

6. 津 波

6.1 津波評価の方針

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

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

基準津波の設定、年超過確率の参照及び非常用海水冷却系の取水性の評価には「基準津波設定モデル」を用いた。

「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」は、津波水位に影響を及ぼす可能性が高い防潮堤の海側に面した部分の形状が同じであり、また海面下の設備の形状の違いも軽微であることから、両モデルの差異が津波水位に与える影響は極めて小さいものと判断される。このため、基準津波の津波波源の選定にあたっては、「①津波波源選定モデル」を用いることとした。なお、後述する「6.2.5.2 基準津波の設定」において、モデルの違いによる影響を確認した結果、基準津波の波源位置及び最高水位位置が同じであり、水位にも有意な差は認められなかった。

「基準津波設定モデル」と「②設備影響検討モデル」は、海面下の設備形状が同じであることから、両モデルの差異が非常用海水冷却系の取水性に与える影響は極めて小さいものと判断される。このため、非常用海水冷却系の取水性に最も影響を及ぼす条件の選定にあたっては、「②設備影響検討モデル」を用いることとした。なお、後述する「6.2.5.2 基準津波の設定」において、最高水位位置が同じであり、水位にも有意な差は認められなかった。評価に用いたモデルを第 6.1-1 図に示す。

評価位置について、水位上昇側については、重要な安全機能を有する施設

の設置された敷地に基準津波による遡上波を到達，流入させないため，津波防護施設として防潮堤を設置することから，防潮堤前面を評価位置とした。水位下降側については，取水路内の水位変動に伴う非常用海水ポンプの取水性を評価することから，取水口前面を評価位置とした。貯留堰天端高さを下回る継続時間の評価においては，貯留堰前面を評価位置とした。「基準津波設定モデル」を用いた津波波源の位置への影響検討において，水位下降側については，水位変動量の影響がより顕著に表れる貯留堰前面を評価位置とした。津波水位の評価地点を第 6.1-2 図に示す。

津波に伴う水位変動の評価は，土木学会（2016）^{（1）}を参考に実施した。

6.2 基準津波の策定

6.2.1 敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波

敷地周辺の既往津波について文献調査を実施した。既往津波に関する主な文献としては，渡辺（1985）^{（2）}，渡辺（1998）^{（3）}，宇佐美他（2013）^{（4）}，宇津他編（2001）^{（5）}，羽鳥（1975）^{（6）}，羽鳥（1987）^{（7）}，竹内他（2007）^{（8）}，東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2011）^{（9）}，国立天文台（2014）^{（10）}，気象庁の発表等がある。

文献調査によると，敷地周辺に影響を与えたと考えられる津波には，1677年延宝房総沖地震，2011年東北地方太平洋沖地震等がある。

竹内他（2007）^{（8）}によると，1677年延宝房総沖地震は福島県，茨城県沿岸では記録の残っている最大の津波であり，水戸紀年，大洗地方史，玄蕃先代集乾等の史料による建物被害等の記載から津波浸水高を推定しており，ひたちなか市の浸水高は 4.5m～5.5m としている。

2011年東北地方太平洋沖地震については，発電所での痕跡高は概ね 5m～6m（最大 6.5m）であった。既往津波に関する文献調査結果を第 6.2-1 表及

び第 6.2-1 図に示す。

津波堆積物に関する文献調査を実施した結果、茨城県日立市十王町及び千葉県銚子市で津波堆積物が確認されている（澤井（2012）⁽¹¹⁾、Sawai et al.（2012）⁽¹²⁾及びYanagisawa et al.（2016）⁽¹³⁾）。

澤井（2012）⁽¹¹⁾及びSawai et al.（2012）⁽¹²⁾によると、日立市十王町で確認された津波堆積物から3回のイベントが推定され、いずれも河川近傍の標高 5m 以下の低地で検出されている。3 回のイベントのうち、文献記録と対比できるのは、1677 年延宝房総沖地震津波のみである。そのほか 869 年貞観津波と 1677 年延宝房総沖地震津波の間に 2 回の未知の津波が推定される。

また、Pilarczyk et al.（2016）⁽¹⁴⁾は、千葉県九十九里浜において津波堆積物の特徴を有する 2 層の砂層を確認したとしている。このうち上位の砂層は 1677 年延宝房総沖地震津波に対比され、下位のイベントは 979 年～903 年前と推定している。

Yanagisawa et al.（2016）⁽¹³⁾は、古文書及び津波堆積物調査に基づき、1677 年延宝房総沖地震津波が千葉県銚子市の小畑池（T. P. +11.3m）に浸水したと解釈した。

また、地形判読調査の結果、塩屋崎から銚子の範囲では茨城県十王町付近及び千葉県銚子市付近に津波堆積物の残存の可能性があると判断されるが、津波堆積物の残存の可能性のある範囲のうち、文献で示されている産業技術総合研究所（以下「産総研」という。）やYanagisawa et al.（2016）⁽¹³⁾の調査した地点が調査に最も適する地形であるため、その結果を引用した。地形判読結果を第 6.2-2 図に示す。

なお、地震以外を要因とする津波としては、1975 年にハワイ島南岸の Kalapana 付近に強震が起こり、日本沿岸各地で津波が観測されている（羽

鳥（1976）^{（15）}）。羽鳥（1976）^{（15）}によれば、日本沿岸における検潮記録の最大全振幅の最大値は、宮城県鮎川における 55cm であり、茨城県日立市における最大全振幅は 24cm であったと示されている。行政機関による津波評価について文献調査を実施した。主な文献としては、岩手県（2004）^{（16）}，宮城県（2004）^{（17）}，福島県（2013）^{（18）}，茨城県（2012）^{（19）}，千葉県（2012）^{（20）}等がある。このうち、茨城県（2012）^{（19）}では、東北地方太平洋沖地震津波及び H23 想定津波について評価している。

6.2.2 地震に起因する津波

発電所に影響を与える可能性がある地震に伴う津波として、プレート間地震及び海洋プレート内地震に起因する津波並びに敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に起因する津波を考慮している。

6.2.2.1 プレート間地震に起因する津波

6.2.2.1.1 津波波源の設定

6.2.2.1.1.1 検討対象領域

プレート間地震に起因する津波のうち、近地津波については過去に敷地へ比較的大きな影響を及ぼした日本海溝沿いの領域を対象に、津波波源を検討した。

遠地津波については、過去に敷地へ最も大きな影響を及ぼしたと考えられる 1960 年チリ地震津波の津波波源を代表として再現解析を行い、敷地への影響が小さいことを確認した。

津波モデルの設定を第 6.2-3 図，数値シミュレーションの計算領域及び計算格子を第 6.2-2, 3 表及び第 6.2-4 図，評価結果を第 6.2-5 図に示す。

6.2.2.1.1.2 津波波源の設定に反映する知見の分析

プレート間地震について、最新の知見である 2011 年東北地方太平洋沖地震に関連する知見を対象に文献調査を実施し、2011 年東北地方太平洋沖地震の特徴である、破壊領域、すべり、地震の発生メカニズム等に関する情報に着目して分析を行った。

(1) 2011 年東北地方太平洋沖地震の知見及び分析

固着の程度とすべりについて、Suwa et al. (2006)⁽²¹⁾ 及び Loveless and Meade (2010⁽²²⁾, 2011⁽²³⁾) は、宮城県沖には固着が強い領域が認められるとしており、西村 (2013)⁽²⁴⁾ は、固着が強いプレート境界と 20 世紀以降の巨大地震の発生域の関係を整理し、M9 クラスの巨大地震は全てカップリング係数が中程度以上の特定の領域で発生しているとしている。よって、大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応しているという傾向が見られる。一方で、Ide et al. (2011)⁽²⁵⁾ 及び Tsuji et al. (2012⁽²⁶⁾, 2013⁽²⁷⁾) によると、海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合（ダイナミックオーバーシュート）があるとしている。Tanikawa et al. (2013)⁽²⁸⁾ 及び Ujiie et al. (2013)⁽²⁹⁾ は、2011 年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺からドリリングにより採取した試料を分析し、ダイナミックオーバーシュートは、プレート境界面に存在する遠洋性粘土に起因する摩擦の低下（thermal pressurization）によるとの見解を示している。

固着の程度と破壊伝播について、Loveless and Meade (2015)⁽³⁰⁾ は、固着の程度（プレート間カップリング率）とすべり（過去の地震のすべり量コンター）の関係から、日本海溝では、カップリング率 0.3 以上の領域と、2011 年東北地方太平洋沖地震の破壊領域（三陸沖中部～福島県沖）はよく対応しているとしている。また、地震調査研究推進本部 (2012)

(³¹) は、三陸沖中部のカップリング率が他の領域に比べると低いと考えられる理由として、2011年東北地方太平洋沖地震以前のM5.5以上の地震の震源域と2011年東北地方太平洋沖地震のすべりとの関係等から、三陸沖中部のプレート境界深部には、非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動領域(SLSR (Sanriku-Oki low-seismicity region))が存在するためとしている。さらに、2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべりの北限とSLSRが対応するとも示されている。また、Kundu et al. (2012) (³²) は福島県沖及び茨城県沖のカップリング率が他の領域に比べると低いと考えられる理由として、沈み込む海山がプレート間のカップリングを弱め、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊のバリアとして作用したためとしている。沈み込む海山がプレート間のカップリングを弱めた理由として、Mochizuki et al. (2008) (³³) 及び望月 (2011) (³⁴) は、茨城県沖北端付近の複数の海山が沈み込んだ領域ではプレート境界面上に海溝軸から堆積物が沈み込んでいることが確認されており、このことがプレート境界における固着を弱くしている(したがって地震が発生しない)と示されている。この非活発帯は海山の沈み込みによってプレート境界に接する下部地殻が削り取られ、そこに堆積物がたまっているために地震活動が非活発になっており、この過去に海山の通った痕跡がアスペリティの境界になっている可能性があるとの見解を示している。また、Nakatani et al. (2015) (³⁵) は、稠密海底地震計観測に基づき、北から伝播した2011年東北地方太平洋沖地震本震の破壊は茨城県沖海域を手前に停止したとしており、固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっているとの見解を示している。

海洋研究開発機構 (2012) (³⁶) 及び Shinohara et al. (2011) (³⁷) は、震央分布とフィリピン海プレート北東端の位置関係から、2011年東北地

方太平洋沖地震の余震分布は、フィリピン海プレート北東端をほぼ南限としており、沈み込む太平洋プレートの上のプレートが、北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において、破壊の南への伝播が止められたことを踏まえ、北米プレートとフィリピン海プレートの境界が余震を含む破壊伝播のバリアとして作用しているとの見解を示している。

地震のメカニズムについて、Hasegawa et al. (2012)⁽³⁸⁾は、CMT解等の結果から、2011年東北地方太平洋沖地震前後で、応力状態が圧縮状態から引張状態へ変化したことから、三陸沖中部から福島県沖に蓄積されていた巨大地震を引き起こす歪みは、ほぼ完全に解消されたと考えられるとしている。

また、他機関の文献（地震調査研究推進本部（2012）⁽³¹⁾、佐竹（2013）⁽³⁹⁾、谷岡（2013）⁽⁴⁰⁾、宍倉（2013）⁽⁴¹⁾、Shennan et al.（2007）⁽⁴²⁾、Rajendran（2013）⁽⁴³⁾等）に基づけば、世界で発生したM9クラスの巨大地震について、津波堆積物調査結果等から、過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している傾向が見られる。

前述のとおり、海溝軸付近のすべりの大きさを決める支配的要因については、固着の程度と対応しているという見解（Ozawa et al.（2012）⁽⁴⁴⁾、Loveless and Meade（2015）⁽³⁰⁾等）と、固着の程度よりも大きくなる場合（ダイナミックオーバーシュート）があるという見解（Ide et al.（2011）⁽²⁵⁾）があることから、茨城県沖における海溝軸付近の大きなすべりの発生可能性について検討した。検討にあたっては、“海溝軸付近のすべりの大きさの支配的要因が固着の程度であることを前提にした場合”と“前提としない場合”に分けて整理した。

“海溝軸付近のすべりの大きさの支配的要因が固着の程度であることを前提とした場合”には、茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込

んでいることが確認されており，このことが固着を弱くしている（Mochizuki et al. (2008) ⁽³³⁾ 及び望月 (2011) ⁽³⁴⁾）ことから，茨城県沖の海溝軸付近で大すべりの発生の可能性は極めて低いと考えられる。

“海溝軸付近のすべりの大きさの支配的要因が固着の程度であることを前提としない場合”には，茨城県沖北端付近では，海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており，この沈み込んだ海山が遠洋性粘土層を分断しているとの見解を示している（Chester et al. (2013) ⁽⁴⁵⁾ 及び Moore et al. (2015) ⁽⁴⁶⁾）ことから，茨城県沖の海溝軸付近で大すべりの発生の可能性は極めて低いと考えられる。

以上のことから，海溝軸付近のすべりの大きさを決める支配的要因については，固着の程度とする見解とダイナミックオーバーシュートとする見解があるが，いずれの見解を前提とした場合であっても，茨城県沖の海溝軸付近で大すべりが発生する可能性は極めて低い。

(2) 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴

「(1) 2011年東北地方太平洋沖地震の知見及び分析」を踏まえ，2011年東北地方太平洋沖地震の特徴について整理した。

破壊領域については，複数の領域が連動して破壊した傾向が見られ，余震を含む破壊領域の南限は，北米プレートとフィリピン海プレートの境界に位置している傾向が見られる。

すべりについては，不均質性が認められ，大きなすべりが生じた領域は，三陸沖中部の一部，宮城県沖，三陸沖南部海溝寄り，福島県沖の一部の4領域及びその沖合の海溝軸付近である傾向が見られる。

地震のメカニズムについては，地震の前後でプレート境界上盤側で発生する地震のメカニズムは大きく変化した傾向が見られる。

6.2.2.1.1.3 津波波源の設定方針

これまでの分析を踏まえて、2つの津波波源を設定した。

日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、2011年東北地方太平洋沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、東北地方太平洋沖型の津波波源を設定した。東北地方太平洋沖型の津波波源で大きなすべりが生じる領域は、三陸沖中部から福島県沖及びその沖合の海溝軸付近の領域とした。

また、日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、1677年延宝房総沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、茨城県沖に想定する津波波源を設定した。茨城県沖に想定する津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とした。領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とした。

なお、2011年東北地方太平洋沖地震で応力を解放した領域では、東北地方太平洋沖型の地震津波の発生確率は極めて小さいことを踏まえて設定した。

津波波源の設定結果を第6.2-6図に示す。

6.2.2.1.2 津波評価

6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定

(1) 東北地方太平洋沖型の津波波源

a. 既往津波の再現性の確認

計算条件、破壊伝播（破壊開始点、破壊伝播速度及び立ち上がり時間）を考慮した特性化波源モデル（断層面積、すべり量等）の妥当性を確認することを目的として再現計算を実施する。対象津波は、敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波であり、津波痕跡高の記録が比較的多い2011年東北地方太平洋沖地震津波とした。

2011年東北地方太平洋沖地震津波の特性化波源モデルの断層面積は、

杉野他（2014）^{（47）}を参考に設定した。平均すべり量については、地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定した。その際の平均応力降下量については、内閣府（2012）^{（48）}及び Murotani et al.（2013）^{（49）}の知見を踏まえて 3.0MPa を設定した。また、剛性率については、2011 年東北地方太平洋沖地震のインバージョン解析結果から算出した $4.7 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ を設定した。

すべり量の不均質性については、杉野他（2014）^{（47）}を参考に、超大すべり域、大すべり域及び背景領域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の 3 倍、1.4 倍、0.33 倍に、面積をそれぞれ全体の面積の 15%、25%、60%となるように設定した。

超大すべり域、大すべり域の位置については、海溝軸付近に配置した。

破壊の伝播特性については、破壊開始点を震源位置、破壊伝播速度を 3.0km/s、立ち上がり時間を 30 秒とした。特性化波源モデルの諸元を第 6.2-7 図に示す。

再現性は、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2012）^{（9）}及び経済産業省（2011）^{（50）}に示される 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の痕跡高さをを用いて評価を実施した。

再現性の指標としては、相田（1977）^{（51）}による痕跡高さと津波シミュレーションにより計算された津波高さとの比から求める幾何学平均値 K 及びバラツキを表す指標 κ を用いることとし、土木学会（2016）^{（1）}において再現性の目安とされている「 $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$ 」を参考とした。

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子を第 6.2-4, 5 表及び第 6.2-8, 9 図に示す。

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2012）^{（9）}及び経済産

業省（2011）⁽⁵⁰⁾に示される痕跡高さと津波シミュレーションにより計算された津波高さとの比較を第 6.2-10, 11 図に示す。

設定した特性化波源モデルは、青森県北部から千葉県南部の痕跡高さに対して計算値の方が大きくなっているが（幾何平均 $K=0.94$ ），幾何標準偏差（ $\kappa=1.43$ ）は土木学会（2016）⁽¹⁾の目安値を満足している。また、発電所においても痕跡高に対して計算値が大きくなっているが（幾何平均 $K=0.89$ ），幾何標準偏差（ $\kappa=1.08$ ）は土木学会（2016）⁽¹⁾の目安値を満足している。よって、計算条件及び破壊伝播（破壊開始点、破壊伝播速度及び立ち上がり時間）を考慮した特性化波源モデルは妥当であると判断される。

b. 津波モデルの設定

東北地方太平洋沖型の津波波源については、2011 年東北地方太平洋沖地震の再現性が確認されている特性化波源モデルを基に設定した。

超大すべり域、大すべり域の位置については、2011 年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえて、三陸沖中部から福島県沖の範囲で、発電所への津波水位の影響が最も大きくなる位置（概略パラメータスタディ）に設定した。

c. 数値シミュレーション

数値シミュレーションの計算条件を第 6.2-6 表に示す。計算格子については、「6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定 (1) 東北地方太平洋沖型の津波波源 a. 既往津波の再現性の確認」と同様とする。

概略パラメータスタディ結果を第 6.2-7 表に示す。

(2) 茨城県沖に想定する津波波源に保守性を考慮した津波波源

a. 津波モデルの設定

1) 茨城県沖に想定する津波波源

茨城県沖に想定する津波波源の特性化波源モデルの断層面積は、固着の程度から北限を茨城県沖と福島県沖の境界とし、Uchida et al. (2009) ^(5.2) から南限を北米プレートとフィリピン海プレートの構造境界として、茨城県沖から房総沖の一部の領域を設定した。

平均すべり量、応力降下量及び剛性率については、「6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定 (1) 東北地方太平洋沖型の津波波源 a. 既往津波の再現性の確認」と同様とする。

すべり量の不均質性については、杉野他 (2014) ^(4.7) を参考に、大すべり域及び背景領域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の2倍、0.33倍に、面積をそれぞれ全体の面積の40%、60%となるように設定した。

大すべり域の位置については、海溝軸付近に配置した。

特性化波源モデルの諸元を第6.2-12図に示す。数値シミュレーションの計算条件及び計算格子については、「6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定 (1) 東北地方太平洋沖型の津波波源 c. 数値シミュレーション」と同様とする。

概略パラメータスタディ結果を第6.2-8,9表に示す。

2) 保守性を考慮した津波波源（茨城県沖から房総沖に想定する津波波源）

茨城県沖に想定する津波波源について、断層面積及びすべり量に関する保守性を考慮したモーメントマグニチュードMw8.7の津波波源を設定した。

具体的には、特性化波源モデルの断層面積は、北米プレートとフィリピン海プレートの境界を越えて南限を房総沖まで拡張した茨城県沖から房総沖までの領域に設定した。

保守性を考慮した特性化波源モデルの設定方法及び各種パラメータを第 6.2-13, 14 図に示す。

平均すべり量，平均応力降下量及び剛性率については，「6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定 (1) 東北地方太平洋沖型の津波波源 a. 既往津波の再現性の確認」と同様とした。

すべり量については，杉野他 (2014) ⁽⁴⁷⁾ よりも保守的になるよう超大すべり域，大すべり域を設定した。

すべり量の不均質性については，超大すべり域，大すべり域及び背景領域のすべり量をそれぞれ平均すべり量の 4 倍，2 倍，0.62 倍に，面積をそれぞれ全体の面積の 5%，15%，80%となるように設定した。また，大すべり域の形状を変えた 2 パターンのモデルを選定した。

超大すべり域，大すべり域の位置については，海溝軸付近に配置する。

超大すべり域，大すべり域の位置については，茨城県沖から房総沖の範囲で，発電所への津波水位の影響が最も大きくなる位置に設定する。特性化波源モデルの諸元を第 6.2-15 図に示す。

b. 数値シミュレーション

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子については，「6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定 (1) 東北地方太平洋沖型の津波波源 c. 数値シミュレーション」と同様とする。

保守性を考慮した特性化波源モデルの概略パラメータスタディ結果を第 6.2-10, 11 表に示す。

(3) 発電所への影響が大きい津波波源の選定

東北地方太平洋沖型の津波波源に比べ，発電所での津波水位変動量が大きい茨城県沖から房総沖に想定する津波波源を選定した。

6.2.2.1.2.2 数値計算

パラメータの不確かさについて、破壊開始点、破壊伝播速度等を合理的と考えられる範囲で変化させたパラメータスタディを実施した。

詳細パラメータスタディの設定を第 6.2-16 図に示す。

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子については、「6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定 (1) 東北地方太平洋沖型の津波波源 c. 数値シミュレーション」と同様とする。なお、詳細パラメータスタディにおいて潮位条件の影響を含めた検討を実施した。その結果、発電所に最も大きな影響がある波源として水位上昇側ではケース 3、破壊開始点⑥、破壊伝播速度 3.0km/s、立ち上がり時間 30 秒、水位下降側ではケース 5、破壊開始点⑤、破壊伝播速度 1.0km/s、立ち上がり時間 30 秒が選定された。詳細パラメータスタディ結果を第 6.2-12~16 表及び第 6.2-17, 18 図に示す。

6.2.2.2 海洋プレート内地震に起因する津波

6.2.2.2.1 津波波源の設定

Alvarez-Gomez et al. (2012) ⁽⁵³⁾ に基づけば、1933 年昭和三陸沖地震津波は国内外で最大規模の海洋プレート内地震である。また、地震調査研究推進本部 (2012) ⁽³¹⁾ は、次の地震の規模を 1933 年昭和三陸沖地震津波と評価している。これらを踏まえ、津波波源の設定については 1933 年昭和三陸沖地震津波を基本とした。

発生領域については、地震調査研究推進本部 (2012) ⁽³¹⁾ は、1933 年の「三陸地震」と同様な地震が三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生するとしていることを踏まえ、三陸沖北部から房総沖までとした。

6.2.2.2.2 津波評価

6.2.2.2.2.1 波源モデルの設定

1933年昭和三陸沖地震津波の波源モデルについては、土木学会（2016⁽¹⁾，2011⁽⁵⁴⁾）を参考に設定した。なお、波源モデルについては、土木学会（2016）⁽¹⁾において1611年の津波が海洋プレート内地震であった場合の地震規模をMw8.6として評価していることを踏まえ、安全側にMw8.6にスケーリングしたモデルとした。

位置、走向及び傾斜については、三陸沖北部から房総沖までの範囲で、発電所への津波水位の影響が最も大きくなる位置及び変動を設定した。波源モデルの諸元を第6.2-19図に示す。

6.2.2.2.2.2 数値計算

数値シミュレーションの計算条件及び計算格子については、「6.2.2.1.2.1 波源モデルの設定 (1) 東北地方太平洋沖型の津波波源 c. 数値シミュレーション」と同様とする。

パラメータスタディ一覧及び結果を第6.2-17, 18表及び第6.2-20図に示す。

6.2.2.3 海域活断層による地殻内地震に起因する津波

6.2.2.3.1 津波波源の設定

「1. 地盤」における調査結果における評価に基づき、津波波源を設定した。

6.2.2.3.2 津波評価

阿部（1989）⁽⁵⁵⁾の簡易予測式による推定津波高の比較により、発電所

に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出する。

阿部（1989）^{（55）}の簡易予測式で用いた津波波源の諸元及び津波高の比較結果を第6.2-21図及び第6.2-19表に示す。

6.2.2.4 地震による津波水位の評価

地震に起因する津波のうち、発電所に最も影響を与える地震津波は、プレート間地震による津波である。なお、海洋プレート内地震及び海域の活断層については、プレート間地震の概略パラメータスタディ結果と比較して、最大水位上昇下降量が小さいことが推定されるため、詳細検討については省略した。

プレート間地震による津波の最高水位は、防潮堤位置において T.P. +17.2m、取水口前面において T.P. +14.3m であり、最低水位は、取水口前面において T.P. -5.3m である。

6.2.3 地震以外に起因する津波

発電所に影響を与える可能性がある地震以外を要因とする津波として、陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波、火山現象に起因する津波を考慮している。

6.2.3.1 陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波

文献調査の結果、敷地周辺における陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊による歴史津波の記録はない。

塩屋埼から犬吠埼の範囲の陸域について地すべりに関する文献調査を実施した結果、防災科学技術研究所（2004）^{（56）}は敷地の南方に地すべり地形を示している。空中写真判読及び国土地理院 5mDEM による地形解析の結果、

防災科学技術研究所（2004）^{（56）}が指摘する範囲に地すべり地形は認められない。また、塩屋埼から犬吠埼の範囲において、地形判読により発電所に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある地すべり及び斜面崩壊の地形を調査した結果、沿岸部に津波を引き起こす可能性のある陸上の地すべり及び斜面崩壊の地形は認められない。地形判読結果を第 6.2-22, 23 図に示す。

海底地すべりに関する文献調査を実施した結果、徳山他（2001）^{（57）}は、いわきの沖合に海底地すべり地形を示している。徳山他（2001）^{（57）}が示す地すべりを含む範囲について、一般財団法人日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ M7000 シリーズを用いた 150mDEM データにより海底地すべり地形判読調査を実施した結果、海底地すべり地形は判読されない。また、徳山他（2001）^{（57）}で示されている音波探査記録を用いて、徳山他（2001）^{（57）}が示す海底地すべりの検討を実施した。その結果、表層部の分解能が低いことから、小規模な海底地すべりの有無については判断できなかった。そこで、産業技術総合研究所（2015）^{（58）}による東日本沖太平洋海域（GH762）の音波探査記録（サブボトムプロファイラー）を用いて、海底地すべりの有無を確認した。なお、音波探査記録（サブボトムプロファイラー）の評価にあたっては、池原他（1990）^{（59）}に示される考え方にに基づき、海底地すべりの検討を実施した。音波探査記録の検討の結果、徳山他（2001）^{（57）}に図示された海底地すべりは、層相 2（砂質堆積物）に区分され、海底地すべりを示唆する特徴的な構造は確認されなかった。したがって、徳山他（2001）^{（57）}に図示された位置に海底地すべりはないものと判断した。また、敷地前面海域の海底地形の判読を実施した結果、海底地すべりの可能性のある地形は認められない。海底地形判読結果を第 6.2-24～27 図に示す。

以上のことから、陸域及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波について、敷地への影響はない。

なお、文献調査の結果、日本の領海外では、ハワイ付近に海底地すべりが認められる。Moore et al. (1989) ⁽⁶⁰⁾によれば、ハワイ諸島では過去に複数の海底地すべりが発生したことが示されている。過去に発生した海底地すべりの中から、後期更新世以降に生じた地すべりのうち、巨大津波を伴った可能性があり、面積が大きいハワイ島西部の地すべりを評価対象として選定した。評価対象の選定結果を第 6.2-28 図に示す。

ハワイ島西部周辺について、ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部 (SOEST) による地形デジタルデータ (50m グリット) を使用し、海底地形コンター図及び標高段彩陰影図を作成し、海底地形判読を行った結果、海底地すべりと判断される地形 (滑落崖、崩壊物堆積域) が認められた。復元地形と現況地形との差から地すべり規模 (体積) を算出し、Papadopoulos and Kortekaas (2003) ⁽⁶¹⁾ に示されている地すべり体積と津波水位の関係を用いて日本沿岸における水位を推定した結果、敷地への影響は小さいことを確認した。海底地形判読結果及び評価結果を第 6.2-29, 30 図に示す。

以上から、ハワイ諸島周辺の海底地すべりに起因する津波の敷地への影響は小さい。

6.2.3.2 火山現象に起因する津波

「7. 火山」に記載したとおり、敷地周辺において、火山現象による歴史津波の記録はなく、海底活火山の存在も認められないことから、火山現象に起因する津波について、敷地への影響はない。

なお、文献調査の結果から、日本海溝の海溝軸よりも沖合いでは、海底火山 (プチスポット) の存在が認められている。阿部・平野 (2007) ⁽⁶²⁾ は、三陸沖で沈み込む太平洋プレート (海洋プレート) 上でこれまで分かっている火山活動とは異なる、新しいタイプの火山 (プチスポット) の存在を示し

ている。津波発生要因となる火山現象のうち、過去に海中噴火が発生していることから、海中噴火に伴う津波発生の可能性がある。そのため、平野 (2007a⁽⁶³⁾, 2007b⁽⁶⁴⁾)、Hirano (2011)⁽⁶⁵⁾、平野他 (2010)⁽⁶⁶⁾、Fujiwara et al. (2007)⁽⁶⁷⁾ 及び町田他 (2007)⁽⁶⁸⁾ に示されているプチスポットの特徴を踏まえ、Levin and Nosov (2009)⁽⁶⁹⁾ の海底火山からの噴出物により発生する水位の推定方法を用いて津波水位を推定した結果、敷地への影響は小さいことを確認した。

海底火山の特徴を第 6.2-20 表、波源パラメータ及び評価結果を第 6.2-21, 22 表に示す。

以上から、プチスポットに起因する津波の敷地への影響は小さい。

6.2.4 津波発生要因の組み合わせの検討

「6.2.2 地震に起因する津波」及び「6.2.3 地震以外に起因する津波」の評価を踏まえ、津波発生要因の組み合わせについて検討した。

地震以外に起因する津波について敷地への影響はないこと及び各津波発生要因の関連性はないことから、地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の組み合わせの必要はないと評価した。

6.2.5 基準津波の選定

6.2.5.1 基準津波の津波波源の選定

前節までの検討結果に基づき、下記の津波波源を基準津波として選定した。

水位上昇側で発電所に最も大きな影響がある津波波源は、プレート間地震による津波のケース 3、破壊開始点⑥、破壊伝播速度 3.0km/s、立ち上がり時間 30 秒である。

水位下降側で発電所に最も大きな影響がある津波波源は、プレート間地震

による津波のケース 5, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度 1.0km/s, 立ち上がり時間 30 秒である。基準津波の津波波源を第 6.2-31 図に示す。

6.2.5.2 基準津波の設定

基準津波は、時刻歴波形に対して施設からの反射波の影響が微小となるよう、敷地前面の沖合い約 19km の位置で策定した。基準津波策定位置における上昇側の最大水位は T.P. +7.1m, 下降側の最大水位は T.P. -3.3m である。基準津波の策定位置及び水位の時刻歴波形を第 6.2-32 図に示す。

「基準津波設定モデル」による評価の結果、防潮堤前面の最高水位は T.P. +17.1m, 取水口前面の最低水位は T.P. -4.9m となった。水位下降側の基準津波について、貯留堰天端高さを下回る継続時間を評価した結果、非常用海水ポンプの運転可能継続時間である 30 分を下回っていることを確認した。評価結果を第 6.2-23, 24 表及び第 6.2-33, 34 図に示す。

なお、「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」のモデルの違いによる影響を確認した結果、基準津波の波源位置及び最高水位位置が同じであり、水位にも有意な差は認められなかった。また、「基準津波設定モデル」と「②設備影響検討モデル」によるモデルの違いによる影響を確認した結果、最高水位位置が同じであり、水位にも有意な差は認められなかった。

「①津波波源選定モデル」による基準津波の波源位置の影響検討結果を第 6.2-25~28 表に、「①津波波源選定モデル」による基準津波の最高水位位置及び水位の影響検討結果を第 6.2-29 表及び第 6.2-35, 36 図、「②設備影響検討モデル」による基準津波の最高水位位置及び水位の影響検討結果を第 6.2-30 表及び第 6.2-37, 38 図に示す。

なお、地質学的証拠及び歴史記録等による確認として、基準津波の津波波源の遡上域が津波堆積物調査結果（澤井（2012）⁽¹¹⁾, Sawai et al.

(2012)⁽¹²⁾ 及び Yanagisawa et al. (2016)⁽¹³⁾ を上回ることを確認した。また、行政機関による既往評価との比較として、茨城県⁽¹⁹⁾ が評価した津波高さを基準津波が上回ることを確認した。地質学的証拠及び歴史記録等による確認結果を第 6.2-39, 40 図、行政機関による既往評価との比較結果を第 6.2-41 図に示す。

6.3 基準津波の年超過確率の参照

日本原子力学会 (2012)⁽⁷⁰⁾、土木学会 (2009⁽⁷¹⁾、2011⁽⁵⁴⁾、2016⁽¹⁾)、原子力安全基盤機構 (2014)⁽⁷²⁾、地震調査研究推進本部 (2012⁽³¹⁾、2014⁽⁷³⁾) 及び 2011 年東北地方太平洋沖地震から得られた知見等を踏まえ、確率論的津波ハザード評価を行い、基準津波による水位の年超過確率を参照した。

確率論的津波ハザード評価において設定した津波発生領域の設定を第 6.3-1~3 図、ロジックツリーを第 6.3-4~8 図に示す。

基準津波策定位置における基準津波の最高水位及び最低水位の年超過確率は、それぞれ 10^{-4} 程度及び 10^{-3} 程度である。波源別ハザード曲線及びフラクタイルハザード曲線を第 6.3-9, 10 図に示す。

6.4 基準津波に対する安全性

第 6.2-23 表のとおり、防潮堤前面における基準津波による最高水位は、T.P. +17.1m 程度である。

重要な安全機能を有する設備を内包する建屋は T.P. +8m の敷地に設置されており、重要な安全機能を有する屋外設備である海水ポンプ室を設置しているエリアは T.P. +18~20m の防潮堤に囲まれているため、十分な裕度があり、基準津波による遡上波に対して影響を受けるおそれはない。

取水ピットでの最低水位は、T.P. -5.0m である。非常用海水ポンプの取水可能水位は T.P. -5.66m であることから、津波により水位が低下した場合でも、非常用海水ポンプの取水性に影響を及ぼすことはない。

また、基準津波に伴う砂移動による影響について検討する。砂移動により取水口が閉塞しないことを確認するため、茨城県（2005）⁽⁷⁴⁾等を参考に砂の粒径、密度等を設定した。また、藤井他（1998）⁽⁷⁵⁾及び高橋他（1999）⁽⁷⁶⁾の手法を用いて砂移動に関する数値シミュレーションを実施し、最も影響を及ぼす条件の選定を行った。その結果、高橋他（1999）⁽⁷⁶⁾の手法による浮遊砂上限濃度 1%の条件が選定された。

高橋他（1999）⁽⁷⁶⁾の手法による浮遊砂上限濃度 1%の条件において「基準津波設定モデル」で評価を実施した結果、取水口前面における砂の堆積厚さは、最大で 0.4m 程度であり、取水口が閉塞することはない。

砂移動に関する数値シミュレーションの計算条件を第 6.4-1 表及び第 6.4-1 図、砂移動評価の条件選定結果を第 6.4-2 表、発電所周辺における砂移動評価結果を第 6.4-3 表及び第 6.4-2, 3 図に示す。

さらに、取水ピットにおける砂の堆積厚さを評価し、非常用海水ポンプの取水に影響がないことを確認するため、基準津波に伴う砂移動による影響の検討において取水口前面における砂の堆積厚さが最も大きくなる高橋他（1999）⁽⁷⁶⁾の手法による浮遊砂上限濃度 1%の条件を対象に、数値シミュレーションを実施した。取水ピットにおける砂の堆積厚さは最大で 0.01m 程度であり、非常用海水ポンプの高さを上回らない。以上のことから、非常用海水ポンプの取水への影響はないことを確認した。

取水設備の水理特性に関する数値シミュレーションの計算条件を第 6.4-4 表、海水ポンプ室における砂の堆積厚さの評価結果を第 6.4-5 表に示す。

6.5 参考文献

- (1) 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会（2016）：原子力発電所の津波評価技術 2016
- (2) 渡辺偉夫（1985）：日本被害津波総覧，東京大学出版会
- (3) 渡辺偉夫（1998）：日本被害津波総覧 [第 2 版]，東京大学出版会
- (4) 宇佐美龍夫，石井寿，今村隆正，武村雅之，松浦律子（2013）：日本被害地震総覧 599－2012，東京大学出版会
- (5) 宇津徳治・嶋悦三・吉井敏尅・山科健一郎編（2001）：地震の事典[第 2 版]，朝倉書店，P569-642
- (6) 羽鳥徳太郎（1975）：房総沖における津波の波源－延宝（1677 年）・元禄（1703 年）・1953 年房総沖津波の規模と波源域の推定－，地震研究所彙報，vol. 50，P83-91
- (7) 羽鳥徳太郎（1987）：寛政 5 年（1793 年）宮城沖地震における震度・津波分布，地震研究所彙報，vol. 62，P297-309
- (8) 竹内仁・藤良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎（2007）：延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査，歴史地震，第 22 号，P53-59
- (9) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2011）：
<http://www.coastal.jp/ttjt/>，2012/12/29
- (10) 国立天文台編（2014）：理科年表 平成 26 年，丸善出版
- (11) 澤井祐紀（2012）：堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波－茨城県における痕跡－，A F E R C NEWS，No. 39/2012 年 11 月号
- (12) Sawai, Y., Y. Namegaya, Y. Okamura, K. Satake, and M. Shishikura（2012）：Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, Geophysical Research Letters,

Vol. 39, L21309.

- (13) H. Yanagisawa, K. Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru, N. Iwamoto, and Y. Takamori (2016): Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench—Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, RESEARCH ARTICLE, 10.1002/2015JB012617
- (14) Pilarczyk, J., Y. Sawai, B. Horton, Y. Namegaya, T. Shinozaki, K. Tanigawa, D. Matsumoto, T. Dura, O. Fujiwara, and M. Shishikura (2016) : Paleoseismic evidence of earthquakes and tsunamis along the southern part of the Japan Trench, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 18, EGU2016-749, EGU General Assembly 2016.
- (15) 羽鳥徳太郎 (1976) : 1975年ハワイ島 (Kalapana) 津波と日本沿岸での挙動, *地震第2輯*, 第29巻, pp. 355-363. Nettles_2004_BSSA
- (16) 岩手県 (2004) : 岩手県地震・津波シミュレーション 及び被害想定調査に関する報告書 (概要版), 平成16年11月
- (17) 宮城県防災会議地震対策等専門部会 (2004) : 宮城県地震被害想定調査に関する報告書, 平成16年3月
- (18) 福島県 (2013) : 福島県地震・津波被害想定調査の概要,
<https://www.pref.fukushima.lg.jp/sec/16025b/jishin-tsunami.html>,
2013年12月1日
- (19) 茨城県 (2012) : 津波浸水想定について (解説) ,
<http://www.pref.ibaraki.jp/bukyoku/doboku/01class/class06/kaigan/tsunamisinnsui/l2shinsui.html>, 平成24年8月24日
- (20) 千葉県 (2012) : H23年度東日本大震災千葉県津波調査業務委託報告書 (概要版), 平成24年3月

- (21) Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana
(2006) : Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.
- (22) Loveless, J. P. and B. J. Meade (2010) : Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- (23) Loveless, J. P. and B. J. Meade (2011) : Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku - oki earthquake. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 38, L17306, doi:10.1029/2011GL048561
- (24) 西村卓也 (2013) : 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, *地震予知連絡会会報*, 第 89 巻, 12-15
- (25) Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza. (2011) : Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science (Express)*, 2011.
- (26) Tsuji, T., Y. Ito, K. Kawamura, T. Kanamatsu, T. Kasaya, M. Kinoshita, T. Matsuoka, and YK11-04E and YK11-06E Shipboard Scientists (2012) : Seismogenic faults of the 2011 Great East Japan earthquake : insight from seismic data and seafloor observations, *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*, pp.281-288.
- (27) Tsuji, T., K. Kawamura, T. Kanamatsu, T. Kasaya, K. Fujikura, Y. Ito, T. Tsuru, and M. Kinoshita (2013) : Extension of continental

crust due to anelastic deformation in the 2011 Tohoku-oki earthquake : The role of extensional faulting in the generation of a great tsunami, Earth and Planetary Science Letters, 364, pp. 44-58.

- (28) Tanikawa W, Hirose T, Mukoyoshi H, Tadai O, Lin W (2013) : Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in the Japan Trench, Earth Planet Sci Lett , 382, pp.150-160. doi:10.1016/j.epsl.2013.08.052
- (29) Ujiie, K., Tanaka H, Saito T, Tsutsumi A, Mori J, Kameda J, Brodsky EE, Chester FM, Eguchi N, Toczko S, Scientists of Expedition 343 and 343 T (2013) : Low coseismic shear stress on the Tohoku-oki megathrust determined from laboratory experiments. Science, 342, pp.1211-1214. doi:10.1126/science.1243485.
- (30) Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015) : Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan, 202 Seismological Research Letters Volume 86, Number 1 January/February 2015, doi: 10.1785/0220140083.
- (31) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価 (第二版) について
- (32) BHASKAR KUNDU, V. K. GAHALAUT and J. K. CATHERINE (2012) : Seamount Subduction and Rupture Characteristics of the March 11, 2011, Tohoku Earthquake, JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA Vol. 79, March 2012, pp. 245-251

- (33) Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka, and T. Kanazawa (2008) : Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating M~7 Earthquakes, *Science*, Vol.321, pp.1194-1197. doi: 10.1126/science.1160250.
- (34) 望月公廣 (2011) : 茨城沖におけるアスペリティと地下構造, 地震予知連絡会会報, 第 85 巻.
- (35) Nakatani, Y., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Yamada, R. Hino, Y. Ito, Y. Murai, and T. Sato (2015) : Changes in seismicity before and after the 2011 Tohoku earthquake around its southern limit revealed by dense ocean bottom seismic array data, *Geophys. Res. Lett.*, 42, pp.1384-1389. doi: 10.1002/2015GL063140.
- (36) 海洋研究開発機構 (2012) : 東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造, プレスリリース.
https://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku_2/index.html
- (37) Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K. Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y. Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S., Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata (2011) : Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, 63, pp.835-840.
- (38) Hasegawa, A., K. Yoshida, Y. Asano, T. Okada, T. Iinuma, and Y. Ito (2012) : Change in stress field after the 2011 great Tohoku-

- Oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 355-356, pp.231-243,
doi:10.1016/j.epsl.2012.08.042.
- (39) 佐竹健治 (2013) : 第 197 回地震予知連絡会重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会会報 第 89 卷
- (40) 谷岡勇市郎 (2013) : アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について, 地震予知連絡会会報, 第 89 卷, pp.425-428.
- (41) 宍倉正展 (2013) : 1960 年チリ地震 (Mw 9.5) の履歴と余効変動, 地震予知連絡会会報, 89 卷, pp.417-420
- (42) Shennan, I., A. Long, N. Barlow, and R.A. Combellick (2007) :
Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/Sea-Level Changes in South Central Alaska, Durham University.
- (43) Rajendran, K. (2013) : On the Recurrence Of Great Subduction Zone Earthquakes, *Current Science*, Vol. 104, No. 7, pp.880-892.
- (44) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2012) : Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
- (45) Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson-Schwehr, Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists (2013) : Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *SCIENCE*, VOL 342.
- (46) J. Casey Moore, Terry A. Plank, Frederick M. Chester, Pratigya J.

- Polissar, and Heather M. Savage (2015) : Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate, *Geosphere*, GES01099.1, first published on April 22, 2015, doi:10.1130/GES01099.1.
- (47) 杉野英治, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭澤勝三, 亀田弘行, 今村文彦 (2014) : プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, *日本地震工学会論文集* 第14巻, 第5号, 2014
- (48) 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告) 巻末資料, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
- (49) Satoko Murotani, Kenji Satake , Yushiro Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- (50) 経済産業省 (2011) : 平成 23 年東北地方太平洋沖地震における女川原子力発電所及び東海第二発電所の地震観測記録及び津波波高記録について, www.ikata-tomeru.jp/wp-content/.../koudai116gousyo.pdf
- (51) 相田勇 (1977) : 陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—, *東京大学地震研究所彙報*, Vol. 52, pp. 441-460.
- (52) Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa, and T. Matsuzawa (2009) : What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters.*, 283, pp. 111-121.
- (53) JoseA. Alvarez-Gomez, Omar Q. Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-

- Quiroga, M. Gonzalez (2012) : Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics* 574-575, 133-143
- (54) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2011) : 確率論的津波ハザード解析の方法
- (55) 阿部勝征 (1989) : 地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 64, pp. 51-69
- (56) 防災科学技術研究所 (2004) : 5 万分の 1 地すべり地形分布図第 18 集 「白河・水戸」図集, 防災科学技術研究所研究資料, 第 247 号
- (57) 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・野原壮・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 (付図) . 海洋調査技術, Vol. 13, No.1, p. 27-53
- (58) 産業技術総合研究所 (2015) : 産業技術総合研究所ホームページ, 高分解能音波探査断面データベース, 東日本沖太平洋海域 (GH762) , 最新更新日 : 2015 年 5 月 1 日,
https://gbank.gsj.jp/sbp_db/GH762HTML/pages/762.html
- (59) 池原研・佐藤幹夫・山本博文 (1990) : 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用, 地質学雑誌 第 96 卷 第 1 号 37-39 ページ, 1990 年 1 月 *Jour. Geol. Soc. Japan*. Vol. 96, No. 1 p. 37-49 , January 1990
- (60) Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989) : Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *J. Geophys. Res.*, 94 (B12) , pp. 17465-17484, doi:10.1029/JB094iB12p17465.
- (61) Papadopoulos, G. A. and S. Kortekaas (2003) : Characteristics of

Landslide Generated Tsunamis from Observational Data, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Volume 19 of the series Advances in Natural and Technological Hazards Research, pp. 367-374.

- (62) 阿部なつ江・平野直人 (2007) : 新しい種類の火山活動プチスポットを発見, 海と地球の情報誌 2007年3-4月号, 1.
- (63) 平野直人 (2007a) : 北西太平洋の複数回の火山イベントー白亜紀から現在までー, 日本鉱物科学会 2007年度年会, セッション ID: G2-04.
- (64) 平野直人 (2007b) : プチスポット海底火山 ~新種の火山の発見~. Japan Geoscience Letters, 3, 2, 6-8.
- (65) Hirano, N. (2011) : Petit-spot volcanism: A new type of volcanic zone discovered near a trench, Geochemical Journal, Vol. 45, pp. 157 to 167, 2011
- (66) 平野直人・阿部なつ江・町田嗣樹・山本順司 (2010) : プチスポット火山から期待される海洋リソスフェアの包括的理解と地質学の新展開ー超モホール計画の提案ー. 地質学雑誌, 116, 1, 1-12.
- (67) Fujiwara, T., N. Hirano, N. Abe and K. Takizawa (2007) : Subsurface structure of the “petit-spot” volcanoes on the northwestern Pacific Plate, Geophysical Research Letters, Vol. 34, L13305.
- (68) 町田嗣樹・平野直人・木村純一 (2007) : プチスポット産アルカリ玄武岩の同位体組成が示す北西太平洋上部マントルの不均質性
- (69) Levin, B. and M. Nosov (2009) : Chapter 4 The Physics of Tsunami Formation by Sources of Nonseismic Origin, Physics of Tsunamis, Springer, pp.153-195.

- (70) 日本原子力学会標準（2012）：原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準：2011
- (71) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会（2009）：確率論的津波ハザード解析の方法（案）
- (72) 原子力安全基盤機構（2014）：確率論的手法に基づく基準津波策定手引き
- (73) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2014）：全国地震動予測地図2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～ 付録1
- (74) 茨城県東海地区海岸保全対策研究会（2005）：茨城県東海地区海岸の保全に関する技術検討資料
- (75) 藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫（1998）：津波による海底地形変化に関する研究，海岸工学論文集，第45巻，pp.376-380
- (76) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔（1999）：掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発，海岸工学論文集，第46巻，pp.606-610
- (77) L. MANSINHA AND D. E. SMYLIE（1971）：THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No5, PP1433-1440.
- (78) 長谷川賢一・鈴木考夫・稲垣和男・首藤伸夫（1987）：津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究，土木学会集，No.381/II-7, pp.111-120.
- (79) 後藤智明・小川由信（1982）：Leap-frog法を用いた津波の数値計算法，東北大学土木工学科資料,1982
- (80) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫（1998）：GISを利用した津波遡上計算と被害推定法，海岸工学論文集，第45巻，pp.356-360

- (81) 本間仁 (1940) : 低溢流堰堤の流量係数, 土木学会誌, 第 26 卷, 第 6 号, pp.635-645, 第 9 号, pp.849-862
- (82) Okumura, S. and N. Hirano (2013) : Carbon dioxide emission to Earth's surface by deep-sea volcanism, *Geology*, 41, pp.1167-1170.
- (83) Kozono, T., H. Ueda, T. Ozawa, T. Koyaguchi, E. Fujita, A. Tomiya, and Y. J. Suzuki (2013) : Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations, *Bull. Volcanol.* 75:695.
- (84) 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1992) : 土砂移動を伴う津波計算法の開発, 海岸工学論文集, 第 39 卷, pp.231-235
- (85) 電力土木技術協会 (1995) : 火力・原子力発電所土木構造物の設計—増補改訂版—, pp826-833
- (86) 千秋信一 (1967) : 発電水力演習, pp76-89
- (87) 土木学会 (1999) : 水理公式集 [平成 11 年版] , pp373-377
- (88) 産業技術総合研究所 (2016) : 津波堆積物データベース 2016 年 8 月 15 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース , 産業技術総合研究所.
- (89) チリ津波合同調査班 (1961) : 1960 年 5 月 24 日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善
- (90) McMurtry, G.M, P. Watts, G.J. Fryer, J.R. Smith, F. Imamura (2004) : Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands, *Marine Geology*, Vol. 203, Issues 3-4, pp.219-233.
- (91) Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989) : Prodigious submarine

landslides on the Hawaiian Ridge, J. Geophys. Res., 94 (B12) ,
pp. 17465-17484, doi:10.1029/JB094iB12p17465.

- (92) Herve Guillou, Michael O. Garcia, Laurent Turpin (1997) : Unspiked
K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot
spot seamounts Journal Volcanology and Geothermal Research 78
(1997) 239-249
- (93) 小林昭男・織田幸伸・東江隆夫・高尾 誠・藤井直樹 (1996) : 津波に
よる砂移動に関する研究, 海岸工学論文集, 第 43 卷, pp. 691-695

第 6.2-1 表 既往津波の文献調査

(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

太平洋沿岸に影響を及ぼした主な津波の一覧表 (地震規模8.0以上 (遠地津波については地震規模9.0以上) を抜粋)

発生年月日 元号	波源域	地震規模 ¹⁾		津波規模 ²⁾ m	地震・津波の概要 ³⁾	敷地への影響
		Mj	Mw			
869. 7. 13 貞観11	三陸沖	8.3 ±1/4	—	4, — [4]	三陸沿岸：城郭・倉庫・門櫓・垣壁など崩れ落ち倒潰するもの無数。津波が多賀城下を襲い、溺死約1千。流氷のどごとく隠映すという。三陸沖の巨大地震とみられる。	東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波と同等もしくは下回る規模
1611. 12. 2 慶長16	三陸沖	≒8.1	8.3	4, — [3-4]	三陸沿岸および北海道東岸：三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害が大きかった。伊達領内で死1783, 南部・津軽で人馬の死3千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く、北海道東部でも溺死が多かった。1933年三陸地震津波に似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1677. 11. 4 延宝5	房総沖	≒8.0	8.2	2, — [—]	磐城・常陸・安房・上総・下総：上旬より地震が多かった。磐城から房総にかけて津波があり、小名浜・中之作・薄磯・四倉・江名・豊間などで死・不明130余, 水戸領内で溺死36, 房総で溺死246余, 奥州岩沼領で死123	茨城県那珂湊 (現ひたちなか市) で4.5~5.5m
1700. 1. 26 元禄12	北米 北西部沖	—	9.0	—, —	北米北西部沖 (カスケード地帯)：三陸〜紀伊半島にかけて津波が来た。各地の津波の高さは岩手県宮古3m, 同大槌で2m, 茨城県那珂湊で約2mと推定される記録がある。宮古で津波の被害があったという。	茨城県那珂湊 (現ひたちなか市) で約2m
1793. 2. 17 寛政5	三陸沖	8.0~8.4	—	2, 2.5 [2]	陸前・陸中・磐城：仙台領内で家屋損壊1千余, 死12。沿岸に津波が来て、全体で家潰流失1730余, 船流破33, 死44以上。余震が多かった。相馬・いわきにおいて引きで津波がはじまっているのは1896年明治三陸地震と似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1896. 6. 15 明治29	三陸沖	8・1/4	8.3	4, 3.5 [3-4]	三陸沖：『明治三陸地震津波』：震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し、死者総数は21959 (青森343, 岩手18158, 宮城3452, 北海道6)。家屋流失全半潰8~9千, 船の被害約7千。波高は, 吉浜24.4m, 綾里38.2m, 田老14.6mなど。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1933. 3. 3 昭和8	三陸沖	8.1	8.4	3, 3	三陸沖：『三陸地震津波』：震害は少なかった。津波が太平洋岸を襲い、三陸沿岸で被害は甚大。死・不明3064, 家屋流失4034, 倒潰1817, 浸水4018。波高は綾里湾で28.7mにも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1952. 11. 4 昭和27	カムチャツカ半島 南東沖	—	9.0	1, —	カムチャツカ半島南東沖：『カムチャツカ津波』：太平洋沿岸に津波, 波高は1~3m程度。広範囲で家屋の浸水があり, 三陸沿岸では漁業関係の被害があった。	福島県沿岸で約0.5~1.5m
1960. 5. 22 昭和35	チリ 南部沖	—	9.5	2~3, —	チリ南部沖：『チリ地震津波』：津波が日本各地に襲来, 波高は三陸沿岸で5~6m, その他で3~4m。北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害が大きく, 沖縄でも被害があった。日本全体で死・不明142 (うち沖縄で3), 家屋全壊1500余, 半壊2千余	茨城県久慈港で約2.3m
1964. 3. 27 昭和39	アラスカ 湾	—	9.2	0, —	アラスカ湾：『アラスカ地震津波』：津波は太平洋沿岸各地に波及した。日本沿岸の検潮記録によると, 津波の高さは三陸沿岸南部でやや高かった。このため, この沿岸で浅海漁業施設に若干の被害があった。	小名浜で0.35m, 銚子で0.36m
1968. 5. 16 昭和43	青森県 東方沖	7.9	8.2	2, 2.5	青森県東方沖：『1968年十勝沖地震』：青森を中心に北海道南部・東北地方に被害。死52, 傷330, 建物全壊673, 半壊3004。青森県下で道路損壊も多かった。津波があり, 三陸沿岸3~5m, 浸水529, 船舶流失沈没127。コンクリート造建築の被害が目立った。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
2011. 3. 11 平成23	三陸沖	8.4	9.0	—, 4	東北沖：『平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震, 東日本大震災』：日本海溝沿いの沈み込み帯の大部分, 三陸沖中部から茨城県沖までのプレート境界を震源域とする逆断層型超巨大地震。3月9日にM7.3 (Mw7.4) の前震, 震源域内や付近の余震・誘発地震はM7.0以上が6回, M6.0以上が97回, 死18493, 不明2683, 傷6217, 住家全壊128801, 半壊269675。死者の90%以上が水死で, 被害の多くは巨大津波 (現地調査によれば最大約40m) によるもの。	発電所で概ね5~6m (最大6.5m)

1) 地震規模は, 宇佐美他 (2013) を参照した。

2) 津波規模mは, 宇佐美他 (2013) による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥 (1975) による値を参照した。

3) 地震・津波の概要は, 宇佐美他 (2013), 渡辺 (1998) 及び国立天文台 (2014) を参照した。

第 6.2-2 表 1960 年チリ地震の津波波源

(広域の再現解析：計算条件)

項目	条件	備考
計算領域	太平洋全域	
メッシュ構成	5分間隔格子	
基礎方程式	コリオリ力を考慮した線形Boussinesq理論	
初期変位量	Mansinha and Smylie (1971) ⁽⁷⁷⁾ の方法	
境界条件	沖側：自由透過 陸側：完全反射	
海底摩擦係数	考慮していない	
水平渦動粘性係数	考慮していない	
計算時間間隔	$\Delta t = 10$ 秒	C.F.L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後32時間	十分な計算時間となるように設定

第 6.2-3 表 1960 年チリ地震の津波波源

(発電所周辺の再現解析：計算条件)

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→ 発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他 (1987) ⁽⁷⁸⁾
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川 (1982) ⁽⁷⁹⁾ の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川 (1982) の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie (1971) の方法	
境界条件	沖側：後藤・小川 (1982) の自由透過の条件 陸側：敷地周辺 (計算格子間隔80m~5m) の領域は 小谷他 (1998) ⁽⁸⁰⁾ の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤：本間公式 (1940) ⁽⁸¹⁾ 護岸：相田公式 (1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 ($n=0.03m^{-1/3s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない ($K_h=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t = 0.05$ 秒	C.F.L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後20~32時間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P. +0.02m	茨城港常陸那珂港区 (茨城港日立港区) の潮位表 (平成16年~平成21年) を用いて設定

第 6.2-4 表 東北地方太平洋沖型の津波波源

(広域の再現解析：計算条件)

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合1, 350m→450m→150m→沿岸50m	長谷川他 (1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川 (1982) の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川 (1982) の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie (1971) の方法	
境界条件	沖側：後藤・小川 (1982) の自由透過の条件 陸側：計算格子間隔50m領域は小谷他 (1998) の陸上 遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤：本間公式 (1940) 護岸：相田公式 (1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 ($n=0.03m^{-1/3}s$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない ($K_h=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t = 0.5$ 秒	C. F. L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T. P. -0.4m	地震発生時の潮位

津波水位=潮位+水位変動量+2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量

第 6.2-5 表 東北地方太平洋沖型の津波波源

(発電所周辺の再現解析：計算条件)

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合4, 320m→2, 160m→720m→沿岸域240m→ 発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他 (1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川 (1982) の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川 (1982) の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie (1971) の方法	
境界条件	沖側：後藤・小川 (1982) の自由透過の条件 陸側：敷地周辺 (計算格子間隔80m~5m) の領域は 小谷他 (1998) の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤：本間公式 (1940) 護岸：相田公式 (1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 ($n=0.03m^{-1/3}s$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない ($K_h=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t = 0.05$ 秒	C. F. L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T. P. -0.49m	地震発生時の日立港潮位

津波水位=潮位+水位変動量+2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量

第 6.2-6 表 東北地方太平洋沖型の津波波源

(津波予測解析：計算条件)

項目	条件		備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋		
メッシュ構成	沖合4, 320m→2, 160m→720m→沿岸域240m→ 発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m		長谷川他 (1987)
基礎方程式	非線形長波理論		後藤・小川 (1982) の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法		後藤・小川 (1982) の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie (1971) の方法		
境界条件	沖側：後藤・小川 (1982) の自由透過の条件 陸側：敷地周辺 (計算格子間隔80m~5m) の領域は 小谷他 (1998) の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件		
越流条件	防波堤：本間公式 (1940) 護岸：相田公式 (1977)		
防潮堤	鉛直無限壁		
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 ($n=0.03m^{-1/3s}$)		
水平渦動粘性係数	考慮していない ($K_h=0$)		
計算時間間隔	$\Delta t = 0.05$ 秒		C.F.L. 条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間		十分な計算時間となるように設定
潮位条件	概略パラメータスタディ	T.P. +0.02m	茨城港常陸那珂港区 (茨城港日立港区) の潮位表 (平成16年~平成21年) を用いて設定
	詳細パラメータスタディ	T.P. +0.61m (上昇側) T.P. -0.81m (下降側)	

津波水位 = 潮位 + 水位変動量 + 2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量 + 津波予測解析による地殻変動量

第 6.2-7 表 東北地方太平洋沖型の津波波源

(概略パラメータスタディの評価結果)

位置	防潮堤前面	取水口前面
	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
基準	7.36	-3.52
南へ10km移動	<u>8.13</u>	-3.19
南へ20km移動	8.09	-3.04
南へ30km移動	7.75	<u>-3.69</u>

第 6.2-8 表 茨城県沖に想定する津波波源

(概略パラメータスタディの評価結果：検討モデル A)

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	A-1	7.71	-4.18
南へ10km移動	A-2	7.99	-4.35
南へ20km移動	A-3	<u>8.17</u>	-4.49
南へ30km移動	A-4	7.53	<u>-4.52</u>
南へ40km移動	A-5	6.69	-4.35
南へ50km移動	A-6	6.18	-4.08

第 6.2-9 表 茨城県沖に想定する津波波源

(概略パラメータスタディの評価結果：検討モデル B)

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	B-1	5.70	-3.57
南へ10km移動	B-2	6.17	-3.88
南へ20km移動	B-3	6.27	-4.14
南へ30km移動	B-4	6.82	-4.27
南へ40km移動	B-5	6.32	-4.35
南へ50km移動	B-6	5.41	-3.90

第 6.2-10 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(概略パラメータスタディの評価結果：検討モデル A)

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	取水口前面 最大水位下降量 (m)
基準	A-1	16.78	-5.16
南へ10km移動	A-2	17.34	-5.17
南へ20km移動	A-3	<u>17.60</u>	-5.24
南へ30km移動	A-4	17.22	-5.44
南へ40km移動	A-5	16.22	<u>-5.47</u>
南へ50km移動	A-6	14.68	-5.42
南へ60km移動	A-7	12.20	-5.20
南へ70km移動	A-8	10.38	-5.03

第 6.2-11 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(概略パラメータスタディの評価結果：検討モデル B)

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	取水口前面 最大水位下降量 (m)
基準	B-1	16.30	-4.93
南へ10km移動	B-2	16.75	-4.94
南へ20km移動	B-3	15.73	-5.08
南へ30km移動	B-4	15.93	-5.15
南へ40km移動	B-5	16.21	-5.04
南へ50km移動	B-6	13.74	-4.83
南へ60km移動	B-7	11.08	-4.73
南へ70km移動	B-8	9.36	-4.47

第 6.2-12 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(詳細パラメータスタディの評価結果：水位上昇側)

A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量※1 (m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
①	11.52	13.66	13.62	13.46	14.36
②	11.24	12.33	13.27	13.83	14.09
③	11.01	12.20	13.14	14.28	14.76
④	12.29	13.08	13.72	14.53	15.00
⑤	12.01	12.74	13.36	14.22	14.68
⑥	14.28	14.41	15.13	15.89	<u>16.08</u> ※2

※1 立ち上がり時間：30秒

※2 取水口前面の最大水位上昇量：13.09 m

第 6.2-13 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(詳細パラメータスタディの評価結果：水位下降側)

A-5	取水口前面の最大水位下降量※ (m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
①	-4.71	-4.83	-4.84	-4.88	-4.90
②	-4.84	-4.85	-4.85	-4.88	-4.90
③	-4.91	-4.91	-4.92	-4.92	-4.93
④	-4.93	-4.92	-4.92	-4.92	-4.92
⑤	<u>-4.970</u>	-4.95	-4.94	-4.94	-4.93
⑥	-4.969	-4.96	-4.95	-4.94	-4.94

※立ち上がり時間：30秒

第 6.2-14 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
 (詳細パラメータスタディの評価結果：水位上昇側)

A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量(m)
	破壊開始点⑥
立ち上がり時間(秒)	破壊伝播速度：3.0km/s
30	<u>16.08</u>
60	15.74

第 6.2-15 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
 (詳細パラメータスタディの評価結果：水位下降側)

A-5	取水口前面の最大水位下降量(m)
	破壊開始点⑤
立ち上がり時間(秒)	破壊伝播速度：1.0km/s
30	<u>-4.970</u>
60	-4.967

第 6.2-16 表 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
 (詳細パラメータスタディの評価結果：まとめ)

項目	水位	パラメータ
最高水位※1 (防潮堤前面)	T.P. +17.2m※2	A-3, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s及び立ち上がり時間30秒
最低水位※1 (取水口前面)	T.P. -5.3m	A-5, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s及び立ち上がり時間30秒

※1 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮
 ※2 同パラメータによる取水口前面の最高水位はT.P. +14.3mである。

第 6.2-17 表 海洋プレート内地震

(概略パラメータスタディの評価結果：西傾斜)

ケース		防潮堤前面	取水口前面
位置	走向	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
北へ192km移動	-10°	—	-3.50
	±0°	—	-3.31
	+10°	—	-3.17
北へ144km移動	-10°	2.90	-3.72
	±0°	2.90	-4.18
	+10°	3.00	-4.01
北へ96km移動	-10°	4.92	-4.06
	±0°	4.99	-4.05
	+10°	4.90	-3.98
北へ48km移動	-10°	<u>6.44</u>	-3.95
	±0°	4.84	-4.11
	+10°	5.42	<u>-4.19</u>
基準	-10°	4.63	-3.66
	±0°	4.10	-4.12
	+10°	4.56	-3.86

第 6.2-18 表 海洋プレート内地震

(概略パラメータスタディの評価結果：東傾斜)

ケース		防潮堤前面	取水口前面
位置	走向	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
北へ192km移動	-10°	—	-3.02
	±0°	—	-3.27
	+10°	—	-3.18
北へ144km移動	-10°	4.63	-3.90
	±0°	2.90	-3.84
	+10°	3.46	-3.62
北へ96km移動	-10°	4.78	-3.66
	±0°	3.40	-3.87
	+10°	4.62	-3.86
北へ48km移動	-10°	5.02	-4.02
	±0°	4.57	-3.63
	+10°	4.49	-3.58
基準	-10°	3.48	-3.86
	±0°	4.78	-3.91
	+10°	4.91	-3.78

第 6.2-19 表 海域の活断層による地殻内地震

(簡易予測式による推定津波高の評価結果)

	地震モデル	Mw	長さ： L (km)	幅： W (km)	すべり 量： D (m)	地震モー メント： Mo (Nm)	敷地から の距離： Δ (km)	推定津 波高： Ht (m)
①	F1断層，北方陸域 の断層，塩ノ平地 震断層の連動	7.4	58	—	—	1.47×10^{20}	40	<u>1.8</u>
②	F3断層，F4断層の 連動	6.5	16	10.7	1.33	7.97×10^{18}	21	0.5
③	F8断層	6.9	26	—	—	2.95×10^{19}	28	0.8
④	F11断層	5.5	5	3.3	0.42	2.43×10^{17}	41	0.1
⑤	F16断層	6.9	26	—	—	2.95×10^{19}	20	1.2

第 6.2-20 表 海底火山（プチスポット）の文献調査
 （特徴及び津波発生の可能性の検討）

項目	特徴
地学的位置	アウターライズ地形の東側（三陸沖の太平洋プレート上）
水深	5,000～6,000m
長径	1～2km
比高	数100m
体積	1km ³ 程度以下
形状	円錐状
火山形式	単成火山（1回の噴火で形成された火山）
火山活動範囲	日本海溝から600km
活動時期	5万年～850万年前
起源	浅部マントル起源（マグマはアセノスフェアから亀裂に沿って海底に染み出す）
岩質	アルカリ玄武岩
噴出物の特徴	<ul style="list-style-type: none"> ・枕状溶岩 ・縄状構造 ・山頂の周り数100mの範囲に火山弾 ・著しく発泡した溶岩

第 6.2-21 表 海底火山（プチスポット）の波源パラメータ

入力データ	入力値	備考
噴出物の体積（マグマ噴出量）： V_0 (m ³)	1×10^9	Okumura and Hirano (2013) ⁽⁸²⁾ を参考に設定
プチスポット位置の水深： H (m)	5,000	
噴火の継続時間： τ (sec)	1×10^5	Kozono et al. (2013) ⁽⁸³⁾ を参考に設定
重力加速度： g (m/s ²)	9.8	

第 6.2-22 表 海底火山（プチスポット）の評価結果

出力項目	推定値	備考
津波の初期水位： ξ_0 (m)	6.50×10^{-7}	<ul style="list-style-type: none"> ・Levin and Nosov (2009) の津波水位の推定方法より算出 ・発電所は波源域内*に含まれるため、発電所前面における水位はξ_0にほぼ等しいと考えられる。 ※プチスポットから発電所までの距離：200～400km
波源の半径： r (m)	2.21×10^7	

第 6.2-23 表 基準津波の評価

(評価位置における結果)

項目	地震に起因する津波
地震種別	茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震
最高水位 ^{※1} (防潮堤前面)	T. P. +17.1m
最低水位 ^{※1} (取水口前面)	T. P. -4.9m

※1 潮位及び地殻変動量 (2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む) を考慮

第 6.2-24 表 基準津波の評価

(貯留堰天端高さを下回る継続時間の評価結果)

名称	基準津波 (下降側最大)	運転可能継続時間
継続時間 (貯留堰前面)	1.5分	約30分

第 6.2-25 表 「①津波波源選定モデル」による基準津波波源位置の
影響検討結果

(水位上昇側：検討モデル A)

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
基準	A-1	16.79	16.78
南へ10km移動	A-2	17.29	17.34
南へ20km移動	A-3	<u>17.54</u>	<u>17.60</u>
南へ30km移動	A-4	17.01	17.22
南へ40km移動	A-5	16.05	16.22
南へ50km移動	A-6	14.64	14.68

第 6.2-26 表 「①津波波源選定モデル」による基準津波波源位置の
影響検討結果

(水位上昇側：検討モデル B)

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
基準	B-1	16.06	16.30
南へ10km移動	B-2	16.04	16.75
南へ20km移動	B-3	15.65	15.73
南へ30km移動	B-4	15.89	15.93
南へ40km移動	B-5	15.98	16.21
南へ50km移動	B-6	13.84	13.74

第 6.2-27 表 「①津波波源選定モデル」による基準津波波源位置の
影響検討結果

(水位下降側：検討モデル A)

位置		最大水位下降量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
		貯留堰前面	取水口前面
基準	A-1	-5.08	-5.16
南へ10km移動	A-2	-5.13	-5.17
南へ20km移動	A-3	-5.15	-5.24
南へ30km移動	A-4	-5.42	-5.44
南へ40km移動	A-5	<u>-5.46</u>	<u>-5.47</u>
南へ50km移動	A-6	-5.41	-5.42

第 6.2-28 表 「①津波波源選定モデル」による基準津波波源位置の
影響検討結果

(水位下降側：検討モデル B)

位置		最大水位下降量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
		貯留堰前面	取水口前面
基準	B-1	-4.91	-4.93
南へ10km移動	B-2	-4.92	-4.94
南へ20km移動	B-3	-5.06	-5.08
南へ30km移動	B-4	-5.14	-5.15
南へ40km移動	B-5	-5.02	-5.04
南へ50km移動	B-6	-4.82	-4.83

第 6.2-29 表 「①津波波源選定モデル」による基準津波の
最高水位位置及び水位の影響検討結果

名称	基準津波設定モデル	①津波波源選定モデル
最大水位上昇量（防潮堤前面）	15.96m	16.08m
最大水位下降量（取水口前面）	-4.59m	-4.97m

第 6.2-30 表 「②設備影響検討モデル」による基準津波の
最高水位位置及び水位の影響検討結果

名称	基準津波設定モデル	②設備影響検討モデル
最大水位上昇量（防潮堤前面）	15.96m	15.96m
最大水位下降量（取水口前面）	-4.59m	-4.59m

第 6.4-1 表 砂移動評価

(計算条件)

	設定値	備考
砂移動モデル	・藤井他(1998)によるモデル ・高橋他(1999)によるモデル	
空間格子間隔	沖合4320m→2160m→720m→沿岸域240m→ 敷地周辺80m→40m→20m→10m→5mへ順次細分化	
計算時間間隔	0.05秒	
マニングの粗度係数	0.03 m ^{-1/3} ・s	土木学会(2016)
浮遊砂上限濃度	・藤井他(1998)の手法 1%, 5% ・高橋他(1999)の手法 1%	
砂の粒径	0.15mm	底質調査より設定
砂粒の密度	2.72 g/cm ³	底質調査より設定
空隙率	0.4	高橋他(1992) (84)
海水の密度	1.03 g/cm ³	理科年表より設定
潮位条件*	水位上昇側: T.P. +0.81m 水位下降側: T.P. -0.61m	
計算時間	地震発生後240分間 (4時間)	
初期砂層厚	無限	

※ 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量を考慮

第 6.4-2 表 砂移動評価の条件選定結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	取水口前面		(参考) SA用海水ピット取水塔	
			砂の堆積厚さ	水位	砂の堆積厚さ	水位
水位上昇側	藤井他 (1998)	1%	0.01 m	最高水位 T.P. +14.2 m	0.12 m	最高水位 T.P. +14.1 m
		5%	0.01 m		0.12 m	
	高橋他 (1999)	1%	0.33 m		0.45 m	
水位下降側	藤井他 (1998)	1%	0.01 m	最低水位 T.P. -4.9 m	0.08 m	最低水位 T.P. -2.2 m
		5%	0.01 m		0.08 m	
	高橋他 (1999)	1%	0.19 m		0.26 m	

第 6.4-3 表 砂移動評価結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	取水口前面		(参考) SA用海水ピット取水塔	
			砂の堆積厚さ	水位	砂の堆積厚さ	水位
水位上昇側	高橋他 (1999)	1%	0.31 m	最高水位 T.P. +14.1 m	0.46 m	最高水位 T.P. +14.1 m
水位下降側	高橋他 (1999)	1%	0.20 m	最低水位 T.P. -4.9 m	0.26 m	最低水位 T.P. -2.2 m

第 6.4-4 表 海水ポンプ室における砂の堆積厚さの評価
(計算条件)

項目	設定内容
計算領域	取水口～取水路～取水ピット
基礎方程式	非定常開水路流及び管路流の連続式・運動方程式 ^{※1}
非常用海水ポンプ 取水条件	流量：2,549.4 (m ³ /hr) ・残留熱除去系海水ポンプ：885.7 (m ³ /hr/台) × 2 台 ・非常用ディーゼル発電機用海水ポンプ：272.6 (m ³ /hr/台) × 2 台 ・高圧炉心スプレイ系ディーゼル発電機用海水ポンプ：232.8 (m ³ /hr/台) × 1 台
マンニングの粗度係数	n=0.020m ^{-1/3} ・s
貝の付着代	貝代10cmを考慮
局所損失係数	電力土木技術協会(1995) ⁽⁸⁵⁾ ：火力・原子力発電所土木構造物の設計一増補改訂版一 千秋信一(1967) ⁽⁸⁶⁾ ：発電水力演習 土木学会(1999) ⁽⁸⁷⁾ ：水理公式集 [平成11年版]
入射条件	基準津波：水位上昇側，水位下降側
計算時間間隔	Δt=0.01秒
計算時間	地震発生後240分間 (4時間)
潮位条件 ^{※2}	水位上昇側：T.P.+0.81m 水位下降側：T.P.-0.61m

※1 基礎方程式

<開水路>

$$a) \text{運動方程式} \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial H}{\partial x} + gA \left(\frac{n^2 |v| v}{R^{4/3}} + \frac{1}{\Delta x} f \frac{|v| v}{2g} \right) = 0$$

$$b) \text{連続式} \quad \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

<管路>

$$a) \text{運動方程式} \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial H}{\partial x} + gA \left(\frac{n^2 |v| v}{R^{4/3}} + \frac{1}{\Delta x} f \frac{|v| v}{2g} \right) = 0$$

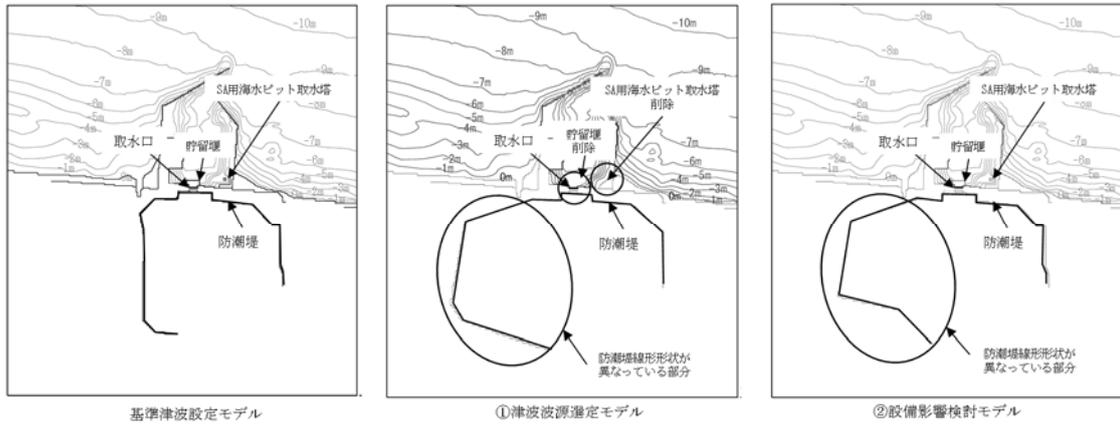
$$b) \text{連続式} \quad \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

ここに、 t ：時間 Q ：流量 v ：流速 x ：管底に沿った座標 A ：流水断面積 H ：圧力水頭+位置水頭 (管路の場合) / 位置水頭 (開水路の場合)
 z ：管底高 g ：重力加速度 n ：マンニングの粗度係数 R ：径深 Δx ：管路の流れ方向の長さ f ：局所損失係数

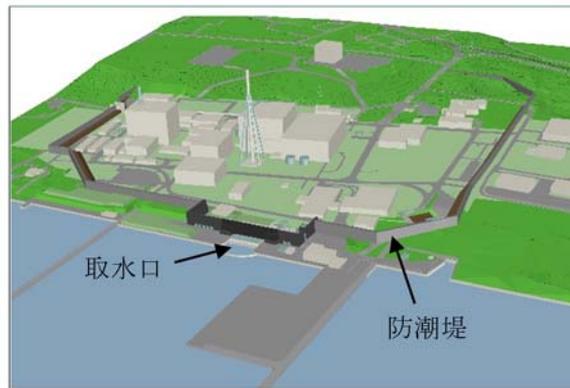
※2 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量を考慮

第 6.4-5 表 海水ポンプ室における砂の堆積厚さの評価結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	海水ポンプ室における 砂の堆積厚さ
水位上昇側	高橋他 (1999)	1%	0.01 m
水位下降側	高橋他 (1999)	1%	0.01 m



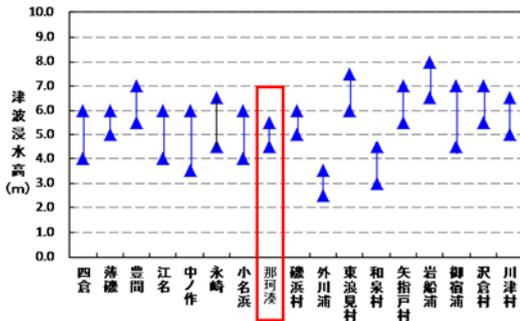
第 6.1-1 図 評価に用いたモデル



第 6.1-2 図 津波水位の評価地点



図019-1 延宝房総沖津波を発生させた地震の震度分布
(渡辺(1998)に加筆)

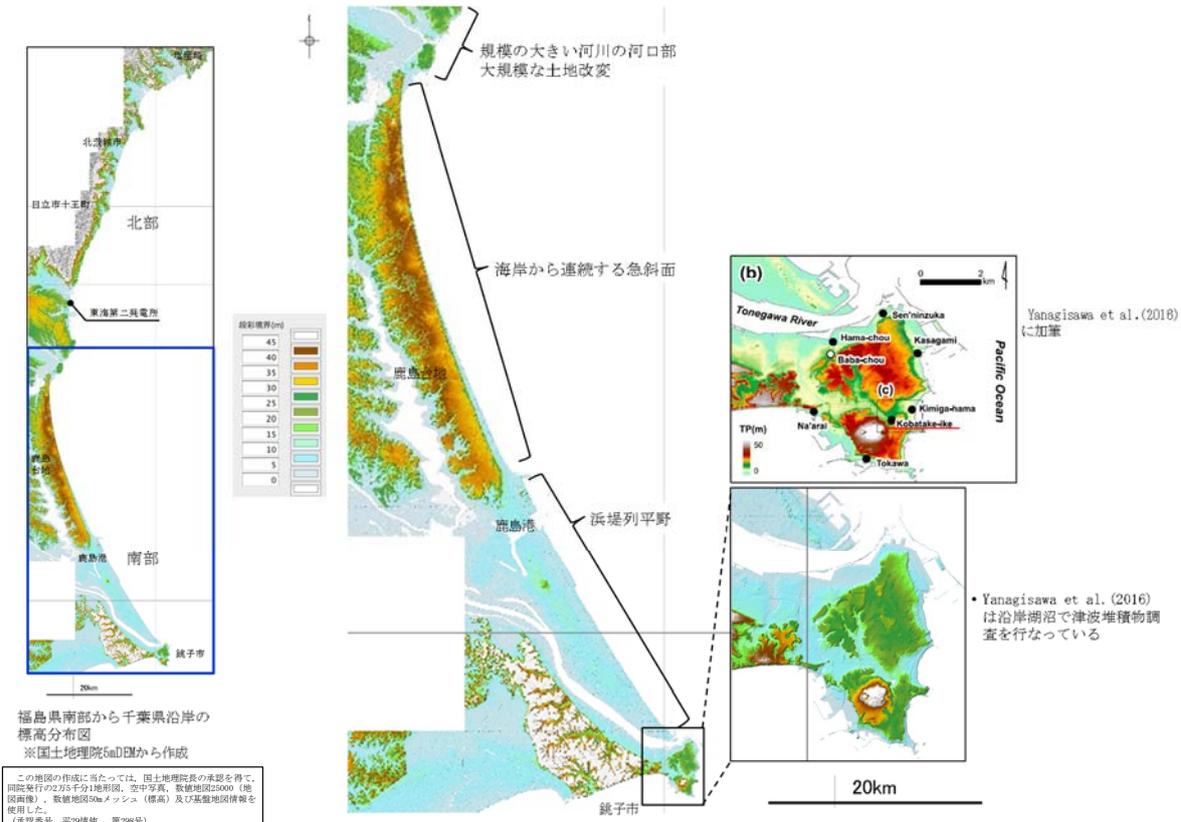
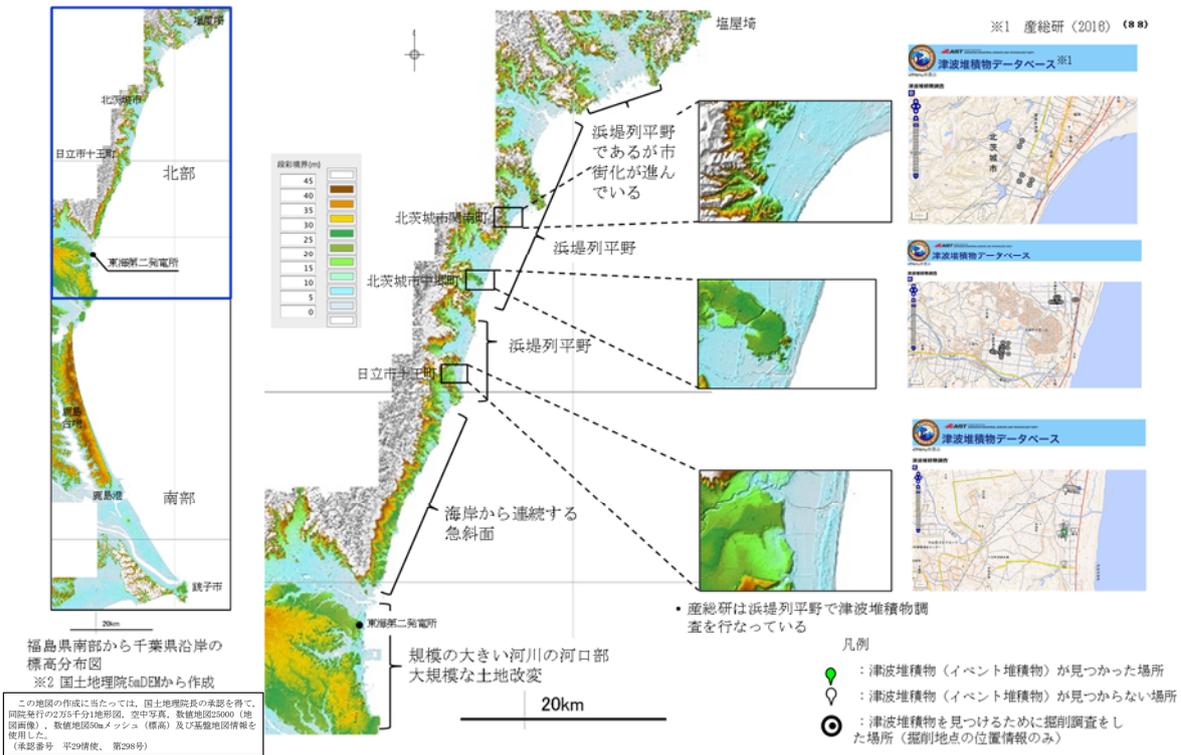


1677年延宝房総沖地震による福島県～茨城県及び千葉県
各地の津波浸水高 (推定)

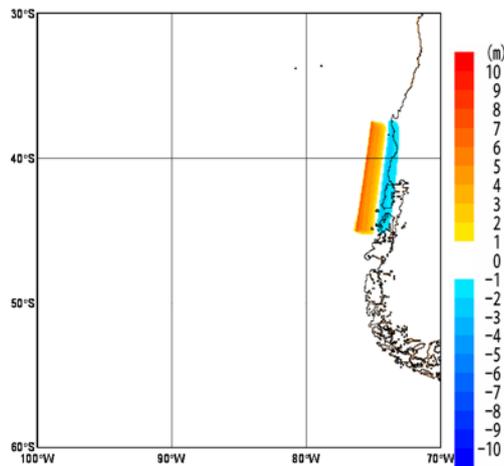


延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査
(竹内他(2007)に加筆)

第 6.2-1 図 既往津波の文献調査
(1677 年延宝房総沖地震津波の痕跡高)



第 6.2-2 図 地形判読結果
(津波堆積物調査)



地殻変動量 (1960年チリ地震)

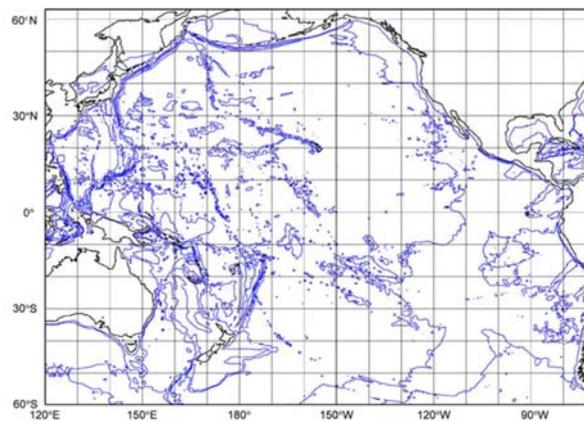
破壊開始点 : 無し
 破壊伝播速度 : ∞
 立ち上がり時間 : 0秒

1960年チリ地震津波の諸元

パラメータ	設定値
Mw	9.2
長さ : L (km)	850
幅 : W (km)	130
上縁深さ : d (km)	4
すべり量 : D (m)	17
傾斜角 : δ (°)	20
すべり角 : λ (°)	105
走向 : θ (°)	N7° E

第 6.2-3 図 1960 年チリ地震の津波波源

(波源モデルの設定)

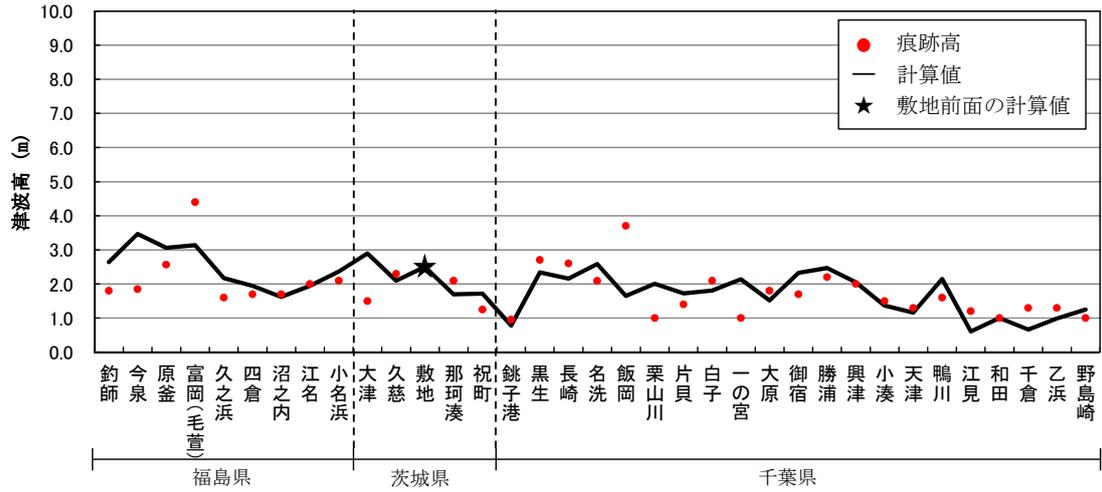


コンター線は 2000m 間隔

計算領域と格子分割 (太平洋域)

第 6.2-4 図 1960 年チリ地震の津波波源

(広域 (遠地津波) の再現解析 : 計算領域及び格子間隔)



福島県～千葉県南部における1960年チリ地震に伴う津波の痕跡高
(チリ津波合同調査班(1961)^(8,9))のデータを使用

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
34	0.96	1.44

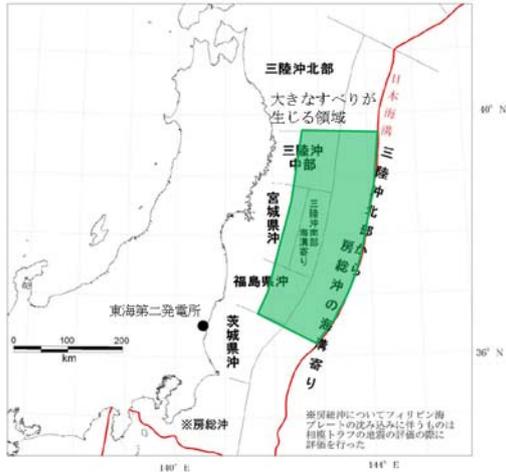
【幾何平均K及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】
 $0.95 < K < 1.05$
 $\kappa < 1.45$

(土木学会(2016))

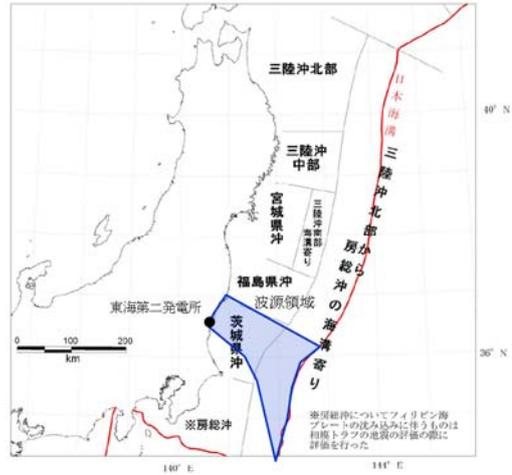
第 6.2-5 図 1960 年チリ地震の津波波源

(再現解析：評価結果)

【東北地方太平洋沖型の津波波源】



【茨城県沖に想定する津波波源】

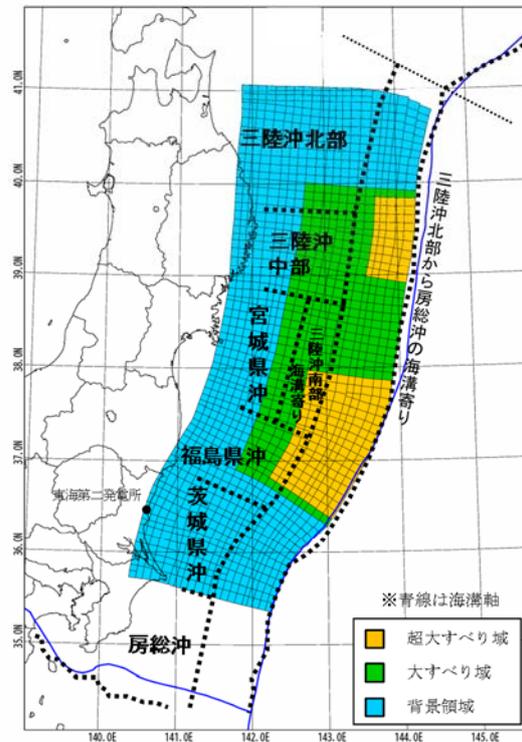


(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

第 6.2-6 図 プレート間地震に起因する津波
(波源領域の設定)

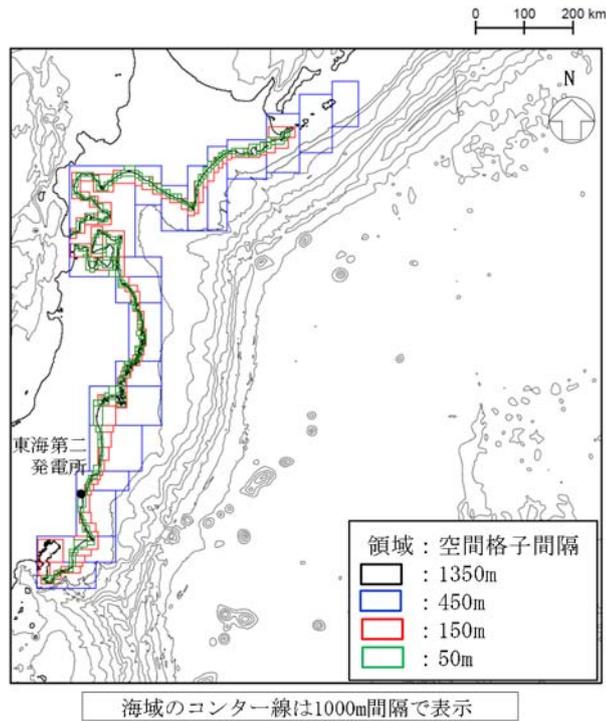
パラメータ	設定値
断層面積 : S	134,733 km ²
平均応力降下量 : $\Delta\sigma$	3.0 Mpa
剛性率 : μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード : Mw	9.1
平均すべり量 : D	9.6 m
地震モーメント : M ₀	6.1×10^{22} Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	28.9 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の15% (20,010 km ²)
大すべり域	すべり量	13.5 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の25% (33,825 km ²)
背景領域	すべり量	3.2 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の60% (80,898 km ²)

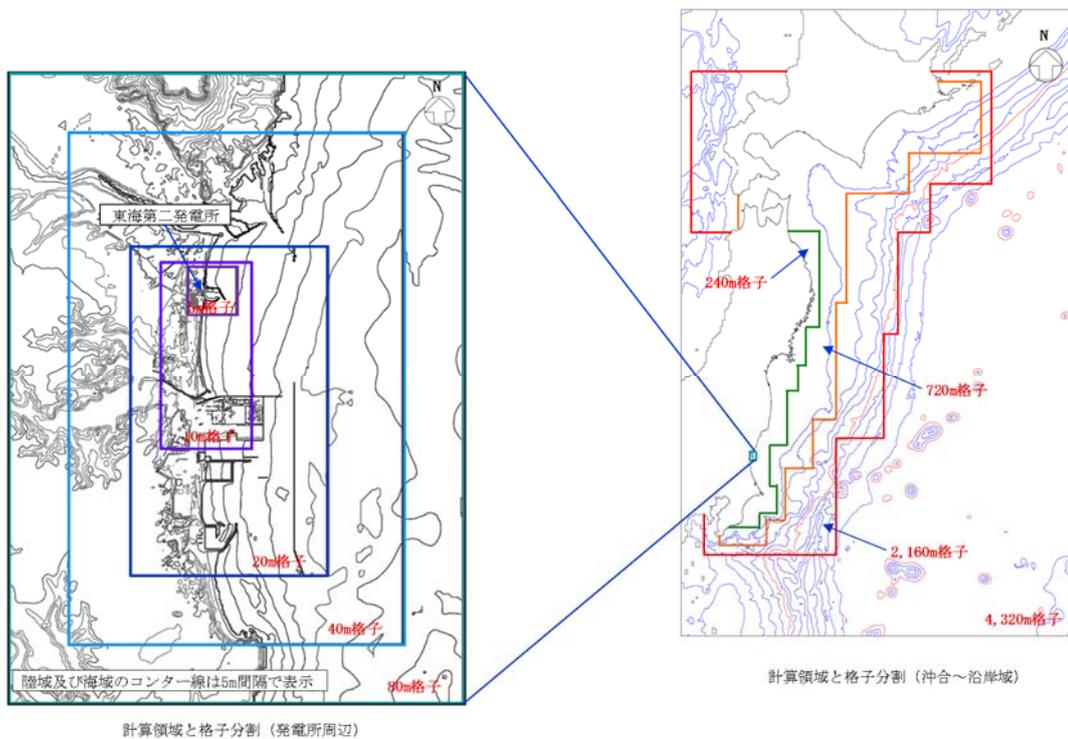


特性化波源モデル (一例)

第 6.2-7 図 東北地方太平洋沖型の津波波源
(特性化波源モデルの諸元)

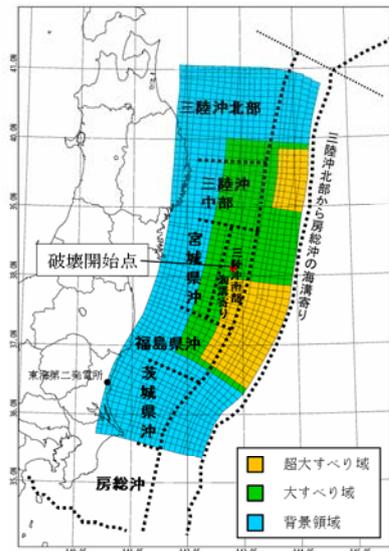


第 6.2-8 図 東北地方太平洋沖型の津波波源
(広域の再現解析：計算格子)



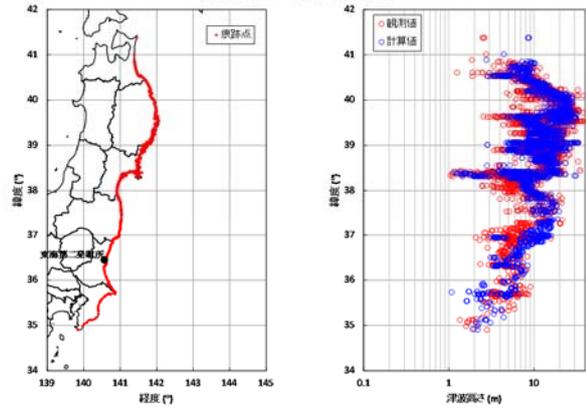
第 6.2-9 図 東北地方太平洋沖型の津波波源
(発電所周辺の再現解析：計算格子)

【東北地方太平洋沖型の特性化波源モデル】



破壊開始点：震源位置
 破壊伝播速度：3.0km/s
 立ち上がり時間：30秒

【再現性の確認結果】



青森県北部～千葉県南部における2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の
 痕跡地点（左図）及び痕跡高（右図）
 （東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2012）のデータを使用）

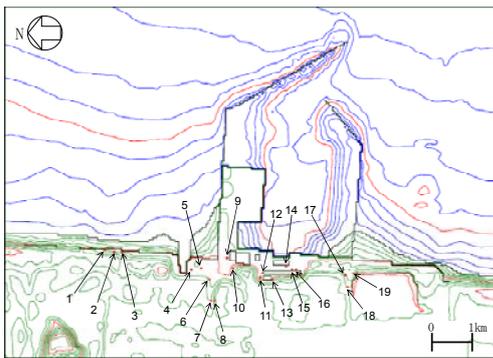
地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
2,772	0.94	1.43

【幾何平均K及び幾何標準偏差κの再現性の目安】
 $0.95 < K < 1.05$
 $\kappa < 1.45$

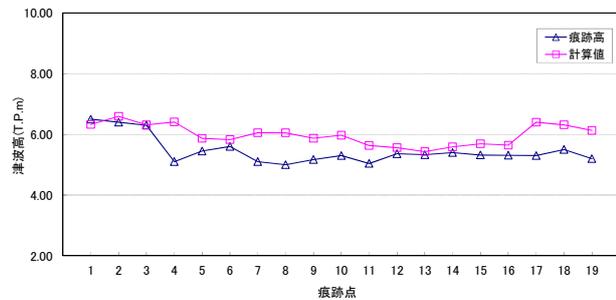
（土木学会（2016））

第 6.2-10 図 東北地方太平洋沖型の津波波源

（広域の再現解析：確認結果）



敷地内評価点



計算値と痕跡高の比較

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
19	0.89	1.08

【幾何平均K及び幾何標準偏差κの再現性の目安】
 $0.95 < K < 1.05$
 $\kappa < 1.45$

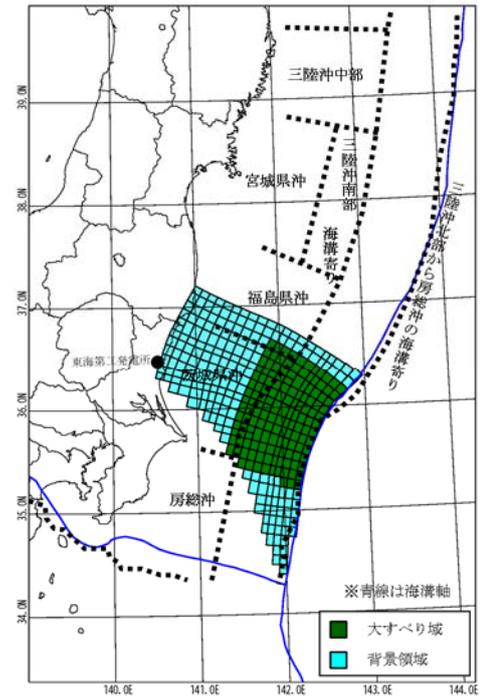
（土木学会（2016））

第 6.2-11 図 東北地方太平洋沖型の津波波源

（発電所周辺の再現解析：確認結果）

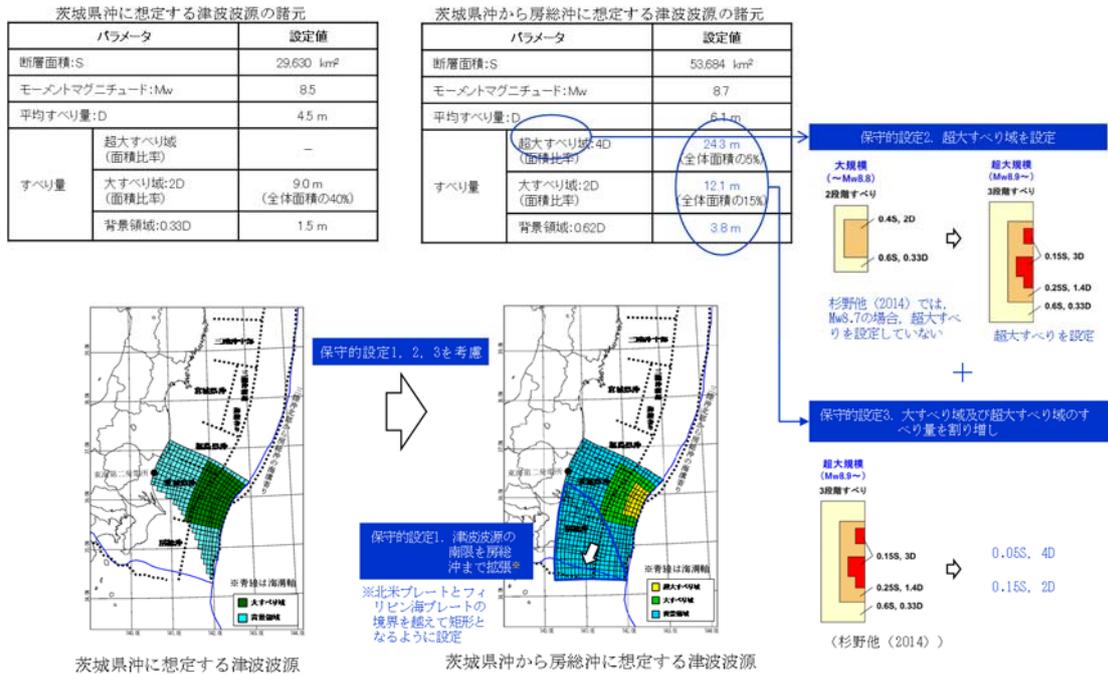
パラメータ	設定値
断層面積 : S	29,630 km ²
平均応力降下量 : $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率 : μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード : Mw	8.5
平均すべり量 : D	4.5 m
地震モーメント : M ₀	6.3×10^{21} Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	—
	面積比率 (断層面積)	—
大すべり域	すべり量	9.0 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の40% (11,862 km ²)
背景領域	すべり量	1.5 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の60% (17,768 km ²)



特性化波源モデル (一例)

第 6.2-12 図 茨城県沖に想定する津波波源
(特性化波源モデルの諸元)



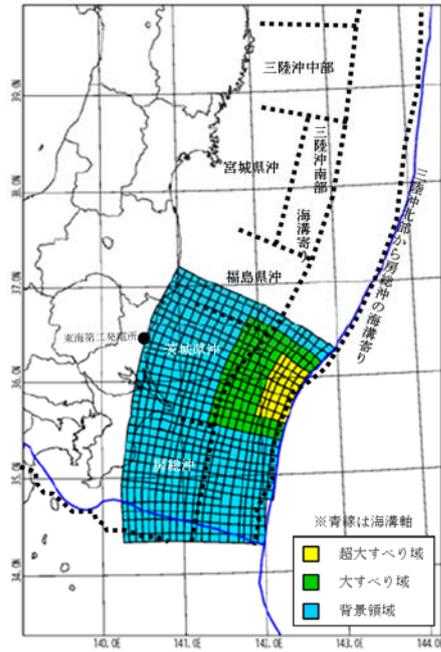
第 6.2-13 図 保守性を考慮した特性化波源モデルの設定方法

波源	茨城県沖に想定する津波波源	茨城県沖から房総沖に想定する津波波源		
		【保守的設定1】 津波波源の南限を 房総沖まで拡張	【保守的設定1,2】 津波波源の南限を 房総沖まで拡張 + 超大すべり域を設定	【保守的設定1,2,3】 津波波源の南限を 房総沖まで拡張 + 超大すべり域を設定 + 大すべり域及び超大すべり域 のすべり量を割り増し
断層面積:S	29,630 km ²	53,684 km ²	53,684 km ²	53,684 km ²
モーメントマグニチュード: Mw	8.5	8.7	8.7	8.7
平均すべり量:D	4.5 m	6.1 m	6.1 m	6.1 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	-	18.2 m (3D) (全体面積の15%)	24.3 m (4D) (全体面積の5%)
	大すべり域 (面積比率)	9.0 m (2D) (全体面積の40%)	12.1 m (2D) (全体面積の40%)	8.5 m (1.4D) (全体面積の25%)
	背景領域 (面積比率)	1.5 m (0.33D) (全体面積の80%)	2.0 m (0.33D) (全体面積の80%)	2.0 m (0.33D) (全体面積の80%)
特性化波源モデル (一例)				

第 6.2-14 図 保守性を考慮した特性化波源モデルの各種パラメータ

パラメータ	設定値
断層面積：S	53,684 km ²
平均応力降下量： $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率： μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード：M _w	8.7
平均すべり量：D	6.1 m
地震モーメント：M ₀	1.5×10^{22} Nm

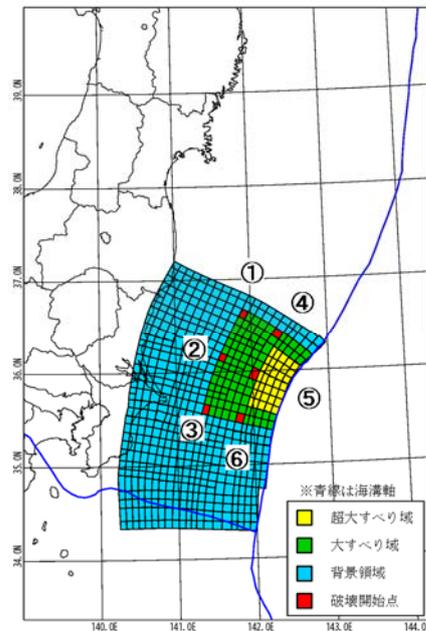
パラメータ		設定値
超巨大すべり域	すべり量	24.3 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の5% (2,659 km ²)
巨大すべり域	すべり量	12.1 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の15% (8,231 km ²)
背景領域	すべり量	3.8 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の80% (42,794 km ²)



特性化波源モデル（一例）

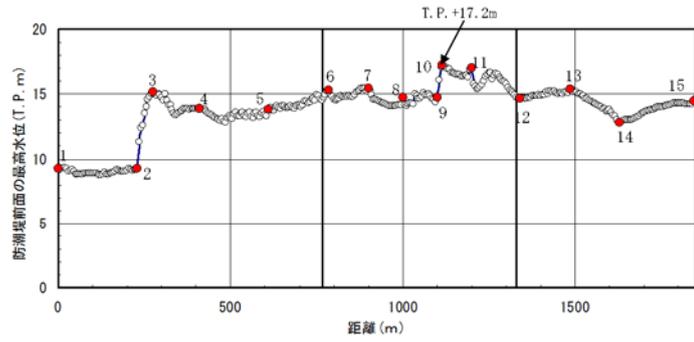
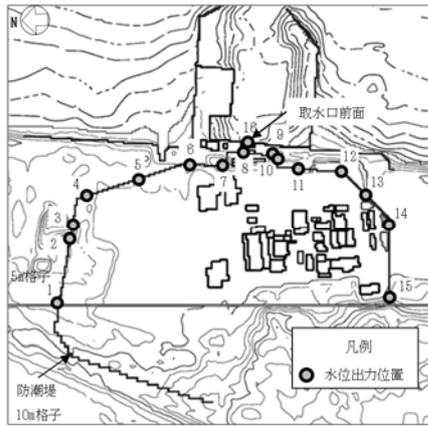
第 6.2-15 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(特性化波源モデルの諸元)

項目	設定値
破壊開始点	①～⑥（右図参照）
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒



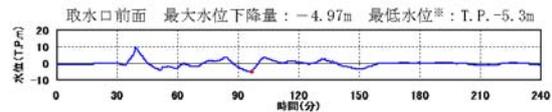
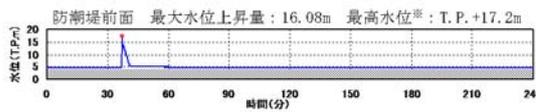
破壊開始点位置図

第 6.2-16 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(詳細パラメータスタディの設定)



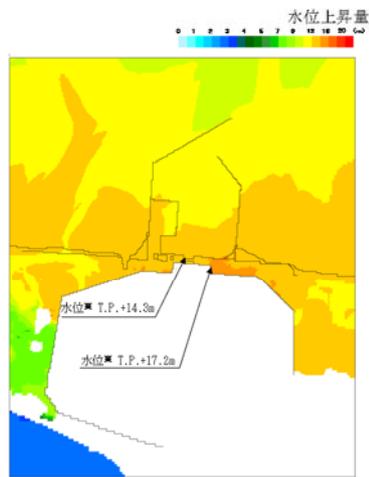
第 6.2-17 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(詳細パラメータスタディの評価結果)

■ 時刻歴波形



■ 最大水位上昇量・下降量分布

※ 潮位及び地震変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮



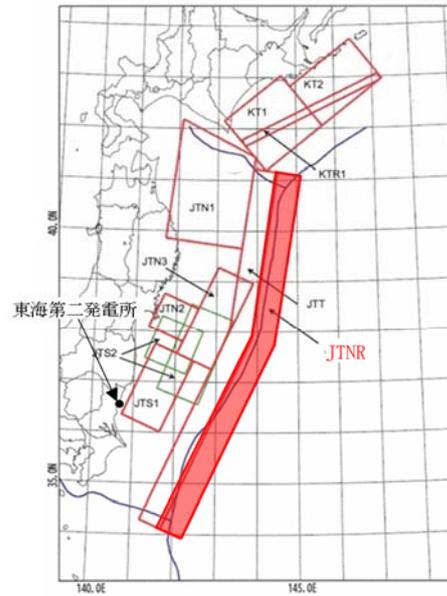
最大水位上昇量分布



最大水位下降量分布

第 6.2-18 図 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(詳細パラメータスタディの評価結果)

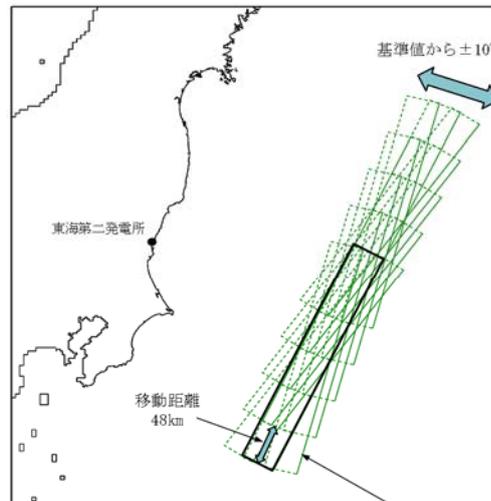
パラメータ	設定値
Mw	8.6
長さ: L (km)	283.0
幅: W (km)	50.0
すべり量: D (m)	10.1
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}
地震モーメント: M_0 (Nm)	1.00×10^{22}
上縁深さ: d (km)	1.0
傾斜角: δ (°)	45
すべり角: λ (°)	270
走向: θ (°)	180, 205



海洋プレート内地震の検討領域

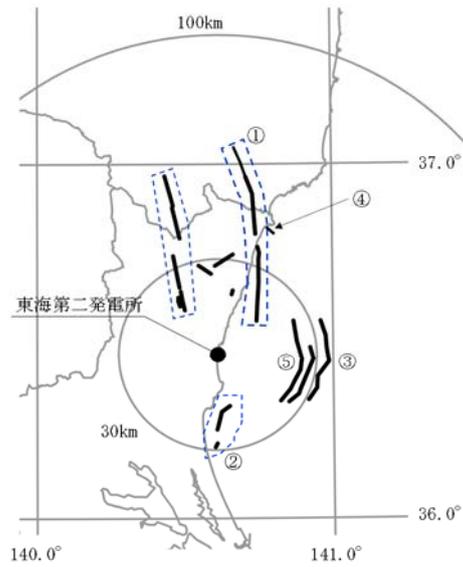
第 6.2-19 図 海洋プレート内地震
(波源モデルの諸元)

概略パラメータスタディ一覧			
地震モデル	パラメータ項目	パラメータ変動範囲	ケース数
正断層型	震源位置	検討領域内に南から北へ走向方向へ48kmごとに移動	5
	走向	基準 $\pm 10^\circ$	3
	傾斜	西傾斜(基準) 東傾斜	2
			30



※西傾斜(基準)の場合
実線は上縁を示す。

第 6.2-20 図 海洋プレート内地震
(概略パラメータスタディの設定)



連動を考慮する断層

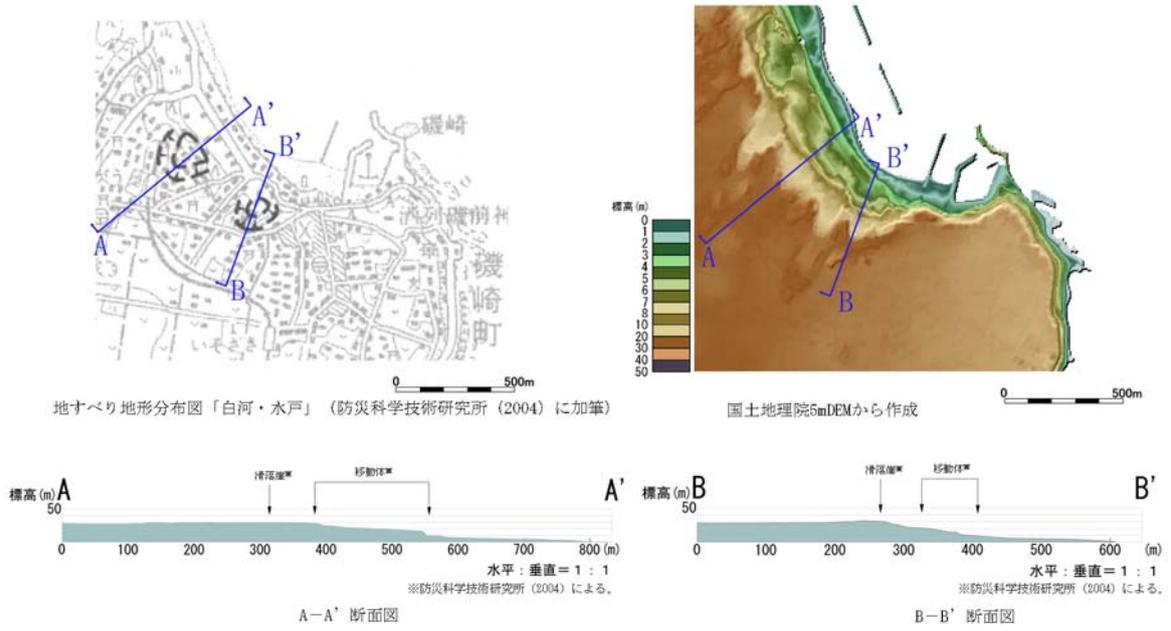
敷地周辺の活断層分布

敷地周辺の海域活断層

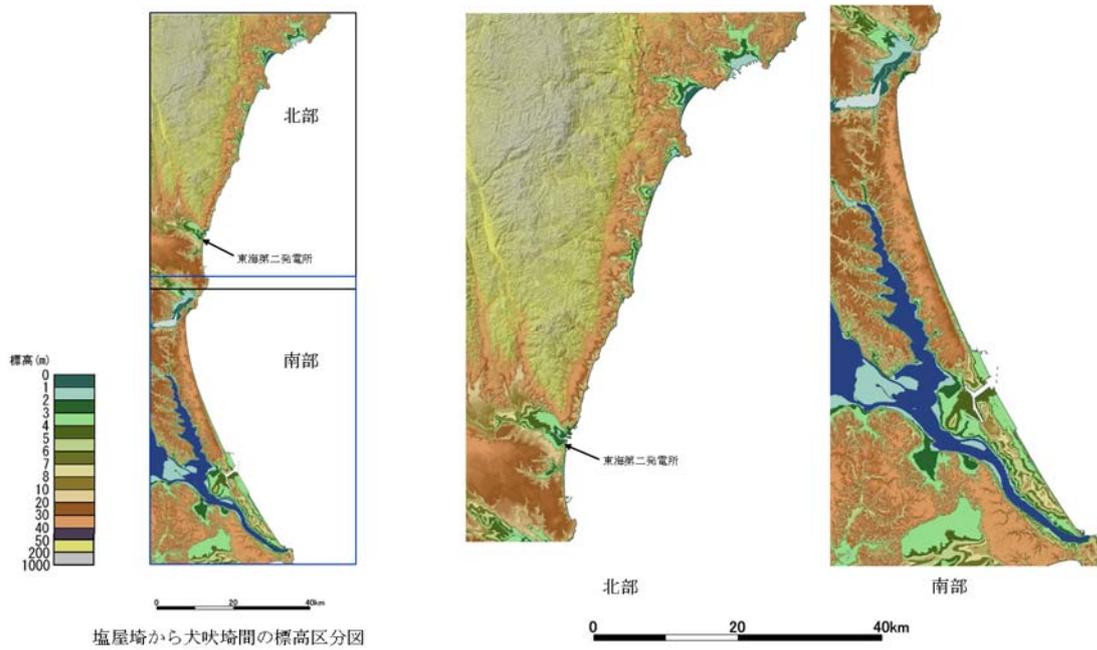
	断層名	断層長さ	敷地からの距離※Δ
①	F1断層, 北方陸域の断層, 塩ノ平地震断層の連動	58km	40km
②	F3断層, F4断層の連動	16km	21km
③	F8断層	26km	28km
④	F11断層	5km	41km
⑤	F16断層	26km	20km

※断層中心から敷地までの平面距離

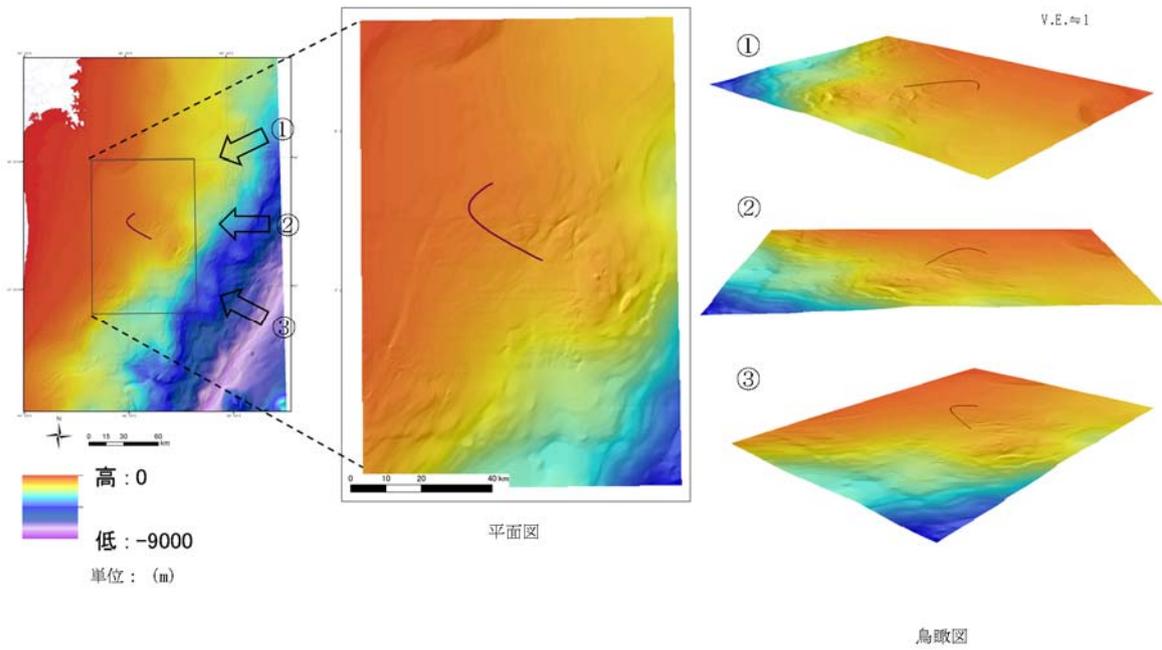
第 6.2-21 図 海域の活断層による地殻内地震
(津波波源の諸元)



第 6.2-22 図 陸上地すべり及び斜面崩壊
(文献による地形判読結果)

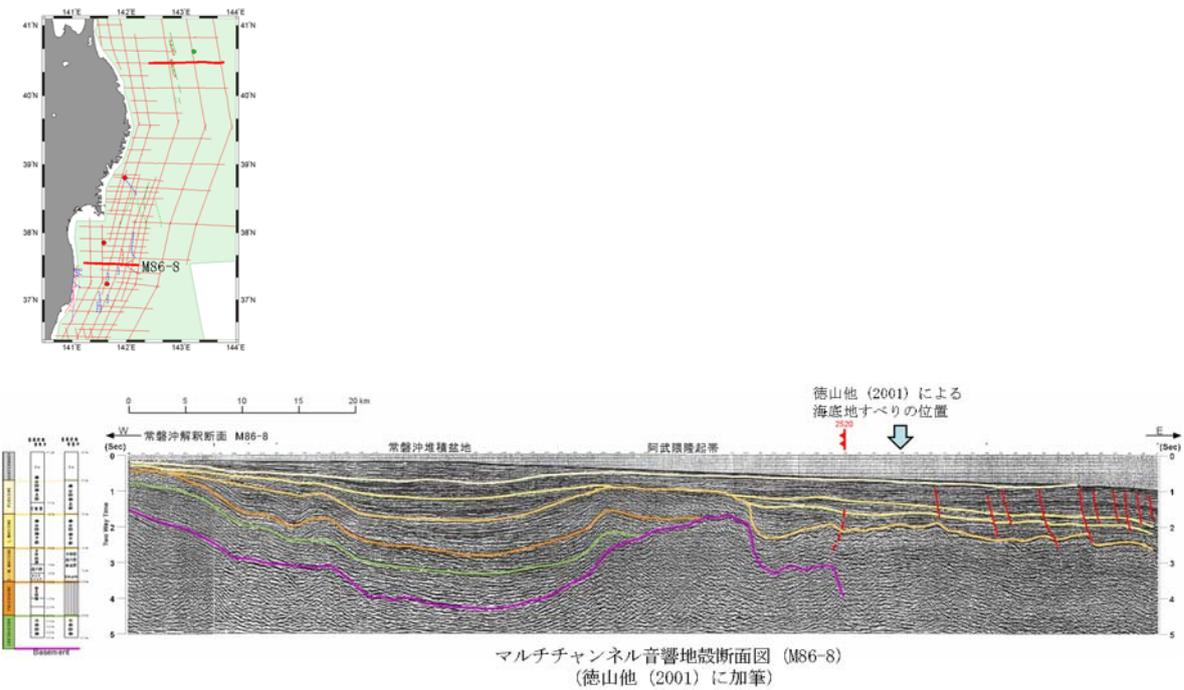


第 6.2-23 図 陸上地すべり及び斜面崩壊
(自社による地形判読結果)



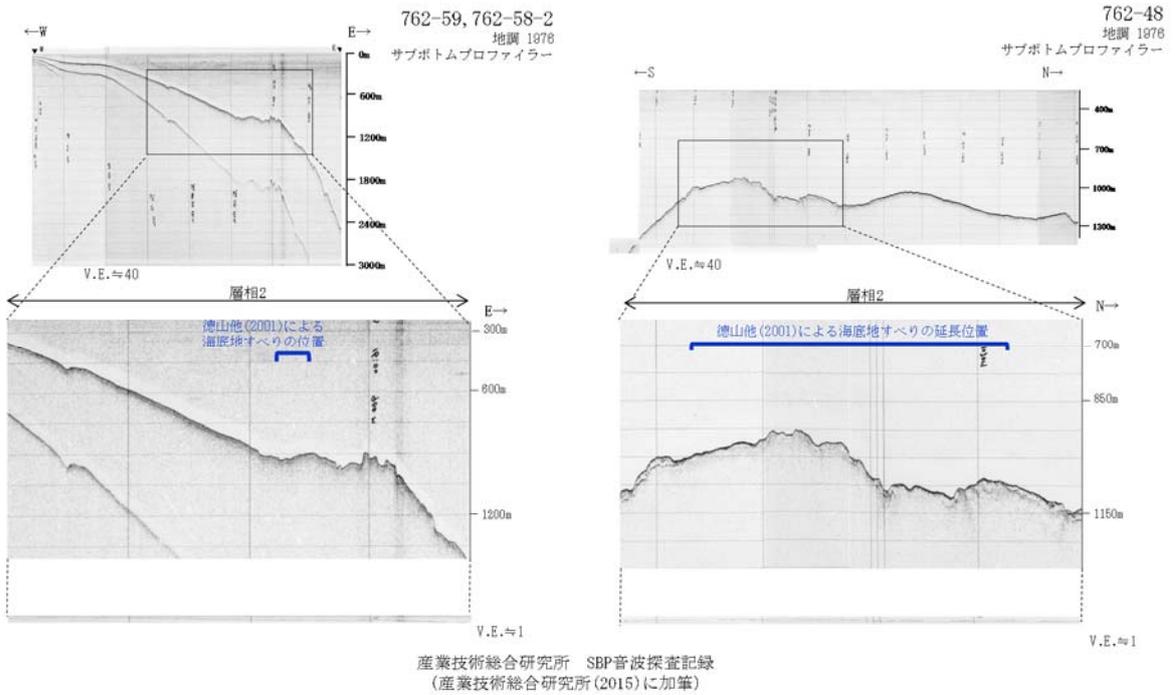
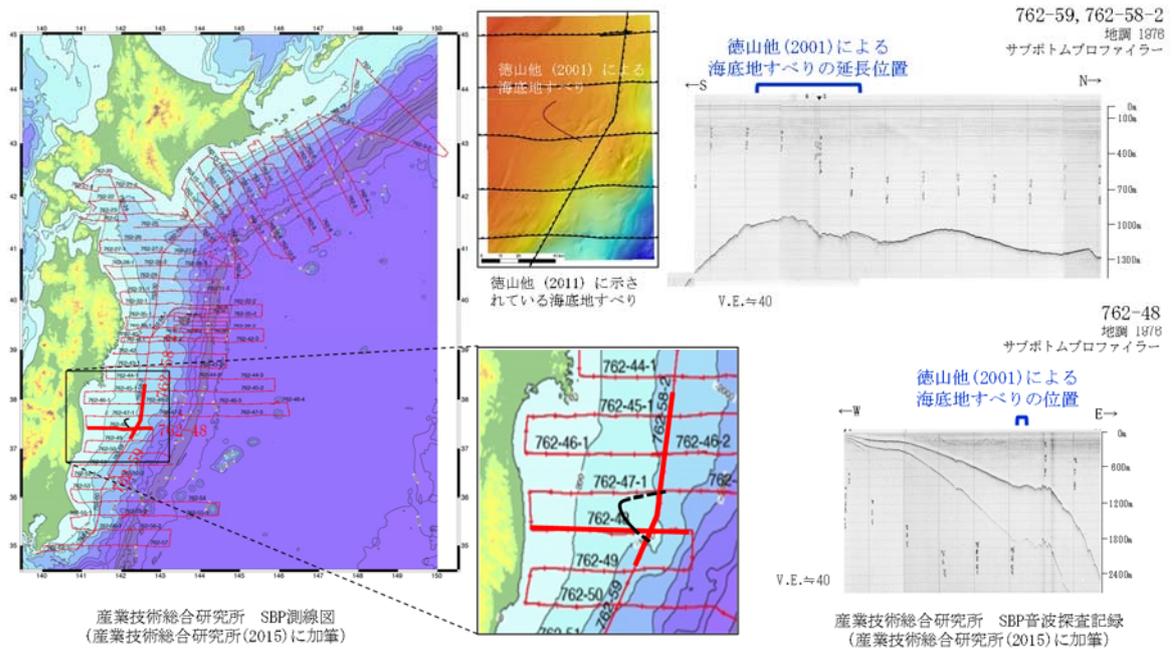
第 6.2-24 図 海底地すべり

(文献 (徳山他 (2001)) による海底地形判読結果)



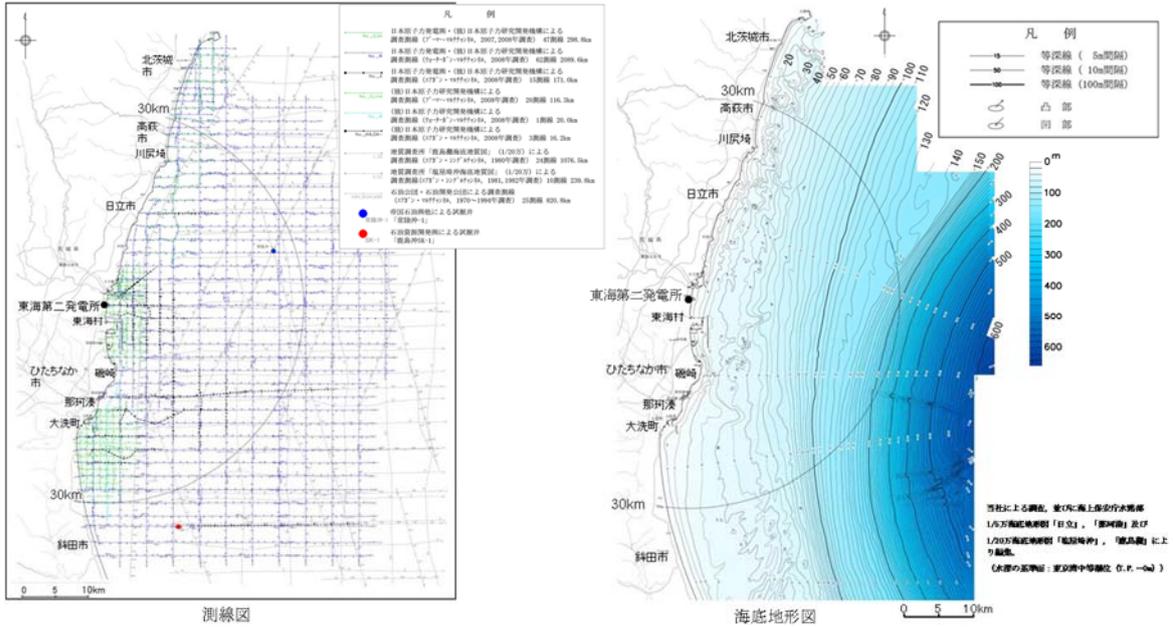
第 6.2-25 図 海底地すべり

(文献 (徳山他 (2001)) による音波探査記録による判読結果)



第 6.2-26 図 海底地すべり

(文献 (産総研 (2015)) による音波探査記録による判読結果)



第 6.2-27 図 海底地すべり
(自社による海底地形判読結果)

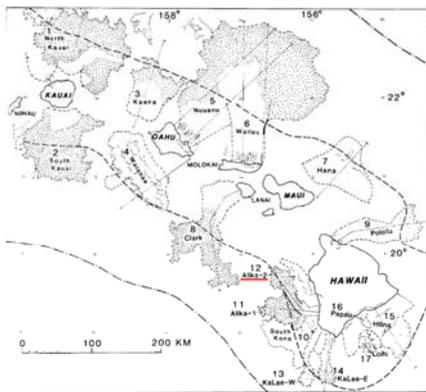


TABLE 1. Hawaiian Submarine Slides

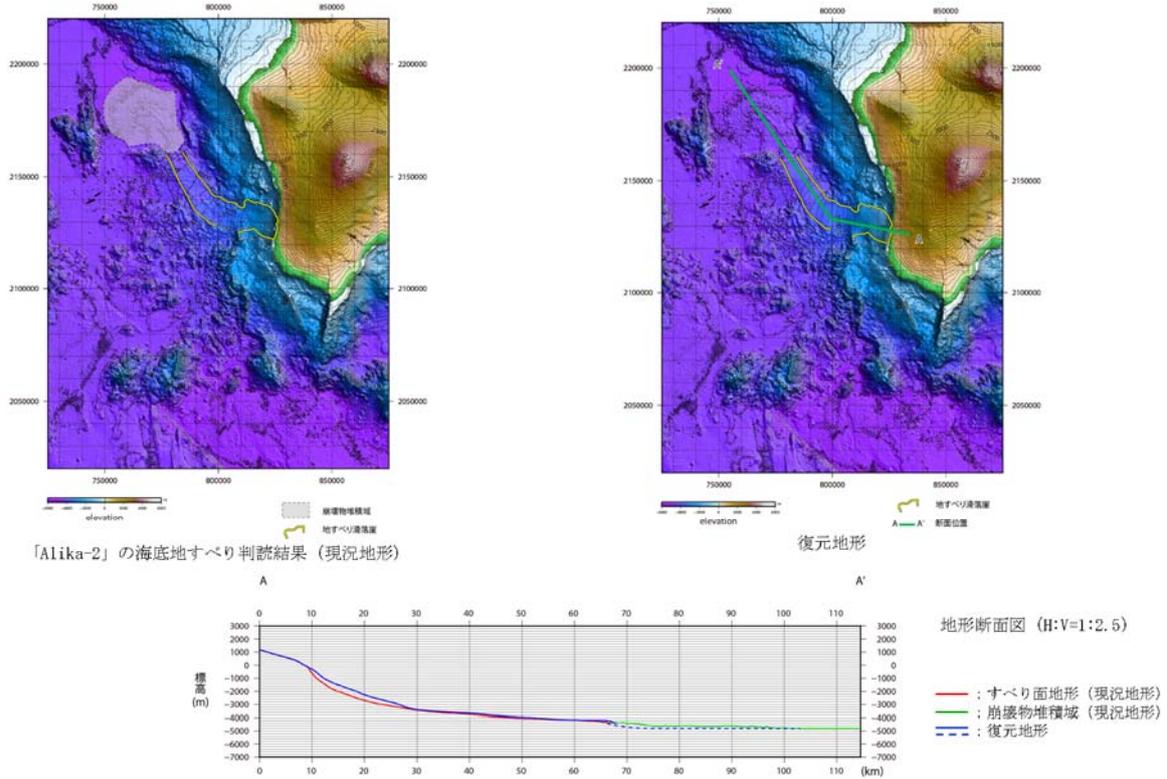
No.	Name	Location	Area, km ²	Length, ^a km	Width, ^b km	Type ^c	年代(Ma) ^{d,1}
1	North Kauai	North Kauai	14,000	140	100	D (0.6-0.9)	5.0
2	South Kauai	South Kauai	6,800	100	50	D (0.6-1.2)	5.0
3	Kaena	NE Oahu	3,900	80	45	D	3.6
4	Waianae	SW Oahu	6,100	50	80	S (1.0)	2.9-3.1
5	Muanuu	NE Oahu	23,000	235	35	D (0.8-1)	2.1-2.2
6	Waiau	North Molokai	13,000 ³	<195	40	D (0.7)	1.0±0.1
7	Hana	NE Maui	4,900	85	110	S	0.8±
8	Clark	SW Lanai	6,100	150	30	D (0.5-1)	1.3±0.06
9	Pololu	North Hawaii	3,500	130	20	D	0.254-0.308
10	South Kona	West Mauna Loa	4,600	80	80	S	0.200-0.240
11	Alaka-1	West Mauna Loa	2,300	88	15	D (0.9-1)	>0.112-0.127
12	Alaka-2	West Mauna Loa	1,700	95	15	D (2)	>0.112-0.127
13	Ka Lae, west	South Hawaii	850	85	10	D	>0.032-0.060 ²
14	Ka Lae, east	South Hawaii	950	75	10	D (2)	>0.032-0.060 ²
15	Hilina	South Hawaii	5,200	40	100	S	>0.010-0.100
16	Papa'u	South Hawaii	200	20	6	SF	0.001~0.005 ^{2,3}
17	Louhi	South Hawaii	500	15	10-30	L	0.001~0.115 ^{2,3}
Total			97,600				

Located by number in Figure 2.
^aLength of Waianae and South Kilauea landslides omits indistinct irregular topography beyond steep toe.
^bWidth at head of landslide.
^cD, Debris avalanche; (number) is average number of hummocks appearing in GLORIA images per square kilometer; S, Slump; SF, sand rubble flow; L, three unclassified landslides.

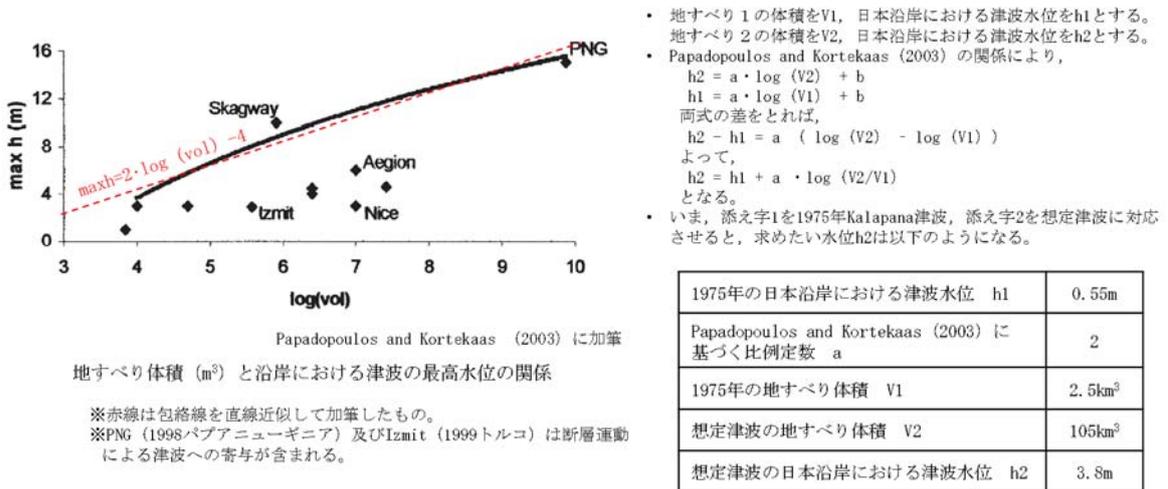
- : 後期更新世よりも前に生じた地すべり
- : 巨大津波を伴った可能性のある地すべり
- : 選定した地すべり

※1 McMurtry et al. (2004) (90)
 ※2 Papa'u (No.16) の年代は Moore et al. (1989) (91) の "several thousand years ago" との記述に基づく。
 ※3 Louhi (No.17) の年代は Guillou et al. (1987) (92) が Loihi 火山東斜面の試料から求めた 5±4~10±13ka に基づく。
 Moore et al. (1989) に加筆

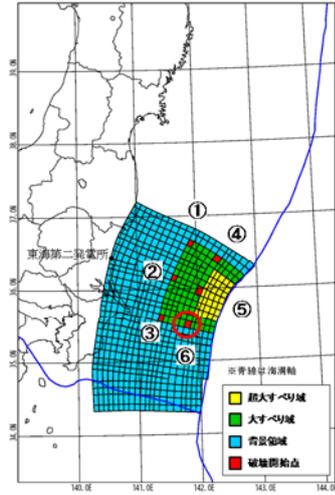
第 6.2-28 図 ハワイ付近の海底地すべり
(評価対象の選定結果)



第 6.2-29 図 ハワイ付近の海底地すべり
(海底地形判読結果)

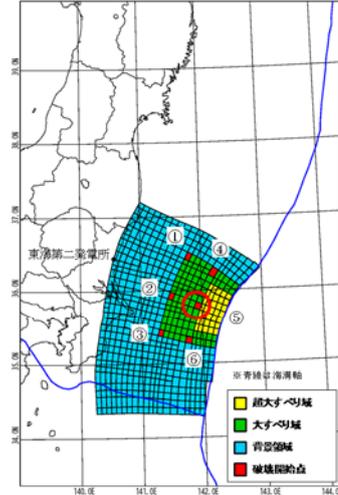


第 6.2-30 図 ハワイ付近の海底地すべり
(評価結果)



- ・大すべりの位置：A-3
- ・破壊開始点の位置：⑥
- ・破壊伝播速度：3.0km/s
- ・立ち上がり時間：30秒

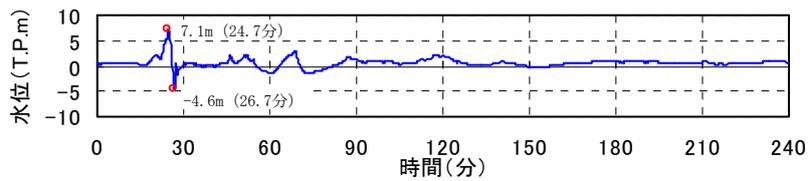
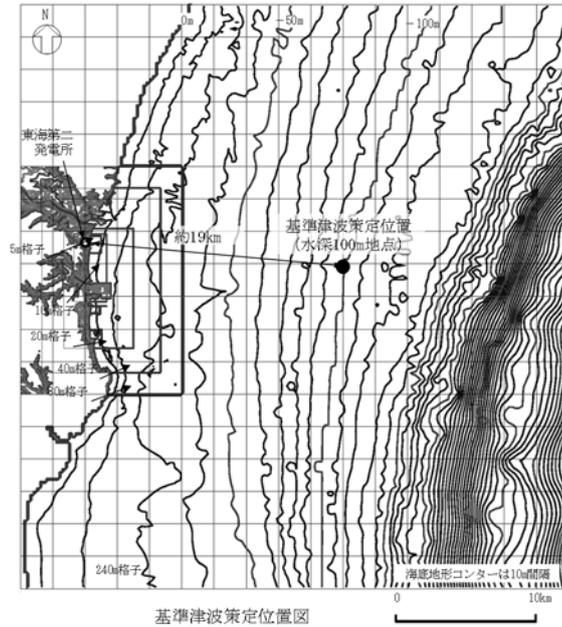
水位上昇量最大時の波源モデル



- ・大すべりの位置：A-5
- ・破壊開始点の位置：⑤
- ・破壊伝播速度：1.0km/s
- ・立ち上がり時間：30秒

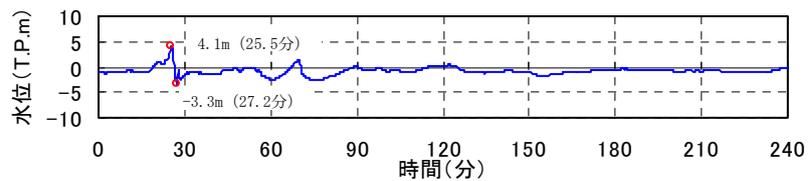
水位下降量最大時の波源モデル

第 6.2-31 図 基準津波の津波波源



基準津波策定位置における時刻歴波形 (上昇側最大※1)

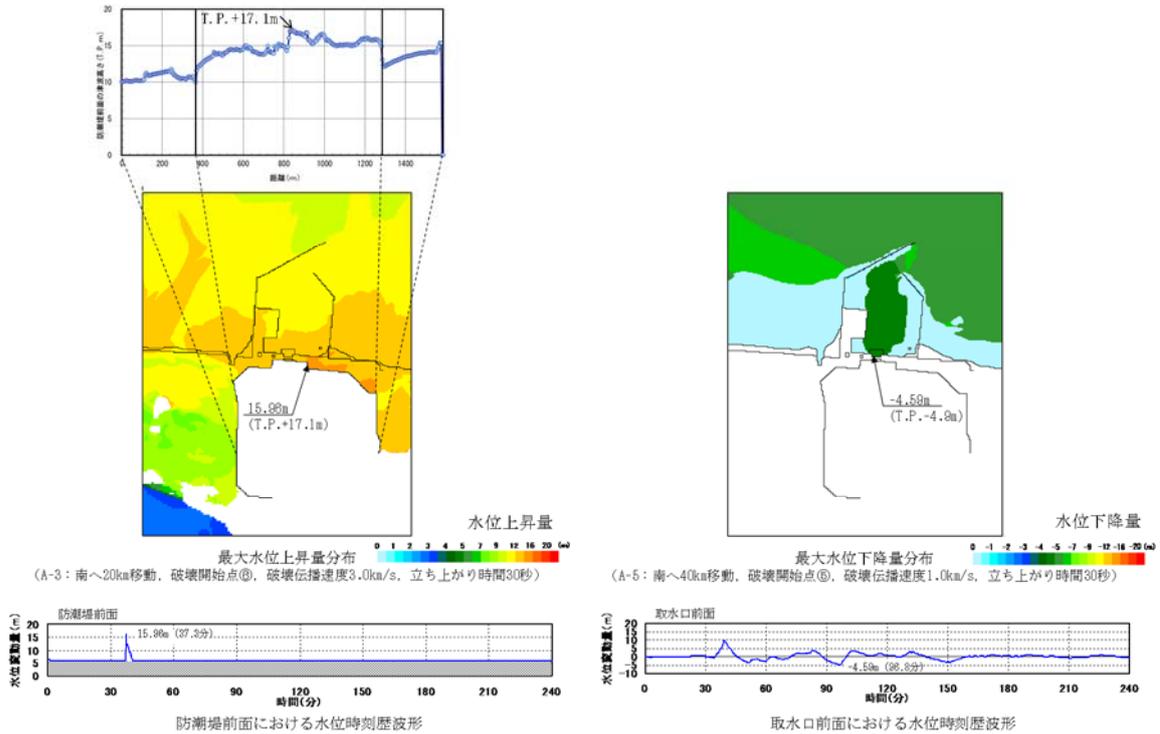
※1 大すべりの位置：波源モデルの北限から南へ20km移動(A-3)，破壊開始点⑥，破壊伝播速度3.0km/s，立ち上がり時間30秒



基準津波策定位置における時刻歴波形 (下降側最大※2)

※2 大すべりの位置：波源モデルの北限から南へ40km移動(A-5)，破壊開始点⑤，破壊伝播速度1.0km/s，立ち上がり時間30秒

第 6.2-32 図 基準津波の策定位置及び水位の時刻歴波形

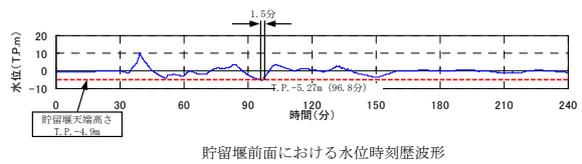
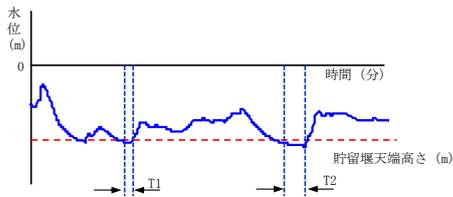


第 6.2-33 図 基準津波の評価

(評価位置における結果)

【貯留堰天端高さを下回る継続時間の整理方法】

- 貯留堰前面の水位時刻歴波形から、貯留堰天端高さを下回る継続時間 (T) を算定する。
- 貯留堰天端高さを複数下回る場合には、最も継続時間が長い継続時間を対象とする。



貯留堰前面における水位時刻歴波形



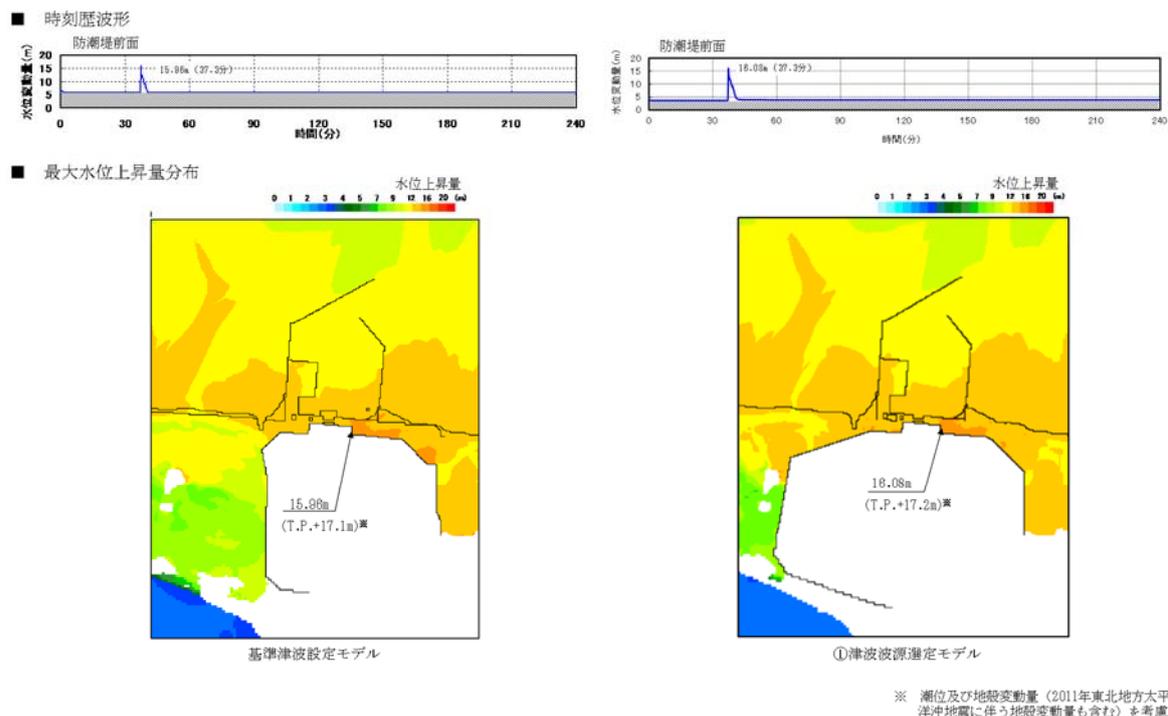
【貯留堰概要】

【貯留堰設置イメージ】

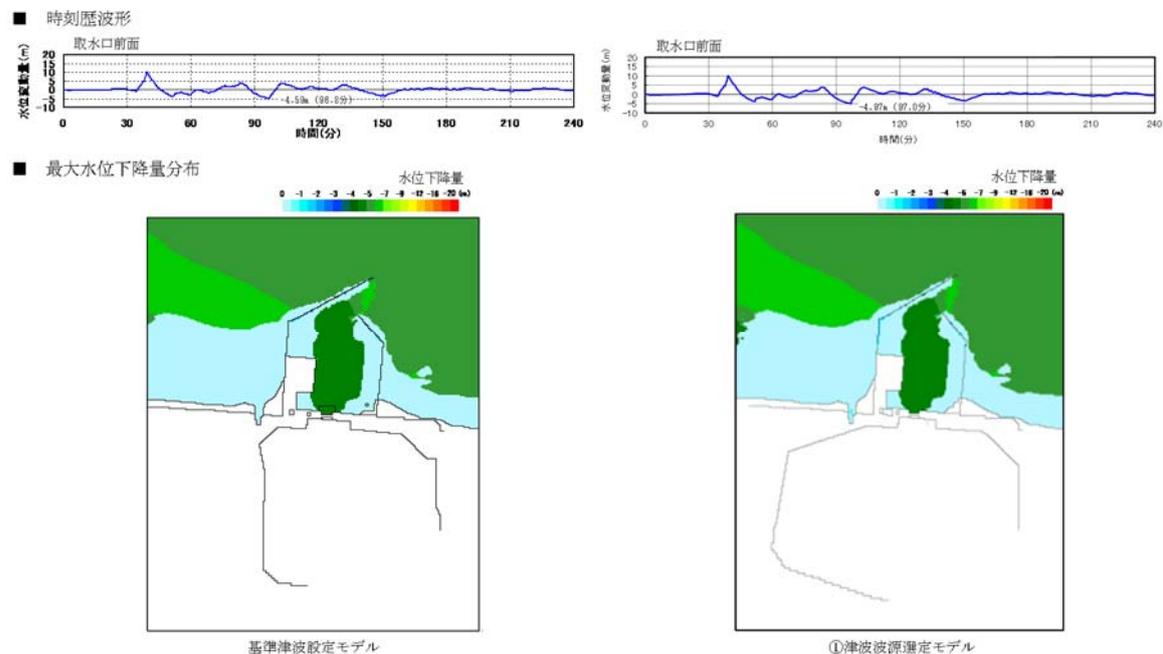
枠囲みの内容は商業機密又は防護上の観点から公開できません。

第 6.2-34 図 基準津波の評価

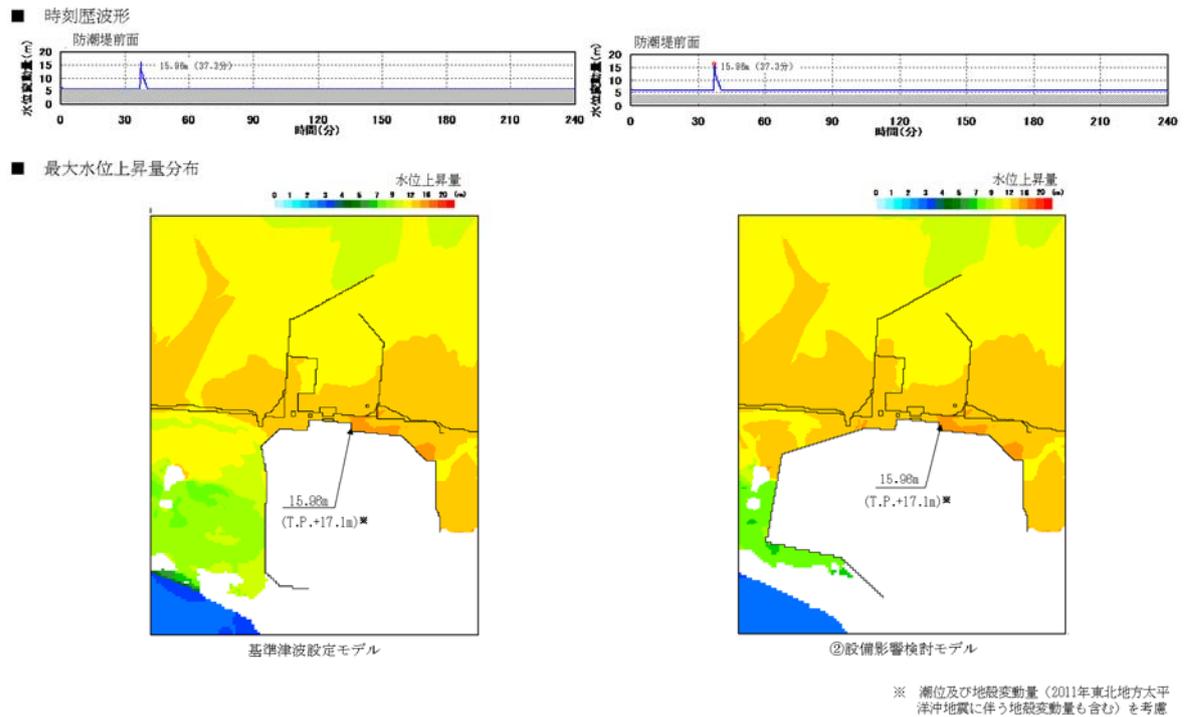
(貯留堰天端高さを下回る継続時間の評価結果)



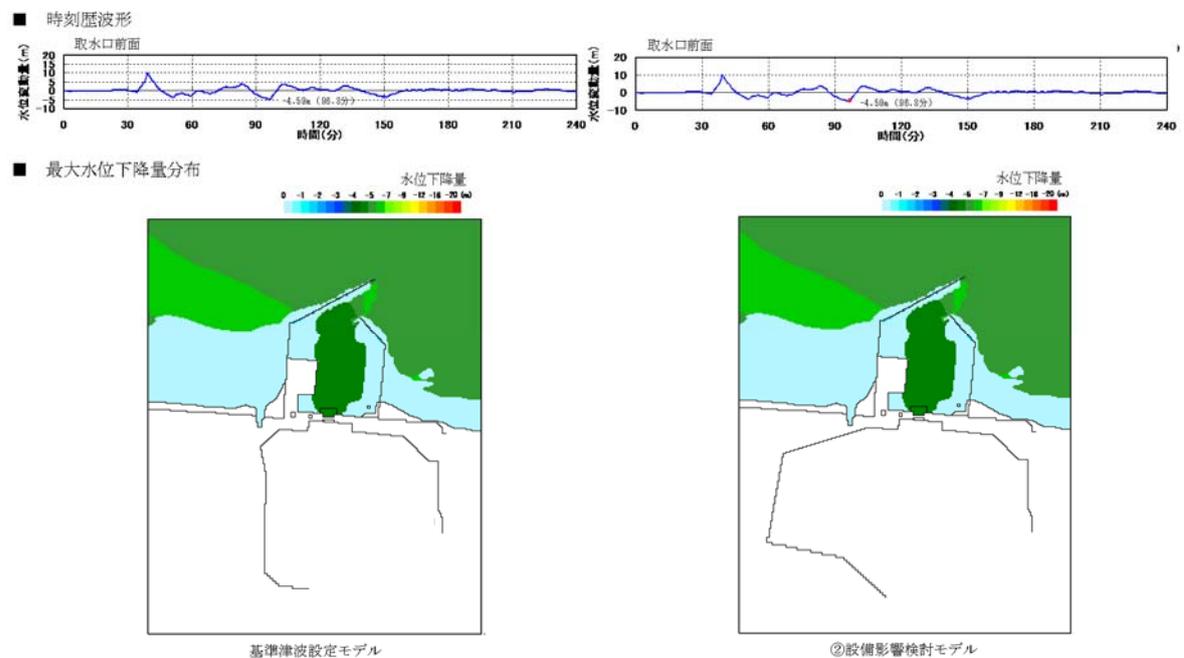
第 6.2-35 図 「①津波波源選定モデル」による基準津波の
最高水位位置及び水位の影響検討結果
(水位上昇側)



第 6.2-36 図 「①津波波源選定モデル」による基準津波の
最高水位位置及び水位の影響検討結果
(水位下降側)



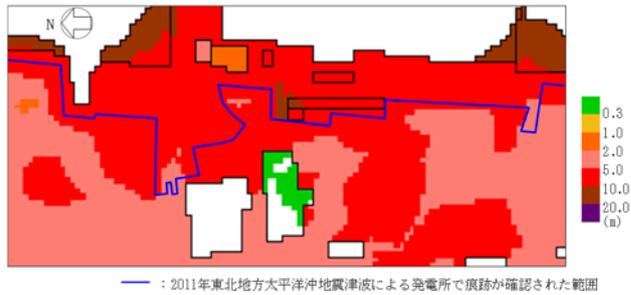
第 6.2-37 図 「②設備影響検討モデル」による基準津波の
最高水位位置及び水位の影響検討結果
(水位上昇側)



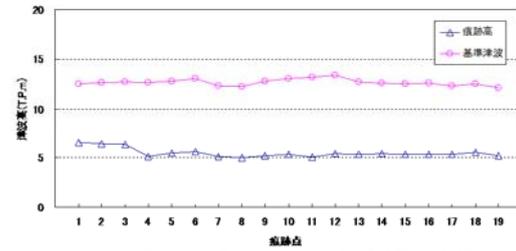
第 6.2-38 図 「②設備影響検討モデル」による基準津波の
最高水位位置及び水位の影響検討結果
(水位下降側)

項目	将来想定する津波	過去に襲来した津波※
名称	基準津波 (茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震津波)	2011年東北地方太平洋沖地震津波
最高津波高 (T.P.m)	13.4 (痕跡点12)	6.5 (痕跡点1)

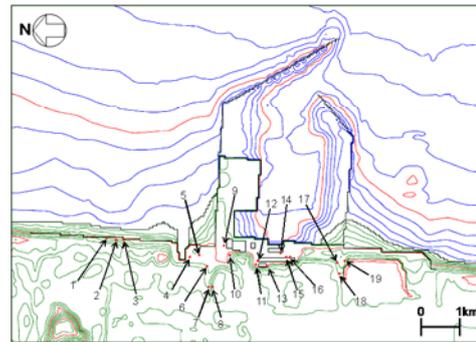
※1677年延宝房総沖地震津波は記録が少ないため対象外とした。



2011年東北地方太平洋沖地震津波と基準津波の浸水深の比較



2011年東北地方太平洋沖地震津波による発電所の痕跡高と基準津波による津波高の比較



基準津波による津波高との比較に用いる2011年東北地方太平洋沖地震津波による痕跡高の敷地内痕跡点

第 6.2-39 図 地質学的証拠及び歴史記録等による確認
(2011年東北地方太平洋沖地震と基準津波との比較結果)

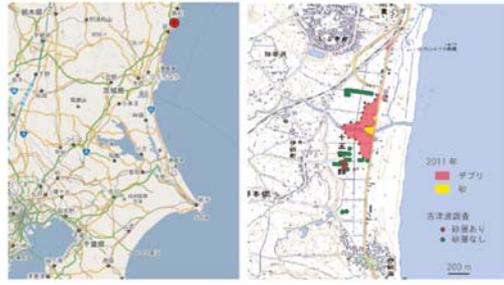
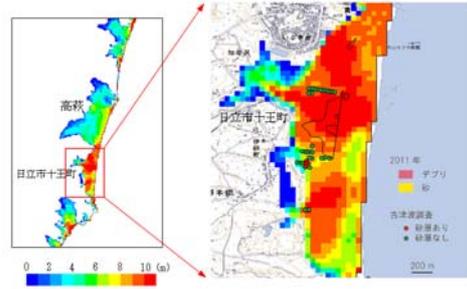
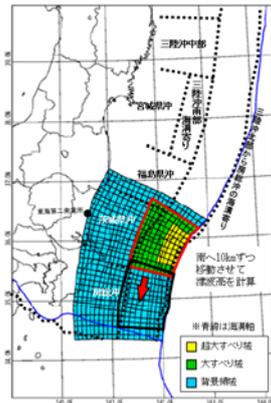


図1 調査地域を示した地図。左：赤丸で示した場所が対象地域。右：調査地域の詳細。デブリの分布によって推定された2011年の浸水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質堆積物は黄色で示している。2010年までに行っていた過去の津波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている。赤い丸で示した場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。

(澤井(2012))



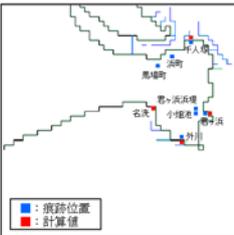
基準津波による日立市十王町の最大浸水深分布



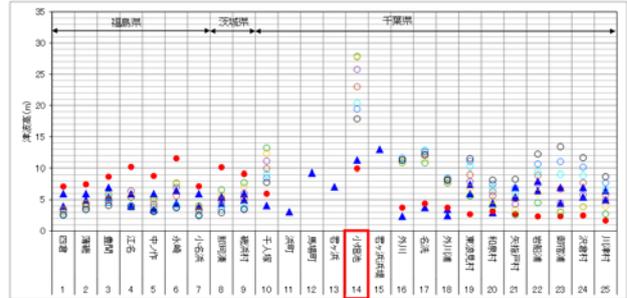
基準津波の波源
(茨城県沖から房総沖に想定する津波波源)



延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査(竹内他(2007)に加筆)



Yanagisawa et al.(2018)の痕跡データ(銚子市)



□：津波堆積物調査に基づき確認された痕跡高
それ以外の地点については古文書による被害記録等により推定された津波浸水深

大すべり域及び超大すべり域の位置 ^{※2}			
痕跡	基準	A-8	南へ70ka移動
A-1	基準	A-8	南へ70ka移動
A-2	南へ10ka移動	A-8	南へ80ka移動
基準津波(A-3)	南へ20ka移動	A-10	南へ80ka移動
A-4	南へ30ka移動	A-11	南へ100ka移動
A-5	南へ40ka移動	A-12	南へ110ka移動
A-6	南へ50ka移動	A-13	南へ120ka移動
A-7	南へ80ka移動	-	-

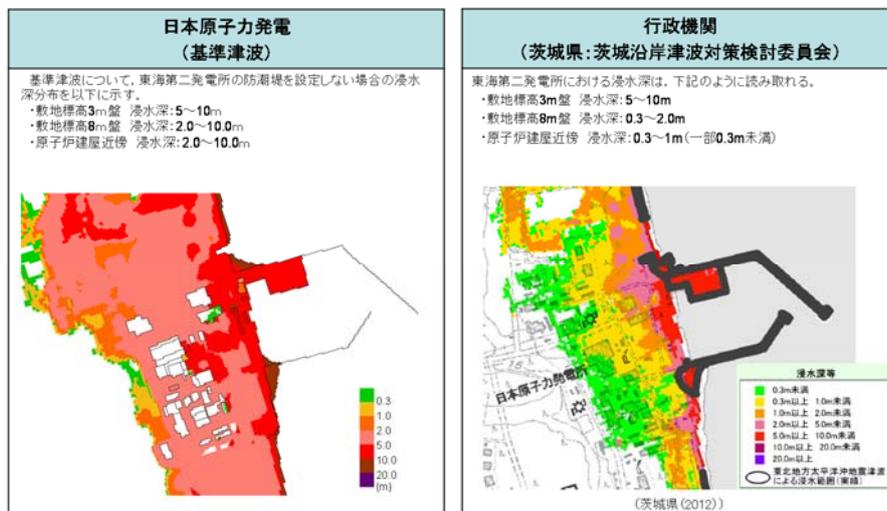
※2 A-1～A-8は基準津波で評価したケース
薄字については本評価で示していない

1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高^{※1}と基準津波による津波高さの比較

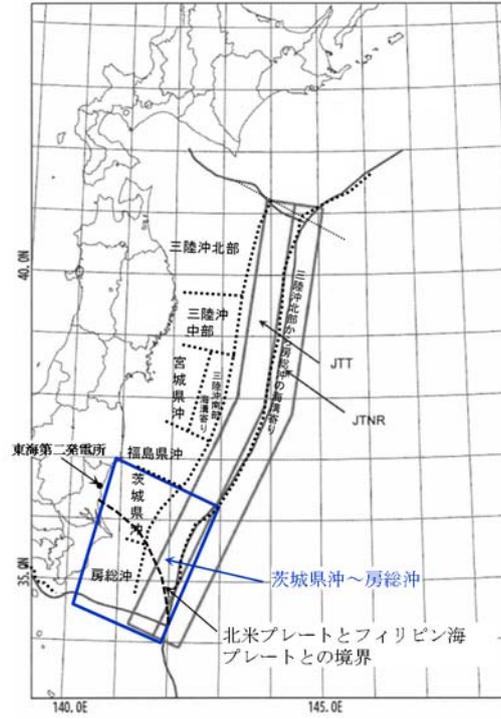
※1 竹内他(2007), Yanagisawa et al.(2018)に基づく

第 6.2-40 図 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

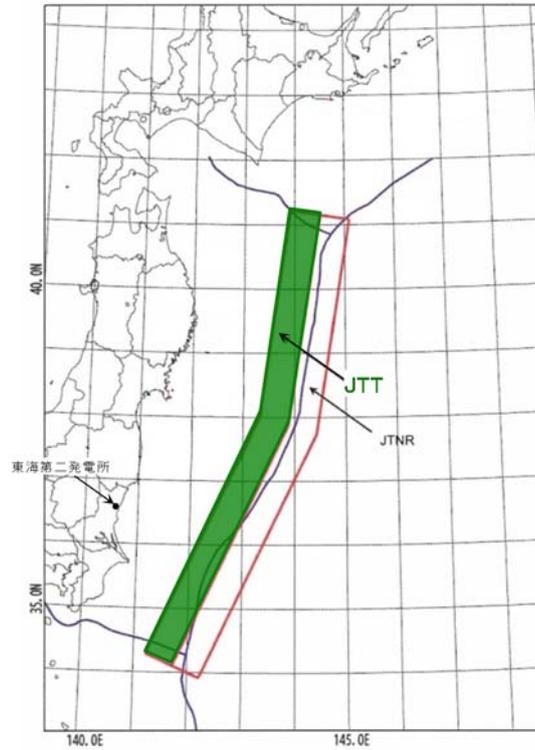
(津波堆積物と基準津波との比較結果)



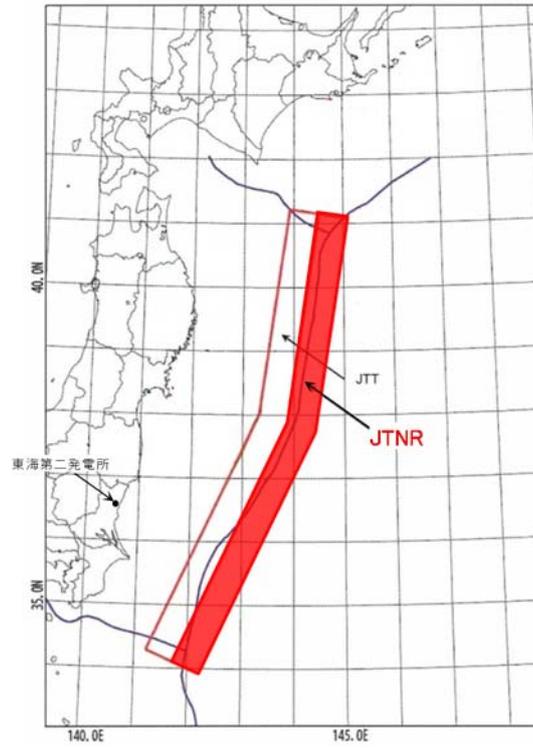
第 6.2-41 図 行政機関による既往評価との比較結果



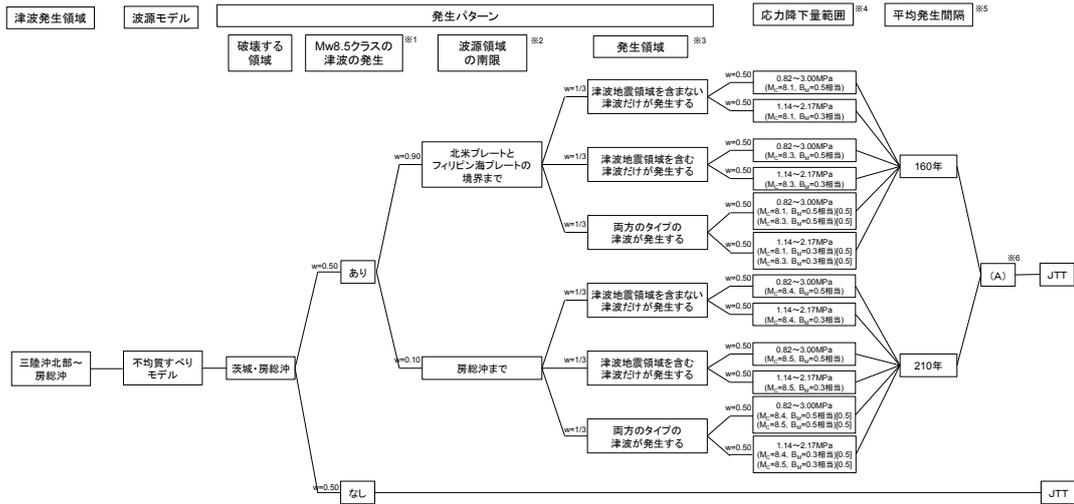
第 6.3-1 図 津波発生領域の設定（茨城県沖～房総沖）



第 6.3-2 図 津波発生領域の設定（津波地震：JTT）

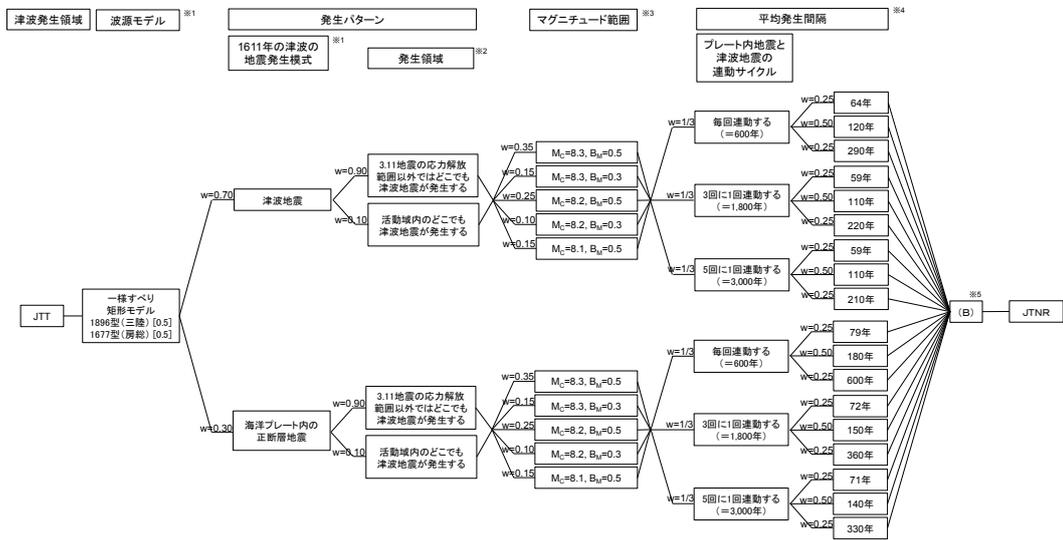


第 6.3-3 図 津波発生領域の設定（海洋プレート内地震：JTNR）



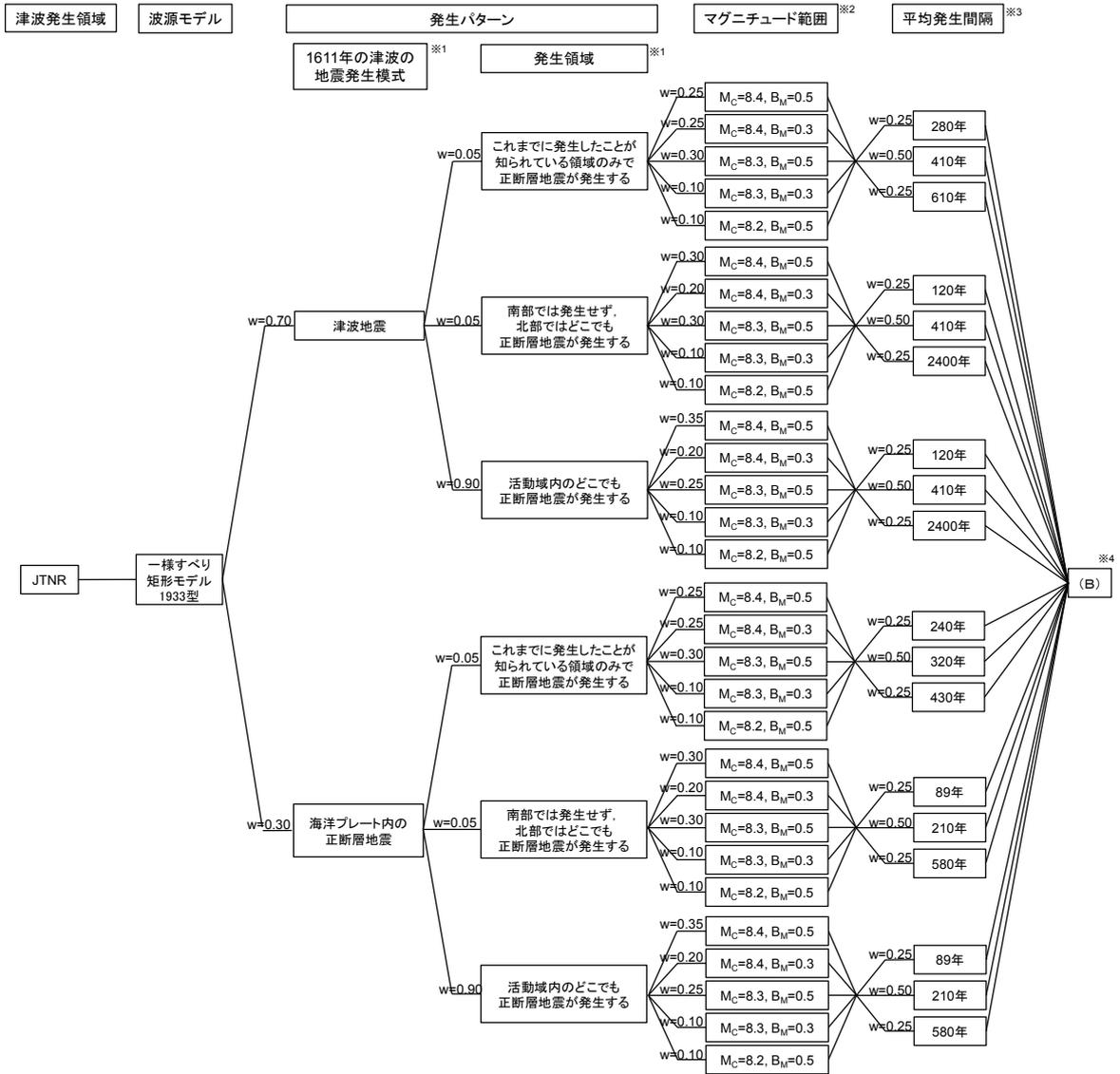
- ※1 過去に発生したという知見はないが、今後起きることを考慮して分岐及び重みを設定
- ※2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見を考慮して設定
- ※3 貞観地震は2011年東北地方太平洋沖地震と同様に津波地震領域が連動しているという考え方と連動していないという考え方があるため、分岐として設定
- ※4 土木学会 (2016) 等を参考に分岐及び重みを設定
- ※5 Gutenberg-Richter式を参考に、分岐及び重みを設定
- ※6 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー (偶然的不確実さの考慮)

第 6.3-4 図 津波発生モデルのロジックツリー
(プレート間地震と津波地震の連動型地震)



- ※1 土木学会 (2016) 等を参考に分岐及び重みを設定
- ※2 2011年東北地方太平洋沖地震の応力解放範囲で津波地震が発生する可能性については、2011年東北地方太平洋沖地震の発生により、同地震で活動した領域に蓄積していた歪みはほぼ解消したため、発震所の供用期間には同領域で巨大地震は発生しないと考えられる。しかしながら、津波地震については、単独で活動する際に必要な歪みは相対的に小さいことを踏まえ、分岐及び重みを設定
- ※3 土木学会 (2009) 等を参考に分岐及び重みを設定
- ※4 津波地震の平均発生間隔については、土木学会 (2011) を参考に、プレート間地震と津波地震の連動型地震である東北地方太平洋沖型の地震のうち津波地震領域を含む地震の発生間隔を除いて分岐及び重みを設定
- ※5 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー (偶然的不確実さの考慮)

第 6.3-5 図 津波発生モデルのロジックツリー (津波地震 : JTT)



※1 土木学会（2016）等を参考に分岐及び重みを設定

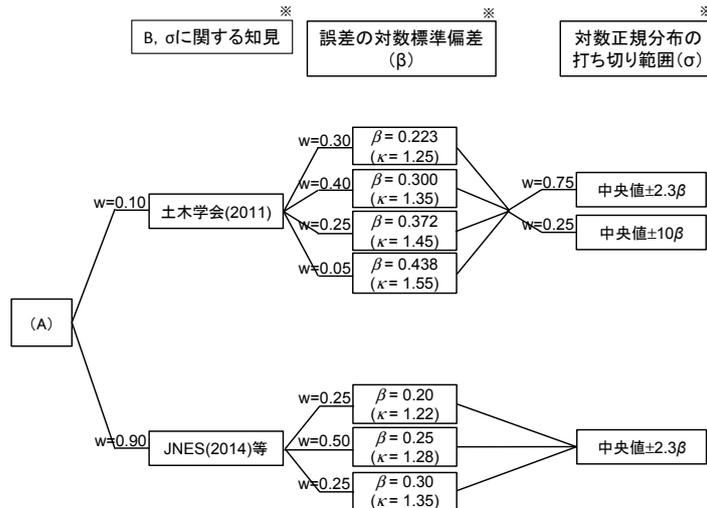
※2 土木学会（2009）等を参考に分岐及び重みを設定

※3 土木学会（2011）を参考に分岐及び重みを設定

※4 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー（偶然的な不確かさの考慮）

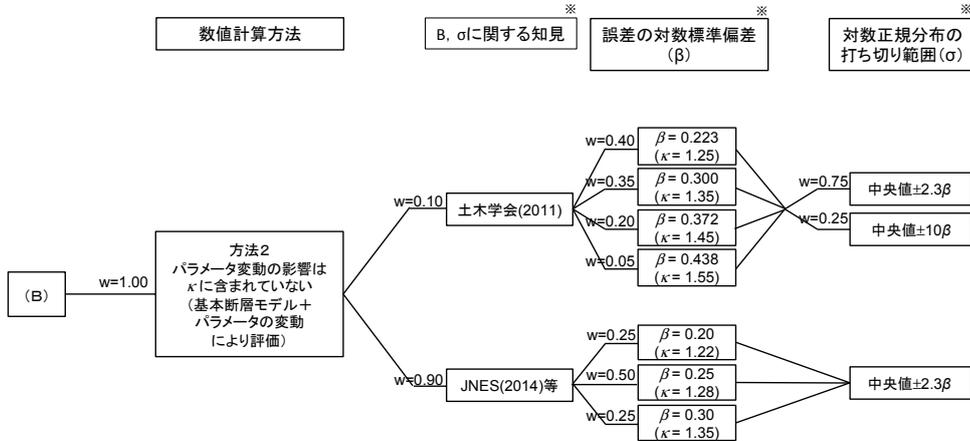
第 6.3-6 図 津波発生モデルのロジックツリー

（海洋プレート内地震：JTNR）



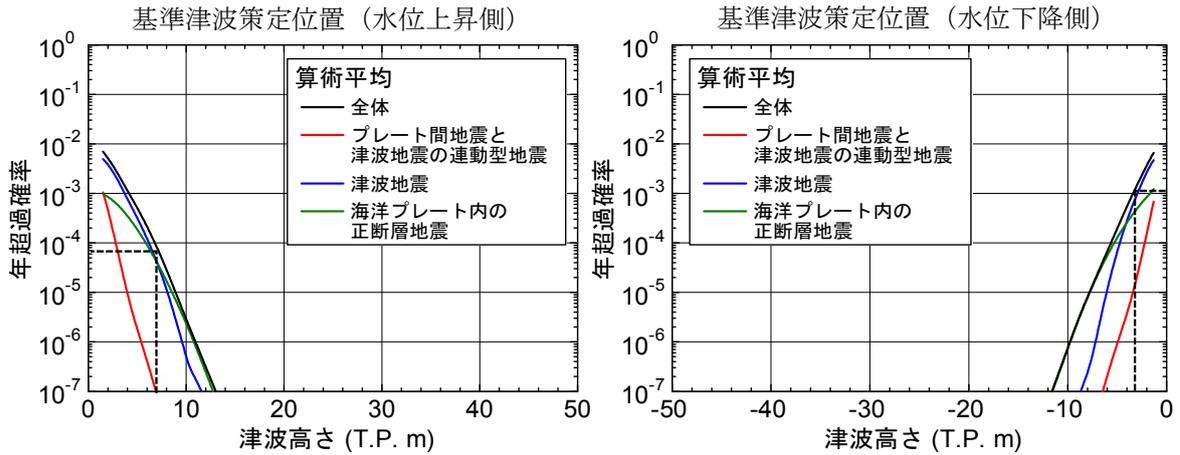
※ 土木学会（2011），原子力安全基盤機構（2014）等を参考に分岐及び重みを設定

第 6.3-7 図 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー
(不均質すべりモデル)



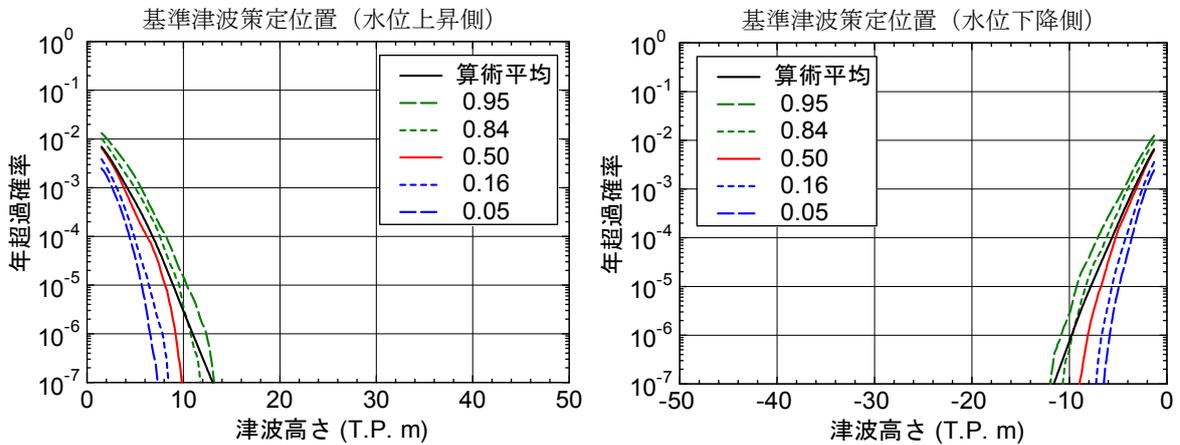
※ 土木学会（2011），原子力安全基盤機構（2014）等を参考に分岐及び重みを設定

第 6.3-8 図 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー
(一様すべり矩形モデル)



	津波水位 (最高水位)	津波水位 (最低水位)
基準津波（上昇側）	T. P. +7.1m	T. P. -4.6m
基準津波（下降側）	T. P. +4.1m	T. P. -3.3m

第 6.3-9 図 年超過確率の参照
(波源別ハザード曲線)



第 6.3-10 図 年超過確率の参照
(フラクタイルハザード曲線)

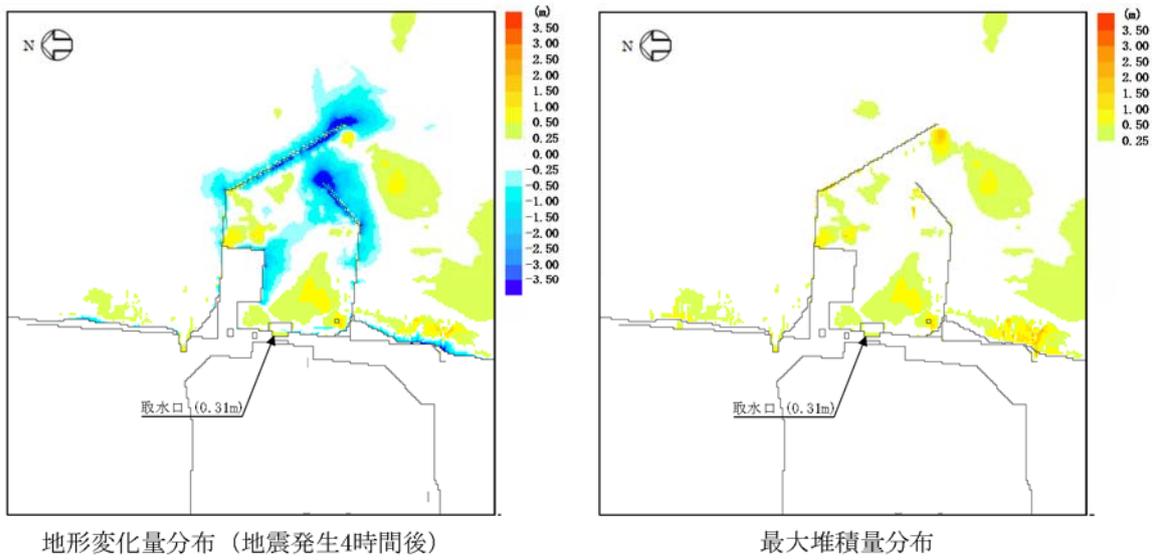
	藤井他 (1998) の手法	高橋他 (1999) の手法
地盤高の連続式	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \alpha \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right) + \frac{E-S}{\sigma(1-\lambda)} = 0$	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{E-S}{\sigma} \right) = 0$
浮遊砂濃度連続式	$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(UC)}{\partial x} - \frac{E-S}{D} = 0$	$\frac{\partial(C_s D)}{\partial t} + \frac{\partial(MC_s)}{\partial x} - \frac{E-S}{\sigma} = 0$
流量式	小林他 (1996) ^(8.9) の実験式 $Q = 80\tau_*^{1.5} \sqrt{sgd^3}$	高橋他 (1999) の実験式 $Q = 21\tau_*^{1.5} \sqrt{sgd^3}$
巻き上げ量の算定式	$E = \frac{(1-\alpha)Qw^2\sigma(1-\lambda)}{Uk_z \left[1 - \exp\left\{ -\frac{wD}{k_z} \right\} \right]}$	$E = 0.012\tau_*^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma$
沈降量の算定式	$S = wC_b$	$S = wC_s \cdot \sigma$
摩擦速度の計算式	log-wake 則 ($u_* / U = \kappa / \{\ln(h/Z_0) - 1\}$) に wake 関数を付加した式を鉛直方向に積分した式より算出	マニング則より算出 $u_* = \sqrt{gn^2 U U / D^{1/3}}$

ここで、表中の記号は以下の意味を示す。

Z : 水深変化量(m) t : 時間(s) x : 平面座標 Q : 単位幅、単位時間当たりの掃流砂量(m³/s/m) τ : シールズ数
 σ : 砂の密度 s : $\sigma / \rho - 1$ d : 砂の粒径 g : 重力加速度(m/s²) ρ : 海水の密度(g/cm³) U : 流速(m/s)
D : 全水深(m) M : U×D(m²/s) λ : 空隙率 n : Manning の粗度係数
 α : 局所的な外力のみに移動を支配される成分が全流砂量に占める比率 (=0.1 藤井ほか(1998)より)
w : 土粒子の沈降速度(Rubey 式より算出) (m/s) Z₀ : 粗度高さ(=k_s/30) (m)
k_z : 鉛直拡散係数(=0.2 κ u_{*}h 藤井ほか(1998)より) (m²/s) k_s : 相当粗度(=(7.66ng^{1/2})³) (m)
 κ : カルマン定数(=0.4, 藤井ほか(1998)より) h : 水深(m)
C, C₀ : 浮遊砂濃度, 底面浮遊砂濃度 (浮遊砂濃度連続式より算出) (kg/m³) C_s : 浮遊砂体積濃度 (浮遊砂濃度連続式より算出)
log-wake 則 : 対数則 $u_* / U = \kappa / \{\ln(h/Z_0) - 1\}$ に wake 関数 (藤井ほか(1998)より) を付加した式

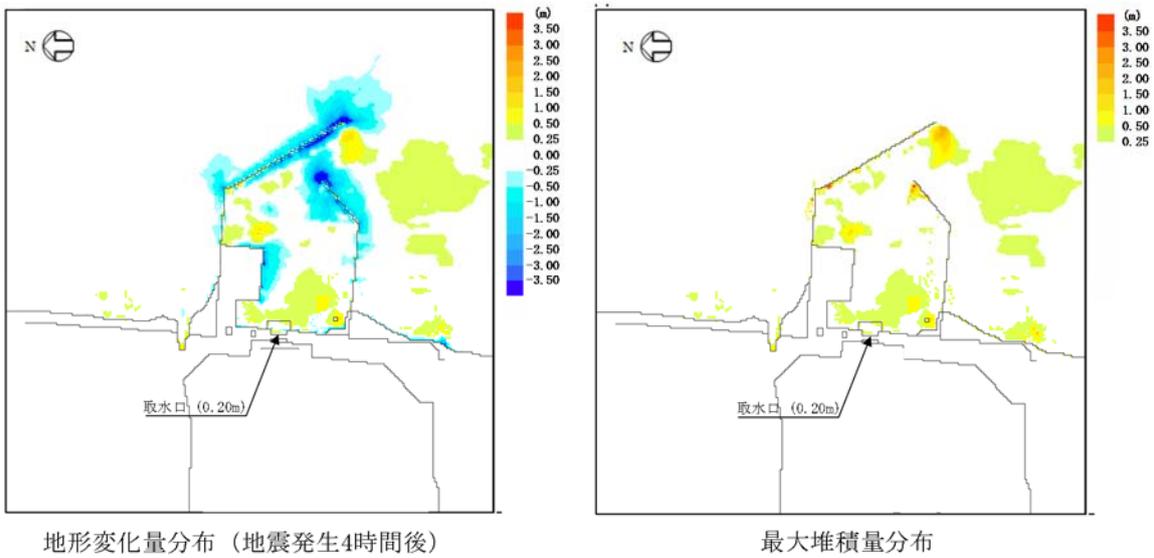
第 6.4-1 図 砂移動評価

(計算条件)



第 6.4-2 図 砂移動評価

(評価結果：水位上昇側)



第 6.4-3 図 砂移動評価

(評価結果：水位下降側)

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発電用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、発電所の運用期間における火山影響評価を実施する。

初めに立地評価として発電所に影響を及ぼし得る火山の抽出を行い、抽出された火山を対象に設計対応不可能な火山事象が発電所の運用期間中に影響を及ぼす可能性について評価を行う。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評価を行う。

7.2 調査内容及び検討内容

7.2.1 文献調査

第四紀における活動が認められる火山（以下「第四紀火山」という。）のうち、発電所に影響を及ぼし得る火山の抽出を目的として、第四紀火山について、発電所の敷地（以下「敷地」という。）を中心とする半径 160km の範囲（以下「地理的領域」という。）を対象に文献調査を実施した。

主な文献としては「日本活火山総覧（第 3 版）」（気象庁編（2013）⁽¹⁾）、「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）⁽²⁾）、「日本の第四紀火山」（通商産業省工業技術院地質調査所（2012）⁽³⁾）、「日本の火山（第 3 版）」（中野他（2013）⁽⁴⁾）、「20 万分の 1 地質図幅「新潟（第 2 版）」（2010）⁽⁵⁾」、「福島」（2003）⁽⁶⁾」、「高田」（1994）⁽⁷⁾」、「日光」（2000）⁽⁸⁾」、「白河」（2007）⁽⁹⁾」、「長野」（1998）⁽¹⁰⁾」、「宇都宮」（1991）⁽¹¹⁾」、「水戸（第 2 版）」（2001）⁽¹²⁾」、「甲府」（2002）⁽¹³⁾」、「東京」（1987）⁽¹⁴⁾」、「千葉」（1983）⁽¹⁵⁾」、「横須賀」（1980）⁽¹⁶⁾」、「大多喜」（1980）⁽¹⁷⁾」

「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース Ver.1.00」西来他（2016）⁽¹⁸⁾），「海域火山データベース」（海保安庁海洋情報部（2013）⁽¹⁹⁾）及び「新編火山灰アトラス」（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）がある。

これらの文献に基づき、地理的領域内の第四紀火山を抽出し、火山噴出物の種類、分布、地形、規模、活動間隔等を把握した。

7.2.2 地形・地質調査及び火山学的調査

火山の活動履歴や火山噴出物の種類、分布、噴出時期等を把握するため、敷地周辺において地形・地質調査及び火山学的調査を実施した。

7.3 発電所に影響を及ぼし得る火山の抽出

文献調査等の結果によれば、地理的領域内に 32 の第四紀火山が分布する（第 7.3-1 図）。各火山の形式、活動年代及び最後の活動からの経過期間を第 7.3-1 表に示す。

これらの火山について、発電所に影響を及ぼし得る火山を抽出した。

7.3.1 完新世に活動を行った火山

完新世に活動を行った火山としては、高原山、那須岳、男体・女峰火山群、日光白根山、赤城山、^{ひうちがたけ}燧ヶ岳、安達太良山、磐梯山、沼沢、吾妻山及び^{はるな}榛名山の 11 の火山があり、将来の活動可能性が否定できない火山として抽出した。

7.3.1.1 高原山

高原山は、栃木県日光市北部に位置する第四紀火山であり、成層火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 88km である。活動年代は、約

30 万年前～約 6500 年前とされている（西来他（2016）^{（18）}）。高原山の活動履歴については鈴木（1993）^{（21）}，井上他（1994）^{（22）}，奥野他（1997）^{（23）}，山元（2012）^{（24）}，弦巻（2012）^{（25）}，山元（2013a）^{（26）} 及び中野他（2013）^{（4）} を参照した。

高原山は，井上他（1994）^{（22）} 等によれば第 3 期から第 7 期に区分され，奥野他（1997）^{（23）} 等によれば約 6500 年前には（マグマ）水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であり，原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.2 那須岳

那須岳は，栃木県・福島県境付近に位置する第四紀火山であり，成層火山で構成される。敷地からの距離は約 93km である。活動年代は，約 50 万年前以降で，最新噴火は 1963 年とされている（西来他（2016）^{（18）}）。那須岳の活動履歴の評価に当たっては鈴木（1992）^{（27）}，伴・高岡（1995）^{（28）}，山元（1997）^{（29）}，山元（2012）^{（24）}，中野他（2013）^{（4）}，気象庁編（2013）^{（1）} 及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）^{（30）} を参照した。

那須岳は，南月山，茶臼岳，朝日岳，三本槍岳，甲子旭岳，二岐山の成層火山の集合体である（伴・高岡（1995）^{（28）}）。最新活動期の茶臼岳は，山元（2012）^{（24）}，山元（1997）^{（29）} 等によれば約 1.9 万年前以降に活動し，A. D. 1963 には水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であることから，原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.3 男体・女峰火山群

男体・女峰火山群は、栃木県日光市に位置する第四紀火山であり、成層火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 105km である。活動年代は、約 90 万年前以降で、最新の噴火は約 7000 年前（男体山）とされている（西来他（2016）^{（18）}）。男体・女峰火山群の活動履歴の評価に当たっては村本（1992）^{（31）}、鈴木他（1994）^{（32）}、佐々木（1994）^{（33）}、第四紀火山カタログ委員会編（1999）^{（2）}、山元（2013a）^{（26）}、中野他（2013）^{（4）}及び石崎他（2014）^{（34）}を参照した。

男体・女峰火山群は、女峰赤薙火山、日光溶岩ドーム群、男体火山、三ツ岳火山により構成され、最新活動期である男体火山は 2.4 万年前から活動し（山元（2013a）^{（26）}）、7 千年前にはマグマ水蒸気噴火が発生したとされる。

完新世に活動を行った火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.4 日光白根山

日光白根山は、栃木県・群馬県境に位置する第四紀火山であり、溶岩流、小型楯状火山及び溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 116km である。活動年代は約 2 万年前以降で、最新噴火は 1890 年とされている（西来他（2016）^{（18）}）。日光白根山の活動履歴の評価に当たっては奥野他（1993）^{（35）}、佐々木他（1993）^{（36）}、鈴木他（1994）^{（32）}、高橋他（1995）^{（37）}、第四紀火山カタログ委員会編（1999）^{（2）}、中野他（2013）^{（4）}、気象庁編（2013）^{（1）}及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）^{（30）}を参照した。

日光白根山の活動は新期と古期に区分され、約 2 万年前以降～A.D. 1890

に活動したとされる（奥野他（1993）⁽³⁵⁾等）。また、確認されている有史時代以降の活動は、全て水蒸気噴火であるとされる（佐々木他（1993）⁽³⁶⁾）。

完新世に活動を行った火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.5 赤城山

赤城山は、群馬県前橋市北部に位置する第四紀火山であり、複成火山ーカルデラ、溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 127km である。活動年代については、30 万年前より古くから活動し、最新噴火は 1251 年とされている（西来他（2016）⁽¹⁸⁾）。赤城山の活動履歴の評価に当たっては大森（1986）⁽³⁸⁾、鈴木（1990）⁽³⁹⁾、富田他（1994）⁽⁴⁰⁾、宇井（1997）⁽⁴¹⁾、青木他（2008）⁽⁴²⁾、高橋他（2012）⁽⁴³⁾、及川（2012）⁽⁴⁴⁾、山元（2014a）⁽⁴⁵⁾、山元（2014b）⁽⁴⁶⁾、山元（2016）⁽⁴⁷⁾、気象庁編（2013）⁽¹⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽³⁰⁾を参照した。

赤城山の活動は中央火口丘形成期、新时期層火山形成期、古期成層火山形成期に分けられる。最新活動期の中央火口丘形成期は 4.4 万年前に開始され、最新の噴火は 1251 年噴火であり、この噴火による降下火砕物が確認されている（山元（2014a）⁽⁴⁵⁾、青木他（2008）⁽⁴³⁾、及川（2012）⁽⁴⁴⁾等）。一方で、早川（1999）⁽⁴⁸⁾によれば、1251 年噴火に対応する堆積物は確認されておらず、1251 年噴火の根拠とされる吾妻鏡の記録は、噴火ではなく山火事の記録である可能性が指摘されている。しかし及川（2012）⁽⁴⁴⁾等では、1251 年の水蒸気噴火による堆積物の可能性がある火山灰層が認められ、同時期の噴火を記録した別の歴史記録も報告されている。

完新世に活動を行った火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.6 燧ヶ岳

燧ヶ岳は、福島県檜枝岐村に位置する第四紀火山であり、成層火山で構成される。敷地からの距離は約 130km である。活動年代は約 16 万年前以降で、最新噴火は 1544 年とされている（西来他（2016）⁽¹⁸⁾）。燧ヶ岳の活動履歴の評価に当たっては早川他（1997）⁽⁴⁹⁾、山元（1999）⁽⁵⁰⁾、山元（2012）⁽²⁴⁾、中野他（2013）⁽⁴⁾、気象庁編（2013）⁽¹⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽³⁰⁾を参照した。

燧ヶ岳は、燧ヶ岳七入テフラ等の噴出から活動を開始したとされ、460 年前には御池岳溶岩ドームを形成したとされる。（山元（2012）⁽²⁴⁾、早川他（1997）⁽⁴⁹⁾等）。最新の噴火活動は、1544 年の水蒸気噴火である。

完新世に活動を行った火山であり、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.7 安達太良山

安達太良山は、福島県郡山市北部に位置する第四紀火山であり、複成火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 133km である。活動年代は約 55 万年前～A.D.1900 年とされている（西来他（2016）⁽¹⁸⁾）。安達太良山の活動履歴の評価に当たっては第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽²⁾、山元・阪口（2000）⁽⁵¹⁾、藤縄他（2001）⁽⁵²⁾、藤縄・鎌田（2005）⁽⁵³⁾、長谷川他（2011）⁽⁵⁴⁾、中野他（2013）⁽⁴⁾、気象庁編（2013）⁽¹⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽³⁰⁾を参照した。

安達太良山は早期，ステージ 1，ステージ 2，ステージ 3 に区分され，ステージ 1 は 55 万年前から活動し，最新活動期であるステージ 3 は約 25 万年前から活動したとされる（藤縄他（2001）^{（52）}等）。最新の噴火では，A.D. 1900 にマグマ水蒸気噴火が確認されている（山元・阪口（2000）^{（51）}等）。

完新世に活動を行った火山であり，原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.8 磐梯山

磐梯山は，福島県耶麻郡北東部に位置する第四紀火山であり，複成火山である。敷地からの距離は約 135km である。活動年代は約 70 万年前～A.D. 1888 年とされている（西来他（2016）^{（18）}）。磐梯山の活動履歴の評価に当たっては三村（1994）^{（55）}，三村・中村（1995）^{（56）}，梅田他（1999）^{（57）}，長谷川他（2011）^{（54）}，山元（2012）^{（24）}，中野他（2013）^{（4）}，気象庁編（2013）^{（1）}及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）^{（30）}を参照した。

磐梯山は先磐梯火山，古磐梯火山，磐梯火山に区分され，約 70 万年前から活動を開始したとされる（山元（2012）^{（24）}，三村（1994）^{（55）}等）。また，最新活動期である磐梯火山は 8 万年前から活動し，最新の噴火である 1888 年の噴火では，水蒸気噴火に伴う山体崩壊による岩屑なだれ，火砕サージ等が発生した（長谷川他（2011）^{（54）}等）。

完新世に活動を行った火山であることから，原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.9 沼沢

沼沢は、福島県金山町に位置する第四紀火山であり、溶岩ドーム、カルデラで構成される。敷地からの距離は約 143km である。活動年代は約 11 万年前～約 5400 年前（西来他（2016）⁽¹⁸⁾）である。沼沢の活動履歴の評価に当たっては山元（1995）⁽⁵⁸⁾，山元（2003）⁽⁵⁹⁾，山元（2012）⁽²⁴⁾，中野他（2013）⁽⁴⁾を参照した。

沼沢は 11 万年前～約 5400 年前に活動し、沼沢芝原テフラ、惣山溶岩ドーム、沼沢前山溶岩ドーム、沼沢湖テフラ等を噴出したとされる。最新の活動である沼沢湖テフラの噴出に伴ってカルデラが形成された（山元（2003）⁽³⁷⁾，2012⁽²⁴⁾）等）。

完新世に活動を行った火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.10 吾妻山

吾妻山は、福島県猪苗代町付近に位置する第四紀火山であり、複成火山、溶岩流、小型楯状火山及び火砕丘で構成される。敷地からの距離は約 147km である。活動年代は約 130 万年前～A.D. 1977 年とされている（西来他（2016）⁽¹⁸⁾）。吾妻山の活動履歴の評価に当たっては NEDO（1991）⁽⁶⁰⁾，第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽²⁾，高橋・小林（1999）⁽⁶¹⁾，山元（2005）⁽⁶²⁾，長谷川他（2011）⁽⁵⁴⁾，山元（2012）⁽²⁴⁾，中野他（2013）⁽⁴⁾，気象庁編（2013）⁽¹⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽³⁰⁾を参照した。

吾妻山は、古一切経山、東吾妻山、高山、一切経山等に区分される（高橋・小林（1999）⁽⁶¹⁾，NEDO（1991）⁽⁶⁰⁾等）。また、最新の活動は浄土平周辺で発生しており、最新噴火として 1977 年に小規模な噴火が発生したとされる（高橋・小林（1999）⁽⁶¹⁾）。

完新世に活動を行った火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.1.11 榛名山

榛名山は、群馬県高崎市に位置する第四紀火山であり、成層火山ーカルデラ、溶岩ドーム及び火砕丘で構成される。敷地からの距離は約 157km である。活動年代は約 50 万年前以降で、最新噴火は 6 世紀後半～7 世紀初頭とされている（西来他（2016）⁽¹⁸⁾）。榛名山の活動履歴の評価に当たっては（大森（1986）⁽³⁸⁾，Soda（1996）⁽⁶³⁾，第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽²⁾，下司（2013）⁽⁶⁴⁾，山元（2013a）⁽²⁶⁾，中野他（2013）⁽⁴⁾，気象庁編（2013）⁽¹⁾及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編（2014）⁽³⁰⁾）を参照した。

榛名山は古期榛名火山，新期榛名火山に区分される（下司（2013）⁽⁶⁴⁾等）。最新の噴火では、プリニー式噴火により降下火砕物，火砕流として榛名二ツ岳伊香保テフラが噴出したとされた（山元（2013b）⁽⁶⁵⁾）。

完新世に活動を行った火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が短い火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.2 完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山

完新世に活動を行っていない 21 の火山のうち、最後の活動終了からの期間が過去の最大休止期間より短いとみなされる場合は、将来の活動可能性が否定できないと判断し、その結果、笹森山と子持山の 2 火山を将来の活動可

能性が否定できない火山として抽出した。

7.3.2.1 笹森山

笹森山は、福島県福島市南西部に位置する第四紀火山であり、複成火山である可能性がある。敷地からの距離は約 133km である。活動年代は約 370 万年前～約 200 万年前とされている（中野他（2013）⁽⁴⁾）。笹森山の活動履歴の評価に当たっては阪口（1995）⁽⁶⁶⁾，第四紀火山カタログ委員会編（1999）⁽²⁾，長橋他（2004）⁽⁶⁷⁾，中野他（2013）⁽⁴⁾，山元（2015）⁽⁶⁸⁾を参照した。

笹森山は笹森山安山岩と蓬莱火砕流からなるとされ、最新の噴火活動は、最末期の蓬莱火砕流から 1.9Ma～1.8Ma のフィッシュトラック年代が報告されている（山元（2015）⁽⁶⁸⁾）。

全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が短い火山であることから、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3.2.2 子持山

子持山は、群馬県沼田市・渋川市境に位置する第四紀火山であり、複成火山と溶岩ドームで構成される。敷地からの距離は約 145km である。活動年代は約 90 万年前～約 20 万年前とされている（中野他（2013）⁽⁴⁾）。子持山の活動履歴の評価に当たっては飯塚（1996）⁽⁶⁹⁾と中野他（2013）⁽⁴⁾を参照した。

子持山の活動は、綾戸活動期，前期子持火山活動期，後期子持火山活動期に区分される。また，綾戸活動期と前期子持火山活動期の間に少なくとも約 30 万年間の休止期があったとされる（飯塚（1996）⁽⁶⁹⁾及び中野他（2013）⁽⁴⁾）。

7.3.3 発電所に影響を及ぼし得る火山

「7.3.1 完新世に活動を行った火山」及び「7.3.2 完新世に活動を行っていない火山のうち将来の火山活動可能性が否定できない火山」より、発電所に影響を及ぼし得る火山として、高原山、那須岳、男体・女峰火山群、日光白根山、赤城山、燧ヶ岳、安達太良山、笹森山、磐梯山、沼沢、子持山、吾妻山及び榛名山の13火山を抽出した。

7.4 運用期間中における火山活動に関する個別評価

7.4.1 活動履歴に関する文献調査

発電所に影響を及ぼし得る火山（13火山）について、活動履歴に関する文献調査により、評価の対象となる設計対応不可能な火山事象の顕著な発生実績及び過去最大規模の噴火による火山噴出物の敷地への到達可能性について第7.4-1表に整理した。

火砕物密度流については、各火山の過去最大規模の火砕物密度流の分布から到達可能性範囲を検討した結果、いずれも山体周辺に限られ、敷地周辺までの到達は認められない（第7.4-1図、第7.4-2図）。また、高原山と日光白根山については活動履歴上、噴出物は火砕岩、降下火砕物が主であり、火砕物密度流の発生は認められない。

溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊については、発電所に影響を及ぼし得る火山（13火山）のうち敷地に最も近い高原山でも敷地から約90kmと十分離れている。したがって、これらの火山事象が敷地に到達する可能性は十分に小さいと判断される。

新しい火口の開口及び地殻変動については、敷地は、発電所に影響を及ぼし得る火山の過去の火口及びその近傍に位置していないこと並びに火山フロ

ントより前弧側（東方）に位置することから、これらの火山事象が敷地において発生する可能性は十分に小さいと判断される。

以上のことから、発電所に影響を及ぼし得る火山（13 火山）については過去最大規模の噴火を想定しても設計対応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低いと評価し、火山活動の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

発電所に影響を及ぼし得る火山（13 火山）について、発電所の運用期間中における活動可能性と規模を考慮し、発電所の安全性に影響を与える可能性について検討した。

なお、降下火砕物については、地理的領域外の火山も含めてその影響を評価した。

7.5.1 降下火砕物

7.5.1.1 層厚に関する評価

町田・新井（2011）^{（20）}、山元（2013）^{（26）}等に基づき、敷地周辺に分布が確認または推定される降下火砕物を確認した。そのうち、噴出源が同定できる降下火砕物については、当該火山の将来の噴火の可能性について噴火履歴等から検討した。一方、噴出源が同定できない降下火砕物については、その堆積状況より検討した。敷地周辺で分布が推定される主な降下火砕物の給源火山と敷地の距離、敷地での層厚、噴火規模、発電所の運用期間中における同規模の噴火の可能性の有無について、文献調査の結果の整理を第 7.5-1 表に示し、発電所の運用期間中に同規模の噴火の可能性のある降下火砕物の分布を第 7.5-1 図に示す。

(1) 給源火山を特定できる降下火砕物の同規模噴火の可能性

a. 満美穴テフラ，日光早乙女テフラ，日光行川テフラ，日光矢板テフラ
(男体・女峰火山群)

満美穴テフラ，日光早乙女テフラ，日光行川テフラ及び日光矢板テフラは男体女峰火山群を給源火山とし，それぞれ約 10 万年前，約 13 万年前，約 14 万年前に噴出したとされる（山元（2012）⁽²⁴⁾）。

佐々木（1994）⁽³³⁾によれば，男体・女峰火山群において，約 60 万年前から約 7 万年前までは女峰赤薙火山が活動し，日光溶岩ドーム群の活動を経て，約 2 万年前以降に男体火山，三ツ岳火山，日光白根火山が活動したとされる。

上記を踏まえると，満美穴テフラ，日光早乙女テフラ，日光行川テフラ及び日光矢板テフラが噴出されたのは女峰赤薙火山の活動期であり，現在の活動は男体火山の活動期であると考えられる。

以上のことから，発電所の運用期間中における満美穴テフラ，日光早乙女テフラ，日光行川テフラ及び日光矢板テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

b. 真岡テフラ（飯土山）

真岡テフラは飯土山を給源火山とし，約 22 万年前に噴出したとされる（山元（2013a）⁽²⁶⁾）。

西来他（2016）⁽¹⁸⁾，中野他（2013）⁽⁴⁾，赤石・梅田（2002）⁽⁷⁰⁾によれば，飯土山の活動形式は成層火山であり，その活動年代は約 30 万年前～約 20 万年前とされている。

上記を踏まえると，全活動期間よりも最後の活動からの期間が長いことから，飯土山は将来の活動可能性はない火山と判断される。

以上のことから，発電所運用期間中における真岡テフラと同規模噴火

の発生可能性は十分に小さいと判断される。

c. 谷口テフラ，大峰テフラ（爺ヶ岳），恵比須峠福田テフラ，丹生川テフラ（穂高岳）

谷口テフラ及び大峰テフラの給源火山である爺ヶ岳，並びに恵比須峠福田テフラ及び丹生川テフラの給源火山である穂高岳はいずれも飛騨山脈に位置する第四紀火山である（及川（2003）⁽⁷¹⁾）。

及川（2003）⁽⁷¹⁾によれば，飛騨山脈での火成活動は Stage I～III の3つの活動期に区分され，谷口テフラ，大峰テフラ，恵比須峠福田テフラ，丹生川テフラを発生させた時期はいずれも Stage I（2.5Ma～1.5Ma）である。

現在の活動期は Stage III（0.8Ma～0Ma）であり，東西圧縮応力場のもとで，成層火山形成を主体とした活動が継続していることから，飛騨山脈において Stage I で発生した大規模な噴火の発生可能性は十分に小さいと考えられる。

以上のことから，発電所の運用期間中において谷口テフラ，大峰テフラ，恵比須峠福田テフラ，丹生川テフラと同規模の噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

d. 始良 T n テフラ（始良カルデラ）

始良 T n テフラは，南九州の始良カルデラを給源火山とし，約 2.8 万年前～約 3 万年前に噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

現在の始良カルデラの活動期は，Nagaoka（1988）⁽⁷²⁾に基づけば，後カルデラ火山噴火ステージであると考えられる。破局的噴火の活動間隔（約 6 年以上）は，最新の破局的噴火である約 4 万年前の始良 T n テフラの噴出からの経過期間と比べ十分に長く，破局的噴火に先行して

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

以上のことから、発電所運用期間中における、始良T nテフラと同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

e. 鬼界アカホヤテフラ，鬼界葛原テフラ（鬼界カルデラ）

鬼界アカホヤテフラは約7,300年前に、鬼界葛原テフラは約9.5万年前に、いずれも鬼界カルデラを給源火山として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

現在の鬼界カルデラの活動期は、Nagaoka（1988）⁽⁷²⁾による後カルデラ火山噴火ステージ（薩摩硫黄島）と考えられる。また、鬼界カルデラにおける破局的噴火の活動間隔は約5万年以上であり、最新の破局的噴火からの経過期間（約0.7万年）に比べて十分長いことから、破局的噴火までには十分な時間的余裕があると考えられる。

以上のことから、発電所の運用期間中における鬼界アカホヤテフラ及び鬼界葛原テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

阿蘇4テフラは約8.5万年前～約9万年前に、阿蘇3テフラは約13万年前に、いずれも阿蘇カルデラを給源火山として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

Nagaoka（1988）⁽⁷²⁾に基づけば、現在の阿蘇カルデラの活動期は、最新の破局的噴火（約9万年前の阿蘇4テフラの噴出）以降、阿蘇山において草千里ヶ浜軽石等の多様な噴火様式による小規模噴火が発生していることから、阿蘇山における後カルデラ期の活動と考えられる。破局的噴火の最短の活動間隔（約2万年）は、最新の破局的噴火からの経過期間（約9万年）と比べて短いため、破局的噴火のマグマ溜まりを形成

している可能性、破局的噴火を発生させるマグマ供給系ではなくなっている可能性が考えられる。苦鉄質火山噴出物及び珪長質火山噴出物の給源火口の分布（三好他（2005）⁽⁷³⁾）から、地下に大規模な珪長質マグマ溜まりは存在していないと考えられる。

以上のことから、発電所の運用期間中における阿蘇4、阿蘇3テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

f. 大山倉吉テフラ（大山火山）

大山倉吉テフラは、約5.5万年前に大山を給源火山として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

守屋（1983）⁽⁷⁴⁾の日本の第四紀火山の地形発達過程に基づく分類によれば大山は最終期である第4期とされる。また、米倉（2001）⁽⁷⁵⁾によれば、一般にこの第4期の噴出量は第1期～第3期と比べて少なく、数 km^3 とされる。

山元（2014b）⁽⁴⁶⁾による活動履歴情報の整理に基づけば、約40万年前以降、最も規模の大きな噴火は大山倉吉テフラ噴火であるが、これに至る活動間隔は、大山倉吉テフラ噴火以降の経過期間に比べて十分に長く、次の大山倉吉テフラ規模の噴火までには十分な時間的余裕があると考えられる。

ただし、数 km^3 以下の規模の噴火については、大山倉吉テフラ噴火以前もしくは以降においても繰り返し発生している。また、Zhao et al.

（2011）⁽⁷⁶⁾によれば、大山火山の地下深部に広がる低速度層と、大山火山の西方地下で発生している低周波地震の存在から、地下深部にはマグマ溜まりが存在している可能性が示唆される。保守的に、この低速度層をマグマ溜まりとして評価した場合、その深度は20km以深に位置し、これは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

7km（東宮（1997）⁽⁷⁷⁾）よりも深い位置に相当する。

以上のことから、発電所の運用期間中における大山倉吉テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

g. 御嶽第1テフラ（御嶽山）

御嶽第1テフラは、約9.5万年前～約10万年前に御嶽山を給源火山として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

御嶽山の活動は、山元（2014b）⁽⁴⁶⁾、及川他（2014）⁽⁷⁸⁾によれば、古期御嶽火山と新期御嶽火山に分けられ、現在は新期御嶽火山の活動期であり、御嶽第1テフラは約10万年前に発生したとされる。また、木村（1993）⁽⁷⁹⁾によれば、新期御嶽火山の活動は3つのステージに分けられ、御嶽第1テフラをもたらした噴火が発生したステージはO1ステージ（デイサイトー流紋岩質のプリニー式噴火と、カルデラ陥没及び溶岩ドームの形成）であり、現在は山頂付近の小円錐火山群の形成期であるO3ステージであるとされる。

なお、及川他（2014）⁽⁷⁸⁾によれば、過去1万年以内に少なくとも4回のマグマ噴火が確認されている。

以上のことから、御嶽山においては、現在の活動期（O3ステージ）が今後も継続すると考えられることから、発電所の運用期間中における御嶽第1テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

h. 立川ローム上部ガラス質テフラ，浅間板鼻黄色テフラ（浅間山）

立川ローム上部ガラス質テフラは約1.5万年前～約1.6万年前に、浅間板鼻黄色テフラは約1.5万年前～約1.65万年前に、浅間山を給源火山として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

高橋他（2013）⁽⁸⁰⁾によれば、浅間山の活動は、黒斑火山，仏岩火山，前掛火山に区分される。高橋・安井（2013）⁽⁸¹⁾によれば、最新

期の活動である前掛火山は約 1 万年前（山元（2014b）^{（46）}）から活動を開始したとされる。

山元（2014b）^{（46）}によれば、立川ローム上部ガラス質テフラ及び浅間板鼻黄色テフラは仏岩火山の活動であり、現在は前掛火山の活動となっており、2015 年にはごく小規模な噴火が発生し、微量の降灰が確認された（気象庁（2015）^{（82）}）。

なお、現在の活動での最大規模の噴火は、浅間Bテフラであるが、敷地周辺（半径約 30km 以内）で確認または分布は推定されない。

i. 箱根火山群（箱根東京テフラ，箱根吉沢下部7テフラ）

箱根東京テフラは約 6.6 万年前に、箱根吉沢下部7テフラは約 12.8 万年前～約 13.2 万年前の間に、箱根火山群を給源火山として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）^{（20）}）。

長井・高橋（2008）^{（83）}によれば、箱根火山群の活動は、初期の陸上火山活動であるステージ1，玄武岩～安山岩質成層火山群形成期のステージ2，安山岩質成層火山群及び独立単成火山群形成期のステージ3，カルデラ及び単成火山群形成期のステージ4，前期中央火口丘形成期のステージ5，爆発的噴火期のステージ6，後期中央火口丘形成期のステージ7に区分される。

山元（2014b）^{（46）}によれば、箱根東京テフラは爆発的噴火を主体としていたステージ6，箱根吉沢下部7テフラはステージ5で発生した降下火砕物である。現在は中央火口丘での溶岩ドームの活動であるステージ7であり、顕著な降下火砕物の発生は確認されない。

以上のことから、箱根火山群については、現在の活動期（ステージ7）が今後も継続すると考えられることから、発電所の運用期間中における箱根東京テフラ及び箱根吉沢下部7テフラと同規模噴火の発生可能

性は十分に小さいと判断される。

j. 飯縄山（飯縄上樽 a テフラ）

飯縄上樽 a テフラは、約 13 万年前に飯縄山を給源火山として噴出したテフラである（町田・新井（2011）^{（20）}）。

飯縄山は、第 I 活動期と第 II 活動期の 2 つの活動期間に大別され、第 I 活動期は、約 34 万年前ごろ、第 II 活動期は約 20 万年前にはじまり、飯縄上樽 a テフラは第 II 活動期に発生した（早津他（2008）^{（84）}）。早津他（2008）^{（84）}によれば、飯縄山は妙高火山群を構成する火山の 1 つであり、その活動は玄武岩質マグマによって開始し、デイサイト質マグマの活動によって終わるとされ、飯縄山の第 II 活動期においても、噴出するマグマの性質が玄武岩質から安山岩質、安山岩質からデイサイト質へと変化したとされる。また、第 II 活動期は、飯縄上樽 a テフラ噴出後の活動である溶岩ドーム群の活動を最後に急速に衰退し、約 6 万年前の水蒸気爆発の発生以降、噴火の痕跡は確認されず、噴気活動や高温の温泉の湧出等は全く認められないことから、現在、火山活動は完全に停止状態にあると考えられる（早津他（2008）^{（84）}）。

以上のことから、発電所の運用期間中における飯縄上樽 a テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

k. 大町 A p m テフラ群（樺沢岳）

大町 A p m テフラ群は、樺沢岳を給源火山として噴出した広域テフラ群である（町田・新井（2011）^{（20）}）。

西来他（2016）^{（18）}、中野他（2013）^{（4）}、原山（1990）^{（85）}、町田・新井（2011）^{（20）}等によれば、火山の活動形式は火砕流であり、その活動年代は約 40 万年～約 30 万年前とされている。

上記を踏まえると、樺沢岳は全活動期間より、最後の活動終了からの

期間が長いことから、将来の活動可能性はないと判断される。

以上のことから、発電所運用期間中における大町 A p m テフラ群と同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

1. 貝塩上宝テフラ（上宝）

貝塩上宝テフラは、上宝を給源として噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

西来他（2016）⁽¹⁸⁾，中野他（2013）⁽⁴⁾によれば、火山の活動形式は火砕流であり、その活動期間は約 60 万年前とされている。また、鈴木（2000）⁽⁸⁶⁾等によれば、約 62 万年前から約 60 万年前の間に大規模な噴火が発生し、貝塩給源火道から上宝火砕流及び貝塩上宝テフラが噴出したとされる。上宝は全活動期間よりも最後の活動終了からの期間が長いことから、将来の活動可能性はないと判断される。

以上のことから、発電所運用期間中における貝塩上宝テフラと同規模噴火の可能性は十分に小さいと判断される。

m. 八甲田国本テフラ（八甲田カルデラ）

八甲田国本テフラは、約 76 万年前に八甲田カルデラ（八甲田火山）を給源火山とし噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

気象庁編（2013）⁽¹⁾によれば、八甲田火山は、南八甲田火山群、北八甲田火山群に区分され、八甲田カルデラは北八甲田火山群の直下～北東に存在するとされている。中野他（2013）⁽⁴⁾及び工藤他（2011）⁽⁸⁷⁾によれば、八甲田火山の活動を、南八甲田火山群、八甲田カルデラ、北八甲田火山群の活動に区分し、このうち、八甲田カルデラにおいては、約 1Ma（八甲田中里川），0.9Ma（八甲田黄瀬），0.76Ma（八甲田第 1 期），0.4Ma（八甲田第 2 期）に大規模火砕流を噴出したとされ

ている。八甲田火山は、110 万年前から活動を開始し、南八甲田火山及び八甲田カルデラの活動後、最近 30 万年間では、北八甲田火山群のみの活動が継続している。八甲田国本テフラは八甲田カルデラの活動で発生したものであり、現在は北八甲田群の活動である。

以上のことから、発電所運用期間中における八甲田国本テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

n. 玉川 R 4 テフラ（玉川カルデラ）

玉川 R 4 テフラは、約 200 万年前に玉川カルデラを給源火山とし噴出した広域テフラである（町田・新井（2011）⁽²⁰⁾）。

鈴木・中山（2007）⁽⁸⁸⁾によれば、敷地周辺に玉川 R 4 テフラの分布が示され、その降灰年代は 2.0Ma と推定されるとしている。梅田他（1999）⁽⁵⁷⁾によれば、東北日本の 2Ma 以降の火山活動は、活動年代、噴出量、噴火様式、広域応力場変遷の観点から次の 3 ステージに区分される。stage1 (2Ma～1Ma) では、弱圧縮応力場の環境下で大規模珪長質火砕流の噴出が卓越したとされる。stage2 (1Ma～0.6Ma) では、強圧縮場の環境下で成層火山の活動が卓越したとされる。stage3 (0.6Ma 以降) では、強圧縮場におかれ、脊梁山脈全体で断層運動が活発化し、大規模珪長質火砕流、成層火山の活動が共に認められ、マグマ噴出量が増大したとされる。

現在の東北日本における火山活動は stage3 に相当することに加え、高橋（1995）によれば、大量の珪長質マグマを蓄積するには低地殻歪速度が必要であるとされることから、発電所の運用期間中における玉川 R 4 テフラと同規模噴火の発生可能性は十分に小さいと判断される。

(2) 給源火山が特定できない降下火砕物

敷地周辺で確認された給源火山が特定できない降下火砕物は、敷地か

ら南西に約 34km の茨城県笠間町大古山の涸沼川沿いで確認される「涸沼川テフラ」(山元(2013a)⁽²⁶⁾)の1つである。本テフラは見和層下部のエスチュアリー相泥質堆積物中に再堆積物として挟まれる層厚 15 cm の軽石質の粗粒火山灰であるとされている(山元(2013a)⁽²⁶⁾)。また、涸沼川テフラは敷地近傍においてその分布が認められないことから、敷地への影響は十分に小さいと判断される。

(3) 設計上考慮する降下火砕物の層厚の検討

文献調査結果から、敷地周辺で分布が推定される主な降下火砕物のうち、噴出源が同定でき、発電所の運用期間中における同規模の噴火の可能性のある降下火砕物として、赤城山を給源とする赤城鹿沼テフラ、赤城水沼1テフラ、赤城水沼8-9テフラ、赤城行川テフラ、赤城水沼2テフラ、赤城水沼8テフラ、男体・女峰火山群を給源とする男体今市テフラ、男体七本桜テフラ、沼沢を給源とする沼沢芝原テフラ、高原山を給源とする高原戸室山2テフラ、榛名山を給源とする榛名八崎テフラ、燧ヶ岳を給源とする燧ヶ岳七入テフラが挙げられる。

一方、噴出源が同定できない降下火砕物として、涸沼川テフラが認められる。

これらの降下火砕物のうち、敷地周辺において層厚とその噴火規模が最も大きい降下火砕物は赤城鹿沼テフラであり、設計上考慮する降下火砕物として詳細に検討を行った。

a. 降下火砕物の分布状況

赤城鹿沼テフラの分布に関する以下の文献調査及び地質調査の結果から、赤城鹿沼テフラの敷地及び敷地近傍での最大の層厚は 20 cm であることが確認されるが、敷地周辺における層厚のばらつきを考慮した場合、過去の分布状況から想定される層厚として最大 40 cm と評価される。

(a) 文献調査

降下火砕物の等層厚線図から、敷地において最も層厚が大きい降下火砕物は赤城鹿沼テフラと判断され、その堆積厚さは敷地周辺では「新編 火山灰アトラス」(町田・新井(2011)⁽²⁰⁾)によれば10cm～40cm、山元(2013a)⁽²⁶⁾では16cm～32cm、敷地近傍で20cm程度の層厚が示されている。町田・新井(2011)⁽²⁰⁾と山元(2013a)⁽²⁶⁾に示される赤城鹿沼テフラの分布傾向は概ね整合しており、山元(2013a)⁽²⁶⁾において確認される敷地付近での層厚は20cm程度であるが、敷地の南側に赤城山から敷地までの距離と同程度の位置に34cm～38cmの層厚が示されている(第7.5-2図)。

(b) 地質調査

敷地周辺、敷地近傍及び敷地での赤城鹿沼テフラの分布を把握するため、地質調査を実施した。調査の結果、赤城鹿沼テフラの分布状況は文献調査結果と整合しており、敷地及び敷地近傍で約15cm～約20cmであった(第7.5-3図)。敷地及び敷地近傍のボーリング調査において、風化火山灰層中に厚さ約15cm及び約20cmの黄白色の軽石層が認められ、火山灰分析の結果、赤城鹿沼テフラに対比される(第7.5-4図)。敷地から西方約3kmに位置する東海駅地点においては主に海成段丘からなる那珂台地に位置し、シルト～砂礫からなる段丘堆積物の上位に赤城鹿沼テフラ、赤城水沼1テフラ男体今市等の降下火砕物を挟在する風化火山灰、腐植土がほぼ水平に分布する。露頭の一部には、段丘堆積物を削り込む谷が認められ、この谷部を埋めるように、男体今市テフラ等をレンズ状に含む風化火山灰(谷埋め堆積物)とそれをさらに削り込んで分布する腐植土が認められる。本露頭における赤城鹿沼テフラの層厚は最大約20cmである(第7.5-5図)。

b. 降下火砕物シミュレーション

現在の気象条件での敷地における降下火砕物の層厚を検討するため、敷地周辺における堆積厚さが最も大きい赤城鹿沼テフラの給源火山である赤城山を対象に降下火砕物シミュレーションを行った。

山元 (2016) ⁽⁴⁷⁾ , 高橋他 (2012) ⁽⁴³⁾ , 守屋 (1979) ⁽⁹⁰⁾ によれば、赤城山の活動は約 50 万年前から溶岩と火砕岩を主とした噴火様式の古期成層山の活動から始まり、約 22 万年前の山体崩壊を境に、その後、新期成層火山の火山となっている。新期成層火山についても 3 つの活動期に分けられ、赤城鹿沼テフラは現在の活動ステージである後カルデラ期に発生した降下火砕物であるとされる。現在の赤城山の活動ステージにおいて最大規模の降下火砕物噴火は赤城鹿沼テフラであり、その噴出量は $2\text{km}^3\text{DRE}$ (見かけ体積 5km^3) とされている (第 7.5-6 図)。このことを踏まえ、解析条件の噴出量には見かけ体積 5km^3 を設定し、その他のパラメータについては、町田・新井 (2011) ⁽²⁰⁾ 及び山元 (2013a) ⁽²⁶⁾ の等層厚線図と解析結果とが概ね整合する解析条件を設定した。主な解析条件については第 7.5-2 表に示す。

風向・風速は、気象庁が行っているラジオゾンデの定期観測データ (観測地点：館野) を用いて行った。

月別平年解析の結果、1 年を通じて偏西風の影響を受け、分布主軸が東から東北東に向く傾向があり、敷地における降下火砕物の堆積厚さは 2 月の 9 時の風のケースで最大 (約 23cm) となる (第 7.5-7 図)。さらに、層厚が最大となった 2 月の 9 時を基本ケースとして、噴煙柱・風速・風向の 3 つの要素について、不確かさに関する検討を行った (第 7.5-8 図)。その結果、風向の不確かさを考慮した場合が最大となり、その層厚は約 49cm である。

c. 降下火砕物の分布事例

赤城鹿沼テフラと同規模の噴火の降灰分布の事例を町田・新井(2011)⁽²⁰⁾等により確認した。その層厚の分布と噴出源との距離を整理した結果、赤城山と敷地の距離(約127km)での層厚は最大でも約23cmであった(第7.5-9図)。

(4) 設計上考慮する降下火砕物の層厚の設定

上記を踏まえ、降下火砕物の分布状況、シミュレーション及び分布事例による検討結果から総合的に判断し、設計上考慮する降下火砕物の層厚を保守的に50cmとする。

7.5.1.2 粒径及び密度に関する評価

(1) 粒径

山元(2013a)⁽²⁶⁾によると、敷地は赤城鹿沼テフラの8mmと4mmの等粒径線の上に位置する(第7.5-10図)。また、敷地での赤城鹿沼テフラの粒度分布を土質試験によって確認した結果、最大4.7mmであった(第7.5-11図)。

以上のことから、8.0mm以下と設定する。

(2) 密度

富田他(1994)⁽⁴⁰⁾によれば、笠間地区における赤城鹿沼テフラの密度は湿潤状態で $1.0\text{g}/\text{cm}^3$ 、乾燥状態で $0.3\text{g}/\text{cm}^3$ である。また地質調査(土質試験)により敷地における赤城鹿沼テフラの密度を確認した結果、湿潤密度で最大約 $1.1\text{g}/\text{cm}^3$ 、乾燥密度で最小約 $0.3\text{g}/\text{cm}^3$ であった(第7.5-11図)。

一方で、宇井(1997)⁽⁴¹⁾によれば、乾燥した火山灰は密度が $0.4\text{g}/\text{cm}^3\sim 0.7\text{g}/\text{cm}^3$ であるが、湿ると $1.2\text{g}/\text{cm}^3$ を超えることがあると

されている。

以上のことから、湿潤密度は 1.5 g/cm^3 、乾燥密度は 0.3 g/cm^3 と設定する。

7.5.2 火山性土石流，火山泥流及び洪水

発電所に影響を及ぼし得る 13 火山のうち、敷地から 120 km の範囲内には高原山，那須岳，日光白根山，男体・女峰火山群の 4 火山が位置する。敷地は久慈川流域に位置し，いずれの火山の山麓の河川の流域には含まれない。

文献調査の結果，西方約 20km の那珂川に沿う瓜連丘陵に火山性土石流堆積物である栗河軽石が分布する（坂本・宇野沢（1976）⁽⁹¹⁾）。しかしながら，那珂川の流下方向は敷地へ向かってなく，那珂川と敷地の間には那珂台地が分布している（第 7.5-12 図）。また，本堆積物以外の火山性土石流堆積物は敷地周辺に認められない。以上のことから，火山性土石流，火山泥流及び洪水が発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと判断される。

7.5.3 火山から発生する飛来物（噴石）

発電所に影響を及ぼし得る 13 火山のうち，最も近いものでも敷地から約 90km と十分離れていることから，火山から発生する飛来物の発電所への影響はないと判断される。

7.5.4 火山ガス

発電所に影響を及ぼし得る 13 火山のうち，最も近いものでも敷地から約 90km と十分離れていること，敷地は太平洋に面しており火山ガスが滞留するような地形条件ではないことから，火山ガスの発電所への影響はないと判断した。

7.5.5 その他の事象

発電所に影響を及ぼし得る 13 火山のうち、最も近いものでも敷地から約 90km と十分離れていることから、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、発電所への影響はないと判断した。

7.6 参考文献

- (1) 気象庁編 (2013) : 日本活火山総覧 (第 4 版) , 気象業務支援センター
- (2) 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, 日本火山学会
- (3) 通商産業省工業技術院地質調査所 (2012) : 日本の第四紀火山,
https://gbank.gsj.jp/volcano-QV/VOL_JP/index.htm, Ver.1.49, 更新:2012, 6.25
- (4) 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・山元孝広・岸本清行
(2013) : 日本の火山 (第 3 版) , 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (5) 「新潟 (第 2 版) 」高橋浩・柳沢幸夫・山元孝広・卜部厚志・内野隆之・工藤崇・高木哲一・駒澤正夫 (2010) : 20 万分の 1 地質図幅「新潟 (第 2 版) 」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (6) 「福島」久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒澤正夫・広島俊夫・須藤定久 (2003) : 20 万分の 1 地質図幅「福島」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター

- (7) 「高田」竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫・広島俊夫（1994）：20 万分の 1 地質図幅「高田」，工業技術院地質調査所
- (8) 「日光」山元孝広・滝沢文教・高橋浩・久保和也・駒澤正夫（2000）：20 万分の 1 地質図幅「日光」，工業技術院地質調査所
- (9) 「白河」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・大野哲二・駒澤正夫（2007）：20 万分の 1 地質図幅「白河」，産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (10) 「長野」中野俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井彰・浜崎聡志・広島俊夫・駒澤正夫（1998）：20 万分の 1 地質図幅「長野」，工業技術院地質調査所
- (11) 「宇都宮」須藤定久・牧本博・秦光男・宇野沢昭・滝沢文教・坂本亨・駒澤正夫・広島俊夫（1991）：20 万分の 1 地質図幅「宇都宮」，工業技術院地質調査所
- (12) 「水戸（第 2 版）」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・広島俊夫（2001）：20 万分の 1 地質図幅「水戸（第 2 版）」，工業技術院地質調査所
- (13) 「甲府」尾崎正紀・牧本博・杉山雄一・三村弘二・酒井彰・久保和也・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊夫・須藤定久（2002）：20 万分の 1 地質図幅「甲府」，産業技術総合研究所地質調査総合センター
- (14) 「東京」坂本亨・酒井彰・秦光男・宇野沢昭・岡重文・広島俊夫・駒澤正夫・村田泰章（1987）：20 万分の 1 地質図幅「東京」，工業技術院地質調査所
- (15) 「千葉」宇野沢昭・岡重文・坂本亨・駒澤正夫（1983）：20 万分の 1 地質図幅「千葉」，工業技術院地質調査所

- (16) 「横須賀」三梨昂・小野晃司・須田芳朗（1980）：20 万分の 1 地質図幅「横須賀」，工業技術院地質調査所
- (17) 「大多喜」三梨昂・須田芳朗（1980）：20 万分の 1 地質図幅「大多喜」，工業技術院地質調査所
- (18) 西来邦章，伊藤順一，上野龍之，内藤一樹，塚本斉（2016）：産業技術総合研究所地質調査総合センター（2016）：第四紀噴火・貫入活動データベース，産業技術総合研究所地質調査総合センター，
https://gbank.gsj.jp/quaternary/index_qvir.php
- (19) 海上保安庁海洋情報部（2013）：海域火山データベース，
<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>
- (20) 町田洋・新井房夫（2011）：新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺，東京大学出版会
- (21) 鈴木毅彦（1993）：北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層，地学雑誌，102，p.73-90
- (22) 井上道則，吉田武義，藤巻宏和，伴雅雄（1994）：東北本州弧，高原火山群における山体形成史とマグマの成因，核理研研究報告，第 27 巻，第 2 号，1994 年 12 月，p169-198
- (23) 奥野充，守屋以智雄，田中耕平，中村俊夫（1997）：北関東，高原火山の約 6500cal yr BP の噴火，火山，42，p393-402
- (24) 山元孝広（2012）：福島ー栃木地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化，地質調査研究報告，63，p35-91
- (25) 弦巻賢介（2012）：東北日本弧南部，高原火山における山体形成史とマグマ供給系の発達，日本火山学会講演予稿集，p56

- (26) 山元孝広 (2013a) : 栃木ー茨城地域における過去約 30 万年間のテフラの再記載と定量化, 地質調査研究報告, 第 64 卷, 第 9/10 号, p251ー304, 2013
- (27) 鈴木毅彦 (1992) : 那須火山のテフロクロノロジー, 火山, 37, p251ー263
- (28) 伴雅雄, 高岡宣雄 (1995) : 東北日本弧, 那須火山群の形成史, 岩鉱, 90, p195ー214, 1995
- (29) 山元孝広 (1997) : テフラ層序から見た那須茶臼岳火山の噴火史, 地質学雑誌, 103, p676ー691
- (30) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2014) : 1 万年噴火イベントデータ集 (ver. 2.2) ,
<https://gbank.gsj.jp/volcano/eruption/index.htm>
- (31) 村本芳英 (1992) : 日光火山群東方地域に分布する中・後期更新世テフラー日光火山群の噴火史ー, 静岡大学地球科学研究報告, 18, p59ー91
- (32) 鈴木毅彦, 奥野 充, 早川由紀夫 (1994) : テフラからみた日光火山群の噴火史, 月刊地球, 16, p. 215ー221
- (33) 佐々木 実 (1994) : 日光火山群の岩石学, 月刊地球, 116, p221ー230
- (34) 石崎泰男, 森田考美・岡村裕子・小池一馬・宮本亜里沙・及川輝樹
(2014) : 男体火山の最近 17000 年間の噴火史, 火山, 59, 3, p185ー20
- (35) 奥野充, 中村俊夫, 守屋以智雄 (1993) : 那須・高原・日光白根火山の完新世テフラの加速器 14C 年代, 日本火山学会講演予稿集, p6, p92
- (36) 佐々木 実, 橋野 剛, 村上 浩 (1993) : 日光火山群, 日光白根火山および三ツ岳火山の地質と岩石, 弘前大学理学部地球科学科報告, 40, p101ー117 (1993)

- (37) 高橋正樹, 小堀容子, 矢島有紀子 (1995) : 日光白根火山下マグマ供給システムの岩石学的モデル, 月間地球, 17, p113-119
- (38) 大森昌衛 (1986) : 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, p335
- (39) 鈴木毅彦 (1990) : テフロクロノ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 (1990) , p60-75
- (40) 富田平四郎, 中野政詩, 鈴木敬 (1994) : 地域, 深さによる鹿沼土の物理的構成と各種物理性の差異について, 土壌の物理性, 第 69 号, p11-21 (1994)
- (41) 宇井忠英 (1997) : 火山噴火と災害, 東京大学出版会
- (42) 青木かおり, 入野智久, 大場忠道 (2008) : 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序, 第四紀研究, 47, (6) , p391-407
- (43) 高橋正樹, 関慎一郎, 鈴木洋美, 竹本弘幸, 長井雅史, 金丸龍夫 (2012) : 赤城火山噴出物の全岩化学組成-分析データ 381 個の総括-, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 47, p341-400
- (44) 及川輝樹 (2012) : 赤城山と栗駒山の歴史時代の噴火記録, 日本火山学会講演予稿集, p140
- (45) 山元孝広 (2014a) : 赤城火山の噴火履歴の再検討と定量化, 日本火山学会講演予稿集
- (46) 山元孝広 (2014b) : 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図, 地質調査総合センター研究資料集, 613, 産総研地質調査総合センター
- (47) 山元孝広 (2016) : 赤城火山軽石噴火期のマグマ噴出率と組成の変化, 地質学雑誌, 122, p109-126
- (48) 早川由紀夫 (1999) : 赤城山は活火山か?, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM) , As-012

- (49) 早川由紀夫, 新井房夫, 北爪智啓 (1997) : 燧ヶ岳火山の噴火史, 地学雑誌, 106, p660-664
- (50) 山元孝広 (1999) : 福島-栃木地域に分布する 30-10 万年前のプリニー式降下火砕物 : 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序, 地質調査所月報, 50, p743-767
- (51) 山元孝広, 阪口圭一 (2000) : テフラ層序からみた安達太良火山, 最近約 25 万年間の噴火活動, 地質学雑誌, 106, p865-882
- (52) 藤縄明彦, 林信太郎, 梅田浩司 (2001) : 安達太良火山の K-Ar 年代 : 安達太良火山形成史の再検討, 火山, 46, p95-106
- (53) 藤縄明彦, 鎌田光春 (2005) : 安達太良火山の最近 25 万年間における山体形成史とマグマ供給系の変遷, 岩石鉱物科学, 34, p35-58
- (54) 長谷川健, 藤縄明彦, 伊藤太久 (2011) : 磐吾妻, 安達太良 : 活火山リンク B の三火山, 地質学雑誌, 117, p33-48
- (55) 三村弘二 (1994) : 磐梯火山の放射年代-概報-, 地質調査所月報, 第 45 巻, 第 10 号, p565-571, 1994
- (56) 三村弘二, 中村洋一 (1995) : 磐梯山の地質形成史と岩石, 磐梯火山, p87-101 (1995)
- (57) 梅田浩司, 林信太郎, 伴雅雄, 佐々木実, 大場司, 赤石和幸 (1999) : 東北日本, 火山フロント付近の 2.0Ma 以降の火山活動とテクトニクスの推移, 火山, 第 44 巻 (1999) , p233-249
- (58) 山元孝広 (1995) : 沼沢火山における火砕流噴火の多様性, 沼沢湖および水沼火砕堆積物の層序, 火山, 40, p6.7-81
- (59) 山元孝広 (2003) : 東北日本, 沼沢火山の形成史 : 噴出物層序, 噴出年代及びマグマ噴出量の再検討, 地質調査研究報告, 54, p323-340

- (60) 新エネルギー，産業技術総合開発機構（NEDO）（1991）：磐梯地域火山地質図及び地熱地質編図説明書，全国地熱資源総合調査（第3次）広域熱水流動系調査 火山性熱水対流系地域タイプ③，p80
- (61) 高橋正樹，小林哲夫（1999）：吾妻火山ー雄大な爆裂カルデラと中央火口丘を歩くー，東北の火山 フィールドガイド 日本の火山④，築地書館，p89ー104
- (62) 山元孝広（2005）：福島県，吾妻火山の最近7千年間の噴火史：吾妻ー浄土平火山噴出物の層序とマグマ供給系，地質学雑誌，111，p94ー110
- (63) Soda, Tsutomu. (1996) : Explosive activities of Haruna volcano and their impacts on human life in the sixth century A.D, Geograph. Rep. Tokyo Metropolitan Univ, 31, p37ー52
- (64) 下司信夫（2013）：詳細火山データ集：榛名火山，日本の火山，産業技術総合研究所地質調査総合センター
(https://gbank.gsj.jp/volcano/Act_Vol/haruna/index.html)
- (65) 山元孝広（2013b）：東茨城台地に分布する更新統の新層序と MIS5ー7 海面変化との関係：地下地質とテフラ対比による茨城層，見和層，夏海層，笠神層の再定義，地質調査所報告，第64巻，第9/10号，p225ー249
- (66) 阪口圭一（1995）：5万分の1地質図幅「二本松地域の地質」，産業技術総合研究所地質調査総合センター，p66
- (67) 長橋良隆，木村裕司，大竹二男，八島隆一（2004）：福島市南西部に分布する鮮新世「笹森山安山岩」の KーAr 年代，地球科学，58，p407ー412
- (68) 山元孝広（2015）：新たに認定された第四紀火山の放射年代：笹森山火山，地質調査研究報告，66，p15ー20

- (69) 飯塚義之 (1996) : 子持火山の地質と活動年代, 岩鉱, 91, p73-85
- (70) 赤石和幸, 梅田浩司 (2002) : 新潟県飯土火山の形成史と K-Ar 年代
(演旨) 日本鉱物学会年会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要
旨集, P304
- (71) 及川輝樹 (2003) : 飛驒山脈の隆起と火成活動の時空的関連, 第四紀研
究, 42 (3) , p.141-156
- (72) Nagaoka Shinji (1988) : The late quaternary tephra layers from
the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, southern
kyushu, Japan, 23, p.49-122
- (73) 三好雅也, 長谷中利昭, 佐野貴司 (2005) : 阿蘇カルデラ形成後に活動
した多様なマグマとそれらの因果関係について, 火山, 第 50 卷
(2005) , 第 5 号, p.269-283
- (74) 守屋以智雄 (1983) : 日本の火山地形, 東京大学出版会, p135
- (75) 米倉伸之 (2001) : 日本の地形 〈1〉 総説, 東京大学出版会, p349
- (76) Zhao Dapeng, Wei Wei, Nishizono Yukihiisa, Inakura Hirohito
(2011) : Low-frequency earthquakes and tomography in western
Japan: Insight into fluid and magmatic activity, Journal of
Asian Earth Sciences , 42, p.1381-1393
- (77) 東宮昭彦 (1997) : 実験岩石学的手法で求めるマグマ溜まりの深さ, 月
刊地球, Vol19, No11, p720-724
- (78) 及川輝樹, 鈴木雄介, 千葉達郎 (2014) : 御嶽山の噴火-その歴史と
2014 年噴火, 科学, 岩波書館, p1218-1225
- (79) 木村純一 (1993) : 後期更新世の御岳火山: 火山灰層序と火山層序学を
用いた火山活動史の再検討, 地球科学, 47, p301-321

- (80) 高橋正樹, 市川寛海, 金丸龍夫, 安井真也, 間瀬口輝浩 (2013) : 浅間黒斑火山崩壊カルデラ壁北部仙人岩付近のプロキシマル火砕岩相—牙溶岩グループの火山角礫岩・凝灰角礫岩および仙人溶岩グループの溶結火砕岩—, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 48, p. 141–168
- (81) 高橋正樹・安井真也 (2013) : 浅間前掛火山のプロキシマル火山地質学及び巡検案内書—浅間前掛火山黒豆河原周辺の歴史時代噴出物—, 火山, 58, p. 311–328
- (82) 気象庁 (2015) : 浅間山の火山活動解説資料, 火山活動解説資料 (平成27年6月24日18時30分), 気象庁地震火山部火山監視・情報センター, p. 1–10
- (83) 長井雅史, 高橋正樹 (2008) : 箱根火山の地質と形成史, 神奈川県立博物館研究調査報告 (自然), 13, p. 25–42.
- (84) 早津賢二, 新井 房夫, 小島正巳, 大場孝信 (2008) : 妙高火山群 — 多世代火山のライフヒストリー, p424
- (85) 原山 智 (1990) : 上高地地域の地質, 地域地質研究報告, 5万分の1地質図幅, 地質調査所, p175
- (86) 鈴木毅彦 (2000) : 飛騨山脈貝塚給源火道起源の貝塚上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年, 地理学評論, 73A–1, pp. 1–25
- (87) 工藤 崇, 檀原徹, 山下透, 植木岳雪, 佐藤大介 (2011) : 八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の層序の再検討, 日本第四紀学会講演要旨集, p144–145
- (88) 鈴木毅彦, 中山俊雄 (2007) : 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする2.0Maに噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ, 火山, 第52巻 (2007), 第1号, p. 23–38

- (89) 高橋正樹 (1995) : 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度, 火山, 第 40 卷 (1995) , p. 33-42
- (90) 守屋以智雄 (1979) : 日本の第四紀火山の地形発達と分類, 地理学評論, 52-9, p479-501, 1979
- (91) 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, 第 27 卷, 第 10 号 p655-664, 1976
- (92) 三村弘二 (2002) : 東北日本, 猫魔火山の地質と放射年代, 火山, 第 47 卷 (2002) , 第 4 号, p217-225
- (93) Tamura Itoko, Yamazaki Haruo, Mizuno Kiyohide (2008) :
Characteristics for the recognition of Pliocene and early
Pleistocene marker tephras in central Japan, Quaternary
International 178 (2008) , p. 85-99
- (94) 大石雅之 (2009) : 四阿火山を起源とする噴出物の岩石記載的特徴とテフラ分布, 地学雑誌, 118 (6) , p. 1237-1246, 2009
- (95) 鈴木毅彦 (2001) : 海洋酸素同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年学的意義, 第四紀研究, 40 (1) , p. 29-41
- (96) 鈴木毅彦, 檀原徹, 藤原治 (2001) : 東北日本の大規模火砕流は広域テフラを生産したか?, 月間地球, Vol123, No9, p. 610-613
- (97) Newhall and Self (1982) : The Volcanic Explosivity Index (VEI)
'An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism,
JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 87, NO. C2, p1231-1238,
FEBRUARY 20, 1982
- (98) 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 (4) , p. 173-187

- (99) 山崎正男 (1958) : 日光火山群, 地球科学, 第 36 号 (1958 年 2 月),
p. 27-35
- (100) 山元孝広 (2011) : 磐梯火山最初期噴出物におけるマグマ組成の時間
変化: 裏磐梯高原コアの化学分析結果, 火山, 第 56 卷 (2011), 第 6
号, p. 189-200
- (101) 山元孝広, 須藤 茂 (1996) : テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動
史, 地質調査所月報, 第 47 卷, 第 6 号, p335-359, 1996
- (102) 小荒井衛, 津沢正晴, 星野実 (1995) : 磐梯山の地形発達史, 「火山
地域における土砂災害発生予測手法の開発に関する国際共同研究」「岩
屑流発生場に関する研究」分科会研究成果, 磐梯火山, p135-143
- (103) 山元孝広, 長谷部忠夫 (2014) : 福島県只見町叶津の埋没化石林の放
射性炭素年代: 沼沢火山水沼噴火年代の再検討, 地質学雑誌, 第 120 卷,
第 1 号, p1-9
- (104) 早田 勉 (1989) : 6 世紀における榛名火山の 2 回の噴火とその災害,
第四紀研究, 27 (4), p. 297-312
- (105) Naomichi Miyaji, Ayumi Kan'no, Tatsuo Kanamaru, Kazutaka Mannen
(2011) : High-resolution reconstruction of the Hoei eruption
(AD 1707) of Fuji volcano, Japan, Journal of Volcanology and
Geothermal Research, 207, p113-129
- (106) 古川竜太, 中川光弘 (2010) : 樽前火山地質図, 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
- (107) 貝塚爽平, 小池一之, 遠藤邦彦, 山崎晴雄, 鈴木毅彦 (2000) : 日本
の地形 4 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会

第7.3-1表 (1) 地理的領域内の第四紀火山における活動可能性

No.	火山名 ^{※1}	敷地からの 距離 (km)	火山の形式 ^{※2}	活動年代 ^{※3} (千年前)	全活動期間 (千年)	最後の活動からの期間 (千年前)	原子力発電所に影響を及ぼし得る火山 (13火山)	
							完新世に活動 を行った火山 (11火山)	将来の活動可能性が 否定できない火山 (2火山)
1	高原山	88	復成火山, 溶岩ドーム	300 ~	300	6.5	○	—
2	塩原カルデラ	90	カルデラ—火砕流	350 ~	50	300	×	×
3	那須岳	93	復成火山	500 ~	500	A. D. 1963	○	—
4	塔のへつりカルデラ群	99	カルデラ—火砕流, 溶岩ドーム	1400 ~	400	1000	×	×
5	二岐山	104	復成火山, 溶岩ドーム	140 ~	50	90	×	×
6	男体・女峰火山群	105	復成火山, 溶岩ドーム	900 ^{※4} ~	900	7 ^{※4}	○	—
7	会津布引山	109	復成火山	1400	—	1400	×	×
8	根名草山	116	溶岩ドーム	300	—	300	×	×
9	日光白根山	116	溶岩流及び 小型桶状火山, 溶岩ドーム	20 ~	20	A. D. 1890	○	—
10	皇海山	116	復成火山	1600 ~	700	900	×	×
11	錫ヶ岳	117	復成火山?	2700 ~	600	2100	—	×
12	桧和田カルデラ	118	カルデラ—火砕流, 溶岩ドーム	3000 ~	400	2600	×	×
13	鬼怒沼	120	溶岩流, 火砕流	240	—	240	×	×
14	四郎岳	122	復成火山?	2200	—	2200	×	×
15	沼上山	124	復成火山	1100	—	1100	×	×
16	赤城山	127	復成火山—カルデラ, 溶岩ドーム	300 ~	300	A. D. 1251	○	—

※1, 2 火山名, 火山の形式は中野他 (2013) ⁽⁴⁾ に基づく。

※3 活動年代は, 中野他 (2013) ⁽⁴⁾ も含め, それ以降に公表された第四紀火山に関するデータを収集・整理した「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来他 (2016) ⁽¹⁸⁾)

を基本にして評価した。

※4 大真名子山, 女峰山を含んだ年代を示している中野他 (2013) ⁽⁴⁾ に基づき評価した。

○: 該当する ×: 該当しない

—: 検討対象外

第7.3-1表 (2) 地理的領域内の第四紀火山における活動可能性

No.	火山名 ^{※1}	敷地からの距離 (km)	火山の形式 ^{※2}	活動年代 ^{※3} (千年前)	全活動期間 (千年)	最後の活動からの期間 (千年前)	原子力発電所に影響を及ぼし得る火山 (13火山)	
							完新世に活動を行った火山 (11火山)	将来の活動可能性が否定できない火山 (2火山)
17	博士山	127	複成火山	2800 ~ 2500	300	2500	×	×
18	燧ヶ岳	130	複成火山	160 ~	160	A.D. 1544	○	—
19	アヤマ平	131	複成火山	1600	—	1600	×	×
20	安達太良山	133	複成火山, 溶岩ドーム	550 ~	550	A.D. 1900	○	—
21	笹森山	133	複成火山?	3700 ~ 1800 ^{※4}	1900	1800	×	○
22	磐梯山	135	複成火山	700 ~	700	A.D. 1888	○	—
23	上州武尊山	137	複成火山	1200 ~ 1000	200	1000	×	×
24	猫魔ヶ岳	137	複成火山	1430 ^{※5} ~ 400 ^{※5}	1030	400	×	× ^{※5}
25	砂子原カルデラ	137	カルデラ, 溶岩ドーム	290 ~ 220	70	220	×	×
26	奈良俣カルデラ	142	カルデラ—火砕流	2100	—	2100	×	×
27	沼沢	143	溶岩ドーム, カルデラ	110 ~	110	5.4	○	—
28	子持山	145	複成火山, 溶岩ドーム	900 ~ 200	700	200	×	○
29	吾妻山	147	複成火山, 溶岩流及び小型楯状火山, 火砕丘	1300 ~	1300	A.D. 1977	○	—
30	小野子山	150	複成火山	1300 ~ 1200	100	1200	×	×
31	浅草岳	156	複成火山	1700 ~ 1500	200	1500	×	×
32	榛名山	157	複成火山—カルデラ, 溶岩ドーム, 火砕丘	500 ~	500	6世紀後半～7世紀初頭	○	—

※1, 2 火山名, 火山の形式は中野他 (2013) (4) に基づく。

※3 活動年代は, 中野他 (2013) (4) も含め, それ以降に公表された第四紀火山に関するデータを収集・整理した「第四紀噴火・貫入岩体データベース」(西来他 (2016) (188)) を基本にして評価した。

※4 笹森山起源の火砕流堆積物のフィッジョン・トラック年代を示している山元 (2015) (68) による。

※5 活動休止期間が明確に記載される知見である三村 (2002) (92) に基づき, 最後の活動からの経過期間が活動期間中の最大休止期間よりも長いとみなせる火山として評価した。

○: 該当する

×: 該当しない

—: 検討対象外

第7.4-1表 設計対応不可能な火山事象とその噴出物の敷地への到達可能性

No.	火山名	敷地からの距離(km)	火砕物密度流(160km)		新しい火口の開口 地殻変動
			到達可能性範囲(km)	評価結果	
1	高原山	88	-	活動履歴上、噴出物は溶岩や火砕岩、降下火砕物が主であり、火砕物密度流の発生実績は認められない。	溶岩流 岩屑なだけ、地すべり及び斜面崩壊 (50km)
3	那須岳	93	17	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
6	男体・女峰 火山群	105	18		
9	日光白根山	116	-	活動履歴上、噴出物は溶岩や火砕岩、降下火砕物が主であり、火砕物密度流の発生実績は認められない。	
16	赤城山	127	24		
18	燧ヶ岳	130	6		
20	安達太良山	133	16		
21	笹森山	133	13		
22	磐梯山	135	10	敷地と火砕物密度流の到達可能性範囲の距離から、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。	
27	沼沢	143	17		
28	子持山	145	6		
29	吾妻山	147	19		
32	榛名山	157	23		敷地は、火山フロントより前弧側(東方)に位置すること、敷地周辺では火成活動は確認されていないことから、この事象が発電所の運転期間中に影響を及ぼす可能性は十分に小さい。

第7.5-1表 降下火砕物の文献調査結果

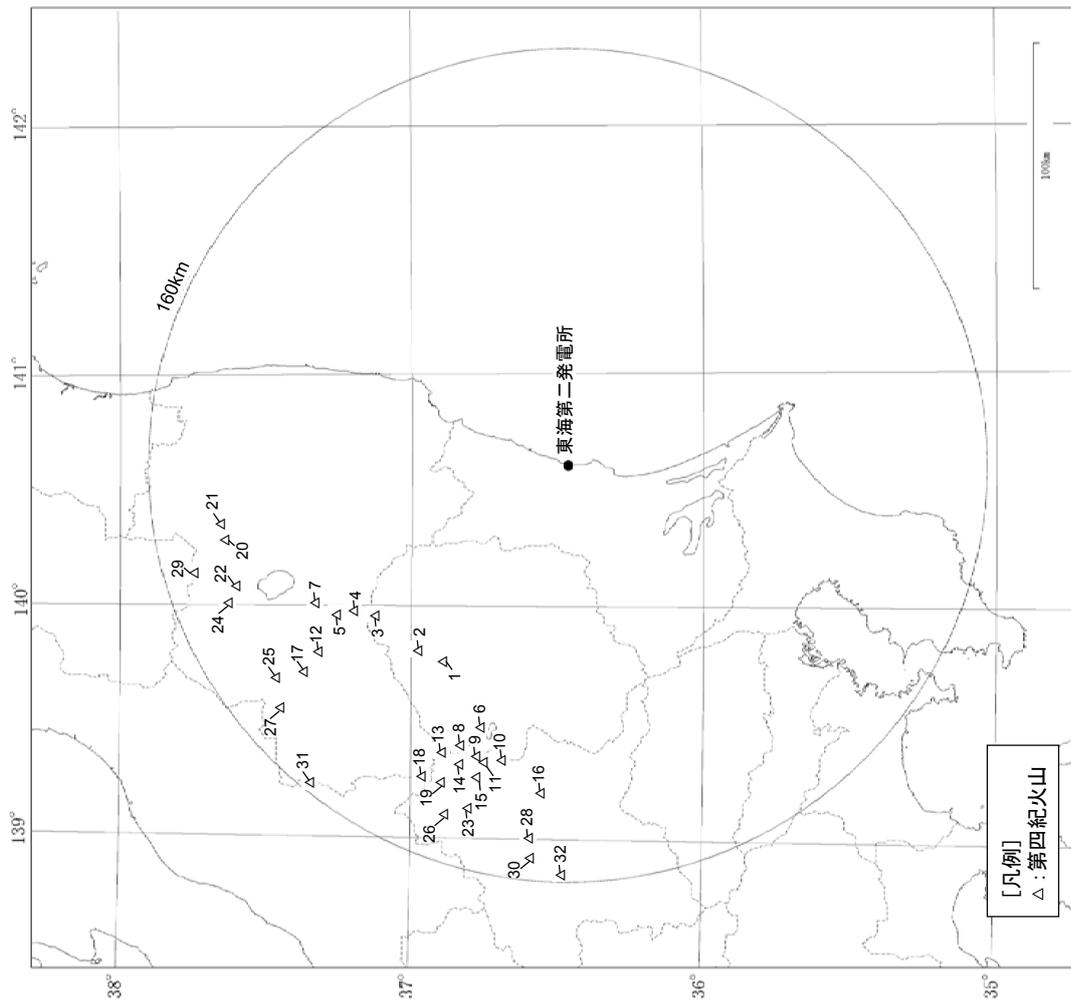
敷地周辺及び敷地近傍で確認される主な降下火砕物	記号	敷地の厚層	火山から敷地への方向(距離 (km))	給源火山 (内: 地理的領域内, 外: 地理的領域外)		発電所運用期間中の同規模噴火の可能性 (○: あり, ×: 可能性は十分に小さい)		降下火砕物の噴火規模 [*] (VEI)
赤城鹿沼テフラ	Ag-KP	10cm~40cm ^{*1}	東 (約127km)	内	赤城山	○	—	5
男体今市テフラ	Nt-I	16cm~32cm ^{*2}	東南東 (約105km)	内	男体・女峰火山群	○	—	4
満美穴テフラ	Nk-Ma	32cm以下 ^{*3}	東南東 (約105km)	内	男体・女峰火山群	×	女峰赤碓火山の活動で発生した降下火砕物であり。現在は男体山, 三ツ岳火山の活動が継続	5
真岡テフラ	MoP	16cm~32cm ^{*2}	東南東 (約168km)	外	飯土山	×	将来の活動可能性のない火山	5
恵比須峠福田テフラ	Ebs-Fkd	約30cm ^{*4}	東 (約270km)	外	飛騨山脈 (穂高岳)	×	将来の活動可能性のない火山	7?
谷口テフラ	Tng	30cm以下 ^{*4}	東 (約256km)	外	飛騨山脈 (爺ヶ岳)	×	将来の活動可能性のない火山	?
丹生川テフラ (穂高-Kd39)	Nyg (Htk-Kd39)	10cm~20cm ^{*4}	東 (約270km)	外	飛騨山脈 (穂高岳)	×	将来の活動可能性のない火山	?
始良Tnテフラ	AT	10cm~20cm ^{*1}	東北東 (約1059km)	外	始良カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	7
赤城水沼1テフラ	Ag-MzP1	5cm~20cm ^{*1}	東 (約127km)	内	赤城山	○	—	4
鬼界アカホヤテフラ	K-Ah	0cm~20cm ^{*1}	北東 (約1141km)	外	鬼界カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	7
男体七本桜テフラ	Nt-S	0~20cm ^{*1}	東南東 (約105km)	内	男体・女峰火山群	○	—	4
赤城水沼9-10テフラ	Ag-MzP9-10	16cm以下 ^{*2}	東 (約127km)	内	赤城山	○	—	4
沼沢芝原テフラ	Nm-SB	16cm以下 ^{*3}	南東 (約143km)	内	沼沢	○	—	4
高原戸室山2テフラ	Tk-TM2	8cm~16cm ^{*2}	東南東 (約88km)	内	高原山	○	—	5
日光早乙女テフラ	Nk-SO	16cm以下 ^{*3}	東南東 (約105km)	内	男体・女峰火山群	×	女峰赤碓火山の活動で発生した降下火砕物であり、現在は男体山, 三ツ岳火山の活動が継続	4
日光行川テフラ	Nk-NM	16cm以下 ^{*3}						5
日光矢板テフラ	Nk-YT	16cm以下 ^{*3}						4
鬼怒沼黒田原テフラ	Kn-KD	16cm以下 ^{*3}	東南東 (約120km)	内	鬼怒沼	×	将来の活動可能性のない火山	5
阿蘇4テフラ	Aso-4	15cm以下 ^{*1}	東北東 (約956km)	外	阿蘇カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	7
榛名八崎テフラ	Hr-HP	0cm~10cm ^{*1}	東 (約157km)	内	榛名山	○	—	4
赤城行川2テフラ	Ag-NM2	4cm以下 ^{*2}	東 (約127km)	内	赤城山	○	—	4
赤城水沼2テフラ	Ag-MzP2	4cm~8cm ^{*2}	東 (約127km)	内	赤城山	○	—	4
鬼界葛原テフラ	K-Kz	2cm~5cm ^{*1}	北東 (約1141km)	外	鬼界カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	7
大山倉吉テフラ	DKP	0cm~5cm ^{*1}	東北東 (約649km)	外	大山	×	数km ³ 以下の噴火活動が継続	6
赤城水沼8テフラ	Ag-MzP8	8cm以下 ^{*2}	東 (約127km)	内	赤城山	○	—	4
燧ヶ岳七入テフラ	Hu-NN	8cm以下 ^{*3}	東南東 (約130km)	内	燧ヶ岳	○	—	5
大峰テフラ (大峰-SK110)	Omn (Omn-SK110)	10cm以下 ^{*4}	東 (約256km)	外	飛騨山脈 (爺ヶ岳)	×	将来の活動可能性のない火山	6?
御嶽第1テフラ	On-Pm1	0cm~10cm ^{*1}	東北東 (約288km)	外	御嶽山	×	山頂付近における小規模の噴火活動が継続	6
立川ローム上部 ガラス質テフラ	UG	0cm以上 ^{*1}	東 (約187km)	外	浅間山	×	仏岩期の活動で発生した降下火砕物であり。現在は前掛火山の活動が継続	6
浅間板鼻黄色テフラ	As-YP	0cm以上 ^{*1}						5
四阿菅平2テフラ	Azy-SgP2	0cm以上 ^{*5}	東 (約197km)	外	四阿山	○	—	5
箱根東京テフラ	Hk-TP	0cm以上 ^{*1}	北東 (約198km)	外	箱根火山群	×	現在は溶岩ドームの活動が継続 (顕著な降下火砕物発生はない)	6
箱根吉沢下部7テフラ	Hk-K1p7	0cm以上 ^{*1}						5
飯綱上樽aテフラ	In-Kta	0cm以上 ^{*6}	東 (約223km)	外	飯綱山	×	現在は活動停止期が継続	?
大町Apmテフラ群	Tky-Ng1	0cm以上 ^{*7}	東 (約269km)	外	飛騨山脈 (樺沢岳)	×	将来の活動可能性のない火山	6?
貝塩上宝テフラ	KMT	0cm以上 ^{*1}	東 (約281km)	外	飛騨山脈 (上宝)	×	将来の活動可能性のない火山	6?
八甲田1テフラ (八甲田国本テフラ, Ku1)	Hkd1	0cm以上 ^{*8}	南 (約469km)	外	八甲田カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	?
玉川R4テフラ	Tmg-R4	0cm以上 ^{*9}	南 (約428km)	外	玉川カルデラ	×	将来の活動可能性のない火山	6
阿蘇3テフラ	Aso-3	0cm以上 ^{*1}	東北東 (約956km)	外	阿蘇カルデラ	×	現在は後カルデラ火山の活動が継続	7
瀬沼川テフラ	—	(再堆積) ^{*2,10}	—	—	—	—	—	—

*1: 町田・新井 (2011)⁽²⁰⁾, *2: 山元 (2013a)⁽²⁶⁾, *3: 山元 (2012)⁽²⁴⁾, *4: Tamura et al (2008)⁽⁹³⁾, *5: 大石 (2009)⁽⁹⁴⁾, *6: 鈴木 (2001)⁽⁹⁵⁾, *7: 鈴木・早川 (1990)⁽³⁹⁾, *8: 鈴木他 (2001)⁽⁹⁶⁾, *9: 鈴木・中山 (2007)⁽⁸⁸⁾, *10: 山元 (2013b)⁽⁶⁵⁾

※噴火規模(VEI)の定義は町田・新井 (2011)⁽²⁰⁾に基づく

第7.5-2表 降下火砕物シミュレーションの主な解析条件

設定噴火規模	パラメータ	単位	設定値	設定根拠等	
	噴出量 (見かけ体積量)	km ³	5	山元 (2016) (47) 及び山元 (2013a) (26) に基づき設定 (見かけ体積量に降下火砕物の密度800kg/m ³ を乗じた4.0×10 ¹² kgを設定)	
	噴煙柱高度	km	25	同程度の規模の噴火 (VEIS) の一般値 (Newhall and Self (1982) (97) による) に基づいて設定	
	噴煙柱分割高さ	m	100	萬年 (2013) (98) より設定	
	粒 径	最大	mm (Φ)	1,024 (-10)	Tephra2のconfigfileに示された珪長質噴火の一般値
		最小	mm (Φ)	1/1,024 (10)	Tephra2のconfigfileに示された珪長質噴火の一般値
		中央	mm (Φ)	1/2 (1.0)	Tephra2のconfigfileに示される他の噴火事例に基づいて設定 (エトナ1998年噴火の例を参照)
		標準偏差	mm (Φ)	1/3 (1.5)	Tephra2のconfigfileに示される他の噴火事例に基づいて設定 (エトナ1998年噴火の例を参照)
		粒子密度	t/m ³	1.0	噴出物を構成する粒子が全て軽石と想定 なお、山元 (2013a) (26) において赤城鹿沼テフラは発泡の良い軽石火山礫からなるとされており、当社地質調査においても軽石主体であることが確認されている。
	赤城鹿沼テフラ	見かけの渦拡散係数	m ² /s	0.04	萬年 (2013) (98) より設定
		拡散係数	m ² /s	10,000	萬年 (2013) (98) より設定
Fall Time Threshold		s	3,600	萬年 (2013) (98) より設定	
Plume Ratio		-	0.1	Tephra2のconfigfileに示された事例に基づく一般値	
給 源		X (東距)	m	338,296	「日本の火山 (第3版)」 (中野他 (2013) (4)) より設定
		Y (北距)	m	4,047,614	
		標高	m	1,828	

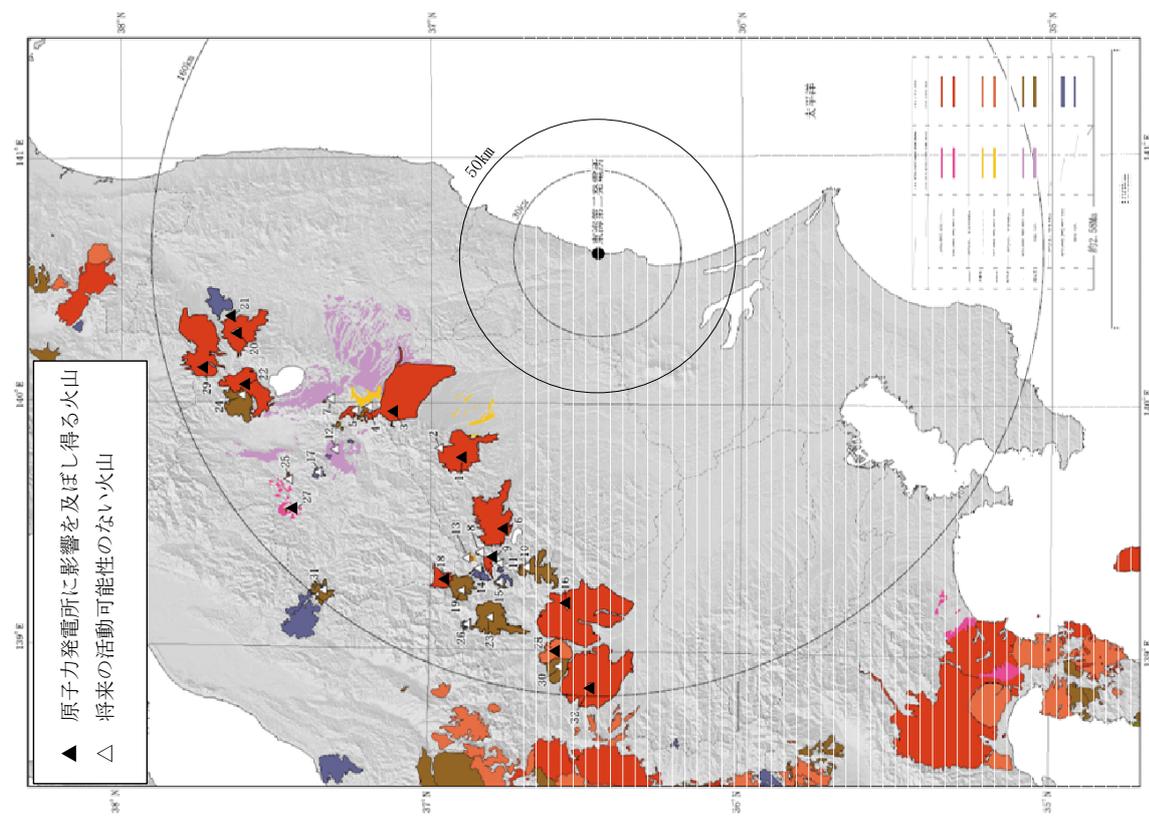


中野他 (2013) (4) に基づき作成

第7.3-1図 地理的領域内の第四紀火山

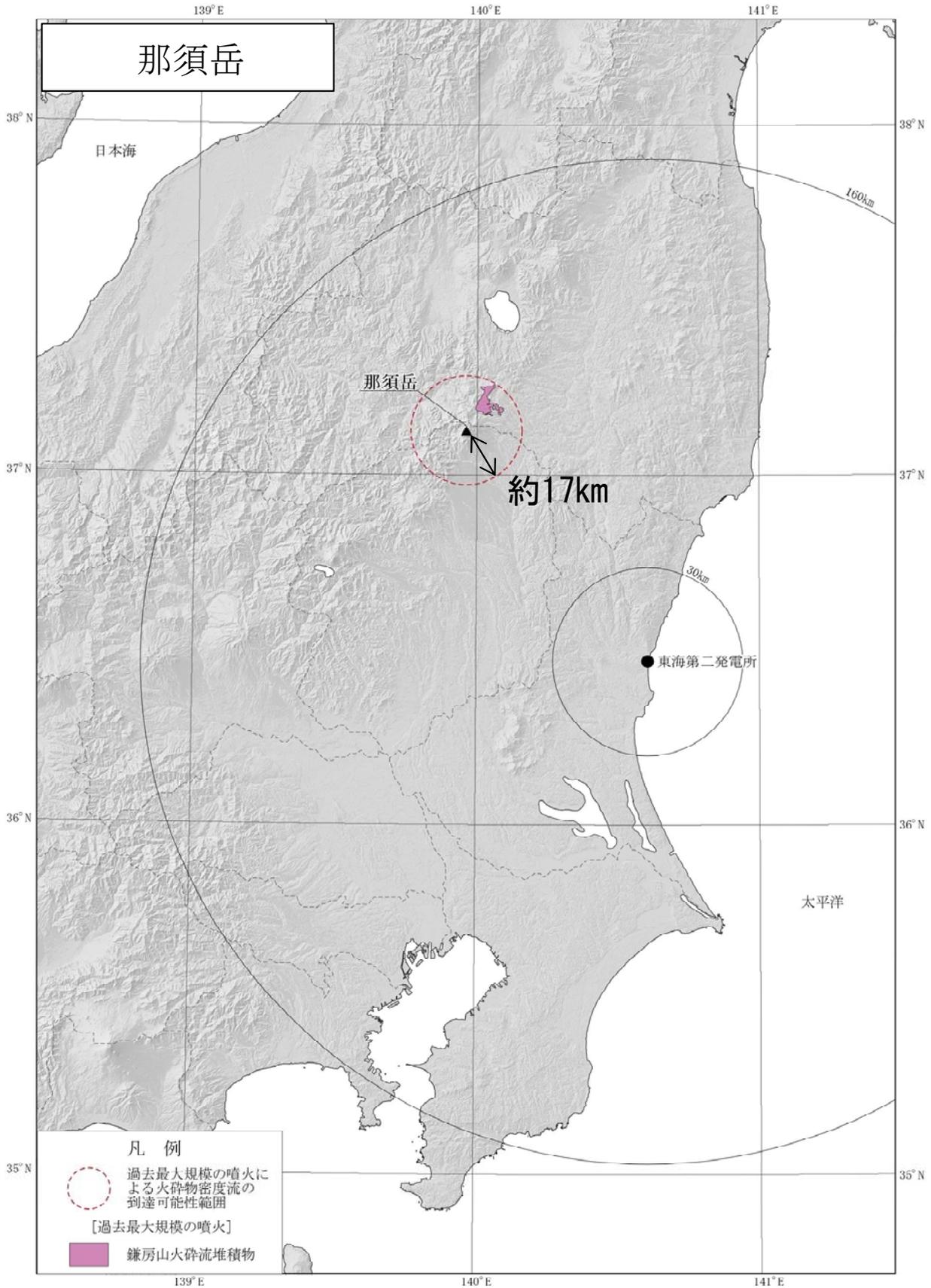
No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)
1	たかほらやま 高原山	88
2	しおほら 塩原カルデラ	90
3	なすだけ 那須岳	93
4	とうのへつり 塔のへつりカルデラ群	99
5	あたまたやま 二岐山	104
6	なんたい・によほう 男体・女峰火山群	105
7	あいつぬのびきやま 会津布引山	109
8	ねなくさやま 根名草山	116
9	にっこうしらねやま 日光白根山	116
10	すかいさん 皇海山	116
11	すずがたけ 錫ヶ岳	117
12	ひわた 桧和田カルデラ	118
13	きぬま 鬼怒沼	120
14	しろうだけ 四郎岳	122
15	ぬまのかみやま 沼上山	124
16	あかさやま 赤城山	127
17	ほかにやま 博士山	127
18	ひうちがたけ 燧ヶ岳	130
19	あやめだい アヤマ平	131
20	あだたらやま 安達太良山	133
21	さきもりやま 笹森山	133
22	ほんだいやま 磐梯山	135
23	じょうしゅうほたかさん 上州武尊山	137
24	ねこまがたけ 猫魔ヶ岳	137
25	すなごほら 砂子原カルデラ	137
26	ならまた 奈良保カルデラ	142
27	ぬまさわ 沼沢	143
28	こむらやま 子持山	145
29	あづまやま 吾妻山	147
30	おのこやま 小野子山	150
31	あさくさだけ 浅草岳	156
32	はるなさん 榛名山	157

No.	第四紀火山	敷地からの距離 (km)
1	たかはらやま 高原山	88
2	しおほら 塩原カルデラ	90
3	なすだけ 那須岳	93
4	もろのへつり 碓のへつりカルデラ群	99
5	ふたまたやま 二岐山	104
6	なんたいい・によほう 男体・女峰火山群	105
7	あいの地のけきやま 会津布引山	109
8	おなくさやま 根名草山	116
9	にっこうしらばやま 日光白根山	116
10	ひがしさん 皇海山	116
11	すずめがたけ 錫ヶ岳	117
12	ひがた 桧和田カルデラ	118
13	あかぬま 鬼怒沼	120
14	しろうたけ 四郎岳	122
15	あさくさやま 沼上山	124
16	あかぎやま 赤城山	127
17	ほかにやま 博士山	127
18	ひうちがたけ 隧ヶ岳	130
19	あやのたいら アヤマ平	131
20	あだたらやま 安達太良山	133
21	ささもりやま 笹森山	133
22	ぼんだいやま 磐梯山	135
23	じょうしめうらほたかさん 上州武尊山	137
24	ねこまがたけ 猫魔ヶ岳	137
25	すかごほら 砂子原カルデラ	137
26	ならまた 奈良保カルデラ	142
27	ぬまさわ 沼沢	143
28	こもらやま 子持山	145
29	あづまやま 吾妻山	147
30	おのこやま 小野子山	150
31	あさくさだけ 浅草岳	156
32	はるなさん 榛名山	157



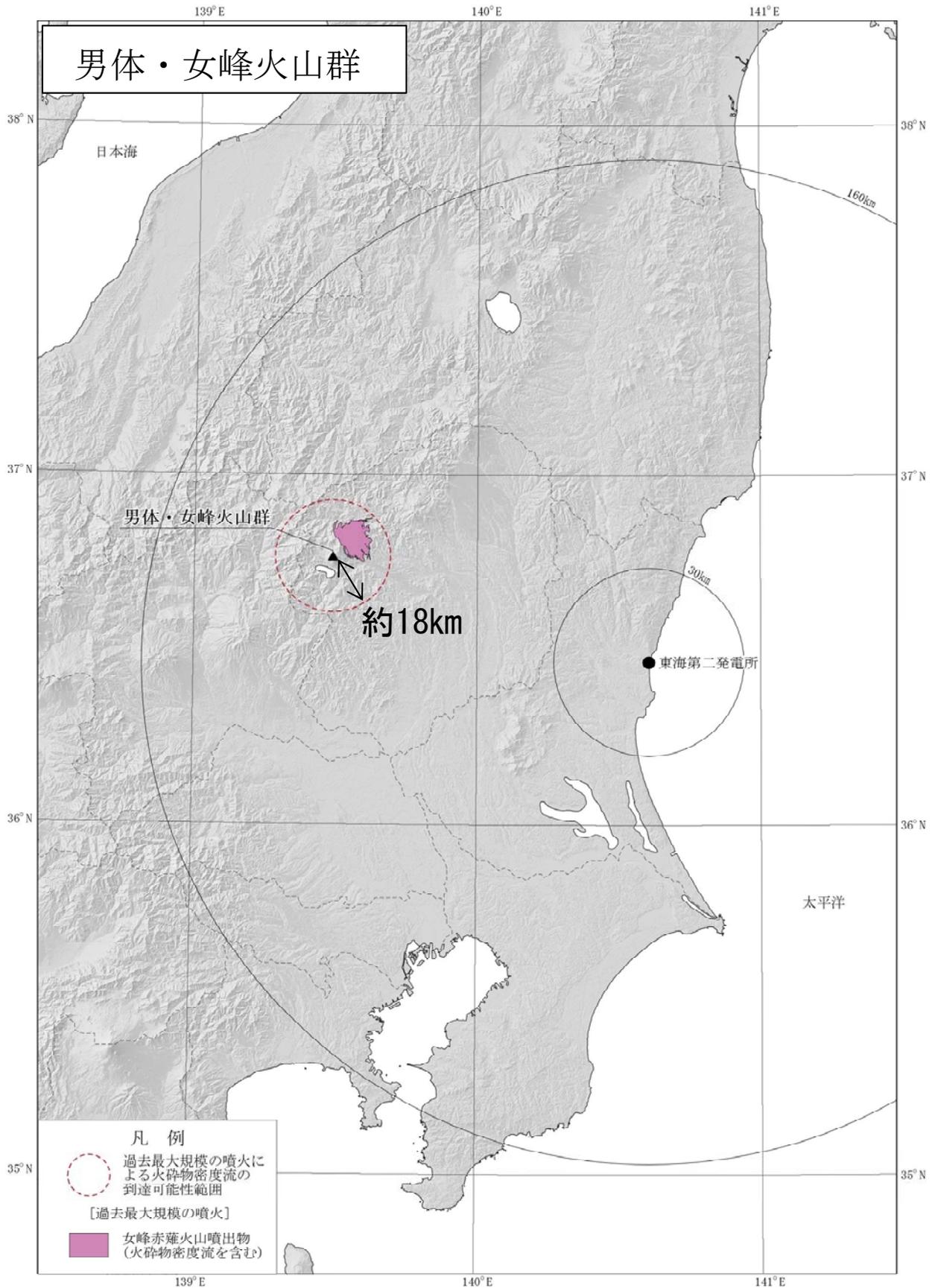
中野他 (2013) (4) に基づき作成

第7.4-1図 地理的領域内の火山地質図



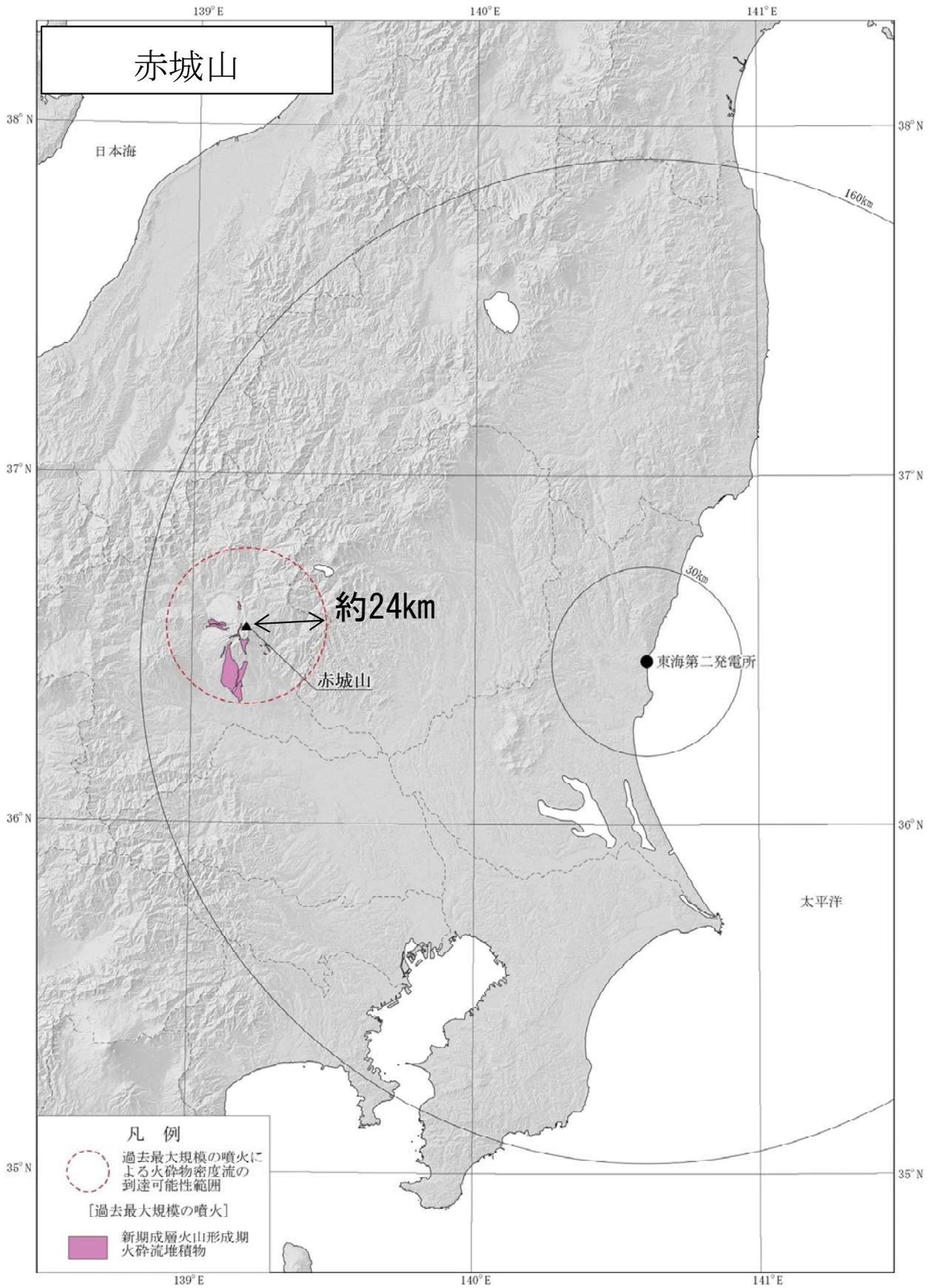
伴・高岡 (1995) ⁽²⁸⁾ に基づき作成

第7.4-2図 (1) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (那須岳)



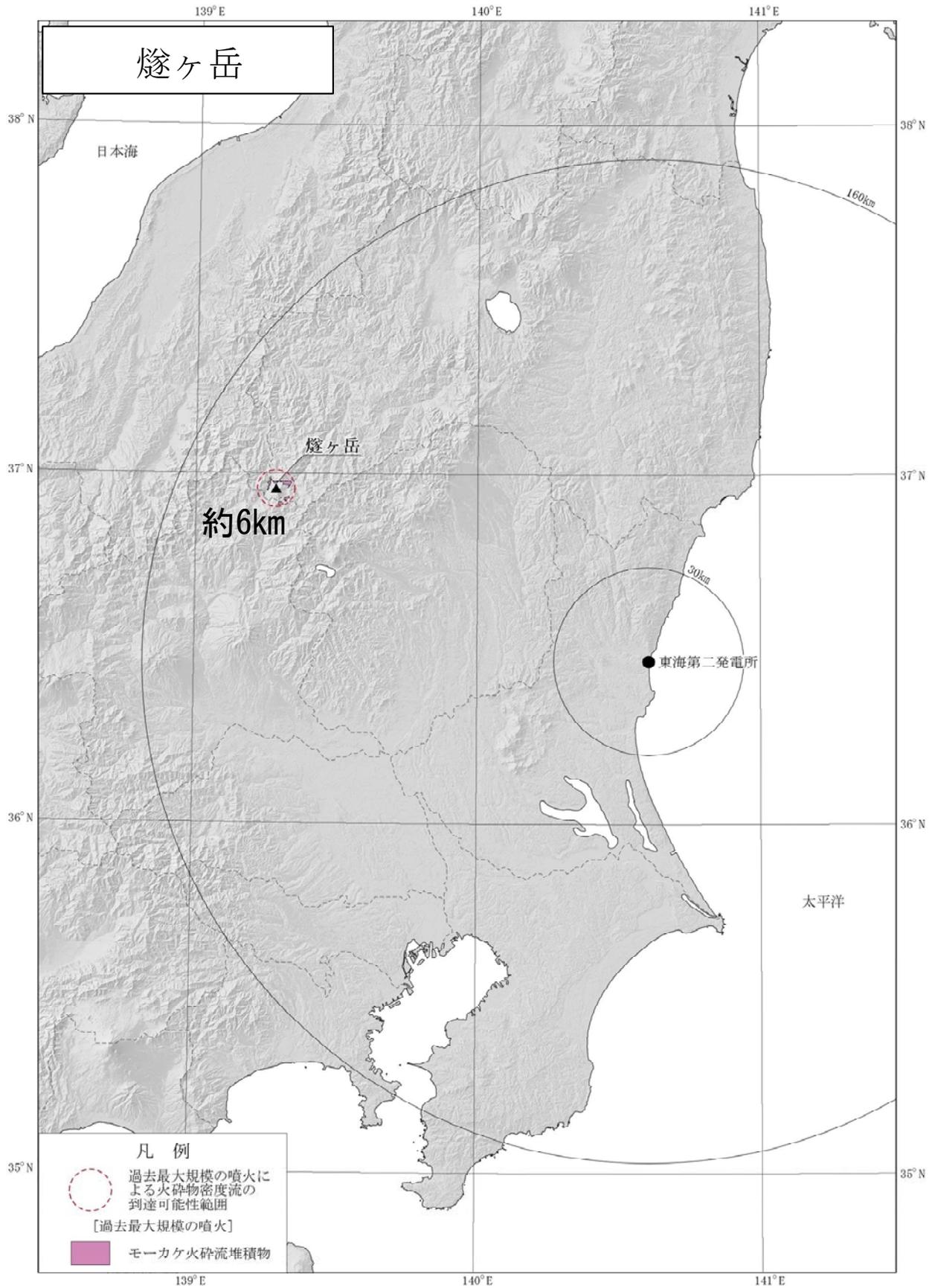
佐々木 (1994) ⁽³³⁾, 山崎 (1958) ⁽⁹⁹⁾ に基づき作成

第7.4-2図 (2) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (男体・女峰火山群)



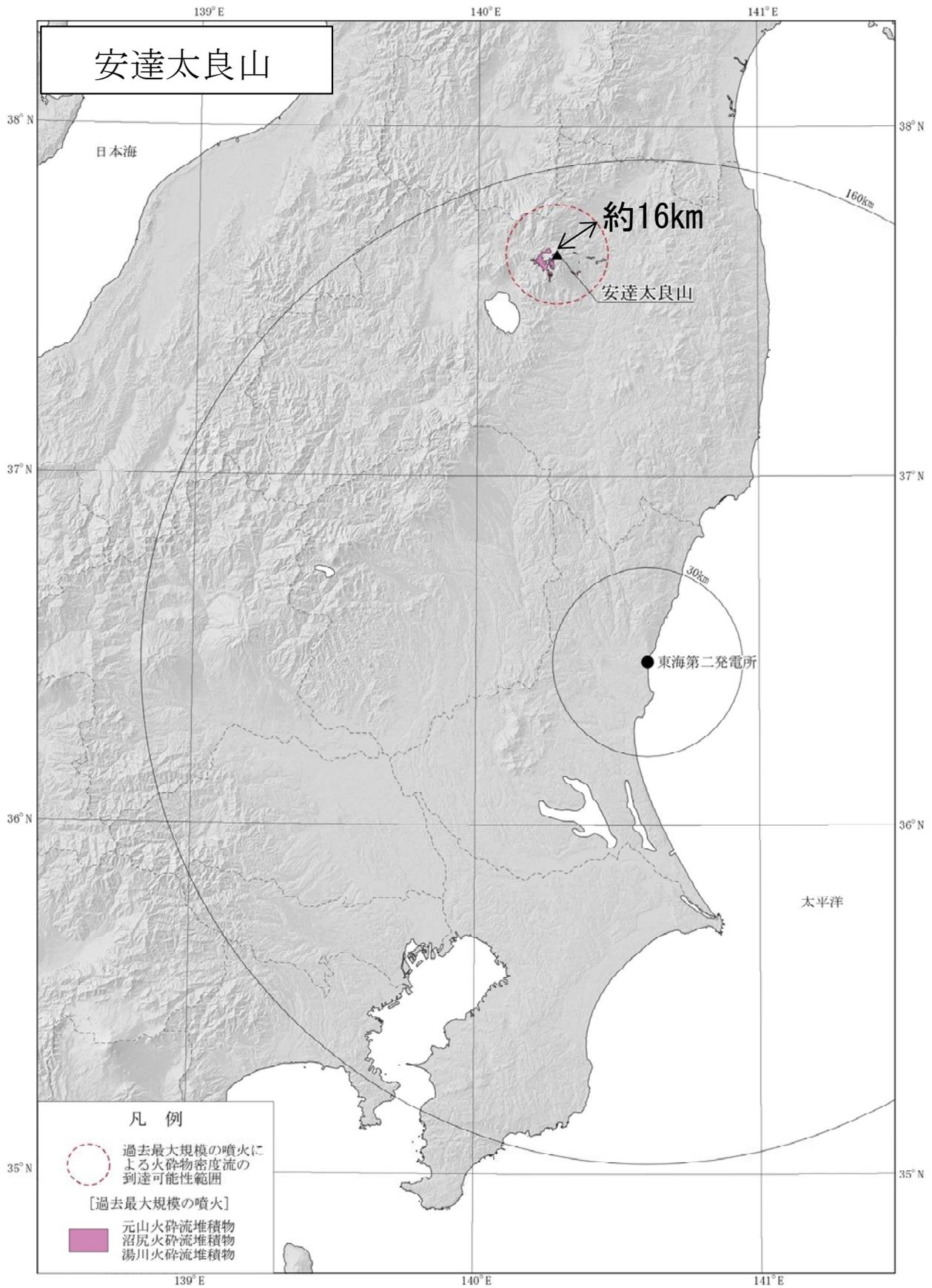
高橋他 (2012) ⁽⁴³⁾ に基づき作成

第7.4-2図 (3) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (赤城山)



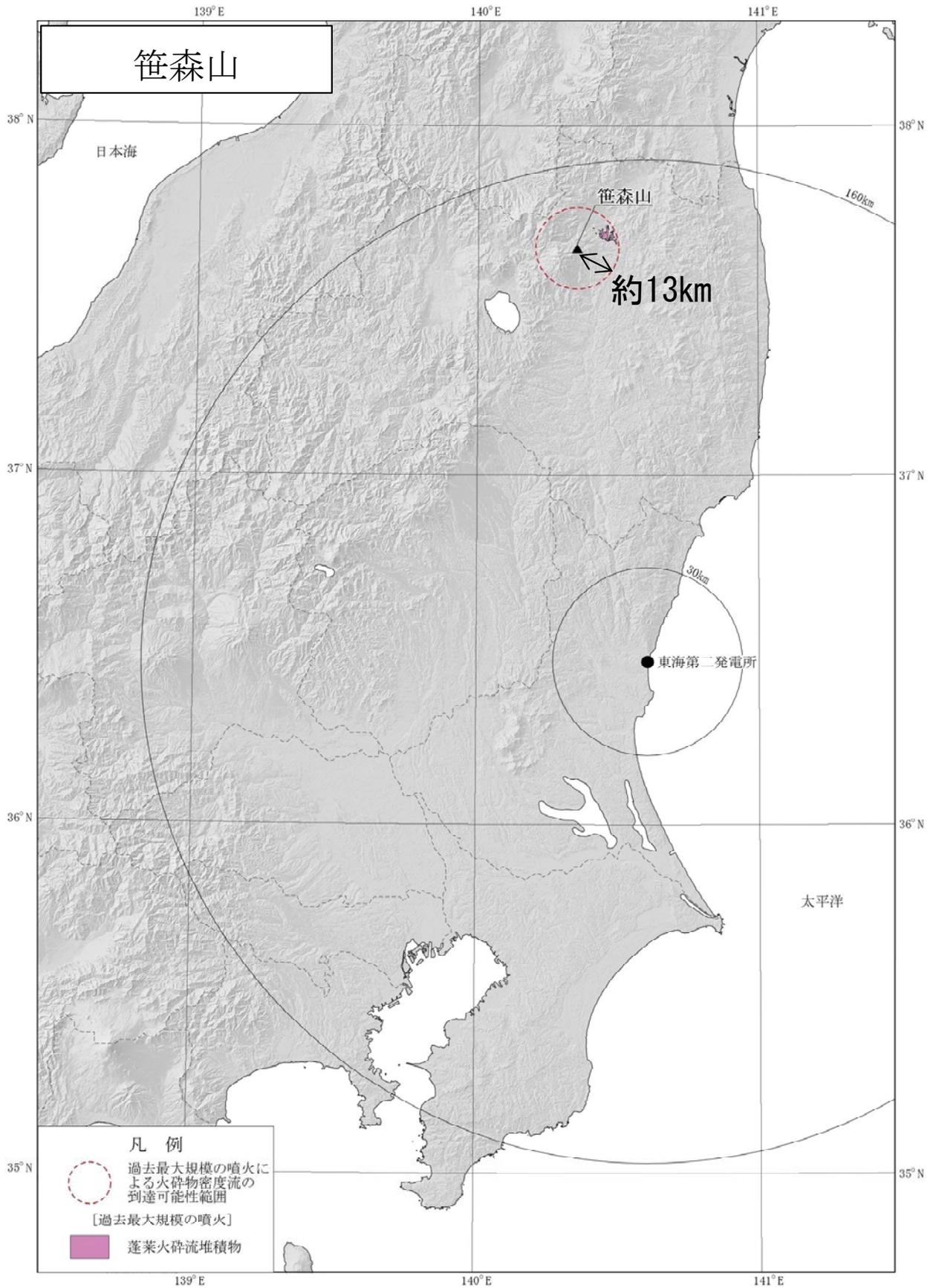
早川他 (1997) ⁽⁴⁹⁾ に基づき作成

第7.4-2図 (4) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (燧ヶ岳)



山元・阪口 (2000) ⁽⁵¹⁾ に基づき作成

第7.4-2図 (5) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (安達太良山)



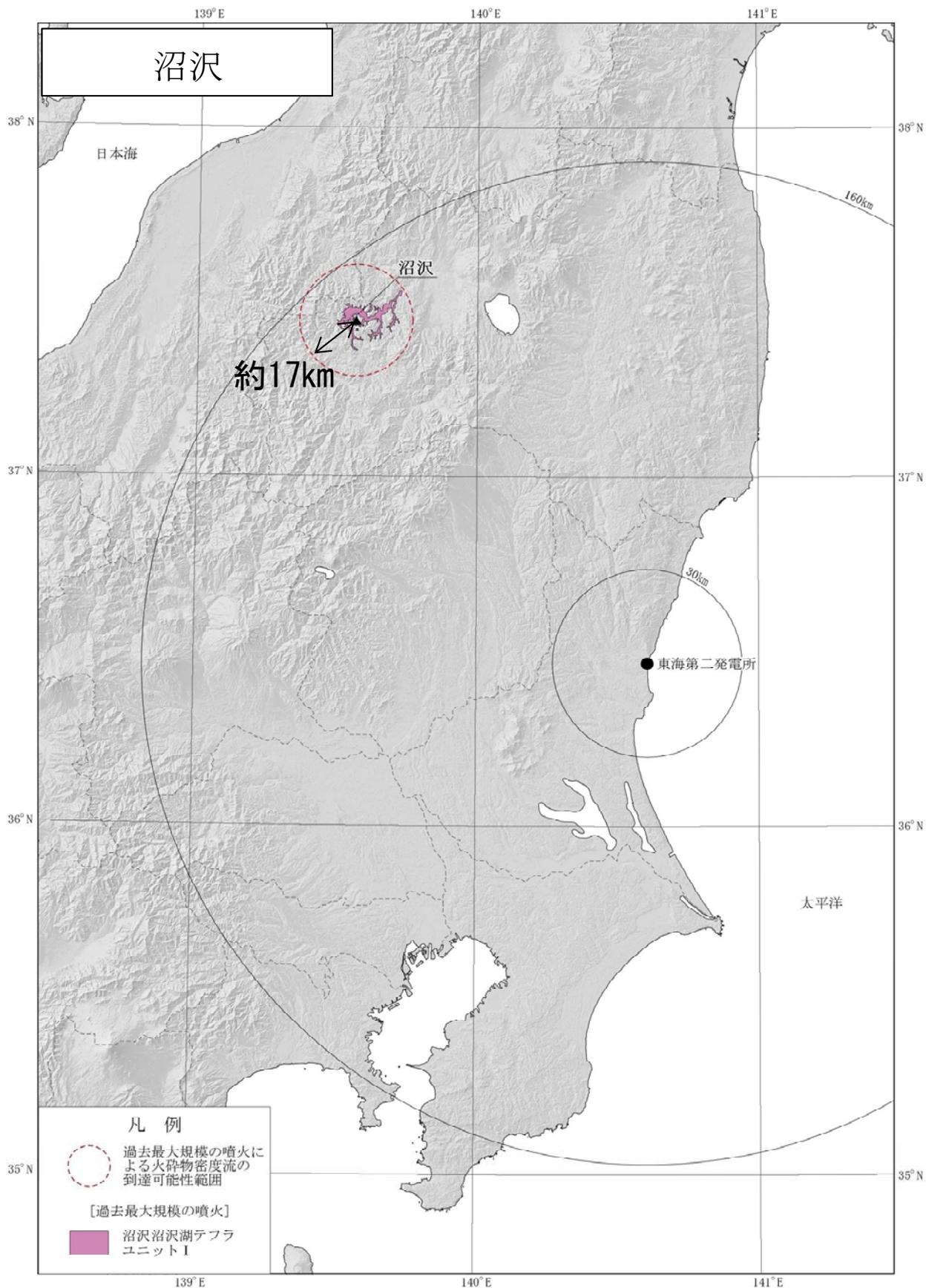
第7.4-2図 (6) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (笹森山)



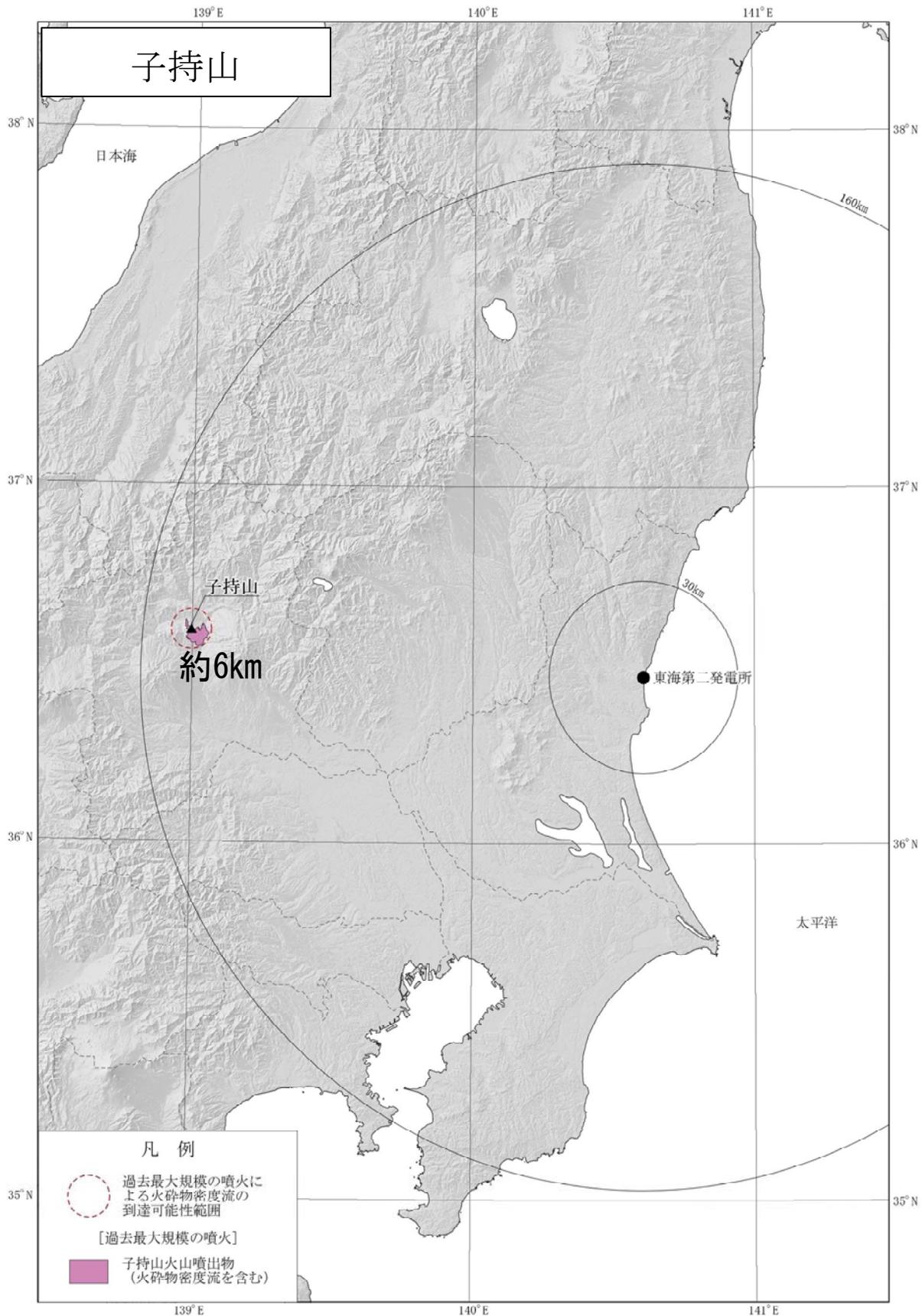
山元 (2011) ⁽¹⁰⁰⁾, 山元・須藤 (1995) ⁽¹⁰¹⁾ に基づき作成

※葉山1火砕流堆積物は過去最大規模の噴火ではないが、到達距離としては最大であるため併記

第7.4-2図 (7) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (磐梯山)

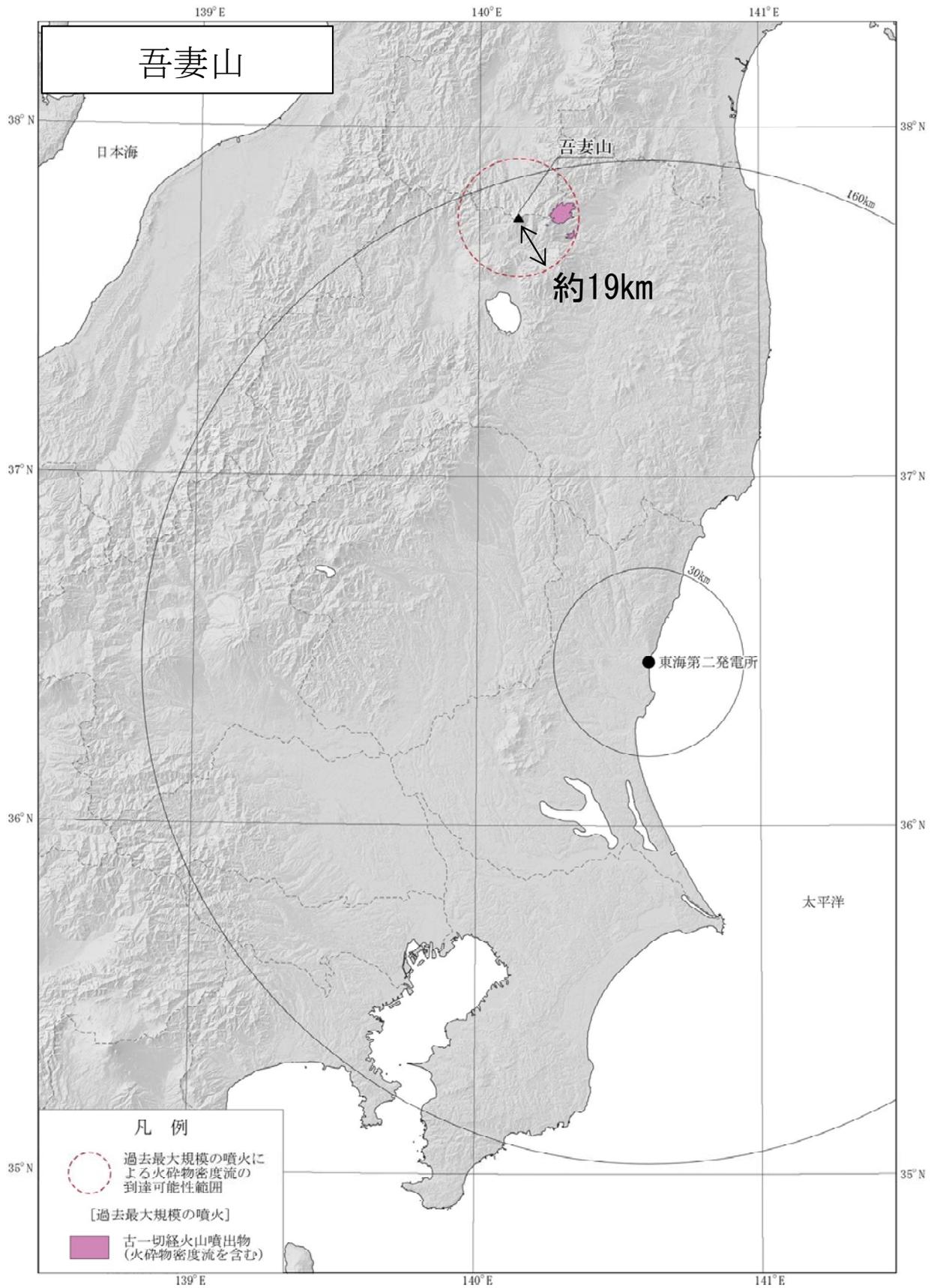


第7.4-2図 (8) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (沼沢)



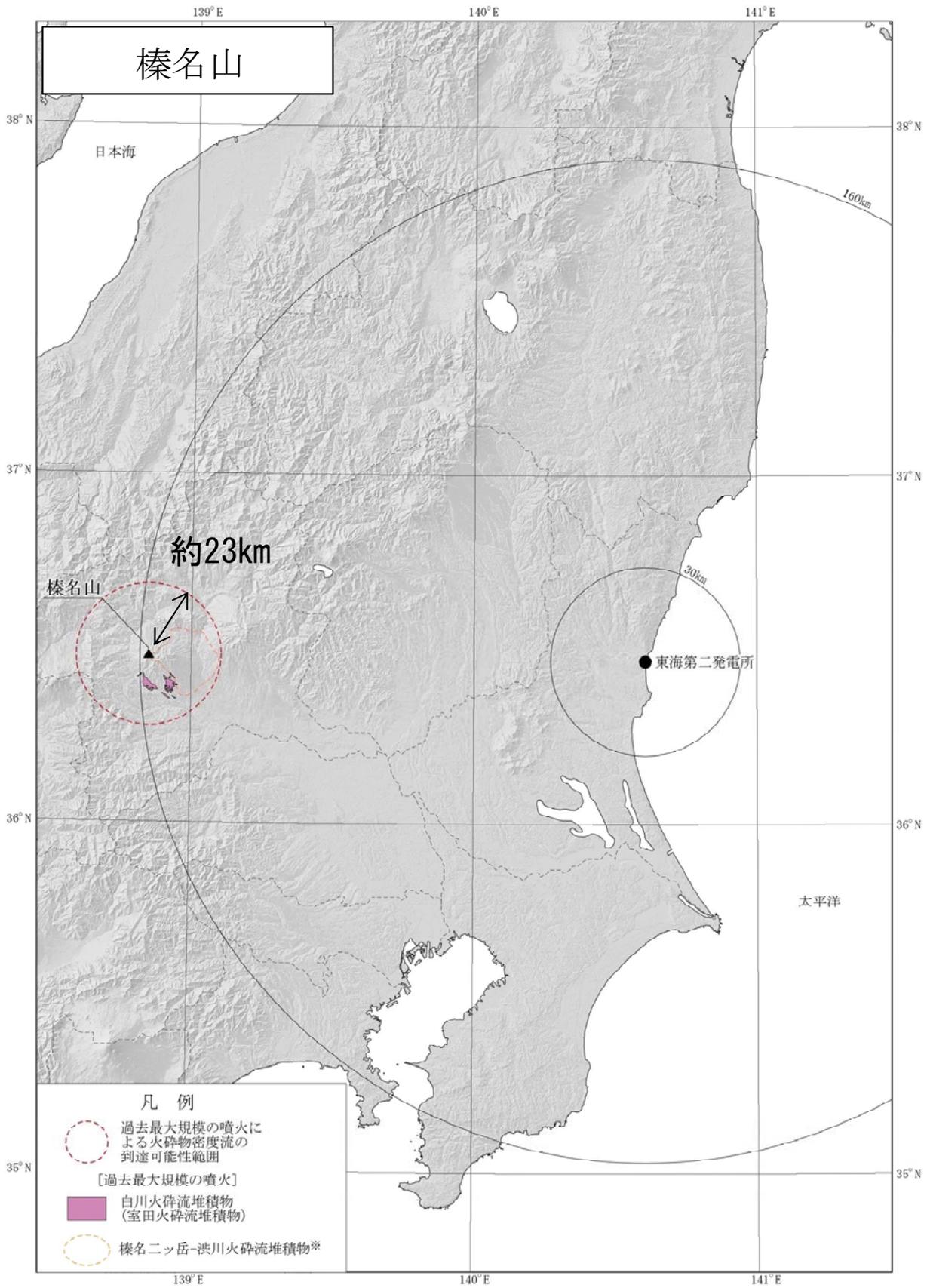
飯塚 (1996) ^(6.9) に基づき作成

第7.4-2図 (9) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (子持山)



長谷川他 (2011) ⁽⁵⁴⁾ に基づき作成

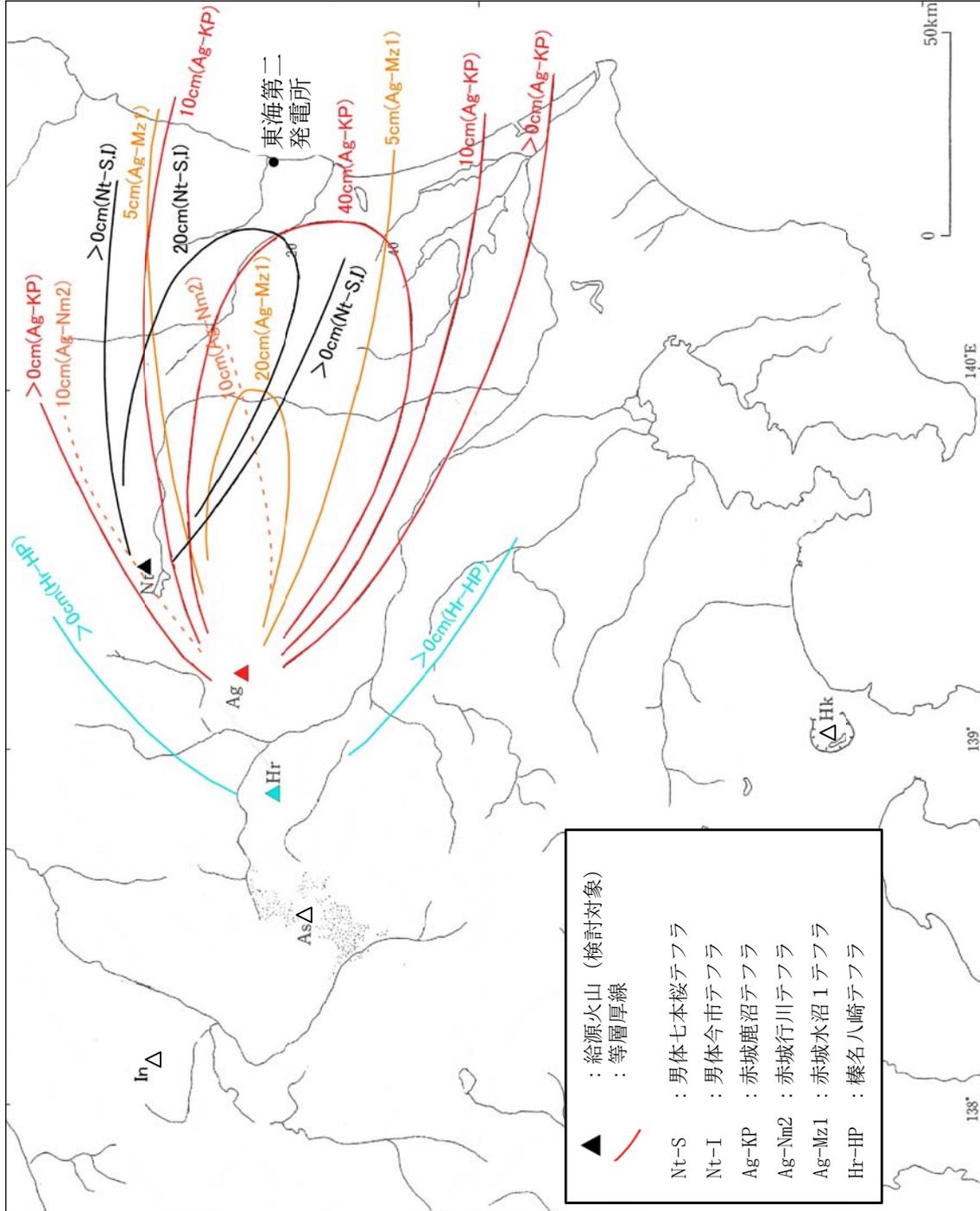
第7.4-2図 (10) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (吾妻山)



大森編 (1986)⁽³⁸⁾, 早田 (1989)⁽¹⁰⁴⁾ に基づき作成

※榛名ニッ岳-渋川火砕流堆積物 (火砕サージを含む) は過去最大規模の噴火ではないが到達距離としては最大であるため併記

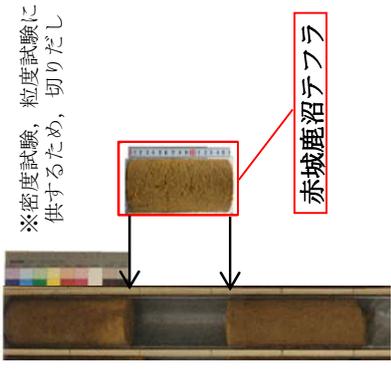
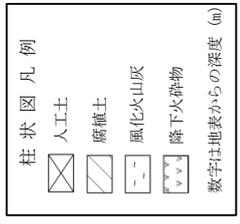
第7.4-2図 (11) 火砕物密度流の到達可能性範囲 (榛名山)



第7.5-1図 敷地周辺の主な降下火砕物の分布

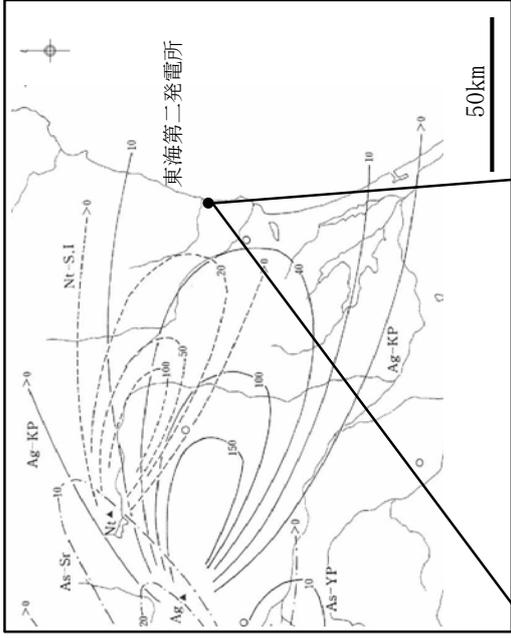
T-①孔

深度(m)	柱状図	区分	記事	備考
0.45		人工土	0.00m~0.45m ・粘土混じり砂、砕石が不均質に散る。	深さ0.00m~2.00mは、ハンストリガーによる試掘
0.90		腐植土	0.45m~0.90m ・黒褐色を呈する、クロコボク。	
2.00		風化火山灰	0.90m~2.15m ・褐色を呈する砂質粘土、いわゆる陶製ローム。	
2.15		風化火山灰	2.00m~2.15m間 黄白色の軽石がわずかに散る。	深さ2.00m~2.50mは、機械式リソングによる掘削
2.30		風化火山灰	2.15m~2.30m 黄白色の軽石からなる。	
2.50		風化火山灰	2.30m~2.50m ・褐色を呈する砂質粘土、いわゆる陶製ローム。	



赤城鹿沼テフラ (44ka) 約15cm

町田・新井 (2011) (20) に加筆



試料採取位置

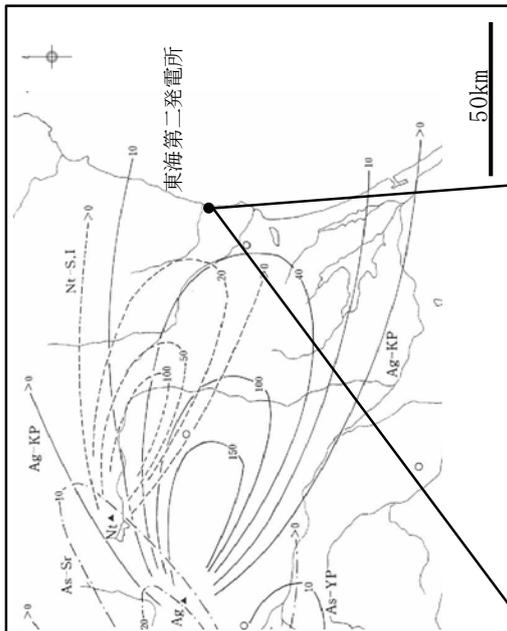
ボーリング柱状図

火山灰分析結果

重鉱物組成※	普通角閃石の屈折率	斜方輝石の屈折率	
軽石 (T-①孔)	ho, opx, (cpx)	1.671-1.679	1.707-1.715
赤城鹿沼テフラ (町田・新井 (2011) (20))	ho, opx, (cpx)	1.671-1.678	1.707-1.710

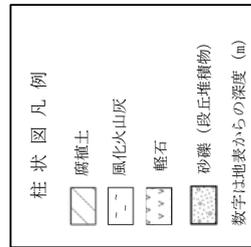
ho: 普通角閃石, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石 ※含有量が多いものから順に記載, () 内は含有量が僅少ななもの

第7.5-4図 (1) 敷地及び敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状

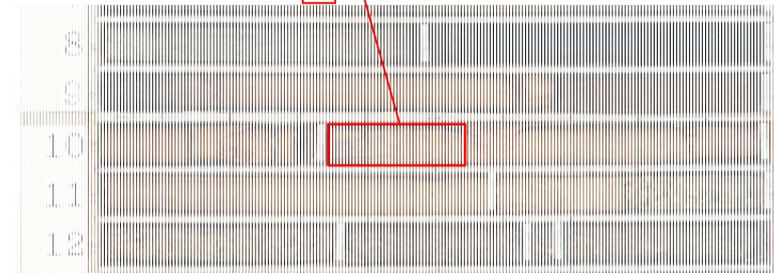


町田・新井 (2011) (20) に
加筆

赤城鹿沼
テフラ
(44ka)
約20cm



※火山灰分析 (鉱物組成分析) の結果、
赤城水沼テフラ (Ag-Mz1) に対比される。



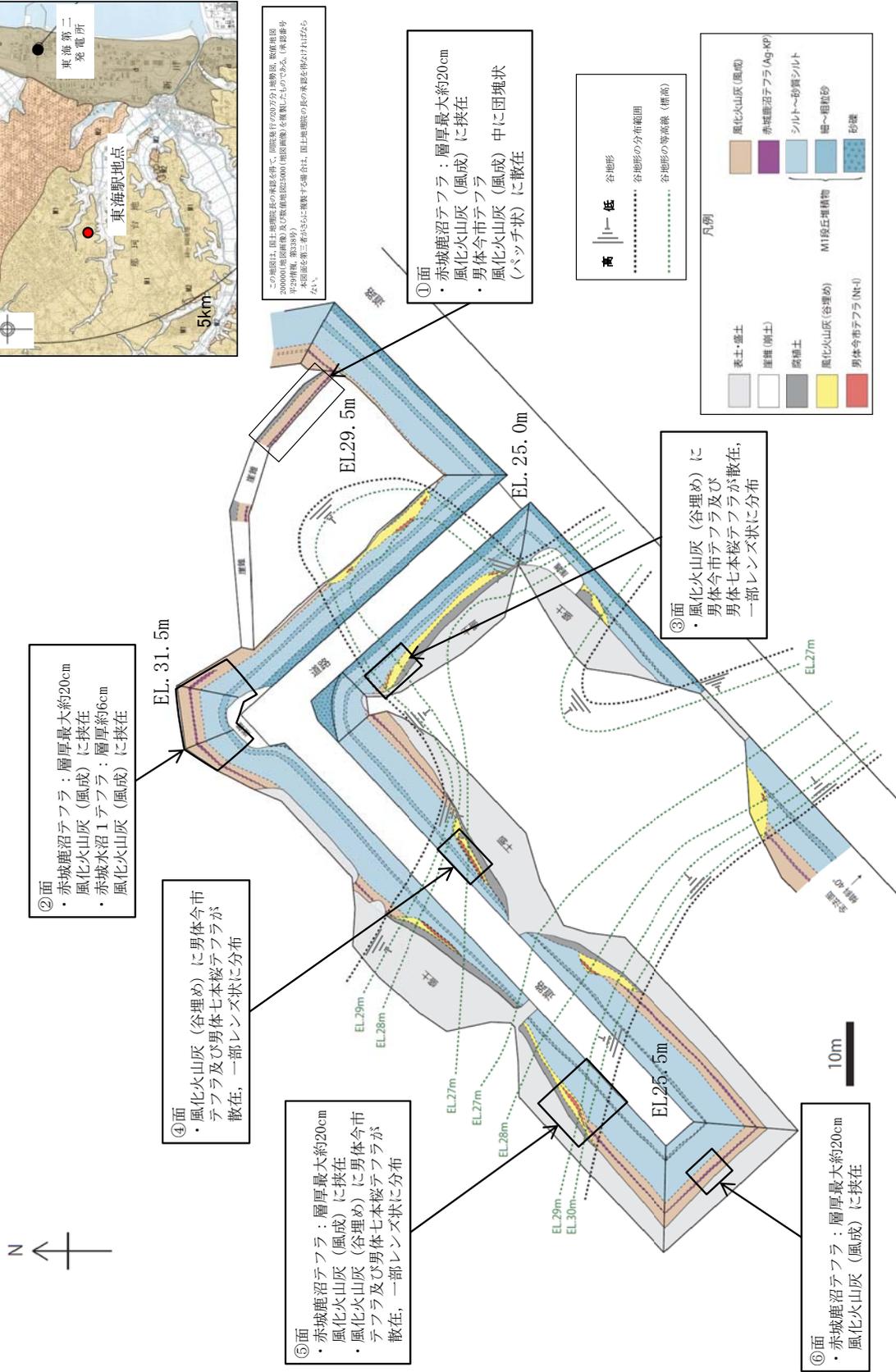
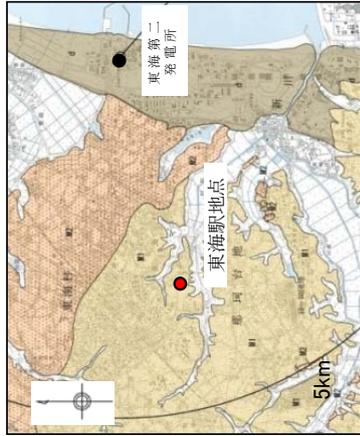
A-3孔

深度 (m)	柱状図	層相	鉱物組成
8.50		腐植土 (黒ボク)	
9.00		腐植土 (黒ボク)	opx, qt, opx, ho
9.20			ho, opx, opx, qt
10.45		風化火山灰層	
10.46		風化火山灰層 深さ10.45m付近 ・層厚20cm程度の黒白色腐植土	ho, opx, opx, qt, ol
10.80			opx, ho, opx, qt, ol
11.00		砂礫 (段丘堆積物) 深さ11.00m付近 ・層厚の白色腐植土を含む※	ho, opx, opx, qt, ol
11.40			ho, opx, opx, qt, ol
11.75		粘土質砂礫 (中位段丘堆積物)	

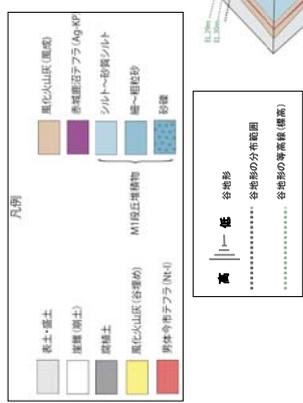
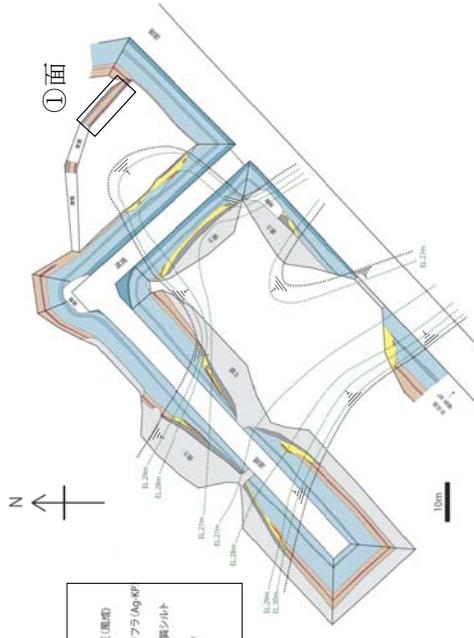
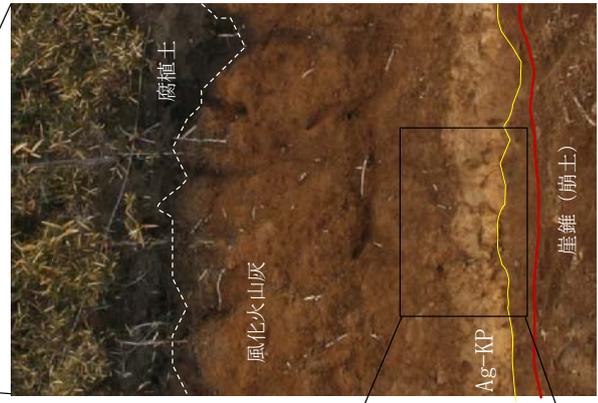
opx: 輝石
qt: 石英
ho: 角閃石
ol: オラン石

ボーリング柱状図

第7.5-4図 (2) 敷地及び敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状



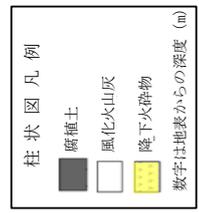
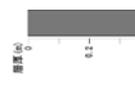
第7.5-5図 (1) 敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状 (東海駅地点)



位置図

男体今市
テフラ
Nt-I
(17ka)

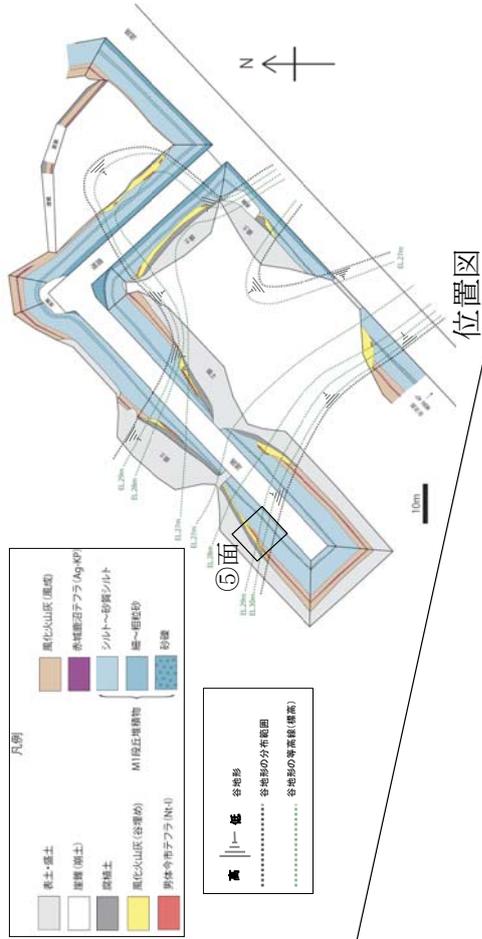
(赤褐色のスコリア質のテフラが
団塊状 (パッチ状) に水平方向に
連続して堆積)



赤城鹿沼
テフラ
Ag-KP
(44ka)
約20cm

(黄白色の軽石質のテフラ
が概ね水平に堆積し、層厚
も一定である。)

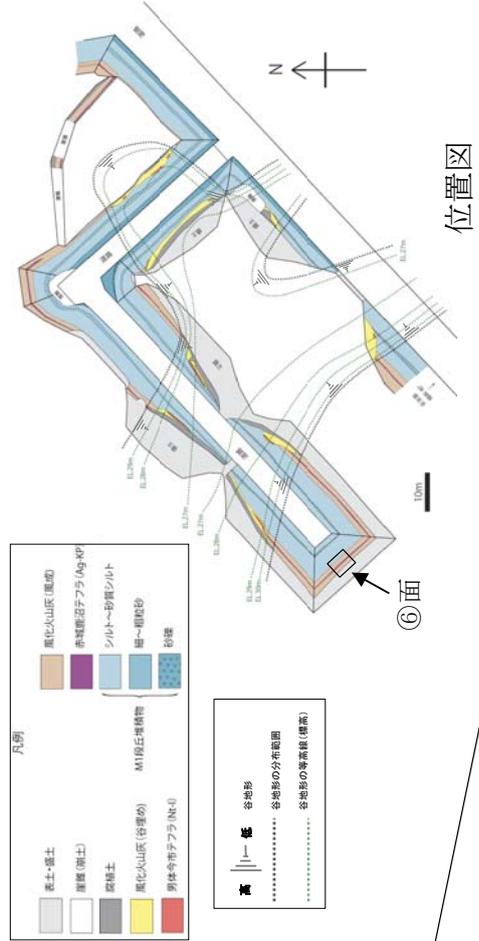
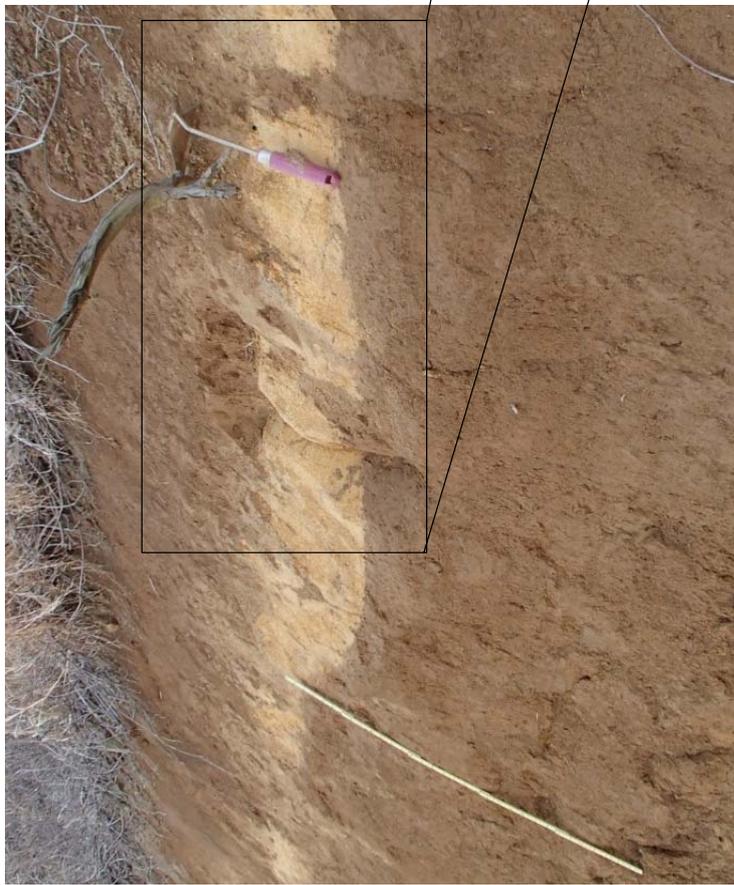
第7.5-5図 (2) 敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状 (東海駅地点①面)



火山灰分析結果				
Nt-S	軽石 (東海駅地点⑤面) 男体七本桜テフラ (町田・新井 (2011) (ε ₀₁))	重鉱物組成* opx, cpx, (ho)	斜方輝石の 屈折率 1.709-1.715	角閃石の 屈折率 1.671-1.682
Nt-I	軽石 (東海駅地点⑤面) 男体今市テフラ (町田・新井 (2011) (ε ₀₁))	重鉱物組成* opx, cpx, (ho)	斜方輝石の 屈折率 1.710-1.713	角閃石の 屈折率 1.670-1.675
			斜方輝石の 屈折率 1.706-1.713	角閃石の 屈折率 -
			斜方輝石の 屈折率 1.701-1.710	角閃石の 屈折率 -

ho : 普通角閃石, opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石 ※含有量が多いものから順に記載, () 内は含有量が僅少なものの

第7.5-5図 (4) 敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状 (東海駅地点⑤面)



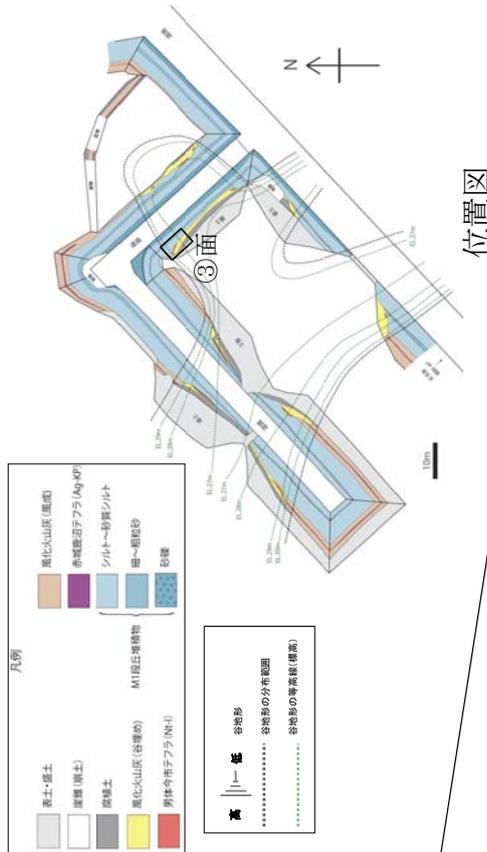
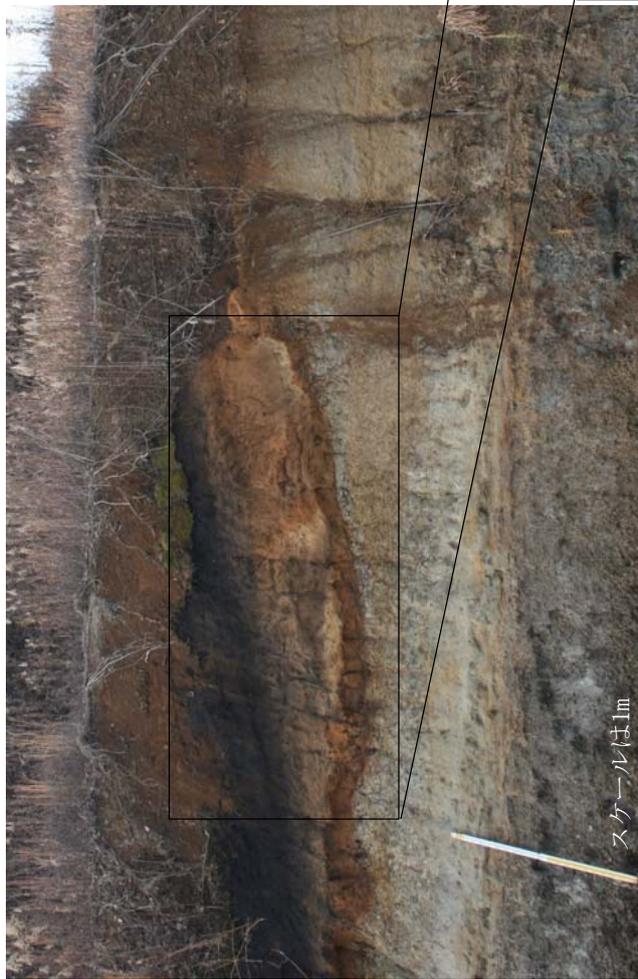
赤城鹿沼テフラ (Ag-KP) →
風化火山灰 (風成) →

Ag-KP 火山灰分析結果

軽石 (東海駅地点⑥面) 赤城鹿沼テフラ (町田・新井 (2011) (2.0))	重鉱物組成※	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
	ho, opx, (cpx)	1. 703-1. 715	1. 670-1. 685
	ho, opx, (cpx)	1. 707-1. 710	1. 671-1. 678

ho: 普通角閃石, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石 ※含有量が多いものから順に記載, () 内は含有量が僅少ななもの

第7.5-5図 (5) 敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状 (東海駅地点⑥面)



火山灰分析結果

Nt-S	重鉱物組成*	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
壁石 (東海駅地点③面)	opx, cpx, (ho)	1.710-1.714	1.672-1.678
男体七本桜テフラ (町田・新井 (2011) (2.01))	opx, cpx, (ho)	1.710-1.713	1.670-1.675

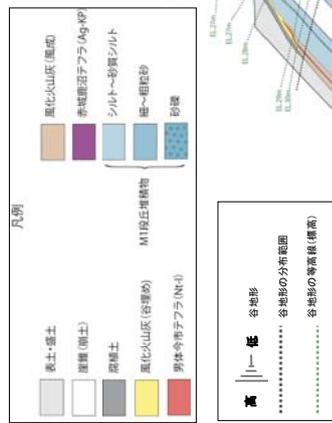
Nt-I	重鉱物組成*	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
壁石 (東海駅地点③面)	cpx, opx	1.700-1.714	-
男体今市テフラ (町田・新井 (2011) (2.01))	cpx, opx	1.701-1.710	-

ho : 普通角閃石, opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石 ※含有量が多いものから順に記載, () 内は含有量が僅少ななもの

第7.5-5図 (6) 敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状 (東海駅地点③面)



スケールは1m



位置図

火山灰分析結果

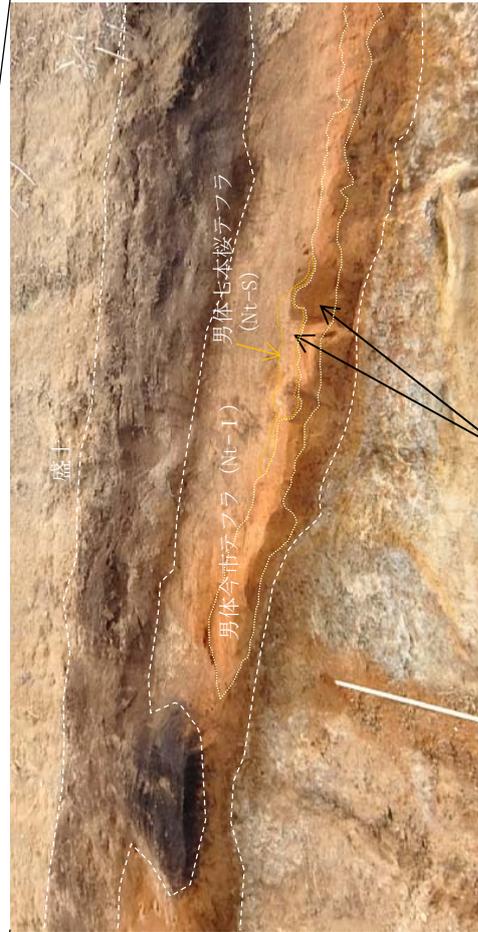
Nt-S	重鉱物組成*	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
軽石 (東海駅地点④面)	opx, cpx, (ho)	1.705-1.718	1.672-1.682
男性七本桜テフラ (町田・新井 (2011) (20))	opx, cpx, (ho)	1.710-1.713	1.670-1.675

Nt-I	重鉱物組成*	斜方輝石の屈折率	角閃石の屈折率
軽石 (東海駅地点④面)	cpx, opx	1.705-1.714	—
男性今市テフラ (町田・新井 (2011) (20))	cpx, opx	1.701-1.710	—

腐植土→

風化火山灰
(谷埋)→

MI段丘堆積物→



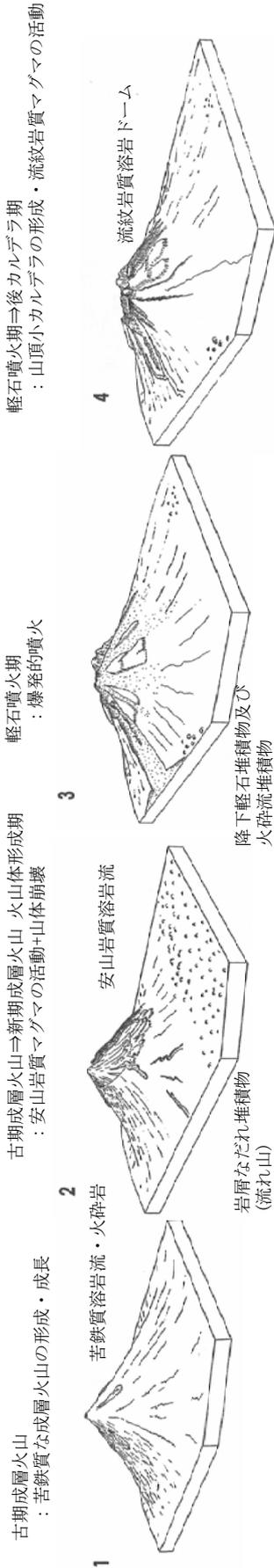
火山灰分析試料採取位置

ho: 普通角閃石, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石 ※含有量が多いものから順に記載, () 内は含有量が僅少ななもの

第7.5-5図 (7) 敷地近傍の赤城鹿沼テフラの産状 (東海駅地点④面)

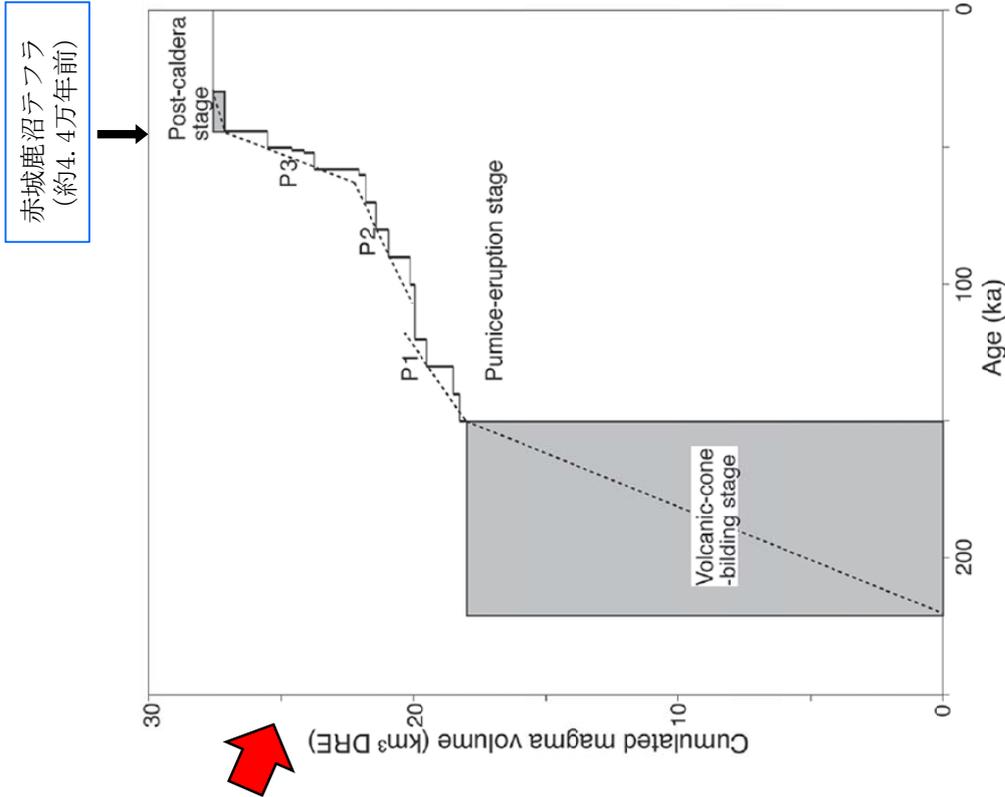
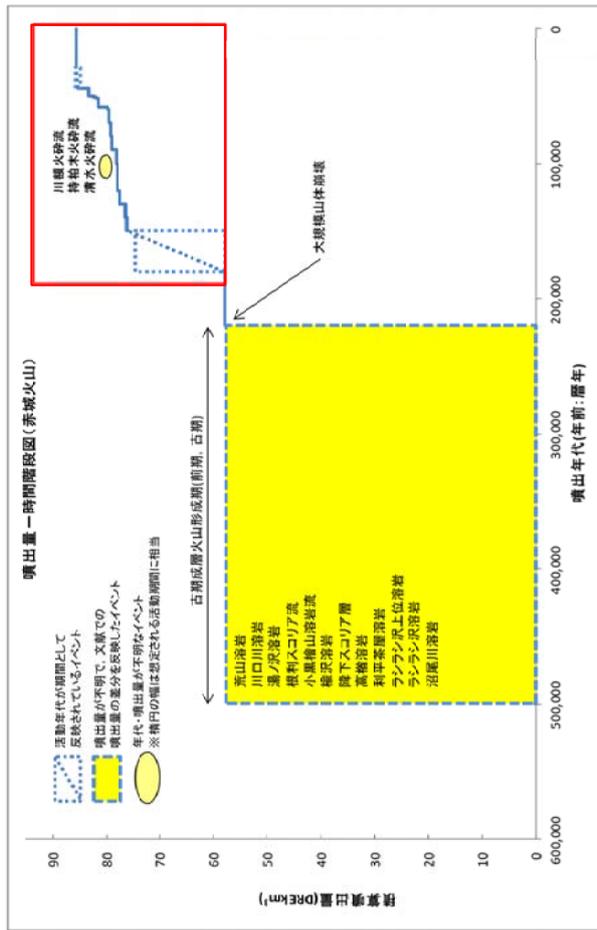
新期成層火山			
活動期	古期成層火山	—	火山体形成期
			軽石噴火期 (山頂カルデラの形成)
			後カルデラ期 (中央火口丘形成期)
活動期間	50万年前～22万年前	22万年前	15万年前～4,4万年前
マグマ噴出量	約46 DRE km ³ (第四紀火山カタログ委員会編(1999)を引用し算出)	—	約8 DRE km ³ (カルデラ形成時期(約6万年前の大部軽石流噴火)を採んでマグマ噴出量が急増)
山体形成様式	成層火山の形成・成長	山体崩壊	火山麓扇状地の拡大, 山頂カルデラの形成
主な噴火様式	溶岩・火砕岩の流出	(水蒸気噴火に起因)	プリニー式噴火 (降下軽石, 火砕流)
主な噴出物	荒山溶岩, 利平茶屋溶岩, 沼尾川溶岩 等	梨木岩層 なだれ	大胡軽石流・赤城水沼1降下軽石, 棚下軽石流・赤城水沼8降下軽石 等
マグマ組成	玄武岩～デイサイト	—	安山岩～デイサイト

赤城山の火山発達史の概念図



活動期整理表は山元 (2016) (47), 高橋他 (2012) (43), 発達モデル図は守屋 (1979) (85) に基づき作成

第7.5-6図 (1) 赤城山の火山発達史の整理



山元 (2016) (47) に加筆

山元 (2014b) (46) に加筆

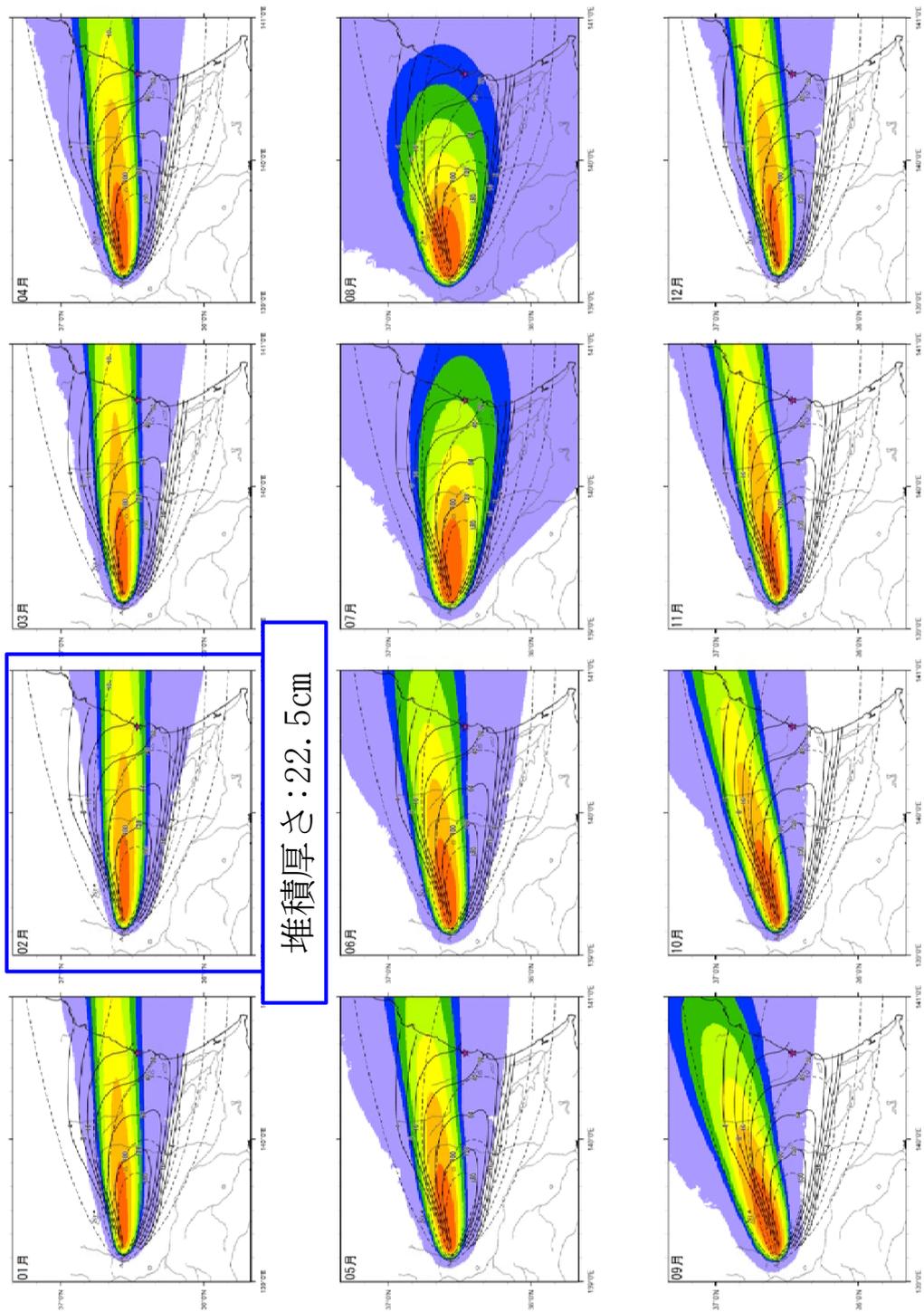
Unit	Lava & pyroclastics	Dense-rock equivalent volume in km ³ (2300 kg/m ³)	Pumice fall	Total
Post-caldera lavas	5.E-01			5.E-01
Ag-KP		2.E+00		2.E+00
Garan Pyroclastics	6.E-01			6.E-01
Ag-LUP			2.E-01	2.E-01
Ag-NM1 + Nagumo PFD		7.E-03	4.E-01	4.E-01
Ag-NM2 + Toshimaru PFD		1.E-01	3.E-01	4.E-01
Ag-MzP1 + Ogo PFD		2.E+00	1.E-01	2.E+00
Ag-MzP2			3.E-01	3.E-01
Ag-MzP3			4.E-01	4.E-01
Ag-MzP4 + Wakubara PFD		4.E-01	5.E-02	5.E-01
Ag-MzP5			8.E-01	8.E-01
Ag-MzP6			2.E-01	2.E-01
Ag-MzP7 + Fujiki PFD		6.E-02	4.E-01	5.E-01
Ag-MzP8 + Tanashita PFD		8.E-01	2.E-01	1.E+00
Ag-MzP9-10 + Fudo PFD		1.E-02	2.E-01	2.E-01
Ag-OrP + Itoi PFD		1.E-01	1.E-01	2.E-01
Lava & pyroclastics of younger stratovolcano	2.E+01			2.E+01

Table 2. Dense-rock equivalent volumes of the eruption units from younger Akagi Volcano. Data for the pumice falls are taken from Yamamoto (2012, 2013a).

山元 (2016) (47) に加筆

赤城鹿沼テフラ

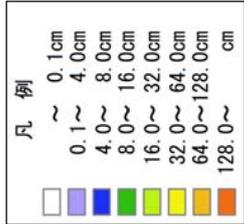
第7.5-6図 (2) 赤城山の活動履歴



月	時	堆積厚さ (cm)
1月	9時	8.8
2月	9時	22.5
3月	9時	7.4
4月	9時	5.4
5月	9時	2.6
6月	9時	5.0
7月	9時	15.0
8月	9時	5.4
9月	9時	0.3
10月	9時	0.1
11月	9時	0.3
12月	9時	1.5

文献の等層厚線
 —: 町田・新井 (2011) (20)
 - - - -: 山元 (2013a) (26)

★: 東海第二発電所
 ▲: 給源火山 (Ag: 赤城山)



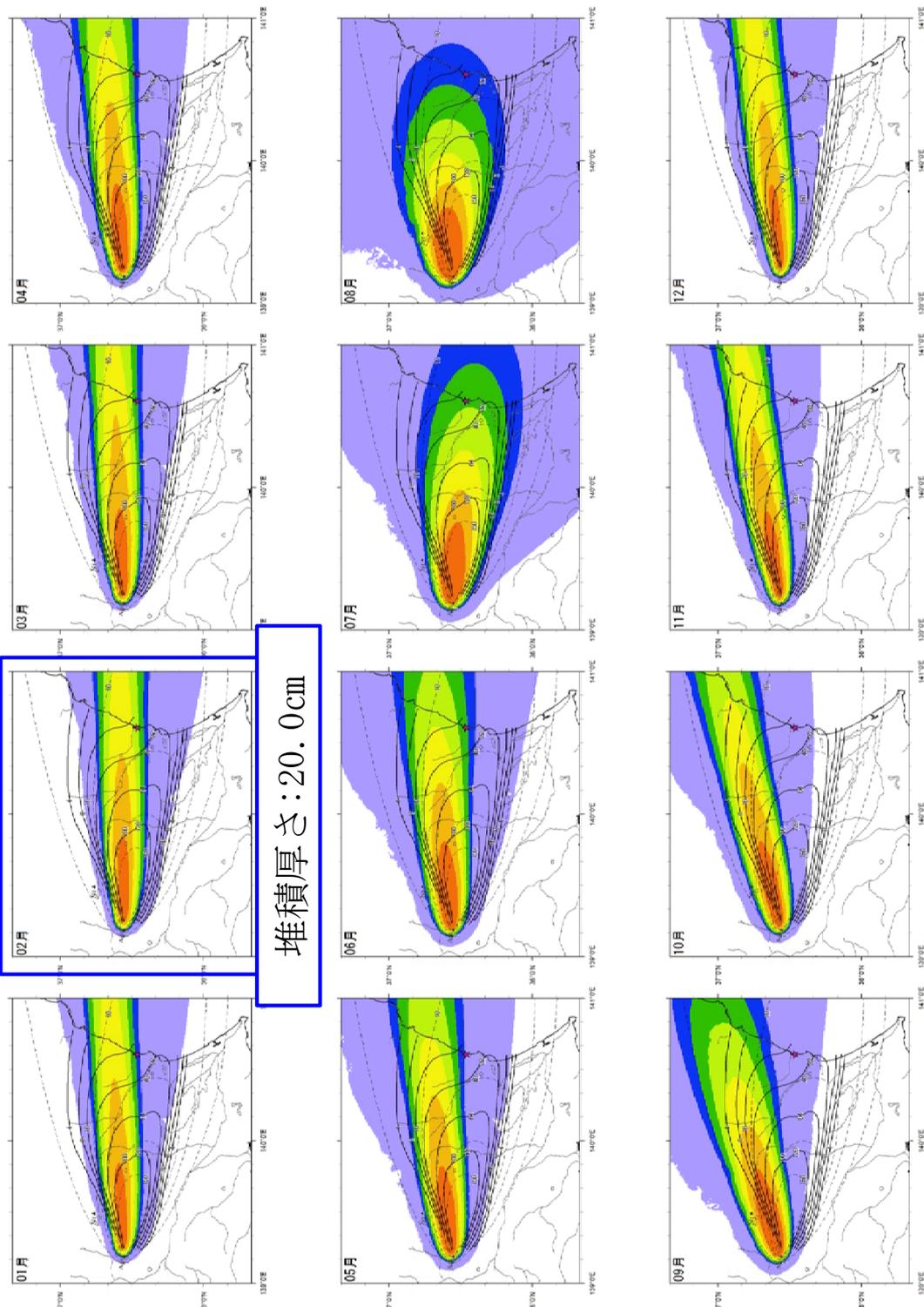
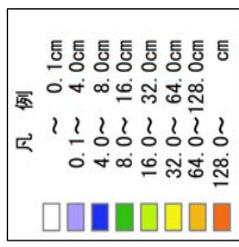
堆積厚さ: 22.5cm

第7.5-7図 (1) 月別年解析結果 (9時)

月	時	堆積厚さ (cm)
1月	21時	6.5
2月	21時	20.0
3月	21時	9.1
4月	21時	5.5
5月	21時	3.6
6月	21時	9.5
7月	21時	13.8
8月	21時	6.0
9月	21時	0.6
10月	21時	0.2
11月	21時	0.4
12月	21時	1.5

文献の等層厚線
 — : 町田・新井 (2011) (2.0)
 - - - : 山元 (2013a) (2.6)

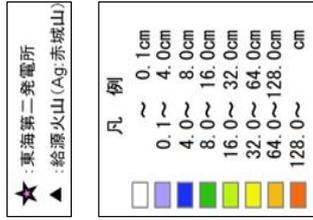
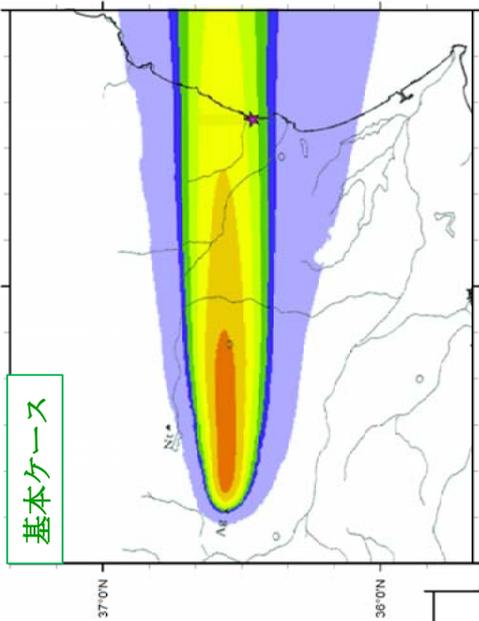
★ : 東海第二発電所
 ▲ : 給源火山 (Ag: 赤城山)



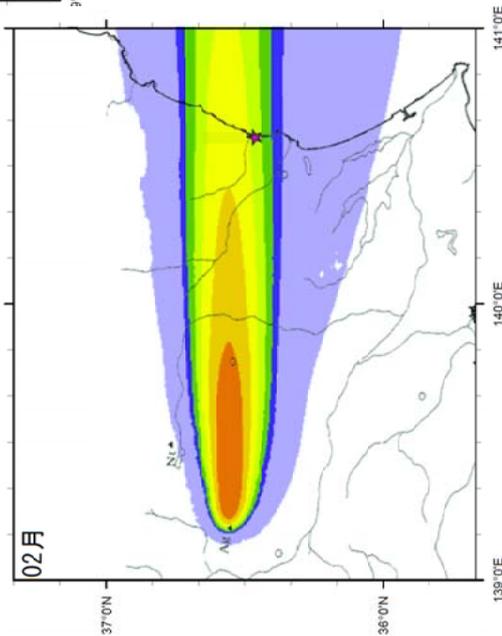
堆積厚さ: 20.0cm

第7.5-7図 (2) 月別平年解析結果 (21時)

■ 噴煙柱高度25km



◇ 噴煙柱高度:20km

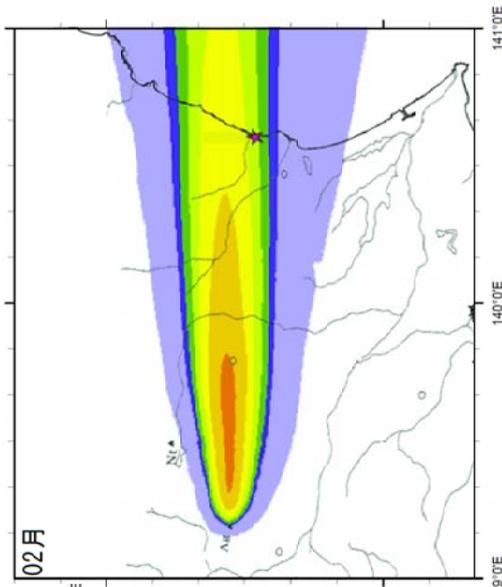


堆積厚さ:22.5cm

- 5 km

+ 5 km

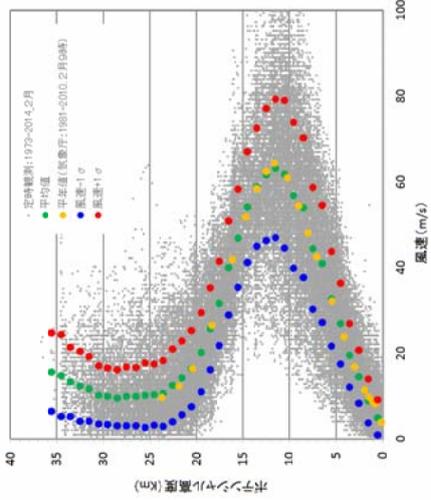
◇ 噴煙柱高度:30km



堆積厚さ:25.0cm

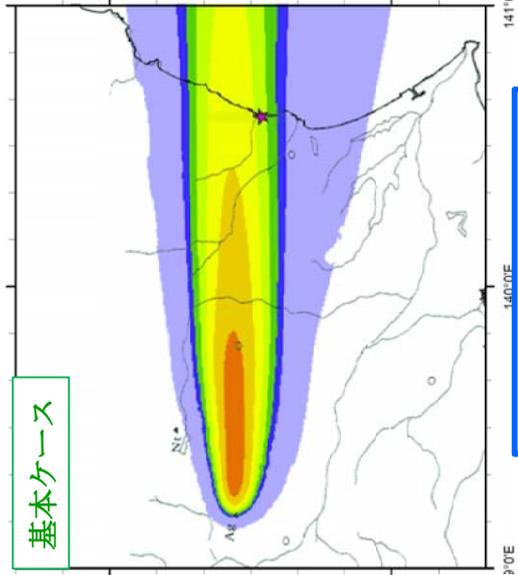
堆積厚さ:21.3cm

2月(9時)の平年値の風(1981年~2010年)



■ 2月(9時)の平年値の風

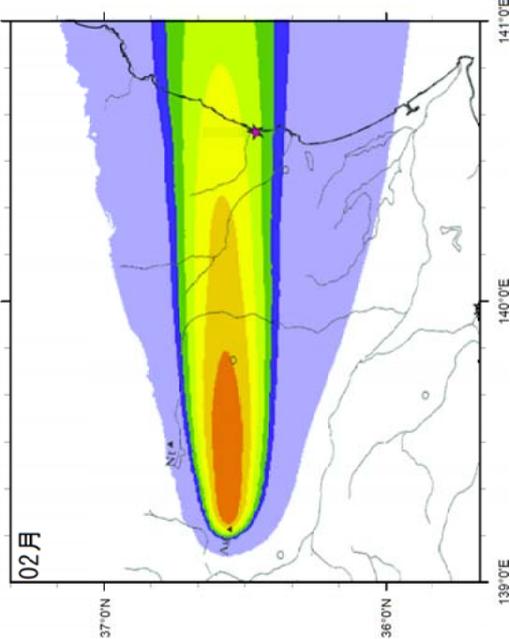
基本ケース



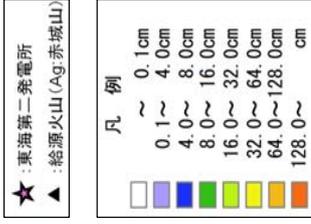
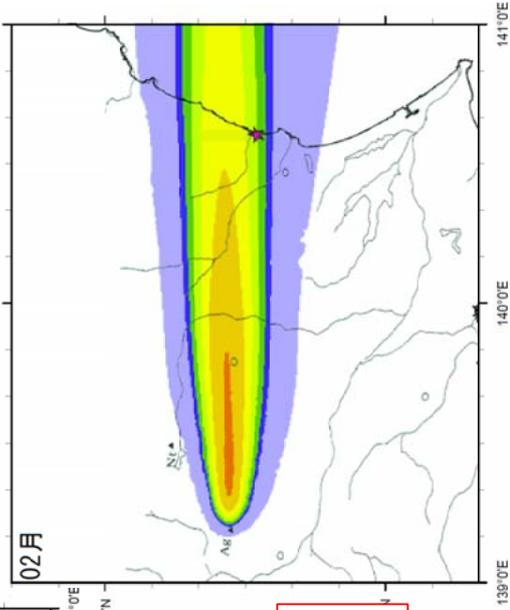
風速 [小]

風速 [大]

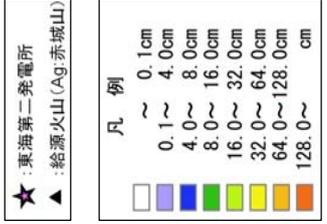
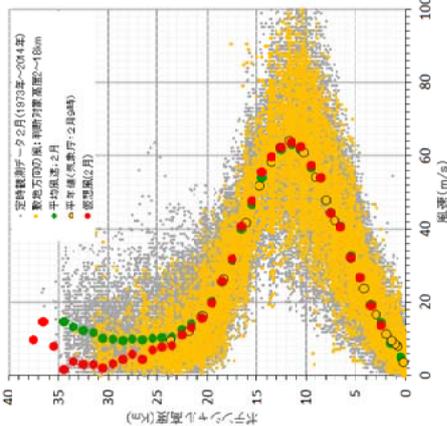
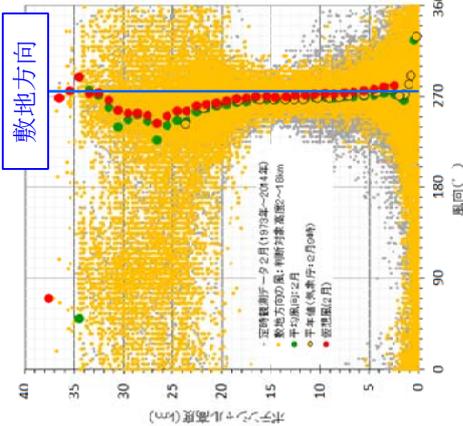
◇ 平均値に対して-1σの風速



◇ 平均値に対して+1σの風速

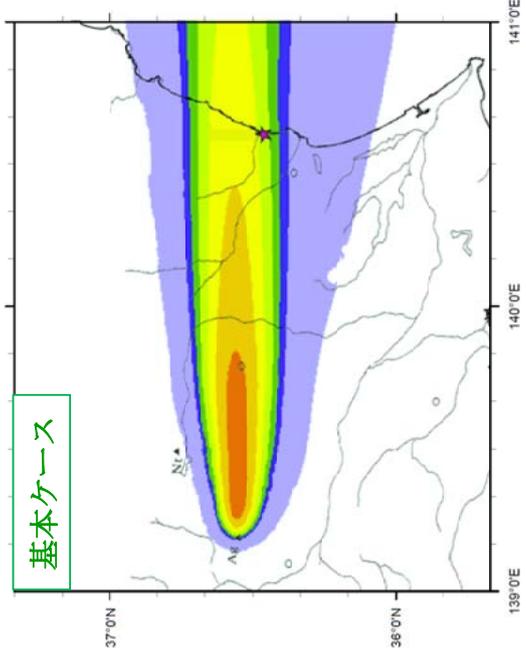


第7.5-8図 (2) 不確かさ検討結果 (風速)



■ 2月 (9時) の平年値の風

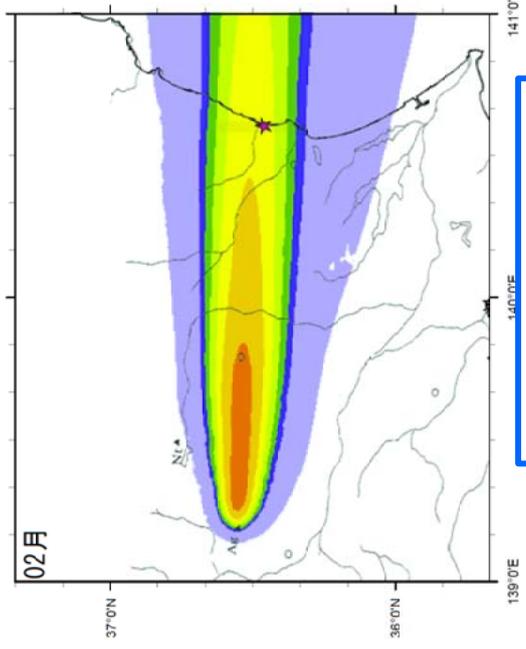
◇ 敷地方向の風



堆積厚さ: 22.5cm

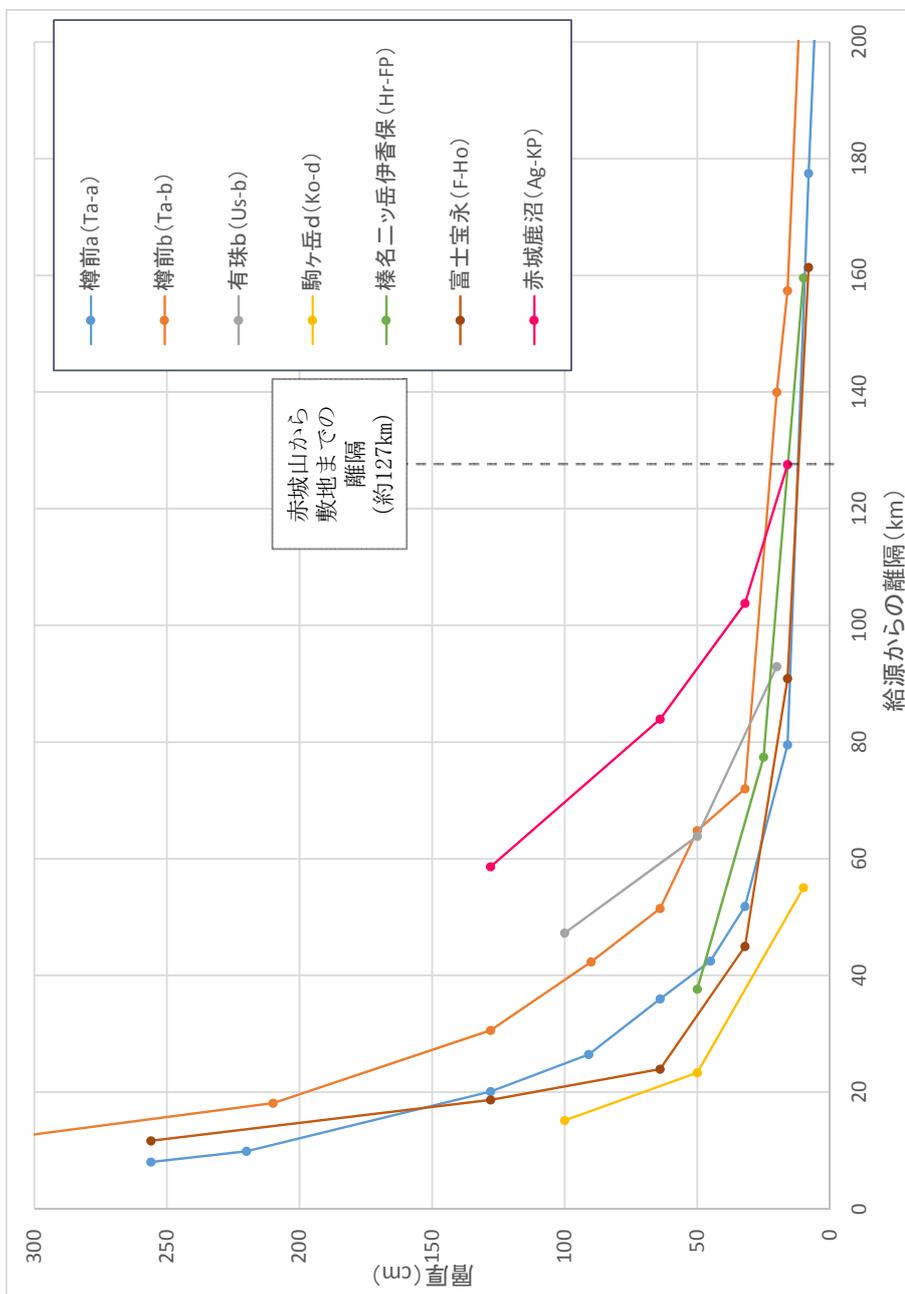


敷地方向の風



堆積厚さ: 48.8cm

第7.5-8図 (3) 不確かさ検討結果 (風向)

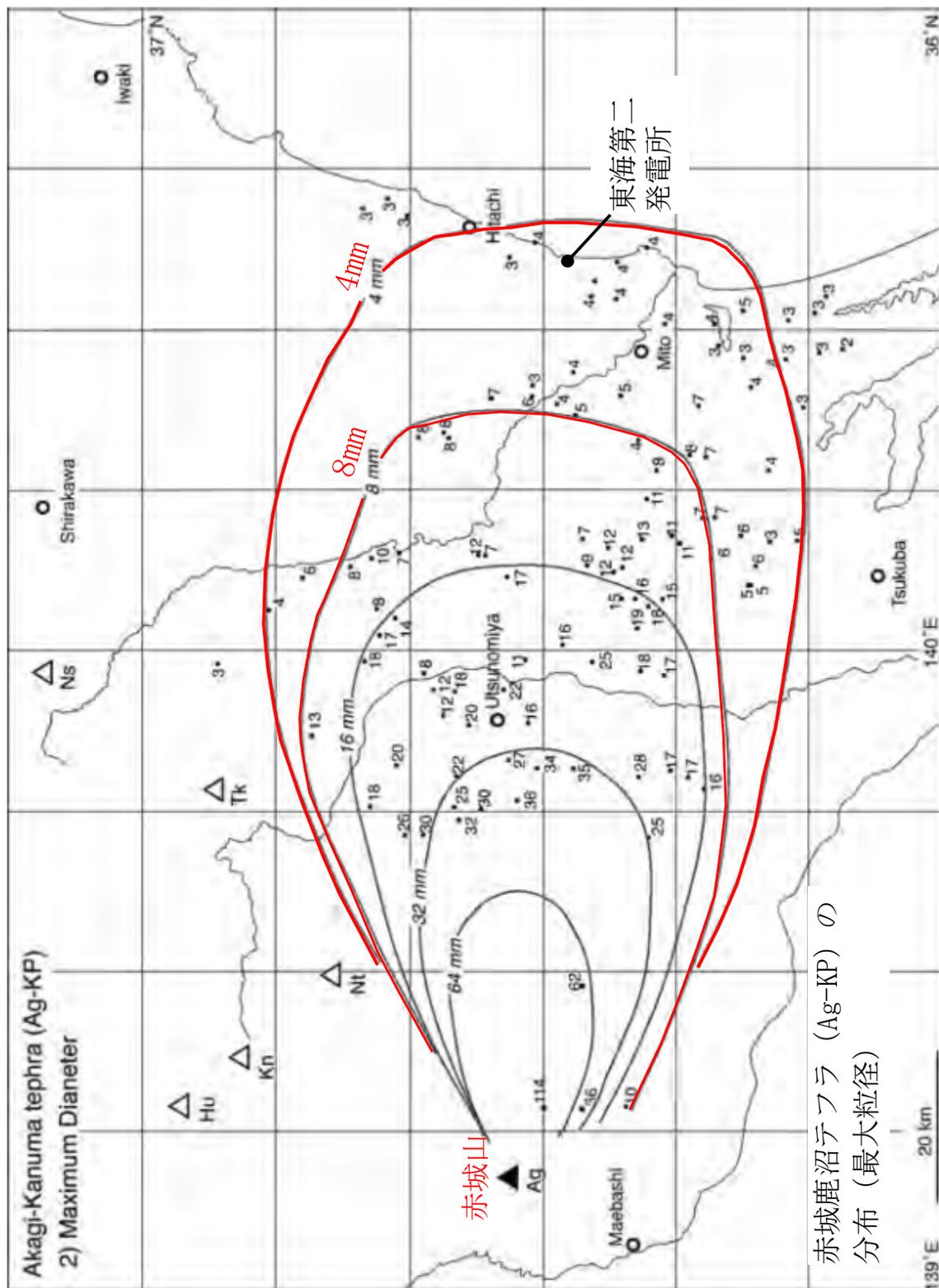


降下火砕物 (VEI5) の層厚減衰曲線※3

テフラ名※1	噴出量 (km ³) ※2
樽前aテフラ	4.0
樽前bテフラ	2.8
有珠bテフラ	2.18
駒ヶ岳dテフラ	2.3
榛名ニッ岳伊香保テフラ	1.3
富士宝永テフラ	1.8
赤城鹿沼テフラ	5.0

※1 歴史噴火を対象に降下火砕物のみの量が VEI5相当 (1~10km) のものを抽出
 ※2 噴出量は産業技術総合研究所センター編 (2014) (30), Miyaji et al. (2011) (105) に基づく。なお、樽前a及び樽前bについては降下火砕物の他に火砕流の量も含まれているがその内訳は不明とされている。
 ※3 以下の知見に示される等層厚線に基づき作成
 なお、給源からの距離は主軸方向の層厚の到達距離 (駒ヶ岳, 有珠, 榛名) 町田・新井 (2011) (20) (富士) Miyaji, et.al (2011) (105) (樽前) 吉川・中川 (2010) (106) (赤城) 山元 (2013a) (26)

第7.5-9図 降下火砕物の分布事例の整理結果



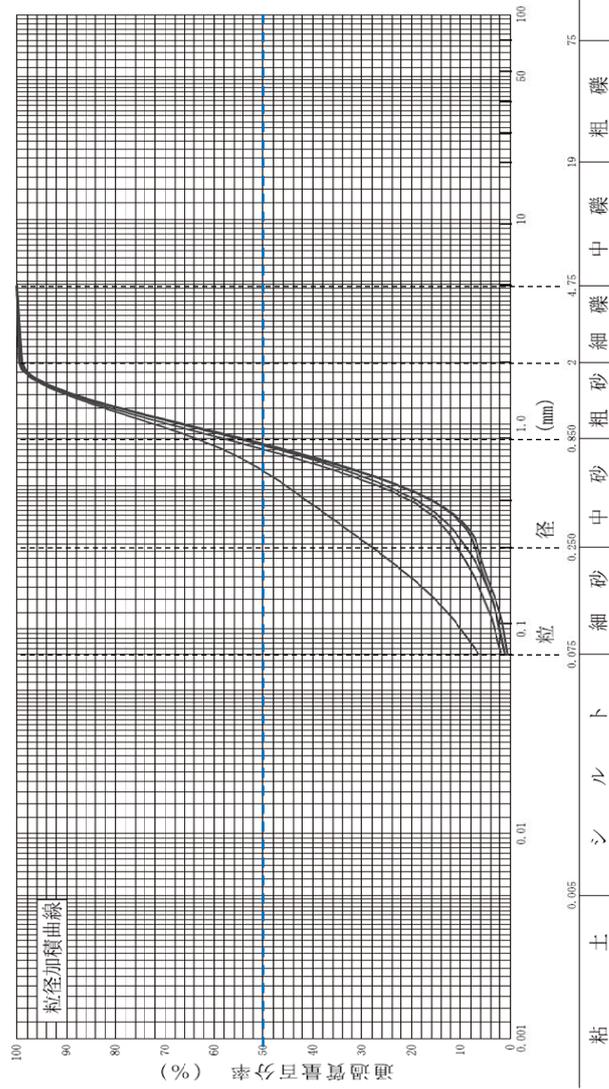
山元 (2013a) (26) に加筆

第7.5-10図 赤城鹿沼テフラの等粒径分布図

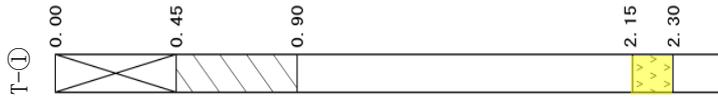
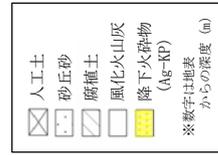
【密度試験結果】

	最小	最大
湿潤密度	0.9g/cm ³	1.1g/cm ³
乾燥密度	0.3g/cm ³	0.5g/cm ³

【粒度試験結果： 最大粒径約4.8mm（中央粒径約0.6~0.8mm）】

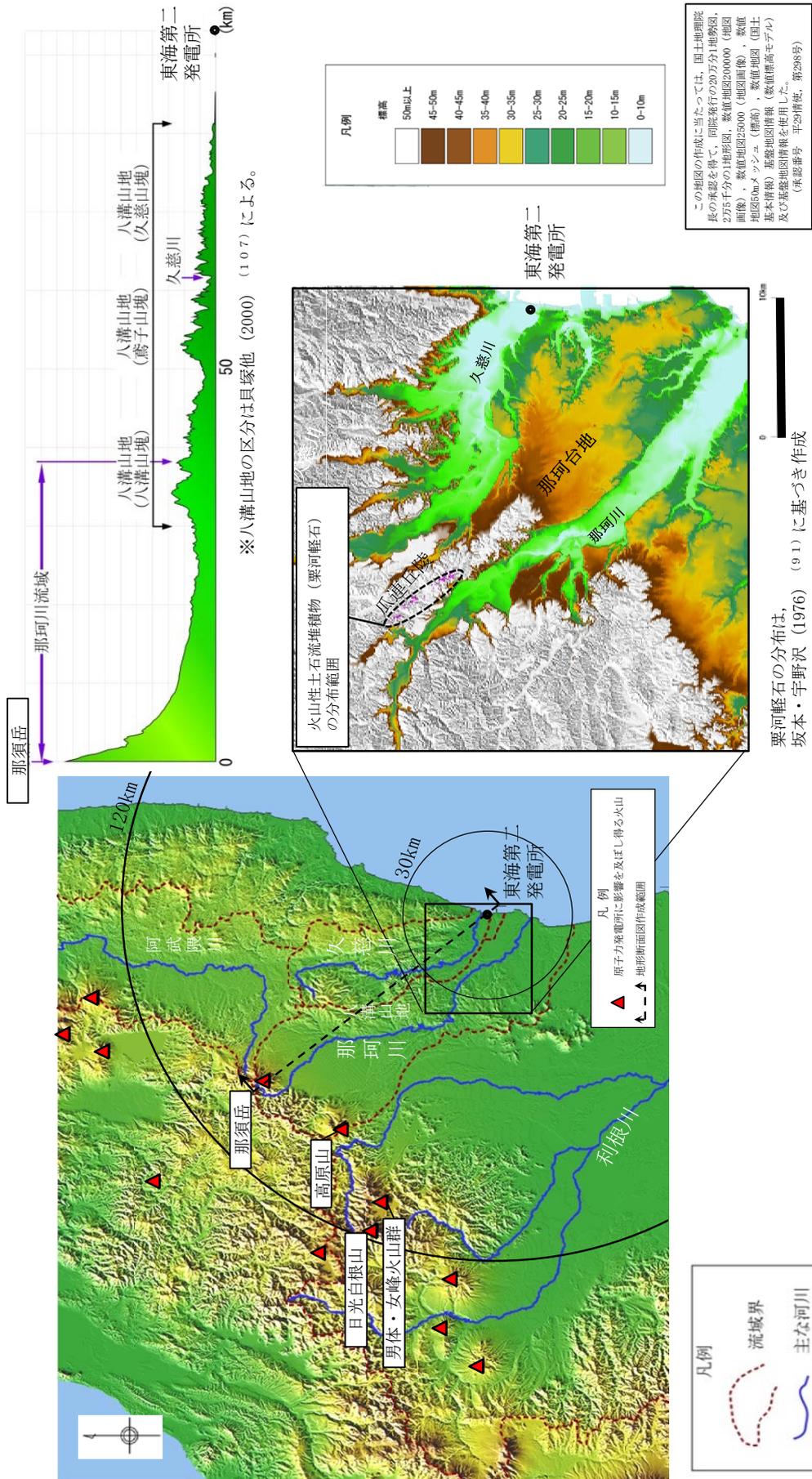


試料採取位置図



ボーリング柱状図

第7.5-11図 敷地内で確認された赤城鹿沼テフラの室内試験結果



第7.5-12図 敷地周辺の地形及び火山性土石流堆積物の分布状況

8. 竜巻

8.1 竜巻

竜巻影響評価は、「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド（平成 25 年 6 月 19 日原規技発 13061911 号 原子力規制委員会決定）」（以下「ガイド」という。）に基づき実施する。

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

8.1.1 竜巻検討地域の設定

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

(1) 気象総観場の分析

気象条件の類似性の観点では、気象総観場ごとの竜巻発生位置を整理し、発電所と類似の地域を抽出する。竜巻発生要因の総観場は、気象庁「竜巻等の突風データベース」⁽¹⁾を基に、独立行政法人原子力安全基盤機構が東京工芸大学に委託した研究「竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究」⁽²⁾を参考に、低気圧、台風、停滞前線、局所性降雨、季節風及びその他（高気圧等）の 6 つに分類する。なお、低気圧には、暖気の移入、寒気の移入、停滞前線以外の前線を、停滞前線では梅雨前線を、局所性降雨では雷雨を含めている。第 8.1-1 図に竜巻発生時の総観場の分布を示す。

第 8.1-2 図の都道府県ごとの竜巻の発生要因別比率に示すとおり、低気圧起因の竜巻は全国一様に発生していること、一方、台風起因の竜巻は日本海側には発生しておらず、主に太平洋側で発生していることが分かる。また、停滞前線起因の竜巻は北海道を除く各地に発生していること、局所

性降雨は内陸部での竜巻発生も促すこと、季節風や高気圧起因とされる竜巻の発生数は比較的少ないことが分かる。

(2) 総観場の分析に基づく地域特性の確認

竜巻発生地域性が見られる台風起因の発生領域から、太平洋側の宮城県から沖縄県にかけての範囲を考慮する。発電所はこの範囲に立地しており、太平洋側の宮城県～沖縄県を基本として、竜巻の発生頻度の観点から総観場の気象条件に基づく竜巻検討地域 TA_1 の検討を行う。

発電所から半径 180km 圏内（約 10 万 km^2 圏）を含む太平洋側沿岸の海岸線から海側陸側各 5km の範囲を対象として、単位面積当たりの発生数の比較を第 8.1-3 図及び第 8.1-1 表に示す。なお、表の竜巻の個数は各ケースの領域毎における発生した全ての竜巻の個数である。

この結果、福島県から沖縄県にかけての範囲である $TA_{1.6}$ のケースの単位面積当たりの発生数が最も大きくなるため、これを総観場の気象条件に基づく竜巻検討地域 TA_1 とする。

(3) 過去の竜巻集中地域に基づく地域特性の確認

局地的な地域性の観点では、「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド（案）及び解説」⁽³⁾ に、全国 19 箇所の竜巻集中地域が示されており、第 8.1-4 図に示すとおり、発電所は、竜巻集中地域⑰に立地している。

竜巻集中地域⑰を第 8.1-1 表の $TA_{1.1}$ とし、これを竜巻集中地域に基づく竜巻検討地域 TA_2 とする。

(4) 竜巻検討地域

発電所に対する竜巻検討地域について、「総観場の分析に基づく地域特

性の確認」，「過去の竜巻集中地域に基づく地域特性の確認」により地域特性を確認し，竜巻の個数及び単位面積当たりの発生数によって，福島県から沖縄県にかけての太平洋側沿岸の海岸線から海側及び陸側それぞれ5kmの範囲を竜巻検討地域に設定する。（面積約57,000km²）。

第8.1-5図に竜巻検討地域を示す。

8.1.2 基準竜巻の最大風速の設定

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

(1) 過去に発生した竜巻による最大風速（ V_{B1} ）

過去に発生した竜巻による最大風速の設定に当たっては，竜巻検討地域における過去最大竜巻はF3であり，Fスケールと風速の関係より風速は70m/s～92m/sであることから，竜巻検討地域で過去に発生した最大竜巻F3の風速範囲の上限値92m/sを V_{B1} とする。

第8.1-2表に竜巻検討地域におけるF3スケール相当以上の竜巻の観測記録を示す。

(2) 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速（ V_{B2} ）

竜巻最大風速のハザード曲線は，ガイドに従い，既往の算定方法に基づき，具体的には「竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究」⁽²⁾を参照して，算定する。本評価は，竜巻データの分析，竜巻風速，被害幅及び被害長さの確率密度分布の算定，相関係数の算定，並びにハザード曲線の算定によって構成される。

竜巻最大風速のハザード曲線の算定は，竜巻検討地域（海岸線から陸側

及び海側それぞれ 5km の範囲) の評価及び竜巻検討地域を海岸線に沿って 1km 範囲ごとに短冊状に細分化した場合の評価の 2 とおりで算定し、そのうち大きな風速を設定する。

a. 海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km の範囲の評価

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

b. 竜巻の発生頻度の分析

気象庁「竜巻等の突風データベース」⁽¹⁾をもとに、1961 年～2012 年 6 月までの 51.5 年間の統計量を F スケール別に算出する。なお、観測体制の変遷による観測データ品質のばらつきを踏まえ、以下の(a)～(c)の基本的な考え方に基づいて整理を行う。

(a) 被害が小さくて見過ごされやすい F 0 及び F スケール不明竜巻に対しては、観測体制が強化された 2007 年以降の年間発生数及び標準偏差を用いる。

(b) 被害が比較的軽微な F 1 竜巻に対しては、観測体制が整備された 1991 年以降の年間発生数や標準偏差を用いる。

(c) 被害が比較的大きく見逃されることがないと考えられる F 2 及び F 3 竜巻に対しては、観測記録が整備された 1961 年以降の全期間の年間発生数や標準偏差を用いる。

また、F スケール不明の竜巻については、以下の取扱いを行う。

陸上で発生した竜巻（以下「陸上竜巻」という。）及び海上で発生して陸上へ移動した竜巻については、被害があつて初めてその F スケール

が推定されるため、陸上でのFスケール不明の竜巻は、被害が少ないF0竜巻とみなす。

海上で発生し、その後上陸しなかった竜巻（以下「海上竜巻」という。）については、その竜巻のスケールを推定することは困難であることから、「海岸線から海上5kmの範囲における海上竜巻の発生特性が、海岸線から内陸5kmの範囲における陸上竜巻の発生特性と同様である。」という仮定に基づいて各Fスケールに分類する。その結果、Fスケール不明の海上竜巻の取扱いにより、第8.1-3表のとおり観測実績に対して保守性を高めた評価としている。

c. 年発生数の確率密度分布の設定

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

竜巻年発生数の確率分布の設定には、ポアソン分布とポリヤ分布が考えられる。

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

また、国内を対象とした竜巻の年発生数の分布の適合性に関する検討結果は、「竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究」⁽²⁾に示されており、陸上及び海上竜巻の両方の発生数について、ポリヤ分布の

適合性がポアソン分布に比べて優れているとしている。

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

d. 竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率分布並びに相関係数

竜巻検討地域における 51.5 年間の竜巻の発生数、被害幅及び被害長さを基に、確率密度分布についてはガイド及びガイドが参考としている「竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究」⁽²⁾を参照し、対数正規分布に従うものとする。(第 8.1-6 図～第 8.1-8 図)

なお、疑似的な竜巻の作成に伴う被害幅又は被害長さの情報がない竜巻には、被害幅又は被害長さを有する竜巻の観測値を与えている。その際は、被害幅又は被害長さが大きいほうから優先的に用いることで、被害幅又は被害長さの平均値が大きくなるように工夫しているとともに、被害幅又は被害長さ 0 のデータについては計算に用いておらず、保守的な評価を行っている。

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

また、1961 年以降の観測データのみを用いて、竜巻風速、被害幅及び被害長さについて相関係数を求める。(第 8.1-4 表)

e. 竜巻影響エリアの設定

竜巻影響エリアは、発電所の評価対象施設の面積及び設置位置を考慮して、評価対象施設を包絡する円形のエリア(直径 300m, 面積約 7.1×

10⁴m²) として設定する。(第 8.1-9 図)

なお、竜巻影響エリアを円形とするため、竜巻の移動方向には依存性は生じない。

f. ハザード曲線の算定

T年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速がV₀以上となる確率を求め、ハザード曲線を求める。

前述のとおり、竜巻の年発生数の確率密度分布としてポリヤ分布の適合性が高い。ポリヤ分布は式 (a) ⁽⁴⁾ で示される。

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

ここで、

N : 竜巻の年発生数

v : 竜巻の年平均発生数

T : 年数

β は、分布パラメータであり式 (b) で示される。

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

ここで、

σ : 竜巻の年発生数の標準偏差

竜巻影響評価の対象となる構造物が風速V₀以上の竜巻に遭遇する事象をDと定義し、竜巻影響評価の対象構造物が1つの竜巻に遭遇し、そ

の竜巻の風速が V_0 以上となる確率を $R(V_0)$ としたとき、 T 年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が V_0 以上となる確率は式 (c) で示される。

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

この $R(V_0)$ は、竜巻影響評価の対象地域の面積を A_0 (つまり竜巻検討地域の面積約 $57,000\text{km}^2$)、1 つの竜巻の風速が V_0 以上となる面積を $DA(V_0)$ とすると式 (d) で示される。

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

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

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

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

ここで、 $H(\alpha)$ 及び $G(\alpha)$ はそれぞれ、竜巻の被害長さ及び被害幅方向に沿った面に評価対象構造物を投影した時の長さである。竜巻影響エリアを円形で設定しているため、 $H(\alpha)$ 及び $G(\alpha)$ とともに竜巻影響エリアの直径 300m で一定 (竜巻の移動方向に依存しない) となる。

Sは竜巻影響エリアの面積（直径300mの円の面積：約 $7.1 \times 10^4 \text{m}^2$ ）を表わす。円の直径を D_0 とした場合の計算式は、式（f）で示される。

$$\begin{aligned}
 E[DA(V_0)] = & \int_0^\infty \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty W(V_0) l f(V, w, l) dV dw dl \\
 & + D_0 \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty l f(V, l) dV dl \\
 & + D_0 \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty W(V_0) f(V, w) dV dw + (\pi D_0^2 / 4) \int_{V_0}^\infty f(V) dV \quad (f)
 \end{aligned}$$

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

なお、 $W(V_0)$ は竜巻風速が V_0 以上となる幅であり、式（g）⁽⁵⁾ ⁽⁶⁾で示される。この式により、被害幅内の風速分布に応じて被害様相に分布がある（被害幅の端ほど風速が小さくなる）ことが考慮されている。

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

ここで、係数の1.6について、既往の研究では、例えば0.5又は1.0などの値も提案されている。ガイドにて参照しているGarson et al. ⁽⁶⁾では、観測値が不十分であるため保守的に1.6を用いることが推奨されており、本評価でも1.6を用いる。

V_{\min} は、竜巻被害が発生する最小風速であり、GarsonはGale intensity velocityと呼ばれ、被害が発生し始める風速に位置付けられる（Galeとは非常に強い風の意）。Garson et al. ⁽⁶⁾では、 V_{\min} は $=40\text{mph} \doteq 18\text{m/s}$ （ $1\text{mph} \doteq 1.61\text{km/h}$ ）を提案している。米国の気象局

(National Weather Service) では、34～47 ノット (17.5～24.2m/s) とされている。日本の気象庁では、気象通報にも用いられている風力階級において、風力 8 が疾強風 (gale, 17.2～20.7m/s) , 風力 9 では大強風 (strong gale, 20.8～24.4m/s) と分類されており風力 9 では「屋根瓦が飛ぶ, 人家に被害が出始める」とされている。

以上を参考とし、 $V_{min}=25\text{m/s}$ とした。この値は、F 0 (17～32 m/s) のほぼ中央値に相当する。

海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 範囲を対象に算定したハザード曲線より、年超過確率 10^{-5} における風速を求めると、73m/s となる。

(第 8.1-10 図)

g. 1km 範囲に細分化した評価

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

これら算定したハザード曲線より、年超過確率 10^{-5} における風速を求めると、陸側 3～4km を対象とした場合の 80m/s が最大となる。(第 8.1-11 図)

h. 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 (V_{B2})

海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 全域 (竜巻検討地域) の評価と 1km 範囲ごとに細分化した評価を比較して、竜巻最大風速のハザード曲

線により設定する最大風速 V_{B2} は、ガイドを参考に年超過確率 10^{-5} に相当する風速とし、 80m/s とする。（第8.1-12図）

(3) 基準竜巻の最大風速の設定

過去に発生した竜巻による最大風速 $V_{B1}=92\text{m/s}$ 及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 $V_{B2}=80\text{m/s}$ より、発電所における基準竜巻の最大風速 V_B は 92m/s とする。

8.1.3 設計竜巻の最大風速の設定

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

(1) 発電所周辺の地形

発電所敷地周辺の地形を第8.1-13図に示す。

竜巻のような回転する流れでは、角運動量保存則により「回転の中心からの距離」及び「周方向の回転速度」の積が一定になるという性質がある。そのため、竜巻の渦が上り斜面を移動する時、基本的に渦は弱まり、下り斜面を移動する時には強まる。

発電所が立地する敷地周辺は、最大でも標高40m程度のなだらかな地形であり、発電所周辺で発生する竜巻は、敷地周辺の地形において、竜巻渦の旋回強度に影響を及ぼすと考えられるマイクロスケール（数百m）規模の起伏は認められないことから、地形効果による竜巻の増幅の可能性は低いとする。

(2) 設計竜巻の最大風速 V_D

発電所では、地形効果による竜巻の増幅を考慮する必要はないと考えるが、現状では竜巻の観測数等のデータが十分とまでは言い切れず、不確実性があることを考慮し、設計竜巻の最大風速 V_D は、基準竜巻の最大風速 92m/s を安全側に切り上げた 100m/s とする。

8.1.4 設計竜巻の特性値の設定

設計竜巻の特性値は、設計竜巻の最大風速（ V_D ）より米国NRCの基準類⁽⁷⁾を参考として、以下に示す手法に基づき、第8.1-5表のとおり設定する。

(1) 設計竜巻の移動速度（ V_T ）

設計竜巻の移動速度（ V_T ）は、ガイドに基づき、「竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究」⁽²⁾による風速場モデルに依存しない日本の竜巻の観測記録に基づいた竜巻移動速度（平均値）と最大風速との関係を参照して設定されている以下の算定式を用いて、 V_D から V_T を算定する。

$$V_T = 0.15 \cdot V_D$$

(2) 設計竜巻の最大接線風速（ V_{Rm} ）

設計竜巻の最大接線風速（ V_{Rm} ）は、ガイドに基づき、米国NRCの基準類⁽⁷⁾を参考に設定されている風速場モデルに依存しない以下の式を用いて算定する。

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

(3) 設計竜巻の最大接線風速が生じる位置での半径 (R_m)

設計竜巻の最大接線風速が生じる位置での半径 (R_m) は、ガイドに基づき、「竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究」⁽²⁾による日本の竜巻の観測記録を基に提案された風速場モデルに準拠して以下の値を用いる。

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

(4) 設計竜巻の最大気圧低下量 (ΔP_{max})

設計竜巻の最大気圧低下量 (ΔP_{max}) は、ガイドに基づき、米国NRCの基準類⁽⁷⁾を参考に設定されているランキン渦モデルによる風速分布に基づいた以下の式を用いて算定する。

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

ここで、

$$\rho : \text{空気密度 (1.22kg/m}^3\text{)}$$

(5) 設計竜巻の最大気圧低下率 ($(dp/dt)_{max}$)

設計竜巻の最大気圧低下率 ($(dp/dt)_{max}$) は、ガイドに基づき、米国NRCの基準類⁽⁷⁾を参考に設定されているランキン渦モデルによる風速分布に基づいた以下の式を用いて算定する。

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

8.2 参考文献

- (1) 気象庁 竜巻等の突風データベース
- (2) 東京工芸大学 (2011) : 平成 21~22 年度原子力安全基盤調査研究 (平成 22 年度) 竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究, 独立行政法人原子力安全基盤機構
- (3) 井上博登, 福西史郎, 鈴木哲夫, 2013: 原子力発電所の竜巻影響評価ガイド (案) 及び解説, 独立行政法人原子力安全基盤機構, JNES-RE-2013-9009
- (4) Wen. Y. K and Chu. S. L. (1973) : Tornado Risks and Design Wind Speed, Journal of the Structural Division, Proceedings of American Society of Civil Engineering, Vol. 99, No. ST12, pp. 2409-2421
- (5) Garson. R. C., Morla-Catalan J. and Cornell C.A. (1975) : Tornado Risk Evaluation Using Wind Speed Profiles, Journal of the Structural. Division, Proceedings of American Society of Civil Engineering, Vol. 101, No. ST5, pp. 1167-1171
- (6) Garson. R. C., Morla-Catalan J. and Cornell C.A. (1975) : Tornado Design Winds Based on Risk, Journal of the Structural Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Vol. 101, No. ST9, pp. 1883-1897
- (7) U.S. Nuclear Regulatory Commission, Regulatory Guide 1.76: Design-Basis Tornado and Tornado Missiles for Nuclear Power Plants, Revision 1, March 2007.

第 8.1-1 表 竜巻検討地域 T A₁ の候補毎の竜巻の個数と
単位面積当たり発生数

領域			領域面積 (km ²)	51.5 年間に 領域内で発 生した個数	単位面積当たり 発生数 (個/年/km ²)
T A _{1.1}	①	福島県～神奈川県	7,900	40	0.98E-04
T A _{1.2}	①～②	福島県～静岡県	15,700	68	0.84E-04
T A _{1.3}	①～③	福島県～和歌山県	23,400	104	0.86E-04
T A _{1.4}	①～④	福島県～高知県	28,600	138	0.94E-04
T A _{1.5}	①～⑤	福島県～鹿児島県	46,700	194	0.81E-04
T A_{1.6}	①～⑥	福島県～沖縄県	57,000	300	1.02E-04
T A _{1.7}	①～⑦	福島県～九州全県	79,700	337	0.82E-04
T A _{1.8}	①～⑥, ⑧	宮城県～沖縄県	59,700	302	0.98E-04

第 8.1-2 表 竜巻検討地域内で過去（1961 年 1 月～2012 年 6 月）
に発生した F 3 スケール相当以上の竜巻の観測記録

発生日時	発生場所				F スケール
	緯度	経度	都道府県	市町村	
1999 年 09 月 24 日 11 時 07 分	34 度 42 分 4 秒	137 度 23 分 5 秒	愛知県	豊橋市	F 3
1990 年 02 月 19 日 15 時 15 分	31 度 15 分 38 秒	130 度 16 分 35 秒	鹿児島県	枕崎市	F 2 ～ F 3
1978 年 02 月 28 日 21 時 20 分	35 度 32 分 1 秒	139 度 41 分 50 秒	神奈川県	川崎市	F 2 ～ F 3
1969 年 12 月 07 日 18 時 00 分	34 度 45 分 4 秒	137 度 22 分 46 秒	愛知県	豊橋市	F 2 ～ F 3
1968 年 09 月 24 日 19 時 05 分	32 度 7 分 16 秒	131 度 32 分 8 秒	宮崎県	高鍋町	F 2 ～ F 3
1967 年 10 月 28 日 03 時 12 分	35 度 42 分 3 秒	140 度 43 分 10 秒	千葉県	飯岡町	F 2 ～ F 3

第 8.1-3 表 竜巻発生数の分析結果

			F3	F2	F1	F0	小計	陸上不明	海上不明	合計
過去 に 観測 され た 竜巻	1961.1 ～2012.6 51.5年間	期間内個数	6	41	100	46	193	20	87	300
		平均値 (個/年)	0.12	0.80	1.94	0.89	3.75	0.39	1.8	5.83
		標準偏差 (個/年)	0.32	0.94	1.96	2.17	3.25	0.8	4.35	7.26
	1991.1 ～2012.6 21.5年間	期間内個数	1	15	72	46	134	15	86	235
		平均値 (個/年)	0.05	0.70	3.35	2.14	6.23	0.70	4.00	10.93
		標準偏差 (個/年)	0.22	0.78	2.03	2.96	3.24	0.84	6.08	8.81
	2007.1 ～2012.6 5.5年間	期間内個数	0	1	12	31	44	9	63	116
		平均値 (個/年)	0.00	0.18	2.18	5.64	8.00	1.64	11.45	21.09
		標準偏差 (個/年)	0.00	0.43	1.99	4.17	4.16	0.97	8.32	11.75

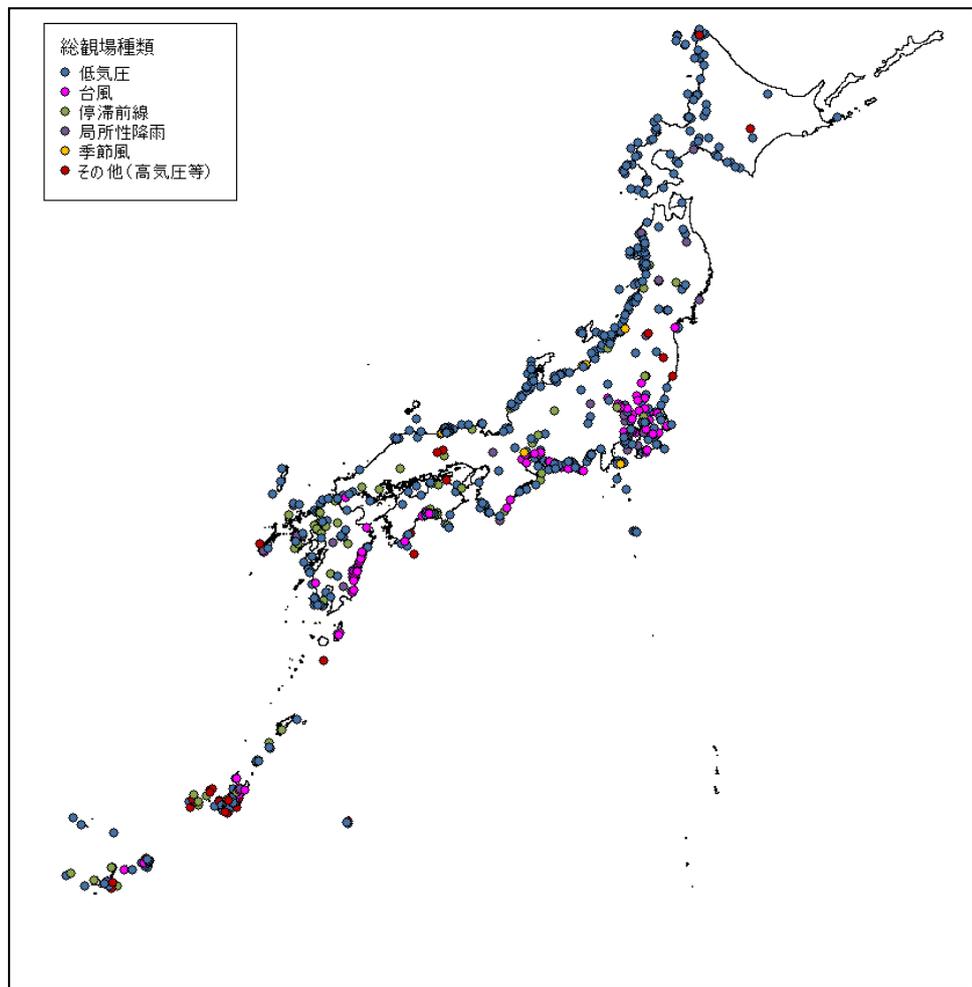
			F3	F2	F1	F0	計
疑似 51.5 年間 の 竜巻	疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内個数	6	41	173	376	596
		平均値 (個/年)	0.12	0.80	3.36	7.30	11.57
		標準偏差 (個/年)	0.32	0.94	2.03	4.74	5.25
	疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内個数	12	82	345	749	1188
		平均値 (個/年)	0.23	1.59	6.70	14.54	23.07
		標準偏差 (個/年)	0.46	1.33	2.87	6.8	7.42

第 8.1-4 表 最大風速，被害幅及び被害長さの対数値の相関係数

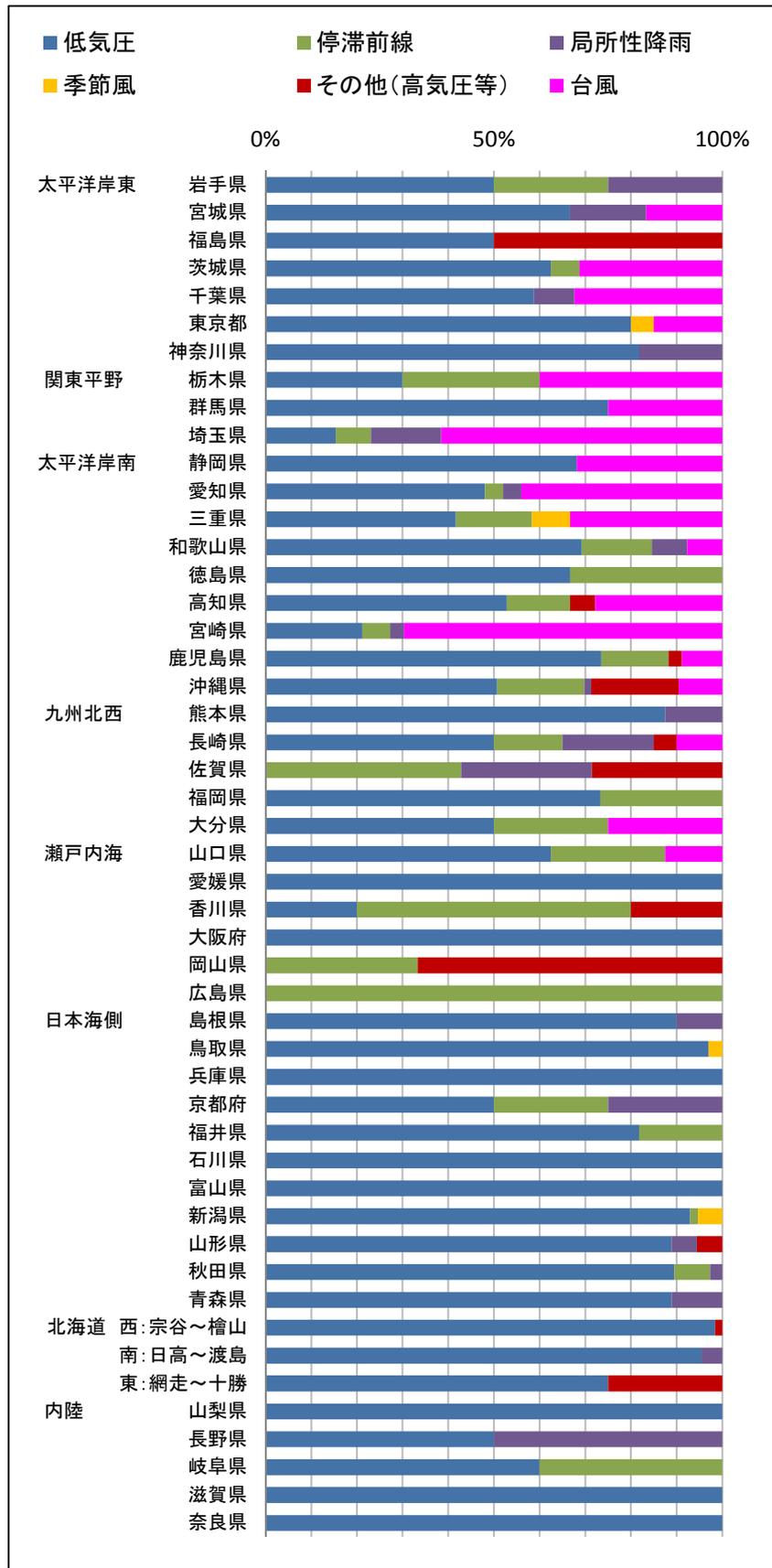
相関係数の値	最大風速	被害幅	被害長さ
最大風速	1.000	0.381	0.452
被害幅	—	1.000	0.381
被害長さ	—	—	1.000

第 8.1-5 表 設計竜巻の特性値

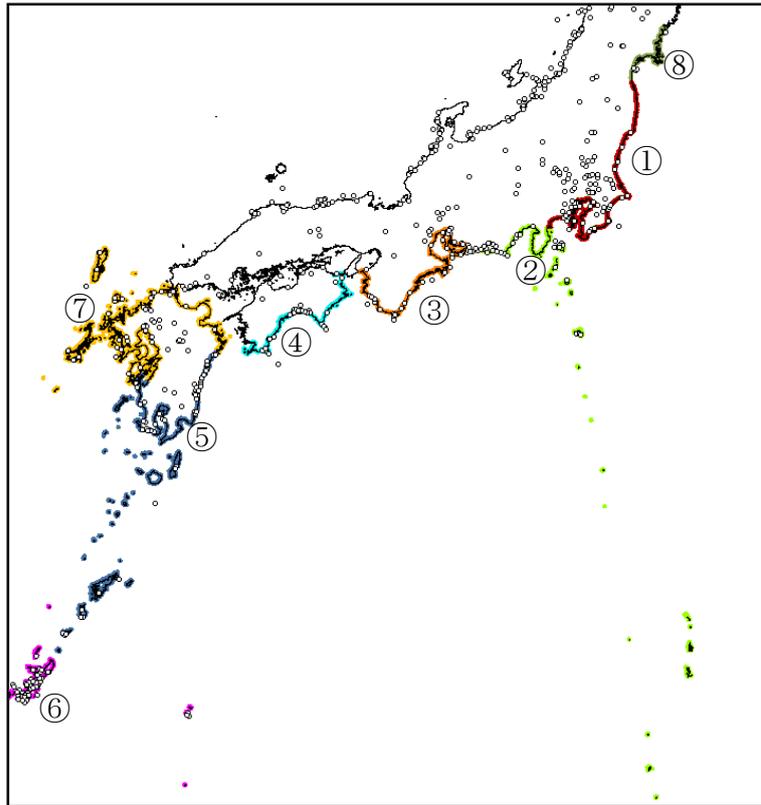
設計竜巻の 最大風速 V_D (m/s)	移動速度 V_T (m/s)	最大接線 風速 V_{Rm} (m/s)	最大接線 風速半径 R_m (m)	最大気圧 低下量 ΔP_{max} (hPa)	最大気圧 低下率 $(dp/dt)_{max}$ (hPa/s)
100	15	85	30	89	45



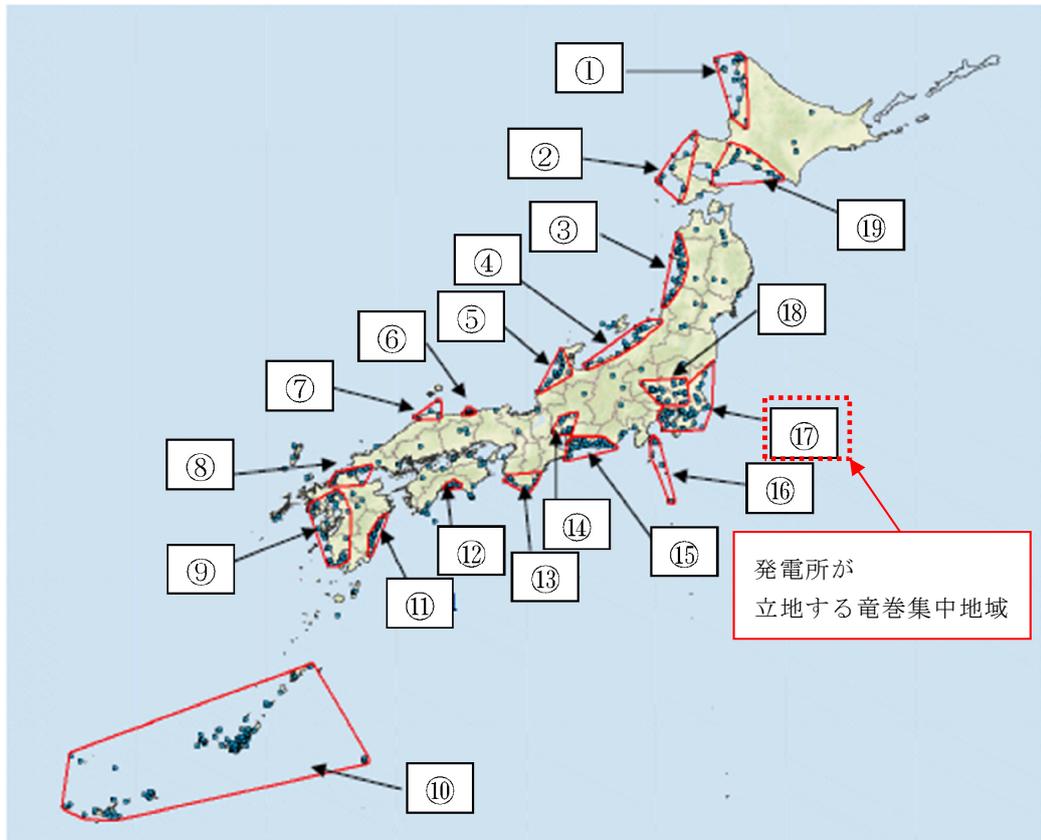
第 8.1-1 図 竜巻発生時の総観場の分布(1961年1月～2012年6月)



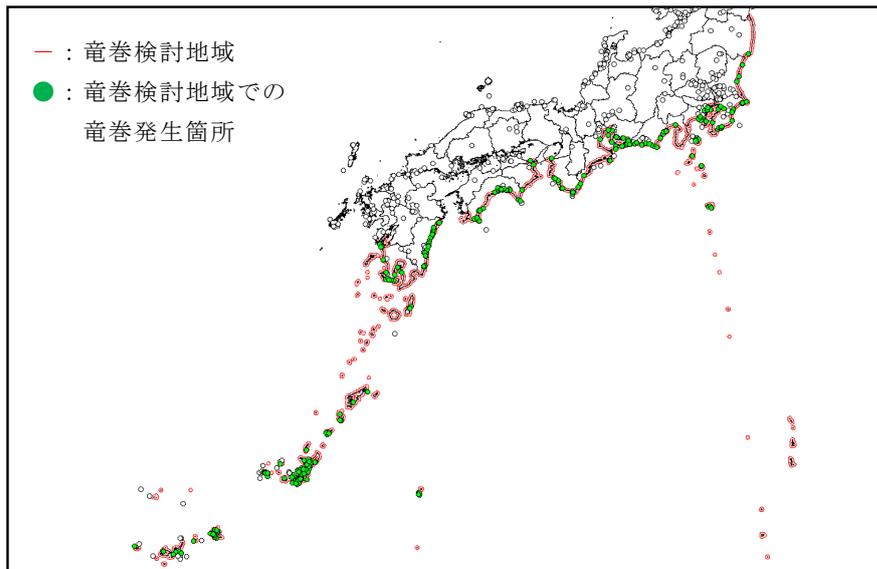
第 8.1-2 図 各都道府県での竜巻の発生要因別比率



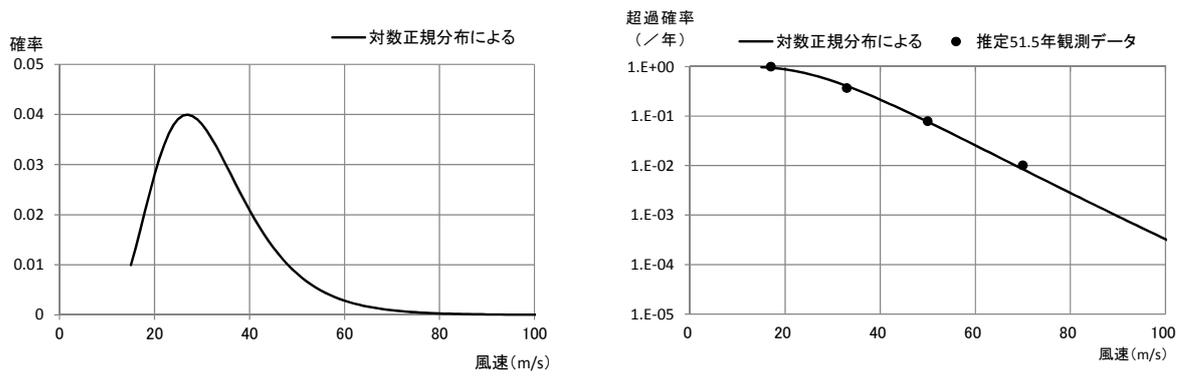
第 8.1-3 図 竜巻検討地域 T A₁ の検討領域



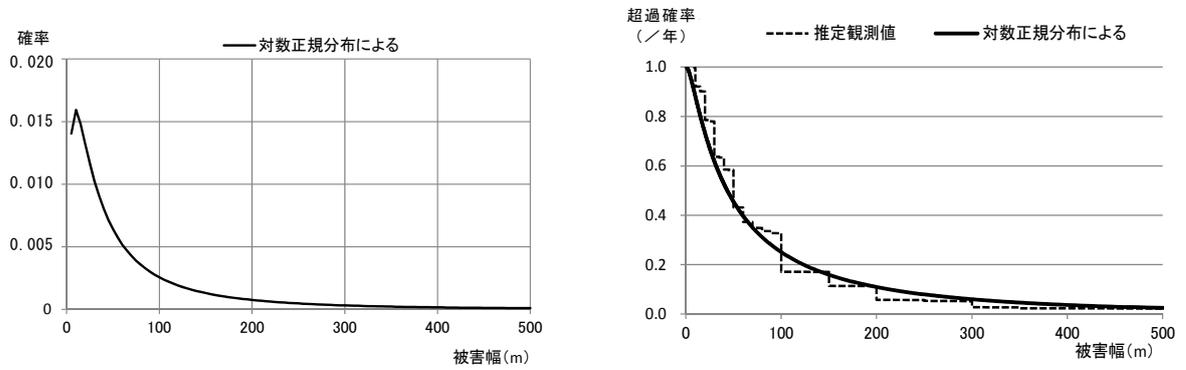
第 8.1-4 図 竜巻の発生する地点と竜巻が集中する 19 の地域
 (「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド(案)及び解説」より引用)



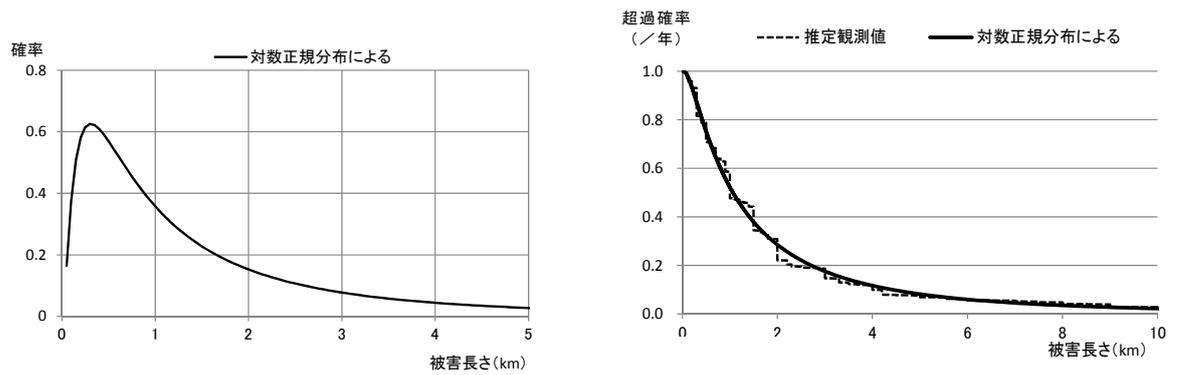
第8.1-5図 竜巻検討地域



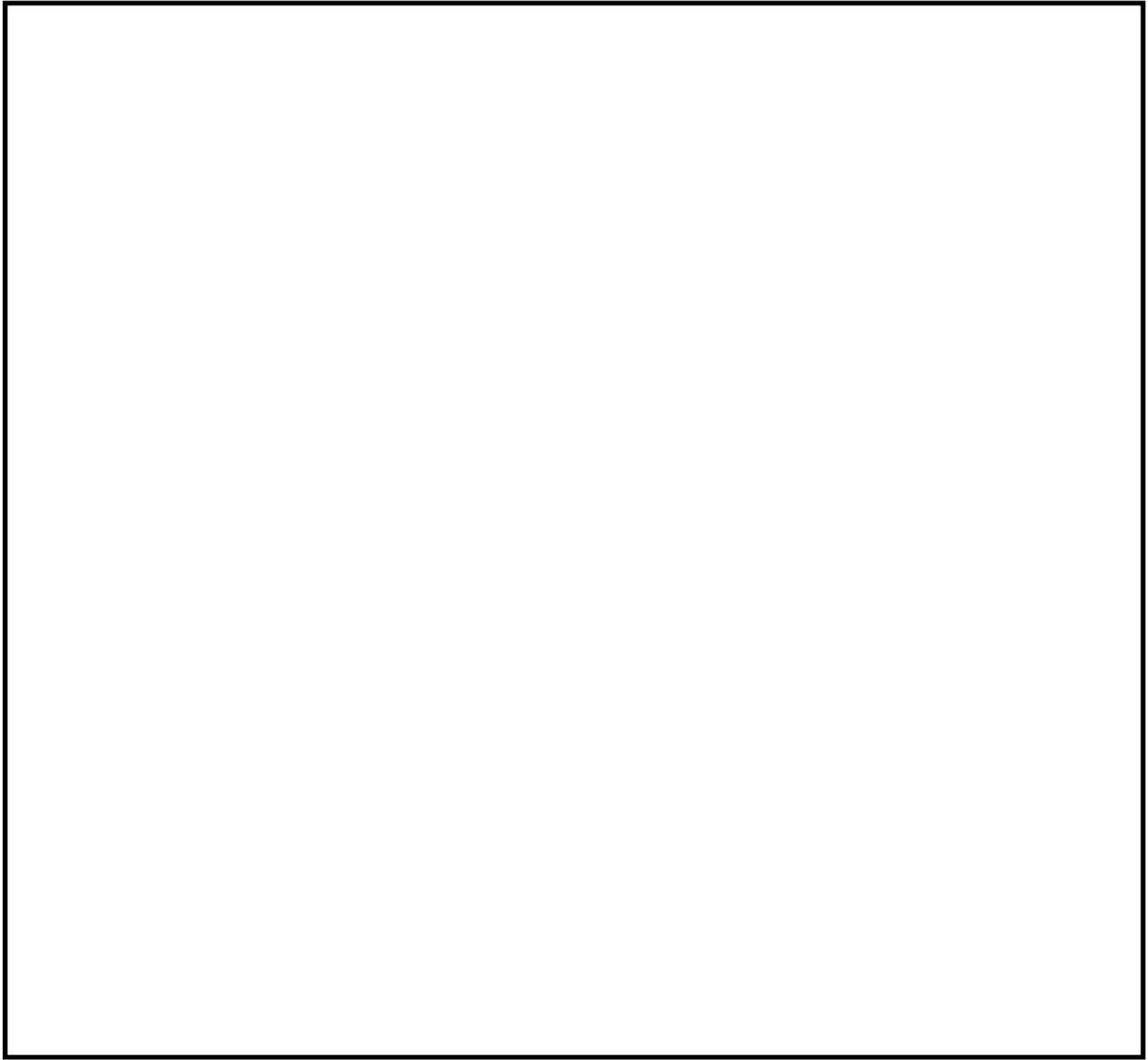
第 8.1-6 図 最大風速の確率密度分布（左）と超過確率分布（右）



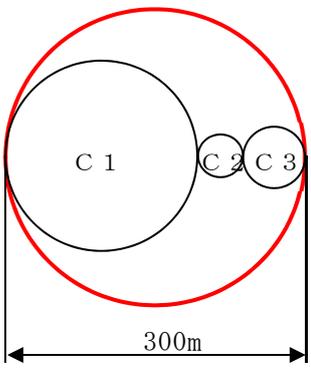
第 8.1-7 図 被害幅の確率密度分布（左）と超過確率分布（右）



第 8.1-8 図 被害長さの確率密度分布（左）と超過確率分布（右）

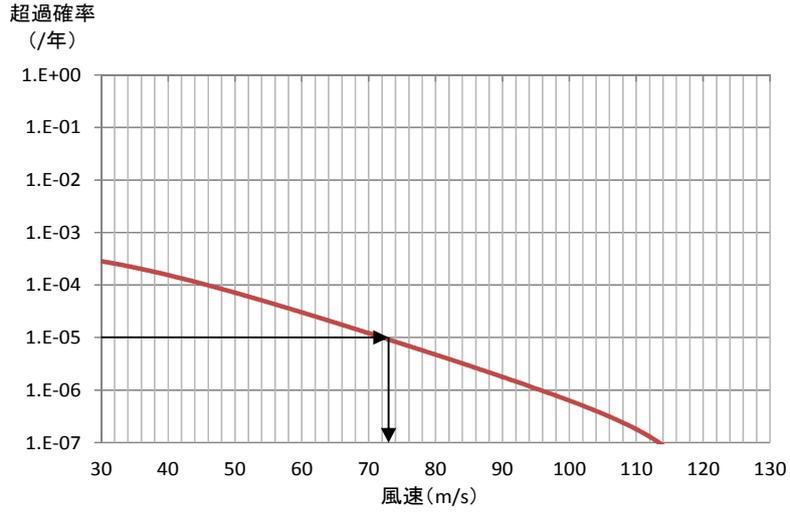


計算上の取扱い

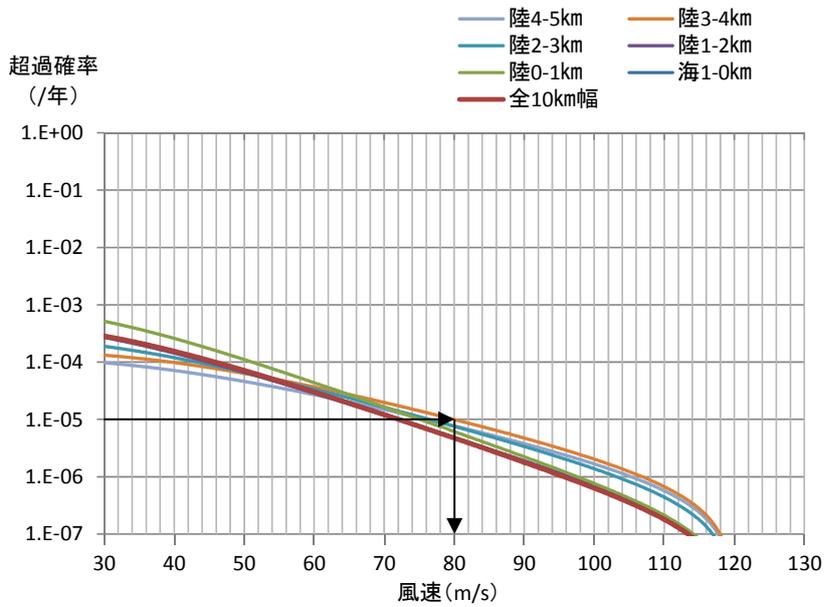


第 8.1-9 図 竜巻影響エリア

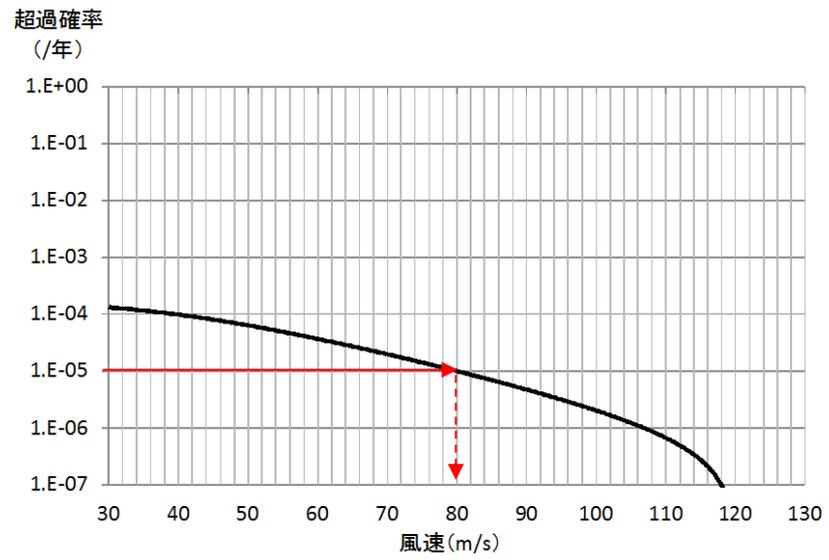
は、商業機密又は核物質防護上の観点から公開できません。



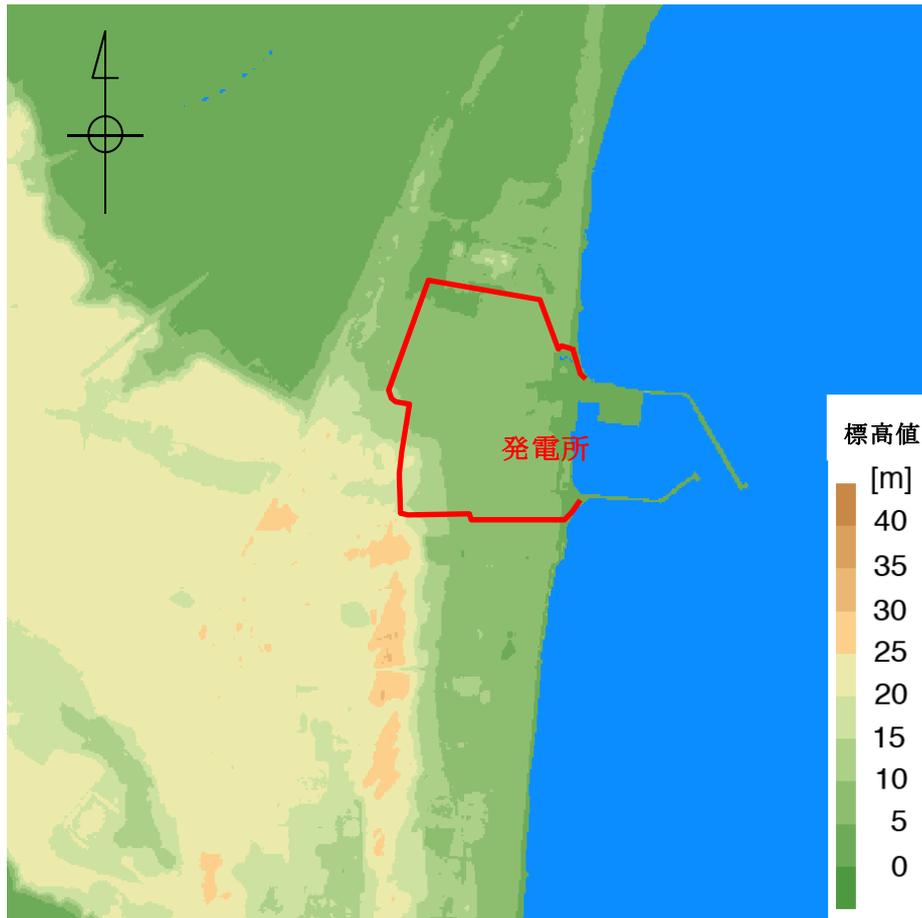
第 8.1-10 図 竜巻最大風速のハザード曲線（海側，陸側 5km 範囲）



第 8.1-11 図 竜巻検討地域を 1km 幅毎に細分化した場合のハザード曲線



第 8.1-12 図 竜巻最大風速のハザード曲線



第 8.1-13 図 発電所を中心とした東西 3km×南北 3km の地形
(国土地理院 5m メッシュ標高データに加筆)

9. 生 物

9.1 海生生物

発電所の前面海域において、クラゲの発生がみられることはあるが、昭和 53 年 11 月の発電所の営業運転開始以降、大量のクラゲの襲来により安全施設の安全機能が損なわれた記録はない。

9.2 植 生

発電所の周辺にはアカマツ、クロマツ等の植生が認められているが、昭和 53 年 11 月の営業運転開始以降、発電所周辺の森林火災が原因で安全施設の安全機能が損なわれた記録はない。