体、辰ヶ峰岩体、奥峰岩体、地蔵峠岩体、才児岩体に区分され、火山体の大半は侵食により消失しているとされている。野麦峠岩体は最も規模が大きく、安山岩－デイサイトの溶岩及び火砕岩のほか、岩屑なだれ堆積物や湖成堆積物等を含むとされている。西野岩体は安山岩の火砕岩や溶岩のほか、デイサイトの火砕岩や礫層を含むとされている。これら以外の岩体は極めて露出が悪く、尾根上に火砕岩または溶岩が薄く分布していることが確認できたか、あるいは転石のみで分布を推定した地点であるとされている。

したがって、地蔵峠火山群においては、噴出物は主に溶岩流であるが、小規模ながらも火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物が地蔵峠火山群近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物が敷地周辺では確認されておらず、敷地ま

で十分に離隔距離がある。

7.3.6 扇ノ山

扇ノ山は、鳥取県と兵庫県の県境に位置する第四紀火山であり、約 20 個の単成火山で構成される。火山体の総体積は 4.70km³（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 120 万年前～約 40 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。扇ノ山は、敷地の約 141km 西南西に位置する。

扇ノ山の層序は、Furuyama(1981)[34]によって示されており、Furuyama et al.(1993)[6]による K-Ar 年代測定等によれば、扇ノ山の活動は第 1 期と第 2 期に大別されている。

Furuyama et al.(1993)[6]によれば、第 1 期の噴出物は、下位より、青下(あおげ)溶岩、大滝谷(おおたきだに)Ⅰ溶岩、大滝谷Ⅱ溶岩、屏風岩(びょうぶいわ)溶岩、大石(おおいし)溶岩、紫蘇輝石含有かんらん石安山岩、石井谷(いしいだに)Ⅰ溶岩、霧滝(きりだき)溶岩、斑状普通輝石かんらん石玄武岩、富枝(とみえだ)溶岩、かんらん石安山岩、上山(うえやま)溶岩、石井谷Ⅱ溶岩とされている。

第 2 期の噴出物は、菅原(すがはら)溶岩、紫蘇輝石含有かんらん石安山岩、河合谷(かわいだに)溶岩、角閃石含有かんらん石安山岩、広留野(ひろどめの)溶岩、無斑晶かんらん石玄武岩、畑ヶ平(はたがなる)溶岩とされている。

以上より、扇ノ山の噴出物は溶岩流及び降下火砕物からなり、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、扇ノ山は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.7 美方火山群

美方火山群は、鳥取県と兵庫県の県境付近に位置する第四紀火山であり、兵庫県美方郡香美(かみ)町から養父(やぶ)市にかけて分布する単成火山で構成される。火山体の総体積は 0.46km³（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 170 万年前～約 20 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。美方火山群は、敷地の約 136km 西南西に位置する。

美方火山群を構成する火山は、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]によれば、和田(わだ)火山、春来(はるき)火山、柤岡(けびおか)火山、貫田(ぬきた)火山、長板(ながいた)火山、備(そなえ)火山、葛畑(かずらはた)火山、味取(みどり)火山とされ、それらの噴出物は、溶岩流及びスコリアで構成されている。

以上より、美方火山群の噴出物は溶岩流及び降下火砕物からなり、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、美方火山群は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.8 神鍋火山群

神鍋火山群は、兵庫県豊岡市に位置する第四紀火山であり、稲葉川渓谷沿いの 1.5km×5km の帯状内に分布する 7 つの単成火山で構成される。火山体の総体積は 0.70km^3（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 70 万年前～約 1 万年前又は約 2 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。神鍋火山群は、敷地の約 119km 西南西に位置する。

古山他(1993)[35]によれば、神鍋火山群は、西気(にしき)火山、大机(おおつくえ)火山、山宮(やまのみや)火山、ブリ火山、太田(ただ)火山、清滝(きよたき)火山及び神鍋火山で構成するとされている。

古山他(1993)[35]及び川本(1990)[36]によれば、西気火山噴出物は下位より西気スコリア及び西気溶岩流、大机火山噴出物は下位より大机スコリア及び大机溶岩流、山宮火山噴出物は山宮スコリア、ブリ火山噴出物は下位よりブリスコリア及びブリ溶岩流、太田火山噴出物は下位より太田スコリア及び太田溶岩流、清滝火山噴出物は清滝スコリア、神鍋火山噴出物は下位より神鍋スコリア及び神鍋溶岩流で構成される。

以上より、神鍋火山群の噴出物は溶岩流及び降下火砕物からなり、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、神鍋火山群は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.9 上野火山群

上野火山群は、長野・岐阜両県に分布する第四紀火山である。火山体体積は 1.24km³（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は 280 万年前～90 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。上野火山群は、敷地の約 140km 東に位置する。

中野他(2000)[15]によれば、上野火山群は玄武岩ないし玄武岩質安山岩の溶岩・火砕岩から独立単成火山群の噴出物であり、高山(たかやま)岩体群、鈴蘭(すずらん)岩体、椹谷(さわらたに)岩体、上小川(かみおがわ)岩体、木曽(きそ)岩体、柿其峠(かきぞれとうげ)岩体群、摺鉢山(すりばちやま)岩体、坂下(さかした)岩体及び楢谷(ならだに)岩体に区別される。

以上より、上野火山群の噴出物は主に溶岩流及び降下火砕物で構成され、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、上野火山群は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.10 経ヶ岳

経ヶ岳は、福井県大野市及び勝山市の東部から福井・石川県境にかけて分布する第四紀火山である。火山体体積は 17.9km³（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 140 万年前～約 70 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。経ヶ岳は、敷地の約 71km 北東に位置する。

棚瀬他(2007)[10]によれば、経ヶ岳は狭義の経ヶ岳火山（以下「経ヶ岳火山（狭義）」という。）と法恩寺(ほうおんじ)火山に区別されている。経ヶ岳火山（狭義）は、下位より、経ヶ岳下部火山岩類、六呂師高原(ろくろしこうげん)火砕流堆積物及び経ヶ岳山頂火山岩類で構成される。経ヶ岳下部火山岩類は、安山岩～玄武岩質安山岩と同質の火砕岩から主に構成されるが、小規模なスコリア堆積物を伴う。経ヶ岳山頂火山岩類は、安山岩溶岩及び火砕岩で構成され、主に山頂付近から南方にかけて分布する。

法恩寺火山は、下位より法恩寺山下部溶岩類及び法恩寺山上部溶岩類で構成され、比較的火山原面が保存されている。法恩寺山下部溶岩類は玄武岩質安山岩溶岩、法恩寺山上部溶岩類は安山岩溶岩及び火砕岩で構成されている。

三村(2001)[37]によれば、経ヶ岳南西麓には経ヶ岳の山体崩壊に伴う塚原野岩屑なだれ堆積物が分布するとされる。岩屑なだれ堆積物の体積は0.3km³であり、経ヶ岳から 11km の距離まで達し、流れ山が発達した塚原野台地を形成したとされている。その年代は、三村(2001)[37]によれば6,700 年前～5,000 年前の間とされたが、吉澤(2010)[38]によれば、3 万年前～4 万年前頃の可能性が高いとされている。

経ヶ岳の噴出物は主に溶岩流及び火砕物で構成されるが、約 83 万年前に発生した六呂師高原火砕流堆積物、並びに、約 3 万年前～約 4 万年前に発生した塚原野岩屑なだれ堆積物が山麓部にまで分布する。

経ヶ岳については、棚瀬他(2007)[10]によれば、白山、経ヶ岳等を含む両白山地において、西南西－東北東方向に配列する九頭竜火山列（経ヶ岳が属する）とほぼ南北に配列する白山火山列（白山が属する）が存在するとされている。両白山地における火山活動の時空分布の特徴から、この地域の火山活動を 3 つのステージ（Ⅰ期～Ⅲ期）に区分できるとし、Ⅰ期（約 3.6Ma～約 1.5Ma）においては、顕著な火山列を形成しなかったが、Ⅱ期（約 1.2Ma～約 0.7Ma）になって九頭竜火山列の活動が発生し、その活動停止後、Ⅲ期（約 0.4Ma～約 0Ma）になって白山火山列の活動が発生したとされている。また、高橋他(2004)[26]によれば、両白山地において、白山以外の火山ではマグマの存在を示唆するような構造は認められないとしており、経ヶ岳火山下においても顕著な低速度領域等は認められない。

以上より、両白山地における火山活動履歴及び地球物理学的特徴より、経ヶ岳における火山活動可能性は十分に小さい。また、火砕物密度流による堆積物が経ヶ岳近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物は敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

7.4 設計対応が不可能な火山事象の評価

設計対応が不可能な火山事象は、火砕物密度流、溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊、新しい火口の開口及び地殻変動である。

7.4.1 火砕物密度流

扇ノ山、美方火山群、神鍋火山群及び上野火山群については、活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められていない。

経ヶ岳については、両白山地における火山活動履歴及び地球物理学的特徴より、火山活動可能性は十分に小さい。また、火砕物密度流による堆積物が経ヶ岳近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物は敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

白山、御嶽山、乗鞍岳、焼岳及び地蔵峠火山群については、火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物がそれぞれの火山近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物は敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

以上のことから、火砕物密度流が発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.4.2 溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊

溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊については、それぞれの火山と敷地との位置関係より、敷地まで十分離隔距離があることから、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.4.3 新しい火口の開口及び地殻変動

新しい火口の開口及び地殻変動については、敷地周辺は、過去の火山活動に伴う火口及びその近傍に位置しないことから、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.4.4 立地評価

以上の検討結果より、発電所の運用期間に設計対応が不可能な火山事

象が、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。また、これらの火山活動は、既往最大規模の噴火を考慮しても、発電所に影響を及ぼさないと評価し、火山モニタリングは不要と判断した。

7.5 火山事象の影響評価

設計対応が不可能な火山事象以外の、降下火砕物及びその他の事象について検討した。

7.5.1. 降下火砕物

降下火砕物（降灰層厚、粒径及び密度）について、文献調査及び地質調査結果より検討した。

7.5.1.1 降灰層厚に関する文献調査及び地質調査結果

「原子力発電所に影響を及ぼし得る 10 火山」及び地理的領域外の火山について、文献調査及び地質調査結果より、敷地及びその周辺において降灰層厚が比較的厚い降下火砕物を抽出した。

文献調査を行った結果、噴出源を同定できる降下火砕物の分布を第 7.5.1 図及び第 7.5.2 図に示す[(1)(39)]。敷地付近への降下火砕物の分布としては、姶良(あいら)Tn テフラが層厚 20cm 程度、大山倉吉軽石(だいせんくらよし)が層厚 20cm 程度、恵比須峠福田(えびすとうげふくだ)テフラが層厚 40cm 程度、阿蘇(あそ)4 テフラが層厚 15cm 以上とされている[(39)]。ただし、阿蘇 4 テフラについては、Smith et al.（2013）[(40)]によると、敷地周辺の水月湖(すいげつこ)で実施されたボーリング調査結果より層厚が約 4cm 程度である。一方、噴出源を同定できない降下火砕物として、三方湖(みかたこ)東岸において NEXCO80 が層厚 20cm とされている[(41)]。文献調査結果より、「原子力発電所に影響を及ぼし得る 10 火山」の降下火砕物については、敷地及びその周辺においては確認できなかった。

地質調査を行った結果、敷地及びその周辺に分布する主な広域テフラとしては、鬼界葛原(きかいとづらはら)テフラ（約 9.5 万年前）、大山倉吉軽石（約 5.5 万年前）、姶良 Tn テフラ（約 2.9 万年前～約 2.6 万年前）、鬼界アカホヤテフラ（約 7,300 年前）などが確認されているが、降下火砕物として厚く堆積する箇所は確認されていない。また、若狭湾沿岸における津波堆積物調査[(42)]において、火山灰分析等を実施しており、その結果、鬼界アカホヤテフラ、鬱陵隠岐(うつりょうおき)テフラ（約 1.07 万年前）、姶良 Tn テ

フラなどが認められ、姶良 Tn テフラの降灰層厚は 10.5cm であるが、それ以外の降下火砕物の降灰層厚は 10cm 以下である。地質調査結果より、「原子力発電所に影響を及ぼし得る 10 火山」の降下火砕物については、敷地及びその周辺においては確認できなかった。

以上より、噴出源が同定できる降下火砕物については、文献調査及び地質調査に加え位置関係も含めて検討した結果、敷地及びその周辺において降灰層厚が比較的厚い、姶良 Tn テフラ、大山倉吉軽石及び恵比須峠福田テフラを対象に、当該火山の将来の噴火の可能性について噴火履歴及び地下構造から検討した。一方、噴出源が同定できない降下火砕物の降灰層厚については、その堆積状況及び堆積環境より検討した。

（1）噴出源が同定できる降下火砕物の降灰層厚に関する検討

a. 姶良 Tn テフラ（姶良カルデラ）(43)~(47)

姶良 Tn テフラの噴出源は姶良カルデラであり、噴火履歴より、破局的噴火の活動間隔（約 6 万年以上）は、最新の破局的噴火（姶良 Tn テフラ）の経過時間（約 3 万年）に比べて十分長いこと、現在、破局的噴火に先行して発生するプリニー式噴火ステージの兆候が認められないことから、破局的噴火までには十分時間的な余裕があると考えられ、発電所運用期間にこの規模の噴火の可能性は十分低いと考えられる。

また、姶良カルデラの地下構造による検討を行った結果、姶良カルデラ中央部のマグマ溜まりは深度 12km に位置しており、破局的噴火を引き起こす珪長質マグマの浮力中立点の深度 7km より深い位置にある。

以上より、姶良カルデラについては、発電所運用期間に姶良 Tn テフラ規模相当の噴火の可能性は十分低いと評価する。したがって、運用期間の噴火規模として、後カルデラ火山噴火ステージである桜島での既往最大規模（桜島薩摩テフラ）程度の噴火を考慮した結果、降下火砕物が敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

b. 大山倉吉軽石及び大山生竹軽石（大山）[3][48]～[73]

大山倉吉軽石の噴出源は大山であり、大山は、更新世中期に活動を開始し、少なくとも 2 万年前以降までその活動を続けた[48]。山元(2018)[50]によると約 10 万年前の名和噴火からマグマ噴出率が大きくなり、大山倉吉軽石噴火から弥山噴火を経て、噴出率が急減し約 2 万年前の三鈷峰噴火で活動を終えたとされている。また、気象庁[51]によると活火山には大山は含まれていない。第四紀火山の発達史的分類では、現在は第 4 期に整理されており、その第 4 期の噴出量は第 1 期～第 3 期に比べて少なく、数 km^3 とされている。[52][53]

大山の噴火履歴より、40 万年前以降、大山の最も規模の大きな噴火は、大山倉吉軽石であったが、大山倉吉軽石噴火に至る活動間隔は、大山倉吉軽石噴火以降の経過時間に比べて十分長いことから、次の大山倉吉軽石規模の噴火までには、十分時間的な余裕があると考えられ、発電所運用期間中におけるこの規模（約 $20km^3$ 以上）の噴火の可能性は十分低いと考えられる。一方、大山倉吉軽石以外の噴火については、大山倉吉軽石噴火以前又はそれ以降においても繰り返し生じている。大山の噴火履歴に基づく階段ダイヤグラムを第 7.5.3 図に示す。

この繰り返し生じた噴火のうち、原子力規制委員会(2018)[61]によると越畑地点において大山生竹軽石の降灰層厚の評価厚さを 25cm としている。この大山生竹軽石について、町田・新井(2011)[39]、岡田・谷本(1986)[60]及び原子力規制委員会(2018)[61]に示される降灰層厚の情報をもとに等層厚線図を作成し、噴出量を Legros(2000)[62]及び Hayakawa(1985)[63]の手法で算定した結果、1.8～$11.0km^3$ となった。原子力規制委員会(2018)[61]によれば、大山生竹軽石の噴出規模は既往の研究で考えられてきた規模を上回る $10km^3$ 以上と考えられるとしていることを踏まえ、火山影響評価上、大山生竹軽石の噴出量は $11.0km^3$ とする。第 7.5.4 図に大山生竹軽石の等層厚線図を示す。

原子力規制庁(2019)[64]によると、大山では、階段ダイヤグラムからマグマ噴出率の変化が認められ、噴出率の高噴出率期と低噴出率期では化学組成のトレンドが明瞭に異なり、大山倉吉軽石は高噴出率期のトレンドと一致し、約 2 万年前の最終噴火では低噴出率期のトレンドに戻っているとされている。また、原子力規制委員会(2019)[65]においては、大山倉吉軽石は高噴出率期に、大山生竹軽石は低噴出率期に発生したとし(第 7.5.5 図(1))、その研究を更に進めた原子力規制庁(2019)[64]においては高噴出率期に発生したとしている。

Yamamoto and Hoang(2019)[66]によると、大山のアダカイトは K_2O 量の高いグループと低いグループに分類できるとし、低いグループのアダカイトは約 10 万年前から約 2 万年前の高噴出率期に発生し、高いグループのアダカイトはその高噴出率期の前後に発生したとしている。また、大山倉吉軽石と大山生竹軽石は低いグループに属するとしている(第 7.5.5 図(2))。

これらのことから、巨大噴火並みに大きい大山倉吉軽石規模の噴火は、高噴出率期でのみ発生すると考えられ、低噴出率期に戻ったとされる現在において、発電所運用期間中における大山倉吉軽石規模の噴火の可能性は十分低いと考えられる。

また、大山生竹軽石について、火山影響評価上、低噴出率期に発生した噴火と見做して火山影響評価の対象として考慮するものとし、高噴出率期に発生した大山倉吉軽石と低噴出率期に発生した大山生竹軽石は一連の巨大噴火では無いと評価する。

兼岡・井田（1997）[44]および東宮（1997）[45]から、マグマの深さと組成との関係を検討した結果、爆発的噴火を引き起こす珪長質マグマの浮力中立点の深度は、7km 程度に定置すると考えられる。大山の地下構造については、Zhao et al.(2011)[67]および大見(2002)[68]によると、大山の地下深部に広がる低速度層と、大山の西で生じている低周波地震の存在から、地下深部にマグマ溜まりが存在する可能性が示唆されるものの、仮にマグマ溜まりだと

しても、これらの低速度層は 20km 以深に位置していることが示される（第 7.5.6 図(1)）。この研究をさらに進めた Zhao et al.(2018)[69]によると、大山の地下深部の低速度層の存在が示されるが、その深度は Zhao et al.(2011)[67]と同程度であり、大山の地下深部に広がる低速度層の深度に変化がないことが示される（第 7.5.6 図(2)）。

以上より、大山については、火山発達史、噴火履歴の検討結果、噴出率期および地下構造の評価結果から、発電所運用期間中における大山倉吉軽石規模相当の噴火の可能性は十分低いと評価する。

火山影響評価上、発電所運用期間中の考慮すべき噴火規模として、大山倉吉軽石以外の噴火の中で最大規模となる大山生竹軽石の噴火の可能性を考慮し、その噴出規模を 11km^3 として、米子の 1981 年～2009 年の風データを用いて、移流拡散モデルを用いた降下火砕物のシミュレーションを実施した結果、風速等のばらつきも含めても最大層厚としては 13.5cm であった。降下火砕物のシミュレーションの結果を第 7.5.7 図(1)、(2)に示す。

大山生竹軽石について、越畑地点では、大山生竹軽石を含む層は 2 層（2a 層，2c 層）に区分され、露頭西側では 2a 層と 2c 層の境界付近に中礫を主体とする礫層（2b 層）が挟在するものの、降灰層厚の評価厚さは原子力規制委員会(2018)[61]の評価結果に基づき 25cm とする。この越畑地点の評価層厚 25cm と大山から越畑地点までの距離（191.0km）及び発電所までの距離（222.9km）の関係から、発電所地点における層厚を検討した結果、21.4cm となる。

c. 恵比須峠福田テフラ（飛騨山脈）[74]

恵比須峠福田テフラは、飛騨山脈の中でもやや南方で穂高岳～乗鞍岳に噴出源があると推定されている[39]。及川(2003)[74]によると飛騨山脈での火成活動を 3 つのステージに分けている。

stage Ⅰ（約 2.5Ma～約 1.5Ma）は、伸張ないし中間的な地殻応力場の火山活動で、カルデラ形成を伴う大規模火砕流の噴出等

があり、この内噴出量が詳細に推定されているものとして、恵比須峠福田テフラがある。噴出年代と噴出量については、約1.75Ma、250km³～350 km³と推定されている。

stageⅡ（約 1.5Ma～約 0.8Ma）は、火山活動が低調な時代である。

stageⅢ（約 0.8Ma～約 0Ma）は、東西圧縮の地殻応力場での立山～御岳火山といった成層火山の形成で特徴づけられる時代である。この時代は、10 km³程度かそれ以下の規模の活動が卓越し、stage Ⅰの活動に比べて噴出量が一桁以上小さい。

以上より、発電所運用期間に鮮新世から中期更新世以前に活動した恵比須峠福田テフラ規模の噴火の可能性は十分低く、降下火砕物が敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

(2) 噴出源が同定できない降下火砕物の降灰層厚に関する検討[41][75]～[79]

文献調査を行った結果、降灰層厚が比較的厚く、噴出源が同定できない降下火砕物として、NEXCO80 を抽出した。

敷地周辺の三方湖東岸で確認された層厚 20cm の NEXCO80 は、Upper と Lower の 2 つのユニットに区別されており、Upper と Lower を比較すると、Upper は重鉱物が少なく、岩片やその他混入物も含むなどの特徴から、再堆積を含んでいると考えられる。また、NEXCO ボーリングコアの調査位置は、三方断層帯の活動に伴うイベントにより、急激な湖水位の相対的上昇と湖岸線の前進、その後の湖域の埋積と扇状地の前進という過程で堆積したと推定されており、降下火砕物の層厚を評価するには堆積環境が複雑であると考えられる。

したがって、NEXCO ボーリングコアだけで評価するのではなく、周辺地域の調査結果と合わせて総合的に評価する必要があるため、周辺地域の調査結果についても検討した。

NEXCO80 は、主成分分析、屈折率等から、琵琶湖高島沖（びわこたかしまおき）ボーリングの BT37（降灰年代 12.7 万年前：長橋他(2004)[78]）、気山（きやま）露頭

の美浜テフラ等に対比される。これらの層厚を確認した結果、気山露頭で最大層厚 10cm 程度が確認されている。また、その他の地点でも複数確認されるが、いずれも 1cm 以下又は肉眼では判別できないものである。

また、NEXCO80 が確認された三方湖東岸の近傍に位置している水月湖で実施された SG06 ボーリングコアは、堆積物の保存状態がよいこと、過去 15 万年間程度の古環境情報を連続的に得られていると推定されていること、詳細に火山灰層厚の分析もされていることから、降下火砕物の層厚の評価に適していると考えられる。しかしながら、SG06 ボーリングコアにおいて NEXCO80 の対比まではなされていないが、NEXCO80 が約 12.7 万年前に降灰したと考えると、SG06 ボーリングコアの Ata（約 10 万年前）からコア底（約 15 万年前と推定）までの範囲内の 7 つの火山灰のうちのどれかに該当するが、いずれの火山灰の最大層厚も 2cm 以下である。

以上より、NEXCO80 については、三方湖東岸においては層厚 20cm であったが再堆積を含んでいると考えられること、またその他周辺調査を行った結果層厚 10cm を超えるものはなかったことから、NEXCO80 の降灰層厚は 10cm 以下と評価した。

7.5.1.2 粒径及び密度に関する文献及び地質調査結果

降下火砕物の粒径については、若狭湾沿岸における津波堆積物調査[42]より、久々子湖（くぐしこ）、菅湖（すがこ）及び中山湿地（なかやま）で確認されている降下火砕物を顕微鏡写真で確認した結果、粒径は約 0.2mm 程度であった。

本調査の中山湿地で得られた姶良 Tn テフラの粒度試験結果より、粒径分布は 1mm 以下であった。粒度試験結果を第 7.5.8 図に示す。また、文献調査の結果、長橋他(2004)[78]では、琵琶湖湖底堆積物のうち高島沖コアを用いて各種の分析がなされており、敷地周辺で確認される主なテフラの最大粒径については、鬼界アカホヤテフラ(0.66mm)、鬱陵隠岐テフラ(0.27mm)、姶良 Tn テフラ(0.95mm)、鬼界葛原テフラ(0.78mm)とされており、いずれの火山灰の最大粒径は 1mm 以下であ

る。さらに、敷地における降下火砕物は地理的領域外(160km)からの降下火砕物が想定されるが、樽前山(たるまえさん)から 156km 離れた地点での粒径分布を参照すると、約 0.2mm から約 1mm 程度である[80]。

降下火砕物の密度については、若狭湾沿岸における津波堆積物調査[42]より得られた菅湖で確認された鬼界アカホヤテフラ及び鬱陵隠岐テフラの火山灰の単位体積重量は、乾燥密度で約 0.7g/cm³、湿潤密度で約 1.3g/cm³ 程度であった。また、文献調査の結果、宇井(1997)[81]によると、「乾燥した火山灰は密度が 0.4～0.7 程度であるが、湿ると 1.2 を超えることがある。」とされている。

7.5.1.3 評価結果

文献調査、地質調査、降下火砕物シミュレーション結果及び越畑地点における大山生竹軽石の評価層厚と距離の関係をもとにした検討結果から、発電所運用期間における敷地の降下火砕物の最大層厚は 22cm と設定した。また、降下火砕物の粒径及び密度については、文献及び地質調査結果を踏まえ、粒径は 1mm 以下、乾燥密度を 0.7g/cm³、湿潤密度を 1.5g/cm³ と設定した。

以上を踏まえて、降下火砕物による直接的影響及び間接的影響を確認することとする。

7.5.2 その他火山事象

その他火山事象として、火山性土石流・火山泥流及び洪水、火山から発生する飛来物（噴石）、火山ガス、津波及び静振、大気現象、火山性地震とこれに関連する事象、熱水系及び地下水の異常について、文献調査、地質調査等の結果より検討した。

火山性土石流・火山泥流及び洪水、火山から発生する飛来物（噴石）については、敷地との位置関係等から、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。火山ガスについては、敷地は若狭湾に面しており、火山ガスが滞留するような地形ではないと考えられ、地理的領域内の火山噴出物が認められないことから、発電所に影響を及ぼす可能性

は十分に小さいと評価した。

津波及び静振については、日本海で認められる活火山や第四紀火山について、津波堆積物調査結果(42)、火山の活動に関する評価結果等から、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

大気現象、火山性地震とこれに関連する事象、熱水系及び地下水の異常については、敷地周辺は過去の火山活動に伴う火口及びその近傍に位置しないことから、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.6 参考文献

(1) 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝弘・岸本清行編(2013)：日本の火山（第 3 版） 概要及び付表,200 万分の 1 地質編集図,no.11,産業技術総合研究所地質調査総合センター

(2) 西来邦章・伊藤順一・上野龍之編(2012)：第四紀火山岩体・貫入岩体データベース,地質調査総合センター速報,no.60,産業技術総合研究所地質調査総合センター

(3) 第四紀火山カタログ委員会編(1999)：日本の第四紀火山カタログ ver.1.0(CD-ROM),日本火山学会

(4) 気象庁編(2013)：日本活火山総覧（第 4 版）

(5) Uto ,K.(1989)：Neogene volcanism of Southwest Japan：Its time and space based on K-Ar dating. Unpub. Ph. D. thesis , The University of Tokyo , p.184

(6) Furuyama , K., Nagao , K. ,Mitsui , S.and Kasatani , K.(1993) ： K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in District , Southwest Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku) , 47 , p.519－p.532

(7) 先山徹・松田高明・森永速男・後藤篤・加藤茂弘(1995)：兵庫県北部の鮮新世～更新世火山岩類－K-Ar 年代・古地磁気・主化学組成－,人と自然,兵庫県立人と自然の博物館,6,p.149－p.170

(8) 古山勝彦・長尾敬介(2004)：照来コールドロンの K-Ar 年代,火山,49,4,p.181－p.187

(9) 古山勝彦(2000)：神鍋単成火山群－近畿地方の代表的な第四紀火山－,高橋正樹・小林哲夫編 フィールドガイド 日本の火山 6 中部・近畿・中国の火山,p.83－p.100

(10) 棚瀬充史・及川輝樹・二ノ宮淳・林信太郎・梅田浩司(2007)：K-Ar 年代測定に基づく両白山地の鮮新－更新世火山活動の時空分布,火山,52,p.39－p.61

(11) 酒寄淳史・林信太郎・梅田浩司(2002)：石川県,戸室火山の K-Ar 年代,

日本火山学会講演予稿集
(12) 清水智・山崎正男・板谷徹丸(1988)：両白-飛騨地域に分布する鮮新－更新世火山岩の K-Ar 年代,蒜山研究所研究報告,14,p.1－p.36
(13) 酒寄淳史・飯田雅裕・森田健一・山口達弘(1996)：天狗・大日ヶ岳火山の地質と K-Ar 年代（演旨）,三鉱学会講演要旨集,日本岩石鉱物鉱床学会,資源地質学会,1996,p.79
(14) 東野外志男・長尾敬介・板谷徹丸・坂田章吉・山崎正男(1984)：白山火山及び大日ヶ岳火山の K-Ar 年代,石川県白山自然保護センター研究報告,第 10 集,p.23－p.29
(15) 中野俊・宇都浩三・内海茂(2000)：上野玄武岩類および地蔵峠火山岩類の K-Ar 年代と化学組成の時間変化,火山 第 2 集,45,p.87－p.105
(16) 岩田修(1997)：岐阜県、湯ヶ峰火山の岩石学,日本地質学会 104 年学術大会講演要旨,P.283
(17) 山崎正男・中西信弘・松原幹夫(1968)：白山火山の形成史,火山第 2 集,13,p.32－p.43
(18) 長岡正利・清水智・山崎正男(1985a)：白山火山の地質と形成史,石川県白山自然保護センター研究報告,12,p.9－p.24
(19) 酒寄淳史・東野外志男・梅田浩司・棚瀬充史・林信太郎(1999)：古白山火山の溶岩の K-Ar 年代,石川県白山自然保護センター研究報告,26,p.7－p.11
(20) 遠藤邦彦(1985)：白山火山地域の火山灰と泥炭層の形成過程,白山高山帯自然史調査報告書,石川県白山自然保護センター,p.11－p.30
(21) 長岡正利(1971)：白山火山の地質と形成史,火山 第 2 集,vol.16,p.53－p.54
(22) 長岡正利・岩田次男・東野外志男・山崎正男(1985b)：加賀室火山―白山火山にさきだつ火山－,石川県白山自然保護センター研究報告,12,p.1－p.7
(23) 酒寄淳史・小路香織・佐藤貴志(1997)：古白山火山の溶岩流層序と岩石記載,金沢大学教育学部紀要（自然科学編）,46,p.45－p.50
(24) 守屋以智雄(2000)：白山火山－過去の噴火を記録する湿原と火口群を

めぐる,高橋正樹・小林哲夫編フィールドガイド 日本の火山 6 中部・近畿・中国の火山,p.65－p.82
(25) 田島靖久・井上公夫・守屋以智雄・長井大輔(2005)：白山火山の最近 1 万年間の噴火活動史,地球惑星科学関連学会合同大会予稿集,G017-P002
(26) 高橋直季・根岸弘明・平松良浩(2004)：白山火山周辺の三次元地震波速度構造,火山,49,p.355－p.365
(27) 山田直利・小林武彦(1988)：5 万分の 1 地質図幅「御嶽山地域の地質」,地質調査所
(28) 松本盆地団体研究グループ(2002)：古期御岳火山の地質,地球科学,56,P.65－P.85
(29) 鈴木雄介・岸本博志・千葉達朗・小川紀一朗・岡本敦(2009)：御嶽山における火山噴火緊急減災計画策定のための火山噴火履歴調査,平成 21 年度砂防学会研究発表会,P.247
(30) 国土地理院(2012)：1：25,000 火山土地条件図解説書（御嶽山地区）
(31) 中野俊・大塚勉・足立守・原山智・吉岡敏和(1995)：5 万分の 1 地質図幅「乗鞍岳地域の地質」,地質調査所
(32) 及川輝樹(2002)：焼岳火山群の地質－火山発達史と噴火様式の特徴－,地質学雑誌,第 108 巻,第 10 号,P.615－P.632
(33) 及川輝樹・石崎泰男・片岡香子(2010)：焼岳火山群の大規模ラハール堆積物と火砕流堆積物,地質学雑誌,第 116 巻,P.49－P.61
(34) Furuyama ,K.(1981) : Geology of the Oginosen Volcano Group , Southwest Japan. J. Geosci. Osaka City Univ., 24 , p.39－p.74
(35) 古山勝彦・長尾敬介・笠谷一弘・三井誠一郎(1993)：山陰東部,神鍋火山群及び近傍の玄武岩質単成火山の K-Ar 年代,地球科学,47,p.377－p.390
(36) 川本竜彦(1990)：神鍋単成火山群の地質,火山,35,p.41－p.56
(37) 三村弘二(2001)：福井県経ヶ岳火山南西麓の覆瓦構造をもつ塚原野岩屑なだれ堆積物と 14C 年代,地質調査研究報告,52,p.303－p.307
(38) 吉澤康暢(2010)：経ヶ岳火山の岩屑なだれ岩塊の分布,流下機構,14C

年代,福井市自然史博物館研究報告,57,p.11－p.20
(39) 町田洋・新井房夫(2011)：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
(40) Victoria C. Smith , Richard A.Staff , Simon P.E. Blockley , Christopher Bronk Ramsey , Takeshi Nakagawa , Darren F.Mark , Keiji Takemura , Toru Danhara , Suigetsu 2006 Project Members(2013) : Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive , Japan : chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian / west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka , Quaternary Science Reviews , 67 , p.121－p.137
(41) 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正・竹村恵二(2010)：三方湖東岸のボーリングコアに記録された三方断層帯の活動に伴う後期更新世の沈降イベント,地学雑誌,119,p.775－p.793
(42) 関西電力（株）(2012)：平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価のうち完新世に関する津波堆積物調査の結果について
(43) Shinji Nagaoka (1988) : The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around kagoshima bay , southern kyushu , japan , Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University , 23 , p.49－p.122
(44) 兼岡一郎・井田喜明(1997)：火山とマグマ,東京大学出版会
(45) 東宮昭彦(1997)：実験岩石学的手法で求まるマグマ溜まりの深さ,月刊地球,19,p.720－p.724
(46) 井口正人・太田雄策・中尾茂・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫(2011)：桜島昭和火口噴火開始以降の GPS 観測 2010 年～2011 年,「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」平成 22 年度報告書
(47) 小林哲夫・味喜大介・佐々木寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三(2013)：桜島火山地質図（第 2 版）,産業技術総合研究所地質調査総合

センター
(48) 津久井雅志(1984)：大山火山の地質,地質学会誌,90,p.643－p.658
(49) 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介(1985)：蒜山火山群・大山火山のK-Ar 年代,地質学雑誌,91,p.279－p.288
(50) 山元孝広(2018)：大山火山のアダカイト質マグマ供給系,日本火山学会講演予稿集 2018 年度秋季大会
(51) 気象庁
（https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/katsukazan_toha/katsukazan_toha.html）確認日：2021 年 2 月 4 日
(52) 守屋以智雄(1983)：日本の火山地形,東京大学出版会,p.34
(53) 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高(2001)：日本の地形 I 総説,東京大学出版会,p.183－p.184
(54) 須藤茂・猪股隆行・佐々木寿・向山栄(2007)：わが国の降下火山灰データベース作成,地質調査研究報告書,58,p.261－p.321
(55) 加藤茂弘・山下透・檀原徹(2004)：大山テフラの岩石記載的特徴と大山最下部テフラ層中のテフラの対比,第四紀研究,43,p.435－p.445
(56) 岡田昭明・石賀敏(2000)：大山テフラ,日本地質学会第 107 学術大会見学旅行案内書 2000 年松江,p.81－p.90
(57) 浅森浩一・梅田浩司(2005)：地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術―鬼首・鳴子火山地域および紀伊半島南部地域への適用―,原子力バックエンド研究,11,p.147－p.156
(58) 産業技術総合研究所(2014)：日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図
(59) 山元孝広(2017)：大山火山噴火履歴の再検討,地質調査研究報告,68,1,p.1－p.16
(60) 岡田昭明・谷本慎一(1986)：大山下部火山灰から新たに発見された 2 枚の降下軽石層について
(61) 原子力規制委員会(2018)：核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律第 6 7 条第 1 項の規定に基づく報告の徴収について，平成 30 年 12 月 12 日

(62) Legros, F.(2000) : Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach. Journal of volcanological and Geothermal Research, 96, 25-32.

(63) Hayakawa, Y.(1985) : Pyroclastic geology of Towada volcano. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 60, 507-592.

(64) 原子力規制庁(2019)：安全研究成果報告　火山影響評価に係る科学的知見の整備

(65) 原子力規制委員会(2019)：第 8 回地震・津波技術評価検討会,参考資料 1,平成 31 年 4 月 22 日

(66) Yamamoto and Hoang(2019) : Geochemical variations of the Quaternary Daisen adakites, Southwest Japan, controlled by magma production rate. LITHOS 350-351 (2019) 105214

(67) Dapeng Zhao , Wei Wei , Yukihisa Nishizono , Hirohito Inakura (2011) : Low frequancy earthquakes and tomography in western Japan : Insight into fluid and magmatic activity , Journal of Asian Earth Sciences , 42 , p.1381－p.1393

(68) 大見士朗(2002)：西南日本内陸の活断層に発生する深部低周波地震,京都大学防災研究所年報,45B,平成 14 年 4 月,p.545－p.553

(69) Dapeng Zhao, Xin Liu and Yuanyuan Hua(2018) : Tottori earthquakes and Daisen volcano: Effects of fluids, slab melting and hot mantle upwelling. Earth and Planetary Science Letters, 485, p.121－p.129.

(70) University of Wyoming
(http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html)

(71) Michigan Technological University : Forecasting Tephra Dispersion Using TEPHRA2

(72) University of South Florida(2011) : Tephra2 Users Manual Spring

(73) 萬年一剛(2013)：降下火山灰シミュレーションコード Tephra2 の理論と現状－第四紀学での利用を視野に－,第四紀研究,52,p.173－p.187

(74) 及川輝樹(2003)：飛騨山脈の隆起と火成活動の時空的関連,第四紀研究,42,p.141－p.156
(75) 日本原子力発電（株）(2014)：原子力規制委員会有識者会合による敦賀発電所敷地内破砕帯現地調査について（資料）,2014 年 1 月 24 日
(76) 日本原子力発電（株）(2014)：敦賀発電所敷地内破砕帯の調査に関する有識者会合　第 2 回追加調査評価会合（当社資料）,2014 年 6 月 21 日
(77) 竹村恵二・北川浩之・林田明・安田喜憲(1994)：三方湖・水月湖・黒田低地の堆積物の層相と年代,地学雑誌,103,p.232－p.242
(78) 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山高・井内美郎(2004)：近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年,第四紀研究,43,p.15－p.35
(79) Takeshi Nakagawa , Katsuya Gotanda , Tsuyoshi Haraguchi , Toru Danhara , Hitoshi Yonenobu , Achim Brauer , Yusuke Yokoyama , Ryuji Tada , Keiji Takemura , Richard A.Staff , Rebecca Payne , Christopher Bronk Ramsey , Charlotte Bryant , Fiona Brock , Gordon Schlolaut , Michael Marshall , Pavel Tarasov , Henry Lamb , Suigetsu 2006 Project Members(2012)： SG06 a fully continuous and varved sediment core from Lake Suigetsu , Japan: stratigraphy and potential for improving the radiocarbon calibration model and understanding of late Quaternary climate changes , Quaternary Science Reviews , 36 , p.164－p.176
(80) 鈴木建夫・勝井義雄・中村忠寿(1973)：樽前降下軽石堆積物 Ta-b 層の粒度組成,火山第 2 集,18,p.47－p.63
(81) 宇井忠英(1997)：火山噴火と災害,東京大学出版会

第 7.2.1 表　地理的領域内の第四紀火山

（中野他編(2013)[1]に基づき作成）

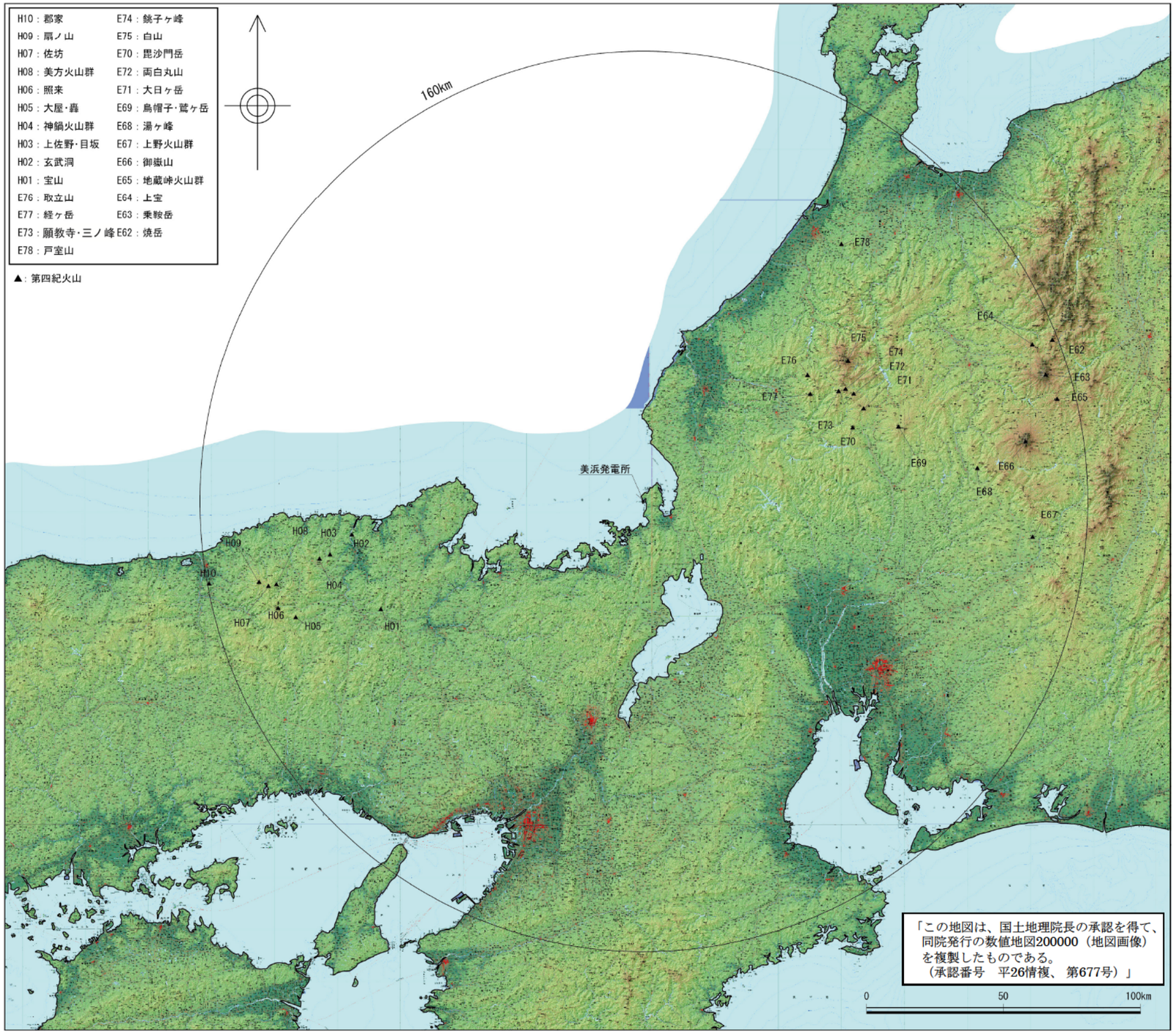
名称	位置情報		
	位置(世界測地系)		敷地からの離隔(km)
	緯度	経度	
郡家 (こおげ)	35° 25′ 42″ N	134° 14′ 33″ E	159
扇ノ山 (おうぎのせん)	35° 26′ 23″ N	134° 26′ 27″ E	141
佐坊 (さぼう)	35° 25′ 25″ N	134° 28′ 34″ E	138
美方火山群 (みかた)	35° 25′ 41″ N	134° 30′ 09″ E	136
照来 (てらぎ)	35° 21′ 13″ N	134° 30′ 50″ E	137
大屋・鐘 (おおや・とどろき)	35° 20′ 26″ N	134° 35′ 28″ E	131
神鍋火山群 (かんなべ)	35° 30′ 25″ N	134° 40′ 30″ E	119
上佐野・目坂 (かみさの・めさか)	35° 31′ 20″ N	134° 43′ 20″ E	114
玄武洞 (げんぶどう)	35° 35′ 08″ N	134° 47′ 11″ E	107
宝山 (たからやま)	35° 20′ 46″ N	134° 55′ 07″ E	103
取立山 (とりたてやま)	36° 06′ 25″ N	136° 36′ 31″ E	74
経ヶ岳 (きょうがたけ)	36° 02′ 47″ N	136° 37′ 18″ E	71
願教寺・三ノ峰 (がんきょうじ・さんのみね)	36° 03′ 24″ N	136° 44′ 23″ E	80
戸室山 (とむろやま)	36° 31′ 52″ N	136° 44′ 49″ E	116
銚子ヶ峰 (ちょうしがみね)	36° 03′ 42″ N	136° 45′ 55″ E	83
白山 (はくさん)	36° 09′ 18″ N	136° 46′ 17″ E	89
毘沙門岳 (びしゃもんだけ)	35° 56′ 20″ N	136° 47′ 32″ E	79
両白丸山 (りょうはくまるやま)	36° 02′ 58″ N	136° 47′ 49″ E	85
大日ヶ岳 (だいにちがたけ)	36° 00′ 04″ N	136° 50′ 16″ E	86
烏帽子・鷲ヶ岳 (えぼし-わしがたけ)	35° 56′ 25″ N	136° 58′ 17″ E	95
湯ヶ峰 (ゆがみね)	35° 48′ 21″ N	137° 16′ 50″ E	120
上野火山群 (うえの)	35° 35′ 35″ N	137° 30′ 08″ E	140
御嶽山 (おんたけさん)	35° 53′ 34″ N	137° 28′ 49″ E	139
地蔵峠火山群 (じぞうとうげ)	36° 01′ 34″ N	137° 35′ 58″ E	152
上宝 (かみたから)	36° 12′ 12″ N	137° 29′ 56″ E	149
乗鞍岳 (のりくらだけ)	36° 06′ 23″ N	137° 33′ 12″ E	150
焼岳 (やけだけ)	36° 13′ 36″ N	137° 35′ 13″ E	158

中野他編(2013)[1]に基づく。貫入岩体・深成岩体については検討の対象から除く。

第 7.2.2 表　地理的領域内の第四紀火山の特徴整理
（中野他編(2013)[1]、西来他編(2012)[2]、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]等に基づき作成）

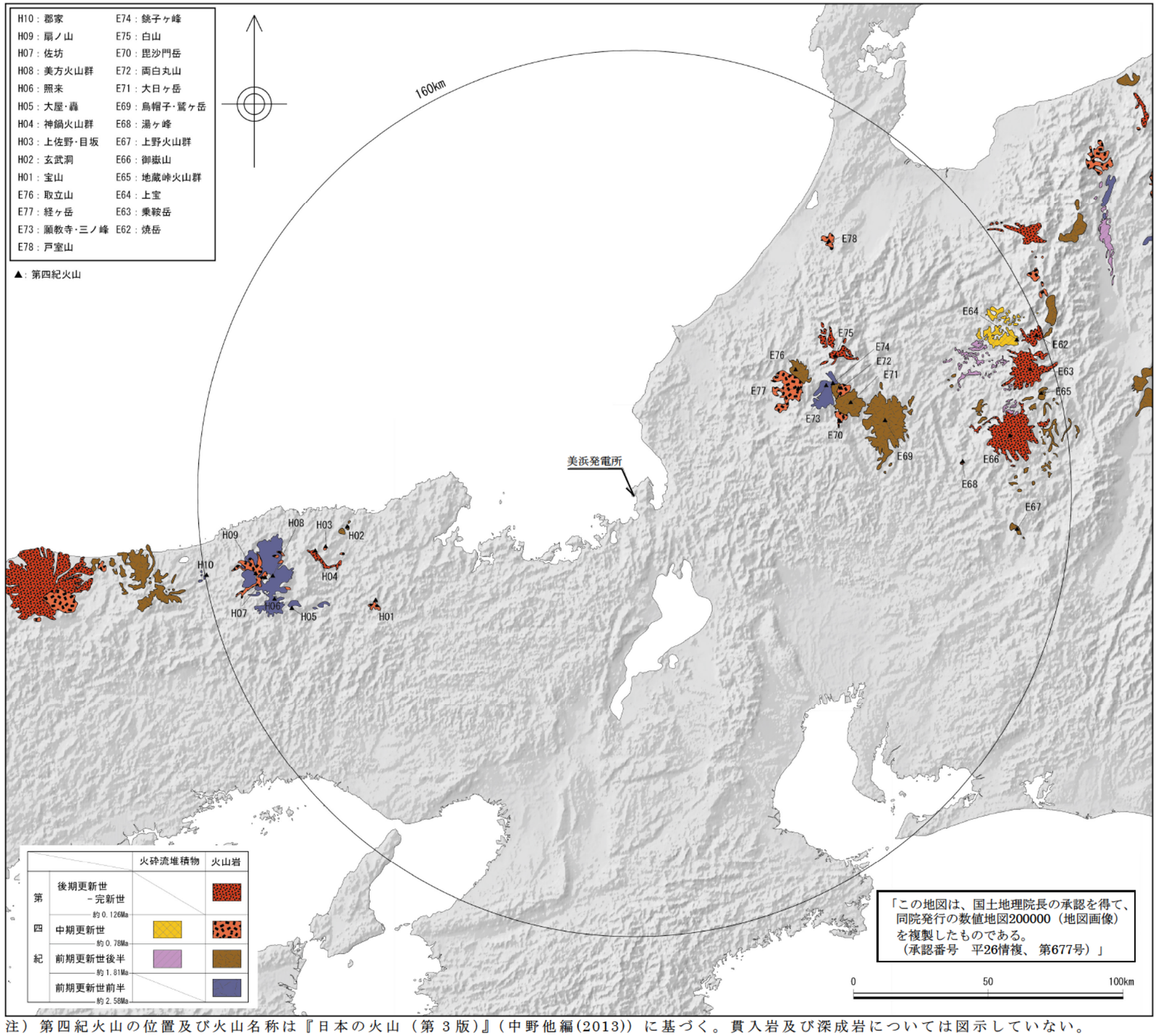
名称	火山の形式#	データベース等に基づく活動履歴				
		体積※ (km^3)	活動年代 (千年前)	活動期間 (千年)	最新噴火＝経過期間 (千年前)	活動期間内の最大休止期間＝活動期間 (千年)
郡家 (こおげ)	(単成火山) 溶岩流	－	2100	－	2100	－
扇ノ山 (おうぎのせん)	火砕丘･溶岩流	4.70	1200 ～ 400	800	400	800
佐坊 (さぼう)	溶岩流	－	1700	－	1700	－
美方火山群 (みかた)	火砕丘･溶岩流	0.46	1700 ～ 200	1500	200	1500
照来 (てらぎ)	火砕流・溶岩流 カルデラ	－	3100 ～ 2200	900	2200	900
大屋・蓙 (おおや・とどろき)	単成火山群 溶岩流	－	2800 ～ 2400	400	2400	400
神鍋火山群 (かんなべ)	火砕丘･溶岩流	0.70	700 ～ 10-20	680-690	10-20	680-690
上佐野・目坂 (かみさの・めさか)	単成火山群 火砕丘･溶岩流	0.077	230 ～ 130	100	130	100
玄武洞 (げんぶどう)	火砕丘･溶岩流	1.00	1600	－	1600	－
宝山 (たからやま)	火砕丘･溶岩流	1.00	400 ～ 300	100	300	100
取立山 (とりたてやま)	複成火山	10.2	1000 ～ 800	200	800	200
経ヶ岳 (きょうがたけ)	複成火山	17.9	1400 ～ 700	700	700	700
願教寺・三ノ峰 (がんきょうじ・さんのみね)	複成火山	19.8	3100 ～ 2500	600	2500	600
戸室山 (とむろやま)	溶岩ドーム群	0.2	400 ～ 300	100	300	100
銚子ヶ峰 (ちょうしがみね)	(溶岩ドーム)	1.7	1500	－	1500	－
白山 (はくさん)	複成火山	17	400 ～	400	AD1659	400
毘沙門岳 (びしゃもんだけ)	複成火山	3.5	300	－	300	－
両白丸山 (りょうはくまるやま)	複成火山	6.24	400 ～ 300	100	300	100
大日ヶ岳 (だいにちがたけ)	複成火山	16	1100 ～ 900	200	900	200
烏帽子・鷲ヶ岳 (えぼし-わしがたけ)	複成火山	65.8	1600 ～ 1100	500	1100	500
湯ヶ峰 (ゆがみね)	溶岩ドーム	0.07	100	－	100	－
上野火山群 (うえの)	単成火山群 溶岩流	1.24	2800 ～ 900	1900	900	1900
御嶽山 (おんたけさん)	複成火山 カルデラ	79	750 ～ AD2014	750	AD2014	750
地蔵峠火山群 (じぞうとうげ)	複成火山	32.7	3400 ～ 1600	1800	1600	1800
上宝 (かみたから)	火砕流	40	700	－	700	－
乗鞍岳 (のりくらだけ)	溶岩ドーム	26	1300 ～ 2	1300	2	1298
焼岳 (やけだけ)	溶岩ドーム	5.5	120 ～ AD1963	120	AD1963	120

中野他編(2013)[1]等に基づく。貫入岩体・深成岩体については検討の対象から除く。
#：中野他編(2013)[1]及び西来他編(2012)[2]の「形式・構造」に基づく。
※：第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]に基づく。



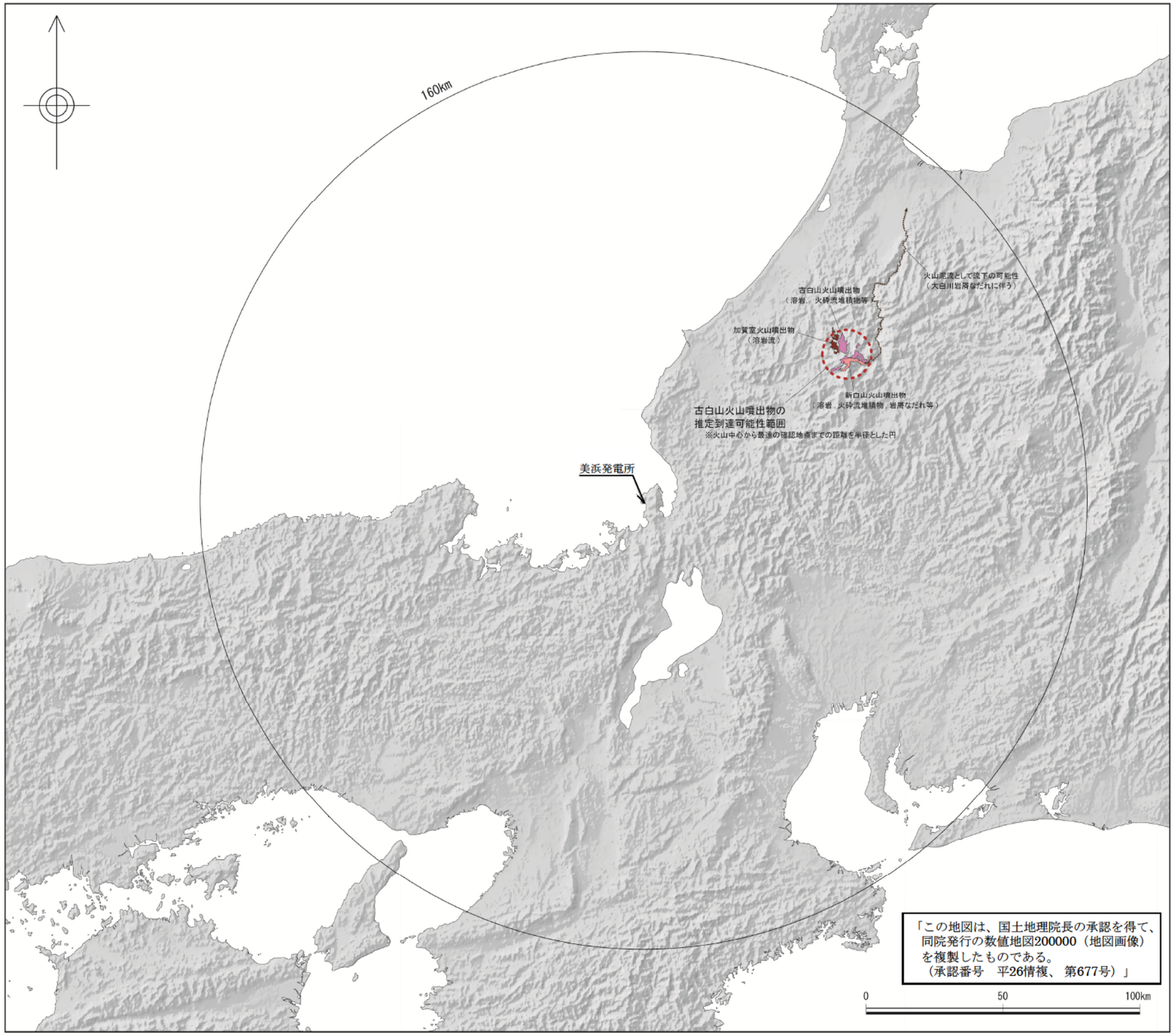
注）第四紀火山の位置及び火山名称は『日本の火山（第３版）』（中野他編(2013)）に基づく。貫入岩及び深成岩については図示していない。

第 7.2.1 図　地理的領域内の第四紀火山の分布（中野他編(2013)[1]に基づき作成）



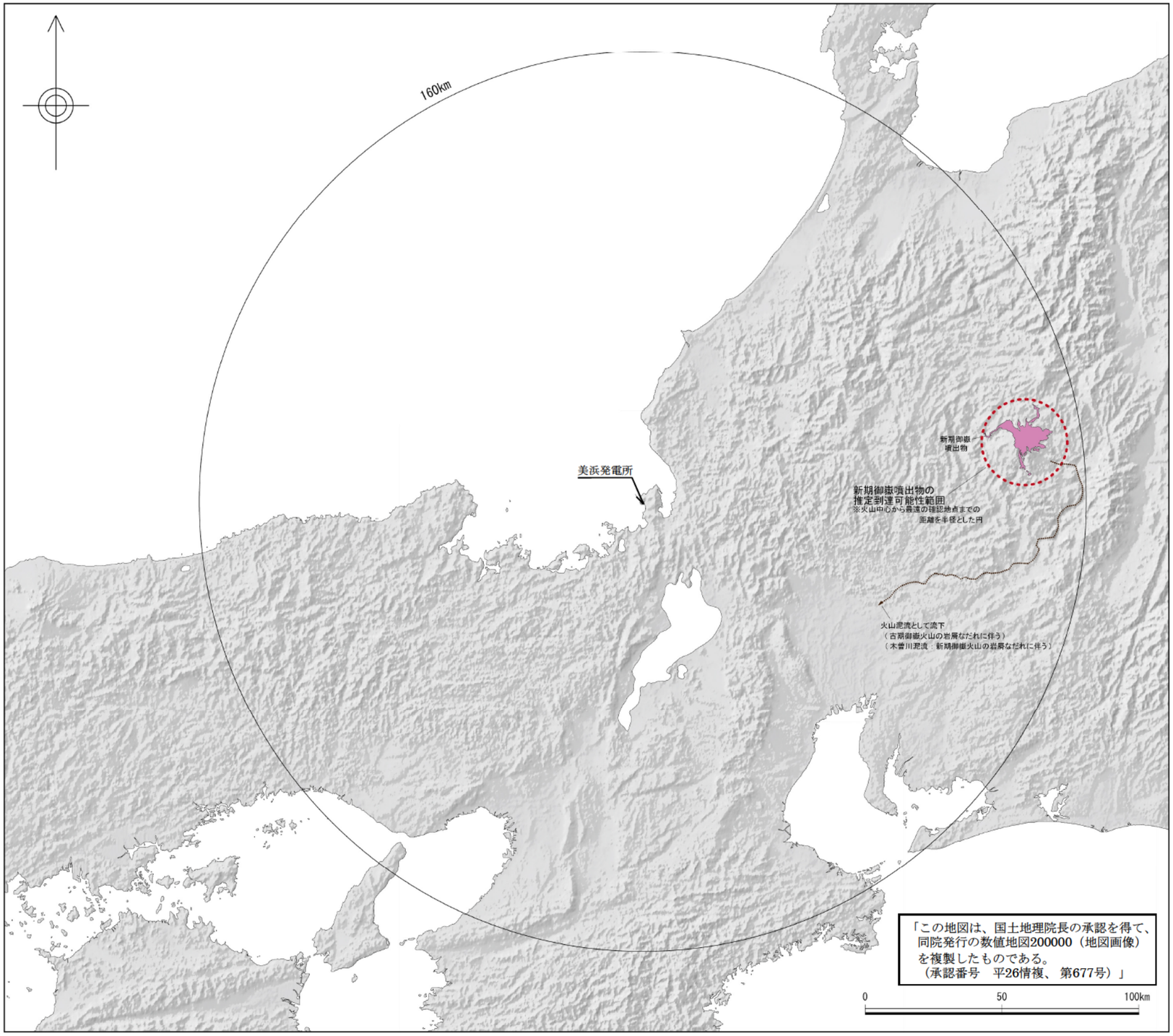
注）第四紀火山の位置及び火山名称は『日本の火山（第３版）』（中野他編(2013)）に基づく。貫入岩及び深成岩については図示していない。

第 7.2.2 図　地理的領域内の火山地質図（中野他編(2013)[1]に基づき作成）



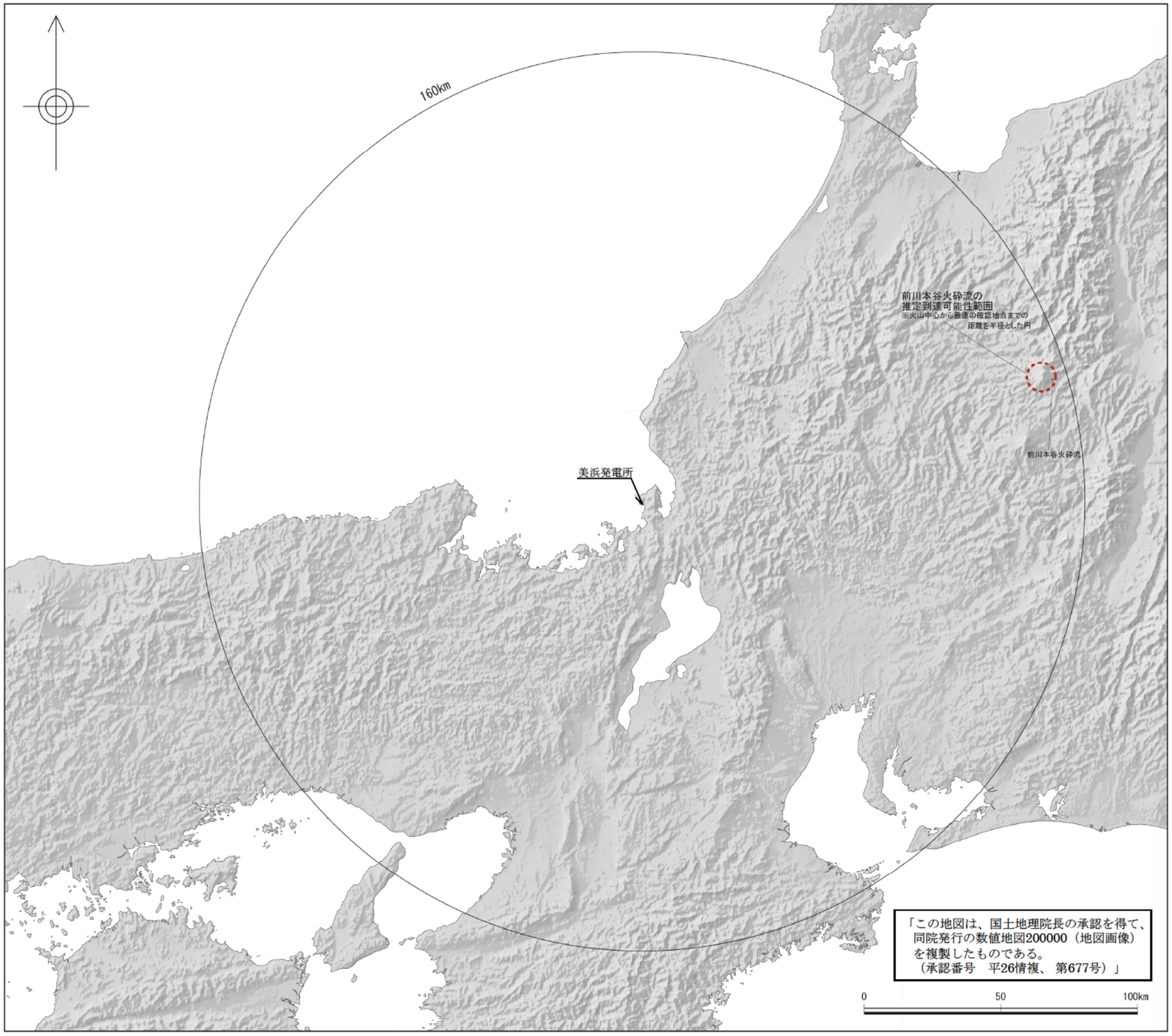
（山崎他(1968)、酒寄他(1999)による）

第 7.3.1 図　白山起源の噴出物の分布（山崎他(1968)[17]、酒寄他(1999)[19]に基づき作成）



（国土地理院(2012)等による）

第 7.3.2 図　御嶽山起源の噴出物の分布（国土地理院(2012)[30]等に基づき作成）



（中野他(1995)等による）

第 7.3.3 図　乗鞍岳起源の噴出物の分布（中野他(1995)[31]等に基づき作成）